

應用氣象雷達之DVIP測定台灣地區豪雨量

曲克恭

一、前言：

空軍氣象部隊設於清泉崗之WSR-74C 氣象雷達裝有DVIP (Digital Video Integrator and Processor) 可直接測量降雨率而以等級表示之。曾分析該雷達 1978 年 1 月至 10 月所測雲頂高與細胞雲對暴雨發生之關係，並以可用之雨量資料初步核對其 DVIP 降雨等級是否適合於台灣地區之應用。當時發現小範圍之雷雨極難校驗，而選取較大範圍之降雨個案比較的結果，DVIP 所測結果並不理想。爲了發現 DVIP 之缺失所在，特再應用 1979 年 5 月至 8 月及 1980 年 6 月至 9 月共八個月中選擇之每小時降雨量資料（其中包括中央氣象局 24 個測站，空軍 17 個測站及民航局 3 測站）選取日雨量及時雨量合於本研究所定標準者，除分析雨量紀錄之代表性外，並與 DVIP 之資料比較。

二、資料之選定及所擬定義

根據 DVIP 所定之降雨等級與相對應之降雨率（如表一）及雷達之特性，所估計之降雨率應屬較大範圍內之平均降雨率，但檢查雷達觀測紀錄中之 DVIP 等級，八個月之觀測中極少等級 3 及以上之紀錄，少數等級 3 之資料，經與觀測單位校驗，又發現其中有六次將地形回波誤判爲強烈降水回波。因此很難從雷達資料選定所需之資料，只有從雨量資料着手，雨量資料分析研判後再予以校驗雷達資料。

在未選擇資料前，我們根據一些參考文獻（1—10）及其所列資料，初步給予以下之定義。

（一）如果不考慮一日中逐時雨量之分配狀況，僅以日雨量爲標準，則：

大雨日爲 $R \geq 50 \text{ mm/day}$

豪雨日爲 $R \geq 100 \text{ mm/day}$

暴雨日爲 $R \geq 300 \text{ mm/day}$

（表一） DVIP 降雨率等級

等 級	降 雨 率	
	in / hr	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

（二）爲分析時雨量方便及易於辨識逐時雨量之分配，特別是巨大雨量之集中概況起見，定：

一小時大雨 $R_1 \geq 10 \text{ mm/hr}$

一小時豪雨 $R_1^* \geq 20 \text{ mm/hr}$

一小時暴雨 $R_1^{**} \geq 50 \text{ mm/hr}$

三小時大雨 $R_3 \geq 20 \text{ mm/3hr}$ 且其中至少有 $R_1 \geq 10 \text{ mm/hr}$ 。

三小時豪雨 $R_3^* \geq 40 \text{ mm/3hr}$ ，且其中至少有 $R_1^* \geq 20 \text{ mm/hr}$ 。

三小時暴雨 $R_3^{**} \geq 100 \text{ mm/3hr}$ ，且其中至少有 $R_1^{**} \geq 50 \text{ mm/hr}$ 。

六小時大雨 $R_6 \geq 40 \text{ mm/6hr}$ ，且其中至少有 $R_1 \geq 10 \text{ mm/hr}$ 。

六小時豪雨 $R_6^* \geq 80 \text{ mm/6hr}$ ，且其中至少有 $R_1^* \geq 20 \text{ mm/hr}$ 。

六小時暴雨 $R_6^{**} \geq 200 \text{ mm/6hr}$ ，且其中至少有 $R_1^{**} \geq 50 \text{ mm/hr}$ 。

若已達上述標準之雨量但時間不足，則以實際發生之時間記入，如只有5小時下雨而達 R_0 之標準則記入 R_0 。

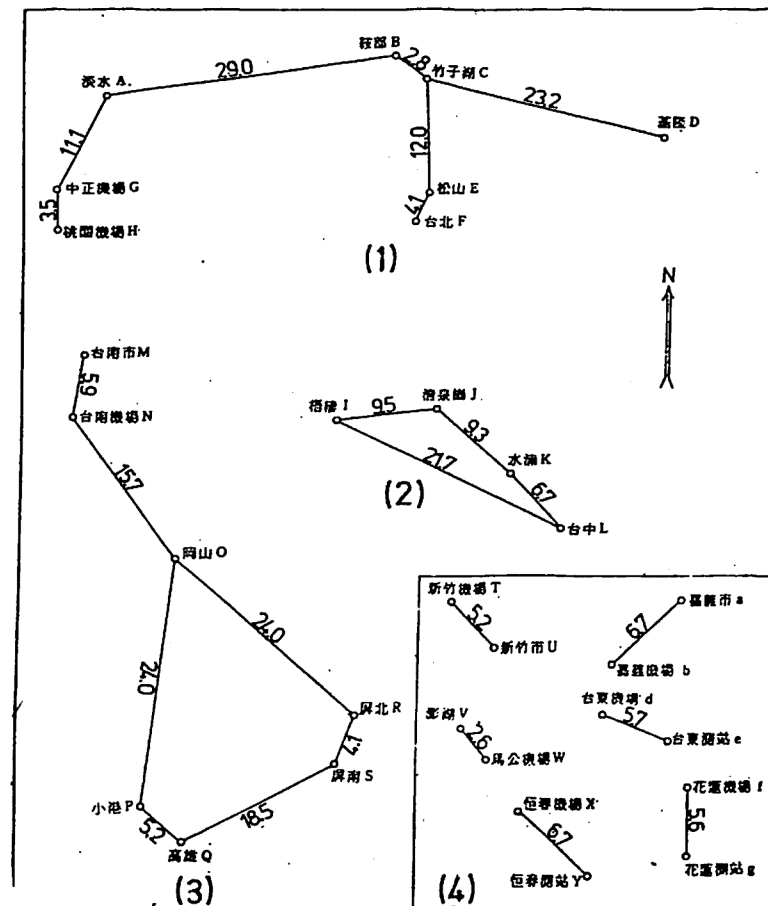
選擇降雨資料時，首先選定雷達可以涵蓋地區中有測站日雨量等於及大於50mm之日期，共計1979年32天，1980年24天，本研究乃以此56天之每小時降雨資料（所含測站如前所述）及雷達觀測資料為原始資料，分析：

(一)台灣北部、中部及南部選擇測站所包括地區之時雨量分佈概況及測站間時雨量之差異情形（台灣南部亦順便分析）。

(二)測站發生定義(一)之豪雨及以上之降雨時，分析其時間分佈曲線。

(三)將每小時雨量繪成雨量圖，並加入前一小時及同時間之雷達回波涵蓋範圍，以決定適當之校驗個案。

三、雨量分佈及測站雨量之差異



(圖一) 測站相對位置及距離(km)，(測站旁之英文代號乃為繪圖方便而設，第4組中還應包括第1至3組中的EF, GH, MN, PQ, 及RS五對測站)

台灣地區發生大雨時，其雨量之空間分佈常有極大之差異(11, 12)，在大範圍降雨區域中常有一相對之較大雨量中心，我們定相對大雨中心之定義為一定範圍內各測站雨量中最大之一點。初步研判為地形及降雨雲系（如雷達所測細胞雲或最大雲頂下之地區）所形成，而且由此中心向外雨量急速的減小。為決定雨量站所測單點雨量之代表性，首先選定4組測站以做比較，如圖一所示，(1)組為北部測站之相對位置及距離（各站並予以英文代號為繪圖方便）；(2)組為中部測站；(3)組為南部測站；(4)組為最相近之二測站相對位置及距離，並包括(1)組中松山、台北及中正、桃園；(3)組中高雄、小港及屏東、屏東，共計11對測站以做比較。

(一)極相近二測站雨量之差異

Wiesner所著水文氣象學(13)曾論及單點雨量站之代表性問題並列出世界氣象組織訂定降水量觀測站網之最低密度，雨量不均之山丘小島在普通情況下每站之代表面積為25 km²。若以正方形面積論二

測站應相距5 km，若以圓面積論二測站之距離應不到3 km。據我們研判，降雨在時空方面之分配本已無規律可循，而豪雨、暴雨之分配更不規則，雖然我們通常沒有明確的計算雨量梯度，但是在計算平均雨量時已經假定相鄰測站間之雨量乃是線性的增減。雷達觀測之回波除包括有細胞雲外，在雨量大時且有高聳的雲柱突出於平均雲頂之上，最多發生之細胞雲半徑小於10 km (11)，高聳之突出雲柱半徑更小，而此二者為形成地面大雨中心原因之一，若正位於二雨量站之間，則可想像二雨量站之雨量梯度非線性之增減。為了分析二測站間之雨量差異，我們選擇了11對測站（圖一），並選定有氣壓系統影響之大範圍降雨，至少在北部、中部或南部較大地區降雨，甚至全省降雨，以排除局部性之雷陣雨影響，另一條件是一對測站中有任一測站發生 $R \geq 20 \text{ mm/hr}$ 之豪雨及暴雨，我們整理此組資料予以分析，以明瞭其差異。此外並選任一測站 $R \geq 50 \text{ mm/day}$ 大雨以上之資料成為另一組，予以分析。

設每一對測站之選定雨量值為 X_i 及 X_j 定二測站雨量之絕對差為：

$$V = |X_i - X_j|$$

$$(1) \quad \bar{V} = \frac{\sum V}{n}$$

$\bar{V}$ ，二測站之平均絕對差
n，一對雨量站之全部資料數

$$D = |X_i - \bar{X}_{ij}| = |X_j - \bar{X}_{ij}|$$

$$= \frac{1}{2} |X_i - X_j| = \frac{1}{2} V$$

$$(2) \quad \bar{D} = \frac{1}{n} \sum |X_i - \bar{X}_{ij}|$$

$$= \frac{1}{n} \sum |X_j - \bar{X}_{ij}| = \frac{1}{2} \bar{V}$$

D，每一對雨量值之距平差
 $\bar{X}_{ij}$ ，一對雨量值之平均
 $\bar{D}$ ，平均距平差
一對數值之距平差，其絕對值相等，且平均絕對差等於平均距平差之一倍。

$$RD = \frac{D}{\bar{X}_{ij}} \times 100$$

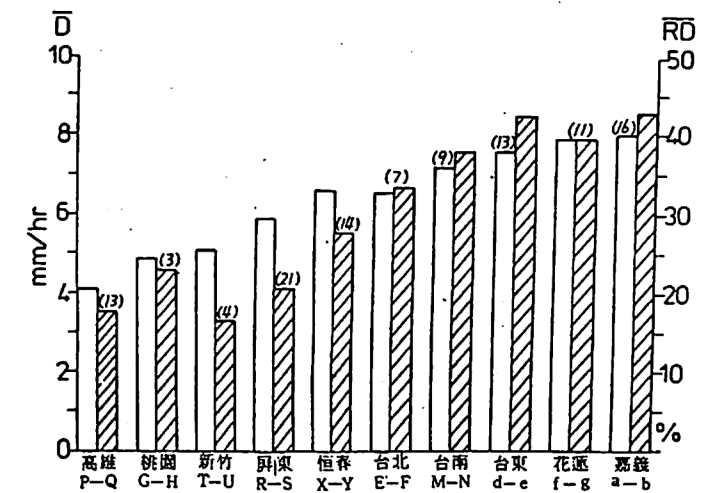
$$(3) \quad \bar{RD} = \frac{1}{n} \sum \frac{D}{\bar{X}_{ij}} \times 100$$

$\bar{RD}$ ，平均相對距平差

圖二及圖三為根據以上簡單的設定與演導而獲得10對測站之比較（因澎湖之資料只有二次，放棄。）在圖中欲求得平均絕對差，將 $\bar{D}$ 加倍即可。

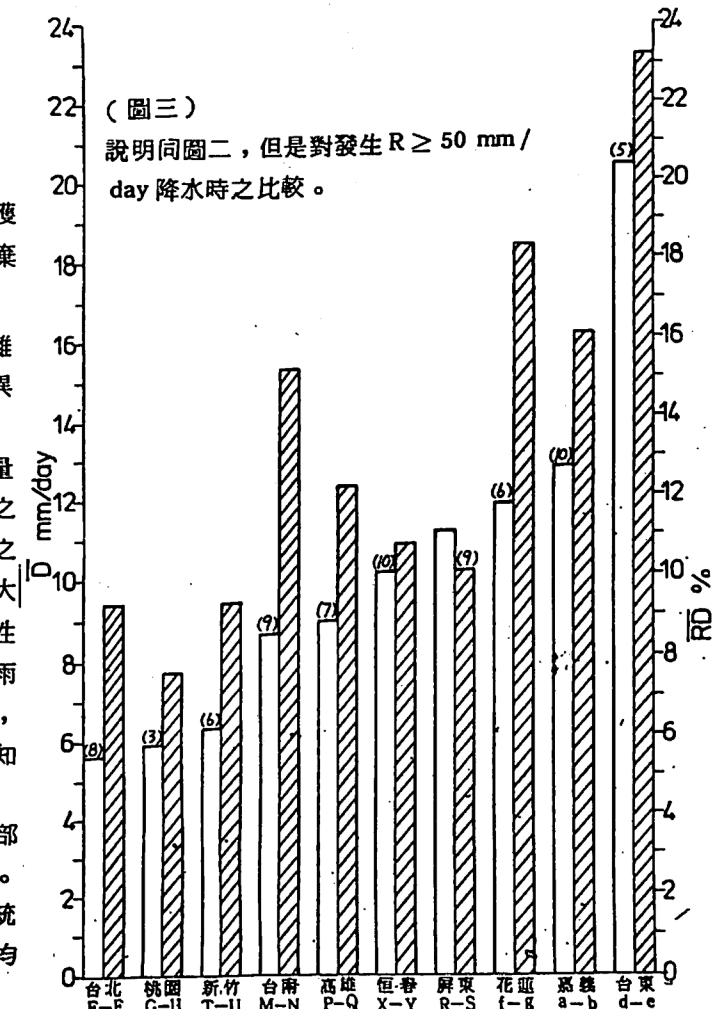
由所附二圖並參考圖一中所示每對測站之距離可知極相近測站間之同時觀測雨量值有極大之差異，如果認為相鄰二測站間之雨量乃線性增減，則 $2\bar{D}/d$ 可代表一測站有豪雨以上之雨量與相鄰測站雨量間之平均梯度，d為圖一中所列之距離，我們會計算其梯度，發現在大雨中心附近之雨量梯度特大，向外即變的較平淺。此亦顯示在大雨中心附近以少數測站校驗雷達所測雨量之可靠性可能較低，但是我們不知道此梯度在以相對最大雨量中心為中心之一定面積上是否具有方向一致性，無法詳細計算及討論。由圖二及圖三僅可概略獲知：

- 1.在複雜地形附近之測站雨量差較大，中南部降雨雲之形式可能促成較北部為大之較差。
- 2.時雨量之相對距平差較日雨量為大，此為統計上之結果，相對距平差隨日平均、月平均及年平均而依次減低。



(圖二) 極相近二測站平均雨量差(相鄰二測站中任一曾發生 $R \geq 20 \text{ mm/hr}$ 降水時之比較)。

平均距平差 $\bar{D}$
平均相對距平差 $\bar{RD}$
(英文字母參考圖一，條圖頂上之數字表資料數)



(圖三) 說明同圖二，但是對發生 $R \geq 50 \text{ mm/day}$ 降水時之比較。

3.以單點雨量站代表一區域之平均降雨量時必須考慮其可能代表之面積與可能發生之誤差，尤其是在相對大雨中心附近，所代表之區域越小，誤差可能越少。

4.當然我們沒有考慮所取測站雨量器放置之位置，每一對測站之比較會有局地之影響在內，但是以10對測站之結果分析一般性之差異，似屬可以。

(二)中部地區雨量之比較

為了研討單點雨量在相對大雨中心附近代表平均雨量究竟有多大之誤差，增加雨量站會減少多少誤差，我們選定中部4個測站，即梧棲、清泉崗、水湳及台中（圖一），形成一三角形，缺點是台中至梧棲之距離較大。我們試求任一測站之雨量與四測站平均雨量之相差，再計算任一測站之平均與四測站平均之相差，以及任一三測站者。

由組合之關係，任一測站比較，每一次降雨資料可得四個比較差；任一三測站比較可得六個比較差；任一四測站比較可得六個比較差。我們的條件仍是四測站皆同時有時雨量或日雨量之資料，且任一測站有 $R \geq 20 \text{ mm/hr}$ 或 $R \geq 50 \text{ mm/day}$ 者，分為二組分析之，我們定：

$$(4) d = \frac{\sum_{i=1}^N |(\bar{X}_n)_i - \bar{X}_w|}{NCn}$$

d ，一組測站資料中任一選測站之距平均差

N ，一組測站之個數，我們的研究
 $N = 4$

n ，任一選測站數

$\bar{X}_w$ ，一組測站之雨量平均

$\bar{X}_n$ ，任一選測站之平均

NCn ，為組合之關係符號

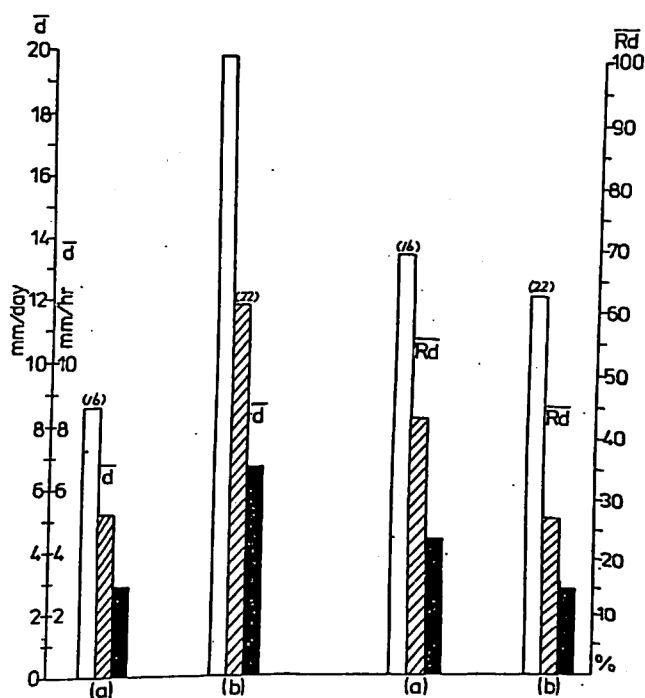
$$(5) R_d = \frac{d}{\bar{X}_w} \times 100$$

R_d ，相對距平差

(6) $\bar{d}$ ， R_d 為分析全部資料組之平均

圖四為所獲之結果，當然選取之測站越接近於總測站數，其平均與總平均間之差距越小。值得注意的是用一個測站資料代表梧棲等四個測站所圍約 70 km^2 範圍內有豪雨及暴雨時之平均雨量，所生誤差之大，平均而言，無論時雨量及日雨量皆達60—70%間，但測站增加後，其相對距平差逐漸減小

。一個降雨區域內雨量站相對於大雨中心之位置影響其代表真實平均雨量之程度，分佈不均勻之測站地區，很容易發生兩種情況，即集中測量相對大雨中心附近雨量梯度極大之降雨量分佈，或完全漏失大雨量之資料，故應用相離過遠之測站資料時，可參考雷達回波之分佈狀況，雖仍不能獲得準確的平均數值，但至少可以知道此相離過遠測站資料代表性之可靠程度。



(圖四) 中部地區雨量之比較(a) $R \geq 20 \text{ mm/hr}$
(b) $R \geq 50 \text{ mm/day}$
(條圖頂上之數字表資料數)

任一測站雨量與四測站平均比較，
任一二測站之平均比較，
任一三測站之平均比較。

(三)相對大雨中心四周雨量之分佈

為了分析相對大雨中心與四周雨量之比較，我們選擇了北部、中部及南部三個地區，北部地區又按測站之分佈分為三組：

(a)組為淡水、較部、竹子湖及基隆，為東西方向者。

(b)組為較部、竹子湖、松山及台北，為南北方向者。

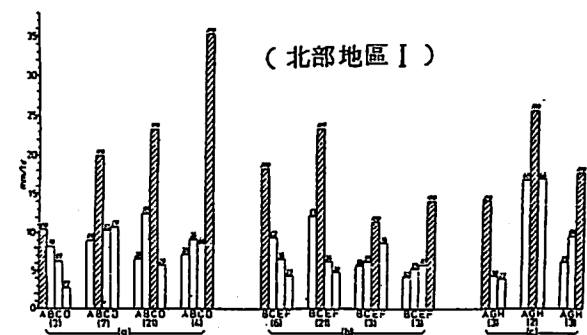
(c)組為淡水、中正機場及桃園機場，亦為南北方向者。

中部仍為梧棲等四測站；南部分為二組：

(a)組為台南市、台南機場、岡山、小港及高雄，為南北方向者。

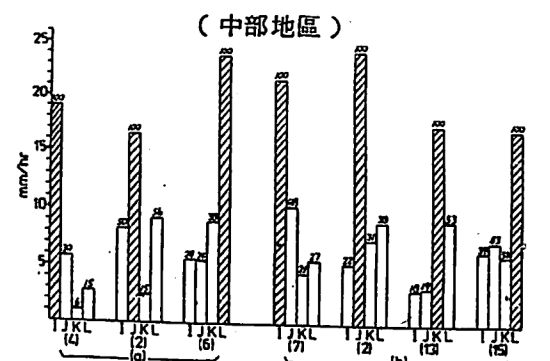
(b)組為岡山、屏東、高雄及小港，但大雨中心發生在屏東或台南時，探討向西北岡山方向及大約向西方高雄、小港方向之變化。

以上各測站之相關位置，參閱圖一。



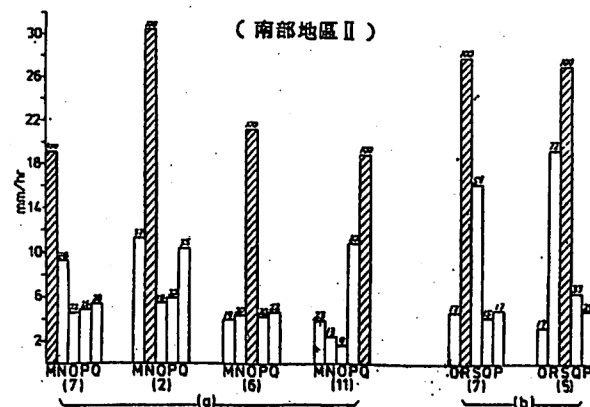
A淡水 B較部 C竹子湖 D基隆 E松山 F台北 G中正機場 H桃園機場 (括號中之數字表資料次數，條圖頂端之數字示與最大雨量之百分比。a、b、c示三組測站之關係)

(圖五) 相對大雨中心與四周雨量比較
(降雨地區有偏北之中尺度氣流)。



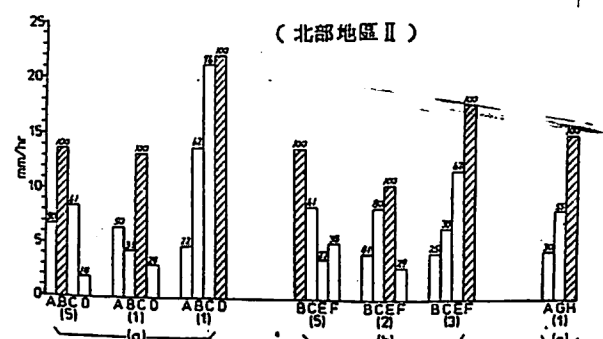
(圖七) 說明同圖五，但是(a)示降雨地區有偏北之中尺度氣流，(b)示有偏南氣流。

I 梧棲 J 清泉崗 K 水湳 L 台中

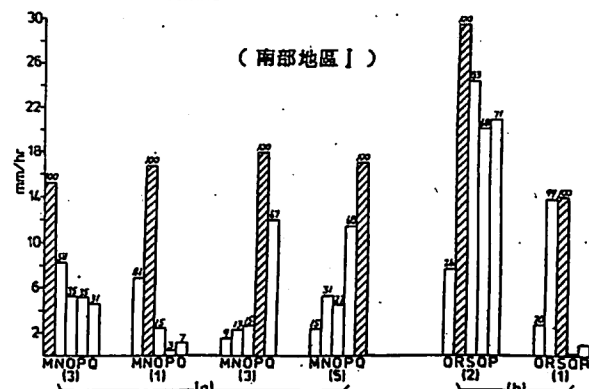


因考慮地形之影響，並將降雨時影響台灣地區中尺度之氣流概分為偏北氣流及偏南氣流，以察考在此情況下，大雨中心是否有改變，其四周雨量之分配是否亦有顯著的變化。所選雨量條件為每一組各測站必須皆有同時之雨量（雨跡T不予計算），且其任一測站（或多於一測站）有 $R \geq 10 \text{ mm/hr}$ 之雨量。

圖五至圖九分別為以上所述之分析結果，因為



(圖六) 說明同圖五，降雨地區有偏南之中尺度氣流。



(圖八) 說明同圖五，但是降雨地區有偏北氣流，(a)，(b)分別示二組測站之關係。
M台南市 N台南機場 O岡山 P小港
Q高雄 R屏東 S屏東

(圖九) 說明同圖五，降雨地區有偏南之中尺度氣流。

只用二年之資料，其數值可能不具很大之代表性，但可看出彼此間以及中尺度氣流方向與地形對時雨量分佈之一般概況，我們要指出的是：

1. 相對大雨中心附近雨量梯度之陡峻，由各圖中測站並參考圖一中之距離可以算出其梯度（未附圖），但由圖五至圖九亦可概略看出。大雨中心以外之梯度即變為平緩，因此計算平均雨量時，或者選擇測站漏掉大雨中心之雨量，其雨量必較小，但以此結果代表大雨中心以外地區之平均雨量所生之誤差却較小。
2. 某些地形影響顯著地區之大雨及以上雨量所影響之範圍有其限制，（雨量器所在位置，或者雲系中之細胞雲未予考慮）即使在山區或平地，甚相近之二測站，如圖五(a)，(b)與(c)中之鞍部、竹子湖、松山、台北、中正與桃園，相距約3—4 km，有大雨量發生時，雨量可以相差約一半。
3. 北部地區偏南中尺度氣流時，與偏北時之情況略有不同，但個案甚少，不克斷定有代表性或真的差異，但與偏北向個案之平均狀況有相同之概況。在二年資料中淡水及中正機場在所屬分組中無有最大雨量之報告。以全部資料比較，北部地區似乎以中尺度偏北氣流之大雨機會較多（圖五及六）。
4. 中部地區四測站之比較顯示可以相信的兩種概況為偏南氣流大雨以上之機會增多及台中與水湳雨量分配之差異。二站相距6.7 km，當相對大雨中心在梧棲或清泉崗時，台中雨量較水湳為大，而水湳在偏北氣流時無相對大雨發生（圖七）。
5. 南部地區偏南氣流大雨以上之機會亦增多，各組測站間之差異可由圖顯示，相鄰最近之測站在相對大雨中心附近仍有顯著的差異，偏北氣流時岡山無相對的大雨，偏南時小港無相對的大雨，只是統計資料的原故，非顯示事實。（圖八及九）
6. 在相對大雨中心（以100%計）兩側或一側各測站雨量所佔大雨中心雨量百分比（在條圖之頂端）之比較受測站距離之影響極大，地理位置不相同之分組資料不可比較。

7. 偏南氣流時，岡山很似中部之水湳，為一相對的雨量較小區（圖九a）。

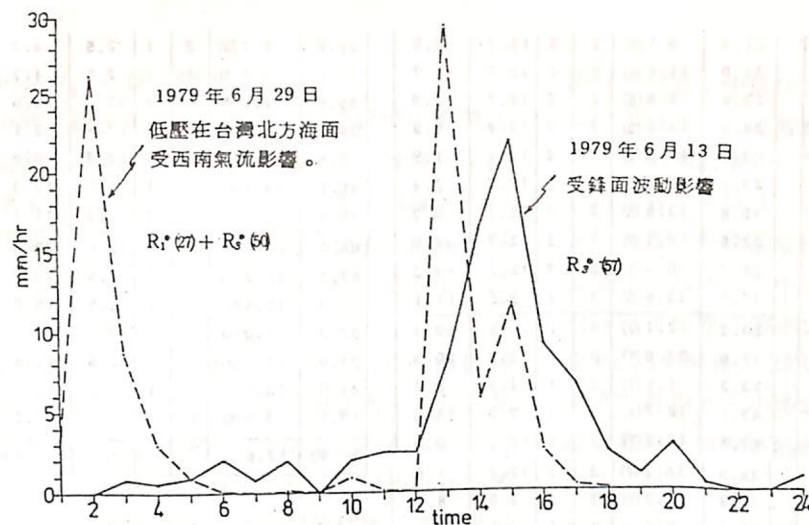
8. 屏南與屏北彷彿南來氣流時較北來氣流時相差較大，但北來氣流個案過少，不能確定。（圖八及圖九之b）

以上所述不過以少數個案研判其通性，雨量地區性之差異值得再深入研究。

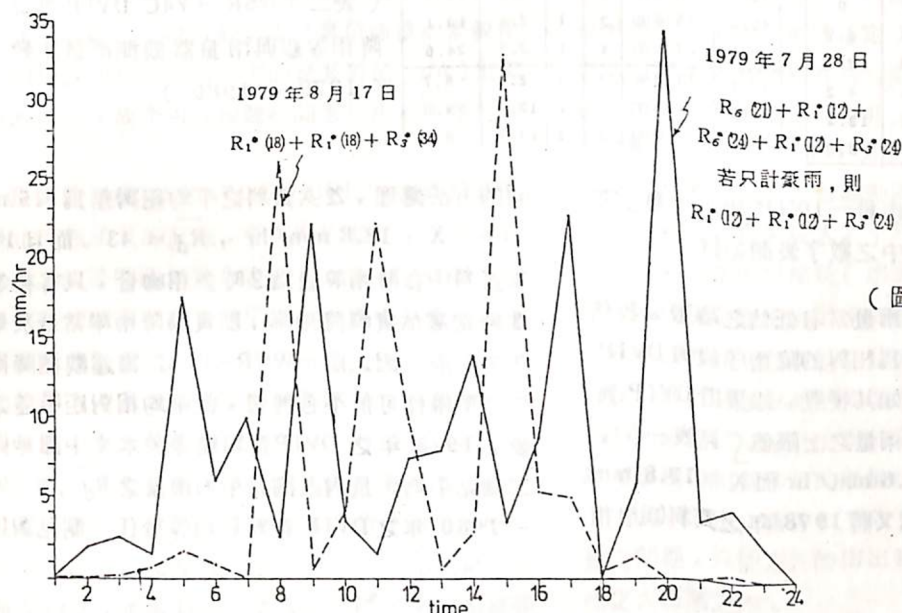
由以上各節之分析，在台灣地區，單點雨量站之報告，如在相對大雨中心附近，其所代表之範圍，山區應不超過1 km²，由竹子湖與鞍部之雨量平均相差在百分之五十左右而相距只有2.8 km似可證明。非大雨中心附近鞍部與竹子湖之雨量平均而言，相差不多，其代表之面積似可增加至10 km²，不致有太大之差異。平地以松山—台北，水湳—台中，中正—桃園，台南市—台南機場，屏北—屏南及小港—高雄之距離，最近者3.5 km，最遠者6.7 km分析，相對大雨中心附近之測站雨量所代表之面積似不可超過4 km²，如果允許較大之誤差，當然可以放大面積（參考圖二及圖三）。若非大雨中心附近，則代表25 km²似屬可能，遠離大雨中心之測站更可代表較大之面積。總之，即使在大範圍面積上之降雨（非局部性之雷陣雨），測站大雨以上雨量之報告，其可能代表之面積雨量應該謹慎的分析與解釋。所以雷達不可能探測到單點雨量之值，只能由其回波及RHI顯示雲頂高度推估可能發生大雨以上降雨之概略位置（通常其所示範圍較大）。

四、測站發生豪雨及暴雨時之時間變化

測站發生豪雨、暴雨時之時間分佈曲線極為複雜；通常隨其所在地理環境與影響之氣象系統以及降雨雲系之結構而不同。較之空間之分佈更不易分析比較。雖然根據本文所擬定義將發生豪雨（R⁺）及以上之各測站繪成按一天24小時之逐時雨量圖，有23個測站總共105次之時間分佈圖，但很難獲得一可理解的分析比較，似乎按本文定義直接計算其時雨量而稱之為三小時暴雨日（R₃⁺），六小時暴雨日（R₆⁺）等尚可概略的明瞭一日中降雨之集中狀況。如果將暴雨量或豪雨量佔一日總雨量之百分比予以標明，更為適當。



(圖十) 梧棲之單峰(實線)及高雄之雙峰(虛線)時雨量曲線。



(圖十一) 台南之三峰曲線(虛線)及台東之複雜峰曲線(實線)皆受颱風之影響。

附圖十及十一為單峰、雙峰、三峰及複雜峰之時雨量分佈之四例。概言之，除颱風影響外，其他天氣情況多屬單峰及雙峰，如圖十為西南氣流與鋒面波動之時雨量曲線，為R₁⁺(27)+R₃⁺(24)豪雨型，佔日雨量75%；另一為R₂⁺(27)豪雨型，佔日雨量57%。圖十一為颱風影響之時雨量曲線，為R₁⁺(28)+R₁⁺(18)+R₃⁺(24)豪雨型，佔日雨量70%，另一為R₁⁺(27)+R₁⁺(27)+R₃⁺(24)豪雨型，佔日雨量48%。

五、DVIP 降雨等級與雨量器觀測雨量比較

我們無法核驗 DVIP 全部八個月中所觀測之資料究竟有多大之準確性，因為有時雷達回波涵蓋面積之下無足夠的雨量資料，甚至根本沒有資料可供分析；同時我們也放棄一些單點上有豪雨而僅有少數分佈不均之測站資料在雷達回波涵蓋面積之內的個

案，根據我們前數節對測站雨量平均後之代表性分析，雨量站所代表之面積在相對大雨中心附近不應過大，所以相對的大雨中心雨量資料不宜於過度的加重在平均雨量中用以校驗雷達估計之雨量。另外更有一些在雷達有效測距範圍內發生的豪雨，不論是小範圍或大範圍者，在雷達指示器上竟無回波，當然更沒有DVIP之資料，我們尚不明其原因，亦必須放棄。我們能夠校驗的是先選定有豪雨及暴雨（無論是單點或數個測站）而且廣大範圍降雨，同時雷達回波正涵蓋此範圍之個案，並分北部（新竹以北），中部（嘉義至台中）及南部（台南至高屏地區），共有57次。雷達回波及DVIP資料之選定條件為雨量資料時間前一小時及前半小時與雨量資料當時三者之綜合分析，着重於前一小時及前半小時之資料。表二為比較結果。校驗結果相當不理想。單點測站最大雨量非雷達性能可以偵察，僅列出以做參考。由表二資料可知對一廣大地區平均已在

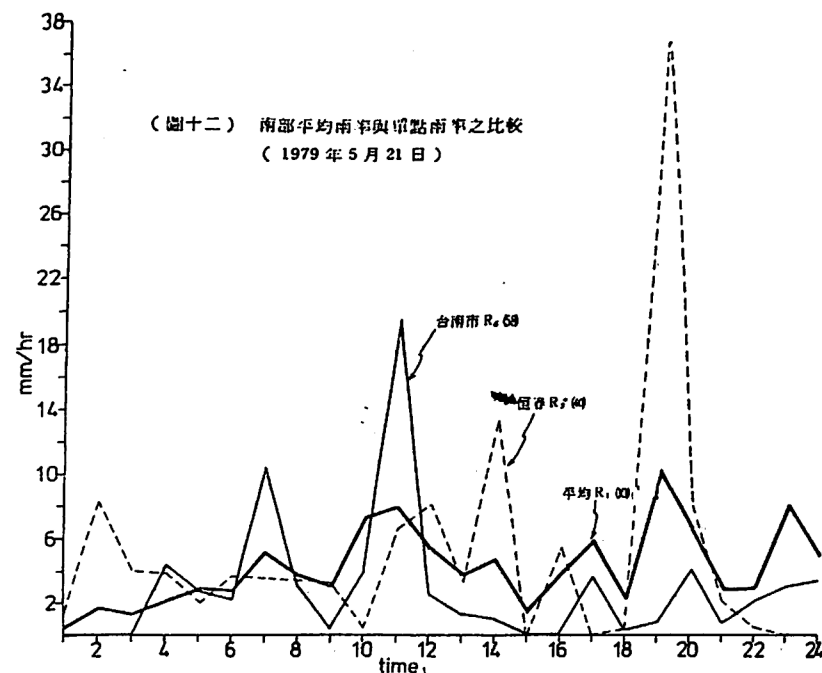
雨量器雨量 mm/hr	平均雨量 mm/hr	DVIP 實測等級	相對雨量 mm/hr	平均雨量 mm/hr	雨量器雨量 mm/hr	平均雨量 mm/hr	DVIP 實測等級	相對雨量 mm/hr	平均雨量 mm/hr
31.8	20.0(0)	3	1	2.5	21.9	6.7(5)	2	2	12.7
25.9	13.2(0)	3	1	2.5	22.0	11.0(5)	2	2	12.7
42.0	10.9(0)	2	1	2.5	33.0	8.8(5)	2	2	12.7
32.0	8.9(0)	2	2	12.7	24.0	13.6(5)	3	2	12.7
41.6	11.7(0)	2	1	2.5	22.4	10.8(5)	2	2	12.7
32.4	13.6(0)	3	1	2.5	20.5	9.3(5)	2	2	12.7
46.8	16.1(0)	3	1	2.5	45.8	12.5(5)	2	2	12.7
39.9	19.0(0)	3	1	2.5	33.6	6.7(0)	2	2	12.7
33.5	14.6(5)	3	1	2.5	28.7	10.4(7)	2	2	12.7
48.5	15.5(5)	3	1	2.5	47.5	13.6(6)	3	1	2.5
32.2	8.3(0)	2	2	12.7	20.3	12.7(7)	3	1	2.5
22.1	4.6(0)	2	1	2.5	47.0	22.8(7)	3	1	2.5
23.7	6.3(0)	2	2	12.7	23.3	5.6(7)	2	1	2.5
35.8	8.8(7)	2	2	12.7	43.1	18.7(7)	3	1	2.5
30.7	12.7(7)	3	2	12.7	47.8	13.2(7)	3	2	12.7
24.5	6.4(0)	2	1	2.5	32.5	16.7(7)	3	2	12.7
40.7	15.0(7)	3	1	2.5	35.8	11.2(7)	2	1	2.5
23.2	6.7(7)	2	1	2.5	33.3	19.0(7)	3	1	2.5
38.7	15.7(7)	3	1	2.5	45.0	15.6(0)	3	1	2.5
24.1	10.2(5)	2	2	12.7	71.1	27.1(7)	4	1	2.5
					37.1	11.2(0)	2	1	2.5
					29.2	8.1(7)	2	2	12.7
					26.9	6.0(5)	2	2	12.7

(表二) WSR-74C DVIP 測定降雨等級與雨量器觀測雨量比較 (1979-1980)

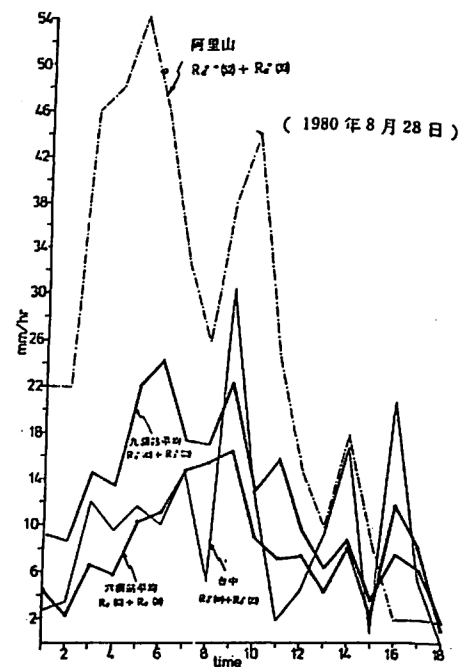
* d = 雨量器平均雨量 - DVIP 指示雨量上限
平均雨量後括號中之數字表測站數。

大雨或豪雨標準者之降雨量常有低估之趨勢。我們將一地區平均雨量換算為相對的降雨等級與 DVIP 實測者在表中列出，可知其梗概。如果用 DVIP 實測降雨等級換算為相對雨量之上限值（見表一），平均絕對差 $|d| = 8.6 \text{ mm/hr}$ 而 $\bar{X} = 12.8 \text{ mm/hr}$ ， $R_d = 67$ 。我們又將 1978 年之資料(1)用相

同的方法處理，22 次資料之平均絕對差為 5.5 mm/hr ， $\bar{X} = 12.8 \text{ mm/hr}$ ， $R_d = 43$ 。而且 1978 年資料中在降雨等級為 2 時多相吻合，只有在等級 3 時常高估實際降雨率，即實際降雨率常低於等級 3 之下限。因之顯示 WSR-74C 雷達觀測降雨資料之準確性可能不合理。從平均相對距平差之比較，1978 年之 DVIP 資料略等於本文中部地區任二測站平均雨量對四測站平均雨量之 R_d ，而 1979-1980 年之 DVIP 資料只相等於任一測站對四測



(圖十二) 南部平均雨率與單點雨率之比較 (1979 年 5 月 21 日)



(圖十三) 中部平均雨率與單點雨率之比較

站平均之 R_d （參見圖四）。

由於大數值在一統計數列中之影響受小數值之增加而減小其對平均之影響程度，故一般言之，如果希望求得平均雨量之面積越大，每一雨量站所代表之面積亦可相對的增大（假定我們所定的誤差不變），換言之，在小面積上如欲達到一定的準確度必須有相當密集的雨量站。

雖然雷達常低估距離雷達站較遠目標的雨量(14)，但是如欲獲得一大範圍之平均雨量而不重視在此大範圍中小面積上的大雨以上降雨之存在，則由於統計之結果，範圍越大會使雨量站之平均越接近於雷達之估計；在時間上亦有相同的結果，雷達雨量與雨量站雨量之比較以數小時之累積雨量結果較佳(15)。因為我們無法獲得可用的衰減數值 (db) 計算相對的雨量，故不可能校驗時間累積雨量而做比較。

我們曾發現 WSR-74C 之 DVIP 對雨量時間之變化亦無顯著的反應，考其原因有二：一為其每一等級之雨量間距太寬（表一），降雨率在同等級中變化不能顯示，另一原因為對小面積之豪雨反應不明顯。如果我們由相對大雨中心向外將平均雨量之面積增大，當然會使雨量相對的降低而趨近於雷達的等級。表三是我們的例證，不考慮有否 $R \geq 20 \text{ mm/hr}$ 之雨量發生，我們將 1979 年 5 月 21 日（受低壓波影響）南部 9 測站之每小時雨量及 1980 年 8 月 28 日（受颱風影響）中部 9 測站之每小時雨量平均之，並與 DVIP 之等級比較。南部雨量等

時 (hr)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
南部 9 測站平均 (mm/hr)	0.5	1.7	1.3	2.2	2.9	2.8	5.1	3.7	3.1	7.2	7.9	5.4	3.7	4.7	1.5	3.8	5.8	2.3	10.0	6.4	2.8	2.8	7.8	4.8
相對 DVIP 等級	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	2	2	1	2	2	2	2	2	2
DVIP 實測等級	無回波 皆為等級 1，相對雨量 $\leq 2.5 \text{ mm/hr}$																							
中部 6 測站平均 (mm/hr)	1.5	2.4	6.6	5.9	10.5	11.3	14.8	15.6	16.6	9.2	7.3	7.6	4.4	8.3	2.1	11.9	8.4	1.1	0.9	0.6				
相對 DVIP 等級	2	1	2	2	2	2	3	3	3	2	2	2	2	2	1	2	2	1	1	1				
加入山低 3 站平均 (mm/hr)	9.2	8.7	14.7	13.7	22.2	24.3	37.4	17.1	22.3	13.3	14.9	9.8	6.4	8.8	3.6	7.8	6.3	1.0	0.9	0.6				
相對 DVIP 等級	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	2	2	2	2	2	2	2	1	1	1				
山區 3 測站平均 (mm/hr)	18.6	21.3	31.0	29.2	45.7	50.3	22.8	20.1	33.7	21.6	16.8	14.3	10.5	9.9	6.7	0.6	0.7	0.6						
相對 DVIP 等級	3	3	4	4	4	4	3	3	4	3	3	3	2	2	2	2	1	1	1					
DVIP 實測等級	除了 13、14 時無回波外，其他皆為等級 1，相對雨量 $\leq 2.5 \text{ mm/hr}$																							

(表三) 平均雨量時間分配之個案比較

(說明) 南部 9 測站由台南至岡山，中部 6 測站由台中至嘉義，山區測站為日月潭、阿里山及玉山南部降雨受低壓波，中部受颱風影響。

級只差一級，中部山區相差最大，如果加入其他六測站平均後，二者等級差即減小。

大範圍的平均雨量或雨量固然有其意義及功用，但是對台灣特殊之地理環境有失太過簡略，最大之缺點為將形成區域性災害之最大雨峰消除或減弱。圖十二為將表三中之南部平均雨率繪圖，並加入台南市及恒春二測站之個別雨率以做比較；台南市之 R_d 68 及恒春之 R_d 40 經與其他測站平均後變成 R_d 00，將恒春三小時之豪雨完全消除。圖十三為中部之比較，情況更為特出，平地六測站之平均加入山區三測站之資料再平均後彷彿未改變其原分佈之形狀，只是相對的增加了數值（是否為颱風侵襲時台中地區之通性，未能確定），但是對台中測站與阿里山測站之雨率分佈却有重大的改變，因之可知對小範圍地區造成災害者非大範圍之平均雨率所能明確顯示。雷達之 DVIP 如果不能較確定的指示小範圍之雨率，似乎對台灣地區之雨量偵察貢獻較微，同時其對大範圍較大之平均雨率（等級 2 以上）之指示能力亦值得懷疑（如表二及表三所示）。Wilson (16) 亦曾指出雷達偵察區域性及單點雨量常會產生二倍以上之誤差，且低估豪雨量，欲使雷達之誤差減低必須仔細的校準雷達之性能，同時用足夠多的雨量站校驗其偵察結果，但雨量站增多，已經可以獲得相當準確的雨量紀錄，雷達即沒有功用。到目前為止，雷達似乎尚不能解決較準確測定雨量之問題；只能定性的指出豪雨發生之可能性及可能之大範圍之內。

六、結論

台灣地理環境特殊，雨量在時空兩方面之分佈皆有其獨特的秉性，非大範圍之平均或少數分佈不均勻之測站資料可能較準確的代表。雷達之 DVIP 似乎在大範圍而小雨時有較佳之效果，但對大雨及以上之降水量誤差較大，尤其在相對大雨中心附近，而此種精確的降雨量資料却為台灣地區防洪及有湖水资源開發所必須者。或謂本研究所用雷達資料中之 DVIP 所測降雨率等級可能因雷達方程中雷達常數項乃受雷達天綫邊緣發射電力 (P_{max}) 及天綫邊緣最小接收電力 (P_{min}) 之影響而有偏差，換言之，DVIP 經過仔細的校準應可減少其誤差。

參考文獻

1. 張月娥 (1969): 台中市氣候, 氣象學報 15 卷 2 期, 19-32。
2. 徐明同, 陳正政 (1973): 民國 61 年 6 月 12 日豪雨之分析, 氣象學報 19 卷 2 期, 7-25。
3. 徐晉淮, 廖學鎰 (1961): 淡水河流域氣候概況, 氣象學報 7 卷 2 期, 1-6。
4. 魏元恒, 蕭長庚, 鄭春生 (1974): 台灣雨量極端值變化之分析及預測, 氣象學報 20 卷 3 期, 1-18。
5. 徐晉淮 (1971): 台北地區豪雨之研究, 氣象學報 17 卷 3 期, 49-71。
6. 周根泉 (1964): 台灣地區暴雨特性之研究, 氣象學報 10 卷 3 期, 52-64。
7. 劉衍淮 (1965): 台灣氣候紀錄中天氣極端之研究, 氣象學報 11 卷 4 期, 1-26。
8. 唐奇祥 (1967): 新竹氣候之研究, 氣象學報 13 卷 1 期, 30-44。
9. 戚啟勳 (1963): 葛樂禮颱風侵襲期間台灣之雨量分析, 氣象學報 9 卷 3、4 期, 1-7。
10. 陳正祥 (1967): 由氣象觀點論台灣之八七水災, 台灣水災之研究, 台銀編印研究叢刊 91 種, 41-59。
11. 曲克恭 (1979): 氣象雷達 WSR-74C 測站台灣地區暴雨量之研究, 氣象預報與分析, 78 期, 1-18。
12. 曲克恭 (1980): 台灣梅雨之可預測度, 文化大學氣象系氣象彙刊 1 期, 1-19。
13. Wiesner, C. J.: Hydrometeorology, 羅樹孝譯, 徐氏基金會出版, P108。
14. Woodley, W. and A. Herndon (1970): A rainage evaluation of the Miami reflectivity-rainfall rate relation, JAM 9-2, 252-264。
15. Eawadzki, I. I. (1975): On radar - rainage comparison, JAM 14-8, 1430-1436。
16. Wilson, J. W. (1979): Radar measurement of rainfall, Bull. AMS 60-9, 1048-1058。

本文轉摘自行政院國家科學委員會專題研究計畫

NSC - 68M - 0202 - 05 (02)

On the Measurement of Heavy Rainfall in Taiwan Area by Using DVIP of Radar

Chu Ko-Kung

ABSTRACT

Selected hourly rainfall data from May to August of 1979 and June to September of 1980 of 44 weather stations and cloud data of WSR-74C radar at CCK and its DVIP rainfall rate level data of the same period were analyzed in order to find the local distribution of rainage measured hourly rainfall and the significant differences between them. The accuracy of DVIP measurements were also verified by using the data of rainages which were covered by large radar echoes. There was a relative maximum hourly rainfall center in a defined area of heavy rain and the rainfall gradient was very strong there but it became weaker a few kilometers away from the center. The effect of the rainfall amount of this center when averaged into a mean would be smoothed very much as the statistical domain of the rainfall was enlarged. DVIP was designed for detecting averaged hourly rainfall rate, so its accuracy was much better as light rain in a large area than heavy rain in our verifications. It seems that DVIP often underestimated the actual heavy rainfall rate and it might be beyond the ability of detecting rainfall rate in a small area near the relative heavy rainfall center which was very useful for flood precautions and designs of water resources in Taiwan. we still need to set more reliable rainages so that we can have sufficient data in a small drainage area or basin to study the distribution and characteristics of rainfall temporally and spatially.