

專題討論

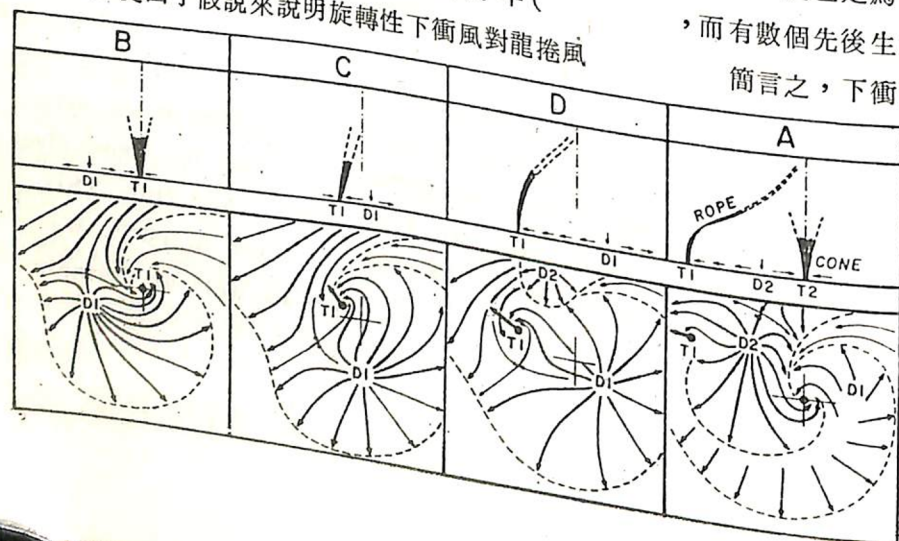
劇烈天氣中下衝風之探討及其對飛安之影響(續)

沈 哇

前文中曾就下衝風之研究歷史及其一般特徵提出一番比較說明，同時也介紹到下衝風與龍捲風之間的關係。本文中將繼續論二者之關係，並探討下衝風與雷雨胞雲頂上圓狀突起雲塔與下衝風之間的關係，及其變化之過程；亦探討在雷達觀測上下衝風的特徵及其發展過程。未來將繼續探討下衝風在衛星雲圖上之可能應用方法，下衝風成因之討論，其對飛安上的危害及現行研究計劃簡介等等。希望藉着本文之介紹，能對下衝風這一天氣現象做一番較全盤性的討論，期在飛安守視與劇烈天氣認識上有所貢獻，以供未來擔任國際任務及出大陸任務時之參考。

六、1 下衝風對龍捲風之影響

前文中曾提及渦旋度的發展對龍捲風與下衝風有決定性的影響，如果渦旋度不夠，則輻散狀的下衝風會破壞龍捲風的結構而迫使它消失；反之若渦旋度足夠，下衝風發展成螺旋狀之下衝風 (Twisting downburst)，它又可使原本不夠強度的龍捲風瞬間增強而成形。Fujita 在民國 67 年 (1978) 提出了假說來說明旋轉性下衝風對龍捲風



附圖 9.

旋轉性下衝風對龍捲風作用示意圖。

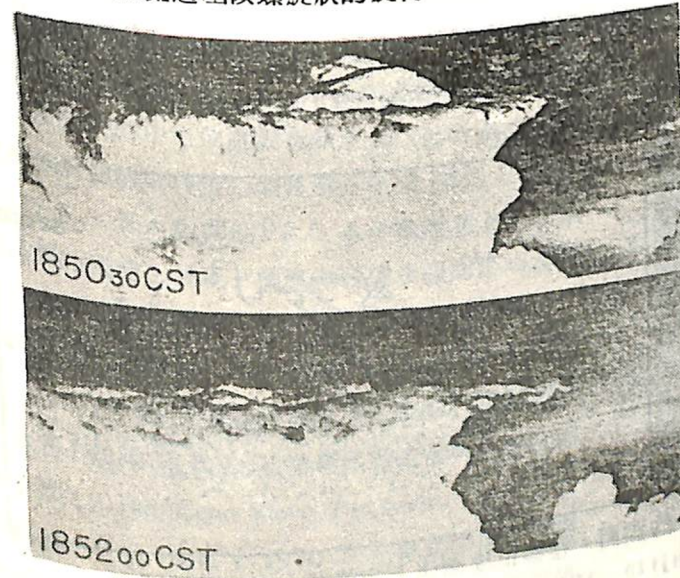
之影響。附圖 9 所示在 B 階段中有一個龍捲風 T_1 生成於鉤狀回波 (hook echo) 內，同時在鉤狀波之下伴生着一股下衝風 D_1 ，由於此下衝風始源於旋轉性的雷雨胞雲內，所以該螺旋狀下衝風 D_1 對龍捲風 T_1 而言儼如一渦旋度補充之源， T_1 的威力增強；到了 D 階段時， T_1 已被下衝風推離了它的源地，而 D_1 則仍圍繞着雲胞中心在旋轉，隨之雲胞而移動， T_1 因為遠離了渦旋度補充來源所以勢力漸形減弱；到了 A 階段時，另有一股下衝風 D_2 正朝着旋轉性雷雨雲胞的左後象限衝來，使原已生成之龍捲風 T_1 結構遭受破壞，變成一條繩索般細的雲條與原生成之雷雨雲胞相連，強度逐漸消失中，但另有一個龍捲風 T_2 却在風切作用與螺旋狀下衝風的共同幫助下發展成形。隨時間的變化，老一代的龍捲風 T_1 逐漸消散而新生的龍捲風 T_2 却旺盛地橫行地面，慢慢被下衝風推離它的生成源地，於是同一順序的變化可以再重現，只要有持續不斷的下衝風移入，最後終形成一群像家族般龐多的龍捲風群，這也是為何龍捲風的發生有時常不止一個，而有數個先後生成肆虐於地面的原因。

簡言之，下衝風與龍捲風之間的關係是非常的

複雜，一般的下衝風就好比毒藥一般，可使龍捲風死亡，可是螺旋狀的下衝風又好比良藥一般，可使不太成熟的龍捲風勢力因之增強而成形。在移動方向上，如果我們不考慮地形影響，則下衝風可迫使龍捲風轉向而行；同時在螺旋狀下衝風的作用下，旋轉性雷雨胞雲會週期性的產生向左偏轉而行的龍捲風。截至目前為止，二者之間的關係仍是許多學者們欲研究的問題之一，蓋其實質上的物理意義及作用吾人仍然是不甚瞭解。

七、下衝風與圓球狀突起雲頂下陷之關係

Fujita 於民國 62 年 (1973) 根據他個人蒐集之觀測資料分析後指出：圓球狀突起雲頂 (overshooting dome) 之下陷現象是為龍捲風發生的指示特徵 (如附圖 10~a 所示)。在風暴內旺盛的上升氣流會帶着空氣泡越過對流層頂衝出卷雲主體之上，形成一個半圓球狀的突起現象。可是空氣在上升運動中 (尤其是劇烈風暴內的上升氣流中) 會因上升冷卻作用水汽逐漸達到飽和甚至超飽和之境界，水汽的凝結形成了水珠且不斷地長大，當上升氣流與空氣浮力不再能支持水珠之重量時，水珠的下降運動會誘發下沉氣流，使空氣中上升氣流的力量減弱，並導致圓球狀突起雲頂的下陷現象。此刻在風暴內的下沉氣流會受到風切作用的影響而繞着上升氣流週圍做螺旋狀的旋轉，且在地面層產



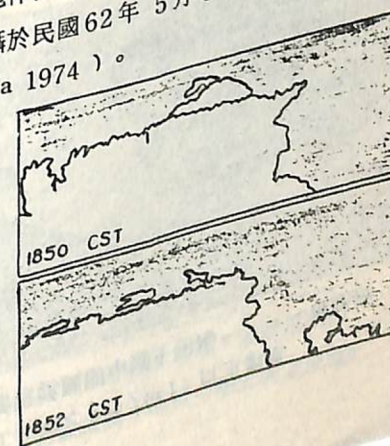
生了足夠的渦旋度讓龍捲風生成與發展。

Lemon 等學者在民國 64 年 (1975) 提出了另一個說法，他們認為圓球狀突起雲頂的下陷乃始因於風暴內部結構的旋轉特性。在雷雨胞雲發展的初期，它的上升氣流是非旋轉性型，只是單純地向上做垂直發展。隨着勢力的增強雷雨胞雲轉變成了風暴，低層的風切作用迫使上升氣流逐漸地轉變為旋轉型，隨時間之變化其旋轉率亦逐漸增加。於是乎上升氣流中空氣泡的動量不再是單一方向上的分佈，而有部分之動量轉換為螺旋狀轉動之動量，該動量之損失，減低了上升氣流的力量，終造成圓球狀雲頂的下陷運動。

以上學者們的說法都提到了一點，即當圓球狀突起雲頂開始下陷之刻，正是下沉氣流勢力轉旺之始，亦即上升氣流與下沉氣流間的平衡遭到破壞，下沉氣流可以較強盛的威力直衝到地面層，所以下衝風與地面上的強風如今已被確認它們與圓狀突起雲頂的下陷現象是有關聯。

Fujita 和 Byers 二氏於民國 66 年 (1977) 提出了一個模式來說明導源於雲頂下陷運動的下衝風。他們提到由於雲頂之下陷促成了一強有力的下沉氣流，把平流層內的動量經由下陷過程自雲頂外攝入風暴內，隨着下沉氣流傳送到地面層來，也正因此下衝風方得維持它強勁的風力。如果在雲頂上的突起雲頂能持續不斷地做上升與下沉運動，表示

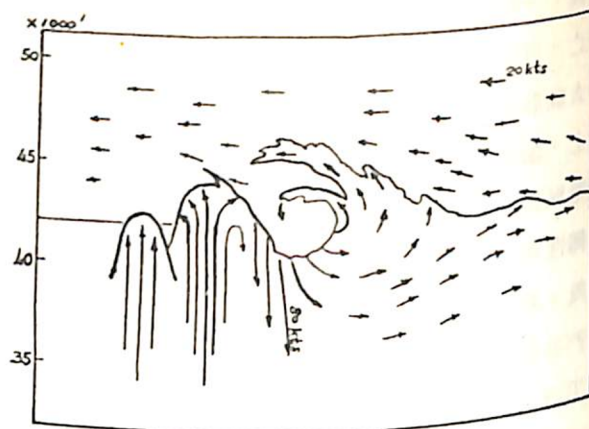
附圖 10~a 圓球狀突起雲頂下陷示意圖，在此個案中雲頂的迅速下陷迫使砧狀雲上卷雲邊緣向外急速地伸張，下陷的雲洞則會逐漸地填補起來。照片攝於民國 62 年 5 月 6 日在美國德州 (取自 Fujita 1974)。



該風暴內的上升氣流與下沉氣流發展旺盛，則它將在風暴內產生一連串像家族般龐多的下衝風，造成非常嚴重的災害。

民國61年時Fujita 說明了一個完整的突起圓雲頂消長過程應包含四個階段，他們分別是上升運動 (Rising)、下陷運動 (Collapsing)、下沉運動 (Sinking) 和還原運動 (Returning) 等四個階段。但是在近對流層頂處之高層風速較大，同時砧狀雲層以上較強的上升氣流補充來源也有問題，乃使同一個突起圓雲頂不會重複做同一過程的變化，甚至連等四個階段還原過程都不常見。另外在砧狀雲層以下的下沉運動發生在雲中，吾人也不容易直接去觀測探證，隨使得觀測家們產生了錯覺認為雲頂上突起的雲頂只有上升與下陷兩個階段而已。

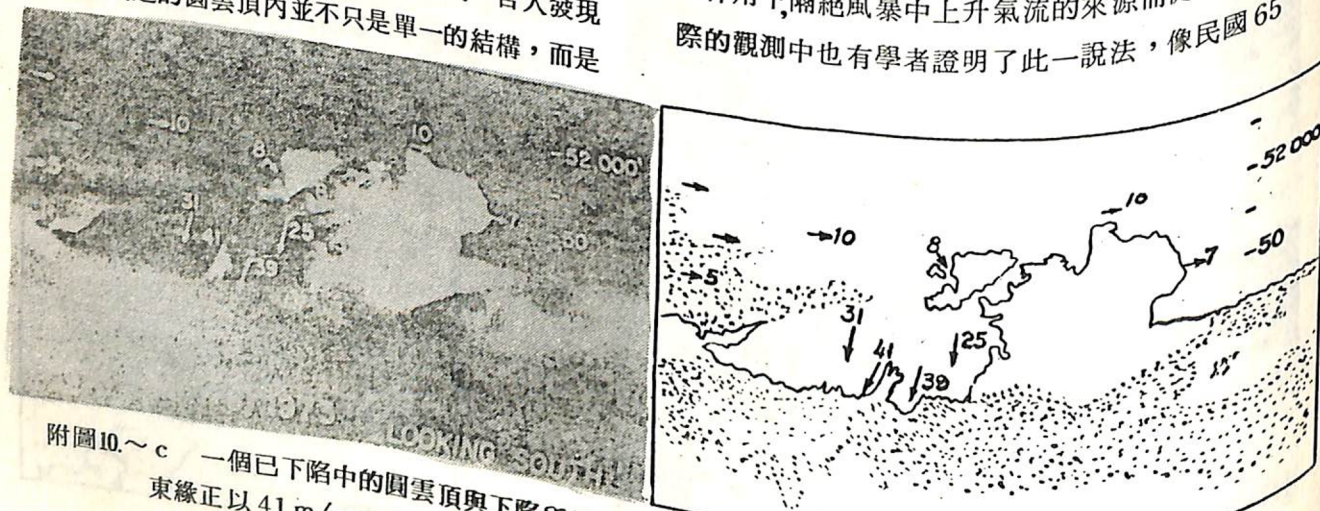
附圖10~b 為 Fujita 在民國61年 (1972) 提出的模型，圖中的箭矢向量符號代表氣流速度，該向量場顯示了突起圓雲頂快速下陷時之風場分佈。在當時雲塔正以每小時50哩之速度向東移動，而在砧狀卷雲主體上方平流層內的卷雲正配合着圓雲頂的下陷運動向雲洞接近，逐漸地掩蓋住圓雲頂下陷雲洞的上方，同時此卷雲亦與原已存在之卷雲間旺盛地進行混合作用。圖10~c 中在砧狀雲層上出現的深雲洞就是圓雲頂快速下陷的明證。由於雲洞上方的氣流不穩定狀況不明確，觀測家們不敢輕易嘗試飛臨雲洞上方直接觀測，所以吾人仍無法得到這方面珍貴的實際觀測資料供研究。但以每15~30秒鐘之間隔持續追蹤同一目標雲做照像觀測之後，吾人發現在一個突起的圓雲頂內並不是單一的結構，而是



附圖10~b Fujita 1974年提出之模式，說明一快速下陷圓雲頂內環流分佈情況。

由許多的雲塔 (Turret) 不斷地起伏總合而成。同時在砧狀雲上新生成的雲塔多出現在下陷雲頂的南方或西南方，此一趨勢減緩了圓狀突起雲頂的移動速度。所以當我們分別地去追蹤雲塔與圓雲頂移動速度時，會發現雲塔之移速大於圓雲頂之移速，此關係正如合成波速與子波速之間的關係。也因此之故吾人相信砧狀雲層內下沉氣流所伴的降雨區，或者是雷雨區回波移動速度應較雲頂上單獨雲塔之移速為慢。如附圖10~d 例中所示單一雲塔之移速到達60 KTS，而下沉氣流 (雲洞) 的移速只有30 KTS。

McCann在民國68年 (1979) 以專文說明了圓雲頂的下陷過程會因風暴內陣風鋒面的填塞或阻斷作用下，隔絕風暴中上升氣流的來源而促成。在實際的觀測中也有學者證明了此一說法，像民國65



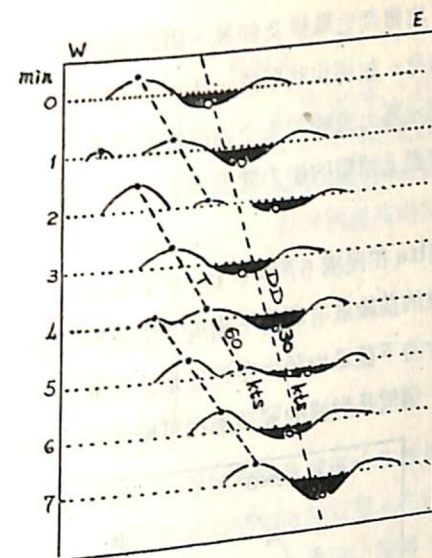
附圖10~c 一個已下陷中的圓雲頂與下陷所呈現的雲洞，卷雲正逐漸追上掩蓋其上方，而雲塔之東緣正以41 m/sec之速度下陷中。(Fujita 1974) 照片時間是民國62年5月6日。

年Kroffli與Miller二氏，及民國66年 (1977) Brandes 氏等均有專文說明此一現象。附圖11 當中顯示一風暴因圓雲頂的快速下陷運動加強了下沉氣流的速度，促使風暴加速前進，從雷達顯示幕上吾人可以清楚地看到一個降雨回波波形因加速前進之影響而改變形態。一般而言劇烈風暴在雷達顯示幕上常見的波形有二種，分別是彎月形波 (Bow echo) 或稱 (Spear head echo) 尖狀形波，及鉤狀形波 (hook echo)。彼等均為雷達觀測上守視劇烈天氣最好的指引。

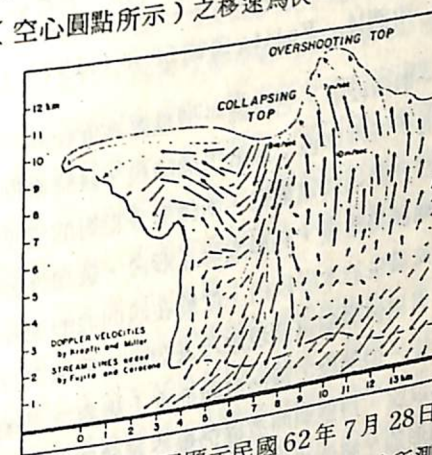
八 下衝風的雷達回波

在過去發生過下衝風的案例中我們發現大部分的下衝風在雷達顯示幕上多呈兩種形態，分別是彎月形波 (bow echo) 及鉤狀形波 (hook echo)。鉤狀形波的發現可回溯到民國42年 (1953) 由 Huff 與 Stout 二氏首先偵測到此種回波，同時亦發現此鉤狀形波與龍捲風天氣現象相伴。近年來觀測資料的增加，越發使人肯定在鉤狀形波中最有利於下衝風發展的位置就在鉤狀形波的外伸鉤狀部分 (如圖12 A所示)。通常此種回波吾人可用雷達的PPI顯示幕觀測，以較低高度一般在10,000呎以下做掃描即可發現鉤狀形波，但並非每次均能觀測得到鉤狀形波，須視暴風強度，觀測水平高度觀測風暴之角度而定。在已發現鉤狀形波的場合中如果我們增加仰角再觀測，則鉤狀形波將會失去其獨特的形狀，而成為一般的對流性降雨回波，可是其回波強度的中心位置則會隨着高度的升高而朝向整體鉤狀波的旋轉中心偏移參見附圖13 (Lemon 1977)。吾人從雷達PPI水平顯示幕上看此種較高層的回波，發現下衝風的發生多偏向於回波強度中心的右側發展。

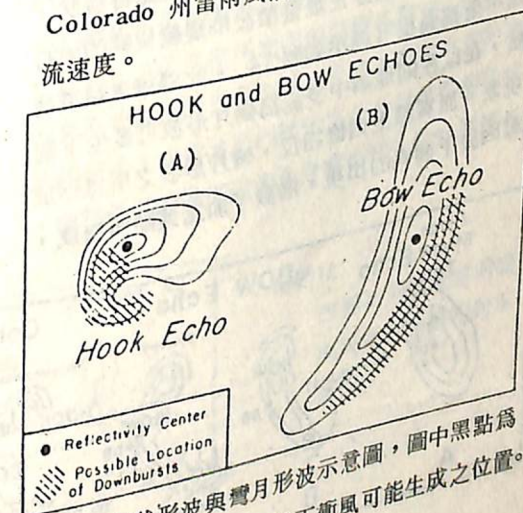
談到彎月形波，該名稱是Fujita在民國67年 (1978) 首倡，主要是根據該回波的特殊形態而予命名 (如圖12 B)。此種彎月形波常可在線狀排列波群 (Line Echo Wave Pattern, LEWP) 中找到。Hamilton (1970) 在他文中提到當線狀排列波群內有向外凸出或是呈尖頭狀中內凹形波



附圖10~d 為一水平與時間座標圖，顯示單獨的雲塔 (黑點所示) 移動速度較整個下沉氣流區域 (空心圓點所示) 之移速為快。



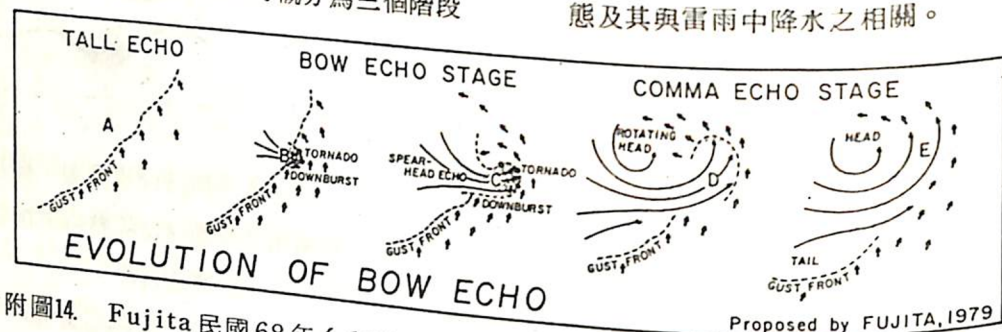
附圖11 垂直剖面圖顯示民國62年7月28日在Colorado州雷雨風暴內部都卜勒雷達所測之氣流速度。



附圖12 鉤狀形波與彎月形波示意圖，圖中黑點為波形強度中心，斜線區為下衝風可能生成之位置。

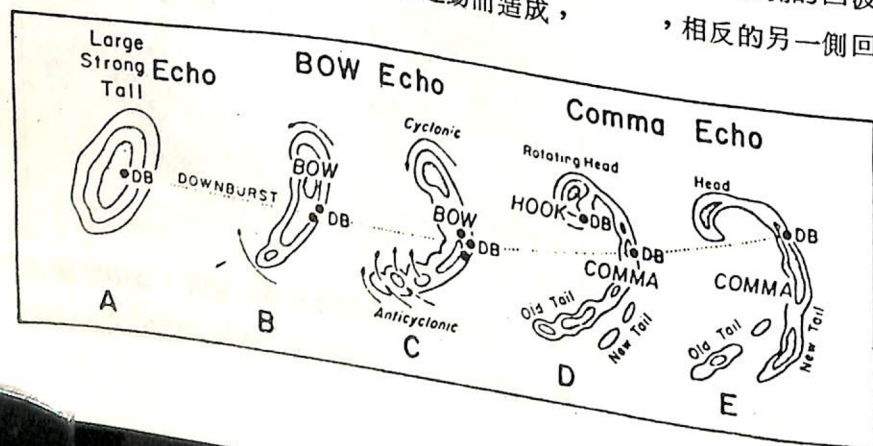
出現時，均會產生輻線及強風。而此等波即為彎月形波的前身。如同鈎狀形波一樣，吾人可由雷達 PPI 顯示幕上去辨認並予追蹤彎月形波。有關劇烈天氣守視上預警的能力就視雷達本身之性能而定了。

Fujita 在民國 67 年 (1978) 文中討論到在彎月形波的前緣最有利於下衝風之生成與發展，而且大部分的下衝風均發生在彎月形波前緣近中央處。通常一個彎月形波的發展過程可概分為三個階段

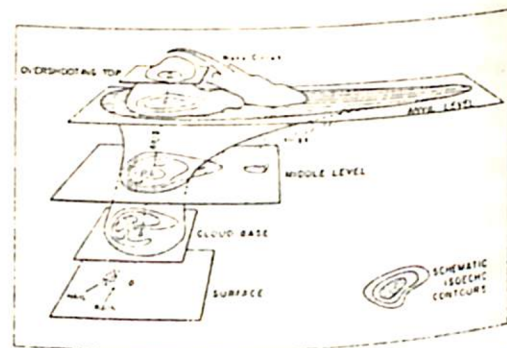


附圖 14. Fujita 民國 68 年 (1979) 提出彎月形波變化之過程與下衝風作用示意圖。

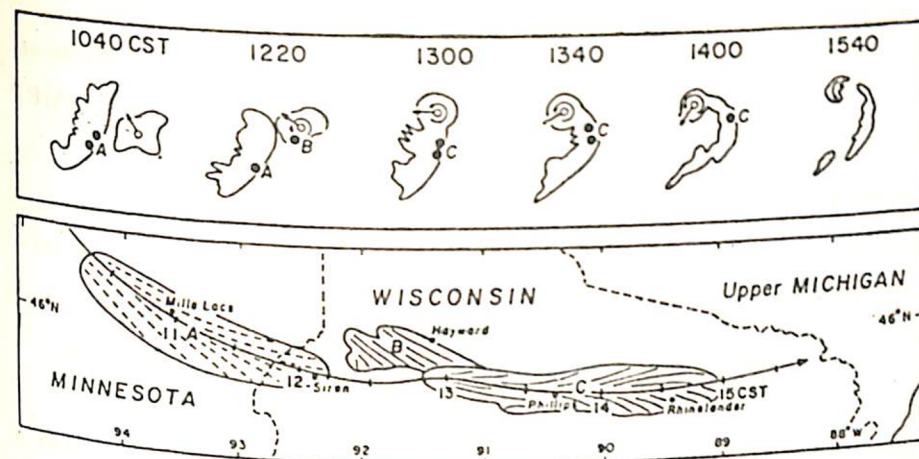
在第一個階段中，它只是一個垂直高度較高旺盛發展中的大降雨回波；至第二個階段，該降雨回波的中段部分開始加速前進，兩側部分相對的速度較慢逐漸地顯得落後，終形成彎月形波，破壞性強風如下衝風發生於本階段內，位置在該回波的前緣，同時筆者相信該加速度現象乃肇因於下衝風之故；到了最後一個階段，該回波因速度上緩急之異漸形分散為數段，但整個回波群仍維持着環繞一似中心旋轉的形態，整個波形看來就像一個豆點符號狀，而豆狀波的波首部分正是整個波群環繞旋轉的中心，此一全部過程可簡示如圖 14。此刻筆者願澄清一點，在以往的理論中多認為彎月形波可產生下衝風現象。而實際上則恰相反，彎月形波之所以形成乃導因於下衝風的出現，觸發了加速運動而造成，



附圖 15. 典型的彎月形波變化過程示意圖。



附圖 13. 三度空間表示雷達觀測雷雨胞雲之回波形態及其與雷雨中降水之相關。



附圖 16. 民國 66 年 (1977) 7 月 4 日在美國威斯康新州雷雨風暴實測雷達回波與風災並示圖。

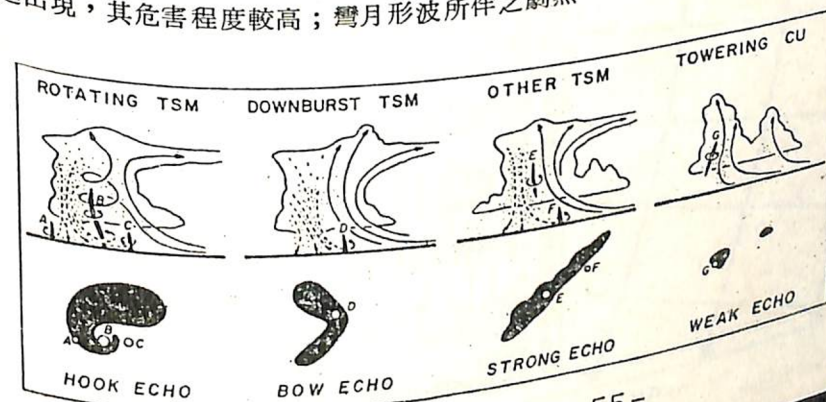
時，彎月形波在形狀上已轉變成了豆點符號之形狀，同時在旋轉中心的波首附近常可發現鈎狀形波的踪跡，並伴有較微弱的下衝風。在一般的情況下，豆點狀波出現時均是在下衝風減弱時，所以在守視的過程中它可視為劇烈天氣轉為緩和的象徵。

現以民國 66 年 (1977) 7 月 4 日在美國威斯康新州北部劇烈風暴之個案為例做討論。附圖 16 為整個過程中雷達實際觀測到的回波與風災並示圖。吾人可從圖中看到回波的變化正如前所述：由一個降雨回波漸次轉變為彎月形波，終成為豆點狀波。整個暴風侵襲期間內共有三股下衝風到達地面分別標示為 A、B 與 C，此一風暴橫掃過美國的明尼蘇打州東部及威斯康新州北部造成了嚴重的損失。在三股下衝風中 A 與 C 二者是在彎月形波階段內侵襲到地面，另一個下衝風 B 則發生在旋轉波首的西南端，強盛的垂直對流運動將使該處回波有發展成為鈎狀形波的可能，這正是吾人在劇烈天氣守視上應加強注意之處。

總之，鈎狀形波與彎月形波的動態與劇烈天氣有着密不可分的關係。鈎狀形波甚至會伴着龍捲風一起出現，其危害程度較高；彎月形波所伴之劇烈

天氣如下衝風却有着較廣的生成區（在波前進方向的前緣），其可能危害的幅度較寬廣。在鈎狀形波處，由於它的旋轉性迫使氣流亦隨之旋轉，而使所發生的下衝風亦帶有旋轉特性，Fujita 特稱此等下衝風為螺旋狀下衝風 (Twisting downburst)。在前文中曾提及此種螺旋狀下衝風對龍捲風的發展而言並無助益，甚至於可減弱已經生成之龍捲風強度。所以龍捲風的發生大都在鈎狀形波處，而極少在彎月形波的前緣。

附圖 17 為各種不同強度雷雨胞雲在雷達 PPI 顯示幕上出現不同波形的並列圖，我們可以看到威力較弱的塔狀積雲只顯示了幾個弱降雨回波；雷雨胞雲則顯示出較強的回波。在雷雨胞雲中不同強度的結構所產生的波形亦不相同，一般的雷雨多呈線狀排列，下衝風雷雨胞雲則呈彎月形波，而較劇烈的雷雨胞雲因其具有旋轉之特性，特別有利於龍捲風的發展，在雷達 PPI 顯示幕上多呈現為鈎狀波形的。值得強調的是不論彎月形波也好，鈎狀形波也好



附圖 17. 四種不同強度雷雨雲胞與雷達回波相對示意圖。

參考文獻

- 1 Brandes, A.E. 1977 : Flow in severe thunderstorms observed by Dual- Doppler radar. Mon. Wea. Rev. 105, 113-120
- 2 Brandes, A.E. 1977 : Gust front evolution and tornadogenesis as viewed by Doppler radar. J. Appl. Met. 16, 333-338
- 3 Fujita, T.T. 1972 : Tornado occurrences related to overshooting cloud-top heights as determined from ATS pictures. SMRP Res. Paper. 97, Univ. of Chicago. 32pp
- 4 Fujita, T.T. 1973 : Proposed mechanism of tornado formation from rotating thunderstorm. 8th Conf. on Severe Local Storms. 191-196
- 5 Fujita, T.T. and Byers, H.R. 1977 : Spearhead echo and downburst in the crash of an airplane. Mon. Wea. Rev. 105, 129-146.

6. Fujita, T.T. 1978 : Manual of downburst identification for project NIMROD. SMRP Res. Paper. 156, Univ. of Chicago. 104 pp.
7. Fujita, T.T. 1979 : Objectives, operations and results of project NIMROD. Preprints, 11th conf. on Severe Local Storms. 259-266.
8. Hamilton, R.E. 1970 : Use of detailed intensity radar data in meso-scale surface analysis of the July 4, 1969 storm in Ohio. 14th Radar Met. Conf. 339-346.
9. Kropfli, R.A and L.J. Miller. 1976 : Kinematic structure and flux quantities in a convective storm from dual-Doppler radar observations. J. Atmos. Sci. 33, 520-529.
10. Lemon, L.R., D.W. Burgess, and R.A. Brown, 1975 : Tornado production and storm sustenance. 9th Conf. on Severe Local Storms. 100-104.
11. McCann, D.W. 1979 : On overshooting-collapsing thunderstorm tops. 11th Conf. on Severe Local Storms, AMS. 427-432.

