

# 賀伯颱風登陸期間結構之雙都卜勒雷達分析

曾吉暉 陳台琦

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國八十八年九月六日收稿；中華民國八十八年十月一日定稿)

## 摘 要

1996 年之賀伯颱風侵襲台灣，造成台灣近幾年來最嚴重的災害。本研究利用中正機場雷達及五分山雷達，對於介於登陸時的賀伯颱風進行雙都卜勒風場的初步合成分析，希望能夠對於賀伯颱風侵台時的結構特徵有進一步的瞭解。

在進行初步合成的分析時間中，可以觀測到雨帶 (rainband)、低回波區 (low echo zone)、眼牆 (eyewall) 等主要結構。結果顯示其回波及風場與過去一些觀測有以下的一些不同現象：

我們發現在距離眼牆比較遠的地方，空氣是呈均勻的圓弧形運動，而當越接近強回波區時，空氣會轉向成平行橢圓眼的方向的橢圓形運動。這樣的空氣流動情形在橢圓眼長軸的端點處會有最大的空氣轉向現象，同時也會造成很強的空氣輻合，強的空氣輻合造成強的上升運動及強烈的對流活動。若是在眼牆附近的空氣一直是保持這樣的運動情形，在橢圓眼長軸的兩端就會一直有較強的回波出現。同時我們也由壓力擾動場發現在長軸的端點也是壓力梯度最大的所在。

另外，我們也發現在登陸後約半個小時裡，眼牆區最大水平風速減小的幅度並不大。並且在邊界層上之垂直方向上，水平風速也是由下向上遞減，與暖心結構所需的熱力風平衡相符。最後，上升運動區在強回波區的外緣，似乎顯示在 2km 以上高度時，徑向的內流是在強回波區的外緣即轉而向上。

關鍵詞：雙都卜勒、結構、賀伯颱風

## 一、前 言

1996 年之賀伯颱風侵襲台灣，造成近幾年來最嚴重的災情。本文利用五分山與中正機場此雙都卜勒雷達對賀伯颱風進行雙都卜勒風場的初步合成分析，希望對於賀伯颱風侵台時的結構

特徵與過程有進一步的瞭解。

由於儀器與觀測技術的進步，人類利用各種新的方法觀測颱風，而由於資料逐漸累積的結果，科學家們對於颱風的瞭解越來越清楚。Hawkins 與 Rubsam 在 1968 年經由觀測資料繪出

了 Hiida (1964) 颱風的切線風及溫度的垂直剖面圖。Shea 與 Gray (1973) 合成分析 22 個颱風後指出徑向風的最大輻合區與最大上升運動區在最大風速半徑的地方 (Radius of maximum wind, 簡稱 RMW), 並且 RMW 隨高度的變化並不明顯。

Hawkins 與 Rubsam 在 1968 年並指出颱風的垂直風切與水平方向溫度梯度所造成的熱力風平衡。而 Gray 與 Shea (1973) 更指出在低對流層中, 有 40% 至 60% 的區域是處於熱力風平衡的情況。

在 1984 年 Jorgensen (1984a、b) 對於四個颱風的飛機實地觀測做合成分析後指出, 颱風的降水結構可分為三個部份: 眼牆、眼牆外的層狀降水區及其它對流及層狀降水的雨帶。在眼牆區伴隨的是最大的切線風及強的降水, 由於颱風低層的內流及颱風中心的外流在此區的內緣輻合, 造成了強烈的上升運動, 而伴隨水汽凝結的結果則有強回波存在。眼牆的強回波軸會隨著高度而向外傾斜, 並且當眼的半徑越小的時候, 傾斜的幅度會變小。

隨後機載都卜勒雷達也開始加入觀測颱風的行列。在 1987 年, Marks 與 Houze 利用了機載都卜勒雷達與地面雷達對於 Alicia (1983) 颱風做雙都卜勒雷達的分析, 對於颱風的環流結構有詳細的分析。他們發現在颱風低層的 2-4 km 間有最大的內流, 而在高層 (約 10 km 或以上) 則是強的外流。在眼牆部份為強的對流尺度的上升及下降運動。在眼牆外的層狀區則以融解層 (約 4-6 km) 為分界, 以上為弱的中尺度上升運動, 以下則為弱的中尺度下降運動。

颱風的眼牆之外有一個大範圍的層狀降水區, 由於此區的垂直運動較弱, 在融解層附近夾

雜著小冰晶與液態水, 常常會在雷達回波上可以見到一個明顯的亮帶 (bright band), 這個結構已在許多學者的研究中得到證實, 如 Barnes et al. (1983)、Jorgensen (1984b)、Marks 與 Houze (1987)。而 Barnes et al. (1983) 對於颱風的雨帶做了詳細的研究, 他們認為雨帶中的對流胞約佔了雨帶總面積的 5%。另外他們也發現在近地面層雨帶兩側的相當位溫 ( $\theta_e$ ) 相差了 12K, 這顯示雨帶類似一個障壁, 下層的內流無法穿越成熟的對流胞雨帶, 轉而成向上運動以支持雨帶的形成。而由於雨帶中層狀降水佔大部份, 所以雨帶並不能完全阻擋低層的內流, 再加上降水造成的低層外流也有一支是向中心方向, 故仍有內流能夠抵達眼牆處。大體說來, 雨帶在上游處與中心部份大部份為對流胞狀的降水回波, 而在下游處則主要為層狀的降水回波。Barnes et al. (1991) 更進一步分析 Raymond 颱風, 對於雨帶氣流的運動情形提出了一個更為詳細的三維概念模式。他們發現雨帶附近的上升運動區, 在低層時多發生在回波梯度最大的地方, 也就是對流胞行進方向的前方, 而在上層時則發生在最強的的回波區。上升運動的主要成因是受熱力以及風切的影響, 但是隨個案的不同, 兩者所佔的重要性也就不同。他們也指出在對流區的切線風較平流區為強, 此是由於對流運動造成低層的壓力擾動所致, 而雨帶的減弱也會伴隨著雨帶下方切線風的減弱。

之前相當多的學者的研究均指出最大切線風 (RMW) 的位置在眼牆附近。而近來的研究中發現, 在 RMW 之外常有另一個次風速最大區 (Secondary Horizontal Wind Maxima, 簡稱 SHWM) 存在, 如 Willoughby et al. (1982)。Samsury 與 Zipser (1995) 利用多次飛機觀測的結果, 對於 20 個颱風的 SHWM 做了分析, 他們

指出 SHWM 的動力結構與眼牆類似，有徑向輻合，上升運動與質量的傳輸。他們進一步發現，不論是在眼牆或是 SHWM，由邊界層內來的質量傳輸都被限制在 1 km 以下的高度。另外他們也分析了 SHWM 與雨帶的關係，發現以 SHWM 而言，有相當大比例的 SHWM 均伴隨著雨帶存在，但是以雨帶而言，卻有 70% 左右的雨帶並沒有伴隨著 SHWM 存在。由於眼牆與 SHWM 對於低層內流而言均是相當大的障壁，這些內流可能經由熱力作用調節成爲對流尺度的垂直運動，而與雨帶發生關連。

颱風在受到地形的阻擋與地形產生交互作用之後常會產生許多變化，尤其是像台灣這種的高大地形。對於颱風經過台灣地形後的變化也有許多的研究。

王等（1980）依颱風副中心的形成與發展將颱風分爲自由過山及分裂過山兩類。王等（1992）更進一步分析颱風通過地形後之副中心，發現在中央山脈東西兩側副中心所產生的機制有所不同，東側之副中心是由於颱風過山，下層環流中心殘存於東側發展而成，而西側之副中心的發展機制則較爲複雜，主要爲環流繞山與過山效應綜合而成。

周等（1997）利用雙都卜勒雷達分析賀伯颱風，結果顯示颱風在登陸過程中，環流呈完整的結構。分析時間內颱風眼清晰可見，且呈週期性轉動，此情形在颱風個案觀測中並不常見。郭與周（1997）研究了賀伯颱風眼轉動的機制，他們引用 Guinn 與 Schubert（1993）的想法，認爲橢圓眼的轉動可以視爲圓形渦旋及其周圍擾動位渦波的“對稱化”過程，並由理論估計眼轉動的週期約爲 8000 秒，此與觀測結果相符。

## 二、資料來源及分析方法

本研究中所使用的資料包括下列的資料：

- 中正機場都卜勒雷達（CAA）的雷達觀測資料：中正機場雷達位於北緯 25.0778 度、東經 121.2094 度，觀測範圍爲半徑 120 公里。

本文所選用的時間如下：1996 年 7 月 31 日 2000LST、2015LST、2030LST、2045LST、2100LST、2115LST、2130LST、2145LST，每個時間均有一組徑向風場及回波場資料。

- 五分山都卜勒雷達（RCWF）的雷達觀測資料：五分山雷達位於北緯 25.0422 度、東經 121.4622 度，高度爲 0.766 公里，觀測範圍爲半徑 240 公里。

本文所選用的時間如下：1996 年 7 月 31 日 2003LST、2015LST、2033LST、2045LST、2103LST、2115LST、2133LST、2145LST，每個時間均有一組徑向風場及回波場資料。

- 臺灣地區各地面測站資料：由王時鼎先生所提供的地面測站分析資料。

- ISS（精密改良型整合探空系統）資料：由國立中央大學 ISS 測站所提供的壓力場與風場資料。

本研究中對於雙都卜雷達合成資料的處理方法主要是利用美國國家大氣研究中心（NCAR）所提供的 SPRINT（Sorted Position INterpolation，1995, Miller et al., 1986 發表）及 CEDRIC（Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian space，1995, Miller et al., 1986 發表）軟體來幫助完成。

在原始雷達資料中，除了徑向風場及回波場的資料外，另也包含了地面回波、二次回波、折

疊風場及雜訊等等資料，除了由中正及五分山雷達自行刪除的錯誤資料之外，我們並採用回波場與風場資料的品質控制的方法濾除品質過低的資料，使分析的誤差降低。另外，為了合成風場的方便，在合成風場時，我們將五分山雷達的座標改以中正機場雷達的座標為原點，合成分析的範圍為 80 km x 80 km，水平與垂直網格解析度均為 1 km，合成分析範圍見圖 1。

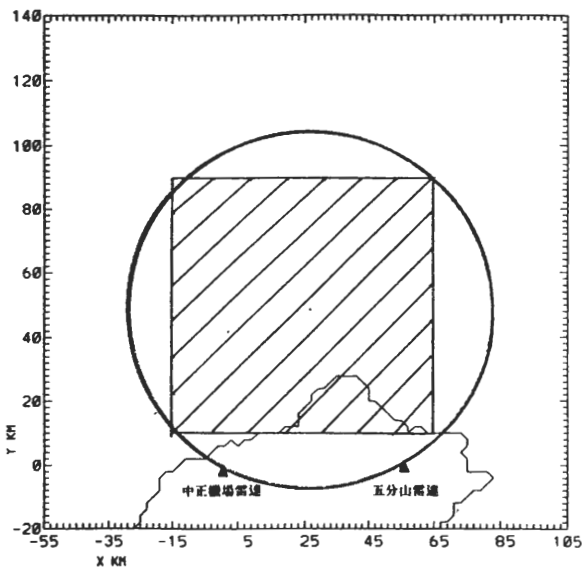


圖 1 雙都卜勒雷達風場合成分析範圍

由於都卜勒雷達並無法直接測得熱動力場等變數（如溫度與壓力擾動量等），故需藉由雷達資料所得之三維風場，配合適當的物理條件，來反求溫度或壓力的擾動量。本研究中也計算了壓力擾動場的量，主要是依據 Gal-Chen (1978) 的方法來改寫運動方程式，以求得所需的變數。

而在垂直運動的計算上，我們是利用非彈性近似的連續方程式來計算空氣的垂直運動，首先設定最上層邊界（15 km）的垂直速度為 0，然後以 1 km 為間距向下積分，最後再利用變分校正（variational adjustment）的方法調整垂直運動，

以符合最上層與最下層邊界垂直速度為 0 的邊界條件，但是我們在計算時，最下層邊界並非設定在地面，而是設定在有資料點的最低層，如此，我們所求的垂直運動，可能會有較低估的情形。

### 三、個案介紹

1996 年之賀伯颱風，係於 7 月 24 日 12Z 在北緯 19.9 度、東經 148.8 度，也就是在關島東北方約 800 km 海面增強形成颱風，而在 8 月 1 日登陸於福建省沿海，8 月 2 日 12Z 並減弱為熱帶性低氣壓，生命期共九天，其強度最強發展至強烈颱風，中心最低氣壓 925hPa，暴風半徑 300 km。賀伯侵襲台灣地區，其中心於 7 月 31 日晚間 9 時許於東北部之宜蘭附近登陸，之後通過北部地區，於 8 月 1 日 4 時許於新竹附近出海，在台灣陸地上停留時間約 7 個小時。所伴隨的強風豪雨造成台灣地區近年來的重大災害，降水極大區有三個，（1）阿里山山區有超過 1800 mm 的累計雨量，（2）桃竹苗山區則有超過 1000 mm 的累計雨量，而（3）南部的高屏山區則有超過 800 mm 的累計雨量，而累計總雨量更是歷年之最。另外，在處於背風面的台東地區，則有焚風出現的情形。賀伯颱風路徑可見圖 2（摘自謝等，1997）。圖 3（摘自謝等，1997）為賀伯颱風接近及通過台灣時的最大風速與最低氣壓逐時變化圖。

### 四、雷達資料分析與結果

#### （一）五分山雷達水平回波分析

為了文後合成風場分析與討論的方便，在此我們對於颱風結構的幾個區域〔根據 Willoughby

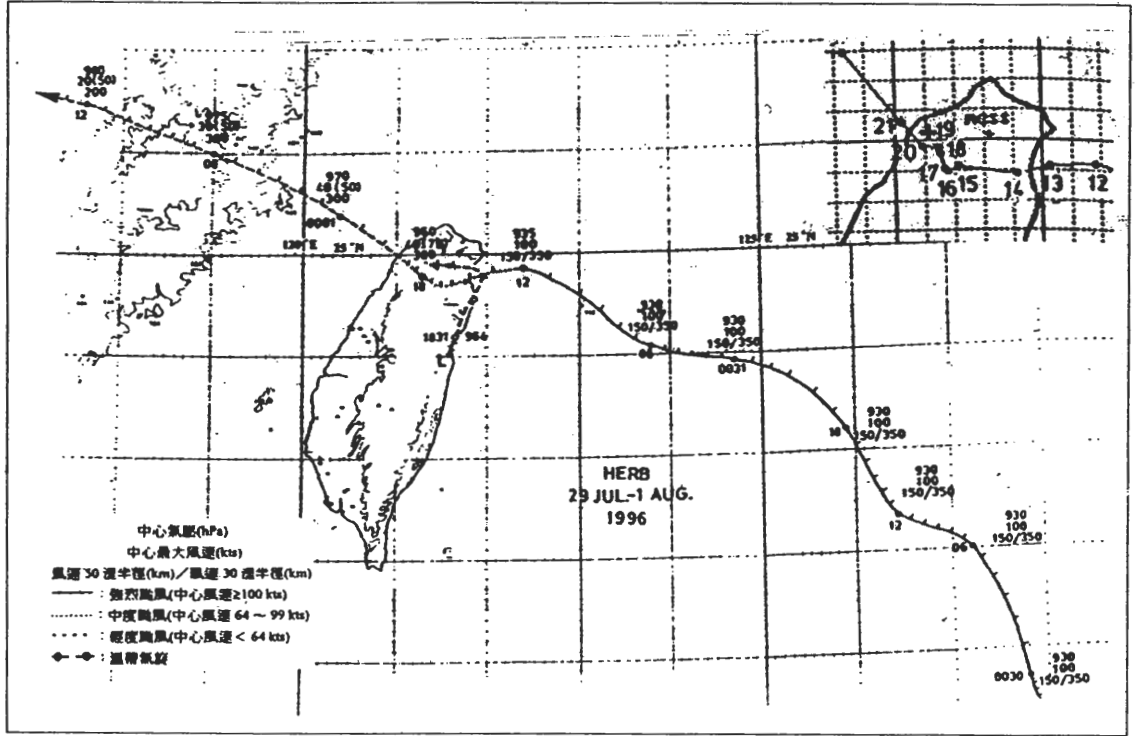


圖 2 HERB 颱風路徑圖 (摘自謝等, 1997)

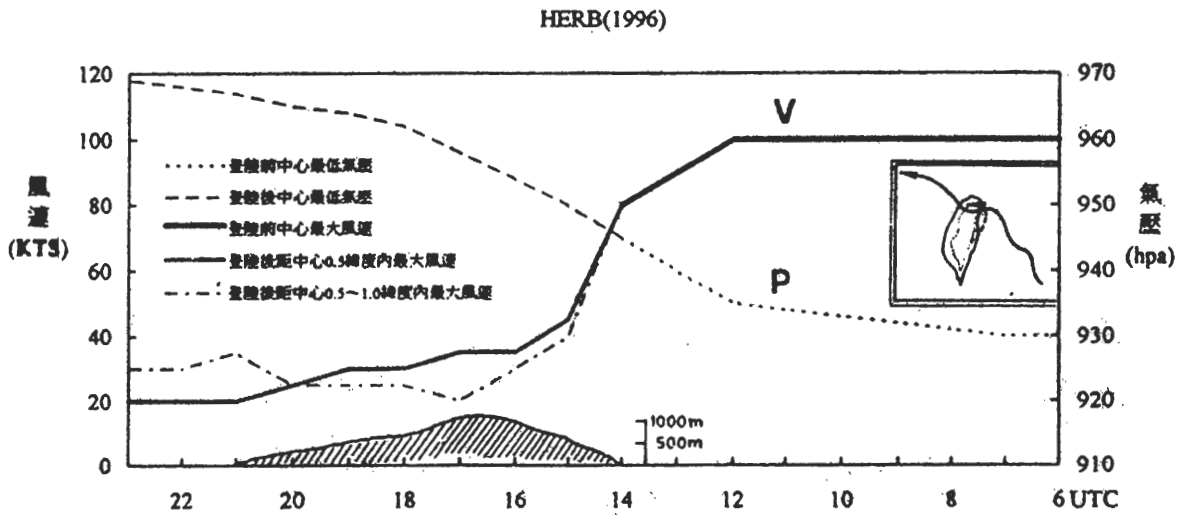


圖 3 HERB 颱風接近及離開台灣時之最低氣壓與最大風速逐時變化圖

et al. (1982; 1984) 所描述的區域特徵) 做了定義, 以圖 4 為例。

●主要雨帶 (principal rainband) : 颱風眼牆以外的第一個帶狀強回波的區域, 如圖 4 中的 I 區。

●低回波地區 (low echo zone) : 定義為颱風眼牆與主要雨帶之間的層狀低回波區, 如圖 4 中的 II 區。

●眼牆 (eyewall) : 最接近颱風中心的強回波區, 如圖 4 中的 III 區。

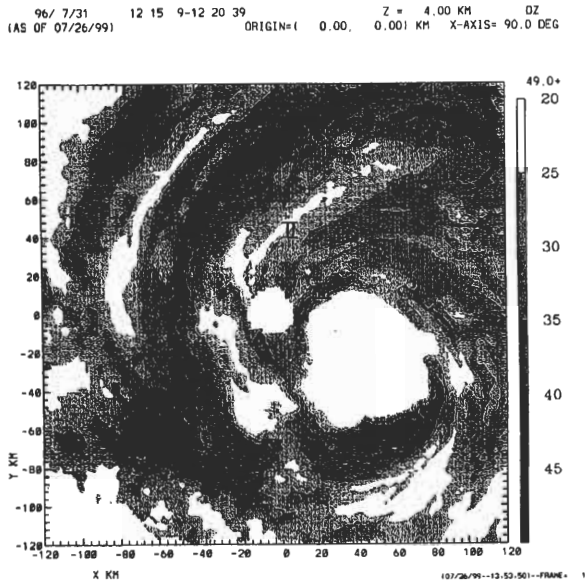


圖 4 颱風結構區域示意圖

圖 5 為五分山雷達所觀測的回波場圖。圖示範圍為以五分山雷達站為中心, 半徑 120 km 以內的區域, 高度為 4 km 的水平回波圖。圖中的黑色框區為雙都卜勒風場合成的分析區域 (以下簡稱分析區域)。

圖 5a 是 31 日 2000LST 的圖, 可以明顯看到此時主要雨帶正在我們的分析區域中, 最強的回波超過 40dbZ, 同時橢圓形的眼也清楚可見, 眼牆區的最強回波亦大於 40dbZ, 位於橢圓眼長軸的兩端。到了 2015LST (圖 5b), 主要雨帶仍位於分析區域中, 但是最強回波的範圍略有縮

小。

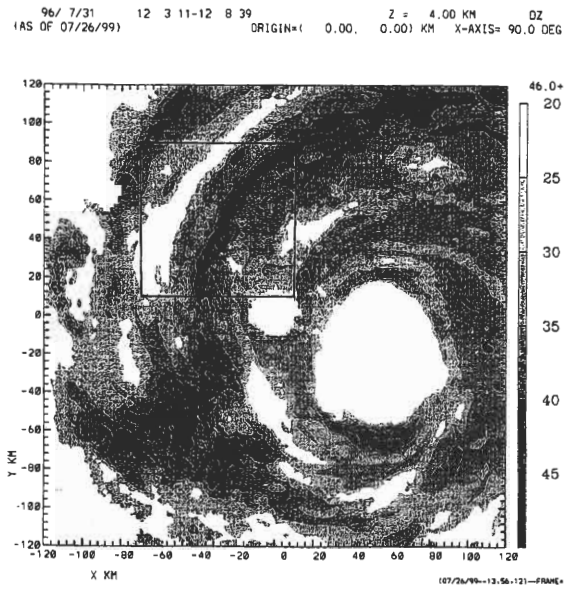


圖 5a 2000LST 大區域水平回波圖 (單位為 dBZ)

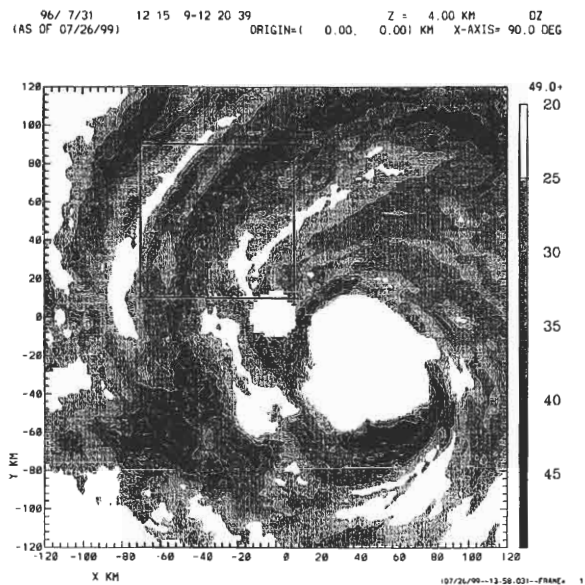


圖 5b 2015LST 大區域水平回波圖 (單位為 dBZ)

減，橢圓形的眼則轉動了一個角度，眼牆區最強回波則仍位於長軸的兩端。

2030LST (圖 5c) 與 2045LST (圖 5d) 時，之前的主要雨帶已經消散，此兩個時刻落於分析區域中的部份是眼牆與主要雨帶間的低回波地

區，同時橢圓形的眼則繼續轉動，眼牆區最強回波也持續出現於長軸的兩端。

到了 2100LST (圖 5e)，此時眼牆的最強回波區即將進入分析區域的範圍。2115LST (圖 5f) 時，眼牆最強回波區已有極小部份進入分析

96/ 7/31 12 33 7-12 38 34 Z = 4.00 KM DZ  
(AS OF 07/26/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

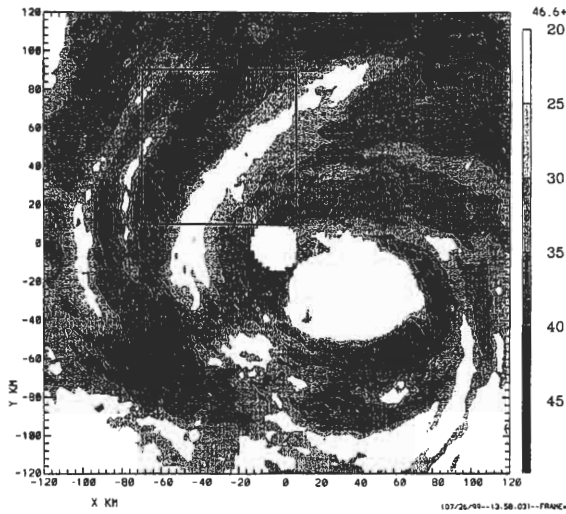


圖 5c 2030LST 大區域水平回波圖 (單位為 dBZ)

96/ 7/31 13 3 1-13 8 43 Z = 4.00 KM DZ  
(AS OF 07/26/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

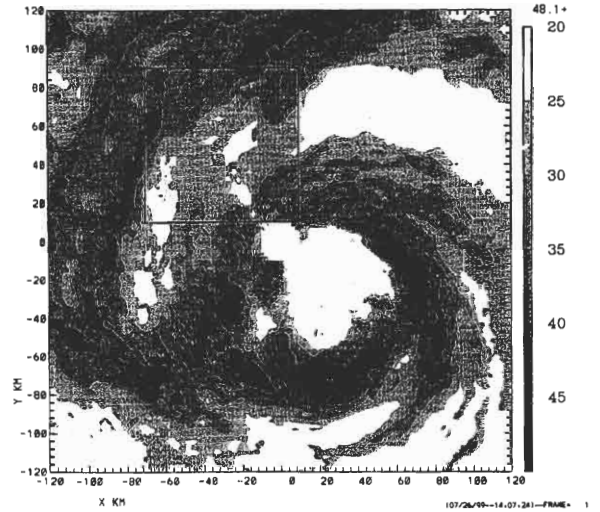


圖 5e 2100LST 大區域水平回波圖 (單位為 dBZ)

96/ 7/31 12 45 5-12 50 34 Z = 4.00 KM DZ  
(AS OF 07/26/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

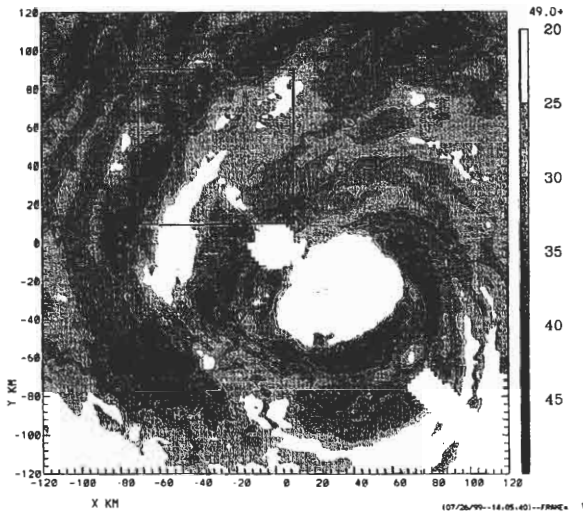


圖 5d 2045LST 大區域水平回波圖 (單位為 dBZ)

96/ 7/31 13 15 0-13 20 24 Z = 4.00 KM DZ  
(AS OF 07/26/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

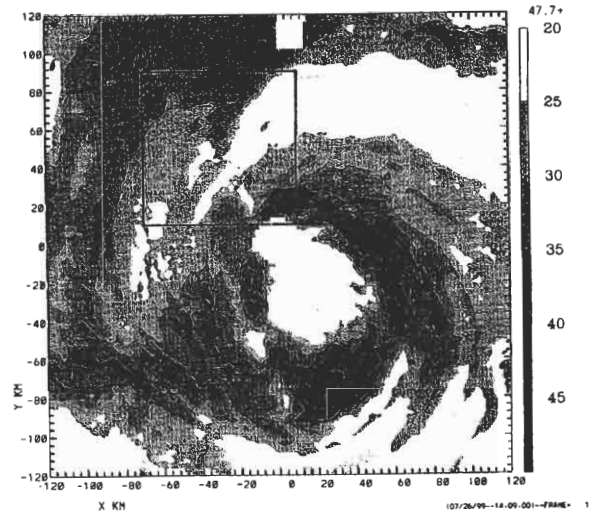


圖 5f 2115LST 大區域水平回波圖 (單位為 dBZ)

區域的右下角，橢圓形眼仍然轉動，最強回波區也持續在長軸的兩端，且範圍並沒有縮減。2130LST (圖 5g) 時，一部份回波大於 40dbZ 的區域進入了我們的分析範圍的右下角，同時在長軸的另一端，回波大於 40dbZ 的區域有增加的情形。2145LST (圖 5h) 是本研究中的最後一個時

間，此時眼牆區的一部份仍落於分析範圍之內，但是由於橢圓眼轉動的情形，最強回波區所在的長軸端已於分析範圍之外，故此時所見的情形應較接近橢圓眼短軸端的情形。郭與周 (1997) 的研究中指出，賀伯颱風的眼有轉動的機制，且轉動的週期約為 8000 秒，而我們由圖 5 中也可以清楚的看到眼確實有轉動的情形。

由以上的分析，我們將所選用的八個時間分成了三個時期，2000LST 至 2030LST 是第一個時期，落於分析區域中的主要特徵是主要雨帶。2045LST 至 2100LST 是第二個時期，落於分析區域中的主要特徵是低回波區。2115LST 至 2145LST 是第三個時期，落於分析區域中的主要特徵則是眼牆。另外，由於 2030LST 及 2045LST 時，中正機場雷達的風場資料有問題，無法用於風場合成，故實際可應用於風場合成的資料共有六個時間。

### (二) 雙都卜勒合成風場的驗證

為了瞭解我們處理過的雙都卜勒合成風場 (以下簡稱合成風場) 是否合理。我們將合成風場與原始風場相減並取絕對值之後所得的誤差統計顯示 (圖未示)。誤差值在 2m/s 以下的區域均佔了大約 95% 左右，且最大多數的誤差是在 1m/s 的地方。相較於水平風速平均大約 40m/s，故誤差大約在 5% 以下。因此，對於我們所處理的合成風場應該是可以相信的。

### (三) 主要雨帶的特性分析

主要雨帶 (principal rainband) 為颱風環流中，造成強降水的主要地區之一。在本研究中，以 2000LST 時的分析為代表。

在 2000LST 的 4 km 高度的水平風速及回波

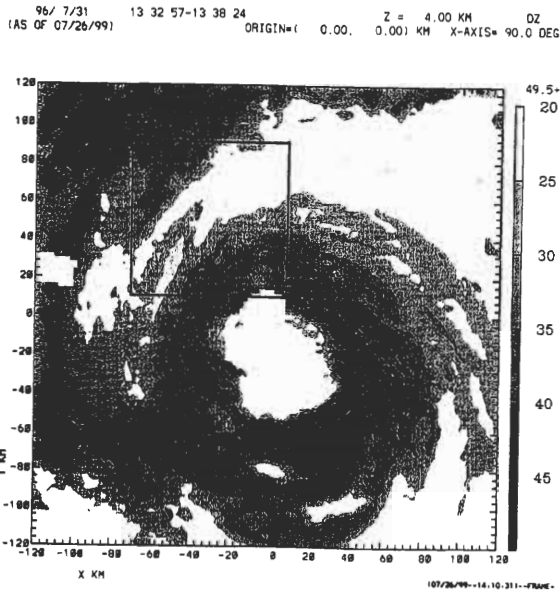


圖 5g 2130LST 大區域水平回波圖 (單位為 dBZ)

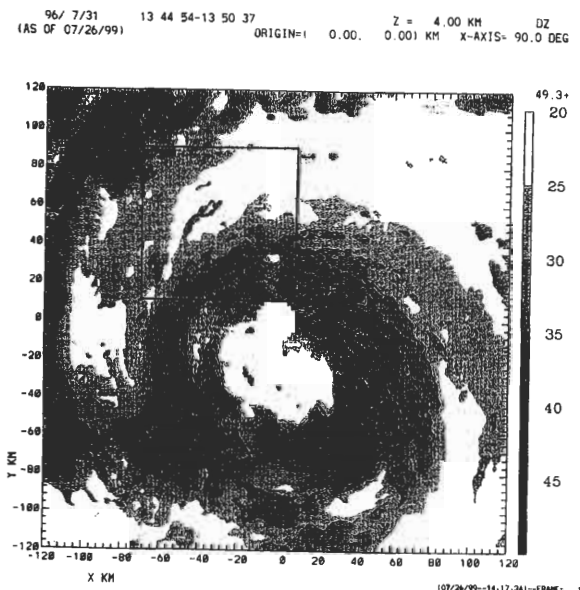


圖 5h 2145LST 大區域水平回波圖 (單位為 dBZ)



96/ 7/31 20 5 0-20 5 0 COMBIN Z = 4.00 KM  
(AS OF 08/30/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

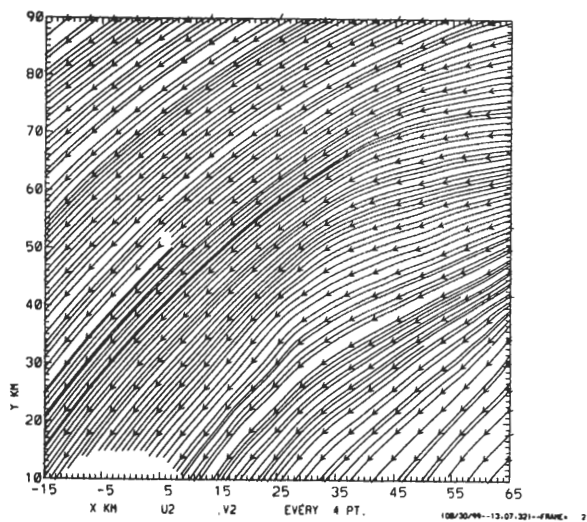


圖 6a 2000LST, 4 km高度水平流線圖

96/ 7/31 20 5 0-20 5 0 COMBIN Z = 4.00 KM TOTALY  
(AS OF 08/30/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

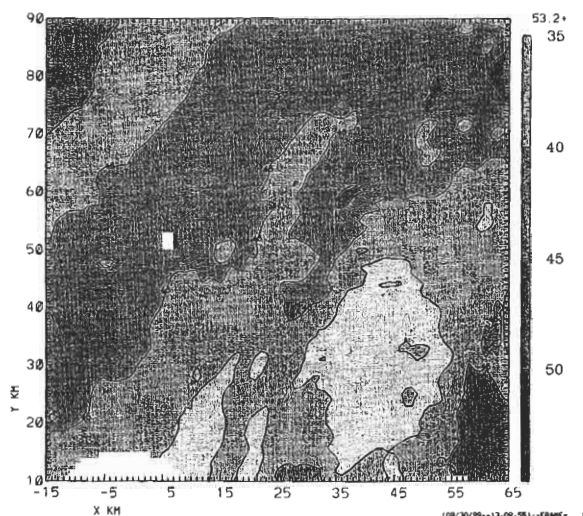


圖 6b 2000LST, 4 km高度水平風速場圖  
(單位為 m/s)

的圖中 (圖 6b、c), 可以明顯發現在較強回波的地方, 有同時也伴隨著較強的水平風速的情形。

在水平風場方面, 在分析區域中, 靠近颱風中心一側的最大水平風速約為 50-55m/s, 而若由颱風近中心處向外通過主要雨帶取一截面, 則可以發現水平風速由中心向外是先遞減至 40m/s 以下, 到了主要雨帶的地方再遞增至 40-45m/s, 之後再遞減至 40m/s 以下, 再向外有再遞增的現象, 由於在分析區域之外, 故無法明辨, 但由大區域的回波圖 (圖 5a) 可以發現在主要雨帶之外另有一雨帶, 而這個第三次的強風似乎與該雨帶的位置相吻合。同時, 一般常見的颱風有一到兩次最強風 (RWM 或 SHWM) 的情形 (如 Jorgensen, 1984a、b 或 Willoughby et al., 1982), 有三次最強風出現的情形在觀測上則較為少見。而由此可以看出, 賀伯颱風除了在眼牆內有極大水平風速外, 在主要雨帶處亦有很大的水平風速, 所以由 Holland 與 Merrill (1984) 的定義

96/ 7/31 20 5 0-20 5 0 COMBIN Z = 4.00 KM DZ2  
(AS OF 08/30/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

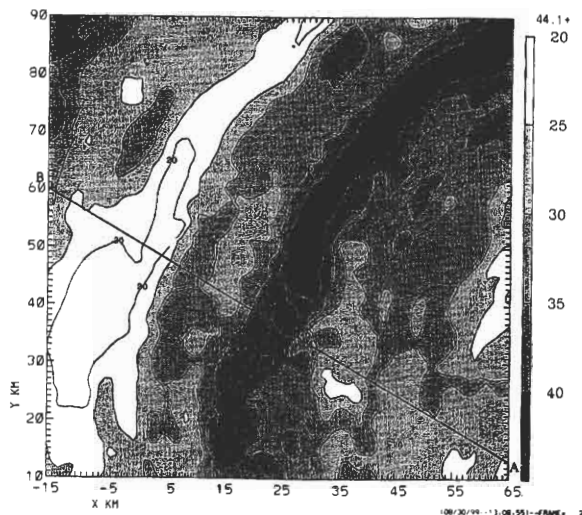


圖 6c 2000LST, 4 km高度水平回波場圖  
(單位為 dBZ)

中可知, 賀伯颱風不但 intensity 很強, 同時 strength 也很強 (intensity 是指最大切線風速或是最低中心氣壓, strength 是指在颱風中心半徑 300 km 內的平均相對角動量), 如此的情形使得強風

影響陸地上的時間很長，此與北部的降水可能有較大的關連。

由圖 6d-f 可以看出較大輻合區、正渦度區及上升運動區與主要雨帶的所在位置均相當吻

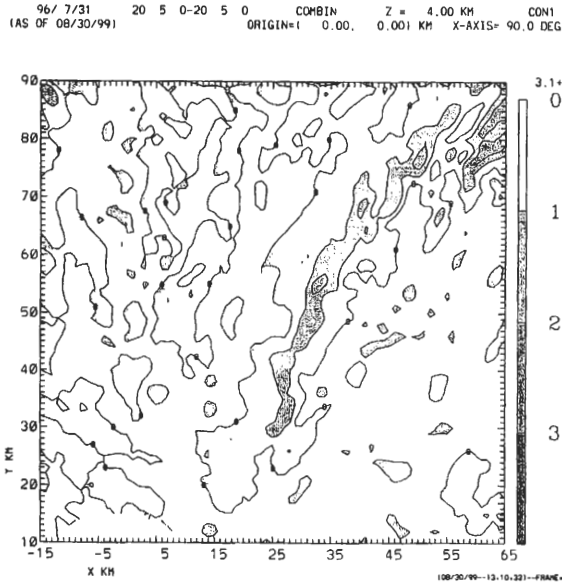


圖 6d 2000LST, 4 km高度水平輻合場圖 (單位為  $10^{-3}/s$ )

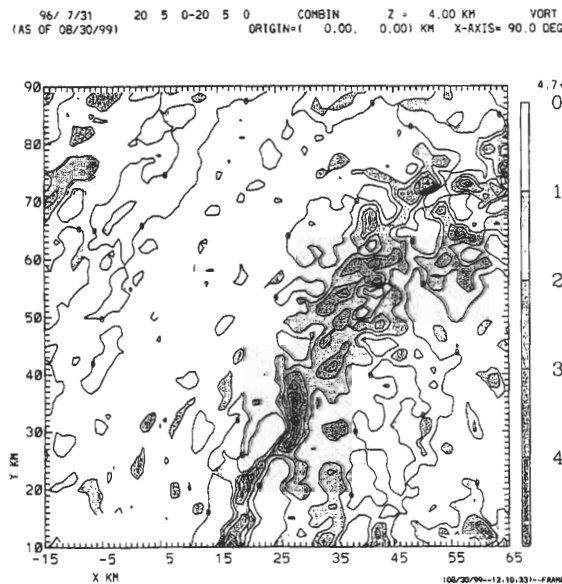


圖 6e 2000LST, 4 km高度水平渦度場圖 (單位為  $10^{-3}/s$ )

96/ 7/31 20 5 0-20 5 0 COMBIN Z = 4.00 KM W2  
(AS OF 08/30/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

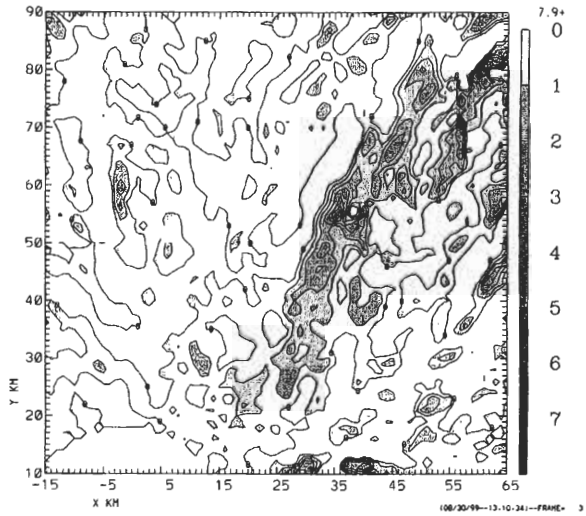


圖 6f 2000LST, 4 km高度垂直運動場圖(單位為 m/s)

合，顯示在主要雨帶的地方確實有空氣的輻合與上升的現象。而在圖中，可以看到在主要雨帶最強回波向南延伸的方向有較大的輻合及正渦度區，同時也有上升運動，似乎表示此處的回波將會增強。而我們也果然在下一時間時看到最強回波的區域向南延伸(圖未示)。

爲了瞭解主要雨帶在垂直方向上的特性，我們試著沿通過颱風中心與最強回波的方向上(如圖 6c 上的 AB 線段)，做了垂直剖面(圖 7)。

由水平風速的垂直剖面圖(圖 7a)，我們可以看出在此時的水平風速大致是由下向上遞減的，此與暖心結構的熱力風平衡相符合。而由回波場(圖 7b)與垂直運動場(圖 7c)的圖中，我們可以看出上升運動區在最強回波區的內側，同時最強回波區有向外傾斜的趨勢。

Barnes et al. (1983) 對於颱風雨帶做了研究，他們發現在雨帶區的最強回波有向外傾斜的情形，同時也發現空氣是在最強回波區的內側上

升的)，此與我們所看到的情形相符。但是他們也發現了在低層有一支空氣是由雨帶區的外側進入雨帶區，然後到了內側才上升。爲了驗證此一情形，我們將 2000LST 時 2 km、3 km、4 km 及 5 km 高度的流線場圖與回波場圖做了比較（圖未示），在減去了系統的移速之後，我們仍然沒有發現有一支空氣是由雨帶外側進入雨帶；相反

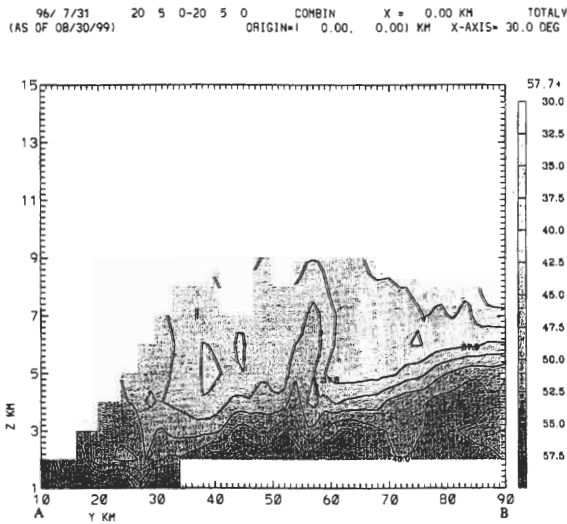


圖 7a 2000LST 水平風速垂直剖面圖（單位為 m/s）

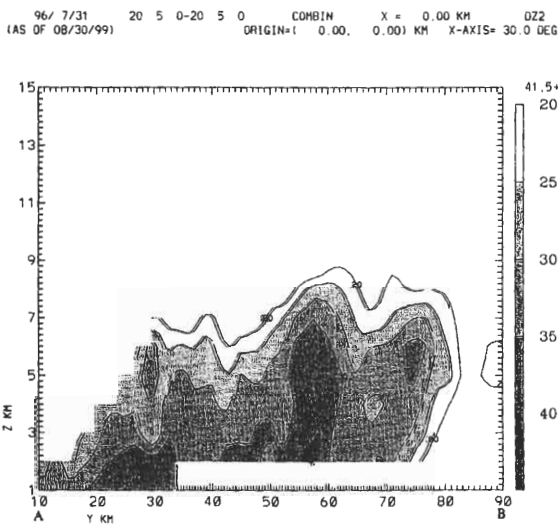


圖 7b 2000LST 水平回波垂直剖面圖（單位為 dBZ）

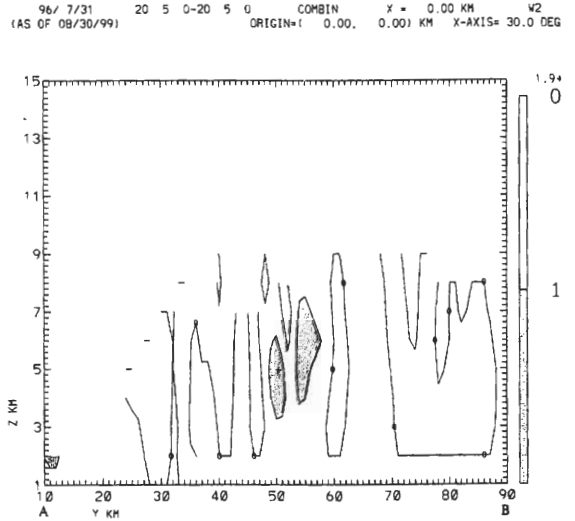


圖 7c 2000LST 垂直運動垂直剖面圖（單位為 m/s）

的，我們卻發現所有的空氣都是由雨帶的內側進入雨帶，但是在雨帶最強回波所在的位置附近，空氣有明顯的轉向，且轉向的空氣在越低層時與雨帶的夾角越大，這個轉向的情形造成在雨帶附近有強的空氣的輻合，此輻合的空氣形成強的上升運動，支持形成強烈的對流活動，而產生較強回波的現象。另外，由於五分山雷達位於七百多公尺的山頂上，我們無法合成 1 km 以下的風場，因此，在更低層的地方是否有由雨帶外側進入雨帶的一支空氣，僅由合成風場並無法辨明。然而，由地面測站的資料圖（圖未示）來看，在此時北部地區幾個測站吹的都是西北風到北風，而我們合成風場所顯示的風向是北風到東北風，再加上雨帶強回波區的走向是東北—西南走向。因此，我們猜想在更低層的地方，的確有一支空氣是由雨帶的外側進入雨帶。若此一支的空氣確實存在，將會更加強低層空氣的輻合，進一步支持雨帶附近的上升運動。

爲了瞭解主要雨帶上次強風區（SHWM）的物理機制，我們進一步做了壓力擾動場的

求，由水平運動方程直接導出之擾動壓力場結果如圖 8。由 2000LST 時的擾動壓力場圖中可以明顯看出，等壓力線基本上是呈現由外側向颱風中心遞減的情形，而由圖中西北角至東南角的壓力梯度差值約有 6hPa，依據我們估計的颱風移速，

與中央大學 ISS 測站的單站壓力資料時序圖（圖 9）比較，我們發現，在 3 km 及 4 km 高度的圖上

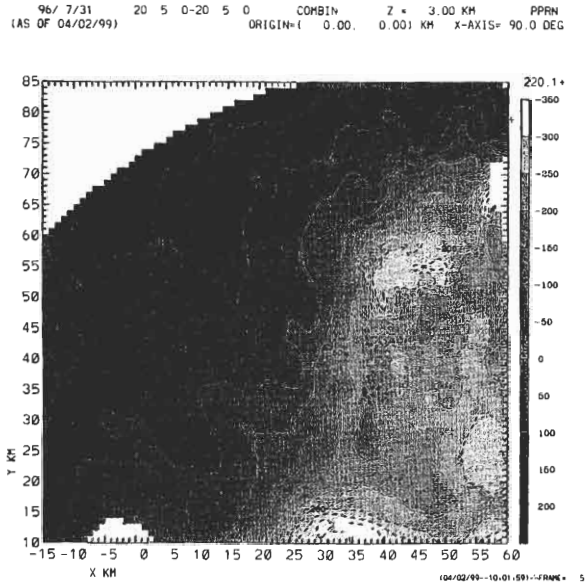


圖 8a 2000LST, 3 km 高度擾動壓力場圖 (單位為 Pa)

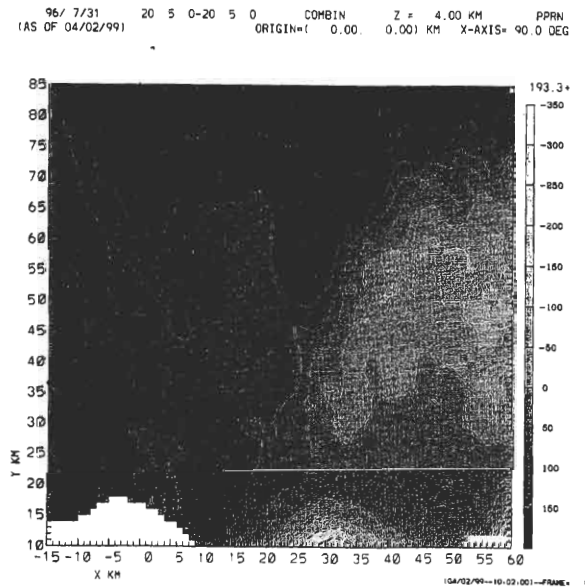


圖 8b 2000LST, 4 km 高度擾動壓力場圖 (單位為 Pa)

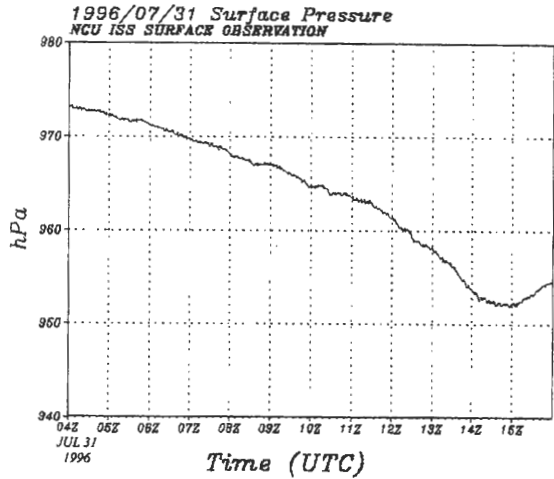


圖 9 1996 年 7 月 31 日，中央大學 ISS 測站氣壓變化時序圖

可清楚的看到在雨帶附近的壓力梯度有劇烈的變化，此壓力梯度相當於雨帶的強風區進入弱回波區的弱風區之變化 ( $v^2/r \propto -\partial p/\partial r$ )，我們計算出在雨帶以西的部份其壓力梯度約為 0.05hPa/km，而在雨帶以東的部份則約為 0.2hPa/km。而 ISS 測站在 12Z 時距颱風中心的距離與雨帶距颱風中心的距離大約相等，因此，我們計算在 12Z 之前梯度約為 0.14hPa/km，而 12Z 之後梯度約為 0.35hPa/km。根據颱風風場結構，低層的壓力梯度大於高層是相當合理的。而前人 (Shea and Gray, 1973) 由飛機觀測資料發現 650hPa 高度的壓力梯度差與 900hPa 高度的壓力梯度差的比約為 0.6，因此我們認為我們所得的氣壓分佈相當合理。另外，我們也發現在雨帶的外側有一個氣壓低陷的位置，其成因可能是因為上升運動潛熱釋放加熱所造成，而此一情形會使得氣壓在徑向上的變化並不均勻，壓力梯度增加的結果會使得徑向內流加強。若以颱風環流的角度來看，由圖中可以看出其圓形環流切線方向上的壓力值

也有變化，此時的壓力梯度的變化將會直接造成區域性的切線向風速的增加。由以上看來，中尺度垂直二次環流的存在，潛熱釋放能量的結果，確是可以強迫壓力場的改變，而風場也同時改變，進而改變其颱風環流的強度。

將擾動壓力場的圖與回波場（圖 6c）及水平風場（6b）的圖相較，我們發現水平最強風所在的位置與最強的回波所在的位置相近，而壓力的快速減小則是發生在強水平風的外緣。Barnes 與 Powell（1995）的研究中，利用了飛機資料的觀測結果，他們發現有壓力場變化先於風場變化的情形，此與本研究中所看到的情形相符。

#### （四）低回波地區的特性分析

低回波地區（low echo zone）是指位於眼牆及主要雨帶之間的層狀低回波區域。在本研究中，以 2100LST 時的分析為代表。

在 2100LST 的水平風速與回波場的圖中（圖 10b、c），我們可以發現此時的水平回波較主要

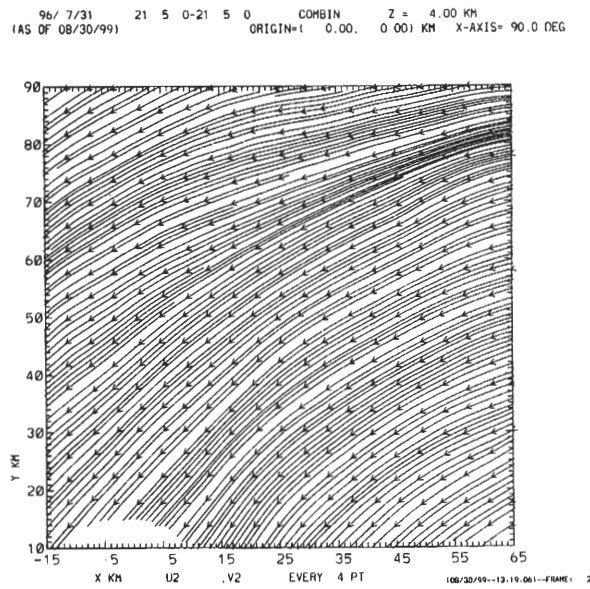


圖 10a 2100LST，4 km 高度水平流線圖

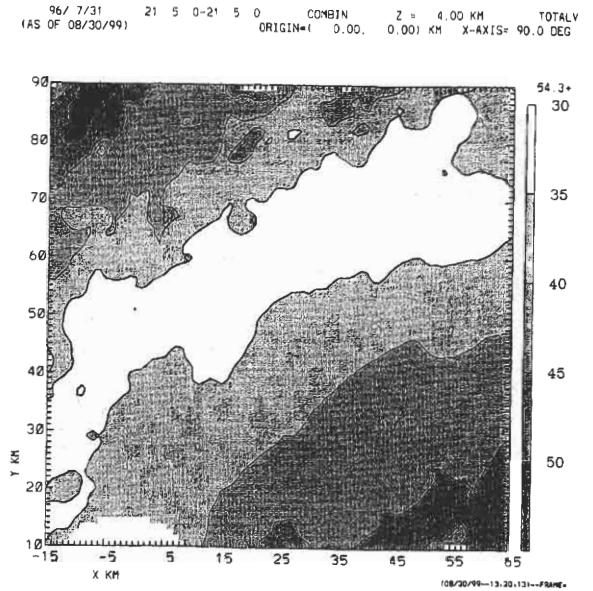


圖 10b 2100LST，4 km 高度水平風速場圖  
（單位為 m/s）

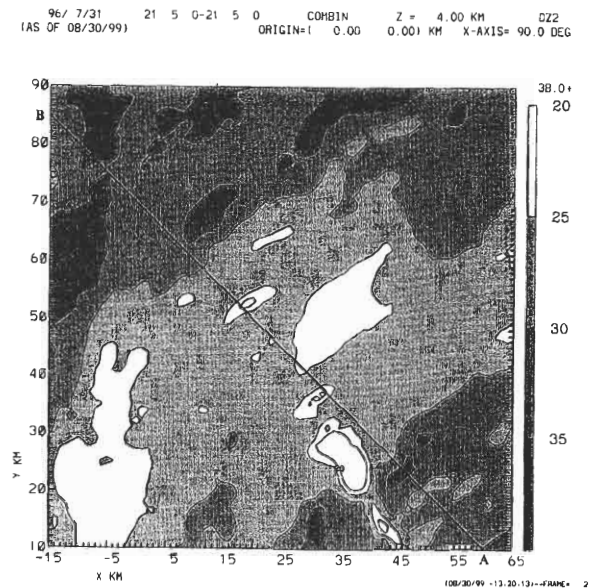


圖 10c 2100LST，4 km 高度水平回波場圖  
（單位為 dBZ）

雨帶區及眼牆區要小許多，為一大片的層狀回波。水平風速最大值約 45-50m/s，較主要雨帶區小了約 5-10m/s，水平風速由中心向外是一直遞減的情形。另外由流線圖（圖 10a）可以發現在

96/ 7/31 21 5 0-21 5 0 COMBIN Z = 4.00 KM CON1  
(AS OF 08/30/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

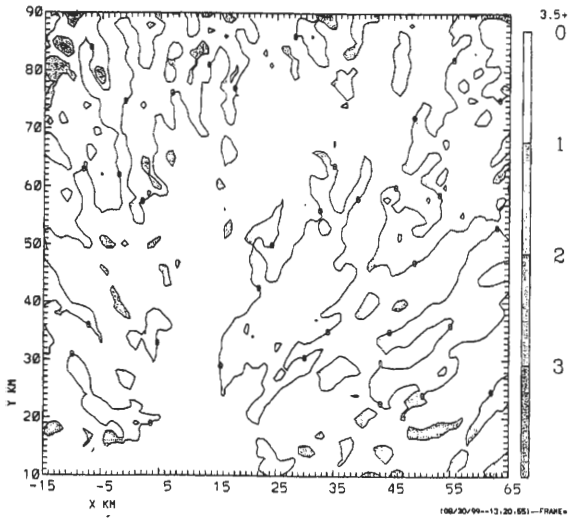


圖 10d 2100LST, 4 km高度水平輻合場圖  
(單位為  $10^{-3}/s$ )

96/ 7/31 21 5 0-21 5 0 COMBIN Z = 4.00 KM VORT  
(AS OF 08/30/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

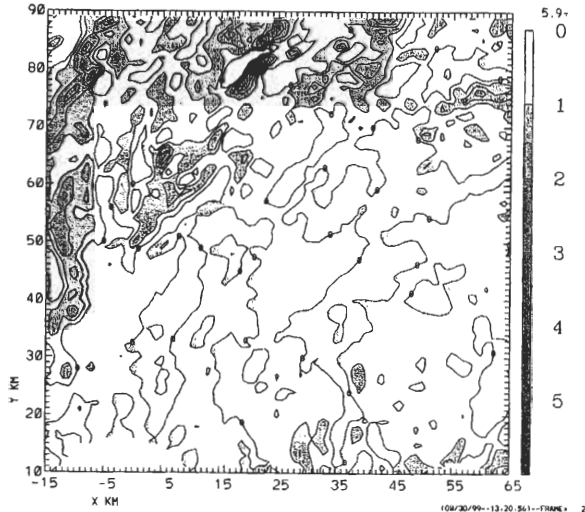


圖 10e 2100LST, 4 km高度水平散度場圖  
(單位為  $10^{-3}/s$ )

此時的風向十分均勻，如同以圓規所畫的同心圓一般，特別大的轉向情形並不明顯。

由圖 10d-f 可以看到，在此時並沒有較大的輻合區與正渦度區，也沒有特別大的上升或下

96/ 7/31 21 5 0-21 5 0 COMBIN Z = 4.00 KM W2  
(AS OF 08/30/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

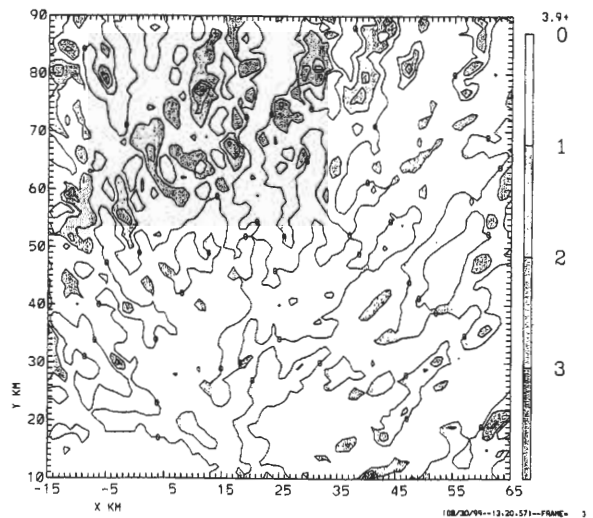


圖 10f 2100LST, 4 km高度垂直運動場圖  
(單位為 m/s)

降運動區，顯示在低回波地區時，空氣的運動應是以水平方向為主，垂直方向上的運動並不明顯。並且以平均而言，上升運動與下降運動的大小是相當的，且其總平均趨近於 0。

圖 12a 是我們試著沿通過颱風中心與最強回波的方向（如圖 10c 上的 AB 線段），所做的垂直剖面圖。由圖中可以看出，在此一剖面上，水平風速是由下向上遞增的，而由暖心結構的熱力風平衡來看，水平風速應是由下向上遞減，因此在此剖面上的水平風速並不符合暖心結構的特徵。

### （五）眼牆區的特性分析

眼牆區通常為颱風中造成最強降水的區域之一，在前人的研究中（如 Marks 與 Houze, 1987）指出，眼牆區通常也是颱風結構中，水平風速最大，水平回波最強的区域。在本研究中，以 2130LST 時的分析為代表。



圖 11 為 2130LST 時 4 km 高度的水平剖面圖。由其水平風場的風速圖 (圖 11b)，我們可以發現水平風速是由中心向外遞減的，而其最大

值較其它兩區為高，約 55-60m/s。再由回波場的圖 (圖 11c)，我們可以發現較強風的地方同時伴隨著較強回波的情形相當明顯。此時於分析區

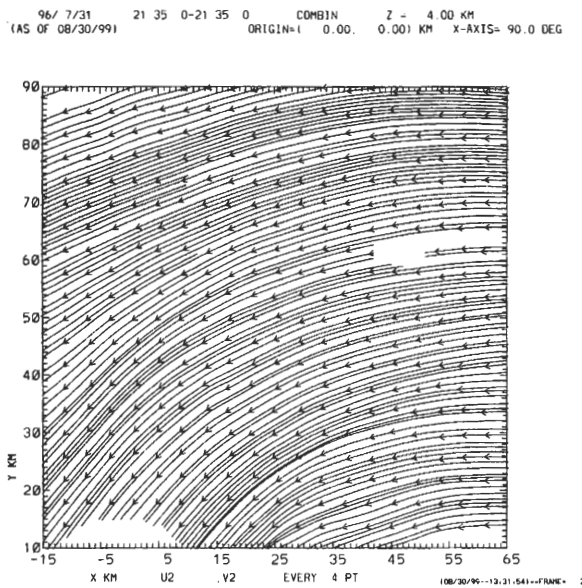


圖 11a 2130LST, 4 km 高度水平流線圖

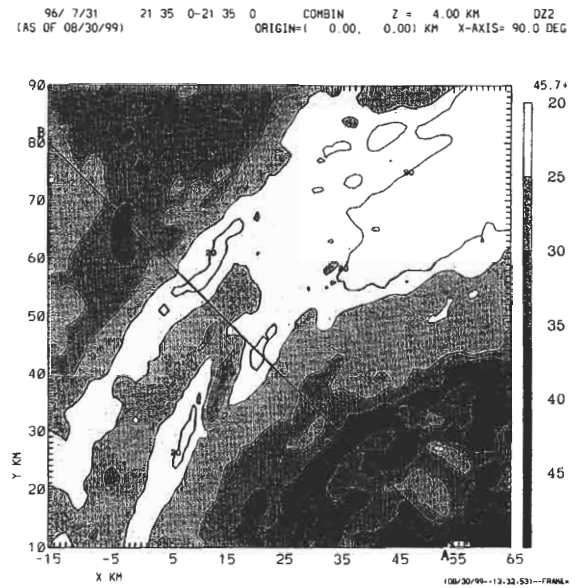


圖 11c 2130LST, 4 km 高度水平回波場圖 (單位為 dBZ)

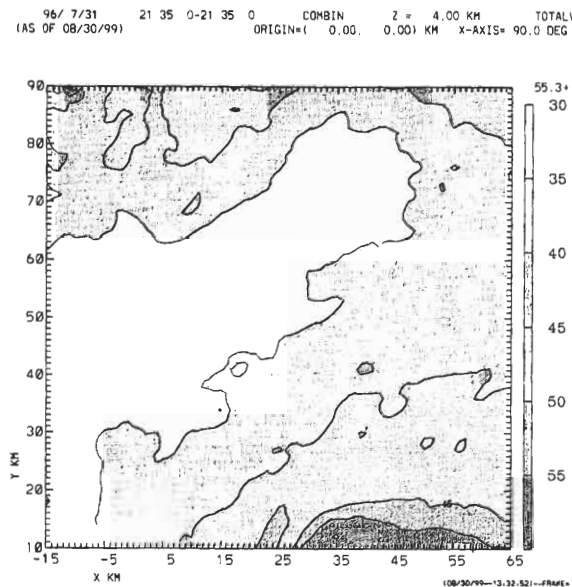


圖 11b 2130LST, 4 km 高度水平風速場圖 (單位為 m/s)

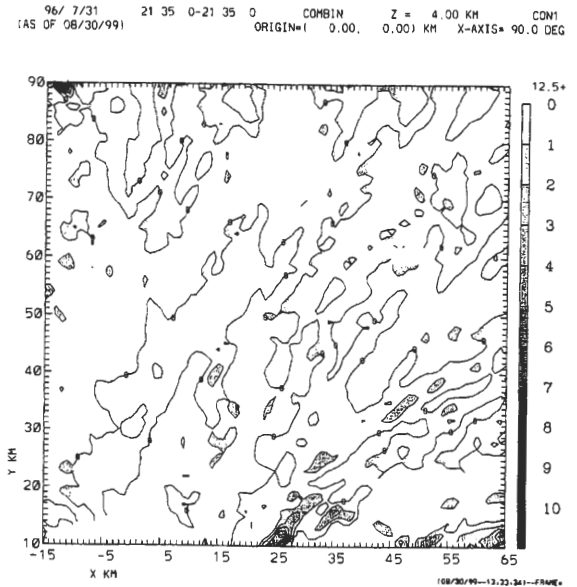


圖 11d 2130LST, 4 km 高度水平輻合場圖 (單位為 10<sup>-3</sup>/s)

域中的最強回波值約 40dbZ，與主要雨帶時的最強回波值相近。另外，在 2115LST 時的最大水平風速約為 50-55m/s（圖未示），2130LST 時的最

大水平風速約為 55-60m/s，2145LST 時的最大水平風速約為 50-55m/s（圖未示），再加上水平風速 50m/s 以上的分佈範圍，我們發現在颱風登陸之後約半個小時的時間裡，其水平風速確有減小，但是減小的幅度並不大，而確實的減小幅度則需要更進一步的研究。

96/ 7/31 21 35 0-21 35 0 COMBIN Z = 4.00 KM VORT  
(AS OF 08/30/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

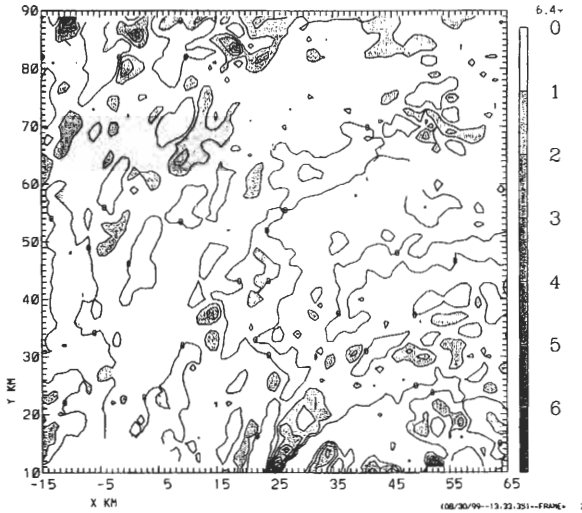


圖 11e 2130LST，4 km 高度水平渦度場圖  
(單位為  $10^{-3}/s$ )

96/ 7/31 21 35 0-21 35 0 COMBIN Z = 4.00 KM V2  
(AS OF 08/30/99) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

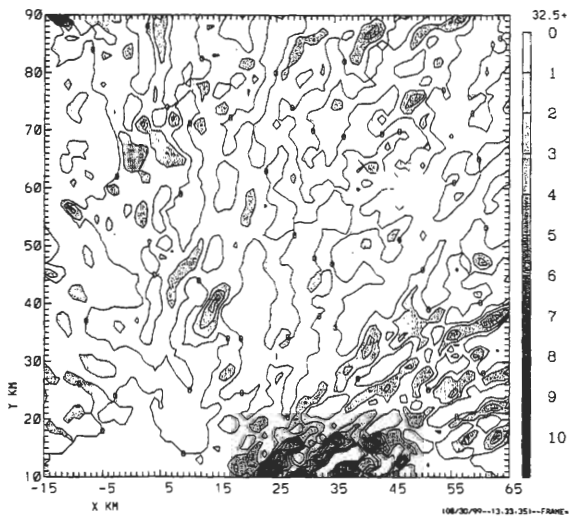


圖 11f 2130LST，4 km 高度垂直運動場圖  
(單位為  $10^{-3}/s$ )

由流線場的圖（圖 11a）中，我們發現在距離眼牆比較遠的地方，空氣是呈均勻的圓弧形運動，而當越接近強回波區時，空氣會轉向成平行橢圓眼長軸的運動方向，而這個平行長軸運動的情形在靠近橢圓眼短軸的一側時更為明顯。這樣的空氣流動情形在橢圓眼長軸的端點處會有最大的空氣轉向現象，同時也會造成很強的空氣輻合，強的空氣輻合造成強的上升運動及強烈的對流活動。若是在眼牆附近的空氣一直是保持這樣的運動情形，在橢圓眼長軸的兩端就會一直有較強的回波出現，而我們所看到的回波情形正是如此，最強的回波則一直出現在橢圓眼長軸的兩端。

由圖 11d-f 中，可以發現在此區的輻合場與渦度場分佈並不規則，但大致上有一帶狀的較大輻合區與正渦度區，此區與較大的上升運動區所在位置相吻合，表示此時空氣在垂直方向上的運動劇烈，而此上升運動區是呈現一絲一絲的分佈，並非呈現一帶狀的分佈，此情形也許與水平風速較強有關。再與水平回波比較，我們發現此一較大的上升運動區位於最強回波區的外緣，似乎顯示徑向的內流是在最強回波區的外緣即轉而向上運動，但是在前人的研究中〔如 Jorgensen, 1984b 及 Marks 與 Houze, 1987 等〕發現徑向的內流是一直進入到了最強回波區的內緣才上升，此與本研究中所發現的情形並不相符。然而由於分析區域及資料的關係，我們並沒



有辦法看到眼牆內緣以至於眼心部份以及較低層的情形，也許在更靠近眼牆內緣的地方，有更強的上升運動存在，但此時並無法辨明。

圖 12b 是我們試著沿通過颱風中心的方向（如圖 11c 上的 AB 線段），所做的垂直剖面圖。由圖中可以看出，在此區的水平風速是由下向上

遞減的，並且斜率相當大，此與暖心結構的熱力風平衡相符。在 Bluestein 與 Hazen (1989) 的研究中，發現 Alicia (1983) 颱風在登陸大陸地一段時間之後，其原本中心的暖心結構會變為冷心結構，而且颱風 spin-down 的情形相當明顯。而在本研究中，由最大水平風速減小不多，再加上此時仍維持著暖心結構的情形，我們猜想此颱風在登陸後的約半個小時的時間內，其 spin-down 的情形並不顯著，但此點可能需要更進一步的風場診斷分析才可以證實。

如同主要雨帶區一樣，我們對於眼牆區也做了擾動壓力場的反求。圖 13 是 2130LST 時，4 km 高度的擾動壓力場圖。由圖中可以看出等壓力線是大致呈現由外側向颱風中心遞減的情形，而壓力梯度最大的所在位置則在長軸的一端。而在越靠近眼牆的地方，壓力梯度就越大，對照水平風場（圖 11b）則可以得知此處的風速亦較大。除了徑向上的壓力梯度之外，切線向上也有壓力

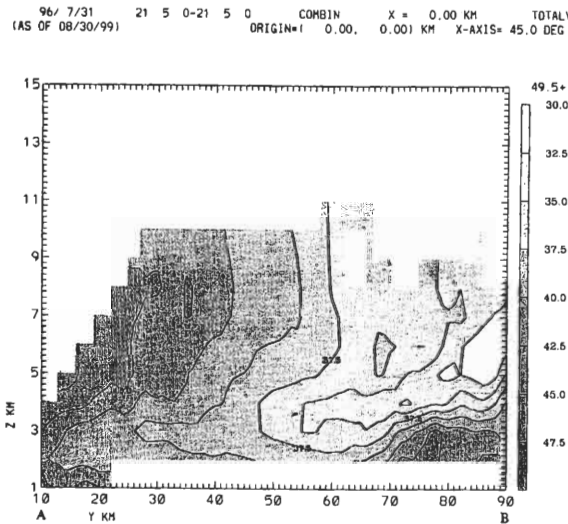


圖 12a 2100LST 水平風速垂直剖面圖（單位為 m/s）

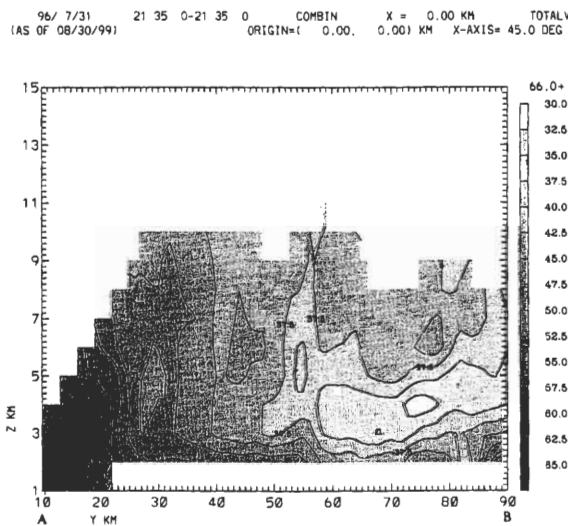


圖 12b 2130LST 水平風速垂直剖面圖（單位為 m/s）

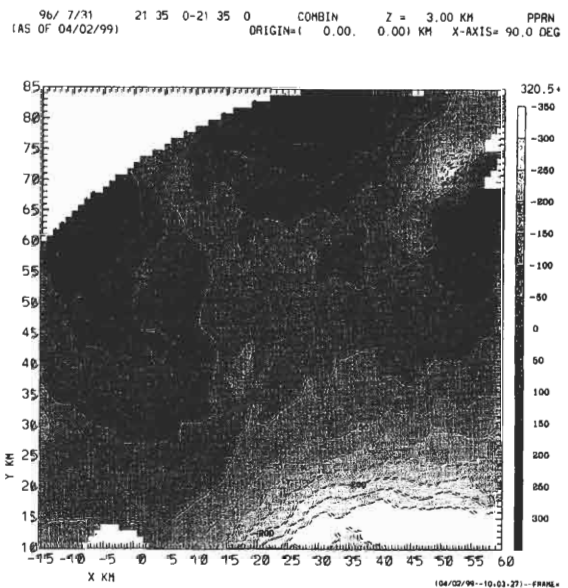


圖 13a 2130LST, 3 km 高度擾動壓力場圖（單位為 Pa）

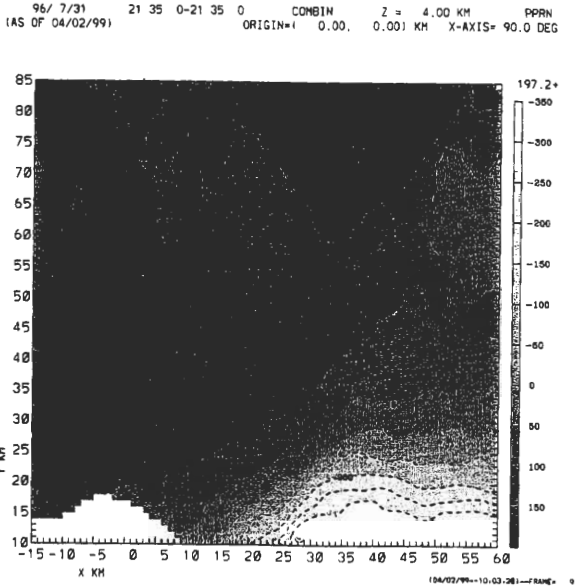


圖 13b 2130LST, 4 km 高度擾動壓力場圖  
 (單位為 Pa)

梯度的變化，而此方向上的壓力梯度則會直接造成區域性的切線風速變化情形。

### (六) 三個區域特性的比較

由之前的研究中，我們可以發現三個區域的一些特性。以主要雨帶而言，可以發現其與眼牆的特性有許多相似的地方，它有較強的回波，較大的水平風速，在雨帶的內側有強的輻合上升的運動。而上升的空氣在上層輻散之後，一部份也許在較靠近眼牆的地方下降，形成徑向的外流，因此有由雨帶內側進入雨帶的一支空氣，在雨帶區內緣的輻合上升運動會形成一個障壁，阻止了徑向進入眼牆的內流，但是由於雨帶並非形成一個環狀結構，且輻合上升運動並非遍佈整個雨帶，再加上雨帶並非一直持續，而是有消散的情形，故徑向的內流並不會完全被阻斷在雨帶的地方，而可以進入到眼牆區。

低回波地區主要是一大片的層狀回波區，此

區並沒有相當明顯的垂直運動存在，同時水平的風速也較小，所以徑向的內流在此並沒有受到太多的阻擋，得以順利進入眼牆的區域。

眼牆區是颱風結構中主要的垂直運動區所在，來自颱風外圍的徑向內流到眼牆部份時轉變成垂直運動，到了較高層潛熱釋放提供了颱風能量，並且使得中心氣壓降低，氣壓降低的結果更加強了徑向的內流。本研究中由於分析區域與資料的關係，並沒有辦法對於眼牆內側以至於颱風中心做分析，但是眼牆外緣的特性已經相當明顯，強的水平風速與強的回波，還有強的輻合上升運動，都顯示眼牆區是一個很大的障壁，徑向的內流並不容易進入眼中心區。

由流線圖中可以看出在主要雨帶強回波的部份，空氣有一個很大的轉向，此與該處的輻合應有相當的關係，但是在眼牆區，可能是由於分析區域的關係，我們並無法看到如同主要雨帶時有那麼大一片空氣的轉向情形，而是在橢圓眼長軸的端點的地方發現有相當強的空氣輻合。主要雨帶區與眼牆區的輻合情形也同時造成了在該區有強的垂直運動與對流活動的情形。

利用以颱風中心為原點的圓柱座標上的水平運動方程，如下所示：

$$\frac{du}{dt} - fv - \frac{v^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + F_r \quad (4.1)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu + \frac{uv}{r} = -\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \theta} + F_\theta \quad (4.2)$$

其中：

$u$  為相對於颱風中心的徑向風。

$v$  為相對於颱風中心的切線風。

$f$  為科氏力。

$F_r$  為徑向摩擦力

$F_\theta$  為切線向摩擦力

$r$  為半徑

$\theta$  為方位角

由之前的討論中，我們可以發現較大的水平風速同時也伴隨著較強回波的情形。較強的回波表示有較強的對流活動與潛熱釋放，同時會造成內外壓力分佈的變化，而破壞了原先近似梯度風平衡的情形。由式 4.1 中可知內外壓力梯度的增加會使得徑向風的加強，而徑向風可以透過科氏力的作用（由式 4.2 中可以看出），而影響切線風，使得切線風也跟著變化。而我們也透過之前雨帶附近的動力結構得知，徑向壓力梯度在雨帶處確實有變大的現象。再加上切線向區域壓力梯度所貢獻的分量，也可以提供區域切線風增加的可能性。由此兩項作用可以說明較大的水平風速

同時也伴隨著較強回波的情形。

為了驗證這個解釋的正確性，我們嘗試定出

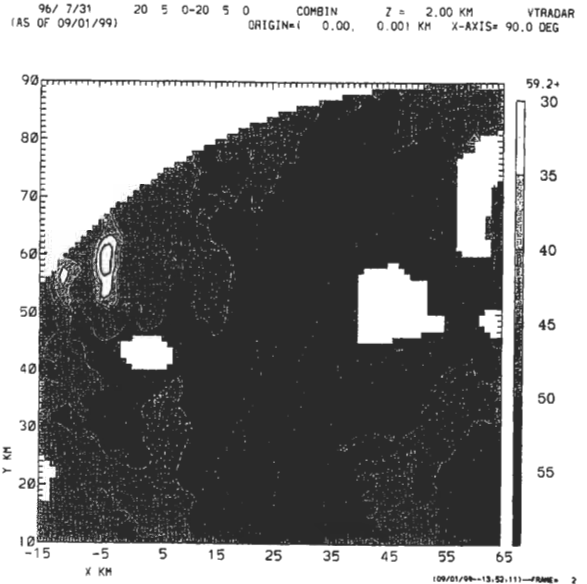


圖 14b 2000LST, 2 km高度水平切線風場圖 (單位為 m/s)

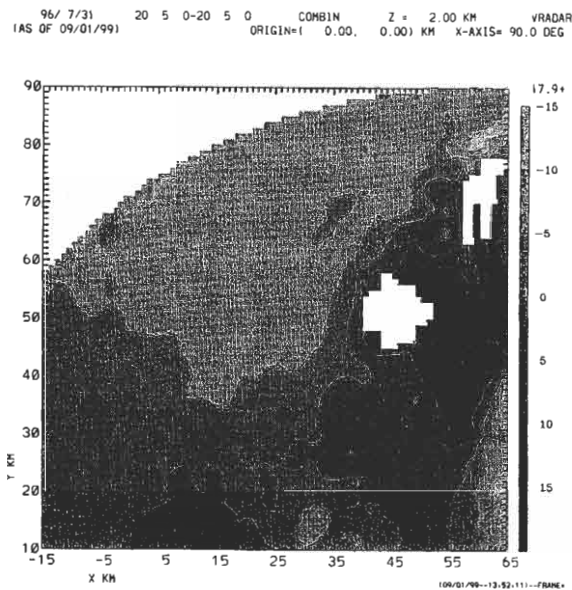


圖 14a 2000LST, 2 km高度水平徑向風場圖 (單位為 m/s)

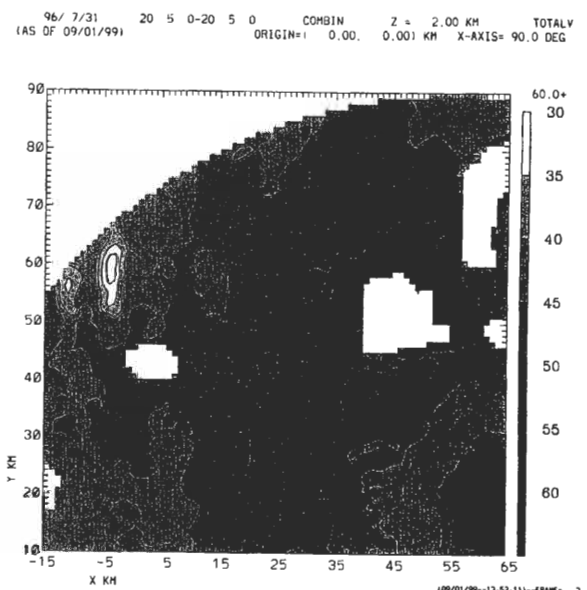


圖 14c 2000LST, 2 km高度水平風速圖 (單位為 m/s)

## (五) 結論與展望

本研究中利用了中正機場雷達與五分山雷達，對於介於登陸時的賀伯颱風做了初步的雙都卜勒風場合成。

在所選擇的初步合成分析時間中，我們可以觀測到主要雨帶 (principal rainband)、低回波地區 (low echo zone) 及眼牆 (eyewall) 等三個主要結構，同時我們也發現了賀伯颱風的眼確實有旋轉的機制，且最強的回波始終出現在橢圓形眼長軸的兩端。

由前面的分析與探討，我們將初步風場合成分析的結果分述如下：

### ◆ 主要雨帶 (principal rainband)：

1. 在雨帶附近水平風速較大的地區，有同時也伴隨著較大回波的現象。
2. 由眼中心向外通過雨帶取一截面，可以發現水平風速在近中心處是強風，向外風速先遞減，到了雨帶附近再增加，之後再遞減，再向外有再增加的情形，但由於資料的關係，並沒有辦法明辨。如同這樣有三次最強風的情形，在過去一般的觀測中較為少見。但這也顯示了賀伯颱風是個 intensity 與 strength 都很強的颱風，這麼強的風速使得強風影響陸地上的時間較長，這與北部的降水可能有較大的關連。
3. 較大的輻合區與正渦度區及較大的上升運動區所在位置相吻合，同時也與強回波所在的位置相符，顯示在雨帶附近確有輻合上升運動。
4. 由水平風速的垂直剖面可以看出，此時的水

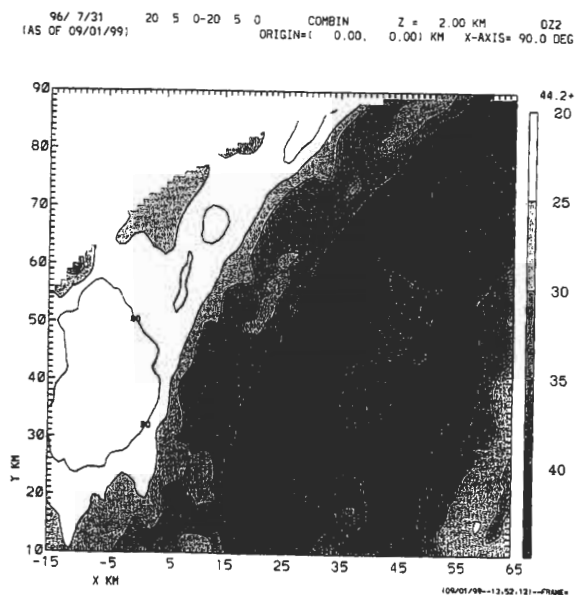


圖 14d 2000LST, 2 km 高度水平回波圖  
(單位為 dBZ)

颱風中心相對於雷達的位置，然後以颱風中心為原點，減去系統移速之後，求取其徑向風場，並利用水平風場求取其切線風場。以 2000LST 時，2 km 高度為例 (圖 14)。我們發現切線風速值 (圖 14b) 與水平風速值 (圖 14c) 相當，是水平風速的主要貢獻量，而徑向風速值 (圖 14a) 雖較小，但仍有大於 10m/s 以上的內流及大於 15m/s 以上的外流，其貢獻仍不可小覷。另外，我們也發現在主要雨帶的強回波 (圖 14d) 附近是徑向內流與徑向外流輻合的地方，由於徑向內流的貢獻，會更加強雨帶附近的水平風速，而低回波地區的徑向外流對於切線風則是負的貢獻，因此，在低回波地區的水平風速會減小。由此再加上之前所討論的徑向壓力梯度及切線向壓力梯度變化 (圖 8) 的情形，可以說明為何在主要雨帶附近會出現次強風區及在低回波地區會有較弱的水平風速的情形。

平風速大致是由下向上遞減，此與暖心結構的熱力風平衡相符。

5. 由回波與垂直運動的垂直剖面可以看出，最強的回波區有向外側傾斜的趨勢，同時較大的上升運動位於強回波區的內緣，此與前人的研究結果相符。
6. 由流線圖可以看出，在強回波區的地方，空氣有明顯的轉向情形，且越低層轉向的角度越大，此說明了在強回波附近有強的空氣輻合及上升運動。但是我們並沒有看到如同前人研究中所指出有由雨帶外側進入雨帶的一支空氣，也許在更低層的地方有此一支空氣，但是由於資料的關係，由合成風場並無法辨明。然而，經過與地面圖對照的結果，我們猜想在更低層的地方此一支由雨帶外側進入雨帶的空氣應是存在的。
7. 由擾動壓力場的變化，我們發現在雨帶附近的徑向壓力梯度較大，同時切線向壓力梯度也有變化的情形，此種壓力梯度的變化情形，應可造成切線風速的增加。

◆ 低回波地區（low echo zone）：

1. 此區域的回波強度明顯較其它兩區弱了許多，為大片的層狀回波結構。
2. 此時的水平風速是由近中心處向外逐漸遞減。
3. 此時並沒有較大的輻合及垂直運動，顯示在此區的空氣是以水平方向運動為主。
4. 在其中一個垂直剖面上，我們發現其水平風速是由下向上遞增的，此與暖心結構的熱力風平衡並不相符。

◆ 眼牆（eyewall）：

1. 此區的水平風速較其它兩區大。
2. 較強水平風伴隨較強回波的現象仍然存在，並且我們發現其登陸之後的水平風確有減小，但是在登陸後約半小時的時間裡，其減小的幅度並不大，而確實的減小幅度則需要更進一步的研究分析。
3. 由流線圖中，我們發現在橢圓眼的長軸端有很強的輻合，強的輻合造成強的上升運動及對流活動。若橢圓眼附近空氣的運動情形一直如此，這將可以說明為何橢圓眼雖然有轉動的機制，但是其最強的回波始終出現在長軸的兩端的情形。
4. 水平風速是由近中心處向外逐漸遞減，並且在垂直方向上的水平風速亦是由下向上遞減，此與暖心結構的熱力風平衡關係相符。
5. 此區內的輻合場與渦度場分佈並不規則，但大致上可以發現有一帶狀的較大輻合與正渦度區，此區與較大上升運動區的所在位置相吻合。但此上升運動是呈現一絲一絲的分佈，而並非一整帶的分佈，此情形也許與水平風速較強有關。
6. 此較大的上升運動區位於較強回波區的外緣，似乎顯示徑向的內流是在強回波區的外緣即轉而向上，而在前人的研究中均指出徑向內流是在強回波區的內緣才上升，本研究所看到的情形與之並不相符。但是由於分析區域與資料的關係，我們並沒有辦法分析到眼牆內緣至眼心處，及較低層的情形，也許在更靠近眼牆內緣的地方有更強的上升運動，但此時並無法辨明。
7. 由壓力擾動場的分佈可以很明顯的看出較低的壓力分佈在近中心的一側，此分佈情形

與水平風速增加的分佈情形一致。同時在壓力梯度越大的地方其水平風速的變化也越大，並且風速值也越大。

另外，我們也發現了主要雨帶確實有與眼牆相似的特性，有較強的水平風速，較強的回波，較強的輻合及上升運動等，在強的水平風與上升運動的作用下，徑向的內流應較不容易到達更靠近颱風中心的地方。如此，主要雨帶與眼牆形同一個障壁，阻止空氣的內流情形。

而對於較強水平風速伴隨較強的回波的情形，我們也試著提出一個動力上的解釋，由於上升運動潛熱釋放，使得在強回波區附近的徑向壓力梯度增加，並且，在切線方向上因為加熱不均勻的結果，使得壓力梯度也增加。壓力梯度增加的結果會使得區域性的徑向風速與切線風速增強，而徑向風速的增強則由於科氏力的作用影響而增強切線向風，由以上的原因，使得較強的水平風速有伴隨著較強的回波的情形，而此點也由徑向及切線向的風場得到驗證。

在本研究中，發現在低層及高層的地方，資料缺漏的情形嚴重，此是由於雷達本身的特性所致，再加上五分山雷達位於七百多公尺的高處，對於低層的情形無法觀測。若想要詳盡的求出三維的風場，必需要補齊這些缺漏的資料，而這可能需要更好的中小尺度的數值模式，或是更好的單都卜勒風場反演資料來達成。

每 15 分鐘一筆資料的觀測間距對於颱風這種劇烈天氣來說，仍嫌過長，若能縮短中正機場雷達的觀測時間間距，對於颱風結構的變化應可以更加清楚。

本研究中僅對於北邊的區域做了初步的風場合成分析，更進一步的診斷分析，如動力場及

熱力場的反求、渦度的收支分析等，及颱風 spin-down 的研究等，亦都是值得再繼續進行的。

## 致 謝

本研究在國科會計畫 NSC 88-2111-M-008-018-A10 支持下完成，特予致謝。另外對於中央氣象局提供原始雷達與衛星資料以及中央大學提供 ISS 觀測資料，一併致謝。而美國國家大氣研究中心 (NCAR) 提供 SOLO、SPRINT 及 CEDRIC 軟體更是感謝。最後特別感謝中央氣象局王時鼎顧問提供分析資料與對本文的建議。

## 參考文獻

- 王時鼎、葉文欽與張儀峰，1980：台灣近海颱風運動及強度預報法。國科會研究計劃，空軍氣象中心報告，18 號，100pp。
- 王時鼎、蔡清彥與林民生，1992：台灣中央山脈所引起之颱風環流中之副流分析。天氣分析與預報研討會論文彙編，209-241。
- 謝信良、王時鼎、鄭明典與葉天降，1997：台灣地區颱風預報輔助系統建立之研究第二階段：侵台颱風路徑、強度、風力預報之應用研究（五）。中央氣象局專題研究報告 CWB85-1M-01，382pp。
- 周仲島、張保亮與李清勝，1997：賀伯颱風（1996）雙雷達分析。天氣分析與預報研討會論文彙編（85），356-364。
- 郭鴻基與周仲島，1997：賀伯颱風眼轉動機制探討。天氣分析與預報研討會論文彙編（85），381-381。
- Barnes, G. M., D. P. Jorgensen and F. D. Marks, Jr., 1983: Mesoscale and convective scale structure of hurricane rainband. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2125-2137.

- Barnes, G. M., J. F. Gamache, M. A. LeMone, and G. J. Stossmeister, 1991: A convective cell in a hurricane rainband. *Mon. Wea. Rev.*,119,776-794.
- Barnes, G. M., M. D. Powell, 1995: Evolution of the inflow boundary layer of Hurricane Gilbert(1988). *Mon. Wea. Rev.*,123,2348-2368.
- Bluestein H. B., and D. S. Hazen, 1989: Doppler-Radar analysis of a tropical cyclone over land: Hurricane Alicia (1983) in Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2594-2611.
- Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization of anelastic equation: Implications for matching models with observation. *Mon. Wea. Rev.*,106,587-606.
- Gray, W. M., and D. J. Shea, 1973: The hurricane's inner core region. II: Dynamics and thermodynamics characteristics. *J. Atmos. Sci.*,30,1565-1576.
- Guinn, T., and W. Schubert, 1993: Hurricane spiral bands. *J. Atmos. Sci.*,50,3380-3404.
- Hawkins, H. F., and D. T. Rubsam, 1968: Hurricane Hilda, 1964. II: Structure and Budgets of the Hurricane on October 1, 1964. *Mon. Wea. Rev.*,99,617-636.
- Holland, G. J., and R. T. Merrill, 1984: On the dynamics of tropical cyclone structural changes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*,110,723-745.
- Jorgensen, D. P., 1984a: Mesoscale and convective-scale characters of mature hurricanes. Part I: General observations by research aircraft. *J. Atmos. Sci.*,41,1268-1285.
- Jorgensen, D. P., 1984b: Mesoscale and convective-scale characters of mature hurricanes. Part II: Inner core structure of hurricane Allen(1980). *J. Atmos. Sci.*,41,1287-1311.
- Marks, F. D. Jr., and R. A. Houze, Jr., 1987: Inner core structure of hurricane Alicia from airborne Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*,44,1296-1317.
- Miller, L. J., C. G. Mohr and A. J. Weinheimer, 1986: The simple rectification to Cartesian space of folded radial velocities from Doppler radar sampling. *J. Atmos. and Ocean. Tech.*,3,162-174.
- Samsury, C. E., and E. J. Zipser, 1995: Secondary wind maxima in hurricane-air-flow and relationship to rainbands. *Mon. Wea. Rev.*,123,3502-3517.
- Shea, D. J., and W. M. Gray, 1973: The hurricane's inner core region. I: Symmetric and asymmetric structure. *J. Atmos. Sci.*,30,1544-1564.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos, and M. G. Shoreibah, 1982: Concentric eyes, secondary wind maxima and evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*,39,395-411.
- Willoughby, H. E., F. D. Marks, Jr., and R. J. Feinberg, 1984: Stationary and propagating convective bands in asymmetric hurricanes. *J. Atmos. Sci.*,41,3189-3211.

# **The Structure of Typhoon Herb(1996) during its Landfall by the Dual Doppler Analysis**

**Chi-Huei Tsengch      Chen Taichi Wang**

**Institute of Atmospheric Physics, National Central University**

**( Manuscript received 6 Spetember 1999 ; in final form 1 October 1999 )**

## **ABSTRACT**

Typhoon Herb(1996) had caused tremendous damage in Taiwan. However while it swept through northern Taiwan, it encountered two weather radars, one ISS (integrated sounding system), and many surface stations and raingauges. These instruments provide us opportunities to study the detail structure of Herb. Six contiguous dual Doppler radar syntheses and dynamic retrievals near landfall were carefully analyzed, the three dimensional wind and rain distribution patterns were clearly revealed. In the dual Doppler analysis domain we are able to observe the principal rainband, eyewall and the low echo intermediate region between the rainband and eyewall. Generally the overall structure are very similar to the hurricane structure observed in the literature.

From the center of Typhoon along the radial direction outward, we observed three tangential wind maxima at four km height level, near the inner rim of eyewall, the first rainband and the second rainband. This secondary wind maximum phenomena were found at lower and middle levels. The pressure retrieval results indicated the local pressure minimums were also associated with stronger convection along the rainband. The pressure gradient force may partially explain the strong secondary wind maximum near the rainband. The kinematic flow pattern near the oval eyewall shown the wind actually blew parallel along the oval shape, while the flow in the low echo region, the wind pattern were circular. Hence near the tips in the long axis of the oval eye, the wind field became convergent. The stronger convection were persistent in these area are very reasonable.

The 3-D wind structure analysis also revealed the horizontal wind speed near the eye wall has only decreased about 15%. The wind still agree with the thermo wind balance, horizontal decreased upward, this condition indicate the wind share, but, near the weak echo region/lower wind speed region, the wind share is reversed at lower levels. Hence the spin down processes is quite complicate, the further thermodynamic retrieval and momentum budget need to be studied for the mechanism.

**Key words : Dual Doppler radar, Structure, Typhoon Herb**