

台灣西北部地區線狀對流之個案分析

沈海城 陳信宏

空軍氣象中心

摘要

本文之目的在探討 1997 年 4 月 15 日台灣西北部地區之組織性線狀對流生成之有利環境條件，研究結果可歸納成下列幾點原因：

- (一) 潛在性及熱力不穩定之大氣結構
- (二) 旺盛之西南氣流
- (三) 中高層冷空氣侵入低層，形成局部地區之線狀輻合

一、前言

位於副熱帶地理位置的台灣地區，每年在春末夏初季節交替之際，經常會有華南梅雨鋒面之入侵，而其前緣在有利之大氣環境條件下，常有飢線或線狀對流雲帶之產生。當它們通過本省上空時，其所伴隨之劇烈天氣會引發當地嚴重之災害。

飢線為雷雨系統準線性分佈之組合，為一具有組織性之對流系統。由陳等（1996）在分析台灣梅雨季海峽北部及鄰近地區線狀對流之環境條件時，發現 850—700hPa LLJ 提供低對流層強烈垂直風切，此為線狀對流發展之有利因素，而且由於中、低對流層的水平輻合舉升潛在不穩定大氣，配合水汽通量之輻合作用，可使線狀對流發展至上對流層（200hPa）的厚度。

另外，林等（1996）研究影響中南部地區中尺度對流系統之定量降水預報研究指出，對流系統（如 MCS、飢線等）之主要激發機制，係由 LLJ、鋒面、中尺度低壓、海陸風及複雜地形等因素所造成。本文之目的，在於針對 1997 年 4 月 15 日影響本省的鋒面天氣，經由綜觀天氣圖及探空資料分析，並配合多卜勒氣象雷達及落雷資料之輔助，進行造成台灣中、北部地區惡劣天氣的線狀對流雲帶之分析，以期能了解激發對流形成之有利環境條件，作為爾後執行本軍任何重大戰、演訓任務前氣象作業單位天氣預報之參

考。

二、綜觀天氣型態

(一) 地面天氣圖

由 4/14 1800Z 的地面圖（圖一）顯示，位於日本東方洋面上有一低壓中心向東北方向移動，冷鋒自此中心向西南延伸至本省東北部外海；另一低壓中心則位於浙江省，鋒面系統由此向西南延伸至雲貴一帶。台灣及鄰近地區恰處於兩個低壓輻合帶之間的鞍型場，由於溫度梯度密集，原本就是屬於一有利於鋒生之區域，再配合著由南海地區不斷引進之西南暖濕氣流，故有助於線狀對流雲帶等不穩定天氣系統之發展。

4/15 0000Z 時（圖二），由於大陸北方之冷空氣加速南下，迫使華南梅雨鋒面系統迅速通過海峽北部及本省中部地區，並與位於東面之鋒面雲系相結合，造成本省局部地區有陣雨或雷雨之發生。

(二) 850hPa 天氣圖

由 4/15 0000Z 850hPa 高空圖（圖三）上，我們可以很清楚地看到台灣位於鋒面雲系前緣暖區，區內大氣潮濕（溫度與露點差 $\leq 2^{\circ}\text{C}$ ）範圍寬廣，濕舌由北向南伸入本省。除此以外，並有一強風軸通過北部上空，而由等溫線之分佈，顯示出本區屬於一低層熱力暖脊之結構。

(三) 700hPa 天氣圖

在 4/15 0000Z 700hPa (圖四) 上, 有一深槽自日本西南方海面上空向西南延伸至台灣海峽北部, 本省正位於高空槽前上升運動區。由於動力擾動作用造成對流不穩定, 再加上低層噴流通過本省及華南沿海, 其風速達 35 哩/時以上, 配合旺盛熱帶水氣之供應, 故容易激發出對流性天氣系統之發展。

(四) 500hPa 天氣圖

圖五為 4/15 0000Z 500hPa 高空圖, 顯示在華南沿海與台灣北部有高層噴流軸通過, 且台灣位於溫度冷槽前方, 使得中對流層有較冷空氣下沉, 並由強風帶向下傳送動量。

綜合以上各氣壓層的綜觀天氣特徵, 我們可歸納出台灣地區在 850hPa 為一暖脊結構, 而在其上層 500hPa 則屬於一熱力冷槽, 這種上冷下暖之熱力分佈, 極易增加大氣之不穩定度, 並加強對流之作用。

三、探空資料與落雷資料分析

(一) 探空資料

由 4/15 0000Z 板橋探空 (圖六) 顯示, 從近地面層垂直向上風場隨高度呈順轉之趨勢, 依熱力風之關係可知北部地區有暖平流之存在。而由全指數 (Total Totals Index)、K 指數 (K Index) 值等熱力指數偏高, 大氣之層結曲線呈現不穩定分佈上升空氣的乾絕熱遞減率小於周圍大氣的溫度遞減率), 以及大氣之不穩定能量正區大於能量負區關係可知, 空氣塊在經過熱力或外力作用舉升達 LFC (自由對流面) 高度後, 便可從大氣中獲得不穩定能量而自由上升, 亦即此時之環境場有利於對流之發展。

(二) 落雷資料

我們已知對流系統之發展與落雷資料之分佈常呈正相關。是以本軍氣象中心與臺灣電力公司網連有「落雷偵測系統」, 以隨時掌握落雷之動態發展。由圖七顯示, 在 4/15 上午台灣北部、東北部外海, 以及中、南部局部地區均有範圍大小不等之雲對地負電荷放電。由於伴隨中尺度對流系統之雷電特徵幾乎為負電放電 (徐等, 1996), 正電放電僅出現在系統逐漸減弱時, 故顯示此時有雷雨胞隨著鋒面系統東移而活躍於本省上空。

四、雷達回波分析

由於都卜勒雷達可直接觀測降水系統內部沿雷達波方向的徑向速度, 而且雷達回波之強弱亦與降水之多寡有良好之相關, 故本研究乃利用清泉崗逐時之雷達資料, 探討並追蹤四月十四日 2200L 時至十五日 1000L 時影響本省中、北部地區激烈降水之原因, 所運用之資料包括平面回波強度及徑向風場等。圖八為 4/14 2233L 時清泉崗雷達 150 公里觀測半徑, 仰角 2.3° 掃描之平面回波強度, 圖中顯示在中部外海有一些分佈零散之弱強度 (約 10 - 20dBZ) 降水回波出現。到了 2333L 時 (圖九) 沿清泉崗至新竹外海約 20 公里處觀測到有一移動快速且具組織性之回波出現, 此降水回波呈東北 - 西南走向的線性結構, 此時北部地區地面測站已出現若干降水。在 4/15 0033L 時 (圖十) 此一線狀回波持續朝東北方向移動, 且範圍及強度並不斷擴大, 最大強度達 40dBZ, 此時中部以北各測站已有明顯之降水。

我們比較 0033L 時仰角 2.3° 的都卜勒徑向風場分佈 (圖十一), 圖中凡是向雷達站方向移動的氣流均以藍色偏冷色系表示, 而遠離雷達站方向移動的氣流則以紅、黃色等偏暖色系表示。由圖中顯示出距離清泉崗 50 公里半徑之低層盛行偏西南氣流, 由其所引進之暖濕空氣受北部地形抬升作用影響而造成降水。另外, 由徑向風場紅、藍顏色明顯對比處, 顯示該處有一風切線由桃園延伸至苗栗, 此一鋒前因風場輻合所產生之水平風切不穩定帶, 可能是線狀對流雲帶發展之主要原因。

0133L 時至 0248L 時 (圖十二 - 十三) 此降水回波入侵內陸地區, 使桃園、中正及新竹機場之風速增強至 10 哩/時以上 (表一), 其中中正機場在 0200L 至 0400L 時更出現強度達 24 - 31 哩/時之陣風。根據 Maddox (1980) 認為由於中尺度系統邊界之風場為陣性分佈, 下降氣流可將高空高動量空氣下傳至地面, 經加速而造成風速突增, 並使得冷空氣向四周外溢。但是由於北部機場各測站之溫度及氣壓值並未出現明顯之變化 (表一), 根據以上之特徵, 我們推測此一現象應是由相似於飢線之線狀對流雲帶所伴隨之陣風鋒面 (Gust Front) 所造成。

0333L 時由海峽北部伴隨鋒面接近又移入另一明顯降水回波 (圖十四), 而 0433L 至 0833L 時 (圖十

五 - 圖十九) 此四小時內回波持續影響本省西北部地區, 為各機場累積相當可觀之降水量。我們再配合 0633L 時之徑向風場分佈 (圖二十), 低層盛行偏西南風, 而較高層風場則呈現不規則分佈, 顯示此時在外海發展之雨帶, 透過陣風鋒面的強烈舉升作用而造成劇烈之降水。

0933L 至 1033L 時 (圖二十一 - 圖二十二) 由於大氣不穩定條件之配合, 線狀降水回波又再度明顯發展, 強度並達 50dBZ, 此時桃園地區在 0900L 至 1100L 時曾出現三小時之雷雨, 然後隨能量之釋放, 逐漸減弱為陣性之降水天氣。

五、結論

透過以上之綜合分析, 我們可以知道於 1997 年 4 月 15 日在台灣西北部地區發展出之線狀對流雲系, 其生成機制大致可歸納成下列幾點原因:

(一) 由探空分析顯示, 北部地區之正能區及全指數均很大, 且水汽含量充沛, 為一潛在不穩定之區域。
(二) 由天氣圖分析溫度場之垂直變化發現, 台灣北部地區 850hPa 有一暖脊, 500hPa 有一冷槽, 形成上冷下暖之不穩定結構; 此外, 低層伴隨有低層噴流傳送水汽及動量, 此有利於對流之生成及持續發展。
(三) 由雷達徑向風場之分析顯示, 在線狀對流區附近有一明顯之風切線, 而綜觀尺度分析台灣地區低層大氣為旺盛之西南氣流, 顯然在早晨有一股冷空氣自中層大氣侵入台灣西北部地區, 而形成局部之線狀對流雲系。

有鑑於近日來梅雨鋒面長時間滯留, 並伴隨中尺度對流系統不斷自南海向東移出並發展, 為本省各地區帶來相當程度的豪大雨。因此, 我們若能充份運用並整合雷達、衛星及落雷偵測系統等工具, 嚴密觀測及守視, 並加強各類天氣圖之分析, 將有助於氣象作業人員及早發現並預警諸如 MCS、飢線或線狀對流雲帶此類中小尺度對流系統之演變, 這對於維護本軍及民航單位之飛安, 將有莫大之助益。

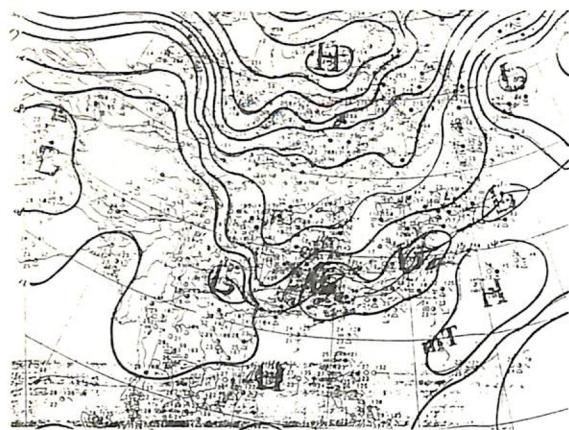
誌謝

承蒙本中心預報課張凱軍課長之審稿、數值課丁國平、劉千義氣象官, 衛星課陳俊欽氣象官在百忙之中協助出圖, 以及清泉崗基地雷達班提供完整之雷達回波資料, 還有角桐輝與洪朝欣同學協助打字工作, 使得本文及時得以完成, 在此謹致上個人最深之謝

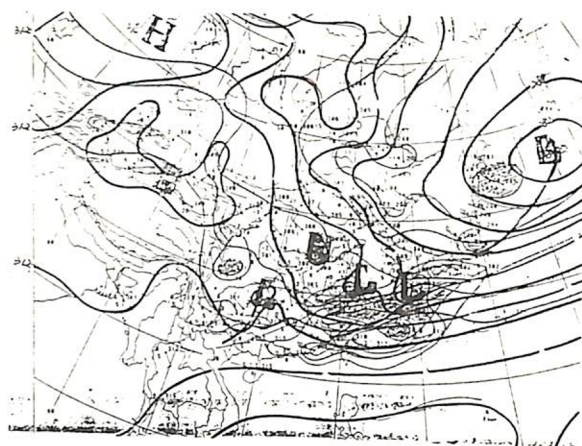
意。

參考文獻

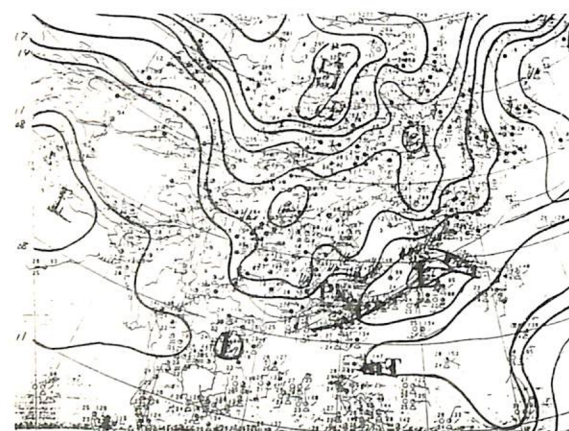
1. 林民生與葛晉澤, 1996: 影響中南部地區中尺度對流系統之定量降水預報研究。第五屆全國大氣科學學術研討會論文集編, 行政院國科會, 547 - 552 頁。
2. 徐天佑、路心誠、劉崇治、歐陽雅琪與吳樹正, 1996: 探討中尺度對流系統生命期之雷電特徵。第五屆全國大氣科學學術研討會論文集編, 行政院國科會, 208 - 215 頁。
3. 陳泰然與沈里音, 1996: 台灣梅雨季海峽北部及鄰近地區線狀對流之環境條件。第五屆全國大氣科學學術研討會論文集編, 行政院國科會, 410 - 417 頁。
4. Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61, 1374 - 1387。



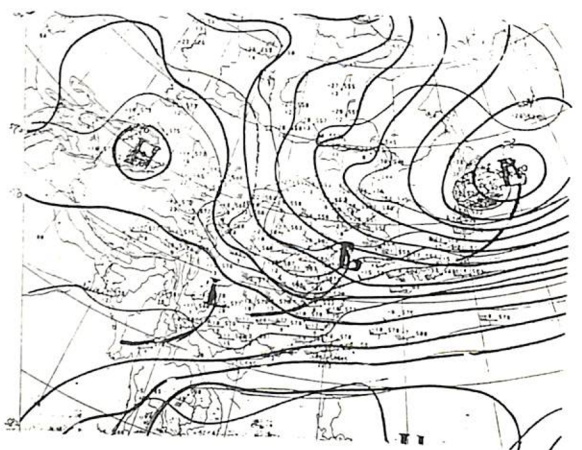
圖一·4/14 1800Z之地面天氣圖



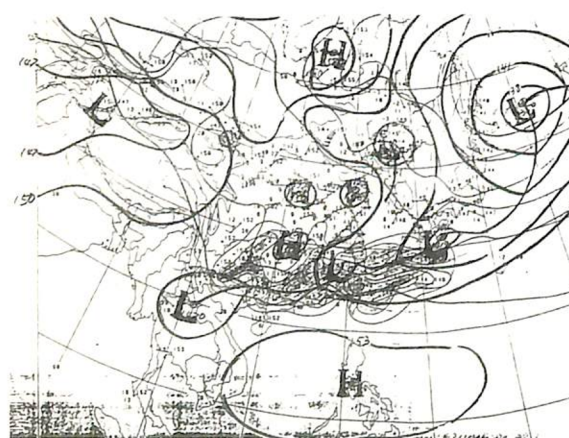
圖四·4/15 0000Z之700HPa天氣圖



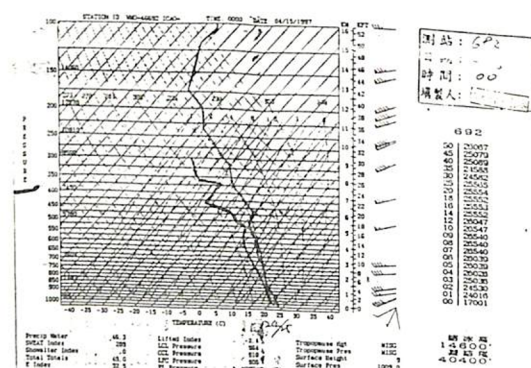
圖二·4/15 0000Z之地面天氣圖



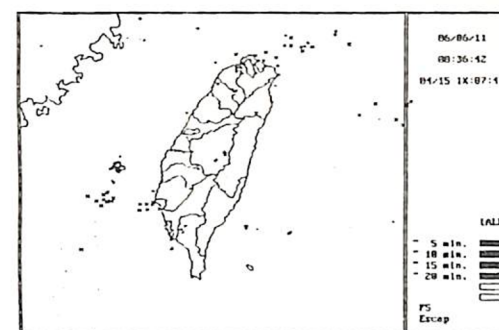
圖五·4/15 0000Z之500HPa天氣圖



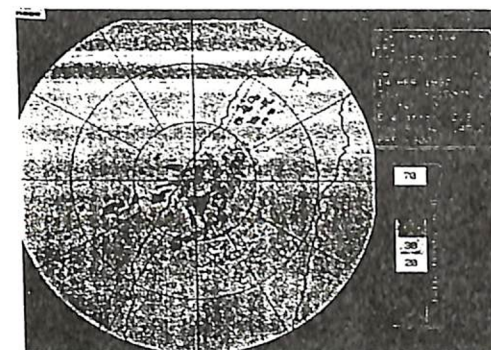
圖三·4/15 0000Z之850HPa天氣圖



圖六·4/15 0000Z板橋(46692)探空資料



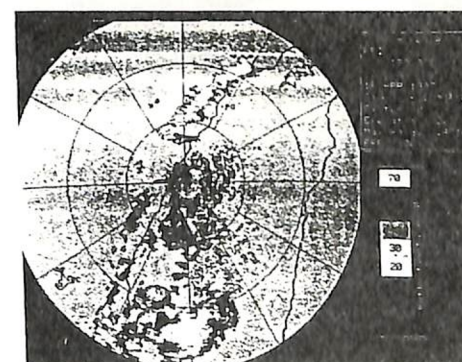
圖七·4/15 1000L 落雷資料



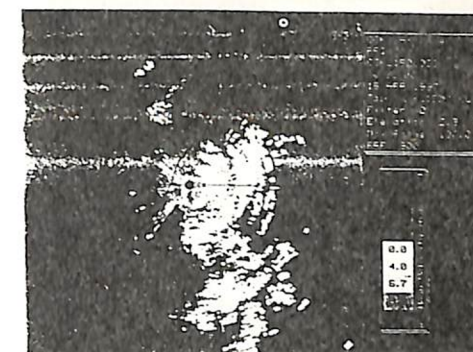
圖八·4/14 2233L之水平回波強度場



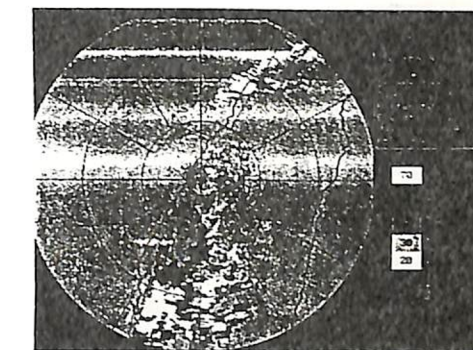
圖九·4/14 2333L之水平回波強度場



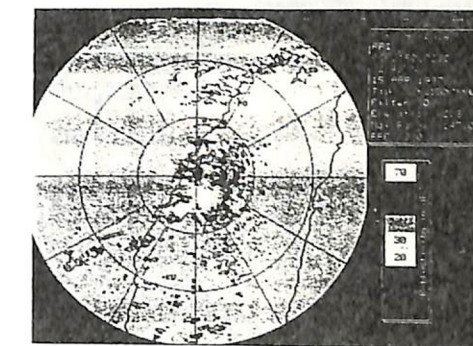
圖十·4/15 0033L之水平回波強度場



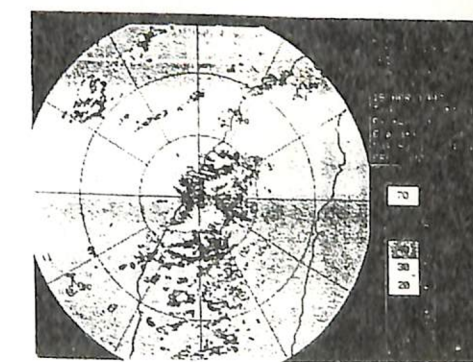
圖十一·4/15 0033L之徑向風場



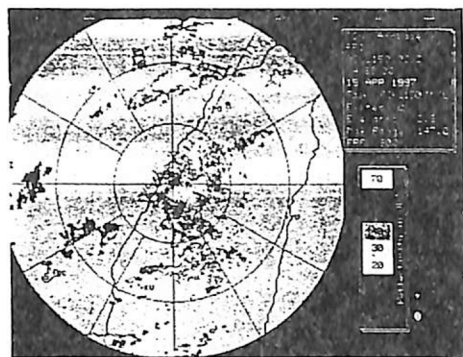
圖十二·4/15 0133L之水平回波強度場



圖十三·4/15 0248L之水平回波強度場



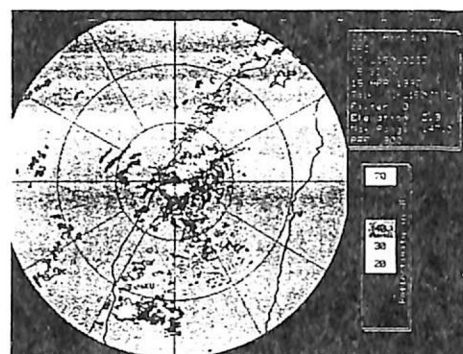
圖十四·4/15 0333L之水平回波強度場



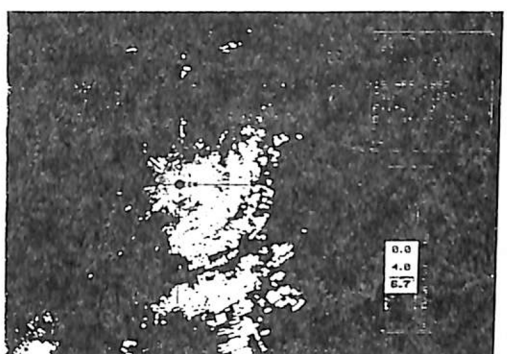
圖十五・4/15 0433L之水平回波強度場



圖十九・4/15 0833L之水平回波強度場



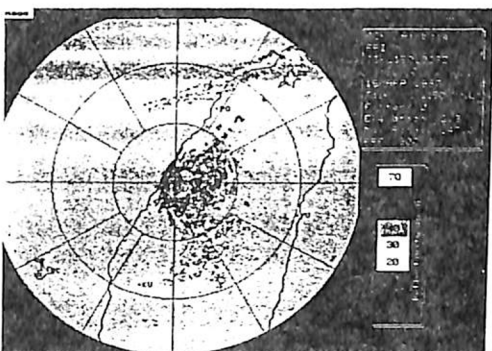
圖十六・4/15 0533L之水平回波強度場



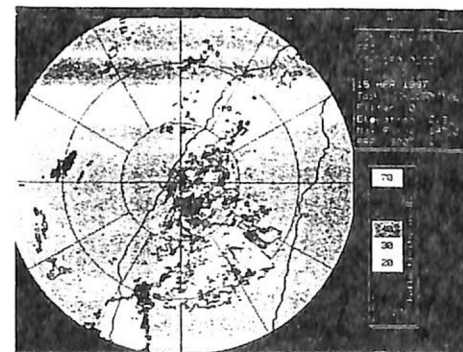
圖二十・4/15 0633L之徑向風場



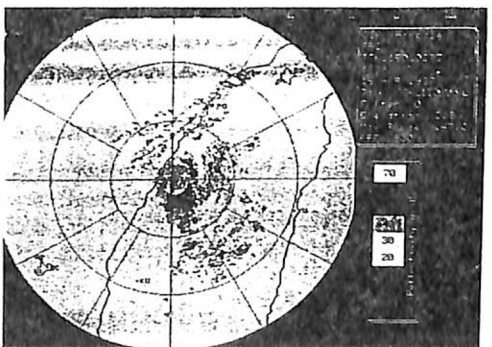
圖十七・4/15 0633L之水平回波強度場



圖二十一・4/15 0933L之水平回波強度場



圖十八・4/15 0733L之水平回波強度場



圖二十二・4/15 1033L之水平回波強度場