

# 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

杜秉玉 高志球

(南京气象学院大气物理系, 南京 210044)

**摘要** 利用同一  $Z-I$  关系下地面降水与雷达回波强度的空间最佳匹配思想, 提出一种定量测量降水的新方法: 考察  $I-H$  曲线, 确定与地面的雨量计资料最相近的  $I$  值的所在高度, 然后用此高度上的  $I$  值反演降水。借助于多元回归和逐步回归等数学方法, 将红外云图云顶温度及其梯度作为因子, 地面降水作为函数, 回归出一系列的卫星资料估计降水方程。结合可见光资料又给出若干估计降水的方程, 并给出了详细的误差分析。发现降水与很多因子有关, 而云顶温度、反照率及云顶温度的时间梯度最为明显。研究表明用多因子方程估计降水效果较好。

**关键词** 雷达反射率因子, 垂直廓线, 逐步回归, 降水估计, 反演,  $Z-I$  关系

**分类号** P406, P458

用遥感(如雷达探测, 卫星探测)资料经反演定量地获得大面积降水的分布, 对天气预报、洪水预报等都有很大的意义。我国地域辽阔, 每年都有不同程度的干旱、洪涝灾害发生, 水资源的开发和利用以及防灾减灾问题越来越突出, 用遥感资料反演降水已成了一个重要的课题。但由于遥感资料解释方面的困难, 实际工作中还有许多问题有待解决。而近年来雷达、卫星、计算机技术的发展为我们更深入细致地研究这些问题提供了有力的基础。

用雷达反射率因子  $Z$  与地面降水强度  $I$  的关系  $Z = A \cdot I^b$  (下简称  $Z-I$  关系) 估计降水是常用的遥感资料反演降水强度的方法之一。为了减少  $Z-I$  关系的不稳定性带来的反演误差, 通常按不同的降水类型统计出系数  $A$ 、 $b$ 。使用时, 先根据回波型判断该次降水属于何种降水型, 然后选用相应的  $A$ 、 $b$  系数, 由  $Z = A \cdot I^b$  获得雨强分布, 再作一些订正(如变分法等<sup>[1]</sup>), 经积分获取区域降水量。显然, 这种方法的测量精度与  $Z = A \cdot I^b$  关系中的  $A$ 、 $b$  系数的选取密切相关。在比较了众多的研究结果后推荐用两种  $A$ 、 $b$  系数: 层状云降水用  $Z = 200 \cdot I^{1.6}$  ( $M-P$  关系), 对流云降水则用  $Z = 55 \cdot I^{1.6[2]}$ 。但这种方法仍有一些问题, 即确定降水型的标准很难设定。而且, 一次大范围降水中往往有多种类型的降水存在, 仅用这两种  $Z-I$  关系都不够确切。

事实上,  $Z-I$  关系中雷达反射率因子  $Z$  与地面降水强度  $I$  的空间不一致性是一个更大的问题。由于大气对雷达波(超短波)的折射和地球曲率的影响, 某一仰角的 PPI 上不同距离  $R$  处的  $Z$  实际上是不同地面上空不同高度上的  $Z$ 。如果用这种 PPI 资料来反演降水, 实际上是将不同高度上的资料按同一种  $Z-I$  关系来反演降水。而改用 CAPPI 资料, 则是主观确定用某一

高度上的  $Z$  来估计地面降水。它们都没有考虑不同降水云系中水成物的空间分布差异。

如果我们在降水开始时使用雷达体扫描资料获得降水云体中  $Z$  的垂直分布(由  $Z$  的定义,也即云中水成物的垂直分布),然后根据  $Z-H$  关系,找出与地面降水匹配最好的某一高度的  $Z$ ,再用这个  $Z$  来估计其他时间的降水,就能减少两者空间不一致性带来的反演误差。

用卫星资料估计中尺度到气候尺度的降水方法也已展开。对流性降水估计方法是 Griffith 等<sup>[6]</sup>(1978)和 Scofield<sup>[7]</sup>和 Oliver(1977)首先提出来的。Scofield 和 Oliver(1976, 1977, 1980)研究出一种用 GMS 红外和高分辨的可见光云图做对流系统每半小时降水估计的方法。Scofield 方法最早是基于红外及可见光云图的手工方法,根据云顶温度、穿透性云顶及云合并等做降水估计。之后,此方法经过多次改善,已发展成一个人机交互方法,大部分已实现自动化,并经过了近十年的业务运行。英国 Bristol 大学的 Barrett 等也发展了一种降水估计方法<sup>[8]</sup>。根据云面积和云类型得出相应的云指数,通过统计得到一个对照查算曲线,云指数又被转化成降水估计。Negri-Adler 方法则是应用红外资料,不仅计算出积云降水,而且给出了层状云降水。陈渭民等应用 GMS 可见和红外通道资料,针对梅雨锋云系特征,选用云顶红外计数值、可见光计数值及红外计数值梯度等因子,用逐步回归法求得各种云系的降水估计方程<sup>[9]</sup>。

本文选用 1994 年 7 月 11 ~ 13 日的卫星资料(红外、可见光),把河南郑州地区常规雨量计资料视为地面降水真值,采用多元回归和逐步回归方法,建立了利用云顶温度、云顶温度时间梯度、云顶温度水平梯度、反照率、反照率时间梯度、反照率水平梯度等 6 个因子估计降水的系列方程。并对实例进行了估算,得到了满意的结果。

## 1 雷达反射率因子垂直廓线研究

根据我国主要强降水系统降水云体中强回波的分布特征<sup>[10]</sup>,我们用 1994 年 7 月 12 日郑州 Doppler 雷达体扫描资料,以 5 km 高度上的雷达回波强度为参考,按强度分成 6 个等级:(1) 1 dBz  $Z$  10 dBz,小雨;(2) 11 dBz  $Z$  20 dBz,小-中雨;(3) 21 dBz  $Z$  30 dBz,中雨;(4) 31 dBz  $Z$  40 dBz,大雨;(5) 41 dBz  $Z$  50 dBz,大-暴雨;(6) 51 dBz  $Z$ ,暴雨。

雷达探测半径 100 km 以内,资料分辨率为 1 km, 100 ~ 150 km 为 5 km。考虑到资料中有个别奇异点,对非常特别的予以剔除,其他的作 9 点滑动平均处理。然后将所有分等级资料作  $Z-H$  廓线,获得 1994 年 7 月 12 日 10 时和 12 时的雷达反射率因子垂直廓线(图 1)。

由图 1 可见,不同回波强度(雨型)的  $Z-H$  廓线是不同的。回波越强,其垂直廓线在空中某一处出现极大值的特征越明显;即使对于较弱的回波,垂直廓线上也有反映。这可能与较弱的层状云降水中的零度融化带有关。 $Z$  的垂直廓线有极值这一特征,与我国各类降水云系降水,尤其是对流云降水的雷达观测事实是相符的。在实际观测中,除了崩溃对流云的主要回波在近地面处外,对流云的 RHI 上强回波中心总是出现在地面以上的某个高度,且对流越强,这种特征越明显。雷达反射率因子  $Z$  的垂直廓线在空中某一高度上有极值这一基本分布特征与 Joss 等<sup>[11]</sup>的研究结果不同。本文得到的  $Z$  的垂直廓线,是用整个 150 km 半径内全部体扫描(12 个 PPI)资料作的,资料量非常大,在  $Z$  的点绘中仅作了平滑处理,结果可信。

根据降水云体中某一高度上的水成物分布与地面实际降水有最佳空间匹配关系这一思想,我们首先确定该次降水过程中  $Z-H$  廓线在  $Z = 200 \cdot I^{1.6}$  关系下与地面实际雨强  $I$  之间的相关关系最好,或者说用该点的  $Z$  根据  $Z = 200 \cdot I^{1.6}$  关系得到的  $I$  与地面实际降水强度之间的差值最小。将  $Z-H$  廓线上所有的  $Z$  按  $Z = 200 \cdot I^{1.6}$  得到的 1 h 降水量与地面实际 1 h 雨量

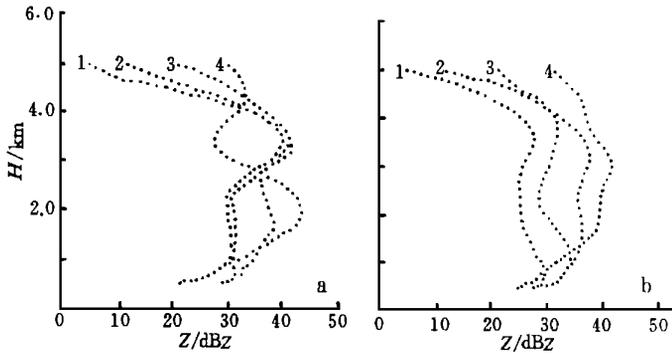


图 1 1994 年 7 月 12 日郑州雷达的  $Z-H$  廓线

a. 1994-07-12 10; b. 1994-07-12 12

Fig. 1 The vertical profile of radar reflectivity factor,  $Z$ , as a function of height,  $H$ , over Zhengzhou on 12 July 1994

a. 1994-07-12 10; b. 1994-07-12 12

代入判别函数  $CTF = \min_{i=1}^n [(A_j - G_i)^2 + (A_j - G_i)]$ 。式中  $A_j$  为  $Z-H$  廓线上各点获得的 1 h 降水量,  $i = 1, 2, \dots, n$ ,  $n$  为地面雨量站数, 本文为 92;  $j = 1, 2, \dots, m$ ,  $m$  为  $Z-H$  上资料点数;  $G_i$  为地面 1 h 实际降水量。

当  $CTF$  最小时,  $A$  点的  $Z$  即为在  $Z = 200 \cdot I^{1.6}$  关系下与地面实际降水有最佳空间匹配关系的  $Z$ , 记为  $Z_{\text{good}}$ , 相应的高度记为  $H_{\text{good}}$ 。

根据图 1 中, 我们得到  $H_{\text{good}}$  如下: 1 dBZ  $z$  10 dBZ,  $H_{\text{good}} = 4.6$  km; 11 dBZ  $z$  20 dBZ,  $H_{\text{good}} = 4.5$  km; 21 dBZ  $z$  30 dBZ,  $H_{\text{good}} = 4.8$  km; 31 dBZ  $z$  40 dBZ,  $H_{\text{good}} = 4.3$  km (或 2.2 km)。

用上述各  $H_{\text{good}}$  高度上的  $Z_{\text{good}}$ , 按  $Z = 200 \cdot I^{1.6}$  关系, 用 1994 年 7 月 12 日的雷达资料反演的 1 h 降水如图 2a 所示。图 2b 为用仰角 1.49 度的 PPI 资料估计的 1 h 降水, 图 2c 为 7 月 12 日 11 时地面 1 h 实测雨量。

由图 2 可见, 用  $Z_{\text{good}}$  反演的 10 mm 等雨量线的分布与实际 1 h 雨量分布相当一致。用  $Z_{\text{good}}$  反演 7 月 12 日 11 时、12 时和 13 时的降水量, 与同时间 1.49 仰角 PPI 反演的降水量相比, 结果如表 1 所示。

表 1 雷达资料反演的 1 h 降水量和地面实测降水量

Table 1 Precipitation amounts retrieved with radar data and observed with ground raingauges  $10^8$  t

方 法	11 时	12 时	13 时
$Z_{\text{good}}$ 反演的降水量	2.32	1.21	0.38
PPI反演的降水量	1.78	0.83	0.14
实测降水量	2.87	1.64	0.33
$Z_{\text{good}}$ 反演相对误差(%)	19.16	26.24	16.92
PPI反演相对误差(%)	37.98	49.20	56.92

由表 1 可见, 用  $Z_{\text{good}}$  反演的降水量, 相对误差在 30% 以内, 比用同时间 PPI 资料反演的降水误差小得多。美国强风暴和中尺度试验 (SESAME) 期间的研究表明<sup>[2]</sup>, 对一个中尺度对流

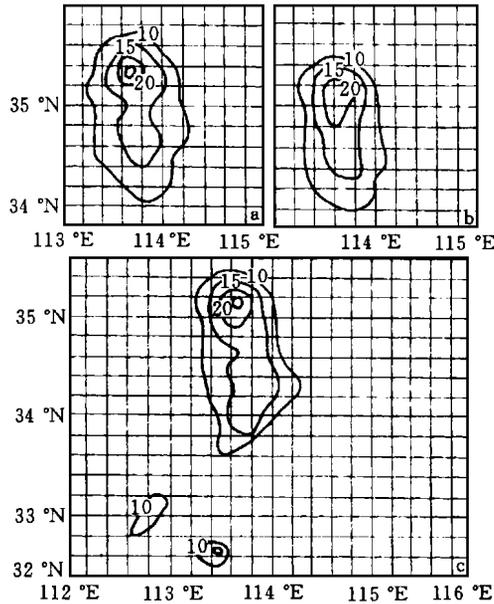


图 2 雷达反演降水与实测降水的比较

- 1994-07-12 11 用  $Z_{god}(10)$  估计的 1 h 降水;
- 1994-07-12 11 用仰角为 1.49 的 PPI 上的  $Z(10)$  估计的 1 h 降水;
- 1994-07-12 11 地面实测 1 h 降水

Fig. 2 Comparison between radar retrieved and raingauge measured hourly precipitation amounts at 1100, 12 July 1994

- radar retrieved precipitation amount if the results from matching analysis are taken into account;
- radar retrieved precipitation amount if the  $Z$  data in PPI at the 1.49° elevation angle are used;
- directly observed surface precipitation amount

系统(MCS),用NWS推荐的 $Z-I$ 关系(层状云降水 $Z=200I^{1.6}$ ,对流云降水 $Z=55I^{1.6}$ )反演的总降水量比实际降水量多28%。

## 2 卫星资料估计降水

### 2.1 资料处理

根据地面92个气象站的地理坐标截取(截取之前已作投影变换)卫星云图资料的相应范围(30~40°N, 109~119°E), 网格间距 $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ 。考虑到卷云砧亮温较低( $< -60$ ), 反照率较大(计数值 $> 20.40$ ), 亮温的水平梯度较小( $< 4.0$ ), 反照率水平梯度较小( $< 1.0$ )等特征, 将相应的点剔除。卫星资料是网格资料, 实测资料可以对应到相应的网格内, 以该网格四个顶点的温度加权平均得该点对应的温度; 取站点所在网格内附近12个点的最高温度与最低温度之差作为该点对应的云顶温度梯度 $T/d$ ; 对应的云顶站点加权平均温度与一小时前该点的加权平均温度之差作为该点的温度时间梯度 $T/t$ 。可见光资料也作类似的处理, 得到反照率的加权平均值 $W$ 、反照率的水平梯度 $W/d$ 及时间梯度 $W/t$ 。

### 2.2 数学模型与结果

为了确定降水量与诸多因子的关系, 必须对因子进行筛选, 以便确定一定显著水平下各因

子均为显著的回归方程中诸回归系数。本文采用逐步回归方法和多元回归方法寻找回归方程。利用 1994 年 7 月 12 日 10~11 时(北京时)的卫星资料。云顶温度范围为 $-10 \sim -75$ 。得到系列降水估计方程, 如表 2 所示。

表 2 回归方程系数一览

Table 2 A list of coefficients for a number of regression equations

	方程(1)	方程(2)	方程(3)	方程(4)	方程(5)	方程(6)	方程(7)	方程(8)
$x_0$	- 970.46	2.5615	3.4194	8.206	1.739	- 968.75	- 1190.0	- 1231.9
$x_1$	- 0.061	- 0.1190	- 0.147	0.025	- 0.005	- 0.061	- 0.1455	- 0.182
$x_2$	- 0.154			- 0.191	- 0.198	- 0.1537		
$x_3$	0.450		0.416		0.437	0.4673		0.436
$x_4$	47.48					47.42	58.36	60.08
$x_5$						1.349		
$x_6$						- 0.3793		
$Z$								
$x_I$	$x_2$	$x_1$	$x_3$	$x_2$	$x_3$	$x_4$	$x_4$	$x_4$
$R$	0.7448	0.32	0.476	0.052	0.646	0.7453	0.558	0.32

	方程(9)	方程(10)	方程(11)	方程(12)	方程(13)	方程(14)	方程(15)
$x_0$	- 1011.04	- 979.8	- 120.75	- 126.25	- 884.5	- 1386.22	- 12.577
$x_1$				- 0.185	- 0.419	- 0.193	- 0.052
$x_2$					- 0.17		- 0.966
$x_3$				0.386	0.428	0.438	0.379
$x_4$	49.8	48.25	59.17	62.26	43.32	67.64	10.31
$x_5$			- 10.12			- 6.15	
$x_6$		0.39		0.352	0.27	0.215	
$Z$							0.37
$x_I$	$x_4$	$x_4$	$x_4$	$x_4$	$x_4$	$x_4$	$Z$
$R$	0.399	0.401	0.411	0.643	0.712	0.691	0.870

表中: $x_0$ 为常数项, $x_1$ 为云顶亮温, $x_2$ 为云顶亮温时间梯度, $x_3$ 为云顶亮温水平梯度, $x_4$ 为云顶反照率, $x_5$ 为反照率时间梯度, $x_6$ 为反照率水平梯度, $Z$ 为雷达反射率因子, $x_I$ 为最显著的项, $R$ 为相关系数。

图 3 是由降水估计方程(1)估计得到的降水分布图。由于降水估计方程就是由该时段的资料回归出来,故误差极小。由图 2c 得到的该面积上总降水量为 $2.87 \times 10^8$  t,由图 3 得到该面积上总降水量为 $2.94 \times 10^8$  t,误差为 2.56%。

### 2.3 实例估算

用方程(1)估算 1994 年 7 月 12 日 14~15 时郑州地区的降水。图 4 是雨量计测得的降水分布,该面积上降水总量为 $3.4856 \times 10^8$  t。图 5 是方程(1)估算的降水分布,该面积上降水(估计)总量 $4.4497 \times 10^8$  t。相对误差为 27.7%,即估计值比实测值偏大约 28%。

### 3 雷达、卫星、雨量计联合测量降水

由上可知,单纯使用红外和可见光卫星资料估计降水,复相关系数可达到 0.745 354。这里我们将已求得的最佳匹配高度上的雷达反射率因子  $Z(\text{dB}_Z)$  作为一个因子引入,建立估计降水方程。用 1994 年 7 月 12 日 10~11 时郑州的多谱勒雷达资料,同时的卫星资料及 11 时地面实测降水资料建立回归方程,得到方程(15),其复相关系数也较单纯用卫星资料估测降水大得多,用方程(15)对 1994 年 7 月 12 日 15 时郑州的降水进行估测得到降水分布图 6 可知,估计与实测基本一致,真实地反映了地面降水区域分布。

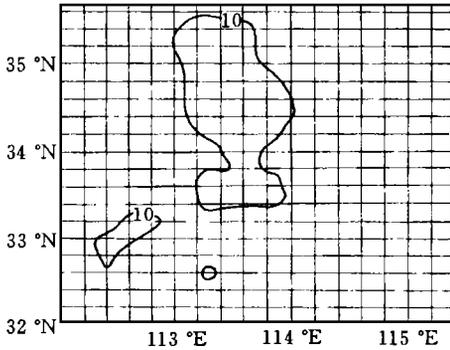


图 3 10~11 时卫星估计降水分布图

Fig. 3 Distribution of satellite-estimated precipitation amount in the time period from 1000 to 1100

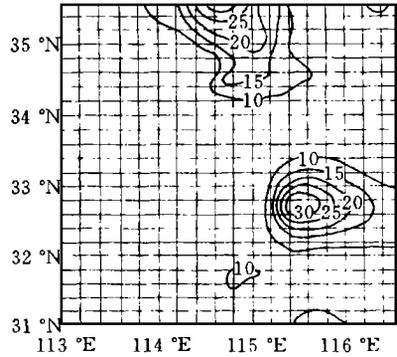


图 4 14~15 时实测降水分布

Fig. 4 Distribution of directly observed precipitation amount in the time period from 1400 to 1500

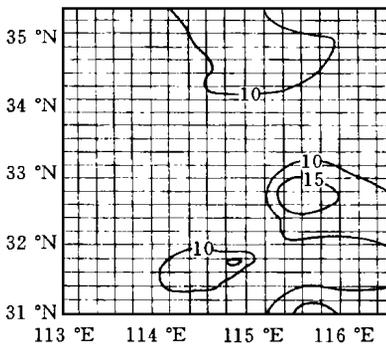


图 5 14~15 时卫星估计降水分布

Fig. 5 Distribution of satellite-estimated precipitation amount in the time period from 1400 to 1500

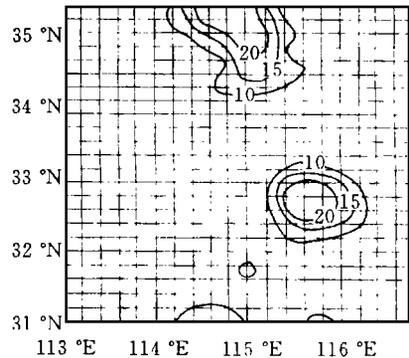


图 6 雷达、卫星联合估计降水分布

Fig. 6 Distribution of precipitation amount estimated jointly by radar and satellite in the time period from 1400 to 1500

### 4 讨论

(1) 用  $Z_{\text{good}}$  反演降水的方法研究表明效果比较好。如果对每小时的降水反演再用雷达实测资料进行校准(即每次体描资料都求取一个  $Z_{\text{good}}$ )则相对误差可缩小到 15% 左右。这表明考虑

了雷达反射率因子的空间分布特征后选用廓线上的  $Z_{\text{good}}$  用于反演降水, 确实是一种比较有效的方法。这种方法物理意义清晰且简单易行, 误差小, 值得进一步研究。

(2) 用  $Z_{\text{good}}$  反演降水, 不必从概念上区分“对流降水”或“层状云降水”, 只要将适当高度上的回波分成若干强度等级就可以获得廓线, 这可以使降水反演过程中的一个主要步骤客观化。

(3)  $Z = 200I^{1.6}$  关系与大多数实际降水比较接近, 确定  $Z = 200I^{1.6}$  后再考虑  $Z$  的空间分布特征, 用  $Z$  和  $I$  匹配关系最好的  $Z_{\text{good}}$  来反演降水, 应该比较好的结果。就使用  $Z = 200I^{1.6}$  关系本身来说, 安装在美国中部 NWS 雷达网上的雷达资料处理器 RADAP-11 系统只用  $Z = 200I^{1.6}$  关系估计降水也取得了满意的效果<sup>[2]</sup>。

(4) 对于我国南方地区的高强度降水, 情况也许稍有不同, 今后还要作进一步分析。

(5) 上述方程表明: 云顶的温度越低, 反照率越大, 云顶温度的水平梯度越大, 时间梯度越小, 降水越大, 随着因子的引入, 复相关系数逐渐增大, 方差渐趋减小, 由偏相关系数看来, 云顶温度梯度(时间、水平)及反照率对降水的影响最为显著, 云顶温度次之。方程(1)的复相关系数为 0.744 838, 效果好。

(6) 由降水分布图(图 2、图 3、图 4、图 5、图 6)可见: 1) 强降水的分布相当一致, 即使一些小范围的降水也能由估计分布图看出, 但强中心位置未能给出, 原因可能在于错误地认为这些点位于卷云砧内, 我们认为只要调整去除卷云的条件是可以确定强中心位置的。2) 估计的同一等值线范围比实测值稍大一些, 即估计降水区范围比实测大一些, 由于地面测站密度的限制, 这是可能的。

(7) 本文利用多元线回归和多元逐步线回归方法, 给出了系列降水估计方程, 实验表明效果较好。估计降水分布图基本反映了雨区范围, 总降水误差也小。

(8) 降水是一个复杂的过程, 尽管本文取得了较满意的结果, 但如果考虑云的形状因子, 建立灰度方程, 可望进一步提高复相关系数。如果将雷达反射率因子引入也能提高估计的准确性。

## 5 结 论

(1) 最佳高度法定量测量降水可以得到较高精度的降水估计值, 如再加以适当方法的订正, 相信效果更好。(2) 卫星估计降水的结果表明, 单纯利用红外资料估计降水有一定效果, 引入可见光资料则可明显提高复相关系数。(3) 雷达、卫星资料联合测量降水较仅仅用卫星资料测量降水效果好得多。

致谢: 王介民教授对本文提出了宝贵意见, 特此感谢!

## 参 考 文 献

- 1 张培昌, 伍志芳, 傅德胜. 用变分法校准天气雷达测定区域降水量的原理与精度分析, 大气科学, 1992, 16(2): 248 ~ 256
- 2 Watson A I, Meitin J G, Cuning J B. Evolution of the kinematic structure and precipitation characteristics of a mesoscale convective system on 20 May 1979, Mon Wea Rev, 1988, 116(8): 1555 ~ 1567
- 3 Du Bingyu, Chen Zhongrong. Doppler radar analysis on precipitation mechanism of heavy rainfall over Yangtze-Huaihe River area on 9 July, 1991. International symposium on torrential rain and flood, Huangshan, China, 1992. 159 ~ 161
- 4 张培昌, 戴铁丕, 杜秉玉, 等. 雷达气象学, 北京: 气象出版社, 1988
- 5 Robert A H, Rutledge S A, Biggerstaff M I. Interpretation of doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale con-

vective system. Bull American Meteor Society, 1989, 70(6): 608 ~ 619

- 6 Griffith C G, Woodley W L, Auguztine J A. Satellite rain estimation in the U S high plains. Journal of Applied Meteorology, 1981, 20(1): 53 ~ 66
- 7 Scofield R A. The NESDVS operational convective precipitation estimation technique. Mon Wea Rev, 1987, 115(8): 1773 ~ 1792
- 8 Barrett E C. Forecasting daily rainfall from satellite data. Mon Wea Rev, 1973, 101(3): 215 ~ 222
- 9 陈渭民, 郁凡, 姚叶青. 使用 GMS 数值化卫星资料估计梅雨锋降水的初步探讨. 南京气象学院学报, 1994, 17(1): 79 ~ 85
- 10 Jarmo Koistinen. Operational correction of radar rainfall errors due to the vertical reflectivity profile. 25th conf Radar Meteor, AMS, Paris, 1991
- 11 Joss J, Waldvogel A. Precipitation estimates and Vertical reflectivity profile correction. 24th conf Radar Meteor, AMS, Florida, 1988

## AN INVESTIGATION ON VERTICAL PROFILES OF RADAR REFLECTIVITY AND PRECIPITATION ESTIMATION WITH REMOTELY SENSED DATA

Du Bingyu Gao zhiqiu

(Department of Atmospheric, NIM, Nanjing 210044)

**Abstract** According to the concept of optimum space-matching between ground rainfall intensity,  $I$ , and radar reflectivity factor,  $Z$ , for a certain  $Z-H$  relationship, the paper suggests a new method for quantitative radar observation of precipitation. The height at which radar observations of  $I$  based on the given  $Z-H$  relationship are most close to the collocated raingauge measurements is determined and, then, precipitation retrieval from radar data is based on the radar observations of  $I$  at this height. By means of multi-variable regression and stepwise regression analyses, a number of models are obtained for precipitation estimation with not only satellite IR imagery information such as cloud top temperature and its gradient but also satellite VIS imagery information. It has been found that precipitation depends on lots of factors of which cloud top temperature, albedo, and temporal gradient of cloud top temperature are most significant. It is concluded that models with more variables would result in better estimation of precipitation.

**Keywords** radar reflectivity factor, vertical profile, stepwise regression