

# 1994年南台灣夏季午後對流之個案研究

林熹閔

氣象衛星中心

中央氣象局

郭鴻基

大氣科學研究所

國立台灣大學

## 摘要

林與郭(1994)研究1994年夏季臺灣地區午後對流的特性，其5公里解析度的模擬結果，大致可以掌握對流的發生過程。本文乃延續林與郭(1994)的研究，針對七月五日的個案，利用密集時空分布的自動雨量站資料及巢狀網格，就中南部地區午後對流的激發、發展、維持與移動的過程，做更詳盡的探討。結果顯示，整個對流系統是由許多meso- $\gamma$ 尺度的對流胞所組成，透過個別對流胞的分裂與合併的過程中以維持長生命期的對流系統。

## 一、前言

台灣的地形陡峭複雜，大部分的山勢在50公里以內拔起3000公尺以上。中央山脈由北到南縱貫全島，山脈東側斜坡陡峭，山脈以西坡度較緩。夏季期間，在太平洋副熱帶高壓籠罩之下，因海陸及地形斜坡受太陽輻射之差異加熱，所引發的海風及上坡風等局部環流的作用，南台灣午後常有對流性降水發生。在適當的環境風場及垂直不穩定條件的配合，經常有長生命期(約8小時左右)的組織性對流系統發生於中南部山區斜坡，並逐漸向海岸平原區移行，此對流系統即為本研究之重點。

氣流遇中尺度地形(如中央山脈)之阻檔，所引發的局部環流極為複雜，依大氣之穩定度、風速、風向及地形高度、形狀之差異，可能導致不同的結果。Smolarkiewicz and Rotunno(1989, 1990)模擬層化氣流流經三維障礙物時在沒有地表摩擦的條件下，當Fr(Froude number)小於某一臨界值(約0.5)時，在背風面仍可形成一對渦旋，在迎風面則有明顯的逆向回流及停滯點(Stagnation Point)。Reisner and Smolarkiewicz(1994)利用線性理論及數值模擬證實，考慮地表加熱效應時，雖然Fr小於0.5，只要地表加熱達某一程度，氣流仍可過山，即迎風面的逆向回流及停滯點將消失，而背風面的逆向回流將加強並與過山氣流在背風面輻合。

根據陳與陳(1987a)模擬高度500公尺，非對稱地形受熱時的結果顯示，低層輻合與上升速度區，會從山頂往坡度較緩的斜坡移動，此與Banta(1986)的模擬結果相似。陳與陳(1987a)認為，這是由於在坡度較陡的坡地，因地表加熱所生的上坡風較強，經水平平流的作用，導致低層輻合與上升速度區移向坡度較緩的斜坡。山區斜坡地由於地表加熱及環境風場的配合，在背風面會有輻合區形成(陳與陳, 1987b; Banta, 1984; 1986)，伴隨此輻合區的上升運動，在條件性不穩定的大氣下，有助於對流系統的生成與發展。輻合區及上升運動區，因為受到環境氣流和濕對流之交互作用，會從斜坡地往西移到平地。Chen(1990)利用二維雲模式探討地形對颯線的影響，結果顯示地形會抑制颯線的持續前進與發展。Banta and Schaaf(1987)利用同步衛星雲圖，追蹤Colorado山區Thunderstorm Genesis Zones，配合山頂的風場資料分析顯示，在山的背風面有一輻合帶生成，此輻合帶常是午後對流形成的激發機制。值得一提的是，若山頂的風速愈強，此背風面輻合帶則愈不顯著。

除過山氣流外，海風也可以激發局部對流，Pelkie(1974)利用三維數值模式模擬佛羅里達半島南部的海風環流，結果顯示，在沒有綜觀尺度擾動存在的環境條件下，佛羅里達州南部積雨雲發生的地

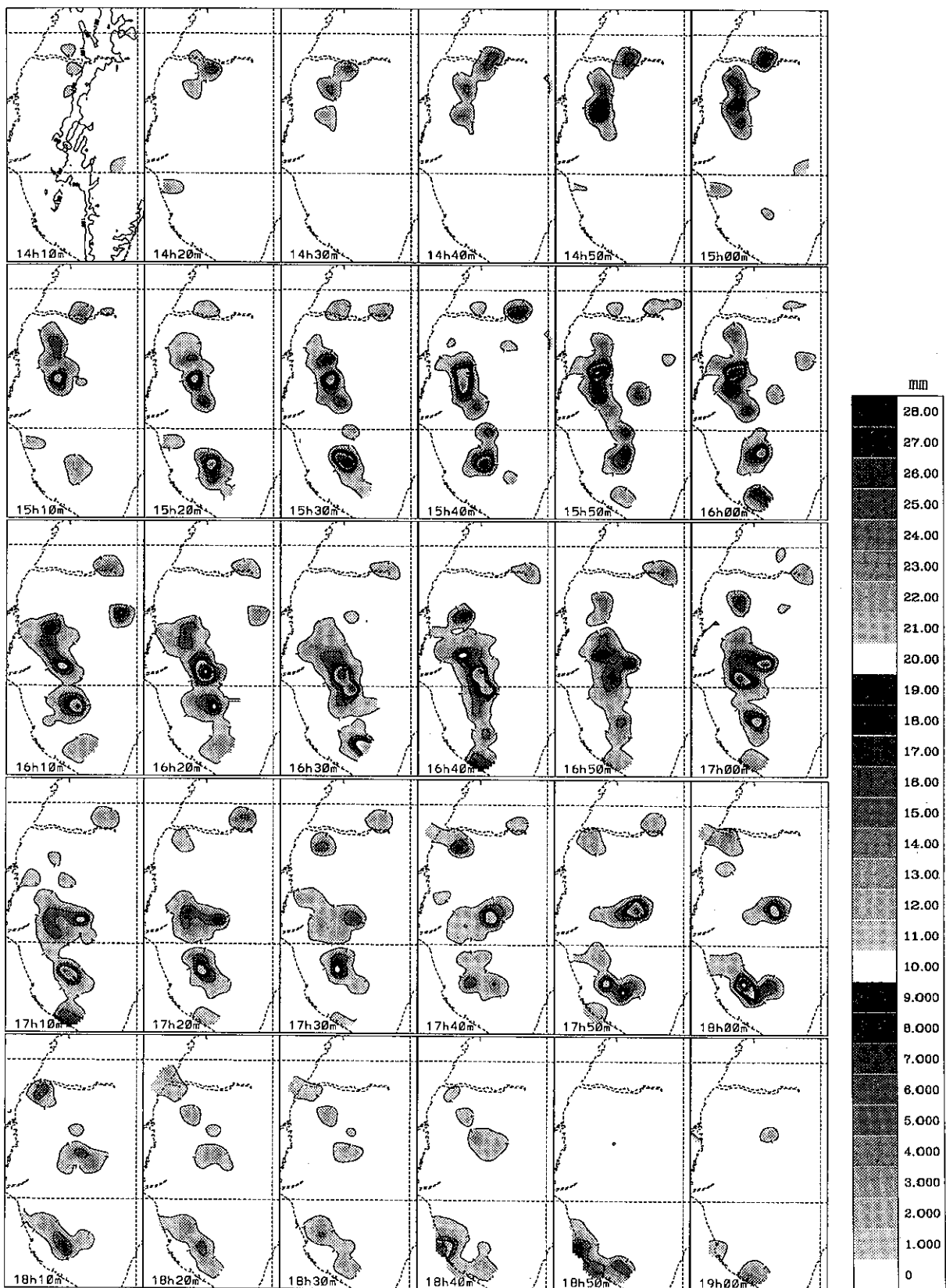


圖1.七月五日14點到19點中南部地區的10分鐘雨量分布圖，雨量值以灰階表示，遇1、5、10、15mm再劃等值線。時間標示於各小圖的左下角，100及500公尺等高線標示於第一張圖(14h10m)。

點，主要受海風環流的控制。簡與陳(1986)也利用二維雲模式，模擬夏季半島寬度對於對流雲生長的影響，結果顯示，半島寬度在30-50公里間，兩岸海風所產生的輻合最有利於對流雲的生成。當然，這類模擬的結果取決於地表加熱速率及垂直之熱擴散。

Johnson and Bresch(1991)分析TAMEX期間，五月份三個屬午後對流降水的個案，顯示降水主要發生在100至500公尺高度的西部斜坡上，此和許多熱帶島嶼之觀測相近，他們認為這是由於海風流經西岸平原後，遭遇斜坡地形抬升所致。劉等(1987)曾就濁水溪至高屏溪流域的降水系統進行個案分析，結果顯示在歷次個案中，山區降雨量均較平地為大，且低層風速、風向、大氣穩定度及地形對降雨分布均有決定性的影響，更進一步的合成分析結果(劉與張，1988)，亦顯示雨量的分布與地形相當一致。

梁等(1994)分析曾文河流域19年雨量資料，其統計結果顯示較大的年平均降雨量集中在1~2公里的山坡上，其值比Johnson and Bresch(1991)所言之高度為高。以曾文水庫而言，全年最大降水通常發生在七月，各測站降雨的年際變化很大，且乾旱年皆存在夏季降水嚴重不足，可見夏季降水之重要性。雖然颱風豪雨為夏季降雨的主要來源，但在沒有其他綜觀或中尺度的擾動存在時，夏季午後對流降雨也是一重要水源之一，因其降雨分布與地形之間有密切的相關性，實為研究台灣地區地形效應及局部環流的良好題材。

林與郭(1994)利用1994年夏季(七、八月)西部自動雨量站資料、逐時衛星雲圖及一般傳統觀測資料，分析並模擬1994年夏季臺灣地區午後對流的特性。摘錄其主要結論如下：

1. 台灣位在太平洋副熱帶高壓的南緣，因此籠罩在高壓環流的東風分量下。對流發生在微弱東風的背風面，主要發生在中南部地區，北部較弱。
2. 對流的發生大約始於下午2~3點，整個對流系統的生命期可長達8小時以上。
3. 南部有兩個最大降雨區，分別位於曾文水庫流域及屏東市稍北。
4. 山區降雨大於平地，但是最大降雨區發生在近平地的斜坡。
5. 中部的對流在山區斜坡被激發，然後移向平地斜坡發展，同時南移與南邊另一對流結合再由高雄出海消散。

6. 對流受地形影響，過程複雜，上坡風、過山氣流、繞山氣流、海風環流及伴隨對流降雨的冷空氣下沖氣流及向外流(outflow)都可能有所貢獻。

本文乃延續林與郭(1994)的研究，針對七月五日的個案，就中南部地區午後對流的激發、發展、維持與移動的過程，做更詳盡的探討。觀測部分，林與郭(1994)僅分析日雨量的特性，257個西部自動雨量站的平均距離在10公里以內，每5分鐘(原始資料為1分鐘)就有一筆資料，本文將根據此密集雨量資料的時空分布，分析單一對流胞及整個對流系統的發展過程。模擬部分，本文採用巢狀網格(Nested Grid)將模式的解析度提高一倍(5公里)，利用模擬與觀測結果的相互印證，探討整個對流系統是經由什麼機制以維持長生命期的發展。

## 二、資料分析

有關1994年夏季，午後降雨的特性及七月五日個案之地面觀測與雲圖分析，林與郭(1994)已有詳細的描述，本文不再重複。首先分析該日從14點到19點，每10分鐘的雨量分布(圖1)，利用密集的量時空分布，可依此推論整個對流系統的發展過程，歸納其重要特性如下：

中部的對流(降雨)約在14點首先發生在濁水溪附近，沿100m等高線南移發展(14h-15h)。南部的對流(降雨)約在15點開始降雨，此對流發展迅速，到16h20m以前幾乎沒有移動(15h-16h20m)。這兩個對流約在16h20m開始合併，到17h以後又分裂為兩個對流，分別往南及往北移行。往北的對流到18h以後逐漸減弱，往南的對流時強時弱，逐漸由高屏海岸移出。

前述的中部對流及南部對流，其實各自都包含強度不一的數個單一對流胞。若將整個午後對流視為一個對流系統，其生命期長達7~8個小時(林與郭，1994)。在整個對流系統的發展過程中，可以看到一個對流胞分裂為二及兩個對流胞合併為一的過程，也可以看到類似由降雨所激發的新生對流胞。

圖2為該日個案總降雨量之分布與主要降雨區附近部分測站每5分鐘降雨量的時間序列圖。總降雨量之分布，約略與地形等高線平行。南部有兩個最大降雨區，最大降雨量都超過100mm，北部降雨

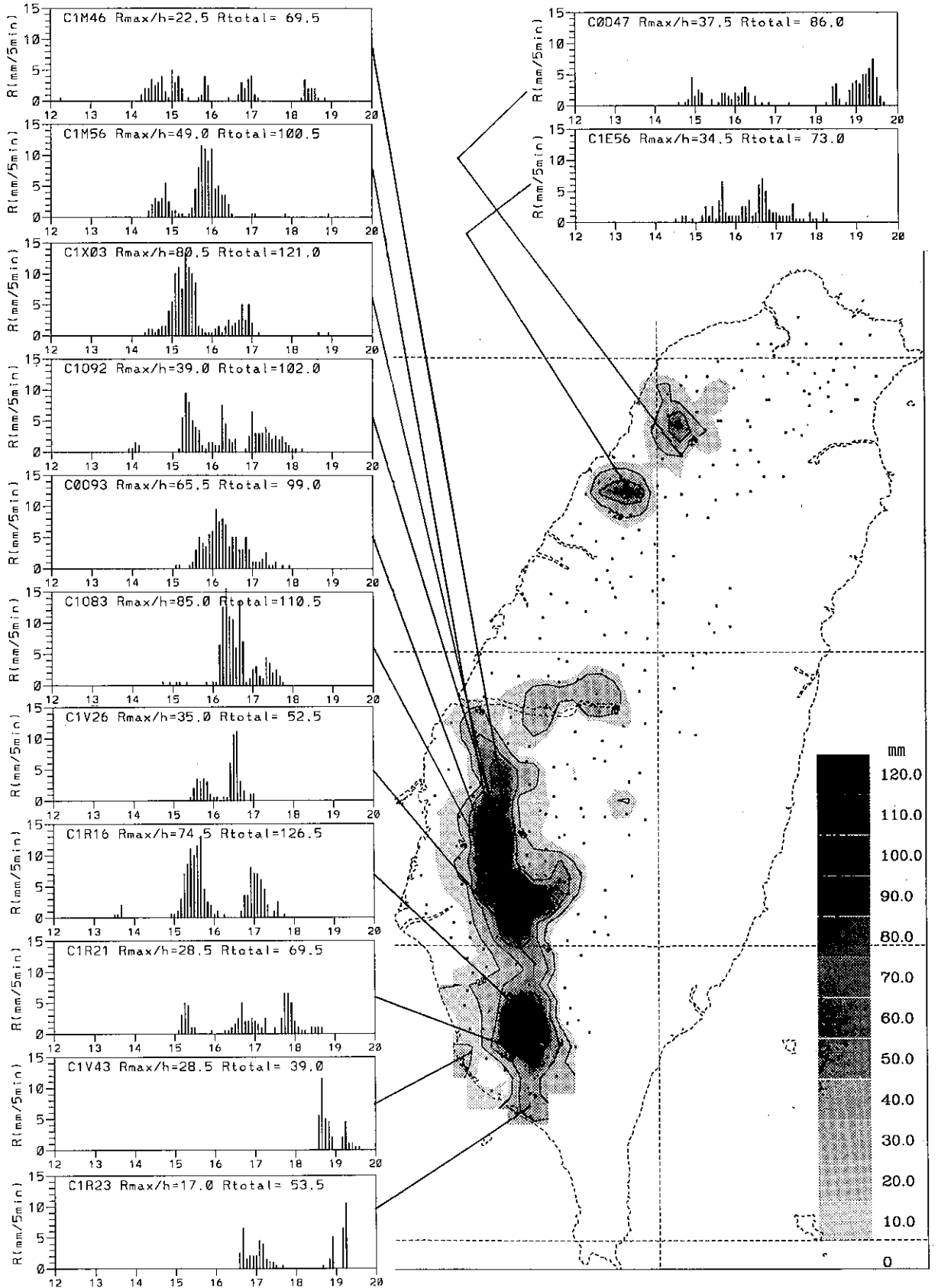


圖2.七月五日個案總降雨量及主要降雨區附近13個測站每5分鐘降雨量的時間序列圖，雨量以10mm灰階及20mm等值線表示，自動雨量站的位置以黑點表示。

較弱。因對流最後由高雄移出，因此沿海岸線在高雄岸邊之降雨最大。整個個案累積雨量的分布與26天總雨量的分布相似(林與郭，1994)。

從主要降雨區附近測站，午後每5分鐘降雨量的時間序列圖可以看出，在此個案中，單一測站(C1R16)的最大降雨量可達126.5mm是由兩次對流降雨累積而成。若以降雨開始到結束視為單一對流胞的生命期，由圖1及圖2可以大略估計出，大部分單一對流胞的生命期約1小時左右。單站累積總雨量超過100mm者，大都是由2次以上的對流降雨累積而成。5分鐘降雨量最大可達15mm(C1O83)。11點前後，高屏沿海仍有很強的對流(降雨)，但因對流移動較快，所以累積雨量不大(C1V43、C1R23)。

由此密集的雨量時空分布，可以初步推論，南部地區的午後對流系統是由很多個meso- $\gamma$ 尺度的對流胞所組成，單一對流胞的生命期約1小時左右，透過單一對流胞的新生、分裂及合併的過程以維持整個長生命期的對流系統。

### 三、模式簡介

本研究採用科羅拉多州大學(CSU)的區域大氣模擬系統(RAMS: Regional Atmospheric Modeling System)模擬台灣地區的夏季午後對流降水，此模式為三維非靜力(Nonhydrostatic)雲模式，模式中包含雲、雨之微物理過程及地表受熱將熱量、水汽量及動量等通量上傳給大氣的表面層參數化(surface layer parameterization)等過程。紊流參數化採用局部變形場(local deformation)及Ri(Richardson number)計算動量及熱量的渦流交換係數，即 $K_m$ 與 $K_h$ 。

地表加熱的方式以模式最底層(123.5公尺)的氣溫與土壤溫度的差值 $\Delta\theta$ (即垂直溫度梯度)計算地表熱通量。本研究所使用的 $\Delta\theta$ 是由凌晨6點(日出)開始以COS曲線增加，到下午2點達最大值 $\Delta\theta$ ，然後遞減，直到傍晚7點(日落)劇降為零，以後不再加熱。當對流發展起來， $\Delta\theta$ 會依雲量的增加而減少，相當於簡單的考慮到雲雨對陽光的遮蔽效應。海上的 $\Delta\theta$ 設為0，陸地的加熱不考慮地表特性及地形高度的差異。其他有關此模式所使用的動力及熱力方程式與詳細的數值方法及各類物理參數化過程，可參考Tripoli and Cotton (1982)及Cotton等(1982)。

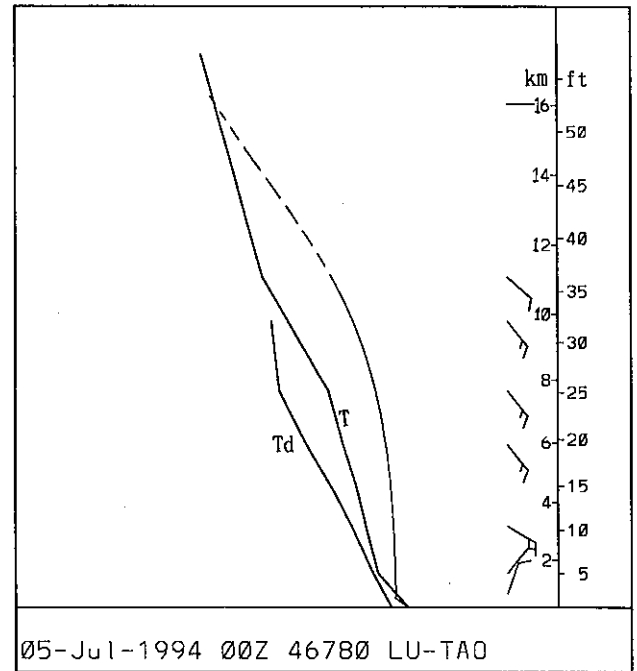


圖3. 模式使用的初始探空(七月五日00UTC綠島)。

模式採單一探空水平均勻的初始場，熱力場採1994年七月五日00UTC綠島探空(圖3)，風場簡化為3000公尺以上為5m/s東風，3000公尺以下風速遞減到地面為零。假設模式的初始時間為早上08LS T(即探空的時間)，風速在半小時內由零遞增(Spin up)到全風速，模式再執行一個半小時之後(10LS T)才開始加熱，即模擬開始前2小時不含地表加熱的過程。本研究所使用的 $\Delta\theta = -5^\circ\text{C}$ (負值表示土壤溫度較高)，不考慮輻射過程。模式採開放式側邊界條件處理水平風場，其他變數在側邊界均設為零梯度(zero gradient inflow and outflow)。採用這種側邊界，表示在整個模擬的過程中，低層水汽及溫度可能會以初始值，由側邊界不斷的提供。

本研究採兩層巢狀網格(Nested grid)，水平網格系統如表一所示。模式涵蓋範圍以台灣本島為中心，忽略其他外島及大陸，即台灣本島以外的區域均視為海洋。垂直方向採 $\sigma$ -z座標共41層，網格間距由最底層的250公尺，以1.05的比例向上逐漸拉大(stretch)到750公尺為止，最頂層高度約22732公尺，但最上面10層(15982公尺以上)為Rayleigh Friction Zone，用來吸收上傳的重力波。此模式為交錯網格，所以最底層離地約123.5公尺。

表一、兩層巢狀網格的水平網格系統

	格點間距 公里	網格點數 NXxNY	涵蓋範圍 平方公里	大時步 秒	小時步 秒
粗網格	10	52x61	520x610	12	3秒
細網格	5	50x84	250x420	3秒	0.75秒

#### 四、模擬結果

圖4為高度約2569.7公尺，等 $\sigma$ 面上的垂直速度與雨滴混合比。模擬結果顯示，模擬5小時，有三個對流胞在中央山脈西側形成，如圖4由南往北分別標示為對流A、對流B及對流C。其中對流B的上升速度(粗實線)最強約達7m/sec，降雨(陰影區)發生在最大上升區(圖4a)。隨著降雨的增強，對流B逐漸分裂為兩個上升區(圖4b, c)，南移出去的對流標示為B1，其中B1逐漸南移。隨著對流及降雨繼續增強，到06:30時對流A及對流C也各自分裂為二個上升區(圖4c)。如圖4d所示，A1往北移與B1合併為D，此時對流A與對流B仍在原地，並沒有明顯的移動。合併後的對流D快速發展(圖4e)，但也因降雨而減弱(圖4f)並再度分裂二(圖4g)。西南部山區因持續下雨，已不利對流再發展，對流只有向南及向北移行，方能繼續生存。對流D北移且逐漸加強，對流D1南移減弱後併入對流A(圖4g)。對流A在09:00時以後開始南移，到11:00時對流A已移出海邊(圖4i)，並有逐漸減弱的趨勢(圖4g-i)。此時在中北部附近仍有三個對流存在，比較10:00時(圖4h)模擬的對流分布(圖4h)與相對時段(18-19LST)的觀測降雨分布(圖1)也大致吻合。

分析對流開始發生時(約模擬4小時半)的風場(圖5)，以探討對流初生的過程。比較模擬的地面風場與觀測的結果，顯示對流剛開始發展時(圖5a)，西部沿海的海風與觀測結果(林與郭，1994)頗為一致。配合地面風場的氣流線圖(圖5a)與切於對流B(Y=-12.5公里)的東西向垂直剖面圖(圖5b)可以看出，過山氣流(東風)與中央山脈西側因斜坡受熱而形成的上坡風(西風)在背風面輻合，形成一條約略與等高線平行的輻合帶，山脈西側斜坡上的三個對流(圖4a)即發生在此輻合帶上。由圖5a的氣流線圖可以看出台灣南部的繞山氣流配合高雄凸形海岸的海風，在高屏地區輻合有利南部對流的激發。北部及中部的對流都位在獨立山峰的背風面，且山脈向西凸出。以切於對流B(X=-42.5公里)的南北向垂

直剖面圖(圖5c)可以看出，向西凸出的山脈有利形成南北分量的上坡風輻合，配合來自北部的繞山氣流受此地形的抬升作用，也有利對流在此發生。

選擇切於X=-42.5公里的南北垂直剖面(圖6)，利用垂直速度及雨滴混合比的消長，分析對流B的分裂過程。對流B被激發起來之後快速發展，最大上升速度發展達15m/sec(圖6a)，降雨發生在最大上升速度區的正下方。持續的降雨阻礙對流繼續發展，逐漸將單一對流胞由下往上分裂成兩個上升區(圖6b)。分裂開的對流分別往南北移行(圖6c)。圖6顯示，對流雖因降雨而分裂，但在分裂的過程中，最大降雨區的上空仍為上升運動，並沒有伴隨下沖流。

再以切於X=-47.5公里的南北垂直剖面(圖7)，分析對流A1與B1的合併過程。如圖4c所示，在06:30時，對流A1與對流B1分別由對流A與對流B分裂出來。由於對流B1只被切到邊緣，所以對流B1的上升區較弱(圖7a)。半小時後(圖7b)約7公里以下的上升區均已合併，但中高層仍有兩個對流中心。隨後這兩個對流很快的合併成一個(圖7c, 圖4e)，合併後的對流明顯增強。

當對流雲發展旺盛，伴隨對流降雨的冷空氣逐漸在地面凝聚並向外推展。由模擬11小時南部對流A的南移發展過程中可以明顯的看出，伴隨對流降雨的冷空氣外流(out-flow)頂著海風及南來的繞山氣流，在高雄海岸附近形成一條弧形輻合帶(圖8a)，支持對流持續發展。

此時的累積總雨量如圖8b所示，主要降雨區的尺度及分布與觀測結果(圖2)大致相符，但仍有兩點主要差異；觀測的主要降雨區分布在500公尺等高線以下，而模擬的主要降雨區分布在1000公尺等高線附近；觀測的最大降雨量為126.5mm，而模擬的最大降雨量高達400mm以上。

在對流B的主要降雨區附近，選取網格點座標為(X=-42.5公里, Y=2.5公里)的位置，繪製地面風、位溫及每5分鐘的降雨量的時間序列圖(圖9a)。在2時之前模式還沒開始加熱，地面風受地形效應的影響，由微弱的初始東風轉為北風。隨著地表開始加熱，受海風及上坡風的影響，風向略偏西，風速逐漸加強。約在模擬4時30分之後開始降雨，當降雨達最大時(對流中心經過)，風向劇轉為

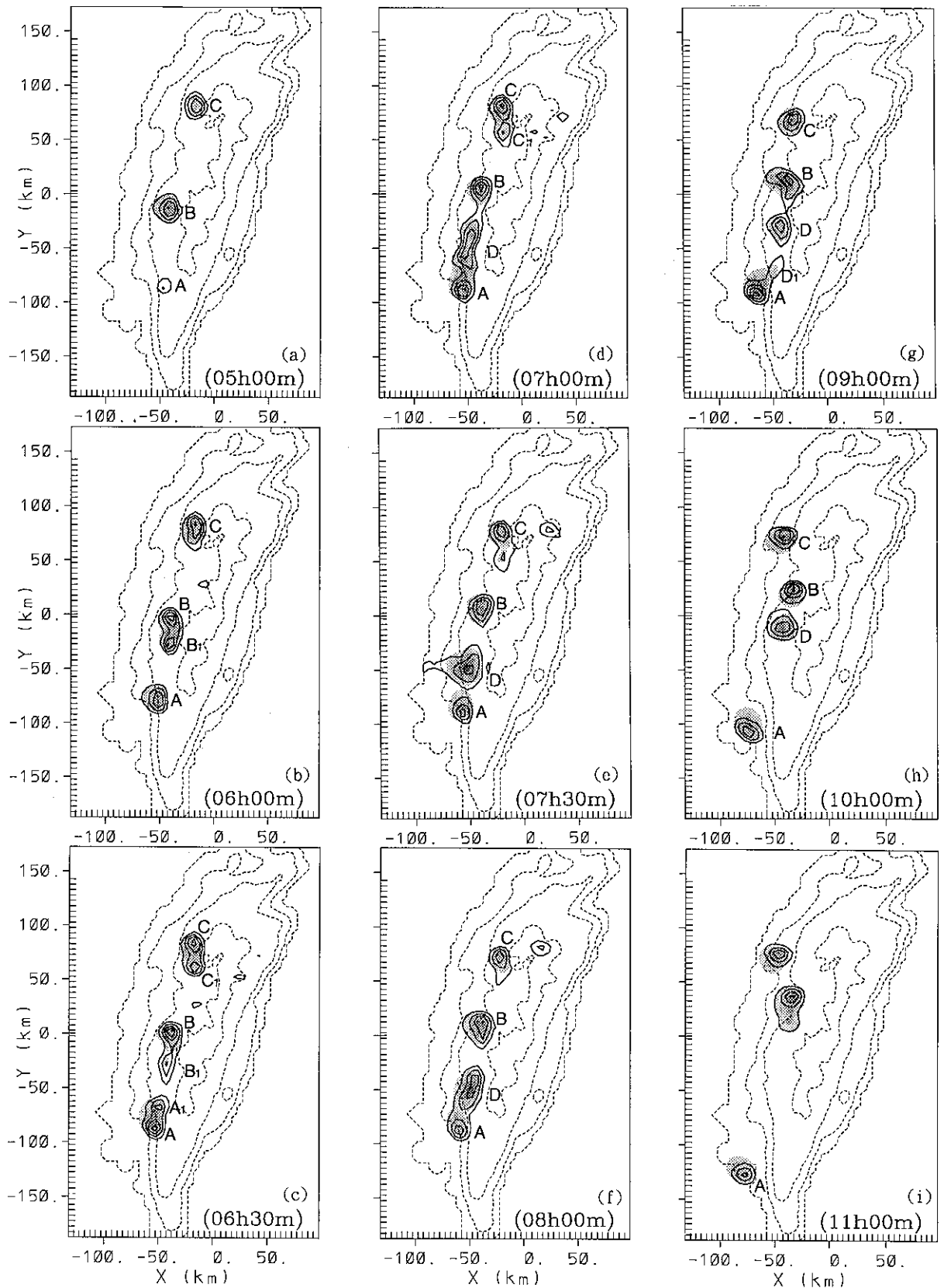


圖4. 模式第10層( $\sigma$ -z), 高度約2567公尺, 等 $\sigma$ 面上的垂直速度與雨滴混合比(陰影區 $\geq 1\text{g/kg}$ ), 粗實線為垂直速度等值線(1、3、5、7...m/sec), 模擬時間;(a)5時, (b)6時, (c)6時30分, (d)7時, (e)7時30分, (f)8時, (g)9時, (h)10時, (i)11小時。

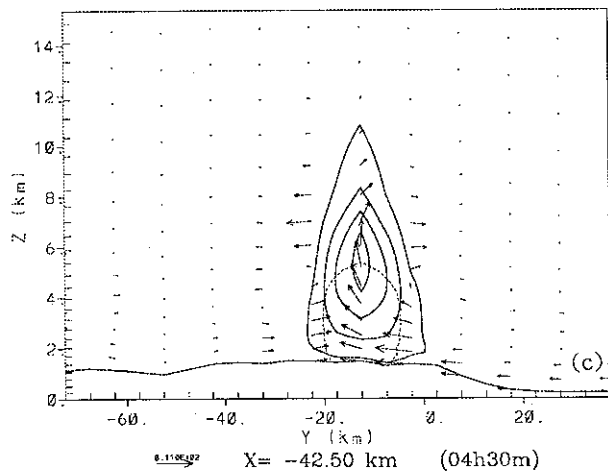
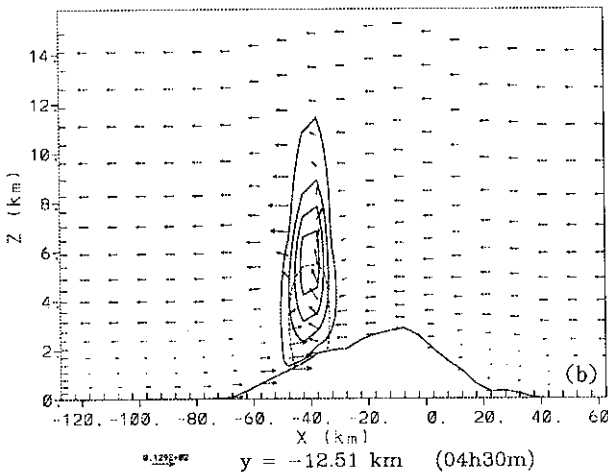
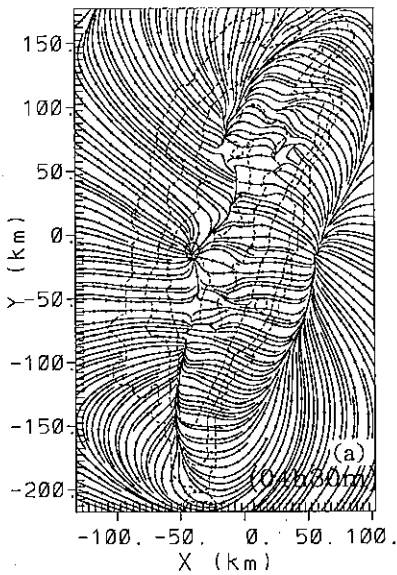


圖5. 模擬4時30分；(a)模式最底層，離地高度約123.5公尺，氣流線圖，(b)切於對流B(Y=-12.5公里)的東西向垂直剖面圖，粗實線為垂直速度等值線(1、3、5、7...m/sec)，細虛線為雨滴混合比 $\geq 1g/kg$ ；(c)切於對流B(X=-42.5公里)的南北垂直剖面圖，餘同b。

西南風，隨著對流減弱(對流離開)，風向逐漸轉回西北風。10時以後另一對流經過此地。

圖9b為網格點座標(X=-77.5公里，Y=-117.5公里)的位置的時間序列圖，約在對流A南移經過的高雄地區附近。由圖4得知，對流A約在9時以後逐漸南移經過此點。在09-10時期間，地面溫度劇降約3.5度，風向由西南風轉為強勁的北風。配合圖8a的地面風及溫度線可以推論，伴隨對流降雨的冷空氣，在對流前緣頂著海風及南來的繞山氣流，在高雄海岸附近形成一條弧形輻合帶(圖8a)，支持對流持續南移發展。比較圖9a從05到09時對流降雨期間地面位溫並沒有明顯的降低，顯示對流B主要是靠中央山脈西側的輻合帶所激發與維持，與對流A的維持機制不同。

由以上分析顯示模擬結果大致可以掌握對流發生的時間、地點及降雨的分布。伴隨對流降雨的冷空氣及外流現象亦與觀測相符。單一對流的降雨強度略小於觀測結果，但降雨持續的時間較長，所以累積的總降雨量遠大於觀測結果。模擬結果亦能掌握單一對流胞的分裂與合併的過程。

## 五、結論

綜合以上觀測及模擬的結果，推論整個對流系統的發展過程，簡述如下：

微弱的環境東風因地表加熱得以越過中央山脈與山脈西側的海風、上坡風輻合，形成一條約略與山脈平行的輻合帶，由於不規則的地形及海岸形狀，在此輻合帶首先激發三個對流胞。隨著對流的增強，降雨落在對流胞的主要上升區，使對流分裂為二。鄰近的兩個對流胞合併，使對流加強，加強後的對流也可能再分裂。因輻合帶的東側是高山，不利對流往東發展。西側雖有海風提供水汽，但伴隨已經存在對流的補償下沉運動(海風及上坡風的回流)，不利對流往西發展。所以整個對流系統就是在許多單一對流胞的分裂與合併的過程中，在此輻合帶上移行發展以維持整個長生命期的對流系統。



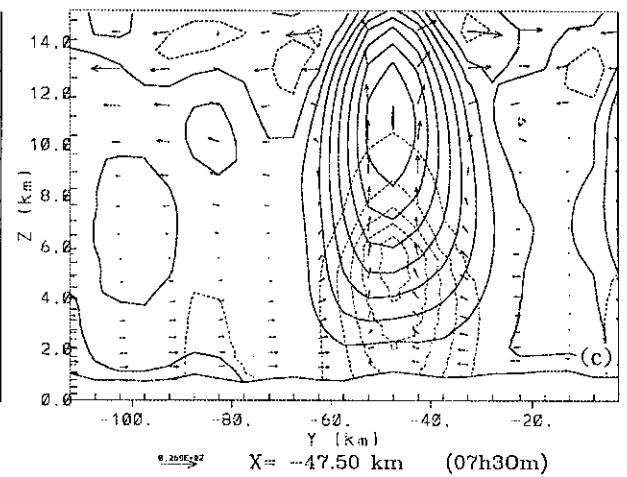
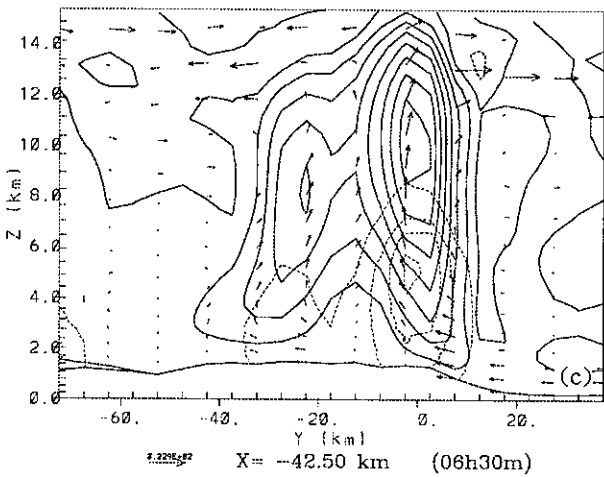
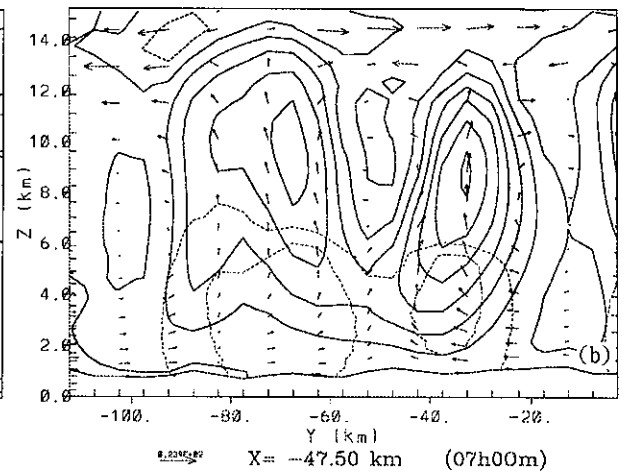
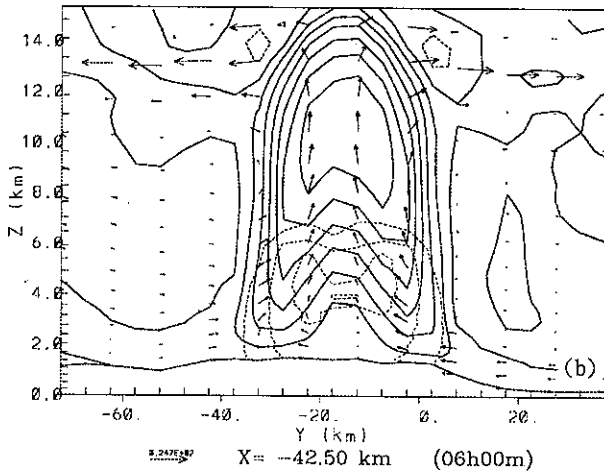
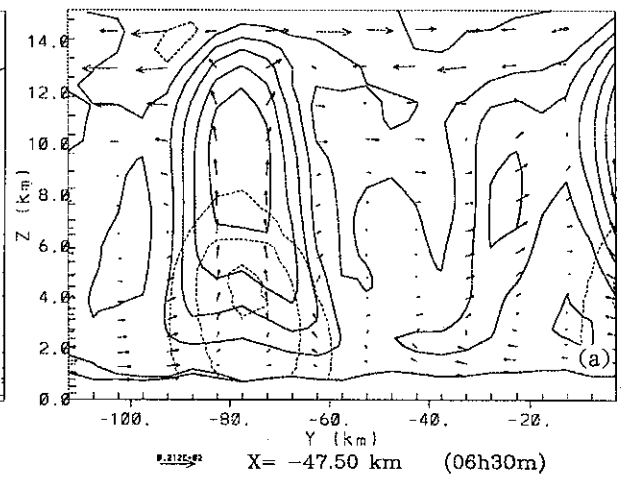
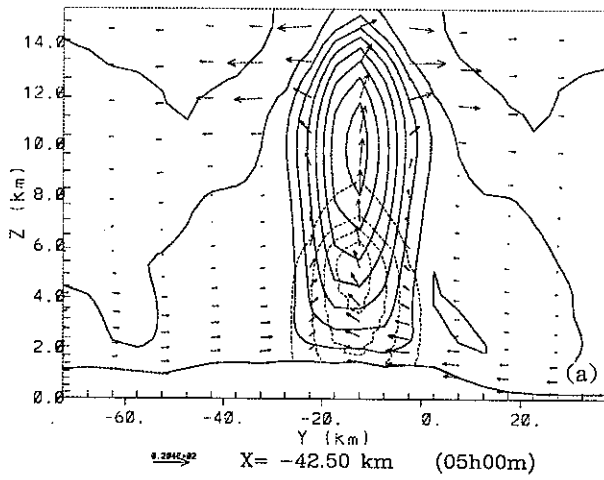


圖6.切於對流B(X=-42.5公里)的南北垂直剖面圖，垂直速度等值線(粗實線)每2m/sec劃一條，雨滴混合比(細虛線)從1開始每2g/kg劃一條，模擬時間；(a)5時，(b)5時30分，(c)6時。

圖7.同圖6，但切於X=-47.5公里，模擬時間；(a)6時30分，(b)7時，(c)7時30分。

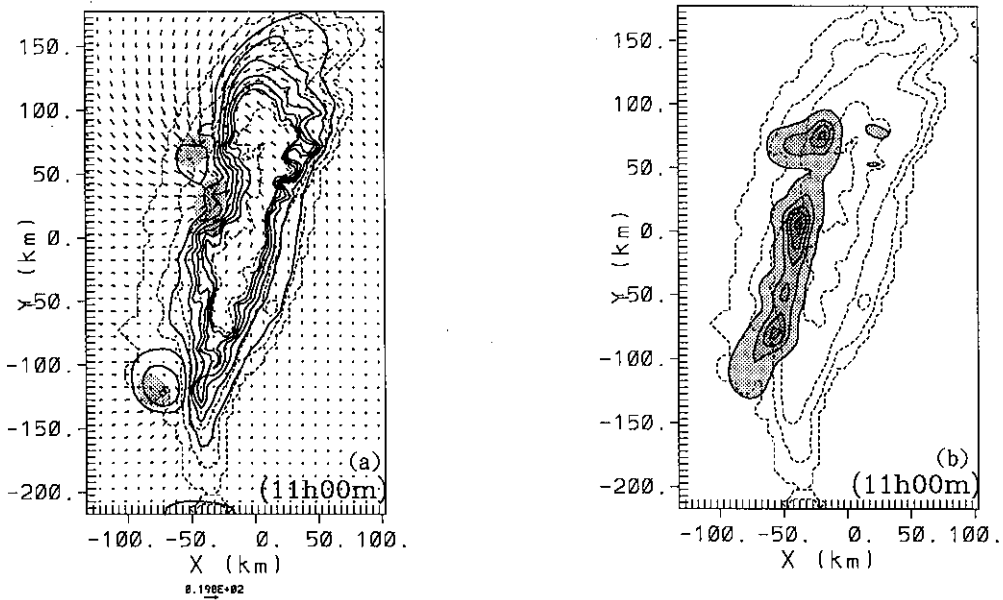


圖8. (a)模擬11小時，模式最底層(約 $z=123.5$ 公尺)的風場及等位溫線，等位溫線間隔 $1K$ ， $3$   
 $10K$ 以上不劃，(b)模擬11小時的累積總雨量，等雨量線從 $10$ 開始每 $100kg/m^2$ 劃一條。

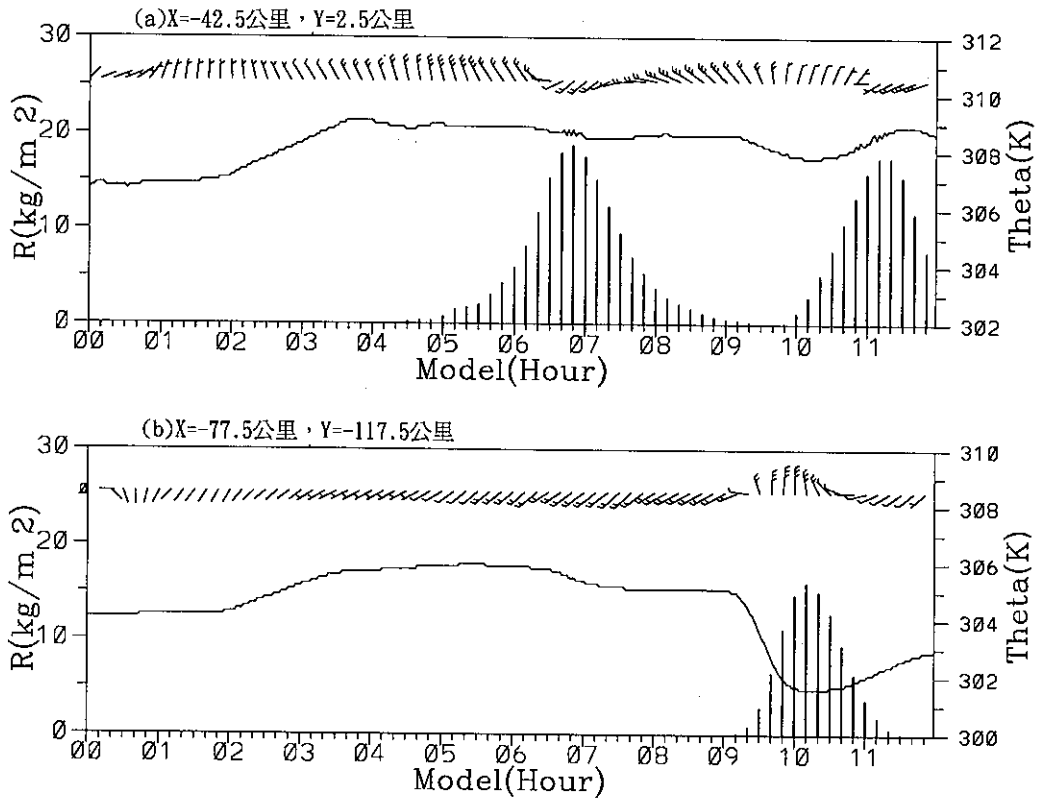


圖9. 模擬結果的地面風、位溫及每10分鐘降雨量的時間序列圖，地點為(a) $X=-42.5$ 公里， $Y=2.5$   
 公里，(b) $X=-77.5$ 公里， $Y=-117.5$ 公里。

## 參考文獻：

- 林熹閔、郭鴻基，1994：南台灣 夏季午後對流之分析與模擬。天氣分析與預報研討會(83)論文彙編。
- 梁文傑、郭鴻基、李清勝，1994：曾文溪流域氣象、氣候及空氣品質的變。中研院研究報告。
- 劉廣英、謝維權與曲克恭，1987：台灣地形對雨量之增減作用：濁水溪至高屏溪流域的降水分布 - (上)個案分析。大氣科學,15,1，89-101。
- 劉廣英、張忍成，1988：台灣地形對雨量之增減作用：濁水溪至高屏溪流域的降水分布-(中)合成分析及模擬。大氣科學，16,2,141-149。
- 陳景森、陳輝堂，1987a:夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討-第一部份:模式介紹及驗證。大氣科學,15,2，149-164。
- 陳景森、陳輝堂，1987b:夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討-第二部份:環境風場的影響。大氣科學,15,2，165-178。
- 簡長祿、陳景森，1986:夏季半島寬度對於對流雲生長的影響。大氣科學,14，53-62。
- Banta,R.M., 1986: Daytime boundary layer evolution over mountainous terrain partII: Numerical studies of upslope flow duration. Mon. Wea. Rev., 114, 1112-1130.
- Banta R.M. and C.B. Schaaf, 1987: Thunder storm Genesis Zones in the Colorado Rocky Mountains as Determined by Trac eback of Geosynchronous Satellited Images. Mon. Wea. Rev. 115., 463-476.
- Chen C.-S., W.-S.Chen and Z. Deng,1991 : A study of a mountain generated precipitation system in Northern Taiwan during TAMEX IOP 8. Mon. Wea. Rev. 119., 2574-2606.
- Chen, C.-S, 1990: A numerical study of the terrain effects on a squall line. TAO., Vol. 1, No.1, 73-90.
- Johnson R.H. and J.F.Bresch,1991:Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX. Mon. Wea. Rev., 119, 2540-2557.
- Pielke R.A., 1974: A three dimensional numerical model of the sea breezes over south Florida. Mon. Wea. Rev. 102., 115-139.
- Reisner J. M. and P. K. Smolarkiewicz, 1994:Thermally forced low froude number flow past three dimensional obstacles. J. Atmos. Sci., 51, 117-133.
- Smolarkiewicz, P., and R. Rotunno,1989: Low Froude number flow past three dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vorticies. J. Atmos. Sci., 46，1154-1164.
- Smolarkiewicz, P., and R. Rotunno,1990: Low Froude number flow past three dimensional obstacles. PartII:Upwind flow reversal zone. J. Atmos. Sci., 47，1498-1511.
- Tripoli, G.J.,and W.R. Cotton, 1982: The Colorado State University three dimensional cloud/mesoscale model-1982,Part I : General theoretical framework and sensitivity experiments, J. Rech. Atmos., 16，185-220.
- Cotton W.R.,M.A. Stephens, T.Nehrkorn,and G.J. Tripoli 1982: The Colorado State University three dimensional cloud/me soscale model-1982,Part II: An Ice Phase Parameterization. J. Rech. Atmos., 16，295-320.