

鋒面雷雨之個案分析

劉廣英 陶家瑞

The Case Study of Frontal Thunderstorms

Koung-Ying Liu Chia-Rei Tao

Abstract

There are interactions between different scales due the nonlinearity in the equation. This fact can no longer be avoided by simply assuming that the motion can be separated into independent ranges. An obvious example arise as attention turns to the so-called mesoscale phenomena that lie between cyclones and turbulence. Many severe weathers, such as frontal thunderstorms, occur in mesoscale systems. In general, the intensity of the frontal thunderstorms is stronger than that of the air mass thunderstorms, because it not only has the thunderstorms characteristic but also get it energy from the westerlies. Amount the dangerous phenomena the downdraft is one of the most important of many weather hazard, such as wind shift, pressure jump, temperature break etc. In this paper we shall discuss and analyze the structure and phenomena of downdrafts in the mesoscale point of view. Some observed data from local stations are also presented.

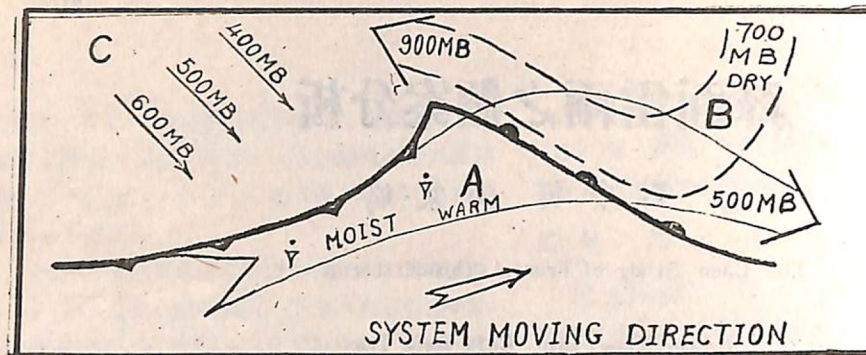
一、前言

大氣運動無論在空間或時間上所表現出來的均為一連續的能譜；大到行星尺度波動，小到分子的擾動，在各種尺度間彼此均有交互作用，但這些交互作用均為一些非線性的關係，我們不能再以簡單的假設來描述它，因此引起人們的注意，而演變出中尺度（meso-scale）的問題。大部份的惡劣天氣如雷雨，龍捲風，颱風……等，均屬中尺度之天氣系統；因而此種天氣系統不但影響人類的各種活動，甚至於有破壞性。本文所討論的鋒面雷雨即為中尺度系統之一，並且列舉本年（69.）於二、三月間所發生於本省的鋒面雷雨之實際記錄之資料以供佐證及參考。

二、鋒面雷雨之綜觀尺度型態

雷雨一般有鋒面雷雨及氣團雷雨。在鋒面雷雨與氣團雷雨兩者比較之下，一般鋒面雷雨較氣團雷雨的強度來的強，而且範圍亦比較大；因為鋒面雷雨本身除了具有雷雨的特性外，並挾帶有西風帶的能量。通常鋒面雷雨均隱藏在大尺度的鋒面系統中，尤以冷鋒上較為常見，因此鋒面雷雨的形成必須在大尺度系統上有利時才會發展，所以並不是每一個鋒面系統均有雷雨存在。基於此點，我們必須對於大尺度的鋒面系統有利於雷雨發生的情況有所瞭解；在鋒面系統附近主要能夠造成降水的氣流大致有三支（如圖一）：

A 氣流——來自地面冷鋒前近地面層，是因受鋒面抬升而起，約在鋒面前約5～



圖一、鋒面系統附近能導致降水之主要氣流型態

6公里處開始產生降水，此氣流將近地面的熱氣及水汽帶到鋒面系統的上空，因此可稱之為一傳送帶（conveyor belt），此一傳送帶的上升作用使得大氣中的位能轉變成動能，而有使上對流層的噴射氣流加強的作用。

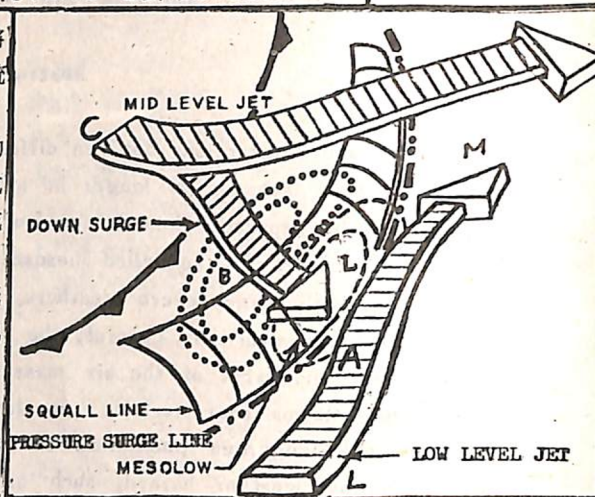
B氣流——此一氣流乃是從中對流層下降至低對流層，由於其為下沉氣流故甚為乾燥。它將A氣流所帶來的水汽蒸發，並隨其氣流移到鋒面系統之北方，而此潮濕之空氣到了系統之北方後再上升，使地面之降水延伸至鋒面系統之北方。

C氣流——此氣流從冷鋒的後方至傳送帶的上方，此中對流層的氣流性質與低層A氣流之性質呈強烈的對比，尤其是在濕球位溫上，此氣流為造成地面降水的重要因子。

在此綜觀尺度的降水氣流型態中，能夠造成惡劣天氣的主要氣流為A與C兩種氣流，因而雷雨是否能發生，首先要看A氣流是否能傳送大量的水汽及熱量，其次要看C氣流是否有動量向低對流層傳遞，而能夠使低對流層的暖濕空氣釋出位置不穩定。A氣流與C氣流間能造成惡劣天氣的關係如圖二所示。

三、雷雨的特性

無論鋒面雷雨或氣團雷雨它們均具有共同的一些現象，如下衝氣流（Downdrafts）、氣壓湧浪（pressure surge）、溫度不連續（Temperature



圖二、形成惡劣天氣（飆線）之立體結構圖

break）、風變（Wind shift）等。下面僅就雷雨中的諸現象做理論與實例之探討：

(1) 下衝氣流（Downdrafts）

雷雨中的許多現象均由下衝氣流所引起，如氣壓、溫度、風變等。它除了對於在空中的航空器有嚴重的影響外（劉、陶，1980），對於地面的建築物、飛機亦有相當程度的影響。

下衝氣流的成因主要是由於重力與密度所造成，而維持下衝氣流的主要力量是靠由上升氣流所造成降水的摩擦拉力（frictional drag）而使下衝氣流前緣在地面前進，但此下衝氣流亦提供了足夠的動力將暴雨前低層的暖濕空氣抬升到自由對流高度，此時上升氣流與下降氣流間的斜率很陡峭，因此在有關雷雨的惡劣天氣中強烈的垂直風切是發

生雷雨的首要條件。下衝氣流通常均發生在雷雨的成熟期或消散期中，經Byers與Braham（1949）之研究，在雷雨下有一冷空氣坳（cold-air dome）存在，平均高度約為2500呎，在個案的測量中其變化從1000～5000呎不等，因此我們可以說在雷雨雲下有冷卻作用的發生應是相當合理的。但並非每個案例均可找出明顯的冷空氣坳，因為在下沉的冷空氣在到達冷空氣坳頂附近時其濕絕熱遞減率很快的會被攜帶混合作用（Entrainment）所破壞，而造成冷空氣坳頂呈乾絕熱式的增溫，使得此層變成等熵的擾動混合層（Isentropic mixing of the turbulent layer），使我們在做溫度垂直剖面時，往往由於此種運動的存在而造成冷空氣坳頂的估計錯誤。

(2) 下衝氣流所造成非靜力氣壓

下衝氣流在到達地面後即轉為水平運動，它首先會造成氣壓湧浪（pressure surge），由於氣壓梯度的改變立刻導致有風變（wind shift or first gust or direction shift），在很短的時間內造成溫度的下降，最後才會有降水出現。下衝氣流與氣壓場與風場之變化如圖三、四。

在下衝氣流下的地面風永遠為輻散，其計算出來的值約為 $100 \sim 500 \times 10^{-5}/\text{sec}$ ，究竟下衝氣流會造成地面非靜力氣壓程度有多少？吾人可以一理想化的下衝氣流模式來計算：（如圖五）

首先我們假設下衝氣流為穩定狀態，而且與外界不發生任何攜帶混合作用，此下衝氣流為一圓形對稱型，且其從中央散布，在大氣為不可壓縮的假設下，來解近地面之三維氣流的擾動速勢位（velocity potential）

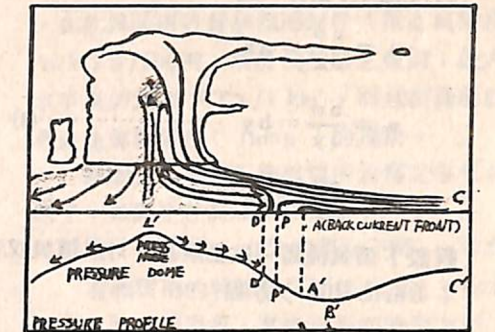
$$\phi = (ax^2 + by^2 + cz^2)/Z \quad (1)$$

Z——下衝氣流發生之高度。

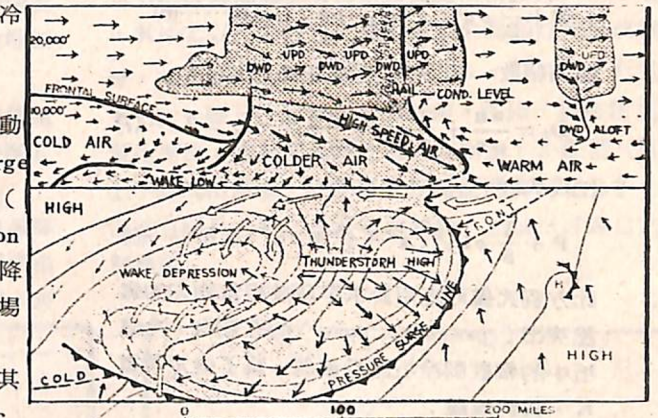
為使此方程式有解a、b、c必須滿足下條件：

$$\nabla^2 \phi = a + b + c = 0 \quad (2)$$

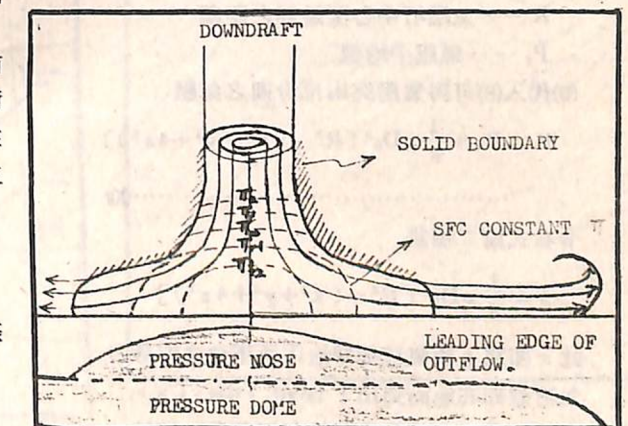
$$\therefore \text{下衝氣流為圓形，故可設 } a = b, c = 2a \quad (3)$$



圖三、下衝氣流與地面氣壓場變化之關係



圖四、下衝氣流與地面風場關係



圖五、理想化下衝氣流模式

則其速度分量分別為

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} = ax$$

$$v = \frac{\partial \phi}{\partial y} = by \quad \dots\dots\dots(4)$$

$$w = \frac{\partial \phi}{\partial z} = cz$$

假設下衝氣流為一駐留系統，可以用貝奴利 (Bernoulli) 方程

$$P + \frac{1}{2} \rho |\vec{V}|^2 = K \quad \dots\dots\dots(5)$$

$|\vec{V}|$ —— 速度向量之絕對值

K —— 常數

(4) 代入 (5)

$$P + \frac{1}{2} \rho a^2 (x^2 + y^2 + 4z^2) = K \quad \dots\dots\dots(6)$$

地面輻散

$$D_0 = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial w}{\partial z} = -c = 2a \quad \dots\dots\dots(7)$$

(7) 代入 (6)

$$P + \frac{1}{8} \rho D_0^2 (x^2 + y^2 + 4z^2) = K \quad \dots\dots\dots(8)$$

此方程式僅可應用於水平輻散相當均勻的氣壓突出 (pressure nose) 的區域內，冷氣坳中的輻散朝冷坳邊緣減弱，為了決定常數 K，我們假設：

$$K = P_s + \frac{1}{8} \rho D_0^2 R^2 \quad \dots\dots\dots(9)$$

R —— 氣壓坳中心至邊界之距離

P_s —— 氣壓平均值

(9) 代入 (8) 可得氣壓突出部份裡之氣壓

$$P = P_s + \frac{1}{8} \rho D_0^2 [R^2 - (x^2 + y^2 + 4z^2)] \quad \dots\dots\dots(10)$$

令右式第二項為

$$\pi = \frac{1}{8} \rho D_0^2 [R^2 - (x^2 + y^2 + 4z^2)]$$

此 π 即為下衝氣流衝擊地面所導致之非靜力氣壓量如在地面突出 (nose) 中心 ($x = y = z = 0$) 其最大靜力氣壓量為

$$\pi_{\max} = \frac{1}{8} \rho D_0^2 R^2 \quad \dots\dots\dots(11)$$

設 $R = 4$ 哩， $D_0 = 500 \times 10^{-5}/s$

其所產生的非靜力氣壓量約

$$\pi_{\max} \approx 1.4 \text{ mb}$$

因此在下衝氣流下方的氣壓可將它分為靜力與非靜力兩個作用之結果：

$$P = P_h + \pi$$

P_h —— 靜力氣壓量

π —— 非靜力氣壓量

(3) 下衝氣流中的垂直速度與輻散

在計算下衝氣流時，由於它屬中尺度系統，因此綜觀尺度中的各種假設與方程式均不能應用於此，由 (2) 中之假設 Foster (1958) 將浮力方程積分：

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{T' - T}{T} \quad \dots\dots\dots(12)$$

$$\text{或 } \frac{dw}{dt} = -g \frac{\Delta T}{T}$$

$\Delta T = T - T'$ 永遠為正，亦可寫為

$$\Delta T = \Delta T_0 \left(1 - \frac{z}{Z}\right)$$

Z —— 下衝氣流發生的高度。

z —— 任意高度。

ΔT_0 —— 下衝氣流內溫度與環境空氣溫度差 (地面上)。

$$\therefore \frac{dw}{dt} = w \frac{\partial W}{\partial Z}$$

$$\text{積分 } \int_{w_0}^w w dw = -g \frac{\Delta T_0}{T_m} \int_0^z \left(1 - \frac{z}{Z}\right) dz \quad \dots\dots\dots(13)$$

T_m —— 平均溫度

可得下衝氣流在地面的速度為

$$w^2 = gZ \frac{\Delta T_0}{T} \quad \dots\dots\dots(14)$$

由上一公式可以看出下衝氣流的動能與下衝氣流所發生的高度及地面冷卻量成正比。

另外吾人可由下面的關係式計算出任意高度 (z) 處的垂直速度及輻散：

高度為 z 面上的垂直速度：

由 (13) 積分得

$$w = (Z - z) \sqrt{g \frac{\Delta T_0}{Z T_m}} \quad \dots\dots\dots(15)$$

高度為 z 面上的輻散：

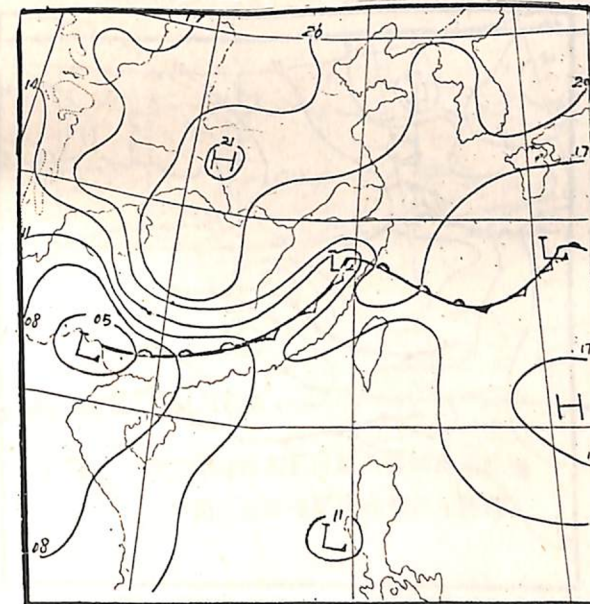
$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial w}{\partial z} = \sqrt{g \frac{\Delta T_0}{Z T_m}} \quad \dots\dots\dots(16)$$

由 (16) 式可以看出下衝氣流所形成的輻散或輻合在各層面上均相同。在下衝氣流下的地面風永遠均為輻散，其值約 $100 \sim 500 \times 10^{-5}/\text{sec}$ 。

(4) 陣風鋒 (gust front or first gust)

陣風鋒又稱最初陣風 (first gust)，發生於雷雨胞行進方向之前約 15 公里左右，此區內有強烈的風切與亂流 (劉，陶，1980)，其風速可超過 50 KTS，平均而言，跟隨雷雨過鏡的陣風鋒面，可使風速增加 15 KTS，風向改變 40 度。

最初陣風乃於空氣自雷雨雲中下衝到達地面後急速轉成水平運動，而將地面較暖的空氣抬起，形成一種小中尺度鋒面型 (frontal-type) 的交界面，故又稱為陣風鋒面，在此交界面上不但風場有變化，溫度也有明顯的改變，陣風鋒較雷雨胞 (cell) 走



圖六、三月四日 1200 Z 天氣圖形勢

的快，通常在雷達雷暴回波前 8 至 16 公里，在此鋒面附近曾經觀測到最大垂直風切為 10 KTS/100 呎，屬於強烈級之風切；最大水平風切為 25 KTS/1 km，而且在鋒面前會產生氣壓突升 (Jump) 的現象。

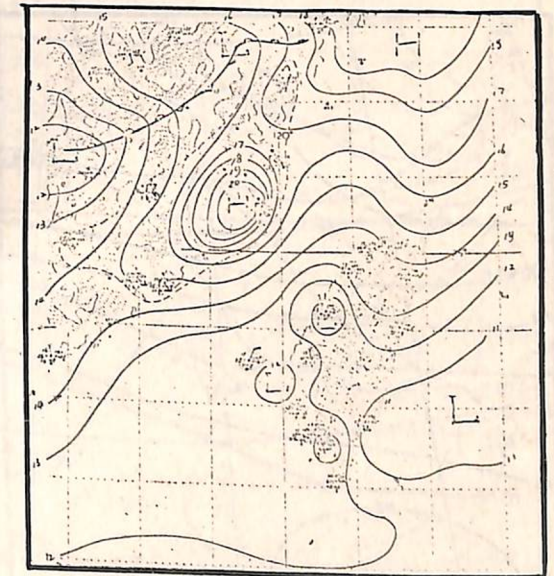
綜觀上面有關下衝氣流所影響之各氣象因子，其發生之前後順序如下：

氣壓突升 → 風變 1-3 分鐘溫度下降 → 降水

有關雷雨的特性除了不衝氣流之外尚有閃電、降水等現象，其牽涉到雲物理方面，此處不加詳述。

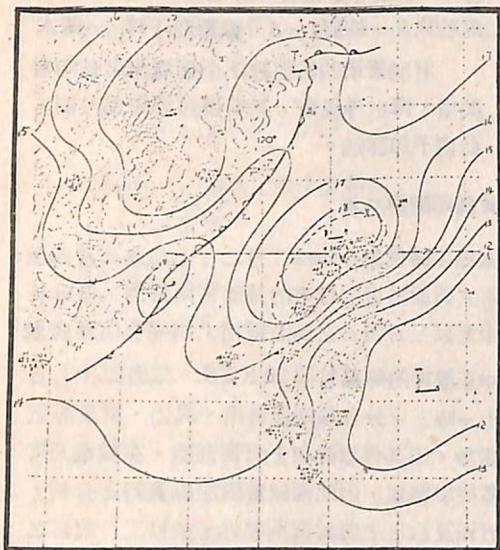
四、實例印證與分析

本節中將例舉今年 (99) 二月二十七日及三月四及六日兩次鋒面過境所帶來的鋒面雷雨為例來做分析，其中尤以三月四日之鋒面雷雨尤為強烈而形成颶風，中正機場的陣風曾達 50 KTS。二月二十七日上午十一時三十分台灣南部台南、岡山、屏東附近發生雷雨，因其係屬鋒面上的雷雨胞，在綜觀尺度上不易找出跡象，因此僅做實際記錄資料之分析，而三月四及六日之鋒面雷雨較強，故以三月四日之例為主。

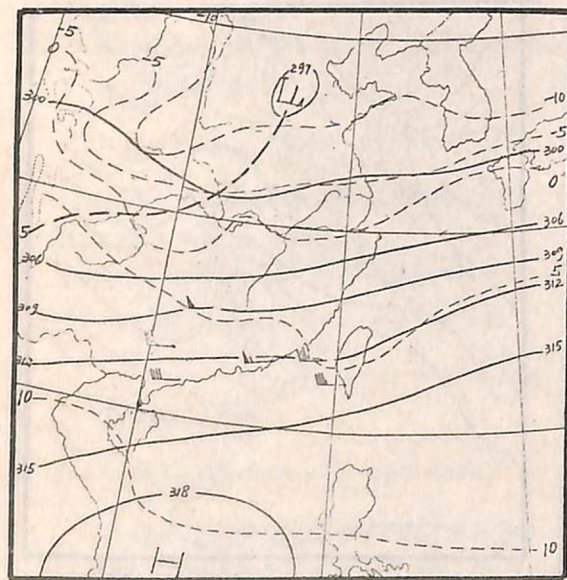


圖七、三月四日 1200 Z 天氣詳圖，可明顯看出鋒面前的胞狀高壓 (Bubble High) 在大陸沿海

三月四、五、六這三天台灣北部地區有多次發生雷雨，而且強度均相當強，圖六為三月四日1200 Z的天氣圖形勢，當時有一鋒面在華南沿海，而鋒面前有一高壓楔，由於圖六為甲種圖不易看出，因此另做詳細之分析圖七、圖八分別為三月四日1200 Z與1500 Z的詳細地面分析圖，由圖中我們可以



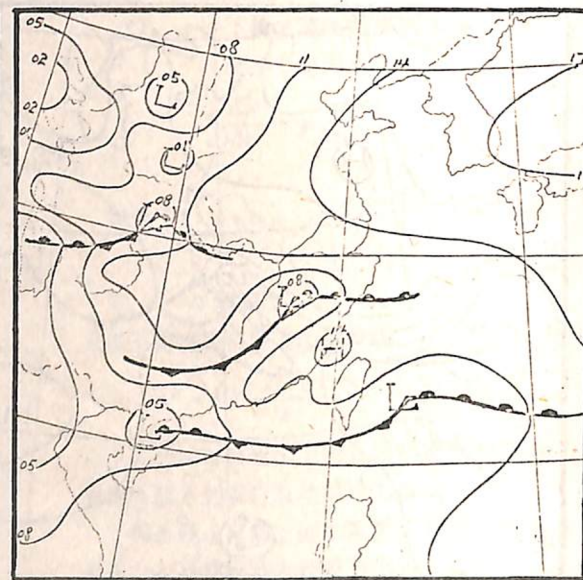
圖八、三月四日1500 Z天氣詳圖



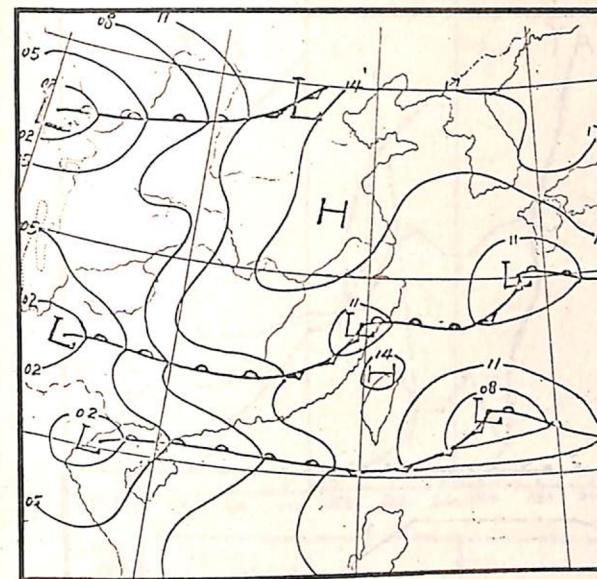
圖九、三月四日700mb 高空圖

看到鋒面前胞狀高壓 (bubble high) 的行踪，三小時內即由大陸沿海移到本省北部，造成北部地區雷雨。圖九為三月四日700 mb之高空圖，可看出華南沿海與台灣區有一強風軸通過，而且台灣區有一溫度槽，這足以證明圖一、二中所說，中對流層有乾冷空氣下沉，並且有一強風帶向下傳送動量，而圖二中的胞狀高壓在此例中更是明顯，圖十、圖十一為三月六日鋒面雷雨的地面圖形勢，由三月六日與四日之地面圖比較之下，它們有一共同之特點即是在鋒面前均有胞狀高壓存在，在六日1200 Z的高空圖上亦可以看到明顯的強風帶。

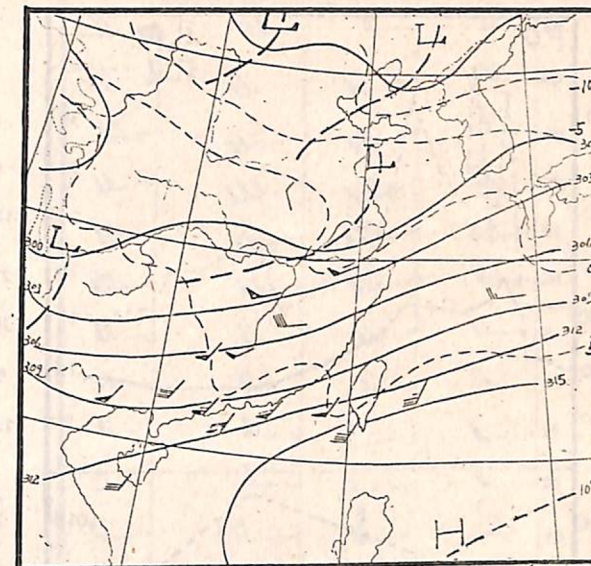
以上是綜觀尺度的形勢，下面我們再看當鋒面雷雨經過本省南部及北部時的實際觀測記錄，由圖十三之氣壓自計器上所記錄之結果，可以很明顯的看出三月四、六兩日鋒面雷雨所造成的氣壓跳躍 (Jump) 現象，從圖十四、十五、十六中可以看到最初陣風到達時不但風速劇增風向也有很大的改變。垂直向的穩定度變化可以用相當位溫 (θ_e) 來代表，圖十七即為台北及馬公兩地的相當位溫垂直變化的時間剖面圖，由台北的相當位溫垂直剖面圖來



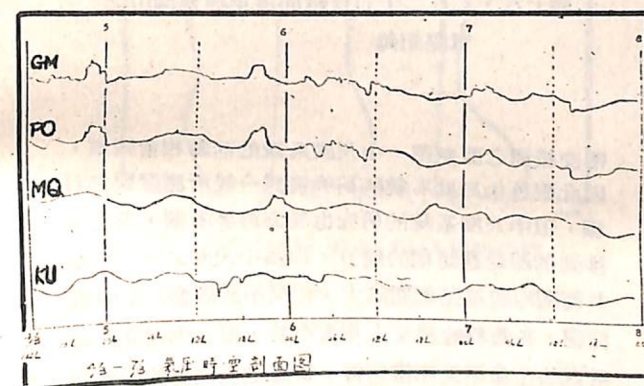
圖十、三月六日0600 Z地面圖形勢



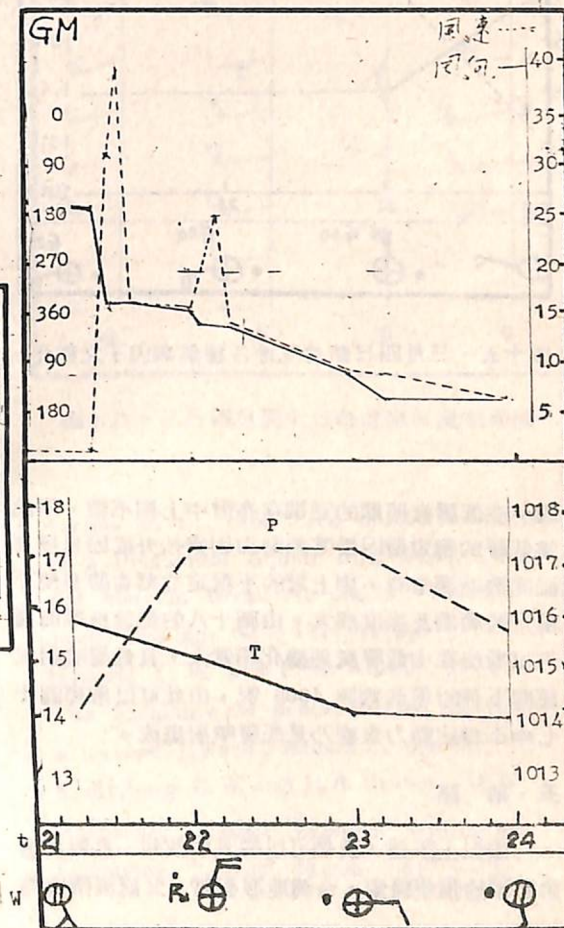
上左圖十一、三月六日1800 Z地面圖示意圖



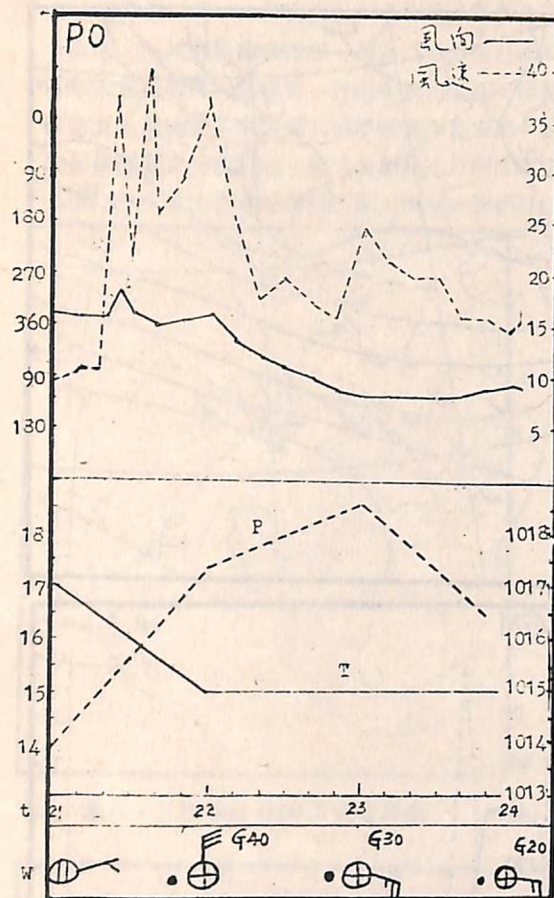
上右圖十二、三月六日1200 Z 700MB
高空圖示意圖



下左圖十三、三月四日至七日數次鋒面雷雨經過
台灣北部時氣壓曲線變化示意圖



下右圖十四、桃園基地各種氣象因子之變化

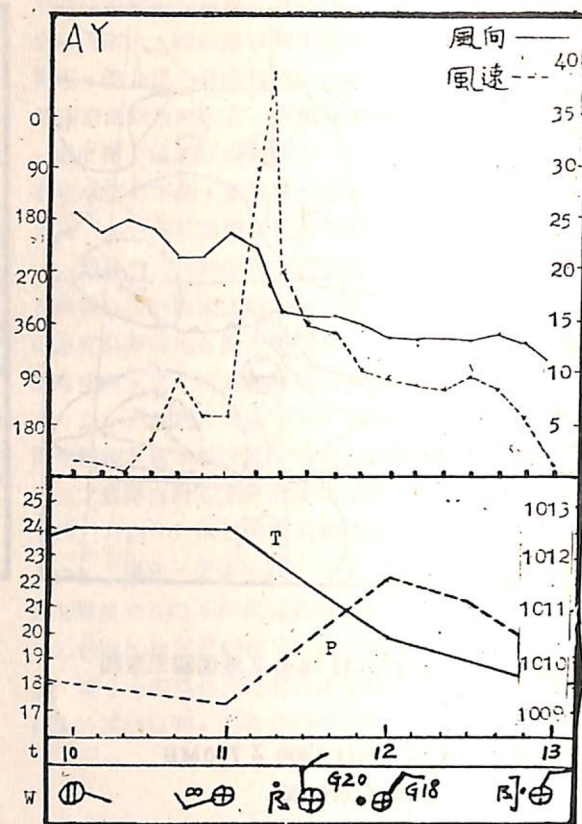


圖十五、三月四日新竹基地各種氣象因子之變化

看，在低層有明顯的逆溫存在但中上則不穩，因此當低層的穩定層因受某種動力因素抬升或因日照增溫穿透逆溫層時，則上層的不穩定立刻會助長使不穩定的範圍及強度擴大。由圖十八的垂直風剖面圖可以看出在中低層風速變化相當大，且低層噴射氣流向下的伸的很低約達 4000 呎，由此可以解釋圖十七中不穩定動力來源乃是低層噴射氣流。

五、結語

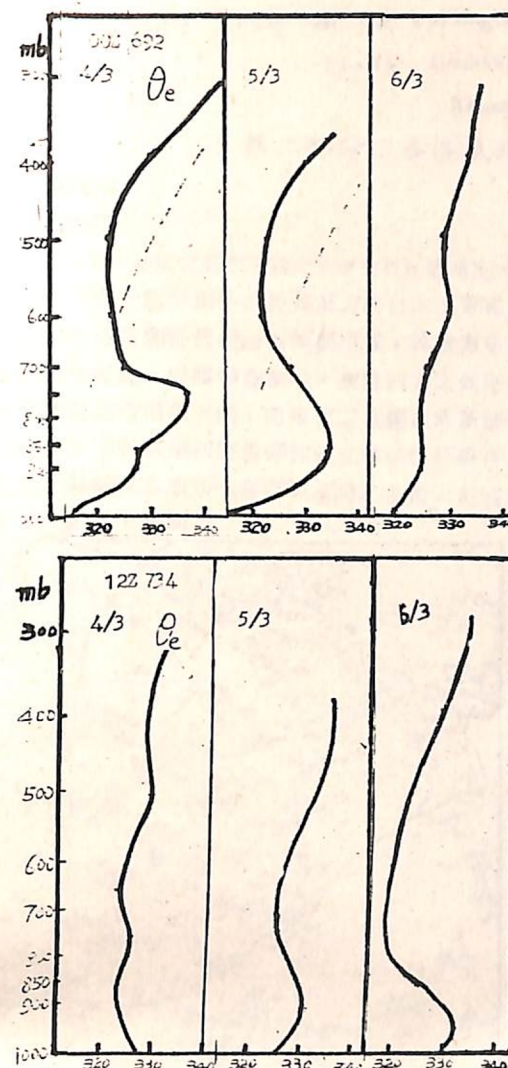
由以上所述，我們可以從其中找到一些對於惡劣雷雨的預報線索，台灣地形複雜，又處溫帶與熱



圖十六、二月二十七日鋒面雷雨經過岡山之實際記錄

帶交接處之亞熱帶，中尺度系統的活動相當頻繁，因此對於中尺度系統的研究實為今後所應發展之目標，但中尺度系統的研究也受到許多限制，首先牽涉到的即是觀測網的建立，因為中尺度之天氣系統其範圍均較單站範圍為大，但又小於觀察尺度的觀測網，在資料的搜集上相當不易，而且中尺度天氣系統的生命期又相當短暫，很難能夠完整的記錄到其整個資料，因此對於中尺度系統的許多物理結構尚不能完全了解，亦是我們有待努力的問題。

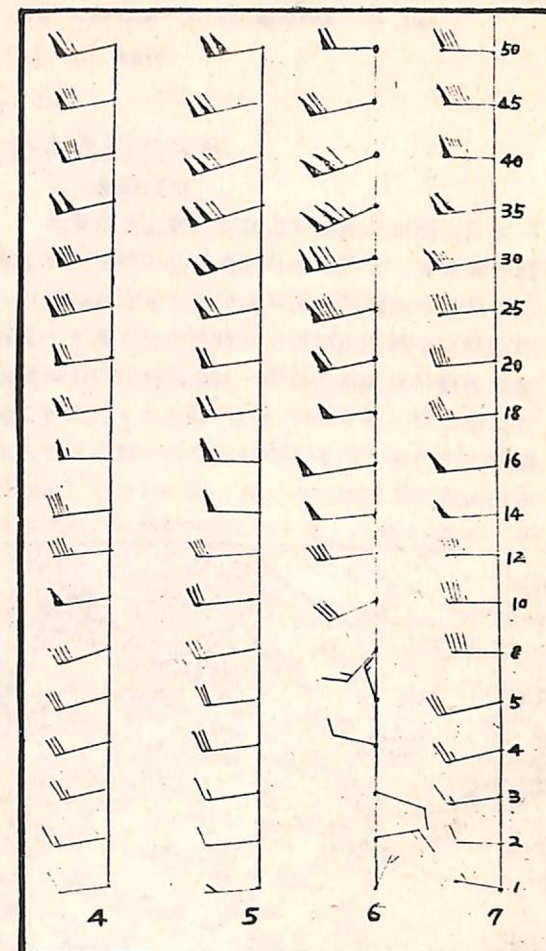
誌謝：本文中部分實際資料由毛春台、李隸萍、王煥彬、徐鐵岡、歐陽康燕、陳金生等提供，特此誌謝。



圖十七、台北(692)馬公(734)相當位溫時間剖面圖

參考資料：

- 1 劉廣英、陶家瑞，1980：「低層風切之形成與預報」，民航局「大氣亂流與飛航安全研討會」論文集，台北市。
- 2 Fujita, Tetsuya, 1963：Analytical Mesometeorology. A Review University of Chicago
- 3 Barnes S. L., 1960：An objective analysis of a Prefrontal Squall line. Dept. Ocean and Meteor. Texas A. and M. College Tech. Rep pp. 60 ~ 171, 61 pp.
- 4 Harrold T. W. and P.M. Austin, 1974：The Structure of precipitation System a Review J. Rech. Atmos 8, pp. 41 ~ 57.
- 5 Krietzberg C.W. and H.A. Brown, 1970 Mesoscale Weather Systems within an Occlusion. J. Appl. Meteor. 417 ~ 432.



圖十八、三月四日到七日台北垂直風剖面圖