

# TAMEX 實驗之多都普勒雷達資料分析與應用

王 陳 台 琦

國立中央大學大氣物理學系

## 摘 要

76年舉行之台灣中尺度實驗計劃，實驗期間有三部都普勒雷達共同觀測當時都普勒雷達穿透降水系統之觀測，為國內氣象界人士留下極深刻之印象在本篇文章中，將詳細地介紹多都普勒雷達資料分析的方法，誤差處理及可應用之範圍，期望此次實驗所收集大量可貴資料，能充分利用以增進台灣地區附近降水系統之了解。

## 壹、前言

近兩三年來，國內對都普勒雷達觀測，從十分陌生到了解其重要性，已引起很多氣象界人士之興趣。由於都普勒雷達可以遙測的方式觀測降水系統內部之運動場，並提供十分高之時間解析度及空間解析度，不論是對即時預報方面的應用，或是中尺度氣象學的研究，它所能提供之資訊都能使氣象人員對降水系統之了解進一大步。在76年 TAMEX 期間，都普勒雷達網，可非常輕易的自單一都普勒徑向風之現場顯示觀測到鋒面水平位置，鋒面垂直剖面風場結構，低層噴流，飢線系統，鋒面雨帶，地形雨，中尺度低壓渦旋等，證明其具有穿透 MESO- $\beta$ , MESO- $\gamma$ , 中尺度對流系統之觀測能力，而在實驗過後，此地的研究人員，如能將此三個單一都普勒徑向風合成為三度空間風場，則可進一步做下列各種研究。如降水系統三度空間之氣流結構，雲物理方面可計算降水粒子之軌跡，了解降水過程，動力理論方面可以將都普勒合成風場做為模式之初始條件，或用以驗證模式模擬之結果，或以風場資料進一步反求

擾動壓力場及溫度場，增加對降水系統之動力及熱力結構之了解。

但另一方面來說，都普勒雷達資料有系統性誤差及隨機誤差，加上數值誤差，另外合成風場之誤差，其中以垂直風場之誤差較大，而如何改善流程如資料收集方式，處理時偵錯過程，以及三度空間風場計算之數值方法，來取得最正確之風場數值，是多都普勒雷達風場資料分析之主要課題。本文將回溯多都普勒雷達風場合成之重要文獻及方法。期能對資料使用者有所幫助。(Carbone et al 1980, Bugess & Ray 1986)

## 貳、多都普勒雷達合成風場之本質：

脈衝式氣象雷達 (pulse radar)，以脈衝之方式傳送電磁波，此電波遇到降水粒子時即會送回回波，回波強度大小與降水粒子之大小及水相有關。此目標降水粒子如在運動狀態，都普勒雷達可以分析其信號之相位及波幅強度之改變，而測出該目標沿雷達波發射徑向的速度。由於雷達

的每一個信號都代表一個相當大的解析體積中的許多降水粒子之總合表現。因此都普勒雷達在同一空間位置上大約取 100 個左右的訊號，來計算其都普勒波譜，並計算出其平均回波強度，平均徑向風，及波譜寬。(請參考 Battan, 1959, Do-  
viak, 1984 )

都普勒雷達可提供三個基本變數  $P_r, V_r, \sigma^2$  , 其定義如下：

$$\overline{P_r} = \int S(V) dV$$

$P_r$  : 為平均回波功率，

$V$  : 為徑向速度，

$S(V)$  : 為回波功率在  $V$  至  $V + dV$  之大小。稱做都普勒波譜，代表回波功率對於解析體積內都普勒風速之分配。

而徑向風速可寫為

$$\overline{V_r} = \frac{\int V \cdot S(V) dV}{\int S(V) dV}$$

波譜寬可寫為

$$\sigma_v^2 = \frac{\int (V - \overline{V_r})^2 S(V) dV}{\int S(V) dV}$$

下圖即為波譜  $S(V)$  的數個例子：

(a)

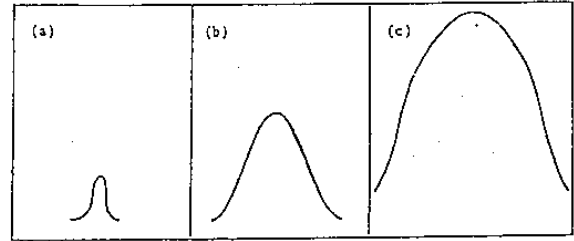
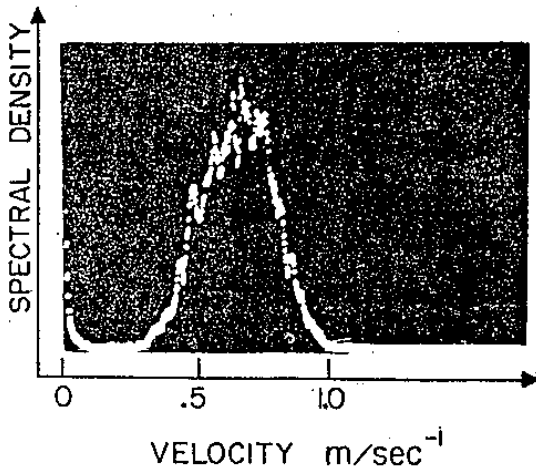


Figure 6. Comparative doppler spectra as a function of precipitation target character.  
(a) Light stratiform rain  
(b) Rain shower  
(c) Thunderstorm

圖 1 : (a)都普勒波譜，(b)雪，雨，雷雨之典型都普勒波譜。

由圖(1)可知徑向風速是由回波強度做為權重因子之平均風速，波譜寬  $\sigma$  愈大，代表解析體積內風切很大，或亂流很強，或雨滴終端速度不一致等。

一般之都普勒雷達可提供  $\overline{P_r}$  及  $\overline{V_r}$  , 而這些資料依著其自然掃描的方式，分佈在一球面座標上。此次 CCAA 都普勒雷達提供  $\overline{P_r}, \overline{V_r}$  ,  $\sigma$  值，而 CP4 都普勒雷達提供  $\overline{P_r}, \overline{V_r}$  , 及 Qual 值，TOGA 雷達則提供  $\overline{P_r}$  及  $\overline{V_r}$  。

每一個觀測之徑向風場  $V_{ri}$  與三度空間風場  $(u, v, w)$  之幾何關係可寫成：

$$V_{r,i} = u \sin \theta_i \cos \beta_i + v \cos \beta_i + w \sin \theta_i$$

.....(1)

見圖(2)

$i$  : 第  $i$  個雷達

$\beta$  : 方位角

$\theta$  : 高角度

$u, v, w$  是粒子速度在直角座標上的分量

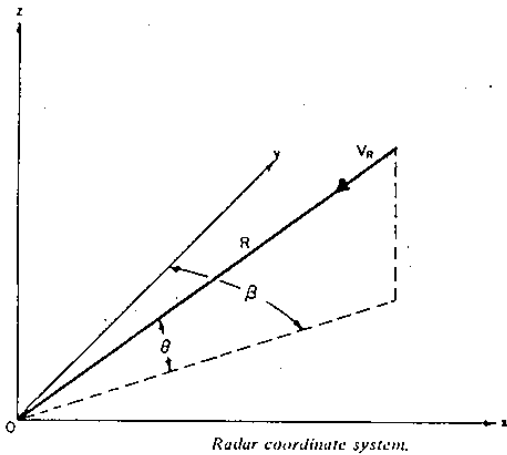


圖 2：雷達座標系統

一般來說，即使直徑達 2 cm 之冰雹水平分速和空氣的速度  $u, v$  的差異小於 0.5 m/sec，而垂直粒子速度  $W$  則寫作  $W = w + v_z$ ，其中  $w$  是空氣垂直速度，而  $v_z$  是粒子之終端速度。

如果有三個雷達在空間上同一點，同一時間完全正確地觀測到其徑向速度  $V_{ri}$  再加上終端速度也已知的話，則這點之三度空間風場 ( $u, v, w$ ) 可正確解出，而實際情形上，要使三個雷達完全同步地掃描空中每一點是十分困難的。因此種種誤差先天的已進入多都普勒雷達分析之中。首先，所有雷達的資料必先用某種方內插在一三度空間的網格點上，並須考慮如何去除因不是同時觀測所產生之時間誤差 (temporal error)，加以同一雷達資料之解析度對於觀測距離之遠近並非一致 (愈遠解析度愈差)，而不同雷達之間彼此之解析度也有差別，還兼有回波雜訊，地面回波，二次回波，折錯風場 (folding velocity) 等等問題。如何能將都普勒雷達之資料在合理範圍內合成三度空間風場，有許多細節需加以考慮。(Doviak et al, 1978)

### 叁、資料處理及風場合成之流程：

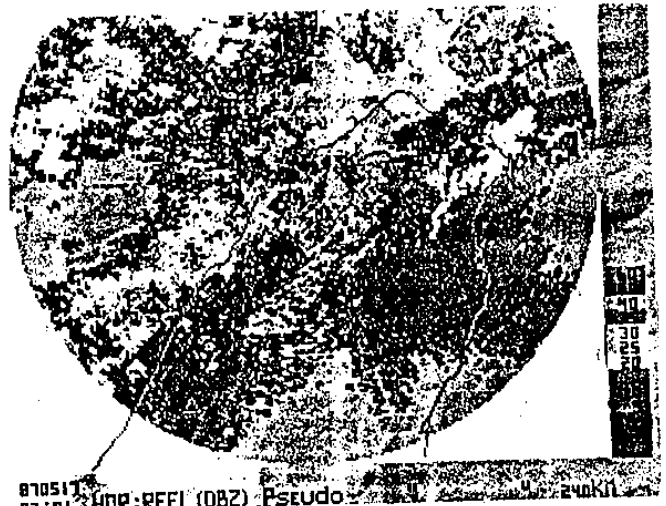
在風場合成之過程中，一般經過下列幾個過程。1. 偵錯。2. 時間內插。3. 空間內插。4. 三度空間風場合成。在下圖即以各種實例說明之。

### 3.1 資料偵錯過程：

#### (1) 地面回波：

首先地面回波是都普勒雷達一個很嚴重的問

(a)



(b)

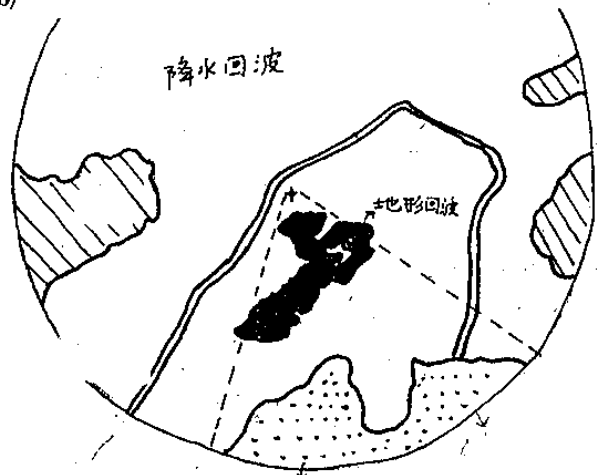


圖 3：(a) CCAA 之 5 月 17 日的回波圖。

- (b) 實線代表 10 dbz 的等值線。  
 代表地形邊緣。  
 重陰影區代表地形回波的位置。  
 點區代表地形所阻擋之山後區域。  
 是小于 10 dbz 之區域 (無降水)。

題，在此次TAMEX計劃過程中 CCAA 及 TOGA 之資料已利用地面回波風速接近零而除去，而 CP4 的地面回波並未加上任何處理，在三個雷達之東面，由於大片地型的阻擋在底層有許多缺資料的地區。在臺灣東部發展之對流系統，很多時候雷達必需抬高至離地面 3.0 公里左右方能看到。圖(3)即是一個例子。配合臺灣地形及地圖，一般地面回波及阻擋應可適當的辨認出來。

(2)二次回波：

一個雷達之 PRF ( Pulse Repetition Frequency ) 決定了雷達資料之最大可能範圍  $R_{max} = C / ( 2 * PRF )$ ，因此在實驗期間，如回波範圍超過了  $R_{max}$  時資料中可能就有二次回波之存在，可以參考其他測距較大之普通雷達之圖片來取決。如圖(4)

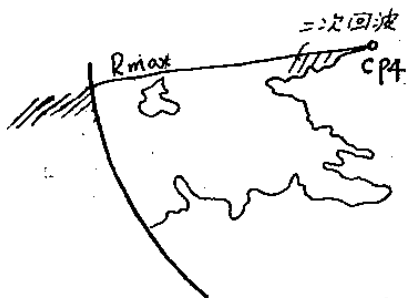


圖 4：5 月 17 日 3：26 之 CP4 都普勒雷達回波。由高雄雷達站得知，在  $R_{max}$  以西仍有大量回波。因此，靠近 CP4 雷達之幅射狀回波為二次回波。

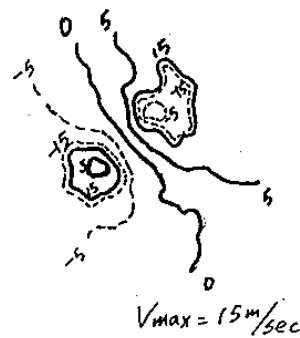
(3)折錯風場：

都普勒徑向風所能測之最大風速或稱 Nyquist Velocity,  $V_{max} = ( PRF * \lambda / 4 )$ ，超過此風速之風場即會以折錯風速 ( folding velocity ) 出現在資料中。折錯風速 ( folding veloci-

ty) 出現時，並不難辨認，因為折錯風場  $V_r = V_r \pm 2 * V_{max}$ ，其中  $V_r$  代表真正徑向風速， $V_r$  代表折錯風速。舉例來說，如 TOGA 之  $V_{max}$  是  $15m/sec$ ，在低層噴流中，風場可能高達  $25m/sec$ ，見圖(5)，雷達測到  $-5m/sec$  之  $V_r$ ，而真正風速如何解開 ( unfolded )，即  $V_r = -5 + 2 * 15 = 25$ ，在美國 RDSS 系統，此種誤差以一種人機交換影像系統，由研究人員在螢幕上認出折錯區域，下指令給主機，將折錯的資料全部改正 ( Oye and Carbone, 1981)。在聖路易大學 SLU Package 即由自動風切檢

(a)

(a)



(b)

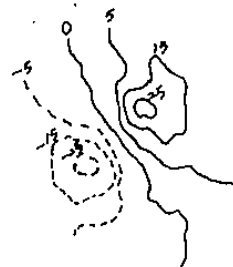


圖 5：(a)折錯風場 ( folding velocity ) (b)改正後之正確風場 ( unfolded velocity )，可看出 Jet 風速正確值之大小。

驗的方式 ( automatic shear detection ) , 參考 ( Brown , 1976 ; Ray and ziegler, 1977 ) 建議的方法 , 計算相隔兩個資料之風切 , 因折錯發生時通常有很大之風切存在約  $2 V_{max} / \Delta r$  ,  $\Delta r$  是相鄰兩點之距離 , 當風切接近此值時 , 即知大約是折錯風速 , 而加以修正。NCAR 發展之 CEDRIC 則以統計的方式計算距平值來判斷是否折錯風場 , 並修正此折錯風場 ( Miller and Mohr , 1986 ) 此次 TAMEX 觀測 CCAA 都普勒雷達時 ,  $V_{max} = 48 \text{ m/sec}$  , 沒有任何折錯風速 , 而 CP4 折錯風場所佔比例很大 , 資料使用者應配合對流流系風場之估計 , 注意每個體積掃描時之  $V_{max}$  值 , 加以偵錯。

#### (4) 雜訊 :

雜訊 ( noise ) 之偵錯較容易 , 通常雜訊發生在低回波強度區 , 即雲雨外圍 , 是風場呈現非常隨機的特性 (  $\sigma$  較大 ,  $Z_e$  較小 ) , 極易自資料中判斷出來 , 以瓶頸法 ( thresholding , Gary 1975 ) 而加以清除。

### 3.2 時間內差

當一個對流系統以某種速度移動 , 而雷達掃描自底至頂的這一段時間內 , 系統在空間中已移動了一段距離 , 即使系統完全處於準靜狀態 ( steady state ) , 由於觀測時間的不一致雷達資料所顯示 , 將是一個變形的結構 ( 見圖 6 ) 。

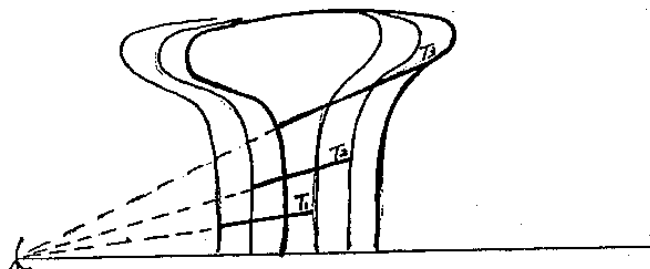
如選擇 Time 2 做為 reference time , 則所有其他點觀測位置可經過時空轉移的方式轉為移動座標系統。

$$\Delta \vec{r} = \vec{c} \cdot (\text{Time} - \text{Time}2)$$

$$= \vec{c} \cdot \Delta t$$

$$\vec{r} = \vec{r} - \vec{c} \cdot \Delta t$$

(a)



(b)

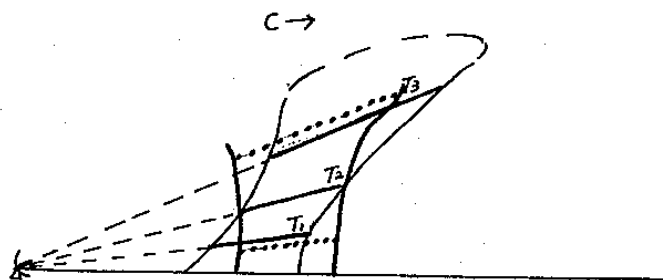


圖 6 : (a) 雨雲以  $c$  等速度移動時 , 雷達在  $\text{time}_1, \text{time}_2, \text{time}_3$  所做的觀測。  
(b) 細實線為雷達所觀測之變型結構。  
粗實線代表經過時空轉換校正之結構。

困難的是  $c$  如何決定 , 此種由於 advection 產生之位置誤差 , 稱為 advection error ( 平流誤差 ) 。在 Gal-Chen (1982) 的文章中以風場本身的資料決定一最佳之  $c$  值 , 使此值誤差降至最小 , 一般則使用同一高度回波的外圍移動速度為準來做校正 , 在 CEDRIC 中兩種方法都可使用 , 經過此過程 , 可視此雷達觀測是在參考時間那一剎那完成的 , 由此可知 , 雷達掃描愈慢 , 此種時間內差之誤差愈大 , 此次 CCAA 此種誤差可能較嚴重 , 如此對流系統是在發展或消散中 , 即使正確的將 advection error 除去 , 仍有 evolution error 存在 , 而該項幾乎無法除去 , 此以上兩

者合稱 temporal error 時間誤差項，在大範圍層雲降水，此項之大小僅 1 m/sec，而對流雨系則可高達 6 m/sec。

在70年代 Miller(1974)主張使用 COPLANE 掃描，以減少 temporal error 但由於掃描不易且處理過程較繁，在實驗中 COPLANE 掃描的個案很少，但是 temporal error 的確是很重要，且很難處理的一項誤差，資料處理者可經由雷達回波之變化，對流生命期，對照雷達觀測時間，如觀測時間遠小於生命期則該組資料之 temporal error 較小，(請參考 Gal-Chen 1982, Chong et. al. 1983)

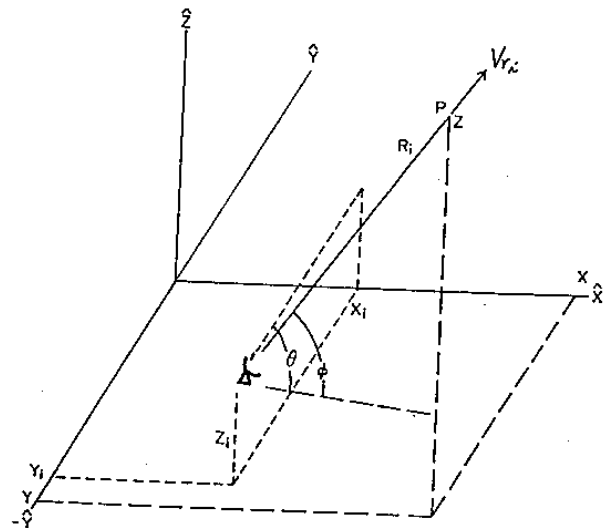
### 3.3 空間內差

多都普勒雷達分析時須將數個雷達的徑向速度，在空間中同一點解出來，此必須將雷達分佈在球面座標上的資料轉移至一共同之直角網格上，由於雷達資料的特性，在每一個掃描之扇面上 (sweep) 資料可以有相當好的解析度，可是面與面之間的距離在回波離雷達較遠處可達 2~3 公里，此種在空間中不均勻的分佈，造成三度空間直角座標內插的許多困難 Morninger and Sander (1980) 僅將一直角網格內的所有資料加以平均，Kohn et al (1978) Brown (1976) 使用以距離權重的方法，將距離網格某影響半徑內資料內插，Linat et. al (1986) 相類似的方法，按 Barnes (1973) scheme 來做，Heymsfield (1978) 以 least square filtering 來做，CEDRIC 程式中也有數種方法可以選擇，請參考 (Mohr and Miller 1983, Mohr and Vaughan 1979)，無論任何一種方法都多少有濾波的效果產生，但是由於其間的解析度不均勻，在解析度差的地方，誤差一定較大，即使變換成等網格之直角座標，也與去除回波解析度不夠而發生的誤差，離雷達愈遠，此種誤差也愈大，因此選取資料之範圍時，應特別注意這一點。

### 肆、三度空間風場合成

從二節中之(1)式可以看出徑向風速與三度空間風場之幾何關係，如只有兩部雷達加上連續方程式及終端速度經驗式，則可解出三度空間風場，(Miller and Strauch, 1974)。曾用共同平面掃描 (coplane) 方式解出圓柱座標之三度空間風場再座標變換成一般熟悉之直角座標系風場。Chong (1983)，仍建議此種方法之時間誤差小，但此種方法掃描不易，並未被廣泛採用。Brandes (1977), Pasken and Lin (1982)，採用 Armijo (1969) 提出之直角座標系統，將徑向圓方程式以直角座標寫出。

雙都普勒雷達之風場計算，從式(2)及圖(7)可得一幾何方程式：



Schematic of a plane located at  $(x_i, y_i, z_i)$  with an antenna observing a volume at point P. This location at  $(x, y, z)$  is defined by the antenna by  $\theta_i$  (clockwise from north) and  $\phi_i$  (elevation) and range  $R_i$ .

圖 7：降水目標與雷達相對位置。

$$u(x-x_i) + v(y-y_i) + w(z-z_i) = R_i V_i$$

.....(2)

其中

$$R_i = [(x-x_1)^2 + (y-y_1)^2 + (z-z_1)^2]^{\frac{1}{2}}$$

$$V_i = -4.32Z_i^{0.052} \left( \frac{\rho_{00}}{\rho_0} \right)^{0.4}$$

是為終端下降速率 .....(3)

- $Z_i$  : 回波反射率
- $\rho$  : 地表空氣密度
- $\rho_0$  : 空氣密度

從(2)式，在雙都普勒雷達之情況解 (u, v)，  
可得水平風場分量

$$u = \frac{R_1 V_1 (y-y_2) - R_2 V_2 (y-y_1) - V_i [(z-z_1)(y-y_1)]}{(x-x_1)(y-y_2) - (x-x_2)(y-y_1)}$$

$$\frac{(z-z_2)(y-y_2)}{(x-x_2)(y-y_1)} - w \frac{[(z-z_1)(y-y_1)]}{(x-x_1)(y-y_2) - (x-x_2)(y-y_1)}$$

$$\frac{(z-z_2)(y-y_1)}{(x-x_2)(y-y_1)} = Aw + B$$

.....(4)

$$u = \frac{R_1 V_1 (x-x_2) - R_2 V_2 (x-x_1) + V_i [(z-z_2)(x-x_1)]}{(x-x_2)(y-y_1) - (x-x_1)(y-y_2)}$$

$$\frac{-(z-z_1)(x-x_2)}{(x-x_2)(y-y_1)} - w \frac{[(z-z_2)(x-x_1)]}{(x-x_2)(y-y_1) - (x-x_1)(y-y_2)}$$

$$\frac{(z-z_1)(x-x_2)}{(x-x_2)(y-y_2)} = Cw + D$$

.....(5)

加上非彈性連續方程式 (anelastic mass continuity equation)

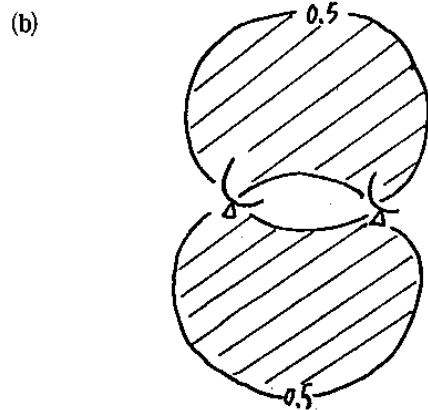
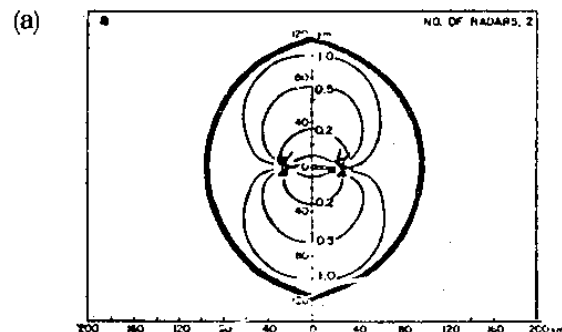
$$\frac{\partial \rho w}{\partial z} = -\rho \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

.....(6)

由(3), (4), (5), (6)四個式子可解出 u, v, w, 之三度空間風場，可設定下邊界向上積分或設定上邊界向下積分，由於大氣密度向上遞減，向下積分，垂直風場誤差可降低。一邊設定上邊界條件為垂直速度  $w_T$ ，計算水平風場 (u, v)，而後再向下以連續方程式(6)，計算下一層之垂直風場  $w_{T-1}$ ，並反復計算 (iteration) 數次直至下一層垂直風場收斂，再以同樣的步驟，依層向下直至下邊界，求出三度空間每一點之 (u, v, w) 風場。

(1) 三度空間風場計算之最佳區域之選擇：

由於(4), (5)兩式在沿雙都普勒雷達底線上求值時無解，在底線附近雷達徑向與底線夾角太小處所解之 u, v 值誤差也極大。而水平風場準確度，因雷達的位置及目標幾何的關係，已可估計出何處結果較正確。一般來說，愈遠解析度愈差，水平風場誤差增加。見圖 (8a)，太近又有 (8b) 中陰影區最為理想，太遠或太近，結果都有問題。圖 (8c) 是 TAMEX 多都普勒雷達中最佳區域。



速為零，此假設並不是很合理，另外計算幅合場的側邊界，最好有其他觀測資料加以驗證。沒有適當的  $u, v$  邊界條件。會導致垂直風場的誤差。其次，在接近地面附近時，因雷達波柱與地球相對曲率之關係，無法得到十分接近地面的資料，因此向下積分的最後一層，往往與地面仍有差距。而如欲計算累積垂直速度誤差，則須以  $w = 0$  (地面) 之邊界條件相比較，由於不在同一位置，很難做比較。

如果積分出來之垂直速度與邊界條件相比仍有很大的誤差，則可採取變分分析 (Variational Analysis) 的方式來修正三度空間風場。Ray et.al.(1980) 用 Boussinesq approximation  $\nabla \cdot \mathbf{v} = 0$  來做變分分析之限制 (Constrain)，但是在雙都普勒雷達風場合成時，風場是用非彈性連續方程算出，因此此兩種條件會互相矛盾。Lin et.al.(1986) 直接採取非彈性連續方程做限制，所得結果用來計算擾動壓力，溫度場能符合線動力結構。

以上敘述了三度空間風場之基本計算，由於垂直速度是由水平風場一次微分值導出，所有之誤差也會以積分的形式累 (Kessinger, 1987) 顯出。(Carbone et.al. 1980) 列了兩個表指出，以研究對象之時間尺度，空間尺度來決定雷達掃描之最低限度，及在此狀況下之垂直風場可能誤差，如表(1)是雷雨中各種現象，如 gust

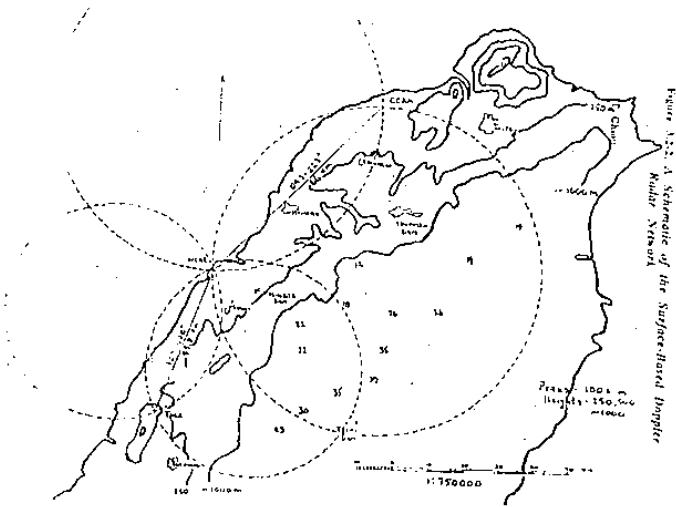


圖 8 : (a) 水平風場誤差分佈，以  $m/sec$  為單位。(採自 Ray et al, 1978)  
 (b) 雙都普勒雷達風場最佳區域。  
 (c) TAMEX 多都普勒雷達網最佳區域圖。

(2) 垂直積分的困難：

以上的運算過程，通常會遭遇兩個困難，首先，雷達徑向風速分佈在不規則之邊界上。有回波處方有風場，造成不規則之上邊界及側邊界，很難對邊界做適當之假設，一般假設回波頂垂直風

TABLE 1. Thunderstorms.

Precipitation efficiency	Resolution		Minimum reflectivity (Z)	Accuracy ( $m s^{-1}$ ) of vertical wind
	Spatial (km)	Temporal (min)		
Effects of dynamic seeding				
Measure flux of air at cloud base	>0.5	3	10	$> \pm 5$
Entrainment				
Gross entrainment				
Mass flux measurement	>0.5	3	10	$\pm 5$
Nonsteady updraft and downdraft phenomena				
Penetrative downdrafts	0.25	1.5	10	$\pm 3-4$
Entrainment of air at midstorm levels	0.25	1.5	10	$\pm 3-4$
Updraft "bubbles" and cellular evolution	0.25	1.5	10	$\pm 3-4$
Characteristics of gust front-updraft interface	0.25	1.5	10	$\pm 3-4$
Air trajectory calculations	0.5	3	10	$\pm 5$
Particle velocities from Doppler analysis (W)	1.0	3	10	$\pm 5$
Particle trajectories	1.0	3	10	$\pm 3-4$
Analysis of seeding potential	>1.0	3	10	$> \pm 3-4$



front 之上升氣流，雷達至少都應在 1.5 分鐘之內掃描完，並且雷達空間解析度小於 0.25 公里，此時垂直速度誤差約 4 m/sec。表(2) 為鋒面中之

現象，若討論其內之中尺度動力時，雷達須在 5 分鐘內掃描完，空間解析度小於 1 公里，而此時垂直速度誤差約 0.25 m/sec。

TABLE 2. Fronts.

	Resolution		Minimum reflectivity (Z)	Accuracy (m s <sup>-1</sup> ) of vertical wind
	Spatial (km)	Temporal (min)		
Precipitation efficiency	1	5	0 to -10	0.1
Embedded convection	0.5	2-5	0	0.5
Microphysics growth	1	5	0 to -10	0.1
Mesoscale dynamics	1	5	0 to -10	0.25

### 伍、合成風場之驗證

由於雷達徑向風場合成出來的三度空間直角座標風場 U, V, W, 經過許多過程方能得出，其中隱含的誤差來源複雜，必須在風場計算出來後做一些驗證之工作，再加以解釋比較穩當。尤其是使用此導出風場做更進一步其它氣象參數之運算，驗證之工作是很重要的。一般驗證之方法有下列幾種：

1. 以別種直接觀測的資料印證，如飛機上之都普勒向正下方觀測可測得垂直風速，或飛機上穿透雨雲時測風儀所測之風場 (insitu measurement)，探空及地面資料，VHF 雷達資料，測風塔等。

2. 間接地以合成風場所得的運動結構，分析其可能之動力結構，並解釋其物理過程。如上升氣流中垂直風場之大小，是否符合探空分析，地面測站溫度，壓力之變化是否配合氣流結構等。以上這兩種驗證在所有利用都普勒風場資料來源的文獻，或多或少都有做。如 (Ray et al. 1980, Kessinger 1987) 等。

3. 比較回波強度之結構與變化，與風場之間的關係。如在上升氣流附近是否有回波極大值的出現，對流頂端之狀回波是否有輻散氣流伴隨等，透過對回波及對流系統之了解來驗證風場。

Rinehart 1980, 提出以連續兩個時間之間波資料做相關分析，可估計三度空間風場與都普勒雷達導出之風場來互相比較。

4. 以風場資料透過動量方程式反求擾動溫度及壓力場，再分析所得到的動力結構，配合其他的動力觀測，檢驗其物理過程是否合理。由於這種計算，推導出新的氣象基本觀測，受到很多的重視。Gal-Chen (1978) 已明確提出方法，隨後 Pasken and Lin (1982), Brandes (1984), Gal-Chen and Hane (1981), Hane et al. (1981), Roux (1984) 都做過類似的個案分析。

5. 都普勒合成風場與理論模式之間的比較也是十分重要的驗證方法 (參考 Klemp and Rotunno, 1983), (Hane et al, 1987), 目前均是以模式的結果與都普勒風場相比較，也可以把都普勒風場做為模式的初始條件，看模式最後產生的結構與同生命期階段之都普勒風場相較。如圖 (9a) 及 (9b) 是 Klemp et al 1983; 模式模擬風場與實際都普勒合成風場之比較。

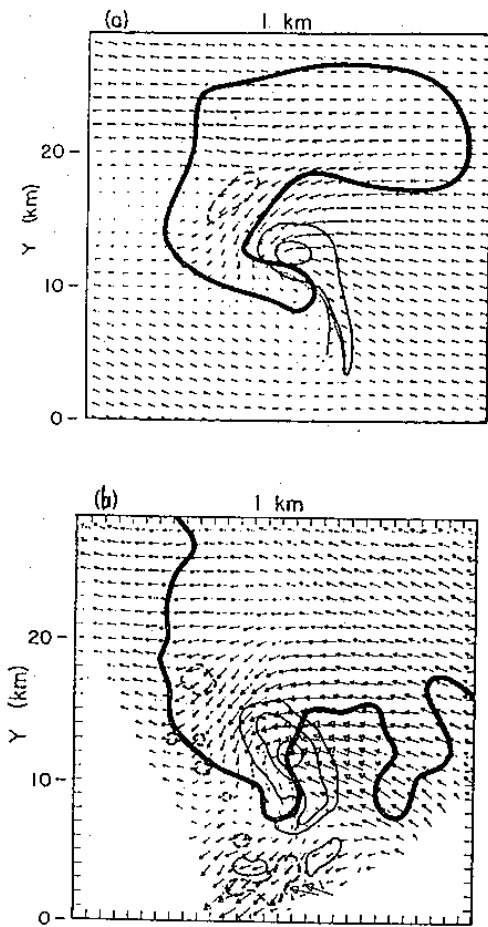


圖 9 : (a) Klemp et al, 1981 模擬之超級風暴水平風場向量，垂直風場。其中（細實線代表  $w > 5 \text{ m/sec}$ ，細虛線代表  $w < -1 \text{ m/sec}$ ），含水量（粗實線區域代表其值大於  $0.5 \text{ g/kg}$ ）

(b) 同一個案都普勒合成風場，其中粗實線代表其值  $50 \text{ dbz}$ 。

6. 時間之連續性：如連續處理數個時間階段之資料，所得之風場時間連續性十分重要，如所得之結果不十分連續，必需找出是否有其他的物理機制造成此現象，如無法解釋，該組資料最好能重新再處理一次。

此次實驗所收集之雷達資料包含很多種複雜之天氣現象，其中包括了鋒面環流系統，包含在 MCS 中之飢線系統，低層噴流結構，陸風與西南氣流形成之風切線，十分強盛之地形雨，中尺度氣旋之生成及變化等。如能將此組資料妥善分析研究，應對梅雨時期之對流系統發展機制增加許多了解。本文儘量列出有關處理資料及風場合成方法之文獻，期能對中尺度氣象研究有所幫助。

誌謝

感謝林永哲教授，陳景森教授，Jay Miller 先生，Rit Carbone 先生，及 Dr. Peter Ray, Dr. Dave Parson, Bob Serafin 先生之建議及討論。

#### REFERENCES

- Armijo, L., 1969: A theory for the determination of wind and precipitation velocities with dual-Doppler radars. *J. Atmos. Sci.*, 26, 566-569.
- Battan, L.J., 1959: Radar Observation of The Atmosphere. University of Chicago, pp 324.
- Brandes, E.A. 1977: Gusr front evolution and tornado genesis as revealed by Diooker radarm *J. Appl. Meteor.* 16, 333-338.
- Brandes, E.A., 1984: Relationships between radar-derived thermo-dynamic variables and toradogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1033-1052.

- Brown R. A., 1976: Single Doppler radar data acquisition and Analysis. NCAA Tech. Memo. ERL-NSSL
- Bugess and Ray, 1986: Principle of Radar Mesoscale Meteorology and Forecasting. A.M.S. Boston. 1986., P. 85-115.
- Carbone, R. E., F. I. Harris, P. H. Hildebrand, R. A. Kropfli, L. J. Miller, W. Moniger, R.G. Strauch, R.J. Doviak, K.W. Johnson, S.P. Nelson, P.S. Rry and M. Gilet, 1980: The multiple Doppler radar workshop, November 1979. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61, 1169-1203.
- Chong, M.J., Testud and F.Roux, 1983: Three dimensional wind field analysis from dual-Doppler radar data, Part II : Minimizing the error due to temporal variation J. Climate Appl. Meteor., 22, 1227-1241.
- Doviak, R.J., D. Sirmans, D. Zrníc and G.B. Walker, 1978: Considerations for pulse-Doppler radar observations of severe thunderstorms. J. APPL. Meteor., 17, 189-205.
- Doviak, R.J. and D.S. Zrníc, 1984: Doppler Radar and Weather Observation, pp 438.
- Gal-Chen, T., 1987: A method for initialization of the anelastic equations: implications for matching models with observation. Mon. Wea. Rev., 106, 587-606.
- Gray, G.R. m R.J. Serafin, D. Atlas, R. Rinehar, and J.J. Boyajian, 1975: Real time Color Doppler radar display. Bull. Am. Meteo. Soc., 56, p.580-558.
- , and C.E. Hane, 1981: Retrieving buoyancy and pressure fluctuations from Doppler radar observations. A status report. Progress in Radar Technology. Atmos. Technol., 13, 98-104.
- , and R.A. Kropfli, 1984: Buoyancy and pressure perturbations derived from dual-Doppler radar observations of the planetary boundary layer. applications for matching models with observations. J. Atmos. Sci., 41, 3007-3020.
- Gal-Chen, Tzvi, 1982: Errors in fixed and moving frames of references: Applications for conventional and Doppler radar analysis. J. Atmos. Sci., 39, 2279-2300.
- Hane. C.E., C.J. Kessinger and P.S. Ray. 1987: The Oklahoma Squall line of May 19, 1977: Part II, Mechanism for main terrance of the region of strong convection.
- Hane, R.B. Wilhelmson and T. Gal-Chen, 1981: Retrieval of thermodynamic variables within deep convective clouds: experiments in three-dimensions. Mon. Wea. Rev., 109, 564-576.
- Heymsfield, G.M., 1978: A technique for obtaining high vertical resolution mean wind and kinematic properties from multiple Doppler radar observations. Tech. Dept. 42, Laboratory for Atmospheric Probing, The University of Chicago. 1988.

- Kessinger C.J., P.S. Ray and C.E. Hane:  
The Oklahoma Squall line of May 19,  
1977. Part I.: A Multiple Doppler  
Analysis of Convective Stratiform  
structure. J.A.S., Vol.44. No.119,  
2840-2864.
- Klemp, J.B., R.B. Wilhelm and P.S.  
Ray, 1981: Observed and numerically  
simulated structure of a mature super-  
cell thunder-storm. J. Atmos. Sci.,  
38, 1558-1580.
- Klemp, J.B. and R. Rotunno 1983: A study  
of the tornadic region within a  
super-cell thunderstorm. J.A.S. Vol.  
40, 359-377.
- Kohn, N.M., A.L. Johnston, and C.G. Mohr,  
1978: MUDRAS-multiple Doppler radar  
analysis system. NOAA Tech. Memo  
ERL/WPL-35, Wave Propagation Labor-  
atory, Boulder, Colo., 17099.
- Lhermitte and Miller, 1970: Doppler radar  
Methodology for the observation of  
convective storms. 14th Radar Me-  
teorol. Conf. 133-138.
- Lhermitte, 1970: Dual Doppler Radar  
Observation of convective Storm Cir-  
culation 14th Radar Meteorol. Conf.  
139-144.
- Lin, Y.J., T.C. Chen Wang and J.H. Lin  
1986: Pressure and temperature per-  
turbation within a squall-line thund-  
erstorm from SESAME Dual Doppler  
data, J. Atmos. Sci. Vol.43 No.21.  
2302-2327.
- Miller, L.J., C.G. Mohr and A.J. Wein-  
heimer 1986: The Simple Rectification  
to Cartesian space of folded radial  
velocities from Doppler radar sampl-  
ing. Journal of Atmo. and Oceanic Tech-  
nology Vol. No.1, 162-174.
- Miller, L.J., and R.G. Strach, 1974: A  
dual-Doppler radar method for deter-  
mination of wind velocities within  
precipitating weather systems. Re-  
mote Sens. Environ., 3, 219-225.
- Mohr, C.G., and L.J. Miller. 1983: CEDRIC-  
A software package for Cartesian space  
editing, synthesis and display of  
radar fields under interactive control  
Preprints, 21st Conf. on Radar Me-  
teorology, Boston, Amer. Meteor. Soc.,  
569-574.
- Moninger, W.R., and M. Sanders, 1980:  
The master system -- An interactive  
Doppler radar data processing system.  
NOAA. Tech Memo. ERL-WPL-55, Wave  
Propagation Laboratory, Boulder, Colo,  
55 pp.
- , and R.L. Vaughan, 1979: An economical  
procedure for Cartesian interpol-  
ation and display of reflectivity  
factor data in three-dimensional space  
J. Appl. meteor., 18, 661-670.
- Oye, R., and R. and Carbone, 1981: Inter-  
active Doppler editing software.  
Preprints, 20th Conf. on Radar Mete-  
orology, Boston, Amer. Meteor. Soc.,  
683-689.
- Paoken, R., and Y.J. Lin, 1982: Pressure

- perturbation within a tornadic storm derived from dual-Doppler wind data. Preprints. 12th conf. on Severe local Storm, San Antonio A.M.S. 257-260.
- Pasken, R., and Y.J. Lin, 1982: Pressure perturbations within a tornadic storm derived from dual-Doppler wind data. Preprints, 12th Conf. on Severe Local Storms, San Antonio, Amer. Meteor. Soc., 257-260.
- Ray, C.L. Ziegler, W. Bumgarner and R.J. Serafin, 1980: Single and multiple Doppler radar observations of tornadic storms. *Mou. Wea. Rev.* 108, 1607-1625.
- Ray, P.S. and C. Ziegler, 1977: De-aliasing first-moment Doppler estimates. *J. Appl. Meteor.*, 16, 563-564.
- Ray, P.S.K.K. Wagner, K.W. Johnson, J.J. Stephens, W.C. Bumgarner and E.A. Mueller, 1978: Triple-Doppler Observations of a Convective Storm. *J. Appl. Meteor.*, 17, 1201-1212.
- Rinehart, R.E., and J. Tuttle 1980: Mesocyclone detection with a conventional radar preprints, 19th Conference on Radar Meteorology, A.M.S.
- Roux, F., J. Testud, M. Payen and B. Pinty, 1984: West-African squall-line thermodynamic structure retrieved from dual-Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, 41, 3104-3121.

#### Abstract

During the TAMEX experiment, three Doppler radars observed many different precipitation systems. In order to promote the research interest, this paper reviews the feasibility, methodology, error analysis, verification and limitation of doppler wind calculation. Hopefully there will be many new findings based on the analysis of Doppler wind through the effort of mesoscale meteorologists of Taiwan.