

國立中央大學

大氣物理研究所
碩士論文

使用偏極化/多都卜勒雷達資料
研究莫拉克颱風(2009)地形降雨特性

研究生：蔡宜君

指導教授：陳台琦 博士

廖宇慶 博士

中華民國一〇一年六月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(100年9月最新修正版)

本授權書授權本人撰寫之碩/博士學位論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註1說明)，在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(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：_____

在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

(V)同意 (立即開放)

()同意 (請於西元 _____年____月____日開放)

()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： 蔡宜君 學號： 996201017

論文名稱：使用偏極化/多都卜勒雷達資料研究莫拉克颱風(2009)地形降雨特性

指導教授姓名： 陳台琦 教授、廖宇慶 教授

系所： 大氣物理 所 博士班 碩士班

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，應遵守著作權法規定。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣物理研究所蔡宜君研究生所提之論文

使用偏極化/多都卜勒雷達資料

研究莫拉克颱風(2009)地形降雨特性

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 陳奇 廖宇慶 (簽章)

101年6月21日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

大氣物理研究所蔡宜君研究生所提之論文
使用偏極化/多都卜勒雷達資料
研究莫拉克颱風(2009)地形降雨特性

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
委員

游政彥

楊明仁

廖宇慶

陳文琦

中華民國 101 年 6 月 21 日

摘要

2009年8月8日莫拉克颱風影響台灣期間，台灣海峽出現不斷新生或近乎滯留的東西向雨帶，此雨帶進入台灣陸地後與地形產生交互作用。同時，在中央山脈南部持續出現南北走向的雨帶。這些雨帶為台灣西南部沿海地區及山區皆帶來了豪大雨以及重大災害。本研究利用七股雷達與馬公雷達以及地面雨量站觀測資料探討這些雨帶與地形之間的關係，並且利用新的多都卜勒雷達合成方法了解分析範圍內的三維風場結構。

從雷達觀測資料可將台灣南部山區的降雨情形分為兩種：第一種為分析範圍北部區域，該區域的山區為較和緩的地形，而東西向雨帶在外海輻合後，強風帶將雨帶內的對流胞向東輸送至陸地後，對流胞在緩坡上受地形抬升發生增強或維持其強度；另外一種為分析範圍南部山區，地形較為陡峭，入流受地形強迫抬升後產生上升運動，且在大氣不穩定的狀態下，有助對流發展。但兩種情況下，最強回波皆發生於山頂之前，在背風坡時強度皆迅速減弱。

利用地面雨量站觀測資料發現在中央山脈迎風坡(西側)的累積降雨量比背風坡(東側)高出許多，顯現中央山脈在此個案中對降雨的空間分布具有相當的關鍵性。在迎風面地區，當東西向雨帶內對流胞移入時降雨強度迅速增加，而在海拔越高的山區因有強上升運動有助對流維持或發展，平均降雨強度大於平地、沿海地區。最後，利用偏極化雷達參數定量估計降雨量，發現以馬公雷達 KDP(比差異相位差)參數估計降雨強度結果最好，但在六小時降雨量估計方面，大雨會發生低估情形。

The precipitation characteristics in typhoon Morakot(2009) over Taiwan's complex terrain revealed by polarimetric/multiple Doppler radar

Abstract

On August 8 2009, a few east-west oriented rain bands of typhoon Morakot continuously re-formed or were nearly stationary in the Taiwan Strait. These rain bands interacted with the terrain when reaching Taiwan. In the same period, due to the terrain effects a north-south oriented band persistently exhibited near Central mountain ridge. These rain bands brought heavy rainfall and significant damage in the mountain area. The present study collects data from RCCG S band Doppler radar, RCMK C band polarimetric/Doppler radar and surface rain gauge observations. An advanced multiple-Doppler radar synthesis method is applied to determine the structure of the rain band in the analysis domain and to study the orographic effect on precipitation.

From the results of wind field synthesis, the east-west oriented rain band was induced by convergence between the north-west flow of the typhoon's circulation and the south-west flow from the South China Sea. A belt of strong wind associated with the rain band was strengthened by the embedded convective cells. Then this strong wind belt extended to the mountains. The radar reflectivity observations in the mountain area can be described in two conditions: (i) in the northern part of the domain where the mountains has relatively gentle slope, precipitating systems moving eastward toward land maintained their strength over the slopes; (ii) in the southern part of the domain where has steep terrain, deep convection was developed by the uplifting of the cross-barrier flow near the mountains. The strongest reflectivity happened on the windward slope of the mountain in both conditions, and weakened in the leeside.

From rain gauge observations, more precipitation distributed in windward side, it reveals that Central Mountain Ridge imposes a profound influence on the spatial distribution of the rainfall. In the windward side, the rainrate increases rapidly when the cells are transported into the areas. The average rainrate is more when the height of the area is higher due to the uplifting by the terrain. Finally, we estimate rainfall quantitatively by using many dual-polarimetric radar parameters, and the KDP(specific differential phase shift) has the better results.

致謝

兩年的研究生歲月，終於告一段落了！首先，要感謝我的兩位指導老師——陳台琦老師與廖宇慶老師，兩位老師總是在研究工作上提供最有力的幫助與精神上的鼓勵，讓我在學業與工作之間得以兼顧。感謝林沛練老師常常給我鼓勵，讓我有動力繼續堅持下去。謝謝游政谷老師與楊明仁老師擔任口試委員，並對我的論文提供很多寶貴的建議，讓內容更具完整性。

實驗室的好夥伴們，謝謝玉霜帶我進入雷達的世界、紀董寫了強大的程式讓資料處理起來省事很多，以及老蔡、少凡學長、小龜學長、豪大、olan 幫我解決很多問題，特別感謝沛瑜跟鯨魚，讓常因為要上班而不在學校的我熟知實驗室大小事且趕上研究進度。謝謝同班同學的幫助，一起討論功課、熬夜趕作業總是令人刻骨銘心；感謝粒粒安在我缺課時辛苦地幫忙錄音；還有午(晚)餐團的各位同學，611、語涵、abby、怡儒、嘉華、智閔，一起吃飯、聊天常是忙碌生活中的快樂時光。工作上的同事們支持我繼續學業，謝謝董昱昀臺長、王玉蘭督導、士哲學長、邦國學長、富傑以及立偉，感謝佳玲以過來人身分跟我分享許多學校、工作兩邊跑的甘苦談。

最後要謝謝我的家人，爸爸跟媽媽常常叮嚀著我顧學業的同時也要顧身體健康，阿嬤每次都會在我回學校前跟我說「好好打拚」，老哥跟老弟總是打電話來關心我。謝謝身旁許多關心我的朋友們，有時候簡單的加油打氣就讓我充滿了繼續往前進的力量。感謝所有曾經幫助過我的人，謝謝大家！

目錄

摘要	I
ABSTRACT.....	II
致謝	III
目錄	IV
圖說明.....	VII
第一章 緒論.....	1
1.1 前言.....	1
1.2 文獻回顧	1
1.3 研究動機與目的	4
第二章 個案簡介	5
2.1 綜觀環境	5
2.2 莫拉克颱風降雨分布	5
第三章 資料來源與分析方法	7
3.1 資料來源	7
3.1.1 七股都卜勒雷達	7
3.1.2 馬公雙偏極化都卜勒雷達	7

3.2 雷達資料品質管控與處理	9
3.2.1 品質控管	9
3.2.2 風場合成	10
3.2.3 熱力反演	13
第四章 颱風降雨系統結構分析	16
4.1 強回波隨時間變化	16
4.2 三維風場結構	19
4.2.1 等高面風場合成結果	19
4.2.2 渦度收支	21
4.2.3 垂直剖面風場分析	22
4.3 熱力場結構	23
4.4 雨帶進入陸地後之動力結構	24
第五章 不同地形、區域之降水特性	27
5.1 強回波統計分析	27
5.2 不同區域雨量站降雨統計	28
5.2.1 迎風坡與背風坡雨量比較	29

5.2.2 北部迎風坡與南部迎風坡比較	30
5.3 雷達雨量估計與地面觀測比較	31
5.3.1 偏極化參數估計降雨公式介紹	31
5.3.2 偏極化參數估計降雨與地面觀測比較	32
第六章 結論與未來展望	35
6.1 結論	35
6.2 未來展望	36
附錄 A	38
參考文獻	41
附圖	44

圖說明

圖 1.1、地形降雨的機制，分別為(a)種雲餵雲機制(seeder-feeder process)、(b)上坡風結機制(upslope condensation)、(c)上坡對流激發機制(upslope convection triggered / enhanced by terrain blocking)、(d)上游減速激發機制 (upstream triggering)、(e)熱力激發機制(thermal triggering)、(f)山後輻合機制(leeside convergence)和(g)重力波在背風面的加強機制 (lee-side enhancement by gravity waves)。(擷取自 Houze(1993))

圖 1.2、不穩定氣流過山時，小尺度的上升氣流產生高液態水含量，使降水粒子成長。(擷取自 Medina and Houze(2003a))

圖 2.1、颱風莫拉克(2009)路徑圖，標記為標準時間。取自中央氣象局颱風資料庫。

圖 2.2、2009 年 8 月 5 日 12UTC 天氣圖(a)500 百帕(b)850 百帕。

圖 2.3、2009 年 8 月 6 日至 9 日 0000L~2400L 每日累積雨量圖。(a)、(b)圖為小間距雨量圖，(c)、(d)為大間距雨量圖。

圖 2.4、2009 年 8 月 5 日至 8 日每日 2330Z 紅外線衛星雲圖。

圖 2.5、2009 年 8 月 7 日至 8 日 00UTC 及 12UTC 雷達最大降水回波圖。

圖 3.1、雷達站與雨量站分布圖。圓點為氣象局雨量站位置，三角形為七股雷達，方形為馬公雷達位置。

圖 3.2、偏極化參數處理流程。擷取自唐(2010)。

圖 3.3、2009 年 8 月 8 日 1001UTC 七股雷達與馬公雷達在 1.25 公里(a)、3.25 公里(b)覆蓋情形。深灰色、淺灰色分別為兩顆及單顆雷達覆蓋的範圍。

圖 3.4、2009 年 8 月 8 日 1001UTC 以傳統風場合成方法 CEDRIC(a)、(c)，與以變分為基礎的多雷達合成方法(b)、(d)結果比較圖。第一列與第二列分別為 1.25、3.25 公里等高面。

圖 3.5、2009 年 8 月 8 日 1000UTC 氣象局地面測站時雨量與風場圖。黑色方框為風場合成範圍。

圖 3.6、Immersed boundary method(IBM)示意圖。黑粗線為地形邊界，將全部區域分為流體區以及 ghost cell(代號為 G)，空心圓點為鏡射點(代號為 I)，G 點與 I 點至地形邊界有相同距離，兩點連線與地形交點為 B。

乘號及空心方框分別屬地形內及流體區之網格點。擷取自 Liou et al(2012)。

圖 4.1、七股雷達回波作 Hovmöller diagram 剖面位置示意圖，陰影為地形高度。以七股雷達為原點， H_1 為 $y=0$ ， H_2 為 $y=-50$ ， $x=-100\sim 100$ ； V_1 為 $x=10$ ， V_2 為 $x=50$ ， V_3 為 $x=70$ ， V_4 為 $x=90$ ， $y=-150\sim 100$ 。紅色實線方框為雷達風場合成範圍，藍色虛線方框為計算大氣穩定度的範圍。

圖 4.2、七股雷達回波 3 公里高度作 Hovmöller diagram，黑粗線為該剖面之地形。橫軸是東西向的距離。縱軸為時間 8 月 8 日 00-24 UTC 及地形高度，以公里為單位。(a) $y=0$ km 的東西剖面，(b) $y=-50$ km。

圖 4.3、七股雷達回波 3 公里高度作 Hovmöller diagram，黑粗線為該剖面之地形。橫軸是南北向的距離。縱軸為時間 8 月 8 日 00-24 UTC 及地形高度，以公里為單位。(a) $x=10$ km 的南北剖面，(b) $x=50$ km，(c) $x=70$ km，(d) $x=90$ km，其中圖(d)為 4 公里高度。

圖 4.4、七股雷達平均徑向風作時間-風速圖，(a)、(c)分別為徑向風平均範圍；(b)為七股雷達 3 公里高度向西方向徑向風平均，正值表示西風，(d)七股雷達 1 公里高度向南方向徑向風平均，正值表示北風。橫軸為徑向風速，正值為遠離雷達，負值為接近雷達，縱軸為時間 8 月 8 日 00-24 UTC。

圖 4.5、七股雷達回波在 3 公里高度等高面水平分布，自 8 月 8 日 0901 至 1101UTC，時間間隔為半小時，以七股雷達為原點。圖中紫色框為 4.4 節所討論的對流胞 A 位置，藍色框為對流胞 B 位置，黑色框為對流胞 C 位置。

圖 4.6、8 月 8 日 1039UTC 風場合成結果。由上到下分別為 1.25、3.25 及 5.75 公里高度面，(a)、(c)及(e)為回波與風場，風標長、短劃線分別為 5m/s、10m/s；(b)、(d)及(f)則是水平風速(m/s)。

圖 4.7、8 月 8 日 1039UTC 輻散場與垂直速度分布。由上到下分別為 1.25、3.25 及 5.75 公里高度面，(a)、(c)及(e)為輻散場($10^{-3}s^{-1}$)；(b)、(d)及(f)則是垂直速度(m/s)。

圖 4.8、8 月 8 日 1039UTC 垂直渦度分布($10^{-3}s^{-1}$)，(a)至(c)分別為 1.25、3.25 及 5.75 公里高度面。

圖 4.9、利用 1039UTC 與 1046UTC 合成風場計算出的垂直渦度各項貢獻項($10^{-6}s^{-2}$)。(a)至(d)分別為 1.25 公里等高面的垂直渦度趨勢項、平流項、輻散項及傾側項，(e)至(g)如第一列，但為 3.25 公里等高度面。

圖 4.10、1039UTC 在 $y=-40$ 公里東西向垂直剖面，左為西側，右為東側。(a) 色塊為回波分布，向量場為 $u-w$ 分布，等值線為垂直速度。(b) u 方向風(即垂直山脈氣流)之分布。回波、垂直速度與 u 的間隔分別為 5dBZ、1m/s 及 5m/s。

圖 4.11、1031UTC 擾動壓力與擾動溫度反演結果。左、右欄分別為 2.25 公里及 5.75 公里等高面。其中擾動壓力為標準化大氣壓力，無單位，擾動溫度以 K 為單位。

圖 4.12、與圖 4.10 同，但為 1039UTC。

圖 4.13、8 月 8 日 1031UTC 與 1039UTC 擾動溫度差值，分別在(a)2.25 公里及 5.75 公里(b)等高面。

圖 4.14、七股雷達回波與水平風場 1009UTC 至 1101UTC 1.25 公里等高面分布。等值線為 45dBZ，粗虛線為對流胞 A 路徑。

圖 4.15、圖 4.13 中對流胞 A 沿虛線路徑的回波與投影風場垂直剖面，時間從 1009 至 1101UTC。實線及虛線分別為垂直速度 2 及 -2m/s 等值線。

圖 4.16、(a)圖為圖 4.13 中對流胞 A 沿虛線路徑附近雨量站示意圖，下圖此路徑的海拔高度，圓點為此六個雨量站海拔高度示意。圖(b)至(g)在 8 月 8 日 1000 至 1120UTC 降雨強度(黑線)與地面以上 2 公里回波值(藍點)關係圖，圖(f)及(g)因資料缺乏取地面以上 4 公里回波值。

圖 4.17、8 月 8 日 1039UTC 1.25 公里高度面分析範圍北部山區之回波及合成風場。

圖 5.1、七股雷達四公里平面(4km CAPPI)強回波頻率圖，統計 8 月 8 日 00 至 24UTC 全天 40dBZ 以上回波出現比例。等值線為地形高度。三個虛線方框為依強回波出現頻率分區，如 5.2.2 節。圖 5.2、七股雷達四公里平面(4km CAPPI)在雨帶進入時期每兩小時之間回波大於 40 dBZ 的次數比例圖。(a)04-06 UTC，(b)06-08 UTC，(c)08-10 UTC，(d)10-12 UTC，(e)12-14 UTC，(f)14-16 UTC。

圖 5.3、迎風面雨量站依不同海拔高度的自 8/5 16UTC 至 8/10 16UTC 時雨量(紅色直方圖，mm/hr)與累積雨量(藍線，mm)隨時間變化。海拔高度分類為(a)、(b) 0 至 0.2km，(c)、(d)0.2 至 0.5km，(e)、(f)0.5 至 1 公里，(g)、(h)1 公里以上。右欄為雨量站位置(藍點)，陰影為地形，顏色越深地形越高。

圖 5.4、圖 5.3 同，但為背風面。

圖 5.5、依圖 5.1 中 A、B 及 C 三區在 8 月 8 日 00 至 24UTC 雨量站平均時雨

量(mm/hr)與平均累積雨量(mm)。其中 A、B 及 C 區測站數目分別為 15、9 及 4 個，雨量站分布位置如(b)、(d)及(f)。

圖 5.6、8 月 8 日 1039UTC 合成風場，沿著地形最底層的垂直速度(a)，受地形抬升作用的垂直速度(b)，計算方法如(5.1)式，單位為 m/s。

圖 5.7、1039UTC 時，利用馬公雷達偏極化參數以 R (KDP) 關係式估計的每小時累積降雨（色塊）和地面雨量站比較（數字）。等高線分別代表 0、200 和 500 公尺之地形高度。

圖 5.8、同圖 5.7，但為利用馬公雷達偏極化參數以 R (ZH) 關係式。

圖 5.9、同圖 5.7，但為利用馬公雷達偏極化參數以 R (ZH,ZDR) 關係式。

圖 5.10、同圖 5.7，但為利用七股雷達以 R (ZH) 關係式。

圖 5.11、利用不同偏極化參數估計降雨公式估計 06 至 12UTC 共六小時逐時降雨量與實際觀測比較。黑線為雨量站觀測值，綠線、紅虛線、三角形及青色虛線分別代表利用 R(KDP)、馬公雷達 R(ZH)、R(ZH,ZDR) 及七股雷達 R(ZH)所計算得到的結果。(a)、(b)及(c)測站分別為台南市曾文站(C0081)、南投縣埔中站(C1I28)及高雄市表湖站(C0V15)。

圖 5.12、利用馬公雷達偏極化參數以 R (KDP) 關係式估計 06 至 12UTC 共六小時累積降雨量(縱軸)與地面雨量站(橫軸)比較。相對均方根誤差為 0.247，相關係數為 0.896。黑線為 $x=y$ 之輔助線。

圖 5.13、如圖 5.12，但為利用馬公雷達偏極化參數以 R (ZH) 關係式。相對均方根誤差為 0.344，相關係數為 0.79。

圖 5.14、如圖 5.12，但為利用馬公雷達偏極化參數以 R (ZH,ZDR) 關係式。相對均方根誤差為 0.467，相關係數為 0.631。

圖 5.15、如圖 5.12，但為利用七股雷達偏極化參數以 R (ZH) 關係式。相對均方根誤差為 0.298，相關係數為 0.840。

第一章 緒論

1.1 前言

許多重大自然災害與天氣有關，在台灣，例如梅雨季節的豪雨以及颱風的強風暴雨，山區常因為資料密度不足或是無法觀測，大幅增加了預報降雨的困難度，但是這些地區發生土石流、洪水的機率卻比平地來的高。當災害來臨時，不僅可能發生人員傷亡，並造成社會經濟損失。「因地制宜」的環境條件，使得每個地方的地形降雨特性有所不同，因此，天氣系統與複雜地形之間的交互作用一直以來都是許多學者投入研究的重要主題，期望能有效掌握山區天氣變化，提供防災單位正確訊息，在災害來臨前做好應變。

近數十年來，影響程度最甚的颱風即為 2009 年的莫拉克颱風，從 8 月 6 日至 10 日影響台灣，總共帶來了將近 3000 毫米的驚人總雨量。尤其在 8 月 8 日颱風中心從桃園出海後，雖然強度已減弱為輕度颱風，但在颱風南側的雨帶對台灣西南部及山區帶來了驚人的雨量與嚴重災害。唐(2010)討論了莫拉克颱風在出海之後，其南側旺盛對流的雨帶，對流胞中有強上升運動，並增加噴流強度，加速對流胞往陸地輸送。而此雨帶進入陸地之後，與平地降雨情形相比，山區產生的降雨量迅速增加。令人好奇的是，雨帶遇到地形之後如何加強：在什麼樣動力、熱力的條件下才使得降雨增強，而不同的地形是否產生不同的機制。地形與降雨之間的關係即是接下來要討論的重點。

1.2 文獻回顧

地形降水可能發生在地球上任何緯度、各個氣候區內，但其發生的機制與當時的大氣條件(風速、穩定度或對流可用位能)與地形(山高、山寬)的交互作用有關。大部分有關地形降水的研究大多圍繞在中緯度地區，並且降雨事

件多是伴隨天氣系統經過，例如 Smith(2006)以及 Rotunno and Houze(2007)等多位學者的研究。Houze(1993)將地形降水機制歸納成七種(如圖 1.1)，分別為種雲餵雲機制(seeder-feeder mechanism)，上坡風凝結機制(upslope condensation)、上坡對流激發機制(upslope triggering of convection)、上游減速激發機制(upstream triggering of convection)、熱力激發機制(thermal triggering)、山後輻合機制(leeside convergence)以及重力波在背風面的加強機制(lee-side enhancement by gravity waves)。另外，Roe(2005)也曾對地形降水類型根據不同的大氣、地形等條件做出分類。

颱風與地形交互作用的例子如 Smith et al. (2009a)描述在耶魯-多明尼加降水計畫(YDPP, Yale Dominica Precipitation Project)期間，迪安颶風雨帶經過多明尼加，由雷達反演降雨量的結果顯示在此期間滯留雨帶與地形增強作用皆是強降水的兩個主要因素。模擬結果發現降水機制為種雲餵雲機制，由上層的颶風層狀性雨帶做種雲(seeder)，受地形強迫抬升而形成的低層雲為餵雲(feeder)。另外 Geerts et al. (2000)發現 1998 年的颶風 George 在低層亦有在地形附近增強的情形。在台灣亦有許多研究颱風與地形交互作用的文章，李與蔡(1995)研究當颱風進入一複雜地形時，雨帶會隨颱風旋轉或移動，例如颱風外圍雨帶；另一種則相對於颱風位置及移動無明顯規律，例如地形雨帶，回波在地形斜坡上近似滯留，強度最強發生在低層。Yu and Cheng(2008)發現當低層垂直山脈的氣流越強，降水極大值發生的地方越往下游靠近。王(2008)研究兩種不同形狀山脈在颱風環境下的降水差異，發現山腳陡峭者較能夠將低層水氣帶往高層，增加水滴凝結機會，造成地形降水；且當上游雨帶強度越強，將使地形上的降水變得更強。孫(2000)探討賀伯颱風登陸台灣北部後，低層風速受摩擦力影響而減弱，在迎風坡前氣流產生堆積、輻合，進而產生強回波。而且地形強迫抬升運動將使低層風場配合地形重新配置。

這些觀測發現也有數值模擬實驗得到類似的結果。Miglietta et al. (2008)

模擬條件性不穩定條件下均勻氣流經過理想三維地形，降雨地點分布不同與山高、山寬、入流強度及大小有關。而風速越大，平流作用使對流胞發生位置越靠近山頂；當山越高，氣流越易被地形強迫抬升至自由對流面(LFC)之高度，則越適宜發展對流胞；而同樣山高，山越寬，對流胞越易在上游生成，並且在山坡上仍會繼續形成數個對流胞，使得降雨範圍較廣。

Lee et al. (2011)歸納出莫拉克颱風帶來豪雨的因素有四項，分別是強勁的西南季風；颱風環流與西南季風輻合而形成一條近似滯留的東西走向對流雨帶；颱風中心相對於中央山脈的配置，且移速慢；以及陡峭的地形快速抬升潮濕的入流。Fang et al. (2011)以高解析度系集模擬莫拉克在無地形時總雨量比有地形者減少超過一半，且影響降雨的因素還有模擬颱風的路徑、登陸位置，以及颱風強度。Zhang et al. (2010)利用模式模擬出高雄、屏東山區的強降水分布。Van Nguyen and Chen(2011)以持續更新的初始條件模擬莫拉克颱風(2009)的降雨情形，發現與地形、大尺度環流有關，並模擬出颱風環流與西南風輻合以及南部山區迎風面的雨帶，並造成中南部山區強降水。

Durrant and Klemp(1982)研究若大氣為濕絕熱不穩定，則穩定度計算方法應該要用修正後的公式(後述)。而當大氣為濕絕熱不穩定時，氣流遇山會產生幾種情形，如 Durrant(1986a,1990)，當福祿數小於 1 時，為次臨界流條件，位能至山頂轉換成動能，因此風速極大值發生在山頂。

國外地形降雨實驗 MAP(Mesoscale Alpine Program)中，Medina and Houze(2003a)探討不穩定氣流過山時，小尺度的上升氣流產生高液態水含量，使降水粒子成長(如圖 1.2)。Medina et al. (2005)發現 IOP3 及 IOP5 期間，低層噴流遇地形而強迫抬升，釋放潛在不穩定，垂直發展的胞即帶著軟雹發生淤化。Smith et al. (2003)則發現對流胞遇到山頂時有明顯增強。

1.3 研究動機與目的

本篇文章主要目的是利用七股與馬公雷達觀測資料了解 2009 年 8 月 8 日莫拉克颱風其東西向雨帶進入台灣西南部及山區後的氣流結構與降雨分布，以及在中央山脈南部上空的南北向雨帶與地形交互作用情形。首先，利用七股雷達與馬公雷達每 7.5 分鐘一筆的掃描資料，藉反演方法分別得到分析範圍內的三維風場與熱力場(擾動溫度、擾動壓力)結構，再以地面雨量站資料作為驗證，探討對流性回波進入緩坡區域與層狀性回波進入陡峭山坡的降雨結構。

文章架構如下：第二章為個案背景介紹，包括綜觀天氣及降雨分布情形，第三章介紹資料分析方法與資料來源，第四章則是利用風場合成結果分析莫拉克颱風降雨系統動力結構，並以熱力反演得到擾動壓力及擾動溫度分布的特徵，第五章再以不同地形、區域的地面雨量觀測資料隨時間變化了解其降水特性，最後，第六章為總結。

第二章 個案簡介

2.1 綜觀環境

圖 2.1 為颱風莫拉克(2009)路徑圖，莫拉克颱風於 8 月 4 日在菲律賓東北方海面生成並往西移動，在 8 月 5 日 12UTC 增強為中度颱風，同時，莫拉克颱風與柯尼(Goni)形成一個低壓帶，且莫拉克東方有一個正在發展的熱帶低壓(後來的艾陶(Etau)颱風)。此低壓帶形成一個大尺度的季風環流(Van Nguyen and Chen 2011)，其南側的西南氣流帶來南方的豐沛水氣促使對流發展旺盛。

從 8 月 5 日 12UTC 700 百帕天氣圖(圖 2.2)可以看到太平洋副熱帶高氣壓西伸，其南緣的東風為引導莫拉克颱風移動的作用力。當 7 日低壓帶與太平洋副熱帶高壓勢力相當時駛流場減弱，莫拉克颱風已逐漸接近台灣，受地形及環境場影響而移速緩慢。7 日 16UTC 莫拉克颱風在花蓮登陸，且轉向西北移動，8 日 06UTC 左右在桃園出海。而颱風中心出海後移速減緩，在颱風南側的西南氣流提供了大量的水氣，使得台灣海峽上不斷生成雨帶，並為台灣帶來豪雨。

2.2 莫拉克颱風降雨分布

圖 2.3 為莫拉克颱風 8 月 6 日至 8 月 9 日每日累積降雨分布圖。莫拉克颱風 8 月 6 日往台灣移動，降雨主要分布於迎風面地區，如北部山區；8 月 7 日雨帶已進入台灣陸地，雨區開始往南延伸，降雨集中於雪山山脈及阿里山山區，颱風南側受西南氣流帶來水氣影響而發展較旺盛(如圖 2.4(b))；8 月 8 日 06UTC 颱風中心出海，如圖 2.4(c)紅外線衛星雲圖，豐沛的水氣圍繞在台灣海面上，雲系出現明顯南北不對稱結構(陳等人(2010))，颱風南側雨帶進入台灣中南部陸地，且南部山區迎風面亦不停有對流形成，高雄山區的尾寮山、瑪家、曾文、甲仙等雨量站單日降雨量皆超過 1000 毫米。8 月 9 日颱風中心已

漸漸遠離，降雨分布往北移動，且累積雨量已較前一日明顯減少。

從氣象局最大回波圖來看，8月7日00UTC強回波主要分布在北部與南部山區(圖2.5(a))，隨著颱風中心逐漸往台灣移動，且此時雲系結構較偏重系統南側，台灣陸地上的雨帶主要集中於南部山區(如圖2.5(b))。當颱風中心進入台灣陸地至出海時，台灣海峽出現一條明顯的東西向雨帶，此雨帶進入陸地後受中央山脈阻擋，且位置有南北移動情形，如圖2.5(c)及圖2.5(d)。在8月8日00至24UTC期間，台灣陸地上主要強回波分布即為颱風外圍之東西向雨帶以及南部山區的南北向雨帶，而本文將利用雷達觀測資料討論此段期間這兩條雨帶在空間上與時間上的變動。

第三章 資料來源與分析方法

3.1 資料來源

本研究中使用中央氣象局綜觀天氣資料描述莫拉克颱風大尺度環境特徵，如天氣圖、衛星雲圖。中尺度分析資料使用七股雷達以及馬公雷達。並利用局屬與自動雨量站資料說明雨量分布情形。本個案以台灣中南部為主要分析範圍，以七股雷達為原點，雷達位置與雨量站分布如圖 3.1 所示。另外，本研究以國際標準時間(UTC)作為時間單位進行各項繪圖及分析。

3.1.1 七股都卜勒雷達

七股雷達為中央氣象局所屬的S-波段(波長10公分)都卜勒雷達，位於東經120.086 度、北緯23.1467度，高度為53公尺，完成一次掃描時間為七分半鐘，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°，共有回波(ZH)、徑向風(VR)、波譜寬(SW)三個參數，最大折錯速度(Nyquist velocity)為21.6m/s。

3.1.2 馬公雙偏極化都卜勒雷達

馬公雙偏極化都卜勒雷達是空軍所屬的C-波段(波長5公分)雙偏極化都卜勒雷達，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°，最大折錯速度(Nyquist velocity)為37.18m/s。除了回波(Z_{HH})、徑向風(VR)、波譜寬(SW)三個參數外，還可得到差異反射率(Differential reflectivity, Z_{DR})、差異相位差(Differential phase shift, Φ_{DP})、相關係數(Co-polar correlation coefficient, ρ_{HV})、比差異相位差(Specific differential propagation phase shift, K_{DP})等偏極化參數。以下為偏極化參數簡要介紹：

1. 差異反射率(Differential reflectivity, Z_{DR})

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \quad (3.1)$$

Z_{HH} 為水平反射指數(Reflectivity)，即一般人所熟知的回波強度。此為雷達發射電磁波依被照射粒子反散射特性所獲得的電能強度，回波與水滴粒子大小的六次方成正比，水平發射水平接收，通常使用分貝作為單位，dBZ = $10 \log Z_{HH}$ 。同理，垂直反射率(Z_{VV})則為垂直發射垂直接收。差異反射率是以水平(Z_{HH})和垂直(Z_{VV})方式所得回波強度的比值，單位為dB，數學表示式如(3.1)。差異反射率受水像粒子的種類和形狀(軸比)影響，不同的水像粒子有不同的差異反射率－軸比關係。而雨滴的扁平程度和大小有關，因此可由 Z_{DR} 來判斷雨滴的大小，例如小而圓的雨滴或是冰雹，其 Z_{DR} 值接近零，若是大雨滴則值約為2至3dBZ。

2. 差異相位差(Differential phase shift, Φ_{DP})

$$\Phi_{DP} = \Phi_{HH} - \Phi_{VV} \quad (3.2)$$

如(3.2)式，差異相位差即為水平和垂直電磁波相位的差異量，與水象粒子大小、形狀、數量以及相對於雷達的距離有關。雷達發射電磁波受到傳播效應(propagation effect)影響，經過降水區時水平極化波的傳播會漸漸延遲垂直極化波，產生水平與垂直方向的差異相位差。

3. 比差異相位差(Specific differential propagation phase shift, K_{DP})

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\Phi_{DP}}{dr} \quad (3.3)$$

K_{DP} 則是差異相位差隨距離的變化率，(3.3)式為數學表示式， r 為雷達到觀測區的距離。當含水量越高時， K_{DP} 值越大，含水量低則為較小的 K_{DP} 值。且 K_{DP} 是由電磁波相位導出，不受信號衰減影響，有助定量降水估計。

4. 相關係數(Co-polar correlation coefficient, ρ_{HV})

ρ_{HV} 是在連續時間裡雷達觀測到水平方向回波(Z_{HH})與垂直方向回波(Z_{VV})之間的相關性，若水象粒子的統計特性(例如形狀、大小)相近，則觀測到的水平、垂直回波相關性高，則 ρ_{HV} 較大，因此純雨區的相關係數通常大於0.98以上，若遇到冰水混相的區域則相關係數則會降至0.9左右。

3.2 雷達資料品質管控與處理

3.2.1 品質控管

在利用雷達資料進行分析之前，需先濾除非氣象訊號、風場折疊處理才能避免誤判情形。此部分的雷達資料處理主要是利用中央大學雷達實驗室紀博庭所開發的雷達資料處理軟體(Radar kit, Rakit)，首先在球面座標上進行風場去折疊，利用空間連續的概念以不需去折疊的區域做為參考值，每次以一塊小區域進行去折疊，在風場不連續的地方加或減去兩倍的折錯速度後與參考值連續即完成，接著再逐步向外擴散進行直到全部區域完成。地形雜波對於都卜勒雷達來說具有速度小但回波值大的特性，利用此點將不隨時間移動的強回波值即可將地形回波大致去除，本個案中七股雷達去除地形雜波的門檻值為速度小於 2m/s 且回波值大於 45dBZ。相關 Rakit 系統介紹可參見附錄 A。

另外，馬公雷達為雙偏極化都卜勒雷達，由於 C-band 雷達較易受到電磁波能量衰減等影響，偏極化參數常出現觀測誤差，因此需針對這些參數進行修正。唐(2010)針對莫拉克颱風個案進行雙偏極化參數進行修正，處理流程如圖 3.2 所示。首先利用相關係數 ρ_{HV} 以 0.9 作為濾除非氣象訊號之條件， Z_{DR} 系統偏移量為 0.382dB， Z_H 及 Z_{DR} 的衰減修正利用此兩者衰減量與 K_{DP} 有線性關係，如(3.4)式：

$$A_H = \alpha K_{DP} \quad (3.4a)$$

$$A_{DR} = \beta K_{DP} \quad (3.4b)$$

其中 A_H 、 A_{DR} 指的是單向衰減量， α 、 β 為固定係數，分別為 0.054 及 0.01。接著利用 Z_{DR} 、 K_{DP} 及 Z_H 三者之間的關係式計算出理想的 Z_H ，即得到 Z_H 偏移量 -7.04dBZ。

3.2.2 風場合成

當雷達資料品質控管處理完後，以七股雷達為原點，使用 NCAR(National Center for Atmospheric Research)所發展的 SPRINT(Sorted Position Radar INTERpolation)將雷達資料內插至直角座標。傳統風場合成方法為利用 NCAR 所發展的 CEDRIC(Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian space)將資料平滑及修補過後再進行多都卜勒雷達風場合成，接著再計算出其他的變數場來分析。但若欲分析範圍經過雷達基線(baseline)或是沒有資料的地區，則該區域無法進行合成。本研究為探討地形附近的系統發展情形，圖 3.3 為七股及馬公雷達在 1.25 公里及 3.25 公里高度的覆蓋率情形，底層兩顆雷達同時覆蓋到的區域大部分在海上，中層覆蓋範圍則才有地形上空的資訊，若利用傳統方法將無法得到有效的資訊，因此使用 Liou and Chang(2009)所提出的多雷達風場合成方法來反演任意區域的三維風場。

圖 3.4 為傳統合成方法 CEDRIC 與以變分為基礎的多雷達合成方法結果比較圖，在兩座雷達基線附近傳統方法無法計算出風場甚至出現錯估的情形，而新方法可以將分析範圍的風場全部解析出，與圖 3.5 為氣象局地面測站風場分布比較，新方法可以克服傳統方法的問題並解析較正確的風場。Liou and Chang(2009)所提出的新風場合成方法優點如下：(1)克服沿基線無法計算出風場的限制；(2)提供風場的上下邊界條件較彈性；(3) 透過變分方法，在滿足各種物理方程式的條件下利用背景資料可計算出沒有雷達資料的區域，填補觀測的不足；(4)可同時使用多顆雷達資料加入合成；(5)可同時做兩筆時間互相接近的風場進行合成，且滿足渦度方程式，可直接做渦度收支；(6)三維風場可直接用於熱力反演。Liou 等人(2012)又考慮地形因素，不須轉換至地勢追隨

座標，利用 Immersed Boundary Method 將網格點分為流體區域(flow region)及 ghost cell，圖 3.6 為二維示意圖，ghost cell 指地形邊界經過的網格點。將在地形邊界附近、流體區域上網格點的值內插至鏡射點，此鏡射點與 ghost cell 中心位置的連線與地形邊界垂直，並且兩者與邊界為相同距離。假設風場在空間中為線性變化，水平風場使用 Neumann 邊界條件，即在法線方向變化為零，垂直風場使用 Dirichlet 邊界條件，以水平風場隨地表起伏造成的垂直速度為下邊界條件，而每個變數在鏡射點與 ghost cell 的值須符合該變數在法線上的變化率乘上兩點之間的距離，以此概念解析出複雜地形上的三維風場。

此方法利用極小化價值函數得到風場，表示式如(3.5)，

$$J = \sum_{M=1}^9 J_M \quad (3.5)$$

此價值函數共有九項約束條件，利用變分將(3.5)式的價值函數極小化，求出的風場都能盡量滿足所有約束條件，九項約束條件如下敘述：

$$J_1 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \sum_{i=1}^N \alpha_1 (T_{1,i,t})^2 \quad (3.6a)$$

$$T_{1,i,t} = (V_r)_{i,t} - \frac{(x-P_x^i)}{r_i} u_t - \frac{(y-P_y^i)}{r_i} v_t - \frac{(z-P_z^i)}{r_i} (w_t + W_T) \quad (3.6b)$$

$$r_i = \sqrt{(x - P_x^i)^2 + (y - P_y^i)^2 + (z - P_z^i)^2} \quad (3.6c)$$

第一個約束條件為兩個時間的合成風場 (u_t, v_t, w_t) ，投影回每座雷達位置的徑向風需與該時間實際觀測 $(V_r)_{i,t}$ 非常接近。此約束條件需滿足 N 座雷達， (P_x^i, P_y^i, P_z^i) 為第*i*座雷達的位置， r_i 為格點至第*i*座雷達的位置。 α_1 為雷達資料的權重，有資料的格點權重為 5，無資料則為 0。 W_T 為終端落速，可利用回波推算出(Shapiro et al., 1995)，如(3.7)式，

$$W_T = -3.088Z_r^{0.0957} \quad (3.7)$$

其中 Z_r 為回波值，以dBZ為單位。

第二個約束條件為利用背景場填補完全沒有雷達資料的區域，如(3.8)式，

$$J_2 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_2 (\vec{V}_t - \vec{V}_{B,t})^2 \quad (3.8)$$

其中 \vec{V}_t 為第 t 個時間的三維風場， $\vec{V}_{B,t}$ 則為背景場。背景場可來自探空觀測、模式結果或是再分析資料。本研究使用 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)的 FNL(Final analysis)再分析資料，資料解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ ，垂直分層為 1000、975、925、900、850、800、700、650、600、550、500、450、400、350、300、250、200、150、100、70、50、30、20、10mb，共 25 層。且底層加入氣象局局屬地面測站的風向風速資料，增加底層的資訊。利用上述資料經客觀分析後內插至分析範圍作為背景場，水平解析度為 1 公里，垂直解析度為 0.5 公里。

第三項約束條件為合成風場需大致滿足非彈性連續方程式，如(3.9)式，

$$J_3 = \sum_{t=1}^2 \alpha_3 \left[\frac{\partial(\rho_0 u_t)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_0 v_t)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_0 w_t)}{\partial z} \right]^2 \quad (3.9)$$

其中 ρ_0 為環境空氣密度，僅隨高度變化。

第四項為垂直渦度方程式，數學表示式如(3.10)式，

$$J_4 = \sum_{xyz} \alpha_4 \left\{ \frac{\partial \xi}{\partial t} + \overline{\left[u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} + w \frac{\partial \xi}{\partial z} + (\xi + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right]} \right\}^2 \quad (3.10a)$$

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (3.10b)$$

其中混合項與斜壓項尺度較小，忽略其作用。上標橫線代表兩個時間的平均。

第五項約束條件為平滑項。主要目的為避免雜訊(noisy)太多，如(3.11a)式，

$$J_5 = \sum_{t=1}^2 \alpha_5 [\nabla^2 (u_t + v_t + w_t)]^2 \quad (3.11a)$$

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (3.11b)$$

第六、七項約束條件為上、下邊界的垂直速度，必須符合區域平均要很小。第八項約束條件為當計算範圍夠高(低)的話，在頂(底)層的垂直速度亦可設為零，第九項為水平風場的約束條件，在地表風場設為零，計算範圍頂層則可設為背景場。本方法以本個案經過多次測試後決定第二項至第五項權重為 1、 10^8 、 10^{13} 及 10^{11} 。利用上述九項約束條件，將價值函數極小化，即可得到三維風場分布。

3.2.3 熱力反演

為了瞭解天氣系統熱力場與動力場之間的配置，進行熱動力場反演是必要的。熱動力反演技術最早由 Gal-Chen 在 1978 年提出(以下簡稱 GC78)，將三維風場以變分方法使反演出大氣的溫度場與壓力場盡量滿足三維動量方程式。不同於 GC78 只適於無水相變化的大氣，本研究所使用的方法考慮暖雨過程來進行熱動力反演(尤 2009)。方法如下：

垂直網格座標下，動量方程式可表示為

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u - fv + \text{turb}(u) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \equiv -F \quad (3.12a)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla v + fu + \text{turb}(v) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \equiv -G \quad (3.12b)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial w}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla w + \text{turb}(w) + gq_r \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} \equiv -H \quad (3.12c)$$

其中上標一撇代表擾動量，下標為 0 代表基本態。 θ_{v0} 則為虛位溫的基本態，定義如

$$\theta_{v0} = \theta_0(1 + 0.61q_{v0}) \quad (3.13)$$

\vec{V} 代表 u、v 及 w 三個方向的風， f 為科氏參數， g 為重力加速度， q_r 是雨水含

量混合比(rain water mixing ratio)，可用雷達回波算出

$$Z_r = 43.1 + 17.5 \log(\rho q_r) \quad (3.14)$$

其中 ρ 為空氣密度，單位為 $\text{kg} \cdot \text{cm}^{-3}$ ， Z_r 表示回波，單位為 dBZ。 $turb()$ 代表次網格尺度中的亂流，可用參數化方式計算。 π 為標準化氣壓，即所謂的 Exner function，定義為

$$\pi = C_p \left(\frac{p}{p_{00}} \right)^{R/C_p} \quad (3.15)$$

其中 p 為氣壓， p_{00} 為 1000hPa， R 是氣體常數，其值為 $287 \text{J}(\text{K} \cdot \text{kg})^{-1}$ ， C_p 則是等壓比熱(specific heat capacity)，值為 $1004 \text{J}(\text{K} \cdot \text{kg})^{-1}$ 。 θ'_c 為虛雲位溫擾動量，包含雲水及水汽的影響，定義如下：

$$\theta'_c = \theta' + (0.61q'_v - q_c)\theta_0 \quad (3.16)$$

其中 θ 為位溫， q'_v 是水汽擾動混合比， q_c 則為雲水含量混合比。

將上小節得到的多都卜普勒雷達合成的三維風場代入(3.12a)至(3.12c)式後，可計算出等號左邊各項，求得 F 、 G 及 H 。接著再藉由水平動量方程式(3.12a)及(3.12b)式的水平壓力梯度平衡關係，即得到本反演技術的價值函數

$$J = \iint \left[\left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)^2 + \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)^2 \right] dx dy \quad (3.17)$$

此價值函數在變分過程中，要使各項越小越好，使價值函數達到極小值的狀態，表示得到的壓力反演能夠滿足水平動量方程式。極小化後的價值函數如

$$\frac{\partial^2 \pi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \pi'}{\partial y^2} = \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial y} \quad (3.18)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial x} = F, \quad \frac{\partial \pi'}{\partial y} = G \quad (3.19)$$

(3.18)式表示包桑方程式(Poisson equation)形態的擾動氣壓方程式，(3.19)式為此價值函數的紐曼邊界條件(Neuman Boundary Condition)。由於使用紐曼條

件無法求得唯一解，因此僅能解出某一層的 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ ，即為擾動壓力與該層擾動壓力平均的差值。接著利用(3.12c)垂直動量方程式，則可求出 $\theta'_c - \langle \theta'_c \rangle$ ，即虛雲位溫與該層擾動溫度平均的差值。

第四章 颱風降雨系統結構分析

莫拉克颱風在8月8日的中心位置約在台灣北部及北部外海並且緩慢移動，此時主要降雨系統影響台灣西南部地區，如圖 2.5(d)，而這段期間台灣西南部上空強回波分布的水平結構主要為東西向雨帶以及中央山脈南側南北向雨帶，而東西向雨帶長度約為 100 至 200 公里，屬中尺度 meso- β 結構，而雨帶內有許多對流胞發展，尺度約 10 至 20 公里，屬 meso- γ 尺度；另外，中央山脈南側山區上的雨帶綿延約 100 公里。在 4.1 節中將利用經過平地或山區剖面的雷達資料以 Hovmöller diagram 了解強回波在上述地區隨時間變化情形。雨帶中對流胞在山區的三維風場分布情形將在 4.2 節敘述，而 4.3 節將討論熱動力場分布情形；4.4 節將討論對流胞移入山區的隨時間發展情形。

而分析地點的選定如圖 4.1 紅色方框，以七股雷達為原點，東西向範圍從 $x=-50\text{km}$ 至 $x=100\text{km}$ ，南北向範圍從 $y=-100\text{km}$ 至 $y=50\text{km}$ 。此區域的風場合成結果包含了在七股雷達附近南北移動的東西向雨帶從海上進入陸地並與山區交互作用，以及南部地區從原本平地為層狀回波至中央山脈南側發展強對流特徵的情形。

4.1 強回波隨時間變化

8月8日台灣西南部上空強回波分布的水平結構在不同地形區域(如平地與山區，緩坡與陡坡)呈現不同特性，因此針對這些具不同地理特徵的位置進行時間統計，期望能歸納出回波的空間分布與地形之間的關聯。因分析範圍南部山區地形平均高度約為 2 公里，此高度層在山區部分無雷達資料或是雷達資料受地形影響而出現地形雜波，在資料品質管控上利用 3.2.1 節的方法將其濾除，因此本節考量資料覆蓋率越多以利分析，多以 3 公里高度資料呈現，而當剖面經過更高山區時，才以 4 公里高度剖面結果作為分析。

Hovmöller diagram 剖面示意如圖 4.1，以七股雷達為原點，依地形坡度分為南、北兩區， $y=-30\text{km}$ 以北地形為東北-西南走向，屬阿里山山脈及玉山山脈尾端，坡度較為緩和，將稱為北部地區，並以 $y=0\text{km}$ 東西向剖面了解雨帶進入緩坡的情形，該剖面為 H1；以南屬中央山脈西側，即潮州斷層所在位置，坡度相對較為陡峭，則稱為南部地區，以 $y=-50\text{km}$ 東西向剖面瞭解陡坡的回波變化，該剖面為 H2。另外，以四條南北向剖面分別了解在平地、北部地區山腳、南部山區及山頂的回波發展情形，該剖面分別為 V1、V2、V3 及 V4。

首先，圖 4.2(a)為通過七股雷達(0,0)即 $y=0\text{km}$ 的東西向剖面 H1，強回波大部分是從海洋移向陸地，對照等高面回波圖(如圖 2.5(d))可知為弧狀雨帶移入所致，包括 06 至 08UTC 及 10 至 14UTC 這兩段時間。值得注意的是，當強回波開始移往地形高度較高的地方($x=50\text{km}$)時之後，山區的回波值增強或是強回波延伸範圍增加(從 $x=50\text{km}$ 至 $x=75\text{km}$)，回波最高值大於 45dBZ。16UTC 後為沒有雨帶移入的期間，山區的回波分布則較零碎，但仍比平地的回波值較大。統計 8 月 8 日 00 至 24UTC 七股雷達方位角 86 至 104 度、距離 75 公里之內的 3 公里高度徑向風平均，面積如圖 4.4(a)三角形黑色框所示，以雷達觀測徑向風的原理來說，在此區域內遠離(靠近)雷達的風可視為西(東)風，即風速為正(負)值。從圖 4.4(b)徑向風平均隨時間變化可知道，此區域在 00 至 24UTC 徑向風速皆為正值，即皆為西風。與圖 4.2(a)比較，在雨帶移入的時候，如 06 至 08UTC 及 10 至 14UTC 這兩段時間，風速增強至約 23m/s，而其餘時間西風風速皆低於 20m/s，顯示強回波與強風速之間有互相對應的關係。

圖 4.2(b)為 $y=-50\text{km}$ 東西向剖面 H2，在此剖面中 $x=70\text{km}$ 處為地形高度最高處，高度約為 3 公里(可參考圖 4.2(b)下方的地形高度線)，此時雷達資料受地形阻塞(blockage)影響在資料品管中已被濾除，圖 4.2 及圖 4.3 中無資料使回波不連續部分即為被濾除的部分。如 H1 剖面，回波亦在山前(地形高度約

為 1 公里處)開始增強，但在 06 至 16UTC 山前並未有較強回波移入的現象，而是遇到地形而回波值才遽增，且此區域的地形屬於較陡，顯現了該處地形使回波迅速發展。

接著以不同的南北向剖面討論不同的地形高度回波變化情形，剖面由西到東探討雨帶進入陸地後，在平地區域、北部地區山腳、南部山區及山頂等四種地形區域回波發展情況。圖 4.3(a)為 $x=10$ 南北向剖面(V1)回波隨時間變化，可以看到雨帶南北向震盪移動或是不斷重複新生情形。在平地區域，回波發展主要仍受雨帶自台灣海峽移入影響。統計 8 月 8 日 00 至 24UTC 七股雷達方位角 166 至 194 度、距離 60 公里之內的 1 公里高度徑向風平均，面積如圖 4.4(c)三角形黑色框所示，在此區域內遠離(靠近)雷達的風可視為北(南)風，即風速為正(負)值。從圖 4.4(d)南風隨時間變化可發現，當圖 4.3(a)中 00 至 04UTC 回波位置向南移動時，風速由 0m/s 變化至 5m/s，顯示北風增強；當 04 至 08UTC 回波位置從 $y=-100\text{km}$ 到 $y=0\text{km}$ 時，風速變化從正值(北風)轉為負值(南風)，風速最低約 -10m/s 。因此初步推論南風強弱跟雨帶的位置應有相對應的關係，即當南風較強時，雨帶位置較北邊，但雨帶往南與往北移動的機制不一定相同，且與風速的直接關係為何，其動力過程還有待未來以模擬實驗更深入研究。圖 4.3(b)為 $x=50\text{km}$ 南北向剖面 V2，在 00 至 06UTC 仍可看見雨帶南北震盪的軌跡，08UTC 後強回波延伸範圍增加，從 $y=-30\text{km}$ 至 $y=30\text{km}$ ，涵蓋北部山腳處，且山區較高處($y=25$ 附近)時常有強回波發生。剖面往東移 20 公里至 $x=70\text{km}$ 如圖 4.3(c)，即 V3，該剖面南部地形高度約為 2 公里，而北部地形高度約為 1 公里左右，在此剖面強回波長時間持續出現，尤其南部山區，回波值經常在 40dBZ 以上。圖 4.3(d)為 $x=90\text{km}$ 的南北向剖面 V4，地形高度介於 2 至 3 公里，約為地形最高的剖面，在此高山區域，回波值已減弱，平均約 30dBZ。

從以上不同剖面的 Hovmöller diagram 可以發現，無論是在分析範圍北側

或是南側地區，在山區都有較強回波出現，北側地區強回波產生的主要原因為雨帶移入造成，且進入山區後有回波加強或範圍增加的情形，而在南側地區回波則是在遇到山區即迅速增強，南北兩區回波強度大致接近。而當越往陸地靠近，回波位置、強度變化受地形的影響越多，當進入山區後強回波開始盤據在上空，且回波最強的位置發生在地形最高處之前，過了山頂後回波強度迅速減弱，顯示地形對於回波發展扮演了重要的角色。

4.2 三維風場結構

4.2.1 等高面風場合成結果

8月8日00至16UTC在七股雷達附近持續有一條對流發展強烈且南北移動或重複新生的東西向弧形雨帶，圖4.5為8月8日0901至1101UTC每間隔半小時一張的七股雷達回波3公里等高面水平分布，雨帶內數個對流胞不斷向陸地移動，且在山區持續發生強回波，造成甲仙等山區在此段期間受到土石流、洪水等嚴重災害。

而為了瞭解雨帶內部以及雨帶進入陸地後的風場結構，因此利用 Liou and Chang(2009)及 Liou et al.(2012)的風場反演技術合成三維風場。本研究合成三維風場所選取的時間為1001至1101UTC每隔7.5分鐘一筆雷達資料，其中1039UTC為對流胞A(參考圖4.5(c))進入山區且3公里等高面的回波強度維持在40dBZ以上，利用此時的風場合成結果討論雨帶進入台灣西南部時之三維風場結構，並利用三維風場計算垂直渦度、輻合輻散場、熱動力場以了解其分布特徵。而1001至1101UTC為對流胞A進入山區的發展情形，細節將在4.4節討論。

圖4.6為1039UTC及1046UTC兩個時間的1.25公里、3.25公里及5.75公里三維風場合成結果，從圖4.6(a)1.25公里高度水平風場，以東西向雨帶為界，以北區域受颱風環流影響為西北風或西風，以南則受西南氣流影響為西

南西，此雨帶即為風向輻合之處，如圖 4.6(a)，且為風速最強之處，風速大於 30m/s。本研究中，「強風區」指風速大於 30m/s，寬約 10 至 30 公里的區域，而風速大於 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)」。

圖 4.6(c)為 3.25 公里高度風場與回波場，此高度雨帶回波值與低層相比已減弱，此處風速約 30m/s，當氣流從海洋進入陸地時，風速降至 25m/s 左右；而在山前風速增加，最強風速達 40m/s，且回波強度仍有 45dBZ 以上。與低層相比，水平風場已較不受到地形阻擋，在海陸交接處減速情形無低層明顯，且風向以西北風為主，顯示中層風場受颱風環流影響較顯著。在 5.75 公里高度(圖 4.6(e)及(f))，較強回波分布在海上雨帶以及山前(約 $x=60\text{km}$ ， $y=-10\text{km}$)，顯示此兩處對流發展較強烈。而在山上($x=80\text{km}$ ， $y=-20$ 至 -40km)有明顯的強風速帶，風速大於 40m/s。

圖 4.7 為各層輻散場與垂直運動分布，在底層(圖 4.7(b))明顯的垂直運動主要分布於海上雨帶裡的對流胞內，速度可達 3m/s，且多位於對流胞的北側；3.25 公里高度，強上升運動主要分布於對流胞區以及山區迎風面，值大於 5m/s，且此層為山區最大垂直速度發生之高度；5.75 公里，垂直運動減弱約 1 至 3m/s，輻散場已不明顯。

唐(2010)討論了對流胞裡強風速與渦度的關係，而強上升運動將水平風的垂直風切產生水平渦管傾側成垂直渦管，而低層輻合作用再將此垂直渦管抽拉，使垂直渦度增強，並藉由上升運動平移使中低層垂直渦度增強，並加強噴流強度(Hence and Houze 2008)。而氣流進入陸地後，在山前($x=50\text{km}$ ， $y=-10\text{km}$ 至 -20km)亦同時有強對流、上升運動及強垂直渦度，如圖 4.6(b)、(d)及圖 4.7(d)，此區域上下層水平風產生強烈的水平風切，而水平渦管被上升運動傾側成垂直渦管，形成正垂直渦度。且正渦度約在 $x=50\text{km}$ ， $y=-15\text{km}$ ，位於噴流區($x=50\text{km}$ ， $y=-20\text{km}$)北側 2 至 5 公里，強風速位於該垂直渦度的入流區，增強垂直渦度；相反地，垂直渦度對風速亦有正回饋作用，因平均風為

西風，正渦度會幫助南側的西風加強，產生明顯的噴流區。而強上升運動位置對應到正垂直渦度，可將垂直渦度向上帶，加強中層垂直渦度，至 5.75 公里高度(圖 4.8(c))仍有 $3 \times 10^{-3} s^{-1}$ 。

4.2.2 渦度收支

本小節利用了渦度方程式來討論渦度與風場之間的關係，需注意的是，雷達資料每筆完整掃描時間約相差 7.5 分鐘，時間解析度略嫌不足，但為了瞭解垂直渦度的主要貢獻來源，本研究利用兩個時間的渦度場變化了解渦度趨勢，推知下個時間正渦度增加的原因，以了解降雨系統在陸地上的動力結構。利用三維風場可計算出三個方向的渦度場，本研究只討論垂直渦度 ζ 的影響，垂直渦度方程式如(4.1)式表示

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = & - \left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + w \frac{\partial \zeta}{\partial z} \right) - (\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ & + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad (4.1)$$

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (4.2)$$

其中 f 為科氏參數。(4.1)式等號右邊四項分別為平流項、輻散項(抽拉項)、傾側項與力管項，其中力管項因其值相對最小可被忽略(shapiro et al.(1995))，且此風場合成方法所得到的渦度收支，因為經過變分調整使等號右式與左式三個主要項相加後相等，無殘餘項。利用 1039UTC 與 1046UTC 合成風場計算渦度收支結果如圖 4.8，圖 4.9(a)及(e)分別為 1.25 及 3.25 公里高度的垂直渦度趨勢項，即(4.1)式等號左式，從三個貢獻項的大小可以發現垂直渦度主要來源為平流項，傾側項次之，影響最小的是輻散項。平流項為垂直渦度主要貢獻可解釋為強風速將渦度帶往下游方向，使渦度增加，而當有垂直速度較明顯的地方如對流胞或山前，如圖 4.7(d)，則產生水平風切可幫助渦管傾側，在這些地方傾側項作用較明顯，如圖 4.9(h)，而成為次要貢獻項。

4.2.3 垂直剖面風場分析

當氣流遇到山脈時，依照當時大氣環境會出現不同的行為，圖 4.10 為 1039UTC 在 $y=-40\text{km}$ 的東西向垂直剖面。圖 4.10(a)，40dBZ 以上的強回波主要在雨帶及迎風面，雨帶裡西風分量約 25 至 30m/s，氣流進入平地即 $x=0\text{km}$ 至 $x=50\text{km}$ ，速度約 20m/s，在山前(約 $x=60\text{km}$)有再減速的現象，遇到山脈後氣流向山坡爬升，且風速極大值發生在山頂，即 $x=80\text{km}$ ，高度約 6 公里處，速度大於 40m/s。此時附近無實際探空資料，因此大氣穩定度依 Durran and Klemp(1982)討論大氣在降雨環境下為充滿水汽，應假設為飽和狀態來計算，計算形式如下

$$N_{sat}^2 = g \left\{ \frac{1+(Lq_s/RT)}{1+(\varepsilon L^2 q_s/c_p RT^2)} \times \left(\frac{d \ln \theta}{dz} + \frac{L}{c_p T} \frac{dq_s}{dz} \right) - \frac{dq_w}{dz} \right\} \quad (4.2)$$

其中 $\varepsilon = 0.622$ ， L 為水氣蒸發潛熱， R 為乾空氣理想氣體常數， T 為溫度， q_s 為飽和混和比， c_p 表示等壓比熱， θ 為位溫， q_w 為 q_s 與液態水混和比之總和。

計算大氣穩定度的範圍為 $x=-45\text{km} \sim x=50\text{km}$ ， $y=-90\text{km} \sim y=20\text{km}$ ， $z=0.75\text{km} \sim 2.25\text{km}$ ，水平範圍如圖 4.1 藍色虛線方框所示，液態水混和比可用雷達回波計算(Sun and Crook 1997, Liou 2003)， q_s 、溫度及其隨高度變化等資訊來自 NCEP FNL 資料。最後可得到 $N_{sat}^2 = -5.61 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$ ，而當 N_{sat}^2 出現負值表示大氣為不穩定的狀態，容易發展對流。對應至圖 4.10(a)，強回波為垂直發展且伴隨強上升運動，強度約 2 至 4m/s，屬對流性的特徵。

另外，假設對流強烈的大氣垂直混合作用明顯，因此大氣可簡化將其視為正壓大氣，此時以二維的淺水模式來解釋氣流狀態(Holton 2004)，方程式如

$$(1 - F_r^2) \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{ug}{C^2} \frac{\partial H}{\partial x} \quad (4.3a)$$

$$C^2 = g(h - H) \quad (4.3b)$$

$$F_r^2 = \frac{u^2}{C^2} \quad (4.3c)$$

其中 $u(>0)$ 為跨山脈方向分量(向東)的風速， h 為淺水層的高度，在本研究中即指正壓大氣的厚度， H 是地形高度， g 為重力加速度， C 是重力波相位速度。在本研究分析範圍中，山脈平均高度約 2000 公尺，跨山脈氣流平均約 20m/s，且對流強烈使垂直混合的高度即淺水層高度必大於地形高度許多，使得 $F_r < 1$ ，此情況 Durran(1986, 1990)將其稱為次臨界(subcritical)條件。從(4.3a)式也可推論出 $F_r < 1$ 的結果：地形高度為向右向上遞增，因此 $\frac{\partial H}{\partial x} > 0$ ，且 u 、 g 皆為正數，等號右式為大於零，而 u 在山坡爬升時速度增加，即 $\frac{\partial u}{\partial x} > 0$ ，故 $1 - F_r^2$ 大於零，因此 $F_r < 1$ 。在次臨界的狀況下，氣流從平地至山頂的能量轉換過程為位能轉成動能，風速會逐漸增加($\frac{\partial u}{\partial x} > 0$)直到山頂，換句話說，山頂($\frac{\partial H}{\partial x} = 0$)即是氣流極大值發生之處，而此概念模式在 1039UTC 此時間的風場合成結果(如圖 4.10(b))中可得到對應。

4.3 熱力場結構

以 Gal-Chen(1978)為基礎的熱力反演結果如圖 4.11 及圖 4.12。由於在 1031UTC 颱風中心已出海，颱風眼的位置大約在分析範圍以外西北方，因此擾動氣壓大致上的分布在分析範圍中為北邊較低，南邊壓力較高，而在 2.25 公里高度海上雨帶位置(如 1039UTC 圖 4.6(c)， $x=-40\text{km}$ ， $y=-30\text{km}$ 附近)的擾動氣壓為負值，如圖 4.11(a)，在低層氣流輻合之處(圖 4.7(a) $x=-40$ 至 20km ， $y=-30\text{km}$ 附近)與此局部低壓相對應，並且擾動溫度比周圍偏高。而對應到陸地上的雨帶位置，其 2.25 公里高度的擾動氣壓偏高，如圖 4.11(c)。陸地上的雨帶位置，尤其是海陸交界附近，回波較弱，從擾動溫度的配置看來，整個兩區的溫度偏低，且海陸對比明顯。但至山前(約 $x=50\text{km}$ ， $y=-15\text{km}$)有相對低壓產生，該處亦有低層輻合情形(如圖 4.7(a)同位置)。在中層 5.75 公里，對

流運動已減弱，雨帶位置的局部低壓已較不明顯。溫度擾動方面，擾動溫度的配置與低層相反，山區溫度較高，海上雨帶位置在此高度溫度相對較低。而 1039UTC 的熱力場(圖 4.12)配置與前一時間大致相同，但將兩時間的擾動溫度相減(如圖 4.13)，可發現在雨帶的位置溫度為上升，顯示此處在加熱，並持續到 5.75 公里的高度。

4.4 雨帶進入陸地後之動力結構

在台灣海峽持續有強對流形成，且西風幫助對流往台灣陸地輸送，而這些在海上發展的對流胞進入陸地後受到地形的影響，可觀察從 1009UTC 至 1101UTC 雨帶裡對流胞的行為，如圖 4.14 及圖 4.15 所示。圖 4.14 為 1.25 公里高度面回波分布情形，1009UTC 為一條從海外移入的帶狀強回波，從底層的風場可以看到風場在此對流區有明顯輻合情形，有利對流胞形成，而在海陸交界處時(約 $x=15\text{km}$ ， $y=-30\text{km}$)，可能是受到地形阻擋影響，風速略為減小，從 40m/s 降低約 20m/s，且回波強度亦有減弱現象。在雨帶以南的底層，大致吹西南風，且風速無明顯變化，僅 1046 至 1101UTC 山前風速才有增加的情形。以 45dBZ 為對流胞區域，在 1016UTC 此雨帶分為三塊垂直發展較強的對流胞 A、B 及 C，對流胞 A 隨時間往山區移動，1031UTC 遇到山腳($x=60\text{km}$)，底層強回波的範圍開始減小。而對流胞 B 在 1016UT 時位於海上，1024UTC 進到陸地後回波範圍減小，1031UTC 強度增強，且該處為風向輻合之處，最強回波值達 50dBZ，且此時對流胞 B 追上對流胞 A，使 45dBZ 等值線相連。1039UTC 時，對流胞 B 受強烈西風影響向東前進，至 1101UTC 強度減弱。而對流胞 C 為三個對流胞中強度最強者，與其受到較強的西北風與西南氣流所造成的強烈輻合有關，隨著風場將對流胞 C 帶往陸地，回波強度漸漸減弱，且結構已鬆散。

在圖 4.14 中，對流胞 A 的移動路徑大約為直線(如圖中虛線所示)，而此

虛線垂直剖面隨時間變化如圖 4.15。對流胞 A 在 1016UTC 分別有兩個發展較高的對流，至 1024UTC 結合，1031UTC 對流胞底層已靠近山腳，垂直結構向山區傾斜，且在山前有較強的上升運動，在對流胞後端回波增強，至 1046UTC 對流胞後端強度已減弱，且強回波範圍已減小。1054UTC 對流胞位於約在 50km 處，為第二個且為較高山峰的迎風面，有明顯的上升速度有助對流維持，當移動至此山的山背處，回波明顯的減弱。至 1101UTC，對流胞 A 已消散。而對流胞 A 進入山區至消散的過程中，附近的雨量站逐時降雨強度亦隨之變化，圖 4.16(a)為對流胞沿移動路徑所經過雨量站位置示意圖，圖 4.16 (a)下圖為路徑附近六個雨量站的海拔位置示意圖，從該剖面可知道對流胞越前進，地形高度越高。依對流胞經過雨量站的順序，各雨量站在 1000 至 1120UTC 降雨強度時序圖如圖 4.16(b)至(g)，當對流胞隨著時間經過各雨量站時，圖(b)至(g)中地面以上 2 公里的雷達回波值急遽增加，且降雨強度也隨之俱增，在 O98 及 O82 兩個雨量站最大降雨強度約 100mm/hr，海拔高度 110m 的 O83 雨量站最大降雨強度約 110mm/hr，而過程中 V25 雨量站(即甲仙雨量站)降雨率最高達 130mm/hr，至 1100UTC 對流胞 A 已減弱，約 1100UTC 經過 V27 雨量站，可看出降雨已趨緩，而位於該路徑背風面的 S66 雨量站資料可了解回波值持續偏低，垂直運動減弱，不利對流發展，使背風面的降雨強度比位於迎風面的雨量站低上許多。

從 V25(高雄市甲仙站，海拔高度 0.27 公里)與 V27(高雄市溪南站，海拔高度 1.79 公里)這兩個雨量站的降雨強度隨時間變化情形可以看出，當雨帶分別經過此二測站時，甲仙站降雨強度對流胞影響前後降雨強度差距為 70mm/h(從 50mm/h 至 130mm/h)，而溪南站從原本的 60mm/hr 增加了 40mm/h，甲仙站的位置在分析區域緩坡迎風面(見圖 4.16(a)距離起點約 30 公里之雨量站)，當對流胞遇到此緩坡時，受地形強迫抬升影響，加強垂直速度(如圖 4.15 中 1039UTC 距離 20 公里處)，且在高度 2 公里產生最強回波達 50dBZ。李與

蔡(1995)研究當颱風進入複雜地形時，所產生的地形雨帶其回波向地形延伸，且強度最強發生在低層，此特性與本研究中此對流胞遇地形加強情形相符。並且，當對流胞經過後，降雨強度迅速降至 20mm/h，顯示此處受雨帶內對流胞影響較為顯著，且此對流胞經過地形強迫上升後有發生增強的現象。

而溪南站位於地形較陡峭處的迎風坡(見圖 4.16(a)距離起點約 50 公里之雨量站)，在對流胞經過前，降雨強度都維持在 80mm/h 左右，且在該處存在強上升運動，幾乎皆大於 2m/s (如圖 4.15 各個時間距離 50 至 60 公里處)，顯示此處地形抬升作用強烈，有助對流維持或發展，因對流胞到此處已減弱，雖有增強降雨強度，但未如甲仙站明顯，顯示此處的強降雨主要受地形作用較多。

而 4.2.1 節提到 1039UTC 時在山前正渦度(如圖 4.8(b))與強風速(如圖 4.6(d))互相正回饋，且雨帶位置與渦度趨勢項最大值(如圖 4.9(d))位置重合，發生這些極值的地方位於對流胞 A 的南方約 7 公里處，而甲仙站附近在 1039UTC，即在對流胞接近之時刻亦有較強的正渦度、垂直運動，有助於對流胞加強。在此附近的地形為東北-西南走向，海拔高度在 0.5 至 1 公里左右，當雨帶上的強風速進到此處時，遇到當地地形使入流風向改變，如圖 4.17 中 $x=55$ 至 60km 、 $y=-10\text{km}$ 附近，風向由西風轉為西南風，此風向轉變應有利於垂直渦管形成，並形成正渦度，使對流胞 A 靠近時能夠加強。因此雨帶進入陸地後一開始並無明顯強度變化，直到接近山區後因雨帶內的強風速遇到此處的地形配置使風向轉變，且又因迎風坡之強迫抬升作用而產生垂直運動，增強對流胞發展。而當對流胞受強風速推移繼續再往東前進時，此處的地形高度更高，且坡度更為陡峭(如圖 4.16(a))，此時雖亦受地形強迫抬升，且已無在緩坡時的加強機制(如圖 4.8(b)) $x=75\text{km}$ 、 $y=-10\text{km}$ ，正渦度已不明顯)，使對流胞減弱。

第五章 不同地形、區域之降水特性

5.1 強回波統計分析

圖 4.2 及圖 4.3 為固定剖面的 Hovmöller diagram，可以看到某一剖面回波隨時間變化，Feng and Chen(2011)為了瞭解強回波的空間變化及其持續性，統計強降雨期間強回波的出現頻率。本研究沿用其方法計算了 8 月 8 日 00-24UTC 強回波出現頻率，統計方法為計算七股雷達 4 公里高度平面的回波在此 24 小時內強回波(本研究以 40dBZ 為門檻)出現次數，再除以同一個格點有資料的總筆數，即可得到每個格點強回波出現頻率。

8 月 8 日 00-24UTC 24 小時內強回波高頻率發生的地方多位於山區，如圖 5.1，其中中央山脈南端 $x=70\text{km}$ 、 $y=-30\text{km}$ 及 $y=-90\text{km}$ 附近兩個區域大於 40dBZ 出現頻率達 60% 以上。需注意的是， $x=70\text{km}$ 、 $y=-50\text{km}$ 附近沒有資訊，是因該區域地形較高(大於 2 公里)無觀測資料或是在品質控管時已被視為地形回波而濾除，而並非完全無回波。頻率大於 40% 的區域主要分布於山區，位於 $x=60\text{km}$ 以東，呈南北走向。在地形高度較低處(約 200 至 500 公尺)，主要位於北部地區，大於 40dBZ 出現頻率介於 20% 至 40% 之間。

從圖 4.3(a)中可以了解東西向雨帶持續存在並且移入北部地區，而南部山區則是一直強回波出現。而為了瞭解頻率 20% 至 40% 的區域出現的時期分別在什麼時候，統計 00 至 24UTC 每四個小時的強回波頻率，如圖 5.2(a)至(f)。在此六張圖中，可以發現在中央山脈南端即分析範圍南部山區，強回波頻率大於 60% 分布呈南北走向，出現頻率在任一時間皆有 60% 以上。而在 $x=60\text{km}$ 以西，強回波分布多呈東西走向，且值多在 60% 以下：在 00 至 04UTC，強回波集中區域在 $y=-50\text{km}$ ；04 至 08UTC，無明顯強回波集中情形；08 至 12UTC，強回波集中位置約在 $y=-20\text{km}$ ，略呈西南-東北走向；12 至 16UTC，集中於

$y=0\text{km}$ 附近；16 至 20UTC，與前一時期比較位置大致不變，但強回波帶右端延伸較北部，約 $y=25\text{km}$ ；20 至 24UTC，強回波集中情形減緩。

小結以上，依強回波出現的位置及特徵可分成兩類：第一種強回波主要集中於潮州斷層所在的山區，呈現南北走向，且空間持續性高。第二種強回波呈現東西走向，集中方式在空間連續上較為不固定，00 至 08UTC 時主要出現在七股雷達以南且出現頻率普遍在 20% 左右，而其餘時間此東西向強回波集中於七股雷達位置附近。因此 24 小時累積後南部山區強回波明顯較集中，而在北部地區，強回波出現頻率分布區域呈現東西方向的弧形，與雨帶走向有關，而因雨帶南北移動的特性，意即雨帶空間持續性不高，單一時間的平面圖上這些強回波的區域，在統計時間內並非固定在同一點，所以強回波出現頻率較低。

5.2 不同區域雨量站降雨統計

統計回波出現的空間與時間分布後，強回波集中的區域與地形有極大的關係，而為了檢視地形效應反應在降雨量的情形，本研究將雨量站依照海拔高度分為 0 至 0.2 公里、0.2 至 0.5 公里、0.5 至 1 公里以及 1 公里以上等四種類別，再以南中央山脈為分隔，將分析範圍分為迎風坡、背風坡，比較每一塊分區的平均時雨量及平均累積雨量變化。另外，8 月 8 日 00 至 24UTC 期間，北部地區受雨帶及地形影響造成強回波集中，而南部地區則是在山區持續有強回波發生，兩區域的降雨亦將進行比較。

此部分所使用到的雨量站是取用 $y=50\text{km}$ 以南(以七股雷達為原點)的範圍，因中央山脈南側稜線大致呈東北-西南走向，迎風坡範圍設定為 $y=-20$ 為界，以北取 $x=90$ 以西，以南取 $x=70$ 以西；背風坡範圍則是同樣方式取以東的雨量站。使用的資料時間區間為自 8 月 5 日 16UTC 至 8 月 10 日 16UTC 共 120 個小時，將各分類裡每個雨量站時雨量資料加總後平均可得到平均時雨量，

再將各雨量站從第一筆資料開始逐時地累加時雨量，將每小時的累積雨量加總後除以該分類的測站個數即可得到平均累積雨量。

5.2.1 迎風坡與背風坡雨量比較

在迎風坡四種海拔高度分類中的雨量站個數分別為：0 至 0.2 公里有 70 個，0.2 至 0.5 公里共 8 個，0.5 至 1 公里 13 個及 1 公里以上有 21 個雨量站，測站分布較不均，平地最多，越往高山測站數量越少，如圖 5.3。四個區域的累積雨量比較，如圖 5.3(a)，海拔 0.2 公里以下的測站平均累積雨量最少，平均總降雨量低於 1000 毫米，發生降雨的時間集中在 8 月 7 日 16UTC 至 8 月 8 日 14UTC，平均時雨量約 20mm/hr；而圖 5.3(c)中，0.2 公里至 0.5 公里測站平均累積雨量增加至 1600 毫米，主要發生於 8 月 8 日 00 至 24UTC 之間，且時雨量變化較劇烈，最強達 63mm/hr；0.5 至 1 公里的測站時雨量大致上隨時間逐漸增加，最大值在 8 月 8 日 16UTC，其時雨量達 50mm/hr，共累積約 1700 毫米，如圖 5.3(e)；而測站高度越高平均累積雨量越高，1 公里以上(圖 5.3(g))五天測站平均總雨量約 2000 毫米。

在背風坡四種海拔高度分類中的雨量站個數分別為：0 至 0.2 公里有 12 個，0.2 至 0.5 公里共 13 個，0.5 至 1 公里 5 個及 1 公里以上有 4 個雨量站，分布情形如圖 5.4。比起迎風面驚人的累積雨量，背風面的降雨強度迅速下降，1 公里以上的平均累積雨量約 800 毫米，在 8 月 8 日 08 及 14UTC 有較大的時雨量，約 25mm/hr 至 40mm/hr；1 公里以下的平均累積雨量大約 500 毫米，且平均時雨量大部分皆小於 20mm/hr，降雨在 8 月 9 日 06UTC 逐漸停歇。

小結以上，在分析範圍內以中央山脈為界，分析降雨量在迎風面與背風面兩側以及隨地勢高度的變化。迎風面的平均累積總雨量約為背風面的四倍，表示中央山脈在此降雨事件中扮演了重要的角色。而 Lee et al.(2006)利用雨量站資料統計 1989 至 2001 年期間登陸台灣 58 個颱風的降雨量分析，歸納出地

形高度越高，發生強降雨的機率越高。本個案亦利用實際雨量站觀測發現與其研究結果相似。

5.2.2 北部迎風坡與南部迎風坡比較

因自動雨量測站非均勻分布(如圖 5.3(d))，因此本節討論迎風坡北部與南部降雨差異為依照 8 月 8 日強降雨頻率分布(圖 5.1)，將回波集中區域分為 A、B 及 C 三區，如圖 5.5，其中 A 區為 $x=40\text{km}$ 至 $x=60\text{km}$ ， $y=-30\text{km}$ 至 $y=20\text{km}$ ；B 區為 $x=60\text{km}$ 至 $x=80\text{km}$ ， $y=-30\text{km}$ 至 $y=20\text{km}$ ；C 區為 $x=60\text{km}$ 至 $x=80\text{km}$ ， $y=-80\text{km}$ 至 $y=-30\text{km}$ ，而各區域雨量站分布如圖 5.5(b)、(d)及(f)。A 區及 B 區位於北部迎風坡，而 A 區 24 小時平均累積雨量約 750 毫米，從 5.1 節分析了解該區受雨帶移入影響較大，值得注意的是，在 06 至 10UTC 以及 12 至 16UTC 為雨帶進入該區域的時間，而此時的降雨強度從 20mm/hr 急遽增加至 45mm/hr。B 區與 A 區類似，但降雨強度較強，總累積雨量大於 800 毫米，顯示雨帶進入地形更高處時發生增強的作用。C 區是強回波長時間集中的地方，00 至 16UTC 平均降雨率約 30mm/hr，其中 01 及 05UTC 受到雨帶當時南移至附近影響，使降雨增加至 75mm/hr，而其他時間回波至山區才迅速增強(如圖 4.2(b))。Houze(1993)歸納出七種地形降雨機制，其中上坡對流激發機制(upslope convection triggered/enhanced by terrain blocking)，指在環境條件比較不穩定，例如大氣較潮濕且不穩定的時候，氣流被陡峭地形強迫舉升，此時氣流會在迎風面及上游處產生對流，易在迎風面及上游處產生降雨。而 C 區屬潮州斷層一部分，地形較為陡峭，且此時的入流多為西南風或西風，垂直山脈走向的風速平均約有 20m/s，當此入流遇到地形後，受到地形強迫抬升產生上升運動，利用 1039UTC 三維合成風場將沿著地形最底層的水平風場(u, v)乘上地形坡度($\frac{\partial h}{\partial x}, \frac{\partial h}{\partial y}$)後，得到受地形強迫抬升的 $w_{terrain}$ ，計算如下

$$w_{terrain} = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \quad (5.1)$$

$w_{terrain}$ 分布如圖 5.6，在地形上坡處多為上升運動，如 $x=70\text{km}$ 、 $y=-60\text{km}$ ，以及 $x=70\text{km}$ ， $y=-30\sim 20\text{km}$ 等區域。在 3.2.2 節的風場合成方法中，垂直速度的下邊界條件原本即是以水平運動隨地勢起伏得到初始值，但經過變分調整後，最後的結果須符合如連續方程式、垂直渦度方程式等多項約束條件，因此圖 5.6(a)迎風坡部分與圖 5.6(b)純粹受地形強迫抬升所造成的垂直速度相似，可代表這些地區的垂直速度來源應該與地形抬升有極大關係，在迎風面，氣流受地形強迫抬升後有助空氣快達到飽和條件，加上此段期間連續降雨使水氣充足，使強降雨持續發生。而在背風面，風場合成結果與地形起伏造成的垂直速度差異較大，即顯示在此時間背風面垂直速度除了地形起伏外應有其他因素造成如此分布。

5.3 雷達雨量估計與地面觀測比較

傳統上，利用雷達所觀測得到的回波，即 Z-R 關係式可估計降雨，而近年來許多學者以雙偏極化雷達所觀測得到的偏極化參數如 KDP、ZDR 等，歸納出這些參數分別與降雨率的關係式，並發現能夠得到較高的精確度。廖(2009)利用偏極化雷達參數以不同關係式估計降雨，並與雨滴譜儀資料、局屬自動雨量觀測做比較，且發現使用資料高度越高誤差越高。本研究則分別利用三個不同降雨率關係式以七股與馬公雷達估計雨帶附近降雨率，了解在強降雨期間逐時降雨率估計及 6 小時累積降雨估計的可行性，並與地面雨量站觀測比較。

5.3.1 偏極化參數估計降雨公式介紹

本個案利用馬公雷達偏極化參數以不同降雨估計方法如 $R(KDP)$ 、 $R(ZH, ZDR)$ 及 $R(ZH)$ 以及利用七股雷達回波以 $R(ZH)$ 分別計算降雨強度，並進行精確度比較。以下將分別介紹各降雨估計公式，

(1) 以 ZH 參數估計降雨量公式，如(5.2)

$$R(ZH) = (0.031Z_H)^{0.61} \quad (5.2)$$

其中 ZH 為線性尺度，單位 mm^6m^{-3} ，R 為降雨強度，單位為 mm/h。

(2) 利用 KDP 參數計算降雨量，依回波值 30dBZ 做為大雨與小雨的門檻，若為大雨則利用(5.3)方法；若為小雨因 KDP 變化較小易產生誤差，因此以(5.2)式計算，

$$R(KDP) = 34.6K_{DP}^{0.83} \quad \text{if } Z_h \geq 30\text{dBZ} \quad (5.3)$$

其中 KDP 單位為 degree/km。

(3) 利用 ZH 及 ZDR 參數計算降雨強度，如(5.4)

$$R(ZH, ZDR) = (0.003Z_H)^{0.95} Z_{DR}^{-1.22} \quad (5.4)$$

其中 Z_{DR} 單位為 dB。

5.3.2 偏極化參數估計降雨與地面觀測比較

利用雷達參數估計降雨本應以最接近地面的觀測資料進行估算，由於本研究希望了解地形上的降雨情形，而馬公雷達至台灣西南部山區已接近一百公里，至兩公里高度範圍才能涵蓋分析範圍的北部地區(如圖 5.7 至圖 5.9)，因此本研究皆以兩公里資料進行估計。圖 5.7 至圖 5.9 分別為 1039UTC 利用馬公雷達偏極化參數 KDP、ZH 及 ZDR 兩公里高度的觀測資料以上 5.3.1 節所述公式進行降雨量估計。

如圖 5.7，1039UTC 在雨帶處($x=50$ 至 60km ， $y=-10\text{km}$)實際觀測之降雨量約為 100mm/h ，利用 KDP 參數估算降雨結果與觀測類似；而在 $x=30$ 至 40km ， $y=-25\text{km}$ ，此處雨量站觀測值為 50 至 60mm/h ，而以 $R(KDP)$ 公式計算結果發現明顯高估。在實際降雨量 20mm/h 以下的地區，大致與公式計算結果相符。若單純以馬公雷達 ZH 參數計算則發現在 $y=40\text{km}$ 橫線附近有明顯高估，如圖

5.8；接著比較利用馬公雷達 ZH 及 ZDR 參數與觀測的差異，圖 5.9 亦掌握雨帶附近強降雨的變化，並與圖 5.7 配置大致類似，但是在 $x=45\text{km}$ ， $y=50\text{km}$ 附近，出現許多高估的小區塊。另外，圖 5.10 為利用 1039UTC 七股雷達兩公里之 ZH 參數以(5.2)式進行雨量估計，發現強回波處的強降雨情形以 ZH 參數估計與前面的公式可得到類似不錯的結果。整體而言，四種方法大致上皆可反算出接近實際觀測的降雨強度值。

而為了更精確比較這四種方法，接下來以單一雨量站從 8 月 8 日 06 至 12UTC 逐時降雨強度與不同偏極化參數公式計算結果做比較，如圖 5.11。圖 5.11(a)為台南市曾文站，海拔高度為 0.21 公里，在 07 至 08UTC 降雨強度最強為 130mm/h，而 11UTC 約為降雨強度最低的時間，且以 KDP 計算得到的降雨強度與觀測最為接近，而利用七股雷達 ZH 參數計算的降雨強度在 50mm/h 以下與實際觀測有較好的一致性，若降雨強度太大則發生低估情形。R(ZH,ZDR)結果在強降雨期間有些微高估情形。圖 5.11(b)南投縣埔中站，海拔高度為 0.44 公里，此測站位置在分析範圍偏北，屬於雨帶移入頻率較少的區域，最大降雨強度約為 70mm/h，由此測站資料可以觀察小雨的降雨估計情形，四個方法與觀測大致接近。圖 5.11(c)為高雄市表湖站降雨強度變化，該站位於較高海拔，高度 1.16 公里，降雨強度最高達 100mm/h，在此圖中，四個方法在大雨時都有低估情形，但利用 R(KDP)得到的估計結果最好。從以上三個測站的逐時降雨量資料結果發現，以 R(KDP)所得到的降雨強度與實際觀測最為符合。

另外，計算如圖 5.7 至圖 5.10 中範圍內所有的雨量站(共 105 個)六小時累積雨量資料，並與不同降雨強度計算公式在每個測站所得到的累積雨量進行比較，如圖 5.12 至圖 5.15，並比較各種方法的相對均方根誤差及相關係數，計算公式分別如(5.5)及(5.6)式。

$$\sigma = \frac{\sqrt{\frac{\sum_1^N (R_i - G_i)^2}{N-1}}}{\sqrt{\frac{\sum_1^N G_i^2}{N-1}}}, i = 1, 2, 3, \dots, N \quad (5.5)$$

$$\text{corrcoef} = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \sum(y_i - \bar{y})^2}} \quad (5.6)$$

其中 σ 為相對均方根誤差， G_i 為第 i 個雨量站之累積雨量， R_i 為第 i 個雨量站附近參數值(即 ZH、KDP 及 ZDR)平均分別以不同降雨估計公式計算的累積雨量， N 為圖 5.7 範圍內有雷達觀測參數覆蓋的雨量站個數；corrcoef為相關係數， x_i 及 y_i 分別為數列一與數列二的資料， \bar{x} 及 \bar{y} 為平均值。

在四種降雨強度公式的表現上，以 R (KDP) 關係式的相對均方根誤差為 0.247，相關係數為 0.896 表現最佳。而馬公雷達以 R(ZH)關係式，R(ZH,ZDR)關係式及以七股雷達 R(ZH)關係式的相對均方根誤差分別為 0.344、0.467 及 0.298，相關係數分別為 0.79、0.631 及 0.84。而 R (KDP) 關係式的結果可以發現六小時累積雨量大於 350mm 時會發生低估，350mm 以下的累積雨量估計則與實際觀測有較一致的結果。而馬公雷達以 R (ZH) 關係式的結果則有明顯高估；R(ZH,ZDR)關係式為四個方法中散佈最廣者，在大雨時有較明顯的低估為主要誤差來源。利用七股雷達以 R(ZH)關係式的誤差表現僅次於 R(KDP) 關係式，但在大雨的累積雨量估計上亦有低估情形發生。

第六章 結論與未來展望

6.1 結論

2009年8月8日00UTC莫拉克颱風(2009)已登陸台灣，自06UTC出海之後移速減緩，在此段期間台灣西南部有兩條明顯的雨帶，其中一條為東西走向，從台灣海峽延伸至台灣陸地，屬莫拉克颱風外圍雨帶；另外一條為南北走向，且長時間籠罩在中央山脈南側上空，屬於地形雨帶，在兩個雨帶侵襲的區域造成豪大雨發生，且多發生在山區。本研究利用雷達觀測資料將台灣南部山區的降雨情形分為兩種：第一種為分析範圍北部區域，該區域的山區為較和緩的地形，而東西向雨帶向東進入陸地後，在緩坡上仍能維持其強度；另外一種為分析範圍南部山區，地形較為陡峭，入流受地形強迫抬升後產生上升運動，有助對流發展。但兩種情況下，最強回波皆發生於山頂之前，在背風坡時強度皆迅速減弱。

利用新的多都卜勒雷達合成方法可解析地形上的風場結構，可了解分析範圍內雨帶進入地形的風場變化。從三維風場合成結果可知，底層有颱風外圍環流與西南氣流輻合，此輻合幫助東西向雨帶發展，且加強雨帶內的強烈西風，此強風帶幫助雨帶往陸地傳送，而到了中層，風場配置主要受颱風外圍環流影響，顯示西南氣流雖然只存在於底層，卻為影響雨帶形成之重要因素之一。而雨帶靠近分析範圍北部緩坡時，強烈的入流受地形強迫抬升產生了上升運動，幫助對流胞在山前加強，造成山區發生豪大雨，而當對流胞遇到更高的山時強度已減弱，雖然在迎風坡亦產生了因地形而產生的上升運動，但垂直速度僅在此幫助了對流胞維持其強度，已無加強的作用。而在緩坡前存在強的正渦度，從渦度收支來看，最主要的貢獻項來自平流項，顯示強風速幫助維持雨帶內的對流強度並帶往內陸。從熱力反演結果可以發現，在外海雨帶以及迎風坡山前，底層皆因強烈輻合而在產生局部低壓。而在地形陡

峭的分析範圍南部山區，除了底層為西南風，中層以上風向轉為西風，使入流幾乎垂直山脈，且當大氣為不穩定狀態時，迎風面及其上游處易形成對流而產生降雨，氣流與降雨情形符合 Houze(1993)提到之上坡對流激發機制。

而中央山脈對於降雨的配置有著相當大的影響，從 8 月 7 日颱風接近台灣開始至中心離開陸地並在台灣海峽北部緩慢移動期間，南部底層風場以中央山脈為界，以西為迎風面，以東為背風面。而在迎風面地區，海拔越高平均累積雨量越高，且降雨量為遠大於背風面地區。在 8 月 8 日整天，分析範圍北部緩坡降雨強度極大值主要發生在雨帶進入時期，而在北部較高的山區亦反映出雨帶移入時降雨強度增加的情形；而分析範圍南部山區一開始受雨帶影響亦出現降雨強度極大值，但當沒有雨帶影響時，回波在山前即迅速加強，降雨強度普遍大於北部緩坡地區，顯示在此區的陡峭地形及入流方向及強度有利強降雨發生。

最後利用偏極化雷達參數進行降雨估計，與實際雨量站觀測比較可發現大致上雨帶位置都可估計出強降雨情形，而其中表現最好的方法為利用馬公雷達 KDP 參數估計降雨最為準確，可能原因為 KDP 參數(比差異相位差)在雷達電磁波發射出去時不受信號衰減影響，其餘參數如 ZH 及 ZDR(差異反射率)等參數經觀測得到的數值都須經過資料品質控管後才可使用，相對地即增加了誤差的來源。因此，在類似的降水事件中利用此 R(KDP)關係式估計降雨，即可針對有機率發生強 KDP 或強回波的地區即時定量估計強降雨。

6.2 未來展望

在本文中利用了雷達與地面觀測資料探討山區降雨情形，其中雨帶移入與地形作用為降雨的主要貢獻，但利用觀測資料無法將兩者各自對強降雨的影響因素加以區分，未來希望利用數值模擬結果了解兩者各自貢獻的結果，並且兩者加成之後是否帶來更強烈的降雨。

而本研究中討論分析範圍北部區域雨帶移入的行為，僅討論到其中一段期間為雨帶移入緩坡後對流胞的發展行為，未來亦希望有更多分析結果以了解該地形對強降雨所扮演的角色。而分析範圍南部區域，分析入流遇到陡峭地形而激發對流之機制雖比探討北部地形與雨帶的交互作用明顯，但層狀區轉換為對流區的微物理機制亦需要更多資訊或是利用數值模擬去詳加了解，例如利用馬公雷達偏極化參數進行發生強降雨山區的雨滴粒子分類，將有助分析降水粒子分布情形，了解降雨的雲微物理過程。

而定量降水估計上，仍需要更多的個案測試出針對台灣強對流降水事件最適合的降水估計公式。並且可以與水文做結合，利用偏極化參數估計易氾濫的河流流域附近的降雨量，再沿著流域累積總雨量，了解可能發生的災害程度。並且希望未來在進行短期天氣即時預報時，利用偏極化參數做定量降水估計有助決策判斷強降雨即將發生的地區，並做出最適宜的判斷。

附錄 A

系統簡介(Radar kit, 簡稱 Rakit)

Rakit 為國立中央大學大氣物理所雷達實驗室開發之雷達資料處理系統，此系統包含將原始資料轉為雷達資料常用的 uf 格式(universal format)，以及轉檔完成的雷達資料輸入、輸出、品質管控、內插至卡式座標及利用雷達觀測參數做降雨率估計等應用。以下將分為品質管控及應用兩部分作簡介。

1. 品質管控

原始雷達資料可能包含非氣象訊號的回波、徑向風場折疊(folding)、 Ψ_{DP} 的處理、能量衰減以及系統偏差等問題，因此需先濾除雜波、進行修正才可進一步應用。

1.1 濾除非氣象資訊

在濾除非氣象雜訊上，地形雜波對於都卜勒雷達來說為速度小但回波值大且在平面上不隨時間移動，利用此特性將小於徑向風速門檻值且大於回波門檻值的區域即可將地形回波濾除；若雷達觀測資料包含偏極化參數，利用相關係數較小即降水資訊較少的區域，將門檻值以下的雜訊濾除，一般可設為 0.9。因雷達資料可能包含地形、海浪等不同的雜訊，因此處理時需依照雷達資料分布範圍並搭配不同觀測參數的特性將其濾除。

1.2 風場去折疊

當雷達觀測到的徑向風超過可測範圍時會產生風場折疊(folding)現象，利用空間連續性的概念可將風場進行去折疊(unfold)。本系統運用的方法為利用零值線附近不需去折疊的區域做為參考點，並將等仰角面(Plane Position Indicator, PPI)上的風場劃分成許多小區域(約 5kmX5km)，以區域折疊校正

(local unfold)節省運算時間，先針對有參考點的區域去折疊，再一一向外擴散，每次遞增一個方格，直到所有範圍都去折疊為止。另外，若已先有一筆去折疊正確的體積掃描，則下一筆時間體積掃描進行空間連續去折疊前，利用時間連續概念，也可將與前一筆差值較小的區域做為參考點，提高去折疊的成功率。

1.3 系統偏移

假設某顆雷達觀測為真實結果，將欲使用的雷達資料與真實結果比對，統計系統偏移量後，將偏移量減掉即可得到初步修正的參數值。

1.4 衰減修正

當電磁波通過水象粒子時，部分能量會被吸收、散射，使天線接收到的能量減少，稱為衰減(attenuation)。前人研究利用回波與差異反射率的衰減量與 KDP 之間的良好線性關係則可對其進行修正(Bringi et al. 1990)，如下式：

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

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

其中 A_H 、 A_{DR} 指的是單向衰減量， α 、 β 為固定係數，與雨滴溫度、假設的軸長比關係式有關。對於同一座雷達 α 、 β 為常數，因此輸入此兩常數，利用 K_{DP} 的增加量將回波值與差異反射率加上衰減量後即完成衰減修正。

1.5 掃描角度修正

針對非陸基式雷達在定位正北方位與水平可能產生偏差，本系統可將所有 beam 的方位角或仰角同時旋轉某個給定的量進行修正。

2. 雷達資料的顯示與應用

2.1 資料內插與繪圖

此部分系統可將 PPI 資料內插至直角座標(Constant Altitude Plane Position Indicator, CAPPI)，並依照想要的變數場畫出 PPI、CAPPI、沿某方位角或任意直線的垂直剖面等圖。

2.2 資料平滑與輸出

對於資料分布較粗糙的情形，可進行資料平滑，當進行完濾除雜訊、各種修正後，可將資料以 uf 格式輸出再做下一步利用。

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，23，2，pp. 209-236。
- 孫怡芬，2000：賀伯颱風與地形間的交互作用。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，88頁。
- 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。
- 王信凱，2009：颱風環境下台灣北海岸地形差異對降雨強度及分佈之影響。中國文化大學地學研究所大氣組碩士論文，82頁。
- 尤心瑜，2009：同化都卜勒雷達資料改善模式預報之研究。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，93頁。
- 廖信豪，2009：利用SoWMEX/TiMREX實驗期間X-band雷達資料估計降雨。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，105頁。
- 唐玉霜，2010：2009莫拉克颱風雷達觀測中尺度雨帶特性研究。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，70頁。
- 陳台琦，唐玉霜，魏志憲，林沛練，廖宇慶，張偉裕，周鑑本，紀博庭與林忠義，2010：莫拉克颱風雷達觀測中尺度雨帶特徵。大氣科學，38，1，pp.39-61。
- 陳尉豪，2011：同化多部都卜勒雷達資料以提昇降水預報能力之研究-2008 SoWMEX IOP8個案分析。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，96頁。
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, N. Balakrishnan, and D. S. Zrníc, 1990: An Examination of Propagation Effects in Rainfall on Radar Measurements at Microwave Frequencies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 829-840.
- Durrán, D. R. and J. B. Klemp, 1982: On the Effects of Moisture on the Brunt-Väisälä Frequency. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2152-2158.
- , 1986: Another Look at Downslope Windstorms. Part I: The Development of Analogs to Supercritical Flow in an Infinitely Deep, Continuously Stratified Fluid. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2527-2543.
- , 1990: Mountain waves and downslope winds, *Atmospheric Processes Over Complex Terrain*, (W. Blumen, Ed.), American Meteorological Society, Boston, 59-81.
- Fang, X., Y.-H. Kuo, and A. Wang, 2011: The Impacts of Taiwan Topography on the Predictability of Typhoon Morakot's Record-Breaking Rainfall: A High-Resolution Ensemble Simulation. *Wea. Forecasting*, **26**, 613-633.
- Feng, Y.-C. and T.-C. Chen Wang, 2011: Precipitation Characteristics of an Autumn Torrential Rainfall Event in Northern Taiwan as Determined from

- Dual-Polarization Radar Data. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 89, 2, 133-150.
- 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.
- Geerts, B., G. M. Heymsfield, L. Tian, J. B. Halverson, A. Guillory, and M. I. Mejia, 2000: Hurricane Georges’s landfall in the Dominican Republic: Detailed airborne Doppler radar imagery. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 999–1018.
- Hence, D. A. and R. A. Houze Jr., 2008: Kinematic structure of convective-scale elements in the rainbands of Hurricane Katrina and Rita(2005), *J. Geophys. Res.*, 113, D15108, doi:10.1029/2007JD009429
- Holton, J. R., 2004: An introduction to dynamic meteorology, Academic Press, 535pp.
- Houze, R. A., Jr., 1993: Cloud Dynamics. Academic Press, 573 pp.
- Lee , C.-S., C.-C. Wu, T.-C. Chen Wang and R. L. Elsberry, 2011: Advances in Understanding the “Perfect Monsoon-influenced Typhoon”: Summary from International Conference on Typhoon Morakot (2009). *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, 47(3), 213-222, 2011
- Liou, Y.-C., T.-C. Chen Wang, K.-S. Chung, 2003: A Three-Dimensional Variational Approach for Deriving the Thermodynamic Structure Using Doppler Wind Observations—An Application to a Subtropical Squall Line. *J. Appl. Meteor.*, 42, 1443–1454.
- Liou, Y.-C. and Y.-J. Chang, 2009: A Variational Multiple–Doppler Radar Three-Dimensional Wind Synthesis Method and Its Impacts on Thermodynamic Retrieval. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 3992-4010.
- Liou, Y.-C., S.-F. Chang and J. Sun, 2012: An Application of the Immersed Boundary Method for Recovering the Three-Dimensional Wind Fields over Complex Terrain Using Multiple-Doppler Radar Data. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 1603–1619.
- Medina, S., and R. A. Houze, Jr., 2003: Air motions and precipitation growth in Alpine storms. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, special MAP issue, 129, 345-371
- Medina, S., B. F. Smull, R. A. Houze, Jr., Matthias Steiner, 2005: Cross-Barrier Flow during Orographic Precipitation Events: Results from MAP and IMPROVE. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3580–3598.
- Miglietta, M. M. and R. Rotunno, 2009: Numerical Simulations of Conditionally Unstable Flows over a Mountain Ridge. *J. Atmos. Sci.*, 66, 1865-1885.
- Roe G. H., 2005: Orographic Precipitation. *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 33,

645-671.

- Rotunno, R., and R. A. Houze, Jr., 2007: Lessons on orographic precipitation from the mesoscale alpine programme. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133, 811–830.
- Shapiro, A., S. Ellis, J. Shaw, 1995: Single-Doppler Velocity Retrievals with Phoenix II Data: Clear Air and Microburst Wind Retrievals in the Planetary Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1265–1287.
- Smith, R. B., Q.-F. Jiang, M. G. Fearon, P. Tabary, M. Dorninger, J. D. Doyle and R. Benoit, 2003: Orographic precipitation and air mass transformation: An Alpine example. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 433–454.
- Smith, R. B., 2006: Progress on the theory of orographic precipitation. Special Paper 398: Tectonics, Climate, and Landscape Evolution, S. D. Willett et al., Eds., Geological Society of America, 1–16.
- Smith, R. B., P. Schafer, D. Kirshbaum, and E. Regina, 2009: Orographic enhancement of precipitation inside Hurricane Dean. *J. Hydrometeor.*, 10, 820–831.
- Sun, J., N. A. Crook, 1997: Dynamical and Microphysical Retrieval from Doppler Radar Observations Using a Cloud Model and Its Adjoint. Part I: Model Development and Simulated Data Experiments. *J. Atmos. Sci.*, 54, 1642–1661.
- Van Nguyen, H., Y.-L. Chen, 2011: High-Resolution Initialization and Simulations of Typhoon Morakot (2009). *Mon. Wea. Rev.*, 139, 1463–1491.
- Yu, C.-K. and L.-W. Cheng, 2008: Radar Observations of Intense Orographic Precipitation Associated with Typhoon Xangsane (2000). *Mon. Wea. Rev.*, 136, 497-521.
- Zhang, F., Y. Weng, Y.-H. Kuo, J. S. Whitaker, B. Xie, 2010: Predicting Typhoon Morakot's Catastrophic Rainfall with a Convection-Permitting Mesoscale Ensemble System. *Wea. Forecasting*, 25, 1816–1825.

附圖

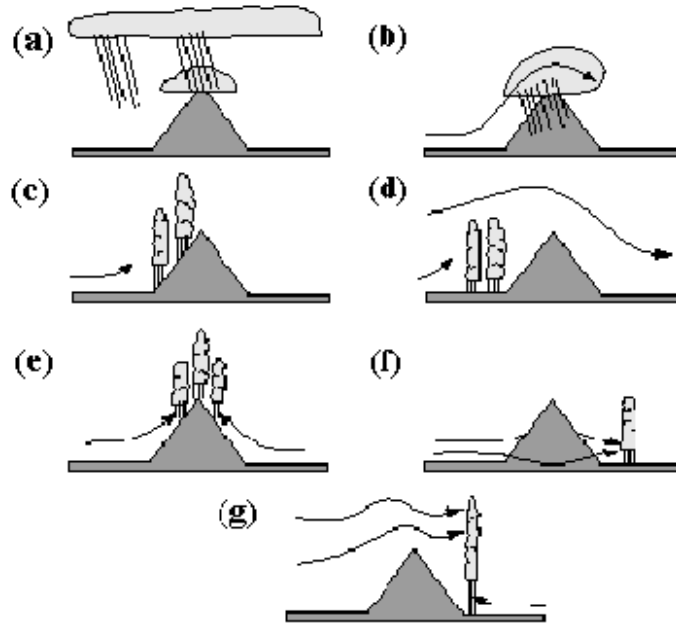


圖 1.1、地形降雨的機制，分別為(a)種雲餵雲機制(seeder-feeder process)、(b)上坡風結機制(upslope condensation)、(c)上坡對流激發機制(upslope convection triggered / enhanced by terrain blocking)、(d)上游減速激發機制 (upstream triggering)、(e)熱力激發機制(thermal triggering)、(f)山後輻合機制(leeside convergence)和(g)重力波在背風面的加強機制(lee-side enhancement by gravity waves)。(擷取自 Houze(1993))

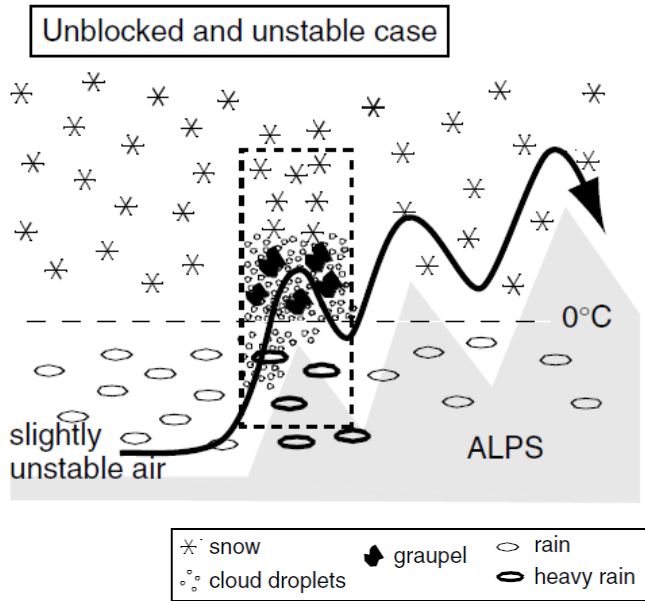


圖 1.2、不穩定氣流過山時，小尺度的上升氣流產生高液態水含量，使降水粒子成長。
 (擷取自 Medina and Houze(2003a))

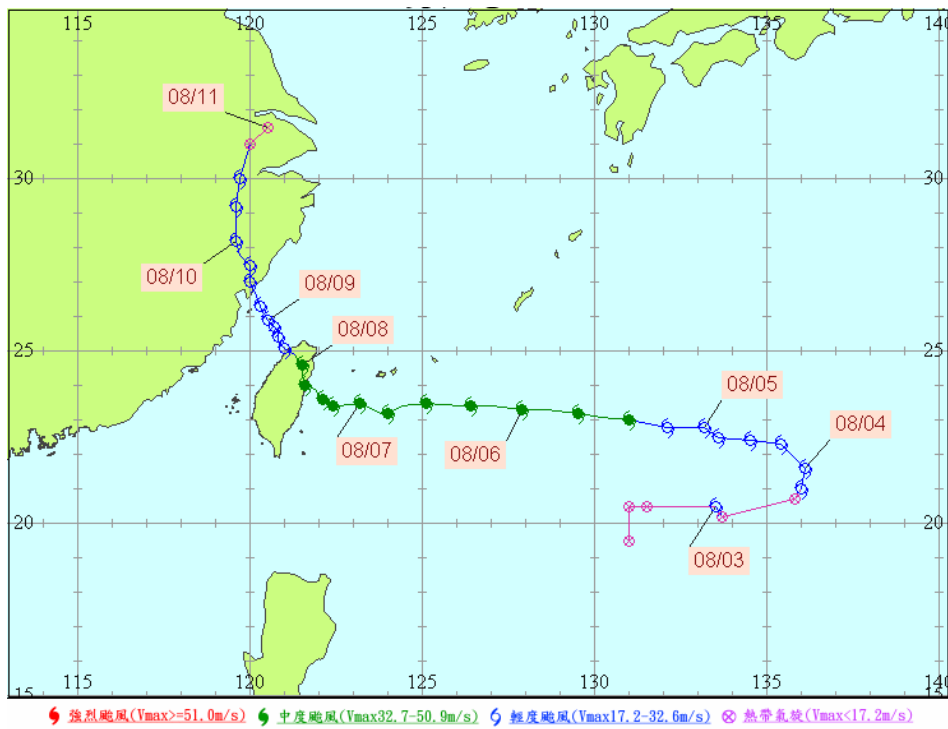
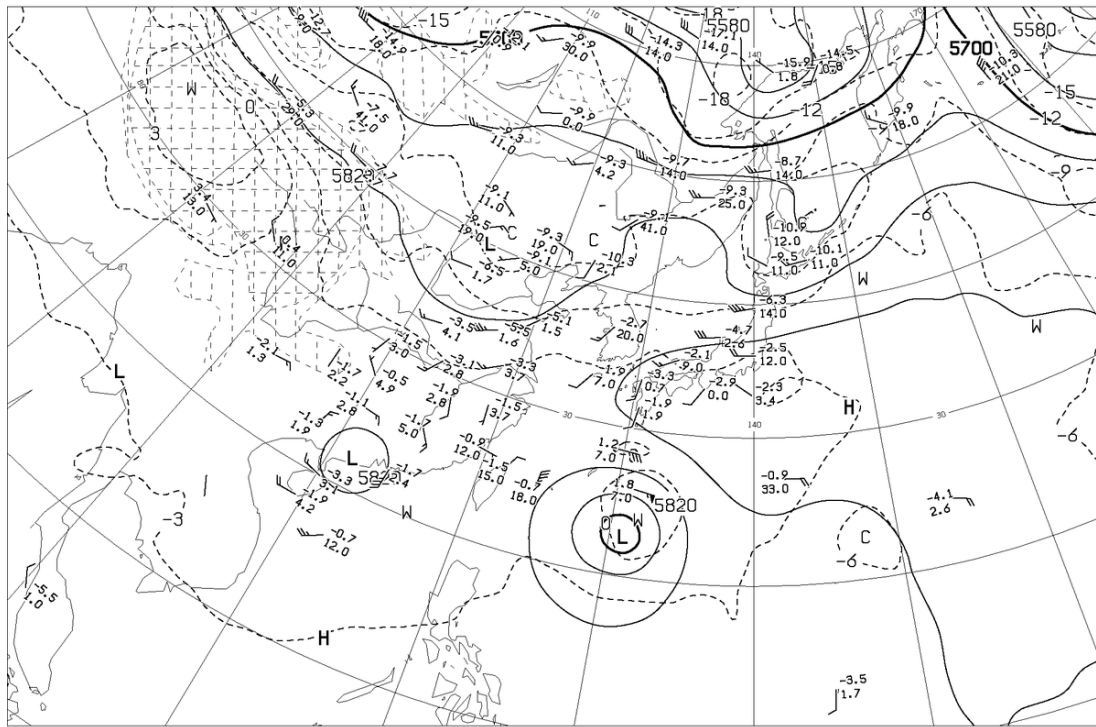


圖 2.1、颱風莫拉克(2009)路徑圖，標記為標準時間。取自中央氣象局颱風資料庫。

(a)

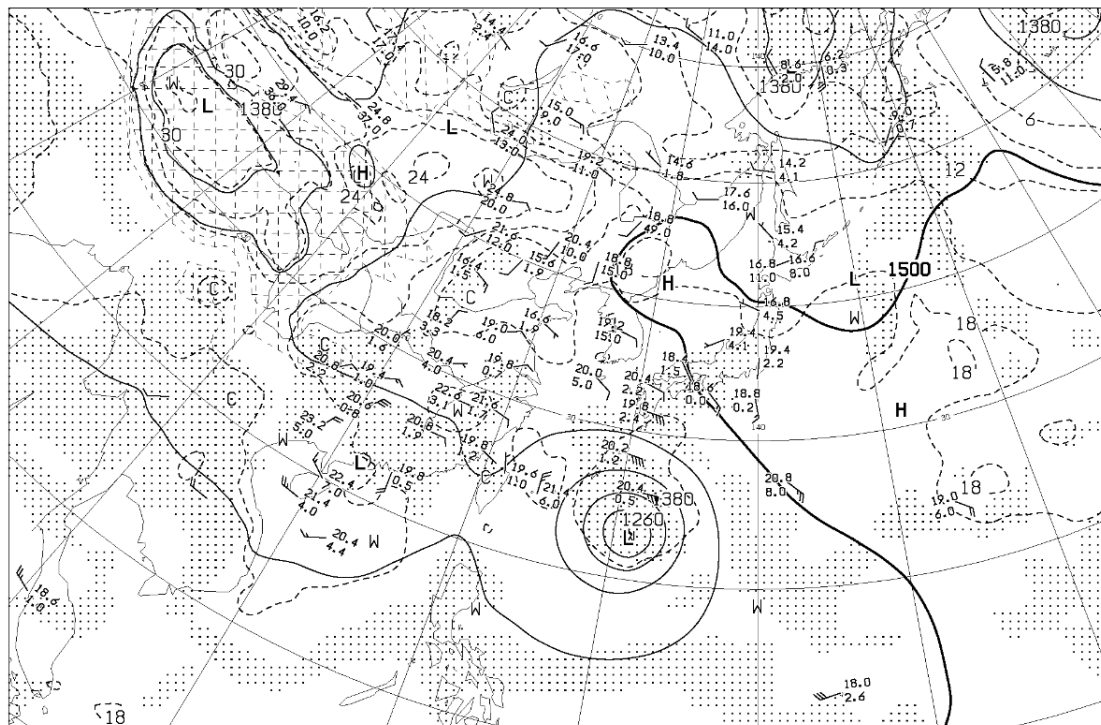


ANALYSIS 500hPa: HEIGHT(m), TEMP(°C)

AUPQ35 051200UTC AUG 2009

Japan Meteorological Agency

(b)



ANALYSIS 850hPa: HEIGHT(m), TEMP(°C), WET AREA::(T-TD<3°C)

AUPQ78 051200UTC AUG 2009

Japan Meteorological Agency

圖 2.2、2009 年 8 月 5 日 12UTC 天氣圖(a)500 百帕(b)850 百帕。

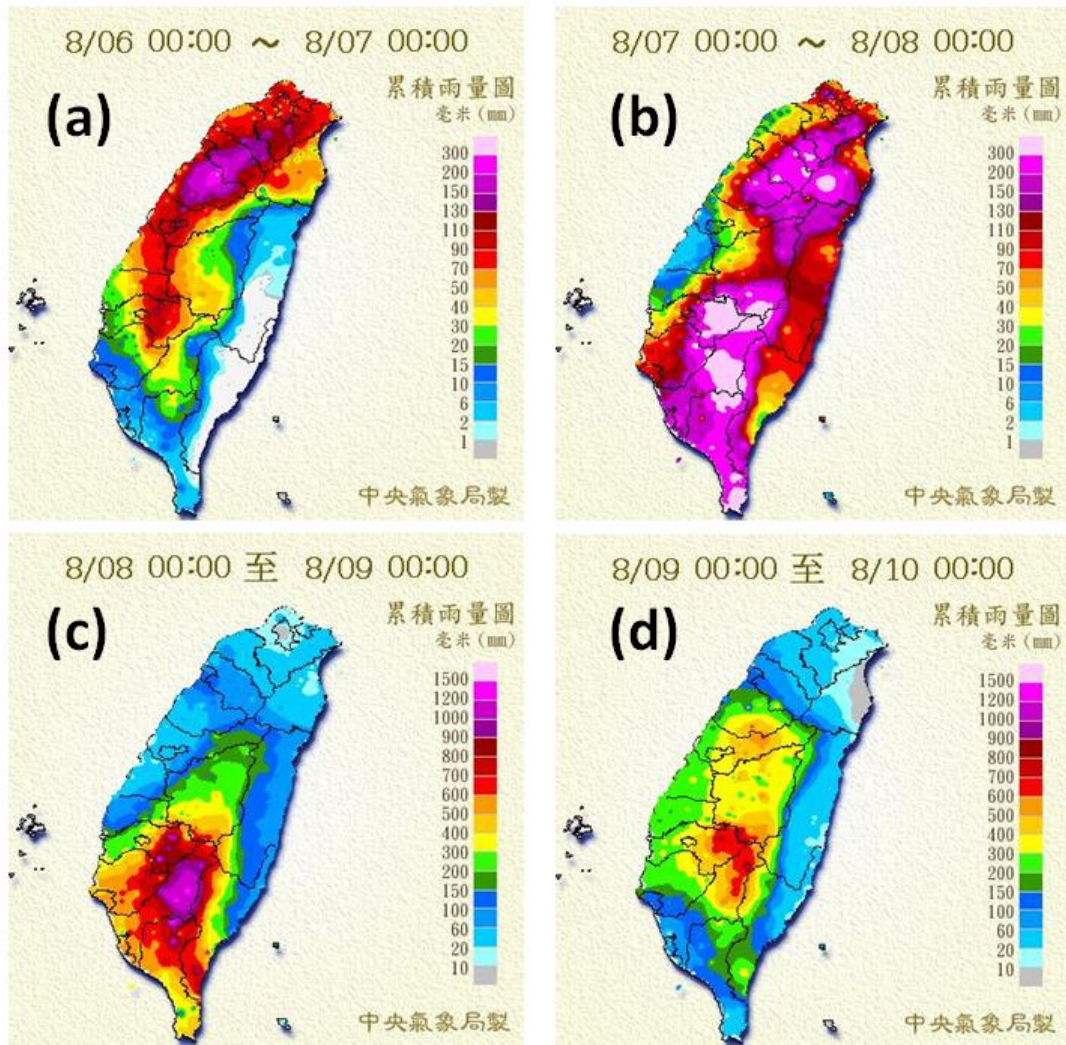


圖 2.3、2009 年 8 月 6 日至 9 日 0000L~2400L 每日累積雨量圖。(a)、(b)圖為小間距雨量圖，(c)、(d)為大間距雨量圖。

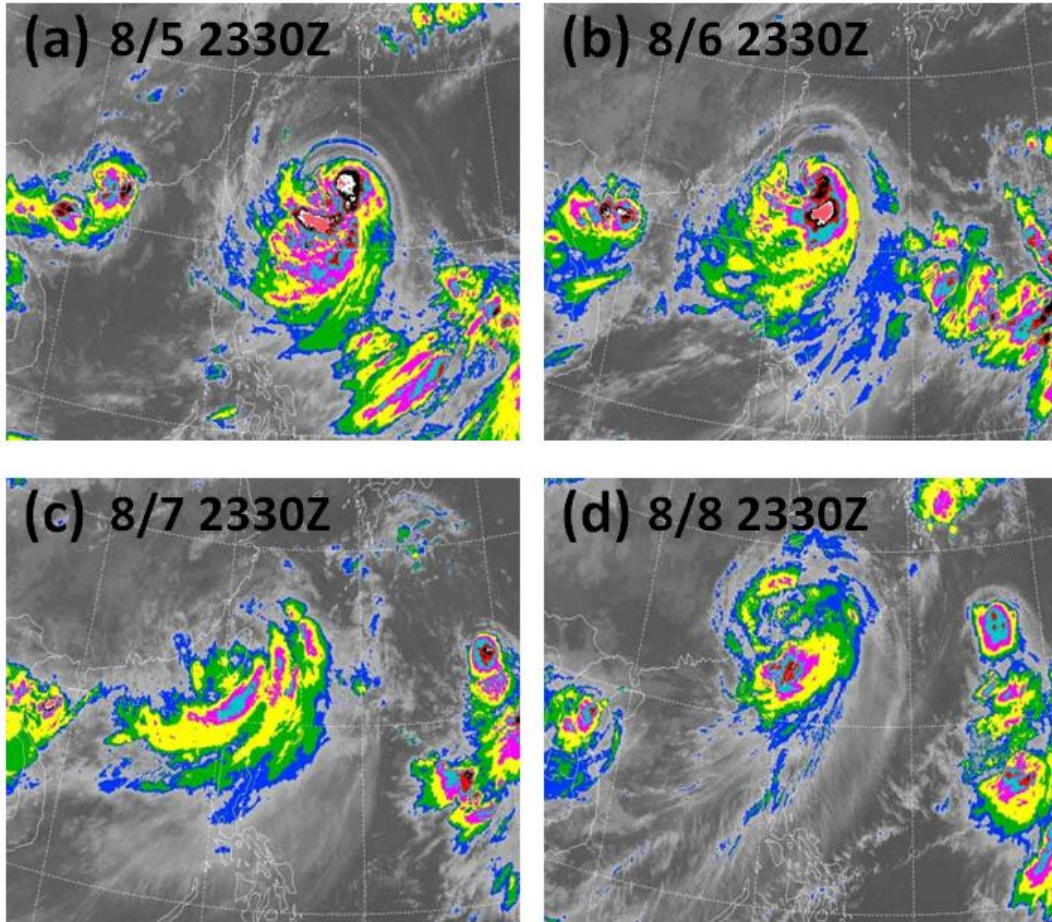
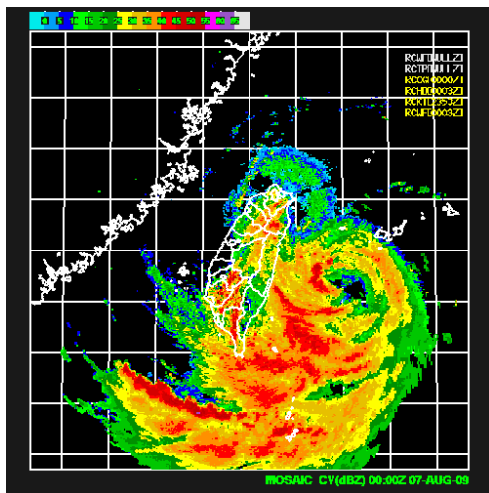
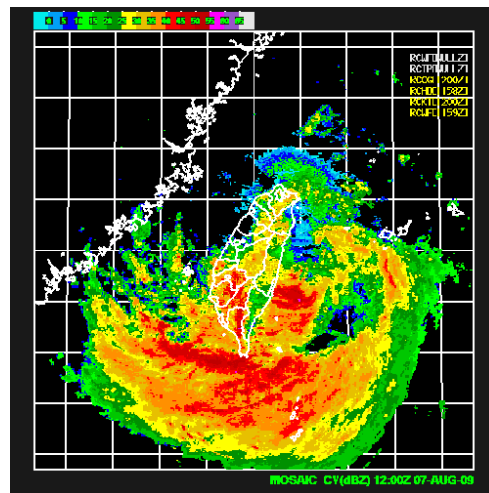


圖 2.4、2009 年 8 月 5 日至 8 日每日 2330Z 紅外線衛星雲圖。

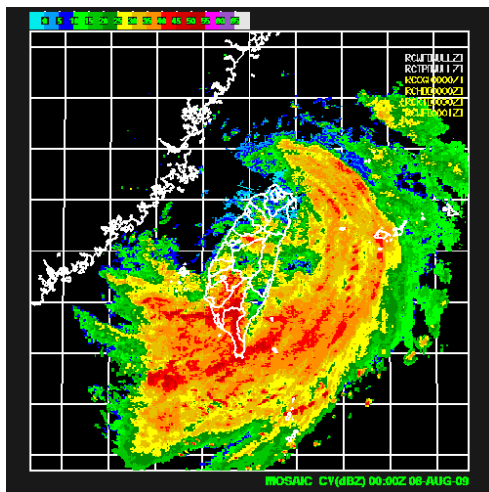
(a)8/7 00UTC



(b)8/7 12UTC



(c)8/8 00UTC



(d)8/8 12UTC

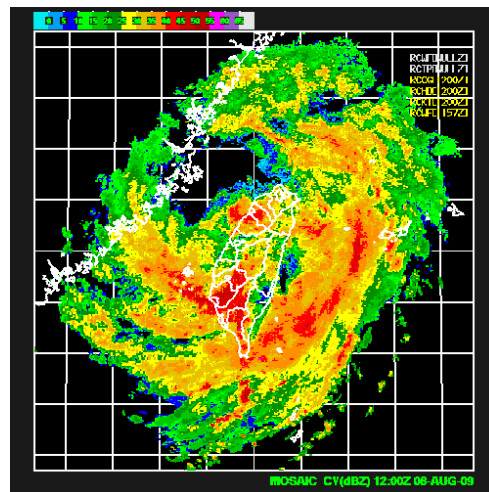


圖 2.5、2009 年 8 月 7 日至 8 日 00UTC 及 12UTC 雷達最大降水回波圖。

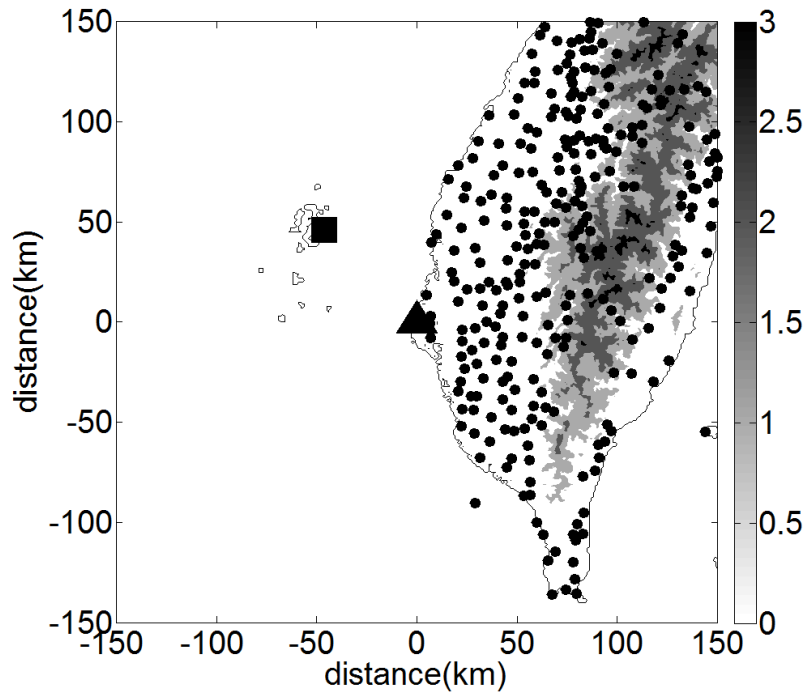


圖 3.1、雷達站與雨量站分布圖。圓點為氣象局雨量站位置，三角形為七股雷達，方形為馬公雷達位置。

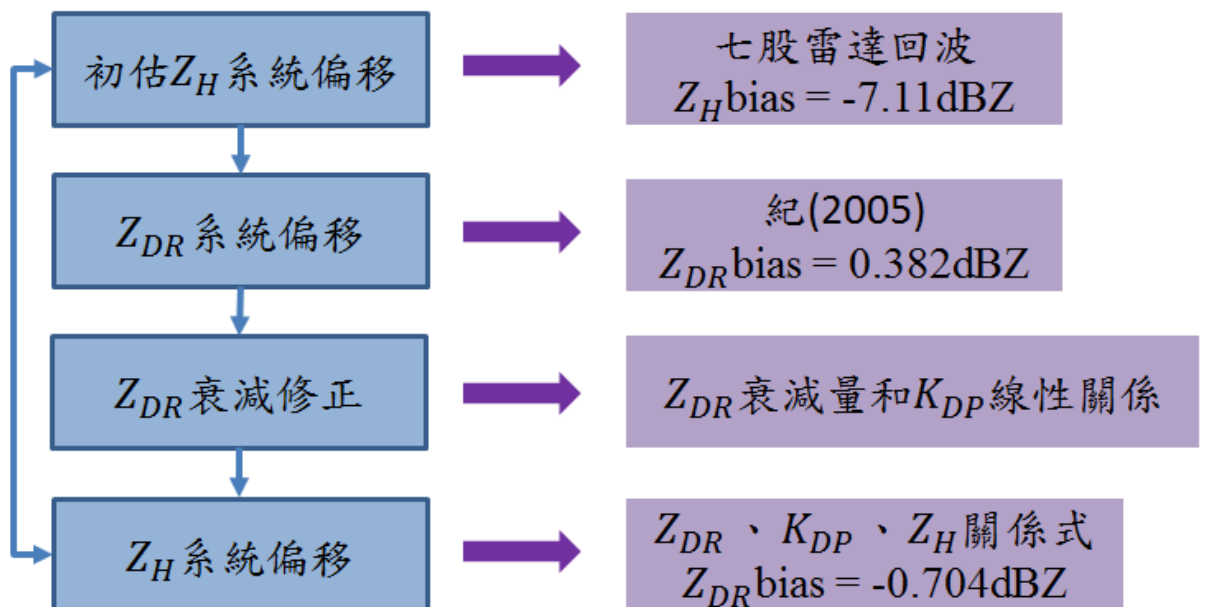
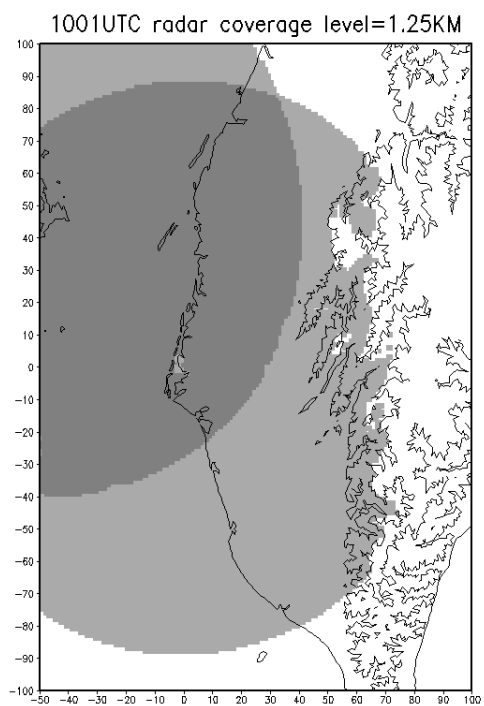


圖 3.2、偏極化參數處理流程。擷取自唐(2010)

(a)



(b)

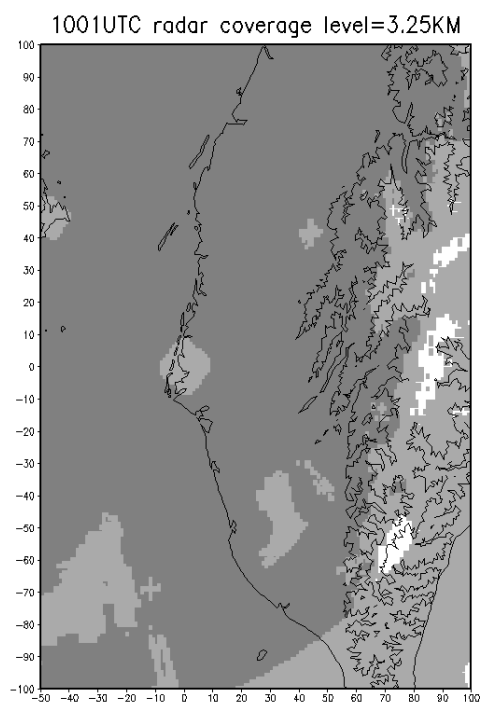


圖 3.3、2009 年 8 月 8 日 1001UTC 七股雷達與馬公雷達在 1.25 公里(a)、3.25 公里 (b)覆蓋情形。深灰色、淺灰色分別為兩顆及單顆雷達覆蓋的範圍。

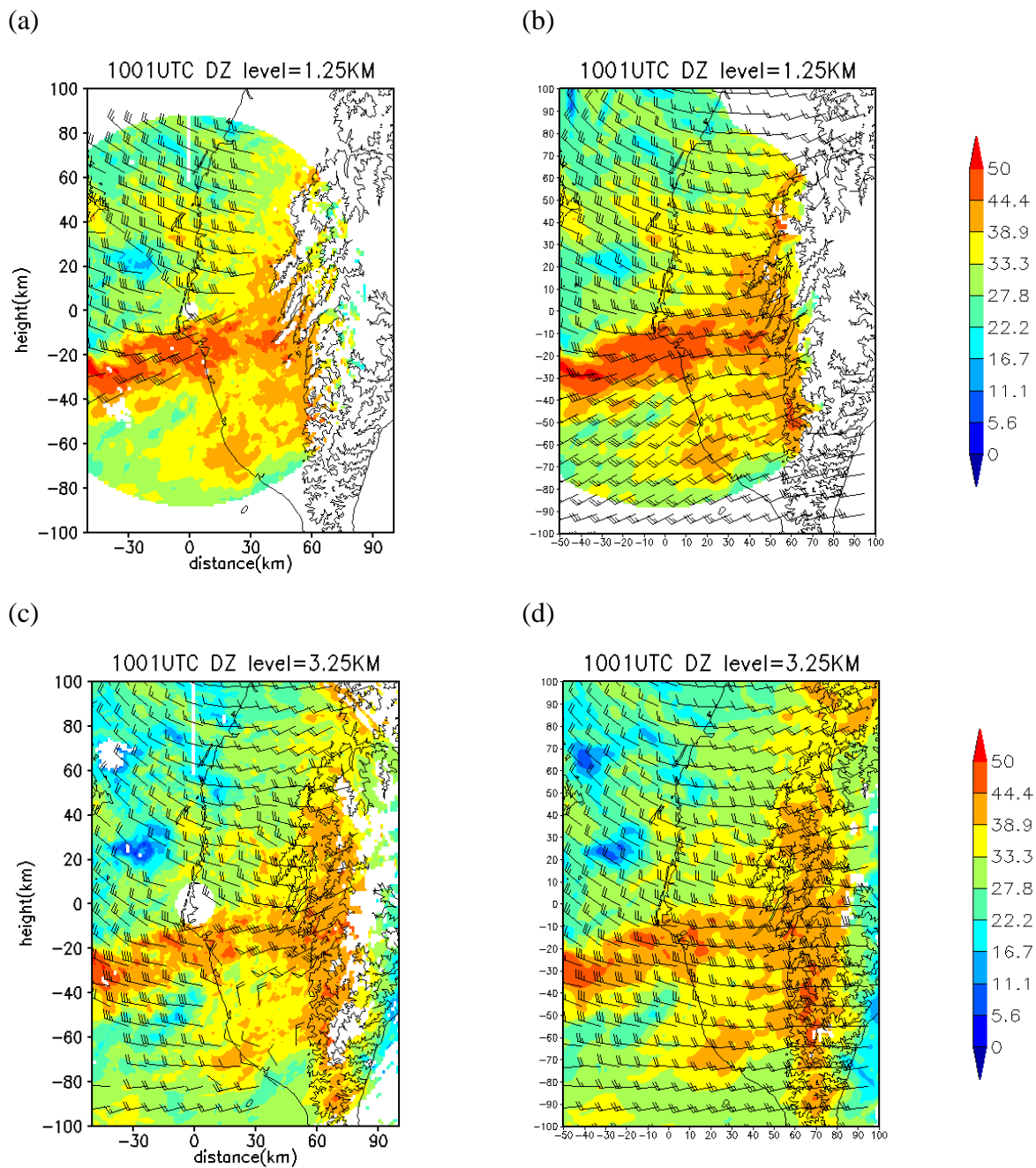


圖 3.4、2009 年 8 月 8 日 1001UTC 以傳統風場合成方法 CEDRIC(a)、(c)，與以變分為基礎的多雷達合成方法(b)、(d)結果比較圖。第一列與第二列分別為 1.25、3.25 公里等高面。

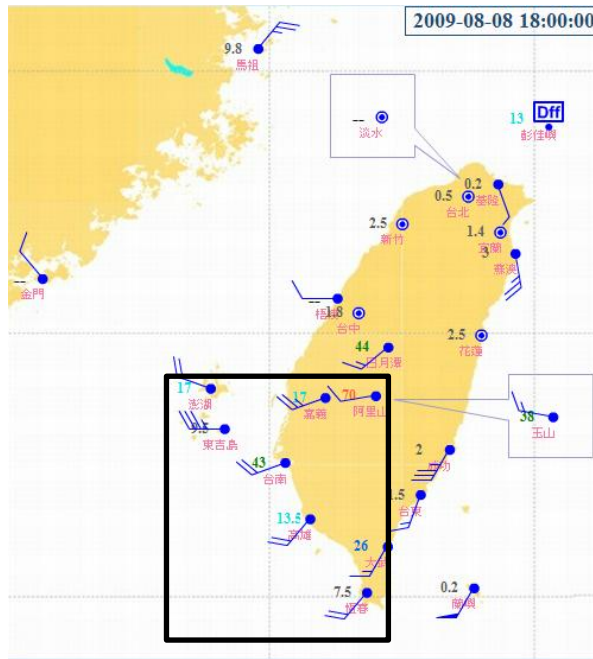


圖 3.5、2009 年 8 月 8 日 1000UTC 氣象局地面測站時雨量與風場圖。黑色方框為風場合成範圍。

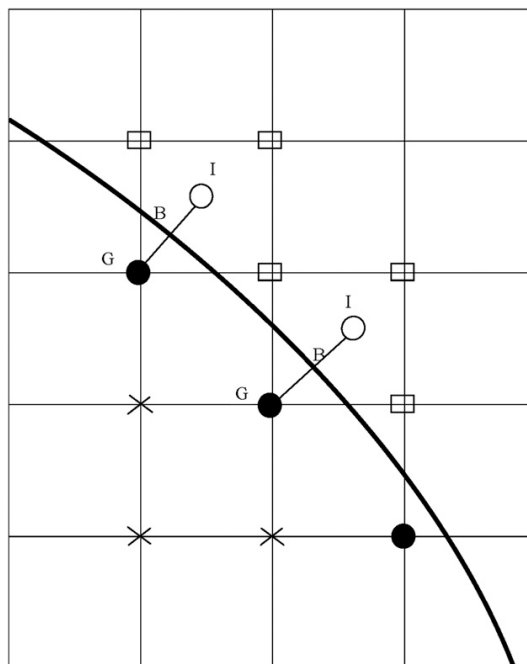


圖 3.6、Immersed boundary method(IBM)示意圖。黑粗線為地形邊界，將全部區域分為流體區以及 ghost cell(代號為 G)，空心圓點為鏡射點(代號為 I)，G 點與 I 點至地形邊界有相同距離，兩點連線與地形交點為 B。乘號及空心方框分別屬地形內及流體區之網格點。擷取自 Liou et al(2012)。

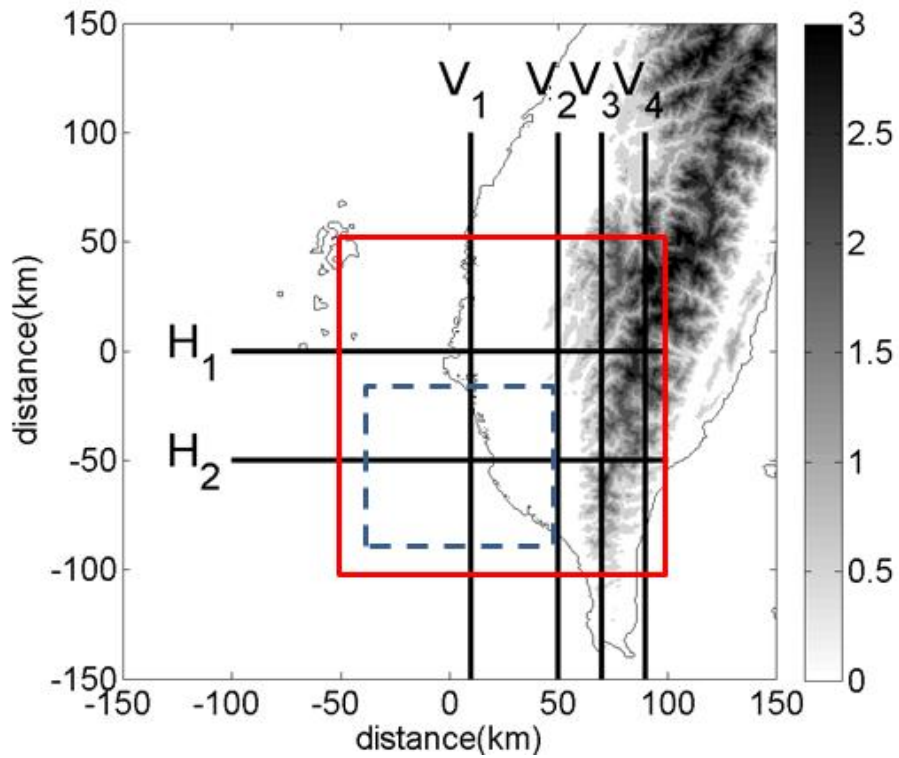


圖 4.1、七股雷達回波作 Hovmöller diagram 剖面位置示意圖，陰影為地形高度。以七股雷達為原點， H_1 為 $y=0$ ， H_2 為 $y=-50$ ， $x=-100\sim 100$ ； V_1 為 $x=10$ ， V_2 為 $x=50$ ， V_3 為 $x=70$ ， V_4 為 $x=90$ ， $y=-150\sim 100$ 。紅色實線方框為雷達風場合成範圍，藍色虛線方框為計算大氣穩定度的範圍。

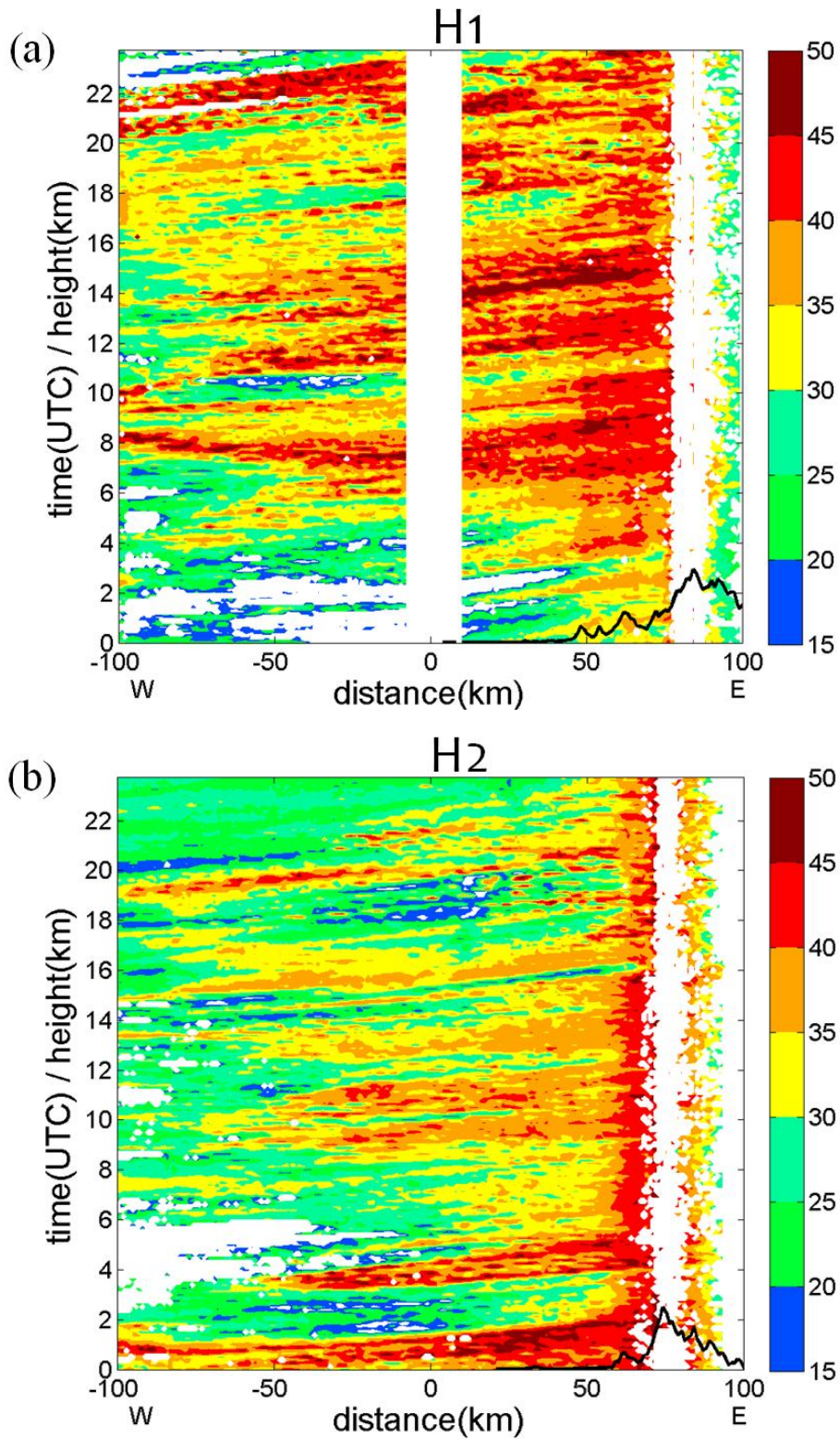


圖 4.2、七股雷達回波 3 公里高度作 Hovmöller diagram，黑粗線為該剖面之地形。橫軸是東西向的距離。縱軸為時間 8 月 8 日 00-24 UTC 及地形高度，以公里為單位。(a) $y=0$ km 的東西剖面，(b) $y=-50$ km。

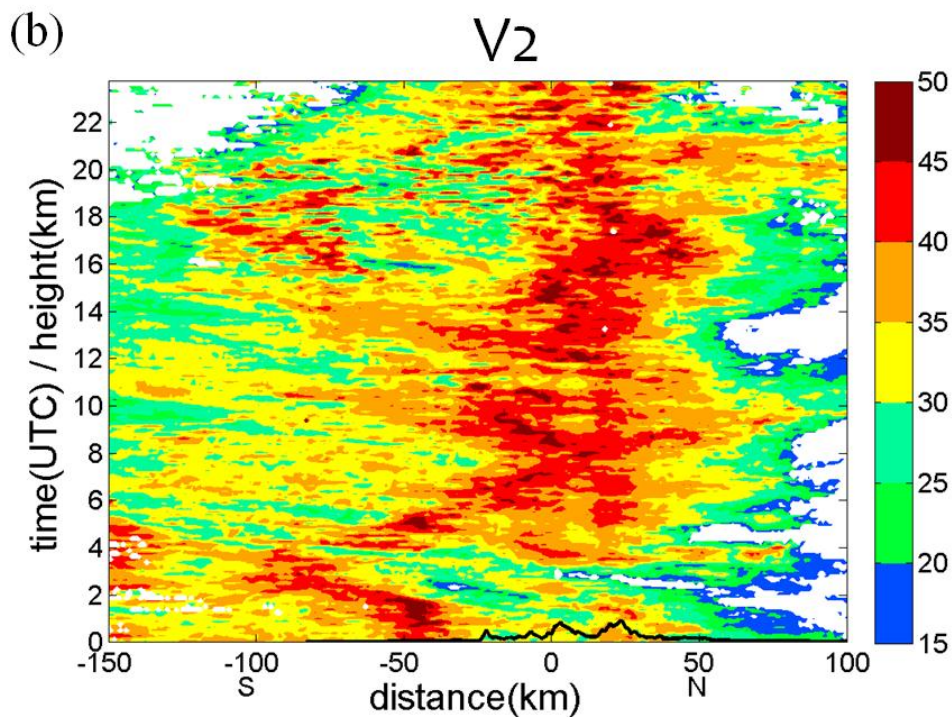
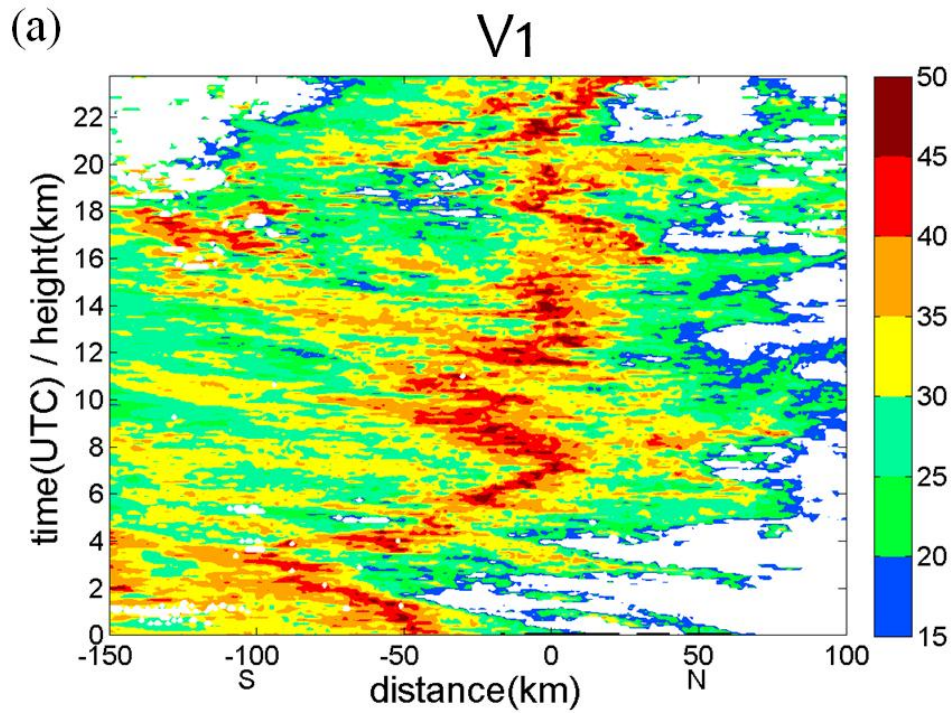


圖 4.3、七股雷達回波 3 公里高度作 Hovmöller diagram，黑粗線為該剖面之地形。橫軸是南北向的距離。縱軸為時間 8 月 8 日 00-24 UTC 及地形高度，以公里為單位。(a)x =10 km 的南北剖面，(b) x=50 km，(c) x=70 km，(d)x=90km，其中圖(d)為 4 公里高度。(續下頁)

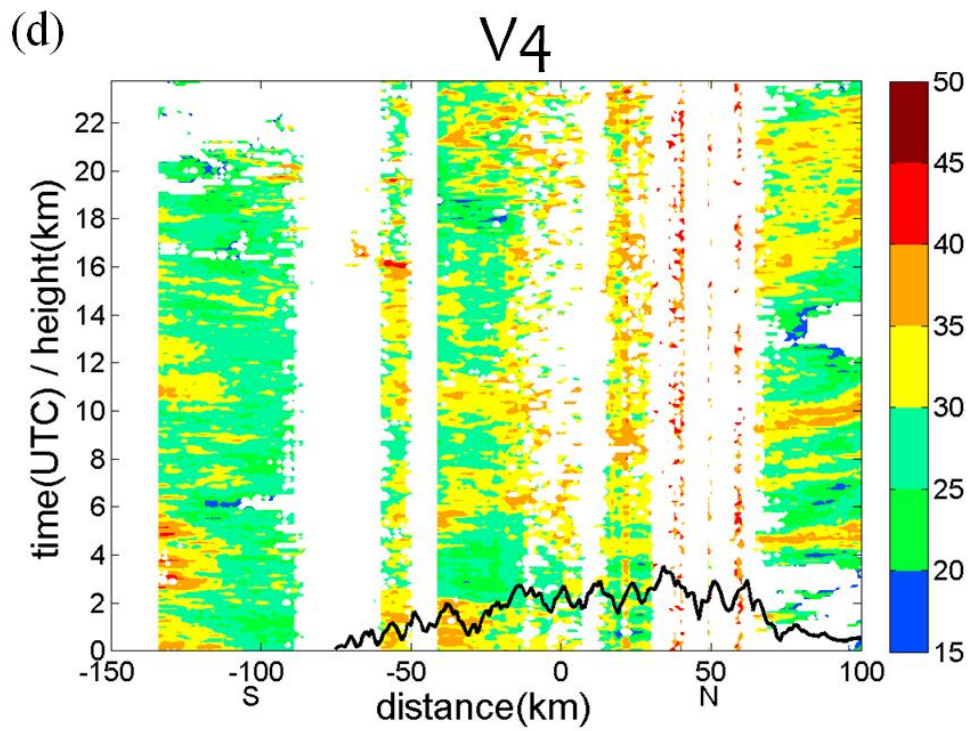
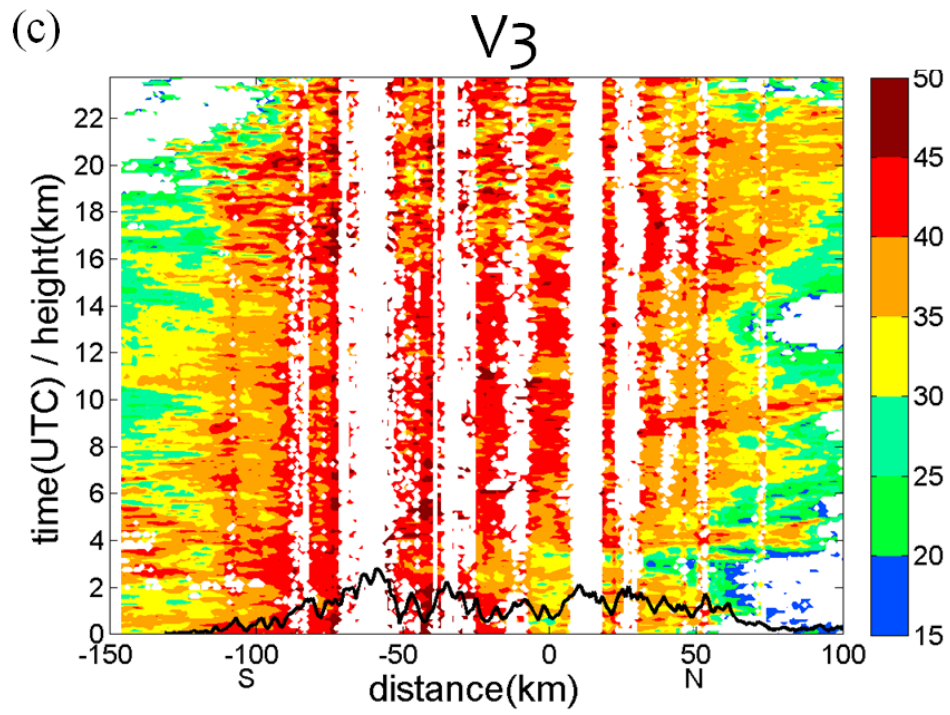


圖 4.3(續)

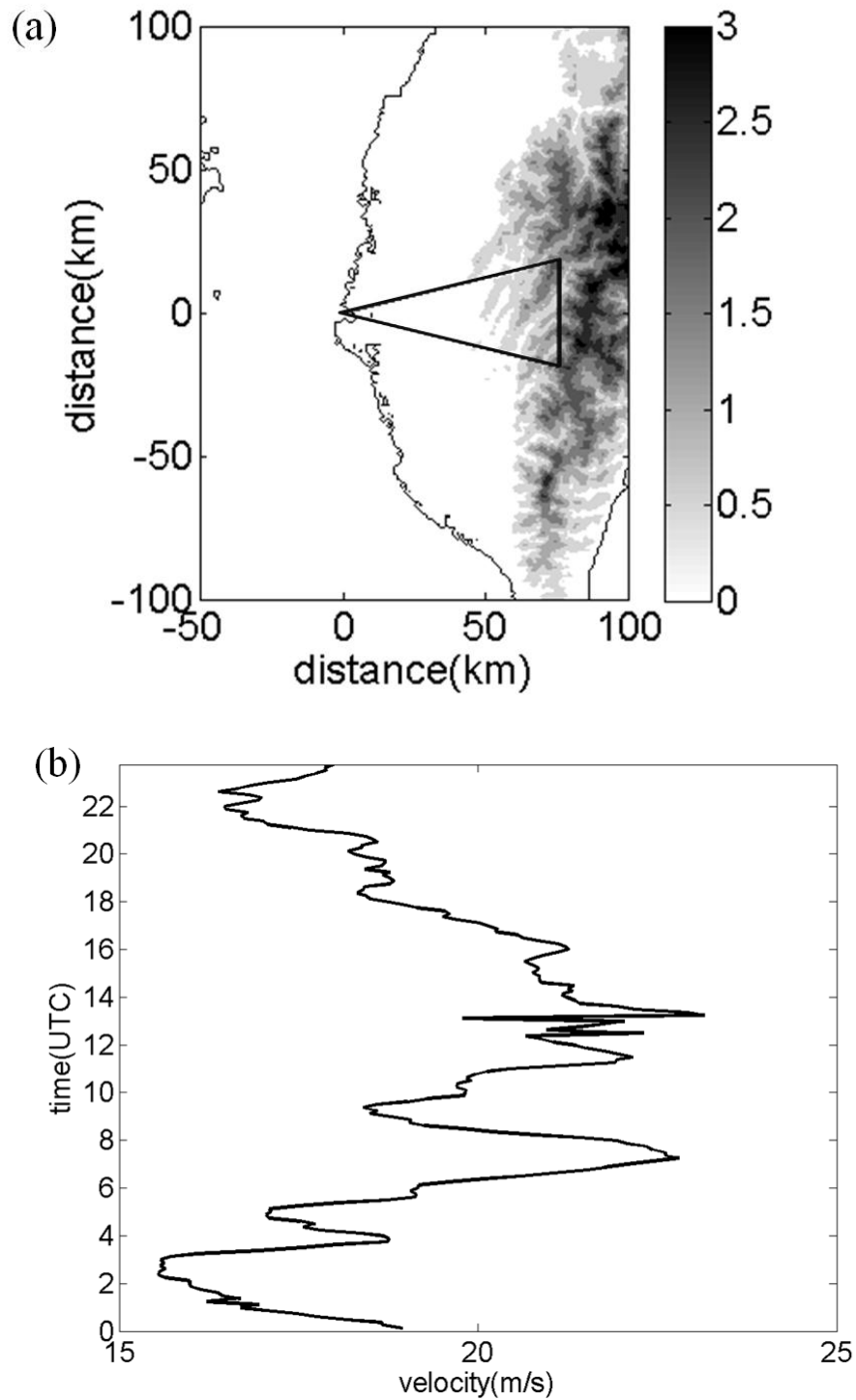


圖 4.4、七股雷達平均徑向風作時間-風速圖，(a)、(c)分別為徑向風平均範圍；
 (b)為七股雷達 3 公里高度向西方向徑向風平均，正值表示西風，(d)七股雷達 1
 公里高度向南方向徑向風平均，正值表示北風。橫軸為徑向風速，正值為遠離
 雷達，負值為接近雷達，縱軸為時間 8 月 8 日 00-24 UTC。(續下頁)

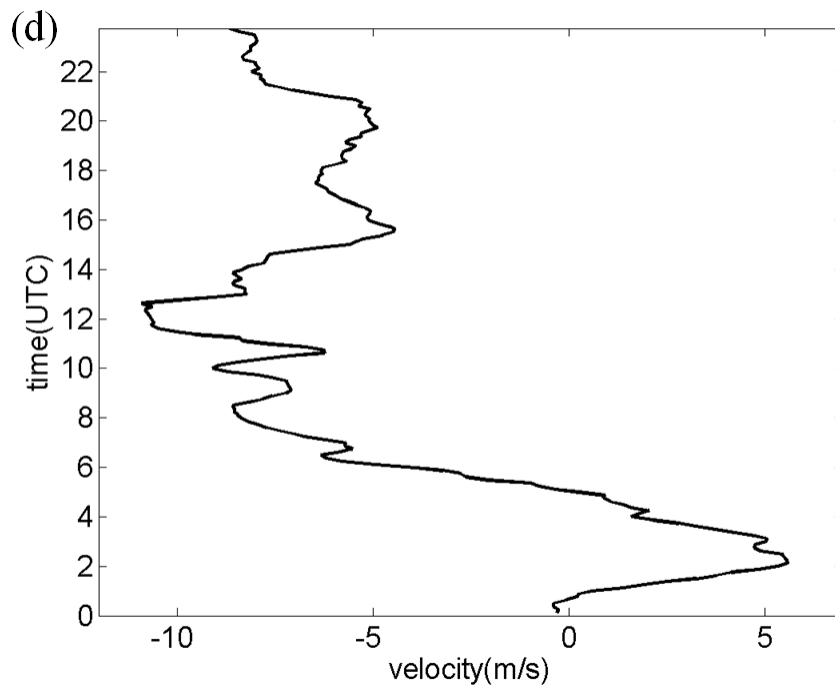
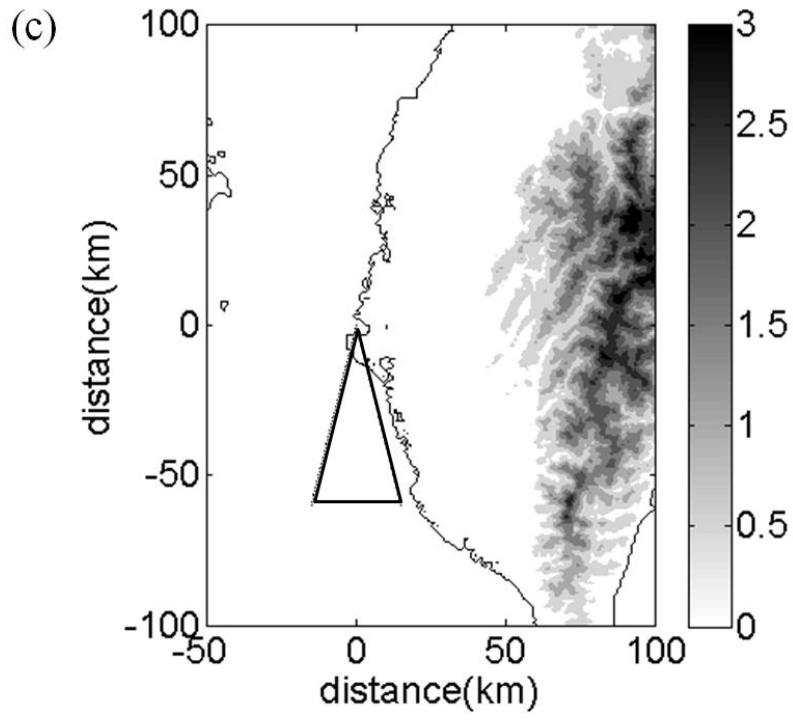


圖 4.4 (續)

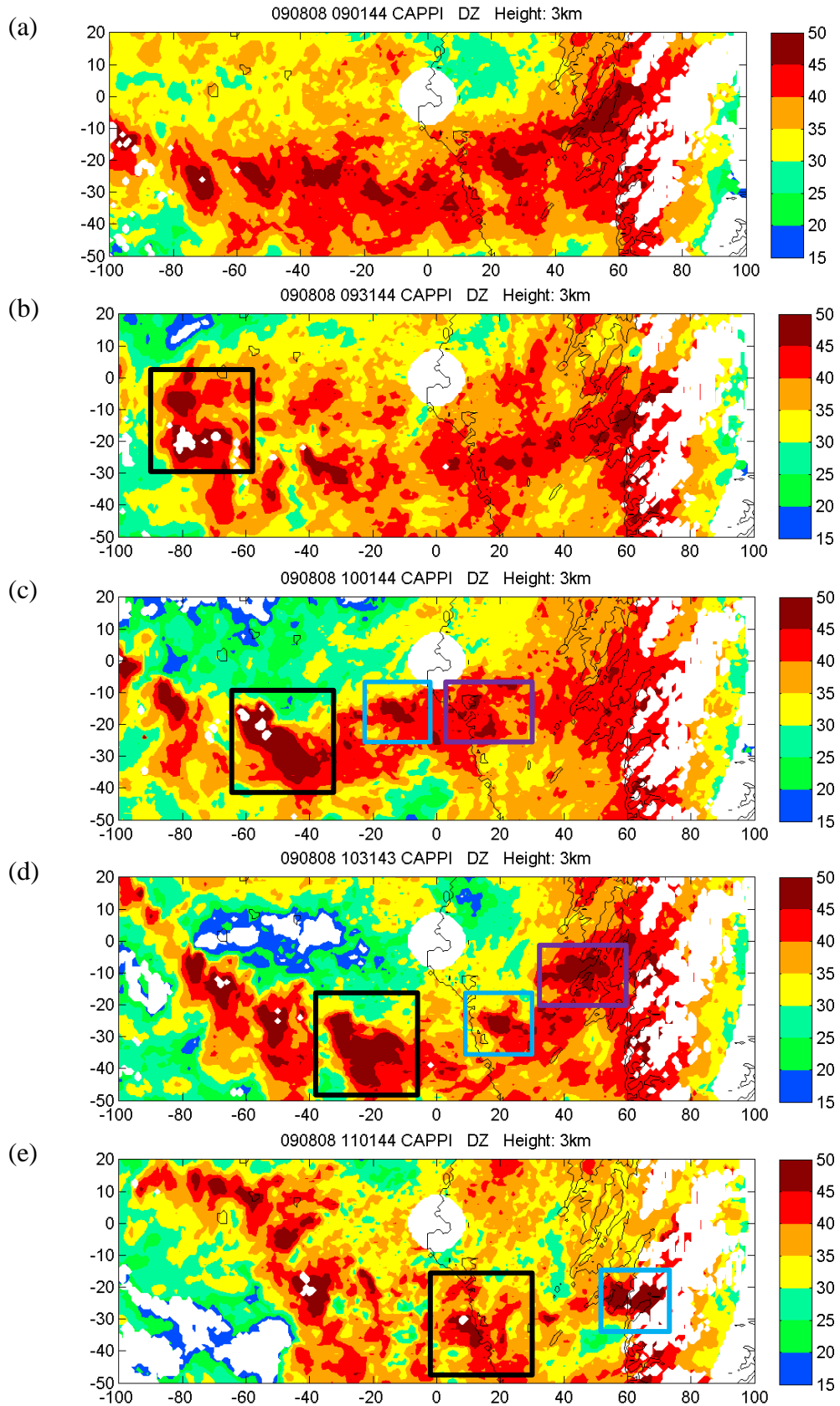


圖 4.5、七股雷達回波在 3 公里高度等高面水平分布，自 8 月 8 日 0901 至 1101UTC，時間間隔為半小時，以七股雷達為原點。圖中紫色框為 4.4 節所討論的對流胞 A 位置，藍色框為對流胞 B 位置，黑色框為對流胞 C 位置。

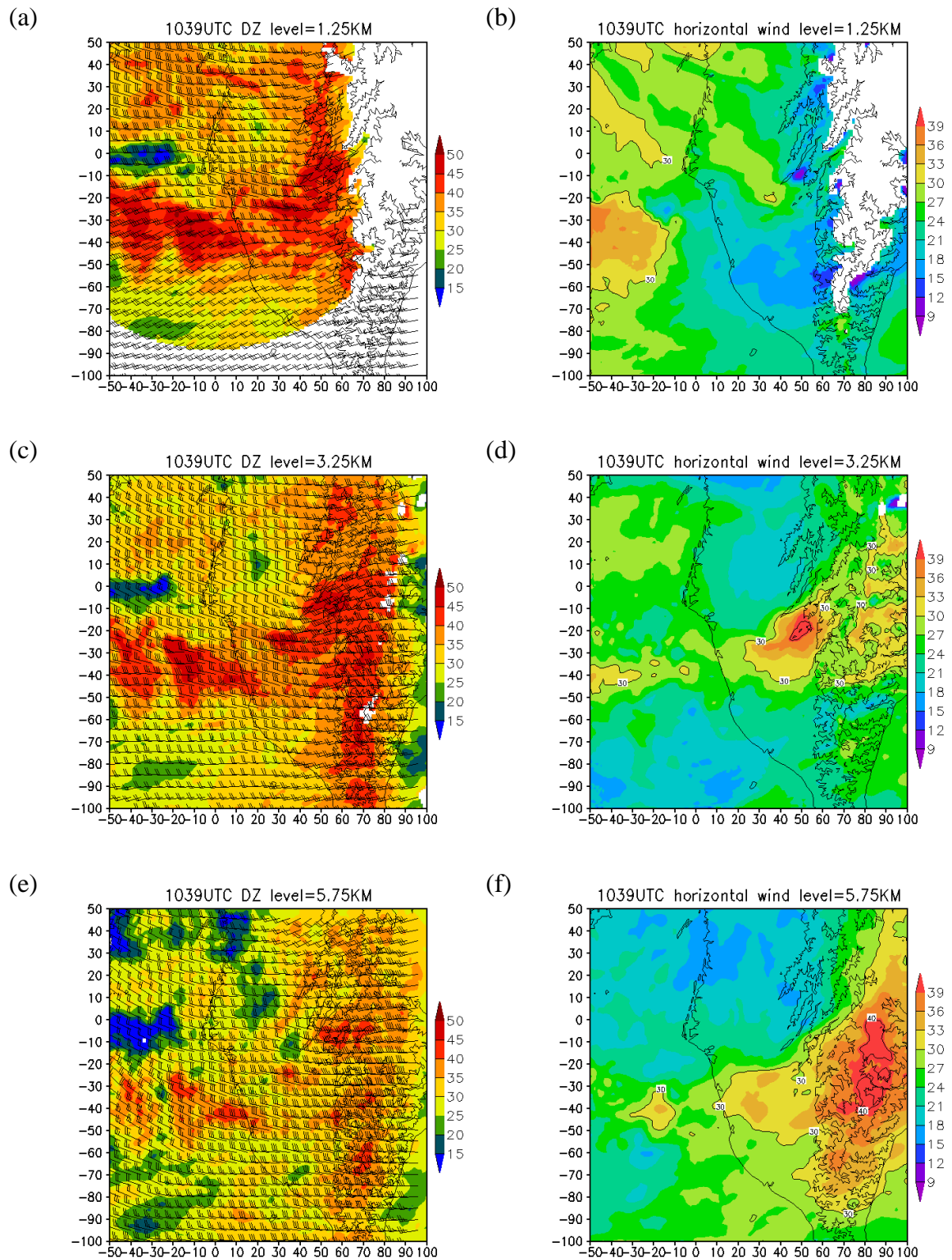


圖 4.6、8 月 8 日 1039UTC 風場合成結果。由上到下分別為 1.25、3.25 及 5.75 公里高度面，(a)、(c)及(e)為回波與風場，風標長、短劃線分別為 5、10m/s；(b)、(d)及(f)則是水平風速(m/s)。

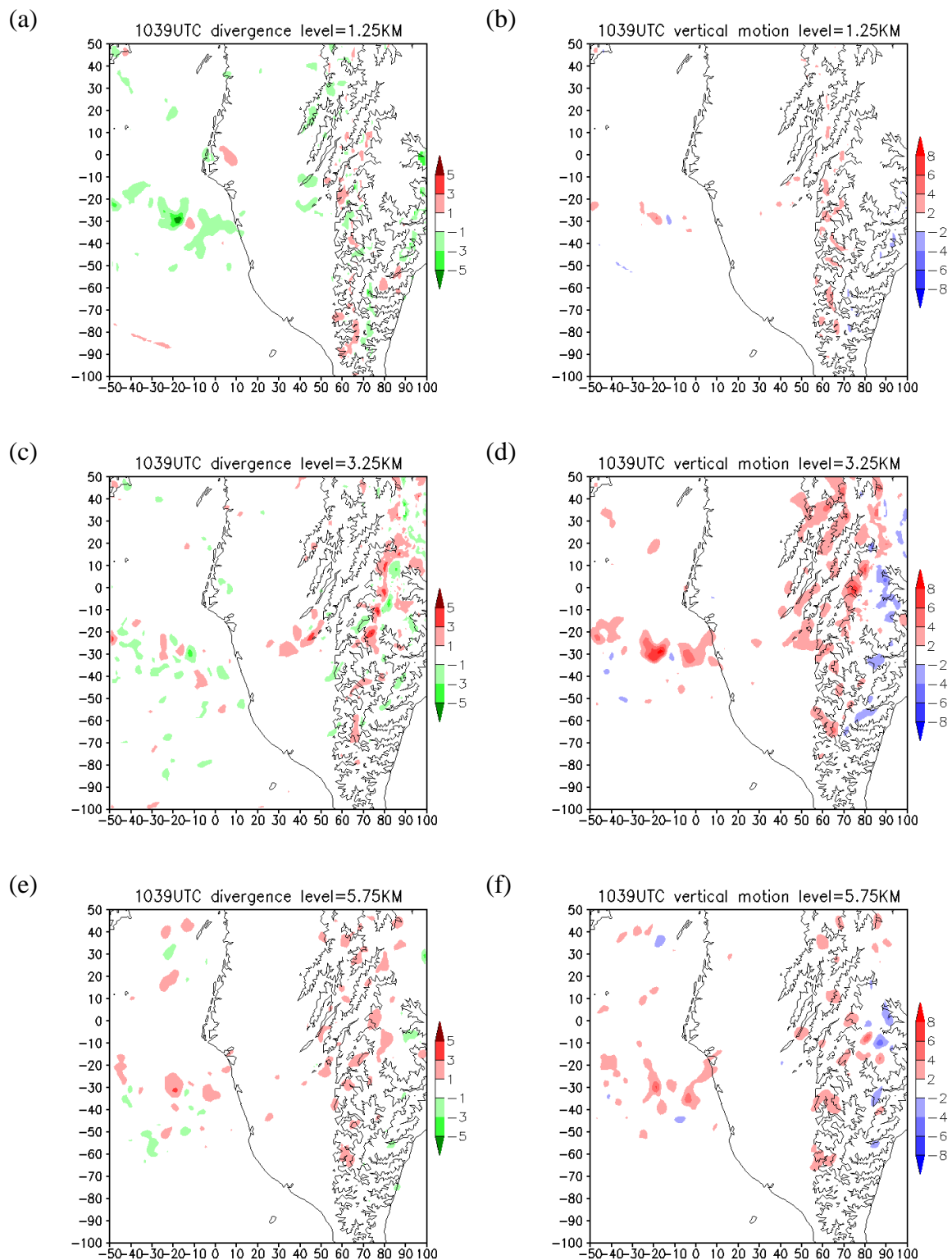
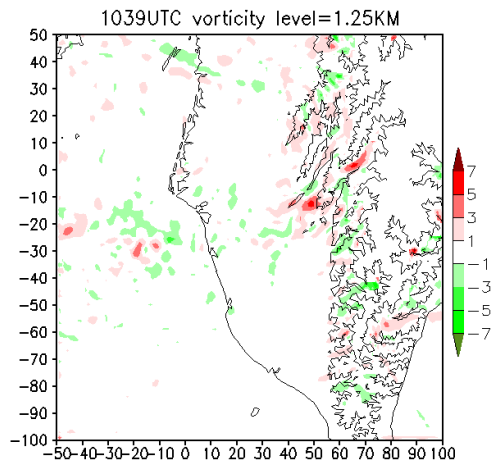
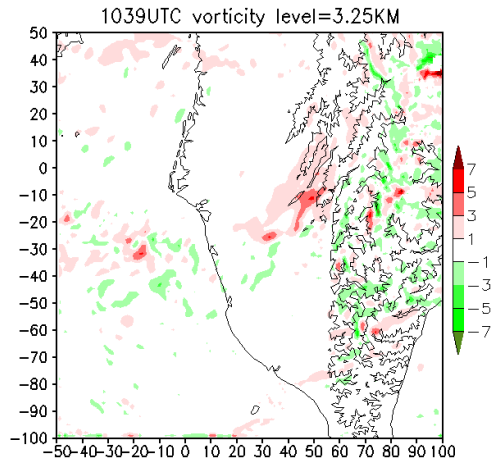


圖 4.7、8 月 8 日 1039UTC 輻散場與垂直速度分布。由上到下分別為 1.25、3.25 及 5.75 公里高度面，(a)、(c)及(e)為輻散場(10^{-3}s^{-1})；(b)、(d)及(f)則是垂直速度(m/s)。

(a)



(b)



(c)

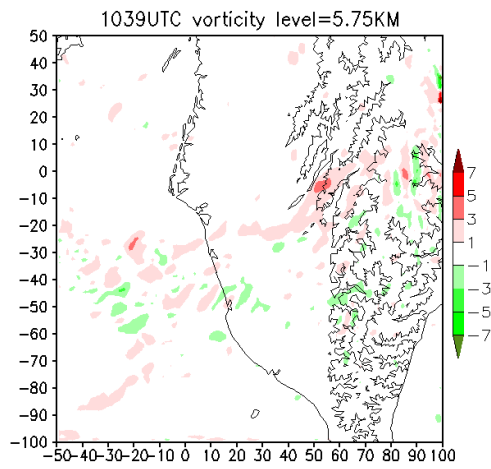


圖 4.8、8 月 8 日 1039UTC 垂直渦度分布(10^{-3}s^{-1}), (a)至(c)分別為 1.25、3.25 及 5.75 公里高度面。

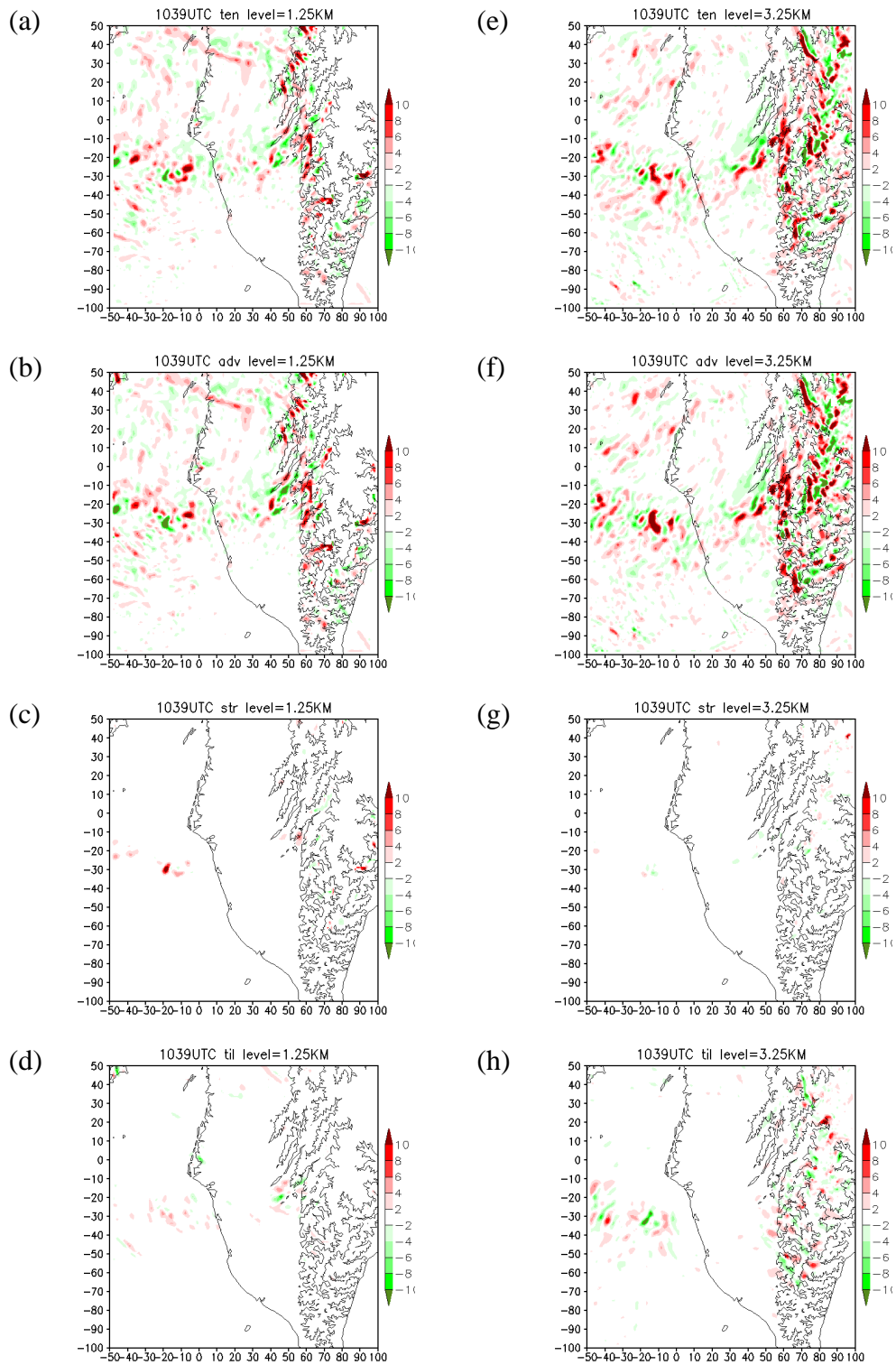


圖 4.9、利用 1039UTC 與 1046UTC 合成風場計算出的垂直渦度各項貢獻項(10^{-6}s^{-2})。(a)至(d)分別為 1.25 公里等高面的垂直渦度趨勢項、平流項、輻散項及傾側項，(e)至(h)如第一行，但為 3.25 公里等高度面。

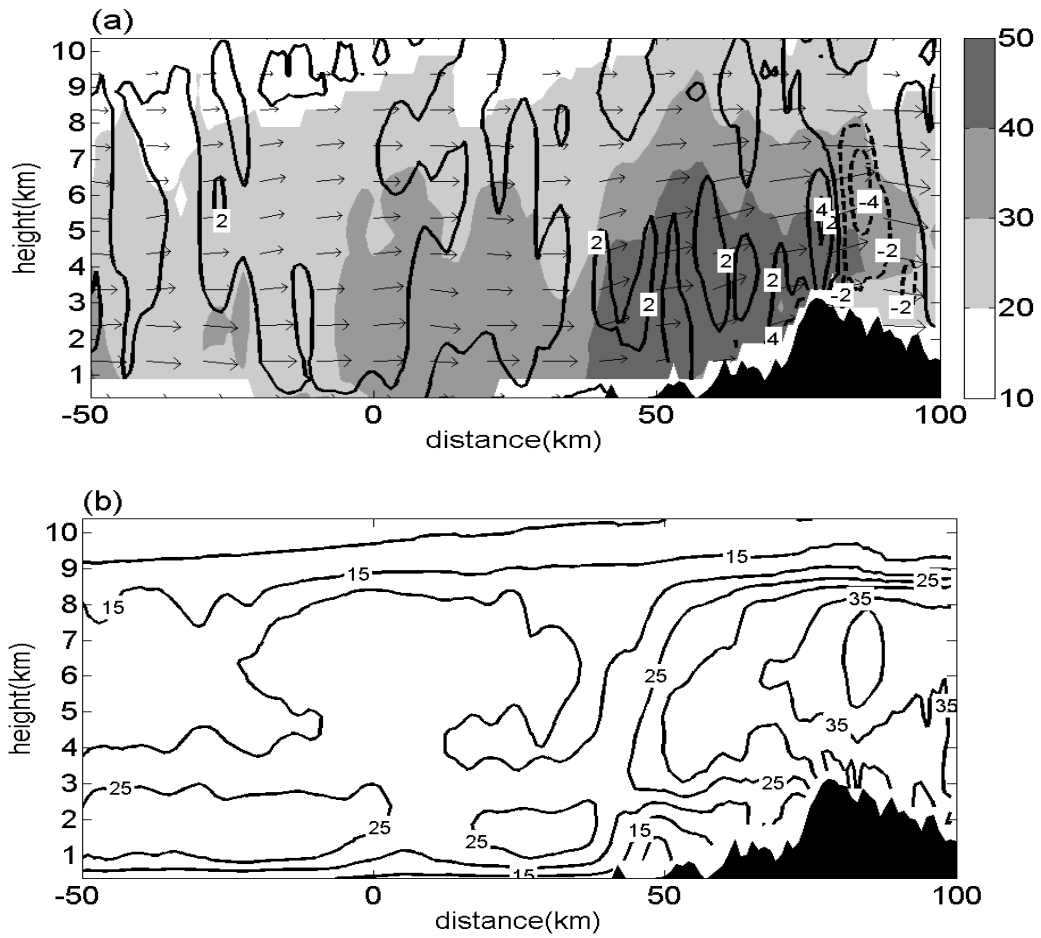
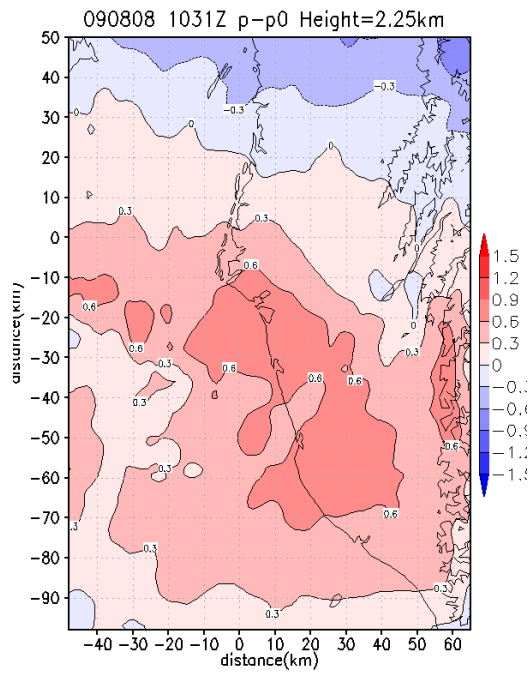
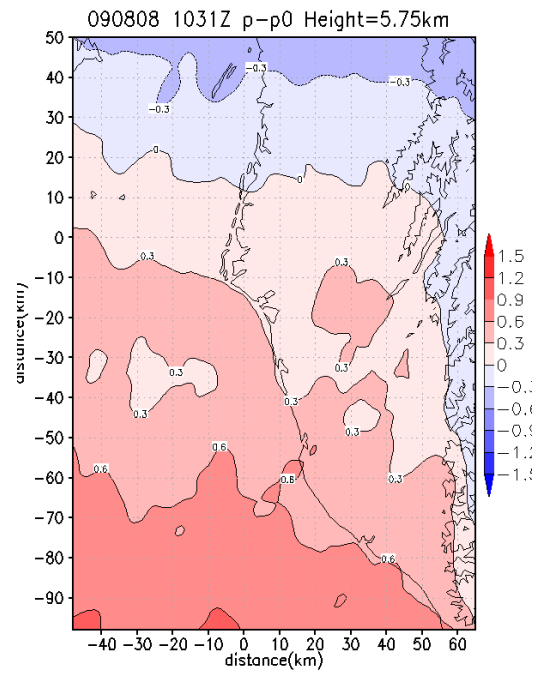


圖 4.10、1039UTC 在 $y=-40$ 公里東西向垂直剖面，左為西側，右為東側。(a)色塊為回波分布，向量場為 $u-w$ 分布，等值線為垂直速度。(b) u 方向風(即垂直山脈氣流)之分布。回波、垂直速度與 u 的間隔分別為 5dBZ、1m/s 及 5m/s。

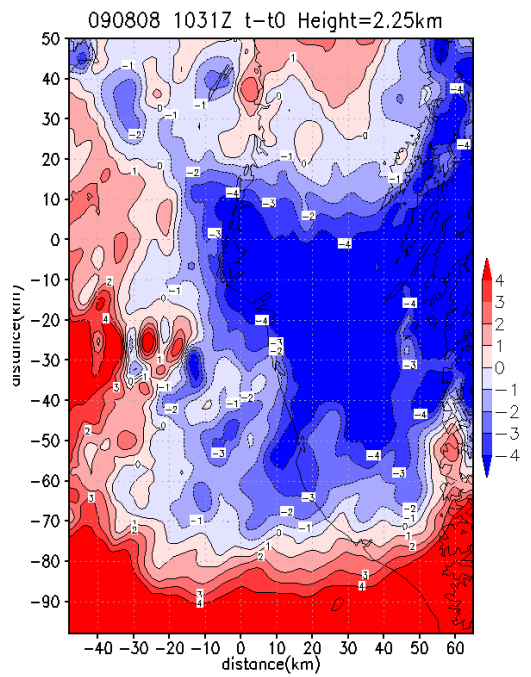
(a)



(b)



(c)



(d)

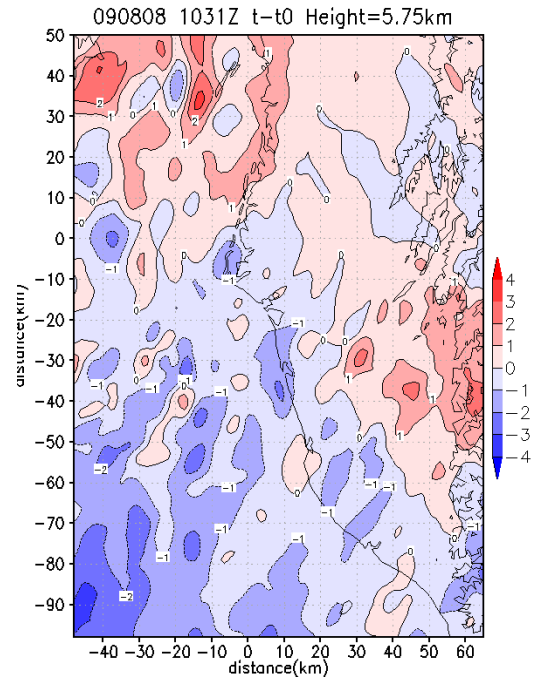
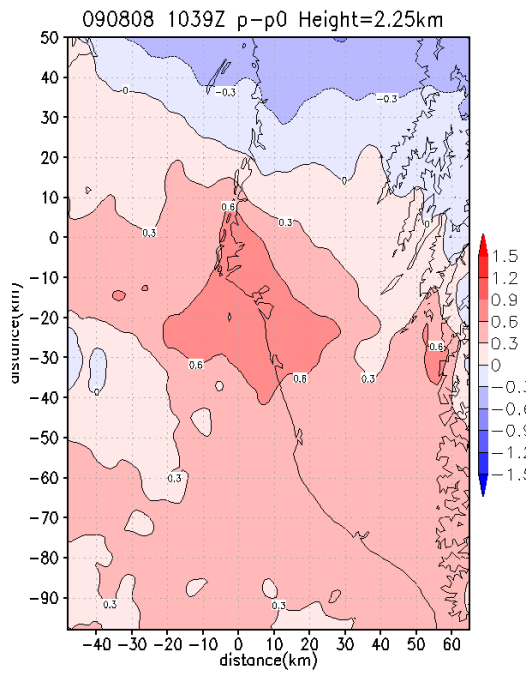
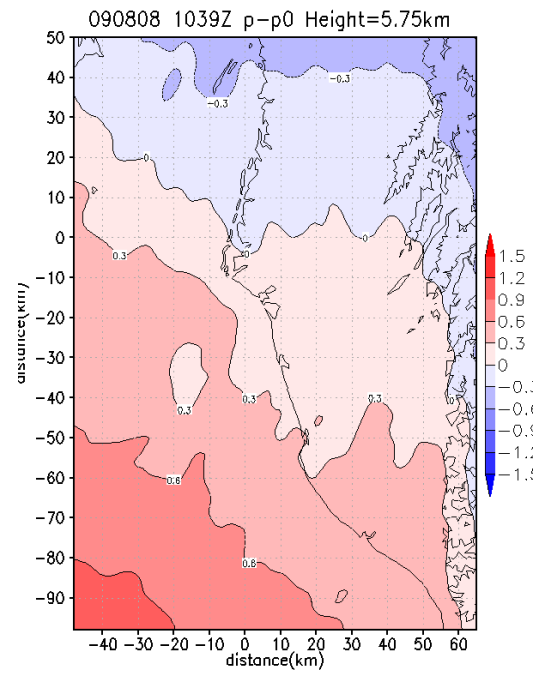


圖 4.11、1031UTC 擾動壓力與擾動溫度反演結果。左、右欄分別為 2.25 公里及 5.75 公里等高面。其中擾動壓力為標準化大氣壓力，無單位，擾動溫度以 K 為單位。

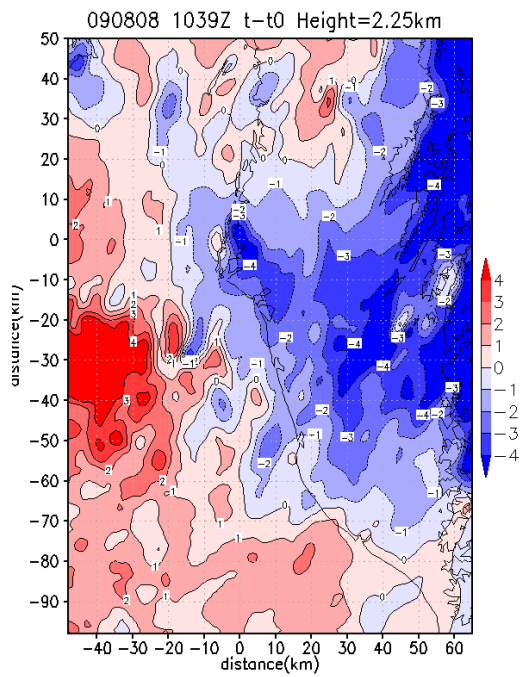
(a)



(b)



(c)



(d)

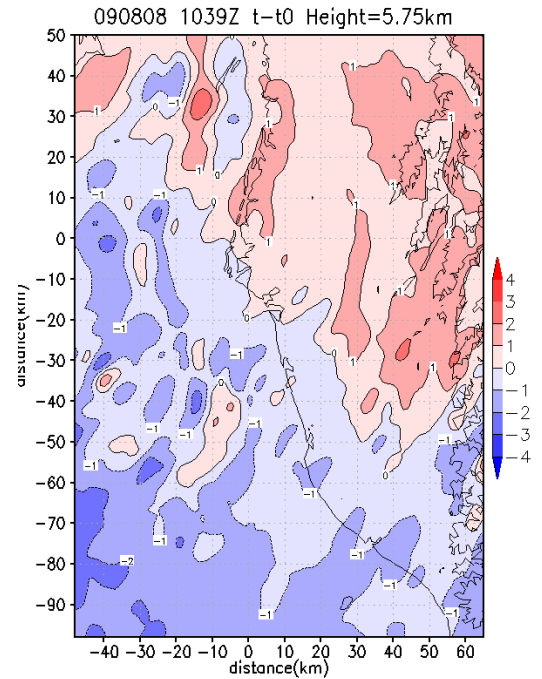
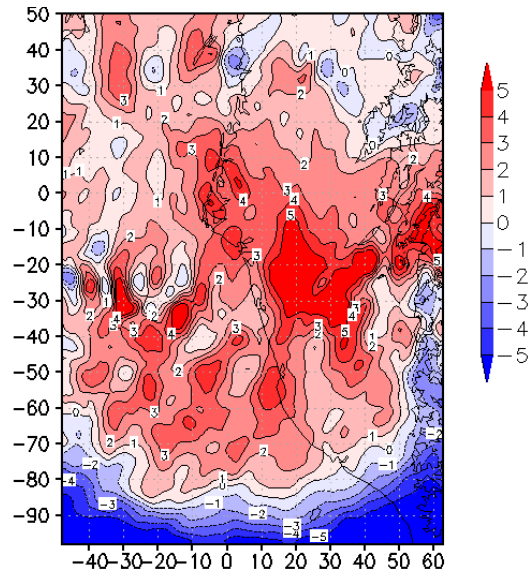


圖 4.12、與圖 4.10 同，但為 1039UTC。

(a)



(b)

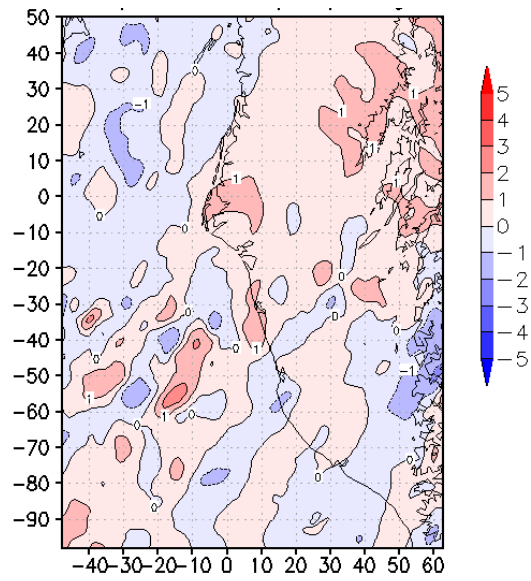


圖 4.13、8 月 8 日 1031UTC 與 1039UTC 擾動溫度差值，分別在(a)2.25 公里及 5.75 公里(b)等高面。

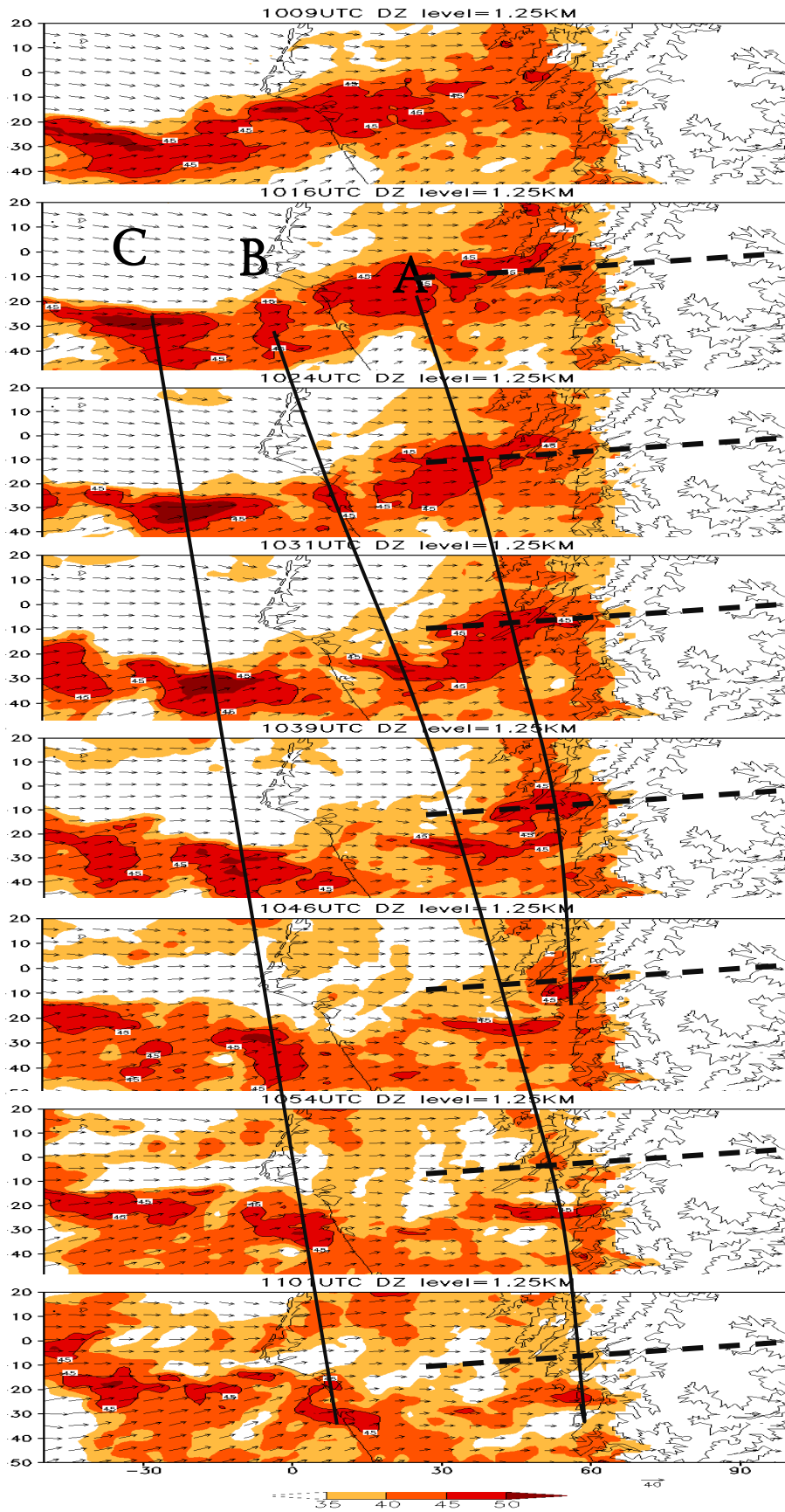


圖 4.14、七股雷達回波與水平風場 1009UTC 至 1101UTC 1.25 公里等高面分布。等值線為 45dBZ，粗虛線為對流胞 A 路徑。

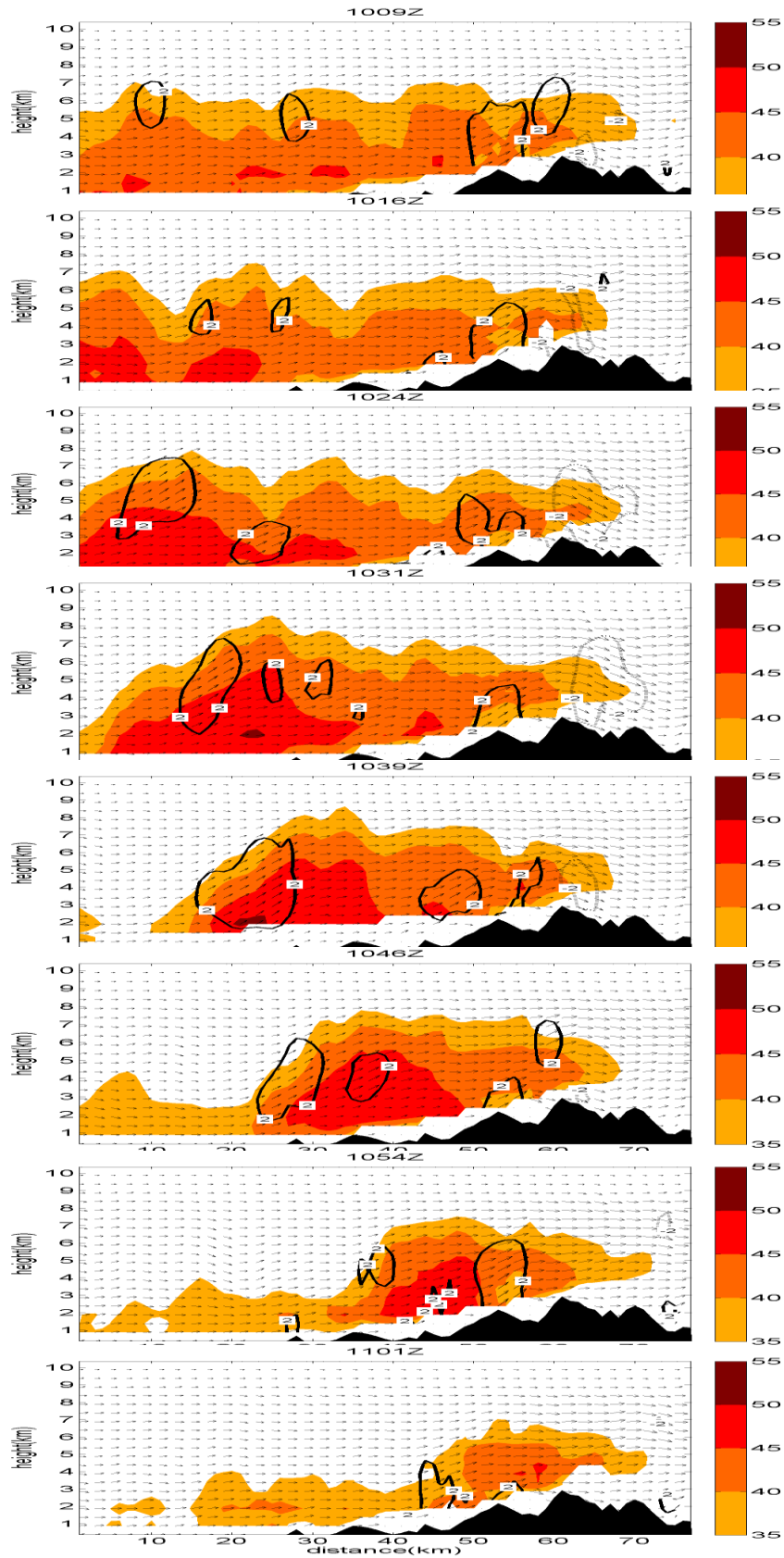
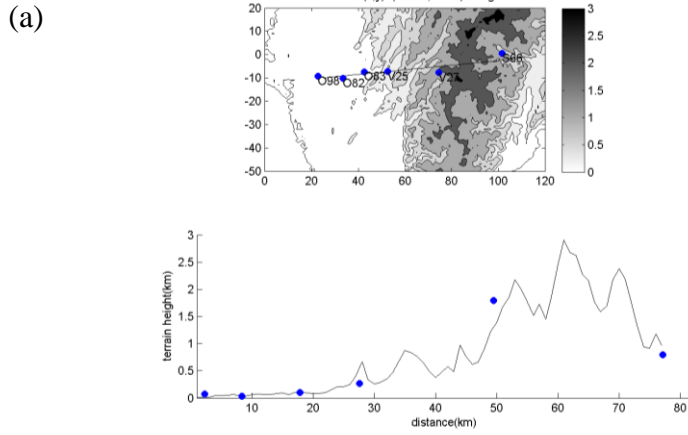
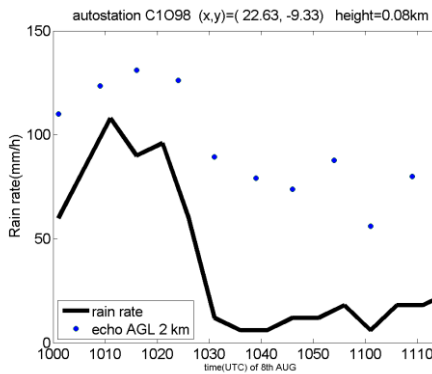


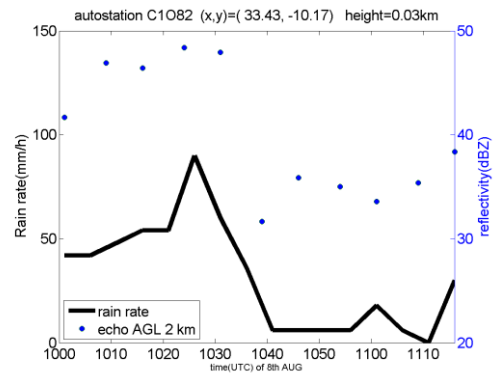
圖 4.15、圖 4.13 中對流胞 A 沿虛線路徑的回波與投影風場垂直剖面，時間從 1009 至 1101UTC。實線及虛線分別為垂直速度 2 及 -2m/s 等值線。



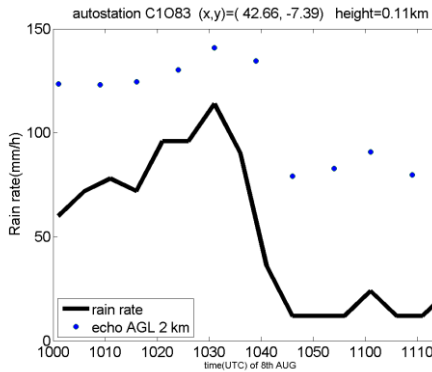
(b)
O98



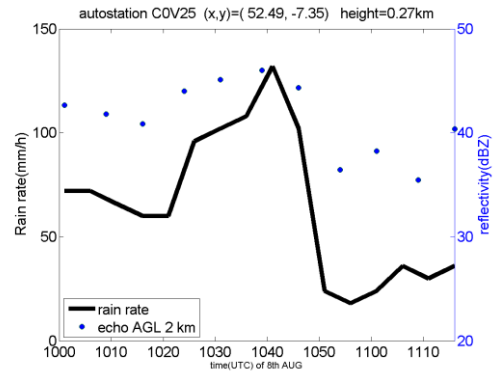
(c)
O82



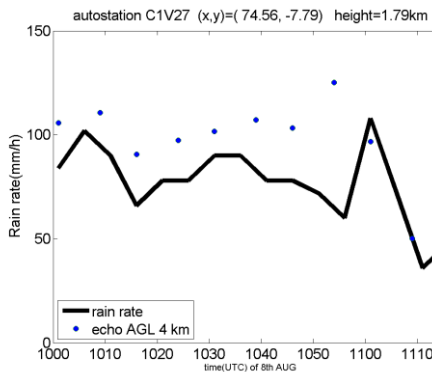
(d)
O83



(e)
V25



(f)
V27



(g)
S66

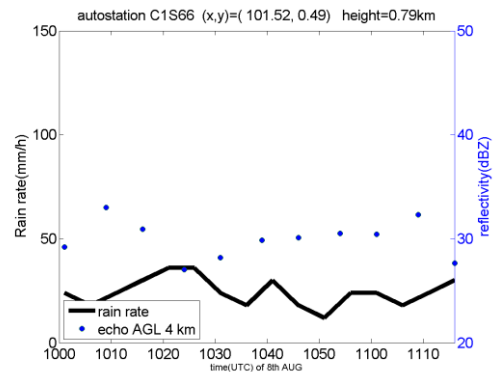


圖 4.16、(a)圖為圖 4.13 中對流胞 A 沿虛線路徑附近雨量站示意圖，下圖此路徑的海拔高度，圓點為此六個雨量站海拔高度示意。圖(b)至(g)在 8 月 8 日 1000 至 1120UTC 降雨強度(黑線)與地面以上 2 公里回波值(藍點)關係圖，圖(f)及(g)因資料缺乏取地面以上 4 公里回波值。

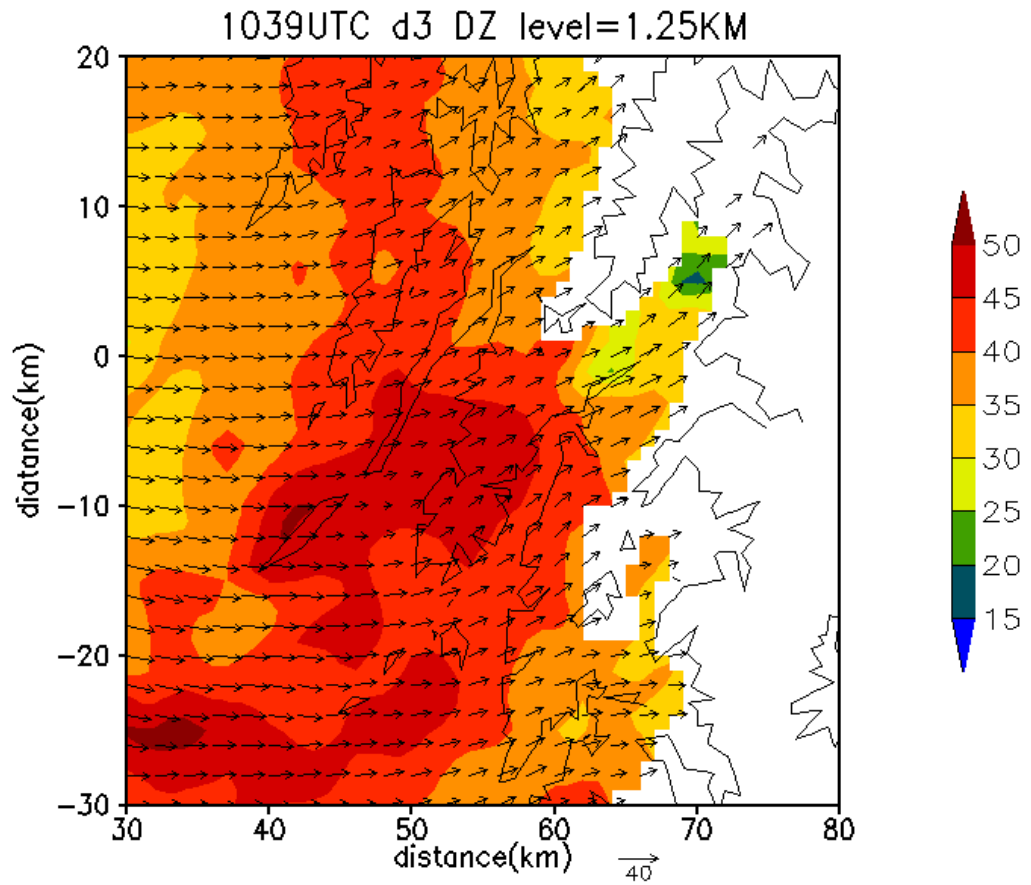


圖 4.17、8 月 8 日 1039UTC 1.25 公里高度面分析範圍北部山區之回波及合成風場。

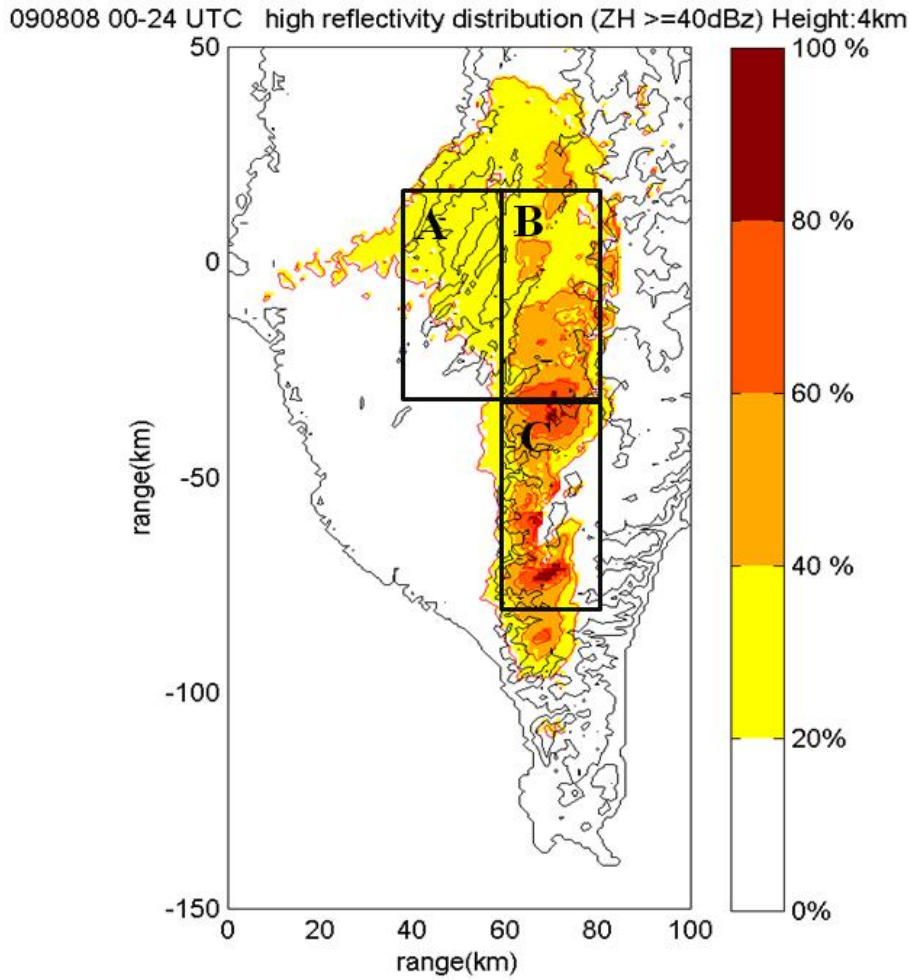
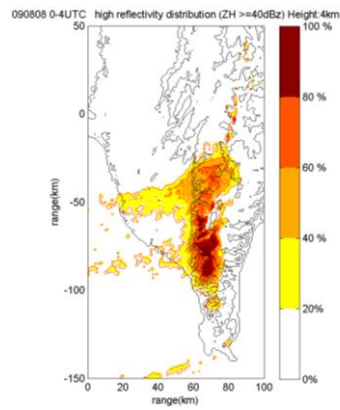
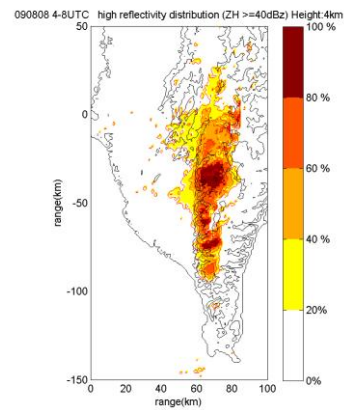


圖 5.1、七股雷達四公里平面(4km CAPPI)強回波頻率圖，統計 8 月 8 日 00 至 24UTC 全天 40dBZ 以上回波出現比例。等值線為地形高度。三個虛線方框為依強回波出現頻率分區，如 5.2.2 節。

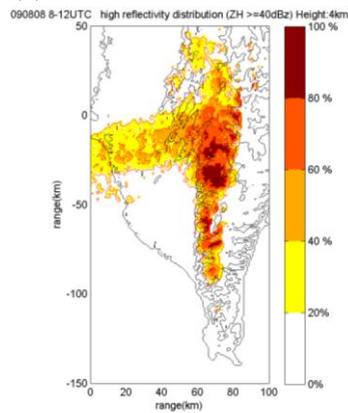
(a)00-04UTC



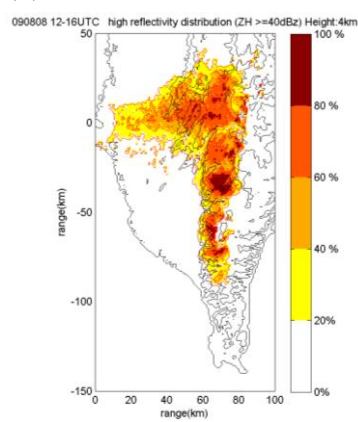
(b)04-08UTC



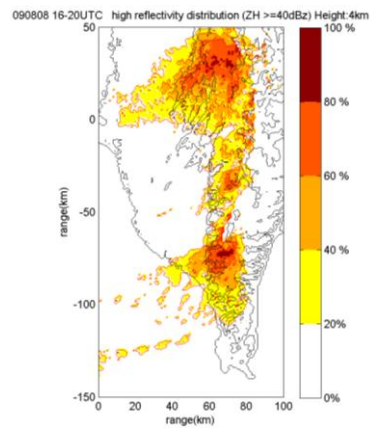
(c)08-12UTC



(d)12-16UTC



(e)16-20UTC



(f)20-24UTC

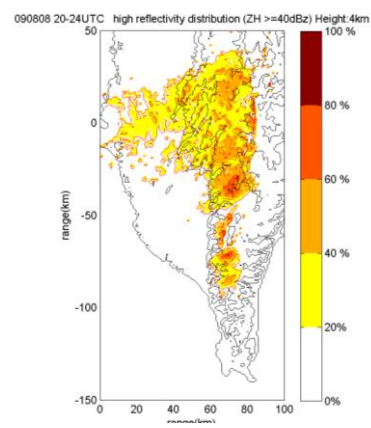
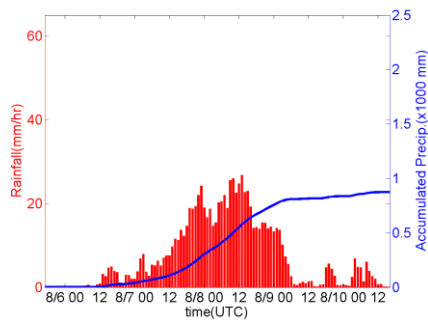
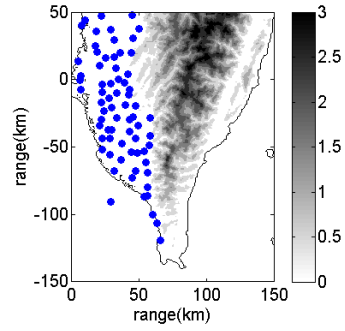


圖 5.2、七股雷達四公里平面(4km CAPPI)在雨帶進入時期每兩小時之間回波大於 40 dBZ 的次數比例圖。(a)04-06 UTC，(b)06-08 UTC，(c)08-10 UTC，(d)10-12 UTC，(e)12-14 UTC，(f)14-16 UTC。

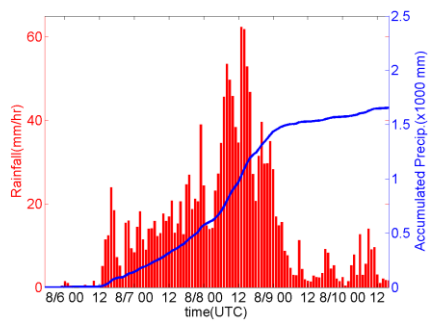
(a) 0 至 0.2km



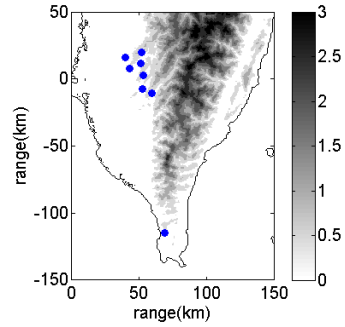
(b)



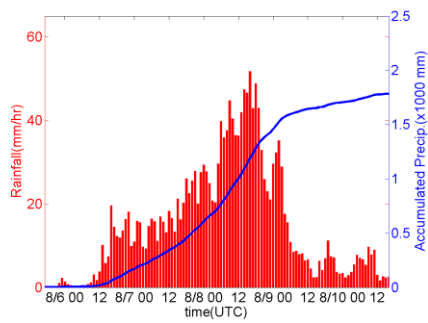
(c) 0.2 至 0.5km



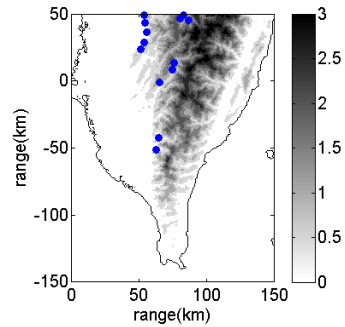
(d)



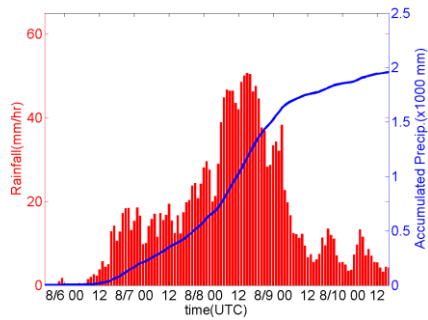
(e) 0.5 至 1km



(f)



(g) >1km



(h)

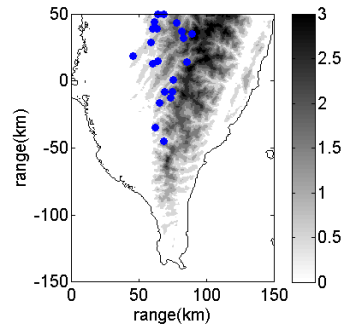
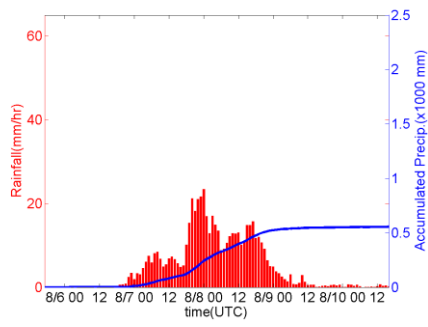
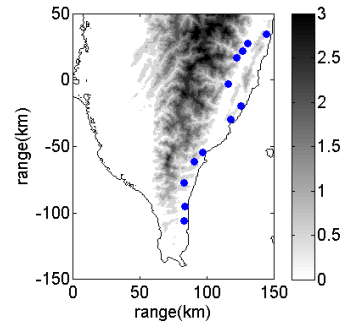


圖 5.3、迎風面雨量站依不同海拔高度的自 8/5 16UTC 至 8/10 16UTC 時雨量(紅色直方圖, mm/hr)與累積雨量(藍線, mm)隨時間變化。海拔高度分類為(a)、(b) 0 至 0.2km, (c)、(d) 0.2 至 0.5km, (e)、(f) 0.5 至 1 公里, (g)、(h) 1 公里以上。右欄為雨量站位置(藍點), 陰影為地形, 顏色越深地形越高。

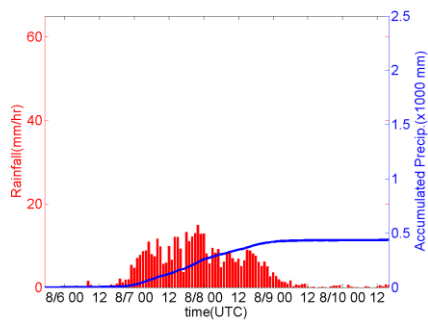
(a) 0 至 0.2km



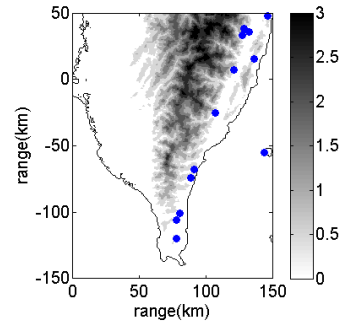
(b)



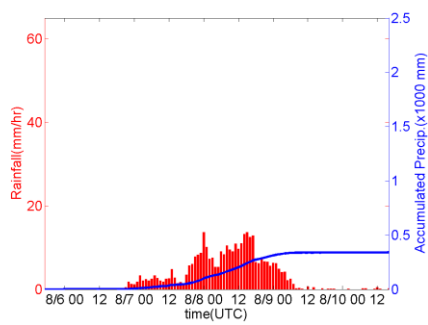
(c) 0.2 至 0.5km



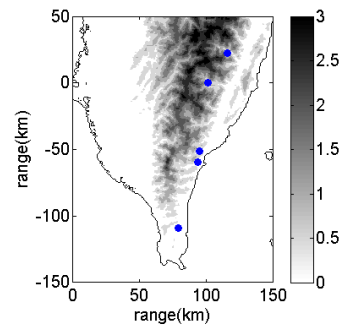
(d)



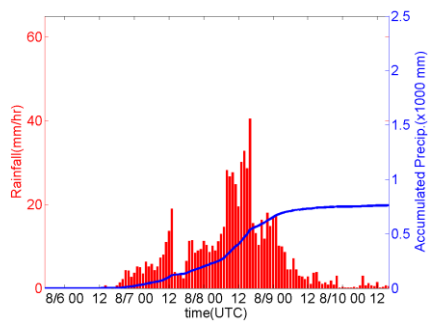
(e) 0.5 至 1km



(f)



(g) >1km



(h)

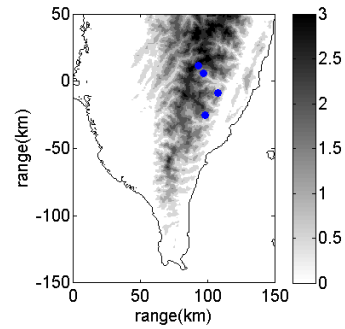


圖 5.4、圖 5.3 同，但為背風面。

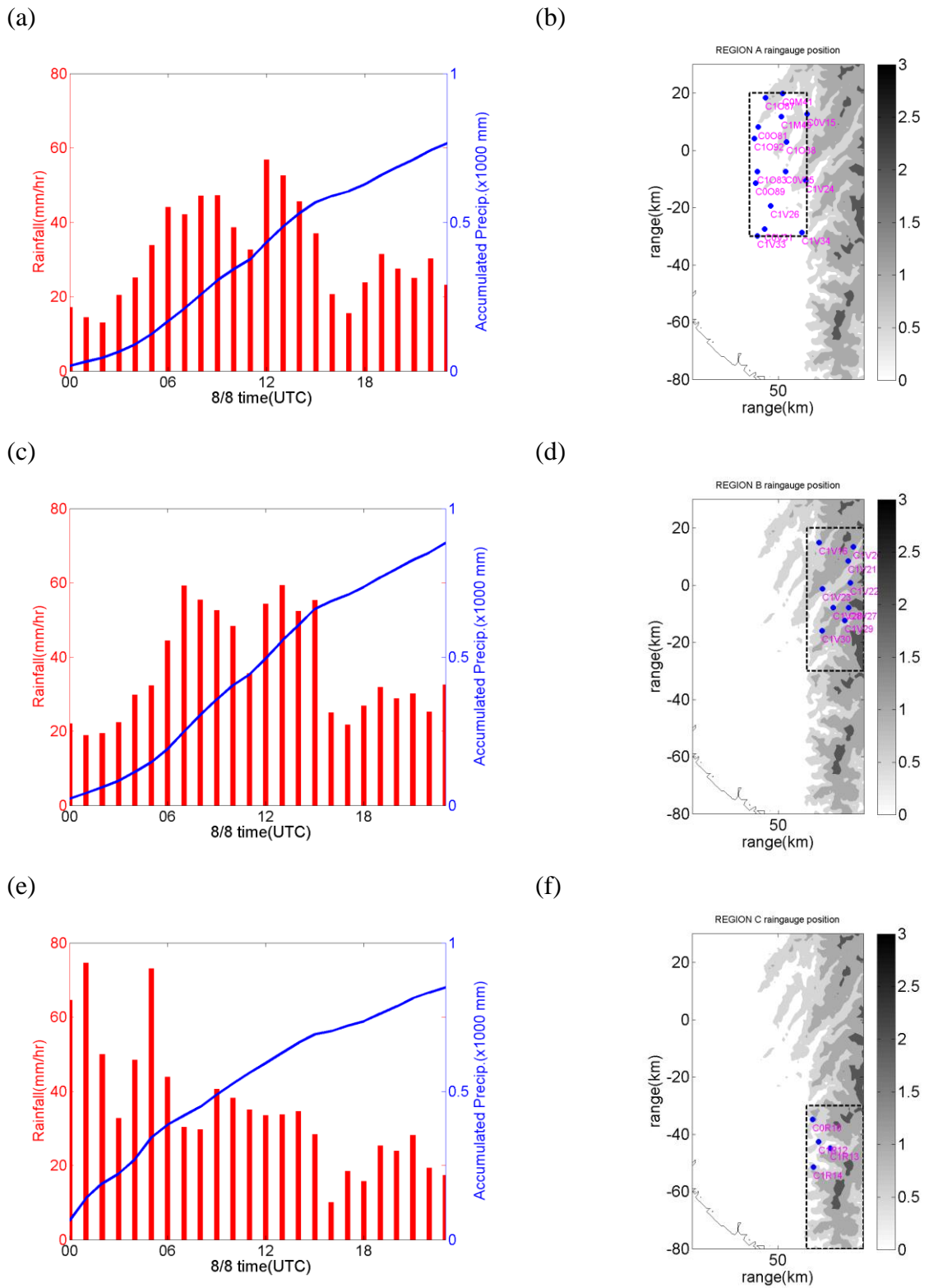
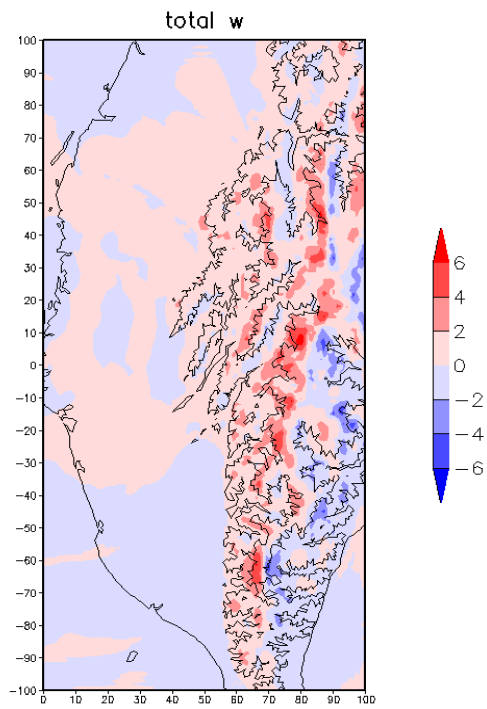


圖 5.5、依圖 5.1 中 A、B 及 C 三區在 8 月 8 日 00 至 24UTC 雨量站平均時雨量(mm/hr) 與平均累積雨量(mm)。其中 A、B 及 C 區測站數目分別為 15、9 及 4 個，雨量站分布位置如(b)、(d)及(f)。

(a)



(b)

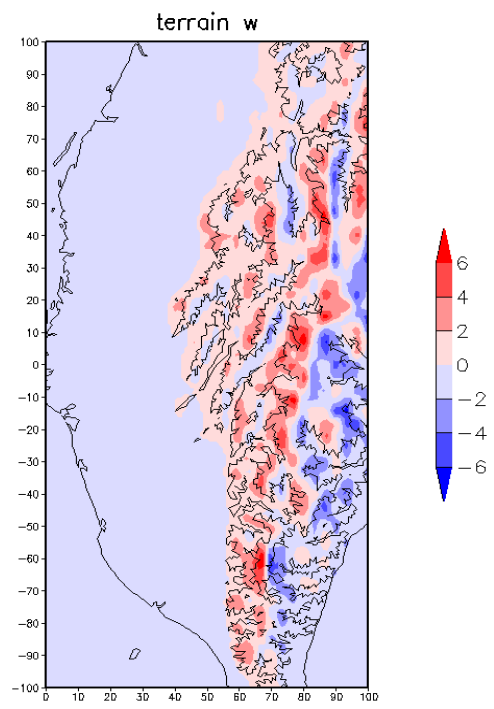


圖 5.6、8 月 8 日 1039UTC 合成風場，沿著地形最底層的垂直速度(a)，受地形抬升作用的垂直速度(b)，計算方法如(5.1)式，單位為 m/s。

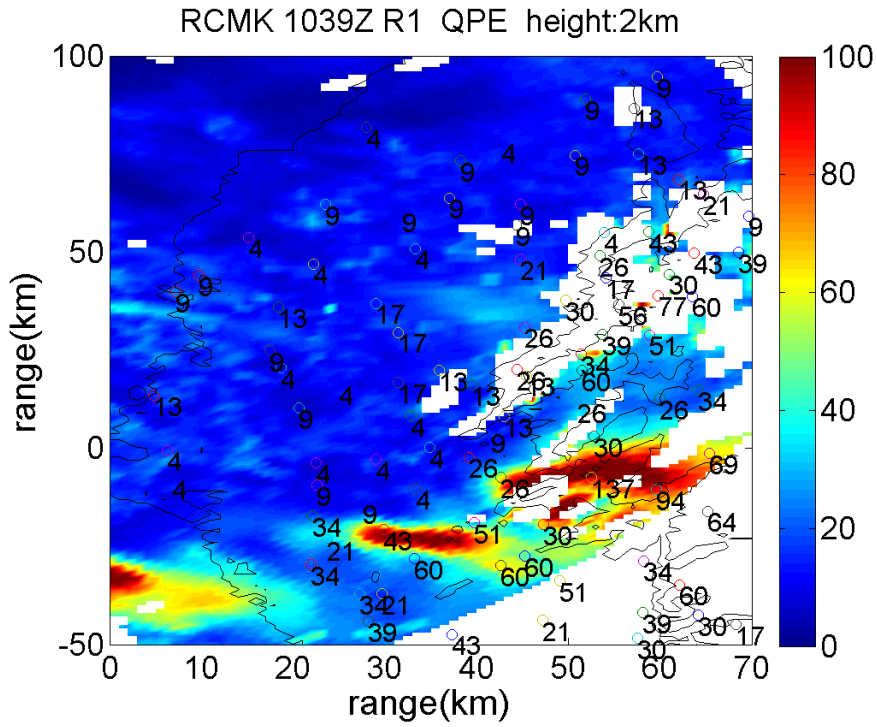


圖 5.7、1039UTC 時，利用馬公雷達偏極化參數以 R (KDP) 關係式估計的每小時累積降雨（色塊）和地面雨量站比較（數字）。等高線分別代表 0、200 和 500 公尺之地形高度。

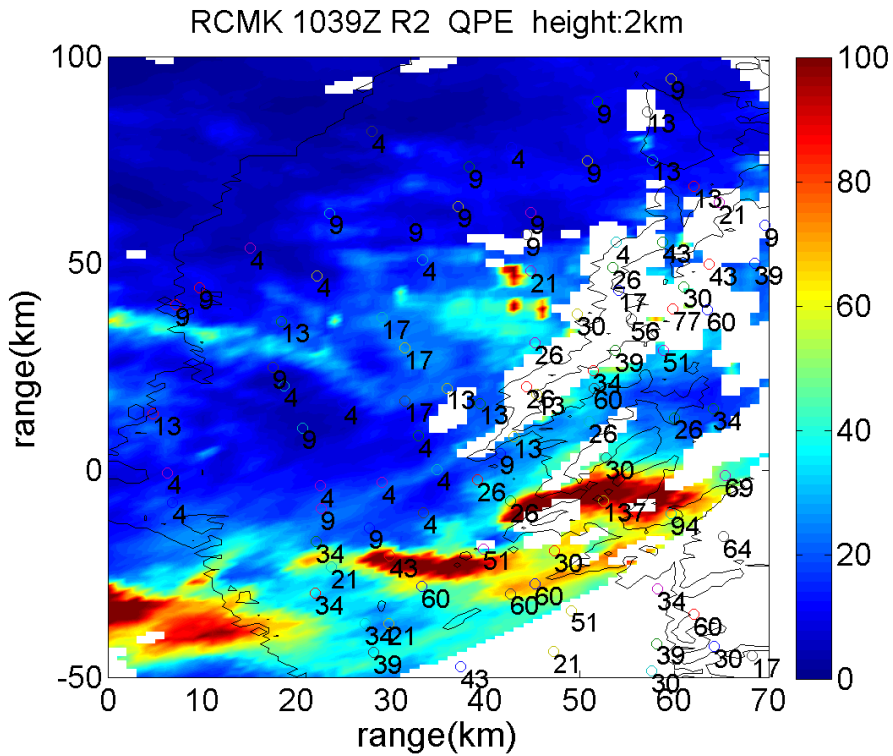


圖 5.8、同圖 5.7，但為利用馬公雷達偏極化參數以 R (ZH) 關係式。

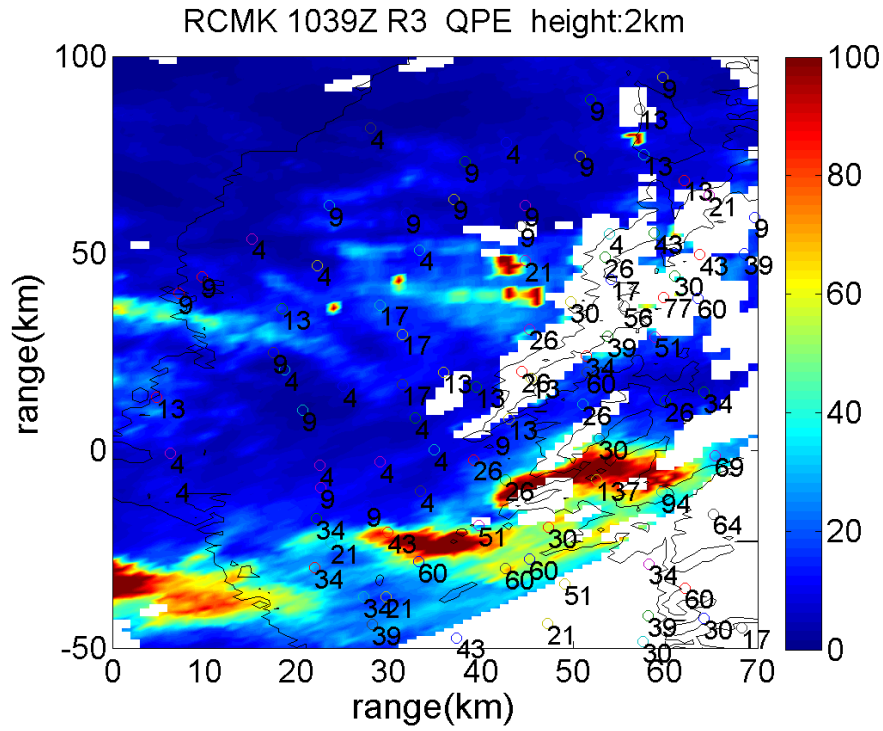


圖 5.9、同圖 5.7，但為利用馬公雷達偏極化參數以 R (ZH,ZDR) 關係式。

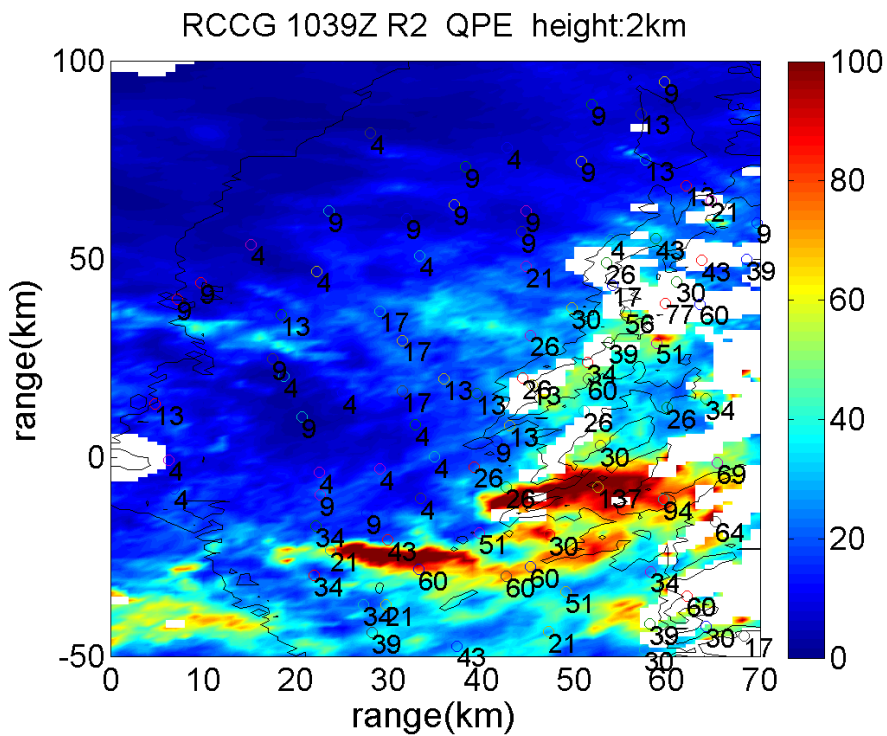


圖 5.10、同圖 5.7，但為利用七股雷達以 R (ZH) 關係式。

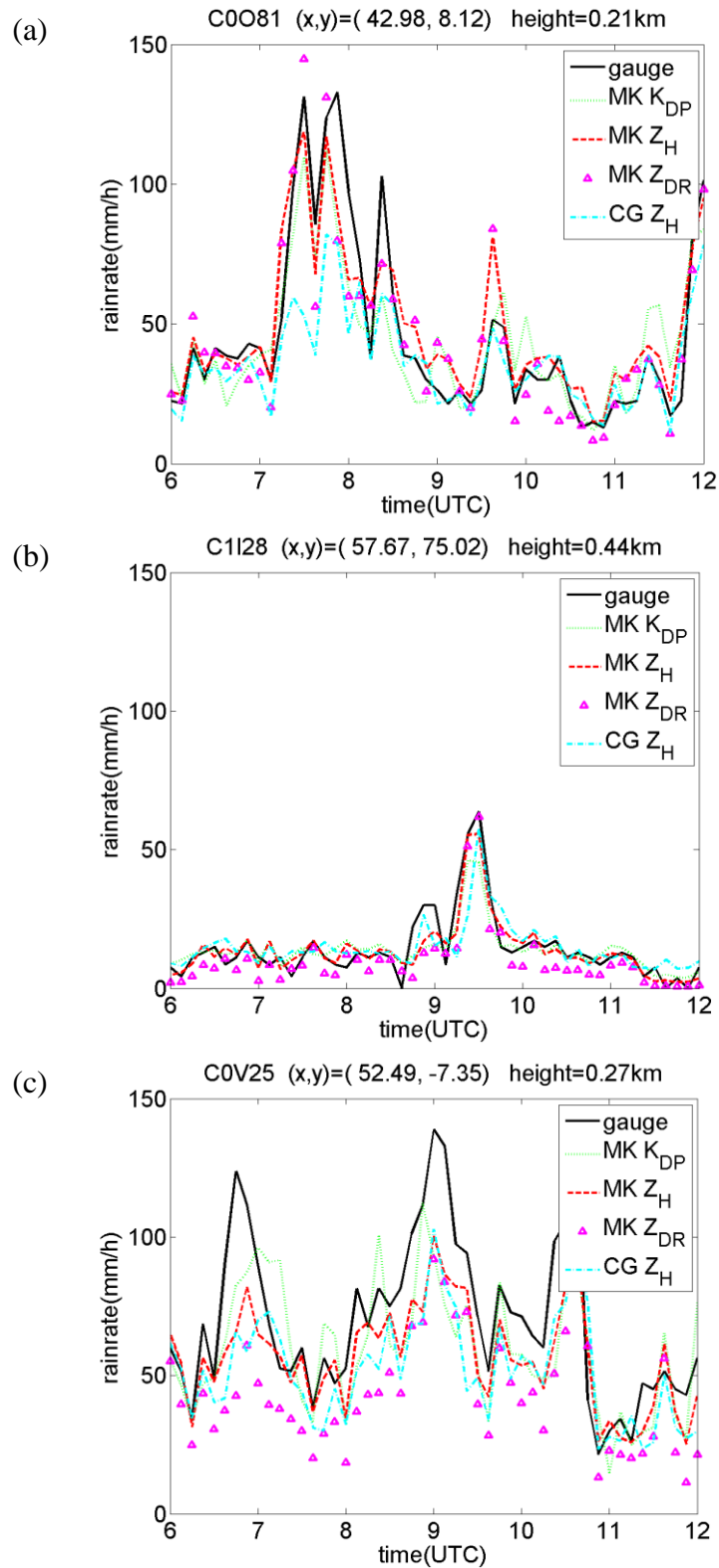


圖 5.11、利用不同偏極化參數估計降雨公式估計 06 至 12UTC 共六小時逐時降雨量與實際觀測比較。黑線為雨量站觀測值，綠線、紅虛線、三角形及青色虛線分別代表利用 R(KDP)、馬公雷達 R(ZH)、R(ZH,ZDR)及七股雷達 R(ZH)所計算得到的結果。(a)、(b)及(c)測站分別為台南市曾文站(C0081)、南投縣埔中站(C1128)及高雄市表湖站(C0V15)。

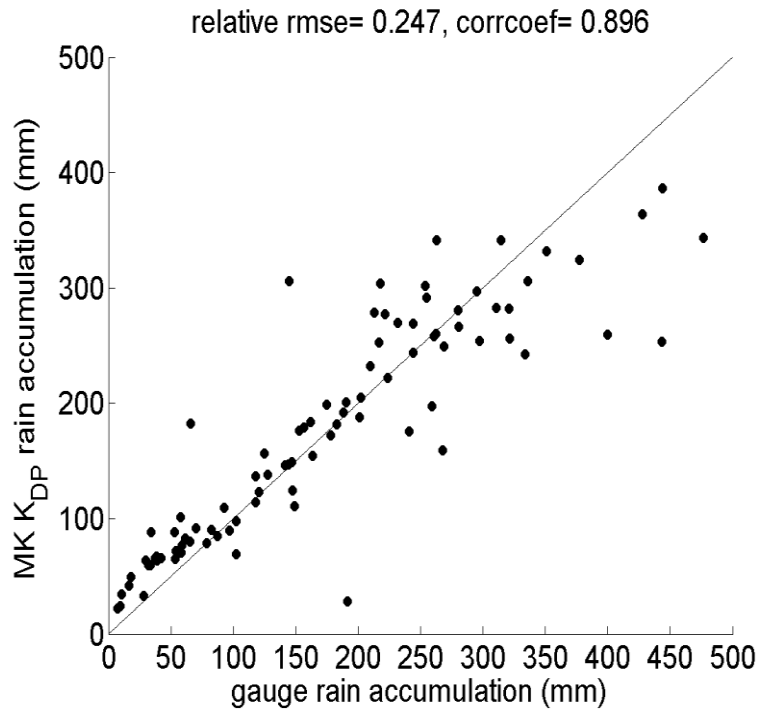


圖 5.12、利用馬公雷達偏極化參數以 R (KDP) 關係式估計 06 至 12UTC 共六小時累積降雨量(縱軸)與地面雨量站(橫軸)比較。相對均方根誤差為 0.247，相關係數為 0.896。黑線為 $x=y$ 之輔助線。

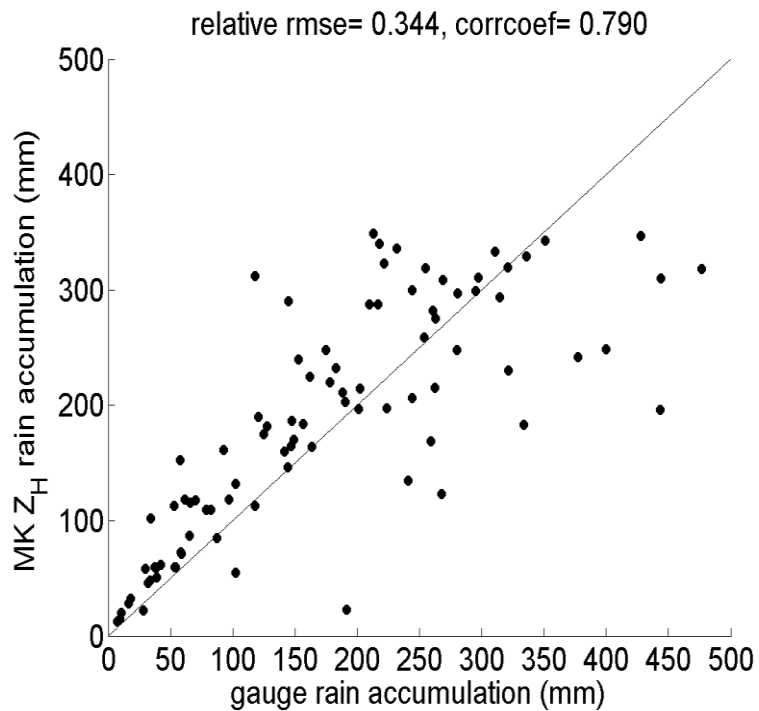


圖 5.13、如圖 5.12，但為利用馬公雷達偏極化參數以 R (ZH) 關係式。相對均方根誤差為 0.344，相關係數為 0.79。

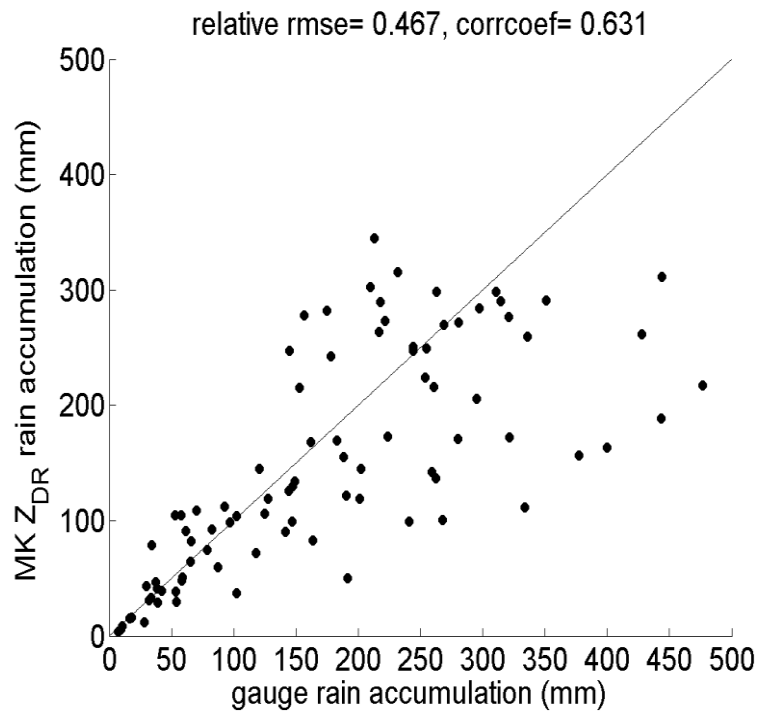


圖 5.14、如圖 5.12，但為利用馬公雷達偏極化參數以 R (Z_H,Z_{DR}) 關係式。相對均方根誤差為 0.467，相關係數為 0.631。

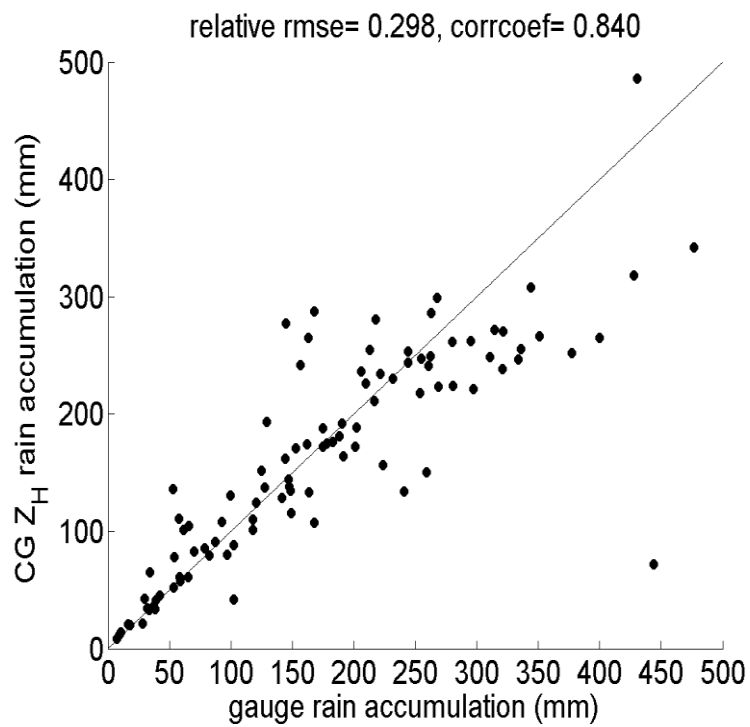


圖 5.15、如圖 5.12，但為利用七股雷達偏極化參數以 R (Z_H) 關係式。相對均方根誤差為 0.298，相關係數為 0.840。