

伴隨中尺度對流降水之面後迴流現象數值模擬研究

張泉湧

民用航空局飛航服務總台氣象中心

摘要

最近20年來中尺度研究之風盛行，且觀測儀器不斷更新，觀測時空更加緊密，使得中尺度之研究結果屢有新發現，其中由中尺度對流系統的內部風場分布中發現之面前吹往面後的中層噴流，及其下方存在著面後迴流最為有名，本研究主要針對後者，採用三維雲物理模式之數值模擬方法加以探討。研究結果發現，使用暖雲物理過程之模式時，中尺度系統之對流降水區結構與觀測相符且能達到準平衡狀態，但無明顯之面後迴流，若在面後加上與觀測等量之面後迴流之動力，則地面陣風鋒面增強，對流系統更為發展，系統移速加快與觀測相一致。

一、前言

自Newtong(1950)首度因研究颶線風場結構發現層狀降水區存在面後迴流(Rear inflow 以下簡稱RIF)以來，無論熱帶或中緯度地區都有同樣的發現，尤其自Browning & Wexler(1968)開始以都卜勒雷達研究MCS(mesoscale convective system)風場，及近20年來，包括中美合作"台灣區中尺度研究計畫(TAMEX)"在內的幾個大型中尺度觀測計畫(如VIMHEX, GATE, WAMEX, COPT81, PRE-STORM)，因觀測時空密集，使RIF的研究更加精確與了解，Smull & Houze(1987)對颶線RIF作了綜合性的探討，並根據颶線後側RIF之最大強度值分為三類，即(1)無或極微弱之RIF，或稱"淤塞區型(Stagnation Zone case)"($(U_n)_{max} < 5 \text{ m/s}$)，(2)"弱RIF型"($5 \leq (U_n)_{max} < 10 \text{ m/s}$)，及(3)"強RIF型"($(U_n)_{max} \geq 10 \text{ m/s}$)，表1為包括TAMEX個案在內之RIF研究結果，因淤塞區型即對流降水系統之後側RIF很小，因此中層面後氣流與系統移速大約相等，也就是降水系統的風場結構受到環境場大氣逸入作用(entrainment)的影響很小，如圖1中 $x=180\text{KM}$ 處 $RIF < 5 \text{ m/s}$ 故為此類型之一例，雖後側RIF很弱但內部仍存在較強之RIF，如圖1， $x=60\text{KM}$ 上方之 $RIF > 5 \text{ m/s}$ 此型降水系統大致可在內部獨自形成完整的環流系統。表1顯示此類型者佔絕大多數，尤其熱帶颶線多屬此類及弱RIF型，而中緯度地區之颶線系統則較易形成強RIF型，也就是中緯度地區降水系統受到環境大氣逸入作用的影響較大，而熱帶及台灣地區之颶線系統則大多能在內部自行構成完整的環流。

表1中除第2項研究因未標示系統移速故不詳，第4項研究之系統移速較慢外，其餘移速均大於 7 m/s

，屬於Barnes & Sieckman(1984)所分類的快速移動型颶線，但颶線後部層狀降水區之RIF強度則以上三類都有，且颶線後側的RIF強度與系統移速並無明顯的相關，但與內部RIF強度之相關如何由目前之討論尚無法獲得了解，因而足得進一步加以研究。

RIF形成之物理機制，據多數觀測發現主要是先導因於熱力，再轉為動力之結果(如Zipser, 1977)。以颶線或降雨帶之降水系統結構來說，一般可分成對流性降水區與層性降水區兩大部分，兩區域間常由回波轉換區(或稱回波槽)所隔開。對流性降水區中常包含有數個不同階段的對流胞同時存在，新生胞(或稱firstecho)由系統前緣的冷氣池(cold pool)外流(outflow)與環境風場耦合造成強烈上升氣流所造成，當此氣流被抬升的同時受到環境風場之移流作用，乃造成中層之面前吹往面後的噴流，在對流胞逐漸發展的同時被此噴流吹往下游區，因此到達成熟期與衰老期之對流胞位在颶線系統後方，並為主要之降水來源，此種結果使得降水系統由低層至中層多為向後傾斜之結構，這種結構使系統較為穩定平衡，故多能維持較長的生命。因對流性降水區主要為上升氣流，低層潮濕空氣被舉升後凝結成雲或雨滴，並釋放大量潛熱，使得對流區溫度較周圍環境溫度高，即所謂的對流升溫(convective warming)，導致氣壓較鄰近地區為低，相反的，層性降水區中則因冰相粒子下降至融化高度時轉為雨滴，再繼續往下落時因環境中層空氣較乾而蒸發吸熱，增加冷卻效果(Leary & Houze, 1979)，故層性降水區中層之溫度較同高度其它部分低，尤於靜水壓的調整，導致中對流層的重力位高度降低，形成

表1、各研究之RIF 強度比較表

Study	Location	Type of analysis	Source of data	Maximum strength of rear inflow (Un)max(m/s)	Pressure level of rear inflow maximum(mb)	Squall line propagation speed(m/s)
1. Zipser(1969)	Tropical W. Pacific	Case study	Rawinsonde	7	800	15
2. Obasi(1974)	Tropical W. Africa	Composite(21case)	Rawinsonde	2	890	?
3. Betts et al. (1976)	Venezuela	Composite(4 case)	Rawinsonde	2	800,550	14
4. Houze(1977)	Tropical E. Atlantic	Case study	Rawinsonde	7	720	12
5. Zipser(1977)	Barbados	Case study	Rawinsonde	-4	800	17
6. Zipser & Matejka (1982)	Illinois	Case study	Doppler radar	7	580	14
7. Gamache & Houze (1982)	Tropical E. Atlantic	Case study	Rawinsonde	1	670	14
8. Fernandez(1982)	Tropical W. Africa	Composite(3 case)	Rawinsonde	1	500	15
9. Kessinger et al. (1983)	Oklahoma	Case study	Rawinsonde	2	450	10
10. Houze & Rappaport (1984)	Tropical E. Atlantic	Case study	Rawinsonde	5	700	7
11. Drosowsky(1984)	Northern Australia	Case study	Rawinsonde	1	630	14
12. Schmidt & Cotton (1985)	Montana	Case study	Doppler radar	7	450	22
13. Chong et al. (1987)	Tropical W. Africa (COPT81)	Case study (22 June 1981)	Doppler radar	-1	775	19
14. Leary & Rappaport (1987)	West Texas	Case study	Rawinsonde	3	500	12
15. Roux(1987)	Tropical W. Africa (COPT81)	Case study (23 June 1981)	Doppler radar	4	640	14
16. Snull & Houze (1987)	Oklahoma	Case study	Rawinsonde	17	630	15
17. Snull & Houze (1987)	Kansas(PRE-STORM)	Case study	Doppler radar	16	580	17
18. Snull & Houze (1987)	Kansas(PRE-STORM)	Case study	Doppler radar	16	560	14
19. Chen & Chou	Taiwan(TAMEX-IOP2)	Case study	Rawinsonde	5	800	16
20. Chen & Chou	Taiwan(TAMEX-IOP3b)	Case study	Rawinsonde	9	650	9

中尺度低壓，由於此種原因造成系統中層由前緣至層狀降水區間為正的氣壓梯度力 (>0)，因而形成由後方向前吹的動力，外圍中層空氣不得不流入對流降水系統內部，造成RIF現象發生(Brown, 1979)。此種現象之主軸可從前緣後方約 ~ 200 km地方之高度為 $3\sim 5$ km開始，隨著逐漸靠近系統前緣而逐漸下降，伴隨氣流之濕球位溫亦隨著降低，RIF在前緣地區與冷氣池外流區合流，因此可以加強陣風鋒面(gust front)強度，由此種物理過程達到回饋母對流胞的環流，因此對於降水系統的結構影響很大。Smull & Houze(1987)估計對流區水平動量的垂直通量(Vertical flux)，發現 3 km以下的能量運輸為向前緣方向加速， $3\sim 9$ km層為向後加速，LeMone(1983)及LeMone et al.(1984)對於熱帶的線狀降水也有相同的結論，此種動力機制乃說明了面前至面後之中層噴流與RIF的形成原因。

Redelsperger & Lafore(1988)曾以水平較小範圍(50×80 km)之三維暖雲物理模式(未含冰相物理過程)，以不同的邊界條件研究 COPT81 (COection Profonde Tropicale, 1981)6月23日熱帶颶線RIF在降水系統中所扮演之角色，若模式邊界完全不加外力(NOF simulation)，則模擬之降水系統強度僅達觀測之 25% ，且系統移速(7 m/s)較觀測(14.5 m/s)慢很多，若在模式上下游邊界考慮環境場之大尺度差異性(Carpenter, 1982)(即CAF simulation)，則模擬之颶線降水強度可增強至觀測強度之 50% 且移速增加(10 m/s)，但若使用Smull & Houze(1987)所觀測之RIF分布及Perkey & Kreitzberg(1976)的隨時間變動邊界條件法(即REF simulation)，使用在中尺度有限區域模式時，模式降水系統即可達與觀測等強度之降水系統和移速(如圖2)，模擬的對流降水區結構並和觀測結果相似，因而對於RIF有了更深一層的了解，然而以動力方式迫使對流加強雖可因而了解RIF的重要，但並不能了解其形成之物理機制。

Chang(1990)以較大水平範圍(40×2300 km)之三維暖雲物理模式研究同一熱帶颶線，首次以都卜勒雷達反演法(retrieve)所得之熱力與水汽場作為初始擾動場，但並不需要在模式邊界加RIF之外力也可模擬出降水系統對流性降水區之“準平衡狀態(quasi-equilibrium state)”結構，而模式中因缺乏冰相的物理過程，因此RIF強度較觀測弱，且無法模擬出層狀性降水區的結構，而移速(11.0 m/s)較觀測(14.5 m/s)明顯地偏慢，因此結論為若缺乏冰相的物理機制則層狀降水區的結構不明顯，RIF微弱，系統移動較慢，雖系統強度較觀測值稍弱但不影響達成準平衡狀態。

為進一步瞭解RIF的影響，本研究以Chang(1990)之研究結果作為基楚，用相同方法及環境場資料模擬(non rear inflow simulation, 以下簡稱NRIFS)外，並以同法模擬至5小時後在模式颶線之後方加上Smull & Houze(1987)觀測等量之RIF分布作為動力性外力邊界條件(rear inflow simulation 以下簡稱RIFS)，以探討RIF之重要性。第2節簡介模式之方法第3節敘述一般環境場，第4節將描述模式之初始擾動場，第5節討論研究之結果並作結論。

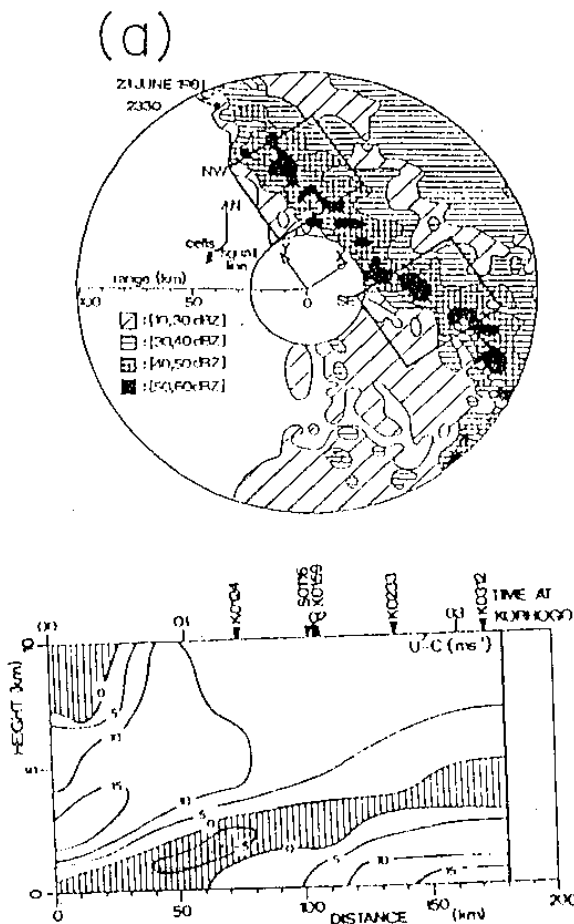


圖1：COPT81非洲熱帶觀測計劃於6月23日所觀測之熱帶颶線的(a)PFI回波型態(Roux, 1988)，(b)相對於颶線的風速分量(單位m/s)垂直分佈圖(Chalon et al., 1988)。

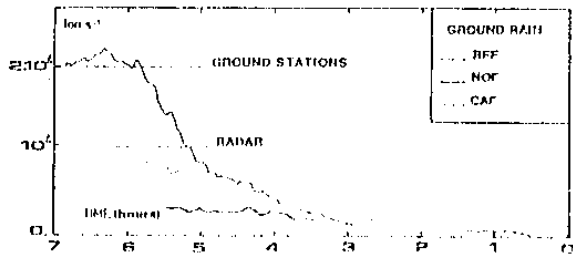


圖2：REF和NOF模擬結果的地面降水強度(單位ton/s)分佈，由地面與雷達(標高500m)觀測求出的降水強度以直線標示(Redelsperger & Lafore, 1988)

二、模式簡介

本研究所使用之三維中尺度模式是由Yoshizaki & Ogura(1988)及Chang & Yoshizaki (1990)之二維中尺度模式擴充而得之深對流模式，含9個預測方程，即3個運動方程，1個熱力方程，3個水汽(包括水蒸汽，雲滴，雨滴)守方程，1個氣壓方程及1個次網格擾動方程，並使用Kessler(1969)微物理參數化方法，特別注重次網格之微物理與亂流參數化，由於這些參數化使得次網格亂流通量與動能和大氣成層達到相互作用之效果，而使用水汽守恆並考慮到凝結與降水對於亂流產生的影響，在垂直運動方程方面浮力項之氣壓擾動也加以考慮，以無單位量表示氣壓。

模式之颶線平行 y 軸，由觀測知特性長約為20 km(圖1a)，設對流胞在颶線方向以40 km(2個特性長)之間距重覆出現，故 y 軸邊界條件為週期性。x 軸垂直颶線，邊界條件為開放法，即垂直颶線之水平速度採用Sommerfield(1964)的輻射方程，相位速度使用Orlanski(1976)的外插法，y 軸網格採等距(1 km)，x 軸除中間140 km亦為1 km等距外，兩側所餘70網格則依 1.06:1 之比例擴展 (Fovell & Ogura, 1988)，x 軸有280個網格點，範圍達2300 km，垂直軸亦採伸展方式以增加低層之解析度，最底層間距為120 m，模式頂高為 16.48 km，計算步驟間隔為10秒以滿足Courant條件，並以 Galilean 轉換速度場(系統移速-11.0 m/s)，使模擬之颶線保持在模式中央。

三、環境場

由於COPT81中尺度實驗在6月23~24日所觀測之颶線已經Roux(1987)等詳加研究，而其特性亦甚符合混合邊界條件，其對流區由對流胞構成線狀並以14.5 m/s 之移速向西南方移動，主要之垂直運動與降水均發生在此區，層狀降水區對於颶線之影響較小，故較適合假設暖雲過程。

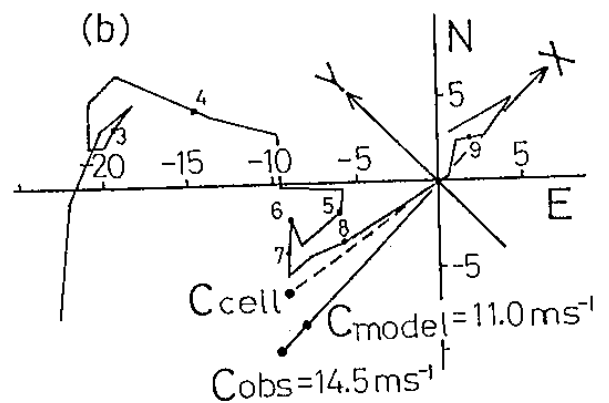
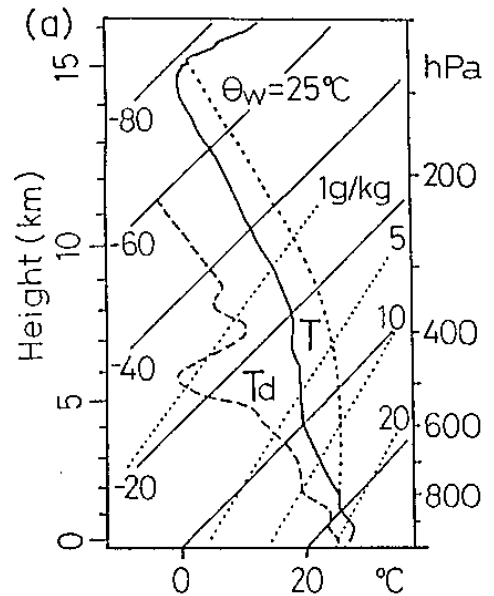


圖3：(a) 6月23日颶線通過前2032L和2332L之 skew T log P 探空合成圖，系統通過時間為2345L，(Roux, 1988)

(b) 颶線系統通過前(2332L)之風花圖(Chalon et al., 1988)

圖3為6月23日颶線通過測站前之Skew T-log p 高空探測圖，CAPE (convective available potential energy) 約為2800 J/kg，大氣不穩定度可以媲美美國奧克拉荷馬州春季劇烈颶線之強度 (Bluestein & Jain, 1985)，中層乾空氣很明顯，U 風分量約在 700 hPa附近出現明顯之噴流，稱為"非洲東風噴流(African easterly jet)"，V風分量在850和350 hPa之間有極明顯之垂直風切，此颶線通過前之周圍大氣用來當做模式模擬時之環境場。

四、初始擾動場

過去一般中尺度數值模擬最常採用暖泡法 (warm bubble) 做為初始擾動以刺激對流系統發展 (如 Klemp & Wilhelmson, 1978), 然而 Dudhia et al. (1987) 和 Redelsperger & Lafore (1988) 則指出此一隴線於深夜通過觀測點, 圖3 之環境大氣邊界層既飽和且穩定, 隴線前緣後方並有冷氣池之密度流以維持隴線之生命, 故不適用暖泡法以激發強對流隴線之形成, 因此乃沿用 Thorpe et al. (1982) 的方法, 將低層有限區域以某一速率冷卻數分鐘, 由此產生之冷氣池可以激發出隴線。

最近由都卜勒雷達資料反演法已可求出熱力場擾動之分布 (如 Roux et al., 1984; Roux, 1985; Hauser & Amayenc, 1986; Hauser et al., 1988; Roux, 1988; Chong & Hauser, 1989), Chang (1990) 指出這些反演法求得的資料提供有效的激發擾動初始場之方法, 本研究採用此方法, 初始擾動場如圖4 之 θ' 和 Q_v' , θ_e 為擾動結果之位溫場, 為了產生 y 向波動以加速三維結構, 在 y 方向加以波長 20KM 之位溫波狀擾動, 擾動之振幅低於 0.2K。

RIFS 之模擬實驗時, 同 NRIFS 實驗一樣先模擬 5 小時, 然後在 $x > 40$ KM, 0 KM $< z < 5$ KM 之範圍內, u 的運動方程改為:

$$\partial u / \partial t = \dots - \alpha(x) \times (U - U_r(z))$$

式中之 $\alpha(x)$ 定義為:

$$\alpha(x) = 0.005 \times (1 - \cos(\pi(x-40)/60)) / 2, \quad \text{當 } 40 \text{ KM} < x < 100 \text{ KM}$$

$$\alpha(x) = 0.005 \times 1, \quad \text{當 } x > 100 \text{ KM}$$

$U_r(z)$ 為根據圖 1b 求出, 由此可在模式側面產生 RIF 之外力。

五、模擬與觀測結果之比較和討論

(一) NRIFS 之模擬結果

1. 模擬結果

圖5 為 NRIFS 模擬至 7 小時之平行隴線方向 (y 軸) 之平均地面降水強度之隨時間分布, 由於初始擾動場強烈刺激結果, 最先 1 小時因而發生強烈降水, 然後達成強弱不斷重複出現的 "準平衡狀態", 對流降水區寬幅約為 30KM, 降水強度週期約為 20 分鐘, y 向平均降水胞在系統上游發展然後以 8.2m/s 相對於系統向下游移動, 胞的生命可維持 1 小時以

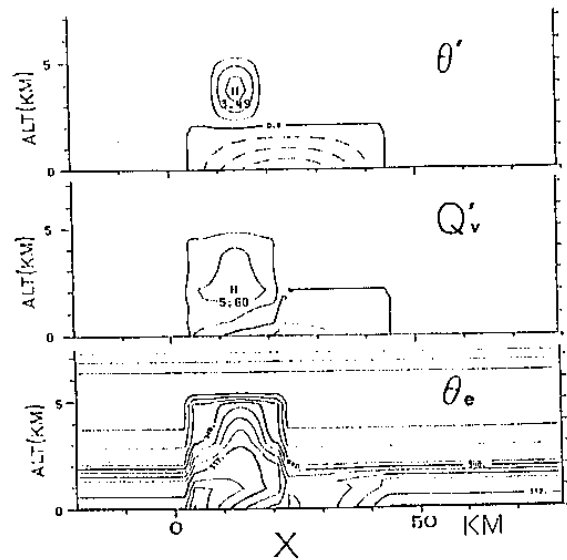


圖4: 模擬初始擾動場之 θ' (間隔 1° K), Q_v' (間隔 2×10^{-3} kg/kg) 和 θ_e (間隔 3° K)

上, 因為座標軸對一般風場使用 Galilean 轉換的關係, 因而降水系統幾乎不動, 實際以 11.0m/s 的速度向左 (上游) 移動。

模擬至 6h30m 時隴線雲的外廓鳥瞰圖及雷達反射強度, 風場和 θ_e 偏差值, 繪於圖 6, 圖 6a 顯示對流系統斜向右方, y 方向含 4 塊雲團, 值得注意的是主要之雲砧雖伸向後方但部份卻伸向前方, 圖 6b 可以發現 4 個不同生命期之對流胞, 對流胞之生命期階段越老垂直發展高度越高, 最強回波中心高度也越高, 成熟期之對流胞下方存有下降氣流, 到達近地面時流向隴線前緣, 並與前方之氣流輻合, 而下降氣流因經過較乾空氣層, 部份水汽因蒸發吸熱致降低溫度, 導致面後近地層溫度偏差值為負, 造成面後近地低層之中尺度高壓, $x \sim 35$ KM 處為其中心, 其後之氣流為面前流向面後。低層高 θ_e 空氣隨對流胞之上升氣流運往高處, 且對流最強處由於舉升凝結釋放潛熱, 故增強正溫度偏差值, 形成對流區中尺度低壓, 由靜水壓平衡式知由此關係可產生 RIF, 此氣流再加上近地層之冷氣外流, 因質量守衡關係, 在強烈上升氣流處可發現正的強 U_s 中心, 並斜向系統後方。因此形成一對中層噴流與 RIF 的現象。

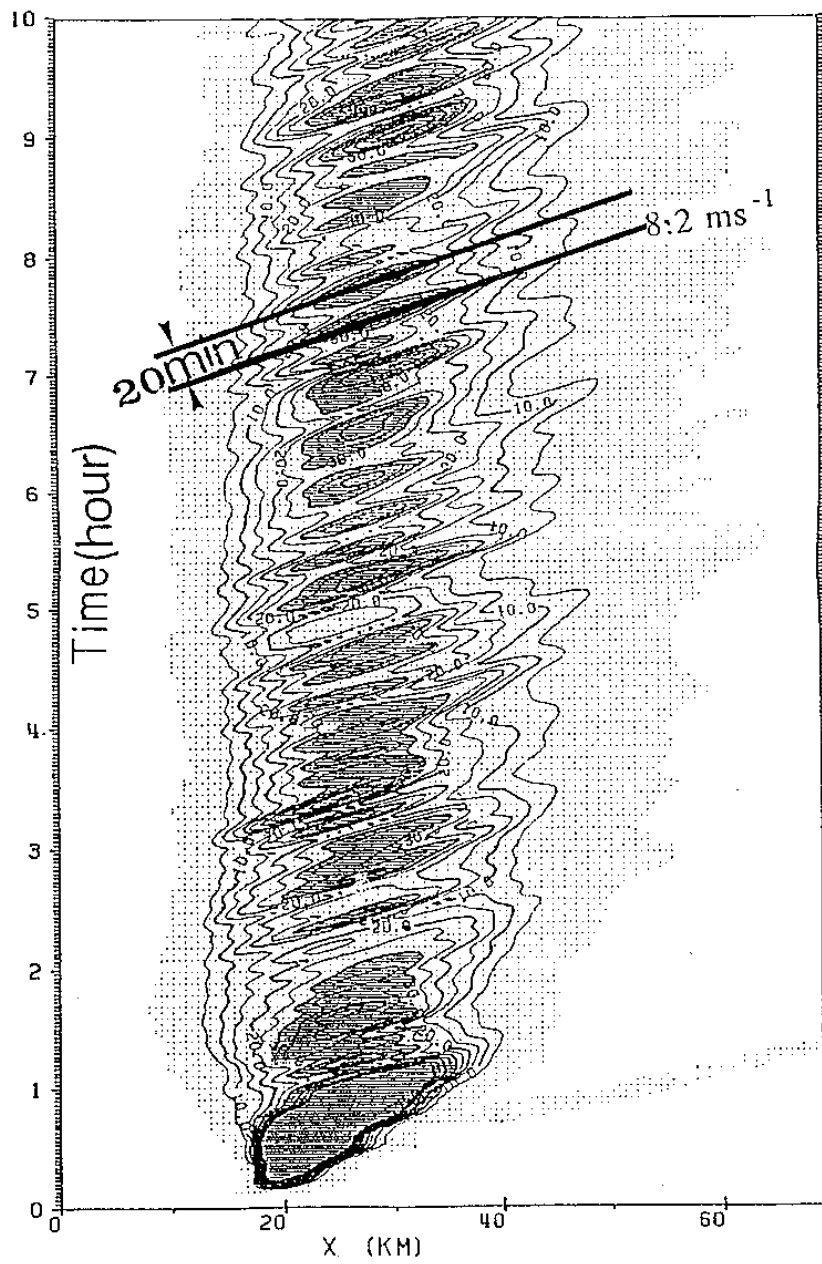


圖5：NRIFS模擬結果之Y向平均地面降水強度在 X 軸方向上之時間序列分佈，等值線由5mm/h起每間隔5mm/h一條線

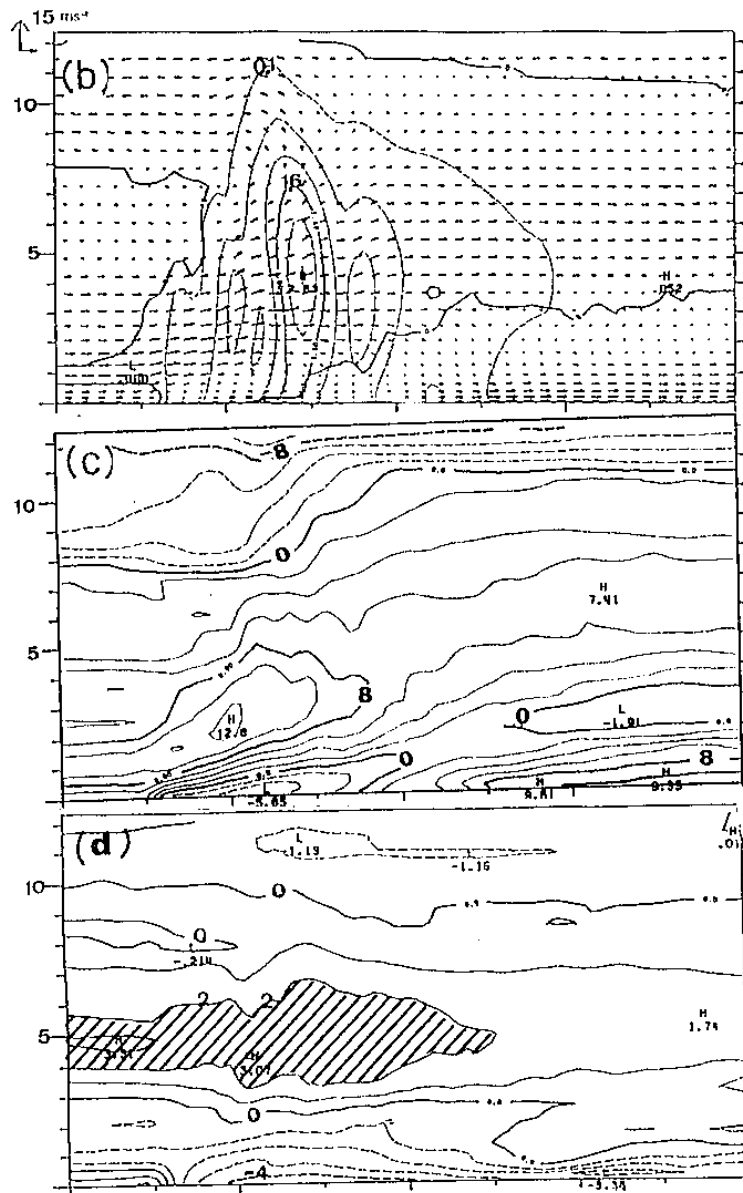
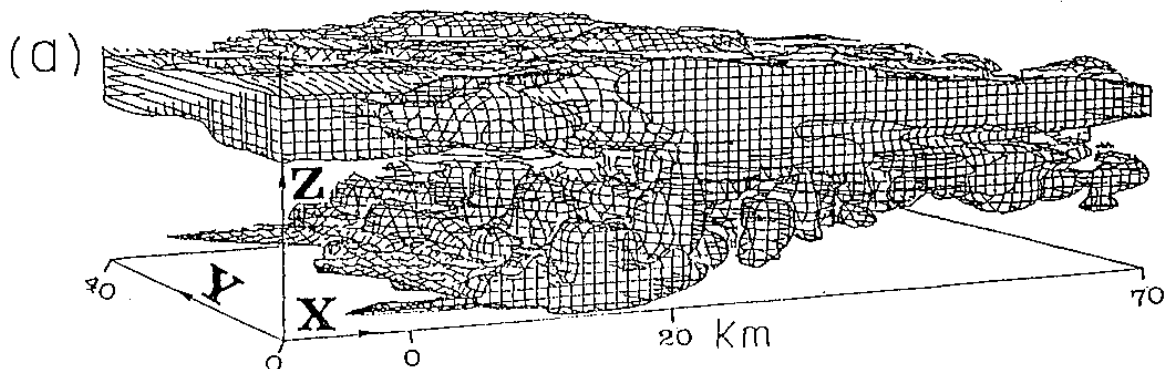


圖6：NRIFS模擬至6h30m時之(a)鬮線雲之鳥瞰圖
 及垂直剖面圖之(b)雷達回波與 (U_s, W) , (c)
 U_s , (d) θ'

2. 模擬結果與觀測比較

Chang(1990)指出NRIFS可以成功地模擬Roux(1988)和Chalon et al.(1988)所觀測之準平衡對流系統，如對流胞之生命期很短，新對流胞不斷地在前緣處新生，並逐漸往後移且發展，而三維構造亦與觀測相符，然而模擬與觀測之RIF強度比較如何則未及深入探討，故在此加以進一步詳細研究。圖7a與7b分別為6h30m及7h00m時X-Z之風場及降水分布Y向平均垂直剖面圖，圖7c為Chalon et al.(1988)所作之平均垂直結構，從比較中可以看出，降水分布之型態與強度和觀測之結果很類似，對流降水區之垂直向上傾斜及上升氣流之強度亦相當，雨滴混合比(Q_r)及最大值亦相近，特別是圖7a，因此對流降水區的整個特徵均模擬成功。

圖8為模擬結果對流活動較為活躍處之地面資料與實際觀測之比較，模擬之降水強度可達140mm/h，而觀測為120mm/h，因而兩者之降水強度很接近，在對流降水區中，氣壓上升，溫度下降和風變強度等現象，模擬與觀測結果亦甚為接近。就一般而論，模擬所得之颯線結構空間分布已能令人滿意，但強度上仍存有差異。事實上颯線內對流胞之生命期短且強度不斷改變中，且活躍颯線更擁有三維之特性，故較難找到有代表性之點作為比較，因而不可能做非常精確的比較。

雖然整體而言模擬結果與觀測相符合，然而進一步比較仍可發現下列問題：

- (1). 10 KM 以上高度之風場與觀測相反。
- (2). 向系統前方延伸之雲砧下降水現象無法模擬成功。
- (3). 模擬結果地面氣溫與氣壓回覆面前未擾動之情況太快。
- (4). 模擬結果中層噴流與RIF較觀測者弱，模擬之中層噴流最強速度約為12m/s，而觀測約為16 m/s(Chong et al., 1987; Lafore et al., 1988)，然而RIF近地面之面前至面後的外流則較強。
- (5). 模式降水系統對地移速為 -11.0 m/s較觀測之 -14.5 m/s慢。
- (6). 模式模擬之胞移速(8.2 m/s)較觀測快很多。

與觀測不符合原因經探討發現第1項問題是肇因於模式使用一般風場較觀測者強，第2項問題則歸因於未使用冷雲過程所致，如改採Sommeria & Deardroff(1977)的雲雨轉換法或許僅用暖雲過程也能改善此一問題(如Redelsperger & Lafore, 1988)

，因此以上二個問題較易解決，然而其餘四個問題似乎較嚴重，這些問題本身即相互有關連。尤於對流降水區後方冷氣池或中尺度高壓較弱(問題3)可能受RIF太弱所致(問題4)，因此系統移速較慢(問題5)，或許解決其它問題後對流胞相對於系統的速度問題也就自然地獲得解決。總之除以上所討論之動力與熱力過程外，似乎尚有其它的物理機制尚未發現及有效處理。

(二) RIFS模擬結果

圖9為NRIFS模擬5小時後改在外側加RIF的外力作用，模擬至7小時平行颯線方向(Y軸)之平均地面降水強度隨時間分布，由此圖可以發現加上RIF之外力後，降水系統增加3.9m/s(即絕對速度14.9m/s)之速度向環境風場之上游(左方)移動，模式因使用移動座標所以前5小時系統能保持不動，但加上RIF的外力後，系統移動加速故降水分布形成圖9那樣的突然轉折。圖9中Y向平均降水強度隨時間作有規律地變動，因達成準平衡狀態，5小時後之降水強度增強但維持在另一種準平衡狀態中，對流胞的相對速度增加至約為12.1 m/s(8.2 m/s+3.9m/s)。圖10為模擬至7h00m所得各參數之Y向平均垂直剖面圖，圖10a為雷達回波與風場，圖10b為相對於對流系統之水平風速(U_s)，注意中層噴流較NRIFS增強中層的噴流與面後迴流和觀測值很接近圖1b及Lafore et al., 1988之圖8a，圖10c為溫度偏差值之垂直剖面分布，對流升溫與冷氣池結構與觀測大約相符。

從圖8中可發現RIFS模擬之結果地面之U和P之隨時間變化較NRIFS之結果接近觀測值，然而溫度變化則與NRIFS相差不多，因此並無多大改善，由RIFS發現當使用RIF的邊界條件下可產生RIF使得地表附近颯線後方由面前流向面後的外流減弱，這樣可使中尺度高壓較強，因而推動系統向前加速，由此邊界條件加上外力的方法，前列6項問題中之第3~6項問題已成功地模擬而獲解決，然而第6項仍無法稍加改善，由此可獲結論中層噴流是導因於颯線系與環境風場之相對運動所產生，Chang(1990)以二維實驗，亦獲相同結論。觀測之中層噴流速度大於16 m/s較模擬結果強，而觀測之對流胞相對於系統之移速則較慢，對於這一問題目前尚未了解，有待進一步探討。除此之外RIFS因加RIF外力使得模擬結果更接近事實，然而此種人為的斂力並非自然之物理過程，實際上之冷氣池與中尺度高壓應該是層狀降水產生熱力之物理機制。

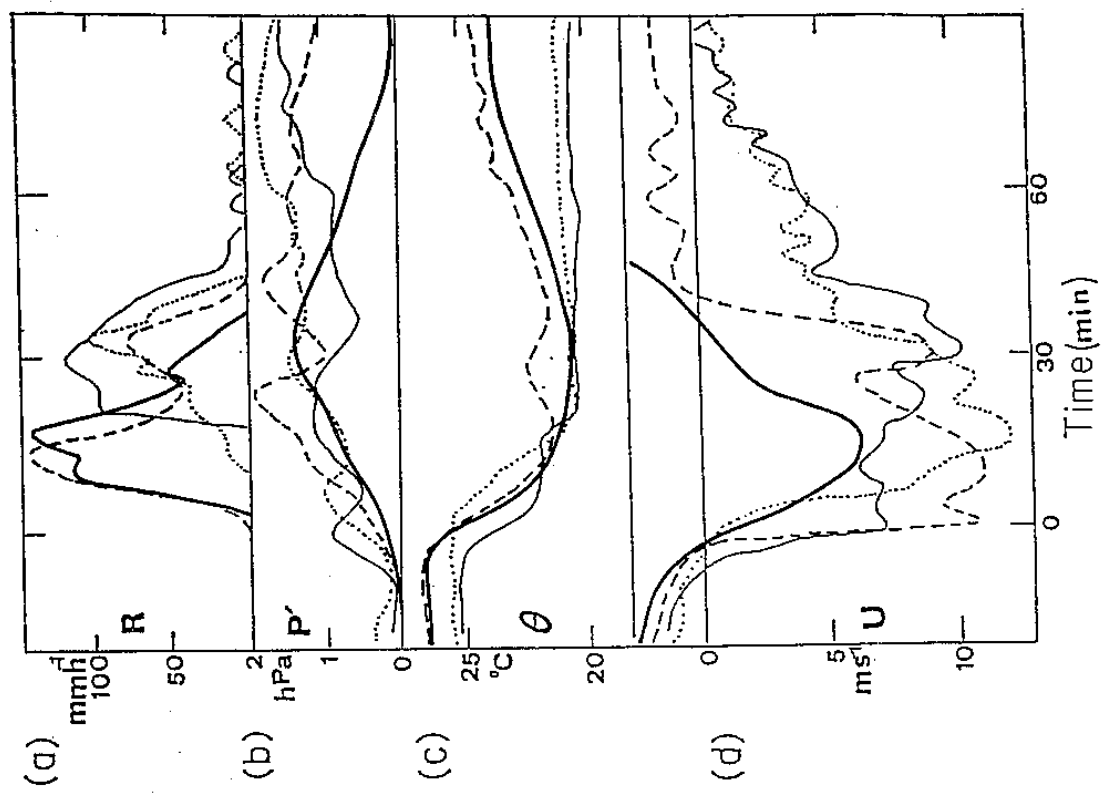


圖8：NRIFS(粗實線)及RIFS(斷線)之7小時數值模擬結果與2不同地面觀測(點線與細實線)之比較，(a) 降雨強度，(b) 氣壓變差，(c) 溫度，(d) U_s 。

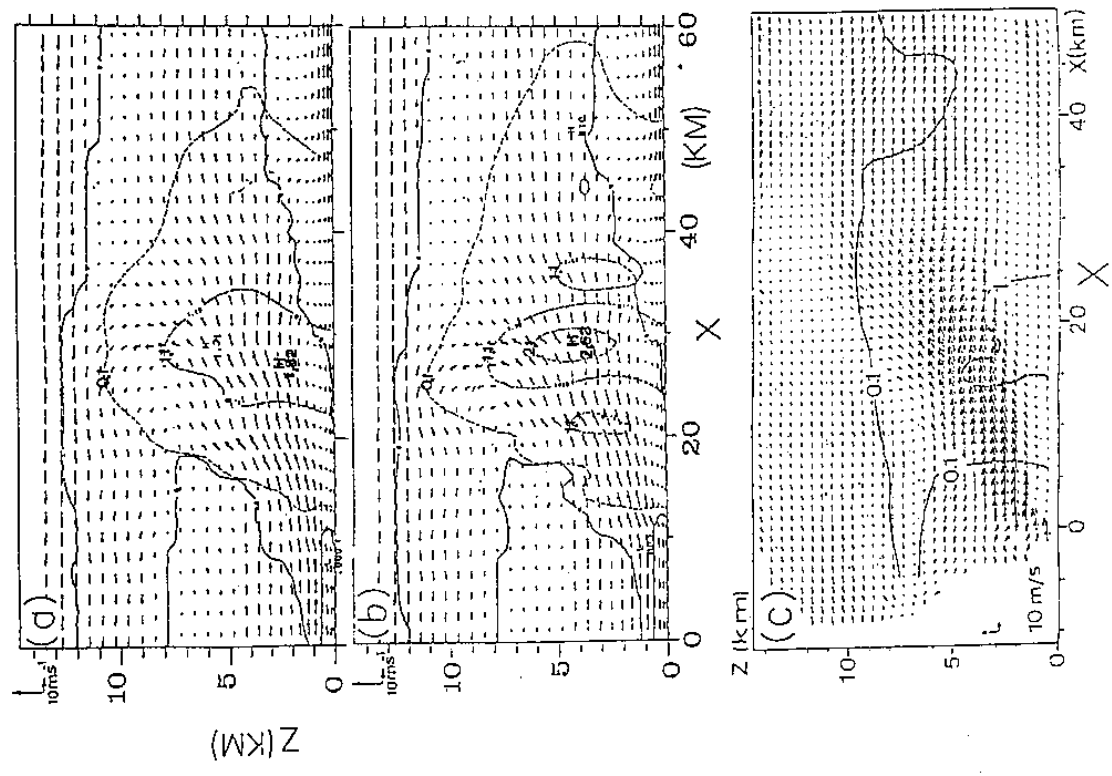


圖7：NRIFS模擬至(a)6h30m，(b)7h00m時之y向平均風場與降水之垂直剖面分佈圖，(c)時際觀測之結果(Chalon et al., 1987)

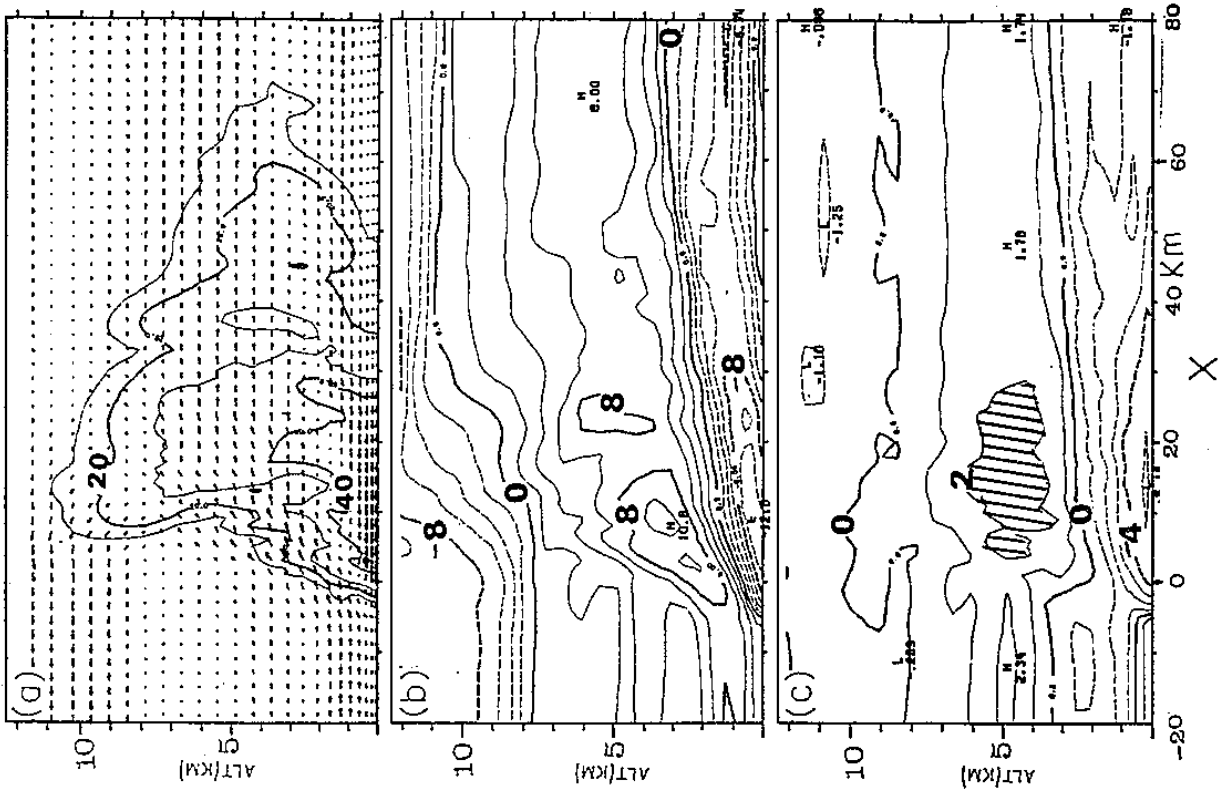


圖10: RIFS模擬至7小時, 平行颶線(Y)方向平均之垂直剖面結構, (a) 雷達回波與風場(U_s, W), (b) 垂直颶線方向之水平相對風速(U_s), (c) 與環境風場比較之溫度偏差值。

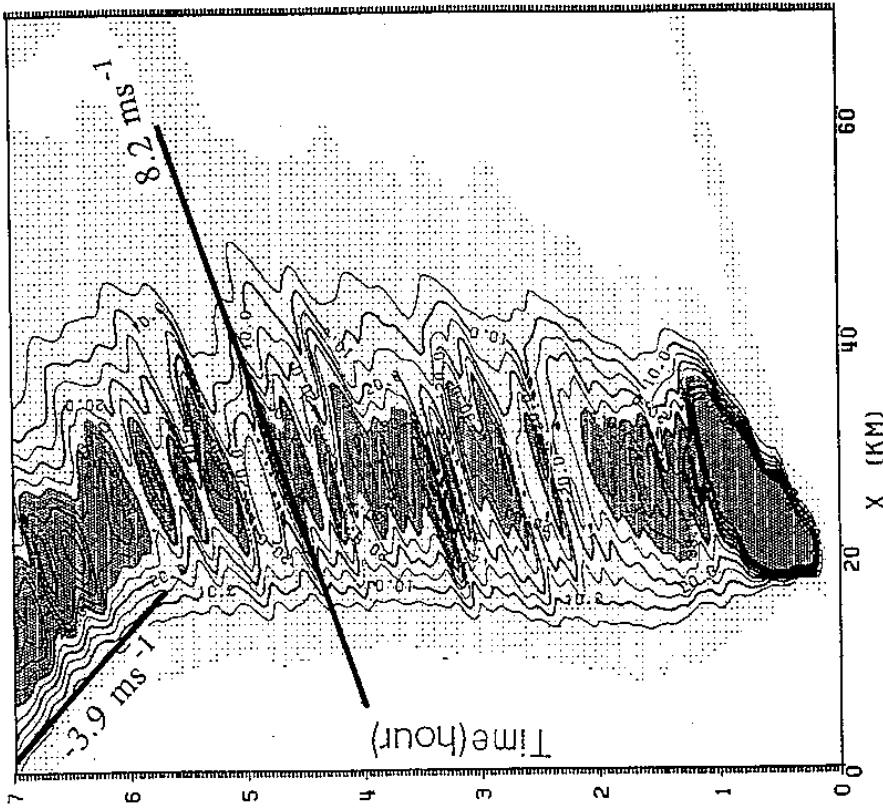


圖9: 數值模擬7小時結果, 平行颶線方向之地面降水強度隨時間分布, 座標以11.0m/s速度向東移, 第5小時開始在模擬颶線後方上面後迴流之外力, 等值線自5mm/h起每間隔5mm/h, 大於0.1及30mm/h區分別以淡及濃陰影區表示。

由本研究發現，若無冰相之物理過程則RIF較狹且弱，而RIF的動力可以增強飢線前緣地表附近的外流，因而增強與環境之風場輻合，進而增強對流降水強度，此種動力並促使降水系統向上游加速移動。

致謝

作者藉此感謝國科會資助兩年公費留日，並感謝民航局飛航服務總台氣象中心諸同仁及內人與哲源、哲睿在本人出國期間的鼎力協助。本文為作者在完成東京大學博士論文後所做的補充，因此本文的完成仍應感激東京大學之T. Asai及R. Kimura教授，日本氣象研究所Dr. M. Yoshizaki和美國伊利諾大學名譽教授Y. Ogura在作者求學期間之辛勤指導與協助。

參考文獻

- Barnes, G. M. and K. Sieckman 1984: The environment of fast- and slow-moving 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. A. & R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar, *J. Appl. Meteor.* 7, 105-113.
- Chaloman, 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.
- 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.*, TAMEX issue.
- Chang, C.-Y. and M. Yoshizaki, 1991b: Three-dimensional modeling study of the squall lines observed in COPT81, *J. Atmos. Sci.*, submitted.
- Chen, G. T. J. & H. C. Chou, 1989: Squall lines observed during TAMEX, TAMEX workshop 1989, P35-42
- Chong, M. & D. Houser, 1989: A tropical squall line observed during the COPT81 experiment in west Africa. Part II: Water budget. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 670-694.
- Dudhia, J., M. W. Moncrieff and D. W. K. So, 1987: The two-dimensional dynamics of West African squall lines. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 121-146.
- 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.
- Hauser, D. & P. Amayenc, 1986: Retrieval of cloud water and water vapor contents from Doppler radar data in a tropical squall-line. *J. Atmos. Sci.*, 43, 823-838.
- Hauser, D., F. Roux & P. Amayenc, 1988: Comparison of two methods for the retrieval of thermodynamic and microphysical variables from Doppler radar measurements: Application to the case of a tropical squall line. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1285-1303
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monogr. No* 32, 84pp.
- Klemp, J. B. and R. Wilhelmson, 1978: Simulations of right and left-moving storms through storm splitting. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1097-1110.
- Lafore, J., P. J. L. Redelsperger & G. Jaubert, 1988: Comparison between a three-dimensional simulation and Doppler radar data of a tropical squall line: Transports of mass, momentum, heat and moisture. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3483-3500.
- Leary, C. A. & R. A. Houze, Jr., 1979: Melting and evaporation of hydrometeors in precipitation from the anvil clouds of deep tropical convection. *J. Atmos. Sci.*, 36, 669-679.
- LeMone, M. A., 1983: Momentum transport by a line of cumulonimbus. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1815-1834.
- LeMone, M. A., G. M. Barnes & E. J. Zipser, 1984: Momentum flux by lines of cumulonimbus over the tropical oceans. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1914-1932
- Newtong, C. W., 1950: Structure and mechanisms of the prefrontal squall line. *J. Meteor.* 7, 210-222.
- Orlanski, I., 1976: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, 21, 251-269.
- Perkey, D. J., & C. W. Kreitzberg, 1976: A time-dependent lateral boundary scheme for limited area primitive equation models. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 744-755.
- Redelsperger, J. L., & J. P. Lafore, 1988: A three-dimensional simulation of a tropical squall line: Convective organization and thermodynamic vertical transport. *J. Atmos. Sci.*, 45, 8, 1334-1356.

- Roux, F., J. Tesud, M. Payen and B. Pinty, 1984 : West African squall line thermodynamic structure retrieved from dual-Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, 41, 3104-3121.
- Roux, F., 1985 : Retrieval of thermodynamic fields from multiple-Doppler radar data using the equations of motion and the thermodynamic equation. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 2142-2157.
- 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.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1987: Rear-inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2869-2889.
- Sommerfeld, A., 1964: Lectures on Theoretical Physics, Volume VI, 28, Academic Press.
- Sommeria, G. & J. W. Deardorff, 1977: Sub-grid scale condensation in models for non-precipitating clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34, 344-355
- Thorpe, A. J., M. J. Miller & M. W. Moncrieff, 1982 : Two-dimensional convection in non-constant shear --- a model of mid-latitude squall lines. *Quart. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 739-762
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1568-1589.

A Numerical Study of Rear Inflow Accompanied with a Mesoscale Convective System

Chang Chuan-Yong
 Taipei Meteorological Center,
 Air Navigation and Weather Services, C.A.A.

Abstract

The observation and analysis study in mesoscale convective system was one of the primary subjects of Meteorology during the latest 20 years. It was studied closely in time and space with many instruments of new generation, such as Doppler radar, Wind Profiler, and so forth. Some important results are found in those researches, especially the "Mid-Jet" and "Rear Inflow" in company with mesoscale convective system. The latter is the main topics of this paper. The results show that the warm cloud model can simulate a "Quasi equilibrium state" and convective area structure, but the rear inflow is weaker, the system speed is slower than observation ones. These problems were improved when a forcing with observed rear inflow is added to the rear side of the model squall line.