

利用中壘特高頻雷達多頻率距離成像技術進行高解析度 大氣及降水頻譜分析

蔡世樵¹
國防大學理工學院¹
環境資訊及工程學系

陳振雄²
中國醫藥大學²
通識教育中心

朱延祥³
國立中央大學³
太空科學研究所

摘 要

多頻率距離成像技術 (RIM) 已自 2008 年起運用於中壘特高頻雷達。此技術為利用一組密集間隔的發射頻率，應用已發展的訊號分析方法來處理大氣回波訊號，以得到高解析度之回波強度徑向分布。訊號在系統中的時間延遲及徑向權重函數可以藉由一先進的校正程序估計出來，且可有效改善 RIM 在不同情況下的回波強度分布。RIM 亦可於頻率域執行以獲得高解析度回波頻譜，進而分析大氣及降水之都普勒速度及頻譜寬於徑向上之細微變化。根據 2008 年 8 月 20 至 23 日校正後之中壘特高頻雷達觀測資料顯示，降水回波之時間延遲量會與大氣有些許不同而導致校正結果不佳。因此，本研究運用一項最新發展的逐點校正技術於 RIM 分析，結果顯示將可有效改善降水頻譜於徑向上之連續性，並獲得較佳之校正結果。

關鍵字：多頻率距離成像技術 (RIM)、時間延遲及徑向權重函數、逐點校正技術

一、前言

應用雷達於探測大氣各種現象已行之數十年，探測高度可由數百公尺之邊界層至數百公里之電離層，其中特高頻 (Very High Frequency, VHF) 雷達於西元 1974 年首次成功的觀測到對流層至中氣層的晴空大氣風場和亂流 [20]。因為使用此頻段的雷達有能力觀測中氣層 (Mesosphere)、平流層 (Stratosphere) 及對流層 (Troposphere)，故又稱為 MST 雷達，其回波機制是利用大氣折射指數在空間上不規則之分佈，經由入射電磁波之散射或反射作用以產生回波；降水顆粒如雨滴、冰晶、雪片等，亦可藉由雷萊散射 (Rayleigh Scattering) 作用而產生回波。在降水觀測方面，Fukao et al. (1985) [10]；Larsen and Röttger (1987) [13]；Chilson et al. (1993) [6] 等觀測報告發現，VHF 雷達不但可以測得雨滴的回波，並可根據降水回波的都卜勒頻譜估計出雨滴的終端速度。此外，許多降水環境資訊如融解層 (Melting Layer) 之高度，降水粒子之大小分佈等皆可由此雷達測得。

現今用於大氣研究之 VHF 雷達普遍採用脈波式和相位陣列天線，此方法提升了發射功率和探測高度。但脈波式雷達之徑向解析度受限於脈波寬，若欲提高徑向解析度，必須縮短脈波寬，技術上愈加困難，且此舉將減少發射功率，降低觀測高度。有鑒於此，Franke (1990) [11] 發展出一頻率域干涉技術應用於脈波雷達以克服其徑向解析度之限制，此頻率域干涉技術最初利用 2 個頻率交互發射，在取樣

層數中僅可解析出 1 個高斯分佈的大氣層狀結構；Chilson et al. (2003) [8] 於 2001 年將 2 個頻率以上的頻率域干涉技術應用於超高頻 (Ultra High Frequency, UHF) 雷達，可用來研究克耳文-亥姆霍茲不穩定性 (KHI) 及沉降逆溫的動力機制。此項技術亦被稱為多頻率距離成像技術 (Range Imaging, RIM) [17] 或頻率域干涉成像法 (Frequency Interferometric Imaging, FII) [15]，目前已被廣泛應用於雷達遙測大氣領域上。近年來，Chen et al. (2014) [2] 發展出一雷達回波校正技術以改善 RIM 的執行結果，更進一步於 2016 年將其改良為逐點校正以改善 RIM 分析降水回波的表現 [3]。

相較於傳統氣象雷達，VHF 頻段的雷達雖可同時進行大氣及降水之觀測，但若想單純分析降水或大氣參數，則需將降水回波與大氣回波自訊號中分離出來。一般來說是使用頻譜分析法，即將訊號做快速傅立葉轉換獲得不同高度的頻譜圖，再透過人為手動判圖分別找出大氣與降水部分的回波，並假設大氣與降水回波頻譜均呈高斯分佈，即可利用動量法 (moment method) 得到大氣及降水之回波參數。Chilson et al. (2001) [7] 利用探空資料與 RIM 回波功率剖面比對，結果顯示 RIM 所得到之垂直結構是符合地球物理特性而非人工產生的；Chilson (2004) [9] 結合 RIM 過程中的時間訊號反演與頻譜分析法，得到距離方向上較高解析度之大氣回波頻譜參數；Palmer et al. (2005) [18] 利用高頻濾波及低頻濾波

的方式，將大氣及降水的訊號區分出來並探討亂流對降水之影響；Williams(2012) [19]結合VHF及UHF雷達同時觀測，並利用UHF雷達對水象粒子運動較敏感的特性將其自回波頻譜分離出來；Yamamoto et al.(2014) [21]則是利用數位接收器並結合RIM及重複取樣(Oversampling)以改善回波頻譜在距離方向上之不連續性。本研究藉由中壢特高頻雷達於2013年8月21日之觀測資料，將逐點校正技術運用於頻率域中以改善降水回波頻譜之不連續性，並利用RIM結合頻譜分析及動量法進行高徑向解析度之大氣和降水回波參數分析，同時將原始脈波解析度所得之回波參數剖面與RIM比對，以探討不同降水型態下RIM處理降水回波之表現。

二、理論

(一) RIM的時間訊號反演及頻譜分析法

RIM的基本原理與Palmer et al.(1998) [16]所提出的同相雷達成像技術 (Coherent Radar Imaging, CRI) 相當類似，差別在於CRI是利用多個接收天線進行訊號處理以得到來自不同方位角的回波影像，而RIM則是利用多個頻率進行訊號處理以得到來自不同距離的回波影像。根據Chilson(2004)發表之方法[9]，若令 $s_n(t)$ 代表N個載頻脈波所得訊號的欄向量，則時間訊號之反演方法是將所有不同頻率之原始回波訊號乘上各自的權重矩陣分量後相加，整合成一新的回波訊號，可表示如下：

$$S_j(t) = \sum_{n=1}^N w_{jn} s_n(t) \quad (1)$$

其中j代表在RIM處理過程所選擇的次取樣層數 (subgate)，可依需求選擇數量，數量越多距離解析度越高。而權重矩陣分量 w_{jn} 的目的，是透過調節雷達訊號的相位及振幅，使建設性干涉發生在特定的位置。關於權重矩陣的計算方式，過去有許多學者提出，Palmer et al.(1999) [17]提出的Capon法，是一個用來估計距離亮度函數(回波強度)的優化方法；其他的優化方法有Yu and Palmer (2001) [22]的最大熵值法 (maximum entropy)，及Luce et al.(2001) [15]的多重信號分類法 (multiple signal classification) 等。

其中常用於RIM的一個反演技術為傅立葉法，其權重函數分量可表示為：

$$w_{jn} = \exp(i2k_n r_j) \quad (2)$$

其中 k_n 為第n個載頻的波數， r_j 為次取樣層數的距離。另一個常用於RIM的反演技術為Capon法，其權重函數是透過自調節訊號處理過程獲得，Palmer et al.(1998) [16]提出一個限制性優化的程序，其權重函數分量可表示為：

$$w = \frac{F(f)^{-1} e}{e^+ F(f)^{-1} e} \quad (3)$$

其中 $e = [e^{i2k_1 r} \ e^{i2k_2 r} \ \dots \ e^{i2k_n r}]^T$ ， $F(f)$ 是各載頻所收訊號的互頻譜，也稱為可見頻譜(visibility spectrum)。根據過去研究指出，Capon法在回波訊號的雜訊抑制表現優於傅立葉法，然而，由於Capon法是自調節的，因此其表現取決於觀測時的大氣環境條件。將上述的權重矩陣代入(1)式，可得到各取樣層數的合成回波訊號，之後再經頻譜分析及動量法計算以獲得距離上較高解析度之回波參數。

因為在時間域(Time Domain)中無法有效區別回波中來自不同頻率目標物之訊號，故需將訊號轉至頻率域(Frequency Domain)來分析。傳統上在執行頻譜分析時會使用快速傅立葉轉換(Fast Fourier Transform, FFT)，取固定資料點數做FFT後可獲得不同高度的頻譜圖(Power Spectrum)；本研究每次取128點做一次FFT，每3筆資料做非同相積分而得到頻譜，每個頻譜的時間約為49秒。當有降水現象發生時，此頻譜將包含大氣與降水的回波，其中都卜勒頻移為正(速度為負)的部分為降水，另一部份為大氣。在分別找出大氣與降水部分的回波後，接著就利用動量法(Moment Method)來求出重要的回波參數，如回波功率(Echo Power)、都卜勒頻移量(Doppler frequency shift)以及都卜勒頻寬(Spectral width) [20]。Yu and Palmer (2001) [22]的研究指出，Capon法是簡單、耗時少且強大的雷達資料處理程序，然而，其他研究指出Capon法在頻譜分析上仍有不足之處，當RIM使用的載頻數量少於信號的頻譜線(不同目標的都卜勒速度)，Capon法將無法有效解析出不同的都卜勒速度且會忽略掉較弱的(Li and Stoica, 1996[14]; Garbanzo-Salas and Hocking, 2015[12])。

(二) 時間延遲及距離權重函數校正

根據過去研究發現，在執行多頻率雷達成像技術分析時，若欲獲得最佳的量測成果，需先對雷達資料進行校正，其中包括雷達訊號的時間延遲(Time delay)校正，以及距離權重函數(Range weighting function)校正。雷達訊號在傳輸電纜線中傳播，及系統本身的資料處理時間皆會產生時間延遲，進而造成在執行多頻率雷達成像技術分析時的徑向距離誤差；除此之外，高斯型態分佈的距離權重函數($W^2(r) = \exp(-r^2/\sigma_z^2)$)

亦會影響亮度函數在徑向空間上之分布，因此要透過適當的校正來還原雷達體積中的真實細微結構[2]。

在本研究中採用Chen與Zecha於2009年所提出的校正方法[4]，此方法已被證實可成功運用於中壢特高頻雷達及日本MU雷達[5]。其原理為假設RIM處理後之亮度函數，經過校正後在兩相鄰取樣層數(Range gate)間的值應該要相當接近，但在未經過校正前還是會有些許落差，因此定義一運算子來估算兩相鄰取樣層數之一組亮度函數均方誤差值，表示如下：

$$\Delta B = \sum_{i=1}^N \frac{(B_{1i} - B_{2i})^2}{B_{1i} B_{2i}} \quad (4)$$

其中 B_{1i} 及 B_{2i} 為兩相鄰取樣層數之重複取樣區間的亮度函數序列(在本研究中為回波強度)， N 為亮度函數之序列數，本研究中為15。接下來利用不同的時間延遲及距離權重函數組合所求得之亮度函數，代入(4)式找出最小之均方誤差值，便可得到最佳之校正參數。

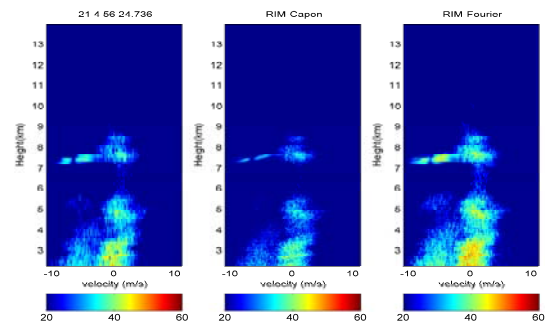
三、實驗參數設定

中壢特高頻(VHF)雷達位於國立中央大學校園，於1985年6月設立，為一單態(Monostatic)脈波雷達，天線陣列為三組呈品字形排列的天線方陣組成，每一組陣列為64(8×8)根的八日天線成正方形排列，每一組天線陣列均可獨立朝傾斜和垂直發射和接收。Chen et al.(2009) [5]於2008年第一次在中壢特高頻雷達成功執行RIM實驗，自此以後，大量的RIM實驗已被雷達成功地執行。本研究分析資料取自於中壢特高頻雷達在2013年8月21日1310LT至1340LT對潭美颱風的觀測資料，其觀測方向為垂直發射，並以51.5、51.75、52、52.25、52.5 MHz等五個頻率循環觀測，並分別接收，而雷達參數設定如下：脈波發射週期200 μs、脈波寬1 μs、同相積分次數128、最低取樣高度1.5 km、徑向解析度150 m、取樣層數80。由發射脈波週期及同相積分次數可算出相同頻率每筆資料點的時間間隔為0.128秒，由脈波寬可得距離解析度(range resolution)為150 m，由最低取樣高度及取樣層數可得觀測高度為1.5~13.35 km，每筆檔案紀錄的時間約為30分鐘。此外，本研究亦使用國家實驗研究院-台灣颱風洪水研究中心位於中壢特高頻旁之二維影像雨滴譜儀觀測資料，可量測降水粒子的雨滴粒徑分布、降雨率、雨滴落下速度、水象粒子的形狀大小等參數。

四、觀測個案分析

(一) RIM頻譜分析

利用前述之時間訊號反演及頻譜分析法，可獲得在距離方向上較高解析度之大氣及降水回波功率、徑向速度及頻譜寬，進而分析更精細之大氣及降水運動。由於本研究中特高頻雷達發射脈波寬設定為1 μs，因此其雷達回波頻譜圖有徑向解析度150 m之限制，但利用RIM分析法可自行選擇徑向解析度，在距離方向上取得更小尺度變化之頻譜。為了瞭解不同權重矩陣在RIM頻譜分析的表現，以2013年8月21日04:56 UT之頻譜圖為例(如圖一)，圖左為150 m徑向解析度之原始雷達回波頻譜，圖中及圖右分別為RIM-Capon及RIM-Fourier頻譜，徑向解析度提高為15 m。由圖中可以發現在約7.5 km高度有一明顯之雜訊，此為飛機經過所造成的回波，但經過RIM-Capon頻譜分析後，此雜訊明顯被抑制，而RIM-Fourier頻譜分析則不但沒有抑制雜訊且還有稍微增強的效果，由此可見RIM-Capon頻譜分析在雜訊抑制的表現優於RIM-Fourier；另外，圖中同時有大氣及降水之回波，若以原始雷達回波頻譜之回波強度為參考標準，RIM-Capon頻譜分析的回波強度較弱，尤其是降水回波更為明顯，而RIM-Fourier頻譜分析的回波強度則稍微增強。由此可見RIM-Capon頻譜分析雖有較佳之雜訊抑制效果，但對於大氣及降水回波同樣會產生抑制，導致部分資訊消失，而RIM-Fourier頻譜分析對於大部分大氣及降水回波資訊均有保留住。

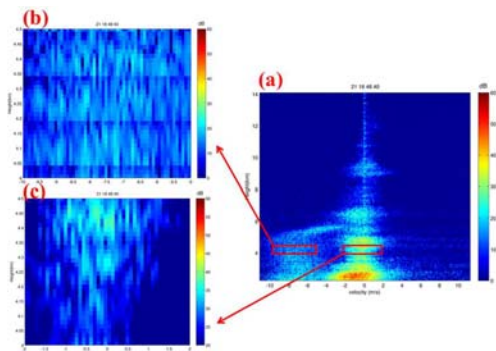


圖一 2013年8月21日04:56 UT頻譜圖(左)原始雷達回波頻譜(中) RIM-Capon頻譜(右) RIM-Fourier頻譜

(二) RIM應用於大氣及降水回波之分析及校正

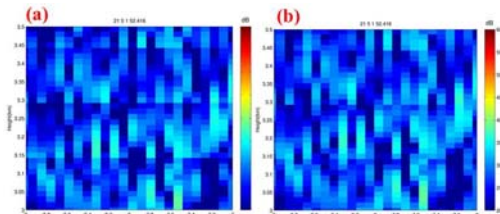
RIM頻譜與原始雷達頻譜相比，徑向解析度明顯提高，可接析出許多尺度較小之大氣及降水運動。然而在某些個案中，即使經過第二章第二節所述之時間延遲校正及距離權重函數校正後，仍可發現經過RIM處理後之頻譜圖，在各取樣層數之間出現不連續的現象；以2013年8月21日18:48 UT之校正後RIM-Capon頻譜圖為例(如圖二a)，降水回波在各取樣層數之間明顯出現不連續的現象，而大氣

回波則較為連續，此現象由圖二(b)、(c)來看更加明顯。Chen et al.(2014) [2]的研究指出，RIM的校正方法是基於大氣結構在兩相鄰取樣層數之間連續的假設，因此，經過時間延遲及距離權重函數校正後的RIM回波強度在兩相鄰取樣層數邊緣應相當接近。這樣的假設對於以布拉格尺度的折射率隨機擾動為回波機制的大氣來說是有效的，然而，對於離散分布的降水粒子來說，其粒徑大小及空間上之分布變化甚大，故連續性的假設就不成立了。此外，Batten (1973) [1]推導的降水回波功率方程式中包含降水粒子的雷達散射截面積，此參數與雨滴粒徑及雨滴的複數折射指數有關，由此可見不同的降水型態可能會導致回波功率產生額外的相位，導致RIM的校正結果不佳。



圖二 2013年8月21日18:48 UT (a)校正後之RIM-Capon頻譜圖(b)降水回波紅框放大圖(c)大氣回波紅框放大圖

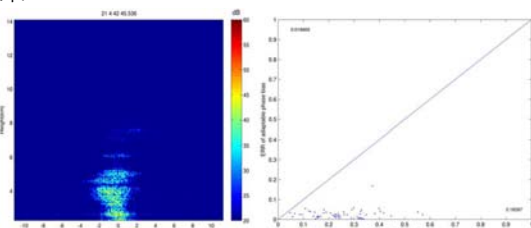
有鑑於此，Chen et al.(2016) [3]提出一逐點校正法，即運用前述之時間延遲校正方法，找出每個取樣層數和每個時間點之時間延遲量，並逐層、逐點進行校正，而非用單一值進行校正，並已證實可修正在時間域執行RIM時降水現象所導致之回波強度徑向上的不連續性。為了瞭解此逐點校正法是否可用在頻率域執行RIM，本研究先利用(1)式得到的時間序列訊號進行逐點校正，再結合頻譜分析法轉換為頻率域，得到逐點修正後的RIM頻譜圖。將2013年8月21日05:01 UT的頻譜圖採用逐點校正法執行後，可明顯看出降水回波在相鄰取樣層數上之不連續性改善許多(如圖三b)，說明使用逐點校正法在降水回波頻譜分析之必要性。



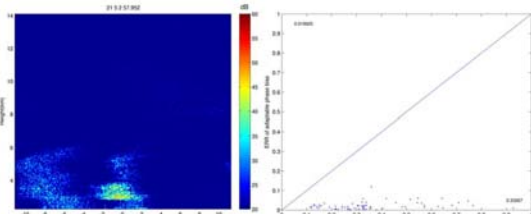
圖三 2013年8月21日05:01 UT (a)固定時間延遲量

校正後之RIM-Capon降水回波頻譜圖(b)逐點校正後之RIM-Capon降水回波頻譜圖

為了進一步定量分析使用逐點校正法於RIM頻譜後，回波強度於相鄰取樣層數上不連續之改善，本研究將時間延遲定值校正之RIM頻譜利用(4)式得到的相鄰取樣層數回波強度均方誤差值，與時間延遲逐點校正之RIM頻譜的相鄰取樣層數回波強度均方誤差值做散佈圖比較，並區分有降水及無降水的情況分析；圖四(a)為2013年8月21日04:42 UT之RIM-Capon頻譜圖，由圖中可以看到此時段僅有大氣回波，圖四(b)則為此頻譜之時間延遲定值校正及時間延遲逐點校正回波強度均方誤差值散佈圖，橫軸為時間延遲定值校正之回波強度均方誤差值，縱軸為時間延遲逐點校正回波強度均方誤差值；由圖中可以發現經過逐點校正後回波強度均方誤差值均在0.1以下，平均值0.019869，而時間延遲定值校正之回波強度均方誤差值也在0.6以下，平均值0.18587，修正值並不大；圖五(a)為2013年8月21日05:02 UT之RIM-Capon頻譜圖，由圖中可以看到此時段同時有大氣及降水之回波，圖五(b)中可以發現時間延遲定值校正之回波強度均方誤差較大，有許多大於0.6的值出現，平均值0.33067，但經過時間延遲逐點校正後，一樣可將其修正至0.1以下，平均值0.019925。由此可見，當無降水現象發生時，RIM頻譜即使僅做時間延遲定值校正，其相鄰取樣層數回波強度差異亦不會太大，但當有降水現象發生時，則必須做時間延遲逐點校正方可得到較佳之結果。



圖四 2013年8月21日04:42 UT (a)RIM-Capon頻譜圖(b)時間延遲定值校正及時間延遲逐點校正回波強度均方誤差值散佈圖

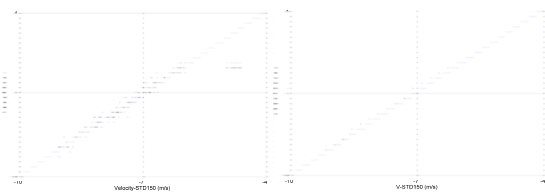


圖五 2013年8月21日05:02 UT (a)RIM-Capon頻譜圖(b)時間延遲定值校正及時間延遲逐點校正回波強度均方誤差值散佈圖

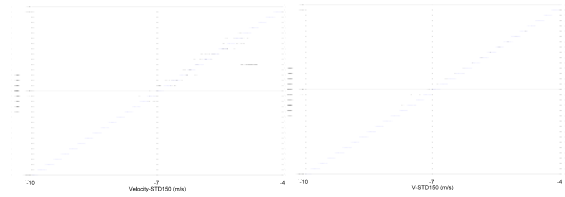
(三) RIM估計都卜勒速度之驗證

為了確認RIM頻譜分析在估計回波功率及都卜勒速度等參數上之表現，Chilson(2004) [9]將原始回波頻譜得到的回波功率及都卜勒速度，以條件平均法與RIM頻譜估計的回波功率及都卜勒速度做比較，結果顯示RIM頻譜可解析出比原始徑向距離解析度更高之回波功率及都卜勒速度垂直剖面；然而，Chilson的回波訊號處理過程中僅針對大氣回波的部分進行條件平均的比對。因此，本研究將觀測回波資料同時進行時間延遲及距離權重函數校正，並針對降水回波的部分以條件平均法進行比對；由於原始回波徑向解析度 150 m與RIM處理後之徑向解析度 15 m無法匹配，故選取RIM的次取樣層數最接近原始取樣層數中心位置的點來進行比對。降水回波是選取都卜勒速度 -4 m s^{-1} 至 -10 m s^{-1} 的區域，條件平均的計算方式是將此範圍的都卜勒速度均分為 30 個小區間，每一個RIM估計的都卜勒速度(V-RIM)對應到位於同個小區間的原始頻譜都卜勒速度(V-STD150)將被平均起來，這樣處理的結果會使每個小區間僅有一個RIM估計的都卜勒速度值($\langle V\text{-RIM} | V\text{-STD150} \rangle$)。另外，在執行條件平均前，先將降水觀測資料區分為層狀降水(大氣回波都卜勒速度 -2 m s^{-1} 至 2 m s^{-1})及對流降水(大氣回波都卜勒速度大於 4 m s^{-1})兩種型態，以瞭解RIM估計都卜勒速度及頻譜寬在不同降水型態之表現。

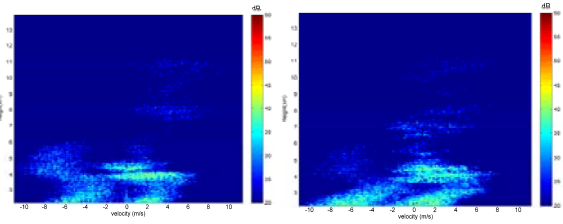
圖六為層狀降水情況下V-RIM與V-STD150之散佈關係圖(圖左)及 $\langle V\text{-RIM} | V\text{-STD150} \rangle$ 與V-STD150之散佈關係圖(圖右)，從圖右可以發現 $\langle V\text{-RIM} | V\text{-STD150} \rangle$ 與V-STD150大致呈現線性關係，惟斜率稍微小於1，根據條件平均的定義，此代表的物理意義為V-RIM與V-STD150之相關係數小於1或V-RIM之變異數小於V-STD150，這也代表V-RIM確實提供了更高解析度的都卜勒速度資訊；圖七與圖六相似，只是為對流降水之情況，從圖右可以發現在都卜勒速度 -6 m s^{-1} 至 -8 m s^{-1} 區間的斜率小於1，但在都卜勒速度 -6 m s^{-1} 至 -5 m s^{-1} 區間的斜率大致為1，表示V-RIM的表現與V-STD150一樣。從此段時間的頻譜圖來看(圖八)，強烈的大氣上升運動帶著降水粒子一起上升，合理的推測是原本不均勻分佈的雨滴粒子，在上升過程中充分混和，使得在徑向距離上的分佈變得較為連續，都卜勒速度的剖面連續性也較高，因此造成V-RIM的表現沒有明顯提升。



圖六 層狀降水情況下V-RIM與V-STD150 (圖左) 及 $\langle V\text{-RIM} | V\text{-STD150} \rangle$ 與V-STD150之散佈關係圖



圖七 同圖六(但為對流降水情況下)



圖八 對流降水期間頻譜圖

五、結論

本研究證實RIM-Capon法在頻譜分析上抑制雜訊效果較佳，但對於強度較弱之降水回波亦會被忽略；而RIM-Fourier法雖無法抑制雜訊，但在降水回波資訊的保留較為完整。而當降水現象發生時，執行RIM頻譜分析前必須以時間延遲逐點校正方式取代時間延遲定值校正，方可獲得較佳之結果，若僅有大氣回波則差異不大；而經過條件平均法驗證後，在層狀降水情況下，RIM估計之都卜勒速度提供了更高解析度的降水垂直運動資訊；至於在對流降水情況下，RIM估計之都卜勒速度在雨滴下墜速度較大時表現較佳。

六、參考文獻

- [1] Batten, L.J., 1973: "Radar observations of the atmosphere", pp324, University of Chicago Press, Chicago, III.
- [2] Chen, J.-S., Su, C.-L., Chu, Y.-H., and Furumoto, J., 2014: "Measurement of range-weighting function for range imaging of VHF atmospheric radars using range oversampling", J. Atmos. Ocean. Tech., 31, 47–61.
- [3] Chen, J.-S., Tsai, S.-C., Su, C.-L., and Chu, Y.-H., 2016: "Evaluation of multifrequency range imaging technique implemented on the Chung-Li VHF atmospheric radar", Atmos. Meas. Tech., 9, 2345–2355.
- [4] Chen, J.-S. and Zecha, M., 2009: "Multiple-frequency range imaging using the OSWIN

- VHF radar: phase calibration and first results”, *Radio Sci.*, 44, RS1010.
- [5] Chen, J.-S., Su, C.-L., Chu, Y.-H., Hassenpflug, G., and Zecha, M., 2009: “Extended application of a novel phase calibration method of multiple-frequency range imaging to the Chung–Li and MU VHF radars”, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 26, 2488–2500.
- [6] Chilson, P. B., C. W. Ulbrich, and M. F. Larsen, 1993: “Observation of a tropical thunderstorm using a vertically pointing, dual-frequency, collinear beam doppler radar”, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, 663–673.
- [7] Chilson, P. B., R. D. Palmer, A. Muschinski, D. A. Hooper, G. Schmidt, and H. Steinhagen, 2001: “SOMARE-99: A demonstrational field campaign for ultra-high resolution VHF atmospheric profiling using frequency diversity”, *Radio Sci.*, 36, 695–707.
- [8] Chilson, P. B., Yu, T.-Y., Strauch, R. G., Muschinski, A., and Palmer, R. D., 2003: “Implementation and validation of range imaging on a UHF radar wind profiler”, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 20, 987–996.
- [9] Chilson, P. B., 2004: “The retrieval and validation of Doppler velocity estimates from range imaging”, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 21, 987–996.
- [10] Fukao, S. K., Lakasugi, T., Sato, S., Morimoto, T., Tsuda, I., Hirota, I., Ximura, and S. Kato, 1985: “Simultaneous observation of precipitation atmosphere by VHF and C/Ku band Radars”, *Radio Sci.*, 20, 622–630.
- [11] Franke, S. J., 1990: “Pulse compression and frequency domain interferometry with a frequency-hopped MST radar”, *Radio Sci.*, 25, 565–574.
- [12] Garbanzo-Salas, M. and Hocking, W. K., 2015: “Spectral Analysis comparisons of Fourier-Theory-based methods and Minimum Variance (Capon) methods”, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phy.*, 132, 92–100.
- [13] Larsen, M. F., and J. Röttger, 1987: “Observation of thunderstorm reflectivities and doppler velocities measured at VHF and UHF”, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 4, 151–159.
- [14] Li, J. and Stoica, P., 1996: “An adaptive filtering approach to spectral estimation and SAR imaging”, *IEEE T. Signal Proces.*, 44, 1469–1484.
- [15] Luce, H., Yamamoto, M., Fukao, S., H elal, D., and Crochet, M., 2001: “A frequency radar interferometric imaging (FII) technique based on high-resolution methods”, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phy.*, 63, 221–234.
- [16] Palmer, R. D., S. Gopalam, T.-Y. Yu, and S. Fukao, 1998: “Coherent radar imaging using Capon’s method”, *Radio Sci.*, 33, 1585–1598.
- [17] Palmer, R. D., T. Y. Yu, and P. B. Chilson, 1999: “Range imaging using frequency diversity”, *Radio Sci.*, 34, 1485–1496.
- [18] Palmer, R. D., B. L. Cheong, M. W. Hoffman, S. J. Fraser, and F. J. L opez-Dekker, 2005: “Observations of the small-scale variability of precipitation using an imaging radar”, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 22, 1122–1137.
- [19] Williams, C. R., 2012: “Vertical air motion retrieved from dual-frequency profiler observations”, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 29, 1471–1480.
- [20] Woodman, R. F., and A. Guillen, 1974: “Radar observations of winds and turbulence in the stratosphere and mesosphere”, *J. Atmos. Sci.*, 31, 493–505.
- [21] Yamamoto, M. K., Fujita, T., Aziz, N. H. B. A., Gan, T., Hashiguchi, H., Yu, T.-Y., and Yamamoto, M., 2014: “Development of a digital receiver for range imaging atmospheric radar”, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phy.*, 118, 35–44.
- [22] Yu, T.-Y. and Palmer, R. D., 2001: “Atmospheric radar imaging using spatial and frequency diversity”, *Radio Sci.*, 36, 1493–1504.