

颱風螺旋雨帶分析

張保亮¹ 周仲島² 楊明仁³

中央氣象局五分山雷達站¹
台灣大學大氣科學研究所²
中央氣象局科技中心³

摘要

本研究利用中央氣象局五分山雷達及民用航空局中正機場雷達的觀測資料，分析賀伯颱風（1996）登陸前後螺旋雨帶的結構變化，以及雨帶與眼牆間的交互作用關係。分析結果顯示，雨帶明顯以螺旋方式往外移動，雷達降水回波由原本對流性降水伴隨層狀性降水的分布，轉變為範圍涵蓋較廣且梯度較弱的回波結構，其強度介於對流降水與層狀降水之間。在雨帶內之對流降水區域，可發現雷達回波結構有隨高度往外傾斜的現象，在層狀降水區則有亮帶的結構發生。

由雙都卜勒雷達合成的運動場分析顯示，雨帶的內流區域來自於靠進颱風中心之雨帶內側。雨帶區上升運動的產生，主要來自於風速的輻合效應。由熱力反演法發現，在靠近颱風中心的雨帶內側為相對低壓/高溫區，在遠離颱風中心的雨帶外側則為相對高壓/低溫區；在雨帶分析範圍內的4公里高度處，最大水平氣壓梯度達到9 mb/65 km，最大水平溫度梯度達到10 °C/65 km。值得一提的是，垂直運動場、擾動溫度場及擾動氣壓場有明顯的相位關係，呈現波動結構。

一、前言

颱風的主要降水現象除了眼牆外，伴隨的螺旋雨帶更是明顯的特徵。颱風帶來充沛的降水亦往往是由雨帶所導致，顯示出對雨帶結構了解的重要性。Willoughby et al. (1984)就螺旋雨帶相對於颱風的運動而言，分為三種基本的類型，即準靜止雨帶 (Stationary Band Complex; SBC)、內移雨帶 (inward propagating rainbands)、及外移的雨帶 (outward propagating rainbands) 三類。準靜止雨帶結構在許多開放洋面經常被雷達觀測到，內移雨帶及外移雨帶也常被在雷達觀測到，但相對而言個案較少。李與蔡 (1995) 依雨帶回波形成的方式，將侵台颱風伴隨雨帶的特徵歸納為六類，並無發現 Willoughby et al. (1984)所定義的準靜止雨帶特徵。李與蔡 (1995) 並指出，颱風登陸期間主要雨帶的性質，在當地形或風向改變時即發生變化。由此可見，於地形影響下的雨帶結構特徵，與開放洋面上的雨帶結構特徵有相當顯著的差異。於李與蔡(1995)定義中之一類雨帶，為颱風出海後由眼牆分離而出。

Barnes et al. (1983) 首先利用飛機資料，分析開放洋面上的颱風雨帶結構。他們發現雨帶內側

(靠近颱風中心) 的對流不穩定度較外側為小，且雨帶對流區表現出對於內流氣流產生屏障 (barrier) 的作用。Barnes and Stossmeister (1986)分析消散中的雨帶結構，發現雨帶在減弱階段，其雨帶內流氣流方向位於雨帶內側，且主要輻合區有向外移動的現象。Powell (1990a, b) 則利用邊界層高度的觀測資料，探討雨帶之邊界層氣流對流不穩度的回復對於颱風強度的影響。Barnes and Powell(1995)則說明雨帶相對於颱風中心的位置，以及颱風內/外流高度的分布，與雨帶的存在對於颱風強度的增強與減弱所扮演的角色有關。

賀伯颱風 (1996) 在1996年7月31日於台灣東北角登陸，其帶來的強風和豪雨，造成台灣地區近二十年來最嚴重的颱風災情。中央氣象局新架設的五分山 NEXRAD 雷達，適時對賀伯颱風登陸前的風場及雷達回波場進行觀測。此外，民用航空局中正機場都卜勒雷達也位於相當好的觀測位置，其收集的資料與氣象局五分山雷達可互補不足。由於兩座雷達的距離僅約57公里，部份颱風降水區域相當適合雙都卜勒雷達合成的分析。本研究利用兩座雷達的觀測資料，分析賀伯颱風登陸前後螺旋雨帶的結構變化，以及雨帶與眼牆間的交互作用關係。

二、雙都卜勒雷達分析

五分山雷達站位於海拔 761 公尺，在內差至等高面上的過程中，適合雙都卜勒雷達分析區域內 1 公里等高面上資料將無法獲得，因此對於氣流垂直結構的分析將產生影響。為彌補此低邊界層資料缺乏的影響，在分析時吾人以雙都卜勒雷達分析所得 2 公里及 3 公里高度風場，採外延法求得 1 公里之推估風場；並配合中正機場雷達 1 公里高度之徑向速度場，求得近似之風場值。其他相關處理程序請參閱周等 (1996)。計算擾動氣壓場及溫度場則參考 Gal-Chen (1978) 及 Roux et al. (1984)。針對適合雙都卜勒雷達分析的區域，本研究選取間隔 30 分鐘的兩個時段 (表一)，以探討颱風登陸前之螺旋雨帶的結構變化。

表一：雷達資料選取時間

分析時段	I		II	
五分山雷達	1957	2003	2027	2033
中正機場雷達	2001		2031	

圖 1 為賀伯颱風每隔 1 小時之最大回波合成圖，由圖中可見相當清晰的橢圓形颱風眼以及眼牆與雨帶的結構。雙都卜勒雷達分析區域如圖 1c 所示。此分析雨帶呈螺旋狀往外移動，以颱風為起點往 315 度方所分析的時間、半徑剖面如圖 2 所示，估計雨帶區域在此 2 小時期間，相對於颱風中心的向外移動速度達到 12 m/s。

1. 運動場分析

兩個分析時間於高度 4 公里處之雷達回波結構如圖 3 所示。圖中可看出，2001LST(圖 3a)時，主要雨帶區(>40dBZ)之回波結構呈現出明顯的線狀結構，而雨帶外側的回波強度則明顯減弱，且出現較為層狀的結構。同時由風場分佈也可發現，水平風向由上風處的東風轉為下風處的東北風，呈現氣旋式旋轉的氣流型態。2031LST(圖 3c)時，雨帶回波結構產生明顯的改變，圖中回波水平梯度大幅降低，但回波強度並未明顯減弱，回波大於 30 dBZ 的區域範圍較 2001LST 顯著增加。圖 3b 及圖 3d 分別為圖 3a 及圖 3c 的 AB 與 CD 剖面圖，圖中之氣流已扣除雨帶移動的速度，其中雨帶移動速度由兩個時間之 4 公里高度回波相關求得，數值為 $(U, V) = (-25 \text{ m/s}, -18 \text{ m/s})$ 。由圖 3b 可看出相對於雨帶的氣流，位於雨帶內側有明顯來自於颱風中心方向的氣流，而雨帶外側則有微弱往外的氣流存在，如以準二維的觀點來考慮，雨帶的內流來自於雨帶內側，且氣流的輻合主要為風速輻合所造成。此外，由回波的垂直分布來看，主要雨帶對流降水區之雷達回

波大於 40dBZ 高度可達 6 公里，且回波隨高度有些微往外側傾斜的現象；層狀降水區域之結冰層附近(約 5.8 公里；由 2001LST 板橋探空得知，圖未示)則有明顯亮帶 (bright band) 產生。2001 LST 時水平風速於 2 公里高度，最大風速區發生於雨帶中段內側約 10~15 公里處，最大值達到 51 m/s。2031 LST 時於 2 公里高度的水平風速分布，最大風速值約為 48 m/s，發生於雨帶正內側(圖未示)。圖 4a 與圖 4b 為 2001 LST 時水平輻散場於 2 公里及 6 公里高度的分布圖，圖 4c 與圖 4d 為 2031 LST 時水平輻散場於 2 公里及 6 公里高度的分布圖。圖 4a 顯示，於 2 公里高度處，大於 40 dBZ 的雨帶區域伴隨著弱輻散區(圖中 D 區域)，雨帶內側有輻合區(圖中 C 區域)。於高度 6 公里處(圖 4b)，主要雨帶區為輻合區域，雨帶內側則為輻散區。若配合水平風速的分布，此輻散、輻合的配置，主要為風速而非風向的差異所導致。於 2031 LST 時(圖 4c)，主要雨帶區域已移往西南側移動，雨帶內雷達回波大於 40 dBZ 區域縮小，回波梯度也明顯降低，但大於 35 dBZ 區域則明顯擴大。此時主要雨帶區域之西北側則有輻散、輻合、輻散區並排的波動結構(圖 4c 中之 D、C、D 排列)。於高度 6 公里處，也有同樣的輻散、輻合、輻散區並排的波動特徵發生(圖 4d)。圖 5a 為 2001 LST 時 4 公里高度之垂直運動場分布圖，圖中最大上升運動區域位於雨帶內側，且幾乎與主要雨帶區域(雷達回波值大於 40 dBZ) 平行，最大值達 4 m/s 以上。最大下降運動區域則位於主要雨帶對流區域(回波值大於 40 dBZ)，最大值達 -2.0 m/s。主要雨帶區域外側(約距 15 km 以內)則存在微弱上升運動區，其值位於 0~2 m/s 之間。靠近颱風中心(圖 5a 右下方)，則為微弱下降運動區域，其值約位於 0~-1 m/s 之間。圖中位於雨帶中段與北段垂直於雨帶方向，明顯出現上升(圖中 U 區域)、下降(圖中 D 區域)的波動結構，波長約 15~20 km。圖 6a 為 2031 LST 時 4 公里高度處之垂直運動場分布圖，圖中仍可明顯看出垂直運動場的波動結構，但其出現的位置幾近平行雨帶的方向(圖中左上角)，波長也約為 15~20 km，而最大上升運動約為 2.5 m/s。

2. 擾動氣壓場

圖 5b 為 2001 LST 時 4 公里高度之擾動氣壓場分布，圖中顯示靠近颱風中心之雨帶內側為一低壓區域，最低擾動氣壓區位於雨帶南方內側區域，其最低值達到 -6 mb 以上，而雨帶外側則為一相對高壓區，其最高值可達 3 mb 以上；因此在 4 公里高度上，最大水平氣壓梯度可達 9 mb/65 km。圖中顯示於雨帶中至北側，其擾動氣壓場分布如同垂直運動場出現波動的結構。換言之，緊靠雨帶之強對流

區(回波值大於 40 dBZ)為一相對低壓區(圖中 L 區域),而外側則為相對高壓區(圖中 H 區域),區域向左右延伸仍可清楚分辨另一相對高壓(H)、低壓(L)的配置。此擾動氣壓場波動的波長約為 15~20 km。6 公里高度處之擾動氣壓場分布(圖未示),則如同 4 公里高度處,即在靠颱風中心之雨帶內側為相對低壓區,外側為一相對高壓區,相對之水平氣壓梯度明顯降至 6 mb/65 km;雨帶北側之氣壓擾動波動現象仍然存在,但訊號較 4 公里高度處微弱。圖 6b 為 2031 LST 時 4 公里高度處之擾動氣壓場分布,如同前一分析時間(圖 5b),靠近颱風中心側仍為相對低壓區所涵蓋,主要相對低壓區則位於近颱風中心方位上。與前一分析時間不同的現象為,位於東北方位上出現一相對高壓區,且最大水平氣壓梯度已降至 3 mb/65 km。此時間(2031 LST;圖 6b)的波動結構則位於雨帶西北側,如同垂直運動場(圖 6a),在平行於雨帶的方向顯示出波動現象;波長為 15~20 km,與前一分析時間(2001 LST;圖 5b)接近,但振幅則較為減弱。

3. 擾動溫度場

圖 5c 為 2001 LST 時 4 公里高度處之擾動溫度場分布,圖中顯示靠近颱風中心方向之東南側為一相對高溫區,最大值達 7 °C,而雨帶外側則為相對低溫區,其值及梯度均相當微弱,最低值約 -3 °C;在這 3 公里高度上,最大水平溫度梯度可達 10 °C/65 km。於雨帶北段,擾動溫度場亦有波動的現象,但振幅不如垂直運動場(圖 5a)及擾動氣壓場(圖 6b)明顯;波長約為 15~20 km,與垂直運動場及擾動氣壓場所顯現的波長接近。圖 6c 為 2031 LST 時 4 公里高度處之擾動溫度場分布,其分布主要仍為雨帶內側高溫、雨帶外側低溫的形態;最大水平溫度梯度約為 8 °C/65 km,較前一時間(2001 LST;圖 5c)為小。雨帶西北側於垂直運動場(圖 6a)及擾動氣壓場(圖 6b)產生波動結構的區域,仍可發現擾動溫度的波動結構(圖 6c);波長仍為 15~20 km,依然與同時間之垂直運動場及擾動氣壓場所顯現的波長者相同。

4. 垂直剖面分析

圖 5d 為 2001 LST 時沿圖 5a 中 AB 方向之垂直運動場剖面圖,圖中分析高度為 1~10 公里,水平方向為 40 公里。圖 5d 清楚顯示最大上升運動區位於主要雨帶對流區內側(圖 5d 之右方)約 10 公里,高度約在 3~4 公里,最大值達 2.5 m/s 以上。主要上升氣流由雨帶內側(圖 5b 之右方)隨高度往外側(圖 5b 之左方)傾斜,而主要雨帶區域低層(2 公里處)則為下降運氣流,最大值達 -1.5 m/s。主要雨帶區外側(圖 5d 之左方)之次雨帶區存在另一上升氣流,最大值在 1.5 m/s。此垂直於雨帶之剖面顯示出上升、下降氣流之周期性空間分布型

態,波長約 15~20 公里;此種結構與 Yang and Houze (1995)所探討之對流胞波動的垂直運動型態極為類似。圖 6d 為 2031 LST 時圖 6a 中 CD 方向之垂直運動場剖面圖。此平行雨帶的剖面顯示,雷達降水回波的結構水平分布相當均勻,回波值在 35 dBZ 以下(圖 3c)。圖中最大升運動發生於 4 公里高度處,強度約為 3.0 m/s。圖 6d 中可發現近似波動現象的上升、下降運動配置,波長仍為 15~20 公里。圖 5e 為 2001 LST 時沿圖 5a 中 AB 方向之擾動氣壓場剖面圖。圖中清楚顯示雨帶內側靠近颱風中心處(圖 5e 之右方)為相對低壓區,雨帶外側遠離颱風中心處(圖 5e 之左方)為相對高壓區。最低相對低壓區位於雨帶內側 3 公里高度處,而最高相對高壓區位於雨帶外側 4 公里高度處。圖 6e 為 2031 LST 時沿圖 6a 中 CD 方向之擾動氣壓場剖面圖。圖中可發現 3 組近似波動現象的擾動氣壓場配置,波長仍為 15~20 公里。低層為為相對高壓區,高層為相對低壓區;此種垂直方向波動相位相反的現象,應為垂直侷限波(vertically trapped waves)的特性(Yang and Houze, 1995)。而波動之所以於垂直方向受侷限,可能與颱風中心附近環境場之強烈垂直風切有關。圖 6f 為 2031 LST 時沿圖 6c 中 CD 方向之擾動溫度場剖面圖。圖中仍可發現 3 組近似波動現象的擾動溫度場配置,波長仍為 15~20 公里。低層為為相對低溫區,高層為相對高溫區,垂直方向波動相位依然相反,是為垂直侷限波的特性。

三、結論與討論

由雙都卜勒雷達分析的結果可知,分析期間內雨帶之雷達回波及運動場的變化相當顯著。雨帶區之降水回波,由原本對流性降水伴隨層狀性降水的分布形態(2001 LST 時),轉變為涵蓋範圍較廣且水平梯度較弱的回波結構(2031 LST 時),其回波強度則介於對流降水與層狀降水之間。在對流降水區域發現雷達回波隨高度往外傾斜的現象,而層狀降水區則有亮帶的結構出現。此種雨帶回波結構與 Barnes et al. (1983) 的分析結果相當類似。在運動場分析方面則顯示,雨帶區風場向由上風處的東風漸轉為下風處的東北風,氣流呈現氣旋式的旋轉型態。如果扣除雨帶本身的移動速度,可發現雨帶的內流空氣來自於靠近颱風中心之雨帶內側,此與 Barnes et al. (1983) 及 Powell (1991a, b) 分析發展成熟的雨帶個案有明顯差異,但與 Barnes and Stossmeister (1986) 分析之消散中的雨帶個案相近。風速的輻合效應是產生雨帶區上升運動的主要原因。主要上升氣流隨著時間由雨帶內側逐移至雨帶區域,上升氣流涵蓋範圍的變化與降水回波涵蓋範圍類似,隨著時間轉變為較寬廣的分布型態。

在雨帶外移的過程中，由垂直運動場的分析發現，其部份行為相當類似於重力波的特性。Kurihara (1976)曾以螺旋形態的擾動來解特徵值問題，以探討熱帶氣旋中雨帶結構的發展，指出螺旋雨帶的移動可能是颱風環流中內重力波 (internal gravity waves) 傳播的一種現象。Willoughby (1977) 同樣以理論的分析指出慣性重力波於螺旋雨帶存在的可能性。Willoughby et al. (1984) 則分析一螺旋雨帶個案，發現其分析雨帶的旋轉移動較氣流之平流移動為快，螺旋雨帶為波數 1 的結構；如以慣性重力波發生的條件來探討，即都卜勒頻率 $\Omega = \omega - nV/r$ (Doppler-shifted frequency) 大於慣性頻率 I (inertial frequency)，且小於 N (其中 ω 為雨帶旋轉的視頻率，而 n 為眼牆的波數)，因此，他認為其分析雨帶的旋轉外移滿足了慣性內重力波發展的條件。在本研究分析的個案，雨帶生成於眼牆長軸強對流區的一端點(周等, 1996)，而另一端同樣也有雨帶的發生，眼牆回波及風場均呈現波數 2 結構(圖 1)，而雨帶旋轉速度約為眼牆平流氣速度的一半，因此其視頻率 $\omega \sim V/r$ ，都卜勒頻率 $|\Omega| \sim V/r$ ，接近於慣性頻率 $I \sim V/r$ ，如以上述條件來檢驗， $N \geq |\Omega| \geq I$ ，也符合了內重力波發展的條件。此外，在擾動氣壓場及擾動溫度場的分析中也發現了類似波動的現象。由於雨帶在移動過程中，處於颱風環流渦旋尺度的環境場之中，在分析中，並不易將螺旋雨帶之擾動場獨立分離而出。由於重力波的結構在空間、時間上，運動場、擾動氣壓場與擾動溫度場有其特定的相關結構 (Yang and Houze, 1995)，因此未來針對於波動的特性及結構，仍需進一步探討其相關的相位關係並利用模式模擬來求得解答。

綜合上述的分析結果，我們推論：雨帶由眼牆對流激發生成離生而出，並以波動方式往外傳播。在雨帶移動過程中，由於其主要內流空氣來自於對流不穩定度較低的眼牆區域，使得雨帶的爾後發展受限制，終至消散。原本位於雨帶所處方位之外流空氣，因雨帶的迅速移出，使得原來之外流逐漸減弱，甚至轉為內流；再加上地形的加強作用，使得眼牆對流快速成長，並於登陸時達到最大強度。颱風登陸後，環流則因受地形的破壞而明顯減弱。

致謝

感謝中央氣象局五分山雷達站及民用航空局中正機場雷達站提供觀測資料。本文在國科會計畫 NSC 87-2621-P-052-006 支援下完成，特此致謝。

參考文獻

- 李清勝與蔡德攸，1995: 利用 CAA 都卜勒雷達資料分析四個侵台颱風伴隨雨帶之特徵。 *大氣科學*, **23**, 209-235。
- 周仲島、張保亮與李清勝，1996: 賀伯颱風(1996)雙雷達分析，天氣分析與預報研討會論文集編(84)。
- Barnes, G. M., E. J. Zipser, D. P. Jorgensen and F. D. Marks, 1983: Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2125-2137.
- Barnes, G. M., and G. J. Stossmeister, 1986: The structure and decay of a rainband in Hurricane Irene (1981). *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2590-2601.
- Barnes, G. M., and M. D. Powell, 1995: Evolution of the boundary layer of Hurricane Gillbert (1988). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2348-2368.
- Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization of the anelastic equations: Implications for matching models with observations. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 587-606.
- Kurihara, Y., 1976: On the development of spiral bands in a tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 940-958.
- Powell, M. D., 1990a: Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part I: Mesoscale rainfall and kinematic structure. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 891-917.
- Powell, M. D., 1990b: Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part I: Downdraft modification and mixed layer recovery. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 918-938.
- Roux, F., J. Testud, M. Payen, and B. Pinty, 1984: West African squall line thermodynamics retrieved from dual Doppler radar observation. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3104-3121.
- Willoughby, H. E., 1977: Inertia-buoyancy waves in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3189-3211.
- Willoughby, H. E., F. D. Marks, Jr., and R. J. Feinberg, 1984: Stationary and moving convective bands in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3189-3211.

Yang, M.-J., and R. A. Houze, Jr., 1995: Multicell squall-line structure as a manifestation of

vertically trapped gravity waves. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 641-661.

TYPHOON HERB 07/31/96 600x600km Composite Ref.

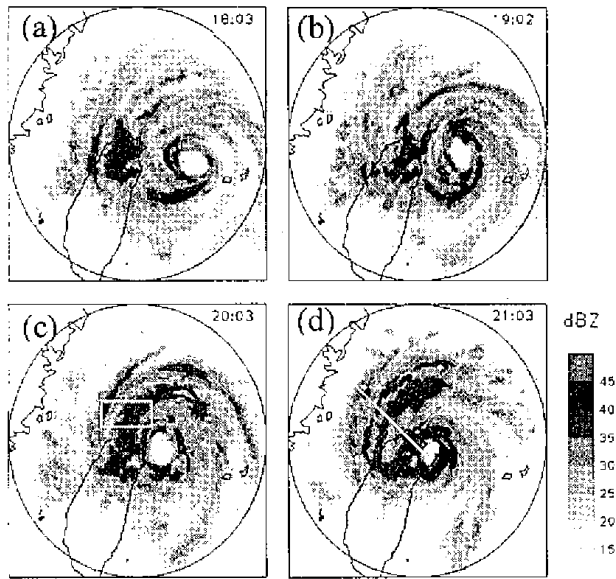


圖 1：賀伯颱風每隔約 1 小時之最大回波合成圖。圖 1c 中之長方形區域為雙都卜勒雷達分析區域(70x40km)。圖 1d 中直線為時間半徑剖面之分析方向(315 度)。

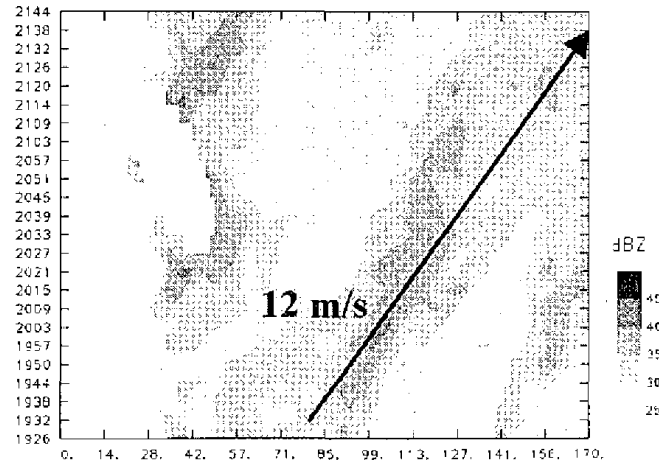


圖 2：相對於颱風中心 315 度方向，高度 4 公里之時間-距離回波強度分布圖。

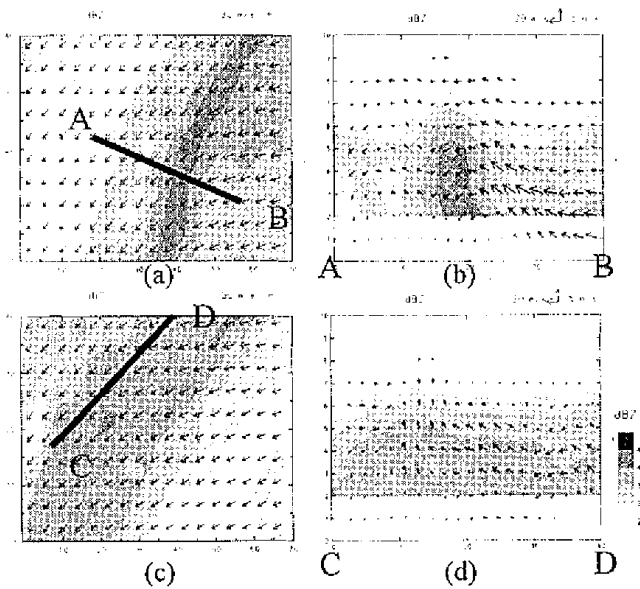


圖 3：圖 3a 與圖 3c 為 2001 LST 與 2031 LST 高度 3 公里回波分布圖，圖中風標為雙都卜勒分析所得風場，數值大小如圖所示。圖 3b 與圖 3d 分別為圖 3a 與圖 3c 中 AB 與 CD 剖面圖，圖中風場已扣除雨帶移動速度，風標相對數值大小如圖中所示。

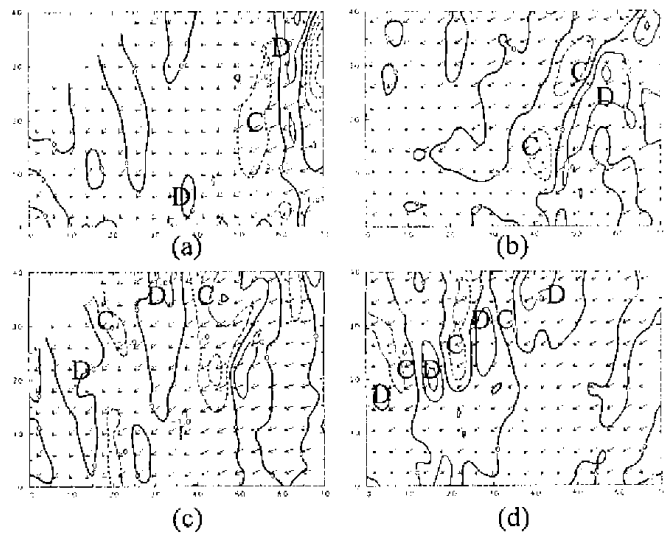


圖 4：圖 4a 與圖 4b 為 2001 LST 時水平輻散場於 2 公里及 6 公里高度的分布圖。圖 4c 與圖 4d 為 2031 LST 時水平輻散場於 2 公里及 6 公里高度的分布圖。

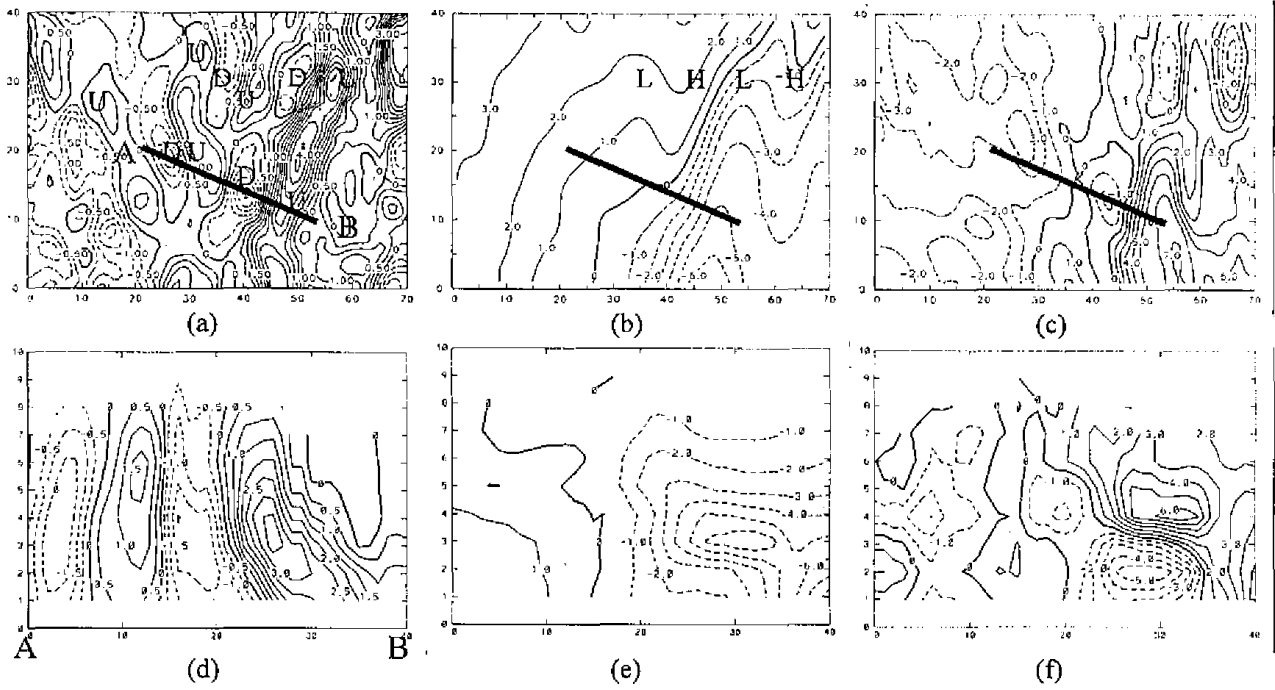


圖 5：圖 5a 為 2001 LST 時 4 公里高度之垂直運動場分布圖，圖 5b 為 2001 LST 時 4 公里高度之擾動氣壓場分布，圖 5c 為 2001 LST 時 4 公里高度之擾動溫度場分布，圖 5d 為沿 AB 方向之垂直運動場剖面圖，圖 5e 為沿 AB 方向之擾動氣壓場剖面圖，圖 5f 為沿 AB 方向之擾動溫度場剖面圖。

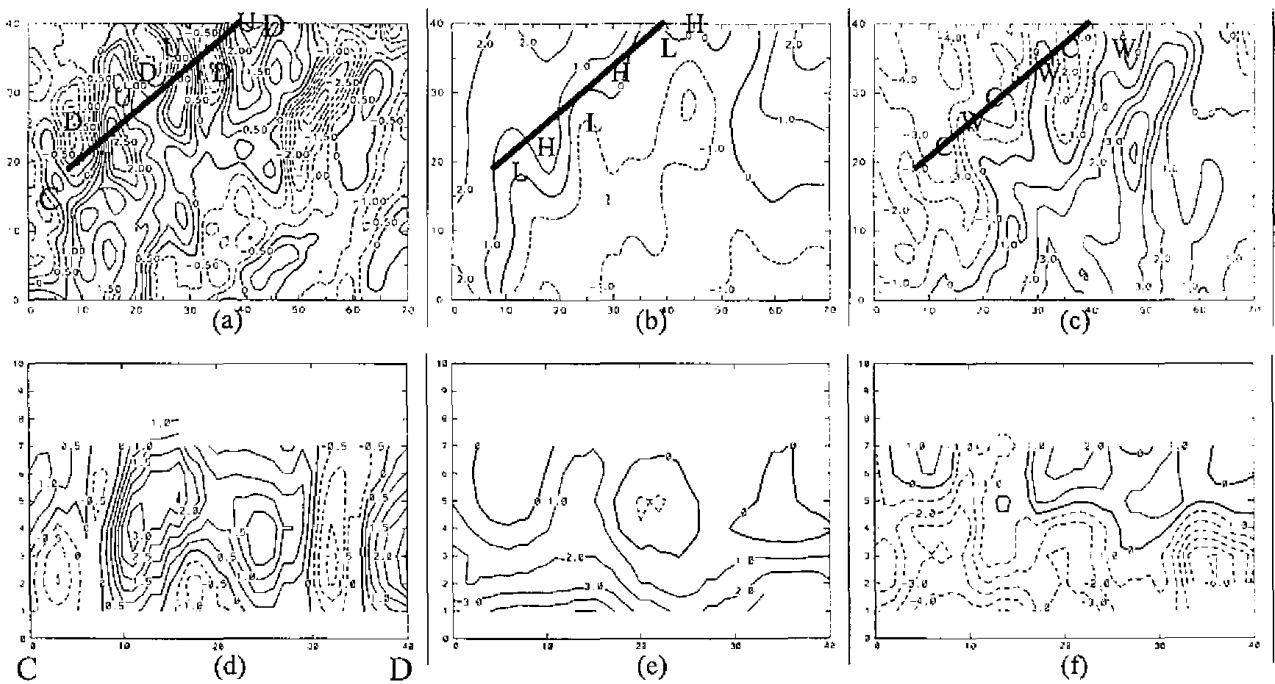


圖 6：圖 6a 為 2031 LST 時 4 公里高度處之垂直運動場分布圖。圖 6b 為 2031 LST 時 4 公里高度處之擾動壓力場分布圖。圖 6c 為 2031 LST 時 4 公里高度處之擾動溫度場分布圖。圖 6d 為沿 CD 方向之垂直運動場剖面圖。圖 6e 為沿 CD 方向之擾動氣壓場剖面圖。圖 6f 為沿 CD 方向之擾動溫度場剖面圖。

A Observational Analysis of a Typhoon Spiral Rainband

Pao-Liang Chang¹ Ben Jong-Dao Jou² Ming-Jen Yang¹

¹Central Weather Bureau

²National Taiwan University

Abstract

This study investigates the characteristics and evolution of a spiral rainband within Typhoon Herb (1995), through the dual-Doppler radar analysis of Central Weather Bureau Wu-Fen-Shan radar and Civil Aeronautics Administration Chiang-Kai-Shek radar. A spiral rainband originated from the edge of major axis of Herb's elliptical eye and propagated outward. The eyewall convection weakened slightly when the rainband first formed, and strengthened again as the rainband gradually weakened. The retrieved thermodynamic field showed low-pressure and high-temperature perturbations on the inner side (toward the typhoon eye) of rainband, and high-pressure and low-temperature perturbations on the outer side (away from the eye) of rainband, with a maximum gradient of 10 mb and 11 K in 65 km at 4-km level. A distinct phase relationship was found among the vertical velocity, pressure, and temperature fields.

Key words: dual-Doppler analysis, typhoon rainband, retrieval.