

- bances. Tech. Rep., No. 86, JMA, 136-149. (in Japanese)
23. Matsumoto, S. and T. Akiyama, 1970 : Mesoscale disturbances and related rainfall cells embedded in the Baiu front with a proposal on the role of convective momentum transfer. J. Met. Soc. Japan, 48, 91-102.
24. Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1971 : The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front. J. Met. Soc. Japan 49, 663-677. (Special Issue)
25. _____, 1972 : Medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo maps (Part I). J. Met. Soc. Japan, 50, 558-568.
26. _____, 1973 : ibid (Part II). J. Met. Soc. Japan, 51, 108-118.
27. _____, 1974 : Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream. J. Met. Soc. Japan, 52, 300-313.
28. Nozumi, Y. and H. Arakawa, 1968 : Prefrental rain bands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean. J.G.R., 73, 487-492.
29. Okouchi, Uryu, and Sawada, 1978 : A numerical study on the effects of a mountain on the land and sea breeze. J. Met. Soc. Japan, 56, 368-386.
30. Senshu, T., 1963 : Three dimensional analysis of a cold front associated with meso-scale disturbances. Papers Meteorol. Geophys., Tokyo, 13, 1-21.
31. Simpson, J., 1980 : Downrafts as linkages in dynamic cumulus seeding effects. J. Appl. Meteor., 19, 477-487.
32. Ulanski, S. and M. Garstang, 1978 : The role of surface divergence and vorticity in the life cycle of convective rainfall. Part I : Observation and analysis. J. Atmos. Sci., 35, 1047-1062.
33. Watson, A.I., R. L. Holle, J. B. Cunnig, P. T. Gannon and D. O. Blanchard, 1981 : Low level convergence and the prediction of convective precipitation in south Florida. NOAA Tech. Rep. No. 4, 228 pp.
34. Whiton, R. C. and R. E. Hamilton, 1976 : Radscope interpretation : severe thunderstorms and tornadoes. AWS-TR-76-266. Air Weather Service. U.S.A.
35. Wiggert and Lockett, 1981 : Radar rain-shower growth hailstorms and variations with wind speed, echo motion, location and merger status. Mon. Wea. Rev., 109, 1467-1494.
36. 曲克恭和劉廣英, 1981 : 應用氣象雷達之 DVI P 測定台灣地區豪雨量, 國科會研究報告 NSC-68 M-0202-05 (02)。
37. 曲克恭, 1979 : 氣象雷達 WSR-74C 測定台灣地區暴雨量之研究。氣象預報與分析, 78期, 1-18。

Radar Echo Analysis of Mesoscale Weather System in Taiwan

Shyue-Yih Liao** Chia -Chung Yu** Chi-Kang Lo**
 Siu-shung Hong* Ching-Sen Chen* Huo-Ming Jiang*
 Ling-Cheng Kung** Chih-Hui Shiao* Chien-Chung Liu**
 Tai-Jun Kao**

* Dept. of Atmospheric Physics
 National Central University
 ** Weather Wing, Chinese Air Force

Abstract

In this project we utilized the WSR-74C Radar located at CCK, Taichung, Taiwan for year-round intensive observation of the precipitation system passing over and/or around Taiwan. We also have collected surface data, sounding data, weather chart, satellite pictures in the period of radar observation as possible as we can. These will provide us the basis for further meso-meteorological analysis.

During the period of two year, from September 1982 to July 1984, we have gathered 68 cases, including radar echoes, upper air soundings, ground observations, etc. We also selected some cases for detailed analysis. Efforts are made with regard to the genesis, development, organization process, and mesoscale structure of a precipitation system, and the mechanism which leads to heavy rainfall. Preliminary results are presented here.

氣象預報與分析發行100期紀念賀辭

我國空軍氣象聯隊是一支裝備精良，訓練有素的隊伍，且歷年來對研究發展更是不餘遺力，故能達成支援三軍、克敵致勝的任務。隊內研究風氣鼎盛，人材輩出，在國內氣象界具有舉足輕重的地位，對我國氣象事業的發展更有不可磨滅的貢獻。

聯隊氣象中心編印發行的「氣象預報與分析」季刊是聯隊弟兄發表研究成果以及與國內氣象界同仁交換心得的園地。因內容豐富，頗受重視，其水準由本刊論著經常被參考引用，並接受國家科學委員會研究贊助，可見一斑。此次欣逢本刊發行100期，特申致賀之意，並以本系與聯隊同仁建教合作之研究成果「台灣地區中尺度天氣系統雷達回波之初步分析」一篇投稿於本刊，以資紀念。

國立中央大學大氣物理系及研究所主任張隆男及全體同仁敬賀

台灣地區中尺度天氣系統雷達回波之初步分析

廖學鎰*	俞家忠**	羅季康**	洪秀雄*
陳景森*	江火明*	孔令誠**	蕭志惠*
劉建忠**	高台潤*		

摘 要

利用台中清泉崗WSR-74 C 雷達，依氣象雷達回波之密集觀測，配合台灣各測站地面資料、探空資料、各種天氣圖、衛星雲圖等，作台灣西部地區之降水系統及中尺度天氣系統研究。自1982年9月至1984年7月，在此近兩年內測到雷達回波系個案有68個，分類為對流系、鋒面系、冷鋒前暖區中尺度擾動系及豪雨個案等，依其生成、發展及組織化，其中尺度結構、豪雨生成之機制等作分析研究。

* 國之中央大學大氣物理系

** 空軍氣象聯隊

一、前言

中尺度天氣系統是目前大氣科學研究的重要主題之一，主要原因是這些中尺度天氣系統有時會伴隨強風、豪雨、冰雹或雷電，對農業、漁業、民生、交通都有重大的影響。即中尺度天氣系統之研究，不但於學術上有興趣之問題，於民生上也迫切需要解決之問題。

國內、外對中尺度天氣系統的研究，可分由理論和觀測兩方面着手。在觀測方面，雷達是被常用的工具，因為雷達可提供解析度相當高的降水胞結構圖，其觀測的時間及時間間隔也較沒有先天性的限制，正彌補了傳統測站時間及空間解析度不足的缺點。因此分析雷達資料能幫助我們對中尺度天氣系統的了解。

近年來，雷達在觀測鋒面及颱風方面有相當的收穫，鋒面及颱風中的中小尺度結構及其演變經過，現在也比較了解。這方面較具代表性的如：Hobbs and Persson (1982) 曾應用雷達資料，詳細分析冷鋒降水的性質；Jain and Blustein (1982) 對從1971到1981年發生在美國南部大平原的颶風系統分類後，研究不同類別的颶風系統和環境風場、溫度場的關係；Houze and Betts (1981) 對GATE區的雷達資料加以綜合性的討論，並指出在GATE區的雷達回波的特性；而Wiggert and Lockett (1981) 利用WSR-57雷達對佛羅里達區夏季的雷達回波加以分析整理，並討論這個區域的回波特性；Lemon (1977) 利用雷達資料來判別強烈風暴的特徵；Marwitz (1972 a, b, c) 利用雷達資料，依照風暴的不同性質分類；Browning (1978)，Fritsch and Rodgers (1982) 提出如何利用雷達回波的資料，協助預報員了解及預報風暴移動的速度。至於梅雨期降水系統之結構及隨時間變化，日本人研究論文有很多，如Akiyama (1974)，Akiyama and Matsumoto (1970)，Matsumoto (1974)

，Matsumoto and Akiyama (1970)，Nino-miya and Akiyama (1971, 1972, 1973, 1974) 等。

國內僅有曲克恭和劉廣英 (1981) 利用WSR-74C雷達分析雲頂高和細胞雲對暴雨發生的關係，並討論DVIP測定台灣地區之豪雨量。

由於影響台灣地區的中尺度天氣系統如冷鋒、暖鋒、梅雨鋒、颱風、海陸風鋒面、氣團性雷雨以及其他風暴等，常伴隨強烈降水，對民生及經濟有密切的關係。然而我們對通過或發生於台灣地區的此類天氣系統，了解不很深入。本研究的目的即在利用台中清泉崗的WSR-74C雷達作選擇性的密集觀測，以尋求對這些天氣系統的進一步了解。在研究期間，我們對具有明顯回波且組織良好的個案，每隔30分鐘拍攝雷達回波照片。拍攝的內容包括不同仰角之PPI，回波強度等值圖，及對流最強盛方向的RHI。這些依時間序列之圖片，將提供我們有關降水胞的結構、成長及消失等資料。此外，我們同時作大尺度天氣圖之分析，以驗證雷達回波所代表中尺度系統存在時之大尺度天氣狀況。

台灣附近降水系統常受台灣地形之影響，為分析方便起見，特將台灣地形列於圖1-1。

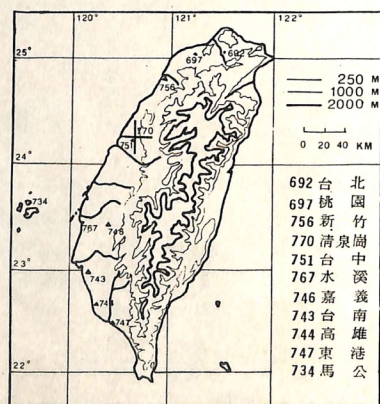


圖1-1 台灣地形圖

由七十一年九月到七十三年七月，雷達觀測到的個案共有六十八個。依據綜觀天氣系統，可將降水回波系統分為四類，即：一、對流性降水系統；二、鋒面性降水系統；三、低壓系統；四、其它。

容後分為(二)觀測與分析；(三)對流系個案分析；(四)鋒面系個案分析；(五)冷鋒前暖區中尺度擾動分析；(六)豪雨之個案分析等五部份，分別報告研究成果。

二、觀測與分析

清泉崗WSR-74C雷達於民國六十六年一月十四日由軍方氣象部隊在台中清泉崗基地架設完成，同年十二月一日正式啓用，作全天候二十四小時觀測作業。雷達涵蓋範圍包括台灣西部、台灣海峽及大陸沿海地區。WSR-74C氣象雷達的特性。

有效測距—230公里。

最大測距—450公里。

波長—5.3公分。

頻率—5600至5650 MHz (可變頻率)

脈波寬—3.0μ sec.

最大輸出電力—250KW。

脈波復頻率 (PRF)—266 PPS。

天線—拋物線體，直徑8呎。

波柱寬—1.65度(最大)。

天線掃瞄—水平向可連續360度旋轉，仰角由-1至60度。

平面位置顯示器 (PPI)—直徑12吋，亦有100，230及450公里三種掃瞄範圍。

測高顯示器 (RHI)—直徑12吋，亦有100，230及450公里三種掃瞄範圍，最大高度可達21公里。

A型顯示器—4×5吋之長方型，掃瞄範圍同RHI。

DVIP設備—可以顯示6種平均強度之等值線。

一般時間在正點及三十分時作零度仰角觀測一次，檢查在PPI上是否有回波，若有回波明顯且

組織良好的個案，則每隔30分鐘拍攝一組雷達回波照片，拍攝的內容包括以測距230公里，仰角零度及二度拍攝不同衰減 (6db, 12db) 之PPI，及對流最強盛方向的RHI。照片之拍攝係採用拍立得665軟片，採人工照像。然後利用暗房設備將雷達回波底片沖洗放大，並作地形回波校正後繪於地形圖紙上，而得回波圖。由回波圖與其它傳統天氣資料相配合，可以作天氣系統之研究。

綜觀尺度天氣資料的收集，在中央氣象局方面：地面及高空綜觀天氣圖。地面逐時記錄孔表資料，桃園、馬公及東港之探空資料，衛星雲圖等；在軍方氣象單位方面：有各測站的一般觀測及特殊觀測資料，天氣圖，一覽表等；此外尚有收集民用航空局各機場及其他民用測站各種氣象資料等。

三、1983夏季對流第一個回波之性質

台灣地形複雜，有縱貫全島的山坡地，綿延的海岸線，有些海岸與山坡地相距很近，有些海岸是凸出於台灣海峽 (圖1-1)，在夏季常有雷達回波分佈於山坡與海岸。

我們利用1983年雷達回波的資料作分析，分析的日子見表3-1，了解在台灣陸地產生第一個回波個案。

日期	觀測時間	觀測間隔	
		A: 半小時	B: 1小時
72.7.13	1509~2154		B
72.7.14	1409~1952		B
72.7.15	1352~2008		B
72.7.17	1409~1952		B
72.7.22	1418~1700		B
72.7.23	1308~1801		B
72.7.26	1440~2103		B
72.7.27	1401~2100		B
72.8.6	0725~1108		B
72.8.8	1359~1841		A
72.8.12	1556~1928		A
72.8.17	1532~1958		A
72.8.19	1441~1900		A
72.8.20	1430~1900		A
72.8.30	1440~1910		A
72.9.2	1356~1538		A
72.9.3	1418~2000		A

表3-1

波 (first echo) 的地區。分析的方法是在 16 公里 × 16 公里的格子上，標出在某段時間雷達觀測到的第一個回波的次數，次數愈多的區域表示由當地產生回波的機會愈容易。由於雷達開機的時間每天並不相同，但是在 1400 到 1800 之間有觀測的時間較多，所以分析的時間集中在這 4 小時，當然我們對在 1400 以前及 1800 以後所發生回波的區域就無法了解。

由於雷達觀測的時間間隔，有時約 0.5 小時，有時約 1 小時，所以我們分別以 1400 ~ 1500 (不包括 1500)，1500 ~ 1600，1600 ~ 1700，1700 ~ 1800 的時間間隔來討論在某段時間間隔內第一個回波出現的區域及次數，另外由於雷達位於台中清泉崗，所以在北部及南部出現較矮的回波，可能無法被雷達偵測到。

分析結果如下：

在 1400 到 1500 之間第一個回波出現

4 至 5 次的地方有北市南面山坡區 (新店)，板橋南面山坡區 (土城)，桃園地區的石門水庫，新竹頭前溪上游，苗栗中港溪上游，濁水溪中游林內東面山坡區，北港溪上游的大林、梅山之間、烏山頭水庫、屏東縣旗山地區。

2 至 3 次的地方有陽明山、湖口、卓蘭山區、大甲海岸、大肚溪南岸、員林丘陵區、嘉義、旗山地區及中埔地區、曾文水庫、新化東面丘陵區、屏東北面的里港地區。

在 1500 至 1600 之間第一個回波出現的地區

6 次至 8 次的地區有烏山頭水庫、曾文溪中游、玉井及屏東北面里港地區。

4 至 5 次的地區有大溪東面山區，新竹頭前溪上游，竹東東面山區，濁水溪中游林內東面山區，嘉義的梅山地區及中埔地區，高雄的八仙地區及旗山、美濃地區。

2 至 3 次的地區有烏來、土城、石門水庫、苗栗東方山區、大甲海邊、員林、嘉義市、曾文水庫、新化、岡山、高雄等地。

在 1600 至 1700 之間第一個回波出現的地區

4 至 5 次的地區有頭前溪上游、烏山頭水庫、

玉井、里港地區。

2 至 3 次的地區有新竹海邊、石門水庫、員林、林內、曾文水庫、旗山，及台南縣將軍鄉海邊。在 1700 至 1800 之間第一個回波出現的地區。

4 至 5 次的地區有曾文溪下游 (新市) 及出海口七股附近。

2 至 3 次的地區有北港溪中下游、布袋、將軍鄉海邊、岡山、高雄海邊、玉井、旗山、美濃、里港、屏東萬巒東面山區。

從這些結果我們發現：

- (一) 在沿海區較多的第一個回波發生的時間在 1600 以後。
- (二) 在大甲沿海地區，因為在離海岸不遠處有斜坡地形存在，所以第一個回波發生時間在 1600 以前，比嘉南沿海地區的第一個回波發生較早。在沿海地區如果有斜坡，則能加強海陸環流 (Oo Kouchiet al., 1978, Asai and Mitsumoto, 1978, Hong and Lin, 1982)
- (三) 在曾文溪下游出海處，在 1700 到 1800 之間常有第一個回波產生，此處的地形是向台灣海峽凸出，同時有許多漁塢，水池散佈其間，我們推論由水陸溫差所引起的環流較為發展。在曾文溪出海口北面的學甲、將軍附近的地形亦是向台灣海峽凸出，所以產生第一個回波的次數亦較多。
- (四) 高雄市亦有第一回波出現，由於高雄是個工業發達的大都市，其產生的污染物對於第一個回波的產生的影響需要進一步的研討。
- (五) 岡山地區也產生午後第一個回波，岡山到阿蓮之間的丘陵地 (400 公尺以下) 對於海陸環流的加強，因而促進回波的產生，值得再作深入探討。
- (六) 在山坡區，比較多的第一個回波產生的時間在 1200 ~ 1500 及 1500 ~ 1600，同時出現的次數較海邊多。但斜坡產生的回波有許多可以西移到海邊。
- (七) 山坡地方如烏山頭水庫、玉井等地出現第一個回波的次數很多。這二個地區的地形有一個共

同的特徵，即斜坡伸入較平坦的地形。屏東北面的里港出現第一個回波的次數亦很多，在此地高屏溪左岸有從旗山延伸下來地勢在 100 到 400 公尺高的丘陵地，丘陵地的左面是高原，高屏溪的右面亦是平原。在這些地方如何引起對流的產生，可從觀測與模擬上下功夫。

- (八) 在 1983 年夏季有回波的 7 月 15 日，探空資料顯示在 850 mb 以下的風為西南風，而 850 mb 以上的風為東南或東風 (圖 3-1)，當日出

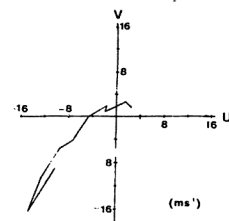


圖 3-1 1983 年 7 月 15 日馬公風場圖

後可能發生下列現象，低層西南風加上上坡風向東吹向山頂時，在山頂及向西的斜坡附近與經由對流混合所帶來的向西的風在西向斜坡相遇，因而產生輻合區，有助於回波的產生。類似的情形在 8 月 7 日及 8 日馬公的風場及 8 月 7 日和 19 日桃園的風場亦出現。欲了解這種過程需要更進一步研究。

- (九) 9 月 3 日東港在 700 mb 以下皆為東南風 (圖 3-2)，而回波產生圖 3-3 的走向，與地形

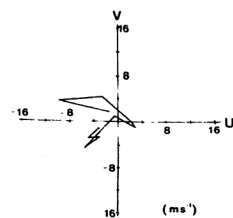


圖 3-2 1983 年 9 月 3 日東港風場圖

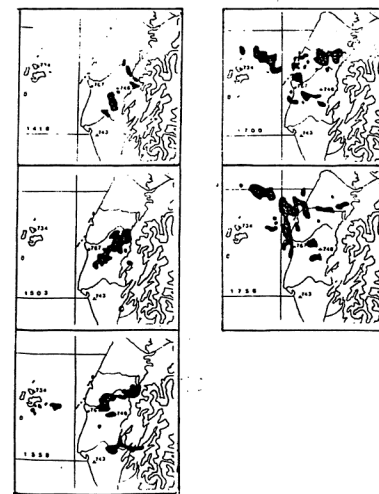


圖 3-3 1983 年 9 月 3 日 PPI 雷達回波隨時間之變化。

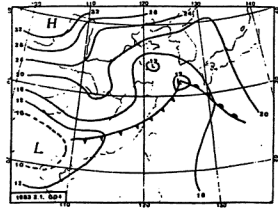
的走向大約一致，皆垂直於東南方向，回波產生在下風坡處。回波的產生是否由上坡風與對流混合帶下的東南風所產生的輻合區有關，仍然有待證實，但 BANTA (1984) 證實夏天吹西風時，美國洛磯山東面山坡有輻合區產生 (leeside convergence zone)，在台灣類似的性質需要作進一步的探討。

四、鋒面系個案分析

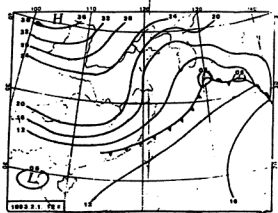
自 71 年 9 月至 73 年 7 月由清泉崗雷達觀測到鋒面性的降水系共測得 28 個案，但大略可以分為下列兩種：(1) 台灣西部陸地上有明顯降水區；(2) 台灣西部陸地沒有降水區，而主要降水集中在台灣海峽。根據上述兩種分類，前者以 72 年 2 月 2 日為例，研討降水回波之移動、發展、及組織化，以及回波受台灣地形影響造成之強烈降水結構，後者以 72 年 3 月 4 日為例，研討其特性。

- (一) 民國 72 年 2 月 2 日鋒面降水系分析

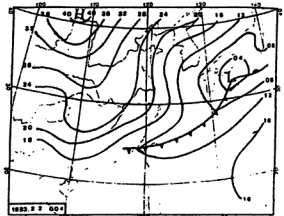
72年2月2日，一道鋒面通過台灣西部，造成每小時約20公釐的強烈降水，我們選擇此個案作雷達回波與中尺度氣象分析。



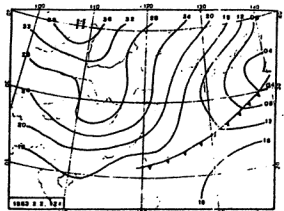
(a) 1983年2月1日0000 Z 地面圖



(b) 1983年2月1日1200 Z 地面圖



(c) 1983年2月2日0000 Z 地面圖



(d) 1983年2月2日1200 Z 地面圖

圖 4-1 東亞地區地面天氣圖

1 綜觀天氣形勢：

在72年2月2日8時(本章中時間均指地方時)地面鋒位於台灣北部，如圖4-1中所示。在8時至17時的期間內，台灣全島的各測站總降水量分布如圖4-2中所示，很明顯的看出有二個最大值區，一為台灣西北部高地，總降水量約50公釐，另一為台灣山脈西斜坡區，總降水量為19公釐(14時至17時)。圖4-3為台灣西部幾個測站的每小時降水量變化序列，最大降水強度為每小時20公釐，持續時間約為3至4小時。

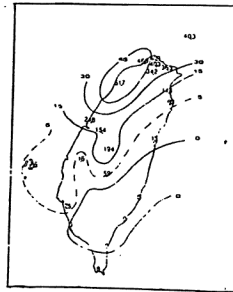


圖 4-2 72年2月2日8時至17時台灣各測站總降水量分布。

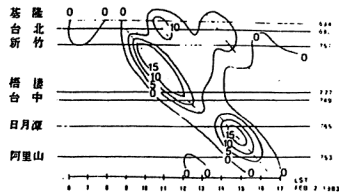


圖 4-3 72年2月2日台灣西部每小時降水量變化。

在鋒面通過前(1月31日8時)，低層大氣(900-850mb)的南風分量增加至12 Knots，強烈的南風帶來高溫潮濕的空氣，使得900-800mb間的相當位溫θ。急遽增加，650-600mb間西風帶輸送較乾空氣之平流，助長相當位溫θ。之急遽減少，而在900-600mb間大氣中產生對流不穩

定(∂θ/∂P ~ 20°K/300 mb)，如圖4-4，

當2月2日8時鋒面通過桃園時，將對流不穩定層之鋒面強迫上昇，誘使強烈對流之生成，而造成台灣西北部之強烈降水。

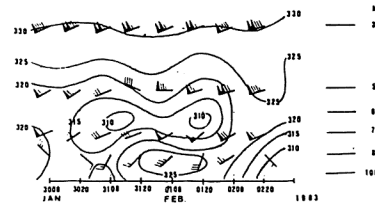


圖 4-4 72年1月30日至2月3日桃園上空相當位溫變化。

2 雷達回波的分布及中尺度結構：

圖4-5為雷達回波PPI的演變情況，圖片中顯示在2月2日8時38分時，回波平行於地面鋒面，以每小時35公里的速度向東南方移動。由於鋒面前之對流不穩定氣層受鋒面強迫上昇，誘使強烈對流雲之形成，此情況可由2月2日8時56分之RHI圖(第4-6圖)中清楚的看出。即是在CCK雷達位置以北30至40公里處，可以明顯的看到有懸雲回波(echo overhang)，同時回波空隙(Echo-Free Vault)可以訂定。又對流雲系之頂部約達8公里高，指向北方雲頂有降低之趨勢。總之，鋒面接近台灣時，已有相當規模之對流雲系之生成。

鋒面南移，即鋒面抵達台灣西北部之桃園台中高地時，受地形之強迫舉昇，鋒面中之對流系開始組織化而發展，由10時58分至13時8分的PPI圖中顯示，此時造成最大降水，約為每小時22公釐之強雨。其生命史約4小時，又由圖4-7中10時59分之RHI中可以看出雲頂發展達10公里之高度。在13時8分之後，此對流回波逐漸消失。鋒面再向南移，在13時30分到達嘉義山區時，受到山脈的舉昇作用再度發展，造成第二次強烈降水。由14時28分時之PPI圖可知降水的位

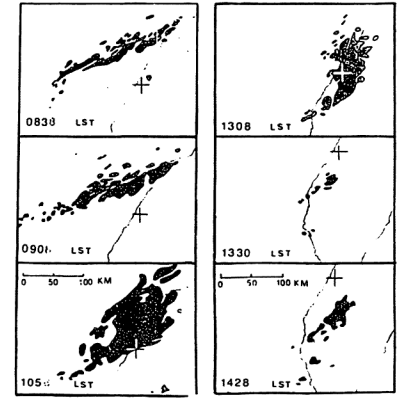


圖 4-5 72年2月2日PPI雷達回波隨時間之變化。

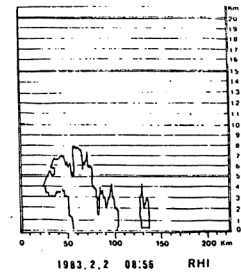


圖 4-6 72年2月2日0856 L RHI雷達回波圖

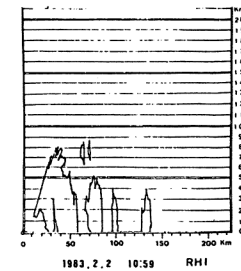


圖 4-7 72年2月2日1059 L RHI雷達回波圖

置，此時之降水強度約為每小時20公釐，降水持續約2小時，於15時29分消失。

3 分析結果：

當72年2月2日鋒面通過台灣西部時，造成

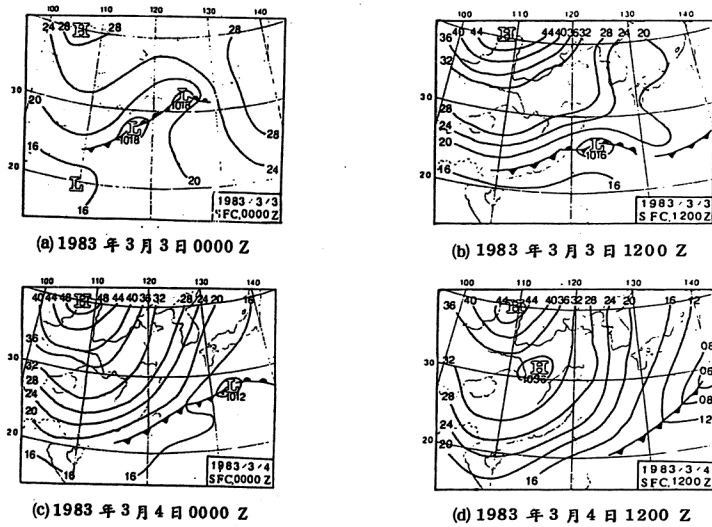


圖 4-8 東亞地區地面天氣圖

強烈的降水，於此作雷達回波分析，配合傳統氣象資料，得下述之結果：在1月31日8時，冷鋒前緣由於850mb附近下層大氣中，西南氣流輸送高溫多濕的氣流進入台灣地區；而於600mb附近中層大氣中，西風帶作較乾氣流之平流，使得900至600mb高度之低層大氣中的相當位溫直減率變成負值，構成低層大氣之顯著對流不穩定。因此，鋒面南移時，鋒面帶之強迫上升氣流將釋放對流不穩定能量，產生強烈的對流系統之發展。其後當鋒面系統通過桃園高地附近時，地形的舉昇作用造成更多的對流不穩定能量釋放，促進對流系統之組織化活動，形成雷達回波的異常發展，爆發強烈的降水。一般而言，這些降水僅持續3至4小時，且集中於鋒面帶中的小範圍。在英國Browning (1983) 也有提倡此種地形性降水之重要性。

(二) 民國72年3月4日鋒面降水系統分析

1. 綜觀天氣形勢：

72年3月3日20時，鋒面位於台灣北部海面向南移動，4日8時鋒面通過台灣中部，20時抵達

巴士海峽後逐漸消失，如圖4-8所示。由台灣全省各測站測得之雨量資料顯示，此鋒面僅在台灣北部造成降水，且總雨量最大的台北亦僅有16.5公釐而已，降水時間大致由3月4日5時至3月4日17時，而在台中以南則無降水。

鋒面通過前，由850mb大氣層之水氣含量分布圖(圖4-9)中可看出，西南氣流帶來乾燥的空氣，在700mb大氣亦顯示台灣上空為一乾燥區，所以在850-700mb間大氣的對流不穩定 ($\frac{\partial \theta}{\partial P} \sim \frac{10^\circ K}{250 mb}$) 比1983年2月2日之鋒面通過台灣地區造成強雨之場合 ($\frac{\partial \theta}{\partial P} \sim \frac{20^\circ K}{300 mb}$) 穩定，如圖4-10中所示。當3月4日鋒面通過台灣地區時，因缺水氣的供應，因此未能造成顯著的降水。

2. 雷達回波的分布及中尺度結構

圖4-11為雷達回波PPI的演變情況，圖中顯示，在3月4日3時28分，回波與鋒面走向形成約60度之帶狀，略平行於台灣西海岸，向東南方移動；4時28分，第一條回波帶到達台灣西岸

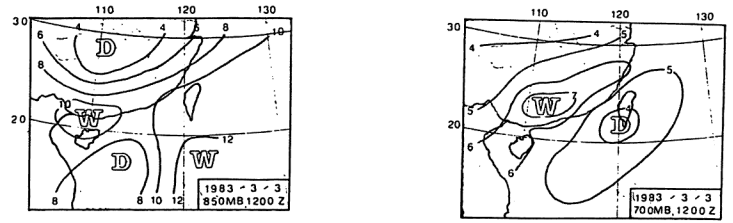


圖 4-9 1983年3月3日1200 Z水汽分布圖。(單位g/kg)

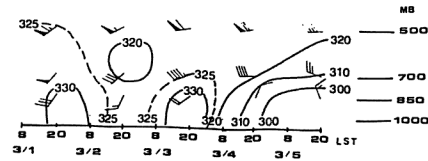


圖 4-10 72年3月1日至3月5日台北上空相當位溫變化。

且已開始衰減；在5時28分，第一條回波帶已完全消失，第二條回波帶亦到達桃園海岸邊，並開始衰減；整個鋒面回波系統於6時28分後逐漸衰減，在8時18分完全消失於台中西方沿海地區。

3. 分析結果：

在72年3月4日的鋒面個案中，由於大氣下層(850mb-700mb)之西南氣流雖然是高溫但比較乾燥。通常西南氣流是有顯著對流不穩定之氣層，但3月1日至3日之西南氣流並無顯著對流不穩定狀態。因此在鋒面南移的過程中，舉昇氣流乾燥而比較穩定，因此鋒面系統內對流系統無法發展，因此沒有形成顯著降水。

五、冷鋒前暖區內中尺度擾動之分析

(一) 概述

Senshu (1963), Kurz (1979) 都發現鋒面帶中之溫度梯度並不是均勻的，溫度梯度極大值的位置成間隔約百公里的帶狀分布。Elliott and Hovind (1965) 利用美國南加州五個測站，每隔三小時的探空觀測資料，做合成圖分析，同

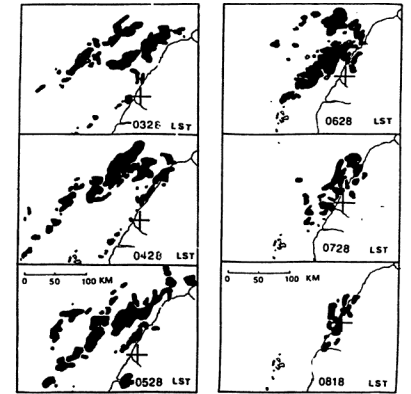


圖 4-11 72年3月4日PPI雷達回波隨時間之變化。

樣地在溫度和水汽含量的變化中，發現這種鋒面前暖區中波長約200~300公里的雲雨分布結構。Nozumi and Arakawa (1968) 指出大約有80%的冷鋒，其前緣暖區內有平行於冷鋒之帶狀降水回波。Browning et. al. (1973) 和Harrold (1973) 利用雷達觀測之個案分析，建立了冷鋒及暖鋒附近隨雲雨帶之中尺度結構之模式。這些發現都是古典的鋒面模式(Bergen School模式)所沒有注意探討的現象。

本文對1983年2月2日的一次強烈冷鋒通過台灣地區的個案，詳加分析討論，除了上節中敘述之降水系統受台灣地形的引發而迅速發展之外，在

本節中，我們將注意鋒面前緣暖區之中尺度擾動的特性。

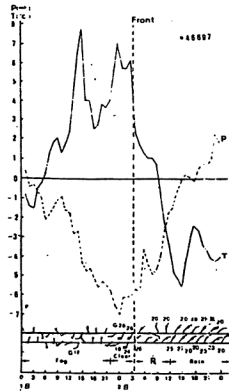
首先讓我們先瞭解一下，鋒面過境前後東亞地區天氣系統分布的形勢，圖4-1，a，b，c，d分別為1983年2月1日0000Z至2日1200Z的四張地面天氣圖，在1日0000Z的圖上，低氣壓中心在朝鮮半島南方海上，冷鋒自此中心向西南延伸至福建廣東省境內，此時鋒面與台灣中央山脈之夾角約45度，鋒面距桃園約230公里，距台中清泉崗約290公里，十二小時後，低氣壓顯著發展且向東移動至日本九州，冷鋒南下至台灣北部海面，距桃園約90公里，距清泉崗約140公里，2日0000Z時，低氣壓繼續發展且東移，冷鋒面恰在台灣北部，鋒面與中央山脈之夾角增大，約為60度，1200Z時，鋒面已達台灣之南端，此時台灣完全在冷氣團的範圍內了。在這兩天裡，低氣壓中心東移的速度平均25公里/小時，鋒面南移的速度平均為12公里/小時，台灣地區恰好經歷了冷鋒前與冷鋒後，兩種完全不同的天氣型態，這是一次典型的冬季冷鋒過境的個案。

(一)中尺度擾動之分析

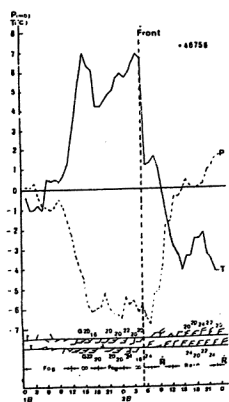
為了瞭解冷鋒前中尺度擾動的特性，我們選擇了桃園、新竹、台中清泉崗與嘉義四個航空測站的

地面逐時觀測資料，首先利用鋒面過境前後五天的資料，計算各測站的氣溫和氣壓的日變化，再求其與日變化之偏差量。以下的分析，均依據此日偏差量的大小來做討論，以消去各地不同的日變化所帶來的困擾。

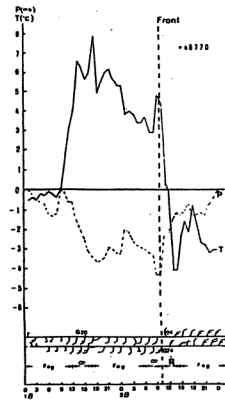
圖5-1，a，b，c，d分別為桃園、新竹、台中清泉崗與嘉義四站自2月1日至2日之氣溫和氣壓逐時日偏差圖，圖中實線為氣溫之日偏差時序



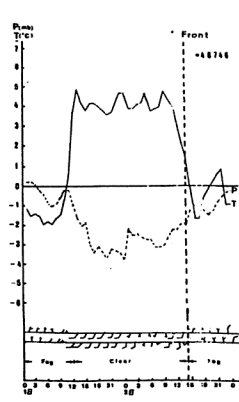
(a)桃園



(b)新竹



(c)台中清泉崗



(d)嘉義

圖5-1 1983年2月1日至2日氣溫和氣壓逐時日偏差圖。

曲線，虛線為地面氣壓之日偏差時序曲線，圖下所列者為風與天氣狀況的資料。粗虛線所示者為鋒面過境的時間。從風向的急速改變，可以肯定地看出鋒面過境的時間，在桃園是2日3時，新竹是5時，清泉崗是10時，嘉義是14時。從這四張圖的一般性看來，在鋒面過境前氣壓下降氣溫較高，而鋒後氣溫下降氣壓回升，這與古典的鋒面模式的觀念是一樣的。

然而，再仔細探討這四張圖，可以清楚地看出桃園和新竹的兩圖甚為相似，而台中和嘉義的兩圖亦頗相近，這顯示苗栗山地地形的影響，使北部與中南部平原之中尺度擾動，具有不同的特性。

北部地區，在鋒面過境前，距低氣壓中心約1400公里，鋒面強度大，在24小時內，曾有兩次氣溫高峯。即在1日上午氣溫逐漸上升，氣壓下降，吹的是西南風，風速小，濃霧迷漫，到了15時高溫達到顯著的高峯，隨後風向轉為北風，氣溫急劇下降（桃園約2°C/小時，新竹約1°C/小時），而三小時後，再度轉為西南風，且風速增強，最大陣風達26哩/小時，氣溫迅速回升，而大霧立即消散，至2日5時氣溫再度達顯著的高峯，隨後鋒面過境，即逐漸進入冷氣團的範圍。至於氣壓

的變化，與氣溫的變化反相位，這表示鋒前暖區之中尺度擾動是暖心低壓的結構。

中南部平原地區，1日清晨也是大霧籠罩，而中午過後，西南風明顯地增強（最大陣風達20哩/小時），大霧逐漸消散，在鋒面過境前，距低壓中心約2300公里，換言之，是在冷鋒的尾端，強度較弱，雖然在冷鋒過境前24小時內，也有中尺度擾動發生，但振幅要小得多，不再有兩度氣溫顯著高峯發生，中尺度擾動的再現週期約5~6小時左右。

由此可知，在強度較大之鋒面中段前的暖區內，中尺度擾動之振幅較大且週期較長，而在強度較弱之鋒面尾端前的暖區內，中尺度擾動之振幅較小且週期短。

六、豪雨的個案研究

(一)雷達回波與降雨形勢

1983年5月31日清晨，台灣北部發生強烈的雷暴雨，豪雨夾著閃電呼嘯而過。清泉崗氣象雷達回波之拍攝自上午七時開始，降雨的區域明顯的成東西走向的帶子（見圖6-1）。開始時，6dB回波的主帶寬處超過30公里，12dB則為25公里

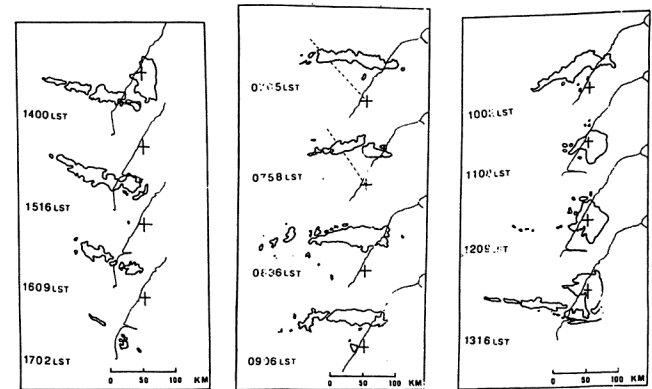


圖6-1 5月31日12dB雷達回波隨時間之變化。

，長超過165公里。另參考降雨記錄及衛星雲圖，證據顯示這個雨帶實際上還向東伸展，跨過中央山脈，也在台灣東部造成雷雨天氣。

這一條回波帶隨後以每小時14公里的平均速率，由北而南移行，每隔一小時（或半小時）所拍攝的PPI回波照片，我們依時間先後綜合性的繪在圖6-1上，為了清晰起見，我們只展示仰角為零度，強度為12dB的回波部分。

由於此次事件發生於清晨，很可惜拍照自上午七時才開始，由雨量記錄（圖6-2）可以看出來，北部地區在上午六時或更早就開始降雨，而衛星雲圖建議更早的時間雷達幕上就可清楚的見到此一帶狀回波。（更不幸的是，桃園的探空儀器正於此時故障，喪失取得極珍貴資料的機會。）

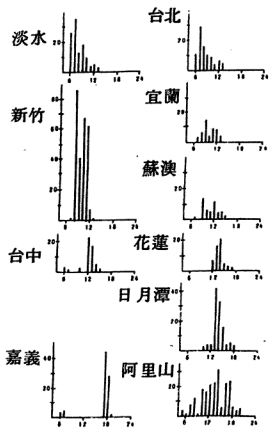


圖6-2 台灣各主要測站逐時雨量之時間系列，圖由上到下代表自北至南，由左到右代表自西向東。橫軸單位為小時，縱軸單位為毫米雨量。

圖6-2的逐時雨量取自中央氣象局的軌孔表記錄。因為清晰的雷達回波大部分發生於海上，而海上沒有測站，雷達的回波強度無法與地面之降雨強度取得連貫，但由發生的時間看，兩者不但一致的顯示由北向南移的趨勢（阿里山例外，該處先產生地

形雨），而且發生的時間也相當吻合。例如，由回波圖上，回波在0705LST即已籠罩在新竹上空，0758LST超越新竹；而新竹的雨量記錄正顯示在上午七時至八時雨勢最大，達每小時86毫米。0836LST至0906LST回波又發展起來，再次覆蓋新竹上空；而雨量記錄則顯示上午八時至九時雨勢小了下來，九時至十一時雨勢再度增強。

回波區在上午十一時到達台中清泉崗；台中的雨量記錄也顯示在十一至十二時雨勢最大。回波到達台中從一度滯留且喪失帶狀，至下午一時才又恢復東西伸展之帶狀，並迅速向南部移動。午後四時左右，回波到達嘉義，並在嘉義造成每小時43毫米的雨勢，這和圖6-2也是一致的。此後，回波帶迅速衰減。

圖6-3為新竹雨勢最強的時候所拍攝的RHI，圖6-3(a)，(b)選取之方位標示為圖6-1相對應回波圖之虛線。由RHI圖可見降水範圍在垂直方向可發展至14公里。

(二)檢討

這裡，我們嘗試以所蒐集的可用資料，探討這個造成豪雨的降水系統是屬於什麼性質。

圖6-4、圖6-5分別為5月30日及5月31日各層的天氣圖。

1983年5月30日1200Z（即事件發生前十一小時）地面的氣旋中心在日本九州附近，冷鋒由此向西南延伸，直到廣東省。冷鋒向上只伸展到850mb，在700mb面上就難以辨視了。同時在500mb面上有一東北至西南走向的槽綫自日本海延伸至華南，正配合低層之冷鋒。因此上層之駛流場大致為自西南西指向東北東，使得冷鋒系向東北東移動而離開台灣地區。

5月31日0000Z之地面天氣圖（圖6-5a）可見鋒面已移至九州東方的海面，而遠離台灣，且台灣地區的氣壓偏高。5月31日1200Z的地面天氣圖（圖6-5b）則和0000Z的情形是一貫的。圖6-5c及VI-5d分別為5月31日1200Z 850

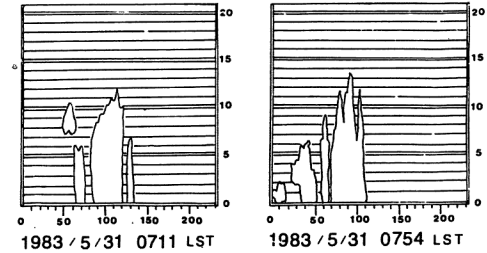


圖6-3 RHI回波圖。橫軸為距離（單位為公里），縱軸為離地面之高度（單位為公里）

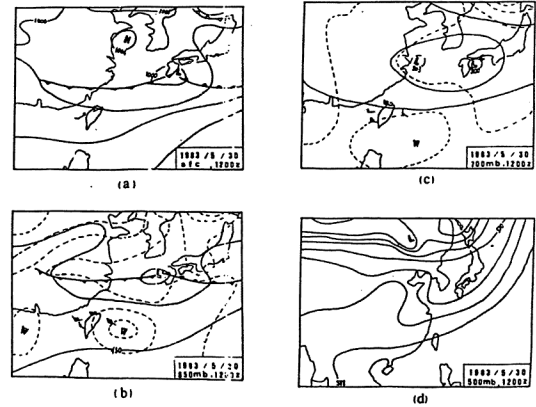


圖6-4 1983年5月30日各層區域天氣圖。

mb及700mb之天氣圖。可見鋒面確是已遠離台灣，同時台灣附近的風場顯得相當零亂，而圖6-5e（500mb面天氣圖）則顯示高空槽的位置和雷雨發生的位置相吻合。

圖6-6是GMS衛星之紅外線雲圖。圖6-6a上可清楚的看到伴隨低壓系統的雲系，此時在冷鋒尾端的明亮雲團位於福建及東海上空，然後鋒面系統向東北東移動，四小時後（0019LST），後面的雲團已部分消散，但有一塊向南移行，並且迅速發展。至5月31日0521LST時

，已籠罩台灣北部，0806LST時覆蓋範圍已超過新竹以南。由這些衛星雲圖可以看得出來，造成豪雨的雲系和雷達回波是一致的，而且和鋒面的雲系明顯的不相似。

為了更進一步肯定這個降水系統的特性有異於鋒面，我們將自北至南的主要測站，包括台北松山機場、桃園中正機場、新竹及台中清泉崗的地面風場及溫度場繪製時間系列。結果為圖6-7。由這幾個圖，我們可以看出各測站資料在雷雨系統經過的前後均顯現幾個完全一致的現象。其一為在開始下

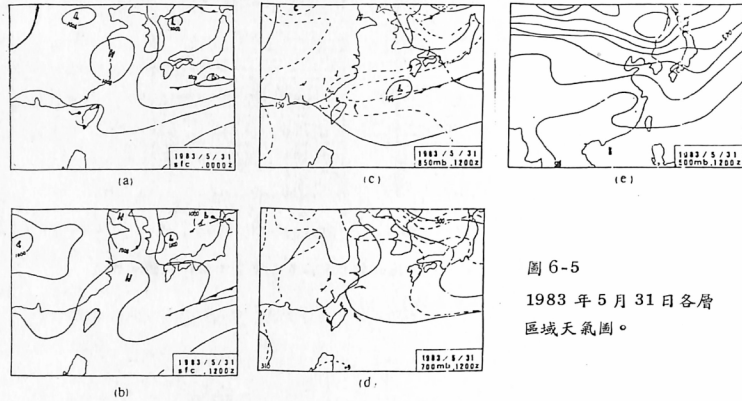


圖 6-5
1983年5月31日各層
區域天氣圖。

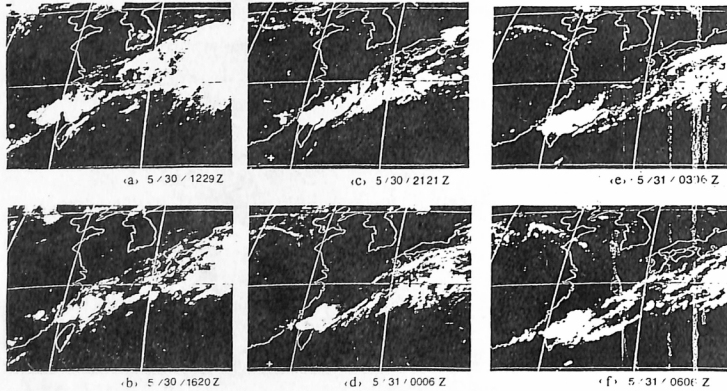


圖 6-6 (a) 5月30日 1229 Z (d) 5月31日 0006 Z
(b) 5月30日 1620 Z (e) 5月31日 0306 Z
(c) 5月30日 2121 Z
(f) 5月31日 0606 Z之GMS衛星紅外線雲圖。

雨時，風向迅速的轉向，同時風速驟減。其二為雷雨過後，風向回復原來的方向。其三為溫度在雷雨到達之前約四、五小時開始下降，豪雨時到達最低溫

，但稍晚又漸漸恢復。這些跡象都顯示雷雨帶的前後並不屬於不同的氣團，和鋒面的特性迥然而異（見前一節）。

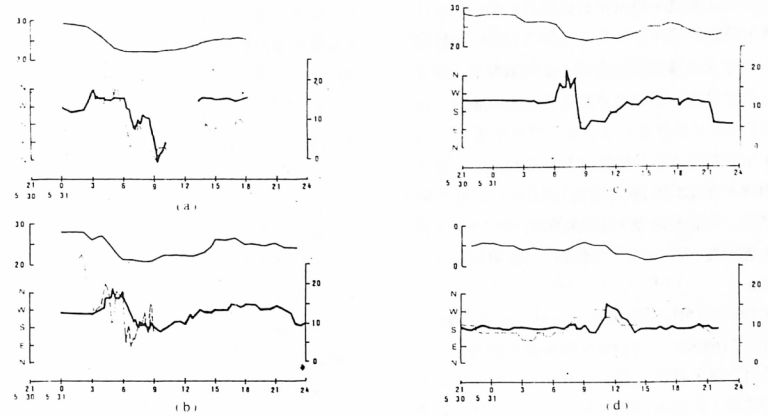


圖 6-7 溫度及風向風速隨時間之變化，各圖之上部為溫度場單位為 $^{\circ}\text{C}$ ，下部實線表風向，虛線表示風速（每秒米）
(a)台北松山機場 (b)桃園中正機場
(c)新竹 (d)台中清泉崗

因此我們可以獲致一個結論，即這一個雷雨系統不但移行快速，而且氣象場的特性也有異於鋒面系統，應屬於鬚綫性質之中尺度擾動，不過深入的了解還有賴進一步的綜觀天氣圖之動力分析，這一步驟現在正在進行之中。

七、結 論

本文利用台中清泉崗 WSR-74C 雷達作氣象雷達回波之密集觀測，配合台灣各測站地面資料、探空資料、天氣圖、衛星雲圖等作降水系統及中尺度天氣系統研究。自1982年9月至1984年7月的研究期間，測得雷達回波系個案有68個。

使用上述資料並配合傳統氣象資料作分析研究，研究結果分為1983夏季對流第一個回波之性質分析、鋒面系個案分析、鋒面前暖區中尺度擾動分析，豪雨個案研究等四節作報告。

(一) 1983年夏季對流第一個回波之性質

根據分析結果，午後第一個對流回波出現次數以在1400~1800之時段為最多，而出現地區以高山頭水庫、玉井及屏東北部里港地區居多，在上

述幾個地區，可能因其斜坡伸入較平地之地形，且在日出後，由溫差而產生對流，另外，在有些情形下，低層西南風加上上坡風向東吹向山頂時，在山頂及向西的斜坡附近與經由對流混合所帶來向西的風在西向斜坡相遇，產生輻合區助於回波之產生。

(二) 鋒面系個案分析

在本研究期間，1982年9月至1984年7月，鋒面性的降水系共測得28個個案，大致上可分為下列兩種：(1)台灣西部陸地上有明顯降水區；(2)台灣西部陸地沒有降水區，而主要降水區集中在台灣海峽。在本文中，前者以72年2月2日為例，後者以72年3月4日為例，分別研討降水回波之移動、發展、組織化，以及受到台灣地形影響產生之動力作用等。

72年2月2日鋒面通過台灣西部且造成強烈降水。鋒面通過前，低層大氣(900-850mb)的南風分量增加，強烈的南風帶來高溫潮濕的空氣，使得900-800mb間相當位溫 θ 。急遽增加，650mb-600mb間 θ 。急遽減少，在900-600mb間產生對流不穩定，如圖4-4所示。鋒面首先在台

灣西北部進入台灣，向南移動通過台灣西北部桃園高地時，鋒面的滑升氣流及山的強迫上升作用誘使對流不穩定大氣釋放不穩定能，而生成鋒面上對流細胞之異常發展，形成台灣西北部之強烈降水，此降水係自72年2月2日9時8分發展至13時8分消失，生命史約4小時，總雨量約60公釐。鋒面再向南移，在13時30分達嘉義山區，再度發展，造成第二次強烈降水，此對流系統持續約2小時，總雨量約20公釐，雷達回波降水系統之演變如圖4-6中所示。

在72年3月4日的鋒面個案中，低層大氣(850mb-700mb)的西南氣流帶來雖然是高溫但比較乾燥的空氣，且在3月1日至3日並無顯著對流不穩定狀態。因此在鋒面南移的過程中，舉昇氣流乾燥且比較穩定，鋒面系統內對流系無法發展，因而沒有形成顯著的降水，此降水係自72年3月4日3時28分發展至8時18分消失，生命史約5小時，僅在台灣北部地區造成降水，總雨量不過165公釐，雷達回波降水系統之演變如圖4-11中所示。

(三)冷鋒前暖區中尺度擾動之結構

本文中除了分析討論1983年2月2日鋒面帶之降水系統外，還詳細地探討冷鋒前暖區中尺度擾動之結構。我們收集了台北、桃園、新竹、台中清泉崗、馬公、嘉義等測站每隔30分鐘的地面觀測資料，在冷鋒來臨前三天，台灣北區大霧迷漫，從氣溫氣壓變化的趨勢與風的觀測記錄，很清楚地顯示有週期約為10小時的中尺度擾動發生，在伴隨強烈陣風的南風期間，氣溫上升，大霧消散，氣壓下降；反之，北風期間，有氣溫下降，氣壓上升等現象。

(四)豪雨之個案研究

1983年5月31日清晨，台灣西北部發生強烈雷陣雨，台北發生於上午五時，依次向南推展至下午三時左右到達嘉義。中央氣象局新竹測候所當天所量到的總降水量達258.4mm，而發生於上午八時的最強烈降雨速率達86.4mm/hr。

雷達偵測自5月31日上午七時開始，依照每

半小時的雷達回波照片，可以清楚的看出雷雨區為大致垂直海岸的帶狀。在開始時主帶長165公里寬30公里，此雷雨帶大致以平行海岸的方向，自北向南移動，在上午七時至下午三時之間，雷雨帶的移動速率平均為14公里/小時。在移行的過程中帶子的形狀雖然有所變化，但在到達嘉義時仍大致成帶狀。

檢視天氣圖，並未顯示特殊的天氣形式。由本島各測候站的資料看(包括風向、風速)，在雷陣雨前後也未顯示一致的綜觀天氣系統。高層的風向為自北部的西北風至南部的西南風，與雷雨帶的移動方向也不一致。以以上的情形，初步判斷應屬中尺度天氣系統。

八、誌 謝

本研究在國家科學委員會NSC72-0202-M008-05 專題研究資助下得以完成，謹此致謝。

參 考 文 獻

1. Akiyama, T., 1974: Mesoscale organization of cumulus convection in the large-scale rainband in the Baiu season. *J. Met. Soc. Japan*, 52, 448-451.
2. Akiyama, T. and S. Matsumoto, 1970: The life cycle and structure of hook echoes observed in Baiu front. *Tenki*, 17, 420-428, (in Japanese)
3. Asai and Mitsumoto, 1978: Effects of an inclined land and sea breeze circulation: A numerical experiment. *J. Met. Soc. Japan*, 56, 559-570.
4. Banta, R.M., 1984: Daytime boundary-layer evolution over mountainous terrain. part I: observations of the dry circulations. *Monthly Weather Review*, vol. 112, No. 2, 340-356.
5. Browning, K.A., 1978: Meteorological application of radar. *Rep. Prog. Phys.*,

- 41, 761-866.
6. Browning, K. A., M. E. Hardman, T.W. Harrold and C.W. Pardoe, 1973: The structure of rainbands within a mid-latitude depression. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 99, 215-231.
7. Browning, K. A., 1983: Air motion and precipitation growth in a major snow-storm. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 95, 225-242.
8. Doneaud, A. A., J. P. Miller, J. R., D. L. Priegnitz and L. Viswanath, 1983: Surface mesoscale features as potential storm predictors in the northern great plains-two cases studies. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 273-292.
9. Elioff, R. D. and E. L. Hovind, 1965: Heat, water and vorticity balance in frontal zone. *J. Appl. Met.*, 4, 196-211.
10. Fritsch, J. M. and D. M. Rodgers, 1982: The Fort Collins hailstorm. Preprints 12th severe local storm.
11. Harrold, T. W., 1973: Mechanisms influencing the distribution of precipitation with baroclinic disturbances. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 99, 232-251.
12. Hobbs, P. V. and O. G. Persson, 1982: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part V: The substructure of narrow cold frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 39, 280-295.
13. Hong S-9 and Lin P-L, 1982: Topographic effects on the land-sea breeze circulation: *Bull. Geophys. Natl. central Univ., ROC*, 23, 57-88.
14. Houze, R. A. Jr. and A. K. Betts, 1981: Convection in GATE. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 19, 541-576.
15. Jain, M. and H. Bluestein, 1982: A classification of severe squall-line development using WSR-57 radar data. Preprints, 12th Severe Local Storm Conf.
16. Kurz, M., 1979: Frontogenesis processes in the lower troposphere. *Contrib. Atmos. Phys.*, 52, 331-347.
17. Lemon, L. R., 1977: Severe thunderstorm evolution: Its use in a new technique for radar warnings. Preprints, 10th conf. on severe local storm.
18. Liao, S. Y., and C. S. Chen, 1984: The primitive study of organized radar echo of front systems and summertime convective systems. CCNAA-AIT joint seminar on multiple hazards mitigation. Tainan.
19. Marwitz, J. D., 1972a: The structure and motion of severe hailstorms. Part I: Supercell storms. *J. Appl. Meteor.*, 11, 166-179.
20. Marwitz, J. D., 1972b: The structure and motion of severe hailstorms. Part II: Multiple storms. *J. Appl. Meteor.*, 11, 180-188.
21. Marwitz, J. D., 1972c: _____ of Part III: Severely sheared storms. *J. Appl. Meteor.*, 11, 189-201.
22. Matsumoto, S., 1974: Dynamics and structure of the mesoscale distur-