

# 台灣地區局部環流的數值模擬

林沛練 郭英華\* 陳碩\*

國立中央大學大氣物理研究所  
\*美國國家大氣科學研究中心

## 摘要

台灣由於四面環海，境內大約有三分之二的面積是覆蓋起伏的山坡地。由於海陸特性不同，山嶺斜坡加熱的差異以及地形對盛行風的阻擋的動力效應引起台灣地區極為複雜局部環流之發展，這種局部環流之發展不儘關係著大氣邊界層的演化，對流系統的激發，而且也影響大氣污染物的傳送、擴散，質量累積甚或加據化學轉化作用，非常值得重視。

我們以PSU / NCAR的第五代中尺度模式，進行台灣地區中尺度實驗，第十一次密集觀測期，即1987年6月19日，6月20日個案的模擬，結果顯示，非靜力的MM5模式有能力模擬綜觀擾動微弱的情況下台灣地區局部環流的發展以及伴隨引發的局部對流系統的降水特性。微弱盛行氣流受台灣地形動力阻擋與熱力強迫作用所引發之局部環流及局部降水系統之發展情形與觀測的結果一致，均具有相當明顯的日變化變動特性。發生降水位置與地形分布有著密切的關聯。

為了釐清各種因子所扮演的角色，我們也進行一序列單純海陸風，山谷風環流的敏感度測試模擬，測試結果顯示，在沒有盛行風的情況下，單純山谷風海風所引發的降水較易發生在中央山脈之山脊上，夜間因為輻射冷卻加上降水蒸發冷卻之作用，陸地上之降水快速減弱然後消失。局部環流引發之降水與初始探空的溫溼度結構有很高的相關性，例如減半探空的水汽量之後幾乎沒有什麼降水產生。山頂上的潛熱釋放以及由於雨滴蒸發所導致之冷卻作用，對局部環流之發展都有顯著的影響，潛熱釋放有助於山區產生更強烈的上升運動因此增強海風，蒸發的冷卻效應作用，因明顯冷卻低層大氣而加強陸風與山風。

在沒有中央山脈之情況下，只有單純的海陸風環流在台灣地區發展，在這種情況之下降水比有山之情況顯著的減小。這種結果顯示，在沒有綜觀擾動的情況下，台灣地區的局部環流發展，海陸風與山谷風同樣重要。大氣的長波輻射冷卻以及雲輻射的交互作用，雖然基本之局部環流場沒有太大影響但卻對降水的區域分布有明顯的影響，。大氣的長波冷卻在海岸地造成強烈的不穩定作用而導致夜間岸邊降水之增強。考慮雲輻射交互作用可以得到較真實的溫度分布。如果沒有這種作用，模式會產生過強的山谷風環流及過量的日間降水。

## 一、前言

由於台灣為一海島，其特殊之地理環境提供局部環流良好之發展條件。而局部環流如海陸風環流，山谷風環流等又與局部地區的天氣狀況有相當的關聯；在綜觀擾動微弱的條件之下，山區午後雷陣雨或者空氣污染的擴散、輸送均與局部環流有密切的配合。

然而因為觀測資料不足，台灣地區的局部環流至今仍未有較詳細的分析研究，因此藉由完整的中尺度模式來探討台灣局部環流發展情形為一可行且適當的方法。此外，將模擬求得之氣象場提供大氣化學模式當成輸入場亦是研究的重點。

台灣地處亞熱帶，四面環海，當綜觀系統擾動微弱時，海陸風乃極為顯著的中尺度現象(蔡，童(1987)，蔡(1987)，林等(1990)，林，盛(1990))。此外台灣是一個多山的島，中央山脈縱貫其中，鄰近地區影響大氣運動的各種因素中，地形效應自然扮演著相當重要的角色。由於山嶺起伏不僅會對海陸風等局部環流的發展產生絕對重要之影響，而且也會因為斜坡地表之加熱冷卻日變化而引發山谷斜坡風環流。此種複雜的海陸-山嶺合併的局部環流系統之發展與午後雷雨之生成有著密切的關聯。

海風既是源自海上，必然帶有豐富的水汽以及可作為凝結核的鹽粒，當海風吹進內陸遇山阻擋或與山嶺斜坡風系合併時形成強烈的輻合抬升而激發對流雲的成長。此外海風中夾帶的鹽份具有腐蝕作用，對農作物的生長以及建築物可能造成嚴重的損害。況且幾個大工業區均籌設於濱海地區，局部環流的特性、海風鋒面的結構不僅關係著雷雨對流胞之觸發，也可能影響污染物的輸送與擴散，是以非常值得重視。

以往有關於台灣地區局部環流之研究大多數集中在有關地形作用，斜坡輻合等學理上數值模擬的探討，例如Hong and Lin (1982)，林(1985)，簡與陳(1986)，陳與陳(1987 a, b)等。至於實際觀測資料的分析，蔡、童(1987)以及蔡(1987)曾經先後利用測風資料分析台灣南端地區以及北部地區的局部環流，林等(1989)探討鹽寮地區地形對日夜風場之影響。林等(1990)利用單站密集的地面、探空以及污染物觀測資料研究台灣西北部濱海地區海風邊界層之結構及其對地面污染物濃度之影響。有關台灣地面地區海陸風-山嶺斜坡風合併之環流特徵以及其與夏季午後對流雲系生成及雷陣雨發展的相關問題，一直沒有更進一步之分析研究，究其原因，觀測資料不足是最大的障礙。

## 二、研究方法

在TAMEX IOP-11期間綜觀擾動微弱，海陸風的現象非常明顯，而且自6月20日下午至黃昏，在中央山脈西側山腳附近有強烈的雷雨對流胞之發展。這些雷雨之回波高達18 km，最強回波50 dBz以上，並且這段時間CP-4以及TOGA都普勒雷達曾密切配合做了多組的觀測。本研究的目的主要著重在進行中尺度數值模擬實驗來模擬TAMEX IOP-11台灣地區局部環流發展之特性及其與深對流系統之產生與演變間的關聯。並將著重地形以及綜觀尺度之條件對局部環流發展以及對污染輸送擴散影響之探討。

我們使用PSU-NCAR非靜力(non-hydrostatic)巢狀(nested-grid)三度空間中尺度數值模式進行台灣地區局部環流發展的數值模擬實驗，模擬以TAMEX IOP-11的個案為探討的重點。希望藉由各種模擬實驗之設計能夠探討地形效應以及環境條件在局部環流之發展以及污染物之擴散與傳輸過程中所扮演之角色。

PSU/NCAR三度空間巢狀靜力/非靜力的中尺度數值模式，基本方程式Anthes and Warner (1978)以及Anthes et al. (1987)曾做了詳盡的描述，非靜力之版使用可壓縮的完整方程式而且可做多重之巢狀網格式設計，與靜力版之差別在多預報壓力擾動以及垂直速度等兩個變數。模式方程式允許聲波之存在，因此要分割較短的積分時間間隔來處理，所以壓力項、動量項以及其間的交互作用項與平流項、擴散項、科氏力項及水汽過程分別以不同之積分時間間隔處理基本上採四次前行積分、一次蛙跳積分之分離外顯積分法(split-explicit scheme)。

在本研究中模式的範圍將以台灣為中心，分兩個巢狀網格式系統，粗網格式點間距54 km (圖1)，細網格式18 km (圖2)，模式範圍之地形如圖1, 2，垂直方向分為23層。模式範圍內的探空站分佈見圖(3)。

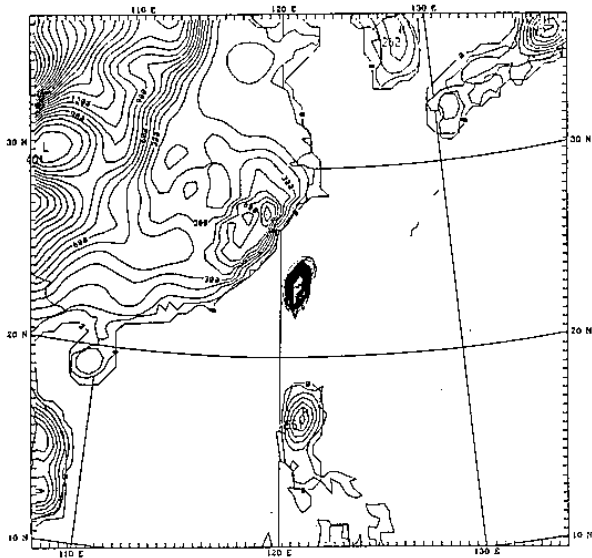


圖1、粗網格式模式範圍的地形分布。

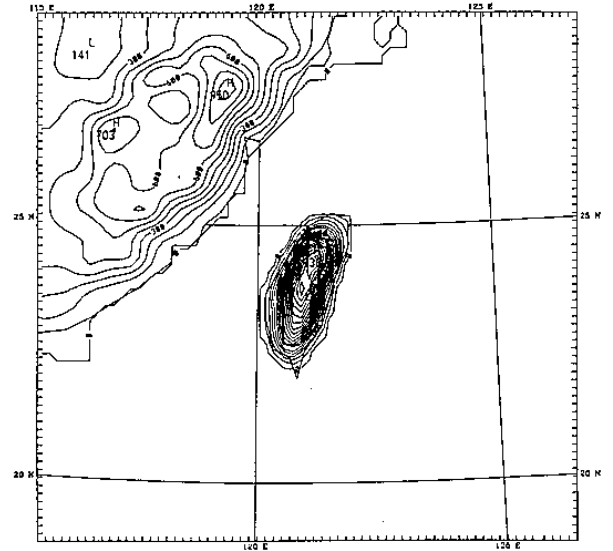


圖2、細網格式模式範圍的地形分布。

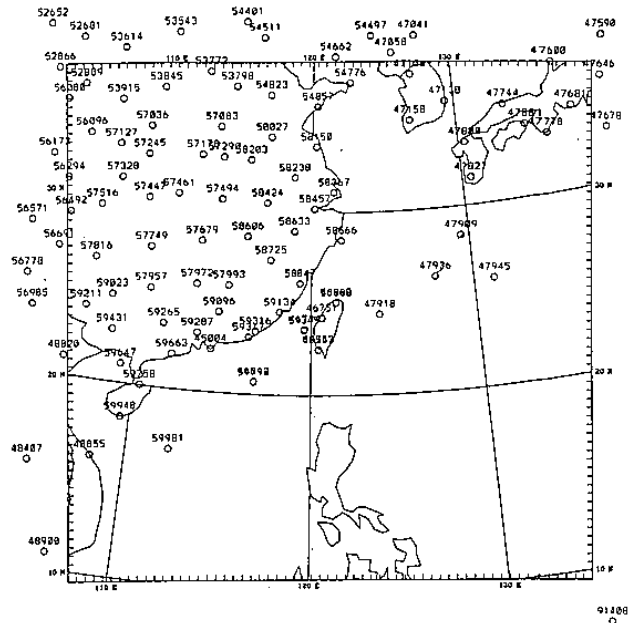


圖3、模式範圍內的探空測站分布。

## 三、中尺度模式

本研究所使用的中尺度模式是美國國家大氣中心( NCAR )與美國賓州大學合作發展的第五代非靜力中尺度模式( MM5 )，此模式的主要架構與特性在Dudhia ( 1993 )的文章中曾有詳細的說明。垂直座標是

$$\sigma = \frac{P_r - P_t}{P_{s0} - P_t}$$

其中 $P_r$ 是參考氣壓， $P_{s0}$ 是地面氣壓， $P_t$ 是定壓面模式頂的氣壓值( 100 mb )，在非靜力模式中， $P_{s0}$ 得自參考大氣，在整個模擬過程中維持定值。在任一格點的氣壓值定義為

$$P = P_r + P'$$

19 JUNE

20 JUNE

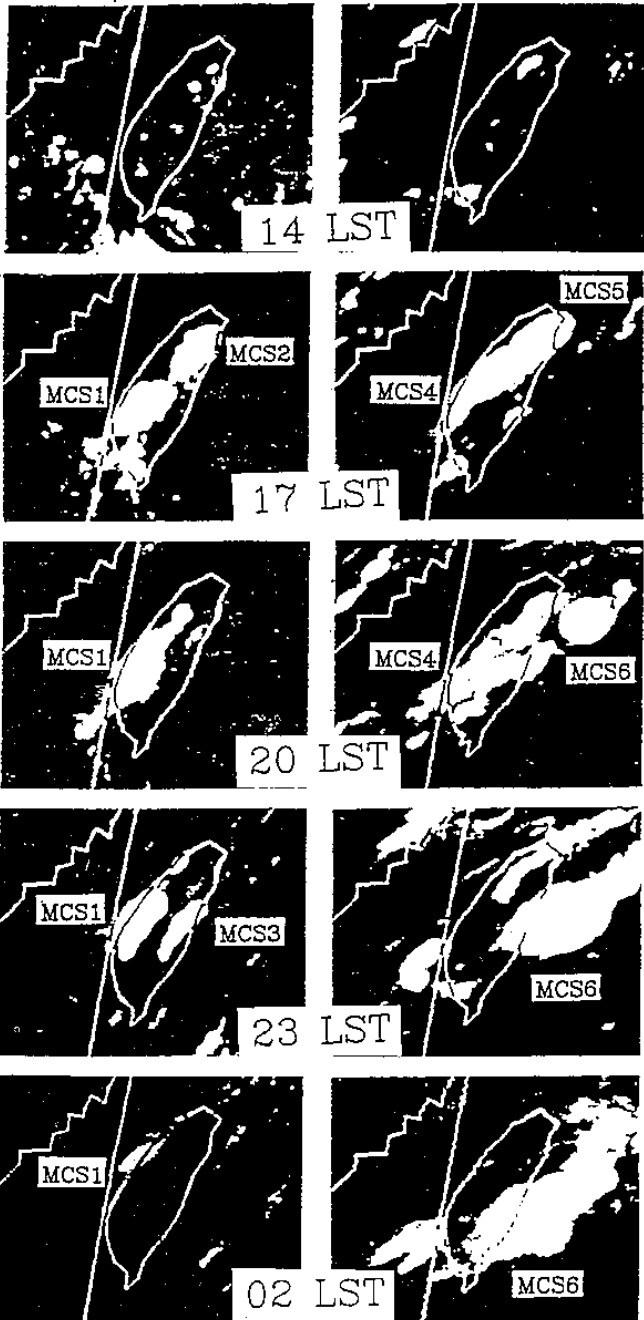


圖6、1987年6月19, 20日台灣地區附近的衛星雲圖

6月20日0000Z 700mb顯示, 低壓槽由日本海向東南延伸至北緯28°即琉球群島的北方海域附近, 台灣地區受高壓環流控制, 脊線通過台灣中部延伸至大陸長江上游地區, 由於槽線由貴洲附近向東北延伸, 使整個從南洋吹來的氣流受到阻礙, 台灣地區綜觀系統的風減弱。

6月20日0000Z 500mb, 情況和700 mb類似, 只是由於分裂高壓中心較接近台灣, 500 mb台灣吹西南風, 風速約15 kts。200 mb台灣地區上空, 主要受南亞高壓環流控制, 並且很明顯是氣流輻散區, 中南部地區吹東南風。而中北部則吹西北風。

從衛星雲圖(圖6)分析, 鋒面雲帶仍遠在北緯27度至北緯30度之間, 衛星雲圖指出台灣地區19日,

JUNE 19 RAIN (mm)

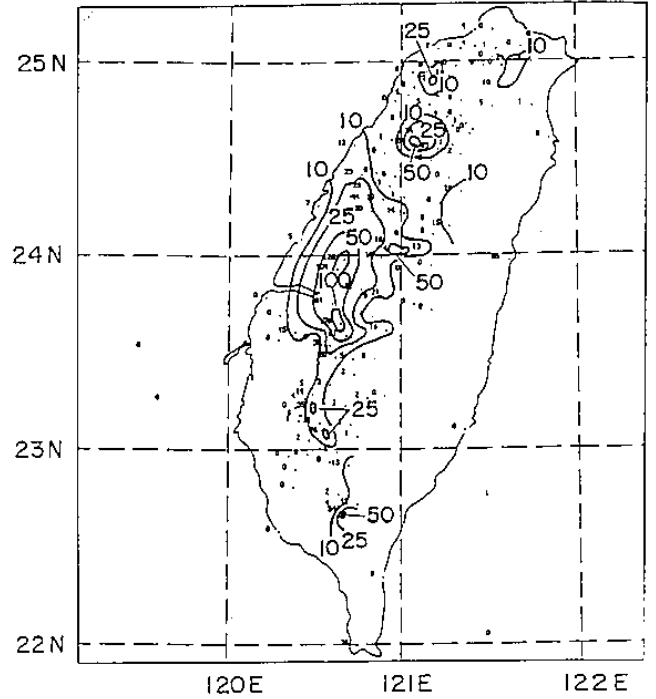


圖7a、1987年6月19日台灣地區日雨量分布圖。

JUNE 20 RAIN (mm)

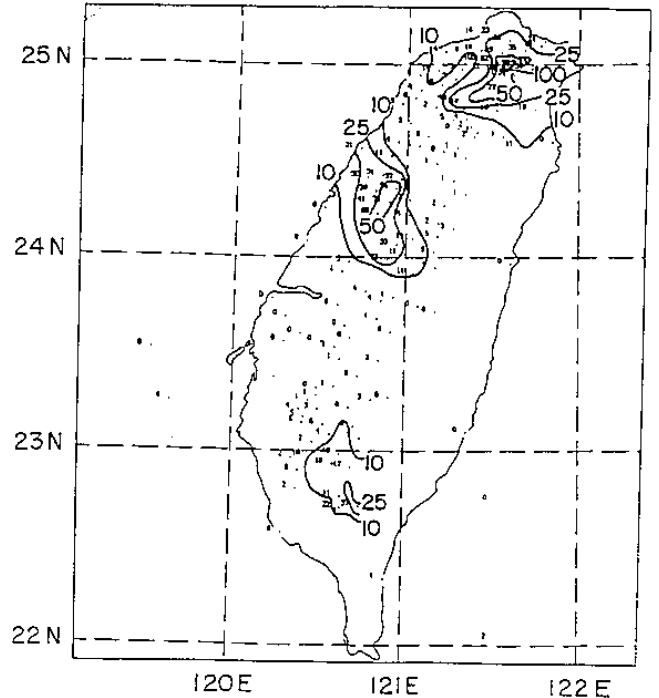


圖7b、1987年6月20日台灣地區日雨量分布圖。20日兩天有明顯的午後局部性對流雲在發展。實際日雨量如(圖7)所示, 19日, 20日的日雨量分布顯示出主要的降水胞發生在中央山脈西側的山坡處。從大尺度環流結構, 我們約略可知, 台灣地區尤其是西部平原-山邊應有降水系統發生的可能, 原因是(1)地面風微弱區尤其是西部平原-山邊應有降水系統發生的可能, 原因是(1)地面風微弱(2)中低層西南氣流帶進水汽(3)高層有輻散現象。而整個天氣系統必定是相當局部性, 原因是(1)西南氣流並不旺盛水汽被阻(2)滯留鋒面弱, 且偏北方。

$P'$  是預報的變數，由於假定參考大氣沒有變化，因此此種作法相當於是跟隨地形的高度座標，垂直座標取不等間距的 23 層，計算的模式範圍內，採用兩層疊加的巢狀網格系統，粗網格  $61 \times 61$  個網格點，細網格  $67 \times 67$  個網格點，中心取在  $24^{\circ}N$ ， $121^{\circ}E$ ，粗網格間距 54 公里，細網格間距 18 公里。

此模式包含地表能量收支，長短波輻射參數化 (Benjamin and Carlson, 1986)，垂直及水平擴散對流參數化以及處理非對流降水之方法有不同之選擇，Kuo (1974)，Anthes (1977)，Arakawa - Schubert (1974) 以及 Hsie et al. (1984) 等。模式的水文循環採用顯性預報可解析尺度雲水、雨水、冰和雪，對次網格尺度之降水，採用 Grell (1993) 的積雲參數法，近地層以及邊界層的參數法採用 Blackadar (1979) 的高解析邊界層參數化法。在不穩定的條件之下，亂流量利用局地李察遜數 (Richardson Number) 來參數化。在不穩定的條件下，垂直通量由混合來自近地層或邊界層環境空氣的對流渦流旋來參數化，地表的顯熱與潛熱通量取決於地面風速和穩定度參數，在 MM5 中地表參數由土地使用特性分類來決定，基本上台灣地區的土地使用只有簡單劃分為熱帶與副熱帶雨林區，地表反照率為 12%，水汽可使用度為 50%，粗糙度為 50 cm，模式的初始場取自 1987 年 6 月 19 日 00 Z EC-TOGA  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  的分析場，然後內插至我們的粗細巢狀網格點上，再以模式範圍內的地面及高空觀測資料調節之，最後得到一組模式的初始場與邊界值以進行實際個案的模擬工作。

圖(4)為 NCAR / PSU MM5 中尺度模式系統的流程架構圖，首先 TERRAIN 模組處理模式範圍內的地形分析，再引進 EC-TOGA 資料，由 DATA-GRID 模組建立網格點上的初始猜測值。RAWINS 模組則引進地面與高空的觀測資料進行網格點上初始值得調節，以得到一組適當的初始場輸進 MM5 模組中進行模式之模擬工作。

#### 四、環境條件分析

##### 1、綜觀環境

1987 年 6 月 19 日的地面與高空天氣圖如圖(5)，6 月 19 日 00Z 時低壓中心位於北緯 30 度東經 130 度附近，颱風位於中南半島東邊，台灣在微弱東南氣流影響之下。6 月 20 日 0000 Z 地面天氣圖顯示地面低氣壓已移至日本本洲東南方沿海附近，中心氣壓約 994 mb，鋒面由中心延伸至中國浙江、江西附近。後段近似滯留，在東經  $130^{\circ}$  以西，系統都很弱，壓力梯度小，台灣地區受南來氣流影響，風速約 15 kts 左右。然值得注意的是，太平洋高壓脊向東延伸有一短脊穿越台灣中部至大陸沿海附近。此現象在中尺度環境分析時相當顯著。在這兩天的天氣圖亦可分析出來，台灣地區受分裂高壓及地面短脊的影響，19 日，20 日大尺度系統的風微弱，台灣中北部地區，海陸風為地面主

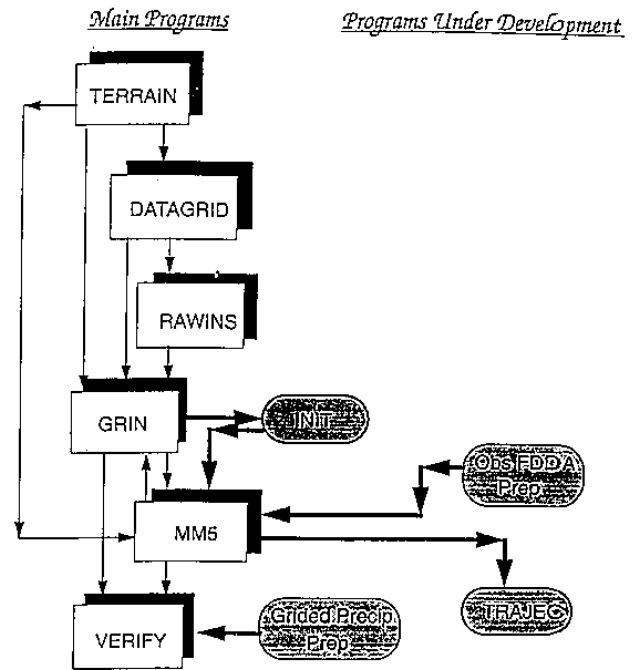


圖 4、MM5 模式的流程架構。

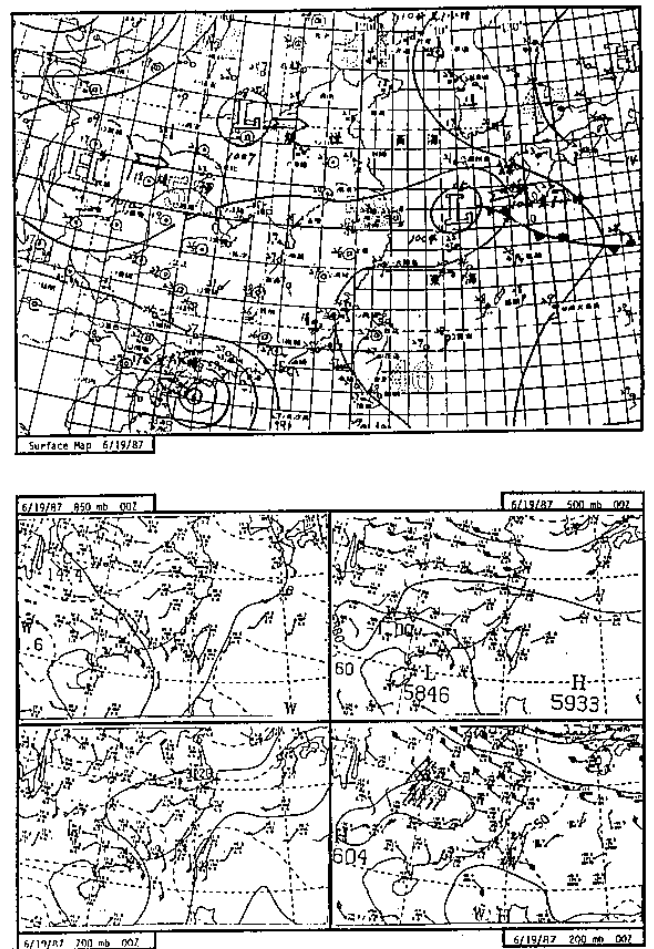


圖 5、1987 年 6 月 19 日 00Z 地面，850mb，700mb，500mb，以及 200mb 的天氣圖。

要風系，由於 19 日，20 日的綜觀環境條件很類似，但 20 日是在台灣地區中尺度實驗的密集觀測期，資料較完整，因此下面的綜觀分析主要以 20 日為主。

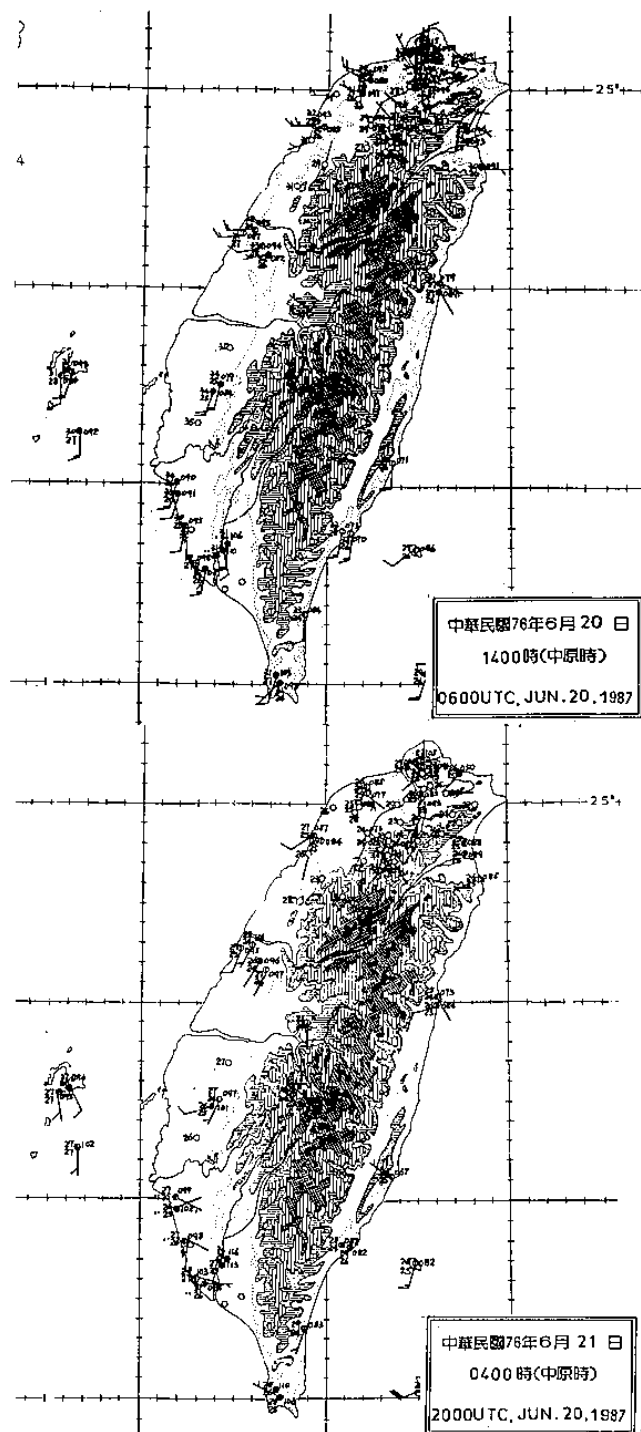
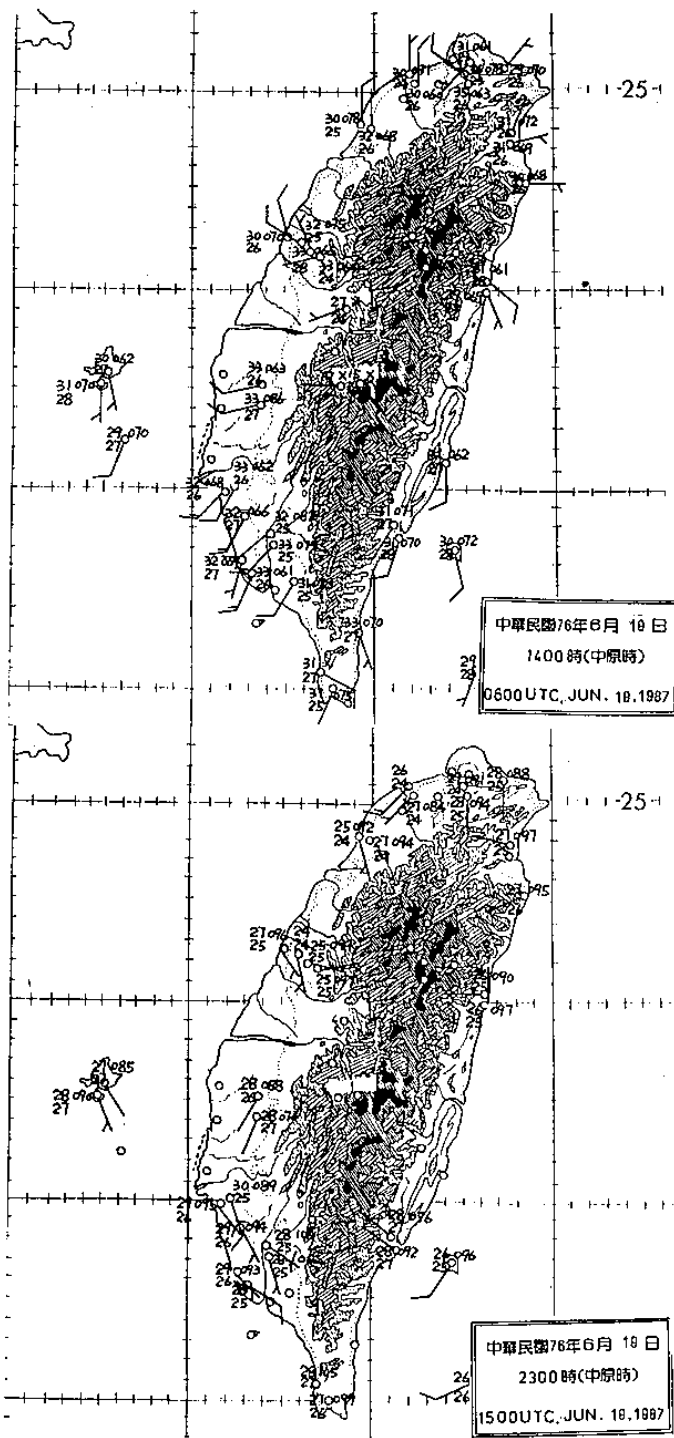


圖 8、1987 年 6 月 19 日台灣地區地面風隨時間變化情形。

圖 9、1987 年 6 月 20 日台灣地區地面風隨時間變化情形。

## 2、地面中尺度環流結構

6 月 19, 20 日兩天的地面風分布如圖 (8), 圖 (9) 所示, 由於脊線通過台灣中部, 而鋒面系統仍在很北邊, 因此大尺度的強迫作用很微弱, 由於基本上台灣地區是在微弱東南到西南風的影響下, 越往北受大尺度環流的影響愈小, 在台灣北部陸地則完全是海陸風系, 另外我們亦發現海風來得很早在 0200 Z (10:00 Local Time) 就開始, 並且在 0600 Z 達到最強, 而且持續到 1000Z。海風旺盛且持續時間較長, 這應該是中部山區即台北盆地地區有長生命期雷雨系統得重要原因。而兩地受海風影響情況顯有不同, 台北盆地有來自各方向的海風, 而中部海風是由偏西風至西南西

風, 而風速亦略有改變。

台灣北部地面風場顯示, 隨海風加強地面風亦加強, 但風向幾乎與海岸垂直, 顯示受海風影響甚大, 但愈近內陸, 則影響愈複雜。根據西北部沿海測站所觀測到得地面氣象要素之日變化情形, 風向之日變化很清楚, 降水主要來自午後之對流發展所至。

## 3、探空資料分析

馬公在 19 日及 20 日得探空圖 (圖 10) 顯示, 19 日的綜觀氣流較偏南南東風, 20 日則南南西風, 但都很微弱。圖 (11) 為板橋及馬公站的探空位溫分布。

從板橋探空資料, 顯示低層有顯著條件性不穩定, 另外 CAPE (Convective Available Potential Energy

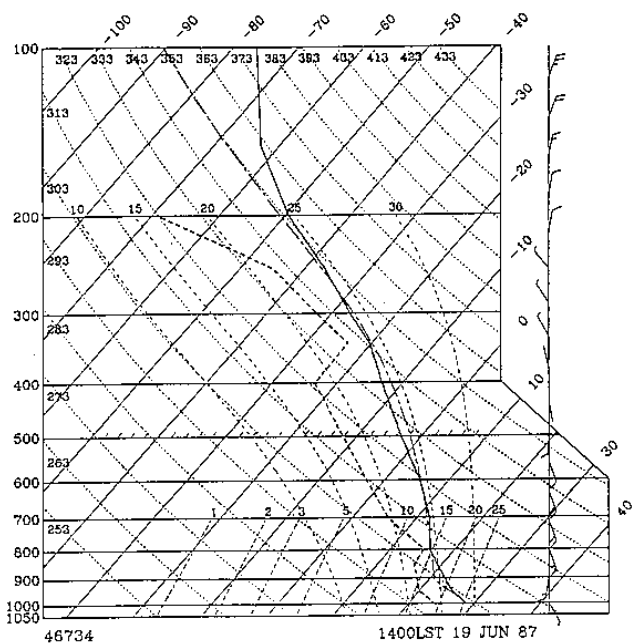


圖 10a、1987年6月19日1400LST馬公(46734)之探空分布。

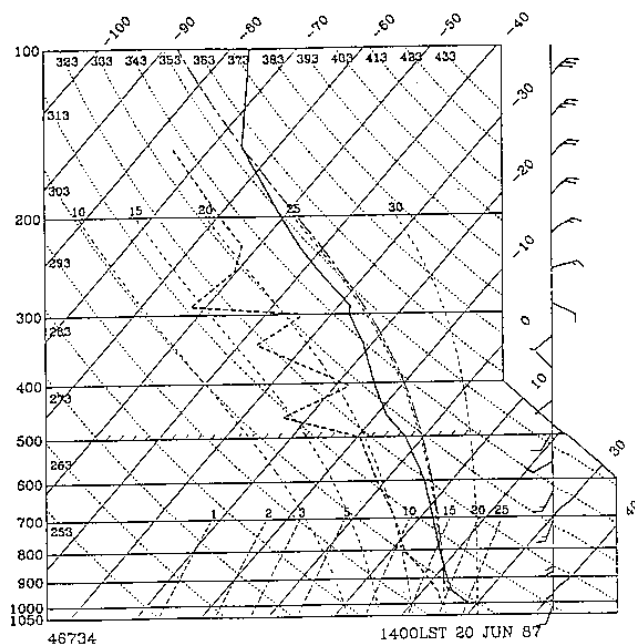
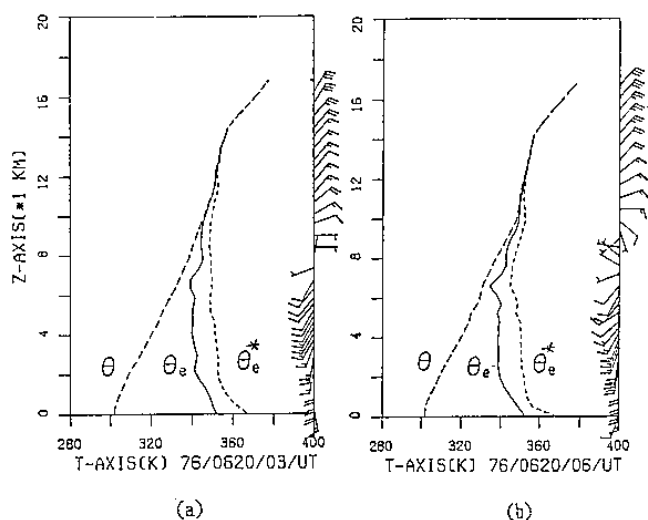
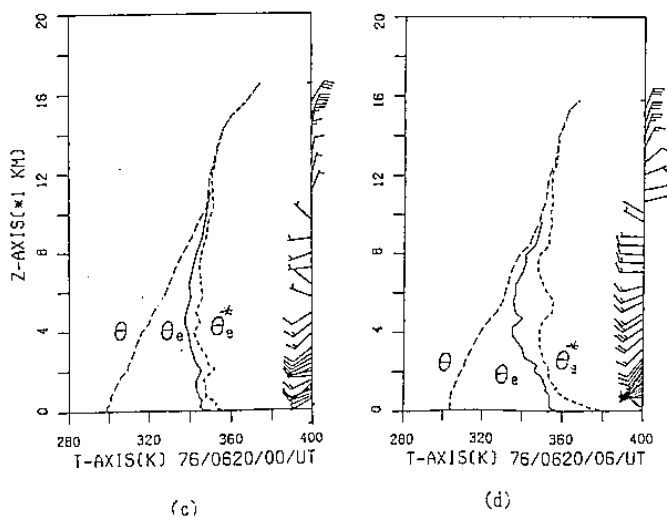


圖 10b、1987年6月20日1400LST馬公(46734)之探空分布。



(a)

(b)



(c)

(d)

圖 11、1987年6月20日探空位溫分布(a)馬公0300Z (b)馬公0600Z (c)板橋0000Z (d)板橋0600Z

)值比CIN值小,此有利對流天氣系統得發生。風場結構是低層往上由偏南風轉為西南風再轉西風至高層轉為東北風。中低層順轉有暖平流。中高層逆轉有冷平流。中低層得風不算強勁,平均為15 kts而平均風切亦不大,風切小,Bulk Richardson number大,較適合普通單細胞雷雨(ordinary storm)得發展。

### 五、模擬結果與討論

模擬所使用的初始場為6月19日00Z的實際分析場,此時期台灣地區處在太平洋高壓脊以及中南半島附近颱風微弱環流影響之下,地面主要盛行微弱的南南東風。

模擬3小時之後也就是相當於地方時間早上11點時,由於地表的加熱作用逐漸建立斜壓力管場,這時候已可明顯看到西北台灣海風的形成,此局部的熱力環流與微弱南南東綜觀氣流作用的結果,引發西北台灣濱海地區的輻合上升運動。從氣流場的配置也可看出台灣地形對局部環流的顯著影響。台東附近有一因為地形阻擋引起的上游分流區,3小時之後圖(12),局部環流發展更強盛,西北台灣的輻合區也愈加明顯

積分9小時之後,整個輻合區集中在中央山脈西側,從平原至斜坡區域,地形阻擋與地表加熱作用合併之結果使局部環流場變得相當複雜,圖(12),由於地面加熱作用逐漸在減弱,因此海風也愈來愈微弱,風向在近岸處有明顯的順轉現象,此應為科氏力作用的結果。

積分12小時,也就是夜晚8時,隨地表的冷卻作用,近岸處已開始吹陸風,陸風之形成除了地表之冷卻作用之外,白天午後局部性降水近地面處之蒸發冷卻效果也會有明顯的影響。

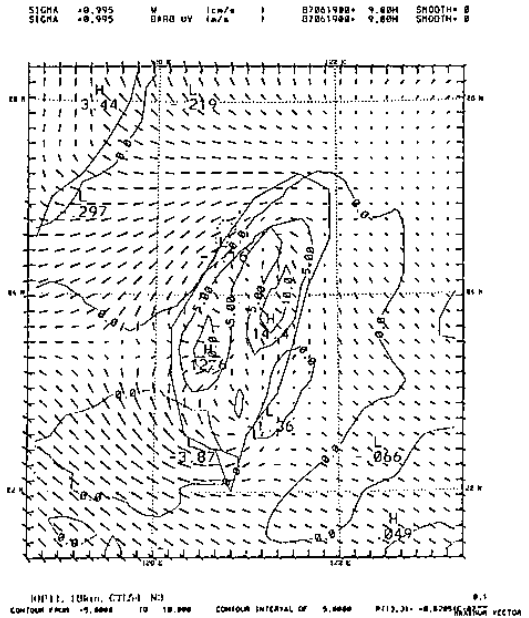
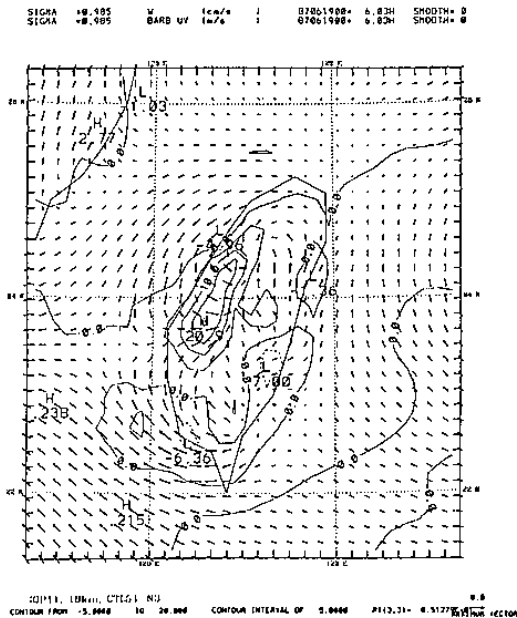
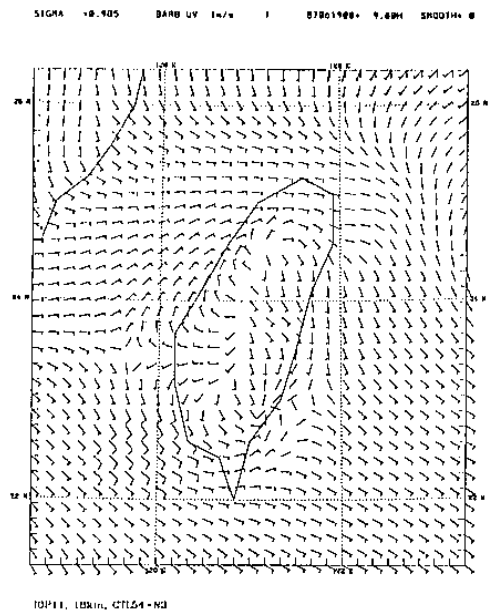
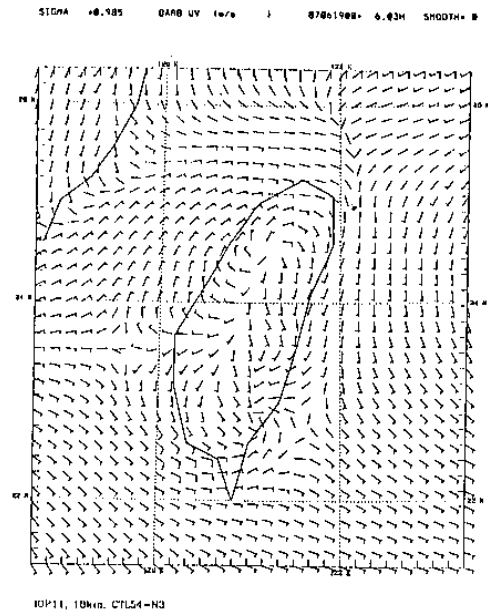


圖 12、積分 6 小時水平以及垂直速度之分布。

圖 13、積分 9 小時水平以及垂直速度之分布。

積分 18 小時，相當於第二天清晨兩點，陸風仍然明顯，但是風速微弱，對流已逐漸消失，圖(14)。第二天，隨著太陽短波之加熱作用的加強，新的向岸海風和爬坡風系統再次逐漸建立起來，早上 8 點鐘，已有向岸風的分量出現在近岸處，但輻和仍很微弱。午後兩點，向岸的氣流更加增強，主要的環流形態與第一天情況相似，圖(15)，但因第二天，綜觀氣流場較偏南南西風，因此中央山脈以西的向岸風推進斜坡高處，因此輻合區位置比第一天向東移。

圖(16) - 圖(18)為 3 小時累積降水量，隨著向岸陸風與微弱盛行風輻合區的發展，午後局部對流系統開始在中央山脈西側平原近山坡處發展，之後向岸邊及向南擴充，此與對流系統發生後，伴隨雨滴下降運動以及蒸發現象所導致的下沖氣流沿著斜坡往坡下處外流時再與南來盛行氣流，向岸吹進之海風輻合所造成

之作用有密切的關聯。基本上此模式可以模擬初 19 日，20 日兩天局部性對流系統所造成之降水位置與地形，向岸海風以及綜觀氣流場間的配置，模擬得不錯，但是仍有些值得改進得地方，如 20 日台北盆地之午後對流降水就沒能模擬得很好，究其原因，地形高度過於平滑化，18 km 之解析度太疏都是可能得原因，而地表使用狀態分類太過簡化也會有影響。

#### 六、討論與結論

我們以 PSU / NCAR 的第五代中尺度模式，進行台灣地區中尺度實驗，第十一次密集觀測期，即 1987 年 6 月 19 日，6 月 20 日個案的模擬，結果顯示，非靜力的 MM5 模式有能力模擬綜觀擾動微弱的情況下台灣地區局部環流的發展以及伴隨引發的局部對流系統的降水特性。微弱盛行氣流受台灣地形動力阻擋與熱



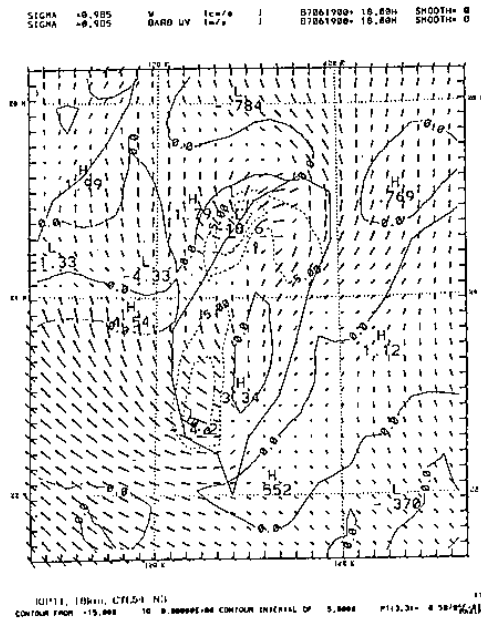
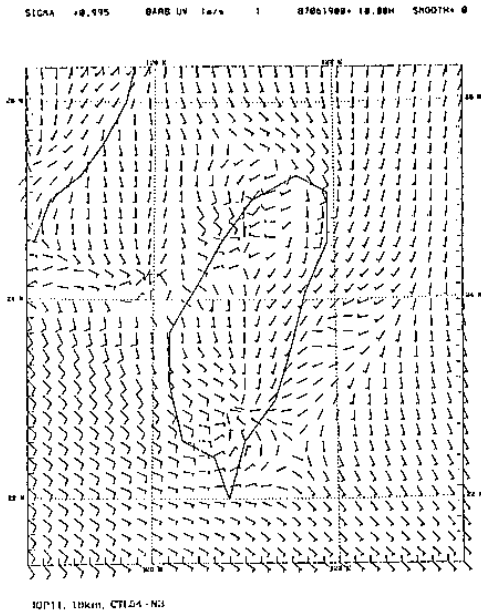


圖 14、積分 18 小時水平以及垂直速度之分布。

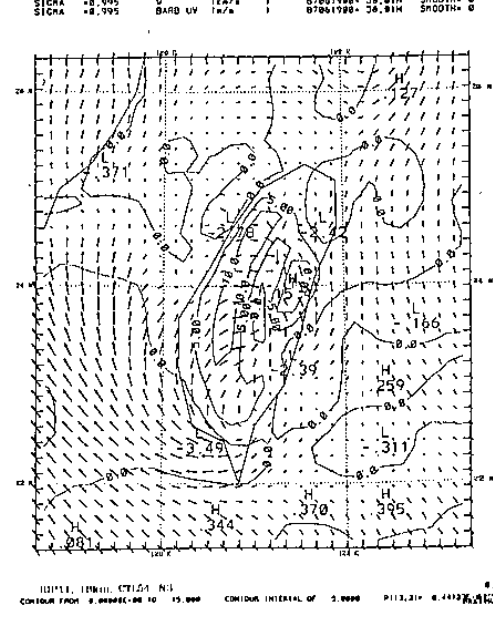
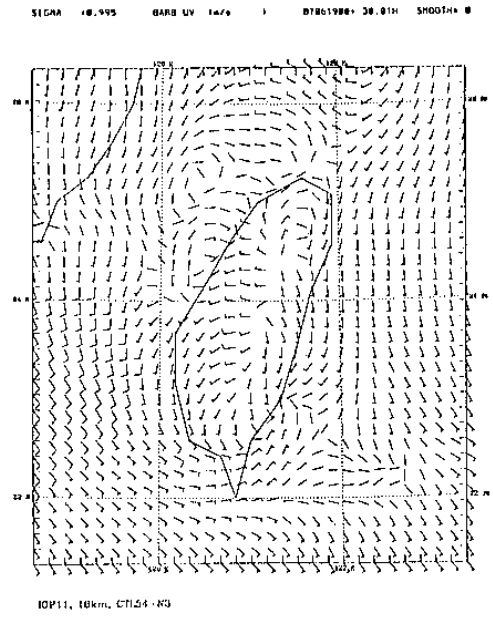


圖 15、積分 30 小時水平以及垂直速度之分布。

力強迫作用所引發之局部環流及局部降水系統之發展情形與觀測的結果一致，均具有相當明顯的日變化變動特性。發生降水位置與地形分布有著密切的關聯，與 Sun et al. (1994) 的結果相符合。

為了釐清各種因子所扮演的角色，我們也進行一序列單純海陸風，山谷風環流的敏感度測試模擬，測試結果顯示，在沒有盛行風的情況下，單純山谷風海風所引發的降水較易發生在中央山脈之山脊上，圖(19)，夜間因為輻射冷卻加上降水蒸發冷卻之作用，陸地上之降水快速減弱然後消失。局部環流引發之降水與初始探空的溫溼度結構有很高的相關性，例如減半探空的水汽量之後幾乎沒有什麼降水產生。

山頂上的潛熱釋放以及由於雨滴蒸發所導致之冷卻作用，對局部環流之發展都有顯著的影響，潛熱釋放有助於山區產生更強烈的上升運動因此增強海風，

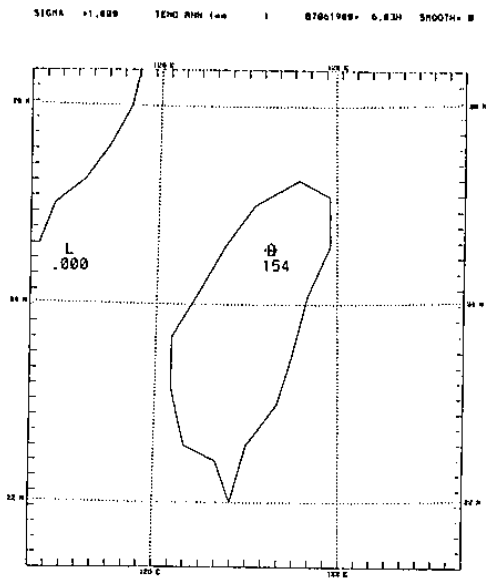
蒸發的冷卻效應作用，因明顯冷卻低層大氣而加強陸風與山風，圖(21)。

在沒有中央山脈之情況下，只有單純的海陸風環流在台灣地區發展，在這種情況之下降水比有山之情況顯著的減小，圖(22-23)。這種結果顯示，在沒有綜觀擾動的情況下，台灣地區的局部環流發展，海陸風與山谷風同樣重要。

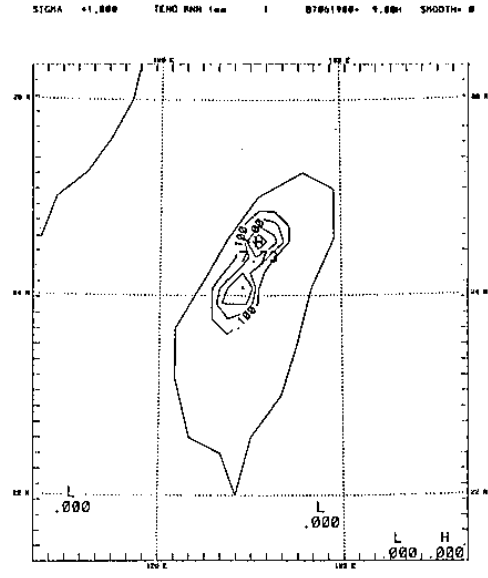
大氣的長波輻射冷卻以及雲輻射的交互作用，雖然基本之局部環流場沒有太大影響但對降水的區域分布有明顯的影響，圖(24)。大氣的長波冷卻在海岸地造成強烈的不穩定作用而導致夜間岸邊降水之增強。考慮雲輻射交互作用可以得到較真實的溫度分布。如果沒有這種作用，模式會產生過強的山谷風環流及過量的日間降水，圖(25)。

由於細網格的模式解析度只有 18 公里，因此無法

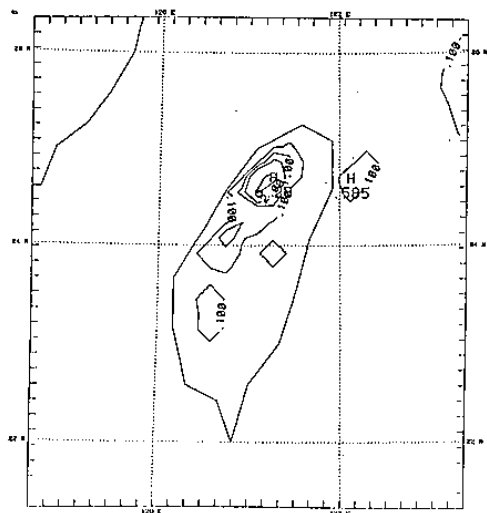




10P11, 10km, CT154-N3  
CONTOUR FROM 000000 TO 000000 CONTOUR INTERVAL OF 5.0000 P112,31+ 0.3284E-01  
SIGMA +1.800 TEND RNC (mm) | 07001900+ 6.83H SMOOTH= 0

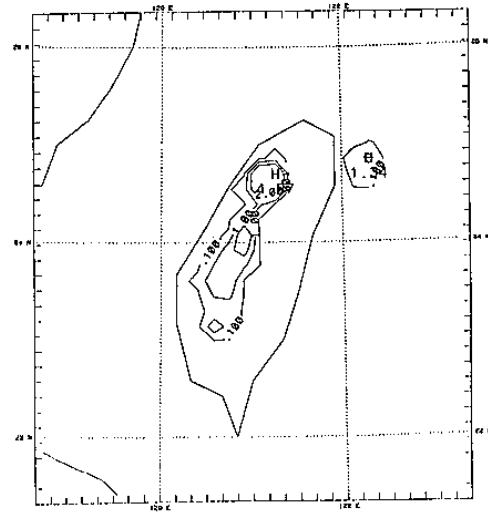


10P11, 10km, CT154-N3  
CONTOUR FROM 000000 TO 000000 CONTOUR INTERVAL OF 5.0000 P112,31+ 0.1277E-01  
SIGMA +1.800 TEND RNC (mm) | 07001900+ 9.00H SMOOTH= 0



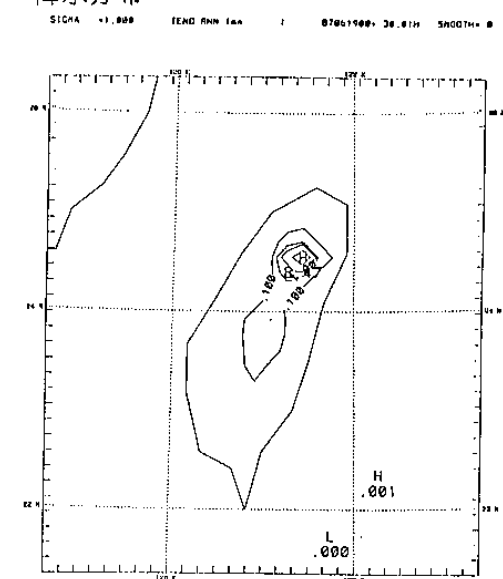
10P11, 10km, CT154-N3  
CONTOUR FROM 000000 TO 000000 CONTOUR INTERVAL OF 0.0000 P112,31+ 0.0000E-00

圖 16、積分 6 小時，3 小時累積之對流降水與非對流降水分布。

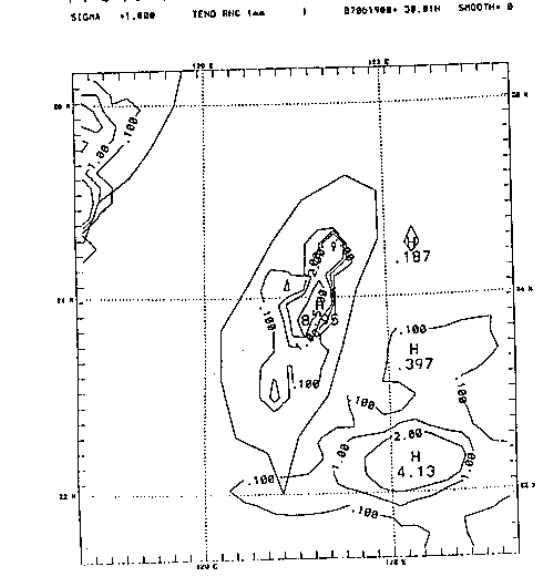


10P11, 10km, CT154-N3  
CONTOUR FROM 000000 TO 000000 CONTOUR INTERVAL OF 5.0000 P112,31+ 0.0041E-01

圖 17、積分 9 小時，3 小時累積之對流降水與非對流降水分布。



10P11, 10km, CT154-N3  
CONTOUR FROM 000000 TO 000000 CONTOUR INTERVAL OF 5.0000 P112,31+ 0.1650E-00



10P11, 10km, CT154-N3  
CONTOUR FROM 000000 TO 000000 CONTOUR INTERVAL OF 5.0000 P112,31+ 0.0000E-00

圖 18a、積分 30 小時，3 小時累積之對流降水與非對流降水分布。

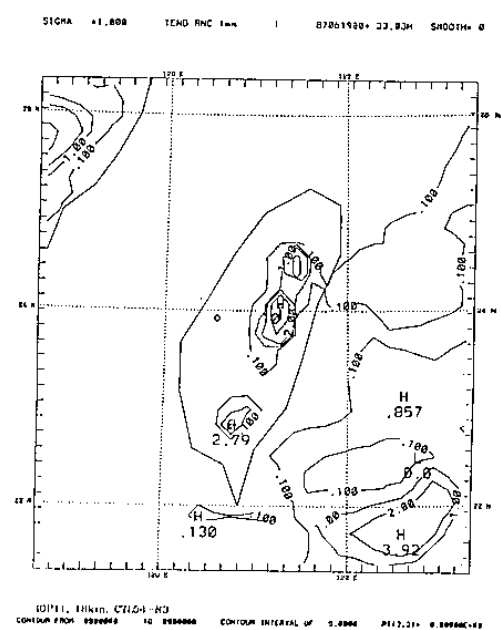
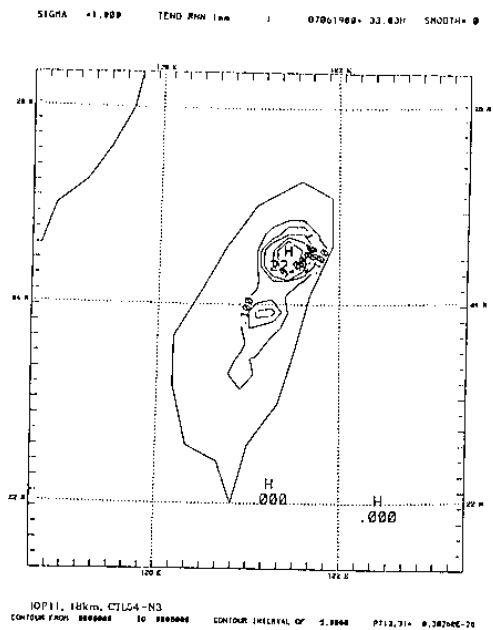


圖18b、積分33小時，3小時累積之對流降水與非對流降水分布。

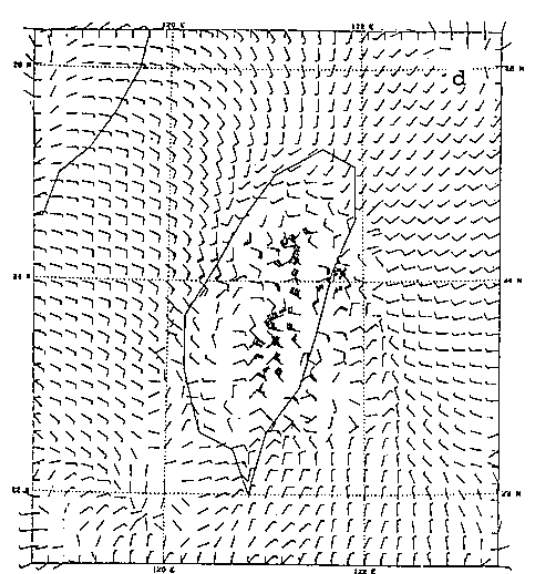
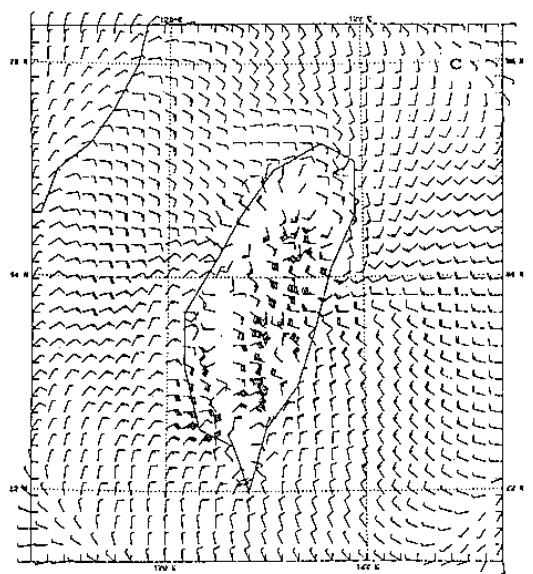
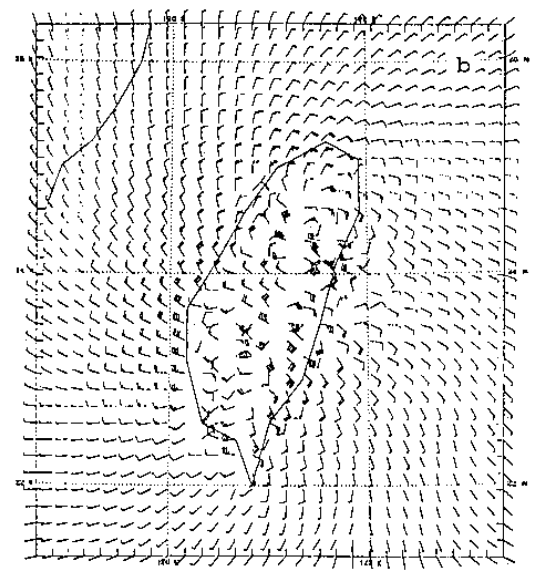
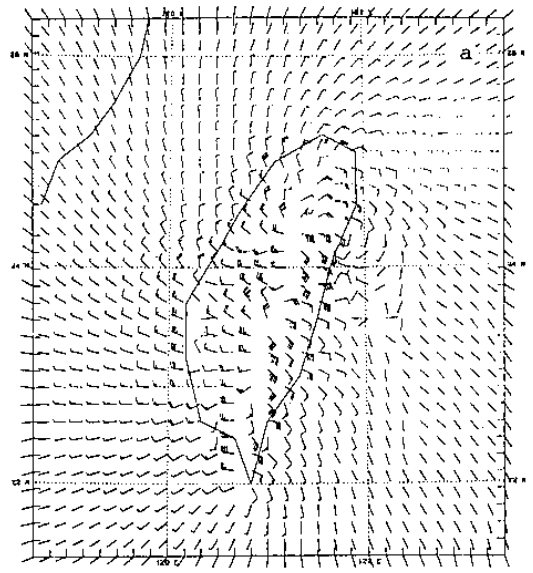


圖19、在沒有綜觀氣流的情況下模擬的最低層風分布 (a)積分6小時(b)積分9小時(c)積分12小時 (d)積分21小時。途中全風標代表 $1ms^{-1}$ ，半風標代表 $0.5ms^{-1}$ ，三角風標代表 $5ms^{-1}$ ，圖19之後的風標示與此相同。



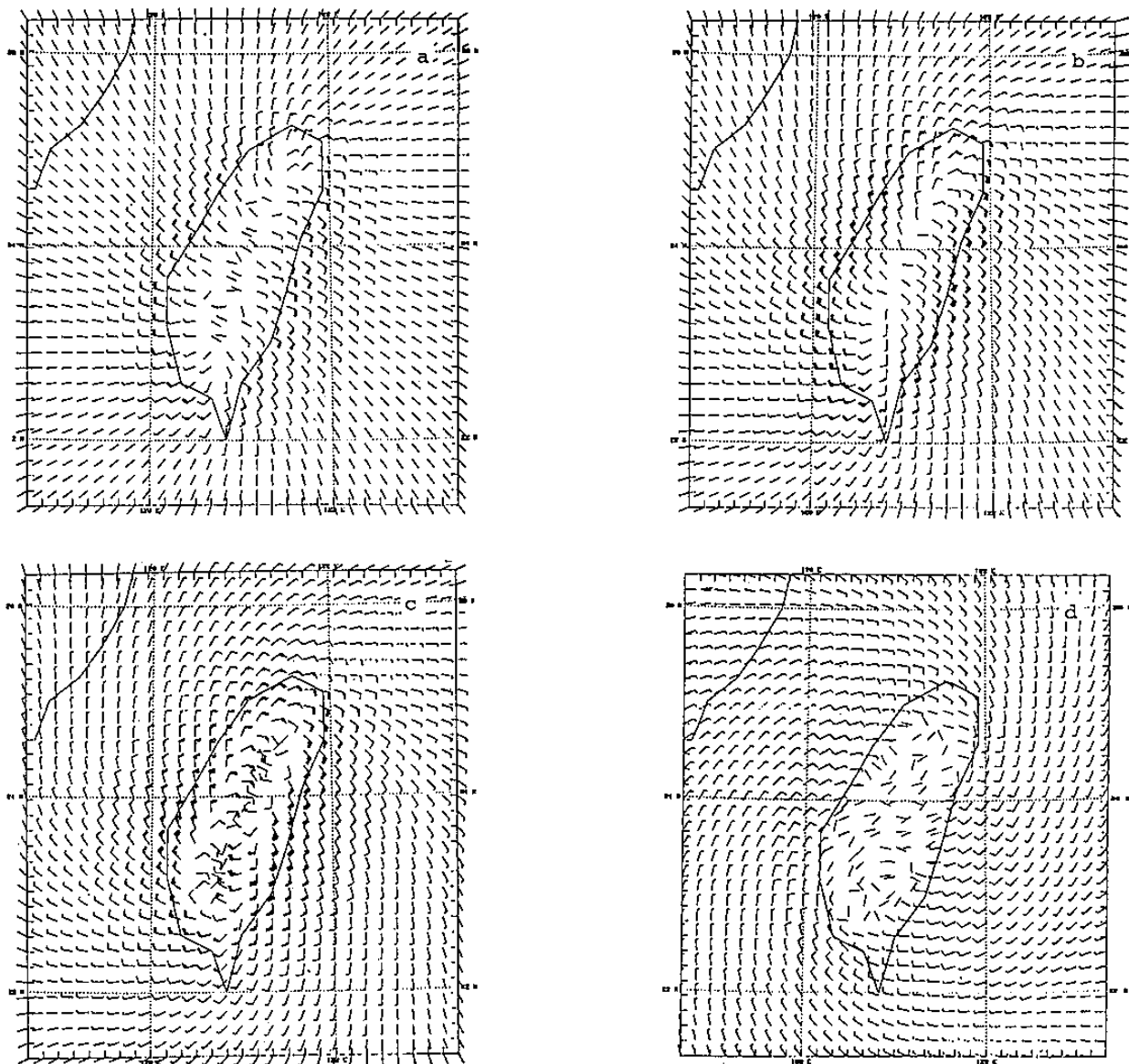


圖 22、沒有台灣中央山脈地形的情况下，模擬的低層風場 (a) 積分 6 小時 (b) 積分 9 小時 (c) 積分 12 小時 (d) 積分 21 小時。

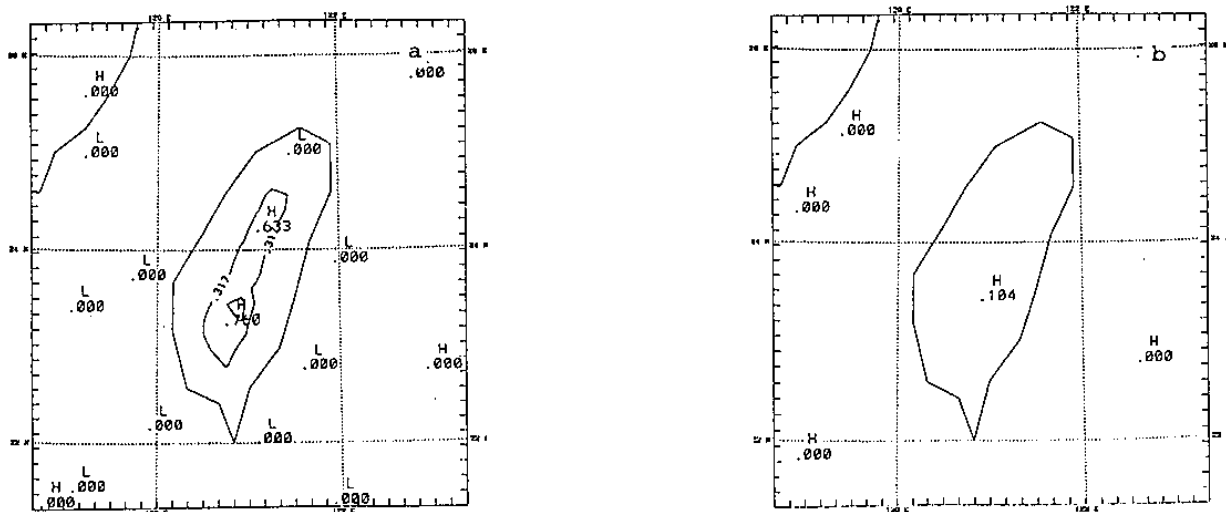


圖 23、同圖 22，但為 12 小時累積降水 (a) 0-12 小時 (b) 12-24 小時。

分析海陸風與山谷風環流的交互作用過程，也無法模擬出複雜地形區，如台北盆地，台東縱谷等局部環流特性，其次地表使用的粗糙劃分也可能導致太過均勻

化的模擬結果，未來如何加強地表特性之處理以及提高解析度，應是值得努力的方向。

#### 參考文獻

- 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。
- 蔡清彥，童雅卿，1987：台灣南端局部環流之研究，大氣科學，14，53-62。
- 蔡清彥，1987：台灣北部地區局部環流研究，大氣科學，第十五期，第二號179-198。
- 陳景森，陳輝堂，1987：夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值研討。第一部份：模式介紹及驗證。大氣科學，15，149-164。
- 林和，柯文雄，吳昭仁，1989：複雜地形三度空間風場模式-鹽寮地區海陸風之研究。大氣科學，第十七期，121-142。
- 林沛練，盛揚帆，1990：TAMEX期間台灣地區海陸風特性之初步分析。天氣分析與預報研討會論文彙編，p.133-144，民國79年5月3日-5月5日，台北，中華民國氣象學會。
- 林沛練，1985：斜坡地形對邊界層風場日變化振盪的效應，大氣科學，第十二期，63-80。
- 林沛練，張隆男，陳景森，1990：海風邊界層之發展與污染物濃度的日變化，大氣科學，第18期，第4號，287-308。
- Anthes, R. A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one - dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 270-286.
- , E. Y. Hsie and Y. H. Kuo, 1987: Description of the Penn State /NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4). NCAR Tech. Note, NCAR / TN - 282 +STR, 66pp. ( Available from NCAR, P. O. Box 3000, Boulder CO 80307.
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
- Benjamin, S. G. , and T. N. Carlson, 1986: Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part I : Three dimensional simulations . *Mon. Wea. Rev.* , **114** , 307-329 .
- Blackadar, A. K., 1979: High resolution models of the planetary boundary layer. *Adv. Envir. Sci. Engin.*, **1**, 50-85.
- Dudhia, J., 1993: A nonhydrostatic version of the Penn State - NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493-1513.
- Fujib, F , 1985: Air pollution in the surface layer accompanying a local front at the onset of the land breeze. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **63**, 226-237.
- Grell, G. A., 1903: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Hong, S. S. and P. L. Lin, 1982: Topographic effects on the land - sea breeze circulation. *Bull. of Geophys.*, **23**, 57-88.
- Hsie, E. Y. , R. A. Anthes and D. Keyser, 1984: Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2581-2594.
- Kuo, H. L. , 1974 : Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.* , **31**, 1232-1240.
- Sun, W. Y. , J. D. Chern , C. C. Wu , and W. R. Hsu. , 1991 : Numerical simulation of mesoscale circulation in Taiwan and surrounding area. *Mon. Wea. Rev.* , **119**, 2558 - 2573.

## A Numerical Simulation of the Local Circulation in Taiwan Area

Pay-Liam Lin  
Ying-Hwa Kuo\* and Sue Chen\*  
Institute of Atmospheric Physics  
National Central University  
\*National Center for Atmospheric Research

Taiwan is surrounded by the ocean, with a Central Mountain Range sitting in the middle of the island features under the weak synoptic forcing period in the warm seasons. At time, these local circulations can produce strong thunderstorms, leading to heavy rainfall. The strong diurnal variation of convective rainfall during the Mei-Yu season indicates the importance of land-sea breeze circulation in modulating the rainfall over Taiwan. The development of the local circulation is not only important to result in the initiation of the late afternoon local convection but also closely related to the transportation, diffusion and chemical reaction of the air pollutants. That is finally link to the Ozone layer problem.

In this study, we perform a preliminary numerical experiments on the simulation of local circulation over Taiwan and its associated convections using the PSU/NCAR mesoscale model MM5. The results show that at the real case experiment is capable of simulating realistic local circulation. The variation of precipitation through the diurnal cycle is also consistent with the available observations. Some further sensitivity experiments have shown the sounding structure, terrain, latent heating, evaporative cooling, long wave radiation, cloud-radiation interaction all have a profound influence on the development of the local circulation and the precipitation distribution.