

國立中央大學

大氣物理研究所  
碩士論文

台灣北部初秋豪雨個案之降雨特性研究

研究生：馮雅茜

指導教授：廖宇慶 博士

陳台琦 博士

中華民國九十六年七月



# 國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(95 年 7 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)

- (  )**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： \_\_\_\_\_  
(  )**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： 馮雅茜 學號： 946201016

論文名稱： 台灣北部初秋豪雨個案之降雨特性研究

指導教授姓名： 廖宇慶 教授、陳台琦 教授

系所： 大氣物理 所  博士班  碩士班

日期：民國 96 年 7 月 19 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://blog.lib.ncu.edu.tw/plog/> 碩博士論文專區查閱下載。
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。

# 台灣北部初秋豪雨個案之降雨特性研究

## 摘要

本文主要探討 2006 年 9 月 10 日北台灣初秋豪雨個案之降雨特性，當日最大累積雨量為竹子湖測站的  $556 \text{ mm day}^{-1}$  (已達超大豪雨)，降雨主要集中在 06-12 UTC。研究中利用中央大學雙偏極化雷達和五分山雷達進行中尺度分析，討論降雨之時空分布特徵、可能機制與微物理特性。

綜觀天氣主要受到大陸性高壓與台灣南方外海之低壓產生的共伴環流所影響，大陸性高壓出海與高層轉為西風，屬於初秋的氣候特性。

中尺度水平方向的雷達回波具有多種樣貌，系統自東向西移動，並由南北走向聚集後轉為東西走向。統計結果顯示強回波主要集中於三區：台灣東北部外海、大屯山區以及淡水河口附近，此三區皆存在有利的環境因子，分別為：綜觀環境高、低壓的風場輻合，地形上坡增強，穿過台北盆地之東風與環境東北風的輻合。

雙偏極化雷達顯示降水系統主要由層狀和發展不深的對流組成，而這些淺對流被嵌於層狀系統之間，利用雙偏極化雷達反演雨滴粒徑再配合風場資訊整理出一個雲物理的概念模式，長時間存在的層狀區持續提供融解後的水滴給低層，地形迎風坡或對流區有較大的上升速度，利於凝結使得小雨滴個數增多，可能有類似種雲餵雲的加強機制，且大  $Z_{DR}$  集中在低層，降水可能以碰撞結合為主。

# **The precipitation characteristics of autumn torrential rainfall event in northern Taiwan**

## **Abstract**

Precipitation characteristics of the torrential rainfall event on 10<sup>th</sup> Sep. 2006 in northern Taiwan will be discussed in this thesis. The maximum daily accumulated rainfall was 556 mm at Zhuzihu. The heaviest rainfall took place during 06-12UTC. The data collected by NCU dual-polarimetric radar and RCWF radar are mainly used to analyze mesoscale features, such as space-time distribution of precipitation, possible mechanisms, as well as microphysics characteristics.

In synoptic scale, a continental high in China and a low locating on Bashi Channel influenced Taiwan. They caused a low level convergent zone in the north-eastern area of Taiwan. Because the continental high moved out of China and it turned to westerly on high level, the climate character was categorized to early autumn.

The horizontal reflectivity patterns were diverse. Convections moved from east to west. Statistic result shows that the strong reflectivity dispersed to three areas, northeastern sea of Taiwan, Mt. Datun and Tamsui River estuary. The environment provided favorable conditions for these precipitation systems, such as convergence and terrain upslope enhancement.

From dual-polarization data, shallow convections were embedded in large and long-lasting stratiform system.  $Z_{DR}$  was increasing as height decreasing. Within near saturated environment, the bigger drops in lower level indicated that precipitation may be enhanced by collision and coalescence. Using dual-polarization radar data to retrieve raindrop size distribution, and combining kinematics analysis, we could prescribe a simple microphysics conceptual model. The long-lasting stratiform system continuously provided droplets to low level convections in a wide spread region. Wherever there is more upward motion, more vapor would condense. A wider spread of DSD set up the stage of seeder-feeder mechanism.

# 目錄

中文摘要	.....	I
英文摘要	.....	II
目錄	.....	III
圖表說明	.....	V
<b>第一章</b>	<b>緒論</b>	
1-1	研究動機.....	1
1-2	文獻回顧.....	1
1-3	研究目的.....	4
<b>第二章</b>	<b>資料來源與分析方法</b>	
2-1	資料來源.....	5
	2-1-1 五分山都卜勒雷達.....	5
	2-1-2 中央大學雙偏極化雷達.....	5
2-2	雷達資料分析方法.....	7
	2-2-1 風場合成.....	7
	2-2-2 雙偏極化雷達資料處理流程.....	8
	2-2-3 水象粒子分類方法.....	9
	2-2-4 反演雨滴粒徑分布.....	10
<b>第三章</b>	<b>個案簡介</b>	
3-1	雨量時空分布.....	13
3-2	綜觀環境特徵.....	14
	3-2-1 地面及高空天氣圖分析.....	14
	3-2-2 探空資料分析.....	16
<b>第四章</b>	<b>中尺度降水特徵</b>	
4-1	回波系統隨綜觀天氣之變化.....	18
4-2	中尺度水平結構特徵.....	19
4-3	強回波的統計分析.....	20
	4-3-1 Hovmöller diagram.....	20
	4-3-2 強回波的時空分布.....	21
	4-3-3 $Z_{DR}$ 的時空配置.....	23
4-4	強回波空間分布的可能原因.....	23
4-5	回波之型態特徵.....	25

<b>第五章</b>	<b>雲物理特性討論</b>	
5-1	中尺度垂直結構特性.....	27
5-2	層狀區—融解層特性.....	28
5-3	發展不深的淺對流.....	29
5-4	CFAD 分析.....	30
5-5	層狀區和淺對流的交互作用.....	31
<b>第六章</b>	<b>結論與未來展望</b>	
6-1	結論.....	34
6-2	未來展望.....	35
參考文獻	.....	36
附表	.....	42
附圖	.....	46
附錄	.....	88

## 圖表說明

表 1.1	2006 年下半年台灣北部大雨以上之測站日降雨量( $\text{mm day}^{-1}$ )，9 月 10 日出現明顯的強降雨事件。.....42
表 2.1	2006 年 9 月 10 日中央大學雷達所執行的五種掃描策略。.....43
表 2.2	中央大學的雙偏極化雷達參數。.....43
表 2.3	NCAR 水象粒子分類法依液相、冰相、混相和非水象粒子分為十七個種類。.....44
表 4.1	追蹤單一個系統整理出的六種回波型態變化表。.....45
圖 1.1	地形降雨的機制，分別為(a)種雲餵雲機制(seeder-feeder process)、(b)上坡風凝結機制(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)。(摘自 Houze, 1993).....46
圖 1.2	Yuter and Houze 提出的粒子噴泉概念模式。左圖為單胞風暴的噴泉，右圖為多胞風暴的噴泉。(摘自 Yuter and Houze, 1995c).....46
圖 2.1	以中央大學為原點，局屬測站及自動雨量站相對位置，座標的單位為公里。等值線為地形等高線，從 0 km 開始，間隔 0.3 km。站名後面有星號(*)者代表氣象局局屬測站或雨滴譜儀站。.....47
圖 2.2	$Z_{DR}$ 和不同水象粒子的軸比關係圖，橫軸為水象粒子軸比(短軸長度除以長軸長度)，縱軸代表 $Z_{DR}$ 值，單位為dB。四條曲線分別代表雨滴(Raindrop)、冰雹(Hail)、軟雹(Graupel)、雪花(Snowflake)在不同軸比時相對應的 $Z_{DR}$ 大小。(摘自 Bringi and Chandrasekar, 2001).....47
圖 2.3	中大雙偏極化雷達資料處理流程。總共分為三大部分：由 $\rho_{HV}$ 過濾資料、 $\Phi_{DP}$ 處理和 $Z_{HH}$ 、 $Z_{DR}$ 的系統偏差修正和衰減修正(點框線內)。 $Z_{HH}$ 、 $Z_{DR}$ 之後的縮寫：obs為觀測值，sysbias為系統誤差，attenu為衰減修正的值，correct為經過所有修正後而得到較為正確的值。.....48
圖 2.4	中大雙偏極化雷達垂直掃描之 $Z_{DR}$ 。橫軸為 $Z_{DR}$ ，縱軸為距離雷達之垂直高度(km)。綠色虛線代表一個掃描體積中每個波束(beam)隨高度的變化，紅色實線代表平均後的 $Z_{DR}$ 。(a)原始資料，可以找出的 $Z_{DR}$ 系統偏差量約 0.75dB。(b)經過系統偏差量修正後的 $Z_{DR}$ ，平均值接近零。.....49
圖 2.5	比較雙偏極化雷達原始資料與經過系統偏差和衰減修正後的 $\Phi_{DP}$ 。橫軸為觀測 $\Phi_{DP}$ ，縱軸為利用 $Z_{HH}$ - $Z_{DR}$ - $K_{DP}$ 關係式回推的 $\Phi_{DP}$ 。(a)完全沒有經過任何修正。(b)經過系統偏差修正和衰減修正的 $Z_{HH}$ 和 $Z_{DR}$ 。.....49
圖 2.6	美國大氣研究中心(NCAR)水象粒子分類方法中梯形函數型態的 membership function。.....50

圖 2.7	經由模糊邏輯方法推估水象粒子分類的流程：(a)觀測得到雙偏極化雷達參數，(b)利用水象粒子和雷達參數間的 membership function 找出該種粒子的發生機率，(c)計算推論，(d)找出最大得分，即為該掃瞄體積內最有可能的水象粒子。(Bringi and Chandraskar, 2001) .....50
圖 3.1	氣象局 9 月 10 日全台累積雨量圖，強降雨大致集中在台灣北部和宜蘭地區。.....51
圖 3.2	9 月 10 日北部地區日累積雨量。點為測站位置，並且依照氣象局降雨程度分顏色表示，點旁的數字代表日累積雨量(mmday <sup>-1</sup> )。.....51
圖 3.3	大豪雨等級以上之測站逐時的雨量變化：竹子湖、鞍部、淡水、天母、三和、五指山、瑞芳、大尖山。橫軸為地方時(LST)，15 LST 代表 14-15 LST 的累積降水，長條圖為每小時的雨量(mmhr <sup>-1</sup> )，曲線為累積雨量(mm)。強降水約集中在 06-12 UTC (14-20 LST)。.....52
圖 3.4	9 月 10 日北部地區於降雨最集中之 06-12 UTC(地方時 14-19 點)之六小時累積雨量。點為測站位置，點旁的數字為累積雨量(mm)。.....53
圖 3.5	地面天氣圖。(a) 9 月 10 日 00 UTC。(b) 9 月 10 日 12 UTC。.....54
圖 3.6	9 月 10 日 MTSAT 紅外線衛星雲圖。(a) 00 UTC、(c)08 UTC、(d) 12UTC。.....55
圖 3.7	850 hPa 天氣圖。(a) 9 月 10 日 00 UTC。(b) 9 月 10 日 12 UTC。黑色實線為等重力位高度線，紅色虛線為等溫度線。.....56
圖 3.8	500 hPa 天氣圖。(a) 9 月 10 日 00 UTC。(b) 9 月 10 日 12 UTC。黑色實線為等重力位高度線，紅色虛線為等溫度線。.....57
圖 3.9	200 hPa 天氣圖。(a) 9 月 10 日 00 UTC。(b) 9 月 10 日 12 UTC。黑色實線為等重力位高度線，紅色虛線為等溫度線。.....58
圖 3.10	9 月 10 日 00 UTC 板橋測站探空圖，風標為水平風隨高度之變化，長桿風標為 5 ms <sup>-1</sup> ，短桿為 2.5 ms <sup>-1</sup> 右圖為地面到六公里的風場。.....59
圖 3.11	同(圖 3.10)，但時間為 9 月 10 日 12UTC。.....59
圖 3.12	板橋探空站位溫(theta)、相當位溫(theta e)隨高度的變化，因為板橋位於大屯山背風面，大屯山高約一公里，所以不計算板橋探空一公里以下的資料，並使用地形上游的基隆地面測站資料代替，以描述地形上游之大氣環境條件。(a)9 月 10 日 00 UTC，(b) 9 月 10 日 12 UTC。.....60
圖 4.1	氣象局雷達回波圖與地面天氣圖，隨著天氣系統配置改變，meso- $\alpha$ 尺度的回波型態也有變化。(a) 9 月 9 日 18 UTC。(b) 9 月 10 日 03 UTC (c) 9 月 10 日 09 UTC。.....61
圖 4.2	五分山雷達 2km 平面的雷達回波圖。(a)0718、(b)0759、(c)0829、(d)0858、(e)0956、(f)1042 UTC。原點為五分山雷達站位置。.....62
圖 4.3	Bluestein and Jain(1985)，將中尺度線狀對流的形成分為四個種類：破線型(broken line)、上游生長型(back building)、破面型(broken areal)和嵌面型(embedded areal)。.....63

圖 4.4	以五分山雷達兩公里回波作 Hovmöller diagram。橫軸是東西向的距離。縱軸為時間 06-12 UTC。(a)y=35 km 的東西剖面，(b) y=25 km，(c) y=15 km。.....	64
圖 4.5	以五分山雷達兩公里回波作 Hovmöller diagram。橫軸是南北向的距離，縱軸為時間。(a)x=90 km 的南北剖面，(b) x=40 km，(c) x=25 km。.....	65
圖 4.6	五分山雷達二公里平面(2 km CAPPI)在 06-12 UTC 之間回波大於 40 dBZ 的次數比例圖。發生次數的定義為：強降水期間兩公里回波大於 40 dBZ 的資料數除以觀測資料總數。強回波發生主要集中於台灣東北部外海、大屯山區和淡水河口三區。.....	66
圖 4.7	五分山雷達二公里平面(2 km CAPPI)在各小時之間回波大於 40 dBZ 的次數比例圖。(a)06 UTC，(b)07 UTC，(c)08 UTC，(d)09 UTC，(e)10 UTC，(f)11 UTC。.....	67
圖 4.8	06-12 UTC 之間中大雷達二公里平面上 $Z_{DR}$ 大於 1 dB 的次數比例圖。但由於中大的掃描策略有時會變化，而在時間上比較沒有連續性，故把有特別掃描策略拿掉後再做統計。.....	68
圖 4.9	中央大學二公里平面上，各小時內 $Z_{DR}$ 大於 1 dB 的次數比例圖。(a)09 UTC，(b) 10 UTC，(c)11 UTC。.....	69
圖 4.10	0701 UTC 五分山雷達 $0.5^\circ$ PPI 仰角徑向風場。正值代表遠離雷達，負值代表靠近雷達。圖中紫色圓圈為距離雷達 30km，表相對位置。.....	70
圖 4.11	0806 UTC 五分山單雷達 $1.45^\circ$ 仰角回波，紅色虛線為 $85^\circ$ 方位角。...	71
圖 4.12	0806 UTC 五分山雷達 $85^\circ$ 方位角的剖面。(a)雷達回波，(b) 徑向風場，此時對流胞移速約 $7 \text{ ms}^{-1}$ (藍色實線)，參考 Kingsmill and Houze(1999, fig.25)，推估其流場(紅色箭頭)。.....	71
圖 4.13	0736 UTC，1.5 km 平面的水平風速大小。大屯山區上游的風速皆大於 $10\text{ms}^{-1}$ 。.....	72
圖 4.14	0736 UTC，2.5 km 平面的雷達回波(色階)與雙雷達合成水平風場(箭頭)。.....	72
圖 4.15	0736 UTC y=25 km 東西方向頗面的(a)回波(色階)與 x-z 方向的風場(箭頭)，(b)垂直速度( $\text{ms}^{-1}$ )。.....	73
圖 4.16	0736 UTC，2 km 平面的輻合輻散場。淡水河口(紅色圓框)屬於輻合區。.....	73
圖 4.17	07 UTC，地面測站的風場，在淡水河附近可見有東北風和東風的輻合。.....	74
圖 4.18	0736 UTC y=19 km 東西向垂直剖面的雷達回波(色階)與 x-z 方向的風場(箭頭)。當氣流越過大屯山區後仍有上升速度，氣流亦能越過淡水河左岸的觀音山(x=20 km)。.....	74
圖 4.19	針對其中一個系統，進行追蹤，並整理出其六種回波型態的移動和變化示意圖。.....	75

圖 5.1	五分山雷達回波剖面，橫軸南北或東西向的距離，以中大雷達為座標原點，縱軸為高度。(a) 0730 UTC， $y=25、30、35$ km 的東西向剖面，(b) 0915 UTC， $x=75、80、85$ km 的南北向剖面，(c) 1025 UTC， $y=15、20、25$ km 的東西向剖面，(d) 1100 UTC， $y=25、30、35$ km 的東西向剖面。.....	76
圖 5.2	0735 UTC 中大雙偏極化雷達於方位角 60 度時的剖面，由上至下依序為：回波( $Z_{HH}$ )、 $Z_{DR}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $\Phi_{DP}$ 和 $K_{DP}$ ，右方的色標分別為其各自相對應的數值。.....	77
圖 5.3	0735 UTC，中大雙偏極化雷達於方位角 60 度時的水象粒子分類結果，主要結果為冰、融冰和雨。.....	77
圖 5.4	0921 UTC 中央大學雷達 $6.5^\circ$ 仰角的雷達回波圖。(a)回波、(b) $Z_{DR}$ 、(c) $\rho_{HV}$ 、(d) $K_{DP}$ 。.....	78
圖 5.5	0939UTC 中大雷達垂直觀測 PPI：(a)回波、(b) $Z_{DR}$ 、(c) $\rho_{HV}$ 、(d) $K_{DP}$ 。...	79
圖 5.6	0939 UTC 中大雷達垂直觀測，各參數在相同高度的平均：(a)回波、(b)徑向風、(c) $\rho_{HV}$ 、(d) $K_{DP}$ 。.....	80
圖 5.7	五分山雷達七公里平面在 06-12 UTC 之間回波大於 30 dBZ 的次數比例圖。次數都低於 5%，系統對流發展不高。.....	81
圖 5.8	0736 UTC 兩公里平面高度的垂直速度，此個案的垂直速度微弱，在對流區域或山前盈風坡有較強 $3\text{ms}^{-1}$ 的垂直運動。.....	81
圖 5.9	中大雷達觀測到的旺盛發展的夏季個案(2006/ 7/ 17)剖面圖，依序為：回波、 $Z_{DR}$ 、 $\rho_{HV}$ 、和 $K_{DP}$ 。.....	82
圖 5.10	(a)中大雷達 0902 UTC 2 km 平面回波圖，紅色等值線為 30 dBZ，(b)、(c)為圖(a)中 $x=50-60$ km、 $y=5-15$ km 範圍內的回波、 $Z_{DR}$ 的 CFAD。.....	83
圖 5.11	0736 UTC 扣掉系統移速( $10\text{ms}^{-1}$ )後 5.5 km 平面的水平風場(箭頭)，色階為回波。.....	84
圖 5.12	1030 UTC $y=20$ km 的剖面。依序為回波、 $Z_{DR}$ 、雨滴中值粒徑( $D_0$ )、雨滴個數( $10\log N_w$ )和液態水含量。.....	85
圖 5.13	同圖 5.12，但為 1006UTC 時 $y=25$ km 的剖面。.....	85
圖 5.14	利用雙偏極化雷達反演雨滴粒徑再配合風場資訊整理出一個雲物理的概念模式，長時間存在的層狀區持續提供融解後的水滴給低層，地形迎風坡或對流區有較大的上升速度，利於凝結使得小雨滴個數增多，可能有類似種雲餵雲的加強機制，且大 $Z_{DR}$ 集中在低層，降水可能以碰撞結合為主。.....	86
圖 6.1	綜觀尺度之高低壓系統配置簡圖。台灣主要受到出海的大陸性高壓與巴士海峽上的低壓所影響。.....	87
圖 6.2	三個主要強回波區皆存在有利的環境因子加強使對流發展，東北部外海為高、低壓系統所造成的輻合區域；大屯山區有地形爬坡加強，最後淡水河口，則有東北風和穿過台北盆地的東風輻合。.....	87

# 第一章 緒論

## 1-1 研究動機

2006 年北台灣下半年的日降雨量統計中(表 1.1)，9 月 10 日出現一個明顯的強降水事件，大屯山區的竹子湖測站觀測到最大日累積雨量， $556 \text{ mm day}^{-1}$  (超大豪雨)，甚至山後的淡水測站也有  $312 \text{ mm day}^{-1}$  大豪雨的等級，令人好奇造成如此大雨的原因究竟為何？而當天中央大學雙偏極化雷達對此個案也有進行觀測，並且提供許多雲物理資訊，故希望能利用種種資料進行本個案降水特性分析之研究。

## 1-2 文獻回顧

王等人(1984)長期統計臺灣各地雨量，把降水分為冬雨(季風雨)、春雨、梅雨、颱風雨和秋雨。秋雨出現在台灣東北部和東部，時間為九、十兩月，以宜蘭最為顯著，而台北地區全年雨量較為平均。台灣秋季豪雨主要由於颱風和冷鋒所影響；初秋的氣候特徵，低層由西南氣流轉東北季風，高層則從東北風轉為西風，大氣屬於潛在不穩定 (Chen and Chen, 2003；陳與汪, 1990；王與鄭, 1982)。

針對秋季豪雨的研究方面，許多學者對於宜蘭地區有較為深入的探討；陳(2000)統計分析 1996 至 1998 年秋冬季(九月到次年二月)宜蘭地區日降雨量大於 100mm 的個案，將綜觀天氣分為鋒前、鋒後和無鋒面三類。張(2003)討論宜蘭地區在秋冬時期弱綜觀環境下，當氣流遇到宜蘭特殊的口袋地形會引發複雜的局部環流，並利用地面的水氣通量做為宜蘭地區預測豪雨發生的指數。除了宜蘭之外，沈(2005)分析 2004 年九一一北部豪雨個案，綜觀環境受到台灣東北和西南方兩個低壓影響，中尺度的準線狀對流系統內伴隨弓狀回波發生。但是，目前對於台灣北部

地區秋季非颱風影響的強降水中尺度研究並不多。

地形在台灣的降水中扮演極為重要的角色，影響了降水的配置與強度(Lin, 1993； Yang et al., 2007； 鄭, 2006)。Houze(1993)整理許多科學家提出的地形降雨機制，並歸類出以下七種(圖 1.1)：種雲餵雲機制(seeder-feeder process)、上坡風凝結機制(upslope condensation)、上坡對流激發機制(upslope convection triggered / enhanced by terrain blocking)、上游減速激發機制(upstream triggering)、熱力激發機制(thermal triggering)、山後輻合機制(leeside convergence)和重力波在背風面的加強機制(lee-side enhancement by gravity waves)。不同的降雨機制主要源於當時的大氣條件(如：風速、濕靜力穩定度、對流可用位能)和地形(山高、山寬)間的交互作用(Fr, Froude number)；歐洲 MAP (Mesoscale Alpine Programme) 觀測實驗中，Houze et al. (2001)提出絕對穩定以及弱潛在不穩定與地形交互作用下的兩種強降水概念模式；Yu et al.(2007)將大氣環境和地形彼此間的交互作用分為五種降水類型。

單胞對流的生命期約 30-60 分鐘，為雨滴成長所需的時間(Byers and Braham, 1949)。Houghton (1968)假設多胞風暴(multiple storm)的生命期大於一小時，而且由許多擁有獨立降水過程的單胞風暴組成，有些粒子會從一個對流胞到另一對流胞再次循環。Yuter and Houze (1995a-c)也藉由分析一個多胞風暴提出粒子噴泉(particle fountain)的概念模式(圖 1.2)。中尺度對流系統(Mesoscale Convective System)擁有連續且面積廣大的降水系統，亦可視為多胞對流的系統，部分層狀，部分對流，對流間彼此也有許多正回饋的過程，使得對流常受惠於前一個對流 (Mapes and Houze, 1992； Mapes and Houze, 1993)。在雲物理部分，對流具有較大的上升速度使大粒子在空中持續較久的時間，並且提供較多的雲水凝結，所以對流的微物理過程主要為合併(coalescence)和淞化(riming)，

層狀微物理過程則以凝華(deposition)和融解過程為主 (Houze, 1993; Houze, 1997; Rogers and Yau, 1989)。

中央大學在 2004 年年底完成雙偏極化雷達的升級工作，成為台灣第一部雙偏極化雷達，它和傳統雷達不同之處在於能夠同時發射水平和垂直偏極化的電磁波來做觀測。Zrníc and Ryzhkov(1999) 認為雙偏極化雷達已經通過兩個重要測試：偏極化的資訊包含水象粒子特性，以及反演足夠精確度的其它訊息。由於雙偏極化雷達對於水象粒子(hydrometeor)的個數、介電常數(dielectric constant)、形狀、粒徑與降落時的傾斜角分布有不同反應，所以雙偏極化雷達較傳統雷達具備更多的能力：1. 改善雷達資料品質，濾除非氣象回波。2. 獲得解析體積內雨滴的統計資訊(如：雨滴粒徑分布)。3. 利用模糊邏輯(fuzzy logic)辨別空間中的水象粒子。4. 能夠得到較為準確的定量降水估計(Scarchilli et al., 1993; Ryzhkov and Zrníc, 1996; Vivekanandan et al., 1999; Zrníc et al., 2000; Bringi and Chandrasekar, 2001; Bringi et al., 2005)。

國外已有許多利用雙偏極化雷達觀測進行雲微物理與運動場之間的研究；MIST(Microburst and severe thunderstorm)實驗中，Wakimoto and Bringi(1988)觀測到強對流區中有垂直分佈的正  $Z_{DR}$  柱( $Z_{DR}$  column)，強上升運動區中有較大的水滴；強回波附近的區域出現狹窄趨近於零的  $Z_{DR}$  區域( $Z_{DR}$  hole)，為冰雹區。Zeng et al. (2001)利用雙偏極化雷達得到的粒子分類結果討論快速發展的強對流降水之微物理過程，液態水結冰的潛熱釋放造成高層強烈的上衝流，較重的降水粒子掉落產生低層的下衝流，上、下衝流使對流胞在中層分離；產生冰雹或軟雹的對流風暴生命期會比只有降雨的對流風暴短。CaPE(Convection and Precipitation-Electrification)雷雨實驗中，飛機穿越觀測到的水象粒子與回波和  $Z_{DR}$  推估的粒子大小有很好的的一致性(Bringi et al., 1997; Smith et al., 1999)。

Brandes and Ikeda (2004)利用多種雙偏極化雷達參數對於融解層的特性估計結冰高度(freezing level)，以上文獻都顯示雙偏極化雷達對於雲物理研究的優勢。紀(2005)和呂(2006)對於台灣首部雙偏極化雷達的資料處理流程和降水估計有基礎的貢獻。

### 1-3 研究目的

本研究藉由中央大學 C-Pol 雙偏極化雷達探討個案的微物理特徵，並且與五分山雷達進行雙雷達風場合成，探討中尺度降雨的時空分布特徵和可能機制。

第二章介紹研究使用的資料以及分析方法，第三章討論此個案當時的綜觀天氣特徵，而後利用中央大學雙偏極化雷達與五分山雷達於第四章進行中尺度的初步分析，討論回波的水平結構、時空分布特徵以及造成此種分布型態的環境有利因子。接著第五章深入至個案的雲物理特性，並提出可能的概念模式，最後第六章為結論與未來展望。

## 第二章 資料來源與分析方法

### 2-1 資料來源

資料分為綜觀天氣與中尺度雷達資料兩類。綜觀天氣資料由中央氣象局提供，內容包含：地面與高空天氣圖、板橋探空資料、局屬地面測站及自動雨量站逐時資料、雷達整合回波圖和 MTSAT 紅外線衛星雲圖；中尺度分析資料則由五分山雷達和中央大學 C-band 雙偏極化雷達提供。個案分析範圍以北台灣為主，如圖 2.1 所示，並以中央大學為中心，標記出氣象局的局屬測站、自動雨量站、以及五分山雷達站的相對位置，等值線為地形等高線。

#### 2-1-1 五分山都卜勒雷達

五分山雷達為中央氣象局所屬的 WSR-88D 型雷達，位於北緯 25.0727 度，東經 121.7725 度，高度 766 公尺，S-band 的都卜勒雷達。一次體積掃描的時間約六分鐘，共有九個仰角掃描： $0.5^\circ$ 、 $1.5^\circ$ 、 $2.4^\circ$ 、 $3.3^\circ$ 、 $4.3^\circ$ 、 $6.9^\circ$ 、 $9.9^\circ$ 、 $14.6^\circ$  和  $19.5^\circ$ ，可獲得回波(DZ)、徑向風場(VE)和波譜寬(SW)三個參數。低仰角的最大折錯速度(Nyquist velocity)為  $26.55\text{ms}^{-1}$ ， $9.9^\circ$  仰角以上為  $30.95\text{ms}^{-1}$ 。

#### 2-1-2 中央大學雙偏極化雷達

中央大學 C-Pol 雷達為全台首座雙偏極化雷達，位於中央大學科二館樓頂；北緯 24.97 度，東經 121.1922 度，標高 196 公尺，波長 5.3125 公分。本次個案中共有五種掃描策略，分別為：CWB\_4、CWB\_7、FULL\_SCAN、STORM 和垂直觀測掃描(vertical pointing)(表 2.1)。除了回波、波譜寬和徑向風之外，雙偏極化雷達還能提供  $Z_{DR}$  (differential reflectivity)、 $\Phi_{DP}$  (total differential propagation phase shift)和  $\rho_{HV}$  (co-polar

correlation coefficient)，經由計算亦可求得  $K_{DP}$  (specific differential phase shift)，各參數之中英名稱和單位整理於(表 2.2)。以下為雙偏極化雷達參數簡介。

1.  $Z_{DR}$  : Differential reflectivity : 差異反射率

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \quad (2.1)$$

$Z_{DR}$  簡單來說即是水平回波和垂直回波的比值，受水象粒子的種類和形狀(軸比，axis ratio 定義為短軸長度除以長軸長度)影響；因為不同種類的水象粒子有其各自的介電常數，所以即使軸比一樣(形狀相同)， $Z_{DR}$  仍然會不同(圖 2.2)。若固定一種水象粒子，介電常數固定， $Z_{DR}$  和軸比則為一對一的關係，例如：雨滴越大時，形狀越接近扁球體(軸比越小)， $Z_{DR}$  就越大。而冰雹因為翻滾的緣故，水平和垂直回波值相近， $Z_{DR}$  值因此趨近零。

2.  $\Phi_{DP}$  : Differential phase shift : 差異相位差

$$\Phi_{DP} = \Phi_{HH} - \Phi_{VV} \quad (2.2)$$

$\Phi_{DP}$  為水平和垂直電磁波相位的差異量，與電磁波通過的水象粒子形狀、種類、個數、距雷達的距離有關。當所經過的區域為大水滴時(形狀較扁平)，水平電磁波的相位會落後於垂直電磁波的相位， $\Phi_{DP}$  就會增加，在強降水區  $\Phi_{DP}$  累積量較弱降水區大。

3.  $K_{DP}$  : Specific differential propagation phase shift : 比差異相位差

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\Phi_{DP}}{dr} \quad (2.3)$$

意即為  $\Phi_{DP}$  對距離的變化率，和水象粒子形狀、種類、個數有關。 $K_{DP}$  和接收機、發射機的校正無關，並且不會受到衰減、地形或波束遮蔽 (beam blockage) 的影響，所以對於定量降水估計有很大的幫助 (Zrinic and Ryzhodov, 1996)。

#### 4. $\rho_{HV}$ : Cross-correlation Coefficient : 相關係數

$\rho_{HV}$  是指在連續時間裡，雷達觀測同一解析體積中  $Z_{HH}$  和  $Z_{VV}$  之間相關性的指標。若該解析體積裡的水象粒子的形狀、大小等統計特性相近，則觀測到的水平、垂直回波相關性高， $\rho_{HV}$  就大，例如：純雨區或純冰區的  $\rho_{HV}$  即高於 0.98，而在冰水混合的亮帶區， $\rho_{HV}$  會降至 0.9 左右，地形的散射行為雜亂， $\rho_{HV}$  很低 ( $\ll 1$ )，所以  $\rho_{HV}$  可以用來辨別降水類型或地形回波。

## 2-2 雷達資料分析方法

### 2-2-1 風場合成

雙雷達風場合成主要使用鄧(1999)發展的台灣地區雷達分析系統 (Radar Analysis System for Taiwan Area, 簡稱為 RASTA)；此系統分為兩大部份，第一部份為雷達體積掃描的圓柱座標資料處理及顯示系統，第二部份為追隨地勢座標(或卡氏座標)下的處理及顯示系統。

首先，將雷達體積掃描資料放入 RASTA 第一部份，進行去除地形 (ground clutter)、風場折疊 (unfold) 和修補 (patch)，之後將資料內插到以中大雷達站為原點的追隨地勢座標(或卡式座標)上，東西、南北各 100 km，垂直方向從 1-10 km，每 0.5 km 一層。最後再將中大和五分山雷達追隨地勢座標(或卡式座標)的資料放進 RASTA 的第二部份，進行雙都卜勒風場合成。

## 2-2-2 雙偏極化雷達資料處理流程

雙偏極化雷達的資料處理流程(圖 2.3)包含：濾除非氣象訊號、 $\Phi_{DP}$  的處理、 $Z_{HH}$  與  $Z_{DR}$  的系統偏移(system bias)計算和電磁波能量的衰減修正。首先，不採用  $\rho_{HV}$  小於 0.85 的觀測資料，以濾除非水象粒子的資訊，接下來進行  $\Phi_{DP}$  折疊處理(紀, 2005)和 17 點平滑(劉, 2002)，並利用平滑後的  $\Phi_{DP}$  由 2.3 式求出  $K_{DP}$ 。

$Z_{DR}$  的系統偏移(system bias)計算是使用 Gorgucci et al.(1999)提出的垂直掃描(vertical pointing)方法；當雷達正上方屬於層狀弱降水時，雷達上空的雨滴小而圓，即使雨滴稍大成扁球狀，但從地面往上看依然為圓形，若將掃描仰角抬至  $90^\circ$ ，觀測到的  $Z_{DR}$  應為零。若雨滴有傾斜， $Z_{DR}$  不為零，但雷達朝著定點  $360^\circ$  旋轉，所以接收到的總  $Z_{HH}$  會與總  $Z_{VV}$  相同，亦即掃描一圈平均後的  $Z_{DR}$  也應為零，若不為零，該值即為系統偏移。此方法算出系統偏差為 0.75 dB(圖 2.4a)，經過系統偏差量修正後， $Z_{DR}$  的平均值相當接近零(圖 2.4b)。

接著利用  $Z_{HH}$ 、 $Z_{DR}$  和  $K_{DP}$  三參數之間的相依關係式(Scarchilli et al., 1996) 修正  $Z_{HH}$  的系統偏移，其關係式如下：

$$K_{DP} = CZ_H^a 10^{-bZ_{DR}} \quad (2.4)$$

對 C-band(5.5 cm) 雷達而言， $C = 1.46 \times 10^{-4}$ ， $a = 0.98$ ， $b = 0.2$ ， $Z_{HH}$  的單位為  $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ， $Z_{DR}$  為 dB， $K_{DP}$  為 degree/km。Gorgucci et al.(1999)指出，在無觀測誤差的情形下，由雷達的  $Z_{HH}$ 、 $Z_{DR}$  代入(2.4式)求出的  $K_{DP}$  應和由雷達  $\Phi_{DP}$  推導出的  $K_{DP}$  相近。選取強降水區域，並且利用經過修正後的  $Z_{DR}$  和  $K_{DP}$  可推導出一理想  $Z_{HH}^*$ ，再將  $Z_{HH}^*$  減去觀測的  $Z_{HH}$  即為回波的系統偏差。本次個案中使用的  $Z_{HH}$  雷達系統誤差為 0.6 dBZ，天線罩的衰減

量為2.4dBZ，故總共使用3dBZ修正整體回波誤差。

電磁波通過水象粒子時，部分能量會被粒子吸收和散射，稱為衰減(attenuation)。Brinigi et al.(1990)利用散射模擬提出單係數衰減修正， $Z_H$ 的衰減量為  $A_H$ ， $Z_{DR}$  的差異衰減量為  $A_{DP}$ ， $A_H$ 、 $A_{DP}$  與  $K_{DP}$  之間都有良好的線性關係，因此使用固定係數  $\alpha$ 、 $\beta$  和求出衰減量，使用 C-band 雷達時， $\alpha = 0.054$ ， $\beta = 0.0157$ 。但 Brinigi et al.(2001)由散射模擬的結果發現  $\alpha$ 、 $\beta$  和雨滴溫度、軸比關係式有關，所以利用疊代係數法尋找最佳係數( $\alpha_{opt}$ )的方法來修正衰減量，本研究即採用此法，其程式由美國科羅拉多州立大學(CSU)提供。

最後利用修正後的  $Z_{HH}$  和  $Z_{DR}$  求出  $K_{DP}$ ，再由  $K_{DP}$  積分求回  $\Phi_{DP}$ ，並和觀測的  $\Phi_{DP}$  比較，經過修正後的和理想的  $K_{DP}$  又更加接近。(圖 2.5)

### 2-2-3 水象粒子分類方法

雙偏極化雷達可將水象粒子的種類、形狀、大小、密度和降落的行為...等物理特性表現出來，所以可以利用雙偏極化雷達進行水象粒子分類，分類方法主要有以下四種(Straka et al., 2000)：樹狀法(Decision Tree)、統計法(Statistical Decision Theory)、類神經網路(Neural Networks)和模糊邏輯(Fuzzy Logic)。樹狀法類似二分法；統計法計算較為複雜；類神經網路法則需要很多實地的觀測資料；而模糊邏輯法計算較簡單、有效率，本研究將採用此方法分類。

雙偏極化雷達參數推估水象粒子屬於模糊事件，同一參數中部份範圍內，可能存在兩種以上的降水粒子，使事件模糊，故採用模糊邏輯方法解決之。先定義水象粒子與雙偏極化雷達參數的隸屬函數(membership function)，其範圍兩邊以一模糊的邊界界定之，美國州立科羅拉多大學(CSU)使用 Beta 函數(Liu and Chandrasekar, 2000; Lim et al., 2005)，美國

大氣研究中心(NCAR)則使用梯形函數(Vivekanandan et al., 1999) (圖 2.6)。水象粒子與雙偏極化雷達參數的 membership function 是由雙偏極化雷達觀測配合飛機穿越、雨滴譜儀，或地面冰雹測量儀器...等實地觀測得到的統計結果。

本研究主要使用 NCAR 所發展的 S-POL 雷達模糊邏輯水象粒子分類工具。將 member function 中的  $K_{DP}$  的數值乘以二，以適用於 C-POL 雷達，並參考 May and Keenan (2003)針對 C-POL 的粒子分類邊界來微調  $Z_{HH}$ - $Z_{DR}$  和  $Z_{HH}$ - $K_{DP}$  membership function。整體而言，水象粒子分類方法流程分成以下四個部份：(圖 2.7)

1. 觀測得到雙偏極化雷達參數和探空溫度。
2. 由水象粒子與雙偏極化雷達參數 membership function 找出該種水象粒子發生機率  $P_i^j$ ， $i$ ：水象粒子種類， $j$ ：雙偏極化雷達參數。
3. 計算推論(Inference)： $Q_i = \sum_{j=1}^n W^j P_i^j$ ，其中  $W^j$  為雙偏極化雷達參數的權重。本研究中使用的權重分別為：溫度 20%， $Z_{HH}$  20%， $Z_{DR}$  10%， $K_{DP}$  15%， $\rho_{HV}$  25%， $\Phi_{DP}$  10%。
4. 找出得分最大值( $Q_i$ )，則第  $i$  種水象粒子則為在該掃瞄體積內最有可能的水象粒子。最後依液相、冰相、混相和非水象粒子分為十七個種類(表 2.3)：雲滴、毛雨、小雨、中雨、大雨、過冷水、雨和冰雹混合、軟雹和小冰雹、軟雹和雨、冰雹、乾雪、濕雪、冰晶、不規則冰晶、昆蟲、二次回波和地形回波。

#### 2-2-4 反演雨滴粒徑分布

雙偏極化雷達具有反演雨滴粒徑分布的能力，Seliga and Bringi (1976)利用  $Z_H$ 和  $Z_{DR}$ 反求雨滴粒徑分佈，進而估算降雨率。Marshall and

Palmer(1984)指出當雨滴粒徑分布(DSD, drop size distribution)到達平衡狀態時，將呈現指數型態的分布(exponential DSD)：

$$N(D)=N_0\exp(-\Lambda D) \quad (2.5)$$

$N(D)$ 為單位體積單位粒徑的雨滴個數( $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ )， $N_0$ 為截距參數，單位是 $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ ， $D$ 是雨滴的等體積直徑，以毫米(mm)為單位， $\Lambda$ 為雨滴分布的斜率參數，單位是 $\text{mm}^{-1}$ ；物理意義為大(小)雨滴數目少(多)。

而Ulbrich (1983)認為Gamma型態的雨滴粒徑分佈(Gamma DSD)更能描述自然界的雨滴粒徑分佈情形：

$$N(D)=N_0D^\mu\exp(-\Lambda D) \quad (2.6)$$

$\mu$ 是雨滴分布之形狀(shape)參數，單位為 $\text{mm}^{-1-\mu}\text{m}^{-3}$ 。Gorgucci et al.(2000)由 $Z_{\text{HH}}$ 、 $Z_{\text{DR}}$ 和 $K_{\text{DP}}$ 求出雨滴軸比關係的斜率 $\beta$ 。Bringi et al.(2002)利用這三個雷達參數反推雨滴軸比關係，再反求Gamma DSD，稱為 $\beta$ -method。但是 $Z_{\text{HH}}$ 、 $Z_{\text{DR}}$ 和 $K_{\text{DP}}$ 並非各自相依(Scarchilli et al., 1996)，所以無法真實表現雨滴大小和形狀因振盪產生的變異性，且 $\beta$ -method對 $K_{\text{DP}}$ 的誤差很敏感(Brandes et al., 2004a)，線性的軸長比關係式無法適用於一般型態的降雨(Illingworth and Blackman, 2002)。另一種反演方法為約束Gamma的方法，Zhang et al.(2001)和Brandes et al.(2003)利用Gamma DSD的形狀參數( $\mu$ )和斜率參數( $\Lambda$ )之關係式( $\mu$ - $\Lambda$  constrained)，搭配 $Z_{\text{HH}}$ 和 $Z_{\text{DR}}$ 反求Gamma DSD，一旦獲得雨滴粒徑分佈( $\mu$ 、 $\Lambda$ 、 $N_0$ )便可求得其它物理量，如：降雨率、雨水含量、雨滴中值體積直徑...等。

Brandes et al. (2004)比較以上兩種方法後，認為反演雨滴粒徑和降雨率以Zhang et al.(2001)的方法較佳，故本研究使用此方法，並搭Brandes

(2002)的雨滴軸比關係式和呂(2005)算出的 $\mu$ - $\Lambda$ 統計關係(2.8式)反演 $\mu$ 、 $\Lambda$ 和 $N_0$ ：

$$\Lambda=0.003308\mu^2+0.6241\mu+1.659 \quad (2.7)$$

雨滴粒徑由 0.2 mm 積分至 8 mm，間隔為 0.001 mm。得出  $\mu$ 、 $\Lambda$ 、 $N_0$  之後，便可以計算其它的微物理參數如下：

中值體積粒徑( $D_0$ , median volume diameter)，單位 mm，物理意義是在相同降雨量時，較大的  $D_0$  代表相對於較小的  $D_0$  有較多的大雨滴。表示為：

$$\int_0^{D_0} D^3 N(D)dD = \int_{D_0}^{D_{max}} D^3 N(D)dD \quad (2.8)$$

液態水含量( $W$ , liquid water content)，每立方公尺的液態水重，單位  $\text{gm}^{-3}$ ，液態水密度 $\rho_w=1 \text{ gcm}^{-3}$ ，數學式為：

$$W = 10^{-3} \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) dD = 10^{-3} \frac{\pi}{6} \frac{\rho_w N_0 \Gamma(\mu+4)}{6 \times (3.67 + \mu)^{\mu+4}} D_0^{\mu+4} \quad (2.9)$$

由於 $N_0$ 需要在 $\mu$ - $\Lambda$ 相同時才有意義，使用上較不方便，因此將雨滴粒徑分布標準化後得到 $N_w$ (Willis, 1984; Testud et al., 2001)， $N_w$ 不需要考慮 $\mu$ 的影響，單位為 $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$ ，代表雨滴個數，數學式如下：

$$N_w = \frac{(3.67)^4}{\pi \rho_w} \left( \frac{10^3 W}{D_0^4} \right) \quad (2.10)$$

## 第三章 個案簡介

### 3-1 雨量時空分布

氣象局9月10日全台累積雨量圖顯示強降雨大致集中在台灣北部和宜蘭地區(圖3.1)，而許多研究已深入探討宜蘭秋、冬季的強降水(陳, 2000；張, 2003)，所以本研究將著重於北部地區強降水的討論。氣象局將雨量劃分為四種等級：大雨( $50 \text{ mmday}^{-1}$ )、豪雨( $130 \text{ mmday}^{-1}$ )、大豪雨( $200 \text{ mmday}^{-1}$ )和超大豪雨( $350 \text{ mmday}^{-1}$ )。測站名稱與相對位置可參考(圖2.1)，由各測站的日雨量(圖3.2)，可知北部地區的降雨大致集中在大屯山區附近；大屯山區的雨量站：竹子湖( $556 \text{ mmday}^{-1}$ )、鞍部( $454 \text{ mmday}^{-1}$ )和大坪( $383 \text{ mmday}^{-1}$ )皆到達超大豪雨；大豪雨等級的測站則有：大屯山區右側迎風面的富貴角、三和、五指山，左側的天母和淡水，非大屯山區的瑞芳和大尖山；台北地區則介於大雨和豪雨之間。

將大豪雨以上的測站：竹子湖、鞍部、淡水、天母、三和、五指山、瑞芳和大尖山，畫出逐時的雨量變化(圖 3.3)，橫軸為地方時(LST)，長條圖為時雨量( $\text{mmhr}^{-1}$ )，曲線為累積雨量(mm)。各站的雨量隨時間有類似的變化趨勢，強降水主要集中在06至12 UTC之間(14–20 LST)，累積雨量隨時間變化的斜率相對於其它時間大，這六小時的累積雨量(圖3.4)也將近佔各測站日雨量的一半，甚至以上，所以本研究將著重於此段時間的降雨分析。大屯山區的竹子湖、鞍部和大坪在強降水的六小時內亦有明顯的累積雨量(圖3.4)，但大屯山區的迎風坡鮮少測站，所以無法判定山區的雨量究竟集中在迎風坡還是背風坡，除此，大屯山後的淡水測站也有大降水，相當值得討論。氣象局有掌握到降雨的發生，發布大雨特報，並在強降水前一個小時改為豪雨特報。

## 3-2 綜觀環境特徵

綜觀環境特徵從兩個部份來分析，首先是地面及高空的天氣圖，其次討論板橋站的探空。

### 3-2-1 地面及高空天氣圖分析

#### (1) 低層天氣圖分析 (地面與 850 hPa 天氣圖)

9月10日00 UTC的地面天氣圖上(圖 3.5 a)，台灣附近主要有兩個值得注意的高、低壓系統：中國大陸華中地區朝東南方移動的冷高壓和巴士海峽上持續往西前進的低壓。此外，高壓系統外緣還有一條鋒面由日本向南延伸到台灣東北部海面。MTSAT 紅外線衛星雲圖上(圖 3.6a) 沿著鋒面有一條帶狀雲系，由日本往西南延伸至台灣東部海面，在雲系南端、低壓附近有發展較旺盛的雲團，此處雲頂溫度較鋒面帶上的雲頂溫度低。由於高、低壓的位置越來越近，兩系統交界面的等重力位高度線變得密集，壓力梯度力增加，在台灣海峽和台灣北方海面上開始有強風區出現。

北部地區的強降水主要發生在 06-12 UTC，此期間高、低壓系統的配置也有明顯改變。06 UTC 時，大陸高壓以 10 knots 的移速朝東南方前進，12 UTC 分裂出一高壓出海(圖 3.5 b)；此時位於台灣南方巴士海峽的低氣壓也稍稍增強且西移；強風區的風速增加，台灣北部海面上的風速在  $15 \text{ ms}^{-1}$  以上。

06 - 12 UTC 之間，大陸高壓出海和低壓西移(圖 3.5 a, b)，兩個系統的環流風場於台灣東方海面上也有輻合的現象；大陸高壓吹拂東北風，而低壓對於台灣東岸和外海則吹較為潮濕的東、東南風。動力上有輻合，熱力上有水氣，兩者相互配合更利於對流的發展。06 UTC 的紅外

線衛星雲圖(圖 3.6b)顯示台灣東方海面上的雲團和低壓系統分開，而後持續往北移動、發展，範圍也逐漸擴大(圖 3.6c)。

00 UTC 850 hPa 的天氣圖(圖 3.7a)，台灣東岸上空有一個暖舌通過並往東北方延伸，也屬於潮濕(溫度露點差小於 3°C)的環境。華南到台灣之間有溫度梯度(斜壓性)，台灣位此溫度梯度前方，利於系統發展。12 UTC 時(圖 3.7 b)，低壓系統移至台灣西南方，臺灣北部和東部的風場由東北風轉為東南風到東風。由於高壓的出海，在華南地區有一往南伸的冷舌，之後可能會抑制此區域的對流。850 hPa 有一明顯的鞍形場，鞍形場位於台灣東北方的海面上，台灣東北方也屬於高、低壓環流的輻合區域，低層大尺度的輻合環流將有利於對流的形成 (Crook and Moncrieff, 1988)。

## (2) 中、高層天氣圖分析 (500 hPa 與 200 hPa)

500 hPa 仍可看到巴士海峽的低壓逆時針旋轉的環流(圖 3.8)，00 UTC 時，低壓在台灣東南方，台灣附近為東北風，12 UTC 低壓西行至台灣西南方，東岸轉為東南風。00-12 UTC 期間太平洋高壓東退，12 UTC 時距離台灣較遠的低壓擾動沿著太平洋高壓外圍向西北前進，並和較高緯度的低壓連在一起，使得太平洋高壓被截斷。

200 hPa 華南到台灣一帶為輻散型態(圖 3.9 a)，在大陸時吹西風，而後出海後分流，南邊轉成西北風，北邊為西南風；而高層的輻散也有利於地面系統發展(Maddox, 1983； Chen and Li, 1995)。12 UTC(圖 3.9 b)時輻散的型態已不存在，主要為西風盛行。

地面低層有高壓出海和鋒面出現，高層也轉為西風，這些都屬於初秋的氣候特性(Chen and Chen, 2003)，故將此個案定義為初秋個案。本研究原本想使用美國國家環境預報中心(FNL)的資料進行分析，但是低

壓環流無法被解析，只能繪出風場合流的現象，所以本文將不利用此資料進行分析。

### 3-2-2 探空資料分析

強烈降水之前，00 UTC 的板橋探空(圖 3.10)環境  $0^{\circ}\text{C}$  高度約在 5.15 km，舉升凝結高度(LCL)在 0.222 km，平衡面(E.L.)高度為 2.76 km，對流可用位能(CAPE)為  $0.2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，正面積小，負面積(CIN)為  $23.7 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。底層到高層的風場順轉為暖平流，1-3 km 有較強的東北風，風速在  $10 \text{ ms}^{-1}$  以上。由於板橋測站位於大屯山背風面，大屯山高約一公里，所以不考慮板橋探空一公里以下的資料，並且使用地形上游的基隆地面測站之觀測資料代替，以描述地形上游的大氣環境條件。底層的相當位溫( $\theta_e$ )高，約 350 K(圖 3.12a)，屬於潮濕的大氣， $\theta_e$  隨高度遞減，代表環境為對流(潛在)不穩定，而在三公里以上則是穩定的環境條件。

強降水過後的 12 UTC，仍有一些較微弱的降水，此時的板橋探空(圖 3.11)比下雨前(圖 3.10)更加潮濕，三公里以下仍不穩定，但是相較於下雨前穩定(圖 3.12 b)。低層風轉成東風(圖 3.11)，風速減弱，底層到高層仍為順轉。對流可用位能(CAPE)增加為  $150.8 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，CIN 值為  $30.9 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。 $0^{\circ}\text{C}$  約在 12 km，E.L.高度為 7.198 km。此豪雨個案的環境探空雖然潮濕，但可用位能都不大，熱力條件並不強，因而推估強降水可能是由於動力或其他環境因素所造成。

Weisman and Klemp (1982)利用數值模式依照風切和浮力將風暴分類，定義 Bulk Richardson number (R)：

$$R = \frac{1}{2} \frac{B}{\overline{U}^2} \quad (3.1)$$

B 為環境的浮力，U 為 0.5 到 6 km 的垂直風切；當 R 超過 30 時，大部

份是多胞風暴；當 R 介於 10 到 40 之間則為超級風暴。本個案的 CAPE 低( $B < 1000 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ )，浮力弱，00 UTC 的垂直風切為  $8.37 \text{ ms}^{-1}$ ，12 UTC 時為  $7.85 \text{ ms}^{-1}$ ，屬於中等偏弱的風切，B 皆在 10 以下，屬於低能量的對流系統(low energy convective systems)。當浮力小、中等風切時，R 屬於超級對流胞的範圍，可能會出現和超級對流胞一樣穩定(steadiness)和傳播(propagation)的特性，然而由於缺乏浮力，沒有夠強的上升運動所以無法產生劇烈的天氣(Carbone et al., 1990b)。

一旦有地形存在時，就必須討論大氣環境和地形之間的關係，氣流過山與否對於降水有很大的影響，此時就必須考慮到弗如數(Froude number, Fr)，定義為：

$$Fr = \frac{U}{NH} \quad (3.2)$$

$$N^2 = g \frac{d(\ln \theta)}{dz} \quad (3.3)$$

U 為上游環境風速，H 為地形高度，N 為乾靜力穩定度， $\theta$  則為位溫。當 Froude number 超過 1，氣流就會過山(Smith, 1979)。下雨前後算得的 N 為 0.01 左右，大屯山約為 1 km 高，所以只要地形上游風速大於  $10 \text{ ms}^{-1}$ ，氣流即可過山，在迎風面加強上升運動，助於降水系統發展。

## 第四章 中尺度降水特徵

繼綜觀環境分析之後，本章將利用雷達高時間、空間解析度的優點進行中尺度分析。五分山雷達的掃描策略固定，所以觀察回波隨時間變化時會以五分山雷達的資料為主；中央大學雙偏極化雷達為研究用，強降水期間亦提供即時降水估計資料給氣象局，掃描策略較多變，但對於雲物理分析有相當幫助。

### 4-1 回波系統隨綜觀天氣之變化 (meso- $\alpha$ 分析)

使用氣象局地面天氣圖和台灣地區整合回波圖，連結綜觀和中尺度 (meso- $\alpha$ ) 對流系統間的關係。

(I) 9月9日 18 UTC (圖 4.1a)，地方時為 10 日凌晨，低壓中心位於台灣東南方的巴士海峽並往西移動，東部外海有北北東—南南西走向排列整齊的線狀對流胞，而低壓中心附近的回波較強且群聚範圍大，此外，在低壓南方仍有些走向較為不同的線狀對流胞。

(II) 9月10日 03 UTC (圖 4.1b)，低壓中心往西移至屏東附近，此時高低壓交界面的等壓線明顯變密，台灣南部的雷達回波減弱，而對流胞已無線狀形式，並向北集中在東部和東北部外。

(III) 9月10日 09 UTC (圖 4.1c)，強降雨期間，低壓中心西移至台灣西南方海域，高低壓交界面的等壓線最為緊密，台灣北部地區回波排列為東北東—西南西走向，並且持續往西邊延伸。

單若只聚焦於天氣系統對於台灣北部及東北部附近影響，可以發現隨著低壓西移，風場、風切線和回波走向也隨之變化；(I)的線狀對流(圖 4.1a)，為北北東風和東北風的輻合，對流排列和風切線平行，而夜晚的陸風環流可能和離台灣較近的線狀對流也有關係(Yu and Jou, 2005)。

(II)、(III) (圖 4.1 b,c)隨著低壓西行，東部外海逐漸轉為東南風，使系統逐漸移往陸地；北部也由北北東風轉為東北風，風切線方向改變，系統的排列呈現東西向。

中尺度對流系統 (mesoscale convective system) 的配置與移動確實受到綜觀尺度天氣的影響，降水系統亦經由綜觀因素自海上系統向陸地傳入，並在北部地區降下豪雨。

#### 4-2 中尺度水平結構特徵(meso- $\beta$ 分析)

首先由五分山雷達兩公里高度平面的回波時間續列圖開始(圖 4.2)，對流胞自東向西一波波由海上移入陸地，回波型態在東側多為南北向，至西側時轉為東西向。除此，若以回波 40dBZ 的等值線(圖上紅色等值線)去界定對流型態的對流胞的範圍，可以看出對流胞被嵌在一個廣大的系統之中，對流胞的大小從數十到數百平方公里，且回波型態具有多種樣貌，時而可見對流胞不規則的散佈在大系統之中，有時則呈現接近南北排列的胞胞對流；部分對流胞會聚集(merge)，成帶狀或成團狀，消消長長、分分合合，又有部分各自獨立發展；此中尺度系統的對流型態確實複雜多元。

Bluestein and Jain(1985)，統計美國中西部將近一百五十個中尺度線狀對流的形成及演化特徵，將其分為四類(圖 4.3)：

(1) 碎線型 (broken line)：常見類型，剛開始為數個分別同時長起的單獨對流胞，但由於低層蒸發冷卻形成冷池，在舊胞間輻合而產生新的對流胞，最後再將所有對流組織成線狀。

(2) 上游生長型(back building)：常見類型，新對流胞在舊對流胞移動方向的上游處有週期的生成，接著新胞擴展與舊對流胞連合併為一。

(3) 碎面型(broken areal)：由無組織的中等或強對流所組合發展成為密實的線狀對流系統。

(4) 嵌面型(embedded areal)：對流線在廣大且微弱的層狀降水區域中，此類型最少。

個案的回波型態大致上屬於嵌面型，無組織的對流散佈在微弱的層狀系統中，但部分卻類似碎線型對流胞的合併成長機制，對流型態不易描述。

### 4-3 強回波的統計分析

因為雷達回波在水平結構上具有多樣貌的特性，空間分布上不易掌握，所以本節將使用統計方法以期能更清楚勾勒出回波的空間分佈特徵。以下資料皆以中央大學為原點，內插至直角座標後再統計。

#### 4-3-1 Hovmöller diagram

利用 Hovmöller diagram 來分析中尺度對流的時空分布；強降水期間五分山雷達 2 km 的回波東西(南北)方向隨時間的變化。

東西向的三個剖面(圖 4.4)： $y=35$ 、 $25$  和  $15$  km，分別通過大屯山北側、地勢較高處和南側，橫軸為東西向的距離，縱軸為時間(06 -12 UTC)，等值線為回波。這三個剖面都有三波系統由東至西移入，但第三波只有初期，不完整，所以在此只探討前面兩波。山的北側， $y=35$  km(圖 4.4a)，回波在西移時逐漸減弱，又以第二波減弱的較快，強回波(40dBZ)結束在  $x=50$  km 處。 $y=25$  km(圖 4.4b)，回波強度比山的南、北側都大，持續時間也較久；在第一波通過時，大屯山區( $x=30\sim45$  km)山前有加強；值得注意的是每波的後期，在淡水河口附近的位置( $x=15\sim25$  km)，會突然出現一個強回波值。在  $y=15$  km(圖 4.4c)，兩波強回波出現

的時間早於其它剖面，這也代表在此個案間，在大屯山區的不同位置即使皆有兩波系統的存在，但強回波出現的時間是不同的。

接著看三個南北向的剖面(圖 4.5)： $x=90$ 、 $40$  和  $25$  km，分別通過台灣東北方海上、大屯山區以及淡水河口，橫軸為南北向的距離，縱軸、等值線和上述相同。在  $x=90$  km 時(圖 4.5a)，有三波系統出現，每一波隨著時間增加，南北分布也逐漸縮小。在  $x=40$  km(圖 4.5b)，大體而言有兩波，強回波集中在大屯山區；第一波的強回波落在  $y=10-40$  km 間，第二波初期的強回波走向先由南到北，而後由北到南。 $x=25$  km(圖 4.5c)，強回波的南北分布範圍最小，主要在淡水河口附近( $y=20-30$  km)，而且強回波南北移動小，第一波和第二波初期由南稍微往北移動，但第二波後期則由北向南傳入，和  $x=40$  km 類似。

由 Hovmöller diagram 可以更清楚確認系統由東向西傳入，但在南北的分布上仍有差異，南邊的強回波集團又早於北邊的回波傳入陸地。

#### 4-3-2 強回波的時空分布

統計 06-12 UTC 之間五分山兩公里高度回波大於 40 dBZ 的發生次數比例(圖 4.6)；發生次數的定義為：強降水期間兩公里回波大於 40 dBZ 的資料數除以觀測資料總數。選定一個回波門檻值(40 dBZ)計算固定時間內出現的次數比例，除了可以看到強回波的持續性之外，還可以看到強回波的空間變化。

發生次數的高值主要分為三區(圖 4.6)：台灣東北部外海、大屯山區、淡水河口附近；東北部外海的分布區域廣泛，但是強回波出現頻率( $\sim 20\%$ )是三區中最小的，大屯山區強回波的發生次數居冠，約 50%，而淡水河口則為 30% 左右，但卻也令人不解與好奇，為何在大屯山區下游仍然會有強回波的發生？此三區域之外的強回波出現比例大多在

10%以下，但整個大系統還有一個東北—西南走向的邊界特徵，在邊界的左側幾乎沒有強對流發展，東邊對流分布南北較廣，但越往西走，南北距離越縮越短。

這三個強回波區域是同時存在的嗎？於是統計每小時回波大於 40 dBZ 的出現比例(圖 4.7)，發現這三個區域不完全是同時出現，而且還有週期性的空間變化；06 UTC 時(圖 4.7a)，回波分布範圍在東北部海上和台灣北部、東北部陸地，出現的頻率較不集中且範圍廣，表示強對流在持續移動中，07 UTC(圖 4.7b)時主要集中在兩個地方：大屯山東方(地形凹口處)和淡水河下游，而 50%以上的出現次數也代表此區域的強回波存在較久。08 UTC 時(圖 4.7c)，強回波最集中的區域是淡水河口外海，而此時東北部外海可以看到一條條向西集中的拖曳線，由北到南呈現：東北—西南走向，東西走向(約  $y=20$  km 處)，再轉成東南—西北走向。09 UTC(圖 4.7d)，主要集中在大屯山東南方和東北角外海，原本廣布於東北方海面上的線條聚集成團。10 UTC(圖 4.7e)，高出現次數的強回波區為大屯山區北方、東北方與淡水河口，東北部外海一些有移動中系統，最後 11 UTC 時(圖 4.7f)，東北部的對流回波匯聚為一區，淡水河口附近的集團向西北方移動到海上，並且出現次數較之前更高，大屯山區南側的也有一些強回波出現。

小結以上，主要的強回波在低層的空間分布有三小時一次的週期，第一個小時廣布於外海，並且持續向西移動，第二個小時分別在大屯山區東北側和淡水河口有較大的集中程度。最後一小時，強回波出現次數最大值在淡水河口，而大屯山南側也有中等以上的出現次數。六小時累積起來就出現三個主要區域：台灣東北部外海、大屯山區和淡水河口附近。

### 4-3-3 $Z_{DR}$ 的時空配置

若低層皆為液態水的情況下， $Z_{DR}$  代表雨滴粒徑的大小，大  $Z_{DR}$  值代表較大的雨滴(圖 2.1)，因此使用和回波相同的方法統計  $Z_{DR}$ (圖 4.8)，門檻值為 1dB。由於中大雷達掃描策略在強降水的六小時內不固定，所以只計算 CWB-7 策略(觀測比數最多)。大於一的  $Z_{DR}$  集中在大屯山的東北側和淡水河口(圖 4.8)。圖中受到地形影響的右下角和某些沿著雷達徑向較大的  $Z_{DR}$  錯誤值於本文中不予討論。

分別觀察 09-11 UTC 每個小時的變化(圖 4.9)，09 UTC 時(圖 4.9a)，大  $Z_{DR}$  於海上零星分布，10 UTC(圖 4.9b)在大屯山區和淡水河口有較明顯的集中趨勢，並和強回波出現高值的地點接近。11 UTC(圖 4.9c)，淡水河口大的  $Z_{DR}$  值和強回波對應的非常好。 $Z_{DR}$  大於一的高出現比例和強回波的高出現比例，在空間上有密切的對應性，這代表該強回波區可能有較大的雨滴出現。

### 4-4 強回波空間分布的可能原因

隨即，利用雷達風場來解釋強回波分布的可能原因。0701 UTC 五分山雷達  $0.5^\circ$  PPI 徑向風場(圖 4.10)，徑向風正值代表遠離雷達，負值代表靠近雷達。地圖小藍點的位置為五分山雷達站，紫色圈距離雷達 30 km，可以看出 PPI 風場相對於地圖上的位置。

(圖 4.10)黃色虛線左邊為大環境高壓所造成的東北風，東北風垂直風場的零值線，而(圖 4.6)中東北-西南走向的對流邊界，也和此東北風邊界接近，可能是東北風較為乾冷且風速大，以致強對流無法越過此邊界繼續發展；黃虛線以東較北方處也出現東北風，往南則為巴士海峽上的低壓環流吹拂於此區的東風和東南風。紅色方框也可以看到北北西-東南東走向風速由大到小的線狀輻合。而雷達正東方，有一個較強的負

風速區，在 45 km 半徑的圓上，負的徑向風累積起來比正的多，故在此區域內屬於輻合的狀態。

(I) 東北部外海：對流生成的可能原因為高壓產生的東北風和低壓環流的東風、東南風輻合，並配合有利的綜觀環境條件使對流於此區易於生長。追蹤此區域中兩胞獨立的單胞對流(圖 4.11)，分析 0805 UTC 五分山雷達的  $85^\circ$  方位角的回波和徑向風場剖面(圖 4.12)，扣掉對流胞移速  $7\text{ms}^{-1}$  後，參考 Kingsmill and Houze(1999, fig.25)推估其流場，在對流胞西側可能會有上升運動利於系統發展，同時也對應到較強的回波柱，而對流胞的右方則有由東向西的入流。

(II) 大屯山區：第三章討論過只要地形上游環境風場大於  $10\text{ms}^{-1}$ ，氣流即可過山，1.5 km 雙雷達合成的水平風速(圖 4.13)皆大於  $10\text{ms}^{-1}$ ，所以推估氣流會過山，0736 UTC 2.5 km 高度的水平風場(圖 4.14)在大屯山區也呈現和上游風向類似的情形並無繞山， $y=25\text{km}$  的東西向垂直剖面(圖 4.15)中氣流出現過山的現象，最大的上升速度約為  $3\text{ms}^{-1}$ (圖 4.15b)，整體的垂直速度不強，但爬坡處較大的上升運動可能提供較多的水汽凝結機會，使得降水增強，此區  $Z_{DR}$  也有增強趨勢，雨滴較大。

(III) 淡水河口：圖(4.10)的綠色方框中，從淡水河到桃園存在一個風速由大至小的輻合區，其它時間的徑向風場中，此低層輻合區也配合強回波的發生。0736 UTC 的雙雷達風場中(圖 4.14)，淡水河口附近( $x=20-30\text{km}$ ,  $y=15-25\text{km}$ )有東北風和穿過台北盆地的東風輻合，由兩公里高度的輻合輻散場(圖 4.16)也可看出，相同地 07 UTC 的地面測站風(圖 4.17)在台北盆地主要是吹東風，河口有東北風，在淡水河亦有輻合。

淡水河口的強回波區域除了風場輻合的原因之外，也有可能是北方氣流過山產生 hydraulic jump，加強原來在河口處的對流，雖然沒有直

接的證據，但本個案的 Froude number 大於一，山高約為一公里左右，屬於 regime IIb-IIa 之間，可能有 hydraulic jump 發生 (Lavoie, 1974; Schär and Smith, 1993)，進一步仍需要用高解析度模式的位溫剖面才能證明。0736 UTC  $y=19$  km 剖面(圖 4.18)，氣流越過大屯山區後仍有上升速度，除此，淡水河左岸的觀音山( $x=20$  km)濕空氣的爬坡也可能是淡水河口強回波的原因之一。

以上這些強回波區域皆有環境有利因子的相助，台灣東北部外海有高、低壓的輻合，大屯山區則是地形上坡增強，淡水河口為東北風和穿過台北盆地的東風輻合，而且可能也有 hydraulic jump 和觀音山的貢獻。

#### 4-5 回波之型態特徵

由以上統計結果得知常有數個系統同時存在，此波的系統會和前一波系統的發展中期或成熟末期同時出現，使得回波型態不易描述。所以現在只針對其中單一系統，整理出六種回波型態變化的概念圖表(表 4.1)(圖 4.19)，並且在每種型態都挑一張回波圖為例(圖 4.2)，而強降水期間的雷達回波時間序列資料可見附錄。

第一種型態：(0718 UTC，圖 4.2a) 在東北部外海時，對流型態的回波都是被嵌在向西移動的大系統之中，發展並不高，水平範圍約數到數十平方公里，隨機出現各自發展，西移逐漸成長。

第二種型態：(0759 UTC，圖 4.2b) 之後分為有合併(merge)和沒有合併的對流胞，沒有合併的對流胞會繼續成長而後消散，生命期約一個小時左右。有合併的對流胞會先合併成數個團狀回波，並排列成南北走向的線狀對流，而後南北分布越來越集中，合併後的生命期約兩個小時，較未合併的對流胞生命期長，前人研究也指出雷達觀測或數值模擬結果顯示雲胞合併會增加雲系面積，降水強度也將增加 (Simpson et al.,

1980； Westcott, 1984)。以下並針對有合併的對流胞再討論。

第三種型態：(0829 UTC，圖 4.2c) 當出現南北走向的線狀回波時，南北仍是有差異的，南邊的對流移速較北邊快，但兩者皆持續朝中間靠近。

第四種型態：(0858 UTC，圖 4.2d) 海洋到陸地：當對流胞快要碰到基隆陸地時，南方的系統轉為西北—東南走向，並持續往東北方前進；而北方的線狀對流移速較緩慢並逐漸有西北—東南的排列形式。

第五種型態：(0956 UTC，圖 4.2e) 遇到大屯山地形：南方系統先碰到大屯山區，在山的南坡加強，而後向東移至淡水河口。北方系統由東北登陸，在大屯山的東北方凹口有加強，而後過山或由山旁通過，朝西南西方移動。

第六種型態：(1042 UTC，圖 4.2f) 淡水河口：南方系統先西移至河口，並逐漸成長，北方系統末期的對流胞也朝此區域移動。而在此區域，有時南方和北方的系統也會合併，再創高峰，回波在此也成東西走向。

## 第五章 雲物理特性討論

利用雙偏極化雷達對於水象粒子敏感的長處，針對中尺度的垂直結構、融解層和雲微物理的特徵進行分析。

### 5-1 中尺度垂直結構特徵

垂直方向上的中尺度對流系統有何特性呢？先由五分山雷達的垂直剖面任選四個有經過對流區的南北或東西剖面(圖 5.1)看起，環境  $0^{\circ}\text{C}$  約位於 5.5 km 高度，10 dBZ 的回波等值線可以垂直往上延伸到十公里以上，而為數不多 35 dBZ 的回波等值線可以稍微超過  $0^{\circ}\text{C}$  高度，到達六、七公里，此外，在對流區之外也有層狀的雷達回波特性，雷達回波水平層層疊上，部份區域有較明顯的亮帶出現。

接著，分析 0735 UTC 中大雙偏極化雷達  $60^{\circ}$  方位角  $Z_{\text{HH}}$ 、 $Z_{\text{DR}}$ 、 $\rho_{\text{HV}}$ 、 $\Phi_{\text{DP}}$  和  $K_{\text{DP}}$  的剖面(圖 5.2)。回波在五公里高度附近有明顯的亮帶， $Z_{\text{DR}}$ 、 $\rho_{\text{HV}}$  也出現融解層特徵，因為開始融冰，使得  $Z_{\text{DR}}$  在融解層有增加的趨勢， $\rho_{\text{HV}}$  出現接近 0.9 的低相關係數亦可表現出冰水混相的特性，而融解層上、下方的純冰、純水區有較高的  $\rho_{\text{HV}}$  值(0.98 以上)。亮帶下方為發展不高的對流型態，強回波值(40dBZ)沒有超過亮帶，在主要對流區都有對應到較大  $Z_{\text{DR}}$  的值，越往低層  $Z_{\text{DR}}$  越大代表較大的雨滴粒徑。與降水量有關的  $\Phi_{\text{DP}}$  和  $K_{\text{DP}}$  在強對流胞區有明顯增加的趨勢，當  $\Phi_{\text{DP}}$  通過降水時，水平和垂直相位累積的相位差逐漸增加，但有時無法明確判定出變化最多的位置，因此將  $\Phi_{\text{DP}}$  對距離微分得到  $K_{\text{DP}}$ ，如此一來即可快速辨認出  $\Phi_{\text{DP}}$  變化最大處，找出較強的雨區。圖中低層的強對流區皆有對應到較大的  $K_{\text{DP}}$ ，尤其是在距雷達 40-50 km 山區的對流胞，回波和  $K_{\text{DP}}$  相較於其它對流胞都較大，可能有較大的降水。

雙偏極化雷達能反映水象粒子不同特性，由雙偏極化雷達參數和當時環境探空的溫度經模糊邏輯的判斷可估計該處水象粒子的種類，前段剖面的水象粒子分類如(圖 5.3)。水象粒子種類更清楚表示此中尺度對流系統的結構，系統並沒有出現劇烈天氣中的軟雹、冰雹，融解層以上主要是固態水象粒子：冰晶和乾雪，融解層開始有濕雪的出現，融解層下方全為液態水，但有降雨程度之區別。

此個案中尺度之垂直結構特徵為長時間存在的層狀區與發展不深的對流，層狀區、淺對流和兩者之間的交互作用將於以下繼續討論。

## 5-2 層狀區—融解層特性

融解層的特性和上層冰相粒子的大小和性質有關，粒子融解時介電常數、落速、形狀和大小…等物理性質都會改變。融解層的上邊界通常在雷達回波最大曲率處，回波在此區快速增加 (Fabry and Zawadzki 1995)，回波最大處接近乾球溫度  $0^{\circ}\text{C}$  左右的等溫層 (Stewart et al., 1984 ; Willis and Heymsfield, 1989)，而融解層的下邊界並不容易判斷。

長時間中、高仰角(PPI)的回波皆有亮帶環，意即大範圍的層狀區域；以 0921 UTC 中央大學  $6.5^{\circ}$  仰角的雷達資訊為例(圖 5.4)，回波場(圖 5.4a)存在一明顯弧線亮帶，散佈於其中的對流胞也使得圓弧出現凹凸曲折不圓滑； $Z_{\text{DR}}$ 、 $\rho_{\text{HV}}$  和  $K_{\text{DP}}$ (圖 5.4b,c,d)有比回波較完整的圓弧，代表不同雷達參數對於冰相粒子融化的反應結果。

0939 UTC 時中大雷達上空屬於層狀降水，透過雷達的垂直掃描觀測(圖 5.5)，除  $Z_{\text{DR}}$  之外的其它參數皆可清楚看見冰粒子融解的圓環， $Z_{\text{DR}}$  無法呈現環狀的原因已於 2-2-2 節討論，因此不再討論。將同一高度的參數平均，可見不同雙偏極化雷達參數在融解層有更清楚的特徵(圖 5.6)， $0^{\circ}\text{C}$  高度約 5.2km，以深藍色虛線表示，融解層之上冰粒子以水蒸

氣凝華(deposition)的微物理過程為主，回波由十公里高度往下逐漸增加， $0^{\circ}\text{C}$ 附近回波梯度明顯變大，融化時水象粒子的體積變大，水的介電常數也比冰大，所以回波會激增，回波最大值 26 dBZ 出現在 4.8 km 高度，隨後減小並在 3 km 處又逐漸增加，由回波判斷的融解層約在 4-5.5 km。垂直掃描中的徑向風也可視為垂直運動， $0^{\circ}\text{C}$ 等溫層以上的垂直速度約為  $1\text{ ms}^{-1}$ ，往下過了  $0^{\circ}\text{C}$ 之後便快速增加到  $6.8\text{ ms}^{-1}$ ，而後在四公里處又緩慢變小，最後落速約  $5\text{ ms}^{-1}$ 。冰水混相的粒子形狀和軸比變化大，所以  $\rho_{\text{HV}}$  降為 0.92 (約 4.8 km)，融解層上下方的  $\rho_{\text{HV}}$  皆在 0.97 以上，七公里以上  $\rho_{\text{HV}}$  較低，可能是因為資料過少造成的平均誤差。

雙偏極化雷達參數對於融解層的反應皆不同，每種參數在融解層中表現出的高度、厚度也不盡相同，回波、垂直速度與  $\rho_{\text{HV}}$  開始出現強烈變化時和  $0^{\circ}\text{C}$ 等溫層最接近，但  $K_{\text{DP}}$  在四公里下才有明顯增加，可以確定此高度以下冰相已完全融化成液態。

### 5-3 發展不深的淺對流

先前提過此個案的強回波發展並不高，統計強降水時期間五分山雷達七公里高度回波大於 30 dBZ 的出現比例(圖 5.7)，大於 30 dBZ 的回波出現比例幾乎都在 5%以下，零星分布於東北部海面、大屯山西南側和淡水河左岸(觀音山)。回波發展不高，連低層 2 km 平面的垂直風速都很小(圖 5.8)，頂多在對流區或地形迎風坡處有  $3\text{ ms}^{-1}$  的風速出現。

本個案對流胞的高度和夏季午後的熱對流型態(圖 5.9)非常不同。在夏季熱對流中，回波 40 dBZ 的等值線可垂直發展至十公里高空左右，融解層約五公里高，突破融解層許多，不只如此，在強回波柱(strong reflectivity column)位置上，也和正的大  $Z_{\text{DR}}$  ( $Z_{\text{DR}}$  column)、 $K_{\text{DP}}$  區域重合。融解層以上正  $Z_{\text{DR}}$ 、大  $K_{\text{DP}}$  值的出現，代表在此區域可能會有過冷

水存在；以上旺盛的對流雲物理特性需要較大的上升速度才可能將液態水往上帶並穿越融解層。

但為何本個案中除了部分對流胞的強回波可以到達 6~7 km，而其餘只能到融解層呢？發展不深的對流和環境條件有密切的關係，回到此個案的環境探空圖(圖 3.10，圖 3.11)，CAPE 值小，環境熱力條件微弱，平衡面(equivalent level ,E.L.)僅到達七公里，而平衡面為空氣塊自由對流至其溫度與環境溫度相等的高度，超過平衡面之後環境便無法再提供熱力的浮力作用使氣塊繼續再往上發展，所以環境熱力(平衡面高度)造成了此個案對流只能高至七公里的特性。

#### 5-4 CFAD 分析

CFAD (contoured frequency by altitude diagrams)，隨高度變化之等值頻率分布圖，是由 Yuter and Houze (1995b)用來描述某個回波體積內整體特性的統計方法。首先，先選取一個有興趣的回波體積，在每個高度依照不同物理量的數值計算其資料個數，並除以該層的總資料個數，如：回波 CFAD 的單位為資料個數的百分比/dBZ/ km，最後以該物理量為橫軸，高度為縱軸，畫出資料個數百分比的等值線圖。對流性降水的回波 CFAD 呈現 multimode 形式，底層到高層回波值皆分布廣泛；層狀降水的回波 CFAD 為對角線(diagonal)形式，相同高度的回波分布窄，融解層以上回波隨高度遞減而增加，融解層以下隨高度遞減而遞減。

接著分析 0902 UTC 的一個對流胞(圖 5.10a)，範圍是  $x=50-60$  km， $y=5-15$  km， $z=1-10$  km。回波 CFAD(圖 5.10b)高層分布狹窄且為對角線形式，屬於層狀特徵，底層分布廣泛為對流特徵。 $Z_{DR}$  的 CFAD(圖 5.10c)在融解層以下隨高度降低而增加，雨滴在低層可能以碰撞結合增長。此外，正  $Z_{DR}$  column 的週期為半個小時，而回波則有較長的持續時間，短

$Z_{DR}$  週期代表雨滴因碰撞結合，變大後即落下所以週期短。

## 5-5 層狀區和淺對流之交互作用

而源源移入的淺對流胞和長時間存在的層狀系統之間會有什麼有趣的交互作用發生嗎？地面的雨滴粒徑分佈受到上層固態水象粒子的大小所影響(Carbone, 1978)。Braun et al. (1996)指出長時間的中尺度層狀降水系統對於大尺度的加熱和潮濕有貢獻。所以此個案中長時間存在的層狀區，其冰相粒子如何影響降水，也是值得探討的問題！Fabry et al. (1993)討論一個層狀降水系統如何影響另一個既淺又強的對流，對流和層狀在動力上是兩個獨立的系統，強對流系統近乎不動，而層狀系統快速向強對流移動；剛開始淺對流會被層狀系統激發(ignite)，激發的原因是兩系統交會，大氣因而更加潮濕，層狀區會給對流區一些小水滴或微弱降水(seeding)，而後由中等的層狀降水將對流雲沖刷(washout)掉，以致淺對流消散。

長時間存在的亮帶，代表大環境皆存在著一個明顯且廣大的層狀區域，這也令人不忍好奇，想繼續探究為何層狀區能長時間的存在？Yuter and Houze (1995c)藉由分析一個多胞風暴提出粒子噴泉(particle fountain)的概念模式(圖 1.2)，單胞風暴就像一個由上升運動、降水粒子、下降運動所組成粒子噴泉，多胞風暴則由一群粒子噴泉所組成；剛開始由幾個年輕的粒子噴泉噴出粒子，而後越來越多粒子噴泉出現，強烈的上升運動使得較重且個數少的粒子，如：冰雹、軟雹或大雨滴經由合併(coalescence)或淋化(riming)過程成長，之後很快地便開始往下掉；當氣胞上升膨脹時，較輕的粒子會被帶往兩側，在微弱的浮力(老氣胞)中緩慢往下掉，並藉由水蒸氣凝華(deposition)作用成長。雖然這個個案沒有強烈的上升運動，但是卻有一波波的對流移入，就像粒子噴泉般由底層

藉由微弱的上升運動源源不斷提供水氣至上層，而使得高層的水氣和較輕的水象粒子來源不斷；由另外一個角度思考，扣掉新移入的降水系統移速(圖 5.11)，高層呈現偏西南風的入流，將西側稍早降水系統產生的冰晶帶往新系統的高層，對於新系統的高層層狀區也有水氣或冰晶的正貢獻，而使得層狀區長時間的存在。

雙偏極化雷達能反演雨滴粒徑利於雲微物理的分析討論，先由 1030 UTC， $y=20$  km 的東西剖面(圖 5.12)開始，液態水含量集中於大屯山區( $x=35-55$  km)，山前雨滴個數( $\log N_w$ )多，雨滴中值粒徑( $D_0$ )約為 1.5 mm，過山之後個數仍維持量多，但中值粒徑增大為 2 mm 左右。觀音山( $x=20-30$  km)的迎風坡也有較多的雨滴個數。1006 UTC， $y=25$  km 的剖面中(圖 5.13) 迎風坡的雨滴個數也有增加的趨勢，液態水含量在大屯山凹處最大，為  $2.5\text{gm}^{-3}$ ，而中值體積粒徑也有增加。淡水河口( $y=20-30$  km)的對流胞，其雨滴個數也較其它層狀區域多。

綜合以上並提出個案的雲物理概念模式(圖 5.14)，此個案由長時間存在的層狀區和發展不深的對流所組成，融解層的上方為冰相粒子，下方為液態水，雨滴越往低層越大，在近乎飽和的環境中代表低層可能以碰撞結合的雲物理過程為主。迎風坡有較大的上升速度，利於水汽凝結，所以小雨滴個數增多，當對流系統持續西移，在山上或山後這些小雨滴會碰撞結合成為較大的雨滴，個數雖然較其它區域多，但卻較山前少；其它對流區域也有較大的上升運動，利於水汽凝結，所以小雨滴的數目多；不論是地形加強或對流區都有額外較大的上升速度(圖中往上的箭頭)，使得水汽凝結，小雨滴的數目增多。長時間存在的層狀區是由源源移入的對流提供，對流如同粒子噴泉般將較輕的粒子由低層往高層輸送，所以對流經過時，對於該區域上層的冰粒子或水氣也都有正貢獻；若假設山區的對流胞是新對流胞，把山脈左方的對流當成老對流

胞，扣掉新對流胞的移速後，舊對流胞的高層會相對向新對流胞移動，也可以想像為將舊對流胞高層的固態水帶往新對流胞，因此在新對流胞的位置高層不斷有冰晶的匯入而產生長時間的層狀特徵。

## 第六章 結論與未來展望

### 6-1 結論

2006年9月10日北台灣初秋強降雨個案，在大屯山區和淡水河口造成大豪雨以上的降水，其中又以竹子湖  $556 \text{ mm day}^{-1}$  的降雨量最大，降雨時間主要集中在 06-12 UTC 之間，本文利用五分山雷達和中大雷達進行中尺度分析，並探討該段時間的降雨時空分布、可能機制與微物理特性。

北部地區強降水成因受到綜觀環境(圖 6.1)與地形加強兩者互相配合之結果。低層的綜觀環境，主要受到大陸性高壓出海和台灣南部低壓環流影響，因而在台灣東部海面有東北風、東風與東南風的輻合現象，中尺度對流系統的強度與配置也隨著巴士海峽上的低壓西移而有所改變；台灣上空高層輻散，利於地面系統發展。低層已有大陸性高壓出海，高層轉為西風，所以將個案時節定為初秋。

中尺度的水平回波特徵具有多種樣貌：分散無規則的對流胞被嵌在層狀區當中，部分會獨立發展，成熟而後消散，部分則合併生長，或為線狀，或為團狀，並且擁有較長的生命期。水平回波分布複雜多樣，常常數個系統同時存在，不易描述，若單純討論一個系統，可將其分成六種回波型態變化的階段(圖 4.19、表 4.1)，回波由東向西移入，在東邊為南北走向，西邊則為東西走向。

更進一步統計分析得到三塊強回波的區域，分別為：東北部外海、大屯山區和淡水河口，這些區域之中都存在大環境有利對流系統發展的因子，分別為綜觀尺度高、低壓配置造成的外海輻合，地形上坡增強和河口處東北風、東風的輻合(圖 6.2)。

垂直方向的特徵為長時間存在的層狀區和發展不高的對流；個案的熱力條件不強，對流可用位能小，以致於對流的強回波垂直發展只突破融解層一至二公里，最高僅至平衡面七公里高度左右，所以強降水的成因並非以熱力為主。不同雙偏極化雷達參數對於融解層有不同反應特性，參數極值、變化最大處和  $0^{\circ}\text{C}$  等溫層的距離亦不同。

藉由雙偏極化雷達反演雨滴粒徑，再配合風場資訊，得以描繪出一個屬於此個案的雲物理概念模式(圖 5.14)，長時間存在的層狀區也持續提供低層融化後的水滴(seeder)，地形迎風坡或對流區有較大的上升速度，利於凝結使得小雨滴個數增多(feeder)，層狀系統對於低層的對流可能有類似種雲餵雲(seeder-feeder)的機制。雨滴越往低層越大，代表降水在低層可能以碰撞結合的雲物理過程為主。長時間存在的層狀區由源源移入的對流提供，對流如同粒子噴泉般將較輕的粒子由低層往高層輸送，此外，舊對流胞高層的固態水也會被帶往新對流胞高層，在系統高層不斷有水氣和冰晶的匯入，因而產生長時間的層狀特徵。

## 6-2 未來展望

經過以上對於此豪雨個案的初步了解之後，發現許多有趣但尚未解答的謎題，日後希望能夠再利用雷達的資料更瞭解系統熱動力場的配置，並且分析藉雙偏極化雷達反演得到的雨滴粒徑分佈之統計特性，回推粒子軌跡線，結合動力與微物理機制，進行更深入的定量分析。

對於層狀與對流間雜互相之間的影响為何？期望能藉由模式再深入分析綜觀尺度與中尺度之間的互相影响，並且分別計算大尺度降水效率和雲微物理降水效率，進而評估影响降水效率的物理機制，以期對天氣預報運用有所助益。

## 參考文獻

- 王時鼎，鄭 俠，1982：台灣天氣之自然季節與冬季反常天氣之研究。大氣科學，**9**，125-146。
- 王時鼎，鄭 俠與趙友夔，1984：台灣天氣變化之自然季節。大氣科學，**11**，101-120。
- 鄧仁星，1999：侵台颱風降水預報之應用研究－台灣地區雷達資料處理系統之建立與測試，國科會博士後研究結案報告。
- 陳昭銘與汪鳳如，2000：台灣地區降雨之長期變化特性－秋雨之準二十年震盪。大氣科學，**28**，343-361。
- 陳盈曄，2000：宜蘭地區秋冬季降雨特性之研究。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
- 劉慈先，2002：SCSMEX 期間利用C-Pol 偏極化雷達氣象參數觀測降水系統之分析，國立中央大學碩士論文，67 頁。
- 張耀升，2003：宜蘭地區豪雨個案之研究。國立中央大學大氣物理研究所博士論文。
- 沈義欽，2005：北台灣超大豪雨個案之中尺度分析：2004 年 9 月 10-11 日。國立台灣大學大氣物理研究所碩士論文。
- 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。
- 呂崇華，2006：雙偏極化雷達資料分析梅雨鋒面雨滴粒徑分佈的物理特性。國立中央大學大氣物理碩士論文，100 頁。
- 鄭凌文，2006：北台灣地形對颱風降水分布及強度之影響：象神颱風雷達觀測研究。私立中國文化大學地學研究所碩士論文，71 頁。
- Bluestein, H. B., and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation : Server squall line in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2002: Experiments in rainfall estimation with a polarimetric radar in a subtropical environment. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 674-685.
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2003: An evaluation of a drop distribution based polarimetric radar rainfall estimator. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 652-660.
- Brandes, E. A., and K. Ikeda, 2004: Freezing-level estimation with polarimetric radar. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 1541-1553.
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2004a: Comparison of polarimetric radar drop size distribution retrieval algorithms. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **21**, 584-598.

- Braun, S.A., R.A. Houze, Jr., and M.-J. Yang, 1996: Comments on “The impact of the ice phase and radiation on a midlatitude squall line system.” *J. Atmos. Sci.*, **53**, 1343-1351.
- 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.
- Bringi, V. N., K. Knupp, A. Detwiler, L. Liu, I. J. Caylor, and R. A. Black, 1997: Evolution of a Florida Thunderstorm during the Convection and Precipitation Electrification Experiment: The Case of 9 August 1991. *Mon. Wea Rev.*, **125**, 2131-2160.
- Bringi, V. N., and V. Chandrasekar 2001: Polarimetric Doppler Weather Radar : Principle and Applications, Cambridge Univ. Press, 636pp.
- Bringi, V. N., 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.
- Bringi, V. N., G. Huang, and V. Chandrasekar, 2002: A methodology for estimating the parameters of a gamma raindrop size distribution model from polarimetric radar data: application to a squall-line event from the TRMM/Brazil campaign. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 633-645.
- Bringi, V. N., M. Thurai, and R. Hanesen, 2005: An overview of dual-polarization weather radar: theory and applications. Dual-polarization weather radar handbook, 123pp.
- Byers, H. R., and R. R. Braham, Jr. 1949: The Thunderstorm: Report of Thunderstorm Project. U. S Government Printing Office, Washington, D.C, 287pp.
- Carbone, R. E., and L. D. Nelson, 1978: The evolution of raindrop spectra in warm-based convective storms as observed and numerically modeled. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2302–2314.
- Carbone, R. E., B. Foote, M. Moncrieff, T. Gal-Chen, W. Cotton, M. Hjelmfelt, F. Roux, G. Heymsfield, and E. Brandes, 1990b: Convective dynamics: Panel report. Radar in Meteorology, D. Atlas, Ed., Amer. Meteor. Soc., 391-400.
- Chen, C.-S., and Y.-L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.* **131**, 1323–1341.
- Chen, Y.-L., and J. Li, 1995: Large-scale conditions favorable for the development of heavy rainfall during TAMEX IOP3. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2978-3002.
- Crook, N. A., and M. W. Moncrieff, 1988: The effect of large-scale convergence on the generation and maintenance of deep moist convection. *J. Atmos. Sci.*, **45**,

- 3606-3624.
- Fabry F., I. Zawadzki, and S. Cohn, 1993: The influence of stratiform precipitation on Shallow convective Rain : A case study. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3312-3325.
- Fabry, F., and I. Zawadzki, 1995: Long-term observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 838–851.
- 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.
- Gorgucci, E., G. Scarchilli, V. Chandrasekar, and V. N. Bringi, 2000: Measurement of mean raindrop shape from polarimetric radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3406-3413.
- Houghton, H. G., 1968: On precipitation mechanisms and their artificial modification. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 851–859.
- Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- Houze, R. A., Jr., 1997: Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2179-2196.
- Houze, R. A. Jr., S. Medina, and S.E. Yuter, 2001: Orographic precipitation mechanisms: New data from the Mesoscale Alpine Programme. Proc. International Conf. On Mesoscale Meteor. And Typhoon in East Asian, NTU Taipei, Taiwan, 88-93.
- Illingworth, A. J. and T. M. Blackman, 2002: The need to represent raindrop size spectra as normalized gamma distributions for the interpretation of polarimetric radar observations. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 286-297.
- Kingsmill, D. E., and R. A. Houze Jr., 1999: Kinematic characteristics of air flowing into and out of precipitating convection over the west Pacific warm pool. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1165–1207.
- Lavoie, R. L., 1974: A numerical model of trade wind weather on Oahu. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 630–637.
- Lim, S., V. Chandrasekar, and V. N. Bringi, 2005: Hydrometeor Classification System Using Dual-Polarization Radar Measurements: Model Improvements and In Situ Verification. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **43**, 792-801.
- Lin, Y. L., 1993: Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *TAO.*, **4**, 381-420.
- Liu, H.P. and V. Chandrasekar, 2000: Classification of hydrometers based on polarimetric radar measurement: development of fuzzy logic and neuron-fuzzy systems, and in situ verification. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 140-164.
- Maddox, R.A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1457-1493.

- Mapes, B. and R. A. Houze, JR. 1992: An integrated view of the 1987 Australian monsoon and its mesoscale convective systems. I: Horizontal structure. *Quart. J. Roy. Meteor. Sci.*, **118**, 927-963.
- Mapes, B. and R. A. Houze, JR. 1993: An integrated view of the 1987 Australian monsoon and its mesoscale convective systems. II: Vertical structure. *Quart. J. Roy. Meteor. Sci.*, **119**, 733-754.
- Marshall, J.S. and W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Metro.*, **5**, 165-166.
- May, P. T. and T. D. Keenan, 2003: Four-Dimensional Microphysics data from Darwin. 13th ARM Science Team Meeting Proceedings, Colorado, 7pp.
- Rogers, R. R., and M. K. Yau, 1989: A Short Course in Cloud Physics. 3rd ed. Pergamon Press, 293 pp.
- Ryzhdov, A., and D.S. Zrníc, 1996: Assessment of rainfall measurement that uses specific differential phase. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 2080-2090.
- Schär, C. and R. B. Smith, 1993: Shallow-water flow past isolated topography. Part I: Vorticity production and wake formation. *J. Atmos. Sci.*, **50**, No.10, 1373-1400.
- Scarchilli, G., E. Gorgucci, V. Chandrasekar, and T. A. Seliga, 1993: Rainfall Estimation using polarimetric Techniques at C-Band Frequencies. *J. Appl. Meteorol.*, **32**, 1150-1160.
- Scarchilli, G., E. Gorgucci, V. Chandrasekar, and A. Dobaie, 1996: Self-Consistency of Polarization Diversity Measurement of Rainfall. *IEEE Trans.*, vol. 34, 22-26.
- Seliga, T. A. and V. N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, **15**, 69-76.
- Simpson, J., N. E. Westcott., R. J. Clerman, and R. A. Pielke, 1980: On cumulus mergers, *Arch. Meteor. Geoph. Biokl., Ser. A.*, **29**, 1-40.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.*, **21**, 87-230.
- Smith, P. L., D. J. Musil, A. G. Detwiller, and R. Ramachandran, 1999: Observations of mixed-phase precipitation within a CaPE thunderstorm. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 145-155.
- Straka, J. M., D.S. Zrníc, and A.V. Ryzhkov, 2000: Bulk hydrometer classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis and relations. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1341-1372.
- Stewart, R. E., J. D. Marwitz, J. C. Page, and R. E. Carbone, 1984: Characteristics through the melting layer of stratiform clouds. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3227-3237.
- Testud, J., S. Qury, R. A. Black, P. Amayenc, and X. Dou, 2001: The concept of "Normalized" distribution to describe raindrop spectra: A tool for cloud physics

- and cloud remote sensing. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1118-1140.
- Ulbrich, C.W., 1983: National variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1764-1775.
- Vivekanandan, J., D. S. Zernic, S. M. Ellis, R. Oye, A. V. Ryzhkov, and J. straka, 1999: Cloud Microphysics Retrieval Using S-Band Dual-Polarization Radar Measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 381-388.
- Wakimomoto, R.M., and V.N. Bringi, 1988: Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: the 20 July storm during MIST project. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1521-1539.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982 : The dependence of numerically simulated convective storm on wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.
- Westcott, N. E., 1984: A historical perspective on cloud mergers. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 219-226.
- Willis, P. T., 1984: Functional fits to some observed dropsize distribution and parameterization of rain. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1648-1661.
- Willis, P. T., and A. J. Heymsfield, 1989: Structure of the melting layer in mesoscale convective system stratiform precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2008–2025.
- Yang, M.-J., C.-S. Liao, and J.-P. Chen, 2007: Sensitivity of orographic precipitation to Taiwan’s environment condition and terrain characteristics: An idealized two-dimensional modeling. *Terr., Atmos., and Oceanic Sci.*, submitted.
- Yu, C.- K., and B. J.-D. Jou, 2005: Radar observations of diurnally forced, offshore convective lines along the southeastern coast of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1613-1636.
- Yu, C.- K., D. P. Jorgensen, and F. Roux, 2007: Multiple precipitation mechanisms over mountains observed by airborne Doppler radar during MAP IOP 5. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 955-984.
- Yuter, S. E., and R. A. Houze Jr., 1995a: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part I: Spatial distribution of updrafts, downdrafts, and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1921–1940.
- , and ———, 1995b: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distribution of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1941–1963.
- , and ———, 1995c: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part III: Vertical mass transport, mass divergence, and synthesis. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1964–1983.
- Zeng, Z., S. E. Yuter, R. A. Houze Jr., and D. E. Kingsmill, 2001: Microphysics of the rapid development of heavy convective precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1882–1904.

- Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **39**, 830-841.
- Zrníc', D. S., and A. V. Ryzhkov, 1996: Advantages of rain measurements using specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **13**, 454-464.
- Zrníc', D.S., and A. V. Ryzhkov, 1999: Polarimetry for weather surveillance radars. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 389-406
- Zrníc', D. S., T.D. Keenan, L.D. Carey, and P. May, 2000: Sensitivity analysis of polarimetric variables at a 5-cm wavelength in rain. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 1514-1526.

表 1.1、2006 年下半年台灣北部大雨以上之測站日降雨量(mm day<sup>-1</sup>)，9 月 10 日出現明顯的強降雨事件。

	基隆	蘇澳	宜蘭	鞍部	竹子湖	淡水	台北	桃園	新竹
7 月 9 日								151	
7 月 10 日									
7 月 13 日		66	113	273	224	110	60	51	53
7 月 14 日									69
7 月 15 日		131							
8 月 10 日				50	52				
8 月 27 日	53			55		54			
9 月 4 日							52		
9 月 8 日	91			138	81				51
9 月 9 日			88	64	68	63		56	
9 月 10 日	193	204	113	454	556	312	113	137	52
9 月 12 日								52	
9 月 13 日				81					
9 月 15 日		100							
9 月 16 日				59	92				
9 月 21 日		116							
9 月 23 日					85				
11 月 22 日									
12 月 2 日		92							
12 月 4 日		74	57						
12 月 13 日		154							
12 月 14 日		51		70		50			
12 月 15 日	72			60					
12 月 16 日		65		58					
12 月 19 日				106	87				
12 月 20 日	115	138	60	93	85				
12 月 21 日					54				

50-130   130-200   200-350   350↑  
 大雨   豪雨   大豪雨   超大豪雨

表 2.1、2006 年 9 月 10 日中央大學雷達所執行的五種掃描策略。

Task name	Sweep number	Nyquist velocity	Time
<b>CWB_4</b>	4 sweeps	8.5 ms <sup>-1</sup>	08~09UTC
	0.5° 1.0° 2.0° 3.0°		
<b>CWB_7</b>	7 sweeps	8.5 ms <sup>-1</sup>	others
	0.5° 1.0° 2.0° 3.0° 4.5°		
	6.0° 7.5°		
<b>FULL_SCAN</b>	17 sweeps	23.94 ms <sup>-1</sup>	0735UTC 0921UTC
	0.5° 1.0° 2.0° 3.0° 4.0°		
	5.0° 6.5° 8.0° 9.5° 11.0°		
	13.5° 15.5° 17.5° 19.5°		
	21.5° 23.5° 25.0°		
<b>STORM</b>	13 sweeps	10.62 ms <sup>-1</sup>	0902UTC 0908UTC 0915UTC
	0.5° 1.0° 2.0° 3.0° 4.0°		
	5.0° 6.5° 8.0° 9.5° 11.0°		
	13.5° 15.5° 17.5°		
<b>VERTICAL POINTING</b>	2 sweeps	13.3 ms <sup>-1</sup>	0939UTC
	85.0° 90.0°		

表 2.2、中央大學的雙偏極化雷達參數。

參數簡寫	參數原文	參數譯名	單位
Z <sub>HH</sub> , Z <sub>VV</sub>	Radar reflectivity	回波	dBZ
Z <sub>DR</sub>	Differential reflectivity	差異反射率	dB
Φ <sub>DP</sub>	Differential phase shift	差異相位差	°
K <sub>DP</sub>	Specific differential propagation phase shift	比差異相位差	° /km
ρ <sub>HV</sub>	Cross-correlation Coefficient	相關係數	%

表 2.3、NCAR 水象粒子分類法依液相、冰相、混相和非水象粒子分為十七個種類。

1.	雲滴	Cloud
2.	毛雨	Drizzle
3.	小雨	Light rain
4.	中雨	Moderate rain
5.	大雨	Heavy rain
6.	過冷水	Supercooled liquid water
7.	雨和冰雹混合	Rain and hail mixture
8.	軟雹和小冰雹	Graupel and small hail
9.	軟雹和雨	Graupel and rain
10.	冰雹	Hail
11.	乾雪	Dry snow
12.	濕雪	Wet snow
13.	冰晶	Ice crystal
14.	不規則冰晶	Irregular ice crystal
15.	昆蟲	Flying insects
16.	二次回波	Second trip
17.	地形回波	Ground clutter

表 4.1、追蹤單一個系統整理出的六種回波型態變化表。

發展不高的對流胞被嵌在大系統的層狀區中						
T=3hr			T=0			
西方		←.....		東方		
六	五	四	三		二	一
淡水河口	遇地形之變化	由海洋至陸地	北方系統	對流胞合併	小對流胞成長 (南北走向)	小對流胞各自獨立 (隨機分布)
			南方系統			
			成長，死亡。約維持一個小時	對流胞不合併		

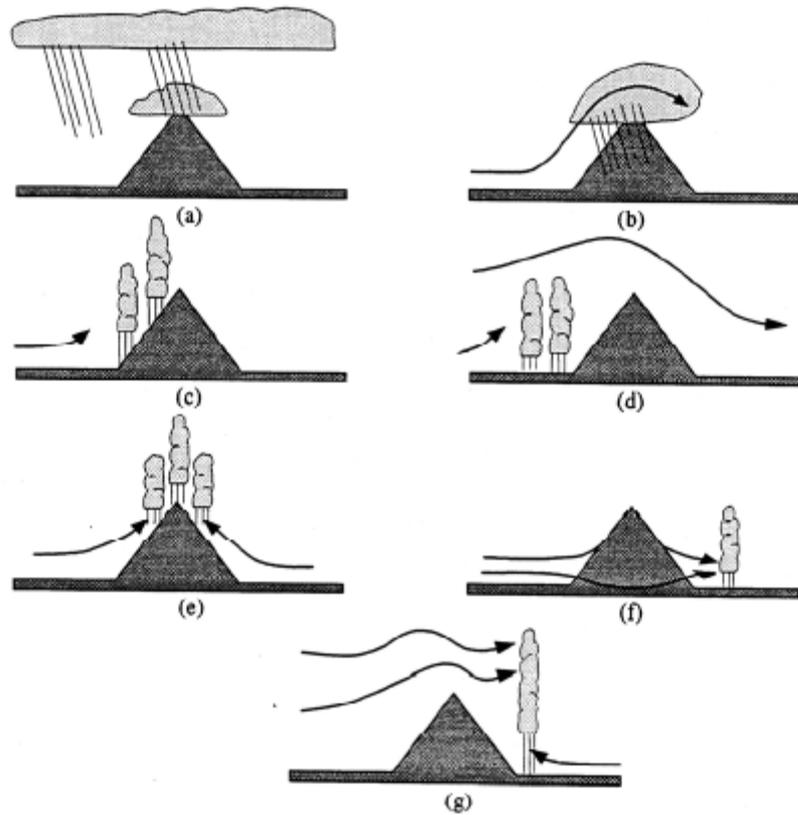


圖 1.1、地形降雨的機制，分別為(a)種雲餵雲機制(seeder-feeder process)、(b)上坡風凝結機制(upslope condensation)、(c)上坡對流激發機制(upslope convection triggered / enhanced by terrain blocking)、(d)上游減速激發機制 (upstream triggering)、(e)熱力激發機制(thermal triggering)、(f)山後輻合機制(leeward convergence)和(g)重力波在背風面的加強機制(lee-side enhancement by gravity waves)。(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

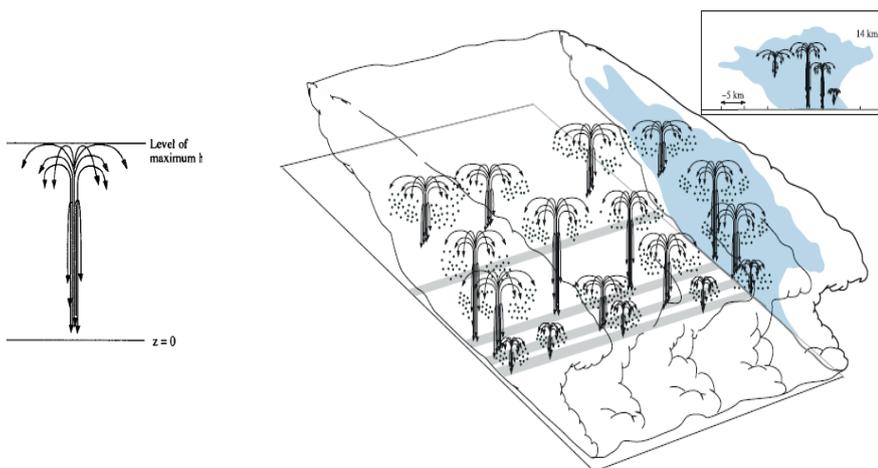


圖 1.2、Yuter and Houze 提出的粒子噴泉概念模式。左圖為單胞風暴的噴泉，右圖為多胞風暴的噴泉。(摘自 Yuter and Houze, 1995c)

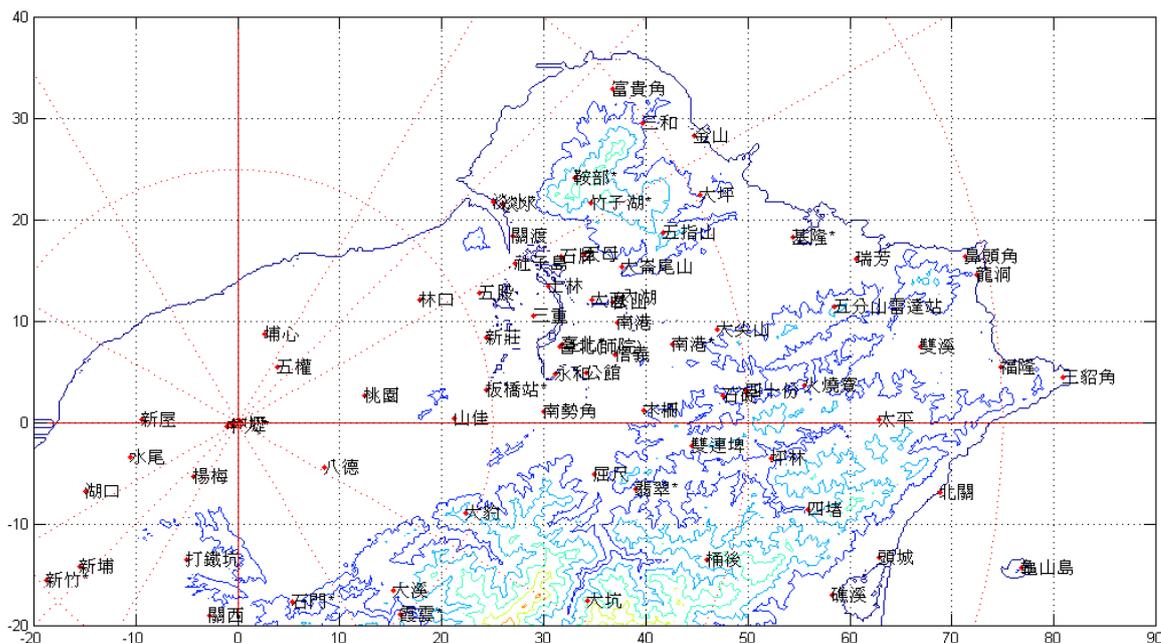


圖 2.1、以中央大學為原點，局屬測站及自動雨量站相對位置，座標的單位為公里。等值線為地形等高線，從 0 km 開始，間隔 0.3 km。站名後面有星號(\*)者代表氣象局局屬測站或雨滴譜儀站。

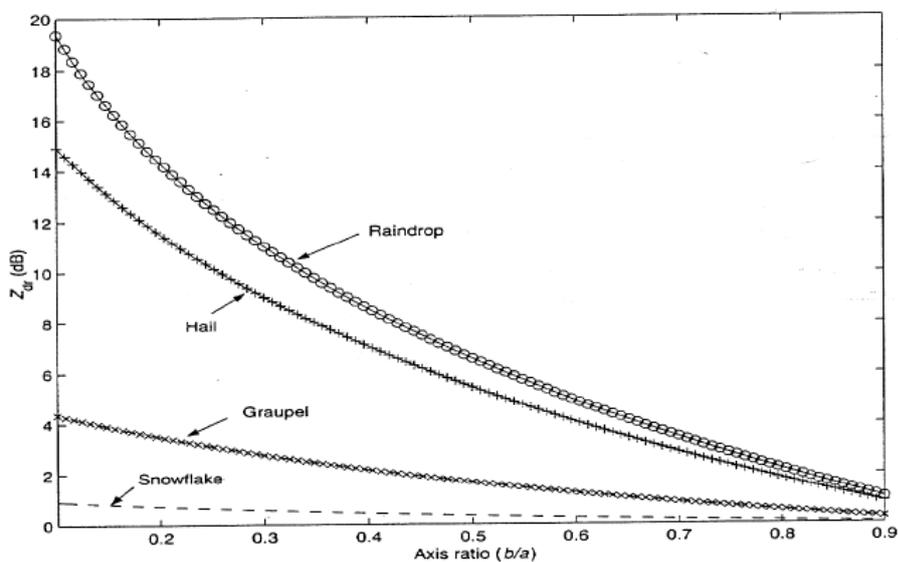


圖 2.2、 $Z_{DR}$ 和不同水象粒子的軸比關係圖，橫軸為水象粒子軸比(短軸長度除以長軸長度)，縱軸代表 $Z_{DR}$ 值，單位為dB。四條曲線分別代表雨滴(Raindrop)、冰雹(Hail)、軟雹(Graupel)、雪花(Snowflake)在不同軸比時相對應的 $Z_{DR}$ 大小。(摘自 Bringi and Chandrasekar, 2001)

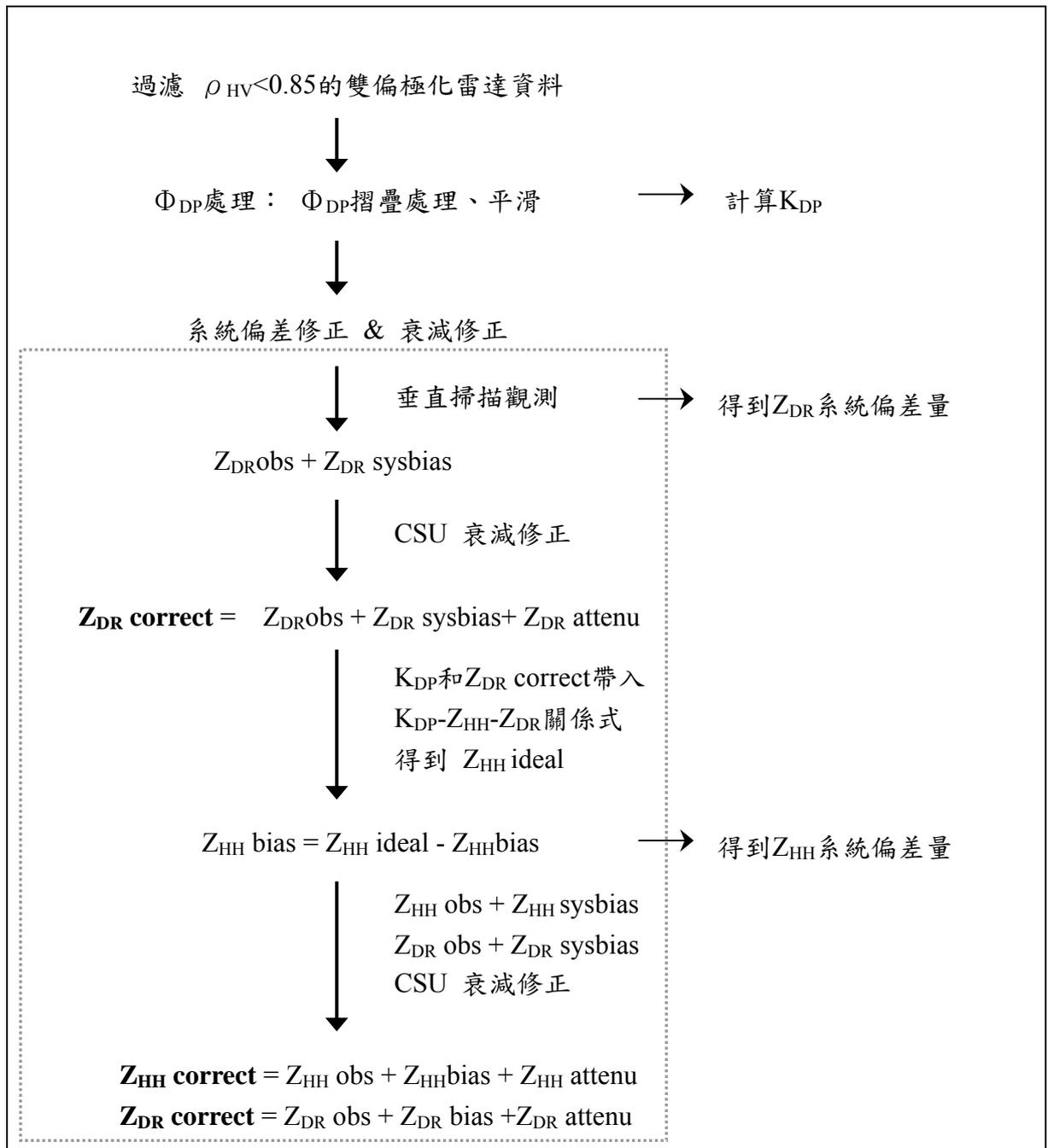


圖2.3、中大雙偏極化雷達資料處理流程。總共分為三大部分：由 $\rho_{HV}$ 過濾資料、 $\Phi_{DP}$ 處理和 $Z_{HH}$ 、 $Z_{DR}$ 的系統偏差修正和衰減修正(點框線內)。 $Z_{HH}$ 、 $Z_{DR}$ 之後的縮寫：obs為觀測值，sysbias為系統誤差，attenu為衰減修正的值，correct為經過所有修正後而得到較為正確的值。

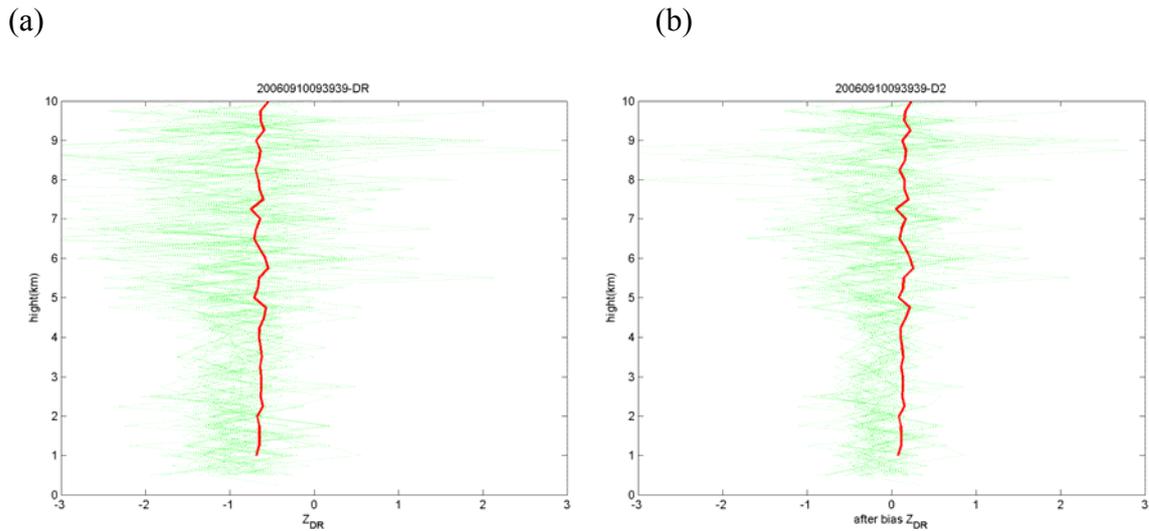


圖2.4、中大雙偏極化雷達垂直掃描之 $Z_{DR}$ 。橫軸為 $Z_{DR}$ ，縱軸為距離雷達之垂直高度(km)。綠色虛線代表一個掃描體積中每個波束(beam)隨高度的變化，紅色實線代表平均後的 $Z_{DR}$ 。(a)原始資料，可以找出的 $Z_{DR}$ 系統偏差量約0.75dB。(b)經過系統偏差修正後的 $Z_{DR}$ ，平均值接近零。

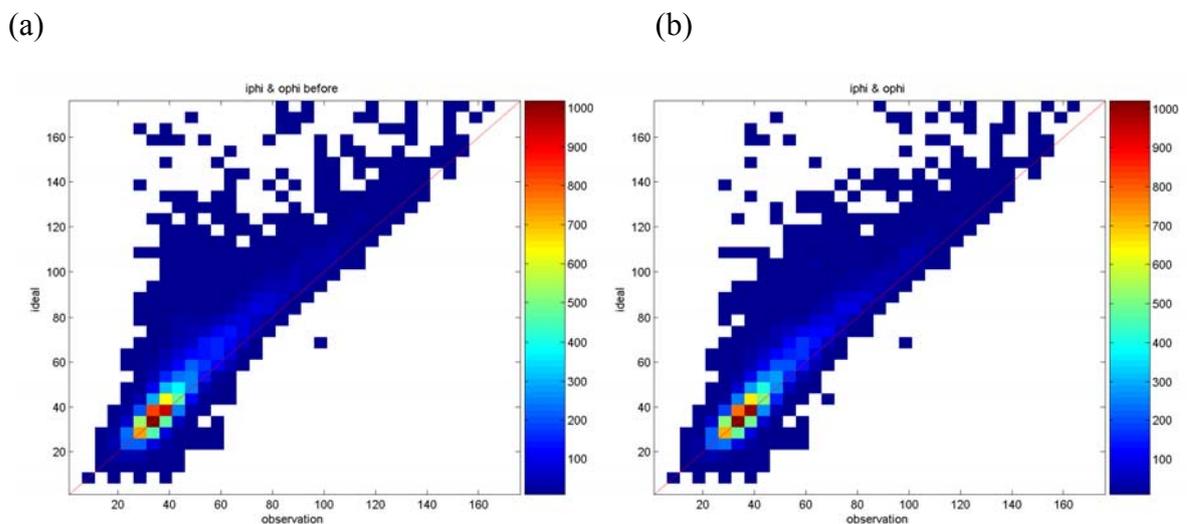


圖2.5、比較雙偏極化雷達原始資料與經過系統偏差和衰減修正後的 $\Phi_{DP}$ 。橫軸為觀測 $\Phi_{DP}$ ，縱軸為利用 $Z_{HH}$ - $Z_{DR}$ - $K_{DP}$ 關係式回推的 $\Phi_{DP}$ 。(a)完全沒有經過任何修正。(b)經過系統偏差修正和衰減修正的 $Z_{HH}$ 和 $Z_{DR}$ 。

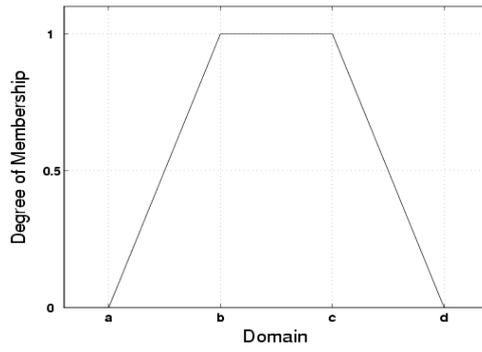


圖 2.6、美國大氣研究中心(NCAR)水象粒子分類方法中梯形函數型態的 membership function。

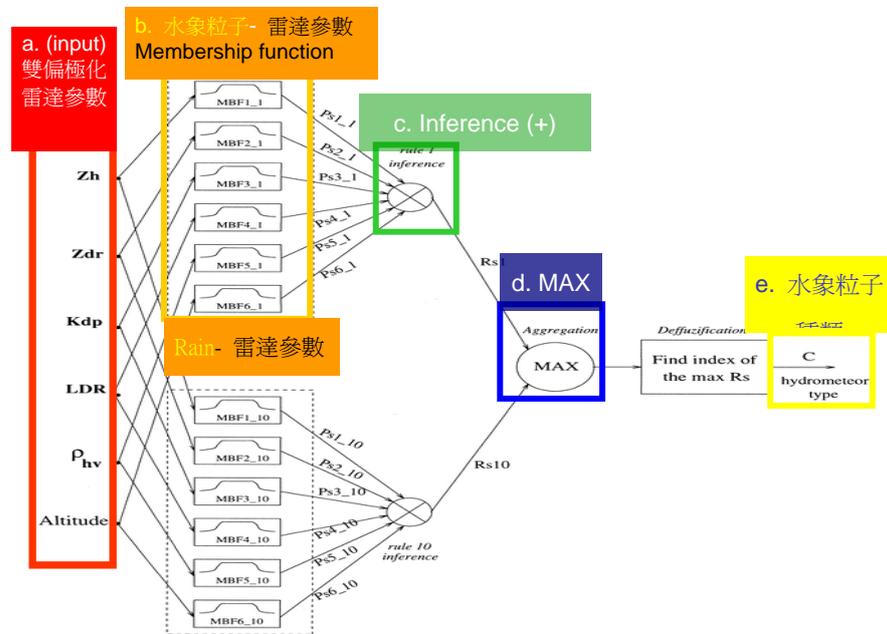


圖 2.7、經由模糊邏輯方法推估水象粒子分類的流程：(a)觀測得到雙偏極化雷達參數，(b)利用水象粒子和雷達參數間的 membership function 找出該種粒子的發生機率，(c)計算推論，(d)找出最大得分，即為該掃瞄體積內最有可能的水象粒子。(Bringi and Chandraskar, 2001)

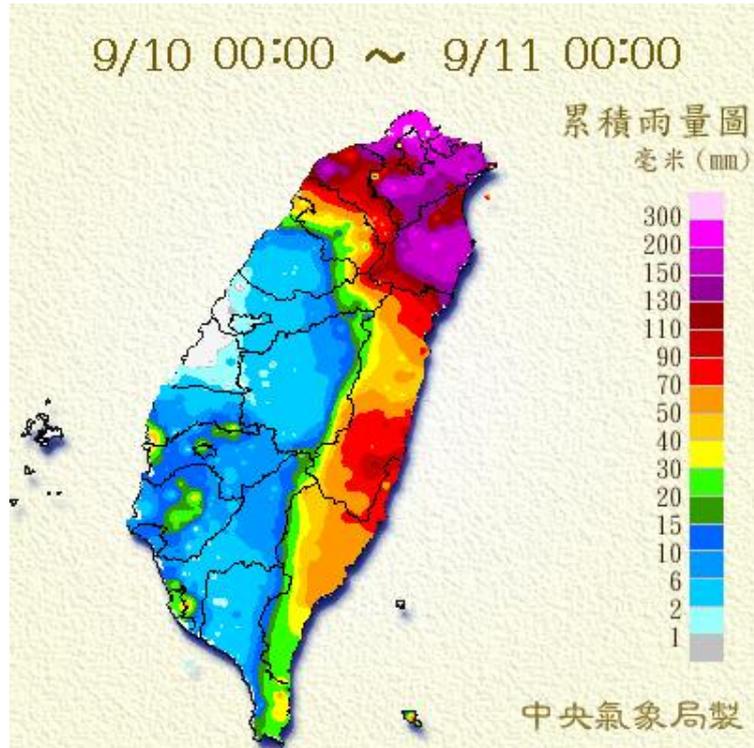


圖 3.1、氣象局 9 月 10 日全台累積雨量圖，強降雨大致集中在台灣北部和宜蘭地區。

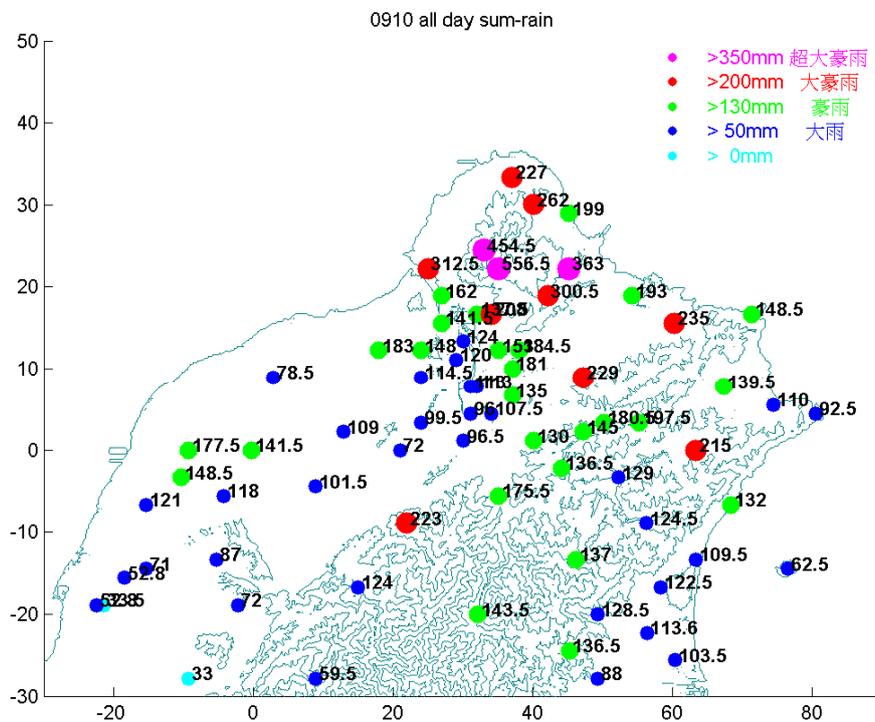


圖 3.2、9 月 10 日北部地區日累積雨量。點為測站位置，並且依照氣象局降雨程度分顏色表示，點旁的數字代表日累積雨量( $\text{mmday}^{-1}$ )。

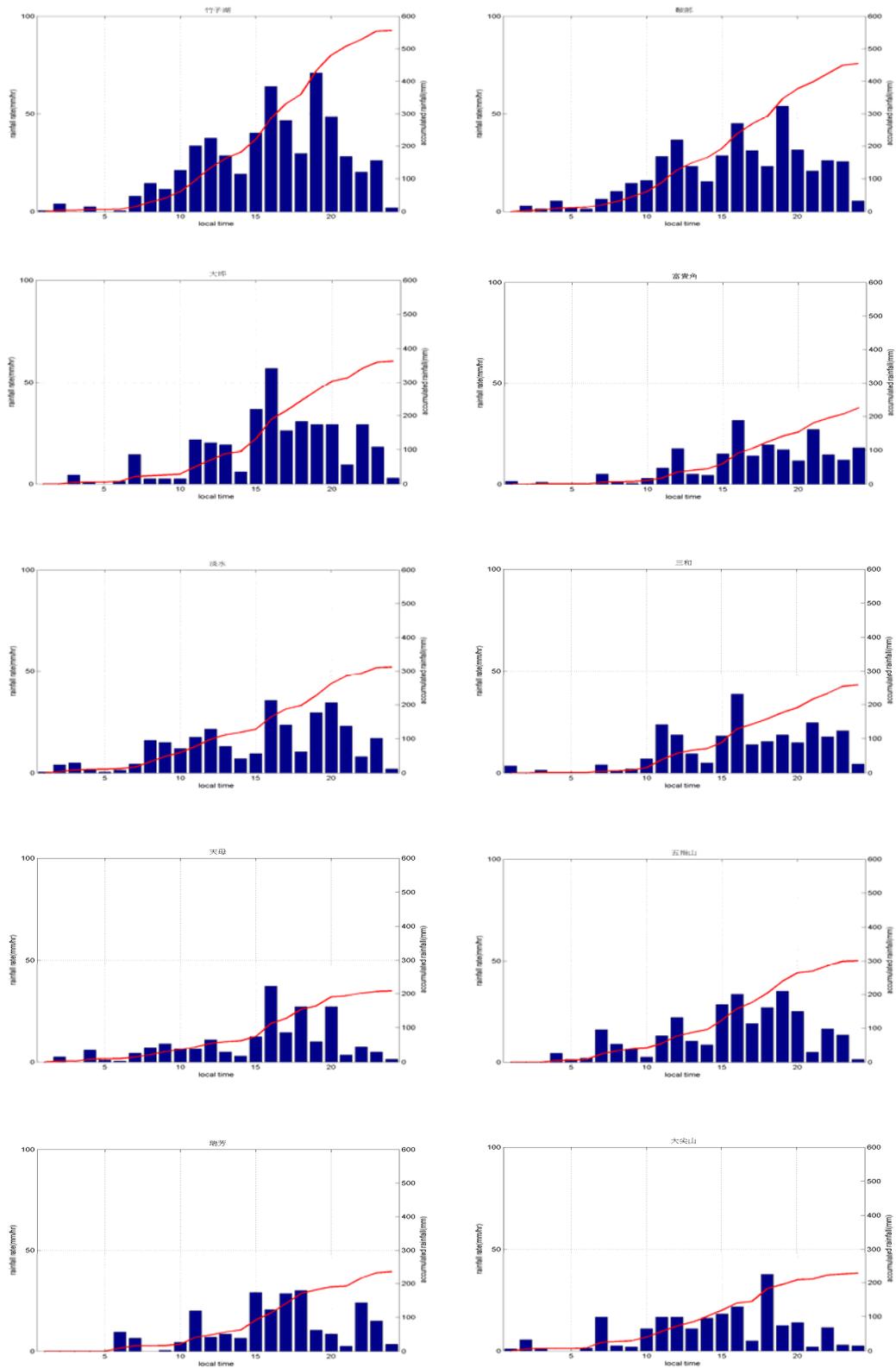


圖 3.3、大豪雨等級以上之測站逐時的雨量變化：竹子湖、鞍部、淡水、天母、三和、五指山、瑞芳、大尖山。橫軸為地方時(LST)，15 LST 代表 14-15 LST 的累積降水，長條圖為每小時的雨量( $\text{mmhr}^{-1}$ )，曲線為累積雨量(mm)。強降水約集中在 06-12 UTC (14-20 LST)。

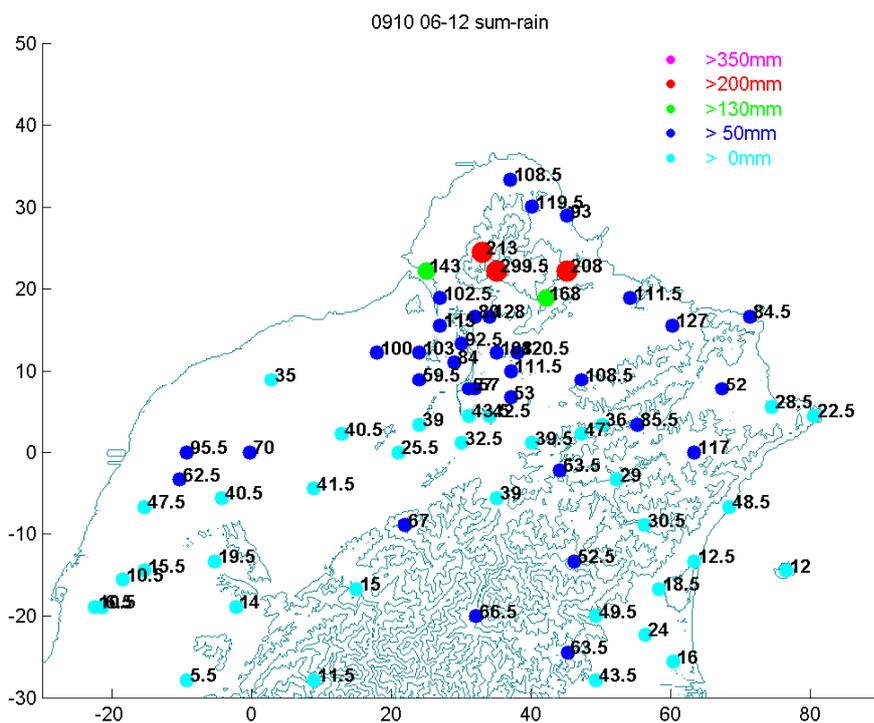
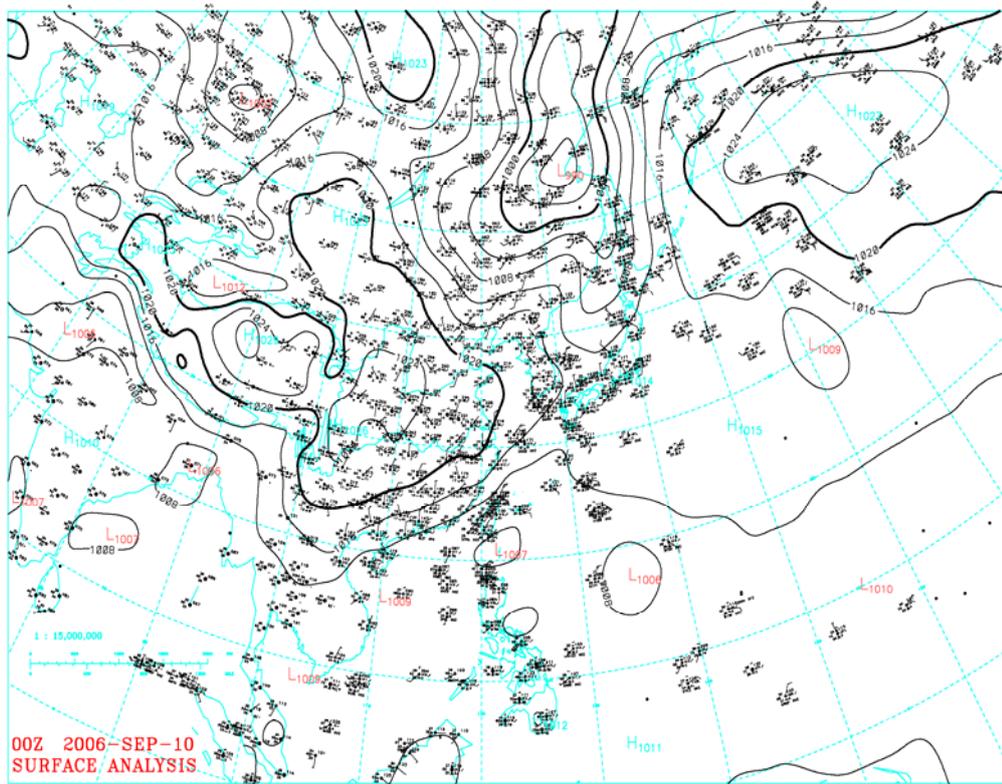


圖 3.4、9 月 10 日北部地區於降雨最集中之 06-12 UTC(地方時 14-19 點)之六小時累積雨量。點為測站位置，點旁的數字為累積雨量(mm)。

(a)



(b)

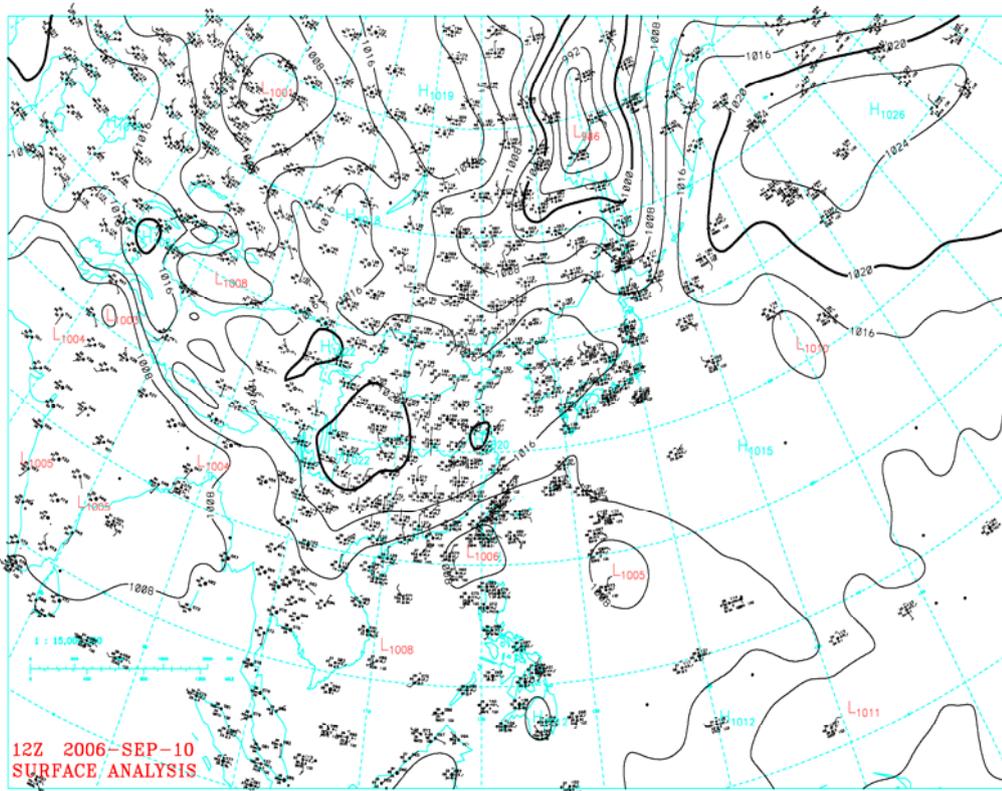
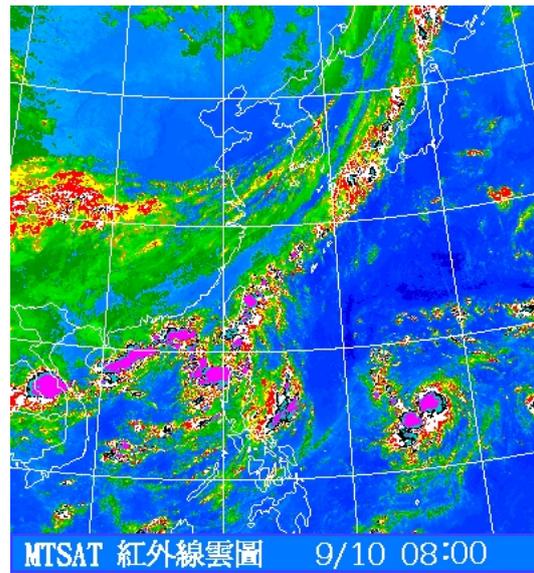
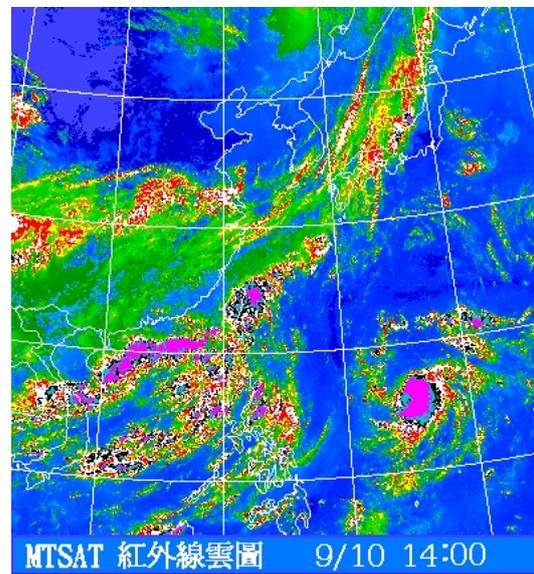


圖 3.5、地面天氣圖。(a) 9 月 10 日 00 UTC。(b) 9 月 10 日 12 UTC。

(a)



(b)



(c)

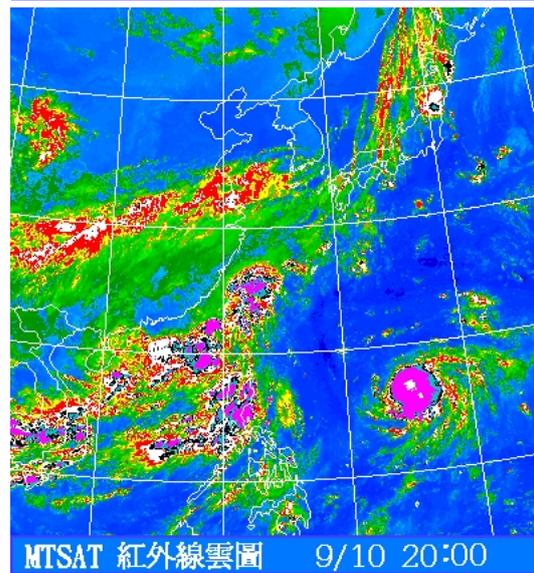
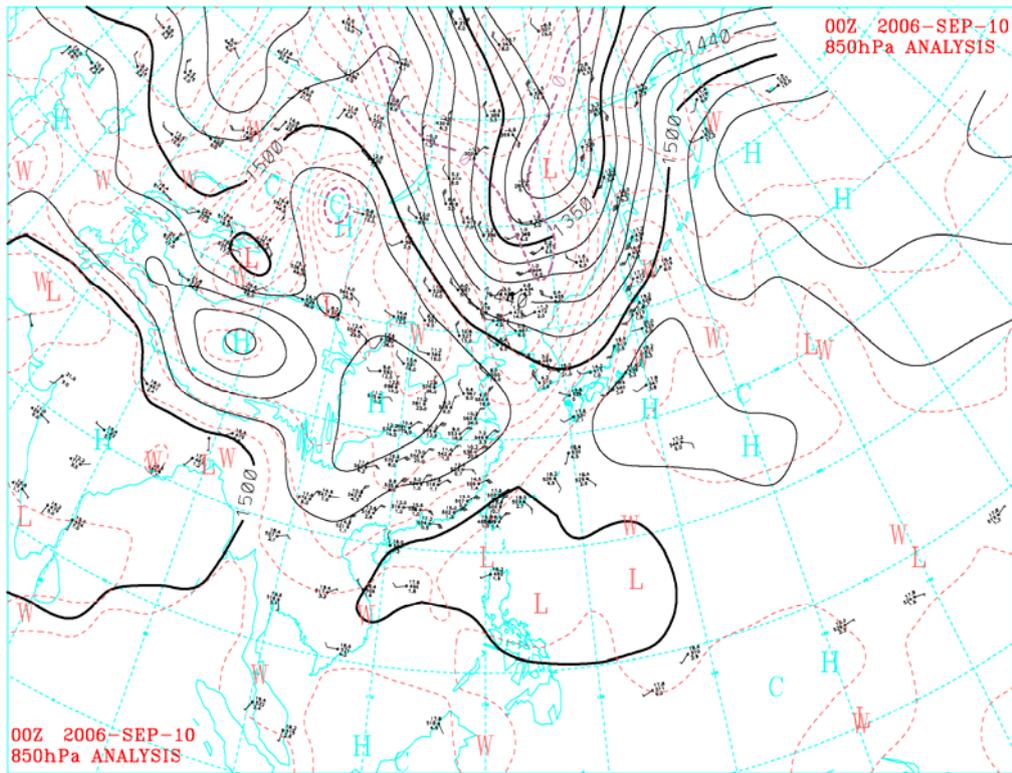


圖 3.6、9 月 10 日 MTSAT 紅外線衛星雲圖。(a) 00 UTC、(c)08 UTC、(d) 12UTC。

(a)



(b)

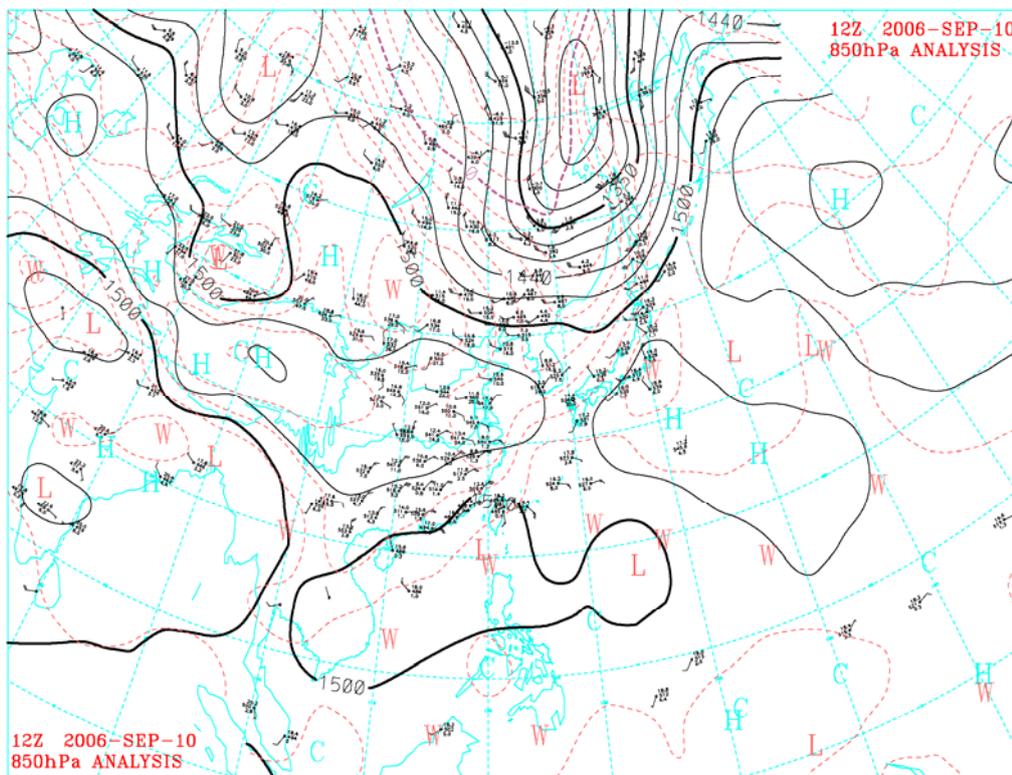
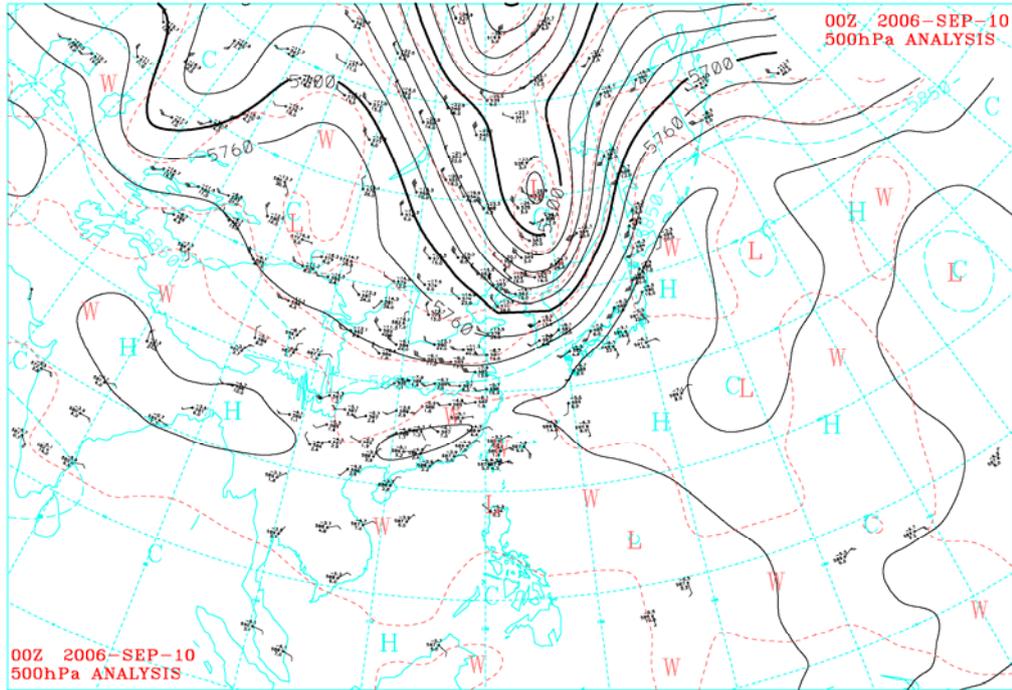


圖 3.7、850 hPa 天氣圖。(a) 9 月 10 日 00 UTC。(b) 9 月 10 日 12 UTC。黑色實線為等重力位高度線，紅色虛線為等溫度線。

(a)



(b)

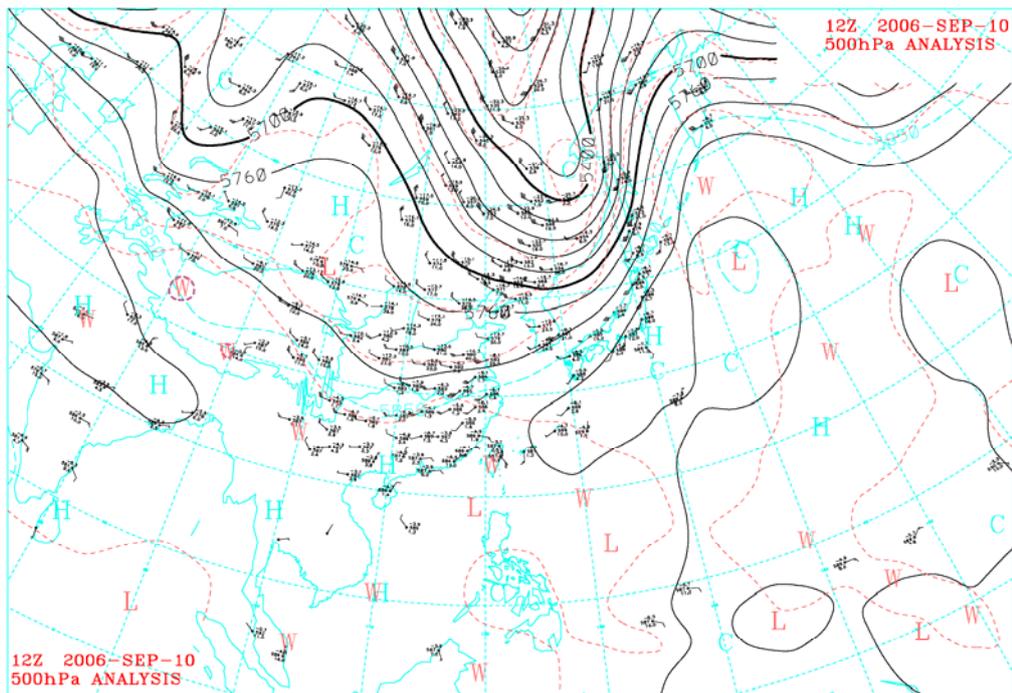
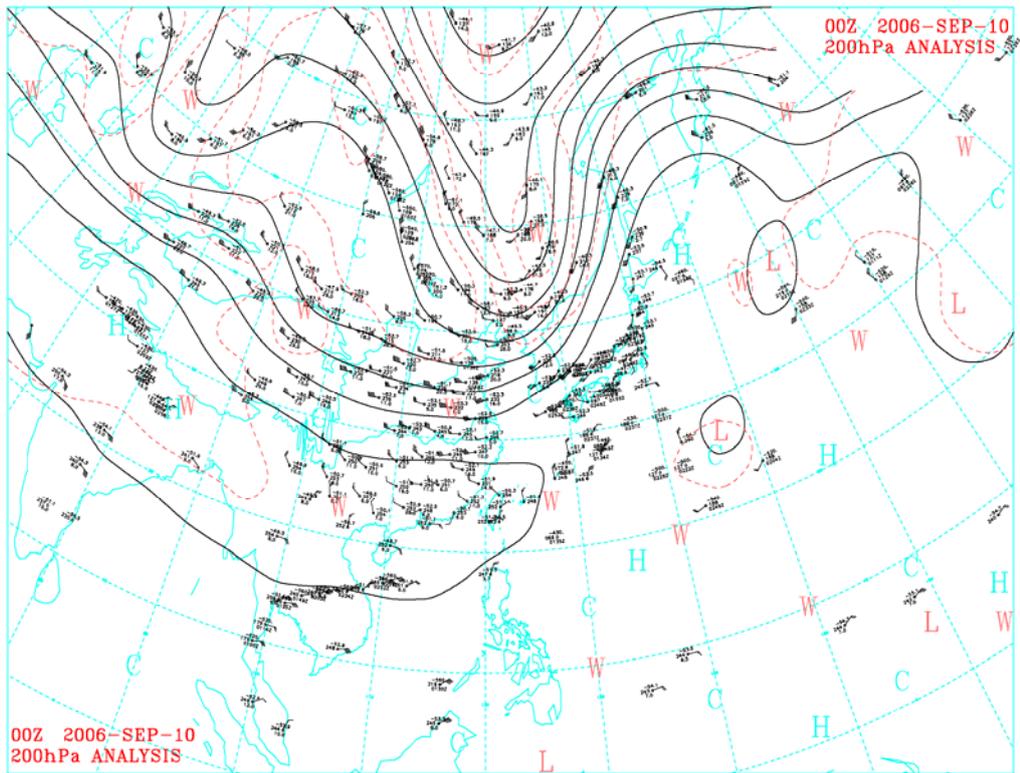


圖 3.8、500 hPa 天氣圖。(a) 9 月 10 日 00 UTC。(b) 9 月 10 日 12 UTC。黑色實線為等重力位高度線，紅色虛線為等溫度線。

(a)



(b)

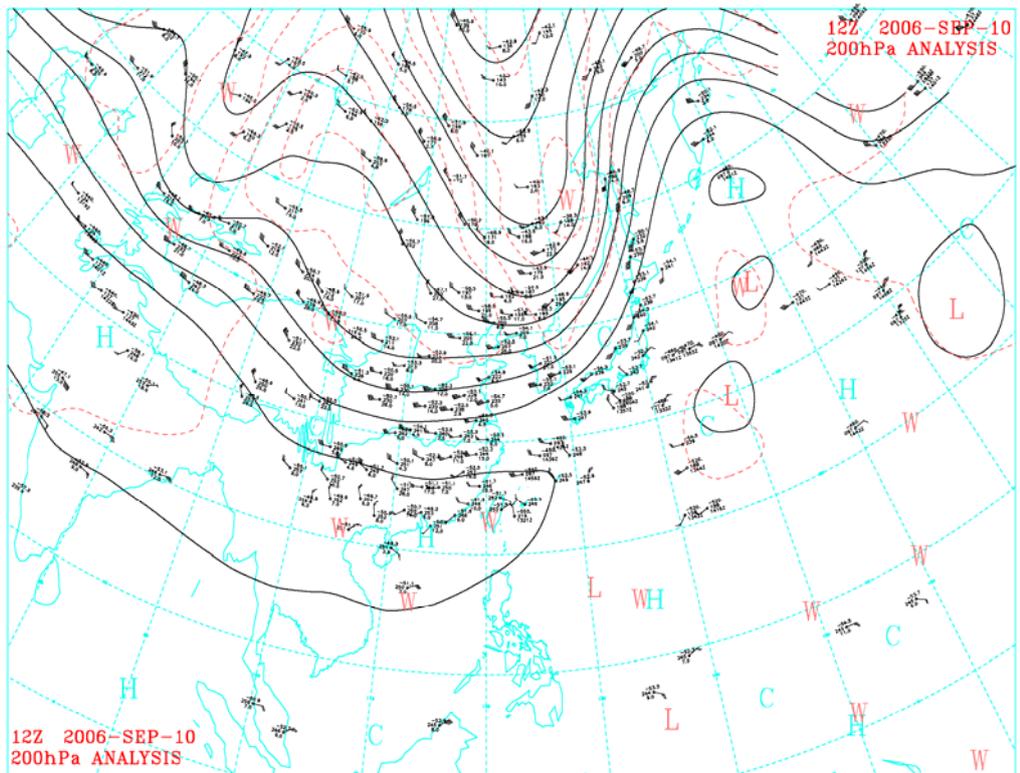


圖 3.9、200 hPa 天氣圖。(a) 9 月 10 日 00 UTC。(b) 9 月 10 日 12 UTC。黑色實線為等重力位高度線，紅色虛線為等溫度線。

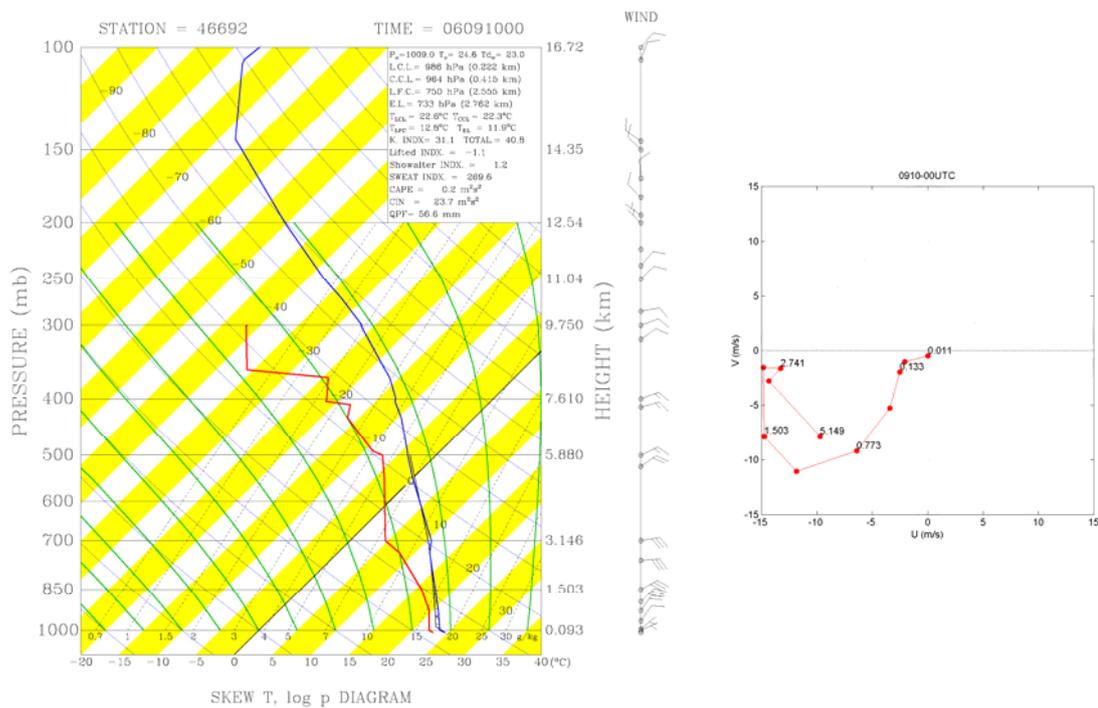


圖 3.10、9 月 10 日 00 UTC 板橋測站探空圖，風標為水平風隨高度之變化，長桿風標為  $5\ \text{ms}^{-1}$ ，短桿為  $2.5\ \text{ms}^{-1}$  右圖為地面到六公里的風場。

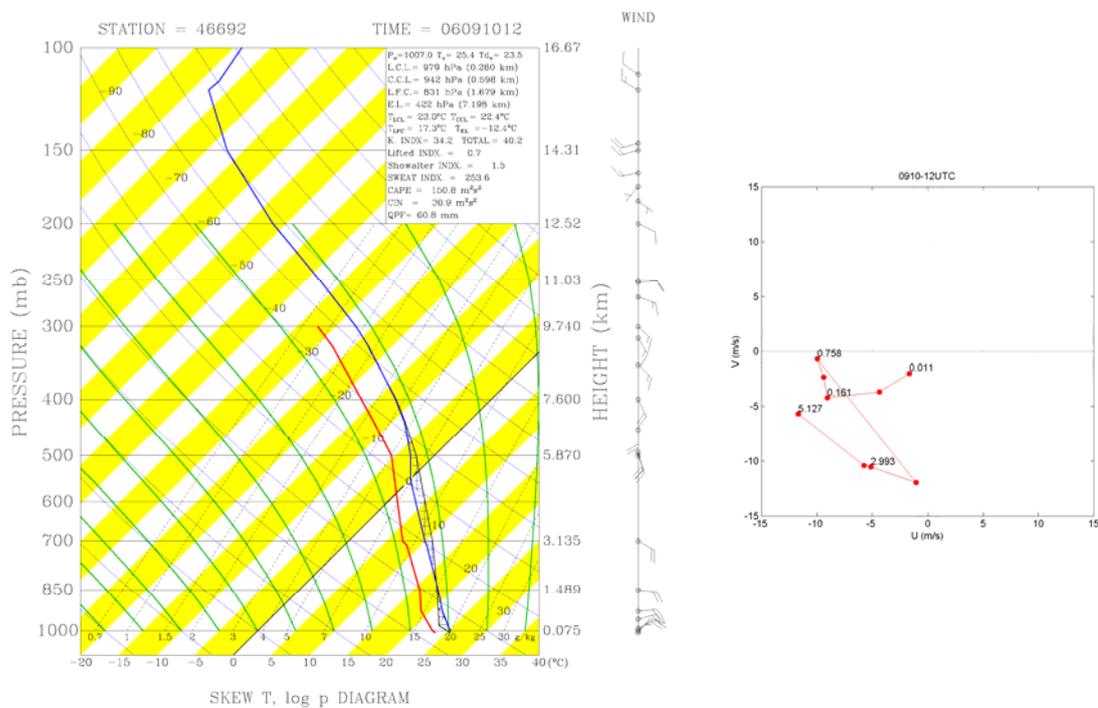


圖 3.11、同(圖 3.10)，但時間為 9 月 10 日 12UTC。

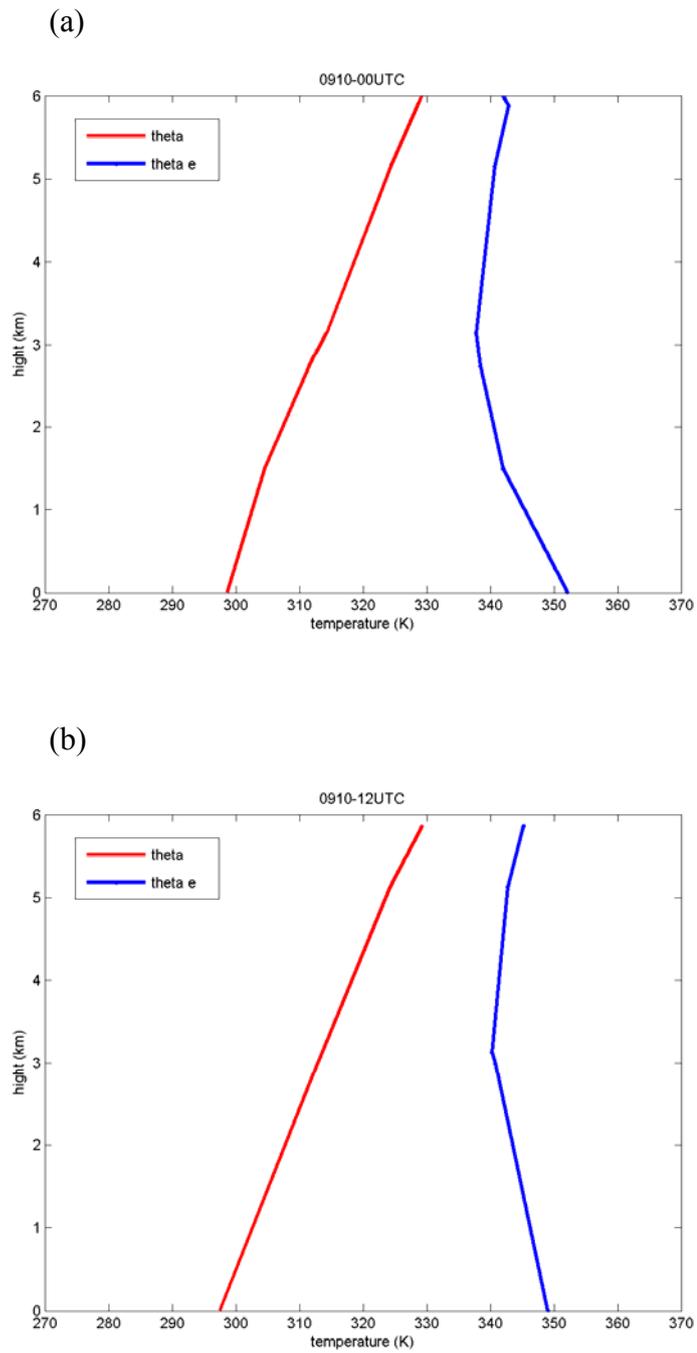
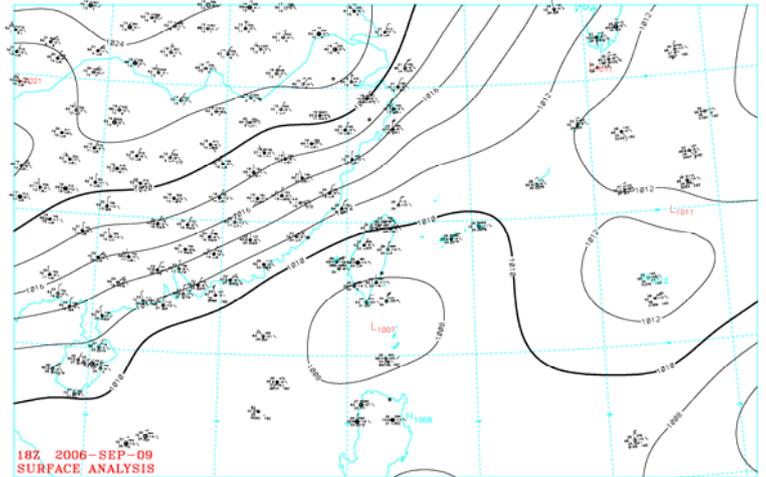
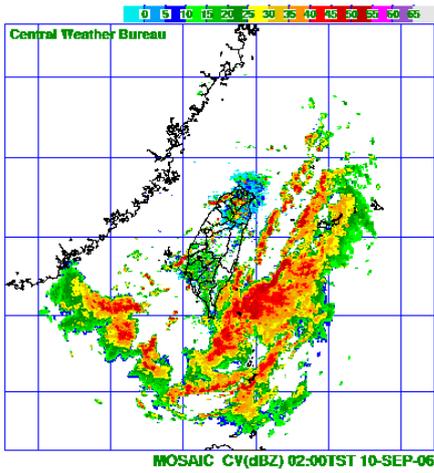
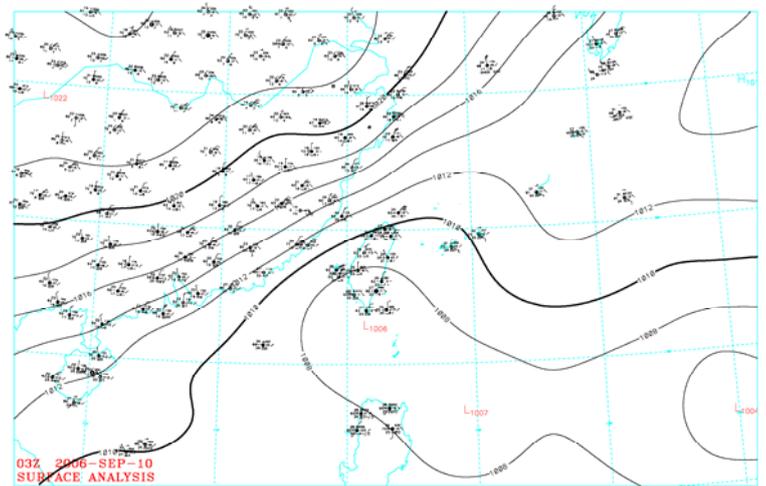
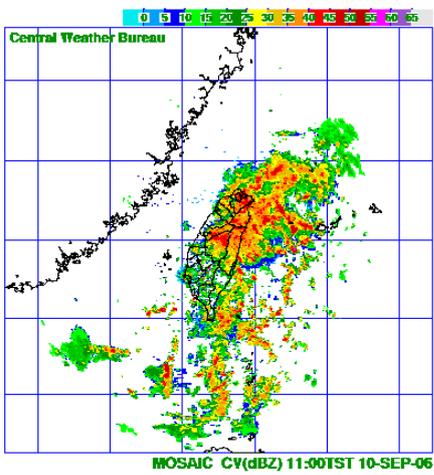


圖 3.12、板橋探空站位溫(theta)、相當位溫(theta e)隨高度的變化，因為板橋位於大屯山背風面，大屯山高約一公里，所以不計算板橋探空一公里以下的資料，並使用地形上游的基隆地面測站資料代替，以描述地形上游之大氣環境條件。(a)9月10日 00 UTC，(b)9月10日 12 UTC。

(a)



(b)



(c)

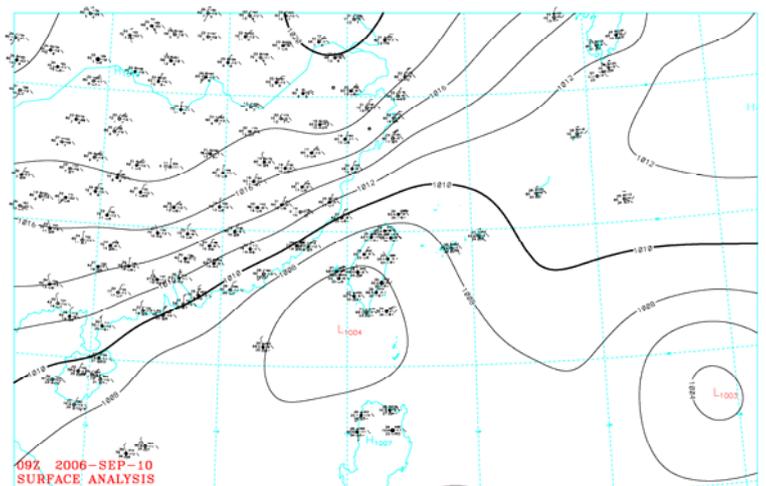
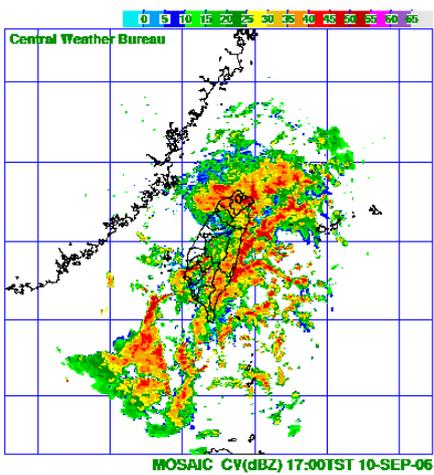
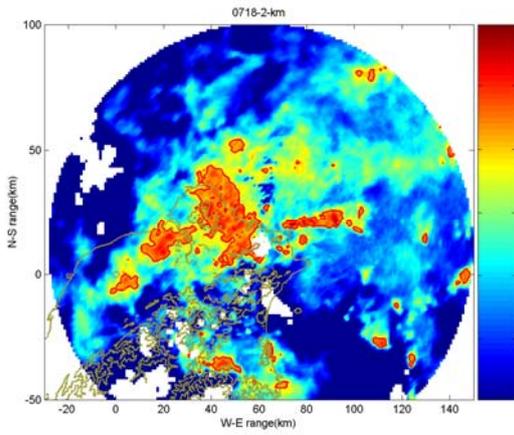
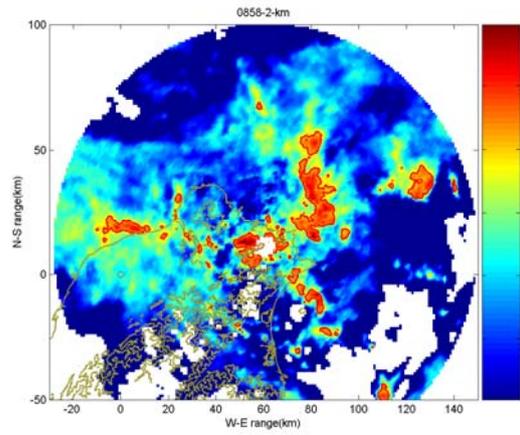


圖 4.1、氣象局雷達回波圖與地面天氣圖，隨著天氣系統配置改變，meso- $\alpha$  尺度的回波型態也有變化。(a) 9 月 9 日 18 UTC。(b) 9 月 10 日 03 UTC (c) 9 月 10 日 09 UTC。

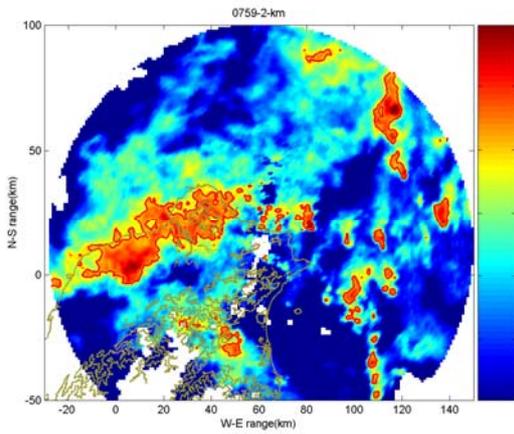
(a) 0718 UTC



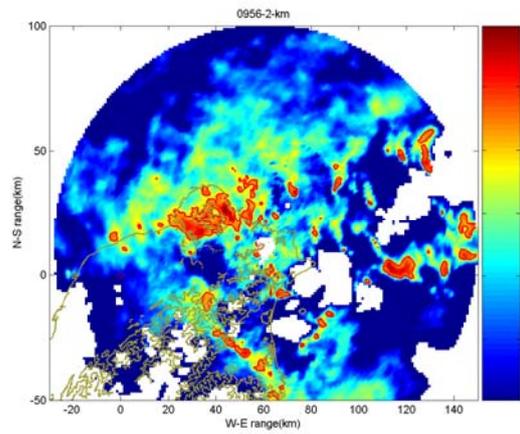
(d) 0858 UTC



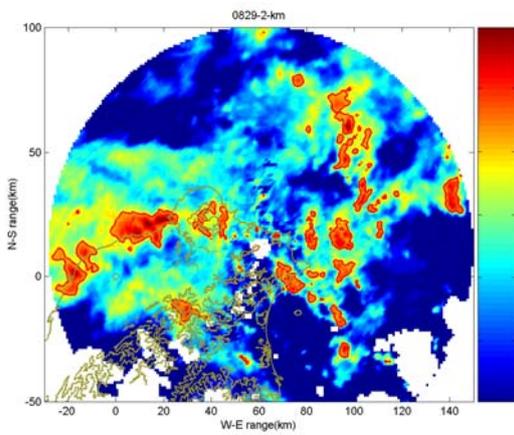
(b) 0759 UTC



(e) 0956 UTC



(c) 0829 UTC



(f) 1042 UTC

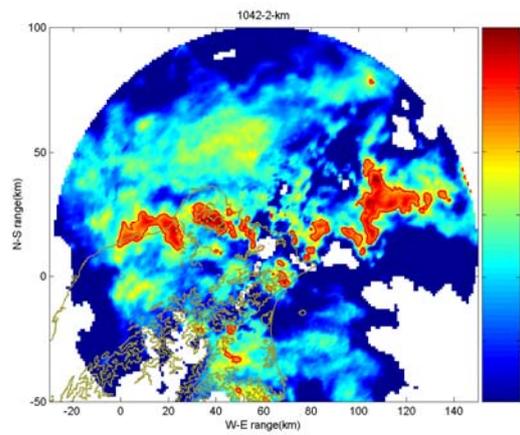


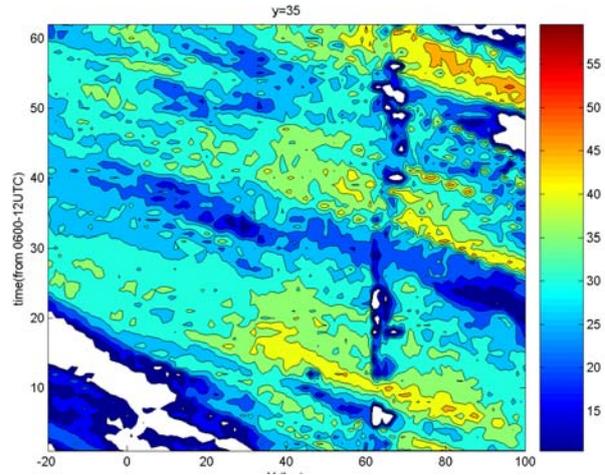
圖 4.2、五分山雷達 2km 平面的雷達回波圖。(a)0718、(b)0759、(c)0829、(d)0858、(e)0956、(f)1042 UTC。原點為五分山雷達站位置。

CLASSIFICATION OF SQUALL-LINE DEVELOPMENT

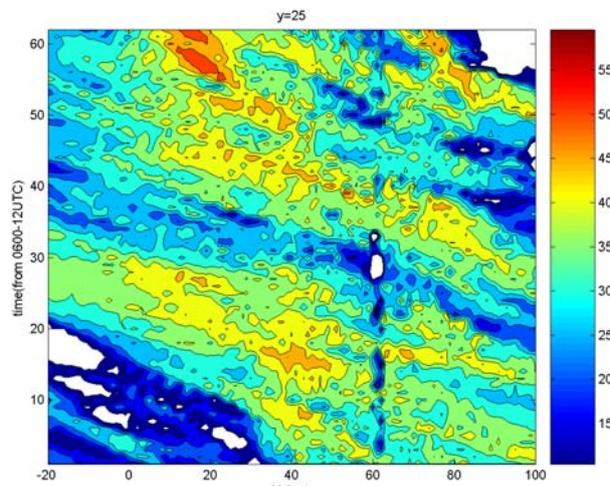
BROKEN LINE (14 Cases)			
BACK BUILDING (13 Cases)			
BROKEN AREAL (8 Cases)			
EMBEDDED AREAL (5 Cases)			
	t=0	t=Δt	t=2Δt

圖 4.3、Bluestein and Jain(1985)，將中尺度線狀對流的形成分為四個種類：破線型(broken line)、上游生長型(back building)、破面型(broken areal)和嵌面型 (embedded areal)。

(a)



(b)



(c)

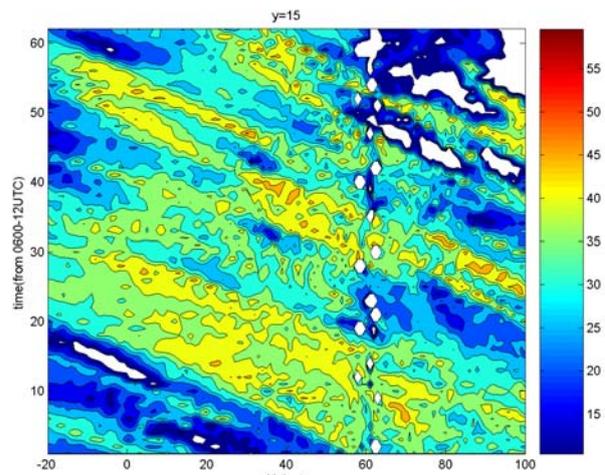
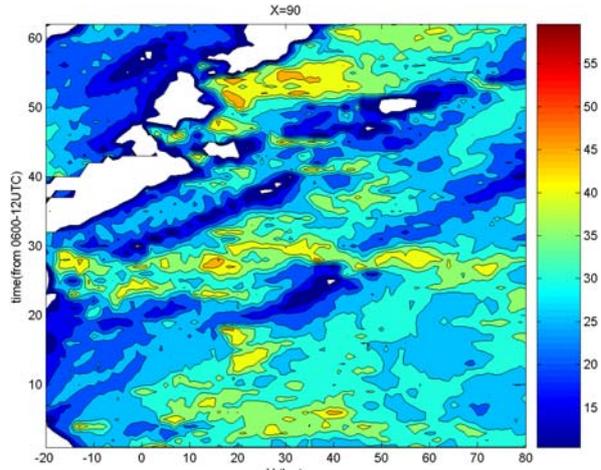
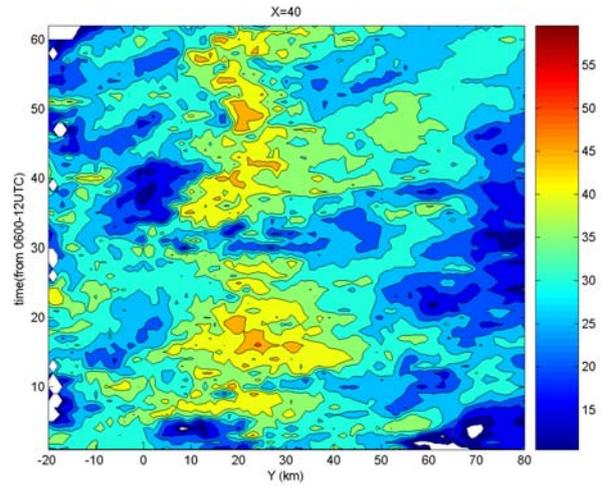


圖 4.4、以五分山雷達兩公里回波作 Hovmöller diagram。橫軸是東西向的距離。縱軸為時間 06-12 UTC。(a)  $y=35$  km 的東西剖面，(b)  $y=25$  km，(c)  $y=15$  km。

(a)



(b)



(c)

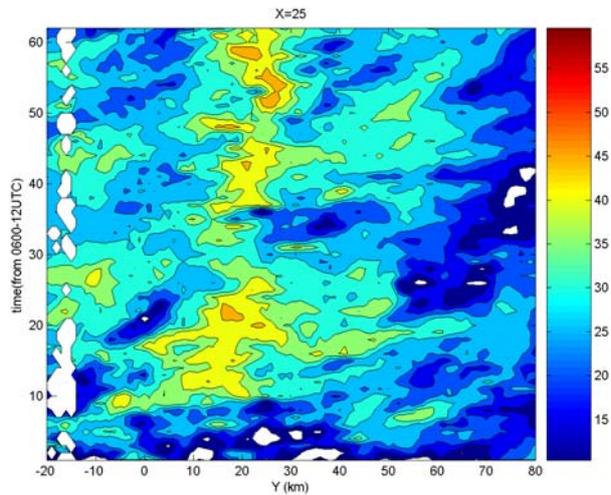


圖 4.5、以五分山雷達兩公里回波作 Hovmöller diagram。橫軸是南北向的距離，縱軸為時間。(a)x =90 km 的南北剖面，(b) x=40 km，(c) x=25 km。

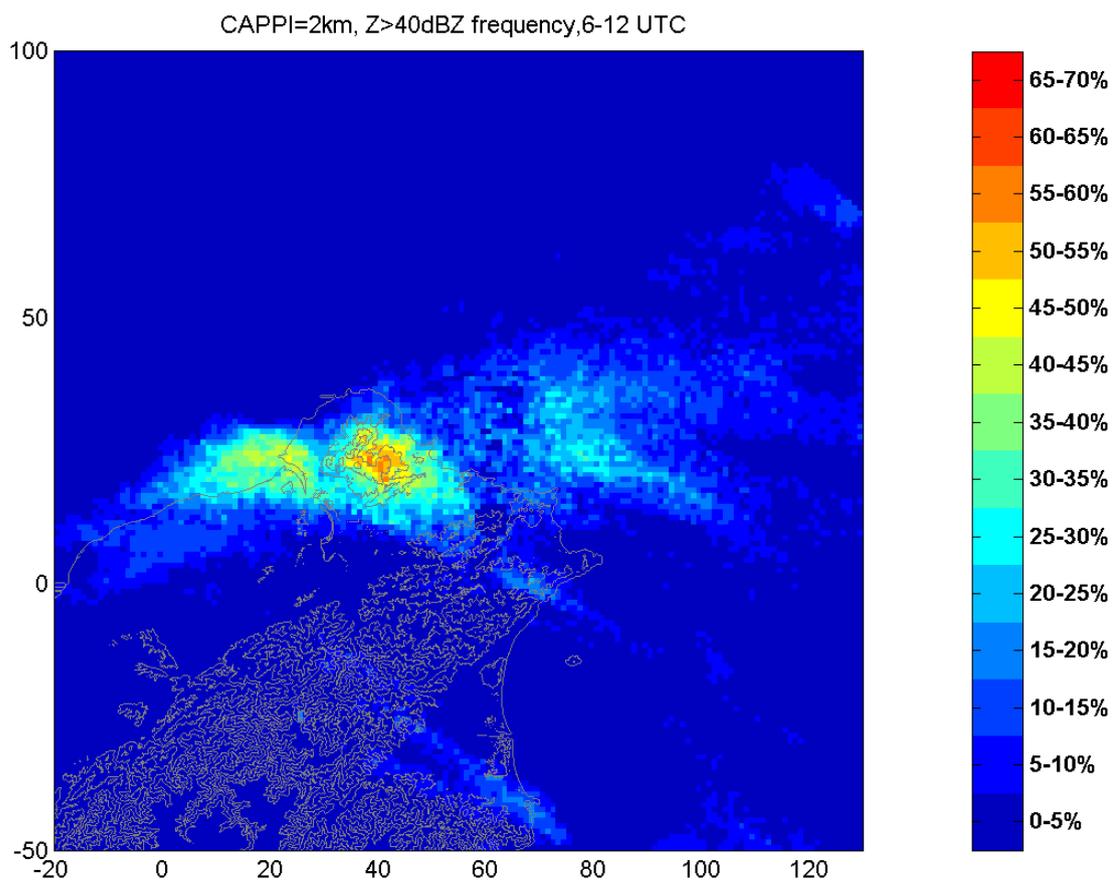
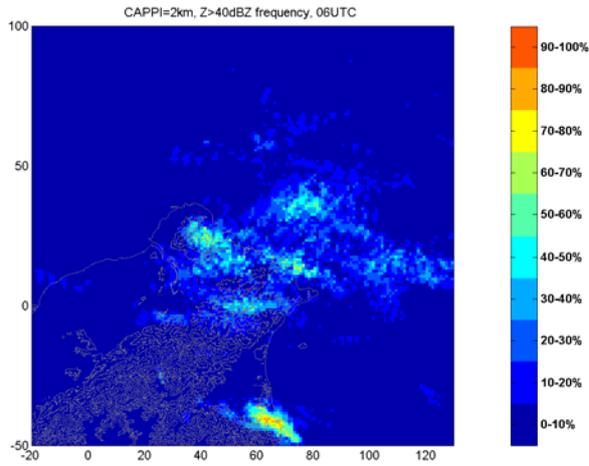
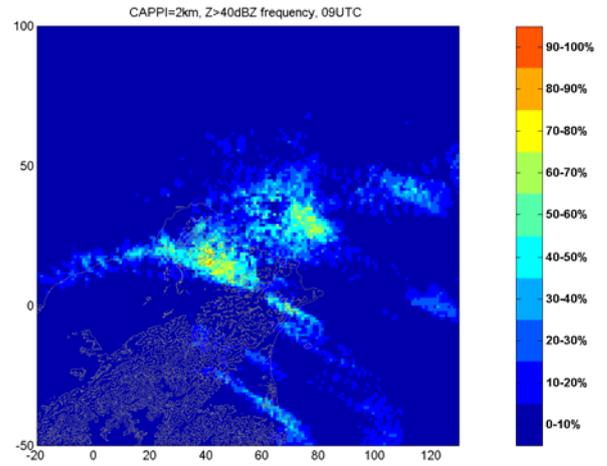


圖 4.6、五分山雷達二公里平面(2 km CAPPI)在 06-12 UTC 之間回波大於 40 dBZ 的次數比例圖。發生次數的定義為：強降水期間兩公里回波大於 40 dBZ 的資料數除以觀測資料總數。強回波發生主要集中於台灣東北部外海、大屯山區和淡水河口三區。

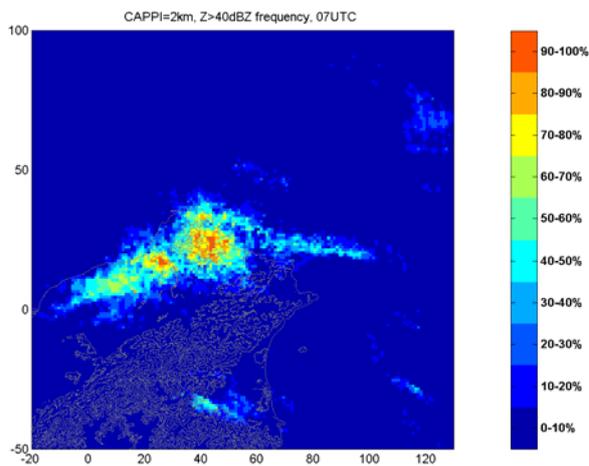
(a) 06 UTC



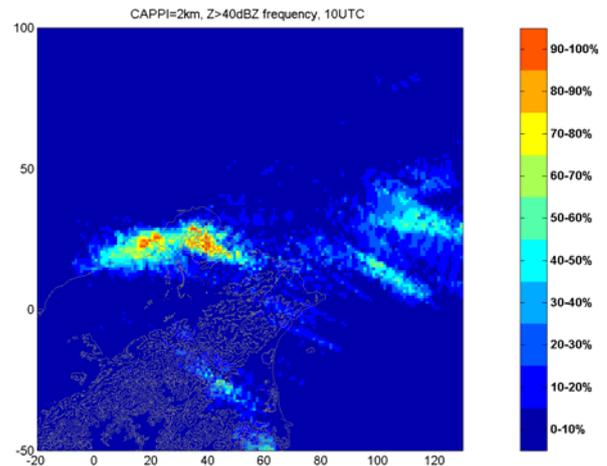
(d) 09 UTC



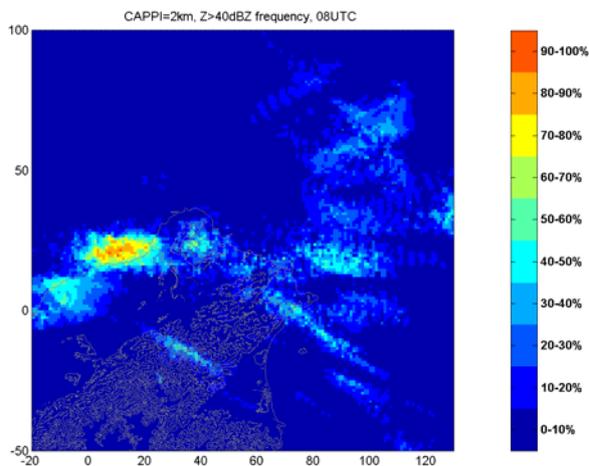
(b) 07 UTC



(e) 10 UTC



(c) 08 UTC



(f) 11UTC

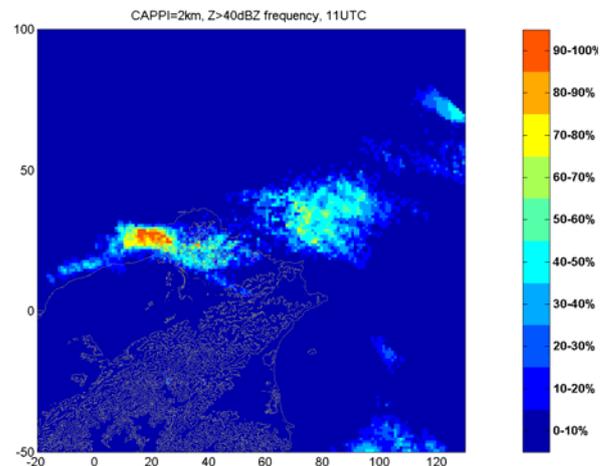


圖 4.7、五分山雷達二公里平面(2 km CAPPI)在各小時之間回波大於 40 dBZ 的次數比例圖。(a)06 UTC，(b)07 UTC，(c)08 UTC，(d)09 UTC，(e)10 UTC，(f)11 UTC。

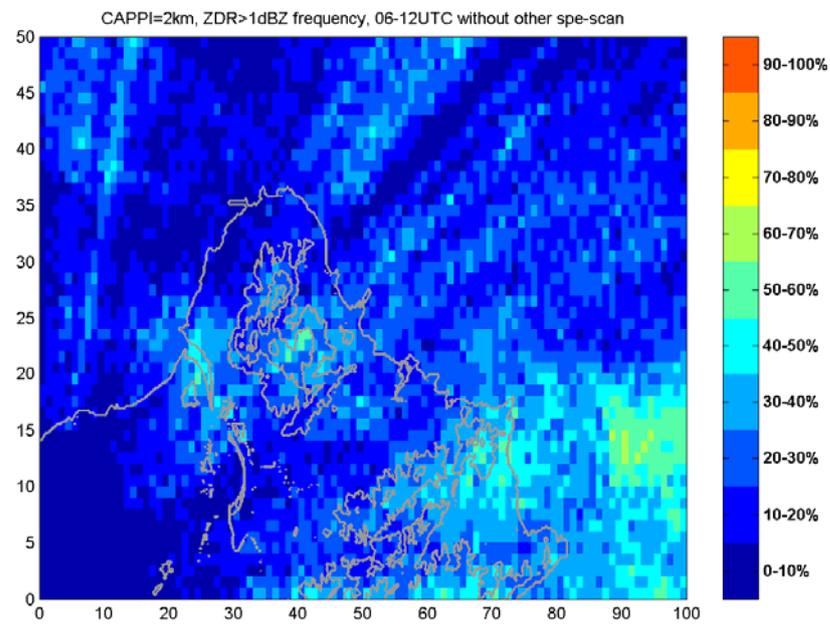
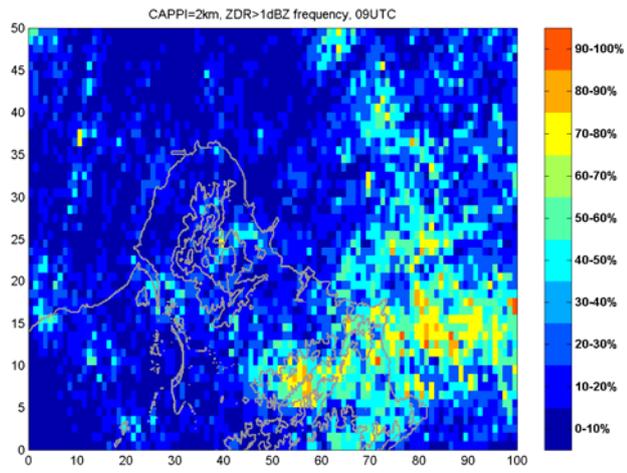
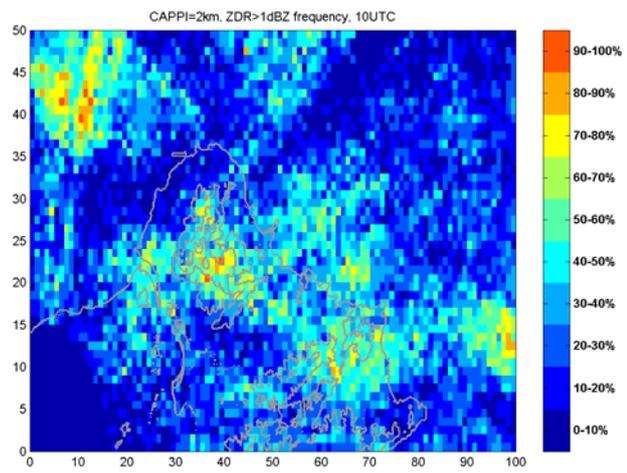


圖 4.8、06-12 UTC 之間中大雷達二公里平面上  $Z_{DR}$  大於 1 dB 的次數比例圖。但由於中大的掃描策略有時會變化，而在時間上比較沒有連續性，故把有特別掃描策略拿掉後再做統計。

(a)



(b)



(c)

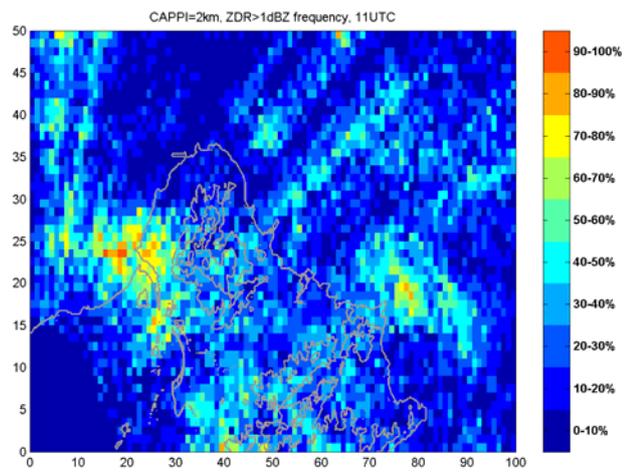


圖 4.9、中央大學二公里平面上，各小時內  $Z_{DR}$  大於 1 dB 的次數比例圖。(a)09 UTC，(b) 10 UTC，(c)11 UTC。

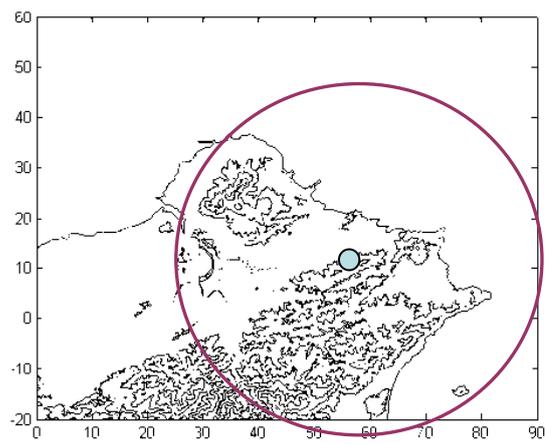
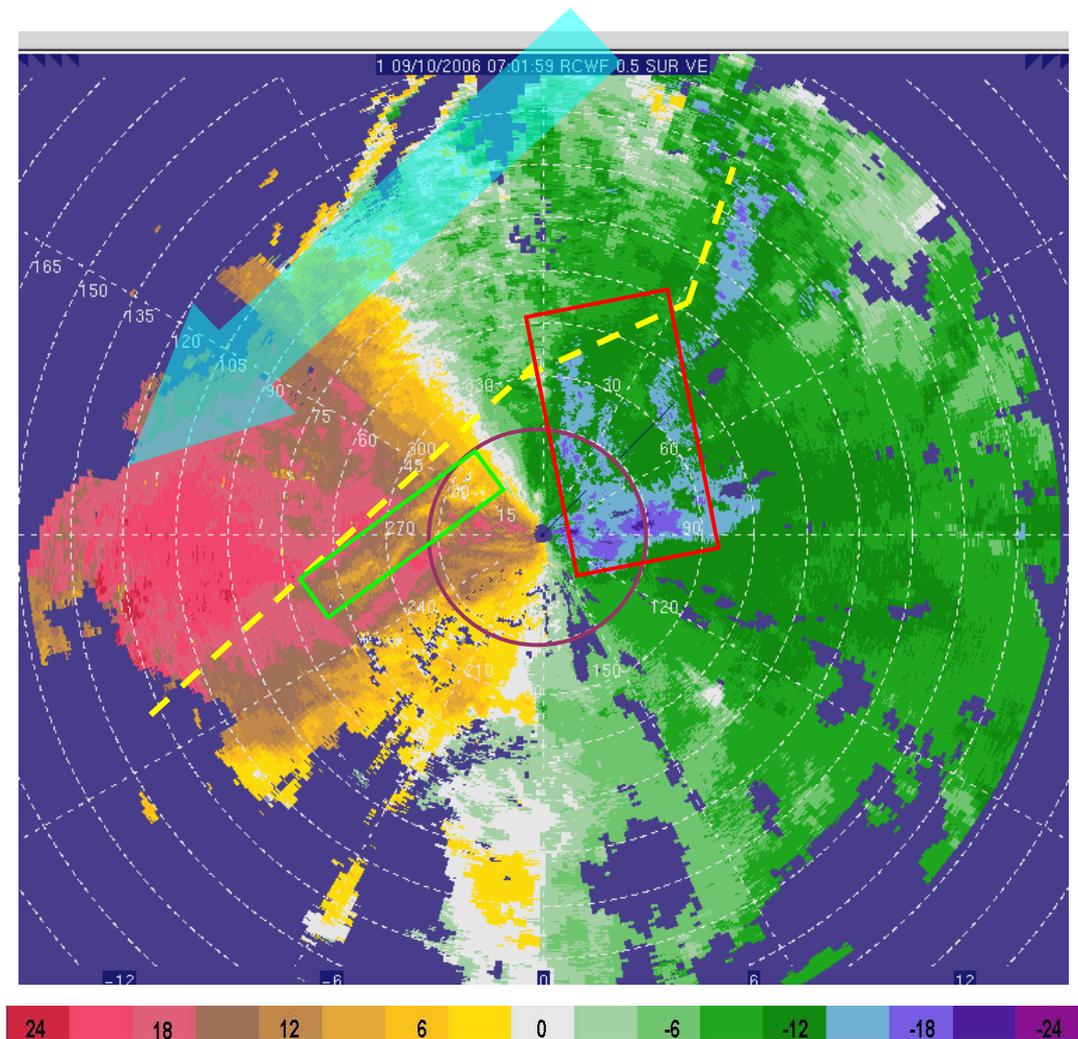


圖 4.10、0701 UTC 五分山雷達  $0.5^\circ$  PPI 仰角徑向風場。正值代表遠離雷達，負值代表靠近雷達。圖中紫色圓圈為距離雷達 30km，表相對位置。

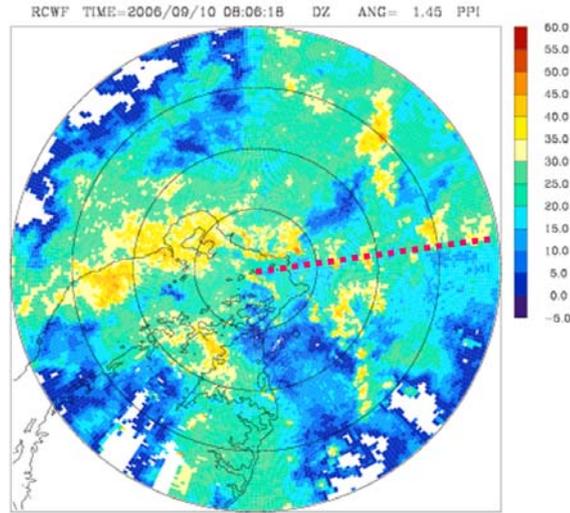


圖 4.11、0806 UTC 五分山單雷達 1.45° 仰角回波，紅色虛線為 85° 方位角。

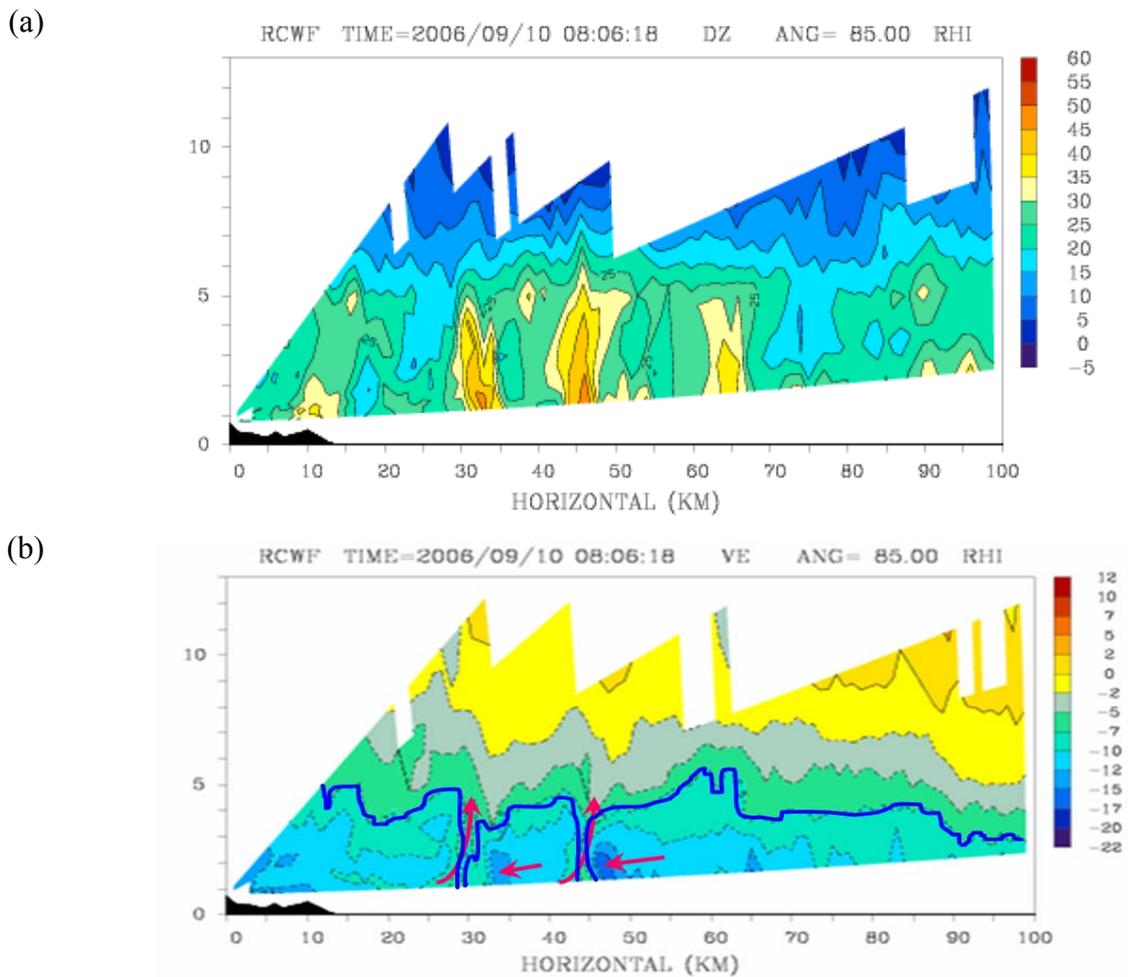


圖 4.12、0806 UTC 五分山雷達 85° 方位角的剖面。(a)雷達回波，(b) 徑向風場，此時對流胞移速約  $7 \text{ ms}^{-1}$  (藍色實線)，參考 Kingsmill and Houze(1999, fig.25)，推估其流場(紅色箭頭)。

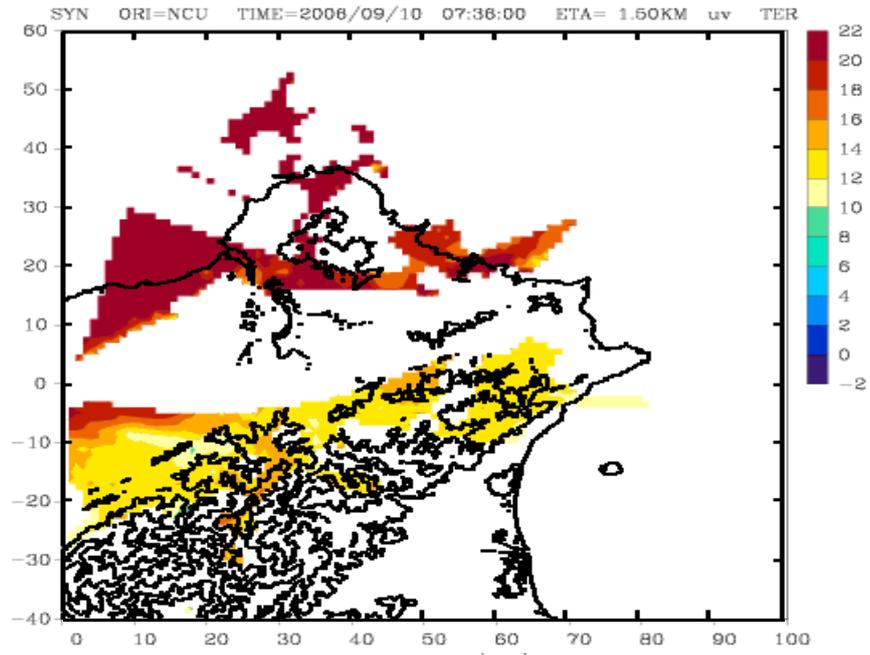


圖 4.13、0736 UTC，1.5 km 平面的水平風速大小。大屯山區上游的風速皆大於  $10\text{ms}^{-1}$ 。

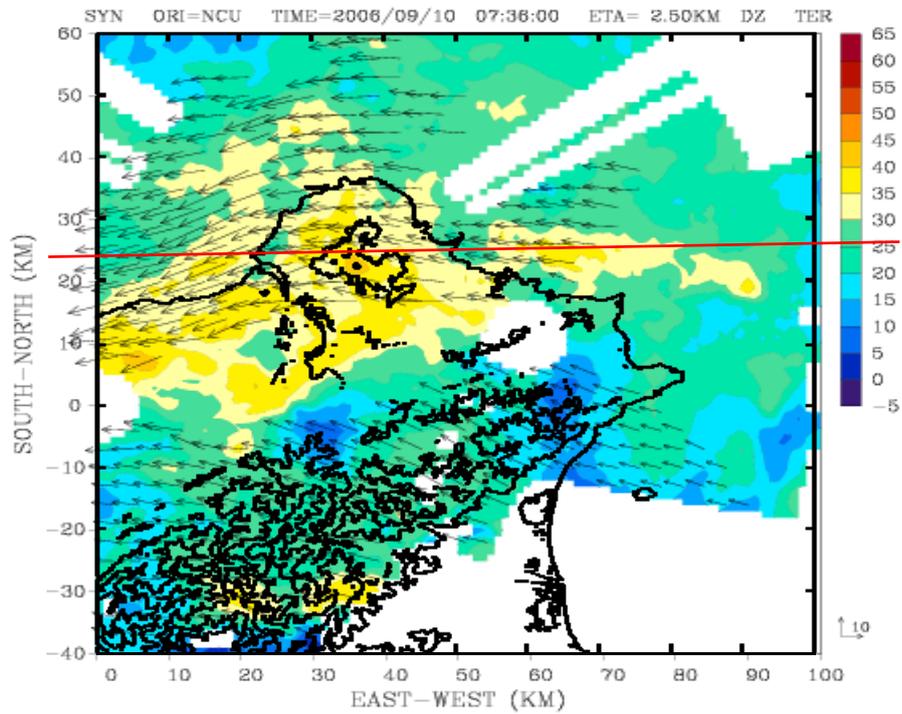
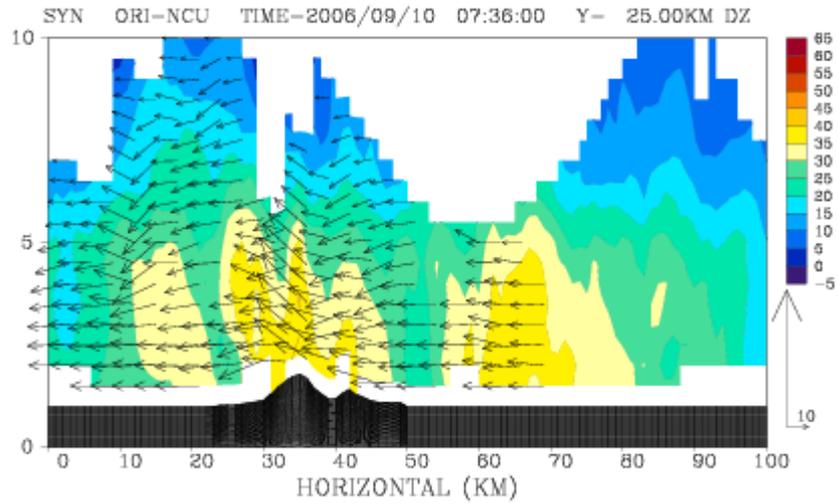


圖 4.14、0736 UTC，2.5 km 平面的雷達回波(色階)與雙雷達合成水平風場(箭頭)。

(a)



(b)

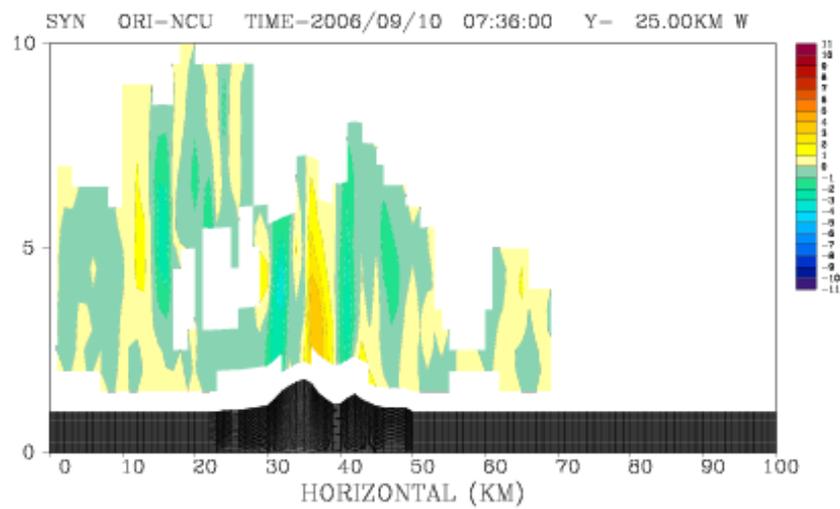


圖 4.15、0736 UTC  $y=25$  km 東西方向頗面的(a)回波(色階)與  $x-z$  方向的風場(箭頭)，(b) 垂直速度( $\text{ms}^{-1}$ )。

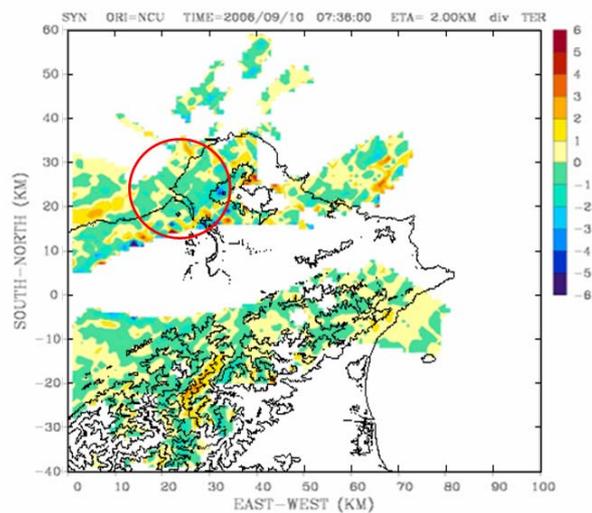


圖 4.16、0736 UTC，2 km 平面的輻合輻散場。淡水河口(紅色圓框)屬於輻合區。

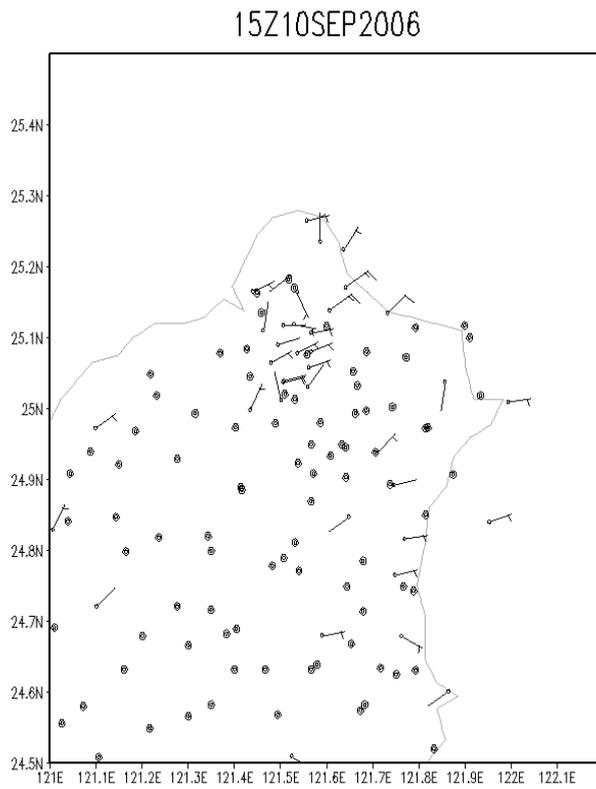


圖 4.17、07 UTC，地面測站的風場，在淡水河附近可見有東北風和東風的輻合。

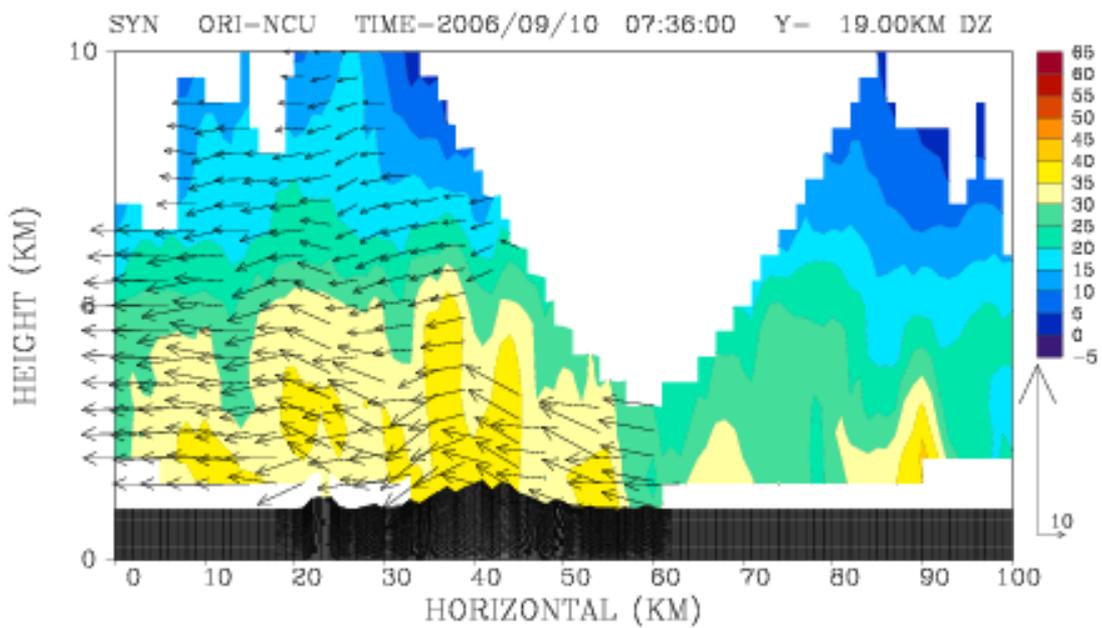


圖 4.18、0736 UTC  $y=19$  km 東西向垂直剖面的雷達回波(色階)與  $x-z$  方向的風場(箭頭)。當氣流越過大屯山區後仍有上升速度，氣流亦能越過淡水河左岸的觀音山( $x=20$  km)。

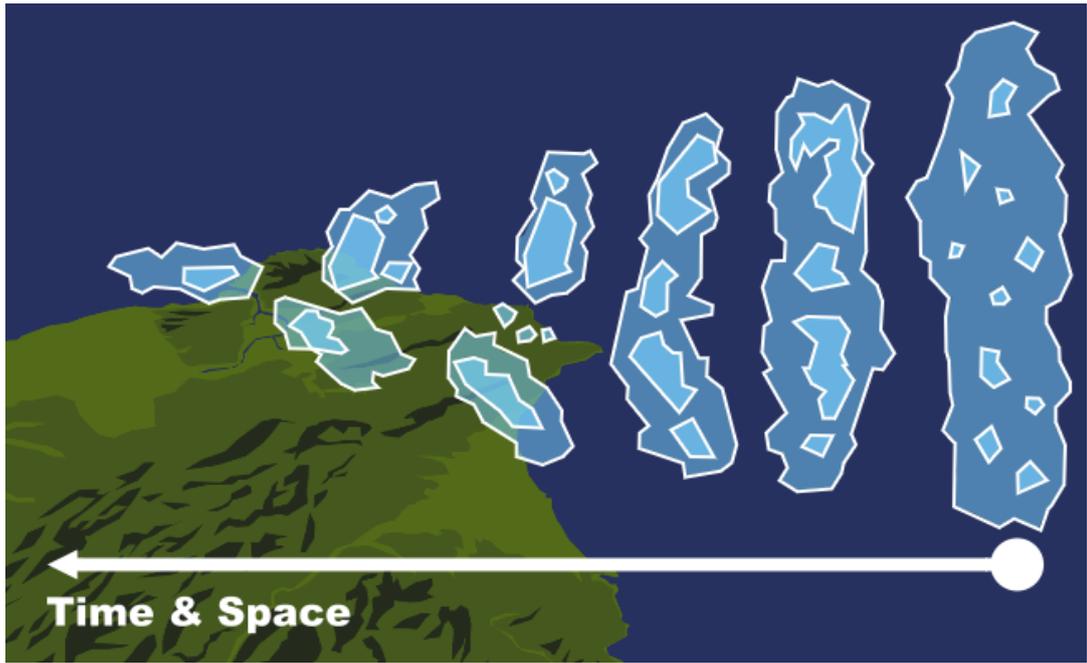
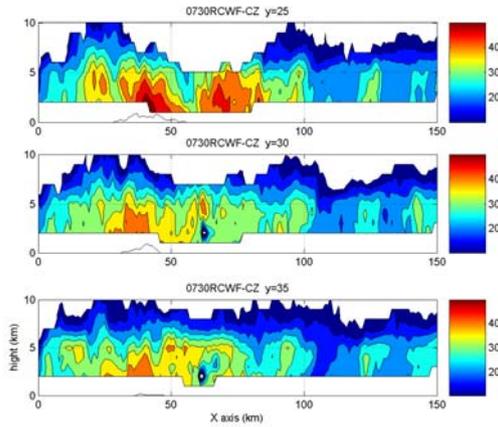
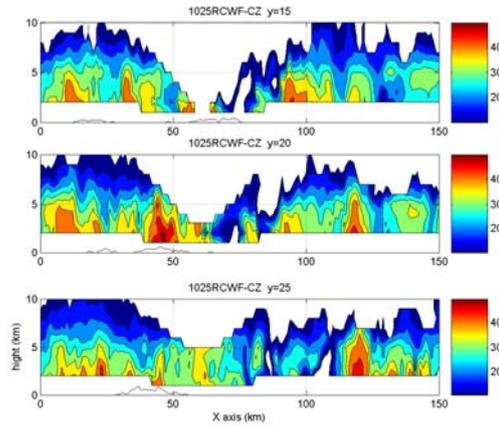


圖 4.19、針對其中一個系統，進行追蹤，並整理出其六種回波型態的移動和變化示意圖。

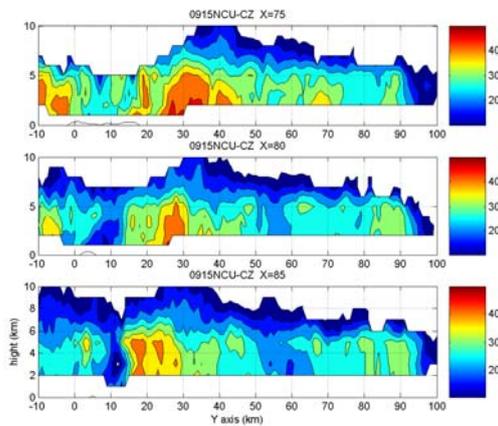
(a) 0730 UTC 東西向剖面



(c) 1025UTC 東西向剖面



(b) 0915 UTC 南北向剖面



(d) 1100 UTC 東西向剖面

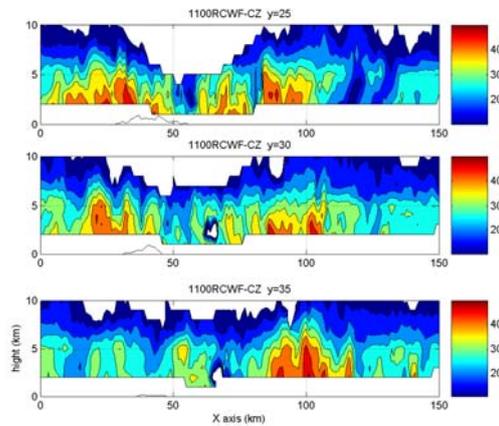


圖 5.1、五分山雷達回波剖面，橫軸南北或東西向的距離，以中大雷達為座標原點，縱軸為高度。(a) 0730 UTC， $y=25$ 、 $30$ 、 $35$  km 的東西向剖面，(b) 0915 UTC， $x=75$ 、 $80$ 、 $85$  km 的南北向剖面，(c) 1025 UTC， $y=15$ 、 $20$ 、 $25$  km 的東西向剖面，(d) 1100 UTC， $y=25$ 、 $30$ 、 $35$  km 的東西向剖面。

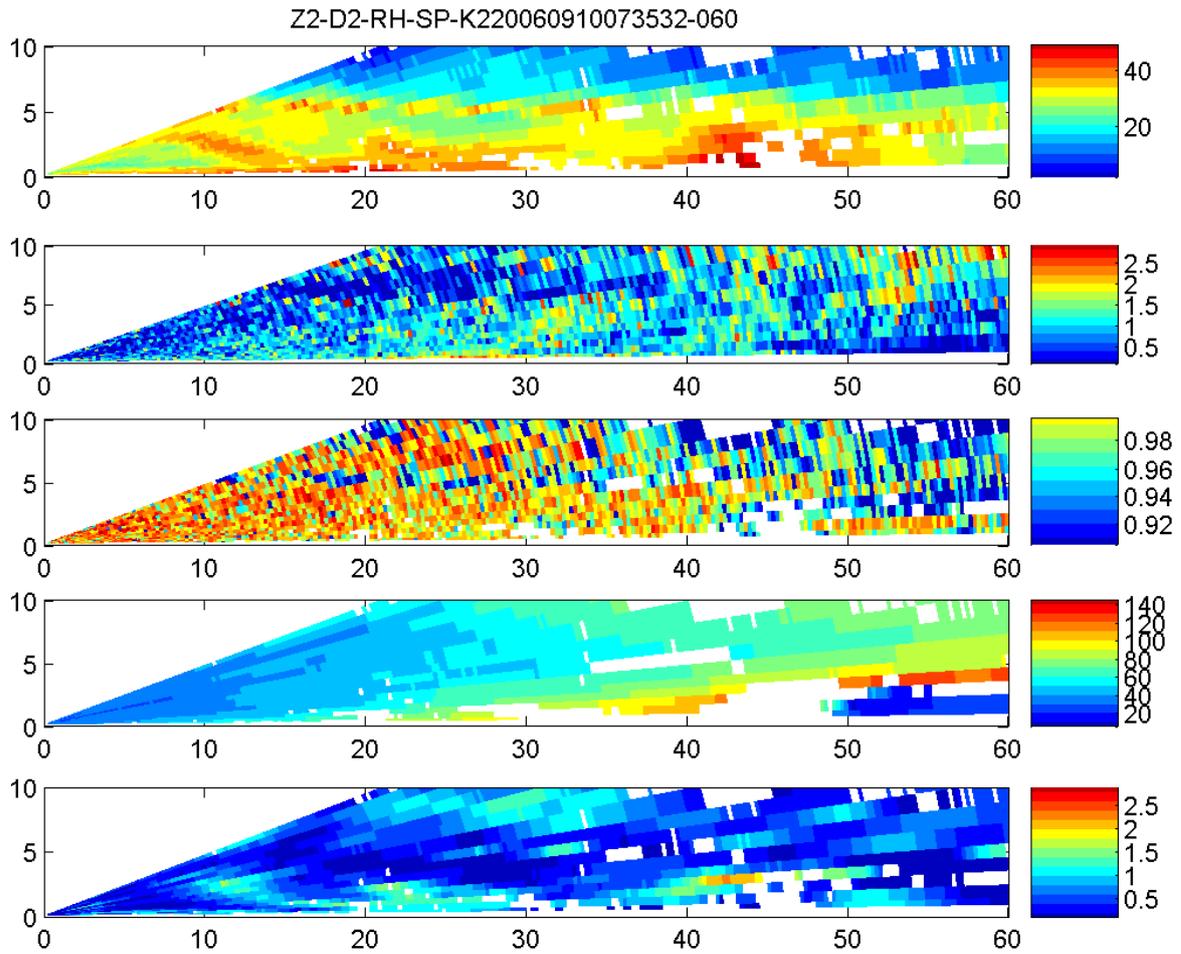


圖 5.2、0735 UTC 中大雙偏極化雷達於方位角 60 度時的剖面，由上至下依序為：回波 ( $Z_{HH}$ )、 $Z_{DR}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $\Phi_{DP}$  和  $K_{DP}$ ，右方的色標分別為其各自相對應的數值。

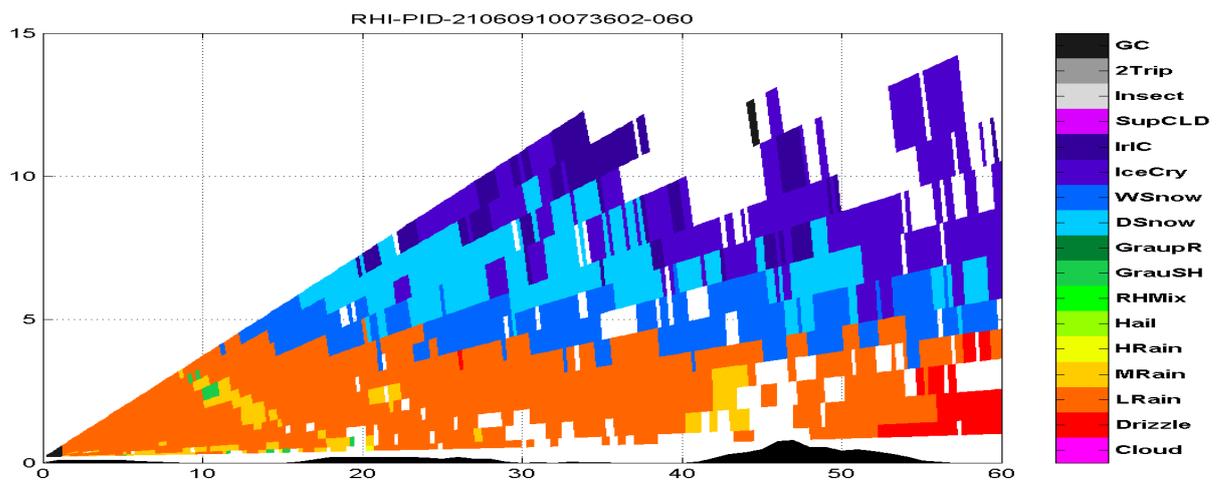


圖 5.3、0735 UTC，中大雙偏極化雷達於方位角 60 度時的水象粒子分類結果，主要結果為冰、融冰和雨。

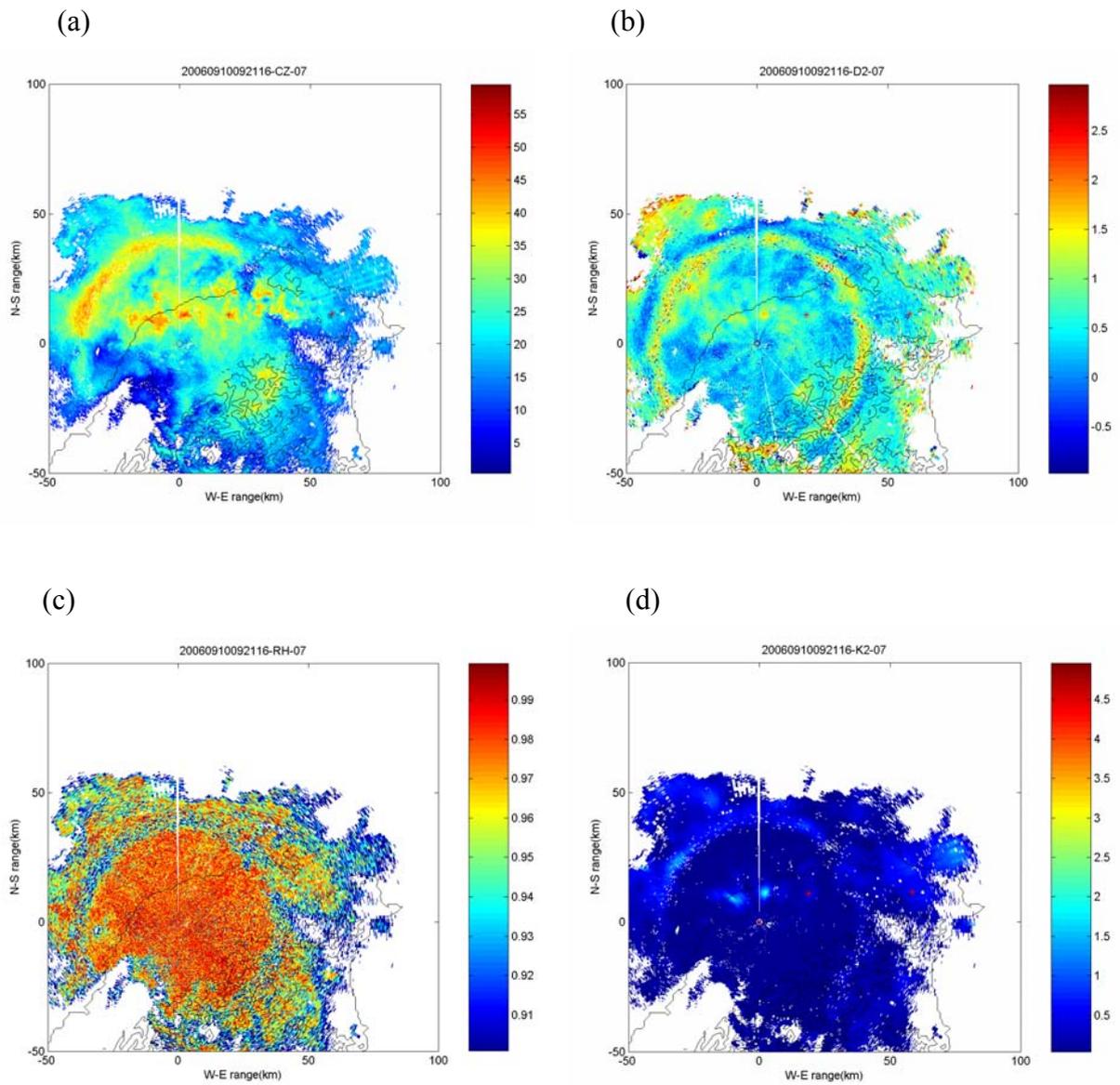
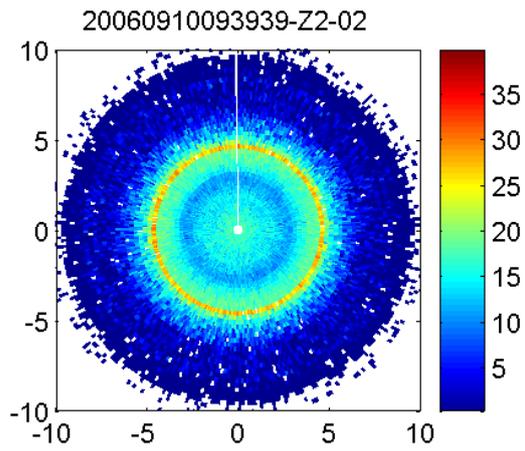
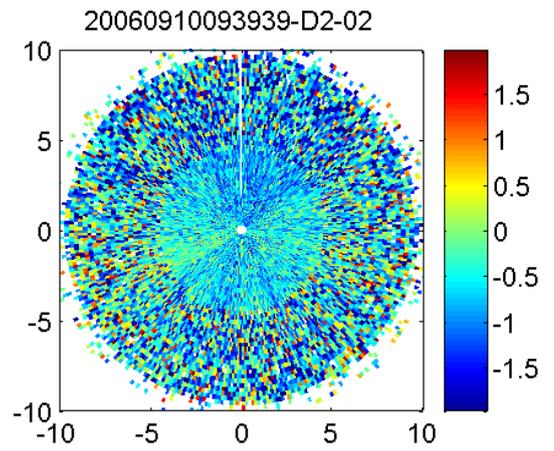


圖 5.4、0921 UTC 中央大學雷達  $6.5^\circ$  仰角的雷達回波圖。(a)回波、(b) $Z_{DR}$ 、(c) $\rho_{HV}$ 、(d) $K_{DP}$ 。

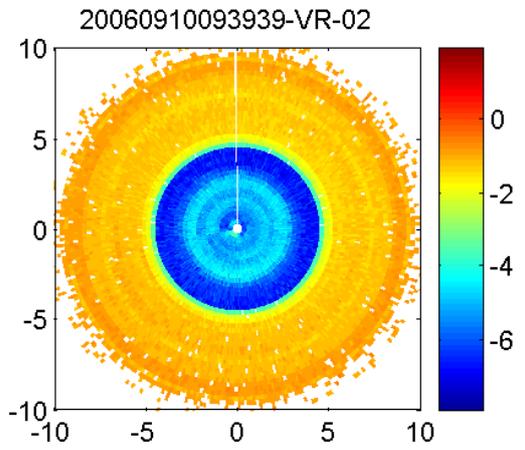
(a)



(b)



(c)



(d)

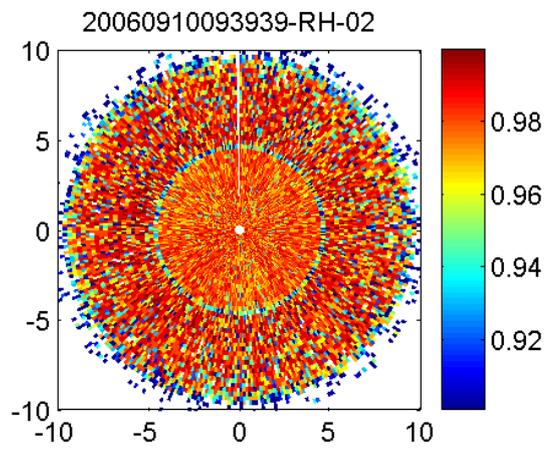


圖 5.5、0939UTC 中大雷達垂直觀測 PPI：(a)回波、(b) $Z_{DR}$ 、(c) $\rho_{HV}$ 、(d)  $K_{DP}$ 。

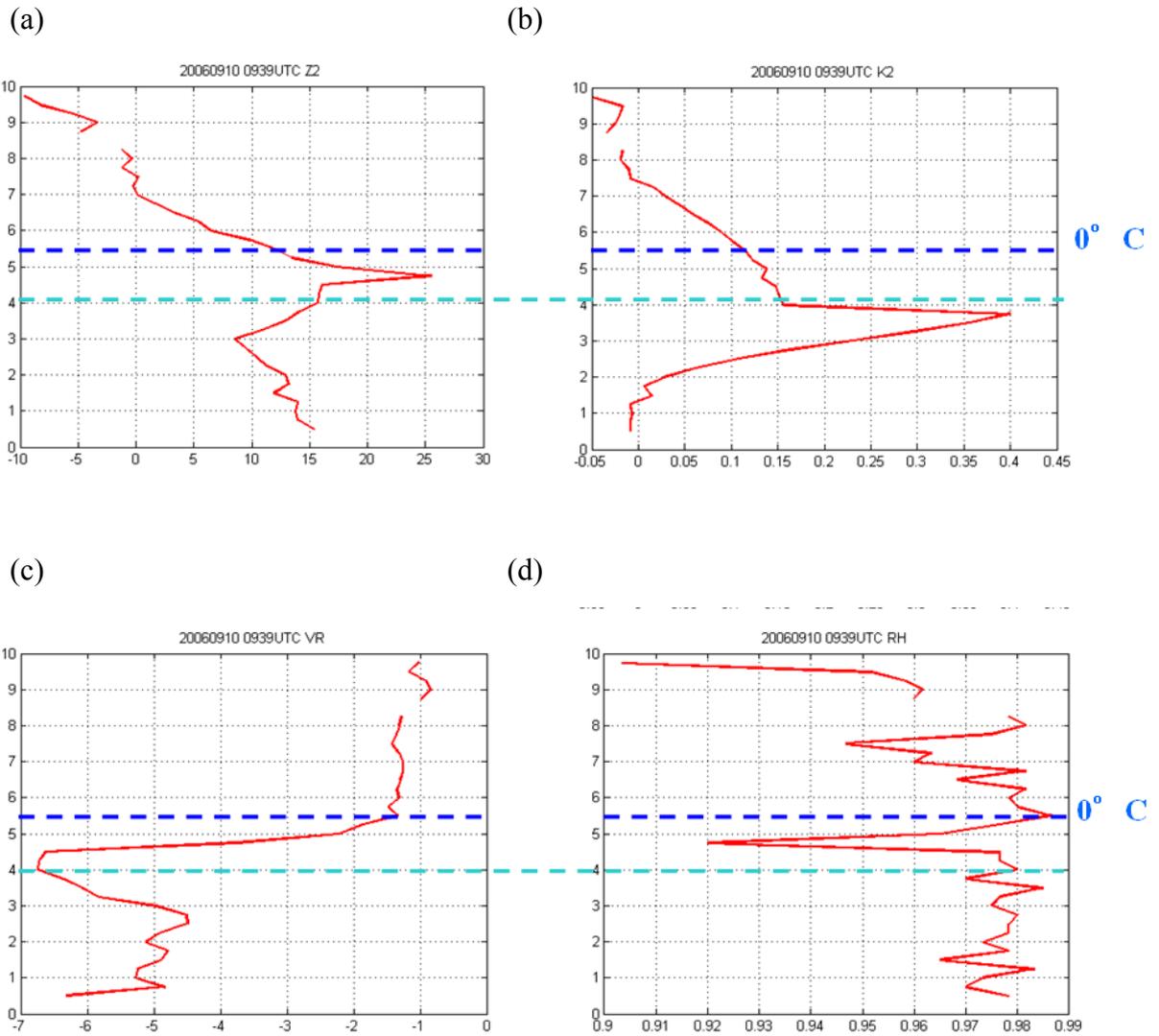


圖 5.6、0939 UTC 中大雷達垂直觀測，各參數在相同高度的平均：(a)回波、(b)徑向風、(c) $\rho_{HV}$ 、(d)  $K_{DP}$ 。

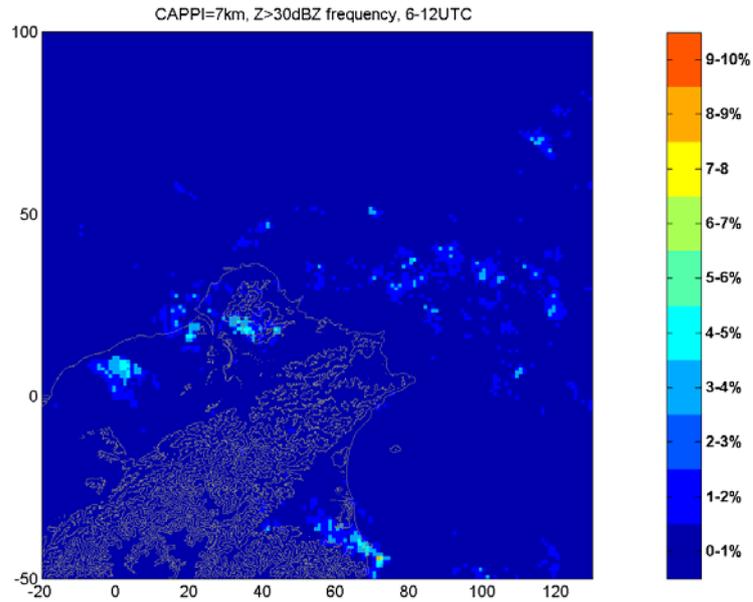


圖 5.7、五分山雷達七公里平面在 06-12 UTC 之間回波大於 30 dBZ 的次數比例圖。次數都低於 5%，系統對流發展不高。

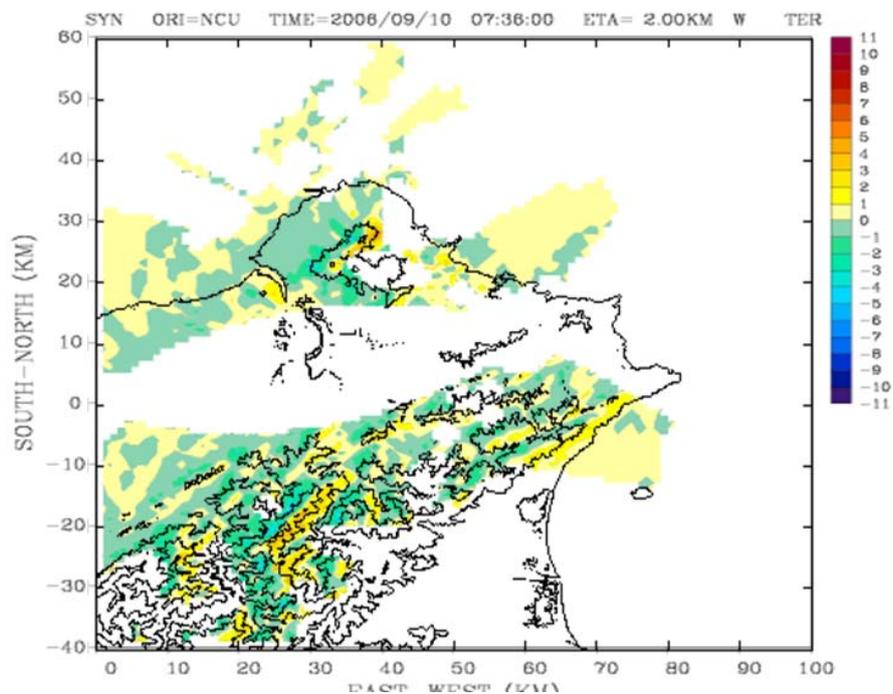


圖 5.8、0736 UTC 兩公里平面高度的垂直速度，此個案的垂直速度微弱，在對流區域或山前盈風坡有較強  $3\text{ms}^{-1}$  的垂直運動。

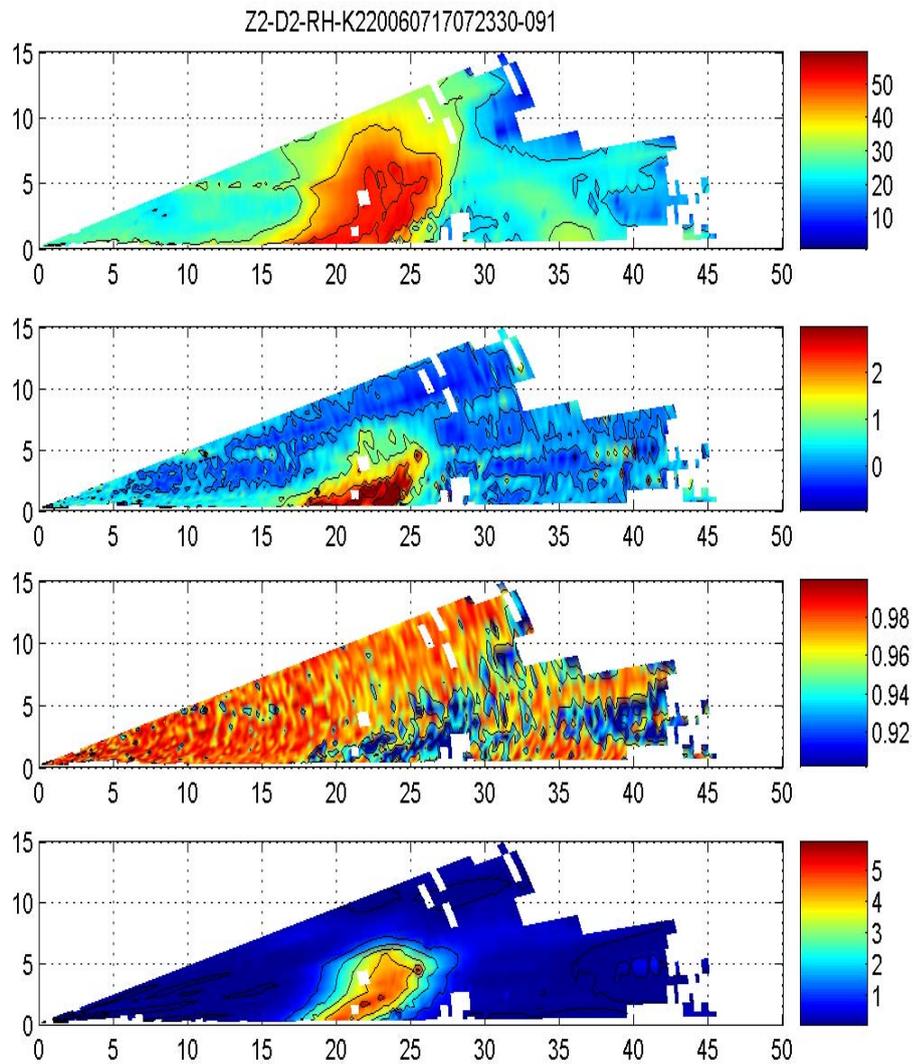
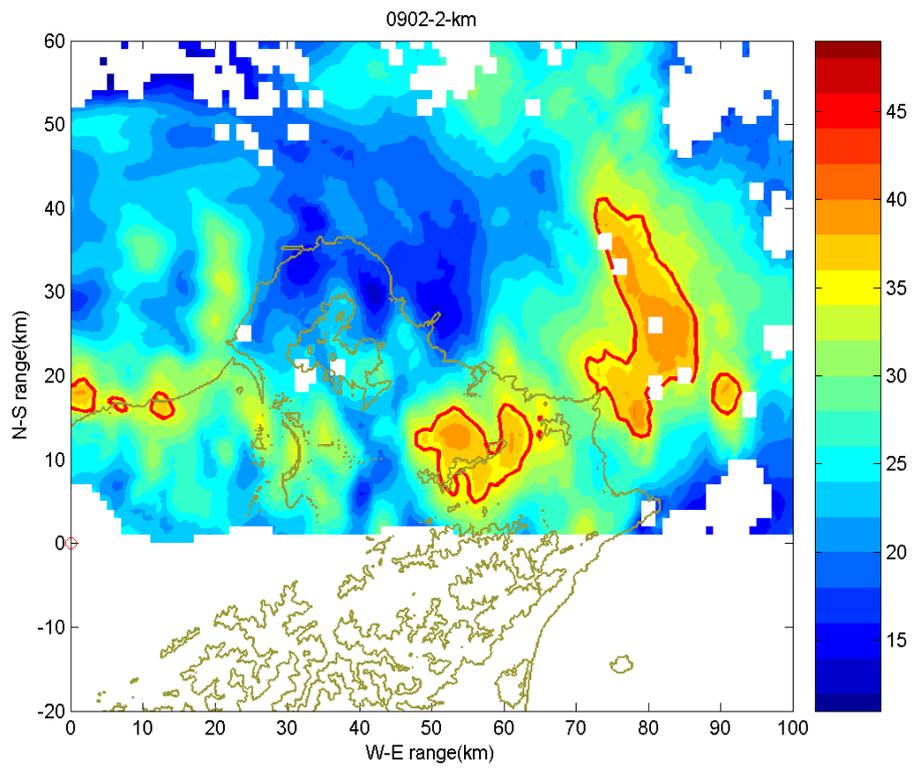
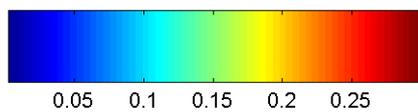
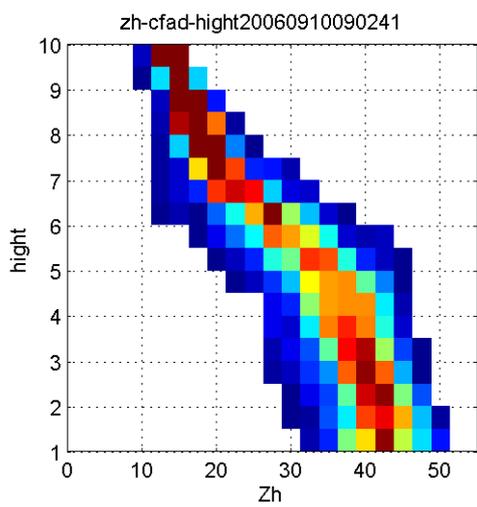


圖 5.9、中大雷達觀測到的旺盛發展的夏季個案(2006/ 7/ 17)剖面圖，依序為：回波、 $Z_{DR}$ 、 $\rho_{HV}$ 、和  $K_{DP}$ 。

(a)



(b)



(c)

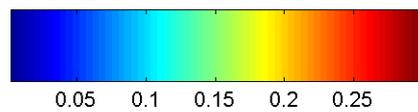
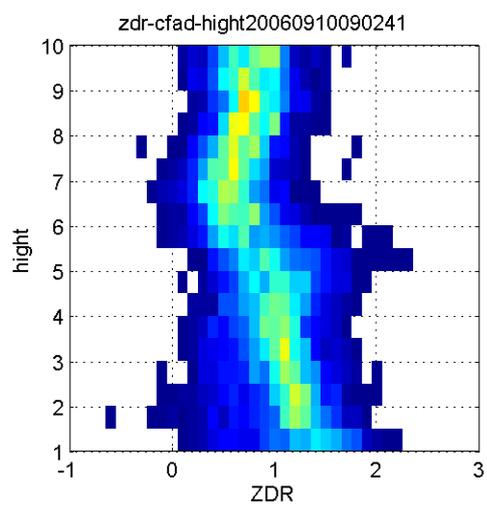


圖 5.10、(a)中大雷達 0902 UTC 2 km 平面回波圖，紅色等值線為 30 dBZ，(b)、(c)為圖 (a)中  $x=50-60$  km、 $y=5-15$  km 範圍內的回波、 $Z_{DR}$  的 CFAD。

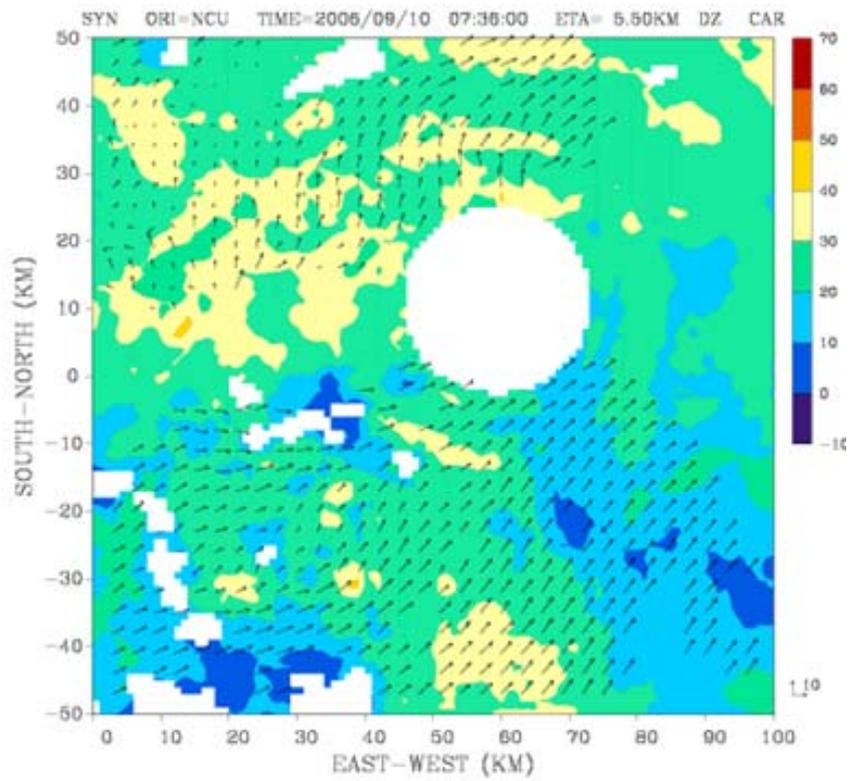


圖 5.11、0736 UTC 扣掉系統移速( $10\text{ms}^{-1}$ )後 5.5 km 平面的水平風場(箭頭)，色階為回波。

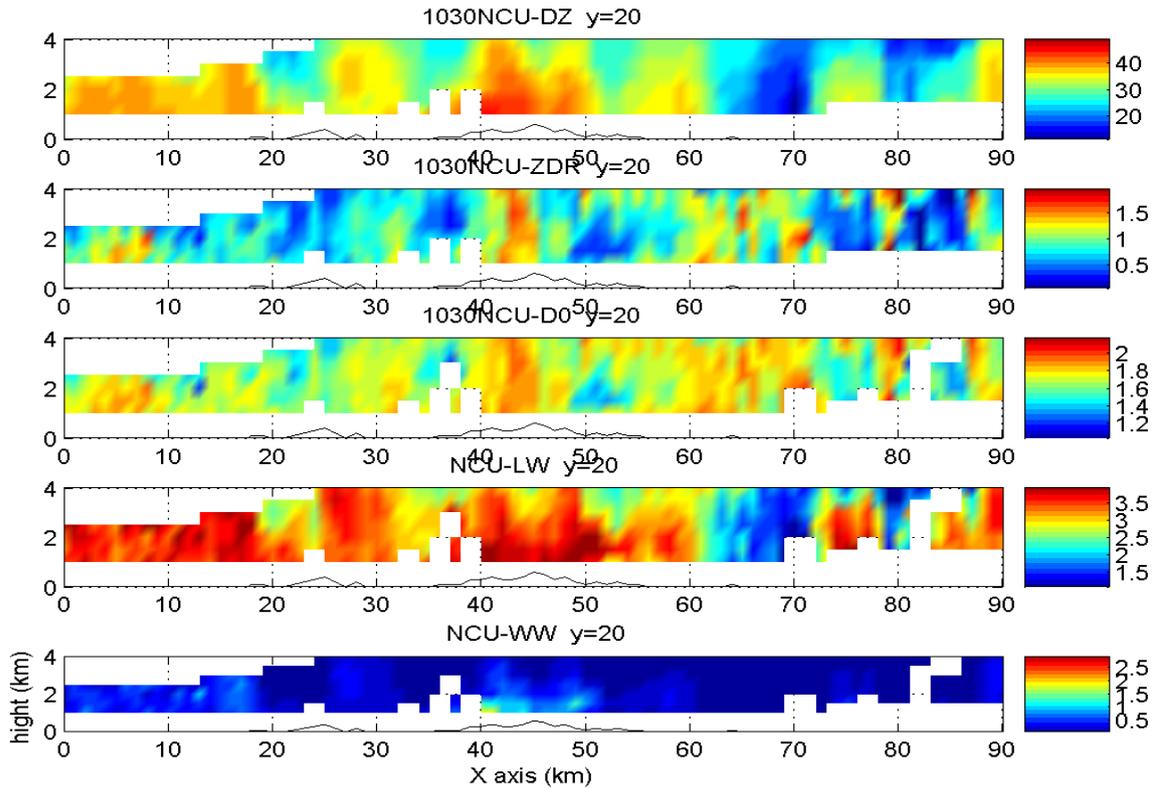


圖 5.12、1030 UTC  $y=20$  km 的剖面。依序為回波、 $Z_{DR}$ 、雨滴中值粒徑( $D_0$ )、雨滴個數 ( $10\log N_w$ )和液態水含量。

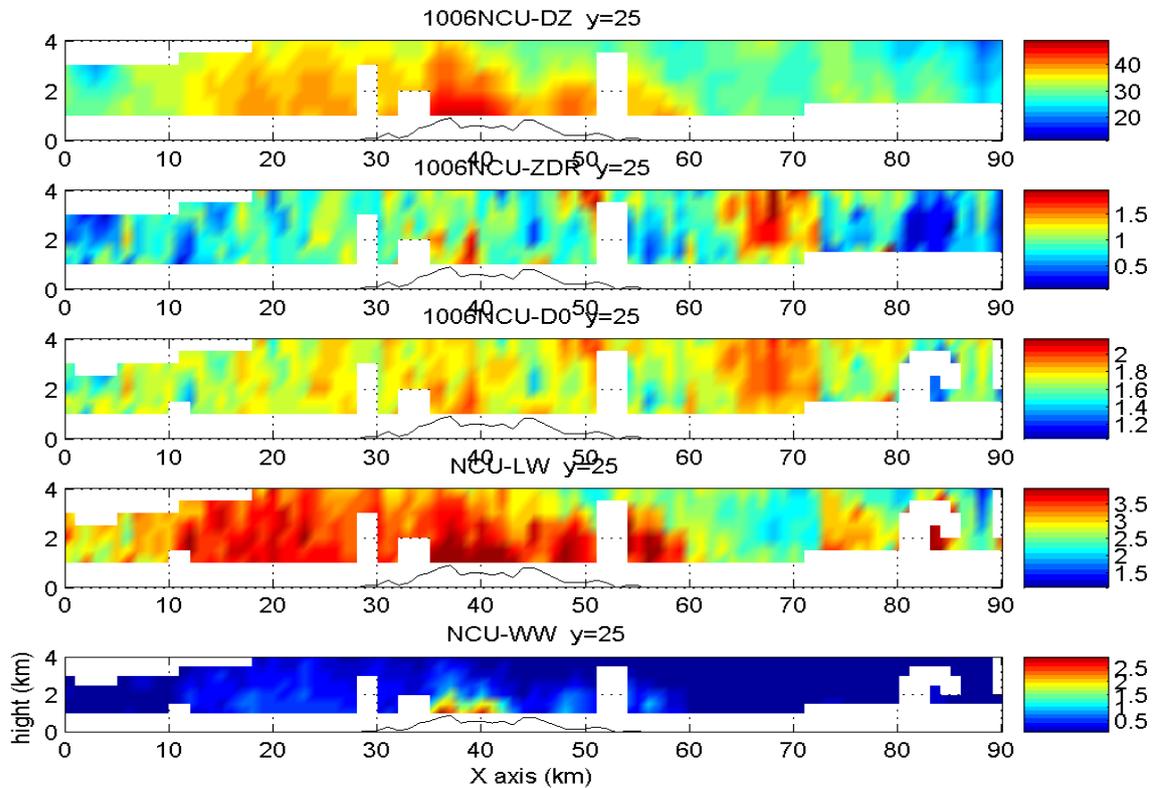


圖 5.13、同圖 5.12，但為 1006UTC 時  $y=25$  km 的剖面。

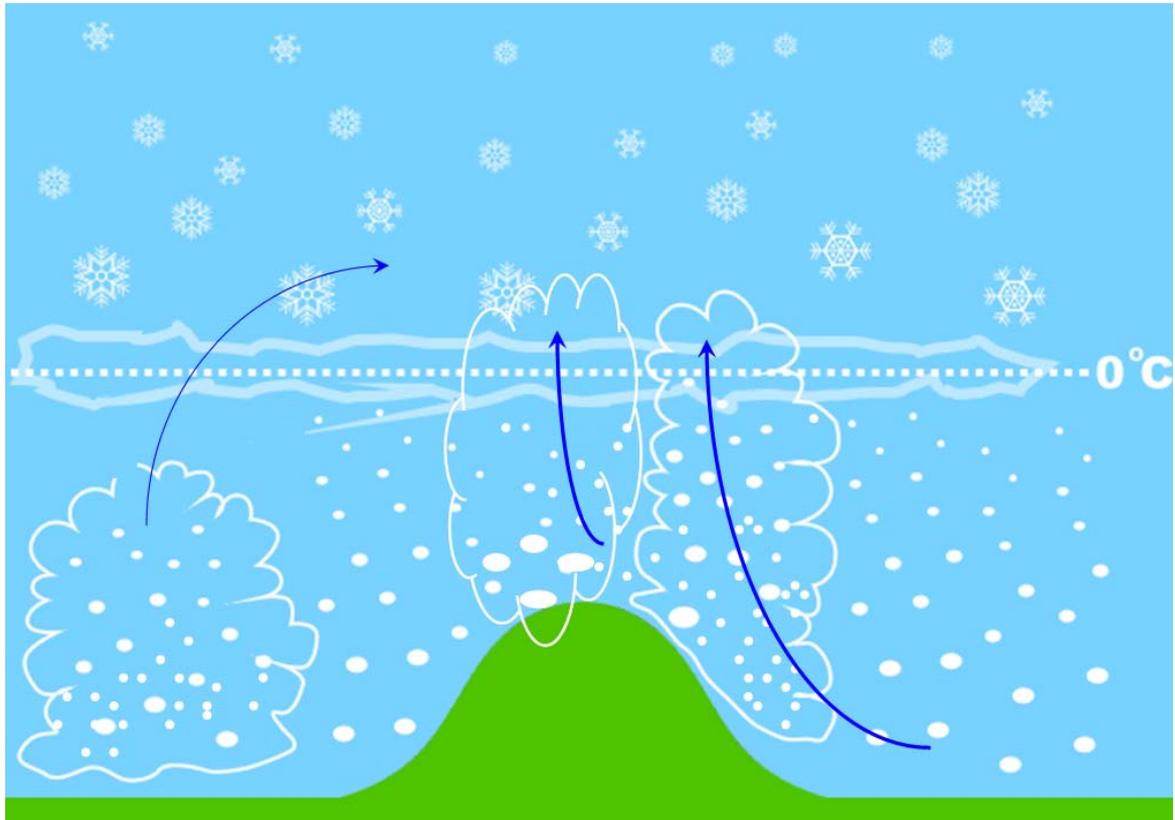


圖 5.14、利用雙偏極化雷達反演雨滴粒徑再配合風場資訊整理出一個雲物理的概念模式，長時間存在的層狀區持續提供融解後的水滴給低層，地形迎風坡或對流區有較大的上升速度，利於凝結使得小雨滴個數增多，可能有類似種雲餵雲的加強機制，且大  $Z_{DR}$  集中在低層，降水可能以碰撞結合為主。

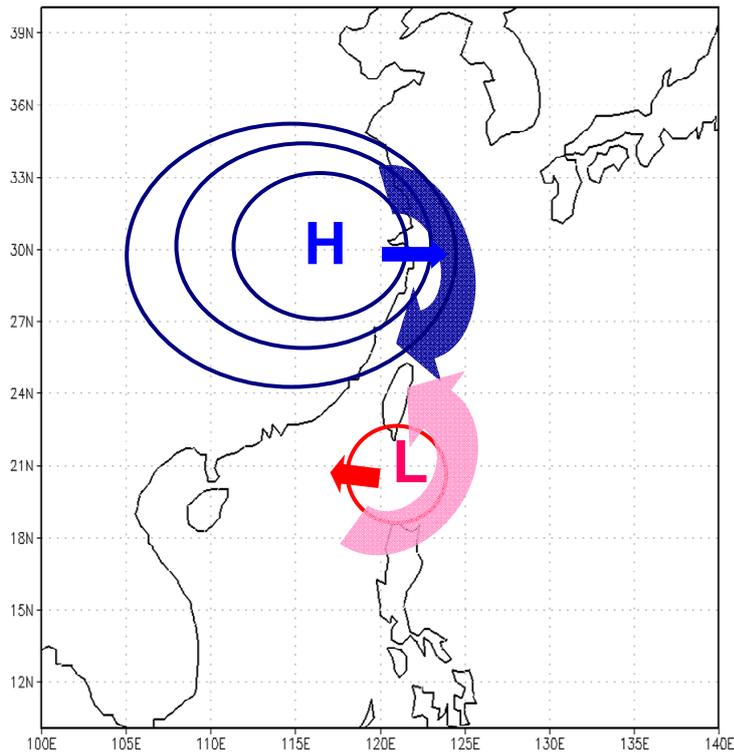


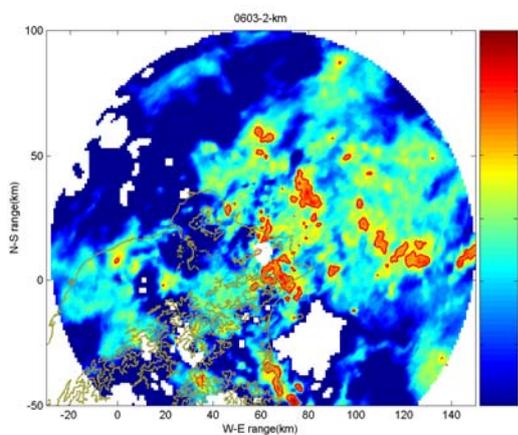
圖 6.1 綜觀尺度之高低壓系統配置簡圖。台灣主要受到出海的大陸性高壓與巴士海峽上的低壓所影響。



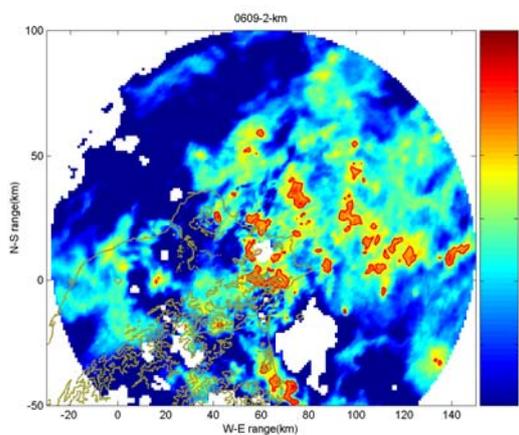
圖 6.2 三個主要強回波區皆存在有利的環境因子加強使對流發展，東北部外海為高、低壓系統所造成的輻合區域；大屯山區有地形爬坡加強，最後淡水河口，則有東北風和穿過台北盆地的東風輻合。

附錄、五分山雷達 2km 平面回波。

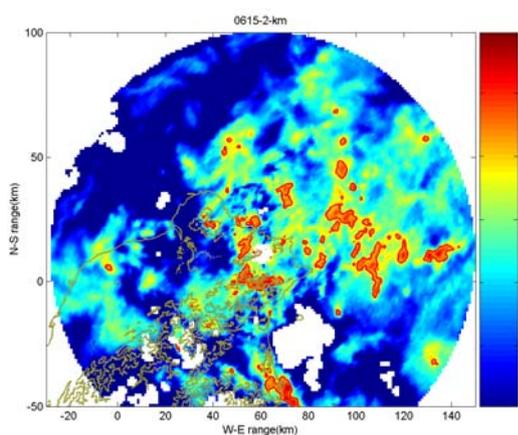
(01) 0603 UTC



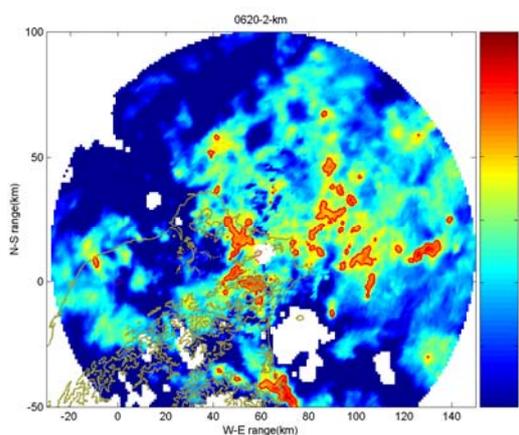
(02) 0609 UTC



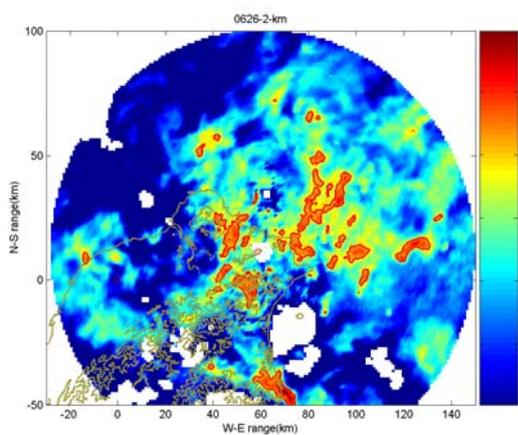
(03) 0615 UTC



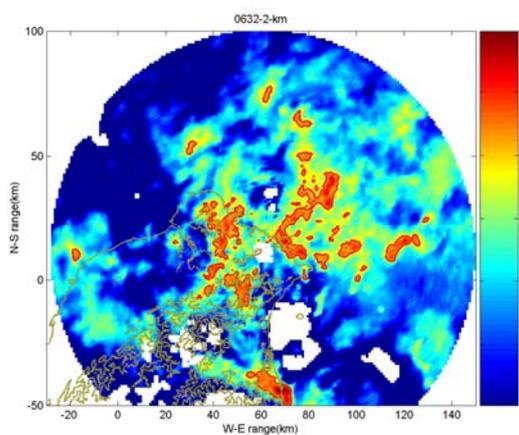
(04) 0620UTC



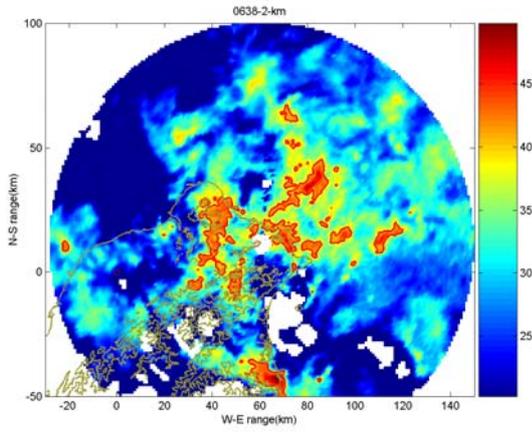
(05) 0626UTC



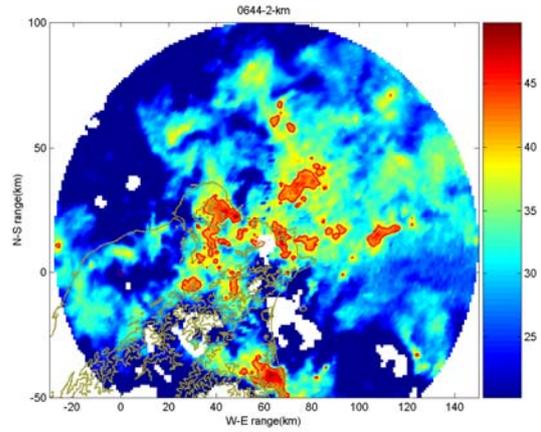
(06) 0632UTC



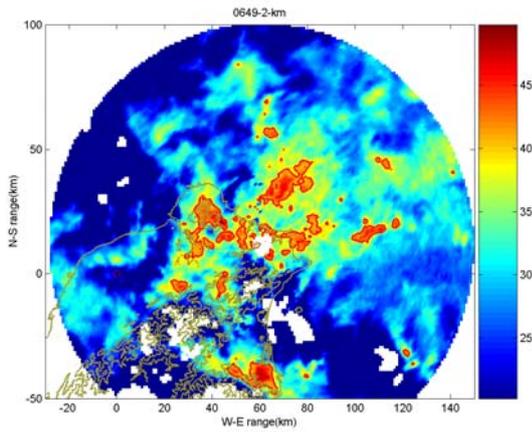
(07) 0638UTC



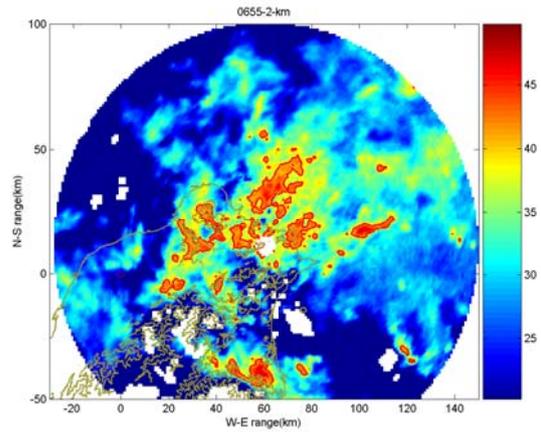
(08) 0644UTC



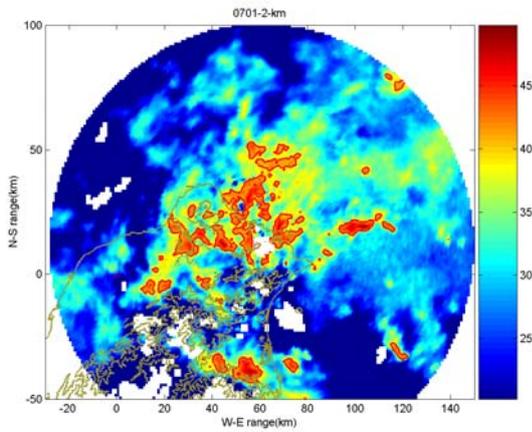
(09) 0649UTC



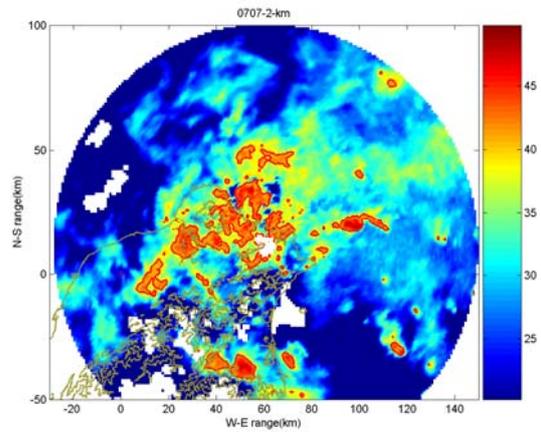
(10) 0655UTC



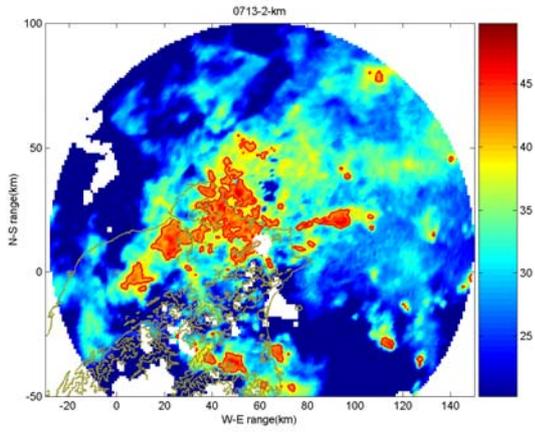
(11) 0701UTC



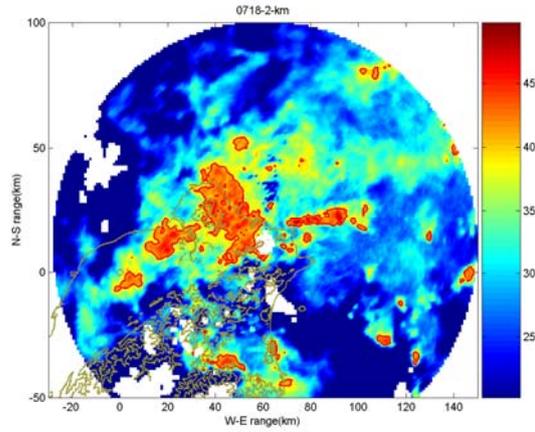
(12) 0707UTC



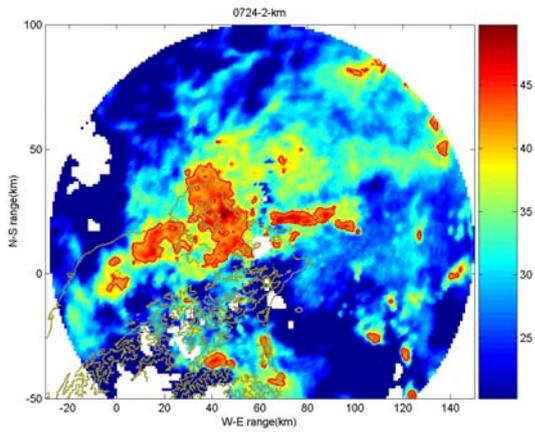
(13) 0713UTC



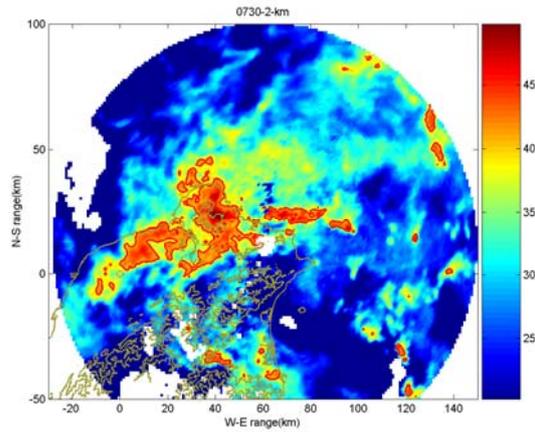
(14) 0718UTC



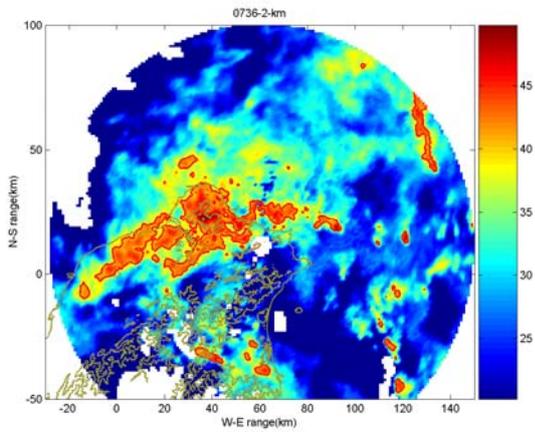
(15) 0724UTC



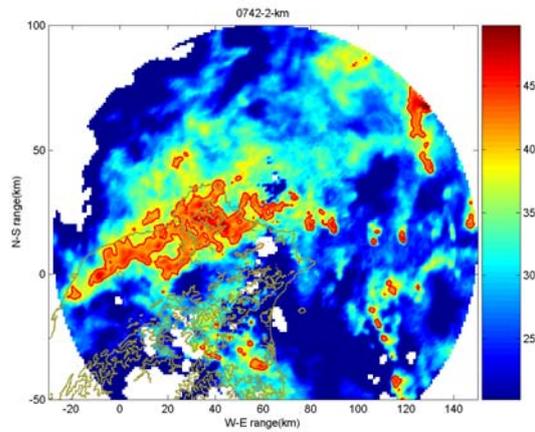
(16) 0730UTC



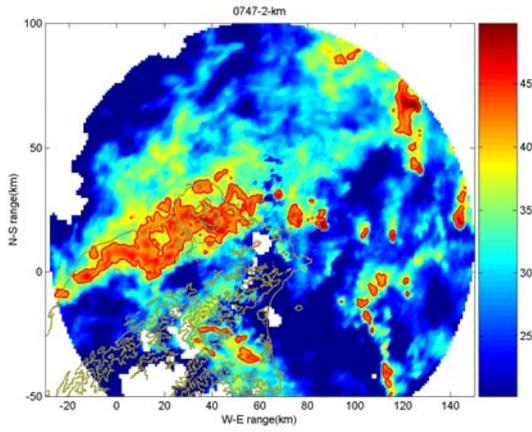
(17) 0736UTC



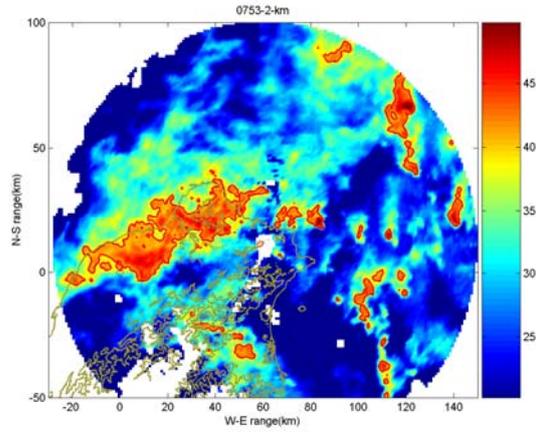
(18) 0742UTC



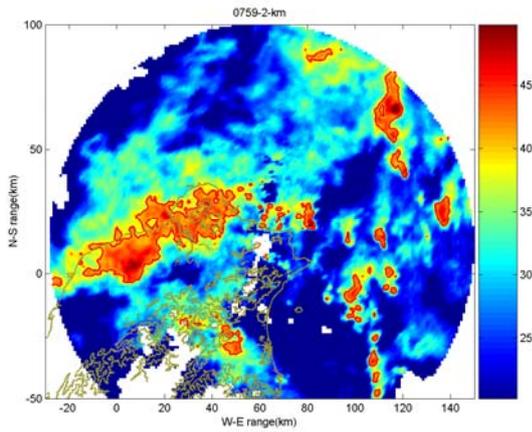
(19) 0747UTC



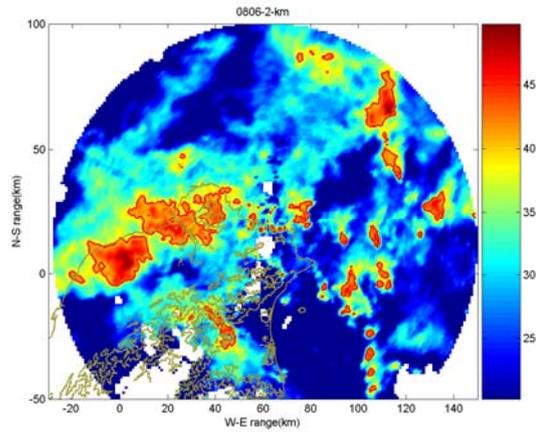
(20) 0753UTC



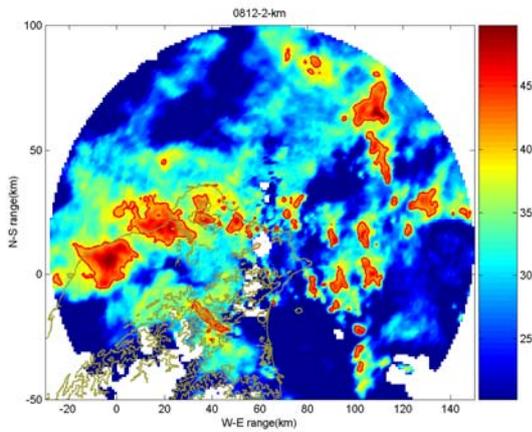
(21) 0759UTC



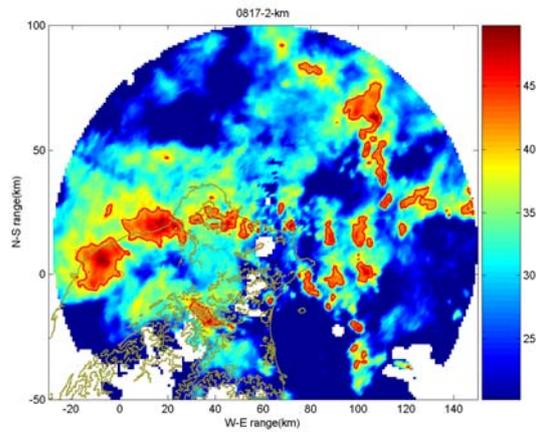
(22) 0806UTC



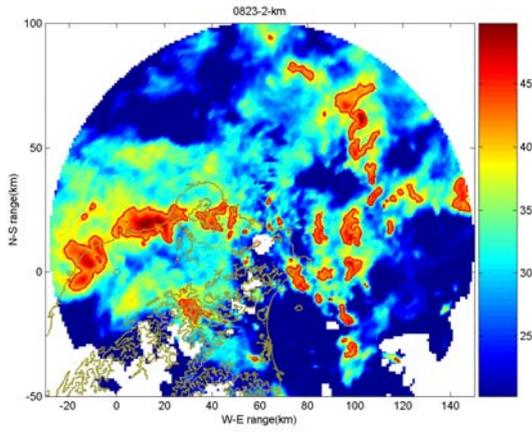
(23) 0812UTC



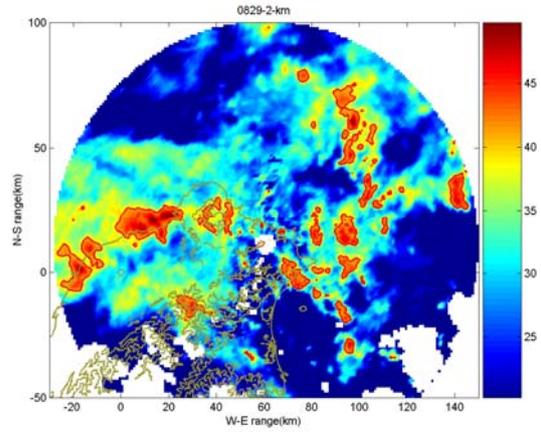
(24) 0817UTC



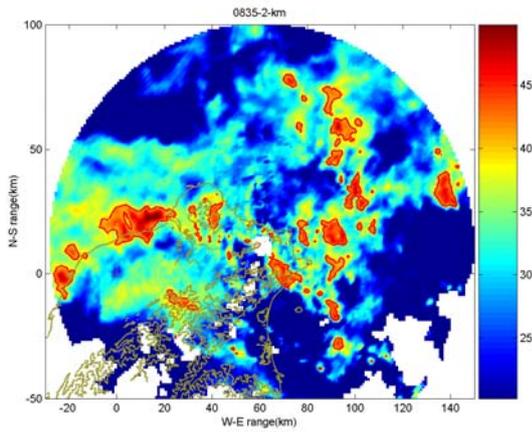
(25) 0823UTC



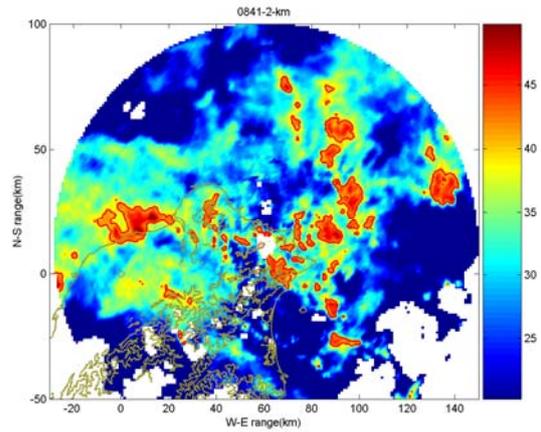
(26) 0829UTC



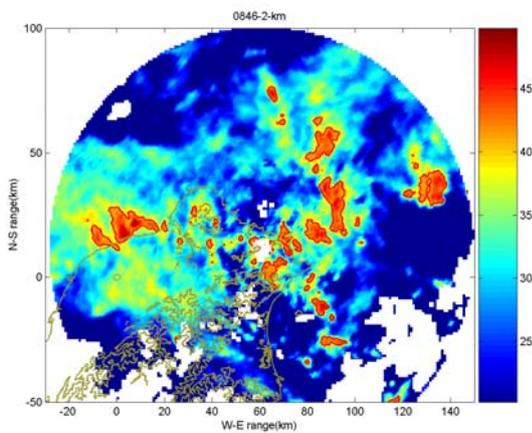
(27) 0835UTC



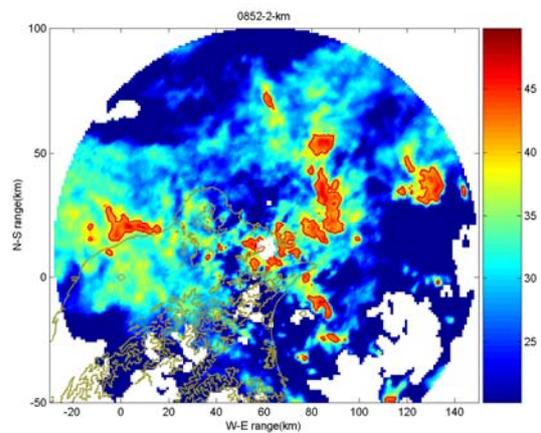
(28) 0841UTC



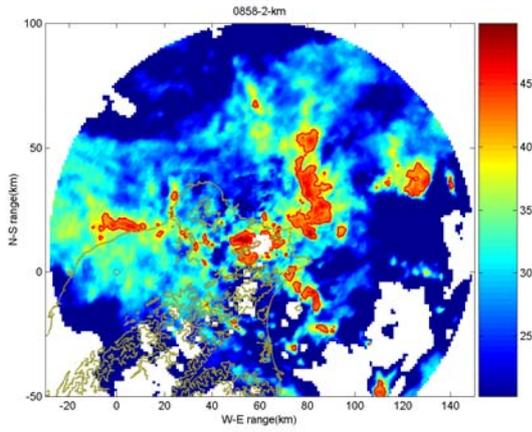
(29) 0846UTC



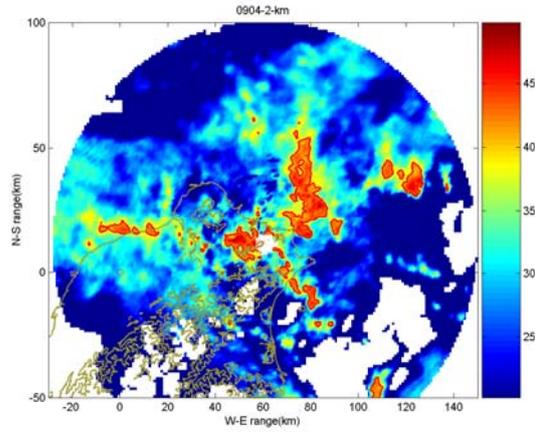
(30) 0852UTC



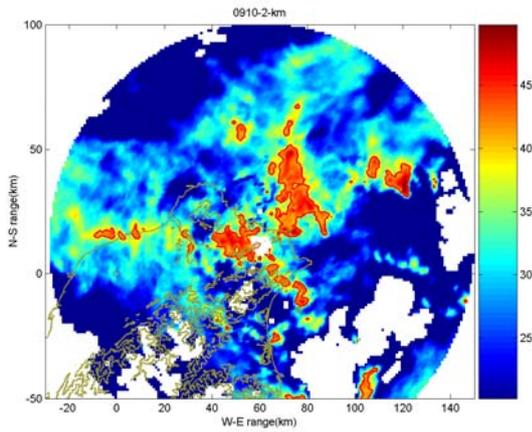
(31) 0858UTC



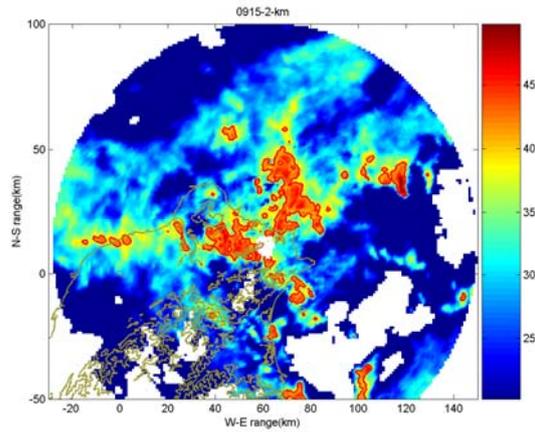
(32) 0904UTC



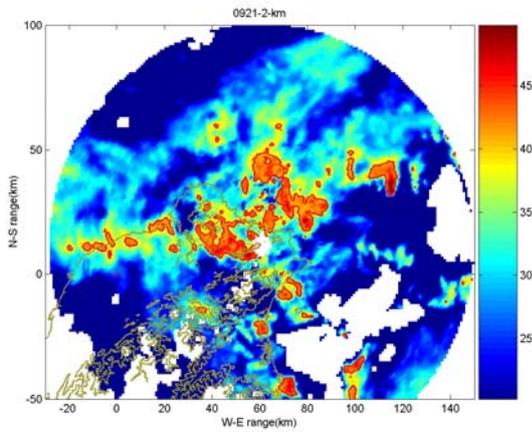
(33) 0910UTC



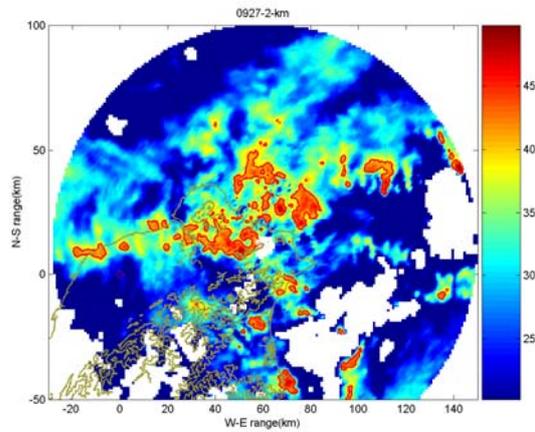
(34) 0915UTC



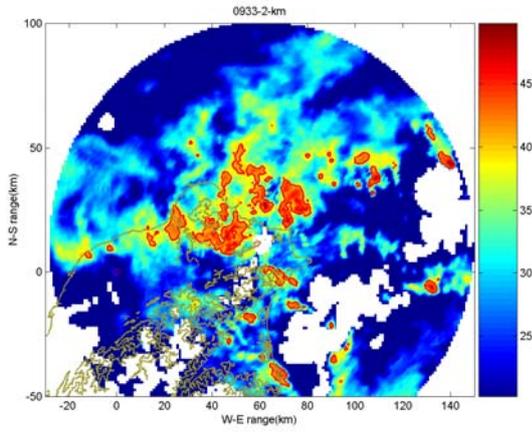
(35) 0921UTC



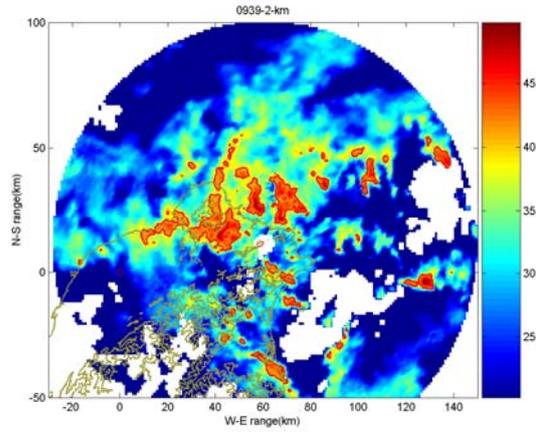
(36) 0927UTC



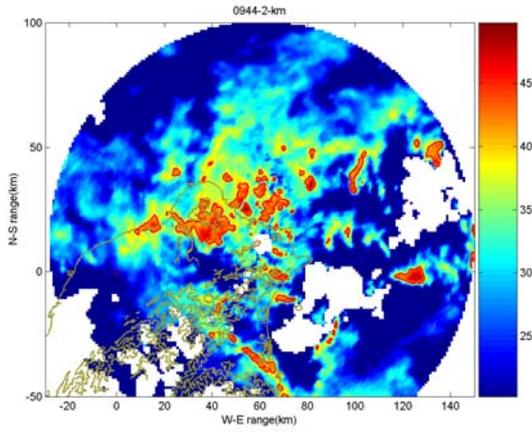
(37) 0933UTC



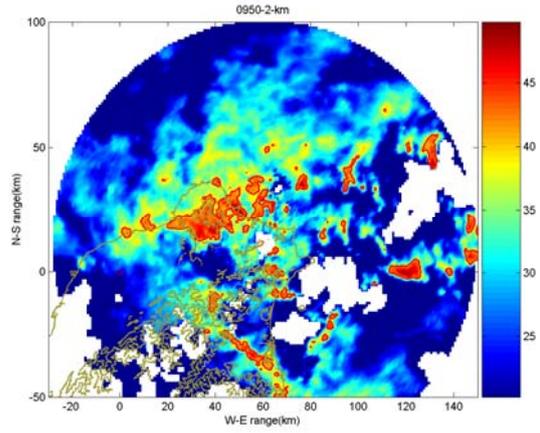
(38) 0939UTC



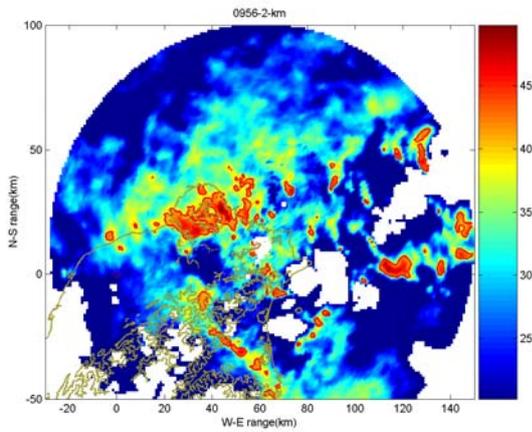
(39) 0944UTC



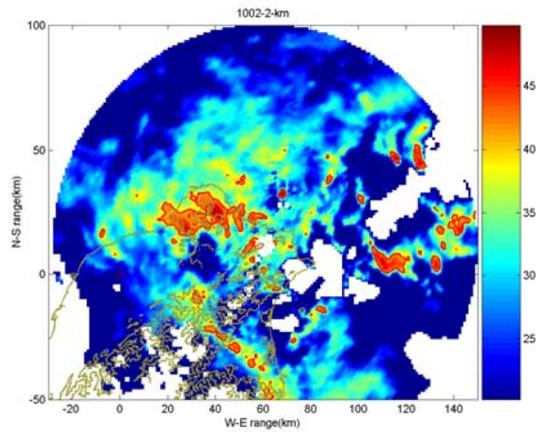
(40) 0950UTC



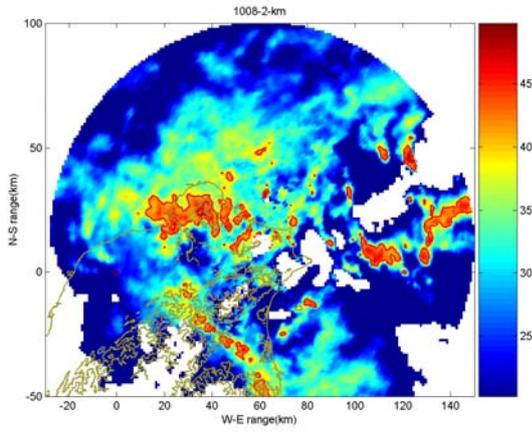
(41) 0956UTC



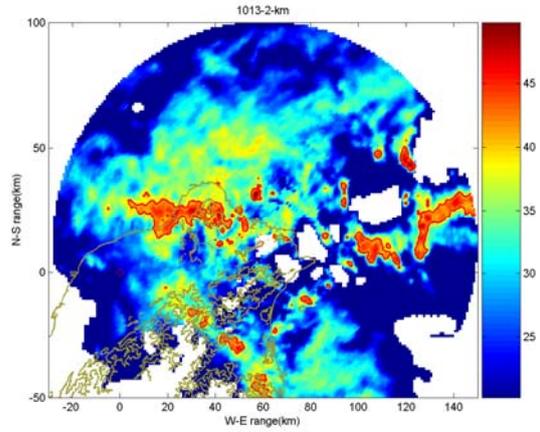
(42) 1002UTC



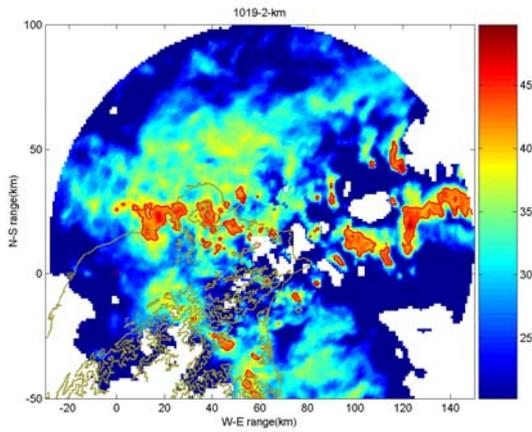
(43) 1008UTC



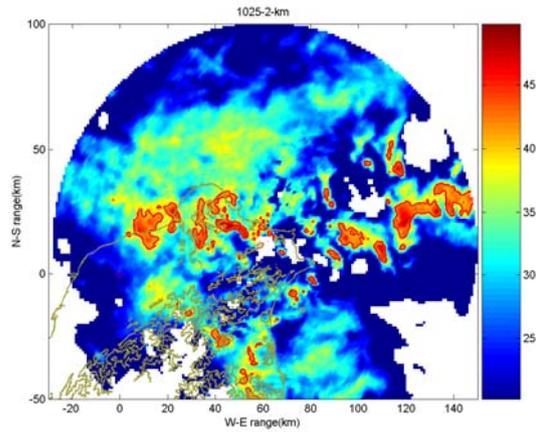
(44) 1013UTC



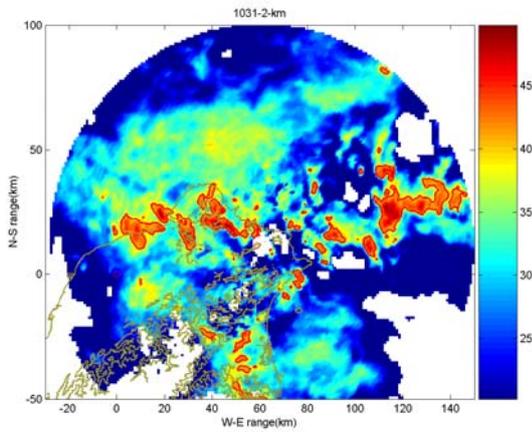
(45) 1019UTC



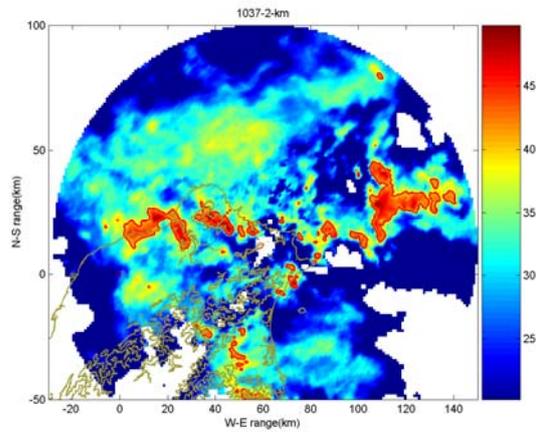
(46) 1025UTC



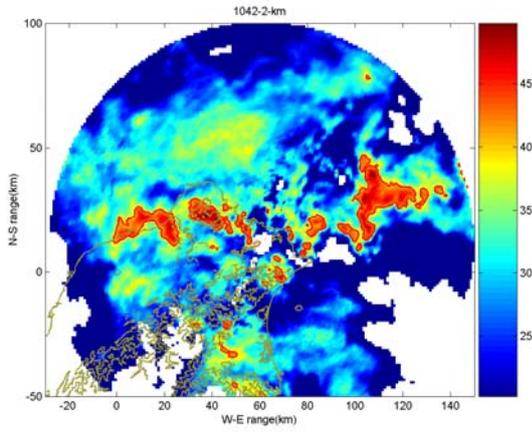
(47) 1031UTC



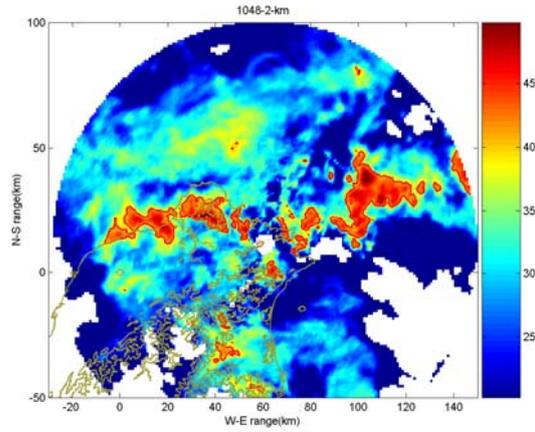
(48) 1037UTC



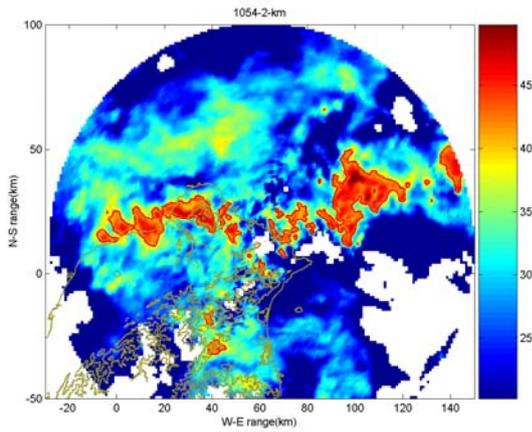
(49) 1042UTC



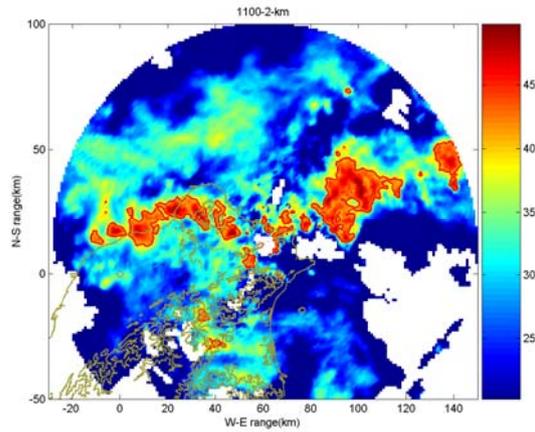
(50) 1048UTC



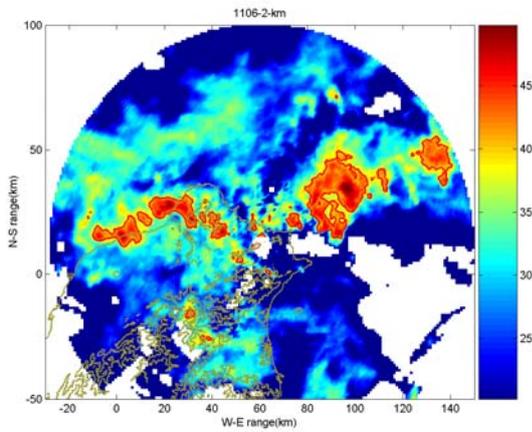
(51) 1054UTC



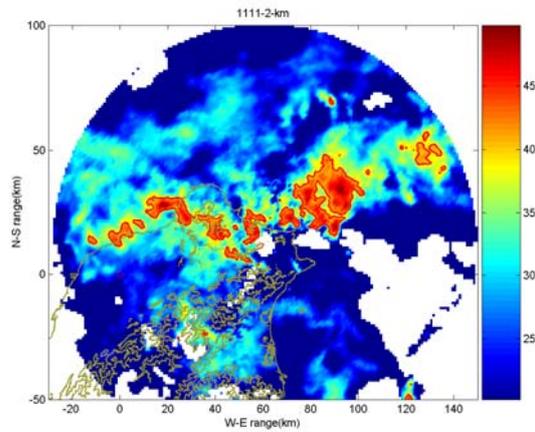
(52) 1100UTC



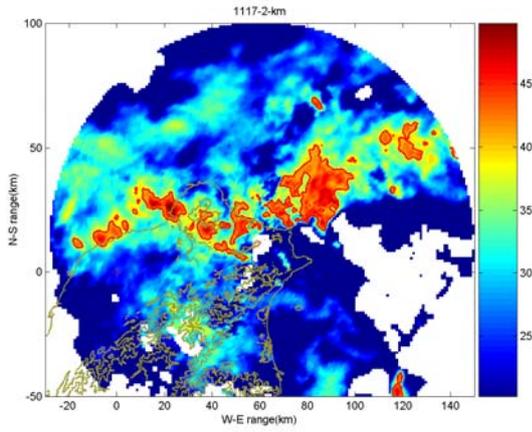
(53) 1106UTC



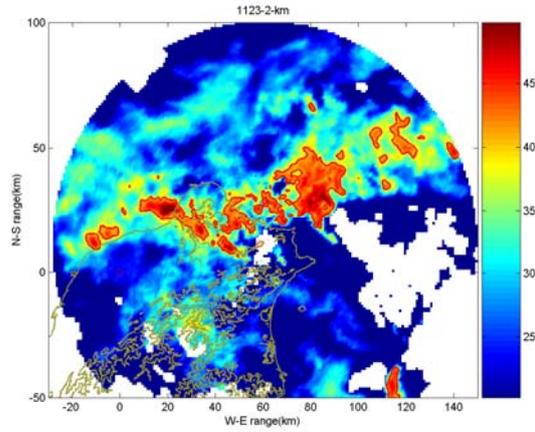
(54) 1111UTC



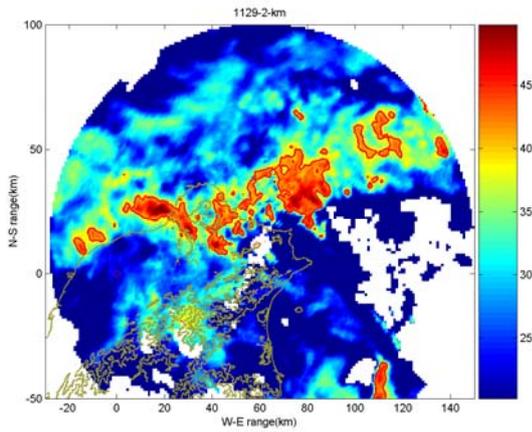
(55) 1117UTC



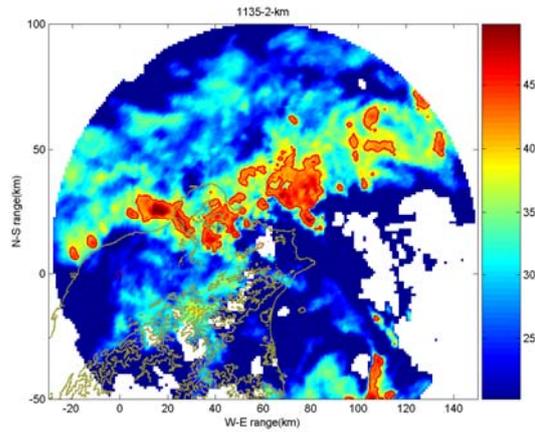
(56) 1123UTC



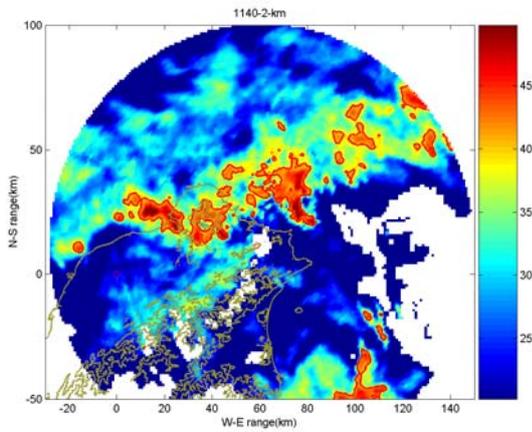
(57) 1129UTC



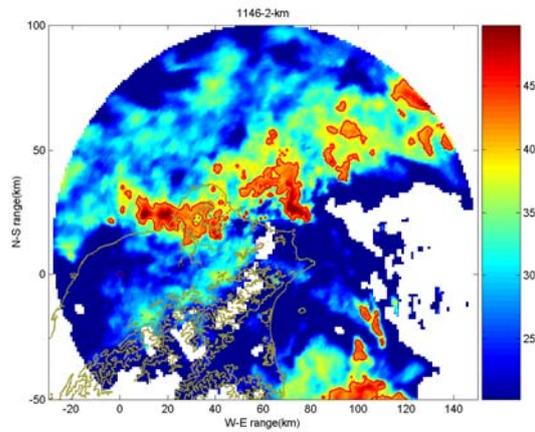
(58) 1135UTC



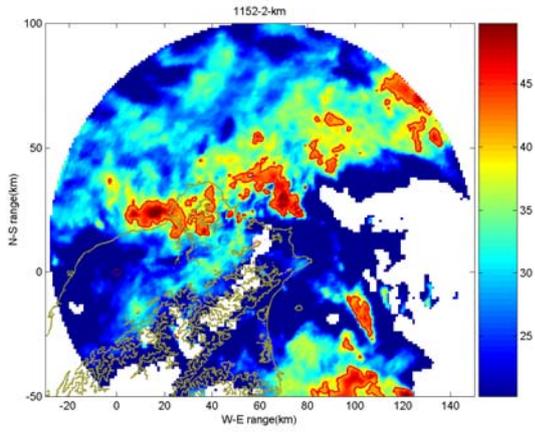
(59) 1140UTC



(60) 1146UTC



(61) 1152UTC



(62) 1158UTC

