

綜觀環境場如何影響 中尺度對流系統的構造和進化

張泉湧

民用航空局飛航服務總台

(中華民國八十年十月一日收稿；中華民國八十年十一月十七日定稿)

摘 要

本文回顧 (review) 最近的觀測事實與包括作者在內的數值模擬結果，並說明中尺度對流系統的構造與進化 (evolution)，如何受到環境場所左右。首先說明一下 1990 年代中尺度天氣系統的研究與預報預期將成為大氣科學的一大主流，其次對中尺度對流系統的型態加以分類，再一面比較美國中西部的暴雨和台灣、日本梅雨期豪雨狀況，以討論決定中尺度對流的環境因素。然後以中尺度對流系統 (mesoscale convective system 簡稱 MCS) 結構最明顯，而且發生頻繁的飆線 (squall line 簡稱 SQL) 作為舉例說明。討論台灣區的情況時主要以中美合作「台灣區中尺度實驗計畫」(Taiwan Area Mesoscale EXperiment 簡稱 TAMEX) 的結果為參考資料。使用雲物理模式，以暖氣泡法作為初始場，或用簡化之都卜勒雷達資料反演法 (retrieve) 所得之熱力及水汽場作為初始擾動場，也可以獲得相對應於該環境場的準平衡狀態之中尺度對流系統結構。而用三維雲物理模式，當熱帶環境場改變時，環境場垂直風切方向與線狀對流系統可以形成平行與垂直相交的不同結果。而不同的大氣穩定度則可以造成對流胞的型狀及生命期的不同。最後則談論雲模式的改進，以及包含此種模式在內的中尺度預報等將來的課題。

關鍵詞：中尺度對流降水系統，雲物理模式，都卜勒氣象雷達，準平衡狀態，飆線，數值模擬，暖氣泡法。

一、前 言

前年 (1989) R. A. Anthes 成為美國 UCAR (University Corporation for Atmospheric Research) 的會長，其就任演說內容中舉出 1990 年代的大氣科學主要課題為氣候變動以及中尺度天氣現象的研究與預報，前者是包含地球昇溫與地球環境保護的問題，在此無需說明其重要性。後者乃是以改進龍捲風、強風、伴有雹之雷雨和洪水等引起災害的劇烈天氣的極短期預報 (Nowcasting 與 Very-short-range-forecasting) 為目的，這一問題只

以它是目前最重要的一課題來說就足以確切地說明了它的理由。

理由之一是最近超大電腦與數值模擬技術的進步，使得至少有一部份的中尺度現象能夠模擬成功，這種結果不僅可透過中尺度模式加深了解中尺度現象的物理的、力學的過程外，對於中尺度現象的預報也受到很大的衝擊 (參考第七節)。從另一理由來看，新的觀測技術已經落實到日常氣象業務上。目前美國已開始第二代都卜勒雷達網，以及剖風儀 (wind profilers) 觀測網的觀測計劃，預計今年內完成中部 16 州的計劃。由這一

觀測系統可以觀測到16km的高空，如果有必要可以每隔6分鐘觀測垂直向72點的風向、風速資料，另外有地面自動觀測系統ASOS(Automated Surface Observing System)，像這樣的觀測網完成後所測得的龐大資料要如何處理和解析才能使預報得到最好的利用呢？由這件事情來看，採取中尺度天氣系統的極短期預報終於到了時候了。

像這樣的一個時代，大西洋那邊的英國皇家氣象學會新任會長K.A. Browning，在其就任演說的題目是『中尺度資料庫以及如何用來作中尺度預報』，也就不能說是偶然了。他在序論中提到英國氣象局目前的24小時預報精確度為85%，像這樣精確的預報實際上也有人認為今後改進的空間有限，也沒有改進的必要，因為這樣的預報與實際並沒有多少差異。接著他就目前的進步情況大略評論，結論時乃認為為了極短期中尺度天氣系統預報成功，仍有很多地方應加強，例如他提到中尺度現象仍有許多地方無法了解，所以對中尺度的基本認識方面有必要加以改善。

在這樣的背景之下，中尺度對流系統的組織化，或者中尺度對流的構造與進化，如何受到大環境的支配呢？本文將就最近數值模擬研究的結果概略地說明以及提出將來的展望。本文並非將最近的進展全部列出，而是強調尚未理解以及今後必須克服的一些問題。

二、中尺度對流的型態分類

中尺度對流的型態實際上各種型式都有，最簡單的分法為多胞型(multicell)與超大型(super-cell)，但若從每天的雷達回波圖所觀測的中尺度對流系統加以更仔細的分類的話就會發現並非容易的事，因此各類型的發生頻率統計數字目前似乎未曾見過。但1985年的5月和6月2個月期間以美國奧克拉荷瑪(Oklahoma)為中心所實施之PRE-STORM特別觀測中，共計觀測到21個中尺度對流系統，其中線狀型幾占全部MCS中的一半(小倉，1990)，是故線型MCS為本文討論的主要對象。

就以線狀組織的中尺度對流系統來說，通常區分為鬣線和降雨帶(rain band或對流線)兩種。但因兩者的差別(尤其中緯度地帶)並不明顯

，而在第6節前所討論的並沒有特別區分的必要，因此所謂鬣線是指線狀組織，而且移速快的中尺度對流，其強回波在前緣部分伴隨風向劇烈變化或者有冷空氣外流(outflow)。在強SQL中其組成對流胞中也有的含有超大型對流胞。

像這樣所定義的SQL中，其所組成之個個積雲或積雨雲(cb)經由何種過程才形成線狀組織的呢？對於這個問題Bluestein & Jain(1985)曾詳加以調查。根據奧克拉荷瑪之NSSL(National Severe Storm Laboratory)的10cm雷達，在過去11年中所累積的回波圖而分類出圖1的4種型態。第一種為broken line型，是開始時個個對流胞大約在一直線上同時發生，但兩胞間距離遠，然後在發展的同時相鄰兩胞的冷空氣外流輻合的結果在兩胞間產生新胞，經過這種過程而產生之SQL在雷達回波圖上可以看到幾無空隙的SQL。像這樣附近2個胞間產生新胞的過程，TAO & Simpson(1989b)曾以相鄰二個cb的合併過程作為數值實驗的題材。Chang(1990)則以三維模式模擬broken line型熱帶SQL的三維結構，部分結果將在第6節

CLASSIFICATION OF SQUALL-LINE DEVELOPMENT

BROKEN LINE (14 Cases)			
BACK BUILDING (13 Cases)			
BROKEN AREAL (8 Cases)			
EMBEDDED AREAL (5 Cases)			
	t=0	t=Δt	t=2Δt

圖1 美國奧克拉荷瑪州所觀測到的各種鬣線之形成過程與出現次數(Bluestein & Jain, 1985)。

中敘述。

第2種back building型，從胞上看，環境風場的上游方向上，由於舊胞刺激新胞的發展，並在發展的同時與舊胞仍相連接，而形成線狀組織。這型鬮線通常僅由一個胞開始演變而來，但有時則由個個胞距大於它本身大小的胞群而發展成back building型鬮線，第4節將敘述Fovell & Ogura(1988)以二維數值模式模擬back building型SQL形成過程之數值實驗。

第3種稱為broken areal型SQL，最先是由一群強烈和中等強度的對流胞雜亂無章地集結，然後形成明顯線狀組織的SQL，Tao & Soong (1986)曾做過類似的實驗，但模式範圍太小，數值模擬結果對於此一組織化過程並無明確的說明。第4種稱embedded areal型鬮線，為在微弱層狀雲的降水區中出現降雨帶者，這類型的出現頻率最少，雖成因仍不明，但條件性不穩定(例如Emanuel, 1988)或許為一有力的候補者之一。Bluestein & Jain(1985)的原論文中各類型的鬮線都有氣象衛星與雷達圖的例子，請加以參閱，我國附近出現之中尺度對流與美國中西部者相信有許多不同之處，以後可以做像圖1那樣的調查研究，並且如下一節所述附上環境參數相異之處，我想就會更為有意義。

三、環境的參數

如上所述中尺度對流的型態有很多種，其構造與進化，環境場是個有決定性的支配者，決

定環境的參數，可考慮以下諸因素：

(一) 氣溫隨高度分佈：

因為對流為條件不穩定大氣中所引起之現象，因此氣溫隨高度變化乃非常重要。大氣的靜不穩定度指數表示法有很多種，但常用的如stability index或lifted index，亦即地表附近(通常指接近地表面50mb厚度層)的小氣塊以乾絕熱地上升至凝結高度(LCL)，其次再以濕絕熱上升至500mb時空氣塊與週圍溫度之差即是。例如美國中西部春季劇烈風暴發生時的指數約為-6°~-7°C，而熱帶海洋地區出現中尺度對流時約為-3°C左右而已。如表一所示對流胞中的上昇速度各地區有明顯的不同。表中所謂Core是指以飛機觀測時在500公尺的飛行距離中上昇速度的絕對值一直保持在1ms⁻¹以上的區域。如表中所示美國中西部的最強10%Core內的上昇速度雖為13ms⁻¹，而熱帶地區及台灣梅雨期則不到一半，TAMEX期間觀測得最強中心之上昇速度為16.2msms⁻¹(Jorgensen & LeMone, 1989)與GATE所觀測之17.0ms⁻¹(LeMone & Zipser, 1980; Zipser & Gantier, 1978)很接近。其最強10%之中心平均垂直速度為上昇速度稍大於GATE，下降速度則略小於GATE，如圖2所示。

其次一個頗受歡迎的指數為對流可用位能(convective available potential energy 簡稱CAPE)，其定義為：

$$CAPE = \int_{z_1}^{z_2} g \left(\frac{\theta_c - \theta_{env}}{\theta_{env}} \right) dz \quad (1)$$

表一 TAMEX (Jorgensen & LeMone, 1989), GATE (Zipser & Lemone, 1980), hurricanes (Jorgensen et al., 1985), dryline tornadic storms (Bluestein et al., 1988), Thunderstorm Project (Byers & Braham, 1949) 之上昇氣流Core的垂直速度與CAPE值比較

	TAMEX 10%	GATE 10%	hurricanes 10%	Dryline Tornadic Storm	Thunderstorm Project(10%) 美國中西部
CAPE(m ² s ⁻²)	1200	1500	800-1200	3000-4000	3000
W _{maz} (ms ⁻¹) Observed	49	55	40-49	77-89	77
W _{maz} (ms ⁻¹)	6	5	3-5	49	13

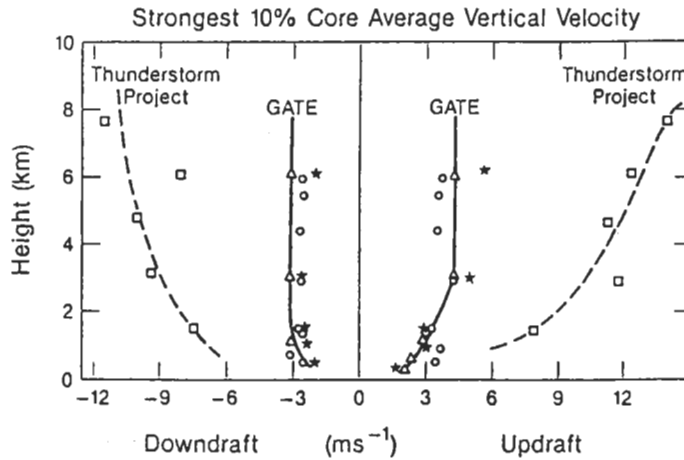


圖2 不同觀測計劃之最強10%Core的平均垂直速度比較, TAMEX(星號)(Jorgensen & Lemone, 1989), GATE(三角形), Hurricane(圓圈), Thunderstorm Project(四方形)(Zipser & Lemone, 1980)

此處 θ_c 為上昇空氣塊的位溫, θ_{env} 為不飽和的環境位溫, Z_1 為自由對流高度(LFC), Z_2 為 $\theta = \theta_{env}$ 時的高度。因此CAPE是指單位質量的空氣塊從LFC 上升到平衡狀態高度之間受到週圍大氣所施於之能量, 從絕熱圖來看就是與所謂的「正的面積」成正比。另據 Soong & Ogura (1973) 之研究, 設垂直向壓力梯度、水滴的重量、雲外空氣的混合等等項目忽略不計, 大氣中之垂直上升空氣塊的最大上昇速度可寫為:

$$W_{max} = (2 \times CAPE)^{1/2} \quad (2)$$

美國中西部之CAPE大者可達 $4,500m^2s^{-2}$, 而通常不穩定之日為 $1,500 \sim 2,500m^2s^{-2}$ 左右(如表二所示), 僅以 $2500m^2s^{-2}$ 來估計 W_{max} 即達 $70ms^{-1}$

, 實際觀測值僅 $13ms^{-1}$, 換句話說上述忽略的因子其作用主要為降低浮力。

反過來說也有與CAPE相反的「負的面積」, 這就是對流禁制(convective inhibition 簡稱CIN), 可寫成:

$$CIN = - \int_{Z_0}^{Z_1} g \left(\frac{\theta_c - \theta_{env}}{\theta_{env}} \right) dZ \quad (3)$$

此處之 Z_0 為地表面高度。

(二) 水蒸氣量

水蒸氣量與位溫組成之量定義為相當位溫(θ_e), 因為 θ_e 的隨高度分佈可以決定條件不穩定度, 當然水蒸氣量隨高度分佈也很重要。而且因為地表附近的水蒸氣吹進中尺度對流系統中之cb

表二 飢線與孤立超大型對流胞的週圍大氣特性: 平均值與標準偏差(括弧內)

風暴類型	Broken line	Back building	Broken areal	Embedded areal	所有類型	Super-cell
CAPE($m^2 s^{-2}$)	2820(1050)	2090(1220)	2120(1050)	1340(970)	2260(1100)	2490(760)
CIN($m^2 s^{-2}$)	15 (33)	58 (103)	33 (103)	20 (9)	33 (83)	25 (32)
Ri	111 (88)	32 (27)	56 (38)	26 (25)	64 (58)	33 (17)
可降水量(cm)	2.9 (0.6)	2.6(0.6)	2.9 (0.6)	2.8(0.3)	2.8 (0.6)	3.1 (0.4)

內並上升而成為能源，故下層水蒸汽量的多少對MCS的產生與發展有影響是為大家所熟知的。在此所以強調水蒸汽量的理由是，MCS的形成與雲底下產生冷氣池(cold pool)外流關係重大，這個冷空氣池主要由落下途中之降水粒子蒸發而成，蒸發量與降水粒子所經大氣之水汽含量有密切關係。以美國中西部引起災害的風暴來說，如龍捲風或陣風鋒面(gust-front)由所伴隨之強風引起。曾在美國中西部渡過春天的人大都會有這樣的經驗，當積雨雲來襲的時候，雷雨交加，淒涼恐怖，地方電視台銀幕上一個角落頓時出現W字樣，通知龍捲風警報的快報，不久看到漏斗狀雲接近時，立即響起恐怖的避難警報。在降雨方面，突然一陣傾盆大雨但時間不長，隨後雨勢銳減(參考下節之SQL的構造)。至今為止討論台灣地區局部豪雨的論文中，雲下冷氣池外流的術語並不常見，很明顯的是因中美兩國水蒸汽量的隨高度變化有所不同，圖3是奧克拉荷瑪SQL的前緣通過前，通過中和通過後的探空資料的一個例子，通過前的隨高度變化是MCS發生時典型的環境場，約在780mb以下溫度變化與乾絕熱直減率差不多，混合比也沒有隨高度變化，這意味著混合層相當發達，其上方則大氣乾燥，這是西南風從墨西哥高地吹來的乾空氣罩在墨西哥灣吹來的潮濕南風之上，在這種情況下，降水粒子的蒸發快，由圖3可看出SQL通過時地面氣溫甚至下降達 11°C 之多。相反的在台灣、日本之梅

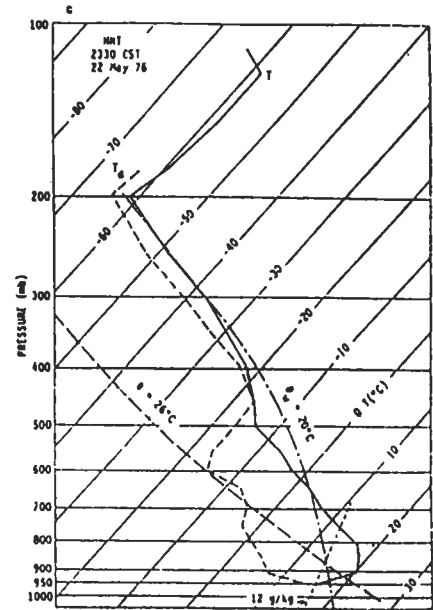
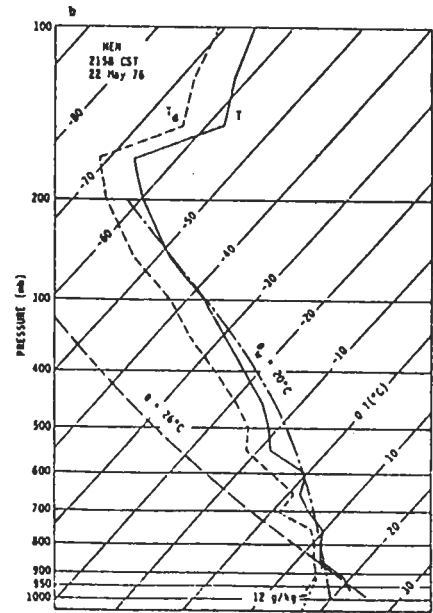
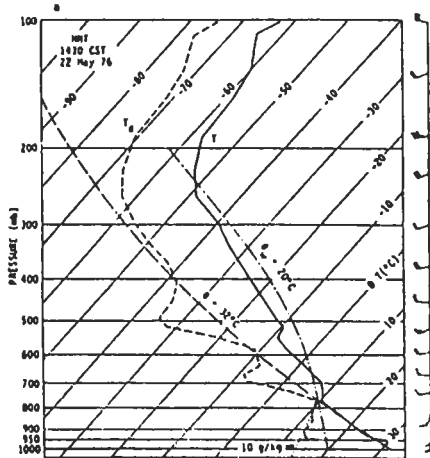


圖3 1976年5月22日在奧克拉荷瑪州所發展之颶線其前緣(a)通過前，(b)通過中，(c)通過後的溫度(T)與濕球溫度(Td)。長風桿表10Kts，探空站與時間(美國中央標準時)為(a)Hinton, 1430 (b)Hennessey, 2158, (c)Hinton, 2330 (Ogura & Liou, 1980)

雨期局部暴雨時地表面到上層間空氣則較潮濕，1982年7月23日日本長崎暴雨觀測到降雨帶通過時所造成氣溫下降，只不過 2°C 而已(Ogura et al., 1985)。而1987年6月24日TAMEX期間，中尺度降水系統通過中正國際機場時亦僅造成 5°C 的溫度下降(Jou & Deng, 1989)。不僅下層水蒸汽量對MCS的影響很大，其實如第6節將說明中層大氣的水蒸汽量亦有很深遠的影響。

(三) 垂直風切

1950年代以前，曾一度認為風切太強就無法發展cb，因為以為上層風太強的話會將cb頂端部吹走，然而後來發現不但在美國，甚至加拿大或歐洲各地造成強烈災害的風暴其上層的風都很強，也就是轉而認為這種大風暴乃是因環境場有強風切所引起。

目前則沒有人懷疑風切對MCS之構造與組織化的重要性。風切表示量與上所述之CAPE組合後可以用下式之bulk-Richardson數表示，即：

$$Ri = \frac{CAPE}{1/2[(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2]} \quad (4)$$

此處之 Δu 與 Δv 為某一高度(例如500mb)與地表面間風速之差，Weisman & Klemp (1982)使用三維雲物理模式研究環境場Ri值的影響，研究結果和實際觀測比較，發現Ri值在15與40之間易形成孤立之超大型胞，而 $Ri > 40$ 則易形成多胞型風暴，也就是假設其它諸條件皆相同之情況下，若風切大則易發展為超大型雷雨胞。

如(3)式所定義之Ri值為發生MCS之環境決定因子，但仍有許多缺點，舉一例子來說，到底由那一層風切來決定MCS的構造，仍無法確切地指出。第5節將討論有關最低層風切與雲下冷空氣池之相互作用如何決定SQL的構造。

而(3)式的另一大缺點是，雖風切的大小可以表示，但風向隨高度的變化完全不能表現出來。和這個相關連的是當cb發展時，其周圍風場繞著cb垂直軸旋轉，一般流體之旋轉運動有繼續維持之傾向，所謂Tella旋渦就是其中的一個例子，Stern (1975)使用Vertical rigidity來表示，Lilly (1983)則導進heicity之量，以說明旋轉之超大型雷雨胞達成準平衡狀態。

因第6節會提到的關係，在此先以圖4簡

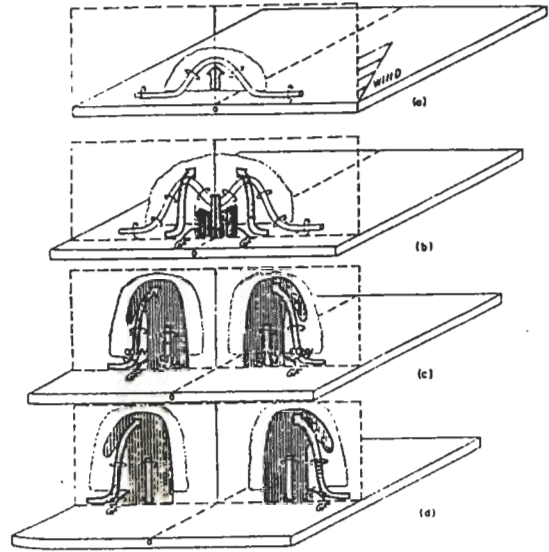


圖4 風暴被切斷後形成二個各往左與右之超大型胞的形成過程模式圖。不勻線表雲的外廓，密縱線表降雨，白色管為渦度管，陰影箭頭表示上昇或下降氣流，GF為陣風鋒面，原點0固定在地表面，位在圖(a)雲之正下方，圖(c)中標示有輻合(CONV)與輻散(DIV)之位置(Houze & Hobbs, 1983)。

單地說明水平風切造成垂直向渦度的生成機制(Rotunno, 1981)，簡單起見僅考慮風切之情況，而科氏力也忽略。cb發展前風之水平分量有垂直風切時，則一定會有水平向軸之渦度管形成(圖中之白色管)。當cb發展時渦度管彎曲，受到傾斜作用，產生正負渦度不同之二個垂直向渦度管，當cb進一步發展時，因中央部分劇烈降水使原有之cb分裂為二，再因cb內部形成之氣壓梯度，二個cb遂相互向外推開，並繼續發展為正負渦度不同之2個雷雨胞。

Klemp & Wilhelmson (1978)首先以三維雲物理模式模擬此種過程，其數值實驗所使用之一般風場如圖5所示，相對於地表面之風花圖為以 \oplus 點為基點之向量，地表風大致為南南東風，2 km處為西南風。為使MCS保持在模式區域內之固定位置，作數值模擬時扣除一定之風速後，地表面約為 8ms^{-1} 的東風，2 km處為弱西風，總之

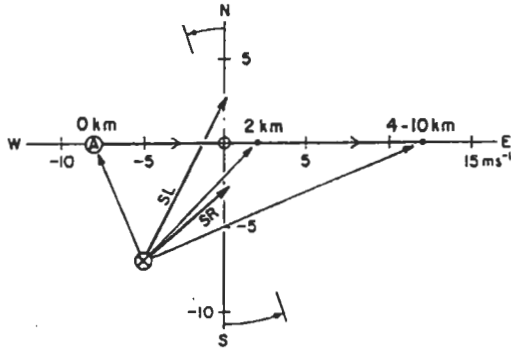


圖5 垂直風切為單一方向之環境風場之風花園。細指示箭為相對於測定點 \odot 之風向量，粗指示箭SR與SL表示往右或左移動風暴之傳播 (Klemp & Wilhelmson, 1978)。

，風向則不隨高度變化而維持向東，在模式中央以暖氣泡作為初始擾動場，促成對流胞發展，90分鐘後的結果如圖6所示，與預測一樣以計算範圍之中央線為對稱，各具有低氣壓及高氣壓性的旋轉胞分居兩側，往風切向量的下游看，圖下方的胞因向右移故稱右移風暴(right-moving storm，簡稱SR)，另一風暴則稱左移風暴(left-moving storm，簡稱SL)，圖5中標有兩者之移動方向。

圖6(a)為最低層者(0.25km)，受到雨滴的蒸發冷卻和雨滴本身的重量造成下降氣流旺盛，到達地面後向外流，當此外流與流入胞內的東風遭遇而形成陣風鋒面，該處為上昇氣流區，最強之處已可看出即將發展勾狀回波，圖6(b)為2.25

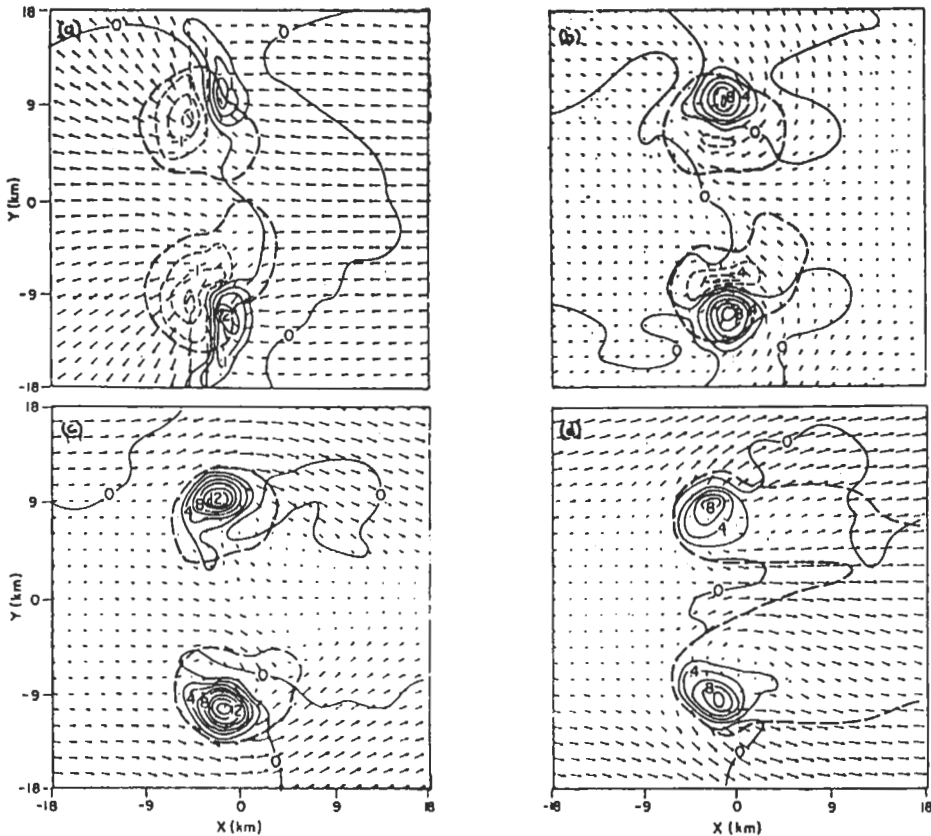


圖6 環境風場之垂直風切僅有X方向之三維雲模式實驗90分鐘後的結果，起初的一個對流胞被切開，並形成向右($y < 0$)與向左($y > 0$)移動之風暴。(a)高度 $Z=0.25\text{km}$ ，最大風速= 14ms^{-1} ，(b) $z=2.25\text{km}$ ，最大風速= 13.1ms^{-1} (c) $z=3.75\text{km}$ ，最大風速= 13ms^{-1} ，(d) $z=5.75\text{km}$ ，最大風速= 13ms^{-1} 。風速為相對於圖5所示風花園原點的風，細實線表上昇速度細虛線表下降速度(ms^{-1})。粗虛線表兩區，唯圖(d)表雲區 (Klemp & Wilhelmson, 1978)。

km 高度面上者，就SR來看，微弱的环境西風在風暴附近為低壓性旋轉，在西風繞過上升氣流區的東側後被旋入風暴的下降氣流區，因原為條件性不穩定大氣，故中層大氣的 θ_e 較下層者為低，被旋入下降氣流區的空氣由於蒸發冷卻的影響使地表附近的冷空氣池因而加強。圖6(c)為高度3.75km之層面者，在此層上看不出有下降氣流，然而圖6(d)之5.75km層面上，環境場為西風並迂迴繞過風暴，上升氣流區之氣流方向與低層者相反，因空氣外流而形成雲砧(anvil)。

接著來看看圖6中的風暴當SR與SL不對稱時，例如要在什麼情況才能使SR較為發展呢？要答覆這一問題必須看圖5的風花圖，若提高2km高度的南風強度，這時的風花圖就如圖7所示。在這樣的环境風場下，圖6(b)中流入SR之下降氣流內之南風增強，也就是增加供給低 θ_e 之空氣，進而使冷氣池加強，陣風鋒面上的上升氣流也更為活躍，而SL的情形則相反，不久SL就消聲匿跡了。相反地，若將2km高處的环境風場減弱，那麼SL一方會發展。由此可知當風花圖為順鐘向轉變時SR會發展，若為反時鐘方向旋轉則SL會發展。這也就是說環境場可以左右一個超大型對流胞。

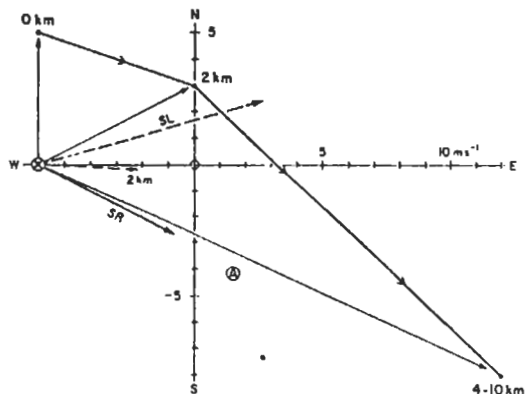


圖7 使向右傳播風暴增強之環境風場，符號標示與圖5相同，唯標示SL的粗虛線箭頭是假設2km高處之風向量改為細虛線箭頭那樣時所預期向左傳播之風暴(Klemp & Wilhelmson, 1978)。

Bluestein & Jain (1985) 不只是將鬮線的生成過程加以分類，他們也進一步分析各類型鬮線發展時的一般環境場，表二轉載其中的一部份，很明顯的是broken line型的Ri值較大，實際上該型鬮線通常都伴隨有冷鋒面，一般認為此型由面前間接的二次垂直向循環所強迫發生。而back building型鬮線則與產生孤立Super-cell型的環境場大致相同(也就是強風切、CAPE大、Ri小)，由於這個原因back building和Super-cell相同，一旦cb形成就不再受外力的影響，而由內部自行產生動力維持(參閱第5節)。

(四) 綜觀環境的強迫作用

在條件不穩定的大氣中空氣塊一定要被抬升到LFC高度以上，才可引起對流。一般因空氣不飽和，而且僅下層空氣不穩定，為了產生對流消除不穩定性，勢必要有大氣下層的輻合產生上升運動配合才能達成。這種上升運動，可經由面前間接的垂直循環或對稱不穩定，或邊界層內的風切不穩定而造成，由這些原因所造成的MCS，最少在發展初期階段都是線狀構造的吧！像這樣綜觀尺度的外力型態也多少扮演著決定MCS型態的角色，不穩定大氣中的對流由於垂直風切而造成線狀組織，淺井(1983)亦有詳盡的說明。

四、鬮線的二維數值模擬

MCS的進化過程，可以用最容易了解的鬮線來說明，1976年5月22日在奧克拉荷馬州一次特別觀測網中所測得的SQL是個很好的例子，其構造已經Ogura & Liou (1980)用探空資料分析，Smull & Houze (1985, 1987)用都卜勒雷達資料加以分析，綜合這些結果，得圖8那樣的概念模式圖。低層空氣吹進SQL在陣風鋒面處被舉升，一部分到達高空後回頭吹向前方，並造成迴流的循環，而中層氣流主要流向後方，形成所謂的鋒前流向鋒後(front-to-rear)的噴流。在陣風鋒面的鄰區連續產生對流胞，其後方為成熟的對流胞，再往後方有一過渡帶(transition zone)是雷達反射強度較弱的地區(參照圖32)。再往後一點則冰點高度正下方有一強烈回波反射層，即所謂的“bright-band”，向後方延伸，這是冰粒子從雲砧

落下途中融解使雷達光束強烈反射之故，在此 bright-band 下方有微弱的層狀降水，是個微弱的下降氣流區。這區域雖因水滴蒸發冷卻，但更重要的是因絕熱壓縮使空氣強烈加熱，空氣變乾。但地表附近則因冷氣池向後方流出的結果，此區地表附近則為冷濕空氣，因此雲砧區的探空在絕熱圖上表示時就可得到像圖 3c 那樣的曲線，溫度與濕球溫度線在雲底和地表兩層很接近，但此二層之間則兩種溫度線分得很開形成所謂的洋葱 (Oneon) 構造，如圖 9 所示，Zipser (1977) 首先發現熱帶 MCS 都有類似的構造，曾一度認為是熱帶對流的特徵，但如圖 3 所示中緯度帶也發現類似的構造。事實上圖 8 所示的 SQL 構造和 GATE 所確立的熱帶 SQL 也是相當酷似 (參考第 6 節)。而圖 10 為 TAMEX 期間 Akaeda 等 (1990) 在 1987 年 6 月 6 日在沖繩島背風區所觀測到梅雨期的降雨帶，雖雲砧向後延伸不顯著，但與圖 8 亦有很多共同點。Chang & Yoshizaki (1991a)，曾利用二維的雲物理模式模擬該中尺度降水系統在沖繩島背風區發展，以及降水系統移動與滯留之物理機制，模擬之降水系統構造如圖 11，降水系統稍向後傾斜，呈多胞狀，中層之氣流為輻合，高層雲砧區及地表冷空氣外流區則為輻散，與圖 10 很接近。模式中條件不穩定大氣受山岳波激發在山背風處發展對流降水，經一段時間的滯留並在地面附近累積成冷氣池，當冷氣池越過山後才在山前激發新胞，達到移動期

階段，與觀測事實相符。圖 12 為 1987 年 6 月 16 日 TAMEX 期間在台灣東南方海上所觀測得的降雨帶構造概念圖 (LeMone & Jorgensen, 1989)，回波過渡帶及中層輻合等現象很明顯，其結構與前面所述亦有多處類同。Lin et al. (1989), Wang & Deng (1989) 分析發現 1987 年 5 月 17 日 (TAMEX IOP#2) 之 SQL 伴有低空噴流，其雷達回波與風場結構與熱帶 SQL 極類似，中層之環境乾空氣則不如中緯度之 SQL 強，Chen (1989) 曾以二維雲物理模式模擬，所得結構與觀測大致相符，然而此颯線於靠近台灣本島時則逐漸減弱並至消失 (鄧等, 1989)，其物理過程如何則未清楚，仍值得進一步加以研究。

Fovell & Ogura (1988)，利用二維的雲模式模擬 SQL，以觀測資料作為環境場，初始場為有足夠浮力的暖氣泡置於積分範圍的下層，以刺激對流胞發展。由實驗結果，計算區域內最大上昇速度 (w) 的時間函數如圖 13 所示。初始場之暖氣泡隨時間急速衰滅，若無環境場的風切，就會到此結束，但在這個實驗情況下約在 50 分鐘後再度發展，然後雖不斷有強弱的反覆現象，但達到 5 小時後就在一個固定值上下作週期性的反覆變動，也就是由暖氣泡進展到模式的對流胞，此對流胞乃是所賦予之環境下達到準平衡狀態時的結果。

以上所述與 Rotunno 等 (1988) 的實驗有所不同，它也是使用相同情況的數值實驗，但從他的

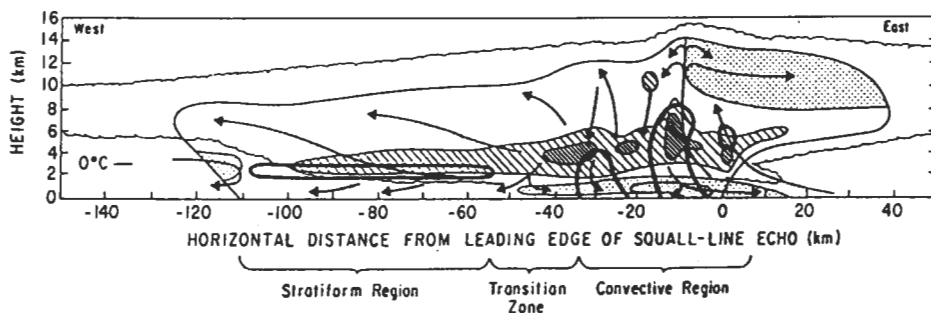


圖 8 1976 年 5 月 22 日在奧克拉荷瑪發展之颯線構造模式圖。風暴由圖左向右傳播，最外側的細線為雲的輪廓，外側實線為雷達可以測出的雲輪廓，粗實線為強回波區，除淡影區外相對於風暴的氣流為由右至左 (從風暴前方吹往後方)，此種氣流較強處以斜線區表示 (Smull & Houze, 1987)。

圖 10 來看約在 4 小時時已完全減弱，他稱此階段為 Surge out，認為是模擬之 SQL 達到某一階段的物理過程，但是 Fovell & Ogura (1988)，Chang (1990) 的積分範圍縮小也會和 Rotunno et al. (1988) 一樣衰減的現象發生，若範圍加大就不會有這種現象。上述之模擬可以達成準平衡的狀態來看，Surge out 過程，實際上只是模式邊界條件不完備所造成的非物理過程。

圖 13 所見約 32 分鐘週期的變動實態，可以用圖 14 來表示。模式的 SQL 向東(圖的右方)以 14ms^{-1} 的速度前進，與實測的傳播速度 15ms^{-1} 很接近，圖 14 的陣風鋒面(gust front 簡稱 GF)一直保持在同一地點，座標原點隨時間移動，水平方向全部計算區域為 $4,500\text{ km}$ ，圖中僅表示一部

分(約 90 km)，垂直方向亦僅繪出對流層部份。圖 14a 的風暴前緣($x=45\text{ km}$)為新生對流胞(所謂的 first echo)高度約為 3.1 km ，實際的風暴約為 5 km ，與實測稍有差別，該對流胞隨時間急速發展並逐漸向後方遠離 GF，這個對流系統的主軸因伸向環境場風切的上游而傾斜。對流胞與 GF 的相對移動速度為 -10ms^{-1} 與實測之 -9ms^{-1} 大致相同。圖 14c 中有另一個新胞產生並向後方移動，圖 14e 中該兩胞尚未完全消失前在 GF 處又有新胞生成，結果同時間存在各種不同階段的對流胞，呈現一種典型的多胞型風暴的構造。此種物理系包含降水過程，是個相當複雜的物理系統，圖 14a 與 e 較能分辨有規則的反覆變動及其詳細構造，因此足得進一步研究。

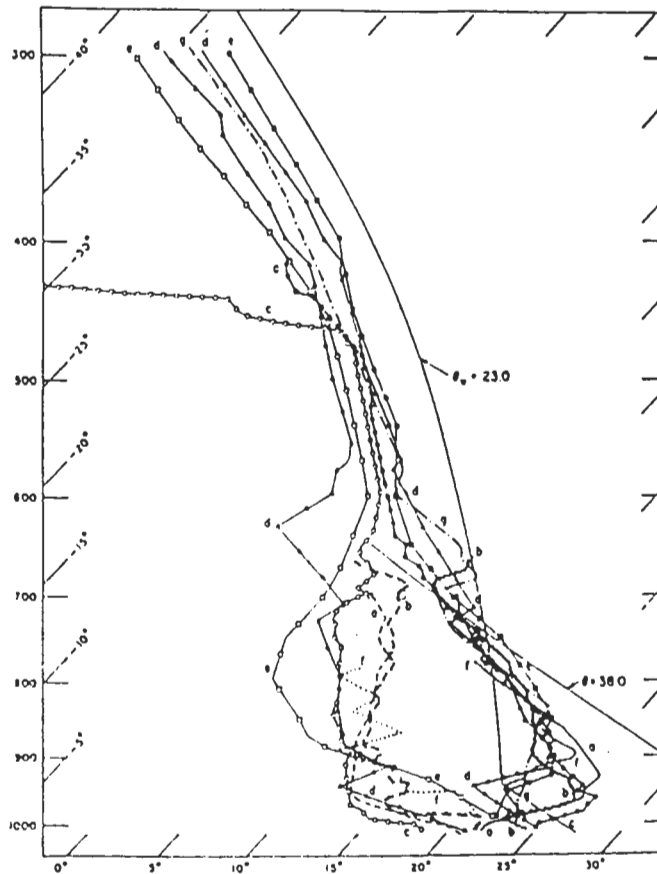


圖 9 幾個熱帶颶線之層雲狀降雨區內溫度與濕球溫度的高度分布 (Zipser, 1977)。

因為隨時間變動很有規律的關係，時間平均場以及與平均值之差可以很明顯的區分。圖15就是這種時間平均的風暴構造。圖15a中蒸發冷卻所形成的冷氣池存在於下層，其上方因凝結增溫而形成高溫區，這種熱量因為重力波的關係也可搬運到風暴的前方，從這樣的事實來看，可以知道風暴前方的環境場有很大的區域受到了改變，但是從圖15a來看，實際上溫度變化僅限定在對流層之上部而已，而且量也有限，因此新胞可以繼續不斷的形成而不受到阻礙。新胞因持續不斷的處在新環境的情況下而得以獲致準平衡的

狀態，如大家所知斜壓不穩定的多樣性平衡狀態(multiple-equilibria)中，擾動波因與一般氣流的能量交換而能不斷地成長，結果有限振幅的擾動波與一般氣流變形達成平衡的週期性變動狀態(例如 Mak, 1985)，但與目前所說的風暴準平衡狀態稍有不同。圖15c中的水平風場很重要，低層外圍空氣以 $13ms^{-1}$ 的相對速度和冷空氣池相撞，但並非完全被抬升，而是在冷氣池上方造成從面前往後吹的 $26ms^{-1}$ 的噴流。在GF產生的新胞，經由此噴流向後方運送。

這個 $26ms^{-1}$ 的高速度是由風暴本身形成氣壓

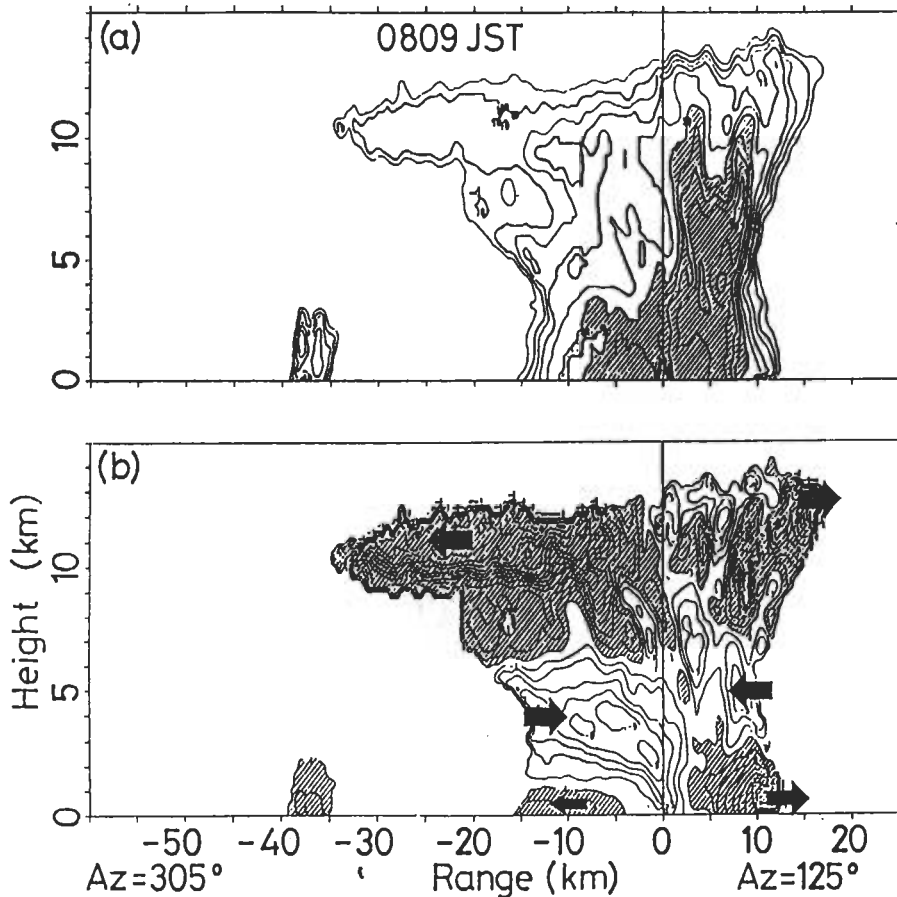


圖10 1987年6月6日在沖繩島附近發展的颱風，其移動方向之切面垂直結構，(a)雷達回波強度，陰影區為30dBZ以上(b)雷達徑向相對風速，陰影區之風由雷達向外吹(Akaeda et al., 1990)。

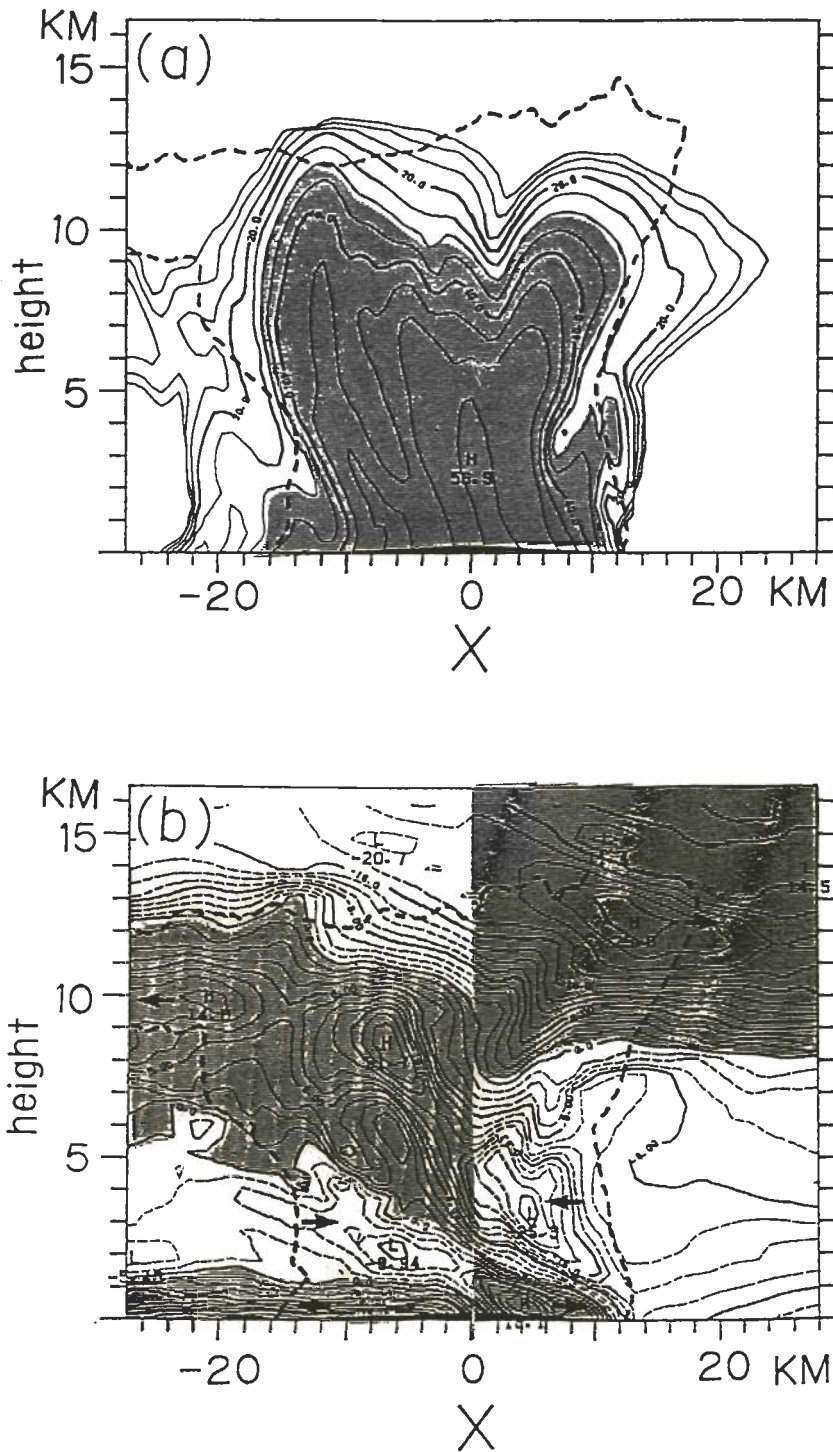


圖11 山頂高2km爲，積分4時30分時模擬颱風線的垂直結構，粗虛線表相對於圖10之外廓，(a)雷達回波強度，陰影區爲30dBZ以上(b)雷達徑向相對風速，陰影區之風由中心向外吹(Chang & Yoshizaki, 1991a)。

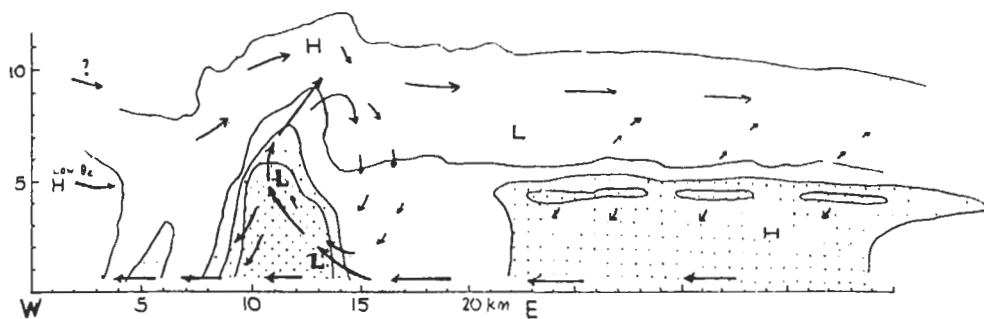


圖 12 1987 年 6 月 16 日台灣東南方海面上降雨帶之正交切面垂直結構概念圖，箭頭表氣流，陰影區表強回波區，H, L 符號表氣壓變動最大中心 (LeMone & Jorgensen, 1989)。

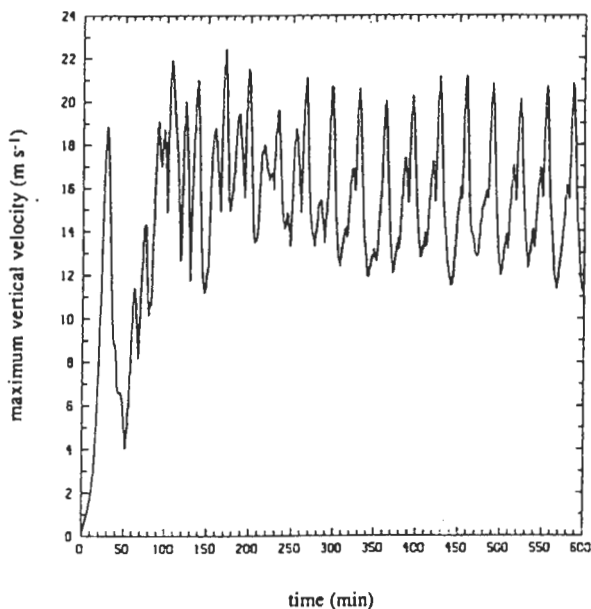


圖 13 二維觀線數值實驗的模式積分區域內的最大上昇速度 (ms^{-1}) 的時間變化 (Fovell & Ogura, 1988)。

梯度力所導致，這可以從圖 15e 獲得了解。冷氣池上突出部為負變壓中心，中心值達 -3mb，而另一方面風暴前方則幾無氣壓改變，因此風暴前方到後方的水平氣壓梯度力發生作用。當 GF 所抬

升的空氣向後移流時遭受到這個氣壓梯度力。關於這個氣壓梯度力，Ikawa et al., (1987) 也曾討論過。

一般將風暴雲底所形成的冷空氣池運動稱

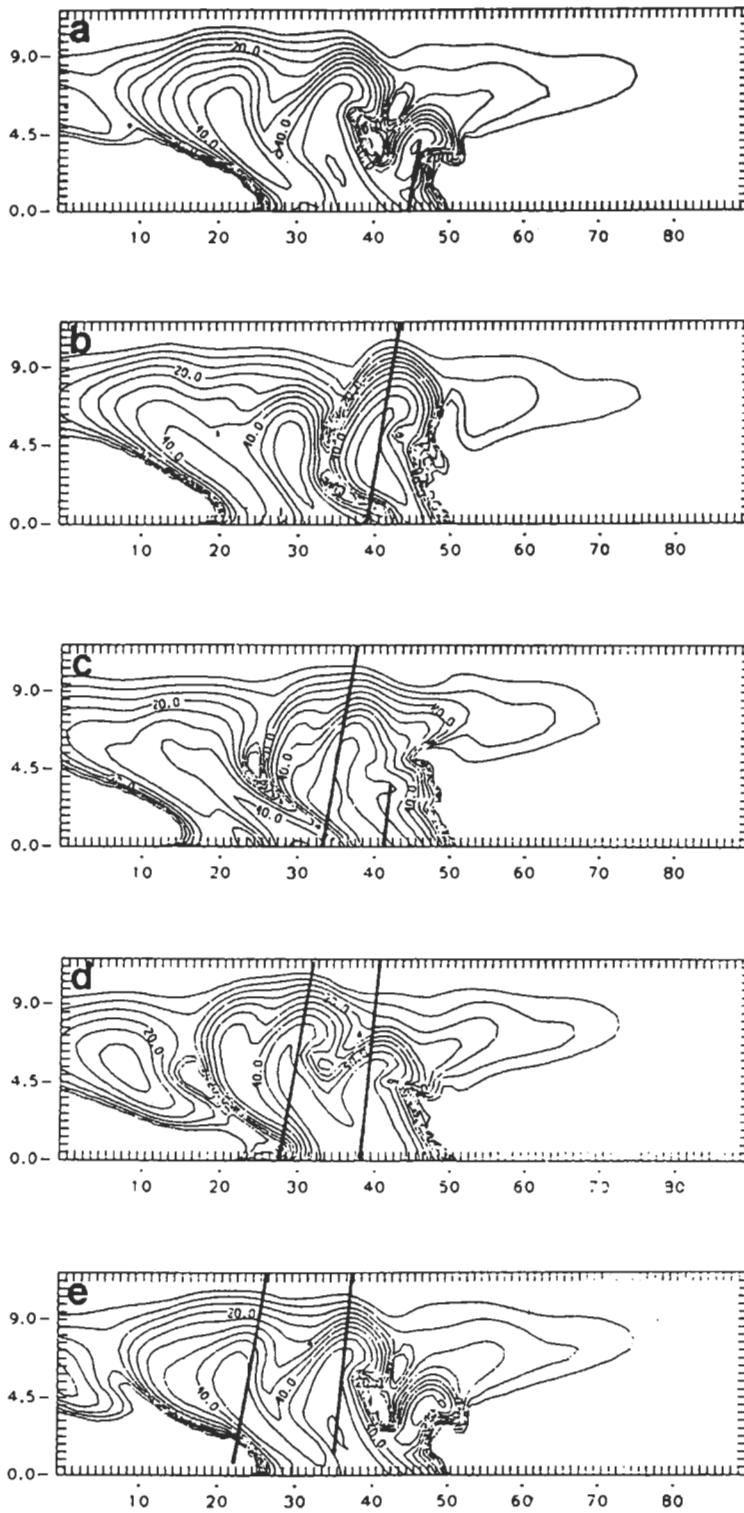
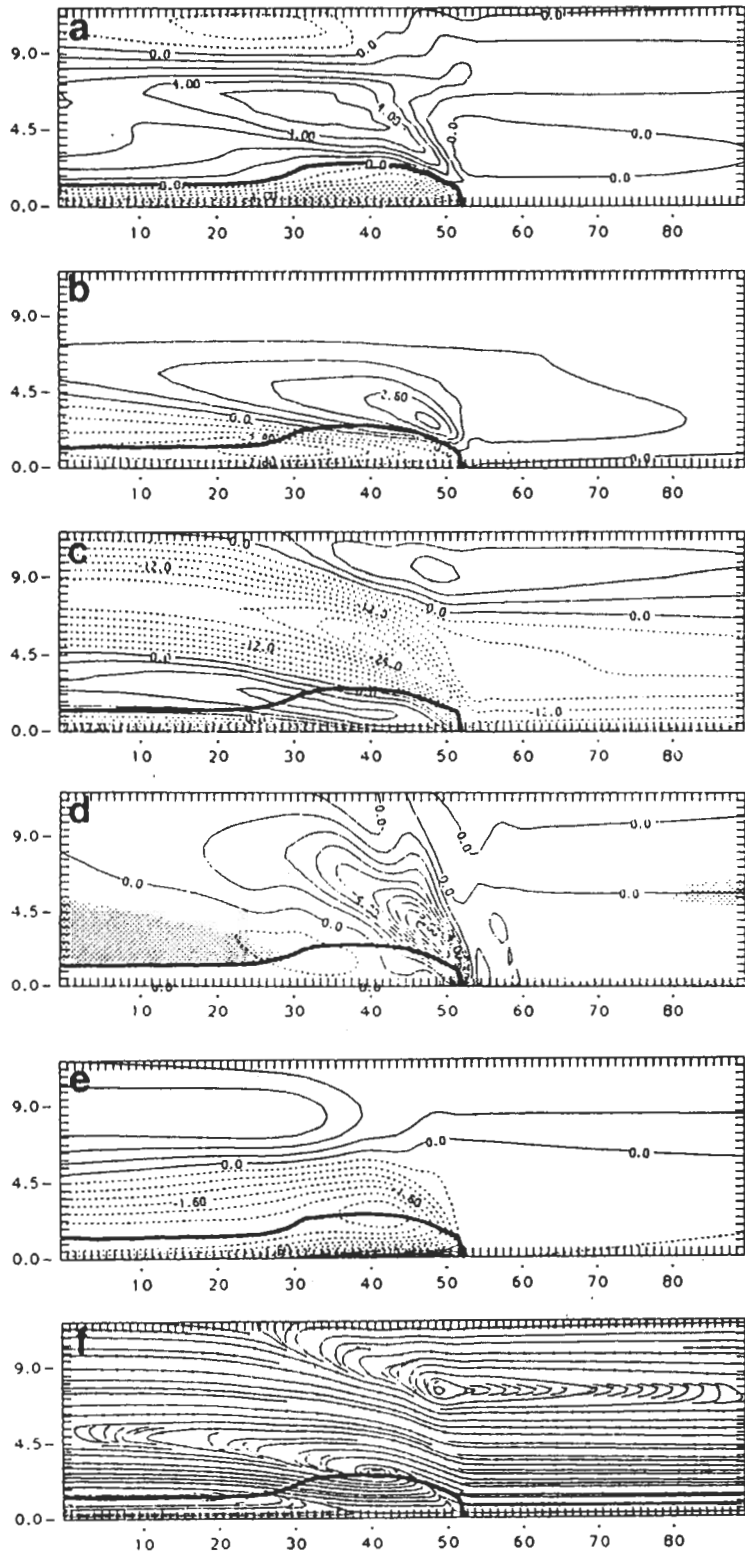


圖 14 二維廓線數值模擬結果之雷達回波強度(等值線間隔為5dBZ)時間變化圖, 積分時間從390分至422分之間每隔8分鐘一張 (Fovell & Ogura, 1988)。



(圖說見下頁)

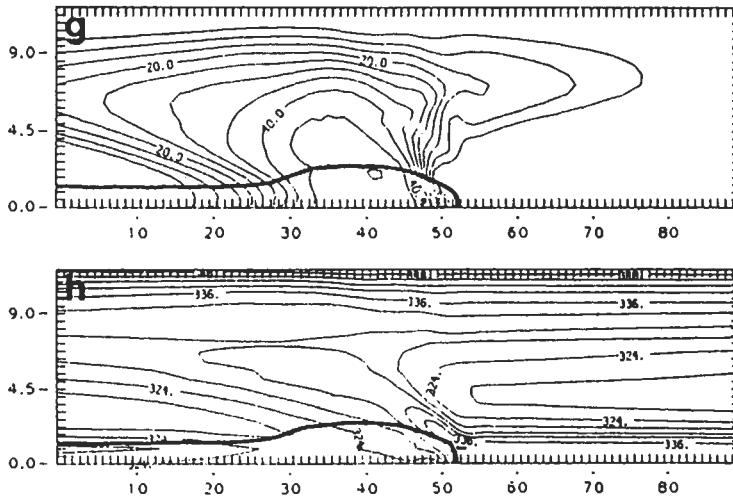


圖 15 二維雲模式所得之颶線構造(相對於颶線的時間平均)(a)位溫差(等值線為每間隔1K), (b)水蒸汽混合比差(每間隔 0.7gkg^{-1}), (c)相對於颶線的水平風速(每間隔 3ms^{-1}), (d)垂直速度(1ms^{-1}), 陰影區之相對濕度低於60%, (e)變壓差(每間隔 0.4mb), (f)由水平與垂直速度的時間平均求得之氣流線, (g)雷達回波強度(每間隔 5dBZ), (h)相當位溫(每間隔3K)。由(a)圖所決定之冷氣池輪廓加畫在其它各圖。差值是表示與原始環境場之差, 虛線表示負數(Fovell & Ogura, 1988)。

為密度流(density current), 有關密度流的研究很多, 例如 Simpson & Britter (1980) 的室內實驗, 以及 Droegeneies & Wilhelmson (1987) 的數值實驗等, 但冷氣池本身以及週圍空氣運動則和密度流仍有很大的差距。一般作室內實驗時, 都是在一定密度的流體中, 沿底面倒入密度大的流體而造成密度流, 因此冷氣周圍的流體運動場完全是由氣壓變差所造成的力學壓力(dynamic pressure)所形成。然而從圖 15a 與 e 比較可以發現, 目前所討論的變壓差的低壓中心可以說完全因冷氣池上方的高溫區造成靜水壓近似的壓力, 因此從其下方冷空氣池內的氣壓來看, 因溫度偏差值為負, 負的氣壓變差值隨高度下降而減少, 靠近地表面已轉為正的氣壓變差值, 並形成中尺度高壓, 這個中尺度高壓在地表面上造成流向前方 GF 處與流向後方的氣流。

圖 15c 中尚有一重要的氣流, 位在由面前吹往面後的噴流下方, 以反方向由後方吹向前方

, 高度逐漸降低並流到風暴的前緣, 稱為“面後迴流”(rear inflow), 如前所述, 因 θ_e 較小的中層大氣下降到冷氣池內較單由低層空氣蒸發冷卻所形成的負溫差值大, 這種面後迴流在圖 8 模式圖中左方僅可看出微弱的現象, 在別的個案中則極為明顯(例如 Chong et al, 1987; Smull & Houze, 1987; Zhang & Gao, 1989; Chalon et al., 1988; Roux, 1988), 面後迴流對於颶線結構與移動速度有很大的影響, 將於第 6 節中說明。

像這樣多胞型風暴能夠組織化的理由是, GF 上方形成對流胞後, 尤於被由面前吹向面後的噴流推向後方, 然後完成 GF 上方重新開始新胞生成的準備, 若不是這樣, GF 上方形成的胞就隨 GF 前進, 形成單胞型而非多胞型了。(事實上也有這種解釋, 將於下節討論)。若這種想法正確, 那麼當不穩定大氣層經由山脈的強迫上升時產生之多胞型風暴的構造, 也就可以理解。利用最近 Ogura & Yoshizaki (1988) 所發展的雲模

式，Yoshizaki & Ogura (1988) 所做的數值實驗的一部份轉載於圖 16，這是以假定低層濕空氣由圖右方吹向山坡的初始條件下，於積分 3.5 小時後的情況。雖從山麓到 3 km 以上一般環境風場幾乎沒有風切，但左上圖中 cb 則面向山腰傾斜，因此雨滴落在沒有雲的區域，適合蒸發冷卻而有利冷氣池的產生，若包含 $X=40\text{km}$ 的新生胞，此時風暴已形成 3 個胞，右上及右下圖的溫度與氣壓場和前述的風暴情況相類似，在此情況只增加一項冷氣沿山坡流下的作用而已。

五、低層風切的影響

如前所述，利用雲模式已能夠模擬觀測到的 SQL，但問題並未解決，Foote & Frank(1983) 根據雷達觀測到的許多風暴加以分類得到圖 17 那樣三種類型。左邊為多胞狀，在風暴的前緣處接連不斷有新胞生成並移向後方，這種類型的風暴在前節中已有詳細的討論。圖右為超大型胞的準平衡狀態，而中間那一類型稱為微弱生長型 (weak evolution)，該型既非準平衡，也不像多胞

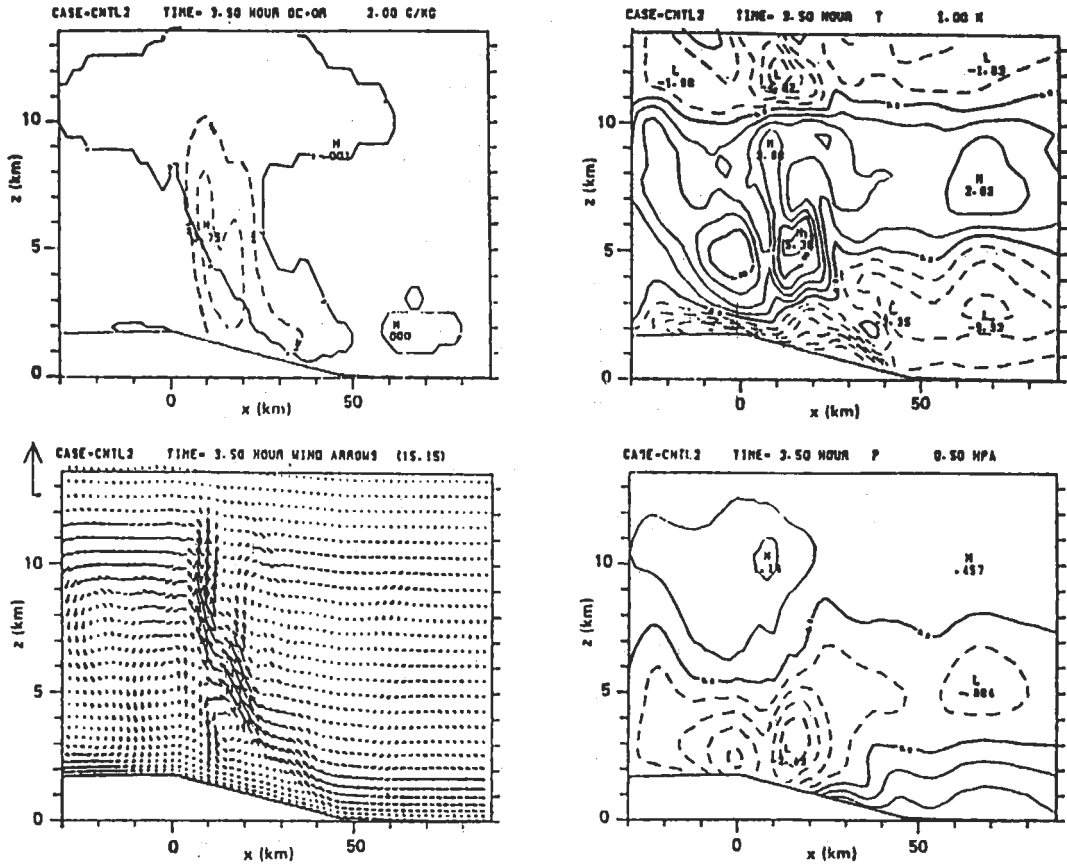


圖 16 風由圖右方向山坡吹形成風暴的數值實驗，(左上)實線為雲的輪廓，虛線為雨滴混合比等值線(每間隔 2kg^{-1})，(左下)風向量(左上角標示 15ms^{-1} 的大小)，(右上)位溫差(每間隔 1K)，(右下)氣壓差(每間隔 0.5mb)，差值是表示與原始環境場之差(Yoshizaki & Ogura, 1988)。

型那樣新生與舊胞的上昇氣流幾乎完全分離，其特徵是對流胞同士之間的上昇氣流互相連接著。Wang & Deng(1989)曾指出TAMEX IOP#2所觀測到之SQL即類似此型。

對於微弱生長型的風暴，Fovell & Ogura (1989)曾用數值實驗研究過，所用的雲模式與前述者相同，但溫度與濕度場採用美國中西部之標準型，而環境風場則使用圖18那樣，地面到2.5 km之間風速隨高度直線加速，其上方則保持等速，然後對2.5 km的風速 Δu 作不同改變，以觀察不同環境風場下的變化。實驗結果暖氣泡都能進化爲SQL(除後述例外情況外)，並達到前節所述之平

衡狀態，有趣的是 Δu 的改變不僅使平衡狀態的構造有量的改變甚至質也起了變化。

最顯著的不同是SQL的移動速度，如圖19所示，與 Δu 大約成正比，對於各種不同的 Δu 來說流入風暴的下層大氣性質都相同，因此雲底高度都相同，然冷氣池向上突出形狀不同，因而造成不同的移動速度。仔細觀察圖19可以發現 Δu 與移動速度的關係是以 $\Delta u = 7.5\text{ms}^{-1}$ 爲一分界點，分成兩個區域，雖同樣都是多胞型，但兩個區域內SQL的構造有所不同，這可從圖20~22看出，雖一樣會有降水強度分布隨時間作有規律的變動而達到準平衡狀態，但週期則不同，第一

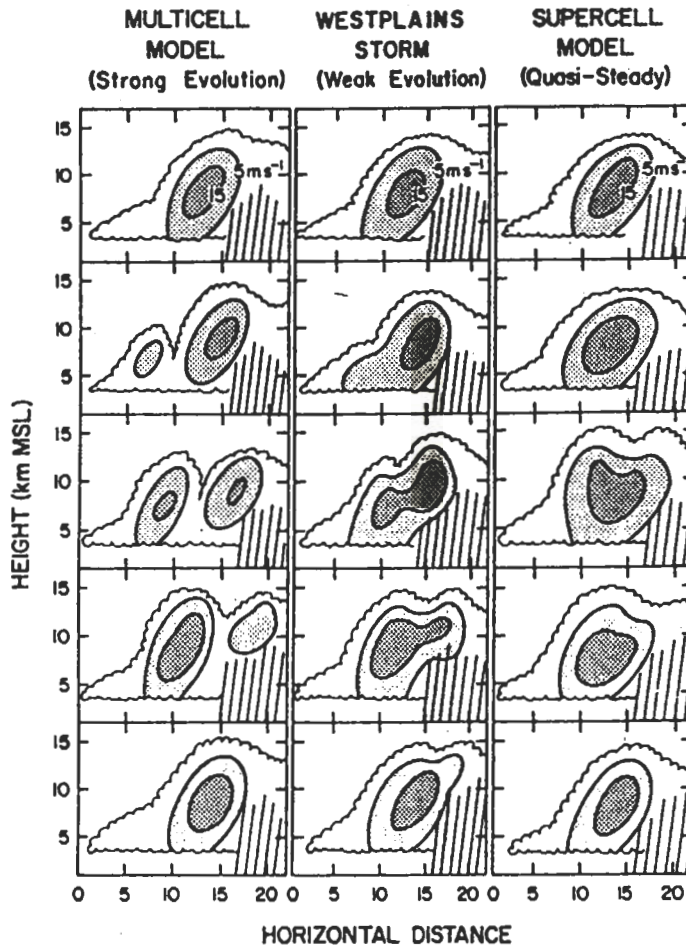


圖17 三種不同種類風暴的上升速度隨時間變化模式圖，時間由上往下遞增，每張圖相距3~5分鐘，風暴系統由右往左移動中(Foot & Frank, 1983)。

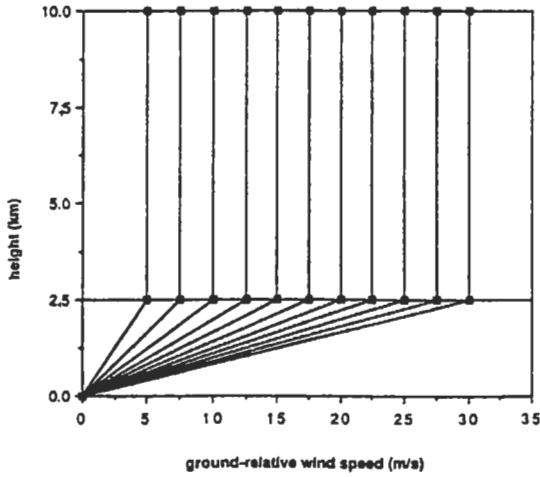


圖 18 研究低層風切影響之數值實驗所用環境風場隨高度之分布圖(Fovell & Ogura, 1989)。

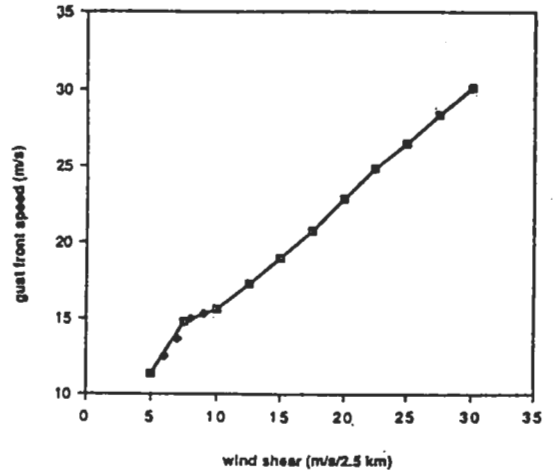


圖 19 二維颱風線數值實驗之陣風鋒面的傳播速度(縱軸)與低層風切(m/s/2.5km)(橫軸)的關係(Fovell & Ogura, 1989)。

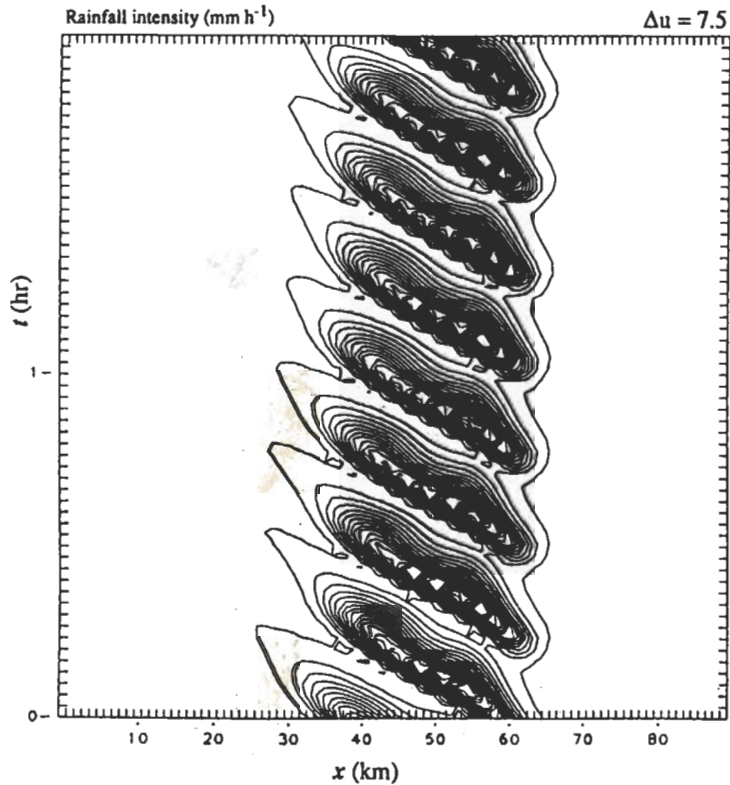


圖 20 $\Delta u = 7.5 \text{ms}^{-1}$ 的情況下，地面降雨強度分布圖。橫軸為水平距離，縱軸為積分時間自300分鐘開始，附每二分鐘刻度標示，降雨強度等值線自 1mmh^{-1} 開始，每間隔 6mmh^{-1} ，最大強度為 146mmh^{-1} (Fovell & Ogura, 1989)。

個區域內為12~16分鐘，對流胞之生命期短，另一區域則為36~43分鐘，對流胞之生命期較長接近穩定。

圖20是代表第一區， $\Delta u = 7.5\text{ms}^{-1}$ 的情況，和圖14一樣採用相對於風暴的座標軸，特徵是新胞在風暴的前緣新生後移向後方並發展，接著再發生新胞，如此反覆不斷，此過程與前面之圖1中所說的back building型SQL相類似。第二區域以 $\Delta u = 20\text{ms}^{-1}$ 的情況為代表，如圖21所示，週期較長為42分鐘，最重要的是新胞和原已存在的舊胞之間並無明確的界線，此種趨勢可從 $\Delta u = 22.5\text{ms}^{-1}$ 的情況更加清楚地看出，GF處不斷地有強降水發生，這個部份可以稱為準平衡狀態，而其背後則為有規律的降水強度變化，而此種振幅和成為背景的GF處降水強度相比顯然很小。換句話說和圖14一樣，此種振動為GF處新胞生長但僅為副胞的性質，相

鄰胞的上昇速度相互連接著，和圖17所顯示的Weak evolution型很相似，當 Δu 再繼續加大時降水強度的時間變動越變越小，並接近穩定狀態， $\Delta u = 30\text{ms}^{-1}$ 時就差不多是單一胞了。此乃因垂直風切增大Ri變小，故較接近超大型對流胞結構，此結論與Bluestein & Jain (1985)，Weisman & Klemp，(1982)和Chang (1990)等相符。

有趣的是 $\Delta u = 22.5\text{ms}^{-1}$ 為止的實驗結果和前述僅由1個暖氣泡開始，當 $\Delta u = 25\text{ms}^{-1}$ 時初始場暖氣泡雖能稍微垂直向發展，但因風切太大而被切除，因此無法獲得準平衡狀態，在這種情況時一般常用的方法是先求得 $\Delta u = 22.5\text{ms}^{-1}$ 的準平衡狀態後，將環境風場慢慢由 $\Delta u = 22.5\text{ms}^{-1}$ 提升至 $\Delta u = 25\text{ms}^{-1}$ ，以後則固定在 $\Delta u = 25\text{ms}^{-1}$ 並繼續做計算，這樣模式的SQL也能達新的準平衡狀態， $\Delta u = 27.5\text{ms}^{-1}$ 或 $\Delta u = 30\text{ms}^{-1}$ 的情況也採用相同的方法，雖然 $\Delta u > 25\text{ms}^{-1}$ 與 $\Delta u < 25\text{ms}^{-1}$

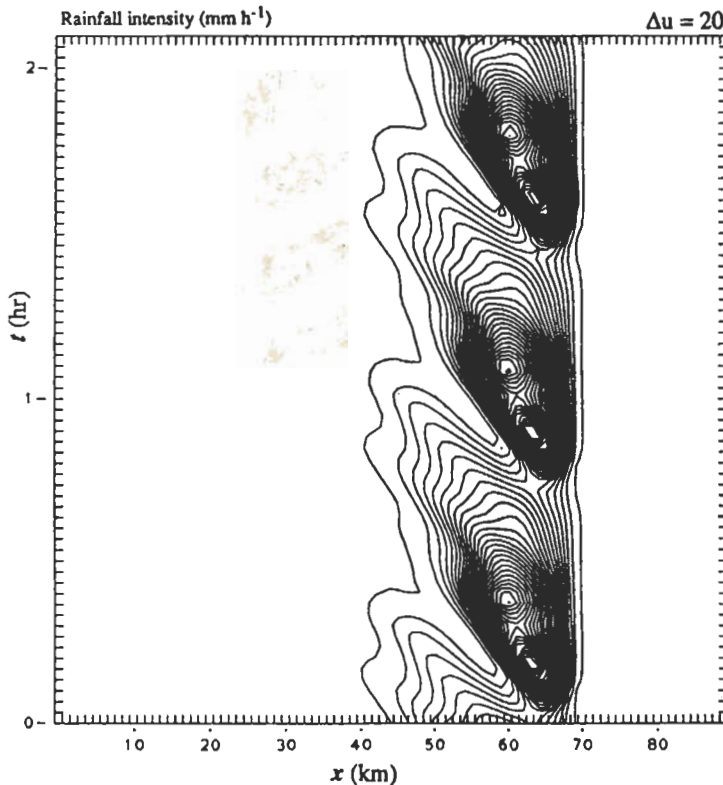


圖21 除 $\Delta u = 20\text{ms}^{-1}$ 外，餘同圖20。

情況之實驗時兩者之初始條件並不相同，但從圖 19 來看，結果並無不整合的現象。

$\Delta u > 25\text{ms}^{-1}$ 的情況，初始條件不同下仍可獲得準平衡的狀態，這種情形在非線性力學來說是有意思的。一般雖外在參數相同，但若初始條件不同，最後達成的平衡狀況也不一樣，這種現象稱為履歷(hysteresis)。履歷現象可在各種不同的流體運動中發生，例如 Benard & Rayleigh 對流，Ogura & Tsu(1970) 或 Ogura (1971) 曾經做過室內實驗或數值模擬，當超過 Rayleigh 數時有限振幅對流的有利波長和初始條件有關，Busse & Whitehead (1971) 也得到相同的結論。在綜觀尺度之大氣運動方面，則例如 Kwan & Mak(1988) 討論正壓不穩定波，Yoshizaki (1982) 討論斜壓不穩

定波的履歷現象。

在 Benard-Rayleigh 對流方面，達平衡狀態時有限振幅的對流型態和 Rayleigh 數的大小非常有關(淺井，1983)。在綜觀尺度之大氣運動方面，也有討論到阻塞作用(blocking) 或氣候變動相關的多樣性平衡狀態(multiple equilibria)。例如 Mak(1985, 1989) 討論斜壓不穩定波時利用不同風切與粘性係數的組合獲致各種不同的平衡狀態(單一波的穩定狀態、複數波的穩定狀態)。本節所說的數值實驗是環境風的垂直分布形態一樣，但低層風切的強度作不同變化時可以獲得有規律變動的多胞型和穩定的單胞型 SQL 的成長，但是大氣的靜穩定度則未改變，因此環境對於 SQL 的問題並未獲完全解決，將於第 6 節中補充說明。

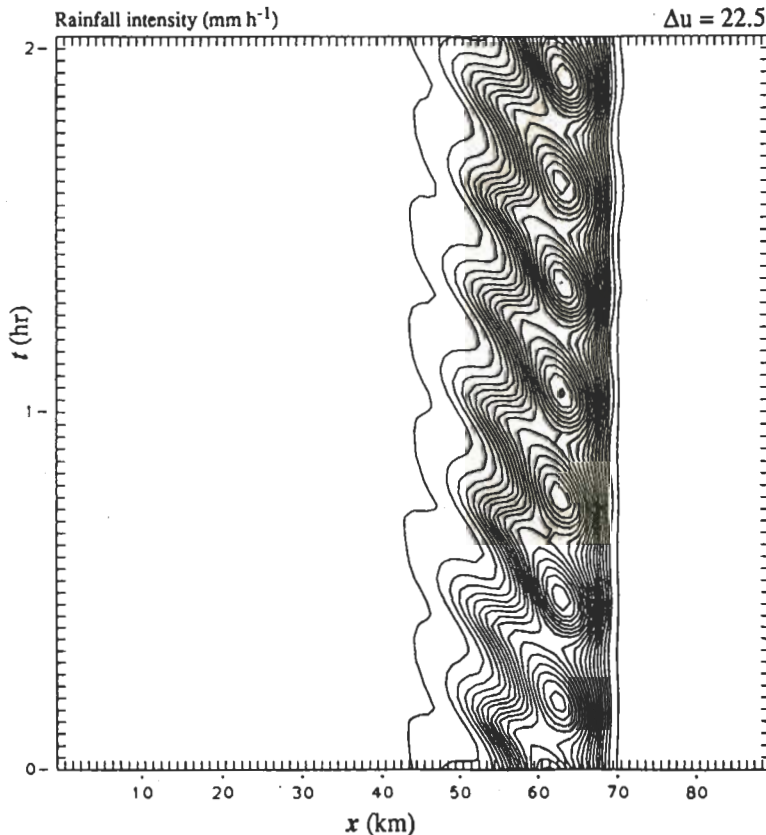


圖 22 除 $\Delta u = 22.5\text{ms}^{-1}$ 外，餘同圖 20。

六、熱帶颶線的數值實驗

經過幾次特別觀測計劃後對於熱帶MCS的構造和演變過程有了較深一層的了解，其中以1974年的一次計劃GATE(GARP Atlantic Tropical Experiment)規模最大，實施地位在大西洋東側與非洲大陸西側，本節主要敘述GATE所觀測到的

雲簇(cloud cluster)構造及其受周圍環境的影響，Houze & Betts(1981)曾綜合性地介紹GATE所觀測的對流系統，Houze & Hobbs(1982)，Ogura(1986)則綜合性地介紹了熱帶區的對流系統。

根據氣象衛星雲圖，GATE的雲簇可以分成二類，第一類為鬩線雲簇(Squall-cluster)伴有鬩線，雲簇特徵為移速快(約 $15ms^{-1}$)，發展快，從

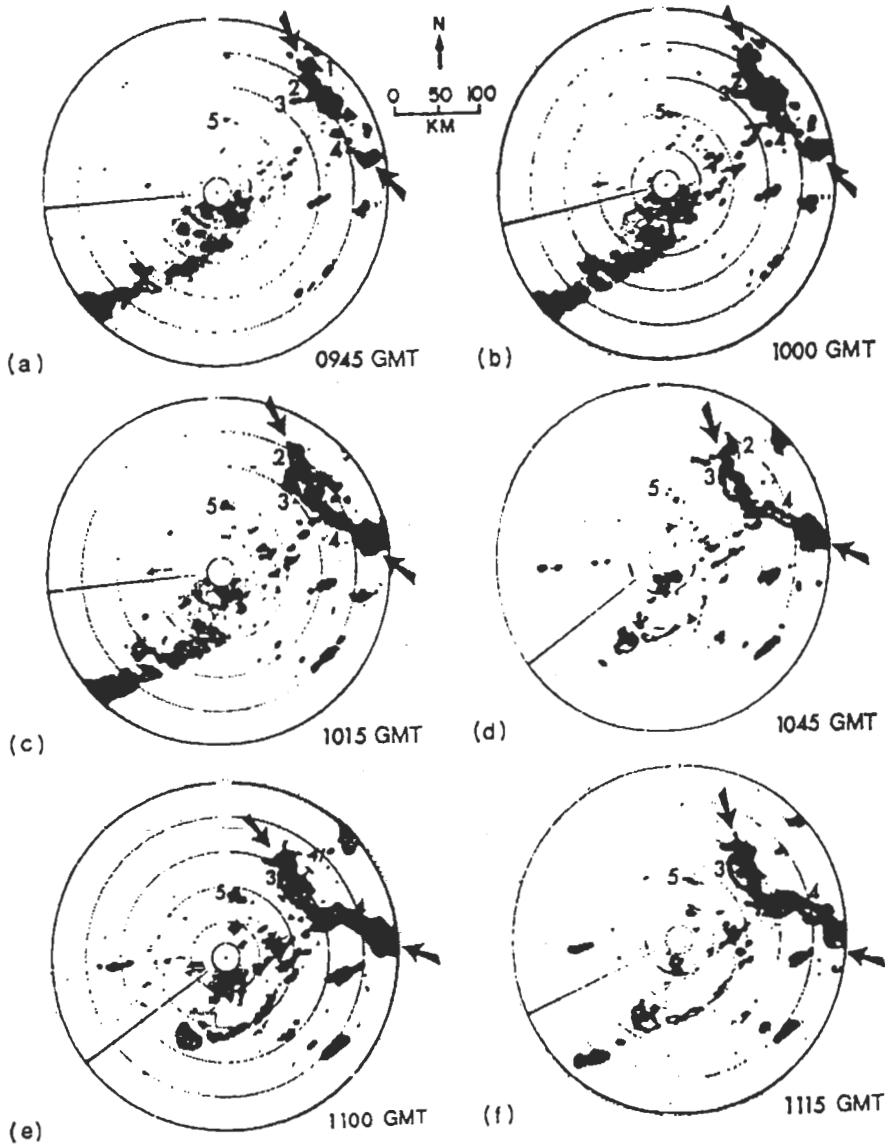


圖 23 1974年9月4日參加GATE的海洋觀測船Oceanographer的雷達所觀測到的熱帶鬩線(黑箭頭所指Houze, 1977)。

IR 雲圖上看很亮，有明顯的弧狀前緣等。另一類為非鬮線雲簇，移速慢(約 $2\sim 3ms^{-1}$)，沒有弧狀前緣部份。以發生之個數來看，熱帶地區之雲簇以非鬮線者佔絕大部份，但因鬮線雲簇有明確的構造和移速快等性質，成為很好的研究對象。事實上非鬮線雲簇在雷達圖上也有很多是由數條平行雨帶所組成。

圖 23 為 1974 年 8 月 4~5 日通過 GATE 海洋觀測船網的一個鬮線雲簇的例子，此圖所示為成熟期的雷達回波圖，圖中所附編號為 SQL 的成分(squall line element，以 LE 表示)，圖 23a 中的 LE2 已達成熟期並進入 SQL 內部，相反的 LE3，4，5 則依序從 SQL 的前方發展，到達圖 23d 的時刻，LE3 和 4 達到最盛期並成為 SQL 的主要部分，而 LE5 仍然在鬮線前方並停留在發展階段。圖 24 表示該 SQL 的傳播情形。在 GATE 觀測期間，除前節提到的中層東風噴流外，另外一個屬東風波的西進非洲波(African wave)以 4~5 日為週期通過 GATE 地區，這一種波動曾經 Reed 等(1977)，Chen & Ogura (1982) 等詳加研究過，根據合成法分析，將一個波長為 3000km 的位相區分成 8 個部

位，部位 8 為脊線，4 為槽，2 為北風最強部位，6 區為南風最強部位，而 1，3，5，7 則為各區的中央，研究結果發現槽前 2~4 部位對流最活躍。圖 25 所示之 SQL 也不例外，在北風區的部位 2 中發展，但 SQL 的前進方向與該處近地面風場成直角，這與非鬮線雲簇者完全不同。

那麼一般來說鬮線雲簇與非鬮線雲簇的環境場有何不同呢？關於這一問題，Frank (1978)，Barnes & Sickman (1984)，Chen (1985) 等都有作過研究，尤其 Barnes & Sickman 根據 GATE 期間有飛機觀測的 12 個線狀 MCS，分為迅速傳播(傳播速度 $VL > 7ms^{-1}$)，慢速傳播($VL < 3ms^{-1}$)，以及中速傳播($3 < VL < 7ms^{-1}$) 三類，並對前二類的環境場作過研究。此種迅速傳播類 MCS 與目前為止所談的鬮線雲簇相當。為方便區別，以下分別以 fast 型和 slow 型來代表前二類型。在此所稱之環境，係指不斷傳播中之對流系統前方的大氣，但實際上就個別觀測值來說是否真代表環境就不是簡單的問題了，太靠近對流系統的前方，也有可能已經受到了對流系統的影響，反之離的太遠則或許與所討論之對流系

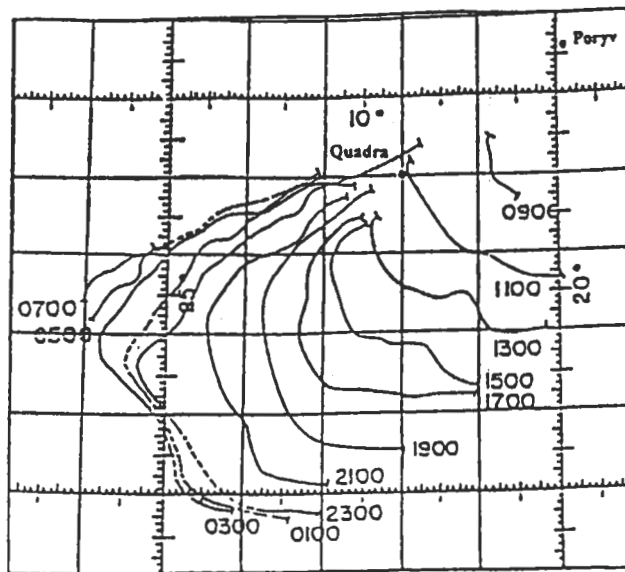


圖 24 圖 23 所示鬮線前緣隨時間移動的情形，標示時間為國際標準時，圓圈為海洋調查船(Poryv & Quadra)的位置(Houze, 1977)。

統扯不上關係(例如該處下層空氣實際上無法被對流系統所吸進也不一定)。若只從 θ_e 或第3節所說的穩定度指數CAPE等來看,則fast與slow型SQL在近地層環境場並沒有什麼差異,差異比較顯著出現在650mb層以下氣層之風切,即垂直對流系統前緣的 V_n 及平行方向之 V_t 。fast型之 $V_n=12ms^{-1}(4100m)^{-1}$, $V_t < 0.5ms^{-1}(4100m)^{-1}$, slow型之 $V_n=0.5ms^{-1}(4100m)^{-1}$, $V_t=6.2ms^{-1}(4100m)^{-1}$,也就是可以確定的是下層風切的方向與SQL垂直相交則為fast型,若與SQL平行則為slow型雨帶。另一個重要的因素是 θ_e 的垂直分佈,fast型的情況為高度約在4km處有很明顯的最低值,一般較slow型者低約 $5^\circ k$ 以上,這個主要是因水汽含量的不同所引起,也就是slow型的環境場在600mb以下氣層較為潮濕,fast型則除了下層以外,500mb以下氣層較為乾燥。

關於這點Chen (1985)也曾指出過,GATE觀測網所測到的SQL全都受非洲波所伴的北風的影響,這種北風乃將沙哈拉沙漠的乾燥空氣吹進而造成中層大氣乾燥。

Dudhia & Moncrieff (1988)已成功地用數值實驗模擬過GATE期間所觀測到的slow型降雨帶。由此一基礎並參酌上述的觀測事實,Chin, Wilhelmson & Ogura (1990)利用三維雲物理模式

進一步探討什麼樣的環境造成fast型與slow型,與風切方向相垂直或平行會形成SQL或非SQL呢?模擬結果可以明確地發現二種不同組織化的過程,在此僅就圖27所示SQL之模擬相關部份敘述一下,模擬所用之環境風場是根據Frank (1978)所作的SQL的合成風場(圖26)。與slow型不同的是fast型有一以700mb為中心的北風風場的特徵。利用大氣下層隨機擾動法促成對流發生。圖27表示此實驗的一部分結果,模擬之SQL為盡量保持在計算區域的中央,故圖27的座標原點不斷的向東南方移,圖27a與b中強對流胞S1正在發展,這是由最先發生的對流胞分裂而來,具有正的渦度場,其性質和第3節所說的right-moving暴風相同,這個也可由圖26的環境風場為順鐘向得到理解。這個持續維持的超大胞下方冷空氣池隨北風向西南方伸展,到了圖27d的階段時,上昇運動區就形成帶狀,不久與另一處所發展的胞C1合併起來,形成圖27c那種弧狀的SQL,這個SQL經過5個小時後仍難達到平衡狀態,從圖24的實際觀測圖來說已模擬0900~1300間的狀態。在此期間SQL的主要部份的傳播速度無論模式或實測都是以 $12ms^{-1}$ 的速度向東南方向移動。

以上的實驗作為主要的控制實驗,再以改變各種不同條件作感度實驗,就其中一個結果

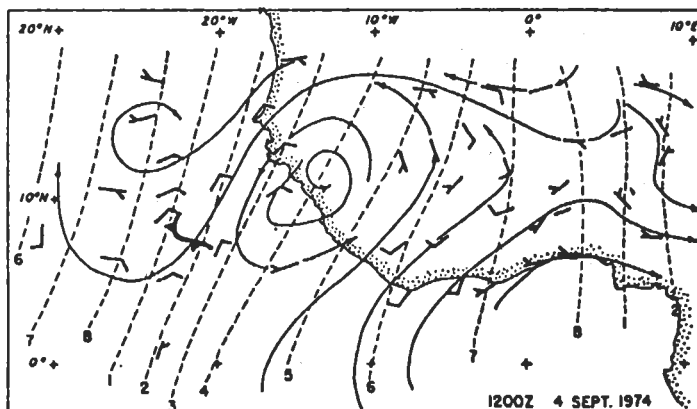


圖25 1974年9月4日1200z國際標準時700mb風場經使用波週期為4~5日的band-pass filter所得的流線圖,鋒面符號表示飢線的前緣,虛線標示波相部位範圍,請參閱本文說明(Houze, 1977)。

來說，若將圖 27c(3 小時)的狀態後改以 Dudhia & Moncrieff 的 slow 型風場，就不能獲得圖 27d 與 e 那樣，SQL 向南伸展的情況，這個主要原因是新的環境風場中層大氣較為潮濕(圖 26)，因此冷空氣池發展較不強，由此可得結論是適合發展 slow 型的環境場也就有礙 fast 型的發展。相反的 Mansfield (1977) 就曾指出適合 fast 型發展的環境卻使 slow 型對流系統消失的觀測實例。

另一個大型熱帶對流實驗計畫 COPT81 (Convection Profonde Tropicale, 1981)，在西非象牙海岸附近舉行，因使用雙都卜勒氣象雷達，使熱帶颶線的三維結構得以更進一步了解，圖 28 為 1981 年 6 月 23 日在特別觀測期間所測得的一個活躍 Broken Line 型颶線(Roux, 1988)，雖各個對流胞生命期短，但整個對流系統則維持 24 小時以上之準平衡狀態，在颶線行進方向為多胞狀，其後方有明顯之面後迴流及回波過渡帶，沿颶線方向亦有不同生命階段的對流胞，胞與胞之間有下降氣流，尤其在成熟期對流胞之下方主要以下降氣流為主，Chang (1990) 以三維雲物理模式，並首先嚐試以簡化之都卜勒雷達資料反求法所得之熱力及水汽場作為初始擾動場，可以加速獲得颶線之準平衡現象及三維結構，圖 29 為模擬結果之地面降水強度分布，對流胞 a 下方的冷氣外流

與環境風場輻合而促成新胞 b 的生成，胞 b 再促成胞 c 的生成，因不斷有新對流胞在系統前緣形成並移向後方，故對流系統能夠達成準平衡狀態，於積分 6 時 30 分時在 $y=21\text{km}$ 處颶線移動方向(圖中 AA 線)有 a, b 和 c 三個對流胞同時存在，是個典型的多胞型 SQL，此時模式之三維結構如圖 30 所示，圖 30a 為 SQL 左前上方之鳥瞰圖，圖 30b~e 為前圖 AA 線切面上方之各參數的垂直結構，圖 30f 為圖 29 之 BB 線切面上方之風場與回波分布。

與圖 28 比較除 bright-band 無法模擬，面後迴流較觀測值微弱，且系統移速較慢外，其餘對流性降水區各種現象均與觀測相符。Chang & Yoshizaki (1991b) 指出與實測不符之原因，主要是由於模式中未考慮冰相物理過程，沒有冰相水滴被輸送到較遠後方再降下融化而形成層狀降水區結構的關係，尤於缺乏層狀降水區故地面氣壓沒有明顯升高，面後與颶線前緣間之氣壓梯度較弱故造成面後迴流微弱。為研究面後迴流的影響，當模擬至 5 小時後，以動力方式在模式之上游邊界不斷實施與實測相當之面後迴流外力，結果降水系統強度加強且移速加快，與實際觀測更為接近，如圖 31 所示，然而這只是權宜之計，且 bright-band 仍無法模擬成功，為解決此一問題

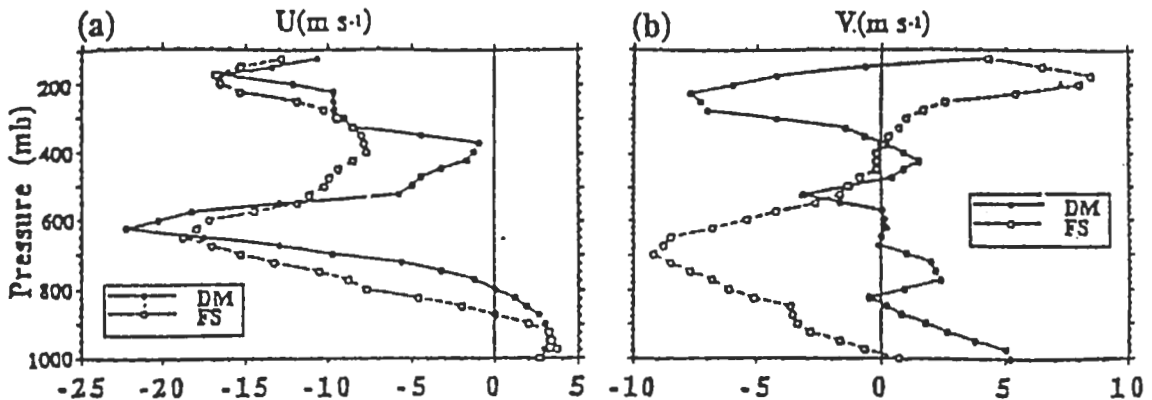


圖 26 (FS)：熱帶颶線的三維數值實驗所使用之環境風場，(DM)：Dudhia & Moncrieff (1987) 做 slow 型降雨帶的三維實驗時所使用之環境風場，U 為東西方向，V 為南北方向風的分量 (Chin, Wilhelmson, & Ogura, 1990)。

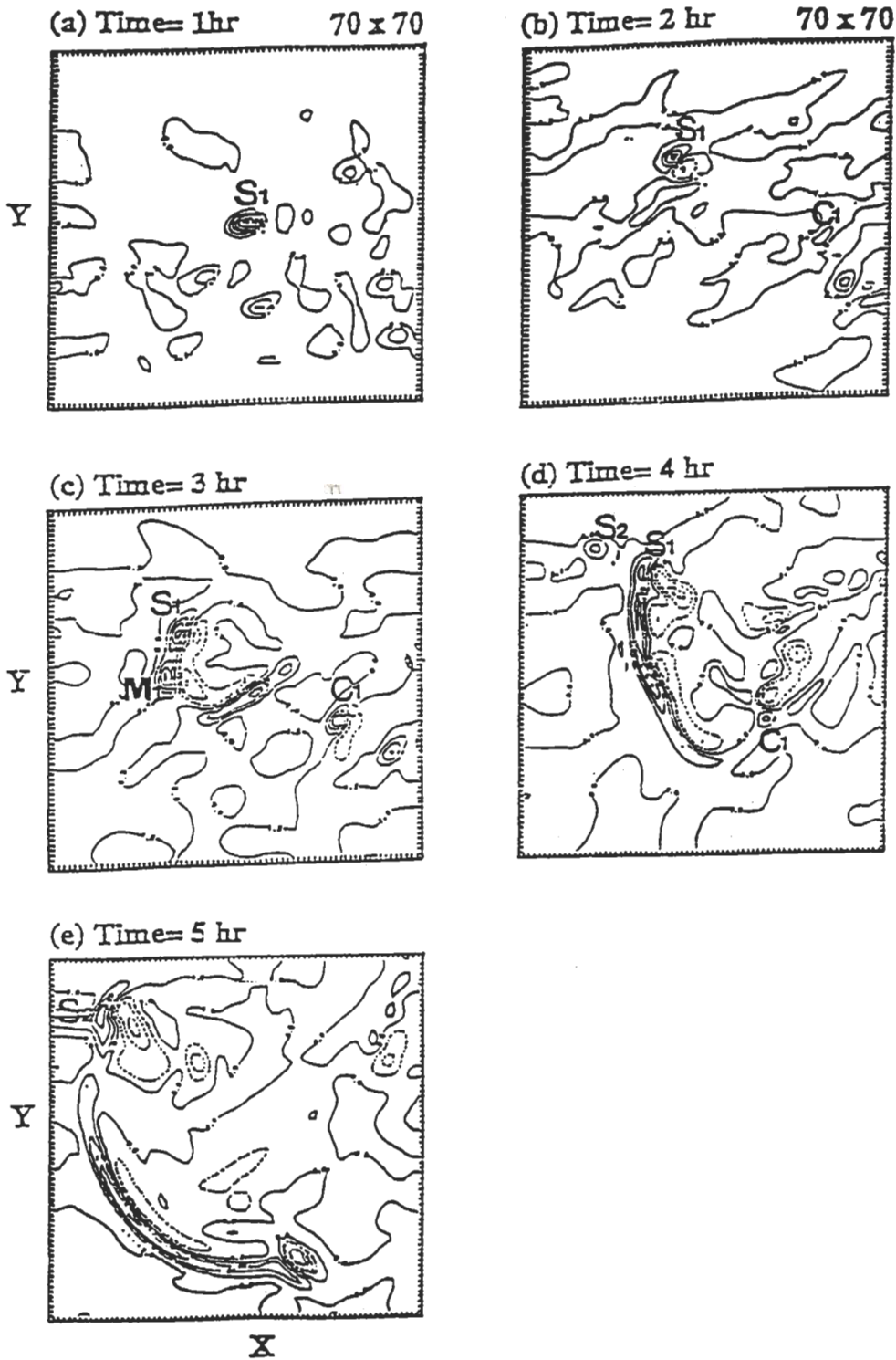


圖 27 熱帶颶線三維數值實驗結果，圖示高度為450m處之垂直速度的水平分布，區域範圍為105km×105km，圖a之等值線間隔為 0.1ms^{-1} ，餘為 0.5ms^{-1} ，每張圖相隔積分時間1小時(Chin, Wilhelmson & Ogura, 1990)。

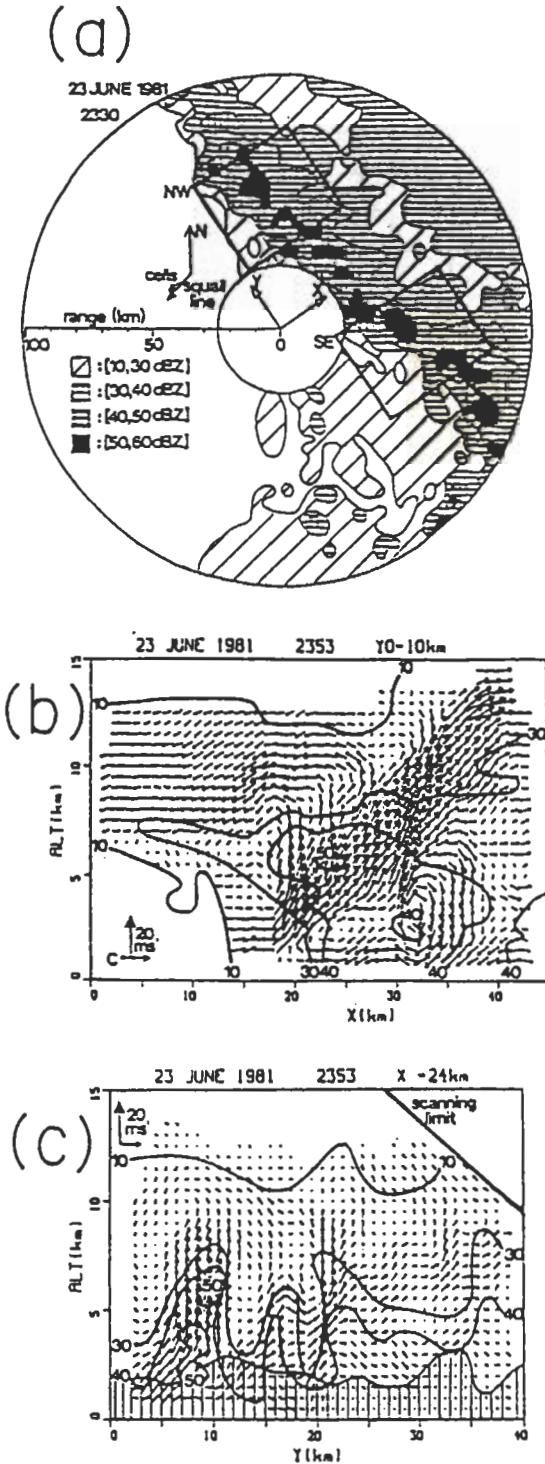


圖 28 1981 年 6 月 23 日西非熱帶颶線的 (a) PPI 雷達回波圖, (b, c) 回波強度及相對於對流胞的風場之垂直剖面結構, (b) 為垂直, (c) 為平行於颶線(Roux, 1988)。

，必需加入冰相等過程，目前此種研究已在進行之中，但尚未達理想因此值得進一步改善。

環境場之穩定度如何影響SQL結構呢？關於此一問題，Chang (1990) 利用COPT81所測得的兩個大氣穩定度不同的SQL做二維與三維數值模擬實驗，結論為多胞型或超大型SQL的發生與環境CAPE及Ri有密切的關係，當CAPE與Ri值較大時易傾向於發展為多胞型形態的SQL，個別對流胞的生長快速，但生命期短，促成新胞的發展亦快，是一種活躍型SQL，最後也能達準平衡狀態。這與Weisman & Klemp(1982) 和 Fovell & Ogura (1989) 所做的數值模擬結論相一致。

七、將來的課題

如上所述，由於觀測與數值實驗兩者的密切配合使MCS的研究急速進步，但是今後所需面臨的課題仍相當多，前文中已有多處提到，由於篇幅有限，在此僅再舉出三點。

(一) 平衡狀態解的單一性

本文的目的是說明MCS的構造與組織化是受環境場所支配的，這是指環境場在時間與空間均維持不變下，MCS達平衡狀態時為唯一解的前提，但真的這樣嗎？這一問題極為奧妙且有科學上的意義。這對於了解MCS在隨時間變化時，如何受到本身力學所規範，以及如何受環境的影響等都很重要。第5節中曾談及履歷現象，若環境場完全相同，由暖氣泡出發，不同風切時皆可得有規則週期變化的準平衡解，沒有運動的解固然較沒有興趣，而風切大的情況則不能保證除第5節所得的解以外沒有其它的平衡狀態解。

這裡較有趣的是圖 23a 與 b 中，SQL(即fast型)由雷達幕東北方進入前就已存在著由東北向西南移動的slow型降雨帶，也就是在一個雷達幕的空間範圍內有完全不同的2種MCS同時存在著，同樣的情形在中緯度之SQL也可發現。例如圖 32 為第4節中Fovell & Ogura (1988) 用來模擬之奧克拉荷瑪SQL的低層雷達回波圖，圖 32a 上方之對流胞為南北移動，由有幾個對流胞排成東北東至西南西方向的線狀slow型回波帶，而其下方則有SQL快速向東移動，不久後slow型降雨帶被

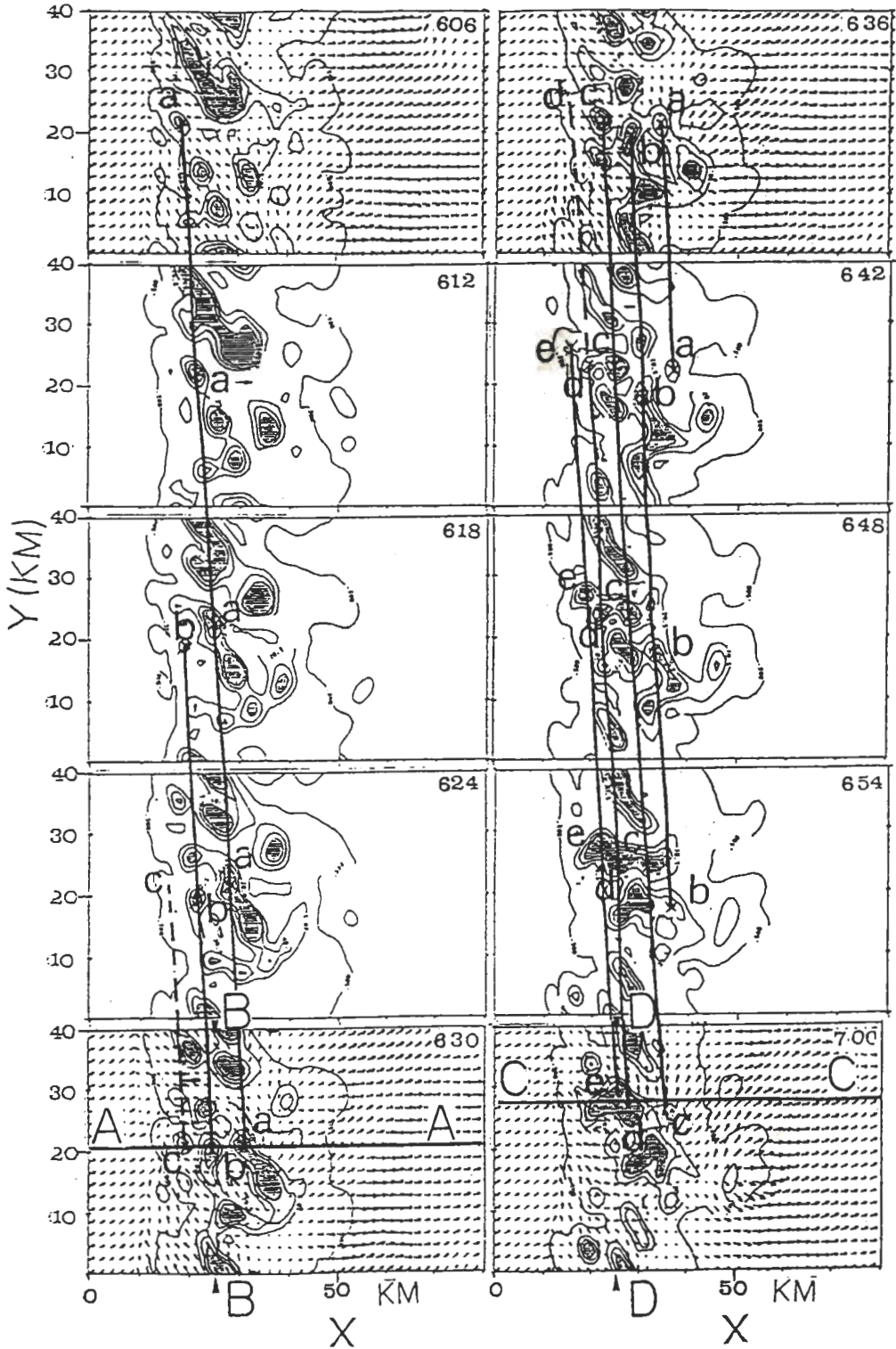


圖29 模式積分自6時06分至7時00分間每隔6分一張之地面降水強度分布，等值線自 0.5mmh^{-1} 起每隔 20mmh^{-1} ，陰影區大於 60.5mmh^{-1} ，箭頭為地表面之水平風場，直線為a, b, c, d, e等5個對流胞之追蹤(Chang, 1990)。

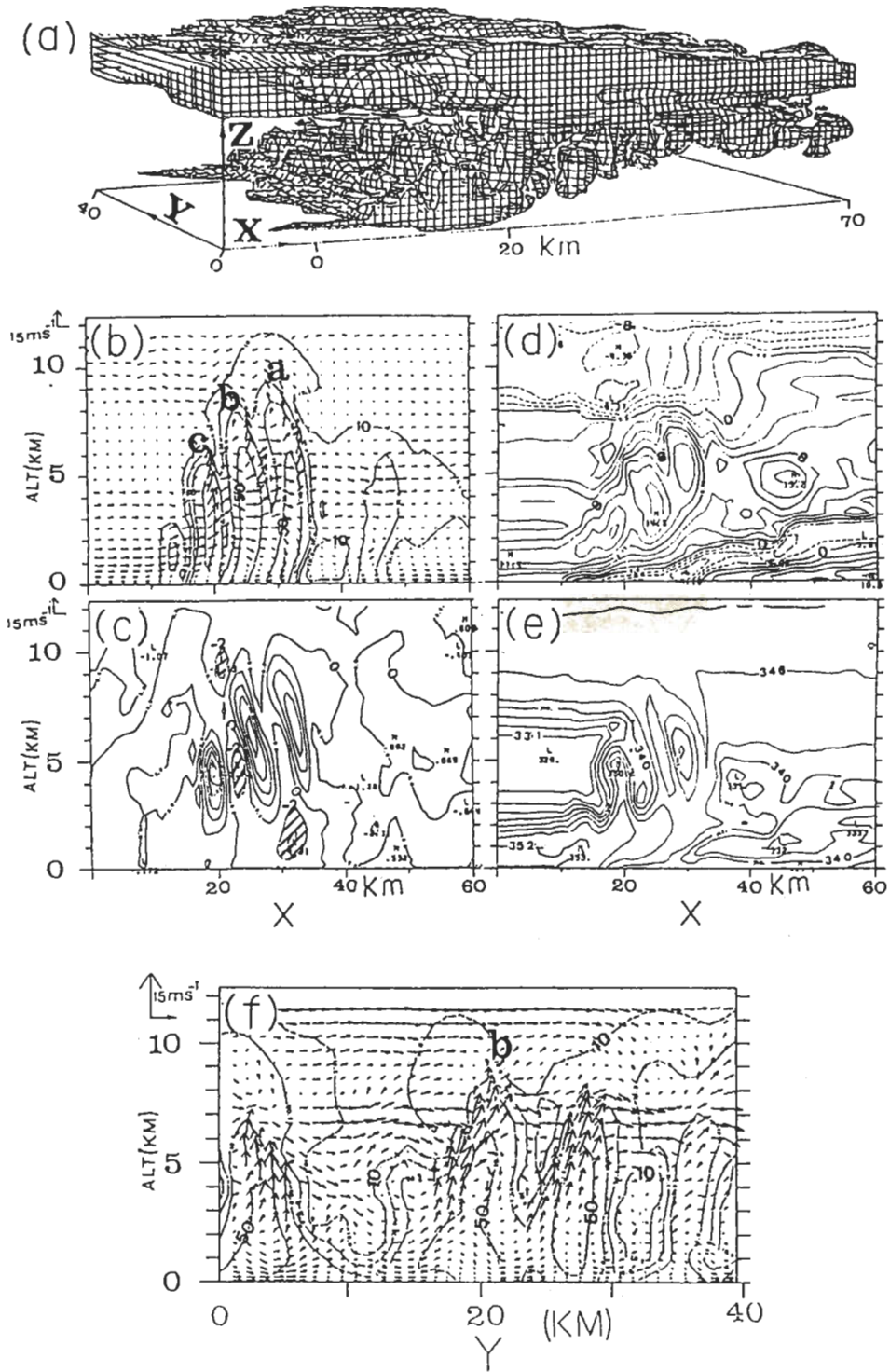


圖30 (a) 飈線雲區輪廓之鳥瞰圖, (b) (e) 為圖29之AA線 (f) 為BB線之垂直剖面結構, (b) 雷達回波強度和風場(U_s, W), (c) 垂直速度 (每間隔 $2ms^{-1}$), (d) U_s (每間隔 $2ms^{-1}$), (e) θ_e (每間隔 $3k$), (f) 雷達回波強度和風場(V, W), (b) 和 (f) 之等值線為 10, 30, 40, 50dBZ, U_s 為相對於飈線系統之水平風速 (Chang, 1988)。

SQL 所併吞，這也是兩種型態並存的例子。

就圖 23 之熱帶 SQL 情況來說，因 SQL 接近時之環境為適合 fast 型 SQL 的發展，或許所以使 slow 型降雨帶在很短時間內消散。Mansfield (1977) 也有相同情況個案的報告與第 6 節最後的感度實驗結論相一致。總而言之，MCS 的進化與環境場的時間與空間的變化很有關連，有必要進一步的研究。

再進一步來探討這個問題。最近 Balaji & Clark (1988)，考慮地表面的顯熱輸送(例如白天太陽加熱所引起)，與以上所說的風暴或發展很高的積雨雲形式不同，也就是接近地表面之混合層上方為安定層，而且因環境場具有垂直風切使大氣由下方不斷地加熱，如此一來，邊界層內

某一盛行波長之 Rayleigh 型對流發展，安定層被迫產生內重力波，但內重力波的盛行波長以及傳播速度，都與 Rayleigh 型對流者不同，由於兩者間相互作用，使邊界層內由 Rayleigh 型對流所伴隨之較低積雲發展為積雨雲。根據此一三維數值實驗，如此所形成之積雨雲，當然也能相繼著產生新的對流胞，但並非由冷氣池外流所促成，此點與上述所說的過程不一樣。這個實驗在積雨雲發展後即結束，因此準平衡狀態時的解如何不得而知，但這種方法刺激積雨雲的生成較用暖氣泡法為接近一般情況。

(二) 非線狀之 MCS

本文主要談論包括 SQL 在內的線狀 MCS，如

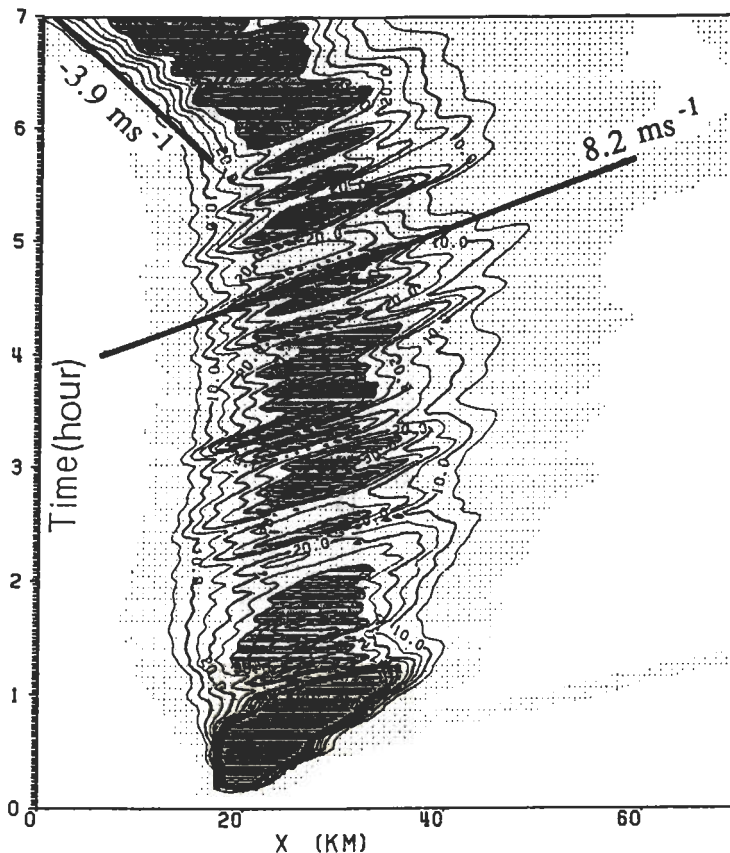


圖 31 三維醜線數值模擬結果，平行醜線方向之地面降水強度隨時間變化圖，陰影區表 30mmh^{-1} 以上，積分 5 小時開始在醜線後方加以面復迴流之外力，醜線向右傳播速度增加 3.9m^{-1} ，降水強度劇增 (Chang, 1991b)。

第2節所述，這是因為這一類型MCS較常發生且構造清晰較容易處理之故，但其它型式者也常發生，研究對象應該更普遍化，例如夏天在新店附近的山區發生再移到台北的雷雨其構造與進化過程如何呢？而在美國，Maddox (1980) 所最早定義之對流複合體(mesoscale convective complex，簡稱MCC)，是指衛星IR雲圖中Tbb低溫區的大小及持續時間的長短達某一程度以上者。這是由數個已發展的積雨雲所組成，而由積雲頂擴

張成雲砧的面積較孤立雷雨面積達2位數以上，與SQL相較雖然MCC的構造與進化的觀測與模式研究較不普遍，但美國中部春夏之間農作物生長的主要雨水均賴MCC之賜，這種事實已被普遍認識，因此研究興趣已在逐漸升高之中。

以最近的解析實例來看，1980年在美國德州實施的HIPLEX (High Plains Cooperative Program) 特別觀測得的MCC已經由Leary & Lappaport (1987) 所解析，從圖 33 所示之IR雲圖來看，0900 到

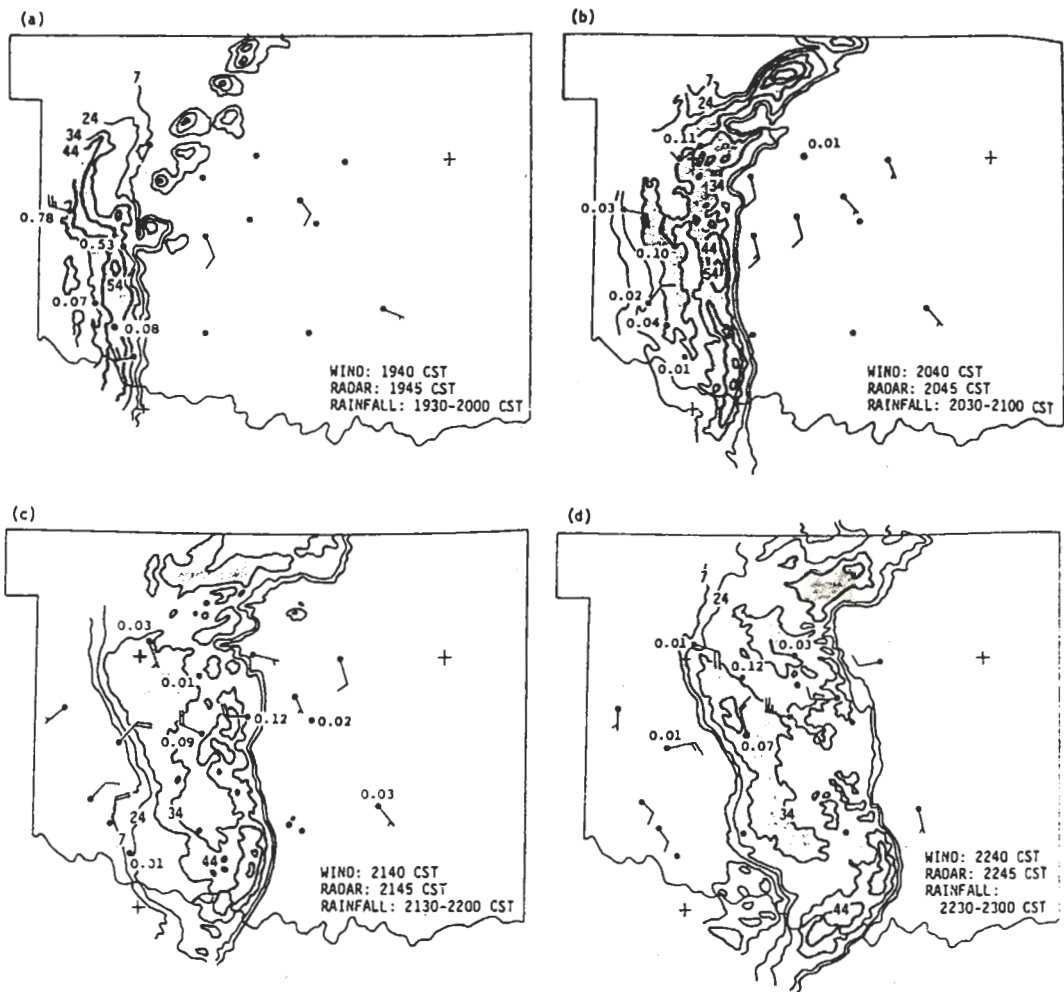


圖 32 1976 年 5 月 22 日颶線通過奧克拉荷馬州時之低層雷達回波強度分布圖，雷達仰角高度為0°，等值線為7, 24, 34, 44 及 54 dBZ, (a) 1945, (b) 2045, (c) 2145, (d) 2245 中央標準時。陰影區之回波強度大於34dBZ，地面測站旁之數字為降水強度(單位為吋/(30分))，地面風之長風桿表10kts (Ogura & Liou, 1980)。

1400 時間階段對流系統迅速發展，可以明顯地看出直徑達到 500km 的標準橢圓形的 Tbb 低溫區域面積的形成過程。這種雲砧下的構造由雷達所觀測的情況看，最初由數塊積雨雲沒有規律地分布著，0900 以前為南北方向的線狀組織，以 11.5ms^{-1} 的速度向東移動，而在 1505 以前，如圖 34 所示與 SQL 構造很相似，也就是前緣部份為弧狀的對流活動區域，其後面緊接著一個微弱回波過渡帶，再後面為具有清楚的 bright-band 特色的層狀降雨區，有趣的是層狀降雨區中有 4 條低氣壓式旋轉的螺旋狀雨帶，但是這種回波並不是從邊界層發展起來的強對流，而是雲砧內所捲入的中層較弱的對流胞所形成，是由何種機制造成這種旋轉性雨帶，尚未有合理的解釋。

因為只有一例，因此是否全部北美所出現的 MCC 均與 SQL 的構造類似尚不清楚。通過日本

附近長壽命雲簇的解析個案有 Akaeda et al. (1987), Ninoniya et al. (1988a 與 b) 等，台灣豪雨與 MCC 的關係如何？而其結構與進化又如何？TAMEX IOP#13 的結構已有詳盡分析，Lin et al. (1990) 曾指出其具有旋轉渦度之性質，Jou & Deng (1989) 則分析發現該降水系統亦與鬮線構造相同，因此雖然 Tbb 低溫區面積較小，除此外與上述美國之 MCC 亦有頗多類似之處。Jou & Deng (1990) 由鋒面結構及對流胞之移動分析，認為該降水系統乃梅雨鋒面同時受到福建地區和台灣島之山脈阻擋之影響，在山脈前鋒面移速較慢而背風區則移速較快，造成鋒面帶扭曲而有利於鋒生之故，是否如此？以及什麼環境條件下才能適合此種現象發生？對於這個個案 Mannouji & Kurihara (1990) 以日本氣象廳的小網格區域模式嘗試預報，雖能大致準確預報鋒面的移動但無法預報局部強對

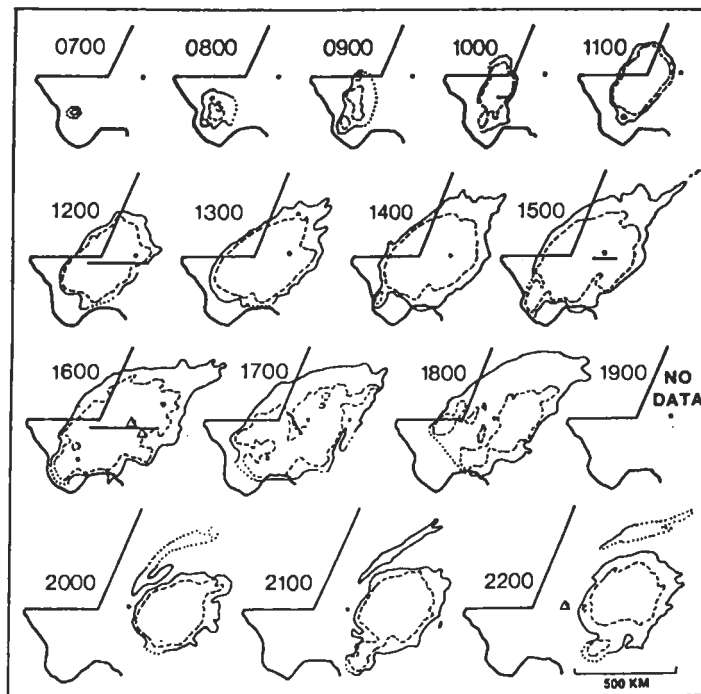


圖 33 1980 年 6 月 8 日在美國德州所發展之中尺度對流複合體的 Tbb，實線為 -33°C ($\sim 10\text{km}$)，虛線為 -53° ($\sim 12\text{km}$)，點線為相鄰兩雲塊之邊界或由內插法所推測者，標示時間為美國中央夏季時間 (CDT)，大黑點表示雷達監控位置 (Leary & Rappaport, 1987)。

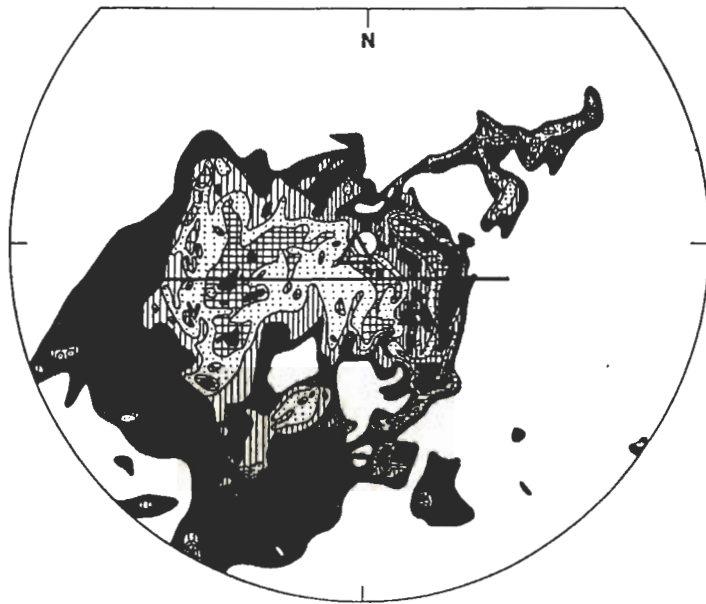


圖 34 6 月 8 日 1600CDT 低層雷達回波圖，等值線為 11, 20, 24, 28, 32dBZ，外側圓半徑 260km (Leary & Rappaport, 1987)。

流系統的發生，是故有必要經由雲物理數值模擬加以確認，因此 TAMEX IOP#13 是個很好的例子，將來如何拿來模擬研究，足得深入探討。

(三) 中尺度預報

如眾所週知，數值予報改善的方向朝二極化前進，一個是將目標放在較月長期與季節預報更長遠的預報，另一個方向則朝更為詳細而短的極短期預報，以後者來說，目前僅簡單地使用外延法或在外延的同時考慮及中尺度對流系統的生命循環的各種方法 (Browning, 1989)，牧原 (1988) 提出之降水即時預報法是以雷達回波強度及自動地面觀測系統 (Amedas) 結合所估計之降水強度分佈，再根據運動力學外延法以預測未來 3 小時之降水分佈，日本氣象廳自 1988 年 4 月 1 日起開始應用此一方法列入正常作業，將日本全國以 5 km 之網格作即時降水之預報。此即時降水預報首先將各雷達觀測回波去除地面回波後之數字化資料加上自動地面氣象觀測系統接收之降水量資料存入計算機內處理，如圖 35a 為雷達與 Amedas 之合併圖，圖 35b 為 3 小時預測圖，這

樣一連串 3 小時預報作業約需費時 20 分鐘，分成 4 個步驟進行，即包括計算外延速度、計算地形造成移速減緩之分量、計算因地形引起增強或減弱量、計算降水強度及累積降雨量。關於雷達回波未來增強或減弱之計算中甚至加入數值預報資料等以提昇預報準確度。此一方法在日本全國及其附近沿海以極細密之網格涵蓋，計算有限區域內之降水強度並產生水平分布之預測圖。

然而使用這些方法對於瞭解豪雨機制所扮演角色卻無法清楚，大氣中的水汽循環中降水現象為最後之狀態，表示由許多物理過程累積所得，而即時降水預報法中並沒有將所有降水之物理過程加以計算，因此對於個別物理過程很難理解。因此以對流模式作為降水現象乃成為時勢所趨，在此就使用模式作數值預報的情形加以敘述。首先，以模式作降水現象預報時，必須模擬大氣運動及水物質 (水蒸汽、水、冰等水的 3 相) 的動態及水的 3 相變化，因此至少有以下 3 個問題必需解決。

α 製作可以正確表現出降水動力機制之模式

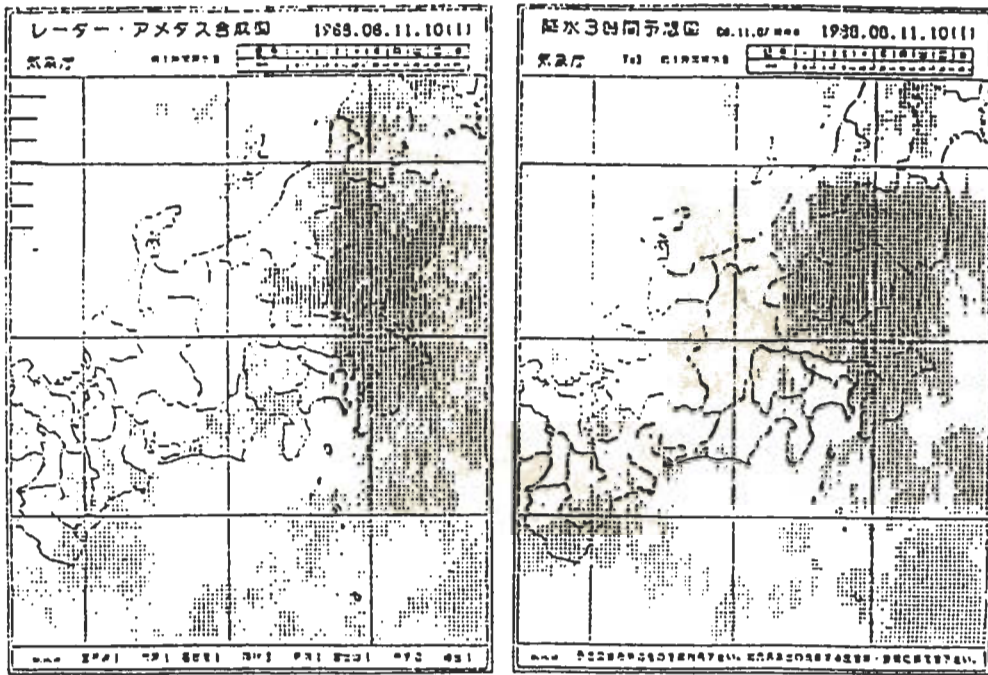


圖35 (a) 雷達及Amedas合成圖, (b) 3小時降水量預報圖, (牧原, 1988)。

模式中在模擬雲內幾種物理過程(力學、雲物理、亂流混合等)的同時必需定量地模擬出水相變化或循環,若能做到這一點將有助於了解降水的動力機制。

β 把握模擬對象區以外之大範圍區之風、溫度、水蒸汽等的氣象環境場

對於中尺度對流系統發生與發展之氣象條件來說,必需有潮濕而條件不穩定性之大氣層,以及有益積雲持續發展(或連續不斷發展)之風場。再加上大尺度(或中尺度)上昇運動引起對流,最後發展為豪雨的中尺度對流。因此了解周圍環境風場之空間分佈或輻合強度以及大氣層之狀態等對於預測對流的發生或發展非常重要。

γ 模式中初始場之方法

降水所伴隨之現象為一種非線性之現象,故初始場使用方法影響結果至巨,研究區

域內有降水現象時,水物質3相間的變化關係很重要,其中尤以水蒸汽轉變為雲之實際變換量更必需知道。因為對流現象之初始降水絕對影響未來之降水,預報時間越短初始場之問題越為嚴重,模式一開始之現象即差不多已決定一切了。

以上3點問題影響本文所述中尺度對流系統的生命演化與型態之重要決定因素,因此須進一步針對這3點問題的未來方向及尚未解決之處加以簡單說明。

未來之方向

最有可能解決問題 α 之方法,或許為以網格約1 km,對積雲個體能夠一一分解之非靜水壓近似對流模式吧!此種模式之物理過程及採用方法經整理後列於表三。物理過程可概括分成力學、亂流混合、雲物理及輻射等。此處之雲物理

表三 對流模式內所使用之物理過程、必要資訊及模式中採用方法

物理過程	必要資訊	模式內處理方法
力學過程	內部重力波等波動傳播 不穩定波動的發生、發展、移動 山脈之強迫作用	地形座標系
混合過程	海陸分佈之差異 大氣邊界層之混合過程 雲內之混合過程	混合過程參數化
雲物理過程	水三相之型態、分佈、量	warm rain model cold rain model
輻射過程	日射、紅外輻射之效果	輻射過程參數化
較大尺度之風、溫度、水蒸汽之一般場 如鋒面等之輻合、輻散場		觀測值之客觀分析值 區域模式之預報值
初始場之設定		都卜勒雷達之資料及 反演法所得之物理量

過程中所謂暖(冷)雨模式是指不含(含)雪、霰和雹等固相水。這種模式的優點是，降水有關之各種物理過程，都可以清楚地追溯出來，就因為這樣的關係，使降水前各物理過程所扮演之角色功能可於以定量化，因此使用這種模式就可容易地了解豪雨產生的動力機制。

將這種模式嘗試作為短期降水預報時將會遭遇問題 β 那樣，但可以使用氣象局之數值預報結果或客觀分析資料作為對流模式之氣象環境場。根據Segami et al (1989)的結果展望，這種可能性似乎相當高，尤其未來大尺度環境場資訊有不斷增加的趨勢，最近發展一些新的遙測儀，如剖風儀(wind profiler)可以對垂直方向之風場作連續觀測，以及使用紅外線、微波或RASS等觀測溫度、水蒸汽和降水量，因此對於周圍環境場更為了解，如何將這些資料有效地應用在模式中，也成為今後研究的一個重要課題。

另外，解決問題 γ 必須獲得1 km 尺度分布之各種物理量的觀測值，然而傳統雷達PPI圖資料雖可以隨時獲得極密的資料，但僅為降水量而已，要獲得各種物理量均達所需的品質，並非易事，雖然如此，使用都卜勒雷達的物理量反求法

(retrieval method)，或許能夠作到這一地步，未來的研究足得期盼。

問題點

由以上討論可知未來短期預報必將朝向對流模式預報方法，然而此種方法仍然存在著許多問題，以下簡單提出包括軟、硬體各方面之問題以供參考。

首先關於 α 之問題中，最重要之雲物理過程之雲參數化方法並未臻理想，若在參數化中能預報水物質的混合比與密度變化，固然較適當，但變數一旦增加則模式必然變為更形複雜，再者水固相中包括雪、霰和雹等形狀，要決定一種較適合的組合方式並非易事。再從硬體面來看，若將整個台灣區範圍應用對流模式時，既使以目前之超大型電腦也需要大量計算時間與儲存空間，目前仍有困難，所幸這個問題以目前大型電腦之發展速度來看，可能將很快獲得解決。總而言之，必需考量電腦容量和計算速度能力，以決定最理想之物理過程處理方法。

至於解決問題 β 時，須使用氣象局之客觀預

報或客觀分析值，以提供氣象環境場之資料，然而當這兩種不同模式相結合時，產生物理性質不一致的現象，例如，氣象局之預報模式為靜水壓近似模式，然而對流模式則為非靜水壓模式；氣象局預報模式中除水蒸汽外之水物質並未作預報，而對流模式預報法中必需對這些物質加以預報…等差異。

以問題 γ 來說，目前都使用都卜勒雷達資料以估計其它之物理量，為了解決這一問題，必需建立日常作業之都卜勒雷達網，以目前台灣不但未建立PPI雷達網，且除民航局之中正機場及空軍之清泉崗機場設有都卜勒雷達外，其餘都未設置，因此問題無法很快解決，在美國則已著手進行建立全國都卜勒雷達網多年(Next Generation Weather Radar: NEXRAD, Leone et al., 1989)，關於這一點顯然我國較為落後。

結 論

從本文對中尺度對流降水系統研究之回顧，可以發現利用各種不同之觀測技術與方法，已加強了解伴隨中尺度對流降水系統之物理過程，其中都卜勒雷達及飛機觀測尤其發揮強大威力，透過這些方法，使中尺度對流系統的內部可以直接觀測，與數值模式的結果得以互相比較，歐、美、日等各先進國家已作過許多詳細觀測與數值模擬，藉由觀測和分析的不斷發展與模擬的相輔相成，使中尺度對流系統的了解更加深入，與歐、美、日等國相比我國稍嫌落後，目前僅中正機場及清泉崗機場擁有都卜勒雷達，氣象局則計劃在五分山增設一座，如將來三者能有效配合，對於台灣本島中北部之中尺度對流觀測將有很大之助益，但距離構成都卜勒雷達網仍有一段距離。最近作者及其他前輩更引進數值模式，對於長久以來無法了解的梅雨期中尺度對流系統，差不多已達到能夠追求理解之階段。經過中美TAMEX計劃後，對於梅雨期中尺度對流的問題也已獲致較深一層的認識，無形中鼓舞研究者的興趣，希望未來能再接再勵共同對於這一領域，投入更多的關注。

致 謝

本文承蒙台大大氣科學系周仲島教授之鼓勵下動筆寫成，周教授助理王思慈小姐幫忙打初稿，民航局飛航服務總台氣象中心的林清榮主任預報員與中正氣象台都卜勒雷達作業室的諸位同仁給與多方協助，使本文得以在短時間內完成，在此一併致謝。中華民國氣象學會大氣科學編審委員會三位審查委員亦提供寶貴意見，使本文得以更加完整，在此表示衷心的感謝。

參考文獻

- Akaeda, K., K. Ninomiya and T. Takeda, 1987: Case study of a longlived cloud cluster. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 129-144.
- Akaeda, K., M. Ishihara, A. Tabata, T. Yokoyama and H. Sakakibara, 1988: A case study of a slow-moving convective band observed by a doppler radar. *Proc. 10th Int. Cloud Physics Conf. Bad Homburg (F.R. G.)*, 600-602.
- Balaji V. and T. L. Clark, 1988: Scale selection in locally forced convective fields and the initiation of deep cumulus. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3188-3211.
- Barnes, G. M. and K. Sieckman 1984: The environment of fast- and slowmoving tropical mesoscale convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1782-1794.
- Bluestein, H. B. and M. H. Jain: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1711-1731.
- Browning, K. Z., 1989: The mesoscale data base and its use in mesoscale forecasting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 115: 717-762.
- Busse, F. H. and J. A. Whitehead, 1971: Instabilities of convection rolls in a high Prandtl number

- fluid. *J. Fluid Mech.*, 47, 305-320.
- Chalon, G. J., F. Roux and J. P. Lafore, 1988: The west African squall line observed on 23 June 1981 during COPT81: Mesoscale structure and transports. *J. Atmos. Sci.* 45, 2744-2763.
- Chen, Y. -L., 1985: Tropical squall lines over the eastern Atlantic during GATE. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 2015-2022.
- Chen, C. -S., 1989: A numerical study of a squall line in IOP#2, Pro., Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 66-72.
- Chang, C. -Y. 1990: A numerical study of mesoscale convective system, 東京大學地球物理研究所, 博士論文, 71 pp.
- Chang, C. -Y. and M. Yoshizaki, 1991a: A numerical convective system observed over Okinawa island in June 1987. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 119, No.11, 2724-2733
- Chang, C. -Y. and M. Yoshizaki, 1991b: Three-Dimensional modeling study of the squall lines observed in COPT81, *J. Atmos. Sci.*, submitted.
- Chen, Y. -L., and Y. Ogura, 1982: Modulations of convective activity by large-scale flow patterns observed in GATE. *J. Atmos. Sci.*, 39, 1260-1279.
- Chin, H. -N., R. B. Wilhelmson and Y. Ogura, 1990: Modeling of tropical squall and non-squall clusters: Dynamical and environmental differences. *J. Atmos. Sci.*, 47, (submitted).
- Chong M., P. Amayenc, G. Scialom and J. Testud, 1987: A tropical squall line observed during the COPT81 experiment in West Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 670-694.
- Deng, T. and T. -C. Chen Wang, 1989: Radar observation of the frontal precipitation system in TAMEX IOP#2, Pro., Workshop on TAMEX preliminary scientific results, Taipei, 244-250.
- Droegemeier, K. K. and R. B. Wilhelmson, 1987: Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1180-1210.
- Dudhia, J. and M. W. Moncrieff, 1987: A numerical simulation of quasistationary tropical convective bands. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 929-967.
- Dudhia, J. and M. W. Moncrieff, 1989: A three-dimensional numerical study of an Oklahoma squall line containing right frank supercells. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3363-3391.
- Dudhia, J., M. W. Moncrieff and D. W. K. So, 1987: The two-dimensional dynamics of west African squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 121-146.
- Emanuel, K. A., 1988: Observational evidence of slantwise convective adjustment. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1805-1816.
- Foote, G. B. and H. W. Frank, 1983: Case study of a hailstorm in Colorado. Part III: Airflow from tripple-Doppler measurements. *J. Atmos. Sci.*, 40, 686-707.
- Fovell, R. G. and Y. Ogura, 1988: Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3846-3879.
- Fovell, R. G. and Y. Ogura, 1989: Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3144-3176.
- Frank, W. M., 1978: The life-cycle of GATE convective systems. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1256-1264.
- Fritsch, J. M., and C. F. Chappell, 1980: Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective param-

- terization. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1722-1733.
- Golding, B. W., 1987: Short range forecasting over the United Kingdom using a mesoscale forecasting system. Proc. Short and medium-range weather prediction. Ed. T. Masuno, Meteor. Soc. Japan, 563-572.
- Houze, R. A., Jr., 1977: Structure and dynamics of a tropical squallines system. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1540-1567.
- Houze, R. A. and A. A. Betts, 1981: Convection in GATE. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 19, 541-576.
- Houze, R. A. and P. V. Hobbs, 1982: Organization and structure of precipitating cloud systems. *Adv. in Geophys.* 34, 225-315.
- Ikawa, M., Sakakibara, M., Ishihara and Z. Yanagisawa, 1987: 2-dimensional simulation of the convective snow band observed over the Japan Sea- the structure and time evolution of the organized multicellular convection. *J. Meteor. Soc. Japan.* 65, 605-633.
- Jou, B. J., S. M. Deng, 1989: A preliminary study of convective Frontal Rainband during TAMEX, Pro., Workshop on TAMEX preliminary scientific results, Taipei, 82-89.
- Jou, J. -D. and S. -M. Deng, 1990: Mesoscale characteristics of Mei-yu front: A TAMEX case study, Pro., Workshop on TAMEX Scientific Results, Boulder, 150-157.
- Jorgensen, D. P. and M. A. LeMone, 1989: Characteristics of Convective Vertical Velocity Events Observed by P-3 Aircraft during TAMEX, Pro., Workshop on TAMEX preliminary scientific results, Taipei, 203-213.
- Klemp, J. B. and R. Wilhelmson, 1978: Simulations of right and leftmoving storms through storm splitting. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1097-1110.
- Kwan, H. J. and M. -K. Mak, 1988: On the equilibration in nonlinear barotropic instability. *J. Atmos. Sci.*, 45, 294-398.
- Leary, C. A. and E. N. Rappaport, 1987: The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1503-1527.
- Leone, D. A., R. M. Endlich, J. Periceks, R. T. H. Collis and J. R. Portert, 1989: Meteorological considerations used in planning the NEXRAD network.
- Lilly, D. K., 1983: Helicity as a stabilizing effect on rotating convective storms. Preprints, 13th Con. on Severe Local Storms, Tulsa. *Amer. Meteor. Soc.*, 219-222.
- Lin, P. -L., C. -C. Yeh, and T. -C. Chen Wang, 1989: The radar analysis of the rainband observed in TAMEX IOP#13, Pro., Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 95-102.
- Lin, P. L., T. -C. Chen Wang and C. -C. Yeh, 1990: The internal structure of a long-lived rainband revealed from Dual Doppler analysis in TAMEX IOP-13, Pro., Workshop on TAMEX Scientific Results, Boulder, 26-33.
- Lin, Y. J., R. W. Pasken and H. Shen, 1989: Structural feature of squall line in TAMEX IOP-2 Pro., Workshop on TAMEX Scientific Results, Boulder, 34-41
- Lin, Y. J., R. W. Pasken and H. W. Cheng, 1990: An investigation of prefantal convective rainband in IOP-13 using Dual-Doppler Data, Pro., Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 50-57.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374-1387.
- Mak, M. -K., 1985: Equilibration in nonlinear baroclinic instability. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2764-2782.

- Mak, M. K., 1989: A study of topographically induced multiple equilibria and low-frequency variability. Part I: Idealized topography. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 115, 45-78.
- Mansfield, D. A., 1977: Squall lines observed during GATE. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 103, 569-574.
- Mannouji, N. and K. Kurihara, 1990: A numerical experiment of TAMEX IOP# 13 by the Spectral Limited Area Model of JMA, Pro., Workshop on TAMEX Scientific Results, Boulder, 121-126.
- Ninomiya, K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988a: Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone. Part I: Evolution and meso- β -scale characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 331-350.
- Ninomiya, K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988b: Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone. Part II: Meso- γ -scale characteristics of precipitation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 351-371.
- Ogura, Y., 1971: A numerical study of wavenumber selection in finite-amplitude Rayleigh convection. *J. Atmos. Sci.*, 28, 709-717.
- Ogura, Y., 1986: Tropical convection. Thunderstorm Morphology and dynamics. Ed., E. Kesler, 2nd Ed. University of Oklahoma Press, Norman, OK, 153-186.
- Ogura, Y. and M. -T. Liou, 1980: The structure of a midlatitude squall line. *J. Atmos. Sci.*, 37, 553-567.
- Ogura, Y. and H. Tsu, 1970: An experimental study of the wavenumber selection for finite-amplitude Rayleigh convection. *J. Meteor. Soc. Japan*, 48, 400-404.
- Ogura, Y. and M. Yoshizaki, 1988: Numerical study of orographic-convective precipitation over the eastern Arabian Sea and the Ghat Mountains during the summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2097-2122.
- Ogura, Y., Y. -L. Chen, J. Russel and S. -T. Soong, 1979: On the formation of organized convective systems observed over the eastern Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 426-441.
- Ogura, Y., T. Asai and K. Dohi, 1985: A case study of a heavy precipitation event along the Baiu front in northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 883-900.
- Reed, R. J., 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.
- Roux, T. 1988: The west African squall line observed on 23 June 1981 during COPT81: Kinematics and Thermodynamics of the convective region. *J. Atmos. Sci.* 45, 406-426.
- Rotunno, R., 1981: On the evolution of thunderstorm rotation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 577-586.
- Rotunno, R., J. B. Klemp and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463-485.
- Simpson, J. E. and R. E. Britter, 1980: A laboratory model of an atmospheric mesofront. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 485-500.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr, 1985: A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: Radar and satellite observations. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 117-133.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1987: Rear-inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2869-2889.
- Soong, S. -T. and Y. Ogura, 1973: A comparison between axis-symmetric and slab-symmetric cumu-

- lus cloud models. *J. Atmos. Sci.*, 30, 879-893.
- Soong, S. T. and W. K. Tao, 1980: Response of deep tropical cumulus clouds to mesoscale processes. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2016-2034.
- Stern, M., 1975: Ocean Circulation Physics. Academic Press, New York, 246 pp.
- Szoke, E. J. and E. J. Zipser, 1986: A radar study of convective cells in mesoscale systems in GATE. Part II: Life cycle of convective cells. *J. Atmos. Sci.*, 43, 199-218.
- Tao, W. -K. and S. -T. Soong, 1986: A study of the response of deep tropical clouds to mesoscale processes: Three dimensional numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, 43, 2653-2676.
- Tao, W. -K. and J. Simpson, 1989a: Modeling study of a tropical squalltype convective line. *J. Atmos. Sci.*, 46, 177-202.
- Tao, W. -K. and J. Simpson, 1989b: A further study of cumulus interactions and mergers: Three-dimensional simulations with trajectory analysis. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2974-3004.
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520.
- Wang Chen, T. -C. and Z. Deng, 1989: The dynamic and thermodynamic structure of a squall line observed in TAMEX IOP#2, Pro., Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 58-65.
- Yoshizaki, M., 1982: Stability of finite amplitude baroclinic waves in a two-layer channel flow. Part II. Moderately nonlinear regime. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 620-637.
- Yoshizaki, M. and Y. Ogura, 1988: Two- and three-dimensional modeling studies of the Big Thompson storm. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3700-3722.
- Zhang, D. -L. and K. Gao, 1989: Numerical simulation of an intense squall line during 10-11 June 1985 PRE-STORM. Part II: Rear inflow, surface pressure perturbations and stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2067-2094.
- Zhang, D. -L., K. Gao. and D. B. Parsons, 1989: Numerical simulation of an intense squall line during 10-11 1985 PRE-STORM. Part I: Model verification. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 960-994.
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1568-1589.
- 小倉義光，1990：中尺度對流系統的構造與組織如何受環境所影響，*天氣*，439-465。
- 小倉義光，1984：一般氣象學，東京大學出版會，312 pp。
- 立平良三，1990：預報技術展望，*氣象*，34，4-7。
- 牧原康隆，1988：降水短時間預報概要。*氣象*，32，11，30-34
- 淺井富雄，1983：大氣對流科學，東京堂出版，220 pp。
- 鄧仁星，陳台琦，陳景森，1990：IOP#2 總線系統進入陸地後之雷達分析，*氣象雷達與飛航安全研討會論文彙編*，149-158。

The Structure and Evolution of the Mesoscale Convective System
Influenced by the Synoptical Environment Field

CHANG, Chuan-Yong

Taipei Meteorological Center
Navigation and Weather Service, CAA, R.O.C.

(manuscript received 1 October 1991; in final form 17 November 1991)

ABSTRACT

This paper studied the recent results of field observation and the numerical simulation. It discussed the structure and evolution of mesoscale convective system (MCS) influenced by the synoptical environments. The patterns of MCS were classified. Different environmental factors were compared between the flood occurred in Mid-western America and heavy rain in Taiwan and Japan during the Mei-yu season. part of the data were derived from "Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX)". We described significant characteristics of squall line (SQL) structure. In cloud physical model, the MCS in quasi-equilibrium state can be obtained either by the initialization field with warm bubble or thermal dynamics and water vapor fields derived from retrieved data of Doppler weather radar. Using three-dimensional cloud physical model, it can be shown that the convective systems lined either parallel or orthogonal to the direction of the wind shear when the tropical environments changed. Moreover, different atmospheric stabilities resulted to different types of convective cell and life duration. Finally, we discussed various ways of improving the cloud model, which, in turn, leads to better forecasting of MCS.

Key Words: Mesoscale convective system (MCS), cloud model, Doppler weather Rada, quasi-equilibrium, squall line, numerical simulation, warm bubble.