

台灣北部滯留颱風線成因之探討分析

徐天佑

摘要

民國 76 年 3 月 9 日在台灣北部發生一場強烈之雷雨，從雷達回波顯示，為一近乎滯留之颱風線，強烈的對流維持 10 小時左右，一直到冷鋒通過本省之時，本省雷雨方始停止。

經由衛星雲圖、探空分析、地面及高空風場發現其形成此次颱風線之主要物理機制，為暖濕的西南氣流由南海向北傳，在大陸沿海之冷空氣沿東南丘陵南下，兩股氣流在台灣海峽交會，此時低層噴射氣流在台灣北部上空，導致台灣北部氣壓降，形成等壓區，有利局部地區之垂直氣流發展，同時向南移動鋒面對流雲底層之外流與由台灣南部向北移動之重力波兩者在台灣北部及海峽會合因而起交互作用，將暖濕氣流抬升而造成鋒面前之颱風線系統。

一、前言

在冬末春初氣流甚不穩定，往往鋒面伴隨雷雨而至，每年 3 月當鋒面通過台灣北部，同時低層噴流甚為明顯之時，極易導致台灣北部之雷雨（徐、易、呂，1984）。

有時在冷鋒前之不穩氣流定會造成惡劣天氣，通常較明顯之惡劣天氣有移動快速之颱風線系統，或是冰雹在中緯度地區產生，由於其生命期甚短，因此對預報人員造成甚大之困擾，往往在其通過時才發現其存在。

雷達觀測對中尺度天氣現象為一大進展，不僅對理論之探討，尤其對氣象作業助益甚大，民國 76 年 3 月 9 日在台灣北部經海峽至福建沿海所產生的帶狀雲系，可以從雷達回波清楚的顯示其現象。

從地面觀測資料顯示桃園在 9 日 5 時 5 分開始下雨，新竹在 5 時 15 分開始下雨，金門於 7 時 15 分開始下雨，松山遲至 9 時左右方下雨，其後台灣北部陸續產生雷雨，一直到下午 15 時左右，北部雷雨全部停止且鋒面通過本省北部，北部

各地之積雨雲（Cb）消失，雲幕降低，氣溫亦同時明顯下降。

由雷達回波之顯示此一帶狀雲系與颱風線之形式相類似，其範圍南北寬度最寬處在 50 公里左右，其東西長度在 250 公里左右，從雷雨發生至消失時間在 10 小時左右，因此與颱風線之生命史類似，但此帶狀雲系幾乎滯留本省北部，因此與一般颱風線之特性移動快速有所不同，故特加以分析研究，以利爾後之預報作業。

因本地區位於副熱帶地區，天氣現象之產生與緯度較高之中緯度地區或是緯度較低之熱帶地區其物理機制稍有不同，是值得氣象人員研究與探討，但影響本省之颱風線研究因觀測儀器之限制研究者甚少（林，1979，陳，1982），因此本文特將此次侵襲台灣北部之近似颱風線之帶狀雲系加以分析探討。

熱帶地區之颱風線（Fujita 1955）與中緯度地區之颱風線（Zipser, 1977）兩者之基本結構稍有不同，柳（1983）比較兩者之差異。在中緯度為盛行西風，熱帶盛行東風，使中緯度颱風

線向東移動，熱帶颱風線向西移動，熱帶颱風線系統的砧狀雲較中緯度颱風線系統砧狀雲範圍要大要厚，熱帶颱風線系統的砧狀雲區域遲遲在系統之後，但中緯度颱風線之砧狀雲可發生在系統之前，另外熱帶颱風線系統之砧狀雲中為上升氣流，而中緯度颱風線之砧狀雲中除了上升氣流外，還有下降氣流，兩者系統之砧狀雲下方均為下降氣流。

發生於本省北部之個案研究，由雷達之回波顯示近乎滯留是甚少發生之一種（柳 1983），本文利用雷達、衛星、探空及地面觀測資料分析探討 3 月 9 日在台灣北部地區產生帶狀颱風線系統之可能原因及其有利因素，分析結果發現在颱風線產生前 700 m b 有噴射氣流，使台灣北部有變壓之驟降有利低層輻合，而大陸東南沿海之地形（圖 1—1），使得冷空氣僅能沿東南丘陵以西侵入台灣海峽，而暖濕空氣受西南氣流影響，兩者在台灣北部及海峽相遇，此時復又經華南冷鋒前對流雲低層之外流部分與經由台灣南部向北移重力波之交互作用，更加强不穩定使得輻合氣流垂直對流發展，因而形成 3 月 9 日冷鋒前台灣北部之颱風線雲系。

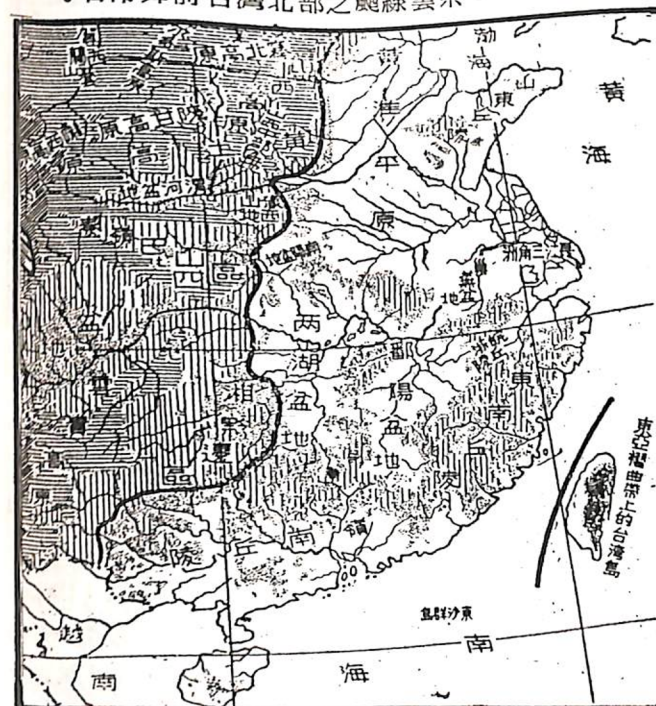


圖 1—1 華南地形分布圖

二、氣壓變化

3 月 9 日天氣系統之變化，在帶狀雲系產生之前，台灣北部之局部地區已有降水及雷雨之現象，如中央氣象局台北測站在 9 日 5 時之天氣報告有毛雨，空軍之桃園測站在 9 日 5 時 5 分雷雨產生，而空軍之新竹測站在 9 日 5 時 15 分產生雷雨，松山測站在 6 時 3 分有下雨記錄，顯示在帶狀對流雲系統之初期強烈對流已甚明顯。

圖 2—1 為台灣北部 9 日 5 時與 9 日 2 時之氣壓變差圖，從圖中可以明顯看出在桃園及新竹兩地區，其降壓之趨勢最大，在 1 m b 左右，而此兩地區先後在 5 時 5 分及 15 分產生雷雨，此後中正機場在 8 時 6 分產生雷雨，松山機場則 9 時正點天氣始有雷雨報告，爾後在雷雨過後，各地之氣壓有明顯上升之現象。

從圖 2—1 中之 3 小時氣壓變差可瞭解，桃園及新竹地區氣壓下降最大，且桃園地區在 9 日 5 時之氣壓值（表一）較北部各地均低，因此有利於桃園地區首先下雨。

表一 台灣北部各地 3 月 9 日 5 時氣壓表

測站	松山	台北	桃園	中正機場
氣壓 (mb)	1012.5	1011.7	1010.4	1011.9
測站	新竹 (軍)	新竹 (氣象局)	基隆	宜蘭 (軍)
氣壓 (mb)	1012.0	1012.2	1011.8	1010.9
測站	宜蘭 (氣象局)	彭佳嶼		
氣壓 (mb)	1011.3	1011.5		

Hess（嚴夢輝譯，1972）討論氣壓場對時間有變化時，推導出等變壓風（isallobaric wind）項，並指出強烈之負變壓中心附近易產生惡劣天氣，本個案之天氣現象與負變壓中心相符，但測站之風場分布與等變壓風有待進一步之探討。

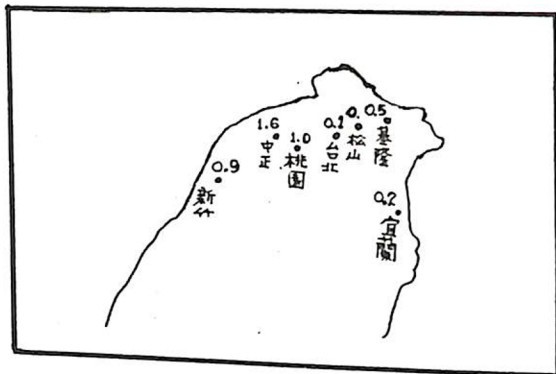


圖 2—1 台灣北部 3 月 9 日 5 時與 2 時氣壓變差圖



圖 3—2 3 月 9 日 5 時北部地面風場圖

三、風場分析

(一)地面風場

因本案產生台灣北部地區，故將台灣北部地區地面風場加以探討。

地面風場之特性分成兩部份，1.在桃園以北之地區均有北風分量，2.在桃園以南之地區均有南風分量。

圖 3—1 為 3 月 9 日 2 時台灣北部之地面風場圖，圖中之虛線代表南北風分量之分界線，從圖中之可以明顯看出風向之分布有利輻合之產生。

3 月 9 日 3 時及 4 時風場大致與 2 時相同（未列），其中南北風分量之界線未變，圖 3—2 為 3 月 9 日 5 時之地面風場，其中空軍新竹測站風速增加，而氣象局新竹測站由靜風轉變為甚微弱之北北西風，從圖 3—2 中仍然可以看風向之分布有



圖 3—1 3 月 9 日 2 時北部地面風場圖

利輻合產生，至 5 時以後產生雷雨風場逐漸改變，如表二 3 月 9 日 5 時與 8 時在風向或風速上之明顯改變。

表二 台灣北部各地 3 月 9 日風場變化表

測 站	基 隆	松 山	台 北
3 月 9 日 5 時風場 (degree/K.T.S.)	040/02	300/02	310/01
3 月 9 日 8 時風場 (degree/K.T.S.)	200/04	靜 風	160/05
測 站	桃 園	新 竹 (軍)	新 竹 (氣象局)
3 月 9 日 5 時風場 (degree/K.T.S.)	230/04	260/10	040/01
3 月 9 日 8 時風場 (degree/K.T.S.)	170/02	230/12	230/09

真正之鋒面通過時間在 1500 L 時間，從北部之風場分布可以明顯之分辨，因在 1300 L 時馬祖由南風轉為北風且陣風到達 30 K.T.S.，溫度由 22°C 降為 15°C，接著在 1400 L 桃園、中正機場，新竹均由南風分量轉為北風分量，因此在 1400 L 以前北部所發生之天氣為鋒前不穩定氣流，再加上台灣之地形分布，有利惡劣天氣之發展（吳、王 1985）。

(二)高空風場

3 月 8 日 1200 Z 高空低層風場分布在 850 mb 在 30°N 以南之華中、華南以至本省地區均為旺盛之西南氣流，在台灣北部及其鄰近之大陸沿海地區，地面相對濕度相當大，溫度露點差在 2°C 以內，圖 3—3 為 8 日 1200 Z 850 mb 天氣圖。

3 月 8 日 1200 Z 之 700 mb 風場分布，在台灣北部及大陸沿海有一明顯之強風帶，風速超過 50 K.T.S.，如圖 3—4 所示，低層噴流對惡劣天氣之產生在國內已有多人提出研究報告（黃；1976，陳；1976，柯；林；沈；1986，徐；1987，蔡；鄭；1987）。均指出低層噴流為產生惡劣天氣的重要因素之一。

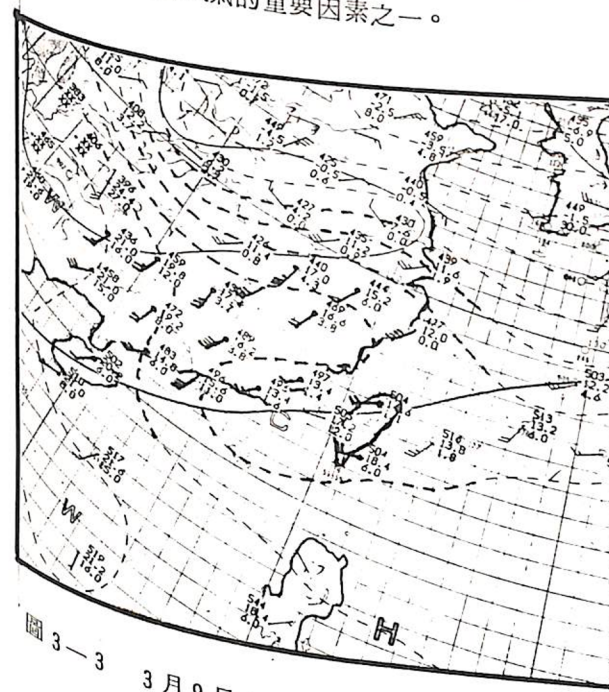


圖 3—3 3 月 9 日 1200 Z 850 mb 天氣圖

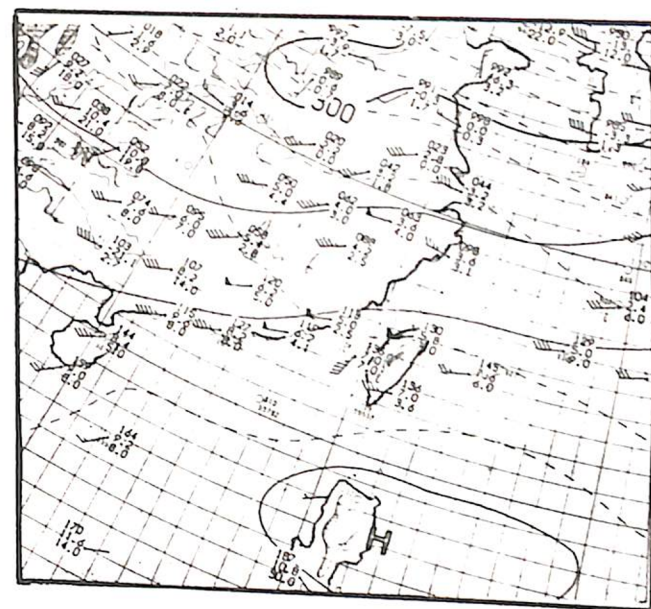


圖 3—4 3 月 9 日 700 mb 天氣圖

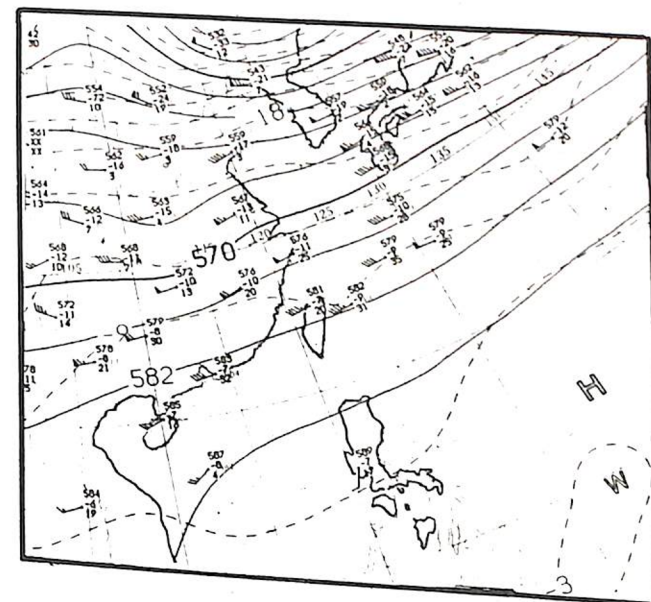


圖 3—5 3 月 9 日 500 mb 天氣圖

四、溫度場分布地形分布之相關

圖 4—1 為 3 月 8 日 1200 Z 之天氣圖，冷高壓中心在蒙古西北，分裂高壓中心在貝加爾湖南方，低壓中心在東海，鋒面由此中心向西南延伸至湖南省附近，至 8 日 2100 Z 鋒面稍向南移，如圖 4—1 之中鋒面移動位置。

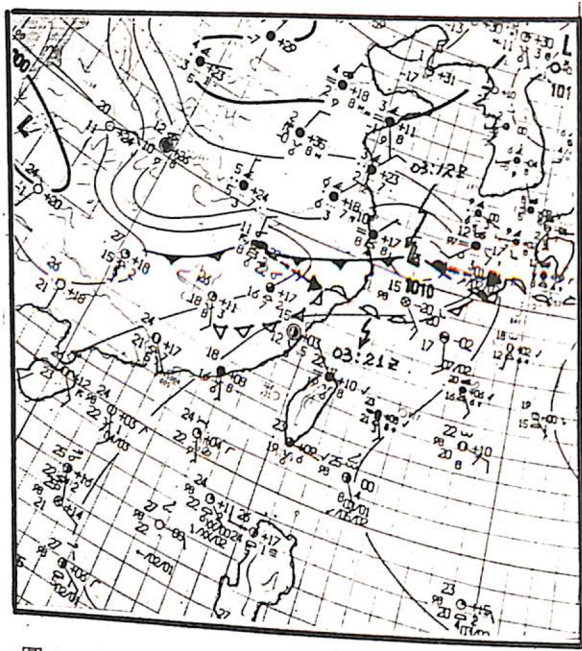


圖 4-1 3月8日1200Z地面天氣圖

若仔細分析地面溫度場之分布，會發現在大陸沿海即東南丘陵以東至台灣中央山脈以西之海峽北部為一冷槽，而東南丘陵以西之鄱陽盆地為一明顯之暖脊，圖 4-2 為 3 月 8 日 18Z 至 3 月 9 日 00Z 之溫度場分布圖。

在 8 日 1200Z 850 mb 之溫度場分布也有類似之處，冷槽之範圍較地面溫度槽為大，但溫度脊之走向與地面溫度脊相一致，如圖 3-3 所示。

但在 8 日 1200Z 700 mb 之溫度場，在華南及本省附近溫度場之槽脊分布已經消失，不明顯如圖 3-4 所示，至 500 mb 高度等溫線之走向已以幾乎成平行線。

由以上溫度場之變化，顯示在大陸沿海有一股甚為淺薄之冷空氣由東海順著東南丘陵及台灣中央山脈形成之通道，在大氣之低層冷空氣慢慢進入。

但在東南丘陵以西，850 mb 旺盛之西南氣流不斷地將暖空氣向北送，因此在嶺南丘陵以南之沿海地區風速達 30 K.T.S.，在嶺南丘陵以北風速稍減弱，進入鄱陽盆地後，受東南嶺丘陵之阻擋，以致於在鄱陽盆地形成暖脊，因此東南嶺丘陵在此期間可視為一天然屏障，之東為冷空氣，之西為暖空氣（圖 3-3），一旦西南氣流之暖空氣跨越過山，

受低層冷空氣之衝擊抬升，再加上其他有利之因素，易使惡劣天氣更加發展，因此可證實地形有利惡劣天氣之產生。

本個案發生之區域甚為局部，從風場及溫度場之分布顯示，均為由低層引起之因素較大，檢查地面相對濕度，以溫度與露點差表示，發現大陸海面由長江口至台灣海峽一帶溫度露點相當接近，兩者差在 1°C 左右，其分布與地面溫度槽甚吻合，顯示冷空氣之侵入使得飽和點降低，有利水汽之凝結，其溫度露點差分布圖如圖 4-3 至圖 4-4，虛線比表其差在 1°C 之內之範圍，斜線表示飽和之區域，由 9 日 0200L 至 0500L 其範圍隨時間有減小之趨勢。

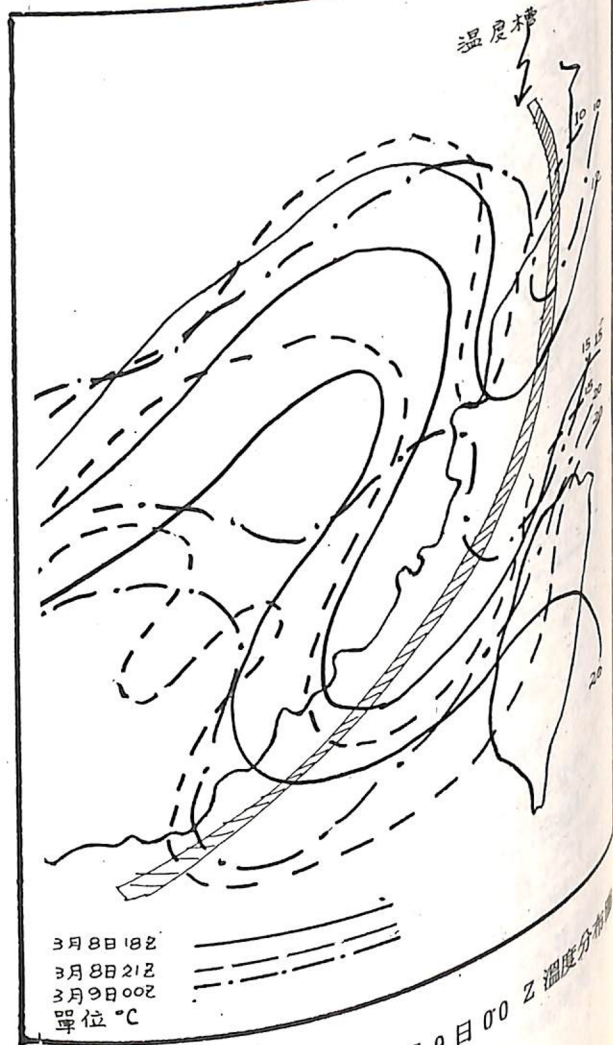


圖 4-2 3月8日18Z至3月9日00Z溫度場分布圖

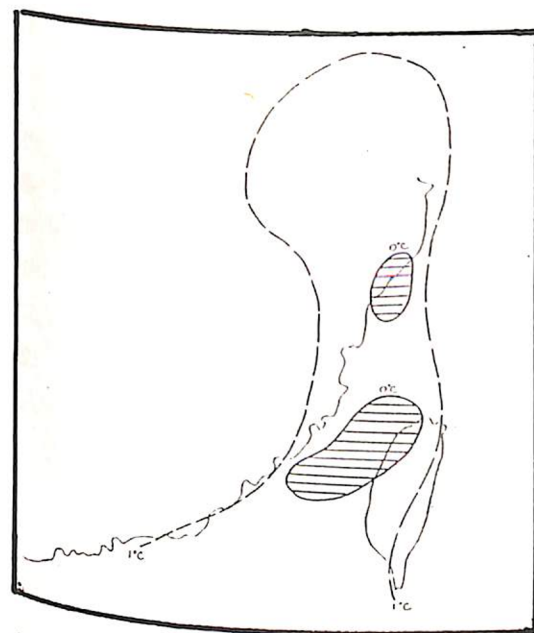


圖 4-3 3月9日02L溫度露點差分布圖



圖 4-4 3月9日05L溫度露點差分布圖

五、桃園地區局部溫度變化之分析

圖 5-1 為桃園測站 (46697) 3 月 9 日由 0100L 至 2400L 24 小時溫度場及風場之變化，從圖中可以溫度場有兩次下降處，一次在 0600L 一次在 1600L，兩次溫度下降之幅度均在 3—4°C。

第一次下降處為雷雨下衝氣流所致，強烈之下

降氣流導致溫度巨降，溫度由 5 時之 16°C 到 6 時之 13°C；0700L 再降為 12°C，到 0800L 才溫度才又繼續上升。在溫度下降時桃園測站下雷雨，雷雨下降後，氣壓微升，溫度在 0800L 亦上升至 1400L 溫度上升至 24°C，因此可以斷定此雷雨鋒面尚未通過。

第二次溫度下降時在 1400L 以後，在 1500L 桃園氣溫為 23°C 至 1600L 溫度突然降至 19°C，在一個小時之內下降了 4°C，而當時之天空狀況由 1500L (2/8)Cb 1400 呎，(5/8)Sc 2500 呎 (8/8)Sc 6000 呎，至 1600L 雲高降至 (5/8)800 呎，(8/8)Sc 1600 呎，以後雲高維持在 1600 呎以下，而溫度未再上升，由以上第二次之溫度下降及雲高之下降，再配合新竹、松山等地之天氣狀況，可以斷定在第二次之溫度下降為受鋒面通過之影響所致，約在 1500L 至 1600L 之間。

從上述桃園測站之溫度及風場之變化，可以推斷此次雷雨過程為鋒面前之不穩定現象，且影響之範圍僅及北部地區，為一明顯之中尺度天氣現象，而從雷達及衛星雲圖更容易證實為中尺度之天氣現象。

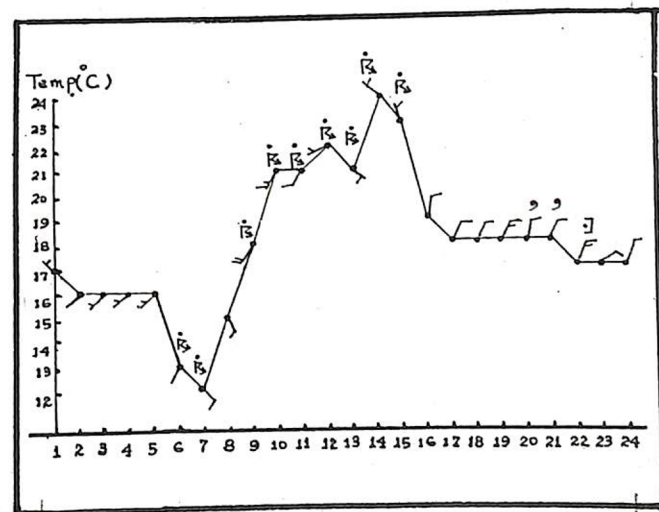


圖 5-1 3月9日01時至24時桃園風場及溫度場變化圖

六、衛星雲系分析

因此次鋒面系統並不很强，在台灣北部產生之雷雨幾乎僅在整個鋒面帶尾端之前緣產生，從雲圖中顯而易見。

圖 6—1 為 3 月 8 日 17 Z 至 3 月 9 日 06 Z 之 GMS 衛星雲圖，從圖中將以三個重點分析，1. 鋒面系統，2. 鋒面對流雲系之下沉區，3. 台灣中南部之弧狀雲區，以上三種雲系為產生台灣北部之雷雨重要成因。

(1) 鋒面雲系：由 3 月 8 日 17 Z 可以看出鋒面雲系並非很完整，8 日 18 Z 雲圖在鋒面尾端逐漸發展結合在一起，強烈之對流雲系較 17 Z 為集中，至 8 日 21 Z 雲圖中之鋒面尾端雲系結構甚完整，同時可以看出強烈之對流雲系在鋒面尾端發展甚明顯，至 9 日 00 Z 鋒面尾端雲系逐漸消散，對流雲系已經消散甚多，但在本省北部及台灣海峽中可以看出一明顯之線狀雲帶，亦即是在雷達回波上所顯示之帶狀雷雨回波，至 9 日 06 Z 鋒面雲系通過本省，鋒面雲系在琉球東方海面又再度強烈發展。

(2) 鋒前對流雲系下沉區：對流雲系之下沉區由 8 日 18 Z 至 9 日 00 Z 之雲圖中可以明顯的發現，在雲圖中對流下沉區幾乎為無雲或是雲層甚淡之區域，如圖 6—2 中之 A、B、C 三區。

(3) 台灣中南部之弧狀雲：8 日 17 Z 雲圖中，在台灣海峽有一橫跨台灣中南部之弧狀雲（圖 6—3），18 Z 逐漸鬆散緩慢北移，至 21 Z 北部雲系稍又明顯。

由以上之雲圖顯示，3 月 9 日北部之雷雨現象不是當鋒面正過境時所造成的天氣現象。

圖 6—1(d) 為 9 日 08 時（9 日 00 Z）之衛星雲圖，從雲圖中可以清楚發現，在北部及台灣海峽有一線狀雲系，為此個案之雲系在衛星雲圖最明顯之時，應為輻線發展最強盛之際，至 9 日 14 時鋒面雲系抵達本省北部，鋒面隨後通過本省。

七、雷達回波概述

雷達回波最容易追蹤中尺度天氣現象，本文亦將清泉崗雷達回波之圖形加以分析，清泉崗之雷達受地形之影響，要觀測北部之雲系，必須發展至相當高度，才能觀測到。雷達回波由 3 月 9 日 0600 L 至 0900 L 止，計有 PPI 平面回波及 RHI 高度回波兩種，如圖 7—1(a) 至圖 7—1(f) 所示，圖中在清泉崗附近之回波系地形回波，非天氣現象回波，由本省北部至台灣海峽成帶狀之亮線方為產生雷雨之雷達天氣回波。

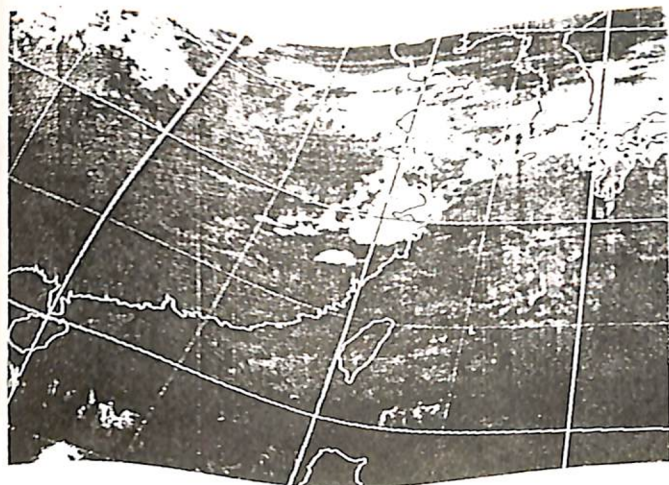
PPI 之回波由 9 日 6 時至 9 日 9 時，回波有逐漸加強之情形，雷達回波在台灣北部橫跨台灣海峽至大陸沿海，成一帶狀分布，且近乎滯留，至 15 時帶狀回波已經不明顯且鬆散（圖未列）。而地面測在 16 時北部 Cb 雲完成消失，雲幕降低，因此帶狀雲系亦鬆散消失。

從 RHI 之回波 3 月 9 日 07 時及 08 時可以發現，此帶狀雲系發展高度 7、8 公里左右。

八、重力波及氣流外流之交互作用

中尺度天氣現象與綜觀天氣現象之物理機制有甚大之差異，一般而言斜壓不穩定已經可以很詳細的描述綜觀天氣系統（Holton, 1979），但中尺度天氣現象之理論不一而足，有時隨同為中尺度天氣現象，但因系統不同，亦可能導致產生天氣現象之物理機制不同，本文即根據觀測資料加以分析探討 3 月 9 日在台灣北部產生輻線之成因。

重力波對中尺度天氣現象之產生有密切之關連（Eom, 1975；Lindzen & Tung, 1976；Bosart & Sanders, 1986；Djuric, 1987），Lindzen & Tung（1976）發現內重力波可以在穩定層或是逆溫層下傳播。分析產生雷雨前 8 日 12 Z 之東港（46 747） θ_v 位溫垂直剖面在底層 895 mb 以下確實有一穩定層，如圖



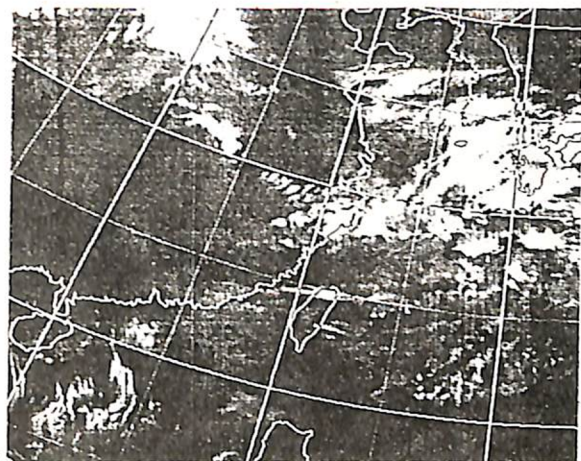
(a)



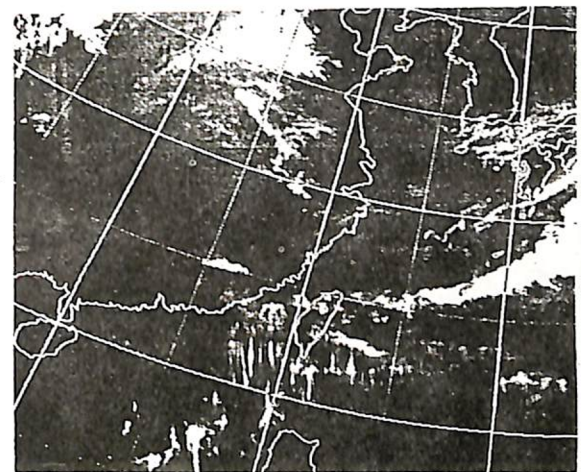
(b)



(c)



(d)



(e)

圖 6—1 3 月 8 日 17 Z 至 9 日 06 Z 衛星雲圖
(a) 8 月 1700 Z (b) 8 日 1800 Z (c) 8 日 2100 Z
(d) 9 日 00 Z (e) 9 日 06 Z



(a) 3月8日18 Z



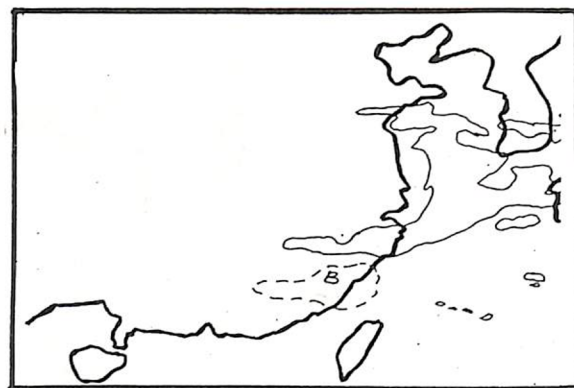
圖 6—3 弧形虛線為重力波前緣 如圖中弧形虛線處，實線處為雲區。

8—1 所示，且相對濕度在百分之八十以上，台北 3月9日 00 Z 0。位溫在 902 mb 至 1000 mb 之間也為穩定層，如圖 8—2 所示，相對濕度也超過百分之八十，均適合內重力波在穩定層中傳播，同時由於穩定層之保護作用，水汽不致迅速向上消散，再由圖 4—4 至圖 4—5 之溫度露點差分布圖可證實低層水氣在台灣西海岸至華南沿海一帶，水氣含量確實相當豐富。

大氣有穩定層能適合內重力之傳播，在圖 6—1(a)之衛星雲圖中橫跨台灣海峽及台灣中南部之弧形雲系，即為 3月8日 17 Z 之重力波雲系，在 18 Z 稍鬆散至 21 Z 移至本省北部，如圖 6—3 之虛線即為與雲系相對照之重力波前緣。

對流風暴底層之外流會激發形成一組新的風暴產生，也是中尺度一種重要的激發機制 (Purdom, 1979, 1986)，圖 6—1(c)中衛星雲圖在華南鋒面雲系之尾端有強烈之對流雲系，在對流雲系之南端幾乎無雲之區，為對流雲系之下沖外流區。

圖 8—3 為 3月8日 21 Z 與 3月8日 18 Z 之 3 小時氣壓差與溫度差分布圖，從圖中分布顯示在壓力變化為正區之處，溫度變化為降溫，且範圍與圖 6—2 (a)中之 B 區相符合，顯示外流區與衛星雲圖相一致。

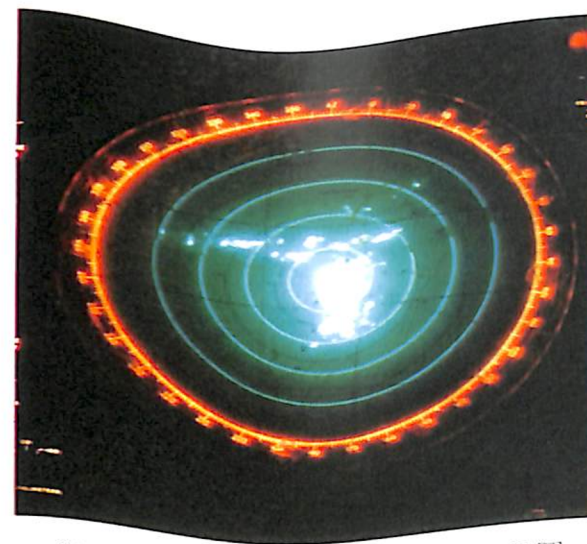


(b) 3月8日21 Z

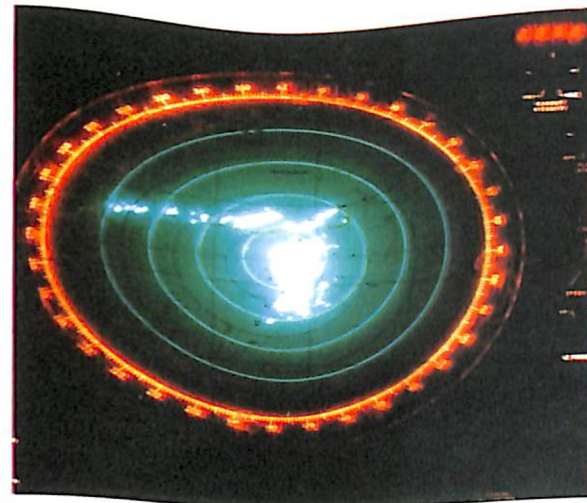


(c) 3月9日00 Z

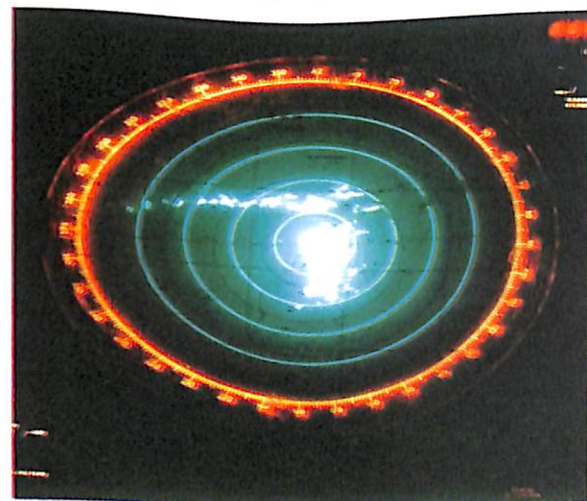
圖 6—2 對流雲下沈氣流處，虛線為下沈區，實線為雲區。



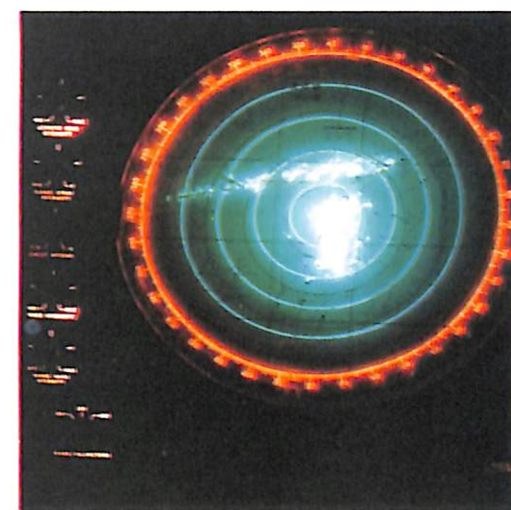
清泉崗雷達 3月9日 06 時之 PPI 圖



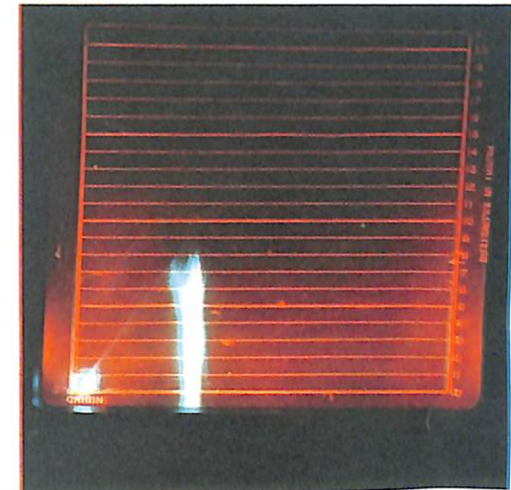
清泉崗雷達 3月9日 07 時之 PPI 圖



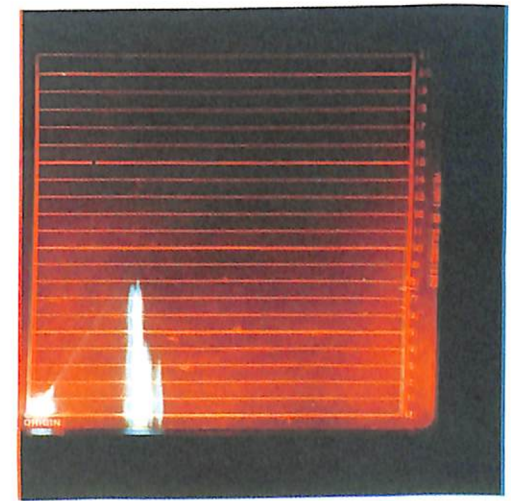
清泉崗雷達 3月9日 08 時之 PPI 圖



清泉崗雷達 3月9日 09 時之 RHI 圖



清泉崗雷達 3月9日 07 時之 RHI 圖



清泉崗雷達 3月9日 08 時之 RHI 圖

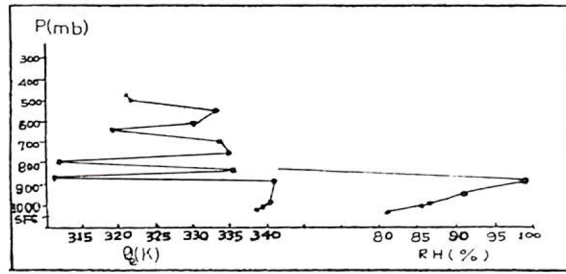
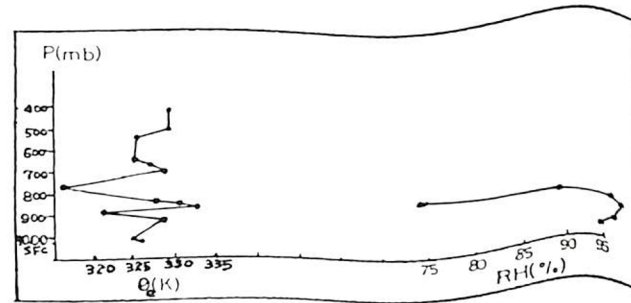
圖 8-1 3月8日12Z東港 θ 。相當位溫剖面圖

圖 8-4 為 3 月 9 日 00 Z 與 3 月 8 日 21 Z 之 3 小時氣壓差與溫度差分布圖，圖中僅標出氣壓上升且溫度下降外，此時升壓部分已包括冷高壓南侵之效應，因從 9 日 00 Z 之雲圖顯示對流雲系不如 8 日 21 時之明顯，但在圖 8-4 中仍顯示在東南丘陵以東華南沿海及台灣海峽北部為升壓及降溫之處，但在台灣中南部為增溫區，顯示在海峽北部有冷空氣南移，海峽南部有暖空氣北移。



圖 8-3 3月8日21Z與18Z氣壓變差與溫度變差圖

圖 8-2 3月9日00Z台北 θ 。相當位溫剖面圖

由以上之分析可以瞭解，由於低層之西南氣流將暖濕空氣向北傳輸，由於在本省之低層為一穩定層，水汽足以維持，但由於重力波之北傳與北方低層外流及冷高壓之冷空氣遭遇，而 700 mb 之低層噴射以等變壓風之形式產生局部低壓（林，1984），使得穿越過東南丘陵之下沈暖濕空氣及海峽南部之暖濕空氣產生極度不穩定，因而導致 3 月 9 日在鋒前之颶線發展。

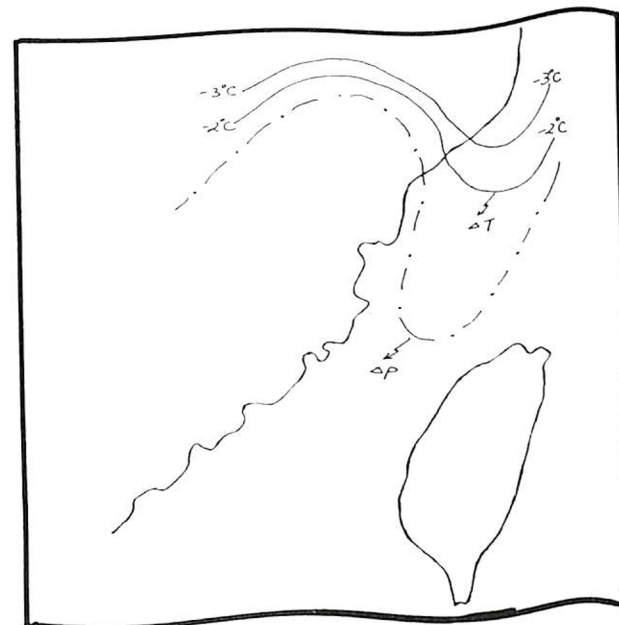


圖 8-4 3月9日00Z與8月21Z氣壓變差與溫度變差圖

九、結論

從以上之個案分析可以發現在 3 月 9 日冷鋒抵達台灣北部之前，其所產生之颶線系統，主要之物理發展機制，是在低層暖濕之西南氣流不斷提供水汽與台灣海峽之冷空氣相遭遇，由於 700 mb 之低層噴射氣流造成地面之氣壓降低有利局部垂直環流（Djoric, 1981），加上穩定層之重力波與對流雲系之底層外流相互作用，使得底層之暖濕空氣強烈發展，在台灣北部形成帶狀對流雲系，近乎滯留達 10 小時之久，至鋒前抵達台灣北部後帶狀對流雷雨雲系方始逐漸消失。

誌謝

本文之資料整理承張凱軍先生協助，雷達照片承鄭哲聖先生提供，使本文得以順利完成，在此一併誌謝。

參考文獻

- 黃中成、俞川心，1975：台灣南部豪雨成分之分析，氣象預報與分析，65，33—38。
- 陳正改，1976：梅雨鋒所伴隨之低層噴射氣流和台灣豪雨之關係，大氣科學 6—1，29—37。
- 柯文雄、林向、沈鴻禧，1986：低層噴流之數值模擬，第四屆大氣科學研討會，61—75。
- 嚴夢輝，1972：動力氣象學，徐氏基金會，338。
- 林銘作，1979：民國六十八年 3 月 22 日台灣區颶線之個案研究，氣象預報與分析，80，6—9。
- 陳新翎，1982：馬公地區颶線型雷雨分析與預報，中範圍天氣系統研討會論文彙編，249—255。
- 柳再明，1983：熱帶颶線系統與中緯度颶線系統的初步比較大氣物理，14，50—57。
- 徐天佑、易安成、呂芳川，1984：台灣北部冬末春初低層強風與劇烈天氣之關係，航空氣

象與飛航安全研討會，37—44。

林沛練、廖學鎰，1984：台灣臨近地區伴隨氣旋發展的低層噴射氣流，航空氣象與飛航安全研討會，479—492。

徐天佑，1987：「六、三」豪雨之診斷分析，氣象預報與分析，110，1—12。

蔡清彥、鄭寶鳳，1987：台灣地區梅雨期間低層噴流的結構分析及其與發生豪雨的關係，大氣科學，15—2，1—16。

吳宗堯、王時鼎，1985：變易季節台灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及結構之初步分析，天氣分析與預報研討會，73—88。

Bosart, L.F., & F. Sanders, 1986: Mesoscale structure in Megalopolitain snowstorm of 11-12 Feb. 1983. J. Atmos. Sci, 43, 9, 924-939.

Djoric, D., 1981: A numerical model of the formation and evolution of a low-level jet. Mon. Wea. Rev. 109, 384-390.

Djoric, D., 1987: Arches of cloud as precursors of thunderstorms Mon. Wea. Rev. 115, 2849-2855.

Eom, J., 1975: Analysis of the infernal gravity wave occurrence of April 19, 1970 in the Midwest. Mon. Wea. Rev. 103, 217-226.

Fujita, T., 1955: Result of detailed synoptic studies of squall lines, Tellus, 7, 405-436.

Holton, J.R., 1979: An introduction to dynamic meteorology, Academic Press, New York.

Lindzen, R.S., & Tung, K.K., 1976: Banded convective activity and ducted gravity wave, J. Atmos. Sci, 104, 1602-1617.

Purdom, J.F.W., 1979: The development

- and evolution of deep convection. analysis, Amer. Meteor. Sec. 294-314.
- Preprints, 11th Conf. Severe Zipser, E.J., 1977: Mesoscale and convective scale downdrafts as distinct components of squall-line structure, Mon. Wea. Rev. 105, 1568-1589.
- Local Storms, Kansas City, Amer. Meteor. Soc. 143-150.
- Purdom, J.F.W., 1986: Sattellite contributions to convective scale weather analysis and forecasting, 11th conf. weather forecasting and

A Case Study of Quasi-stationary Squall line at North part of Taiwan

Tian-Yow shyu

Weather Wing, Chinese Air Force, R. O. C.

ABSTRACT

In the morning of March 3, 1987, a local severe thunderstorm hit the North part of Taiwan. The radar echo also showed a convective line on the North part of Taiwan. The temperature decreased 4°C during the downburst which gave the airport a large trouble.

There were several phenomena in the data report might closely related to the severe weather before the convective line occurred: 1. a convergence of wind field 2. the isallobaric wind center of 3-hour pressure tendency was near the Tao Yuan station 3. low level jet was over North part of Taiwan 4. a thermal trough was invasion in Taiwan channel 5. The outflow of convective cloud was inactive with gravity wave. All of above situation made the moist air more instability, then became a squall line.

By Using the wind field, low level jet, cold air trough, pressure tendency and radar echo a good guidance for the production of such a squall line, could be predicated.