

# 利用 SoWMEX/ TiMREX 實驗期間 X-band 雷達資料估計降雨

陳台琦、廖信豪

中央大學大氣物理研究所

## 摘要

雷達觀測能提供高時空解析度的觀測資料，透過雙偏極化雷達觀測可得到偏極化參數  $Z$  (reflectivity)、 $Z_{DR}$  (differential reflectivity)、 $\Phi_{DP}$  (differential phase)、 $K_{DP}$  (specific differential phase) 及  $\rho_{hv}$  (correlation coefficient) 等，利用這些偏極化參數得到的降雨估計演算法，如： $R(Z)$ 、 $R(Z, Z_{DR})$ 、 $R(K_{DP})$  等不同的關係式估計降雨，近十幾年來在不同波段的雙偏極化雷達被廣泛的應用，降雨估計的精確度也有不錯地結果。

本研究主要是利用在西南氣流實驗期間，中央大學車載 X-波段雙偏極化雷達 (TEAM-R) 的觀測資料 ( $Z$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ ) 估計降雨，與雨滴譜儀 (二維雨滴譜儀 2-DVD 和 JWD 撞擊式雨滴譜儀)、局屬自動雨量站的實際觀測作比較。來評估 X-波段雙偏極化雷達在台灣估計降雨的適用性。

關鍵字：定量降水估計

## 一、前言：

氣象雷達觀測能提供高時空解析度的觀測資料，而傳統雷達在降雨估計方面，主要是利用回波 ( $Z$ )，也就是傳統的  $Z(R)$  關係式估計降雨，而其精確度會受到幾個因素的影響：(1) 雷達硬體本身的系統偏移；(2) 雷達電磁波在通過系統時，能量受到系統衰減的影響；(3) 雨滴粒徑分布 (Drop Size Distribution, DSD) 的變異，雨滴在空間中會受到碰撞合併 (破裂)、蒸發、凝結等不同的雲物理過程而產生變化；(4) 其他非氣象資訊或非純水粒子的回波，這些影響都會使傳統的  $Z(R)$  關係式在估計降雨時產生誤差。因此在近年來許多科學家利用雙偏極化雷達觀測得到的  $Z$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$  這些偏極化參數，經由雨滴譜儀透過散射模擬向前計算後得到  $R(Z, Z_{DR})$  (Zrnice' et al 2000)、 $R(K_{DP})$  (Sachidananda and Zrnice' 1986) 等關係式來估計降雨，結果對於降雨估計而言，其精確度有很明顯的改善。

先前的雷達研究主要是針對 S-band 雷達 (10 cm)，發現利用觀測得到的  $K_{DP}$  在估計高降雨率 ( $> 50 \text{ mm h}^{-1}$ ) 時，可得到很好的精確度 (Anagnostou et al. 2004 Matrosov et al. 2005)，但對於中到輕度的降雨率來說，S-band 雷達觀測到  $K_{DP}$  的敏感度不是很好，因此其降雨估計的精確度也隨著降低。而當利用 X-band 雷達 (3 cm)，因為其波長較短的關係，對於中到輕度的降雨率來說， $K_{DP}$  的敏感度相對較好，得到的降雨估計精確度也很精確，而且對於在估計高降雨率時，其表現也可以比 S-band 雷達來的好。

因此在本研究中，主要是利用在 2008 年西南氣流實驗期間，美國 NCAR (National Center for Atmospheric Research) 提供的 S-波段雙偏極化雷達與國科會贊助的中央大學車載 X-波段雙偏極化雷達 (Taiwan Experimental Atmospheric Mobile-Radar, TEAM-R 圖 1.1) 的觀測資料做比較，檢驗 TEAM-R

的衰檢修正是否正確。接著使用西南氣流實驗期間，六月中旬 (6 月 14 日 0000 UTC 至 2400 UTC IOP8) 的 QC 後 TEAM-R (X-band) 資料估計降雨並與佈署在南部地區的雨滴譜儀、局屬的自動雨量站的實際觀測作比較，來評估 X-波段雙偏極化雷達在台灣南部地區估計降雨的適用性。

## 二、資料來源

西南氣流觀測與豪雨預測實驗，簡稱西南氣流實驗，英文縮寫為 SoWMEX (Southwest Monsoon Experiment)，又稱 TiMREX (Terrain-influenced Monsoon Rainfall Experiment)。實驗時間為 2008 年 5 月 15 日至 6 月 30 日，實驗地點為南中國海北部和台灣本島及臨近海域。實驗總體目標係針對豪雨預警和防減災需求，加強西南氣流導致的豪大雨天氣系統之基礎科學認知，改進現有短期定量降雨估計與預報精確度。實驗內容包括增加南中國海和台灣海峽大氣探空 (機載投落送和船舶探空)，針對台灣梅雨季 (東亞夏季西南季風肇始) 探討南中國海西南氣流的熱動力性質；並利用環島都卜勒雷達，國科會新增車載 X-波段雙偏極化雷達 (文後稱 TEAM-R) 美國 NCAR 提供 S-波段雙偏極化雷達 (文後稱 SPOL)，以及測雨雷達、自動氣象測站和地面 GPS 測站等儀器，進行西南季風環境下豪雨個案密集觀測和分析診斷研究。深入了解西南氣流本身的熱動力特徵，引發豪大雨天氣系統的激發機制，以及中尺度對流系統 (MCS) 本身內部之雲微物理和雲動力結構。該實驗同時也將進行高解析度定量降雨預報數值模擬與雷達資料同化實驗，以改進現有定量降雨預報的精確度。

本文主要是利用 SPOL、TEAM-R、雨滴譜儀 (包括二維光學式雨滴譜儀 (2-DVD) 和撞擊式雨滴譜儀 (JWDs))，以及局屬自動雨量站的觀測資料進行研究 (儀器設置位置如圖 2.1 所示)。

而在本篇研究主要是利用在西南氣流實驗期間 2008 年 6 月 14 日 0000 UTC 到 2400UTC (IOP8) 一天的觀測資料，從紅外線衛星雲圖 (圖 2.2) 來看，6 月 14 日有一道很強的鋒面雲系壟罩全台；針對南部地區，從 0000 UTC 至 1900 UTC 有一深對流系統一直籠罩，移進台灣南部上空 (台南、高雄及屏東)，此時在南部地區，持續都有強降雨發生；過了 1900 UTC，深對流系統移出南部地區，強度也有減弱的現象，降雨減緩。受此鋒面影響，台灣南部地區，其日雨量多有達到 100 至 150 mm 以上，在高屏地區及台南沿海其日累積雨量剩至達到 200mm 以上 (圖 2.3)，連續的豪雨導致高雄、屏東地區有淹水的發生，損失慘重。

### 三、資料處理

本研究使用的 TEAM-R 為 X 波段雷達 (三公分)，因其波長的關係，電磁波在傳遞過程中，容易受到大氣中天氣系統的影響，而使能量有所衰減，雷達觀測距離便會受到限制，而且未 QC 前的資料會夾帶許多的非氣象資訊，假使利用這些未處理過的資料來估計降雨，其精確度會非常的差。因此雷達資料的品質控管 (QC) 就非常的重要。

雙偏極化雷達資料處理流程包含：濾除非氣象資訊的資料、 $\Phi_{dp}$  的處理、 $Z_{DR}$  和  $Z$  系統偏移的修正及電磁波能量衰減修正。對於非氣象資訊的濾除，本文採用  $\rho_{hv}$  等於 0.9 當門檻值，透過此門檻值來濾除非氣象資訊；接著是  $\Phi_{dp}$  的處理，這裡主要是引用紀在 2005 年的  $\Phi_{dp}$  摺疊處理方法以及劉在 2002 年的 17 點平滑方法來展開 (unfolding)  $\Phi_{dp}$ ，並採用平滑後的  $\Phi_{dp}$  透過 1 式來計算  $K_{DP}$ 。

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\Phi_{DP}}{dr} \quad (1)$$

而在雷達觀測中，雷達資料的品質會受到雷達硬體本身系統偏差的影響，還有電磁波在空間的傳遞過程中，其能量會受到天氣系統衰減的影響，此時真正的  $Z$  和  $Z_{DR}$  的值可表示為：

$$Z_H = Z_H^{obs} + Z_H^{bias} + A_H \quad (2)$$

$$Z_{DR} = Z_{DR}^{obs} + Z_{DR}^{bias} + A_{HV} \quad (3)$$

其中  $Z_H^{obs}$ 、 $Z_{DR}^{obs}$  為雷達實際觀測值； $Z_H^{bias}$ 、 $Z_{DR}^{bias}$  為雷達本身的系統偏差； $A_H$ 、 $A_{HV}$  分別為  $Z$ 、 $Z_{DR}$  的衰減量。

$Z_{DR}$  系統偏移修正，是引用 Gorgucci et al. (1999) 提出的垂直掃描 (vertical pointing) 方法，並且在作垂直掃描時通常都會挑在小雨或層狀降雨事件，以確保觀測的雨滴為圓形。當雷達正上方為弱降雨時，其雨滴形狀小而圓，即使雨滴稍大呈扁圓狀態，雷達由下往上看時，雨滴仍呈現圓形，所以當雷達以仰角  $90^\circ$  向上掃描，觀測到的  $Z_{DR}$  值應為零。若雨滴有傾斜， $Z_{DR}$  值不為零，但雷達以仰角  $90^\circ$  的方式掃描  $360^\circ$ ，接收到的總  $Z_{HH}$  值和總  $Z_{VV}$  值應相等，也就是說掃描一圈後平均的  $Z_{DR}$  值應為零，若不為零，該值即為  $Z_{DR}$

的系統偏移 (system bias)。在本研究使用的資料期間 (20080614 到 20080617)，此方法計算出來的  $Z_{DR}$  的系統偏移值為 -0.4dB。

接著利用 Bringi et al. (1990) 的單係數衰減修正方法去求得  $A_H$  和  $A_{HV}$ ，計算方式如 (4)、(5) 所示：

$$A_H = \alpha_h \times \Delta\Phi_{DP} \quad (4)$$

$$A_{HV} = \alpha_{hv} \times \Delta\Phi_{DP} \quad (5)$$

透過雨滴譜儀散射模擬得知，使用 X-band 雷達時，係數  $\alpha_h$  及  $\alpha_{hv}$  分別等於 0.30242 和 0.03696。

最後利用  $Z$ 、 $Z_{DR}$  和  $K_{DP}$  三參數之間的關係式 (Vivekanandan et. al., 2003, 6 式)，便可求得  $Z$  的系統偏差。

$$K_{DP} = a \times Z_H \times Z_{DR}^b \quad (6)$$

經由雨滴譜儀散射模擬得知，在使用 X-band 雷達， $a=1.1323 \times 10^{-4}$ ；而  $b$  則為 -2.0389。

透過上述的步驟，將結果帶入 2 式與 3 式，即可求得真正的  $Z$  和  $Z_{DR}$ 。詳細的 TEAM-R 資料 QC 過程如圖 3.1 所示。

### 四、雷達降雨估計與地面觀測比較

經過前面 QC 的過程，可得到正確的雷達資料。因此，本章節主要目的是將 QC 過後的 TEAM-R 雷達資料，帶入透過雨滴譜儀向前計算得到三個降雨關係式 (7、8、9) 估計降雨，並和地面觀測比較。以評估 X 波段雷達在台灣南部地區估計降雨的適用性，找出最佳測雨距離。

$$R = (0.00374Z)^{0.7214} \quad (7)$$

$$R = 18.122K_{DP}^{0.84154} \quad (8)$$

$$R = 0.00655ZZ_{DR}^{-0.6421} \quad (9)$$

接下來的章節將針對 7 和 8 式做探討，而 9 式在此處則不予以討論。

#### 4-1 R( $K_{DP}$ )與 R( $Z$ )在降雨估計精確度的比較

圖 4.1 為利用 R( $K_{DP}$ )關係式或 R( $Z$ )關係式估計的每小時累積降雨和地面雨滴譜儀站比較，得知在降雨估計精確度方面 R( $K_{DP}$ )關係式的表現優於 R( $Z$ )關係式，其散佈情形是比較集中的。而從這兩張圖皆可發現有幾個資料點是屬於嚴重低估的情形 (圈起處)，這降雨估計低估的主因是因為能量衰減造成的。

根據上述，R( $K_{DP}$ )關係式的表現優於 R( $Z$ )關係式，其原因可透過 10、11 及 12 式解釋：

$$R = \frac{3.67\pi}{6} \int D^{3.67} N(D) dD \cong \sum D^{3.67} \quad (10)$$

$$K_{DP} = \frac{\pi k_0 c}{12} \int D^3 (1-r) N(D) dD \cong \sum D^3 \quad (11)$$

$$Z = \int D^6 N(D) dD \cong \sum D^6 \quad (12)$$

$N(D)$  為雨滴粒徑分布； $D$  代表雨滴粒徑大小也可當作雨滴粒徑的變異，透過這三個公式可知，降雨率

(R) 和雨滴粒徑變異的 3.67 次方有關； $K_{DP}$  和雨滴粒徑變異的 3 次方有關；Z 則和雨滴粒徑變異的 6 次方有關，當雨滴粒徑變異的次方數越大，表示參數受雨滴粒徑變異的影響越大，降雨估計的不確定性也相對變大。

因此，利用 R(Z)關係式估計降雨時，因受雨滴粒徑變異影響程度較大，降雨估計的不確定性相對也較高，精確度也跟著降低；相反的利用 R( $K_{DP}$ )關係式，其  $K_{DP}$  受到雨滴粒徑變異的影響較小，降雨估計的不確定性較低，其精確度也跟著提高。所以在降雨估計的精確度上，R( $K_{DP}$ )關係式的表現會優於 R(Z)關係式。

#### 4-2 利用 R( $K_{DP}$ )估計降雨與地面觀測比較

接著，來看 R( $K_{DP}$ )關係式在估計降雨時的實際表現，圖 4.2 為雷達 1100 UTC 估計的每小時累積降雨(色塊)與地面雨量站實際觀測(黑色數字)的比較，從這兩張圖中皆可發現，利用 R( $K_{DP}$ )關係式估計降雨其結果和地面雨量站相當接近，以圖 4.2 為例：在離雷達較近的兩個點，地面雨量站的觀測分別為 38 及 27 mm，而雷達估計每小時累積降雨的色塊區間分別在紅色(約 40 mm)與黃色(約 30 mm)的地方，和實際的地面觀測非常相近。不過在較遠的點(紅色圈處)，地面雨量站的觀測分別為 31 及 30 mm，而雷達估計每小時累積降雨的色塊區間卻只在淡藍色(約 20 mm)的地方，其主要是受到衰減的影響導致在降雨估計時有低估的情形，這也顯示，雖然利用 R( $K_{DP}$ )關係式估計降雨時可以有很好的表現，但其精確度還是會受到觀測距離的影響而有所改變。

在時序圖比較的部分，挑選 Super site 來討論(圖 4.3)。比較上，在 06140000 UTC 至 0600 UTC，其掃描策略以掃向東北方為主，所以在這段時間估計的降雨大多都呈現低估的情形，扣掉這段時間不看，利用 R( $K_{DP}$ )關係式估計降雨時，其降雨趨勢大抵上都和地面觀測一致，值也都和地面觀測接近(圖 4.3a)，RMSE 值在 3 以下；在累積降雨部分(圖 4.3b)，利用 R( $K_{DP}$ )關係式估計的累積降雨和地面實際觀測很接近，百分誤差都有在±10%以內，在降雨估計的表現上有不錯的結果。

前面的部分有提到，利用 R( $K_{DP}$ )關係式估計降雨時，其精確度會受到觀測距離的影響而有所改變，所以這部分便是要探討 R( $K_{DP}$ )關係式的百分誤差與距離的關係。以 R( $K_{DP}$ )關係式估計降雨和地面雨量站的比較圖(圖 4.4)來看，從圖上可知道雷達降雨估計的百分誤差隨著距離有增加的情形。接著將圖 4.4 藍色圈起來區域劃分出來(圖 4.5)，並從圖中選取四個站(藍色圈處)，而這四個站大致上是落在一條線上，便可發現百分誤差隨距離有增加的趨勢。而為了探討百分誤差及選用資料的高度與雨量站距離、高度的關係，便沿橘黃色線作一垂直剖面(圖 4.6)，來看百分誤差以及選取資料的高度隨距離及地勢高度變化的情況，圖上綠色點為測站位置，紅點則為選取資料的高度，而百分誤差則標是在圖下，當雨量站位置離雷達越遠，地勢越高時降雨估計產生的百分誤差也就越大，

且所用的資料點高度也就越高，使得資料的不確定性增加，造成降雨估計的精確度下降。

就整個散布的雨量站及雨滴譜儀站來看，圖 4.7 為將所有雨量站及雨滴譜儀站的百分誤差隨距離的改變作成的散布圖，和前面分析的一樣，其誤差隨著距離越遠有變大的情形。針對上述分析的結果，在這個地方需提到一件重要的事情，本研究在作降雨估計時，所使用的資料其高度皆在一公里以上，而不用較低層的資料，會有這項限制，主要原因是 TEAM-R 在九如堤防觀測時，其東邊有一排電線的干擾，使得低層資料受到影響，如圖 4.8a、b 所示，從兩張  $Z_{DR}$  的圖上都可看到有一條不自然的  $Z_{DR}$  值存在(藍色框處)，其值偏小(趨近於零)，這並不是有特殊的系統存在，而是受到電線的干擾，進而造成低層資料品質不佳。為了避開電線的干擾，在資料的選取上便以高度一公里作為限制，因此在估計降雨時，一開始就有一定的資料不確定性存在，影響降雨估計的準確性。如果能選取更低層的資料使用，其資料的不確定性也會跟著降低，對於降雨估計精確度的改善，會有一定的幫助。

根據前人研究，降雨估計所能接受的誤差範圍約在 15 到 20%以內，由圖 4.7 顯示，當觀測距離在 15 到 20 公里以內時(綠實線)，降雨估計的百分誤差約在±20%以內，因此如果想利用 TEAM-R 資料並採用 R( $K_{DP}$ )關係式估計降雨時，15 到 20 公里是一個不錯的估計範圍，但當估計範圍大於 20 公里時，降雨估計的精確度就不是很好，百分誤差相對的也比較大。這樣距離限制，除了受雷達波長的影響外，使用資料高度受限也是一個重要的原因，對於往後的研究及應用，如果能使用更低層的雷達資料，降雨估計的適用範圍勢必可以再放大，且降雨估計精確度也能有所提升。

## 五、結論

西南氣流實驗，為台灣近二十年來最大的一個中外合作觀測實驗計畫，其主要目的為針對豪雨預警和防減災需求，加強西南氣流導致的豪大雨天氣系統之基礎科學認知，改進現有短期定量降雨估計與預報精確度。在實驗期間，動用了許多觀測儀器，如：SPOL 雷達、TEAM-R、二維光學式雨滴譜儀(2DVD)、撞擊式雨滴譜儀(JWDs)、ISS.....等，得到許多珍貴的資料。

本研究主要目的，在利用 TEAM-R 資料作降雨估計，並和地面自動雨量站及雨滴譜儀站比較，以評估 X-band 雷達在台灣地區降雨估計的適用性。而 TEAM-R 為全台第一部移動式雙偏極化都普勒雷達，於 2008 年建構完成，波長為三公分，屬於短波長雷達，在觀測上容易受到系統衰減的影響，而且又是新的雷達，因此在資料的使用上，需特別注意非氣象資訊的影響、雷達硬體本身的系統偏移及電磁波能量衰減等 QC 問題。

在降雨估計上，本研究使用的 R( $K_{DP}$ )關係式，根據參數 R 及  $K_{DP}$  的定義，其分別和雨滴粒徑變異的

3.67 次方及 3 次方成正比 ( $Z$  則為 6 次方)，次方數相近，當次方數越小，受雨滴粒徑變異的影響也較小，且  $K_{DP}$  只與相位有關，和能量無關，不會受到衰減的影響，因此利用  $R(K_{DP})$  關係式估計降雨時，表現會優於  $R(Z)$  關係式。在實際應用方面，針對 IOP8 (0614) 個案，使用  $R(K_{DP})$  關係式估計降雨，和地面雨量計或雨滴譜儀的結果都十分相近。就整體比較的散布情形，在扣除掃描策略的限制及衰減的問題，其散布範圍集中，表示在降雨估計上  $R(K_{DP})$  關係式表現不錯。在整個誤差分布的情形，隨著觀測距離越遠與地勢高度增加，使用的資料高度也跟著增加，與地面雨量站或雨滴譜儀站的變異性也就越大，導致  $R(K_{DP})$  關係式估計降雨所產生的百分誤差，有變大的趨勢。而根據前人研究，降雨估計所能接受的誤差範圍約在 15 到 20% 以內，因此當觀測距離在 15 到 20 公里以內時，利用  $R(K_{DP})$  關係式估計降雨產生的百分誤差約在  $\pm 20\%$  以內，因此如果想利用 TEAM-R 資料並採用  $R(K_{DP})$  關係式估計降雨時，15 到 20 公里是一個不錯的估計範圍，但當估計範圍大於 20 公里時，降雨估計的精確度就不是很好，百分誤差相對的也比較大。這樣距離限制，除了受雷達波長的影響外，使用資料高度受限也是一個重要的原因。在本研究中，因受九如站電線的影響，低層資料品質不佳，在估計降雨時，使用的資料高度皆從 1 公里以上開始選取，所以一開始就有一定的資料不確定性存在，影響降雨估計的準確性。對於往後的研究及應用，如果能使用更低層的雷達資料，降雨估計的適用範圍勢必可以再放大，且降雨估計精確度也能有所提升。

## 六、未來展望

本篇論文使用的資料為 IOP8 中 6 月 14 日一天的觀測資料，資料量稍嫌不足。而研究中，使用三種不同的降雨估計關係式，其係數求得是利用五個撞擊式雨滴譜儀 (JWDs) 在 200806130000 UTC 到 200806180000 UTC 梅雨個案中，每三分鐘降雨資料及反演出的偏極化參數  $Z$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$  經散射模擬向前計算得到，在本研究中雖然適用，但對於其它個案或不同的天氣型態而言需進一步確認。因此，希望未來能使用更多的資料，來驗證本研究結果。並且針對不同的天氣型態，如：颱風、東北季風等，來研究 X-波段雙偏極化雷達 (TEAM-R) 在台灣估計降雨的適用性，並找出其在降雨估計中適用的範圍。

本研究中，使用  $R(K_{DP})$  關係式估計降雨時，主要認為  $K_{DP}$  是正確無誤差存在，因此降雨估計的誤差主要來自觀測距離及使用資料的高度。實際上， $K_{DP}$  是由  $\Phi_{DP}$  隨距離積分而來，因此當  $\Phi_{DP}$  的 unfolding 沒處理好時， $K_{DP}$  便會產生誤差。而且雷達觀測取樣體積會隨距離增加，使解析度降低，這也會使  $K_{DP}$  有誤差產生。因此，之後研究也將會對  $K_{DP}$  誤差來源作分析，來釐清利用  $R(K_{DP})$  關係式估計降雨時，造成其產生誤差的原因為何。

## 參考文獻

- Anagnostou, E. N., W. F. Krajewski, A. Kruger, and B. J. Miriovsky, 2004: High-Resolution Rainfall Estimation from X-Band Polarimetric Radar Measurements, *Journal of Hydrometeorology*, **Volume 5, Issue 1**, pp.110-128
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, N. Balakrishnan, and D.S. Zrnica, 1990: An Examination of propagation effects in rainfall on radar measurements at microwave frequencies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 829-840.
- Gorgucci, E., G. Scarchilli, and V. Chandrasekar, 1999: A procedure to calibrate multiparameter weather radar using properties of the rain medium, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **37**, 269-276.
- Matrosov, S. Y., D. E. Kingsmill, B. E. Martner, and F. Martin Ralph, 2005: The Utility of X-Band Polarimetric Radar for Quantitative Estimates of Rainfall Parameters, *Journal of Hydrometeorology*, **Volume 6, Issue 3**, pp. 248-262
- Sachidananda, M. and D.S. Zrnica, 1986: Differential propagation phase shift and rainfall rate estimation. *Radio Sci.*, **21**,235-247.
- Vivekanandan, J., G. Zhang, S. M. Ellis, D. Rajopadhyaya, and S. K. Avery, 2003: Radar reflectivity calibration using differential propagation phase measurement. *Radio Sci.*, **38**, 8049, doi: 10.1029/2002RS002676.
- Zrnica' D.S., T.D. Keenan, L.D. Carey, and P. May, 2000: Sensitivity analysis of polarimetric variables at a 5-cm wavelength in rain. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 1514-1526

## 圖



圖 1.1 TEAM-R 雷達。

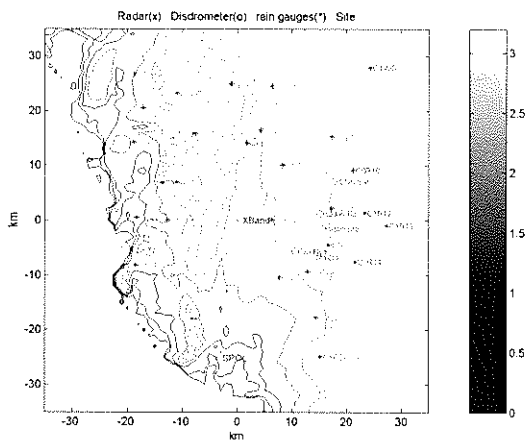


圖 2.1 西南氣流期間雷達位置（紅 x）、雨滴譜儀站（紫 o）、自動雨量站（藍\*），紫色字為雷達站及雨滴譜儀站的名子、綠字為車頭朝南時雷達掃描區域所涵蓋的平地自動雨量站代號、紅字則為山區雨量站，色標為取 log10 之後的高度，間格為 0.4。

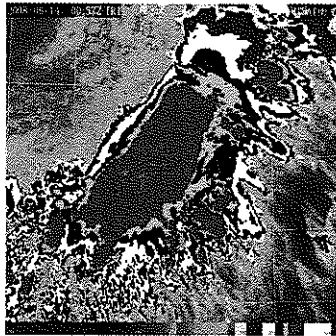


圖 2.2 為 200806140000 UTC 的紅外線衛星雲圖。

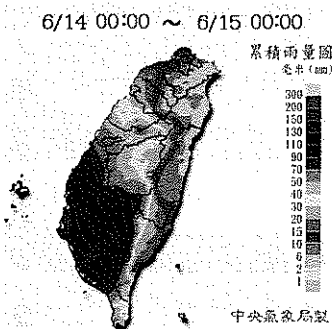


圖 2.3 台灣地區 2008 年 6 月 14 日累積雨量圖。

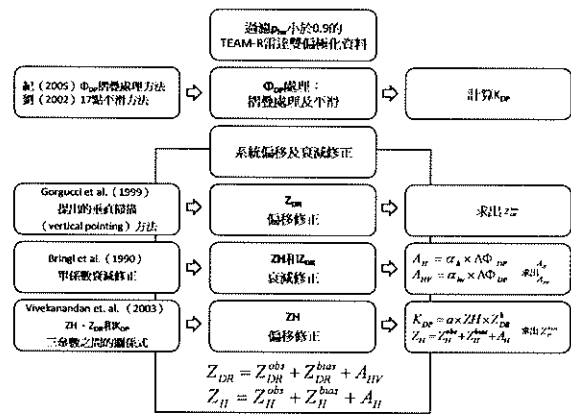


圖 3.1 TEAM-R 雷達資料 QC 流程。

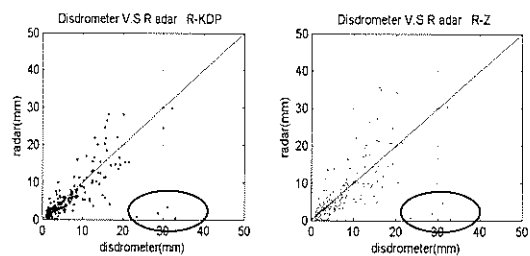


圖 4.1 利用 R(K<sub>DP</sub>)關係式（左）和 R(Z)關係式估計降雨（右）與地面雨滴譜儀站比較。

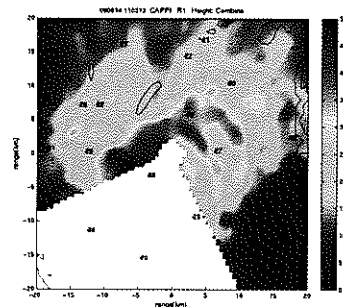


圖 4.2 在 1100 UTC 時，利用 R(K<sub>DP</sub>)關係式估計的每小時累積降雨（色塊）和地面雨量站比較（數字）。等高線為真實台灣地形高度，分別代表 0、200 和 500 公尺。

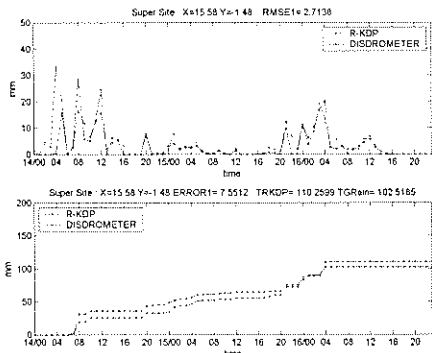


圖 4.3 雷達估計降雨和 Super site 的地面雨滴譜儀站比較，雨滴譜儀（紅）、雷達（藍）。RMSE1 為降雨估計的均方根誤差、ERROR1 則為降雨估計的百分誤差（%）。

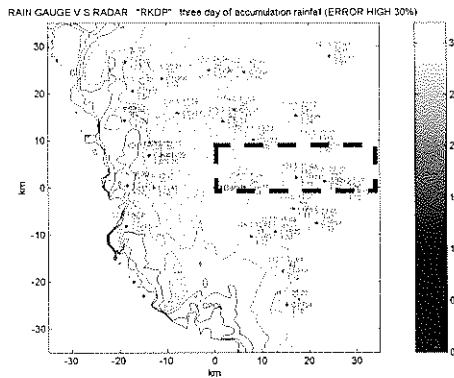


圖 4.4 利用  $R(K_{DP})$  關係式估計的累積降雨和地面雨量站的比較圖，黃字：實際累積降雨、綠字：百分誤差、紅字：由上往下依序是雨量站距離、雨量站高度、雨量站名及資料高度、藍色區塊為選取的範圍。地形配置同圖 2.1。

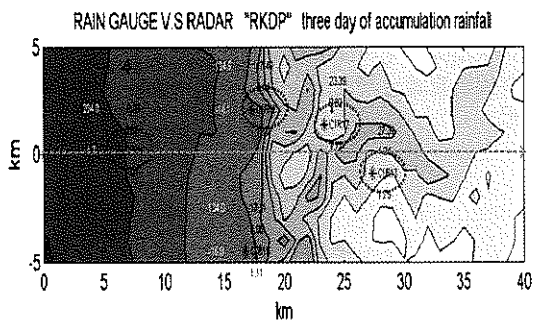


圖 4.5 為從圖 4.4 以 TEAM-R 為中心南北各 5 公里、往東 40 公里，也就是藍色圈起來區域，藍色圈圍為選取的四個雨量站，橘黃色線：預計作剖面線的地方可得圖 4.6。地形配置同圖 2.1。

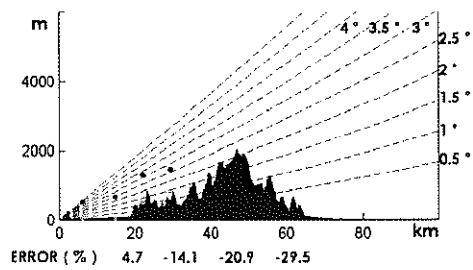


圖 4.6 圖 4.4 的橘黃線處（以 TEAM-R 為中心，方位角  $90^\circ$ ）作的垂直剖面，綠點：雨量站位置、紅點：資料高度、下排黑色字：相對應的百分誤差。

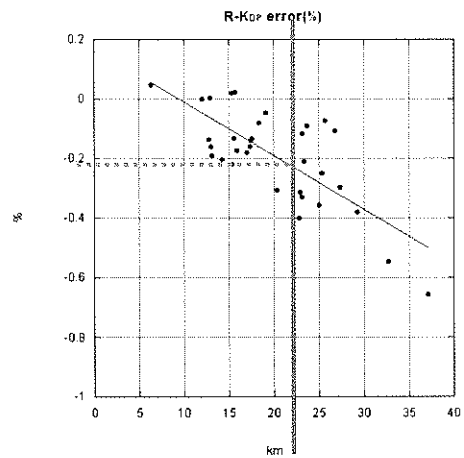


圖 4.7 有雨量站及雨滴譜儀站的百分誤差隨距離變化的散布圖，綠實線：20 km 的分隔線，虛線：誤差在  $\pm 20\%$  以內。

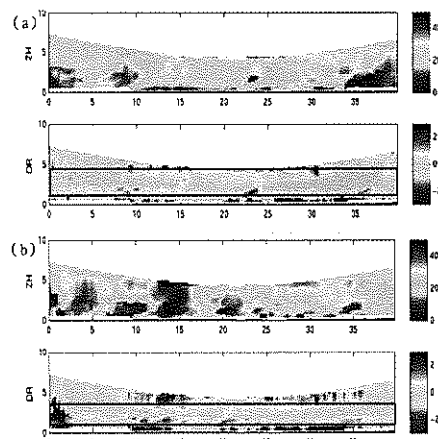


圖 4.8 如圖所示，不論是 (a) 或 (b)，在藍色框處，有一小的  $Z_{DR}$  值存在（趨近於零），這主要是電線桿擾造成的。