

大氣中尺度現象之物理過程與觀念

國立台灣大學 大氣科學系

陳 泰 然

摘 要

過去我們對於綜觀尺度大氣現象之了解增加快速，但對於中尺度現象則相對地相當緩慢，主要乃因有用的中尺度系統觀測資料之獲得困難。最近因人們較以往更關切都市環境空氣污染與劇烈天氣災害問題，又因為了改進天氣預報能力並延長預報期限，故氣象界之研究趨勢已很明顯地注重在中尺度現象，致使我們對於導致中尺度系統之物理機制增加許多了解。因中尺度涵蓋的範圍很廣，包含很多不同空間與時間尺度的現象，又因中尺度並無一個代表性之時間尺度，故本文首先對尺度定義做一介紹，之後按個別中尺度現象加以評介，包括中緯度對流系統、熱帶對流系統及地形引發之中尺度系統等。

一、前 言

過去一般氣象學者在研究大氣現象及其動力時，經常以現象之時間及空間尺度（水平）將研究對象區分成兩個不同的領域。一為研究具有空間尺度～公尺及時間尺度～分鐘之近地層大氣現象之微氣象學，另一為研究具有空間尺度～1000公里及時間尺度～1星期控制逐日天氣變化之大尺度系統之綜觀與動力（synoptic and dynamical）氣象學。雖然大尺度（macroscale）與小尺度（microscale）氣象學包含了很多大氣過程，但仍有很多重要的大氣現象其空間及時間尺度介乎此兩者之間，此即中間尺度（intermediate scale）或中尺度（mesoscale）。過去對綜觀尺度（synoptic scale）之了解增加快速，但對於中尺度現象之了解則相當緩慢，主要理由並非因中尺度現象不重要（相反地，十分重要），而是由於很難獲得有用的中尺度系統觀測資料。最近由於人類較以往更關心都市環境空氣污染與劇烈天氣災害問題，以及為了改進天氣預報能力並延長天氣預報期限，故氣象界研究趨勢已很明顯轉向中尺度現象，致使我們對於導致中尺度系統之物理過程增加許多了

解。1974年全球合作計畫“大西洋熱帶試驗”（GARP Atlantic Tropical Experiment；GATE）以及1979年美國的“劇烈風暴與中尺度試驗”（Severe Environmental Storms and Mesoscale Experiment；SESAME）即為了對中緯度及熱帶之中尺度現象及其與其他尺度現象交互作用增加了解的重要試驗計畫。

目前雖然一般認為中尺度泛指在大尺度與小尺度間之所有大氣現象，但中尺度氣象學的一個問題是中尺度現象仍不斷地被發現被描述，且因中尺度所包含範圍很廣現象很多，致使“中尺度”對不同學者有不同意義。有些學者以相同名詞描述完全不同的現象與過程，而另有些學者則用不同名詞來描述相同的現象或過程。前者例如，“中尺度對流”被有些學者用於指水平尺度～10公里之雷雨，而被另一些學者用於指～500公里之中尺度對流複合體（Mesoscale Convective Complex；MCC）。後者例如，有些學者認為鋒面是中間尺度，有些認為是綜觀尺度，而有更多學者認為是中尺度。因此，就有很多學者將中尺度再做細分，以便能以確切尺度描述不同大氣現象，不同學者之尺度劃分定義將於第二節介紹。再者，若以時間做為尺度量

分之標準，在大尺度與小尺度運動並無問題，但在中尺度則發生困難。對於任何波動過程，其觀測頻率 ω_{obs} 係由波動內在頻率 ω_i 及都卜勒頻率 ω_D (u/L) 決定，即 $\omega_{obs} = |\omega_D \pm \omega_i|$ 。在全球尺度運動裡 $\omega_{obs} \approx \omega_i$ ，而小尺度運動 ($L < 10$ 公里) 則都卜勒頻率 ω_D 最重要，即 $\omega_{obs} = \omega_D$ 。可是在中(間)尺度運動系統其內在頻率與都卜勒頻率同一數量級。因此，在中尺度過程裡，所觀測到的時間尺度端視系統移動與平均氣流方向相同或相反而定，即 $\tau_{obs} = 2\pi / |\omega_D \pm \omega_i|$ 。顯然，大氣運動在大小尺度間之中尺度現象，並無代表性之時間尺度，因此，時間尺度在中尺度動力裡並非有用概念。因為對中尺度現象不可能做單一之尺度分析，即無代表性空間尺度及時間尺度，故一般在研究中尺度現象時大都採個別現象處理方式，而非針對整個中尺度運動系統。

既然在中尺度研究裡一般採用個別現象處理方式，因此先來看大氣內有那些屬於中尺度現象。在此我們對於中尺度現象可採取兩個不同觀點加以區分。一為以其發生緯度差異區分成中緯度及熱帶中尺度系統。前者例如：鋒面、乾線 (dry line)、颱風線 (squall line)、低層噴流 (low level jet; LLJ)、噴流條 (jet streak)、中尺度對流複合體 (MCC)、極性低壓 (polar low)、重力波……，後者例如：颱風、颱風線、雲團 (cloud cluster)……。另一為以產生中尺度現象之主要強迫作用區分為綜觀尺度強迫的 (synoptically forced) 及地形引發的 (terrain induced) 中尺度系統。前者例如：颱風線、層狀雲系內之對流帶、颱風……。後者例如：海陸風、都市環流、湖泊效應風暴、山谷風、山脈強迫氣流、地形擾動之地面氣壓、劇烈下坡風、地形雨……。前者因導致中尺度系統之綜觀環流本身隨時間移動並改變強度，故預報特別困難，它們發生之地理位置並不固定。而地形引發之中尺度系統則雖亦受綜觀條件影響，但主要由於固定之地形強迫作用而來，故較易準確預報。

因中尺度對流系統在天氣、動力及災害上的重

要性，故本文第二節將介紹各學者之尺度畫分定義，第三至第五節將就上述諸中尺度現象之概念、結構及物理過程按中緯度與熱帶對流系統及地形強迫之中尺度系統分別加以評介。上述中尺度現象例如颱風、鋒面等，因其結構與動力在過去已廣泛被研究，成果豐富非本文所能容納，且其現象及物理機制亦較為一般所了解，故不擬在此評介。此外，因篇幅有限，故地形強迫的中尺度系統亦僅將介紹部份。

二、尺度定義

在大部份的大氣過程裡，目前我們並不完全了解由觀測導出之內在空間尺度與地球物理參數間之關係，而僅知道一部份的關係，例如：超長波與地球半徑有關、斜壓波與 Rossby 變形半徑有關、山嶽波與地形尺度有關。因此，理論上對大氣運動系統之空間尺度區分界限可任意選取。但是，實際上若能將尺度界限畫分，使得所要分類的現象大部份均能被包含於某尺度間距內，則最為理想。日本、歐洲與美國氣象界一般均以空間尺度做為尺度區分標準，將大氣運動系統區分為大尺度 (macro-scale; > 2000 公里)、小尺度 (microscale; $< \sim 2$ 公里) 及中尺度 (mesoscale; $2 - 2000$ 公里)，而在日本中尺度與大尺度間又分出一中間尺度 (intermediate scale; $200 - 2000$ 公里)。GATE 則將熱帶現象之空間尺度區分成 A 尺度 (即波動尺度; $10^3 - 10^4$ 公里)、B 尺度 (即雲團尺度; $10^2 - 10^3$ 公里)、C 尺度 (即中尺度; $10 - 10^2$) 與 D 尺度 (即積雲尺度; $1 - 10$ 公里)。其理想之時間尺度 (即現象成長時間) 分別為 5 天、12 小時、1.5 小時及 10 分鐘。美國國家科學院大氣科學委員會 (Committee of Atmospheric Science; CAS) 則將大氣運動系統按其過程之時間長短做為定義尺度之依據，區分為氣候尺度 (climatological scale; \sim 月)、綜觀及行星尺度 (synoptic and planetary scale; 天 \sim 月)、中尺度 (時 \sim 天)、小尺度 (秒 \sim 時)，此種分法如前所述在中尺度範圍十分不

高壓而發生，在 400 公尺—40 公里之間，其伴隨風場可由三個都卜勒雷達系統求得。各尺度高低壓系統所伴隨之極端風速如圖 5 所示。不論高低壓系統，除颱風外，最大風速均由 mesoscale 向 misoscale 增加，而高壓系統在 miso α 達最大，低壓系統在 miso β 及 moso α 達最大。由

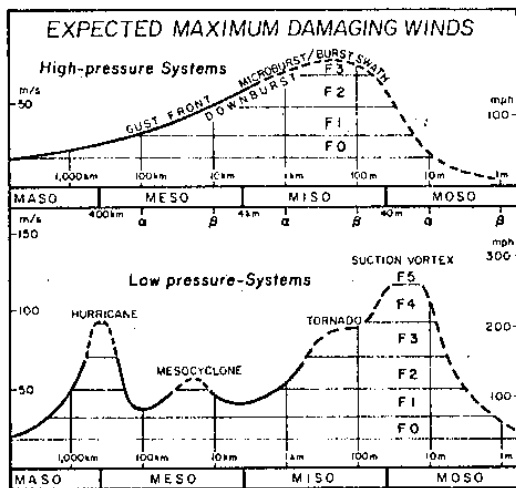


圖 5：雷雨引發之最大風速分佈。伴隨高壓之最大風速主要在 microburst 及 burst swath 之 misoscale 外流。低氣壓之最大風速在颱風、mesocyclone、龍捲風及 suction vortices 出現最大值。虛線表示未經證實之風速。在 mesocyclone 之下之局部強烈風速經常為輻散並伴隨扭轉性 downburst。(摘自 Fujita, 1981)

表一：伴隨雷雨之高低壓擾動之相對渦度及輻散度。中緯度之柯氏參數 f 為 $\sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。(摘自 Fujita, 1981)

| Highs | Vorticity (s^{-1}) | Divergence (s^{-1}) | Life |
|------------------------------|-------------------------------|---------------------------------|------------------|
| Masohigh (anticyclone) | $-f$ to 0 | 0 to 0.0001 | 1 week or longer |
| Mesohigh (pressure dome) | -0.001 to $+0.001$ | 0.0001 to 0.001 | 3 to 18 h |
| Misohigh (pressure nose) | -0.01 to $+0.01$ | 0.01 to 0.1 | 2 to 10 min |
| Mosohigh (burst swath) | -0.1 to $+0.1$ | 0.1 to 1 | 1 min or less |
| Lows | Vorticity (s^{-1}) | Convergence (s^{-1}) | Life |
| Mesocyclone (non-hurricane) | 0 to $5f$ | 0 to 0.0001 | 3 to 10 days |
| Mesocyclone (supercell) | 0.01 to 0.1 | 0.001 to 0.01 | 1 to 6 h |
| Misocyclone (tornado) | 0.1 to 10 | 0.01 to 1 | 1 to 100 min |
| Mosocyclone (suction vortex) | 1 to 10 | 0.1 to 10 | 1 to 100 s |

對於中尺度問題，Pielke (1981) 認為大氣運動系統之水平尺度若大到近似靜力平衡，但小到足以使邊界層上之風場顯著偏離梯度風平衡，則屬中尺度範圍。較小之大氣現象具有顯著非靜力平衡分量者屬於小尺度範圍。中尺度亦可較定性的定義為具有較傳統探空觀測網所能分析之時間尺度與空間尺度為小，但較個別積雲為大之運動系統。此表示水平尺度在數公里~100 公里，時間尺度在 1~12 小時，而垂直尺度由數十公尺至整個對流層。比中尺度小的小尺度系統，在天氣預報觀點僅能以統計方式描述，比中尺度大的綜觀尺度系統則可由傳統綜觀觀測網分析求得。

mesoscale 系統導致之地面風速相對地較小，mesohigh 及 mesocyclone 很少產生超過 50 ms^{-1} 之地面風。表一為中緯度高壓與伴隨雷雨之低壓之渦度與輻散度大小。渦度與輻散度一般隨尺度變小而增大。圖 5 所示在 misoscale 及 mososcale 之最大風速有伴隨最大渦度與輻散度趨勢。

三、中緯度對流系統

(一) 劇烈對流風暴之綜觀條件

在此所謂劇烈對流風暴係指伴隨中緯度綜觀擾動之有組織且強烈之對流系統，此與較無組織之氣團雷雨有別。後者主要導因於地面加熱。導致劇烈風暴之有利綜觀條件包括：

- 1 條件及潛在（或對流）不穩度。
- 2 低層豐富水汽。
- 3 高低層均有強風速帶（噴流），風通常向上順轉。
- 4 存在某些動力機制以釋放不穩度。

這些條件在美國西南平原及密西西比河流域春季時常存在。如圖6所示 (Newton, 1967)，該區劇烈風暴最可能在發展中之地面低壓東南方之高低層噴流相交處發生。在劇烈風暴較易發展之區

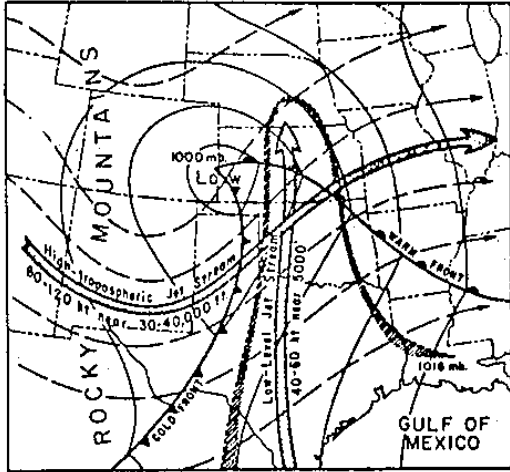


圖 6：劇烈天氣爆發之綜觀形勢。實線為海平面氣壓，虛線為高對流層氣流線。陰影區描繪出低層溼舌及潛在不穩地區。(摘自 Newton, 1967)

在美國西南平原及密西西比河流域特別容易產生不穩度，主要乃因其獨特之地理位置及地形。南邊墨西哥灣為暖溼空氣 (高 θ_w) 源地，在上述綜觀條件下向北平流形成低層暖溼空氣舌。在高層，乾冷空氣透過中高對流層噴流由西南部沙漠地區平流至此區而提供了形成不穩度之額外條件。暖溼空氣層上之逆溫層，在產生不穩度之大小占有重要角色，故對隨後發生之對流活動劇烈程度影響亦大。祇要逆溫存在，則將有效防止深對流產生。因此，可因溫度與溼度平流過程之垂直差異而使不穩度繼續增加。亦即逆溫可阻止溼空氣向上穿過，而使低層暖溼空氣層僅能有微弱發展之積雲及層積雲產生。因此，逆溫層下之空氣可繼續變得較暖較溼，而中高對流層變得更乾更冷。所以在考慮深厚氣層時，只要逆溫層存在則潛在不穩度可繼續增加而不被輕易釋放。

在有很大的潛在不穩度存在時，基本上有二種激發機制可將逆溫層破壞。若雲可由逆溫層下向上

穿過，通常低層有 2~3 公里厚的暖溼空氣層，其上則為深厚的乾燥條件不穩定空氣。圖 7 為劇烈風暴發生前之典型溼度與溫度剖線分佈。剖線顯示有一逆溫層將低層溼空氣與其上乾空氣分開，此種剖線分佈具有條件及對流 (即潛在) 不穩度之性質，故很容易導致對流。

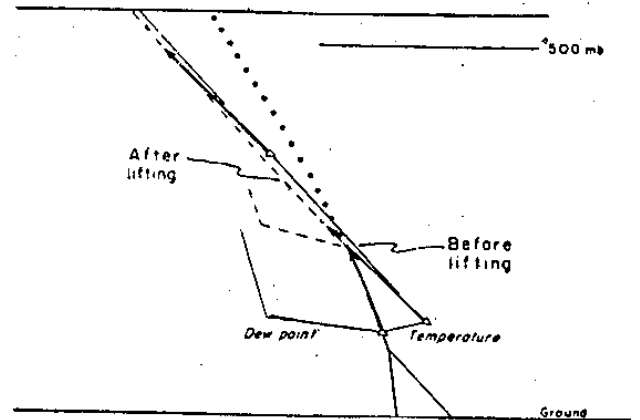


圖 7：劇烈對流發生前 (實線) 與發生時 (虛線) 之溫度與露點隨高度之分佈。在此兩狀態之間變化時，垂直運動導致之氣塊溫度變化以三角形並以箭頭表示。由溼層之上升氣塊溫度以圓圈線表示。未考慮低層之日照加熱。

穿過，則可能發展快速而到達高對流層或低平流層。假設太陽輻射 (或入日射) 夠大，則逆溫層下溼空氣層有可能被加熱到足以有效破壞逆溫層。但是，這種地面加熱機制通常不足以破壞這種強逆溫層，因為逆溫層上空由西南沙漠來的空氣層具有相當高的位溫。再者如圖 7 所示，需要用來破壞逆溫層的大部份加熱將在逆溫層下產生更多淺對流雲而減少太陽入射。最重要的激發機制為伴隨氣旋式擾動之有組織垂直運動場。由圖 7 所示，若上升運動作用於溼空氣上層，則首先將使空氣塊按乾絕熱降溫率冷卻，可是暖溼空氣之條件不穩度將被釋放而產生雲。當此層繼續變厚，則降溫率將趨近溼絕熱。另外，上升運動作用於逆溫層上之乾空氣下層，將使空氣塊乾絕熱冷卻。結果溼空氣層隨時間增厚，逆溫層強度漸減，最後完全消失。逆溫層消失後，飽和空氣塊將自由地沿溼絕熱過程上升，且較環境為暖而向上加速，對流於是發生。

考慮如圖 6 所示之綜觀形勢，高對流層槽下游

將可預期有水平質量輻散，其下低層有輻合，伴隨之中對流層上升運動通常在 $5 \sim 10 \text{ cm s}^{-1}$ 。此上升運動在 6 ~ 12 小時之間將有 1 ~ 2 公里淨舉升效果，足以破壞強逆溫層。高層輻散係伴隨正渦度平流，而正渦度平流約與風速平方成正比，故最強輻散將產生於高層噴流附近。低層噴流區域則溼空氣及熱量平流最快，且此區最易產生潛在不穩度。如此，高低層噴流偶合現象導致對流最可能在噴流相交處先發生。雖然伴隨高低層噴流之強烈垂直風切及高層乾空氣似為阻礙對流胞發生之因子，但它們實際上確為發生強烈對流所必須的條件。

(二) 中尺度強迫機制

上述產生劇烈風暴之必備條件已為我們所熟知，這些條件雖可由現存探空觀測網獲得亦可主觀或客觀的預報，但這些大尺度因子只能定義出有利發生的廣大區域，而實際對流雲系却僅局限於某一較小範圍發展。再者，劇烈風暴爆發並非在廣大的有利區域內隨意發生，而是具有相當組織。顯然，有組織的對流系統僅在有利對流發展的一小部份地區發展。因此，我們可相當合理地假定中尺度強迫機制在決定劇烈風暴爆發之時間、地點及組織非常重要。中尺度機制通常缺乏足夠能量來克服不利的大尺度形勢，但若已有有利的綜觀尺度條件，則中尺度機制將決定對流發生之時間及地點。雖然中尺度機制可能為對流爆發之激發機制，且可能在爆發後繼續存在，但對之後的系統發展並不重要。對流系統本身較強的效應，例如：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。由上述事實可知，對流系統之短期預報如果可能亦極困難。以下將介紹一般認為可能為激發及組織劇烈風暴之中尺度機制，但這些機制之相對重要性目前尚未完全清楚，SESAME 試驗計畫之結果或可對這些尺度交互作用問題有更進一步的了解。這些中尺度強迫機制均具有對低層溼空氣及上層穩定乾空氣舉升或拉伸之效應，但由這些機制舉升以去除逆溫層所需之舉升大小和逆溫層強度有關。當大尺度輻合及 / 或日間加熱繼續，其產生之累積效果越大，將使最後所需之激發機制量變得越小

1 鋒面舉升

地面冷鋒為產生具有組織之雷雨線（飢線）之熟知機制，雖然最近研究多已注重在其他方向，然而冷鋒有時確係產生劇烈對流之機制。就實用觀點而言，問題在於並非所有冷鋒均伴隨有顯著的舉升作用，況且即使有，但是鋒前大氣之潛在不穩度亦可能早已由對流活動所釋放。

2 乾線

在美國西南平原一帶與劇烈風暴形成有關的一個機制為乾線，此乃由墨西哥灣南來溼空氣與由西南沙漠而來乾空氣之不連續線。乾線之位置與移動和其緊鄰東方劇烈風暴發展之密切相關為早已熟知之事實。乾線並非經常存有顯著之密度不連續，但由於其兩旁輻射與對流條件之強烈對比差異而產生某些恰似鋒面之特徵。在非擾動形勢下之乾線結構及運動已被廣泛研究，但對伴隨活躍風暴發生情況下之乾線目前並不完全了解。可是已有充分研究結果顯示，當在沙漠之上有強烈高層西風氣流移進時，白天在乾空氣內之深厚對流很快將高層西風動量下傳到地面，在低層產生超地轉風，如此輻合區可能直接激發風暴或產生移行重力波以提供乾線東方之舉升機制。

3 低層噴流

在美國南部平原之另一機制為由日夜變化所控制之低層南風最大風速帶（噴流），此為該區春夏季之氣候特徵。此現象之基本動力包括洛磯山高層熱之強加速效應以及大氣邊界層內摩擦力因靜力穩度導致之日夜變化。此兩因素之結果為在最低 2 公里內發展出夜間很強的風速 $\sim 30 \text{ m s}^{-1}$ 。此強風速帶很快將墨西哥灣溼空氣北傳，此時伴隨噴流發展所產生之輻合場可能因而導致一些夜間劇烈風暴。

4 高層噴流條 (jet streak)

Uccellini and Johnson (1979) 利用 $\theta - \sigma$ 混合座標數值模式研究在緯流內之移行噴流條所伴隨的質量與動量調整，發現低等熵面之等變壓風為垂直次環流內回流之主要分量，且由伴隨移行噴流條之質量調整強迫作用而來。他們並由 1973

年5月10~11日個案研究發現，(1)在高對流層噴流條出區之下之低層噴流係藏在間接次環流之下支，(2)次環流下支加強及低層噴流之發展，主要為由噴流條導致之低層等變壓風增加之結果，(3)伴隨高對流層移行噴流之質量與動量調整可產生有利於劇烈風暴發展之條件。在噴流條出區，此種質量調整之分佈速同噴流條右側及前緣之低對流層暖溼空氣與噴流層之冷乾空氣產生差異平流而使大氣變得對流不穩。Uccellini and Kocin (1981) 利用1979年 SESAME 資料分析4月10~11日發生於Wichita Fall, Texas之龍捲風暴，結果再度發現在高層噴流條出區之下之低層噴流條乃透過等變壓反應過程而發展，此質量調整與低層噴流之等變壓風強迫作用導致隨後之對流不穩定大氣迅速發展與劇烈風暴爆發。

5. 地形

當地面氣流爬過或繞過粗糙地形時，其伴隨之輻散及輻合可上傳至其上層，但通常在較易發生劇烈風暴地區之中尺度地形之不規則性並不大，因此，除非有下述三個增強因子存在，否則地形效應可能並不重要。(1)在底層溼空氣層頂之逆溫層可能產生滯留山嶽波，此波動在逆溫層附近可能有超出其下地形數倍之位移振幅。(2)如果山峰較暖而山谷較冷，例如山谷為湖泊，則地面溫度之改變將產生與實際地形相位一致的“相當山嶽”現象，此將更加強地形效應。(3)小尺度地面粗糙度之變化，例如勻滑之水覆蓋低地與粗糙之樹木覆蓋高地，為溼空氣層增強位移之另一可能原因。

6. 不均勻之邊界層加熱

因為海風、被加熱之山嶽及其他具有明顯熱力梯度之情形等對於對流雲發展有很強的決定作用，因此邊界層加熱在較弱或較複雜的對流擾動情況下可能具有組織及激發之效應。最近人造衛星觀測發現，早晨之霧及低雲覆蓋將抑制該區午後對流且增強其鄰近早晨晴空區域之對流活動，此種機制顯然與海風輻合相似，地面溫度觀測證實早晨雲霧覆蓋區之增溫較周圍環境為慢(例如，Weiss and Purdom, 1974)，可是目前仍不清楚當新對流雲

發展後，此種作用的自我抵消程度如何。相同地，我們亦可期待高層厚卷雲，例如由先存雷雨外流之卷雲，對其下對流發展將有顯著之抑制作用。

7. 重力波

早期Tepper曾提出由冷鋒產生之重力波可激發龍線形成且在鋒前移動之看法。重力波之存在可由地面氣壓之短期變動求得，顯然重力波與風場不呈地轉平衡。後來研究發現由對流風暴產生之非地轉氣壓場很強，使得獨立重力波之存在不易被察覺。最近學者們又重新研究重力波機制(例如，Bosart, 1973; Uccellini, 1975)，他們主要仍由地面氣壓觀測分析重力波。Bosart觀測到的重力波其波速 $10 - 15 \text{ ms}^{-1}$ ，移向和低層氣流相反，振幅 3.5 mb ，波長 ~ 100 公里，並發現持續數小時之降水於波動通過後中止。Uccellini觀測到的重力波週期 $2 - 4$ 小時，波長 300 公里，振幅 $0.5 - 2.5$ 公里，波速 $35 - 45 \text{ ms}^{-1}$ ，且沿平均氣流方向。他並發現當這些重力波槽移經移速較慢之對流風暴產生區域時，顯然對新生風暴之發展及原有風暴之加強均有顯著之作用，最大降水強度與波脊一致，當下一個波槽移近時風暴減弱。由觀測結果與Eom(1975)之理論模式結果比較，求得重力波在有足夠機械舉升運動以減弱逆溫層時能釋放對流不穩度。重力波可由對流產生，而強烈噴流或發展中氣旋亦經常伴隨重力波，可能伴隨大尺度擾動之質量與風場之相互調整亦可產生重力波。

8. 密度流與弧形雲線

由先前對流風暴之低層外流激發另一新對流風暴發展，可能是最常見的強迫作用。這種作用在距離下沖氣流近時最強，故經常被認為是對流風暴內部動力的一部份。可是在某些情況，此種外流或由外流產生之重力波可由原風暴向外伸展數百公里，並在遠方激發新風暴產生。這種發生過程可由衛星雲圖察覺，其外流邊界通常可由層積雲或積雲組成的弧形線雲加以辨認(例如，Purdum, 1976)。一般認為此種弧形線雲為密度流(流力上)之前緣或微冷鋒(氣象上)，該處較冷較重空氣乃由前一雷雨下沖流而來。此冷空氣若在已存穩定層之下

移動，則密度流最後可能導致一連串重力波，而後這些重力波可能以較其內或其下風速更快之速度移動。這些都曾在人造衛星雲圖觀測到。弧形雲線或重力波群在密度流上發展實乃一可逆過程，因當低層密度流移出後，空氣下沉雲即消散。但當弧形線雲移至某些不穩定區域，例如鋒面區或水氣增加區，此種強迫作用亦可激發新的劇烈對流風暴產生。

(三) 飈線之形成

飈線為雷雨系統之準線性分佈組合，為很有組

織的對流系統。一般發生在氣旋暖區，但有時亦發生在地面暖鋒以北或冷鋒之後。唯若不發生在暖區內時，則飈線與伴隨之雷雨亦均發生在地面鋒面之上的暖空氣內。飈線有時在雷達回波上呈現連續對流帶而少有胞形結構，此種飈線前緣非常均勻。可是飈線結構更常呈現不規則分佈，由較少數大而強的雷雨及較多數小而弱的雷雨組成。圖 8 為一極活躍飈線，其強度與範圍均不尋常 (Bergeron , 1954) 。在大部份的情況下，因中尺度高壓太小

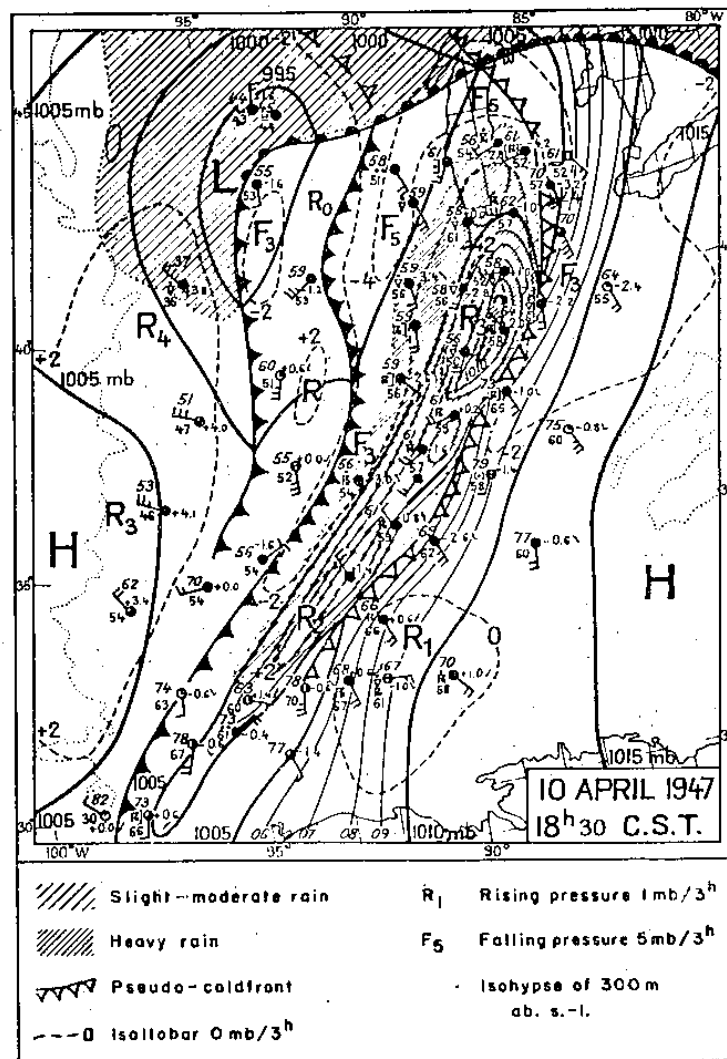


圖 8：1947 年 4 月 10 日 1830 CST (美國中部標準時間) 美國中部對流系統 (飈線) 天氣圖。(摘自 Bergeron, 1954)

且飈線太短而不能由一般測站網觀測到。由圖顯見雷雨區在冷鋒前甚遠，在強且長的雷雨高壓東邊下沖流與暖區空氣之間有一具有強輻合之強烈風切線將其分開。因風切線幾與溫度下降最速區一致，故

在地面上其特徵恰似冷鋒。但飈線一般在暖空氣內發展移行，故與真正鋒面為不同氣團交界面有別，因此，飈線前緣常稱為假冷鋒 (pseudo cold front) 。假冷鋒強度在地面上最大，風切向上減小

，在 850 mb 已很微弱，700 mb 上已不可辨認。下沖流之外流冷空氣與未擾動空氣之溫度對比，亦在地面上最大向上減小，至雲底已幾無差異。

對於颶線形成線性之趨勢，可由環境性質及激發機制獲得部份了解。首先，線性之形成可因水氣及不穩度分佈排列有集中於某特定舌狀區域之趨勢而來。其次，一些在激發機制之重要因子，可能沿某線性區域較為活躍，例如圖 6 所示有顯著低層噴流存在時，低層以不同速度（視離噴流內距離而定）向北平流溼空氣，導致長形潛在不穩定舌產生。舌西緣通常相當規則，若有冷鋒幾近平行移入溼舌，則雷雨可在沿舌西緣同時發展成線性颶線。若冷鋒與溼舌並不平行，雷雨可先在北邊發展，隨冷鋒南移而向南發展，如圖 9 所示。若個別雷雨移速較鋒面為快，則形成之颶線與鋒面成一角度（圖 9），因首先產生之雷雨將已東移，故颶線走向乃在溼

舌西緣之順鐘向。

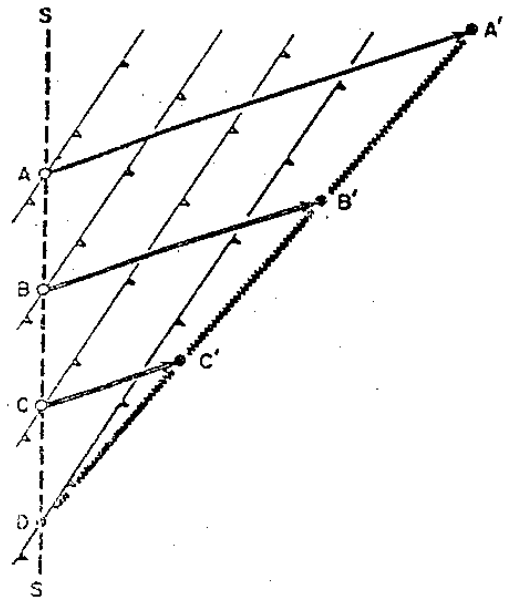


圖 9：颶線形成之一種形式。當冷鋒移入“線性不穩定源區”SS激發風暴A、B、C、D之後移出而形成颶線A'D。SS線可能是潛在不穩定溼空氣舌西緣。

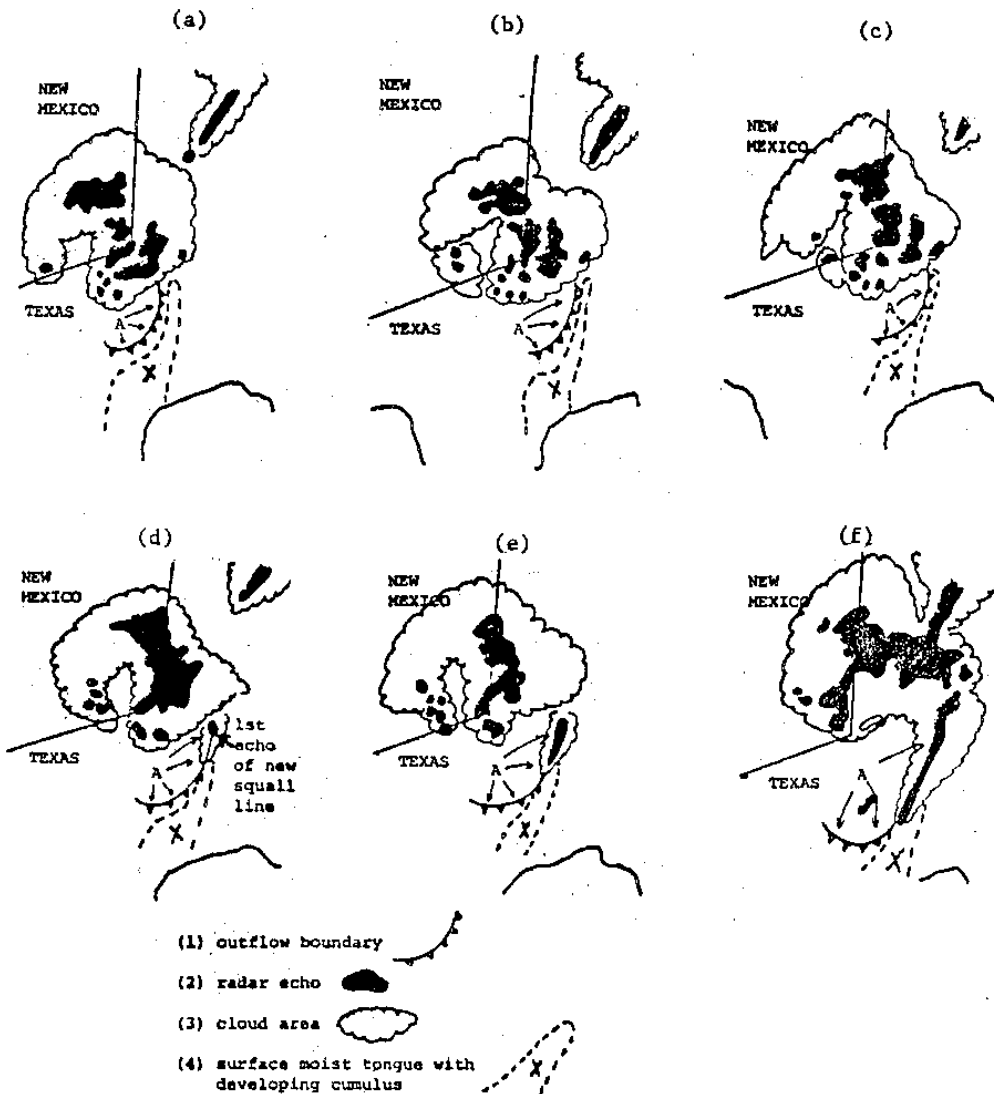


圖 10：
圖 a 至圖 f 顯示雷雨系統外流區如何激發颶線發展，以下為圖內之符號定義。（摘自 Purdom，1979）

並非所有飈線均由鋒面舉升而來，如前節所述其他各種中尺度強迫機制亦可導致，鋒面舉升只是可能激發機制之一。圖10為由人造衛星雲圖分析雷雨外流激發飈線發展之例（Purdum, 1979）。由圖10a~c可見，由北方對流系統產生之外流前緣A向東南方之發展中積雲區前進，此時這些積雲並未發展至能被雷達觀測到的強度。之後（圖10d~f）弧形外流前緣移入對流區時，發展出一條長達150公里之飈線，此時對流雲之急速發展正發生於當弧形外流前緣移入地面溼舌之積雲發展區時。Chang et al. (1981) 以數值模擬研究1975年5月6日發生於Omaha, Nebraska 的飈線，發現熱力平流差異導致潛在不穩度產生，而低層水平熱力平流導致氣壓下降，依序地在暖舌增強

輻合，此過程引發飈線發展。Raymond (1978) 研究1974年4月3日美國中部平原飈線個案，發現對稱不穩度 (symmetric instability) 可能為激發飈線產生之機制，但產生之後其移行則與原不穩度無關。

飈線移行之基本機制為透過在假冷鋒前被舉升之不穩定暖空氣連續不斷的再產生雷雨。圖11為伴隨一飈線之熱力及流線之時間剖面分佈形式 (Newton and Newton, 1959)，在圖內由幾個探空觀測之時間剖面並轉換成垂直於飈線之空間剖面。特別重要的現象為在飈線前緣上舉之暖溼空氣 (高 θ_w) 及其後下降之乾冷空氣 (低 θ_w)，此上下氣流同時發生於不同位置。因上升溼空氣垂直傾斜，故上沖流不為降水所阻，因而上升流之浮

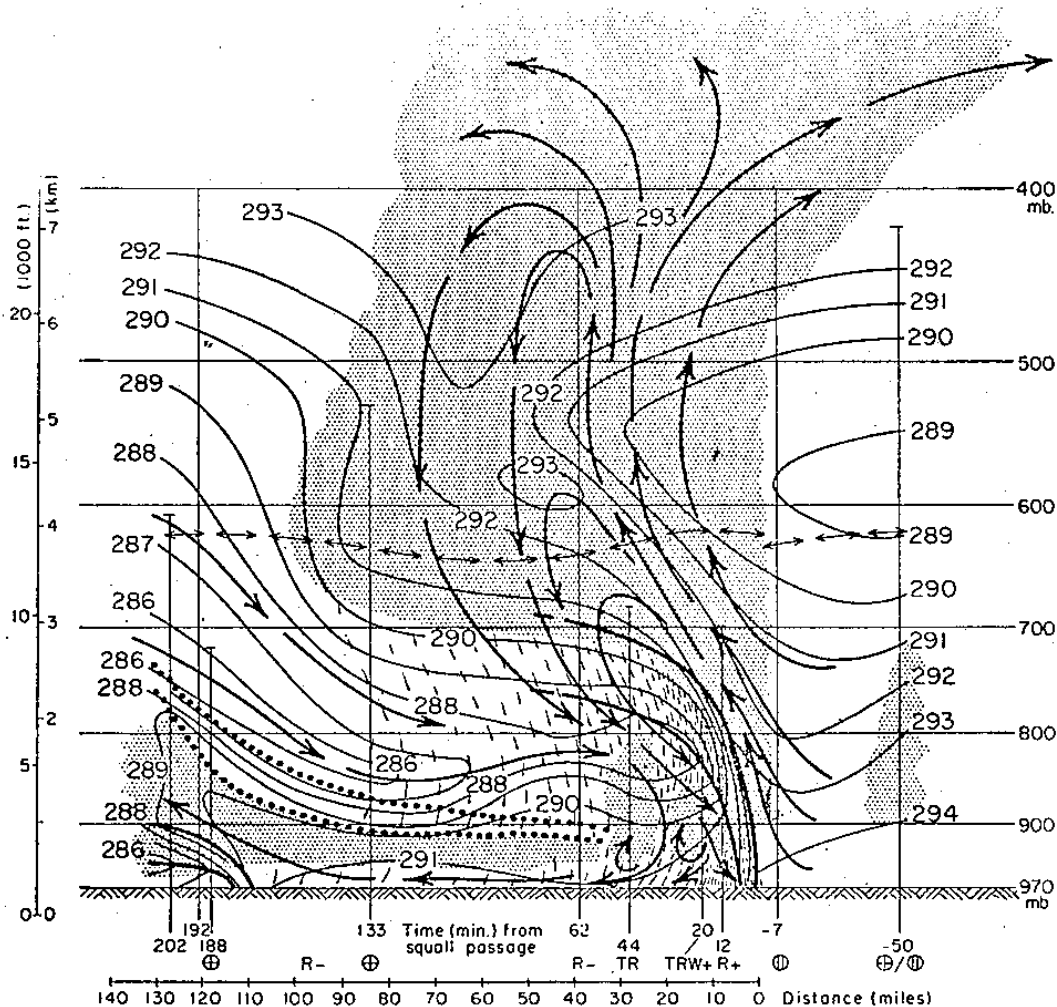


圖 11：1947 年 5 月 29 日飈線經過“雷雨計畫測站網” (Thunderstorm Project Network) 之 Wilmington, Ohio 附近之時間剖面圖。細實線為溼球位溫 ($^{\circ}\text{K}$)，粗實線為穩定層邊界 (右側者為飈鋒，左側者為極鋒)。箭頭表相對於飈線系統之平均環流。陰影區為雲區。

力得以加強。同時因降水必須掉入下沉乾空氣內，故下沖流因蒸發冷卻而加強，地面外流之加強又提供對流加強之機制。如此，上層乾空氣及垂直風切可提供發展強烈對流之合作機制，且只要有適當的熱力與運動條件飢線就能繼續移行。Ogura and Liou (1980) 分析 1976 年 5 月 22 日發生於 Oklahoma 中部 NSSL 中尺度觀測網之有組織飢線。除發現具有熟知的傾斜上沖流外，並發現在上沖流內沿氣塊運動之水平動量在氣塊到達高層外流前幾呈保守，故此由低層被向上帶之大量動量與中層飢線後方進入的空氣相遇而產生一次大輻合區，伴隨此輻合區之高層上沖流顯然在維持整個飢線系統之結構。上沖流之下有強下沖流，由飢線後中對流層之乾冷空氣進入系統，且由蒸發冷卻而加強。圖 12 為此一飢線系統之環流分佈，與圖 11 所示相近。

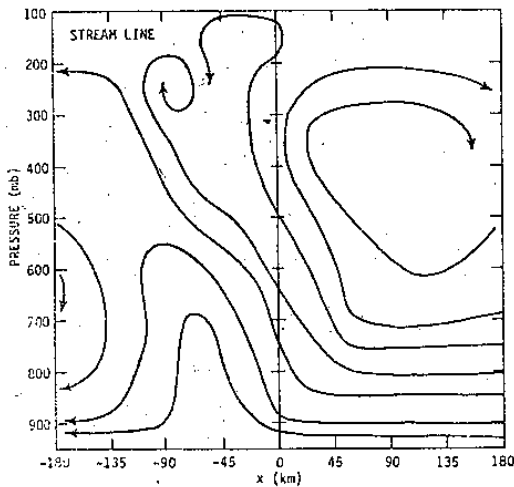


圖 12：在飢線移行方向之垂直剖面氣流線分佈。X 表離飢線前緣之距離。(摘自 Ogura and Liou, 1980)

(四) 劇烈雷雨之內部環流

在 1950 年前，一般認為垂直風切有害雷雨發展，即認為當水平風向及 / 或風速向上迅速改變時，垂直發展雲將被吹斜分散而不能直立，如圖 13 所示。後來發現在較大型且持久 (數小時) 之劇烈雷雨幾永遠伴隨強烈垂直風切，而使雷雨環流內之上沖流傾斜，唯有些模式上沖流順盛行風方向傾斜，有些則逆盛行風方向傾斜 (圖 14)。都卜勒雷達應用於雷雨研究之後，使其內環流可被直接觀測

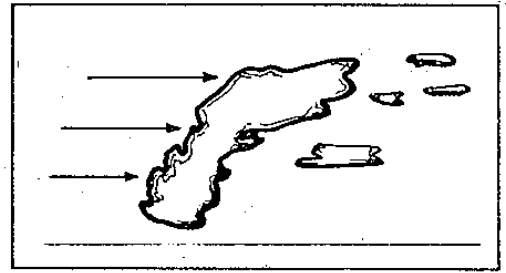


圖 13：積雨雲之發展有時為風速及 / 或風向隨高度之改變所阻。

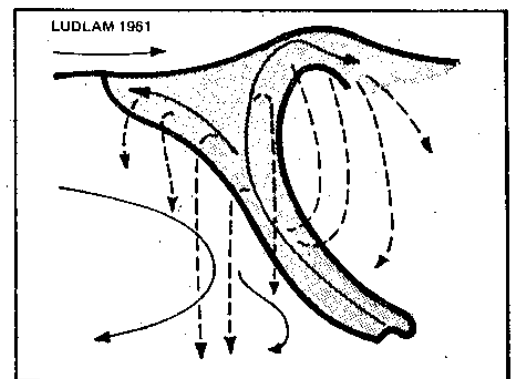
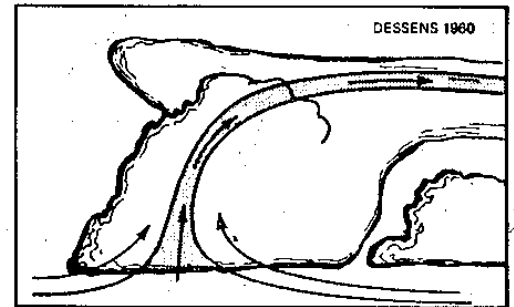
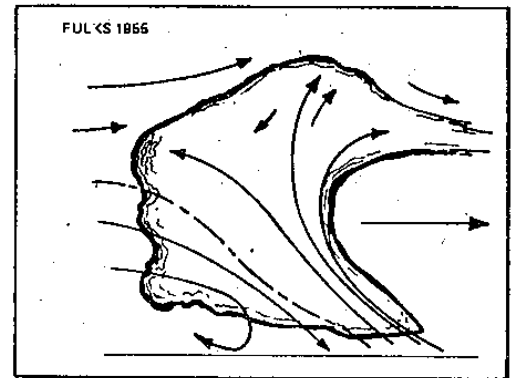


圖 14：在垂直風切之下之積雨雲環流觀念模式。在 Ludlam 模式內虛線為降水軌跡。(摘自 Ludlam, 1963)

。圖 15 為 Kropfli and Miller (1975) 利用雙都卜勒雷達觀測 1973 年 7 月 28 日發生於 Colorado 東北的劇烈雹暴內部之剖面環流形式。

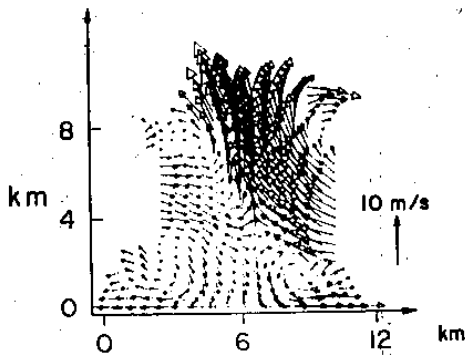


圖 15：雙都卜勒雷達所觀測到在颶線移向之垂直剖面氣流，箭頭長度表相對風速。
(摘自 Kropfli and Miller, 1975)

此剖面在雙都卜勒雷達連線，如此在剖面上氣流速度可由兩地之雷達回波求得沿剖面之水平及垂直分量。此都卜勒雷達觀測證實過去所提出之環流模式。可見不穩定的溼空氣由雷雨前緣進入中心，傾斜上沖流及最高塔雲出現在雷雨稍後方，上沖流行經雲系內部以避免與外圍環境乾空氣直接混合。低層亦可見下沖流及水平外流。

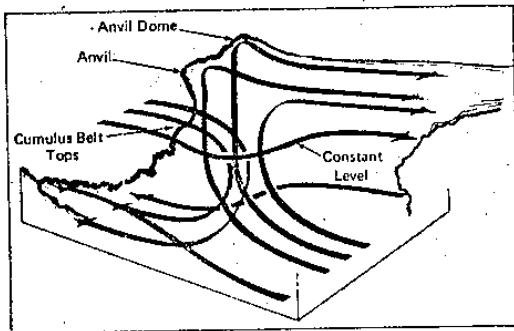


圖 16：雷雨環流模式。(摘自 Browning and Ludlam, 1962)

1960 年代對於劇烈雷雨內部環流之研究，由間接推論認為上沖流除傾斜外亦有旋轉而上如圖 16 所示之現象 (Browning and Ludlam, 1962)。注意 上沖流與下沖流內空氣均以氣旋式軌跡升降。這種旋轉上沖流亦可由雙都卜勒雷達直接觀測到。如圖 17 所示 (Ray et al., 1975)。這種旋轉上沖流首先在中層發展，之後旋轉向下伸展，最後可在地面附近造成龍捲風 (Burgess et al., 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

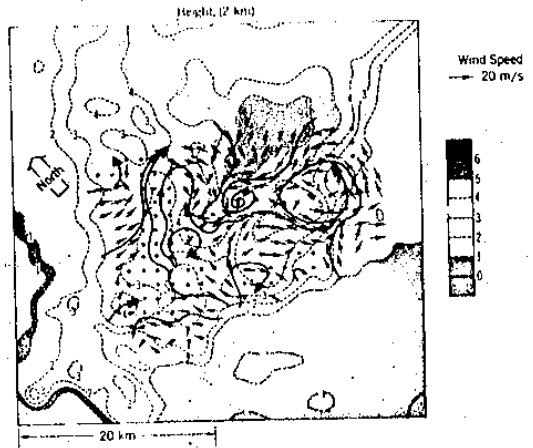


圖 17：雙都卜勒雷達觀測到 2 公里高度之 (龍捲) 風暴內部環流。旋轉上沖流在右邊靠近 V 形回波 (陰影區)。(摘自 Ray et al., 1975)

繞道而過，因此能阻止上沖流為風切所破壞。

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，恰似均勻流內有一圓筒柱之情況，如圖 18 所示。

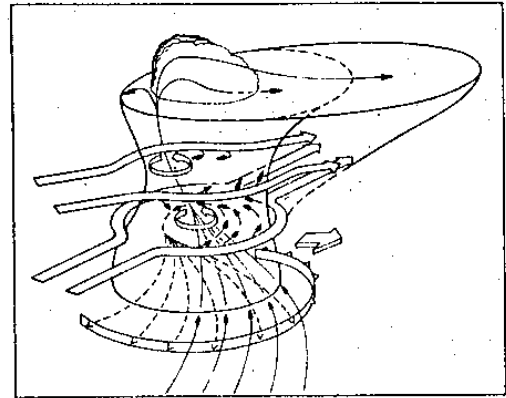


圖 18：強調環境氣流與“準似剛體旋轉”上沖流交互作用之雷雨模式。
(摘自 Fankhauser, 1971)

(五) 中尺度對流複合體 (MCC)

衛星照片顯示，在美國中部暖季月份 (3~9 月) 發生有組織之中尺度對流雲系 (250~2500 公里) 之頻率很高。Maddox (1980 b) 把這些對流系統稱為中尺度對流複合體 (mesoscale convective complex; MCC)，並定義如下：

(1)大小：A IR溫度 $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 之連續雲區
必須 $\geq 100,000 \text{ Km}^2$

B 內部冷雲 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 區域必須
 $\geq 50,000 \text{ Km}^2$

(2)開始：開始滿足A B條件。

(3)延時：滿足A B條件之時間 ≥ 6 小時。

(4)最大範圍： $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 雲區範圍達最大。

(5)形狀：最大範圍之短軸與長軸比 ≥ 0.7 。

(6)結束：A B條件不再滿足。

MCC之大小超過個別雷雨2個數量級以上，雖然具有組織性且並非次綜觀尺度系統，但其發展與變化並不能由現行數值預報模式直接預報出來。此主要乃因MCC為對流強迫且有組織之系統，其物理尚不清楚，而很少被包含於數值預報之對流參數化裡。MCC可發生在大尺度環境具有微弱氣壓及風速之情況下，而仍然導致大範圍區域廣泛的雷陣雨。它們與飈線系統不論在地面上、衛星圖片或雷達資料上均顯出為不同類型之對流系統。MCC之圓形雲蓋 (cloud shield) 可能表示主要為對流強迫之中尺度環流，此與鋒前劇烈飈線之由大尺度現象，例如強烈中對流層短波槽或地面鋒前近地層輻合，所控制之線性結構有所不同。MCC最顯著之特徵為其伴隨之中對流層輻合及中高對流層之平均中尺度上升區，此與熱帶區域meso α 尺度雲團 (cloud cluster) 有所不同，後者為較零散之meso β 尺度對流雲系組成，各雲系邊緣有補償下沉氣流。Maddox (1980 b) 分析1978年3~9月美國中部之MCC，發現其平均生命期~16.5小時，當發展之後約按700~500 mb 平均氣流移行。大部份MCC在午夜之後才發展至最大範圍，而後持續至早晨時間。因此，MCC很可能為導致美國中部夜間雷雨與降水最大頻率之主要系統 (Wallace, 1975)，亦可能為導致美國中部及東部夜間暴洪頻率最高之現象 (Maddox et al., 1979)。MCC對大氣環境之影響最顯著的是在高對流層產生顯著冷卻及中尺度高壓擾動，而在中尺度高壓擾動伴隨有強反旋式外流 (Maddox, 1980 a ; Wetzal et al., 1982)。

Maddox et al. (1981) 利用Drexel-NCAR 中尺度原始方程模式研究MCC對環境之影響，結果支持診斷分析結果，即伴隨大雷雨複合體之中尺度對流強迫環流能顯著改變高對流層之環境條件，使生中尺度高壓及反旋式外流。圖19即為溼模式 (含MCC作用) 與乾模式之預報差，顯現MCC導致高對流層中尺度高壓及反旋式外流。1977年7月19~20日夜間Johnstown, Pennsylvania之豪雨導致76人喪生，Bosart and Sanders (1981) 分析此個案，發現豪雨乃由一生命期達96小時之MCC導致。

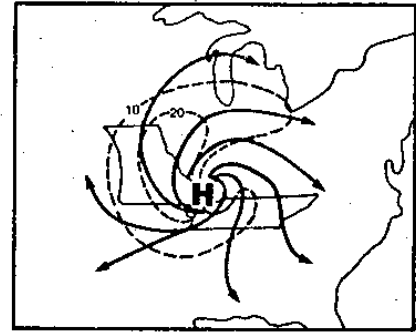


圖19：200 mb之溼模式預報 (含MCC效應) 與乾模式預報風向量差 (ms^{-1})。
(摘自Maddox et al., 1981)

(六)極性低壓 (Polar low)

在冬季太平洋與大西洋極鋒後之極地氣流內，存有無鋒面之低壓為早已熟知且經常發生的天氣現象。因其伴隨對流活動或劇烈天氣，故最近學者們對極性槽及極性低壓之來源、特徵、發展過程重新發生興趣 (Harrold and Browning, 1969 ; Mansfield, 1974 ; Mullen, 1979 ; Rasmussen, 1979 ; 1981 ; Reed, 1979)

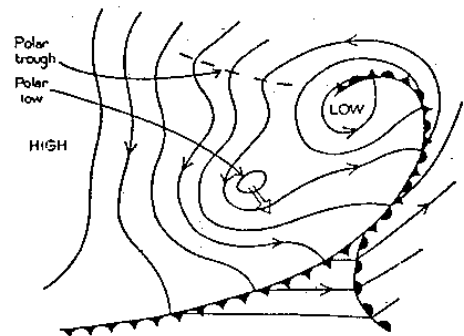


圖20：極性低壓與極性槽典型分佈。

。圖 20 所示為一典型極性低壓及低壓槽。Reed (1979) 分析北太平洋極性低壓，發現它們發生於低層加熱及對流區，當成熟時具有“逗點狀”雲系，約 500~1000 公里。極性低壓伴隨對流層之發展斜壓區，且在噴流極向邊之強氣旋式風切區，其對流層呈條件不穩定。Reed 並發現極性低壓主要為斜壓現象，因低層靜力穩度小而減小最大不穩度之波長且它們在擾動大尺度環境而非在均勻緯流內發展，故平均尺度較小。結果並顯示不能排除 CISK 及正壓不穩度機制在形成極性低壓之可能性。另一方面 Rasmussen (1981) 之大西洋極性低

壓研究則發現，其對流雲形式恰似熱帶氣旋，且 1000~500 mb 厚度場顯示成熟期之極性低壓為暖心結構。此種極性低壓有別於 Reed 之“逗點狀”雲系之極性低壓亦和伴隨強烈中對流層正渦度平流之小尺度渦旋不同。Rasmussen 認為極性低壓為 CISK 之表現。

(七) 溫帶氣旋內之中尺度雲雨系統

溫帶氣旋內存在有幾個不同時間及空間尺度之組織系統，Hobbs (1981) 將近年來各學者對不同尺度系統之研究結果，按其伴隨之雲雨範圍大小及延時特徵加以分類，如表二所示。可見較小尺度

表二：在溫帶氣旋內不同尺度之典型大小、雲雨之延時與動力現象，以及伴隨系統之水平輻散度及垂直速度大小。O () 表數量級。(摘自 Hobbs, 1981)

| | Horizontal area (km ²) | Duration as a continuous, recognizable entity (min) | Duration at a fixed location (min) | Magnitude of horizontal divergence field (s ⁻¹) | Magnitude of vertical air motions (cm s ⁻¹) |
|-----------------|---|---|---|---|---|
| Cyclonic scale | 0(10 ⁶)-1x10 ⁷ | 0(10 ⁴) | few 10 ³ | 0(10 ⁻⁵) | 0(1) |
| Frontal scale | 0(10 ⁵) | 0(10 ³)-1x10 ⁴ | several 10 ² -2x10 ³ | 0(10 ⁻⁴) | 0(10) |
| Large mesoscale | 2x10 ³ - few 10 ⁴ | 0(10 ²)-1x10 ³ | 0(10)-1x10 ² | 3x10 ⁻⁴ -0(10 ⁻³) | few 10-0(10 ²) |
| Small mesoscale | 0(10)-2x10 ³ | 0(1)-0(10 ²) | 1-20 | 3x10 ⁻⁴ -0(10 ⁻³) | few 10-0(10 ²) |
| Cumulus scale | 0(1)-0(10) | 3-50 | few | 0(10 ⁻³) | 0(10 ²) (or less) |

現象一般生命期較短且垂直運動較強。組織雲雨的最大尺度系統為氣旋尺度，此為由斜壓過程所形成的尺度系統。氣旋內的溫度梯度及溫度平流區通常經由鋒生過程而集中在冷暖兩個主要鋒面區，伴隨溫度梯度加強所產生的環流，導致鋒內及鋒上傾斜的鋒面尺度上升運動。表內最小的積雲尺度為大氣不穩定區內空氣因浮力而運動的結果，可在較大尺度之弱降水區內產生強烈降水。中尺度現象可再分成大的和小的中尺度，大的中尺度降水區 (2 × 10³ ~ 10⁴ km²) 通常呈帶狀且與鋒面平行，小的中尺度現象 (10 - 20 × 10³ km²) 可有不同形狀，通常隱藏在大的中尺度區域內。近年來對溫帶氣旋內中尺度現象之觀測研究，使我們對中尺度過程增加許多認識。Hobbs (1978) 將溫帶氣旋內強烈降水區域有組織之中尺度雨帶分成六型，其相對於鋒面之分佈如圖 21 所示。此六型雨帶之分

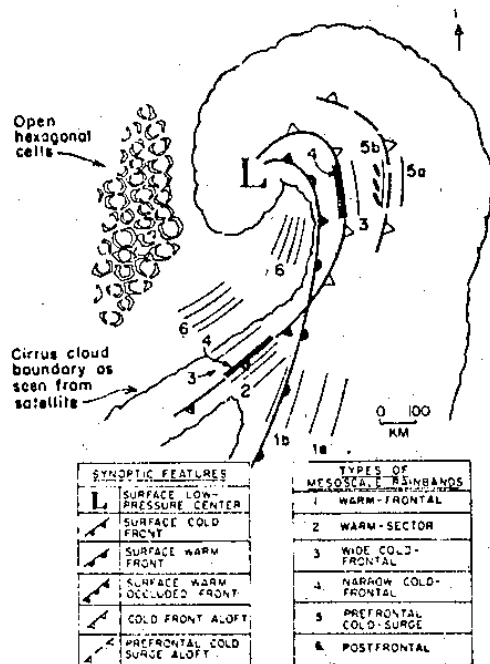


圖 21：溫帶氣旋內觀測到的六類雨帶。(摘自 Hobbs, 1981)

佈特徵分述如下：

1. 暖鋒型雨帶

此種雨帶平行於地面暖鋒，寬約 50 公里，可再分成 a, b 兩類，a 類發生於暖鋒前，b 類在地面暖鋒上。

2. 暖區型雨帶

此種雨帶位於暖區且平行地面冷鋒，寬約 50 公里。

3. 寬冷鋒型雨帶

此種雨帶平行於冷鋒，寬約 50 公里，或跨於地面冷鋒或位於鋒後。在囚錮時，此種雨帶相對於高空冷鋒分佈。

4. 窄冷鋒型雨帶

此種雨帶很窄（~ 5 公里）與地面冷鋒一致。

5. 鋒前冷潮雨帶

此種雨帶伴隨囚錮內主要冷鋒前之冷潮（surge of cold air）。可再分成 a、b 兩類，a 類為冷潮雨帶，寬約 50 公里，跨於高空鋒前冷潮前緣。b 類則形成一系列小波動形式之雨帶，位於冷潮雨帶之後。

6. 鋒後型

在冷鋒（或囚錮鋒）後不穩定冷空氣內之中尺度現象，可分鋒後雨帶及開放胞兩類；後者為六邊形雲區，中心一般無雲。

四、熱帶對流系統

熱帶對流在大氣環流所占的主要角色為早已熟知的事實，最近對熱帶對流雲的研究，不論個案分析（Betts, 1978; Houze, 1977; Leary and Houze, 1979 a; Smith et al., 1975 a, b; Zipser, 1969; 1977）或合成統計分析（Betts, 1976; Betts et al., 1976; Frank, 1978; Gray, 1973; Mansfield, 1977; Ogura et al., 1979）均發現熱帶地區的降水主要係由積雲組成之中尺度系統而來。有關

GATE 之對流研究成果，Houze and Betts (1981) 有很完整的評介，表三為各學者對 GATE 主要對流系統之研究目錄。本節僅將介紹雲團 (cloud cluster)、飈線雲團及非飈線雲團之結構及物理機制。在衛星雲圖上之熱帶中尺度系統若有砧雲 (anvil)，即稱為雲團 (Frank, 1970; Martin and Suomi, 1972)。當有數個熱帶深對流胞組成中尺度系統時，在其成熟期與消散期在中高對流層所發展出之廣大層狀雲蓋（水平範圍在 100~1000 公里）稱為砧雲。雲團可依其對流組成結構及移速分成飈線及非飈線雲團。飈線雲團為積雨雲組織而成的線性中尺度對流系統，移行速度較低層環境空氣為快，地上伴有假冷鋒。

(一) 雲團

雲團之組織及對流強度受綜觀尺度系統之調節，Reed and Recker (1971) 研究赤道太平洋地區 ITCZ 之雲團頻率及強度發展，發現受東風波之通過所控制。GATE 之東風波週期約 3~4 天，在槽前 (700 mb) 雲團之對流加強，在脊及脊前減弱 (Burpee, 1975; Reed et al., 1977; Payne and McGarry, 1977)。Frank (1978) 研究 GATE 飈線及非飈線雲團之生命史，亦發現通常在中對流層東風槽接近時引發對流系統加強，並在對流加強前數小時產生低層輻合，對流開始後，系統主要透過積雲引發及輻射加熱導致高低層之輻散場改變。一般而言，非飈線雲團發生在槽前，移速較波動稍慢，而飈線雲團亦發生於槽前，但移速約為波動之二倍，移到脊後有消散趨勢。

熱帶雲團除受綜觀尺度系統調節而有消長外，亦存有顯著之日夜變化，其發生原因，因地而異。在陸地上，日入射之日夜變化可導致不穩度變化。在大島上及鄰近地區，例如婆羅洲及馬來西亞，海陸風控制雲雨之日夜變化 (Houze et al., 1981)。在寬闊的赤道地區洋面上有清晨 (~

0700 LST) 最大降水量, Gray and Jacobson (1977) 及 Mc Bride and Gray (1980) 認為係由雲區及晴空區輻射加熱分佈之日夜差異而來

, 他們解釋這種差異將導致氣壓場調整而使在清晨雲區之低層有最大輻合產生。

表三：GATE 主要對流系統之研究。

| Investigator | Day of GATE | Type of Convective Event |
|---|-------------|--|
| Reed [1975] Zipser [1977] | June 28 | squall line over the GATE ships |
| Houze [1975, 1976, 1977] Mansfield [1977] Leary and Houze [1979b, 1980] Ogura et al. [1979] | Sept. 4-5 | squall line over the GATE ships |
| Zipser [1977] Fortune [1980] | Sept. 4-5 | family of squall lines over Africa |
| Houze [75] Mansfield [1977] Leary and Houze [1979b] | Sept. 11 | squall line over the GATE ships |
| Houze [1975] Shupiatzky et al. [1976b] Mandics and Hall [1976] Zipser [1977] Mansfield [1977] Nitta [1977] Gaynor and Mandics [1978] Leary and Houze [1979b] | Sept. 12 | squall line over the GATE ships |
| Houze [1975] Mansfield [1977] Leary and Houze [1979b] | Sept. 16 | squall line over the GATE ships |
| Zipser and Gutter [1978] | July 15 | nonsquall cloud cluster associated with an oceanic tropical depression northeast of GATE ships |
| LeMone [1975] Nicholls [1979] | Aug. 3 | weak nonsquall cluster in an ITCZ wind pattern over the GATE ships |
| Shupiatzky et al. [1976b] Ogura et al. [1979] | Aug. 11-12 | nonsquall cluster in a well-defined ITCZ cloud pattern over the GATE ships |
| Betts [1978] Mawer et al. [1979] Warner [1980] | Sept. 2 | nonsquall cloud cluster over the GATE ships |
| Leary and Houze [1976, 1979a, b] Suchman and Martin [1976] Nitta [1977] Ogura et al. [1979] Leary [1979] Nicholls [1979] Sikdar and Hentz [1980] | Sept. 5 | double nonsquall cloud cluster over the GATE ships |
| Zipser [1980] Zipser et al. [1981] | Sept. 14 | nonsquall cloud cluster over the GATE ships |
| Suchman et al. [1977] Warner and Austin [1978] Warner et al. [1979] Warner et al. [1980] Simpson and van Helvoirt [1980] | Sept. 18 | nonsquall cloud cluster and associated small clouds over the GATE ships |

(二) 飈線雲團

除上述在綜觀尺度波動槽前及一天之某一時刻有利雲團發展之外，新的飈線雲團亦有在舊雲團下沖流之外流前緣形成之勢，此點和中緯度新飈線形成之情況相似。飈線系統包含前緣之飈線及後緣之砧雲，前緣飈線則包含數個線性要素 (line

element ; LE)，LE在飈線前形成，在飈線後減弱，而在消散時併入後緣之砧雲區內。LE經過一段時間之急速成長，其頂最高可達對流層頂約16~17公里，後降至砧雲頂高度之13~14公里而併入砧雲內，其過程如圖22所示 (Houze, 1977)。當LE消散時，其強烈上升運

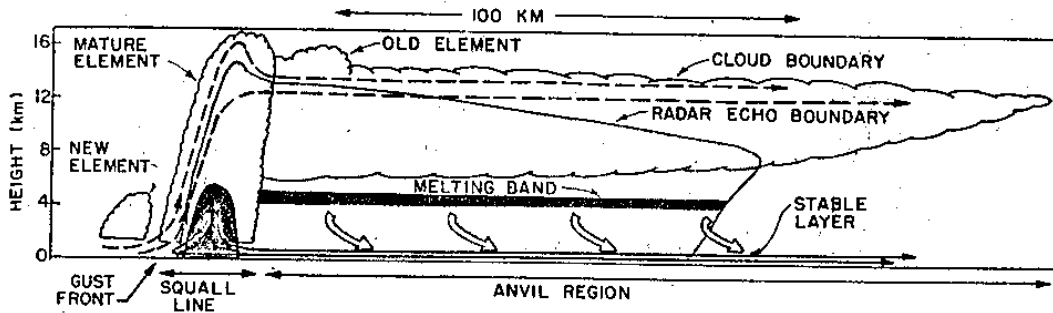


圖 22： 飈線系統剖面圖，氣流線表相對於飈線之氣流。虛線氣流線表上沖流，細實線氣流線表伴隨成熟飈線要素之對流尺度下沖流，寬箭頭表在砧雲底下之中尺度下沖流。黑影區表融解帶及成熟飈線要素之強降水區內強雷達回波。陰影區表較弱雷達回波，彎曲線表雲邊界。(摘自 Houze, 1977)

動停止，當此減弱之LE併入砧雲之後其降水變成非陣性，與砧雲其他部份已不可分，其下雷達回波有顯著之融解帶 (melting band)。砧雲之降水變化如圖23 (Houze, 1977) 所示，在飈線雲團降水開始之幾小時很少有砧雲降水 (非陣性)，當砧雲發展擴大後，其降水量幾與由飈線之陣性降水相當，砧雲降水量約為飈線雲團系統總降水量之40%。由此砧雲之降水量比例，顯示伴隨砧雲之中尺度垂直運動以及伴隨飈線內積雨雲之對流尺度上沖及下沖流，均為飈線系統之重要動力部份。

這種對流尺度與中尺度垂直運動亦明顯表示於圖22及圖24 (Zipser, 1977) 之飈線系統模式裡，茲將上沖流與下沖流之結構分述如下。

1 對流尺度上沖流

對流尺度上沖流發生於飈線系統之積雨雲內，其雷達回波急速成長至16~17公里高度，顯示此積雨雲胞乃由對流尺度之上沖流而來。上沖流具有顯著垂直傾斜，其空氣乃由飈前近地層而來。

2 對流尺度下沖流

緊隣飈線LE之傾斜上沖流之下後方為包含飽和對流尺度下沖流之強烈降水集中區，下沖流內空氣 (寬10~20公里) 之下降運動因降水而來並因蒸發而加強。對流尺度下沖流空氣源於900~600mb，此層有向飈線之平均相對運動，故空氣在繞過上沖流後進入下沖流。當對流尺度下沖流抵達地面時，其溼靜能較飈前近地層空氣為小而穩定度較大。下沖流空氣之外流分兩部份，一部份移向飈線系統前緣，另一部份移向系統之後。向前之下沖流外流在系統前緣形成風切線，恰似中緯度飈線情況。向後外流部份，通常局限於離海平面50~

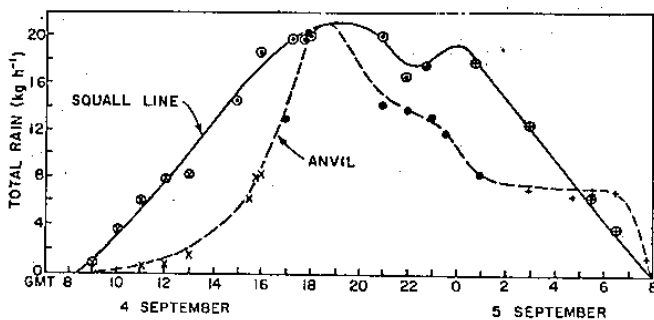


圖 23： 在飈線系統之飈線與砧雲部份地區之總降水量。(摘自 Houze, 1977)

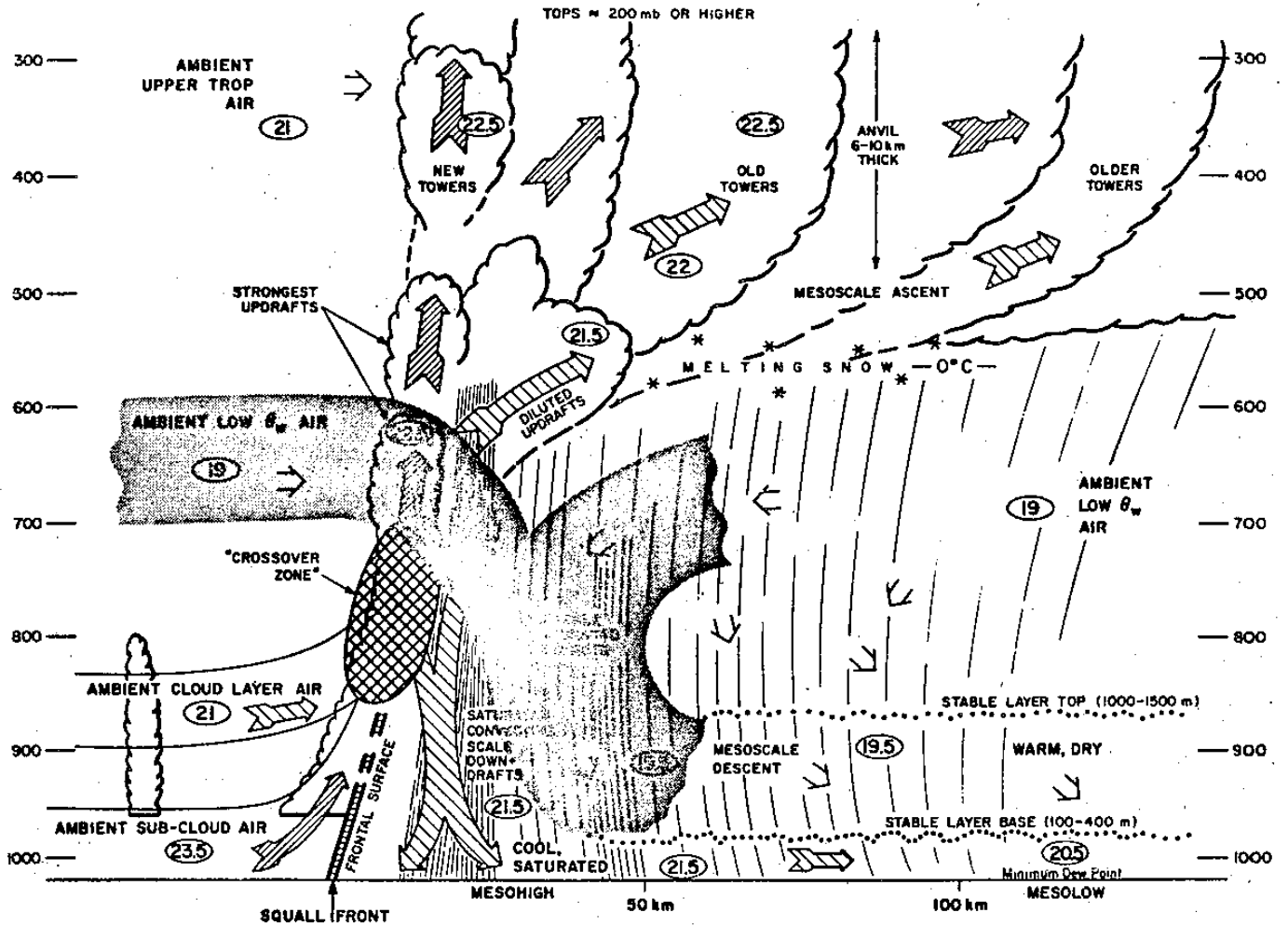


圖 24： 飆線系統之垂直剖面圖。氣流為相對於飆線，飆線由右向左移行。橢圓形內數字表典型 θ_w 值 ($^{\circ}\text{C}$)。(摘自 Zipser, 1977)

500 公尺之薄層。當此外流冷空氣移經暖海面時，因亂流混合而增加溼靜能，最後轉變成類似非擾動飆前雲層底下之空氣。

3. 中尺度下沖流

砧雲下之下降空氣涵蓋水平範圍為 100~500 公里，其下降速度在 500 公尺高度約 5~25 cm s^{-1} ，此種未飽和中尺度下沖流之水平尺度及垂直速度為靜力平衡之環流現象，此與積雨雲內非靜力之對流尺度下沖流不同。Zipser (1969) 認為熱帶飆線砧雲下廣大靜力平衡中尺度下沖流係由中對流層之砧雲底降水蒸發之熱力強迫而來。Brown (1979) 之數值模擬研究亦證實熱帶飆線系統之中尺度下沖流可由此熱力機制導致。Miller and Betts (1977) 則懷疑中尺度下沖流是否由蒸發強迫或由其他機制而來。Zipser (1977) 分析七個不同熱帶飆線砧雲下之探空曲線 (圖 25)，

顯示在砧雲底 (~650 mb) 之下有下沉增溫及乾燥現象，溫度與露點差最大發生於 900 mb，約在地面外流層上之穩定層頂。砧雲下之探空曲線可能係由降水蒸發以增加水氣與下沉增溫乾燥兩過程不平衡之結果。雖然蒸發與融解之冷卻效應可透過砧雲下氣壓之靜力調整來維持中尺度下沖流，但中尺度下沖流之激發機制尚不清楚。

4. 中尺度上沖流

在中尺度下沖流上之砧雲內具有中尺度上沖流，GATE 飆線砧雲之中尺度上沖流研究結果顯示以下數點：

- (1) 有大量降水來自砧雲，約占整個系統總降水量之 40% (Houze, 1977)。
- (2) 在砧雲區之 200 mb 為反氣旋式輻散外流 (Houze, 1977; Fortune, 1980)。

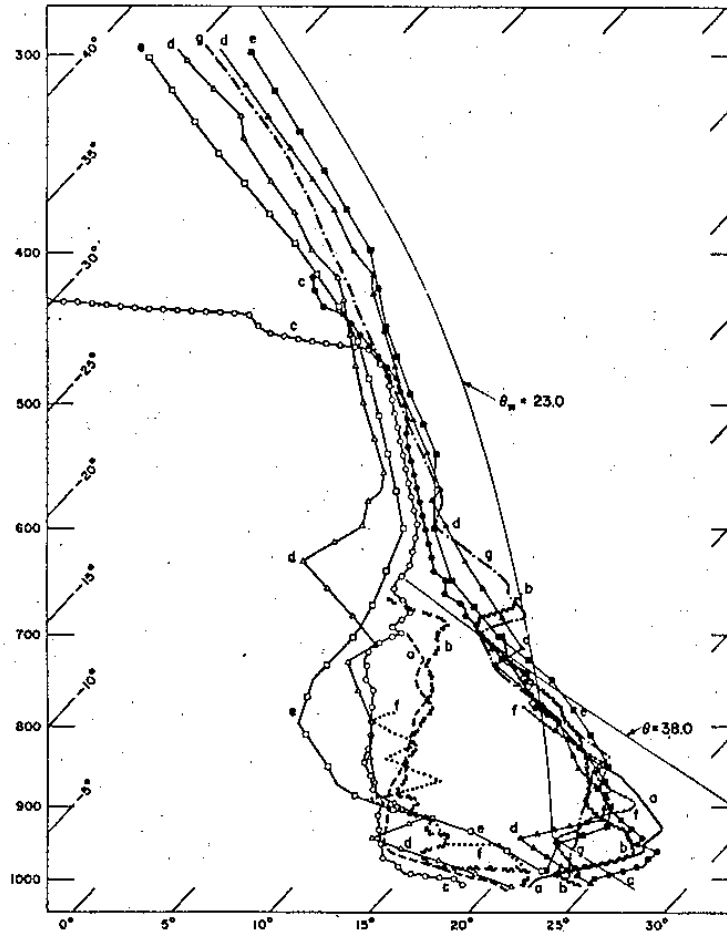


圖 25：颶後區之探空曲線。

- (a) 1974年9月5日 NCAR Queen Air，大部份下雨，
- (b) 1974年9月12日 1630 GMT，在前緣後 200 公里及後緣降水區後 50 公里，
- (c) 1974年9月12日 1804 GMT，在前緣後 250 公里及後緣降水區後 100 公里，
- (d) 1974年9月12日 1130 GMT，在前緣後 350 公里及後緣降水區後 174 公里，
- (e) 1969年8月28日 2000 AST，在後緣降水區後 50 公里，
- (f) 飛機探空，
- (g) Barbados 探空。(摘自 Zipser, 1977)

(3) 砧雲內有液態水存在 (Leary and Houze, 1979 b)。

(4) 在颶線雲團之探空觀測亦求得平均上升運動 (Frank, 1978; Betts, 1978; Ogura et al., 1979)。

此上升運動亦可在熱帶颶線系統數值模式 (Brown, 1979) 及中緯度颶線系統數值模式 (Kreitzberg and Perkey, 1977; Fritsch and Chappell, 1980) 模擬產生。模式內之中尺度上升運動係由靜力平衡凝結加熱之熱力機制所驅動。

(三)非颶線雲團

GATE 試驗計畫船舶觀測網觀測到的雲團大部份為非颶線雲團。非颶線與颶線雲團除在外形、移速、地面風速、垂直風切及下沖流方面有些差異外，其他結構均極相近，兩者之相同點較相異點更多更重要。因兩者性質極相近，故對於上節所述颶線雲團之了解實可普遍適用於 ITCZ 內之對流系統，兩者相異之處如下：

(1) 外形：非颶線雲團無顯明之橢圓形砧雲或無颶線雲團之弧形前緣。

- (2) 移速：非飆線雲團移行較慢 (Frank , 1978 ; Houze and Betts , 1981) 。
- (3) 地面風速：非飆線雲團之地面風速較小 (Leary and Houze , 1979 a) 。
- (4) 垂直風切：飆線雲團在地面至 600~700 mb 間有較非飆線雲團大的經向風風切，600~700 mb 至 200 mb 間亦然，唯風切反向。緯向風風切差異更大，飆線雲團由地面至 650 mb 之東風風切為非飆線雲團之二倍，650 mb 以上相反 (Frank , 1978) 。
- (5) 下沖流：在飆線雲團，較冷乾下沖流空氣

取代低層環境空氣；但在非飆線下沖流則較少組織，與環境空氣之熱力性質相近，即飆線系統之下沖流對降低低對流層之溼靜能較有效 (Zipser and Gauter , 1978) 。

所有非飆線雲團均有中尺度降雨區，故 Leary and Houze (1979 a) 將飆線雲團之觀念模式 (圖 22、24) 擴展，而提出一個更普遍適用於飆線與非飆線雲團之“中尺度降水現象” (mesoscale precipitation feature ; MPF) 模式，如圖 26 所示，MPF 之生命史四階段如下：

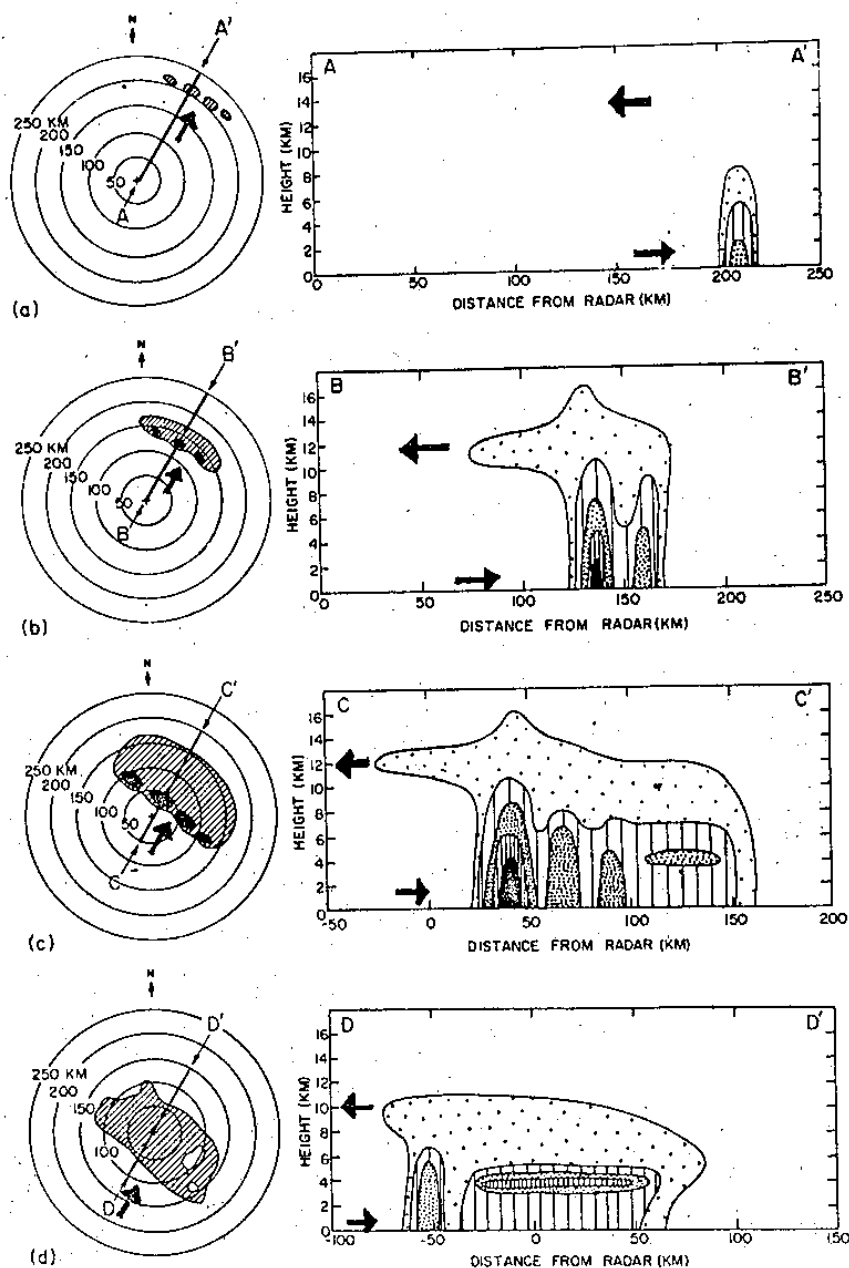


圖 26 : 在中尺度降水現象 (mesoscale precipitation feature ; MPF) 之(a)形成期，(b)加強期，(c)成熟期，(d)消散期，由雷達觀測到的水平及垂直剖面結構。外緣線為雷達可測到的最弱回波，內部線為漸強之回波。水平剖面內之粗箭頭為低層風向，垂直剖面之箭頭則指高低層風。(摘自 Leary and Houze , 1979)

- (1) 形成期：雷達回波顯示之MPF 為隨意分佈或成線性。
- (2) 加強期：個別胞之降雨區成長並合併。
- (3) 成熟期：當舊對流胞消散時合併而形成非陣性降水區域之砧雲時。
- (4) 消散期：無新對流胞形成時。

五、地形引發之中尺度系統

地形引發之天氣現象或環流系統，諸如：海陸風、山谷風、都市環流、湖泊效應風暴、氣流過山、地形擾動之地面氣壓、劇烈下坡風與地形雨等均為中尺度系統。因篇幅有限，故本文僅將介紹最後三種現象，其餘可參閱 Pielke (1981) 及 Smith (1981) 。

(一) 地形擾動之地面氣壓

地形導致之地面氣壓擾動之主要特徵為山脈上游有高壓而背風面有低壓，如圖 27 所示。上游高壓為低層冷空氣因山脈阻擋而堆積之表現，背風面低壓為潛在暖空氣下沉之顯示。山脈使向山氣流偏向一邊運行之機制亦牽涉到伴隨向風面高壓之氣壓梯度。跨越山脈之氣壓差產生作用於山脈之水平淨力，導致地球與大氣間之角動量交換。

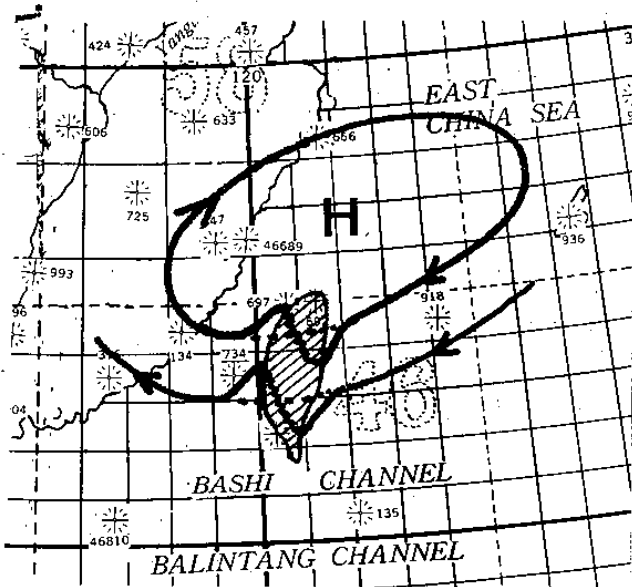


圖 27：東北季風之下台灣鄰近海平面等壓線分佈
山脈在向風面產生高壓，
在背風面產生低壓。

(二) 劇烈下坡風

劇烈下坡風可部份由山嶽波理論解釋，但未能解釋其強度。Klemp and Lilly (1975) 認為在某些盛行風速及穩定度條件下，山嶽波可產生共振。在此情況下，垂直移行波可部份 ($\frac{1}{3} \sim \frac{1}{2}$)

由對流層頂反射回到地面以加強地面擾動風速。

Clark and Peltier (1977) 認為完整之劇烈下坡風解釋必須包括亂流波動破裂區對氣流之影響。如此，山嶽波與強烈亂流區之交互作用而產生劇烈下坡風，如圖 28 所示。

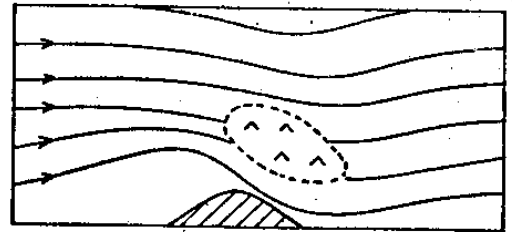


圖 28：在劇烈下坡風暴時之氣流過山脊。山嶽波與強亂流區可能交互作用而產生風暴。
(摘自 Smith, 1981)

(二) 地形雨

山脈影響降水分佈為早已熟知之事實，溼空氣受山脈地形舉升，絕熱冷卻成雨。另一方面，在較大山脈之地形雨研究 (Hobbs et al., 1975 ; Marwitz, 1980) 顯示，在地形雨初期低層氣流大部份被阻擋，導致差異平流，如此可使得移入之斜壓區顛倒，而在山脈上風坡產生不穩定氣柱，如圖 29 所示。如此，不穩度之增加將導致降水量之增加。

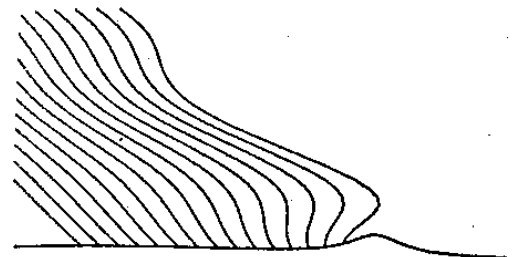


圖 29：在山脈向風面增加降水之可能機制。當冷鋒接近時，低層空氣受山脈阻擋使較冷空氣置於其上而產生不穩定氣層。
(摘自 Smith, 1981)

六、結 語

由於最近人們較以往更關心都市之大氣環境及劇烈天氣災害問題，又因爲了改進天氣預報能力並延長預報期限，故近年來氣象界之研究趨勢已明顯地注重在中尺度現象。1974年全世界各國合作研究的“大西洋熱帶試驗”(GATE)及1979年美國的“劇烈風暴與中尺度試驗”(SESAME)都是爲了對中緯度及熱帶之中尺度現象及其與其他尺度現象交互作用增加了解的重要試驗計畫。本文除了介紹大氣各尺度系統之畫分定義之外，並針對中緯度對流系統、熱帶對流系統及地形引發之中尺度現象加以評介，特別注重在物理概念、系統組織結構及物理機制等方面最近之研究成果。台灣地區之災變天氣非常嚴重，而中尺度現象在過去因資料所限制而缺乏了解，目前作業單位已有雷達站及人造衛星接收站，配合上傳統的觀測資料，欲進行中尺度現象之研究已稍具可能性，唯若欲進一步了解中尺度系統之組織結構及物理過程，則實地試驗計畫勢在必行，個人認爲「劇烈中尺度暴雨試驗計畫」(Severe Mesoscale Rainstorm Experiment; SMRE)將是今後國內氣象界一個重點方向。

致 謝

感謝台大大氣科學系顏敏慧先生校稿與編排之細心。更感謝我太太這幾個月來都沒有很抱怨每天晚上我在學校處理這篇文章。

參考文獻

- Bergeron, T., 1954 : The problem of tropical hurricanes. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 80, 131-164.
- Betts, A.K., 1976 : The thermodynamic transformation of the tropical subcloud layer by precipitation and downdrafts. J. Atmos. Sci., 33, 1008-1020.
- , 1978 : Convection in the tropics. Meteorology over the Tropical Oceans, Roy. Meteor. Soc., 105-132.
- , R.W. Grover and M.W. Moncrieff, 1976 : Structure and motion of tropical squall-lines over Venezuela. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 102, 395-404.
- Bosart, L.F., 1973 : Gravity wave phenomena accompanying east coast cyclogenesis. Mon. Wea. Rev., 101, 446-454.
- , and F. Sanders, 1981 : The Johnstown flood of July 1977 : A long-lived convective system. J. Atmos. Sci., 38, 1616-1642.
- Brown, J.M., 1979 : Mesoscale unsaturated downdrafts driven by rainfall evaporation : A numerical study. J. Atmos. Sci., 36, 313-338.
- Browning, K. A., and F.H. Ludlam, 1962

- : Air flow in convective storms. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 88, 117-135.
- Burpee, R.W., 1975 : Some features of synoptic-scale waves based on compositing analysis of GATE data. Mon. Wea. Rev., 103, 921-925.
- Burgess, D.W., L.R. Lemon, and R.A. Brown, 1975 : Evolution of a tornado signature and parent circulation as revealed by single Doppler radar. Preprints of Papers, 16th Radar Meteor. Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc., 99-106.
- Chang, C.B., D.J. Perkey, and C.W. Kreitzberg, 1981 : A numerical case study of the squall line of 6 May 1975. J. Atmos. Sci., 38, 1601-1615.
- Clark, T.L., and Peltier, W.R., 1977 : On the evolution and stability of finite amplitude mountain waves, J. Atmos. Sci., 34, 1715-1730.
- Eom, J., 1975 : Analysis of the internal gravity wave occurrence of April 19, 1970 in the Midwest. Mon. Wea. Rev., 103, 217-226.
- Fankhauser, J.C., 1971 : Thunderstorm-environment interactions determined from aircraft and radar observations. Mon. Wea. Rev., 99, 171-192.
- Fortune, M., 1980 : Properties of African disturbance lines inferred from time-lapse satellite imagery Mon. Wea. Rev., 108, 153-168.
- Frank, W.M., 1978 : The life cycles of GATE convective systems. J. Atmos. Sci., 35, 1256-1264.
- Frank, N.L., 1970 : Atlantic tropical systems of 1969. Mon. Wea. Rev., 98, 307-314.
- Fritsch, J. M., and C.F. Chappell. 1980 : Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part II : Mesoscale model. J. Atmos. Sci. 37, 1734-1762.
- Fujita, T.T., 1981 : Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. J. Atmos. Sci., 38, 1511-1534.
- Gray, W.M., 1973 : Cumulus convection and larger scale circulations, I. Broad-scale and mesoscale considerations. Mon. Wea. Rev., 101, 839-855.
- , and R.W. Jacobson, Jr., 1977 : Diurnal variation of oceanic deep cumulus convection. Mon. Wea. Rev., 105, 1171-1188.
- Harrold, T.W., and K.A. Browning, 1969 : The polar low as a baroclinic disturbance. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 95, 710-723.
- Hobbs, P.V., 1978 : Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclonic storms. Rev. Geophys. Space Phys., 16, 741-755.
- , 1981 : Mesoscale structure in midlatitude frontal systems. Proc. Intl. Symp., Nowcasting : Mesoscale observations and short

- range prediction, Aug. 1981, Hamburg, Germany, 29-36.
- , Houze, R., Jr., and Matejka, T., 1975 : The dynamical and microphysical structure of an occluded frontal system and its modification by orography, J. Atmos. Sci., 32, 1542-1562.
- Houze, R.A., 1977 : Structure and dynamics of a tropical squall-line system observed during GATE. Mon. Wea. Rev., 105, 1540-1567.
- , S.G. Geotis, F.D. Marks, Jr., and A.K. West, 1981 : Winter monsoon convection in the vicinity of North Borneo. Part I : Structure and time variation of the clouds and precipitation. Mon. Wea. Rev., 109, 1595-1614.
- , and A.K. Betts, 1981 : Convection in GATE. Rev. Geophys. Spa. Phy., 19, 541-576.
- Jessup, E.A., 1972 : Interpretations of chaff trajectories near a severe thunderstorm. Mon. Wea. Rev., 100, 653-661.
- Klemp, J.B., and Lilly, D.K., 1975 : The dynamics of wave-induced downslope winds, J. Atmos. Sci., 32, 320-339.
- Kreitzberg, C.W., and D.J. Perkey, 1977 : Release of potential instability : Part II - The mechanism of convective-mesoscale interaction. J. Atmos. Sci., 34, 1569-1595.
- Kropfli, R.A., and L.J. Miller, 1975 : Thunderstorm flow patterns in three dimensions. Mon. Wea. Rev., 103, 70-71.
- Leary, C.A., and R.A. Houze, Jr., 1979 a : The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster. J. Atmos. Sci., 36, 437-457.
- , and ———, 1979 b : Melting and evaporation of hydrometeors in precipitation from the anvil clouds of deep tropical convection. J. Atmos. Sci., 36, 669-679.
- Ludlam, F.H., 1963 : Severe local storms : A review. Meteor. Monogr., 5, 27, 1-30.
- Maddox, R.A., 1979 : The evolution of middle and upper tropospheric features during a period of intense convective storms. Reprints Eleventh Conf. Severe Local Storm, Kansas City, Amer. Meteor. Soc., 41-48.
- , 1980 a : A objective technique for separating macroscale and mesoscale features in meteorological data. Mon. Wea. Rev., 108, 1108-1121.
- , 1980 b : Mesoscale convective complexes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61, 1374-1387.
- , C.F. Chappell, and L.R. Hoxit, 1979 : Synoptic and meso- α scale aspects of flash flood events. Bull. Amer. Meteor. Soc., 60, 115-123.
- , D.J. Perkey, and J.M. Fritsch,

- 1981 : Evolution of upper tropospheric features during the development of a mesoscale convective complex. J. Atmos. Sci., 38, 1664-1674.
- McBride, J.L., and W.M. Gray, 1980 : Mass divergence in tropical weather systems, I : Diurnal variations, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106, 501-516.
- Mansfield, D.A., 1974 : Polar lows : The development of baroclinic disturbances in cold air outbreaks. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 100, 541-554.
- Mansfield, D.A., 1977 : Squall-lines observed during GATE. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 103, 569-574.
- Martin, D.W., and V.E. Suomi, 1972 : A satellite study of cloud clusters over the tropical North Atlantic Ocean. Bull. Amer. Meteor. Soc., 53, 135-156.
- Marwitz, J.D., 1980 : Winter storms over the San Juan Mountains, Part I : Dynamical processes, J. Appl. Meteor. 19, 913-926.
- Miller, M. J., and A.K. Betts, 1977 : Traveling convective storms over Venezuela. Mon. Wea. Rev., 105, 833-848.
- Mullen, S.L., 1979 : An investigation of small synoptic scale cyclones in polar air streams. Mon. Wea. Rev., 107, 1636-1647.
- Newton, C.W., 1967 : Severe convective storms. *Advances in Geophysics*, Vol. 12, Academic Press, 257-303.
- _____, and H.R. Newton, 1959 : Dynamical interactions between large convective clouds and environment with vertical shear. J. Meteor., 16, 483-496.
- Ogura, Y., and M.T. Liou, 1980 : The structure of a midlatitude squall line : A case study. J. Atmos. Sci., 37, 553-567.
- _____, Y.L. Chen, J. Russell and S. T. Soong, 1979 : On the formation of organized convective systems observed over the eastern Atlantic. Mon. Wea. Rev., 107, 426-441.
- Orlanski, I., 1975 : A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 56, 527-530.
- Payne, S.W., and M.N. McGarry, 1977 : The relationship of satellite inferred convective activity to easterly waves over West Africa and adjacent ocean during phase III of GATE. Mon. Wea. Rev., 105, 413-420.
- Pielke, R.A., 1981 : The use of mesoscale meteorological and climatological information in nowcasting and short range prediction. *Proc. Intl. Symp., Nowcasting : Mesoscale observations and short range prediction*, Aug. 1981, Hamburg, Germany, 223-229.
- Purdum, J.F.W., 1976 : Some use of high resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection

- and its behavior. Mon. Wea. Rev., 104, 1474-1483.
- , 1979 : The development and evolution of deep convection. Reprint Eleventh Conf. on Severe Local Storm, Amer. Meteor. Soc., 143-150.
- Rasmussen, E., 1979 : The polar low as an extratropical CISK-disturbance. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 105, 531-549.
- , 1981 : An investigation of a polar low with a spiral cloud structure. J. Atmos. Sci., 38, 1785-1792.
- Ray, P.S., R. J. Doviak, 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.
- Raymond, D.J., 1978 : Instability of the low level jet and severe storm formation. J. Atmos. Sci., 35, 2274-2280
- Reed, R.J., 1979 : Cyclogenesis in polar air streams. Mon. Wea. Rev., 107, 38-52.
- , and E.E. Recker, 1971 : Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. J. Atmos. Sci., 28, 1117-1133.
- , D.C. Norquist, and E.E. Recker 1977 : The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. Mon. Wea. Rev., 105, 317-333.
- Smith, C.L., E. J. Zipser, S.M. Daggupati and L. Sapp, 1975 a : An experiment in tropical mesoscale analysis : Part I. Mon. Wea. Rev., 103, 878-892.
- , ———, ———, and ———, 1975 b : An experiment in tropical mesoscale analysis : Part 2. Mon. Wea. Rev., 103, 893-903.
- Smith, R.B., 1981 : The influence of mountains on the atmosphere : recent advances, Proc. Intl. Symp., Nowcasting : Mesoscale observations and short range prediction, Aug, 1981, Hamburg, Germany, 37-41.
- Uccellini, L.W., 1975 : A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storm. Mon. Wea. Rev., 103, 497-513.
- , and D. J. Kocin, 1981 : Mesoscale aspects of jet streak coupling and implications for the short term forecasting of severe convective storms. Proc. Intl. Symp., Nowcasting : Mesoscale observations and short range prediction, Aug. 1981, Hamburg, Germany, 375-380.
- Uccellini, L.W., and D.R. Johnson, 1979 : The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. Mon. Wea. Rev., 107, 682-703.
- Wallace, J.M., 1975 : Diurnal variations in precipitation and thunderstorm

frequency over the conterminous United States. Mon. Wea. Rev., 103, 406-419.

Weiss, C.E., and J.F. Purdom, 1974 : The effect of early-morning cloudiness on squall-line activity. Mon. Wea. Rev., 102, 400-402.

Wetzel, P.J., W.R. Cotton, and R.L. McAnelly, 1982 : A long-lived mesoscale convective complex. Part II : Morphology of the mature complex. (submitted to Mon. Wea. Rev.)

Zipser, E.J., 1969 : The role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance. J. Appl. Meteor., 8, 799-814.

———, 1977 : Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line circulation. Mon. Wea. Rev., 105, 1568-1589.

———, and C. Gautier, 1978 : Mesoscale events within a GATE tropical depression. Mon. Wea. Rev., 106, 789-805.

———, R.J. Meitin, and M.A. LeMone, 1981 : Mesoscale motion fields associated with a slowly moving GATE convective band. J. Atmos. Sci., 38, 1725-1750.

Review on the Physical Processes and Concepts of Atmospheric Mesoscale Phenomena

**Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University**

Abstract

Our understanding of synoptic-scale circulation systems has been improved dramatically during the recent past decades. However, due to the difficulty involved in obtaining useful observational data concerning mesoscale features our understanding of mesoscale systems has been rather slow. Recently, people are more concerned about the urban environment and severe storm weather conditions as well as the improving of weather forecast capabilities. Therefore, research activities for meteorological community obviously are having a tendency towards mesoscale phenomena. This leads to a more rapid advancement of our understanding of these important meteorological processes. This paper is to review the state of the art concerning mesoscale circulation systems such as those occurring in the midlatitudes and the tropics and induced by orography.

