

# 雷達輔助之降水強度估計

蘇良石 楊明錚

中正理工學院 應用物理系

陳來發 陳文恭

中央氣象局

## 摘要

台灣地區因地形複雜，雷達回波受地面雜波影響至鉅。本研究參考 Wilson (1970) 和 Brandes (1975) 所提修正 RER (radar-estimated rainfall rates) 的方法，將 TAMEX 期間 IOP-2 之雷達觀測資料，配合雨量站的實測降雨資料來校驗雷達觀測結果。經比較雨量站及雷達之觀測結果，可計算出一平均修正因子，藉以修正雷達觀測降水值。經此步驟修正後之雷達觀測降水分佈，其可信度大幅改進。

結果顯示，位於桃園、中壢及部份苗栗山區。在定高面 2 公里處所獲之雷達觀測累積降水的平均百分誤差為 14% ~ 35%。若將雨量站的觀測資料併入雷達資料中，繼而利用客觀分析法將各雨量站所在位置對應之修正因子，換算至諸網格上。藉此可獲得雷達-雨量計資料整合後之最佳降水分佈。最後，並利用雷達回波資料作降水量的估計，經設定半小時的累積降水下限為 0.24 mm，得知平均降水範圍內的降水強度為 8mm/hr，同時並估計出總降雨量為 0.434 km<sup>3</sup>。

關鍵詞：客觀分析、雷達、降水估計

## 一、前言

TAMEX 經過三年時間的規劃與推動，於 1987 年 5 月 1 日至 6 月 30 日已順利執行實地作業之密集觀測。其主要目地即在蒐集與梅雨鋒面有關的中尺度系統，特以豪雨系統資料為主。期望藉著對現象的觀察，知悉豪雨發展的歷程，進而對豪雨在何時、何地發生的測報工作獲致改進，以發揮預警功能。

由於中小尺度的劇烈天氣現象對民衆生命財產的安全息息相關。許多農經建設成果亦深受其影響。國內氣象界此刻正投入大批人力、物力，致力於 TAMEX 多項後續研究計畫的推動。

台灣地區由於地形特殊，雨量站分佈高度差距甚大，其分佈密度亦受到限制，觀測資料解析度遠不及實際降水分佈之變動。若直接利用雨量站資料作客觀分析，所得結果往往不甚理想。相反地，雷達觀測資料因解析度大幅度地提高，且對大範圍的降水分佈較易掌握，可提供較正確的觀

測資料。但它亦會受到地面固定回波、地形，以及電磁波異常傳播等因素的影響，使得觀測結果打了折扣。

Wilson (1970) 發現雷達觀測資料若能結合雨量站觀測資料，即使是選取分佈密度較疏之雨量站 (3400Km<sup>2</sup>/gage)，對分析範圍內之資料作單一校正因子的修正，所得分析結果反而遠比純以密集雨量站之觀測結果為佳 (分佈密度為 860 Km<sup>2</sup>/gage)。

Brandes (1975) 亦提出了修正的 RER (radar estimated rainfall rates) 方法，該方法能抑止由於採用不適切的 Z-R 關係式或因雷達校準工作未臻理想所導致的缺失發生。

Wilson and Brandes (1979) 發現經雨量站修正後之雷達觀測降水其準確度約等於雨量站分佈密度為 250Km<sup>2</sup>/gage 之觀測結果。Woodley et al. (1971) 在進行 Florida Area Cumulus

Experiment (FACE)時指出，對流雲系的水平範圍可作為決定降量的一項重要的指標。Doneaud et al. (1981)提出：利用雷達以固定的時間間隔，在某時段內觀測降水的涵蓋範圍，藉此可估計出此時段中的總雨量。Lopez et al. (1989) 採取 1978-1980 夏季在該地區 (FACE) 的降水資料進行分析，結果顯示在計算降水範圍時總積分時間若分別取自 5分鐘迄至 1小時等多種不同時段，所得累積降水面積與降水量的相關係數均為 0.83，這表示可得到相同的平均降水強度。又得知在作降水量測定時建議利用雷達回波資料進行測定。如此可避免由於雨量站分佈密度過疏致使量到的降水量發生誤差。

本研究乃試圖藉地面雨量站觀測之實際降水資料來修正雷達觀測結果。據此，可獲致經雷達-雨量計資料整合之降水分佈，最後並利用雷達回波資料來進行降水量的測定。

## 二、基本理論

### (一) 客觀分析中關於影響半徑的擇取

將觀測資料換算為網格值，必須採用客觀分析法，分析過程中對影響半徑  $R$  的選擇，乃取決於資料點的平均間距  $d_m$  的大小，同時亦受到觀測誤差和資料點分佈均勻與否的影響。Stephens and Stiff (1970) 利用 Cressman 的權重函數進行試驗；發現當觀測資料分佈均勻時， $R$  的最佳值為：

$$1 < \frac{R}{d_m} < 2 \quad \dots \dots \dots (1)$$

然而， $R$  值會隨資料點間距的不均勻，觀測誤差的介入以及受資料場的波長變長而增加；因此，不易求出真正的最佳影響半徑。分析雷達觀測資料時若改用 Barnes (1973) 分析方法，可求出估計  $R$  的法則，其法如下所述。

將觀測資料場  $f(x, y)$  內插至網格點後所得分析場設為  $g_0(i, j)$ ，其間之反應函數 (response function) 記作  $D_0(\lambda)$ ，其關係為

$$g_0(i, j) = f(x, y) D_0(\lambda) \quad \dots \dots \dots (2)$$

其中

$$D_0(\lambda) = e^{-\kappa_0 \left(\frac{\pi}{\lambda}\right)^2} \quad \dots \dots \dots (3)$$

(3) 式中  $\lambda$  為波長  $\kappa_0$ ，為決定權重函數的參數。網格分析值  $g_0(i, j)$  需經下式再作一次修正。

$$g_1(i, j) = g_0(i, j) + [f(x, y) - g_0(x, y)] \cdot D_1 \quad \dots \dots (4)$$

式中  $D_1 = e^{-\gamma \kappa_0 \left(\frac{\pi}{\lambda}\right)^2} = D_0^\gamma$ ； $\gamma$  為加速收斂的參數； $g_0(x, y)$  則為將網格分析值  $g_0(i, j)$

，利用雙線性內插法，內插至原觀測位置的值。

(4) 式經整理後可改寫作

$$D_1^* = \frac{g_1(i, j)}{f(x, y)} = D_0 + (1 - D_0) D_1 = D_0 (1 + D_0^{\gamma-1} - D_0^\gamma) \quad \dots \dots \dots (5)$$

$D_1^*$  為最終反應函數，它代表網格分析值經再次修正後尚保有原資料特性之比例。若將 (3) 式改寫成

$$\kappa_0 = \left(\frac{\lambda}{\pi}\right)^2 [-\ln D_0(\lambda)] \quad \dots \dots \dots (6)$$

(5) 式中若取  $\gamma = 0.3$ ； $\lambda = 2\Delta n$ ， $\Delta n$  為觀測資料之間距。當

$$D_1^*(2\Delta n) = 0.95 \quad \text{時，} \quad D_0(2\Delta n) \text{ 的值即為 } 0.625$$

。將之代入 (6) 式，可得

$$\kappa_0 = 0.47 \left(\frac{2\Delta n}{\pi}\right)^2 \quad \dots \dots \dots (7)$$

因  $\kappa$  與影響半徑的關係為  $R = (\kappa_0 \epsilon)^{\frac{1}{2}}$ ；將  $\kappa_0$  值代入後可得

$$R = (0.47\epsilon)^{\frac{1}{2}} \cdot \left(\frac{2\Delta n}{\pi}\right) \quad \dots \dots \dots (8)$$

(8) 式中  $\epsilon = \ln(1/\epsilon)$ ， $\epsilon$  表示在影響半徑之外，諸觀測資料對網格分析值的影響情形。

若取  $\epsilon = 4$ ；則  $\epsilon = 0.0183$ ，此相當於約有 1.83% 的觀測資料未用來修正網格點的初始值。將  $\epsilon$  值代入 (8) 式中，最後得到影響半徑與資料平均間距之關係為

$$R = 0.87 \Delta n \quad \dots \dots \dots (9)$$

### (二) $Z-R$ 關係式的反求過程

雷達回波強度  $Z_e (mm^6/m^3)$  與降水強度  $R (mm/hr)$  之關係式為：

$$Z_e = a \cdot R^b \quad \dots \dots \dots (10)$$

(10) 式可化作

$$dBz = 10 \log Z_e = \log(a \cdot R^b)^{10}$$

$$R^{10b} = 10^{\frac{dBz}{a^{10}}}$$

$$\therefore R = a^{-\frac{1}{b}} \cdot 10^{\frac{dBz}{10b}} \quad \dots \dots \dots (11)$$

$$\text{令 } C_1 = a^{-\frac{1}{b}} ; C_2 = \frac{1}{10b}$$

$$\text{則 } R = C_1 \cdot 10^{C_2 \cdot dBz} \quad \dots \dots \dots (12)$$

### (三) 雷達觀測降水分佈之修正

比較雨量站及雷達之觀測結果，計算一平均修正之因子，藉以導出修正之雷達觀測降水值  $R_{ij}^*$  的方法如下所述：

將網格上的雷達觀測降水值  $R_{ij}$ ，乘以修正因子  $\bar{G}_{ij}/R_{ij}$ ，其中  $\bar{G}_{ij}$  為自雨量站測得之降水值經客觀分析至諸網格後之有效值的平均值。

$$R_{ij}^* = R_{ij} \cdot \frac{\bar{G}_{ij}}{R_{ij}} \dots \dots \dots (13)$$

設雷達觀測之有效資料點數為  $M$ ，雨量站分析所得之有效資料點數為  $N$ ，(13)式兩邊對  $M$ 個資料點求總和

$$\sum_{n=1}^M R_{ij,n}^* = \sum_{n=1}^M R_{ij,n} \cdot \frac{\bar{G}_{ij}}{R_{ij}} = \sum_{n=1}^M R_{ij,n} \cdot \frac{\sum_{n=1}^N G_{ij,n}/N}{\sum_{n=1}^M R_{ij,n}/M}$$

即得

$$\sum_{n=1}^M \frac{R_{ij,n}^*}{M} = \sum_{n=1}^N \frac{G_{ij,n}}{N} \dots \dots \dots (14)$$

經此步驟修正後之雷達降水分佈，其可信賴度可大幅改進。

#### (四) 降水量的估算

總降水量可以下式計算之

$$V = \int_T \int_{A(t)} R(a,t) da dt \dots \dots \dots (15)$$

式中  $R$  為降水強度， $A(t)$  為時刻  $t$  的降水範圍， $T$  則為整個觀測時段。此式可以下式估算之：

$$V \approx \overline{A(\tau)} \cdot T \cdot R(\tau) \dots \dots \dots (16)$$

$\overline{A(\tau)}$  為觀測期間降水強度超過某定值 ( $\tau$ ) 的平均降水範圍， $R(\tau)$  為此系統之平均降水強度。

## 三、分析過程及結果

### (一) 網格選取

以 CP4雷達所在位置為座標原點，沿  $X$ 軸方向自  $-20\text{Km}$ 至  $100\text{Km}$ ，沿  $Y$ 軸方向自  $-50\text{Km}$ 至  $70\text{Km}$ ，此範圍內共分作  $121 \times 121$ 個網格點，網格間距為  $1\text{Km}$ 。涵蓋範圍包括台灣北部及桃竹苗地區(圖 1)。 $Z$ 軸方向則自  $0.5\text{Km}$ 至  $4\text{Km}$ 高度，每隔  $0.5\text{Km}$ 取為一特定高度層，共可分作 8層。

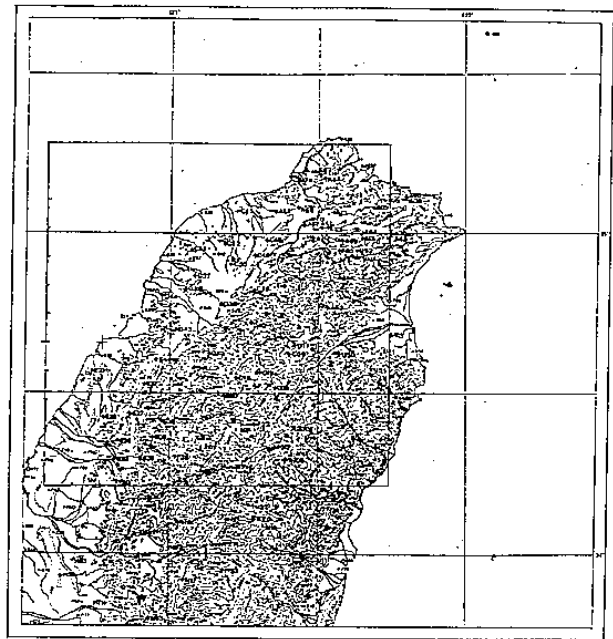


圖 1. 座標範圍及測站分佈

### (二) 資料整理

#### 1. 雷達資料整理

本研究選取 NCAR-CP4 雷達於 TAMEX第二次密集觀測期間所收集之雷達觀測資料，磁帶編號 V86180 部份資料予以分析。今選取五個連續全域掃描 (volume scan) 資料，時間分別為 090037-090612、090614-091149、091151-091726、091729-092302 以及 092305-092834；以上時間均為地方時，全部掃描時間共為 27 分 47 秒。雷達掃描時對每一全域掃描採取 21 個不同仰角，自  $0.28^\circ$  起至  $20.29^\circ$  止，增量約為  $1^\circ$ ；方位角乃採  $360^\circ$  掃描，其增量亦為  $1^\circ$ 。徑向資料選取時 gate spacing 定為  $0.46\text{Km}$ ，詳細資料如圖 2 所示。

資料處理過程中，首先分別將各全域掃描之降水回波資料利用  $Z-R$  關係式之反求運算，轉換為降水強度分佈 (rainfall rate distribution)，接著進行時間積分，積分時所取時間間隔為每一全域掃描之時間 (平均約為 5~6 分鐘)，當然此時需假定在這段時間內的降水強度為一定值。最後，始得到累積降水量的分佈。

#### 2. 雨量站及部份地面測站降水資料之整理

將 TAMEX 期間雨量資料記錄磁帶 TAPE-C 中所錄資料轉換成適合本研究所需之資料檔格式。我們選取網格範圍內各雨量站在民國 76 年 5 月 17 日 0800-1000L 每隔 30 分鐘一次所測之降水資料，按觀測時刻分別建檔。然後再將部份地面測站觀測之降水資料併入此資料檔，選取之測站分佈如圖 3 所示。

### (三) 雨量測站資料分析

網格範圍為  $120\text{Km} \times 120\text{Km}$ ，選取之雨量站總數為 40 個，測站分佈平均密度為  $360\text{km}^2/\text{gage}$ ，故測站間距約為  $19\text{Km}$ 。採用 Cressman 客觀分

RADAR (.RAD) VOLUME HEADER C91729  
 DATE= 87/ 5/17 TIME= 9:17:29-- 9:23: 2 PTS/RECORD= 1024  
 TAPE= NCAR4 RADAR= CP-4 PROGRAM= UFDDSK.0 PROJECT= TAMX  
 NO. OF FIELDS= 2

FIELD NAME	SCALE FACTOR	FIELD TYPE
DZ	100	REFLECT
VE	100	VELOCITY

RADAR HEIGHT (KMSL)= 0.009  
 GATES/BEAM= 512 FIRST GATE (KM)= 0.000 GATE SPACING (KM)= 0.460  
 NYQUIST VELOCITY (M/S)= 8.57

PP1	SCAN SUMMARY	DIRECTION	(+1= CW, -1=CCW)
SCAN	ELEVATION		
1	0.28	1	
2	1.28	1	
3	2.28	1	
4	3.28	1	
5	4.28	1	
6	5.28	1	
7	6.28	1	
8	7.28	1	
9	8.28	1	
10	9.29	1	
11	10.29	1	
12	11.29	1	
13	12.29	1	
14	13.29	1	
15	14.29	1	
16	15.29	1	
17	16.29	1	
18	17.29	1	
19	18.29	1	
20	19.29	1	
21	20.29	1	

NO. OF RECORDS(RAYS) THIS VOLUME= 6325

圖 2. 雷達掃描規劃資料列印

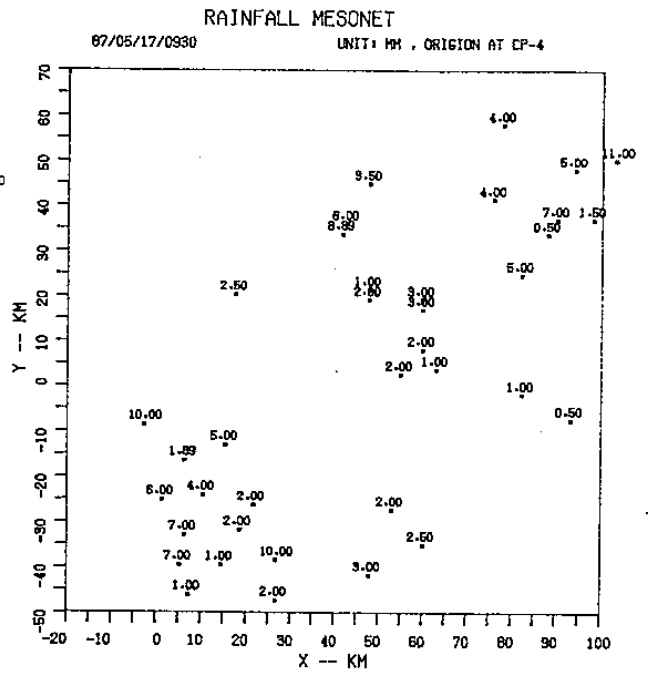


圖 3. 雨量站分佈情形

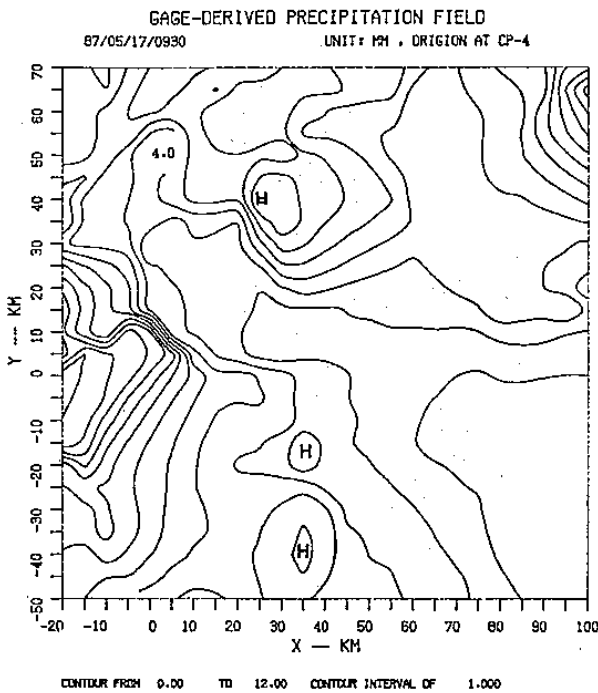


圖 4. 雨量站觀測資料經 Cressman 客觀分析之降水分佈

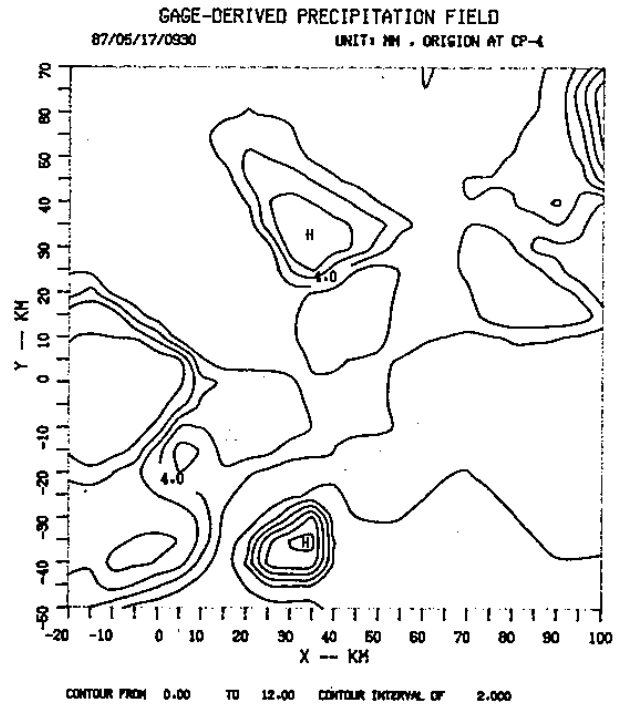


圖 5. 雨量站觀測資料經 Barnes 客觀分析之降水分佈

析的影響半徑宜運作  $19\text{Km} < R < 38\text{Km}$ , 但測站分佈並非均勻, 因此逐次修正時, 選取之影響半徑分別為 80、60、40 及 20Km, 所得分析結果 (0930L) 見圖 4。

若採 Barnes 分析法, 因雨量站之觀測資料其可信度較高, 故最終反應函數  $D_1^*$  可取作 0.95, 則影響半徑 R 應為 17 Km, 見圖 5。

#### (四) 雷達觀測降水資料分析

CAPPI 圖中網格上之回波強度 (dBz), 經 Z-R 關係之反求運算, (10) 式中取  $a=200$ ,  $b=1.6$ , 則  $C_1=0.036$ ,  $C_2=0.063$ 。如此, 可得到逐時之降水強度 (mm/hr) 分佈, 再經時間積分後即得半小時之累積雨量分佈。圖 6 和圖 7 分別為等高面 1 Km 及 2Km 之分析結果, 圖中等值線為 10、25、40、55 dBz。

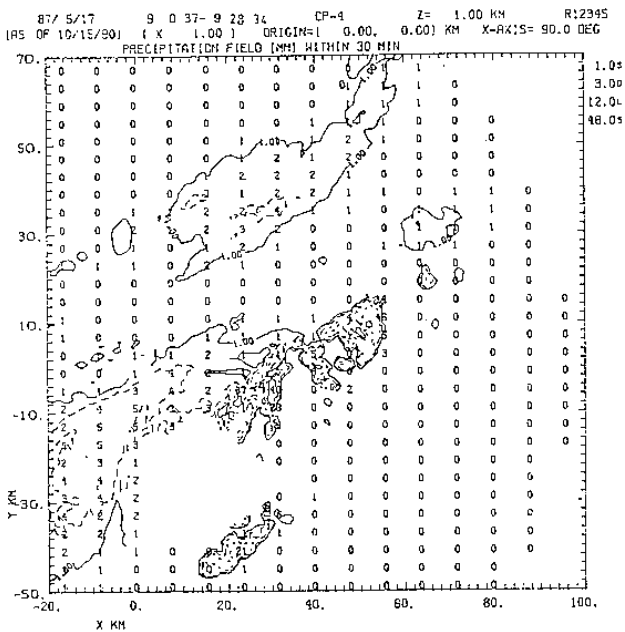


圖 6. 雷達觀測累積降水分佈；定高層高度為 1 公里；時間 ( 09:00:37 - 09:28:34 )

F (OUT)	TYPE	FUNCTION	F1	F2	C1	C2	C3	C4		
NR0930	/P	C1*F1+C2	R0930		SPECIFIED FOR EACH LEVEL					
DIRECTION THROUGH THE Z-PLANES: 1										
LEVEL 1	3	VALUES OUT OF RANGE IN FIELD: NR0930	FUNCTION: C1*F1+C2		AT LEVEL= 1	+++	CONSTANT (S):	3.350 0.000		
LEVEL 2	3	VALUES OUT OF RANGE IN FIELD: NR0930	FUNCTION: C1*F1+C2		AT LEVEL= 2	+++	CONSTANT (S):	2.800 0.000		
LEVEL 3	3	VALUES OUT OF RANGE IN FIELD: NR0930	FUNCTION: C1*F1+C2		AT LEVEL= 3	+++	CONSTANT (S):	3.920 0.000		
LEVEL 4	3	VALUES OUT OF RANGE IN FIELD: NR0930	FUNCTION: C1*F1+C2		AT LEVEL= 4	+++	CONSTANT (S):	3.760 0.000		
LEVEL 5	3	VALUES OUT OF RANGE IN FIELD: NR0930	FUNCTION: C1*F1+C2		AT LEVEL= 5	+++	CONSTANT (S):	4.000 0.000		
LEVEL 6	3	VALUES OUT OF RANGE IN FIELD: NR0930	FUNCTION: C1*F1+C2		AT LEVEL= 6	+++	CONSTANT (S):	3.620 0.000		
LEVEL 7	3	VALUES OUT OF RANGE IN FIELD: NR0930	FUNCTION: C1*F1+C2		AT LEVEL= 7	+++	CONSTANT (S):	4.100 0.000		
LEVEL 8	3	VALUES OUT OF RANGE IN FIELD: NR0930	FUNCTION: C1*F1+C2		AT LEVEL= 8	+++	CONSTANT (S):	4.100 0.000		
2 EDIT FIELDS EXIST AT PRESENT:										
NR0930 R0930										
STATISTICS ARE FROM ( 1 TO 121 ) ( -20.00 TO 100.00 KM ) ALONG I										
( 1 TO 121 ) ( -50.00 TO 70.00 KM ) ALONG J										
( 1 TO 8 ) ( 0.50 TO 4.00 KM ) ALONG K										
STATISTICS ARE FROM ( 1 TO 121 ) ( -20.00 TO 100.00 KM ) ALONG I										
( 1 TO 121 ) ( -50.00 TO 70.00 KM ) ALONG J										
( 1 TO 8 ) ( 0.50 TO 4.00 KM ) ALONG K										
NR0930	Z KM	MEAN	STDV	N	I1	I2	J1	J2	MIN	MAX
	0.50	1.18	5.06	7200	1	79	1	109	0.0	122.4
	1.00	1.05	4.45	12352	1	115	1	121	0.0	109.0
	1.50	1.92	3.70	13423	1	121	1	121	0.0	115.2
	2.00	1.08	3.31	13390	1	121	1	121	0.0	112.8
	2.50	0.98	2.29	13612	1	121	1	121	0.0	94.2
	3.00	1.10	3.34	13902	1	121	1	121	0.0	100.2
	3.50	0.96	1.86	14090	1	121	1	121	0.0	79.8
	4.00	0.97	1.29	14141	1	121	1	121	0.0	46.1
	VOLUME	1.03	3.22	102226	1	121	1	121	0.0	122.4
STATISTICS ARE FROM ( 1 TO 121 ) ( -20.00 TO 100.00 KM ) ALONG I										
( 1 TO 121 ) ( -50.00 TO 70.00 KM ) ALONG J										
( 1 TO 8 ) ( 0.50 TO 4.00 KM ) ALONG K										
NR0930	Z KM	MEAN	STDV	N	I1	I2	J1	J2	MIN	MAX
	0.50	3.84	15.30	7297	1	79	1	109	0.0	304.1
	1.00	3.73	13.61	12353	1	115	1	121	0.0	305.6
	1.50	3.89	12.85	13419	1	121	1	121	0.0	324.5
	2.00	3.95	11.35	13328	1	121	1	121	0.0	299.4
	2.50	3.88	8.60	13511	1	121	1	121	0.0	267.3
	3.00	5.94	11.35	13909	1	121	1	121	0.0	321.9
	3.50	3.92	7.65	14090	1	121	1	121	0.0	302.7
	4.00	3.96	5.27	14141	1	121	1	121	0.0	183.9

圖 8. 各定高層計算雷達觀測累積降水有關之統計資料列印

(五) 利用雨量站觀測資料校正雷達觀測值  
 雨量站測得資料經客觀分析所獲降水分佈  $G_{ij}$ ，其平均值為 4mm。而雷達所測各定高層之有效資料點數、平均降水，以及標準差等資料見於圖 8 中 R0930 資料檔中。圖 8 中亦示出各定高層上所選取之修正因子； $C_1$  如在 1Km 及 2Km 定高層之修正因子分別為 3.8 及 3.7，經修正後之資料檔名為 NR0930。圖 8 中亦可見出各定高層之平均降

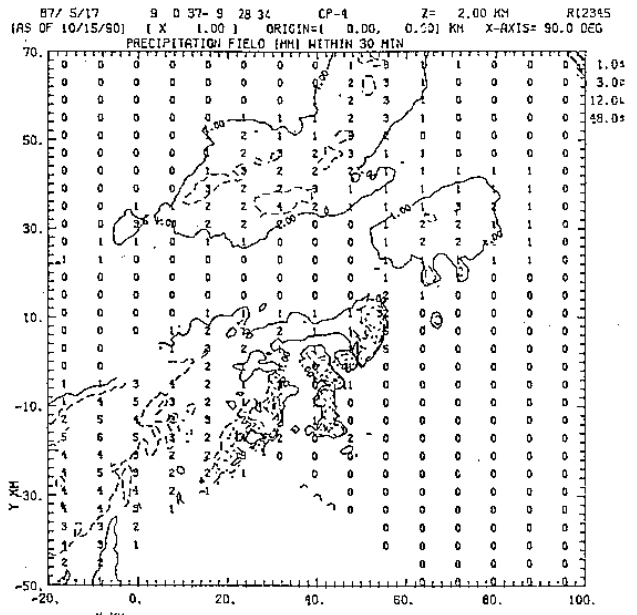


圖 7. 雷達觀測累積降水分佈；定高層高度為 2 公里；時間 ( 09:00:37 - 09:28:34 )

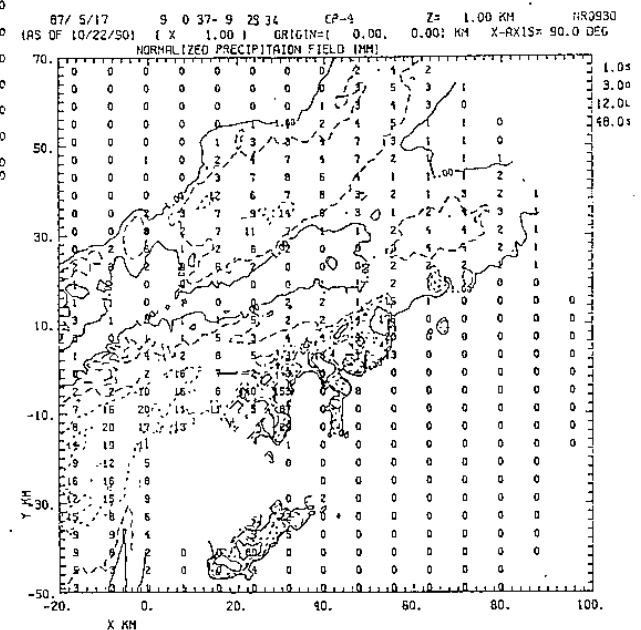


圖 9. 經修正後之雷達觀測累積降水分佈；定高層高度為 1 公里

水值經修正後已很接近  $\bar{G}_{ij}$  的值。  
 定高層 1Km 及 2Km 經修正後之累積雨量分佈示於圖 9 和圖 10。為了便於比較，另將各雨量站之編號、座標位置、累積降水量，分別與定高層 1Km 及 2Km 經修正後的雷達觀測資料比較，並列出其誤差值 (表一)。

(六) 降水量之估算

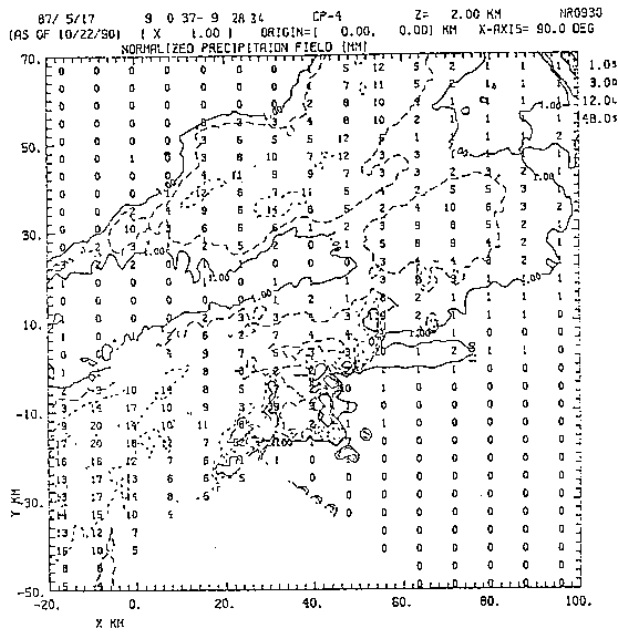


圖 10. 經修正後之雷達觀測累積降水分佈；  
定高層高度為 2 公里

表一. 雨量站所測累積降水量與兩定高層中經  
修正後之雷達觀測累積降水量之比較

Rain gage station	Gage accumulated rainfalls (mm)	Calibrated radar precip. (mm) H=1km ; H=2km	Absolute error (mm) H=1km ; H=2km	The percentage uncertainty (%) H=1km ; H=2km
01A13	7.00	2.18	4.82	69
01A20	1.50	1.0	0.5	33
01A38	11.00	0.8	10.2	93
01A41	4.00	2.09	1.91	48
01A42	4.00	0.78	3.22	80
01A44	5.00	0.84	4.16	83
COA59	-99.90			
CLA60	-99.90			
01B03	5.00	0.81	4.19	84
Mean			3.70	60
21C04	1.00	0.65	0.35	35
21C05	2.00	0.72	1.28	64
21C06	3.00	1.86	1.14	38
21C07	1.00	0.42	0.58	58
21C08	2.00	0.34	1.66	83
21C14	3.00	1.48	1.52	51
A2C42	8.70	1.79	6.91	79
21D15	2.00	0.34	1.66	83
46697	3.50	3.53	0.03	1
46715	6.00	2.51	3.49	58
46756	2.50	2.01	0.49	20
Mean			1.74	52
01E06	2.00			
01E07	-99.90			
01E08	2.00			
01E23	7.00	0.23	6.77	97
01E27	4.00	3.55	0.45	11
01E28	7.00	7.44	0.44	6
01E29	6.00	5.66	0.34	6
01E37	5.00	6.62	1.62	32
01E31	10.00	20.33	10.33	103
A2E40	1.90	10.95	9.05	476
Mean (4 stations)			0.71	14
Mean (5 stations)			1.95	25
Mean (6 stations)			3.13	100
01F35	10.00	23.22	13.22	132
01F39	1.00	1.14	0.14	14
40F15	2.00	0.15	1.85	93
40F16	3.00	0.04	2.96	99
40F50	1.00	0.34	0.66	66
41F20	2.50	0.04	2.46	98
41F22	2.00	0.04	1.96	98
Mean			2.32	86
C1U50	1.00	0.08	0.92	92
C1U51	.50	0.11	0.39	78
C1U52	.50	0.87	0.37	74
Mean			0.56	81

1. 取定高層 2Km 經修正後的雷達觀測累積降水資料，經設定最小降水強度  $\geq 0.48\text{mm/hr}$ ，此相當於 18dBz 的回波強度，即半小時之累積降水值應為  $\geq 0.24\text{mm}$  的降水區域視為有效降水範圍，將資料建檔為 CUF2 (圖 11)。

2. 選取降水資料常態分配 99% 信賴區間內的資料 (將大於或等於資料平均值加三倍標準差的部份資料濾除)，如此可去除部份異常降水區的資料，建檔為 CUF3 (圖 12)。

3. 經歸一修正步驟使平均降水值與雨量計觀測之結果一致。將結果建檔為 NCUF3 (圖 13)。

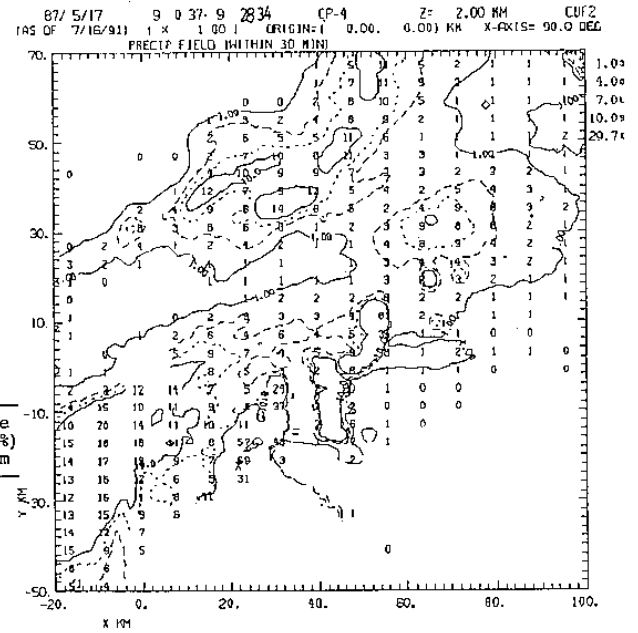


圖 11. 經設定最小降水強度後之雷達觀測累積降水分佈；  
定高層高度為 2 公里

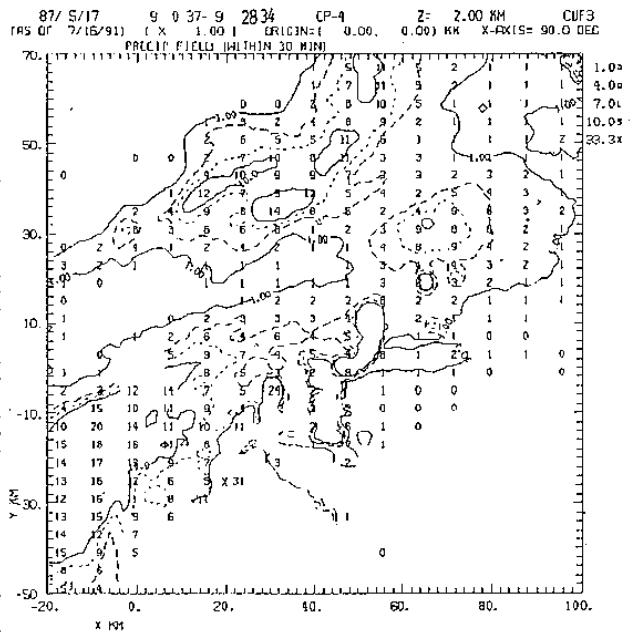


圖 12. 經過濾後之雷達觀測累積降水分佈；  
定高層高度為 2 公里

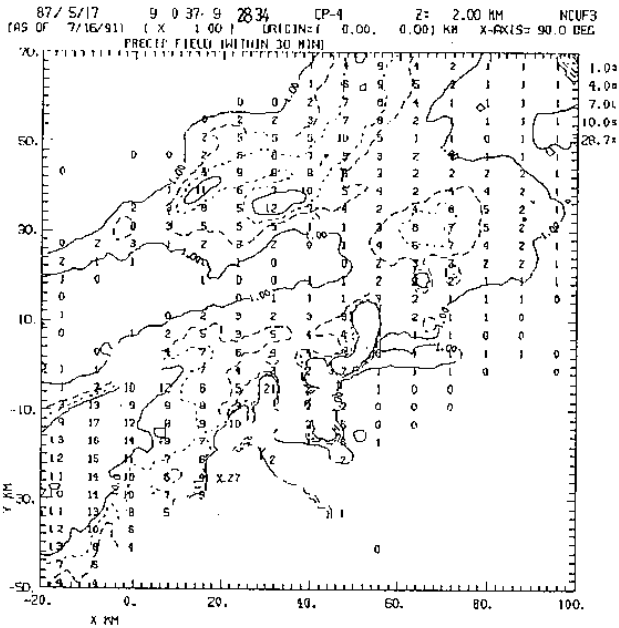


圖 13. 經過濾及歸一修正後之雷達觀測累積降水分佈；定高層高度為 2 公里

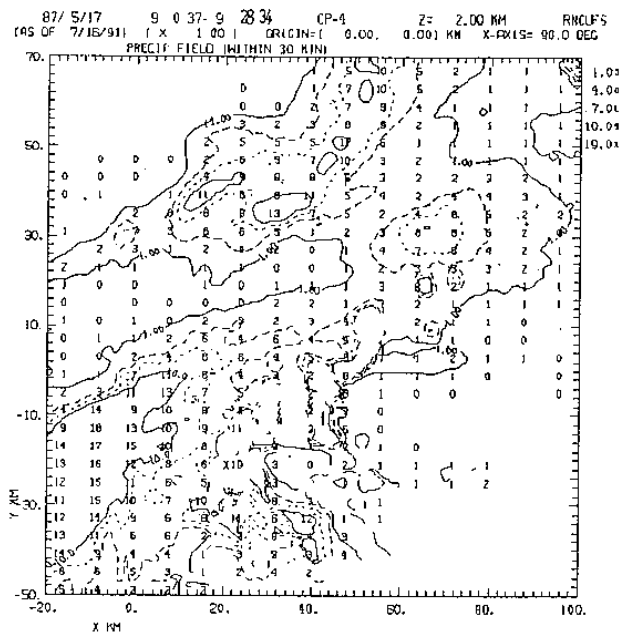


圖 15. 經地面測站資料整合及再次修正後之雷達觀測累積降水分佈；定高層高度為 2 公里

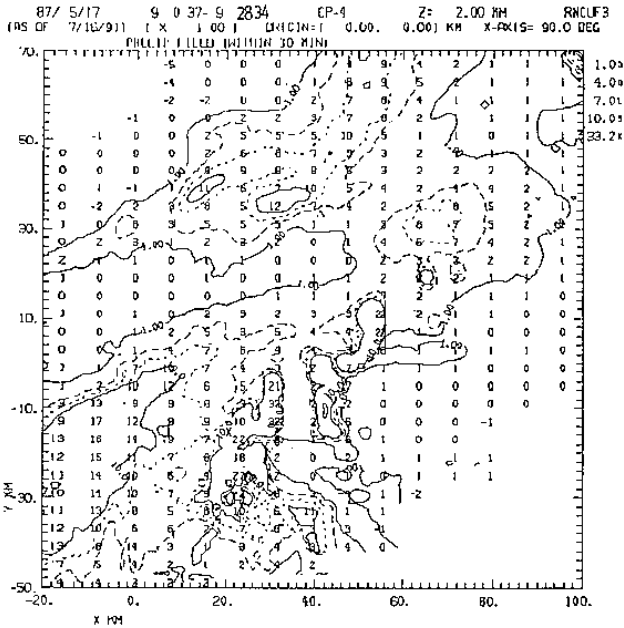


圖 14. 經地面測站資料整合後之雷達觀測累積降水分佈；定高層高度為 2 公里

4. 將雨量站資料併入，並內插方法將雨量站觀測資料與雷達資料整合，內插時掃描半徑取作 17Km。結果建檔為 RNCUF3，經整合後之有效資料點數增加了，同時在近邊緣地區出現負值（圖 14），此乃由於內插所造成。

5. 重覆步驟 1 至步驟 3，使分析結果更趨合理。分別建檔為 RNCUF4、RNCUF5 及 RNCUF6，最後之結果示於圖 15。

6. 資料檔 RNCUF6 中之資料點數為 11038 個。因每一觀測單元所佔面積（即四個網格點所圍成之面積）約為 0.983 平方公里，故其平均有效降雨面積為 10850 平方公里，因累積平均降水為 4mm 故可估計出總降雨量為 0.434 立方公里。

為便於比較分析結果，茲將各檔中之部份統計相關資料列於表二，以便參考。

表二. 雷達觀測累積降水有關之統計資料列印  
(定高層: 2 Km; 觀測期間: 0.5 小時; 單位: mm)

File name	Mean	Standard deviation	No. of points	Min.	Max.
CUF2	5.6	9.28	9404	0.3	129.7
CUF3	4.63	4.94	9242	0.3	33.3
NRCUF3	4	4.26	9242	0.2	28.7
RNCUF3	3.59	4.51	12570	-16.8	33.2
RNCUF4	4.06	4.53	11251	0.3	33.2
RNCUF5	3.71	3.75	11038	0.3	17.6
RNCUF6	4	4.05	11038	0.3	19.0

## 四、討論

低層之 CAPPI 圖顯示 (圖 6) 在雷達所在位置東南方皆出現一處資料不良區 (bad data area)，它會隨高度略微偏移，但在高層之 CAPPI 圖中則無此種現象發生。由於該處之地勢並不很高，且其影響範圍僅限於局部範圍，故可判定可能是由於地面固定障礙物的阻擋所造成。另外，在圖中右上及右下角處亦出現資料欠缺區，則是因為超出了雷達有效掃描範圍使然。

Lopez et al. (1989) 曾建議：雷達應採較小的波束寬，同時採用 PPI 資料分析時，資料點高度會隨距離而增加，這些都將導致誤差的產生。本研究乃選取 NCAR-CP4 雷達於 TAMEX 第二次密集觀測期間 76 年 5 月 17 日自 0900L 至 0930L 連續五個全域掃描之都普勒觀測資料，應用 CEDRIC 雷達資料處理軟體計算該時段之降雨量。因 CP4 雷達的波束寬為 1.02 度，而且降水分析時所採雷達資料係取自各等高面 (CAPPI) 的資料，前述誤差應可避免發生。然而，台灣地區因地形特殊

，進行降水分析時等高面若取得過低會使大部份雷達資料受到嚴重的地面雜波干擾。反之，等高面若取得過高，其回波強度未必能代表地面的實際降水強度。

圖 8 中經歸一修正後的資料檔 NR0930 其中定高面 2km 處的標準差為 11.35mm，此略小於 1Km 處之值 13.61mm。同時，其累積降水的最大值也由 305.8mm 減至 299.4mm，足見定高面 2Km 處的資料其可信度應較 1Km 處為高。

(表一) 所列結果顯示，經修正之雷達降水分佈在位於臺灣東北附近地區(測站編號含 A、B 者)之誤差頗大。高度 2Km 處平均誤差為 3.7mm (60%)，這是由於雷達掃瞄時距離過遠導致觀測結果失真的緣故。位於桃園、中壢地區(測站編號含 C、D 及 46 字首者)之平均誤差均甚合理在 1Km 高度為 1.74mm (52%)。2Km 高度僅為 1.18mm (35%) 位於苗栗 (A2E40) 2Km 高度上的誤差甚大，為 9.05 mm。這是由於距雷達太近(僅約 20Km) 受地面雜波影響甚鉅的緣故。另一處位於南勢山 (O1E31)，高度 2Km 處的誤差為 6.9mm，高度 1Km 處的誤差竟高達 10.3mm。除掉此二處測站外，其餘苗栗山區(測站編號含 E 者)在高度 2 Km 處之雷達累積降水平均誤差僅為 0.71mm (14%)，在山區能有這樣的結果，已相當令人滿意。

資料經降水值下限設定，並將部份降水異常地區之資料濾除後，(表二)資料檔 NCUF3 顯示：累積平均降水為 4mm，標準差為 4.26mm，最小值為 0.2mm，最大值為 28.7mm。經內插方法將雨量站的資料與雷達資料整合後之資料檔 RNCUF3 顯示最小值出現負值 -16.8mm。前面曾經提到這是由於在邊緣附近因內插所造成的結果，故須重覆前述資料整理的步驟。最後所得之結果示於圖 15，其資料檔 RNCUF6 顯示累積降水平均值為 4mm 標準差為 4.05mm，最小值為 0.3mm，最大值為 19mm，比較圖 10 與圖 15 之結果可見經整合後之降水分佈其中的資料欠缺區已經消除，同時其可信度亦已大幅改進。

本研究我們僅利用半小時內的雷達觀測降水回波資料，將每一全域掃瞄的雷達觀測降水回波值經 Z-R 轉換並對時間積分，求得分析範圍內的總降雨量，過程相當費時。Lopez et al.

(1989) 曾試圖採用較少的雷達觀測頻率，同時僅根據降水範圍的量測即能估算出該降水系統所蘊含的降水量，這似乎是甚合經濟原則的方法。今後在後續計劃中，頗值得作此方面的探討。

## 五、結論

本研究乃初次嘗試利用 CEDRIC 分析軟體，進行雨量分析的應用。利用雨量站資料對雷達觀測資料作均一之修正。結果顯示在桃園、中壢以及苗栗部份地區均能獲得甚為合理的降水估計。分析結果亦顯示，選取定高面 2Km 處之分析結果要比 1Km 處之降水分佈更具代表性。

台灣地區因地形複雜，雷達觀測時受地面雜波及高山的阻擋使得在許多地區無法獲致理想的降水資料，本研究將雨量站的觀測資料併入雷達資料中，並利用客觀分析求取雷達-雨量計資料整合後之最佳降水分佈。結果發現，經整合後之降水分佈根據數值資料顯示已無不合理的觀測值出現，同時所得之平均累積降水強度也與雨量站觀測結果相符。最後，根據降水的範圍可估算出該地區的總降雨量。

## 六. 參考文獻

- Atlas, D., Ulbrich, C. W. and Meneghini, R., 1982 : The multiparameter remote measurement of rainfall. NASA Tech. Memo 83971, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- Barnes, S., 1973 : Mesoscale objective map analysis using weighted time series observations. NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-62, Norman Okla., 60 pp.
- Battan, L. J., 1973 : Radar observation of the atmosphere. Univ. of Chicago Press, 161 pp.
- Brandes, E., 1975 : Optimizing rainfall estimates with the aid of radar. J. Appl. Meteor. 14, 1339-1345.
- Doneaud, A. A., P. L. Smith, A. S. Dennis and S. Sengupta, 1981 : A simple method for estimating rain volume over an area. Water Resour. Res., 17, 1676-1682.
- Lopez, R. E., D. Atlas, D. Rosenfeld, J. L. Thomas, D. O. Blanchard and R. L. Holle, 1989 : Estimation of areal rainfall using the radar echo area time integral. J. Appl. Meteor. 28, 1162-1175.
- Stephens and Stiff, 1970 : Optimum influence radii for interpolation with the method of successive corrections. Mon. Wea. Rev., 98, 680-687.
- Wilson, J. W., 1970 : Integration of radar and gage data for improved rainfall measurement. J. Appl. Meteor. 9, 489-497.
- Wilson, J. W. and Brandes, E. A., 1979 : A radar measurement of rainfall - A summary. Bull. Am. Meteor. Soc. 60, 1048-1058.



Woodley, W. L., Olsen A. R., Herndon A.,  
and Wiggert, V., 1975 : Comparison of  
gauge and radar methods of convective  
rain measurement. J. Appl. Meteor. 14,  
909-928.

Woodley, J. Norwood and S. Briseida, 1971:  
Some precipitation aspects of Florida  
showers and thunderstorms. Weatherwise,  
24, 106-114.

## RAINFALL RATES ESTIMATES WITH THE AID OF RADAR

Liang-Shur Su      Ming-Jung Yang  
Department of Applied Physics  
Chung-Cheng Institute of Technology

Lai-Fa Chen      Wen-Kuan Chen  
Central Weather Bureau

### ABSTRACT

Due to the complex geography of Taiwan area, radar echo is significantly influenced by the ground clutters. In this study, method of RER ( Radar-estimated rainfall rates ) proposed by Wilson (1970) and Brandes (1975) is chosen to develop a logical procedure for combining radar data with rain gage observations to improve precipitation estimates.

It is shown that the average percentage uncertainty of radar measured precipitation, at the constant level of 2 km, in the area of Tao-Yuan, Chung-Li, and Miao-Li are from 14% to 35%, after the radar data is calibrated by a single calibration factor. It is also proved that the objective analysis technique can move correction factors from raingage sites onto the grid point field and develop tools for combining radar and rain gage observations to produce more accurate precipitation maps.

Finally, we estimate the rain volume using the radar echo observations only. After presetting the precipitation threshold of 0.24 mm within half an hour, we can find the mean rainfall rate over the entire rain-covered area is 8 mm / hr. In the mean time, the total rain volume of 0.434  $km^3$  is also obtained.

Key words: Objective analysis, Radar, Rainfall estimate.

