

# 楊希颱風回波垂直結構分析

鳳 雷  
空軍通校氣象班

## 摘 要

爲了瞭解台灣地區颱風回波垂直向的結構，本文選取 1990 年 8 月 19 日楊希颱風個案爲分析對象，分析颱風登陸前及登陸後颱風雨帶回波的垂直結構。由於民航局 CAA 都卜勒氣象雷達對回波具有 12 點平均的功能，所以會產生資料缺失的現象，在分析中亦可見到資料缺失常出現在回波梯度大的地方。

### 一、前言

早期雷達氣象學家們不斷地嘗試尋找適宜的 Z-R 關係 ( $Z=aR^b$ )，Battan(1973) 也收集了不同地區不同降水型態的 Z-R 關係有 69 個之多。在使用 Z-R 關係式估計雨量時必須先對不同降水型態做長期的歸納統計以求取適合當地天氣型態的參數 A 及 b。但在做定量降水估計時仍會經常出現高達 200% 以上的誤差，這將造成流域逕流估計的參考價值不高。

使用氣象雷達來估計降水是非常困難的，Joss(1990) 認爲雷達定量降水估計的不確定因素有下列三點：

- (1) 由於雷達反射率因子和降雨率之關係與雨滴譜相關，所以降水系統內雨滴譜的自然變動就成了一個很重要的不確定因素；
- (2) 因爲雷達回波的取樣總是在地面之上，所以垂直剖面的變動就成了很重要的考量；
- (3) 儀器本身的不確定性。

由於雨滴降落過程可能會因蒸發而減小、因凝結或碰撞合併而增大、冰相 (phase) 或水相的變化以及空氣的水平或垂直運動而造成回波在垂直結構上的變動。這種回波垂直向的變動不論在相同風暴或不同風暴內均具有非常高的變動性。由於有效照射體積 (sample volume) 與雷達天線間隨距離的增加，有效照射體積離地面的高度也隨之增加。因此，使用雷達回波估計的降水與實際到達地面的降水間的變數也隨之增加。Joss (1990) 假設在波束  $1^\circ$  寬，水平無障礙物的

理想狀況下在不同距離處，雷達所看到回波垂直剖面與真實降雨率的百分比。除了對流雨在近雷達地區有很好的表現外，其它具有亮帶的廣泛性降水區，低層降雪或降水均有很大的誤差。

Harrold et al.(1974) 在使用氣象雷達測量北威爾斯山區降水之研究發現引起雷達觀測誤差的原因除了上述(1)(2)不確定因素外，他認爲風速造成的水平偏移也是一個重要因素。本文之目的就是要對台灣地區颱風雨帶回波的垂直結構有一初步瞭解，以使將來對颱風降雨之估計有所幫助。

### 二、資料來源與處理

本文所使用資料時間範圍爲 1990 年 8 月 18 日至 1990 年 8 月 20 日，中正氣象台都卜勒雷達回波強度資料。

民用航空局 CAA 都卜勒氣象雷達共儲存三種不同的原始資料，包括降水回波強度、徑向速度和波譜寬度。這些資料都是透過雷達波束以固定仰角、作  $360^\circ$  掃描所得到的圓錐面資料。不同仰角的圓錐面資料構成一組完整的體積掃描 (Volume Scan)。YANCY 颱風期間一組體積掃描從  $0.5^\circ$  至  $19.5^\circ$ 。共有 20 層不等間距的圓錐面資料。各層仰角度數及距離與高度之關係如圖 2。CAA 都卜勒雷達最大掃描半徑是 120 公里，系統最小取樣單元 (range bin) 之間距爲 83.3 公尺。但爲了節省電腦儲存空間，透過前置處理器累積回波強度及徑向速度值予以 12 點平均 (Ericsson Radio Systems AB, 1987)，

使得儲存在磁帶上的資料單元 (gate) 變為 1 公里。在電腦的資料儲存上是以一個位元組 (byte;8bits) 儲存一筆徑向風速或回波強度之資料。由於每個位元組只能儲存 256 個整數，因此使得回波強度儲存的精確度降至為 0.4375dBZ，儲存範圍在 -40 至 72dBZ 之間。

雷達掃描是從高仰角 (19.5°) 以順時鐘方向掃至最低仰角 (0.5°) 雷達掃描速度大約 1 分鐘 2.4 圈，其中方位角的精確度在 0.3 度以內，仰角的精確度在 0.1 度以內。由於資料的收集是片斷收集而非連續不斷，所以一組體積掃描資料的時間約為 11 至 12 分鐘 (若連續掃描則僅須 8.3 分鐘)。資料的儲存則是從最低仰角的圓錐面開始儲存，以正北為起始點順時鐘儲存 420 個方位角資料；對每個方位角則是先存 4 個位元組觀測時間資料，然後從最小距離單元依序儲存資料。最高仰角有時最後一段沒有資料，可能是因為在資料儲存到磁帶時，壓縮後未滿一區塊 (block) 的資料並未被錄存的結果。

周、洪與鄧 (1990) 曾對 CAA 都卜勒雷達在 TAMEX 觀測期間的資料特性和處理程序有過深入的探討。本文有關 CAA 都卜勒雷達的資料處理過程基本上就是架構在他們的論文上。

經過前置處理器處理後的反射率因子已剔除了地面雜波並完成距離修正，大氣衰減修正及前方回波修正。但是受到阻礙物遮蔽的回波則依然存在，必須以人工方式剔除以避免錯誤的資料影響降水的估計。

### 三、雷達回波垂直結構

為了瞭解台灣地區雷達回波垂直向的結構，本文選取 1990 年 8 月 19 日楊希颱風個案為分析對象，分析時間從 8 月 19 日 0035 UTC 至 0444 UTC 每半小時的 CAA 都卜勒模式回波資料 (由於雷達故障缺 0305 UTC)。

中度颱風楊希於 8 月 19 日 0235 UTC 左右由台灣北部基隆附近登陸，並沿著山谷地形向西南方移動 (0345 UTC)。接著以偏西的方向移至 CAA 東南 (0405 UTC)，再向西移至新竹附近。上述時間颱風中心路徑可參考圖 1。(颱風中心是利用 3Km CAPPI

等高面回波圖的最低回波中心來定義) 由圖中可明顯看出颱風中心有沿著低窪地形移動的趨勢。根據李 (1991) 所定義楊希颱風中心位置之比較發現，僅使用 3km CAPPI 回波在颱風中心結構完整時可有很好的一致性。但 0505 UTC 由於颱風中心結構已被破壞，追蹤 3kmCAPPI 最小回波所定義颱風中心將面臨考驗。有關楊希颱風的其它天氣現象可參考李 (1991) 與鄧 (1992)。

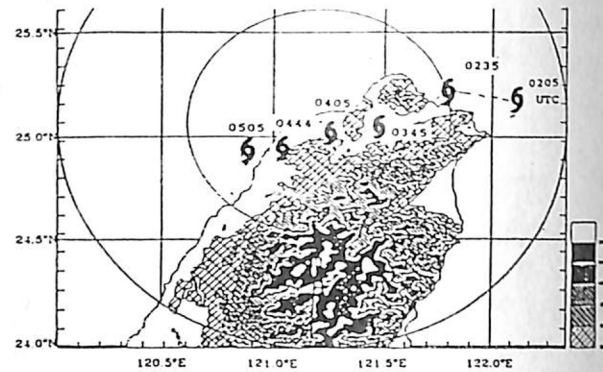


圖 1 1990 年楊希颱風路徑圖。使用 CAA 都卜勒雷達 3km CAPPI 最小回波中心定義颱風中心。

#### (一) 颱風登陸前回波垂直結構

楊希颱風在 0235UTC 左右登陸，所以將所分析時間的回波垂直結構分成登陸前與登陸後。這兩個時間的水平回波具有二點差異。第一，登陸前颱風中心並無明顯的強回波環繞。第二，登陸後環繞颱風中心的雨帶有明顯的增強，較登陸前大 5-10dBZ (回波增強是發生在缺失資料後的第一個時間)。

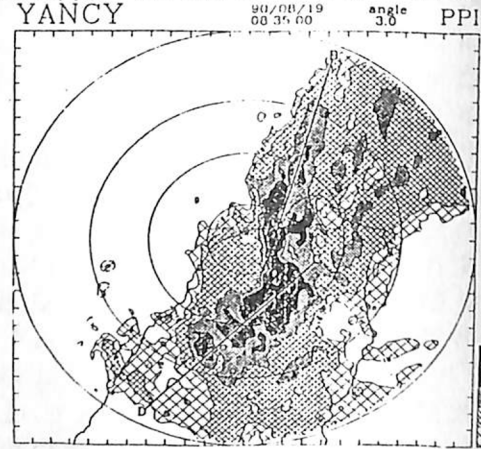


圖 2 1990 年 8 月 19 日 0035UTC CAA 都卜勒模式 3.0° 仰角 PPI 回波圖 (回波單位 dBz)。同心圓分別代表距雷達中心 30,60,90,120 公里。粗實線 AB,CD 分別代表圖 3a,b 垂直剖面之位置。

圖 2 為 19 日手 0035 UTC 之 3.0° PPI 回波圖，圖中為颱風登陸前之外圍雨帶，雨帶朝西方移動。為了對雨帶中較強的對流區回波垂直方向上的特徵有所了解，分別對海上較細較長的強回波及陸地上較寬較短的雨帶做垂直剖面分析 (圖 3a, 3b)。由於雨帶略呈彎曲所以剖面圖的後半部已離開雨帶強回波區。

圖 3a 為圖 2 中之雨帶 AB (海洋)，在 10-20 公里處的陸地有一最強回波，回波有明顯朝雨帶後緣傾斜現象，35dBZ 垂直發展高度達 6km 左右，其後方對流 35dBz 高度在 4km 以下，20dBZ 回波高度約 7km。圖 3b 為圖 2 中之雨帶 CD (陸地)，圖中實線為地表高度。此時雨帶在陸地上均無傾斜現象，20dBZ 與 30dBZ 高度較海上雨帶略高。

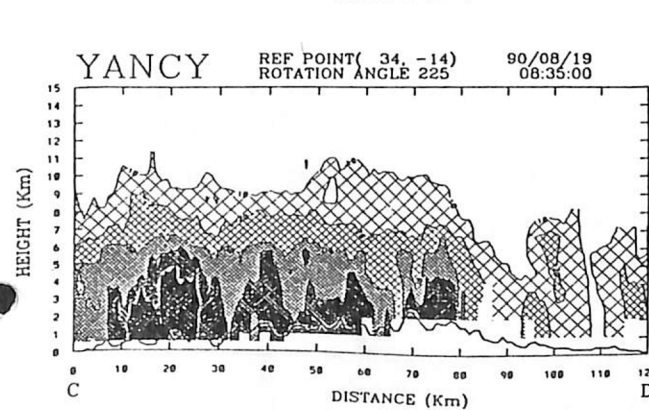
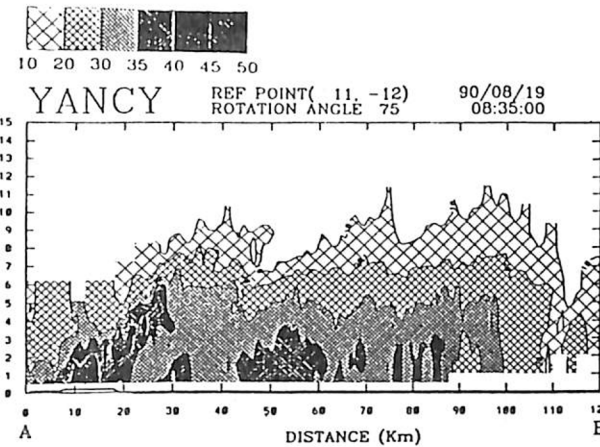


圖 3 ab 分別為圖 2 粗實線 AB,CD 位置之回波垂直剖面圖。

為了更清楚的瞭解雨帶回波在不同回波強度地方的垂直分佈，便以 10km × 5km 的矩形面積為取樣面積單元。看看該面積單元內的所有回波資料的垂直分佈情形。圖 4 為 0135 UTC 取樣分佈圖。其中 d 胞 >40dBZ，a 和 c 胞 >35dBZ，b 和 e >30dBZ f 胞 >20dBZ。

圖 5 之 d 為 3.0° 仰角回波 >40dBZ 的對流胞，由垂直分佈圖中發現 4km 以下回波明顯被分成二群。大於 40dBZ 那群往上迅速減小，其原因是此胞具有傾斜的特性。取樣框在 4km 以上時已完全離開此對流胞，所以除了 6km 附近的 4 個點之外，不再有大於 40dBZ 的回波。另一群回波在 35dBZ 附近，回波點數往上增加其原因同上。對於造成間隙的真正原因並不確定，可能是因為對流胞的大回波區內的雨滴譜與胞外雨滴譜有所差別造成胞內與胞外回波的差異。再加上 CAA 雷達前置處理器對資料做 12 點平均，並剔除掉回波品質不佳的資料 (Ericsson radio systems AB, 1987) 因此造成回波梯度大的地方均為無資料 (datahole)。所以在大回波與較弱回波之間的過渡帶，資料易被剔除而造成上述明顯的界面 (可參考表 1)。

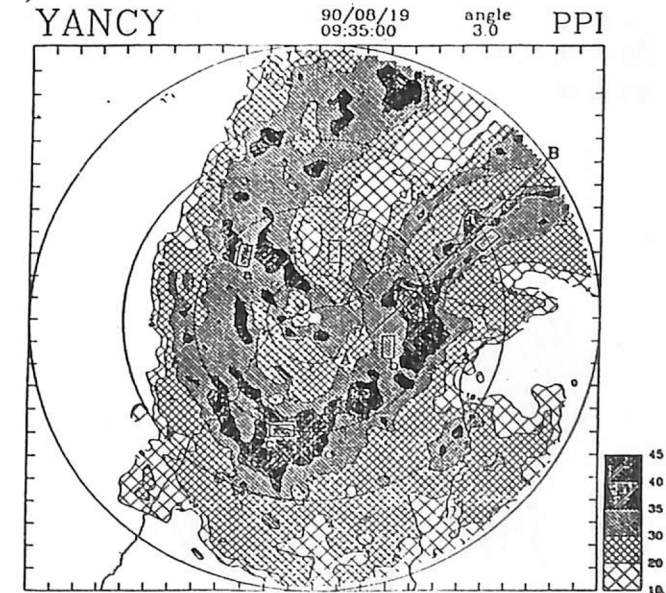


圖 4 1990 年 8 月 19 日 0135UTC CAA 都卜勒模式 3.0° 仰角 PPI 回波圖 (回波單位 dBz)。a,b,c,d,e,f 分別代表回波垂直分佈取樣位置。粗實線 AB 代表圖 5 垂直剖面位置。

a及c分別為海上與陸上大於35dBZ的取樣，兩者之大回波均具有垂直向上延伸的特徵，直到6km高度才以近似5dBZ/km的梯度減弱。

e及b分別屬於海上與陸上大於30dBZ的取樣。e在低層回波也具有垂直向上延伸的特徵。同時在6km處具有非常明顯的回波增強現象，即亮帶(bright band)的存在。b在6公里處亦存在回波增大的傾向。其低層1-3公里有較大回波，3公里之上也有一迅速減弱現象而造成二個高峰。根據垂直剖面分析，低層的大回波並不是因為大回波向上傾斜的原因，而是低層為垂直伸展較低的大降水回波。f屬於海上回波大於20dBZ之取樣，依然可見6公里處回波增強之趨勢以及6公里之上回波迅速衰減之現象。對於造成亮帶的物理因子及垂直結構請參考圖6。由8月18日18UTC及19日03UTC的探空分析中可證實溫度0°C的高度確實就在6km附近。此與由雷達所觀測到的亮帶高度相吻合。

關於垂直雨帶回波高度的剖面結構，分別對0235 UTC海上及陸上的雨帶回波做垂直剖面，分析結果發現，一般而言較窄的雨帶回波較強，相對的較寬廣的雨帶回波較弱(0135 UTC, 1205UTC在海上的雨帶均觀測到此現象)，在較弱的雨帶中常伴隨亮帶的出現。

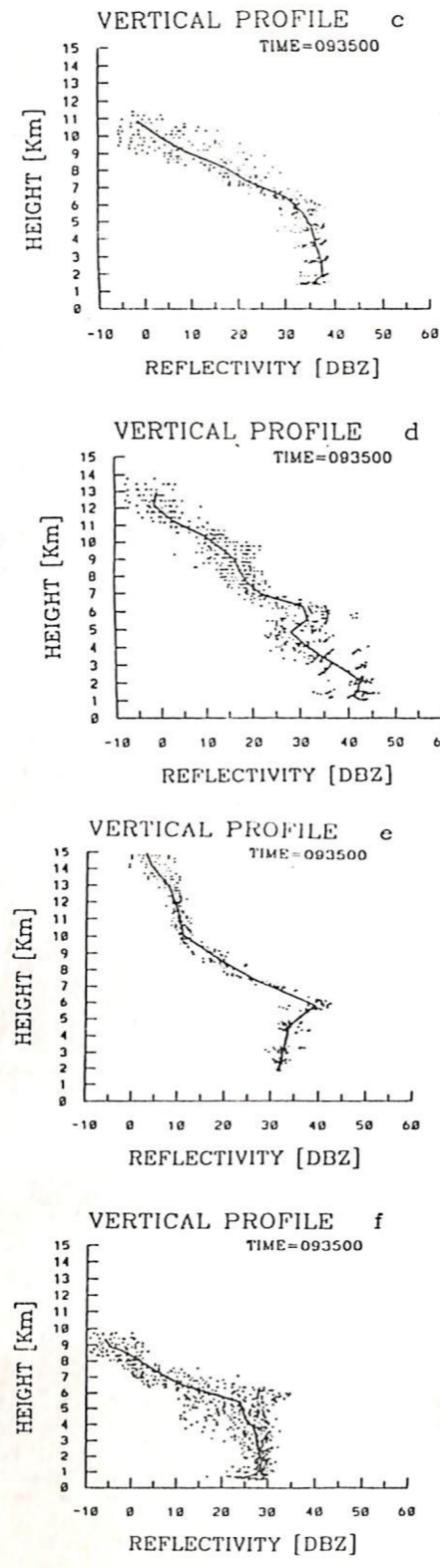
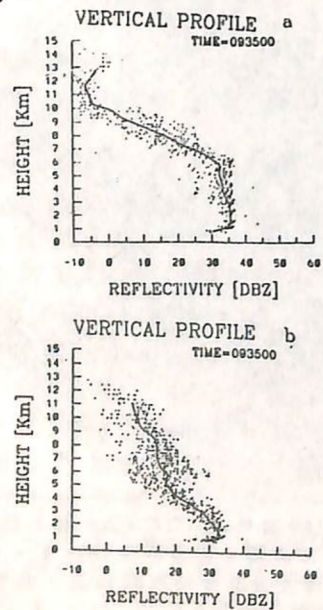


圖5 a,b,c,d,e,f分別為圖4 a,b,c,d,e,f取樣框位置之回波強度分佈面圖。

level-4	-99.00	36.80	37.20	-99.00	37.20	37.20	36.40	34.80	31.20	26.80	32.00
	-99.00	42.00	36.80	37.20	36.40	42.40	41.60	35.20	-99.00	32.80	32.80
	-99.00	43.20	43.20	42.80	42.40	36.00	36.40	36.00	36.00	33.60	35.20
	37.20	36.80	42.40	42.80	36.40	36.40	44.00	-99.00	36.00	-99.00	34.80
	41.60	41.60	42.80	42.40	42.40	36.40	42.40	42.00	36.00	35.60	34.80
	36.40	42.40	42.40	42.80	42.40	42.40	44.80	44.00	41.20	33.60	34.80
level-5	37.20	37.60	37.60	43.20	-99.00	42.80	-99.00	-99.00	36.00	35.60	35.60
	35.60	37.20	37.20	43.20	37.20	42.40	-99.00	42.80	42.80	-99.00	36.00
	42.80	-99.00	-99.00	43.20	42.40	42.40	36.40	42.40	42.40	41.60	35.60
	43.20	42.40	42.40	42.80	43.20	42.40	42.40	42.40	42.00	42.00	-99.00
	42.80	42.40	42.80	42.80	42.80	42.40	43.20	42.00	43.20	42.40	42.00
	44.40	43.20	43.60	45.20	45.20	42.40	44.00	44.00	44.40	42.80	42.00
level-6	-99.00	-99.80	-99.00	42.80	-99.00	42.40	-99.00	43.20	42.00	-99.00	-99.00
	27.60	-99.00	37.20	43.20	43.20	-99.00	43.20	44.00	43.60	41.60	-99.00
	37.20	42.40	-99.00	43.60	44.00	41.60	42.80	44.00	43.60	-99.00	43.60
	43.60	42.40	42.80	43.20	44.00	43.20	43.60	42.80	43.60	42.40	-99.00
	-99.00	36.40	42.40	43.20	42.90	43.20	42.40	42.00	42.40	42.00	-99.00
	16.00	-99.00	42.40	36.40	-99.00	-99.00	-99.00	40.80	-99.00	-99.00	-99.00
level-7	37.20	37.60	42.80	37.20	-99.00	44.00	43.20	42.00	43.20	41.60	43.60
	37.60	-99.00	44.00	-99.00	-99.00	43.20	43.60	41.60	41.60	41.60	42.80
	-99.00	37.20	42.40	43.20	42.00	36.40	42.40	-99.00	36.00	-99.00	35.20
	37.20	42.00	42.00	-99.00	36.40	42.00	41.20	36.00	32.00	35.20	35.20
	-99.00	-99.00	36.40	41.20	36.00	42.00	32.40	33.60	35.20	31.20	33.60
	36.00	36.40	36.00	35.60	35.60	35.60	35.20	34.00	34.80	33.60	33.60
level-8	37.20	-99.00	37.20	43.20	-99.00	43.60	42.40	42.40	-99.00	43.60	-99.00
	36.80	37.20	42.40	42.40	-99.00	42.00	43.60	43.60	41.20	-99.00	32.80
	37.20	36.80	37.20	36.40	36.80	36.00	36.40	36.40	35.20	-99.00	32.40
	-99.00	36.40	36.40	34.00	36.00	33.60	33.60	35.60	29.20	26.80	32.40
	36.40	36.40	36.00	36.00	34.40	33.60	33.60	31.20	-99.00	27.20	28.80
	35.60	34.40	-99.00	35.20	32.00	30.80	30.00	30.40	32.00	31.20	28.80

表1 圖4中a取樣框(10km×5km)不同仰角PPI資料一覽表，level 4-8分別為2.5,3.0,4.0, 5.0,6.0度。

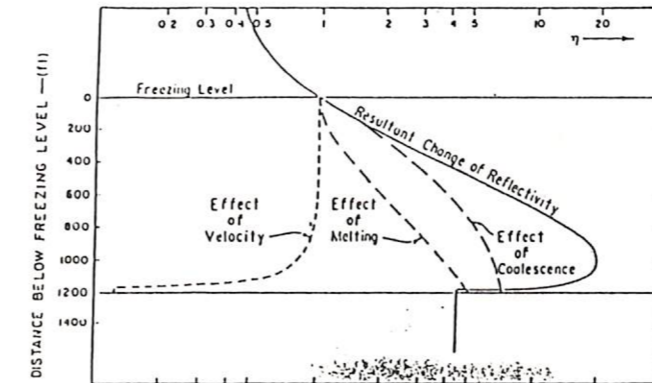


圖6 具有亮帶的層性降水之反射率因子與粒子下降速度，(取自Austin and Bemis, 1963)。

在分析陸上降水回波較強區的垂直剖面圖，在陸地上所顯現的是較無組織零散的大降水回波。這些大於35dBz的零散回波垂直伸展高度較海上組織性較佳者為低。這些小而低的對流可能是因為地形造成之機械舉升，以及近似濕絕熱環境無法提供其繼續往上升的浮力所造成的現象或是對流胞正好處於消散階段，由於資料時間解析度限制並未加以證實。

(二) 颱風登陸後回波垂直結構

楊希颱風登陸後(0345UTC)，颱風中心被三條主要的螺旋雨帶所包圍如圖7。此時雨帶的回波強度比起登陸前有明顯的增大。海上雨帶內的對流高度較高，30dBZ可達10公里。陸上雨帶內的對流高度則相對的較低，30dBZ的垂直高度則局限在7km左右。海陸交界處雨帶內的大回波有垂直向上向雨帶後緣的傾斜。0444UTC海上與海陸交界處的兩個雨帶相互靠近於0505UTC時合併為一雨帶並滯留在海上。

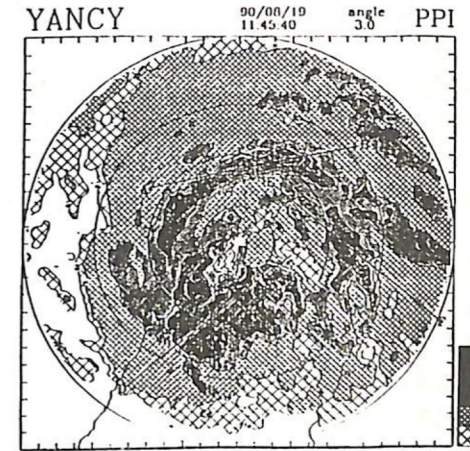


圖7 1990年8月19日0345UTC CAA都卜勒模式3.0°仰角PPI回波圖(回波單位dBz)。粗實線AB,CD,EF分別代表圖9 a,b,c,d,e,f之垂直剖面位置。

在回波垂直分佈分析方面分別對0444UTC海上a、b及陸上c、d大於

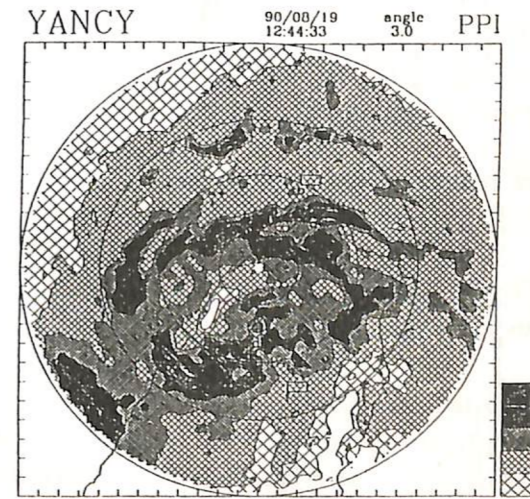


圖8 1990年8月19日0444UTC CAA都卜勒模式3.0°仰角PPI回波圖。a,b,c,d,e,f分別代表圖7 a,b,c,d,e,f回波垂直分佈取樣位置。

40dBZ 的對流胞以及海上及陸上小於 30dBZ 的層狀降水做分析，取樣框位置分佈如圖 8。

abcd 胞除了 d 在低層有向上遞減的現象外，其餘各胞的回波強度垂直分佈均具有垂直向上的特性，此點與登陸前的回波強度垂直分佈結構相同，但後期由於所取降水回波強度較強，所以回波強度開始隨高度遞減之處則有較高的現象。在層性降水回波垂直分佈上(圖 9e,f) 陸地上的亮帶高度比海上的亮帶高度略高。

一般而言，楊希颱風在登陸前與登陸後回波強度在垂直方向上的特徵非常相似。二者之對流胞均具有大回波存在於低層，且垂直向上伸展至 6km 附近。在屬於層性降水部份也都有亮帶存在的現象。不論對流或層狀降水區在 6 公里以上均有很大的遞減率。此結果與 Szoke et al. (1986) 在 GATE 實驗所觀測之數個颱風的結果相似，參考圖 10。在 GATE 中的中尺度對流系統之對流胞同樣具有上述的等徵。

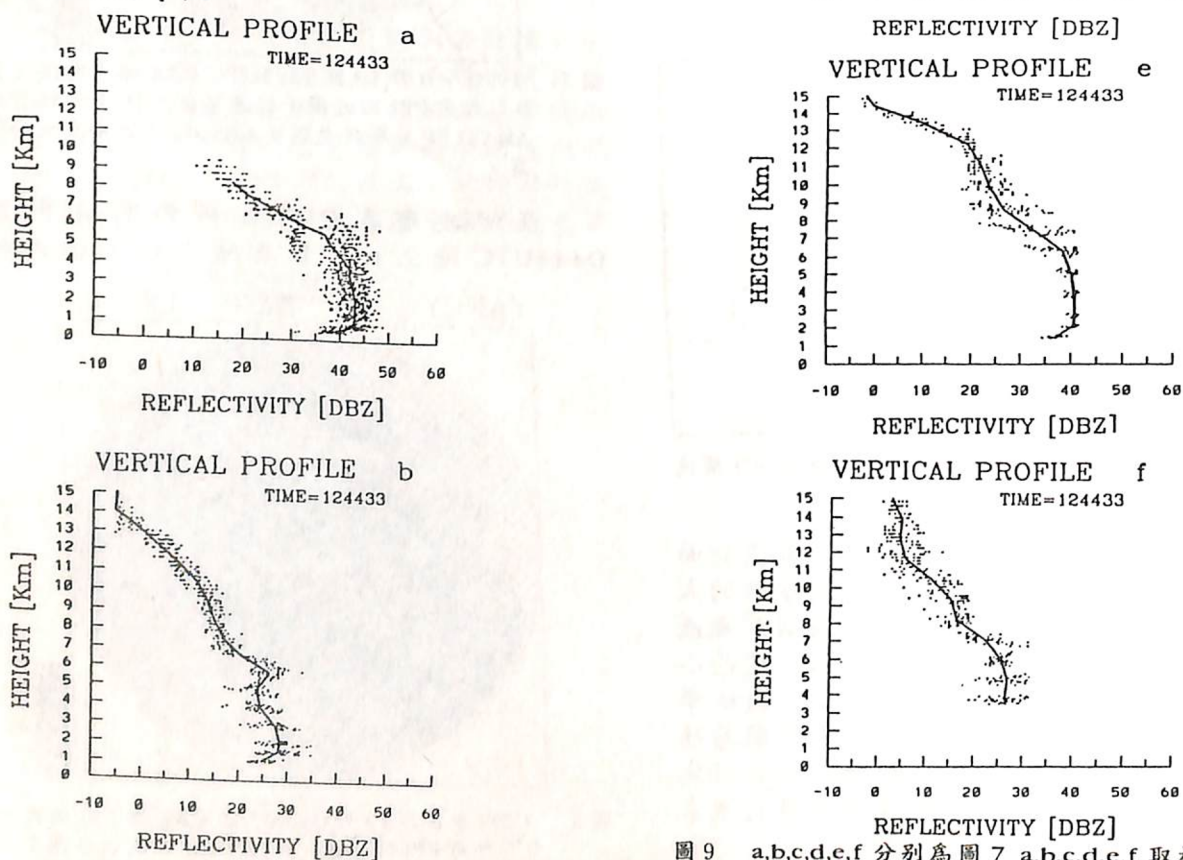


圖 9 a,b,c,d,e,f 分別為圖 7 a,b,c,d,e,f 取樣框位置之回波強度分佈圖。

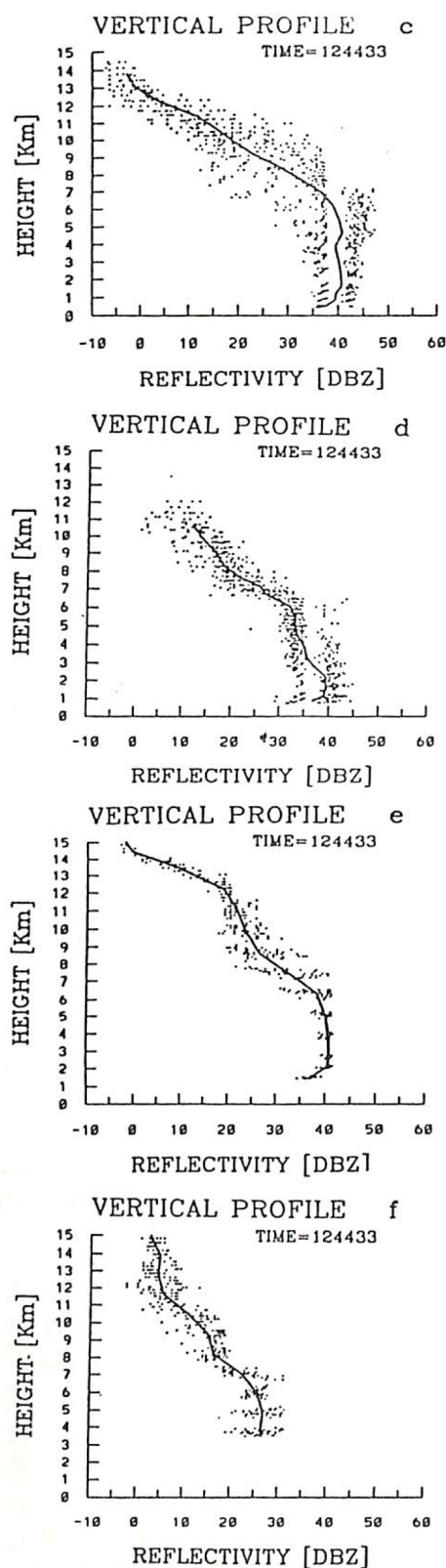


圖 10 GATA 及颱風內對流胞之雷達回波平均垂直剖面圖。(取自 Szoke et al., 1986)。

根據 Szoke et al. (1986) 觀測之結果，北美大陸之風暴、颱風及 GATE 實驗觀測之熱帶對流系統的垂直速度有明顯的差異，颱風及熱帶對流系統的垂直上衝流遠較大陸風暴為小。此上衝流強度的差異主要是對流可用位能差異所引起。在 GATE 及颱風中的探空通常接近濕絕熱，相對其可用浮力之能量就較小。根據在 GATE 所觀測的弱上衝流速度，Zipser and LeMone (1980) 推測熱帶對流系統內雲物理過程可能的影響，包括：

- (1) 長時間的上升，將造成在上衝流區域，較低層有持續的雨滴合併生長過程。
- (2) 大水滴(直徑 > 1mm) 在形成後，很快的就掉出上衝流之核心。
- (3) 相對而言，在結冰層 (freezing level) 之上的短距離內，水將凍結成冰。
- (4) 不易有冰雹的出現。

根據上述的推論，可預期雷達反射率因子的垂直剖面，於結冰層之上因較大粒子(如冰珠或冰雹)出現的機率不大，所以反射率因子會很快的隨高度上升而遞減。

### 四、結論

(一) 台灣地區由於山脈高聳使得 CAA 都卜勒雷達在低層掃描時，會因為山脈阻礙部份波束之能量而造成回波有明顯降低的現象。此外即使波束主辦完全被山脈所阻擋，雷達天線仍可收到副瓣的能量。因此即使在山脈內依然有回波資料，這將造成垂直向內插後低層存有異常的弱回波。去除這些被遮蔽的回波後所顯示颱風雨帶回波垂直結構與 Szoke et al. (1986) 對颱風雨帶垂直結構的

統計特性相似。

(二) 颱風雨帶回波垂直結構在低層 1-5 公里回波值具有一致性並無向上遞減或遞增的現象。6 公里之上則迅速遞減，此高度與探空之 0°C 高度一致。具有亮帶之回波垂直結構其回波增強處(6 公里)也與 0°C 高度相同。亮帶高度較 Szoke et al. (1986) 所觀測之結果高，與環境探空結果一致。

(三) 由觀測結果顯示颱風雨帶為許多小的對流所組成，在雨帶內最靠近颱風中心的強回波具有沿雨帶方向垂直向外傾的現象。此結果與 Marks and Houze (1987) 所觀測之 Alicia 颱風之結構有些差異。觀測結果同時顯示陸地上具有較多水平結構小而垂直伸展較低的胞狀大回波。

### 參考文獻：

風雷，1992：雷達回波垂直結構與降水定量分析—楊希颱風。台灣大學大氣科學系碩士論文，台北，台灣。

李金萬，1991：單都卜勒雷達分析楊希颱風結構。天氣分析與預報研討會論文集編，467~474 頁。

周仲島，洪景山，鄧秀明，1990：梅雨鋒面對流雨帶雙都卜勒雷達分析。大氣科學，18-3，239~264。

鄧資嘉，1992：楊希颱風回波特徵與雨演變之分析。台灣大學大氣科學系碩士論文，台北，台灣。

Austin, P. M., and A. C. Bemis, 1950: Aquantitative study of the "bright band" in radar precipitation echoes. J. Meteor., 7, 145-151.

Battan, L.J., 1973: Radar Observation of the Atmosphere. University of Chicago Press, 323pp.

Ericsson Radio System AB., 1987: Weather Radar Data Processor Operators Handbook. 131pp.

Harrold, T. W., E. J. Engtion, and C. A. Nicholass, 1974: The accuracy of radarderived rainfall measurements in hilly terrain. Quart. J. R. Met. Soc., 100, 331-350.

Joss, J., and W. Albert, 1990: Precipita-

tion Measurement and Hydrology. Radar in Meteorology, D. Atlas Ed., Amer. Meteor. Soc., Boston, 577-618.

Marks, F. D., Jr. and R. A. Houze, Jr., 1987: Inner core structure of Hurricane from airborne Doppler radar observations. J. Atmos. Sci., 4, 1296-1317.

Szoke, E. J. Zipser, and D. P. Jorgensen, 1986: A radar study of convective cells in GATE. Part I: Vertical profile statistics and comparison with hurricane cells. J. Atmos. Sci., 43, 182-197.

Zipser, E. J., M. A. LeMone, 1980: Cumulonimbus vertical velocity events in GATE. Part II: Synthesis and model core structure. J. Atmos. Sci., 37, 2458-2469.

## THE Analysis on reflectivity profiles of YANCY typhoon

Feng Lei

### ABSTRACT

In order to understand the vertical profiles of typhoons around TAIWAN area, this paragraph analyzes the YANCY typhoon on the date OCT 19 1990 for case study. This paragraph also discusses the vertical reflectivity structure of rainbands on the time before and after the typhoon landing. The reasons of miss data form CAA radar caused by average 12 reflectivity data are also mention.