

# C 頻偏振雷達總傳播相位偏移差面積 雨量估計法之研究

鳳 雷<sup>1,2</sup> 周仲島<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 國立台灣大學大氣科學系

<sup>2</sup> 空軍航空技術學院軍事氣象系

(中華民國九十四年二月三日收稿；中華民國九十五年二月十日定稿)

## 摘 要

本文使用澳洲氣象局研究中心(Bureau of Meteorology Research Centre, BMRC)與美國大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)合作研發的雙線性偏振 C 頻氣象雷達(C-Pol)，對科羅拉多州立大學的面積雨量估計法  $Areal R_{CST}(\Phi_{DP})$  及美國國家劇烈風暴實驗室(National Severe Storms Laboratory, NSSL)的面積雨量估計法  $Areal R_{NSSL}(\Phi_{DP})$  進行實際驗證，利用 C-Pol 雷達於 1999 年夏天在澳洲達爾文地區所觀測的三個降水個案及地面雨量計網資料評估兩種雷達雨量估計方法之準確度。面積雨量估計分成大面積 ( $110 \text{ km}^2$ ) 及小面積 ( $25 \text{ km}^2$ ) 兩種，地面降雨率分成 3 分鐘及 10 分鐘平均兩種。結果顯示，上述兩種  $Areal R(\Phi_{DP})$  雷達雨量估計法之準確度相當接近，雷達估計之降雨率與地面雨量計網之 3 分鐘及 10 分鐘平均降雨率的相關性分析，大面積之相關係數大於 0.95，小面積之相關係數大於 0.91。分析中亦顯示，兩種面積雨量估計法在對流性降雨量的估計上均有很好的表現。

關鍵詞：偏振雷達、總傳播相位偏移差、面積雨量估計法

## 一、前 言

對水文學來說，如何精確的測量集水區(面積)內的降水量一直是個重要的問題。傳統量測降雨量的方法是使用地面雨量計，其所量測的是單點雨量，其觀測量在空間上之代表範圍依降水系統之空間分佈而異。使用雷達測估降雨量(radar estimated rainfall)的主要目的正是爲了

改善大面積平均降雨量估計的準確性。利用氣象雷達進行降雨量估計的最大優點，在於它能夠從單一地點測量到具有很好空間及時間解析度的大範圍即時降水資料，並且有能力解析天氣系統的三維降水回波結構。

偏振氣象雷達具有總傳播相位偏移差(total differential propagation phase shift,  $\Phi_{DP}$ ，簡稱總相差)的新觀測量及其導出量比相位偏

移差 (specific differential propagation phase shift,  $K_{DP}$ ，簡稱比相差)，這兩種相位偏移差資訊均可用來估計降雨率。根據 Bringi et al. (1990)，Sachidnanda and Zrnica (1987)，Zrnica and Ryzhkov (1996)，May et al. (1999)，Ryzhkov et al. (2000)，Bringi et al. (2001a)，鳳雷(2002)等人之研究，使用總相差或比相差之雷達雨量估計法在強降雨率的估計上表現都較傳統以雷達反射率因子為基礎的估算法  $R(Z)$  來的好。其中 Ryzhkov et al. (2000) 及 Bringi et al. (2001a) 提出的總傳播相位偏移差面積雨量估計法 (簡稱 *Areal R* ( $\Phi_{DP}$ ) 法)，便是為了直接使用總相差觀測值估計面積平均降雨率而設計的雨量估計法，這個方法特別適合類似水庫集水區的降雨量估計。Zrnica and Ryzhkov (1996) 認為雷達雨量估計法中，以相差為基礎的方法相較於以能量為基礎的方法，在實用上有免於雷達系統增益變動、衰減效應及波束遮蔽等數個優點。Ryzhkov et al. (2000) 更指出 *Areal R* ( $\Phi_{DP}$ ) 不需先求取  $K_{DP}$ ，因此即使在雷達波束被山脈部份遮蔽的情況下仍可估計降雨量。

本文係利用澳洲氣象局的 C-pol 雷達觀測資料，並以 Bringi et al. (2001b) 所提出之方法訂正雷達反射率因子的衰減，再利用均滑後的總相差資料代入  $R_{CSU}(\Phi_{DP})$  及  $R_{NSSI}(\Phi_{DP})$  二種雷達雨量估計法中，進行熱帶降水之面積雨量估計研究。

## 二、資料來源

本研究係以澳洲北部達爾文地區 1999 年 1 月 15 日、3 月 1 日及 3 月 17 日三天的降水事件為分析樣本。雨量計網在雷達站東南方約 40 km 處，在大約 110 km<sup>2</sup> 的面積內共有 18 個地

表一 澳洲氣象局 C-Pol 雷達系統規格

BMRC C-Pol 雷達系統規格	
Peak Output Power	250 kW
Operating Frequency	5605 MHz (5.45 cm)
Pulse widths	1.0 and 2.0 $\mu$ s
Antenna Gain	45 dB
Antenna size	4.2 m (center-fed paraboloid)
Radome loss	No Radome
Beamwidth	1.0 degrees
Max. range	600 km
Min. range	1 km
PRF	200-1200 Hz
Minimum detectable Signal	-118 dBm
Polarization	Linear Horizontal and Vertical
Variables	$Z_H, V_R, \sigma_v, Z_{DR}, \Phi_{DP}, \rho_{hv}(0)$
Data system	IRIS Lassen system

面雨量計。雨量計為傾斗式，集水口的直徑為 203 mm，雨量計在累積 0.2 mm 雨量時就會記錄乙次。利用這組資料可計算雨量計之 3 分鐘及 10 分鐘平均降雨率。

雷達資料則為澳洲氣象局研究中心 (BMRC) 與美國大氣研究中心 (NCAR) 合作研發的 C 頻偏振氣象雷達 (C-Pol)，雷達系統特性如表一，詳細說明可參考 Keenan et al. (1998) 之文章。雷達的觀測資料包含  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $V_r$ 、 $SW$ 、 $\Phi_{DP}$  及  $\rho_{hv}(0)$ ，雷達觀測頻率為十分鐘一組體積掃描 (volume scan)，有關偏振雷達觀測參數之詳細說明可參考鳳(2002)。

圖 1 為雨量計網與雷達站相關位置分佈圖。為了估計面積雨量分別定義大面積 (主扇形區) 及小面積 (子扇形區)，其中主扇形區域為方位角 140.5 ~ 153.5°，距離雷達 41.0 ~ 51.5 km 之內，面積約為 110 km<sup>2</sup>，主扇形區內含 18 個雨量計。主扇形區域內再細分成五個子扇形區，分別以 S1 - S5 稱之。每個子扇形區的夾角為 3 度，長度為 10.5 公里，面積約為 25 平

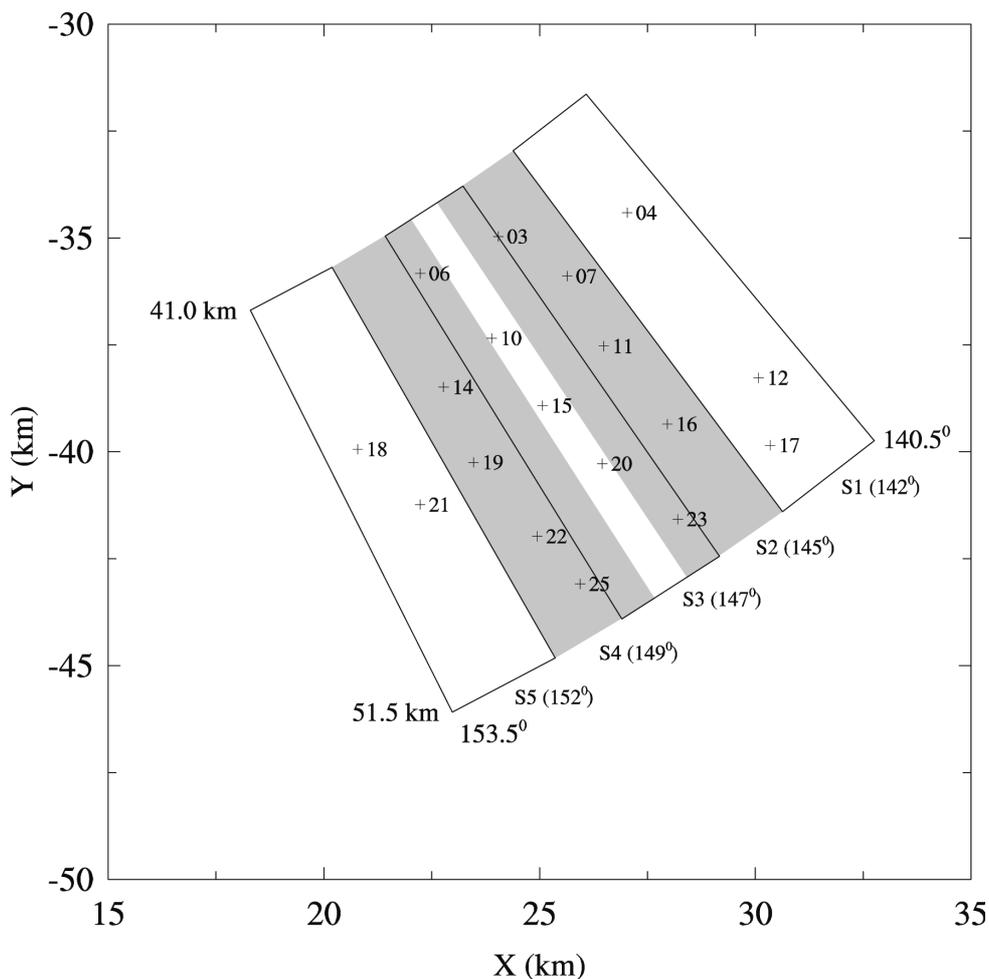


圖 1 澳洲達爾文之雨量計網與 C-Pol 雷達站相關位置圖，+ 表示雨量計之位置，旁邊的數字為測站編號。子扇形區分別以 S1-S5 編號表示，S1、S3 及 S5 以實線框表示其範圍，S2 與 S4 的範圍以陰影區表示，括號內之角度為該子扇形區之中心方位角。

表二 雨量估計實驗中功能不正常之測站號碼對照表

時 間	功能不正常測站號碼
15 Jan. 1999	DS-10(6:05 UTC 以後), DS-23
01 Mar. 1999	DS-6, DS-10, DS-11, DS-21, DS-23
17 Mar. 1999	DS-10, DS-11, DS-21

表三 雷達面積雨量估計法與地面雨量計網之相關係數

	大面積 (110km <sup>2</sup> )		小面積 (25km <sup>2</sup> )	
	三分鐘	十分鐘	三分鐘	十分鐘
<i>Areal R<sub>CSU</sub>(Φ<sub>DP</sub>)</i>	0.9557	0.9708	0.9152	0.9384
<i>Areal R<sub>NSSL</sub>(Φ<sub>DP</sub>)</i>	0.9548	0.9697	0.9127	0.9344

方公里。圖中 S1、S3 及 S5 以實線框住其面積範圍，S2 及 S4 用陰影區表示其範圍。其中 S2 與 S3 的面積有部份重疊，雨量計 23 位於重疊區內；S4 與 S3 的面積亦有部份重疊，雨量計 06 位於重疊區內。每個子扇形區內含 2 至 5 個雨量計不等，實驗期間失效之雨量計如表二。

### 三、雨量計及雷達估計降雨率之方法

地面平均降雨率的計算方式，是以扇形區域內所有地面雨量計的降雨率直接平均而得，其中各雨量計之計算權重相等。雨量計時間平均分成 3 分鐘及 10 分鐘平均兩種，時間平均是以雷達觀測時間為其中心點，3 分鐘(10 分鐘)平均的時間範圍為向前及向後各延伸 1.5 分鐘(5 分鐘)。雷達平均降雨率的計算則以 0.5°仰角的雷達資料在該扇形區域內所估計之降雨率平均而得。

如果以流域降水估計而言，如何求取集水區內的平均降雨強度才是其目的。然而  $K_{DP}$  的求取必需經過平滑的程序，這會降低其精確度及空間解析度，為了避免平滑程序，因而發展利用  $\Phi_{DP}$  直接求取面積平均降雨強度的方案。本文比較 NSSL (Ryzhkov et al. 2000) 及 CSU(Bringi et al. 2001a)兩種面積雨量估計方案。

$$AR = \frac{a}{2} \sum_j^n \Delta\theta_j \frac{(r_2 + r_1)}{2} [2(r_2 - r_1)]^{1-b} [\Phi_{DP}(r_2, \theta_j) - \Phi_{DP}(r_1, \theta_j)]^b \quad (6)$$

在 CSU 方案中，假設同一方位角距離  $r_1$  至  $r_2$  的範圍內降雨率與  $K_{DP}$  為線性關係(即  $R=cK_{DP}$ )。CSU 方案推導過程如下

$$AR = \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_1}^{x_2} R(x, y) dx dy = c \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_{r_1}^{r_2} K_{DP}(\theta, r) r dr d\theta \quad (7)$$

首先定義面積降雨率 AR (areal rainrate)為降雨率對面積之積分：

$$AR = \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_1}^{x_2} R(x, y) dx dy \\ = \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_{r_1}^{r_2} a[K_{DP}(\theta, r)]^b r dr d\theta \quad (1)$$

其中降雨率可表示為  $R = a K_{DP}^b$ 。在 NSSL 方案中，假設同一方位角距離  $r_1$  至  $r_2$  的範圍內  $K_{DP}$  為常數，則上式可改寫成

$$AR = \int_{\theta_1}^{\theta_2} a[K_{DP}(\theta)]^b \int_{r_1}^{r_2} r dr d\theta \\ = \frac{a}{2} \int_{\theta_1}^{\theta_2} (r_2^2 - r_1^2) [K_{DP}(\theta)]^b d\theta \quad (2)$$

上式以差分式表示為

$$\frac{a}{2} \sum_j^n (r_2^2 - r_1^2) [K_{DP}(\theta_j)]^b \Delta\theta_j \quad (3)$$

$K_{DP}$  及  $\Phi_{DP}$  關係為

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\Phi_{DP}}{dr} \quad (4)$$

因為  $K_{DP}$  為常數，兩者之關係可改寫成

$$K_{DP} = \frac{\Phi_{DP}(r_2, \theta) - \Phi_{DP}(r_1, \theta)}{2(r_2 - r_1)} \quad (5)$$

結合(3)及(5)式，消去  $K_{DP}$  可得

代入  $\Phi_{DP} = \int_{r_1}^{r_2} 2K_{DP}(r, \theta) dr$ ，並利用分部積分技巧可得

$$AR = \frac{c}{2} \int_{\theta_1}^{\theta_2} \left[ \{r_2 \Phi_{DP}(r_2, \theta) - r_1 \Phi_{DP}(r_1, \theta)\} - \int_{r_1}^{r_2} \Phi_{DP}(r, \theta) dr \right] d\theta \quad (8)$$

將上式以差分式表示

$$AR = \frac{c}{2} \sum_j^n \left[ \{r_2 \Phi_{DP}(r_2, \theta_j) - r_1 \Phi_{DP}(r_1, \theta_j)\} - \sum_i^m \Phi_{DP}(r_i, \theta_j) \Delta r_i \right] \Delta \theta_j \quad (9)$$

兩個方案主要的不同，在於 NSSL 方案中雖然維持  $R$  與  $K_{DP}$  的幕次關係 ( $R = cK_{DP}^b$ )，但假設不同徑向距離所代表的扇形面積具有相同的權重(註：因波束會隨距離增加而擴大，故雷達波束所估計雨量的扇形面積會隨距離而增加)。而 CSU 方案則將  $R$  與  $K_{DP}$  的幕次關係以線性關係 ( $R = cK_{DP}$ ) 表示，並以區段線性擬合法 (piecewise linear fit) 來逼近幕次關係。採用線性關係的目的，在於保持扇形面積的權重會隨面積的增加而增加。依 Bringi et al. (2001a) 對兩種方案的簡單模擬可知，兩者的誤差約可保持在 10% 以下，NSSL Areal  $R(\Phi_{DP})$  法的特性為當降雨強度在估計範圍內不均勻時誤差較大，例如雨量分佈愈集中在靠近雷達一側時所產生之誤差最大。

在 NSSL 方案中， $R = a K_{DP}^b$  的係數 ( $a = 32.4$  及  $b = 0.83$ ) 為直接引用 Bringi et al. (2001a) 文中之係數。這組  $R$ - $K_{DP}$  指數關係式的係數是使用了在澳洲達爾文地區夏季期間所收集之地面雨滴譜資料，代入散射模式所模擬出的  $R$ - $K_{DP}$  指數關係式。其中雨滴軸長比關係式為 Beard and Chuang (1987) ( $D < 1$  or  $D > 4$  mm) 及 Andsager et al. (1999) ( $1 \leq D \leq 4$  mm) 的綜合型雨滴軸長比關係式(簡稱之為 BCA 雨滴軸長比關係式)。而在 CSU 方案中，利用同一組雨滴

譜資料，以區段線性擬合法 (piecewise linear fit) 來逼近  $R$  與  $K_{DP}$  的幕次關係，區段  $R = cK_{DP}$  線性關係如下：

$$\begin{aligned} R &= 43.3 K_{DP} && ; 0.1 < K_{DP} \leq 0.5 \\ &= 35.4 K_{DP} && ; 0.5 < K_{DP} \leq 1.0 \\ &= 30.2 K_{DP} && ; 1.0 < K_{DP} \leq 2.0 \\ &= 26.0 K_{DP} && ; 2.0 < K_{DP} \end{aligned}$$

上式中  $K_{DP}$  的單位為  $^{\circ}\text{km}^{-1}$ 。Bringi et al. (2001a) 所敘述之區段線性擬合法的係數中並未定義  $K_{DP}$  小於  $0.1^{\circ}\text{km}^{-1}$  的  $c$  值，在上述情形發生時，改採  $R(Zc)$  降雨率估計法 ( $Z = 305R^{1.36}$ )，其中  $Zc$  為衰減訂正後的雷達反射率因子。至於 NSSL 的方法並無此問題，僅在雷達資料發生  $\Phi_{DP}(r_2) < \Phi_{DP}(r_1)$  的情形下將降雨率設定為 0。因此，NSSL 方案所估計的雨量僅由總相差求得，不需使用到雷達反射率因子的資料。

使用 Areal  $R(\Phi_{DP})$  法除了具有相差估計法的所有優點外，額外的優點有：Areal  $R(\Phi_{DP})$  法不需為求取  $K_{DP}$  而做一些平滑處理；其次是針對山區的降雨估計時，即使在降雨估計的區域內有部份  $\Phi_{DP}$  資料品質不佳時，只要被估計面積兩個端點的  $\Phi_{DP}$  值可以獲得就可以估計降雨率。這些特性使得 Areal  $R(\Phi_{DP})$  法特別適合

山區水庫集水區的面積雨量估計。

#### 四、雨量估計結果

雨量估計實驗共分成大面積及小面積兩類：主扇形區域所佔之面積稱大面積(~110 平方公里)，子扇形區域所佔之面積稱為小面積(~25 平方公里)，雷達雨量估計的方法為  $Areal R_{CSU}(\Phi_{DP})$ ,  $Areal R_{NSSL}(\Phi_{DP})$  二種方法。

圖 2 (a) - (c) 分別為三個降水個案在主扇形區域內之雷達估計面積平均降雨率與地面雨量計 10 分鐘平均降雨率之時間序列圖。圖中可見，兩種雷達雨量估計法的結果與地面平均雨量有很好的的一致性。兩種雷達雨量估計法對劇烈降水之估計均能掌握的很好，但具有低估傾向。

圖 3 (a) 為大面積平均降雨率散佈圖，雷達降雨率為使用同一組 PPI 資料轉換成降雨率後之面積平均值，地面降雨率為使用所有雨量計 10 分鐘降雨率之平均值。散佈圖之資料包含三個降雨個案共有雷達及雨量計資料 118 筆，雷達估計降雨率的方法為  $Areal R_{CSU}(\Phi_{DP})$  法。圖中可見雷達所估計的雨量有低估的現象，但與雨量計的相關性則表現的相當好，相關係數達 0.97，標準差  $1.99 \text{ mmh}^{-1}$ 。 $Areal R_{NSSL}(\Phi_{DP})$  法的估計結果與  $Areal R_{CSU}(\Phi_{DP})$  法相當近似，相關係數達 0.97，標準差  $2.17 \text{ mmh}^{-1}$ ，如圖 3 (b)。

由上面的分析可知，使用 C-Pol 雷達之  $Areal R(\Phi_{DP})$  法來估計大面積(~110 平方公里)之平均降雨量度具有非常好的結果，這樣的面積雨量估計相信已可以滿足水文上的應用，特

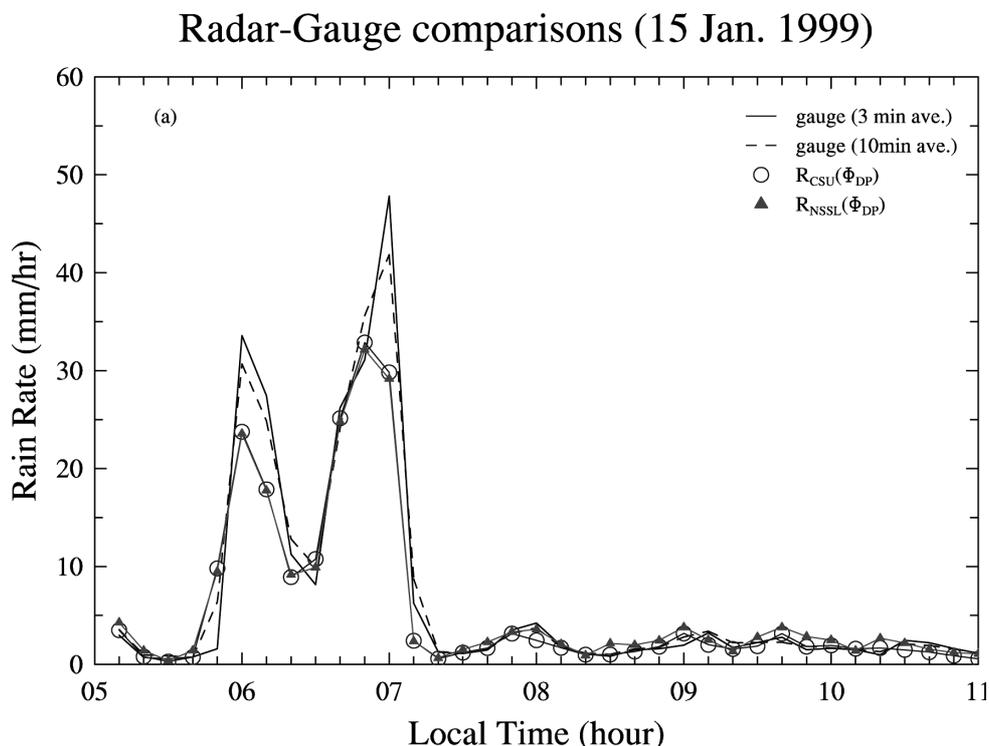
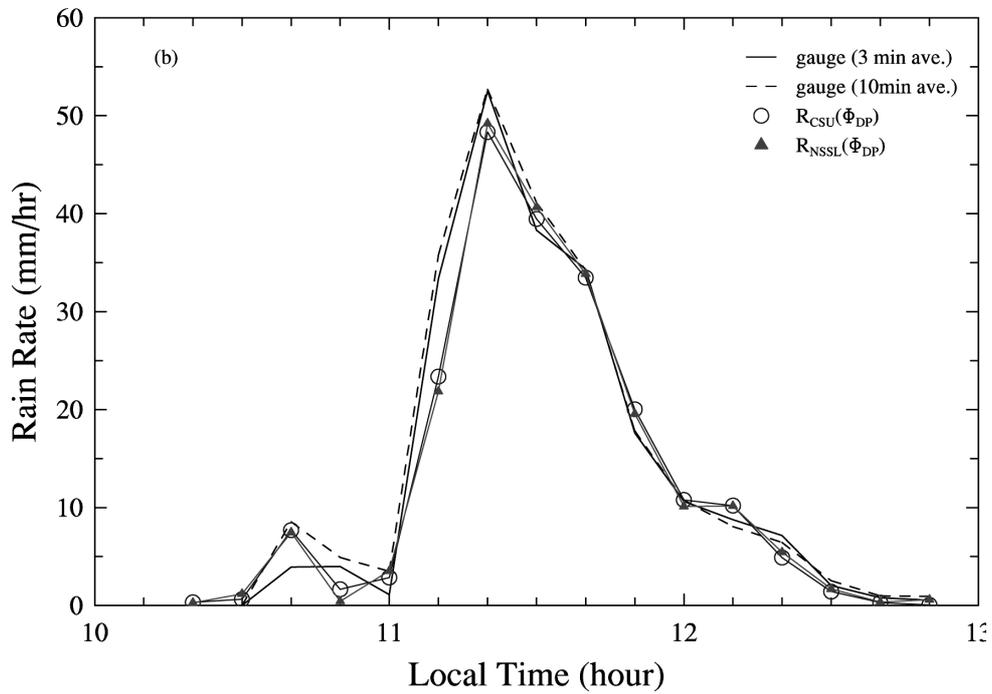


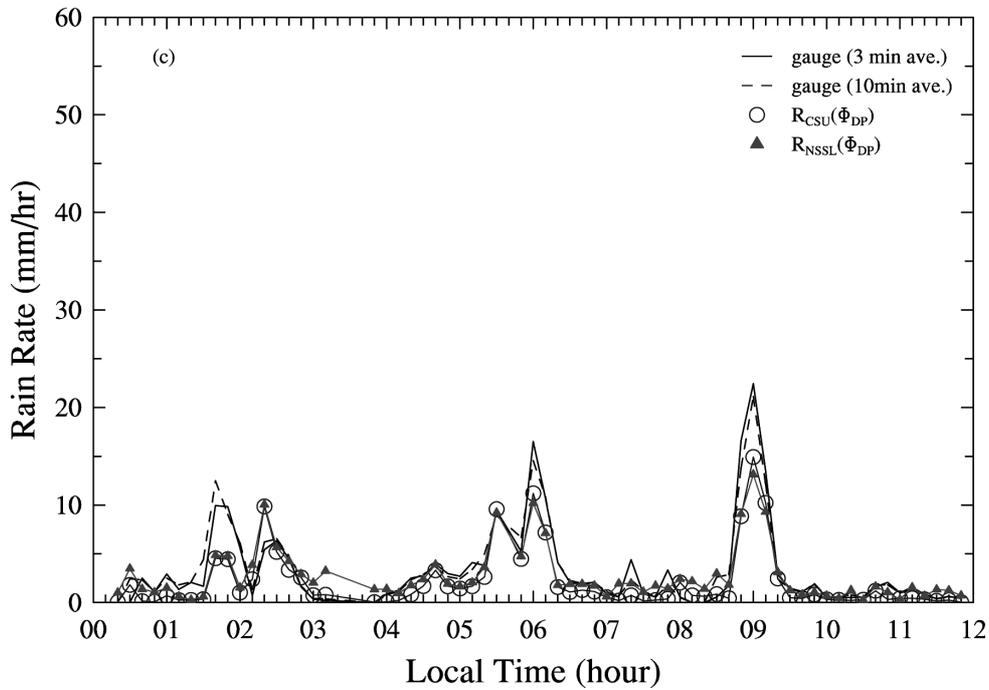
圖 2a 澳洲達爾文地面雨量計網與 C-Pol 雷達面積雨量估計法時間序列圖，估計之面積約  $110 \text{ km}^2$ ，雨量計分別為 3 分鐘及 10 分鐘平均雨量，雷達雨量估計法為  $Areal R_{CSU}(\Phi_{DP})$  及  $Areal R_{NSSL}(\Phi_{DP})$ ，個案時間分別為：(a) 15 Jan 1999，(b) 1 Mar 1999，(c) 17 Mar 1999。

### Radar-Gauge comparisons (01 Mar. 1999)



續圖 2 同圖(a)，個案時間為 1 Mar 1999。

### Radar-Gauge comparisons (17 Mar. 1999)



續圖 2 同圖(a)，個案時間為 17 Mar 1999。

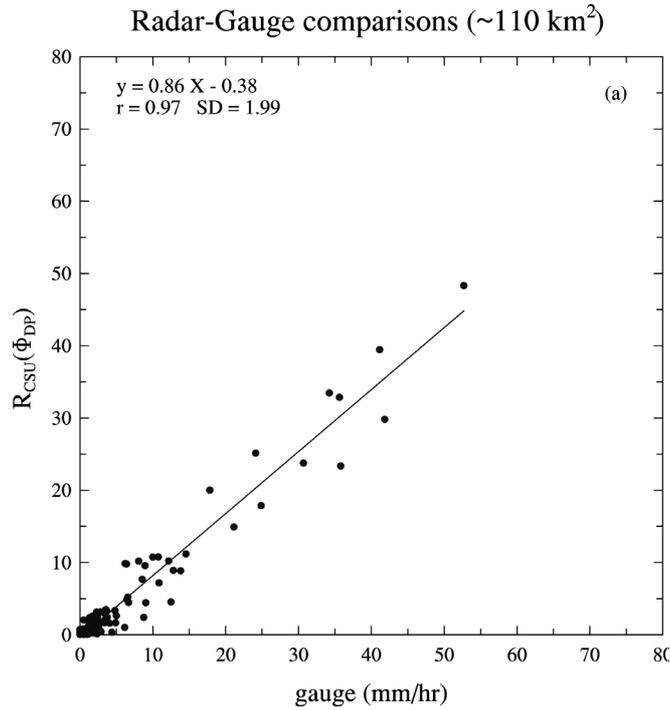


圖 3a 主扇形區內地面雨量計平均降雨率與雷達估計降雨率散佈圖，地面平均降雨率採用 10 分鐘平均，雷達估計降雨率採用 *Areal*  $R_{CSU}(\Phi_{DP})$  法。雨量資料為 1999 年 15 Jan, 1 Mar 及 17 Mar 三個案之綜合，樣本數共 118 筆，估計面積約 110 km<sup>2</sup>，相關係數為 0.97，線性迴歸線之斜率為 0.86。

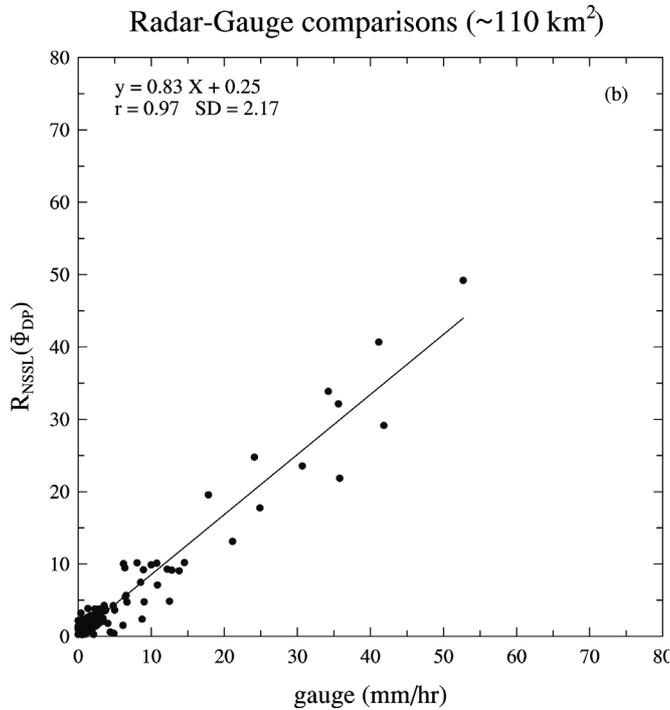


圖 3b 主扇形區內地面雨量計平均降雨率與雷達估計降雨率散佈圖，地面平均降雨率採用 10 分鐘平均，雷達估計降雨率採用 *Areal*  $R_{NSSL}(\Phi_{DP})$  法。雨量資料、樣本數、估計面積同圖 3a，相關係數為 0.97，線性迴歸線之斜率為 0.83。

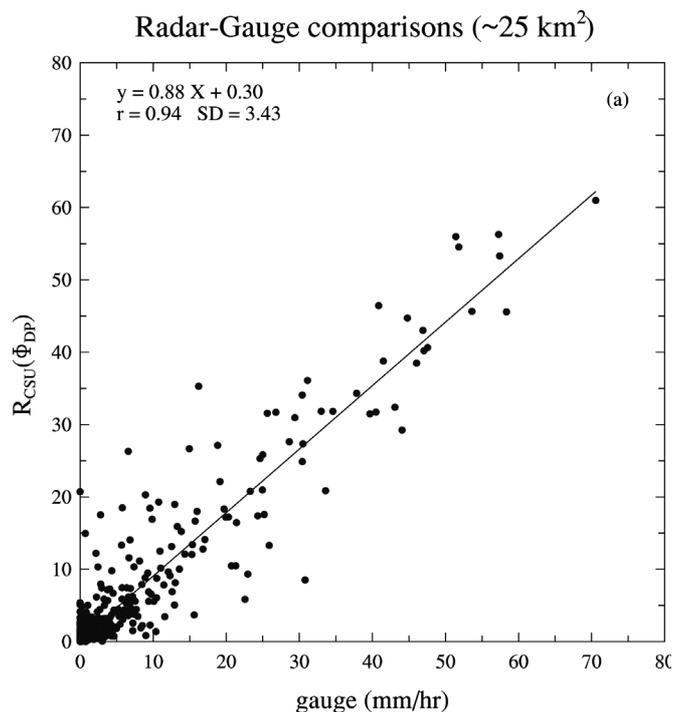


圖 4a 子扇形區內地面雨量計平均降雨率與雷達估計降雨率散佈圖，地面平均降雨率採用 10 分鐘平均，雷達估計降雨率採用 *Areal*  $R_{CSU}(\Phi_{DP})$  法。雨量資料為 1999 年 15 Jan, 1 Mar 及 17 Mar 三個案之綜合，樣本數共 590 筆，估計面積約 25 km<sup>2</sup>，相關係數為 0.94，線性迴歸線之斜率為 0.88。

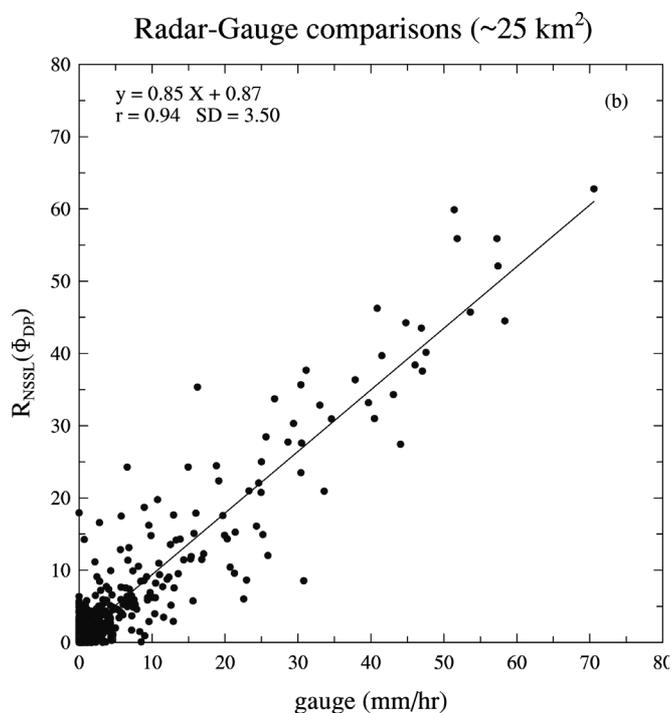


圖 4b 子扇形區內地面雨量計平均降雨率與雷達估計降雨率散佈圖，地面平均降雨率採用 10 分鐘平均，雷達估計降雨率採用 *Areal*  $R_{NSSU}(\Phi_{DP})$  法。雨量資料、樣本數、估計面積同圖 4a，相關係數為 0.94，線性迴歸線之斜率為 0.85。

別是用來估計水庫集水區的雨量。爲了瞭解更小面積狀態下雷達面積降雨量估計法的好壞，我們將主扇形區域再細分成五個子扇形區，每個子扇形區面積約爲 25 平方公里(子扇形區的位置請參考圖 1)。

使用上述雨量觀測資料可對較小的子扇形面積做地面平均降雨率及雷達估計降雨率之比較(每一組大面積資料可切分成 5 個小面積，故一共有  $118 \times 5 = 590$  筆資料)，雷達估計降雨率及地面平均降雨率的算法與前述之主扇形面積之估計法相同。圖 4 (a)爲  $Areal R_{CSU}(\Phi_{DP})$  雷達估計降雨率與地面雨量計平均降雨率的散佈圖。使用較小面積(子扇形區域 $\sim 25\text{km}^2$ )所估計的雷達降雨率對雨量計平均降雨率之散佈情形比大面積(主扇形區域 $\sim 110\text{km}^2$ ，圖 3)的結果要發散一些。造成散佈情形變大的原因爲對流性降雨的空間變化大，但小面積內的雨量站數較少(2~5 站)，使得雨量計所做的面積平均降雨率易受不均勻的降雨空間分佈影響，特別是靠近強降雨邊界附近。若對流性降雨的空間變化大，則會使地面雨量計所量之降雨量所代表的空間範圍縮小，使所計算的面積平均降雨率代表性降低。

$Areal R_{CSU}(\Phi_{DP})$ 及  $Areal R_{NSSL}(\Phi_{DP})$ 雷達雨量估計法與地面雨量計網之三分鐘及十分鐘平均降雨率在大面積( $110\text{km}^2$ )及小面積( $25\text{km}^2$ )之的相關性分析中，其相關係數均大於 0.91，詳細數據列於表 1。

不論是 CSU 或 NSSL 的  $Areal R(\Phi_{DP})$ 雨量估計法在達爾文的實驗中對於大降雨率事件均有低估之現象。以  $Areal R_{CSU}(K_{DP})$ 總相差雨量估計法爲例，它的 R-K<sub>DP</sub> 指數關係式是使用地面收集之雨滴譜資料，並採用 BCA 雨滴軸長

比關係式，代入散射模式所模擬出的 R-K<sub>DP</sub> 指數關係式。利用這個經驗式在本研究中所推估出的雨量較地面雨量計有低估的傾向。這個結果顯示，C 頻偏振雷達在觀測熱帶強降水時所“感受”到的雨滴似乎較理論值圓一點，這暗示在熱帶地區強降水觀測時，使用偏振雷達相差式雨量估計法的軸長比公式應較 BCA 雨滴軸長比關係式更圓一點。

在操作上，若要減少雷達估計降雨率偏低的問題，可直接提高  $R = a K_{DP}^b$  中的係數  $a$  來達成。由電磁波散射模擬可知，採用較圓一點的雨滴軸長比關係式就可提高係數  $a$  的值。有關熱帶地區強降水事件中，雨滴所呈現(或雷達觀測時所感受到)的軸長比關係式仍需進一步加以研究。

## 五、結 論

本文利用澳洲氣象局研究中心的 C-Pol 偏振雷達及澳洲達爾文地區的密集地面雨量計觀測網(D-scale network)資料，來驗證科羅拉多州立大學的  $Areal R_{CSU}(\Phi_{DP})$ 及美國國家劇烈風暴實驗室的  $Areal R_{NSSL}(\Phi_{DP})$ 總相差面積雨量估計法的精確度。雨量估計的面積分成主扇形區域及子扇形區域兩種，分別代表大面積( $\sim 110 \text{ km}^2$ )及小面積( $\sim 25 \text{ km}^2$ )。雷達估計之平均降雨率與地面雨量計平均降雨率比較的結果表明，上述兩種雷達面積雨量估計法的估計結果均很好。雷達估計之降雨率與地面雨量計網之 3 分鐘及 10 分鐘平均降雨率的相關性分析，大面積之相關係數兩者均大於 0.95，小面積之相關係數均大於 0.91。

不論是大面積或小面積的雷達估計降雨率與地面平均降雨率的比較(如圖 3 及圖 4)，結果

顯示兩種面積雨量估計法  $Areal R(\Phi_{DP})$  在對劇烈降水之估計均能掌握的很好，但略呈低估現象。在三個降雨估計個案中，小雨 ( $< 5 \text{ mm h}^{-1}$ ) 時的估計，NSSL 法普遍高於 CSU 法。若累積大於  $5 \text{ mm h}^{-1}$  的樣本，CSU 法所累計的降雨率為  $432.2 \text{ mm h}^{-1}$ ，NSSL 法為  $425.7 \text{ mm h}^{-1}$ ，10 分鐘平均地面雨量計為  $496.0 \text{ mm h}^{-1}$ 。若累積大於  $10 \text{ mm h}^{-1}$  的樣本，CSU 法所累計的降雨率為  $381.9 \text{ mm h}^{-1}$ ，NSSL 法為  $375.0 \text{ mm h}^{-1}$ ，地面雨量計為  $428.1 \text{ mm h}^{-1}$ 。一般而言，大雨時 CSU 法較 NSSL 法準確一點。

比較 CSU 及 NSSL 這兩種  $Areal R(\Phi_{DP})$  雨量估計法的目的，在於瞭解演算法中面積權重之影響及線性化指數公式之影響程度。在澳洲達爾文的雨量估計實驗中，對於距雷達 40~50 km 及 ~110 km<sup>2</sup> 面積的雨量估計結果，兩者的差異很小。對水文應用上應可忽略兩者之差異。

## 致 謝

首先感謝澳洲氣象局研究中心(BMRC)提供的 C-Pol 雷達資料及地面雨量網資料。感謝美國科羅拉多州立大學 Bringi 教授提供偏振雷達資料處理程式的使用及  $Areal R(\Phi_{DP})$  降水估計方法上的討論。本研究在國科會研究計畫編號 NSC 91-2111-M-002-023-AP4 支助下完成。

## 參考文獻

- 鳳 雷，2002：熱帶降水系統之雙偏振雷達觀測研究。台灣大學大氣科學博士論文，台北，台灣。
- Andsager, K., K. V. Beard, and N. F. Laird, 1999: Laboratory measurements of axis ratios for large rain drops. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2673-2683.
- Bringi V.N., V. Chandrasekar, N. Balakrishnan, and D.S. Zrnice, 1990: An Examination of propagation effects in rainfall on radar measurements at microwave frequencies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 829-840.
- Bringi, V.N., G.H. Huang, V. Chandrasekar and T. Keenan 2001a : An areal rainfall estimator using differential propagation phase: Evaluation using a C-band radar and a dense gauge network in tropics. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 1810-1818.
- Bringi, V.N., T. Keenan and V. Chandrasekar 2001b: Correcting C-Band Radar Reflectivity and Differential Reflectivity Data For Rain Attenuation: A Self Consistent Method with Constraints. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* Vol.39, No. 9, 1906-1915.
- Keenan T.D., K. Glasson, and F. Cumming, 1998: The BMRC/NCAR C-band polarimetric (C-Pol) radar system. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 871-886.
- May, P.M., T.D. Keenan, D.S. Zrnice, L.D. Carey, and S.A. Rutledge, 1999: Polarimetric radar measurements of tropical rain at a 5-cm wavelength. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 750-765.
- Ryzhkov, A., D.S. Zrnice, and F. Richard, 2000: Areal rainfall estimates using differential phase. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 363-268.
- Sachidananda M., and D.S. Zrnice, 1987: Rain rate estimates from differential polarization measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 588-600.
- Zrnice D.S., and A. Ryzhkov, 1996: Advantages of rain measurements using differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **13**, 454-464.
- Zrnice 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. Meteor.*, **39**, 1514-1526.

# The Rainfall Estimation using Total Propagation Differential Phase Shift by C-band Polarimetric Radar

Lei Feng<sup>1,2</sup> Ben Jong-Dao Jou<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

<sup>2</sup>Department of Military Meteorology, Air Force Institute of Technology

(Manuscript received 3 February 2005; in final form 10 February 2006)

## ABSTRACT

In this paper, the BMRC/NCAR C-band polarimetric radar (C-Pol) was used to verify the performances of the *Areal*  $R_{CSU}(\Phi_{DP})$  (Bringi et al., 2001a) and *Areal*  $R_{NSSL}(\Phi_{DP})$  (Ryzhkov et al., 2000) on areal rainfall estimations. On the summer of 1999, three rainfall events at Darwin were observed by the C-Pol radar and the rainfalls were measured by a dense rain gauge network. The area of rainfall estimation has been divided into large area ( $\sim 110\text{km}^2$ ) and small area ( $\sim 25\text{km}^2$ ). 3 minutes and 10 minutes time intervals were used to average the rain rates of rain gauges. Although these two estimators have different hypothesis, the results showed that these two areal rainfall estimators were very similar. The correlation coefficients between the average rain rates of the rain gauges and radar estimated rain rates are quite high. Both of the correlation coefficients are greater than 0.95 in large area and 0.91 in small area. The results of this paper demonstrate that the *Areal*  $R(\Phi_{DP})$  rainfall estimators are useful tools for the convective rainfall estimation.

**Key words:** Polarimetric radar, Total propagation differential phase shift, Areal rainfall estimation