

氣象雷達 WSR-74C測定臺灣地區暴雨量之研究

曲 克 恭

On the Measurement of Stormy Rainfall by the Radar Set WSR-74C in Taiwan Area

Ko-Kung Chu

Abstract

The precipitation cloud data which were detected by the WSR-74C meteorological radar at CCK from January to October 1978 and the hourly rainfall data in Taiwan of the same period were analyzed in order to find the possibility of detection of heavy precipitation rate by radar. Clouds which covered larger area and there were one or two more vertical developing clouds or cell clouds within it had been a good indication of higher mean rainfall rate and another auxiliary indications might be the averaged cloud top above 16,000 ft, maximum cloud top above 30,000 ft and the difference between them above 16,000 ft. The cloud top above 21,000 ft indicated that there might be rain shower or thunderstorm but there would not be higher mean rainfall rate over a larger area necessarily. More cell clouds occurred in the period of April to September and the local maximum rainfall rate occurred in the area under the cell cloud or in the vicinity of it.

To measure the precipitation rate of single cell cloud or the clouds of small area by using the DVIP and the gain reduction procedure of the radar was not a easy work to do and it was not easy to evaluate either. For larger precipitation clouds the rainfall rate of level 2 which was indicated by DVIP seemed to be better statistically than which was given by level 3. If it was analyzed by using the contours of precipitation cloud, the result of level 3 would be much improved.

The peculiar rainfall rate distribution caused by the topography in Taiwan may overcome the detection ability of the meteorological radar which can only measure more effectively under the normal situation. It is hoped that study of measuring the topographical precipitation rate by using the meteorological radar be continued.

一、前言

暴雨量之測量及預測一直是未能滿意解決的問題，尤其臺灣四面環海，形成暴雨之天氣系統多來自海上，含水量極大，且少外圍測站以做預警。暴雨量之發生多由颱風、鋒面及氣旋形成，每年從三月至十月間常造成局地性之災害。如何有效的測定每次暴雨量，以供防洪之用，將氣象雷達回波強度推算為降雨率似為若干氣象學者認為今日可行之方法，但仍有很多問題亟待解決。

空軍氣象部隊於民國六十六年十一月十四日在清泉崗基地架設完成 WSR-74C 氣象雷達一座，同年十二月一日正式啓用，每日二十四小時觀測作業，氣象雷達裝置地點適中，可以涵蓋臺灣西部及海峽與大陸沿海，在此區域內有空軍及中央氣象局之大部份地面測站執行每小時之雨量觀測，可配合雷達之觀測而獲得同時間之回波資料以做分析研究。

雷達啓用之初，希望技術人員能夠於發現降雨回波時，除應用雷達本身所裝備之 DVIP (Digital Video Integrator and Processor) 直接測量降雨等級外，並能同時校準 (calibrate) 雷達之最大發射電力 (Pmax) 及平均接收回波電力 ($\bar{P}_r$)，以做選用適當雷達反射率 (Z) 與降雨率 (R) 之關係，因而可用雷達方程計算雨量，並且同以校驗 DVIP 在臺灣地區使用之準確度以及將降雨等級再予劃分修正。從六十七年四月開始，僅能使用衰減器測量細胞雲之衰減分貝 (db)，當 DVIP 所示強度在「3」及以上時予以測量，並紀錄之。

本研究除統計分析雷達所測資料諸如雲頂高度、細胞雲狀況及分佈外，並應用臺灣各地每小時降雨資料與相當時間之無線電探空資料予以校驗 DVIP 降雨等級。

二、WSR-74C 氣象雷達特性

此雷達屬於波長為 5cm 之氣象專用雷達，最大測距為 450 公里，有效測距 230 公里。除附有 DVIP 及自動照像裝備外，其他皆由人工操作，顯示於雷達指示器上之影像亦必須經過人為的分析與紀錄。茲將其重要特性簡示如下：

最大測距—450km

有效測距—230km

波長—5cm

頻率—5600 至 5650 MHz (可變頻率)

脈波寬—3.0 μ sec

最大輸出電力—250kw

脈波往復頻率 (PRF)—266 pps

天線—拋物線體，直徑 8 呎。

波柱寬—1.65 度 (最大)

天線掃描—水平向可連續 360 度旋轉，仰角由 -1 至 60 度。

平面位置顯示器 (PPI) 一直徑 12 吋，有 100、230 及 450km 三種掃描範圍。

測高顯示器 (RHI) 一直徑 12 吋，亦有 100、230 及 450km 三種掃描範圍，最大高度可達 21km。

A 型顯示器—4×5 吋之長方形，掃描範圍同 RHI 者。

所附之 DVIP 設備乃是將回波影像 (Video) 強度連續以時間平均之一種設計，可以顯示六種平均強度之等值線 (Contours) 或是分別以數字表示強度。此種裝置設計時希望估計之降雨回波強度在以一公里及二公里之增量距離積算時，其標準誤差為 1db 或小於此數。按其標準誤差 $\sigma = 5.57 \sqrt{N}$ ，N 為統計上之獨立抽樣，若令 $\sigma = 1db$ ，則 $N = 31$ ，增量距離為 1km 時 (6.97 μ sec) 含有 3 μ sec (此雷達之脈波寬) 抽樣 2.22 個，因之欲使 DVIP 之 σ 等於或小於 1db，則至少必須有 $31/2.22 = 14$ 個時間抽樣予以積算。同時將測距規格化，從 20km 至 230km 之訂正數設計為 21 至 0db，即 20km 之訂正為 21db，230km 之訂正為 0db。所設計之六個降雨率等級如表一：

(表一) DVIP 降雨率等級		
等級	降 雨 in/hr	率 m.m./hr
1	≤ 0.1	$\leq 2.5(2.54)$
2	0.1—0.5	2.5—12.7
3	0.5—1.0	12.7—25.4
4	1.0—2.0	25.4—50.8
5	2.0—5.0	50.8—127.0
6	> 5.0	> 127.0

表中將時換算為公厘時，因雨量之觀測以公厘為單位時僅準確至小數一位，故將 2.54 省略小數後第二位數字。

三、資料分析

本研究共分析從六十七年元月一日至十月卅一日之清泉崗氣象雷達觀測資料，觀測時間為每小時一次，如遇特殊狀況，增加為每半小時一次。該年一至三月份無重大降雨量在臺灣地區發生，故未分析各地之降雨狀況。從四月一日起，蒐集中央氣象局及空軍各測站之每小時降雨量，並蒐集石門水庫及阿里山區之樂野、里佳、馬頭山與表湖之日雨量紀錄，將雨量較大時之狀況繪圖分析，並查對當時雷達之觀測紀錄及回波影像圖；其次再查雷達紀錄，如果其降雨等級在「3」及以上，則再查對雨量紀錄，配合分析研究。

本研究遭遇之困難及缺點為每小時降雨量觀測站分佈不夠密集，因此在計算相對雷達回波所覆蓋面積上之平均降雨量時只好以等雨量線分析後再內差平均，其代表性因等值線之分析而有誤差。尤其是對一獨立小範圍之雷雨雲雨量誤差將較大，一或二個，如無測站被覆蓋，則放棄不予分析。依有限之一或二個測站紀錄不能代表其實際雨量，而不可等雨量線內差平均，因為雷雨雨量之梯度極大而非均勻者，例如五月卅日嘉義之一次雷雨，1800L 之雨量報告，空軍基地為 45.5m.m，而中央氣象局之嘉義測站為 5.9m.m，相差 39.6m.m。以較大範圍之等雨量線分析內差此小範圍之平均雨量必誤差極大，不可置信。本研究無法解決此一問題，只以雷雨雲覆蓋測站之雨量值列出，此值實際不能表示應有之雨量，或許可能依其距細胞雲中心之距離表示雷雨之強度 (但需假定細胞雲之降雨之心最大且向外各方向均勻遞減)。所幸孤立雷雨之最大降雨時間不久，多集中在一小時內，且範圍小，除地表積水外，尚不致有嚴重之災害發生。八月八日一次大範圍雷雨臺南市區 (根據中央氣象局測站資料) 及空軍基地從該日 1400L 至 1800L 之雨量 (m.m) 報告分別為：

臺南市區 6.3 42.1 29.6 62.6 25.4
空軍基地 2.5 23.4 1.0 0.7 21.5
使臺南市區連續四小時之豪雨非孤立之細胞雲，而是由數個細胞雲而且擴展為較大雲區及雨區而形成，本研究將針對此種情況 (但仍需有足夠之雨

量資料配合) 分析，因雷達觀測及雨量分析較可信 (但精確度仍難滿意)。

此外並研究降雨當日之上升凝結高度 (LCL)、結冰高度、地面及 500mb 之平均混合比與平均溫度露點差是否與雷達所測降雨率或實際降雨率有關。

四、理論上計算 WSR-74C 雷達衰減分貝與降雨率之關係雷達方程之一般形式為：

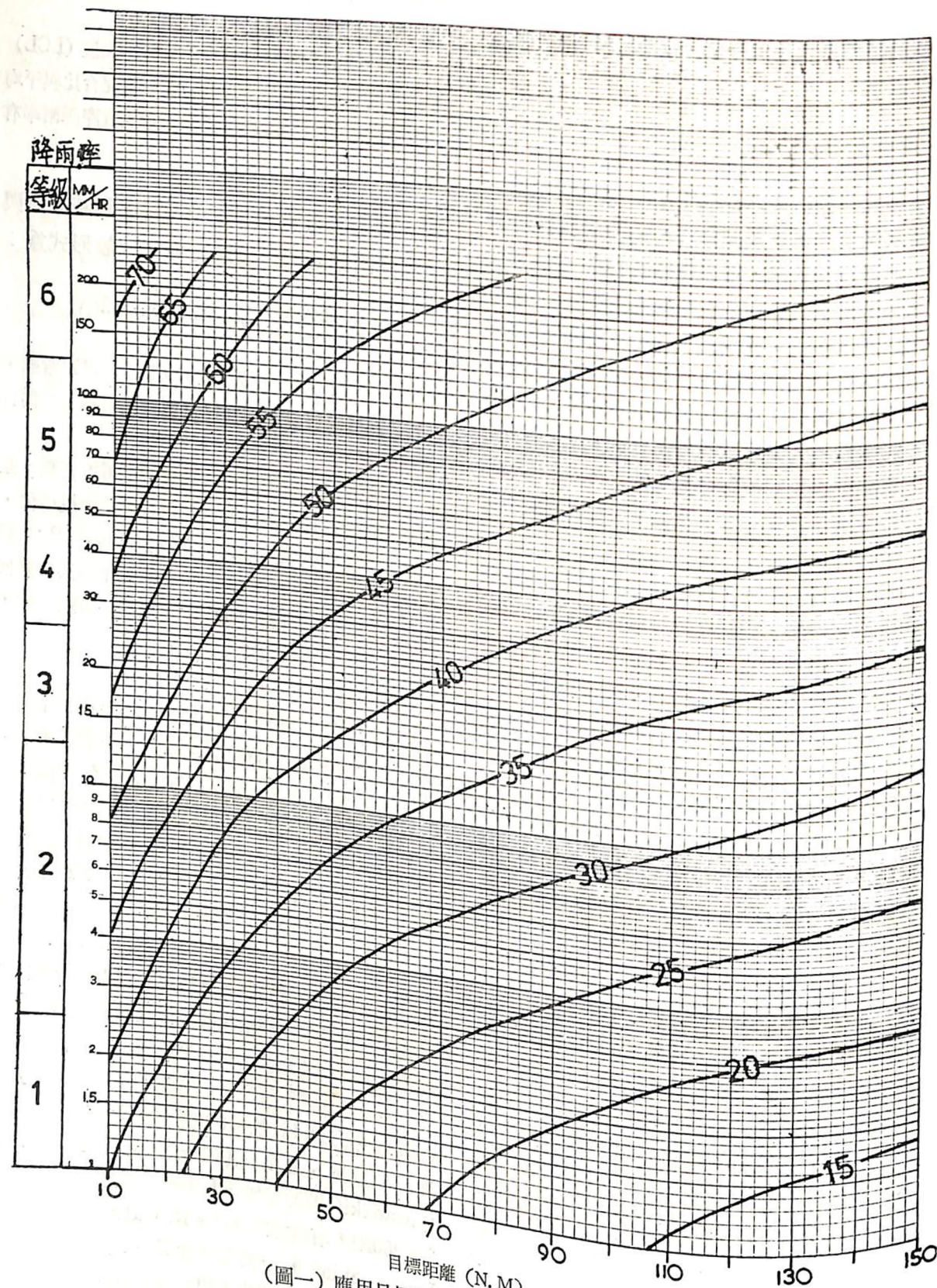
$$\bar{P}_r = \frac{R_c K^2 Z}{r^2} \dots\dots\dots(1)$$

其中 $\bar{P}_r$ 為平均接收電力， R_c 為雷達常數， $|K|^2$ 為複數折射指數， Z 為雷達反射率， r 為目標距離。

WSR-74C 雷達應用其設計時之雷達常數，並假定水滴之 $|K|^2 = 0.93$ ，且將目標距離規格化，因而利用適當的雷達反射率 (Z) 與降雨率 (R) 之關係而可從接收電力 ($\bar{P}_r$) 求得 R ，雖不知其根據何種 $Z-R$ 之關係式設計其 DVIP，以及其雷達常數，但按一般之關係式為：

$$Z = aR^b \dots\dots\dots(2)$$

a, b 為二常數，近三十餘年來，雷達測定降雨率之研究尚未能找出對 a, b 二常數之適當數值。Battan (1959) 在其雷達氣象學中表列 $Z-R$ 關係之試驗結果，當年認為 Marshall 及 Palmer 之結果 $Z = 200R^{1.6}$ 適合於大多數之降雨，經過十餘年後，在 1972—1973 年國際大湖觀測年 (IFYGL) 應用三個氣象雷達測量降於 Ontario 湖中之雨量，仍沿用 MP 之結果。J. W. Wilson and D. M. Pollok (1974) 認為該次試驗比較各雷達觀測之雨量在同一地區有很高的相關，但是導致雷達雨量之誤差並非 $Z-R$ 關係，而是氣象因素之影響。雷達高估雨量可能是雲層之蒸發所致，但是 Woodly 等 (1975) 在 Florida 研究時却認為 $Z-R$ 之關係隨地區、風暴、甚至於在同一風暴中變化。I. I. Zawadzki (1975) 在加拿大比較二者之關係，認為 $Z = 200R^{1.6}$ 有良好之關係。R. Cataneo and D. L. Vercelilio (1972) 認為改進 $Z-R$ 之關係可使雷達觀測雨量準確，彼建議可用降雨量、上升凝結高度、結冰高度等作多項迴歸預測方程，隨時改變常數 a ，但是在地形影響之地區，此模式常低估實際雨量。由以上所述可知 $Z-R$ 之關係是否為雷達準確測定降雨量之唯一因素，尚難肯定。茲沿用 $Z = 200R^{1.6}$ 之關係計算 WSR-74C 雷達在理論上



(圖一) 應用目標距離及衰減 db 估計降雨率

應用衰減分貝估算降雨率之方程，並繪圖。

將以上Z-R式代入(1)，並因 R_c 、 $|K|^2$ 及200皆為常數，故可得：

$$\bar{P}_r = G \frac{R^{1.6}}{r^2} \dots \dots \dots (3)$$

其中 $G = (R_c)(K^2)(200) = \text{Const.}$
將(3)取對數並乘以10，再於式之兩邊各減
 $10 \log P_{\min}$ ， $P_{\min}$ 為雷達最小接收電力，則：
 $GR = 10 \log \frac{\bar{P}_r}{P_{\min}}$

$$= 16 \log R - 20 \log r + \text{Const} \quad (4)$$

其中 GR 為雷達衰減，以 db 表之。而

$10 \log \frac{G}{P_{\min}}$ 仍為另一常數，因雷達之 $P_{\min}$ 可校準為常數。

根據WSR-74C修護手冊中所列校準DVIP時應用之天線邊緣 (antenna flange) 接收回波電力

(表二) WSR-74C雷達電力與降雨率*

降雨率 (in/hr)	天線邊緣接收電力 (dbm)	天線邊緣發射電力 (kw)
0.01	-99.3124	250
0.05	-88.1289	250
0.1	-83.3124	250
0.2	-78.496	250
0.5	-72.1289	250
1	-67.3124	250
2	-62.496	250
5	-56.1289	250
10	-51.3124	250

米設測距為230km

(表三) 應用衰減 db 訂正降雨等級

		(表三) 應用衰減 db 訂正降雨等級															
等 級	降雨率 m.m./hr	目標距離 (n.m.)															
		10	20	30	40	50	60	70	80	90	110	120	130	140	150	160	
1	≥2.5	<41	<35	<32	<29	<27	<26	<25	<23	<22	<21	<21	<20	<19	<18	<18	
2	2.5—12.7	41 52	35 47	32 44	29 41	27 39	26 37	25 36	23 35	22 34	21 33	21 32	20 31	19 30	18 30	18 29	
3	12.7—25.4	53 57	48 51	45 48	42 46	40 43	38 42	37 41	36 40	35 39	34 38	33 37	32 36	31 35	31 35	30 34	
4	25.4—50.8	58 62	52 56	49 54	47 50	44 48	43 47	42 46	41 44	40 43	39 42	38 41	37 40	36 39	36 39	35 39	
5	50.8—127.0	63 68	57 63	55 60	51 56	49 53	48 52	47 51	45 50	44 50	43 49	42 48	41 47	40 46	40 46	40 45	
6	>127.0	>68	>63	>60	>56	>53	>52	>51	>50	>50	>49	>48	>47	>46	>46	>45	

與所訂降雨率，其關係如表二：

WSR-74C之最低接收電力($P_{\min}$)以dbm表之為 -103dbm，故我們可以由表二中之接收電力與 $P_{\min}$ 求得相對應於降雨率之 GR，因為

$$GR(\text{db}) = \bar{P}_r(\text{dbm}) - P_{\min}(\text{dbm}) \dots \dots (5)$$

將任一組 GR、降雨率代入方程(4)中，因表二係對測距230km而訂，故可求得常數為 55.0787，而將方程(4)寫為：

$$GR = 16 \log R - 20 \log r + 55.0787 \dots \dots (6)$$

其中GR之單位為db，R為 m.m./hr，r為哩。

圖一為方程(6)之圖解。

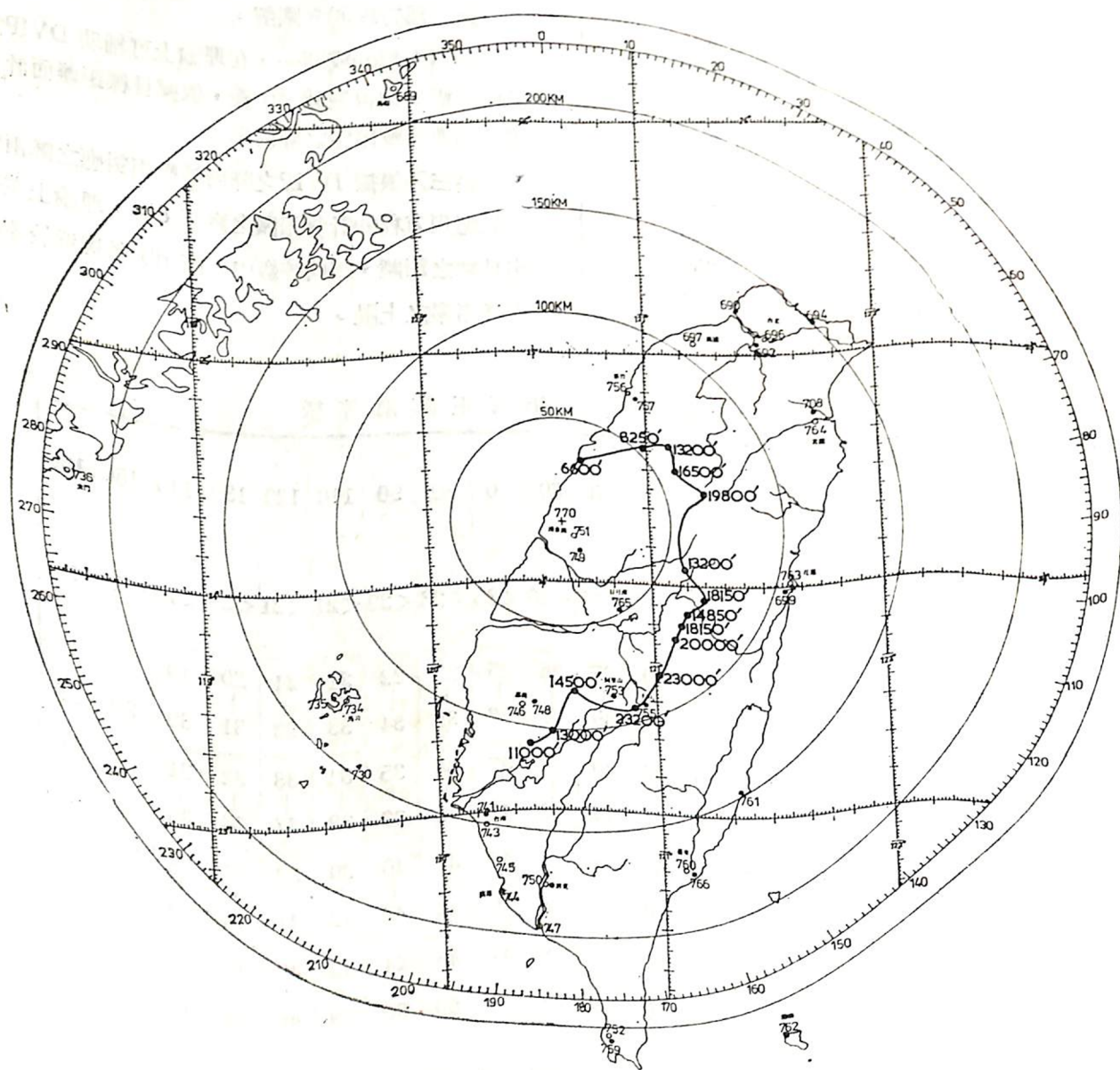
應用方程(6)或圖一，在理論上可輔助 DVIP之降雨等級。求得衰減 db 後，依據目標距離而計算或查圖獲得較確定之降雨率。

表三乃根據 DVIP之降雨等級相對應之降雨率，並應用方程(6)計算相關之衰減 db，理論上在一定目標之距離、相同等級內，高 db 數接近於等級內降雨率之上限。

另一問題是實測目標距離、衰減 db 與降雨等級是否吻合理論上之關係，而實測降雨率是否吻合估計之降雨率。

經應用四月及五月份之雷達觀測資料，將實測之目標距離、衰減 db 與降雨等級資料共計319次填入圖一中校驗，在等級「3」及以上者大致吻合，只是在等級「2」及以下時，有多數實測等級為「3」，但以衰減 db 與目標距離填入圖中，却在等級「2」之範圍內，或在等級「1」之範圍內。

換言之，理論上用衰減 db 校驗等級「2」及以下之降雨率，二者出入甚大。但是在計算降雨方程(6)時所用之數據為校準 DVIP 之數據，不應有過大之誤差。再檢查 WSR-57 (10cm 雷達) 及 AN/FPS-77 (5cm 雷達) 之衰減 db 與降雨量之關係，發現清泉崗之觀測資料中，如認為 DVIP 之紀錄為理論上準確者，則衰減 db 之數據部份有誤差。例如一次觀測資料為測距33哩，54db，降雨等級為「3」，依圖一計算之降雨率應為 66m.m./hr；



圖二、清泉崗氣象雷達之測高限制 (所標數字為地形頂點之高度，單位呎)

(表四) 平均雲頂與最高雲頂發生時次

月	雲頂高 (千呎)	5—8	9—16	17—20	21—30	31—40	41—46	47—50	51—51*
一	21	186	15	0	0	0	0	0	0
	2	31	46	49	0	0	0	0	0
二	1	169	3	0	0	0	0	0	0
	1	30	71	39	0	0	0	0	0
三	28	470	20	7	0	0	0	0	0
	10	89	152	343	19	0	0	0	0
四	38	413	53	7	0	0	0	0	0
	2	111	148	556	100	14	0	0	0
五	32	414	48	23	0	9	0	0	0
	4	73	113	415	157	22	5	0	0
六	3	240	115	96	18	0	0	0	0
	0	37	48	290	304	86	33	2	0
七	2	188	101	78	16	1	0	0	0
	0	54	72	211	299	102	19	2	0
八	5	233	118	71	9	6	0	0	0
	7	135	65	252	245	108	19	0	0
九	8	164	117	121	21	8	0	0	0
	2	79	56	234	275	123	13	2	0
十	23	144	88	48	6	0	0	0	0
	16	67	28	110	56	16	1	0	0

*(1)颱風Rose向臺東進襲時，曾於67年6月23日 1500L 在嘉義西南方7哩處測得最高雲頂6萬呎，平均雲頂32,000呎，差28,000呎。

(2)表內各月之資料中，上行為平均雲頂，下行為最高雲頂。

WSR-57 之估計降雨率應為 80m.m./hr 以上；
AN/FPS-77 之估計降雨率應為 38m.m./hr；但等
級「3」降雨率上限不過 25.4m.m./hr。因此如
DVIP 為準確，則衰減db顯有過高之可能。同時發

現在目標距雷達30哩以內時，實測等級「3」時，
實測的相對衰減 db 數可從33至57，顯與雷達理論
不合。

在用衰減 db 檢討實測降雨率是否吻合估計降

(表五) 最高雲頂與平均雲頂差發生頻率 (67年) *

月	差 (千呎)	1—5 %	6—10 %	11—15 %	16—20 %	21—25 %	26—30 %	31—32 %	總 時 計 次
一 月		34 (35)	52 (53)	14 (14)					120
二 月		19 (21)	66 (72)	14 (15)	1 (1)				109
三 月		16 (43)	59 (162)	21 (58)	3 (9)	0.7 (2)	0.3 (1)		275
四 月		21 (92)	49 (213)	22 (96)	6 (24)	1 (5)	0.5 (2)		432
五 月		11 (41)	39 (144)	35 (129)	9 (33)	3 (12)	2 (6)	1 (2)	369
六 月		13 (45)	36 (128)	22 (79)	20 (72)	5 (20)	3 (12)	1 (3)	359
七 月		12 (27)	33 (75)	23 (53)	21 (48)	7 (17)	2 (8)	1 (2)	230
八 月		10 (25)	41 (97)	18 (43)	18 (42)	11 (26)	2 (6)		239
九 月		11 (21)	28 (55)	19 (37)	2 (43)	18 (33)	2 (4)		193
十 月		51 (65)	32 (41)	9 (12)	2 (3)	6 (6)			127
總計時次		415	1040	536	275	121	39	7	2,433

* (1) 差值乃是同一雲層中最高雲頂與平均雲頂之差。
(2) 表中括號內之數字為發生時次，其中亦含有每半小時之觀測。

雨率時，凡衰減 db 所估計之降雨率超出降雨等級
之降雨率上下限 1m.m./hr 者皆捨棄不用，因此所
餘可用資料只能做粗淺的討論。

五、雷達觀測降雨雲之發展狀況

清泉崗氣象雷達在臺灣地區之測高範圍受地形
之影響甚大，如圖二所示，對臺灣北部地區，尤以
臺北盆地之雲頂必須超過8000呎以上始能偵知，蘭
陽地區須 15,000 呎以上，而根據其所測資料研判
，對臺灣本島之觀測以中南部為最佳，但屏東地區

10,000 呎以下之雲層常常不能觀測到，所以有時
高屏地區降雨，但雷達僅涵蓋於高雄屏東之間，在
此情況下即視屏東亦在範圍之內，以做分析。六十
七年之資料中亦以中部日月潭、阿里山地區、嘉南
地區為最佳。

在分析雷達資料及降雨資料之同時，發現雷達
所觀測之雲頂高度及細胞雲系在六十七年一月至十
月間可能在統計上發現一些有興趣的事實，乃先予
以分析並略作說明。

在雷達之顯示器上 (PPI 及 RHI) 發現有三類
雲系經常在臺灣地區發生：孤立的垂直發展細胞雲
、雲頂近似平坦的雲層及較大範圍之雲層而中間有
一個或數個垂直發展的細胞雲。關於以上三種雲對
降雨之狀況，一般而言，垂直發展細胞雲為暴雨之
根源，但孤立的細胞雲生命時間短促，降雨範圍小
，雨量梯度大，不易造成災害；雲頂近似平坦之雲
層雨區較廣而雨量小；唯有較大範圍之雲層中間有
一個或數個垂直發展的細胞雲，雨區廣，雨時久，
且有數個大雨中心，如果雨量大，則易成災。

表四為清泉崗雷達觀測範圍內 (大部份為臺灣
海峽及臺灣中南部與北部地區) 平均雲頂與最高雲
頂發生時次，所謂時次亦包括特殊狀況時每半小時
之觀測在內。一年之資料並不能代表一般之概況，
故發生時次或頻率無確定之意義。但是表中之資料
最有興趣者為各月平均雲頂與最高雲頂間之相互比
較：

(一) 一及二月平均雲頂無超過20,000呎者，三及
四月無超過30,000呎者，六月及十月無超過
40,000呎者，七、八、九月無超過46,000呎
者。

(二) 最高雲頂之發生，一及二月可達30,000呎，
自三月起逐漸增高，三月可達40,000呎，六月七
四月至46,000呎，五月50,000呎，六月七
月及九月 (八月雖無，但估計亦應發生) 可
達52,000呎且六月23日1500L 曾有60,000呎
之紀錄 (說明見表四之註)，十月以後降低
。此種情況當然會因年隨天氣之改變而異，
但最高雲頂之高度為大雨發生之徵象，却可

指明。我們可以從表中看出，三月份起
21,000—30,000呎之最高雲從二月之39時次
增加為343為時次 (因為雲頂高分組之組距
不等，故各不同組間之比較不易確定，例如
三月份17—20組之發生次數為152，21—30
組為343，二者組距不同，故不做各組距間
之比較討論)，至四、五月達最多，故最高
雲頂21,000呎以上應為陣雨及雷雨或其他大
雨之良好指示。

(三) 一至二月份，平均雲頂在17,000呎以上似為
統計上之極端現象。三月至五月21,000呎以
上，六月至十月31,000呎以上亦為發生機會
較少之現象。如有發生應特別注意。

(四) 最高雲頂一至三月在31,000呎以上亦似為統
計上之極端值，四月為41,000呎以上，五月
47,000呎，六至九月51,000呎，十月起降
低。

最高雲頂及平均雲頂之差 (如表五所示)，一
月至四月發生最少者為16,000呎以上，五至七月為
21,000呎以上，八九月為26,000呎以上，十月降至
16,000呎以上 (皆少於10%之頻率)，亦應注意。
一般而言，臺灣地區一二月無大雨發生，三月份起
雨量漸增，67年亦相似，故以最高雲頂與平均雲頂
差16,000呎以上為大雨之指示似亦可能。

表六為細胞雲直徑與雲頂高發生時次 (包括孤
立細胞雲在內)，細胞雲直徑最多為17哩以下，觀
測人員喜愛予以5的倍數化，即紀錄中5—15哩者
最多。表六中最感興趣者為細胞雲之雲頂高21,000
至30,000呎者由二月之1時次增加為三月之119時
次，因其組距相等，亦可知三至六月份21,000—
30,000呎之發生時次較20,000以下者增加甚多，故
與(一)之2項所討論者相合，21,000呎為陣性雨之指
示，但雨量是否可成災，尚需其他之指示。在表中
仍可發現發生次數較少之最高雲頂高，此為豪雨之
一種指示，如同(一)之4者，須要注意。

細胞雲之發生頻率亦以四月至九月為最多，如
與前一個月比較，三月份有顯著的增加，十月份有

顯著的減少(如表六所示)。細胞雲在臺灣及近海
之分佈,從四月份起多集中在清泉崗以南及臺灣海
峽北部,尤以中央山脈日月潭以南至嘉義、臺南一
帶為最多。

(表六) 細胞雲直徑與雲頂高發生時次

月	直 徑 (哩) *							總 時 次	雲 頂 高 (千呎)						總 時 次
	≤7	8—12	13—17	18—22	23—27	28—32	33—37		≤10	11—20	21—30	31—40	41—46	47—54	
一	22	9	1	2	0	1		35	12	22	1				35
二	13	9	1					23	6	16	1				23
三	41	95	61	12	3			212	28	54	119	11			212
四	50	190	124	102	23	11	3	503	18	83	326	68	8		503
五	101	205	82	20	13	6		427	18	77	206	113	11	2	427
六	120	230	71	15	2	5		443	1	44	132	200	45	21	443
七	250	240	50	35	3	7		585	6	118	129	249	70	13	585
八	188	270	67	16	13			554	22	100	139	192	89	12	554
九	260	181	57	29	12	0	2	541	19	109	156	189	60	8	541
十	82	70	31	4	6	7		200	40	48	56	34	21	1	200
總 時 次	1,127	1,499	545	235	75	37	5	3,523	170	671	1,265	1,056	304	57	3,523

* (1) 總時次包括每半小時觀測之次數。

(2) 直徑分組中,大多數觀測人員喜愛將直徑變為5、10、20哩,例如8—12中多列為10哩,但已於
觀測時將8—12哩之直徑改變為10哩。

(3) 細胞雲在一次觀測中可有數個,一個細胞雲亦可持續至下一次觀測。

六、雷達觀測降雨率之校驗

如表一所示, WSR-74C之 DVIP 降雨率等級
共分六級,在六十七年一至十月觀測紀錄中,除等
級「2」與「1」最多外,餘皆為等級「3」至「
5」之回波,且次數不多,回波影像覆蓋地區如無

雨量報告,必須捨棄一部份,故可用之資料不够充
足,只希望能探討一梗概,將來資料更充足時繼續
研究。

校驗時,回波與雨量在時間上之配合為假定雨
量觀測時之紀錄為前一小時及觀測當時回波之平均
影響,如果中間有半小時之特別回波觀測,則為三

者之平均影響,例如0400L之雨量與0300L-0400L
之雷達報告,或0300L-0330L-0400L之雷達報
告相校驗。在一雲層中如有數個細胞雲同時發生,
則視情況將各細胞雲之有關資料平均之或用接近最
大降雨率之資料。

(一) DVIP 降雨等級與實測降雨率之比較

按 DVIP 之設計乃將至少14個時間抽樣回波
強度予以積算而獲降雨率,故原則上應與平均降雨
率比較。表七為降雨等級「2」時大範圍降雨率之
比較,表中資料之說明詳見表之附註。表中所取14
時次之紀錄乃是配合雷達回波覆蓋降雨地區,且雨
量較大而雨量紀錄較多(即雨區較廣)者,等級「
2」所示之較小雨量部份無關重要,不予表列討論

。從資料中發現等級「2」時之大雨發生可能為:

1. 平均雲頂高在14,000呎以上,在大範圍雲層
中須有垂直發展甚高之雲或細胞雲,雲頂高
在30,000呎以上(按前節統計結果最高雲頂
21,000呎為陣雨及雷雨發生之可能指示,但
並不示有大範圍之平均較大雨量)。
2. 垂直發展最高雲之下為降雨率最大之區域,
使該區為等雨量線之最高點,且雨量梯度最
大。如有數個細胞雲同時存在,則可能有數
個最高點,因而形成大的平均降雨率。因臺
灣特殊之地形,使最高點之雨量數值遠大於
平均值。
3. 平均雲頂多高於結冰高度。500mb 與地面
有高的平均水汽含量及低的平均溫度露點差
(絕對值),但更重要的是天氣系統的影響
、颱風、熱低壓及鋒面較熱對流更易促成大
範圍之高平均雨量。但熱對流仍可同等的造
成局地的大雨。
4. 不可以 DVIP 降雨等級之相對降雨率與實際
最大降雨率做任何之關連。
5. 因為臺灣北部及屏東正位於雷達高度限制之
邊緣(見圖二),故等級「2」時低估實際
之平均雨量,特在較大雨量時(表中最後一
行四次中有三次發生於屏東及臺北地區),
颱風 ORA 對北部之豪雨,清泉崗氣象更有

顯著之誤差,將在後節中討論。

表八為相同等級,但為小範圍或孤立之細胞雲
,除非形成原因絕對為熱對流外,雨量多集中於一
小區域內,雨量梯度大的驚人,九月十五日 1700L
之一場雷雨,屏東北場之雨率為一小時 63.5mm
,而南場為4.2mm。

大範圍降雨而等級為「3」之資料,經相配選擇
後只有11時次。茲討論如下(見表九):

1. 平均雲頂高在呎16,000以上,最高雲頂高在
30,000呎以上,當然須大範圍雲層中有數個
細胞雲或垂直發展雲。
2. 最大降雨率區之狀況與等級「2」之討論第
2項相同。
3. 探空狀況亦同於等級「2」者。
4. 鋒面、熱低壓及颱風乃形成之主要原因,僅
熱對流不可能造成大範圍之高平均降雨率。
5. 值得研討者為似乎等級「3」常高估平均降
雨率,如表九最後一行所示,其原因可能是
雷達觀測所造成者。因為雷達觀測時,如果
不能明確的使用降雨等級操作程序將大範圍
之區劃分為若干等級之等值線而僅以垂直發
展之雲與細胞雲之降雨等級為兩區之代表等
級,則以最高值表兩區之平均實際值,故有
高估現象發生,建議清泉崗氣象雷達操作人
員能熟練從雷達PPI上描繪等降雨等級線,
或用數次照像之方式,在有等級「3」及以
上之回波時能有更較詳盡之資料,以做雨量
報告與研究之用。

等級「3」之小範圍降雨,多發生在阿里山與
日月潭一帶(見表十),該處從每年之四月份至九
月份多有小範圍之細胞雲,而且清泉崗雷達最適宜
於觀測,如能在日月潭及阿里山附近多設自動雨量
站(可有每小時雨量報告),則對小範圍雷陣雨之
雨量可做微氣象之分析。從資料中顯示,彷彿熱對
流不易形成等級「3」及以上之降雨,此點因為
DVIP 為平均降雨率,使平均值達到等級「3」非
熱對流之小範圍回波強度可能完成,或是積雲體積
小不易充滿雷達波柱,或者是在取捨資料時因為雷

(表八) 小範圍或孤立細胞雲降雨，等級「2」時之各種要素狀況

(表八) 小範圍或孤立和胞雲中														
月日時	地 區	平均雲頂 (2100ft)	細 胞			雲 離 (N.M.)	最大降雨率 (mm/hr)	探 空 狀 況			形成原因			
			直 徑 (N.M.)	雲 頂 高 (100ft)	距 (N.M.)			L C L (ft)	結冰高度 (100ft)	混 合 比		T-Td (°C)		
042321	阿 里 山	—	20	200	14	26.5 (阿里山)	300	140	10.5	1.5	鋒 面			
071017	屏 東	340	15	420	4	33.0 (屏東)	1000	164	11.0	3.8	熱對流			
071315	阿 里 山	200	5	500	12	31.5 (阿里山)	—	—	—	—	熱對流			
071517	屏 東	—	10	230	0	19.0 (屏東)	800	166	9.5	7.0	熱對流			
071518	屏 東	180	×	240	10	15.5 (屏東)	800	166	9.5	7.0	熱對流			
071919	臺 南	150	10	340	5	15.0 (臺南)	1100	160	10.5	4.5	熱對流			
072116	高 雄	—	5	280	9	22.0 (高雄)	1000	145	12.0	4.8	熱對流			
072516	嘉 義	180	3	500	0	20.5 (嘉義)	2000	158	9.8	7.2	熱對流			
072517	嘉 義	180	3	500	0	36.8 (嘉義)	2000	158	9.8	7.2	熱對流			
072520	清 泉 崗	—	3	380	9	23.5 (清泉崗)	1600	170	12.4	3.8	熱對流			
072817	嘉 義	270	×	300	8	27.6 (嘉義)	600	167	12.3	2.5	熱對流			
080816	臺 南	—	10	380	11	29.6 (臺南)	200	175	11.8	2.3	熱對流			
081915	嘉 義	—	18	300	24	18.3 (嘉義)	400	165	11.8	1.7	熱對流			
082018	臺 中	—	6	360	8	42.5 (臺中)	400	166	12.0	0.7	熱對流			
082019	臺 中	—	4	300	4	17.5 (臺中)	400	166	12.0	0.7	熱對流			
082021	臺 中	—	25	300	3	17.5 (臺中)	400	166	12.0	0.7	熱對流			
090721	屏 東	—	10	360	5	33.0 (屏東)	800	166	10.0	7.0	熱對流			
090722	臺 南	—	18	400	5	36.5 (岡山)	800	166	10.0	7.0	熱對流			
091617	屏 東	—	5	440	8	63.5 (屏東)	—	—	—	—	熱對流			

(1)042321：4月23日2100L

- (3)混合比為地面及500mb之平均值。
- (6)T-Td為地面及500mb之T-Td絕對值平均。
- (7)「是否相符」為等級「2」相對降雨率與實際平均降雨率之比較，「+」表實際平均降雨率超出上限，「-」表低於下限。

(表七) 大範圍降雨，等級「2」時之各種要素狀況

月 日 時	地 區	平均雲頂高 (100ft)	細 胞	雲 距 (N.M.)	平均降雨率 (m.m./hr)	最大降雨率 (m.m./hr)	探 空	狀 況	形成原因	是否相符			
			直徑 (N.M.)	徑雲頂高 (100ft)	離 (N.M.)		L C L (ft)	結冰高度 (100ft)	T-Td (°C)				
060714	北 部	140	12	310	3	10.5(8)	31.8 (基隆)	350	142	10.5	1.1	鋒 面	是
071519	高 屏	210	×	360	17	11.3(3)	22.1 (屏東)	800	166	9.5	7.1	熱 對流	是
071920	南 部	150	×	350	3	16.2(4)	26.7 (屏東)	1100	160	10.5	4.5	熱 對流	+
080206	中南部	200	10	370	23	10.2(11)	66.1 (嘉義)	300	164	11.0	7.5	熱 對流	是
080516	嘉 南	300	—	—	—	6.4(8)	22.0 (臺南)	400	173	11.5	1.0	熱 低	是
080917	中 部	140	12	460	7	16.9(3)	20.3(清泉崗)	1200	166	13.0	2.3	熱 對流	+
081309	北 部	200	—	—	—	12.8(15)	66.0 (花蓮)	0	163	10.3	0.8	颶風 Della	是
081310	北 部	200	—	—	—	11.6(13)	25.0 (臺北)	0	163	10.3	0.8	Della	是
081311	北 部	200	—	—	—	8.0(13)	29.5 (新竹)	0	163	10.3	0.8	Della	是
090515	北 部	180	13	460	6	11.8(8)	29.4 (新竹)	400	163	13.0	0.3	熱 低	+
090521	北 部	240	11	410	11	13.3(8)	36.5 (臺北)	400	163	13.0	0.3	熱 低	是
090522	北 部	240	11	410	11	9.1(7)	24.7 (新竹)	400	163	13.0	0.3	熱 低	是
090523	北 部	250	24	460	2	8.2(8)	20.3 (新竹)	400	163	13.0	0.3	熱 低	+
091018	南 部	360	×	460	16	14.5(5)	38.1 (屏東)	600	170	11.2	1.6	熱 低	+

(A)混合比爲地面及500mb之平均值。

- (1)060714—6月7日1400L
- (2)直徑處有「×」，表非細胞雲，而為垂直發展之最高雲頂。
- (3)距離表此最高雲與最大降雨率所在之距離（地圖上決定）。
- (4)平均降雨率後之括號數字為平均所用之測站。
- (5)混合比為地面及500mb之平均值。
- (6)T-Td為地面及500mb之T-Td絕對值平均。
- (7)「是否相符」為等級「2」相對降雨率與實際平均降雨率之比較，「+」表實際平均降雨率超出上限，「-」表低於下限。

(表十) 小範圍或孤立之細胞雲降雨等級「3」及以上之各種要素狀況

月 日 時	地 區	降 等 雨 級	平均雲頂 (100ft)	細 胞			雲 距 (N.M.)	最大降雨率 (m.m/hr)	探 空 狀 況			形成原因
				直 徑 (N.M.)	雲 頂 高 (100ft)	離			L C L (ft)	結冰高度 (100ft)	混 合 比	
042317	阿 里 山	3	—	20	360	15	10.3 (阿里山)	300	140	10.5	1.5	鋒 面
042318	阿 里 山	3	—	20	310	5	7.6 (阿里山)	300	140	10.5	1.5	鋒 面
042415	阿 里 山	3	160	25	300	7	7.5 (阿里山)	500	145	10.5	3.5	鋒 面
042416	阿 里 山	4	160	20	360	15	34.6 (阿里山)	500	145	10.5	3.5	鋒 面
050114	日 月 潭	5	180	15	400	4	23.5 (日月潭)	1100	140	10.0	3.9	鋒 面
050115	日 月 潭	3	200	15	340	9	30.0 (日月潭)	1100	140	10.0	3.9	鋒 面
050116	日 月 潭	5 (4)	200	22	400	9	23.0 (日月潭)	1100	140	10.0	3.9	鋒 面
050416	日 月 潭	4	200	20	410	3	7.7 (日月潭)	—	—	—	—	鋒 面
062616	新 竹	3	220	10	480	7	31.0 (新 竹)	2500	170	13.5	5.8	熱 低
062617	新 竹	3	220	10	480	7	35.8 (新 竹)	—	—	—	—	熱 低
071216	阿 里 山	3	200	8	280	17	15.9 (阿里山)	—	—	—	—	熱 低
080615	阿 里 山	3	—	10	300	19	41.5 (阿里山)	1600	1600	162	11.5	1.7
080616	嘉 義	3	—	10	450	7	15.2 (嘉 義)	1600	1600	162	11.5	1.7

(1)042317: 4月23日1700L

(5)混合比為地面及500mb之平均值。

(2)直徑處有「×」，表非細胞雲，而為垂直發展之最高雲頂。

(6)T—Td為地面及500mb之T—Td絕對值平均。

(3)距離表此最高雲與最大降雨率所在之距離 (地圖上決定)。

(4)平均降雨率後之括號數字為平均所用之測站。

(表九) 大範圍降雨，等級「3」時之各種要素狀況

月 日 時	地 區	平均雲頂高	細 胞	雲 距	平均降雨率	最大降雨率	探 空	狀 況	形成原因	是否相符			
		(3100ft)			(m.m./hr)	(m.m./hr)					直 徑 雲 頂 高 距 離	L C L	結冰高度
(N.M.) (100ft) (N.M.) (m.m./hr) (m.m./hr) (ft) (100ft) (°C)													
050108	北 部	180	15	300	25	21.6(8)	56.4 (新竹)	200	132	11.0	1.0	鋒 面	是
050109	北 部	200	15	240	5	7.5(8)	12.2 (新竹)	200	132	11.0	1.0	鋒 面	—
050110	北 部	190	×	230	42	5.4(8)	12.0 (淡水)	200	132	11.0	1.0	鋒 面	—
050117	中 部	200	×	375	9	3.9(7)	11.7(日月潭)	400	132	10.0	1.0	鋒 面	—
060115	中南部	160	14	440	8	8.6(10)	20.3 (嘉義)	200	165	11.5	1.7	鋒 面	—
060116	中南部	180	10	400	3	8.7(10)	(37.0日月潭) 34.8 (嘉義)	200	165	11.5	1.7	鋒 面	—
060117	中南部	180	16	330	16	18.4(5)	49.3 (嘉義)	200	165	11.5	1.7	鋒 面	是
060217	中南部	260	8	380	13	8.1(6)	11.8(阿里山)	400	175	12.0	0.9	鋒 面	—
080208	中南部	200	×	330	2	8.8(7)	15.8 (屏東)	800	170	11.5	3.2	熱 對 流	—
081306	北 部	230	—	—	—	11.5(11)	44.5 (花蓮)	0	163	9.3	0.8	颶 風 Della	—
081307	北 部	230	—	—	—	19.1(12)	67.0 (花蓮)	0	163	9.3	0.8	Della	是
081308	北 部	230	—	—	—	14.5(15)	81.0 (花蓮)	0	163	9.3	0.8	Della	是
081814	中 部	280	12	460	17	17.5(3)	21.5(清泉崗)	400	167	14.0	0.8	熱 低	是

(1)050108: 5月1日0800L

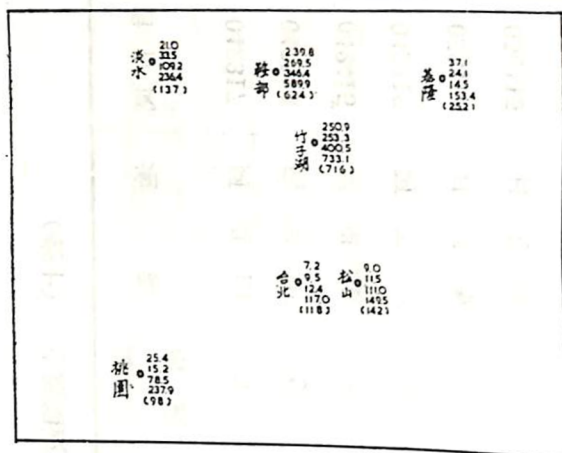
(5)混合比為地面及500mb之平均值。

(2)直徑處有「×」，表非細胞雲，而為垂直發展之最高雲頂。

(6)T—Td為地面及500mb之T—Td絕對值平均。

(3)距離表此最高雲與最大降雨率所在之距離 (地圖上決定)。

(4)平均降雨率後之括號數字為平均所用之測站。



圖三、67年10月10日~10月13日臺灣北部雨量分佈圖。

*測站右前方第一行起分別為10日、11日、12日及13日之日雨量 (m.m) 括號內為十月份平均雨量 (m.m)

達觀測在無資料之小範圍上，不予計及。總之表十之最後一項無多大意義。

(二)檢討十月十日至十月十三日之特殊狀況

十月十日有颱風 NINA 從菲律賓通過，本省北部在颱風與東北季風影響之下而降雨，隨後有颶

風 ORA 向本省東部進襲，後在東部海上轉北移行，北部有大範圍之豪雨，日雨量奇高（見圖三），時雨量亦為可觀。但 WSR-74C 雷達却在北部雨量小時，因雲頂低而無回波；雨量極大時氣象雷達之 DVIP 仍指示為降雨等級「1」及「2」間。為探討臺灣特殊地形影響雷達回波強度所導致之降雨率，特予研討如後。

從十月九日北部各地，包括臺北市、松山、淡水、基隆、桃園、及山區之鞍部與竹子湖等七處有每小時雨量紀錄之測站已經全日降雨，九日23時起，竹子湖之時雨量增強為 10m.m. 以上，十日至十一日平地測站雨量不大，但山區雨量已經增強，十二日至十三日本地測站之雨量因受 ORA 颶風之影響亦增強甚多，但是清泉崗之雷達報告，從十月十日 0100L 至十二日 0900L，一共 57 時次對此降雨無回波，十二日 1000L 至 2300L 有回波，但為降雨等級「1」，十二日 2300L 至十三日 2400L 亦僅增加為等級「2」。茲將無回波、等級「1」及等級「2」時之雨量與雷達資料各選 5 時次列如表十一及表十二以見一般。表十一及十二僅列出部份資料，實際上北部地區各測站十二日至十三日每小時皆有

(表十一) WSR-74C 無回波時北部之部份降雨狀況

月日時	全	平	山	平	平	平	最	大
101007	3.7(6)		7.4					
101014	5.1(6)		14.5		1.8		8.8 (竹子湖)	
101121	6.9(6)		19.0		0.2		15.6 (竹子湖)	
101124	4.8(6)		11.9		1.0		21.9 (鞍部)	
111209	7.3(7)		19.5		1.3		13.2 (竹子湖)	
					2.4		22.5 (竹子湖)	

(1)單位m.m.，平均用算術平均。

(2)全平：全部測站平均。山平：山區測站平均。平平：平地測站平均。

(3)全平後括號中數字為測站數。

相似的雨量。從以上之情況我們可以獲得以下的推測：

1.北部之平均雲頂到達 8,000 呎以上時始可由清泉崗之雷達偵知，雲頂 8,000 呎以下之雲層及降雨在北部常在冬天發生而雷達不克偵知。

2.超出山頂之雲未能充滿雷達波柱，使雷達接收之回波電力減低。北部在清泉崗 50 哩以外

之地區，波柱截面積已漸增大甚多。

3.地形特殊影響之降雨率可能超出雷達平均狀況之偵察能力，此點特需在臺灣地區作個案研究。

此次豪雨之分析在另一方面亦指出山區降雨與平地之極度差異情形。將圖三中所列十日至十三日之日雨量稍做分析即知其梗概。山區（竹子湖與鞍部）之日平均從十日至十三日分別為 245.4、261.4

(表十二) 降雨等級「1」及「2」時之部份降雨狀況

等級	月日時	平均雲頂高 (100ft)	最大雲頂高 (100ft)	全平	山平	平平	最	大
1	101210	80	170	8.4(7)	26.5	2.6	29.3 (竹子湖)	
	101211	80	200	8.9(7)	27.3	3.3	31.8 (竹子湖)	
	101212	120	230	6.8(7)	18.5	3.3	21.8 (竹子湖)	
	101215	200	250	9.2(7)	22.2	4.0	29.8 (竹子湖)	
	101216	200	300	10.0(7)	25.4	3.8	28.4 (鞍部)	
2	101300	200	260	11.6(7)	26.9	5.5	26.8 (竹子湖)	
	101308	230	270	13.5(7)	32.8	5.8	37.6 (竹子湖)	
	101310	200	—	19.4(7)	38.7	12.9	43.1 (竹子湖)	
	101312	200	—	18.1(7)	44.6	7.6	49.0 (竹子湖)	
	101304	200	—	18.0(7)	39.0	9.7	44.1 (竹子湖)	

* (1)單位m.m.，平均用算術平均

(2)全平：全部測站平均。山平：山區測站平均。平平：平地測站平均。

(3)全平後括號中數字為測站數

、373.5 與 661.9m.m.，而平地五測站（臺北、松山、基隆、淡水及桃園）之平均分別為 19.9、18.8、77.1 與 178.8m.m.，由二者之比值可看出從十日、至十三日，山區雨量各為平地之 12.3 倍、13.9 倍、4.8 倍與 3.7 倍；四天之中平均雨量，山區為 385.5，平地為 73.7m.m.，山區為平地之 5.2 倍，接近十月份月平均之 4.5 倍。山區集水面積雖較平地為小，但豪雨使山區逕流增巨而在山區附近成災，且使河流排水量飽和，使災區擴大。

總之，使用氣象雷達測量山區降雨率時應注意，常有低估山區雨量之虞。

(二)衰減分貝估計降雨率之比較

如第四節中所討論者，衰減 db 之測量可能因為技術上之原因，有部份違反理論上之規則而校驗後捨棄不用，同時衰減之操作僅對細胞雲測量，未對全部降雨雲作衰減之抽樣觀測，同時使降雨回波衰減至雷達最低接收電力時乃將細胞雲最大反射

率部份之衰減分貝求出，非整個雲系平均反射電力之衰減分貝。因此，此種衰減數不能代表平均降雨率，即使可代表細胞雲及垂直發展最高雲之降雨率，但亦不易校驗其準確性。如果衰減配合 DVIP 之降雨率等值線描繪方式，將雨雲連續的衰減，求出其等衰減分貝線，二者同時分析，當可獲較理想之結果，惜雷達初設，技術人員尚不易熟練此種作業程序。

茲將表九所列資料內，具有經校驗後之相對衰減分貝者，由圖一讀出降雨率列如表十三，以做初淺之比較。由此少數資料之比較可知應用衰減分貝估計降雨率在降雨等級「3」時仍然高估實際降雨率，其原因已如上述，必須如本研究所建議者做測定技術上之改進，始有較佳之成果。如果衰減分貝之逐步衰減可以校正 DVIP 之等級，則可應用圖一或公式(6)，或是表三，將 DVIP 等級較大之組距予以明確的數字表示之，初步結論已如文中所述，

(表十三) 降雨等級「3」而衰減分貝相符時計算降雨率與實際降雨率比較

月日時	地 區	測 距 (N.M.)	db	計算降雨率 (m.m./hr)	實測降雨率(m.m./hr)		實測平均降雨率減 計算降雨率
					平 均	最 大	
050108	北 部	85	39	25	21.6	56.4	— 3.4
050109	北 部	38	43	17	7.5	12.2	— 9.5
050110	北 部	39	42	14	5.4	12.0	— 8.6
060115	中南部	43	42	16	8.6	20.3	— 7.4
060117	中南部	19	48	14	18.4	49.3	+ 4.4
060217	中南部	76	36	15	8.1	11.8	— 6.9

高分貝應接近於等級之上限，低分貝接近於下限。

七、結 論

雷達測定臺灣地區之暴雨量固為理想中的一種方法，如果能獲較準確之結果，對防洪以及應用所測資料紀錄於經建上皆有莫大助益。但是根據本研究之初步推斷，WSR-74C之DVIP與衰減分貝估計降雨率仍與實際降雨率（如認雨量器測定值之平均為有代表性之降雨率）有差別。尤其臺灣特殊之地形，山區與平地降雨量有極大之不同，如何認定

何種為具有代表性之降雨率已成問題，用以校驗雷達估計之降雨率更難成定論，所以欲使氣象雷達測定臺灣地區之暴雨量成為可信的工具，仍應繼續研究改善。

雷達觀測降雨雲之一般發展狀況，却有助於瞭解臺灣地區降雨雲之垂直發展情況、季節變化、細胞雲頂及最高雲頂與降雨強度之關係等，但以十個月的資料尚不足以言有所發現，僅有初步之推論而已。

致 謝

本研究承國科會之經費支援，並獲WSR-74C雷達人員之協助、繪圖及拍照；俞川心同學助理研究，籌劃圖表，蒐集雨量資料，繪圖分析，倍極辛勞，在此一併致謝。

參 考 文 獻

- 曲克恭(1968)—WSR-64M雷達常數及降水方程，氣象預報與分析34期。
 曲克恭(1971)—臺北盆地颱風降雨量之計算與預測研究，氣象學報17卷3期。
 林瑞山(1976)—雷達回波與降雨量之相關研究，氣象學報22卷3期。
 AWS, USAF(1959)—美軍利用雷達預測水災（譯本）。
 H. W. Hiser and W. L. Freseman (1959)—Radar Meteorology, U of Miami.
 L. J. Battan (1959)—Radar Meteorology, U of Chicago.
 AWS, USAF(TR184)—General application of meteorological radar.
 J. W. Wilson (1974)—Rainfall measurements during hurricane Agnes by three overlapping radar, JAM 13 No. 8.
 W. L. Woodly, A. R. Olsen, A. Herndon and V. Wiggert (1975)—Comparison of gage and radar methods of convective rain measurement, JAM 14 No. 5.
 I. I. Zanadzhi (1975)—On radar-raingage comparison, JAM 14 No. 8.
 EEC (1977)—WSR-74C meteorological radar system instrumentation manual.