

利用中壙VHF雷達測量大氣垂直速度並分析 大氣結構之初步研究——個案分析

朱延祥

國立中央大學大氣物理系

(中華民國七十五年九月廿三日收稿，九月廿五日定稿)

摘要

中壙特高頻雷達已於民國74年5月正式建造完成。經多次的測試及改良，本雷達目前正順利的運轉中。本研究係分析民國74年6月2日0629 LT 到0705 LT 以垂直向發射及接收的雷達回波訊號，分別利用都卜勒頻譜法及自相關相位法，來計算大氣的垂直運動速度，並比較二者的差異。結果發現當訊號雜訊比大時，二者所算出的風速幾乎完全一致，但當訊號雜訊比小時，自相關相位法所求出的風速值，則較都卜勒頻譜法合理。同時由垂直風速的時間序列中亦可明顯的看出大氣重力波的存在及其傳播的情形。此外，本研究亦根據雷達回波的統計特性，來探討回波的可能機制。大致而言，在本次觀測中，對流層的高層（8—10公里）及低層（3—5公里）的回波，呈明顯的反射特性，而中層（5—8公里）的回波特性則以散射為主。

此次個案分析研究，由於缺乏微觀之大氣結構探空資料，故無法於觀測資料中，驗證分析所得。未來研究將運用此次經驗，配合實際觀測，探討台灣上空大氣結構。

一、前言

世界上第一座大氣觀測專用的VHF雷達，係在1960年設立於祕魯的Jicamarca。當初建造此雷達的目的，在於觀測赤道地區電離層（Ionosphere）的特性及其異常現象。直到1974年，才由Woodman及Guillen將VHF雷達技術首先應用到平流層（Stratosphere）及中氣層（Mesosphere）的探測上（Woodman and Guillen, 1974）。自此，VHF雷達便被廣泛的應用於低層及中層大氣的觀測上，而成為現今研究大氣中細微結構物理特性所不可或缺的觀測利器。

當電磁波在大氣中傳播時，往往受到大氣折射指數（Refractive Index）特殊分佈的影響，

而使電磁波發生散射（Scattering）或反射（Reflection）。例如當大氣折射指數呈不規則的隨機擾動時，電磁波將受其作用而有散射的情形發生。根據Ishimaru（1978）的推導，散射波電場強度， E_s ，與大氣折射指數不規則擾動， n' ，的數學關係式如下：

$$E_s(\vec{r}) = \frac{K^2 A_0}{4\pi} \int_V \frac{n'(\vec{r}')}{|\vec{r} - \vec{r}'|^2} \cdot$$

$$\exp[-i2K|\vec{r} - \vec{r}'| + 2K\vec{b} \cdot \vec{r}'] d\vec{r}'(1)$$

其中 A_0 ：入射電磁波的振幅

$$K = \frac{2\pi}{\lambda}, \quad \lambda : \text{入射電磁波的波長}$$

\vec{b} ：入射電磁波方向的單位向量

V : 雷達體積 (Radar Volume)

若大氣折射指數在電磁波傳播的方向上有梯度 (Gradient) 存在, 則電磁波將發生部份反射 (Partial Reflection)。根據 Wait (1962) 的證明, 反射係數 (Reflection Coefficient) 的大小係決定於大氣折射指數梯度的富氏轉換 (Fourier Transform), 其關係式如下:

$$|\rho| = \frac{1}{2} \int_{-\frac{\Delta r}{2}}^{\frac{\Delta r}{2}} \frac{dn}{dz} e^{-i2kz} dz \quad (2)$$

其中 ρ : 反射係數

$\frac{dn}{dz}$: 大氣折射指數梯度

K : $2\pi/\lambda$, λ : 入射電磁波波長

$\Delta r = \frac{C\tau}{2}$, C : 光速,

τ : 雷達脈波波長

因此對 VHF 雷達而言, 當向大氣發射特高頻的脈波時, 若大氣折射指數有不規則的擾動或成層結構, 則將發生散射或反射的回波。此回波經雷達天線接收後, 通過複雜的訊號處理程序, 便可得到吾人所希望的大氣參數, 如: 3 維風場、大氣亂流結構常數 C_u^2 (Atmospheric Turbulence Structure Constant), 大氣重力波 (Gravity Wave), ……等。由於此種雷達所能觀測的大氣範圍極廣, 由地面以上 1 公里到 100 公里的高空, 其間涵蓋了中氣層 (Mesosphere)、平流層 (Stratosphere) 及對流層 (Troposphere), 故又稱 MST 雷達。若 VHF 雷達只能探測對流層及平流層, 則稱 ST 雷達。

雖然 VHF 雷達所能測得的大氣參數極多 (Balsley and Gage, 1980), 但其中對傳統氣象觀測的項目中產生最大衝擊的一項, 要算風場的測量了。目前對於高空風場的例行觀測, 均是利用探空儀 (Rawinsonde) 的施放來進行。探空儀只能量出水平風場, 同時受到氣球上升速度的限制以及背景風場 (Background Wind) 吹送的影響, 使所測出的風場, 無論在時間及空間上均有

甚大的偏差 (Bias)。以此種不夠精確且低解析力 (Low-Resolution) 的資料, 應用到天氣分析及預報上, 當然不能期望有良好的結果。然而 VHF 雷達利用其精密的軟硬體設備, 能在數秒內便可測得觀測站正上方的水平風場垂直剖面, 同時高度的解析能力更可高達 150 公尺。此種精確, 即時且高解析力 (High-Resolution) 的風場資料, 絕非傳統探空儀所能獲得。因此在天氣分析及預報上, 若能使用 VHF 雷達的資料, 顯然將可大大的提高天氣分析的品質及預報的準確度。

除了水平風速外, VHF 雷達對天氣分析及預報上的另一重大貢獻, 便是可直接的量出大氣垂直運動速度。傳統上欲得出垂直風速, 均是根據探空資料, 利用大氣動力原理如運動學法, 絕熱法及動力法 (Nastrom, 1984) 計算而得。此種計算方法所獲得的大氣垂直運動速度, 無論在時效上, 精確度上及解析力方面當然遠不及直接測量的結果。本篇報告的主要目的, 即在探討 VHF 雷達測量大氣垂直運動速度的基本原理及觀測結果的分析。此外, 本研究亦根據 VHF 雷達的回波統計特性, 發展了一種簡便的漢配法, 來探討產生回波的可能機制, 以作為進一步研究大氣微觀結構 (Fine Structure) 的基礎。

本研究係使用民國 74 年 6 月 2 日 0629 LT 到 0705 LT 長約 36 分鐘的中壢 VHF 雷達回波資料, 此時間為中壢 VHF 雷達發射成功的第三天。由於本雷達剛興建完成, 一切尚未制度化, 因此在觀測當時並無探空氣球的配合施放。而根據中央大學氣候測站的資料顯示, 觀測當時地面無風, 有霧, 能見度不佳, 並無明顯天氣系統存在。但根據中央氣象局地面天氣圖的資料, 台灣當時為一低壓帶所籠罩, 有個微弱氣旋在東海向東北方移去, 冷鋒則延伸到台灣北部海面。至於板橋探空站方面, 其 00z 之探空資料只到 700 mb 為止。因此由於缺乏適當的氣象資料, 本研究的重點並不在探討 VHF 雷達回波特性與氣象因子之間的關係上, 而在於利用 VHF 雷達技術 (VHF Radar Technique)

一方面分析中樞 VHF 雷達回波，以檢驗其品質及實用性，另一方面則以中樞 VHF 雷達回波資料為例，來比較二種常用風速計算法—即都卜勒頻譜法 (Doppler Spectrum Method) 及自相關相位法 (Autocorrelation Phase Method) 一的優劣。同時利用 VHF 雷達回波的功率機率密度函數 (Power Probability Density Function) 來發展出一種簡便的曲線湊配 (Curve Fitting) 法，以辨識 VHF 雷達的回波機制 (Echo Mechanism)。

二、VHF 雷達觀測原理

前曾述及，VHF 雷達係利用大氣折射指數不規則擾動或成層結構作為目標物 (Target)，以散射或反射作用來產生回波。若雷達波在傳播 (Propagation) 的過程中，其相徑 (phase Path) 隨著時間而發生變化，則所接收到的雷達訊號中將有頻率偏移 (Frequency Shift) 的現象 (Davies, 1968)，此即所謂的都卜勒效應 (Doppler Effect)。產生都卜勒頻率偏移的物理原因有二：(一)當大氣折射指數隨時間而發生變化時，由於介質特性的改變，將使雷達波的相位 (phase) 亦隨之而變，因而產生頻率偏移效應；(二)當目標物與雷達天線間的距離隨時間而變化時，亦會造成雷達波相位的隨時間而變，而有都卜勒頻移的發生。由於 VHF 雷達波係以脈波的方式，在大氣中傳播。其脈波寬 (Pulse Width) 一般均為微秒 (Micro-Second) 的數量級。而根據 Woodman 及 Guillen (1974) 的估計，大氣折射指數的擾動，其相關時間 (Correlation Time) 的數量級約為 1 秒，二者的時間尺度 (Time Scale) 相差了 10^6 倍，因此對脈波而言，在微秒的時間中，大氣折射指數可視為常數，亦即不隨時間而變。在此情況下，都卜勒頻移現象將完全由目標物與天線之間的相對運動所造成。二者的數學關係如下式：

$$f_D = -\frac{2V}{\lambda} \quad (3)$$

其中 f_D : 都卜勒頻移量

λ : 雷達波長

V : 目標物相對於雷達天線的運動速度

因此只要能自雷達回波中找出 f_D 值，則目標物的運動速度便可求出。自雷達回波中算出 f_D 的方法，一般有以下兩種：

(1) 都卜勒頻譜法 (Doppler Spectral Method): 將已濾掉載波 (Carrier Wave) 的雷達回波訊號 (過程詳見下節)，利用富氏快速轉換 (FFT) 或其他的波譜分析法，將時間域的回波訊號轉換成都卜勒頻譜，再利用下式，即可求出都卜勒頻移量：

$$f_D = \frac{\int f P(f) df}{\int P(f) df} \quad (4)$$

其中 $P(f)$: 都卜勒頻譜密度函數 (Doppler Spectrum Density Function)

f_D : 都卜勒頻移量

(2) 自相關相位法 (Autocorrelation Phase Method): 首先利用下述三式，算出回波訊號的自相關函數 (Autocorrelation function) 及其振幅 (Amplitude) 與相位 (phase):

$$\begin{aligned} C(\tau) &= \langle a(t) a^*(t + \tau) \rangle \\ &= A(\tau) e^{i\phi(\tau)} \end{aligned} \quad (5)$$

$$A(\tau) = \{ \text{Re} [C(\tau)] \}^2 + \{ \text{Im} [C(\tau)] \}^2 \quad (6)$$

$$\phi(\tau) = \tan^{-1} \frac{\text{Im} [C(\tau)]}{\text{Re} [C(\tau)]} \quad (7)$$

其中 $C(\tau)$: 自相關函數

$a(t)$: 回波訊號

$\langle \rangle$: 族群平均 (Ensemble Mean)

$\text{Re} [C(\tau)]$: $C(\tau)$ 之實部 (Real Part)

$\text{Im} [C(\tau)]$: $C(\tau)$ 之虛部 (Imaginary Part)

$\phi(\tau)$: 相位

$A(\tau)$: 振幅

τ : 時間延滯 (Time Lag)

隨後再求出相位對 τ 的平均變化量 $\frac{d\phi}{d\tau}$ ，根據下式便可得出 f_D ：

$$f_D = \frac{d\phi}{dt} \frac{1}{2\pi} \quad (8)$$

根據 Wiener-Khinchine 關係式 (Bath, 1973)，此兩種方法所算出的 f_D (或 V) 值應該完全一致。但若有甚強的噪音 (Noise) 存在時，二者所算出的 f_D 值將有明顯的差異，此部份將在第四節中詳述。

三、中壩VHF 雷達特性概述

中壩 VHF 雷達位於北緯 25° ，東經 121° ，係於去 (74) 年 5 月正式建造完成。本雷達所使用的頻率為 52 MHz，最大發射功率為 0.18 MW。天線由 3 組排列成十字形的天線陣列 (Antenna Array) 所組成，每組天線陣列由 64 根排列呈正方形的八木天線 (Yagi Antenna) 所構成，相鄰兩根天線的間距為 4.905 公尺 (約為雷達波長的 0.85 倍)。總天線面積為 4800 平方公尺。天線增益 (Antenna Gain) 約為 27。中壩 VHF 雷達的工作週期 (Duty Cycle)，最大不得超過 2%。在本雷達脈波上可加上 16 比次 (bits) 的互補碼 (Complementary Code)，如此不但可提高空間的解析力，同時亦可加大平均發射功率，增大探測的高度。此外，本雷達可供選擇的脈波寬為 1 微秒到 16 微秒，但雷達接收機 (Receiver) 的匹配濾波器 (Match Filter) 頻帶寬 (Bandwidth) 則只有 0.5 MHz、0.25 MHz、0.125 MHz 及 62.5 KHz 四種可供選擇。至於中壩 VHF 雷達波束的半功率波束寬 (Half Power Beam Width) 約為 6.8° ，可朝東、南、西、北及垂直 5 個方向分別發射，其斜向發射的波束，與天頂夾角差 17° 。

中壩 VHF 雷達的訊號處理流程，如圖 1 所示。圖中 T/R 代表發射接收鍵 (T-R Switch)，RX 代表接收機 (Receiver)，TX 則代表發

射機 (Transmitter)，OS 為振盪器 (Oscillator)，LPF 為低通濾波器 (Low Pass Filter)，A/D 則為將連續訊號 (Analog Signal) 變為數位訊號 (Digital Signal) 的轉換器 (Converter)。COH、INT 代表在前處理器 (Pre-Processor) 中進行同相積分 (Coherent Integration) 的工作。至於 COMP 則表示控制資料進入磁帶 (Tape) 的微電腦 (Mini Computer)。由圖 1 中可看出當雷達回波由天線進入，經過接收機後，在混頻器 (Mixer) 中分別與來自振盪器之 2 個具有 90° 相位差的 52 MHz 電波相乘，相乘結果使回波訊號分為兩支，其中與零相位差電波相乘的訊號稱同相分量 (In-Phase Component)，另一支與 90° 相

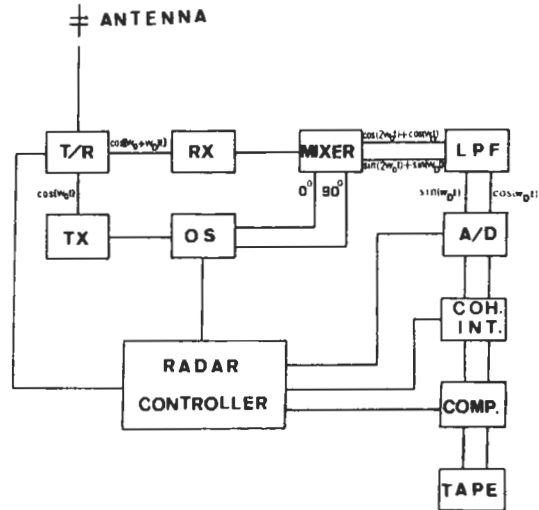


圖 1 中壩 VHF 雷達訊號處理流程之方塊圖。 W_0 : 發射電波頻率， W_D : 都卜勒頻移，RX: 接收機，TX: 發射機，T/R: 發射/接收鍵，OS: 產生 52 MHz 電波的震盪器，MIXER: 混頻器，LPF: 低通濾波器，A/D: 連續/數位訊號轉換器，CCH. INH.: 同相積分，COMP: 微電腦。

位差電波相乘的稱異相分量 (Phase Quadrature Component) 此種訊號統稱二元分量 (Quadrature Component)。換言之，當回波訊號通過混頻器後，便以二元分量的型式出現。同時因相乘的結果，使其頻率亦發生變化：原來都卜勒頻移 W_D 係與發射頻率 W_0 相混在一起，但經過混頻器的作用， W_0 與 W_D 便可分離。再通過低通濾波器，高頻的 W_0 便被濾掉而只剩 W_D 的部份。再經數位化的步驟，便進入前處理器中進行同相積分，其目的在於減少原始資料量並提高訊號雜訊比 (Rottger, 1983) 最後資料通過微電腦的存取，而以二元分量的型式錄到磁帶上，以供進一步的分析。

四、大氣垂直運動速度的觀測與分析

中壢 VHF 雷達在民國 74 年 5 月 31 日測試成功後，隨即在同年 6 月 1 日開始正式進行大氣觀測的任務。為了檢驗中壢 VHF 雷達回波資料的品質及其可用性，本雷達的有關研究人員便分別由不同的方向來進行中壢 VHF 雷達回波的研究與分析的工作。本篇報告即為其中之一。本研究所使用的雷達回波資料，為 6 月 2 日 0629 LT 到 0705 LT 觀測的結果。本次觀測只使用 3 組天線陣列中位於北側的一個。觀測時，雷達波束為垂直向發射及接收，因此所測得的風場為垂直向。所選用的脈波寬為 $2 \mu s$ ，發射功率為 29 KW，同相積分的次數為 1000 次，相鄰兩脈波的時間間隔 (Inter-Pulse Period-IPP) 為 $500 \mu s$ ，最低的觀測高度設定為 1.5 公里，最大的探測高度定為 13.5 公里，其間分成 40 個高度間距 (Range Gate)。

圖 2 為本次實驗分別接收來自 4.5 公里、7.5 公里及 10.5 公里 3 個高度的回波隨時間變化的情形。圖中之 I 及 Q 分別代表二元分量 (Quadrature Component) 中的同相分量及異相分量。由圖中可看出來自 4.5 公里及 7.5 公里高度的雷達回波，其同相分量與異相分量之間約有 90° 的相位差，顯示其中含有明顯的都卜勒效應。但 10.5 公

里處的回波，其二元分量間却顯出彼此沒有相關的不規則變化，表示其回波訊號中沒有都卜勒頻移的

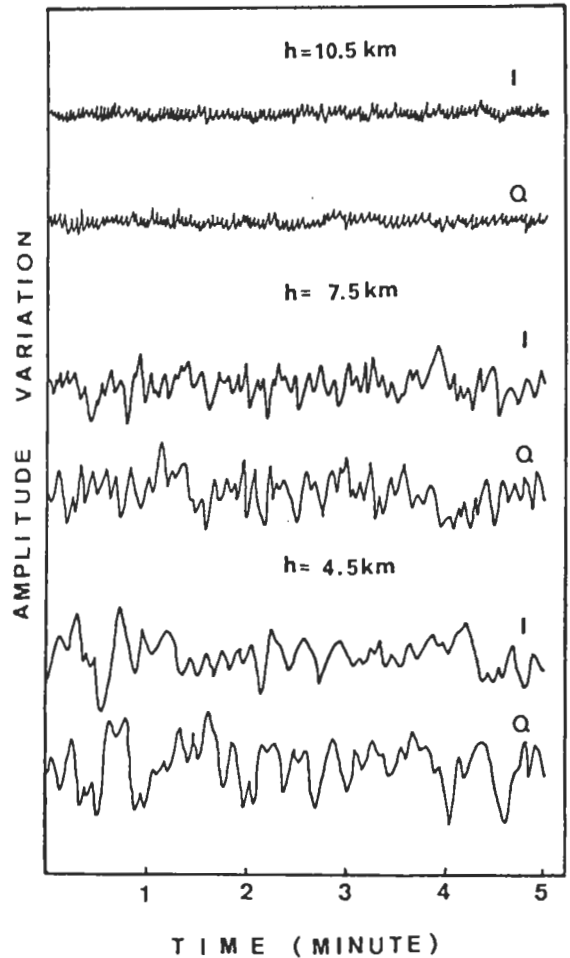


圖 2 在不同高度的雷達回波二元分量隨時間變化的情形，I 代表同相分量 (In-phase Component)，Q 代表異相分量 (phase Quadrature Component)。

存在，亦即由不規則的隨機噪音 (Random Noise) 所組成。此點可由下述進一步的分析獲得證實。圖 3a 為利用都卜勒頻譜法所算出的垂直風速隨高度及時間的剖面圖。此處係以 FFT 方法，每 64 個資料點 (Data Point) 計算一個都卜勒頻譜，再根據式(2)與式(1)求出垂直風速。由圖中可明顯看出在 10.5 公里以上的風速不論在時間及空間

上均呈不規則的變化。明顯地，此乃因 10.5 公里以上的回波訊號係由隨機噪音的組成所致。而在 10.5 公里以下的垂直風速，則呈現規則變化的特性。表示其中含有具有物理意義的現象。利用低通濾波器 (Low Pass Filter) 將高頻不規則的擾動除去後，便可發現垂直速度的規則變化與大氣

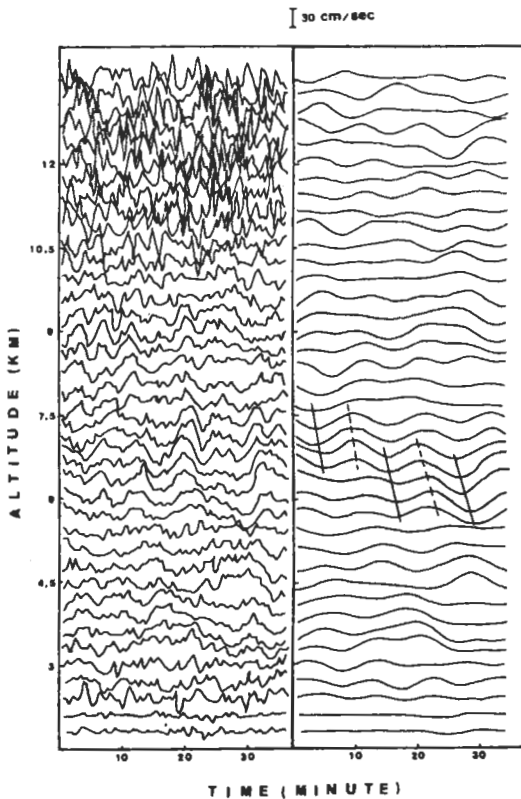


圖3 利用都卜勒頻譜法所算出之垂直風速隨時間與高度之變化圖，圖3a為原始的數值，圖3b係利用低通濾波器將高頻不規則之擾動除去後的風速變化圖。

重力波的存在有極密切的關係。此點可由 5 公里到 7 公里之間垂直速度的變化看出。如圖 3b 在此高度區間中可輕易的判讀出有周期約 12 分鐘的重力波存在。同時其相位自上向下傳播，表示能量係自下向上傳播，亦即重力波的波源 (Source) 係在 5 公里以下 (Gossard and Hooke, 1975)。此種發生於高空的重力波事件 (Event)，傳統的氣象觀測儀器是不可能測出的。但利用 VHF 雷達即可輕易的觀測得重力波的種種特性。因此 VHF 雷達對於大氣重力波的研究，將扮演著一個舉足輕重的角色。

利用 VHF 雷達的觀測，亦可發現大氣垂直運動速度的其他特性。圖 4 為垂直風速在不同高度的頻率分佈圖 (Frequency Distribution)。由圖中可看出垂直風速大都呈常態分佈 (Normal Distribution) 的統計性質，同時其平均值甚低，一般都在 ± 8 cm/sec 以下，但標準偏差則甚大，例如在 9 公里處可達 14 cm/sec (在 10.5 公里以上的垂直速度因係由隨機噪音所構成，故不予討論)。此暗示垂直風速的擾動幅度甚大，劇烈者甚至可達 38 cm/sec 之鉅。而分析當日的氣象記錄，並無劇烈天氣系統出現。因此在半小時中，大氣垂直運動速度擾動幅度如此之大，絕非傳統的計算法所能得出。至於計算法與利用 VHF 雷達觀測法所獲得的平均大氣垂直速度的比較，根據 Nas tron (1984) 的研究發現在一般沒有特殊天氣系統的情況下，二者所得出的垂直速度隨高度分佈的剖面型態，十分吻合，但在數值方面，VHF 雷達測出者要比計算法為大。此暗示傳統計算法所得出的大氣垂直運動速度似乎低估了實際的垂直運動速度。

為了比較都卜勒頻譜法及自相關相位法所算出垂直風速的異同，此處利用本次觀測所得的雷達回波訊號，分別以上述的方法計算垂直風速的平均值。結果如圖 5 所示。圖中實線為自相關相位法所算出的平均垂直風速隨高度分佈的剖面圖，虛線則為利用 FFT 所算出。由圖中可明顯看出在 9 公里以下，二者所算出的平均垂直風速幾乎完全一致，而

在 9 公里以上，二者的風速值逐漸有偏差發生，到了 11 公里以上，二者完全獨立 (Independent)，不再有相關性 (Correlation) 存在。仔細觀察二者在 11 公里以上隨高度的變化可發現自相關相位法所算出的垂直風速，以風速等於零之值為中心呈不規則的變化，而由 FFT 所算出的風速，則以 4 cm/sec 之風速值為中心作不規則變化。由於 11 公里以上的回波，幾乎均是由隨機噪音所組成，因此不論用何種方法所得出的平均風速均應等於零

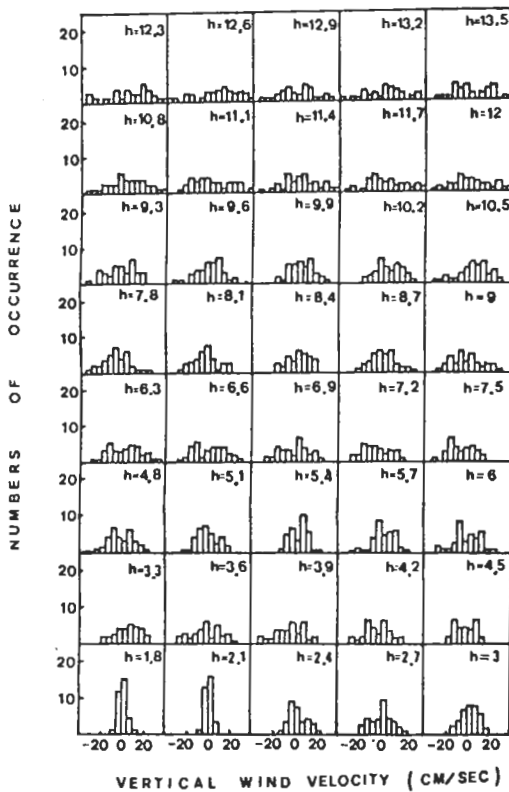


圖 4 垂直風速的頻率分佈隨高度的分佈圖，h 代表高度 (公里)。

。雖然由此兩種方法所算出之平均風速均不等於零，但明顯的由自相關相位法所算出者，要較由都卜勒頻譜法所算出者合理。因此當回波的訊號雜訊比 (Signal-to-Noise Ratio) 高時，都卜勒頻譜法與自相關相位法所算出的風速值完全一致，

然而當回波之訊號雜訊比甚低時，二者則有明顯的差異，但自相關相位法所算出之風速較都卜勒頻譜法合理。

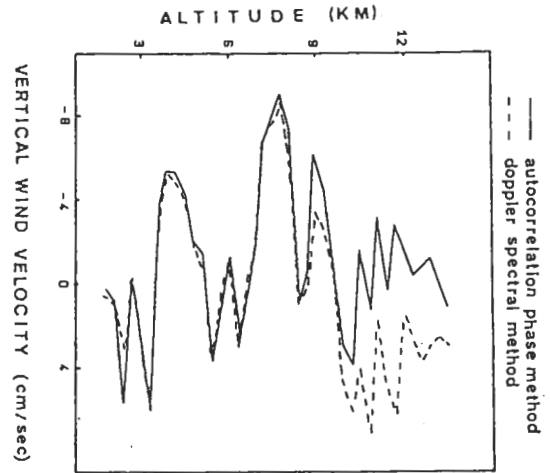


圖 5 利用都卜勒頻譜法及自相關相位法所算出之平均垂直風速隨高度的分佈圖。

五、VHF 雷達回波機制的探討

大致而言，VHF 雷達的回波機制 (Echoing Mechanism) 不外乎下面兩種：一是利用大氣折射指數不規則擾動的散射作用來產生回波 (Ishimaru, 1978)；另一則是利用大氣的層狀結構藉部份反射 (Partial Reflection) 作用來產生回波 (Wait, 1962)。由於不同的大氣結構所產生的雷達回波特性亦不同，因此若能自雷達回波的特性分析中找出產生回波的原因，則便能找出相對應的大氣微觀結構 (Fine Structure)。由於傳統的气象觀測方法均無法直接量得測站正上方的大氣微觀結構的分佈，因此 VHF 雷達回波機制的辨識 (Identification)，在大氣微觀結構的研究上，實扮演著積極且不可或缺的角色。

雖然有許多種方法可以用來辨識 VHF 雷達回波的機制，但最常用的方法有以下幾種：一為所謂的 P/σ 相關法，即計算回波訊號的功率 (P) 與

都卜勒頻譜寬 (Doppler Spectral width, σ) 二者的相關性。P 與 σ 的計算法如下 (Woodman, 1985) :

$$P = \int P(f) df \quad (9)$$

$$\sigma^2 = \frac{\int (f - f_D)^2 P(f) df}{\int P(f) df} \quad (10)$$

其中 P(f) : 都卜勒頻譜密度函數

f_D : 都卜勒頻移量

根據學者的研究, 若 P/σ 呈正相關 (Positive Correlation), 則回波機制以亂流散射 (Turbulent Scattering) 為主 (Liu 及 Yen, 1980); 若 P/σ 呈負相關 (Negative Correlation), 則回波機制以層狀結構之部份反射為主 (Rottger, 1980)。另一種辨識法為 Nakagami M 參數判斷法。Nakagami M 參數的定義如下 (Hoffman, 1960) :

$$M = \frac{\langle A^2 \rangle^2}{\langle A^4 \rangle - \langle A^2 \rangle^2} \quad (11)$$

其中 A 代表回波訊號的振幅 (Amplitude)

$\langle \rangle$ 代表族羣平均 (Ensemble Mean)

若 $M = 1$, 則可預期回波機制為單純的亂流散射, 若 $M > 1$, 則表示回波機制以層狀結構的部份反射為主, 亂流散射為輔 (Sheen et al., 1985; Rottger, 1980)。若再配合統計分佈函數的漢配 (Fitting) 結果, 作為 M 參數判斷法的輔助判斷資料 (Information), 則更可提高 M 參數判斷結果的可靠度。此處的統計分佈函數係指回波訊號的統計性質而言, 若 VHF 雷達的回波係由散射與反射所共同組成, 則由理論上可證明其統計分佈特性, 將滿足 Rice 分佈 (Rice Distribution) (Hoffman, 1960)。其數學式如下:

$$f(P) = \frac{1}{2\sigma^2} e^{-\frac{P+R}{2\sigma^2}} I_0\left(\frac{\sqrt{PR}}{\sigma^2}\right) \quad (12)$$

其中 $f(P)$ 代表 Rice 分佈的機率密度函數 (Probability Density Function)

$2\sigma^2$ 為回波訊號中的散射部份的功率

R 為回波訊號中的反射部份的功率

I_0 為零階第一類修正貝索函數 (Modified Bessel Functions of)

P 為回波訊號總功率

因此若 $R = 0$, 則 $f(P)$ 將變成指數分佈函數 (Exponential Distribution Function), 即

$$f(P) = \frac{1}{2\sigma^2} e^{-\frac{P}{2\sigma^2}} \quad (13)$$

亦即對純粹的散射而言, 回波功率的統計分佈函數將是如式 (13) 所示的指數分佈函數。因此利用 M 參數及統計分佈函數的漢配結果, 將可辨識出雷達的回波機制。

圖 6 為本次觀測所得的雷達回波功率與都卜勒頻譜寬的平均值隨高度分佈的剖面圖。由圖中可看出除了 5.5 公里與 7.5 公里之間外, 其他的高度 P/σ 之間的變化均呈明顯的負相關。而在上述的高度區間中 P/σ 則呈不太明顯的正相關變化。此點更可由圖 7a 及 7b 中看出。圖 7a 為 P/σ 的相關係數隨高度的分佈圖。由圖中可明顯看出在 6 公里附近, P/σ 的相關性有朝正相關方向變化的趨勢, 而在低層 (4 公里附近) 與高層 (8 公里附近) 則呈明顯的負相關特性。3 公里以下以及 11 公里以上的相關性, 因分別受到地面噪音 (Ground Clutter) 與隨機噪音 (Random Noise) 的影響, 使其變化不具物理意義, 故不予考慮。圖 7b 更挑選了 3 個高度 P/σ 的散佈圖來證明 P/σ 相關性隨高度變化的特性。由此圖已大約可看出在中層的回波機制, 似乎以亂流散射為主, 而在低高層則以部份反射為主。為了更進一步的證實此點, 本研究又計算了回波訊號的 M 參數隨高度的分佈, 如圖 8a 所示。由圖中可明顯看出, 在對流層中層的 M 值大都在 1 的附近作微小的變化, 而在低高層, M 值則明顯的大於 1。此亦表示低層的回波機制以反射為主, 中層則以散射為主。為了進一步的證實此一觀點, 此處亦利用 Rice 分佈函數來漢配雷

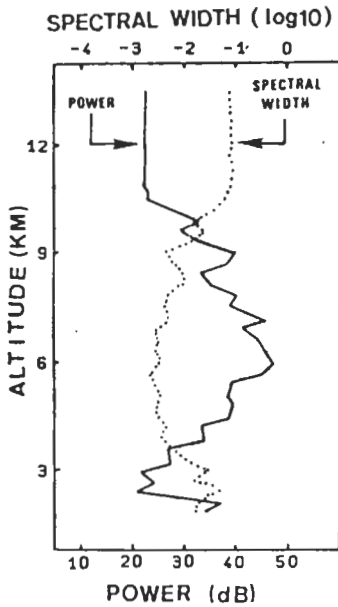


圖6 雷達回波功率與都卜勒頻譜寬隨高度的分佈圖。

達的回波功率的統計分佈。傳統上欲對某觀測資料的頻率分佈作理論統計分佈曲線的湊配 (Curve Fitting) 時, 一般均採用最小平方 (Least Square) 法。但由式(10)知, Rice 分佈函數為一非線性函數, 若用最小平方來進行曲線的湊配, 將遭遇到計算上的困難, 因此本研究便針對 VHF 雷達回波的統計特性, 利用下述的方法, 來進行曲線湊配的工作:

由Rice 分佈的基本假設知, 接收到的回波訊號為散射與反射的合成, 亦即:

$$A e^{i\phi} = r e^{i\theta} + m \quad (14)$$

其中 A : 回波之振幅

ϕ : 回波之相位

r : 散射分量的振幅, 其統計分佈函數滿足 Rayleigh 分佈

θ : 散射分量的相位, 其統計分佈函數滿足均一分佈 (Uniform Distribution)

m : 反射分量的振幅, 其統計分佈函數滿足 δ 函數, 亦即 $f(m) = \delta(m - \bar{m})$

因此回波之功率, P 為

$$P = |A|^2 = r^2 + m^2 + 2rm \cos \theta \quad (15)$$

利用 r、 θ 及 m 的統計特性可分別算出 P 之平均值 μ 及變異數 S^2 :

$$\mu = \bar{m}^2 + 2\sigma^2 \quad (16)$$

$$S^2 = 4\sigma^2 m^2 + 4\sigma^4 \quad (17)$$

因此

$$2\sigma^2 = \mu - \bar{m}^2 \quad (18)$$

$$m^2 = \mu^2 - S^2 = R \quad (19)$$

由於觀測資料的平均值 μ 及變量數 S^2 甚易求得,

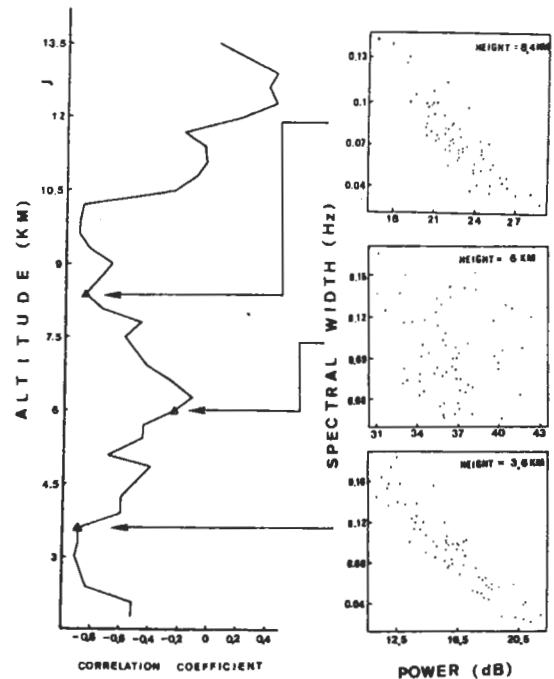


圖7 (a)雷達回波功率與都卜勒頻譜寬之相關係數隨高度的分佈圖(b)高度為3.6公里、6公里及8.4公里之回波功率與都卜勒頻譜寬的散佈圖 (Scatter Diagram)。

因此 $2\sigma^2$ 及 \bar{m}^2 便可得出，代入式(10)中，即可進行湊配的工作，結果如圖 8 b 所示。由圖中可看出低高層的統計特性滿足 Rice 分佈，亦即回波中有明顯的反射分量 (Reflection Component) 存在，而中層的回波統計特性，則滿足指數分佈，亦即回波由純粹的散射作用所貢獻。總結本節的結果可知，在 3 公里到 5 公里以及 7.5 公里到 10.5 公里的大氣區間中，產生 VHF 雷達回波的主要原因，以層狀結構的反射為主，而在 5 公里到 7.5 公里的大氣範圍中，亂流散射則提供了主要的回波機制。

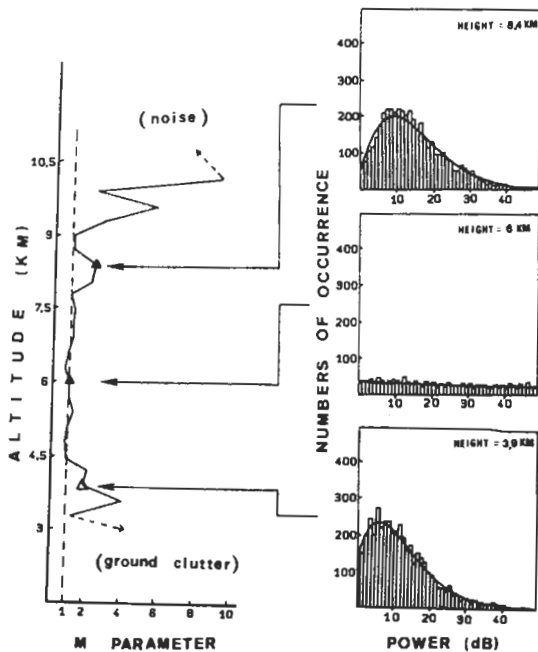


圖 8 (a)雷達回波之 M 參數隨高度的分佈圖，其中 3 公里以下及 10 公里以上分別受地面雜訊與隨機噪音之影響，使 M 值無法顯示出真正的統計及物理意義，故從略(b)高度為 3.9 公里、6 公里及 8.4 公里之雷達回波功率的頻率分佈與 Rice 分佈曲線 (式(10)) 湊配的結果。

六、結論與討論

利用 VHF 雷達技術來觀測大氣，一般有三種方法，即雷達干涉法 (Radar Interferometer Method) (Farley et al., 1981)，相位變化法 (Spaced Antenna Drift Method) (Briggs, 1983) 及都卜勒法 (Doppler Beam Swing Method)。本研究所使用的方法即為都卜勒法。利用此法分析中壘 VHF 雷達在民國 74 年 6 月 2 日所接收的回波訊號，發現在 10.5 公里以上的雷達回波幾乎均由隨機噪音所組成。根據 Rottger (1983) 之研究，認為造成此現象的原因，主要是由於雷達回波功率太弱，被來自銀河中心的宇宙噪音 (Cosmic Noise) 遮掩所致。因此若欲提高雷達回波的出現高度，亦即增大雷達回波的功率，則由雷達方程式 (Radar Equation) (Rottger, 1983) 可知，可由增加雷達的發射功率及增大雷達脈波寬來著手。但由於雷達發射功率受限於雷達硬體的設計，無法大幅變動，因此只有藉調整雷達脈波寬來提高雷達的回波功率。然而如此一來，則勢必要犧牲掉高度方面的解析力，因此在觀測高度及高度解析力二者相衝突的情形下，如何根據不同的觀測目的，來作雷達參數最佳的選擇，實是 VHF 雷達在觀測以前最需注意的事項。

本研究亦利用自相關相位法及都卜勒頻譜法分別來計算大氣垂直風速。結果發現在訊號雜訊比高時，二者之計算結果完全一致。而在訊號雜訊比低時，自相關相位法所算出之風速要較都卜勒頻譜法合理。造成此現象的原因，主要係由於在計算都卜勒頻移， f_D 的過程中，自相關相位法不但有經過時間的平均 (如式(3))，同時有均修 (Smooth) 的步驟 (如 $\frac{\partial \phi}{\partial t}$ 的計算)。而都卜勒頻譜法，則只有單純的加權平均 (如式(2))。因此比較之下，由於自相關相位法所濾掉的不規則高頻擾動要比都卜勒譜法澈底，因而使其所算出之風速較為合理。

在本個案分析中，亦發現在 5 公里的高度附近

有週期為12分鐘的重力波存在。此顯示可利用 VHF 雷達來進行大氣波動的研究。此特點為傳統氣象觀測儀器所不能及。然而由於 VHF 雷達所測出的重力波僅為單一測站 (Single Station) 上空的資料, 欲藉此來推算重力波的其他特性, 如波長、波速、傳播方向、攜帶能量、……等, 則嫌不足。但此種資料對中層大氣 (Middle Atmosphere) 重力波參數化方面, 則提供了極有價值的情報。(Fritts, 1984)

為了辨識在本觀測個案中雷達回波的機制, 本研究分別利用 P/σ 相關法, M 參數判斷法及統計分佈湊配法來分析回波的功率統計特性。結果發現在本次實驗中, 高層 (7.5 公里到 10.5 公里) 及低層 (3 公里到 5 公里) 的回波機制以層狀結構的反射為主, 而中層 (5 公里到 7.5 公里) 則以亂流散射為主。而利用回波統計分佈的特性, 亦可將雷達回波中的散射與反射的部份予以分離出。此將為下一步的研究主題。

另, 前言中已說明本次研究由於缺乏微觀之大氣結構探空資料, 故無法於觀測資料中, 驗證分析所得。未來研究將運用此次經驗, 配合實際觀測, 探討台灣上空大氣結構。

誌 謝

本文承蒙台灣大學大氣科學系柳中明教授及審查委員們的提供建設性意見與多次的修正, 方得以順利完成, 本文作者於此謹致上衷心的謝意。

參考文獻

- Balsley, B.B. and K.S. Gage, 1980: The MST radar technique: Potential for Middle Atmospheric Studies, Pure and Applied Geoph. Vol. 118, p. 452.
- Bath, M., 1973: Spectral Analysis in Geophysics, Elsevier, p. 563.
- Booker, H.G., and W.E. Gordon, 1950: A Theory of Radio Scattering in the Troposphere, Proc. IEEE, Vol. 38, pp. 401-412.
- Briggs, B.H., 1983: The Analysis of Spaced Sensor Record by Correlation Technique, MAP Handbook, Vol. 13, p. 166.
- Davies, K., 1968: Ionospheric Radio Wave, Blaisdell Publishing Co., p. 460.
- Farley, D.T., H.M. Jerkic and B.G. Fejer, 1981: Radar Interferometer: A New Technique for Studying Plasma Turbulence in the Ionosphere, J.G.R., Vol. 86, pp. 1467-1472.
- Fritts, D.C., 1984: Gravity Wave Saturation in the Middle Atmosphere: A Review of Theory and Observations, Rev. Geoph. Space Physics, Vol. 22, No.3, pp. 275-308.
- Gossard, E.E. and W.H. Hooke, 1975: Wave in the Atmosphere, Elsevier, p. 456.
- Hoffman, W.C., 1960: Statistical Method in Radio Wave Propagation, Pergamon Press, p. 334.
- Ishimaru, A., 1978: Wave Propagation and Scattering in Random Media, Vol. I, II, Academic Press, p. 572.
- Nastrom, G.D., 1984: Synoptic Scale Dynamics with Vertical Velocity, MAP Handbook Vol. 14, pp. 62-68.
- Rottger, J., 1980: Reflection and Scattering of VHF Radar Signals from Atmospheric Reflectivity Structure, Radio Sci., Vol. 15, pp. 259-276.
- Rottger, J., 1983: The MST Radar Technique, MAP Handbook, Vol. 13, pp. 187-232.
- Sheen, D.R., C.H. Lin and J. Rottger, 1985: A Study of Signal Statistics of VHF Radar echoes from clear air, JATP, Vol. 47, pp. 675-684.
- Tatarski, V.I., 1961: Wave Propagation in a Turbulent Medium, McGraw-Hill, New York, p. 285.
- Woodman, R.F., and A. Guillen, 1974: Radar Observations of Winds and Turbulence in the Stratosphere and Mesosphere, J.A.S., Vol. 31, pp. 493-505.
- Woodman, R.F., 1985: Spectral Moment Estimation in MST Radars, Radio Sci., Vol. 20, pp. 1185-1195.
- Wait, R., 1962: Electromagnetic Waves in Stratified Media, Pergamon Press, New York, p. 305.

A PRELIMINARY STUDY OF THE MEASUREMENT OF
ATMOSPHERIC VERTICAL WIND SPEED AND
ITS FINE STRUCTURE BY CHUNG-LI
VHF RADAR – CASE STUDY

Yen-Hsyang Chu

Department of Atmospheric Physics
National Central University

(manuscript received August 23 1986; in final form September 25 1986)

ABSTRACT

The Chung-Li VHF radar was set up in May 1985. After testing and modification, this equipment is now operating normally. In this research, the radar returns of vertical beam observed during 2 June 0629LT~0705LT 1985 were analyzed. By using Doppler spectral method and autocorrelation phase method, the vertical wind velocity were calculated respectively. The results show that the vertical wind speeds are fluctuated very seriously, but the mean values are small. The values calculated from autocorrelation phase method are more reasonable than those from Doppler spectral method. From the height-time plot of vertical wind fluctuation, the internal gravity waves can be detected easily. Based on the statistical properties of radar returns, the echo mechanism were also discussed. It can be concluded that echo mechanism at upper (7 Km to 10 Km) and Lower (3 Km to 5 Km) troposphere is dominated by partial reflection and turbulent scattering is the major echoes mechanism of middle (5 Km to 7 Km) troposphere.

Due to the lack of the sounding data, the verification of the current research result can not be performed. In the future, the VHF radar data will be combined with the atmospheric observation data to analyze the atmospheric structure above the Taiwan island.