

氣象雷達對鋒面雷雨分析之研究

戴蔭俠 郭兆憲 劉建忠

摘要

利用氣象雷達觀測所得資料，分析影響台灣地區鋒面及颱風的中小尺度結構及其演變經過，是重要的。因此特殊現象常伴有強烈降水、強風、冰雹及雷電，對民生經濟有重大影響。本文研究係以氣象雷達之觀測回波，對經過台灣地區之鋒面，以1984年3~5月中觀測較顯著的6個鋒面雷雨個案，依其生成之降水、雷雨胞的結構及發展、消失的過程，配合台灣地區各測站地面觀測資料、探空分析、各區域天氣圖，分析鋒面雷雨移動速度、鋒面位置與坡度，並討論鋒面前緣變區之中尺度擾動的特性，以增進對中尺度系統存在時天氣狀況之了解。

一、前言

氣象雷達用於觀測颱風、龍捲風、雹暴、鋒面、颱風、雷雨、陣雨等特殊劇烈天氣，可提供解析度高的降雨胞結構，對鋒面及颱風方面有相當明顯的指示，觀測的時間可因發生天氣的情況需要，隨時觀測，以決定其正確位置、分佈之廣狹、強度之大小與高度，分析其立體結構和劇烈程度，並追蹤其移動方向，測算鋒面坡度，移動速度，彌補傳統測站時間及空間解析度之不足，幫助我們對中尺度天氣系統之了解，協助預報員對此特殊天氣發生時刻之掌握。

欲以天氣圖上，能代表鋒面性質的某些因子，定出在某種情況下，冷鋒上將產生何種天氣似乎亦和以某些因子決定暖鋒天氣一樣難以捉摸。近來來，氣象雷達被普遍應用，Austin and Blackmer (1973) 利用氣象雷達觀測資料，調查研究經過麻省波斯頓的冷鋒與其降水型態之關係，在雷達幕上可顯現之降水情形，可分為孤立陣雨、帶狀和大區域 (masses) 等三種；Browning (1978)、Fritsch and Rodgers (1982) 提出如何利用雷達回波資料，協助預報員瞭解及預報雷暴移動的速

度。我們更可瞭解地面天氣圖上有代表冷鋒之藍線，即連帶認為有某種固定天氣發生，乃為不切實際的，因此利用氣象雷達回波資料，分析鋒面特性，以決定其位置及可能發生的時刻與天氣型態是必要的。

二、觀測與分析

台中氣象雷達實施每天24小時觀測，雷達涵蓋範圍包括台灣西部、台灣海峽及大陸東南沿海地區，若有回波明顯，組織良好的個案，除正點觀測外，視需要隨時觀測，以拍攝雷達回波照片，拍攝內容以測距230公里，仰角 0° 及 2° 拍攝不同衰減(6D、12D)之PPI(平面位置顯示器)及RHI(測高顯示器)。由回波圖配合地面及高空綜觀天氣圖、探空資料、測站特殊觀測資料，以研究鋒面、雷雨、颱風之天氣特性。自1984年3月至5月，氣象雷達觀測到鋒面雷雨系統有6個個案，大略可分為：(1)台灣海峽、台灣北部地區強烈降水(3月19日)，(2)台灣地區普遍明顯降水(4月19日)，(3)台灣南、北部地區強烈降水(4月21日)，(4)台灣北部地區強風(4月5日)。

根據 Sansom. H.W 研究，陣雨與雷雨之分別

，乃在其雲雨中，是否發生閃電而定，其高度至少達 -20°C 以上，台中氣象雷達即以馬公探空資料分析所得 -22°C 之高度，做為編報雷雨之依據，超過此高度以上即編報雷雨，未達此高度為陣雨。由觀測發現之陣雨回波可經一段時間或移動一段距離而成為雷雨胞，當雷雨係由鋒面所引起時，雲雨帶中可包含無數個雷雨群。飢線 (squall line) 為由雷雨所引起隔離下降氣流與暖空氣間之強烈輻合風變線，其為雷雨系統之準線性分布組合，很有組織的對流系統，一般均發生在氣旋暖區，移動速度往往比鋒面快速；若不發生在暖區內時，則飢線與伴隨之雷雨亦均發生在地面鋒面之上的暖空氣內。因其風切線幾與溫度下降區一致，故在地面上，其特徵恰似冷鋒，但因其一般在暖空氣內發展移行，與真正鋒面為不同氣團交界面有別，其前線常稱為假冷鋒 (pseudo cold front)，假冷鋒在地面上最大，風切向上減小，在850 mb已很微弱，700 mb上已不可辨認。

氣象雷達觀測雷雨高度之升降，顯示此區雷雨正增強或衰減中，鋒面中雷雨群在氣象雷達RHI上所呈現之回波狀態 (圖1-a、b)，高度顯示非常峻峭，回波強，最高雲頂高度可達五萬呎 (15公里)，層狀降水所呈現的回波狀態 (圖1-c)，均勻、寬廣，平均高度甚少超過2萬3千呎 (7公里)。

氣象雷達回波配合穿過界面風之垂直剖面圖分析，為決定鋒面位置之最佳必要條件，風之變化典型為穿過冷鋒時，風隨高度而逆轉；穿過暖鋒時，風隨高度而順轉。Sansom氏對冷鋒調查中，發現穿過冷鋒帶，風隨高度之改變與地面上所伴生之天氣特徵有明確之關係，圖2a為上滑鋒所伴生之垂直運動與雲系，當上滑鋒過境時，每伴有範圍廣泛之大雨，且於鋒面過境後，穩定降水仍可持續若干時間，轉暗緩慢；高空風隨高度微弱順轉，500 mb之風向與界面之交角甚小，約為 15° 。圖2b為下滑鋒所伴生之垂直運動與雲系，下滑鋒面所造成之天氣，為時短暫之小雨，並且當鋒面過境後，天氣迅速轉佳，風隨高度急遽順轉，500 mb之風向

與鋒面所成之交角平均約為 42° 。

表1為1984年3月至5月氣象雷達觀測鋒面雷雨所得個案表，由表中瞭解其降水量及衰減情況與雷雨發生之久暫。表2為1971至1982年1至5月份台灣中西部鋒面雷雨統計，由表中可知，每年發生鋒面雷雨次數甚不規則，以1~2月最少，顯然與每年整個大氣環流運動有相當關係。

三、鋒面雷雨個案分析

針對3月19日、4月1日、5日、19日、21日及5月16日氣象雷達觀測到較有系統的鋒面雷雨，詳加分析與研討鋒面前緣暖區之中尺度擾動的特性，此幾個個案，明顯指出台灣地區，尤其台灣中北部，在一天中經歷冷鋒前與冷鋒後兩種不同的天氣現象。今僅提出3月19日、4月5日及4月19日~21日等三次個案分析以為參考。

(一) 1984年3月19日鋒面雷雨分析：

1. 綜觀天氣系統

1984年3月18日20時 (時間指地方時) (圖3a)，冷鋒自江蘇東部向西南延伸至廣東省北部，鋒面與中央山脈之夾角約 30° ，鋒面距本省中部約500公里，距台北約450公里，6小時後 (圖3b, 19日02時)，低壓顯著發展且向東移動至日本南方海面，冷鋒南下至大陸東南沿海，鋒面距台中約270公里，距台北約250公里，平均鋒面每小時向東南移動38公里，12小時後 (19日08時，圖3c) 鋒面已達台灣西北部，鋒面與中央山脈夾角增大約為 50° ，3月19日08時500 mb (圖3d) 高空槽線與地面鋒面配合，由等溫線顯示為冷槽，700 mb強風軸線經過本省北部，850 mb為暖脊，有西南來之氣流輸送暖濕空氣，低層水汽向上擴散，凝結釋放潛熱，增加不穩定性。

2. 氣象雷達回波及中尺度分析

當鋒面位於台灣海峽時，由氣象雷達回波加以分析，19日0640 L (圖4a) 鋒面雲雨區位於台灣西北部海面，以每小時20公里速度向東 (080°) 移動，平均雲頂高度2萬4千呎，0740 L (圖4b) 此雲雨區已移至新竹宜蘭一帶，平均雲頂



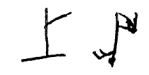
高度為2萬6千呎 (8公里)，顯示雲頂高度及降水強度在增強中。0940 L (圖4c) 雲雨區以每小時10公里速度向北北東 (030°) 移動，平均雲頂高度2萬3千呎，已在衰減中；而在距台中西北最近處80公里海峽上，可發現有新生成之鋒面雲雨區，由1040—1140 L (圖4d、e) 位於台灣西北部之雲雨區向東南移動至中央山脈後衰減消失，而位於台灣海峽上之鋒面雲雨帶，平均雲頂高度2萬5千呎，移至距台中西北45公里近似滯留，1340 L (圖4f) 雲雨帶增強，平均雲頂高度2萬8千呎，以每小時4公里速度向東 (100°) 移動，台灣中北部均有顯著雷雨發生，至1940 L (圖4g) 顯示雲雨帶以每小時4公里向北北東 (030°) 移動，強度並無衰減，至2040 L (圖4h)，此雲雨帶以每小時10公里向東南 (140°) 移動至台南後逐漸衰減而消失。經整理氣象雷達回波發現 (圖5a、b)，鋒前雲雨帶於0640 L與中央山脈約成 60° 交角，於1040 L與中央山脈約成 45° 交角，至2040 L鋒面移至南部時之交角約 30° ，同時可發現鋒面在海峽上移動速度較快速，當移至陸地後速度顯著減小。

由3月19日台灣中西部鋒面雨量逐時變化 (圖6)，在8至24時桃園總降雨量78.6 mm，以14時之降雨量25 mm為最多，次為15時之16 mm；新竹地區總降雨量為49.2 mm，以16時21.3 mm最多，17時為18.8 mm；台中以南，由氣象雷達回波顯示，鋒面雲雨帶已衰減，尤其嘉義以南雖偶有雷暴，並無降水情況。從雷達顯示，在台灣西北部海面之回波強度較強且持久，其降水量應該要比桃園、新竹地區為多。

圖7為3月19日台灣西部地面逐時天氣變化，由此顯示鋒面經過前後不同之天氣現象，台北地區於1038 L風向轉為 290° 陣風38 kts，0736 L桃園、0701 L新竹陣風 $250^{\circ}/28$ kts，此陣風顯然由在暖區內之鋒前飢線所引起。鋒面於11時過境桃園，12時通過新竹，15時通過台中後因在冷鋒尾端，強度轉弱，中尺度擾動振幅較小，致無明顯降雨發生。而新竹以北地區，鋒面過境

前西南氣流強，平均18 kts，携來豐富水汽，使北部地區於鋒後約3小時有明顯之降水。經檢視3月18—19日桃園上空相當位溫變化，可知在鋒面通過前 (18日08時)，低層大氣 (950—850 mb) 南風分量增加至18 kts，強烈的南風帶來高冷潮濕的空氣，使得900—700 mb間的相當位溫 θ 急遽增加，650—600 mb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950—600 mb間大氣中產生對流不穩定 ($\frac{\partial \theta}{\partial P} \sim 20^{\circ}\text{K}/300\text{mb}$)，當3月19日11—13時，鋒面通過桃園、新竹時，將對流不穩定層之鋒面強迫上昇，誘使強烈對流生成，造成台灣西北部地區明顯降水。圖8a為3月19日08時桃園探空位溫圖，在底層有界面逆溫存在，低層水汽含量豐富，500 mb高層顯得乾燥；當日20時桃園在940—830 mb有界面逆溫存在 (圖8b)，風隨高度逆轉，進入冷空氣範圍。

(二) 1984年4月5日鋒面雷雨分析



1. 綜觀天氣系統：

4月5日02時地面鋒面由日本南部向西南延伸經福建至廣東南部一帶 (圖9a)，此鋒面移動快速，於6日02時鋒面過境台灣地區移至巴士海峽，有暖濕空氣向北伸 (圖9b)。而700 mb在大陸東南沿海與台灣區有一強風軸通過，且台灣有一溫度槽，顯示中對流層有乾冷空氣下沉，並且有強風帶向下傳送能量。在4月5日20時桃園位溫圖 (圖10)，低層有暖平流，高空有冷平流，950—850 mb有界面逆溫存在。

圖11為4月5日台灣西部地區逐時天氣變化，12—13時台北、桃園、新竹、台中以北地區出現罕見的飢線現象，強風達到8—10級，且有閃電和雷雨，1225 L桃園陣風達34 kts，1255 L台北陣風達45 kts，1201 L新竹陣風34 kts，1210 L增至50 kts，台中於1240 L為26 kts，此強風主要是因台灣北方海上鋒面即將接近台灣北部地區，當此鋒面快速移動時，接近地面部份因受地面阻力，速度減慢，而鋒面上層部份則向前突出，鋒面前緣極端不穩定的暖濕氣流引起雷雨胞、

此雷雨兩結合形成“鬮線”(squall line)，而帶來強烈陣風、閃電和大雷雨，並有極強的下沉氣流(down draft)，大約持續20分鐘。當鬮線形成後，其組成元素(即雷雨)與大型孤立雷雨特徵大部份相同，高壓區由冷空氣靜力效應而來，冷空氣乃由下降氣流產生，由高壓區外流，此外流冷空氣與鄰近雷雨之外流相遇併成較大之長形圓頂冷空氣，地面風則由伴隨鬮線之高壓區輻散，有很強的跨越等壓線分量，此乃因空氣在強氣壓梯度區存留時間太短，使柯氏加速未能有效作用於空氣塊，以一般觀測為例，氣壓高出環境之量 ≈ 2.5

mb，近似之伯努力關係為 $\frac{\Delta P}{\rho} = \frac{\Delta V^2}{2}$ ，則空氣塊由高壓區移至低壓區，將有 $18 \sim 28 \text{ ms}^{-1}$ 之速度，一般因受摩擦作用，風速較小，但局部強風仍可發生。陣風鋒面(gust front)即風向大轉變及風速增加，下降氣流通常源自中對流層，該處通常風速很大，當此空氣下降時，將高動能空氣下傳至地面。由風向的急遽改變，明顯的看出鋒面過境時間，4月5日馬祖是15時，桃園17時，新竹18時，台中及金門是19時。

圖12a、b、c，分別為桃園、新竹、台中三站4月4~5日之氣溫與氣壓逐時變化圖，由圖可知鬮線通過前氣壓和溫度均上升至最高，鬮線通過後均同時下降；鋒面過境前氣壓下降，氣溫較高；而鋒後氣溫下降，氣壓回升，隨後進入冷空氣之天氣型態，此與古典的鋒面模式(Bergen school 模氏)的觀念是一致的。由桃園、新竹之氣壓和溫度之變化與台中做一比較，台灣北部與中南部之中尺度擾動，具有不同的特性。

2 氣象雷達回波分析：

鋒前鬮線於4月5日06時發現位於大陸東南沿海(圖13a)，平均雲頂高度2萬8仟呎，5日07時(圖13b)以每小時22公里向160度移動，0803L(圖13c)以每小時12公里向120度移動至台灣西北部，平均雲頂高度2萬9仟呎，06時中正機場出現 $250^\circ/35 \text{ kts}$ 之陣風，於08時發生雷雨；當鬮線移至新竹地區(圖13d)，

0825L發生雷雨，陣風達24kts，台北於0845L發生雷雨陣風28kts，於0903L回波衰減，北部地區風速減小，雷雨停止(圖13e)。此鬮線之雷達回波不甚均勻、強烈，致未造成北部地區極強之陣風。(註：雷達測站東方白色為山區回波，實際觀測編發電碼所繪之雷達圖較雷達攝影之照片為寬廣，原因是攝影照片乃經衰減而拍攝其回波最強部份)。

0940L從雷達觀測發現，另一鋒前鬮線生成於大陸沿海(圖13f)，距台中最近180公里處，平均雲頂高度3萬5仟呎，金門地區發生雷雨，陣風22kts；1008L此鬮線移至距測站150公里(圖13g)，約28分鐘向東移動30公里；1033L移至距測站122公里(圖13h)，回波增加，移動速度增快，在25分鐘內，向060度移動28公里；1057L移至距測站90公里處(圖13i)，在24分鐘內，向050度移動32公里；1139L移至距測站40公里處(圖13j)，在42分鐘內，向060度移動50公里；1206L移至距測站5公里處(圖13k)，在29分鐘內，向050度移動35公里，北部地區分別發生強風，台北45kts，桃園34kts，新竹50kts，此鬮線在雷達回波上明顯而強烈，其前緣分布均勻，造成強烈陣風出現。

1238L移至測站時鬮線回波減弱(圖13l)，且呈分散不完整，台中僅25kts陣風，鬮線並無繼續南移，致測站以南均無強風出現。由0940L發現此鬮線至1238L觀測時(圖13f-l)，此鬮線總計在178分鐘內移動180公里，至為快速而強烈，造成台灣北部罕見的「鬮線」強風。

圖13m 1536L因鬮線強烈，顯示主冷鋒活躍性反較微弱，此兩者動力作用彼此關連，平均於18時冷鋒過境台灣北部地區，風向轉為北來風有雨，變為冷空氣之天氣範圍。

(三) 1984年4月19及21日鋒面雷雨分析

由4月19日地面逐時之天氣變化圖(圖14)可見，鋒面於03時通過馬祖，05時經過北部地區，06時經過中部地區，7~9時已達南部地區，此

鋒面由雷達回波顯示雲雨區寬廣，4月19日04~20時台灣地區均有明顯降水(圖15a)。4月21日03~19時，北部及南部地區均有強烈降水(圖15b)。由圖16a顯示4月19日02時鋒面位於台灣北端，新鮮冷空氣與變性冷空氣相遇而後南下與暖濕空氣相遇發生絕對不穩定現象，引發強烈對流，形成雨勢較大的暴雨，此暴雨激發上升運動，致降水可延續時間並擴大區域。20日02時鋒面已通過台灣地區位於巴士海峽(圖16b)，至21日02時(圖16c)在大陸東南沿海有氣旋波動生成，而位於巴士海峽之鋒面尚未遠離，暖濕空氣的抬升，造成顯著降水，圖17a~e為19日、21日馬公、桃園探空斜溫圖，有明顯界面逆溫存在，此鋒面為上滑冷鋒。挪威氣旋模式內之傳統地面鋒面(冷鋒與暖鋒)，基本上可區分成兩類，即上滑鋒(anafont)及下滑鋒(katafront)，上滑鋒即鋒上為上升氣流，下滑鋒即鋒下有下沉氣流，一般降水較少，若冷鋒為下滑鋒，則風向垂直分佈向上急速順轉，且鋒後垂直風分量大於鋒之移速；若為上滑鋒則在地面上垂直於鋒之風分量微弱，且風向僅向上微弱順轉，鋒面移速較平流速度為快。以Sawyer-Eliasseu環流方程，討論溫帶氣旋所伴隨之鋒面結構，初生期氣旋內冷鋒約為東西發展，垂直鋒面之地轉風分量向上增加 $\frac{\partial V_g}{\partial P} < 0$ ，沿鋒面之地轉風分量具有氣旋式風切 $\frac{\partial U_g}{\partial y} < 0$ ，鋒上為下沉，鋒下為上升氣流，此冷鋒屬於下滑鋒型，成長期冷鋒幾呈南北走向，且由風切變形強迫，具有負值沿鋒面溫度梯度 $\frac{\partial \theta}{\partial x} < 0$ 及橫跨鋒面之氣旋式風切 $\left(\frac{\partial U_g}{\partial y} < 0\right)$ ，此為上滑鋒型之冷鋒特徵，其地轉強迫環流為熱力直接環流，在冷鋒前緣及鋒上為上升氣流。與下滑冷鋒不同者為，地面鋒後較弱，西風之上高層西風強勁，故垂直於鋒面之地轉風向上減小 $\left(\frac{\partial V_g}{\partial P} > 0\right)$ 。成熟期冷鋒前有一狹窄暖舌北伸，鋒面上升氣流在前緣垂直向上。

四、結論

(一) 鬮線在氣象雷達回波上呈現連續對流帶而少有胞形結構，此鬮線前緣非常均勻(1984年4月5日)，可是鬮線結構，更常呈現不規則分布，由少數大而強的雷雨及較多數小而弱的雷雨組成，此鬮線(假冷鋒)與真正鋒面，利用雷達回波配合地面逐時天氣變化，則可很明顯的分辨，當測站有假冷鋒過境時，將有風速突增，稱為初陣風(the first gust)及顯著的氣溫下降。假冷鋒移速約為17哩/時，至少有些風暴在某階段，假冷鋒移速較其後風速垂直分量為快。在大部份情況，假冷鋒之風變呈順時鐘向，風變隨高度迅速減小，離地2000呎假冷鋒幾不存在。劇烈風暴並非在廣大的有利區域內隨意發生，而是具有相當組織，僅在有利對流發展的小地區發展。地面冷鋒為產生具有組織之鬮線之機制，而非所有冷鋒均伴隨有顯著的舉升作用，即使有，亦可能鋒前大氣之潛在不穩定度，早已由對流活動所釋放；下沖流之外流前緣對較暖環境空氣之舉升作用，才是風暴維持及發展之主要因子。

(二) 3月19日鋒面分析結果，鋒面在台灣西北海面與中央山脈約成45度交角，從桃園探空分析，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，從桃園相當位溫 θ 。時間剖面分析，台灣北部大氣不穩定，因此鋒面通過時，鋒面帶中之上升氣流，釋放對流不穩定能量，加以受地形迫舉作用造成更多的不穩定能量之釋放，有利於觸發中尺度天氣現象的發生，使北部地區有強烈降水，而南部地區僅有少量的降水。

(三) 氣層存在對流性不穩定，水汽充足而且底層有逆溫存在，加以垂直上升運動，低層高層均有強風帶出現為局部雷暴發展之綜觀條件。鋒面雲雨區中，在雷達回波上成一明顯而強烈之帶狀時，顯示豪雨的機會最大，發現較大且持久之劇烈雷雨幾永遠伴隨強烈垂直風切，而使雷雨環流之上沖流傾斜，不穩定的濕空氣由雷雨前緣進入中心

，傾斜上沖氣流出現在雷雨稍後方。
四鋒面至台灣西北部，若與中央山脈成45度交角，則桃園地區先發生雷雨，約平均20分鐘以後，台北地區始發生雷雨，而新竹地區發生雷雨後，平均約50分鐘後，台北地區才有雷雨發生。

由氣象雷達回波與地面逐時天氣變化配合分析，發現鋒面過境後約1—3小時，在雷達觀測裡出現最強回波，方有較強烈之降水，亦即降雨量最大不在鋒前而在鋒後較強回波之雲雨帶中，回波強度弱表示低層雨勢較小。

參 考 文 獻

- 1 曲克恭、劉廣英、1981：應用氣象雷達之DYIP測定台灣地區豪雨量，國科會研究報告NSC-68M-0202-05。
- 2 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。
- 3 劉廣英、陶家瑞，1980：鋒面雷兩個案分析，氣象預報與分析，第84期，21—29。
- 4 陳泰然，1984：中尺度氣象學，P41、67、80、84。
- 5 Sanders, F. 1969：A mesoscale Cold Front in New England. Mon. Wea. Rev. 97. 729。
- 6 Stone, P.H. 1966：Frontogenesis by Horizontal Deformation Fields. J. Atmos. Sci., 23, 455-465。
- 7 Browning, K.A., 1978：Meteorological Application of Radar, Rep. Prog. Phys., 41, 761-866。
- 8 Ninomiya, K., 1971：Mesoscale Modification of Synoptical Situations from Thunderstorm as Revealed by ATS III and Aerological Data. J. Appl. Meteor, 10, 1103—1121。
- 9 Uccellini, L.W., 1975：A case Study of Apparent Gravity Wave Initiation of Severe Convective Storms. Mon. Wea. Rev. 103, 497—513。
- 10 Danard, M.B., 1966：On the Contribution of Released Latent Heat to Changes in Available Potential Energy. J. Appl. Meteor. 5, 81—84。
- 11 Brunk, I. W., 1953：Squall Line. Bull Amer. Meteor. Soc. 34, 1—9。
- 12 Hane, E.C., 1973：The Squall Line Thunderstorm, Numerical Experimentation. J. Atmos. Sci., 30, 1672—1690。

The Meteorological Radar Research on the Frontal Analysis

Ying-Hsieh Tai Jaw-Shen Kuo Jan-Chung Liu

ABSTRACT

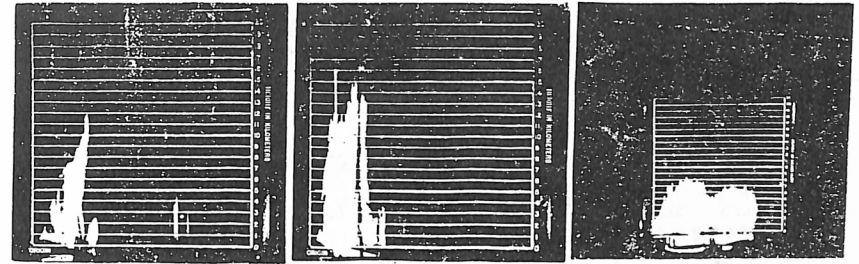
It has been taken for granted that the importance of analyzing the meso & micro intense convective structure and evolution, associated with squall line, by using the meteorological radar echoes is absolutely necessary nowadays.

The hazardous weather phenomenon, such as, down burst, flood, thunderstorm etc, always caused a tremendous damage both on the properties and human beings.

We, in this study, used meteorological radar echoes to investigate 6 thunderstorm cases associated with front passing through Taiwan. In this study, we select the radar echoes during the cases we studied from March to May, 1984, to be our main tool in identifying the evolution, structure and dissipating procedure. And we also used the sounding cross section analysis, surface observation data and traditional weather map to analyze the moving speed, position and the vertical slop of the frontal thunderstorm. From the study, we found a several characters in the mesoscale turbulence on the warm sector of a frontal system. We hope this can give a further understanding on the mesoscale convective system.

表一 73年3~5月氣象雷達觀測所得鋒面雷雨個案表

日期	地區	發生雷雨持續時間(L)	鋒面雷雨發生時			總雨量(m.m)	每小時雨量(m.m)	最大雨量(m.m)	備註		
			風向(度)	最大風速(kts)	時間(L)						
73.3.19	桃園	0736-0933	040	20 G 28	0736	78.6	1355	25.0	台灣西北部強烈降水,至台灣中南部衰減。		
		1201-2200	250	16 G 24	1255						
	新竹	0615-1010	240	16 G 24	0701	49.2	1555	21.3			
		1310-2025	340	16 G 24	1255						
	清泉崗	0805-1020	180	10	0805	1.8	0855	1.2			
1325-1735		200	15	1355							
73.4.1	台中	0910-0930	240	10	1555	6.7	0855	3.6	降水強度由北部至中部逐漸衰減至中南部消失		
		嘉義	2110-2200	030	05					2055	T
	桃園	0731-1140	030	12 G 18	1925	48.7	2055	8.6			
1715-2325											
新竹		0910-1225	170	05	0910				54.0	0955	14.5
		1525-4/2 0600	020	16	1435						
清泉崗	1230-1340	360	12 G 20	1720	11.3	2055	7.4				
	1935-2310	360	15	1935							
73.4.5	台中	1935-2125	350	10	1935	20.3	1955	7.5	1.降水強度至南部已衰減消失 2.鋒前輾線造成清泉崗以北強風。		
		嘉義	2010-2210	020	16					2055	T
	桃園	0803-0925	260	14 G 20	0807	26.2	1255	3.3			
1327-1403		240	34	1225							
新竹		0825-0920	240	18 G 24	0755				28.2	1955	9.3
		1201-2010	250	22 G 34	1201						
清泉崗	1301-1910	290	12 G 25	1240	11.0	1355	7.4				
		270	14 G 21	1301							
	台中	1316-1410	220	17 G 24				1155	6.7	2155	3.7
2130-0140	320	08 G 20	1316								
73.4.19	桃園	0438-0640	200	12 G 18	0455	42.7	0555	22.9	鋒面過境台灣地區後有廣大雲雨區造成全省強烈降水。		
	新竹	0420-0625	270	16 G 24	0510	39.6	0555	32.0			
		030	14 G 20	0555							
	清泉崗	0428-0825	230	08	0425	54.3	1555	15.2			
	台中	0540-0725	150	05	0455	51.5	0655	16.2			
嘉義	0616-0832	330	10	0755	46.7	0855	18.5				
73.4.21	桃園	0210-0708	240	10	1155	37.3	0255	12.7	新竹嘉義地區強烈降水。		
	新竹	0625-0840	030	20	1555	73.2	0355	12.5			
		清泉崗	030	20	1855					10.1	0755
	台中	0810-0940	010	10	1655	28.0	0855	9.0			
	嘉義	0705-1035	360	10	1955	91.4	0855	40.6			
73.5.16	桃園	0537-0710	340	10	0537	13.9	0855	7.1			
	新竹	0444-1040	230	10 G 18	0443	1.8	0655	1.0			
	清泉崗	0726-1110	240	05	0726	32.8	1655	13.0			
	台中	0835-1018	360	20	1655	13.7	0855	7.8			
	嘉義	1005-1325				19.1	1055	16.3			



(a) MAX TOP 40000FT (b) MAX TOP 49000FT (c) MAX TOP 23000FT

圖1 氣象雷達RHI上所呈現之降水回波高度圖

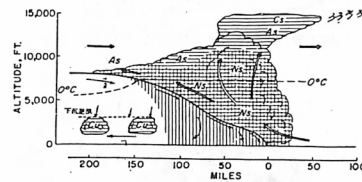


圖2a 上滑鋒所伴生之垂直運動與雲系

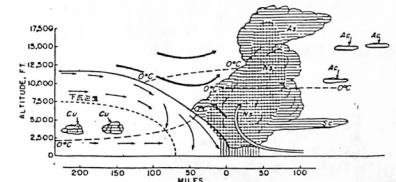


圖2b 下滑鋒所伴生之垂直運動與雲系

1	2				1		1		4
2	0		1				1		2
3	2	1	2	1	3	2	1	7	3
4	2	2	9	5	5	3	1	6	2
5	1	6	3	5	3	4	5	4	1
(M)	60	61	62	63	64	65	66	67	68
	69	70	71	AMT					

表2 台灣中西部鋒面雷雨統計表(1971-1982年)

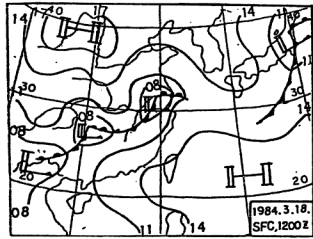


圖3a 1984年3月18日1200Z地面天氣圖

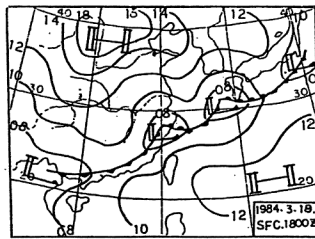


圖3b 1984年3月18日1800Z均面天氣圖

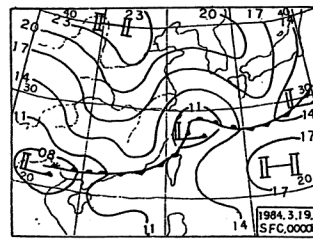


圖3c 1984年3月19日0000Z地面天氣圖

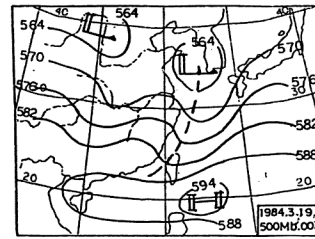
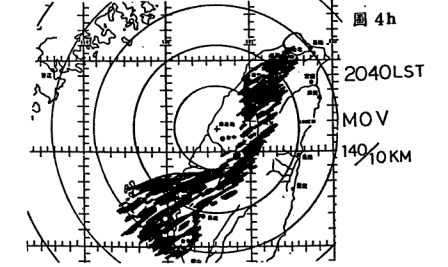
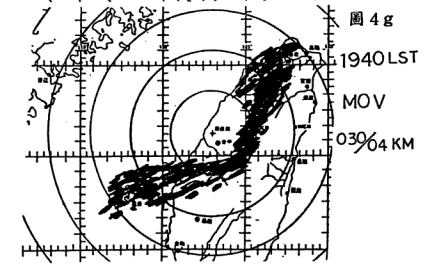
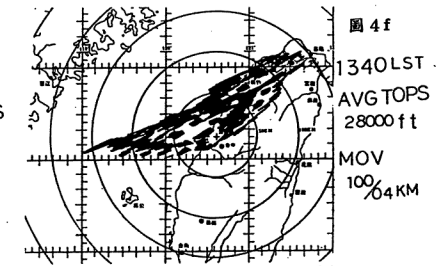
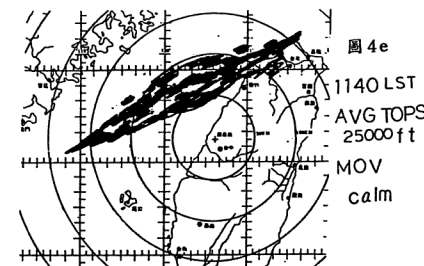


圖3d 1984年3月19日0000Z 500mb 高空圖



續圖4 1984年3月19日PPI雷達隨時間之變化圖

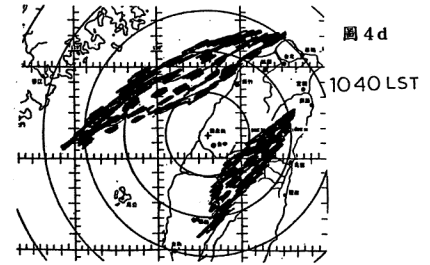
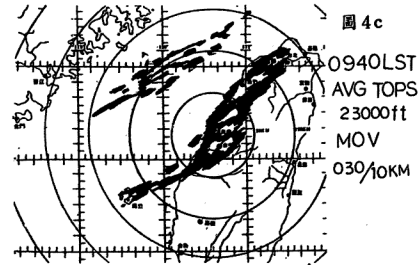
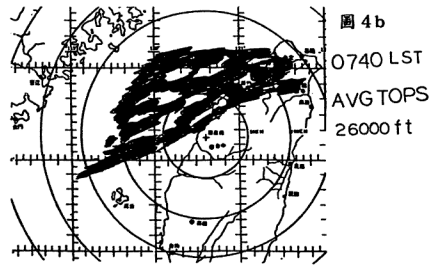
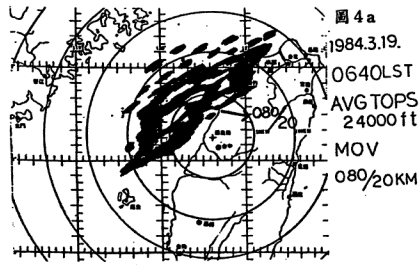


圖4 1984年3月19日PPI雷達隨時間之變化圖

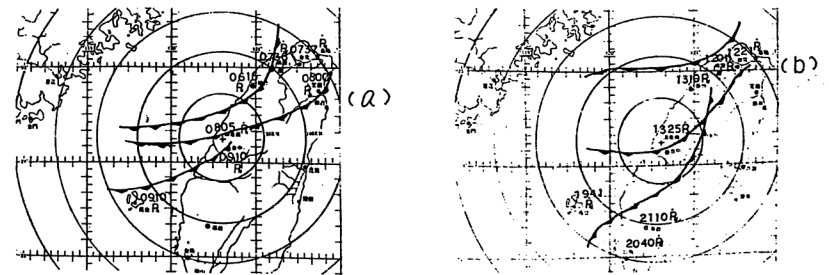


圖5 1984年3月19日鋒面雷雨時間變化圖

GM	73	2.5	51	T	03	64	250	164	46	50	64	13	20	13	05	05	03	786
PO	T	0.7	25	03	T	10	20	213	188	13	05	05	03	T	T	T	492	
MQ	T	12	03	T													1.5	
LG	03	36	12	T													5.1	
KU				T	T									T	T	T	T	
	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	AMT

圖6 1984年3月18日台灣中西部鋒面雨量逐時變化圖

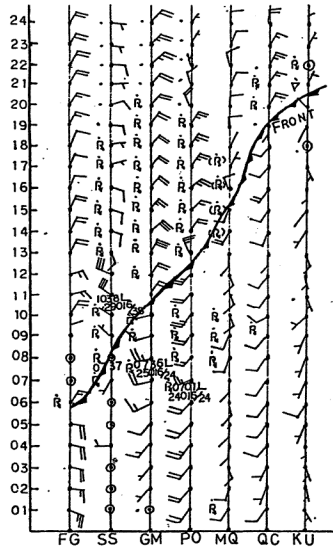


圖7 1984年3月19日台灣西部地區逐時天氣變化圖

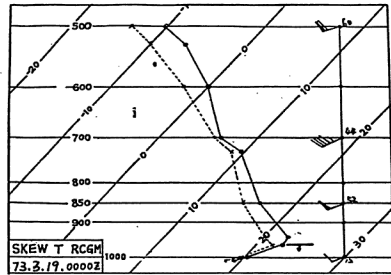


圖8a 1984年3月19日0000Z桃園斜溫圖

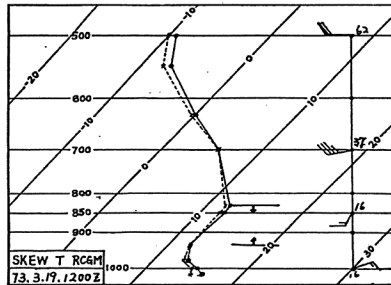


圖8b 1984年3月19日1200Z桃園斜溫圖

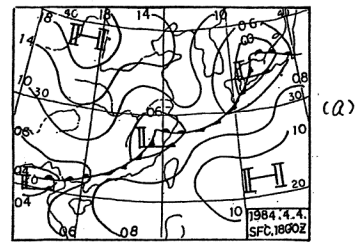


圖9a 1984年4月4日1800Z地面天氣圖

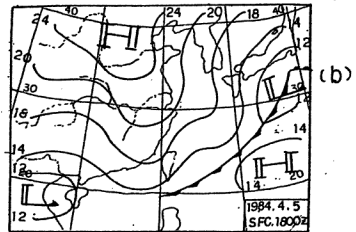


圖9b 1984年4月4日1800Z地面天氣圖

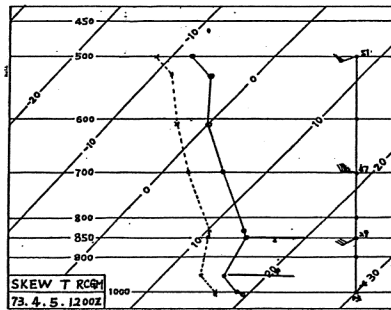


圖10 1984年4月5日1200Z桃園斜溫圖

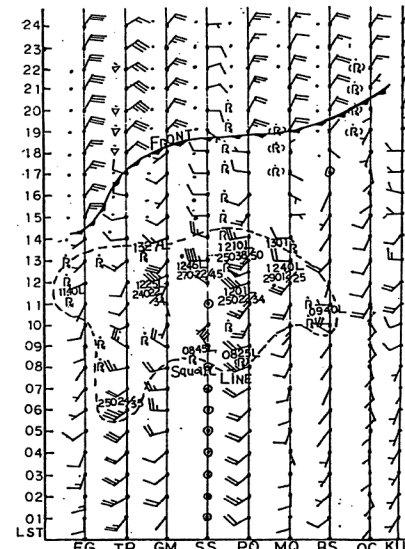


圖11 1984年4月5日台灣西部地區逐時天氣變化圖

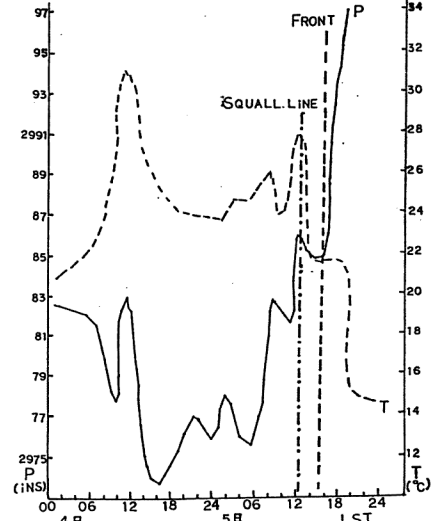


圖12a 1984年4月4日至5日桃園氣溫和氣壓逐時變化圖

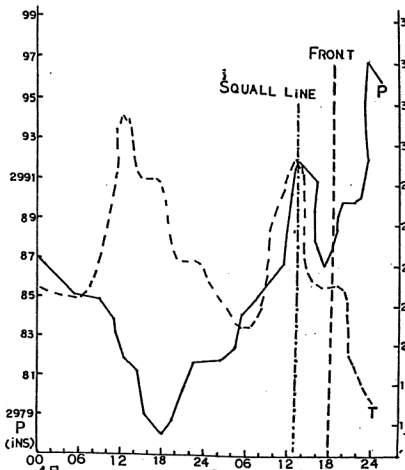


圖12b 1984年4月4日至5日新竹氣溫和氣壓逐時變化圖

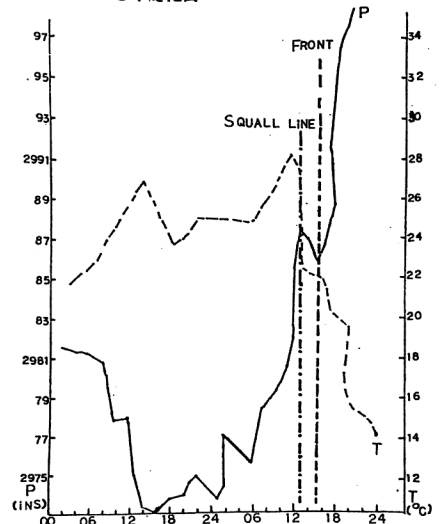


圖12c 1984年4月4日至5日台中氣溫和氣壓逐時變化圖

圖13 1984年4月5日雷達回波隨時間之變化圖

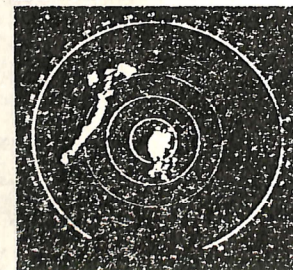
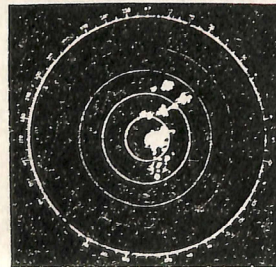
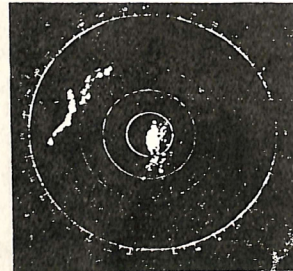
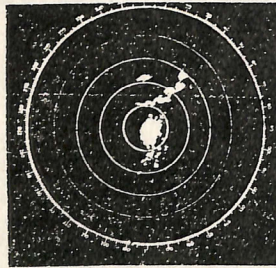
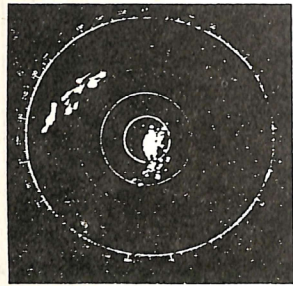
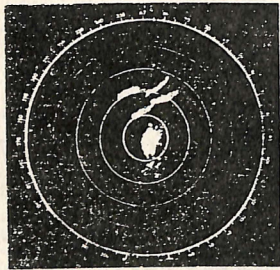
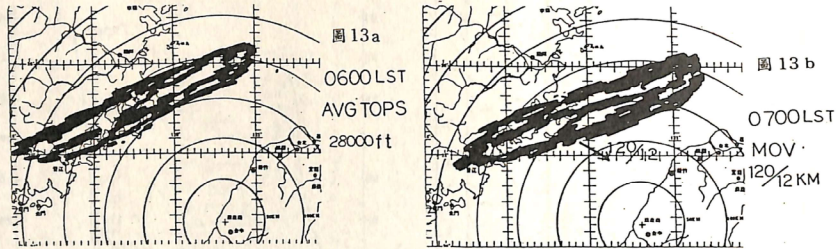
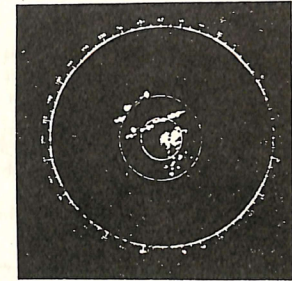
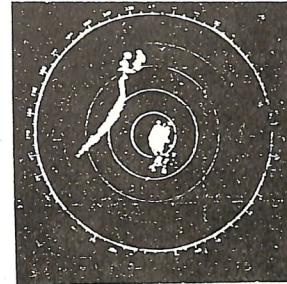


圖13i



續圖13 1984年4月5日雷達回波隨時間之變化圖

圖13j

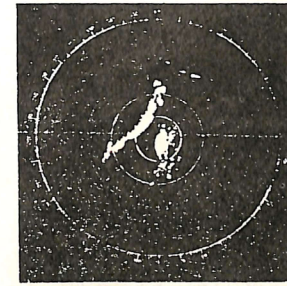


圖13k

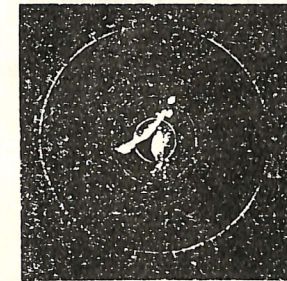


圖13l

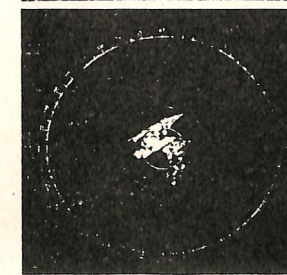
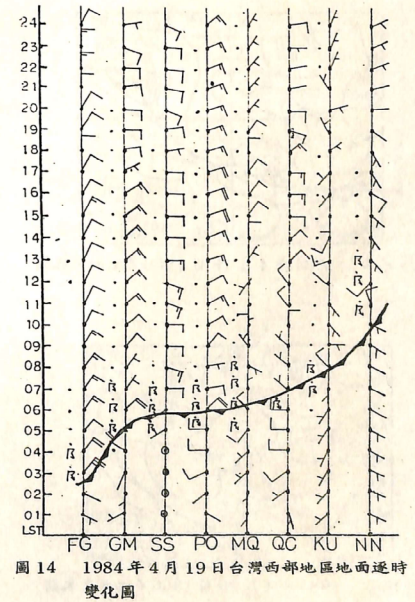


圖14



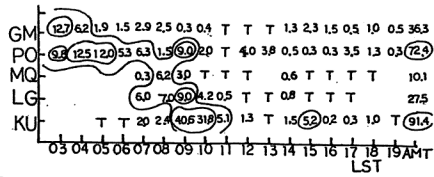


圖 15 a 1984年4月19日台灣西部地區降雨量逐時變化圖

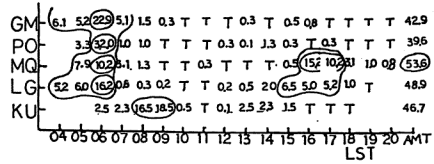


圖 15 b 1984年4月21日台灣西部地區降雨量逐時變化圖

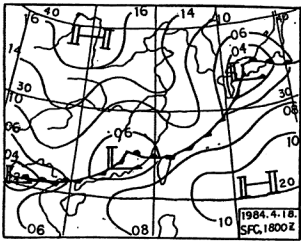


圖 16 a 1984年4月18日1800Z地面天氣圖

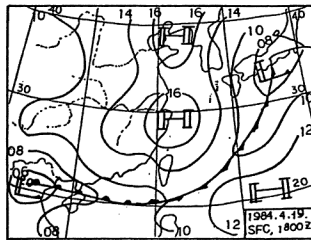


圖 16 b 1984年4月19日1800Z地面天氣圖

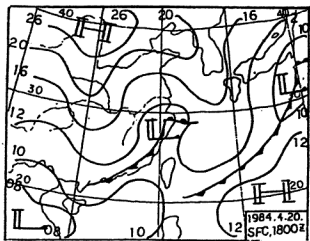


圖 16 c 1984年4月20日1800Z地面天氣圖

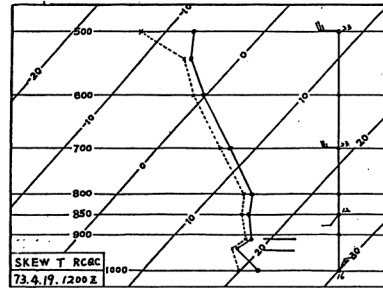


圖 17 a 1984年4月19日1200Z馬公斜溫圖

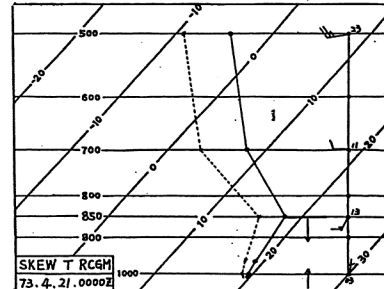


圖 17 b 1984年4月21日0000Z桃園斜溫圖

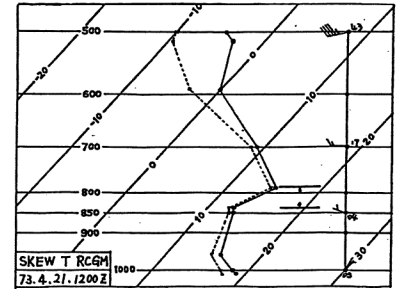


圖 17 c 1984年4月21日1200Z桃園斜溫圖

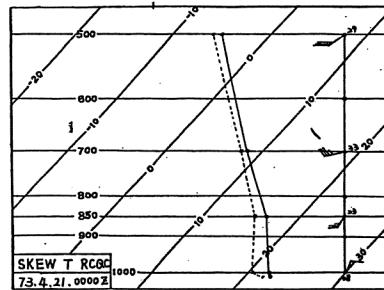


圖 17 d 1984年4月21日0000Z馬公斜溫圖

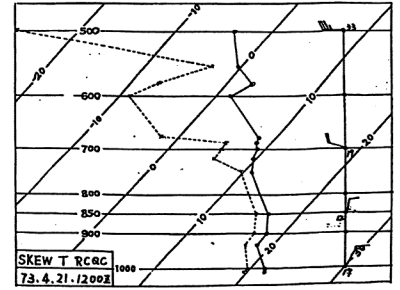


圖 17 e 1984年4月21日1200Z馬公斜溫圖