

雷雨簡介

楊宏宇

(中華民國七十四年六月十二日收件，八月二十四修正)

台灣位於低緯度地區，且四面環海，夏季午後雷雨發生頻繁。本文旨在介紹雷雨之結構及特性，俾對其有更深入的了解而利預測及防範其危害。

一、前言

雷雨係一種地區性風暴，代表最強烈之大氣對流現象，其水平尺度約較綜觀系統之環流尺度小一至兩個數量級，這種生命期甚短之中小尺度系統，因發生時間短暫，不易控制，實為需要注意的問題。其發生的季節大部分在5-9月間，發生時的天氣現象常伴有閃電、雷聲、強烈陣風、亂流、下衝氣流等對飛航安全構成嚴重威脅。過去研究雷雨之文獻相當多包含有統計分析及客觀預報研究或校驗。台灣位於低緯度地區，為一海島型國家，夏季午後雷雨發生頻繁，實有了解其成因，結構及特性的必要。

二、雷雨分類及其生成條件

雷雨為大氣中之劇烈天氣現象，影響飛安甚鉅。其生成之條件及分類有：

(一)具有對流不穩定性之暖濕氣團移至陸地，經日射及地表之加熱增溫，起對流作用釋放潛能而成，稱為氣團雷雨或熱雷雨。此類雷雨，在台灣夏季最為盛行，且多出現於午後三時左右。

(二)鋒面舉升在不穩定氣團所產生之雷雨，稱為鋒面雷雨。在台灣以五、六月春夏之交的梅雨季節發生最多，二至四月由冬入春之季節次之。

(三)低壓中心附近強烈上升氣流及低壓或颱風所帶來的間熱帶輻合區(ITCZ)所產生之雷雨，稱為渦流雷雨。

四地形迫舉暖濕之潛在不穩定氣團所產生之輻

合型雷雨，稱為地形雷雨。

由以上之生成條件，可知氣團不穩定在整個雷雨過程中相當重要，氣團不穩定性有三種：

(1)對流不穩定或稱熱力不穩定，指原先穩定之未飽和大氣層，由於下層水汽甚豐，經抬升後，即達飽和而不穩定。其特徵是濕球位溫 θ_w 或相當位溫 θ_e 隨高度減小($\partial\theta_w/\partial Z < 0$ ，或 $\partial\theta_e/\partial Z < 0$)。

(2)條件性不穩定，指實際觀測之大氣溫度直減率，介於乾絕熱與濕絕熱直減率之間($\gamma_a < \gamma < \gamma_s$)，如氣團因外力而垂直上升達飽和時，則空氣將成為不穩定。

(3)潛在不穩定，乃以氣塊是否越過自由對流面(LFC)為條件，如氣塊受外力抬升，越過LFC，則可自由上升而達不穩定。

雷雨生命史可分為三個時期：如圖1所示。

(1)積雲階段——雖然並非所有的積雲都會發展成雷雨，但雷雨的生成是由積雲開始，如圖1A所示，上升氣流可從地面延至雲頂，雲之垂直成長速率最大可達每分鐘3000呎。最初的積雲是由上升的水汽遇冷變成小水滴而成，再繼續由小水滴結合成較大的雨滴，當雨滴的重量夠大時即可下降，此時下降雨滴形成一股冷的下衝氣流，沿途與繼續上升的氣流相遇，則已入成熟階段。

(2)成熟階段——當降水形成一股下衝氣流時，成熟階段開始。下衝氣流的冷雨，在下降的增溫過

1975)。雷雨外圍環境動量隨高度增加並改變方向，因上沖流之水平動量與外圍不同，故可假定上沖流對於高層風可能恰似一圓筒柱使氣流繞道而過，因此能阻止上沖流被風切破壞。Fankhauser (1971) 與 Jessup (1972) 利用飛機及雷達觀測劇烈雷雨，發現活躍之垂直上沖流確實迫使外圍氣流繞道而過，恰似一均勻流內有一圓筒柱之情況，如圖8所示，(陳，1982)。

四、雷雨之下衝氣流及陣風鋒

無論鋒面雷雨或氣團雷雨，它們均有雷雨的共同現象，下衝氣流，此氣流形成陣風鋒，並伴隨氣壓突變，溫度不連續，風切等現象。

(一)下衝氣流 (Downdrafts) 下衝氣流通常發生在雷雨的成熟期或消散期中，其主要成因是由於重力與密度差所造成。而維持下衝氣流的主要力量是靠上升氣流所造成降水的摩擦拉力而使下衝氣流前緣在地面前進，而此種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。下衝氣流在到達地面後，即轉為水平運動，其半徑可達1~2公里，速度可達20KTS，它所造成的現象首先會有氣壓突變 (Pressure Surge)，其次有風變 (Wind Shift)，而在很短的時間內會造成溫度的下降，最後才有降水的出現，由於地面的氣壓梯度會導致風變，所以通常風切會很快隨氣壓突變而來。如此則在中尺度 (Meso-Scale) 的分析中，假定：

- (1)下衝氣流為穩定狀態 (Steady State)。
- (2)此下衝氣流與四周環境空氣，無任何攜帶混合作用 (Entrainment)。

據此，Foster (1958) 將浮力方程積分後得下衝氣流之速度W，

$$W^2 = gZ \frac{\Delta T_0}{T_m} \quad (1)$$

ΔT_0 ：下衝氣流內溫度與環境空氣溫度之差

Z：下衝氣流發生的高度

z：任意高度

g：重力加速度

T_m ：環境空氣之平均溫度 (地面至Z高度)

由(1)式可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皆成正比。並且可由浮揚力方程算出任意高度 (z) 的垂直速度：

$$W = (Z - z) \sqrt{g \frac{\Delta T_0}{Z T_m}} \quad (2)$$

而該層輻散為

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial W}{\partial z} = \sqrt{g \frac{\Delta T_0}{Z T_m}} \quad (3)$$

由(3)式我們可知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為輻散，其值均為 $100 \sim 500 \times 10^{-5} / \text{sec}$ 。

(二)陣風鋒 (Gust Front or First Gust)

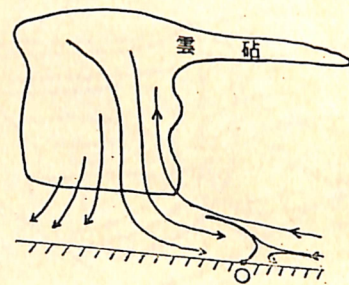


圖9-1 雷雨剖面圖

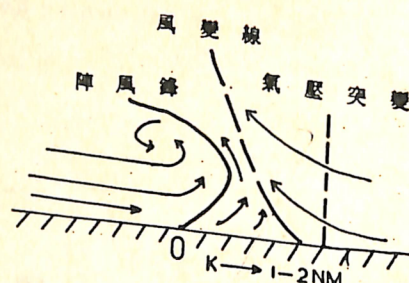


圖9-2 雷雨陣風鋒面剖面圖

一陣風鋒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如圖9所示。根據觀測 (空勤人員氣象手冊，1974) 顯示強烈雷雨之陣風鋒面上，64%的風向可改變90度，更有10%改變達180度；風速可超過50KTS，而自地面至150公尺之間風速亦可增加50%。平均而言，跟隨雷雨過境的陣風鋒可使風速增加15KTS，風向改變40%。陣風鋒面在雷雨之前，常會吹起沙陣或其他地面上的輕質雜物而形成塵雲 (

Dust Cloud)。冷空氣自雷雨雲中下衝到達地面後急速轉成水平運動，此種陣風將地面較暖空氣抬起，形成一種中尺度鋒面型的交界面，故稱為陣風鋒面，在此交界面上不但風場有變化，溫度也有明顯的改變，陣風鋒較雷雨跑的快，通常在雷達回波前8至16公里，在此鋒面附近曾經觀測到最大垂直風切為10KTS/100ft，屬於強烈級之風切；最大水平風切為25KTS/1km，而且在鋒面前會產生氣壓突升的現象。

其次我們可以了解一下，下衝氣流所造成地面非靜力氣壓之程度有多少，我們可以一理想化的下衝氣流模式來計算。

假定：(1)下衝氣流為穩定狀態。

(2)下衝氣流系統與環境無攜帶混合作用。

(3)下衝氣流為圓形對稱，其散佈亦從中央散佈。

(4)大氣為不可壓縮狀況。

由以上假設來解接近地面之三維氣流的擾動速勢位。

$$\phi = (ax^2 + by^2 + cz^2) / Z \quad (4)$$

為使方程式有解 a、b、c 必須滿足下列條件：

$$\nabla^2 \phi = a + b + c = 0 \quad (5)$$

所以下衝氣流為圓形，故可設

$$a = b, c = 2a \quad (6)$$

則其速度分量分別為

$$\left. \begin{aligned} u &= \frac{\partial \phi}{\partial x} = ax \\ v &= \frac{\partial \phi}{\partial y} = by \\ w &= \frac{\partial \phi}{\partial z} = cz \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

假設下衝氣流系統為一駐留之氣流，可以用到 Bernoulli 方程

$$P + \frac{1}{2} \rho |\vec{V}|^2 = K \quad (8)$$

K = constant $|\vec{V}|$ 一速度向量之絕對值

(7)代入(8)

$$P + \frac{1}{2} \rho a^2 (x^2 + y^2 + z^2) = K \quad (9)$$

地面輻散

$$D_0 = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial w}{\partial z} = -c = 2a \quad (10)$$

(10)代入(9)

$$P + \frac{1}{8} \rho D_0^2 (x^2 + y^2 + 4z^2) = K \quad (11)$$

此方程式只可應用於水平輻散相當均勻的氣壓鼻 (Pressure Nose) 區域內，冷氣坳中的輻散期冷坳邊緣減弱的很快。為了決定常數K我們假定：

$$K = P_0 + \frac{1}{8} \rho D_0^2 R^2 \quad (12)$$

R：氣壓坳中心至邊界之距離

(12)代入(11)可得氣壓鼻裡之氣壓

$$P = P_0 + \frac{1}{8} \rho D_0^2 [R^2 - (x^2 + y^2 + 4z^2)] \quad (13)$$

P_0 ：氣壓平均值

令右式之第二項為

$$\pi = \frac{1}{8} \rho D_0^2 [R^2 - (x^2 + y^2 + 4z^2)] \quad (14)$$

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

$$\pi_{\max} = \frac{1}{8} \rho D_0^2 R^2 \quad (15)$$

設 $R = 4 \text{ miles}$ $D_0 = 500 \times 10^{-5} / \text{sec}$ 其所產生的非靜力氣壓量為約 $\pi_{\max} \approx 1.4 \text{ mb}$

$$\rho \approx 1.0937 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$$

$$p = p_h + \pi$$

$$p_h : \text{靜力氣壓} \quad \pi : \text{非靜力氣壓}$$

所以下衝流下之氣壓可將它分為靜力氣壓與非靜力氣壓兩個作用之結果。

綜合上述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。

五、結論

綜合上述，我們知道生成雷雨的機制為穩定度、水汽含量、垂直運動、綜觀天氣系統上的有利形勢，再加上日射增暖及地形效應等均為有利因素。雷雨對飛機飛行時的影響甚鉅，所以當我們了解了雷雨的成因及結構後，最重要的便是如何做好雷雨預報，使飛航安全的危險降低到最少以減少人員傷亡及財產的損失。

參考文獻

- 1 王崇岳，1978：天氣學（上），p. 120～122。
- 2 林政宏，1977：新航空氣象學（上），p. 126～133。
- 3 陳泰然，1982：大氣中尺度現象之物理過程觀念，中範圍天氣系統研討會。
- 4 劉廣英，陶家瑞，1980：低層風切的成因與預報，大氣亂流與飛航安全討論會。
- 5 劉廣英，陶家瑞，1977：鋒面雷雨之個案分析，氣象預報與分析。
- 6 洪秀雄，1980：伴隨雷陣雨之低層風切，大氣亂流與飛航安全討論會。
- 7 Browning, K.A., and F.H. Ludlam, 1962: air flow in convective storms. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 88, 117～135.
- 8 Fankhauser, J. C., 1971: Thunderstorm environment interactions determined from aircraft and radar observations. Mon. Wea. Rev., 99, 171～192.
- 9 Jessup, E. A., 1972: Interpretations of chaff trajectories near a severe thunderstorm. Mon. Wea. Rev., 100, 653～661.
- 10 Kropfli, R. A., and L. J. Miller, 1975: Thunderstorm flow patterns in three dimensions. Mon. Wea. Rev., 103, 70～71.
- 11 Ludlam, F. H., 1963: Severe local storms. A review. Meteor. Monogr., 5, 27, 1～30.
- 12 Ray, P.S., R. J. Daviak, G. B. Walker, D. Sirmans, J. Carter, and B. Bumgarner, 1975: Dual-Doppler observation of a tornadic storm. Preprints of Papers 16th Radar Meteor. conf., Boston, Amer. Meteor. Soc., 115～120.

An Introduction to Thunderstorms

Horng-yu Yang

ABSTRACT

The location of Taiwan is rather lower in latitude, and is surrounded by the ocean. Therefore, thunderstorms are very active, almost every afternoon, in the summer.

The good of this paper is to introduce the structures and characteristics of thunderstorm. In order to have a better understanding of thunderstorms, also to reduce the damages along with them by extending the leading time of the thunderstorm warning.