

中尺度波譜模式對梅雨期豪大雨個案之模擬研究

張永政 張隆男 林沛練

中央大學大氣物理所

(2002 年 11 月 04 日收稿；2003 年 1 月 18 日定稿)

摘 要

梅雨是台灣地區除颱風外主要的降水現象，劇烈的降水時常導致災害發生，適時的預報豪雨發生的時間和地點是減輕災害最主要的關鍵。由於台灣地形崎嶇複雜，降水系統的發生與演化顯得複雜多變，增加了預報豪雨發生的時間和地點的困難度。中尺度波譜模式是新一代非靜力的中尺度數值模式，採用波譜法計算，並且透過特殊的側邊界處理，不但能夠掌握較佳的大尺度訊息，也能處理中小尺度之對流。為了增進鋒面系統造成台灣地區降水的了解及測試中尺度波譜模式預報梅雨鋒面降水時空分布的能力，本篇論文針對1998年6月7日到6月8日，滯留鋒面系統自巴士海峽北退影響台灣，造成台灣地區劇烈降水發生的事件，透過觀測資料分析及數值模擬研究，討論局部地區降水的特徵及引發降水的可能機制。

觀測資料顯示：台灣地區降水主要由來自南海北方海面向台灣移動的中尺度對流系統造成。研究中發現，個案中的中尺度低壓為梅雨鋒面上產生的次鋒面氣旋，為一個淺低壓系統。鋒面南方為高相當位溫的對流不穩定區域，對流發展的高度較高，並且在850hPa有西南風噴流，帶來南方暖濕的空氣於地形迎風面上造成強烈降水。隨著鋒面系統北退，氣旋往東北移動，對流可用位能較大的區域也延伸到台灣本方，更有利於對流降水的發生。模式模擬結果顯示，區域波譜模式雖能夠掌握大尺度的訊息但對於降水模擬普遍有高估的現象，而中尺度波譜模式能夠掌握較佳的降水強度及分布特徵。

關鍵詞：梅雨、中尺度對流系統

一、前言

春末夏初從五月中到六月中，降水系統支配著日本和華南地區沿海一帶的天氣。這是除了夏季颱風之外，產生最大降水的時間。這段時間的降水，在中國稱做“梅雨”，在日本稱為“Baiu”。降水可能連續或間歇，從數日到好幾週，而且時常發生陣雨和雷暴，降水量高達每天幾百公厘。梅雨是台灣地區災變天氣最重要的原因之

一。豪大雨的發生，與伴隨鋒面生成的中尺度天氣系統有密切關係，因此在防範豪雨成災的同時，能準確的預報中尺度系統的發生和移動是一個很重要的課題。由於台灣地形崎嶇複雜，降水系統的發生與演化顯得複雜多變，增加了預報豪雨發生的時間和地點的困難度。

使用全球模式來探討區域的天氣變化，雖然已能夠掌握綜觀尺度天氣系統和大尺度環流的運動，但因水平網格解析約在100km以上，對於區域的中小尺度天氣系

統的掌握，仍嫌不足，因此需要更高解析的模式，來掌握區域的中小尺度天氣。若將全球模式解析提高，相對的我們需要更快的計算機速度來做大量的計算工作和資料處理，此外更大的儲存空間設備也是必須的。為符合經濟效益，嵌套的(nested)區域模式，是另一個不錯的選擇。利用全球模式的輸出結果當作區域模式的初始場及邊界條件，透過此種設計可以利用粗解析的全球模式嵌套入高解析的區域模式，進而得以預報區域內的中小尺度天氣現象，掌握災變發生的時間和地點。美國國家環境預報中心(National Centers for Environment Prediction, NCEP)的區域波譜模式(Regional Spectral Model, RSM)就是為此而設計的，使用擾動法和特殊的側邊界處理，得以保留了全球模式模擬出的綜觀尺度基本場，並且由於區域內高解析的模擬，能進一步解析出區域內的中小尺度特徵。但為了更真實的解析台灣複雜的地形，水平網格解析的勢必提高至10公里以內，此時使用靜力平衡假設的區域波譜模式的可能不適用。Martin and Pielke(1983)指出在水平網格解析3公里時因靜力和非靜力的誤差，較水平網格解析6公里時約增加一倍。Mahrer and Pielke(1985)指出水平網格解析至少要5公里才足夠解析獨立島嶼的大氣變化過程。此外，現成靜力模式改成非靜力模式相較於重新發展一個模式可節省許多時間與精力，如MM4改為MM5。Juang(2000)修改了原本為靜力假設的區域波譜模式(RSM)，成為可處理非靜力作用的區域波譜模式，特別適合模擬中小尺度現象，故稱為中尺度波譜模式(Mesoscale Spectral Model, MSM)。

蔡(2001)曾利用三層巢狀網格的區域波譜模式加上第四層細網格中尺度波

譜模式模擬1998年5月16~17日鋒面系統南下影響台灣個案，模擬結果顯示靜力RSM模組對綜觀天氣系統、梅雨鋒面及南海和台灣地區定性降水的預報頗令人滿意，相對地，非靜力MSM模式考慮較高的空間解析度與較詳細雲物理過程，對降水時空分布的預報，顯示有相當程度的預報能力。

過去研究多針對梅雨鋒面南下個案做討論。1998年6月1日至6月11日台灣地區連續11天降水，全島主要測站平均日累積降水量在6月4~5日及6月7~8日有兩波高峯值，分別對應梅雨鋒面南進及梅雨鋒面北退，顯見梅雨鋒面北退時降水強度仍然不小。為了進一步了解中尺度波譜模式預報梅雨鋒面降水時空分布的能力，本篇研究個案選取1998年6月7日到6月8日，滯留鋒面系統自巴士海峽北退影響台灣，造成台灣劇烈降水發生的事件。

本篇中第一部分為緒論，第二部分為本研究使用的資料來源及模式介紹，第三部分為本研究選取個案的綜觀天氣概述，第四章部分為模擬結果分析，第五部分為結論。

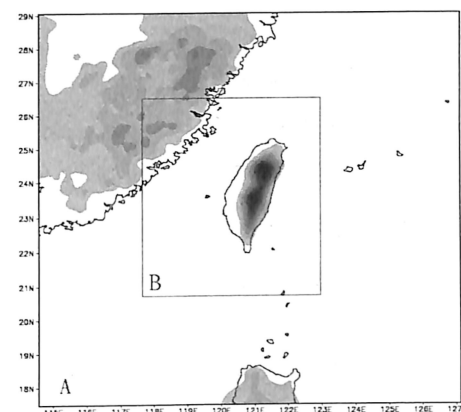
二、模式介紹與實驗設計

本研究使用資料來源包括1998年6月7日00UTC至6月9日00UTC (1)日本氣象廳印刷天氣圖。(2)中央氣象局主要測站及自動雨量站資料(3)GMS5紅外線衛星雲圖。(4)NCEP-T126每12小時一筆分析場。使用模式為區域波譜模式及中尺度波譜模式。區域波譜模式使用追隨地勢的 σ 坐標，因此基本方程式是以地圖投影的靜力 σ 坐標表示之。詳細的模式方程式可參考 Juang and Kanamitsu (1994)。

物理過程包括：輻射物理過程、地表層和行星邊界層的物理過程的處理、深對流參數化法、淺對流參數化法、Explicit cloud scheme(包括水汽、雲滴/冰晶、雨/雪等預報變數；過程包括水汽的凝結和蒸發過程，雨/雪與雲滴/冰晶的附著和轉換)、大尺度(格點)降水的物理參數化過程、水文過程等。中尺度波譜模式(MSM)為區域波譜模式(RSM)的非靜力版本。本研究使用 Juang(2000)修正後的中尺度波譜模式。將垂直座標由externally time-dependent hydrostatic state，修改為internally evolved hydrostatic pressure 座標及externally evolved hydrostatic temperature。物理過程及數值方法：除了非流體靜力的原始方程外，均採用與區域波譜模式相同的物理過程。所有用在區域波譜模式的數值方法也應用在中尺度波譜模式。

Juang(2001)針對區域波譜模式的巢狀內插做敏感度實驗，結論指出並非絕對需要多重巢狀內插才能作出高解析的模擬。因此，本研究使用中尺度波譜模式(MSM)搭配高解析區域波譜模式(RSM)進行單向兩層巢狀區域模擬，初始場及邊界條件採用NCEP-T126的分析場。積分時間從1998年6月7日0000UTC至6月9日0000UTC，共48小時。第一層使用靜力假設的區域波譜模式(RSM)，模擬區域範圍如圖一，水平網格解析10公里，水平網格數129x130，垂直28層，時間間格60秒，每12小時輸入NCEP分析場資料，每小時輸出模擬結果。第二層區域模擬使用非靜力的中尺度波譜模式(MSM)，模擬區域如圖2.2B，水平網格解析5公里，水平網格數109x130，垂直28層，

時間間格30秒，每3小時輸入上一層RSM所模擬出的結果，每小時輸出模擬結果。第二層的中尺度波譜模式與第一層的區域波譜模式除了非靜力及不使用積雲參數化法外，均使用相同的全模式物理，包含prognostics cloud scheme的cloud3方案與Simplified Arakawa-Schubert convection scheme積雲參數化法。兩層巢狀模式均使用2分解析地形。



圖一、模式模擬模擬範圍(A)第一層RSM (B)第二層MSM

三、綜觀天氣概述

由地面天氣圖(未附圖)得知，6月7日0000 UTC時，梅雨鋒面由移動性大陸高壓與太平洋高壓脊間之冷鋒往西南延伸，經西太平洋通過巴士海峽至海南島附近，於110~130°E呈東西走向，近似滯留，同時一氣旋式風場擾動在115°E附近之梅雨鋒面上形成。6小時後，移動性高壓逐漸東移並減弱，氣旋冷鋒東移。1200UTC，綜觀型勢大致不變，但台灣以東122.130°E之梅雨鋒面北移至23.24°N之間，115°E附近之氣旋式擾動沿梅雨鋒面東移至台灣西南方120°E、23°N附近，至1800UTC發展為1006 hPa的中間尺度

(intermediate scale) 低壓。8日0000 UTC,此中間尺度低壓持續往東北移至台灣東北方123°E、25°N附近,且梅雨鋒面已明顯北退至台灣北部25°N附近。0600 UTC時,台灣附近之梅雨鋒面與其上低壓擾動發展為鋒面氣旋結構,125°E以東至130°E附近之梅雨鋒面發展為暖鋒,以西延伸至117°E部分則轉變為冷鋒。1200UTC時,鋒面氣旋增強為1004hPa持續向東北移動。0900UTC時,鋒面北移離開台灣。

300hPa高度場與風場顯示(未附圖),6月7日0000UTC日本東方海面132°E附近有一低壓槽,12小時後低壓槽移至140°E,同時另一短波槽出現在華中110°E附近,兩短波槽均有高層噴流伴隨。而華南與台灣一帶並無明顯槽脊系統,盛行緯流西風。8日0000 UTC日本與華中之低壓槽東移,至9日0000UTC並無明顯槽脊系統影響台灣。隨著時間演變,華南地區風場有由西北風轉為西風的趨勢。

由500 hPa天氣圖顯示(未附圖),6月7日0000 UTC,副熱帶太平洋高壓脊位於10~20°N之間,傳統表示太平洋高壓勢力範圍之5880公尺等高線向西延伸到海南島附近,台灣、華南與海南島一帶盛行西南西風。8日0000UTC,副熱帶太平洋高壓脊與5880公尺等高線位置幾乎不變,華南沿海、台灣與南海北部仍受西南風控制。此外,華南沿海110°E附近與台灣東方海面,均出現短波擾動。8日1200UTC至9日0000UTC,副熱帶太平洋高壓脊與5880公尺等高線位置逐漸向西北移動貼近台灣,增強台灣上空的西風。

由850 hPa天氣圖(未附圖)等高線得知:台灣地區位在副熱帶太平洋高壓西北方,8日0000UTC後等高線1500公尺逐漸

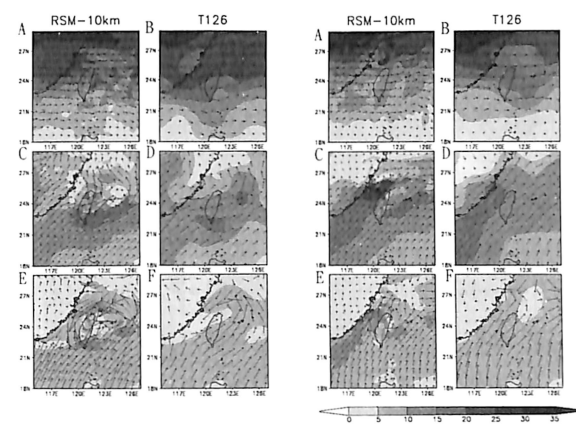
向北移,使得台灣地區西南風增強並且西南風噴流由台灣東南方移到台灣西北方,此外溼度較大的地區也由台灣南方移至台灣北方。

由以上分析得知,本個案發生期間,高空並沒有明顯槽脊系統直接影響台灣地區天氣。隨著時間演變,副熱帶太平洋高壓逐漸往西北延伸,使得台灣地區西南風增強,並且低層西南風噴流也由台灣東南方移至台灣西北方。西南風為台灣地區帶來暖濕空氣,有利於台灣地區的降水發生。

四、模擬結果分析

比較積分24小時(圖二左、圖三左)、48小時後(圖二右、圖三右)RSM模擬出的氣象場與NCEP T126分析場可發現:高層250mb、低層850mb及地面10公尺的風場模擬中,RSM模擬結果與NCEP T126分析場環流的強度與分布相當類似,由於RSM水平網格解析較高(10公里),因此能夠模擬出風場與地形的交互作用,例如繞流及分流。850mb溫度場、地面兩公尺溫度場也有類似的表現。此外,除了在24時後850高度場較分析場低約30m、海平面氣壓場約低2hPa,但氣壓梯度值仍和分析場一致。對流潛勢的模擬表現方面,RSM模擬(圖四右)與NCEP T126分析場(圖四左)的對流可用位能(CAPE)分布相當類似,鋒面南側為對流可用位能較大區,並且隨著鋒面北退,對流可用位能較大區延伸到北緯26度。由以上分析得知,即使模擬區域只有約11°x11°的範圍,由於RSM對側邊界以及內部基值的特殊處理,依然能夠掌握住大尺度變化的特徵,包括48小時後低層噴流

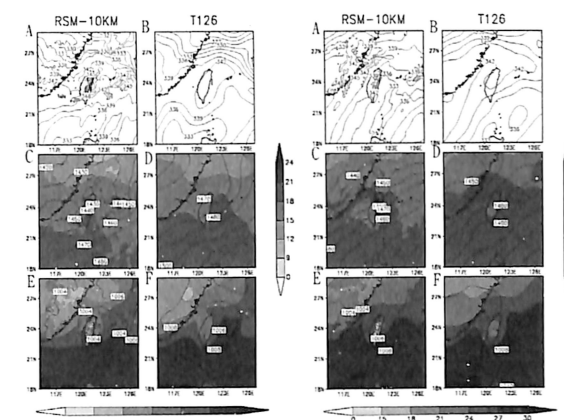
由台灣東南方往西北移到台灣西北方和850mb代表梅雨鋒面位置的相當位溫梯度較大區北退。此外由於較高的水平網格解析,能夠解析出氣流遇山產生的繞流及合流現象。RSM所模擬的海平面氣壓場(圖五)對於中間尺度低壓的掌握於071800UTC時中心位置偏北,除低壓靠近台灣東北方時整個模擬範圍的海平面氣壓值較低約3hPa外,均與地面天氣圖所繪鋒面上的低壓的強度與位置相當。再次證實RSM對此個案天氣系統掌握的能力。MSM所模擬出的中間尺度低壓(圖六)在6日7日1800UTC時,與地面天氣圖上的位置相當,但低壓值偏高約3hPa。當低壓往台灣東北方移動後,MSM所模擬出的地面氣壓梯度及風場均與RSM所模擬的大致相同。



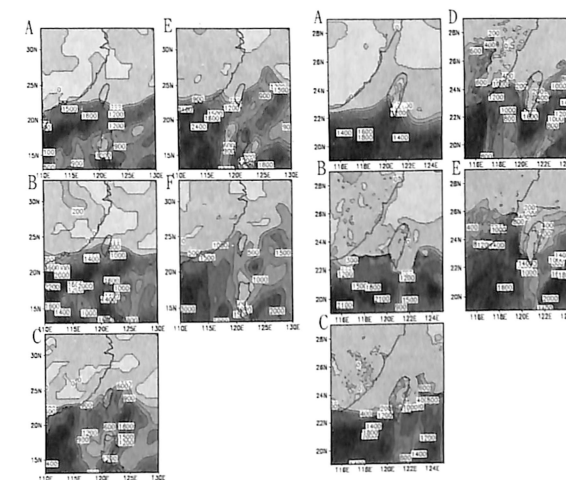
圖二、積分24小時(左)、48小時(右)後,A)RSM模擬250mb風場 B)分析場250mb風場 C)RSM模擬850mb風場 D)分析場850mb風場 E)RSM模擬地面10公尺風場 F)分析場地面10公尺風場

為了進一步討論本個案中豪雨發生的原因,和模式是否能對鋒面系統及中間尺度低壓影響台灣時造成的降水的預報能力,將本個案分為三個階段:(1)

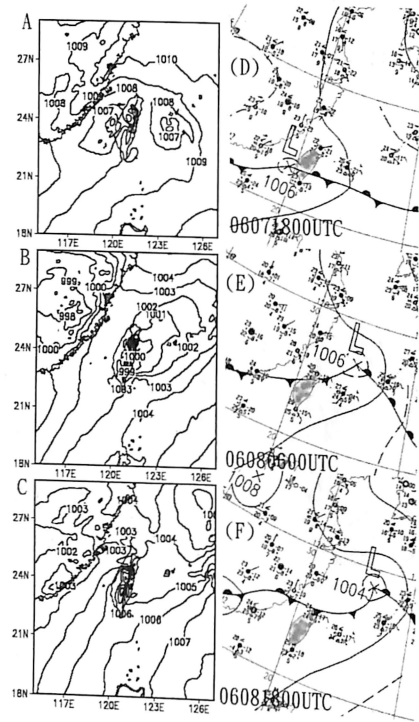
中間尺度低壓逐漸向台灣靠近(0713~0800LST)、(2)中間尺度低壓靠近台灣後北上(0801~0812LST)、(3)中間尺度低壓離開台灣東北方(0813~0900LST)。



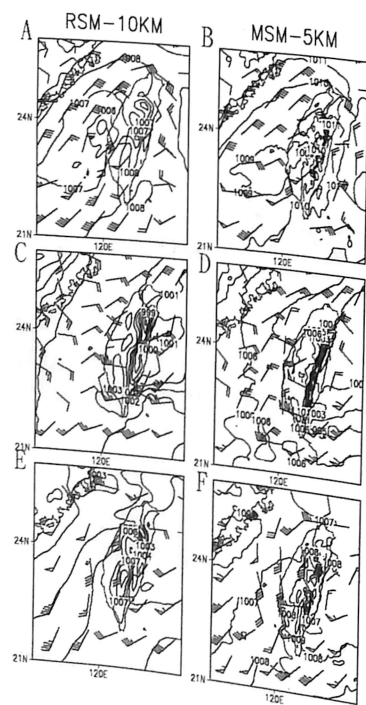
圖三、積分24小時(左)、48小時(右)後,A)RSM模擬850mb相當位溫 B)分析場850mb相當位溫 C)RSM模擬850mb高度場(實線)、溫度場(陰影) D)分析場850mb高度場(實線)、溫度場(陰影) E)RSM模擬海平面氣壓場(實線)地面2公尺溫度(陰影) F)分析場海平面氣壓場(實線)地面2公尺溫度(陰影)。



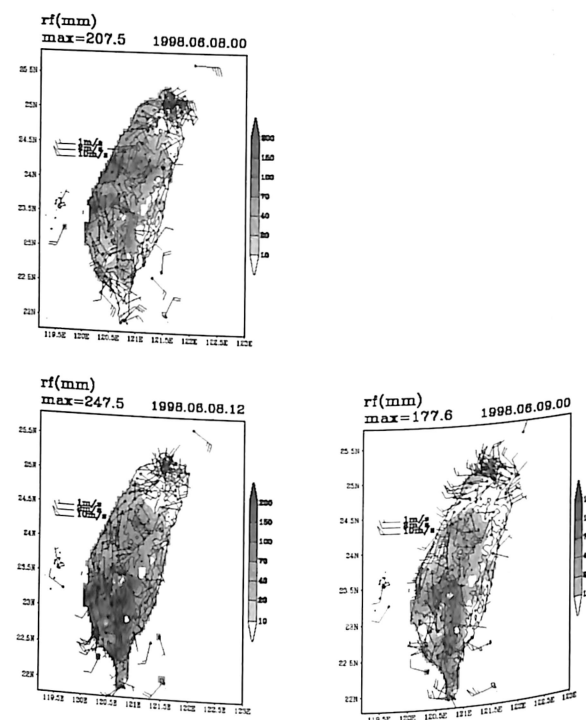
圖四、對流可用位能(CAPE)分布分析場(左)、RSM模擬(右) A)060700UTC B)060712UTC C)060800UTC D)060812UTC E)060900UTC



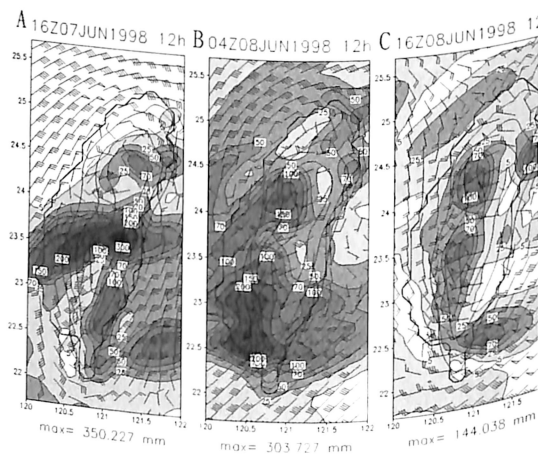
圖五、RSM 模擬海平面氣壓場(A)060718UTC B) 060806UTC C) 060818UTC D)060718UTC 地面天氣圖 E)060806UTC 地面天氣圖 F)060818UTC 地面天氣圖



圖六、海平面氣壓場及地面 10 公尺風場 A)RSM 模擬 060718UTC B) RSM 模擬 060806UTC C) RSM 模擬 060718UTC D)MSM 模擬 060718UTC E) MSM 模擬 060806UTC C) MSM 模擬 060818UTC



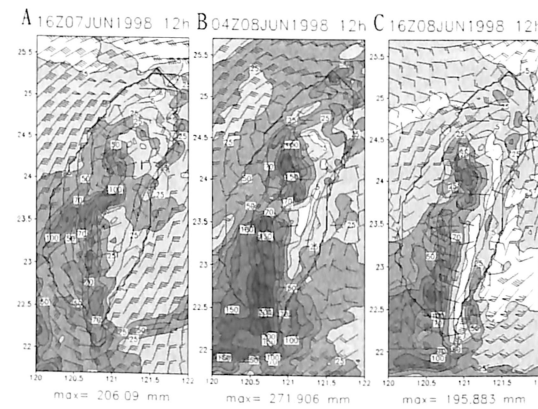
圖七、max 為降水量極值
A) 1998年6月7日1200~6月8日0000LST 12小時累積降水及平均風場
B) 1998年6月8日000~6月8日1200LST 12小時累積降水及平均風場
C) 98年6月8日1200~6月9日0000LST 12小時累積降水及平均風場



圖八、為 RSM 模擬結果，其餘同圖七

第一階段，鋒面位在台灣西南部，從觀測及模擬的風場可發現明顯的風切線，降水除了山區之外，隨著南海北部鋒面上的氣旋逐漸向台灣接近，西南部地區地面風場增強，降水帶有從嘉義

沿海向山區擴展的趨勢，並且因中央山脈的阻擋，及氣旋接近影響，地面風場由西南或偏南風轉為東南或偏東風，使得西南部沿海產生較大降水。第二階段(0801~0812LST)，鋒面上的氣旋繼續貼近台灣，在 071800UTC 時有最大降水。之後，因中央山脈的阻擋，氣旋幾乎沿著台灣西北方海岸線向東北移動。降水除氣旋向東北移動所造成外，氣旋西南方的西北風與西南方在台灣西南部輻合造成劇烈降水。隨著氣旋繼續北移，西北風減弱，降水只發生在西南部及中部迎風面山區。第三階段(0813~0900LST)，鋒面上氣旋離開台灣北端，低層西南風增強，降水主要在南部山區及中部迎風面上。



圖九、為 MSM 模擬結果，其餘同圖七

RSM 對於三個階段降水極值的位置風場的變化有不錯的掌握，但定量上模擬的地面風場約比觀測大 2~4m/s，第一階段中(圖七 A、圖八 A)，RSM 掌握到西南部沿海因鋒面所造成的降雨帶，模擬降水極值(350.227mm)較觀測極值(207.5mm)高估。第二階段中(圖七 B、圖八 B)RSM 掌握到中部山區及南部較大的降水，但中部山區稍微高估，且風場偏強，風向偏西南，而北部地區觀測上並無降水，而 RSM 卻預報了降水

產生，模擬降水極值(303.727mm)較觀測極值(247.5mm)高估。第三階段中，RSM(圖七 C、圖八 C)掌握到鋒面在台灣北方造成的北部地區降水，對於中部山區的降水高估，對於南部山區的降水低估，模擬降水極值(144.038mm)較觀測極值(177.6mm)低估，平均風場在東南部較觀測弱，且西南方為東南風與觀測到的西風不一致。三個階段中，RSM 均對沿海地區較小尺度對流系統與南端的降水系統掌握較差，但整體上大致能掌握降水發生的位置和降水強度。

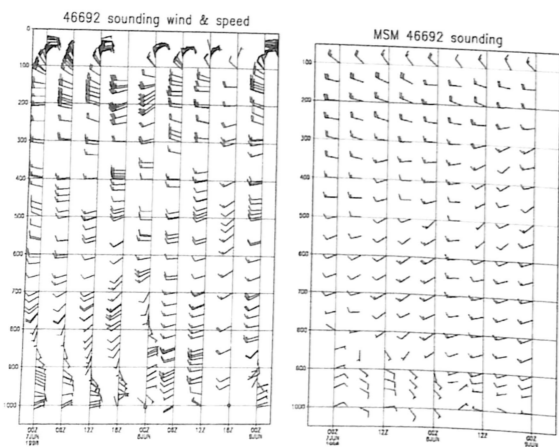
MSM 模擬的降水的分布與降水極值及風場強度均比 RSM 更接近觀測。第一階段(圖七 A、圖九 A)台灣地區的極值(206.09mm)與觀測(207.5mm)相當接近，整體均與觀測降水量相當接近。第二階段(圖七 B、圖九 B)，模擬台灣地區降水極值(271.906mm)較觀測降水極值(247.5mm)高，中部山區降水量稍微高估，南部整體與觀測接近，但降水極值偏南，且西南沿海的極值沒有掌握到，北部地區依然錯誤預報降水發生。第三階段(圖七 C、圖九 C)，模擬台灣地區降水極值(195.883mm)較觀測降水極值(177.6mm)高估，模式能夠掌握降水的主要位置:中部山區及南部山區，但嘉義沿海至阿里山這一個帶狀的降雨分布極值及台灣西北沿海的降水卻沒有模擬出來，西南方的平均風場與觀測有較大出入，其餘均與觀測接近。

三個階段 12 小時累積降水與平均風場的模擬整體來說，MSM 能夠掌握本個案中主要降水的分布位置，並且抑制了第一階段和第二階段 RSM 對降水量預報高估的情形，在第三階段 RSM 模擬的降水較觀測少，且東南方的西南風較弱，MSM 模擬仍能較觀測接近，

雖然降水量並非完全與觀測相同，但平均上與觀測相當接近。

整體上，MSM 在第一及第二階段的模擬均比 RSM 佳，在第三階段 RSM 有優於 MSM 的表現。由以上分析可發現，由於 MSM 使用 RSM 的模擬結果做初始場及邊界條件，因此 RSM 的模擬結果深深的影響了 MSM 的表現，當 RSM 能夠掌握到整個環流時，MSM 能夠進一步掌握到降水的分布及強度，但當 RSM 與實際觀測有較大偏差產生時，將導致 MSM 有更大的偏差發生。RSM 由於使用 NCEP T126 分析場當作初始場及邊界條件，因此雖然中尺度低壓發生時的降水分布與觀測有所偏差，但對於大尺度訊息的掌握仍有不錯的表現。此外，模擬分析中也發現，對於局部環流的掌握仍有加強的空間。

選取板橋(46692)、花蓮(46699)、東港(46747)三個探空測站，分別代表台灣北部、東部及西南部等三個位置，討論 MSM 在以上三個地點所模擬垂直風場時序變化是否能夠掌握到鋒面通過的訊息。



圖十、左為板橋探空風場，右為 MSM 模擬

板橋探空站的風場時序變化圖(圖十左)可發現，在 6 月 8 日 0000UTC 之

前低層大氣為東風並隨高度順轉為西南風。MSM 模擬的風場(圖十右)也有這個特徵。在 6 月 8 日 0000UTC 和 0600UTC 之間低層大氣由於鋒面的通過，風向由東風轉為西風，MSM 也掌握到風場轉變的特徵但時間上似乎延遲 6 小時左右。在 6 月 9 日 0000UTC 時低層大氣的模擬與觀測風場有較大的偏差。

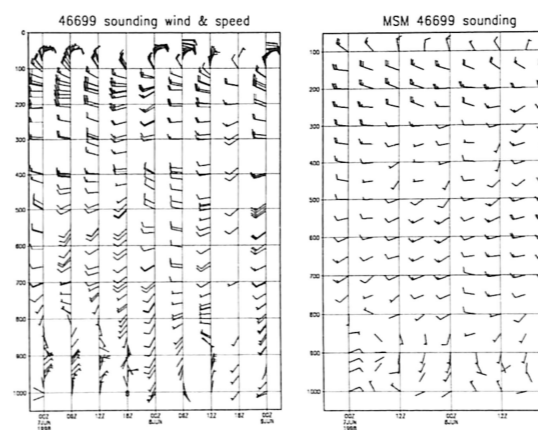
花蓮測站(圖十一左)在 6 月 7 日 0000UTC 時初始的風場與觀測在最低層 1000hPa 已有較大的偏差。低層大氣風場的變化上，模擬(圖十一右)能夠掌握到風向由西北轉西南再轉西北、西南的快速變化，但轉變的時間上較觀測快。6 月 7 日 1800UTC 至 6 月 8 日 0000UTC 之間，觀測低層大氣風場由北風轉為南風分量為主，但模擬風場的轉變提早約 6 小時。

東港測站(圖十二左)低層大氣風場的變化由東南隨時間順轉為東北風，與次鋒面氣旋的移動有密切的關係。MSM 模擬的風場(圖十二右)能夠掌握到這個變化的特徵，但在 6 月 8 日 1800UTC 時，模擬的風場已經轉變為西南風，但觀測約晚 6 小時才轉變為西南風。

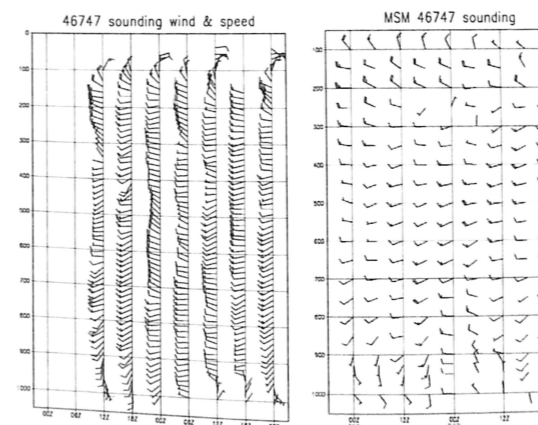
本個案主要的降水系統為梅雨鋒面上生成的氣旋。從 6 月 7 日 1800UTC，模擬積分 18 小時後的高度場分析(圖十三)可發現，封閉的等高線在 850hPa 已經不明顯。中尺度低壓中心，在地面為輻散，925hPa 及 850hPa 為輻合。較大的垂直速度發生在低壓東北及東南與地形交界處，此處也是較大降水的地方。

從低壓中心(北緯 23.17 度；東經 119.74 度)(圖十四)做經向及緯向剖面分析。緯向剖面可發現低壓位於梅雨鋒

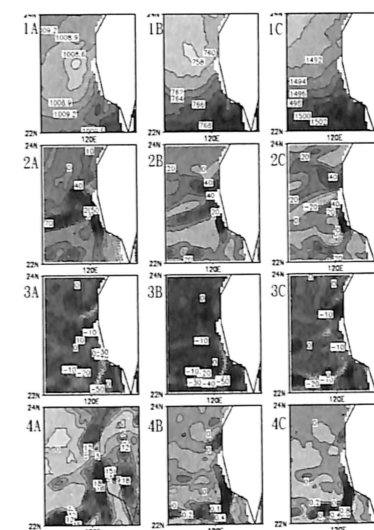
面上，以北為相當位溫較低區，雲水混合比的分布的高度相當低，以南為相當位溫較高區，並且呈現位勢不穩定，雲水混合比分布的高度較高，顯示有較旺盛的對流發生。風速分布圖可發現鋒面已北的低層風速很弱，以南有高風速區，為強烈的西南風低層噴流。噴流位置附近有較大的垂直運動，並且有強烈的降水發生。經向剖面可發現，低壓中心右方 850hPa 有低層西南強風。在中央山脈地形西側為強風區，並且有較高的雲水混合比分布。顯示暖濕的西南氣流受到中央山脈的阻擋，在迎風坡上造成強烈降水。



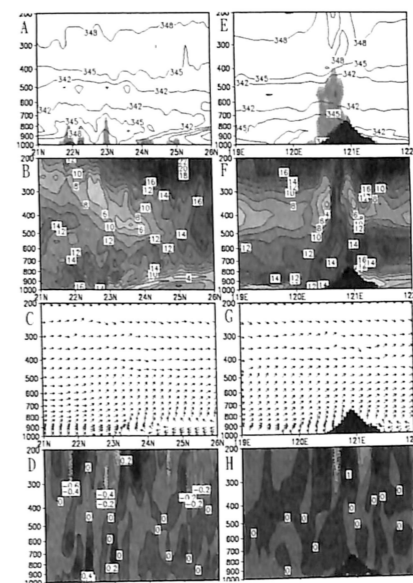
圖十一、左為花蓮探空風場；右為 MSM 模擬



圖十二、左為東港探空風場、右為 MSM 模擬



圖十三、MSM 模擬 1A)海平面氣壓場 (mb) 2A)地面 10 公尺相對渦度場(1/1e5 1/s) 3A)地面 10 公尺輻散場 (1/1e5 1/s) 4A)時雨量 (mm) 1B)925hPa 高度場 (m) 2B)925hPa 相對渦度場 (1/1e5 1/s) 3B)925hPa 輻散場(1/1e5 1/s) 4B)925hPa 垂直速度場(m/s) 1C)850hPa 高度場 (m) 2C)850hPa 相對渦度場 (1/1e5 1/s) 3C)850hPa 輻散場(1/1e5 1/s) 4C)850hPa 垂直速度場(m/s)



圖十四、MSM 模擬 6 月 7 日 1800UTC 左側東經 119.854 度南北剖面(A)相當位溫(度 K) 陰影區為雨水混合比較大區 B)風速(m/s) C)水平風向分布 D)垂直風速 右側北緯 24.1983 度東西剖面 (E)相當位溫(度 K) 陰影區為雨水混合比較大區 F)風速(m/s) G)水平風向分布 H)垂直風速

五、結論

本研究選取 1998 年 6 月 7 日至 6 月 8 日梅雨鋒面北退造成台灣地區劇烈降水的個案，透過中尺度波譜模式搭配區域波譜模式的兩層巢狀波譜模式的設定模擬台灣地區降水的分布，及主要影響降水的系統，包括梅雨鋒面及梅雨鋒面上的中尺度低壓。模擬結果顯示 RSM 模擬區域只有約 11°x11° 的範圍，依然能夠掌握住大尺度環流的變化及特徵。RSM 對於降水的模擬普遍有高估的現象，而 MSM 能夠掌握較佳的降水強度及分布特徵。但隨著積分時間的增加，MSM 對於環流場模擬的偏差似乎較 RSM 大。

透過觀測資料及模擬結果分析顯示，此個案中的中尺度低壓為梅雨鋒面上產生的次鋒面氣旋，為一個淺低壓系統。鋒面南方為高相當位溫的對流不穩定區域，對流發展的高度較高，並且在 850hPa 有西南風噴流，帶來南方暖濕的空氣於地形迎風面上造成強烈降水。隨著氣旋往東北移動，及鋒面系統北退，對流可用位能較大的區域也延伸到台灣北方，更有利於台灣地區對流降水的發生。模式模擬結果顯示，區域波譜模式雖能夠掌握大尺度的訊息但對於降水模擬普遍有高估的現象，而中尺度波譜模式能夠掌握較佳的降水強度及分布特徵。

參考文獻

- 于宜強, 1996: RSM 對東亞地區梅雨天氣系統之測試研究。國立中央大學碩士論文, 1-120。
- 伍柏林, 2000: 區域波譜模式在南海季風實驗期間的區域氣候模擬研究。國立

- 中央大學碩士論文, 1-108。
- 林麗芬, 2000: SCSMEX 期間梅雨鋒面北退與低層噴流加強之個案分析。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文, 1-97。
- 蔡晉東, 2001: 巢狀波譜模式在東亞地區天氣預報上的應用。國防大學碩士論文, 1-115。
- Arakawa, A., W. H. Shubert, 1974: Interaction of a cumulus ensemble with the large-scale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 374, 704.
- Asselin, R. A., 1972: Frequency filter for time integration. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 487-490.
- 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
- , 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**, 924-953.
- Hong, S.-Y., H.-M. H. Juang and Q. Zhao, 1998: Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2599-2620.
- , 2000: Physical process in atmospheric model — NCEP MRF/RSM physics status as of August 2000, 1-72
- Juang, H. -M. H., 1992: A Spectral Fully Compressible Nonhydrostatic Mesoscale Model in Hydrostatic

- Sigma Coordinates: Formulation and Preliminary Results, *Meteor. Atmos. Phys.*, **50**, 75-88.
- , and M. Kanamitsu, 1994: The NMC Nested Regional Spectral Model. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 3-26.
- , and M. Kanamitsu, 1997: The NMC Nested Regional Spectral Model. An update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2125-2143.
- , 2000: The Nonhydrostatic NCEP Mesoscale Spectral Model: A Revised Version of the Regional Spectral Model, *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2329-2362.
- , and Song-You Hong, 2001: Sensitivity of the NCEP Regional Spectral Model to Domain Size and Nesting Strategy. *Monthly Weather Rev.*, **129**, 2904-2922
- Mahrer, Y., and R. A. Pielke, 1985. On the Effects of Islands Geometry and Size on Inducing Sea Breeze Circulation. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 170-174
- Martin, C. L., and R. A. Pielke, 1983: The Adequacy of the Hydrostatic Assumption in Sea Breeze Modeling over Flat Terrain. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1472-1481.

Employing the Mesoscale Spectral Model in the Numerical Simulation of a Heavy Rainfall case during the Mei-Yu season.

Y.-C. Chang, P.-L. Lin, L.-N. Chang

National Central University

Abstract

In the year 1998, from June 7th to June 8th, a stationary front moved northward from the Bashi Channel, causing heavy rains throughout Taiwan. Both actual observational data and the Mesoscale Spectral Model were employed to investigate this event. Through the two approaches, analytical results indicate the heavy precipitation was primarily caused by an MCS approaching from the north side of the South China Sea, where the mesoscale low appeared as a sub-front cyclone, revealing a shallow weather system. In addition to a potentially unstable area designated south of the front, a southwest jet stream located at 850hpa brought forth large amounts of warm moist air, creating heavy rainfall over windward areas. In short, although the Regional Spectral Model was capable of simulating the basic "synoptic picture", there was often an overestimation in the amount of rainfall. The model performed better in simulating the characteristics of the rainfall distribution and intensity.