

民國八十三年五月三日中部地區豪雨個案

清泉崗雷達資料分析

沈哇

趙魯泰

空軍氣象聯隊

空軍氣象中心

摘要

民國83年5月3日中部地區在09時至11時之間出現了豪(大)雨事件,當日09-11時有一梅雨鋒面伴隨之對流系統就中部沿岸增強,當此系統通過本省中部時,造成中部地區強烈的降水現象並構成豪雨。此一個案在0900時以前,並無明顯特徵警示將有豪雨現象會發生,但卻在短短二小時內,對流系統強度迅速發展,並在中部地區造成了豪雨。此一特殊現象成為本研究之重點。由於中尺度對流系統的尺度在時間為2個小時,空間在20-100km之範圍是雷達發揮功能最有效率的範圍,尤其是歷年來許多豪雨皆發生在本省西部一帶,並且由於清泉崗雷達佔有觀測地利之故,本文採用清泉崗部卜勒雷達資料進行分析。藉由雷達降水回波強度以及徑向風場之分析,來探討對流雲系導致豪雨之成因與環境的關係,特別是豪雨期間低層噴流與地形所伴演的角色,以及對流系統動態與結構。

當天0000UTC綜觀天氣條件具備了LLJ,風切位於本省北方海面,旺盛西南氣流將南海水汽大量送至華南及本省地區的有利條件,雲圖亦顯示出雲系一波波不斷生成並向本省地區移動之現象。

由分析結果顯示,此豪雨個案中LLJ是一重要因子,近地層與鄰近上層風向風速的變化肇因於西北方強入流,而垂直方向的風切迫使上升運動傾斜,是系統雖在短短兩個小時內得以造成強降水之因。而對流系統回波排列走向與中部地區海岸線平行,回波得在海岸邊駐留旺盛發展時間正是豪雨發生時刻,本個案中環境風場在系統回波排列平行方向上無重大貢獻,但在其垂直方向上對系統得以旺盛發展有著極大的貢獻。地形的抑制效應於系統移入陸地時即發生,另山脈地形的抬升作用如無其他的上升運動條件配合,則強回波(較強對流)不易在垂直方向獲得發展。

壹、前言

在台灣地區每年的五至六月份正是由東北季風逐漸轉變為西南季風的過渡時期,也正是所謂的梅雨季(Mei-Yu season)。在此一時期內,經常有中尺度對流系統伴著劇烈天氣通過或滯留於本省及鄰近區域,為本省帶來豪雨並造成嚴重的災害與損失。例如1981年5月28日桃竹地區「五二八水災」,1984年台北地區之「六三水災」及「六十水災」,均導致上百億台幣之損失,對台灣地區之農、漁、牧及交通建設等造成嚴重傷害,為求掌握梅雨季中尺度對流系統發展條件,國內已有許多學者就綜觀尺度天氣條件進行了完整之分析,例如曲克恭與劉廣英(1983)針對台灣地區豪雨特殊分布之成因進行研究的結果顯示,欲掌握區域性大雨之發生及其發生地點須檢查以下三條件(1)綜觀尺度條件之配合(2)中小尺度系統之發展或移入(3)地形及低層局部環流的

配合。由於台灣地區獨特之地形會造成局部性環流,並且影響系統的運動。吳宗堯與王時鼎(1985)指出梅雨鋒過境時會受地形阻擋而發生變形,並產生中尺度低壓波動,印證了曲與劉的地形因素論點。林春長、紀水上、丘台光及溫嘉玉(1994)分析1993年梅雨季(5-6月)的15個導致台灣地區豪(大)雨個案的天氣類型,他們指出:降水量在50-100mm間個案850hpa風切位於北方海面,LLJ位於台灣中南部之間,300hpa Jet接近30°N。降水量大於100mm的個案,其天氣類型特徵為:低層受鋒面輻合及暖濕空氣影響,風切位於台灣北方海面,可見LLJ及台灣北方海面的風切對豪(大)雨現象發生有重大貢獻。

由於梅雨季中伴隨梅雨鋒面之一重要現象為低層噴流(LLJ),而對流雲簇與劇烈降水均與低層噴流密切

相關，(Chen, 1977a; Chen and Yu, 1988; 林銓, 1982; 李華誕, 1982; 柯文雄等, 1986; 黃中成, 1976; 陳正改, 1979; 陳泰然與紀水上, 1978; 劉廣英, 1982)。蔡清彥與鄭寶鳳(1987)之合成個案顯示豪雨可能發生在噴流入區右側。Matsumoto and Ninomiya(1971)及Akiyama(1973)亦有相似的結論。尤其是Akiyama指出由於LLJ軸造成之垂直環流使得對流雲系得以發展。Chen等(1996)以數值模擬方法研究1991年6月21~25日期間中尺度對流系統，他們指出除了低層噴流在水汽輸送方面有很大的貢獻以外，也發現LLJ的發展與對流程序彼此之間互有正回饋的功能，即一但水汽旺盛的雲系發展起來，LLJ就會增強。因此LLJ在研究梅雨季中尺度對流系統問題時也成為研究重點之一。

在1987年我國舉行「台灣地區中尺度實驗計畫」(Taiwan Area Mesoscale Experiment; TAMEX)時，氣象雷達觀測初次引進來幫助研究梅雨季內中尺度系統，由於它能直接觀測中尺度內部現象，不受危險天氣的威脅。使我們對於中尺度的天氣現象與特性有了大幅度的進展與瞭解。例如陳台琦和林沛練(1990)以雷達資料分析梅雨鋒面雨帶型態、結構與移動並討論其雨帶的走向、強度和生命期等；林沛練、葉菁菁與陳台琦(1990)研究指出低層輻合與高層分流的綜觀環境中，中低層來自西邊與西南邊的暖濕空氣在強回波區後緣內流輻合上升，上升運動與回波牆均向東傾斜，外流區出現在東南十幾公里之較高處，而對流胞發展到成熟階段時，內部氣流具有明顯的旋轉性，此種傾斜性上升流較不會受到雨滴下沉運動破壞，因此提供雨帶有利之發展機會。而蒲金標、陳景森和林沛練(1992)研究1987~1990年台灣地區中尺度對流系統報告中指出，中尺度系統到達台灣北部時，豪雨在鋒面抵達時發生，同時也指出因豪雨帶來之下降氣流較強阻斷上升氣流因而使對流無法繼續發展，他們的研究成果使雷達分析研究有了十足的發展空間。

1994年梅雨季中5月3日又見中尺度對流系統造成豪雨事件，本文為研究分析成果第二部分—雷達資料分析。

貳、綜觀尺度天氣

5月3日00Z地面圖分析(圖1)太平洋高壓位於日本東方洋面，故在琉球群島以東為偏東至東南氣流，低壓中心(氣旋中心)於琉球群島洋面，鋒面由此中心向西南延伸經福建再至廣東沿海一帶。有一低壓中心位於越南北部至雲貴一帶，為南海、中南半島及雲貴地區帶來西南氣流，也意謂著此氣流將南海的水汽大量攜帶至華南地區。

在700hPa高空圖(圖2)中槽線位於大陸東南沿海，本省西部一帶多為西南西風，強風軸亦由廣東貫穿本省中部再至琉球群島。而在廣東外海有一短槽存在，符合了LLJ及風切位於本省北方海面會產生豪(大)之條件(林等, 1994)。

300hPa高空圖中大陸沿海近本省地區氣流風向呈輻散，而強風軸位於北緯27~28度(圖3)，此有助於低層輻合現象的加強，有利強降水之發生。

分析該日00Z馬公之斜溫圖(圖4)可發現自地面至600hPa皆吹南南西至西南風，且表現出處於鋒前暖區的形態，可見在海峡上有較利於對流的發展的環境。低層強風出現在925~700hPa層，風速達每小時30哩，此可由衛星雲圖(圖5)(IR雲圖)可發現自琉球群島經台灣至廣東沿海之雲區似乎連成一氣可以証實，且雲系一波波不斷地移動至本省地區。

參、資料特性與處理

一、清泉崗雷達資料特性：

清泉崗雷達為C-band雷達，波長為5.3公分。它的掃描策略為每15分鐘完成一組體積掃描資料。每一組體積掃描有11個圓錐面資料，其仰角分別為：0.1、0.5、0.8、1.5、2.6、3.7、4.8、5.9、7.0、13.0、26.0等11之仰角。雷達最大掃描半徑為260公里，而本個案之gate spacing為875m，選取資料點最小可接受之距離為2km。其Nyquist Velocity為35.97m/s。

三、資料處理方法與程序：

本研究採用是美國NCAR發展之雷達資料處理之軟

體(CEDRIC)來作資料分析工作。由於雷達掃描之空間為一錐形體，屬於球面(極坐標)系統。資料處理過程包括：

- (1)資料的空間內插
- (2)資料可信度檢驗
- (3)偵錯：有四種因素所造成的錯誤必須檢查出來，並且加以校正。

- (a) 地面回波校正
- (b) 二次回波校正
- (c) 徑向風場的折錯校正
- (d) 雜訊的校正

- (4) 時間內插
- (5) 濾短波雜訊(filter or smoothing)：將處理過的資料畫出圖前，為使圖中的等值線較為平滑，並且過濾一些短波的現象，在此使用最小過濾法(least squares filter)，最小平方的範圍在資料中心外推一個網格的距離。

肆、雷達資料分析

在本研究中，我們首將雷達觀測資料由極座標轉換為傳統直角座標形式顯示，基於雷達掃描徑向間距為875公尺之實，及垂直解析度、觀測仰角數等因素，本個案最佳分析資料解析度在水平向最大距離為雷達站外70公里處，所以我們在本個案中資料分析範圍選取如下：

X軸自-70至30km，負號為雷達站西方，正號為雷達站東方。

Y軸自-30至70km，負號為雷達站南方，正號為雷達站北方。

雷達站本身位於座標原點(x=0, y=0處)。本個案中，水平網格點間距均設為2km，垂直方向上間距為1km。

一、中正機場雷達觀測資料與主目標選取

由中正機場雷達5月3日0801L至1101L 垂直向CAPPI最大回波強度圖(圖6)觀之，中部地區在此時段內受21-35dBZ層狀性降水回波籠罩。在0801時，雷達觀測回波組織鬆散，回波強度稍弱，面積範圍廣，為層狀性降水回波。但值得注意的是，在(圖6b) 5月3日0901時

中正機場雷達觀測到一個中尺度對流系統，以綫形態出現於中部地區外海(位於圖中左下角)，1001時(圖6c)該系統已到達苗栗中部地區沿岸，並與中部地區層狀性回波合併；此時中尺度對流系統雲胞均強度增強且大於35dBZ，1101時(圖6d)主目標回波帶登陸後，大於36dBZ之回波範圍顯著減小，勢力明顯減弱中。

回看在此一時段內中部地區的雨量變化，由中央氣象局發佈每三小時測站雨量資料(表1)顯示，清泉崗、梧棲等地在08L之前並無明顯降雨量，但在08時之後該地區雨量急增，尤其梧棲在08到11時間內雨量竟高達68.5mm。再由清泉崗逐時雨量分析，清泉崗在08至11時之間逐時雨量分別為0.3、3.0、35.0、3.0，注意在09至10時間內，單一小時雨量高達35.0mm(表2)，此雨量激增現象實為特殊。是何原因激發了此大量的降水？

由前所述中正機場雷達觀測得知，在0901至1001時段內，適有一中尺度對流帶狀回波，於1001至1101L時段內入侵中部地區，與特殊降雨現象在時間上甚配合，並與原先就在台灣中北部地區層狀性降雨回波合併，此一過程導致了大量降雨。為求進一步瞭解其個中原因，我們選擇了清泉崗雷達在0915、0945、1015及1045時四個觀測資料進行分析。

二、清泉崗雷達CAPPI水平回波場分析

(一)、1.5公里等高面分析

根據清泉崗雷達0915、0945、1015及1045四個時間觀測資料等高面降水回波分析(如圖7)所示，原先提及中正機場雷達觀測到本個案主要目標中尺度對流系統回波帶在排列走向有顯著不同，在圖6b內中正機場雷達捕捉到之研究主目標回波帶呈南北向排列，但在清泉崗雷達捕捉之目標中尺度對流系統則為一逗點狀回波，其頭部在全回波帶狀東北側，是呈現有南北向排列特徵，但其勢力反而較跟隨尾段降水回波勢力弱，其尾段主要降水回波成帶狀，卻是由東北東向西南西走向排列(如圖7a至7c)，位於本省中部外海及沿岸地區。此排列位置對系統造成降雨有極大影響，如為南北向排列則南端部份勢必先登陸，地面層水汽減少，地面破壞作用將使勢力迅即減弱，導致帶狀回波越走勢力越弱，不易激發豪大雨。但若如本個案排列法恰與海岸線平行，回

波帶於岸邊近海增強，移入陸地時整個系統同時侵襲，在侵襲前帶狀回波區得整體增強，不會邊移動邊自南側減弱。因之，當本個案回波侵襲中部地區時，才有機會激發了豪雨。

再說，同一系統何以在二個雷達觀測上，會有不同排列形態出現？主要原因在於系統位置較偏南，恰位於中正機場雷達120公里掃描半徑最大距離邊境，中正機場雷達並未全部抓取到全部回波之故，因之清泉崗雷達確是本個案中尺度對流系統觀測最佳位置之雷達。

由四個觀測時間分析資料顯示(圖7a-d)，主目標降水回波帶於0915時其最東側之回波區已抵達苗栗、豐原地區沿岸。大部份帶狀回波區仍在海上。0945時帶狀回波區在接近陸地之刻，勢力明顯增強，30dBZ以上涵蓋面積擴張，並出現大於40dBZ小於50dBZ之回波區。至1015時大部份30dBZ以上回波區仍駐留海上，幾乎與海岸線平行，前緣已接觸陸地，於1045時整個帶狀回波進入陸地，其中大於30dBZ，回波涵蓋面積顯著減少，勢力減弱中。

再看四個時間資料，主目標中尺度對流系統於0945至1015時對流特性明顯，dBZ梯度較大，回波區集中在狹長帶上。於1045時雲胞回波強度減弱，回波場dBZ值多在20-29間，也不見強梯度現象，比較上在1045時組織已較前二時段鬆散。另外，在這四個時間內，中部地區回波區亦於0945至1045時間轉變成全面涵蓋性。

(二)、2.5公里等高面分析

在此高度上主目標回波強度仍是在0945L及1015L間dBZ值較高(圖8a-d)，30-39dBZ回波區面積在擴張，可見40-49dBZ回波區出現。此二時間內30-39dBZ回波區均保持接觸陸地而不深入移進陸地，大部份30-39dBZ回波區域仍位於海面上。至1045時才見移進陸地，但30-39dBZ回波區立即減少或消散。全部四個時程中，回波對流性帶狀特徵也是在0915及1015時內較為明顯，1045時之後回波強度普遍降到30dBZ以下。dBZ等值線密集梯度現象不復出現。另外自0945時之後，中部地區即都在雷達觀測回波區涵蓋範圍內。

再與1.5公里等高面分析資料作比較，在本高度上，1015時位在尾段靠西南方之回波dBZ值比低層(1.5公里)者dBZ值強。再看整個與沿岸平行之帶狀回波區

內，於低層顯示為單一帶狀，dBZ介於30-39間，在本高度則是呈現三個獨立雲胞特徵，且最強回波值介於40-49之間。

(三)、3.5公里等高面分析

基本特徵顯示(見圖9)與2.5公里等高面者相同，在強度上dBZ值沒有2.5公里等高面者強，僅在0945及1015時上有小部份回波區可達30-40dBZ值間，大多為20-30dBZ值。至於0915及1045二個時段其回波都在20-30dBZ值間。

三、垂直向回波強度綜合分析

(一)、水平面重疊分析

圖10為0915時清泉崗雷達1.5至3.5公里各定高度水平面上20~29dBZ回波區外緣重疊圖，如圖中所示主目標位於海上，在結構上是近乎垂直發展，其20~29dBZ涵蓋區由底層至上層幾乎是在同一位置上，而涵蓋面積而言，越往上層，其涵蓋面積也較底層為小。

再看陸地上，僅見零星的回波區，且在3.5公里高度上，幾乎不見回波區(圖中點線範圍)，只有在清泉崗南方尚可見一小回波區。陸地上的回波區與主目標相比，不但組織鬆散，且強度亦較弱。

另外，在0915時，只有在1.5公里低層定高面上，我們可以看到些30~39dBZ回波區隱藏在20~29dBZ回波區內(參考圖7a)，但到了上層2.5及3.5公里等高度平面上，則不見30~39dBZ回波區存在(見圖8a及9a)。根據圖10所示特徵，主目標在此時尚屬發展階段，梧棲與清泉崗二地雨量資料均無異狀發生。圖11所示內容同於前圖10，惟其觀測時間為0945時。本時段與前一時段(0915L)相比較，其最大差別在於20~29dBZ回波區明顯的擴增，與原先在陸地區弱回波區合併，成為整片性的涵蓋，使清泉崗雷達站以北地區幾乎在回波籠罩之內。再檢視原先0915L時主目標回波位置區，查証該主目標中尺度系統本體是否已登陸？我們可以從同一時間30~39dBZ回波區涵蓋區重疊圖中獲得答案(見圖12)。由圖中明顯可看出主目標強回波於0945時仍停留在海岸沿岸及近海海上，並未見強回波向陸地移入。

另於圖12中顯示，在清泉崗南側陸地區有一個30-40dBZ的回波區存在，如將此面積較小的回波區上下

層面積做個比較，則在近地層(1.5公里)根本未見回波區，而位於上層(3.5公里)的涵蓋面積(圖中點線陰影區)比下層(2.5公里)的面積(圖中虛線區)來得大些。

圖13與圖12分析內容相同，也是30-39dBZ回波區外緣重疊分析圖，惟觀測時間為1015時。如圖所示主目標強回波仍停留於沿岸及近海海面上，此系統於0915時起至1015時，已呈近似滯留狀態停留於原處，亦未見強回波帶(視為主目標系統母體整體向陸地區快速移進)。

圖14為清泉崗雷達觀測1.5公里定高度水平面上30dBZ等值線回波區，分別於0915、0945、1015、1045及1103時五個觀測資料重疊分析圖。根據圖中時間連續性回波軌跡顯示，主目標區系統於0945時回波面積擴大，面積前緣已接觸到海岸線區。此後，由0945至1045時，主目標區近似滯留。於1103時，主目標區位於清泉崗雷達站東北方近山區(圖中網格陰影區)仍有30dBZ等值線回波區存在。但是主目標回波帶尾端部分於深入陸地後，已呈減弱狀態中，而其北段部分尚存，則續移向山區。

(二)、垂直剖面分析

根據前節討論，究竟是何原因讓主目標強回波帶會在0915至1045時段內持續的在沿海岸線及近海地區發展？其垂直結構又如何？為了找出其中答案，接下來將進行垂直剖面分析探討。惟在執行剖面分析之前，首先須要決定垂直剖面如何選取。由圖7及圖14中主目標在研究時段內平均動態，可以計算出其平均移動速度，所得結果顯示其平均移速為每秒11.1公尺，向著140度方向移動(對系統本身而言)。所以在垂直剖面選擇上，將以清泉崗雷達站320度方向70公里處為起點，經雷達站至140度方向30公里處為迄點作一連線(如圖15所示AA')，執行垂直剖面分析。

從圖16中首先接下來讓我們看看位於雷達站東南方近山區的回波動態，於0915時在雷達站上空至東南方26公里間有二弱回波，其dBZ值均在30dBZ以下，高度僅展到2.5公里。進入0945L時之後，由於主目標低層由海上迅速向陸地接近，且其勢力迅速增強，此種低層迅速切入動作，形成一個強迫舉升作用，使得近海岸雷達站東南方5公里處在2至4公里高度層內出現了一個

30dBZ值以上的回波區。同時也使原先近山區的回波在垂直向上獲得了較佳的發展。回波頂高度超過了4.5公里。時至1015L，此回波由於主目標系統在速度上的減緩，不再迅速動自低層切入，使得原先引發的強迫抬升作用減弱，因之在2至4公里之強回波不再能旺盛發展，反而呈現出減弱現象，且發展厚度也縮減至到3~3.5公里之淺薄層之內。到了1045時，該回波已不見蹤跡。

另再檢視雷達站東南方近山區，於0915時，在雷達站東南方22公里近山區之較低高度層內(離地1公里以內)，出現一30dBZ以上之回波。此一回波是由於地形的抬升作用而造成。但是該回波缺少其他激發條件，所以在0945至1045時之間始終停留於同一地點，且侷限在同一高度層內，此現象表示地形的抬升作用對雲系垂直發展激發貢獻有限。

為求證實主目標在低層迅速切入動作影響，或是主目標系統本身與環境間氣流之相互作用，特將雷達觀測之徑向風速亦合併於同一圖中顯示。惟圖中所示之風速數值已減去主目標每秒11.1公尺之系統平均移動速度，所以圖中風速數值為相對主目標的風速值。圖中17為清泉崗垂直剖面回波強度與徑向相對風速之合成分析圖。剖面之選擇與圖16相同，雷達於位y=0處，雷達於右側為西北方(320度)屬海上，左側為東南方(140度)為陸地區。

首先討論主目標系統所在區域，於0915時主目標系統首見移入研究範圍內，回波區所在位置自地面到4.0公里各高度層相對風速值為均為負值，亦即回波背後入流(系統回波外氣流向其內移入)明顯的均向著雷達站所在位置移動。由於雷達站右側全部是單一性徑向風場，相對風速均為負值，無風向上正負值變化出現，所以在風速上的變化將導致輻散輻合作用，圖17.a之中在雷達36公里處，其相對風速由-21m/s在水平距離8公里內劇降為-11m/s，此銳減風速即在該處造成地面層的輻合，從而引發上升運動。此上升運動在2.5公里上又遇到較強入流，使得上升運動無法做垂直向發展，而產生傾斜現象。30分鐘之後見圖17b所示，主目標所在區1.0至3.0公里高度層內相對風速值增強至-23m/s，意即回波後方入流加強，將0915時上升運動軸由36公里處向前推至雷達站西北方9公里處(圖17.b回波前緣氣流相交處)，使得上升氣流軸產生傾斜現象，留意在上升運

動軸的下方有一大於30dBZ的回波，此強回波區(下雨區)位在上升運動軸之下方，表示上升運動空氣中形成的雨滴不在上升氣流中下沉，而是由上升氣流中落到上升氣流軸下方，如果上升氣流軸雖傾斜嚴重(3.0km/32km)，但卻不會因雨滴下降引發的下沉負作用，而導致上升運動遭破壞並減弱。相反的，下沉運動在近地面層會形成外流(圖中14-24公里處氣流向系統外流出)，反而有利於地面層回波前緣氣流輻合增強，對上升運動更有幫助，系統在強度上明顯增強，且得以持續的發展，此與林等(1990)所述上升運動傾斜結果相符。由表1雨量資料相印證，此刻中部地區如梧棲與清泉崗降雨量顯著激增，尤其是清泉崗地區當地在09至10時間之內單一小時雨量就高達35mm。另外在雷達站外36公里之海上，屬於主目標強回波區之後緣，於地面層可以見到由14-24公里區下沉運動引發的外流(相對風速值為正)與強回波區後方入流(相對風速值為負，向著雷達站方向移動)在此處交會，風向風速上的輻合也引發了另一個較弱的上升運動，使主目標系統垂直結構複雜化，對流作用明顯增強。

至1015時，主目標所在區地面層的外流又不明顯，再轉為單純的入流型態，並與雷達站東南方之入流(離岸流)在5公里處交會，此即上升運動所在位置，處於強回波前緣。由於0945至1015移動速度減緩，其上升氣流軸不再像0945時一般嚴重的傾斜，而其垂直高度已伸過3公里。但是它的上升氣流在到達1.5公里高度時，上層的相對風速較強氣流，由於無法穿透該較強風速層，於是此上升氣流被迫轉向，自垂直方向轉為水平向風速較少區移動，我們可以從圖17c中雷達站西北方30-70公里區間，0.5至1.0公里高度層內看到近乎水平向伸展的回波區即是如此形成，也使得主目標的強對流垂直向發展回波區出現了層狀性回波特徵。到了1045時，主目標系統開始向陸地區移進，其上升運動區與強回波區合在一起，意謂著雨滴的下沉運動將直接破壞到上升氣流的強度，再加上地面層海上入流風速減弱，由每秒23公尺減至14公尺，陸地上的發展環境比海洋上差，此系統減弱的非常快，1015時曾出現的層狀回波區，此刻已削弱不復存在。

接著再看到雷達站所在位置區，於0915時雷達站左(東南)右(西北)二方向均為入流，相對風速為負值，

所以在雷達站處形成了上升運動，而強風區卻在1.0公里之高處(-18m/s)，間接的迫使主目標區上升運動軸傾斜，而在雷達站上空的弱上升氣運動由近地層抬升到2.0公里高度上，勢力自然比0915時弱，因之在2.0到4.0公里處之大於30dBZ回波區雖見發展，但不能旺盛發展，1015時即見消散中，於1045時即不再見蹤跡。

最後看看近山區雷達站左(東南)方22公里處，高度在1.0公里以下，有一因山脈地形抬升作用造成大於30dBZ的回波區，該一回波區在0915、0945、1015及1045等四個時段中，相對徑向風速值未見明顯輻合作用，反倒是0945時在1.0公里以上高度，風速由-18m/s降為-4m/s，易形成垂直向下的下沉作用，在沒有上升運動配合發展條件下，此一大於30dBZ回波區在四個研究時間中始終維持在1.0公里高度以下，未能在垂直向上獲得旺盛發展。

另外在垂直方向上相對徑向風速也有值得探討之處，在0945至1015時在主目標強回波區後方(雷達站西北方)出現了較回波前強的入流(-23m/s)，且自有1.5公里高度降到0.5高度之變化，此變化發生時間恰與主目標系統快速移動及旺盛發展時刻相吻合。再說於3.5公里高度上，四個時間上均見一強風速值中心出現於雷達站(西北方)30公里處，其風速在0945時竟高達-30m/s，此LLJ在0945時迫使上升運動軸做傾斜發展，是為主目標系統快速發展成因之一。它也是1015時主目標系統後緣出現層狀性水平向伸展回波成因。

四、清泉崗雷達CAPPI水平徑向風場分析

(一)、1.5公里等高面分析

圖18顯示清泉崗單一雷達徑向風場水平1.5公里等高面分析資料，圖中將接近雷達站之正、負二個徑向最大風速中心做一連線，且與通過雷達站零值線垂直之連線，代表該高度層上的環境風場在1.5公里等高面上，四個研究時間內，環境風場均偏230度之西南風最大值介於-20到-21m/s之間。

(二)、2.5公里等高面分析

圖19，如圖18惟高度在2.5公里之水平等高面分析，與1.5公里等高面相比較，環境風向由230度轉為偏250度的西南西風，惟在0945時；也就是在主目標系統

旺盛發展時環境風轉為偏255度之風向。最大值在-23m/s至-24m/s，較1.5公里等高面上的值稍強。

(三)、3.5公里等高面分析

圖20，如同圖18惟高度為3.5公里。此高度上，於0915至0945時間環境風偏255度之風向，1015至1045時則略改為偏250度之西南西風，強度值在-23m/s至-24m/s與2.5公里之值相當。

五、清泉崗雷達之VAD分析

由圖7、8、9三個高度水平回波強度資料分析顯示，在研究的時段之中僅0915及1045二個時間，主目標系統回波大都在29dBZ以下，較少出現在30以上，涵蓋面積遠小於20-29dBZ回波面積，所以其對流較不旺盛，因之選擇此二時間進行50公里範圍內的VAD分析，其結果如圖21及22所示。

圖中顯示在0915及1045二時間環境風場變化不大，在1.5公里高度層上二時間均為近230度之風向，此與前節中1.5公里水平等高面上分析風場相同，另看2.5及3.5公里之高度層，二時間的環境風場偏為255度風向，此又與前節中2.5公里及3.5公里水平面等高分析環境風向相符。

在風速上，最大的風速值均在21-24m/s間，高度也在到3.5公里高度間，與前節所得結果相當。該風速與地面相比(10-12m/s)在3.0-3.5公里高度強風速至少大於地面層風速一倍，也足以證明個案中LLJ是存在的。

六、清泉崗雷達徑向風場垂直剖面分析

由前節VAD及水平徑向風場分析得知，環境風場低層為西南風，上層為西南西風，圖21及22風向資料顯示出自地面以至2.0公里風場均偏西南風。因此我們選擇了230度及50度通過雷達站連線進行垂直剖面分析(圖15中BB'線段位置)，其徑向風場垂直剖面分析如圖23，由於剖面走向與實際風場相雷同，且與系統平均移動方向垂直，故本剖面所得徑向剖面風場非常接近實際風場。根據圖中資料顯示LLJ的確存在，各時段中風速最大值為24m/s，出現高度在2.5到3.5公里高度層，此結果與前二節討論又得到相互驗證。

再看四個時段中徑向風場值均以雷達站為界，其左(西南)方均為負值，其右(東北)方均為正值，全是屬於偏西南風之環境風場，並不如320度及140度系統平均移動方向剖面風場資料所顯示在風向風速上變化大，因此在平行目標系統回波排列走向方面，環境風為單純盛行西南風，對系統發展貢獻有限。

伍、結論

本研究個案之目標是發生在鋒前暖區的中尺度對流系統，它的生命期不長，但卻造成驚人的降水量，由我們的雷達資料分析得知：

一、環境場內LLJ對系統發展是一重要因表，由垂直剖面及水平面分析中都顯示出系統所在的環境中有LLJ存在，尤其在2.5-3.5公里高度中，其強度在21-24m/s間，該LLJ會迫使上升運動軸產生傾斜現象，此一傾斜現象使系統在強度上有明顯增強，原因是不受成熟對流胞強降水下沉之抑制作用，反而使對流迅速成長且造成地面豪大雨量之現象。

二、由垂直剖面分析顯示，主目標系統在垂直結構上，2.0公里高度以下風的變化對系統所需上升氣流運動有決定性影響，在0945至1015時之間入流強風高度下降，與系統的快速移動時間相互吻合，而此近地層強入流迫使上下層移動速度不一，造成上升運動軸傾斜。1015時此一近地層快速入侵移動現象減弱，傾斜也因之不明顯，系統迅速減弱。

三、山區的地形抬升作用若在沒有上升運動的條件配合下，大於30dBZ的強回波發展高度就受限，在本個案發展高度只在1.0公里以下，無法獲得更強的發展機會。

四、地形對主目標之影響，在0945至1015時可看出迅速入侵的低層氣流，在遇到地形時風速有減弱現象。

象，復加上由山區方向來的氣流，使得主目標在1015時沒有像0945時一般的持續快速移動。

五、環境風場LLJ與主目標系統回波排列走向平行，故而在平行系統方向上貢獻有限。但在垂直回波方向上(320度方向)顯示出環境風在系統的快速移動、強入流、風速輻合在引發上升運動作用上均有直接的貢獻。

六、由相對風場剖面分析中得知，由於先前在山區之降水已消散，其下沉氣流與主目標向陸地之氣流交會在沿海地區，故輻合帶在此區形成，乃造成強回波整體暫時無法完全進入內陸，而只是接觸海岸線一帶，故雖然對流系統生命期不長但卻能造成梧棲、台中、清泉崗等地區有相當大的雨量。

七、本個案回波排列方向與海岸線平行，不是南北向排列，使其在有利條件配合下，亦是它能造成豪雨的原因之一。

陸、致謝

本文作者感謝NCAR開發之CEDRIC雷達資料處理軟體，也感謝清泉崗都卜勒雷達站資料收集，使得研究得以進行。本研究是在國科會自然處專題研究計畫NSC86-2111-M-072-002-AP6支持下完成。

柒、參考文獻

王時鼎、謝信良、鄭明典、葉天降，1996：侵台歷史颱風資料對1996年賀伯颱風風、雨預報之類比法應用研究。亞太地區航空氣象與飛航服務研討會論文彙編，交通部民用航空局，189-206。

曲克恭、劉廣英，1983：台灣地區豪雨及暴雨特殊分布之成因。氣象預報與分析，96，1-10。

林沛練、葉育青、陳台琦，1990：TAMEX IOP13 長生命

期雨帶的內部結構之診斷分析。氣象雷達與飛航安全研討會論文彙編，交通部民用航空局，125-138。

林銓，1982：梅雨鋒面過境中正國際機場之個案。第三屆大氣科學學術研討會論文彙編，國科會，258-265。

林春長、紀水上、丘台光、溫嘉玉，1994：台灣梅雨季豪(大)雨天氣類型之初步研究。天氣分析與預報研討會論文彙編，交通部中央氣象局，537-557。

柯文雄、林和、沈鴻禧，1986：低層噴流的數值模擬。第四屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，國科會，61-75。

李華誕，1982：台灣梅雨期間豪雨個案初步分析。氣象預報與分析，91，11-21。

陳泰然，1988：台灣梅雨研究的回顧。科學發展月刊，第十六卷，第二期。

-----，1990：台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特徵。大氣科學，18，73-84。

-----，1990：台灣梅雨季伴隨中尺度低壓之暴雨與雷達回波研究。大氣科學，18，213-228。

陳景森、陳台琦、陳文信，1990：TAMEX個案IOP8山區雷達回波分析。氣象雷達與飛航安全研討會論文彙編，交通部民用航空局，139-147。

吳宗堯、王時鼎，1985：變易季節台灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及結構之初步分析。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，73-88。

鄧秀明，1992：梅雨鋒面對流雨帶之中尺度與熱力結構演：TAMEX個案研究。國立台灣大學大氣科學

研究所博士論文。

黃遠生，1995：1993年六月二月苗栗地區豪雨個案分析。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。

張耀升，1993：利用雷達資料分析一九九一年梅雨期間中尺度對流系統之氣流及其降水結構。國立中央大學大氣科學研究所碩士論文。

葉育青，1990：TAMEX IOP13 長生命期雨帶的降水結構分析。國立中央大學大氣科學研究所碩士論文。

張淑玲，1992：梅雨鋒面的雨帶結構。國立中央大學大氣科學研究所碩士論文。

路心誠，1995：台灣梅雨期中尺度對流系統及其綜觀環境特徵之個案研究。私立中國文化大學大氣科學研究所碩士論文。

胡仲英，1987：山岳對氣流與降水之影響。國立中央大學大氣科學研究所博士論文。

蔡清彥、鄭寶鳳，1987：台灣地區梅雨期間低層噴流的結構分析及其與發生豪雨的關係。大氣科學，15，1，1-16。

蒲金標、陳景森、林沛練，1992：1987-1990年台灣地區梅雨鋒面與中尺度對流系統之分析研究。天氣分析與預報研討會論文彙編，交通部中央氣象局，119-128。

蒲金標，1995：梅雨季中尺度對流系統與近地層氣象因子特徵之分析研究(一)。行政院國家科學委員會專題研究計畫期中成果報告。

-----，1996：梅雨季中尺度對流系統與925hPa定壓層氣象因子特徵之初步分析研究。天氣分析與預

報暨海象測報研討會論文彙編，交通部中央氣象局主辦，中華民國氣象學會協辦，402-409。

Akiyama, T., 1973: Ageostrophic low level jet stream in the Baiu season associated with heavy rainfall over the sea area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 51, 205-208.

Battan, L.J., 1973: *Radar observation of the atmosphere*. University of Chicago Press, 323pp.

Cotton, W.R., 1990: *Storms*. ASTER Press. Geophysical Science Series Vol. 1, 158pp.

Chen, G.T.J., 1977a: An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. *Proc. Natl. Sci. Council*, 1, 11, 1-21.

-----, and C.C. Yu, 1988: Study of Low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-yu season. *Mon. Wea. Rev.*

Chiang Chen, Wei-Kuo Tao, George S. Lai, Stephen Lang, Pay-Liam Lin, and Tai-Chi Chen, 1996: The Interaction of the upper- and Low-Level Jets in the Development of Mesoscale Convective System in a Mei-Yu Front: MM5 Model Simulations. *Conference on Weather Analysis and Forecast & Marine Meteorology*, p294-299.

Chen, G.T.J., and S.S. Chi, 1980: on the frequency and speed of Mei-Yu front over southern China and the adjacent areas. *Papers Meteor. Res.* 3, 1 & 2, 31-42.

Hu, Chung-Ying and Siu-shung Hong, 1987: Mountain effects on airflow and precipitation. Ph.D Thesis, Institute of Atmospheric Physics, National Central University, 138pp.

Hong, Siu-shung, Chung-Ying, Hu, and F.-S. Weng, 1990: On dynamical studies of orographically induced mesoscale phenomena. In "East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate, International Conference on", World Scientific, p.313-322.

Jou, J.-D.B., and S.-M. Deng, 1990: Mesoscale Characteristic of Mei-Yu Front: A TAMEX case study. Workshop on TAMEX Scientific Results, 24-26 Sep, 1990, 150-157.

-----, 1991: Structure of a low-level jet and its role in triggering and organizing moist convective over Taiwan: A TAMEX study. *Terre. Atmos. Ocea.*, 3, 39-58.

Kenji Akaeda, Jon Reisner, and David Parsons, 1995: The role of meso-scale and topographically induced circulations in initiating a flash flood observed during the TAMEX Project. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1720-1739.

Lhermitte, R.M., and D. Atlas, 1961: Precipitation motion by pulse Doppler radar. Preprints, Ninth Radar Meteorology Conf., Kansas City, Amer. Meteor. Soc., 218-223.

Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1347-1387.

Mohr, C.G., and R.L. Vaughan, 1979: An economical procedure for Cartesian interpolation and

display of reflectivity factor data in three-dimensional space. *J. Appl. Meteor.*, 18, 661-670.

-----, L. J. Miller and R. L. Vaughan, 1981: An interactive software package for the rectification of radar data to three-dimensional Cartesian coordinates. Preprints, 20th, Conf. on Meteorology, Boston, Amer. Meteor. Soc., 690-695.

Matsumoto, S., J. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of "Baiu" front associated with heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 267-281.

Wang, Jin-Chihng, and Siu-shung Hong, 1992: Study on mechanism of heavy rain during the late-spring. Ph.D Thesis, Institute of Atmospheric Physics, National Central University, 158pp.

表1: 1994年5月3日台灣地區主要測站之每三小時之雨量表。

時間 站	05 L	08 L	11 L	14 L	24 hr. 總雨量 (01-24 LST)
新竹(757)	1.8	5.1	25.6	36.0	45.9
宜蘭(708)	0	0	2.1	1.9	5.4
花蓮(699)	0	0	0	0	19.0
清泉崗(770)	0	1.0	41.0	38.0	160.9
台中(749)	0	2.0	19.9	12.6	140.3
梧棲(777)	0.5	3.5	68.5	69.5	310.0
澎湖(734)	0	0	0	1.5	2.6
日月潭(765)	0	0.4	1.8	4.7	51.9
玉山(755)	0	0.7	1.5	3.7	6.6
嘉義(748)	0	0	0	10.5	10.5
阿里山(753)	0	1.2	0.7	3.0	59.9

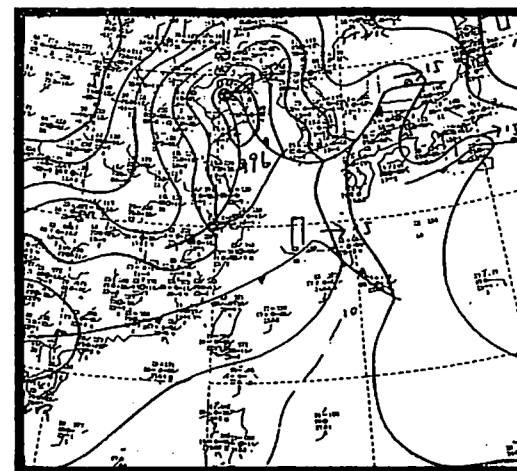


圖1 1994年5月3日0000UTC地面分析圖

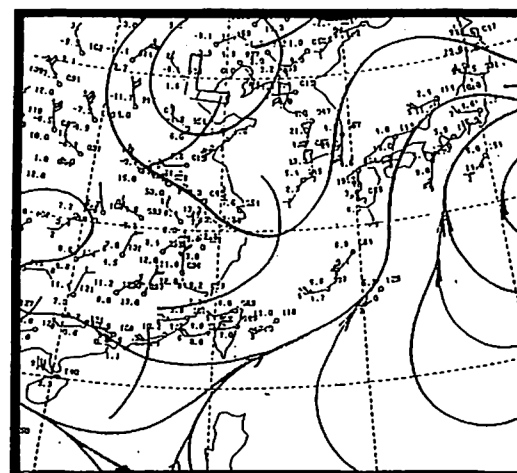


圖2 1994年5月3日0000UTC 700hPa 高空分析圖

表2: 1994年5月3日中部地區主要測站06~11地方時逐時雨量表。

時間 站	06 L	07 L	08 L	09 L	10 L	11 L
台中(749)	0	0.1	1.9	1.8	15.3	2.8
梧棲(777)	0	0.5	3.0	32.5	26.0	10.0
清泉崗(770)	0.1	0.7	0.3	3.0	35.0	3.0

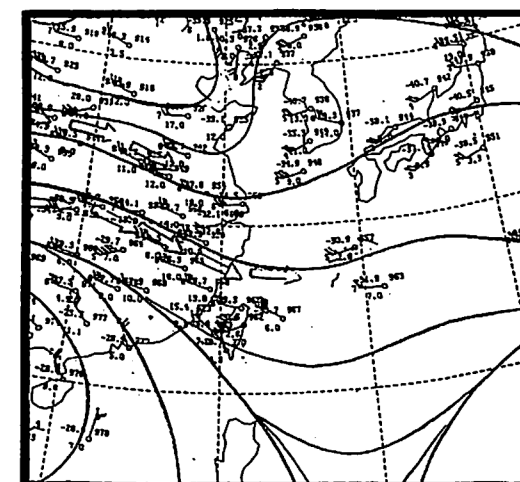


圖3 1994年5月3日0000UTC 300hPa 高空分析圖

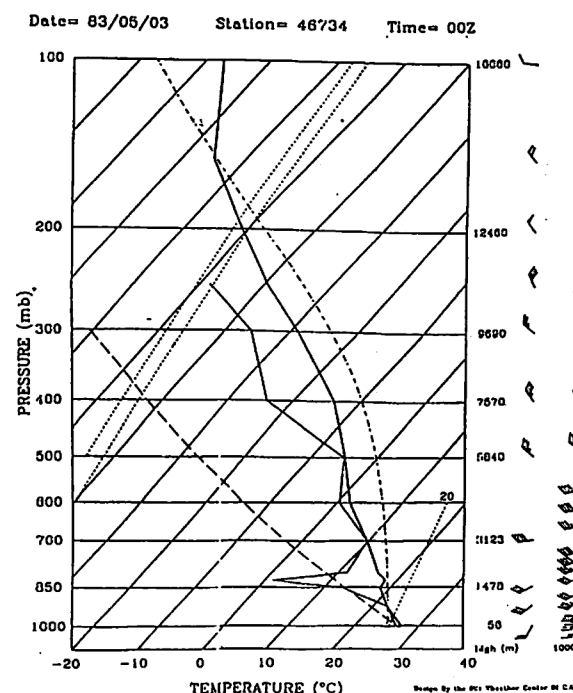


圖4 1994年5月3日0000UTC 馬公站斜溫圖

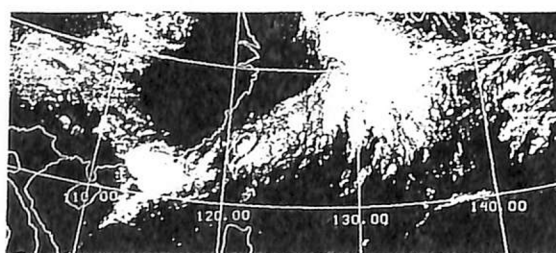
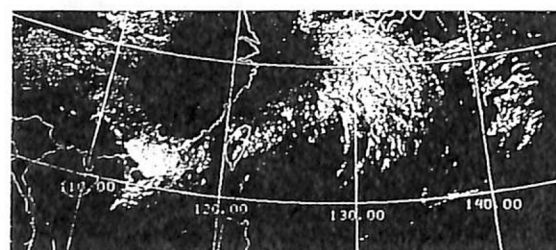
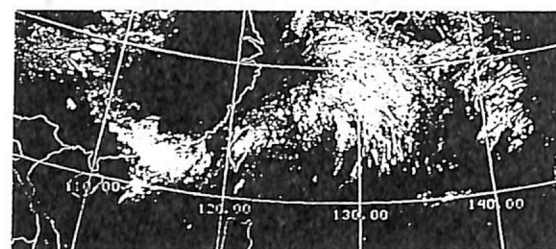
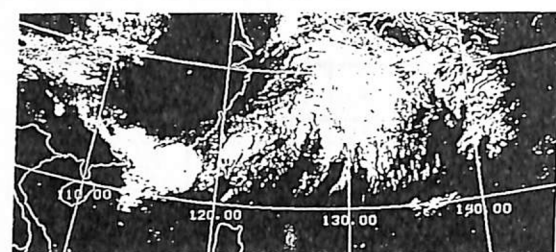


圖 5 1994 年 5 月 3 日紅外線衛星雲圖觀測時間分別
(a)0033(b)0132 (c)0233 (d)0333UTC。

(a)

(b)

(c)

(d)

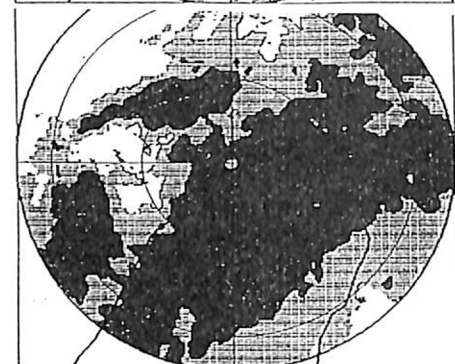
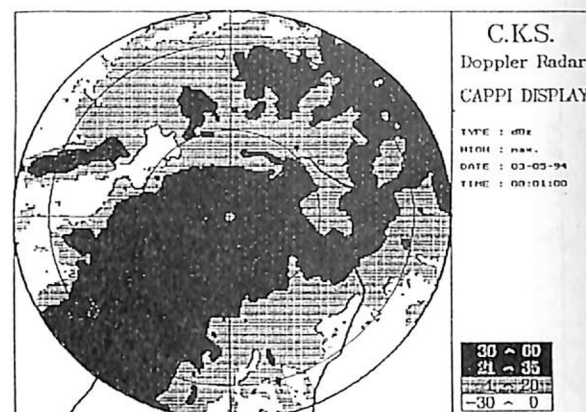


圖 6 1994 年 5 月 3 日中正機場雷達 CAPPI
MAX dB 波圖，觀測時間分別(a)0801L
(b)0901L(c)1001L(d)1101 地方時。

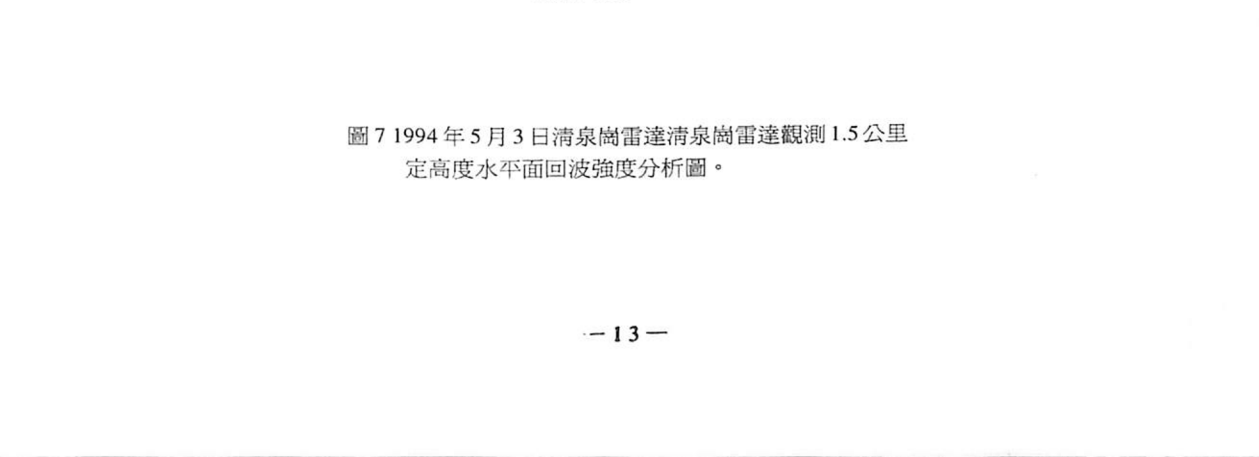
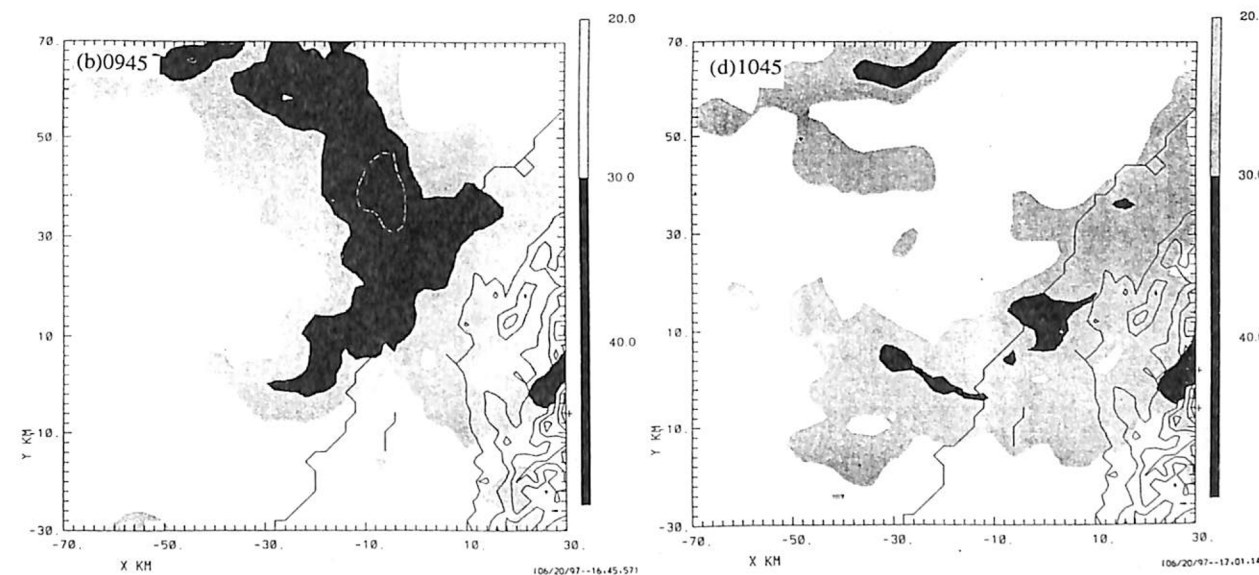
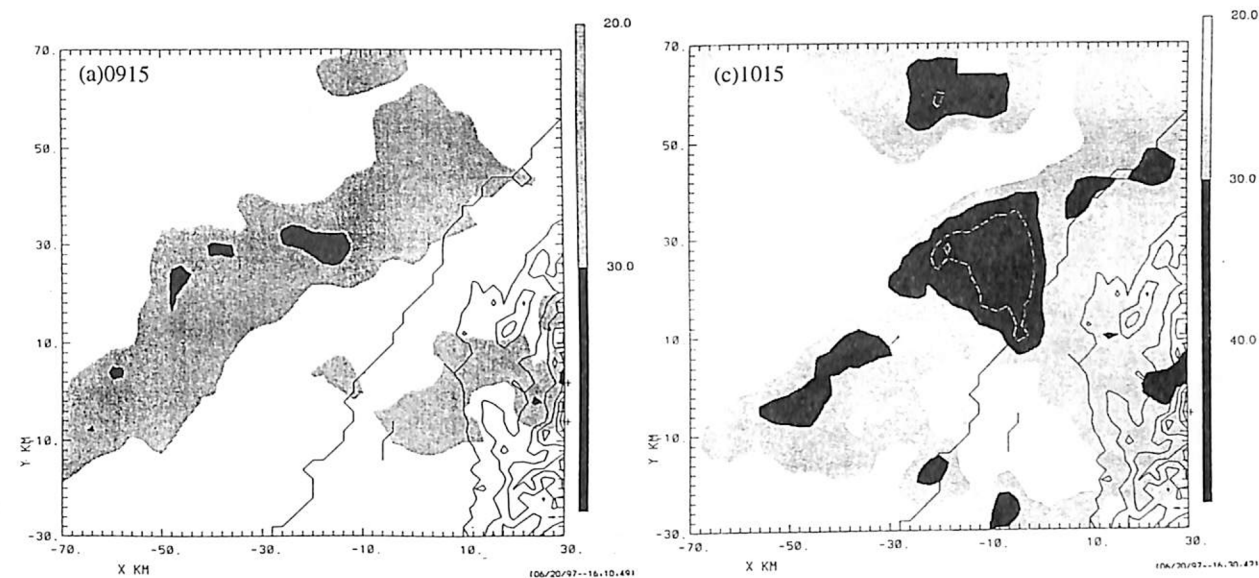


圖 7 1994 年 5 月 3 日清泉崗雷達清泉崗雷達觀測 1.5 公里
定高度水平面回波強度分析圖。

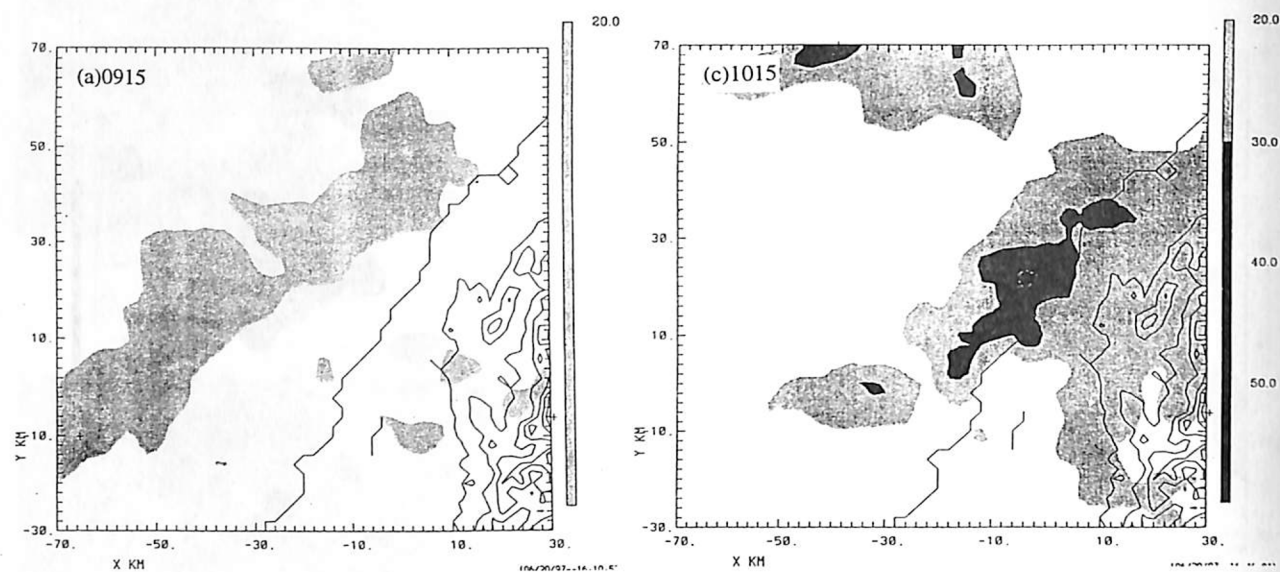


圖8 1994年5月3日清泉崗雷達清泉崗雷達觀測2.5公里
定高度水平面回波強度分析圖

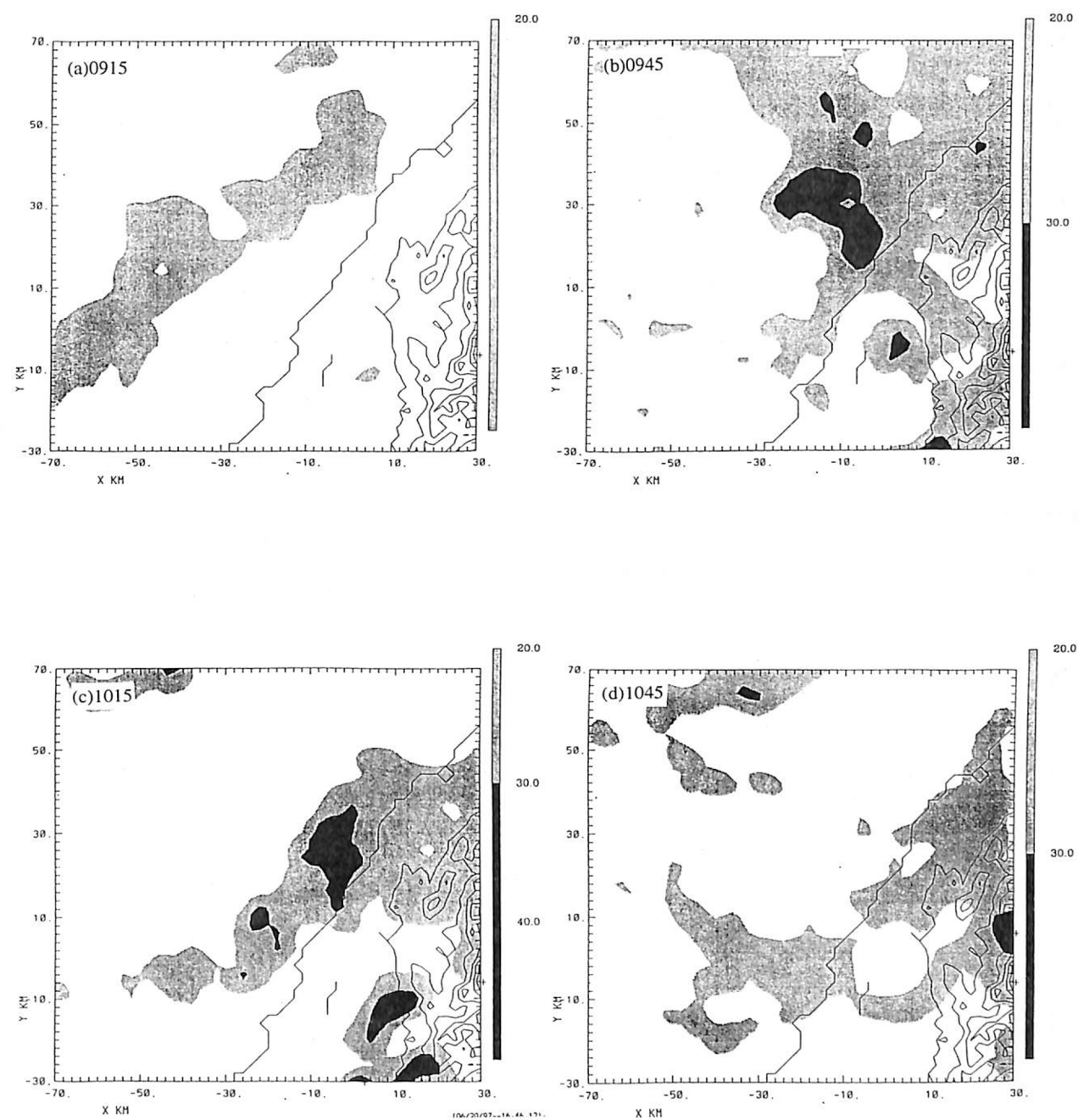


圖9 1994年5月3日清泉崗雷達清泉崗雷達觀測3.5公里
定高度水平面回波強度分析圖。

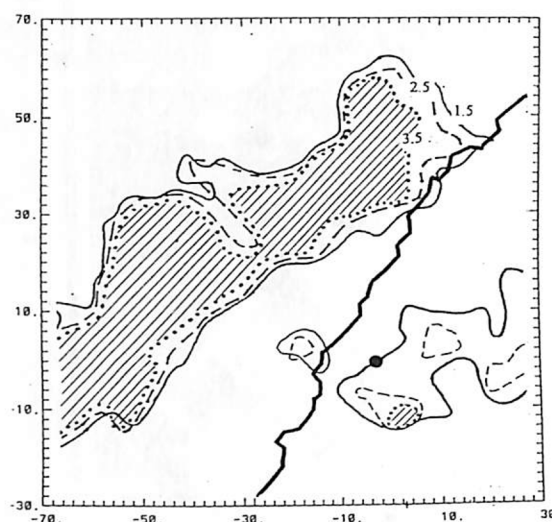


圖 10 1994 年 5 月 3 日 0915 時清泉崗雷達 1.5 至 3.5 公里各定高度水平面上 20~30dBZ 回波外緣重疊分析圖。圖中深黑實線為台灣中部地區地形線，深黑圓點為雷達站所在。實線為 1.5 公里高度，虛線為 2.5 公里高度，點線為 3.5 公里高度。

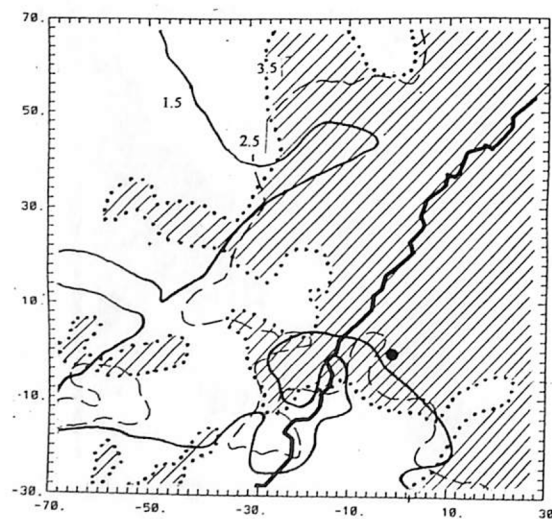


圖 11 如圖 4.5，惟時間為 0945 時。

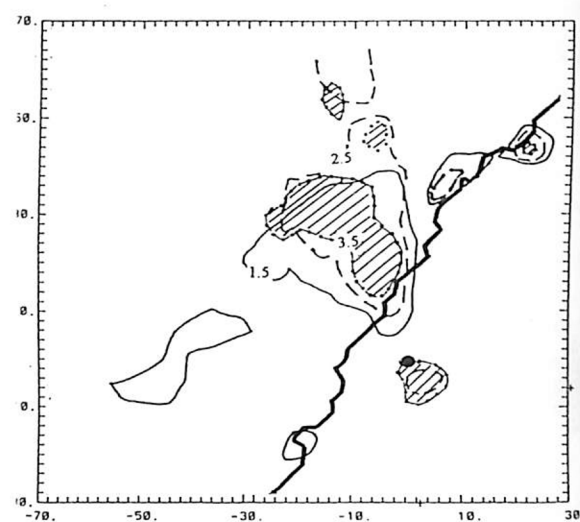


圖 12 1994 年 5 月 3 日 0945 時清泉崗雷達 1.5 至 3.5 公里各定高度水平面上 20~30dBZ 回波外緣重疊分析圖。圖中深黑實線為台灣中部地區地形線，深黑圓點為雷達站所在位置。實線為 1.5 公里高度，虛線為 2.5 公里高度，點線為 3.5 公里高度。

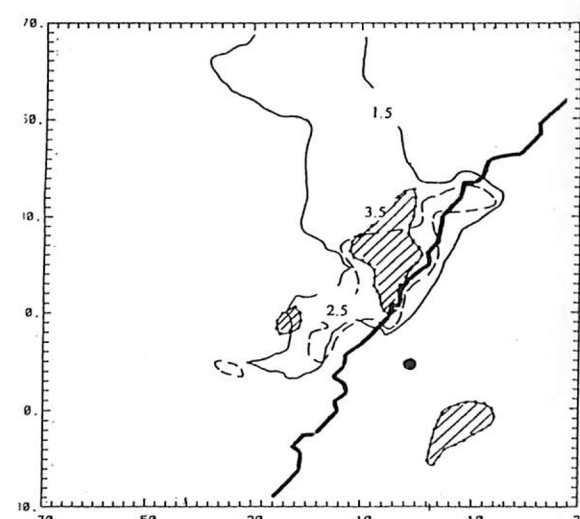


圖 13 如圖 4.7，惟時間為 1015 時。

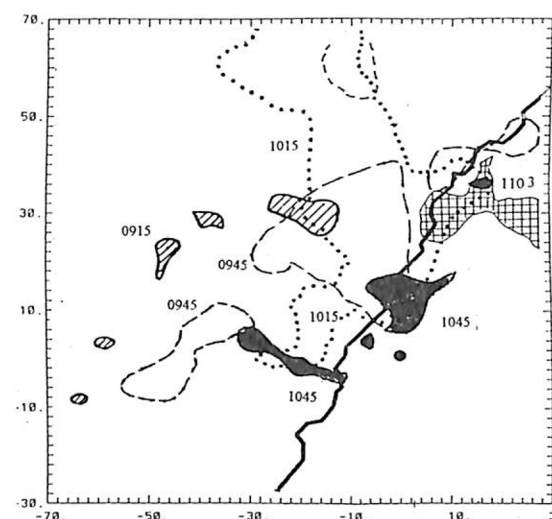


圖 14 1994 年 5 月 3 日時清泉崗雷達 1.5 公里定高度水平面 30~40dBZ 回波區 0915、0945、1015、1045 及 1103 時五個觀測時間重疊分析圖。深黑圓點為雷達站所在位置。實線內斜線陰影為 0915 時，虛線為 0945 時，點線為 1015 時，實線陰影為 1045 時，方格陰影為 1103 時。

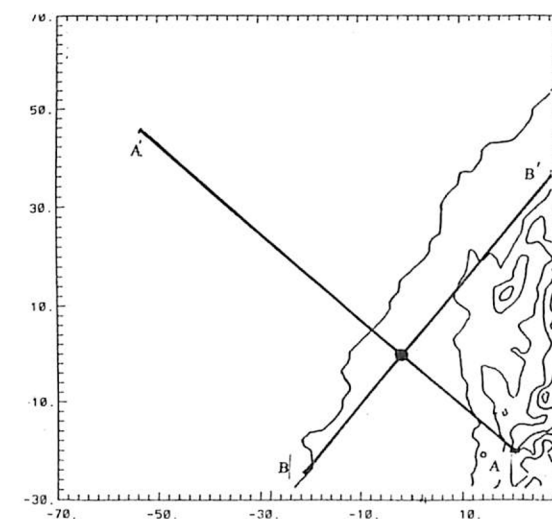


圖 15 清泉崗雷達觀測垂直剖面分析，剖面選取示意圖。圖中 AA 為 320 到 140 度方位剖面，BB 為 230 到 50 度方位剖面。

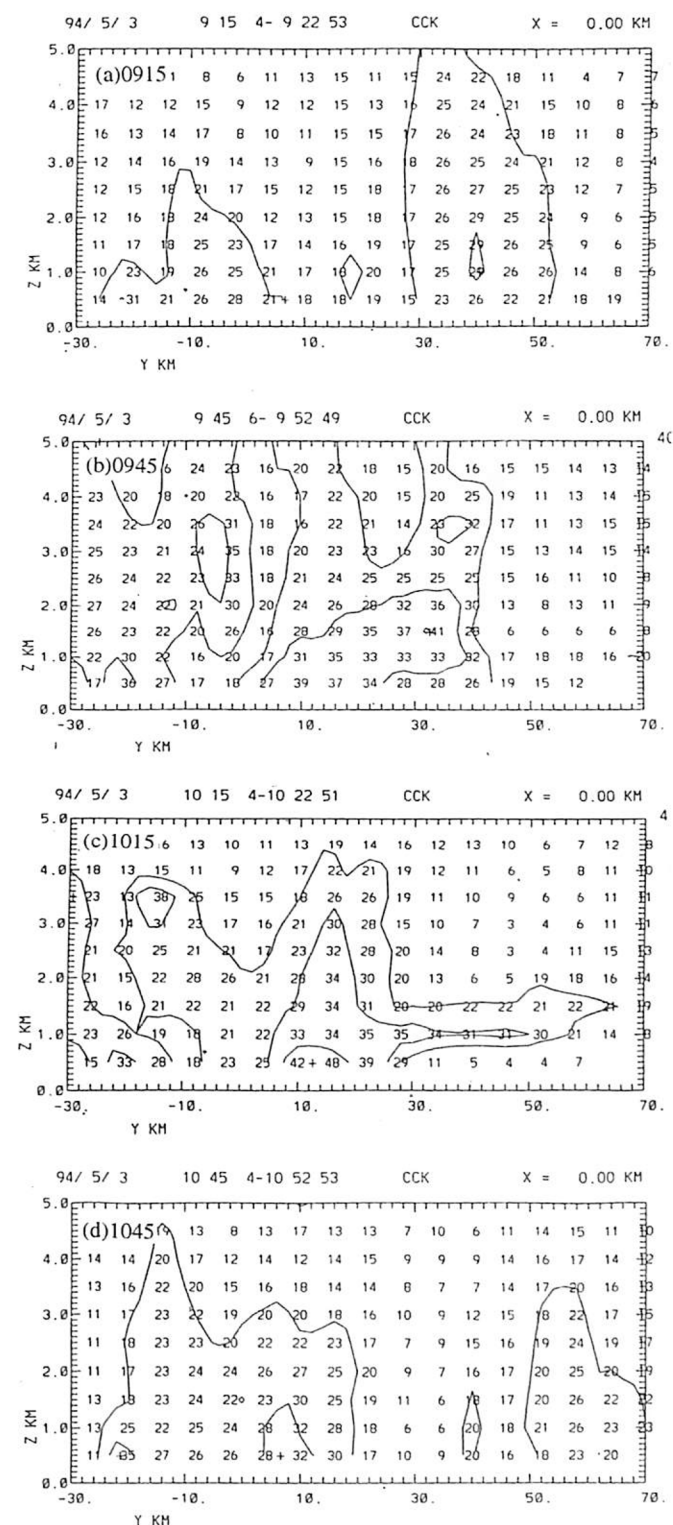


圖 16 清泉崗雷達觀測方位 320 度到 140 度連線垂直剖面雷達回波強度圖。雷達站位於 Y=0 處(標示)，圖右方為雷達站方位 320 度方向，左方為 140 度方向，

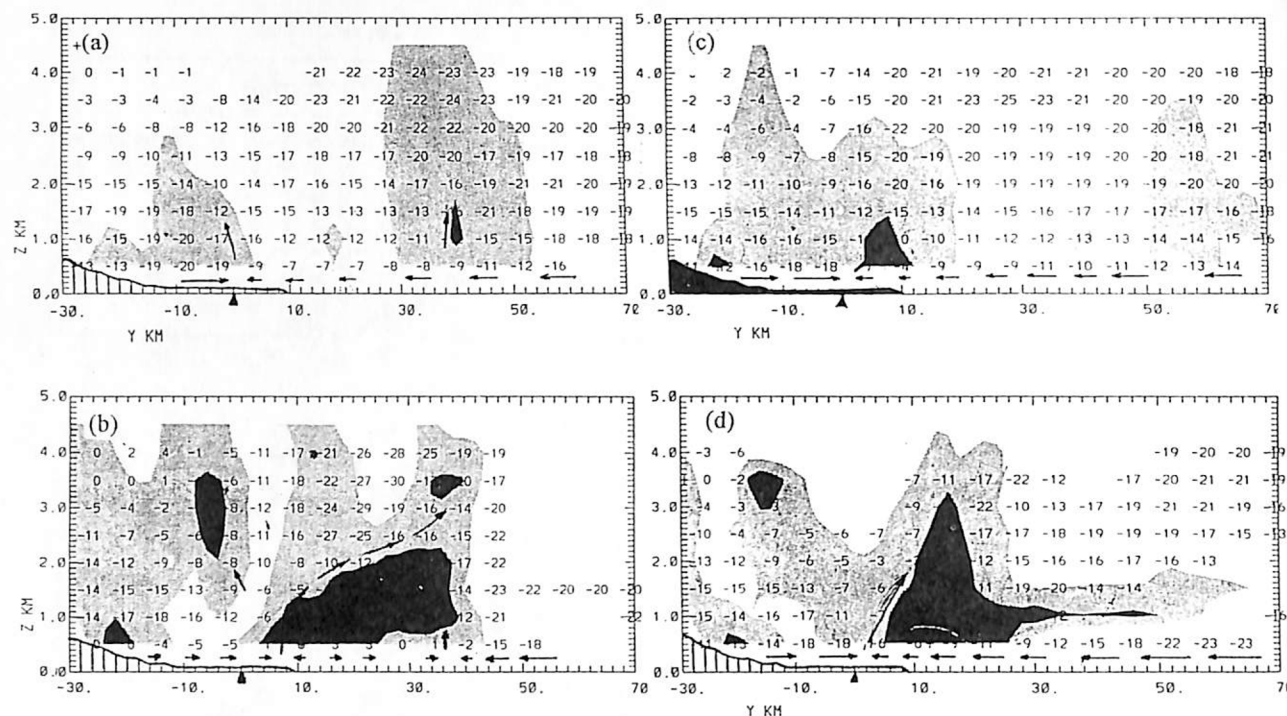


圖 17 清泉崗雷達觀測方位 320 度及 140 度連線垂直剖面
相對徑向風速數值與回波強度合成分析圖。雷達站
位於 Y=0 處(標示)，圖右方為雷達站方位 320 度
方向，左方為 140 度方向，近地層風向桿風速值比
例標示風桿。時間分別為(a)0915 時(b)0945 時
(c)1015 時(d)1045 時。

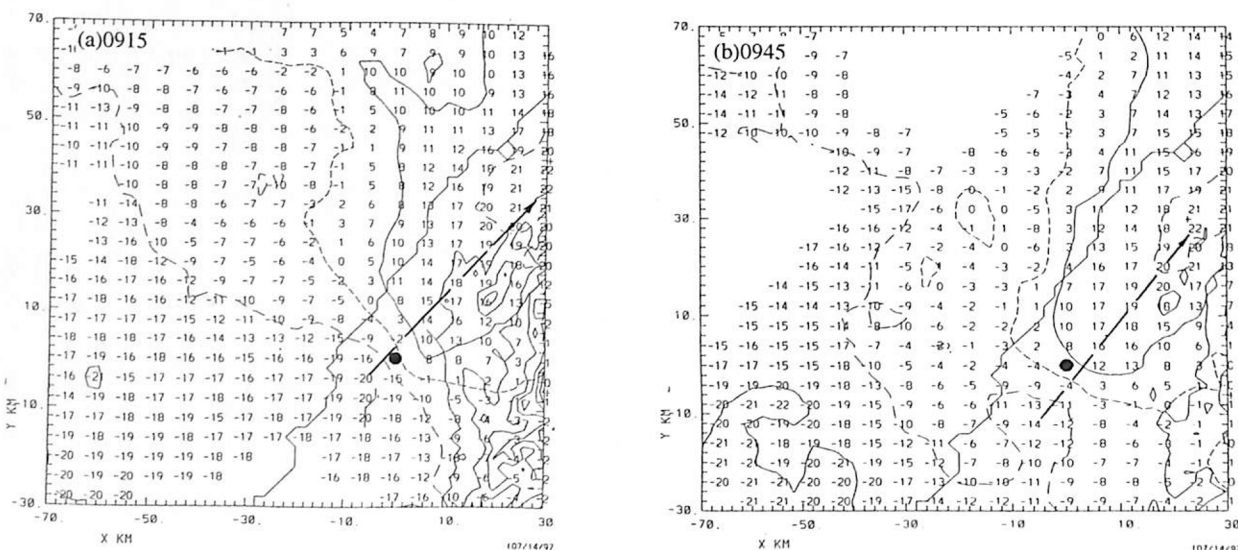
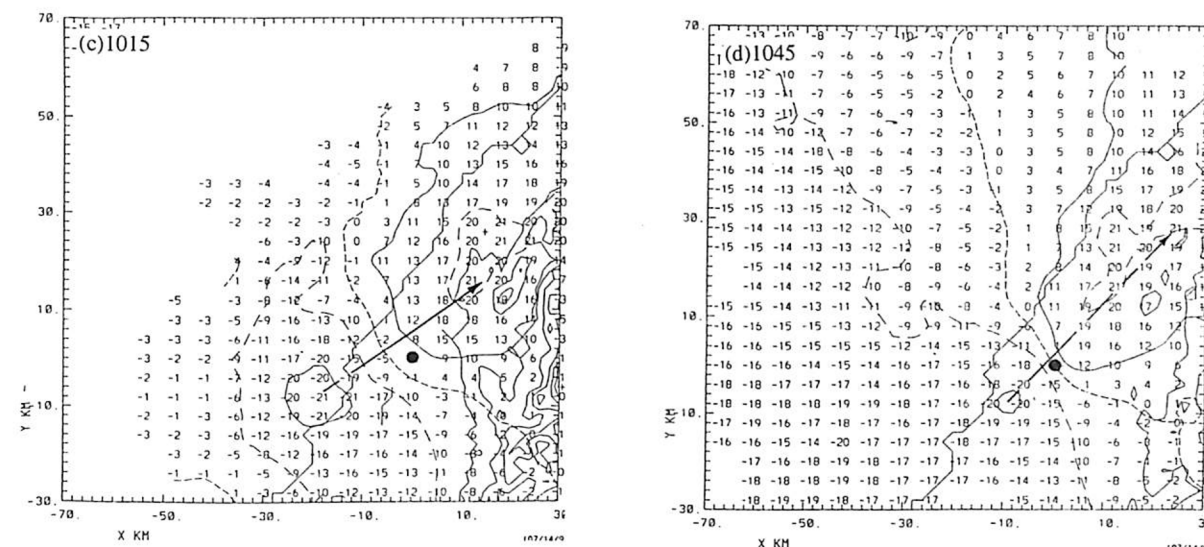


圖 18 1994 年 5 月 3 日清泉崗雷達清泉崗雷達觀測 1.5 公
里定高度水平面徑向風場分析圖，圖中符號代表雷達
站位置。



續圖 18

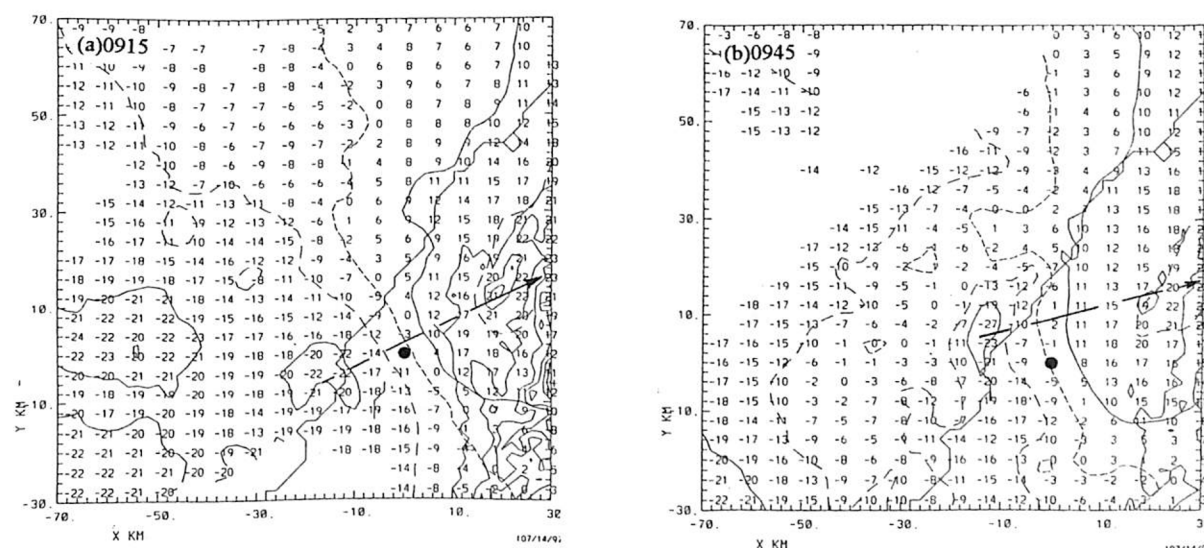
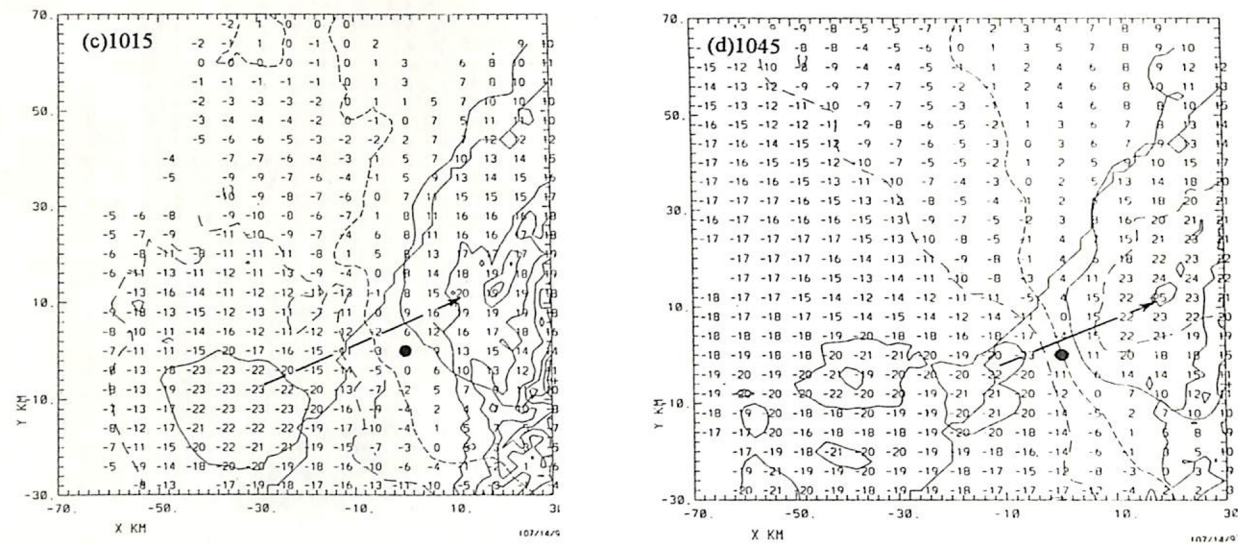


圖 19 同圖 18 惟高度為 2.5 公里。



續圖 19

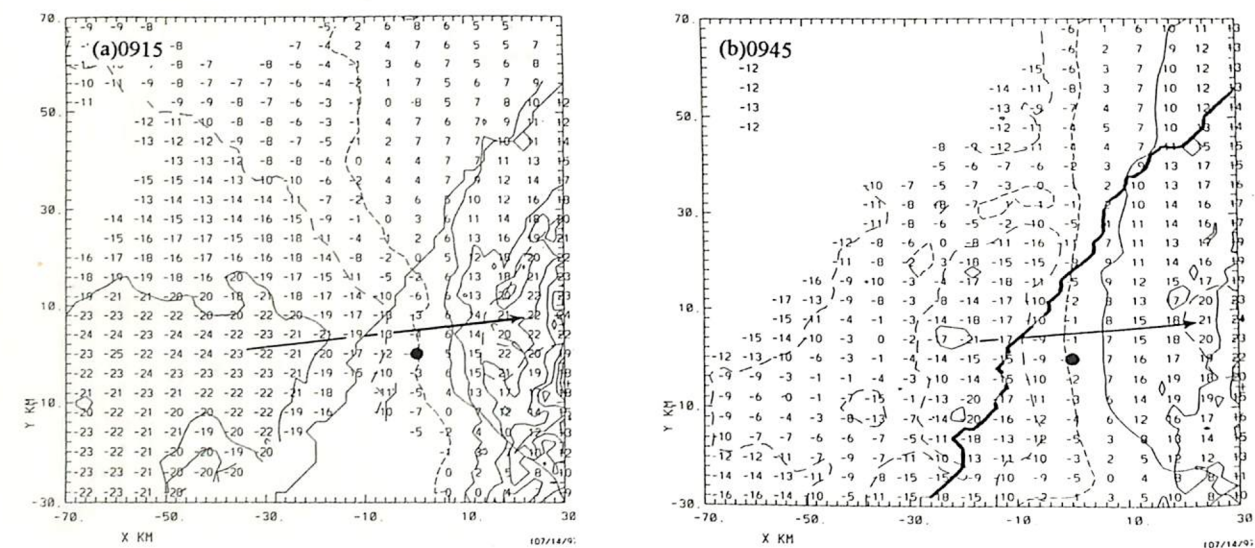
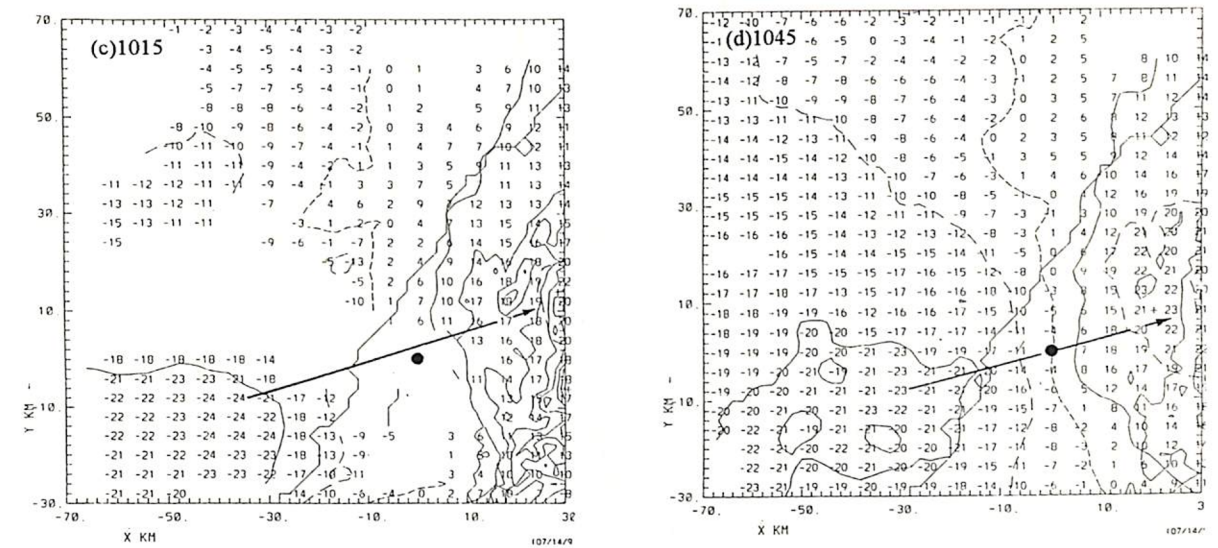


圖 20 同圖 18 惟高度為 3.5 公里。



續圖 20

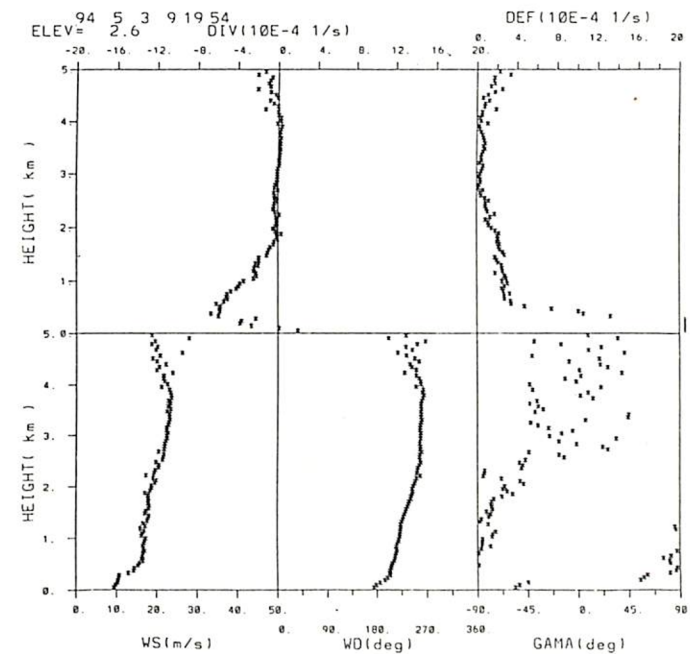


圖 21 1994 年 5 月 3 日清泉崗雷達 0915 時觀測 VAD 分析。

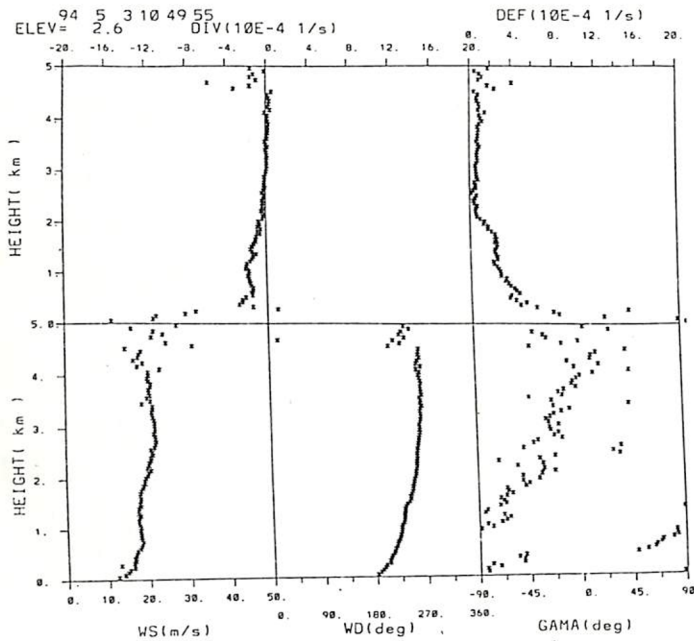
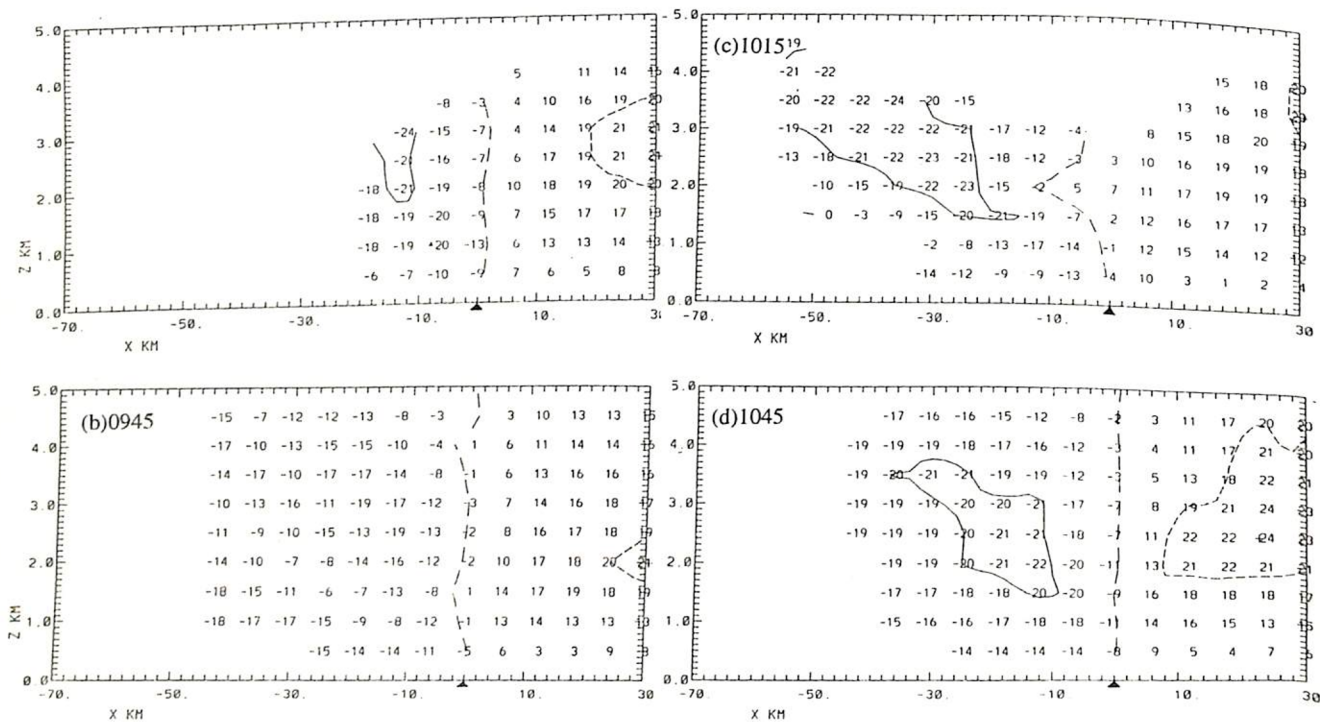


圖 22 同圖 21 惟觀測時間為 1045 時。

圖 23 清泉崗雷達觀測方位 230 度到 050 度連線垂直剖面
相對徑向風速值圖。雷達站位於 X=0 公里處。觀測