

莫拉克颱風(2009)馬公雙偏極化雷達參數校驗及應用

唐玉霜 陳台琦

中央大學大氣物理所

摘要

利用雙偏極化參數對於水象粒子的反應特性，進行修正馬公雷達在莫拉克颱風期間回波和差異反射率的系統偏移量和衰減。首先，將回波值與七股雷達回波相比較，初步估計馬公雷達 ZH 的系統偏移量為-7.11dBZ，然後再利用弱回波區為小而圓雨滴的特性，求得 ZDR 的系統偏移量為 0.382dB。接下來，利用 ZDR 和 ZH 衰減量和 KDP 的關係，求得於本個案最佳的 ZDR 衰減修正係數，進行衰減修正。最後透過偏極化參數間彼此的關係式，再次求得 ZH 的系統偏移量(-7.04dBZ)，並與初步求得之系統偏移量相較，兩者結果一致，得到一組可信的雷達資料。最後將修正過的雷達資料反演降雨量，並與自動雨量站做比較。

關鍵詞：系統偏移量、衰減

一、前言

雙偏極化雷達可同時發射水平與垂直極化的電磁波，相較於傳統都卜勒雷達，還能得到額外的偏極化參數資訊。利用偏極化各參數對於水象粒子反應特性，能進一步對雷達資料進行資料品質管，另外，偏極化參數間的關係，也可以進行雷達觀測資料間的自我校驗和比對。

在前人的許多研究中，提出許多可以解決在雷達實際觀測時，資料系統偏移及衰減修正的方法。Gorgucci et al.(1999)利用雷達垂

直向上、定點掃描層狀降水區，得到 ZDR 系統偏移量。鳳(2002)則利用翻滾軟雹區的平均 ZDR 應為零的特性來進行修正。Bringi et al.(1990, 2001), Smyth and Illingworld (1998)提出了解決反射率和差異反射率衰減的方法。2004 年 11 月底，在中央大學建立了台灣第一部 C 波段雙偏極化雷達，紀(2005)和呂(2006)也分別利用不同的方法進行了雙偏極化雷達參數的修正。

馬公雙偏極化雷達是空軍所屬的 C-波段雙偏極化雷達，位於東經 119.6344 度、北緯

23.5629 度，高度為 48 公尺，掃描時間間隔為七分半鐘，共有十個掃描仰角：0.5°、1.4°、2.4°、3.4°、4.3°、6.0°、9.9°、14.6°、19.5°、25°，除了可獲得回波(ZH)、徑向風(VR)、波譜寬(SW)三個參數外，還可得到偏極化參數：差異反射率(ZDR、Differential reflectivity)、差異相位差(Φ DP、Differential phase shift)、相關係數(ρ HV(0)、Co-polar correlation coefficient)、比差異相位差(KDP、Specific differential propagation phase shift)。馬公雷達在 2008 年 9 月完成建置，在 2009 年 8 月莫拉克颱風侵襲台灣期間，完整觀測了颱風雨帶在台灣西南部的發展和演變。但由於此個案缺乏雨滴譜儀等現場觀測儀器進行雷達觀測資料的校正，所以本研究將直接利用偏極化參數對於水象粒子的基本特性，來進行雷達觀測資料的修正。

二、偏極化參數介紹

(一) ZDR 差異反射率(Differential reflectivity)

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_{HH}}{Z_{VV}}$$

ZDR 定義為水平回波與垂直回波的比值，受水象粒子的種類、形狀影響。降落中的雨滴為扁球體，而雨滴的扁圓程度和大小有關，所以可以利用 ZDR 來推測雨滴大小。當雨滴越大、形狀越扁圓，其值越大；雨滴

越小，此時雨滴接近於圓形，其值越小。而當觀測到冰相粒子時，由於軟雹或冰雹等冰粒子在空中成長時，常會有翻滾的情形，在雷達所觀測的解析體積內，所得到的水平和垂直回波強度接近，雖然此時回波值很強，但是 ZDR 值會接近於零。結合雙偏極化參數彼此的特性，有助於分辨水象粒子。

(二) Ψ DP 差異相位差(Differential phase shift)

雷達所觀測到的總差異相位差(Ψ DP)由 Φ_0 、 Φ DP 和 δ 組成， Φ_0 為雷達系統本身的起始差異相位差，每個雷達皆不相同，可透過雷達波束通過弱降水區的資料統計得到一固定值，而 δ 則由觀測區水象粒子的背向散射(backscatter)所造成，本研究中使用 17 點平滑的方式來濾除 δ (紀，2005)。將 Ψ DP 去除 Φ_0 和 δ ，就可以得到 Φ DP 值。而 Φ DP 可寫成下式：

$$\Phi_{DP} = \Phi_{HH} - \Phi_{VV}$$

Φ DP 是水平和垂直電磁波的相位差異量，其值與水象粒子的形狀、種類、個數以及距雷達距離有關，所以在弱降水區內，其值變化小，強降水區則值變化大。此參數的優點是不受能量衰減的影響，所以常用作回波和差異反射率衰減修正之參考值。

(三) KDP 比差異相位差(Specific differential

propagation phase shift)

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

KDP 是 Φ_{DP} 對距離的變化率，受水象粒子的形狀、種類、個數影響，由於不受到能量衰減影響，所以除了可以用作回波和差異反射率衰減修正的參考值，還能得到較佳的定量降水估計結果。

(四) $\rho_{HV}(0)$ 相關係數(Co-polar correlation coefficient)

$\rho_{HV}(0)$ 是在連續時間裡雷達觀測到的水平回波(ZH)和垂直回波(ZV)之間相關性，一方面可用作判斷水象粒子分布的指標，例如在純雨或純冰粒子存在時，相關係數都接近 1，而在冰水混相區，相關係數會明顯降低。另一方面因為地形的散射行為較為雜亂，造成 $\rho_{HV}(0)$ 較小，所以也可利用其值來濾除地形雜波。

三、資料處理流程

在應用偏極化參數前，必須先將資料的品質控管和觀測誤差修正做好，才能得到真實的偏極化參數場分布，圖一是原始觀測的雷達資料，ZH 和 ZDR 值明顯低估，實際的

Z_H^{TRUE} 、 Z_{DR}^{TRUE} 值應寫成下式：

$$\begin{aligned} Z_H^{TRUE} &= Z_H^M - Z_H^{BIAS} + Z_H^A \\ Z_{DR}^{TRUE} &= Z_{DR}^M - Z_{DR}^{BIAS} + Z_{DR}^A \end{aligned}$$

其中， Z_H^M 、 Z_{DR}^M 為雷達觀測量， Z_H^{BIAS} 、 Z_{DR}^{BIAS} 為系統偏移量(system bias)， Z_H^A 、 Z_{DR}^A 為衰減量，在本節中，主要利用偏極化參數對於水象粒子的特性，針對 ZH 和 ZDR 的系統偏移修正和衰減修正問題進行處理，整個資料處理流程如圖二所示。

雷達的觀測具有 ZH 系統偏移(Z_H^{BIAS})，所以必須將此偏移量作修正，才能得到真正的回波值，在本研究中會有兩個程序估算 ZH 系統偏移，各自使用不同的方法進行估算，這是由於偏極化參數進行修正時，各參數間會互相影響，所以在不確定各參數的正確性之下，必須逐步修正各參數後，最後再利用參數間關係做確認，得到一組可信的雷達資料。

為了找出在統計圖上出現頻率最高的值，本研究中採用紀(2005)的統計方法，可分為以下幾個步驟：首先將樣本排序找出中間值、四分位數，為了避免樣本不為鐘型分布，所以以平均值為中心點，兩次去除兩側左右極值後，最後找出出現頻率最高的值，如圖三所示。第一次是利用左右各加寬 1.5 倍四分位距當做門檻，去除左、右兩側的資料點；第二次則是使用 1.5 倍標準差為門檻，再次濾除左、右兩側的資料點。在偏極化參數的

品管處理時所有的資料統計，都將使用以上的這些步驟來完成。

3.1 以七股雷達為調校基準估計 ZH 系統偏移

假設七股雷達回波為真實結果，將馬公雷達回波和七股雷達回波資料都內插到同一範圍的直角座標上，直接比較 2、3、4、5 公里兩個雷達在等高面上的差值，統計得到初步估計回波的系統偏移量為 -7.11dBZ(表一)，將回波觀測值減去此值，得到初步修正回波值。

表一、利用七股雷達進行 ZH 系統偏移量的各層初步估計結果。

| 高度 | 2km | 3km | 4km | 5km | 最後平均 |
|-----|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 樣本數 | 27682 | 39590 | 39843 | 37138 | 36063.25 |
| 平均 | -7.10643 | -7.246354 | -7.123943 | -6.974933 | -7.112915 |

3.2 ZDR 系統偏移

雙偏極化雷達 ZDR 具有系統偏移(Z_{DR}^{BIAS})，此時可利用水象粒子的特性來進行修正。本研究是採用紀(2005)的方法，利用強降水前的弱回波區具有小而圓水滴的性質進行修正，作法是假設弱回波區的 ZDR 值必須接近零，若不為零則為 ZDR 系統偏移。

首先定義弱回波區為小於 20dBZ 的區域，將回波觀測值利用 3.1 初步估計的回波系統偏差值作修正後，接下來利用紀(2005)的方法，在強降水前的弱回波區取樣，並假

設 ZDR 的系統偏移量是一個常數，利用 2009 年 8 月 9 日的 5 個體積掃描 (0332UTC、0402UTC、0647UTC、0702UTC、1702UTC，表二)，選擇 Φ_{DP} 穿越降水區後仍無明顯增加者，例如圖四所示。圖四為 0402UTC 在方位角 28 度、仰角 0.5 度時的波束資料，圖中距離雷達 20 到 50 公里處即為取樣範圍。另外為了確定得到的樣本確實為水象粒子，所以限制樣本的相關係數需大於 0.9、雷達波束高度不得超過 4 公里，最後統計得到 ZDR 的系統偏移量約為 0.382dB，將觀測值減去此值，即完成 ZDR 的系統偏移修正。

表二、利用五個體積掃描結果，所得到的樣本數和平均 ZDR 值。

| 體積掃描 | 0332 | 0402 | 0647 | 0702 | 1702 | 全部平均 |
|------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| 樣本數 | 4851 | 1917 | 1412 | 1887 | 1396 | 2292.6 |
| 平均 | 0.382281 | 0.431115 | 0.352641 | 0.341676 | 0.403201 | 0.382183 |

3.3 ZDR 衰減修正

電磁波經過水象粒子時，會損耗電磁波能量，故會造成觀測到的回波值以及差異反射率低估情形。Bringi et al. (1990)和紀(2005)都是利用衰減量和 KDP 之間的線性關係進行修正：

$$\begin{aligned} A_H &= \alpha K_{DP} \\ A_{DR} &= \beta K_{DP} \end{aligned}$$

其中 AH 是回波單向衰減量, ADR 是差異單向衰減量, 對 C-波段雷達而言, $\alpha=0.054$ 、 $\beta=0.0157$, 也可以寫成:

$$\begin{aligned} Z_H^A &= \alpha \Delta \Phi_{DP} = 2A_H \\ Z_{DR}^A &= \beta \Delta \Phi_{DP} = 2A_{DR} \end{aligned}$$

其中 $\Delta \Phi_{DP}$ 為雷達波束通過對流後的 Φ_{DP} 增加量, 將觀測到的回波和差異反射率加上衰減量 (Z_H^A 、 Z_{DR}^A) 即完成衰減修正。這個方法好處是運算簡單而快速, 但是因為使用固定的係數做修正, 在強回波後側常會出現過度修正的情形。在本研究個案(1009UTC)中, 回波值衰減修正結果尚屬合理, 但使用 $\beta=0.0157$ 修正 ZDR 的結果, 發現 ZDR 值在強回波後側會出現明顯過修的情形(圖五), 所以在本研究中假設 ZH 的修正係數 $\alpha=0.054$ 為理想係數, 並希望找出可合理修正 ZDR 的理想係數 β 。

為了克服「對流胞後側過度修正」這個缺點, Smyth and Illingworth(1998)加入了「強降雨胞遠側為輕小雨, 此區的真實 ZDR 值應為零」作為約束條件。本研究遵循這個概念, 利用 Bringi et al.(2001)對南海季風實驗(SCSMEX)期間雨滴粒徑模擬 C-波段之 ZH、ZDR 的關係式來作為約束條件, 關係式如下:

$$\begin{aligned} \overline{Z_{DR}}(r_m) &= 0 \dots \dots \dots \overline{Z_H}(r_m) \leq 20dBZ \\ \overline{Z_{DR}}(r_m) &= 0.048\overline{Z_H}(r_m) - 0.774 \dots \dots 20 < \overline{Z_H}(r_m) \leq 45dBZ \end{aligned}$$

利用 2009 年 8 月 8 日 1009UTC 的體積掃瞄, 選擇海上、相關係數大於 0.95、高度小於 4 公里的波束樣本, 然後利用上述 ZH、ZDR 的關係式, 可以透過 ZH 值得到一理想 ZDR 值, 然後與觀測的 ZDR 相減得到一差值, 測試 β 值等於 0.002 到 0.015, 共 14 組係數(每間隔 0.001), 找出在強對流胞後方 ZDR 差值最小的 β 值, 其值為 0.01。修正最後結果如圖六所示。

3.4 利用 ZDR、KDP 求得 ZH 系統偏移

在 3.1 已先初步估計了 ZH 的系統偏移量, 此節則是利用已經經過系統偏移和衰減修正後的 ZDR 以及 KDP 值, 透過三個參數的關係式, 來推得確切的 ZH 系統偏移量。關係式如下:

$$\begin{aligned} K_{DR} &= C (Z_{HI}^*)^a 10^{-bz \frac{TRUE}{DR}} \\ \text{或 } Z_{HI}^* &= \left(\frac{1}{C} \frac{K_{DR}}{10^{-bz \frac{TRUE}{DR}}} \right)^{\frac{1}{a}} \end{aligned}$$

其中, 對 C-波段雷達而言, $C=1.46 \times 10^{-4}$, $a=0.98$, $b=0.2$, 這裡 Z_{HI}^* 的單位是 mm6m-3, ZDR 是 dB, KDP 是 $^{\circ}/km$ 。將 Z_{HI}^* 轉換為 Dbz 的單位時, 上式可以改寫成:

$$\begin{aligned} Z_{HI} &= 10 \log(Z_{HI}^*) \\ Z_{HI} &= \frac{10}{a} \left[bZ_{DR}^{TRUE} + \log \frac{K_{DP}}{C} \right] \end{aligned}$$

而雷達觀測到的 Z_{HI}^M , 是由關係式推得的理想 ZH 與 ZH 系統偏移所組成, 故上式又可以改寫成:

$$\begin{aligned} Z_{HI}^M &= Z_{HI} + Z_{HI}^{BIAS} \\ Z_{HI}^{BIAS} &= Z_{HI}^M - \frac{10}{a} \left[bZ_{DR}^{TRUE} + \log \frac{K_{DP}}{C} \right] \end{aligned}$$

所以根據上式可知, 只要, ZDR 做好衰減修正和系統偏移修正, 搭配 KDP 值, 再將觀測到的 Z_{HI}^M 做好衰減修正, 即可求得 ZH 的系統偏移量。

在本研究中採用 2009 年 8 月 8 日 1754-1847UTC 8 筆體積掃瞄資料, 做 ZH 系統偏移量的平均, 因為在強降水區可以求得品質較佳的 KDP 值, 所以在挑選樣本時, 選擇 ZH 大於 25dBZ、KDP 大於 $1^{\circ}/km$ 、相關係數大於 0.97, 樣本波束高度必須在 4 公里以下的樣本來做統計, 最後求得 ZH 系統偏移量為 -7.04dBZ, 與 3.1 估計的 ZH 系統偏移量 (-7.11dBZ) 差異不大, 可視為真正的 ZH 系統偏移量, 最後修正結果如圖七所示。

四、雷達參數應用

在本個案中, 在近馬公雷達處缺乏雨滴譜儀等現地觀測資料, 故僅能使用台灣本島上的自動雨量站資料做初步比對。偏極化參數可用來反演降雨率(mm/hr), 公式如下:

$$R = 3 \times 10^{-3} Z_{DR}^{-1.22} Z_H^{0.95} \text{ mm/hr}$$

圖八為 2009 年 8 月 8 日 10-11UTC 的小時累計降雨比較, 原始資料反演的降雨量較

自動雨量站觀測結果偏低, 而經過資料品質管後資料反演的降雨量結果顯著提升, 但是因為最近的雨量站離馬公雷達至少五十公里, 所以儘管雷達資料經過修正後, 其降雨量仍無法與雨量站結果完全吻合。總體而言, 資料經過修正後可以還原得到較接近實際的結果。

五、結論與未來展望

本研究完全利用雙偏極化雷達資料對水象粒子的特性, 以及雙偏極化參數間的一致性, 進行參數修正。利用兩次系統偏移量的求得, 建立一套前後結果一致的修正流程, 進而得到一組可用的雷達觀測資料。

馬公雷達的設置對於颱風西行通過台灣後的研究, 有非常重要地位, 在莫拉克颱風個案中, 有許多對流雨帶在台灣西南部生成、發展, 並且在西南部山區造成重大的災害。馬公雷達在此期間連續監測颱風雨帶的發展, 並且馬公雷達與七股雷達、清泉崗雷達間, 其位置利於進行雙雷達資料分析, 可以增進對天氣系統的動力場了解, 加上利用偏極化參數特性, 更有助於了解天氣系統中的微物理性質, 另外, 每年梅雨季時, 西南氣流為台灣西南部帶來旺盛的對流, 馬公雷達也能連續觀測、監控台灣海峽以及中南部

地區上的強降雨事件發展。未來可將此資料品管流程利用於其他個案的馬公雷達資料，利於氣象研究發展，更可作為年度雷達觀測資料品質檢驗流程的參考。

六、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，161頁。

紀博庭，2005：利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究。國立中央大學大氣物理碩士論文，70頁。

呂崇華，2006：雙偏極化雷達資料分析梅雨鋒面雨滴粒徑分佈的物理特性。國立中央大學大氣物理碩士論文，100頁。

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.

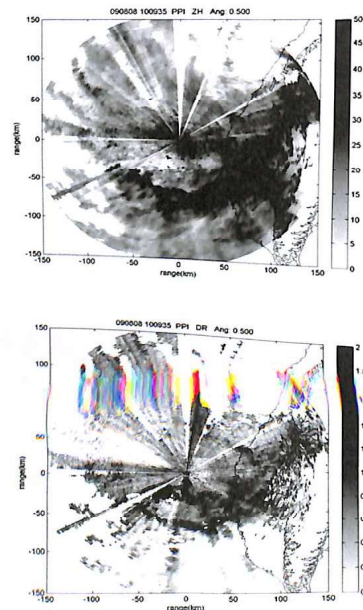
——, T. Keenan, and V. Chandrasekar, 2001: Correcting C-Band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: A self-consistent method with constraints. *IEEE Trans. Geosci. Remote*

Sens., 39, 1906–1915.

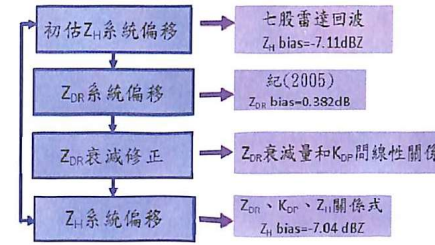
Gorgucci, E., G. Scarchilli, and V. Chandrasekar, 1999: A procedure to calibrate multiparameter weather radar using properties of the rain medium, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 37, 269–276.

Smyth T.J. and A.J. Illingworth, 1998: Correction for attenuation of radar reflectivity using polarization data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 124, 2393-2415.

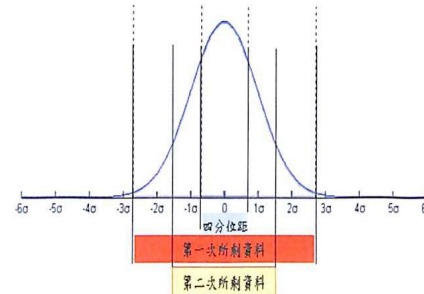
七、附圖



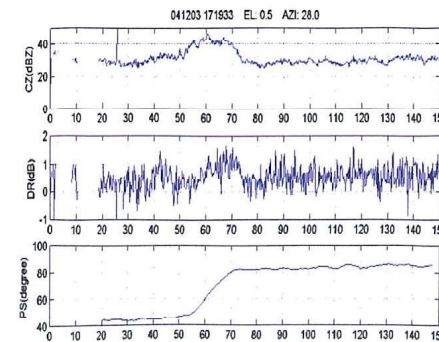
圖一、1009UTC 馬公雷達原始資料，左圖為 ZH，右圖為 ZDR。



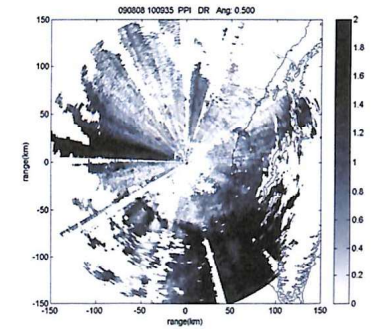
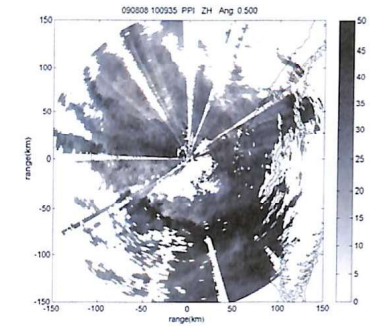
圖二、左框中為處理 ZH、ZDR 的衰減和系統偏移流程，右框則為處理時所用的方法和結果。



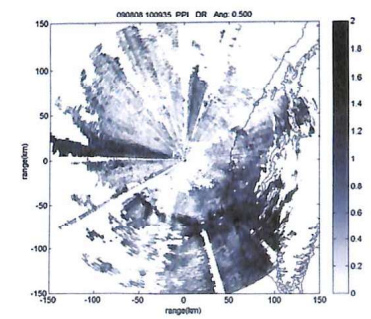
圖三、本研究取資料點所用的統計方法示意圖。



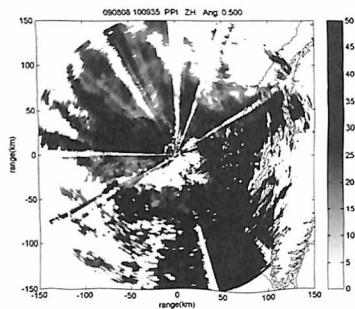
圖四、0402UTC 在方位角 28 度、仰角 0.5 度時的波束資料。由上往下分別為回波 (ZH)、差異反射率 (ZDR) 和相位差 (Phi DP)。



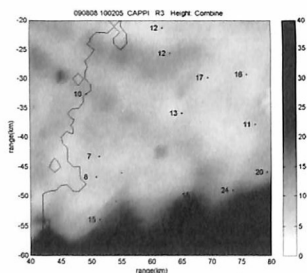
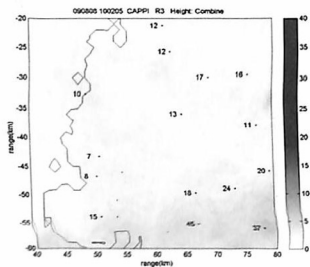
圖五、將 1009UTC 馬公雷達原始資料，加上系統誤差以及初步衰減修正後結果，左圖為 ZH，衰減修正係數 α 為 0.054；右圖為 ZDR，此時的衰減修正係數 β 為 0.0157。



圖六、利用 3.3 節得到的最佳衰減修正係數 β (0.01) 修正後的 ZDR。



圖七、加入系統偏移(-7.04dBZ)修正的回波



圖八、左圖為使用原始雷達資料反演的降雨率、右圖則為使用經過衰減和系統偏移修正後資料，所反演的降雨率。圖上數值來源為自動雨量站一小時累計雨量。