

利用多頻率雷達成像技術分析潭美颱風亂流及降水現象

蔡世樵¹ 陳振雄² 朱延祥³
國防大學理工學院¹ 建國科技大學² 國立中央大學³

摘 要

使用特高頻 (Very High Frequency, VHF) 波段的剖風儀 (Wind Profiler) 是一種大氣觀測專用脈波雷達，探測高度可由數百公尺之邊界層到數百公里之電離層，具備測定垂直風速之優越能力，同時亦可用來觀測降水、大氣重力波等現象；其與一般傳統氣象雷達的差異，在於可同時對大氣風場及降水進行觀測，有助於瞭解層狀降水及對流降水形成發展之動力及微物理機制。惟脈波雷達有徑向解析度之限制，無法觀測尺度較小之大氣亂流現象，若欲提高徑向解析度，必須縮短雷達脈波寬，但此舉將減少雷達發射功率，降低觀測高度。因此，雷達大氣研究學者進一步使用多組頻率，應用訊號分析方法來處理回波訊號，以提高脈波式雷達之徑向解析度，此方法稱為多頻率雷達成像技術 (Range Imaging, RIM)。本文利用中壢特高頻雷達於 2013 年 8 月 21 日對潭美颱風之觀測資料，以多頻率雷達成像技術分析回波訊號，並在頻率域中分離大氣及降水回波，探討層狀降水及對流降水之回波特性及物理機制，並分析亂流對降水之影響。

一、前言

西元 1962 年，祕魯 Jicamarca VHF 雷達正式成立，加入了大氣觀測的行列，而由於同相積分技術 (Coherent Integration) 技術的引進，使得 Woodman 與 Guillen 於西元 1974 年首次成功的觀測到對流層、平流層及中氣層的大氣風場和亂流 [11]，自此便開啟了以 VHF 雷達為主的大氣觀測研究的領域。基本上，剖風儀之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) 作用而成為剖風儀之目標物。在降水觀測方面，Fukao et al. (1985) [4]；Larsen and Röttger (1987) [6]；Chilson et al. (1993) [3] 等觀測報告發現，使用 VHF 波段的剖風儀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。但脈波式雷達有徑向解析度之限制，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。因此，空間和頻率域干涉法乃被加以應用在雷達遙測大氣方面，其中頻率域雷達干涉法是由 Kudaki 及 Stitt (1987) 首先發展出來的，可精確的估計出大

氣層狀結構之位置和厚度，而不受雷達空間解析度之限制 [5]。其後多位學者在對其理論模式加以推廣修整，發展出可解析多層結構之多頻率雷達成像技術 (Range Imaging, RIM)，並獲得不錯的成果 [9]。

相較於傳統氣象雷達，VHF 波段的剖風儀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。一般來說均使用頻譜分析法，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。Palmer et al. (2005) [10] 則是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。本研究利用多頻率雷達成像技術 (RIM) 分析中壢特高頻雷達觀測資料，並在頻率域中分離大氣及降水回波訊號，以探討層狀降水及對流降水之回波特性及物理機制，並增進對亂流影響降水現象之瞭解。

二、資料處理方法

(一) 多頻率雷達成像技術 (RIM)

令 $s(t)$ 代表 n 個載頻脈波所得訊號的欄向量， w 代表一線性濾波向量，也是有 n 個元素。透過 w 對 $s(t)$ 的濾波動作，得到一個輸出，表示為

$$y(t) = w^+ s(t) \quad (1)$$

其中 \dagger 是Hermitian運算子， \mathbf{w} 將隨掃描的徑向距離而變。若 $y(t)$ 具有隨機訊號中的均勻(Homogeneous)定常(Stationary)與均向(Isotropic)特性，則其自相關函數可表示為

$$R_y(\tau) = \langle y(t+\tau) y^*(t) \rangle \quad (2)$$

其中 τ 是延遲時間， $*$ 是複數共軛， $\langle \rangle$ 代表族群平均運算。將(1)式代入(2)，經由適當的代換之後，可得

$$R_y(\tau) = \mathbf{w} \mathbf{R}(\tau) \mathbf{w} \dagger \quad (3)$$

其中 $\mathbf{R}(\tau)$ 是 $s(t)$ 的相關函數矩陣，大小為 $n \times n$ 。將(3)做傅利葉轉換，可得

$$\mathbf{B}(r, f) = \mathbf{w} \mathbf{F}(f) \mathbf{w} \dagger \quad (4)$$

其中 f 是都卜勒頻率，而 \mathbf{B} 即為亮度分布函數， $\mathbf{F}(f)$ 是 n 組訊號的互頻譜矩陣，其型式為

$$\mathbf{F}(f) = \begin{bmatrix} F_{11}(f) & F_{12}(f) & \dots & F_{1n}(f) \\ F_{21}(f) & F_{22}(f) & \dots & F_{2n}(f) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ F_{n1}(f) & F_{n2}(f) & \dots & F_{nn}(f) \end{bmatrix} \quad (5)$$

$F_{ij}(f)$ 是載頻 i 與 j 所收訊號的互頻譜，也稱為可見頻譜(visibility spectrum)。 $F_{ij}(f)$ 算式為

$$F_{ij}(f) = \langle S_i(f) S_j^*(f) \rangle \quad (6)$$

$S_i(f)$ 是載頻 i 所收訊號的傅立葉轉換。注意(4)式可將都卜勒頻率分量分別運算。現在我們必須決定(4)式中的 \mathbf{w} ，選取最佳的一個濾波函數以得到正確的亮度分布函數。Palmer 等人[9]則應用Capon方法[2]，利用受限制的最小化觀念推算得一最佳的濾波函數 \mathbf{w} 。以數學型式表示如下：

$$\min B(r, f) \text{ 受限於 } \mathbf{e} \dagger \mathbf{w} = 1 \quad (7)$$

$$\text{其中 } \mathbf{e} = [e^{j2k_1 r} \quad e^{j2k_2 r} \quad \dots \quad e^{j2k_n r}]^T \quad (8)$$

這個問題可運用Lagrange方法解決之[7]，在求得最佳之 \mathbf{w} 之後再代入(4)式，最後的亮度分布函數為

$$B(r, f) = \frac{1}{\mathbf{e} \dagger \mathbf{F}(f)^{-1} \mathbf{e}} \quad (9)$$

實際上也可以在時間域裡使用Capon法，即

$$B(r) = \frac{1}{\mathbf{e} \dagger \mathbf{R}^{-1} \mathbf{e}} \quad (10)$$

其中 \mathbf{R} 是訊號在沒有延遲時間之互相關函數之矩陣，形式為

$$\mathbf{R}(\tau = 0) = \begin{bmatrix} V_{11} & V_{12} & \dots & V_{1n} \\ V_{21} & V_{22} & \dots & V_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ V_{n1} & V_{n2} & \dots & V_{nn} \end{bmatrix} \quad (11)$$

$$V_{ij}(\tau = 0, \Delta k) = \langle V_i V_j^* \rangle \quad (12)$$

V_{ij} 為沒有延遲時間之歸一化互相關分析，並為一對脈波載頻波數差 Δk 之函數， V_i 是第 i 個發射頻率所接收之時間序列訊號。

(二) 頻譜分析法

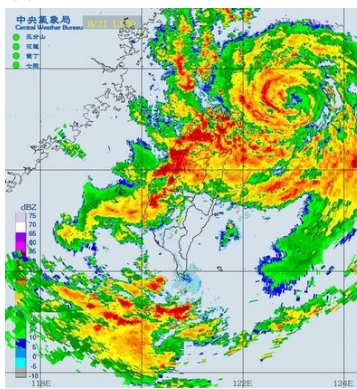
因為在在時間域(Time Domain)中無法有效區別回波中來自不同頻率目標物之訊號，故需將訊號轉至頻率域(Frequency Domain)來分析。本研究為了使用快速傅立葉轉換(Fast Fourier Transform)，所以取 128 點做一次FFT，並取 3 次的資料做非同相積分而得到頻譜，每個頻譜的時間約為 49 秒，並可獲得不同高度的頻譜圖(Power Spectrum)。當有降水現象發生時，此頻譜將包含大氣與降水的回波，其中都卜勒頻移為正(速度為負)的部分為降水，另一部份為大氣。這是因為利用VHF雷達作垂直發射時，由於雨滴的下墜對雷達系統而言，造成了一個接近的都卜勒效應，所以在頻譜圖的正頻(速度為負)部分，可以發現降水回波訊號。

三、實驗參數設定

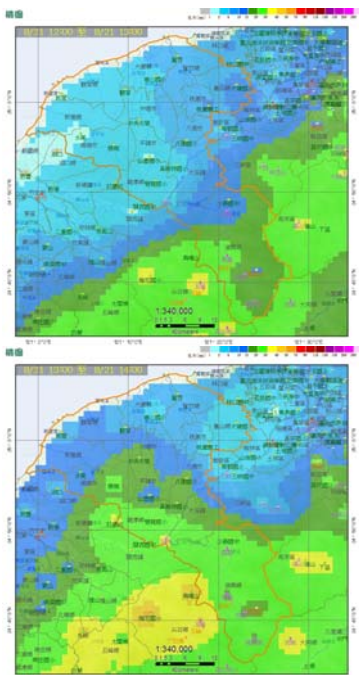
本文分析資料取自於中壢特高頻雷達在 2013 年 8 月 21 日 1310LT至 1340LT對潭美颱風的觀測資料，其觀測方向為垂直發射，並以 51.5、51.75、52、52.25、52.5 MHz等五個頻率循環觀測，並分別接收，

而雷達參數設定如下：脈波發射週期 $200 \mu s$ 、脈波寬 $1 \mu s$ 、同相積分次數 128、最低取樣高度 1.5 km、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，由脈波寬可得空間解析度(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。

觀測當天 8 月 21 日 13LT，潭美颱風中心位於臺北東北東方約 160 公里之海面上，持續向西移動其暴風圈已進入臺灣北部及東北部陸地；由當日 1330LT 之雷達回波圖(如圖一)顯示，颱風外圍環流雨帶已進入中壢VHF雷達所在的區域，且根據 1300LT 及 1400LT 桃園縣區域累積雨量圖(如圖二)，中壢地區 1 小時累積雨量約為 10 mm，顯示該時段受颱風外圍環流影響有明顯降雨現象。



圖一 2013 年 8 月 21 日 1330LT 雷達回波圖(摘自中央氣象局)

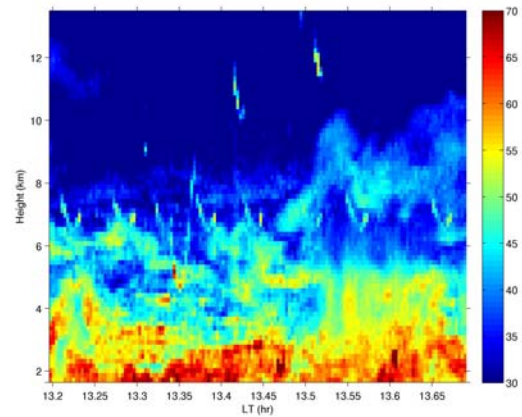


圖二 2013 年 8 月 21 日 1300LT 及 1400LT 桃園縣區域累積雨量圖(摘自中央氣象局)

四、觀測個案分析

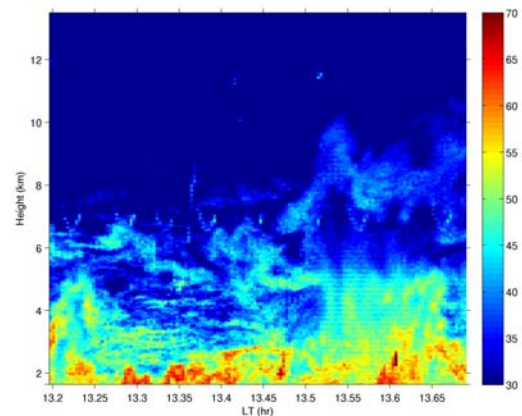
(一) 多頻率雷達成像技術(RIM)之驗證

為了瞭解觀測資料之回波特性，首先計算不同時間、不同高度大氣的回波功率，畫出雷達回波 HTI (Height Time Intensity) 圖(如圖三)。



圖三 2013 年 8 月 21 日雷達回波 HTI 圖

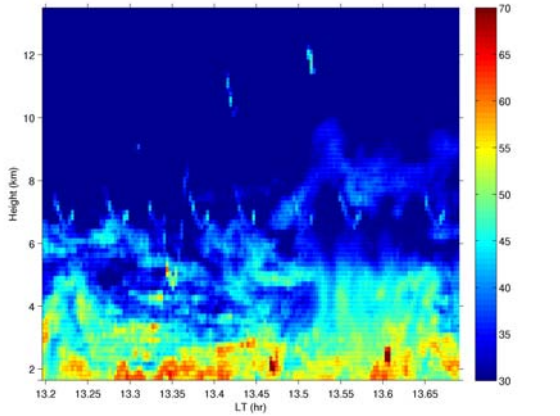
其中橫軸時間單位為地方時，縱軸高度單位為 km，色條的單位為回波功率分貝值(dB)。由圖中顯示受限於脈波解析度，部分尺度較小的大氣層狀結構無法被解析出來。因此利用本文提到的多頻率雷達成像技術(RIM)，以方程式(10)~(12)計算出時間域的亮度分布函數圖(如圖四)。



圖四 2013 年 8 月 21 日雷達回波亮度分布函數圖(時間域)

由圖四可以明顯看出使用 RIM 分析回波訊號後，徑向解析度明顯提高，可接析出許多尺度較小之大氣層狀結構，且原本在高度 7 公里附近的明顯雜訊也受到抑制。但由於在時間域中包含了大氣及降水的回波，若要將大氣及降水回波分離，則必須在頻率域執行 RIM 分析，因此為了驗證在頻率域中執行 RIM 分

析之可信度，吾人將時間域得到之雷達回波亮度分布函數圖做為範本，利用方程式(5)~(9)執行頻率域RIM分析，其中吾人取 32 點做一次快速傅立葉轉換，因此由(6)式可得到 32 個都卜勒頻率的可見頻譜；理論上，若將 32 個都卜勒頻率之可見頻譜平均後，代入(5)式和(9)式計算得到之亮度分布函數應與時間域相同(如圖五)。

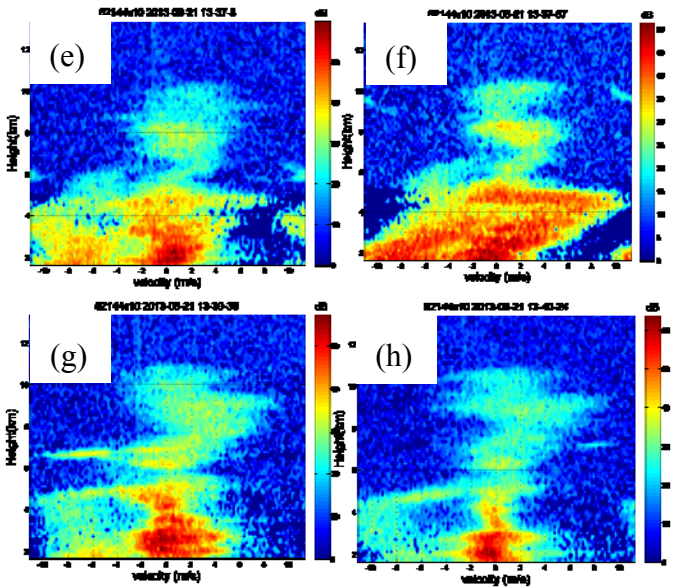
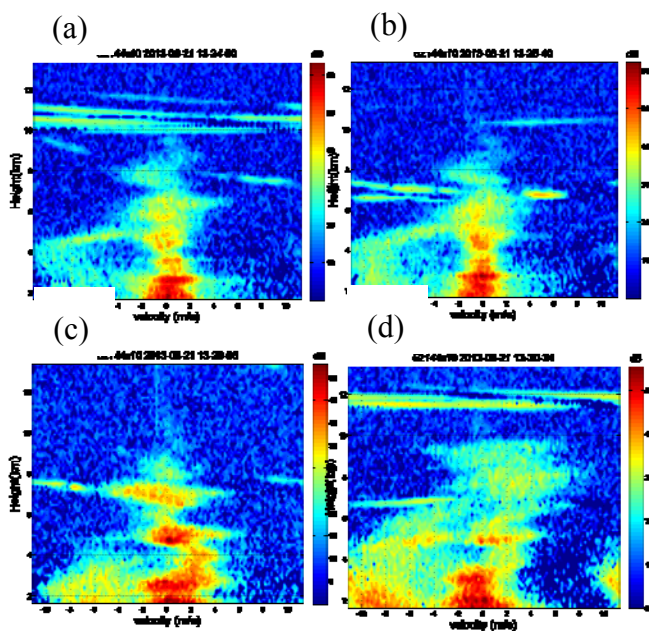


圖五 2013 年 8 月 21 日雷達回波亮度分布函數圖(頻率域)

比較圖四與圖五可發現不論在時間域或頻率域執行RIM分析，所得到的亮度分布函數大致相吻合，故可用頻率域RIM分析將大氣及降水回波分離。

(二) 利用頻譜圖分析降水環境

由本文第二節所述之頻譜分析法，將時域的訊號作快速傅立葉轉換後可得到每個時間不同高度的頻譜圖，其中有觀測到降水回波的部分如圖六。



圖六 2013 年 8 月 21 日

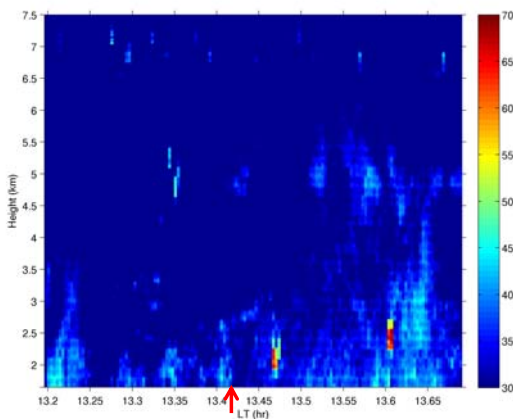
(a)1324LT(b)1325LT(c)1329LT(d)1330LT(e)1337LT(f)1338LT(g)1339LT(h)1340LT雷達回波功率頻譜圖。其中橫軸為都卜勒速度，縱軸為高度，顏色代表回波功率大小。

由圖六(a)及(b)可以發現，在高度約 4~5 km處有一亮帶存在，此即為所謂的融解層(Melting Layer)，在融解層內，粒子下墜速度有明顯的梯度存在。亮帶形成的必要條件是大氣垂直速度要小於 2 m s^{-1} [8]，因冰晶下墜速度約為 $1-2 \text{ m s}^{-1}$ ，速度比 2 m s^{-1} 大的強烈上升氣流，將使冰晶混合在融解層附近，使得回波功率減弱。由頻譜圖可看出大氣回波的都卜勒速度約在 $\pm 2 \text{ m s}^{-1}$ 之間，符合上述條件，屬於層狀降水的冷降水型態。圖六(a)顯示降水終端速度最大值(約 -10 m s^{-1})高度正好位在溶解層下方，融解層下面雨滴的終端速度隨著高度的遞減而逐漸的減小，推測可能是降水粒子在落下過程中崩解成較小的部份；至於圖六(b)則無此現象，且降水回波在近地面處有增強趨勢，推測可能是降水粒子合併增大導致。圖六(c)顯示在高度 4 km附近開始產生一 4 m s^{-1} 之上升氣流，同一時間融解層之亮帶也逐漸消失，至圖六(d)上升氣流減弱，亮帶又重新出現，可以看到這兩張圖中降水回波強度明顯比之前要強，推測可能是垂直風切產生的亂流，使降水粒子之間互相合併成較大粒子所導致。圖六(e)及(f)則顯示在高度約 3.5~4 km處開始產生一非常強烈之上升氣流，其都卜勒速度甚至可達 10 m s^{-1} ，屬於對流降水型態，可以發現到降水回波比之前更強，且亮帶幾乎消失不見；值得注意的是在融解層以上 6~10 km 高度範圍亦有很大的回波產生，理論上，不太可能完全由乾冰粒子所引起，推論是由上升氣流將水汽及非常小的過冷水滴帶至此處，跟著大氣

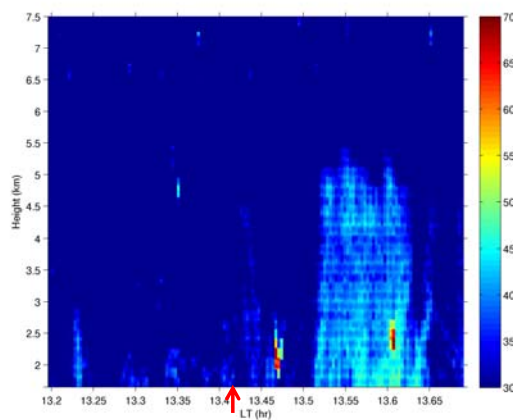
亂流一起運動，形成頻譜很大的強回波。圖六(g)及(h)顯示原本強烈的上升氣流減弱，亮帶重新出現，又回復到層狀降水的冷降水型態，但被亂流輸送到6~10 km 高度範圍之水汽及過冷水滴所造成之回波依然存在。需注意圖(a)、(b)、(d)在高度10~12 km 出現的亮帶推測應為飛機回波。

(三) 在頻率域執行RIM分析亂流及降水之相互關係

為了更加瞭解大氣亂流與降水之間的相互關係與影響，吾人可利用本研究頻譜圖所得之結果，進一步在頻率域執行RIM分析，分離不同都卜勒頻率之大氣及降水回波，以利分析亂流與降水之間的相互關係。由圖六(a)及(b)可知降水回波都卜勒速度約在-4~-10 m s⁻¹，而大氣降水回波都卜勒速度約在±2 m s⁻¹之間。理論上，在層狀降水的冷降水型態中，越接近地表之降水粒子因合併效應其粒徑會越大，即下墜速度會越快，為了驗證此一理論，在頻率域中執行RIM分析後分別將都卜勒頻率為-4~-6 m s⁻¹及-8~-10 m s⁻¹之亮度分布函數計算出來(如圖七及圖八)。

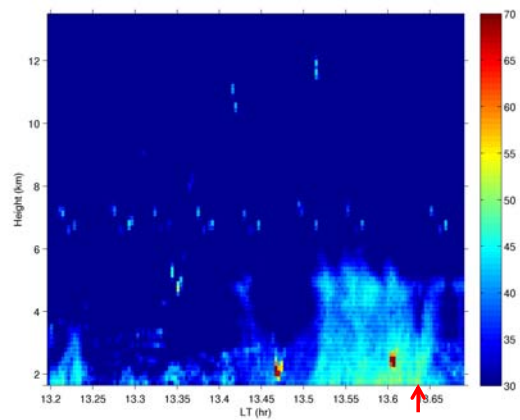


圖七 都卜勒速度-4~-6 m s⁻¹之降水回波亮度分布函數圖

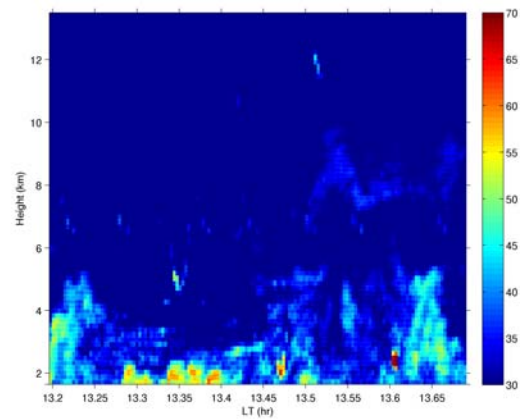


圖八 都卜勒速度-8~-10 m s⁻¹之降水回波亮度分布函數圖

圖七及圖八紅色箭頭所指處即為圖六(a)及(b)頻譜圖之時間點，可以明顯看出都卜勒速度較小(粒徑較小)之降水粒子分布在地表至高度3 km 之間，而都卜勒速度較大(粒徑較大)之降水粒子則分布高度2 km 以下，驗證了層狀降水越接近地表之降水粒子下墜速度越快的特性。另外，由圖六(e)及(f)可知降水回波都卜勒速度約在-4~-10 m s⁻¹，而大氣回波都卜勒速度約在2~10 m s⁻¹之間，根據前人研究指出，較小的降水粒子通過亂流層後可能會因為合併效應導致降水回波增強，但若亂流層下方有很強的上升氣流，亦會使較大的降水粒子崩解導致降水回波減弱[10]。為了驗證此一現象，在頻率域中執行RIM分析後分別將都卜勒頻率為-4~-10 m s⁻¹及-2~10 m s⁻¹之亮度分布函數計算出來(如圖九及圖十)。



圖九 都卜勒速度-4~-10 m s⁻¹之降水回波亮度分布



函數圖

圖十 都卜勒速度2~10 m s⁻¹之大氣回波亮度分布函數圖

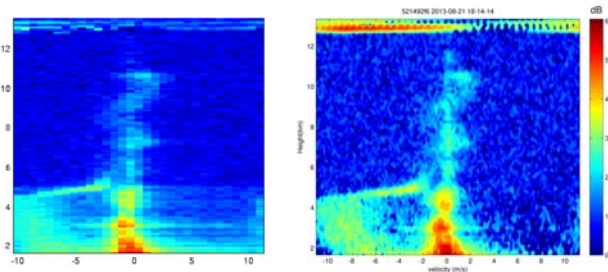
圖九及圖十可以發現，1330LT自地面至5 km 左右之高度開始產生上升氣流，之後降水回波便開始增強，且分布範圍自地表至5 km 以上之高度，且其由地面向高空傾斜之特性，代表降水粒子明顯受到上



升氣流之影響，進而產生合併增大效應，使降水回波增強。但到紅色箭頭所指處之時間點時，對照頻譜圖(圖六(f))顯示開始產生一都卜勒速度達 10 m s^{-1} 之強烈上升氣流，反而造成在 3~5 km 高度範圍的降水回波減弱消失，說明了當降水粒子下方產生很強之上升氣流時，可能會導致降水粒子的崩解效應，反而使降水粒子變小而降低回波功率。此結果與前人研究成果相符。

(四) RIM 應用於頻譜分析

在頻率域執行 RIM 分析可得到不同高度及都卜勒頻率之亮度分布函數，若將每個都卜勒頻率之亮度分布函數隨高度之分布均計算出來，理論上應可得到更高徑向解析度之頻譜圖。吾人利用同日另一筆 1814LT 之觀測資料，將原始頻譜圖及經過 RIM 分析後的頻譜圖畫出來比較(如圖十一)。



圖十一 2013 年 8 月 21 日 1814LT 原始頻譜圖(圖右)及經過 RIM 分析後頻譜圖(圖左)

其中原始頻譜圖徑向解析度為 150 m，經過 RIM 分析後之頻譜圖則為 5 m。由圖左可以明顯發現在高度範圍 7 至 11 km 處有一明顯之波狀結構，但在圖右卻因解析度較低而無法分析出來。根據前人的研究指出，此現象有可能是因為急遽降水時，降水粒子撞擊低層大氣而激發重力波向上傳播的緣故[1]。因此，將 RIM 應用於頻譜分析可解析原始頻譜所無法觀測到之現象，有利於後續相關研究。

五、結論

本研究證實多頻率雷達成像技術(RIM)可有效提升脈波雷達之徑向解析度，且建立起在頻率域執行 RIM 以分離大氣及降水回波之方法。研究結果證實，在層狀降水的型態中，越接近地表之降水粒子因合併效應其粒徑會越大，即下墜速度會越快；而在對流降水的型態中，亂流會加速降水粒子產生合併增大效應導致回波增強，但若有極強烈之上升氣流出現在降水下方，反而會使降水粒子產生崩解效應，導致回波減小。另外，亦發現將 RIM 應用於頻譜分析

之潛力，可解析原始頻譜無法觀測到的小尺度大氣運動，有利後續進行相關研究。惟若大氣與降水之都卜勒速度過於接近，導致無法在頻譜中分離，此方法將難以適用，此問題有待未來進一步研究克服。

六、參考文獻

- [1] 白劍鴻, 2007: “利用中壘特高頻雷達研究降水激發大氣重力波”, 國立中央大學太空科學研究所碩士論文, 34
- [2] Capon, J., 1969: “High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis”, Proc. IEEE, 57, 1408-1419.
- [3] 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.
- [4] 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.
- [5] Kudeki, E., and G. R. Stitt, 1987: “Frequency domain interferometry: A high-resolution radar technique for studies of atmospheric turbulence”, J. Geophys. Res., 92, 198-201.
- [6] 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.
- [7] Luenberger, D.G., 1984: “Linear and nonlinear Programming”, Addison-Wesley, Reading, Mass.
- [8] Palmer, R. D., S. Gopalam, T.-Y. Yu, and S. Fukao, 1998: “Coherent radar imaging using Capon’s method”, Radio Sci., 33, 1585-1598.
- [9] Palmer, R. D., T. Y. Yu, and P. B. Chilson, 1999: “Range imaging using frequency diversity”, Radio Sci., 34, 1485-1496.
- [10] Palmer, R. D., B. L. Cheong, M. W. Hoffman, S. J. Fraser, and F. J. López-Dekker, 2005: “Observations of the small-scale variability of precipitation using an imaging radar”, J. Atmos. Ocean. Technol., 22, 1122-1137.
- [11] Woodman, R. F., and A. Guillen, 1974: “Radar observations of winds and turbulence in the

stratosphere and mesosphere”, J. Atmos. Sci., 31,

493-505.