

TAMEX 期間鋒前地形性對流之數值模擬研究

賴信志 林沛練

國立中央大學

大氣物理研究所

摘要

每年春、夏季節交替時影響臺灣地區最大的天氣現象為梅雨鋒，滯留的鋒面形態以及西南暖溼氣流的逐漸旺盛，經常在臺灣地區造成災害性的強烈降水。加上台灣多山，地形崎嶇，因此中尺度對流系統的發生與演化顯得複雜而多變，也因而增加台灣地區降水預報的困難。因此了解梅雨鋒面通過台灣地區前後所發生的變化對於梅雨鋒面本身的組織、結構與其豪大雨發生的機制具有相當的重要性。為更進一步了解梅雨鋒面前的環境條件以及中尺度對流系統與降水發生的機制，本研究利用一個完整的中尺度氣象模式來進行個案的模擬研究，以探討其中的原因。

1987年6月6日至8日(TAMEX IOP8)為一梅雨鋒面通過台灣前後均有降水發生的個案，分析密集觀測的資料發現鋒前的大氣環境呈現相當潮濕且不穩定的現象。利用 PSU/NCAR 發展的中尺度氣象模式(MM5)進行模擬的結果發現，鋒前氣流在通過台灣地形時會被強迫抬升，加上地形的熱力效應，因此在局部性地區迎風上坡處均有強烈的降水發生。隨著鋒面的移近與日夜環流的變化，這些中尺度對流系統會向東移出台灣地區，並且減弱、消散。利用敏感度測試來討論地形加熱效應在降水形態中所扮演的角色，以及模擬時有無密集觀測資料的加入對於梅雨鋒前降水系統的預報掌握能力。

一、前言

梅雨是台灣地區最明顯的降水現象，不論是嵌在梅雨鋒面中或是在鋒面前緣所產生的中尺度對流系統在通過台灣地區時，均會造成某種程度的降水，對台灣地區的民生每每造成重大的傷害。梅雨鋒面的特性由Chen and Chang (1980)根據較早期的觀測結果分析發現，其應具有明顯的風切，強溼度梯度及溫度梯度不明顯的特性，且鋒面移近台灣時常伴隨有低層西南噴流的發生。但在1987年TAMEX(Taiwan Area Mesoscale Experiment)實驗結果的分析過程中，Chen(1993)發現事實上梅雨鋒面並不是單純地只有一種型態。分析TAMEX時的環境場，發現在季節轉型前的梅雨鋒面與中緯度的冷鋒特性較為接近；而當南亞高壓北移，季節轉型後的梅雨鋒面型態則較接近ITCZ的特性。透過個案分析與合成分析(Chen et al. 1990, Chen et al. 1992)，梅雨鋒較詳細的環境結構亦有更清楚的了解。此外伴隨梅雨鋒的另一特殊現象為低層噴流，有些研究認為低層噴流的發生是因為對流潛熱釋放後動量與質量調節過程所產生的現象。但這些個案均為季節轉型後期的鋒面。轉型前的鋒面所伴隨的低層噴流應和鋒面低壓加深所造成的壓力梯度的增強有較大的關聯。

經由學者的分析研究，對於梅雨鋒面的天氣尺度環境雖以有進一步的了解，但是對於梅雨鋒經過台灣地區前後降水發生的位置與強度，則一直都無法較精確的掌握。Smith (1989)根據過去的觀測與實驗指出，當綜觀尺度的天氣系統通過地形時，經常會引發一些中尺度現象。例如地形迎風面前的繞流(split flow)、越流(over flow)、逆流(upstream flow)、背風面的重力波(gravity wave)、水躍(hydraulic jump)及旋生(cyclonegenesis)等，均可能在激發強烈對流上扮演動力上重要的角色。而地形的陡度與海陸加熱差異的結果亦提供了熱力上對流發生的有利條件。但是在複雜的真實大氣中卻較難清楚的觀測到這些中尺度現象，主要的原因就在於傳統作業上觀測工具的時、空解析度不夠。Colle & Mass(1996)詳細分析一個穩定的大氣流場結構與簡單的地形配置下的地面、探空與飛機觀測資料。並使用MM5中尺度模式模擬與探討其個案。結果發現氣流繞山、在地形的東、西兩側有氣流加速、背風面的水躍現象與迎風面降水大、背風面降水微小的情形。模擬結果顯示MM5可提供良好的預報功能，並證明潛熱與地形之形狀並非形成山前氣壓脊、山後氣壓槽的主因。

至於造成梅雨降水的原因甚為複雜，地形效應、邊界層效應、低層噴流與潛熱等都是過去學者們強調的重點，但都沒有得到一致的結論。Hoinka et al. (1990)在研究鋒面通過歐洲阿爾卑斯山時，發現地形迎風面經常有強降水的發生。Lin(1993)詳細分析了地形效應影響台灣地區降水發生的種類，梅雨鋒面即為主要的重點之一，並進一步討論了中央山脈地形對鋒面通過的影響。文中認為台灣山地除了會阻滯鋒面的行進外，更會造成地面鋒的扭曲變形；而伴隨梅雨鋒面而來的低層噴流則會引發強烈的降水。Trier et al.(1990)亦曾對梅雨鋒面降水有過詳細的分析，他們認為中央山脈對鋒面的阻隔使得降水發生的強度與位置會有所影響。Chen et al. (1991)則進行梅雨鋒前在北部山區降水發生的模擬，二維的模擬結果顯示地形加熱與環境風場對於降水發生的形態有很大的影響。為了更進一步了解鋒面將通過台灣地區時降水發生的機制，挑選了TAMEX IOP8個案來進行模擬研究。本文第二節首先將大略描述1987年6月6~8日的天氣條件及介紹中尺度氣象模式MM5的配置、模擬條件與敏感度實驗的設計。第三節討論模擬的結果，最後為本次研究的結論。

二、個案與模式簡介

TAMEX IOP8的梅雨鋒面事件是一個梅雨鋒通過台灣地形前後均有降水發生的個案。1987年6月6日12Z之地面天氣圖如圖1a所示，梅雨鋒面位於大陸華南地區，由東海之低壓系統延伸而至，其後在華中地區為一大陸性高壓，台灣則處於太平洋副高的範圍，壓力梯度微弱，地面風向在東部為東南風，西半部為西南風。850hPa則顯示華南地區有一低層的西南噴流，但尚未延伸至台灣，圖1b。此與Chen(1993)所分析的梅雨系統特徵相當一致。

經過12小時後，梅雨鋒面繼續向東南方移動，低層噴流亦由華南延伸至台灣海峽。由7日04Z至09Z的衛星雲圖中(圖2a-2d)可看出，在午後山區產生劇烈的降水系統，可能是西南氣流遇到山脈時所產生，降水雲系會隨時間及氣流的走向向東移出，由此可看出其與地形有直接且密切的關連。台灣西北部山坡地帶在7日午後開始降水。在7日下午二點的與雨量分布中(圖3)可看出3個小時雨量極大的區域，都是在台灣西岸山坡處，此時台灣各地之局部環流的發展相當明顯。隨時間之增加雨勢漸趨緩和，至下午5時，除北部山區仍有微量降水發生外，其餘地區已無雨量之記錄(圖4)。而位於台中的TOGA雷達在1337LST所觀測到的回波亦顯示，降水發生的位置在山坡上，且海面上並無回波的資料，如圖

5。因此這種午後發生在山區的劇烈對流與地形加熱之間應有非常密切之關聯。根據Chen et al.(1991)由地面站與雷達回波的分析，大溪站在午後數小時之內降下超過100mm的雨量，台中站的降雨亦有相同的情形。圖6是6月7日全台24小時之降水分布，在北、中、南各有一高峰值存在，極大值均超過50mm。入夜之後全台雨勢停歇，鋒面是在8日00Z與12Z之間通過台灣，此時伴隨鋒面所產生的降水才開始發生。

PSU-NCAR 第五代中尺度氣象模式(簡稱MM5)最初是由Anthes and Wanner(1978)根據原始方程根據中尺度運動特性簡化後建立起來的數值模式，目前屬於三維空間的靜力/非靜力的中尺度模式。此模式使用sigma坐標，並具有多重的巢狀網格功能，運用在不同尺度間的交互作用可以得到較好的解析。對於複雜的中尺度系統而言，MM5的模擬可彌補觀測資料上時、空解析度的不足，對於區域的預報有相當好的能力。經過許多學者在邊界層參數化，積雲對流參數化以及四維資料融入等各方面的改進，目前此模式已廣泛地被大氣科學家採用在中尺度的模擬研究方面。

為仔細探討個案中鋒前降水發生的原因，模擬標準組採用三層巢狀網格來進行，網格間距分別為45、15、5公里，格點數分別為46 X 46、67 X 67、58 X 79點，空間上的配置如圖7，大網格範圍涵蓋大陸中南部及太平洋中西部，次網格則包括台灣地區與華南部份，小網格則以台灣全島及鄰近海域為範圍。地形資料則取用MM5中的全球地形資料檔，故在最大垂直高度上經過平滑的結果，較實際高度為低。垂直方向採追隨地勢坐標，有23層。積分時間間距為135秒。模擬包括所有的物理機制，積雲參數化在大、次網格上採用Grell scheme，小細網格上因網格解析度夠細，故採用直接計算的方式。邊界層上則採用Blackadar scheme，此為修正過之多層邊界層參數化模式。模式積分起始時間為1987年6月6日12Z(UTC)，初始條件資料為ECMWF 2.5度 X 2.5度的全球資料，加入TAMEX期間密集觀測區的觀測資料以便得到較接近實際的運動場；海溫則採用美國海軍的分析結果。模擬時間長度為48小時，至此梅雨鋒面通過台灣後止。

在敏感度測試方面，為了測試地表的加熱效應對鋒前對流的影響，測試組1移除了模式中地表加熱的效應，其餘的配置與方法與標準組均同。而為了解析初始資料場對模式模擬結果的影響，測試組2不加入TAMEX期間密集觀測區的觀測資料修正初

始場，其餘配置與方法亦與標準組均同。模擬的結果將著重在降水量的分析。

三、模擬結果討論

a. 控制組

模擬 12 個小時後(7 日 00Z)的海平面氣壓場，台灣北方海面的低壓中心與鋒面較強的梯度特徵大致上都有掌握到。模式模擬降水的結果，從 7 日 24 小時累積降雨量分佈，圖 8 表示。模式的模擬結果，降水最為劇烈的地點在中央山脈的西側山坡上，且在北、中、南各有一極大值區。降雨的範圍並隨時間向東擴展，但極大值發生的地點並無太大改變。而後降水減弱且向東移出。此點與觀測結果(圖 6)不僅在時間上相當一致，且強度與地點也模擬得相當良好。強對流在山坡上被激發且新的對流胞不斷的產生，舊的對流胞被環境風場往東平移的現象顯示當西南盛行風接觸台灣地形時，若環境場呈現水氣充足且有不穩定的現象，地形的強迫抬升與熱力不穩定的配合會使得對流胞在迎風坡上產生。此與 Chen et al.(1991)研究的結果有一致的地方。

b. 測試組 1

台灣地區夏季由地表加熱產生之局部環流如海陸風環流，山谷風環流等現象非常顯著。西岸日間由台灣海峽吹向陸地及平原吹向山區的環流會在其前緣產生上升速度，而在大環境為潮濕且不穩定的情況下，此上升速度會在山區激發強烈的對流，甚至導致劇烈的降水。TAMEX 期間的局部環流現象亦非常明顯(林和盛, 1990)，顯示對流的產生與地形加熱的效應有極密切的關係。

模式模擬降水的結果，從 7 日 05Z 到 06Z 的小時累積降雨量，由圖 9 a-d 表示。05Z 首先在台灣北部及東部山區有降水發生，但雨量很小，接下來一個小時，降水系統向東擴展，但系統並未增強。07Z 南部與中部亦有降水之發生，同樣地雨量亦很小，圖 9d 則顯示降水的分佈與強度並沒有繼續發展或減弱的跡象。而就控制組的結果來比較，控制組與觀測結果在時間上相當一致，但是在降水發生的地點模擬上稍有差異(圖 10 a-d)。與觀測記錄的結果(圖 3、4)比較來看，北、中兩個降水極大值發生的地點在模擬結果上均稍偏東，原因可能是因為模式中地形的解析度不夠且對台灣的地形整體配置並不完全符合所致。

但就測試組 1 的結果與控制組來比對的話，可明

顯看出地形加熱效應對降水強度的影響。台灣中部及南部的對流顯然在缺乏地形加熱的情況下無法有進一步的發展，因此降水發生的強度與時間也就相對減弱及延遲。

此外在東側外海的降水配合衛星雲圖(圖 2)來檢視，降水發生的地點有發展很深的對流雲，且有相當大的不穩定度存在，但由於沒有雨量的觀測記錄，相信應該是有降水的發生，此點模式倒是掌握得不錯。由此測試結果可得知，模式中對密集觀測資料的加入以及解析度大小的控制對於梅雨鋒前的局部強降水具有相當大的影響。不論是時間或強度上，精密的網格解析度以及觀測資料的融入，都能增加模式對中尺度對流系統的掌握。也證實局部的地形動力與熱力的效應在鋒前對流的降水發生上有極重要的影響力。

c. 測試組 2

TAMEX 之前對於梅雨期間豪大雨發生的預報由於尚未能掌握梅雨鋒面的特性，加上數值模式亦尚未發展完全，所以並不十分精確。但以目前的中尺度模式而言，應該能將許多中尺度的現象模擬及預報得相當良好，因此模式的初始場便顯得格外重要。以目前 ECMWF 或 EC-TOGA2.5 度 X 2.5 度的解析度而言，要精確地模擬台灣地區複雜地形下產生的中尺度現象可能不太容易。為了測試在模式初始場的處理上加入或不用台灣及附近地區較密集的觀測資料之結果，在測試組 2 中我們將初始場還原成只有 ECMWF 的資料，在不修正的情況下，來看山前強對流的發展情形。

圖 11b 是測試組 2 模擬了 7 日 24 小時累積降水的結果，與圖 11a 控制組所模擬的結果相比，明顯地發現在北部及中部降水量較大的區域，測試組的模擬結果是幾乎沒有雨量。因此，測試組的結果顯示如果要模擬台灣地區的中尺度對流系統，在初始場中必須要將台灣及附近地區的探空、地面觀測資料加入修正，才能得到雨量預報上較佳的結果。至於修正觀測的資料分佈及方法則必須進一步的解析與測試才能得到詳細的結果。

四、結論

為更進一步了解梅雨鋒面通過台灣地區當時的環境條件以及中尺度對流系統與降水發生的機制，本研究利用一個完整的中尺度氣象模式來進行個案的模擬研究，以探討其中的原因。由本文的研

究發現，MM5對於台灣地區中尺度對流系統的模擬能力應該是相當不錯的，若能有效的找出適當的初始條件以及參數化的方法，相信對於梅雨期降水的研究與預報應該是有很大的幫助的。由地形加熱效應改變的敏感度測試結果中發現，沒有局部環流發生的結果會減低對流的強度，且降水發生的位置與實際有所差別。顯示地形加熱所產生的局部環流對於會加強鋒前對流的強度，並造成更劇烈的降水。至於在初始場的植入過程中，敏感度測試的結果顯示，加入局部地區的密集觀測資料對於中尺度對流系統的掌握大有幫助，而選擇出合適的網格間距與配置亦非常重要。此外對於參數化的選用並沒有加以評估，對於在台灣地區適用的積雲參數化方法與邊界層的模擬須加以研究判斷，再決定採用。研究未來將繼續進行敏感度測試，檢視地形、潛熱、邊界層與海溫等效應對鋒前或鋒後中尺度對流系統的影響。

參考文獻

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集編, p.133-144, 台北, 中華民國氣象學會.

Chen, C. -S., W. -S. Chen, and Z. Deng, 1991: A study of a mountain-generated precipitation system in northern Taiwan during TAMEX IOP8. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2574-2606.

Chen, G. T.-J., and C.-P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 942-953.

Chen, Y. -L., 1993: Some synoptic scale aspects of the surface fronts over southern China during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 50-64.

—, and N. B. -F. Hui, 1992: Analysis of a relatively dry front during the Taiwan Area Mesoscale Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 2442-2468.

Colle, B. A., and C. F. Mass, 1996: An observational and modeling study of the interaction of low-level southwesterly flow with the Olympic mountains during COAST IOP 4. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2152-2175.

Lin, Y., L. , 1993: Orographic effects on airflow and mesoscale weather system over Taiwan. *TAQ*, vol. 14, No. 4, 381-420.

Hoinka, H., M. Hagen, H. Volkert, and D. Heimann, 1990: On the influence of the Alps on a cold front. *Tellus*, 42A, 140-164.

Smith, R. B., 1989: Hydrostatic airflow over mountains. *Adv. Geophys.*, 31, 1-41.

Trier, S. B., D. B. Parsons, and T. J. Matejka, 1990: Observations of a subtropical cold front in a region of complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2449-2470.

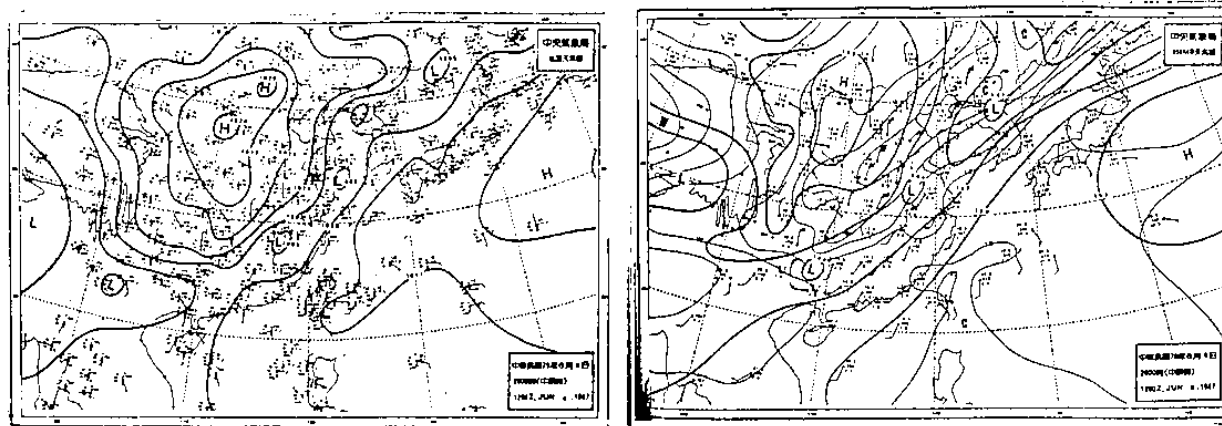


圖 1. 1987 年 6 月 6 日 12Z 之 (a) 地面 (b) 850 hPa 天氣圖

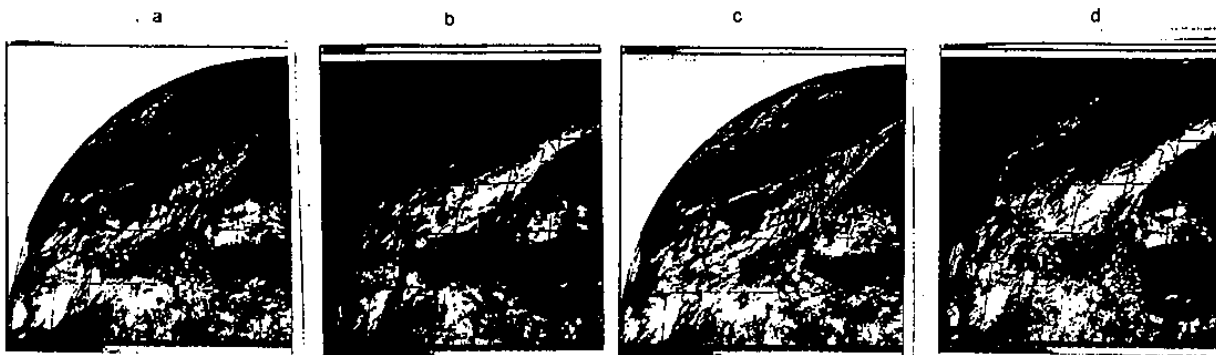


圖 2. GMS3 拍攝之衛星雲圖。時間為 6 月 7 日(a)04Z 可見光，(b)06Z 紅外線，(c)07Z 可見光 (d)09Z 紅外線

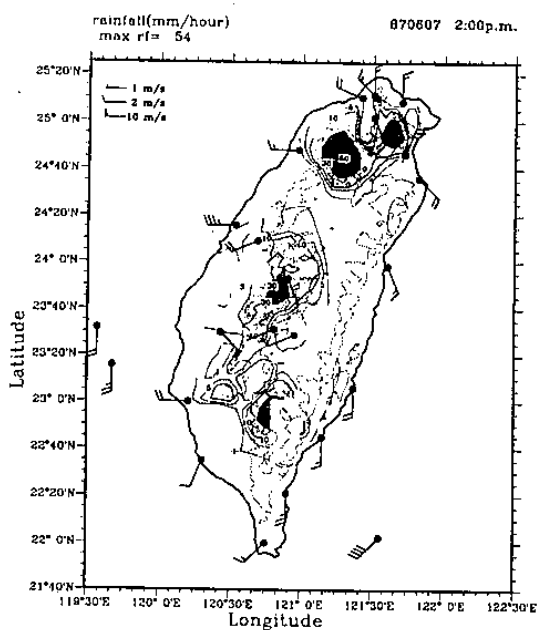


圖 3 1987 年 6 月 7 日 06Z 之雨量分佈圖

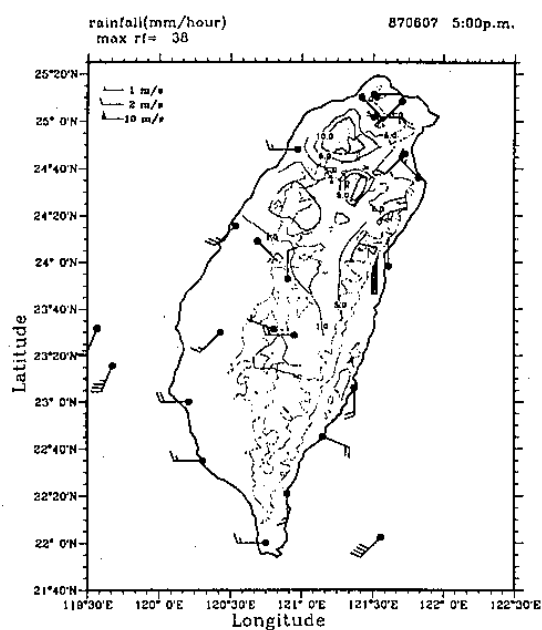


圖 4 1987 年 6 月 7 日 09Z 之雨量分佈圖

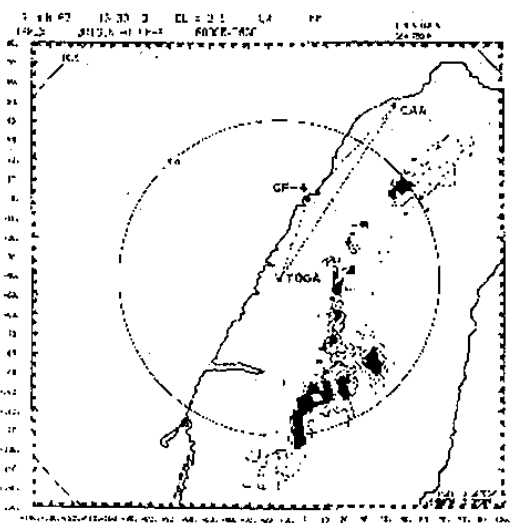


圖 5 1987 年 6 月 7 日 0537Z 之 TOGA 雷達回波分佈圖

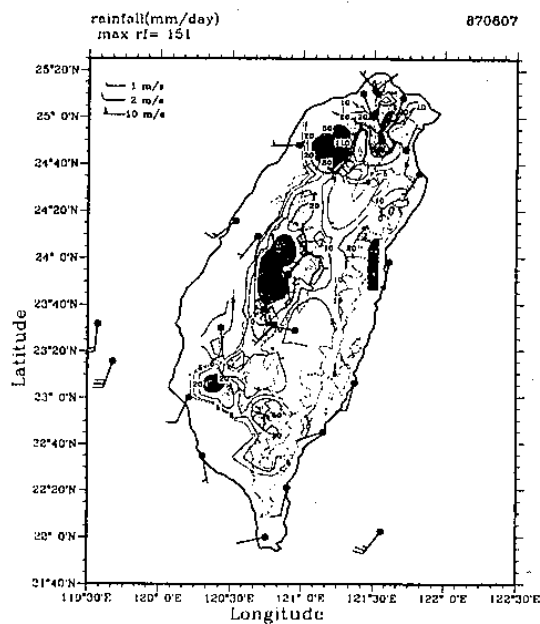


圖 6 1987 年 6 月 7 日 24 小時之累積雨量分佈圖

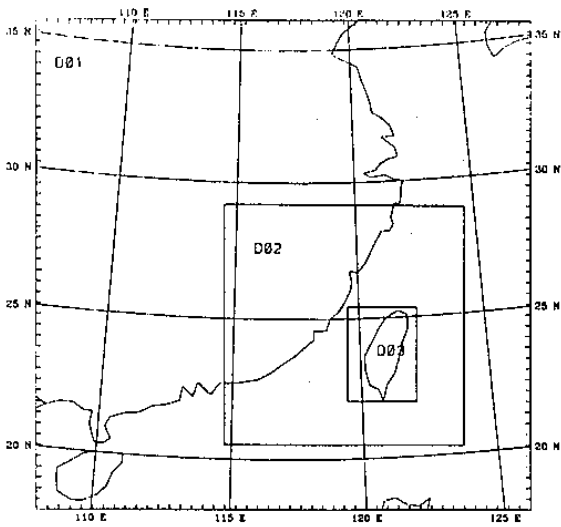


圖 7 模式三層巢狀網格配置圖，D01,D02,D03 為代號。

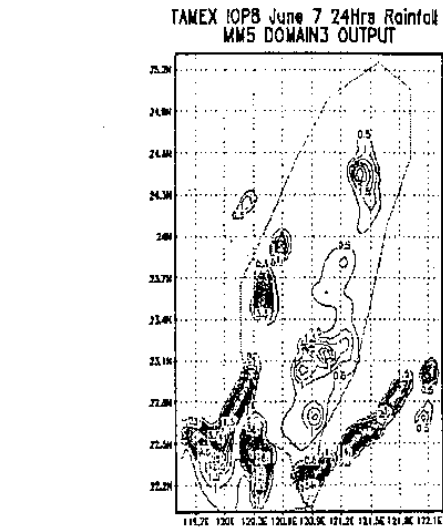


圖 8 控制組 1987 年 6 月 7 日 24 小時之雨量分佈圖

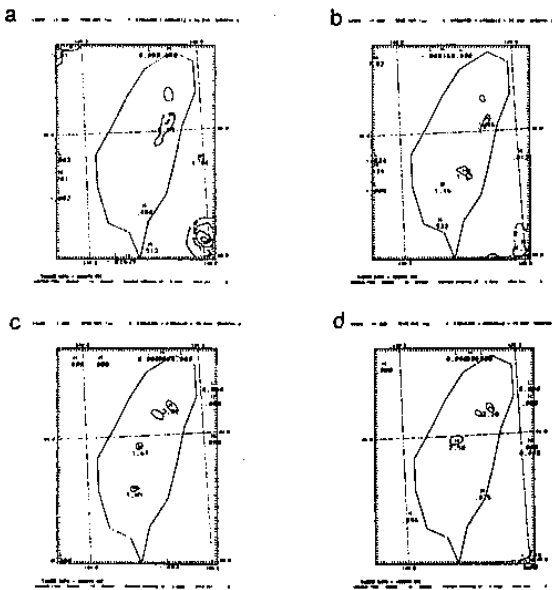


圖 9 測試組 1 中 1987 年 6 月 7 日 06-09Z 之雨量分佈圖。
(a) 06Z (b) 07Z (c) 08Z (d) 09Z

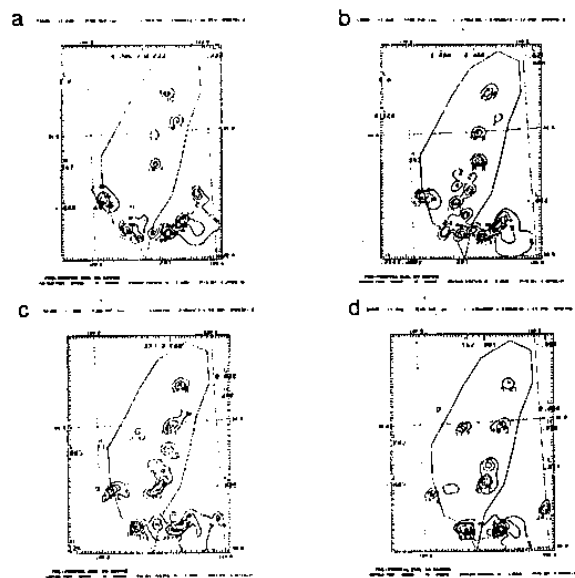


圖 10 控制組中 1987 年 6 月 7 日 06-09Z 之雨量分佈圖。
(a) 06Z (b) 07Z (c) 08Z (d) 09Z

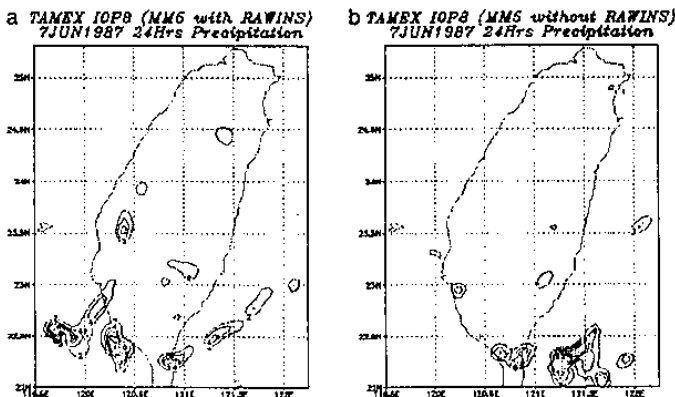


圖 11. 1987 年 6 月 7 日(地方時)全天之降水量分佈圖。
(a) 控制組 (b) 測試組 2。