

# 降水系統自台灣海峽移入本島後受地形影響之預報研究

張泉湧 祝鴻鵬 梁丕賢 楊健生

民用航空局飛航服務總台

## 摘要

本研究以1989年6月2日鋒面通過本省北部前後之降水系統個案，作為探討鋒前暖區及鋒後兩種兩帶降水系統受本島地形之影響。主要資料來源為中正都卜勒雷達資料，除以回波場分析降水系統之演化外，並以EVAD技術分析降水系統之垂直動力結構時間序列變化，探討二不同階段之大氣環境下所產生之降水系統受高山地形之影響。研究結果發現鋒前暖區降兩帶移入陸地部分即迅速減弱，而海上部分則仍繼續維持甚或增強，但隨後伴隨鋒面南下之降兩帶移進本島後則無減弱現象甚至反而增強，根據EVAD計算結果暖區低層盛行東南風，而鋒面靠近時則轉為以西南風為主，因此暖區之降兩帶自海峽移入陸地後，其上游空氣主要來自台灣東部越過中央山脈之較乾而穩定之氣流，因而不利於降水系統之發展。相反的，當鋒面接近台灣北部時由於西南風增強，因而增強迎風面前冷氣池與環境風場之輻合，及高山強迫抬升之作用，實際降水系統乃更為加強。

## 一. 前言

TAMEX期間 Akaeda et al.(1991) 觀測到高空冷心低壓下之大氣不穩定，因沖繩島的地形激發在島之背風區形成線狀強對流降水，於滯留約2小時後系統加強，然後冷氣池(cold pool)越過山脈並在低層風的上游刺激生成新對流胞，形成多胞狀，新胞不斷地在冷氣外流前緣發展，因此系統加速往上游移動，達到移動階段。系統前緣被抬升之氣流被中層環境氣流吹往後方，造成面前吹向面後(front-to-rear)之中層噴流(jet-stream)，在此噴流下方氣流則吹向前緣為面後迴流，與前方氣流輻合。相反的，高層則因大氣穩定之故，上升氣流轉為向兩方下沉，造成輻散。這些現象與過程已經Chang(1990), Chang & Yoshizaki(1991a)以地形座標之雲物理模式模擬成功，模擬所得結果與都卜勒雷達及地面觀測資料相比較皆相符。在國內數值方面已有Chen(1990)利用TAMEX IOP#8 研究迎風面與山頂之降水，在日本Yoshizaki & Ogura(1988)則以數值模擬鋒面移近山坡時降水系統之形成與結構，其結果與Big Thompson Storm(Caracena et al., 1979)觀測結果相符，因此地形座標 MCS 模式對於地形降水研究已有很好的成效。台灣多山，地形降水現象頻仍，因而此種模式足得在國內更進一步推廣，然而模擬地形降水前分析降水現象則不可或缺，

本研究即基於此種考量，首先擬對於地形降水現象深入分析後，再進一步以數值模式模擬地形降水之動力機制。

伴隨梅雨鋒之中尺度對流系統常在華南沿海及台灣海峽形成並移近台灣本島後更為發展而造成局部豪雨者有之，然而大部份卻在移近本島時反而減弱消失。TAMEX期間據王等(1990)分析共有17個MCS移近或在台灣本島生成而影響台灣地區之強烈降水，其中有4個MCS受熱帶擾動之影響不在本研究之列外，有10個MCS由台灣海峽向東移近而影響台灣，1個在台灣西北部發展後往南移動並發展造成廣大地區的氾濫(TAMEX IOP#13)，另2個在台灣東部海上發展後向東移因而對台灣地區沒有構成大威脅。由台灣海峽往本島移動之10個MCS中有4個從台灣北端經過後在東北部海上發展對本島沒有大影響，另外有4個主中心未靠近，僅前緣到達並明顯減弱，有1個主中心雖到達但分裂減弱(TAMEX IOP#2)，僅有1個在鋒面前台灣南部生成，經鋒面南下靠近而加強。如此在不同環境條件下可能產生完全相反結果，因此對於此種降水系統之預報如未深入了解可能得到嚴重預報錯誤的後果，宜加以深入探討以提供豪雨預報，此種研究結果更能提供數值模擬應用之進一步參考(Chang & Yoshizaki, 1991b, 張, 1991a, 張1991b)。

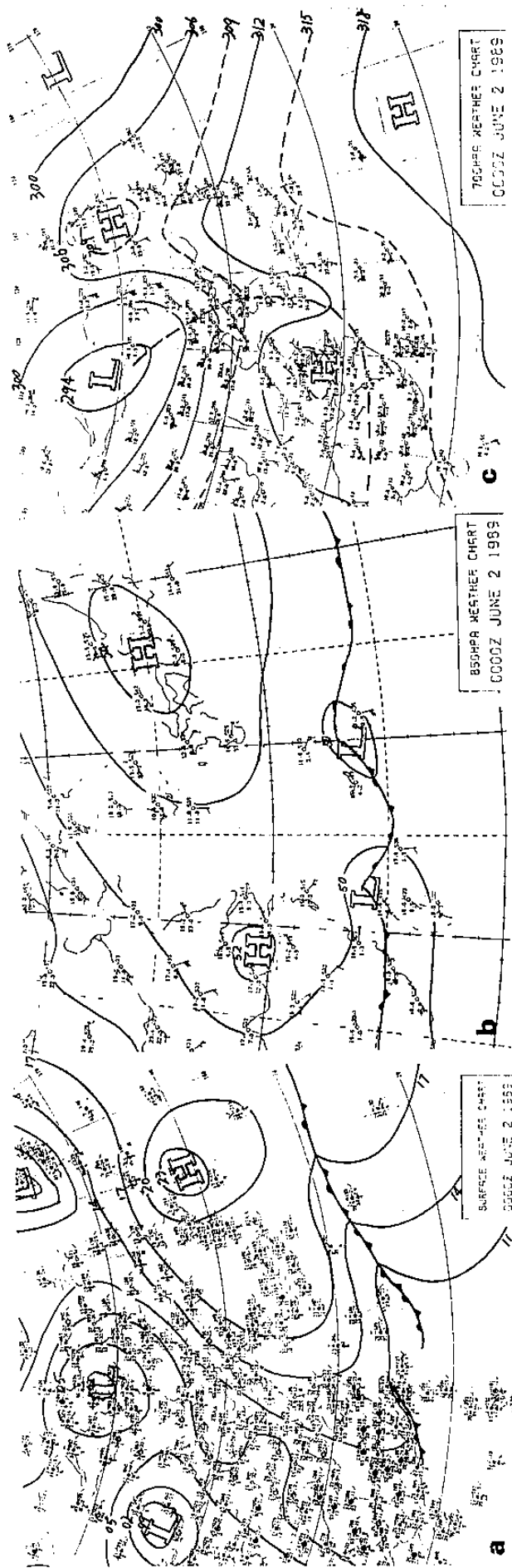


圖 1、1989年6月2日0000Z (a) 地面天氣圖、(b) 850hPa高空圖、  
(c) 700hPa高空圖(根據民航局資料重分析)

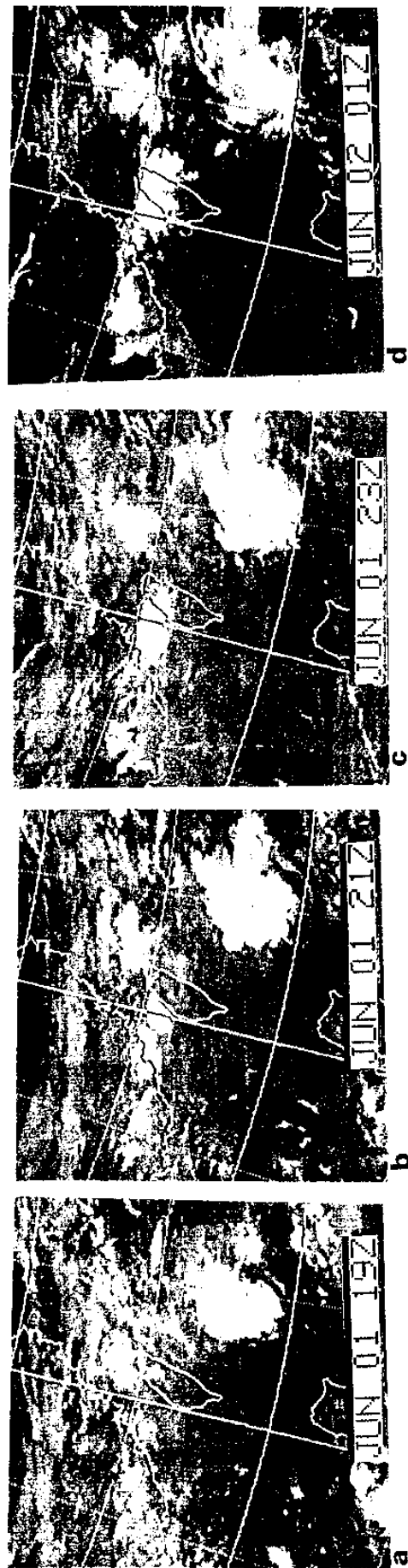


圖 2、GMS紅外線衛星雲圖 (a) 1819Z、(b) 1821Z、(c) 1823Z、  
(d) 2012Z

自中正機場於1987年5月正式運轉以來，現已累積相當多寶貴資料，並經國內外專家鍥而不捨的研究與開發，都卜勒雷達的應用價值蒸蒸日上中，本研究首先回顧過去五年(1987~1991)梅雨期中正都卜勒雷達資料，篩選出自台灣海峽移進本島之線性降水系統，其次利用回波進入本島後之消長加以分類，初步獲得增強與減弱兩大類，本研究所使用之個案因連續出現該兩類降水系統，故極富研究價值。亦即使用伴隨1989年6月2日鋒面通過本省北部前後之降水系統，以探討鋒前暖區及鋒際兩種雨帶降水系統受本島地形之影響。主要資料來源為中正都卜勒雷達資料，除以回波場分析降水系統之演化外，並以VAD、EVAD技術分析降水系統之垂直動力結構時間序列變化，探討此二不同階段之大氣環境下所產生之降水系統受高山地形之影響。

## 二. 天氣概述

台灣地區梅雨季節雖常帶來豪雨，但造成豪雨之鋒面擾動其鋒面性質並不明顯且深度較淺，因此地面圖鋒面定位不易且較有爭論，此時以850hPa等高面之分析最易辨別鋒面存在位置與性質，因篇幅關係本文僅附6月2日0000Z(0800LST)之地面、850、700hPa等高面圖及6月1日1900Z~6月2日0100Z，每隔2小時之衛星雲圖供瞭解降水系統在本島附近通過前後演化情形之綜觀大環境場，以及瞭解雷達掃描範圍內降水系統活動情形與大環境場之關係。

圖1為6月2日0000Z之民航局電腦系統接收資料重分析之綜觀天氣圖，地面圖顯示1日1200Z微弱滯留鋒尾部位巴士海峽於2日0000Z時，位巴士海峽部分之滯留鋒北退至台灣北部但不明顯，如此台灣附近滯留鋒面隨熱帶氣團與大陸南來變性氣團勢力之消長，因而呈南北擺動，定位亦感困難。但1日1200Z之850hPa圖上則明顯存在近似東西走向之滯留面，台灣西北海上出現擾動中心，由擾動中心沿台灣北部至東部間為暖面所在，此時北部與東北部為東南風系，2日0000Z擾動中心東移至台灣東北部外海，台灣全島則盛行西南風。700hPa等高面圖顯示1日1200Z至2日0000Z間大陸華南為一橫槽所籠罩，較850hPa等高面上之滯留面偏北，因此台灣及華南位於槽前盛行潮濕西南氣流。由於綜觀尺度地面、850及700hPa等高面之波動配置，提供華南沿海至台灣中部以北一帶在6月1日與3日間為潛在不穩定區，因此有利對流性降水系統之發展，此可由圖2之GMS紅外線衛星雲圖中，雲系不斷產生與發展得到說明。

## 三. 研究方法

中正國際機場現有都卜勒氣象雷達之EVAD(extended velocity azimuth display)技術(祝等, 1992)，是根據楊和魏(1991)所發展之VAD方法加以延伸改良所得。於EVAD技術中不需要事先知道水滴下降速度(Hydrometer Fall Speed)值或限制雷達以較低仰角作空域掃描(Volume Scan)，以便降低垂直項之誤差(Browning & Wexler, 1968)，而EVAD技術並可求出雷達回波區域內降水粒子下降速度及大氣之垂直速度(vertical air velocity)，故EVAD技術僅利用單一都卜勒氣象雷達所偵測之徑向風速資料即可求得大範圍回波區域內之各大氣動力參數之垂直剖面結構，亦即可求出各高度面之平均U、V、水平面上之風向、風速、輻散場、變形場、降水粒子之下降速度、空氣垂直運動速度等參數，因此對於降水系統內之動力結構提供詳細資訊，有助降水系統演化之瞭解。

就目前為研判降雨帶自海峽移入本島時之演化情形而言，無疑的應以都卜勒雷達資料最為有效，故本研究主要以中正機場都卜勒雷達資料，利用降水回波及徑向風場為基本研究資料，再以VAD和EVAD技術導出動力參數，據此探討降水系統及降水胞登陸前後之演化與其垂直上方動力場之關係，以瞭解地形之角色。首先回顧過去梅雨期間中正都卜勒雷達線性降水回波由海峽移近本島後降水系統之演化情形，分成加強與減弱二大類，並選取適合將來二維雲物理模式模擬之個案加以仔細分析，以便深入瞭解地形對降水系統增強或減弱之動力機制。

根據楊與魏(1991)之VAD技術中，由富氏係數 $a_0$ 項所求得之輻散量(Div)須作如下假設：

$$a_0 = \left( -\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) r \cos \alpha + 2W_0 \sin \alpha$$

$$= \text{Div } r \cos \alpha + 2W_0 \sin \alpha \quad (1)$$

其中 $W_0 = \omega - Vf$ ，現假設 $W_0 \sim -Vf$ ，則(1)式可改寫為：

$$a_0 = \text{Div } r \cos \alpha - 2Vf \sin \alpha$$

因此欲求出輻散量則須知道 $Vf$ 值或單獨測得 $W_0$ 。(雷達仰角抬至90度)或是採用較低仰角(Browning & Wexler, 1968)以致 $2Vf \sin \alpha$ 項可予忽略，楊與魏(1991)乃採用後者。為彌補此一假設進而發展EVAD技術，乃利用一空域掃描極座標資料(Polar Volume File)內之不同仰角及斜距(slant range)求出同一高度層之各個 $a_0$ 富氏係數值，再利用線

CKS. Doppler Radar      CAPPI Display

CKS. Doppler Radar      CAPPI Display

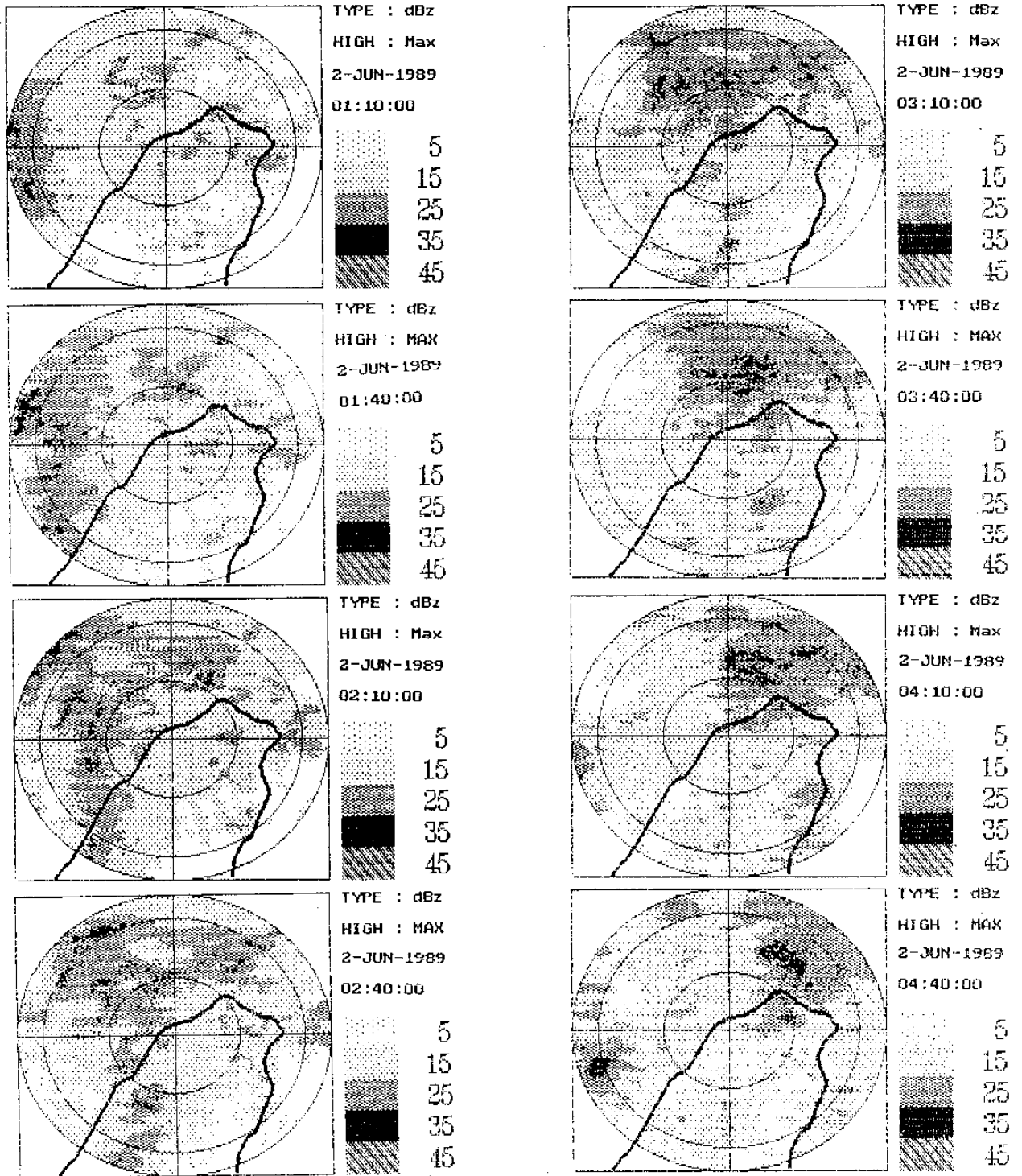


圖 3、1989年6月2日01:10LST~04:40LST, 每  
間隔30分鐘之都卜勒雷達最大回波水平  
分布圖。地形回波已經濾除, 以灰度代  
表回波強度(dBZ)。

C.K.S. Doppler Radar CAPPI Display

C.K.S. Doppler Radar CAPPI Display

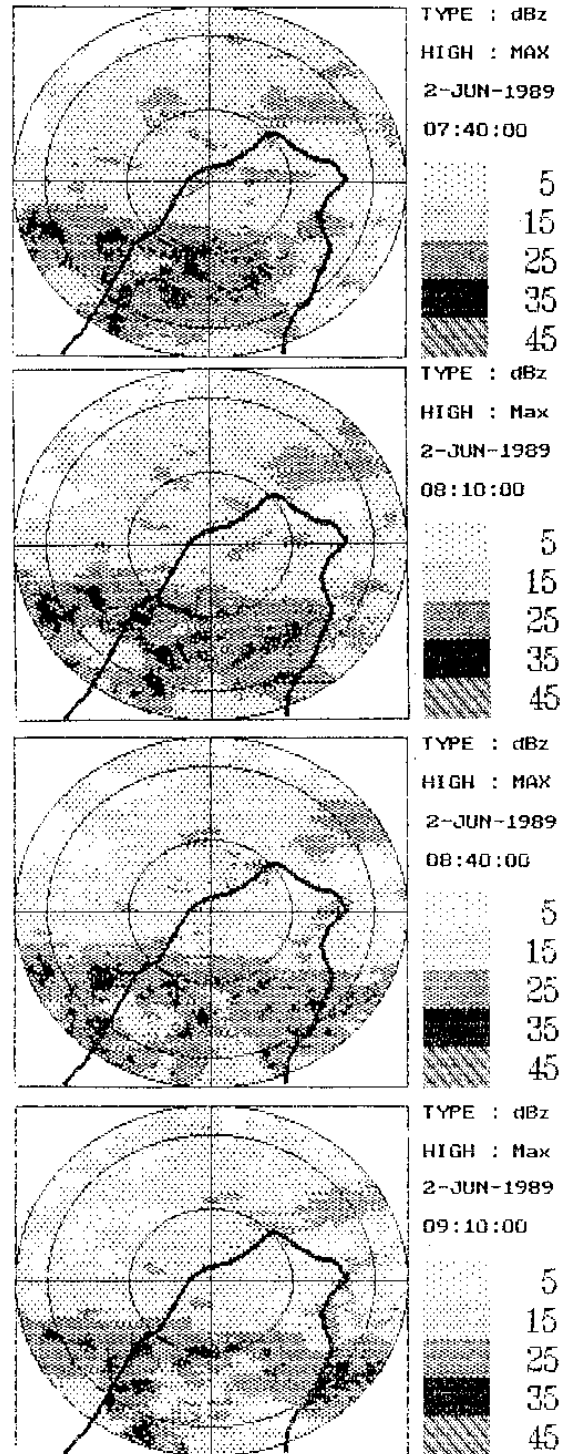
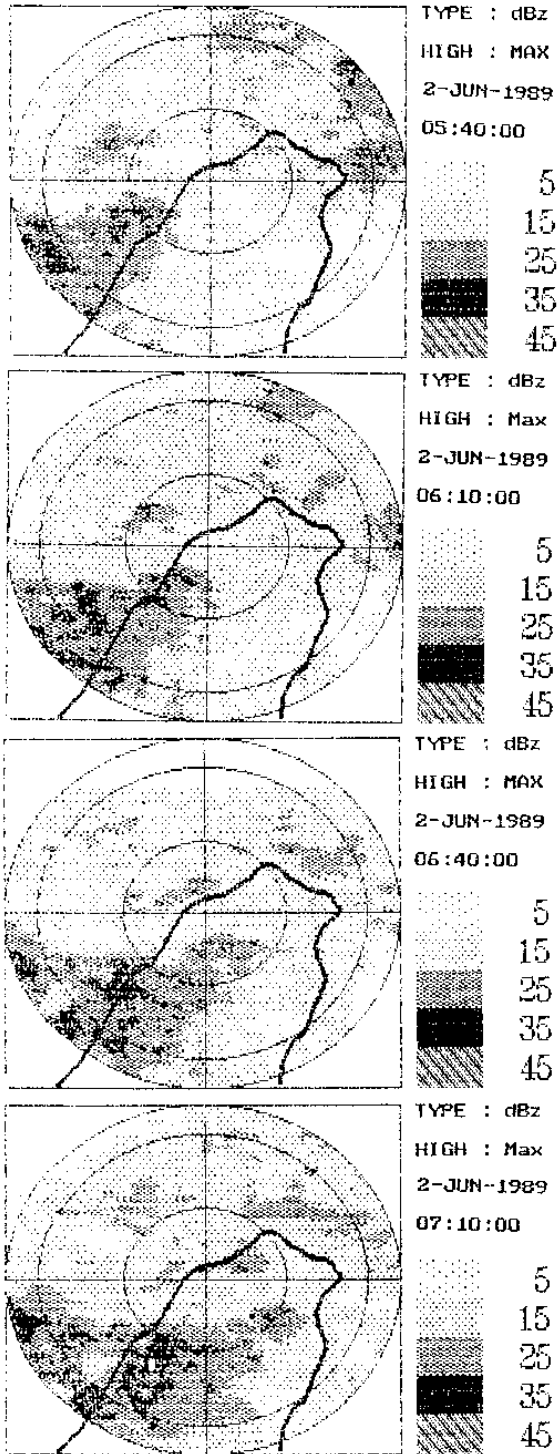


圖 4、同圖3 但時間為1989年6月2日05:40~  
09:10LST。

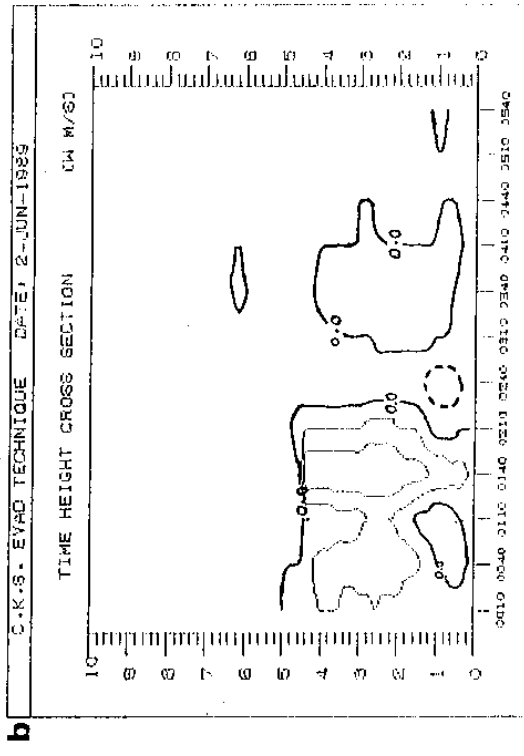
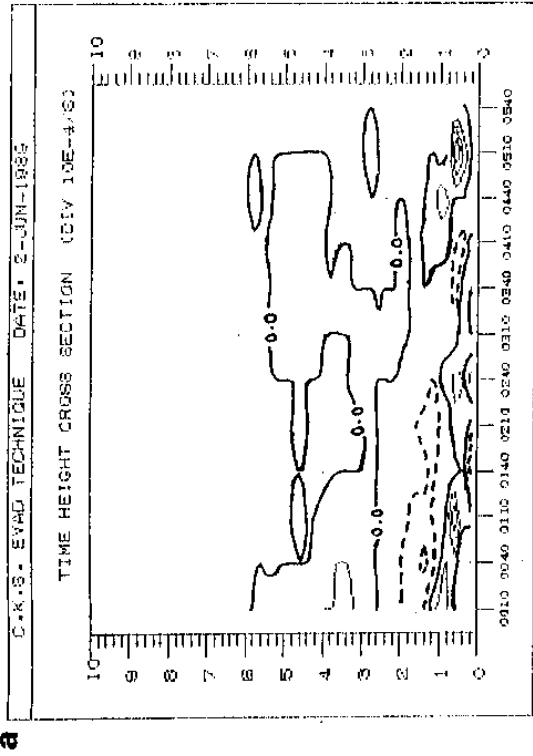


圖 6、以50km半徑之空域掃描資料和EVAD方法  
 求出之時間序列(a) 輻散、(b) 垂直速  
 度之垂直剖面分布。

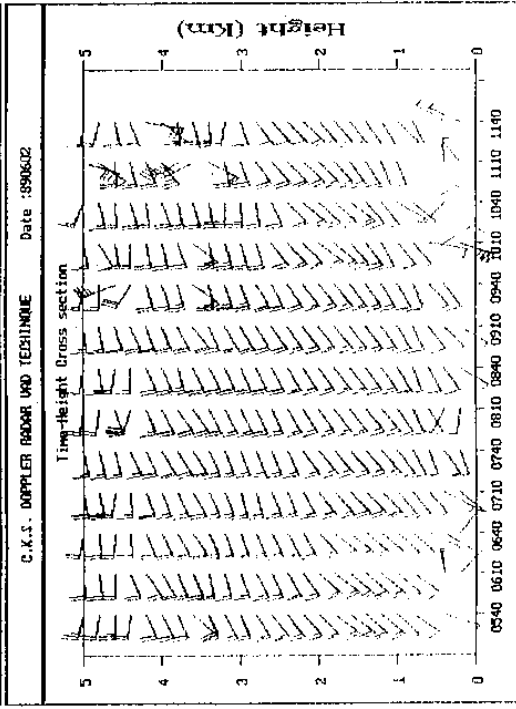
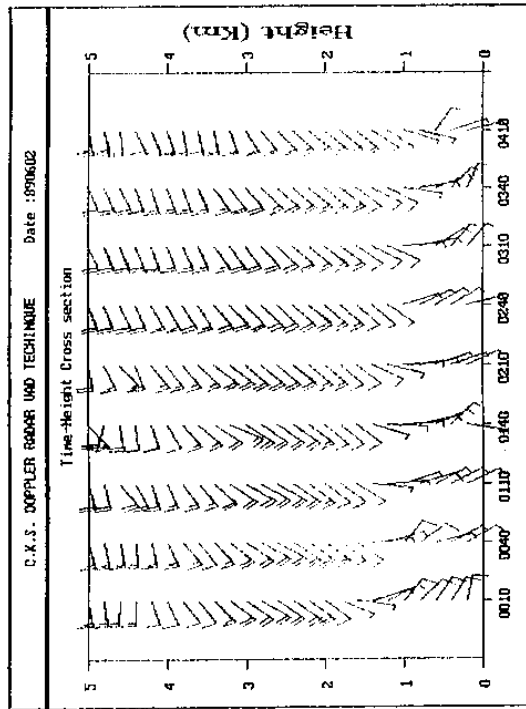


圖 5、以30km半徑之空域掃描資料和VAD方法  
 求出之時間序列垂直剖面風場。

性最小平方法 (Least Square Fit) 方式將 (1) 式中之輻散量 (Div) 與垂直項 ( $W_0$ ) 分離求出輻散值, 並利用此求出垂直速度及下降速度。

### (1) 求輻散量

由上述之富氏係數  $a_0$  項之關係式, 並假設假設輻散量與垂直項於一極小厚度內為一水平均質性 ( $W \approx W_0$ ), 因而與斜距間為線性函數關係 (linear function), 於 XY 平面座標內, 可利用不同仰角 ( $\alpha$ ) 與斜距 ( $r$ ) 作 VAD Circle's 取樣, 求出定高度 ( $h$ ) 內之各個不同富氏係數  $a_0$  值, 以及繪取各組樣本資料; 並利用迴歸線性方程 (Least Square Prediction Equation) 可求得一迴歸線 (Regression Line), 令各組樣本距此迴歸線距離平方和為最小, 因此而由此最小平方法迴歸線中可得出迴歸係數 (Regression Coefficient) 亦及輻散項為該迴歸線性方程之 Y 軸截距 (Y Axis Intercept), 垂直項則為其斜距 (Y Axis slope)。

### (2) 求垂直速度

垂直速度之求取於 EVAD 技術裡為一較重要的風場運動特性計算之一, 但也是處理與求取上較為複雜難算的一項, 由於不同尺度系統的交互作用, 而垂直速度亦產生不同之數值, 其數值大小則視計算範圍大小而定, 一般而言除對流雲系外垂直速度均很小; 由於自由大氣運動近似地轉平衡, 且又呈靜力平衡, 故垂直速度比水平風速至少小 1 個數量級, 因其數值較小所以對誤差較為敏感。

以下將討論如何利用單一都卜勒雷達之 EVAD 技術直接求取回波區域內的垂直速度及垂直速度之調整方法。

#### a. 計算垂直速度

將簡單連續方程式積分可得:

$$\int_{z_u}^{z_l} \frac{\partial \omega}{\partial z} \delta z = \int_{z_u}^{z_l} \delta \omega = - \int_{z_u}^{z_l} \text{Div} \delta z$$

$$\omega_l - \omega_u = - \overline{\text{Div}} (z_l - z_u)$$

$$\omega_u = \omega_l + \overline{\text{Div}} (z_l - z_u) \quad (2)$$

(2) 式內  $z_l - z_u$  為垂直平均氣層之厚度差  $\Delta z$

$\overline{\text{Div}}$  為  $z_l$  層與  $z_u$  層間之垂直平均輻散值。

而於邊界條件中, 必須事先知道某一層之  $\omega$  (上邊界或下邊界), 用以求得其鄰近各高度層之垂直速度項, 通常一般邊界  $\omega$  取在地面並假設其值為零, 因此如已知  $\omega_0$  及各高度層之 Div 則各層  $\omega_k$

可由 (2) 式求得

$$\omega_k = \omega_0 + \overline{\text{Div}}_k \Delta z \quad (3)$$

$\Delta z$  為  $k-1$  層與  $k$  層之高度差,  $\omega_0$  為下邊界垂直速度,  $\overline{\text{Div}}_k$  為  $k-1$  層與  $k$  層間之平均輻散度, 亦即

$$\overline{\text{Div}}_k = \frac{1}{2} (\text{Div}_k + \text{Div}_{k-1})$$

#### b. 調整垂直速度

然利用此一運動學法求取之垂直速度主要問題在於輻散度誤差將會透過垂直積分而隨高度累積, 使得累積誤差在下邊界層其上各層出現, 但如果當上邊界求得之後則可作誤差之調整, 因此可利用回波頂 (Echo Top) 作為上邊界層而用以調整各層之垂直速度, 而本文中使用了調整方法為線性變化之修正法 (O'Brien, 1970), O'Brien 認為各層誤差與其距下邊界之距離成比例, 而假設修正值為厚度 ( $\Delta z$ ) 之線性函數, 其垂直速度調整方法如下:

$$\begin{aligned} \omega' &= \omega_k - \frac{\sum_i (\omega_M - \omega_T)}{\sum_i i} \\ &= \omega_k - \left[ \frac{K(K+1)}{M(M+1)} \right] (\omega_M - \omega_T) \quad (4) \end{aligned}$$

其中  $\omega'$  為調整後之垂直速度,  $\omega_k$  為未調整之垂直速度,  $\omega_M$  為上邊界層求得之未調整垂直速度,  $\omega_T$  為預先設定上邊界垂直速度 ( $\omega_T > 0$ ),  $M$  為總垂直層數即最上層之指數,  $k$  為各層指數即當  $k=0$  時  $\omega' = \omega_0$ , 而當  $k=M$  時  $\omega' = \omega_T$ 。

由 (4) 式之調整方式, 可知近地面之修正值為零, 而越上層之修正值越大, 且垂直速度之修正值幾為二次式, 因此調整之修正值下層很小、上層則很大。

## 四. 雷達資料分析結果與討論

### (1) 最大降水回波水平分布圖

由於降水系統之強度隨高度與時間變化很大, 若僅使用任一仰角之 PPI 圖實難比較降水系統強度變化, 故為研究降水系統自台灣海峽移進本島後強度之演化情形, 乃以雷達掃描柱內之最強回波值之分布演變圖作為主要參考依據。

圖 3 為自凌晨 01:10~04:40LST 每隔 30 分鐘一張之最強平面回波分布圖, 為免彩色圖片排印所費不貲, 乃以灰度之深淺表示回波之強弱, 由印表機列印。圖中之地形回波已濾除, 30~35dBZ 間之降

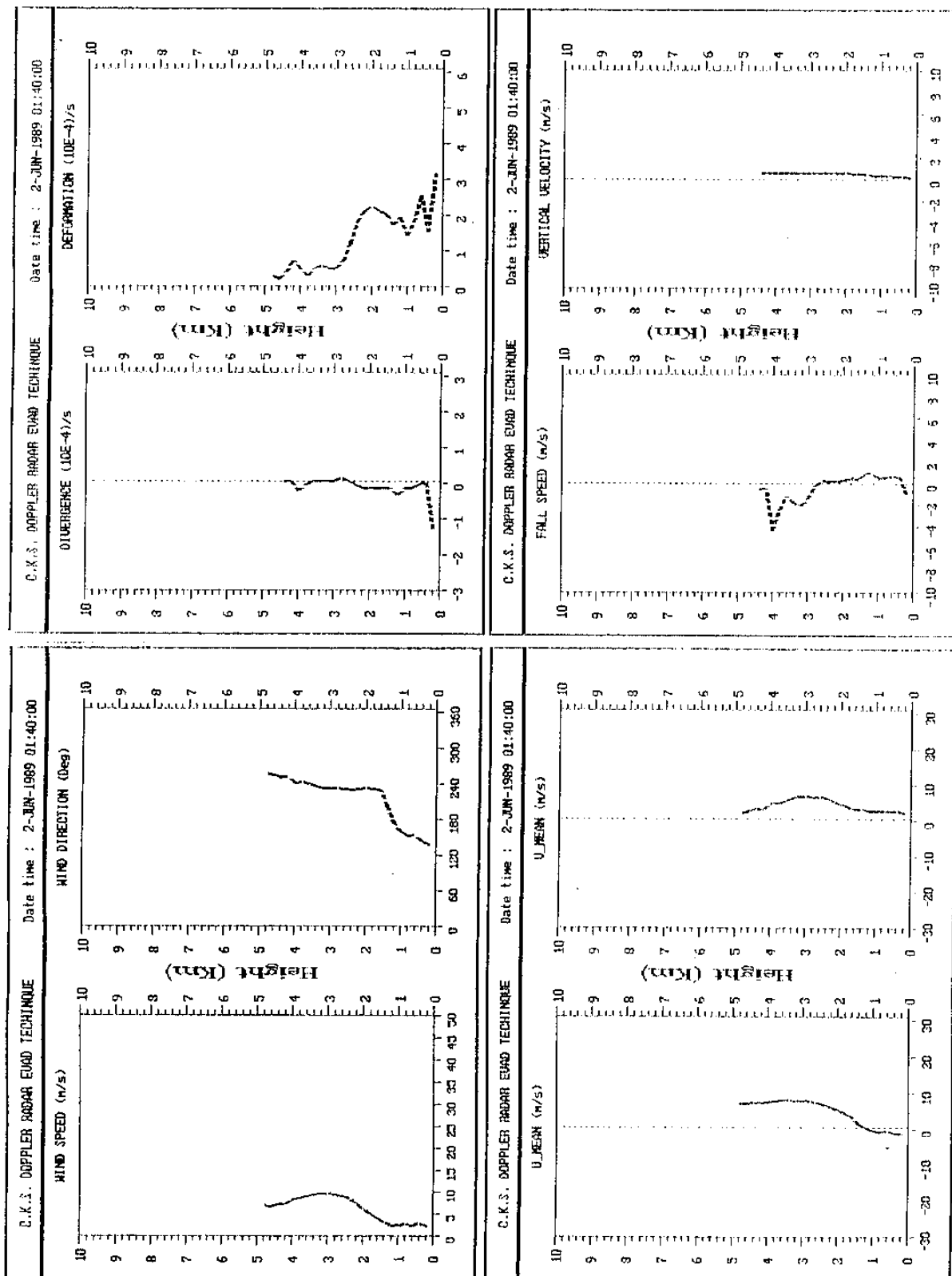


圖 7、以50km半徑之空域掃描資料和EVAD方法求出1989年6月2日01:40

LST各參數之垂直剖面分布。



水回波之輝度為最深，以凸顯此一區間之降水現象，回波圖半徑為120km，1989年6月2日清晨01:10 LST，降雨帶自雷達螢幕之西側出現，此時降雨帶略呈南北走向，01:40LST時降水系統南端已與台灣沿岸接觸，03:10LST時島內北部降水系統急速減弱，但北部外海之降水現象則仍持續發展，至04:40LST即將移出螢幕前，強度仍然維持在30dBZ以上。顯然降水系統受台灣島嶼影響而強度急速減弱，但北部外海未受地形之影響部份則持續發展，此為本個案第一階段降水系統受地形影響結果。

圖4為第二階段降水回波最大水平分布圖，回波呈東西走向，並較第一階段南移，05:40LST時降水系統已自海峽移至本島，由07:10與07:40LST之最強回波水平分布圖可以發現，回波自海峽登陸後不但沒有減弱，甚至有的加強並擴大，與第一階段明顯不同，亦即台灣島之地形扮演著增強降水系統之發展，此種情況繼續維持至09:10LST以後。

由於以上二階段回波受地形影響之結果迥異，因此足得進一步以VAD和EVAD技術探討造成不同結果之原因。

## (2)垂直剖面水平風場時間序列變化

圖5為利用空域掃描極座標(polar volume scan)徑向風場資料，以VAD技術分析中正機場上空附近30km範圍以內的資料，求出時間序列垂直剖面風場結構。上述第一階段回波出現在清晨0500LST以前，此時段內之近地層風場主要吹東南風，其上方則盛行西南風，低層強風軸在2.5km左右，風速約20kts。

上述05:40~09:10LST間為回波受地形影響之第二型態，此時之垂直剖面風場顯示近地層風場由第一階段之東南風轉為西南風，亦即西南風伸展達地面，顯示出整個下對流層都吹西南風。及至11:00LST左右近地層開始出現東北風，顯示地面鋒面約於此時通過中正機場。

由此VAD風場分析可以獲知第一階段之回波為面前暖區降水，本島北部處於太平洋高壓脊外圍，近地層盛行東南風，但其上方則盛行吹西南風，而第二階段之降水回波則正處於鋒際上，太平洋暖溼高壓與大陸高壓正在中正機場附近交匯，近地層東南風已消失並轉為西南風，由於這種大環境風場的轉變，地形對於降水回波之影響產生極大的差異。在第一階段時因近地層吹東南風，降水回波自台灣海峽移近台灣本島時，其上游大氣為越過中央山脈之東南風，故空氣因下沉增溫、變乾而轉趨穩定，因此不利降水系統發展；反觀此時北部外海之降水系統，由於上游大氣沒有受到山脈阻隔，潮溼不穩

定空氣源源不絕供應，降水系統內部動力能源，不虞匱乏，因此北部外海之降水系統能持續加強。

第二階段時鋒面即將通過中正機場，降水帶伴隨鋒面並呈東西走向，此時自近地層以上都盛行西南風，降水回波上游空氣來自西南潮溼不穩定大氣，且當鋒面接近台灣北部時西南風增強，而登陸後因西南氣流受島嶼沿岸及中央山脈之抬升，使降水系統更加旺盛，因此持續不衰，甚或加強。

## (3)垂直剖面輻散場與垂直速度場之時間序列變化

利用上述EVAD技術計算半徑50km範圍輻散場與垂直速度場之時間序列剖面圖，如圖6所示，由圖3與圖6比較，南北走向之降雨帶約於03:00LST通過中正都卜勒氣象雷達，通過前1km以下之近地層為微弱輻散，其上方則約有1km之微弱輻合及上升氣流，降雨帶通過後則輻散量加強，輻合及垂直氣流則減弱甚至消失。

圖7與8分別標示01:40LST及07:10LST之EVAD各參數垂直剖面分布，前者代表第一階段之垂直剖面動力結構，此時1.1km以下吹東南風，其上方吹西南，3km高度風速最大，可達20kts，4km以下均全為微弱輻合，低層變形場較大，0.3km至2.5km之間水粒子呈微弱上昇，近地層及其上方為降水粒子下降區，4.4km以下呈緩慢下降，顯示降雨帶前無明顯對流現象。07:00LST之EVAD參數顯示面際情況，5.8km以下均盛行西南風，但無低層噴流，空氣中雨滴以上昇為主，但主要以輕微輻散為主，而空氣幾無明顯上昇或下降之氣流。

## 五.研究結果與結論

1989年6月2日微弱梅雨鋒尾端在台灣地區徘徊，因850及700hPa等高面之橫槽位華南地區至朝鮮半島西方海面近似滯留，台灣本島北部位槽前不穩定區，2日清晨起對流降水系統在此不穩定帶源源不斷自華南沿海發展並移出至台灣北部，雷達最大降水回波之水平分布圖顯示第一階段自01:00至05:00LST期間，南北走向之降雨帶自台灣海峽移進本島後迅速減弱，但北部外海之降雨帶不但未減弱甚至反而增強之趨勢(圖3)。第二階段之降雨帶出現自05:00至09:00LST之間，兩帶轉呈東西走向，較第一階段南移，降水系統自華南移出進入本島後沒有減弱趨勢，甚至更為發展(圖4)。

由以上之討論，可確知上述二階段之降水系統所受台灣地形之影響，有相當程度的差別，為求進一步瞭解環境場之差異性以致造成如此不同結果，本研究利用單一都卜勒雷達之VAD、及EVAD技術探

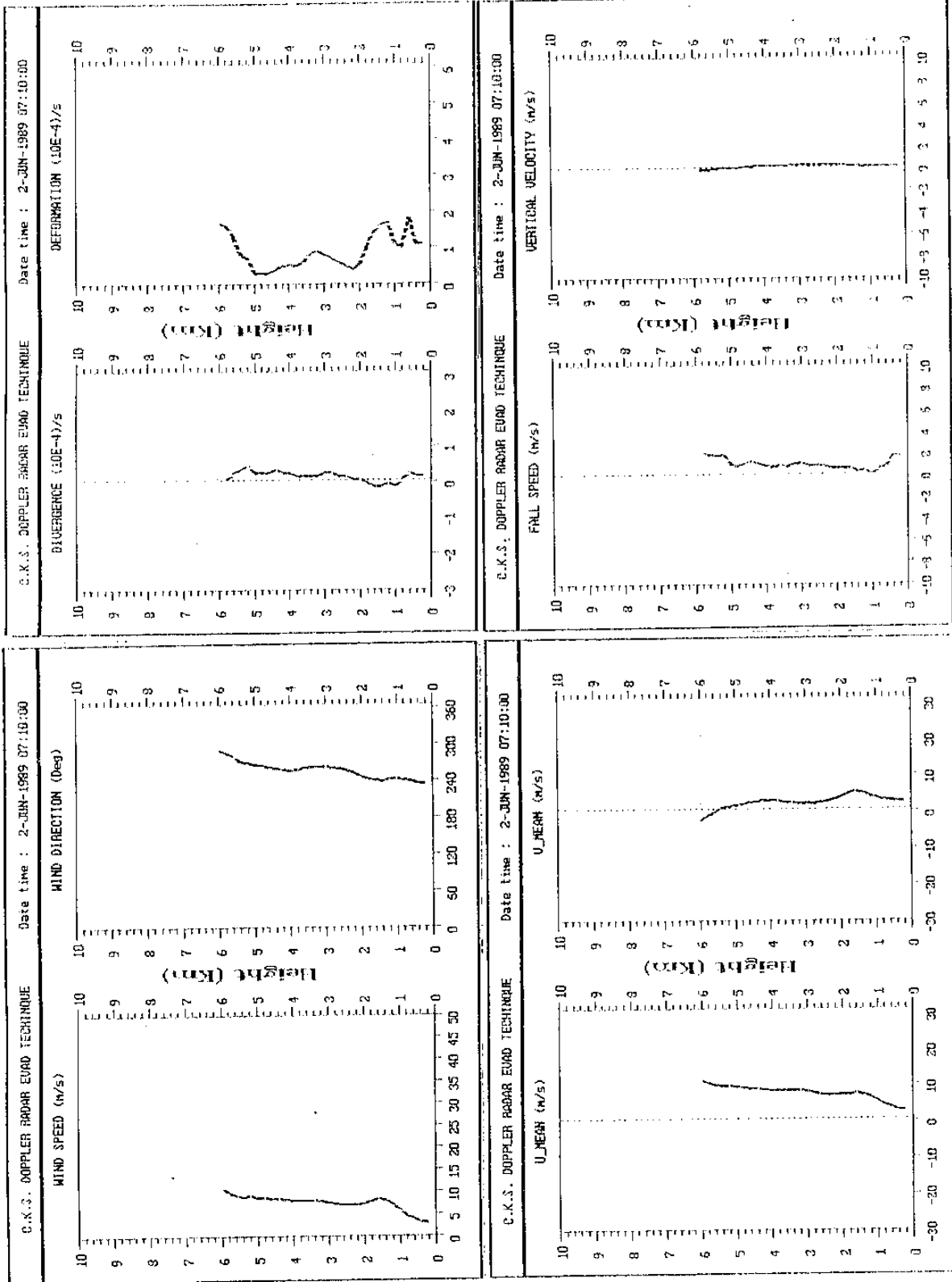


圖 8、同圖7，但時間為6月2日07:10LST。

討論降水系統垂直剖面動力結構之時間序列變化，發現第一階段中正機場附近近地層盛行東南風，而第二階段則吹西南風（圖5），其上方兩者都盛行深厚西南風。第一階段近地層主要為輻散區，僅1~2.5 km間出現微弱輻合現象，而1~4.5 km間則出現輕微上升氣流，降雨帶通過後則上升氣流消失，近地層輻散增強，中層輻合區減弱。第二階段以後，中正機場位降雨帶後方，EVAD技術所求出之降水系統垂直剖面動力結構之時間序列變化，已無甚參考價值故從略。雖然如此，由第一階段之垂直剖面時間序列變化已可瞭解，當中正機場附近近地層吹東南風時，近地層大氣主要為輻散且無上升氣流，因此自海峽東移之降雨帶，到達台灣本島後將急速減弱，而海上部分則仍繼續維持甚或增強，此乃因降雨帶自海峽移入陸地後，其上游空氣主要為自台灣東部越過中央山脈之較乾而穩定之氣流，因而不利於降水系統之發展。相反的，當鋒面接近平台北部時由於西南風增強，因而增強迎風面前冷氣池與環境風場之輻合，及高山強迫抬升之作用，面際降水系統乃更為加強。

以上之結論是否適用於其它所有個案，因尚未將所有個案詳細整理分析，仍待進一步分析研究，尤其更需以數值模式模擬動力過程，以為互相印證。而單都卜勒雷達之EVAD技術較適合大範圍降水之應用，對於探討非均勻性之對流性降水之適用性受相當大之限制，應用時必須謹慎；而如何進一步開發新技術以滿足各種降水系統之研究，為今後之重要課題，誠然雙都卜勒雷達能夠解決部份問題，但所費不貲，唯廣被使用而大量生產後，當可獲得改善。

### 致謝

本文研究期間承蒙台大氣系周仲島教授悉心討論獲益良多，並蒙國科會核准計畫編號 NSC 81-0202-M117-01之資助研究；以及飛航服務總台氣象中心林國平先生的幫忙排版；民航局服務總台提供綜觀天氣圖資料，使本文得以順利完成，特此致謝。

### 參考文獻

- Akaeda, K., M. Ishihara, A. Tabata, T. Yokoyama and H. Sakakibara, 1991: Evolution of kinematic structure within a meso- $\beta$ -scaI convective system in the growing and mature stages. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2664-2676.
- Browning, K. A. and R. Wexler, 1968: The determination of Kinematic properties of a wind field using Doppler radar *J. Appl. Meteor.*, 7, 105-113
- Caracena, F., R. A. Maddox, L. R. Hoxit and C. F. Chappel, 1979: Meso-analysis of the Big Thompson storm. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1-17
- 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: A Numerical Study of Rear Inflow Companioned with a Mesoscale Convective System, Proceedings International Conference on Mesoscale Meteorology and TAMEX, December 3-6, 1991, Taipei
- Chang, C. -Y. and M. Yoshizaki, 1992: Three-Dimensional modeling study of the squall lines observed in COPT81, *J. Atmos. Sci.*, submitted.
- Chen, C.S., 1990: A numerical study of the Terrain Effects on a squall line, T.A.O., Vol. 1, No. 1, P73-90
- O'Brien, J. J., 1970: Alternative Solution to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, 9, 197-203.
- Yoshizaki, M. and Y. Ogura, 1988: Two- and three-dimensional modeling studies of the Big Thompson storm. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3700-3722.
- 王時鼎, 俞家忠, 陳泰然, 林民生, 1990: TAMEX 預報之初步校驗, 國科會防災科技研究報告, 33 pp
- 祝鴻鵬, 李金萬, 蔡永智, 楊健生, 魏運寶 (1992): 梅雨期中尺度對流系統結構與演化研究 (一) EVAD 方法的應用, 國科會防災科技研究報告。
- 張泉湧, 1991a: 綜觀環境場如何影響中尺度對流系統的構造與進化, *大氣科學*, Vol. 19, No. 2, 189-229
- 張泉湧, 1991b: 伴隨中尺度對流降水之面後迴流現象電腦數值模擬研究, *天氣分析與預報研討會*, 論文集編, 37-48
- 楊健生, 魏運寶, 1991: 單一都卜勒雷達鋒面之即時觀測——VAD方法的應用, *大氣科學*, Vol. 19, No. 1, 19-32

# On the Taiwan Terrain Effects to the Precipitation System Moving from Taiwan Strait

Chu Hong-Peng, Chang Chuan-Yang, Liang Pi-Shen  
Yang Chien-Sheng

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

## Abstract

The topographical influence of rain bands, in companied cold front passed through the Taiwan Northern part in Mei-yu season, were studied. The Doppler Weather radar data observed by C. K. S. International Airport were used in primary. The results show two types of influence were found in June 2, 1989. The first one of rain band existed in the warm sector, decaying after landed to Taiwan Island. On the contrary, the rain-band around the frontal area was intensified after it landed. The vertical dynamic structures estimated by EVAD scheme showed the south-east wind prevail near the surface during the first stage, while in the second stage south-west wind were most frequently. The atmosphere stratify was stabilized in the leeward when the south-east stream flowed over the mountain range. Therefore, the rain-band in the first stage weakened after landed. On the contrary, the atmosphere stratify was unstabilized when the south-west stream against the mountain range in the windward side. Therefore, the rain-band in the second stage was intensified.