

降雨帶自台灣海峽移入本島後受地形影響之研究

張泉湧

民用航空局

祝鴻鵬 梁丕賢 楊健生

民用航空局飛航服務總台

摘要

本研究主要目的在探討降雨帶自台灣海峽登陸台灣本島後強度演變之動力機制，研究以綜合1989年6月2日及1992年4月9日兩颶線登陸前後大氣環境及降水系統之演化情形作為依據，資料之主要來源為民航局(CAA)中正機場都卜勒氣象雷達每間隔30分鐘之360°空域掃描回波及徑向風場資料，除以水平面最大回波資料探討降水系統之強度演變外，另以垂直颶線及沿對流胞移動方向之回波與風場之RHI (Range Height Indicator)方法探討降水系統垂直結構隨時間之變化。然後以EVAD (Extended Velocity Azimuth Display)技術計算各種動力參數之垂直剖面變化，並估計相對於降水系統之(u,w)風場，以探討降水系統如何受台灣本島地形及大氣環境場之影響。

一.前言

台灣多山，地形降水現象頗仍且富饒趣，地形降水數值模式急需在國內發展，並配合都卜勒雷達推廣即時預報系統，然而模擬地形降水前分析降水現象亦為不可或缺，本階段主要之研究目的即基於此種考量，首先對於地形降水現象作廣泛而深入分析，瞭解地形降水現象之結構及形成原因後，再進一步以數值模式模擬地形降水之動力機制，並由實測分析加以驗證。

據張等(1992)指出，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後減弱消失。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加深入了解可能得到嚴重預報錯誤的後果。

自CAA雷達於1987年5月正式運轉以來，現已累積相當多寶貴資料，並經國內外專家鏗而不捨的研究與開發，其應用價值正蒸蒸日上中，本研究首先回顧過去六年(1987~1992)梅雨期CAA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，張等(1992)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，探討兩不同階段大氣環境下所產生之降水系統受高山地形影響之結果。本文則再進一步研究1992年4月9日上午8時颶線自台灣海峽移進本島前後之演化情形，主要資料來源為CAA雷達資料，除使用回波場分析降水系統之演化及EVAD技術分析降水系統之垂直動力結構時間序列變化外，更進一步以RHI方法研究降水系統之垂直結構，由此方法可以追蹤降水系統登陸前後回波強度之垂直演化，當假設垂直颶線方向內部之氣流為一致之情況下，即可求出相對於降水系統之風場(u,w)，因此可了解綜觀環境場與降水系統間之相互作用情形，本研究發現降水系統在環境風場之迎風岸登陸後，仍可繼續維持甚或加強。

二.天氣概述

圖1為1992年4月9日0800L，民航局電腦系統接收資料重分析之綜觀天氣圖，因篇幅關係本文僅附地面、850、700 hPa等高面圖，圖2為4月9日0200L至9日1100L間每間隔3小時之紅外線衛星雲圖，兩者可提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。地面圖顯示9日0800L滯留鋒位華南沿海，由雲圖可見降雨帶集中在面前，顯示面前極為不穩定，因降水而形成中尺度高壓，由馬公測站風場為強西北風顯示0800L之陣風鋒面正位於此附近，並與台灣東岸太平洋高壓外圍之東南風系在台灣島上空形成輻合線。

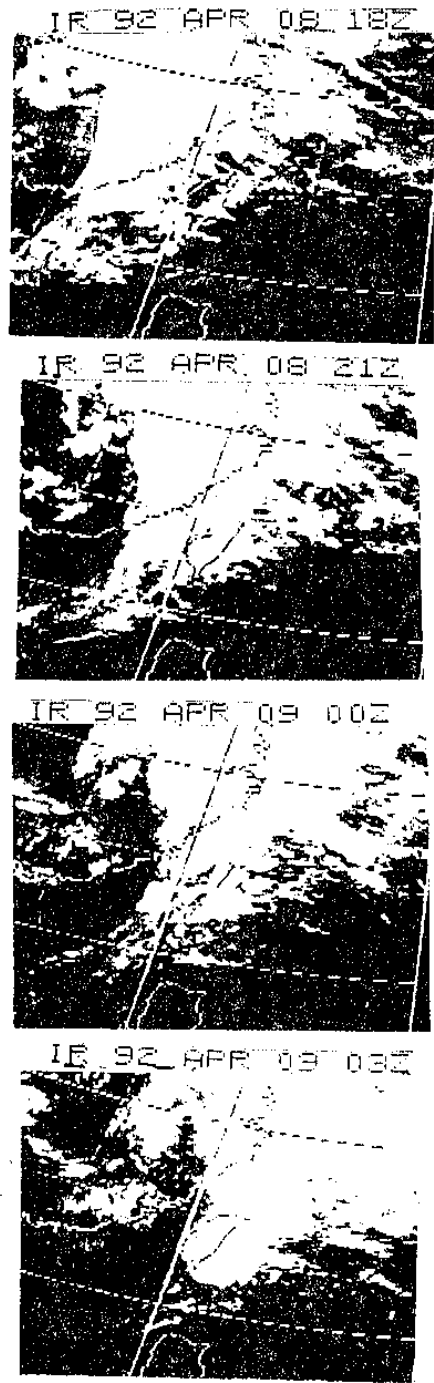
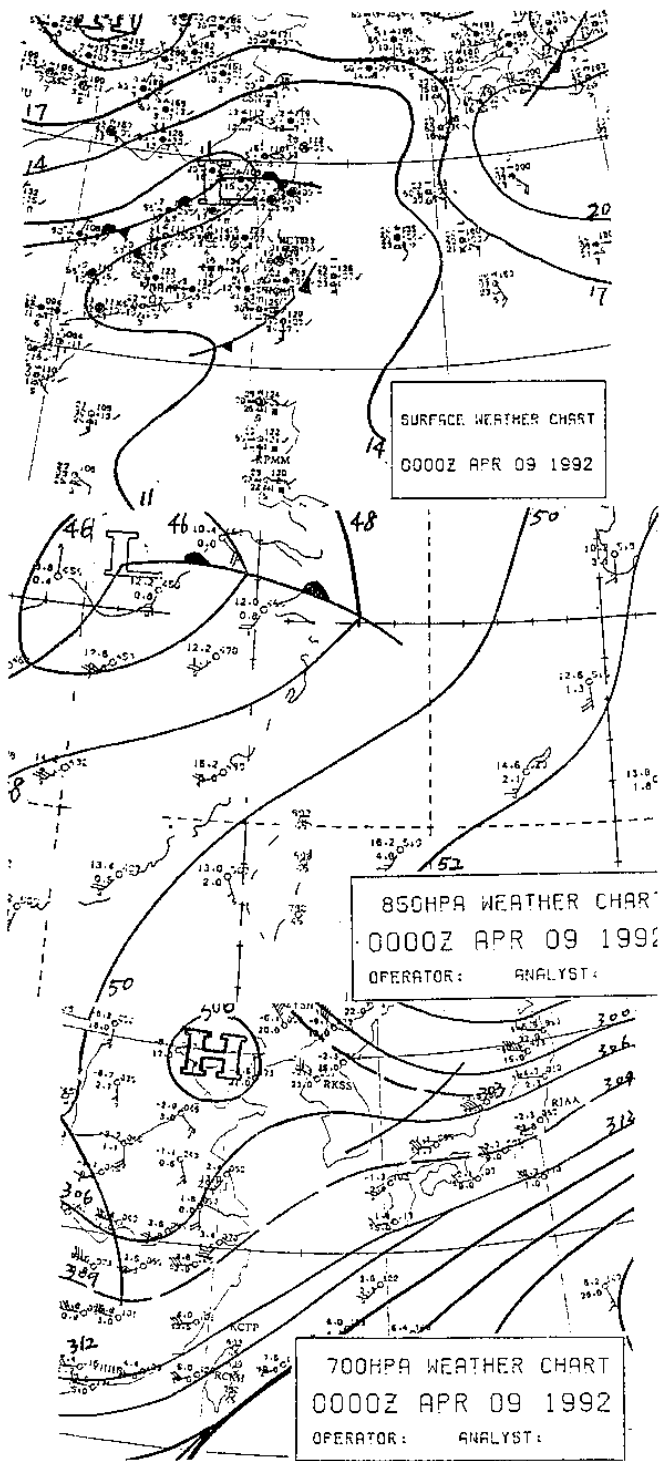


圖 2、GMS紅外線衛星雲圖 (a) 9日02L、(b) 9日05L、(c) 9日08L及(d) 9日11L

圖 1、1992年4月9日0000Z (a) 地面天氣圖、(b) 850hPa高空圖及 (c) 700hPa高空圖 (根據民航局資料重分析)

圖3為板橋4月9日0800L之探空資料，由風場及相當位溫顯示除近地層為很淺之東南風系穩定層外，對流層盛行強西南風之條件性不穩定大氣，而500hPa附近存在噴流，顯示9日0800L台灣北部地區極有利對流性降水系統之發展。圖4為8、9、10日之0800L連續3日相當位溫變化示意圖，8日0800L相當位溫曲線低層穩定層仍相當深厚，且中對流層內之條件不穩定層尚淺，不利於對流性降水系統之發展，9日0800L之情況如上所述，已轉為極有利於對流性降水系統之發展，到了10日0800L雖下對流層全轉為不穩定層，但中層水汽含量因前日曾強烈降水而銳減，並不利於降水系統之持續發展。

由以上之論述雖可瞭解綜觀環境場與降水系統發展之相關性，唯為進一步瞭解其結構及台灣島嶼地形所扮演的角色與影響程度，仍有賴雷達資料作深一層的研究。

三. 研究方法

前章已就綜觀天氣圖、衛星雲圖及探空等輔助圖概略地探討降水系統形成之綜觀環境因素，本章再敘述如何使用雷達資料進一步分析，首先以雷達最大回波水平面分佈圖初步探討降水系統登陸前後之演化情形，以決定如何更有效應用雷達資料分析。

CAA目前使用都卜勒氣象雷達之EVAD技術(張等, 1992; 祝等, 1992)，是根據楊和魏(1991)所發展之VAD方法加以改良所得。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種大氣動力參數之垂直剖面結構，亦即可求出各高度水平面上之風向、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。

本研究首先回顧過去春季及梅雨期間，CAA雷達線性降水回波由海峽登陸本島後降水系統之演化情形，分成加強與減弱二大類降水系統，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。張等(1992)已詳細說明EVAD技術，本文不再加贅述。

作RHI資料處理時，首先將不顯著及雜波資料剔除，網格點共有120×30點，以網格點半徑0.25km內之原始資料平均得網格點資料。若網格點資料缺時以最近周圍八網格點資料平均值填入，八點中只要有二點以上資料即可，重複填補工作二次後，接著作平滑化工作(smoothing)二次，即先由外向內再由上往下，求取相鄰3點平均值為新值。

由都卜勒速度求垂直剖面內之u, w分量時，乃將聽線降水系統方向設為x軸，其垂直方向設為y軸，都卜勒速度為 V_r ，風場分成u, v, w, 三分量，而降水粒子之終端速度設為 v_t ，則：

$$V_r = (V + v_t) r \quad (1)$$

上式向量V為(u, v, w)， v_t 為(0, 0, v_t)，r為雷達位

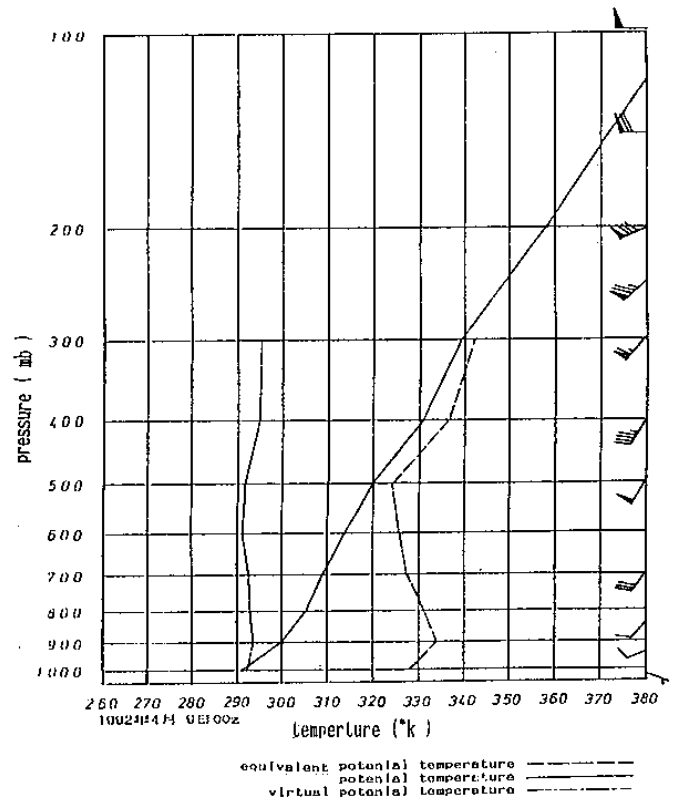


圖 3、根據1992年4月9日0800L板橋探空資料所求出之位溫、相當位溫及濕球位溫曲線。

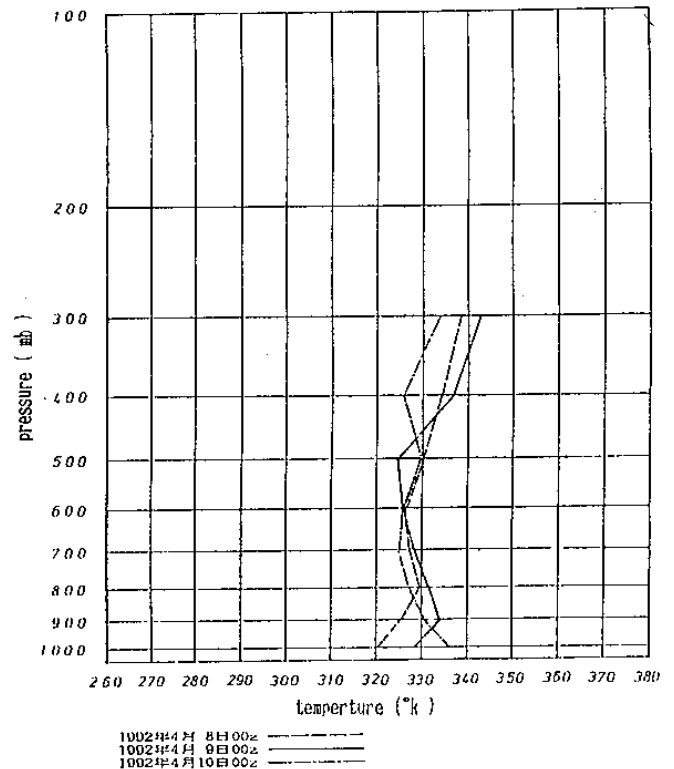


圖 4、根據1992年4月8~10日0800L板橋探空資料求出之相當位溫連續變化圖。

置至目標物間之位置向量,由(1)式可得:

$$V_r = \frac{x}{R}u + \frac{y}{R}v + \frac{z}{R}(w+v_z) \quad (2)$$

R 為雷達與目標物間之距離, 即:

$$R = (x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

由非彈性座標之連續方程式可得:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (4)$$

此處之 ρ 為空氣密度。因雷達光束沿著 x 軸發射, 設颶線內 y 向之氣流均勻一致, 則 $y/R=0$, $\partial v/\partial y=0$, 因此由(2), (4)分別可得:

$$V_r = \frac{x}{R}u + \frac{z}{R}(w+v_z) \quad (5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (6)$$

根據 Rogers(1964) 及 Foote and duToit(1969), 0° C 層以下之 V_r 項, 可由下式求得:

$$V_r = -3.8 \left[\frac{\rho_0}{\rho} \right]^{0.4} Z_e^{0.0714} \quad (7)$$

其中 ρ_0 為地表空氣密度, Z_e 為雷達反射強度。而 0° C 層以上則應用雪片下降之代表降落速度 -1.0m/s 。地表面處以 $w=0$ 為邊界條件代入(5), (6), (7)三式可求出 u , w 之值, 對流胞頂因水平風速觀測誤差累積的影響, 無法得到 $w=0$, 因此本文假設此處 $w=0$, 並採用 O'Brien(1970) 方法, 修正各高度層之 w 值。

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水平分佈演變圖作為基本參考依據。

圖5為自早上0735~1035L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, 40~45dBZ 間之降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, 1992年4月9日早晨0735L, 降雨帶自雷達發幕之西側出現, 此時降雨帶略呈南北走向, 0835L 時降水系統南端首先

在台灣西岸登陸並向台灣東北角移動而且加強, 至1035L 時島內北部降水系統才減弱, 但北部外海之降水現象則更早減弱, 顯然降水系統受台灣島嶼影響而增強, 而北部外海未受地形影響部份則未發展, 顯示降水系統受不同地形影響結果。

2. 垂直剖面水平風場時間序列變化

圖6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。上述降水回波出現在早晨0835L 以前時段內之近地層風場因離雷達尚遠, 低層資料較缺無法以VAD 方法求得, 故不清楚, 但由北部9日0800L 探空(圖3)則可知除近地面為極微弱東南風外, 其上方皆盛行強西南風, 同時VAD 圖及探空圖顯示, 0635~0835L間5km高度風速高達50kts, 0905L之VAD顯示近地層為西北風, 其上方一直都盛行西南風, 0935L 低層強風軸在2.5km左右, 風速約50kts。0905L 近地層出現之西北風顯然為降水系統之冷空氣外流所造成, 屬於降水區前緣之風變線風場, 該風變場在0800L 之地面圖上已在巴士海峽上空出現, 並造成台灣東部沿岸之風切線(圖1)。

由此VAD 及北部探空風場分析可以獲知降水回波為面前暖區降水, 本島北部處於太平洋高壓脊外圍, 僅近地層吹微弱東南風, 但其上方則盛行吹強西南風, 太平洋暖溼高壓與大陸高壓正在中正機場附近交匯, 降水回波上游空氣來自西南潮溼不穩定大氣, 而當鋒面接近台灣北部時西南風增強, 當降水回波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EVAD技術(張等, 1992)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7、8所示, 與圖5、圖6比較, 南北走向之降雨帶約於0905L 到達CAA 雷達所在位置, 此時以高度3km 為最強上昇氣流中心, 自地面至10km間整個氣層皆為上昇氣流, 到了0935L 低層因降水而轉為下降氣流, 而高層則以5km高度為上昇氣流中心, 顯示降雨帶後方強降水區之特性。1005L則以3km為強下降氣流中心, 僅6~7km尚存微弱上昇氣流, 顯示降雨帶後方之降水特性。

同樣地, 圖8 之輻散場顯示降水回波到達前低層盛行輻合, 其上則為輻散故有利降水系統發展, 然後在0935L 低層與高層已因降水而轉為輻散, 但中層仍為輻合, 1005L 時低層輻散現象更加顯著, 表示降水系統之後側特徵。

4. 垂直剖面降水強度分析

利用CAA 單都卜勒氣象雷達, 以前節所述方法求距離高度顯示圖, 分析降水系統回波強度之垂直分佈。圖9 為颶線內對流胞移動方向(240° — 60°)之垂直剖面降水回波圖, 顯示最強回波約於0910L 左右到達中正機場, 對流性降水前方有明顯之雲砧出現, 此應由500hPa 層之強西南氣流所造成, 對流性降水區後方也有明顯層狀降水區, 兩種降水區間並有微弱回波槽, 該槽於0935L 時正好通過雷達位置。對流性降水區回波集中且強度最強, 主要以垂直向伸展。層狀降水區範圍廣但較微弱而以水平向伸展, 由最強回波前緣之移動可估計降水系統向東移動速度約為每小時65公里(18m/s)。

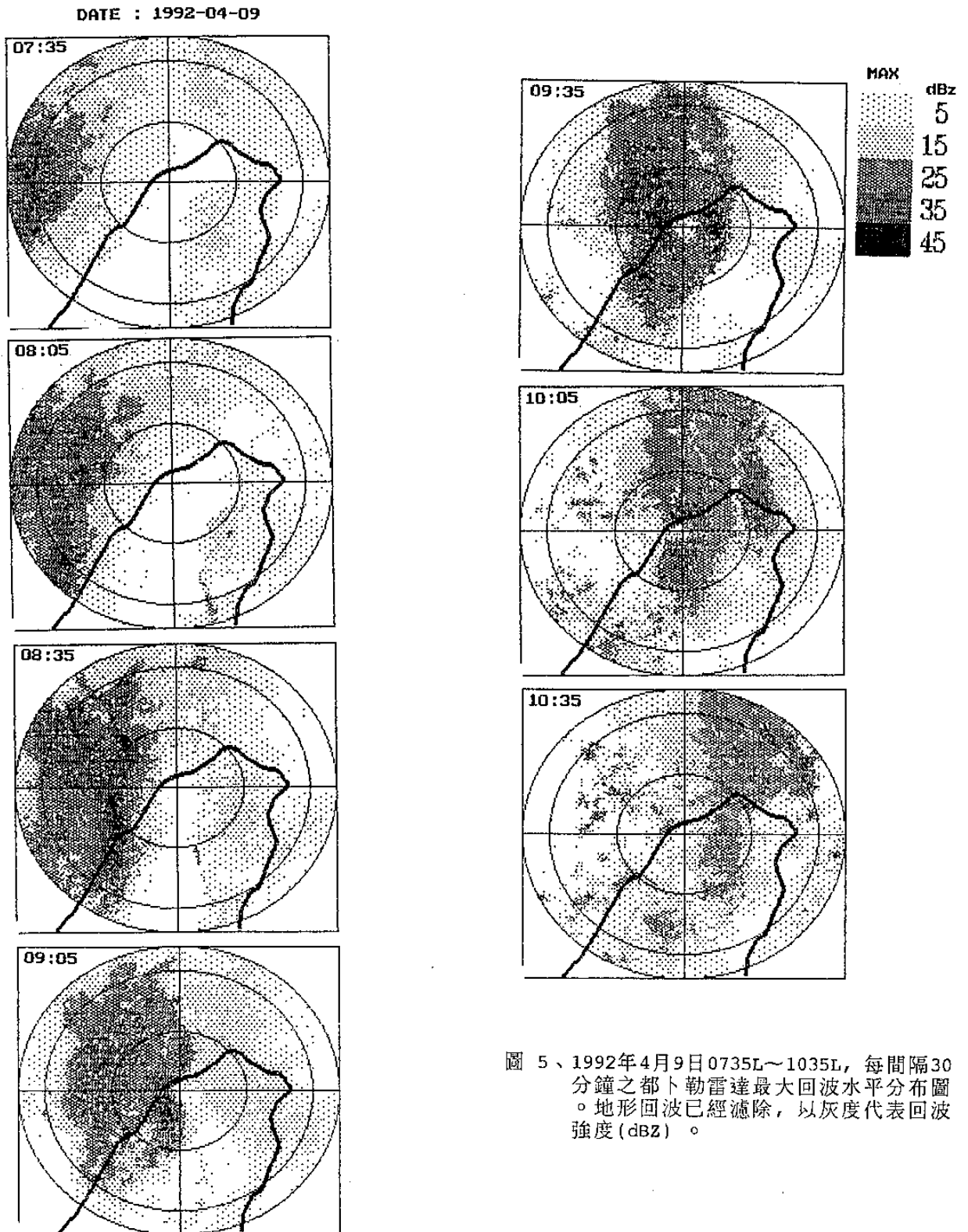


圖 5、1992年4月9日0735L~1035L，每間隔30分鐘之都卜勒雷達最大回波水平分布圖。地形回波已經濾除，以灰度代表回波強度(dBZ)。

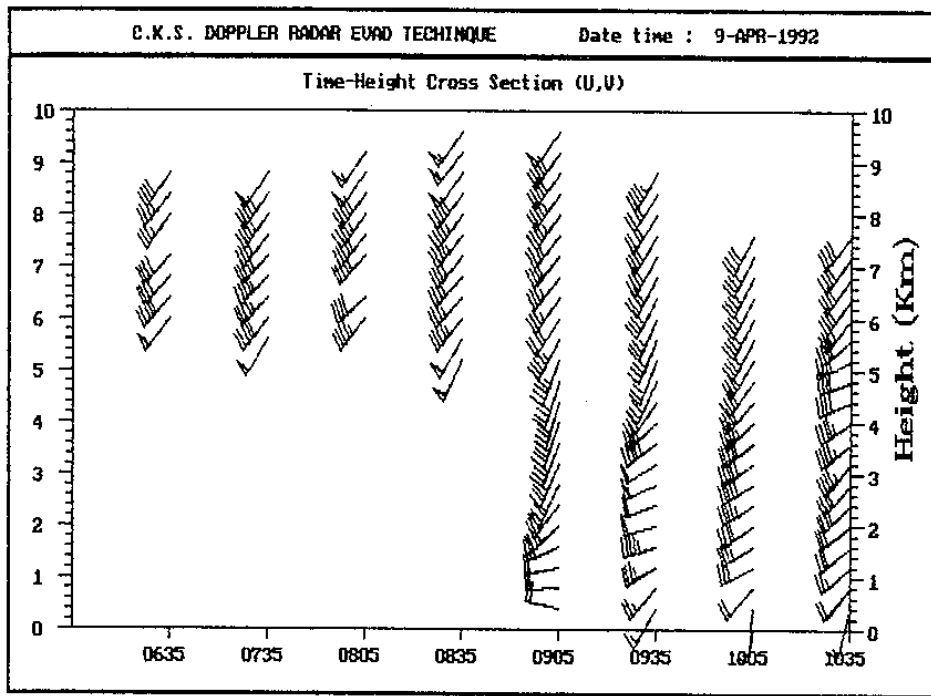


圖 6、以30km半徑之空域掃瞄資料和VAD方法
求出之時間序列垂直剖面風場。

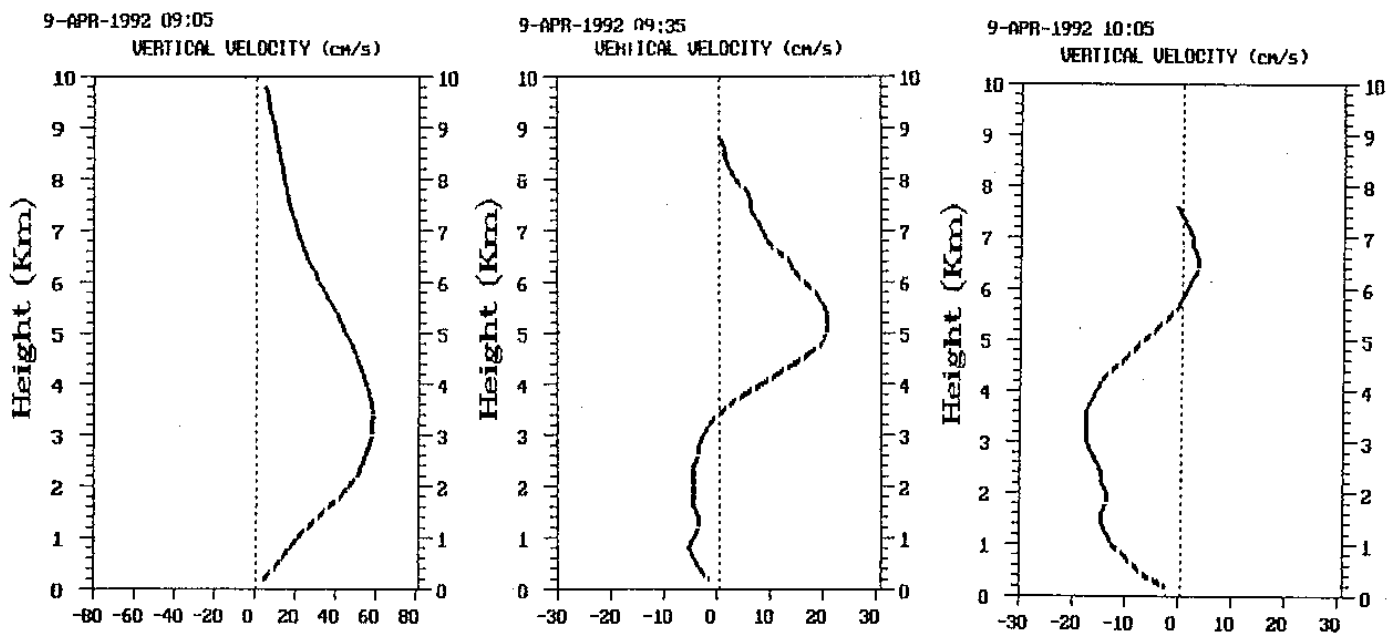


圖 7、以50km半徑之空域掃瞄資料和EVAD方法
求出1992年4月9日0905、0935和1005L
之上昇速度垂直剖面分布。

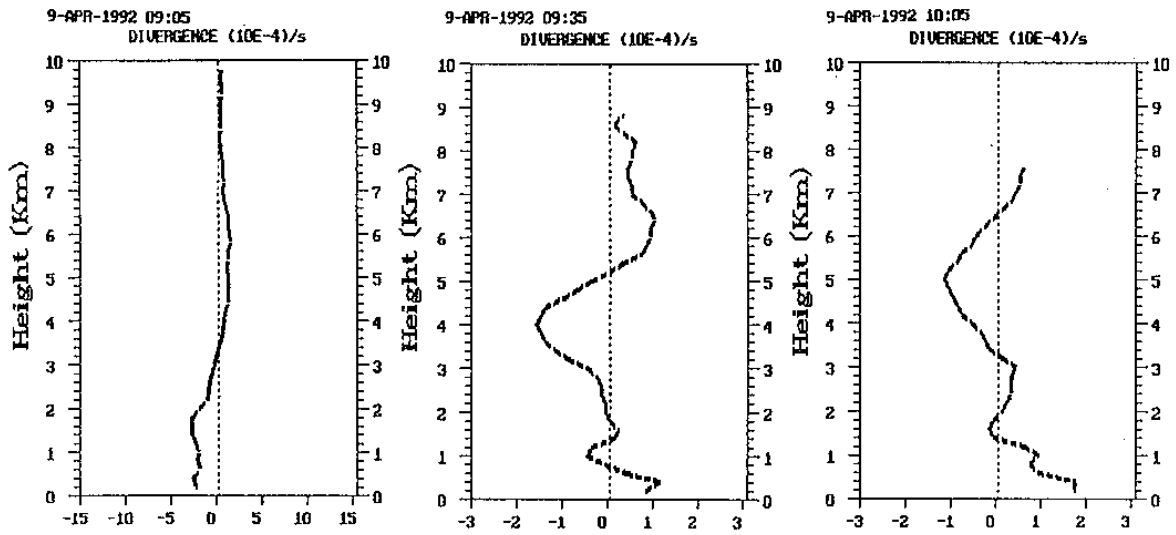


圖 8、同圖7但為輻散場。

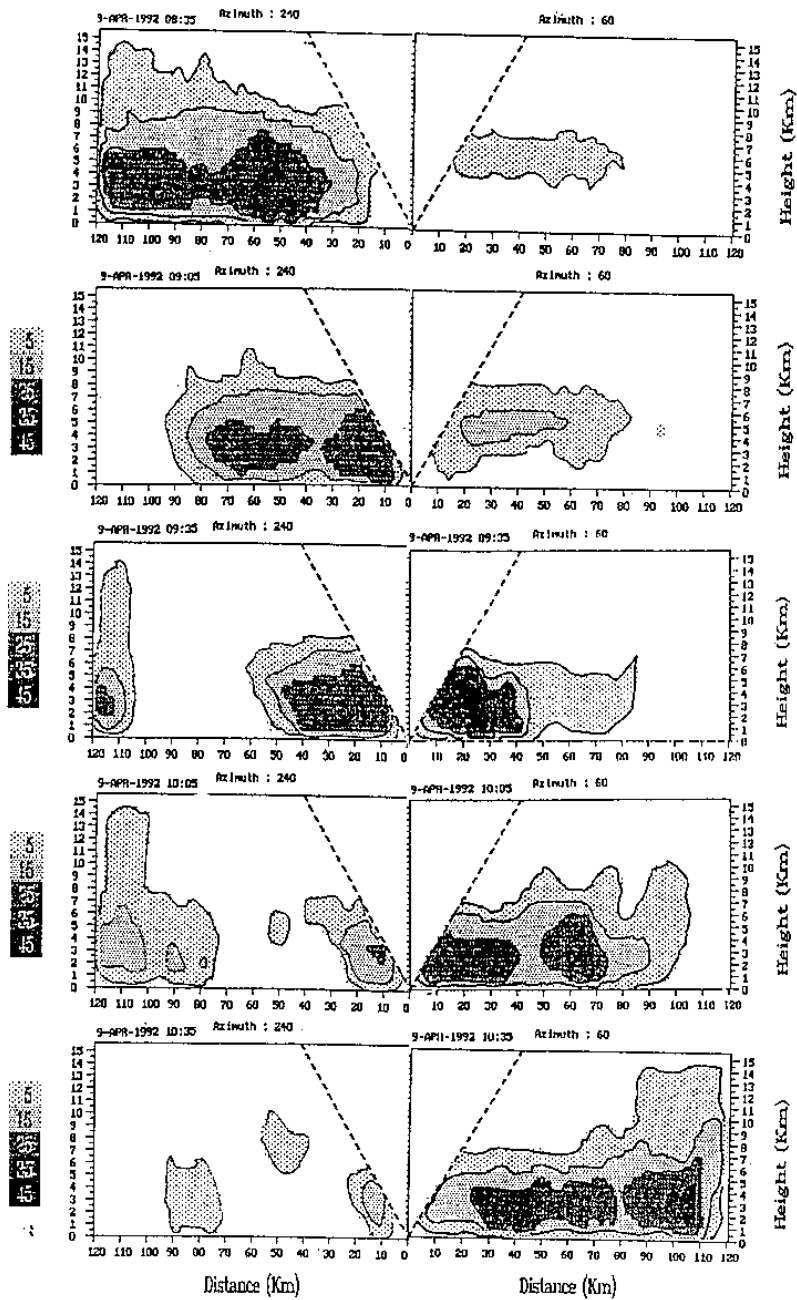


圖9、雷達回波強度之RHI圖，方位角為240° — 60°，自0835~1035L每間隔30分鐘一張。

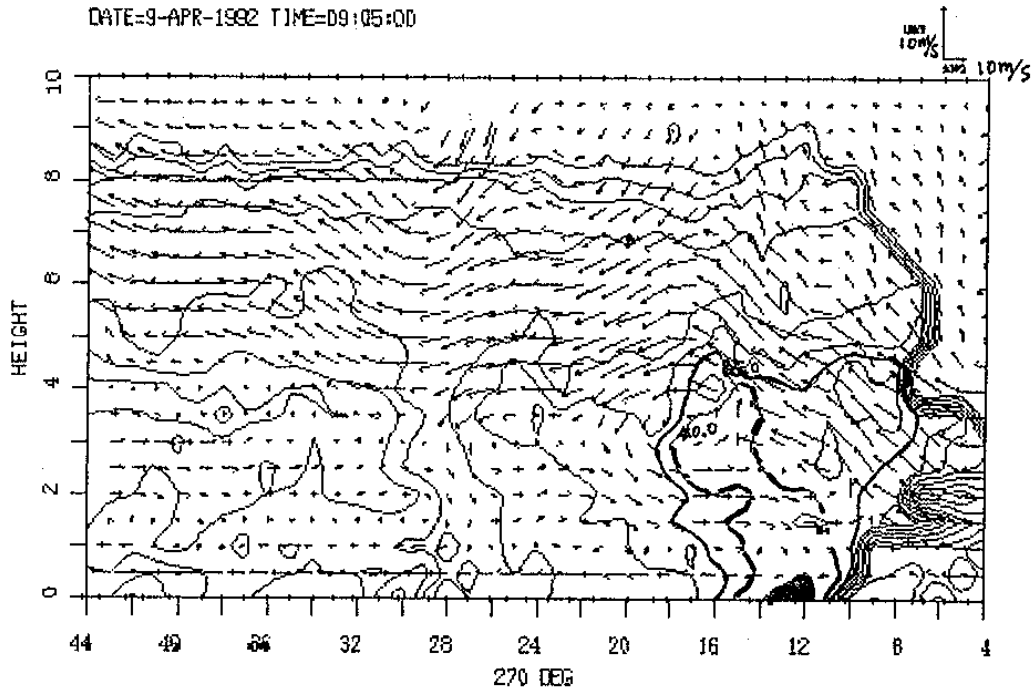


圖10、0905L相對於颱風降水系統之垂直剖面(u,w)風場及回波強度分佈。回波強度等值線間隔為5dBZ;(u,w)風場代表風速值如右上方所標示。

5. 相對於颱風之風場

依據上節求出降水系統向東移動速度，並假定系統在穩定狀態下，由第3章所說明的方法，求得相對於颱風之垂直剖面(u,w)風場及回波強度如圖10所示，由0905L可見降水系統前緣為對流性降水區，其前方氣流由低層往上傾斜形成強風速軸，流向降水系統後方，在此強風軸之下方可發現較微弱之反氣流，即所謂之後方內流(rear-inflow)，水平座標40KM處之內流主軸高度約在3KM，越向系統前緣其高度越低。最強上升氣流軸約緊鄰最強回波之上前方，最強下沉氣流位在最強回波之後方，因此對流性降水區之氣流運動變化最為劇烈，

五. 研究結果與結論

1992年4月9日冷鋒面通過台灣地區前，因850及700hPa等高度槽前，西南氣流強盛並出現低層噴流，造成台灣本島北部處於槽前不穩定區，由於冷鋒面的刺激終於形成面前暖區對流性降水系統，9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自0700至1000L期間，南北走向之降雨帶自台灣海峽向東移並登陸本島後範圍縮小回波加強，但北部外海之降雨帶不但未加強甚至反而減弱(圖5)。這是因為以南北方向分佈之颱風降雨帶，向東移動而通過本島北部時，由於本島地形之影響，迎風坡空氣層較不穩定，且環境潮濕西南氣流與降水系統之冷氣團外流在迎風面前輻合，加強不穩定，並繼續供給降水系統能源，因而降水系統能夠持續的發展。

由以上之討論，可確知上述之降水系統相當程度地受到台灣地形之影響，為求進一步瞭解環境場如何造成此種結果，及降水系統之結構如何，本研究利用單一都

卜勒雷達之RHI及EVAD技術探討降水系統垂直剖面動力結構之時間序列變化，由圖6之VAD風場顯示颱風前緣低層有冷氣外流之西北風氣流，降水系統通過前低層噴流在5km高度附近，降水系統通過時噴流高度降至2.5km，通過後之噴流急速減弱，而由圖7與圖8之EVAD求出大氣垂直速度顯示降水系統前，以高度2.5km為上升氣流中心，低層大氣主要以輻合為主，中層則為微弱輻散場。對流系統通過中之大氣低層為下降氣流與大氣輻散，但上對流層仍盛行上升氣流與輻合，通過後之氣層則幾乎全轉為下降氣流與輻散，但對流層上層仍有微弱輻合現象。除圖5之降水回波最強水平面圖可以看出降水系統之增強現象外，圖8之RHI圖亦可看出降水回波在通過中正機場時有增強現象。而圖9顯示相對於颱風前方之氣流為流入颱風之降水系統，因登陸後之上游氣流受西南氣流迎風坡所影響，大氣層較為不穩定，因而造成降水系統增強。

以上之結果顯示1992年4月9日與1989年6月2日個案結論相符(張等, 1992)，因目前僅分析兩降水系統所得結論，實嫌不足因此仍須收集更多個案並詳細整理分析，以進一步深入研究，尤其更需以數值模式模擬動力過程，以為互相印證。本文以RHI及求取相對於系統之(u,w)風場分析降水系統之垂直結構，結果非常良好，例如利用RHI技術追蹤對流胞之發展過程。唯對流胞生命期極短，必須特別觀測才能符合需要。然而單都卜勒雷達之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。

致謝

本文研究期間承蒙台大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 82-0202-M117-01 之資助研究；以及飛航服務總台氣象中心中正氣象台諸位同仁，尤其周立人先生提供許多繪圖協助；另外民航局飛航服務總台預報員林國平先生提供綜觀天氣圖原始資料供重分析，使本文得以順利完成，特此致謝。

參考文獻

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

Foote, G.B. and P.S. duToit, 1969: Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Appl. Meteor.*, 8, 49-253.

O'Brien, J.J., 1970: Alternative Solution to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, 9, 197-203.

Rogers, R.R., 1964: An extension of the Z-R relationship for Doppler radar. *Proc., 11th weather Radar Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc.*, 158-161.

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, 祝鴻鵬, 梁丕賢, 楊健生, 1992: 降水系統自台灣海峽移入本島後受地形影響之預報研究, 天氣分析與預報研討會, 論文集編, 539-550

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

Chang Chuan-Yong

Civil Aeronautics Administration, M.T.G., R.O.C.

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

Air Navigation and weather Service, G.A.A, R.O.C.

Abstract

The Central Mountain Range (CMR) align in north-south direction across through Taiwan island is an important factor for the development of a precipitating system moving close to it. Wang et. al. (1990) analyzed 17 MCSs (Mesoscale Convective System) occurred or moved close to Taiwan area during TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment) period. Ten of which occurred over Taiwan Strait and moved close to Taiwan area, but only one of them intensified into flood (IOP #13), all the others were decayed. The purpose of this study is to gain a better understanding of the development of a rainband comes from Taiwan Strait and lands to the island. The topographical influence of rainbands, companied by cold front and squall line, on 2nd June 1989 and 9th April 1992, passing through Northern Taiwan were adopted. Their data obtained by the single Doppler Meteorological radar, located at Chiang Kai-Shek (CKS) International Airport, were used primarily. The dynamic characteristics of the precipitation system was estimated by the vertical structures of wind and divergence fields by the EVAD (Extended Velocity Azimuth Display) technique. The vertical profile of (u,w) wind field relative to the system was estimated by assuming steady state. The intensity of different developing stages via RHI (Range Height Indicator) and horizontal maximum reflectivity display in time series was studied.

