

國立中央大學

大氣物理研究所
碩士論文

2009 莫拉克颱風雷達觀測
中尺度雨帶特性研究

研究生：唐玉霜

指導教授：陳台琦 博士

中華民國九十九年六月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(98 年 4 月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

- (V)同意 (立即開放)
()同意 (一年後開放)，原因是：_____
()同意 (二年後開放)，原因是：_____
()同意 (三年後開放)，原因是：_____
()不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學圖書館與國家圖書館，基於推動「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名： 唐玉霜 學號： 976201017

論文名稱： 2009 莫拉克颱風雷達觀測中尺度雨帶特性研究

指導教授姓名： 陳台琦 博士

系所： 大氣物理研究 所 博士班 碩士班

日期：民國 99 年 7 月 20 日

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限電子檔，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填聲明書，詳細說明與紙本聲明書請至 <http://thesis.lib.ncu.edu.tw/> 下載。
2. 本授權書請填寫並親筆簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
4. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應依著作權法相關規定辦理。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣物理 研究所 唐玉霜 研究生所提之論文
2009 莫拉克颱風雷達觀測中尺度雨帶特性研究
係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 陳台新 (簽章)

99 年 6 月 11 日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

大氣物理研究所 唐玉霜 研究生所提之論文
2009 莫拉克颱風雷達觀測中尺度雨帶特性研究

經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人 李情勝
委員 陳台琦
林沛錦
楊明仁
魏志慧

中華民國 99 年 6 月 11 日

2009 莫拉克颱風雷達觀測中尺度雨帶特性研究

摘要

莫拉克颱風侵襲期間，在 8 月 8 日下午半天有一條長生命期、東西走向對流雨帶，在台灣西南部南北推移，並且有數個強對流胞不斷在雨帶中生成、快速向陸地移動。本研究利用馬公和七股兩個雷達進行雙都卜勒合成風場分析，建構出雨帶內風場的三維結構，分析時間為 1754-1831LST。合成風場顯示，颱風環流的西北風和西南氣流在台灣海峽造成輻合和上升運動，進而形成強對流雨帶。

在本研究中定義「熱塔」為在 10 公里高度等高面上，其回波大於 25dBZ 的對流胞，並比較 1809LST 和 1831LST 兩個不同時期熱塔的特徵。1809LST 的熱塔特徵與典型雨帶內對流胞的垂直概念結構一致，其雷達回波略為向颱風中心外側傾斜，25dBZ 的回波垂直高度可達 15 公里，最大上升氣流強度接近 20m/s。在對流雨帶中的對流胞發展和移動，常會伴隨強風速(>30m/s)和正渦度，經由計算渦度收支，發現熱塔內的強上升運動，會增強對流內的正渦度，進一步增強噴流強度。對流胞的強上升運動增強雨帶的中低層噴流強度，會加速對流胞往陸地輸送，但此噴流受到台灣地形的阻擋，加強山區的上升運動，不但造成很強的降水，還使得總降雨量在山區累積，形成重大災害。

而從馬公雷達偏極化參數得到的雲物理垂直結構可知，對流內的強上升氣流，可將過冷水帶至較高的位置，在中高層有冰水混相，並且在熱塔最高層產生大量冰晶，表示在中高層以上有冰過程的產生，例如澱積、淞化等現象。比較莫拉克颱風(2009)和辛樂克颱風(2008)熱塔個案後，發現前者的對流發展高度較深，強度也較強，且對流胞內蘊含非常大量的水滴。在熱塔中大量的潛熱釋放，透過雲動力的機制，對於維持熱塔生命期和噴流有很大的幫助。

Abstract

On August 8, 2009, a few strong west-east oriented rain bands associated with Typhoon Morakot formed in southwestern Taiwan. Many deep convection cells were embedded in these rain bands and moved toward the island very quickly. We carried out dual-doppler analysis of Chigu and Magung to retrieve 3-D wind field from 0954 to 1031UTC. The 3-D synthesis wind field revealed that the typhoon northwest wind circulation in Taiwan Strait encountered the southwestern flow to cause a strong convergence zone and form the rain band. The three dimensional reflectivity and flow structures are similar to the conceptual model of hurricane rain band. A low level jet ($>30\text{m/s}$) 10-30km wide, length $>100\text{km}$ associated with this rain band.

The hot tower embedded in the rain band is defined by a threshold of reflectivity ($\text{dBZ} > 25$) at 10 km height, and compare the features of the hot towers in different stage (1809LST and 1831UTC). The reflectivity pattern was slightly tilting southward and the reflectivity contour of 25dBZ reached 15km. The updraft of the hot tower was near 20m/s. When the cell moved along the rain band, the cell usually accompanied with the meso- γ -scale jet streak ($>40\text{m/s}$, 2-3km width, 5-20km length) and the positive vertical vorticity. Through the vorticity budget, we found the updraft play an important role to enhance the vertical vorticity and the strong jet streak. Along the jet many deep convection cells (hot towers) were moving quickly. Because the jet was blocked by the mountains in southern Taiwan, the sloping updrafts were enhanced to induce heavy rainfall. The prolonged stay of this devastating rain band caused the high accumulation of rain.

We analyzed the distributions of the polarimetric parameters from Magong radar to reveal microphysical structure in the hot tower. The results show that many little supercool drops were carried by the strong updraft into the tower. The low Z_{DR} and K_{DP} indicated the ice particles in the upper level of tower. The lower ρ_{HV} proved the mixed phase near 7-9 km height. After compared the hot towers between typhoon Morakot (2009) and typhoon Sinlaku (2008), the former not only had deeper and stronger convection, but also had larger number of raindrops. The huge amount latent heat was released in whole tower, and through cloud dynamic mechanism, it was helpful for maintaining lifetime of hot tower and low level jet.

目錄

中文摘要.....	i
英文摘要.....	ii
誌謝.....	iii
目錄.....	iv
圖表說明.....	vi
第一章 緒論	
1.1：研究動機.....	1
1.2：文獻回顧.....	1
1.3：研究目的.....	4
第二章 資料來源與處理	
2.1：資料來源.....	5
2.1.1：七股都卜勒雷達.....	5
2.1.2：馬公雙偏極化雷達.....	5
2.2：風場合成.....	7
2.3：馬公雙偏極化雷達資料處理流程.....	9
2.3.1：以七股雷達為調校基準估計 Z_H 系統偏移.....	8
2.3.2： Z_{DR} 系統偏移.....	9
2.3.3： Z_{DR} 衰減修正.....	9
2.3.4：利用 Z_{DR} 、 K_{DP} 求得 Z_H 系統偏移.....	10
第三章 莫拉克颱風降水型態特徵	
3.1：綜觀環境.....	12
3.2：颱風雨帶時空分布.....	12
3.3：莫拉克雨帶形式特徵.....	13
3.4：致災雨帶特性.....	14
3.5：雨帶三維風場分析.....	16
第四章 對流胞特徵	
4.1：三維風場特性.....	18
4.1.1：熱塔回波三維結構與垂直運動關係.....	19
4.1.2：強風帶與渦度的關係.....	20
4.1.3：強垂直運動所扮演的角色.....	21
4.1.3.1：對流垂直結構分析.....	21
4.1.3.2：渦度收支.....	22

4.2：微物理結構.....	24
4.2.2：偏極化參數分布特徵.....	24
4.2.3：與辛樂克颱風(2008)對流胞個案的比較.....	25
第五章 結論與未來展望	
5.1：結論.....	28
5.2：未來展望.....	30
參考文獻.....	31
附表.....	33
附圖.....	34

圖表說明

- 表 2.1、馬公雷達和七股雷達在 2、3、4、5 公里等高面上的統計差值。
- 表 2.2、五個體積掃描各自得到之 Z_{DR} 系統偏移量
- 圖 1.1、Barnes et al.(1983)從飛機觀測颶風 Floyd(1981)的結果，提出雨帶中對流的動力結構模型。圖中等值線為雷達回波(dBZ)，箭號為相當位溫。
- 圖 1.2、Jorgensen et al.(1985)上升氣流(右)/下降氣流(左)隨高度變化。其值為每層等高面上，上升氣流/下降氣流最強的前 10%的平均值。三角形為 GATE、方形表雷雨計畫(Thunderstorm Project)、圓形為颶風、星號則來自於 Gray(1965)的觀測值。
- 圖 1.3、Hence and Houze(2008)所提出颶風中噴流和對流胞關係的概念模型
- 圖 2.1、2009 年 8 月 8 日 1801LST 的七股雷達原始徑向風場，在徑向風場折錯邊緣會出現接近 0 的錯誤資料。
- 圖 2.2、偏極化參數資料處理流程圖。藍框為資料處理內容，紫框為資料處理時所使用的方法和結果。
- 圖 2.3、本圖表示資料統計前，篩選資料點的示意圖。陰影為資料在統計圖上的分布。第一次篩選資料是利用左右各加寬 1.5 倍四分位距當做門檻，去除左、右兩側的資料點，第二次則是使用 1.5 倍標準差為門檻，再次濾除左、右兩側的資料點，所剩資料再用來進行統計。
- 圖 2.4、2009 年 8 月 8 日 1809LST 時 Z_{DR} 值在仰角 0.5° 時的 PPI 分布。(a)未經修正的原始資料。(b)當 $\beta=0.0157$ 時， Z_{DR} 經過衰減修正後的結果。(c)當 $\beta=0.01$ 時， Z_{DR} 經過衰減修正後的結果。
- 圖 2.5、(a)未經修正之回波值。(b)經過系統偏移(-7.04dBZ)和衰減修正($\beta=0.01$)後之回波值。
- 圖 3.1、莫拉克颱風移動路徑。
- 圖 3.2、2009 年 8 月 7 日 20 時天氣資料。(a)500 百帕天氣圖。(b)色調強化紅外線衛星雲圖。
- 圖 3.3、2009 年 8 月 6 日 8 時 850 百帕天氣圖。
- 圖 3.4、2009 年 8 月 8 日 20 時的 850 百帕天氣圖。
- 圖 3.5、右圖為莫拉克颱風紅外線加強影像衛星雲圖，左圖為全台累積雨量圖。(a)8 月 6 日(b)8 月 7 日(c)8 月 8 日(d)8 月 9 日。
- 圖 3.6、雨帶分區。
- 圖 3.7、8 月 8 日雨帶與颱風中心對稱圓弧交角。
- 圖 3.8、左圖為莫拉克颱風災區鄰近雨量站分布圖，右圖為 8 月 6 日到 8 月 10 日雨量站的小時累積雨量，縱軸為小時累積降水量(mm)，橫軸為時間，右上圖為高雄縣甲仙自動雨量站資料，右下圖則為高雄縣新發自動雨量站資料。
- 圖 3.9、8 月 8 日 16 時七股雷達 0.5° 仰角的 PPI。粗黑線 A、B 為南北剖面位置，

細黑框為圖 3.12 的範圍。

- 圖 3.10、圖 3.9 中七股雷達回波的 A 南北垂直剖面，位在七股雷達站的西方 50 公里處，由上而下為 8 月 8 日 12-23LST 每隔一小時一張，左邊為南側、右邊為北側，而在南北剖面上的 150 公里處為七股雷達站位置。
- 圖 3.11、圖 3.9 中七股雷達回波的 B 南北垂直剖面，位在七股雷達站的東方 51 公里處，由上而下是 8 月 8 日 12-23LST 每隔一小時一張，而在此南北剖面上的 143 公里處為甲仙自動雨量站位置。
- 圖 3.12、馬公雷達回波在 5 公里高度等高面的水平分布，時間自 8 月 8 日 1702LST 至 2032LST，每半小時一張，共計 4 小時，範圍如圖 3.9 中的黑框所示。左行由上而下為 1702-1902LST，右行為 1932-2032LST。本圖中的粉紅框則表示第四章中所研究之最強對流胞 A 隨時間變化位置，黑點則標示甲仙自動雨量站的位置。1802-1832LST 圖中黑框表移進之對流系統 B，自 1932 至 2032LST 圖中黑框表移進的對流系統 C。
- 圖 3.13、(a)為 8 月 8 日 20 時全台地面風場分布圖(氣象局颱風研究室提供)，此時莫拉克颱風中心在桃園外海，等值線為等風速線，流線為地面風場分布。(b)8 月 8 日 18 時的全台最強回波圖。
- 圖 3.14、2009 年 8 月 8 日 1801LST 之七股雷達資料。左圖是徑向風場，右圖是回波場。
- 圖 3.15、雙雷達合成範圍示意圖。粉紅框為雙雷達合成範圍，圖中原點為七股雷達位置，位在七股雷達西北方約 45° 角位置為馬公雷達。圖 3.16、2009 年 8 月 8 日 1809LST 的雙雷達分析結果。色塊為回波，向量為雙雷達水平風場。(a) 2 公里高度等高面(b) 3 公里高度等高面(c) 4 公里高度等高面。
- 圖 3.17、由上至下分別為 8 月 8 日 1754LST、1801LST、1809LST、1816LST、1824LST、1831LST 六個合成時間的 4 公里高度等高面參數場。第一行為七股雷達回波(dBZ)，第二行為水平風速場(m/s)，第三行為垂直速度場(m/s)，第四行則為垂直渦度場($\times 10^{-3} \text{s}^{-1}$)，圖上黑線表各場量隨對流胞移動而同步移動的情形。
- 圖 4.1、(a)、(b)為 1809LST 在 X=-52 公里的南北垂直剖面，左為南側、右為北側，(c)、(d)為 1831LST 在 X=-28 公里的南北垂直剖面。(a)、(c)的彩色色塊為七股雷達回波分布，其上的向量為相對系統移速的風場分布；(b)、(d)為垂直速度(m/s)分布。
- 圖 4.2、將雙雷達合成風場範圍內的 U、V 分量各別作平均，得到環境的平均垂直風場剖線(m/s)。(a)1809LSTU 分量(b)1809LSTV 分量(c)1831LSTU 分量(d)1831LSTV 分量。
- 圖 4.3、色塊為各層七股雷達水平回波分布，流線為雙雷達合成風場考慮對流胞移速後的相對風場。從上至下分別為 2 公里、4 公里、6 公里、8 公里之水平分布。左行為 2009 年 8 月 8 日 1809LST、右行為 1831LST。

- 圖 4.4、將 8 公里高度回波等高面疊合垂直上最大上升速度，以此來表示回波高度與上升氣流強度的關係，在此僅繪出上升速度大於 6m/s 的分布，等值線間格為 6m/s。上圖為 1809LST，下圖為 1831LST。圖上的粗黑線為南北剖面位置。
- 圖 4.5、1809LST 等高面上參數水平分布，範圍與圖 4.3 相同。左行為 2 公里等高面、右行為 4 公里等高面。(a)、(b)為水平風速(m/s)。(c)、(d)為垂直渦度($\times 10^{-3} s^{-1}$)。(e)、(f)為相對系統風場流線圖。(g)、(h)垂直運動(m/s)。
- 圖 4.6、1831LST 等高面上參數水平分布，範圍與圖 4.3 相同。左行為 2 公里等高面、右行為 4 公里等高面。(a)、(b)為水平風速(m/s)。(c)、(d)為垂直渦度($\times 10^{-3} s^{-1}$)。(e)、(f)為相對系統風場流線圖。(g)、(h)垂直運動(m/s)。
- 圖 4.7、1809LST 在 X=-52 公里的南北垂直剖面，左為南側、右為北側，如圖 4.4 所示。(a)垂直渦度($\times 10^{-3} s^{-1}$)；(b)色塊為水平風速(m/s)，向量為原始合成風場分布；(c)輻散場($\times 10^{-3} s^{-1}$)，正值為輻散，負值為輻合。
- 圖 4.8、1831LST 在 X=-28 公里的南北垂直剖面，左為北側、右為南側，如圖 4.4 所示。(a)垂直渦度($\times 10^{-3} s^{-1}$)；(b)色塊為水平風速(m/s)，向量為原始合成風場分布；(c)輻散場($\times 10^{-3} s^{-1}$)，正值為輻散，負值為輻合。
- 圖 4.9、利用 1809LST 的雙雷達合成風場，所推得之各項垂直渦度貢獻項。由上而下分別為 2 公里等高面、4 公里等高面、6 公里等高面。由左而右則為垂直平流項(VADV)、抽拉項(CONV)、傾側項(TILT)。
- 圖 4.10、利用 1831LST 的雙雷達合成風場，所推得之各項垂直渦度貢獻項。由上而下分別為 2 公里等高面、4 公里等高面、6 公里等高面。由左而右則為垂直平流項(VADV)、抽拉項(CONV)、傾側項(TILT)。
- 圖 4.11、本圖為 1809LST 在 X=-55 到 -50km 間的平均南北垂直剖面。
 (a)七股雷達回波(dBZ)。
 (b)垂直速度(m/s)。
 (c)垂直渦度場($\times 10^{-3} s^{-1}$)。
 (d)水平風速場(m/s)。
 (e)局地垂直渦度變化項($\times 10^{-6} s^{-2}$)。
 (f)水平平流項($\times 10^{-6} s^{-2}$)。
 (g)垂直平流項($\times 10^{-6} s^{-2}$)。
 (h)抽拉項($\times 10^{-6} s^{-2}$)。
 (i)傾側項($\times 10^{-6} s^{-2}$)。
- 圖 4.12、2009 年 8 月 8 日 1809LST 的偏極化參數場 2 公里高度水平分布。上圖色塊為回波值，等值線為 K_{DP} 。下圖色塊為 Z_{DR} ，等值線為 K_{DP} 。
- 圖 4.13、1809LST 以七股雷達為中心之 X=-52 公里的南北垂直剖面。(a)馬公雷達回波。(b)利用雙雷達合成得到的垂直速度場。(c) Z_{DR} 。(d) K_{DP} 。(e) ρ_{HV} 。
- 圖 4.14、2009 年 8 月 8 日 1831LST 的偏極化參數場 2 公里高度水平分布。上圖色塊為回波值，等值線為 K_{DP} 。下圖色塊為 Z_{DR} ，等值線為 K_{DP} 。

- 圖 4.15、1831LST 以七股雷達為中心之 $X=-28$ 公里的南北垂直剖面。(a)馬公雷達回波。(b)利用雙雷達合成得到的垂直速度場。(c) Z_{DR} 。(d) K_{DP} 。(e) ρ_{HV} 。
- 圖 4.16、車載 X-波段雙偏極化雷達(TEAM-R) 利用垂直掃描策略(RHI)在 2008 年 9 月 13 日 2301LST 得到的熱塔垂直結構，此為未經過資料品管處理所得的雷達原始觀測資料，由上而下分別為回波(Z_H)、差異反射率(Z_{DR})、比差異相位差(K_{DP})、相關係數(ρ_{HV})。
- 圖 4.17、(a)2008 年 9 月 13 日 2256LST 辛樂克颱風觀測，中央大學 C-波段雙偏極化雷達 1° 仰角之 PPI。圖中黑箭號為熱塔所在雨帶，黑線表示通過熱塔的圖(c)剖面位置。(b)2009 年 8 月 8 日 1809LST 莫拉克颱風觀測結果，圖中黑線表圖(d)南北剖面位置。(c)圖由上而下分別是 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} ，(d)亦同。
- 圖 5.1、莫拉克颱風環流與台灣地形的關係示意圖。底圖為 2009 年 8 月 8 日 18 時的全台最大雷達回波圖。圖中藍圓形表示環流中心，藍粗實線表雨帶分布範圍，雨帶內部的紅圓框表對流胞位置，雨帶內的粗黑箭號為噴流。

第一章 緒論

1.1 研究動機

莫拉克颱風在 2009 年 8 月 6 日到 8 月 10 日影響臺灣，雖然在登陸後減弱成輕度颱風，但是仍然在台灣中南部造成超大豪雨(從 8 月 5 日到 8 月 10 日的阿里山測站颱風總雨量可達 3059mm)。根據中央氣象局在 93 年 11 月 25 日修訂之「大雨」及「豪雨」定義，24 小時累積雨量達 350 毫米以上稱之為「超大豪雨」，在 8 月 8 日的全台當日累積雨量分布，台灣西南部幾乎都達到這個超大豪雨標準，尤其是嘉義、高屏山區的 24 小時累積雨量更超過 800 毫米以上，導致南部地區許多鄉鎮市淹水，嘉義、高雄山區也有大規模的坍方和土石流災情，除了造成嚴重的人員傷亡和受困外，農林漁牧的經濟損失也十分慘重。

莫拉克颱風具有非常不對稱的結構，北側颱風眼附近對流微弱，而南側卻有大範圍的旺盛對流雨帶，是什麼原因造成在台灣西南部形成長生命期的對流雨帶？而在雨帶中還有許多發展非常劇烈的強對流胞，不斷在外海新生並且快速的移往陸地，雨帶和內部對流胞的行為與山區的驚人累積降雨之間是否存在著什麼關係？另外，關於強對流胞內部的動力和雲物理特徵都是令人好奇的課題，故本研究將利用七股都卜勒雷達和馬公雙偏極化雷達來進行深入的探討。

1.2 文獻回顧

Willoughby(1988)將颱風結構分為主要雨帶(Principal band)、次要雨帶(Secundary bands)、眼牆區(Eyewall)。而 Barnes et al.(1983)進一步提出雨帶中對流的動力結構模型，在平面圖上可知雷達回波與氣流的分布(圖 1.1)，而雨帶上風處，有較多對流性降雨；雨帶下風處，則多屬層狀性降雨。雨帶內對流胞的垂直剖面則可發現兩個特徵，分別是向颱風環流徑向外側傾斜的上升氣流，以及帶著低相當位溫的入流向低層傳輸。

Jorgensen et al.(1985)利用飛機的觀測統計了颶風眼牆和外圍雨帶內的上升和

下降運動，結果發現颶風中的質量向上傳輸集中在眼牆區，且眼牆區較外圍雨帶具有較大且強的上升運動。圖 1.2 將飛機觀測颶風中的垂直運動和 Gray (1965) 在颶風內觀測值、GATE(海洋上的熱帶對流)，以及雷雨計畫(Thunderstorm Project) 的觀測結果相比較，發現中緯度雷雨胞中的垂直速度可為颶風中的最大垂直速度(約 3m/s)的三倍以上，但颶風中的垂直速度和海洋上的熱帶對流相近。

在 Anthes(2003)中描述了 1950-1960 年代在熱帶氣象上的發展，特別著重 Joanne Malkus 和 Herbert Riehl 在「熱塔」上的研究發展。Riehl and Malkus (1958) 提出了「熱塔(Hot tower)」的概念，指的是一個沒有逸入作用、可以將邊界層的熱量和水氣帶至高層的深對流雲。而關於對流尺度的深對流與中尺度的對流系統之間的關係，也有許多研究深入探討，例如 Steranka et al.(1986)就利用衛星資料發現這種強對流發生在最大風速開始增加前的低壓中心附近，表示深對流的發展利於熱帶氣旋的增強。

雷達可以提供高時間、空間解析度的資料，近年來，結合都卜勒風場和偏極化參數的分布，更有利於我們了解中、小尺度天氣系統的內部動力和雲物理結構。Wang et al.(2004,2005)利用南海季風實驗(SCSMEX)的雙雷達風場和偏極化參數資料，對於南海的中尺度系統(飢線、鋒面)進行研究。Romine et al.(2008)利用偏極化雷達參數 Z_{DR} 、 K_{DP} 的特性和空間分布，建構出超大胞的內部微物理結構，最後加上探空的熱力資料相配合，來解釋超大胞內部氣流的性質和來源。而 Kumjian and Ryzhkov(2009)則利用偏極化雷達觀測來了解超大胞內部的動力結構，主要利用偏極化參數 Z_{DR} 的水平空間分布來推論超大胞內的粒徑淘選(size sorting)機制，並且使用數值模擬結果來比較、驗證環境風切和系統移速對於系統內水象粒子分布的影響。

May et al.(2008)是第一次利用偏極化雷達觀測得到熱帶氣旋的微物理結構，文中利用偏極化參數特性，針對一個通過眼牆的垂直剖面，使用模糊邏輯法(Fuzzy logic)來進行水象粒子分類，除了清楚看到整個熱帶氣旋不對稱的結構外，並在眼牆發展較強側發現有冰雹的存在，根據 May and Keenan(2005)說明此區應

有超過 10m/s 的垂直速度。後半部份則試圖要找出影響熱帶氣旋結構不對稱的原因，分別討論了環境風切、地表摩擦力所扮演的角色，並且使用了數值模擬來測試系統移速和地表海陸差異對系統結構發展的影響。

Hence and Houze(2008)利用都卜勒雷達觀測結果，提出颶風中噴流和對流胞關係的概念模型(圖 1.3)，表示當低層入流穿過噴流軸下方，並在噴流內側輻合，產生強上升運動。而在上升氣流中，水平渦度會被傾側成垂直渦度，並且被低層輻合抽拉而增強，當垂直渦度被平移上升到中低層時，則會增強噴流強度。Houze et al.(2009)描述了中尺度對流系統的生命週期，其中包括旋轉的深對流和層狀區的消長，另外也描述了在中尺度對流系統內部的層狀、對流區對於旋生的影響，位於中層的層狀區有利於中層的旋生，而強對流則有助於增加低層上升氣流的渦度。文中也利用機載雷達的觀測和分析，得到了一強對流的特徵，包括對流高度達 17 公里、寬度為 10 公里，上升速度強，並具有旋轉的性質。另外由於對流的入流深，所以雖然有蒸發冷卻和降水作用，但是並沒有產生強下降運動，主要以上升運動為主。

Eastin and Link(2009)透過機載雷達、探空觀測來研究颶風內微型超大胞發展，這也是第一次對於離岸 100 公里遠的颶風內超大胞進行詳細觀測。文中一方面利用探空資料證明此時的確具有適合超大胞發展的環境條件，另一方面利用雙都卜勒風場分析所建構的三維風場來描述超大胞的發展，最後討論影響超大胞發展的幾個因素，分別是垂直速度、渦度以及斜壓性的影響。結果顯示，離岸的兩帶環境有利於超大胞形成，且結合氣流輻合、熱力不穩定加上風切造成的壓力梯度可以產生和維持超大胞內強上升氣流，而當水平渦度受到強上升運動傾側和抽拉時，就會產生中尺度氣旋，進而形成並維持超大胞。另外，此個案中對流胞集中在單一的對流線中，其間隔幾乎等距，有助於內部對流胞發展。本研究主要根據此篇文章計算渦度收支的作法，討論和比較影響對流胞垂直渦度的各項動力作用項。

1.3 研究目的

在 8 月 8 日下午，莫拉克颱風環流中心位在台灣北部外海，雨帶群距離颱風中心超過 200 公里，主要位於台灣的西南部、山區，其中有一東西走向、強對流雨帶在七股雷達站附近南北徘徊移動或滯留，此時正是高雄、嘉義山區降下超大豪雨的時段，本研究一方面透過七股和馬公雷達的連續觀測，仔細觀察雨帶、內部對流胞的行為與山區驚人累積降雨之間的關係。另一方面，由於雨帶的生命期長，且位置利於使用七股與馬公雷達做詳細的雙雷達分析，更進一步分析雨帶和內部強對流胞的形成機制和動力特徵，並且還利用了馬公雷達的偏極化參數分布，來了解此時對流胞內部的雲物理過程，甚至還比較兩個不同發展時期(1809LST、1831LST)的強對流胞特徵，增加對於強對流系統內部結構的了解。

第二章介紹本研究所使用的資料來源和資料處理流程，第三章介紹莫拉克颱風的降水型態特徵，包括綜觀天氣及雨帶行為特徵分析等，第四章則是利用三維風場得到雨帶中強對流的動力結構，討論在熱塔中強上升運動、渦度和噴流之間的關係，最後，利用馬公雷達雙偏極化參數分布，得到對流內部的微物理結構，並與辛樂克颱風(2008)中的熱塔個案作比較。

第二章 資料來源與處理

本研究使用中央氣象局的綜觀天氣資料，其中包括 500 和 850 百帕天氣圖來描述莫拉克颱風期間的大尺度環境，另外還使用了中央氣象局的紅外線加強影像衛星雲圖、全台累積雨量以及新發、甲仙兩個自動雨量站的小時累積雨量時序圖來說明莫拉克颱風移動和降雨分布的關係。而在 8 月 8 日下午，有一條長生命期對流雨帶在七股雷達站附近南北徘徊，所以除了可以利用馬公和七股雷達看到完整雨帶移動、強度變化，並且因為位置有利於做雙都卜勒風場合成，可建構出雨帶內的三維風場特徵。在本研究中，使用了 8 月 8 日 12-24 時的馬公和七股雷達資料，對雨帶和內部強對流胞進行研究，並以 1754-1831LST 的 6 個時間進行雙雷達合成風場分析，為了方便結果的比較和分析，在本研究中所有的雷達資料呈現，都將以七股雷達站作為原點，並且文中所使用的時間，將都以台灣當地時間(LST)表示。

2.1 資料來源

2.1.1 七股都卜勒雷達

七股雷達為中央氣象局所屬的 S-波段都卜勒雷達，位於東經 120.086 度、北緯 23.1467 度，高度為 53 公尺，掃描時間間隔為七分半鐘，共有九個掃描仰角：0.5°、1.4°、2.4°、3.4°、4.3°、6.0°、9.9°、14.6°、19.5°，可獲得回波(Z_H)、徑向風(VR)、波譜寬(SW)三個參數，最大折錯速度(Nyquist velocity)為 21.6m/s。

2.1.2 馬公雙偏極化雷達

馬公雙偏極化雷達是空軍所屬的 C-波段雙偏極化雷達，位於東經 119.6344 度、北緯 23.5629 度，高度為 48 公尺，掃描時間間隔為七分半鐘，共有十個掃描仰角：0.5°、1.4°、2.4°、3.4°、4.3°、6.0°、9.9°、14.6°、19.5°、25°，除了可獲得

回波(Z_H)、徑向風(VR)、波譜寬(SW)三個參數外，還可得到偏極化參數：差異反射率(Z_{DR} 、Differential reflectivity)、差異相位差(Φ_{DP} 、Differential phase shift)、相關係數($\rho_{HV}(0)$ 、Co-polar correlation coefficient)、比差異相位差(K_{DP} 、Specific differential propagation phase shift)，最大折錯速度(Nyquist velocity)為 37.18m/s。本研究均是使用未經過觀測初步修正的資料。

以下是各偏極化參數之介紹：

一、 Z_{DR} 差異反射率(Differential reflectivity)

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_{HH}}{Z_{VV}}$$

Z_{DR} 定義為水平回波與垂直回波的比值，受水象粒子的種類、形狀影響。降落中的雨滴為扁球體，而雨滴的扁圓程度和大小有關，所以可以利用 Z_{DR} 來推測雨滴大小。當雨滴越大、形狀越扁圓，其值越大；雨滴越小，此時雨滴接近於圓形，其值越小。而當觀測到冰相粒子時，由於軟雹或冰雹等冰粒子在空中成長時，常會有翻滾的情形，在雷達所觀測的解析體積內，所得到的水平和垂直回波強度接近，雖然此時回波值很強，但是 Z_{DR} 值會接近於零。結合雙偏極化參數彼此的特性，有助於我們分辨水象粒子。

二、 Ψ_{DP} 差異相位差(Differential phase shift)

雷達所觀測到的總差異相位差(Ψ_{DP})由 Φ_0 、 Φ_{DP} 和 δ 組成， Φ_0 為雷達系統本身的起始差異相位差，每個雷達皆不相同，可透過雷達波束通過弱降水區的資料統計得到一固定值，而 δ 則由觀測區水象粒子的背向散射(backscatter)所造成，本研究中使用 17 點平滑的方式來濾除 δ (紀，2005)。將 Ψ_{DP} 去除 Φ_0 和 δ ，就可以得到 Φ_{DP} 值。而 Φ_{DP} 可寫成下式：

$$\Phi_{DP} = \Phi_{HH} - \Phi_{VV}$$

Φ_{DP} 是水平和垂直電磁波的相位差異量，其值與水象粒子的形狀、種類、個

數以及距雷達距離有關，所以在弱降水區內，其值變化小，強降水區則值變化大。此參數的優點是不受能量衰減的影響，所以常用作回波和差異反射率衰減修正之參考值。

三、 K_{DP} 比差異相位差(Specific differential propagation phase shift)

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\Phi_{DP}}{dr}$$

K_{DP} 是 Φ_{DP} 對距離的變化率，受水象粒子的形狀、種類、個數影響，由於不受能量衰減影響，所以除了可以用作回波和差異反射率衰減修正的參考值，還能得到較佳的定量降水估計結果。另外，運用 K_{DP} 值可直接估算得到對流胞內含液態水含量(W)，方程式如下： f 的單位為 GHz， K_{DP} 為 $^{\circ}/\text{km}$)

$$W = 3.565 \times \left(\frac{K_{DP}}{f} \right)^{0.77} \text{ g / m}^{-3}$$

四、 $\rho_{HV}(0)$ 相關係數(Co-polar correlation coefficient)

$\rho_{HV}(0)$ 是在連續時間裡雷達觀測到的水平回波(Z_H)和垂直回波(Z_V)之間相關性，一方面可用作判斷水象粒子分布的指標，例如在純雨或純冰粒子存在時，相關係數都接近 1，而在冰水混相區，相關係數會明顯降低。另一方面因為地形的散射行為較為雜亂，造成 $\rho_{HV}(0)$ 較小，所以也可利用其值來濾除地形雜波。

2.2 風場合成

首先先使用由 NCAR(National Center for Atmospheric Research)發展的 SOLOII 進行風場去折疊，並且濾去在觀測時，其風場信號內插到較高解析度時產生的錯誤資料(七股雷達的風場折錯邊緣，圖 2.1)，然後使用 SPRINT(Sorted Position Radar Interpolation)將資料從雷達座標(r, θ, ψ)內插到直角座標(x, y, z)。

由於在雙都卜勒雷達合成時，必須考慮到對流系統的移動速度，所以在合成

前，必須先內插得到雷達掃瞄時間場的分佈，而經過 SPRINT 內插得到的七股雷達時間場明顯錯誤，故我們先假設時間場變化是一個均勻的場量，使用 REORDER 來內插得到時間場，並與 SPRINT 內插得到的參數場做結合，然後利用 CEDRIC(Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian space)對資料作平滑和修補，最後將處理好的資料進行合成和應用。

2.3 馬公雙偏極化雷達資料處理流程

在應用偏極化參數前，必須先將資料的品質控管和觀測誤差修正做好，才能得到真實的偏極化參數場分佈，實際的 Z_H^{TRUE} 、 Z_{DR}^{TRUE} 值應寫成下式：

$$\begin{aligned} Z_H^{TRUE} &= Z_H^M - Z_H^{BIAS} + Z_H^A \\ Z_{DR}^{TRUE} &= Z_{DR}^M - Z_{DR}^{BIAS} + Z_{DR}^A \end{aligned}$$

其中， Z_H^M 、 Z_{DR}^M 為雷達觀測量， Z_H^{BIAS} 、 Z_{DR}^{BIAS} 為系統偏移量(system bias)， Z_H^A 、 Z_{DR}^A 為衰減量，在本節中，將針對 Z_H 和 Z_{DR} 的系統偏移修正和衰減修正問題進行處理，整個資料處理流程如圖 2.2 所示。

雷達的觀測具有 Z_H 系統偏移(Z_H^{BIAS})，所以必須將此偏移量作修正，才能得到真正的回波值，在本研究中會有兩個程序估算 Z_H 系統偏移，各自使用不同的方法進行估算，這是由於偏極化參數進行修正時，各參數間會互相影響，所以在不確定各參數的正確性之下，必須逐步修正各參數後，最後再利用參數間關係做確認，得到一組可信的雷達資料。

為了找出在統計圖上出現頻率最高的值，本研究中採用紀(2005)的統計方法，可分為以下幾個步驟：首先將樣本排序找出中間值、四分位數，為了避免樣本不為鐘型分布，所以以平均值為中心點，兩次去除兩側左右極值後，最後找出出現頻率最高的值，如圖 2.3 所示。第一次是利用左右各加寬 1.5 倍四分位距當做門檻，去除左、右兩側的資料點；第二次則是使用 1.5 倍標準差為門檻，再次濾除左、右兩側的資料點。在偏極化參數的品質處理時所有的資料統計，都將使用以上的這些步驟來完成。

2.3.1 以七股雷達為調校基準估計 Z_H 系統偏移

假設七股雷達回波為真實結果，將馬公雷達回波和七股雷達回波資料都內插到同一範圍的直角座標上，直接比較 2、3、4、5 公里兩個雷達在等高面上的差值，統計得到初步估計回波的系統偏移量為 -7.11dBZ(表 2.1)，將回波觀測值減去此值，得到初步修正回波值。

2.3.2 Z_{DR} 系統偏移

雙偏極化雷達 Z_{DR} 具有系統偏移(Z_{DR}^{BIAS})，此時可利用水象粒子的特性來進行修正。Gorgucci et al.(1999)利用雷達垂直向上、定點掃瞄層狀降水區，得到 Z_{DR} 系統偏移量。鳳(2002)則利用翻滾軟雹區的平均 Z_{DR} 應為零的特性來進行修正。而本研究則是採用紀(2005)的方法，利用強降水前的弱回波區具有小而圓水滴的性質進行修正，作法是假設弱回波區的 Z_{DR} 值必須接近零，若不為零則為 Z_{DR} 系統偏移。

首先定義弱回波區為小於 20dBZ 的區域，將回波觀測值利用 2.3.1 初步估計的回波系統偏差值作修正後，接下來利用紀(2005)的方法，在強降水前的弱回波區取樣，並假設 Z_{DR} 的系統偏移量是一個常數，利用 2009 年 8 月 9 日的 5 個體積掃描 (0332LST、0402LST、0647LST、0702LST、1702LST，表 2.2)，選擇 Φ_{DP} 穿越降水區後仍無明顯增加者，並且為了確定得到的樣本確實為水象粒子，所以限制樣本相關係數需大於 0.9、雷達波束高度不得超過 4 公里，最後統計得到 Z_{DR} 的系統偏移量約為 0.382dB，將觀測值減去此值，即完成 Z_{DR} 的系統偏移修正。

2.3.3 Z_{DR} 衰減修正

電磁波經過水象粒子時，會損耗電磁波能量，故會造成觀測到的回波值以及差異反射率低估情形。Bringi et al.(1990)和紀(2005)都是利用衰減量和 K_{DP} 之間的線性關係進行修正：

$$A_H = \alpha K_{DP}$$

$$A_{DR} = \beta K_{DP}$$

其中 A_H 是回波單向衰減量， A_{DR} 是差異單向衰減量，對 C-波段雷達而言， $\alpha=0.054$ 、 $\beta=0.0157$ ，也可以寫成：

$$Z_H^A = \alpha \Delta \Phi_{DP} = 2A_H$$

$$Z_{DR}^A = \beta \Delta \Phi_{DP} = 2A_{DR}$$

其中 $\Delta \Phi_{DP}$ 為雷達波束通過對流後的 Φ_{DP} 增加量，將觀測到的回波和差異反射率加上衰減量 (Z_H^A 、 Z_{DR}^A) 即完成衰減修正。這個方法好處是運算簡單而快速，但是因為使用固定的係數做修正，在強回波後側常會出現過度修正的情形。在本研究個案中，回波值衰減修正結果尚屬合理，但使用 $\beta=0.0157$ 修正 Z_{DR} 的結果，發現 Z_{DR} 值在強回波後側會出現明顯過修的情形 (圖 2.4b)，所以在本研究中假設 Z_H 的修正係數 $\alpha=0.054$ 為理想係數，並希望找出可合理修正 Z_{DR} 的理想係數 β 。

為了克服「對流胞後側過度修正」這個缺點，Smyth and Illingworth(1998) 加入了「強降雨胞遠側為輕小雨，此區的真实 Z_{DR} 值應為零」作為約束條件。本研究遵循這個概念，利用 Bringi et al.(2001) 對南海季風實驗(SCSMEX) 期間兩滴粒徑模擬 C-波段之 Z_H 、 Z_{DR} 的關係式來作為約束條件，關係式如下：

$$\overline{Z_{DR}}(r_m) = 0 \dots \dots \dots \overline{Z_H}(r_m) \leq 20dBZ$$

$$\overline{Z_{DR}}(r_m) = 0.048 \overline{Z_H}(r_m) - 0.774 \dots \dots \dots 20 < \overline{Z_H}(r_m) \leq 45dBZ$$

利用 2009 年 8 月 8 日 1809LST 的體積掃描，選擇海上、相關係數大於 0.95、高度小於 4 公里的波束樣本，然後利用上述 Z_H 、 Z_{DR} 的關係式，可以透過 Z_H 值得到一理想 Z_{DR} 值，然後與觀測的 Z_{DR} 相減得到一差值，測試 β 值等於 0.002 到 0.015，共 14 組係數(每間隔 0.001)，找出在強對流胞後方 Z_{DR} 差值最小的 β 值，其值為 0.01。修正最後結果如圖 2.4c 所示。

2.3.4 利用 Z_{DR} 、 K_{DP} 求得 Z_H 系統偏移

在 2.3.1 已先初步估計了 Z_H 的系統偏移量，此節則是利用已經經過系統偏移和衰減修正後的 Z_{DR} 以及 K_{DP} 值，透過三個參數的關係式，來推得確切的 Z_H 系

統偏移量。關係式如下：

$$K_{DP} = C(Z_{Hi}^*)^a 10^{-bZ_{DR}^{TRUE}}$$

$$\text{或 } Z_{Hi}^* = \left(\frac{1}{C} \frac{K_{DP}}{10^{-bZ_{DR}^{TRUE}}} \right)^{\frac{1}{a}}$$

其中，對 C-波段雷達而言， $C=1.46 \times 10^{-4}$ ， $a=0.98$ ， $b=0.2$ ，這裡 Z_{Hi}^* 的單位是 $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ， Z_{DR} 是 dB， K_{DP} 是 $^{\circ}/\text{km}$ 。將 Z_{Hi}^* 轉換為 dBZ 的單位時，上式可以改寫成：

$$Z_{Hi} = 10 \log(Z_{Hi}^*)$$

$$Z_{Hi} = \frac{10}{a} \left[bZ_{DR}^{TRUE} + \log \frac{K_{DP}}{C} \right]$$

而雷達觀測到的 Z_H^M ，是由關係式推得的理想 Z_H 與 Z_H 系統偏移所組成，故上式又可以改寫成：

$$Z_H^M = Z_{Hi} + Z_H^{BIAS}$$

$$Z_H^{BIAS} = Z_H^M - \frac{10}{a} \left[bZ_{DR}^{TRUE} + \log \frac{K_{DP}}{C} \right]$$

所以根據上式可知，只要， Z_{DR} 做好衰減修正和系統偏移修正，搭配 K_{DP} 值，再將觀測到的 Z_H^M 做好衰減修正，即可求得 Z_H 的系統偏移量。

在本研究中採用 2009 年 8 月 8 日 1754-1847UTC 8 筆體積掃描資料，做 Z_H 系統偏移量的平均，因為在強降水區可以求得品質較佳的 K_{DP} 值，所以在挑選樣本時，選擇 Z_H 大於 25dBZ、 K_{DP} 大於 $1^{\circ}/\text{km}$ 、相關係數大於 0.97，樣本波束高度必須在 4 公里以下的樣本來做統計，最後求得 Z_H 系統偏移量為 -7.04dBZ，與 2.3.1 估計的 Z_H 系統偏移值(-7.11dBZ)差異不大，可視為真正的 Z_H 系統偏移量，最後修正結果如圖 2.5b 所示。

第三章 莫拉克颱風降水型態特徵

3.1 綜觀環境

從莫拉克颱風移動路徑圖(圖 3.1)來看，莫拉克颱風在 8 月 4 日到 8 月 7 日持續西移，這段時間主要是受到太平洋副熱帶高壓的牽引而移動。莫拉克颱風在 8 月 7 日已進入台灣東部外海，在圖 3.2 的 8 月 7 日 20 時的 500 百帕天氣圖上，可看到莫拉克颱風和南海的柯尼颱風在中國東南沿岸開始形成一個低壓帶，此時的色調強化紅外線雲圖上，也可看出在兩個颱風南緣有一對流雲系互相連結。而在莫拉克颱風東邊的低壓則逐漸增強，使得太平洋高壓勢力東退，並於 8 月 9 日 20 時發展成艾陶颱風。

由上可知，當莫拉克在移近台灣時，受到地形和太平洋高壓駛流場減弱的影響，加上莫拉克颱風和柯尼颱風環流之間產生交互作用，使莫拉克颱風的移動速度開始變慢，並且有從西行轉成向西北方向移動的情形。

8 月 6 日 8 時的 850 百帕天氣圖中(圖 3.3)，台灣周圍已環繞相當潮濕的大氣，而且在中國東南沿海也開始吹拂著西南風，而颱風登陸後，從 8 月 8 日 20 時的 850 百帕天氣圖(圖 3.4)可看出，莫拉克颱風和柯尼颱風所形成的低壓帶，其颱風的環流利於加強西南水氣的輸送，造成台灣西南部的豪大雨。

3.2 颱風雨帶時空分布

圖 3.5 以紅外線加強影像衛星雲圖來表示颱風位置，配合全台累積雨量分布圖，可以大致將莫拉克颱風影響台灣的時間分為四個時期：8 月 6 日颱風主環流尚未進入台灣，但是颱風的外圍雲系已經開始移進台灣，造成中北部沿海的降雨；8 月 7 日颱風環流進入台灣東部外海，且環流中心有減速和幾近滯留的情形，造成全台都有降雨產生，此時莫拉克颱風環流仍可見颱風眼的結構；8 月 8 日颱風已從花蓮登陸，此時颱風環流開始變得極不對稱，北側對流微弱，南側卻有大範圍的強對流雨帶區，並且以緩慢的速度向西北方出海，由於颱風環流、西南氣

流與地形的交互作用，造成中央山脈迎風面山區超大豪雨；8月9日颱風中心北移，雨帶也逐漸北移。

在陳等(2010)中，又將8月7日到8月8日細分為4個階段，分別是：

第一階段、8月7日00到12時：颱風中心減速期

第二階段、8月7日12到24時：颱風環流中心東部外海滯留期

第三階段、8月8日00到12時：颱風環流中心登陸期，台灣西南區出現重複新生雨帶

第四階段、8月8日12到24時：颱風環流中心西部外海滯留期，致災雨帶南北推移、近似滯留

而在本研究中，將主要討論第四階段8月8日12到24時的颱風雨帶特性。

3.3 莫拉克颱風雨帶形式特徵

莫拉克颱風雖然強度最大僅達中度颱風等級，但其雨帶卻對台灣南部造成重大災害，本節參考 Gall et al.(1997)對雨帶特徵統計的方式，進行莫拉克颱風雨帶初步的分析，將其雨帶特徵分為以下幾點：

一、颱風雨帶結構不對稱：莫拉克颱風從8月6日的紅外線加強影像衛星雲圖(圖 3.5a)就顯示此颱風具有非常不對稱的結構，雖然仍可見颱風的環狀結構，但在颱風的東側和南側明顯有較低溫、發展旺盛的對流雲存在，而在8月7日登陸台灣以後，南側仍存在發展旺盛且範圍寬廣的低溫對流帶，搭配雷達回波圖，可以發現北側眼區對流微弱，颱風眼結構越趨不明顯，兩側對流發展極不對稱。在颱風典型雨帶分區模型(Willoughby,1988)中，將颱風結構分為眼牆區(Eyewall)、主要雨帶區(Principal band)、次要雨帶區(Secondary band)，然而莫拉克颱風並不完全可以適用於此分類，所以在陳等(2010)中，將莫拉克雨帶分為A、B、C、D四區，如圖 3.6 所示，A區為眼牆區，在台灣東部以眼為中心，半徑120公里，B區則是次雨帶，C區向東北延伸則是主要雨帶，而D區則是8月8日在

台灣西南側不斷重複生成後移動或滯留，並與地形交互作用造成山區強降水的雨帶群。在本研究主要著重分析在 8 月 8 日下午在 D 區其中一條長生命期的強對流雨帶特性。

二、雨帶排列方向不全與颱風切向風平行：在 8 月 8 日以前，莫拉克颱風的雨帶走向與切向風方向較為平行，從 8 月 8 日開始，颱風眼結構在颱風過山時，受到地形影響，北部形成廣大的空洞區，並且 D 區雨帶與颱風切線風的圓弧交角變大(圖 3.7)。D 區雨帶走向多變，與雨帶間交互作用和地形影響有關。

三、雨帶走向不只受到颱風環流影響：在 8 月 8 日下午，在 D 區的一條對流雨帶時而南移、時而北移，這種南北震盪的情況，與一般颱風典型雨帶的運動相當不同，一般颱風典型雨帶會隨著颱風本身環流的旋轉，而有螺旋向外移動的情形，而在莫拉克颱風中，D 區雨帶不只受到颱風環流，還受到西南氣流的影響，在兩個勢力互相抗衡、推擠之下，就會影響雨帶的移動。

四、長生命期的雨帶：颱風環流帶入的西北風和西南氣流在雨帶上形成強烈輻合和上升運動，促使雨帶持續發展且生命期增長，在 8 月 8 日下午 D 區強對流雨帶的生命期長達十小時以上，而且在雨帶內產生許多發展旺盛的對流胞，這些強對流胞不斷在雨帶上風處生成、發展，並且快速往陸地移動。

3.4 致災雨帶特性

莫拉克颱風帶來的豪雨重創南台灣，除了造成道路坍方、橋樑崩塌等，其中傷亡最嚴重的莫過於高雄縣甲仙鄉，豪雨造成山崩、滅村的慘劇，總共造成 409 人死亡、21 人失蹤，而從 8 月 6 日到 8 月 10 日甲仙和新發自動雨量站的小時累積雨量時序圖可知(圖 3.8)，高雄縣山區在莫拉克颱風侵襲期間，最大降雨都出現在 8 月 8 日的下午。莫拉克颱風中心在 8 日 14 時左右在桃園附近出海，並在台灣西北外海以極緩慢的速度向西北前進，此時在台灣西南部有一東西走向的強對流雨帶在七股雷達站附近南北徘徊(圖 3.9)，且雨帶內有許多對流胞不斷在雨帶

上風處新生、發展，並且快速移往陸地。這條颱風雨帶和山區的強降雨這兩者之間的關係，將在以下做探討。

首先利用從 8 月 8 日 12-23 時、每間隔一小時在七股雷達西邊 50km($X=-50\text{km}$) 的七股雷達回波南北剖面時序圖(圖 3.10)，能夠清楚看到這條東西走向強對流雨帶的移動。由圖 3.10 中，可發現雨帶以 6 小時為週期，12 到 15 時雨帶北抬，15 到 18 時雨帶南移，18 到 21 時再次北抬，21 到 23 時再度南移，表示此時正是西南氣流與颱風環流勢力互相抗衡、推擠的時段，除了造成雨帶的持續發展，能有較長的生命期，另外在雨帶內也產生許多強對流胞，這些對流胞回波強度在高度十公里處超過 25dBZ，在高度 2 公里時 45dBZ 的等值線寬度超過 20 公里以上。

甲仙自動雨量站位置為東經 120.5825 度、北緯 23.0817 度，位在七股雷達的東方約 51 公里、南方約 7 公里，在這裡同樣取一通過甲仙自動雨量站，自 12 到 23 時每間隔一小時的七股雷達回波南北剖面時序圖(圖 3.11)，仍然可以看出雨帶南北推移的情形，而且甲仙上空的回波強度一直維持在 35dBZ 以上，顯示此時段甲仙都籠罩在強對流之下。

接下來則利用 1702-2032LST、每半小時一張的馬公雷達回波 5 公里高度等高面時序圖(以七股雷達為中心，圖 3.12)，來看雨帶中的對流系統移動與山區降雨的關係。圖 3.12 中的黑圓點表甲仙雨量站的位置，在 1702LST 雨帶寬度約 50 公里，1732LST 時整體雨帶減弱，線狀結構潰散，但在雨帶上風處，有對流胞 A 開始組織，並且逐漸增強，這個對流胞生命期約 2 小時(如 3.12 粉紅框所示)，在 1800-1832LST 是對流胞 A 發展最強的時期，也是此強對流雨帶整體發展相當好的其中一個時間，此對流胞的變化、發展機制是值得研究的一項課題，將在下一章有詳細的分析。

在 1802-1832LST 對流重新組織成線狀雨帶，雨帶中還有許多對流系統逐漸發展，從 1802LST 上可發現一對流系統 B 以氣旋式方向移進山區，並在 1832LST 受地形抬升、加強。而在 1902LST 時，整個雨帶又明顯減弱，且在雨帶上風處，雨帶開始有向北移動的情形，1932LST 在七股雷達站西側重新組織了一強對流系

統 C，並向東快速移入陸地。

在 1500-2000LST 這四個小時中，甲仙自動雨量站所測得之小時累積雨量都達到約 60mm 以上，尤其是在 1800-1900LST 這一個小時累積降雨甚至達到 94mm，是 8 月 6 日至 8 月 10 日小時累積最大值。從七股雷達回波的南北剖面可發現這條強對流雨帶在台灣西南部南北徘徊，造成持續性降雨，而從馬公雷達回波時序圖來看，一方面對流系統從外海攜帶強降雨進入陸地後，受到山的阻擋，而在山前累積，甚至有些對流被地形抬升、加強而產生驚人的降雨，是造成山區豪大雨的其中一項因素，另一方面不斷移入的對流胞，也使得甲仙的雨時延長，造成驚人的累積雨量，形成重大的災害，總而言之，這條 8 月 8 日下午這條對流雨帶的確是造成高雄山區強降雨的原因。

3.5 雨帶三維風場分析

圖 3.13a 為 8 月 8 日 20 時的全台地面風場分布圖(氣象局颱風研究室提供)，此時的莫拉克颱風中心位於台灣中北部外海，並在環流中心附近的台灣北部外海具有 60m/s 的強風速，而在台灣西南部可明顯看到有一約 40m/s 的噴流，從流線場來看，就已經可以發現在西南部有合流的情形。在全台最強回波圖上，發現在台灣西南部排列多條東西走向的雨帶，其中有一條內部對流明顯較強的雨帶，在 8 月 8 日下午南北徘徊或滯留在七股雷達站和馬公雷達站附近，時間長達十小時，利於做詳細的風場分析，了解雨帶內部的特徵和結構。

圖 3.14 是 8 月 8 日 1801LST 七股雷達高度 2 公里的單都卜勒徑向風場和回波場，可以發現這個持續時間很長、範圍大的強雨帶系統是受到強烈西南氣流和颱風環流的輻合所形成。接下來為了要進一步了解雨帶內的三維風場結構，所以選擇 1754-1831LST 七股雷達和馬公雷達資料做六個時間的雙雷達分析，合成範圍如圖 3.15 中的粉紅框所示，位於七股雷達南方 60 公里、西方 100 公里所圍成的範圍，圖上的原點以七股雷達為中心，馬公雷達位於七股雷達西北方約 45°(西

方約 46 公里、北方約 46 公里)的位置。

在 1754-1831LST，各間隔 7.5 分鐘，共 6 筆資料，以 8 月 8 日 1809LST 雙雷達合成水平風場(圖 3.16)，來說明此時段環境風場水平分布，在 2 公里高度等高面上發現此對流雨帶位於颱風環流引起的西北風、西風和西南氣流所形成的輻合帶上，而在 3 公里高度水平風場為西風和西北風，到了 4 公里高度以上，風場只見颱風環流引起的西北風。由此可知，此時的環境平均風場，主要是由颱風環流所主導，西南氣流的勢力僅在低層，整層的平均氣流可用來解釋對流胞快速地從西北西向東南東移動的情形，另外低層西北風、西風和西南氣流所形成的強輻合帶，也可用來說明排列在雨帶北側的強上升運動，並且也是造成雨帶持續發展、生命期長的主因。

圖 3.17 是 1754-1831LST 這段時間 4 公里高度等高面的參數場分布，此對流雨帶寬度達 50 公里(回波 30dBZ 等值線)，其強對流胞集中在雨帶的北側，往陸地快速移動，且當對流胞隨時間自西北西往東南東移動時，強風速、強上升運動和正渦度也隨之移動，在圖 3.17 中，以黑線表示三者同步移動的情形。風速、垂直速度和渦度之間的關係，將在第四章有更深入的探討。

第四章 對流胞特徵

在本研究中，將「熱塔」定義為在 10 公里高度的水平面上，其回波大於 25dBZ 的對流胞。從圖 3.12 馬公雷達的 5 公里高度回波等高面時序圖來看，從 1732LST 到 1831LST 則可以看到對流胞開始在雨帶上風處生成、組織，並且以西北西向東南東快速移向陸地、最後減弱的過程，挑選其中發展最強的對流胞，在圖 3.12 中以粉紅色方框標示其對流胞位置，此對流胞生命期約 2 小時。

在此章中，著重研究在 1754-1831LST(間隔 7.5 分鐘)中，發展最旺盛的對流胞之變化，在這六個體積掃描中，雨帶內數個對流胞皆符合「熱塔」的定義，且對流胞型態變化快速而劇烈(圖 3.17)，從 1754-1809LST 對流胞沿著雨帶北側(靠近颱風眼的一側)發展，形狀呈現西北—東南走向，1816LST 對流發展到最強，在 10 公里高度的等高面回波可超過 40dBZ，接下來到 1831LST 這個時段，雨帶中的對流胞開始變形、各自組織和發展，本章將比較兩個不同時期的對流胞差異，分別是 1809LST 和 1831LST，並且討論熱塔內垂直速度、渦度和噴流之間的關係。最後則是利用馬公雷達偏極化參數的分布，得到對流胞內的微物理結構特徵，進而與前述動力結構相配合，幫助了解熱塔行為。

4.1 三維風場特性

此最強的對流胞(2 公里高度回波 $> 45\text{dBZ}$)長寬約 20 公里 \times 30 公里，可視為一個對流系統，內部包括數個發展很深的對流塔，在本研究中，將取最強的對流塔作特性討論，比較不同時期對流胞各參數場分布，將以 1809LST 和 1831LST 作為代表。分別將隨對流胞的移動和變化，以對流胞回波水平分布各得出：在 1809LST 時，水平範圍為 40 公里 \times 40 公里($X=-60$ 至 -20 公里、 $Y=-50$ 至 -10 公里)，而 1831LST 則是 30 公里 \times 32 公里($X=-38$ 至 -8 公里、 $Y=-52$ 至 -20 公里)，以下的對流胞各場量水平分布，將各以這兩個範圍內進行討論和比較。

4.1.1 熱塔回波三維結構與垂直運動關係

利用 REORDER 內插得到的時間場，將回波的位置做過時間偏移修正後，發現兩個時間的熱塔垂直形態有所不同。從 1809LST 的 8 公里高度回波等高面挑選最強回波處作一南北剖面($X=-52\text{km}$)，從此南北回波垂直剖面(圖 4.1a)上，發現在低層的強回波與高層強回波的位置一致，略為向雨帶南側傾斜，此時 40dBZ 的回波高度可達 9 公里，且從相對系統移速風場可發現低層有一自颱風外側的南來入流，這些特徵與 Barnes et al.(1983)雨帶中對流胞的垂直概念結構一致。此時在回波北側有強上升運動(圖 4.1a)，寬度約 7 公里，高度可達 13 公里，最大強度為 18.8m/s(圖 4.1b)，高度位在 6-8 公里。Jorgensen et al.(1985)內觀測所得颶風內垂直上升運動強度均小於 6m/s，本個案的上升速度的強度較 Jorgensen et al.(1985)所得到颶風內平均上升速度值大上 3 倍以上。

在此同樣挑選在 1831LST 時 8 公里回波等高面上，通過最強回波的南北剖面($X=-28\text{km}$)，從圖 4.1c 上來看，此時回波有向南側嚴重傾斜的情形，造成低層最強回波和高層強回波錯開，南北距離差大約 10 公里，雖然大於 25dBZ 的回波仍然達到 15 公里，但是 40dBZ 的回波高度降至 6 公里。1831LST 也有一向南嚴重傾斜的上升運動，最大強度明顯減弱，只有大約 7m/s，高度也降至 4-6 公里。

比較兩個時間雙雷達合成範圍的平均水平風 U、V 分量的垂直剖線(圖 4.2)後，發現在 U 分量上都是呈現西風，且都隨高度成線性遞減，而在 V 分量上，兩個時間在 3 公里以下都有強風切，由此可知，此時的環境不論是在 U 或 V 分量上均具有垂直風切，垂直風切會形成水平的渦管，當被傳送到上升氣流附近時，就會傾側成垂直渦度，有利於對流胞的發展，另外 V 分量在 3 公里以上 1809LST 呈現等風速，而 1831LST 則在 9 公里處有強北風，這可用來解釋對流胞上下層強回波位置不一致，進而影響對流結構垂直發展的情形。

圖 4.3 為兩個時間個別得到的七股雷達回波在 2、4、6、8 公里高度等高面上的水平分布，發現強回波梯度都集中在雨帶北側，且比較各層水平回波剖面後，

則發現強對流都向西北方，也就是向系統行進方向的後方傾斜。而在 1831LST 時，在 6 公里以下水平剖面，發現對流也有向西方傾斜的情形，但到了 8 公里以上強回波則與中低層位置錯開。圖 4.4a 將 8 公里高度的七股雷達回波疊合垂直最大上升速度，以此來表示回波高度與上升氣流強度的關係，1809LST 時強上升運動都位在深對流上，最強垂直運動接近 20m/s，顯示兩者密切相關，而 1831LST 時，強上升運動大致分布在強回波的外圍，最強垂直運動達 12m/s，但兩者位置並不一致，此結果與這對流發展相當吻合。

4.1.2 強風帶與渦度的關係

在本研究中所提及的「強風」或「低層噴流(low level jet)」指的是水平風速大於 30m/s 的風，寬度約 10-30 公里，另外將風速大於 40m/s、寬度約 2-3 公里，長度約 5-20 公里的強風區稱作小尺度的「噴流條(meso- γ -scale jet streak)」。1809LST 在雨帶上存在低層強風，勢力可延伸到達陸地，最大風速位在高度 4 公里處。圖 4.5 與圖 4.3 呈現範圍相同，比較後發現深對流常伴隨大的風速梯度，而噴流條常出現在對流胞西南側，且位置緊鄰大的正渦度，弱風處則出現負渦度，顯示強風速和正渦度兩者的確密切相關，此時強上升運動集中在雨帶的北側，呈現線狀分布。從圖 4.5e 的 2 公里相對系統移速水平風流線圖中，除了可以看到西北風和西南風的輻合，還可看到在對流胞上，由於水平風切而形成明顯的反氣旋旋轉，而在水平風速最大的高度 4 公里處，此層的垂直運動較 2 公里高度強，氣流通過對流胞時，有明顯繞流情形。

1831LST 時高度 2 公里處噴流條風速變強，較 1809LST 大，但其強風勢力只到強對流胞移動方向的後緣(圖 4.6)，此時噴流條和正渦度的水平分布依然緊鄰，在對流胞西側、南側風速較大，也有強渦度產生，其上升速度明顯較 1809LST 弱，水平分布較不規則，在中高層的對流胞後側會出現較強的下降運動。在圖 4.6e 2 公里的相對系統移速水平風流線圖上的對流胞北側，除了可看到輻合帶上水平風

切產生的氣流旋轉，另外還能發現在對流胞西北角有氣旋和反氣旋式的旋轉相間，此區鄰近上升氣流區，表示水平渦管被傳送到此處，被上升氣流傾側、抬升，然後產生垂直渦度，而在強對流的南側，還能看到氣流合流的情形，有助於對流的發展。此時中低層(4公里)的風速明顯減弱，但仍可以看到水平渦管被傾側所形成的氣旋和反氣旋旋轉，且在上升氣流附近，氣流也有繞流情形，但繞流情形不像 1809LST 明顯。

4.1.3 強垂直運動所扮演的角色

熱塔因為具有強上升運動，而能發展成對流高度高、水平範圍大且生命期較長的強對流，故瞬間極強的垂直運動是熱塔出現的主因。在圖 3.17 中，從 1754-1831LST 的垂直運動、水平風速和渦度場的時序圖已可看出上升運動、強風和正渦度都隨著對流胞移動、發展而相伴產生。在上節中，也發現在強上升運動附近，氣流會出現繞流的情形，繞流可能會產生渦度，進而增加對流胞周圍的風速。此小節將針對上升運動、渦度和噴流的關係做進一步的探討。

4.1.3.1 對流垂直結構分析

根據 Hence and Houze(2008)的理論(如圖 1.3b)，強對流中的強上升運動會將環境中垂直風切產生的水平渦度傾側成垂直渦度，然後垂直渦度被低層強輻合所抽拉，並被上升運動向上平移到中低層，增加中低層渦度，進而增強噴流強度，清楚說明了雨帶中強對流、渦度和噴流之間關係。

在 1809LST 的南北垂直剖面中也符合這樣的情形，從圖 4.1a 相對系統移速風場可看到在 2 公里下有一南來的入流，在對流胞的正下方、前側和颱風環流提供的北風分量產生輻合(圖 4.7c)，而在低層強輻合的正上方為強上升運動，此強上升運動的位置和分布型態和垂直渦度場(圖 4.7a)的正渦度分布近似，表示強上升運動分布的確與正渦度分布相關，並且渦度場的最大值($10 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$)位在高度 4 公里處，與噴流條的位置相鄰，顯示對流中的正渦度的產生會增強周圍風速，進

而加強小尺度噴流條強度。

而在 1831LST 的南北剖面低層(圖 4.8)仍有南來入流，但產生的輻合較弱，上升氣流也較弱，所以在上升氣流附近較無繞流情形，也無法將底層的正渦度垂直平移到高層，而在中低層出現最強渦度，而高層的強北風也將正渦度平移到南側，所以正渦度有向南側傾斜的情形。在中低層強渦度的南側，有強風速的產生，並隨著渦度的向南傾斜，強風速區也有向南傾斜的情形。說明了正渦度和強風的分布的確是伴隨發生的。

4.1.3.2 渦度收支

本小節透過計算渦度收支，一方面進一步討論垂直運動、強風與垂直渦度的關係，另一方面也藉此了解垂直運動在對流胞中各高度層所提供動力發展機制。利用高解析度的雙都卜勒合成風場，可計算出三維的渦度場 ω ，而 ω 又可以分為 ξ 、 η 、 ζ 三個分量寫成：

$$\omega = \xi i + \eta j + \zeta k$$

在本研究主要針對垂直分量 ζ 的局地變化進行探討，可以下式表示：

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

左式表局地垂直渦度隨時間變化率(GENR)，右式第一項為水平平流項(HADV)，第二項為垂直平流項(VADV)、第三項為抽拉項(CONV)、第四項為傾側項(TILT)，以下將藉由討論垂直平流項、抽拉項和傾側項對於局地垂直渦度變化項的正貢獻量分布，來看垂直運動對於垂直渦度的影響，正貢獻量值越大表示對下個時間的局地正渦度增加越有利。

圖 4.9 為在 1809LST 時三項在各層等高面貢獻量的分布，紅色系色階表正貢獻，綠色系色階表負貢獻。從 2 公里等高面中，在上升運動南緣，抽拉項的正貢獻呈現帶狀分布，最大值可達 $64 \times 10^{-6} \text{s}^{-2}$ ，在此區傾側項也有部分正貢獻；到 4 公里中層等高面，在對流胞西北角、上升氣流南側的氣流繞流處，傾側項和垂直平流項均有大於 $30 \times 10^{-6} \text{s}^{-2}$ 的正貢獻量，而到了中高層(6 公里)，此時上升運動仍

強，所以在對流胞內的垂直平流項有大於 $20 \times 10^{-6} \text{s}^{-2}$ 的正貢獻量。而在 1831LST 時(圖 4.10)，在低層主要仍是抽拉項和傾側項的正貢獻，但是抽拉項強度明顯較 1809LST 時弱，最大值僅約 $30 \times 10^{-6} \text{s}^{-2}$ ，最大貢獻項為傾側項；垂直傳輸項僅在 4 公里處正貢獻較大，最大值超過 $60 \times 10^{-6} \text{s}^{-2}$ ；而 6 公里以上因為上升氣流較弱，各項正貢獻量明顯變小，均小於 $20 \times 10^{-6} \text{s}^{-2}$ 。抽拉項、傾側項、垂直平流項這三項皆與垂直運動有關，從渦度收支結果可知這三項的確對於局地垂直正渦度的產生有正貢獻，所以說對流中的強上升運動有利於局地正渦度的產生。

為了呈現各參數項的貢獻量在垂直剖面上的特徵，在 1809LST 選擇 $X=-55$ 公里到 $X=-50$ 公里的平均南北剖面(圖 4.11)，對流胞內上升運動(圖 4.11b)和正渦度(4.11c)位置呈現正相關，圖 4.11e 是局地垂直渦度變化項，將此圖與圖 4.11d 的等風速圖相比較，發現在對流胞北側的弱風處，有較強的負貢獻，而在回波發展最高處的正下方，此處為風速梯度最大的地方，雖然受到水平平流項的負貢獻影響，正渦度局地產生量並不明顯，但是仍然可以看出強風速與正垂直渦度的產生有密切關係。

在本研究中的局地垂直渦度變化項，不直接利用兩個時間的雷達垂直渦度資料進行差分，而是使用水平平流項、垂直平流項、抽拉項和傾側項四項總和，來計算局地垂直渦度隨時間變化率。因為對流胞移動快速(移速為 21m/s)，而雷達風場合成結果間隔七分半鐘，時間間隔長，所以在計算局地垂直渦度隨時間變化量相對困難。故在本研究中得到的局地渦度變化項，包括合成水平風場誤差、計算垂直速度時的誤差，這兩種誤差量在 Ray et al.(1978, 1980)皆有所討論和描述，以及利用中差法(Central-Difference Formulas)計算時，在渦度收支方程內各項均具有截斷誤差。雖然這些誤差量難以確切的估計和排除，但是仍然可以利用各場量的相對定性特徵來進行分析和研究。

接下來逐一分析與垂直運動相關的項：垂直平流項、抽拉項和傾側項的正貢獻分布，發現在對流胞內強上升運動的確會增加正渦度的產生。圖 4.11g 是垂直平流項，其分布在對流胞內從 3 公里到 12 公里皆有正貢獻量，以 3 公里到 6 公

里正貢獻最強，可大於 $25 \times 10^{-6} \text{s}^{-2}$ ，但在對流胞 6 公里以下北側出現強負貢獻。圖 4.11h 為抽拉項，此項正貢獻主要在對流胞內 3 公里以下，最大值達 $40 \times 10^{-6} \text{s}^{-2}$ ，3 公里以上則幾乎皆為負貢獻。圖 4.11i 為傾側項，在對流胞內 3 公里以下低層有強的正貢獻項，但其值僅達此層抽拉項最大值的一半，此項在對流胞內呈現正負貢獻量相間的情形。

4.2 微物理結構

在本節中，利用馬公雷達已做過時間偏移修正後的偏極化參數分布，來推測對流胞內的水象粒子分布。其偏極化參數都經過第二章所描述的資料品管流程，且為了方便與前述的合成風場比較，所以在此節所使用馬公偏極化雷達資料，座標都將以七股雷達為中心呈現。

4.2.2 偏極化參數分布特徵

在 1809LST 2 公里高度等高面上(圖 4.12)，大的 Z_{DR} 值大致分布在雨帶的北緣，而在最強對流胞上 Z_{DR} 、 K_{DP} 和回波值的位置一致。圖 4.13 是從 8 公里高度水平面挑選最強回波處，得到的偏極化參數南北剖面($X=-52\text{km}$)，此時在上升氣流的下方有大的 Z_{DR} 值、回波和 K_{DP} 值，表示在強對流胞低層聚集了許許多大的水滴。另外從 1809LST 的南北剖面中，可明顯看到 Z_{DR} column 和 K_{DP} column 的結構，此處所指的 Z_{DR} column 為 $Z_{DR} > 0.8\text{dB}$ 的區域， K_{DP} column 為 $K_{DP} > 1^\circ/\text{km}$ 的區域。比對圖 4.13b 的垂直速度場，發現 Z_{DR} column 位在最強上升氣流下方和北側，而 K_{DP} column 則有略為向對流胞南側傾斜的情形，而 K_{DP} 的最大值可達 $5.6^\circ/\text{km}$ ，位在高度約 4.5 公里處，若以 $K_{DP} > 3.5^\circ/\text{km}$ 區域來看，大的 K_{DP} 值分布並不是位於近地面，顯示此時的強上升氣流可以將較大量的水滴帶至高處，並且其強度足以維持、使水滴不會馬上落至地面。 K_{DP} column 在上升氣流南側有一明顯的突起，表示過冷水被強上升氣流往上帶至 9 公里高，在 K_{DP} column 上方的 ρ_{HV}

較小，表示此處開始出現冰水混相的情形，而在強對流內 9 公里以上區域，此區 Z_{DR} 值小、 ρ_{HV} 較大、 K_{DP} 較小，顯示此區應存在有冰晶。在熱塔內高層冰晶的形成(澱積現象)和冰晶與過冷水的交互作用(淞化現象)下，加上熱塔下方大量的水滴存在，顯現有強烈凝結現象，總體而言，此三個現象均會釋放大量的潛熱，對於維持熱塔的生命期有很大的幫助。

圖 4.14 為 1831LST 高度 2 公里水平面， K_{DP} 值的位置依然與回波位置相符，但是大的 Z_{DR} 值與 $K_{DP}>5^\circ/\text{km}$ 有錯開的情形。選擇一南北剖面($X=-28\text{km}$ ，圖 4.15)來描述此時的偏極化參數的垂直分布，在 1831LST $Z_{DR}>0.8^\circ/\text{km}$ 範圍南北分布較大，而 K_{DP} column 也與回波分布一樣，向雨帶南側嚴重傾斜，且其最大值較 1809LST 時略小，此時 $K_{DP}>3.5^\circ/\text{km}$ 區域已連至地面，顯示由於上升氣流減弱，水滴開始落至地面。另外，在 1831LST 對流胞的南側出現層狀區特徵，位在 6 公里的融化層附近出現大的 Z_{DR} 和較小的 ρ_{HV} 。

4.2.3 與辛樂克颱風(2008)熱塔個案的比較

為了能更清楚了解莫拉克颱風中強對流個案的尺度、特徵，所以特別選擇和辛樂克颱風中的強對流個案進行比較。2008 年 9 月 13 日 2301LST，車載 X-波段雙偏極化雷達(Team-R)在中央大學校門口觀測辛樂克颱風時，利用垂直掃描策略(RHI)得到一回波高度達到 13 公里的熱塔結構，這也是台灣第一次利用雷達觀測，得到熱塔的雙偏極化參數垂直剖面(圖 4.16)。垂直掃描策略的時間解析度較佳，可以得到 20 秒內的對流發展情形，在此垂直剖面中，熱塔對流發展超過 10 公里，且對流筆直向上發展，表示此時有極強的上升運動，但因為 X-波段雷達能量衰減強，所以只能看到部分的熱塔結構。此時中央大學 C-波段雙偏極化雷達也以仰角 0.5° 、 1.0° 、 2.0° 、 3.0° 、 4.5° 、 6.0° 、 7.5° ，共計 7 個仰角的 PPI 掃描策略進行連續觀測，時間間隔為 5 分 39 秒，雖然不能得到短時間內變化的對流結構，但是透過差分得到的垂直剖面仍然可以看到大致的對流結構。在本節中，將以中

央大學 C-波段雷達得到之偏極化參數剖面 and 馬公 C-波段偏極化雷達得到的剖面結構相比較，其中中央大學 C-波段雷達之偏極化參數品管使用洪(2010)的 Z_H 、 Z_{DR} 系統偏移量作修正，分別將 Z_H 、 Z_{DR} 的觀測值加上 2.86dBZ 和 0.4dB，並採用 Bringi et al.(2001)以疊代方式找出最佳衰減修正係數的方法，來處理 Z_H 、 Z_{DR} 衰減問題。

辛樂克颱風生成後以南南東向北北西方向往台灣移動，在 2008 年 9 月 12 日到 9 月 15 日影響台灣，於 9 月 14 日 1 時 50 分左右於宜蘭縣蘭陽溪附近登陸，而在 10 時左右掠過台灣東北角進入北部海面，侵襲期間大尺度環境呈現鞍形場的狀態，再加上台灣地形作用，所以辛樂克颱風在進入台灣東部近海時有滯留、移動緩慢、打轉等現象。此颱風強度曾達強烈颱風等級，其颱風眼結構清晰可見且環流對稱，此颱風造成的豪雨，重創中部地區，其中以南投最為嚴重，造成后豐斷橋、豐丘山崩及廬山溫泉區飯店倒塌等災情。最大總降雨同樣出現在阿里山，但侵襲期間沒有強烈西南氣流共伴的情形發生。

在 10 公里的回波等高面，利用前述回波大於 25dBZ 的「熱塔」定義，在 9 月 13 日中央大學 C-波段雷達的 2256LST 體積掃描中找到發展最強的對流胞。此熱塔是在從眼牆向外傳遞的雨帶中發現，如圖 4.17a 箭號所示，此時颱風眼位在宜蘭外海，並有多條雨帶從眼牆螺旋向外傳遞，而發現熱塔的雨帶也位於其中，內部強對流不像莫拉克颱風 D 區雨帶中對流呈現胞狀，而是呈現線狀，螺旋向颱風眼外傳遞。在辛樂克颱風個案中，因為中大 C-Pol 雷達觀測採取七個仰角的體積掃描，對於高層的解析度較差，且對流持續往東北角山區內移動，受到地形阻檔，所以較難追溯整個對流胞的生命週期，故僅用 2256LST 來代表辛樂克颱風的熱塔個案。

接下來從辛樂克颱風熱塔個案的偏極化參數剖面(圖 4.17c)結構中，發現強對流 25dBZ 的回波垂直分布達到 12 公里，40dBZ 在水平上的最大寬度約 10 公里，在強對流遠離颱風眼側有 10 公里寬的層狀區分布。在強對流內、靠近眼牆側 5 公里以下具有較大的 Z_{DR} 和 K_{DP} 值，加上在對流中的 ρ_{HV} 較大，顯示此處有較大且多的水象粒子分布，但 Z_{DR} 和 K_{DP} 的極大值並不在同一位置， K_{DP} 最大值與回

波位置一致，位於熱塔靠近颱風眼側，而 Z_{DR} 最大值則在熱塔遠離颱風眼側，且 ρ_{HV} 有略小的情形，顯示此區可能有正在融化的冰粒子存在。在 8 公里以上的熱塔高層， Z_{DR} 變小， ρ_{HV} 變大，顯示此處以冰晶為主，而非冰水混相。

從圖 4.17d 中，發現莫拉克個案中熱塔 25dBZ 至少達到 13 公里(七股雷達可看到回波高度達 15 公里)，40dBZ 在水平上的最大寬度可達 20 公里，約為辛樂克熱塔個案的 2 倍寬，表示在莫拉克颱風熱塔個案中，其對流發展高度較深，強度也較強。接著比較兩者的偏極化參數分布，兩者在熱塔內都能發現 Z_{DR} column 和 K_{DP} column，且 K_{DP} 的最大值都不在地面上，顯示其對流上升速度皆大。在兩個熱塔個案中， Z_{DR} 最大值大小相近，且其值不大，顯示在颱風中的雨滴粒徑不大，但是兩者的 K_{DP} 值卻有很大的差異。由偏極化參數的定義，可知 K_{DP} 值除了與水象粒子的形狀和大小有關外，從其分布還能得到水象粒子濃度的分布訊息，在莫拉克颱風熱塔個案中， K_{DP} 值可超過 $5^{\circ}/\text{km}$ ，推算得到的液態水含量至少為 $3.0981\text{g}/\text{m}^3$ ，而在辛樂克颱風熱塔個案 K_{DP} 值最大約 $2^{\circ}/\text{km}$ ，推算得到的液態水含量為 $1.5299\text{g}/\text{m}^3$ ，並且比較兩者大 K_{DP} 值的分布範圍，前者也較後者大得多，表示莫拉克颱風熱塔個案比辛樂克颱風熱塔個案含有非常大量的水滴。另外在莫拉克熱塔個案的 K_{DP} column 正上方能看到 ρ_{HV} 明顯變小的情形，顯示有強上升氣流把過冷水抬升，而在此處出現冰水混相的情形，而辛樂克熱塔個案的混相區則位在熱塔內遠離颱風眼側。由於莫拉克颱風底層具有大量液態水的凝結作用，加上中高層冰晶和過冷水交互作用，因此莫拉克颱風熱塔個案可釋放的潛熱量應遠大於辛樂克颱風熱塔個案。

第五章 結論與未來展望

5.1 結論

莫拉克颱風在移近台灣時，受到地形和駛流場減弱的影響，移動速度緩慢。從8月6日起，台灣周圍已環繞著相當潮濕的大氣，颱風登陸後，颱風的環流與西南氣流共伴，加強水氣的輸送，加上莫拉克颱風本身颱風結構不對稱，北側對流微弱，南側則有旺盛的對流雲系，尤其是在8月7日23時50分登陸台灣後，受到地形作用，颱風眼結構更不明顯，且兩側對流發展極不對稱，並在台灣西南部地區不斷生成雨帶群，造成台灣南部的豪大雨事件，本研究所探討的長生命期雨帶就屬於其中之一。

在8月8日下午半天，由於莫拉克颱風環流引起的西北風、西風與西南氣流在台灣海峽產生強輻合和強上升運動，形成一條東西走向、長生命的強對流雨帶，此時也正是高雄山區小時累積降雨量最大的時段。由於這條雨帶在災區上空南北推移，使得降雨時間延長，而在雨帶上風處不斷新生的強對流系統，攜帶強降水、快速向陸地傳遞，並在山區與地形作用，是造成山區驚人累積降雨的主要原因。

莫拉克颱風的熱塔個案(1809LST)在2公里高度回波等高面，其45dBZ回波長寬約20公里×30公里，且在垂直剖面中，25dBZ的回波高度可達15公里、40dBZ的回波垂直高度可達9公里，最強上升運動強度接近20m/s。雨帶內的強回波則略為向颱風中心外側傾斜，且在對流胞低層有自颱風外來的西南入流，此垂直結構與Barnes et al.(1983)提出的雨帶中對流胞之概念結構一致。從水平風速最強的4公里等高面上，可發現在強上升氣流附近，系統相對風場會出現繞流的情形，且對流胞內正垂直渦度的產生會增強周圍風速，進而加強噴流條強度。經由計算渦度收支的結果，發現對流內的強上升運動透過垂直平流項、抽拉項和傾側項作用，的確會增加對流內的正渦度，而噴流強度的增強也與正渦度相關，此結果與Hence and Houze(2008)的結果一致。

在前人的許多研究中已發現熱塔的存在對於颱風的增強有顯著的幫助，當熱塔中的強上升運動加強雨帶內噴流，會加速對流胞和動能往颱風中心傳遞，進而有利於颱風旋生。在本研究中，對流胞具有接近 20m/s 的強上升速度，會增強低層噴流強度，推動對流胞以氣旋式方向快速移向陸地，但是由於莫拉克颱風環流受到台灣地形的阻擋(圖 5.1)，所以無法順利地傳輸能量到達颱風中心，進而使颱風增強。當這些強對流胞不斷快速移入陸地，卻受到台灣地形阻擋時，就在山區持續累積降雨，造成嘉義、高屏山區驚人的累積雨量。在台灣西南部雨帶和對流胞的持續發展，會釋放大量潛熱，有可能會影響颱風本身的移動速度；而颱風的位置又與雨帶強輻合有關，當颱風移速越慢，有利於颱風環流和西南流持續作用，所以颱風環流與雨帶的交互作用極有可能影響颱風的移速，此部份需要透過模擬方能進一步了解。

利用馬公雷達的雙偏極化參數分布可得到熱塔內部的雲微物理結構，發現對流內的強上升氣流，可將過冷水帶至融解層以上較高的高度(接近 9 公里)，且在熱塔高層(9-15 公里)有較小的 Z_{DR} 和 K_{DP} 及較大的 Z_H 分布，表示此處有大量冰粒子的存在，另外在高度 7-9 公里處有較小的 ρ_{HV} 表示此處存在冰水混相。在熱塔內的冰過程(包括澱積及淞化)，以及融解層以下透過凝結產生大量的水滴，皆會釋放大量潛熱。在本研究中此熱塔生命期至少 2 小時，所以可推論對流內強潛熱釋放，對於維持熱塔生命期有很大幫助。

最後比較莫拉克颱風和辛樂克颱風內熱塔個案，發現前者的對流發展高度較深，強度也較強。另外透過 K_{DP} 值的比較，也發現在莫拉克颱風熱塔個案中， K_{DP} 值可超過 $5^\circ/\text{km}$ ，推算得到的液態水含量至少為 $3.0981\text{g}/\text{m}^3$ ，而在辛樂克颱風熱塔個案 K_{DP} 值最大約 $2^\circ/\text{km}$ ，推算得到的液態水含量為 $1.5299\text{g}/\text{m}^3$ ，兩者液態水含量相差兩倍，並且大 K_{DP} 值的分布範圍，前者也較後者大得多，可推知莫拉克颱風熱塔個案蘊含非常大量的水滴，可以想見當攜帶大量水滴的對流胞移入陸地後，就會產生驚人的累積降雨，由此可知，利用連續的偏極化雷達觀測，可用於強對流降雨系統移入的預警。

5.2 未來展望

2009年8月8日在台灣南部和南海地區皆缺乏探空資料，所以對於強對流胞內部的熱力結構分析很困難，未來希望能透過熱力反演，配合數值模擬結果，幫助了解熱塔內部的熱動力特徵。

本研究因最佳雙雷達合成範圍的限制，所以著重在海上對流胞的發展，雖然利用馬公雷達回波等高面時序圖，已證明雨帶內的對流系統移入是造成山區驚人累積降雨的原因之一，但是對於當對流胞移入山區、受地形影響後，其對流胞增強或減弱的情形，並未詳加探討，未來利用數值模擬結果，並與七股和馬公雷達的高層資料相比對，能將在山區造成豪雨的機制做更深入的探討。

在本研究中，僅比較了莫拉克颱風(2009)和辛樂克颱風(2008)中的熱塔個案，在其他颱風中，是否也同樣有「熱塔」的存在？這個問題目前仍屬未知，需要比較更多的颱風個案才能有進一步的了解。另外，目前利用偏極化雷達參數的垂直分布，僅能初步推估對流胞內水象粒子的分布，未來可利用偏極化參數推得對流胞的液態水含量和降雨率，進而推得對流胞內所釋放的潛熱量大小，除了增加對強降雨系統的了解，還能進一步探討對流系統釋放的潛熱和颱風強度之間的關係，都是未來努力的方向。

參考文獻

- 紀博庭，2005：利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究。國立中央大學大氣物理碩士論文，70頁。
- 洪榮川，2010：蕃蜜颱風雨滴粒徑特性及雙偏極化雷達參數垂直結構特徵研究。國防大學理工學院環境資訊及工程學系大氣科學碩士論文，108頁。
- 陳台琦，魏志憲，林沛練，廖宇慶，唐玉霜，張偉裕，周鑑本，紀博庭，林忠義，2010:莫拉克颱風雷達觀測中尺度雨帶特徵。莫拉克颱風科學報告，53-81。
- 鳳雷，2002：熱帶降水系統之雙偏振雷達觀測研究。台灣大學大氣科學博士論文，161頁。
- Anthes, R.A., 2003: Hot Towers and Hurricanes: Early Observations, Theories, and Models. *Meteor. Monogr.*, **29**, 139.
- Barnes, G. M., D. P. Jorgensen, and F. D. Marks Jr., 1983 : Mesoscale and convective scale structure of a hurricane rainband. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2125-2137
- Bringi , V. N., V. Chandrasekar, N. Balakrishnan, and D.S. Zrnic, 1990: An Examination of propagation effects in rainfall on radar measurements at microwave frequencies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 829-840.
- , T. Keenan, and V. Chandrasekar, 2001: Correcting C-Band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: A self-consistent method with constraints. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **39**, 1906–1915.
- Eastin, M. D. and M. C. Link, 2009: Miniature supercells in an offshore outer rainband of hurricane Ivan (2004). *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2081-2104.
- Gall, R., Tuttle, J., Hildebrand, and P., 1998: Small-scale spiral bands observed in Hurricanes Andrew, Hugo, and Erin, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1749-1766.
- Gorgucci, E., G. Scarchilli, and V. Chandrasekar, 1999: A procedure to calibrate multiparameter weather radar using properties of the rain medium, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **37**, 269–276.
- Hence, D. A. and R. A. Houze Jr., 2008: Kinematic structure of convective-scale elements in the rainbands of Hurricanes Katrina and Rita (2005), *J. Geophys. Res.*, **113**, D15108, doi:10.1029/2007JD009429.
- Houze, R. A., Jr., M. Bell , and W.-C. Lee, 2009: Convective contribution to the genesis of Hurricane Ophelia (2005). *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2778–2800.
- Jorgensen, D. P., E. J. Zipser, and M. A. Lemone, 1985: Vertical motion in intense hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 839-856.
- Kumjian, M. R. and A. V. Ryzhkov, 2009: Storm-relative helicity revealed from polarimetric radar measurements. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 667–685.
- May, T. P. and T. D. Keenan, 2005: Evaluation of microphysical retrievals from polarimetric radar with wind profiler data. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 827–838.

- , J. D. Kepert, and T. D. Keenan, 2008: Polarimetric radar observations of the persistently asymmetric structure of tropical cyclone Ingrid. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 616-630.
- 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 convection storm. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1201-1212.
- , C. L. Ziegler and W. Bumgarner, 1980: Single- and multiple-doppler radar observations of tornadic storms. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1607-1625.
- Riehl, H. and J. S. Malkus, 1958: On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysica*, **6**, 503-538.
- Romine, G. S., D. W. Burgess, and R. B. Wilhelmson, 2008: A Dual-Polarization-Radar-Based Assessment of the 8 May 2003 Oklahoma City Area Tornado Supercell. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2849-2870.
- Smyth T.J. and A.J. Illingworth, 1998: Correction for attenuation of radar reflectivity using polarization data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **124**, 2393-2415.
- Steranka, J., E. B. Rodgers, and R. C. Gentry, 1986: The relationship between satellite measured convection burst and tropical cyclone intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1539-1546.
- Wang, J.-J., 2004: Evolution and structure of the mesoscale convection and its environment: A case study during the early onset of the southeast Asian summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1104-1120.
- , J.-J. and L. D. Carey, 2005: The development and structure of an oceanic squall-line system during the south china sea monsoon experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1544-1561.
- Willoughby, H. E., 1988: The dynamics of the tropical cyclone core. *Aust. Meteor. Mag.*, **36**, 183-191.

附表

高度	2 公里	3 公里	4 公里	5 公里	平均值
樣本數	27682	39590	39843	37138	36063.25
統計值	-7.10643	-7.246354	-7.123943	-6.974933	-7.112915

表 2.1、馬公雷達和七股雷達在 2、3、4、5 公里等高面上的統計差值。

體積掃描	0332	0402	0647	0702	1702	平均值
樣本數	4851	1917	1412	1887	1396	2292.6
統計值	0.382281	0.431115	0.352641	0.341676	0.403201	0.382183

表 2.2、五個體積掃描各自得到之 Z_{DR} 系統偏移量

附圖

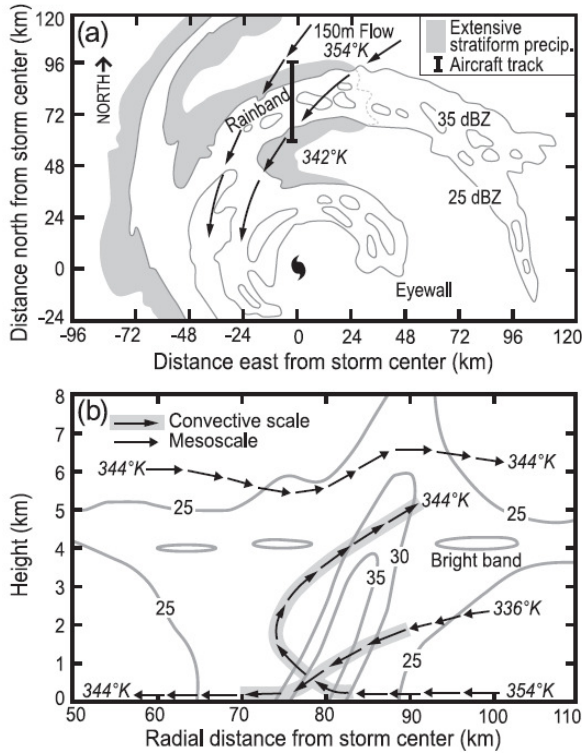


圖 1.1、Barnes et al.(1983)從飛機觀測颶風 Floyd(1981)的結果，提出雨帶中對流的動力結構模型。圖中等值線為雷達回波(dBZ)，箭號為相當位溫。

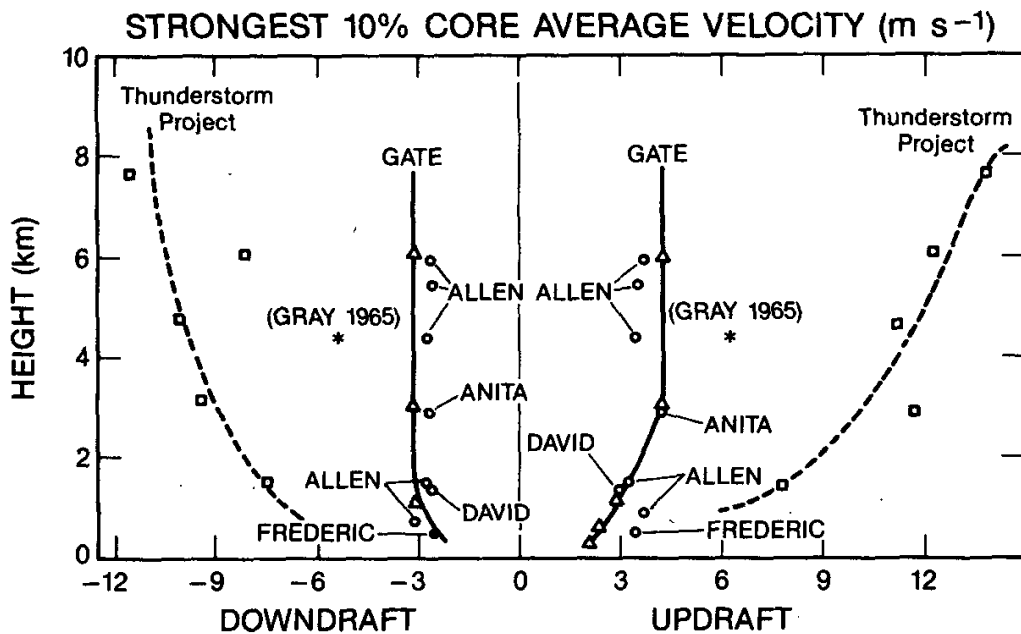


圖 1.2、Jorgensen et al.(1985)上升氣流(右)/下降氣流(左)隨高度變化。其值為每層等高面上，上升氣流/下降氣流最強的前 10%的平均值。三角形為 GATE、方形表雷雨計畫(Thunderstorm Project)、圓形為颶風、星號則來自於 Gray(1965)的觀測值。

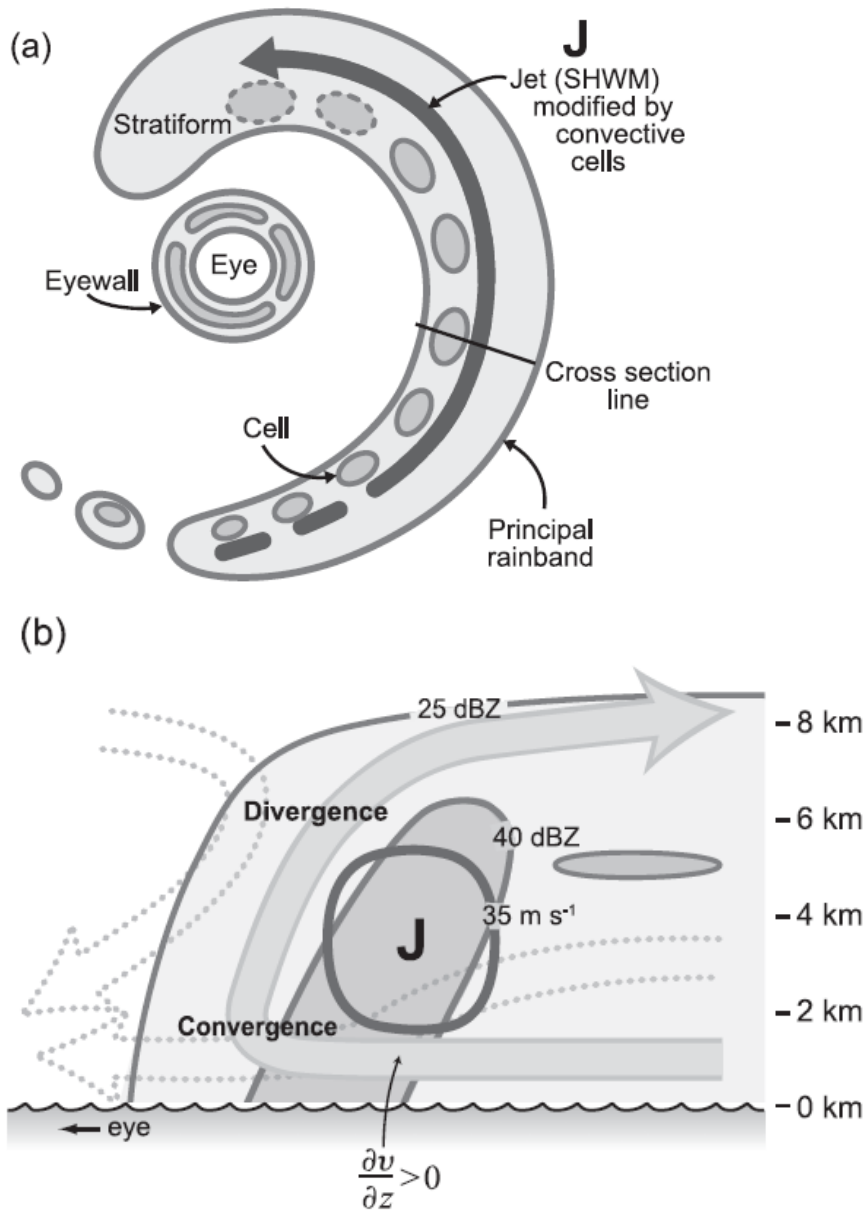


圖 1.3、Hence and Houze(2008)所提出颶風中噴流和對流胞關係的概念模型

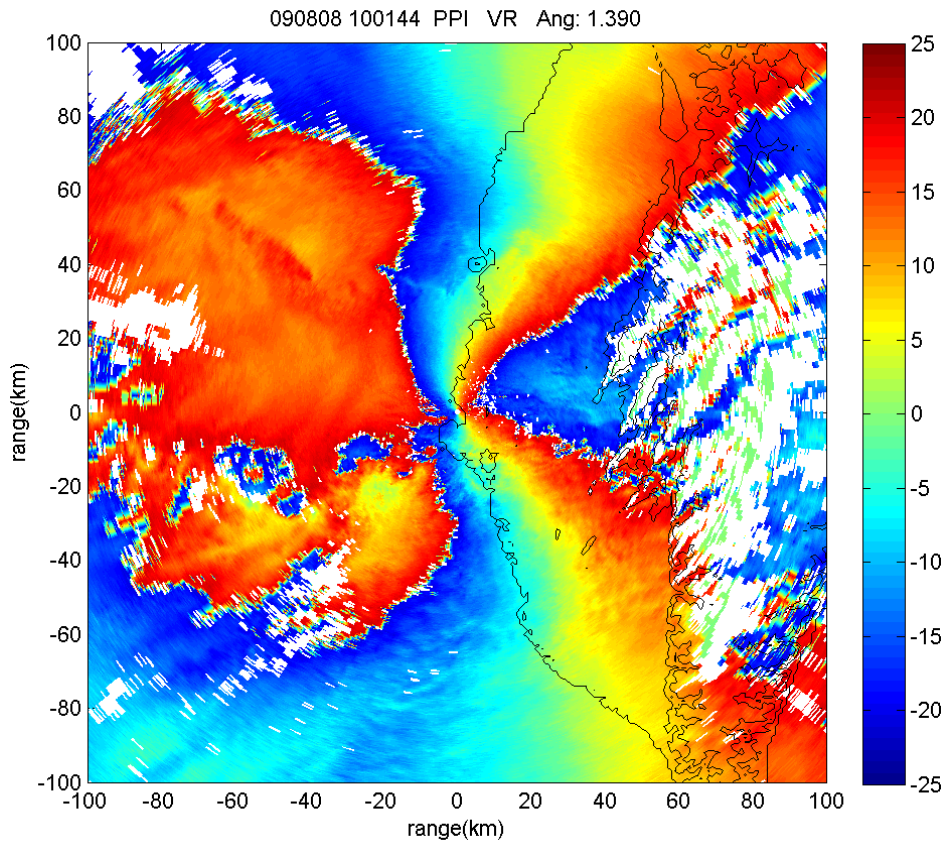


圖 2.1、2009 年 8 月 8 日 1801LST 的七股雷達原始徑向風場，在徑向風場折錯邊緣會出現接近 0 的錯誤資料。

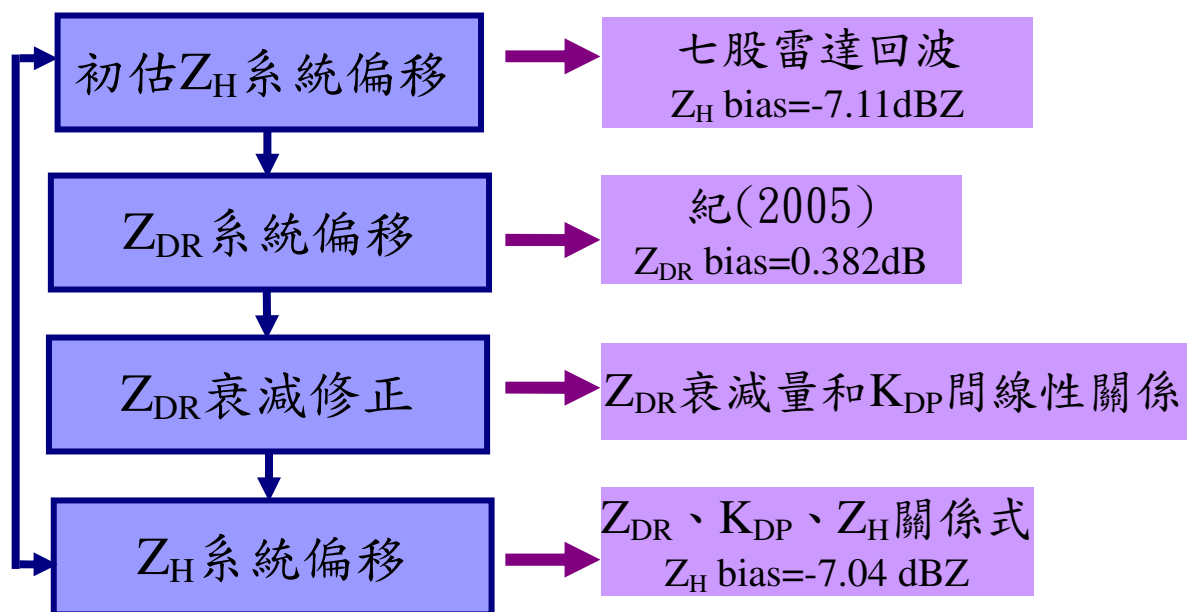


圖 2.2、偏極化參數資料處理流程圖。藍框為資料處理內容，紫框為資料處理時所使用的方法和結果。

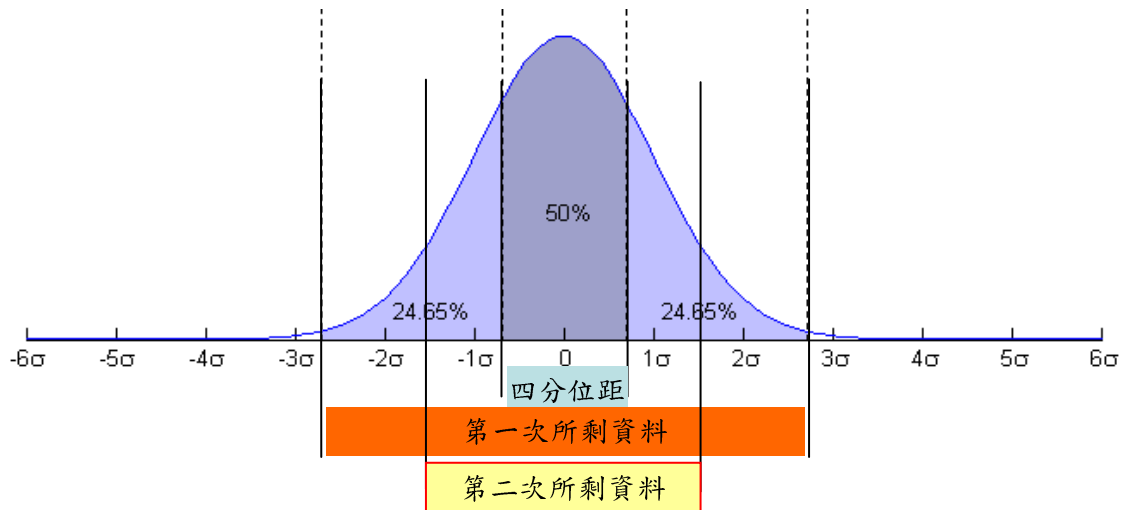


圖 2.3、本圖表示資料統計前，篩選資料點的示意圖。陰影為資料在統計圖上的分布。第一次篩選資料是利用左右各加寬 1.5 倍四分位距當做門檻，去除左、右兩側的資料點，第二次則是使用 1.5 倍標準差為門檻，再次濾除左、右兩側的資料點，所剩資料再用來進行統計。

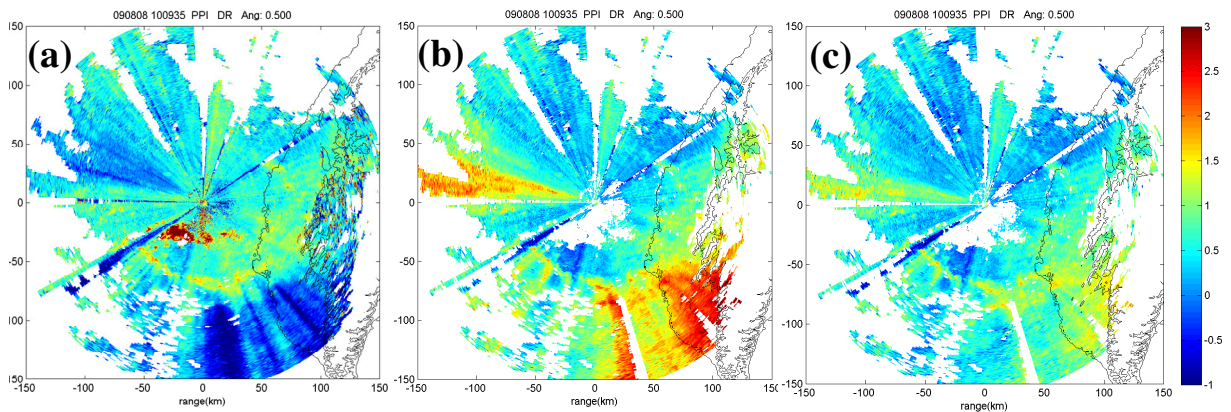


圖 2.4、2009 年 8 月 8 日 1809LST 時 Z_{DR} 值在仰角 0.5° 時的 PPI 分布。(a) 未經修正的原始資料。(b) 當 $\beta=0.0157$ 時， Z_{DR} 經過衰減修正後的結果。(c) 當 $\beta=0.01$ 時， Z_{DR} 經過衰減修正後的結果。

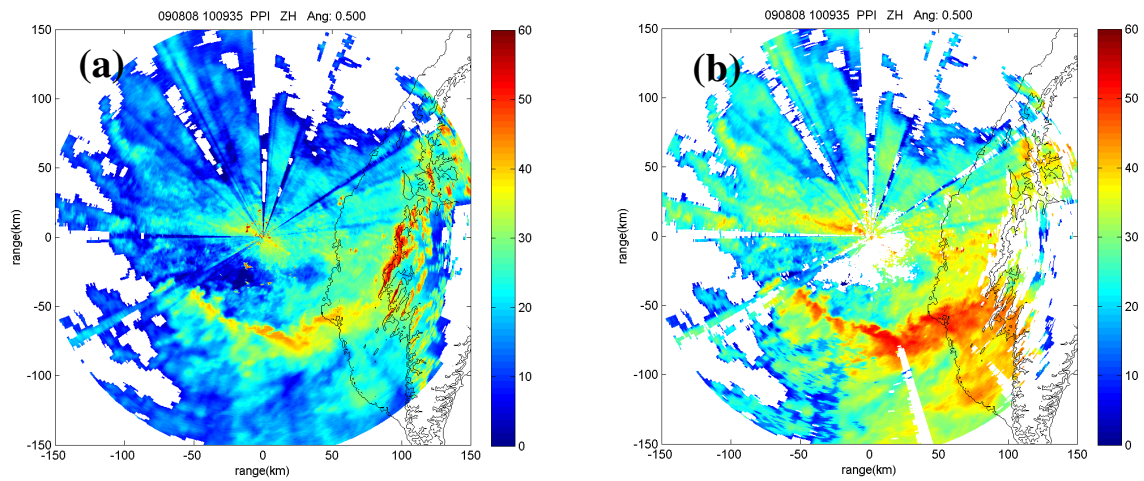


圖 2.5、(a)未經修正之回波值。(b)經過系統偏移(-7.04dBZ)和衰減修正($\beta=0.01$)後之回波值。

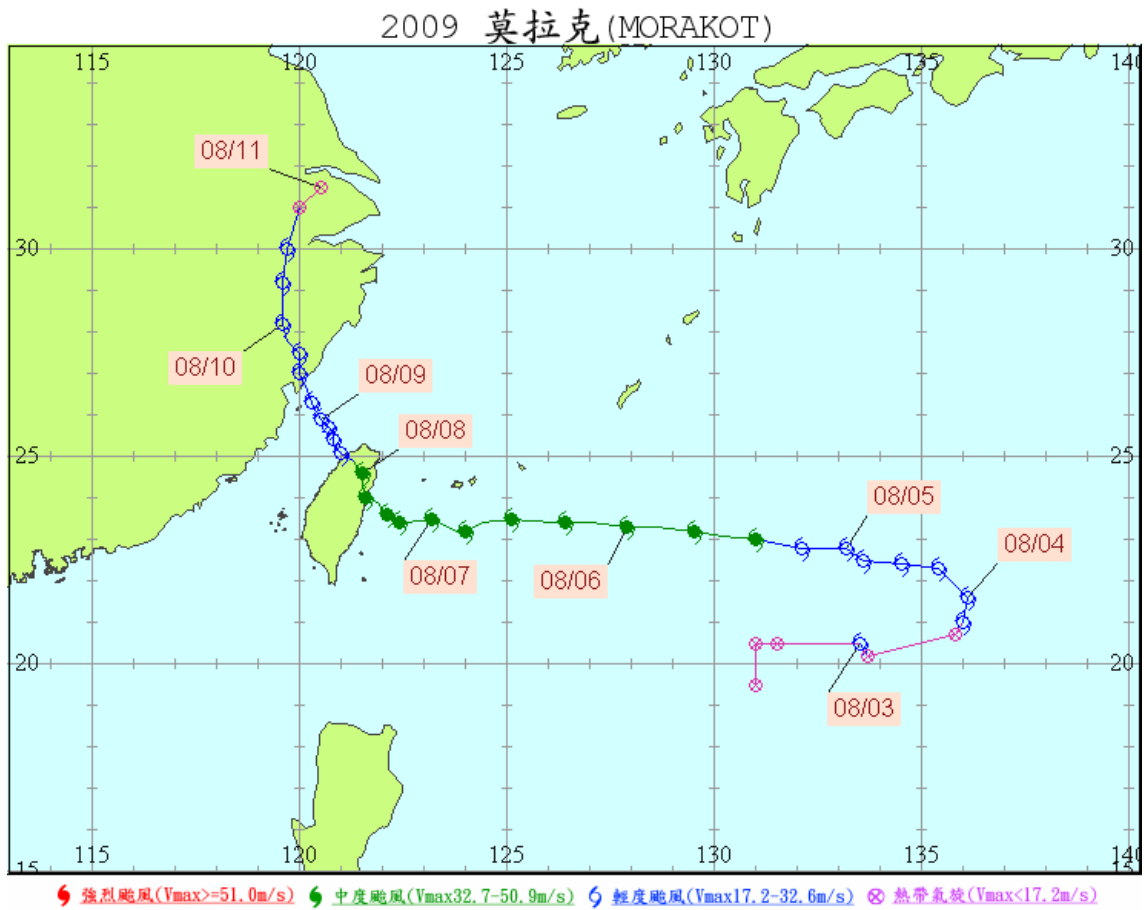


圖 3.1、莫拉克颱風移動路徑。

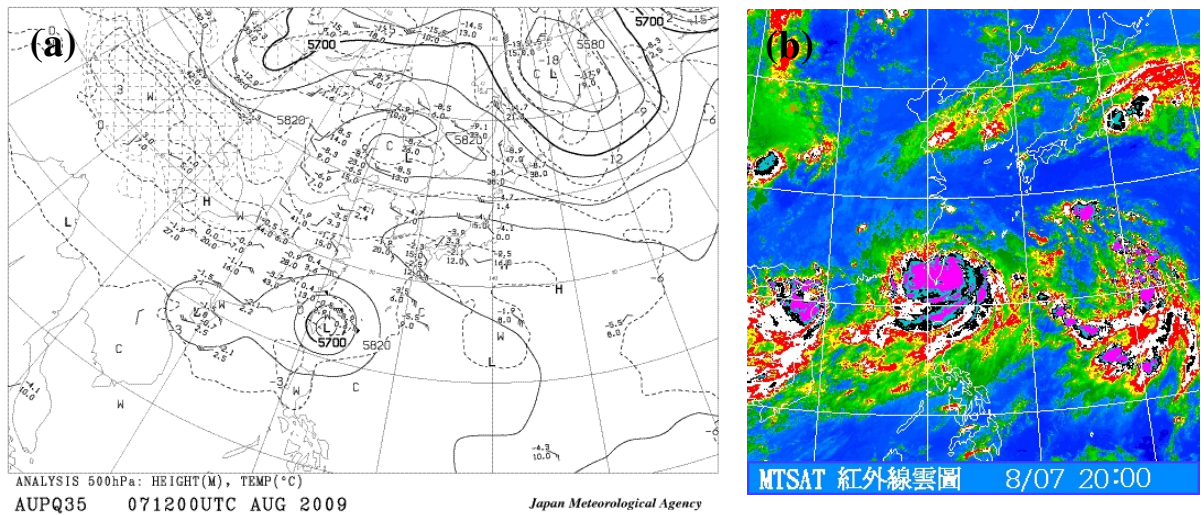


圖 3.2、2009 年 8 月 7 日 20 時天氣資料。(a)500 百帕天氣圖。(b)色調強化紅外線衛星雲圖。

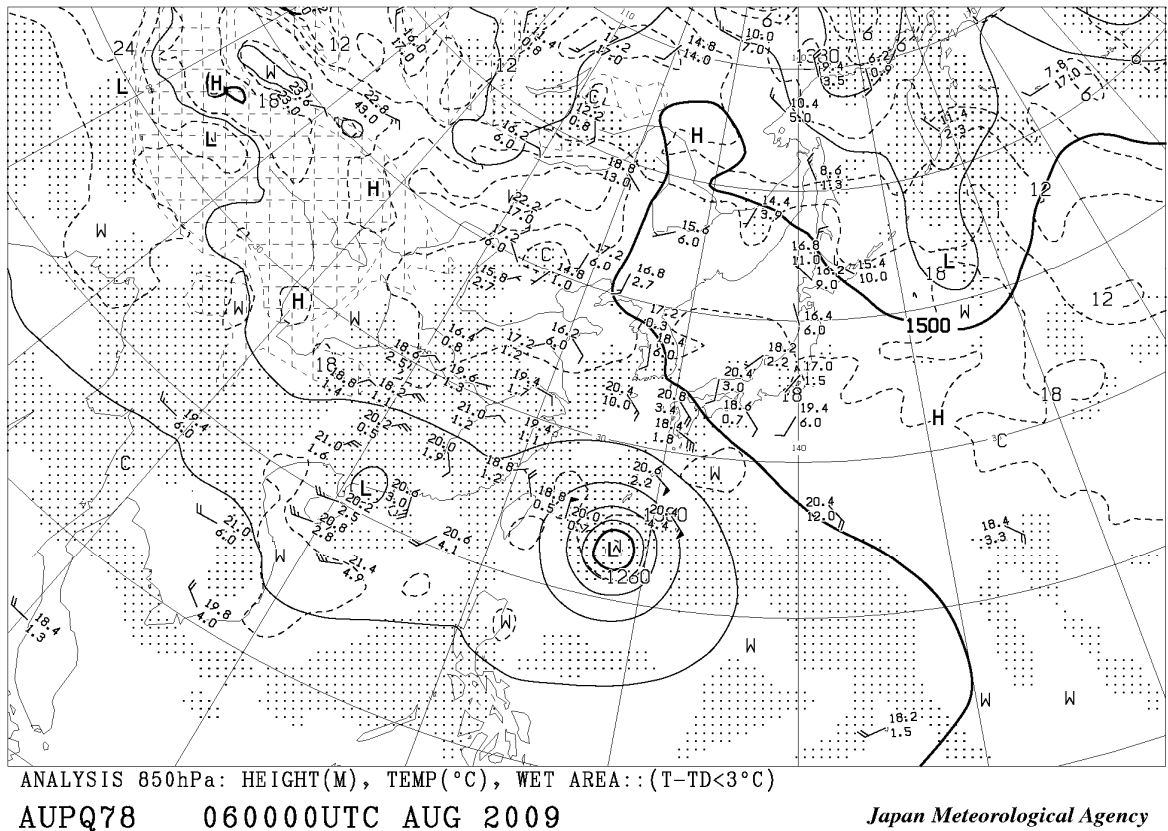


圖 3.3、2009 年 8 月 6 日 8 時 850 百帕天氣圖。

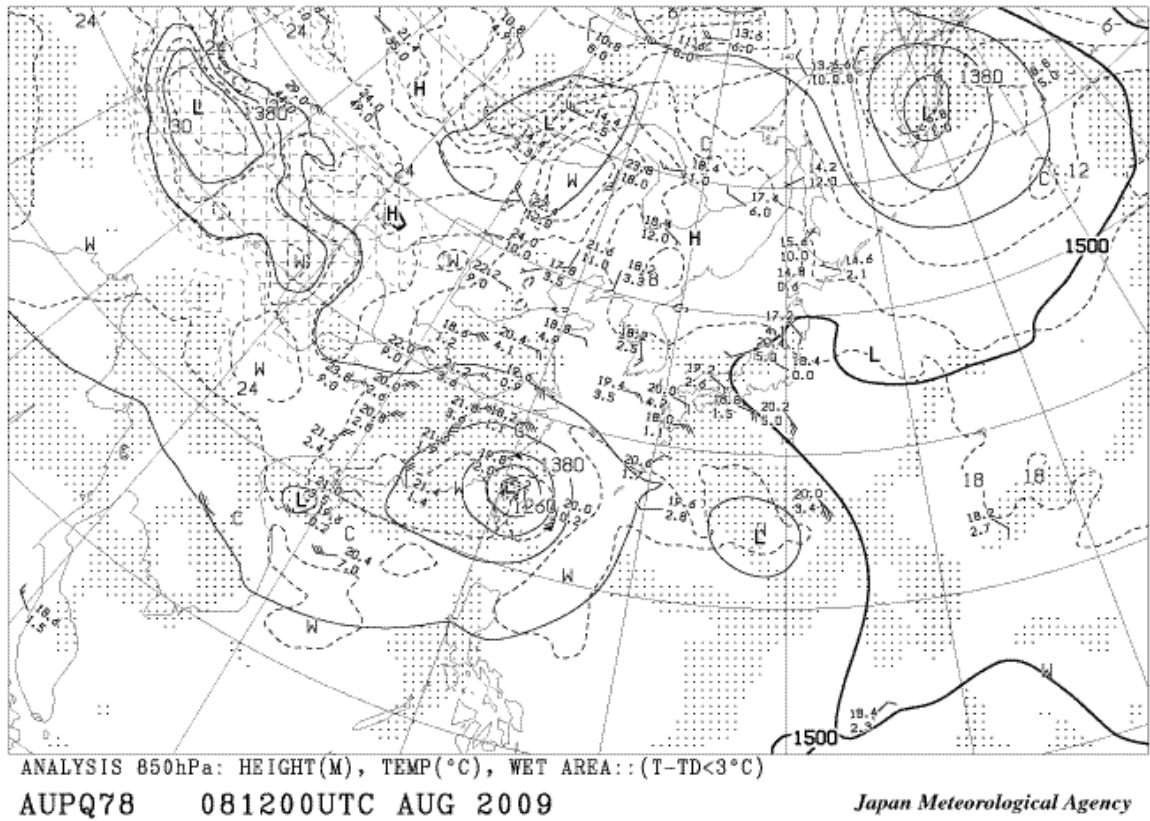


圖 3.4、2009 年 8 月 8 日 20 時的 850 百帕天氣圖。

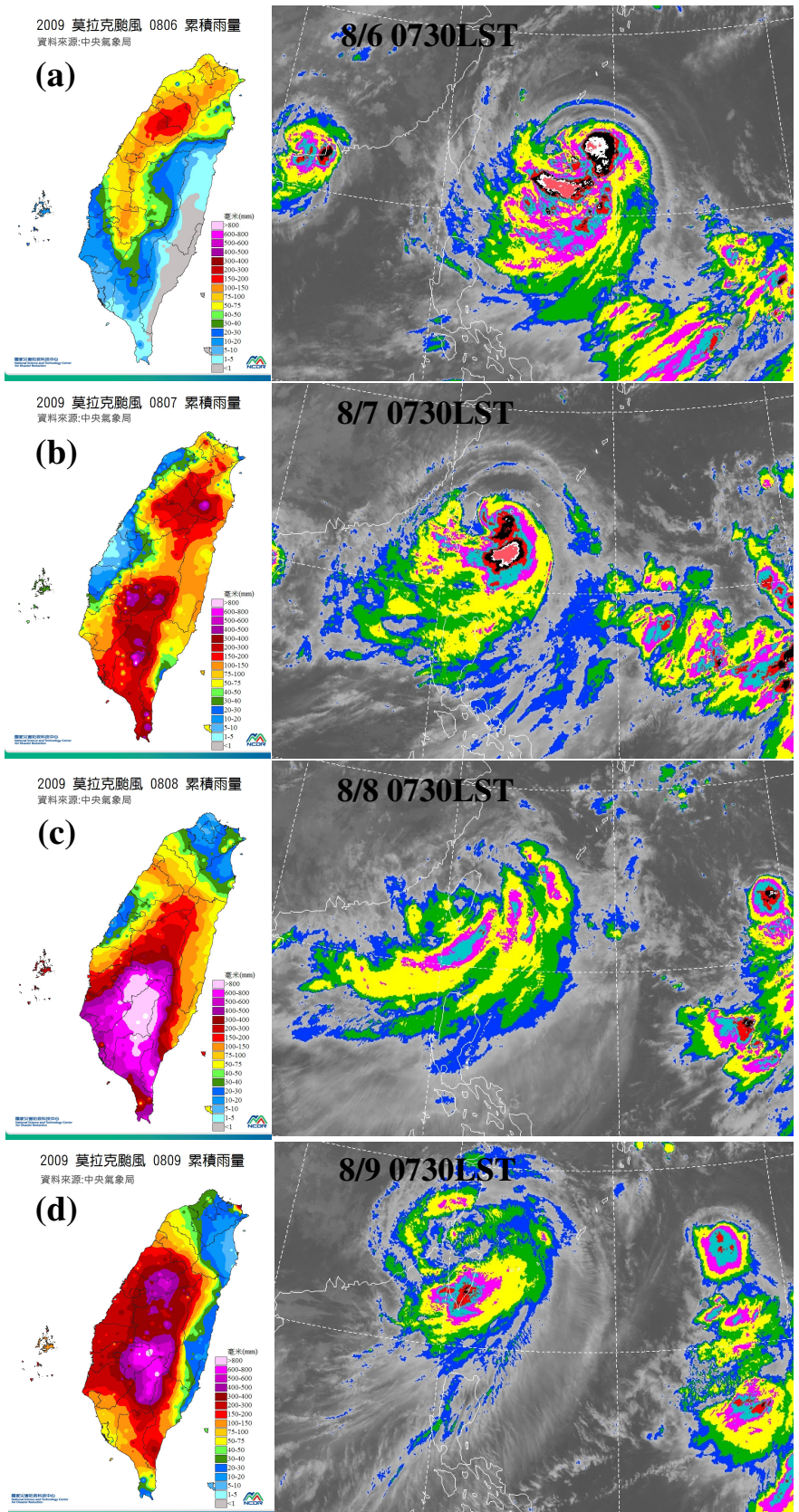


圖 3.5、右圖為莫拉克颱風紅外線加強影像衛星雲圖，左圖為全台累積雨量圖。
(a)8月6日(b)8月7日(c)8月8日(d)8月9日。

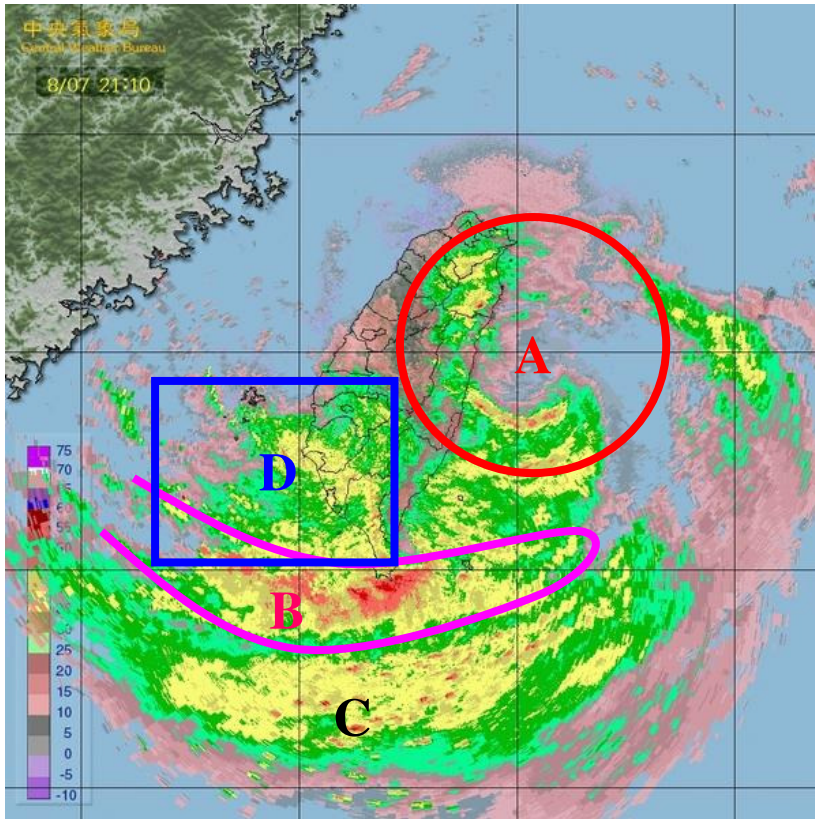


圖 3.6、雨帶分區。

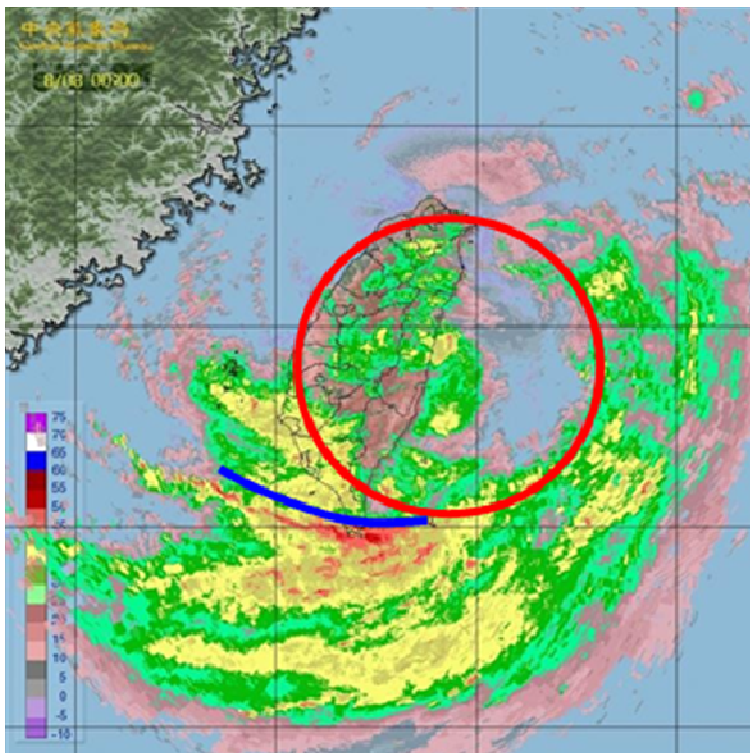


圖 3.7、8 月 8 日雨帶與颱風中心對稱圓弧交角。

莫拉克颱風災區鄰近雨量站位置

資料來源:中央氣象局

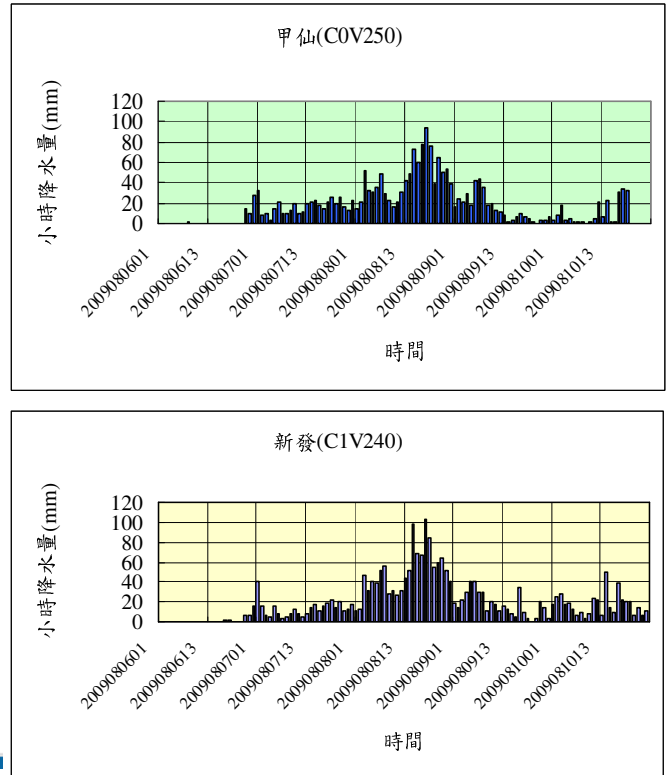
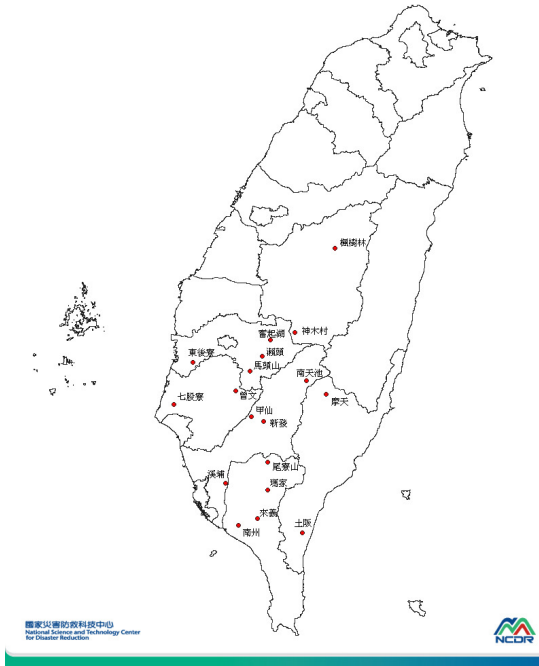


圖 3.8、左圖為莫拉克颱風災區鄰近雨量站分布圖，右圖為 8 月 6 日到 8 月 10 日雨量站的小時累積雨量，縱軸為小時累積降水量(mm)，橫軸為時間，右上圖為高雄縣甲仙自動雨量站資料，右下圖則為高雄縣新發自動雨量站資料。

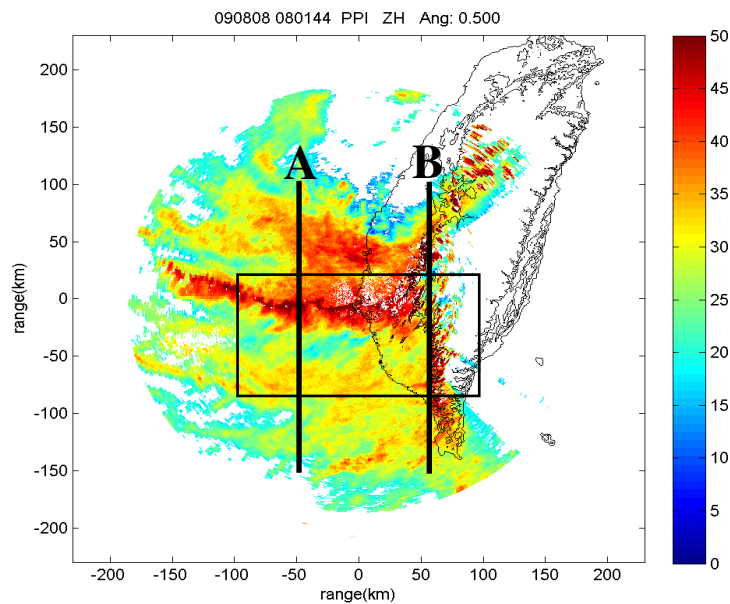


圖 3.9、8 月 8 日 16 時七股雷達 0.5° 仰角的 PPI。粗黑線 A、B 為南北剖面位置，細黑框為圖 3.12 的範圍。

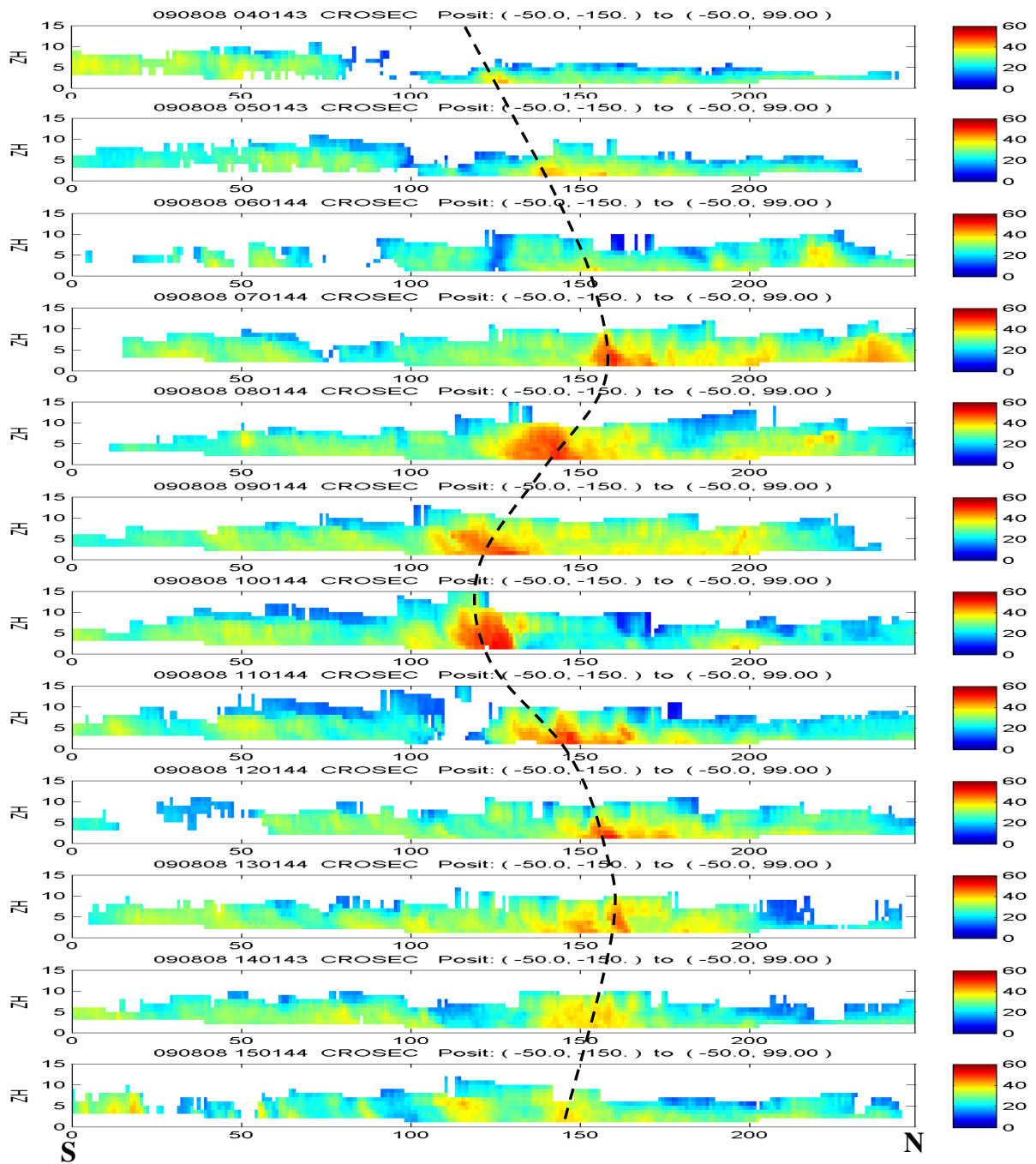


圖 3.10、圖 3.9 中七股雷達回波的 A 南北垂直剖面，位在七股雷達站的西方 50 公里處，由上而下為 8 月 8 日 12-23LST 每隔一小時一張，左邊為南側、右邊為北側，而在南北剖面上的 150 公里處為七股雷達站位置。

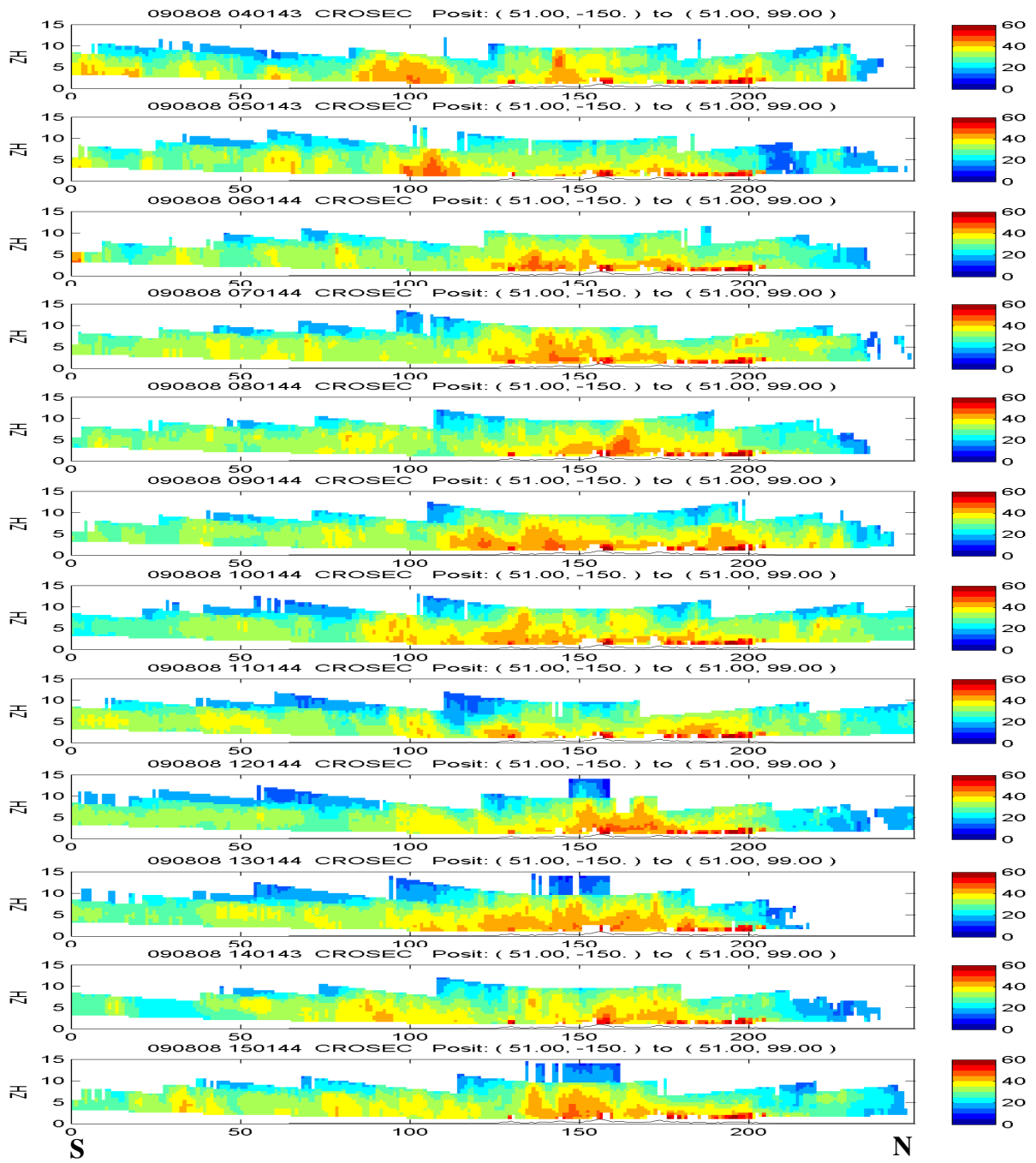


圖 3.11、圖 3.9 中七股雷達回波的 B 南北垂直剖面，位在七股雷達站的東方 51 公里處，由上而下是 8 月 8 日 12-23LST 每隔一小時一張，而在此南北剖面上的 143 公里處為甲仙自動雨量站位置。

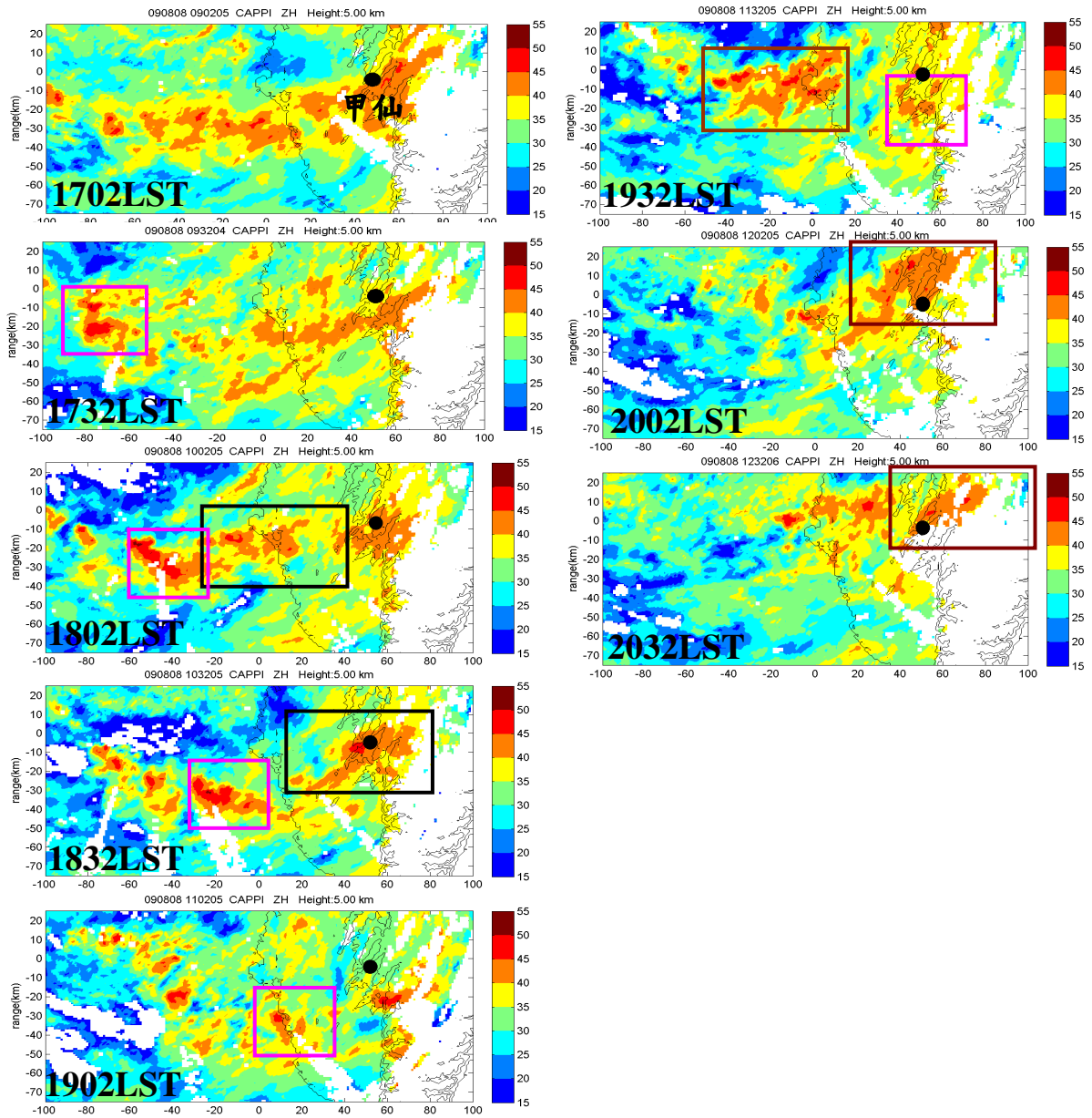


圖 3.12、馬公雷達回波在 5 公里高度等高面的水平分布，時間自 8 月 8 日 1702LST 至 2032LST，每半小時一張，共計 4 小時，範圍如圖 3.9 中的黑框所示。左行由上而下為 1702-1902LST，右行為 1932-2032LST。本圖中的粉紅框則表示第四章中所研究之最強對流胞 A 隨時間變化位置，黑點則標示甲仙自動雨量站的位置。1802-1832LST 圖中黑框表移進之對流系統 B，自 1932 至 2032LST 圖中黑框表移進的對流系統 C。

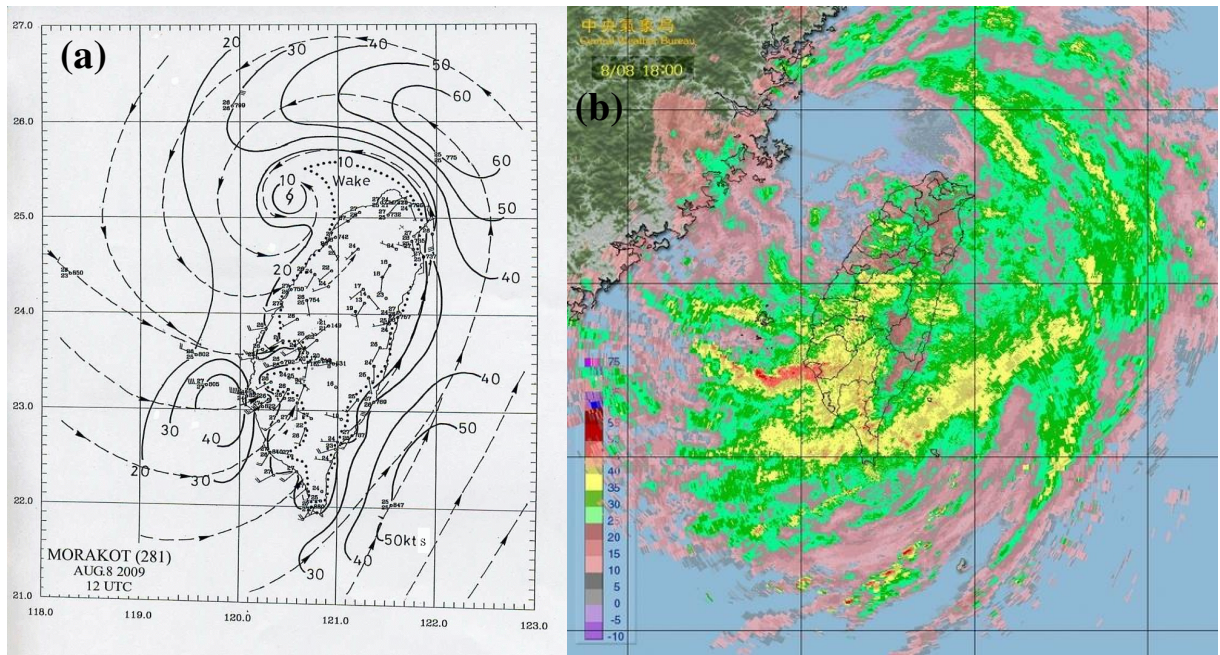


圖 3.13、(a)為 8 月 8 日 20 時全台地面風場分布圖(氣象局颱風研究室提供)，此時莫拉克颱風中心在桃園外海，等值線為等風速線，流線為地面風場分布。(b)8 月 8 日 18 時的全台最強回波圖。

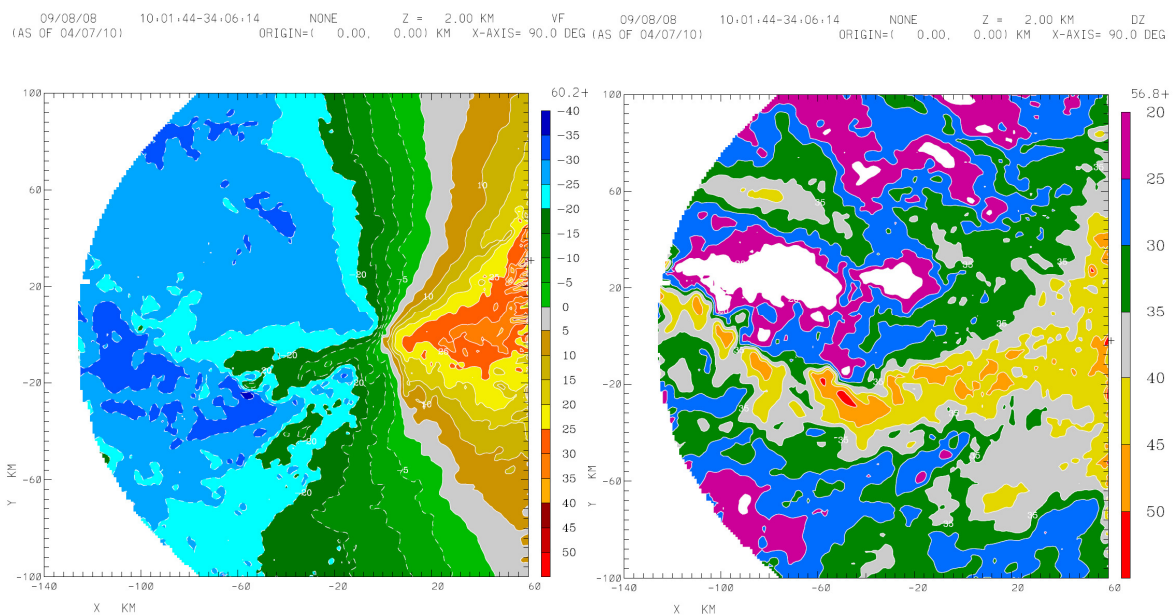


圖 3.14、2009 年 8 月 8 日 1801LST 之七股雷達資料。左圖是徑向風場，右圖是回波場。

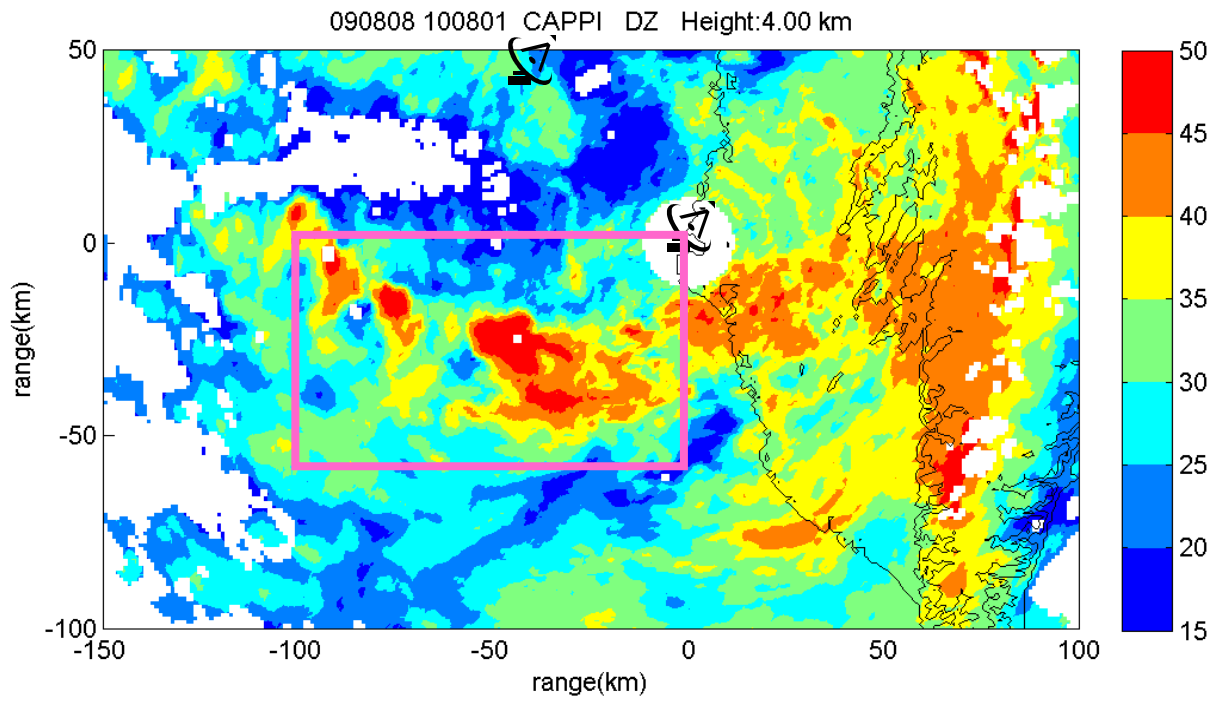


圖 3.15、雙雷達合成範圍示意圖。粉紅框為雙雷達合成範圍，圖中原點為七股雷達位置，位在七股雷達西北方約 45° 角位置為馬公雷達。

09/08/08 10:09:14-34:13:44 COMBIN Z = 2.00 KM rccgDZ
 (AS OF 04/14/10) ORIGIN=(0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

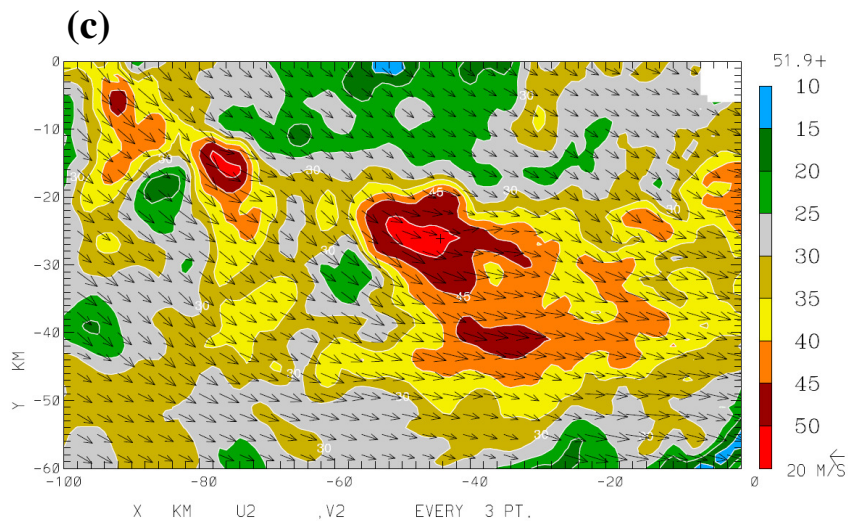
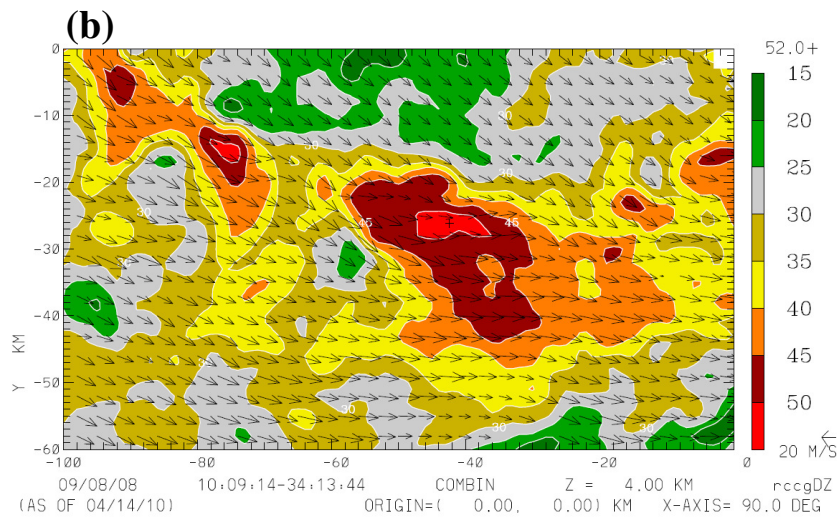
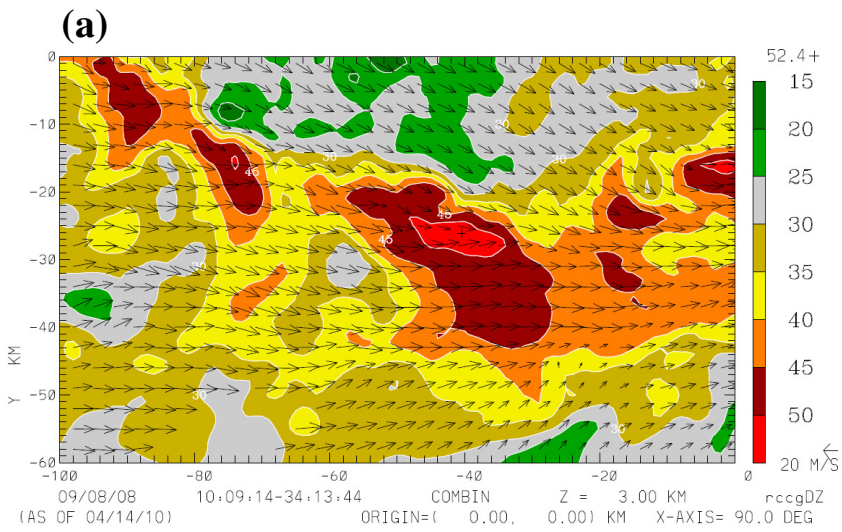


圖 3.16、2009 年 8 月 8 日 1809LST 的雙雷達分析結果。色塊為回波，向量為雙雷達水平風場。(a) 2 公里高度等高面(b) 3 公里高度等高面(c) 4 公里高度等高面。

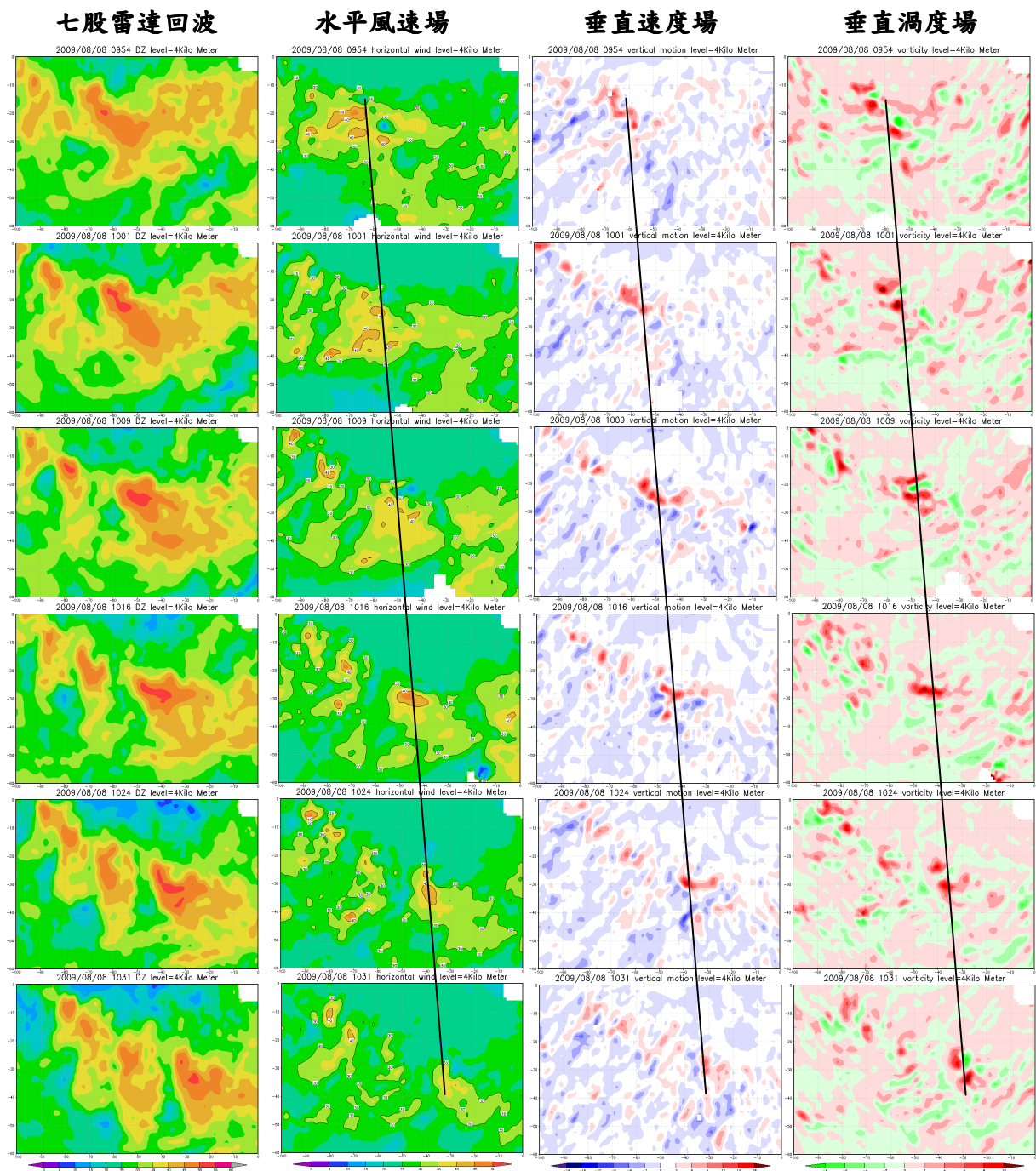


圖 3.17、由上至下分別為 8 月 8 日 1754LST、1801LST、1809LST、1816LST、1824LST、1831LST 六個合成時間的 4 公里高度等高面參數場。第一行為七股雷達回波(dBZ)，第二行為水平風速場(m/s)，第三行為垂直速度場(m/s)，第四行則為垂直渦度場($\times 10^{-3} s^{-1}$)，圖上黑線表各場量隨對流胞移動而同步移動的情形。

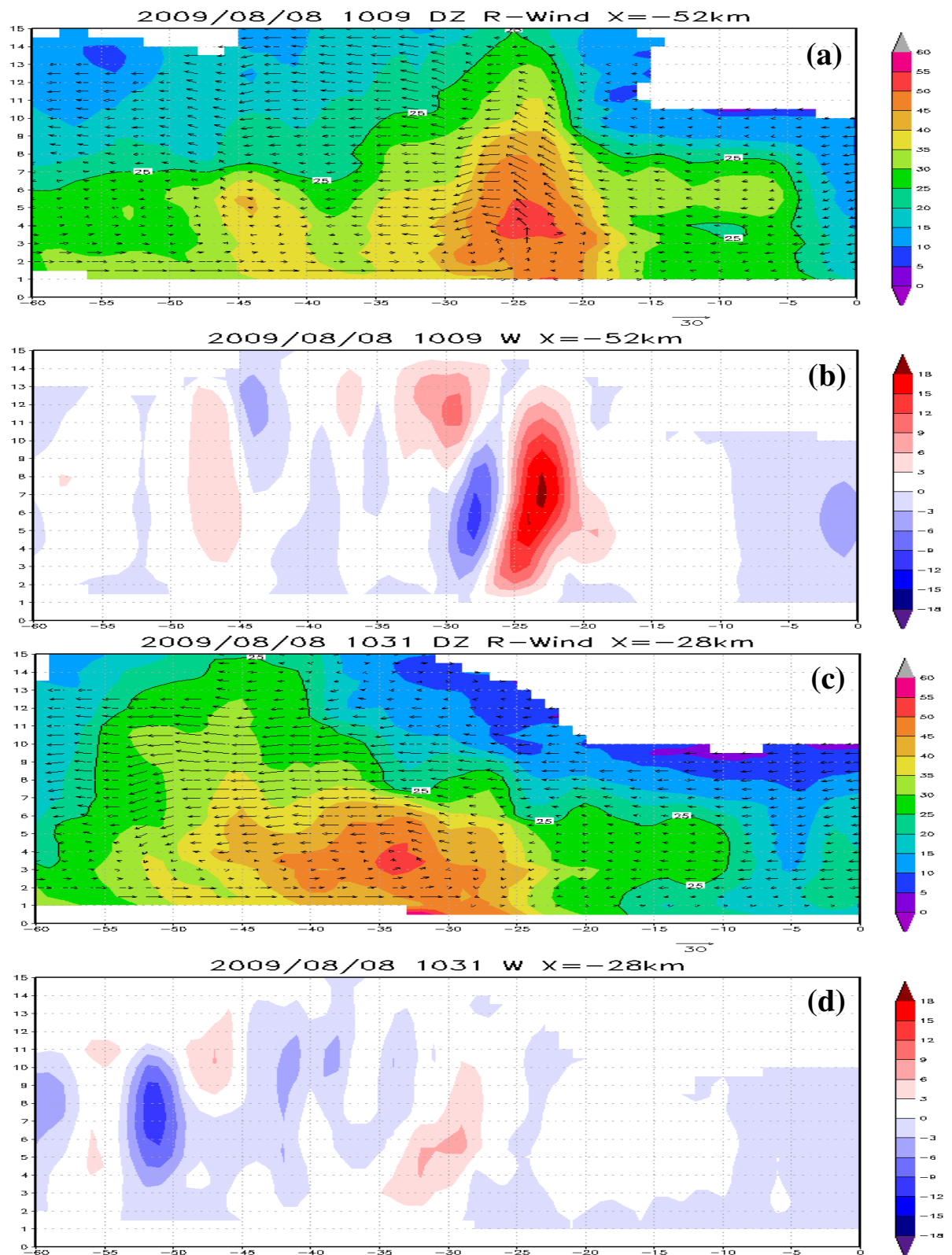


圖 4.1、(a)、(b)為 1809LST 在 X=-52 公里的南北垂直剖面，左為南側、右為北側，(c)、(d)為 1831LST 在 X=-28 公里的南北垂直剖面。(a)、(c)的彩色色塊為七股雷達回波分布，其上的向量為相對系統移速的風場分布；(b)、(d)為垂直速度(m/s)分布。

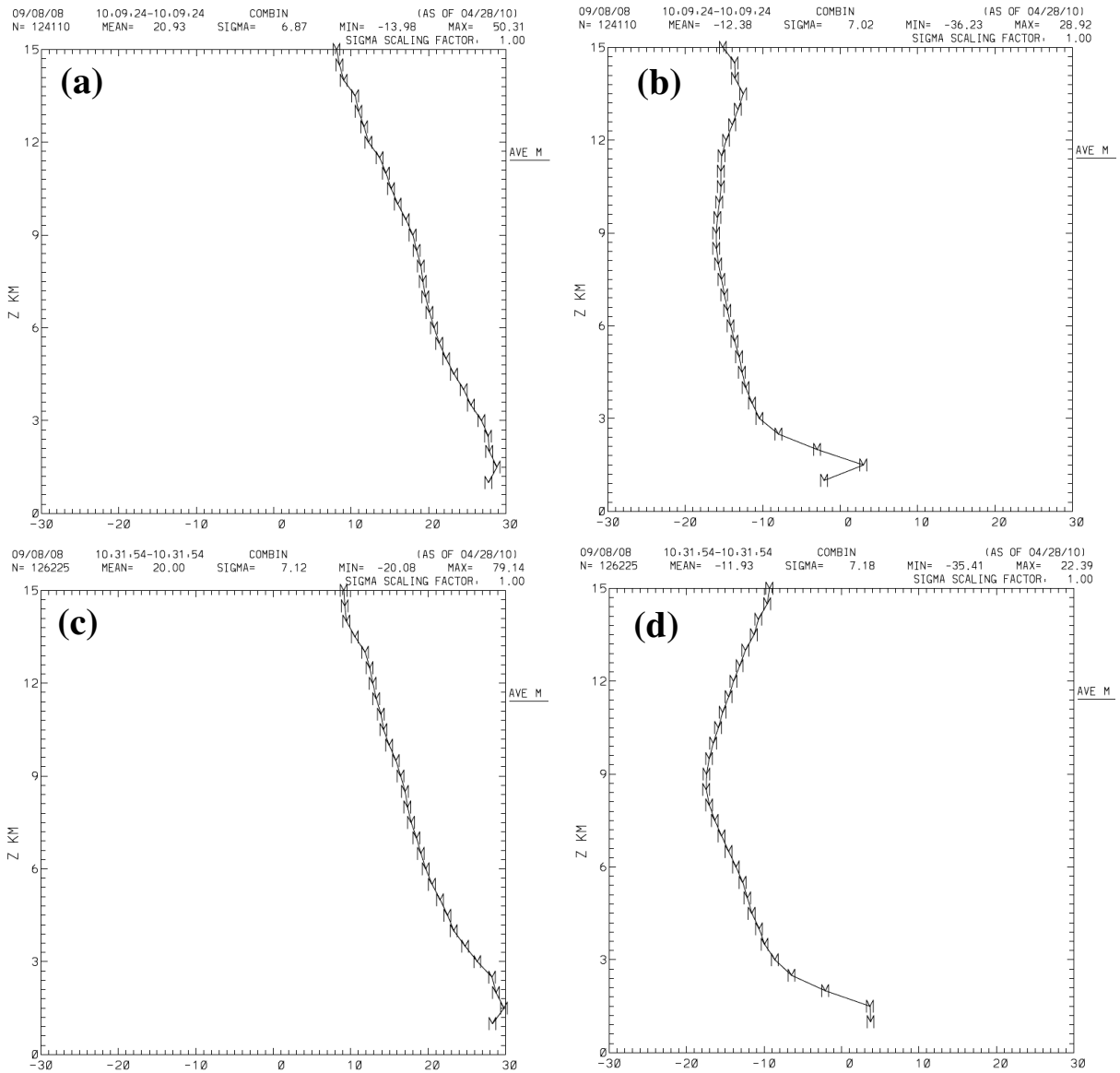
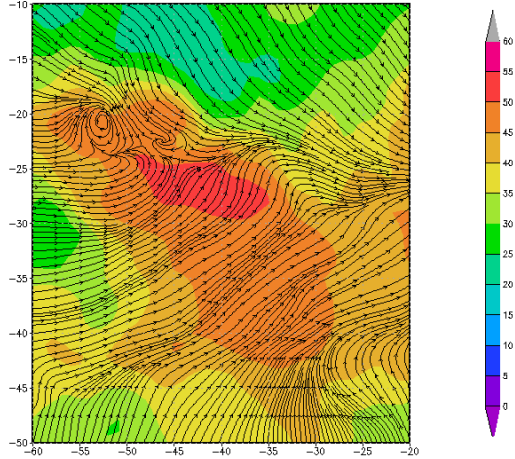
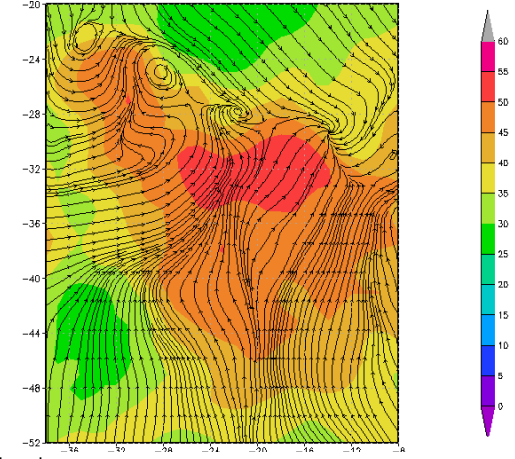


圖 4.2、將雙雷達合成風場範圍內的 U、V 分量各別作平均，得到環境的平均垂直風場剖線(m/s)。(a)1809LSTU 分量(b)1809LSTV 分量(c)1831LSTU 分量(d)1831LSTV 分量。

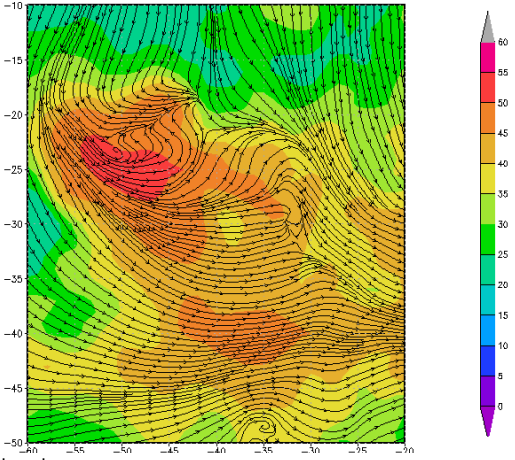
2009/08/08 1009 RCCG DZ & R-Wind Z=2Kilo Meter



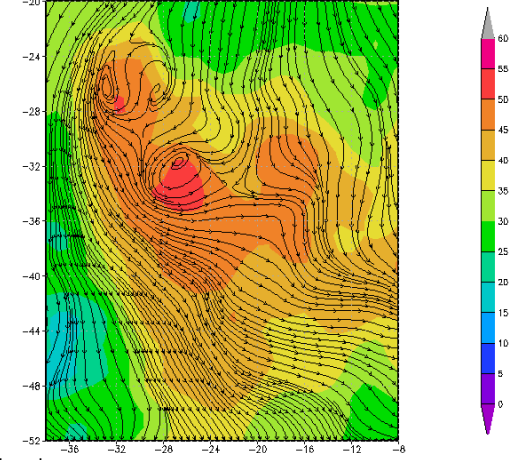
2009/08/08 1031 RCCG DZ & R-Wind Z=2Kilo Meter



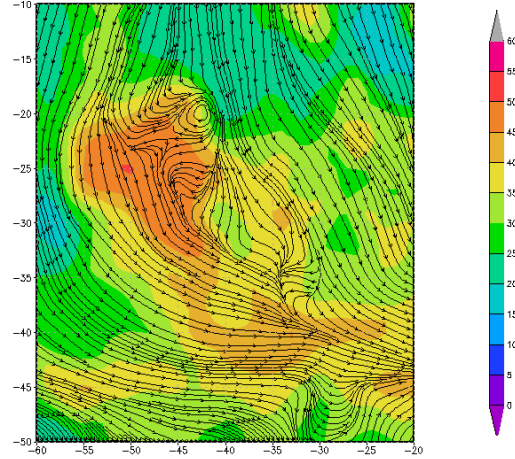
2009/08/08 1009 RCCG DZ & R-Wind Z=4Kilo Meter



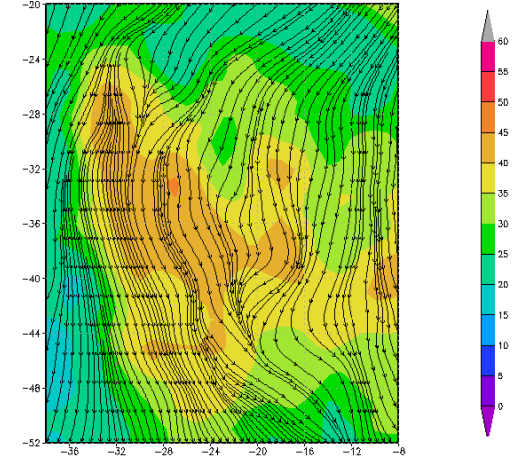
2009/08/08 1031 RCCG DZ & R-Wind Z=4Kilo Meter



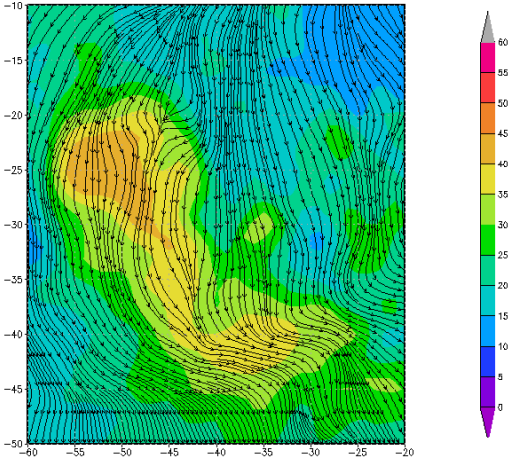
2009/08/08 1009 RCCG DZ & R-Wind Z=6Kilo Meter



2009/08/08 1031 RCCG DZ & R-Wind Z=6Kilo Meter



2009/08/08 1009 RCCG DZ & R-Wind Z=8Kilo Meter



2009/08/08 1031 RCCG DZ & R-Wind Z=8Kilo Meter

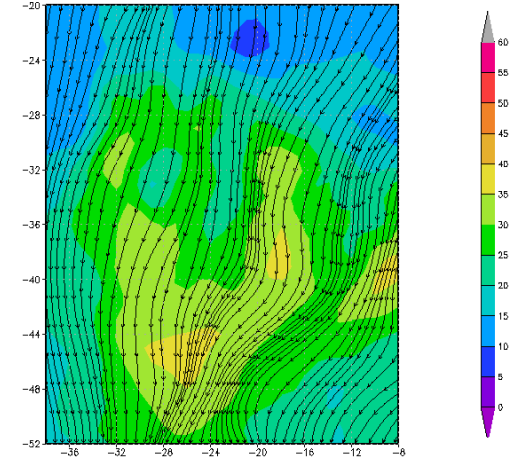


圖 4.3、色塊為各層七股雷達水平回波分布，流線為雙雷達合成風場考慮對流胞移速後的相對風場。從上至下分別為 2 公里、4 公里、6 公里、8 公里之水平分布。左行為 2009 年 8 月 8 日 1809LST、右行為 1831LST。

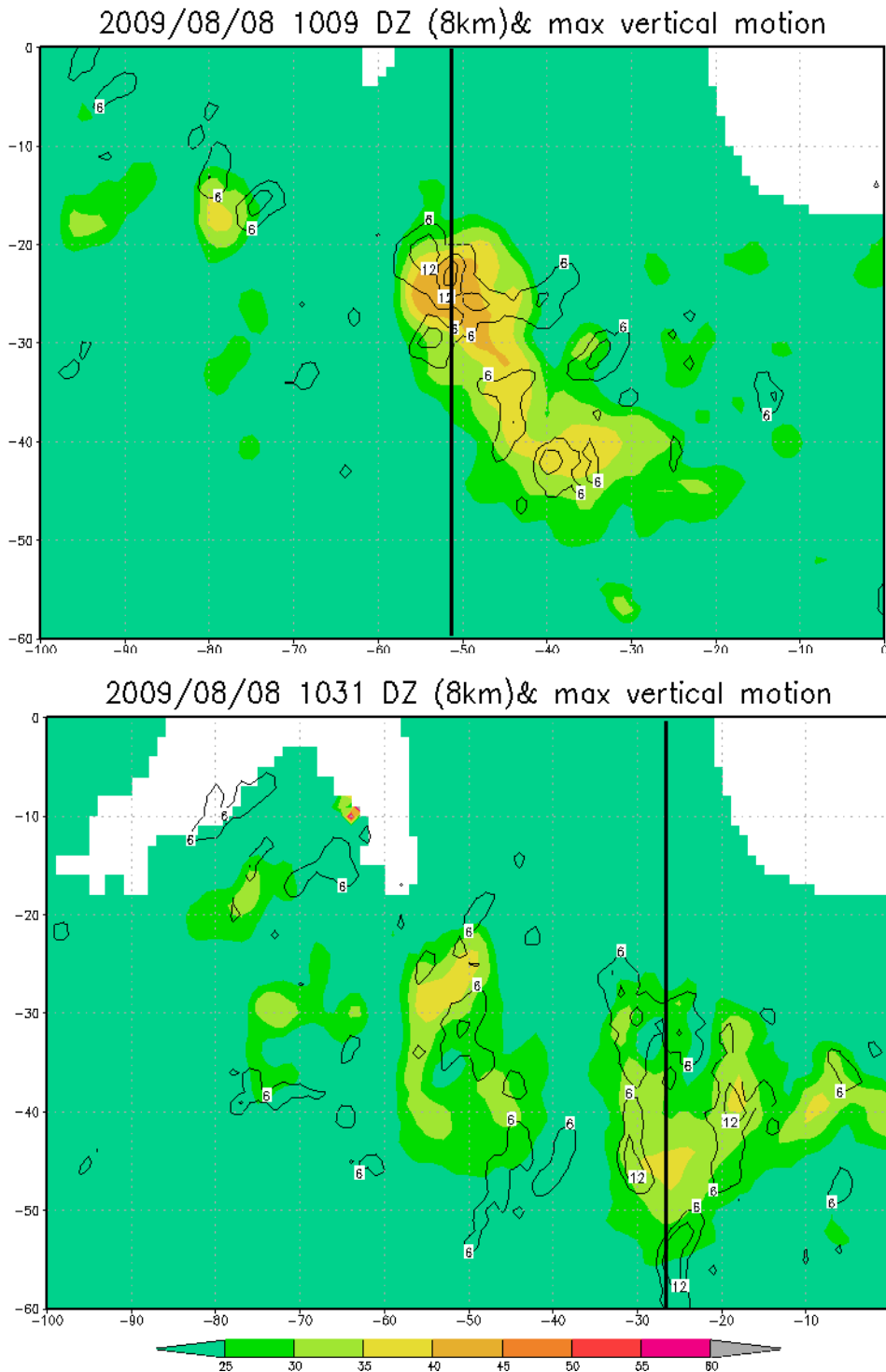


圖 4.4、將 8 公里高度回波等高面疊合垂直上最大上升速度，以此來表示回波高度與上升氣流強度的關係，在此僅繪出上升速度大於 6m/s 的分布，等值線間格為 6m/s。上圖為 1809LST，下圖為 1831LST。圖上的粗黑線為南北剖面位置。

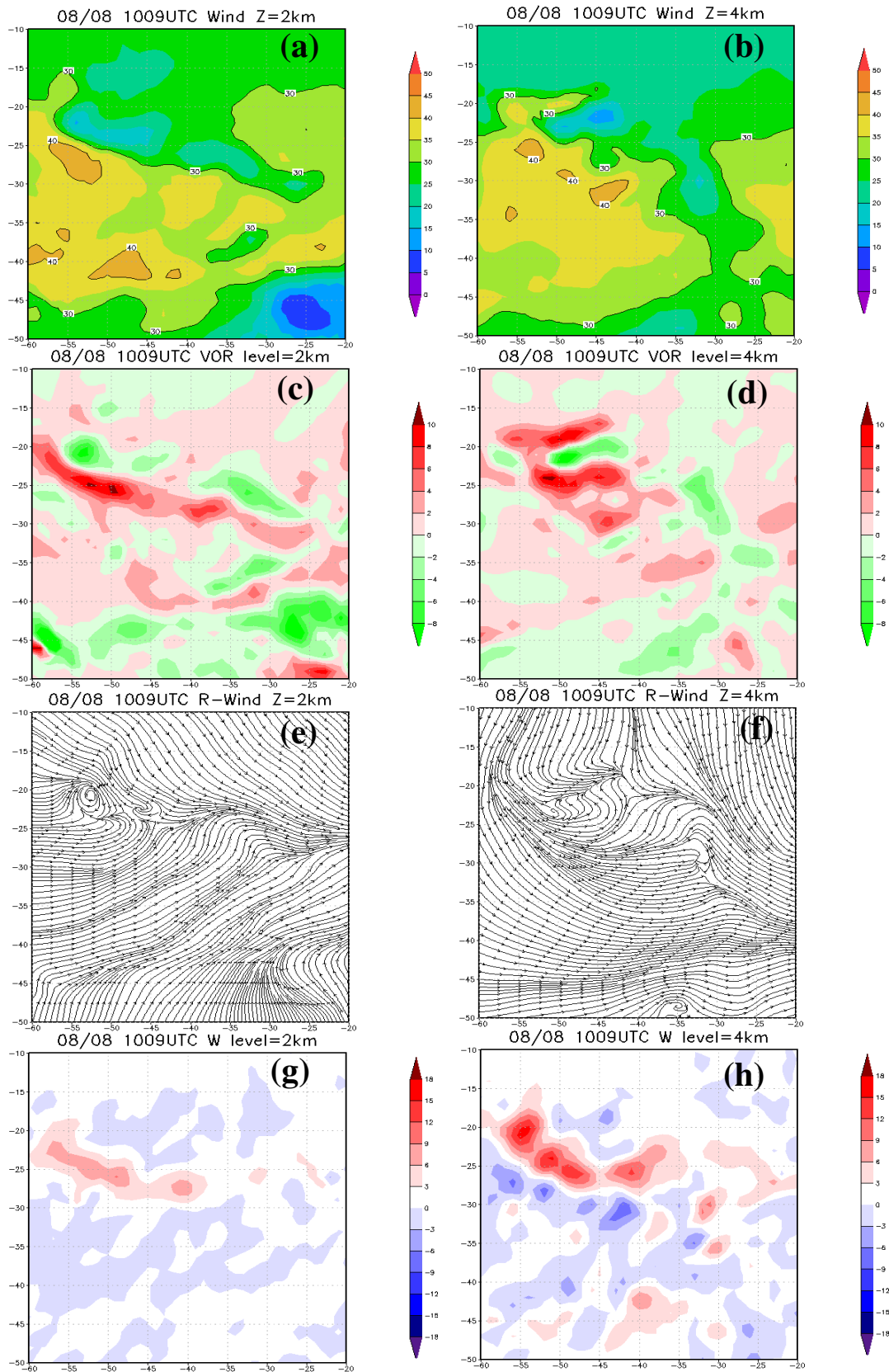


圖 4.5、1809LST 等高面上參數水平分布，範圍與圖 4.3 相同。左行為 2 公里等高面、右行為 4 公里等高面。(a)、(b)為水平風速(m/s)。(c)、(d)為垂直渦度($\times 10^{-3} \text{s}^{-1}$)。(e)、(f)為相對系統風場流線圖。(g)、(h)垂直運動(m/s)。

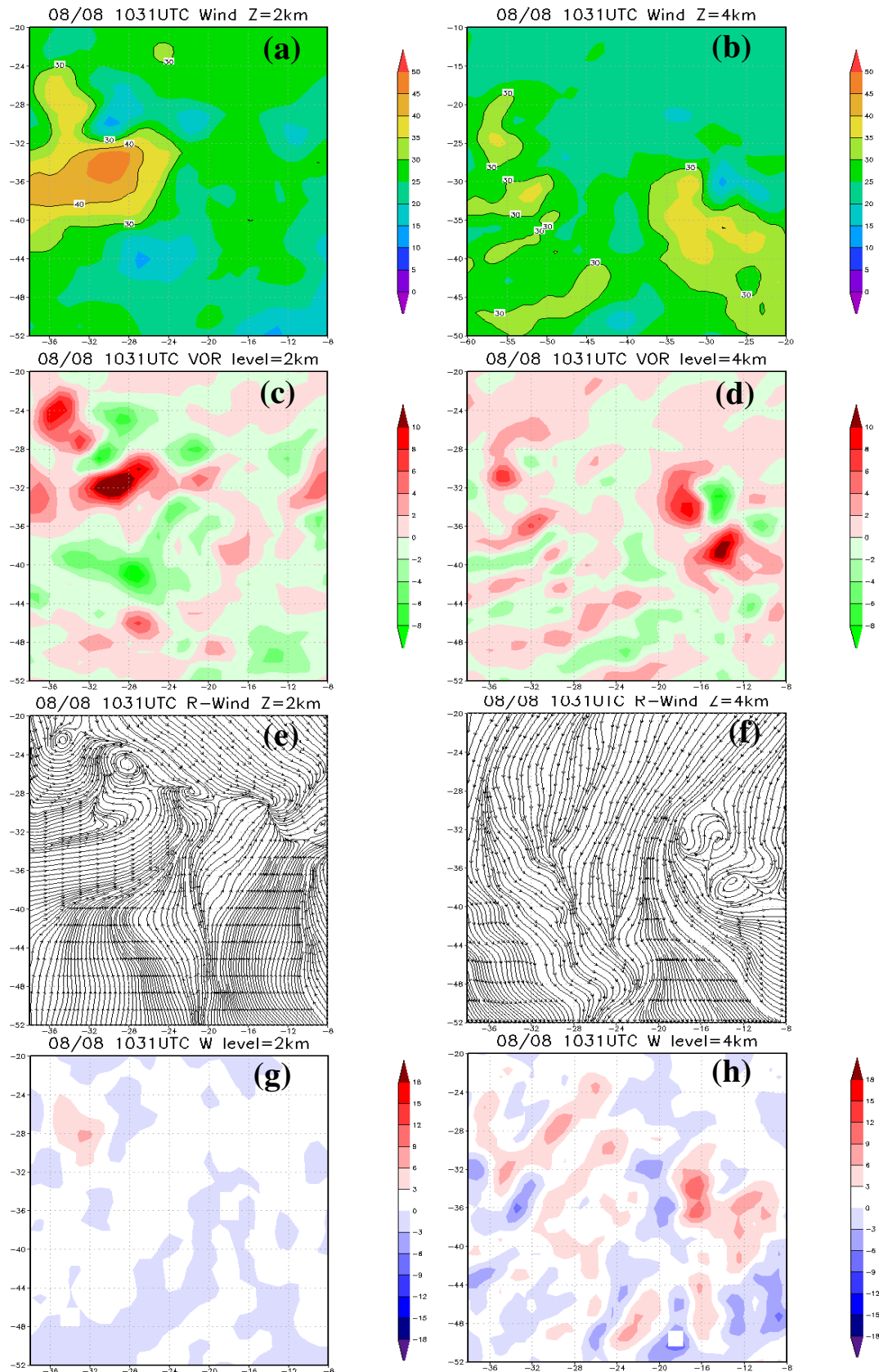


圖 4.6、1831LST 等高面上參數水平分布，範圍與圖 4.3 相同。左行為 2 公里等高面、右行為 4 公里等高面。(a)、(b)為水平風速(m/s)。(c)、(d)為垂直渦度($\times 10^{-3} s^{-1}$)。(e)、(f)為相對系統風場流線圖。(g)、(h)垂直運動(m/s)。

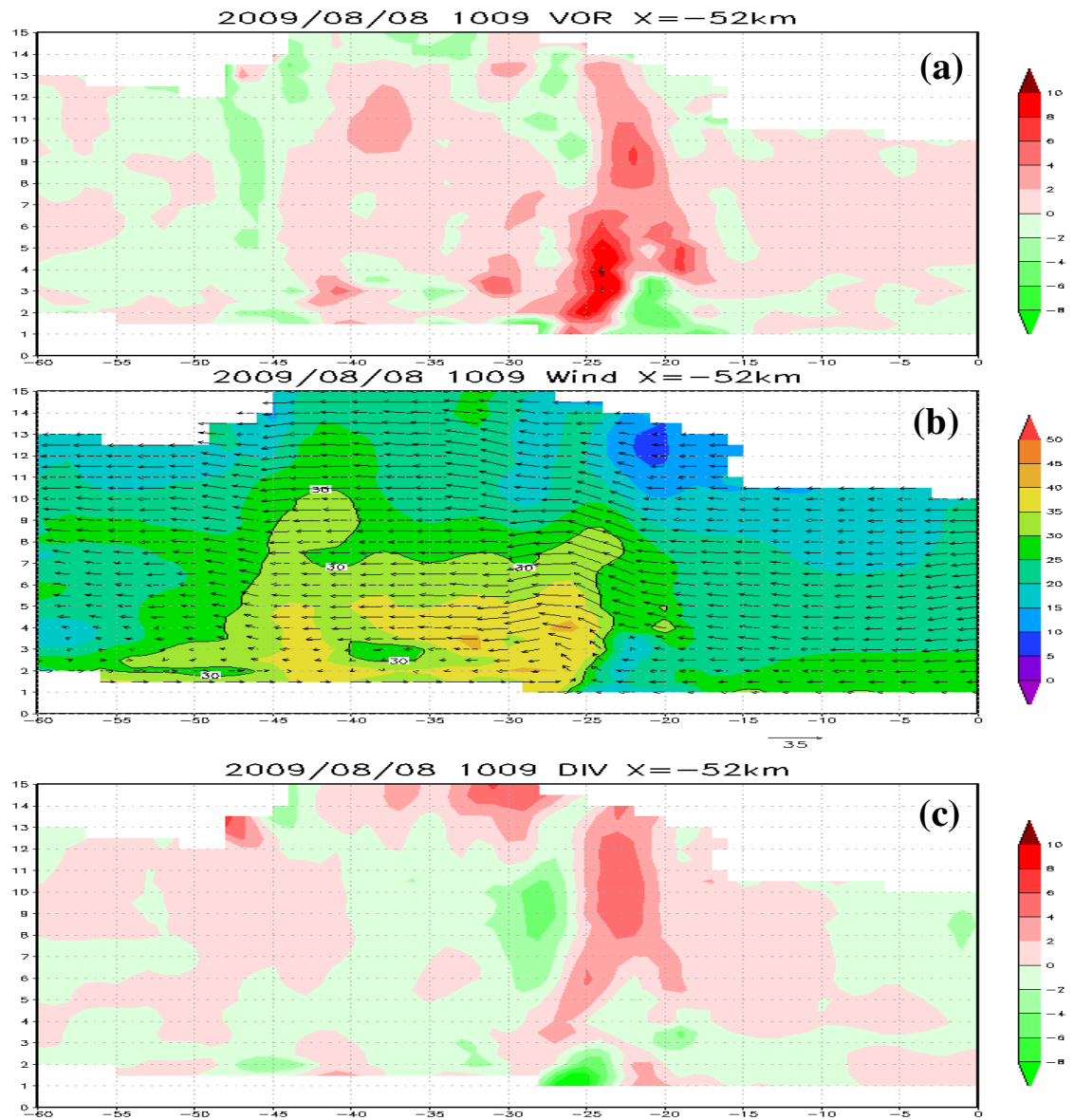


圖 4.7、1809LST 在 X=-52 公里的南北垂直剖面，左為南側、右為北側，如圖 4.4 所示。(a)垂直渦度($\times 10^{-3} \text{s}^{-1}$)；(b)色塊為水平風速(m/s)，向量為原始合成風場分布；(c)輻散場($\times 10^{-3} \text{s}^{-1}$)，正值為輻散，負值為輻合。

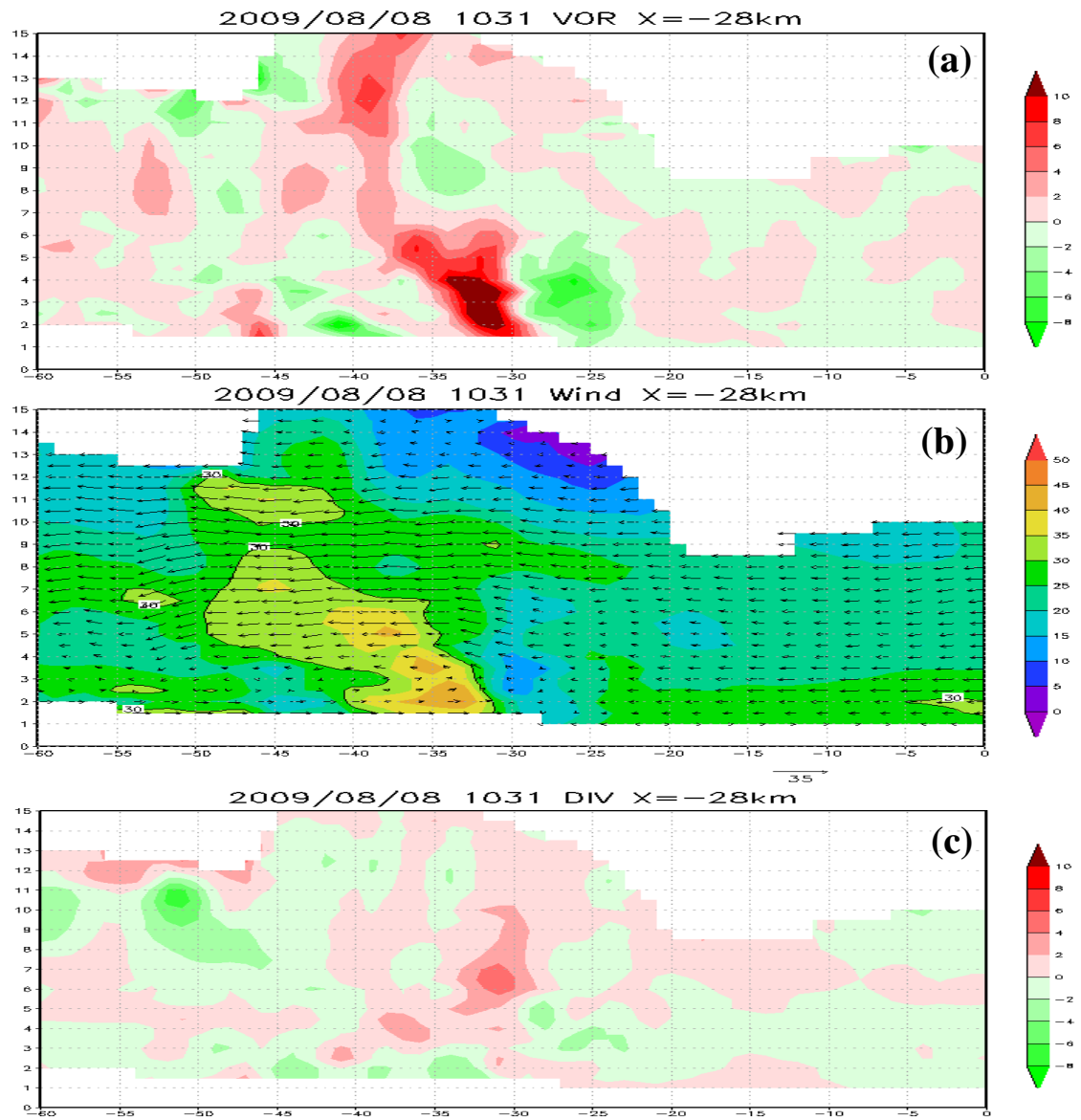


圖 4.8、1831LST 在 X=-28 公里的南北垂直剖面，左為北側、右為南側，如圖 4.4 所示。(a)垂直渦度($\times 10^{-3} \text{s}^{-1}$)；(b)色塊為水平風速(m/s)，向量為原始合成風場分布；(c)輻散場($\times 10^{-3} \text{s}^{-1}$)，正值為輻散，負值為輻合。

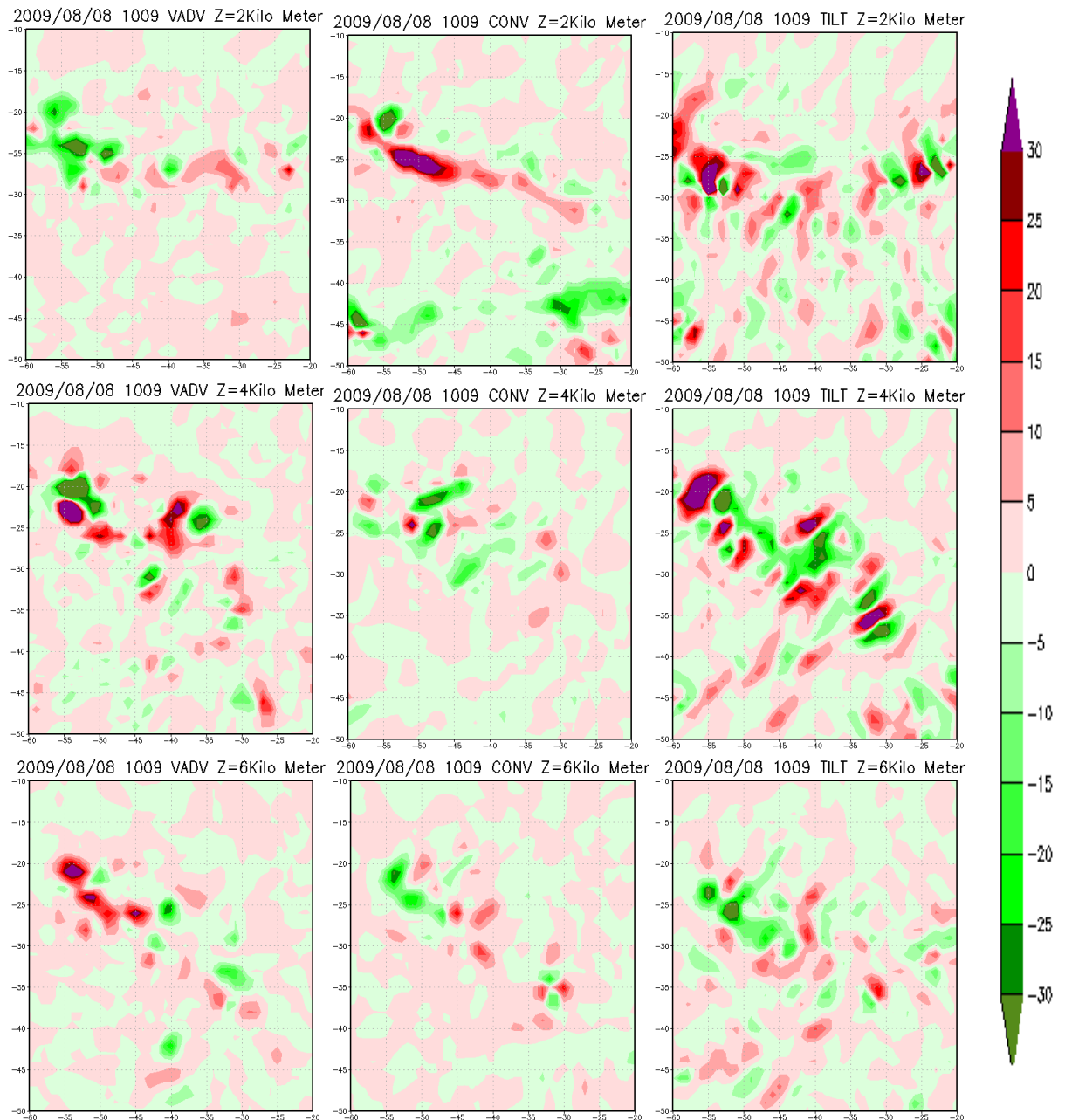


圖 4.9、利用 1809LST 的雙雷達合成風場，所推得之各項垂直渦度貢獻項。由上而下分別為 2 公里等高面、4 公里等高面、6 公里等高面。由左而右則為垂直平流項(VADV)、抽拉項(CONV)、傾側項(TILT)。

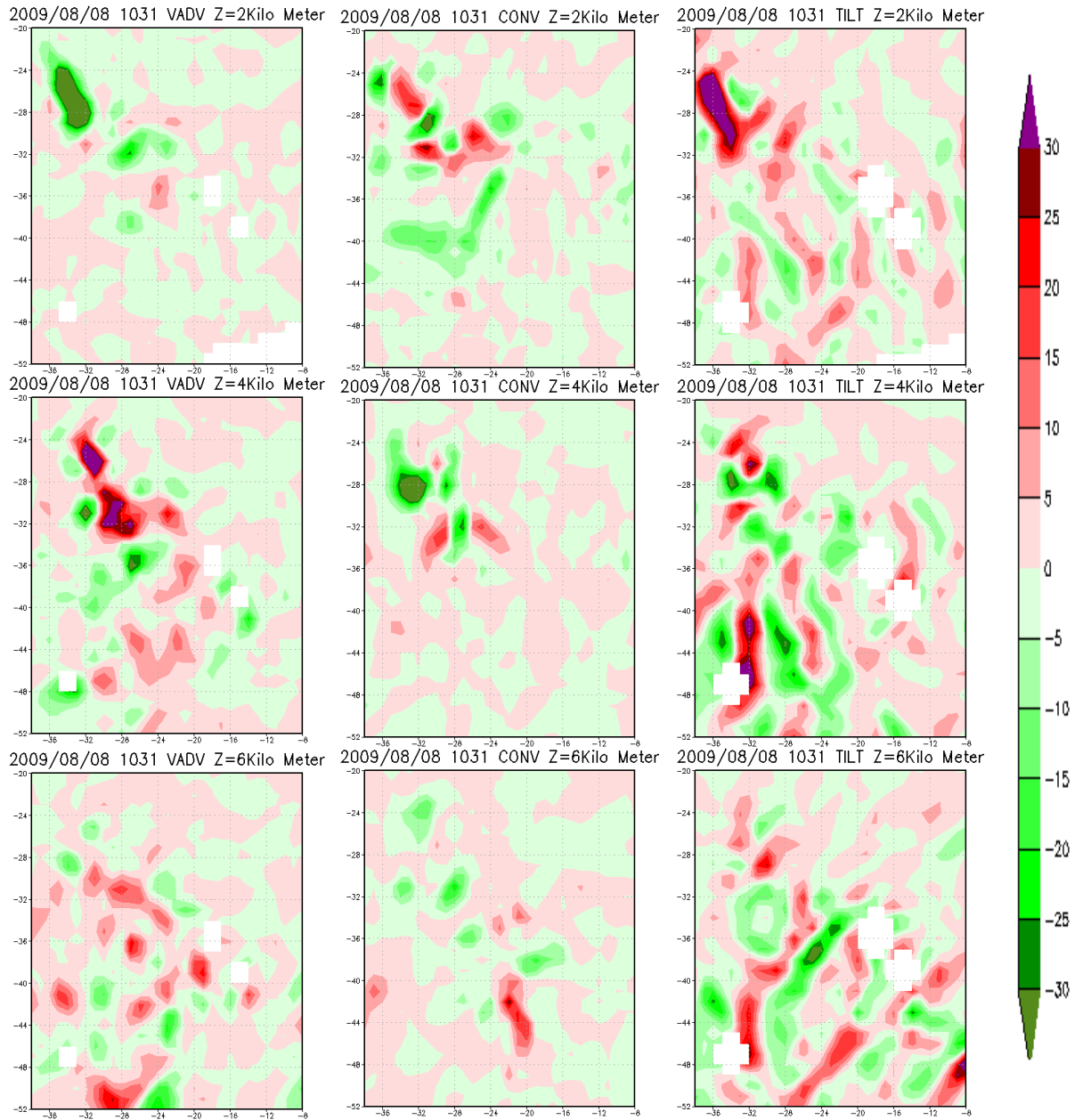
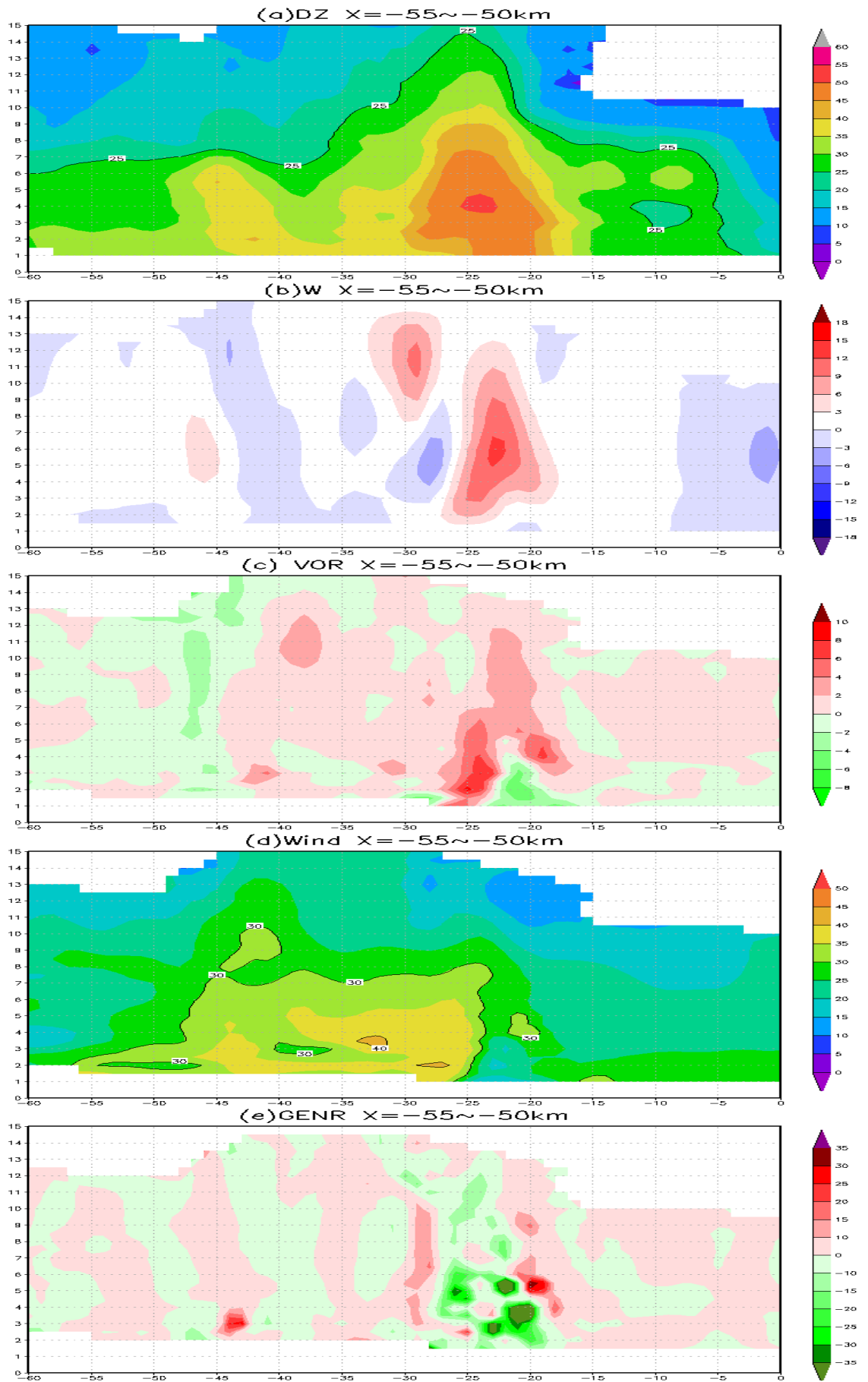


圖 4.10、利用 1831LST 的雙雷達合成風場，所推得之各項垂直渦度貢獻項。由上而下分別為 2 公里等高面、4 公里等高面、6 公里等高面。由左而右則為垂直平流項(VADV)、抽拉項(CONV)、傾側項(TILT)。



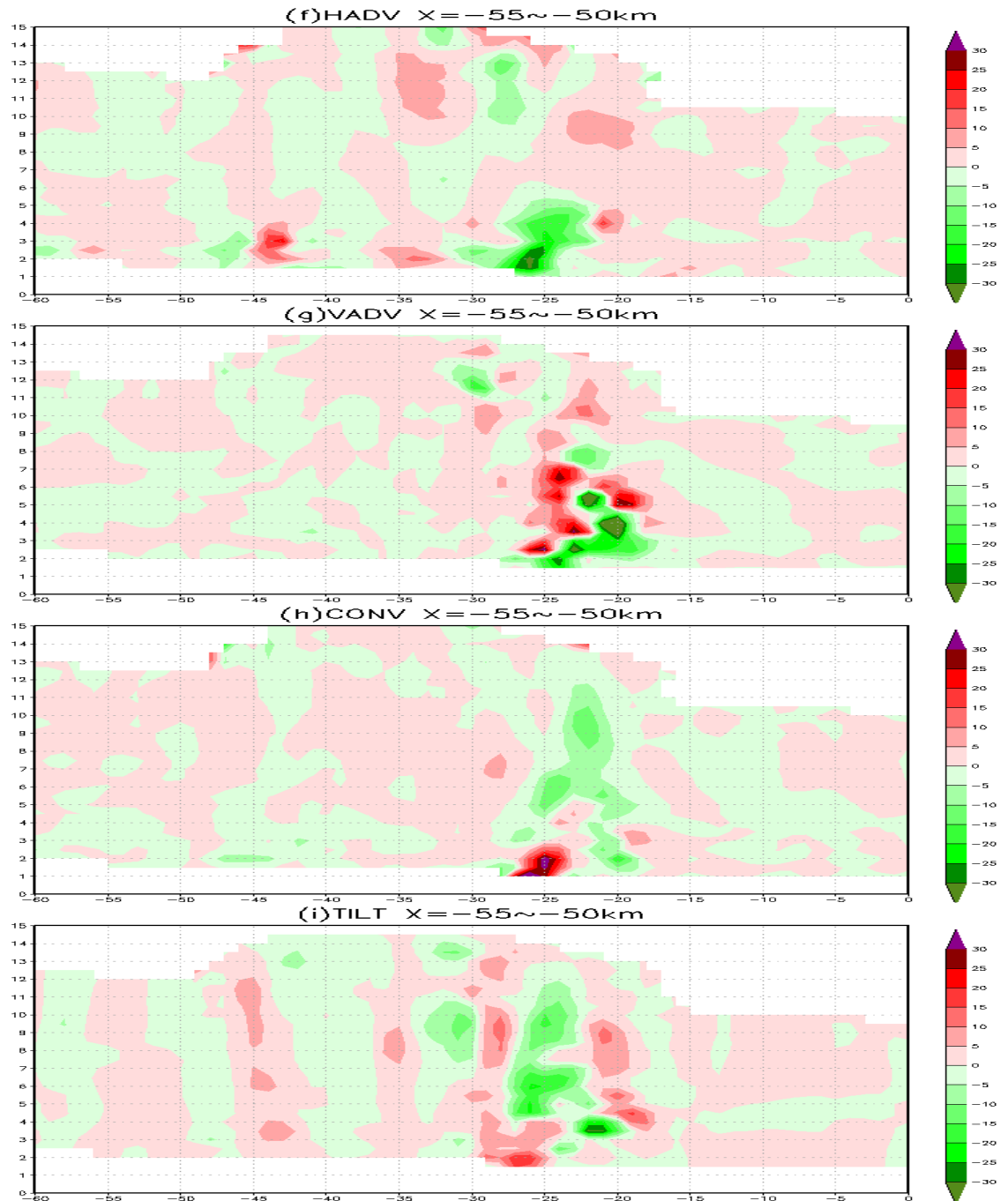


圖 4.11、本圖為 1809LST 在 X=-55 到 -50km 間的平均南北垂直剖面。

- (a) 七股雷達回波(dBZ)。
- (b) 垂直速度(m/s)。
- (c) 垂直渦度場($\times 10^{-3} \text{s}^{-1}$)。
- (d) 水平風速場(m/s)。
- (e) 局地垂直渦度變化項($\times 10^{-6} \text{s}^{-2}$)。
- (f) 水平平流項($\times 10^{-6} \text{s}^{-2}$)。
- (g) 垂直平流項($\times 10^{-6} \text{s}^{-2}$)。
- (h) 抽拉項($\times 10^{-6} \text{s}^{-2}$)。
- (i) 傾側項($\times 10^{-6} \text{s}^{-2}$)。

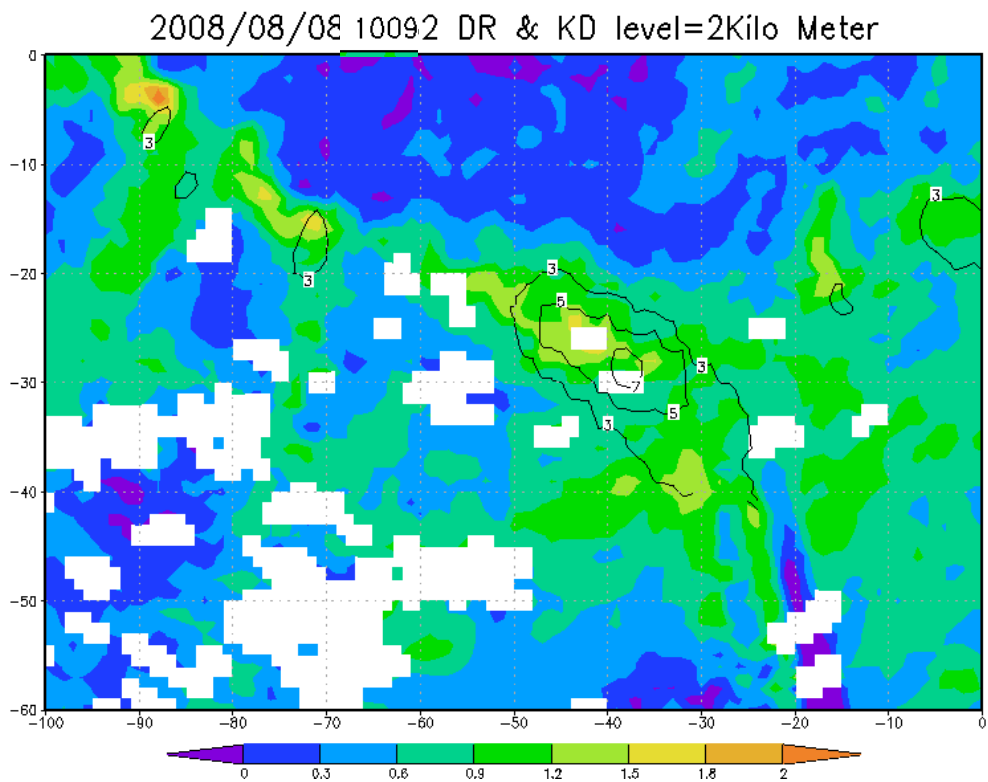
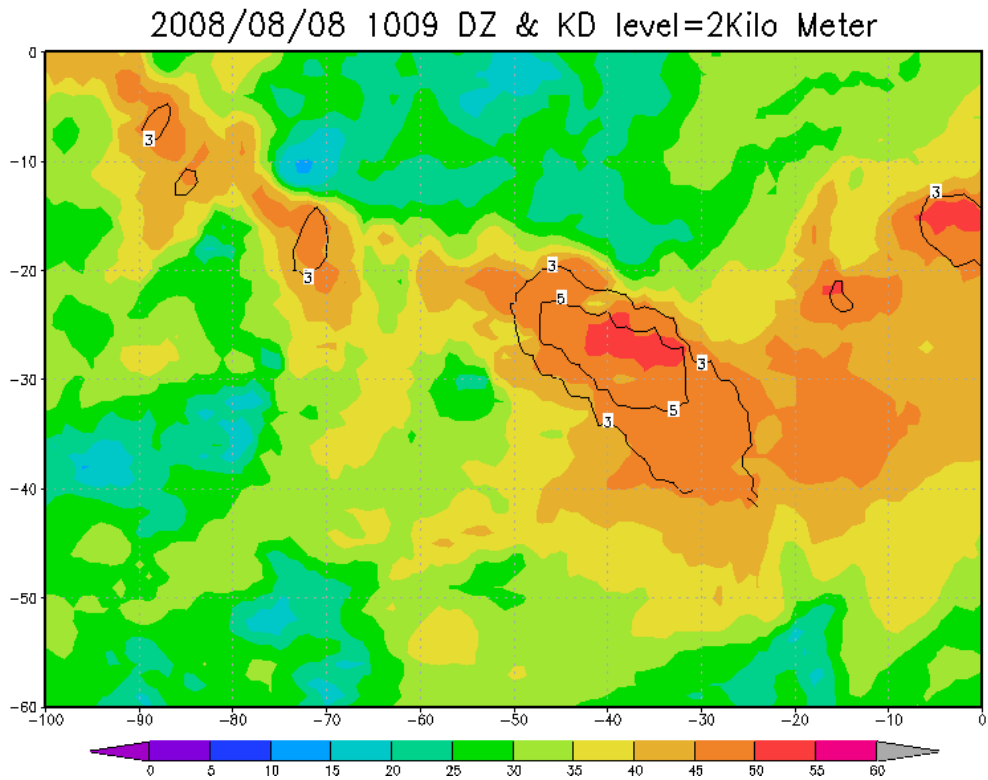


圖 4.12、2009 年 8 月 8 日 1809LST 的偏極化參數場 2 公里高度水平分布。上圖色塊為回波值，等值線為 K_{DP} 。下圖色塊為 Z_{DR} ，等值線為 K_{DP} 。

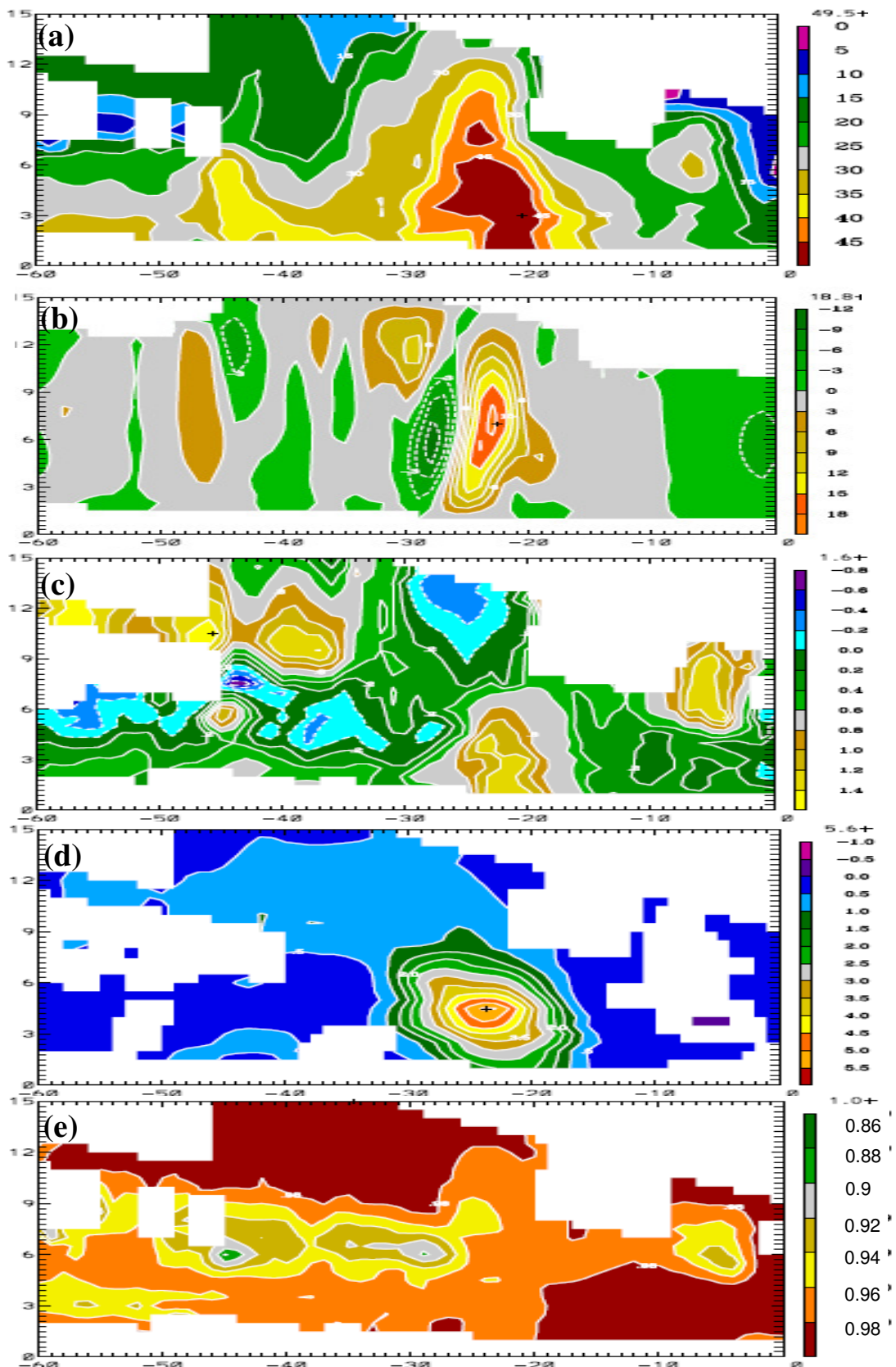


圖 4.13、1809LST 以七股雷達為中心之 X=-52 公里的南北垂直剖面。(a)馬公雷達回波。(b)利用雙雷達合成得到的垂直速度場。(c) Z_{DR} 。(d) K_{DP} 。(e) ρ_{HV} 。

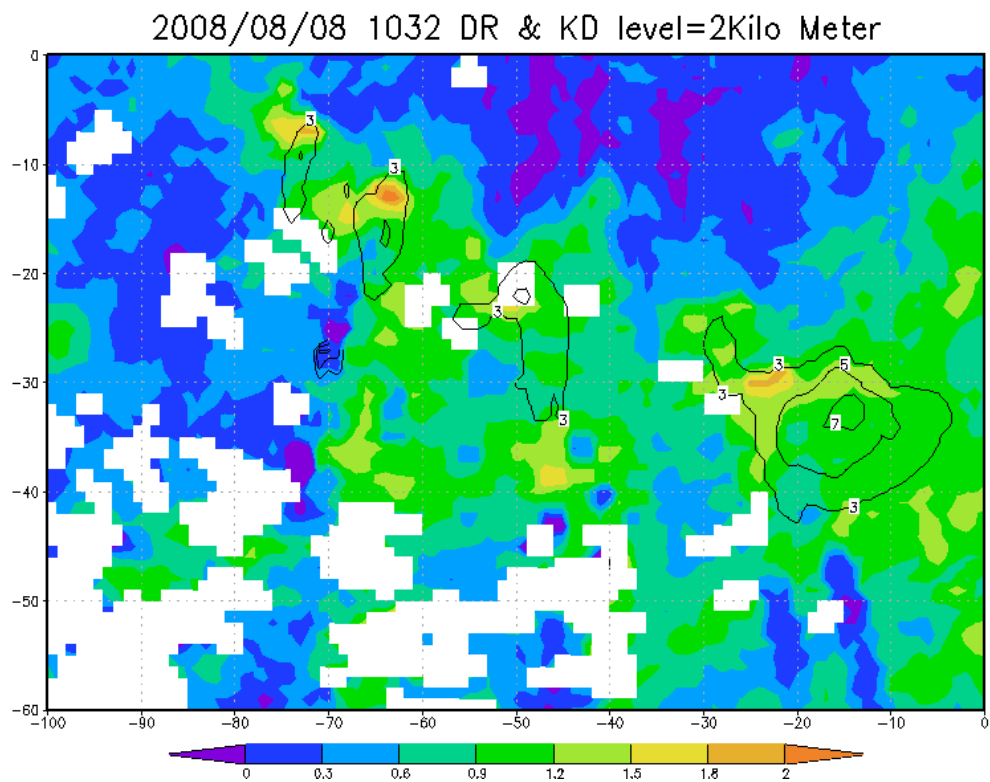
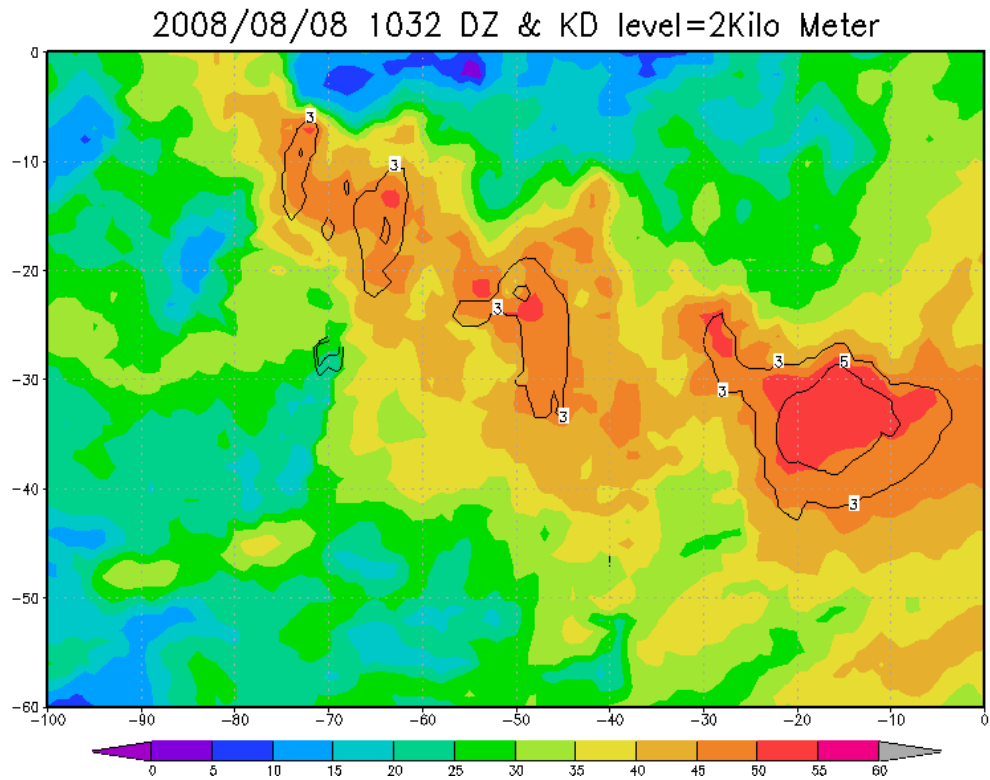


圖 4.14、2009 年 8 月 8 日 1831LST 的偏極化參數場 2 公里高度水平分布。上圖色塊為回波值，等值線為 K_{DP} 。下圖色塊為 Z_{DR} ，等值線為 K_{DP} 。

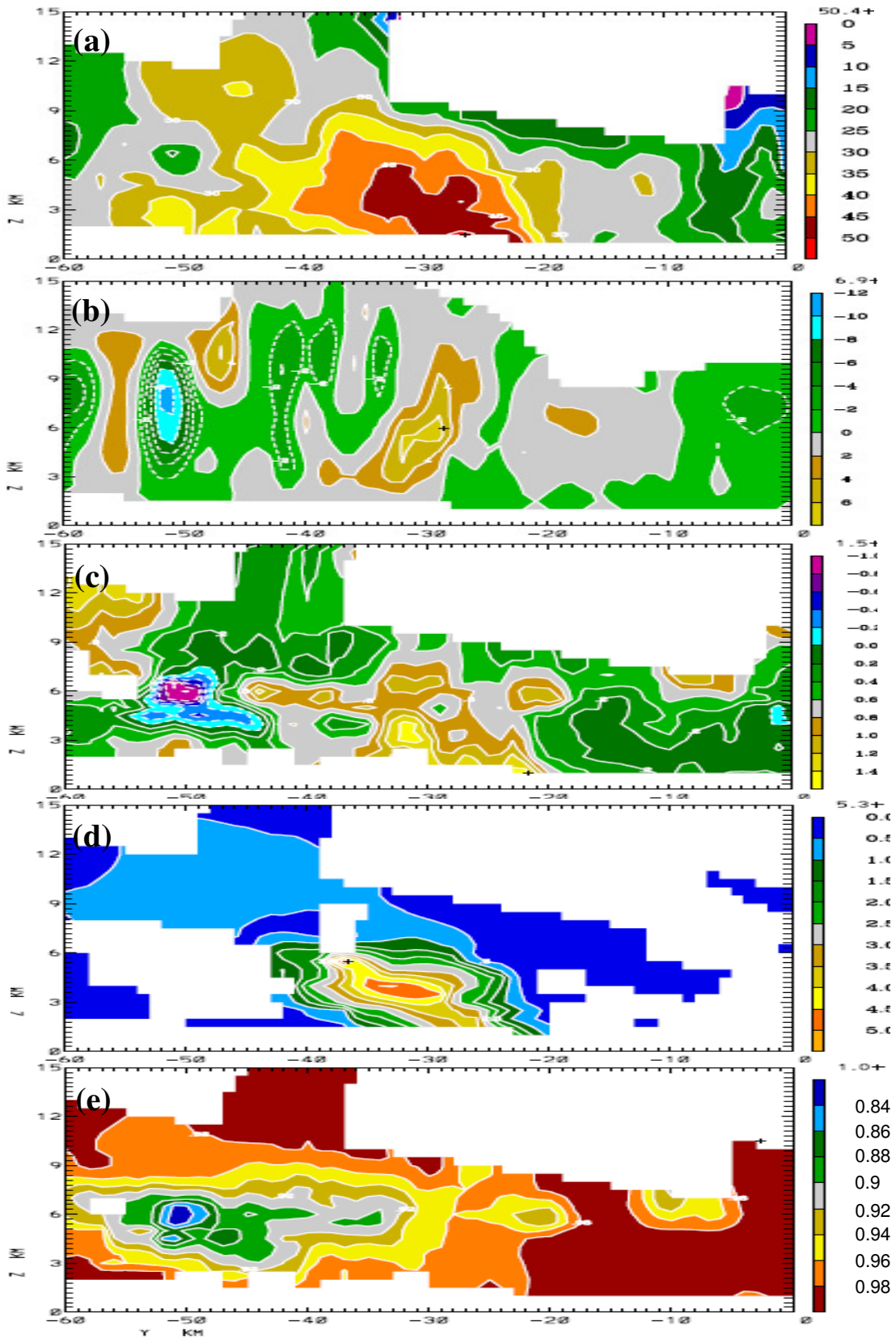


圖 4.15、1831LST 以七股雷達為中心之 $X=-28$ 公里的南北垂直剖面。(a)馬公雷達回波。(b)利用雙雷達合成得到的垂直速度場。(c) Z_{DR} 。(d) K_{DP} 。(e) ρ_{HV} 。

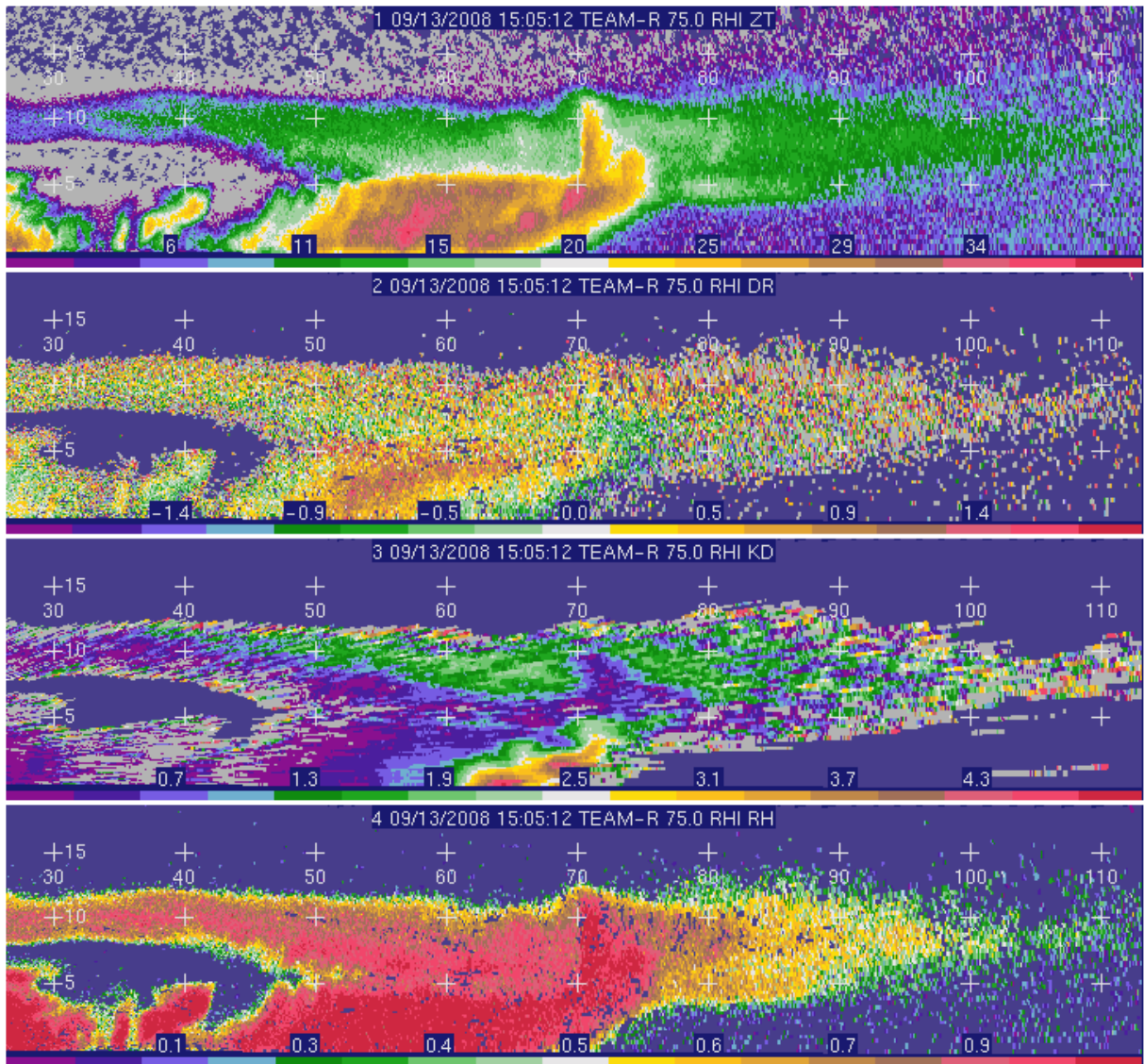
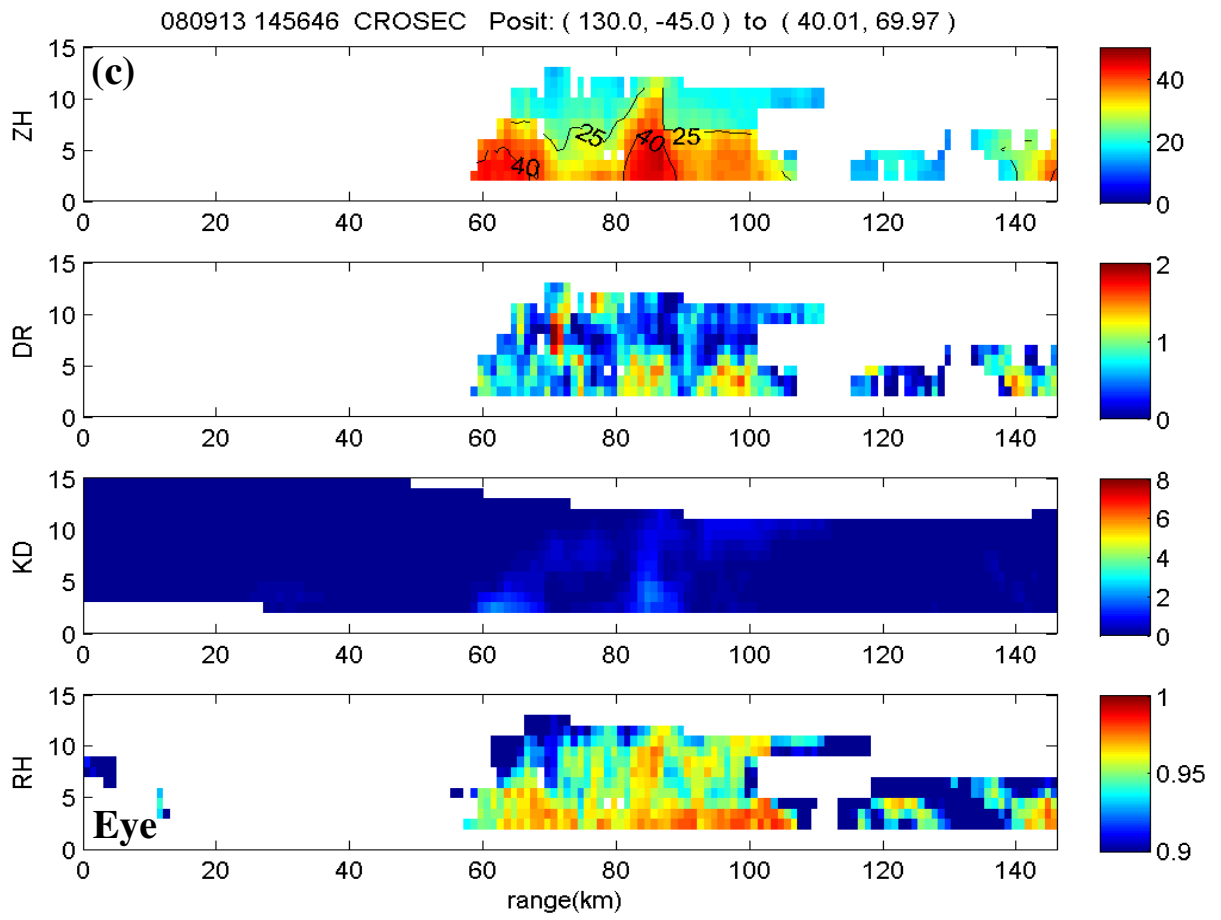
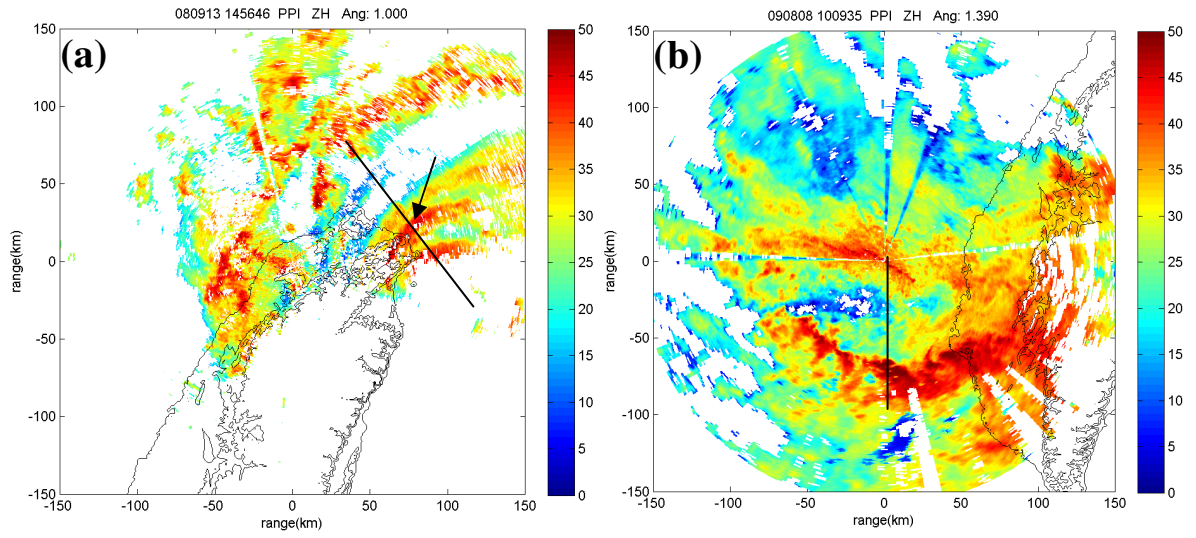


圖 4.16、車載 X-波段雙偏極化雷達(TEAM-R) 利用垂直掃描策略(RHI)在 2008 年 9 月 13 日 2301LST 得到的熱塔垂直結構，此為未經過資料品管處理所得的雷達原始觀測資料，由上而下分別為回波(Z_H)、差異反射率(Z_{DR})、比差異相位差(K_{DP})、相關係數(ρ_{HV})。



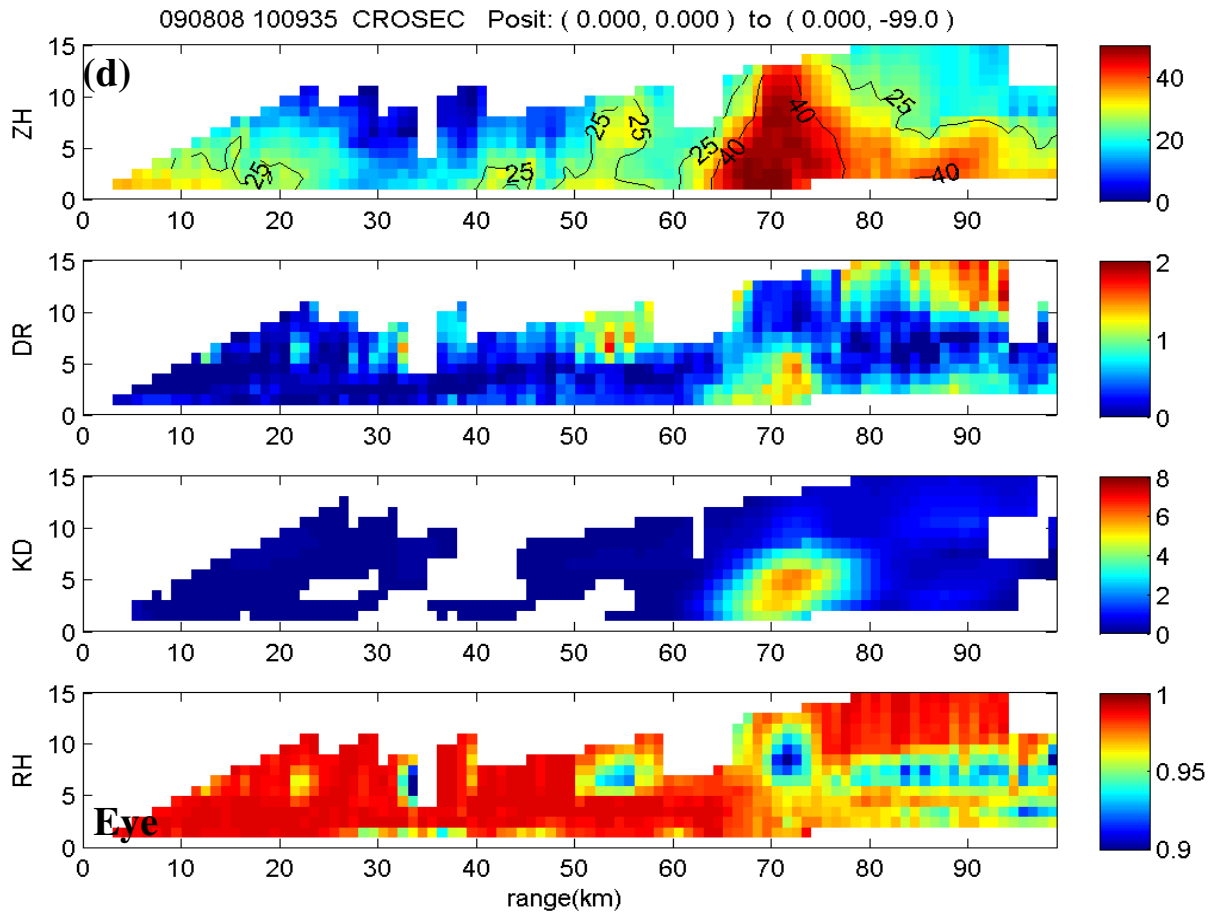


圖 4.17、(a)2008 年 9 月 13 日 2256LST 辛樂克颱風觀測，中央大學 C-波段雙偏極化雷達 1° 仰角之 PPI。圖中黑箭號為熱塔所在雨帶，黑線表示通過熱塔的圖(c)剖面位置。(b)2009 年 8 月 8 日 1809LST 莫拉克颱風觀測結果，圖中黑線表圖(d)南北剖面位置。(c)圖由上而下分別是 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} ，(d)亦同。

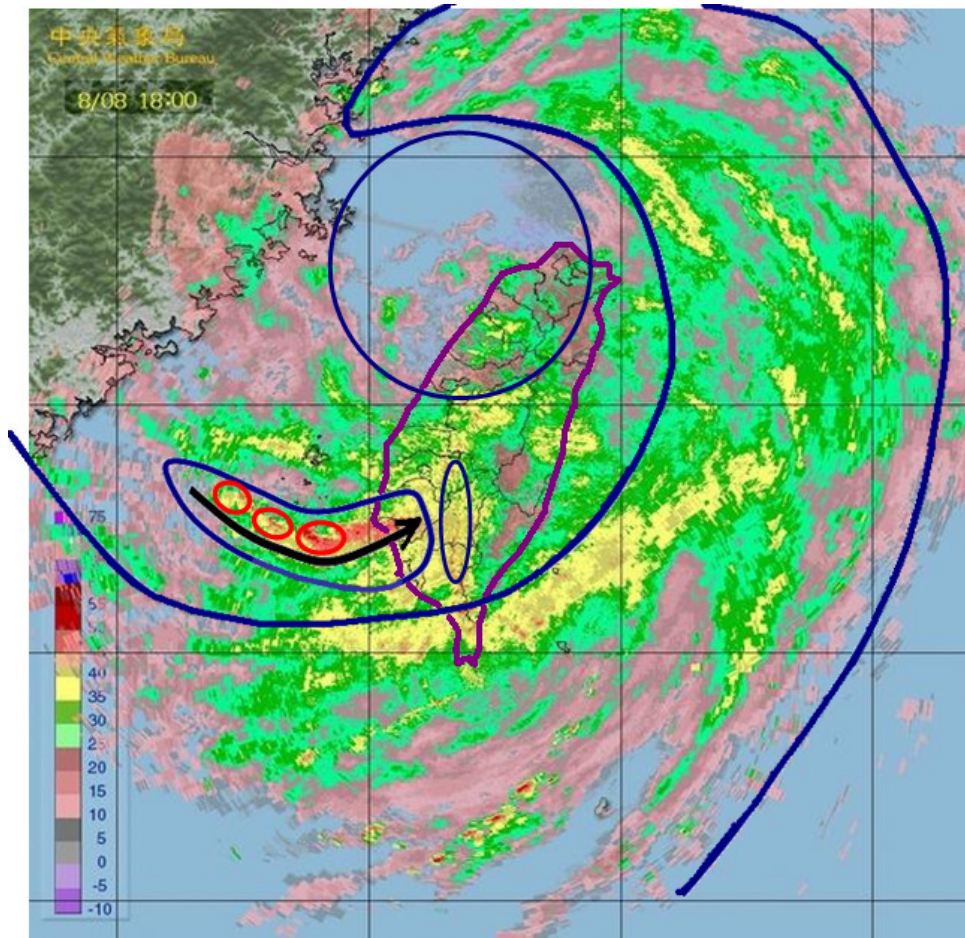


圖 5.1、莫拉克颱風環流與台灣地形的關係示意圖。底圖為 2009 年 8 月 8 日 18 時的全台最大雷達回波圖。圖中藍圓形表示環流中心，藍粗實線表雨帶分布範圍，雨帶內部的紅圓框表對流胞位置，雨帶內的粗黑箭號為噴流。