

梅雨季太平洋高壓系統影響下降水與地形關係之研究

林傳堯 陳景森

國立中央大學 大氣物理研究所

摘要

利用1990到1994年5月及6月的氣象局自動雨量站及正規站的降水資料，研究當綜觀影響較微弱時，在台灣地區產生的降水系統之特性。個案的選擇是若無2個測站的當日降水大於20 mm，則此日的降水不列入本研究個案。符合這個條件者共選出34個個案。若以3Km以下的風向來探討風向對降水的影響，則我們發現：當風向為東南風則較高頻率在西北部、中部及南部的500公尺等高線附近。若風向為西南風，則較高頻率在北部及中部500公尺的等高線附近。若風向為南風，則降水在台灣東部及西部皆可發生。我們又利用一個三維有地形的數值模式來研究環境風向對降水發生的關係。結果顯示風向對模式內降水系統發生的位置有很大的影響。

一、前言

台灣地處亞熱帶且四面環海，島內地形相當複雜，山地面積約為全島總面積的三分之二，其中中央山脈地形狹長呈北北東-南南西走向，寬約120公里，長約300公里平均高度則有2公里之高，如此特殊之地形配合地表之加熱下，常會影響海陸風環流的發展，而且也會因為斜坡地表的加熱冷卻日變化引發山谷斜坡風環流，尤其在當綜觀擾動微弱的情況下，一旦在適當的氣象條件配合下常可引發斜坡低層的輻合，導致午後降水的發生。

Kuo and Orville(1973)利用四年(1967-1970)的夏日(從6月到8月)雷雨回波資料分析回波位置，大小和特性。指出回波頻率極大值的位置，視氣流而定，主要位置在迎風面斜坡、山頂及背風面。其形成原因是：上坡運動，背風面輻合與斜坡加熱作用。Karr and Wooten(1976)則利用雷達回波，來分析回波的變化特性及其地形之關係。另外Smolarkiewicz and Rotunno(1989)在模擬層化氣流流經三維障礙物時在不考慮地表摩擦力的情況下，當Fr(Froude number)小於0.5時在地形的迎風面及背風面皆會有停滯點(Stagnation Point)產生，且於背風面會有一對渦旋生成。

研究台灣地形對降水的影響，國內很早就有研究如Liao and Chen(1984)研究夏天個案的對流系統，指出在有利的氣象條件下，台灣中部午後之大回波

系可能為台灣山脈之繞山氣流在台西岸北部所生成之東北風與南來氣流輻合造成。Chen et. al.(1991)分析發生在台灣北部山區之降水系統(TAMEX IOP # 8)研究發現午後在北部山區及西面的斜坡皆有降水，斜坡地區的降水可超過100mm。模擬結果顯示由於適當的熱力條件、低層西風大及適合的地形配合下，使得新生的對流胞能夠不斷地在斜坡產生且移向山區，造成在斜坡地有較大的降水。模擬結果亦顯示如果地形高度降低，則斜坡與山區的降水明顯減少。Johnson and Bresch(1991)研究1991年5月24~26日在綜觀條件微弱的情形下，降水主要發生在台灣西部100~500公尺高的斜坡，但較高的山區降水反而較少。他們認為這種現象是海風經過斜坡地抬升所致。Chen and chan(1994)針對TAMEX IOP # 11利用一三維模式模擬研究結果顯示海陸溫度對比對午後初期對流系統之生成並無決定性的影響，但可增強對流系統的強度。又盛行風之風向極為重要，當盛行風向為165°、190°或225°時中部山區可產生豪雨。Chen and Lin(1996)研究TAMEX IOP #10之個案，由當時的衛星及雷達回波資料發現，此次降水主要仍是在台灣東部的一個中尺度系統北移進入台灣東北部，而在斜坡及平原區造成較大的降水。分析經過宜蘭的雷達回波特性，可知回波在靠近山區的平原地區及斜坡處增強，利用二維數值模擬結果當地形高度減半則上述性質不見，可見地形對回波影響相當大。

除了TAMEX個案之研究外近年來亦有多位學者提出相關之研究如：Lin (1993) 提出五個台灣地區地形對流的可能原因，除了地形抬升效應外，他還認為西南氣流與下坡風形成的輻合，LLJ(low level jet) 受地形阻擋，以及在小尺度地形上種雲與給雲 (Cloud seeder and feeder) 作用均是地形雲的可能發生原因。Jou(1994)分析1991年6月21日北台灣豪雨個案指出，對流降水後的冷空氣沿著較緩的斜坡移動與上坡風發生輻合而維持系統的長生命期，並指出北台灣地區可能有一氣流輻合帶存在。林與郭(1994)分析1994年七、八月所發生的午後對流認為午後對流受地形的影響過程複雜，上坡風、過山氣流、繞山氣流及海風都可能有所貢獻，山區的降水大於平地，但是最大降雨區發生在近平地的斜坡。經由模式模擬結果顯示，微弱東風因地表加熱得以越過山脈與山脈西側的上坡風輻合，此輻合帶可能為激發山區斜坡對流的主要機制。在對流的初生期上坡風的貢獻可能比海風重要，但海風及南部繞山氣流在對流的移行及發展過程中可能扮演重要角色。

每年的梅雨季期間當綜觀擾動較弱，台灣地區在太平洋副熱帶高壓的影響下常會有對流性的降水發生於午後，而此午後降水的分佈往往與地形有著密切的關連。台灣地區自動雨量站的設立在1990年以前主要分佈在北部與南部，而在1992年及1993年又陸續在中、南部新設了許多站（如圖1），在台灣西部構成了較完整的密集觀測網，因此我們認為可利用此密集雨量站的資料來研究梅雨季綜觀擾動較微弱情況下，山脈區降水系統的特性，另外環境風向與山區降水的關係也是本研究的重點。

二、 觀測資料分析

本文所採用的資料是從1990年到1994年梅雨季（五、六月）期間利用傳統的天氣圖、逐時的衛星雲圖、全省的自動雨量站、氣象局所屬之正規站及探空觀測資料來加以分析。鋒面系統的位置是由天氣圖及衛星雲圖加以判定，個案的選擇則必須合於以下條件：①若鋒面位置靠近台灣北部則捨棄不用，②若降水系統是由海上移入山脈區的則此個案不予考慮，③若無兩個測站以上之日降雨量超過20mm則此個案亦不予考慮。經由以上之篩選我們挑選出34天的個案。利用這34個個案分析的結果可幫助我們了解梅雨季在太平洋高壓系統影響下台灣地區午後對流降水的特性。

圖2是表示在所有雨量站中累積日雨量超過20mm之次數總和（後面將以頻率稱之），圖中顯示以台

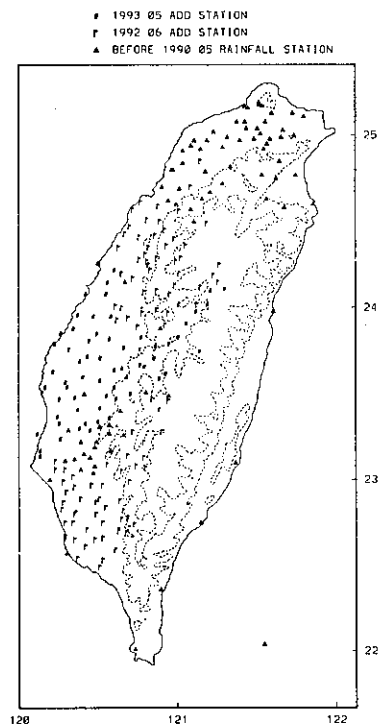


圖1. 台灣地區自動雨量站之位置圖其中▲表示1990年5月以前設立而◻表示1992年6月增設的站，#表示1993年6月增設。

北盆地發生頻率最高，而主要的高頻區則分佈在從北到南500公尺高的斜坡區及台灣中部1500公尺以下的斜坡區，而在台灣西部之平原部分則頻率較少，造成此現象的主要原因乃為：自動雨量站之設立最早乃集中於北部（參圖1）此為可能造成台灣北部產生高頻降水之原因，另一則是當氣流從西南、南、或東南來時氣流在台灣北部輻合，此機制造成台灣北部的高降雨率。當盛行風向為西南風時氣流受地形抬升及斜坡加熱效果使得台灣中部斜坡地區易產生降水，因此西面斜坡及中部山區有較高頻的降水區，而在圖2中發生頻率較高的測站其總雨量亦較高，此現象與王等（1985）分析1960~1984年5~6月豪（大）雨最大主軸空間分佈在中部到南部呈東北-西南走向相似，而陳與楊（1988）亦有類似的結果。

由選定的34天個案中我們依3公里以下的環境風場加以分類成五種不同風向，分別為東南風、西南風、南風、東風、西風。在東南風的個案總共有10個，其綜觀環境特性為太平洋高壓西伸接近台灣，環境風場在台灣南部為東南風，北部為西南風。在西南風的個案共有9個，綜觀環境特性為太平洋高壓西伸接近華南地區，或當鋒面接近台灣北部，而太

平洋高壓往東退。在南風的個案總共有11個，綜觀環境特性則是太平洋高壓之邊緣位正好於台灣地區，在台灣南部為南風，而北部則為西南風。在東風的個案共2個，此時太平洋高壓位於台灣北部；而西風個案亦只有2個，此時太平洋高壓東退。

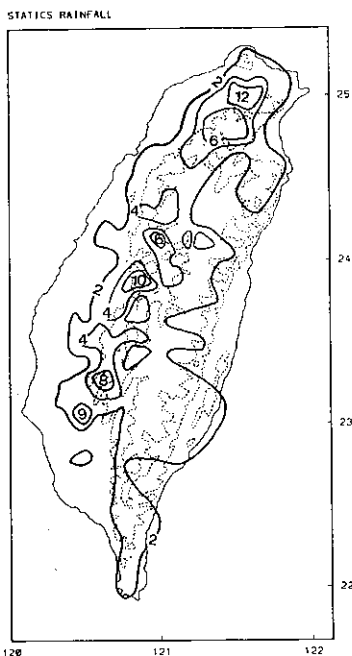


圖2. 日雨量大於 20 mm day^{-1} 之測站發生的次數(頻率)，地形等值線間隔(虛線)為500,1500公尺

若我們將所分類五種不同風向將各個風向中的個案分析其累積日雨量大於 20 mm 之測站發生次數(頻率)如圖3a可知，一般風向為東南風時，最高頻率是發生在西北部、中部及南部且是沿著500公尺高之斜坡上，此乃東南風氣流輻合在中央山脈之背風面再加上上坡風抬升作用造成此現象。若風向西南風時(如圖3b)，高頻率的降水區是發生在台灣北部沿著500公尺高度的斜坡上，台灣中部沿著500公尺的斜坡或更高的山區上，而南部的降雨頻率卻不高，此可能因中部地形與風向交角之關係較利抬升作用，而當梅雨鋒面由大陸接近台灣時，台灣北部及中部相較而言較南部大氣變得較不穩定亦是可能原因。

當風向為南風時(圖3c)，由圖中我們可發現在台灣北部之台北盆地發生頻率最高，而在台灣中部及南部沿著500公尺高的斜坡及台灣東部均有高頻的降雨率發生，主要原因是氣流輻合作用及上坡風抬升均有貢獻，故可幫助台灣北部、中部及南部之降水。另外台灣北部的最大降雨中心比西南風個案

更偏北，此乃由於南風個案之南風分量較強使得氣流輻合位置偏北，而在台灣東部之斜坡下降運動也比西南風少，故在台灣東部的降雨頻率也比西南風高。若風向為東風(圖3d)則降水主要發生在台灣西部500公尺高的斜坡，此乃為氣流輻合及斜坡上坡運動造成。當風向為西風(圖3e)，降水分佈在北部、中部及南部，主要乃為地形抬升作用所造成。然而東風及西風各只有兩個個案故統計上稍嫌不足。

三、 模擬個案之環境條件分析

在本文的第二節中提到在選定的34個案中東風及西風的個案各只有兩天，因此本文暫不對此兩個個案進行討論，而在東南風、南風及西南風分別選出一天的個案進行模擬，分別是1994年6月22日、1991年6月19日及1993年6月17日。

a: 東南風個案(1994年6月22日)

由當天00Z地面天氣圖(圖4a)及0533Z之IR衛星雲圖(圖4b)顯示鋒面離台灣仍相當遠，台灣位於鋒前暖區並在太平洋副高的控制下天氣晴朗，風場微弱，雲圖則顯示在北部及中部山區開始有對流雲發展，由850mb天氣圖(圖未列)來看台灣南部吹東南風，北部為西南風，台灣海峽及華南地區則為明顯的潮溼層惟厚度不深，在700mb(圖未列)潮溼層範圍則明顯減小，但風向仍維持南部為東南風北部為西南風500mb亦如此。若以板橋00Z的探空來看(圖4c)，可發現950mb以下及800mb附近相當潮溼，850mb附近有一逆溼層存在，LCL約在967mb左右，LFC約838mb故若抬升能克服此一較小的負能區便可使對流發展。若從雨量記錄來看(圖4d)，降雨主要位於竹苗及中部地區，而且是在位於斜坡500-1000公尺的高度上，另外則是位於中部平原。

b: 南風個案(1991年6月19日)

由地面天氣圖(圖5a)中鋒面距離台灣北部約400公里左右，台灣位於鋒前暖區且盛行風主要為南風，由當天0634Z之IR衛星雲圖(圖5b)可知在台灣北部及中部已發展成有組織性的對流雲系，由板橋00Z之探空資料顯示(圖5c)在750mb以下非常潮溼，中低層主要為南風，可見中低層南來氣流帶來相當暖溼的空氣，LCL為985mb，LFC為975mb，可見LCL與LFC相當接近，故地面空氣不須太大的舉升即可克服負能區達到自由對流高度，又其對流可用位能相當大(CAPE約 2130 m^2)故可產生較強的深對流，事實上當天就有八個測站(山佳、竹東、新莊、林口、大溪、桃園、板橋、蘇澳)的降雨量超過100mm(圖5d)，且雨量主要集中在台北

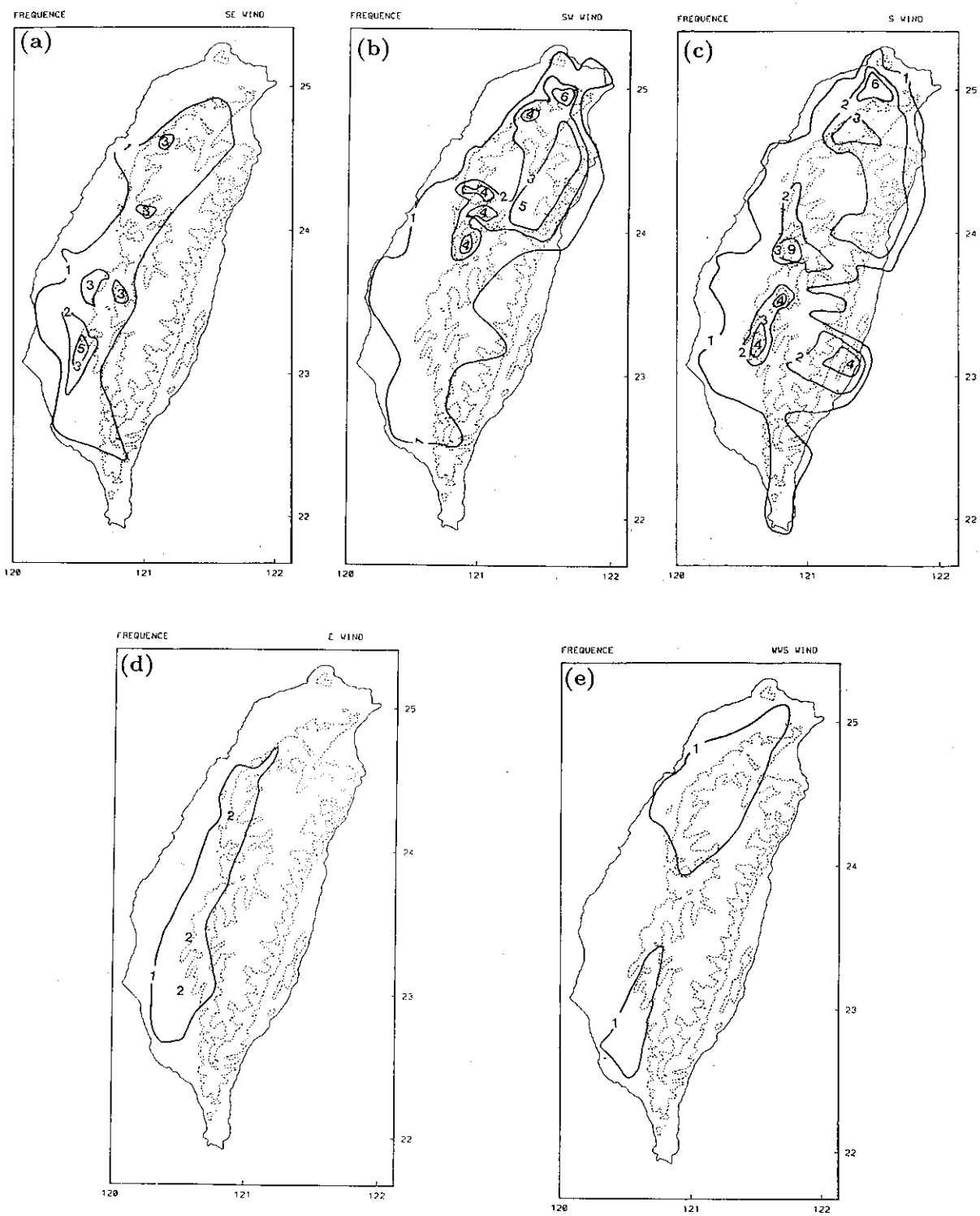


圖3.在不同的環境風向中日雨量大於 20 mm day^{-1} 之測站發生的次數 (頻率) (a)東南風(b)西南風(c)南風(d)東風(e)西風

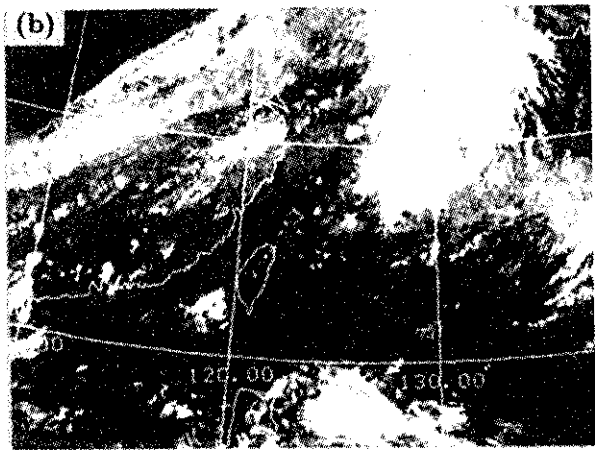
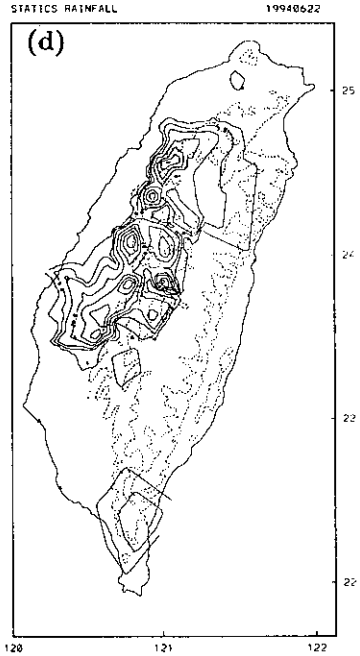
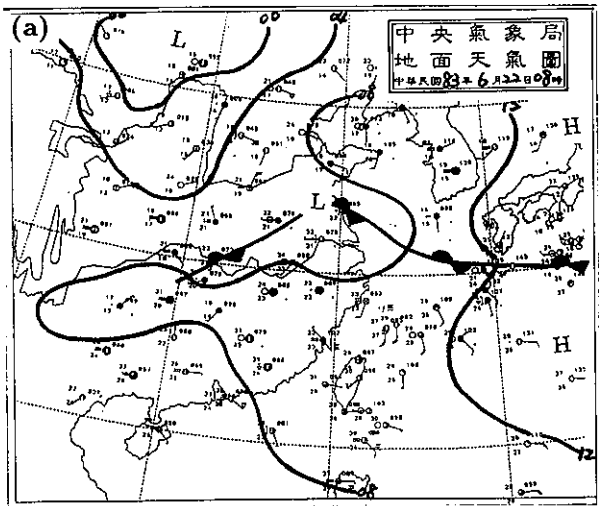


圖4. 東南風個案 (1994年6月22日) (a)00Z地面天氣圖 (b)0533Z IR衛星雲圖 (c)00Z板橋探空 (d)當日累積雨量等值線，間隔分別為1, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 陰影部分為大於70mm，地形等值線間隔 (虛線) 為500, 1500公尺。

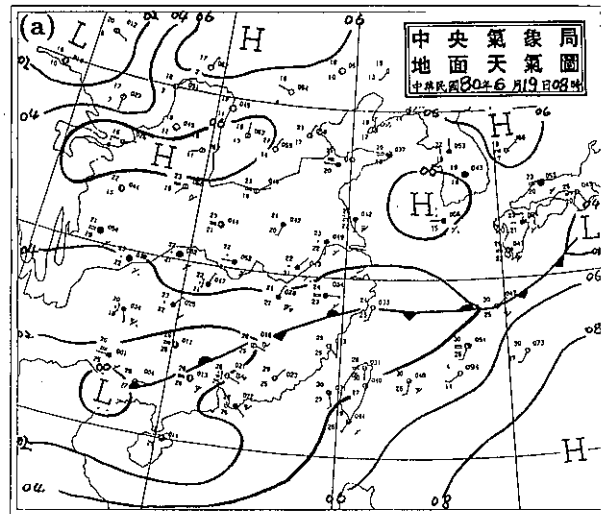
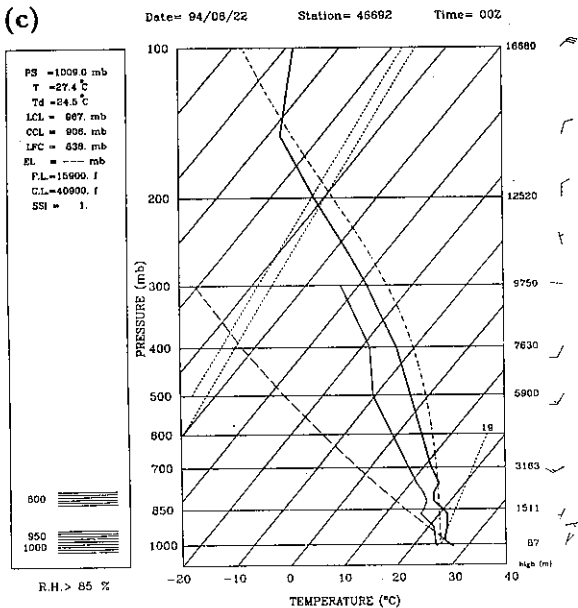


圖5. 南風個案 (1991年6月19日) (a)00Z地面天氣圖

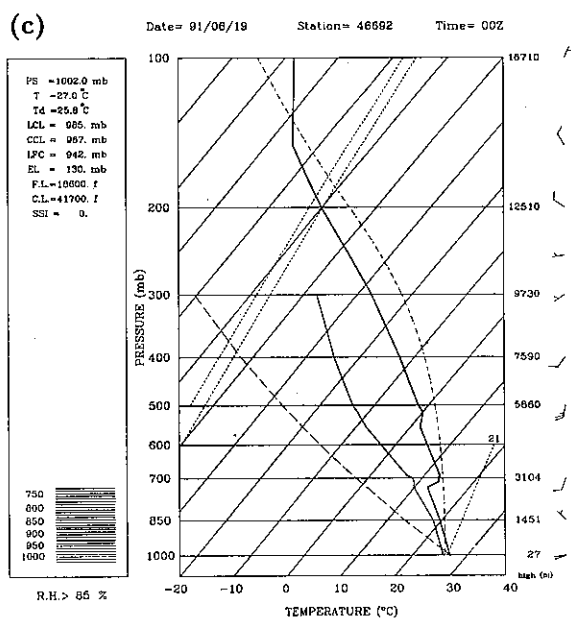


圖 5

(b)0634Z IR衛星雲圖(c)00Z板橋探空(d)當日累積雨量等值線，間隔分別為1, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 陰影部分為大於70mm，地形等值線間隔（虛線）為500,1500公尺。

盆地、桃園新竹地區，南部地區相較則較少，在中部地區因測站相當少故無法提供降水資料，有待模式加以驗證。

c: 西南風個案（1993年6月17日）

由當天00Z之地面天氣圖及0632Z之IR衛星雲圖（圖6a及6b）可知台灣地區位於太平洋高壓之勢力範圍，衛星雲圖則顯示台灣北部已發展成有組織的對流雲系而中部亦有對流發展，由板橋00Z之探空（圖6c）可知當天由低層到高層均吹著西南風，而且低層有逆溫層存在，LCL（舉升凝結層）約945mb，LFC（自由對流層）約747mb左右，至於馬公測站（圖未列）在300mb以下於為西南風，但卻比板橋站潮溼，在600mb及950mb以下均是潮溼層，LCL及LFC

也相對較低分別為968mb及834mb左右。由當天之累積雨量（圖6d）可知有兩個測站的雨量超過100mm，一在中部嘉義附近沿著500公尺高的斜坡另一在竹苗地區亦位於500公尺高的斜坡上，大體而言較大的降水主要分佈於500-1000公尺高的斜坡。

四、 數值模式

1. 模式說明

本研究所使用的模式為一三維非靜力平衡雲模式。模式的方程組為由一組彈性可壓縮的大氣控制方程組所組成（詳細請參考Chen and Chan (1994)）。網格分佈為81×121×20點，在水平方面採等間

距網格分佈解析度為5Km。在垂直方向因採用追隨地勢座標 (η -Coordinates)，為不等間距網格分佈，模式底層垂直解析度為173m，頂層約為642m，垂直共分20層高度約為10Km。整個模式空間範圍為400Km \times 600Km \times 10Km的區域。模式在上半部加入吸收層處理，側邊界則採用輻射邊界，與Chen and Lin (1983) 相同。在地表加熱處理仿照Banta (1986) 的做法，主要取等熱通量的方式，且熱通量隨地形高度遞減。

2. 模式之初始條件與地形處理

模式的初始條件方面，西南風及東南風之溫度及水汽分佈是參考板橋當天的探空資料，在環境風向方面，為研究環境風場對局部降水的影響，避免所選取的環境風向受中央山脈地形的影響而產生偏差，儘量採用上風處之探空資料，故西南風採用馬公的風向，而東南風採用東港的風向，至於南風則採用綠島探空資料。模式中的初始風場皆由實際探空資料隨高度線性內差至模式中各高度層中。在模式

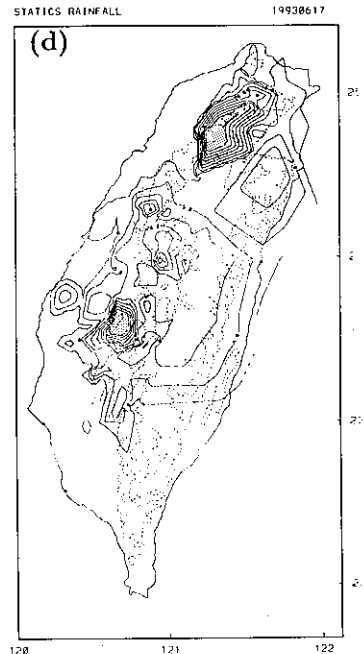
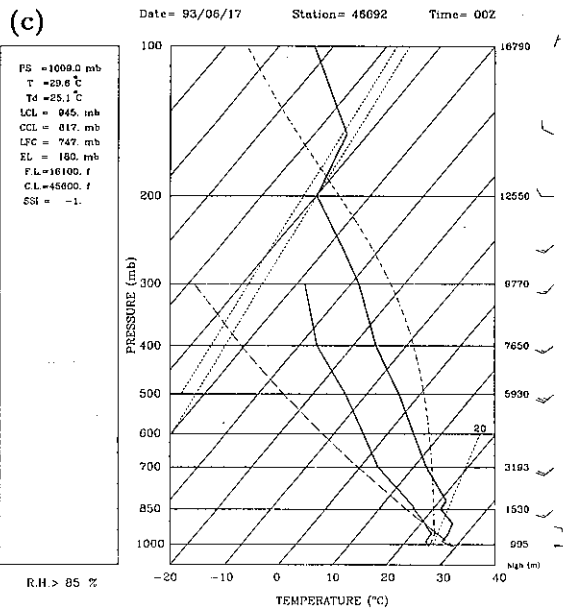
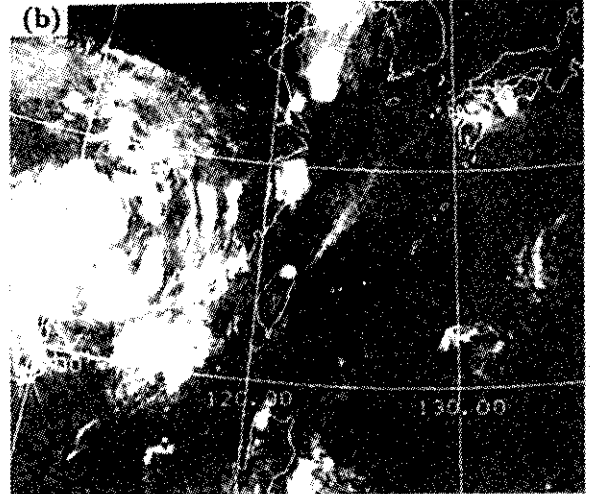
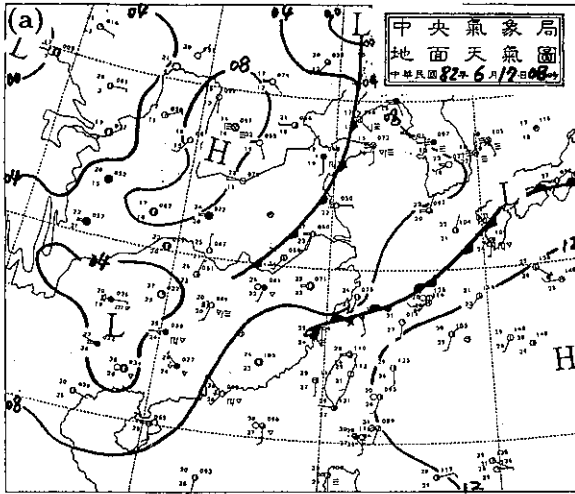


圖6. 西南風個案 (1993年6月17日) (a)00Z地面天氣圖 (b)0632Z IR衛星雲圖 (c)00Z板橋探空 (d)當日累積雨量等值線，間隔分別為1, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70，陰影部分為大於70mm，地形等值線間隔 (虛線) 為500,1500公尺。

執行中，為避免初始風場對模式本身造成影響，而在模式開始時風速皆設定為零。之後3小時中將風速由零逐漸調節到與設定的環境風速相同，然後再積分1小時以達模式穩定狀態，此時開始加熱並開啓水汽 (q_v)、雲水 (q_c) 及雨水 (q_r) 各項間的轉換程序。

在模式的地形上，主要地形來源為1Km²解析的台灣地形資料。為避免地形太過複雜而造成模式在計算穩定上的困擾，因而將原始(1Km²解析)地形，經過三次25點平均(Bleck, 1965)，再取其5Km²解析地形。部份過於崎嶇地形，則再稍作平滑處理。山高超過3Km者皆擬成3Km高度(圖7)。

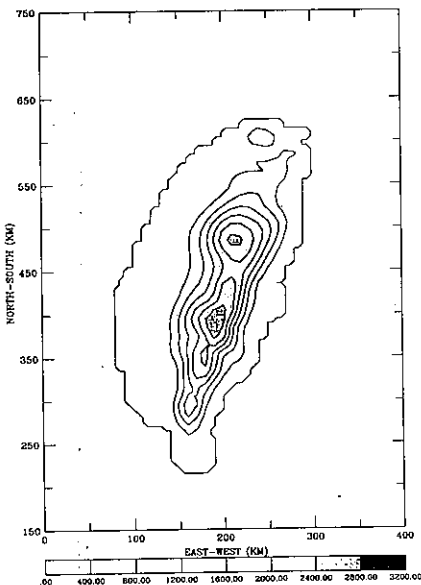


圖7. 模式中所使用之地形

五、 模擬結果

在東南風個案方面圖8a為模擬第4小時之地面流線圖，可逆向迴流及停滯點之生成，在東南風之氣流的吹拂下，氣流因繞流作用主要輻合在北部及西北部，在台灣東南部則為抬升較強的地方，當地表開始加熱半小時後(圖8b)我們可發現主要輻合區位於西北部及中部較低高度的斜坡上，台灣東南部則有著一狹長的雲帶生成(圖未列)，惟都發生於海上，當模擬時間增加後我們可發現主要輻合區一直存在於西北部及中部地區，故此個案之主要降水皆發生於西北部到中部地區，加熱一小時後(18000秒，圖8c)我們切Y=450公里之剖面可發現主要降水發生於X=150公里附近，而此處亦為上升運動最

強的地方。當模擬時間達6小時(圖8d)，我們可發現有兩個主要降水區，一在台灣西北部，另一則在中部地區，但主要降水位置均在平原及較低斜坡地區，配合觀測資料(圖4d)之結果，我們可發現當天累積雨量在西北部竹苗地區降水主要集中在500-1000公尺的斜坡上，在中部地區則主要集中在平原地區及斜坡，模擬結果大致符合觀測結果但在西北部模擬之降水在斜坡處偏低，可能是使用的低層風速較強故將降水平流到平原區之故。

在南風個案中從模擬第4小時之流線場結果如圖9a，可知南風氣流因地形作用而在台灣南端有分流的作用，抬升作用則以較高斜坡較明顯，由流線場也可明顯看出氣流在台灣北部輻合。當加熱半小時後(圖9b)從流線場我們可發現有幾個主要的輻合區，一在台北盆地、台灣東北部及台灣中部斜坡，隨著時間增加可發現台灣西部斜坡從北到南可漸形成一主要輻合區。我們由加熱半小時沿著Y=580公里之剖面圖(圖9c)可知在X=200公里附近有一非常明顯的上沖流，而且可明顯看出低層輻合高層輻散之現象，此強的輻合中心正可說明此個案在台北盆地產生豪雨的原因，若從觀測資料(圖5d)來看光是台北地區就有4個測站降水超過100mm，在竹苗地區較低斜坡及蘇澳也各有一個測站降水超過100mm，與我們模擬結果之降水中心相當吻合。由模擬第6小時之雨水分佈(圖9d)可知，除了中部較高的山區及南部近海岸平原外，幾乎均有降水，在北部主要集中在平原地區，中南部則為較低的斜坡處，強的降水中心主要集中在台北盆地，台灣東北部、竹苗地區1-2公里斜坡地區。甚至在南端及東南部之降水亦可模擬出。再由雨量資料(圖5d)、衛星雲圖(圖5b)及模擬結果(圖9d)三者互相比較的結果可發現中部地區因當時並沒有自動雨量站故無降水報告，但從衛星雲圖可看出的確有對流發生，但我們的模擬結果正可以補充觀測的不足，其次是在台灣東北角及外海由於測站的不足亦無降水報告，而我們的模擬及08Z以後的衛星雲圖(圖未列)均可證實降水系統移出的結果，第三是台灣南端的外海從衛星雲圖可發現有雲系發展，而模擬結果也有降水發生，但因在邊界上故也有可能是邊界造成尚待進一步證實，故我們將以較大的模式範圍來驗證。

在西南風的個案中，地面流線在第4小時之模擬結果如圖10a可發現，如同Smolarkiewicz and Rotunno (1989)之結果在迎風面(台灣西南部)有明顯的逆向迴流及停滯點生成，而在台灣西部斜坡，因地形的抬升作用而有明顯的上升運動區，而在台灣的東北部則有輻合的現象，當地表加熱半小時後(

圖10b) 由於斜坡處之上坡運動亦逐漸增強故在台灣西部之抬升作用也相對增強，而在台灣東北部因地表加熱作用使得向岸風與環境風產生一條呈東北-西南走向之輻合帶，此輻合帶乃為在北部地區累積日雨量呈東北-西南走向之主要原因。

圖10c 為當模擬時間為18000秒(亦即加熱一小時後)沿著通過宜蘭附近(Y=580公里)之剖面圖，可知在陸地上之降水主要在X=250公里附近，也是主要的上升運動區，亦即前面所說的沿著東北部低高度的斜坡上。當模擬時間達第6小時時，從圖10d)可知，降水主要集中在500-1500公尺的斜坡上，有三個主要的中心，一為在北部500公尺高的斜坡上沿著東北西南之走向，並且在宜蘭蘇澳一帶亦有

降水生成，一為在中部山區並延伸到2公里以上的山區，另一為在南部地區的降水。配合當天的降水資料(圖6d)我們可發現除了中部平原區外模擬結果與觀測資料大致相當吻合，尤其是北部這一主要的降水帶相當一致。至於中部平原區降水較少的原因可能是馬公的探空低層西風分量較大，抬升位置在斜坡較高處而高度500公尺以下的地區氣流為由東向西(圖10b)(下降運動)故不易產生上升運動而引發降水，故我們也將測試低層風向的影響。再由雨量資料(圖6d)、衛星雲圖(圖6b)及模擬結果(圖10d)三者互相比較的結果可知在島外無雨量站的地方如東北角外海，在模擬及衛星雲圖上均有對流發生，而在花蓮及台東外海因過山氣流與向岸風的輻合作用(圖10b)所產生的對流在模式及衛星雲圖上皆可看到。

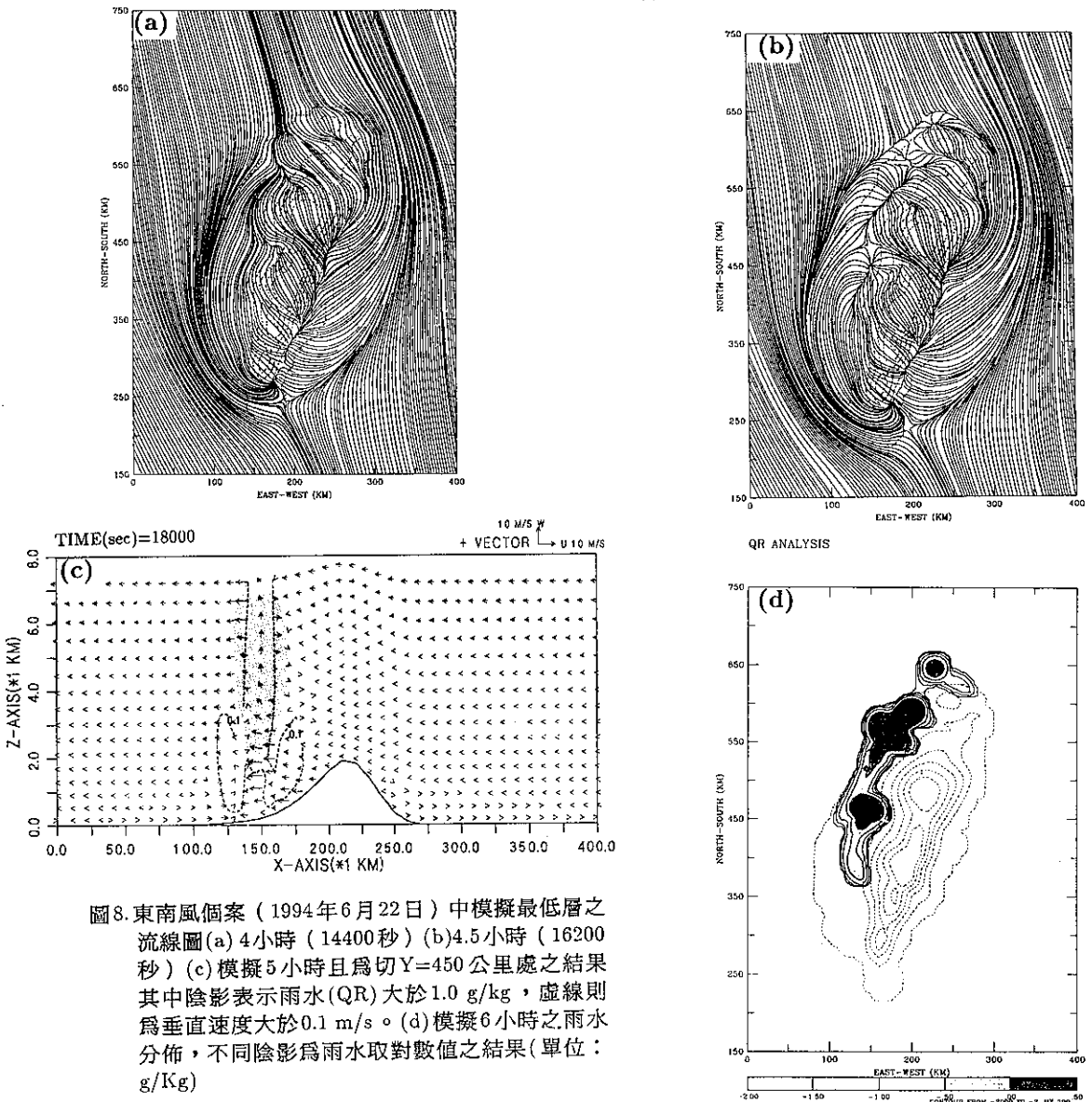


圖8. 東南風個案(1994年6月22日)中模擬最低層之流線圖(a)4小時(14400秒)(b)4.5小時(16200秒)(c)模擬5小時且為切Y=450公里處之結果其中陰影表示雨水(QR)大於1.0 g/kg, 虛線則為垂直速度大於0.1 m/s。(d)模擬6小時之雨水分佈, 不同陰影為雨水取對數值之結果(單位: g/Kg)

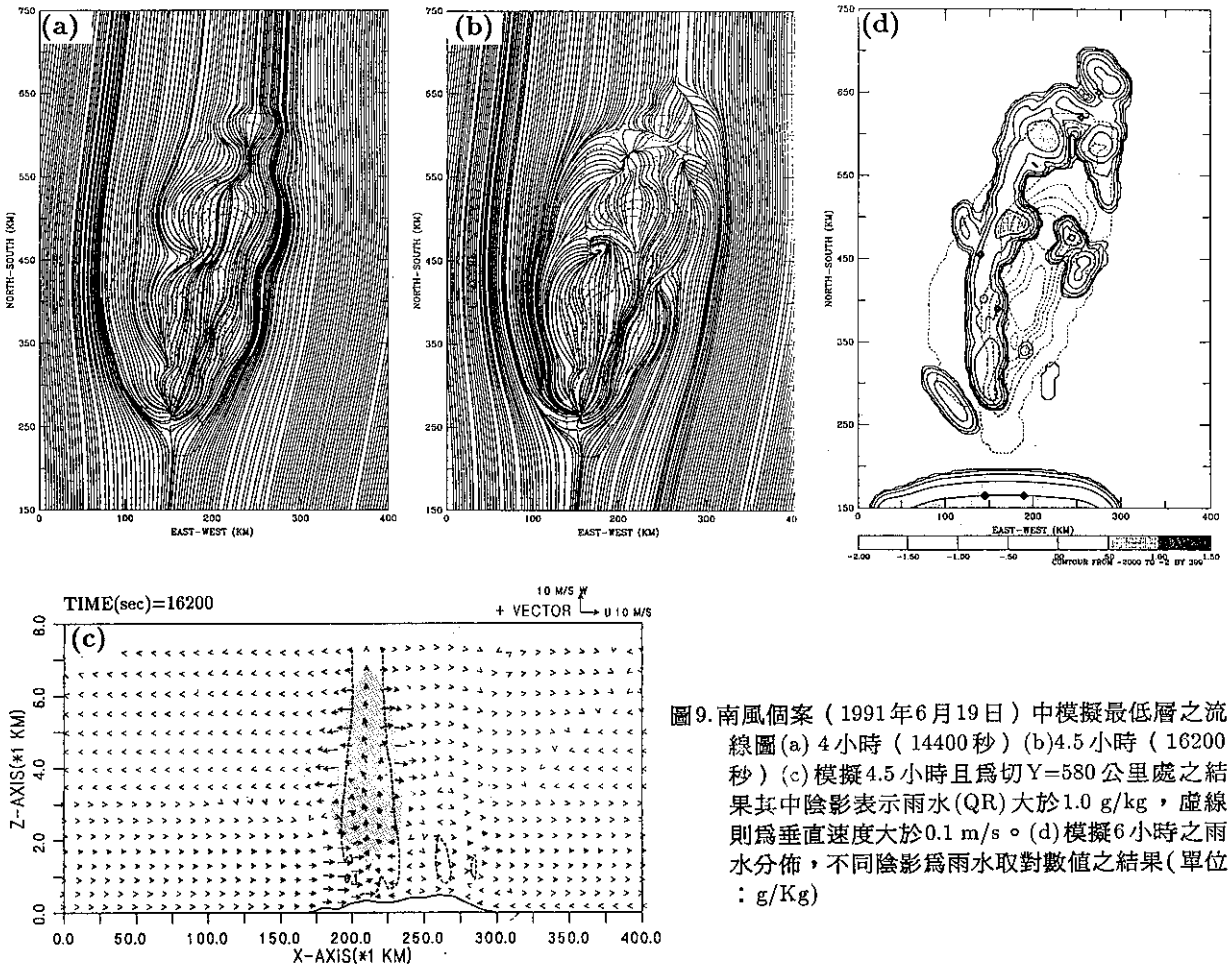


圖9. 南風個案 (1991年6月19日) 中模擬最低層之流線圖(a) 4小時 (14400秒) (b)4.5小時 (16200秒) (c) 模擬4.5小時且為切Y=580公里處之結果其中陰影表示雨水(QR)大於1.0 g/kg, 虛線則為垂直速度大於0.1 m/s。 (d) 模擬6小時之雨水分佈, 不同陰影為雨水取對數值之結果(單位: g/Kg)

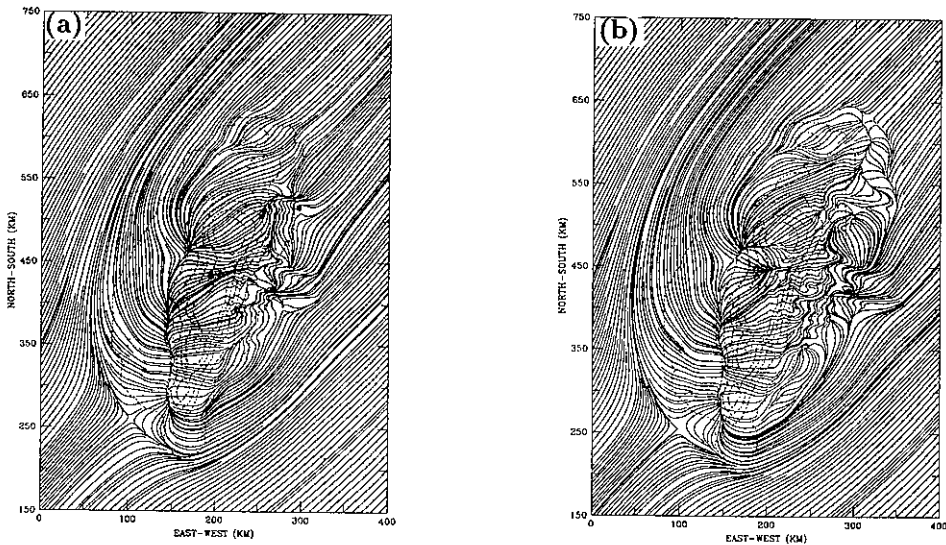


圖10. 西南風個案 (1993年6月17日) 中模擬最低層之流線圖(a) 4小時 (14400秒) (b)4.5小時 (16200秒)

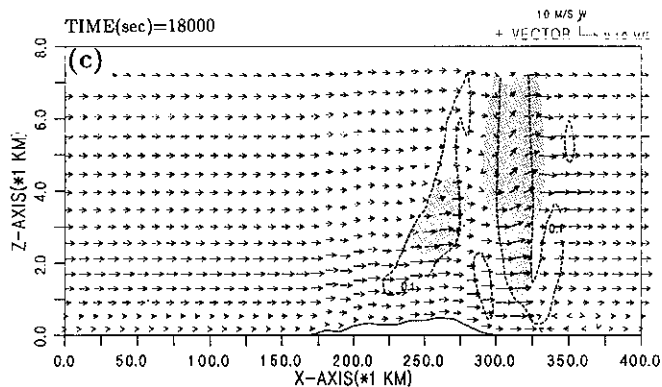
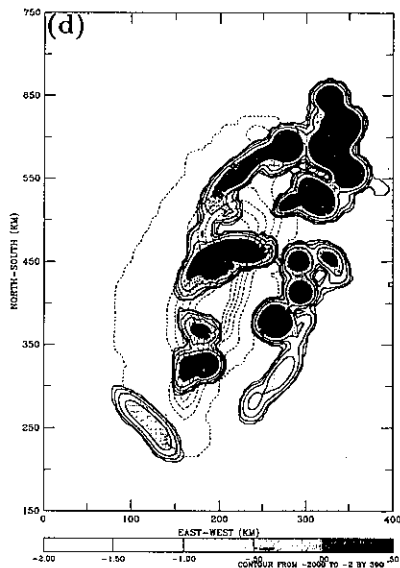


圖 10. (c) 模擬 5 小時且為切 $Y=580$ 公里處之結果其中陰影表示雨水 (QR) 大於 1.0 g/kg ，虛線則為垂直速度大於 0.1 m/s 。(d) 模擬 6 小時之雨水分佈，不同陰影為雨水取對數值之結果 (單位: g/Kg)



六、 結論

由於台灣地區山脈占了大部分的面積，故在梅雨季期間每當綜觀擾動微弱時地形效應相當明顯，如在適當的氣象條件配合下常可引發斜坡低層的輻合，導致午後降水的發生。

我們蒐集了從 1990 年到 1994 年梅雨季期間 (五、六月) 在綜觀擾動微弱的情況下發生於台灣地區的降水系統總共 34 個案來加以研究分析，個案的選定必須是當日的降雨量至少有兩個雨量站大於 20mm/day ，結果發現在台北盆地及台灣西部從北到南約 500 公尺高的斜坡及台灣中部 1500 公尺以下的斜坡乃為較高的降水區。

環境風向 (3 公里以下) 對降水系統之生成影響非常大，若風向為東南風高頻降水在西北部、中部及南部沿著 500 公尺高的斜坡上，若風向是西南風則高頻區出現在北部及中部 500 公尺高的斜坡，當風向為南風時則降水可在全島發生，尤其是台灣西部及東部皆有較高頻出現。利用一三維數值模式來模擬三種不同風向之個案的結果顯示，當風向為西南風時降水主要在東北部之斜坡呈東北-西南走向，另一則為中部的斜坡；當風向為南風時降水主要在台北盆地、台灣東北部及西部斜坡區；當風向為東南風時降水則位於西北部及中部，若我們配合雨量站累積日雨量可知模擬結果與觀測大致相符。

七、 參考文獻

- 王時鼎、鄭俠、徐晉淮、與丘台光，1985: 五六月間台灣地區暴雨之環境條件。天氣預報與分析研討會論文集編，55-77。
- 林喜閔、郭鴻基，1994: 南台灣夏季午後對流之分析與模擬。天氣預報與分析研討會論文集編，153-166。
- 陳泰然、楊進賢，1988: 台灣梅雨期豪雨之時空分佈特徵。大氣科學，16, 151-162。
- Bleck, R., 1965: Linear approximations methoden zur bestimmung ein- und zweidimensionaler numerischer filter dev dynamischen meteorologie. *Institut fur theoretische meteorologie Berlin*, 85pp.
- Banta, R. M., 1986: Daytime boundary-layer evolution over mountainous terrain. Part II: Numerical studies upslope flow duration. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1112-1130.
- Chen, C.-S. and C.-Y. Lin, 1996: A study of a precipitation system in northeastern Taiwan during TAMEX IOP# 10. *Met. Atmos. Physics* (In press)
- Chen, C.S., and S.M.Lin., 1983: A study of the lateral boundary condition in a numerical storm model. *Bull. Geophys., National. Central Univ., ROC*, 24, 57-76.
- Chen, C.S., W.S.Chen, and Z.Deng, 1991: A study of mountain-generated precipitation system in northern taiwan during TAMEX IOP8. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2574-2606.

- Chen, C.S., Y.E., Chan, 1994: On the formation of cloud and precipitation systems in Taiwan during TAMEX IOP#11. *TAO*, Vol.5, 137-168.
- Johnson R.H. and J.F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristic of precipitation system over Taiwan during the May-June 1987 TMAEX. *Mon. Wea. Rev.*, 2540-2557
- Jou B. J.-D., 1994: Mountain-Originated mesoscale precipitation system in Northern Taiwan : A case study 21 June 1991. *TAO*, Vol.5, No.2, 169-197.
- Karr T.W. and R.L. Wooten, 1976: Summer radar echo distribution around Limon, Colorado. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 728-734.
- Kuo, J.T., and H.D. Orville, 1973: A radar climatology of summertime convective clouds in the Block Hills *J. Appl. Meteor.*, 12, 359-368
- Liao, S.Y. and C.-S. Chen, 1984: The preliminary study of organized radar echo of frontal system and of summertime convective system. *Proc. Natl. Sci. Conuc. ROC(A)*, 8, 250-266.
- Lin, Y.-L., 1993: Orographic effect on airflow and mesoscale weather system over Taiwan. *TAO.*, Vol.4, 381-420.
- Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno, 1990 : Low Froude number flow past three -dimension obstacles. Part II : Upwind flow reversal zone. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1498-1511.