

# 台灣北部地區五~七月雷達回波特徵 與局部環流探討

陳熙揚<sup>1</sup> 陳泰然<sup>2</sup> 林麗芬<sup>2</sup>

<sup>1</sup>國立彰化師範大學地理系

<sup>2</sup>國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國八十八年十月一日收稿；中華民國八十八年十月二十六日定稿)

## 摘 要

本文利用 1989~1996 年 5~7 月民航局中正機場都卜勒雷達回波資料與地面風場資料，分析台灣北部橫跨不同地形高度之四個剖面上的平均回波強度與不同回波強度出現頻率之時空分布特徵，並探討雷達回波顯示之對流時空分布與局部環流的關係。

結果顯示，5~7 月各處平均回波強度有隨季節增強之趨勢，且具有顯著之日夜變化，不同月份與不同剖面之日夜分布，亦有明顯差異，特別是竹北以東剖面，5 月平均回波強度中午前後之最低值，於 6 月轉為相對高值，由局部環流日夜分布顯示，此現象可能與 5 月新竹沿海 0800~0900 LST 之氣旋式渦旋有關。氣旋式渦旋伴隨的輻合作用可能激發午前對流發展，被消耗的部分對流可用位能需時間來恢復，故 5 日中午前後對流出現頻率較小。此外，除 7 月之竹北外，各剖面均有午後最大值，且隨季節演進逐漸成為顯著之主高峰，顯示大氣環境條件與局部強迫作用，在午後對流降水扮演重要的角色亦隨著季節演變。

強對流頻率高峰分布與風場局部環流分析顯示，竹北與以東 6~7 月之對流在山坡先行發展後，對流之下衝流可能沿山坡而下與海風產生輻合，故平地之對流出現時間較山坡為晚。台北盆地與其鄰近地區之午後對流，6 月與 7 月均在山坡先行發展，隨後在盆地內發展。此種現象與海風、上坡風在盆地附近形成之氣旋式渦旋出現位置、時間一致，顯然此氣旋式渦旋對該地區午後對流之形成應扮演重要之角色。

關鍵詞：回波強度、回波頻率、日夜變化、局部環流、雙高峰、海風、上坡風、氣旋式渦旋。

## 一、前言

台灣位於東亞季風區，5~6 月春夏之交，蒙古高壓與太平洋副熱帶高壓消長以及印度季風低壓的發展，盛行氣流由東北季風逐漸轉換為西南季風。一般認為華南、台灣及南海北部地區每年之西南季風約於 5 月中旬肇始 (onset)，該地區亦同時進入梅雨季 (例如：Tao and Chen 1987; 陳 1988b; Chen 1994a)。梅雨鋒面於 5 月中旬至 6 月中旬期間影響該區域，並於 6 月中旬至 7 月中旬期間北移至長江流域，使該區域進入太平洋高壓籠罩影響的勢力範圍。由春末過渡到夏初 (5~7 月) 期間，梅雨鋒面與鋒上擾動、西南季風區內之風場擾動 (例如季風爆發 (monsoon surge) 或低壓擾動) 以及局部環流等，均常影響區域性或局部性對流降水與豪雨 (Tao and Chen 1987; 陳 1988a; Chen 1992; 陳 1994a)。

陳等 (1991) 評估中央氣象局 1977~1989 年台灣地區豪 (大) 雨 ( $\geq 50$  公厘/天) 預報，發現在非颱風引起之豪 (大) 雨預報能力方面，若以 5 年平均來看，其預報之技術得分偏低 (TS 值為 0.15~0.21) 且並無隨時間改進趨勢，顯然目前對於豪雨之預報能力仍低。此外，並發現各年前估 (發生之事件中，事先預報到的比例) 均較後符 (預報的事件中，隨後應驗的比例) 小，顯示對於由綜觀過程所引發之豪 (大) 雨已有相當好的預報能力，但對於中尺度過程主宰之豪 (大) 雨，則預報能力仍很有限，較少能事先掌握到。李 (1992) 對 1992 年 Post-TAMEX 預報實驗之校驗，評估定量降水預報能力，對於 1~3 小時之最大累積雨量出現地區具有超過 50% 之掌握能力，但對 12~24 小時豪 (大) 雨潛勢預報之能力仍然偏低。Doswell (1986) 評

估中尺度預報能力，認為在 3~9 小時之間存在一預報缺口，亦即該時段之預報能力最低。顯見，與中尺度現象有關之氣象過程仍有待更深入之探討與研究，而中尺度氣候特徵研究對此預報缺口應可彌補其不足。

目前有關暖季對流降雨與豪 (大) 雨之時空氣候特徵研究相當豐富，在空間分布方面，例如：曾與曲 (1989) 利用北部地區 91 個測站雨量資料，分析 1965~1984 年 8 個梅雨季豪雨個案之大雨 ( $\geq 5$  公釐/時) 與 1976~1987 年 14 個颱風豪雨個案之大雨 ( $\geq 10$  公釐/時) 空間分布，結果發現梅雨季與颱風之大雨中心均以大屯山地區之發生機會最高，其中梅雨季亦容易在桃竹平地形成大雨中心。吳 (1992) 利用台灣地區 1946~1990 年夏季 (7~9) 月各測站的日降水資料，分析各地的降水特徵，結果發現夏季的降水分布大多為全省性，在空間上相當一致，而大強度的降水大部分與颱風有關。陳 (1994b) 利用台灣電力公司的落雷資料，分析 1991~1993 年 5~9 月落雷分布情形，以探討對流的分布，發現暖季落雷主要發生在午後之陸上，其中以中央山脈以西地形高度 200~1000 公尺之山坡及盆地發生機會最高，中央山脈及東側則很少，在台北、嘉義/阿里山與屏東有三個半永久性中心。林與郭 (1996) 利用雨量站資料，並配合每小時紅外線及可見光衛星雲圖，選取 1994 年 7~8 月午後熱對流降水 28 個案，分析降雨分布與地形的相關性，結果顯示在北部地區午後對流主要是發生在新竹苗栗地區，而主要降雨發生在近平地的山坡區，最大降雨並非發生在山頂，山區降雨明顯多於岸邊平原區。陳與林 (1997) 利用 1987~1995 年 5~6 月中南部地面雨量資料，分析豪大雨的空間分布，發現地形顯著影響豪 (大) 雨的空間分布，最

大頻率主軸在台南與阿里山之間約沿阿里山山脈與玉山山脈呈西南-東北走向。

在時間分布研究方面，例如：陳與林（1997）利用 1987~1995 年 5~6 月中南部地區地面雨量資料，分析豪大雨（依 Post-TAMEX 預報實驗的定義）之時間分布，顯示豪大雨發生頻率有顯著之日夜變化，1600 LST 之最大值極為顯著，5 月與 6 月以及平地與山區的日夜分布，亦有顯著的差異，5 月正午前時段最小值轉為 6 月最大值。紀等（1998）利用 1992~1995 年 5~6 月每小時 GMS 衛星數據化紅外線資料，探討台灣與鄰近地區平均雲頂溫度之空間分布特徵，發現對流發展呈現顯著的日夜變化，不論台灣南部或北部均呈午後最大值與清晨次大值之雙高峰型式，南部對流有於中央山脈西側關山附近先行發展後向西移或發展之勢，北部亦有於雪山山脈西側先發展後西移或發展之勢。林（1997）研究 1994 年南台灣夏季午後對流系統，指出該年之夏季午後對流在地形背風面有明顯之日夜變化，此與一般常見之地形迎風面日夜對流變化有所不同。

上述研究顯示，台灣地區暖季之對流降水與豪（大）雨有明顯之日夜變化與空間分布特徵，這些時空分布特徵顯然與局部環流和地形效應息息相關。林與郭（1996）利用台灣西部自動雨量站資料、衛星雲圖之觀測資料及三維非靜力模式（RAMS），探討 1994 年南台灣夏季弱綜觀強迫下，午後對流的特性與局部環流在對流激發與發展所扮演之角色，結果顯示當地形被加熱，使在大氣低層盛行之微弱東風增強，東風得以越過中央山脈與西側的上坡風輻合，於山坡形成一與山脈主軸幾乎平行之輻合帶，此輻合帶即是激發午後對流之主要機制，此外，並發現低層風速太強時，則不利於北部

與山區對流之發展。紀等（1998）利用逐時 GMS 衛星資料與台灣西南部測站地面風場資料，探討梅雨期對流發展與局部環流間之關係，發現海陸風與盛行風產生局部輻合與地形效應，均可提供對流發展所需之舉升作用，使梅雨季對流發展主要發生在台灣西南部與西南部沿海地區，發生之最大頻率或最大強度區域呈東北-西南走向，與盛行風方向一致。

先前有關對流降水之中尺度氣候特徵研究，使用之資料大多側重在地面降水資料，雖然台灣地區目前高密度的自動雨量站與模式預報作業，已可提供相當多關於降水的資料，但這些資料在時間與空間上的解析度仍有其限制與不足。近年來中央氣象局高解析度之衛星接收站作業後，高解析度之衛星數據資料已常被廣泛使用在梅雨季中尺度氣候對流系統方面之研究，例如：紀與陳（1989）與紀等（1998），即利用該項資料以探討梅雨季台灣與鄰近地區中尺度對流系統 MCSs 之氣候特徵。

此外，利用較高時間與空間解析度的雷達回波觀測資料，亦將有助於了解局部對流與其伴隨之降水現象。本文即利用 1989~1996 年 5~7 月之雷達回波資料，分析台灣北部地區回波之空間分布與日夜變化之氣候特徵，並配合台灣北部地區之局部環流分析，探討雷達回波所顯示之對流活動之時空氣候特徵及其可能之形成與演變機制。

## 二、資料與分析

本文利用民航局中正機場 C 波段都卜勒雷達非都卜勒模之 1989~1996 年 5~7 月逐時（正點）回波觀測資料，其中 1995 年 5 月因無整點資料，故以前後半小時資料內插處理。此外，

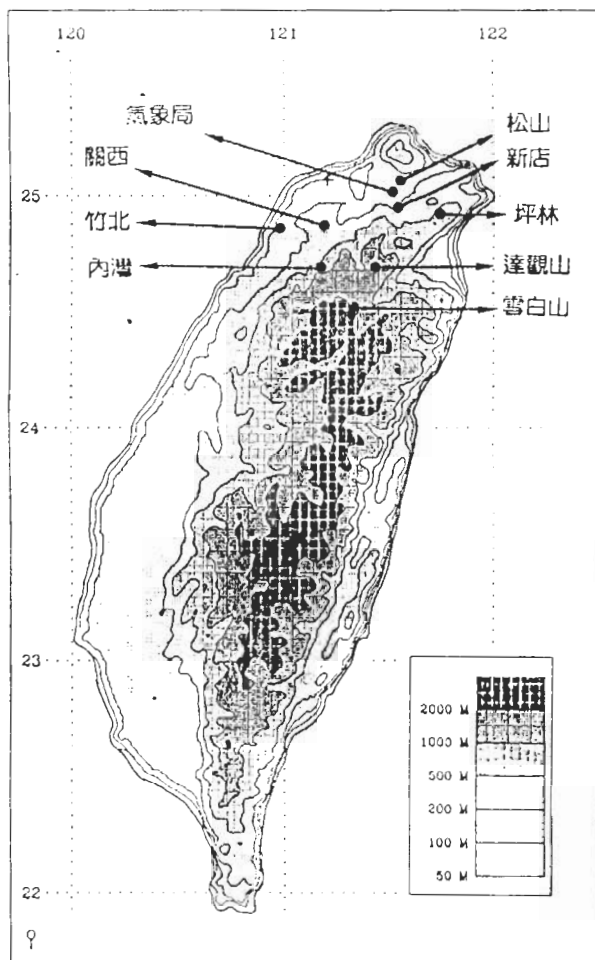


圖 1 台灣北部所分析的四個不同剖面的 9 個地點分布，+號為中正機場雷達位置。

為使資料更具代表性，以 1 公里水平解析度之回波資料，求取  $2 \times 2$  公里範圍內 9 點平均值以代表該點回波。

選取台灣北部地區代表平地、山坡地及高山之 9 個地點，包括平地的竹北、氣象局、松山，山坡地的關西、內灣、新店，以及高山的雪白山、達觀山及坪林等，以形成竹北以東之竹北-關西-達觀山和竹北-內灣-雪白山兩個不同地形高度剖面與台北盆地向東南之氣象局-新店-坪林和向南之松山-新店-達觀山兩個不同地形高

度剖面（圖 1）。分析不同地理位置與不同地形高度，對平均回波強度與不同回波強度出現頻率分布之影響。

由經驗得知，毛毛雨之回波強度約為 15 dBZ，故以  $\geq 15$  dBZ 作為選取回波資料的底限。求取 5~7 月  $\geq 15$  dBZ 之逐時平均回波強度，以探討其在各月之日夜變化，在此平均回波強度係以  $\geq 15$  dBZ 之回波觀測強度平均而得；並區分回波強度為  $\geq 15$  dBZ 與  $\geq 30$  dBZ 二種等級，分別探討其發生頻率之日夜變化，在此發生頻率係以該回波強度出現次數累計而得。此外，利用中央氣象局地面氣象觀測資料，分析 1989~1996 年 5~7 月北部地區一天內不同時刻平均風場，以探討各剖面月平均回波強度、不同回波強度之頻率分布與局部環流的關連。圖 2 為中央氣象局不同等級之地面測站分布，北部地區稠密的氣象測站，對於局部環流的分析有很大幫助。

### 三、結 果

#### （一） 平均回波強度之季節與日夜變化

5 月不同剖面各處平均回波強度之時間分布，如圖 3 所示。顯然有些地方日夜變化不顯，但有些地方則相當顯著。例如：竹北以東剖面其午前（0800~0900 LST）與午後（1600~1800 LST）最大值十分顯著，呈現雙高峰型態；新店之午後最大值亦極突出。

6 月各處平均回波強度較 5 月略有增高，且日夜變化均較 5 月更為顯著，各處幾乎皆於午後（1300~1500 LST）出現最大值，但各處

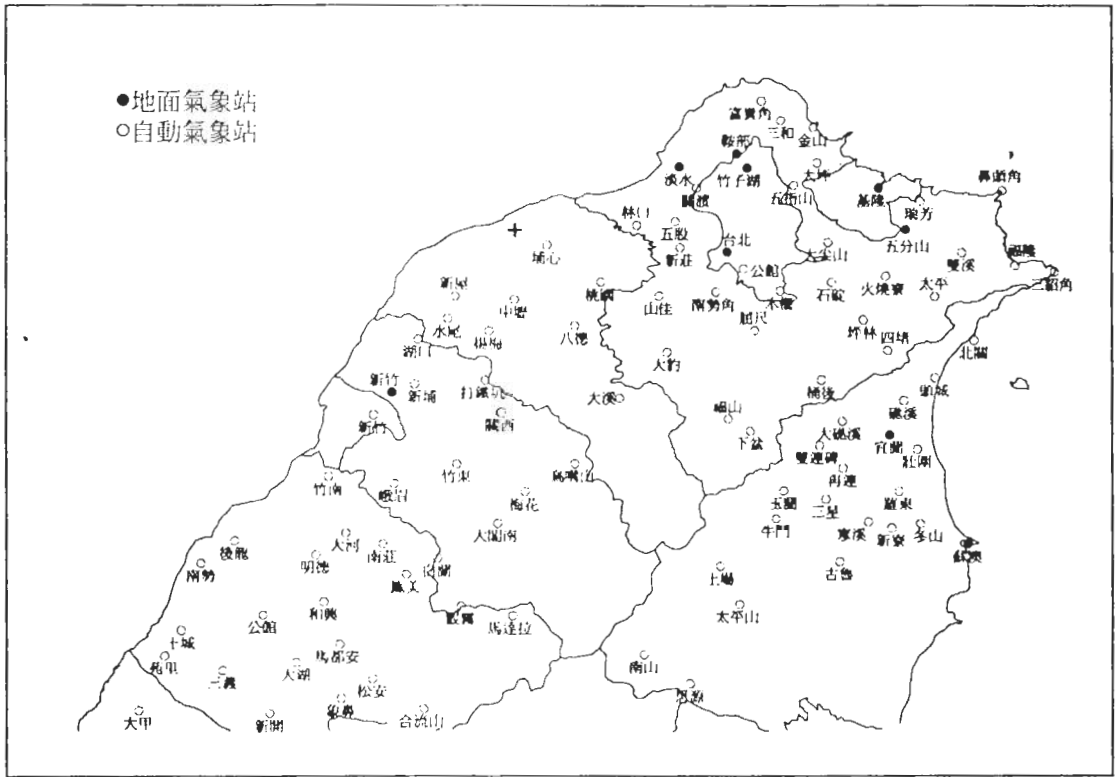


圖 2 中央氣象局所屬的地面觀側站分布，+ 號為中正機場雷達位置。

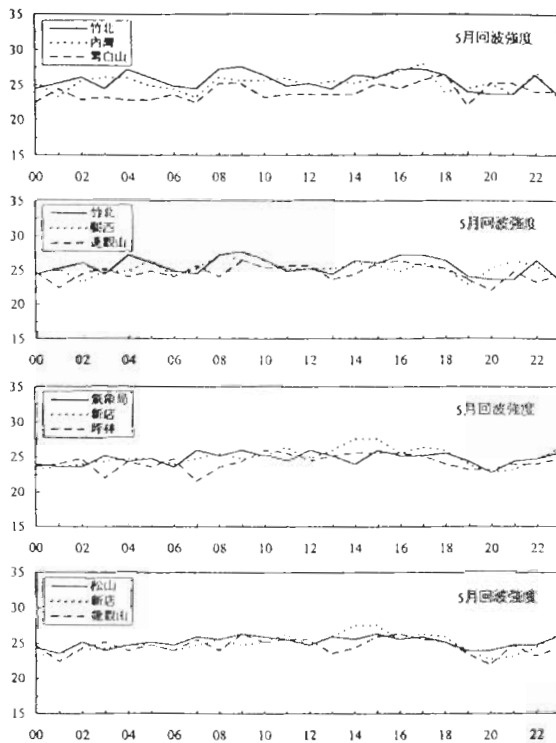


圖 3 5 月各不同剖面各地之平均回波強度 (dBZ；縱軸) 隨時間 (LST；橫軸) 之分布。

出現時間並不一致 (圖 4)。例如：竹北以東之剖面顯示，平地之竹北於 1300~1400 LST 達最強，山坡之內灣與關西延後 1 小時於 1400~1500 LST 達最強，高山之雪白山與達觀山則更延後於 1500~1700 LST 出現。台北盆地之剖面顯示，平地之氣象局與松山以及高山之坪林與達觀山均於午後 1500 LST 出現最大值，而山坡之新店則提早於 1400 LST 出現。此外，竹北以東剖面之清晨次大值亦很明顯，例如：竹北、內灣及雪白山之凌晨至清晨次大值分別於 0400、0200 及 0100 LST 出現；台北盆地剖面之松山與氣象局深夜 (0000 LST) 最大值亦十分顯著。

7 月各剖面平均回波強度之隨時間變化，如圖 5 所示。各處強度幾均較 6 月顯著增大，日夜變化較 6 月更明顯，大部分地區仍以午後最大值最為突出，但平地之竹北與台北盆地之

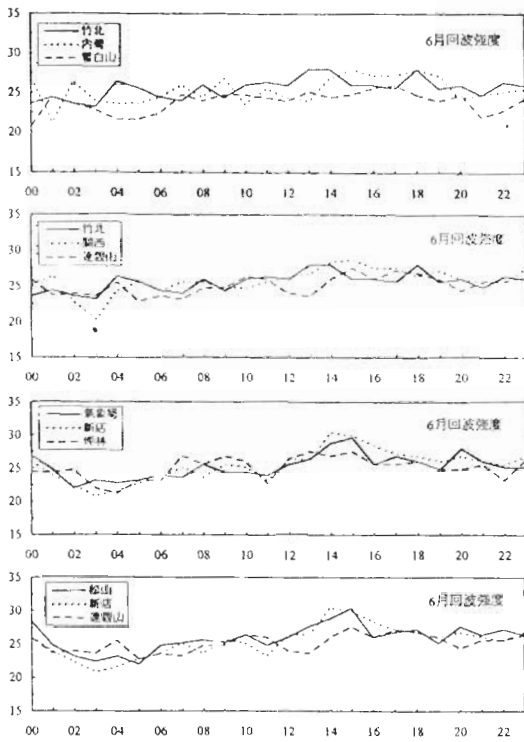


圖 4 同圖 3，但為 6 月。

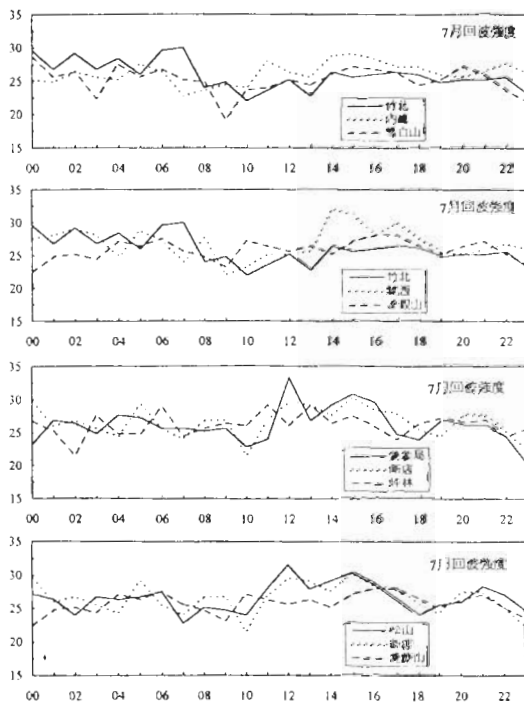


圖 5 同圖 3，但為 7 月。

松山和氣象局，平均回波強度日夜變化大異其趣，竹北深夜至清晨（0000~0700 LST）較其他時段為強，但松山與氣象局則正午至午後（1200~1600 LST）較其他時段為強。竹北以東剖面顯示，竹北清晨（0600~0700 LST）最大值十分顯著，內灣、關西、雪白山及達觀山均提早於 0400~0600 LST 間出現，但強度較小；竹北午後 1400 LST 之最大值較內灣與關西為弱，達觀山與雪白山則介乎其中並延後於 1500~1700 LST 出現。台北盆地之剖面顯示，氣象局與松山正午最大值與午後 1500 LST 次大值十分顯著，新店亦同時出現最大值，唯強度較小，達觀山與坪林似均有落後新店出現最大值之趨勢。

以上分析顯示，各剖面平均回波強度隨季節增強，以竹北-內灣-雪白山剖面為例（圖 6），各月之日平均回波強度，各地 6 月均大於 5 月，7 月更大於 6 月，且各月均以高山最小，平地與山坡相近。各特定時間平均回波強度一般雖亦隨季節增強，但也有例外，例如在竹北-內灣-雪白山剖面（圖 7），清晨 6 時雪白山 5 月強度大於 6 月，而午後 2 時竹北 6 月強度大於 7 月。各地平均回波強度之日夜變化有隨季節增強之

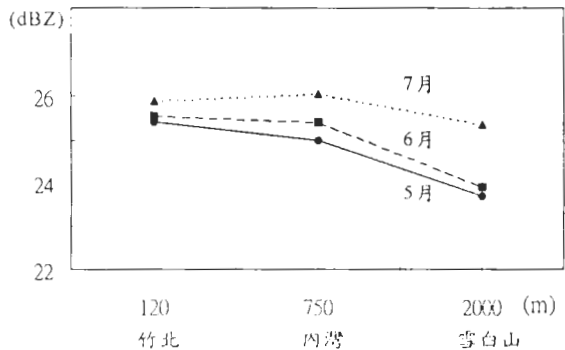


圖 6 各月在竹北-內灣-雪白山剖面（高度：橫軸）之日平均回波強度（dBZ；縱軸）分布。

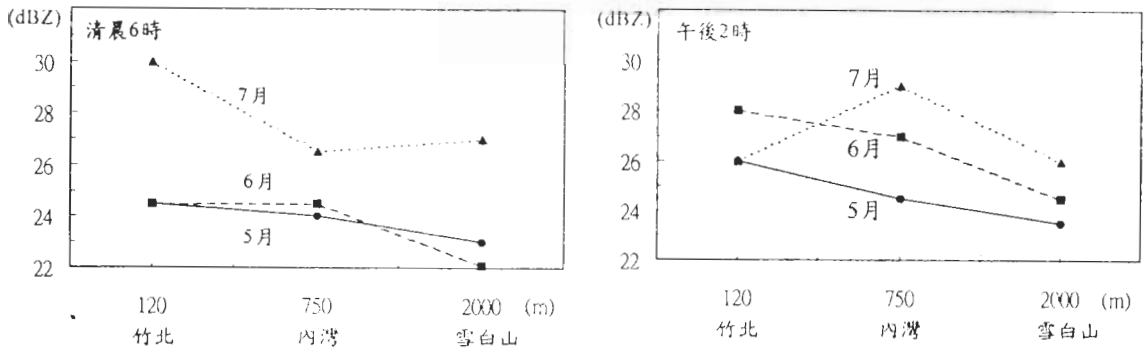


圖 7 (a)清晨 6 時與(b)午後 2 時, 各月在竹北-內灣-雪白山剖面(高度:橫軸)之回波強度(dBZ; 縱軸)分布。

趨勢, 大部分地區並以午後最大值為主宰且強度隨季節逐漸增大, 唯竹北於 7 月轉變為清晨 (0700 LST) 出現最大值; 此外各處清晨之相對大值亦極明顯。竹北以東剖面 5 月平均回波呈現雙高峰型態, 正午前時段之最小值, 轉為 6 月之相對高值, 但台北盆地向東南與向南的兩個剖面則均無此種現象。

## (二) 不同回波強度出現頻率之季節與日夜變化

5 月各地  $\geq 15$  dBZ 與  $\geq 30$  dBZ 回波強度出現頻率之時間分布, 如圖 8 所示, 顯見各地均有白天大晚上小的趨勢, 亦即午後有利對流發展。 $\geq 15$  dBZ 頻率午後最大值在台北盆地的剖面與達觀山、內灣等處均十分顯著;  $\geq 30$  dBZ 頻率幾乎各地午後最大值均已成為主宰, 顯示各處午後均有利較強對流之發展。此外, 竹北與以東的山坡(內灣、關西)午前(0800~1000 LST)  $\geq 30$  dBZ 頻率之大值亦十分突出。顯然, 竹北與以東之山坡與高山以及台北盆地與鄰近地區之午後對流雖已相當活躍, 但仍難區分頻率高峰出現頻率在各地之先後順序。

6 月各地  $\geq 15$  dBZ 回波強度出現頻率之時間分布顯示(圖 9), 各處午後最大值較 5 月更為突出, 唯出現時間各地或有異同, 且頻率以高山最大, 山坡次之, 平地最小。竹北以東經內灣與雪白山之剖面顯示, 各地幾乎同時於午後 1700 LST 出現最大值, 達觀山提早 1 小時於 1600 LST 出現。坪林與達觀山最大值出現在 1600 LST, 氣象局、松山及新店則提早 1 小時出現在 1500 LST, 此種頻率高峰之時間差異與高峰出現前山坡頻率較高山為大之現象, 顯示午後對流在台北盆地附近之山坡地有較高山先行發展趨勢; 氣象局與松山除午後 1500 LST 之最大值之外, 清晨(0600 ~ 0700 LST)次大值亦相當明顯。 $\geq 30$  dBZ 之出現頻率時間分布顯示(圖 9), 各處午後最大值非常突出, 內灣、關西、雪白山及達觀山均於 1700 LST 出現午後最大值, 竹北落後 1 小時於 1800 LST 出現, 此種高峰時間差異與竹北高峰出現時與之前頻率較小之事實, 顯示竹北以東較強對流有在山坡與高山先行發展而後在平地發展之勢。台北盆地剖面以山坡之新店發生頻率最高, 高山之達觀山與坪林最小; 氣象局、松山、新店、坪林及達觀山等各處, 皆在 1500 LST 出現

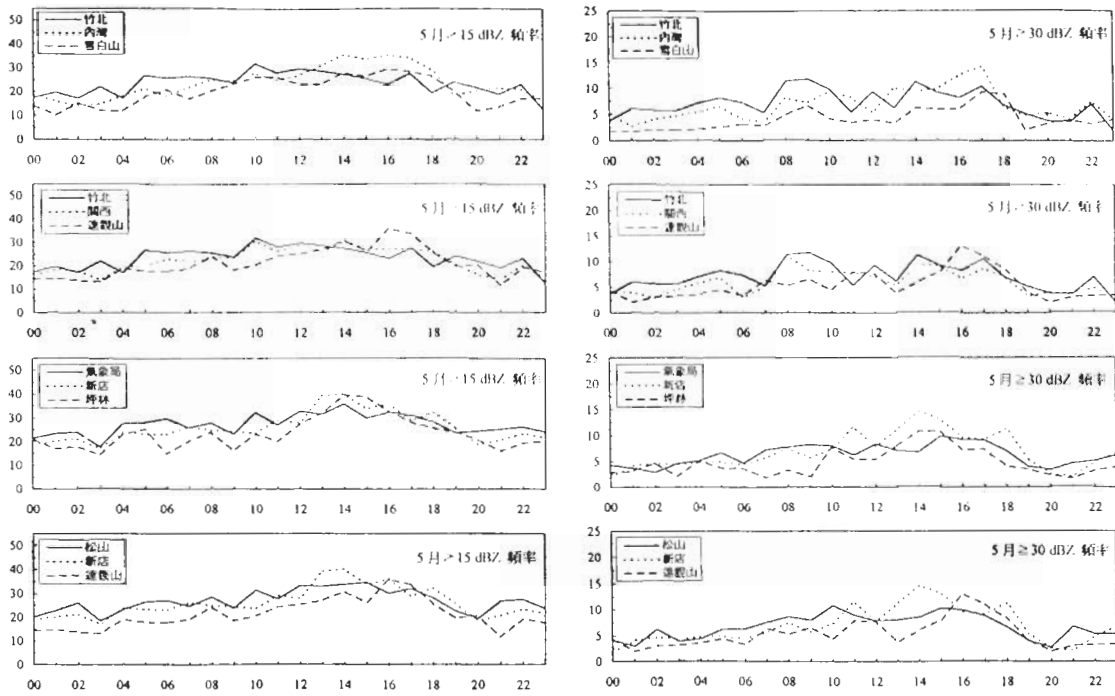


圖 8 5 月各剖面之各地回波強度  $\geq 15$  dBZ (左側) 與  $\geq 30$  dBZ (右側) 出現頻率 (次數; 縱軸) 之時間 (LST; 橫軸) 分布。

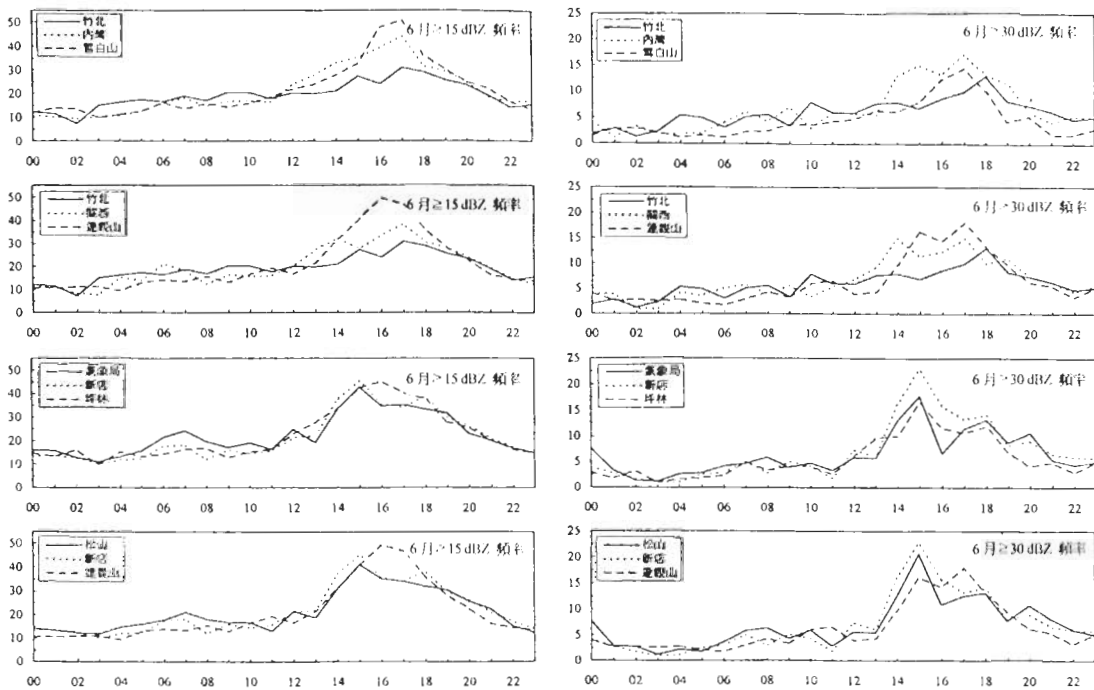


圖 9 同圖 8，但為 6 月。



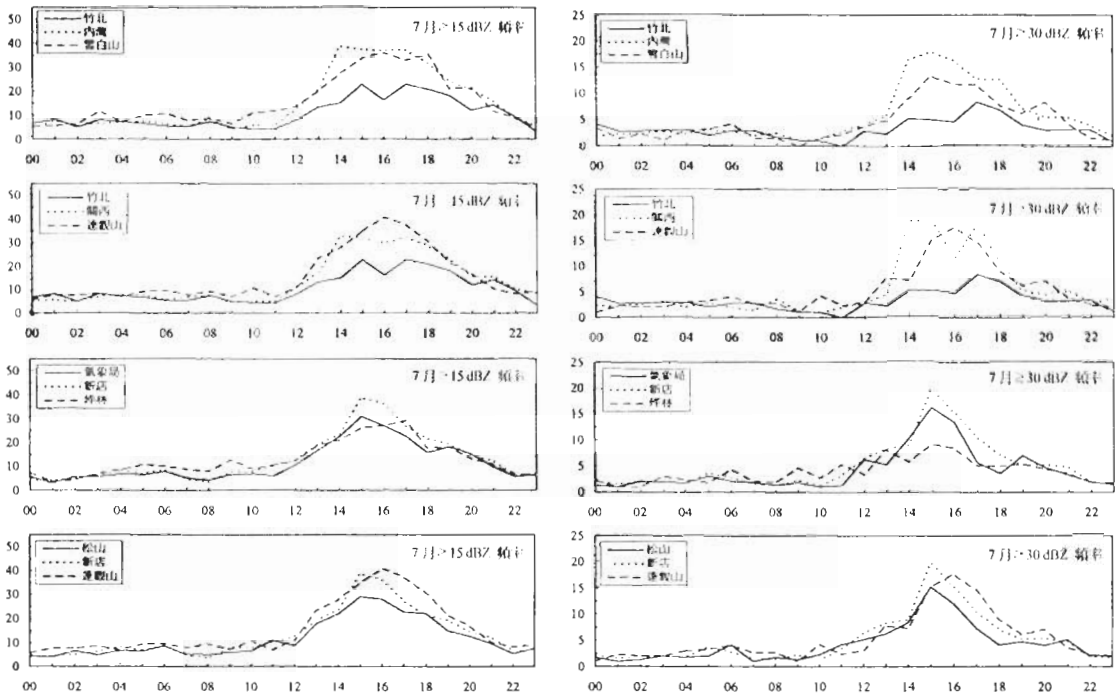


圖 10 同圖 8，但為 7 月。

最大值。高峰出現時與之前頻率均以新店最大，顯示台北盆地與鄰近地區午後較強對流，在山坡有先行發生之勢。此外，這些地區在 1700 或 1800 LST 也有一相對大值出現。

7 月各地  $\geq 15\text{dBZ}$  回波強度出現頻率顯示 (圖 10)，各處仍以午後最大值為主宰，且出現時間各地或有差異。竹北以東剖面最大頻率以山坡之內灣與關西領先於 1400 LST 出現，竹北延後 1 小時出現，高山之雪白山與達觀山則再延後 1 小時出現，顯示對流有在山坡先行發展，後往平地與高山發展之勢。台北盆地之東南或南方之剖面，氣象局、松山及新店頻率最大值均同時於 1500 LST 出現，達觀山延後 1 小時出現，坪林則再延後 1 小時出現。雖然新店、氣象局及松山頻率高峰均同時出現，但高峰出現時與之前頻率以新店最大，顯示對流有於山

坡先發展而於盆地後發展之勢。 $\geq 30\text{ dBZ}$  之回波強度出現頻率顯示 (圖 10)，午後最大值主宰之情況更顯著。山坡之內灣與關西頻率最高且最早於 1400~1500 LST 出現，高山之雪白山與達觀山延後於 1500~1600 LST 出現，平地之竹北最後於 1700 LST 出現，顯示較強對流有於山坡先行發展，於高山與平地後發展之勢。台北盆地之剖面午後最大頻率以新店最高且出現最早 (1500 LST)，氣象局、坪林及松山最大頻率亦同時出現，唯最大頻率值較新店為小，達觀山延後於 1600 LST 出現。高峰出現時與之前頻率均以新店為最大，顯示台北盆地與附近之較強對流有在山坡先行發展而在平地後發展之勢。

以上分析顯示，各不同剖面  $\geq 15\text{ dBZ}$  回波之出現頻率顯示，午後最大值由 5 至 7 月逐漸

成爲主宰； $\geq 30$  dBZ 回波之出現頻率分布特徵與前者相似，唯 $\geq 30$  dBZ 最大出現頻率不及 $\geq 15$  dBZ 者之半。各地於 6 月午後 $\geq 15$  dBZ 回波強度之最大頻率，高山大於山坡地且山坡地大於平地。7 月各地 $\geq 30$  dBZ 回波強度出現頻率以山坡最大。一般而言，竹北以東對流有於山坡先行發展，高山與平地後發展之勢，而台北盆地與鄰近地區亦有於山坡先發展，而於盆地後發展之勢。

### (三) 北台灣 5~7 月平均局部環流

5~7 月各月平均風場分布，如圖 11 所示。5 月北部與西北部沿海除竹南吹西北風與淡水吹東風之外，大部分地區盛行北風或東北風；東北部沿海除蘇澳與福隆吹南風或東南風之外，亦盛行東北風。陸地上因局部地形而產生渦旋，氣旋式渦旋出現在蘇澳西方、福隆西方、觀霧西方及南勢角西南方，坪林北方則有反旋式渦旋。雪山山脈西北側山坡爲氣旋式環流、氣旋式渦旋及氣流之合流線所在處，此外，西北部沿海之東北風在雪山山脈西北側之梅花站轉爲北北西風，顯示白天有上坡風存在，且主宰全日之平均風場。此與前述 5 月竹北以東剖面平均回波與不同回波強度頻率之午後大值一致，顯示局部環流與上坡風對該區午後降水有影響。

6 月之平均風場分布顯示，北部與西北部沿海盛行風與 5 月大異其趣，主要爲西南風，東北部沿海之盛行風則與 5 月相似。氣旋式渦旋除觀霧西方者已不復見之外，其他渦旋中心與 5 月出現者之位置相近。反旋式渦旋亦然，但淡水南側與觀霧東方亦出現一反旋式渦旋。雪山山脈西北側山坡，除仍似 5 月有氣流之合

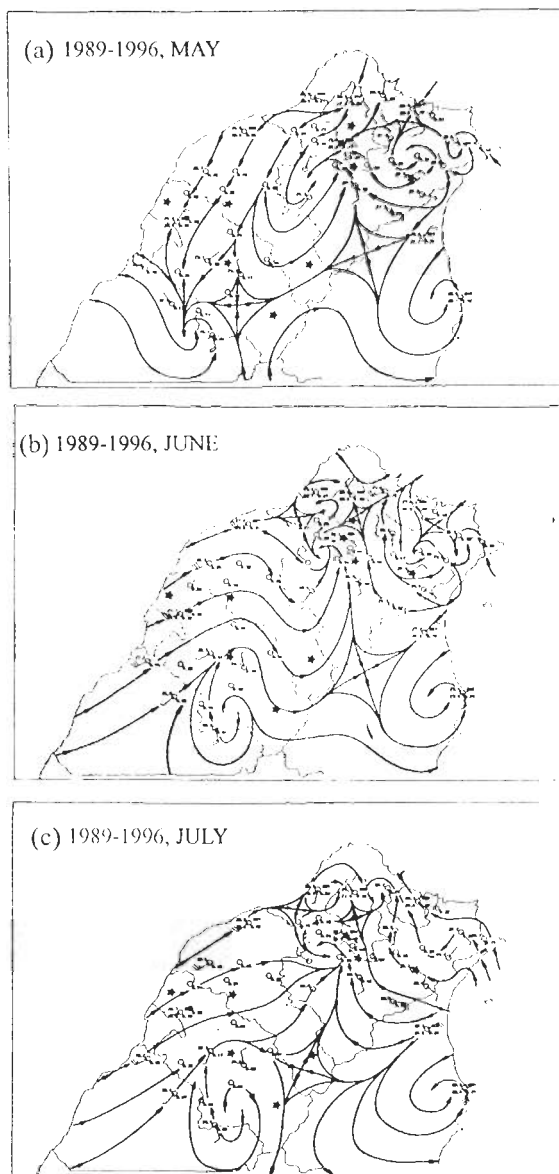


圖 11 1989~1996 年 (a) 5 月、(b) 6 月及 (c) 7 月平均風場分布。風速長桿爲  $1\text{ms}^{-1}$ ，短桿爲  $0.5\text{ms}^{-1}$ ，三角旗爲  $5\text{ms}^{-1}$ ；★爲圖 1 所示 9 個地點。

流與氣旋式渦旋或氣旋式環流外，西北部沿海盛行之西南氣流亦在該區梅花站與山佳站之間轉爲西北氣流，似與山坡地形幾乎垂直。此與 6 月竹北以東剖面平均回波與不同回波強度頻率

之午後最大值相當一致，顯示局部環流與上坡風對該區午後降水有重要角色。

7月之平均風場分布顯示，西北部沿海與6月相同仍盛行西南風，東北部沿海盛行風之東風分量較6月更強，北部沿海則轉為盛行東南風。蘇澳西方與南勢角西方之氣旋式渦旋，以及觀霧東方與淡水南方反旋式渦旋，仍然存在。雪山山脈西北側仍為氣流合流、氣旋式渦旋、氣旋式環流及上坡風區域，此與7月竹北以東剖面平均回波與不同回波強度頻率之午後最大值一致，顯然局部環流與上坡風對該區降水之發展密切關連。

以上分析顯示，北台灣沿海盛行風由5月以東北風、北風為主，轉為6~7月由西南風主宰。雪山山脈西北部盛行風場與局部地區上坡風交互影響，所造成的局部環流與局部輻合，應對該區午後降水有很重要的影響。

#### (四) 北台灣 5~7 月日間逐時 平均局部環流

5月上午(0800~1100 LST)與下午(1400~1700 LST)逐時平均風場分布，如圖12所示。沿海各測站海風於0900 LST已開始逐漸形成，例如：桃園沿海原離岸風分量已轉為向岸風分量，北部與東北部沿海之向岸風分量增強，0800~0900 LST新竹沿海並出現氣旋式渦旋與氣流之輻合。隨後海風增強，北部與西北部沿海於1200~1300 LST達最強(未圖示)，東部沿海則於1400 LST達最強。雪山山脈西北側山坡梅花站與竹東站於0900~1100 LST的風向變化，顯示此期間上坡風已開始發展，上坡風與海風於1100~1700 LST均極盛行且約於1300 LST達最強，此期間該區亦有氣旋式環流與氣

流之合流，觀霧西方、大豹西南方及大尖山北方則有氣旋式渦旋出現，此與前述之竹北以東剖面雷達回波分析之午後大值一致，這些局部環流顯然對午後對流之發展與組織扮演關鍵性角色。

6月上午(0800~1100 LST)與下午(1400~1700 LST)逐時平均風場分布，如圖13所示。西北部沿海在0900 LST之後風向早順轉，向岸風分量增加，顯示海風已逐漸發展，於1200LST~1300 LST達最大強度，1700 LST逐漸減弱至盛行西南風方向。竹東站於0800~0900 LST風場之變化，顯示上坡風已開始發展。0800 LST沿雪山山脈西北側山坡之新竹縣一帶主要是反旋式渦旋環流，海風與上坡風於0900~1000 LST發展後，該區轉變為氣旋式渦旋與輻合帶所主宰。此與6月竹北以東剖面之雷達回波午後最大值相關，顯示山坡局部環流與上坡風之結合，對午後降水之形成與發展扮演關鍵性角色。台北盆地東側氣旋式渦旋於1100 LST形成且持續至1600 LST，此渦旋與台北盆地與鄰近山區午後對流發展應有密切關係。

7月上午(0800~1100 LST)與下午(1400~1700 LST)逐時平均風場分布，如圖14所示。0900 LST之後西部沿岸海風逐漸發展，氣流順轉且向岸風分量增加，至1300~1400 LST達最強，之後逐漸減弱，至1800 LST之後又恢復至原盛行之西南風。伴隨此海風發展同時，觀霧西方亦產生一氣旋式渦旋，並近似滯留至1000 LST，1100 LST當海風發展至相當大的強度之後該渦旋則消失，但於1400 LST又出現並維持至1700 LST。0800~1000 LST竹東站風向由東南風逐漸逆轉為西北風，顯示上坡風之發

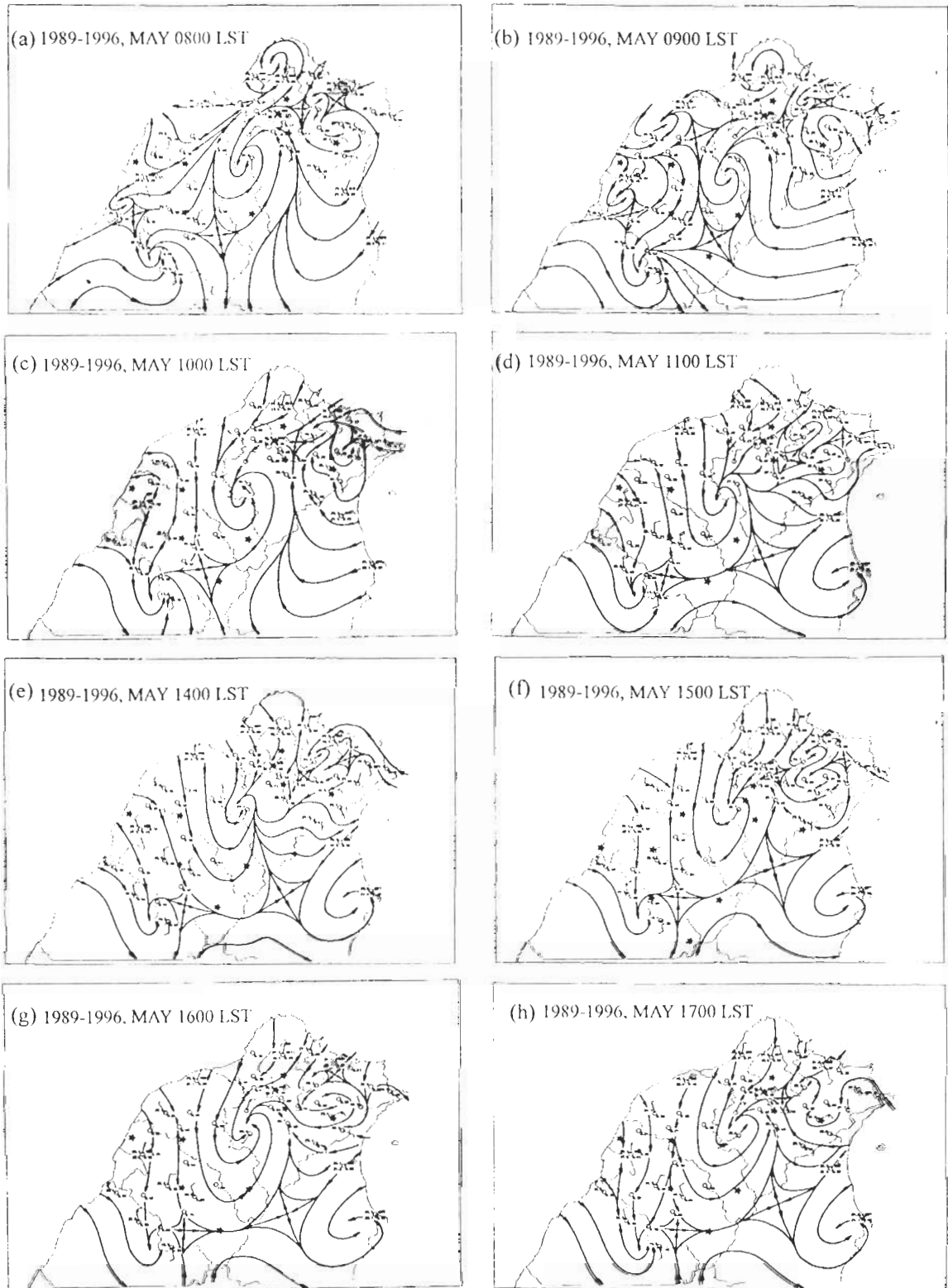


圖 12 1989~1996 年 5 月 (a) 0800 LST、(b)0900 LST、(c) 1000 LST、(d) 1100 LST (e) 1400 LST、(f)1500 LST、(g) 1600 LST 及 (h) 1700 LST 平均風場分布，餘同圖 11。

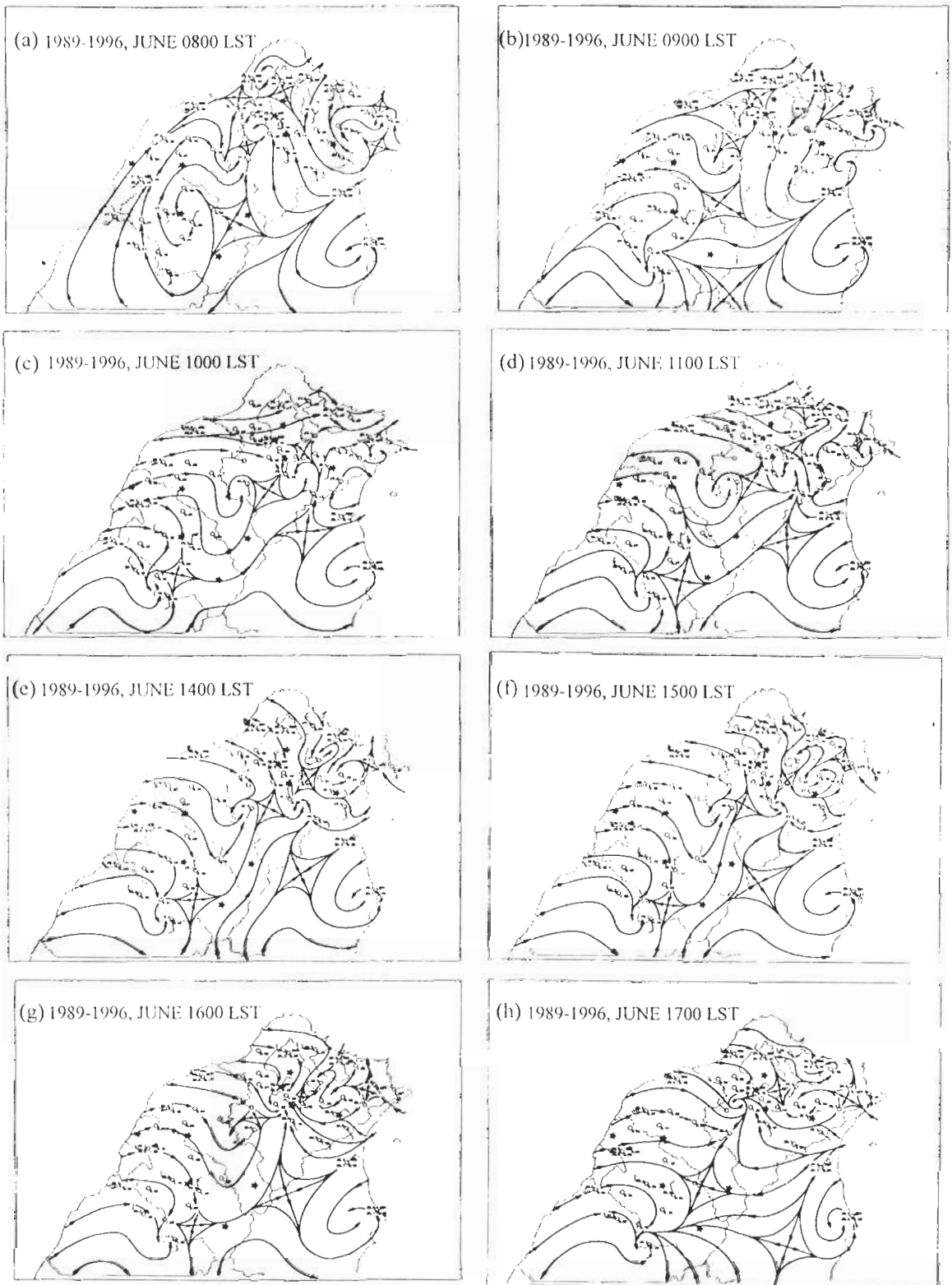


圖 13 同圖 12，但為 6 月。

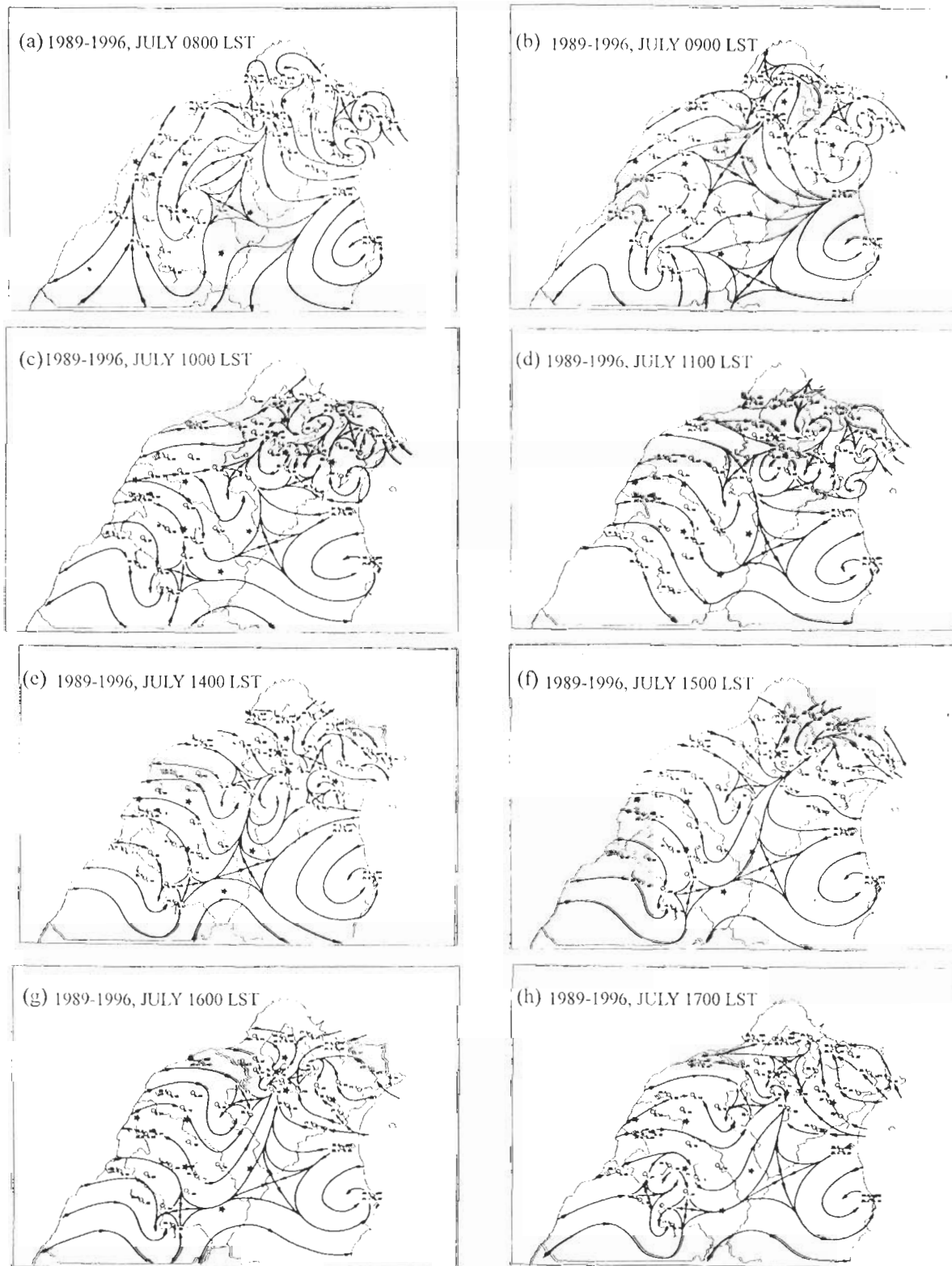


圖 14 同圖 12 • 但為 7 月 •

展。雪山山脈西北側山坡於 1000 LST 之後建立氣旋式渦旋、氣旋式環流、上坡風與氣流之合流，此與 7 月竹北以東剖面之雷達回波午後最大值有關，顯示局部環流為該區午後降水發展、組織及維持所不可或缺。台北盆地東北側氣旋式渦旋於 1000 LST 發展並持續至 1500 LST，1600~1700 LST 於台北盆地南側、達觀山西北側出現氣旋式渦旋，顯然此與前述對流而於台北盆地先行發展而於附近高山後發展之結果一致。

以上分析顯示，5~7 月西北部沿岸海風均於 0900 LST 開始發展，且風向隨時間順轉，顯示科氏力對局部環流之影響。海風於 5、6 月均於 1200~1300 LST 達最大強度，7 月則延後 1 小時於 1300~1400 LST 達最大強度，顯示海風發展時間會隨季節不同而有所差異。此外，在海風發展同時雪白山山脈山坡亦有上坡風形成。5~7 月海風與上坡風開始發展後，雪白山山脈西北側幾乎均有氣旋式渦旋、氣旋式環流、上坡風與氣流之合流。比較 5~7 月風場分析與雷達回波分析，顯示局部環流在午後降水扮演重要角色。在竹北與以東之對流，6~7 月有山坡先行發展之勢；台北盆地與鄰近地區，6 月同時發展，7 月則有在盆地先行發展而附近高山後發展之勢。

#### 四、討 論

比較雪山山脈西北部沿岸地區之盛行風與局部環流，顯然 5 日上午至傍晚（0900~1700 LST），盛行風（東北風、北風）與海風及地形效應產生之上坡風方向幾乎相反，使實際風沿著雪山山脈產生氣流合流、氣旋式環流與氣旋

式渦旋，造成局部輻合作用。6~7 日上午至傍晚（0900~1700 LST），海風與山坡風，風向約與盛行之西南季風一致，使雪山山脈西北部地區實際風（向岸風）隨時間增強，由於地形效應與摩擦作用將使局部地區產生輻合，提供有利降水的強迫機制。顯然，此因海陸間與山坡、平地間的加熱效應差異以及地形作用所導致的舉升強迫作用，均與 5~7 月平均回波強度與不同回波強度頻率之午後最大值一致，故雪山山脈西北部盛行風場與局部上坡風交互影響造成的局部環流與局部輻合對該區午後降水有很重要的影響。

隨著季節演變，太陽加熱的改變與盛行風向的改變，使得大氣穩定度與水氣來源亦隨之改變，例如：5~7 月間由於太陽加熱的增強，海陸風局部環流隨之加強，與西南氣流挾帶的豐沛水氣增加大氣的潛在不穩度，均使 5~7 月間，隨著季節演變，午後降水逐漸增強，反應雷達平均回波強度與不同回波頻率之午後最大值隨季節漸趨明顯與增強。

5~7 月西北部沿岸海風均於 0900 LST 開始發展，且風向隨時間順轉，顯示科氏力對局部環流之影響。海風在 5、6 月均於 1200~1300 LST 達最大強度，7 月則延後 1 小時於 1300~1400 LST 達最大強度。比較 5~7 月竹北以東剖面平均回波強度、對流出現頻率午後最大值出現時間，與台灣北部、西北部地區海風與上坡風達最大強度時間，顯示前者較後者延遲 1~3 小時出現。此結果顯然與 Hsu (1970) 分析美國德州南部沿岸長期的海陸風與對流降水關係之確定結果一致，Hsu 指出對流性陣雨大多發生在海風發展最旺盛後 1~2 小時且發生在輻合最強的區域附近，顯示局部環流對午後對流之發生扮演重要

角色。6~7 月對流在山坡先行發展後，其下衝流可能沿山坡而下而與海風產生輻合，此可能為何平地對流發生時間較山坡地為晚，因此對流頻率高峰亦較晚出現的主因。

5 月竹北以東剖面平均回波強度之時間分布(圖 3)，顯示其午前與午後最大值十分顯著，呈現雙高峰型態，且 5 日中午前後平均回波相對的最小值轉變為 6~7 月相對最大值(圖 4、5)，此現象似乎顯示，6~7 月由於大氣局部環境條件較有利降水，例如：不穩度與對流可用位能隨季節演進而增加，故在 6~7 月只要有適當局部強迫作用，例如：風場擾動或局部環流(山谷風或海陸風)發展，將導致對流發展。然而，5 月在新竹沿海 0800~0900 LST 之氣旋式渦旋，在 6~7 月並未出現，顯示竹北與以東 5 月午前回波強度最大值可能與對流頻率高峰與此渦旋有關。或許大氣之不穩度部分已於午前先行透過對流釋放，亦即對流可用位能已部分用於午前對流，故需時間由日照與海風平流過程來恢復大氣不穩度與增加對流可用位能，故 5 月中午前後平均回波強度相對較小，且較強對流之出現頻率亦較小。

6 月台北盆地東側於 1100~1600 LST 出現氣旋式渦旋，1700 LST 已消散；7 月該處渦旋於 1000~1600 LST 出現，但 1700 LST 消散並於 1600~1700 LST 於台北盆地南側與達觀山北側之間出現氣旋式渦旋。台北盆地與其鄰近地區雷達回波之強對流頻率高峰出現時間與之前之頻率差異，顯示 6 月與 7 月之較強對流均在山坡地先行發展，而於盆地後發展，顯示海風與地形效應引發之上坡風在盆地附近形成之氣旋式渦旋，在午後對流之形成應有重要角色。

## 五、總 結

本文利用 1989~1996 年 5~7 月民航局中正機場都卜勒雷達回波資料，選取台灣北部地區代表平地、山坡及高山之 9 個地點，分析橫跨不同高度、方位的四個剖面，探討其平均回波強度與各不同回波強度出現頻率之時間與空間分布特徵，並利用台灣北部逐時平均風場資料，以探討局部環流與雷達回波時空分布和演變之相關，結果可歸納為以下數點：

1. 5~7 月各處平均回波強度均隨季節增強，且具有顯著日夜變化。不同季節與不同地區的日夜分布亦有顯著差異，此外，均有顯著的午後最大值，且隨季節逐漸顯著成為主宰。
2. 竹北以東剖面 5 月平均回波呈現雙高峰型態，正午前後時段之最小值，轉為 6~7 月之相對高值，顯示除梅雨季後期與夏季大氣環境條件差異外，新竹沿海 5 月之氣旋式渦旋在午前對流應有重要角色。
3. 各不同剖面  $\geq 15$  dBZ 回波之出現頻率顯示，午後最大值由 5 至 7 月逐漸主宰， $\geq 30$  dBZ 回波之出現頻率分布特徵與前者相似，唯  $\geq 30$  dBZ 最大出現頻率不及  $\geq 15$  dBZ 者之半。
4. 6~7 月各地午後對流最大頻率出現時間先後與高峰出現時和之前頻率差異，顯示竹北與以東之對流於山坡先行發展，平地隨後發展；台北盆地與鄰近地區之對流亦有相似情況，有於山坡先發展而盆地後發展之勢。



5. 各剖面於 6 月午後對流（回波強度  $\geq 15\text{dBZ}$ ）出現頻率之時間分布顯示，最大頻率值有高山 > 山坡地 > 平地之現象。7 月竹北與以東午後強對流（回波強度  $\geq 30\text{dBZ}$ ）之出現，其最大頻率有山坡最高、高山次之及平地最小之勢。
6. 5~7 月北台灣地區各月平均環流與逐時平均風場分布顯示，雪山山脈以西地區海風與上坡風於 0900 LST 開始發展，並於 1200~1300 LST 達最強。此局部環流與在山坡所衍生之氣旋式渦旋、氣旋式環流及輻合現象等，在激發午後對流具有關鍵性角色。

## 致 謝

感謝周鴻祺先生與楊進賢先生在資料蒐集、處理、分析、計算及繪圖的幫忙與協助，以及黃椿喜先生協助排版，本文在國科會專案計畫 NSC89-2111-M-002-015 支持下完成。

## 參考文獻

- 李汴君，1992：1992 年 TAMEX 預報實驗之校驗評估。國科會防災科技研究報告 81-20 號，63 頁。
- 吳明進，1992：台灣地區夏季乾旱之監視與預報（一）：多雨年與少雨年的氣象條件。大氣科學，20，35-45。
- 紀水上與陳泰然，1989：第一階段 TAMEX 密集觀測之個案對流系統與降水研究。大氣科學，17，59-76。
- 紀水上、陳泰然、郭世昌，1998：梅雨季台灣地區平均雲頂溫度之時空分布特徵探討。大氣科學，26，1-15。

- 林禧閔，1997：1994 年南台灣夏季午後對流系統之研究。台灣大學博士論文，243 頁。
- 林禧閔與郭鴻基，1996：1994 年南台灣夏季午後對流系統之研究。大氣科學，24，4，180-249。
- 陳泰然，1994a：台灣梅雨季之豪雨研究。大氣科學，22，455-477。
- 陳泰然，1994b：台灣地區梅雨季中尺度現象之氣候研究（一）。國科會研究報告 NSC 83-0202-M002-002，112 頁。
- 陳泰然，1988a：台灣梅雨研究的回顧。科學發展月刊，16，239-266。
- 陳泰然，1988b：東亞梅雨鋒面之綜觀氣候特徵研究。大氣科學，16，435-446。
- 陳泰然與林宗嵩，1997：梅雨季台灣中南部地區豪大雨之氣候特徵研究。大氣科學，25，289-305。
- 陳泰然、謝信良、陳來發與陳清得，1991：台灣地區現階段豪（大）雨預報能力。大氣科學，19，177-188。
- 曾鴻陽與曲克恭，1989：台灣北部豪雨時空分布特性。大氣科學，6，29-37。
- Chen, G. T. J., 1992：Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc., Japan*, 70, 497-516.
- Chen, G. T. J., 1994: Large-scale circulations associated with the East Asian summer monsoon and the Mei-Yu over South China and Taiwan. *J. Meteor. Soc., Japan*, 72, 959-983.
- Doswell, C. A., 1986：Shortrange forecasting Mesoscale Meteorology and Forecasting. *Amer. Meteor. Soc.*, 99, 689-719
- Hsu, S. A., 1970：Coast air circulation system: Observation and empirical model, *Mon. Wea. Rev.*, 98, 487-509.
- Tao, S. Y., and L. X. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*. C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60-92.

# On the Climatological Characteristics of Radar Reflectivities and Local Circulations over Northern Taiwan in May – July

Shi-Yang Chen<sup>1</sup>   George Tai-Jen Chen<sup>2</sup>   Ly-Fen Lin<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geography, National Chang-Hwa University of Education

<sup>2</sup> Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 1 October 1999 · in final form 26 October 1999)

## ABSTRACT

The reflectivity data observed by the CKS Airport Doppler radar of the Civil Aeronautics Administration and the surface wind observations of the Central Weather Bureau over northern Taiwan in the period of May-July 1989-1996 were used to study the climatological characteristics of temporal and spatial distributions of mean echo intensity and echo frequency along four cross sections of various altitudes. In addition, the relationship between characteristics of radar echoes and local circulations was investigated.

Results showed that the mean echo intensity exhibited an obvious diurnal variation and an increasing tendency from May to July. A remarkable difference in diurnal variation was also observed among different months as well as different cross sections. It is interesting to note that a relative minimum in mean echo intensity near noon in May turned to be a maximum in June along cross section to the east of Chu-Bei. Local circulations showed that a cyclonic vortex existed along coast of Hsin-Chu in the period of 0800-0900 LST in May. The cyclonic vortex might trigger the convection before noon and used up part of CAPE. It took time to recover the CAPE in the atmosphere environment. As a result, the convection frequency near noon became a minimum. Furthermore, there was an obvious maximum of mean echo intensity in the afternoon along each cross section except Chu-Bei in July. The afternoon maximum value became the primary peak as season proceeded. This suggests that the local environmental conditions and local forcing played an important role in the formation of afternoon convection.

To the east of Chu-Bei, convection first developed on the mountain slope. The downslope flow from convective downdraft and the sea breeze might provide the convergence over Chu-Bei and its eastern region. Consequently, the convection over plain area developed later than that over the mountain slope. Over the Taipei basin and its vicinities, the afternoon convection developed earlier on the mountain slope than over the basin areas in both June and July. This was consistent with the development of cyclonic vortex which probably formed due to the sea breeze and upslope wind in the vicinities of the Taipei basin. Apparently, the cyclonic vortex played an important role on triggering the afternoon convection over these areas.

**Key words :** Echo intensity, Echo frequency, Diurnal variation, Local circulation, Double peak, Sea breeze, Upslope wind, Cyclonic vortex