

# 中尺度大氣擾動系統之個案分析

徐天佑

謝維權

賀克強

空軍氣象中心

## 摘要

冬季鋒面通過台灣，往往給本省帶來豐沛之降水，鋒面臨近地區亦常常伴有較小尺度的劇烈雷暴，本文針對民國 70 年 11 月 1-2 日所產生之中尺度雷雨現象進行分析。

依據資料之初步分析顯示，綜觀環境場之不穩定實為此次雷雨的潛在因子，鋒面前的台灣北部熱力小低壓，則為觸發之機制，其次從天氣現象之產生與移動，發現其移速幾達每秒 25 公尺，有類似颱風的現象。

## 一、前言

秋冬之際極地高壓勢力增強，鋒面較易南下影響本省，尤其強烈鋒面易形成劇烈之降水，去年 (1981) 11 月 2 日上午鋒面通過本省前，導致本省北、中、南部均產生晨間雷雨，根據歷年之資料統計 11 月發生雷雨之機會極少，僅松山及嘉義之平均雷雨日為 0.1 日外，其餘均未有發生雷雨者。本個案除下雷雨外，降水量亦甚大，以松山為例，日雨量達 62.5mm，此種較為特殊之晨間雷雨並非發生在鋒面後，而係在鋒面前之暖區，且雷雨僅發生在台灣地區，雷雨前 15 分鐘 (1 日 1800z) 在鋒面前後均無雷雨跡象 (圖 1)，預報容易失敗，此即本次研究之動機。此次雷雨與夏季日間熱對流雷雨不盡相同，除了大範圍環境系統外更兼有小尺度之系統，因此本文除分析大範圍環境場外，對地面圖亦以 1mb 分析等壓綫，希望對雷雨區之較小系統能有所瞭解。

當鋒面靠近本省移行至華南地區 (11 月 1 日 06z)，本省北部以 1mb 等壓綫分析時在台灣北部可發現一個小低壓環流如圖 2 與圖 3。此低壓環流溫度較周圍為高，在 1 日 14 時台北之氣溫為 31°C (圖 4)，而四周環境之溫度如台灣東方之石垣島為 27°C，馬祖為

20°C，蘭嶼為 25°C，馬公為 27°C，金門 25°C，汕頭 24°C，均較台北為低，此小低壓環流一直至晚間 2000L 逐漸消弱，此熱低壓加上本身之潛在不穩定，再由於低層之西南暖溫氣流注入，同時於冷鋒之前更加上台灣複雜地形，易形成不穩定之擾動與 Cotton (1981) 所述：「對流不穩定大氣遇着低層潮濕之空氣則擾動極易成長」有相同之處。

## 二、綜觀天氣系統概述

在 11 月 1 日 0800L 之天氣概況極地大陸冷高壓主中心在北緯 60 度以北其勢力向南伸展至貝加爾湖以南，低壓中心在蒙古一帶，華南之氣旋波中心在湖南省境，繼續向東南移動，太平洋高壓勢力向西伸展至台灣東方海面，尤其以高空之太平洋高壓範圍之勢力較明顯。天氣演變之情況如下極地高壓有加強之趨勢，鋒面向東南移動，至 2 日 9 時左右通過本省，路徑圖如圖 1 所示，圖中之斜綫部份為本省雷雨前一刻鐘 (1 日 1800z) 之降雨區域，而當鋒面逼近本省及雷雨發生後普通引起持續性降水如圖 5 所示。

## 三、討論

### (一) 大範圍環境場與氣流形勢

小尺度之擾動經常由大尺度之系統所引發，而對流雲所伴演之角色為將其能量及水平的動量垂直輸送，與大氣環流直接產生作用 (Palmen & Newton, 1969)，因此我們將大範圍之環境先做分析，以檢查環境是否處於有利條件。

由天氣圖顯示，鋒面在華南一帶，距離本省甚近 (圖 1)。從探空分析可以看出台北及東港已存有潛在性不穩定，地面觀測報告顯示在 1 日 1800L 本省西部各地均有薄霧存在，低層之水汽因而甚大，以台北松山之報告為例溫度為 25°C 露點為 23°C，而天空狀況大部為裂雲。

圖 6、為 1 日 850mb 及 700mb 2000L 之氣流綫圖，圖中可看出在台灣鄰近地區均有輻合之現象，尤其是 850mb 本省西方不論風向與風速和輻合條件都相吻合。

## (二) 台灣及附近地區之垂直運動

除上述外筆者等亦計算垂直運動以查驗除水平之輻合運動外是否有垂直方向的運動與其相配合，圖 7 是利用計算垂直運動之區域，計算方法採 Ninomiya (1974) 以連續方程式估計之：

$$\bar{\omega} = \int_P^{P_0} \nabla \cdot \bar{V} dP$$

$\bar{\omega}$  代表該區之平均速度， $\nabla \cdot \bar{V}$  可以下式估計，

$$\nabla \cdot \bar{V} = \frac{1}{S} \oint \bar{V} \cdot d\vec{\ell} = \frac{1}{S} \sum_i V_n L_i$$

其中 S：計算時所用之面積

$L_i$ ：每邊之邊長。

$V_n$ ：垂直於  $L_i$  之風分量。

詳細之計算步驟參閱林等 (1982)。圖 8 是該區垂直速度時空剖面圖，圖中可以看出在 850mb 以上均為上升氣流，而當鋒面通過本省時，2 日 0800L 之垂直速度從底層至上層均為上升運動，從各地的地面天氣報告顯示，除東部少數地區全省均在下雨，至 2 日 2000L 上升運動區域高度減低；本省各地降雨區域也減小，中南部大部分停止下雨，偶有地區間歇性下雨。

從以上輻合場與垂直運動之分析，環境場對於本個案皆居有利之條件，尤其當鋒面接近本省再加上太

平洋高壓的西南暖濕氣流帶來豐盛之水汽更適合雷雨之發展 (Miller 1972)。

## (三) 垂直風系剖面分析

風系之變化可以顯示大氣之變化情形，尤其是大範圍風系改變或一深厚大氣層風系的改變均表示氣團將由一個系統轉變為另一種系統之徵象。本個案中恰巧桃園加放一次 1400L 之探空，對於資料分析助益甚大，圖 9 為 1 日 0800L 至 2 日 2000L 總共五次探空之資料剖析，由圖中可以看出 1 日 700mb 以下低對流層大氣之風向均有偏東之風，2000 呎至 4000 呎之風速超過 20 KTS，隨著高度風速逐漸減小，6000 呎致 10000 呎風速減至 10 KTS 以下，至 6000 呎風向始轉為西風，風速也隨高度增加，1 日 1400L 之探空 700mb 以下之整層偏東之風系不復存在，均轉為西南風，風速也由低層向上增加，而低層之西南氣流有利水汽與溫度之增加，1 日 2000L (鋒面尚遠之時) 與 2 日 2000L (鋒面已過台灣北部) 垂直風速之梯度均較 2 日 0800L (雷雨停止之 3 個鐘頭內) 風速垂直梯度為大 2 日 0800L 至 25000 呎風速仍未超過 30 KTS

，此為雷雨過程中將大氣上下層能量混合的結果，因此風之垂直分佈也較緩和 (廖, 1968)，梯度也較小。由 2 日 2000L 低層風向可以看出在 8000 呎以下從偏西之風又轉為偏東之風，可以推論鋒面在 2 日 0800L 以後始通過台灣北部，鋒面通過後，強風區亦移入本省，同時 50 KTS 強風區降低至 25000 呎。

## (四) 衛星雲圖分析

從各測站之地面觀測報告顯示本省產生雷雨或降水之起始時如圖 5 所示，黑色區為下雷雨之時間，斜綫為下雨之時間，空白代表未降水，從圖中可以發現似乎像有波動向南傳。桃園雷雨發生時間最早，於 2 日 2 點 5 分下雷雨，岡山在 5 點 45 分下雷雨，如果其為向南傳播之擾動，則速度相當驚人約達 25 m/sec。Bergeron (1954) 曾經分析於冷鋒前有鮑綫之產生，且移動速度甚快。Browning (1968) 以 Doppler 雷達分析鋒面，發現在暖鋒區內會有數條平行風場之雲帶，同時在雲帶內會有強烈之雷雨胞產生。Yan-agirana (1961) 亦發現在上述之雲帶附近也有強烈

之對流雲沿著雲帶移行。由於資料不夠完整未能斷言本個案所產生之雷雨是否為飢綫所致，從衛星雲圖(圖10)顯示，真正之冷鋒於2日0800L尚未正式通過本省，但鋒前有一條甚亮之雲帶，在2日0500L雲帶尾端恰位於本省之北端，而本省西南端及其鄰近海面上有一塊發展甚為明亮之雲層，此為雷雨所發展之雲塊，從雲圖中不能斷言南部與北部產生之雷雨系統是否為同一種擾動所致，但從兩張雲圖比較可以看出系統向東南移動。

#### (五) 垂直穩定度

從各地的觀測報告可以瞭解雷雨非局限在某一地區，從北至南均有，但產生之先後時間有所不同，北部較南部為早，因此我們將北部與南部之探空做剖面分析；雖然用作剖析雷雨解析度有感不足，但是在本文中可以瞭解當鋒面通過前與通過後大氣之穩定情況以及在雷雨產生前產生後環境之變化。

圖11至圖13為北部及南部之探空分析，北部0800L用桃園之探空報告，2000L用板橋之探空報告，南部均用東港之探空報告。(其中1400L為桃園加放之探空)，圖11為 $\Theta_e$ 之時間剖面圖，圖中可以看出在鋒面通過前與通過後低層大氣均為不穩定，因此環境之潛在不穩定有利於對流之發展，因而在鋒面通過前環境場對於雷雨提供了極佳之有利因素，而鋒面通過後潛在不穩定亦有利於降水之產生，從 $\Theta_e$ 之分析北部大氣穩定度較差，因此雖然鋒面過後北部仍然持續下雨，而南部僅偶爾有間歇性之下雨。圖12為混合比(mixing ratio)與溫度露點差之剖面圖，首先要產生雷雨其必要為水汽量充足，相對濕度大，否則根本無法產生雷雨。混合比顯示空氣中含水汽量之多寡而溫度露度差顯示空氣之飽和情況。圖13中低層水汽量大接近飽和同時從圖11中可以看出具有潛在性不穩定，如稍有擾動極易成長，而西南氣流又不斷的供應暖濕之空氣，由圖12可知底層之水汽量充足，在2日2000L因降水之關係空氣之水汽量稍呈減少。桃園在1日1400L之資料顯示在熱低壓之時未降水之前水汽反而最充沛。北部之水汽含量在降水過後高層有增加之趨勢，顯示低層與高層之大氣有相互混合之情形，在2日2000L此情況較明顯。當鋒前抵達本省冷空氣亦源

源而至，空氣溫度降低而有趨向飽和之趨勢。1日0600L北部因溫度增加，導至低層之水汽飽和程度減少，但是當雷雨過後暖低壓消失，加之冷鋒移入，整個大氣均又有接近飽和之情形。

#### 四、結語

由上述之分析，可以看出，在鋒面來臨前北部之熱低壓扮演特殊之角色，有必要在做進一步之研究，同時低層之潛在不穩定與大範圍之垂直輻合運動對於雷雨之產生皆提供了最有利的環境，由於觀測網之限制以及觀測儀器之缺乏中尺度氣象之各種現象仍有待今後之努力，希望能在最近的將來能有所改善。

#### 致謝

本文承蒙主任劉上校廣英多方指導與督促得以完成謹致衷心之感謝。

#### 參考文獻

1. 空軍氣象聯隊 1979.4 台灣暨外島氣候概況 (1964-1976).
2. 林沛練，徐天佑，蔣佑良，1982：冬季雷暴之個案分析。1982年中央氣象局中範圍天氣研討會論文彙編。
3. 廖學益，徐明同，1978：近年來國外梅雨研究之評介。台灣地區災變天氣研討會論文彙編，P 108-144.
4. Bergeron, 1954: The problem of tropical hurricanes. *Quart. J.R. Met. Soc.*, 80, P 131-164.
5. Browning, 1968: Air motion and precipitation growth in a wave depression. *Quart. J.R. Met. Soc.*, P 288-309.
6. Cotton, W.R., George, R.L., & Wetzell, P. J., 1981: A long-lived mesoscale convective complex part I-the mountain generated component. PP 61.
7. Miller, R.C., 1972: Notes on analysis and severe-storm forecast procedures of the Air Force Global Weather Central. AWS Technical Report 200(Rev).
8. Ninomiya, K., 1974: Bulk properties of cumulus convections in the small area over kuroshio region in February 1968. *Jour.*

Met. Soc. Japan, Vol. 52, NO. 2, P188-202.  
 9. Palmen, E. & Newton, C.W., 1969: Atmospheric circulation systems. Academic Press, New York, PP 603.

10. Yanagisawa, Z., 1961: An analysis of stationary rainbands as observed by radar. Paper in Met. and Geophys., 12, P 294-309.

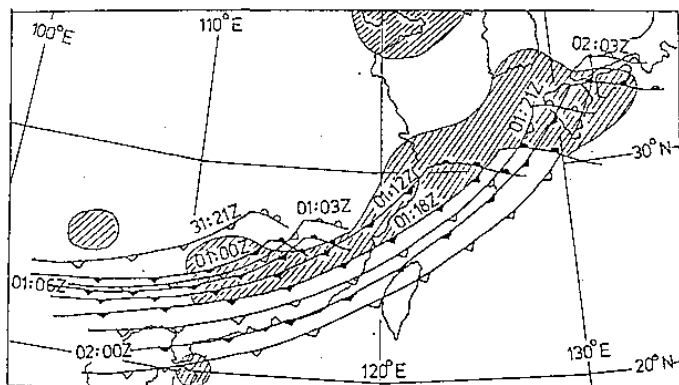


圖 1：1981年 11 月 1 日至 2 日之鋒面運動圖。斜線區為本省發生雷雨前之降水區域。

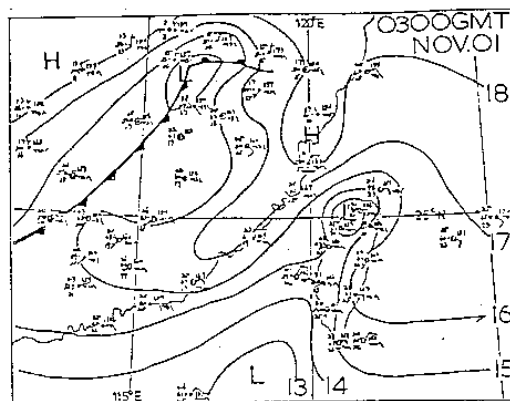


圖 2：1981年 11 月 1 日 0300 z 地面天氣圖。

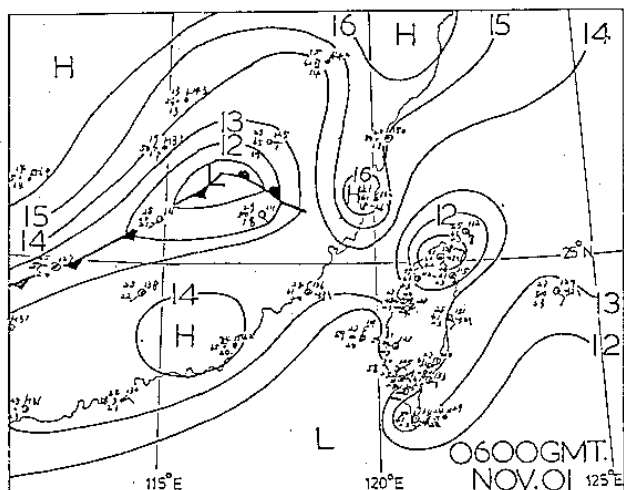


圖 3：1981年 11 月 1 日 0600z 地面天氣圖。

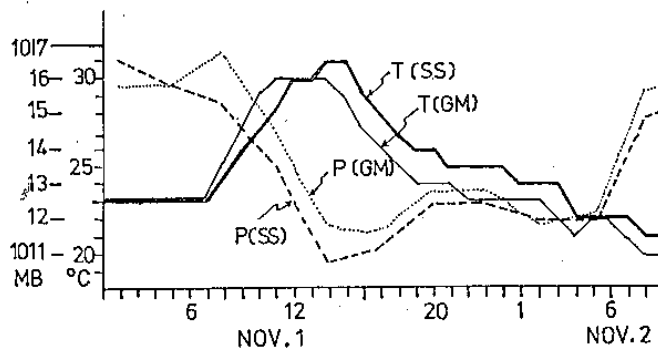


圖 4：1981年 11 月 1 日至 2 日氣壓與溫度隨時間化曲線圖，粗綫代表松山，細綫代表桃園。

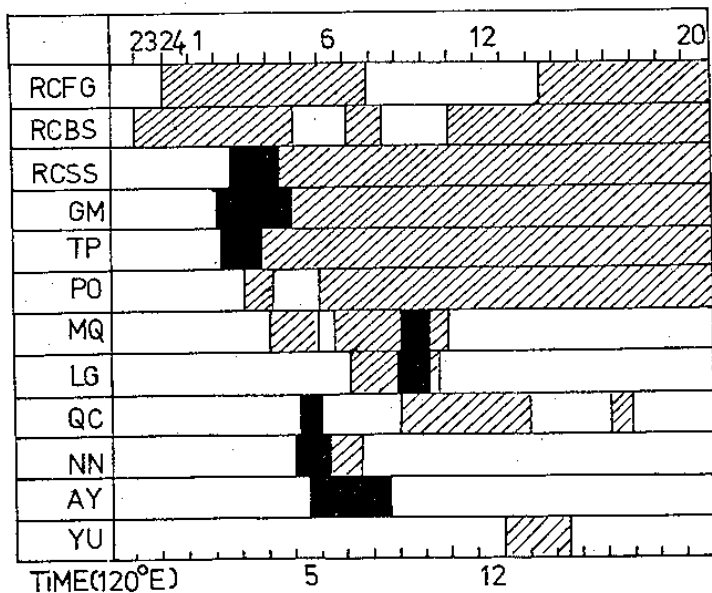


圖 5：1981年 11 月 2 日台灣區降水與雷雨時間(地方時)分佈圖，斜綫區為降水，黑色區為雷雨。FG(馬祖)，BS(金門)，SS(松山)，GM(桃園)，TP(中正機場)，PO(新竹)，MQ(清泉崗)，LG(台中)，QC(馬公)，NN(台南)，AY(岡山)，YU(花蓮)。

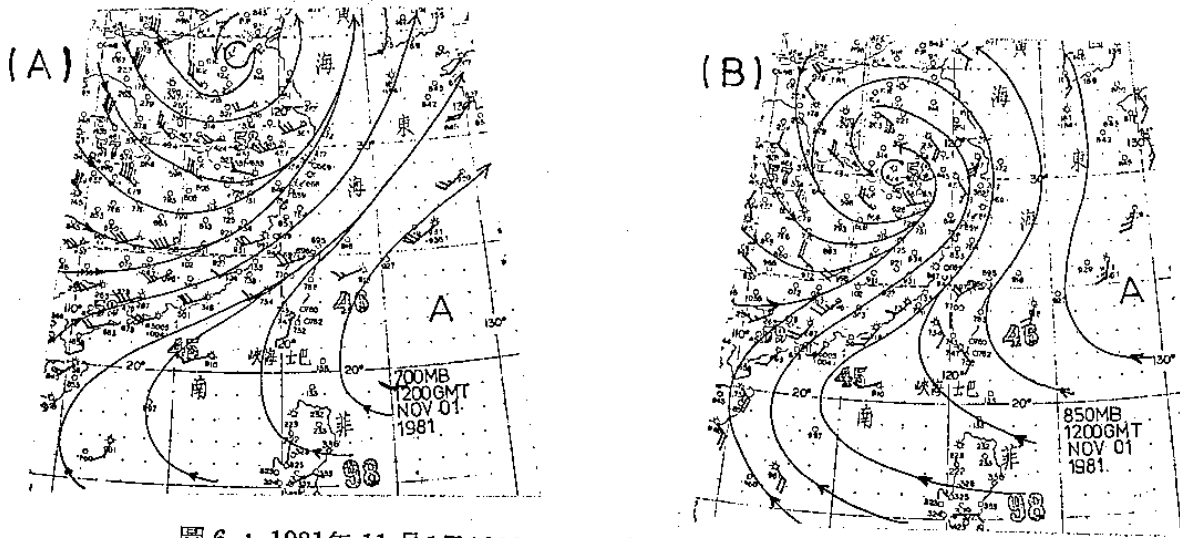


圖 6：1981年11月1日1200 z 700mb (A) 及 850 mb(B) 氣流綫圖。

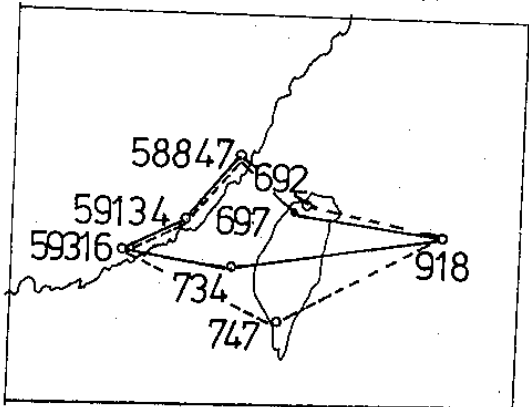


圖 7：計算垂直運動所涵蓋之區域圖，00 z用實綫面積，12 z用虛綫面積。

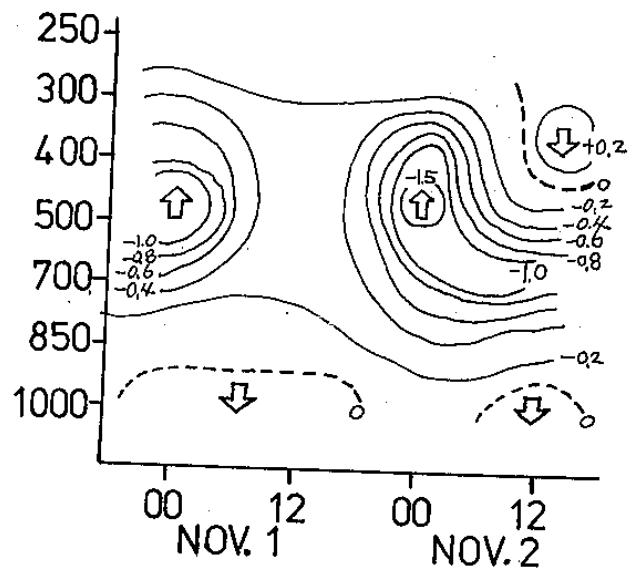


圖 8：垂直運動圖，↑及負號表示上升運動，↓及正號表示下降運動，單位 ( mb/hr )。

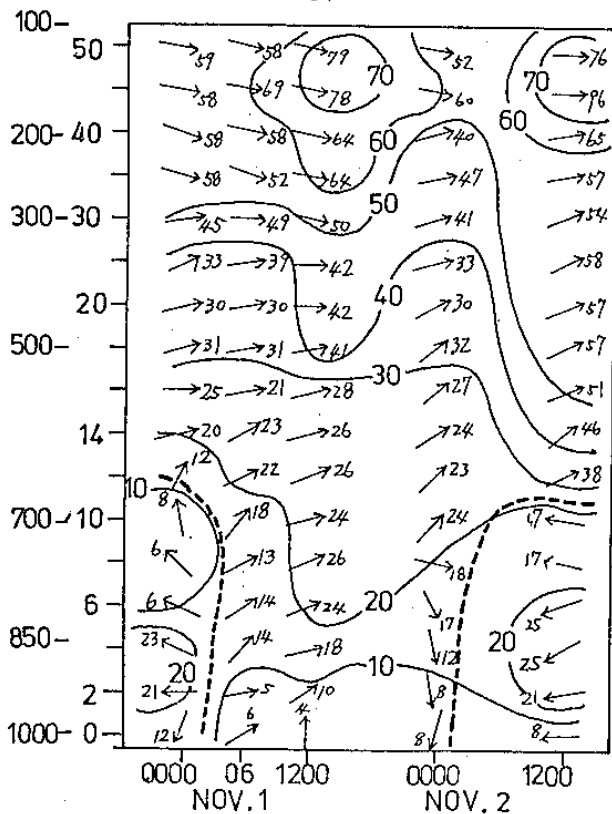
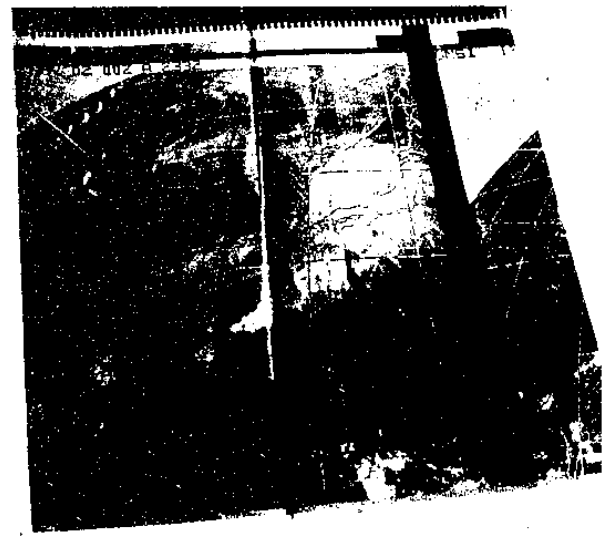
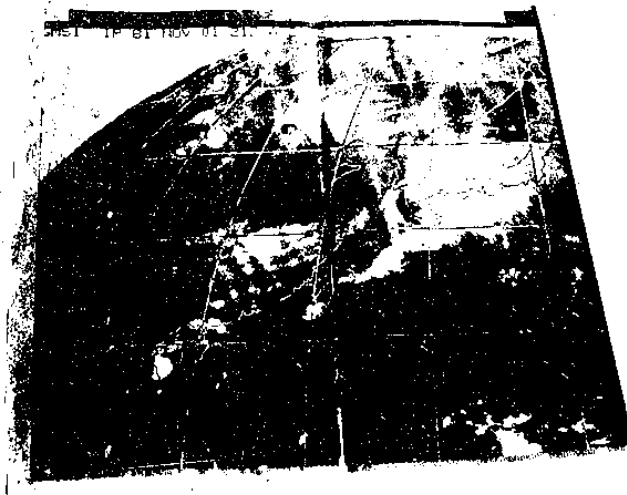


圖 9：1981年11月1日至2日桃園(002 z)與板橋(12 z)之高空風剖面圖。風速單位KTS，實綫代表等風速綫，虛綫代表東西風之分界綫。



(A)



(B) 圖10: GMS - 2衛星雲圖(a) 1981 . 11 . 1 . 12 z (b) 1981 . 11 . 1 . 21 z (c) 1981.11 . 2 . 00 z

(C)

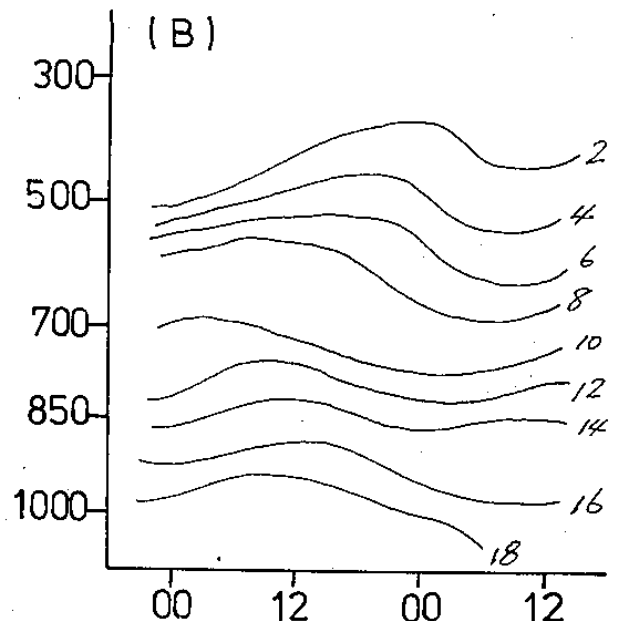
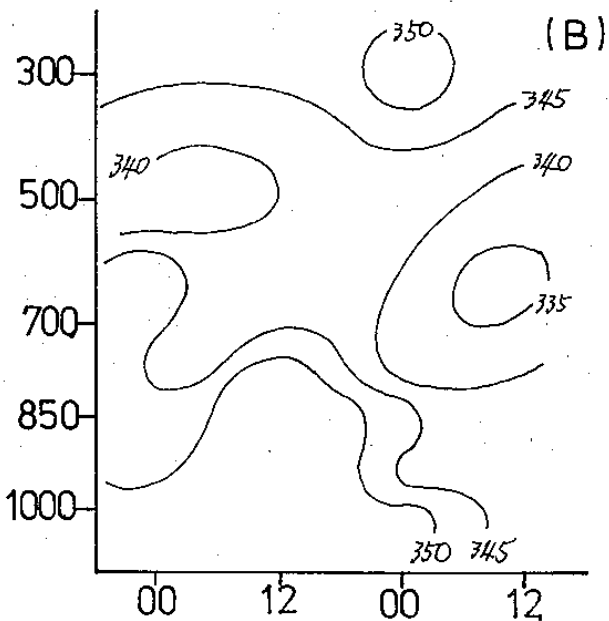
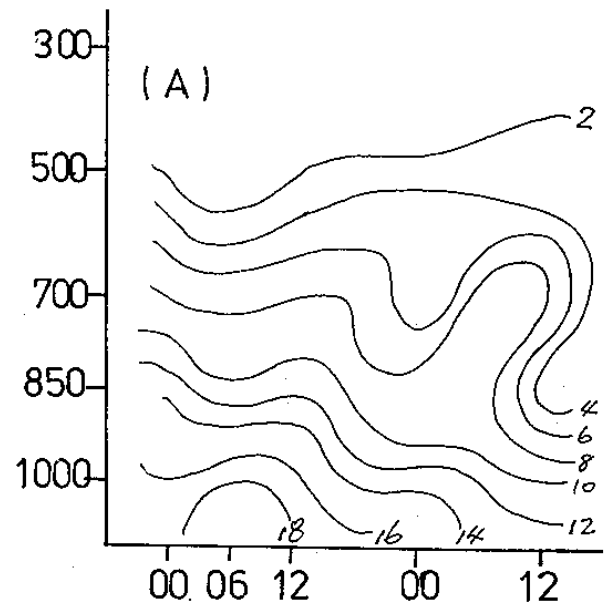
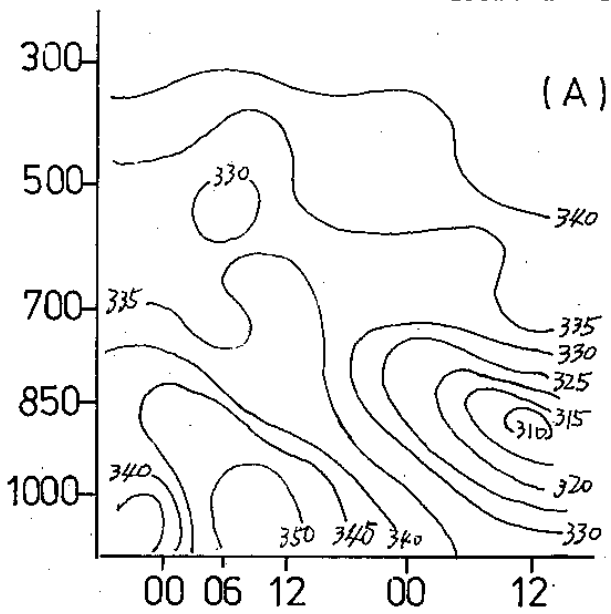


圖11: 1981年11月1日至2日 $\theta$ 。(相當位溫)垂直剖面圖, 單位 $^{\circ}K$ , (A)北部(00z桃園, 12z板橋)(B)東港。

圖12: 混合比重垂直剖面圖單位  $g/Kg$ , 其餘與圖11同。

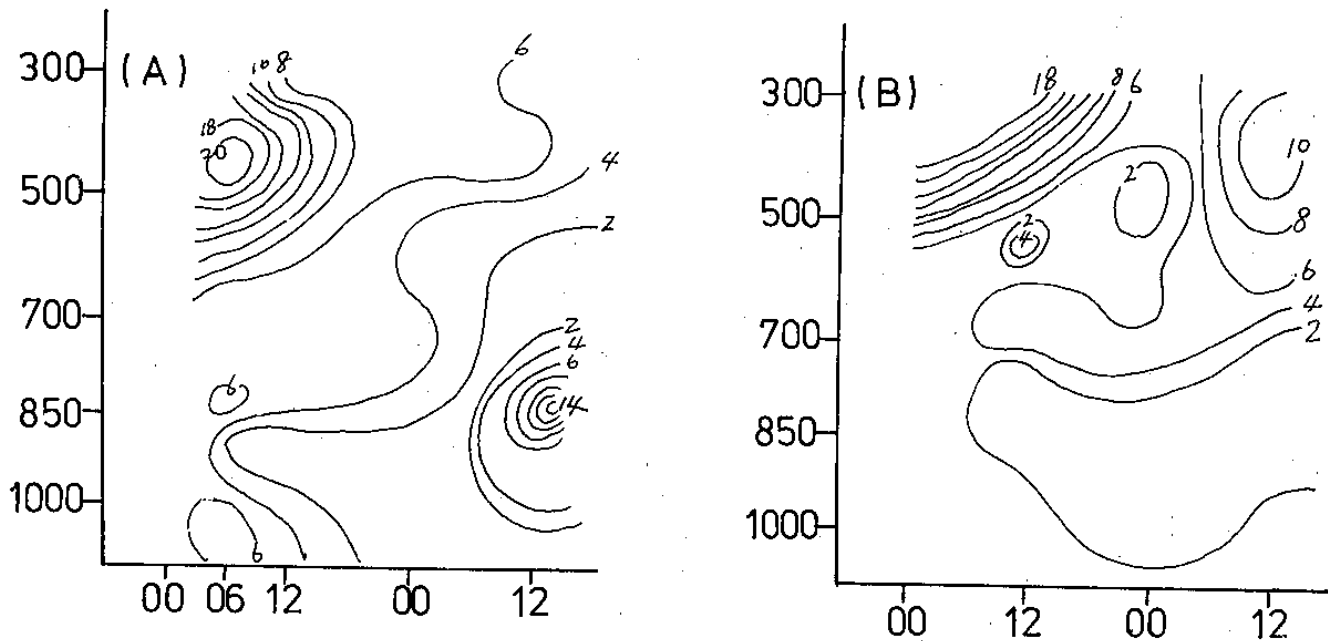


圖13：溫度露點差垂直剖面圖單位°C，其餘與圖1同。

## - A Case Study -

### The Disturbance System in Mesoscale Domain

Tian-Yu Shi

Wei-Chyuan Shieh

Keh-Chyang Heh

Weather Central, CAF

## Abstract

In winter time when a cold front comes through any regions it not only brings some precipitation on that area, but also combines with thunderstorms. Last year (1981) we have such a case on 11.1 to 11.2. In that period thunderstorms generated in the vicinity of the front. According to the reanalysis of the data we find that preceding the cold front there is a thermal low with large area convergence over north Taiwan, both of them are in favor of the thunderstorm activity.

