

English No.1, No.2, No.3, No.4

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
集狀波譜式在東亞地區天氣預報之研究	呂芳川 蔡晉東 廖杞昌 莊漢明	45/01	1	2003.03
Penman-Monteith 蒸發散量估算方程式輻射向之應用	黃振昌 宋易倫	45/01	23	2003.03
利用降水機率統計預報指引之預報因子分析對降水分 季之探討	王惠民	45/01	37	2003.03
台灣地區的餘震系列特性研究	余貴坤 梁信強	45/01	47	2003.03
民國九十一年颱風調查報告——第十六號辛樂克 (SINLAKU;0216) 颱風	徐辛欽	45/01	61	2003.03
民國九十一年北太平洋西部颱風概述	蔣為民	45/02	1	2003.06
台灣中西部地區反應譜比之研究	張添炮 余貴坤 劉芳嬌	45/02	21	2003.06
2001年最高/低溫度統計預報結果分析	羅存文 陳重功	45/02	33	2003.06
Penman-Monteith 方程式蒸氣壓力差最佳計算式	黃振昌 宋易倫	45/02	53	2003.06
台灣地區三小時降水之特徵研究	王惠民	45/02	71	2003.06
降水機率統計預報指引的回顧與改進	王惠民	45/03	1	2005.03
中央氣象局全球預報系統之地表過程的評估測試	汪鳳如 馮欽賜	45/03	11	2005.03
台灣地區氣象測站之詮釋資料與日氣溫、日降水量之 資料檢定	邱清安 林博雄 謝旻耕	45/03	33	2005.03
台灣中部地區強地動參數之特性	張添炮 余貴坤 劉芳嬌	45/03	47	2005.03
民國93年颱風調查報告--第4號康生(Conson) 颱風	簡國基	45/03	59	2005.03
民國93年颱風調查報告--第17號艾利 颱風 (0417)	林秀雯	45/03	79	2005.03
台灣地區地震速報系統之發展	蕭乃祺 吳逸民 辛在勤	45/04	1	2005.08
台灣中部地區最大加速度衰減模式之研究	張添炮 余貴坤 劉芳嬌 李振銘	45/04	17	2005.08
中央氣象局非靜力區域數值預報模式(NFS)對颱風路徑 預測之研究與測試	陳得松 黃康寧 葉天降	45/04	25	2005.08
民國93年911水災暨第20號海馬(Haima)颱風(0420)調查	簡國基	45/04	45	2005.08
民國93年颱風調查報告--第13號蘭寧(Rananim) 颱風	陳得松 黃康寧	45/04	73	2005.08

氣象學報

季 刊

第四十五卷 第 一 期

目 次

研究論文

- 巢狀波譜模式在東亞地區天氣預報之研究----- 呂芳川 蔡晉東 (1)
廖杞昌 莊漢明
- Penman-Monteith蒸發散量估算方程式輻射項之應用----- 黃振昌 宋易倫 (23)
- 利用降水機率統計預報指引之預報因子分析----- 王惠民 (37)
對降水分季之探討
- 台灣地區的餘震系列特性研究----- 余貴坤 梁信強 (47)
- 民國九十一年颱風調查報告----- 徐辛欽 (61)
第十六號辛樂克(SINLAKU;0216)颱風

出 版 者	中央氣象局氣象學報社	台北市公園路六十四號
發 行 人	謝 信 良	電 話：(02)23491091
社 長	謝 信 良	
編輯委員會	鄭 明 典	
主任委員	王 乾 盈 隋 中 興	
委 員	李 清 勝 劉 廣 英	
	林 能 暉 葉 天 降	
	徐 月 娟 葉 永 田	
	陳 台 琦 葉 義 雄	
	陳 陽 益 鄭 明 典	
	莊 文 思 盧 孟 明	
	許 晃 雄 絲	
	黃 玉 絲	
幹 事	韓 素 蘭	

(按姓氏筆劃排列)

巢狀波譜模式在東亞地區天氣預報之研究

呂芳川¹ 蔡晉東² 廖杞昌¹ 莊漢明³

1.國防大學中正理工學院應用物理學系

2.空軍氣象中心

3.美國國家環境預報中心

摘要

以三重靜力的巢狀區域波譜模式為主體，嵌入一非靜力中尺度波譜模式，建構一完整的四重大氣波譜預報模式，應用於東亞地區之天氣預報。我們利用冬季寒潮爆發及梅雨季豪雨個案檢驗靜力與非靜力模組的預報能力，了解各重模組降尺度(Downscaling)的表現，並探討非靜力模組對局部環境場的演進與定量降水等的預報能力。

四重巢狀波譜模式應用於寒潮與梅雨期豪雨天氣個案的預報結果顯示，以中央氣象局全球波譜模式的初始場與預報場為本模式的基本場，為不錯的選擇。模式對綜觀尺度天氣系統的預報具有相當的準確性，且巢狀模組降尺度觀念可適當地應用大尺度訊息來預報區域性較小尺度的天氣現象，對不同尺度的天氣預報都有不錯的掌握能力，顯示巢狀靜力模組能有效掌握綜觀尺度天氣現象的演進及定性的降水預報，非靜力模組則對局部環流演進與定量降水具有較佳的預報能力。

關鍵詞：區域波譜模式、寒潮、梅雨、豪雨

一、前言

台灣位處副熱帶地區，獨特的海陸分布與複雜的地形影響，配合冬、夏季風環流的演變，天氣型態非常多樣化。冬半年主要受北方西伯利亞大陸冷高壓週期性南下影響，以寒潮爆發的天氣型態對台灣影響最劇烈，當強烈冷高壓伴隨大規模強冷空氣南下影響台灣時，易造成農漁畜牧業等衝擊性的損害。隨季節更替，春末夏初之際，南方暖溼空氣勢力逐漸增強向北伸展，冷、暖空氣於華南地區交匯，形成滯留性鋒面系統，即台灣的梅雨季，於有利的天氣條件下，往往可為台灣帶來豪(大)雨，有時不僅對人類的生命財產、經濟建設等造成相當程度的威脅，甚至對飛航安全亦會產生莫大的危

害。因此利用客觀的數值天氣預報則能提昇天氣預報準確度與時效性，有效掌握天氣變化，減低危害。

數值天氣預報模式所使用的數值方法可概分為差分法與波譜法兩種，相較於差分法，波譜法具以下的優點：沒有截斷誤差(Truncation Error)、轉折誤差(Aliasing Error)與相位誤差(Phase Error)等數值誤差(Orszag, 1970)。Jurraud et al. (1981)指出，使用實際的觀測資料來作中程的數值天氣預報，比較全球模式採用波譜法與有限差分法的差異，前者明顯地優於後者，對於相同的預報誤差率，前者較後者可多預報6至9小時。

Hoyer (1987) 首先把氣象變數值分成基本值與擾動值兩部分，基本值是全球波譜模式的

預報值，而擾動值則是有限區域模式所能解析的氣象變數值與基本值的差值，此差值在側邊界處為零，如此可以符合波譜法的牆邊界。Juang and Kanamitsu (1994) 改進 Hoyer (1987) 的數值方法建立美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction; NCEP) 的有限區域波譜模式 (Regional Spectral Model; RSM)，採用傳統有限區域模式常用的地圖直角坐標與動量方程，改善邊界的處理以及模式的物理問題。Juang et al. (1997) 進一步發展改良 RSM 為具多重巢狀界面的區域波譜模式，邊界的處理以及模式的物理也作了些改進。Juang (2000a) 修正 Juang (1992, 1994) 的擾動法，可將大尺度的運動訊息傳進有限區域波譜模式全積分區域內，如此可以滿足非靜力波譜模式，使其在模式的結構與物理更接近靜力波譜模式。Wang et al. (1997) 首次將 NCEP 的巢狀波譜模式引進太平洋地區的夏威夷群島，藉以改善當地現有的天氣預報模式，由於網格解析度的提高，可以有效的解析對流雲雨帶的分布，以及當地氣流場與島嶼複雜地形間所產生的交互作用。

傳統的全球模式著重於掌握綜觀天氣系統與變化趨勢，粗糙的解析度無法合理地解析較小尺度之天氣系統，為掌握並了解中小尺度天氣系統的形成與發展，必須透過區域模式作進一步的分析研究。海軍氣象中心於民國八十三年起，連續五年執行「精進氣象業務自動化作業」專案，致力於數值預報系統模式的研發，其中大氣模式部分委由「國防大學中正理工學院應用物理系」負責，引進「美國國家環境預報中心」研究員莊漢明博士等所研發的大氣區域波譜預報模式。模式預報空間所涵蓋範圍包含西北太平洋海域、中國海域及台灣海域，並可依任務需求，而做不同區域之調整。目前持續執行預報作業，對一般天氣現象的相關預報（預報有效期間為五天）皆有良好的表現，尤其對綜觀尺度天氣系統的演變，能有效的掌控。

Juang (2000b) 模擬南海季風實驗 (South China Sea Monsoon Experiment, SCSMEX) 5 月 15 至 20 日個案，發現 RSM 模式對於綜觀天氣系統的掌握有不錯的表現。Lin et al. (1999) 對於 SCSMEX 期間東亞地區夏季季風的演變模擬並比較郭氏 (Kuo) 與 Simplified Arakawa-Schubert (SAS) 積雲參數的假設，發現 Kuo 氏積雲參數化對中緯度地區鋒面所伴隨的雲帶能有較合理的表現。伍等 (2001) 利用 RSM 針對 SCSMEX 期間作區域氣候模擬，研究結果顯示南海地區季風肇始期間的特徵，模式均能有效模擬。蕭等 (2001) 同樣利用 RSM，研究東亞地區春夏轉換及台灣梅雨期間之短期氣候降水實驗，藉以了解模式之系統性誤差，做為未來動力降尺度在月或季預報時的重要參考。

本研究使用海軍氣象中心所建立的巢狀區域波譜模式架構，來探討東亞地區不同天氣系統模式預報的結果，並且於靜力的 RSM 中嵌入非靜力中尺度波譜模式 (Mesoscale Spectral Model; MSM)，建立四重巢狀區域波譜模式，應用於台灣及東亞地區之天氣預報，藉以了解各重模組的預報能力與特性。個案研究著重於冬季寒潮爆發（較穩定大氣）與梅雨期豪雨（多重尺度擾動）的天氣預報，應用靜力的 RSM 主要是著重於綜觀天氣系統演變定性上的預報能力，非靜力的 MSM 則為探討台灣地區局部環流及定量降水預報。

二、模式的簡介與架構

（一）模式簡介

本研究所使用的模式為一巢狀區域波譜模式，預報變數以波譜函數表示，並將預報氣象變數分為基本場與擾動場，基本場可為全球模式或外重模組所提供的分析或預報資料，代表整個積分區域的大尺度運動，而擾動場是由區域波譜模式利用波譜函數的條件所計算而來的，為以正弦或餘弦級數所組成的二維（水平）

波譜係數。

區域波譜模式中使用的數值方法，包括擾動法、四階水平擴散、隨時間變化的緩和邊界條件 (Time Dependent Relaxation Boundary Condition)、時間濾波器 (Time Filter) 及於動力與模式物理的運算後半隱式調整等。模式的物理過程 (Kanamitsu, 1989) 包括：輻射物理過程，為 GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) 發展的輻射參數化，包含隨日夜變化的長短波輻射、輻射與雲的交互作用、並考慮大氣中 CO₂、O₃ 及水汽對輻射的作用等；地表層和邊界層的物理過程，使用 Monin Obukhov 理論公式計算動量、水汽及可感熱通量和地表溫度分布等；重力波平滑，使用 GFDL 的技巧；非局部性的垂直擴散；Kuo-積雲參數化 (Kuo, 1965, 1974; Anthes, 1977)；淺雲參數化 (Tiedtke, 1983)；大尺度 (格點) 降水等物理參數化過程及水文過程。模式預報過程中，除輻射物理每小時計算一次，其餘的物理參數化過程均為每個時間間距 (Time Step) 執行一次。模式的水平坐標採麥卡托 (Mercator) 正交地圖投影，投影圖的標準緯度為 23.5° N，動力過程於波譜係數空間運算，而物理過程則於格點空間上進行。由於波譜法的空間微分很簡單，不像定差法需使用交錯網格，因此採用非交錯網格點 (Unstaggered Grid)，即所有的預報變數均在相同的格點上。垂直方向採用隨地勢變化的 18 層 19 階 σ 坐標，運算過程使用定差法，且 σ 層為固定。

(二) 模式架構

以海軍氣象中心所建立的區域波譜模式為架構，引進 Juang (2000a) 修正版的非靜力 MSM 模組，建立一完整的四重巢狀區域波譜模式，外三重模組為靜力的 RSM，最內重為非靜力的 MSM，模式積分區域如圖 1. 所示。模式時間、空間解析設計等如表 1. 所示。模式的分析場及預報場由中央氣象局全球波譜模式所提供，使區域與全球模組有較佳的一致性，以

減少誤差的來源；模式的垂直格點分布，亦採用中央氣象局全球模式相同的垂直格點。

模式所使用的物理過程設定如表 2. 所示。在靜力 RSMA、B 模組中，除了不使用三濕變數顯式預報雲物理模式 (簡稱 3cloud) 外，其餘的物理過程均採用；RSMC 模組則加入 3cloud，即將單一溼變數 qv 轉換為三濕變數 qv 、 qci 、 qrs (水汽、雲滴、雨滴)，且不使用大尺度 (格點) 降水假設；非靜力 MSM 模組大致與 RSMC 相同，惟不考慮積雲參數化，只考慮 3cloud 微雲物理過程。為使模式對不同時間與空間尺度的天氣預報結果得以適當運用，我們根據模式預報流程設計輸入、輸出模組 (如圖 2.)。輸入模組依據中央氣象局全球波譜模式客觀分析場及預報場資料，提供靜力模組 RSMA 的基本場與邊界值，內重模組的初始場及預報基本值則由外重模組來給予，內重模組於計算擾動量後，加上外重模組的基本值，獲得新的預報值。模式輸出的預報場，RSMA 為每六小時輸出一次，RSMB 及 RSMC 為每 3 小時輸出一次，MSM 則每小時輸出一次。

(三) 資料來源

本文所使用的全球波譜模式資料，採用中央氣象局全球波譜模式的分析場與預報場作為 RSM 的基本場及邊界值，並未再經過初始化與資料同化處理。在傳統觀測資料來源，利用中央氣象局高空與地面天氣圖與 GMS-5 紅外線與可見光衛星雲圖，了解綜觀天氣型態與雲系演變情況，此外還包括中央氣象局所屬地面的測站觀測資料、中央氣象局分析累積雨量圖等資料，做為模式定量降水預報結果之比較。

三、模式預報結果與討論

本研究著重於冬季寒潮爆發 (穩定的大氣型態) 與梅雨期 (大氣環境處於條件性不穩定，中尺度天氣系統盛行) 的天氣系統進行預報模擬，期望藉由本研究了解區域波譜模式靜力與非靜力各重模組的預報能力。

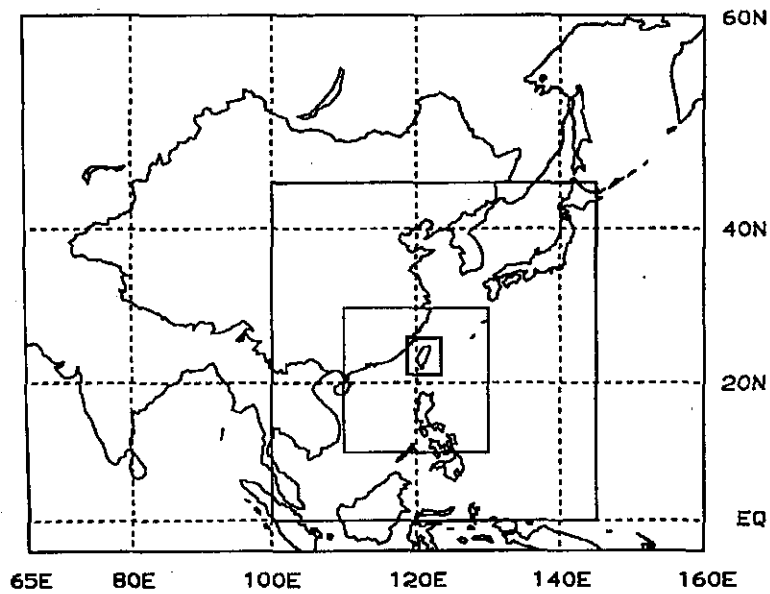


圖 1. 四重巢狀區域波譜模式空間積分示意圖

預報流程：CWB/GSM分析場及預報場 → RSMA → RSMB → RSMCF → MSM

輸入、輸出模組設計：

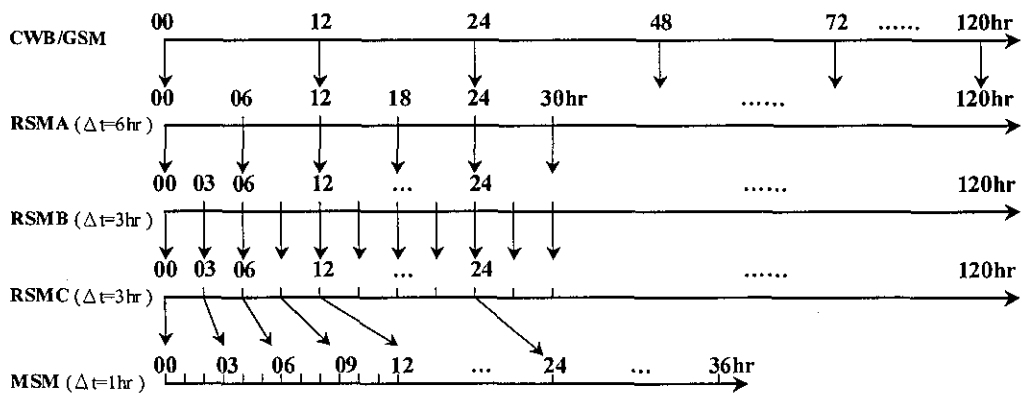


圖 2. 巢狀區域波譜模式預報流程及輸入、輸出模組設計示意圖。

表 1. 區域波譜模式時間、空間解析設計

模組名稱	模式時間、空間解析設計
RSMA	1. 範圍：65° E - 160° E；5° S - 60° N 2. 東西向格點數為 81，南北向格點數為 69，水平網格間距約為 120 公里 3. 東西向取 50 個波，南北向取 42 個波 4. 垂直網格為 18 層 19 階的 σ 坐標（各模組均相同） 5. 數值方法的時間間距為 240 秒
RSMB	1. 範圍：100° E - 145° E，0° N - 45° N 2. 東西向格點數為 81，南北向格點數為 87，水平網格間距約為 60 公里 3. 東西向取 50 個波，南北向取 54 個波 4. 時間間距為 120 秒
RSMC	1. 範圍：110° E - 130° E，10° N - 30° N 2. 東西向格點數為 81，南北向格點數為 91，水平網格間距約為 30 公里 3. 東西向取 48 個波，南北向取 54 個波 4. 時間間距為 60 秒
MSM	1. 範圍：118.088° E - 123.38° E，21.507° N - 25.959° N 2. 東西向格點數為 108，南北向格點數為 99，水平網格間距約為 5 公里 3. 時間間距為 20 秒

表 2. 三重靜力 RSMA、B、C 模組與非靜力 MSM 模組物理過程的差異

模 組	輻射 物理	淺雲參 數化	水文 過程	地表邊界 層物理	重力波平滑 垂直擴散	郭氏積雲 參數化	大尺度(格點) 降水	顯式雲物理 (3CLOUD)
RSMA/B	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
RSMC	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓
MSM	✓	✓	✓	✓	✓			✓

(一) 冬季寒潮爆發之預報

冬季寒潮爆發個案以 2000 年 1 月 24 日大陸冷高壓影響台灣地區為主，探討 21 日至 28 日預報模擬期間的天氣態勢。模式以 1 月 21 日 1200UTC 為初始場，進行五日（120 小時）預報。

1. 綜觀天氣概述

根據中央氣象局分析之綜觀地面天氣圖顯示，1 月 21 日 1200UTC（如圖 3.）高壓中心位於韓國地區，向東緩移出海，台灣地區受此大陸分裂高壓勢力的影響，溫度逐漸回升，此時強烈大陸冷氣團仍位於西伯利亞一帶，高壓中

心近似滯留，勢力持續增強，500 百帕高空圖於北緯 50 度附近有一東西向橫槽正逐漸形成，顯示冷空氣將積聚及醞釀，有利於地面冷高壓增強與發展。22 日大陸冷高壓勢力逐漸增強，北來冷空氣與上一波變性高壓帶來的暖濕空氣交匯於華中，形成一新生的鋒面系統，由 GMS5 紅外線衛星雲圖顯示華中附近雲量增多，根據鋒面逐日運動圖顯示(如圖 4. (a))，0600UTC 後鋒面受大陸冷高壓勢力南下漸往東南移出。圖 4. (b)為大陸冷高壓 1023 百帕等壓線於 22 日 1200UTC 至 27 日 1200UTC 逐日南移趨勢，顯示 22 日大陸冷高壓勢力前緣已向南伸展至浙江、江西一帶。23 日氣旋波向東南

移至台灣海峽北部，衛星雲圖顯示旺盛水汽自南海地區往台灣附近輸送。24 日 0600UTC 地面鋒面通過台灣北部，中部以北雲量增多，1200UTC 1023 百帕等壓線南移至台灣海峽北部、福建及廣東一帶，高壓勢力形成典型 "ω" 配置的寒潮爆發型態，氣旋波南移至台灣中南部，鋒面雲系呈東北至西南走向，台灣地區雲量明顯增多。25 日氣旋波移出台灣東南部海面，台灣地區雲量減少受大陸冷氣團影響，氣溫偏低，各地區轉為有雨天氣。26、27 日台灣地區受強烈大陸冷氣團籠罩氣溫仍偏低，台灣地區降雨明顯趨緩；28 日冷高壓勢力已逐漸減弱，溫度較 27 日略回升。

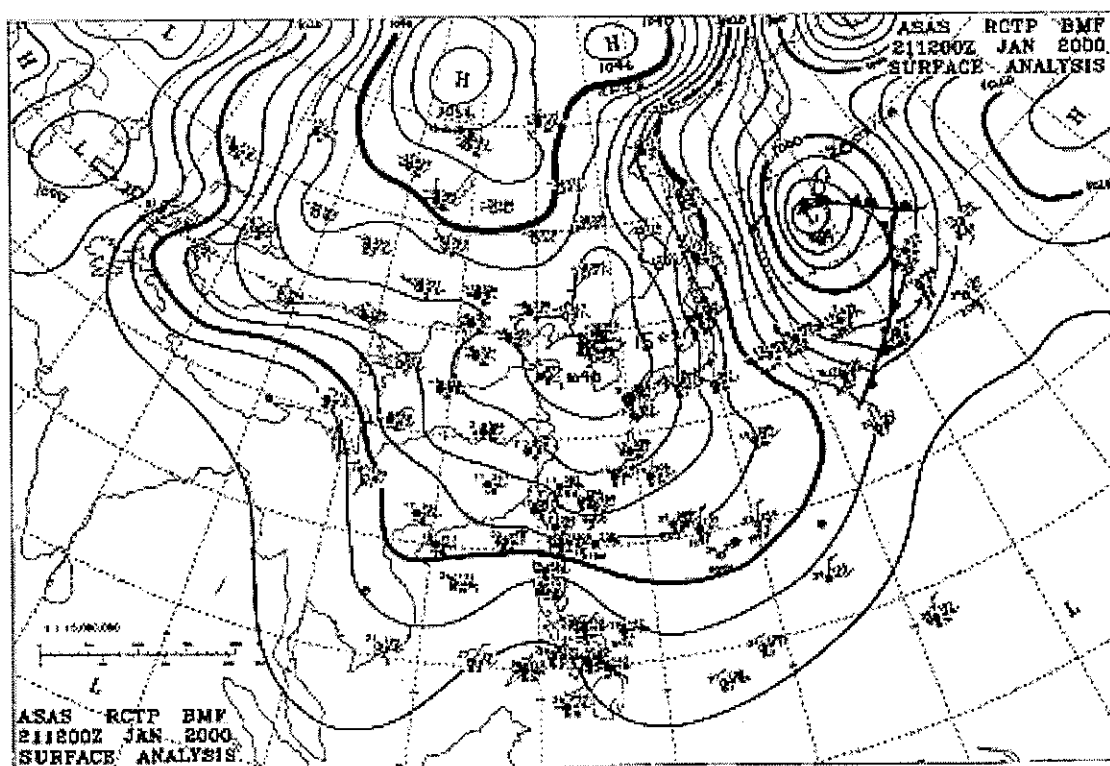
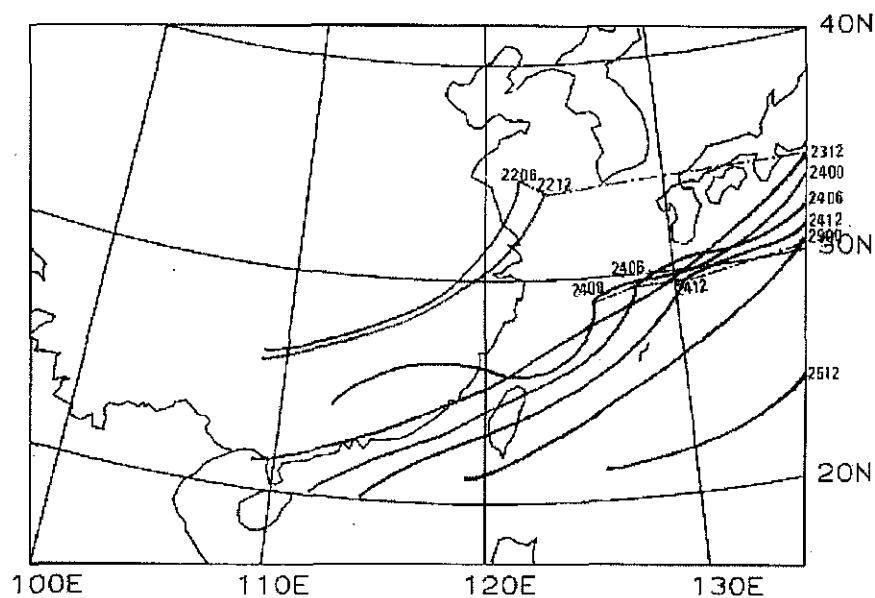


圖 3. 中央氣象局分析之 2000 年 1 月 21 日 1200UTC 地面天氣圖。

(a)



(b)

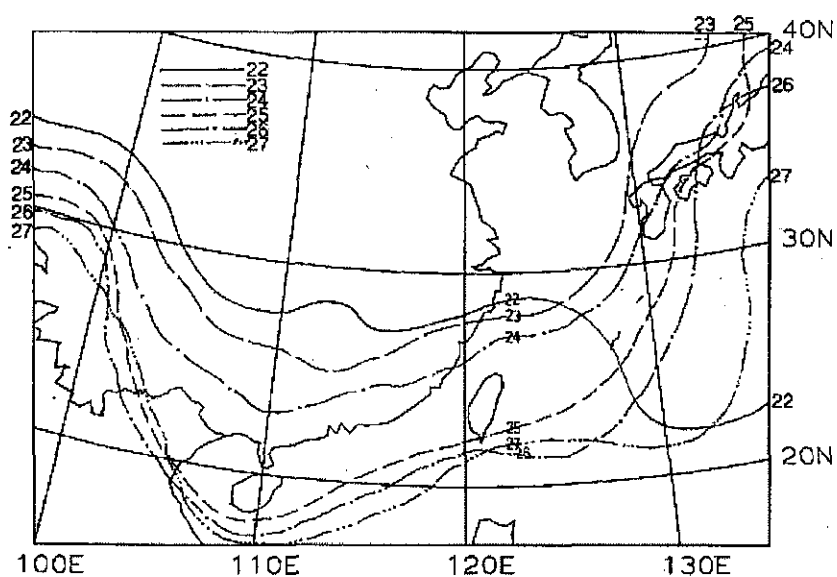


圖 4. (a)為中央氣象局分析之 2000 年 1 月 22 日 0600UTC 至 25 日 1200UTC 鋒面系統運動路徑示意圖，標示數值為日期與時間(UTC)；(b)為 1 月 22 日 1200UTC 至 27 日 1200UTC 大陸冷高壓 1023 百帕等壓線逐日 1200UTC 移動示意圖，標示數值為日期，時間均為 1200UTC。

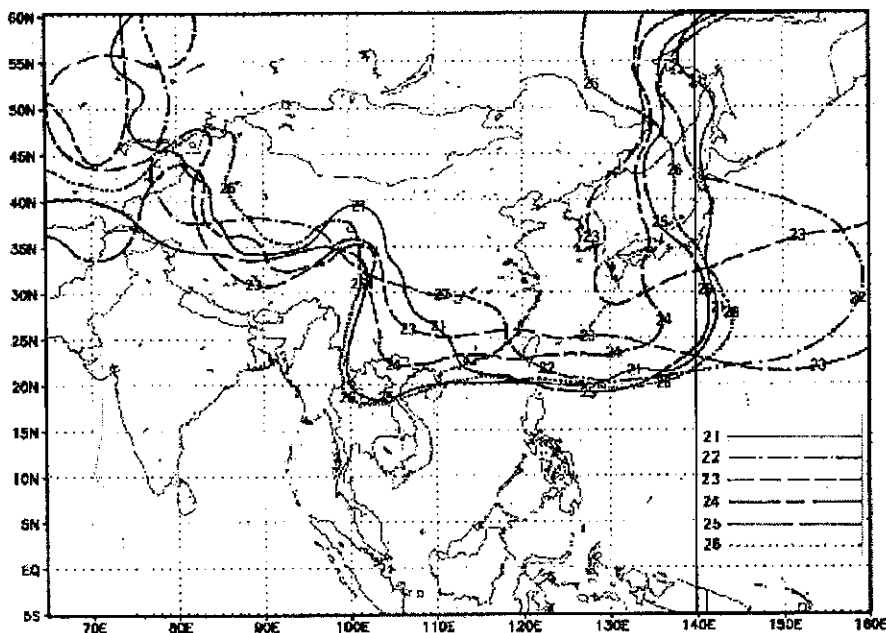


圖 5. 1 月 21 日 1200UTC 至 26 日 1200UTC 中央氣象局全球波譜模式預報場逐日 1023 百帕等壓線走勢圖，每日等壓線配置說明如圖中所示，細直實線表東經 140 度。

2. 靜力模組預報表現

寒潮爆發主要是受強烈大陸冷高壓的影響，經由綜觀天氣分析場與模式預報模擬結果，分析比較氣壓場、溫度場與風場，發現 1023 百帕等壓線可代表冷高壓的勢力前緣。圖 5. 為中央氣象局全球波譜模式 1 月 21 日 1200UTC 至 26 日 1200UTC 1023 百帕等壓線逐日走勢圖，顯示中央氣象局全球波譜模式預報冷高壓勢力於 23 日出海後，向東伸展的勢力明顯較分析場快；另外，中央氣象局全球模式對冷高壓前緣（1023 百帕等壓線位置）的預報與分析場比較，整體而言能有效掌握冷高壓移動趨勢，惟在位置上有偏南的現象，在 5 天預報中，前二天內的預報結果較為理想。

RSMA 模組對於冷高壓勢力前緣的預報結果(如圖 6. (a))，顯示 RMSA 預報的高壓前緣勢力較全球波譜模式更向東伸展且往南移。圖 6.

(b),(c)為同時間 RSMB、RSMC 的預報場，可發現此二模組對於 RSMA 預報冷高壓南壓勢力的偏差做了相當的修正，亦即高壓勢力已向北調整，約位於巴士海峽中南部，接近全球波譜模式的結果。

由上面個案分析顯示，在 5 天預報中全球波譜模式於 2 天內的預報結果是較為理想的，此與嚴（2000）校驗 1994 年 12 月至 2000 年 3 月間中央氣象局全球模式預報場的結果是相似的。對於靜力 RSMB、RSMC 模組有能力調整質量場為較 RSMA 模組合合理的原因，推測可能為中央氣象局全球波譜模式的動力與物理與本研究使用模式略為不同，當靜力 RSMB、RSMC 模組在使用相同的動力過程、物理機制與數值方法時，不致因改變集狀模組之一致性，而產生不穩定現象，故可較合理地掌握預報結果。靜力的 RSMB、C 預報綜觀天氣表現(如圖 7.

(a)-(d))，21 日寒潮爆發的地面鋒面並未形成，22 日新生鋒面形成於華中一帶，根據綜觀天氣圖顯示，於遼寧與渤海灣附近為低壓區，RSMB 模組不僅可解析此一現象，且亦可彌補由於綜觀測站於山東與河南資料缺漏與不足，無法詳盡分析此地區受分裂高壓籠罩；而 RSMC 模組因空間解析度的提高，相對地其地形解析度亦提高，故對東亞及台灣地區風場與質量場受局部地形影響產生的轉變，RSMC 模組可以更精細的解析。此時交匯於華中一帶的冷暖空氣形成的新生鋒面系統及雲系，透過模式預報的風場、氣壓場與累積雨量分析，其位置大體上是相近的。23 日 1200UTC 高壓勢力前緣已南壓至浙江、江西一帶，鋒面位於台灣北部外海，此時南海有旺盛的水氣往北輸送，同時間 RSMB、RSMC 模組的預報結果(如圖 7. (a),(c)) 十分接近觀測的現象，惟預報鋒面位置略為偏北。模式第 66 小時預報相較於綜觀天氣分析，地面鋒面此時已通過台灣北部(如圖 4. (a))，與模式預報鋒面的位置大致是相仿的，鋒面移速略微偏快約位於台灣中南部。

第 96 小時 RSMB、RSMC 預報(如圖 7. (b),(d))，對於大陸冷高壓前緣勢力出海預報之移速相對於分析場(如圖 4. (b))均略為偏快，由於上述因素預報模擬鋒面雲系的降水分布較衛星雲圖東北-西南走向的鋒面雲帶略為呈水平分布。另外，衛星雲圖資料顯示，鋒面形成至南下影響台灣地區期間，主要以層狀降水雲系為主，其間並未發現發展旺盛的強對流雲系，模式預報結果亦是相似的。

3. 非靜力模組的預報表現

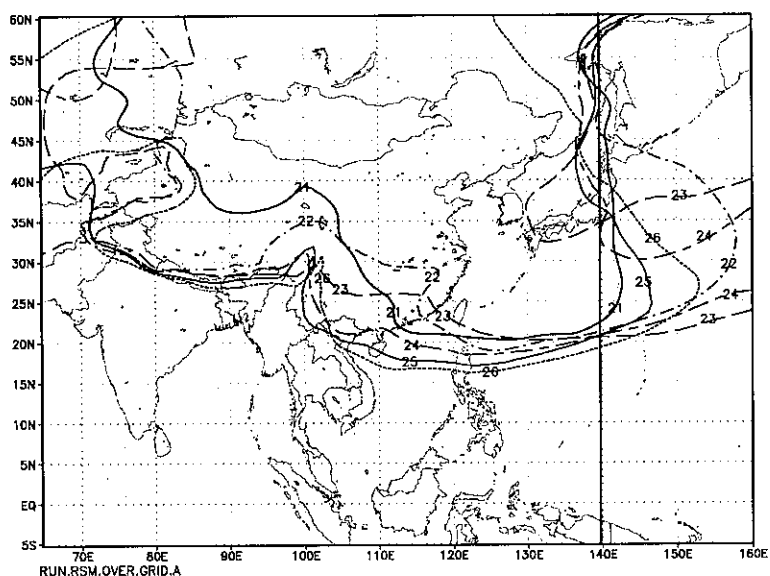
紅外線衛星雲圖顯示寒潮爆發期間鋒面雲帶以層狀降水雲系為主，故我們考慮日累積雨量的預報結果。圖 8. 為 1 月 24 日中央氣象局、RSMC 及 MSM 分析之日累積降水分布資料。由中央氣象局的資料分析顯示，1 月 22 日山區有零星降水報告，23 日略同 22 日降水，24 日受鋒面影響降雨出現於中部以北地區，25 日除

西南部無降雨報告，雨量明顯較前一日為高，雨勢較大位於中部山區約 30 至 50 公釐，26 日西南與東南部無降水，餘各地降水趨緩，平均累積雨量小於 15 公釐，27 日全省累積雨量顯著下降。由 RSMC 預報 22 日累積降水分布主要在山區，最大值約 30 公釐，較觀測場高估，分析場山區有零星降水報告，MSM 預報除西部沿海無降水，其餘各地均有降水發生，山區預報的雨量則明顯偏高，最大值 110 公釐；23 日結果略同；24 日鋒面通過本省，RSMC 預報降水主要位於中部以北(如圖 8. (b))，北部山區雨量增大，對於此降水趨勢的轉變，RSMC 與觀測場相近，惟仍有高估情況，MSM 預報日累積雨量亦增加(如圖 8. (c))，雨量較大區位於東北與東部地區，相較於觀測結果累積雨量顯著高估。25 日觀測資料顯示累積雨量增加，中北部山區雨量較大，RSMC 預報降水分布及強度的變化較接近觀測場，惟較大降水區預報略偏東偏強，MSM 預報則全省均有降水，且山區降水日累積雨量已達 300 公釐以上。透過風場分析顯示，MSM 的累積降雨量高估現象與局部地區的風場輻合或地形舉升有相當的關係。相較於 MSM 而言，靜力的 RSMC 可較合理地掌握本研究之冬季寒潮爆發個案降雨時空分布、強度與勢力轉變。

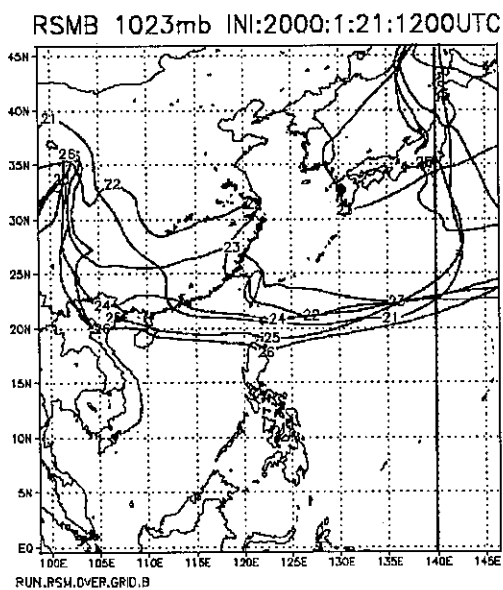
水平解析度的增加，有效解析不同尺度的天氣現象，圖 9. 為中央氣象局高雄測站之地面溫度觀測資料及模式各重模組相對位置的預報值時間序列圖，橫坐標為時間(UTC)、縱坐標為地面溫度(K)。從觀測資料可以明顯看出局部地區的日夜變化，透過模式各重模組的預報結果顯示，RSMA 僅能預報溫度變化的趨勢，而 MSM 的預報結果則可以清楚的解析局部地區的日夜變化，並且可以明確看到各重模組的降尺度表現。

整體而言，寒潮個案的降水主要為層狀雲系降水，RSMC 與非靜力 MSM 降水預報模擬，以定量降水預報而言，二者預報降雨量均有高

(a)



(b)



(c)

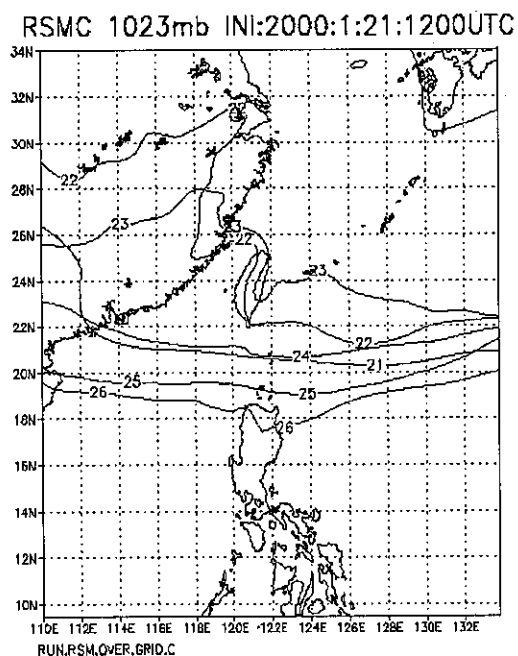


圖 6. (a)、(b)、(c)分別為 2000 年 1 月 21 日 1200UTC 至 26 日 1200UTC RSMA、B 與 C 預報逐日 1023 百帕等壓線走勢圖，日期如圖中等壓線上所標示，細直實線表東經 140 度位置。

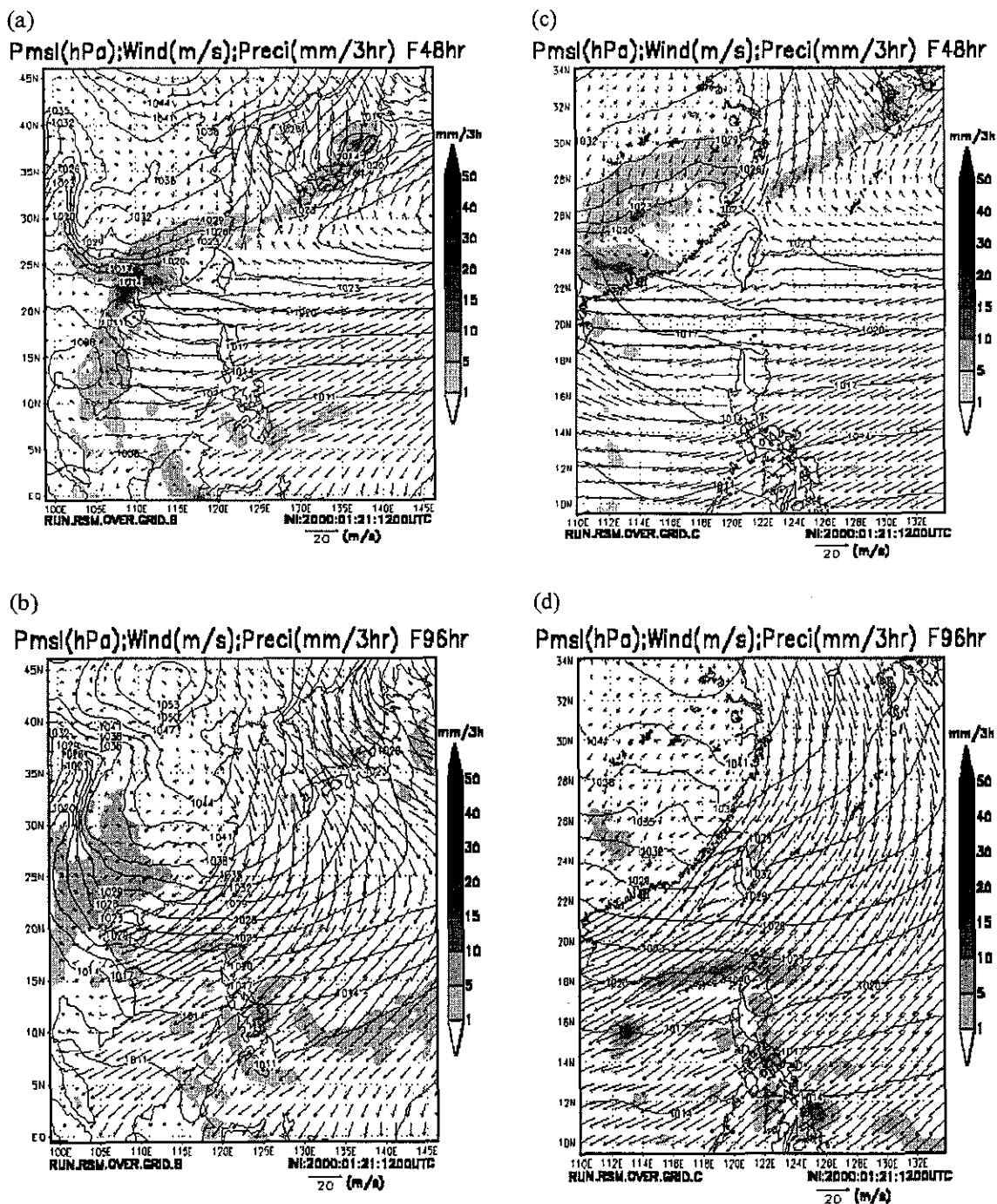
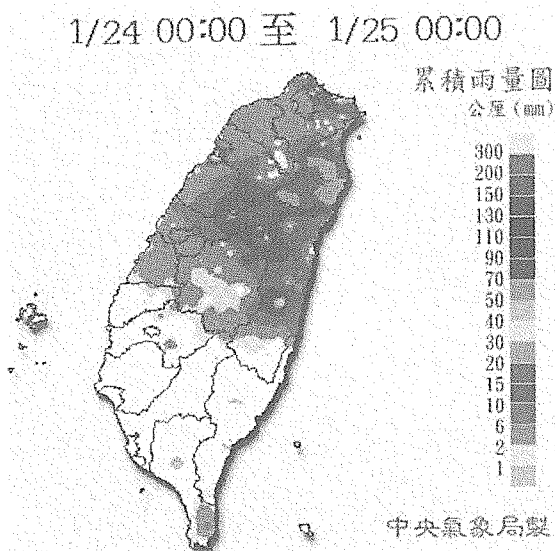
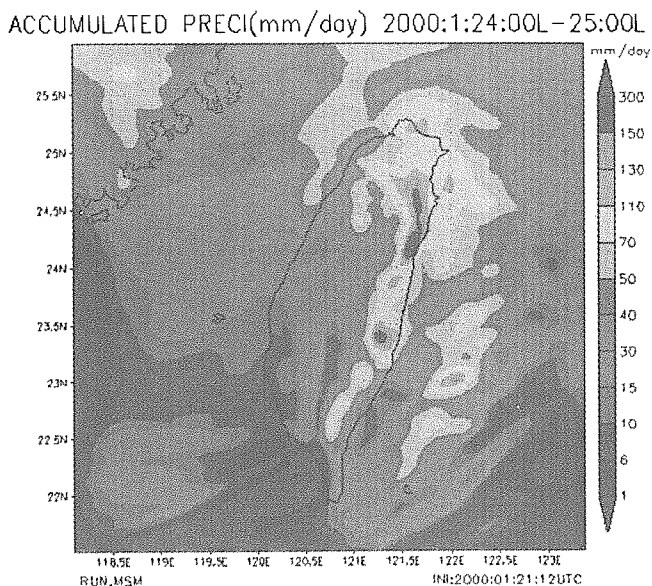


圖 7. (a)-(d)分別為 RSMB、C 模組預報 48、96 小時 (23 日 1200UTC、25 日 1200UTC)，海平面氣壓場(百帕)、地面 10 公尺風場(m/s)及三小時累積降雨量(mm/3hr)；雨量值參考圖右側色標，風速大小如圖右下角所示。

(a)



(c)



(b)

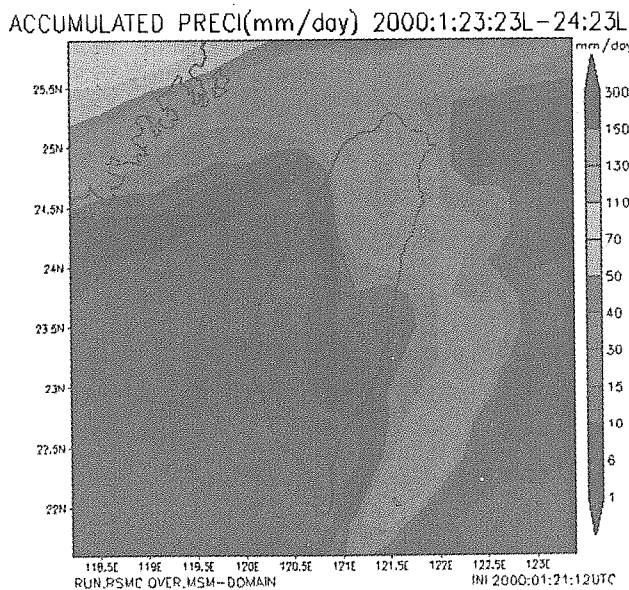


圖 8. (a)為中央氣象局分析 2000 年 1 月 24 日台灣地區日累積降雨量分布，雨量單位為釐米(mm)。圖(b)、(c)分別為 RSMC 及 MSM 預報 24 日累積降雨量，圖中陰影區表降水；雨量值參考圖右側色標。

A,B,C,MSM,OBS SFC T(K) INI:2000:1:21:12Z Kaohsiung FCST 0-120hr

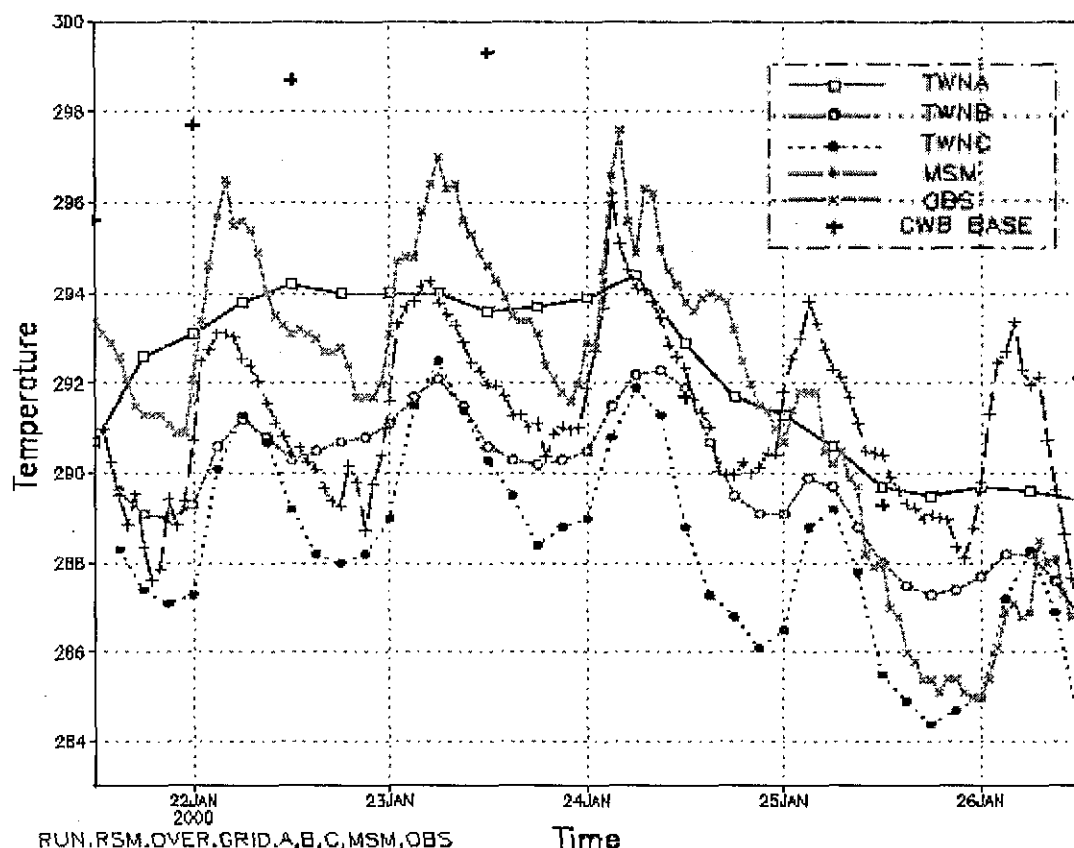


圖 9. 為中央氣象局高雄測站之地面溫度觀測資料及模式各重模組相對位置的預報時間序列圖，橫坐標為時間(UTC)、縱坐標為地面溫度(K)。TWNA、TWNB、TWNC、MSM、OBS、CWB BASE 分別表 RSMA、B、C、MSM、觀測場、及全球波譜模式。

估的現象，其中非靜力的 MSM 較高估降雨量，此結果可能與局部地區的風場輻合、地形舉升效應或降水的物理特性有關係。從定性的降水預報分析，靜力的 RSMC 可較非靜力的 MSM 為合理地掌握冬季寒潮爆發個案降雨時空分布、強度與勢力轉變。

(二) 梅雨季豪雨之預報

1998 年 5 至 6 月為「南海季風實驗」(SCSMEX) 觀測執行的時間，此期間共執行 5 次密集的觀測實驗。本研究對於梅雨季豪(大)雨個案的選取是以 1998 年 5 月 17 至 18 日

SCSMEX IOP2 為預報模擬的重點。模式以 5 月 16 日 1200UTC 為初始場，進行五日(120 小時)預報。

1. 綜觀天氣概述

根據日本氣象廳綜觀天氣圖分析顯示，5 月 16 日 1200UTC (如圖 10.) 分裂高壓中心位於湖北附近，緩慢地向東南移動，鋒面位於日本向西南延伸至琉球群島，台灣地區及南海地區受低壓所籠罩。5 月 17 日 0000UTC 分裂高壓中心位於安徽附近，滯留鋒由日本南方向西南延至台灣北部近海，850 百帕槽線東移至江

西、廣東一帶，700 百帕槽線東移至南海附近。1200UTC 分裂高壓東移至黃海附近，滯留鋒面由台灣北部外海向西南延伸至南海。此後太平洋高壓勢力逐漸東退，大陸分裂高壓勢力向南伸展，鋒面系統緩慢南移，伴隨短波槽東移及南海地區雲系北抬，為台灣本島與西南部海面帶來明顯降水。18 日分裂高壓中心逐漸減弱，滯留鋒面已通過台灣，並位於東南部海上。

觀測期間主要降水發生於海上及沿海，台

灣地區雨量雖達豪雨標準，但並未帶來災害。從 IOP2 個案中觀測降水分析顯示，影響台灣地區降水分二階段，一為 1998 年 5 月 17 日 0500UTC 至 1800UTC，即模式預報第 15 至 30 小時(簡稱 IOP2A)，而 IOP2B 為 17 日 1900UTC 以後，本研究靜力模組以 IOP2 期間綜觀天氣系統預報的掌握為主，非靜力模組則著重於 IOP2A 台灣地區降水預報。

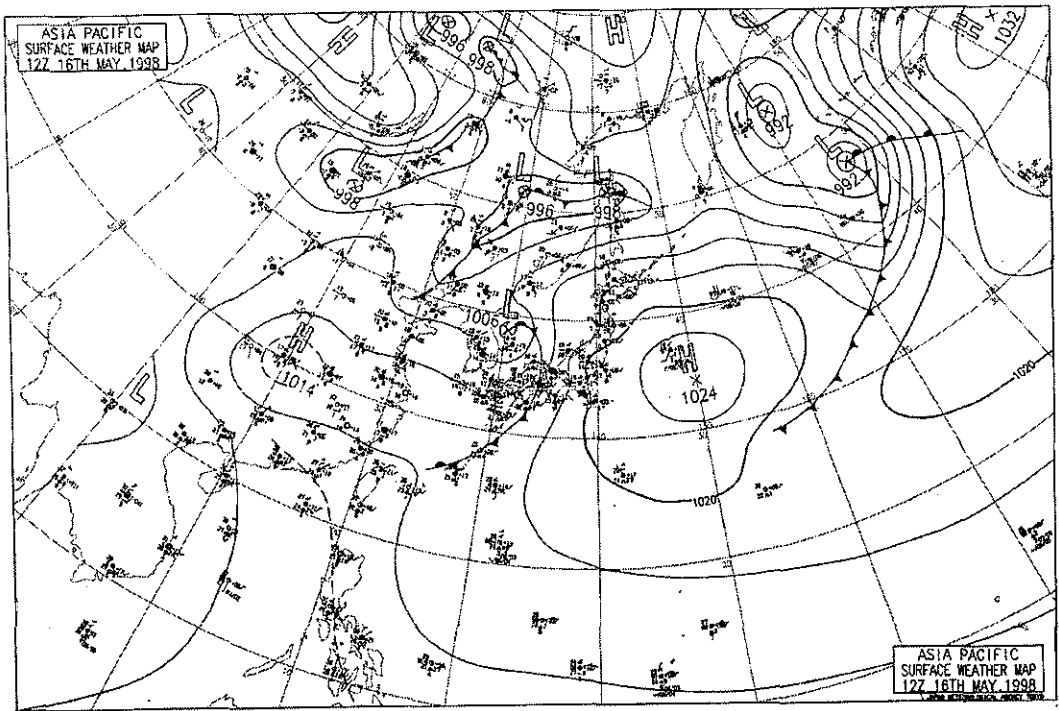


圖 10. 5 月 16 日 1200UTC 日本氣象廳綜觀天氣分析圖。

2. 靜力模式預報表現

由冬季寒潮爆發個案的預報了解，RSMA 模組為引進中央氣象局全球資料至 RSM 模式的過渡模組，因此 IOP2 個案中僅探討 RSMB、RSMC 模組的預報結果；圖 11. 為 1998 年 5 月 17-19 日紅外線衛星雲圖，圖 12. (a)-(d)為

RSMB、RSMC 海平面氣壓場、10 公尺風場及累積 3 小時降雨量的第 24 與 48 小時預報模擬，RSMB 在第 12 小時氣壓場、風場相較於綜觀天氣圖，RSMB 模組預報鋒面系統與觀測結果是相近的，30 公里空間解析度 RSMC 模組對局部地區地形效應所產生的質量場與風場轉

變，可更精細的解析。配合綜觀天氣圖與紅外線雲圖(圖 11. (b))分析 17 日 1200UTC 滯留鋒面位於台灣海峽一帶，RSMB 預報鋒面的位置與綜觀天氣分析相近(圖 12. (a))，較高解析的 RSMC 不僅可模擬出鋒面位置，由氣壓場與風場可清楚分析台灣北部外海及海峽西南部存在之氣旋式環流(圖 12. (c))。第 48 小時綜觀鋒面位置東移至台灣東南部海上，與 RSMB、RSMC 預報位置相似(圖 12. (b),(d))。第 72 小時鋒面系統更向東移動且南海地區仍為低壓籠罩，RSMB、RSMC 亦可掌握此一趨勢，惟預報鋒面略偏西。經由上述的分析比較結果顯示，對於鋒面在台灣附近移動之演進預報模擬，模式不僅有能力捕獲，對局部地區環流轉變，靜力模組的表現堪稱理想，顯見梅雨季 IOP2 個案的預報模擬成效，模式降尺度的觀念可有效運用。以定性降水預報而言，RSMB、RSMC 第 12 小時累積 3 小時降雨模擬，顯示靜力模組均有能力解析台灣附近、海峽南部及海南島附近主要的降水，其中 RSMC 模組的解析度更佳，惟台灣東部外海及海南島附近降雨模式預報略偏西；RSMB、RSMC 降雨預報第 24 小時結果(圖 12. (a),(c))和衛星雲圖(圖 11. (b))相較，RSMB、RSMC 模組可掌握海峽南部降雨，惟 RSMC 對海峽南部降雨強度預報似乎偏強，但對鋒面帶降雨模式大致上可有效掌握。

第 48 小時累積 3 小時降雨預報(圖 12. (b),(d))，相較於衛星雲圖(圖 11. (c))，模式對台灣東南部海上對流雲系之降水、大陸華南沿海向東延伸至海峽中南部及海南島東南東的之定性降水預報稱得上是令人滿意的，第 72 小時模式預報海南島西方的降水相較於衛星雲圖(圖 11. (d))，預報位置則略為偏西。

三重靜力 RSM 模擬結果對於綜觀天氣系統的演變、梅雨鋒位置及南海所形成的雲系及移動，模式的預報能力是相當不錯的。但由於台灣地形陡峭，靜力 RSM 模式較不能適度地解析較小尺度天氣系統所產生的降水，所以，

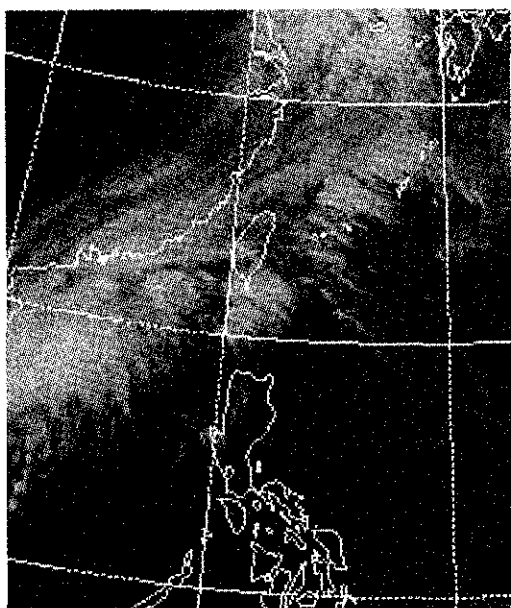
應用 MSM 模組來掌握本省附近的降雨，以了解 MSM 對梅雨季台灣地區受鋒面影響之定量降水預報能力。

3. 非靜力模組定量降水預報表現

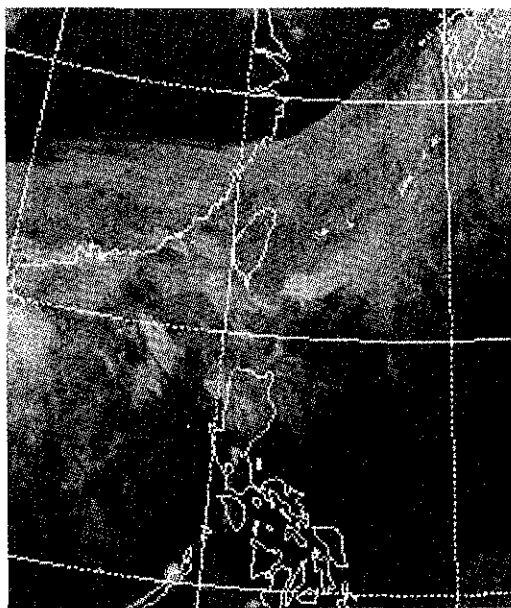
由於台灣地形特殊複雜，伴隨地形與天氣系統交互作用所產生的劇烈降水，涵蓋多重尺度的降水現象，因此希望引用非靜力模式在梅雨季的降水預報上，精進 RSMC 模組對於台灣地區降水預報的表現。

圖 14. 為 MSM 第 16、20 與 24 小時的預報結果，模式預報 14 小時前，觀測分析並無明顯降水，與模式預報結果相似，惟模式高估東南部地區降水。圖 14. (a)為 MSM 第 16 小時預報，台灣嘉南地區開始有明顯的降水報告(如圖 13. (a))，嘉義最大降雨量約 10-20 公釐，模式有能力掌握此一現象，惟降水提前 1 小時形成，位置略偏南，山區降水模式有高估現象，另外，對海峽中部雲系模式亦可捕獲，由風場的配置分析，海峽中部有一中尺度氣旋式環流，此現象於靜力 RSMC 無法適當的解析，顯示 MSM 降尺度預報對於中小尺度局部環流的掌握較靜力模組為理想。5 月 17 日 0500UTC 衛星雲圖(圖 11. (a))顯示，此雲系略往北移強度增強，第 17 小時預報雲林、嘉義地區最大降雨量約 40 至 50 公釐，與觀測雨量及位置相近。0600UTC 衛星雲圖顯示台灣中部的雲系強度增強，第 18 小時模式預報於中部地區雨區擴大且略往北移，最大雨量約 40 公釐以上，與觀測雨量相近。第 19 小時觀測降水系統往東北移，大致與模式預報結果相符，但北部地區模式預報降雨明顯提前。第 20 至 21 小時觀測顯示，中部地區降雨逐漸增加(如圖 13. (b))，模式預報(如圖 14. (b))亦可掌握此趨勢，惟模式低估台灣西北部降水現象。1200UTC 衛星雲圖(圖 11. (b))顯示台灣地區發展旺盛的雲系已消散，台灣西南部仍可見殘留雲系，觀測降水則僅剩台灣西北部與中南部零星降水(如圖 13. (c))，此與模式第 24 小時的模式預報降水趨勢

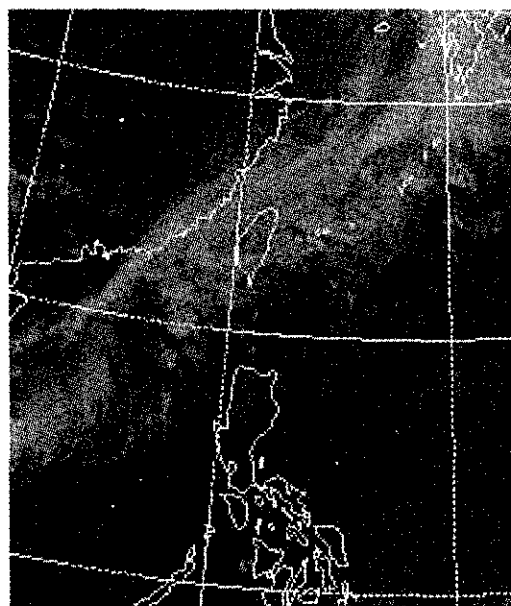
(a) 0500UTC 1998/5/17 IR



(c) 1200UTC 1998/5/18 IR



(b) 1200UTC 1998/5/17 IR



(d) 1200UTC 1998/5/19 IR

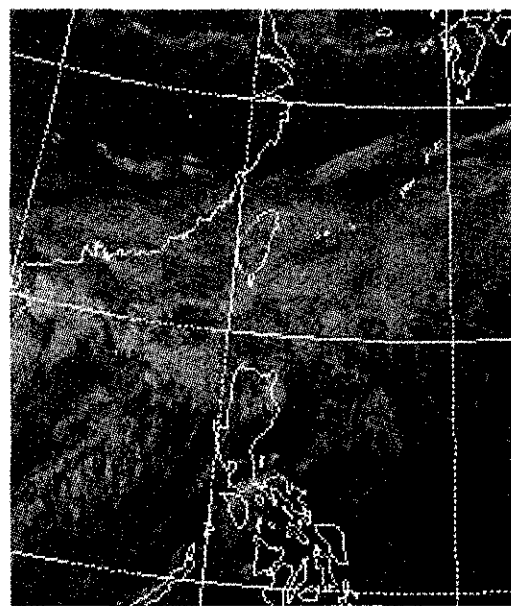
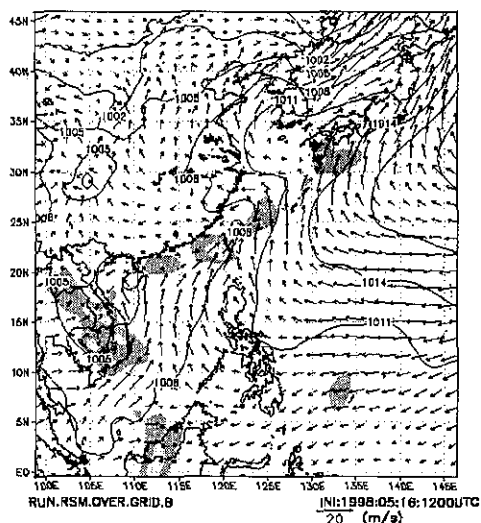


圖 11. 1998 年 5 月 17-19 日紅外線衛星雲圖，(a)5 月 17 日 0500UTC，(b) 5 月 17 日 1200UTC，(c) 5 月 18 日 1200UTC，(d)5 月 19 日 1200UTC。

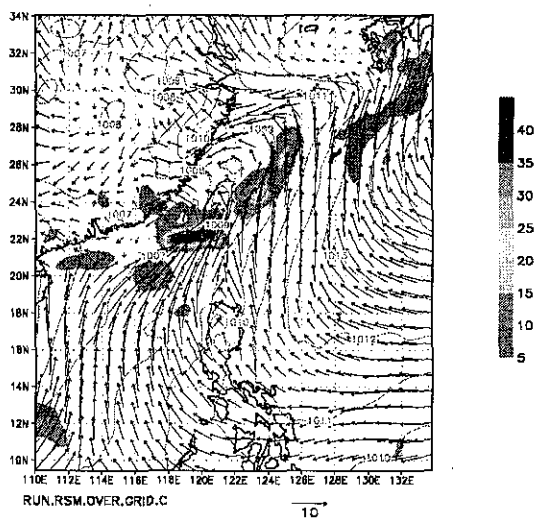
(a)

P(hPa); Preci(mm/3h); Wind(m/s) F24hr



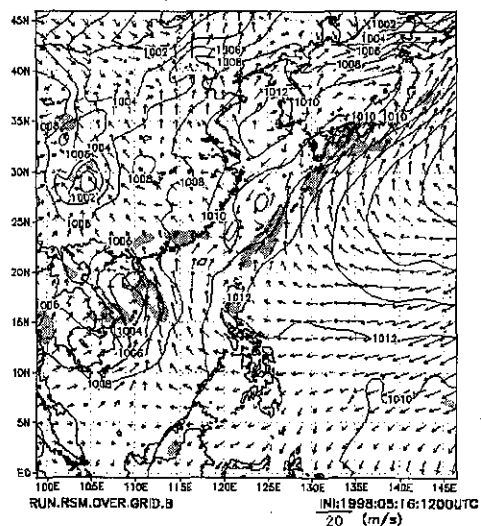
(c)

P(hPa); Preci(mm/3h); Wind(m/s) F24hr



(b)

P(hPa); Preci(mm/3h); Wind(m/s) F48hr



(d)

P(hPa); Preci(mm/3h); Wind(m/s) F48hr

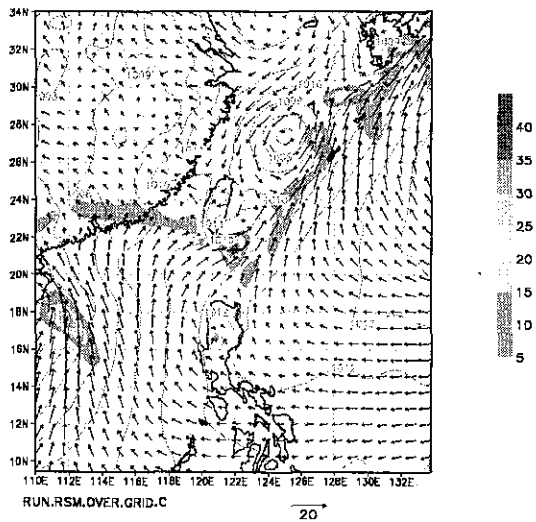


圖 12. (a)-(d)為 1998 SCSMEX IOP2 RSMB 與 RSMC 預報第 24 與 48 小時 (5 月 17-18 日 1200UTC) 海平面氣壓(百帕)、風場(m/s)與三小時累積降雨量(mm/3hr)；雨量值參考圖右側色標，風速大小如圖右下角所示。

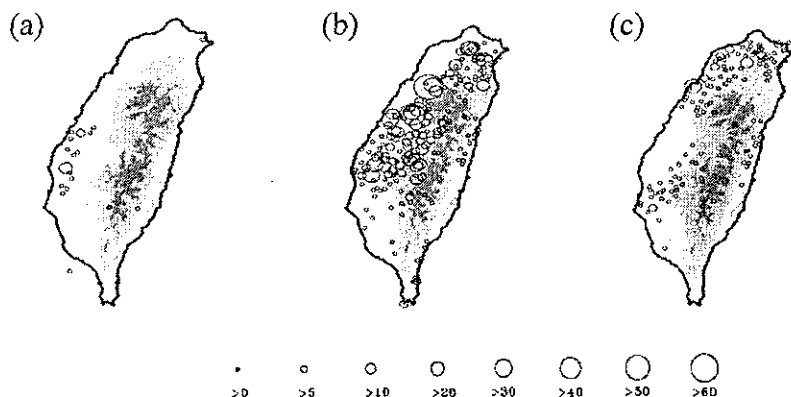


圖 13. (a)-(c)分別為台灣地區 1998 年 5 月 17 日 0400、0800 及 1200 UTC 每小時雨量累積分布圖，雨量分別以圓圈大小表示(圖由中央大學嚴明鈺教授提供)。(嚴，2000)

相似(如圖 14. (c))，惟模式預報平均約 10 公釐，略為高估，而 MSM 積分區域西南部地區明顯可見分布範圍廣大的強降水區，由衛星雲圖可見台灣海峽西南部有雲系持續於此處消長，旺盛異常降水現象主要因靜力 RSMC 模組高估此區域降水所致(如圖 12. (c))。在第 30 小時，觀測顯示台灣地區僅剩西北部有微弱降水，與模式預報趨勢相似，惟對西南部降水仍為高估，另由雲圖上可發現台灣海峽西南部地區的降水亦較前幾小時減弱，模式亦可掌握此趨勢，台灣西南部降水預報較高估的原因，可能因模式對海峽南部水汽高估加上地形與局部風場輻合等作用影響。

由非靜力 MSM 30 小時的預報模式結果，說明對於梅雨季個案模擬不僅對台灣地區會不會降雨已有不錯的掌握能力，在降雨強度與時空分布預報能力，模式大致上可合理的解析，惟高估山區降水。非靜力模式對台灣地區局部環流與降水預報，明顯較靜力的 RSMC 模組精細合理，顯示模式降尺度的表現是理想的。

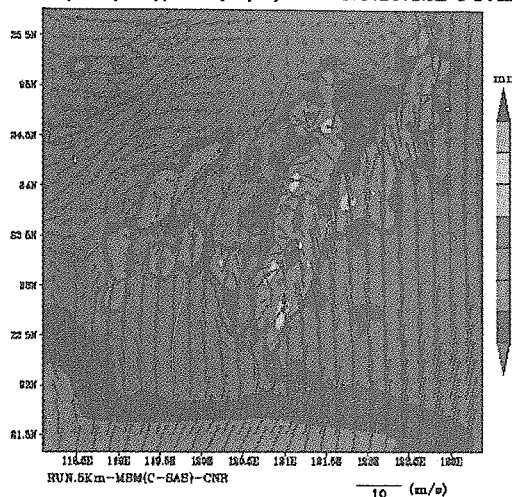
四、結論與展望

台灣位處副熱帶地區，獨特的海陸分布與

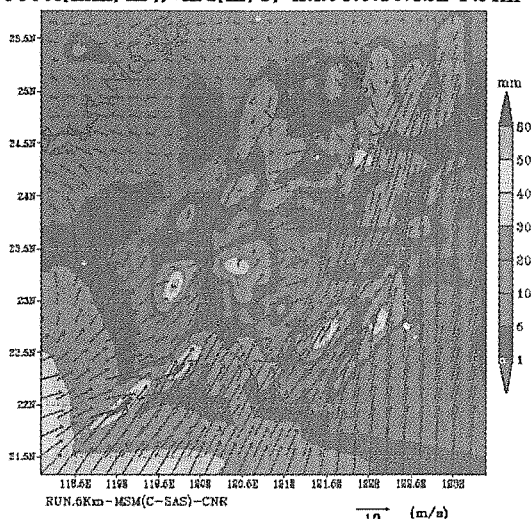
複雜的地形影響，配合冬、夏季風環流的演變，天氣型態非常多樣化。本文以海軍氣象中心所建立之三重巢狀區域波譜模式為主體，其下內嵌非靜力的中尺度波譜模式，建構一完整的四重大氣波譜預報模式，應用於東亞地區之冬季寒潮爆發及梅雨季豪雨個案的天氣預報，並檢驗靜力與非靜力模組預報能力，了解各重模組降尺度的表現，相對地，亦探討非靜力模式對局部環境場的演進與定量降水等的預報能力，個案分析結果顯示：

- (一) 四重巢狀區域波譜模式因各模組使用相同的動力、物理機制與數值方法，不致改變巢狀模組的一致性，而產生不穩定性，應用於東亞及台灣地區的天氣預報結果顯示，模式降尺度觀念可適當地應用大尺度訊息來預報區域天氣現象，對不同尺度的天氣預報有不錯的掌握能力。
- (二) 中央氣象局全球波譜模式具有相當程度的預報能力，也說明以中央氣象局全球波譜模式預報場為本模式的基本場為不錯的選擇，然全球波譜模式也主導區域波譜模式預報的結果。

(a)
Preci(mm/hr);Wind(m/s) INI:98:5:16:12Z F16hr



(c)
Preci(mm/hr);Wind(m/s) INI:98:5:16:12Z F24hr



(b)
Preci(mm/hr);Wind(m/s) INI:98:5:16:12Z F20hr

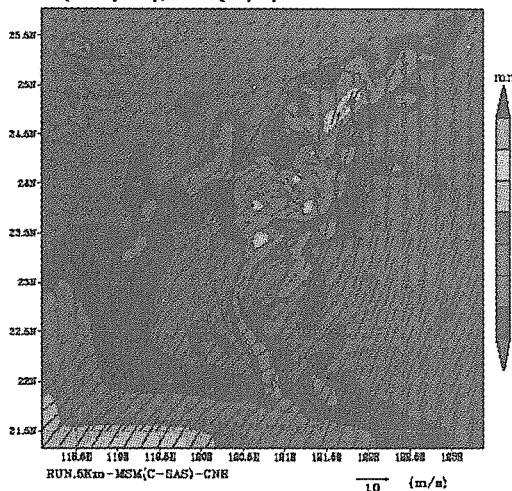


圖 14. (a)-(c)為非靜力模組預報第 16 小時(5 月 17 日 0400UTC)、20 小時(0800UTC)及 24 小時(1200UTC)輸出地面降水(mm/hr)及離地面 10 公尺的風場(m/s)；雨量值參考圖右側色標，風速大小如圖右下角所示。

(三) 對綜觀尺度天氣系統移動與演變的預報能力，整體而言，RSM 模組均能有有效的預報。在預報冷高壓移速時，RSMA 有偏快，勢力較向南推的現象，而 RSMB、RSMC 模組可透過擾動場模擬預報，修正此現象，因此 RSMA 可視為引進中央

氣象局全球資料至 RSM 模式的過渡模組；RSMB、RSMC 兩者預報結果相近，但是 RSMC 較 RSMB 模組有最佳的解析度能力，透過測站資料的分析比對，更可以充分說明降尺度理論的效應。

(四) 非靜力 MSM 模組於梅雨季個案預報表

現，明顯較靜力的 RSMC 模組精細合理，顯示巢狀靜力模組能有效預報台灣地區較穩定性持續的降水特性，非靜力模組更能有效解析對流性降水，然局部地區預報降水有高估的現象，此與風場的輻合效應可能有密切關聯。

整體而言，巢狀波譜模式應用於東亞地區之天氣預報，從個案研究結果顯示對綜觀天氣與局部環流演變，模式有相當不錯的表現，惟預報準確度與上游基本場有密切關係。應用此模式於東亞地區，由於模式預報氣壓、溫度、定量降水與局部環流等似乎存在系統性誤差，可透過長期的統計了解模式預報特性，作為精進模式物理及數值技巧等參考，實有助於提升客觀天氣預報的能量。

五、誌謝

本文在國科會 NSC 91-2623-7-014-008 研究計畫資助下完成，感謝中央氣象局及海軍氣象中心提供模式初始場資料，並感謝兩位審查委員提供的寶貴意見。

六、參考文獻

- 伍柏林、林沛練、張隆男、陳文定、張永政，2001：區域波譜模式在南海季風實驗期間的區域氣候模擬研究，第七屆大氣科學學術研討會，350-355。
- 蕭志惠、莊漢明，2001：區域氣候動力模式對梅雨期降水之模擬與預報應用，天氣分析與預報研討會，193-198。
- 嚴明鈺，2000：中央氣象局全球模式預報場校驗，交通部中央氣象局委託研究計劃期末報告 CWB89-2M-03，1-8。
- Anthes, R. A., 1977: A Cumulus Parameterization Scheme Utilizing a One Dimensional Cloud Model. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 270-286.
- Hoyer, J. M., 1987: The ECMWF Spectral Limited Area Model. *Proceedings of 1987 ECMWF. Workshop on Techniques for Horizontal Discretization in Numerical Weather Prediction Models*, 343-359.
- 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.
- Juang, H.-M. H., 1994: Testing the NMC Nonhydrostatic Spectral Model at Cloud Scale Resolutions. *Preprints, 10th Conf. On Numerical Weather Prediction, Portland, OR, Amer. Meteor. Soc.*, 417-419.
- Juang, H.-M. H., M. Kanamitsu, 1994: The NMC Nested Regional Spectral Model. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 3-26.
- Juang, H. -M. H., S. Y. Hong, M. Kanamitsu, 1997: The NMC Regional Spectral Model: An Update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2125-2143.
- Juang, H.-M., 2000a: The Nonhydrostatic NCEP Mesoscale Spectral Model: A Revised Version of the Regional Spectral Model. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2329-2362.
- Juang, H.-M. H., 2000b: The Sensitivity of Grid-Scale Precipitation by the NCEP RSM on a SCSMEX Case. *Workshop on Numerical Simulations of Precipitation in Taiwan Area, Taoyuan, Taiwan*, 15.
- Jurraud M., C. Girard, U. Cubaschet, 1981: Comparison of Medium. Range Forecasts Made with Models Using Spectral and Finite Difference Techniques in the Horizontal. *ECMWF Technical Report*, **23**, 96.
- Lin, P. H., C. H. Shiao, Y. C. Yu, 1999: Diagnosis of NCEP/RSM Performance During SCSMEX. *The 1st International RSM*

Conference, MHPCC, Maui, 21.

Kanamitsu, M., 1989: Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System. *Weather and Forecasting*, 4, 335-342.

Kuo, H. L., 1965: On Formulation and Intensification of Tropical Cyclones Through Latent Heat Release by Cumulus Convection. *J. Atmos. Sci.*, 22, 40-63.

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.

Orszag, S. A., 1970: Transform Method for the Calculation of Vector-Coupled Sums: Application to the Spectral Form of the Vorticity Equation. *J. Atmos. Sci.*, 27, 890-895.

Tiedtke, M., 1983: The Sensitivity of the Time-Mean Large-Scale Flow to Cumulus Convection in the ECMWF Model. *Workshop on Convection in Large-Scale Numerical Models*, ECMEF, 28 Nov-1 DEC 1983, 297-316.

Wang, J. J., H.-M. H. Juang, K. Kodama, S. Businger, Y.-L. Chen, J. Partain, 1997: Application of the NCEP Regional Spectral Model to Improve Mesoscale Weather Forecasts in Hawaii. *Weather and Forecasting*, 13, 560-575.

A Study on the Nested Regional Spectral Model to the Weather Prediction of the Eastern Asia

Fang-Chuan Lu¹, Jin-Dong Tsay², Chi-Chang Liao¹, and Hann-Ming H. Juang³

1. Dept. of Applied Physics, CCIT/NDU, Taiwan, ROC

2. Weather Central, Weather Wing, CAF ROC

3. Climate Prediction Center, NCEP/NOAA, USA

ABSTRACT

The nonhydrostatic Mesoscale Spectral Model (MSM) is embedded in the three-nested Regional Spectral Model (RSM) to build up a four-nested spectral model. The model is applied to the weather prediction of Eastern Asia. The cases of the cold surge outbreak in winter and the heavy rainfall during the Mei-Yu season have been simulated to examine the model capability of prediction and the performance of model downscaling in both hydrostatic and nonhydrostatic models. We have also studied the evolution of the local circulation field and the prediction capability of quantitative precipitation forecast in the hydrostatic model.

Application to the cases of the cold surge outbreak in winter and the heavy rainfall during the Mei-Yu season has got pretty well forecast accuracy for the synoptic weather system. This suggests that the use of the Central Weather Bureau Global Spectral Model initial and prognostic data for RSM base field is a nice choice and the concept of model downscaling is suitable for applying large-scale properties to predict the local weather system. Qualitatively, the third module of RSM (RSMC) can well simulate the synoptic scale weather system and predict the continuous precipitation effectively. The nonhydrostatic MSM, on the other hand, can resolve the local circulation and predict the evolution of precipitation in quantity.

Key words: Regional Spectral Model, Cold Surge, Mei-Yu, heavy rainfall.

Penman-Monteith 蒸發散量估算方程式輻射項之應用

副研究員 黃振昌
農業工程研究中心

研究助理 宋易倫
農業工程研究中心

摘要

蒸發散量，亦稱參考作物需水量，是水資源規劃、利用重要水文參數，利用氣象資料間接推估蒸發散量之估算式，現今最為國際上廣泛採用的，是唯一獲國際性機構--國際灌溉排水委員會於 1994 年認可及聯合國糧食與農業組織於 1998 年推荐之 Penman-Monteith 方程式。

有鑑於國內以往蒸發散量相關之應用研究，均援引國外地域色彩濃厚各式各樣估算式，對內含之地域性參數，並未視國內氣候環境條件予以校正。本文就蒸發散量估算國際上廣泛應用之 Penman-Monteith 方程式中，輻射項內含之地域性參數 a、b 值，採句計、理論推演方程式在計算機執行下，以台灣地區農業生產活動最具有代表性之嘉南平原—台南氣象站為例，建立本土化參數，並將本文結果與 Angstrom、Penman、Black et al.、FAO & ICID、唐榮澤、黃國禎等、施嘉昌等國外推荐或國內專家學者發表的模型，進行推估值與實測值之比較及驗證。

透過平均偏誤(MBE)、根均方差(RMSE)及相關係數(R^2)三項指標之分析、比較與驗證結果，所有估算式 R^2 約略都在 0.95 上下，本文以 MBE=41.26，RMSE=42.35 低於其他估算式，闡明 Penman-Monteith 方程式中輻射項內含地域性參數，本文所建立之 a=0.2003、b=0.4135 值，可為國內採用 Penman-Monteith 方程式中輻射項應用時之採參。

一、前言

蒸發散量(evapotranspiration)，是水資源規劃、利用重要水文參數，也是農業用水灌溉計劃研擬、營運管理基本資料。利用氣象資料以為蒸發散量之估算，非但可靠而且快速，有效便捷取代經年累月現地直接試驗，為農業先進國家廣泛採用。利用氣象資料間接推估蒸發散量之估算式，為數之多，不勝枚舉，其中，最為國際上廣泛採用的，乃起源於具能量平衡(energy balance)及空氣動力(aerodynamic)觀念之 Penman 氏(1948)之混合法(combination approach)

$$ET_0 = ET_{rad} + ET_{aero}$$

$$= \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - S}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} u_l (u_2 + u_3^* u_2) \Delta E \dots \dots (1)$$

(1)式中， ET_0 為蒸發散量，亦稱參考作物需水量(reference crop water requirement)，包含有：提供蒸發散熱量來源輻射項 ET_{rad} ，及空

氣動力項 ET_{aero} ； $\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$ 、 $\frac{\gamma}{\Delta + \gamma}$ 是能量項及

空氣動力項權重因子， Δ 是飽和水氣壓力曲線斜率(slope of saturated vapor pressure curve)， γ 溼度常數(psychrometric constant)； λ 蒸發潛熱(latent heat of vaporization)； R_n 表示淨輻射(net radiation)； S 表示土壤熱通量(soil heat flux)； u_2

為離地面 2 米高的風速； u_1 、 u_2 及 u_3 為風速函數(wind function)空氣動力項內含之地域性參數(local parameter)； ΔE 為飽和水氣壓力差(saturated vapor pressure deficit)。混合法歷經多年反覆之應用，Penman(1952、1956、1963)陸續修正(1)式中內含之地域性參數。

由於對蒸發散複雜過程及物理意義之描述能力(Jensen, 1974)，具合理理論推演，以及儘可能包含所影響之氣象因子(Wartena, 1974)，Penman 混合法應用估算時精確可靠，頗獲好評，遂於 1977 年獲聯合國糧食與農業組織(Food and Agriculture Organization, FAO)推薦為四大估算方法之一(Doorenbos et al., 1977)；復再經不斷驗證、應用，結合 Monteith(1981、1990)觀念，以作物冠層阻力(crop canopy resistance)及空氣動力阻力(aerodynamic resistance)兩項，取代原方程式風速函數因區域性特性之差異，致降低估算之準確度，並且先後於 1994 年獲國際灌溉排水委員會(International Committee of Irrigation and Drainage, ICID)頒布(Allen et al., 1994)及 1998 年 FAO 更新改版(Allen et al., 1998)，獲國際性機構唯一認可之蒸發散量估算式--Penman-Monteith 方程式為

$$ET_0 = E_{Trad} + E_{Taero}$$

$$= \frac{0.408\Delta}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} (0.77 \frac{R_s}{R_a} (a + b \frac{n}{N}) - R_{nl} - S) + E_{Taero} \dots\dots\dots(2)$$

(2)式中， R_{nl} 為淨長波輻射； R_s 為日射量； R_a 為外大氣層(extraterrestrial)之水平輻射量； n 為實際日照時數； N 為可能日照時數，即日長(day length)； a 、 b 即為輻射項中，日射-日照關係式之地域性參數。

有鑑於國內以往蒸發散量相關之應用研究，舉其犖犖大端：農復會等(1965)可堪稱是國內引用 Blaney-Criddle 及 Thornthwite 法估算旱作物需水量之先驅研究；繼之陳尚等(1967)更進一步再加上 Penman 混合法，也是國內首

位針對旱作物需水量，引進 Penman 混合法予以試算及檢討；台大農工系等(1976)將長達 14 年(1961~1974 年)在台南學甲試驗站所做玉米、甘藷、落花生、大豆、高粱等計 16 種旱作物需水量相關試驗研究成果，以 Blaney-Criddle 及 Thornthwite 模式，探討在台南學甲地區之適用性；張本初(1990)以溫度法之 Blaney-Criddle 與 Thornthwite 法，輻射法之 Jensen-Haise、Hargreaves 與 Priestly-Taylor 模型，以及結合空氣動力及能量平衡概念之 modified Penman、van Bavel 與 Kohler et al.模型，共 8 組含蒸發或蒸發散方程式(或模型)，藉迴歸分析探討各模式之相關情形，以及分析各項氣象因子對模式之相對敏感度，進而探討作物需水量最佳模式；陳清田(1991)以嘉義觀測站 1985~1989 年氣象資料，採用 modified Penman、van Bavel、Priestly-Taylor、Hargreaves、Jensen-Haise、Blaney-Criddle 及 Thornthwite 等 8 模式，經無因次敏感度分析及迴歸分析，建議以 modified Penman 為嘉義地區作物需水量最佳推估模式；梁仁有等(1995)引用 original Penman、Penman-Monteith、Priestley-Taylor、Jensen-Haise、Hargreaves、SCS Blaney-Criddle、FAO Penman、FAO Blaney-Criddle、FAO Radiation 和 FAO Pan method 計 10 個方程式，套 Simmeteo 動力模式，在台北、台中、嘉義、台南、高雄、恆春、宜蘭、花蓮及台東九個地區，進行氣候改變對臺灣地區蒸發散量影響的模擬研究；甘俊二等(1996a)應用 ICID 於 1994 年所公佈之 Penman-Monteith 方程式，探討台灣地區玉米、高粱、大豆及落花生四種主要旱作物，進行不同區域不同期作下之需水量推估，並以所推估之模式進一步做合適性研究(甘俊二等，1996b)....等等，均援引國外地域色彩濃厚各式各樣估算式，然而對內含之地域性參數，視國內氣候環境條件予以校正，卻不曾多見。在現階段「水土資源永續經營、深根台灣、邁向國際化」之同時，建立國際化公式內含之

本土化參數，應是刻不容緩的時機。本文擬針對蒸發散量估算國際上廣泛應用之 Penman-Monteith 方程式中，就輻射項內含之地域性參數 a、b 值，以台南地區為例，建立本土化參數，以為應用、研究時採參。

二、材料及方法

(一) 日射(global solar radiation)－日照(sunshine duration)相關探討日射量

日射量與日照時間成正比，日照時間愈長，日射量愈多，反之亦然；換言之，可藉由日照資料予以估算，研究日射－日照相關探討日射量的問題，首推 1924 年 Angstrom(1924)所建議之估算式：

$$R_s = R_c[a + (1-a)(\frac{n}{N})] \quad \dots\dots\dots(3)$$

(3)式中， R_s ：日射量。 R_c ：完全晴空(perfectly clear day)之入射量。a：地域性參數，Angstrom 於 Sweden 之 Stockholm 地區，以月計計算方式，建議 $a=0.25$ ，因此，在 $\frac{n}{N}$ 前之係數即為 0.75 。 $\frac{n}{N}$ ：日照率。

由於「完全晴空」之輻射量缺乏明確定義，Angstrom 建議利用實際日照時間資料，予以推估日射量之估算式，應用上遭到判斷「完全晴空」之困難與不便，於是 1940 年 Prescott(1940)修正了(3)式，得

$$R_s = R_a[a + b(\frac{n}{N})] \quad \dots\dots\dots(4)$$

(4)式中， R_a 為外大氣層之水平輻射量。a 及 b 為地域性參數，因觀測站之地理位置，地區氣候環境特性不同而異，大體上，a 值約為 $0.15\sim0.40$ ，b 值約為 $0.27\sim0.68$ ，緯度愈高，a 值愈小，b 值反而愈大(Black et al., 1954)。

日射量來自太陽輻射，為農作物生長之主要能源，自 1924 年 Angstrom 開始研究後，相

繼有甚多專家學者投入從事有關方面之探討，目的都在尋求適合當地氣候條件之 a、b 地域性參數值，期盼能以價廉易取之日照時數，能簡易應用於地區性日射量之估算；應用 Angstrom 之觀點，Prescott 之修正式，於農業氣象應用領域，這方面國外、內之研究成果斐然，百家爭鳴，數目之多，可謂汗牛充棟，舉其如下聲著者。

國外研究成果方面：Penman 於英國東南方 Rothamsted 地方，探討日射－日照相關，以月為計量期距，在 1948 年混合法方程式中，推薦如下之關係式：

$$R_s = R_a[0.18 + 0.55(\frac{n}{N})] \quad \dots\dots\dots(5)$$

針對日射－日照相關式之探討，涵蓋緯度、國度及地區，較為廣泛普遍者，當推 Black et al. (1954)，Black 氏等人，以月計方式，檢視包含南緯 $6.3^\circ\sim7.0^\circ$ ，北緯 $18.5^\circ\sim64.8^\circ$ ，研究範圍涵蓋 Java 之 Batavia、India 之 Poona、Hawaii 之 Honolulu、USA 各大洲城鎮 Miami 等 16 地區、Australia 之 Dry Creek、Canada 之 Toronto、France 之 Versailles、Belgium 之 Gembloux、Germany 之 Wahnsdorf、England 之 Kew 及 Rothamsted、Sweden 之 Stockholm、Alaska 之 Fairbanks 等世界各地 32 地區，經統計分析，區分 7 大群落，可在適當緯度範圍內之國家、地區應用 a、b 值，其範圍 a 值在 $0.19\sim0.40$ 之間，b 值在 $0.280\sim0.613$ 之間，而最終推薦之 a、b 值分別是 0.23、0.48，以相關式表示為

$$R_s = R_a[0.23 + 0.48(\frac{n}{N})] \quad \dots\dots\dots(6)$$

綜合回顧世界各地有關日射－日照相關式方面之研究成果，檢驗自北緯 60 度至 1 度，南緯 36 度至 1 度所有 a、b 兩地域性參數值，以實用的觀點，FAO 從 1977 年發表到 1984 年的再版以及 1998 年之改版，與 ICID 的認可頒布，均推薦如下之估算式(Doorenbos et al., 1977、1984；Allen et al., 1994；Allen et al., 1998)，成

為國際上著名廣泛應用之指針(guidelines)

$$R_s = R_a [0.25 + 0.50(\frac{n}{N})] \quad \dots\dots\dots(7)$$

國內研究成果方面：國內在日射－日照相關性之探討，首推顏氏(顏俊士，1974)於1974年曾以(4)式分析求得臺北、花蓮、宜蘭地區之 a、b 值。

唐榮澤(1979)以1967~1977年臺灣糖業研究所所記錄之水平日射量及日照資料，特意選擇晴空碧日之日射量，除去雲量之影響後，以月計方式，求得如下之關係式：

$$R_s = R_a [0.2745 + 1.0665(\frac{n}{N})] \quad \dots\dots\dots(8)$$

黃氏等(1982)，依據中央氣象局氣候資料年報的資料，確立臺灣地區八個測站之 a、b 值，以臺南地區1974~1980年資料，月計分析為例，其日射量之估算式為

$$R_s = R_a [0.1853 + 0.6153(\frac{n}{N})] \quad \dots\dots\dots(9)$$

回顧唐氏、黃氏等研究成果，前者特意選擇無雲晴空之日射量分析，忽略雲量之影響，應用上稍受不便之限制；後者雖有臺南地區之成果，然其計量以月為單位，應用在水資源領域或農業用水以旬為計量基準，亦稍有出入。而嘗試以理論分析方式，推演理論日長 N 值與外大氣層水平輻射量 R_a 值，建立以旬計計量方式，應用農業氣象資源於嘉南學甲地區日射量之估算，施氏等(1987)是為首例，得推估式如下：

$$R_s = R_a [0.2 + 0.43(\frac{n}{N})] \quad \dots\dots\dots(10)$$

(二) 日長(day length) N 理論值

圖一所示，假想在緯度 φ 之觀測者 P，考慮以地球為中心之天球(celestial sphere)，由地球與太陽間兩者位置之三角關係，觀測者與太陽的位置間有如下之關係式：

$$\cos \theta_z = \sin \delta \sin \varphi + \cos \delta \cos \varphi \cos \omega = \sin \alpha \quad \dots\dots\dots(11)$$

(11)式中， α ：太陽高度(solar height)，或稱太陽海拔(solar altitude)·或稱太陽高程(solar elevation)， $\alpha = 90^\circ - \theta_z$ (12)

δ ：太陽赤緯(declination)，太陽入射線與赤道面之夾角。由於自轉與公轉之規律運行，赤緯值之估算式有許多學者專家發表，於數位計算機應用上，Iqbal(1983)建議下式可得滿意之精確度：

$$\delta = (\frac{180}{\pi}) \times (0.006918 - 0.399912 \times \cos \Theta + 0.070257 \times \sin \Theta - 0.006758 \times \cos 2\Theta + 0.000907 \times \sin 2\Theta - 0.002697 \times \cos 3\Theta + 0.00148 \times \sin 3\Theta) \quad \dots\dots\dots(13)$$

Θ ：日角(day angle)，以弧度(radian)表示，

$$\Theta = \frac{2\pi(dn-1)}{365} \quad \dots\dots\dots(14)$$

dn：日數，從1月1日為1計起，2月份通常設為28日，不考慮潤年。 φ ：緯度(latitude)。

ω ：時角(hour angle)。

從圖二知，當 $\theta_z = 90^\circ$ 度，即是日出 W_s 或日落，所以(11)式可改寫成

$$\cos W_s = \frac{\sin \delta \sin \varphi}{\cos \delta \cos \varphi} \quad \dots\dots\dots(15)$$

$$\text{或 } W_s = \cos^{-1}(-\tan \varphi \tan \delta) \quad \dots\dots\dots(16)$$

所以，一天之日長(day length)N 是 $2W_s$ ，若以小時表示，其結果如下：

$$N = \frac{2}{15} \cos^{-1}(-\tan \varphi \tan \delta) \quad \dots\dots\dots(17)$$

(三) 外大氣層(extraterrestrial)水平輻射量

R_a 理論值

吾人知道，凡光或熱之強弱與光源或熱源之距離平方成反比例，地球自轉外並以橢圓形軌道繞行太陽，地球與太陽間之距離並非一定，考慮這兩個自然定律原則，外大氣層水平輻射量 R_a 理論值之推演如下：

太陽以一定能量之輻射率 I_{sc} 輸出，衡量太陽－地球間之距離因素，則在太陽輻射線方

向上之垂直面入射率 I_{ON} 是

$$\dot{I}_{ON} = \dot{I}_{SC} \left(\frac{R_0}{R} \right)^2 \quad \dots\dots\dots(18)$$

(18)式中， \dot{I}_{ON} ：外大氣層太陽輻射線上垂直面之入射率。 \dot{I}_{SC} ：太陽常數，本文以 Iqbal(1983)之建議，採用世界氣象組織 WMO(World Meteorological Organization, WMO)推薦值 $1,367 \text{ Wm}^{-2}$ ，若以世界氣象組織於 1981 年改以

MJm^{-2} 表示，則為 $118.1 \text{ MJm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 。 $\left(\frac{R_0}{R} \right)^2$ ：

地球軌道之離心校正因子，在工程及專業性應用於數位計算機上，下式可得很好之精確結果。

$$E_0 = \left(\frac{R_0}{R} \right)^2 = 1.000110 + 0.034221 \times \cos \Theta + 0.00128 \times \sin \Theta + 0.000719 \times \cos 2\Theta + 0.000077 \times \sin 2\Theta \quad \dots\dots\dots(19)$$

依圖二，在外大氣層水平面上之入射率 \dot{I}_0 ，

$$\dot{I}_0 = \dot{I}_{ON} \times \cos \theta_z \quad \dots\dots\dots(20)$$

合併(18)，(20)式，得 $\dot{I}_0 = \dot{I}_{SC} \times E_0 \times \cos \theta_z \dots(21)$

所以，在一微小時段 dt ，其入射量

$$dI_0 = I_{SC} \times E_0 \times \cos \theta_z dt \quad \dots\dots\dots(22)$$

式中， I_{SC} 為太陽常數($=1.96 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$)，

$$\therefore dt = \frac{12}{\pi} \times d\omega \quad \dots\dots\dots(23)$$

合併(11)、(22)及(23)式，得

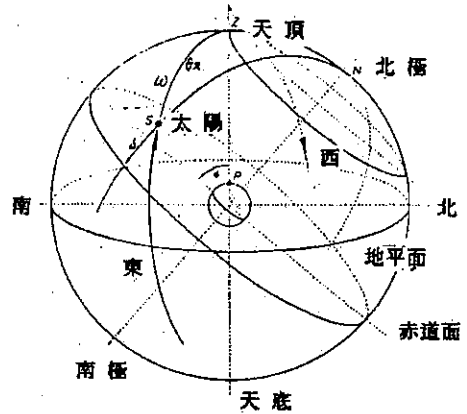
$$\therefore dI_0 = \frac{12}{\pi} \times I_{SC} \times E_0 \times (\sin \delta \sin \varphi + \cos \delta \cos \varphi \cos \omega) d\omega \quad \dots\dots\dots(24)$$

因此，在一天裏，外大層氣之水平輻射量 R_a 理論值，從日出(sunrise, sr)積分到日落(sunset, ss)即是

$$\begin{aligned} R_a &= \int_{sr}^{ss} dI_0 = 2 \int_0^{\pi} \left(\frac{12}{\pi} \right) \times I_{SC} \times E_0 \times (\sin \delta \sin \varphi + \cos \delta \cos \varphi \cos \omega) d\omega \\ &= \left(\frac{24}{\pi} \right) \times I_{SC} \times E_0 \times \int_0^{\pi} (\sin \delta \sin \varphi + \cos \delta \cos \varphi \cos \omega) d\omega \\ &= \left(\frac{24}{\pi} \right) \times I_{SC} \times E_0 \times \left[\left(\frac{\pi}{180} \right) \times W_s \times (\sin \delta \sin \varphi) + (\cos \delta \cos \varphi \sin W_s) \right] \quad \dots\dots\dots(25) \end{aligned}$$

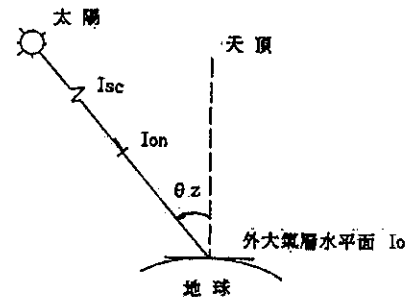
合併(16)、(25)式，可得

$$R_a = \frac{24}{\pi} \times I_{SC} \times E_0 \times \sin \delta \sin \varphi \times \left[\left(\frac{\pi}{180} \right) \times W_s - \tan W_s \right] \quad \dots\dots\dots(26)$$



圖一 天球座標間之關係圖

Fig. 1. Relationship between celestial sphere and sun's coordinates



圖二 太陽—地球間諸輻射之關係概圖

Fig. 2. Relationship between the sun and the earth related irradiation

(四) 分析模型及驗證

以 Angstrom 理念，再應用 Prescott 修正式，日射—日照關係式，從數學模型角度來看，它是以一次線性方程式 $y=a+bx$ 之型態呈現，

即 y 代表 $\frac{R_s}{R_a}$ 變量， x 代表 $\frac{n}{N}$ 變量， N 、 R_a 可

藉由上述方程式求得， R_s 、 n 可由氣象觀測站記錄擷取，藉應用迴歸分析方式，透過最小二乘法 (least square method) 建立標準方程式 (normal equation)，線性模型中之迴歸係數 a 、 b 值，即可獲解。再經判定係數 (determination coefficient)、相關係數 (correlation coefficient) 及 F 檢定，可進一步說明模型之判定程度、相關程度及檢定存在性之顯著與否。

線性推估模型確立後，即在於應用，本文採用下列三項指標進行模型推估值與實測值比較，以驗證模型推估能力及可信程度。

1. 平均偏誤 (Mean Bias Error, MBE)，代表實測值 x_i 與估算值 y_i 間之平均偏差 (離差、離異、相差、散佈) 指標，理想上 $MBE=0$ ，即代表實測值 x_i 與估算值 y_i 一致， MBE 值愈大，離異程度愈大，反之，則愈小。

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)}{N} \dots\dots\dots(27)$$

2. 根均方差 (Root Mean Square Error, RMSE)，即代表實測值 x_i 與估算值 y_i 變異程度，理想上 $RMSE=0$ ，即代表實測值 x_i 與估算值 y_i 無差異現象，事實上，實測值 x_i 與估算值 y_i 多少有程度上之變異，這個變異程度是以正值呈現，值愈大變異愈大，反之愈小。

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{N}} \dots\dots\dots(28)$$

3. 相關係數 (Correlation Coefficient, R^2)，以檢測說明實測值 x_i 與估算值 y_i 間之相關程度。

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x})}{\sqrt{[\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2][\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2]}} \dots\dots(29)$$

(五) 分析模型所需材料

以中央氣象局台南氣象站 (編號：46741) 日射及日照資料 (中央氣象局，1950-1999)，進行統計、分析及探討，最終並以該站 2000 年 (中央氣象局，2000) 紀錄為驗證時之實測資料。

三、結果與討論

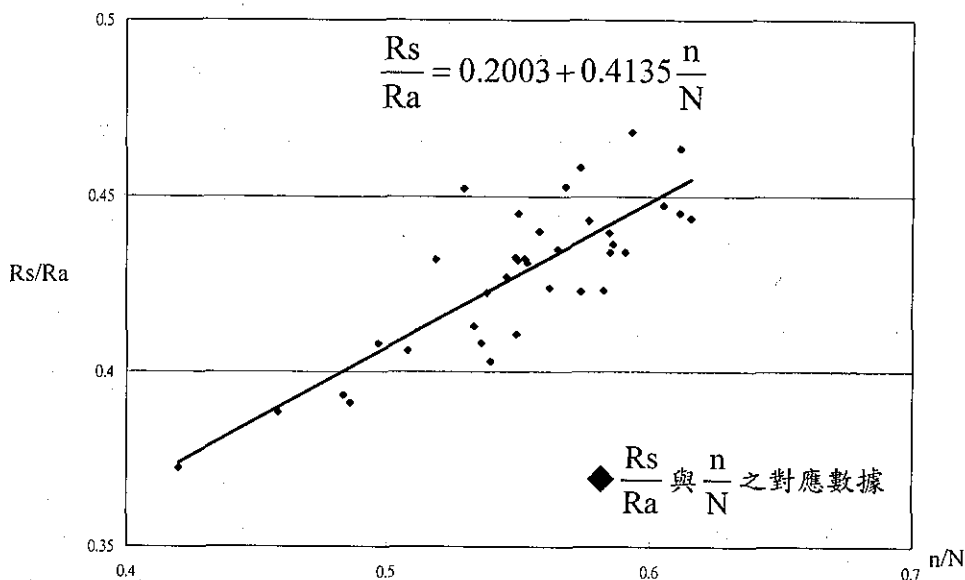
以農業氣候分區-西南區之台南測站為例，並以上述理論分析方程式，透過程式撰寫，擷取日射及日照資料，長度共計 50 年，以水資源領域、農業用水慣行計量基準—旬計方式，進行統計迴歸分析，其結果如圖三所示，得迴歸方程式

$$R_s = R_a [0.2003 + 0.4135(\frac{n}{N})] \dots\dots\dots(30)$$

判定係數 0.83，相關係數 0.68， F 分配檢定 $=73.47 > F(1,34;0.99)=7.46$ ，顯示迴歸分析模型具八成以上之判定價值，相關程度接近七成，線性模型在 99% 顯著水準下，具有顯著性及存在性。

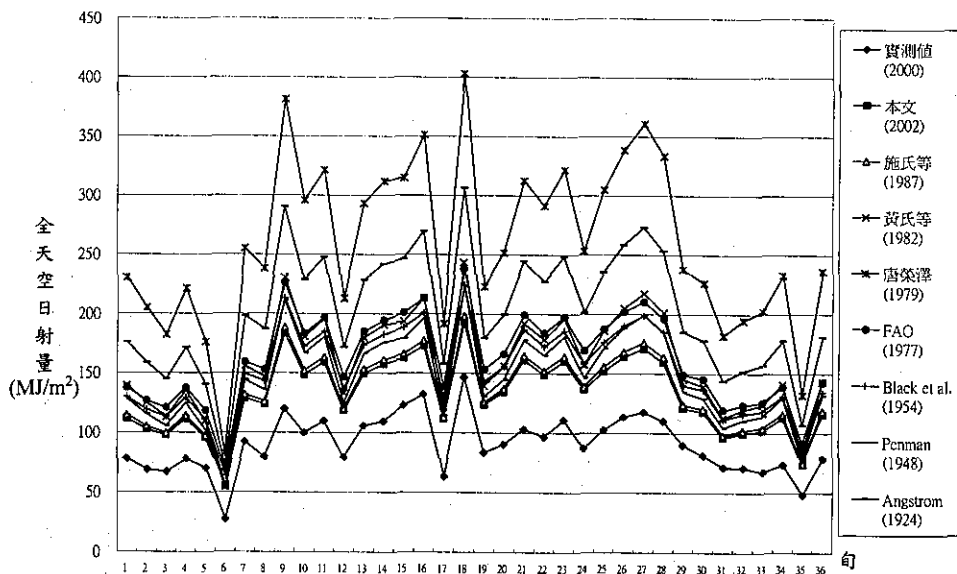
將本文分析所得結果 (30) 式，與上述 Angstrom (3) 式、Penman (5) 式、Black et al. (6) 式、FAO & ICID (7) 式、唐榮澤 (8) 式、黃氏等 (9) 式及施氏等 (10) 式，就日射—日照相關諸估算式及其背景資料，如推荐者、地點、緯度、發表年份、計算期距基準、分析資料長度、 a 、 b 值等，彙整如表一所示。並進一步做實測值與諸估算式估算值之比較與分析，以驗證所得模型，在台南地區應用之適用性及可信程度。以台南測站 2000 年實測值為驗證資料，其結果如表二所示，走勢圖如圖四所示。

由圖四顯示，無論是國外推荐 ((3) 式、(5) 式~(7) 式) 或國內專家學者發表的 ((8) 式~(10) 式)，所有估算模型與實測值，依旬段之時間分佈均呈良好一致之走勢，所以，估算值與實測值間之相關程度， R^2 均約略在 0.95 上下。



圖三 農業氣候分區-西南區台南氣象站迴歸分析結果

Fig. 3. Regression analysis results of Tainan Station in agriculture-climate south west area.



圖四 台南氣象站實測值與諸估算式估算值比較分析走勢圖

Fig. 4. Comparison trend of 10-days values of solar radiation measured and estimated from eqs. (3), (5)-(10) and (30).

表一 日射-日照 $R_s = R_a [a + b(\frac{n}{N})]$ 相關諸估算式及其背景資料

Table 1. Background data of radiation-duration relationship cited in this study

推薦者	地點	緯度	發表 年份	計算期 距基準	分析資料長度	a	b	方程式 序號
Angstrom	Stockholm(Sweden)	59.4° N	1924	月計	July, 1922~ June, 1923	0.25	0.75	(3)
Penman	Rothamsted(England)	51.8° N	1948	月計	-	0.18	0.55	(5)
Black et al.	Batavia(Java) , Poona(India) , Honolulu(Hawaii) , Miami(USA) , Dry Creek(Australia) , Toronto(Canada) , Versailles(France) , Wahnsdorf(Germany) , Fairbanks(Alaska)...etc , 32 locations	6.3° ~7.0° S , 18.5° ~64.8° N	1954	月計	1923~1951	0.23 (0.19) 0.40)	0.48 (0.280) 0.613)	(6)
FAO	世界各地	-	1977 1984 1998	月計	-	0.25	0.50	(7)
ICID	世界各地	-	1994	月計	-	0.25	0.50	(7)
唐榮澤	嘉南地區(台灣)	23° N	1979	月計	1967~1977	0.2745	1.0665	(8)
黃國禎等	嘉南地區(台灣)	23° N	1982	月計	1974~1980	0.1853	0.6153	(9)
施嘉昌等	嘉南地區(台灣)	23° N	1987	旬計	1979~1983	0.2	0.43	(10)
本文	農業氣候分區-西南區-台南(台灣)	23° N	2002	旬計	1950~1999	0.2003	0.4135	(30)

資料來源：本研究整理。

表二 實測值與諸估算式估算值比較分析結果一覽表

Table 2. Analysis results of 10-days values of solar radiation measured and estimated from eqs. (3), (5)-(10) and (30)

句	實測值 (2000)	估算值							
		本文 (2002)	施氏等 (1987)	黃氏等 (1982)	唐榮澤 (1979)	FAO & ICID (1998)	Black et al. (1954)	Penman (1948)	Angstrom (1924)
1	77.86	111.57	114.63	139.42	230.27	137.55	129.61	128.13	175.83
2	68.71	102.59	105.13	125.00	204.90	126.65	119.06	115.36	158.46
3	67.07	97.58	99.50	113.04	182.37	120.77	113.03	105.22	144.81
4	77.68	111.43	114.14	135.15	221.22	137.59	129.30	124.82	171.48
5	70.06	95.58	97.37	109.54	176.08	118.37	110.68	102.16	140.64
6	27.09	55.16	55.43	54.30	82.53	68.79	63.55	52.10	72.17
7	92.08	128.71	131.82	155.87	255.01	158.95	149.34	143.99	197.83
8	79.50	123.57	126.29	146.47	238.02	152.77	143.26	135.80	186.72
9	119.85	183.44	188.59	230.53	381.38	226.09	213.14	211.66	290.40
10	99.68	148.42	152.07	180.44	295.57	183.24	172.23	166.58	228.83
11	109.64	159.26	163.34	195.58	321.34	196.53	184.89	180.26	247.52
12	79.35	118.30	120.31	133.20	212.85	146.62	136.90	124.61	171.67
13	105.61	149.73	153.20	179.67	293.11	184.98	173.66	166.23	228.46
14	109.56	157.39	161.21	190.69	312.01	194.36	182.62	176.14	242.00
15	122.90	162.48	166.12	193.39	314.71	200.82	188.39	179.18	246.33
16	132.03	172.87	177.40	213.40	351.18	213.27	200.73	196.51	269.79
17	63.07	111.57	113.10	121.35	191.60	138.51	128.96	114.24	157.60
18	146.71	192.86	198.36	243.38	403.14	237.64	224.13	223.31	306.34
19	83.35	123.48	125.61	139.40	222.96	153.03	142.91	130.35	179.57
20	90.16	134.29	136.96	155.85	251.57	166.19	155.57	145.03	199.57
21	103.07	161.14	164.77	192.00	312.54	199.16	186.86	177.86	244.50
22	96.61	148.80	152.25	178.54	291.26	183.84	172.59	165.19	227.03
23	110.72	160.03	164.09	196.07	321.93	197.50	185.76	180.78	248.26
24	87.09	136.32	138.94	157.10	253.01	168.77	157.88	146.37	201.47
25	102.44	151.74	155.57	185.70	304.79	187.28	176.13	171.25	235.18
26	113.48	163.67	168.19	204.88	338.55	201.76	190.14	188.23	258.29
27	117.50	170.87	175.88	217.34	360.83	210.45	198.63	199.16	273.13
28	110.04	159.08	163.65	201.25	333.60	195.98	184.88	184.58	253.18
29	89.91	120.77	123.62	145.52	237.70	149.17	140.09	134.54	184.88
30	81.26	117.58	120.16	139.25	226.24	145.37	136.31	129.13	177.56
31	71.31	96.25	98.22	112.46	181.92	119.07	111.52	104.52	143.80
32	71.00	99.83	102.12	119.43	194.65	123.35	115.77	110.55	151.96
33	67.44	101.86	104.36	123.80	202.78	125.76	118.20	114.30	157.01
34	73.52	112.62	115.72	140.91	232.82	138.83	130.83	129.47	177.66
35	48.25	73.44	74.68	82.65	132.05	91.02	84.98	77.32	106.53
36	78.85	115.63	118.70	143.25	235.98	142.62	134.28	131.83	180.97
Mean Bias Error		41.26	44.36	68.09	168.28	72.17	62.29	56.18	110.92
RMSE (MJ/m ² /10days)		42.35	45.56	70.72	174.83	73.91	63.85	58.26	114.64
Correlation R ²		0.949	0.950	0.951	0.948	0.948	0.950	0.953	0.953

資料來源：本研究分析所得結果彙整。

再進一步檢視表二所揭示之 MBE 及 RMSE 二指標之表現；就 MBE 值而言，以唐榮澤之 $168.28\text{MJ/m}^2/10\text{days}$ 為最高，其次依序是 Angstrom 之 110.92、FAO & ICID 之 72.17、黃氏等之 68.09、Black et al. 之 62.29、Penman 之 56.18，僅有施氏等與本文在 50 以下，分別是 44.36、41.26。再以 RMSE 指標驗證，最高者仍是以唐榮澤之 $174.83\text{MJ/m}^2/10\text{days}$ ，其次順序如同上述，分別是 114.64、73.91、70.72、63.85、58.26，亦僅有施氏等與本文在 50 以下，分別是 45.56 及 42.35。由於 a、b 參數受雲量、濕度、空氣污濁程度地域性環境特性之影響而異，而反觀唐榮澤特意選擇無雲晴空，以最大可能日射量予以分析之結果，可能是 MBE 及 RMSE 值大幅偏高於其它估算模型之主要原因，此外，唐氏除 a 值等於 0.2745，尚落在 Black et al. 所建議之 0.19~0.40 之間，b 值為 1.0665，也遠遠超過 0.280~0.613 之範圍，以及無雲晴空且忽略雲量影響之考慮，不僅不切實際而且應用上稍受不便及限制。

以唯一獲國際性機構認可之估算式，FAO & ICID 所推荐的(7)式而言，若應用在台灣西南地區，其 MBE 及 RMSE 值分別是 72.17、73.91，與本文的結果 41.26、42.35 相比較，分別高出約 74.9%、74.5%；進一步再以本文所列舉四款國外估算式而言，以 Penman 氏的 56.18、58.26 為最佳，不過，仍舊超出本文約 36.2%、37.6%，更印證：即使國際間廣泛運用的估算式，若在國內應用，應視國內氣候環境條件予以校正之事實。綜觀 MBE、RMSE 兩指標，實測值與諸估算式估算值高低差分別是 $168.28/41.26=4.08$ 、 $174.83/42.35=4.13$ ，顯示對同一地區同樣實測資料與估算值之差距都在 4 倍以上，這可歸因於：諸估算式或由於計算期距基準不同，或分析資料時由圖表內插獲得，或考量晴空碧日與否，或雲量影響之考慮與否，或太陽赤緯、太陽常數(世界氣象組織已從 1956 年 NASA 設計基準及國際日射尺規

(International Pyrheliometer Scale, IPS)所訂之 $1,353\text{Wm}^{-2}$ ，於 1981 年建議使用世界放射基準(World Radiometric Reference, WRC)所訂之 $1,367\text{Wm}^{-2}$ 、地球軌道離心校正因子等數據計算式採用之不同，或國外氣候環境條件未能適合國內實際立地條件...等，致 MBE、RMSE 有所差異。

綜合評估 MBE、RMSE 及 R^2 三指標，僅施氏等與本文 R^2 達 0.95，MBE 及 RMSE 值都較其他諸估算式為低，而同樣採句計、理論推演方程式在計算機執行下，MBE 及 RMSE 值都在 50 以下之施氏等及本文，本文以分析資料樣本數 50 年，長度大於施氏等之樣本數 5 年，致 MBE 及 RMSE 值略低於施氏等，也進一步提升估算之精確度，因此說明本文所得迴歸模型可為農業氣候分區—西南區之代表，換言之，蒸發散量估算上，國際間廣泛運用之 Penman-Monteith 方程式中輻射項內含之地域性參數 a、b 值，本文經以台灣地區農業生產活動最具代表性之嘉南平原—西南區台南氣象站為例，所建立之本土化參數，可為國內採用 Penman-Monteith 方程式中輻射項應用時之採參。

四、結論與建議

利用氣象資料推估蒸發散量之估算式，現今最為國際上廣泛採用的，是唯一獲國際性機構—國際灌溉排水委員會於 1994 年認可及聯合國糧食與農業組織於 1998 年推荐之 Penman-Monteith 方程式。

有鑑於國內以往蒸發散量相關之應用研究，均援引國外地域色彩濃厚各式各樣估算式，對內含之地域性參數，並未視國內氣候環境條件予以校正。本文就蒸發散量估算國際上廣泛應用之 Penman-Monteith 方程式中，輻射項內含之地域性參數 a、b 值，採句計、理論推演方程式在計算機執行下，以台灣地區農業生產活動最具代表性之嘉南平原—台南氣象站為

例，建立本土化參數，並將本文結果與 Angstrom、Penman、Black et al.、FAO & ICID、唐榮澤、黃國禎等、施嘉昌等國外推荐或國內專家學者發表的模型，進行推估值與實測值之比較及驗證。

透過平均偏誤 MBE、根均方差 RMSE 及相關係數 R^2 三項指標之分析、比較與驗證結果，所有估算式 R^2 約略都在 0.95 上下，本文以 $MBE=41.26$ ， $RMSE=42.35$ 低於其他估算式，闡明 Penman-Monteith 方程式中輻射項內含地域性參數，本文所建立之 $a=0.2003$ 、 $b=0.4135$ 值，可為國內採用 Penman-Monteith 方程式中輻射項應用時之採參。

致謝

本文係摘自行政院農業委員會 91 年度「農業水利科技研究發展」科技計畫中，「旱作灌溉試驗研究」細部計畫下--「作物需水量與農業氣象因子相關研究」(計畫編號：(91 農科-1.3.3-林-R1(30)))子計畫之部份內容，及中央氣象局提供台南測站氣候資料，承蒙經費資助、資料提供，謹致謝意。

參考文獻

- 中央氣象局，1950-2000，台南測站「氣候資料年報」。
- 甘俊二、陳清田、陳鈞華，1996a，「台灣區域性旱作物需水量之推估」，85 年度農業工程研討會論文集，p.99-105。
- 甘俊二、陳清田、陳焜耀，1996b，「臺灣地區作物需水量推估模式之合適性研究」，中國農業工程學報 Vol.42，No.2，p.8-19。
- 施嘉昌、黃振昌，1987，「作物需水量與氣象因子相關理論分析之研究」，中國農業工程學報 Vol.33，No.2，p.1-27。
- 張本初，1990，「作物需水量最佳模式之探討」，國立台大農工所碩士論文。
- 唐榮澤，1979，「臺南地區日射量之分析」，氣象學報 Vol.25，No.2，p.15-20。
- 梁仁有、劉復誠、耿旭、林深林，1995，「氣候改變對臺灣地區蒸發散量影響的模擬研究」，氣象學報 Vol.41，No.4，p.246-271。
- 陳尚、蔡奇成，1967，「旱作需水量之測算方法與試算結果之檢討」，中國農業工程學報 Vol.13，No.4，p.26-49。
- 陳清田，1991，「嘉義地區作物需水量推估之研究」，中國農業工程學報 Vol.37，No.1，p.82-109。
- 黃國禎、徐森雄，1982，「臺灣地區日射與日照關係之初步探討」，氣象學報 Vol.28，No.1，p.22-29。
- 農復會、臺灣大學農工系，1965，「旱地作物需水量試驗報告」。
- 臺大農工系、嘉南農田水利會、農工中心，1976，「學甲旱作灌溉試驗總報告」。
- 顏俊士，1974，「臺灣各地之日射量估計問題」，大氣科學 Vol.1，p.72-80。
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Rase, D., and Smith, M., 1998, "Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements." FAO Irrigation and Drainage Paper 56, FAO, Rome.
- Allen, R.G., Smith, M., Perrier, A., and Pereira, L.S., 1994, "An update for the definition of reference evapotranspiration." ICID Bulletin. 43(2):1-34.
- Angstrom, A., 1924, "Solar and terrestrial radiation" Q. J. R. Meteorol. Soc., Vol.50 p.121-126.
- Black, J. N. Bonython, C.N. and Prescott, J. A., 1954, "Solar radiation and the duration of sunshine" Q. J. R. Meteorol. Soc., Vol.80 p.231-235.
- Doorenbos, J. and Pruitt, W.O., 1977, "Guidelines for predicting crop water requirements" FAO Irrigation and Drainage Paper 24, FAO,

Rome.

Doorenbos, J. and Pruitt, W.O., 1984, "Guidelines for predicting crop water requirements" FAO Irrigation and Drainage Paper 24, 2nd/ed, FAO, Rome.

Iqbal, M., 1983, "An introduction to solar radiation" Academic Press.

Jensen, M. E. Ed., 1974, "Consumptive use of water and irrigation water requirements " ASCE, 227pp..

Monteith, J.L. and Unsworth, M.H., 1990, "Principles of Environmental Physics" Edward Arnold, London.

Monteith, J.L., 1981, "Evaporation and surface temperature" Quarterly J. Royal Meteorol. Soc. 107:1-27.

Penman, H. L., 1948, "Natural evaporation from open water, bare soil and grass" Proc. Roy. Soc. London, A193, 120-146.

Penman, H. L., 1956, "Estimating evaporation" Trans. Am. Geoph. U. Vol.37, No.1, p.43-50.

Penman, H. L., 1963, "Vegetation and hydrology" Tech. Comm. No.53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, England. 125pp..

Prescott, J. A., 1940, "Evaporation from a water surface in relation to solar radiation" Trans. R. Soc. Aust.64:114-118.

Wartena, L., 1974, "Basic difficulties in predicting evaporation" J. Hydrol. 23:159-177.

Application of the Radiation Term in the Penman-Monteith Equation for Estimating Evapotranspiration

Huang, Cheng-Chang Sung, Yi-Lun
Agricultural Engineering Research Center

ABSTRACT

Evapotranspiration (also named as reference crop water requirement) is one of the most important hydrology parameters for water resource planning and utilization. Among the evapotranspiration estimations, the Penman-Monteith equation is the only one widely used in the world and recommended by the International Committee of Irrigation and Drainage and Food and Agriculture Organization, U.N.

Owing to various estimations of evapotranspiration applied by many researchers in the past years, local parameters of these estimations were often developed in their specific environment, and need to be calibrated with special climatic and agronomic conditions in Taiwan. The parameters in the radiation term, a & b , in the Penman-Monteith equation were analyzed by theoretically derived equations using 10-days interval in Tainan- the most representative of agricultural production area.

Three indexes, R^2 , MBE, and RMSE were used to identify the results of the estimating model developed in this study, compared with equations by Angstrom, Penman, Black et al., FAO & ICID, Tang, Huang et al., and Shih et al. The results indicated that R^2 is about 0.95 for all models and the MBE and RMSE indexes of this study were lower than other models. In other words, the parameters, $a=0.2003$, $b=0.4135$, can be used in the radiation term of Penman-Monteith equation in Taiwan.

Key words: evapotranspiration, solar radiation, sunshine duration

利用降水機率統計預報指引之預報因子分析 對降水分季之探討

王惠民

中央氣象局氣象科技研究中心

摘要

本文利用本局有限區域預報系統 (Limited Areal Forecast System, 簡稱 LAFS) 細網格模式, 所發展之新版模式輸出統計 (Model Output Statistics), 簡稱 New LAFS MOS, 及新版 LAFS 模式之完全預報 (Perfect Prog), 簡稱 New LAFS PP 之降水機率統計預報指引, 按月分別找出統計線性複迴歸方程中, 前三個預報因子中出現頻率最高的三個預報因子, 列表分析。將每月出現頻率最高的三個預報因子間相似性最高的月份作歸類分季發現, 兩個降水機率統計預報指引中出現頻率最高與次高之預報因子均為 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場及 700 hPa 相對濕度。這顯示, 中對流層以下之水氣對降水的影響, 扮演著重要的角色。在降水分季方面, 十二至四月及五至七月間之預報因子有明顯的相似性, 而將之分別歸為一季; 此兩季預報因子間之相似性最高。八月及九月為同一季, 這一季預報因子間之相似性次高, 十月及十一月雖為同一季, 但此季預報因子間之相似性明顯不如前三季。

關鍵詞: 完全預報、模式輸出統計、預報因子。

一、前言

本文研究動機在於分析降水機率統計預報指引模式 (forecast guidance model) 之迴歸方程式中, 出現頻率最高之前三個預報因子 (predictor) 在一年十二個月中之時間序列的變化, 以瞭解影響台灣地區降水之重要預報因子在時間序列上分布之異同, 作為台灣地區降水分季之根據, 並作為改善統計預報指引模式發展之參考。此研究動機主要考慮台灣地區之降水強度及頻率, 主要是由於影響台灣地區天氣系統之強度和頻率及其所伴隨之環境條件與台灣地區局部地形間之交互作用的結果, 而台灣地區局部地形特徵可說是固定的, 所以, 影響台灣地區之降水強度及頻率, 便決定於這些天氣系統之強度和頻率及其所伴隨之環境條件。而影響台灣地區降水

之天氣系統及其所伴隨之環境條件中隱含著許多影響降水之重要預報因子。所以, 分析降水機率統計預報指引模式之迴歸方程式中, 出現頻率最高之前三個預報因子, 在一年十二個月中之時間序列的變化, 即間接分析了這些天氣系統及其所伴隨之環境條件在一年十二個月中之時間序列的變化, 再統計歸類這些重要預報因子在時間序列上分布之異同, 便可作為台灣地區降水分季之根據。

在發展降水機率統計預報指引的過程中, 由於影響降水的主要預報因子, 隨著時序的變化而有所不同。因此, 如果在發展降水機率統計預報指引的過程中, 能以影響降水的主要預報因子作為分季的依據, 則預報指引的穩定性將可因影響降水的幾個預報因子, 在相同一段時間 (季節) 與降水作迴歸的過程中, 被選取為主要預報因子 (迴歸方程中前幾個預報因子) 的

頻率增加而提升(因不同觀測站間之統計線性複迴歸方程的相似性增高)。因此，作降水分季便成為提高降水機率統計預報指引預報準確度的方法之一。

對於天氣變化之自然季節，曾有人以雨量變化為主作分季，將台灣一年分為「冬雨」、「春雨」、「梅雨」、「颱風雨」及「秋雨」等五季；如果以溫度而言，台灣全區計可分為「前冬」、「後冬」、「春季」、「初夏」(或梅雨季)、「夏季」及「秋季」等六季(王等，1983)。美國國家氣象局(National Weather Service: NWS)在發展降水機率統計預報指引時，將一年分為暖季(四月至九月)與冷季(十月至三月)(Antolik, 2000)。這些分季的依據及方法不同，便影響最後分季的結果，而所提供應用參考的對象也不同。前者主要在提供長期預報之基本參考資料(王等，1983)，後者考量的重點在提升統計預報指引預報之準確度。在此，本篇探討之重點在如何從降水機率統計預報指引之統計線性複迴歸方程中，找出影響降水之主要預報因子，作降水分季的依據，以提高降水機率統計預報指引預報時的穩定度，進而提高預報時的準確度。

本文作者在降水機率統計預報指引發展初期，利用歐洲中期天氣預報中心(European Center for Median - Range Weather Forecasts: 以下簡稱 EC)模式之客觀分析(objective analysis)資料發展完全預報(簡稱 EC PP)之前，曾利用 1985 - 1995 年間本局 25 個地面觀測站之時雨量資料，統計分析各測站之月雨量分布情形後作降水分季。將十、十一、十二、一月歸為冬季：春季為二、三、四月：梅雨季為五、六月：七、八、九月為夏季，共四季來發展完全預報。經過一年的線上預報作業之校驗檢討，及預報員之建議，隨後在利用本局 LAFS 模式發展模式輸出統計(簡稱 LAFS MOS)，及完全預報(簡稱 LAFS PP)過程中，重新將降水季節分為十二、一、二月為冬季：三、四月為春季：梅雨

季為五、六月：夏季為七、八、九月：秋季為十、十一月。在作過上述三組統計降水機率預報指引模式在 2001 年的預報校驗分析後，發現 LAFS MOS 雖可改善 LAFS 模式因系統性誤差所導致之預報誤差，但其預報結果表現仍不如預期(王，2002)。

為了更進一步改善 LAFS MOS 的預報表現以符合預期，作者利用新版 LAFS MOS 及 LAFS PP(王，2002)，分月建立本局 25 個地面觀測站個別之統計線性複迴歸方程，將每個月降水機率統計預報指引之統計線性複迴歸方程中，前三個預報因子出現頻率最高之三個預報因子分類分析後，作降水分季，提供日後改善 LAFS MOS 預報測試的參考。

二、資料及方法

本文利用本局現有新版 LAFS MOS 及 LAFS PP，一天兩次(00 UTC 及 12 UTC)，間隔 12 小時之降水機率統計預報指引(王，2002)，所建立每個地面觀測站八個降水機率預報統計線性複迴歸方程(全省每月 25 個地面觀測站共有 200 個統計線性複迴歸方程：每個測站 LAFS PP 兩個方程式而 LAFS MOS 有六個方程式，故每月單一測站共有八個方程式)，在約 60 個預報因子(見表一)，按月分別找出統計線性複迴歸方程之前三個預報因子中，出現頻率最高的三個預報因子，列表作分析。將表中預報因子相同最多的那些月份歸為一季，分別從表二及表三分析後，作降水分季。最後，將表二及表三所作之分季，綜合分析後作分季之結論。兩組降水機率統計預報指引所使用之預報因子資料中，除了 LAFS PP 因發展時所使用的是 LAFS 模式之客觀分析資料，故沒有用 LAFS 模式預報之 12 小時大尺度累積降水與 12 小時積雲降水外，兩組降水機率統計預報指引所用之預報因子資料均相同。

表一 新版 LAFS MOS/LAFS PP 所使用之預報因子及其代號。

Table1. The predictors and their characters used in the New LAFS MOS/LAFS PP.

變數及代號	大氣層(hPa)
東西向風分量 U(48)、南向風分量 V(49)	1000、925、850、700、500
高度場 H(01)	1000、925、850、700、500
溫度場 T(16)	1000、925、850、700、500
12 小時積雲降水(TRS93)	—
12 小時大尺度降水 (TRS94)	—
相對濕度場 RH(88)	1000、925、850、700、500
輻(合)散場(50)、相對渦度場(51)	1000、925、850、700、500
相對濕度平均場 (50A88)、(85A88)	1000 - 500、1000 - 850
溫度平流場(60)、相對渦度平流場(62)	1000、925、850、700、500
厚度場(00801)、(00701)、(85701)、(85501)、(70501)	1000 - 850、1000 - 700、850 - 700、850 - 500、700 - 500

本文選取每月統計線性複迴歸方程之前三個預報因子作統計分析的原因，是因為在建立統計線性複迴歸方程的過程當中所採用的是前擇法(forward selection)，在此過程中被選取的第一個預報因子其多元判定係數 R^2 最高，這代表這個預報因子對降水的解釋最高；第二個其次，第三個更次之，依此類推(王，1995)。所以，選取統計線性複迴歸方程之前三個預報因子中出現頻率最高的三個預報因子作分析，主要目的在找出影響降水之主要預報因子，作降水分季的依據(關於，新版 LAFS PP 及 LAFS

MOS 之 R^2 可參考王，2002)。然後，將統計線性複迴歸方程之前三個預報因子中出現頻率最高的三個預報因子相同最多的幾個月份歸為一季。其用意在於將影響降水的幾個主要預報因子集中在相同的一段時間(季節)與降水作迴歸，使這些主要預報因子在不同觀測站之統計線性複迴歸方程中被選取為主要預報因子(迴歸方程中前三個預報因子)的頻率增加而提升迴歸方程間之相似性。如此，在理論上較能提高降水機率統計預報指引預報時的準確度。

三、結果分析及討論

表二是利用新版 LAFS MOS 按照上一節所述方法作出的結果。表二及表三中括弧內之數值為在統計線性複迴歸方程之前三個預報因子中出現之次數。從表二中統計所有預報因子出現之次數可發現，出現頻率最高的預報因子是 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(50A88)，共計出現 544 次；其次是 700 hPa 相對濕度(70088)，共出現 168 次；再則是 LAFS 模式預報 12 小時大尺度累積降水(TRS94)，共出現 159 次。這個結果與美國國家氣象局利用新版巢狀網格模式(Nested Grid Model：簡稱 NGM)所發展之降水機率統計預報指引所作之統計結果相似：其出現頻率最高之預報因子是 NGM 模式預報之降水量(precipitation amount)、平均相對濕度，其次是 900 hPa 及 700 hPa 相對濕度、850 hPa 及 300 hPa 相對濕度、850 hPa 及 300 hPa 垂直速度、850 hPa 及 300 hPa 水汽輻合(moisture convergence) (Eli, 1990)，可見影響降水的主要預報因子在溫帶與副熱帶是有其相似性。由於，1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(50A88) 出現頻率最高，這是否也暗示著從地面觀測站至 500 hPa 間之水氣通量(moisture flux)，也應該是一個影響降水的重要預報因子，可納入作預報測試。

從表二中分析五、六、七月統計線性複迴歸方程中，前三個預報因子出現頻率最高的三

個預報因子發現，頻率最高的均是 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(50A88)，而次高預報因子中，六、七月均是 700 hPa 相對濕度場(70051)，五月之次高預報因子與六月第三高預報因子均是 700 hPa 相對濕度場(70088)。從這三個月份相同之預報因子分析發現，五月有兩個預報因子與六月相同(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88、700 hPa 相對濕度場：70088)，而七月有兩個預報因子與六月相同(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88、700 hPa 相對濕度場：70051)。因此，五、六、七月可歸為同一季。八月及九月之預報因子有兩個是相同的(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88 及 700 hPa 相對濕度場：70088)，而且九月與十月間，彼此除了 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(50A88)相同外，其餘預報因子均不同：七月與八月也有相同情形，在時序上，七月與八月、九月與十月應為不連續。所以，八月及九月在時序上應屬於同一季。十月及十一月在預報因子只有 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場是相同(50A88)，其餘均不同。如果以主要預報因子(頻率出現最高)相同的理由將其歸為同一季似乎太牽強，這兩月在此暫不將歸為同一季，稍後再作討論。從十二月至四月每個月出現頻率最高的前三個預報因子之比較分析發現，十二月與四月出現頻率最高之三個預報因子完全相同(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88、12 小時大尺度降水：TRS94 及 500 hPa 之相對濕度場：50088)。再進一步比較分析三月與四月之預報因子發現，彼此有兩個預報因子是相同的(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88 及 12 小時大尺度降水：TRS94)，而二月及三月也有兩個預報因子是相同的(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88 及 700 hPa 東西向風分量：70048)，在一月與二月也是有兩個相同的預報因子(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88 及 700 hPa 相對濕度場：70088)：同時，一月與四月也是有兩個相

同的預報因子(12 小時大尺度降水：TRS94 及 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88)。至此，不管從時序的連續性或是預報因子之相同性的觀點，十二月至四月應屬同一季。從表二按月分別分析比較統計線性複迴歸方程之前三個預報因子中出現頻率最高的三個預報因子之相似性後，可得到一個分季的結論：十二月至四月應屬同一季：五、六、七月可歸為一季：八月及九月為同一季，此三季因預報因子之相似性較高，以影響降水之預報因子觀點來作分季較無疑問。但是，十月與十一月因彼此預報因子間之相似性僅為頻率出現最高 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場一個預報因子，若要以影響降水之預報因子之相似性觀點將之歸為一季則與本文之原意相違。不過，站在預報資料(預報因子)特性分類觀點而言，十月與十一月這組預報資料的特性是其對降水的影響彼此間之相似較前三季不明顯，也就是說十月與十一月這組預報資料對降水的影響在預報因子間較不易找出共同性，在統計學上其資料樣本特性不同於前三季。基於此點，本文將十月與十一月歸為同一季。

表三是利用新版 LAFS PP 所作出的結果。由於新版 LAFS PP 之統計線性複迴歸方程是利用 LAFS 模式之客觀分析資料所發展，所以方程式只有 00 UTC 及 12 UTC 兩組所發展全省 25 個地面觀測站之迴歸方程。所以，表中括弧所表示之預報因子出現頻率相對地較表二少(因表二是由六組統計線性複迴歸方程發展所得之結果)。從表三中也可發現，所有預報因子中出現頻率最高的是 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(50A88)，經統計共出現 149 次：其次是 700 hPa 相對濕度(70088) 共出現 133 次，這與 LAFS MOS 所得到之結果相同。從表三中，分析五、六、七月出現頻率最高的三個預報因子發現，六月及七月的三個預報因子(700 hPa 相對濕度場：70051、700 hPa 相對濕度場：70088、1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：

50A88)完全相同，而五月與六月有兩個預報因子相同(700 hPa 相對濕度場：70088 及 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88)，再比較表二及表三之五月及六月之三個預報因子(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88、700 hPa 相對濕度場：70088 及 500 hPa 相對濕度場：50088)，發現完全相同。所以，五月至七月無疑地應屬同一季。表三中，八月與九月彼此有兩個預報因子相同(700 hPa 相對濕度場：70088 及 500 hPa 相對濕度場：50088)，而且九月與十月間除了 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(50A88)相同外，其餘預報因子均不同：七月與八月除了 700 hPa 相對濕度場(70088)相同外，其餘預報因子也均不同。因此，在時序上，七月與八月、九月與十月應為不連續。所以，八月與九月可屬同一季。在十月及十一月彼此之三個預報因子中也有兩個預報因子相同(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88 及 850 hPa 東西向風分量：85048)，而且十一月與十二月間，除了 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(50A88)相同外，其餘預報因子均不同：十月與九月除了 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(50A88)相同外，其餘預報因子也均不同，在時序上，九月與十月、十一月與十二月應為不連續。所以，在表三中十月及十一月可被歸為一季，此與 LAFS MOS 之分季不同。從表三中，十二月至四月的預報因子分析發現，十二月及三月中有兩個相同的預報因子(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88 及 700 hPa 東西向風分量：70048)，而三月及四月中也出現兩個相同的預報因子(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88 及 700 hPa 相對濕度場：70088)。但是，一月及二月只發現一個相同的預報因子(500 hPa 相對濕度場：50088)且二月和三月又只有一個預報因子相同(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場)，在時序上應不為連續。綜合以上分析，十二月至二月因預報因子之相似性較低要歸為一季將較困難，但基於和

表二之十至十一月相同的觀點將之歸為一季。再比較四月和五月也出現兩個相同的預報因子(1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88 及 700 hPa 相對濕度場：70088)此與五月至七月之主要與次要預報因子(700 hPa 相對濕度場：70088 及 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場：50A88：頻率最高與次高)相同，而且三至四月之主要與次要預報因子與五月至七月相同，因此將三至七月歸為一季。

綜合比較分析過表二及表三各月預報因子出現頻率的分布情形後可得到下列之分季結果：表二中，十二至四月為一季，五至七月為一季，八至九月為一季，十至十一為一季，共可分成四季；而表三中，十二月至二月為一季，三至七月為一季，八至九月為一季，十至十一為一季。

四、結論與討論

經過分析比較過新版 LAFS MOS 及 LAFS PP 兩組降水機率統計預報指引的每月統計線性複迴歸方程之前三個預報因子中，出現頻率最高的前三個預報因子發現，兩者出現頻率最高與次高者均為 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(50A88)及 700 hPa 相對濕度(70088)。這顯示，中對流層以下之水氣對降水的影響，扮演著重要的角色。此種現象不僅副熱帶如此，在溫帶地區也有此特徵。至於，這兩個預報因子在物理意義上是否有明顯之差異而可為兩個獨立因子？利用統計線性複迴歸方法發展降水機率統計預報指引，所得程式之預報因子間並不具有獨立性，也就是方程式之預報因子間存在著共線性(collinearity)，故在物理意義上不為獨立的兩個預報因子，只是在資料上為不同的兩個資料而已。另一方面表二及表三也得到不同之分季結果，但由於新版 LAFS PP 之統計線性複迴歸方程是利用 LAFS 模式之客觀分析資料所發展，所以方程式只有 00 UTC 及 12 UTC 兩組，全省 25 個地面觀測站只有 50

表二 New LAFS MOS 每月統計線性複迴歸方程之前三個預報因子中出現頻率最高的三個預報因子。

Table2. The three most frequently chosen predictors from the first three predictors selected in the monthly statistical multiple linear regression equations of New LAFS MOS.

月份 頻率 排序	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
1	TRS94 (50)	50A88 (68)	70048 (46)	50A88 (54)	50A88 (88)	50A88 (38)	50A88 (62)	50A88 (24)	50A88 (42)	50A88 (39)	50A88 (28)	50A88 (60)
2	70088 (39)	70088 (37)	50A88 (25)	TRS94 (36)	70088 (20)	70051 (25)	70051 (26)	TRS93 (14)	70088 (35)	50049 (19)	92562 (22)	50088 (40)
3	50A88 (26)	70048 (21)	TRS94 (22)	50088 (29)	50088 (19)	70088 (24)	TRS94 (17)	70088 (13)	50088 (34)	TRS94 (18)	85A88 (15)	TRS94 (16)

表三 New LAFS PP 每月統計線性複迴歸方程之前三個預報因子中出現頻率最高的三個預報因子。

Table3. The three most frequently chosen predictors from the first three predictors selected in the monthly statistical multiple linear regression equations of New LAFS PP.

月份 頻率 排序	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
1	70088 (22)	50A88 (31)	50A88 (15)	70088 (23)	70088 (27)	70051 (16)	70088 (17)	50088 (18)	70088 (19)	50A88 (10)	50049 (13)	50A88 (20)
2	50088 (20)	50088 (22)	70048 (13)	50A88 (19)	50088 (16)	70088 (13)	50A88 (8)	70088 (10)	50A88 (13)	85048 (9)	50A88 (6)	85001 (15)
3	92550 (11)	92551 (6)	70088 (12)	85051 (6)	50A88 (15)	50A88 (12)	70051 (4)	85051 (8)	50088 (12)	85049 (9)	85048 (5)	70048 (10)

個迴歸方程，而新版 LAFS MOS 則是利用 LAFS 模式 00 UTC 及 12 UTC 之 24、36、48 小時之預報場所發展，其全省 25 個地面觀測站共有 150 迴歸方程。所以，在預報因子之分析資料新版 LAFS PP 較新版 LAFS MOS 少。站在統計資料分析樣本空間的觀點上，應採用表二分析所得之結果。

在本次研究分析從表二中發現，純粹從數值天氣預報產品與降水資料間之統計線性迴歸關係，所找出影響降水的主要預報因子，在分季上，發現次要預報因子(出現頻率最高的前三個預報因子中，頻率次高者)隨著分季有明顯的轉變。從表二分析中，十二月至四月之主要與次要預報因子發現為 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(233)與 12 小時大尺度降水(124)：五至七月為 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(188)與 700 hPa 相對渦度場(51)：八至九月為 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(66)與 700 hPa 相對濕度場(48)，而十至十一月僅有 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場(67)之主要預報因子，次要預報因子則不明顯。在這四季中主要預報因子均相同，但次要預報因子則隨著分季之不同而不同。這種次要預報因子隨分季之不同而轉換的情形，正說明了影響降水的重要因子除了中、低對流層之水氣，外有其它重要的預報因子配合著，而這些因子則隨著分季而轉變。另外，從表二中十二月至四月之主要與次要預報因子發現，除了二月外，其它月份中均有此兩個預報因子，在連續五個月中有四個月在三個因子中有兩個預報因子彼此相同，可見其相似性頗高。五月至七月中主要因子全是 1000 - 500 hPa 之平均相對濕度場，而六月和七月之主要與次要預報因子都相同，且三個月之次要預報因子都在 700 hPa 上，因子間之相似性也很高。相較八月和九月，雖然有兩個預報因子相同，但卻是八月之第三因子與九月之次要預報因子相同，而不同之預報因子又不屬同一層或物理性質相似之因子，故其預報因子間

之相似性便次於前兩季。

本文利用降水機率預報指引之統計線性複迴歸方程中前三個預報因子中出現頻率最高的三個因子在月份間之相似性的高低，做為影響降水之分季之標準，所得之結果與王等(1983)結論之所以不同主要在於作為降水分季的根據不同。王等是統計分析所選之台灣九個地面觀測站長期(1941 - 1979)候雨量平均值之時間序列分布，候雨量平均值相對高值所對應之候作為降水分季之標準。基本上，是以降水量在時間序列之分布作為降水分季之標準。而本文是以影響降水(降水量大於或等於 0.1 公釐)之 LAFS 模式預報資料中之出現頻率相對高者在時間序列分布上之變化，作為降水分季的標準。如果以降水量來作降水分季，則將牽涉個別觀測站所在地理位置特性的問題，因素較複雜，故可發現在其分季之結果中，台灣西部及南部僅有梅雨及颱風雨，其它三個雨季並不明顯，也就是說秋雨並未在北部、中部及南部發現：又如台灣地區之春雨在東部便不明顯，其它各地則不穩定，僅澎湖較明顯：冬雨則在台灣北部及東北部較明顯，而屬全台均明顯的雨季，只有梅雨及颱風季(王等，1983)。本文是以 1994 - 2000 年之 LAFS 模式預報資料中影響全台灣 25 地面觀測站降水之顯著因子在時間序列分布變化作降水分季，情形較單純，屬全台灣降水發生之一般情形較無明顯之地區性差別。至於，一般氣象界所通分之梅雨季為何與本文之五至七月不同？本文是因分析結果如此，便將之歸為一季，而並未強調五至七月為梅雨季：而且降水分季之每一季，並未冠以季節名稱，主要是本文分季方法既不屬於天文季節，也不是一般氣候所重視之自然季節。重點是以影響降水之重要預報因子在時間序列上所呈現之分布為依歸，並未涉及天氣系統及物理意義之考量。

經過此次降水分季之重新檢討後，作者將利用此分季結果，配合預報因子之改善研究，

重新發展降水機率統計預報指引並作預報測試以期能提升目前降水機率統計預報之準確度。

誌謝

在此感謝本局顧問蘇長春博士對本文作者在研究方法方面所提供寶貴的建議，使本文能順利完成。

參考文獻

- 王惠民， 2002: 中央氣象降水機率統計預報指引的改進測試與校驗分析。氣象學報，第四十四卷，第三期，1~12。
- 王惠民， 1995: 赴美接受模式統計預報訓練報告書。行政院所屬各機關因公出國人員出國報告書，1-16。
- 王時鼎，鄭俠與鄭友夔， 1983: 台灣天氣變化之自然季節。大氣科學，第十一期，101 - 120。
- Antolik, M.S., 2000: An overview of the National Weather Service's centralized statistical quantitative precipitation forecasts. J. Hydrol., 239, 306 - 337.
- Eli J., J. B. Bower, V. J. Dagostaro, J. P. Dallavalle, M. C. Erickson, and J. C. Su, 1990: New NGM-based MOS guidance for maximum/minimum temperature, probability of precipitation, cloud amount, and surface wind. Wea. Forecasting, 5, 128 - 138.

A Study on the Seasonal Division by Analyzing the Predictors Selected by the Probability of Precipitation Statistical Forecast Guidance

Huei Min Wang

Meteorological Research & Development Center

Central Weather Bureau

ABSTRACT

This study analyzes the three most frequently chosen predictors from the first three selected predictors in the monthly statistical multiple linear regression equations of the Central Weather Bureau LAFS(Limited Areal Forecast System)model based MOS(Model Output Statistics) and Perfect Prog and then makes tables to group those months whose predictors have the highest similarity in the same season. It is found that the two most frequently chosen predictors are the 1000 - 500 hPa mean relative humidity and the 700 hPa relative humidity from the regression equations of LAFS MOS and LAFS PP. This reveals that the moisture under mid - level plays a very important role on the influence of precipitation. In terms of the seasonal division, December through April and May through July are grouped in the same season, respectively, for that the monthly predictors have the highest similarity with each other in all seasons. August and September are in the same season but the similarity is the second high in predictors. Even though October and November are in the same season, the predictors in similarity are obviously lower than the prior three seasons.

Key words: Perfect Prog, Model Output Statistics, Predictor.

台灣地區的餘震系列特性研究

余貴坤¹ 梁信強²

1 萬能技術學院土木工程學系

2 國立中央大學地球科學學系

摘要

本研究分析從 1973 到 2001 年間發生在台灣本島及東部近海的 19 個中、大規模淺源地震的餘震系列，計算每個地震的餘震活動度(b 值)和時間衰減率(p 值)。結果顯示，高活動度與高衰減率的地震，大多發生在高熱流地區。至於餘震的活動度與時間衰減率的相關性，以發生在台灣本島及東北部近海的地震而言，呈現些許的正相關。但若以中央山脈為界將這些地震分成兩群，則發現此正相關性相對提高，且中央山脈以東的地震群有較高的正相關性，推測此現象與板塊的隱沒有關。此外，餘震系列的 b 值與 p 值和主震規模的相關性，也顯示類似的結果。

關鍵詞：淺源地震，餘震活動度，時間衰減率。

一、前言

餘震系列是反應主震發生後，震源附近的岩層物性變化訊息，過去已有許多學者對一些餘震系列的時空分布作深入探討（如 Utsu, 1961；Mogi, 1967；Scholz, 1968；Page, 1968；Kisslinger and Jones, 1991；Wang and Wang, 1993；Guo and Ogata, 1995；余貴坤和黃瑞德, 1996；Nanjo, *et al.*, 1998），由他們的研究結果可以看出餘震系列的 b 值與 p 值呈現各種相關情況，有些是正相關，有些是負相關，也有些是不相關。這些結果似乎與餘震選取的空間分布範圍與時間的長短有關，同時研究結果也反應出震源附近的地質構造型態及地下岩層的物理性質特徵。由於多數的強震發生在板塊邊界處或板塊內的斷層附近，因此餘震的空間分布略呈長形的不規則分布，故本研究選擇適當的矩形範圍當作餘震的空間分布標準，並據此求得餘震系列之 b 值與 p 值，探討兩者之間的相關性，並嘗試解釋所呈現的意義。

二、餘震資料選取與分析

自 1973 年以後，台灣地區增設許多地震觀測站，位置分布良好，對微小地震的偵測能力大幅提昇，地震的定位也改進很多。因此本研究挑選自 1973 年以後發生在台灣本島及東部近海，規模大於 5.5、深度小於 40 公里，且餘震系列明顯的地震 19 個進行餘震分析，這些地震及餘震的資料均取自中央氣象局出版的地震目錄。這 19 個地震的基本資料及其震央位置分布見表一及圖一所示。

在分析 b 值與 p 值前，先要確定餘震系列的時空分布。一般而言，在餘震系列的判定上，最困難的就是餘震的空間分布範圍及衰減時間長度的選取。因此本研究乃先比較用圓形和矩形來界定餘震系列的空間分布差異，發現用矩形界定時，所得到的 b 值，誤差較小，所以，本研究採用矩形來界定餘震系列的空間分布範圍。至於對餘震衰減時間長度的選取上，本研究分別在主震附近繪出主震後 30 天，30 至 60 天，60 至 90 天，90 至 120 天的地震分布，再

與主震前 30 天與前 60 天該區的背景地震活動情況比較，當某一段時間內，餘震的活動回歸到近似背景地震活動時，此段時間即為餘震的終止時間。

b 值的分析方法：

關於 b 值的計算是依據 Gutenberg and Richter (1944) 所提出的關係式

$$\log N = a - bM$$

式中，M 為地震規模，N 為大於某一特定規模的地震個數累積。計算時以地震規模當作橫軸，大於某一特定規模的地震個數累積的對數當作縱軸，繪製其關係圖，並以最小方差法求此圖形中線性部分的斜率，此斜率即為此餘震系列的地震活動度 b 值。

p 值的分析方法：

至於 p 值的計算則是依據 Omori 的餘震衰減修正公式(Utsu, 1961)

$$N(t) = k(t + c)^{-p}$$

式中 k、c 均為常數且 c 通常設為零。在計算 p 值時，可將上式改寫成

$$\log N(t) = \log k - p \log(t + c)$$

使餘震個數與時間成為線性關係。但在主震後的幾天內，餘震個數常常很多，此情況容易造成 p 值的估算偏差。針對這點，Page (1968) 提出一種時間間隔的計算方法，縱座標表示在時間間隔 $\Delta\tau_i = \tau_{i+1} - \tau_i$ 內發生的餘震個數除

以 $\Delta\tau_i$ 的值，而橫座標 $t_i = \sqrt{\tau_i \tau_{i+1}}$ 其中

$$\tau_{i+1} = \sqrt{2}\tau_i$$

，兩者取對數後，再利用最小方差法求其斜率(即為 p 值)及誤差，選取使 p 值誤差最小的 τ_1 (自 0.01 至 1.00)，此時的 p 值即為此餘震系列的 p 值。

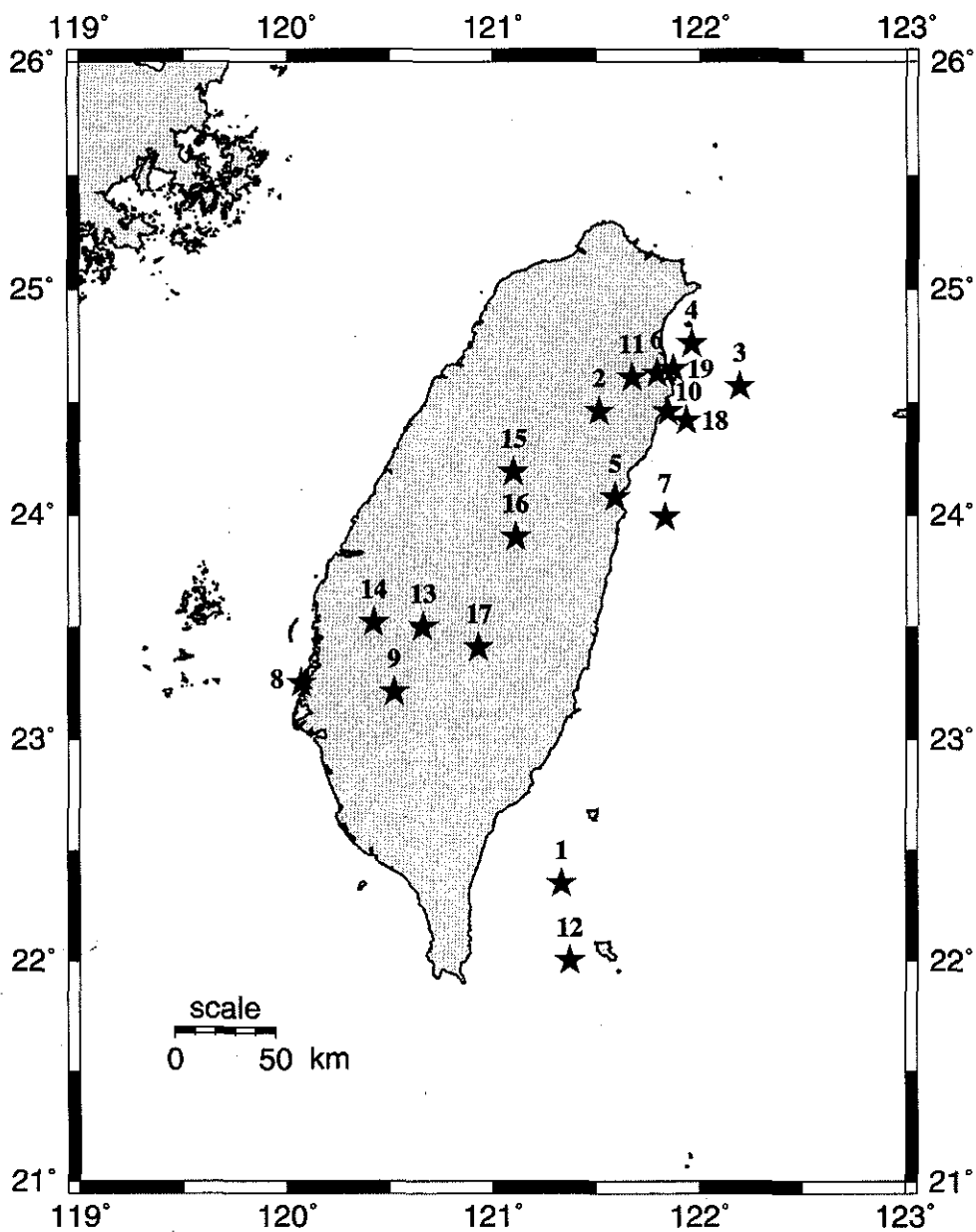
以 1996 年 9 月 5 日發生在蘭嶼附近的地震為例，主震前 30 天及前 60 天在主震附近的背景地震活動如圖二所示，主震後 30 天，30 至 60 天，60 至 90 天，90 至 120 天在主震附近的地震分布如圖三所示，經比較後，選擇主震後 60 天為餘震衰減終止時間。再繪出主震後 60 天內，餘震的時間和空間分布，選擇適當的矩形範圍如圖四和圖五所示。圖六為此地震的餘震活動度(b 值)和時間衰減(p 值)的線性回歸圖。

三、結果與討論

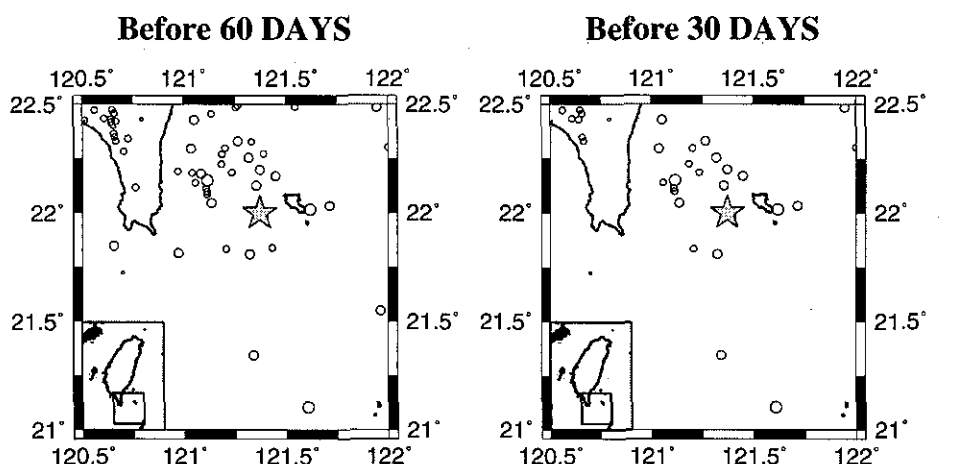
利用前述分析方法，分別選取每組餘震系列的空間分布範圍與衰減時間長度，並計算各組餘震活動度(b 值)及時間衰減值(p 值)，結果列於表二。此結果與余貴坤和黃瑞德(1996)所得結果稍有不同，這可能是因為餘震的空間分布範圍以及衰減時間長度的選取不同所造成。由於除了火山地震外，大多數的構造型地震與板塊邊界或斷層有關，雖然餘震系列的空間分布多呈現不規則的形狀，但大致上都略呈矩形，因此本研究初步採用矩形的空間分布型態，應較能反應餘震界定上的可信度。

表一、本研究所選取的 19 個地震之震源參數。

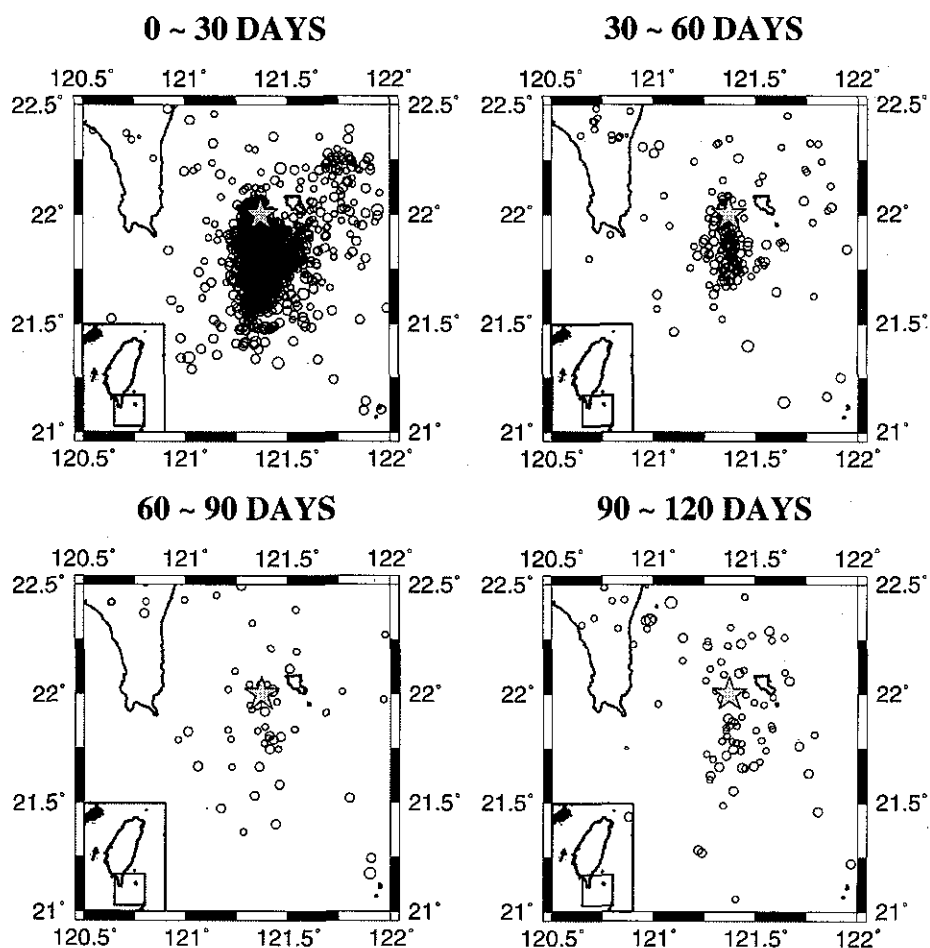
No	Date	Origin time	Location		Depth (km)	M _L	M _S
			Long.	Lat.			
1	1978/07/23	14:42:38.18	121.33	22.35	6.10	7.40	7.4
2	1983/05/10	00:15:03.77	121.51	24.46	1.23	6.00	5.4
3	1985/06/12	17:22:50.84	122.19	24.57	3.31	6.09	5.8
4	1986/01/16	13:04:31.97	121.96	24.76	10.22	6.09	5.9
5	1986/05/20	05:25:49.58	121.59	24.08	15.82	6.10	6.3
6	1986/07/30	11:31:47.53	121.79	24.63	1.55	5.82	5.6
7	1986/11/14	21:20:04.52	121.83	23.99	15.00	6.80	7.8
8	1991/03/12	06:04:06.14	120.07	23.25	12.26	5.67	5.3
9	1993/12/15	21:49:43.10	120.52	23.21	12.50	5.70	5.2
10	1994/06/05	01:09:30.09	121.84	24.46	5.30	6.20	6.5
11	1995/06/25	06:59:07.09	121.67	24.61	39.88	6.50	5.7
12	1996/09/05	23:42:07.88	121.37	22.00	14.76	7.07	6.6
13	1998/07/17	04:51:14.96	120.66	23.50	2.80	6.20	5.4
14	1999/10/22	02:18:56.90	120.42	23.52	16.59	6.40	5.6
15	2000/05/17	03:25:46.62	121.10	24.19	9.74	5.59	5.3
16	2000/06/10	18:23:29.45	121.11	23.90	16.20	6.70	6.2
17	2000/07/28	20:28:07.72	120.93	23.41	7.40	6.10	5.6
18	2001/06/14	02:35:25.78	121.93	24.42	17.29	6.30	5.6
19	2002/05/15	03:46:05.91	121.87	24.65	8.52	6.20	6.2



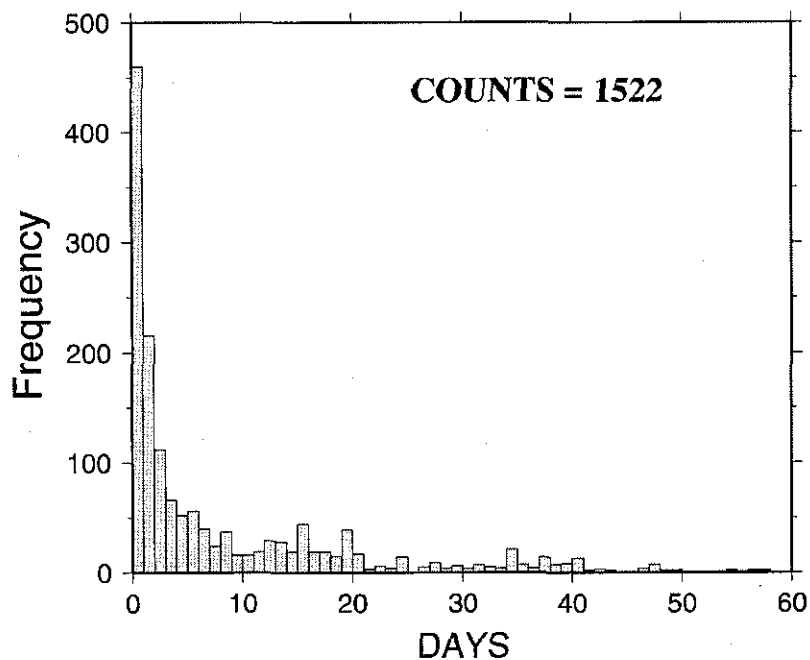
圖一、本研究選取的 19 個地震震央分布圖。星號表示震央位置，數字表地震編號。



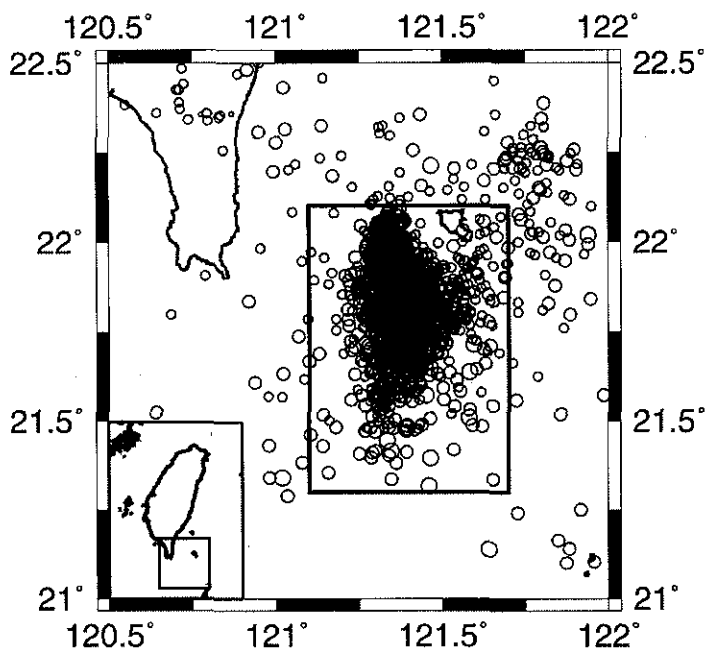
圖二、1996年9月5日發生在蘭嶼附近的強震前60天與前30天內的地震分布圖。星號表示主震的震央位置。



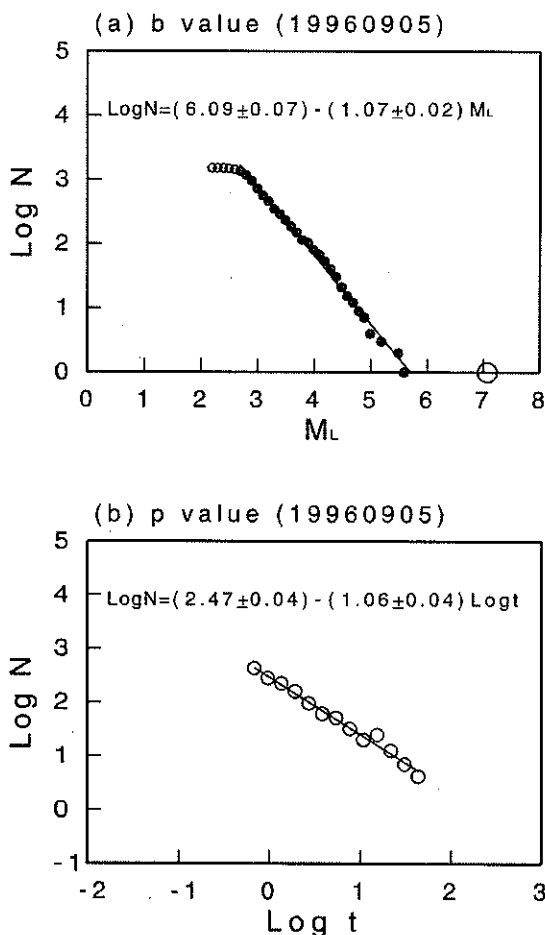
圖三、1996年9月5日主震後30天，30天至60天，60天至90天，90天至120天的地震分布圖。星號表示主震的震央位置。



圖四、1996 年 9 月 5 日蘭嶼地震的餘震系列時間分布圖。本研究選取 60 天當作餘震系列的終止時間。



圖五、1996 年 9 月 5 日蘭嶼地震的餘震系列空間分布圖。本研究採用矩形當作餘震系列的空間分布範圍。



圖六、1996年9月5日蘭嶼地震的餘震系列之b值與p值回歸曲線圖。其中圖(a)為Gutenberg-Richter關係式的圖形，實心圓表示用來計算回歸直線的資料點，小的空心圓表示捨去的資料點，大的空心圓表示主震的規模，回歸直線的斜率為1.07，亦即b值。圖(b)為Omori的餘震衰減修正公式的圖形，空心圓表示資料點，回歸直線的斜率為1.06，亦即p值。

由表二的結果可知，在所分析的19組餘震中有四組(編號2,4,6,12)的b值特別大(接近1.1)，其中有三組(編號2,4,6)在東北部(宜蘭)地區，另一組(編號12)在蘭嶼，這些地區的熱流值都比較高，推測此高活動度是受地下熱流的

影響所致。b值在1.0附近的有六組(編號3,7,8,10,11,18)，其中五組(編號3,7,10,11,18)仍然分布在東北部，另一組(編號8)則在台南西北邊的海岸邊，此現象可能與台南盆地的構造有關。其餘九組(編號1,5,9,13,14,15,16,17,19)，除了編號1發生在蘭嶼和綠島間的地震(其b值約為0.9)外，其餘八組發生在台灣中南部及花蓮附近的地震，其餘震活動度(b值)均小於0.9，這些地震大都與斷層有關。此外，編號9,14,15等三組餘震的活動度偏低(b值小於0.75)，其原因可能與地下岩層的破碎程度(碎性岩層)有關。

在餘震的時間衰減率(p值)方面，有三組餘震(編號1,6,12)呈現高衰減率(p值大於1.0)，除了編號6的地震是位於宜蘭蘇澳附近外，其餘兩個地震發生在蘭嶼、綠島附近，此現象應與火山活動(高熱流)有關(Mogi, 1967; Kisslinger and Jones, 1991)。這些學者認為岩流所產生的高溫狀態會使主震後剩餘的應力快速釋放，因而造成餘震系列急速衰減。相反地，編號3(位於蘇澳外海)和編號5(位於花蓮陸上)兩組餘震系列的衰減特別緩慢(p值分別為0.69與0.52)，是因為主震後的幾天，每天發生的餘震次數大致相近所造成。

至於b值與p值的相關性，從過去一些研究看來，結果也大不相同，Utsu(1961)基於剩餘應力能量的理論推導，得出 $b = (3/4)p$ ，Guo and Ogata(1995)由實際資料的分析也發現兩者呈正相關；Kisslinger and Jones(1991)則認為兩者無關，但Wang(1994)分析數十個不同地區的地震後，認為兩者呈現負相關。余貴坤和黃瑞德(1996)分析10組台灣地區的餘震系列後，也顯示負相關。本研究也嘗試把兩者的關係加以探討，但由於資料僅19組，其中兩組在蘭嶼、綠島附近，屬火山地質，與台灣本島不同，故不予計入，剩餘17組的b值與p值繪製成圖七，結果顯示，兩者略呈正相關，其相關係數 $r = 0.21$ 。此相關係數之計算公式如下(Press et al.,

1992):

$$r = \frac{\sum_i (b_i - \bar{b})(p_i - \bar{p})}{\sqrt{\sum_i (b_i - \bar{b})^2} \sqrt{\sum_i (p_i - \bar{p})^2}}$$

式中， \bar{b} 為 b_i 的平均值， \bar{p} 為 p_i 的平均值。

若將上述 17 個地震的位置，以中央山脈為界分為兩群，分別計算各群的 b 值與 p 值之相關程度時，發現中央山脈以西的地震群（編號為 8, 9, 13, 14, 15, 16, 17），其餘震系列的 b 值與 p 值之正相關性稍微增加（見圖八， $r=0.49$ ），而中央山脈以東的地震群（編號為 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10, 11, 18, 19），其餘震系列的 b 值與 p 值正相關性也大幅提高（見圖九， $r=0.60$ ）。如只考慮宜蘭附近地區的地震（扣除編號為 5 和 7 的地震），其正相關性則與中央山脈以西的地震群所得結果相近（見圖十， $r=0.39$ ）。此外，就蘭嶼、綠島附近的兩組（編號 1, 12）餘震系列而言，似乎呈現負相關，但資料只有兩組，可信度不高。

為進一步瞭解餘震的特性，本研究也分別探討 b 值與 p 值和主震規模的相關性（見圖十一及圖十二），結果顯示，它們的相關程度也不高（相關係數分別為 0.26 及 0.23）。

四、結論

本研究探討自 1973 至 2001 年間發生於台灣本島及東部近海的中、大規模淺源地震的餘震系列 19 組，分別計算其餘震活動度(b 值)和時間衰減率(p 值)。經分析與討論後，歸納成下

列幾點結論：

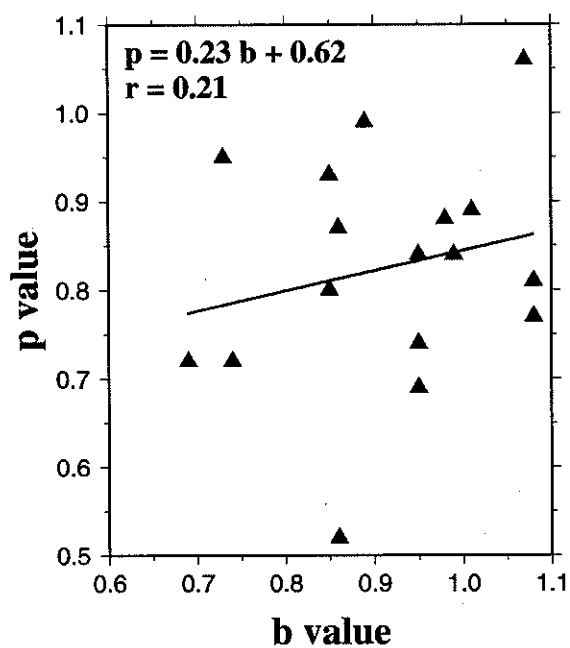
- (1) 餘震的高活動度(b 值大於 1.0)與岩層的高熱流值有關，台灣中南部的陸上地震，其餘震活動度一般都不高(b 值低於 0.9)。
- (2) 餘震的時間衰減率(p 值大於 1.0)高，應與火山地質有關，在分析中，發現有二組餘震系列的時間衰減特別慢，此現象是否與震源附近的地質狀況有關，則尚待進一步研究。
- (3) 本研究結果顯示，以台灣本島而言，餘震系列的活動度與時間衰減率略呈正相關。中央山脈以東的地震餘震系列比中央山脈以西的地震有較高的 b 值與 p 值之正相關性，推測可能與板塊的隱沒有關。至於蘭嶼、綠島附近的餘震，則似乎呈現負相關，雖然資料只有兩組，可信度不高，但仍可看出火山地震的負相關特性。
- (4) 餘震系列的空間分布多呈現不規則形狀，如何正確界定餘震的時空分布，將是影響 b 值與 p 值相關與否的重要因素。
- (5) b 值與 p 值和主震規模的大小略呈正相關，但相關程度都不高。

致謝

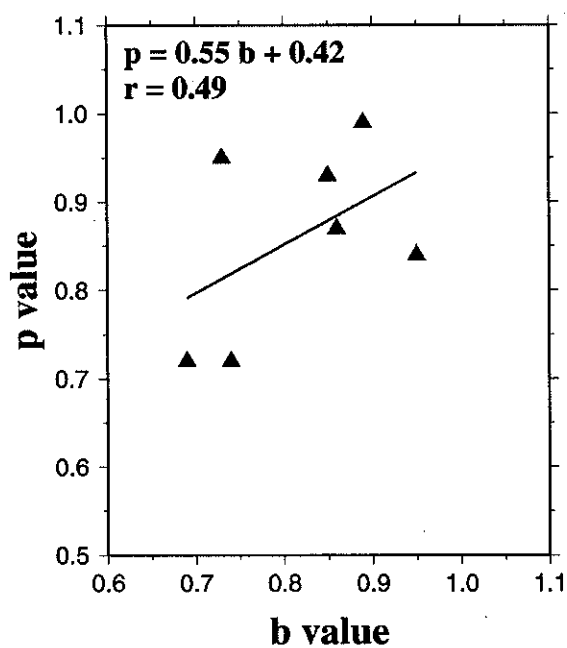
本研究得以完成，作者十分感謝中央氣象局地震測報中心同仁，對地震監測工作的辛勞，並提供地震目錄資料，同時，作者也感謝行政院國家科學委員會支助研究經費，計畫編號 NSC90-2815-C-008-045-M。

表二、本研所得各餘震系列的 b 值與 p 值。

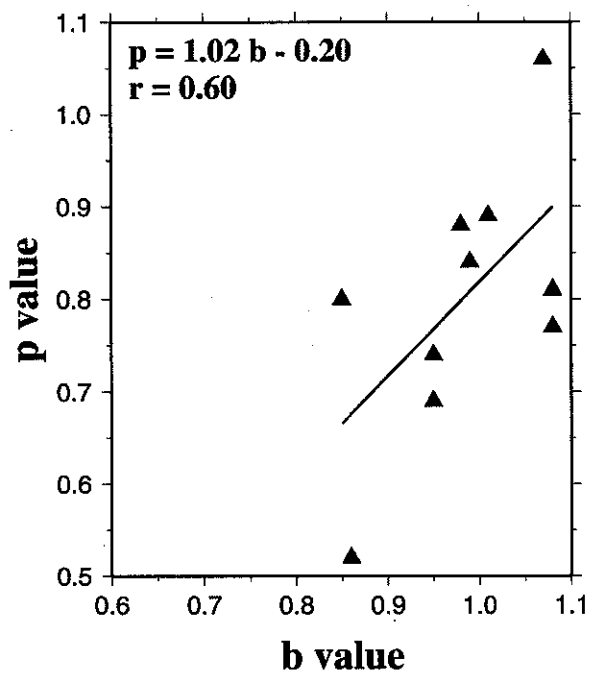
No	days for aftershock sequence	b-value (s.e.)	p-value (s.e.)
1	80	0.90 (0.03)	1.17 (0.06)
2	80	1.08 (0.03)	0.81 (0.04)
3	40	0.95 (0.03)	0.69 (0.04)
4	60	1.08 (0.03)	0.77 (0.03)
5	80	0.86 (0.01)	0.52 (0.06)
6	40	1.07 (0.02)	1.06 (0.05)
7	120	0.99 (0.01)	0.84 (0.02)
8	60	0.95 (0.02)	0.84 (0.05)
9	40	0.73 (0.02)	0.95 (0.02)
10	120	1.01 (0.02)	0.89 (0.07)
11	120	0.98 (0.02)	0.88 (0.02)
12	60	1.07 (0.02)	1.06 (0.04)
13	60	0.85 (0.02)	0.93 (0.04)
14	80	0.74 (0.01)	0.72 (0.04)
15	25	0.69 (0.02)	0.72 (0.05)
16	80	0.86 (0.01)	0.87 (0.03)
17	40	0.89 (0.01)	0.99 (0.04)
18	40	0.95 (0.02)	0.74 (0.07)
19	60	0.85 (0.01)	0.80 (0.03)



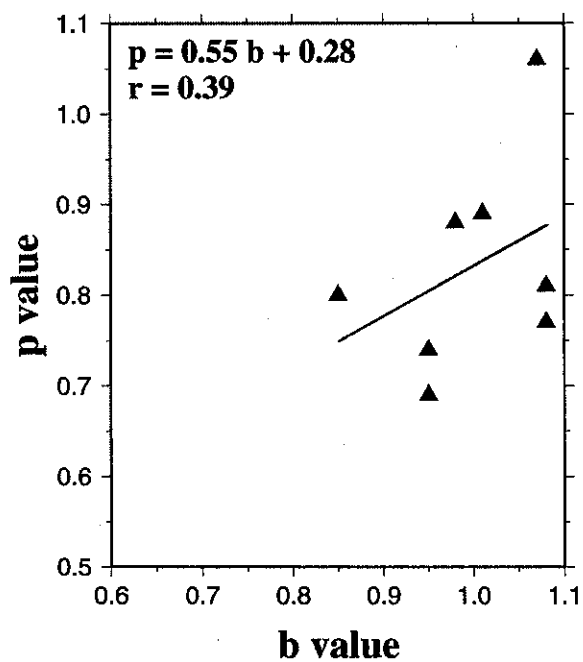
圖七、位於台灣本島及東北部近海的 17 個地震之 b 值與 p 值相關圖，相關係數 $r = 0.21$ 。



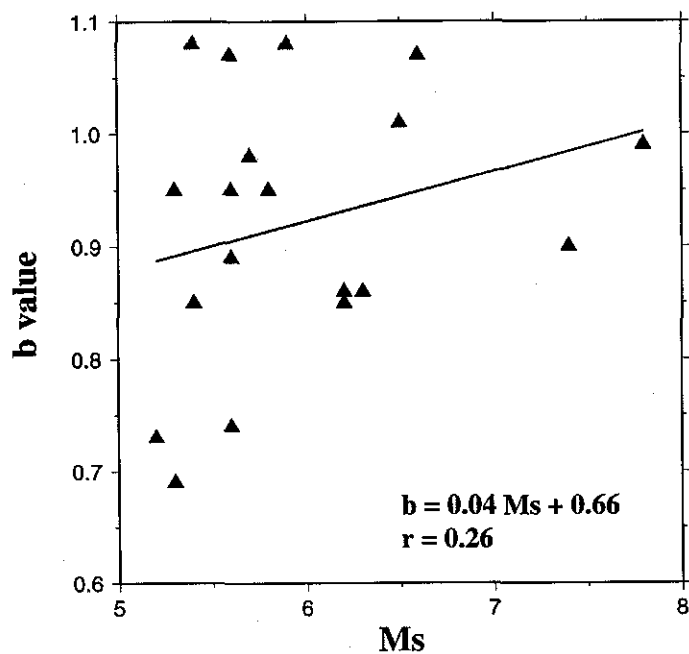
圖八、中央山脈以西的地震群之 b 值與 p 值相關圖，相關係數 $r = 0.49$ 。



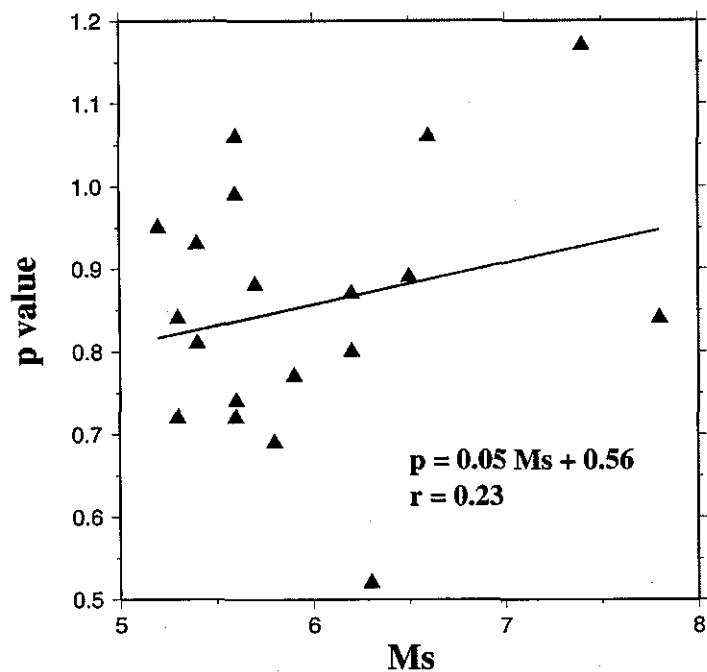
圖九、中央山脈以東的地震群之 b 值與 p 值相關圖，相關係數 $r = 0.60$ 。



圖十、宜蘭附近地區的地震群之 b 值與 p 值相關圖，相關係數 $r = 0.39$ 。



圖十一、餘震的活動度(b 值)和主震規模(Ms)的相關圖，相關係數 $r = 0.26$ 。



圖十二、餘震的時間衰減率(p 值)和主震規模(Ms)的相關圖，相關係數 $r = 0.23$ 。

參考文獻

- Guo, Z. and Y. Ogata (1995). Correlation between characteristic parameters of aftershock distributions in time, space and magnitude. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 993-996.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **34**, 319-323.
- Kisslinger, C. and L. M. Jones (1991). Properties of aftershocks in southern California, *J. geophys. Res.*, **96**, 11947- 11958.
- Mogi, K. (1967). Earthquakes and fractures, *Tectonophysics* **5**, 35-55.
- Nanjo, K., H. Nagahama, and M. Statomura (1998). Rates of aftershock decay and the fractal structure of active fault systems, *Tectonophysics* **287**, 173-186.
- Page, R. (1968). Aftershocks and microaftershocks of the great Alaska earthquake of 1964, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1131- 1168.
- Press, W. H., B. P. Flannery, A. Teakolsky and W. T. Vetterling (1992) . Numerical Recipes, p.630, Cambridge University Press, New York.
- Scholz, C. H. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 399-415.
- Utsu, T. (1961). A statistical study on the occurrence of their aftershocks, *Geophys. Mag.* **30**, 521-605.
- Wang, C. T. and J. H. Wang (1993). Aspects of Large Taiwan Earthquakes and Their Aftershocks, *TAO*, **4**, 257-271.
- Wang, J. H. (1994). On the correlation of observed Gutenberg - Richter's b value and Omori's p value for aftershocks, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 2008-2011.
- 余貴坤、黃瑞德 (1996). 台灣地區大地震 b 值與 p 值之關係，台灣地區強地動觀測計畫研討會(三)論文摘要，157-163 頁。

A Study on Characteristics of Aftershock Sequences in Taiwan area

Guey-Kuen Yu¹ and Hsin-Chiang Liang²

1.Department of Civil Engineering, Van-Nung Institute of Technology.

2.Department of Earth Science, National Central University.

ABSTRACT

The aftershock sequences of 19 shallow earthquakes with moderate- to large-size, located within the island or at the eastern near off-shore of Taiwan from 1973 to 2001, are investigated. The seismicity (b-value) and decay rate (p-value) of aftershocks are estimated for each sequence. The results show that the location of mainshock with high b and p values of the aftershock sequence is related to the area of high heat flow. For the earthquakes located within the island and at the northeastern near off-shore of Taiwan, there is only slightly positive correlation between the b- and p-values in this study. However, if these earthquakes are separated into two groups based on the location of the Central Range, we find that the aftershock sequences of the earthquakes located at the eastern side of the Central Range have higher positive correlation between the b- and p-values than those at the western side. This result may correlate to the plate subduction in the northeastern Taiwan. Furthermore, correlations of the b-value and p-value versus to the magnitude of mainshock are small positive too.

Key words : shallow earthquake, seismicity, decay rate.

民國九十一年颱風調查報告一 第十六號辛樂克 (SINLAKU; 0216) 颱風

徐辛欽

中央氣象局氣象預報中心

摘要

91 年第 16 號辛樂克颱風自形成後，以西北轉北北西進行，於 8 月 31 日增強為中度颱風並以偏西的方向前進，速度穩定，雖一度減緩且稍偏南，最後仍維持偏西移動。

由於辛樂克颱風中心距台灣陸地尚有一段距離，其對台灣帶來的雨量僅集中在台灣北部和桃竹苗山區，在中央氣象局所屬氣象測站中以竹子湖的 360.5mm 為最多。

中央氣象局對辛樂克颱風的 24 小時路徑預報平均誤差為 94 公里(36 次預報)，而 48 小時路徑預報平均誤差為 148 公里。

一、前言

辛樂克颱風是民國 91 年西北太平洋上形成的第 16 個颱風，也是當年第二個侵台的颱風，於 8 月 29 日 06UTC 在威克島西南方海面（關島東方約 1200 公里）形成，其最初向西北進行，後（31 日）轉為向西移動，其後即以穩定的偏西方向前進，移動速度亦維持在 20km/hr 以上，雖曾一度減緩，但移動方向大致不變，於 9 月 7 日 13UTC 進入福建北部，旋即轉弱成為輕度颱風，並於 8 日 00UTC 再減弱為熱帶性低氣壓，其生命期共 10 天（見表 1）。第 16 號辛樂克颱風的中心並未登陸台灣陸地，只有七級風暴風半徑影響台灣北部和東北部，其雨量除台灣北部山區較多外，其他地區並不多，帶給台灣的災害並不大，財物損失亦輕微。

16 號辛樂克颱風影響期間，在降雨方面，主要是在桃、竹、苗山區和北部（大屯山）山區，其中以宜蘭大同鄉池端的 387.0mm 和台北縣烏來鄉福山的 381.0mm 為最多，在瞬間最大風力方面，以彭佳嶼的 14 級和蘭嶼的 12 級為最大。

本報告將討論第 16 號颱風發生經過、侵台期間中央氣象局對其處理情形、颱風路徑變化、氣象要素分析及對此次颱風路徑預報的校驗。

二、颱風發生經過及處理情形

第 16 號颱風（辛樂克）係於 91 年 8 月 29 日 06UTC 在威克島西南方海面形成，之後沿著太平洋高壓南緣朝西北轉北北西前進，至 31 日 00UTC 再朝偏西方向移動，並增強為中度颱風，其後均朝偏西方向移動，中央氣象局根據研判此颱風前進方向短期間內不會重大改變而將會逐漸接近台灣北部海面，對台灣東部海面、台灣北部海面及台灣東部海面構成威脅，遂於 9 月 4 日清晨 5 時 15 分（地方時）對上述海面發布此颱風之第一報海上颱風警報，並透過傳播媒體、166/167 氣象資訊語言服務系統及中央氣象局網站等多重管道對外發布，以提醒民眾及各防災單位預先做好防災準備。由於當時數值模式預報顯示，颱風中心到達東經 125 度附近時，有轉向西南西，且逐漸進入駛流場越來越弱的環境中，因此中央氣象局在第一報

海上颱風警報單的注意事項中曾註明，「第十六號颱風中心到達琉球那霸附近海面時，行進方向有偏向西南西，且移速有減緩的可能。」等字句之後，颱風持續向西移動，因中央氣象局預計颱風暴風圈將對台灣東北部及北部地區構成威脅，於是在9月5日清晨5時15分（地方時）對基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹及苗栗地區發布陸上颱風警報，並增加台灣海峽北部及馬祖海面之海上颱風警報。

由於中央氣象局考慮到此類颱風路徑有相當大的機會為北台灣帶來明顯降雨，且因即將遇到農曆初一大潮時期，此種路徑亦可能引起沿海地區海水倒灌現象，因此5日上午8時10分（地方時）的警報中特別提出「北部、東北部地區及中部地區將有局部性豪雨，須防落石、坍方及土石流；低窪地區應防淹水；北部濱海地區防海水暴漲」。5日、6日兩天在16號颱風向西接近台灣地區之過程中，其移動速度明顯減慢，中央氣象局並在5日下午5時55分（地方時）對馬祖地區發布陸上警報。之後，在5日晚上7時至6日9時，那霸氣象雷達及衛星觀測皆顯示：颱風中心在此14小時間略偏向西南西方向移動。6日清晨2時55分（地方時），中央氣象局遂將台中、彰化、雲林、南投及花蓮地區納入陸上颱風警報，並對金門海面發布海上颱風警報。

9月7日當16號颱風到達台北東北方約240公里之海面上時，中央氣象局預估其將進入駛流明顯的環境中，颱風移速將加快，因此在7日早上8時20分（地方時）的警報中指出此颱風未來移速將加快且強度將逐漸減弱，並於11時30分（地方時）的警報中說明馬祖地區的風力正在增強，請當地民眾防範；另一方面，則解除雲、嘉、花蓮及澎湖地區的陸上警報。

7日下午2時15分（地方時）此颱風開始減弱，且平均風速減少，暴風半徑縮小，此時中央氣象局解除苗栗、台中、彰化及南投地區

之陸上警報；並解除台灣東南部海面的海上警報。下午17時20分（地方時）解除宜蘭及金門地區之陸上警報；並告知外界此颱風強度將持續減弱且暴風圈將更縮小，北部地區即將在晚間脫離暴風圈之影響。至20時10分（地方時）預估颱風中心即將進入福建北部地區，且其暴風圈已離開台灣陸地，中央氣象局遂解除北部地區之陸上警報，亦解除台灣東北部及金門海面之海上警報。隨後16號颱風中心進入大陸，因受地形影響，強度減弱為輕度颱風，故中央氣象局於8日清晨5時50分（地方時）解除對馬祖及北部海面之警報；此颱風即於8日晚上20時（地方時）減弱為熱帶性低氣壓。總計，中央氣象局對16號颱風共發布33次警報，其中8次為海上警報，24次海上陸上警報，1次解除警報，其警報發布經過請見表2，整個颱風的行徑如圖1所示。

三、颱風的路徑及強度變化

8月29日位於太平洋威克島南方海面的熱帶性低氣壓，於06UTC增強為輕度颱風，編號0216，國際命名為SINLAKU（辛樂克），中心氣壓998hPa，中心位置在 18.2°N ， 155°E ，此颱風初期朝著北北西轉西北移動，速度13km/hr，七級風暴風半徑為100公里。30日00UTC（圖2）仍沿著太平洋高氣壓邊緣前進，其距前方的0215號露沙（RUSA）颱風超過2500公里，故露沙颱風並未對其移動產生影響。至31日00UTC，辛樂克颱風北方的太平洋高壓迅速增強（圖3），促使辛樂克颱風移動方向轉為偏西，此時颱風威力亦增強至中度颱風，中心最大風速已達35m/s，七級風暴風半徑擴至280公里，10級風暴風半徑亦達80公里。

9月1日以後，由於太平洋高壓一直盤據在颱風的北方，從9月2日00UTC地面圖（圖4）顯示，太平洋高氣壓由東北東向西南西伸展，其高壓軸線剛好在辛樂克颱風的北方；在500hPa高空圖（圖5）上，高壓中心在 38°N ，

149° E，整個大高壓盤據在颱風北方；槽線則在較高緯度，對颱風沒有作用。三層平均駛流場（圖 6）亦顯示，強大的輻散場在颱風的北方，這些因素均促使颱風無法向北移動而一直以偏西方向行進。

9 月 4 日 00UTC（圖 7）時，颱風北方太平洋高壓雖後退，但大陸高壓西伸，使颱風的走向仍是偏西移動，500hPa 氣流線（圖 8）顯示，廣大的輻散帶仍盤據在 33° ~ 34° N 間，從 12UTC 的衛星雲圖（圖 9）可知，颱風的雲系亦發展良好，颱風眼明顯，颱風北面之雲圖仍未和北方高緯度的雲系連結，此時颱風的移動速度仍是 15km/hr。從 9 月 5 日 06UTC 以後，颱風的移動方向沒有變化，但移動速度減緩，時速只有 11 公里，9 月 6 日 00UTC 地面圖（圖 10）可知，大陸高壓中心在 43° N，127° E，即在辛樂克颱風的正北方，高壓的脊線仍橫跨在颱風的北方，但 500hPa（圖 11）卻顯示，北方的高空槽正在颱風的北方，颱風正處在槽內（槽的南邊），從三層平均駛流場（圖 12）亦顯示，颱風的北方是一鞍形場，兩邊則是二大輻散場，對此颱風有導引作用。衛星雲圖（圖 13）則顯示颱風北邊雲系和北方槽線雲系相連接，因這些低層與高空條件因素促使颱風速度減慢，直至 18UTC 移動速度才又慢慢增加。

7 日 00UTC 時，颱風的雲系（圖 14）已漸漸擺脫北方雲帶，此時全台灣均籠罩在颱風的雲團，颱風仍以偏西方向前進，時速增至 18 公里，至 06UTC 再增快至 23 公里，12UTC 左右進入福建北部後，受地形影響旋即在 18UTC 減弱為輕度颱風，於 8 日 00UTC 再減弱為熱帶性低氣壓。

四、颱風侵台期間各氣象要素的分析

（一）氣壓分析

辛樂克颱風從台灣的北部海面掠過，在 7 日最接近台灣，最低氣壓出現在最靠近颱風中

心的彭佳嶼（表 3），其最低氣壓為 989.9hPa，出現時間在 7 日 5 時 16 分（LST），其次是在台灣東南地區的成功、台東和大武等地，其最低氣壓在 993.3~995.2hPa 間，基隆雖較上述三地靠近颱風，其最低氣壓為 995.4hPa，出現時間為 7 日 12 時 32 分（LST）。全台灣最低氣壓出現時間，除成功站在 6 日 17 時 23 分（LST）外，其餘各地皆在 7 日 2 時至 17 時之間先後出現。

（二）風力分析

辛樂克颱風的路徑從係台灣北部海面經過，颱風中心距台灣最近的陸地約 200 公里，但在台灣平地仍有基隆、蘇澳、宜蘭、恒春等地出現超過 20m/s（8 級）的陣風（見表 3）。在台灣山區的鞍部和玉山亦分別有 27.1m/s（10 級，北風）和 23.8m/s（9 級，東北風）的強風。在離島的測站蘭嶼則出現 36.2m/s（12 級，西風）的最大陣風，其最大平均風速為 23.2m/s（9 級，西風）；距颱風最近的彭佳嶼其瞬間最大風速為 43.2m/s（14 級，西風），其最大平均風速亦達 33.3m/s（12 級，西風），彭佳嶼出現最大瞬間風速在 7 日 8 時 13 分。有關全台灣各地出現瞬間最大風速請見圖 15。

（三）雨量分析

從 9 月 5 日至 7 日三天受辛樂克颱風影響期間，台灣地區降雨量在中央氣象局所屬測站資料中，以陽明山（竹子湖）之雨量最多（表 3 及圖 16），達 360.5mm，其次是鞍部的 233.5mm，台北亦有 121.7mm，彭佳嶼有 101.7mm，其他地區雨量均不多，尤其是中部、南部、東南部等地的測站雨量均未達 10mm，南部的台南、高雄、恒春及台東地區的台東、成功、大武等站皆未有降雨量。

在自動雨量站觀測資料方面（圖 17），降雨顯然集中在北部山區及桃竹苗山區，在桃竹苗山區 200mm 等雨量線之涵蓋範圍甚大；而台中以南只有零星降雨，很多地方沒有雨量。以測站而言，宜蘭縣大同鄉池端的 387.0mm 為最

多，其次為台北縣烏來鄉福山有 381.0mm 和新竹縣尖石鄉玉峰的 358.0mm。

五、最佳路徑與各種預報方法的校驗

由於辛樂克颱風行徑穩定，一直以偏西的方向前進，故一般的預測方法所得的誤差均不大，表 4 是辛樂克颱風 24 小時預報平均誤差，從此表可知在主觀預報方面，中央氣象局在 36 次預報中平均誤差只有 94 公里，其他的主觀預報中，美軍（PGTW）的預報平均誤差只有 68 公里（36 次）最少，日本（RJTD）的預報平均誤差有 87 公里（36 次），而香港（VHHH）其 24 小時預報平均誤差達 272 公里。在統計模式方面，CLIP 的 24 小時平均預報誤差為 133 公里（28 次），其和 HURA 的 135 公里（34 次）差不多。動力模式 TFSS 之 24 小時平均預報誤差只有 88 公里（17 次），較 EBM 模式的 150 公里（12 次）為佳。

以 48 小時預報而言（表 5），在主觀預報方面，中央氣象局在 32 次預報中平均誤差為 148 公里，而美軍（PGTW）為 111 公里（32 次），日本（RJTD）為 140 公里（32 次），其誤差相距不多。在統計預報中的 CLIP 和 HURA 分別有 333 公里（24 次）和 359 公里（30 次），亦相差不多，而動力模式的 TFSS 模式平均誤差為 155 公里（15 次）較 EBM 模式的 298 公里（12 次）佳。

六、災害報告

根據內政部消防署中央災害應變中心統計，第 16 號辛樂克颱風在台灣造成的災情如下：

- （一）人員：3 人死亡、2 人受傷。
- （二）土石崩坍：台北縣樹林鎮、新竹尖石鄉、馬祖皆有道路坍方情形。
- （三）漁業損失：宜蘭縣有魚筏於烏石鼻翻覆。

七、結論

辛樂克颱風為 2002 年第二個侵台颱風，其特性和對台灣地區的影響可歸納以下幾點：

- （一）辛樂克颱風形成颱風後，往西北轉北北西進行，31 日增強至中度颱風後即以偏西的方向進行，直至 9 月 8 日減弱為熱帶性低氣壓，其共 10 天生命期。
- （二）辛樂克颱風在以偏西的行進路徑中，其前進速度穩定，直至 9 月 5 日 00UTC 至 6 日 18UTC 間，由於北方槽線接近，促使颱風移速一度減慢，但其後仍維持偏西的路徑移動。
- （三）由於辛樂克颱風經過台灣海峽北部，颱風中心距台灣本島陸地約 200 公里，故其帶來的風力並不大，而雨量亦僅集中在台灣北部山區（包括桃竹苗山區）；在中央氣象局所屬測站的竹子湖有 360.5mm，鞍部有 233.5mm 為最多，自動雨量站則以宜蘭大同鄉的池端最多，有 387.0mm。

由於辛樂克颱風行徑穩定，一般路徑預報方法所得的誤差均不大，中央氣象局對辛樂克颱風的 24 小時路徑預報平均誤差為 94 公里（36 次個案），而 48 小時路徑預報平均誤差為 148 公里（32 次個案）。

表 1. 辛樂克颱風最佳路徑、強度變化及動向資料表

Table 1. The best-track position, intensity, and movement of typhoon SINLAKU.

時間 (UTC)	緯度 (°N)	經度 (°E)	中心氣 壓(hPa)	移動方 向 degree	移動速 度 Km/hr	最大風速		暴風半徑		備註
						持續風 m/s	陣風 m/s	30kts km	50kts km	
082906	18.2	155.0	998	NW	13	18	25	100	-	輕度颱風
082912	18.7	155.0	995	NW	13	20	28	100	-	輕度颱風
082918	19.5	154.7	995	NW	15	20	28	100	-	輕度颱風
083000	20.6	154.0	985	NW	19	25	33	150	-	輕度颱風
083006	21.5	153.5	980	NW	19	28	35	150	-	輕度颱風
083012	22.3	152.6	980	WNW	18	28	35	150	-	輕度颱風
083018	23.0	151.6	975	WNW	20	30	38	250	-	輕度颱風
083100	23.4	150.8	965	WNW	20	35	45	280	80	中度颱風
083106	23.7	149.7	955	W	20	40	50	280	80	中度颱風
083112	23.7	148.7	955	W	19	40	50	280	80	中度颱風
083118	23.9	147.9	955	W	19	40	50	280	80	中度颱風
090100	24.0	146.8	955	W	19	40	50	280	80	中度颱風
090106	24.1	145.7	955	W	20	40	50	280	80	中度颱風
090112	24.2	144.5	955	W	20	40	50	280	80	中度颱風
090118	24.3	143.2	955	W	20	40	50	280	80	中度颱風
090200	24.3	141.8	950	W	24	43	53	300	100	中度颱風
090206	24.4	140.4	950	W	24	43	53	300	100	中度颱風
090212	24.4	139.1	950	W	24	43	53	300	100	中度颱風
090218	24.5	137.7	955	W	24	40	50	300	100	中度颱風
090300	24.8	136.3	955	W	24	40	50	300	100	中度颱風
090306	25.2	134.9	955	W	24	40	50	300	100	中度颱風
090312	25.5	133.2	955	W	24	40	50	300	100	中度颱風
090318	25.6	132.0	955	W	20	40	50	300	100	中度颱風
090400	25.9	130.7	955	W	20	40	50	300	100	中度颱風
090406	25.9	129.5	955	W	15	40	50	300	100	中度颱風
090412	26.1	128.5	955	W	15	40	50	300	100	中度颱風
090418	26.3	127.4	955	W	13	40	50	300	100	中度颱風
090500	26.4	126.8	955	W	13	40	50	300	100	中度颱風
090506	26.5	126.1	955	W	11	40	50	300	100	中度颱風
090512	26.5	125.8	955	W	11	40	50	300	100	中度颱風
090518	26.3	125.3	955	W	11	40	50	300	100	中度颱風
090600	26.2	125.0	955	W	11	40	50	300	100	中度颱風
090606	26.2	124.6	955	W	11	40	50	300	100	中度颱風
090612	26.2	124.4	955	W	10	40	50	300	100	中度颱風
090618	26.4	123.8	955	W	15	40	50	300	100	中度颱風
090700	26.7	122.9	955	W	18	40	50	300	100	中度颱風
090706	27.1	122.6	960	W	23	38	48	250	80	中度颱風
090712	27.1	120.5	970	W	23	33	43	220	50	中度颱風
090718	27.2	119.2	980	W	23	28	35	180	-	輕度颱風
090800	28.0	117.3	1000	W	13					T.D.

表 2. 辛樂克颱風警報發布經過一覽表

Table 2. Warnings issued by CWB for typhoon SINLAKU.

次序		發布時間			警 戒 區 域		備註
號	報	日	時	分	海 上	陸 上	
16	01	4	5	15	北部、東北部、東南部海面		中度
16	02	4	8	10	北部、東北部、東南部海面		中度
16	03	4	11	10	北部、東北部、東南部海面		中度
16	04	4	14	15	北部、東北部、東南部海面		中度
16	05	4	17	20	北部、東北部、東南部海面		中度
16	06	4	20	10	北部、東北部、東南部海面		中度
16	07	4	23	15	北部、東北部、東南部海面		中度
16	08	5	2	30	北部、東北部、東南部海面		中度
16	09	5	5	15	海峽北部、北部、東部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北等	中度
16	10	5	8	10	海峽北部、北部、東部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北等	中度
16	11	5	11	30	海峽北部、北部、東部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北等	中度
16	12	5	14	30	海峽北部、北部、東部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北等	中度
16	13	5	17	55	海峽北部、北部、東部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北等	中度
16	14	5	20	20	海峽北部、北部、東部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北等	中度
16	15	5	23	15	海峽北部、北部、東部及馬祖海面	基隆、宜蘭及苗栗以北等	中度
16	16	6	2	55	海峽北部、北部、東部及馬祖海面	花蓮以北及南投以北等	中度
16	17	6	5	35	海峽北部、北部、東部及馬祖海面	花蓮以北及南投以北等	中度
16	18	6	8	20	海峽北部、北部、東部及馬祖海面	花蓮以北及南投以北等	中度
16	19	6	11	20	海峽北部、北部、東部及馬祖海面	花蓮以北、南投以北及馬祖等	中度
16	20	6	14	30	海峽北部、北部、東部及馬祖海面	花蓮以北、南投以北及馬祖等	中度
16	21	6	17	15	海峽北部、北部、東部及馬祖海面	花蓮以北、南投以北及馬祖等	中度
16	22	6	20	40	海峽北部、北部、東部及金馬海面	花蓮以北、嘉義以北及澎金馬等	中度
16	23	6	23	20	海峽北部、北部、東部及金馬海面	花蓮以北、嘉義以北及澎金馬等	中度
16	24	7	2	30	海峽北部、北部、東部及金馬海面	花蓮以北、嘉義以北及澎金馬等	中度
16	25	7	5	40	海峽北部、北部、東部及金馬海面	花蓮以北、嘉義以北及澎金馬等	中度
16	26	7	8	20	海峽北部、北部、東部及金馬海面	花蓮以北、嘉義以北及澎金馬等	中度
16	27	7	11	30	海峽北部、北部、東部及金馬海面	花蓮以北、南投以北及金馬等	中度
16	28	7	14	15	海峽北部、北部、東北部及金馬海面	馬祖、新竹以北及宜蘭	中度
16	29	7	17	20	海峽北部、北部、東北部及金馬海面	馬祖及新竹以北	中度
16	30	7	20	10	北部、海峽北部及馬祖海面	馬祖	中度
16	31	7	23	20	北部及馬祖海面	馬祖	中度
16	32	8	2	30	北部及馬祖海面	馬祖	中度
16	33	8	5	50	(解除)		

表 3. 辛樂克颱風侵台期間氣象要素統計表

Table 3. The meteorological summary of CWB's stations during the passage of typhoon SINLAKU.

測站 站名	最低氣壓(hPa)		瞬間最大風速(m/s)			最大風速(m/s)			最大降水量(mm)				降水總量(m/s)	
	數值	時間	風速	風向	時間	風速	風向	時間	十分鐘	時間起始	一小時	時間起始	數量	時間始迄
基隆	995.4	07/12:32	21.5	240	07/07:45	12.8	230	07/08:36	8.5	05/07:44	9.5	05/07:43	57.7	05/07:43~07/20:00
台北	996.2	07/14:39	19.0	310	07/12:02	8.5	250	07/11:20	7.5	06/05:49	16.0	07/00:36	121.7	05/05:15~07/17:12
板橋	996.5	07/15:01	18.1	280	07/11:23	9.6	250	07/11:31	5.0	05/07:05	11.0	07/00:41	75.6	05/05:15~06/24:00
竹子湖	998.4	07/14:46	17.2	110	06/09:04	6.3	340	06/08:42	10.5	05/06:10	36.4	07/03:16	360.5	05/05:00~07/17:05
鞍部*	1376.7	07/12:11	27.1	010	06/12:57	17.1	350	06/12:59	9.0	07/03:48	34.0	07/03:14	233.5	05/05:15~07/17:36
新竹	998.3	07/14:50	14.5	260	07/13:11	7.5	210	07/12:41	3.0	06/09:26	5.0	07/04:02	28.3	05/05:15~07/18:10
台中	1000.4	07/14:46	16.3	080	05/18:06	6.7	010	05/19:00	1.4	06/12:49	1.7	06/12:40	2.4	06/12:40~07/09:40
梧棲	1000.4	07/16:04	16.6	010	05/14:31	11.8	010	05/15:29	1.0	05/10:38	1.5	05/10:15	2.5	05/10:15~06/06:30
日月潭*	1424.8	07/14:46	8.9	310	06/21:08	4.5	290	06/21:22	0.1	06/23:17	0.2	07/03:10	0.3	06/23:17~07/09:50
嘉義	1000.3	07/15:16	12.1	040	06/12:16	6.5	050	06/18:17	3.1	05/14:25	3.2	05/14:25	6.2	05/12:05~05/15:10
阿里山*	3049.5	07/02:14	14.8	280	06/20:09	6.2	310	07/01:07	1.0	05/15:50	1.5	05/15:50	2.0	05/15:50~07/05:40
玉山*	3080.6	07/04:08	23.8	050	06/23:22	18.2	210	08/05:50	0.3	07/06:06	0.7	07/03:10	2.0	05/16:00~07/07:00
台南	1000.8	07/02:32	18.1	350	06/14:00	9.4	360	06/16:19	T	06/09:30	T	06/09:30	T	05/05:15~08/00:15
高雄	999.3	07/02:27	15.9	360	06/14:29	8.1	340	06/09:23	0	-	0	-	0.0	-
恆春	998.3	07/03:47	20.5	020	06/13:09	7.2	340	06/09:11	0	-	0	-	0.0	-
大武	995.2	07/12:43	10.7	280	07/09:28	5.1	200	08/00:55	0	-	0	-	0.0	-
台東	994.4	07/14:09	6.6	060	06/14:26	3.6	070	06/14:22	0	-	0	-	0.0	-
成功	993.3	06/17:23	11.9	260	06/00:23	6.5	040	06/13:46	0	-	0	-	0.0	-
花蓮	995.8	07/15:00	6.6	240	05/07:38	4.7	230	05/07:47	0.3	06/23:30	0.5	06/23:30	1.0	06/23:30~07/02:10
蘇澳	996.8	07/15:06	21.4	330	06/03:46	9.8	270	06/20:45	7.5	05/08:41	8.0	05/07:54	37.0	05/06:55~07/09:45
宜蘭	995.5	07/12:33	21.3	360	06/14:51	12.8	330	06/14:46	7.0	05/08:45	12.5	05/08:40	43.9	05/07:40~07/15:30
彭佳嶼	989.9	07/05:16	43.2	260	07/08:13	33.3	250	07/08:15	2.6	07/00:35	9.5	07/05:20	101.7	05/05:15~08/05:50
澎湖	1000.9	07/14:26	11.6	080	05/16:45	6.2	010	05/15:45	0	-	0	-	0.0	-
東吉島	1000.8	07/14:58	15.4	020	06/14:31	10.7	010	06/15:22	2.0	05/08:00	2.0	05/08:00	2.0	05/08:00~05/08:15
蘭嶼	995.4	07/12:28	36.2	270	07/12:24	23.2	260	07/12:28	0	-	0	-	0.0	-

註：*- 表該站屬高山測站

表 4. 辛樂克颱風各主觀預測及模式等之 24 小時颱風路徑預報平均誤差比較表

Table 4. 24-hour mean error (km) of selective track-forecast techniques for typhoon SINLAKU.

	CLIP	CWB	TFSS	EBM	HURA	PGTW	RJTD	VHHH
CLIP	28 133							
	133 0							
CWB	28 133	36 94						
	96 -37	94 0						
TFSS	13 138	17 96	17 88					
	77 -61	88 -7	88 0					
EBM	8 101	12 75	11 96	12 150				
	140 38	150 74	159 62	150 0				
HURA	27 125	34 92	16 88	12 150	34 135			
	120 -5	135 42	131 42	124 -25	135 0			
PGTW	28 133	36 94	17 88	12 150	34 135	36 68		
	57 -75	68 -25	70 -18	62 -87	66 -68	68 0		
RJTD	28 133	36 94	17 88	12 150	34 135	36 68	36 87	
	81 -51	87 -7	90 1	90 -59	87 -48	87 18	87 0	
VHHH	3 305	3 164	2 74	0 0	2 222	3 83	3 125	3 272
	272 -33	272 107	351 277	0 0	157 -64	272 188	272 146	272 0

A	B
C	D

A 表示 X 與 Y 預報時間相同的次數
 B 表示 X 軸上預報方法之 24 小時平均誤差(KM)
 C 表示 Y 軸上預報方法之 24 小時平均誤差(KM)
 D 表示 Y 軸預報方法比 X 軸之預報方法好的程度(KM)

CLIP—中央氣象局統計模式預報。
 CWB—中央氣象局官方預報。
 TFSS—中央氣象局原始方程預報模式。
 HURA—中央氣象局統計預報模式。
 PGTW—美軍之主觀預報。
 RJTD—日本之主觀預報。
 EBM—中央氣象局相當正壓預報模式。
 VHHH—香港之主觀預報。

表 5. 辛樂克颱風各主觀預測及模式等之 48 小時颱風路徑預報平均誤差比較表

Table 5. 48-hour mean error (km) of selective track-forecast techniques for typhoon SINLAKU.

	CLIP	CWB	TFSS	EBM	HURA	PGTW	RJTD
CLIP	24 333						
	333 0						
CWB	24 333	32 148					
	155 -177	148 0					
TFSS	11 327	15 159	15 155				
	164 -162	155 -3	155 0				
EBM	8 303	12 135	11 150	12 298			
	312 9	298 162	309 159	298 0			
HURA	23 322	30 144	14 161	12 298	30 359		
	309 -12	359 214	340 179	379 81	359 0		
PGTW	24 333	32 148	15 155	12 298	30 359	32 111	
	94 -238	111 -37	116 -38	103 -194	109 -250	111 0	
RJTD	24 333	32 148	15 155	12 298	30 359	32 111	32 140
	151 -181	140 -7	144 -11	122 -175	140 -218	140 29	140 0

A	B
C	D

A 表示 X 與 Y 預報時間相同的次數
 B 表示 X 軸上預報方法之 48 小時平均誤差(KM)
 C 表示 Y 軸上預報方法之 48 小時平均誤差(KM)
 D 表示 Y 軸預報方法比 X 軸之預報方法好的程度(KM)

CLIP—中央氣象局統計預報模式。
 CWB—中央氣象局官方預報。
 TFSS—中央氣象局原始方程預報模式。
 EBM—中央氣象局相當正壓預報模式。
 HURA—中央氣象局統計預報模式。
 PGTW—美軍之主觀預報。
 RJTD—日本之主觀預報。
 VHHH—香港之主觀預報。

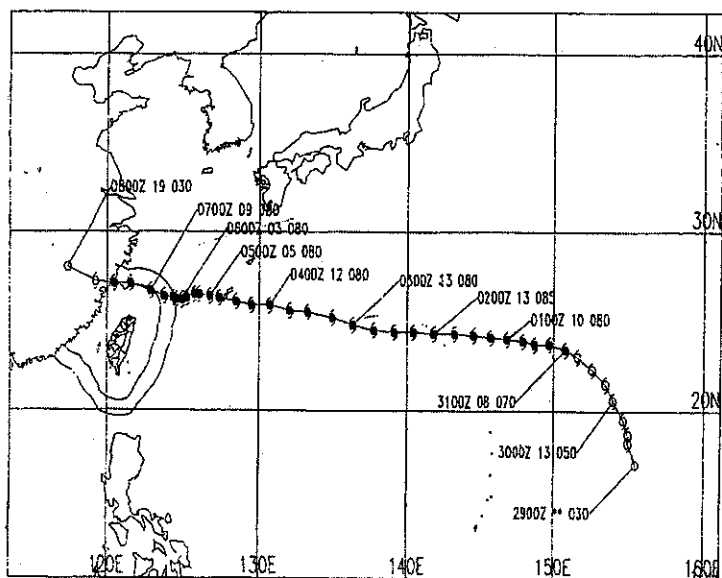


圖 1. 辛樂克颱風 (0216) 最佳路徑圖圖中空心代表強度為輕度颱風，實心代表中度以上颱風，每隔 24 小時之標示資料由左至右分別為 UTC 時間、時速 (Kts) 及近中心最大風速 (Kts)。

Fig1. The best track of typhoon SINLAKU(0216).

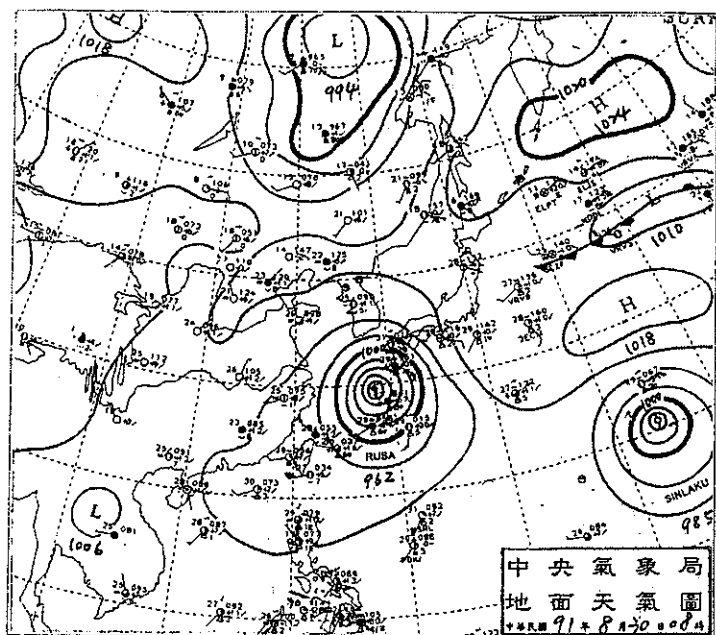


圖 2. 2002 年 8 月 30 日 0000UTC 地面天氣圖

Fig2. The surface chart at 0000UTC August 30 of 2002.

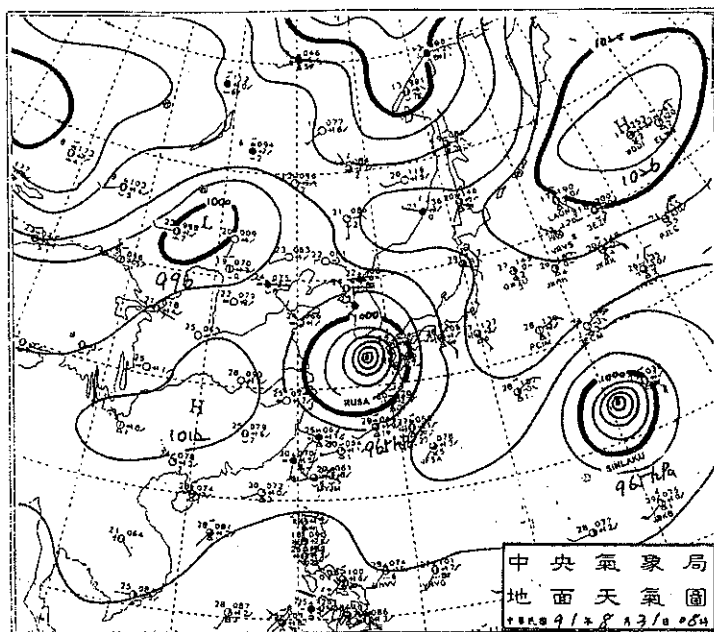


圖 3. 2002 年 8 月 31 日 0000UTC 地面天氣圖

Fig3. The surface chart at 0000UTC August 31 of 2002.

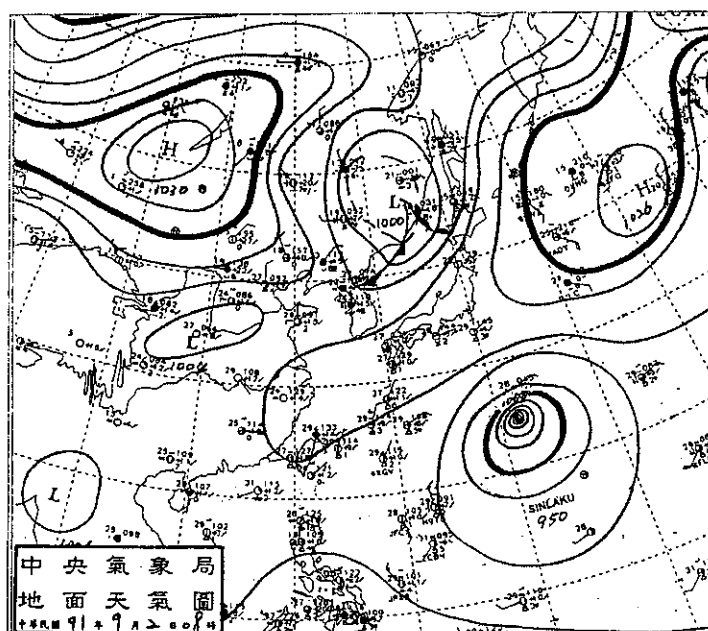


圖 4. 2002 年 9 月 2 日 0000UTC 地面天氣圖

Fig4. The surface chart at 0000UTC September 2 of 2002.

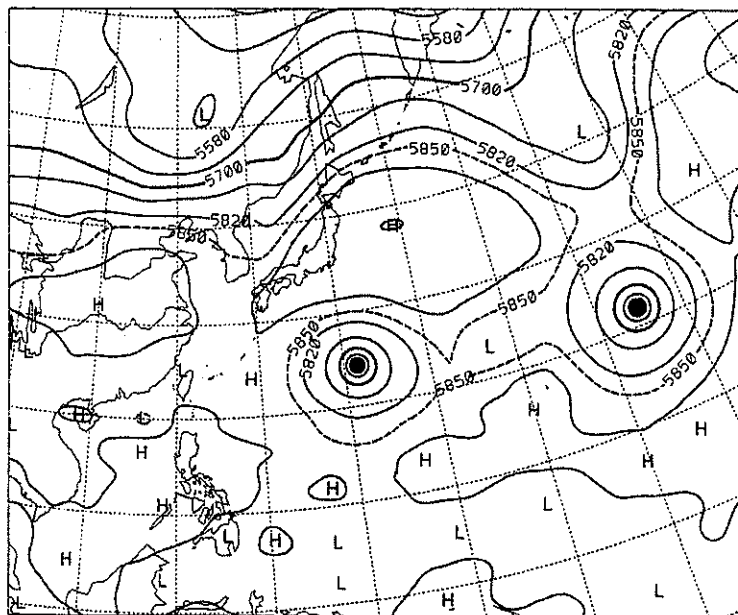


圖 5. 2002 年 9 月 2 日 0000UTC 500 百帕高度場圖

Fig5. The 500 hPa chart of 0000UTC September 2 of 2002.

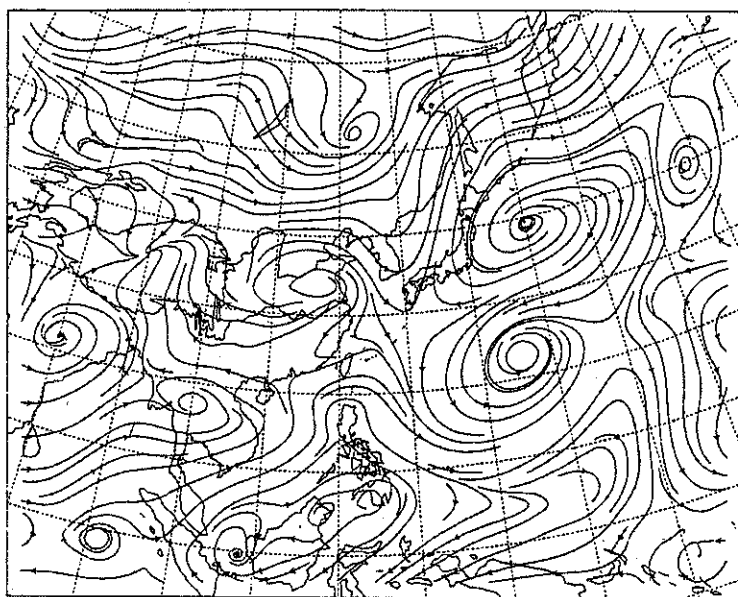


圖 6. 2002 年 9 月 1 日 1200 UTC 500/700/850 百帕平均氣流圖

Fig6. The streamline analysis of mean flow (500/700/850 hPa) at 1200UTC September 1 of 2002.

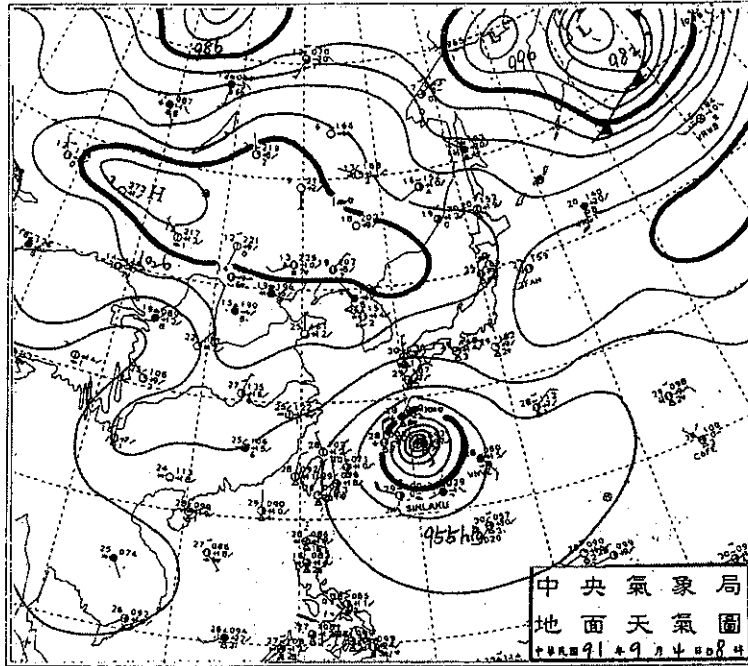


圖 7. 2002 年 9 月 4 日 0000UTC 地面天氣圖

Fig7. The surface chart at 0000UTC September 4 of 2002.

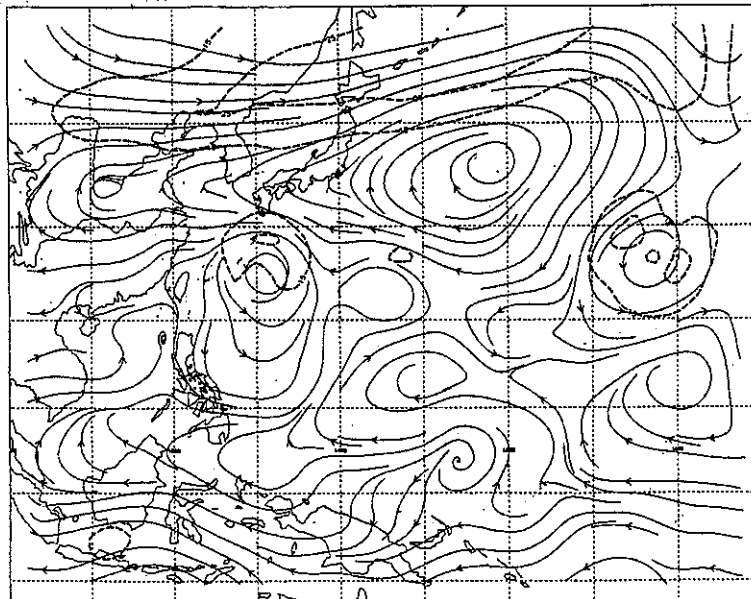


圖 8. 2002 年 9 月 4 日 0000UTC 500 百帕氣流線分析圖

Fig8. The streamline analysis of 500 hPa at 0000UTC September 4 of 2002.

中華民國91年09月04日20時紅外線衛星雲圖

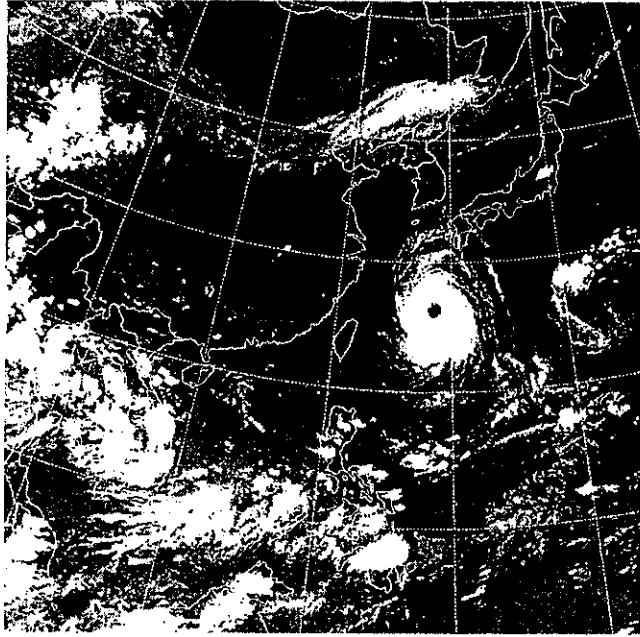


圖 9. 2002 年 9 月 4 日 1200UTC 紅外線衛星雲圖

Fig9. The satellite infrared imagery at 1200UTC September 4 of 2002.

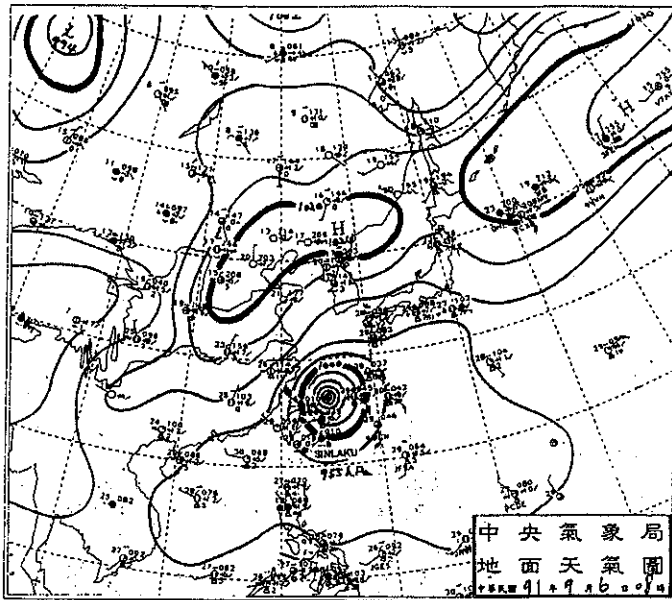


圖 10. 2002 年 9 月 6 日 0000UTC 地面天氣圖

Fig10. The surface chart at 0000 UTC September 6 of 2002.

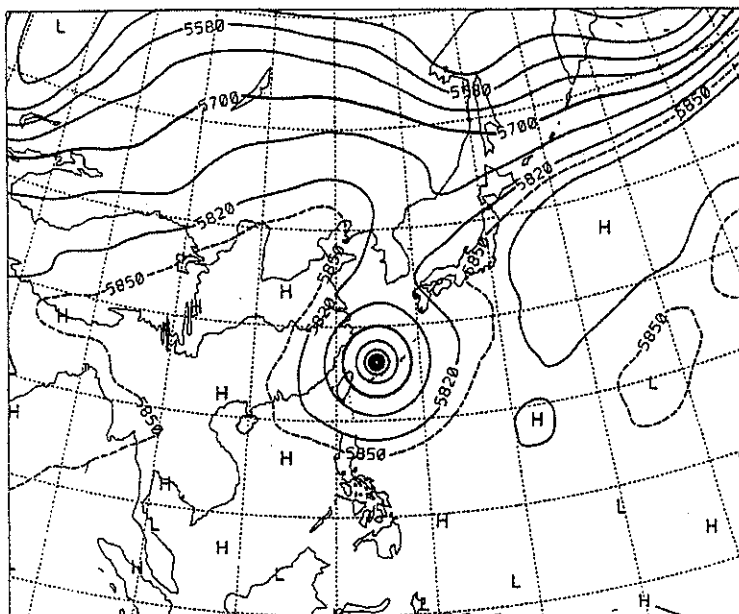


圖 11. 2002 年 9 月 6 日 0000 UTC 500 百帕高度場圖
Fig11. The 500 hPa chart of 0000UTC September 6 of 2002.

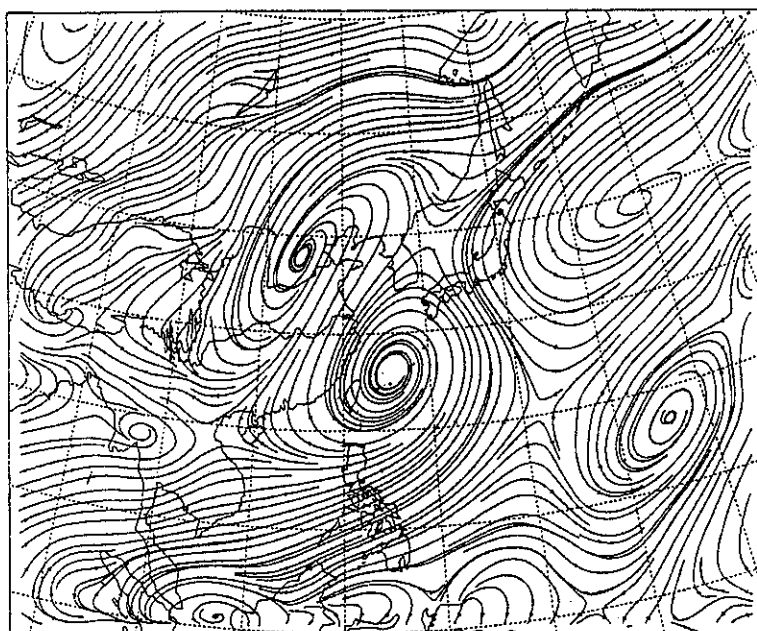


圖 12. 2002 年 9 月 6 日 0000UTC 500/700/850 百帕平均氣流圖
Fig12. The streamline analysis of mean flow (500/700/850 hPa) at
0000 UTC September 6 of 2002.

中華民國91年09月06日08時紅外線衛星雲圖

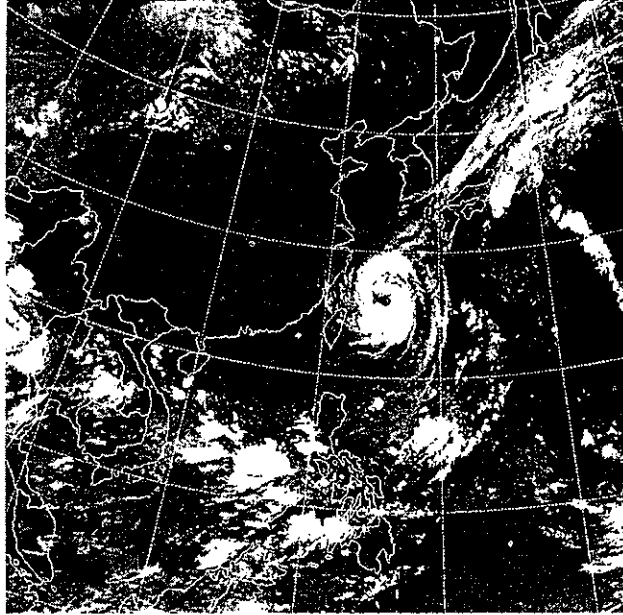


圖 13. 2002 年 9 月 6 日 0000UTC 紅外線衛星雲圖
Fig13. The satellite infrared imagery at 0000UTC September 6 of 2002.

中華民國91年09月07日08時紅外線衛星雲圖

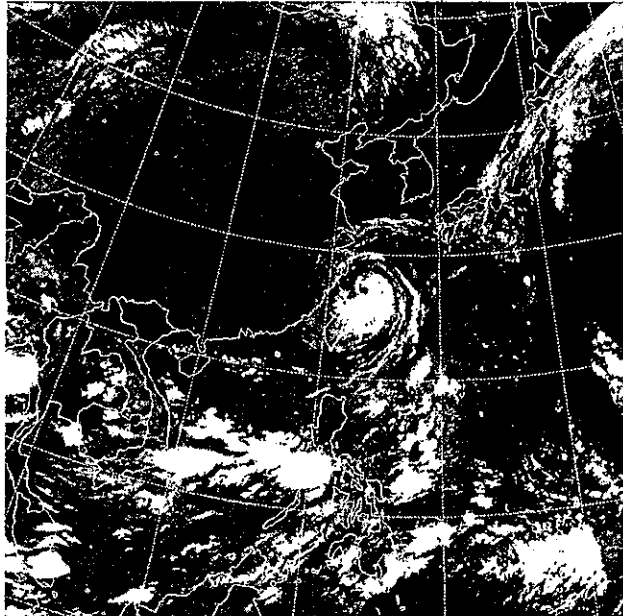


圖 14. 2002 年 9 月 7 日 0000UTC 紅外線衛星雲圖
Fig14. The satellite infrared imagery at 0000UTC September 7 of 2002.

辛樂克颱風侵台期間(9月5日~7日)各氣象站瞬間最大陣風(單位：m/s)

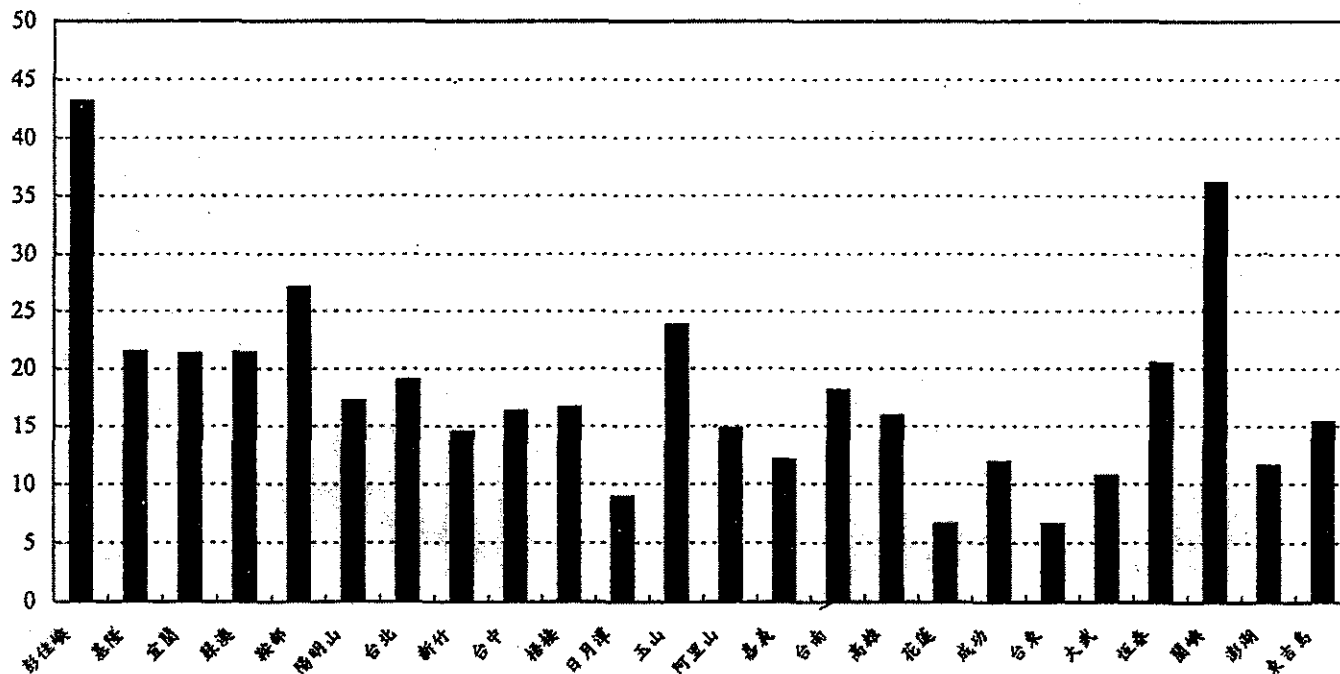


圖 15. 辛樂克颱風(0216)侵台期間(9月5日~7日)各氣象站瞬間最大陣風

Fig15. The peak gust at CWB stations during typhoon SINLAKU's passage.

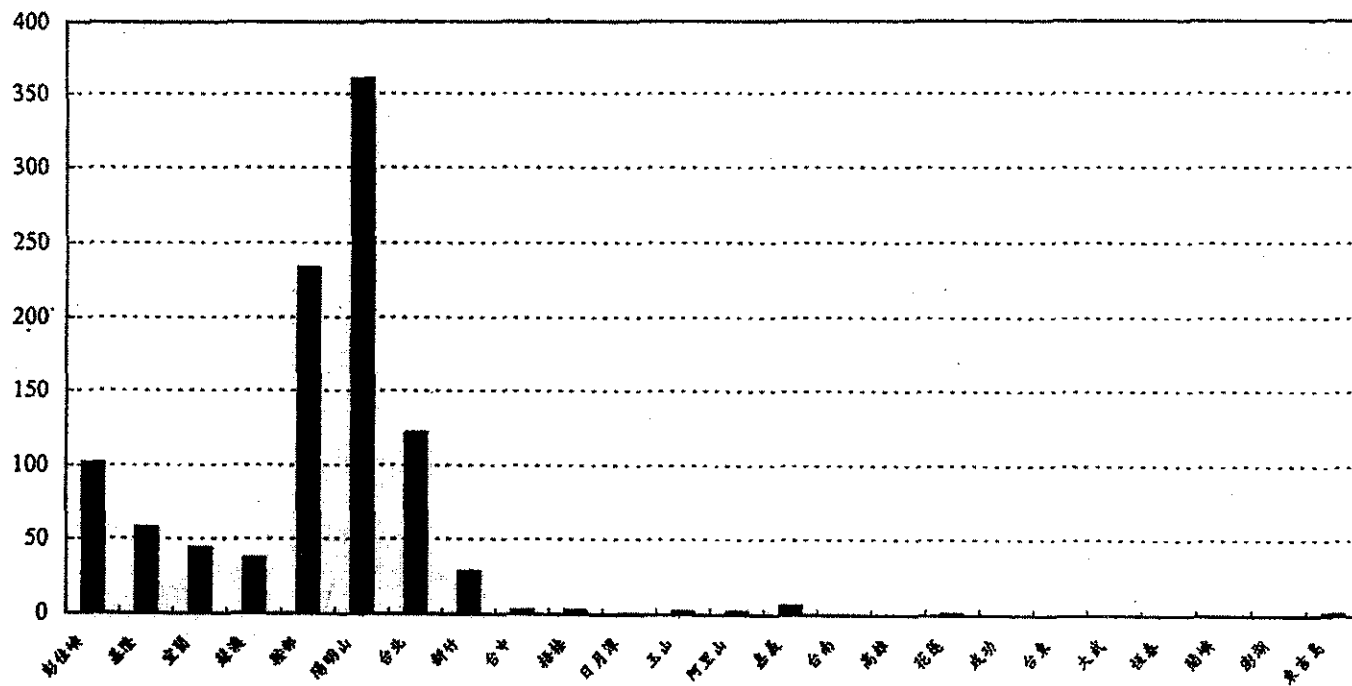
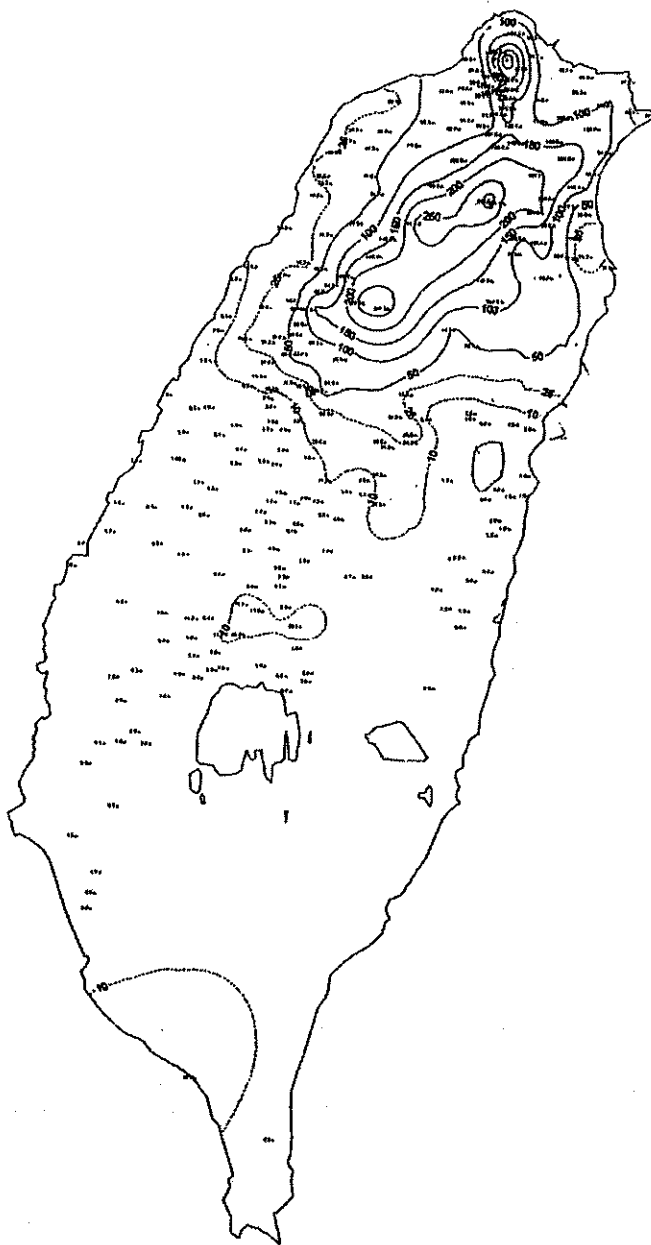


圖 16. 辛樂克颱風(0216)侵台期間(9 月 5 日~7 日)各氣象站累積雨量

Fig16. The accumulated precipitation at CWB stations during typhoon SINLAKU 's passage.



辛樂克颱風雨量分布圖

(民國九十一年九月五日零時至九月七日廿四時)

圖 17. 辛樂克颱風(0216)侵台期間(9 月 5 日~7 日)自動雨量站所測之雨量分布

Fig17. The distribution of accumulated rainfall in Taiwan area during typhoon SINLAKU 's passage.

Report on Typhoon SINLAKU in 2002

Hsin-chin Hsu

Weather Forecast Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

Typhoon SINLAKU (0216) formed as the 16th one of 2002 in the Pacific Ocean. It was originally developed into a tropical storm over the southwestern ocean of Wake island, then moved westerly after strengthening as a typhoon, and almost maintained this track till landing at the Mainland China.

The observation showed that there was a peak gust of 43.2m/s at Pengchiayu during this typhoon's passage. Because its positions were keeping away from Taiwan at about 200km, the heavy accumulated precipitation only occurred at the north mountain area of Taiwan. The maximum rainfall of 360.5mm was observed at CWB's Chutzeu Weather Station.

The 24-hr and 48-hr official forecast errors by CWB were 94km and 148km respectively.

氣象學報季刊
第四十五卷第一期

出版機關：中央氣象局氣象學報社
地址／台北市公園路64號
電話／(02)23491091

出版年月：中華民國九十二年三月

定 價：新台幣貳佰元整

展 售 處：國家書坊台視總店 105台北市八德路三段10號
電話／(02)25781515-643

網址／<http://www.govbooks.com.tw>

三民書局 100台北市重慶南路一段61號

電話／(02)23617511

網址／<http://sanmin.com.tw>

五南文化廣場 400台中市中山路2號

電話／(04)22260330

新進圖書廣場 500彰化市光復路177號

電話／(04)7252792

青年書局 802高雄市青年一路141號

電話／(07)3324910

GPN：2004400001

ISSN：0255-5778

Meteorological Bulletin

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- A Study on the Nested Regional Spectral Model toFang-Chuan Lu (1)
the Weather Prediction of the Eastern Asia Jin-Dong Tsay
Chi-Chang Liao
Hann-Ming H. Juang
- Application of the Radiation Term in the PenmanHuang, Cheng-Chang (23)
-Monteith Equation for Estimatin Evapotranspiration Sung, Yi-Lun
- A Study on the Seasonal Division by Analyzing theHuei Min Wang (37)
Predictors Selected by the Probability of Precipitation
Statistical Forecast Guidance
- A Study on Characteristics of Aftershock Sequences in ...Guey-Kuen Yu (47)
Taiwan area Hsin-Chiang Liang
- Report on Typhoon SINLAKU in 2002Hsin-chin Hsu (61)

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第○九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

統一編號
二〇〇四四〇〇〇一

ISSN 0255-5778



CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan
Republic of China

氣象學報

季刊

第四十五卷

第二期

目次

研究論文

- 民國九十一年北太平洋西部颱風概述----- 蔣為民 (1)
- 台灣中西部地區反應譜比之研究----- 張添炮 余貴坤 (21)
劉芳嬌
- 2001 年最高/低溫度統計預報結果分析----- 羅存文 陳重功 (33)
- Penman-Monteith 方程式蒸汽壓力差最佳計算式----- 黃振昌 宋易倫 (53)
之探討
- 台灣地區三小時降水之特徵研究----- 王惠民 (71)

出版者 中央氣象局氣象學報社

發行人 謝信良

社長 謝信良

編輯委員會 鄭明典

主任委員 王乾盈 隋劉中興

委員 李林徐陳陳莊許黃 清能月台陽文晃玉 勝暉娟琦益思雄絲 廣天永義明孟 英降田雄典明

幹事 王乾盈 隋劉中興

李林徐陳陳莊許黃 清能月台陽文晃玉 勝暉娟琦益思雄絲 廣天永義明孟 英降田雄典明

王乾盈 隋劉中興

李林徐陳陳莊許黃 清能月台陽文晃玉 勝暉娟琦益思雄絲 廣天永義明孟 英降田雄典明

王乾盈 隋劉中興

李林徐陳陳莊許黃 清能月台陽文晃玉 勝暉娟琦益思雄絲 廣天永義明孟 英降田雄典明

王乾盈 隋劉中興

李林徐陳陳莊許黃 清能月台陽文晃玉 勝暉娟琦益思雄絲 廣天永義明孟 英降田雄典明

台北市公園路六十四號

電話：(02)23491091

(按姓氏筆劃排列)

民國九十一年北太平洋西部颱風概述

蔣為民

中央氣象局氣象預報中心

摘要

民國九十一年（2002 年）北太平洋西部海域總計有 24 個颱風生成，略少於氣候平均數 26.6 個，惟如將 2 個颱風由東太平洋移入者（即編號 0217 之伊利颱風及編號 0224 之修寇颱風計入），則與氣候平均數相當。在 26 個颱風中，達強烈颱風強度者有 6 個，中度 9 個，輕度則有 11 個。中央氣象局對娜克莉（NAKRI，0208）颱風及辛樂克（SINLAKU，0216）颱風發布有海上陸上颱風警報，另對雷馬遜（RAMMASUN，0205）颱風發布有海上颱風警報。娜克莉與辛樂克均屬侵台颱風，所幸災情都不大，其帶來的雨水則解除了北部地區缺水、限水的困境。而全年僅 2 個颱風侵台，較平均之 3.4 個為少。經分析發現，本年颱風侵襲日本者較多，導致日本有相當大的災情，而韓國亦有相當大的災害。

一、前言

氣候上，每年北太平洋西部海域有 26.6 個颱風生成，其中有 3.4 個颱風侵襲台灣地區（表 1）。侵台颱風的定義是指颱風中心登陸台灣；或颱風中心雖未登陸台灣，但造成陸上災害者。本（2002）年北太平洋西部海域共有 24 個颱風生成，另由北太平洋東部海域移入者有 2 個，各個颱風之編號、名稱、起訖生命期、生成及消失地點、最低中心氣壓、近中心最大風速、暴風半徑等詳見表 2 之颱風概要表。本年颱風生成數與氣候平均數相較略偏少，侵台颱風有 2 個，較平均數 3.4 個亦少。以下就本年所發生及移入的 26 個颱風，簡單分析其發生位置、路徑、頻率、生命期、強度及綜觀天氣等之特徵。

二、綜合分析

如前所述，本年度共有 26 個颱風在北太平洋西部活動。以下就發生頻率、強度、警報次數、侵台颱風災情、颱風生命期及颱風路徑型

式、24 小時預報之路徑誤差等分述如下：

（一）發生頻率、強度分類及生成位置：

2002 年北太平洋西部共發生 24 個颱風，較氣候平均數（1947-2001 年共 55 年之平均）的 26.6 個略少，惟如將 2 個由北太平洋東部移入者計入，則與氣候平均數相當。本年各月颱風發生次數見表 1，1 月、2 月、5 月及 12 月各有 1 個颱風生成，各占全年颱風發生數的 3.8%，3 月、4 月無颱風發生，6 月有 3 個颱風發生，占全年颱風發生數的 11.5%，7 月有 5 個颱風發生，占全年颱風發生數的 19.2%，8 月有 6 個颱風生成，占全年颱風發生數的 23.1%，其中 17 號伊利颱風由東太平洋轉入，9 月有 4 個颱風生成，占全年的 15.4%，10 月及 11 月各有 2 個颱風生成，各占全年的 7.7%（圖 1），其中 11 月的 24 號修寇颱風由東太平洋移入。與過去 55 年之平均比較，1 月、2 月、6 月及 7 月、8 月颱風發生次數較平均數為多，5 月颱風發生數與平均數相同，其它各月颱風發生數都少於平均數（圖 2）。

Table 1: Summary of tropical storms and typhoons occurrence in Western North Pacific since 1947.

註：A:表示輕度以上颱風 B:表示中度及以上颱風 C:表示侵台颱風

表 2: 2002 年 (民國 91 年) 北太平洋西部地區颱風概要表

Table2: Summary of Tropical storms/typhoons information for the Western North Pacific Ocean in 2002.

月 份	颱風 編號	颱風名稱 (英文)	生成地點		消失地點		最低 中心 氣壓 (hPa)	近中心 最大 風速 (m/s)	7 級風 最大暴 風半徑 (km)	強度 分類	起訖生命期 (UTC)	中央氣象局 警報種類
			北緯 (度)	東經 (度)	北緯 (度)	東經 (度)						
1	1	TAPAH (塔巴)	12.8	126.8	18.0	122.5	995	20	120	輕	1206~1318	
2	2	MITAG (米塔)	7.2	151.4	16.8	135.0	925	51	300	強	2812~0812	
5	3	HAGIBIS (哈吉貝)	12.8	141.5	39.0	171.0	925	51	250	強	1618~2118	
6	4	NOGURI (諾古力)	21.1	123.1	32.8	133.0	975	30	120	輕	0806~1100	
6	5	RAMMASUN (雷馬遜)	11.3	136.0	39.0	130.0	950	45	300	中	2906~0612	海上
6	6	CHATAAN (查特安)	5.5	155.5	47.0	145.0	925	51	280	強	2906~1200	
7	7	HALONG (哈隆)	9.5	154.7	45.0	152.0	930	48	280	中	0800~1700	
7	8	NAKRI (娜克莉)	22.8	118.7	31.0	127.0	987	20	80	輕	0821~1312	海上陸上
7	9	FENGSHEN (風神)	13.1	170.3	35.0	121.0	915	53	250	強	1500~2712	
7	10	KALMAEGI (卡孜基)	17.3	179.0	20.4	176.0	998	18	100	輕	2018~2112	
7	11	FUNG-WONG (鳳凰)	24.0	138.9	31.0	130.0	965	35	150	中	2100~2706	
8	12	KAMMURI (卡莫里)	20.7	114.5	26.0	115.5	982	25	100	輕	0318~0518	
8	13	PHANFONE (巴達)	10.5	158.3	42.0	153.0	925	51	350	強	1200~2018	
8	14	VONGFONG (王峰)	16.3	112.5	25.0	108.0	982	23	180	輕	1800~2000	
8	15	RUSA (露莎)	16.2	161.4	38.9	129.7	960	40	300	中	2300~0106	
8	16	SINLAKU (辛樂克)	18.2	155.0	28.0	117.3	950	43	300	中	2906~0800	海上陸上
8	17	ELE (伊利)	12.3	180.0	39.9	167.2	940	45	300	中	3003~0918	
9	18	HAGUPIT (哈格比)	20.7	114.5	22.0	110.0	990	23	150	輕	1100~1206	
9	19	CHANGMI (薔蜜)	29.6	138.3	36.0	151.0	990	20	150	輕	2200~2306	
9	20	MEKKHALA (米克拉)	17.8	109.9	21.5	109.5	990	23	150	輕	2500~2800	
9	21	HIGOS (海高斯)	16.4	150.9	43.0	142.0	930	48	350	中	2706~0200	
10	22	BAVI (巴威)	13.5	151.0	33.5	150.0	985	25	300	輕	0918~1318	
10	23	MAYSACK (梅莎)	24.5	158.5	33.0	177.0	990	23	150	輕	2800~3000	
11	24	HUKO (修寇)	15.5	179.9	28.0	171.5	965	35	280	中	0312~0700	
11	25	HAISHEN (海神)	12.0	142.5	30.1	145.8	960	38	300	中	2018~2500	
12	26	PONGSONA (彭梭娜)	9.0	161.2	29.0	164.0	925	51	280	強	0312~1112	

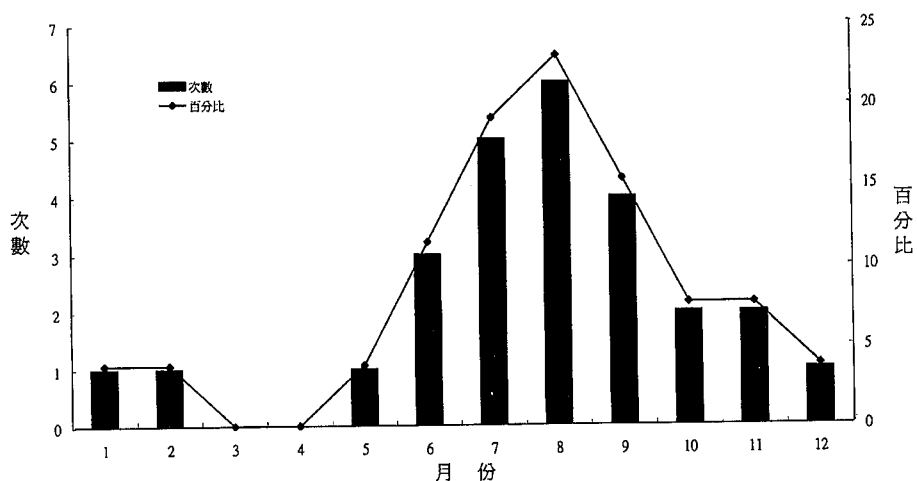


圖 1. 2002 年各月西北太平洋熱帶氣旋發生次數及百分比

Fig.1. Monthly number and percentage of Western North Pacific Ocean tropical storms/typhoons in 2002.

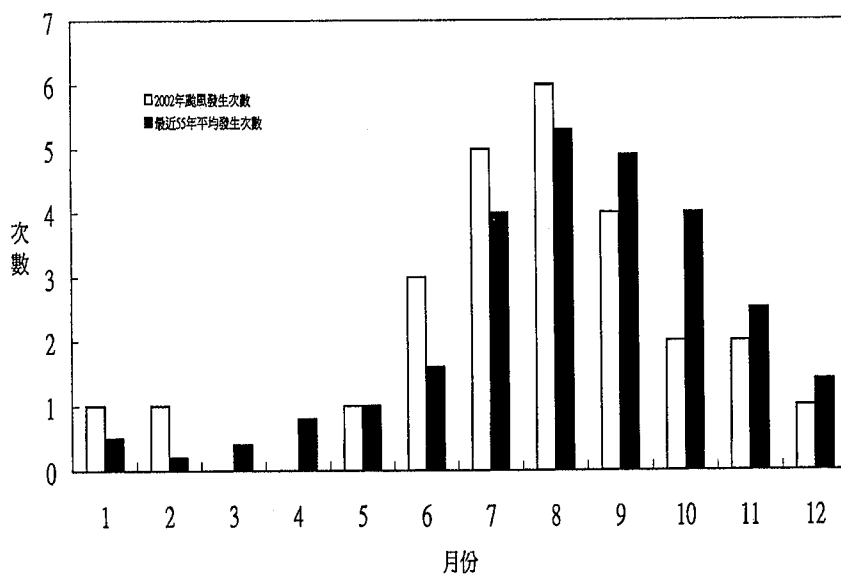


圖 2. 2002 年各月颱風發生次數與最近 55 年平均發生次數之比較

Fig.2. Comparison of the number of tropical storms/typhoons of 2002 and the 55-year average.

以強度而言，本年度 26 個颱風中屬輕度颱風（中心附近最大風速 17.2 m/s 至 32.6 m/s）者有 11 個，占 42.3%。中度颱風（中心附近最大風速 32.7 m/s 至 50.9 m/s）者有 9 個，占 34.6%，威力達強烈颱風（中心附近最大風速 51.0 m/s 以上）者有 6 個，占 23.1%。中度與強烈颱風合計有 15 個，較平均數的 16.8 個稍少。有關颱風之編號、名稱、生成及消失地點、中心最低氣壓、近中心最大風速、7 級風最大暴風半徑、強度分類及起訖生命期等詳見表 2。

本年度颱風生成位置（圖 3），最東者為 24 號修寇颱風及 17 號伊利颱風，兩者均生成於東太平洋，修寇颱風生成於夏威夷群島南方海面，伊利颱風生成於夏威夷群島西南方海面，越過國際換日線而成為北太平洋西部之颱風。最北者為 19 號薔蜜颱風（CHANGMI，0219）生成於 29.6°N，138.3°E，最西者為 20 號米克拉颱風（MEKKHALA，0220），生成於 17.8°N，109.9°E，最南者為 6 號查特安颱風（CHATAAN，0206），生成於 5.5°N，155.5°E。

若計算 10 度緯度×10 度經度範圍內颱風生成個數（圖 3），發現以關島東方海面的颱風生成頻率最高，有 4 個。馬紹爾群島東北方海面則有 2 個颱風生成，加上由東太平洋移入的 2 個颱風，總計亦有 4 個颱風。另關島東南方海面及台灣西南方海面各有 3 個颱風生成。巧合的是，12 號卡莫里颱風（KAMMURI，0212）及 18 號哈格比颱風（HAGUPIT，0218）生成地點之經緯度相同。

另由表 3 中知道，本年颱風生命期在 1 天以下者及 6-7 天、10-11 天者各有 1 個，各占 3.8%，生命期 2-3 天、3-4 天、7-8 天、9-10 天及 12-13 天者各有 2 個，各占 7.7%，生命期 8-9 天者有 3 個，占 11.5%，生命期 4-5 天者有 4 個，占 15.4%，生命期 1-2 天者有 6 個，占 23.1%。

表 3. 民國 91 年北太平洋西部颱風生命期統計表

Table3. Summary of life time of tropical storms /typhoons of 2002.

時數（天）	次數	百分比(%)
1-24（1）	1	3.8
25-48（2）	6	23.1
49-72（3）	2	7.7
73-96（4）	2	7.7
97-120（5）	4	15.4
121-144（6）	0	0
145-168（7）	1	3.8
169-192（8）	2	7.7
193-216（9）	3	11.5
217-240（10）	2	7.7
241-264（11）	1	3.8
265-288（12）	0	0
289-312（13）	2	7.7
313-336（14）	0	0
337-360（15）	0	0
361-384（16）	0	0
合計	26	100.0

(二)警報發布概況

在本年 26 個颱風中，中央氣象局研判可能侵襲台灣附近海域或陸地而發布「海上」或「海上陸上」颱風警報者共有 3 個颱風，其中雷馬遜（RAMMASUN，0205）發布海上颱風警報。娜克莉（NAKRI，0208）及辛樂克（SINLAKU，0216）則發布有海上陸上颱風警報。娜克莉颱風為登陸台灣之颱風，雖為台灣地區帶來若干災害，但災情不嚴重，而其帶來的雨水，使全省水庫均大大受惠，更一舉解除了北部地區缺水、限水的困境。

有關中央氣象局在 2002 年颱風警報發布概況，如警報時間、發布報數、動態、災害等詳見表 4，圖 4 則為各颱風路徑圖。

(三)颱風路徑類型及預報位置誤差

本年 26 個颱風中，其路徑以直線型較多，

有 13 個，占 50.0%，拋物線型有 12 個，占 46.2%，其他類型有 1 個。

在預報誤差方面，本年度有 3 個颱風發布海上颱風警報，除雷馬遜颱風外，另外兩個颱風，即娜克莉與辛樂克均有發布陸上颱風警報，現將中央氣象局主觀預報對此 3 個颱風之 24 及 48 小時颱風路徑預報位置平均誤差列於

表 5，由表中可知，本年颱風 24 小時預報誤差平均值為 106 公里，其中辛樂克颱風之平均誤差 94 公里最小，雷馬遜颱風之 122 公里最大。48 小時預報誤差平均值為 194 公里，以娜克莉之 146 公里最小，而雷馬遜之 270 公里最大。

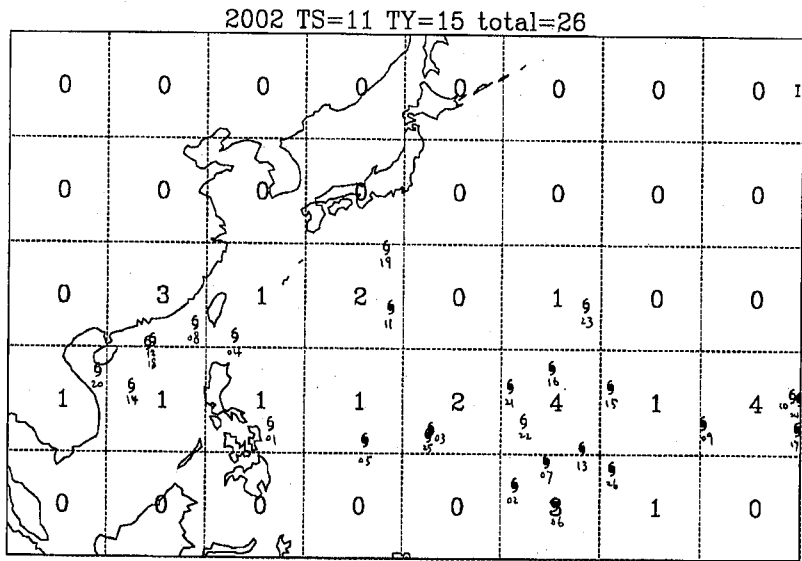


圖 3：民國 91 年颱風生成位置及分布統計

Fig3：Annual tropical storms/typhoons occurrence for 2002.

表 4：中華民國九十一年（公元 2002 年）中央氣象局颱風警報發布概況表

Table 4：Summary of Tropical storm/typhoon warnings issued by CWB in 2002.

中華民國九十一年(公元 2002 年)中央氣象局颱風警報發布概況表

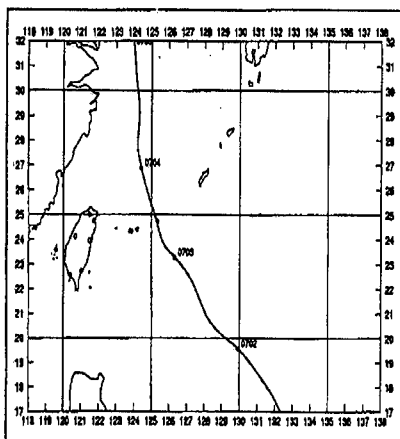
(*：表示侵台颱風)

號次	名 稱	發 布 概 況 及 紀 要
1	雷馬遜 (RAMMASUN)	<p>編 號：5</p> <p>生 成 地 點：菲律賓東方海面 發 布 報 數：18</p> <p>發 布 時 間：海上：7 月 2 日 14 時 45 分 解 除 時 間：海上：7 月 4 日 17 時 25 分</p> <p>陸上：— 陸上：—</p> <p>最 大 強 度：中度 近中心最大風速(公尺/秒)：45 (14 級)</p> <p>暴 風 半 徑：七級風：300 公里，十級風：100 公里</p> <p>侵(近)台日期：(7 月 3 日)</p> <p>登 陸 地 段：—</p> <p>動 態：形成後向西北移動，至臺灣東北部近海轉向北北西移動，最後朝北遠離。</p> <p>災 害：北部及東北部受颱風環流影響有局部性豪雨發生，除農林漁牧損失約 2 仟萬元外，無重大災情傳出。</p>
2*	娜克莉 (NAKRI)	<p>編 號：8</p> <p>生 成 地 點：臺灣海峽南部 發 布 報 數：15</p> <p>發 布 時 間：海上：7 月 9 日 5 時 50 分 解 除 時 間：海上：7 月 10 日 23 時 5 分</p> <p>陸上：7 月 9 日 5 時 50 分 陸上：7 月 10 日 20 時 15 分</p> <p>最 大 強 度：輕度 近中心最大風速(公尺/秒)：18 (8 級)</p> <p>暴 風 半 徑：七級風：80 公里，十級風：一公里</p> <p>侵(近)台日期：7 月 10 日</p> <p>登 陸 地 段：臺中、苗栗一帶</p> <p>動 態：形成後向東北移動，10 日 5 時左右在臺中北方登陸，當日下午 2 時於宜蘭附近出海，以偏東方向遠離。</p> <p>災 害：受颱風環流影響北部、東北部、中南部山區及澎湖降下豪雨，造成北部中部山區部分道路坍方。有 2 人死亡，1 人失蹤。農林漁牧損失約 1 仟 8 佰萬元。</p>
3*	辛樂克 (SINLUKU)	<p>編 號：16</p> <p>生 成 地 點：關島東方海面 發 布 報 數：33</p> <p>發 布 時 間：海上：9 月 4 日 5 時 15 分 解 除 時 間：海上：9 月 8 日 5 時 50 分</p> <p>陸上：9 月 5 日 5 時 15 分 陸上：9 月 8 日 5 時 50 分</p> <p>最 大 強 度：中度 近中心最大風速(公尺/秒)：40 (13 級)</p> <p>暴 風 半 徑：七級風：300 公里，十級風：100 公里</p> <p>侵(近)台日期：(9 月 7 日)</p> <p>登 陸 地 段：—</p> <p>動 態：形成後向西移動，7 日晚間於福建北部登陸。</p> <p>災 害：受颱風環流影響，北部、東北部有局部性豪雨發生。有 3 人失蹤。農林漁牧損失約 1 仟 4 佰萬元。</p>

註：資料範圍取自警報發布至警報解除

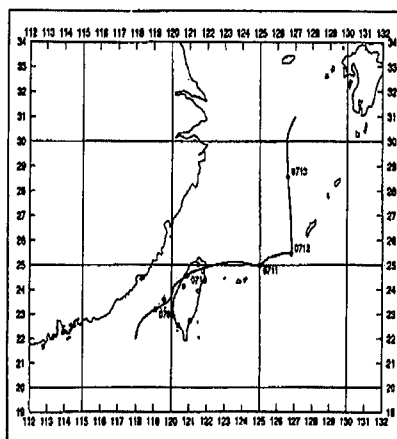
中華民國九十一年(公元2002年)颱風路徑圖

1. 雷馬遜 (RAMMASUN)



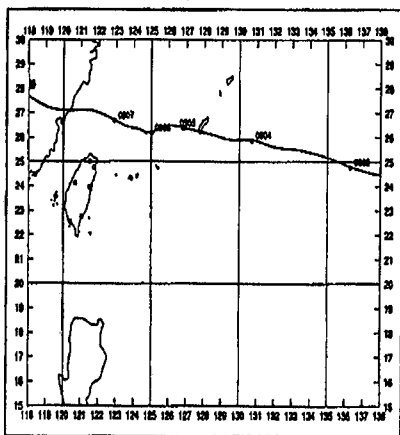
首次警報發布時間：7月2日14時45分
解除颱風警報時間：7月4日17時25分

2. 娜克莉 (NAKRI)



首次警報發布時間：7月9日5時50分
解除颱風警報時間：7月10日23時5分

3. 辛樂克 (SINLUKU)



首次警報發布時間：9月4日5時15分
解除颱風警報時間：9月8日5時50分

註：路徑途中之標定點為颱風於該日中原標準時間8點鐘位置

圖4：民國91年中央氣象局颱風警報發布之颱風路徑圖

Fig.4：The tropical storms/typhoons track issued by CWB in 2002.

三、各月颱風概述

本年西北太平洋出現颱風，其中 1 月、2 月、5 月及 12 月各有 1 個颱風，6 月有 3 個颱風，7 月有 5 個颱風，8 月有 6 個颱風（其中有 1 個颱風伊利由東太平洋移入），9 月有 4 個颱風，10 月有 2 個颱風，11 月有 2 個颱風（其中有 1 個颱風修寇由東太平洋移入），茲將各月颱風活動情形分別敘述如下：

(一) 元月：有一個颱風生成，即塔巴（TAPAH，0201）（圖 5）。

2002 年 1 月 12 日 14 時（地方時，下同），塔巴颱風在菲律賓東方海面生成，是 2002 年生成的第一個颱風。生成後向西北行進，強度稍有增強，13 日 2 時塔巴颱風位在呂宋島東方近海，受陸地影響，強度略有減弱，仍向西北行進，13 日晚間 8 時後，塔巴登陸呂宋島東部，強度迅速減弱而於 14 日 2 時成為熱帶性低氣壓。

(二) 二月：有一個颱風生成，即米塔（MITAG，0202）（圖 6）。

2 月 28 日 20 時，米塔颱風在關島東南方海面（即加羅林群島）生成，因位於深厚東風之南緣，向西移動，3 月 2 日 14 時米塔增強為中度颱風，向西北西行進，2 日下午至 5 日下午間，米塔颱風維持西北西略偏西北方向行進，強度也漸增強。惟因北方鋒面系統東移至其北方，對其產生牽引作用，5 日 14 時起，米塔增強為強烈颱風，其移速減緩且移向亦有偏北北西到北的現象。6 日 14 時起，米塔更轉為向北北東到東北移動，強度也減弱為中度颱風，7 日 20 時再度減弱為輕度颱風，仍向東北移動。8 日 2 時米塔颱風位於大陸高壓之東南緣，受其導引氣流影響，在 8 日上午到下午之間，行進方向偏南，強度減弱，於 8 日 20 時在雅浦島北北西方海面減弱為熱帶性低氣壓。

(三) 三、四月均無颱風生成。

(四) 五月：有一個颱風生成，即哈吉貝

（HAGBIS，0203）（圖 7）。

5 月 17 日 2 時，哈吉貝颱風在關島西南方近海生成，向西北西行進，17 日下午至晚間，因受其北方低壓系統移入牽引作用，行進方向轉而偏西北到北北西，18 日 8 時再轉偏北，並且增強為中度颱風；18 日下午再轉為北北東，19 日上午 8 時轉為向東北方向加速行進，19 日 14 時增強為強烈颱風，20 日 8 時減為中度颱風，21 日 8 時再減弱為輕度颱風，22 日 2 時在日本東方遠海變性為溫帶氣旋。

表 5A. 2002 年中央氣象局主觀預報之颱風 24 小時預報誤差表

Table 5A. 24hr track forecast errors for tropical storm Nakri and typhoon Rammasun and Sinlaku of 2002.

颱風名稱	個案數 (cases)	平均誤差值 (km)
雷馬遜	26	122
娜克莉	15	107
辛樂克	36	94
總計/平均	77	106

表 5B. 2002 年中央氣象局主觀預報之颱風 48 小時預報誤差表

Table 5B. 48hr track forecast errors for tropical storm Nakri and typhoon Rammasun and Sinlaku of 2002.

颱風名稱	個案數 (cases)	平均誤差值 (km)
雷馬遜	22	270
娜克莉	4	146
辛樂克	32	148
總計/平均	58	194

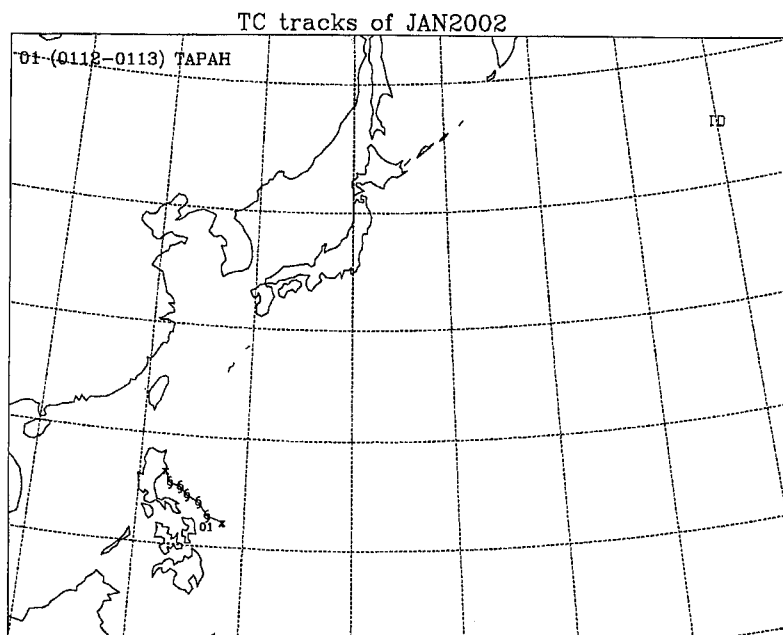


圖 5：民國 91 年 1 月颱風路徑圖

Fig5：Tropical storm/typhoon track of Jan. 2002.

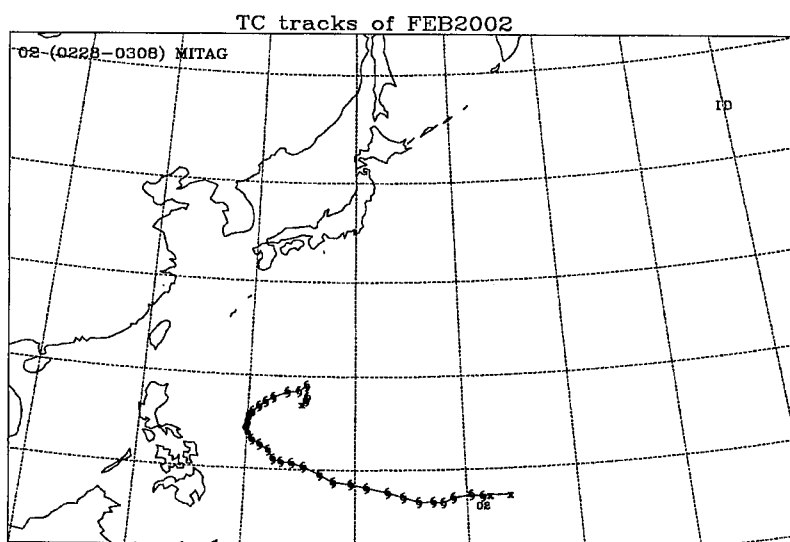


圖 6：民國 91 年 2 月颱風路徑圖

Fig6：Tropical storm/typhoon track of Feb. 2002.

(五) 六月：有三個颱風生成，即諾古力（NOGUGI，0204）、雷馬遜（RAMMASUN，0205）、及查特安（CHATAAN，0206）（圖8）。

1. 諾古力颱風（NOGUGI，0204）

6月8日14時諾古力颱風在台灣東南方海面生成，距離台灣僅有230公里，惟其生成後隨駛流向東北東行進未接近台灣，對台灣不構成威脅。9日2時諾古力轉而向北北東行進，而自9日2時到10日8時，諾古力持續向北北東行進，且移速加快，強度也增強。10日20時諾古力強度減弱，朝東北向快速移出，時速超過40公里。11日8時諾古力在日本四國南方近海減弱為熱帶性低氣壓。

2. 雷馬遜颱風（RAMMASUN，0205）

6月29日14時雷馬遜颱風在雅浦島西北方海面生成，沿著副熱帶高氣壓的西南緣向北北西行進，1日20時增強為中度颱風仍向北北西行進，2日8時因副熱帶高氣壓稍有增強，受其影響，轉而向西北行進，2日14時雷馬遜移到鵝鑾鼻東南東方860公里的海面上，以每小時21公里的速度向西北行進，對台灣東部海面及巴士海峽構成威脅，中央氣象局在2日14時45分對上述海面發布海上颱風警報，這是中央氣象局在2002年發布的第一個海上颱風警報。3日20時雷馬遜颱風的中心橫掃過宮古島持續向北北西前進，3日晚間到4日上午間雷馬遜的暴風邊緣掠過台灣東北角近海，因副熱帶高氣壓東退，其行徑轉向偏北，4日17時中央氣象局解除了海上颱風警報。3~4日雷馬遜警報期間，北部東北部有局部性豪雨發生，中部山區亦有局部性豪雨，充沛的降雨量，使得石門水庫及翡翠水庫水位大幅上升，故而北部地區近半年來的旱象得以紓解。5日14時雷馬遜減弱為輕度颱風，朝北北東到東北方向移動，6日清晨到上午間雷馬遜在南韓西南部登陸，強度迅速減弱，6日20時在日本海西部變性為溫帶氣旋。

3. 查特安颱風（CHATAAN，0206）

6月29日14時，當雷馬遜颱風在雅浦島西北方海面生成時，在關島東南方海面的熱帶性低氣壓也在同一時間增強為輕度颱風，也就是查特安颱風（CHATAAN，0206），生成初期向西北移動，7月1日到2日之間，查特安一度向偏西行進，3日20時因北方太平洋高氣壓導引，向西北西到西北行進，5日8時查特安增強為中度颱風，仍向西北行進，自此即沿著太平洋高氣壓的邊緣受其導引，漸轉北北西前進，8日起再由北北西轉偏北行進，8日8時強度也再增強為強烈颱風，9日8時減為中度颱風，9日20時移向再轉北北東並加速向日本接近，10日8時，強度減弱為輕度颱風，10日晚間至11日凌晨之間查特安颱風中心掃過日本本州，侵襲東京後，並沿著其太平洋海岸線繼續朝北北東加速移動，11日晚間中心再度登陸日本北海道東部，於12日8時迅速變性成溫帶氣旋。

(六) 七月：有五個颱風生成，即哈隆（HALONG，0207）、娜克莉（NAKRI，0208）、風神（FENGSHEN，0209）、卡玫基（KALMAEGI，0210）及鳳凰（FUNG-WONG，0211）（圖9）。

1. 哈隆颱風（HALONG，0207）

7月8日8時，哈隆颱風在關島東南方海面生成，因位在副熱帶高氣壓的西南緣，受其導引向西北西前進，11日2時哈隆增強為中度颱風，順著駛流轉西北向行進，14日8時起再轉向北北西移動，14日下午至晚間則朝北前進，中心掃過琉球那霸，待其通過那霸後，再轉向東北加速行進，15日20時哈隆由中度減弱為輕度颱風，仍朝東北，沿著太平洋海岸快速前進，16日上午哈隆颱風中心掃過日本本州東南方（接近東京），這是一週內繼查特安颱風後第二個侵襲東京的颱風。17日8時哈隆在北海道東方海面變性為溫帶氣旋。

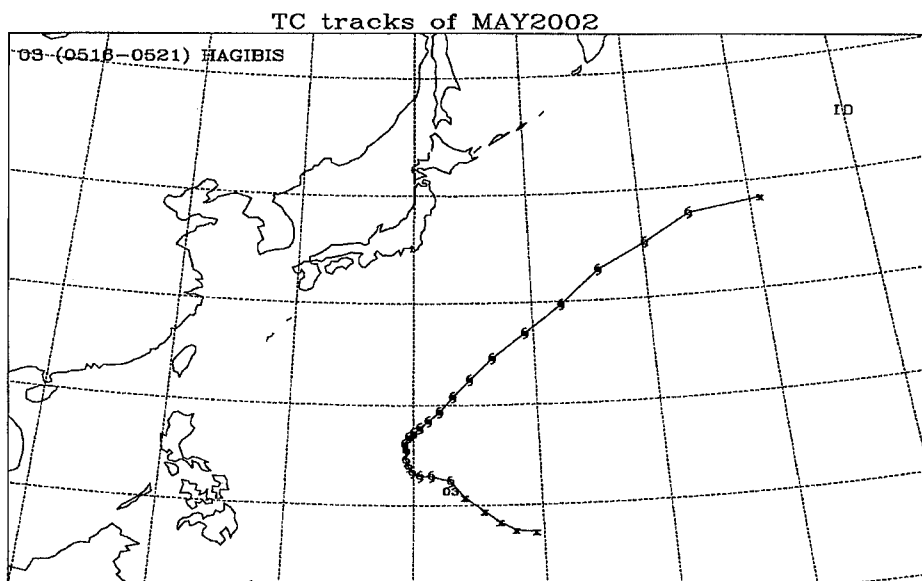


圖 7：民國 91 年 5 月颱風路徑圖

Fig7：Tropical storm/typhoon track of May 2002.

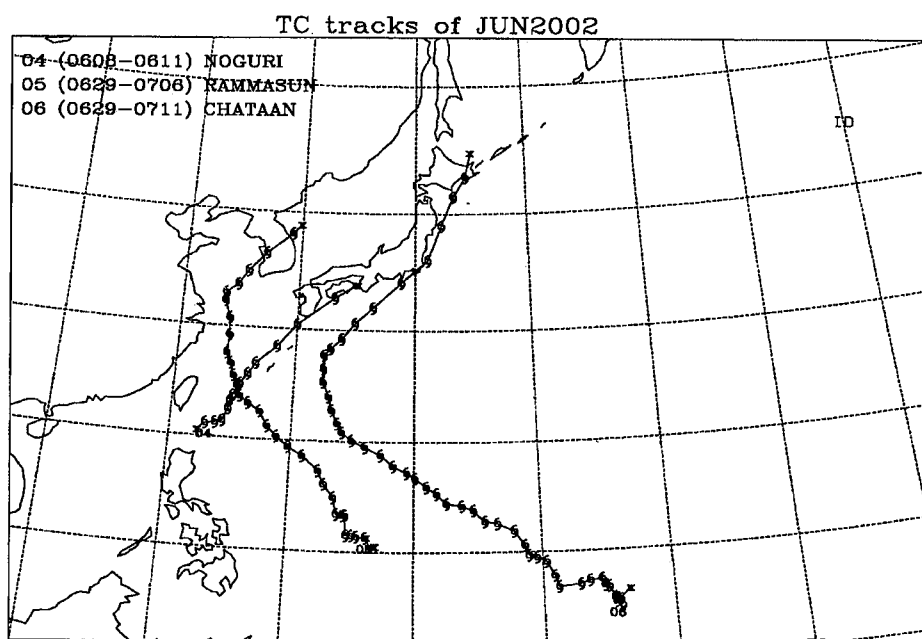


圖 8：民國 91 年 6 月颱風路徑圖

Fig8：Tropical storm/typhoon tracks of June 2002.

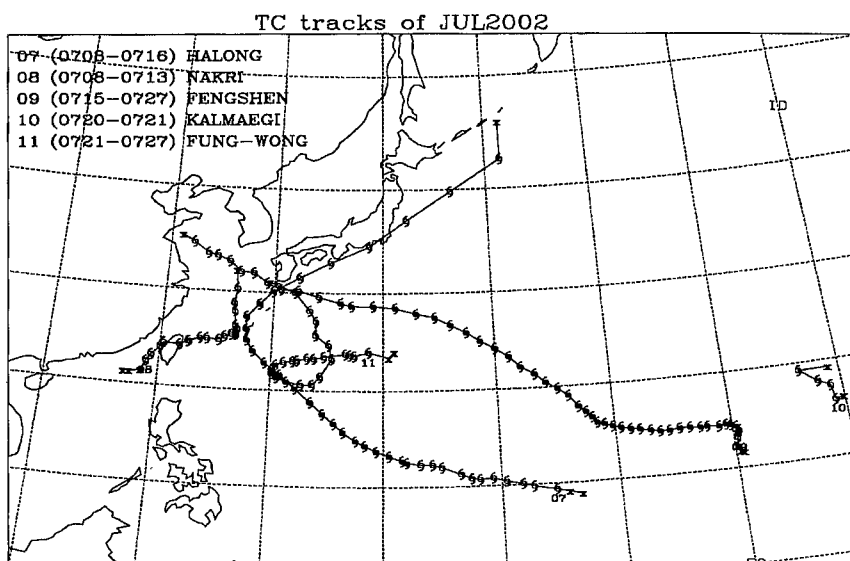


圖 9：民國 91 年 7 月颱風路徑圖

Fig9：Tropical storm/typhoon tracks of Jul. 2002.

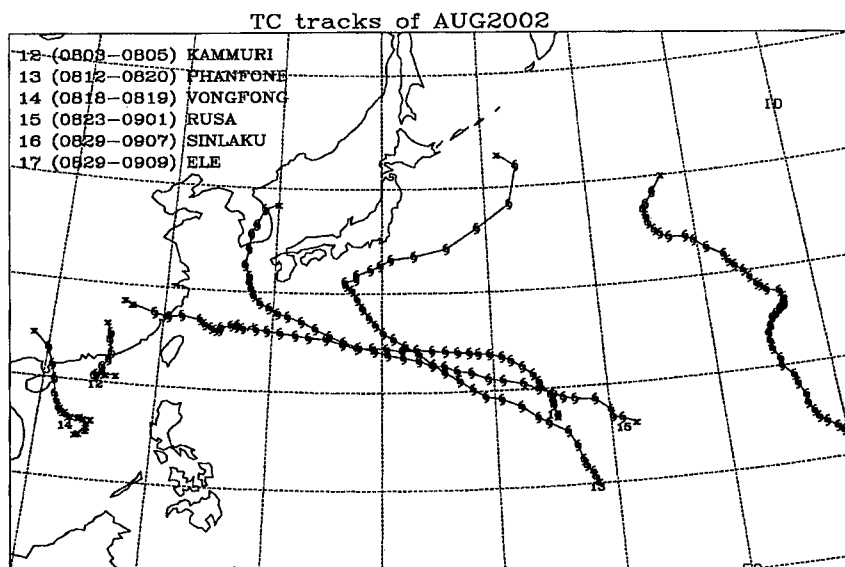


圖 10：民國 91 年 8 月颱風路徑圖

Fig10：Tropical storm/typhoon tracks of Aug. 2002.

2. 娜克莉颱風 (NAKRI, 0208)

7月9日5時娜克莉颱風在台灣海峽南部生成，由於其位在澎湖西南方約120公里，同時隨著駛流以每小時15公里的速度向東北方朝台灣附近接近，對澎湖及台灣地區構成威脅，故中央氣象局在9日5時50分對澎湖、台南、嘉義、雲林、彰化、台中及南投地區發布陸上颱風警報，並對台灣海峽、台灣東部、北部海面發布海上颱風警報。9日娜克莉颱風持續接近台灣陸地，惟因高低層導引氣流不同，使得娜克莉發生高低層分離現象，低層中心移動速度慢並有滯留打轉情形，而高層主要對流區位在颱風中心的北方偏北移動。10日5時娜克莉颱風在台中北北東方約50公里處進入台灣陸地，向東北方移動，大約9小時後，颱風中心於10日14時在宜蘭東北方約30公里的地方進入海面，向偏東移出。12日上午8時，娜克莉位在那霸西南方近海受北方槽線牽引影響轉向偏北行進，13日20時在日本九州西方海面減弱為熱帶性低氣壓。

3. 風神颱風 (FENGSHEN, 0209)

7月15日8時風神颱風在馬紹爾群島北方海面生成，因位在東太平洋高氣壓之西南緣，受其駛流影響向北移動，15日20時增強為中度颱風，16日2時起因東太平洋高氣壓向西伸展，風神轉而向西北西偏西移動，18日8時風神再增強為強烈颱風，仍向西北西移動，自此風神颱風即沿著太平洋高壓的邊緣，以偏西北西的方向朝日本九州直衝而來，22日2時風神減弱為中度颱風，25日8時再減弱為輕度颱風，風神颱風中心在九州南方近海掃過，為九州帶來了狂風暴雨。27日20時風神颱風在江蘇與山東交界近海處減弱為熱帶性低氣壓。

4. 卡玫基颱風 (KALMAEGI, 0210)

7月21日2時卡玫基颱風在威克島東南東方海面生成，朝西北方向移動，惟因所在環境並不利其發展（高層為輻合氣流），到了21日20時卡玫基颱風減弱為熱帶性低氣壓，其生命

期僅18小時。

5. 鳳凰颱風 (FUNG-WONG, 0211)

7月21日8時鳳凰颱風在硫磺島西南西方海面生成，受北方高壓影響，偏西移動，由於北方高壓持續加強並向西伸展，而風神又位在其東北方（即硫磺島東北方）一千多公里的海面上，強度較強，暴風範圍亦較廣，鳳凰颱風與風神颱風產生藤原效應，鳳凰的行徑在22日至25日間由偏西、西南、南、東南、東、再轉東北、北，即在北緯24度與20度及東經130度與135度之間逆時鐘轉了一圈，其間23日20時至25日2時並增強為中度颱風。25日晚起鳳凰颱風沿西北向朝日本九州而去，27日14時在到達九州南方近海時減弱為熱帶性低氣壓。

(七) 八月：有六個颱風生成，即卡莫里 (KAMMURI, 0212)、巴達 (PHANFONE, 0213)、王峰 (VONGFONG, 0214)、露莎 (RUSA, 0215)、辛樂克 (SINLAKU, 0216)、及伊利 (ELE, 0217) (圖10)。

1. 卡莫里颱風 (KAMMURI, 0212)

8月4日2時卡莫里颱風在香港南方海面形成，向北北東緩慢移動，5日清晨至上午間卡莫里颱風在廣東省登陸，向北前進，6日上午2時在江西省南部減弱為熱帶性低氣壓。

2. 巴達颱風 (PHANFONE, 0213)

8月12日8時，巴達颱風在加羅林群島北方海域生成，向西北移動，14日上午8時巴達增強為中度颱風，16日8時再增強為強烈，仍向西北前進，17日8時巴達強度稍減弱成為中度颱風，17日20時，由於受到北方槽線牽引作用，行徑方向由西北轉北北西再偏北，18日下午起再轉北北東，19日起巴達以東北方向逐漸加速移動，20日2時巴達減弱為輕度颱風，仍向東北快速移去，21日2時巴達颱風在北海道東方海面變性為溫帶氣旋。

3. 王峰颱風 (VONGFONG, 0214)

8月18日8時王峰颱風在海南島東南方海面生成，向西北移動，其時，中緯度槽線移出，受此槽線牽引作用，王峰颱風自18日晚起轉而偏北北西移動，19日14時王峰颱風之中心登陸海南島東北角，強度遭地形破壞，於20日8時在廣西北部減弱為熱帶性低氣壓。

4.露莎颱風（RUSA，0215）

8月23日8時露莎颱風在威克島西南方海面生成，向西北西移動，23日下午起因太平洋高壓略有減弱東退，露莎颱風走向轉為西北，24日再恢復沿高壓邊緣向西北西移動，26日2時增強為中度颱風，仍向西北西移動，27日上午8時至下午間，露莎颱風在硫磺島南方近海橫掃而過。29日晚間起因受其北方移入槽線之牽引作用影響，露莎颱風走向偏西北而北北西，30日晚起再轉偏北朝南韓而去，颱風中心並於31日傍晚左右在南韓南方海岸登陸，帶來了超過890公釐的豪雨，造成88人死亡，70人失蹤，是1959年莎拉（SARAH）颱風之後侵襲南韓的最強烈的颱風。露莎颱風登陸後強度迅速減弱，31日20時減弱為輕度颱風，向北北東移動，9月1日14時露莎颱風移出朝鮮半島進入日本海，並變性為溫帶氣旋。

5.辛樂克颱風（SINLAKU，0216）

8月29日14時辛樂克颱風在關島東北方海面生成，向西北西移動，31日8時當辛樂克位在關島北北東方海面時增強為中度颱風，受北方高壓脊場之影響，移動方向由西北轉向西北西，移速穩定朝琉球海面而來。9月4日5時辛樂克颱風位在那霸東方約380公里的海面上，仍繼續偏西移動，對台灣東北部海面、台灣北部海面構成威脅，故中央氣象局在9月4日5時15分對台灣北部海面、東北部海面及東部海面發布海上颱風警報。4日23時左右辛樂克颱風中心掃過琉球那霸，5日5時辛樂克位在那霸西方近海，持續向偏西移動，對台灣東北部及北部陸地構成威脅，故中央氣象局於5日5時15分對基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、

苗栗地區發布陸上颱風警報。5日上午8時起辛樂克仍向偏西移動，惟因位在鞍形場南方，其移動速度減慢，在5日上午8時至7日上午8時之間，其平均移速僅約每小時6-7公里。7日凌晨至下午之間，辛樂克颱風暴風圈邊緣掃過台灣北部陸地。總計辛樂克颱風影響本省期間，雨量最多的是東北部山區的宜蘭大同鄉的池端有387公釐，陽明山竹子湖有360公釐，台北市121公釐，其他地區雨量均不多。7日20時過後不久，辛樂克颱風中心在福建北部登陸，強度遭地形破壞，7日23時減弱為輕度颱風，8日8時辛樂克颱風在福建西北部再度減弱為熱帶性低氣壓。

6.伊利颱風（ELE，0217）

8月27日17時，伊利颱風在威克島東南方海面（即夏威夷群島西南方海面）生成（即北緯10.3度，西經169.8度），向西移動，28日上午2時，伊利增強為第一類颶風（即我們所稱的中度颱風），移動方向為西北西，30日上午伊利颶風越過東經180°，即進入西太平洋的範圍，伊利颶風變成為伊利颱風，統計上為西北太平洋第17號颱風，向西北移動，9月7日上午伊利颱風位在中途島西北西方海面，減弱為輕度颱風，移動方向一度轉偏西，8日起移動方向再轉西北，8日晚間起沿高壓邊緣轉北北西再轉北，9日晚間伊利轉向北北東加速移去，10日2時伊利颱風在日本東方遠洋變性為溫帶氣旋。

（八）九月：有4個颱風生成，即哈格比（HAGUPIT，0218）、薔蜜（CHANGMI，0219）、米克拉（MEKKHALA，0220）、及海高斯（HIGOS，0221）（圖11）。

1.哈格比颱風（HAGUPIT，0218）

9月11日8時，哈格比颱風在香港南方約200公里的海面上生成，向西北西移動，由於已接近陸地，強度發展有限，12日清晨6時左右，哈格比在廣東南部登陸，強度迅速減弱，12日14時在廣東與廣西交界處成為熱帶性低

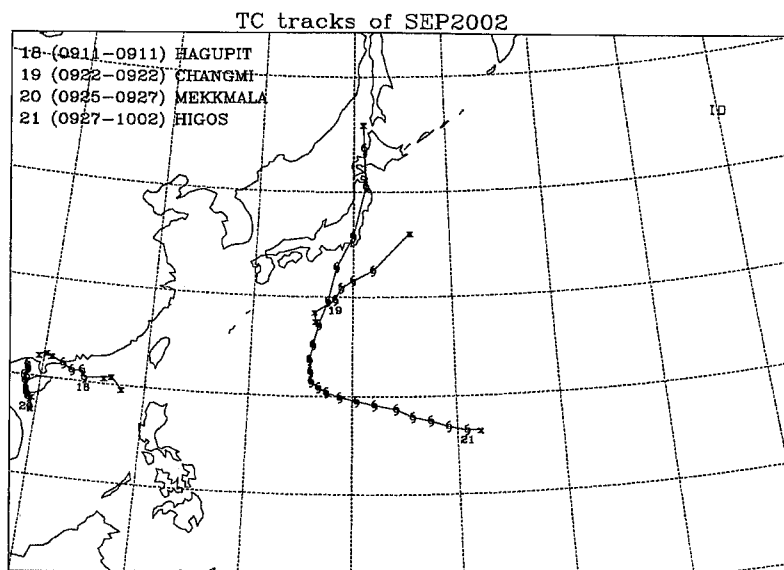


圖 11：民國 91 年 9 月颱風路徑圖

Fig11：Tropical storm/typhoon tracks of Sep. 2002.

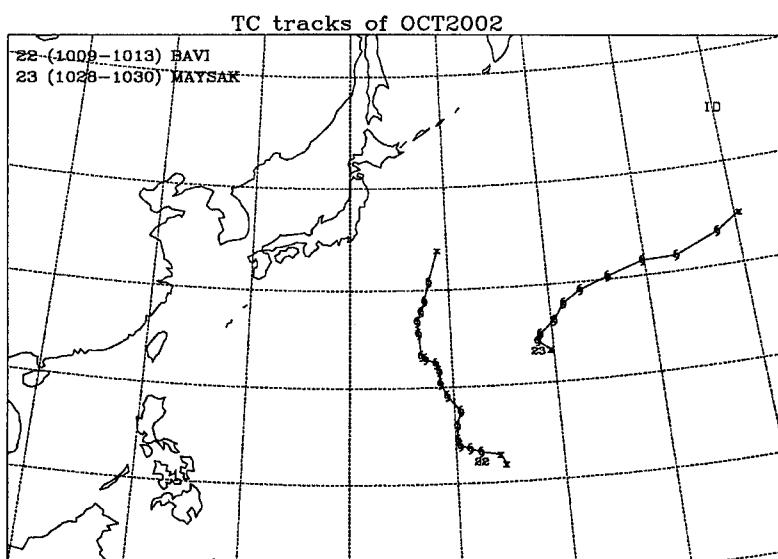


圖 12：民國 91 年 10 月颱風路徑圖

Fig12：Tropical storm/typhoon tracks of Oct. 2002.

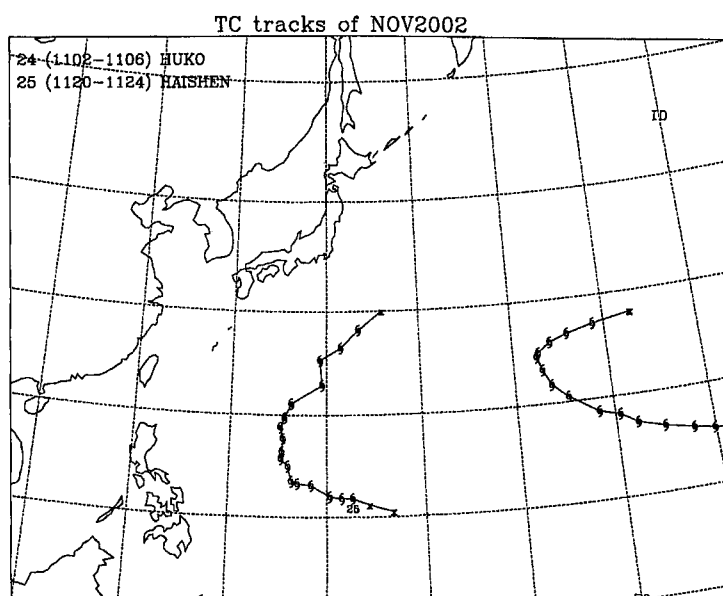


圖 13：民國 91 年 11 月颱風路徑圖

Fig13：Tropical storm/typhoon tracks of Nov. 2002.

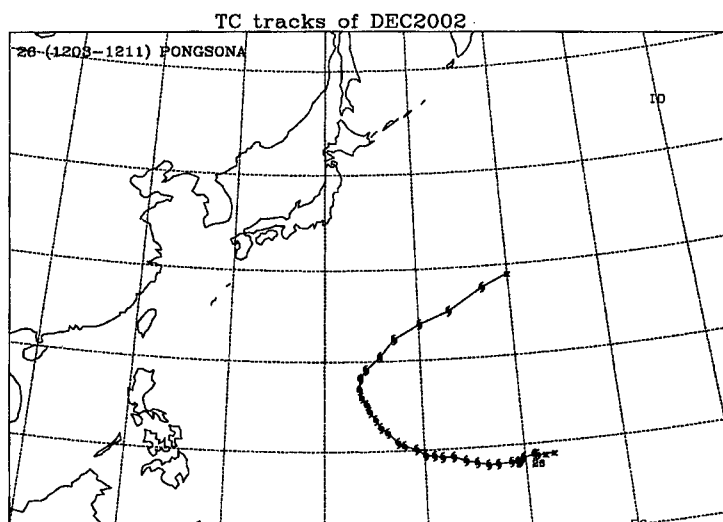


圖 14：民國 91 年 12 月颱風路徑圖

Fig14：Tropical storm/typhoon tracks of Dec. 2002.

氣壓。

2. 薔蜜颱風 (CHANGMI, 0219)

9月22日8時，薔蜜颱風在硫磺島的北北西方海面生成，受到位於其東方之高氣壓導引氣流影響，向東北東移動，22日晚起再轉向東北移動，薔蜜颱風是本年度生成颱風緯度最高的一個，發展條件受限，23日14時在日本本州東方海面變性成為溫帶氣旋。

3. 米克拉颱風 (MEKKHALA, 0220)

9月25日8時，米克拉颱風在海南島南方近海生成，向西北西移動，25日下午起轉西北向移動，25日20時米克拉颱風在海南島西南方登陸，朝北北西方向移動，26日8時左右颱風中心由在海南島西北方移出陸地進入瓊州海峽，轉朝北移動，27日20時左右，米克拉颱風中心再度登陸廣西南部，受地形破壞，強度迅速減弱，28日8時米克拉颱風在廣西南部減弱為熱帶性低氣壓。

4. 海高斯颱風 (HIGOS, 0221)

9月27日14時，海高斯颱風在關島東北方海面生成，受其北方太平洋高氣壓導引，向西北西移動，28日20時增強為中度颱風，仍向西北西移動，29日8時起受北方低壓系統及高空槽線東移影響，海高斯的走向漸偏西北，29日20時起再轉北北西，30日8時轉北，10月1日上午起再沿北北東方向加速移出，1日傍晚至晚間海高斯颱風中心登陸日本本州，在東京西方通過，並快速朝偏北方向移動，登陸時，強度雖略有減弱，但仍維持中度颱風的強度，強風豪雨為東京帶來了相當大的災害，2日2時海高斯減弱為輕度颱風，仍朝北北東由南向北貫穿本州快速移動，2日8時在北海道迅速變性為溫帶氣旋。

(九) 十月：有2個颱風生成，即巴威 (BAVI, 0222) 及梅莎 (MAYSACK, 0223) (圖 12)。

1. 巴威颱風 (BAVI, 0222)

10月10日2時，巴威颱風在關島東方海面生成，朝西北方向移動，由於其北方槽線移

入牽引影響，10日8時起，巴威颱風向北偏北北東移動。11日晨起，原位於日本的高氣壓東移至巴威颱風的北方，壓制巴威朝北北西移動，前述高氣壓持續東移，巴威的走向在12日朝北，13日起再轉北北東並加速移動，14日2時，巴威在日本本州東方海面變性為溫帶氣旋。

2. 梅莎颱風 (MAYSACK, 0223)

10月28日8時，梅莎颱風在威克島西北方海面生成，受位於其東北東方太平洋高氣壓之導引，向東北移動，29日14時，梅莎颱風位在太平洋高氣壓西方，轉向東北東加速移動，30日8時梅莎颱風在中途島北北西方海面變性為溫帶氣旋。

(十) 十一月：有2個颱風生成，即修寇 (HUKO, 0224) 及海神 (HAISHEN, 0225) (圖 13)。

1. 修寇颱風 (HUKO, 0224)

10月25日深夜，修寇颱風在夏威夷群島南方海面生成 (即北緯11度，西經155度)，向西北西移動，31日上午修寇颱風增強為一級颱風 (即我們熟知的中度颱風)，11月3日20時修寇位置在15.5°N, 179.9°E，即越過了國際換日線，由東太平洋進入西太平洋，修寇颱風成了中度颱風修寇，編號0224，這是本年度第二個由東太平洋移入之颱風。由於修寇颱風位在太平洋高氣壓之西南緣，受高壓導引氣流的影響，行進方向由4日白天的西北西，到4日晚間轉為西北，5日上午起再轉北北西，5日晚間轉偏北移動，移速減慢，6日2時強度減為輕度颱風，6日8時移動方向轉東北東，並加速移出，7日8時當位於中途島西方海面時，變性為溫帶氣旋。

2. 海神颱風 (HAISHEN, 0225)

11月21日2時，海神颱風在關島西南方海面生成，朝西北西方向前進，21日20時起至22日20時止，海神颱風朝西北西轉西北前進，之後在22日晚間到23日晚間移速減慢朝北移動，並在23日14時增強為中度颱風，23

日 20 時海神颱風轉向東北加速移出，25 日 8 時海神颱風在硫磺島東北方約 750 公里的海面上變性為溫帶氣旋。

(十一) 十二月：有一個颱風生成，即彭梭娜 (PONGSONA, 0226) (圖 14)。

12 月 3 日 20 時，彭梭娜颱風在關島東南東方海面生成，沿太平洋高氣壓南緣向西北西移動，6 日 2 時彭梭娜增強為中度颱風，仍向西北西移動，8 日 20 時至 9 日 8 時之間，彭梭娜颱風在橫掃過關島後，受北方低壓系統及高層槽線之導引，朝向西北到北北西移動，移速減慢，9 日 8 時彭梭娜增強為強烈颱風，轉向北移動，9 日 20 時再轉東北行進，10 日 8 時彭梭娜減弱為中度颱風，並加速向東北東移出，11 日 8 時再減弱為輕度颱風，11 日 20 時，彭梭娜颱風在中途島西方海面變性為溫帶氣旋。

四、結論

綜前所述，本年度之颱風其特性可概括分為以下各點：

- (一) 本年第一個颱風於 1 月 12 日生成，全年颱風數為 26 個，與氣候平均值相若。惟其中 17 號伊利颱風與 24 號修寇颱風為由東太平洋移入。
- (二) 26 個颱風中，輕度颱風有 11 個，占全年數 42.3%，中度颱風 9 個，占 34.6%，強烈颱風 6 個，占 23.1%。
- (三) 中央氣象局曾對 3 個颱風發布海上颱風警報，其中 2 個颱風發布海上陸上颱風警報。
- (四) 侵台颱風有 2 個，其中 1 個中心登陸台灣。本年颱風侵台數少於平均數，且災情均不嚴重。而颱風帶來的雨水則解除了北部地區缺水、限水的困境。
- (五) 中央氣象局主觀預報 24 小時颱風路徑預報誤差總平均值為 106 公里，48 小時則為 194 公里。

2002 Annual Western North Pacific Ocean Tropical Storm/Typhoon Report

Wei-min Chiang
Central Weather Bureau

ABSTRACT

There were a total of 26 tropical storms/typhoons in 2002, which includes 11 tropical storms and 15 typhoons. The first tropical storm occurred on 12 Jan.2002. The Central Weather Bureau issued a sea warning on Typhoon Rammasun and land warnings on the other two(Nakri, Sinlaku). The center of Nakri made landfall on the west coast of Taiwan. Although Nakri and Sinlaku ever brought heavy rainfall to Taiwan, there was no major damage reported. On the contrary, Taiwan benefited from these two tropical storms since their heavy rainfall released water shortage.

台灣中西部地區反應譜比之研究

張添炮¹ 余貴坤² 劉芳嬌¹

摘要

本研究選用中央氣象局強震網 1995 至 1999 年間 9 個規模大於 5.3 的大型地震記錄，先用水平(H)與垂直(V)分量反應譜比的方法，配合地質資料將測站屬性由堅硬至鬆軟分為 A、B、C 三類，接著分析不同類型測站反應譜比的差異。研究顯示不同規模、深度、距離的地震記錄，在同一測站上所求出的反應譜比很類似；H/V 方法所作的測站分類和實際地質資料相當吻合。H/V 圖形的顯著頻率隨著測站類型從 A → B → C 逐漸降低，而主放大值則逐漸增加；集集主震的 H/V 圖形比其它地震偏向低頻，主放大值比其它地震稍小。

關鍵詞：反應譜比，測站分類，集集主震

一、前言

在場址效應的研究上，頻譜分析法已經被廣泛地使用，經由頻譜分析可以了解各測站在不同頻率震波作用下，相對於參考站的放大情形。例如，傳統上利用水平分量沖積層站(S_{HS})與臨近岩盤站(S_{HB})傅氏振幅譜的比值：

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (\text{雙站法}) \quad (1)$$

可以有效地評估沖積層站的顯著振動頻率和放大值。但是雙站法有其困難之處，是岩盤站的記錄不容易獲得，當測站分布範圍太廣時，如果仍使用同一岩盤站作為參考站似乎不合理。而且針對不同地震，參考站也不一定都有收到記錄。

Nakamura(1989)提出單站頻譜比的方法，利用微地動記錄水平與垂直向之傅氏頻譜比分析場址的放大。提出震源之振幅效應：

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (2)$$

其中 S_{VS} 和 S_{VB} 分別是地表和地底下岩床(bedrock)的垂直分量傅氏振幅譜。垂直分量的運動，除了一些雷利波(Rayleigh wave)之外，比較不受到淺部低速層的放大作用所影響。如果雷利波在水平和垂直方向的效應接近的話，則 E_S 可用來評估雷利波的效應。則 S_{TT} 轉換函數(transfer function)適合用來描述場址的特性：

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} = (S_{HS} / S_{VS}) / (S_{HB} / S_{VB}) \quad (3)$$

Nakamura(1989)並指出地底下 S_{HB} / S_{VB} 比值在相當頻寬內，其比值接近一；亦即 $S_{HB} / S_{VB} \approx 1$ 。在這種情況下 S_{TT} 可改寫成：

$$S_{TT} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (4)$$

1.南開技術學院電子工程系

2.萬能技術學院土木工程系

這表示水平與垂直方向的頻譜比(H/V)，僅從地表的運動即可以獲得地層的轉換函數，亦即只須單站的記錄就可求出場址效應。

Lermo and Chavez-Garcia(1993)研究層狀構造 S 波的轉換函數，認為 H/V 可以有效地評估第一階共振的頻率和振幅。Field and Jacob(1993)和 Field et al.(1995)分析微地動訊號對於沉積層的反應，一致認為 H/V 在研究沉積層的基本共振頻率上，是一個有效、可靠的方法。Dravinski et al.(1996)利用頻譜比探討深厚沉積盆地的地震特性，也發現 H/V 方法對於決定基本共振頻率有相當好的結果，但是在決定高階共振頻率上結果並不好。Huang and Tseng(2002)利用微震資料的 H/V 探討台灣中部土壤液化的問題，認為液化區的 H/V 易損度指數(vulnerability index)大於鄰近的地區。

另外，有些研究則是進一步把 H/V 方法應用到測站地質的分類上。Yamazaki and Ansary(1997)利用速度反應譜的 H/V 做測站分類，認為 H/V 圖形比較不受到地震規模、震源深度、波傳路徑的影響。Atkinson(1993)、Theodulidis et al.(1996)和 Zare et al.(1999)，分析不同地質條件的反應譜比，都認為 H/V 在測站的分類上可以提供相當好的參考依據。

二、資料收集與處理

本研究採用中央氣象局強地動觀測計畫(TSMIP)的加速度記錄，為了探討整個中部地區的強震特性，本文只挑選規模較大激發測站數較多的地震作研究，如表 1 所示。連同集集主震在內一共有 9 個規模 5.3 以上的大型地震，這些地震大致都分布在本研究區域的東側(圖 1)，其中編號 3 是 1998 年的瑞里地震，編號 4 至編號 8 都屬於集集地震的餘震序列。距離測區較遠的編號 1 地震位於花蓮海岸線附近，會被採用是因為它的規模大，激發的測站數目多，另一方面是因為它的距離明顯比其它地震遠，這可以用來說明強震的距離效應。扣除不良的記錄之後，每一地震在本研究區域至少都激發 42 個測站以上。這些地震的規模接近，震央位置也算靠近，使得波傳的路徑效應也接近，可以方便分析在不同地質條件下的強震特性差異。本研究的測站主要分佈在台中縣、台中市、彰化縣、南投縣以及雲林縣等五個縣市(圖 2)，總共有 89 站，其範圍在 120.1°~121.3°E，23.6°~24.4°N。這些縣市在過去是相對較少被研究討論的地區。

本研究是取整段的加速度歷時作分析，在頻率對數軸上等間隔取樣，計算出各測站 5% 臨界阻尼速度反應譜，包括垂直、南北、東西三個分量，並將南北與東西分量取幾何平均當做水平分量。

表 1 本研究所選用地震之參數。

Eqqs.	Date (y/m/d)	Long. (°E)	Lat. (°N)	Depth (km)	Mag. (M_L)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Stations Triggered
No.1	1995/02/23	121.687	24.204	21.7	5.8	11	85	75	64
No.2	1995/07/07	121.090	23.893	13.1	5.3	30	25	90	46
No.3	1998/07/17	120.662	23.503	2.8	6.2	45	30	110	42
No.4	1999/09/20	120.876	23.792	3.5	6.6	25	32	97	76
No.5	1999/09/22	121.047	23.826	15.6	6.8	13	25	124	58
No.6	1999/09/25	121.006	23.859	9.9	6.8	50	44	126	67
No.7	1999/09/20	121.028	23.926	11.0	6.4	303	49	65	72
No.8	1999/09/20	120.811	23.612	1.1	6.6	242	55	-158	62
Chi-Chi M.S.	1999/09/20	120.815	23.853	8.0	7.3	5	34	65	74

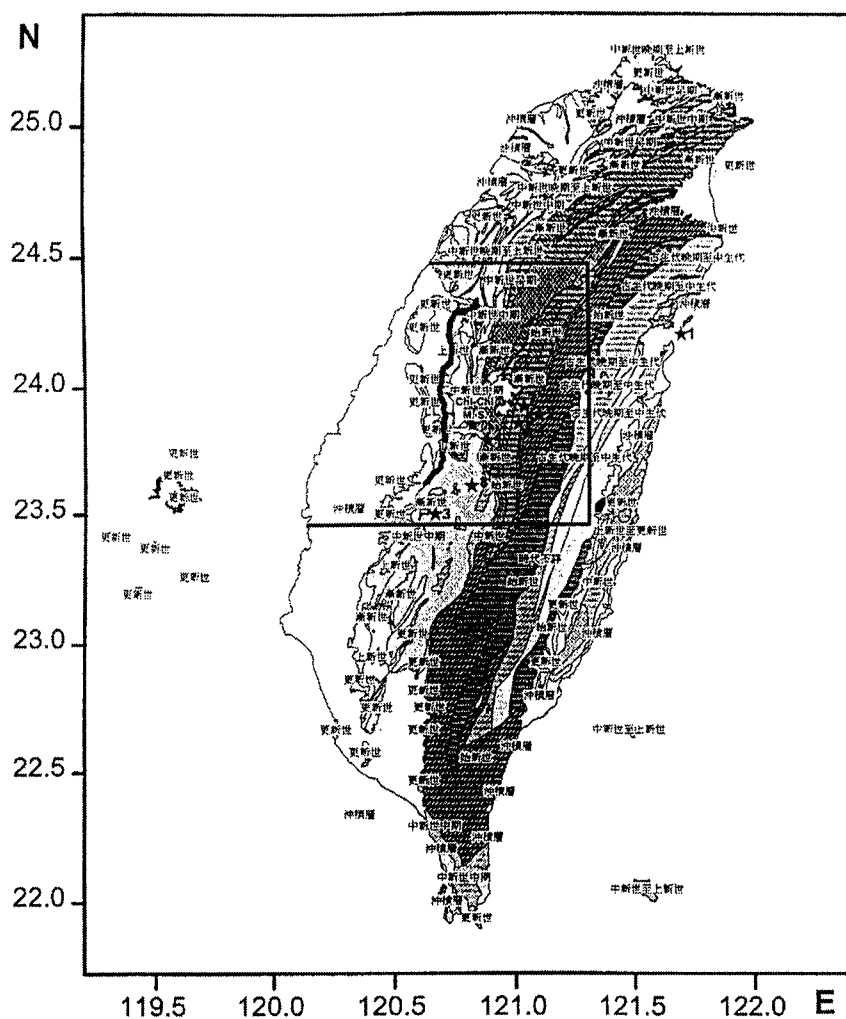


圖 1 台灣地質分區圖(經濟部中央地質調查所, 1999)。框框所示為本研究之區域範圍，粗線為車籠埔斷層，星號為震央。

三、測站的分類

關於測站的分類，國內現行建築法規耐震設計規範(Taiwan Building Code, TBC)，是將台灣地區的地盤依據工址地層週期 T_G 的長短分為三類：第一類地盤為堅實地盤其 $T_G \leq 0.2$ 秒，第二類地盤為普通地盤， $0.2 < T_G \leq 0.6$ 秒，第三類地盤為軟弱地盤其 $T_G > 0.6$ 秒，而台北盆地因地質情況特殊，另成一類。地層週期 T_G 的計算公式如下：

$$T_G = 4 \sum_{i=1}^n \frac{H_i}{\beta_i} \quad (\text{李位育, 2000})$$

其中 H_i 為第 i 層土層厚度(公尺)， β_i 為第 i 層土層 S 波波速(公尺/秒)， i 為由地表面至基盤面分為 n 層中之各層編號，此處所指的基盤面為其下方土層 S 波速大於 300 公尺/秒之土層面。

中央氣象局地震測報中心曾經參考美國建築結構耐震設計規範(Uniform Building Code, UBC)，將強震測站按照地質特性分為四類(郭鎧紋，1994)，這四類分別是 S_1 ：類似岩石的物質，或堅硬、緻密的土壤； S_2 ：土壤剖面為堅硬或緻密的土壤組成； S_3 ：土壤剖面厚度 21 公尺以上，其中包含 6 公尺以上，12 公尺以下之鬆軟到中等硬度的黏土層； S_4 ：土壤剖面中含有 12 公尺以上之鬆軟黏土層，或剪力波速度小於 150 公尺/秒。但是本研究區域的測站大都尚未分類。Lee et al.(2001)曾依據地質和地形圖資料，將台灣地區 708 個自由場強震測站由硬至軟依序分為 B、C、D、E 四類，並用速度反應譜比圖形(H/V)作為校對。發現 B 和 E 類測站的反應譜較容易辨認，C 和 D 類很近似不易辨認。所以建議把 C 和 D 類合併為一類。另外，也建議未來可以考慮把土壤液化的地區歸為 F 類。

本研究也是利用反應譜比的方法，把全部 8 個大地震(不包括集集主震)的記錄合併在一起畫出總平均 H/V 圖形，再配合地質資料把測

站類型決定。為了不讓問題太過於複雜，也考量到國內建築技術規則只將地盤分成三類，因此本研究把測站分為 A、B、C 三類，如圖 2 所示，A 類有 7 站，B 類 28 站，C 類 54 站。A 和 B 二類測站主要分佈在研究區域的東側麓山地帶；而西部彰化、雲林濱海一帶則幾乎都是 C 類測站。基本上，本研究的 A 類測站在 Lee et al.(2001)的分類中，大致是屬於最堅硬的 B 類；本研究的 C 類在 Lee et al.(2001)的分類中，大致是最鬆軟的 E 類；本研究的 B 類則大致介於 Lee et al.(2001)的 C 或 D 類之間。

集集主震因為牽動車籠埔斷層的錯動，斷層破裂時間持續相當長，使得整個反應譜傾向低頻，H/V 圖形也比其他地震呈現低頻，所以未列入測站分類的憑據。

四、研究成果分析

研究顯示，不同規模、不同深度、不同距離的地震記錄，在同一測站上所求出來的反應譜比很類似；而從個別地震針對同類型全部測站所算的平均反應譜比中，發現 H/V 圖形的顯著頻率從測站類型 $A \rightarrow B \rightarrow C$ 呈現漸減的趨勢，每個地震皆然。如表 2 和圖 3 至圖 10 所示，在不同地震中 A 類測站的顯著頻率介於 4.5 和 6.0 Hz 之間；B 類測站介於 2.1 和 4.0 Hz 之間；C 類介於 1.1 和 2.3 Hz 之間。全部 8 個地震針對 A、B、C 三類測站所算的總平均 H/V 之顯著頻率分別是 5.0、3.0、1.6 Hz(圖 11)。集集主震比其它地震低頻，其 A、B、C 三類測站的顯著頻率分別是 3.5、2.0、1.0 Hz(圖 12)。至於主放大倍數方面，每個地震中鬆軟的 C 類測站其主放大值都大於 B 類測站(A 類測站數太少，不予考慮)。全部 8 個地震針對 B、C 兩類測站所算的主放大值分別是 2.5、2.8 倍。集集主震 B、C 兩類測站的主放大值很接近，分別是 2.3、2.2 倍。和其它 8 個地震比較起來集集主震的放大值幾乎是最小的，推論是車籠埔斷層的逆衝上下運動，使得垂直方向振動被加強，以致 H/V

值偏低的現象。

表 2 每個地震針對同類型全部測站所算的平均反應譜比。

Eqks.	A 類測站		B 類測站		C 類測站	
	顯著 頻率	主放 大值	顯著 頻率	主放 大值	顯著 頻率	主放 大值
No.1	4.5	2.5	3.5	2.6	2.0	3.3
No.2	5.5	6.5	4.0	2.3	2.3	3.1
No.3	5.0	3.3	3.5	2.8	1.5	2.9
No.4	4.6	3.3	2.3	2.5	1.3	2.6
No.5	5.0	9.0	3.5	3.5	2.0	3.6
No.6	5.0	2.8	3.5	2.4	1.3	2.5
No.7	6.0	3.0	2.1	2.7	2.0	3.5
No.8	5.5	3.5	2.5	2.3	1.1	3.2
8 個地震 之總平均	5.0	3.1	3.0	2.5	1.6	2.8
Chi-Chi M.S.	3.5	3.6	2.0	2.3	1.0	2.2

從本研究針對 8 個不同規模、不同深度、不同距離地震的比較中，可以看出同一類型測站在不同的地震中所得到的 H/V 圖形相當接近；但是在同一地震中不同類型測站之間其圖形則有較大的差異，包括顯著頻率和主放大倍數的差異。這表示 H/V 方法可以把地震規模大小、震源深度、距離遠近等效應去除，進而把測站的效應凸顯出來。集集主震牽動車籠埔斷層的錯動，雖然反應譜和 H/V 圖形都較其它地震偏向低頻，但是 H/V 方法仍然可以把不同地質條件的測站區隔開來。

另外，值得一提的是不管是哪一類型的測站，在所有的地震當中，H/V 圖形都大約在 0.2Hz 附近和 20Hz 附近出現較小的值，亦即在這兩個頻率附近垂直分量具有相對較大的反應值。A 類和 B 類測站的 H/V 圖形幾乎都大於 1，這代表它們的水平分量反應值大於垂直分量的反應值。C 類測站在編號 5、編號 8、集集主震等地震的 20Hz 附近，H/V 圖形有低於 1 的現象。

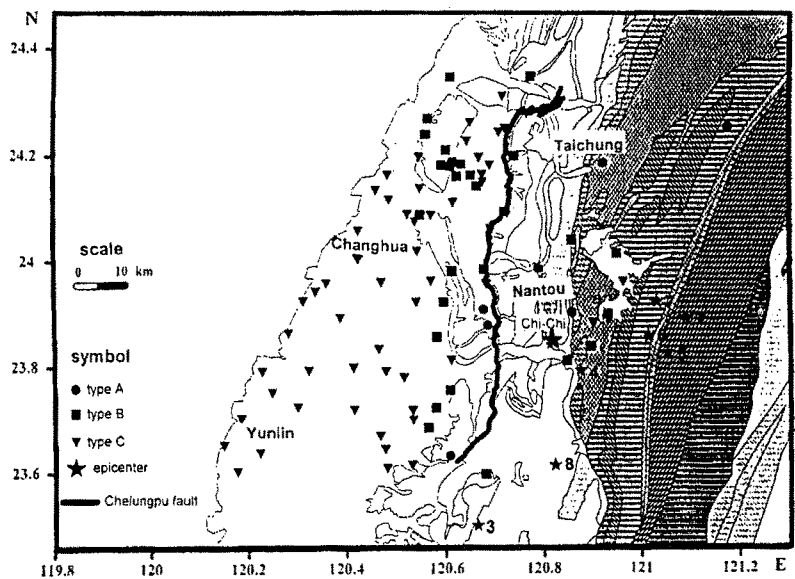


圖 2 測站分類圖。圓形、方形、三角形分別為 A、B、C 類測站。地層年代說明請參考圖 1。

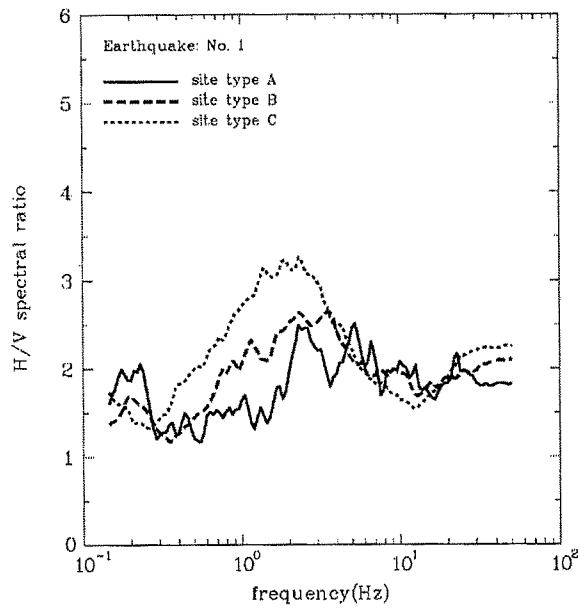


圖 3 編號 1 地震針對三類測站所算的平均反應譜比。

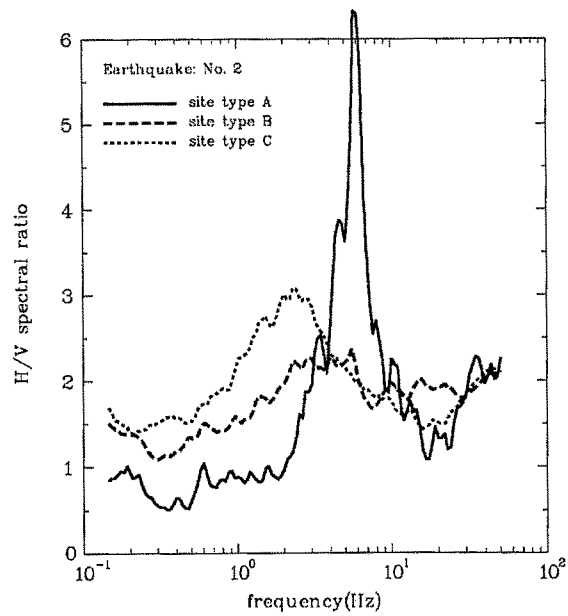


圖 4 編號 2 地震針對三類測站所算的平均反應譜比。

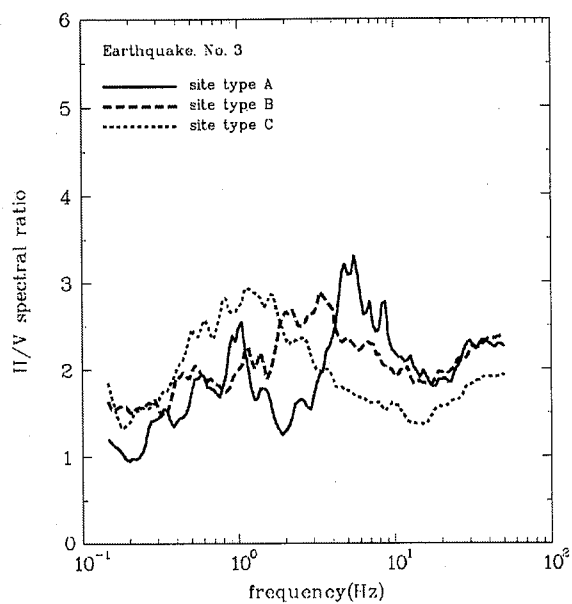


圖 5 編號 3 地震針對三類測站所算的平均反應譜比。

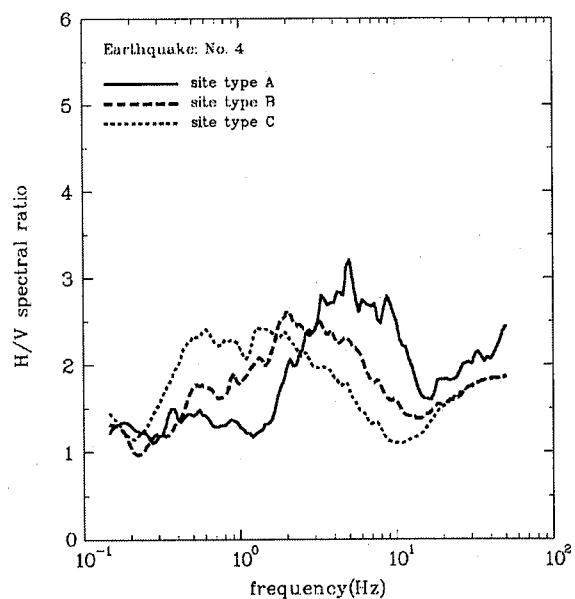


圖 6 編號 4 地震針對三類測站所算的平均反應譜比。

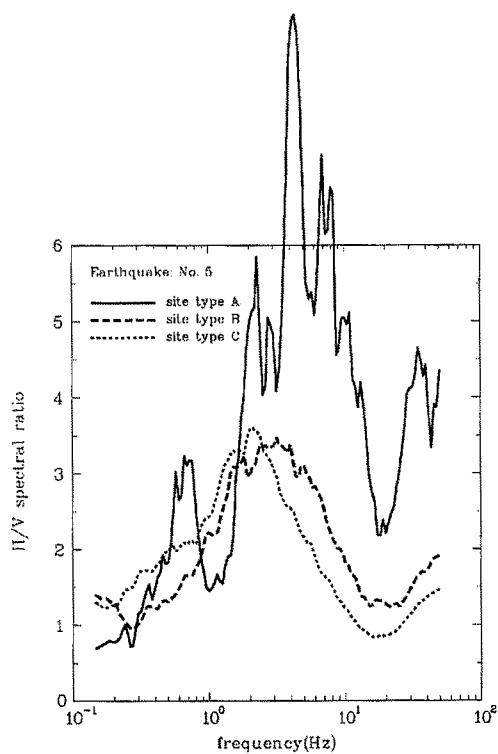


圖 7 編號 5 地震針對三類測站所算的平均反應譜比。

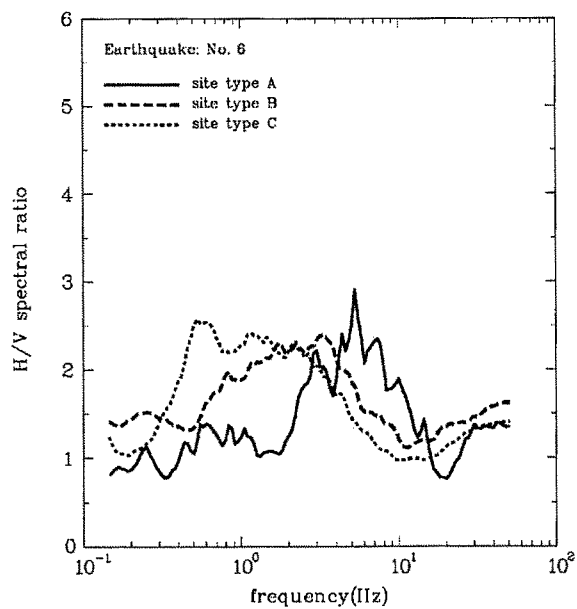


圖 8 編號 6 地震針對三類測站所算的平均反應譜比。

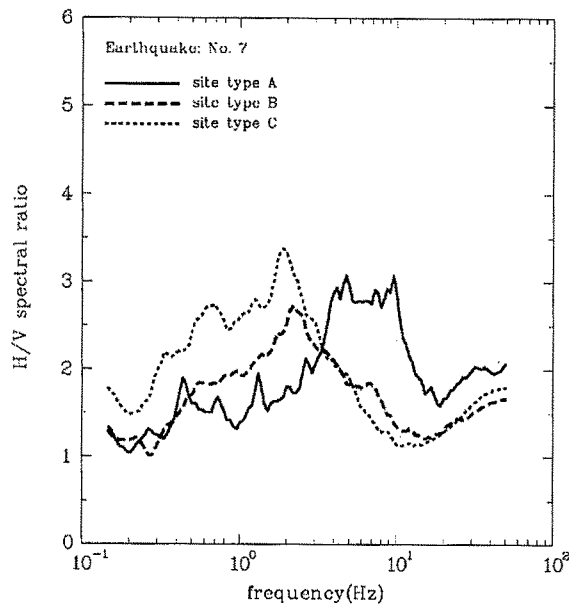


圖 9 編號 7 地震針對三類測站所算的平均反應譜比。

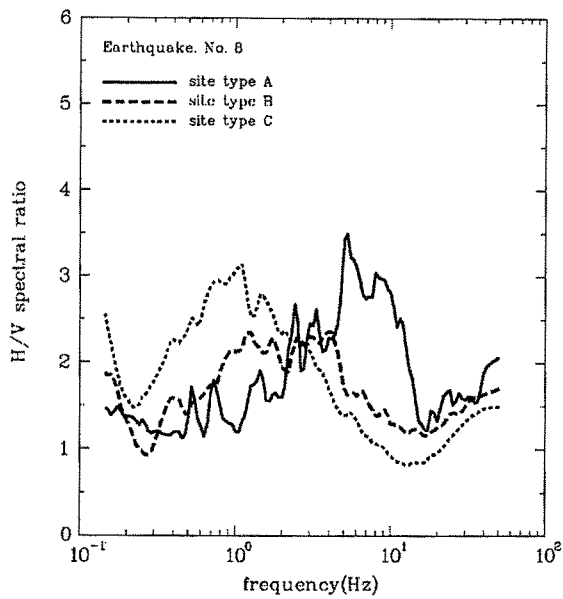


圖 10 編號 8 地震針對三類測站所算的平均反應譜比。

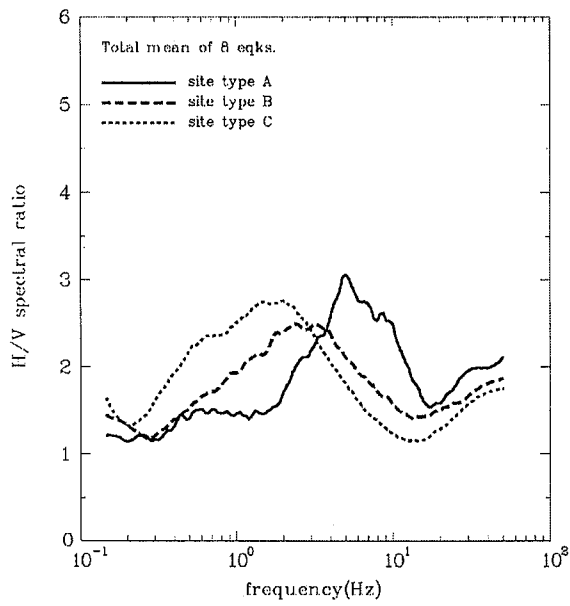


圖 11 8 個地震針對三類測站所算的總平均反應譜比。

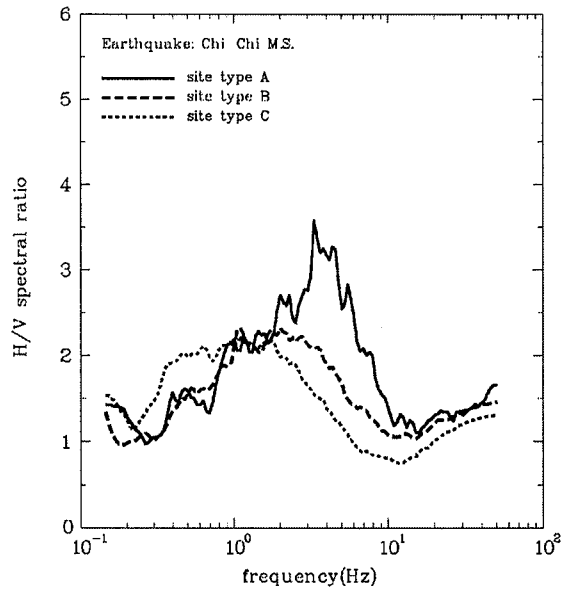


圖 12 集集主震針對三類測站所算的平均反應譜比。

五、結論

本研究選用中央氣象局強震網 1995 至 1999 年間 9 個規模大於 5.3 的大型地震記錄，先用水平(H)與垂直(V)分量反應譜比的方法，配合地質資料將測站屬性由堅硬至鬆軟分為 A、B、C 三類，接著分析不同類測站反應譜比的差異。

研究顯示不同規模、深度、距離的地震記錄，在同一測站上所求出的反應譜比很類似，表示反應譜 H/V 方法可以把場址效應呈現出來，對測站分類可以提供良好的建議。

H/V 圖形的顯著頻率隨著測站類型從 A → B → C 逐漸降低，而主放大值則逐漸增加；集集主震的 H/V 圖形比其它地震偏向低頻，主放大值比其它地震稍小，推論是車籠埔斷層的逆衝上下運動，使得垂直方向振動被加強，以致 H/V 值偏低的現象。

六、誌謝

本研究能夠順利完成，要特別感謝 中央氣象局提供豐富的強震記錄供分析。本研究部份經費由南開技術學院校內型研究計畫編號：91-29-C1201-29 支助，也一併致謝。

七、參考文獻

- Atkinson, G. M., 1993. Notes on ground motion parameters for eastern north America. Duration and H/V ratio. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 587-596.
- Dravinski, M., G. Ding and K. L. Wen, 1996. Analysis of spectral ratios for estimating ground motion in deep basins. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 646-654.
- Field, E. H. and K. H. Jacob, 1993. The theoretic response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2925-2928.
- Field, E. H., A. C. Clement, K. H. Jacob, V. Aharonian, S. E. Hough, P. A. Friberg, T. O. Babaian, S. S. Karapetian, S. M. Hovanesian and H. A. Abramian, 1995. Earthquake site response study in Giumri (formerly Leninakan), Armenia using ambient noise observations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 349-353.
- Huang, H. C. and Y. S. Tseng, 2002. Characteristics of soil liquefaction using H/V of microtremors in Yuan-lin area, Taiwan. *TAO*, **13**, 325-338.
- Lee, C. T., C. T. Cheng, C. W. Liao and Y. B. Tsai, 2001. Site classification of Taiwan free-field strong-motion stations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 1283-1297.
- Lermo, J. and F. J. Chavez-Garcia, 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1574-1594.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *QR of RTRI*, **30**, 25-33.
- Theodulidis, N., P. Y. Bard, R. Archuleta and M. Bouchon, 1996. Horizontal-to-vertical spectral ratio and geological conditions: The case of Garner Valley downhole array in southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 306-319.
- Yamazaki, F. and M. A. Ansary, 1997. Horizontal-to-vertical spectrum ratio of earthquake ground motion for site characterization. *Earth-quake Eng. Struct. Dyn.*, **26**, 671-689.
- Zare, M., P. Y. Bard and M. Ghafory-Ashtiany, 1999. Site characterizations for the Iranian strong motion network. *Soil Dyn.*

Earthquake Eng., **18**, 101-123.

郭鎧紋，1994。中央氣象局強地動觀測網之地質特性研究(三)——嘉南地區，中央氣象局八十三年度研究報告，第 CW83-1A-12。

經濟部中央地質調查所，1999。台灣地質圖。

李位育，2000。結構耐震設計概論，台北市文笙書局。

A Study of Response Spectral Ratio in West-Central Taiwan

Tian-Pau Chang¹, Guey-Kuen Yu² and Feng-Jiao Liu¹

ABSTRACT

In this paper, the accelerograms recorded by the network of Taiwan Strong Motion Instrumentation Program of the Central Weather Bureau are used to analyze the characteristics of the response spectral ratios. The data consists of 9 earthquakes with $M_L \geq 5.3$ which occurred in Taiwan area between 1995 and 1999.

Firstly, we classify the station sites into three types based on both the spectral ratio of horizontal to vertical components(H/V) and geological data, from hardness to softness, called type A, B and C, respectively. Then, we investigate the differences of H/V spectral shape among three types of site. The results show that the H/V spectral shape to the specific site calculated from different events is very similar; also the site classification results obtained by H/V method are compatible with the geological data.

For any event, the dominant frequency of H/V spectral ratio decrease gradually with the site type from $A \rightarrow B \rightarrow C$, but the dominant amplification factor is increased. For Chi-Chi mainshock, both the dominant frequency and amplification factor are lower than those of any other event.

Key words: response spectral ratio, site classification, Chi-Chi mainshock

1.Department of Electronic Engineering, Nankai College, Nantou, Taiwan, ROC

2.Department of Civil Engineering, Van-Nung Institute of Technology, chungli, Taiwan, ROC

2001 年最高/低溫度統計預報結果分析

羅存文 陳重功

中央氣象局氣象科技研究中心

摘要

自 2000 年 12 月 1 日起，中央氣象局啟用 LAFS (Limited Area Forecast System) Perfect prog. (簡稱 PP) 和 LAFS MOS (Model Output Statistics, 簡稱 MOS) 統計預報模式，進行日常最高/低溫度預報指引作業。經校驗結果顯示，最高與最低溫度的各季預報準確度，MOS 模式的表現比 PP 和 LAFS PP(EC) (簡稱 PP(EC)) 兩模式為優；季偏差部分，除夏季各模式均為負(冷)偏差(Cold Bias)，其餘各季的 MOS 模式多為正(暖)偏差(warm bias)，而 PP 模式的最高溫度多為負偏差，但最低溫度卻呈現正偏差。

各季預報誤差的地理分布，中央山脈的地形效應是影響分布趨勢的主要因素。除了在最高溫度的梅雨季和夏季的 PP 及 MOS 模式預報分布，呈現以中央山脈為預報誤差最大值區，並向兩側遞減；其餘各季兩組模式皆由西側自北至中部的最高預報誤差區，跨越中央山脈向東、南部遞減。在 MOS 預報誤差改進比率分布上，大部分均為正的比值，以冬半年南部的最高溫度改進數最大；而最低溫度的秋、冬季在台灣中段區域，則呈現負的改進比率。

環島五個測站的冬季最低溫度和夏季最高溫度的逐日三段超前統計預報分析，反應出 LAFS 數值模式對於較劇烈的天氣系統掌握較弱；例如對冬季的大陸氣團和鋒面系統強度的模擬過度或不足，以及夏季颱風路徑和環流強弱的預報偏差，對台灣地區的預報影響亦期待能進一步調整改進。

關鍵詞：統計預報、MOS

一、前言

統計預報作業的發展在中央氣象局已邁入新的階段，由先前所開發的 Perfect prog. 統計預報模式(PP(EC))的預報校驗結果中得知，在使用中央氣象局的 Limited Areal Forecast System (LAFS)動力數值預報模式的產品，有較強的負(冷)偏差存在；同時中央山脈存在的地形影響，更是造成模式預報偏差的重要機制(羅與陳，2001)。當然，部分原因也是由於 PP(EC) 統計預報方程是建構在以 EC 的 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 客觀分析場上，預報時則套用 LAFS 數值模式的預報產品(coarse grid/60Km*60Km)，因此在網格

點解析度上是不完全滿足影響台灣各個區域測站天氣現象的描述需求。

基於上述技術性的差異，在這個階段將直接使用 LAFS 60Km*60Km 的 Perfect prog. 模式(PP)的預報作業，即以 LAFS 的客觀分析場資料建立各測站的預報方程，於預報作業時將 LAFS 各個指定時段預報產品代入。然而本階段最重要的技術改進為採用 Model Output Statistics (MOS)統計預報模式技術，此一預報模式主要架構在各測站個別特定時段之預報方程的預報因子和預報作業時所代入的數值預報模式產品，為相互對應一致的數值模式的預報輸出產品。本階段中之 PP 和 MOS 模式的建立

與預報，均採用 LAFS 60Km*60Km 的格點資料。

使用 MOS 的統計預報觀念在 1960 年代末期即已提出，於 1972 年 Glahn 和 Lowry 以逐日最高溫度的統計預報項目，進行 MOS 模式和 NMC(National Meteorological Center)已作業數年的 Perfect prog 模式(Klein and Lewis, 1970) 平行作業的比較(自 1969 年 4 月至 1971 年 9 月)。校驗結果證實 MOS 模式較 Perfect prog. 模式有優越的預報準確度，預報誤差程度相對地降低了 25%。自此 MOS 統計預報模式成為美國官方氣象預報作業主要的預報作業指引項目之一。

探究 Perfect prog.模式的預報誤差形成，主要不在於統計預報方程的描述不充足而導致，而是源自所提供超前預報時段的數值模式所造成(Brunet *et al.*, 1988)。因此，Perfect prog.模式不會因為數值模式的不同而無法使用，相反地卻忠實的反應出數值模式的預報誤差及模式預報狀態。MOS 模式之所以能夠較 PP 模式提升預報的準確度，在於 MOS 模式的架構足以有效的消滅數值模式預報誤差中的模式系統性誤差和偏差；然而在使用 MOS 模式進行預報作業時，數值模式必須維持 MOS 模式發展時期的模式物理和數值的特性，才能提供可信賴的預報指引(Dallavalle, 1988)。

對於會影響 MOS 模式預報的預報因子，模式中所含的氣候預報因子：如測站的海平面高度、經緯度位置、天氣事件的發生相對頻率 and 常態的高/低溫度等，在異常氣候狀況時均無法補足實際的預報貢獻(Carter *et al.*, 1989)。而大多數的預報因子則反應了數值模式的預報缺陷：如 Jacks 和 Rao 對 MOS 模式預報紐約州 Albany 市的最高/低溫度進行分析，發現由於夜間的晴空長波輻射效應，所造成嚴重的降溫現象，數值模式無法有效的模擬而導致 MOS 模式對該城市的預報造成預報正(暖)偏差。同樣的，因為對於鋒面系統附近，模式無法掌握氣

團在海面上的調整，而造成預報上出現過冷的負(冷)偏差情形。諸如這類並非由於數值模式系統性誤差造成的情形，MOS 模式都無法有效的做到預報掌控。

本文對於 2000 年 12 月 1 日至 2001 年 11 月 30 日期間，統計預報所提供之全省最高/低溫度預報指引進行校驗分析。根據盧與陳(2000)的研究分析所指出，對於臺灣地區而言，1997 至 2000 年間顯示出全島有持續偏暖的情形。對於此一持續偏暖的現象亦明確的呈現在表一中。表中所呈列出為最高/低溫度模式建立期間與預報校驗期間(民國)，全台灣地區的最高/低溫度觀測的季平均值和兩者間的差異(預報季平均值扣除模式建立時之季平均值)。根據表一顯示除了秋季外，其餘各季都有增暖的情況，其中以冬季最高和最低溫度均增暖超過 1°C 以上最為明顯，而春季差異值僅介於 $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$ 之間。秋季卻顯得最高溫度較模式建立期間低了 0.56°C ，最低溫度則低了 0.84°C ，似乎意味著氣候上有減低暖化的趨勢，但此假設尚需進一步等待實際觀察驗證。

表一、預報模式上線與建立期間，各季最高/低溫度全省觀測平均值的差異。

Table 1. Seasonal Tmax/Tmin Obs. Differences between forecast model developing period and operating period.

差值 項目	月份	冬	春	梅	夏	秋
		1202	0304	0506	0709	1011
最高溫	84-88	19.85	23.65	27.96	29.71	25.41
	90	20.99	23.67	28.42	29.84	24.85
	差異	+1.14	+0.03	+0.46	+0.13	-0.56
最低溫	84-88	13.77	16.93	21.65	23.15	19.27
	90	14.79	16.89	22.20	23.43	18.43
	差異	+1.02	-0.04	+0.55	+0.28	-0.84

以下文中茲就預報準確度、平均偏差狀態、分布散度變化與預報趨勢等方面，進行個別統計預報模式之季節性預報評比分析。並進

一步討論 PP 和 MOS 模式在各個季節，對台灣地區預報準確度和平均偏差的區域性分布特徵。同時，比較 MOS 模式相較於 PP 模式的預報誤差改進比率及其地域的分布情形。最後，分析以台北、台中等五個環島測站的冬季最低溫度和夏季最高溫度案例的 PP/MOS 模式逐日預報誤差和主要天氣系統發生之影響狀況。

二、資料及研究方法

本文中所討論的最高/低溫度的統計預報指引，係經由本局目前支援預報作業的 LAFS PP(EC)、LAFS PP 及 LAFS MOS 三種統計預報模式所產生。茲就現行統計預報模式的技術評比而言，無論在理論或實際作業應用上，均證實 MOS 預報模式較 Perfect prog 的預報準確度更為準確。

(一)、模式資料

LAFS PP(EC)統計預報模式的迴歸方程建立與採用的預報因子特性，在羅與陳(2001)的預報指引成果分析一文中，已有詳盡的描述。此模式所使用的數值模式資料網點位置分布，繪製於圖 1 中。

LAFS PP 及 MOS 統計預報模式的各個測站之預報方程，係建構於 LAFS 數值模式的粗網格點(60 公里 x60 公里)上，臺灣地區共截取 36 個網格點(見圖一)。每個氣象局觀測站(共 25 站)均被鄰近的四個網格點所包括。建立模式預報方程所需的預報因子，取自各個測站鄰近四個 LAFS 網格點之 500 百帕以下之各層數值模式預報的大氣環流變數資料，作為迴歸方程發展的基礎。對於模式中預報因子所採取的空間變化，有測站鄰近四個單一網格點(SGP/Single Grid Point)及四點內插至測站位置(STA/STATION point)兩種類型(陳等，2000)。

預報元則為本局的 25 個氣象觀測站的逐日最高/低溫度。模式建立資料期限起自 1994 年 12 月 1 日至 1999 年 11 月 30 日，並以 1999 年 12 月 1 日至 2000 年 11 月 30 日期間進行模

式預報驗證。預報地區的季節劃分，以前一年 12 月至隔年 2 月份定為冬季，3 至 4 月代表春季，而 5、6 月則為梅雨季，7、8 及 9 月代表夏季，10、11 月則為秋季。

針對不同統計迴歸模式所需預報時段而言，PP 統計模式係架構在 LAFS 數值模式 00Z(08LST)的客觀分析場上，建立一組預報迴歸方程；應用於預報作業上，則分別代入 00Z 初始化的 24、48 小時的預報場產品，及 12Z 初始化的 12、36 小時的預報場產品，對各個測站進行不同超前時段的最高/低溫度統計預報指引之運算。詳細的預報時段及所包括之作業預報時效，請參考圖二中的 PP 部分。

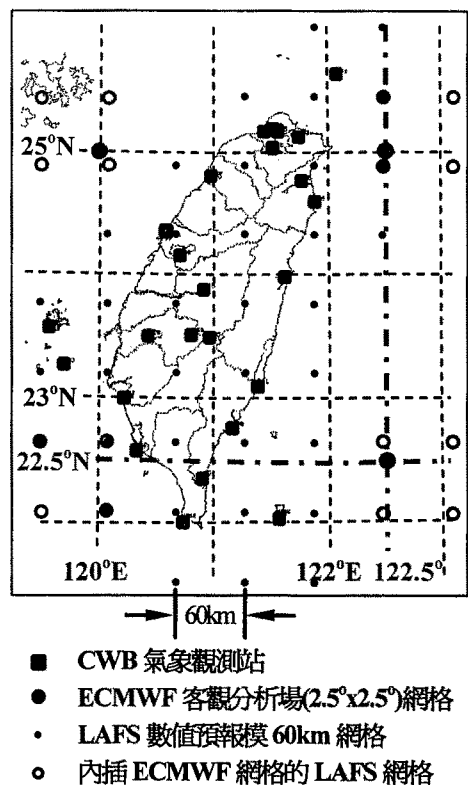


圖 1. 各式統計預報模式(PP(EC)、PP 和 MOS)所使用的網格與中央氣象局測站分布。

Fig. 1. Distribution of 25 CWB surface weather stations and NWP grids, which employ in PP(EC), PP, and MOS model.

MOS 統計預報方程的建立，則以 00Z 初始

化的 36 小時預報場產品，及 12Z 初始化的 24 及 48 小時預報場產品，分別建立起此三組不同時段的預報方程(見圖 2)；在應用於預報作業時，則僅以各個相對應於模式建立的特定初始化之預報時段，提供所需的預報因子代入，進行超前時段的預報作業。各個模式中所有使用的預報因子代碼，均詳細記述於陳等(2000)的統計預報系統發展一文中之表四。

(二)、分析方法

迴歸方程的建立，應用 Forward 選取相關迴歸因子方式(Neter et al. 1983)。模式 PP(EC)的因子析取過程中，所使用的分析方式均詳述於羅與陳(2001)的報告中。而模式 PP 及 MOS 的預報因子析取過程，僅包含測站點(STA)及單一網格(SGP)，兩類預報因子型式。

對於最高/低溫度的統計預報結果，採用的分析方式計有：各季的平均絕對誤差(Mean Absolute Error;MAE)、偏差(Bias)，標準差(standard deviation ;Std) 與 相 關 程 度

(Correlation;Corr)等運算。平均絕對誤差與偏差的運算公式，於羅與陳(2001)的報告中有清晰的描述。

此外本文中並計算了 LAFS MOS 模式對某特定期間的預報誤差相較於 LAFS PP 模式於期間相對應的預報誤差之改進比率(Improvement Rate/ I.R.)；運算方式表示於下：

$$I.R. = \left[\frac{(MAE_{PP} - MAE_{MOS})}{MAE_{PP}} \right] * 100\% \quad \dots(1)$$

公式(1)中的 MAE_{PP} ，代表某季的 PP 模式預報平均絕對誤差值，而 MAE_{MOS} 則代表相對應 MOS 模式的平均絕對預報誤差；因為 PP 模式與 MOS 模式中數值模式產品代入的預報時間點有所不同(見圖 2)，本研究採取兩組模式對同一個數值模式初始條件，對同一時間的預報為校驗基準，所以 MAE_{PP} 取用 00Z 的 24 小時預報和 12Z 的 12 及 36 小時預報的誤差值平均而成， MAE_{MOS} 則用 00Z 的 36 小時預報與 12Z 的 24、48 小時預報誤差平均求得。此處 PP 和 MOS 模式相對應預報時段，對照於圖 2 的灰色區域。

此改進比率主要目的在於，進一步瞭解數值預報中的系統性預報誤差部分，經透過不同的統計預報模式應用後，所表達出能修正部分佔全部的預報誤差的比列程度，並反應出數值模式預報相對應於各個區域的潛在預報特性。

三、各季模式預報校驗分析

本節主要的內容在於比較 PP(EC)、PP 及 MOS 三個統計預報模式的各季最高/低溫度平均預報精確度與預報平均狀態。並深入探討 LAFS 數值模式的 PP 及 MOS 統計預報各季的預報振盪與趨勢變化度的分布特性。

(一)、季平均絕對誤差(MAE)與偏差(Bias)

1. 最高溫度

圖 3(a)、(b)及(c)所示，分別為 PP(EC)、PP 及 MOS 模式的各季最高溫度於不同預報時段

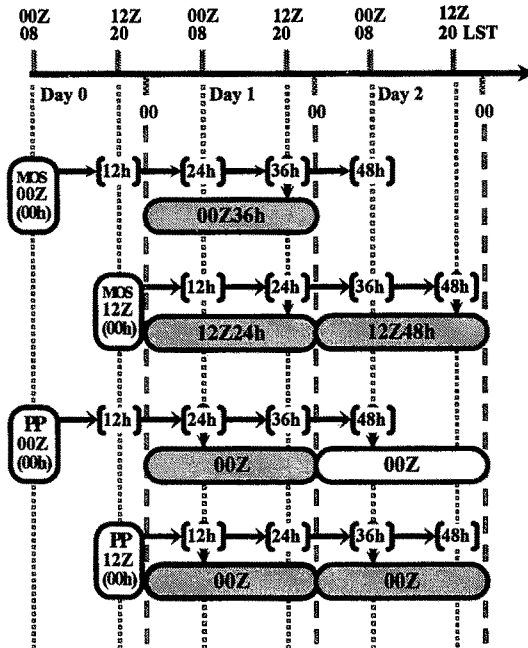


圖 2. PP 和 MOS 模式在 00、12Z 超前預報時段(灰色區為兩組模式相對應的預報時段)。

Fig. 2. 00Z and 12Z Forecast schemes of PP MOS model.

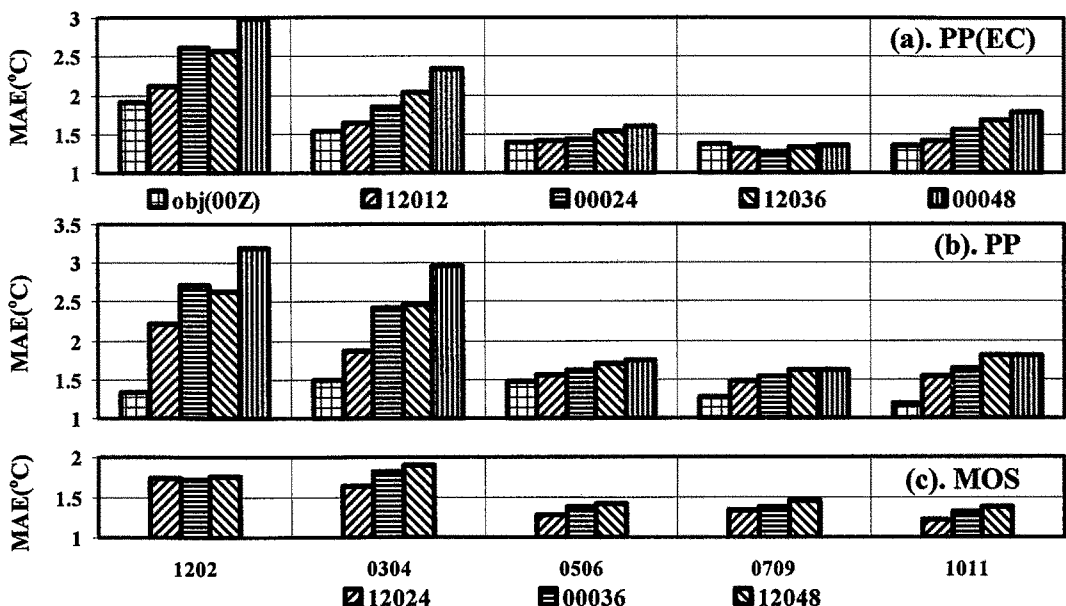


圖 3. 最高溫度(a).PP(EC)、(b).PP 和(c).MOS 模式各季之各個預報時段的平均絕對誤差分布。圖中橫軸座標所示 1202 為 12-2 月(冬季)，而所標示之 12024 則為 12Z24h。

Fig. 3. Seasonal MAE of Tmax (a).PP(EC), (b).PP, and (c).MOS model forecast.

的季平均預報絕對誤差。三組模式的預報誤差分布，均顯出冬、春季較梅雨、夏及秋季有較大的預報誤差量，且隨著預報時段的延長，誤差量有逐漸升高之情形。對兩組 PP 模式而言，由於包含了數值模式原有的預報誤差在內，圖中的各個誤差值都較相對應的 MOS 模式的值為高。其中主要以冬季相差最劇，隨著各個預報時段的增加，MAE 差距約由 0.1°C 升至 0.8°C ，而冬季的 MOS 模式各時段的誤差平均約為 1.7°C 。春季的情形和冬季一致，但 PP(EC) 模式的表現較冬季時改進許多。在梅雨、夏及秋季各模式的誤差增加均趨於和緩；兩組 PP 與 MOS 間的差異，亦表現的十分平緩，差值約略在 0.3°C 以內。MOS 在此三個季節中的季誤差值均處於 1.4°C 附近。

PP(EC)與 PP 模式間的各預報時段的預報誤差雖顯得十分相近(圖 3(a)及(b))，且呈現 PP 模式的誤差程度約略顯得較 PP(EC)的為高一些，但是對於客觀分析場的預報誤差校驗情形，則顯示出 PP 模式比 PP(EC)的為優；其中

尤以冬季最為顯著，主要原因應歸因於 PP 模式的發展與預報資料，均取用 LAFS CWB 數值模式的產品。在 MOS 模式部分(圖 3(c))，預報誤差分布顯示出較兩組 PP 模式有更好的預報穩定性，誤差值變化約由冬、春季的 1.8°C 降至梅雨、夏、秋季的 1.3°C 附近。

圖 4(a)、(b)及(c) 依序為模式 PP(EC)、PP 及 MOS 的各季預報偏差表現。基本上，除 PP(EC)模式在梅雨季呈現明顯的正(暖)偏差外，兩組 PP 模式在各季均呈現負(冷)偏差(cold bias)的情形。其中以冬季的狀態最為甚，隨預報時段的增加，負偏差更加地加深；如 PP 模式在 24 小時預報以後均處於低於 -1.5°C 的情形，48 小時竟降至 -2.3°C 。由圖中顯示出 PP(EC)模式的負(冷)偏差狀態均較 PP 模式的為輕，以冬、春季而言 PP(EC)有高出 PP 模式 0.5°C 以上的情形。夏、秋季負偏差的情形相較於冬、春季則顯得十分和緩。另外由圖 4(a)和(b)均明顯地呈現出，00Z 及 12Z 的預報偏差值隨預報時間增加，反應出不同的變化趨勢。其中以 PP

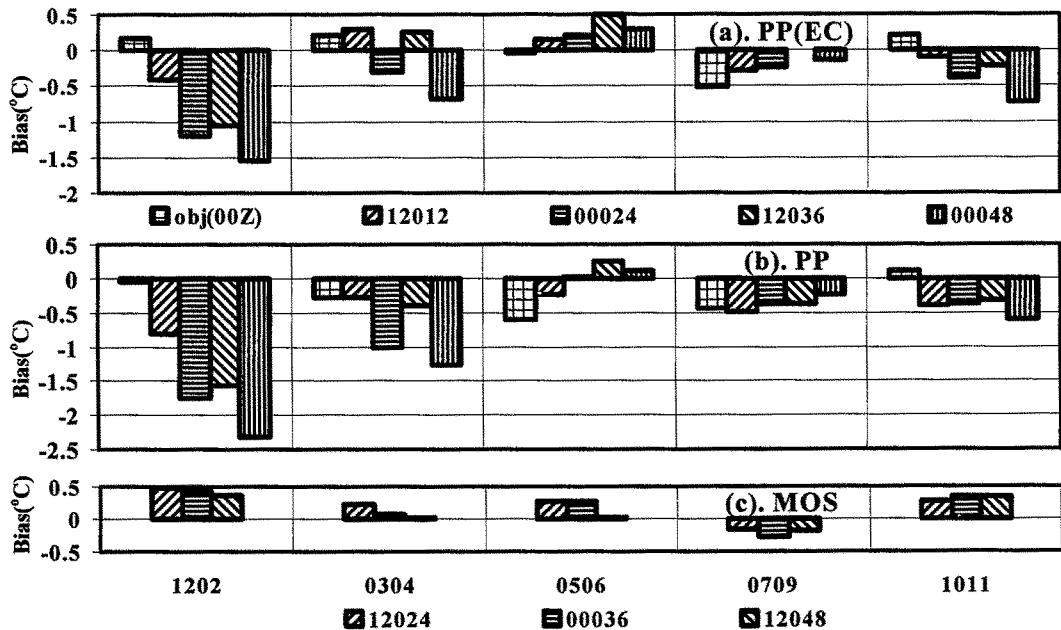


圖 4. 最高溫度(a).PP(EC)、(b).PP 和(c).MOS 模式各季之各個預報時段的預報季偏差分布。
Fig. 4. Seasonal Bias of Tmax (a).PP(EC), (b).PP, and (c).MOS model forecasts.

(EC)春季的狀況最為突出，12Z 的預報均呈現較弱的正(暖)偏差(0.5°C 以內)，而 00Z 的預報卻都出現反向的弱負(冷)偏差；相對地 PP 模式則呈現出十分顯著的 12Z 與 00Z 的弱、強負偏差對比狀態。此一現象普遍存在兩組 PP 模式的各個季節表現中。

MOS 模式各季的偏差情形，就表現的十分平穩(見圖 4(c))，均侷限於 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 之內。除了夏季呈現負(冷)偏差狀態，其餘各季都顯為正(暖)偏差。00Z 與 12Z 的預報偏差增長的差異，較無明顯的跡象。足見透過 PP 模式所展現出 LAFS 數值模式存在著相當程度的系統性誤差，是可以被 MOS 模式加以修正、改進預報狀況的。

2. 最低溫度

三組模式(PP(EC)、PP 及 MOS)的最低溫度各季預季平均誤差分列於圖 5(a)、(b)及(c)，模式間均呈現出冬季預報誤差值最大，春季次之。冬季 PP(EC)模式的預報平均誤差值最高(見

圖 5(a))，就前三個預報時段的平均狀態，比 PP 及 MOS 模式誤差值高出約 0.7°C 強；而 PP 與 MOS 模式誤差值相近，都處於 1.5°C 附近。春季，則以 PP 模式的預報誤差較另外兩個模式表現高出約 0.2°C ；而 PP(EC)和 MOS 的評比近乎一致(約在 1.2°C 附近)。至於梅雨、夏及秋季的誤差值，三組模式的各預報時段均在 1.0°C 左右，且各季彼此間差距亦都不顯著。

各模式的各季平均偏差表現見圖 6(a)、(b)及(c)。PP(EC)模式在最低溫度的情形，大致和最高溫度的分布一致，在負(冷)偏差季節中以冬季的表現最為突顯，亦是三個模式中負(冷)偏差最深的一季，以 00Z 的 48 小時預報偏差達到 -1.3°C 為最冷。而 MOS 模式的表現，和最高溫度有著相同的分布，惟暖偏差的狀況較為嚴重些，詳細情形見圖 6(c)。和最高溫度相對比較分布差異最大的是 PP 模式，除了夏季呈現出負(冷)偏差外，春、梅雨與秋等三季均呈現顯著的弱正(暖)偏差情形，和最高溫度的表

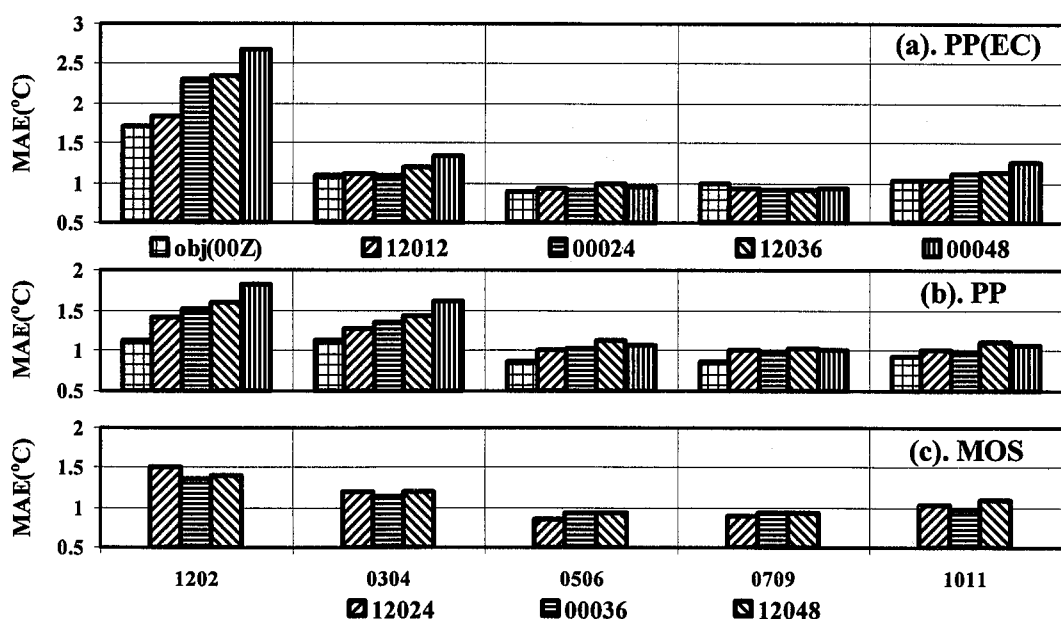


圖 5. 最低溫度(a).PP(EC)、(b).PP 和(c).MOS 模式各季之各個預報時段的平均絕對誤差分布。
Fig. 5. Seasonal MAE of Tmin (a).PP(EC), (b).PP and (c).MOS model forecasts.

現截然相反；冬季雖然較不明確，僅 obj.場和 12Z 的 12 小時段預報呈現暖偏差，其餘各時段皆為弱負(冷)偏差。

同樣的，00Z 和 12Z 初始條件不同所形成的變化差異，在兩組 PP 模式的季偏差分布中，仍然是以很明確的現象存在著。

3. 統計模式預報評比

藉由上述對於最高/低溫度的 PP(EC)、PP 和 MOS 統計預報模式的季節性平均誤差與預報偏差的評比分析，可以明顯的得知 MOS 模式較 PP 模式有較優的預報精確度與偏差狀態。

因此，就擁有相同預報因子結構的 PP 和 MOS 模式更進一步進行模式預報精確能力與預報改進程度予以量化校驗並探討。表二為最高/低溫度各季預報絕對誤差的常態化(即個別的 MAE 值除以當季的該變數的觀測值的標準偏差值，詳細方法解釋見羅與陳(2001))統計預報校驗分布，顯示出 MOS 模式的預報方程式

表二、最高/低溫度常態化的各季平均絕對預報誤差(季預報 MAE/季觀測 Std.)。

Table 2. Normalized seasonal MAE value of Tmax/Tmin for all seasons in Taiwan.

數值 模式	季節	冬	春	梅	夏	秋
		1202	0304	0506	0709	1011
最高溫	PP	0.83	0.85	0.65	0.73	0.57
	MOS	0.58	0.53	0.55	0.66	0.45
最低溫	PP	0.65	0.49	0.74	0.76	0.38
	MOS	0.62	0.42	0.64	0.70	0.38

預報表現，均比 LAFS PP 模式優；其中以春、秋季表現最佳，夏季則最差。就 PP 模式而言，最高/低溫度預報能力均在秋季表現最好；模式預報能力表現最差，分別為最高溫度的冬、春季，和最低溫度的梅雨及夏季。

表三、最高/低溫度季平均預報絕對誤差與系統誤差暨相對改進比率。

Table 3. Tmax/Tmin seasonal MAE, Bias, and I.R..

數值 模式		季 節	冬 1202	春 0304	梅 0506	夏 0709	秋 1011
最高溫	PP		2.52	2.25	1.62	1.54	1.67
	MOS		1.75	1.79	1.37	1.39	1.30
	系統誤差		0.77	0.46	0.26	0.15	0.36
	改進率 (%)		31	21	16	10	22
最低溫	PP		1.51	1.36	1.05	1.01	1.03
	MOS		1.42	1.18	0.91	0.92	1.04
	系統誤差		0.08	0.18	0.14	0.08	-0.01
	改進率 (%)		5	14	13	8	-1

表三所列出的是各季最高/低溫度的預報誤差改進比率(I.R.(%))。由表中明顯顯示出，最高溫度案例較最低溫度成效超越甚多。最高溫度的狀態，以冬季的 31% 的改進率最高，以夏季的 10% 為最少；最低溫度的分布，以春季和梅雨季的改進比率為最佳，分別為 14% 和 13%。而秋季的比率最差僅 -1%，意味著秋季 PP 模式預報的準確度尚略優於 MOS 模式的預報。所以，對 LAFS 數值模式而言，MOS 模式技術是否絕對優於 PP 模式技術，仍有待深入探究。

(二)、相關程度(Corr)與標準差(Std)

在本節中，將進一步瞭解 MOS 與 PP 模式的預報趨勢特性與預報振盪變化程度的差異。

表四和表五分別代表最高溫度和最低溫度的各季各個預報時段的預報與實際發生觀測的相關係數分布狀況。此兩組模式的預報相關評比，均取其相互對應的三個時段預報進行分析。對 PP 模式而言，各季客觀分析場的相關程度，無論是在最高或是最低溫度，均比其餘各個時段的預報相關為高。而各個預報時段，

均一致地隨著預報時段的增加而漸遞減。對 MOS 模式最高溫度的案例，亦同樣持守預報時段增長而遞減的分布，但對於最低溫度的案例，則不完全如此；在冬、春季的 00Z36h 預報相關值就較 12Z24h 的為強，尤其以冬季更為突出，甚至於 12Z48h 預報相關值都比 12Z24h 的為強。

表四、最高溫度的 PP、MOS 模式各季的各時段預報相關係數分布。

Table 4. Correlation coefficients of Tmax PP and MOS model forecasts vs. Tmax Obs..

模式 預報		Corr 季	冬 1202	春 0304	梅 0506	夏 0709	秋 1011
PP	Obj(00Z)		0.84	0.86	0.73	0.71	0.86
	12Z12h		0.80	0.81	0.68	0.65	0.86
	00Z24h		0.78	0.77	0.62	0.61	0.84
	12Z36h		0.77	0.73	0.59	0.55	0.80
	預報平均		0.78	0.77	0.63	0.60	0.83
MOS	12Z24h		0.74	0.82	0.75	0.60	0.87
	00Z36h		0.74	0.77	0.69	0.56	0.85
	12Z48h		0.72	0.74	0.69	0.50	0.83
	預報平均		0.74	0.78	0.71	0.56	0.85

表五、最低溫度的 PP、MOS 模式各季的各時段預報相關係數分布。

Table 5. Correlation coefficients of Tmin PP and MOS model forecasts vs. Tmin Obs..

模式 預報		Corr 季	冬 1202	春 0304	梅 0506	夏 0709	秋 1011
PP	Obj(00Z)		0.81	0.88	0.69	0.53	0.91
	12Z12h		0.75	0.87	0.65	0.47	0.91
	00Z24h		0.72	0.87	0.61	0.48	0.90
	12Z36h		0.66	0.85	0.59	0.44	0.89
	預報平均		0.71	0.86	0.62	0.47	0.90
MOS	12Z24h		0.67	0.89	0.73	0.48	0.92
	00Z36h		0.75	0.90	0.68	0.43	0.92
	12Z48h		0.71	0.87	0.63	0.39	0.90
	預報平均		0.71	0.89	0.68	0.43	0.91

各季間的預報相關評比，以取三個時段的平均值進行。由表四及表五中顯示，秋季的相關最好，最低溫度的 MOS 模式平均達到 0.91，

PP 模式亦有 0.90。而春季的相關表現則位居第二，相同的春、秋季最高溫度的相關值均較最低溫度為弱。冬季的評比居於第三，雖然在最低溫度的案例，兩組模式的值相同，但最高溫度則顯出 PP 模式的預報趨勢較 MOS 模式的為佳；惟與前述兩個季節有相反表現，即最高溫度的相關程度比最低溫度要好。相同的狀態亦出現在夏季，然而夏季卻是預報相關趨勢最弱的季節，最高溫度的 PP 模式相關值為 0.60，最低溫度的 MOS 模式卻低到僅 0.43。梅雨季的預報趨勢情形，基本上 MOS 模式比 PP 模式好些，但是最高溫度的案例比最低溫度的相關性略強些，然相關數值僅處於 0.60 至 0.70 左右。

表六、最高溫度的 PP、MOS 模式各季的各時段預報振盪變化分布。(除觀測值單位為 °C，餘皆為比值)

Table 6. Relative ratios of Standard deviation of Tmax PP and MOS model forecasts vs. Obs. Std..

模式	Corr 預報	季				
		冬 1202	春 0304	梅 0506	夏 0709	秋 1011
PP	觀測值	3.02	3.38	2.46	2.10	2.90
	Obj(00Z)	0.95	1.00	0.85	0.89	0.88
	12Z12h	1.27	1.11	0.95	0.93	1.15
	00Z24h	1.35	1.30	0.91	0.93	1.17
	12Z36h	1.31	1.26	0.84	0.88	1.19
	預報平均	1.31	1.22	0.90	0.91	1.17
MOS	12Z24h	0.97	0.90	0.78	0.69	0.88
	00Z36h	0.86	0.99	0.77	0.66	0.84
	12Z48h	0.88	0.92	0.78	0.57	0.84
	預報平均	0.90	0.94	0.77	0.64	0.86

在預報幅度變化部分，表六及表七所呈列分別為最高/最低溫度在不同模式下，各個季節不同時段預報的標準偏差值相對應於觀測標準偏差的比值。由表中的觀測的標準偏差值分布可見，秋、冬、春季時冬半年的值較梅雨及夏季的夏半年的值為高；其中均以春季值最高，夏季的值最低。且各季最高溫度的觀測標準偏

差值都較最低溫度的值大。其中以梅雨季的落差最大，冬、春及夏季次之，秋季的最近似。

表七、最低溫度的 PP、MOS 模式各季的各時段預報振盪變化分布。(除觀測值單位為 oC，餘皆為比值)

Table 7. Relative ratios of Standard deviation of Tmin PP and MOS model forecasts vs. Obs. Std..

模式	Corr 預報	季				
		冬 1202	春 0304	梅 0506	夏 0709	秋 1011
PP	觀測值	2.32	2.77	1.42	1.32	2.73
	Obj(00Z)	0.91	0.97	0.97	0.70	0.88
	12Z12h	1.03	1.01	1.02	0.79	0.97
	00Z24h	1.18	1.18	0.99	0.80	0.97
	12Z36h	1.15	1.13	1.01	0.80	1.02
	預報平均	1.13	1.11	1.00	0.80	0.99
MOS	12Z24h	1.05	0.89	0.94	0.64	0.92
	00Z36h	0.93	1.01	0.91	0.64	0.88
	12Z48h	0.92	0.90	0.93	0.61	0.92
	預報平均	0.97	0.94	0.93	0.63	0.91

就整體而言，PP 模式的預報幅度變化比 MOS 模式所預報的為大。冬、春季時，PP 模式的比值均高過於 1.0，而 MOS 在此二季節比值僅較趨近於觀測的標準偏差值；夏季則兩組模式的比值均不足 1.0，且為各季中預報幅度最不足的季節。梅雨季和秋季的表現，除最高溫度的 MOS 模式落差較大外，其餘都較接近觀測的變化狀況。對於兩組模式的各個預報時段的相互關係上，則沒有明顯的隨著預報時段的增長，而逐漸降低或緩升的現象。

四、區域預報誤差分布特徵

本節主要在於分析，PP 和 MOS 模式各季預報季節平均誤差與偏差的區域分布特徵，與兩組模式間誤差差異的比較。分析過程中，PP 和 MOS 模式在各季的誤差和偏差值，均由相對應的超前三個時段預報的平均值計算得之。

(一)、最高溫度

1. 預報誤差與冷、暖偏差分布

圖 7(a)至(e)為 PP 模式冬、春、梅雨、夏及秋季，最高溫度的預報平均絕對誤差(黑色實線)與偏差(灰色虛線及正/負號)的區域性分布變化。而圖 7(f)至 7(j)則為 MOS 模式相對於 PP 模式的各季預報誤差與偏差之區域分布情形。冬季 PP 模式的誤差分布(圖 7(a))，北部地區最大誤差值出現在新竹沿海岸一帶，向東北部與中、南部減弱；最低誤差值處於台南、嘉義至南投一帶，及至恆春半島頂點誤差值回升達到最大值 4°C。圖 7(f)則顯示經過 MOS 修正後的預報效果，突顯出誤差的分布主要受中央山脈形成整體一致性的影響，最大值區域由北部(台北、桃園、新竹)延伸至中部中央山脈地區(苗栗、台中及南投)，順著中央山脈向東部遞降地勢，向花東地區沿伸的誤差遞減梯度變大，而向中部、南部則呈現緩和的遞減趨勢，至高雄和屏東沿海降為最小預報誤差區域。在預報偏差分布上，PP 模式顯示全省多呈現負(冷)偏差，僅中部地區(彰化、雲林、嘉義與台南)為正(暖)偏差；經 MOS 模式修正後，全省多變為正偏差，僅侷限台北及宜蘭為負值區。

接續著是春季的 PP 和 MOS 模式的預報誤差分布情勢(見圖 7(b)和 7(g))，和上述冬季的案例相仿，PP 模式較為突顯出各個區域的特性，而 MOS 模式再次呈現出台灣地區在東北季風掌控下，中央山脈地形因素影響的重要性。偏差的分布上，PP 模式的偏差基本全省仍多為負，僅桃園、新竹、苗栗及台中為正值區。同樣的 MOS 模式亦大部分呈現正值區，而負值區出現於澎湖、恆春半島、東部沿岸等小部分區域。

梅雨季的分布情勢和冬、春季差異頗大。基本上，PP、MOS 此二模式的分布形式(圖 7(c)與(h))十分相近，以中央山脈為主要誤差最大值的主軸，由北至南貫穿台灣地區，並向東、西岸漸形減低預報誤差。偏差的分布形勢，兩個模式均多呈現正偏差狀況，惟 PP 模式的負偏

差出現在北部和由玉山延伸至西南部沿海一帶；而 MOS 模式的負值區則僅侷促於澎湖和西南部的高雄、屏東沿岸。夏季時，兩組模式的表現上(見圖 7(d)和 7(i)/PP 和 MOS)，和梅雨季是一致的，僅澎湖、東吉島區域的誤差較中、西部的為大。偏差的分布情形，兩組模式均呈現出大部分為負偏差，正偏差則侷促於小部分區域。

進入秋季後，PP 及 MOS 模式(圖 7(e)及(j))的誤差分布，呈現出逐漸由夏季殘存分布演化向冬季的狀態發展。因此 PP 和 MOS 模式的分布又顯出各自不同的分布形勢。而在預報偏差分布上，PP 模式表現出東、西部以中央山脈相隔的負、正偏差的對稱性分置。但經 MOS 修飾後，全台灣地區多為正偏差，負偏差僅表現在花東沿岸及台南、澎湖等小部分區域。

就最高溫度預報而言，MOS 模式所呈現出的誤差已濾除了 PP 模式中的區域性尺度的系統性誤差，而展現出數值模式預報所造成的綜觀尺度性預報誤差。這兩組模式尺度展現的分布差異，以冬半年(秋、冬及春季)的表現最為明確，無論誤差量或分布均各有其模式的季節性特徵。然而在夏半年(梅雨、夏季)時，誤差分布十分類似，差異僅著重於誤差量的明確改進。在冷、暖偏差的對比上，冬、春季兩組模式的主要偏差分布呈正、負相反符號趨向，而梅雨及夏季則主要為同向偏差的現象；至於秋季，各自表達出過渡季節的分布特徵。

2. MOS 預報誤差改進比率分布

基於 MOS 模式的目的是在降低 PP 模式的預報誤差，意即修正數值模式預報中的系統性誤差部分。本節在此將進一步瞭解 MOS 模式對最高溫度預報的改進程度，圖 7(k)至(o)所展示為各季的統計模式絕對誤差改進率(I.R.)分布情形。實線部分代表 MOS 模式優於 PP 模式，且圖中各線所示值的 10 倍即為實際誤差改進率(%)；虛線部分則表示 MOS 模式的預報表現比 PP 模式的誤差更大，即未達到 MOS 模式

的修正目的。

冬季(圖 7(k))的形勢顯出,以南部和東部沿岸的模式誤差改進率是最大,如恆春站即高達 70%,意即恆春站的 MOS 模式修正了 PP 模式的百分之七十的預報誤差,而花蓮、大武地區亦高達 50%。除日月潭、玉山及阿里山等中部山區為-10%外,其餘各地區約達到 20~30%的預報誤差改進率。春季的分布(圖 7(l)),基本上和冬季形式截然相反,春季主要呈現南、北向延展的形式。中部山區(含嘉義地區)和花蓮

一帶無改進貢獻而玉山站更達到-10%,向北延伸改進率約在 10~20%,而南部高雄、屏東地區為最高改進率的區域,以恆春站的改進率為最高(60%)。

梅雨季期間(圖 7(m)),全省改進比率均為正值,均勻的散落在 10~20%。夏季的改進分析(圖 7(n))明顯呈現出南、北部區域性的局部對峙分布。北部淡水、台北和新竹落在-20~-10%負值區,相對應的對峙最高值則出現在基隆(約 30%)。而南部地區,負值區涵蓋大武和

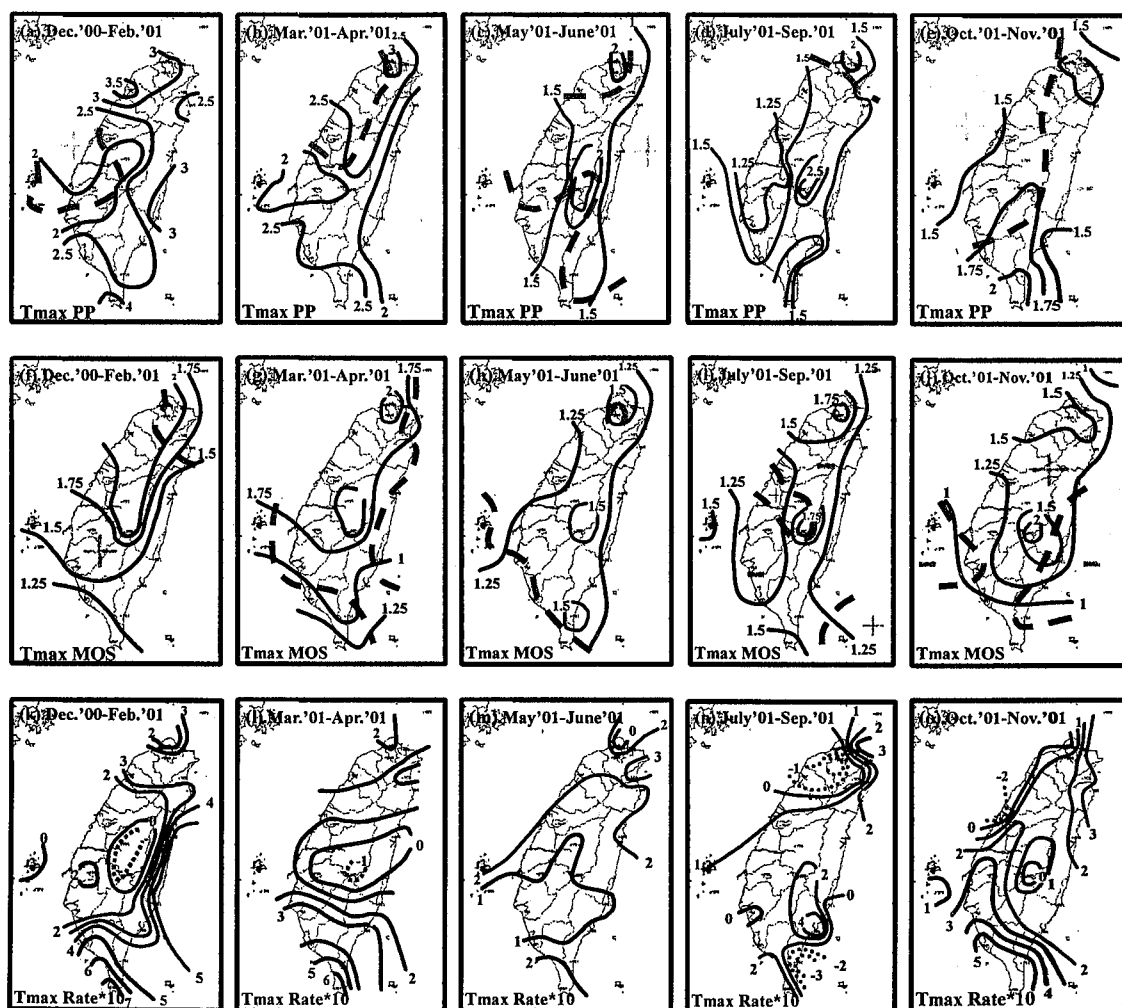


圖 7. 全省最高溫度(a).~(e).PP 模式、(f).~(j).MOS 模式的各季平均絕對誤差和偏差的區域分布與(k).~(o).各季預報誤差改進率的區域分布。

Fig. 7. Spatial distributions of seasonal MAE and Bias of Tmax PP(a).~(e), MOS(f).~(j). mode forecasts; and I.R.(k).~(o). over Taiwan area.

蘭嶼地區，其值約-30~-20%；對應最高值的地方為鄰近台東地區(值約 40%)，此二處雖為相近毗鄰區域，然而模式改進的反應卻截然不同。

秋季的表現見圖 7(o)，全省均籠罩在正值的改進率中，分布形勢有逐漸轉回冬季的趨勢；主要的差別在於冬季最密集的分布梯度，在台灣地區的狹長東部沿岸延伸至南部恆春半島，然而秋季的形勢在東部海岸區域則十分均勻，變化梯度密集的區域主要圍繞北部沿海海岸，穿越中、西及西南部到達恆春半島。最大

數值依舊出現在高雄、恆春地區，改進率達到 50%以上。最低值產生在棲梧站(-20%)和鄰近測站均反向，應屬於局地測站的模式差異所導致。綜觀各季的變化，冬半年中部中央山脈區域的改進成效均不佳，而高雄、屏東地區為改進比率最優的區域；夏半年則沒有卓越的預報改進表現。

(二)、最低溫度

1. 預報誤差與冷、暖偏差分布

圖 8(a)至(e)及 8(f)至(j)分別為最低溫度的

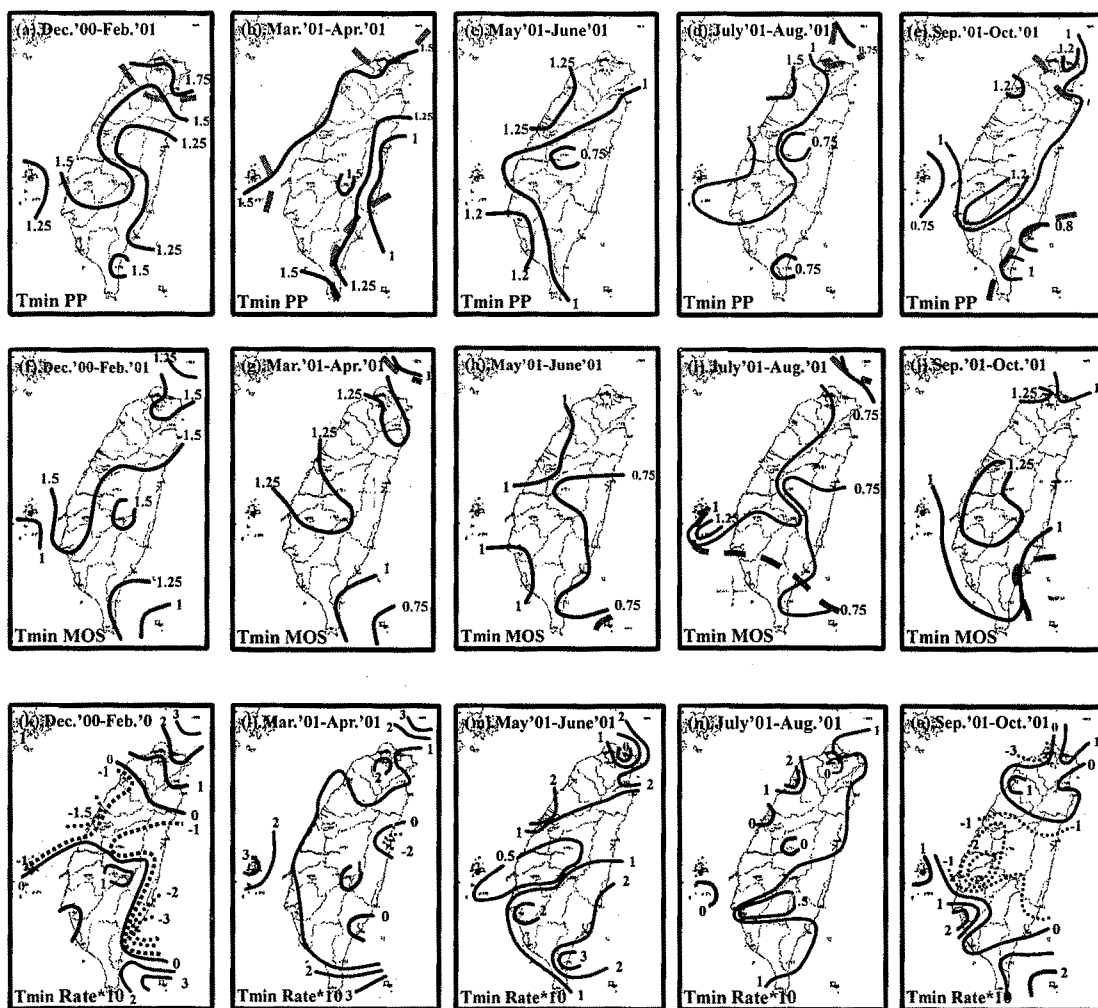


圖 8. 全省最低溫度(a)~(e).PP 模式、(f)~(j).MOS 模式的各季平均絕對誤差和偏差的區域分布與(k)~(o).各季預報誤差改進率的區域分布。

Fig. 8. Spatial distributions of seasonal MAE and Bias of Tmin PP(a)~(e), MOS(f)~(j), mode forecasts, and I.R.(k)~(o), over Taiwan area.

PP 及 MOS 模式的各季平均絕對預報誤差和冷、暖偏差的分布。冬季 PP 模式(圖 8(a))最大誤差值發生在台北盆地北面及東北部區域，沿著西岸延伸並逐漸向南和東遞減的趨勢。圖 8(f)為採用 MOS 模式的分布情形，和 PP 模式的分布趨勢十分近似，只是由北向南遞減的形勢更加均勻。偏差的分布上，此二組模式在全省各區均多呈現正偏差的現象，僅 PP 模式在北部地區出現負偏差。

圖 8(b) 和 8(g)分別為春季 PP 及 MOS 模式的誤差和偏差分布，PP 模式誤差較大值均勻散布在中央山脈西麓並延伸至北、中、南沿海區域；在中央山脈東側附近，花蓮、台東沿岸誤差值遞降呈現減緩。MOS 模式的分布，台灣全區主要誤差值約在 1.0 至 1.25°C 左右，僅北方的彭佳嶼和東南部成功、蘭嶼低於 1.0°C。正、負偏差分布和冬季大致類似，大多為正偏差，惟 PP 模式在彭佳嶼、台東、大武、蘭嶼及澎湖為負偏差。

梅雨季節(圖 8(c)及(h))，PP 模式顯示出東部和中部中央山脈至嘉義一帶，都處於 1.0°C 以內的預報誤差，其中日月潭站達到 0.75°C；其餘地區，均處在大於 1.0°C 以上，新竹、台中沿海及台南、高雄沿岸均高於 1.25°C。MOS 模式誤差最大值區和 PP 模式一致，但數值降至 1.0°C 以上；而其餘大部分區域為小於 1.0°C 以內的範圍，最低誤差區(小於 0.75°C)涵蓋花蓮、成功和日月潭一帶。偏差的分布和前兩個季節是一致的，兩組模式在全台灣各區域均存在正偏差現象。

夏季的表現和其他季節最大的差異，主要在於夏季兩組模式幾乎全部地區均為負偏差狀態，僅 PP 模式在南部恆春半島地區為明顯的正偏差。在預報誤差的表現上，兩組模式最大誤差值區均侷限在、桃園、新竹至嘉義地區；花東地區及南部則為誤差較弱區域，大致以中央山脈為分界。進入秋季(圖 8(e)和(j))，兩組模式均由夏季的負偏差轉回正偏差，且在東南沿

岸有局部的正偏差出現。誤差分布上，兩組模式的最高誤差值區出現在北部和中部山區附近，以 MOS 模式在彰化、雲林、嘉義和中部南投地區大於 1.25°C 最為明確。雖然 PP 模式在中部中央山脈的東、西兩側預報誤差值都比 MOS 模式的低些，但是分布卻較 MOS 模式展現的更為局部區域化。

對於和最高溫度分布的主要差異上，最低溫度在 PP 和 MOS 模式的各季偏差分布均呈現一致的分布，而最高溫度則顯示此兩組模式各季呈現相反的偏差趨向。在誤差的分布上，最低溫度對於兩組模式各季大致上由西台灣地區向東台灣地區誤差遞減，模式彼此間的分布尺度差異亦較不明顯。而最高溫度的情形，則明顯的呈現出不同模式誤差分布對比和尺度差異上的各自特徵。

2. MOS 預報誤差改進率分布

圖 8(k)至(o)分別為冬、春、梅雨、夏及秋季的季平均 MOS 預報誤差改進比率。很顯然的，秋、冬季有近乎一半左右的區域是負的預報改進率值(圖 8(k)和(o)中虛線部分)。冬季東部的花蓮、台東一帶和苗栗、台中、彰化及南投北部地區均為負值區，即 PP 的結果較 MOS 預報為準確，其中台東站達到-30%；其餘正值區域，亦多僅處於約 10%左右，最大正值位於外島蘭嶼和彭佳嶼兩處(30%)。春季呈現均勻平緩的正值分布，值約處於 10%附近，僅花蓮站出現-20%。最大正值依舊出現在離島(澎湖、蘭嶼和彭佳嶼)，達到 30%多。分布形勢和冬季截然不同(圖 8(l))。

梅雨季節的分布形勢(圖 8(m))，最弱值區域經由花蓮越過中央山脈到達台中、彰化 and 雲林一帶，值落於 0 至 10%之間。其餘區域，向北、向南約在 10 至 20%間，僅大武站達到 30%。夏季(圖 8(n))除台南至成功一帶為大於 10%外，其餘雖然均為正，卻都僅落於 0 至 10%之間。

圖 8(o)為秋季最低溫度的 MOS 預報改進

率分布，負值區域佔據東部花蓮、台東一帶，並跨越中央山脈，至中部苗栗及嘉義附近，向南進入高雄、屏東北部一帶。最低值出現在嘉義一帶，約低至-30%，亦由冬季的東岸移至西岸中部。正值區則分別處於負值區以北及以南剩餘地帶，數值約處於 0 至 10% 左右。

相較於最高溫度的情形，最低溫度的 MOS 改進程度較不顯著。由表三的最高/低溫度預報誤差改進率分析，顯示出主要可能原因是最低溫度的 PP 模式預報準確度較最高溫度高了許多，致使 MOS 模式的預報改進空間無法提升更多。

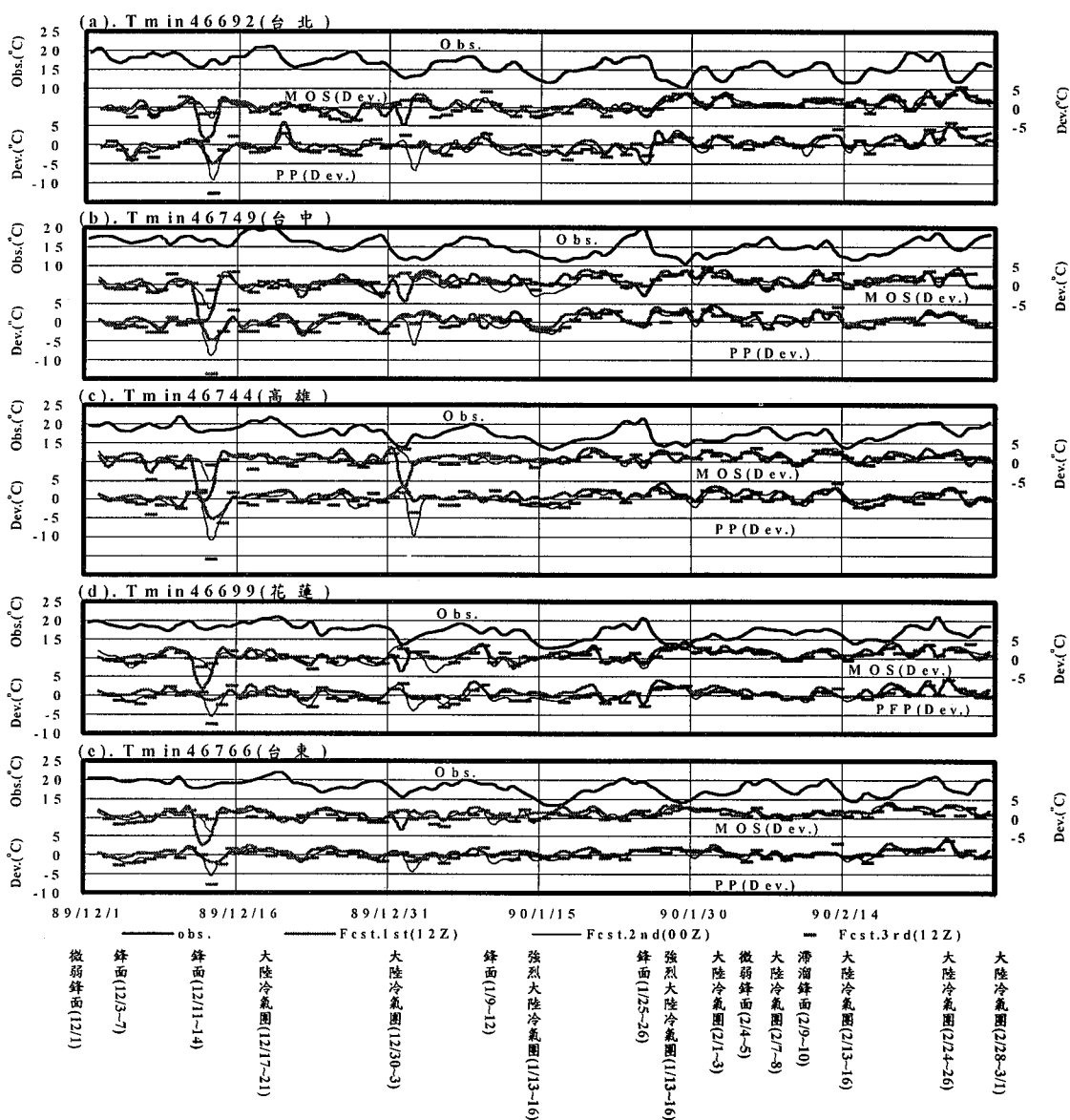


圖 9. 冬季最低溫度環繞台灣地區五個測站的觀測值與 PP、MOS 模式各別預報時段的預報誤差的逐日分布。(橫座標所示 89/12/1 為 2000 年 12 月 1 日)

Fig. 9. Winter Tmin time series of Obs., PP, and MOS model forecast deviations of CWB five weather stations around Taiwan area.

五、各測站冬季與夏季的預報分析

本節針對冬季最低溫度和夏季最高溫度，進行台北、台中、高雄、花蓮及台東五個測站的 PP 和 MOS 模式相對應的三個預報時段的逐日預報誤差分析。

(一)、冬季的最低溫度

圖 9(a)至(e)列出上述五個測站於民國 89 年 12 月 1 日至 90 年 2 月 28 日期間，各測站逐

日觀測值(最上層粗實線)、MOS 模式的各預報時段誤差(中間部分；第一段為粗實灰線、第二段為細實灰線、第三段為粗斷灰線)及 PP 模式的各段預報誤差(最下層部分；各線代表和 MOS 相同)。圖 9(e)的日期座標軸下方，陳列於這段期間實際影響台灣天氣的天氣系統。由各圖中明顯地呈現，約在 12 月 13~14 日和 1 月 1~2 日兩個期間適逢大陸冷氣團過境，這五個測站的兩組模式之各個預報時段都有嚴重的

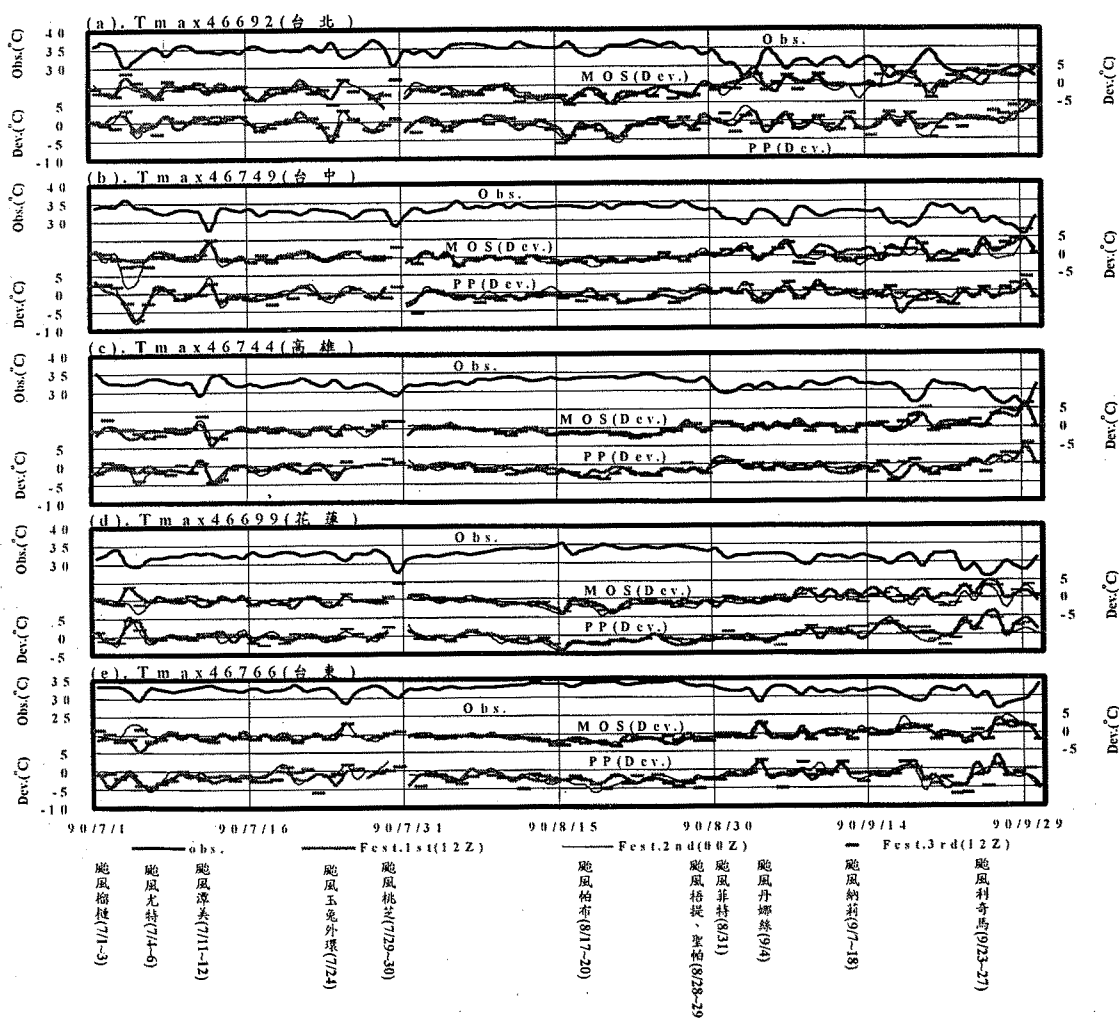


圖 10. 夏季最高溫度環繞台灣地區五個測站的觀測值與 PP、MOS 模式各別預報時段的預報誤差的逐日分布。

Fig. 10. Summer Tmax time series distributions of Obs., PP, and MOS model forecast deviations o CWB five weather stations around Taiwan area.

預報過冷現象。此現象應歸因為 LAFS 動力模式預報脫序所導致的結果。基本上，整個冬季期間對於鋒面或大陸冷氣團系統侵襲時的預報誤差，均顯示預報過暖(即預報不足)的情形。

而對於 LAFS 的預報脫序所造成影響的程度如何呢?茲以台北測站的第一段預報時段為例，包含這兩個天氣系統時的各組統計量值如下：MAE(1.52°C) 及 Corr(0.69)；若刪去此兩筆紀錄，上述統計量則修正為：MAE(1.35°C) 和 Corr(0.76)，產生顯著的預報成果改進。

受冷氣團天氣系統過境時，較嚴重的預報誤差以台北和台中較為明顯。而東部的花蓮、台東和南部的高雄，誤差影響程度則較輕，變化情形亦較為平穩。以上由圖 9 所得到的結論，經由表八中的冬季最低溫度各站案例的分析，亦顯示出同樣的印證。而由表中的各個測站偏差值，可察覺出 MOS 模式的偏差值均較 PP 模式的為暖。由於在鋒面系統過境時，MOS 模式會產生預報不足(過暖)的現象，而冬季的後半段期間(1 月後旬至 2 月底)受鋒面系統侵擾又較為頻繁，相比於冬季前半段呈現出明顯的預報誤差處於持續預報不足(偏暖)的情形。

(二)、夏季的最高溫度

圖 10(a)至(e)與圖 9(a)至(e)類似，但為夏季期間各站最高溫度的逐日預報分布。圖 10(e)下方為相對應的實際日期，及夏季所發生影響台灣天氣環流的颱風。由於測站受到颱風環流的影響主要取決於颱風路徑，所以在圖 10 預報誤差的時序分布中，除顯示出各測站受颱風影響期間的最高溫度預報反應情形，且因為侵台颱風路徑走向的不同，所引進環流的本質上的差異，對受影響測站的最高溫度的連續變化亦形成相當程度的影響。在 7 月初的前兩個颱風(榴槤、尤特)係由台灣南面巴士海峽通過，所導致的環流影響遍及於此五個測站，對於不同測站兩組預報模式顯示出個別區域性預報過度或不足(達到+5°C (花蓮)/-8°C(台中))的誤差程度；而颱風潭美在侵台過程中，由圖 10 顯示僅

對台中、高雄預報造成個別的預報過度或不足(達到±5°C)的預報誤差振盪。

至 8 月份，影響台灣地區的颱風較前、後月份為少，兩組模式預報均處於預報不足(負偏差)，其中以台北測站的誤差變化程度最為顯著，其餘各測站誤差分布顯得較為平緩。9 月份期間，上旬除高雄、花蓮預報誤差處於平緩的狀態，其餘各站都呈現出受颱風侵襲的影響。至中、下旬因受納莉及利奇馬颱風的入侵台灣地區，五個站都出現預報誤差振盪程度加大的表現；對 MOS 模式而言，最為明顯的現象是各測站的誤差值在中、下旬均呈現正偏差的預報狀態，即模式有預報偏暖的情形。

表八、冬季最低溫度/夏季最高溫度的各個測站的 PP、MOS 模式的季 MAE 和 Bias

Table 8. Seasonal MAE and Bias of Winter Tmin/Summer Tmax PP and MOS forecasts of CWB five weather stations.

模式			台北 (692)	台中 (749)	高雄 (744)	花蓮 (699)	台東 (766)
最低溫 (1202)	PP	MAE	1.50	1.46	1.39	1.23	1.03
		Bias	-0.03	0.33	0.27	0.36	0.27
	MOS	MAE	1.46	1.53	1.35	1.39	1.36
		Bias	0.39	0.61	0.76	0.66	0.92
最高溫 (0709)	PP	MAE	1.51	1.46	1.41	1.39	2.07
		Bias	-0.37	-0.68	-0.97	-0.03	-1.74
	MOS	MAE	1.85	1.21	1.13	1.18	1.22
		Bias	-0.85	-0.02	-0.05	-0.24	-0.60

對於預報模式受颱風影響的程度，茲以台中測站為例，在 7 月 4 日尤特颱風的環流影響下，PP 模式的三段預報均產生嚴重偏冷。而經 MOS 模式調整後僅表現在第二個預報時段仍存在嚴重過冷現象，此一預報時段的季平均值為：MAE(1.35°C)、Corr(0.48)；若刪除 7 月 4 日此筆預報紀錄，則變為 MAE(1.19°C)和

Corr(0.62)，立即起顯著的進步。由此可見，產生如此嚴重的預報誤差現象，和動力預報模式預報有著密切的關係。

綜觀夏季最高溫度各站的兩組模式預報誤差評比(見表八)。除台北站以外，一般各站 MOS 誤差都較 PP 模式降低了許多；尤其台東站改進最大。然而預報偏差均呈現一致的分布。

六、結論

在這篇最高/低溫度統計預報報指引分析報告中，主要探究現階段所使用的統計預報技術，即架構在 LAFS 60Km*60Km 的基礎上的 PP 和 MOS 模式，是否有對台灣地區的預報有顯著改進的預期功效？文中針對 2000 年 12 月 1 日至 2001 年 11 月 30 日期間，所用的最高/低溫度的統計預報指引進行校驗分析。在預報準確度方面，自 5 月起 11 月(夏半年)為表現最優的期間，而 12 月到 4 月(冬半年)表現不如夏半年。基本上 MOS 模式均較 PP 模式預報得準確，以冬季的最高溫度最為突顯，預報改進達 31%。而在偏差的表現上，PP 模式的負(冷)偏差現象，在最高溫度的案例十分明顯，而最低溫度除夏季外，餘皆略呈正(暖)偏差。經過 MOS 模式技術調整後，除夏季呈現-0.3°C 以內的負(冷)偏差，各季都轉為正(暖)偏差，以冬季最高溫度案例的轉變最為突出。對於數值模式所導致的過冷現象，由圖 9、圖 10 的冬、春及秋季的區域偏差分布，可以查驗處於東北季風季節時，負(冷)偏差多出現在台灣的東北部或東部地區。

在預報相關趨勢上，最高/低溫度的表現均十分一致。秋季存在最好的相關，順著冬、春、梅雨季漸減弱，至夏季呈現最弱的情形。表五中冬季最低溫度的趨勢較秋、春季都弱，可能部分原因導因於圖 9 中所述的兩次主要的數值模式過冷的脫序預報，在文中也提到以台北測站為例，若除去這二組案例相關程度提升 10%。同樣類似的狀況，夏季當颱風及其環流

對台灣地區形成影響時，不僅預報準確性變得較差，各個測站的預報趨勢變得更不易掌握。雖然颱風路徑是一個重要的影響因素，但是夏季期間數值模式對颱風走向和環流強弱模擬的適切與否，或許是造成預報相關性差的主要原因。而在預報的變化度(Std.)上，MOS 模式均較 PP 模式的變化度為低，兩者均以冬、春和秋季最高，而夏季為各季中的最低值，以 MOS 模式為例其值僅有 60%多，意即夏季預報的變化相較於觀測的時序分布，顯得十分平坦而缺乏足夠的天氣變化振盪。

對於區域性的預報準確度與 MOS 預報改進率之分布，在本篇文章分析中明顯的呈現出，無論是 PP 模式或 MOS 模式，以至於 I.R. 比率的全台灣地區分布，都直接受到中央山脈嚴重的影響。在預報誤差的分布情勢上，主要以中央山脈由北而南為分界主軸，除最高溫度的梅雨季和夏季外，均由北部延伸至中西部地區為高預報誤差帶，跨越中央山脈向東部和東南部遞減。而最高溫度的梅雨季和夏季，則表現出以中央山脈為主要最高預報誤差區域，並向東、西兩側遞減的分布形勢。MOS 的 I.R. 分布形勢亦是受制於台灣地形特徵而變化。所有的案例中，以最低溫度在冬、秋季的台灣中間部位地區，與最高溫度在夏季的北、南部區域的 I.R. 負值區最為突出。因為這些區域均代表 MOS 模式的預報準確度比 PP 模式的為差，意味著 MOS 模式技術失去原先所肯定的改進期待。由圖 5、6 中最低溫度的 PP 模式和 MOS 模式在冬、秋季的 MAE 和 Bias 相對應三段預報分布，顯示出兩模式的 MAE 平均值十分相近，而 Bias 部分則顯得 PP 模式有較 MOS 模式為低的平均值；因此，大致上推測冬、秋季負的 I.R. 值區域主要的 MOS 模式預報誤差過大原因，可能在於各個測站的 MOS 模式預報的氣候值過高所導致。夏季的案例，則仍只能歸咎於數值模式對颱風無法有效的掌握。當然，以目前 LAFS 數值模式而言，建構上本來即未著

重於颱風預報的模擬，所以統計模式在夏季會較缺乏改進的空間。

七、誌謝

本文作者誠摯的感謝氣象預報中心長期預報課賀介圭小姐，協助提供本文分析研究所使用的測站觀測資料與統計預報指引等資料，使分析得以順利完成。

八、參考文獻

- Brunet, N., R. Verret, and N. Yacowar, 1988: An objective comparison of Model Output Statistics and "Perfect Prog" systems in producing numerical weather element forecasts. *Wea. Forecasting*, **3**, 273-283.
- Carter, G. M., J. P. Dallavale, and H. R. Glahn, 1989: Statistical forecasts based on the National Meteorological Center's numerical weather prediction system. *Wea. Forecasting*, **4**, 401-412.
- Dallavalle, J. Paul, 1988: An evaluation of techniques used at the National Weather Service to produce objective Maximum/Minimum temperature forecasts. *The 8th conference on NWP*, Baltimore. Amer. Meteor. Soc., 572-579.
- Glahn, H. R., and D. A. Lowry, 1972: The use of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 572-579.
- Jacks, E., and S. T. Rao, 1985: An examination of the MOS objective temperature prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 134-148.
- Klein, W. H., and F. Lewis, 1970: Computer forecasts of maximum and minimum temperature. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 350-359.
- Neter, J., W. Wasserman, and M. H. Kutner, 1983: Applied linear regression models.

Richard D., Irwin INC., Homewood, Illinois, 547pp.

陳重功、羅存文、王惠民與賀介圭，2000：中央氣象局統計預報系統的發展。氣象學報，41，p18-33。

盧孟明與陳雲蘭，2000：1997/2000 台灣氣候異常特徵與大尺度環流關係之回顧。天氣分析與預報研討會論文彙編 (89)大氣，中央氣象局，台灣，台北，462-465 頁。

羅存文與陳重功，2001：87 年度最高/低溫度統計預報成果分析。氣象學報，43，p12-28。

Statistical Forecast Guidance Analyses of Daily Maximum/Minimum Temperature During December 2000 – November 2001

Twen – Wen Lo and Jonq – Gong Chern
Research and Development Center
Central Weather Bureau

ABSTRACT

Both LAFS(Limited Area Forecast System) PP(Perfect prog.) and LAFS MOS(Model Output Statistics) schemes were employed to daily forecast guidance of daily maximum/minimum temperatures in CWB(Central Weather Bureau) on December 1, 2000. According to the analyses of forecast results, MOS scheme has superior forecasting accuracy than both PP and PP(EC) schemes. Except the summer season, which was fully occupied by cold bias for all cases, warm bias was detected for the rest seasons' MOS forecast analyses; however, in the cases of maximum temperature of PP scheme were dominated by cold bias in most seasons, but warm bias appeared as the major pattern in the cases of minimum temperature.

The Central Mountains plays the major factor in effecting the differences of geographic distribution. Cases of maximum temperature for the summer year (mei-yu and summer seasons) in both PP and MOS schemes were distributed from larger forecast error in the central mountain area toward lower error areas for both eastern and western coastal regions of Taiwan. During the winter year, the features of geographic distribution were decreasing from the larger forecast error area in north-to-central west part of Taiwan to the eastern and the southern parts. In most of the cases, the MOS forecast I.R. (Improvement Rates) are positive; however, a large portion of negative I.R. in cases of the minimum temperature in fall and winter seasons located in the central portion of Taiwan. The result shows that the MOS scheme failed to reduce the systematic error which caused by NWP forecast.

Both PP and MOS daily forecast errors for three different forecast periods were examined in 5 CWB stations, which are surrounding the Taiwan region. In the analyses of winter minimum and summer maximum temperatures cases, the deficiency of poor simulation of severe weather systems of LAFS NWP model was approved, such as the frontal system and Siberia High out break invasion in winter and the track and intensity of typhoons, which were near or invaded Taiwan. A better MOS

forecast improvement will be expected until the proper simulations of severe weather systems near or invading the Taiwan area have been modified.

Key words: statistical forecast, MOS

Penman-Monteith 方程式蒸汽壓力差最佳計算式之探討

黃振昌 宋易倫

農業工程研究中心

摘要

蒸汽壓力差(vapor pressure deficit, VPD)是蒸發散量估算模型重要參數，尤其是在混合型式及 Penman-Monteith 型式之方程式。VPD 不僅影響蒸發散量估算，同時也是風速函數型態與大小、用水效率、輻射光能利用效率及作物模型等課題之重要考量因子。本文以桃園區農業改良場、農業工程研究中心及學甲旱作灌溉試驗中心農業氣象站觀測紀錄，藉 VPD 誤差(Error)、根均方差(RMSE)、相關係數(r^2)及效率係數(CE)四項客觀統計指標，檢測評估國內外推荐及本文配套設計之 VPD 計算式，在國內應用時適用性之探討。

分析結果揭示，本文配套設計 VPD 計算式，以一天 24 個時點溫度資料日平均為飽和蒸汽壓力，與濕球下陷量為實際蒸汽壓力，具 Error 最小、RMSE 最低及 CE 最大，性能表現優於所有 VPD 計算式，堪稱在台灣地區適用性最佳。經改良後的 Penman(1948)推荐式，以微小差距獲可接受之精確度，建議也可採參應用。現有國內外所有推荐 VPD 計算式，不建議在國內應用。

關鍵詞：蒸汽壓力差、蒸發散量。

一、前言

Penman-Monteith 方程式係經過全世界 11 個(含蓋乾燥及潮溼)地區、20 個國際著名蒸發散量(evapotranspiration)估算式加以檢測評估後，1990 年獲美國土木工程師學會(American Society of Civil Engineers, ASCE)推薦(Jensen et al., 1990)，1994 年國際灌溉排水委員會(International Committee of Irrigation and Drainage, ICID)頒布(Allen et al., 1994)，及聯合國糧食與農業組織(Food and Agriculture Organization, FAO)不斷應用與驗證，相繼從 1977 年建議、1984 年更新(Doorenbos et al., 1977、1984)，再結合作物冠層阻力(crop canopy resistance)及空氣動力阻力(aerodynamic resistance)觀念(Monteith, 1981、1990)，復於 1998 年改版推薦(Allen et al., 1998)，受世界著

名專業學術及國際性機構，唯一認可推荐之蒸發散量估算模型，包含有：提供蒸發散熱量來源之輻射項 ET_{rad} ，與驅動蒸發散力量來源之空氣動力項 ET_{aero} ，

$$ET_0 = ET_{rad} + ET_{aero} \\ = ET_{rad} + \frac{\gamma \frac{900}{T+273}}{\Delta + \gamma(1+0.34u_2)} u_2 (e_s - e_a) \dots\dots\dots(1)$$

(1)式中， ET_0 ：蒸發散量，亦稱參考作物需水量(reference crop water requirement)， γ ：乾溼度常數(psychrometric constant)， T ：日平均溫度， Δ ：飽和蒸汽壓力曲線斜率(slope of saturated vapor pressure curve)， u_2 ：離地面 2 米高的風速， e_s ：飽和蒸汽壓力， e_a ：實際蒸汽壓力， $e_s - e_a$ 即為空氣動力項蒸汽壓力差(vapor pressure deficit, VPD)，或稱飽和差(saturation deficit)。

一步討論 PP 和 MOS 模式在各個季節，對台灣地區預報準確度和平均偏差的區域性分布特徵。同時，比較 MOS 模式相較於 PP 模式的預報誤差改進比率及其地域的分布情形。最後，分析以台北、台中等五個環島測站的冬季最低溫度和夏季最高溫度案例的 PP/MOS 模式逐日預報誤差和主要天氣系統發生之影響狀況。

二、資料及研究方法

本文中所討論的最高/低溫度的統計預報指引，係經由本局目前支援預報作業的 LAFS PP(EC)、LAFS PP 及 LAFS MOS 三種統計預報模式所產生。茲就現行統計預報模式的技術評比而言，無論在理論或實際作業應用上，均證實 MOS 預報模式較 Perfect prog 的預報準確度更為準確。

(一)、模式資料

LAFS PP(EC)統計預報模式的迴歸方程建立與採用的預報因子特性，在羅與陳(2001)的預報指引成果分析一文中，已有詳盡的描述。此模式所使用的數值模式資料網點位置分布，繪製於圖 1 中。

LAFS PP 及 MOS 統計預報模式的各個測站之預報方程，係建構於 LAFS 數值模式的粗網格點(60 公里 x60 公里)上，臺灣地區共截取 36 個網格點(見圖一)。每個氣象局觀測站(共 25 站)均被鄰近的四個網格點所含括。建立模式預報方程所需的預報因子，取自各個測站鄰近四個 LAFS 網格點之 500 百帕以下之各層數值模式預報的大氣環流變數資料，作為迴歸方程發展的基礎。對於模式中預報因子所採取的空間變化，有測站鄰近四個單一網格點(SGP/Single Grid Point)及四點內插至測站位置(STA/STation point)兩種類型(陳等，2000)。

預報元則為本局的 25 個氣象觀測站的逐日最高/低溫度。模式建立資料期限起自 1994 年 12 月 1 日至 1999 年 11 月 30 日，並以 1999 年 12 月 1 日至 2000 年 11 月 30 日期間進行模

式預報驗證。預報地區的季節劃分，以前一年 12 月至隔年 2 月份定為冬季，3 至 4 月代表春季，而 5、6 月則為梅雨季，7、8 及 9 月代表夏季，10、11 月則為秋季。

針對不同統計迴歸模式所需預報時段而言，PP 統計模式係架構在 LAFS 數值模式 00Z(08LST)的客觀分析場上，建立一組預報迴歸方程；應用於預報作業上，則分別代入 00Z 初始化的 24、48 小時的預報場產品，及 12Z 初始化的 12、36 小時的預報場產品，對各個測站進行不同超前時段的最高/低溫度統計預報指引之運算。詳細的預報時段及所含括之作業預報時效，請參考圖二中的 PP 部分。

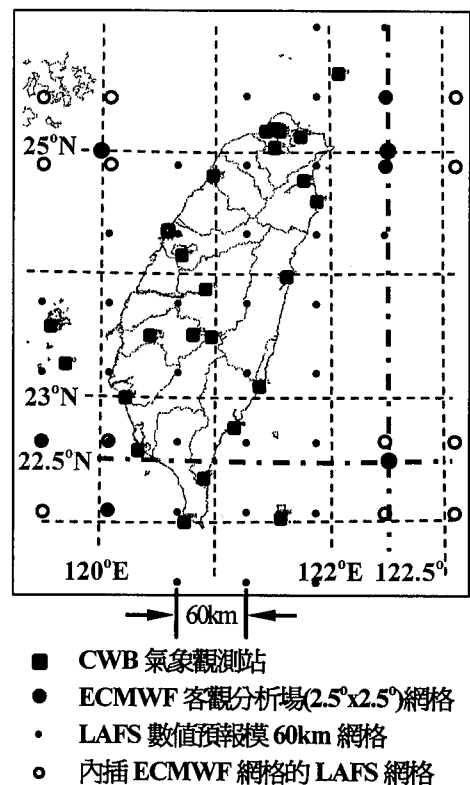


圖 1. 各式統計預報模式(PP(EC)、PP 和 MOS)所使用的網格與中央氣象局測站分布。

Fig. 1. Distribution of 25 CWB surface weather stations and NWP grids, which employ in PP(EC), PP, and MOS model.

MOS 統計預報方程的建立，則以 00Z 初始

化的 36 小時預報場產品，及 12Z 初始化的 24 及 48 小時預報場產品，分別建立起此三組不同時段的預報方程(見圖 2)；在應用於預報作業時，則僅以各個相對應於模式建立的特定初始化之預報時段，提供所需的預報因子代入，進行超前時段的預報作業。各個模式中所有使用的預報因子代碼，均詳細記述於陳等(2000)的統計預報系統發展一文中之表四。

(二)、分析方法

迴歸方程的建立，應用 Forward 選取相關迴歸因子方式(Neter et al. 1983)。模式 PP(EC)的因子析取過程中，所使用的分析方式均詳述於羅與陳(2001)的報告中。而模式 PP 及 MOS 的預報因子析取過程，僅包含測站點(STA)及單一網格(SGP)，兩類預報因子型式。

對於最高/低溫度的統計預報結果，採用的分析方式計有：各季的平均絕對誤差(Mean Absolute Error; MAE)、偏差(Bias)，標準差(standard deviation ; Std) 與 相 關 程 度

(Correlation; Corr)等運算。平均絕對誤差與偏差的運算公式，於羅與陳(2001)的報告中有清晰的描述。

此外本文中並計算了 LAFS MOS 模式對某特定期間的預報誤差相較於 LAFS PP 模式於期間相對應的預報誤差之改進比率(Improvement Rate/ I.R.)；運算方式表示於下：

$$I.R. = \left[\frac{(MAE_{PP} - MAE_{MOS})}{MAE_{PP}} \right] * 100\% \quad \dots(1)$$

公式(1)中的 MAE_{PP} ，代表某季的 PP 模式預報平均絕對誤差值，而 MAE_{MOS} 則代表相對應 MOS 模式的平均絕對預報誤差；因為 PP 模式與 MOS 模式中數值模式產品代入的預報時間點有所不同(見圖 2)，本研究採取兩組模式對同一個數值模式初始條件，對同一時間的預報為校驗基準，所以 MAE_{PP} 取用 00Z 的 24 小時預報和 12Z 的 12 及 36 小時預報的誤差值平均而成， MAE_{MOS} 則用 00Z 的 36 小時預報與 12Z 的 24、48 小時預報誤差平均求得。此處 PP 和 MOS 模式相對應預報時段，對照於圖 2 的灰色區域。

此改進比率主要目的在於，進一步瞭解數值預報中的系統性預報誤差部分，經透過不同的統計預報模式應用後，所表達出能修正部分佔全部的預報誤差的比例程度，並反應出數值模式預報相對應於各個區域的潛在預報特性。

三、各季模式預報校驗分析

本節主要的內容在於比較 PP(EC)、PP 及 MOS 三個統計預報模式的各季最高/低溫度平均預報精確度與預報平均狀態。並深入探討 LAFS 數值模式的 PP 及 MOS 統計預報各季的預報振盪與趨勢變化度的分布特性。

(一)、季平均絕對誤差(MAE)與偏差(Bias)

1. 最高溫度

圖 3(a)、(b)及(c)所示，分別為 PP(EC)、PP 及 MOS 模式的各季最高溫度於不同預報時段

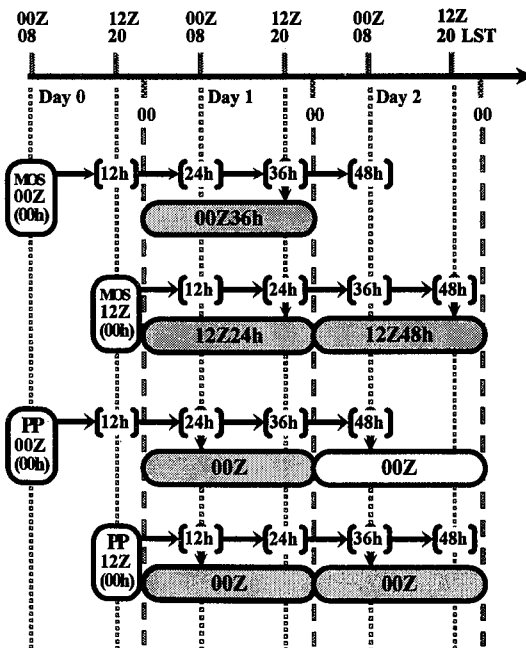


圖 2. PP 和 MOS 模式在 00、12Z 超前預報時段(灰色區為兩組模式相對應的預報時段)。

Fig. 2. 00Z and 12Z Forecast schemes of PP MOS model.

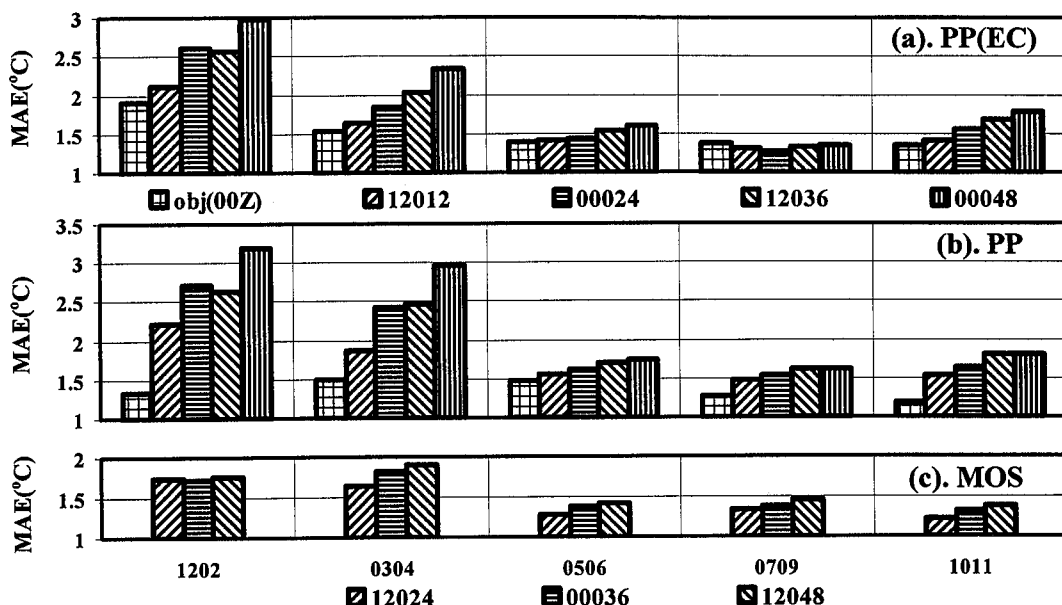


圖 3. 最高溫度(a).PP(EC)、(b).PP 和(c).MOS 模式各季之各個預報時段的平均絕對誤差分布。圖中橫軸座標所示 1202 為 12-2 月(冬季)，而所標示之 12024 則為 12Z24h。

Fig. 3. Seasonal MAE of Tmax (a).PP(EC), (b).PP, and (c).MOS model forecast.

的季平均預報絕對誤差。三組模式的預報誤差分布，均顯出冬、春季較梅雨、夏及秋季有較大的預報誤差量，且隨著預報時段的延長，誤差量有逐漸升高之情形。對兩組 PP 模式而言，由於包含了數值模式原有的預報誤差在內，圖中的各個誤差值都較相對應的 MOS 模式的值為高。其中主要以冬季相差最劇，隨著各個預報時段的增加，MAE 差距約由 0.1°C 升至 0.8°C，而冬季的 MOS 模式各時段的誤差平均約為 1.7°C。春季的情形和冬季一致，但 PP(EC) 模式的表現較冬季時改進許多。在梅雨、夏及秋季各模式的誤差增加均趨於和緩；兩組 PP 與 MOS 間的差異，亦表現的十分平緩，差值約略在 0.3°C 以內。MOS 在此三個季節中的季誤差值均處於 1.4°C 附近。

PP(EC)與 PP 模式間之各預報時段的預報誤差雖顯得十分相近(圖 3(a)及(b))，且呈現 PP 模式的誤差程度約略顯得較 PP(EC)的為高一些，但是對於客觀分析場的預報誤差校驗情形，則顯示出 PP 模式比 PP(EC)的為優；其中

尤以冬季最為顯著，主要原因應歸因於 PP 模式的發展與預報資料，均取用 LAFS CWB 數值模式的產品。在 MOS 模式部分(圖 3(c))，預報誤差分布顯示出較兩組 PP 模式有更好的預報穩定性，誤差值變化約由冬、春季的 1.8°C 降至梅雨、夏、秋季的 1.3°C 附近。

圖 4(a)、(b)及(c) 依序為模式 PP(EC)、PP 及 MOS 的各季預報偏差表現。基本上，除 PP(EC)模式在梅雨季呈現明顯的正(暖)偏差外，兩組 PP 模式在各季均呈現負(冷)偏差(cold bias)的情形。其中以冬季的狀態最為甚，隨預報時段的增加，負偏差更加地加深；如 PP 模式在 24 小時預報以後均處於低於 -1.5°C 的情形，48 小時竟降至 -2.3°C。由圖中顯示出 PP(EC)模式的負(冷)偏差狀態均較 PP 模式的為輕，以冬、春季而言 PP(EC)有高出 PP 模式 0.5°C 以上的情形。夏、秋季負偏差的情形相較於冬、春季則顯得十分和緩。另外由圖 4(a)和(b)均明顯地呈現出，00Z 及 12Z 的預報偏差值隨預報時間增加，反應出不同的變化趨勢。其中以 PP

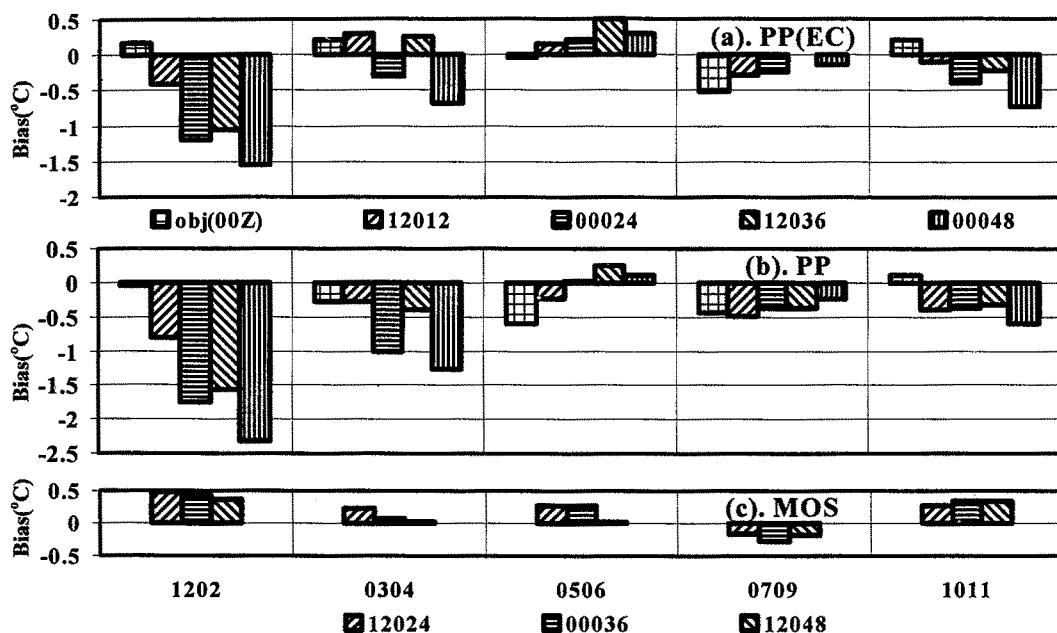


圖 4. 最高溫度(a).PP(EC)、(b).PP 和(c).MOS 模式各季之各個預報時段的預報季偏差分布。
Fig. 4. Seasonal Bias of Tmax (a).PP(EC), (b).PP, and (c).MOS model forecasts.

(EC)春季的狀況最為突出，12Z 的預報均呈現較弱的正(暖)偏差(0.5°C 以內)，而 00Z 的預報卻都出現反向的弱負(冷)偏差；相對地 PP 模式則呈現出十分顯著的 12Z 與 00Z 的弱、強負偏差對比狀態。此一現象普遍存在兩組 PP 模式的各個季節表現中。

MOS 模式各季的偏差情形，就表現的十分平穩(見圖 4(c))，均侷限於 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 之內。除了夏季呈現負(冷)偏差狀態，其餘各季都顯為正(暖)偏差。00Z 與 12Z 的預報偏差增長的差異，較無明顯的跡象。足見透過 PP 模式所展現出 LAFS 數值模式存在著相當程度的系統性誤差，是可以被 MOS 模式加以修正、改進預報狀況的。

2. 最低溫度

三組模式(PP(EC)、PP 及 MOS)的最低溫度各季預季平均誤差分列於圖 5(a)、(b)及(c)，模式間均呈現出冬季預報誤差值最大，春季次之。冬季 PP(EC)模式的預報平均誤差值最高(見

圖 5(a))，就前三個預報時段的平均狀態，比 PP 及 MOS 模式誤差值高出約 0.7°C 強；而 PP 與 MOS 模式誤差值相近，都處於 1.5°C 附近。春季，則以 PP 模式的預報誤差較另外兩個模式表現高出約 0.2°C ；而 PP(EC)和 MOS 的評比近乎一致(約在 1.2°C 附近)。至於梅雨、夏及秋季的誤差值，三組模式的各預報時段均在 1.0°C 左右，且各季彼此間差距亦都不顯著。

各模式的各季平均偏差表現見圖 6(a)、(b)及(c)。PP(EC)模式在最低溫度的情形，大致和最高溫度的分布一致，在負(冷)偏差季節中以冬季的表現最為突顯，亦是三個模式中負(冷)偏差最深的一季，以 00Z 的 48 小時預報偏差達到 -1.3°C 為最冷。而 MOS 模式的表現，和最高溫度有著相同的分布，惟暖偏差的狀況較為嚴重些，詳細情形見圖 6(c)。和最高溫度相對比較分布差異最大的是 PP 模式，除了夏季呈現出負(冷)偏差外，春、梅雨與秋等三季均呈現顯著的弱正(暖)偏差情形，和最高溫度的表

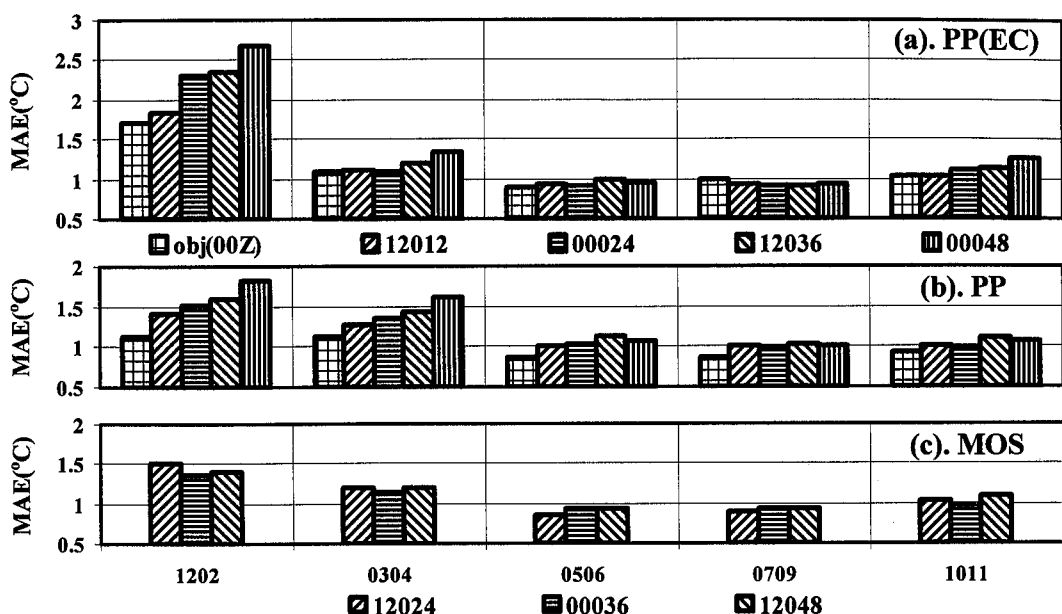


圖 5. 最低溫度(a).PP(EC)、(b).PP 和(c).MOS 模式各季之各個預報時段的平均絕對誤差分布。
Fig. 5. Seasonal MAE of Tmin (a).PP(EC), (b).PP and (c).MOS model forecasts.

現截然相反；冬季雖然較不明確，僅 obj.場和 12Z 的 12 小時段預報呈現暖偏差，其餘各時段皆為弱負(冷)偏差。

同樣的，00Z 和 12Z 初始條件不同所形成的變化差異，在兩組 PP 模式的季偏差分布中，仍然是以很明確的現象存在著。

3. 統計模式預報評比

藉由上述對於最高/低溫度的 PP(EC)、PP 和 MOS 統計預報模式的季節性平均誤差與預報偏差的評比分析，可以明顯的得知 MOS 模式較 PP 模式有較優的預報精確度與偏差狀態。

因此，就擁有相同預報因子結構的 PP 和 MOS 模式更進一步進行模式預報精確能力與預報改進程度予以量化校驗並探討。表二為最高/低溫度各季預報絕對誤差的常態化(即個別的 MAE 值除以當季的該變數的觀測值的標準偏差值，詳細方法解釋見羅與陳(2001))統計預報校驗分布，顯示出 MOS 模式的預報方程式

表二、最高/低溫度常態化的各季平均絕對預報誤差(季預報 MAE/季觀測 Std.)。

Table 2. Normalized seasonal MAE value of Tmax/Tmin for all seasons in Taiwan.

數值 模式	季節	冬	春	梅	夏	秋
		1202	0304	0506	0709	1011
最高溫	PP	0.83	0.85	0.65	0.73	0.57
	MOS	0.58	0.53	0.55	0.66	0.45
最低溫	PP	0.65	0.49	0.74	0.76	0.38
	MOS	0.62	0.42	0.64	0.70	0.38

預報表現，均比 LAFS PP 模式優；其中以春、秋季表現最佳，夏季則最差。就 PP 模式而言，最高/低溫度預報能力均在秋季表現最好；模式預報能力表現最差，分別為最高溫度的冬、春季，和最低溫度的梅雨及夏季。

表三、最高/低溫度季平均預報絕對誤差與系統誤差暨相對改進比率。

Table 3. Tmax/Tmin seasonal MAE, Bias, and I.R..

數值 模式	季節	冬 1202	春 0304	梅 0506	夏 0709	秋 1011
最高溫	PP	2.52	2.25	1.62	1.54	1.67
	MOS	1.75	1.79	1.37	1.39	1.30
	系統誤差	0.77	0.46	0.26	0.15	0.36
	改進率(%)	31	21	16	10	22
最低溫	PP	1.51	1.36	1.05	1.01	1.03
	MOS	1.42	1.18	0.91	0.92	1.04
	系統誤差	0.08	0.18	0.14	0.08	-0.01
	改進率(%)	5	14	13	8	-1

表三所列出的是各季最高/低溫度的預報誤差改進比率(I.R.(%))。由表中明顯顯示出，最高溫度案例較最低溫度成效超越甚多。最高溫度的狀態，以冬季的 31% 的改進率最高，以夏季的 10% 為最少；最低溫度的分布，以春季和梅雨季的改進比率為最佳，分別為 14% 和 13%。而秋季的比率最差僅 -1%，意味著秋季 PP 模式預報的準確度尚略優於 MOS 模式的預報。所以，對 LAFS 數值模式而言，MOS 模式技術是否絕對優於 PP 模式技術，仍有待深入探究。

(二)、相關程度(Corr)與標準差(Std)

在本節中，將進一步瞭解 MOS 與 PP 模式的預報趨勢特性與預報振盪變化程度的差異。

表四和表五分別代表最高溫度和最低溫度的各季各個預報時段的預報與實際發生觀測的相關係數分布狀況。此兩組模式的預報相關評比，均取其相互對應的三個時段預報進行分析。對 PP 模式而言，各季客觀分析場的相關程度，無論是在最高或是最低溫度，均比其餘各個時段的預報相關為高。而各個預報時段，

均一致地隨著預報時段的增加而漸遞減。對 MOS 模式最高溫度的案例，亦同樣持守預報時段增長而遞減的分布，但對於最低溫度的案例，則不完全如此；在冬、春季的 00Z36h 預報相關值就較 12Z24h 的為強，尤其以冬季更為突出，甚至於 12Z48h 預報相關值都比 12Z24h 的為強。

表四、最高溫度的 PP、MOS 模式各季的各時段預報相關係數分布。

Table 4. Correlation coefficients of Tmax PP and MOS model forecasts vs. Tmax Obs..

模式	Corr 季 預報	冬 1202	春 0304	梅 0506	夏 0709	秋 1011
PP	Obj(00Z)	0.84	0.86	0.73	0.71	0.86
	12Z12h	0.80	0.81	0.68	0.65	0.86
	00Z24h	0.78	0.77	0.62	0.61	0.84
	12Z36h	0.77	0.73	0.59	0.55	0.80
	預報平均	0.78	0.77	0.63	0.60	0.83
MOS	12Z24h	0.74	0.82	0.75	0.60	0.87
	00Z36h	0.74	0.77	0.69	0.56	0.85
	12Z48h	0.72	0.74	0.69	0.50	0.83
	預報平均	0.74	0.78	0.71	0.56	0.85

表五、最低溫度的 PP、MOS 模式各季的各時段預報相關係數分布。

Table 5. Correlation coefficients of Tmin PP and MOS model forecasts vs. Tmin Obs..

模式	Corr 季 預報	冬 1202	春 0304	梅 0506	夏 0709	秋 1011
PP	Obj(00Z)	0.81	0.88	0.69	0.53	0.91
	12Z12h	0.75	0.87	0.65	0.47	0.91
	00Z24h	0.72	0.87	0.61	0.48	0.90
	12Z36h	0.66	0.85	0.59	0.44	0.89
	預報平均	0.71	0.86	0.62	0.47	0.90
MOS	12Z24h	0.67	0.89	0.73	0.48	0.92
	00Z36h	0.75	0.90	0.68	0.43	0.92
	12Z48h	0.71	0.87	0.63	0.39	0.90
	預報平均	0.71	0.89	0.68	0.43	0.91

各季間的預報相關評比，以取三個時段的平均值進行。由表四及表五中顯示，秋季的相關最好，最低溫度的 MOS 模式平均達到 0.91，

PP 模式亦有 0.90。而春季的相關表現則位居第二，相同的春、秋季最高溫度的相關值均較最低溫度為弱。冬季的評比居於第三，雖然在最低溫度的案例，兩組模式的值相同，但最高溫度則顯出 PP 模式的預報趨勢較 MOS 模式的為佳；惟與前述兩個季節有相反表現，即最高溫度的相關程度比最低溫度要好。相同的狀態亦出現在夏季，然而夏季卻是預報相關趨勢最弱的季節，最高溫度的 PP 模式相關值為 0.60，最低溫度的 MOS 模式卻低到僅 0.43。梅雨季的預報趨勢情形，基本上 MOS 模式比 PP 模式好些，但是最高溫度的案例比最低溫度的相關性略強些，然相關數值僅處於 0.60 至 0.70 左右。

表六、最高溫度的 PP、MOS 模式各季的各時段預報振盪變化分布。(除觀測值單位為 °C，餘皆為比值)

Table 6. Relative ratios of Standard deviation of Tmax PP and MOS model forecasts vs. Obs. Std..

模式	Corr 預報	季				
		冬 1202	春 0304	梅 0506	夏 0709	秋 1011
PP	觀測值	3.02	3.38	2.46	2.10	2.90
	Obj(00Z)	0.95	1.00	0.85	0.89	0.88
	12Z12h	1.27	1.11	0.95	0.93	1.15
	00Z24h	1.35	1.30	0.91	0.93	1.17
	12Z36h	1.31	1.26	0.84	0.88	1.19
	預報平均	1.31	1.22	0.90	0.91	1.17
MOS	12Z24h	0.97	0.90	0.78	0.69	0.88
	00Z36h	0.86	0.99	0.77	0.66	0.84
	12Z48h	0.88	0.92	0.78	0.57	0.84
	預報平均	0.90	0.94	0.77	0.64	0.86

在預報幅度變化部分，表六及表七所呈列分別為最高/最低溫度在不同模式下，各個季節不同時段預報的標準偏差值相對應於觀測標準偏差的比值。由表中的觀測的標準偏差值分布可見，秋、冬、春季時冬半年的值較梅雨及夏季的夏半年的值為高；其中均以春季值最高，夏季的值最低。且各季最高溫度的觀測標準偏

差值都較最低溫度的值大。其中以梅雨季的落差最大，冬、春及夏季次之，秋季的最近似。

表七、最低溫度的 PP、MOS 模式各季的各時段預報振盪變化分布。(除觀測值單位為 oC，餘皆為比值)

Table 7. Relative ratios of Standard deviation of Tmin PP and MOS model forecasts vs. Obs. Std..

模式	Corr 預報	季				
		冬 1202	春 0304	梅 0506	夏 0709	秋 1011
PP	觀測值	2.32	2.77	1.42	1.32	2.73
	Obj(00Z)	0.91	0.97	0.97	0.70	0.88
	12Z12h	1.03	1.01	1.02	0.79	0.97
	00Z24h	1.18	1.18	0.99	0.80	0.97
	12Z36h	1.15	1.13	1.01	0.80	1.02
	預報平均	1.13	1.11	1.00	0.80	0.99
MOS	12Z24h	1.05	0.89	0.94	0.64	0.92
	00Z36h	0.93	1.01	0.91	0.64	0.88
	12Z48h	0.92	0.90	0.93	0.61	0.92
	預報平均	0.97	0.94	0.93	0.63	0.91

就整體而言，PP 模式的預報幅度變化比 MOS 模式所預報的為大。冬、春季時，PP 模式的比值均高過於 1.0，而 MOS 在此二季節比值僅較趨近於觀測的標準偏差值；夏季則兩組模式的比值均不足 1.0，且為各季中預報幅度最不足的季節。梅雨季和秋季的表現，除最高溫度的 MOS 模式落差較大外，其餘都較接近觀測的變化狀況。對於兩組模式的各個預報時段的相互關係上，則沒有明顯的隨著預報時段的增長，而逐漸降低或緩升的現象。

四、區域預報誤差分布特徵

本節主要在於分析，PP 和 MOS 模式各季預報季節平均誤差與偏差的區域分布特徵，與兩組模式間誤差差異的比較。分析過程中，PP 和 MOS 模式在各季的誤差和偏差值，均由相對應的超前三個時段預報的平均值計算得之。

(一)、最高溫度

1. 預報誤差與冷、暖偏差分布

圖 7(a)至(e)為 PP 模式冬、春、梅雨、夏及秋季，最高溫度的預報平均絕對誤差(黑色實線)與偏差(灰色虛線及正/負號)的區域性分布變化。而圖 7(f)至 7(j)則為 MOS 模式相對於 PP 模式的各季預報誤差與偏差之區域分布情形。冬季 PP 模式的誤差分布(圖 7(a))，北部地區最大誤差值出現在新竹沿海岸一帶，向東北部與中、南部減弱；最低誤差值處於台南、嘉義至南投一帶，及至恆春半島頂點誤差值回升達到最大值 4°C。圖 7(f)則顯示經過 MOS 修正後的預報效果，突顯出誤差的分布主要受中央山脈形成整體一致性的影響，最大值區域由北部(台北、桃園、新竹)延伸至中部中央山脈地區(苗栗、台中及南投)，順著中央山脈向東部遽降地勢，向花東地區沿伸的誤差遞減梯度變大，而向中部、南部則呈現緩和的遞減趨勢，至高雄和屏東沿海降為最小預報誤差區域。在預報偏差分布上，PP 模式顯示全省多呈現負(冷)偏差，僅中部地區(彰化、雲林、嘉義與台南)為正(暖)偏差；經 MOS 模式修正後，全省多變為正偏差，僅侷限台北及宜蘭為負值區。

接續著是春季的 PP 和 MOS 模式的預報誤差分布情勢(見圖 7(b)和 7(g))，和上述冬季的案例相仿，PP 模式較為突顯出各個區域的特性，而 MOS 模式再次呈現出台灣地區在東北季風掌控下，中央山脈地形因素影響的重要性。偏差的分布上，PP 模式的偏差基本全省仍多為負，僅桃園、新竹、苗栗及台中為正值區。同樣的 MOS 模式亦大部分呈現正值區，而負值區出現於澎湖、恆春半島、東部沿岸等小部分區域。

梅雨季的分布情勢和冬、春季差異頗大。基本上，PP、MOS 此二模式的分布形式(圖 7(c)與(h))十分相近，以中央山脈為主要誤差最大值的主軸，由北至南貫穿台灣地區，並向東、西岸漸形減低預報誤差。偏差的分布形勢，兩個模式均多呈現正偏差狀況，惟 PP 模式的負偏

差出現在北部和由玉山延伸至西南部沿海一帶；而 MOS 模式的負值區則僅侷促於澎湖和西南部的高雄、屏東沿岸。夏季時，兩組模式的表現上(見圖 7(d)和 7(i)/PP 和 MOS)，和梅雨季是一致的，僅澎湖、東吉島區域的誤差較中、西部的為大。偏差的分布情形，兩組模式均呈現出大部分為負偏差，正偏差則侷促於小部分區域。

進入秋季後，PP 及 MOS 模式(圖 7(e)及(j))的誤差分布，呈現出逐漸由夏季殘存分布演化向冬季的狀態發展。因此 PP 和 MOS 模式的分布又顯出各自不同的分布形勢。而在預報偏差分布上，PP 模式表現出東、西部以中央山脈相隔的負、正偏差的對稱性分置。但經 MOS 修飾後，全台灣地區多為正偏差，負偏差僅表現在花東沿岸及台南、澎湖等小部分區域。

就最高溫度預報而言，MOS 模式所呈現出的誤差已濾除去了 PP 模式中的區域性尺度的系統性誤差，而展現出數值模式預報所造成的綜觀尺度性預報誤差。這兩組模式尺度展現的分布差異，以冬半年(秋、冬及春季)的表現最為明確，無論誤差量或分布均各有其模式的季節性特徵。然而在夏半年(梅雨、夏季)時，誤差分布十分類似，差異僅著重於誤差量的明確改進。在冷、暖偏差的對比上，冬、春季兩組模式的主要偏差分布呈正、負相反符號趨向，而梅雨及夏季則主要為同向偏差的現象；至於秋季，各自表達出過渡季節的分布特徵。

2. MOS 預報誤差改進比率分布

基於 MOS 模式的目的在於降低 PP 模式的預報誤差，意即修正數值模式預報中的系統性誤差部分。本節在此將進一步瞭解 MOS 模式對最高溫度預報的改進程度，圖 7(k)至(o)所展示為各季的統計模式絕對誤差改進率(I.R.)分布情形。實線部分代表 MOS 模式優於 PP 模式，且圖中各線所示值的 10 倍即為實際誤差改進率(%)；虛線部分則表示 MOS 模式的預報表現比 PP 模式的誤差更大，即未達到 MOS 模式

的修正目的。

冬季(圖 7(k))的形勢顯出,以南部和東部沿岸的模式誤差改進率是最大,如恆春站即高達 70%,意即恆春站的 MOS 模式修正了 PP 模式的百分之七十的預報誤差,而花蓮、大武地區亦高達 50%。除日明潭、玉山及阿里山等中部山區為-10%外,其餘各地區約達到 20~30%的預報誤差改進率。春季的分布(圖 7(l)),基本上和冬季形式截然相反,春季主要呈現南、北向延展的形式。中部山區(含嘉義地區)和花蓮

一帶無改進貢獻而玉山站更達到-10%,向北延伸改進率約在 10~20%,而南部高雄、屏東地區為最高改進率的區域,以恆春站的改進率為最高(60%)。

梅雨季期間(圖 7(m)),全省改進比率均為正值,均勻的散落在 10~20%。夏季的改進分析(圖 7(n))明顯呈現出南、北部區域性的局部對峙分布。北部淡水、台北和新竹落在-20~-10%負值區,相對應的對峙最高值則出現在基隆(約 30%)。而南部地區,負值區涵蓋大武和

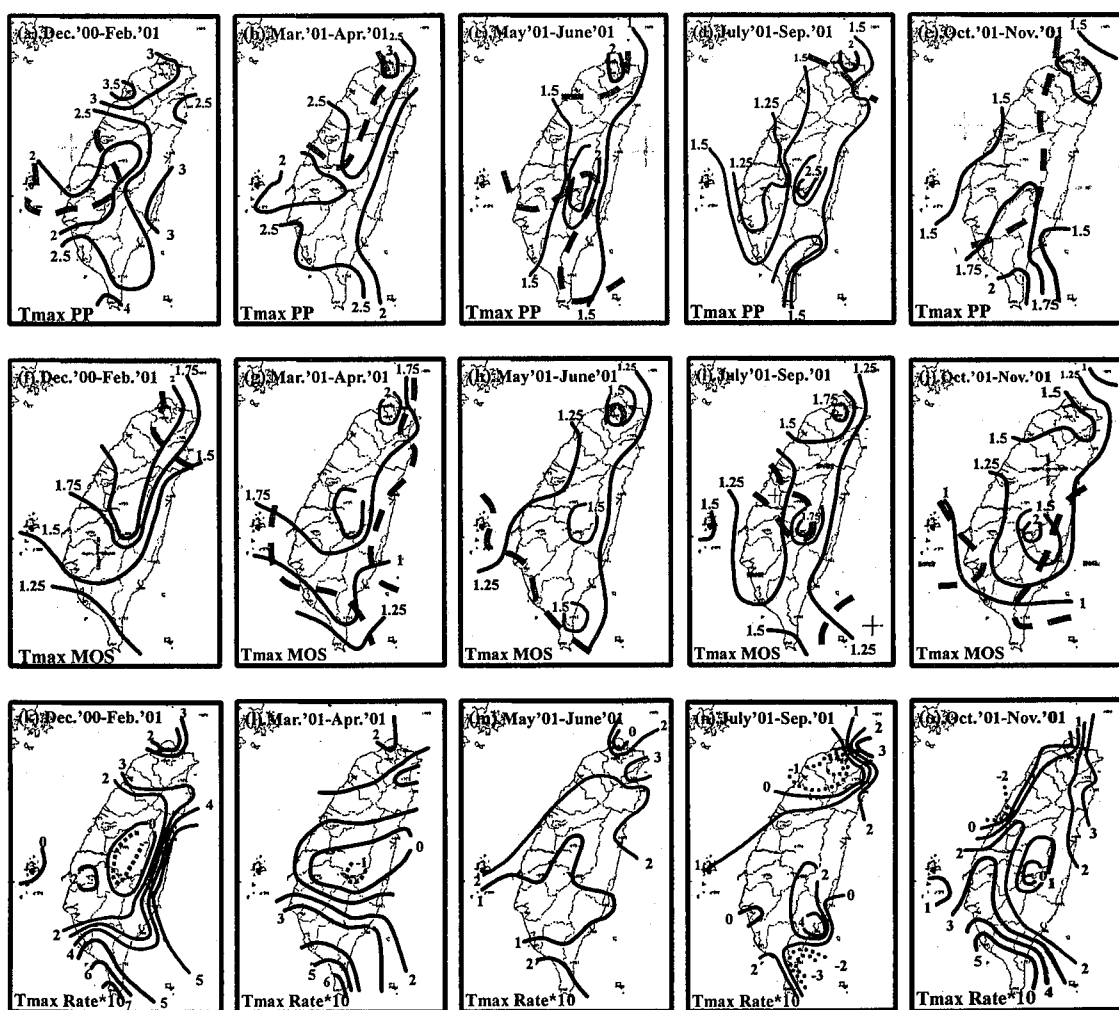


圖 7. 全省最高溫度(a).~(e).PP 模式、(f).~(j).MOS 模式的各季平均絕對誤差和偏差的區域分布與(k).~(o).各季預報誤差改進率的區域分布。

Fig. 7. Spatial distributions of seasonal MAE and Bias of Tmax PP(a).~(e), MOS(f).~(j). mode forecasts; and I.R.(k).~(o). over Taiwan area.

蘭嶼地區，其值約-30~-20%；對應最高值的地方為鄰近台東地區(值約 40%)，此二處雖為相近毗鄰區域，然而模式改進的反應卻截然不同。

秋季的表現見圖 7(o)，全省均籠罩在正值的改進率中，分布形勢有逐漸轉回冬季的趨勢；主要的差別在於冬季最密集的分布梯度，在台灣地區的狹長東部沿岸延伸至南部恆春半島，然而秋季的形勢在東部海岸區域則十分均勻，變化梯度密集的区域主要圍繞北部沿海海岸，穿越中、西及西南部到達恆春半島。最大

數值依舊出現在高雄、恆春地區，改進率達到 50%以上。最低值產生在棲梧站(-20%)和鄰近測站均反向，應屬於局地測站的模式差異所導致。綜觀各季的變化，冬半年中部中央山脈區域的改進成效均不佳，而高雄、屏東地區為改進比率最優的區域；夏半年則沒有卓越的預報改進表現。

(二)、最低溫度

1. 預報誤差與冷、暖偏差分布

圖 8(a)至(e)及 8(f)至(j)分別為最低溫度的

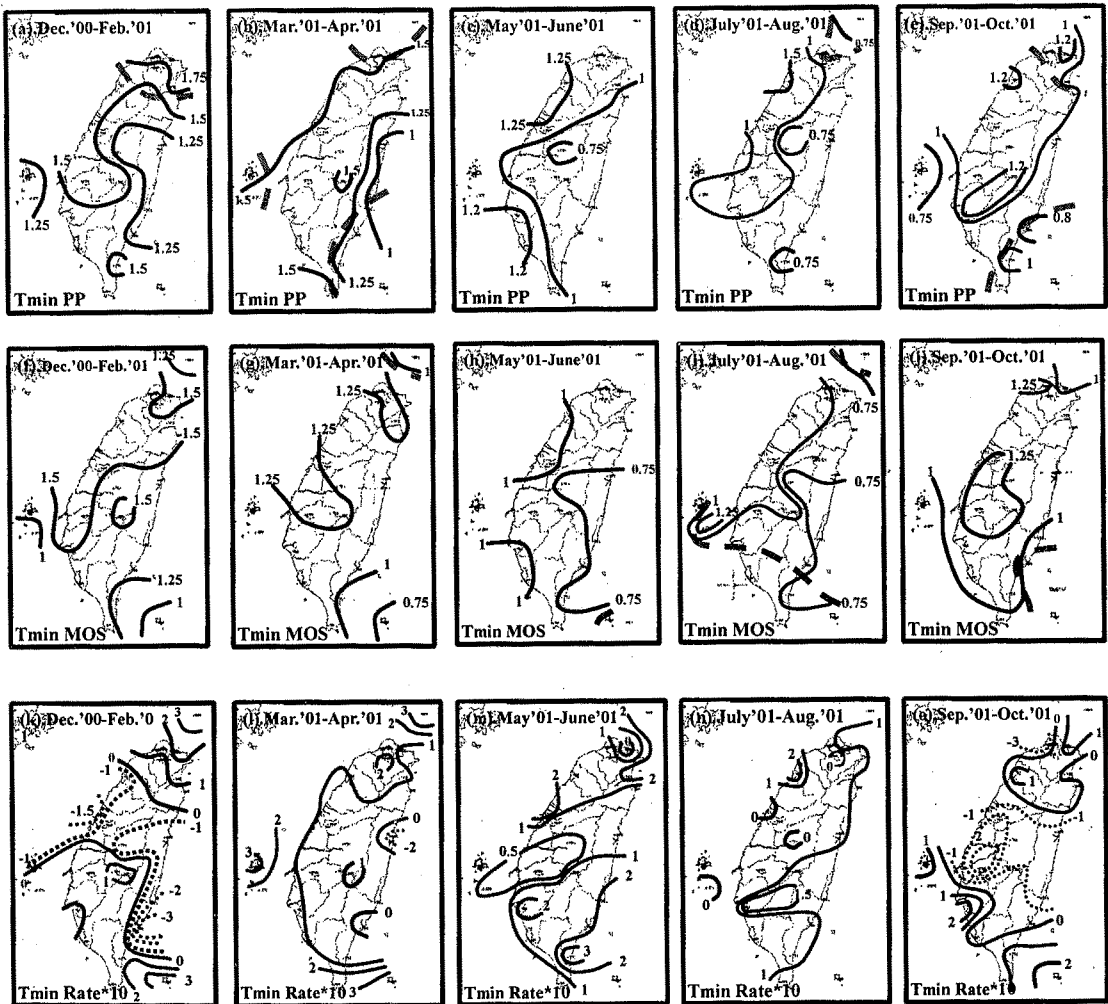


圖 8. 全省最低溫度(a)~(e).PP 模式、(f)~(j).MOS 模式的各季平均絕對誤差和偏差的區域分布與(k)~(o).各季預報誤差改進率的區域分布。

Fig. 8. Spatial distributions of seasonal MAE and Bias of Tmin PP(a)~(e), MOS(f)~(j). mode forecasts, and I.R.(k)~(o). over Taiwan area.

PP 及 MOS 模式的各季平均絕對預報誤差和冷、暖偏差的分布。冬季 PP 模式(圖 8(a))最大誤差值發生在台北盆地北面及東北部區域，沿著西岸延伸並逐漸向南和東遞減的趨勢。圖 8(f)為採用 MOS 模式的分布情形，和 PP 模式的分布趨勢十分近似，只是由北向南遞減的形勢更加均勻。偏差的分布上，此二組模式在全省各區均多呈現正偏差的現象，僅 PP 模式在北部地區出現負偏差。

圖 8(b) 和 8(g)分別為春季 PP 及 MOS 模式的誤差和偏差分布，PP 模式誤差較大值均勻散布在中央山脈西麓並延伸至北、中、南沿海區域；在中央山脈東側附近，花蓮、台東沿岸誤差值遞降呈現減緩。MOS 模式的分布，台灣全區主要誤差值約在 1.0 至 1.25°C 左右，僅北方的彭佳嶼和東南部成功、蘭嶼低於 1.0°C。正、負偏差分布和冬季大致類似，大多為正偏差，惟 PP 模式在彭佳嶼、台東、大武、蘭嶼及澎湖為負偏差。

梅雨季節(圖 8(c)及(h))，PP 模式顯示出東部和中部中央山脈至嘉義一帶，都處於 1.0°C 以內的預報誤差，其中日月潭站達到 0.75°C；其餘地區，均處在大於 1.0°C 以上，新竹、台中沿海及台南、高雄沿岸均高於 1.25°C。MOS 模式誤差最大值區和 PP 模式一致，但數值降至 1.0°C 以上；而其餘大部分區域為小於 1.0°C 以內的範圍，最低誤差區(小於 0.75°C)涵蓋花蓮、成功和日月潭一帶。偏差的分布和前兩個季節是一致的，兩組模式在全台灣各區域均存在正偏差現象。

夏季的表現和其他季節最大的差異，主要在於夏季兩組模式幾乎全部地區均為負偏差狀態，僅 PP 模式在南部恆春半島地區為明顯的正偏差。在預報誤差的表現上，兩組模式最大誤差值區均侷限在、桃園、新竹至嘉義地區；花東地區及南部則為誤差較弱區域，大致以中央山脈為分界。進入秋季(圖 8(e)和(j))，兩組模式均由夏季的負偏差轉回正偏差，且在東南沿

岸有局部的正偏差出現。誤差分布上，兩組模式的最高誤差值區出現在北部和中部山區附近，以 MOS 模式在彰化、雲林、嘉義和中部南投地區大於 1.25°C 最為明確。雖然 PP 模式在中部中央山脈的東、西兩側預報誤差值都比 MOS 模式的低些，但是分布卻較 MOS 模式展現的更為局部區域化。

對於和最高溫度分布的主要差異上，最低溫度在 PP 和 MOS 模式的各季偏差分布均呈現一致的分布，而最高溫度則顯示此兩組模式各季呈現相反的偏差趨向。在誤差的分布上，最低溫度對於兩組模式各季大致上由西台灣地區向東台灣地區誤差遞減，模式彼此間的分布尺度差異亦較不明顯。而最高溫度的情形，則明顯的呈現出不同模式誤差分布對比和尺度差異上的各自特徵。

2. MOS 預報誤差改進率分布

圖 8(k)至(o)分別為冬、春、梅雨、夏及秋季的季平均 MOS 預報誤差改進比率。很顯然的，秋、冬季有近乎一半左右的區域是負的預報改進率值(圖 8(k)和(o)中虛線部分)。冬季東部的花蓮、台東一帶和苗栗、台中、彰化及南投北部地區均為負值區，即 PP 的結果較 MOS 預報為準確，其中台東站達到-30%；其餘正值區域，亦多僅處於約 10%左右，最大正值位於外島蘭嶼和彭佳嶼兩處(30%)。春季呈現均勻平緩的正值分布，值約處於 10%附近，僅花蓮站出現-20%。最大正值依舊出現在離島(澎湖、蘭嶼和彭佳嶼)，達到 30%多。分布形勢和冬季截然不同(圖 8(l))。

梅雨季節的分布形勢(圖 8(m))，最弱值區域經由花蓮越過中央山脈到達台中、彰化及雲林一帶，值落於 0 至 10%之間。其餘區域，向北、向南約在 10 至 20%間，僅大武站達到 30%。夏季(圖 8(n))除台南至成功一帶為大於 10%外，其餘雖然均為正，卻都僅落於 0 至 10%之間。

圖 8(o)為秋季最低溫度的 MOS 預報改進

率分布，負值區域佔據東部花蓮、台東一帶，並跨越中央山脈，至中部苗栗及嘉義附近，向南進入高雄、屏東北部一帶。最低值出現在嘉義一帶，約低至-30%，亦由冬季的東岸移至西岸中部。正值區則分別處於負值區以北及以南剩餘地帶，數值約處於 0 至 10% 左右。

相較於最高溫度的情形，最低溫度的 MOS 改進程度較不顯著。由表三的最高/低溫度預報誤差改進率分析，顯示出主要可能原因是最低溫度的 PP 模式預報準確度較最高溫度高了許多，致使 MOS 模式的預報改進空間無法提升更多。

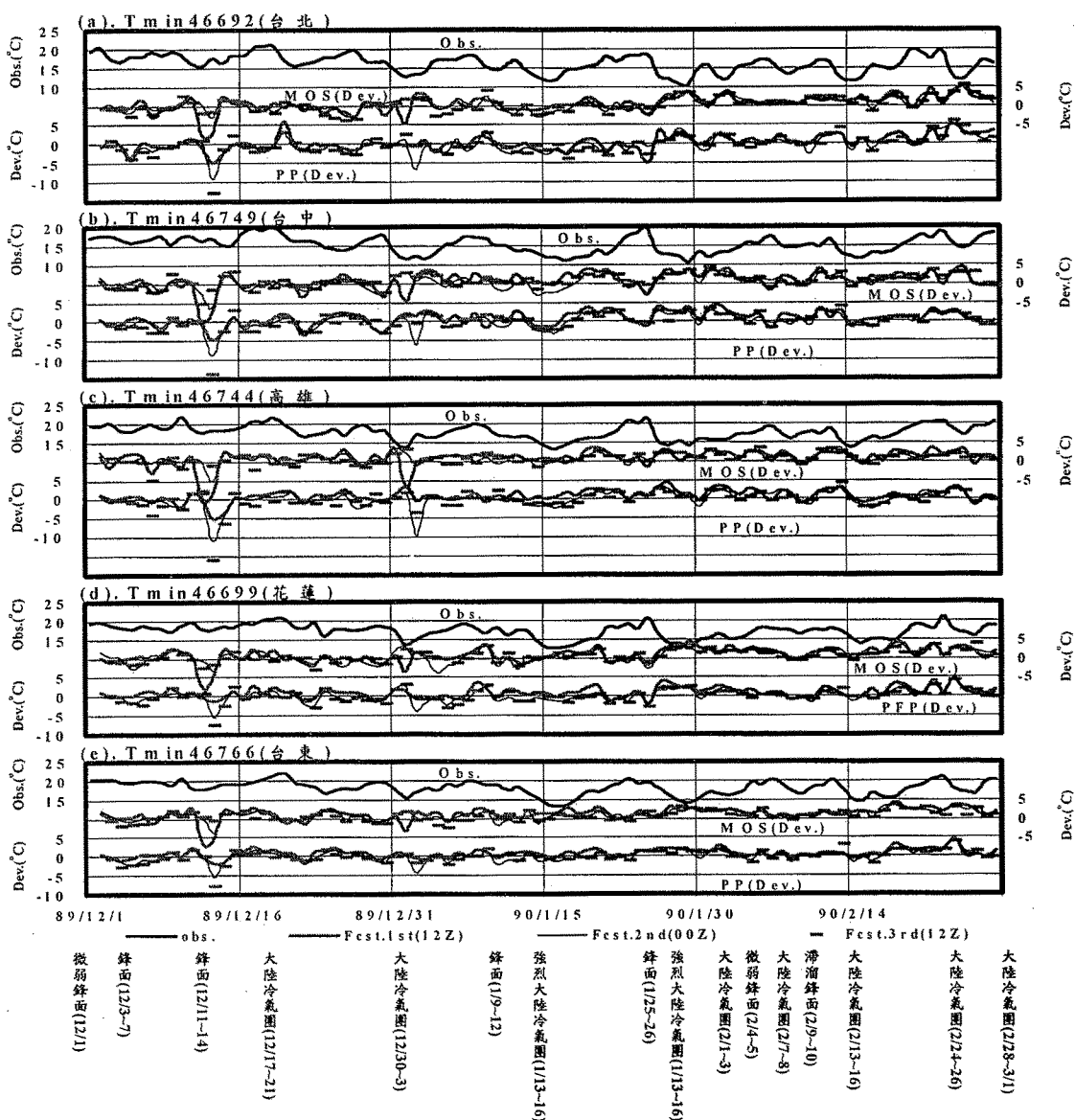


圖 9. 冬季最低溫度環繞台灣地區五個測站的觀測值與 PP、MOS 模式各別預報時段的預報誤差的逐日分布。(橫座標所示 89/12/1 為 2000 年 12 月 1 日)

Fig. 9. Winter Tmin time series of Obs., PP, and MOS model forecast deviations of CWB five weather stations around Taiwan area.

五、各測站冬季與夏季的預報分析

本節針對冬季最低溫度和夏季最高溫度，進行台北、台中、高雄、花蓮及台東五個測站的 PP 和 MOS 模式相對應的三個預報時段的逐日預報誤差分析。

(一)、冬季的最低溫度

圖 9(a)至(e)列出上述五個測站於民國 89 年 12 月 1 日至 90 年 2 月 28 日期間，各測站逐

日觀測值(最上層粗實線)、MOS 模式的各預報時段誤差(中間部分；第一段為粗實灰線、第二段為細實灰線、第三段為粗斷灰線)及 PP 模式的各段預報誤差(最下層部分；各線代表和 MOS 相同)。圖 9(e)的日期座標軸下方，陳列於這段期間實際影響台灣天氣的天氣系統。由各圖中明顯地呈現，約在 12 月 13~14 日和 1 月 1~2 日兩個期間適逢大陸冷氣團過境，這五個測站的兩組模式之各個預報時段都有嚴重的

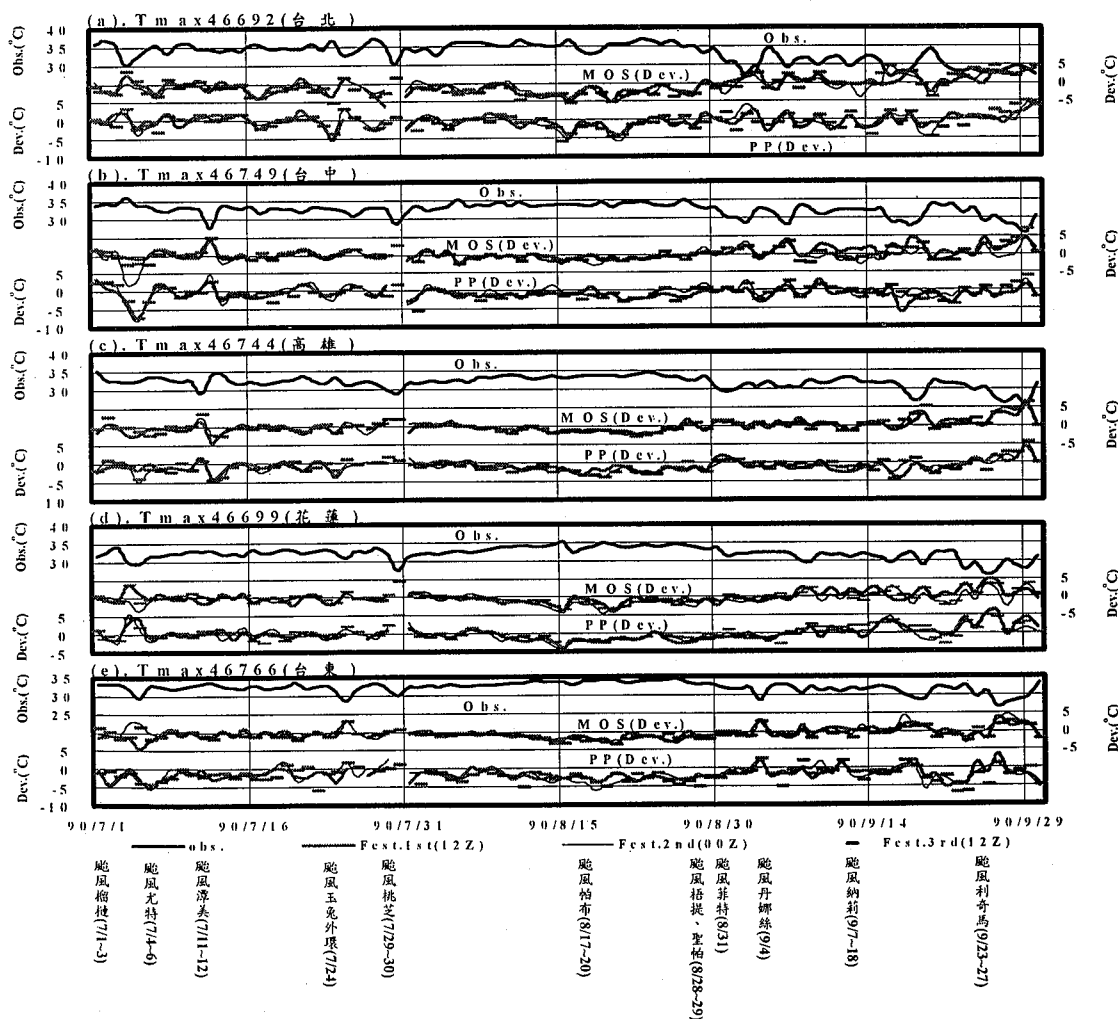


圖 10. 夏季最高溫度環繞台灣地區五個測站的觀測值與 PP、MOS 模式各別預報時段的預報誤差的逐日分布。

Fig. 10. Summer Tmax time series distributions of Obs., PP, and MOS model forecast deviations of CWB five weather stations around Taiwan area.

預報過冷現象。此現象應歸因為 LAFS 動力模式預報脫序所導致的結果。基本上，整個冬季期間對於鋒面或大陸冷氣團系統侵襲時的預報誤差，均顯示預報過暖(即預報不足)的情形。

而對於 LAFS 的預報脫序所造成影響的程度如何呢?茲以台北測站的第一段預報時段為例，包含這兩個天氣系統時的各組統計量值如下：MAE(1.52°C) 及 Corr(0.69)；若刪去此兩筆紀錄，上述統計量則修正為：MAE(1.35°C) 和 Corr(0.76)，產生顯著的預報成果改進。

受冷氣團天氣系統過境時，較嚴重的預報誤差以台北和台中較為明顯。而東部的花蓮、台東和南部的高雄，誤差影響程度則較輕，變化情形亦較為平穩。以上由圖 9 所得到的結論，經由表八中的冬季最低溫度各站案例的分析，亦顯示出同樣的印證。而由表中的各個測站偏差值，可察覺出 MOS 模式的偏差值均較 PP 模式的為暖。由於在鋒面系統過境時，MOS 模式會產生預報不足(過暖)的現象，而冬季的後半段期間(1月後旬至2月底)受鋒面系統侵擾又較為頻繁，相比於冬季前半段呈現出明顯的預報誤差處於持續預報不足(偏暖)的情形。

(二)、夏季的最高溫度

圖 10(a)至(e)與圖 9(a)至(e)類似，但為夏季期間各站最高溫度的逐日預報分布。圖 10(e)下方為相對應的實際日期，及夏季所發生影響台灣天氣環流的颱風。由於測站受到颱風環流的影響主要取決於颱風路徑，所以在圖 10 預報誤差的時序分布中，除顯示出各測站受颱風影響期間的最高溫度預報反應情形，且因為侵台颱風路徑走向的不同，所引進環流的本質上的差異，對受影響測站的最高溫度的連續變化亦形成相當程度的影響。在 7 月初的前兩個颱風(榴槤、尤特)係由台灣南面巴士海峽通過，所導致的環流影響遍及於此五個測站，對於不同測站兩組預報模式顯示出個別區域性預報過度或不足(達到+5°C (花蓮)/-8°C(台中))的誤差程度；而颱風潭美在侵台過程中，由圖 10 顯示僅

對台中、高雄預報造成個別的預報過度或不足(達到±5°C)的預報誤差振盪。

至 8 月份，影響台灣地區的颱風較前、後月份為少，兩組模式預報均處於預報不足(負偏差)，其中以台北測站的誤差變化程度最為顯著，其餘各測站誤差分布顯得較為平緩。9 月份期間，上旬除高雄、花蓮預報誤差處於平緩的狀態，其餘各站都呈現出受颱風侵襲的影響。至中、下旬因受納莉及利奇馬颱風的入侵台灣地區，五個站都出現預報誤差振盪程度加大的表現；對 MOS 模式而言，最為明顯的現象是各測站的誤差值在中、下旬均呈現正偏差的預報狀態，即模式有預報偏暖的情形。

表八、冬季最低溫度/夏季最高溫度的各個測站的 PP、MOS 模式的季 MAE 和 Bias

Table 8. Seasonal MAE and Bias of Winter Tmin/Summer Tmax PP and MOS forecasts of CWB five weather stations.

模式			台北 (692)	台中 (749)	高雄 (744)	花蓮 (699)	台東 (766)
最低溫 (1202)	PP	MAE	1.50	1.46	1.39	1.23	1.03
		Bias	-0.03	0.33	0.27	0.36	0.27
	MOS	MAE	1.46	1.53	1.35	1.39	1.36
		Bias	0.39	0.61	0.76	0.66	0.92
最高溫 (0709)	PP	MAE	1.51	1.46	1.41	1.39	2.07
		Bias	-0.37	-0.68	-0.97	-0.03	-1.74
	MOS	MAE	1.85	1.21	1.13	1.18	1.22
		Bias	-0.85	-0.02	-0.05	-0.24	-0.60

對於預報模式受颱風影響的程度，茲以台中測站為例，在 7 月 4 日尤特颱風的環流影響下，PP 模式的三段預報均產生嚴重偏冷。而經 MOS 模式調整後僅表現在第二個預報時段仍存在嚴重過冷現象，此一預報時段的季平均值為：MAE(1.35°C)、Corr(0.48)；若刪除 7 月 4 日此筆預報紀錄，則變為 MAE(1.19°C)和

Corr(0.62)，立即起顯著的進步。由此可見，產生如此嚴重的預報誤差現象，和動力預報模式預報有著密切的關係。

綜觀夏季最高溫度各站的兩組模式預報誤差評比(見表八)。除台北站以外，一般各站 MOS 誤差都較 PP 模式降低了許多；尤其台東站改進最大。然而預報偏差均呈現一致的分布。

六、結論

在這篇最高/低溫度統計預報報指引分析報告中，主要探究現階段所使用的統計預報技術，即架構在 LAFS 60Km*60Km 的基礎上的 PP 和 MOS 模式，是否有對台灣地區的預報有顯著改進的預期功效？文中針對 2000 年 12 月 1 日至 2001 年 11 月 30 日期間，所用的最高/低溫度的統計預報指引進行校驗分析。在預報準確度方面，自 5 月起 11 月(夏半年)為表現最優的期間，而 12 月到 4 月(冬半年)表現不如夏半年。基本上 MOS 模式均較 PP 模式預報得準確，以冬季的最高溫度最為突顯，預報改進達 31%。而在偏差的表現上，PP 模式的負(冷)偏差現象，在最高溫度的案例十分明顯，而最低溫度除夏季外，餘皆略呈正(暖)偏差。經過 MOS 模式技術調整後，除夏季呈現 -0.3°C 以內的負(冷)偏差，各季都轉為正(暖)偏差，以冬季最高溫度案例的轉變最為突出。對於數值模式所導致的過冷現象，由圖 9、圖 10 的冬、春及秋季的區域偏差分布，可以查驗處於東北季風季節時，負(冷)偏差多出現在台灣的東北部或東部地區。

在預報相關趨勢上，最高/低溫度的表現均十分一致。秋季存在最好的相關，順著冬、春、梅雨季漸減弱，至夏季呈現最弱的情形。表五中冬季最低溫度的趨勢較秋、春季都弱，可能部分原因導因於圖 9 中所述的兩次主要的數值模式過冷的脫序預報，在文中也提到以台北測站為例，若除去這二組案例相關程度提升 10%。同樣類似的狀況，夏季當颱風及其環流

對台灣地區形成影響時，不僅預報準確性變得較差，各個測站的預報趨勢變得更不易掌握。雖然颱風路徑是一個重要的影響因素，但是夏季期間數值模式對颱風走向和環流強弱模擬的適切與否，或許是造成預報相關性差的主要原因。而在預報的變化度(Std.)上，MOS 模式均較 PP 模式的變化度為低，兩者均以冬、春和秋季最高，而夏季為各季中的最低值，以 MOS 模式為例其值僅有 60%多，意即夏季預報的變化相較於觀測的時序分布，顯得十分平坦而缺乏足夠的天氣變化振盪。

對於區域性的預報準確度與 MOS 預報改進率之分布，在本篇文章分析中明顯的呈現出，無論是 PP 模式或 MOS 模式，以至於 I.R. 比率的全台灣地區分布，都直接受到中央山脈嚴重的影響。在預報誤差的分布情勢上，主要以中央山脈由北而南為分界主軸，除最高溫度的梅雨季和夏季外，均由北部延伸至中西部地區為高預報誤差帶，跨越中央山脈向東部和東南部遞減。而最高溫度的梅雨季和夏季，則表現出以中央山脈為主要最高預報誤差區域，並向東、西兩側遞減的分布形勢。MOS 的 I.R. 分布形勢亦是受制於台灣地形特徵而變化。所有的案例中，以最低溫度在冬、秋季的台灣中間部位地區，與最高溫度在夏季的北、南部區域的 I.R. 負值區最為突出。因為這些區域均代表 MOS 模式的預報準確度比 PP 模式的為差，意味著 MOS 模式技術失去原先所肯定的改進期待。由圖 5、6 中最低溫度的 PP 模式和 MOS 模式在冬、秋季的 MAE 和 Bias 相對應三段預報分布，顯示出兩模式的 MAE 平均值十分相近，而 Bias 部分則顯得 PP 模式有較 MOS 模式為低的平均值；因此，大致上推測冬、秋季負的 I.R. 值區域主要的 MOS 模式預報誤差過大原因，可能在於各個測站的 MOS 模式預報的氣候值過高所導致。夏季的案例，則仍只能歸咎於數值模式對颱風無法有效的掌握。當然，以目前 LAFS 數值模式而言，建構上本來即未著

重於颱風預報的模擬，所以統計模式在夏季會較缺乏改進的空間。

七、誌謝

本文作者誠摯的感謝氣象預報中心長期預報課賀介圭小姐，協助提供本文分析研究所使用的測站觀測資料與統計預報指引等資料，使分析得以順利完成。

八、參考文獻

- Brunet, N., R. Verret, and N. Yacowar, 1988: An objective comparison of Model Output Statistics and "Perfect Prog" systems in producing numerical weather element forecasts. *Wea. Forecasting*, **3**, 273-283.
- Carter, G. M., J. P. Dallavalle, and H. R. Glahn, 1989: Statistical forecasts based on the National Meteorological Center's numerical weather prediction system. *Wea. Forecasting*, **4**, 401-412.
- Dallavalle, J. Paul, 1988: An evaluation of techniques used at the National Weather Service to produce objective Maximum/Minimum temperature forecasts. *The 8th conference on NWP*, Baltimore. Amer. Meteor. Soc., 572-579.
- Glahn, H. R., and D. A. Lowry, 1972: The use of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 572-579.
- Jacks, E., and S. T. Rao, 1985: An examination of the MOS objective temperature prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 134-148.
- Klein, W. H., and F. Lewis, 1970: Computer forecasts of maximum and minimum temperature. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 350-359.
- Neter, J., W. Wasserman, and M. H. Kutner, 1983: Applied linear regression models. Richard D., Irwin INC., Homewood, Illinois, 547pp.
- 陳重功、羅存文、王惠民與賀介圭，2000：中央氣象局統計預報系統的發展。《氣象學報》，41，p18-33。
- 盧孟明與陳雲蘭，2000：1997/2000 台灣氣候異常特徵與大尺度環流關係之回顧。《天氣分析與預報研討會論文彙編 (89)大氣》，中央氣象局，台灣，台北，462-465 頁。
- 羅存文與陳重功，2001：87 年度最高/低溫度統計預報成果分析。《氣象學報》，43，p12-28。

Statistical Forecast Guidance Analyses of Daily Maximum/Minimum Temperature During December 2000 – November 2001

Twen – Wen Lo and Jonq – Gong Chern
Research and Development Center
Central Weather Bureau

ABSTRACT

Both LAFS(Limited Area Forecast System) PP(Perfect prog.) and LAFS MOS(Model Output Statistics) schemes were employed to daily forecast guidance of daily maximum/minimum temperatures in CWB(Central Weather Bureau) on December 1, 2000. According to the analyses of forecast results, MOS scheme has superior forecasting accuracy than both PP and PP(EC) schemes. Except the summer season, which was fully occupied by cold bias for all cases, warm bias was detected for the rest seasons' MOS forecast analyses; however, in the cases of maximum temperature of PP scheme were dominated by cold bias in most seasons, but warm bias appeared as the major pattern in the cases of minimum temperature.

The Central Mountains plays the major factor in effecting the differences of geographic distribution. Cases of maximum temperature for the summer year (mei-yu and summer seasons) in both PP and MOS schemes were distributed from larger forecast error in the central mountain area toward lower error areas for both eastern and western coastal regions of Taiwan. During the winter year, the features of geographic distribution were decreasing from the larger forecast error area in north-to-central west part of Taiwan to the eastern and the southern parts. In most of the cases, the MOS forecast I.R. (Improvement Rates) are positive; however, a large portion of negative I.R. in cases of the minimum temperature in fall and winter seasons located in the central portion of Taiwan. The result shows that the MOS scheme failed to reduce the systematic error which caused by NWP forecast.

Both PP and MOS daily forecast errors for three different forecast periods were examined in 5 CWB stations, which are surrounding the Taiwan region. In the analyses of winter minimum and summer maximum temperatures cases, the deficiency of poor simulation of severe weather systems of LAFS NWP model was approved, such as the frontal system and Siberia High out break invasion in winter and the track and intensity of typhoons, which were near or invaded Taiwan. A better MOS

forecast improvement will be expected until the proper simulations of severe weather systems near or invading the Taiwan area have been modified.

Key words: statistical forecast, MOS

台灣地區三小時降水之特徵研究

王惠民

中央氣象局氣象科技研究中心

摘要

本文利用本局 1997 - 2002 年期間，全省 296 個雨量自動觀測站之時雨量資料，經資料檢查後，剔除多筆資料異常之時雨量資料，再分別計算所有測站三小時累積雨量之月平均(monthly mean)及標準差(standard deviation)在時間與空間之分布作分析。

在時間分布分析方面：從降水之月平均及標準差的分布特徵上可分為暖季(五至十月)與冷季(十一至四月)。暖季降水之季平均和標準差均大於冷季約兩倍左右。這表示暖季降水之平均強度和其變化均較冷季劇烈。暖季與冷季夜間(20 - 07 LST)降水平均強度在 05 - 07 LST 最強。暖季日間(08 - 19 LST)降水平均強度在 14 - 16 LST 最強，冷季則在 08 - 10 LST。

在空間分布分析方面：暖季日間在全省山區及附近陸地之降水強度及變化都較劇烈，尤其是 14 - 16 LST。這顯示日間日照加熱效應及地形影響在暖季日間劇烈降水中扮演著重要的角色。

關鍵詞：月平均、季平均、標準差。

一、前言

台灣地區由於地處副熱帶及其特殊之地理特徵的關係，每年受颱風、梅雨、寒潮、乾旱等災變天氣影響所造成的財物損失甚巨。台灣氣象學界與作業單位曾為了解決這些災變天氣之預報問題，投入大量的人力與時間實施大型的防災研究計畫。針對這些災變天氣對於台灣社會經濟的衝擊，台大教授陳泰然博士指出，定量降水預報技術的建立與能力的提升，實為氣象學術界與作業單位需最優先面對的當務之急(陳，2001)。氣象局自 2000 年四月開始測試定量降水預報的技術，目前在三小時之定量降水預報技術方面已進行研究開發中。

美國國家氣象局(National Weather Service, 簡稱 NWS)在發展降水機率預報及定量降水預報技術方面已有三十幾年的歷史。根

據其對定量降水統計預報指引(statistical forecast guidance)模式預報校驗之結果顯示，在預報得分(Threat score)方面比數值天氣預報模式之表現好(Bermowitz, 1979)。在日本方面，所作同樣的校驗也得到相同的結果(Koizumi, 1999)。故兩者在定量降水統計預報指引模式發展之成果與方法，將可作為本局在發展定量降水統計預報指引模式之重要參考。

在美國與日本其發展定量降水統計預報指引模式所用之基本方法是統計學上之線性複迴歸(multiple linear regression)、不連續機率分配(discrete probability distribution)及其期望值(expected value)(Charba, 1998)。其中，線性複迴歸是利用迴歸線誤差之平方和為最小(least square error)之情況下，求預報元(predictand)之均數(mean)和預報因子(predictor)在線性變化關係中，預報元之變異被預報因子描述之最大

情形下所形成之線性複迴歸方程，以此方程式對預報元之平均反應作預測(Myers, 1982)。其主要是透過預報因子對所對應預報元之變異情形適當掌握的情況下，對預報元變化之平均狀況作預測。所以，統計學上之線性複迴歸主要是在探討預報元之均數與變異數(variance)在樣本空間之時間序列(time series)上與預報因子之相對變化的線性關係。因此，降水(預報元)之均數與變異數在樣本空間之時間序列的分布特徵分析在發展定量降水統計預報指引模式上便顯得格外重要。

有鑑於此，本文利用本局全省無線雨量自動觀測站時雨量資料，計算所有測站三小時累積雨量之月均數與標準差(standard deviation; 變異數之正平方根)，分析這兩個參數在一年十二個月份之時間與空間分布之變化特徵。一方面瞭解三小時累積降水之月平均強度與標準差在一年中之時空分布特徵; 另一方面作為本局發展三小時定量降水統計預報指引模式的參考。

二、資料及方法

本文收集本局 1997 - 2002 年期間，全省 296 個雨量無線自動觀測站之時雨量資料，經資料檢查後，剔除多筆資料異常之時雨量資料，再分別計算所有測站之三小時累積雨量，對其在時間及空間分布作分析。三小時累積降水之時間間隔為 08 - 10、11 - 13、14 - 16、17 - 19、20 - 22、23 - 01、02 - 04、05 - 07 LST。

在時間分布分析方面: 1、計算 1997 - 2002 年期間，每月所有自動雨量觀測站之三小時累積降水(累積雨量 ≥ 0.5 公厘)之總雨量，除以所有自動雨量觀測站之三小時累積降水出現之次數，作為所有自動雨量觀測站三小時累積降水之月平均降水強度。2、計算每月所有自動雨量觀測站三小時累積降水的標準差，作為每月所有自動雨量觀測站三小時累積降水強度的平均變化。標準差的求法是將每月所有自動雨量觀

測站三小時累積降水減去降水月平均強度(月平均數)後之平方和，除以樣本自由度(degree of freedom)後之正平方根。綜合分析這兩個參數在一年十二個月之變化特徵後，再將上述參數相近之月份歸為一季，再重新計算上述參數之季平均值以討論它們在各季平均變化之特徵。其中，平均與標準差之數學式如下：

$$\text{平均} \left(\begin{matrix} - \\ y \end{matrix} \right) (\text{mean}) = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n}$$

$$\text{標準差 (standard deviation)} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{(n-1)}}$$

式中 y_i 為樣本值 (sample value)， n 為樣本數。

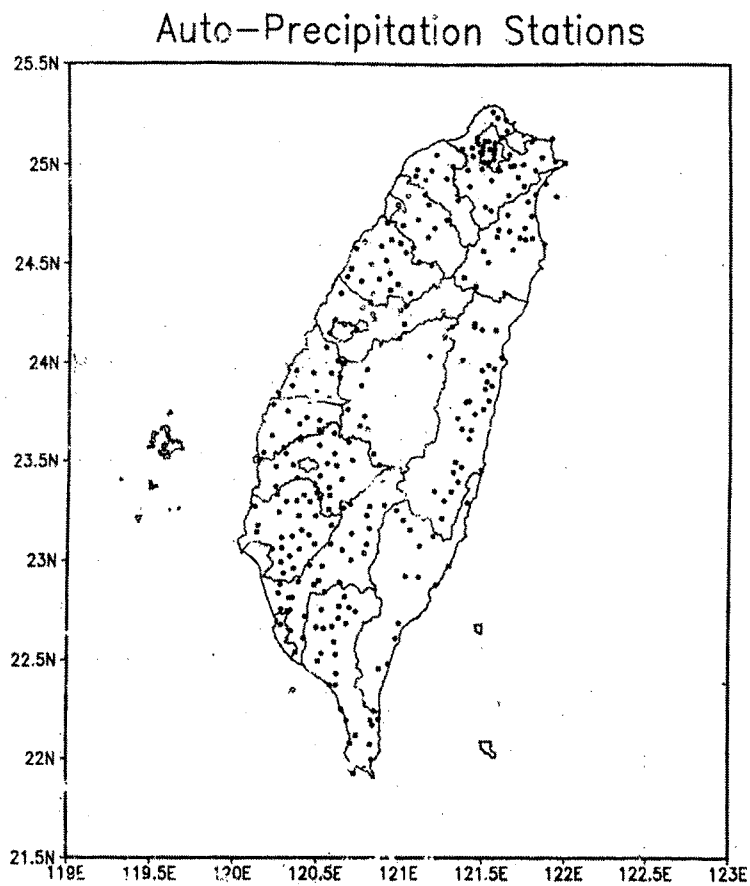
在空間分布分析方面: 利用時間分布分析所得之分季結果，計算各雨量站三小時累積降水在各季之平均強度與標準差，以分析三小時累積降水在時間分布所對應之空間分布特徵。圖一是本文所用本局 1997 - 2002 年期間，296 個雨量自動觀測站之空間分布圖。圖二是全省地形之分布圖。

三、結果分析及討論

(一) 三小時累積降水之時間分布特徵

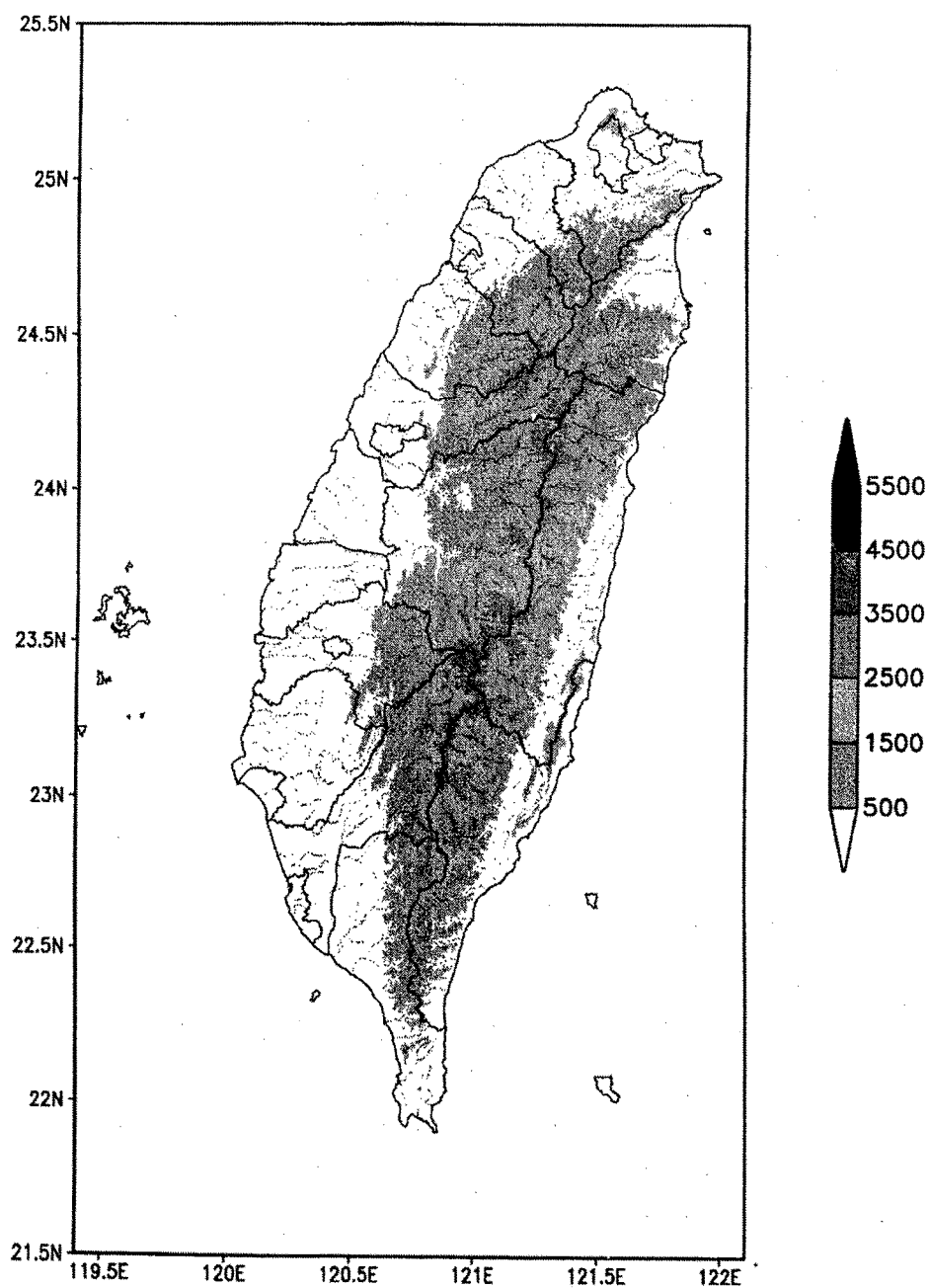
1. 月平均降水強度之分布特徵

圖三是全省日間 (08 - 10、11 - 13、14 - 16、17 - 19 LST) 三小時累積降水月平均強度。從圖三發現，五至十月全省各雨量自動觀測站降水之月平均強度均比十一至四月強，而且均在 5 公厘以上，十一至四月則均在 5 公厘以下。同時，五至九月月平均降水強度均在 14 - 16 LST 達到最強，除九月份外，趨勢上均有從 08 - 10 LST 向 14 - 16 LST 遞增之現象。在十一至四月，月平均降水強度有從十一月遞減至一月，再從二月遞增至四月的現象。



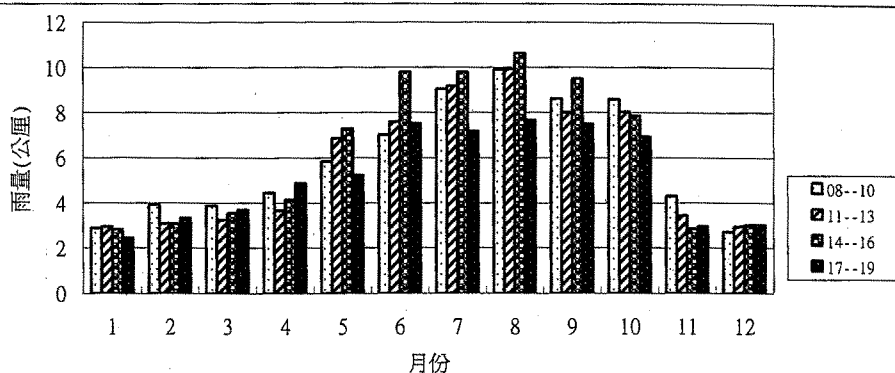
圖一 本局 1997 - 2002 年,296 個雨量自動觀測站之空間分布圖。黑點為測站所在位置。

Fig 1. The distribution of 296 autoraingages stations of the Central Weather Bureau on space in the period of 1997 - 2002.Spots are the location of stations



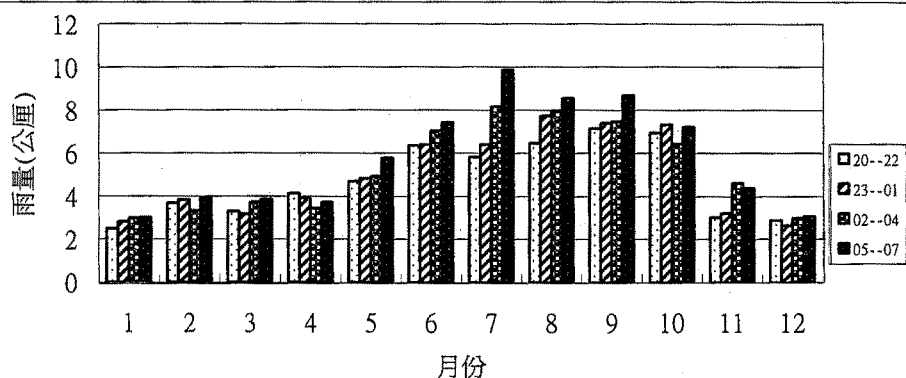
圖二 全省地形分布圖,右側標是高度,單位為公尺。

Fig 2. The distribution of topography over Taiwan, the label on right side is the scale of altitude and the unit is meter.



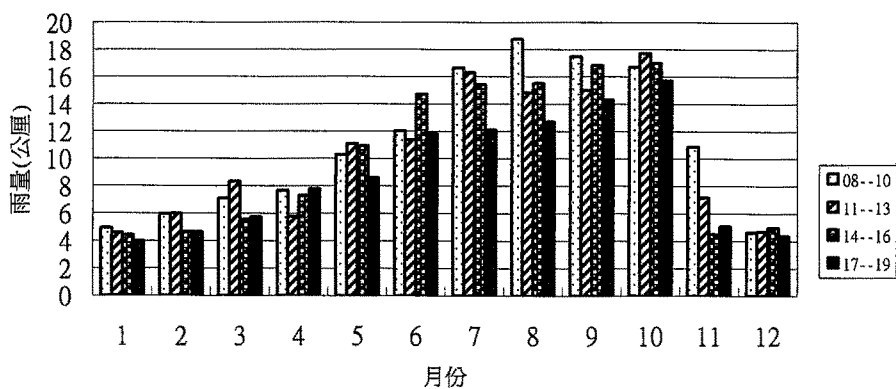
圖三 日間三小時降水月平均強度

Fig 3. The monthly mean intensity of rainfall for 3-h period in the daytime.



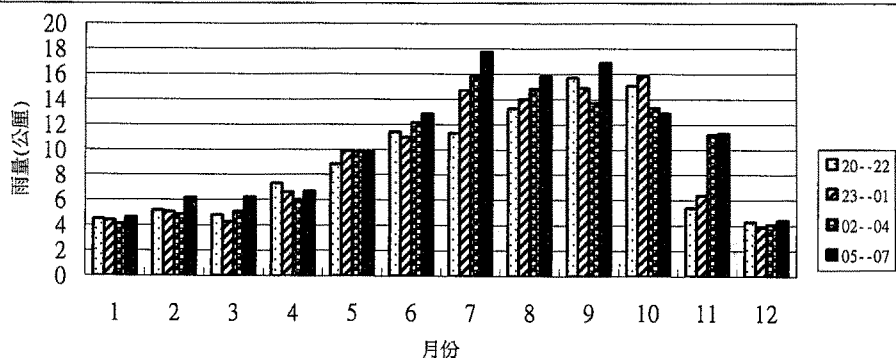
圖四 夜間三小時降水月平均強度

Fig 4. The monthly mean intensity of rainfall for 3-h period in the nighttime.



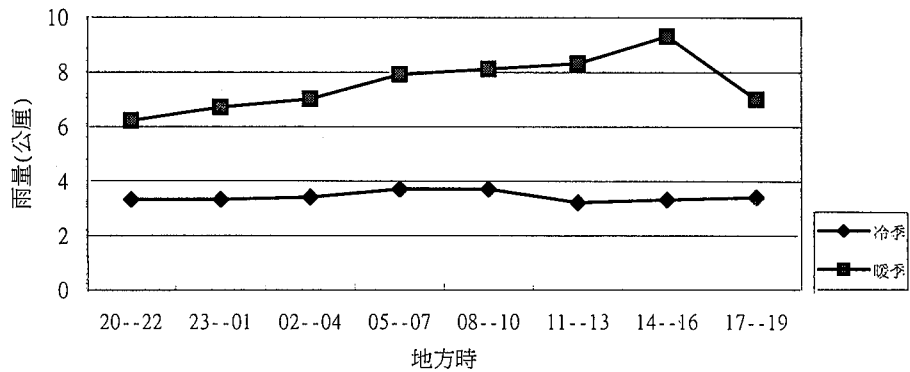
圖五 日間三小時降水之月標準差

Fig 5. The monthly standard deviation of rainfall for 3-h period in the daytime

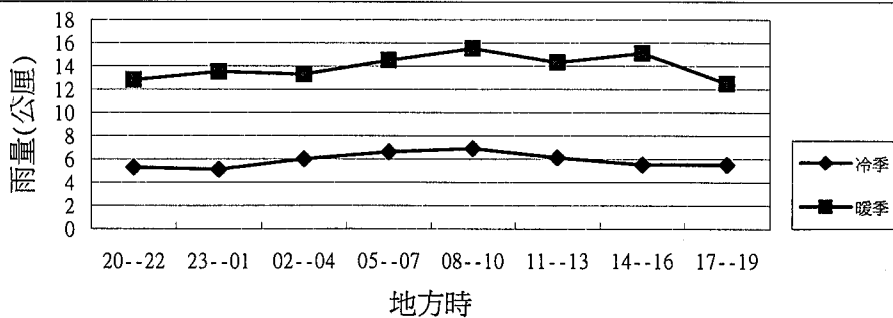


圖六 夜間三小時降水之月標準差

Fig 6. The monthly standard deviation of rainfall for 3-h period in the nighttime



圖七 冷季與暖季三小時降水平均強度之比較
Fig 7. The comparison of the seasonal mean intensity of rainfall for 3-h period between cool and warm seasons



圖八 冷季與暖季三小時降水強度標準差之比較
Fig 8. The comparison of seasonal standard deviation of rainfall for 3-h period between cool and warm seasons

圖四是全省夜間 (20 - 22、23 - 01、02 - 04、05 - 07 LST)三小時累積降水月平均強度。圖四同樣顯示出五至十月全省各雨量自動觀測站降水之月平均強度亦均比十一至四月強。五至九月期間降水之月平均強度有從 20 - 22 逐步向 05 - 07 LST 增強之趨勢，至 05 - 07 LST 達到最強。同樣地，在十一至四月間，降水月平均強度有從十一月遞減至一月，再從二月遞增至四月的現象。

從圖三與圖四中三小時累積降水月平均強度一至十二月日夜之分布特徵發現，有暖季(五至十月)與冷季(十一至四月)之差異，而暖日間降水強度最大的時間在 14 - 16 LST，夜間則在 05 - 07 LST 達到最強。

2. 降水強度標準差之分布特徵

圖五是全省日間三小時累積降水之月標準差。從圖五中發現，五至十月全省各雨量自動觀測站三小時累積降水之標準差均大於十一至四月，這表示台灣各地區三小時累積降水個案間平均差異暖季比冷季大。五至十月三小時累積降水之標準差除了 11 - 13 LST 外，有從五月向八月遞增之趨勢。

圖六是全省夜間三小時累積降水強度之月標準差。由圖六中發現，暖季全省各雨量自動觀測站三小時累積降水強度之標準差均大於冷季，這與日間情形相同。在暖季，三小時累積降水之標準差除了 20 - 22 LST 外，有從五月向七月遞增之趨勢。

從日間與夜間三小時累積降水之月平均強度與標準差之分析顯示：

- (1)月平均降水強度與標準差均顯示出有暖季(五至十月)與冷季(十一至四月)之差異。
- (2)月平均降水強度與標準差，暖季明顯較冷季強。
- (3)暖季月平均降水強度，日間於 14 - 16 LST 達到最強；夜間則在 05 - 07 LST 發生。

- (4)每月降水強度個案間之平均差異，暖季大於冷季。

從以上分析發現，在三小時累積降水之月平均強度與標準差方面，暖季與冷季有著明顯不同之特徵存在。本文進一步針對暖季與冷季之三小時累積降水求其季平均強度與標準差，分析此兩個參數在三小時時間間隔之分布特徵。

3. 冷季與暖季降水平均強度之分布特徵

圖七是冷季與暖季三小時累積降水平均強度之比較。從圖中可發現暖季降水平均強度大約是冷季的二倍。暖季降水平均強度在夜間有從 20 - 22LST 向 05 - 07 LST 遞增至最強之趨勢，而日間有從 08 - 10 LST 向 14 - 16 LST 遞增至最強之趨勢，日間降水平均強度大致上比夜間強。但是，暖季降水平均強度之日夜變化特徵並未在冷季發現，甚至冷季夜間平均降水強度有稍強於日間之現象，這與暖季平均降水強度日夜變化之特徵正好相反。

4. 冷季與暖季降水強度標準差之分布特徵

圖八是冷季與暖季三小時累積降水強度標準差之比較。從圖中發現暖季平均降水強度之標準差大約是冷季的二倍。

在暖季日間降水強度之標準差除了 14 - 16 LST 外，其值有從 08 - 10 LST 向 17 - 19 LST 遞減之現象，這顯示三小時累積降水個案平均差異有從 08 - 10 LST 向 17 - 19 LST 遞減之趨勢。暖季夜間降水強度之標準差除了 02 - 04 LST 外，其值有從 20 - 22 LST 向 05 - 07 LST 緩增之情形，表示三小時累積降水個案平均差異有從 20 - 22 LST 向 05 - 07 LST 緩增之趨勢，這種趨勢與日間情形正好相反，這種現象是否與日照加熱效應之日夜差異有關？仍需進一步之查證才能確認。

在冷季日間降水強度之標準差有從 08 - 10 LST 向 17 - 19 LST 遞減之趨勢，夜間除了 23 - 01 LST 外，有從 20 - 22 LST 向 05 - 07 LST 遞增之情形。從圖七冷季與暖季三小時累

積降水強度標準差比較發現，冷、暖季三小時累積降水個案平均差異的趨勢，有相同的日夜變化趨勢。

綜合圖三至圖八之分析結果，可發現三小時累積降水之時間分布具有下列幾點特徵：

1. 從降水之月平均強度及標準差的差異上可分為暖季(五至十月)與冷季(十一至四月)。
2. 暖季降水季平均和標準差(個案間降水強度之平均差異)，均大於冷季約兩倍左右。
3. 暖季與冷季夜間降水平均強度在 05 - 07LST 最強。暖季日間降水平均強度在 14 - 16 LST 最強，冷季則在 08 - 10 LST。
4. 暖季日間降水平均強度及標準差有較夜間強的趨勢；冷季日夜間降水平均強度及標準差變化幅度都不大。
5. 暖季與冷季降水強度之標準差的趨勢，在夜間從 20 - 22 LST 向 05 - 07 LST 緩增，日間從 08 - 10 LST 向 17 - 19 LST 遞減。

(二)三小時累積降水之空間分布特徵

1. 冷季與暖季降水平均強度之分布特徵

圖九為台灣地區單一自動雨量觀測站暖季日間降水平均強度值大於全省所有自動雨量觀測站降水平均強度值之分布狀況，本文將此現象視為較強降水平均強度在空間之分布。(a) (d) 分別為 08 - 10、11 - 13、14 - 16、17 - 19 LST，從圖九 (a) (d) 之分析發現，在陸地部份除了中部、西南部及南端有較強的降水外，大部份較強的降水都發生在山區或是靠近山區的地區。尤其是在 14 - 16 LST，降水較強的地區幾乎都集中在北部、東北部及中南部山區。北部及東北部之陸地則是多在 17 - 19 LST 易產生較強的降水。

圖九 (e) (h) 分別為 20 - 22、23 - 01、02 - 04、05 - 07 LST 的分布狀況。由圖九 (e) (h) 的觀察發現，北部、東北部、東部及東南部地

區之陸地及少部份山區在 20 - 22、23 - 01 LST 有較強的降水發生，此與日間之分布差異較大。此時，中部及南部山區在 20 - 22、23 - 01 LST 未見有較強的降水。但是，值得注意的是西南部山區及附近陸地在 02 - 04、05 - 07 LST 易有較強的降水發生。

圖十 (a) (d) 同圖九 (a) (d)，但為冷季之情形。從圖十 (a) (d) 之分析發現，北部、東北部迎風面陸地常有較強的降水產生。此外，除了 11 - 13 LST 外，西半部嘉義以北之平地及山區亦有較強之降水發生。所以，冷季日間較強降水之分布大都在北部、東北部迎風面陸地及西半部嘉義以北之平地 and 山區附近。

圖十 (e) (h) 同圖九 (e) (h)，但為冷季之情形。從圖十 (e) (h) 與圖十 (a) (d) 比較發現，冷季較強之降水之地區分布，日、夜間並無明顯之差異存在，這顯示冷季較強之降水受日間日照產生之加熱效應及地形影響較不明顯。

經分析過圖九與圖十發現，暖季日間降水平均強度較強的地區多發生在山區附近，而夜間降水平均強度較強的地區除了部份是在北部(20 - 22、23 - 01 LST)及西南部(02 - 04、05 - 07 LST)山區外，反而是在北部、東北部、東部及東南部之陸地常有較強的降水現象。這種較強降水分布之日、夜差異的現象在冷季並不明顯。這反應出暖季降水平均強度受日間日照產生之加熱效應與地形影響較冷季明顯。

2. 冷季與暖季降水強度標準差之分布特徵

由於，此處降水強度標準差代表單一自動雨量觀測站所有個案間降水強度之平均差異。所以，降水強度標準差之分布即是降水強度平均變化之空間分布。

圖十一為台灣地區單一自動雨量觀測站暖季日間降水強度標準差值大於利用全省所有自動雨量觀測站降水強度所算出之標準差值之分布，其代表各自動雨量觀測站暖季日間降水強度平均變化大於全省所有自動雨量觀測站降水強度平均變化的平均狀況之分布情形，亦表示

暖季日間降水強度平均變化較劇烈之空間分布狀況。(a) (d)分別為 08 - 10、11 - 13、14 - 16、17 - 19 LST，從圖十一(a) (d)之分析發現，在 08 - 10 LST 降水強度平均變化較劇烈的地區大都分布在北部、中南部及東部山區，到了 11 - 13 LST 中部陸地也出現降水強度平均變化較劇烈的現象，在 14 - 16 LST，陸地部份除了中部局部地區及南端外，降水強度平均變化較劇烈的地區多集中在北部、東北部及中南部山區，而 17 - 19 LST 除了全省山區外，各地區部份陸地也出現降水強度平均變化較劇烈的情形。綜合圖十一(a) (d)之分析發現在 08 - 16 LST，降水強度平均變化較劇烈的情形多發生在全省山區附近，到了 17 - 19 LST 才逐漸擴展到全省部份陸地。

圖十一(e) (h)分別為 20 - 22、23 - 01、02 - 04、05 - 07 LST 之分布狀況。從圖十一(e) (h)之分析發現，山區部份除了北部及東北部在 20 - 22、23 - 01 LST 有降水強度平均變化較劇烈的情形外，降水強度平均變化較劇烈的現象大都出現在北部、東北部及東部陸地。另外，東部山區及陸地也有持續出現降水強度平均變化較劇烈的現象。值得注意的是 02 - 04、05 - 07 LST 西南部山區及靠近山區附近陸地有較大範圍降水強度平均變化較劇烈的情形發生，其餘均只發生在小範圍零星地區。

圖十二(a) (d)同圖十一(a) (d)，但為冷季之情形。從圖十二(a) (d)分析發現，除了北部、東北部陸地及部份山區和新竹及附近山區在冷季日間較易持續出現降水強度平均變化較劇烈的現象外，其餘地區降水強度平均變化較劇烈的情形均屬零星或不持續。尤其是在 11 - 13 LST，除了東北部和西南部陸地及部份山區外，其餘地區幾乎沒有出現降水強度平均變化較劇烈的情形。這顯示大部份地區冷季日間降水強度平均差異不大。

圖十二(e) (h)同圖十一(e) (h)，但為冷季之情形。從圖十二(e) (h)分析發現，除了 02 - 04

LST 外，北部東北部陸地及部份山區和台中以北到新竹間之陸地及山區較易有持續出現降水強度平均變化較劇烈的情形。日月潭以南至台南間之山區則在 20 - 04 LST 常有持續出現降水強度平均變化較劇烈的現象其餘地區，就較為零星且間斷。

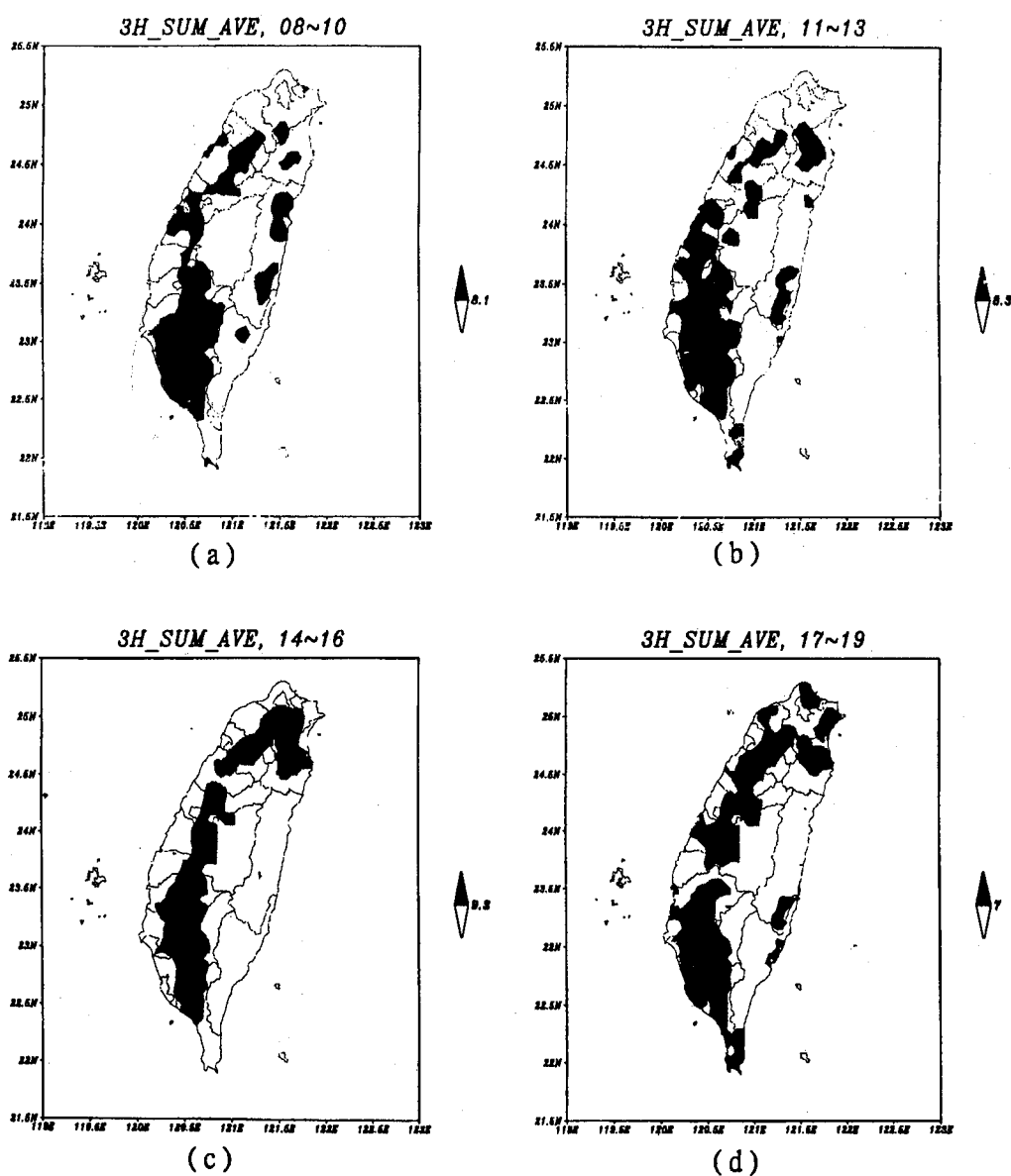
若將暖季日間降水平均強度(圖九(a) (d))與其強度平均變化(圖十一(a) (d))較強之分布特徵再作比較分析，可發現在全省山區附近之降水平均強度與降水強度平均變化較強的分布形態均非常相似，尤其是在 14 - 16 LST。這種特徵說明了暖季日間在全省山區及附近之降水強度及變化都較劇烈，可見日間日照加熱效應及地形影響在暖季劇烈降水中扮演著重要的角色。

在暖季夜間降水平均強度(圖九(e) (h))與其強度平均變化(圖十一(e) (h))較強之分布特徵方面，西南部山區及附近陸地在 02 - 04、05 - 07 LST 之分布均十分相似，顯示暖季夜間在這段時間西南部山區及附近陸地易發生劇烈降水。這是否因為夜間山風在 02 - 04、05 - 07 LST 較強所產生之局部環流與暖季盛行之西南季風交互作用所產生之結果，則需進一步之風場資料配合分析才能確認。

同樣地，將冷季日間降水平均強度(圖十(a) (d))與其強度平均變化(圖十二(a) (d))較強之分布特徵綜合分析可發現，兩者分布之區域相似。但對相同的區域，後者分布之範圍較小。這表示冷季日間降水之強度平均變化較強的區域較小。相同的特徵也在夜間發現(圖十(e) (h))與圖十二(e) (h)之比較)。這表示冷季降水強度之平均變化較不劇烈。

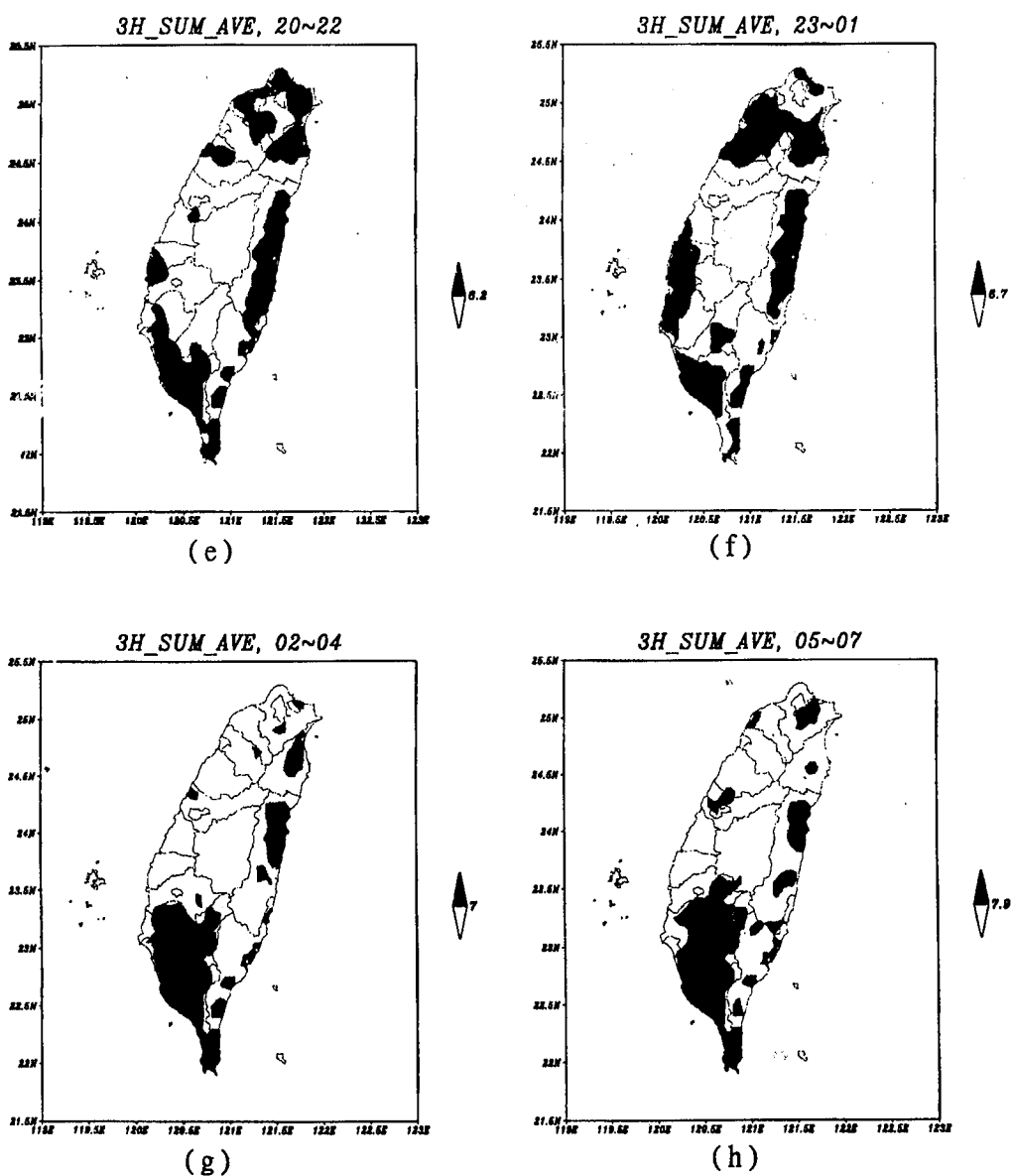
綜合圖九至圖十二之分析結果，可發現三小時累積降水在空間分布具有下列幾點特徵：

1. 暖季日間在全省山區附近之降水強度及變化都較劇烈。
2. 暖季夜間西南部山區及附近陸地在 02 - 04、05 - 07 LST，易發生劇烈降水。



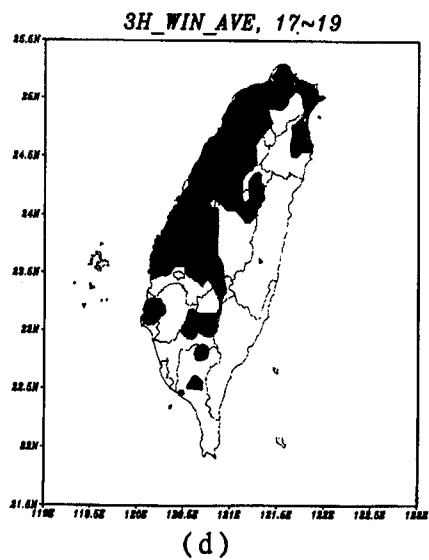
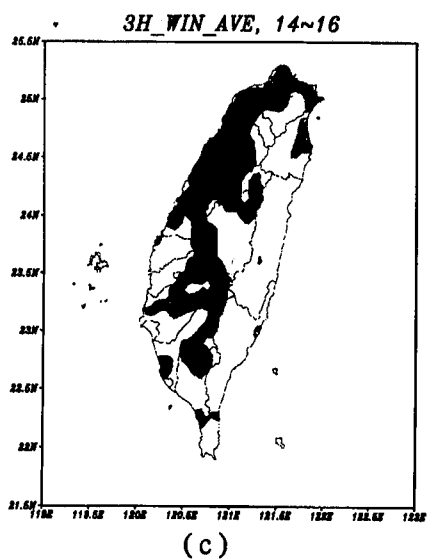
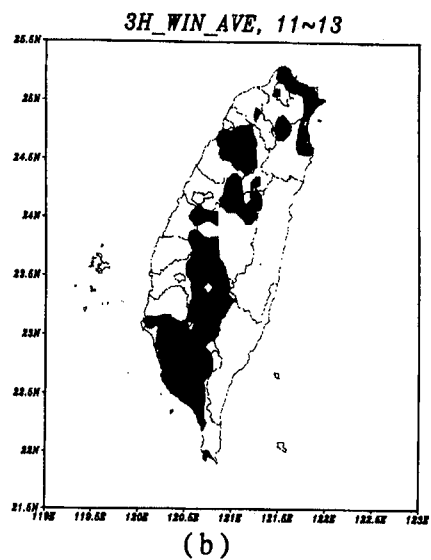
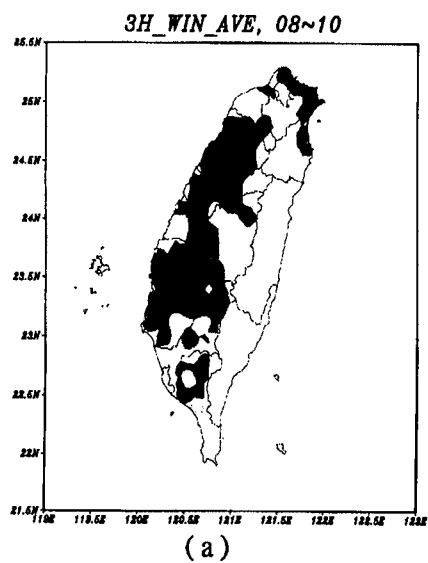
圖九 (a)~(d)為 08 - 10 、 11 - 13 、 14 - 16 、 17 - 19 LST,台灣地區單一自動雨量觀測站暖季日間降水平均強度值大於全省所有自動雨量觀測站降水平均強度值(圖右側標數值,單位為公厘)之分布狀況。(a) 08 - 10 LST、(b) 11 - 13 LST、(c) 14 - 16 LST、(d) 17 - 19 LST。

Fig 9. (a)~(d) The distribution of the seasonal mean intensity of rainfall for single autoraingage station that its value great than the seasonal mean intensity(value on the right side of the figure, the unit is mm) based on the data of all the autoraingage stations over the province at 08 - 10 、 11 - 13 、 14 - 16 、 17 - 19 LST respectively in the warm season daytime.(a) 08 - 10 LST、(b) 11 - 13 LST、(c) 14 - 16 LST、(d) 17 - 19 LST。



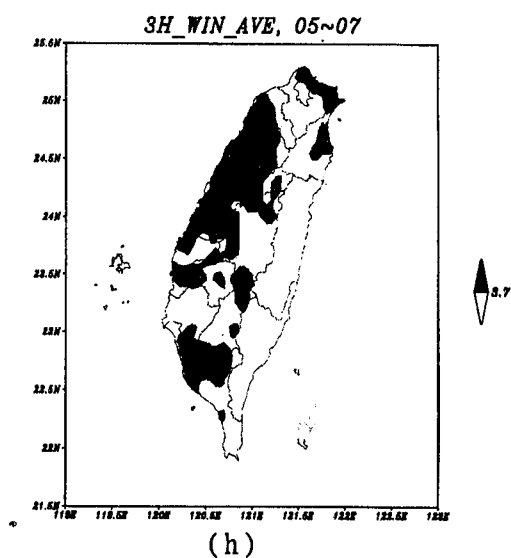
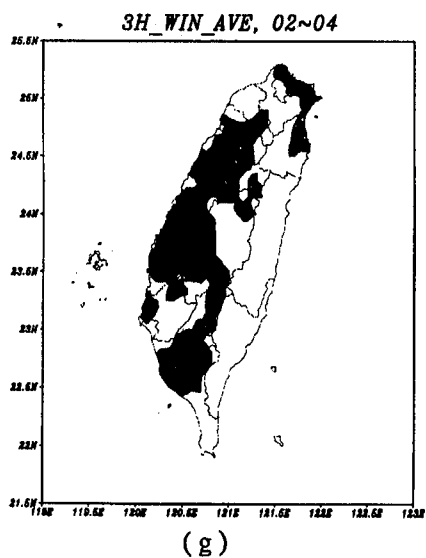
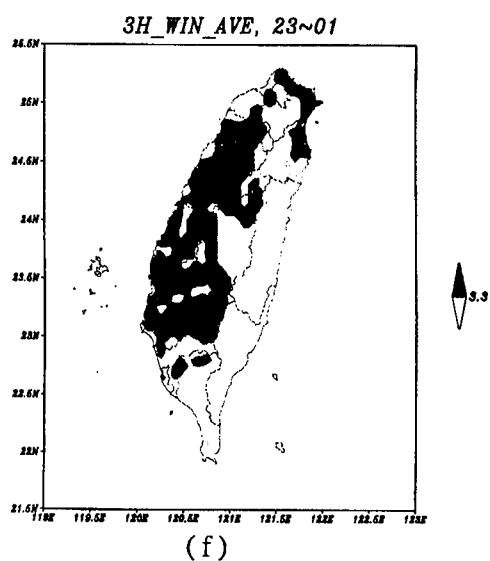
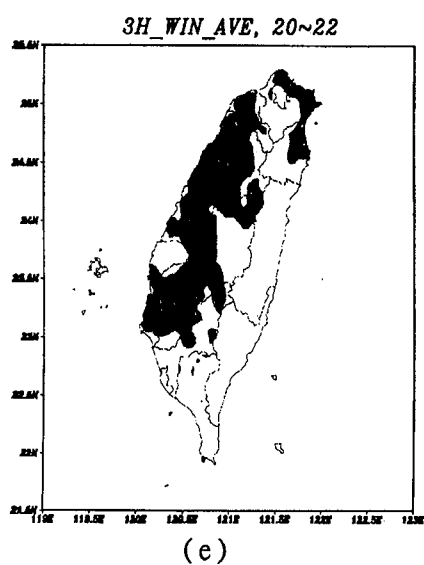
圖九 (e)~(h)為 20 - 22、23 - 01、02 - 04、05 - 07 LST,台灣地區單一自動雨量觀測站暖季夜間降水平均強度值大於全省所有自動雨量觀測站降水平均強度值(圖右側標數值,單位為公厘)之分布狀況。(e)20 - 22 LST、(f) 23 - 01 LST、(g) 02 - 04 LST、(h) 05 - 07 LST。

Fig 9. (e)~(h) The distribution of the seasonal mean intensity of rainfall for single autoraingage station that its value great than the seasonal mean intensity(value on the right side of the figure, the unit is mm) based on the data of all the autoraingage stations over the province at 20 - 22、23 - 01、02 - 04、05 - 07LST respectively in the warm season nighttime.(e)20 - 22 LST、(f) 23 - 01 LST、(g) 02 - 04 LST、(h) 05 - 07 LST。



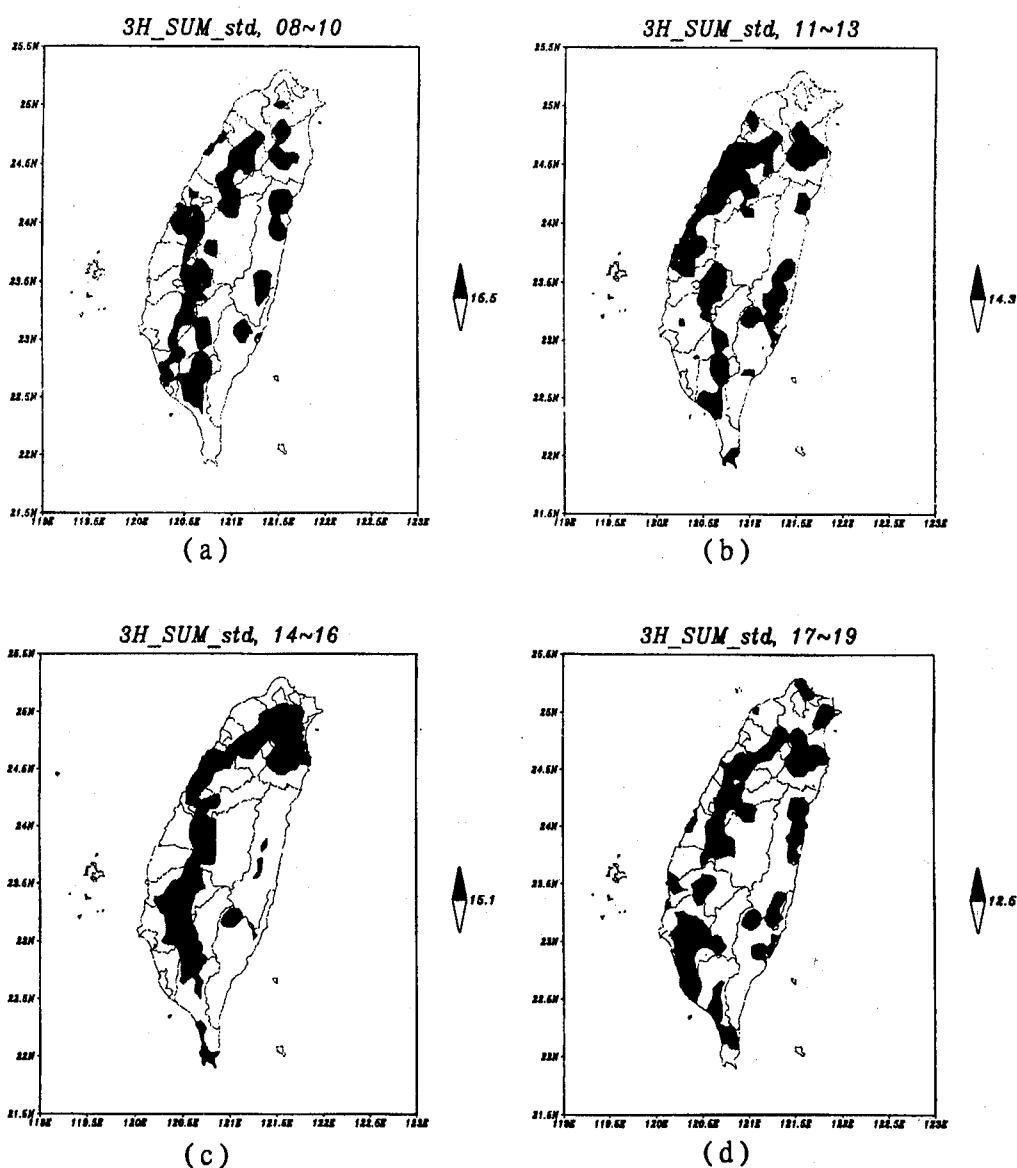
圖十 (a)~(d)同圖九 (a)~(d),但為冷季之情形。

Fig 10. (a)~(d) same as fig 9. (a)~(d),except for cool season.



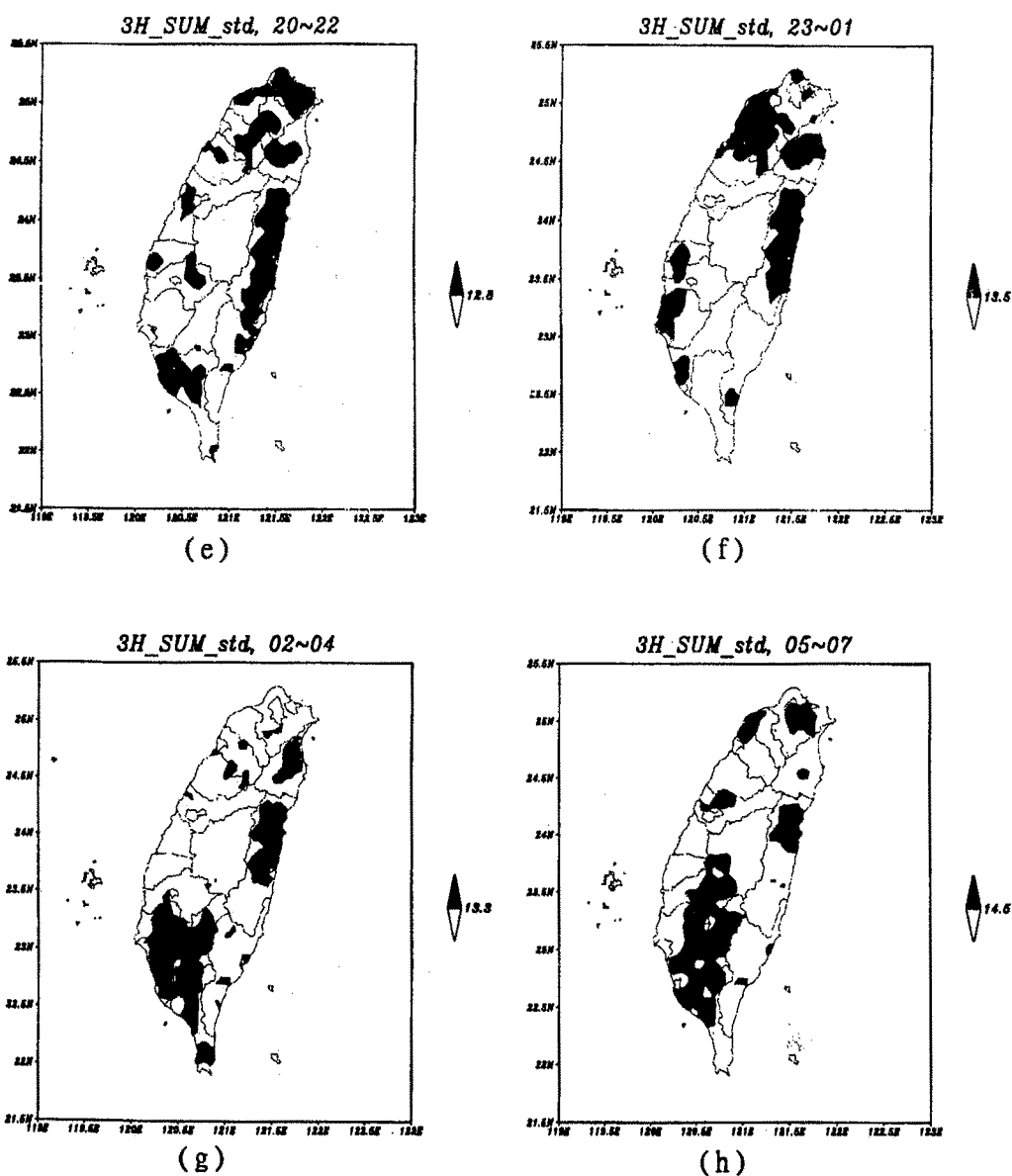
圖十 (e)~(h)同圖九 (e)~(h),但為冷季之情形。

Fig 10. (e)~(h) same as fig 9. (e)~(h),except for cool season.



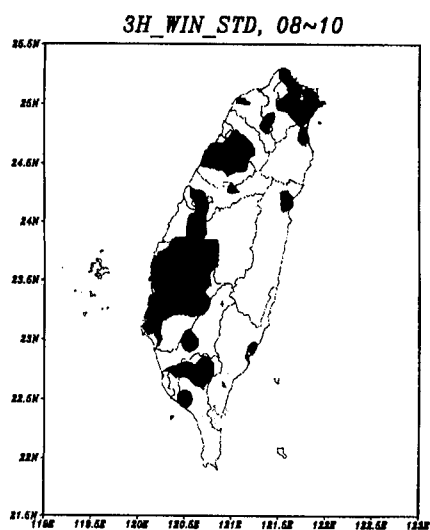
圖十一 (a)~(d) 為 08 - 10 、 11 - 13 、 14 - 16 、 17 - 19 LST,台灣地區單一自動雨量觀測站暖季日間降水強度標準差值大於利用全省所有自動雨量觀測站降水強度所算出之標準差值(圖右側標數值,單位為公厘)之分布狀況。(a) 08 - 10 LST、(b) 11 - 13 LST、(c) 14 - 16 LST、(d) 17 - 19 LST。

Fig 11. (a)~(d) The distribution of the seasonal standard deviation of rainfall for single autoraingage station that its value great than which(value on the right side of the figure, the unit is mm) based on the data of all the autoraingage stations over the province at 08 - 10 、 11 - 13 、 14 - 16 、 17 - 19 LST in the warm season daytime.(a) 08 - 10 LST、(b) 11 - 13 LST、(c) 14 - 16 LST、(d) 17 - 19 LST。

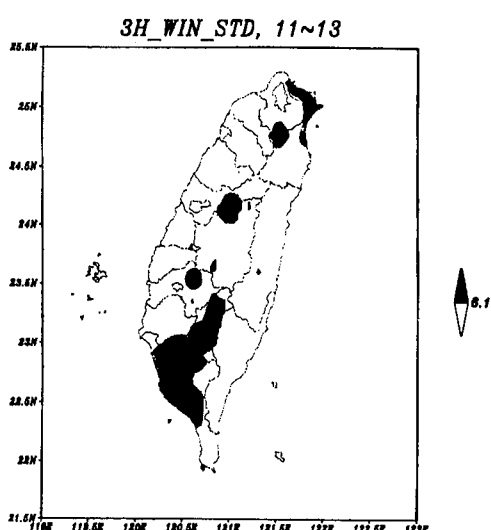


圖十一 (e)~(h)分別為 20 - 22、23 - 01、02 - 04、05 - 07 LST,台灣地區單一自動雨量觀測站暖季夜間降水強度標準差值大於利用全省所有自動雨量觀測站降水強度所算出之標準差值(圖右側標數值,單位為公厘)之分布狀況。(e)20 - 22 LST、(f)23 - 01 LST、(g)02 - 04 LST、(h)05 - 07 LST。

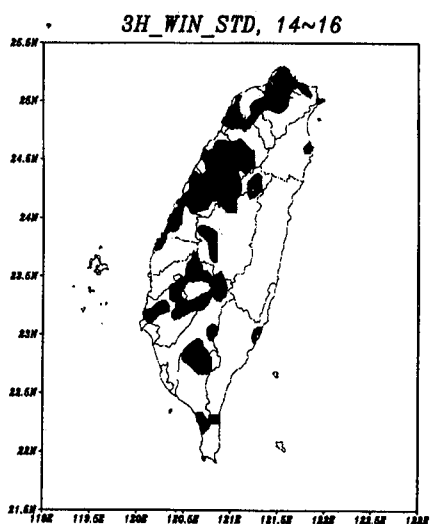
Fig 11. (e)~(h) The distribution of the seasonal standard deviation of rainfall for single autoraingage station that its value great than which(value on the right side of the figure, the unit is mm) based on the data of all the autoraingage stations over the province at 20 - 22、23 - 01、02 - 04、05 - 07LST respectively in the warm season nighttime.(e)20 - 22 LST、(f)23 - 01 LST、(g)02 - 04 LST、(h)05 - 07 LST。



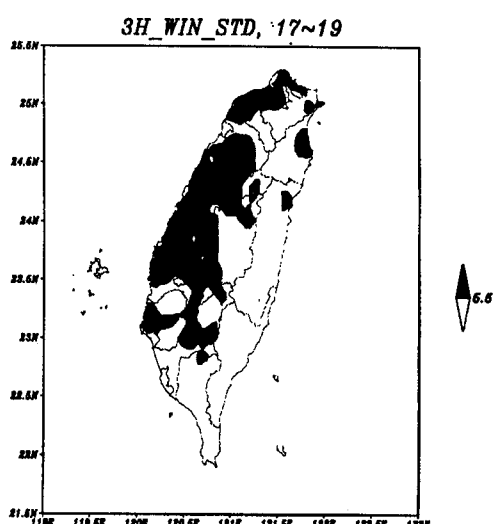
(a)



(b)



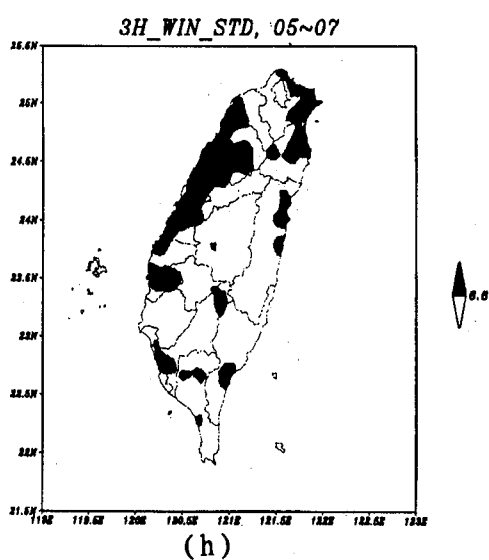
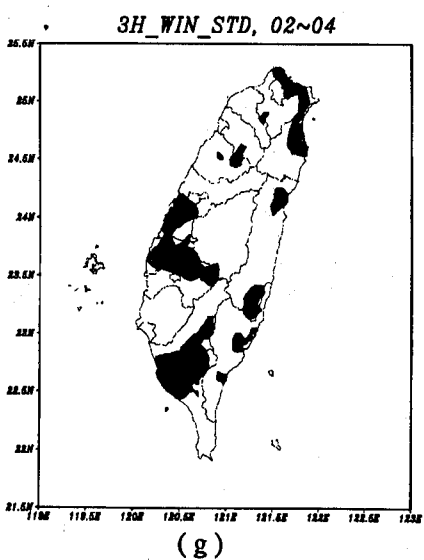
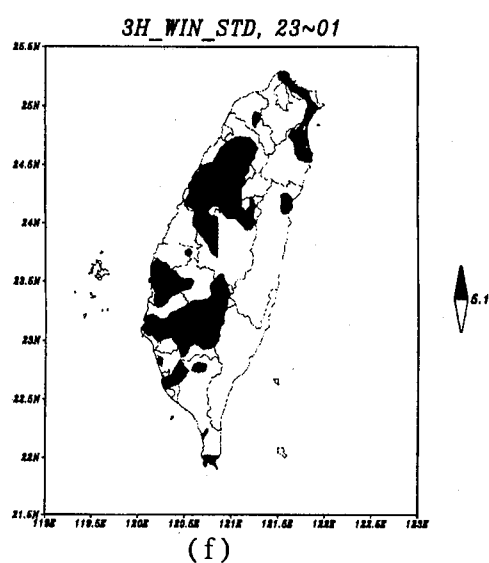
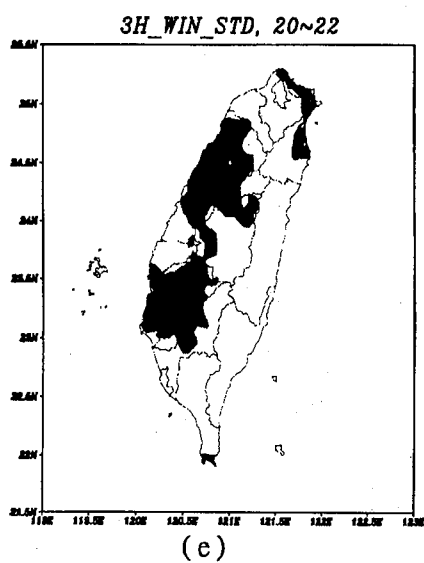
(c)



(d)

圖十二 (a)~(d)同圖十一 (a)~(d),但為冷季之情形。

Fig 11. (a)~(d) same as fig 11 (a)~(d),except for cool season.



圖十二 (e)~(h)同圖十一 (e)~(h),但為冷季之情形。

Fig 11. (e)~(h) same as fig 11 (e)~(h),except for cool season.

- 3.冷季降水強度之平均變化較小。
- 4.日間日照加熱效應及地形影響在暖季日間劇烈降水中扮演著重要的角色。

四、結論與建議

三小時累積降水在時間及空間分布特徵經比較分析後得到下列結論:

- (一)從降水之月平均強度及標準差的差異上可分為暖季(五至十月)與冷季(十一至四月)。
- (二)暖季降水平均強度和標準差,均大於冷季約兩倍左右。這表示暖季降水之平均強度和其變化均較冷季劇烈。
- (三)暖季與冷季夜間降水平均強度在 05 - 07LST 最強。暖季日間降水平均強度在 14 - 16 LST 最強,冷季則在 08 - 10 LST。
- (四)暖季日間降水平均強度及標準差有較夜間強的趨勢;冷季日夜間降水平均強度及標準差變化幅度都不大。
- (五)暖季日間在全省山區及附近陸地之降水強度及變化都較劇烈。
- (六)暖季日間在 14 - 16 LST,降水強度及變化較劇烈之區域分布上,北部、中部及南部有所差異。北部及中部多發生在山區而南部則發生在靠山區附近之陸地與山區交界帶上。
- (七)日間日照加熱效應及地形影響在暖季日間劇烈降水中扮演著重要的角色。

在前言中提及,美國與日本發展定量降水統計預報指引模式所用之基本方法是統計學上之線性複迴歸、不連續機率分配及其期望值。其中,統計預報指引模式之定量降水預報是將所有降水事件(events)作分類(包含降水量小於降水定義的情形),再分別求出所有分類降水之降水機率預報值。最後,再計算降水事件之期望值(Charba, 1998)。由於,統計預報指引模式之降水機率預報方程式是利用統計學上之線性

複迴歸求得,其主要是在探討預報元之均數與變異數在樣本空間之時間序列上與預報因子之相對變化的線性關係。因此,如何將預報元之均數與變異數在樣本空間之時間序列上作適當的歸類,以期將此二參數變化相近之月份或相近之測站歸類在同一樣本空間,使所發展出之降水機率預報方程式能更穩定而預測準確降水事件之期望值(定量降水之預測值),將是發展定量降水統計預報指引的重點。

所以,本局發展三小時定量降水統計預報指引模式時,應考慮三小時降水之平均強度(平均數)與強度之平均變化(標準差)在時間序列與空間分布之特徵,加以分季、分區與分類才能在模式發展上得到預期的預報效果。

五、誌謝

感謝盛揚帆博士對本文繪圖方面所提供之協助,使本文能順利完成。

六、參考文獻

- 陳泰然, 2001: 防救災關鍵環節定量降水預報: 新世紀最嚴峻的天氣預報挑戰。90 年天氣分析與預報研討會論文集編, 1~6。
- Bermowitz, R. J., and E. A. Zurndorfer, 1979: Automated guidance for predicting quantitative precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 122 - 128.
- Charba, J. P., 1998: The LAMP QPF products. Part I : Model development. *Wea. Forecasting*, 13, 934 - 965.
- Koizumi, K., 1999: An objective method to modify numerical model forecasts with newly given weather data using an artificial neural network. *Wea. Forecasting*, 14, 109 - 118.
- Myers W., 1982: 機率與統計學, 詹世煌譯。曉園出版社 發行。

A Study on the Characteristics of Precipitation Amount for 3 - h period over Taiwan

Huei Min Wang

Meteorological Research & Development Center

Central Weather Bureau

ABSTRACT

This paper uses all of the hourly rainfall data of 296 autoraingage stations of the Central Weather Bureau over Taiwan in the period of 1997 - 2002. After error checking and kicking out some of the anomalous hourly rainfall data, the monthly mean and standard deviation were calculated based on the accumulated precipitation amount for 3-h period of all the autoraingage stations over Taiwan and their distribution on the time series and space were analyzed as follows:

The analysis on the time series distribution: According to the characteristics on the distribution of the monthly mean and standard deviation of rainfall, they can be grouped into warm season(May - October) and cool season (November - April). The seasonal mean and standard deviation in the warm season are two times greater than those in the cool season. It indicates that the seasonal mean intensity and variation of rainfall in the warm season are greater than those in the cool season. In the nighttime(20 - 07 LST), the strongest mean intensity of rainfall is happened at 05 - 07 LST in both warm and cool seasons. In the daytime(08 - 19 LST), the strongest mean intensity of rainfall is happened at 14 - 16 LST in the warm season but happened at 08 - 10 LST in the cool season.

The analysis on the space distribution: The intensity and variation of rainfall are stronger in the regions around mountain and have the peak at 14 - 16 LST. It reveals that the solar heating and topography effect play an important role in the violent rainfall events in the daytime of warm season

Key words: Monthly Mean, Seasonal Mean, Standard Deviation.

Meteorological Bulletin

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- 2002 Annual Western North Pacific Ocean TropicalWei-min Chiang (1)
Storm/Typhoon Report
- A Study of Response Spectral Ratio in West-CentralTian-Pau Chang (21)
Taiwan Guey-Kuen Yu
Feng-Jiao Liu
- Statistical Forecast Guidance Analyses of DailyTwen - Wen Lo (33)
Maximum/Minimum Temperature During December Jonq - Gong Chern
2000 - November 2001
- On the Optimal Calculation Method of Vapor Pressure ...Huang, Cheng-Chang (53)
Deficit in Penman-Monteith Equation Sung, Yi-Lun
- A Study on the Characteristics of PrecipitationHuei Min Wang (71)
Amount for 3-h period over Taiwan

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第○九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

二〇〇四〇〇〇一
統一編號

ISSN 0255-5778



CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan
Republic of China

氣象學報

季刊

第四十五卷 第三期

目次

研究論文

- 降水機率統計預報指引的回顧與改進----- 王惠民 (1)
- 中央氣象局全球預報系統之地表過程的評估測試----- 汪鳳如 馮欽賜 (11)
- 台灣地區氣象測站之詮釋資料與日氣溫、日降水量----- 邱清安 林博雄 (33)
之資料檢定 謝旻耕
- 台灣中部地區強地動參數之特性----- 張添炮 余貴坤 (47)
劉芳嬌

報告

- 民國93年颱風調查報告—第4號康森(Conson)颱風(0404) 簡國基 (59)
- 民國93年颱風調查報告—第17號艾利颱風(0417)----- 林秀雯 (79)

出版者	中央氣象局氣象學報社	台北市公園路六十四號
發行人	辛江霖	電話：(02)23491091
社長	辛江霖	
編輯委員會	鄭明典	
主任委員	王乾盈	
委員	李清勝	
	林能暉	
	徐月娟	
	陳台琦	
	陳陽益	
	莊文思	
	許晃雄	
	黃玉絲	
幹事	韓素蘭	

(按姓氏筆劃排列)

降水機率統計預報指引的回顧與改進

王惠民

中央氣象局氣象科技研究中心

摘要

此次研究，針對舊版模式輸出統計(Model Output Statistics;以下簡稱 MOS)作了三方面的改進：1、在新版的 MOS 中所有預報因子(Predictors)均改用有限區域細網格模式(Limited Area Forecast System;以下簡稱 LAFS)產品在測站附近四點網格點內差至測站之內差值。2、當統計線性複迴歸的過程中，被選取預報因子間相關係數(correlation coefficient)高於某一設定值時，將後選取的預報因子捨棄。3、新版 MOS 中，將原先舊版 MOS 初始時間(00 UTC 和 12 UTC)所使用 LAFS 模式之 24、36、48 小時預報產品作預報因子，改為所有 12 小時間隔預報所用之預報因子均採用 12、24、36、48 小時之預報產品。新版與舊版 MOS 利用相同的測試年(2000 年)資料作多次預報測試比較後，選出預報測試結果最佳之統計預報指引模式與舊版 MOS 作線上平行預報比較。

新版 MOS 上線後，經 2003 年七月至 2004 年六月期間，每月之預報技術得分與舊版 MOS 比較發現，新版 MOS 除了 2003 年八月和 2004 年四月以外，每月預報技術得分均比舊版高，這顯示新版 MOS 之預報表現明顯優於舊版 MOS。新版 MOS 之預報技術得分的月平均為 9.67；舊版為 6.32，新版 MOS 對舊版 MOS 的改善率為 53%。

關鍵詞：預報因子、技術得分。

一、前言

目前，本局共有三個降水機率統計預報指引在線上作業；一是利用 1985-1995 年歐洲中期天氣預報中心(European Center for Medium-range Weather Forecasts;以下簡稱 EC)模式 00 UTC 及 12 UTC 之客觀分析場(Objective analysis;以下簡稱 Obj)及其導出場作為預報因子和本局 25 個地面觀測站之時雨量資料作為預報元(Predictand)，用統計線性複迴歸方法所發展之完全預報(Perfect Prog.;以下簡稱 ECPP)。另一是利用 1995-1999 年本局 LAFS 模式之 24、36、48 小時預報的預報產品及其導

出場為預報因子，和本局 25 個地面觀測站之時雨量資料作為預報元，利用與上述相同之統計方法所發展之 MOS(王，2002)。最後一個是利用與 MOS 相同的資料與統計方法，但是針對統計線性複迴歸方程組中預報因子間之共線性(co-linearity)現象加以改善後的 MOS。本文重點除了對 2001-2003 年 ECPP 和舊版 MOS 在降水機率之預報技術得分作比較分析外，並對舊版 MOS 與改進後之 MOS 在 2003 年七月至 2004 年六月期間之預報表現作比較分析。

二、資料及校驗方法

本文所使用資料為 2001 年一月至 2004 年

六月期間，本局 LAFS 模式每日 00 UTC 及 12 UTC 之 12、24、36、48 小時的預報產品及其導出場代入局屬十九個測站(本局預報中心降水機率預報校驗系統所校驗之測站)之統計線性複迴歸方程組所得之降水機率值(12 小時為間隔對未來 36 小時之降水機率作預報)及相同時段局屬十九測站之時雨量資料。ECPP 所用預報產品為 LAFS 模式 12、24、36 小時所作之預報而 MOS 則用 24、36、48 小時之預報產品。圖一是 ECPP 和 MOS 每日預報初始時間及預報時段示意圖。校驗指標採用技術得分(Skill Score)、白氏得分(Brier Score)及改善率(improvement ratio),其定義如下:

$$\overline{BS} \text{ (Brier Score)} = \overline{(P - E)^2}$$

P: 降水機率預測值

E: 實際觀測 (降水時 E=1, 沒降水 E=0)

$$\text{Skill Score} = \frac{100 \times (\overline{BS}_c - \overline{BS}_f)}{\overline{BS}_c}$$

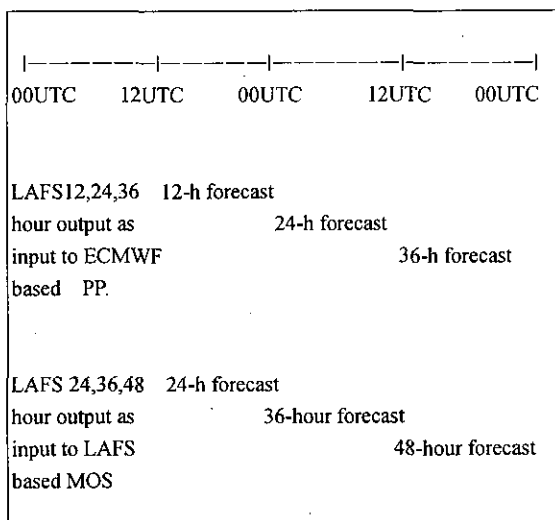
\overline{BS}_c : 氣候持續法之白氏得分

\overline{BS}_f : 降水機率預測之白氏得分

改善率=

$$100 \times \frac{\langle \text{Score}_{\text{new}} - \text{Score}_{\text{old}} \rangle}{\text{Score}_{\text{old}}}$$

白氏得分愈低,表示預報結果與實際愈接近,結果愈好;白氏得分愈高表示預報結果與實際相差愈大,結果愈差。當每次預報完全正確時,白氏得分是零。因此在意義上,白氏得分代表未完全預報正確時被扣之分數。技術得分是預報之白氏得分優於氣候持續法之百分比,在意義上可視為相對於氣候持續法之改善率。技術得分愈高,表示預報結果相較於氣候持續法(詳細方法請參考氣象局編印之八十二年氣象預報業務輔導教材)預報之結果愈好。

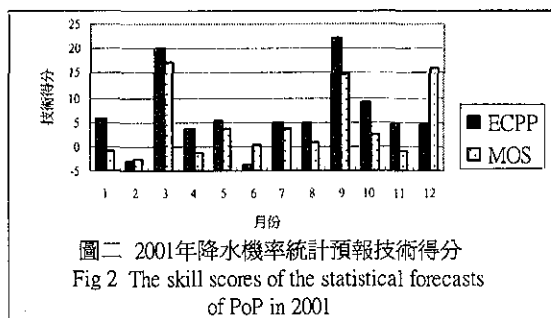


圖一 ECPP 及 MOS 預報之時間示意圖。

Fig1. The initial time of PoP forecast and LAFS model projections used by ECPP and MOS。

三、ECPP 與 MOS 預報表現之比較

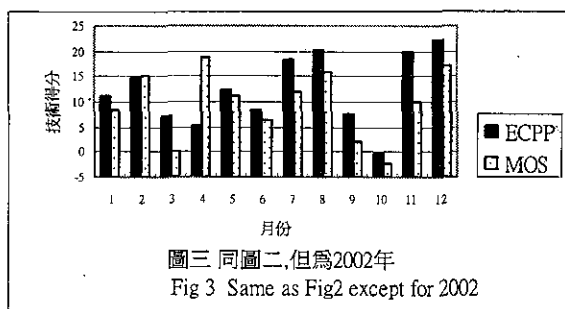
圖二是 2001 年一至十二月 ECPP 與 MOS 預報技術得分之比較。



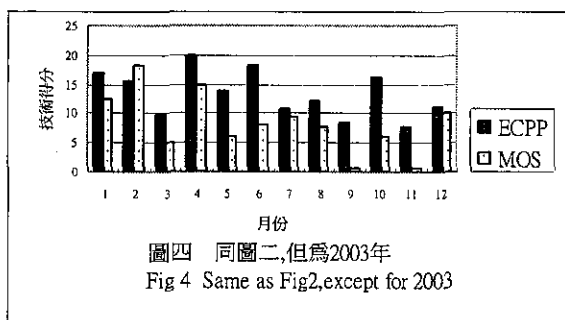
圖二 2001年降水機率統計預報技術得分

Fig 2 The skill scores of the statistical forecasts of PoP in 2001

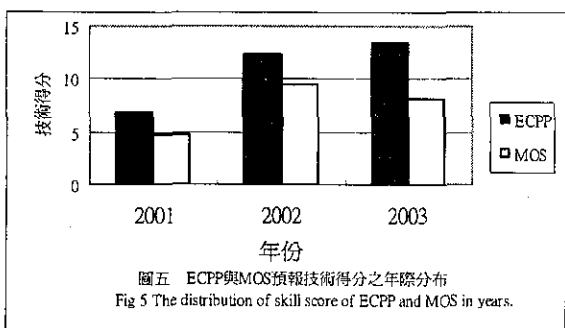
從圖中可看出除了二、六、十二月外,ECPP 預報表現均比 MOS 好。圖三是 2002 年的預報比較;除了二、四月外,ECPP 預報表現均比 MOS 好。



圖四是 2003 年的情形。同樣地，除了二月外，ECPP 預報表現均比 MOS 好。從圖二至圖四之綜合比較可看出，從 2001 至 2003 年 ECPP 預報的整體表現比 MOS 好。



圖五是 ECPP 與 MOS 每年預報技術得分之比較。圖中顯示在 2001 至 2003 年期間，2001 年 ECPP 與 MOS 表現最差。ECPP 年技術得分逐年上升但 MOS 並未出現相同的情形，這可能與統計預報指引模式預報之穩定度有關。整體而言 ECPP 每年表現均比 MOS 好。



從 2001 至 2003 年相同月份 ECPP 與 MOS 之預報技術得分作分析發現，逐年的差異非常明顯。造成這種現象有可能是年際間季節降水

頻率差異明顯所致，也有可能是統計預報指引模式不穩定所導致的結果，或者是兩種情形同時存在。統計預報指引模式不穩定所導致的部份，大致上有兩種可能，一是發展統計預報指引模式所用之樣本數偏少，導致所發展之統計預報指引模式對未來預報元的變異可被統計預報指引模式掌握的偏少；另一種是因統計預報指引模式線性複迴方程組中，預報因子間之相關性過高而導致相同之訊息被重複使用，但對預報元變異的掌握卻未明顯增加的情況下，使統計預報指引模式之預報值偏離預報元之平均狀況的情形產生。後者可透過統計線性迴歸過程中對所選取預報因子間共線性的控制加以改進；而前者可增加樣本數(預報元及預報因子)而改善。

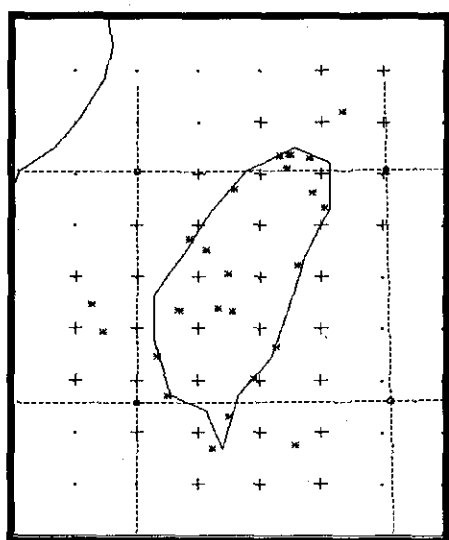
四、統計預報指引模式之改進方法與測試

影響統計預報指引模式預報穩定的可能因素有兩個：一是統計預報指引模式發展時所用樣本數的多少，二是統計線性迴歸方程組中預報因子間的共線性現象(Myers,1982)。ECPP 發展時所用的樣本數比 MOS 約多出一倍左右，這是 ECPP 預報的整體表現比 MOS 好的部份原因。另一原因是 ECPP 與 MOS 統計線性複迴歸方程組中預報因子間的共線性現象，MOS 比 ECPP 更明顯。本文改進的方向主要針對 MOS 統計線性複迴歸方程組中預報因子間的共線性現象加以改善後與原 MOS 作預報比較測試，再從所有測試中選出一組測試結果最佳之統計線性複迴歸方程組上線與舊版 MOS 作線上平行預報比較。

(一)改進方法

ECPP 與 MOS 線性複迴歸方程組中，預報因子間共線性較高(相關係數大於 0.9 以上)的情形有兩種：一是 LAFS 模式預報產品同一氣象變數(variables)網格點間所產生之高相關，另一是 LAFS 模式預報產品不同變數間所產生之

高相關。由於，ECPP 用台灣本島四周海上四點網格點(如圖六之圓圈部分，格點距離約為 250 公里)及其平均值為預報因子基本資料，MOS 用測站附近四點網格點及其內差至測站之內差值為預報因子基本資料(如圖六之十字部分，格點距離為 60 公里)。因此，當同一 LAFS 模式預報產品有兩個以上的格點被選取為線性複迴歸方程中之預報因子時，預報因子間高共線性便產生而易造成統計預報指引模式預報時之不穩定，進而影響預報表現。為了消除此種現象，在改進的 MOS 中所有預報因子均改用 LAFS 模式產品在測站附近四個網格點內差至測站的內差值。



圖六 ECPP 與 MOS 基本資料網格點示意圖；
‘+’ 為 MOS 所用網格點位置，‘.’
為 ECPP 所用網格點位置，‘*’ 為測站
位置。

Fig 6. The grid data used by ECPP and MOS;
‘+’ is the location of grid data used by
MOS, ‘.’ is the location of grid data used
by ECPP, ‘*’ is the location of surface
station.

至於，被選取之不同氣象變數預報因子間高共線性的現象，改善的方法是在作統計線性

複迴歸的過程中，當被選取預報因子間相關係數高於某一設定值時，將後選取的預報因子捨棄。至於，相關係數之門檻值是經由不同之設定值所發展出不同之迴歸方程組，對 2000 年測站實際觀測之時雨量資料作預報校驗，從校驗結果優於舊版 MOS 之所有方程組中選取最優者決定相關係數門檻值。因為，在許多統計線性複迴歸之相關文獻或參考書籍中均未對如何決定最佳之迴歸方程作討論，所以只好從預報測試校驗之比較中作決定。

在新版與舊版 MOS 中，另一個不同的地方是將原先舊版初始時間在 00 UTC 和 12 UTC 使用 LAFS 模式之 24、36、48 小時預報產品作預報因子，改為在初始時間所有 12 小時間隔預報所用之預報因子均採用 12、24、36、48 小時之預報產品。這主要是考慮，若 LAFS 模式預報產品在時間上存在著超前或落後的系統性誤差(systematic error)，可藉統計線性複迴歸的過程中作改善。

(二)測試結果

新版 MOS 根據上述方法按照舊版 MOS 分季(12-2 月、3-4 月、5-6 月、7-9 月及 10-11 月共五季)及相同時間長度(1995-1999 年)之基本資料(預報元及預報因子)重新發展統計預報指引模式(本局 25 個地面觀測站)，並利用與舊版 MOS 相同的測試年(2000 年)資料作多次預報因子間不同相關係數門檻值預報測試比較後，選出預報測試結果最佳之統計預報指引模式與舊版 MOS 作線上平行預報比較。

表一是新、舊版 MOS 對 2000 年 5-6 月期間降水機率所作預報測試之白式得分比較。從表一可發現，新版 MOS 在一天兩次三段 12 小時間隔預報之白式得分均比舊版 MOS 低，顯示預報表現比舊版改善許多，整體改善率為 14.86%。表二是 7-9 月之預報測試比較。由表二中發現，除了 00 UTC 之 12-24 小時之預報新版較舊版差外，其餘新版均比舊版好，整體改善率為 13.94%。表三是 10-11 月之預報測試

比較。新版 MOS 在 10-11 月期間之預報測試並沒有改善，甚至比舊版差。表四是 12-2 月之預報測試比較。除了 00 UTC 之 12-24 小時、24-36 小時及 12 UTC 之 24-36 小時預報測試沒有改善外，其餘新版均比舊版稍好，整體改善率為 1.75%。表五是 3-4 月之預報測試比較。除了 00 UTC 之 0-12 小時預報測試沒有改善外，其餘新版均比舊版稍好，整體改善率為 1.58%。從表一至表五的綜合比較發現，在 5-9 月新版之預報測試改善最明顯，12-4 月較不明顯而 10-11 月則是沒有改善。若針對 5-9 月新舊版 MOS 之迴歸方程中預報因子之共線性現象加以分析，發現舊版 MOS 之迴歸方程中預報因子之共線性偏高(預報因子間相關係數大於 0.9 以上)的情形較 12-4 月多。這在統計上說明了為何新版 MOS 的平均改善率在 5-9 月會較 12-4 月明顯的原因。

雖然，測試預報比較結果新版 MOS 並非在每一季均有明顯改善。但是，綜合五季之預報比較，新版 MOS 整體仍較舊版表現好。因此，在 2003 年五月將新版 MOS 上線與舊版作平行預報比較。

五、新、舊版統計預報指引模式線上預報校驗之比較

本節主要針對 2003 年七月至 2004 年六月期間，新、舊版 MOS 降水機率預報之每月技術得分作比較。表六是新、舊版 MOS 利用一年時間所作平行預報，每月之預報技術得分。從表中發現，除了 2003 年八月和 2004 年四月以外，每月新版 MOS 之預報技術得分均比舊版高，這顯示新版 MOS 之預報表現明顯優於舊版 MOS。從表六統計資料中算出，在預報技術得分的月平均方面，新版 MOS 為 9.67；舊版為 6.32，新版 MOS 對舊版 MOS 的改善率為 53%。

從 2000 年及 2003 年七月至 2004 年六月期間，新、舊版 MOS 利用兩年資料作降水機率

預報比較，已可確認透過線性複迴歸方程組中，預報因子間共線性問題的改善，在降水機率預報準確度的提昇已達到預期之成果。這也說明了在應用統計線性複迴歸過程中，預報因子間共線性問題對預報準確度方面的確存在著明顯的衝擊，不可忽視。

六、討論與結論

在新版 MOS 上線作業之前，也曾針對樣本數的多寡對預報表現之影響作過測試。測試的方法一是將新版 MOS 之分季改為一個月一季；方法二是將原先舊版初始時間在 00 UTC 和 12 UTC 使用 LAFS 模式之 24、36、48 小時預報產品作預報因子，改為在初始時間所有 12 小時間隔預報所用之預報因子均採用 12、24、36、48 小時之預報產品。方法一主要目的是將樣本數減少，而方法二則是將預報因子增加。但是，這兩種方法均未對統計線性複迴歸過程中被選取預報因子間之共線性加以控制。經利用 2000 年的資料作預報測試，結果與舊版 MOS 作比較，發現均未見明顯改善，方法一之比較結果甚至更差。由此可見，如果統計線性複迴歸過程中被選取預報因子間之共線性現象若未加以有效處理，即使增加預報因子也未必對預報之準確度有明顯的改善。尤其是當樣本數(預報元)偏少時，對預報之準確度更有不良的影響。以上預報測試之結果，因成效不佳，故未在本文中列出。作過上述測試後，本文才針對預報因子間之共線性現象加以控制，然後再作預報測試。

透過 2003 年七月至 2004 年六月期間，新、舊版 MOS 降水機率預報每月技術得分比較結果，顯示統計線性複迴歸過程中被選取預報因子間之共線性現象之改善，對預報準確度之提昇的確有明顯的成效，而這種預報因子間之共線性問題對預報準確度的影響，是過去在發展 MOS 時所忽略的。新版 MOS 在未來將取代舊版 MOS 在線上作業。

表七是新版 MOS 對舊版 MOS 在不同年份間各季預報改善率之比較。從表中發現，在 2003 年七月至 2004 年六月期間各季預報改善率大幅超越 2000 年，在 2004 年 5-6 月更達到 208% 以上。這說明了影響年際間各季預報表現明顯差異的可能因素除了統計預報指引模式的穩定度外，年際間季節性降水頻率變化的掌握，則須從數值模式預報產品(包括利用數值預報產品所產生之導出場作有效之預報因子)方面作改善。因為，MOS 是利用統計線性複迴歸方法，在數值模式預報產品(預報因子)與預報元(被預報之變數)所對應的平均反應中，尋求與單一預報元誤差最小的預報應用。數值預報產品對年際間不同季節降水頻率變化之物理機制的準確掌握與否，直接反應在統計預報指引模式的預報因子裡，對統計預報指引模式的預報準確度有著決定性的影響。

本局非靜力預報系統(Non-hydrostatic Forecast System; 以下簡稱 NFS)已正式上線作業，初步可利用 ECPP 作兩種模式預報產品

(LAFS 與 NFS 模式)之線上平行預報比較，待確認利用 NFS 模式之預報產品所作之降水機率預報表現確實比 LAFS 模式好後，再利用 NFS 模式之預報產品發展 MOS，預期將可明顯提昇目前降水機率統計預報之預報準確度。

七、誌謝

在此感謝賀介圭小姐所作之統計預報模式預報指引產品上線，並感謝羅存文小姐在 LAFS 模式預報產品歷史資料之整理及統計預報模式的維護上，提供必要的協助使本文能順利完成。

八、參考文獻

王惠民, 2002 : 中央氣象降水機率統計預報指引的改進測試與校驗分析。氣象學報, 第四十四卷, 第三期, 1~12。

中央氣象局, 1993 : 八十二年度氣象預報業務輔導教材。

Myers W., 1982 : 機率與統計學, 詹世煌 譯。曉園出版社發行。

表一 新、舊版 MOS 在 1995 至 1999 年 5-6 月期間，預報表現之比較。

Table 1 The comparison of the forecast performance of new、old MOS in the period of May through June during 1995 through 1999.

白氏得分 模式	項目	統計模式預報初始時間						白式得分 總合	改善率
		00 UTC			12 UTC				
		預報未來			預報未來				
		0-12 小時	12-24 小時	24-36 小時	0-12 小時	12-24 小時	24-36 小時		
New MOS	0.152	0.134	0.175	0.127	0.157	0.143	0.888	14.86%	
Old MOS	0.192	0.168	0.2	0.141	0.188	0.154	1.043		

表二 同表一，但為 7-9 月。

Table 2 Same as table 1, except for July through September..

項目 白氏得分 模式	統計模式預報初始時間						白式得分 總合	改善率
	00 UTC			12 UTC				
	預報未來			預報未來				
	0-12 小時	12-24 小時	24-36 小時	0-12 小時	12-24 小時	24-36 小時		
New MOS	0.175	0.163	0.194	0.159	0.186	0.166	1.043	13.94%
Old MOS	0.239	0.157	0.237	0.160	0.251	0.167	1.212	

表三 同表一，但為 10-11 月。

Table 3 Same as table 1, except for October through November..

Table 3. Same as table 1, except for October through November.									
白氏得分 模式	項目	統計模式預報初始時間						白式得分 總合	改善率
	00 UTC			12 UTC					
	預報未來			預報未來					
	0-12 小 時	12-24 小 時	24-36 小 時	0-12 小時	12-24 小 時	24-36 小 時			
New MOS	0.136	0.144	0.153	0.139	0.134	0.148	0.851	-2.28%	
Old MOS	0.124	0.140	0.148	0.134	0.144	0.141	0.832		

表四 同表一，但為 12-2 月。

Table 4 Same as table 1, except for December through February.

項目 白氏得分 模式		統計模式預報初始時間						白式得分 總合	改善率
		00 UTC			12 UTC				
		預報未來			預報未來				
		0-12 小時	12-24 小時	24-36 小時	0-12 小時	12-24 小時	24-36 小時		
New MOS	0.129	0.145	0.144	0.137	0.131	0.156	0.842	1.75%	
Old MOS	0.132	0.144	0.144	0.138	0.144	0.156	0.857		

表五 同表一，但為 3-4 月。

Table 5 Same as table 1, except for March through April.

白氏得分 模式	項目	統計模式預報初始時間						白氏得分 總合	改善率
		00 UTC			12 UTC				
		預報未來			預報未來				
		0-12 小時	12-24 小時	24-36 小時	0-12 小時	12-24 小時	24-36 小時		
New_MOS	0.164	0.152	0.173	0.167	0.170	0.169	0.995	1.58%	
Old_MOS	0.162	0.155	0.177	0.169	0.174	0.174	1.011		

表六 2003 年七月至 2004 年六月期間新版與舊版 MOS 每月預報技術得分之比較。

Table 6 The comparison of monthly skill scores of new and old MOS in the period of July 2003 through June 2004.

技術得分 模式	月份	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6
New_MOS		11.8	6.8	4.2	7.9	4.7	12.2	17.2	21.8	4.7	9.7	0.3	14.8
Old_MOS		9.6	7.9	0.8	6.1	0.7	10.1	13.1	11.3	-1.8	13.2	-9.8	14.7

表七 新版 MOS 對舊版 MOS 季預報改善率在年際間之比較。

Table 7 The improvement ratio in seasons of new MOS over old MOS in different years.

改善率 年份	月份	7-9 月	10-11 月	12-2 月	3-4 月	5-6 月
2000 年		13.94%	-2.28%	1.75%	1.58%	14.86%
2003 7 月至 2004 6 月		24.6%	85.29%	48.41%	26.32%	208.16%

A Review and Improvements on the Probability of Precipitation(PoP) of Statistical Forecast Guidance

Huei Min Wang

Research and Development Center

Central Weather Bureau

ABSTRACT

In this study, the original MOS (Model Output Statistics) has been modified in three ways: 1. Instead of using four grid points surrounding a surface station of LAFS model outputs as the predictors, the revised MOS uses the interpolation of four grids to the station. 2. In the statistical multiple linear regression, the later selected predictor will be dropped when the correlation coefficient in predictors is greater than a threshold value. 3. To replace the predictors used in the original MOS from 24-h · 36-h and 48-h projections of LAFS model for every 12-h period forecast of PoP at initial time 00 UTC and 12 UTC with all the projections of 12-h · 24-h · 36-h and 48-h of model outputs. Both the revised and original MOS used of the same year (2000) data for varied forecasting experiments to obtain the optimum statistical forecast guidance and then operational parallel forecasting was made to compare with each other.

The comparison with the original MOS for the period of July 2003 through June 2004 finds that the monthly skill scores of revised MOS are higher than those of the original one except in August 2003 and April 2004. It reveals that the revised MOS is obviously superior in the performance of forecasting. The monthly mean skill score of revised MOS is 9.67, and the original one is 6.32. The improvement ratio of the revised MOS is 53%.

Key words: Predictor · Skill score.

中央氣象局全球預報系統之地表過程的評估測試

汪鳳如¹

馮欽賜²

¹中央氣象局氣象科技研究中心 ²中央氣象局第三組

摘要

本研究分為二部分，第一部份採用 1987 年 FIFE (First ISLSCP Field Experiment) 觀測實驗提供之長達 5 個月的區域平均資料，對本局及新版地表模式進行獨立 (stand-alone) 的單維評估測試。測試結果顯示本局目前作業版地表過程所模擬之地表蒸發量受氣候層影響甚大，無法掌握實際觀測的變化趨勢，新版地表過程對蒸散量的估計雖有乾季低估，濕季高估的系統性偏差，但整體的趨勢變化與實際情況較為接近。

第二部分以 2002 年七月及十二月為代表，進行土壤模式於三維大氣模式的冬夏季評估測試，經過一個夏季及冬季月份的資料同化預報實驗，發現新版土壤模式對夏季的影響較為顯著，透過與美國國家環境預報中心之模式重分析場 (NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis, R-2) 的比較，發現新版土壤模式大幅降低了作業版在夏季對青康藏高原區及各沙漠區蒸發量的高估，整體而言，新版土壤模式因地面能量收支變化改變了溫度場的偏差狀態，原來北半球中低層的偏暖誤差減少，但 500 hPa 以上的偏冷誤差增加。在初始土壤濕度敏感測試中，使用美國國家環境預報中心重分析場之日平均土壤濕度為初始場後，低層的偏暖誤差及高層的偏冷誤差均趨於減小，因此得知，合理初始土壤濕度值的給定對新版土壤模式的應用成效具有相當正面的影響。

關鍵詞：地表過程，單維測試，土壤濕度，地面能量收支

一、前言

近二十年已有愈來愈多的研究指出地表過程不僅在大尺度環流模式扮演重要角色 (Mintz 1981; Rowntree 1983)，同時在區域模式及中尺度模式亦不可輕忽其影響 (Rowntree and Bolton 1983; Mahfouf et al. 1987; Avissar and Pielke 1989)。因此較詳細的地表過程在不斷發展中，基於對土壤、植物及大氣系統內動量、熱量及水氣傳送的逐步了解，地表過程開始涵蓋地表覆蓋物的影響 (Deardorff 1978; Pan and Mahrt 1987; Noilhan and Planton 1989)，對於更進一步

的地表過程，不僅包含了較複雜的生物圈與輻射效應在其中的交互作用，同時牽涉到更多的物理參數 (Dickinson 1984; Sellers et al. 1986; Xue et al. 1991)。

本局全球模式目前使用的地表過程參數化仍為簡單的單層土壤模式 (bucket model)，過去的研究經驗 (Deardorff 1978, ; Chen et al. 1996) 顯示，單層土壤模式的主要缺點是只能反應單一時間尺度的水文變化，事實上，地表蒸發和表層土壤含水量直接相關，而雨水的儲存及植物根部的蒸散則受深層土壤影響，因此完整的土壤模式，至少應納入一較淺之表層及

一較深厚之土壤層，以適當反應土壤之即時變化及長時間記憶。本局全球預報系統自上線作業以來，持續的校驗顯示模式在中低層（850-500 hPa）有夏季過暖及冬季過冷的系統性誤差，且誤差主要發生在北半球，北半球的下邊界涵蓋較大比例的陸地，而陸地的地表溫度及濕度即是透過地表過程參數化作預報，地表過程處理若有缺失，不僅對地表變數有負面影響，更可以透過邊界層作用甚至大氣對流，影響至中高層大氣。本研究希望藉著增進土壤模式物理考量之完整性，對目前的系統性誤差能有所改善，同時能維繫與歐美各國在數值預報方面技術的同步發展，因此認為有必要對目前全球作業模式的地表過程作進一步評估。為了顧全物理的詳實及實際作業的限制，本次評估計畫選用了 Pan and Mahrt (1987) 發展的多層土壤模式為評估的更新版本，此模式在 Chen et al. (1996) 所做的比較研究中，表現出和較複雜模式 (Xue et al. 1991) 相抗衡的模擬結果，而此模式所考慮的植物阻尼因子 (canopy resistance factors) 也被證明是必須的，因此其物理複雜度滿足了精簡實際的要求。

有關評估測試的設計，本研究首先採用獨立 (stand-alone) 的單維測試，希望藉此避免地表過程和模式其他部分的交互影響，以清楚的藉由觀測資料單獨評估地表過程之效應。測試利用 FIFE (First ISLSCP Field Experiment) 於 1987 年觀測實驗 (Sellers et al. 1992a) 提供之長達 5 個月的區域平均資料 (Betts et al. 1993)，資料不僅包含密集的低層大氣變數，可提供為地表過程的環境作用力，同時涵蓋相關的地表通量及土壤溫度、溼度等觀測，可作為診斷依據，藉此對本局及新版地表模式的表現提供一客觀的評估，同時經由敏感測試的執行，預期對模式特性及限制能有進一步的了解。另外更進一步以本局全球作業模式進行了三維模擬測試，以瞭解此新版土壤模式在夏季及冬季對模式大氣的整體影響。

有關本局及新版地表模式的介紹安排在文中第二節，本研究使用 FIFE 資料進行的單維測試，描述於第三節，第四節則是進一步以三維模式測試的結果，最後第五節為分析與結論。

二、地表模式

(一) CWB 單層土壤模式

CWB 全球作業模式的地表過程是由一單層土壤模式作處理，此土壤模式並將傳統的單層模式 (Manabe 1969) 額外增加了一氣候層，模式的預報變數包含地表溫度 (T_g) 及土壤含水量 (W_g)，其預報式如下：

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{(Rad_{net} - H - E)}{C} + \frac{1}{\tau}(T_{g_{clim}} - T_g) \quad (1)$$

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = P - Evap - R + \frac{1}{\tau}(W_{g_{clim}} - W_g) \quad (2)$$

(1) 式中 C 為熱容量 (Heat Capacity)

($\frac{J}{m^2 \cdot K}$)， Rad_{net} 為地表輻射淨通量

(W/m^2)， H 為地表可感熱通量 (W/m^2)， E 為地表蒸發潛熱通量 (W/m^2)，預報方程中除了考慮地表與大氣界面上各物理通量的淨收支 (等號右邊第一項)，另外還考慮了來自於氣候層的恢復力 (restoring force) (等號右邊第二項)，此作用力使得預報值不會偏離氣候場太遠，其大小和調整時間尺度 (τ) 有關，目前作業的設定為 $100/2\pi$ 小時。(2) 式中 P 為降水， $Evap$ 為蒸發量 (m/s) 與 (1) 之 E 意義相同但單位不同，其計算方法如 (3) 式，當 W_g 超過 W_{max} 時以蒸發潛勢 E_p (potential evaporation rate) (m/s) 估算， W_g 小於 W_{max} 時則以此二者之比值 (β) 和蒸發潛勢共同決定， W_{max} 定為 20 mm。(2) 式中 R 為逕流

量(runoff), 由降水及 β 值決定 ($R = \beta \cdot P$)。

$$\begin{aligned} Evap &= \beta \cdot E_p \\ &= \beta \cdot (q_s(Tg) - q_a) \cdot \rho \cdot C_h u_* \\ \beta &= \frac{W_g}{W_{\max}} \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (3)$$

(3) 式中的蒸發潛勢 (E_p) 主要由地表溫度的飽和濕度 ($q_s(Tg)$) 和模式最底層空氣濕度 (q_a) 的差值決定, 另外地表摩擦速度 (u_*), 地表空氣熱量傳遞係數 (C_h) 和地表空氣密度 (ρ) 均是決定的因子。

(二) 新版多層土壤模式

此次引進之新版多層土壤模式乃 Chen et al. (1996) 根據 Mahrt and Pan (1984) 發展的二層土壤模式所建立, 同時增加了植物覆蓋效應 (Pan and Mahrt 1987) 及較為複雜的植物阻尼效應 (Noilhan and Planton 1989; Jacquemin and Noilhan 1990)。

此土壤模式考慮了一地表植物覆蓋層 (canopy layer) 及三層土壤層, 三層的厚度由上至下為 0.05 公尺, 0.95 公尺及 1 公尺, 土壤層的總厚度 (2 公尺) 為不變的設定, 但其層數可自由調整, 在下一節的單維測試中設定植物的根部範圍只限於離地表 1 公尺內的土壤。此模式的預報變數則涵蓋了各土壤層的土壤溫度及單位體積土壤含水比例 (volumetric soil moisture fraction), 此外地表植物含水量, 地表溫度及雪的厚度均在此模組內預報。

其中地表土壤溫度是參考 Mahrt and Ek (1984) 的方法, 利用線性化的地表能量平衡方程式作診斷。至於土壤內每一層溫度的變化則是由土壤熱力擴散效應決定:

$$c(\theta_i) \frac{\partial T_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_i(\theta_i) \frac{\partial T_i}{\partial z} \right) \quad \dots\dots\dots (4)$$

其中 c 為單位體積土壤熱含量 ($J m^{-3} K^{-1}$), k_i

為土壤熱傳導係數 ($W m^{-1} K^{-1}$), 此二者均為單位體積土壤含水比例 (θ) 的函數。另外 (4) 式的下邊界設定在地面下方 3 公尺, 模式設定此處土壤溫度為年平均值。

各土壤層的單位體積土壤含水比例則根據 Darcy's Law (Hanks and Ashcroft 1986) 以下列式子作預報:

$$dz_1 \frac{\partial \theta_1}{\partial t} = -D \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z_1} - K_1 - Et_1 - Edir - R + P_d \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$dz_2 \frac{\partial \theta_2}{\partial t} = D \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z_1} - D \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z_2} + K_1 - K_2 - Et_2 \quad \dots\dots\dots (6)$$

$$dz_3 \frac{\partial \theta_3}{\partial t} = D \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z_2} + K_2 - K_3 \quad \dots\dots\dots (7)$$

(5)、(6) 和 (7) 式中的 D 為毛細管擴散係數 (m^2/s) 負責虹吸作用產生的擴散效果, K 為水頭傳導係數 (hydraulic conductivity, m/s), 主導由重力產生的傳導效應, 此二者均和單位體積土壤含水比例 (θ) 有相當大的非線性關係, 下標 1 (2, 3) 表示第一 (二, 三) 土壤層。在 (5) 和 (6) 式中的 Et 項則是透過植物根部傳遞的蒸散作用 (transpiration), 在單維測試版本設定根部範圍只有 1 公尺, 所以只有第一和第二層涵蓋 Et 項。(5) 式的 $Edir$ 為地表土壤直接蒸發, R 為逕流量 (runoff), P_d 則是未被植物承接, 降於地面的雨水。另外, 在土壤最底層下邊界的地方, 假設擴散作用很小, 因此忽略此項, 只考慮因重力產生的滲透 (K)。

此版多層土壤模式除了涵蓋較詳實的物理過程, 對多層土壤溫度及含水量做預報, 另外還考慮了植物覆蓋的影響, 因此地表至大氣的蒸發散量 (evapotranspiration rate) 是由三個部分共同決定:

$$Evap = Edir + Ec + Et \quad \dots\dots\dots(8)$$

式中第一項 $Edir$ 為土壤表面的直接蒸發 (evaporation)，根據 Betts et al. (1993) 的測試，在此版土壤模式中採用 Mahfouf and Noilhan (1991) 的方法：

$$Edir = (1 - \sigma_f) \cdot \beta \cdot E_p$$

$$\beta = \frac{(\theta_1 - \theta_w)}{(\theta_{ref} - \theta_w)} \quad \dots\dots\dots(9)$$

其中 σ_f 為植物覆蓋率， E_p 為蒸發潛勢 (potential evaporation rate, m/s)，乃參考 Penman 提出的方法 (Mahrt and Ek 1984) 作估計，同時加入植物的阻尼效應 (resistance) (Noilhan and Planton 1989; Jacquemin and Noilhan 1990)。 θ_{ref} 和 θ_w 分別為土壤的田間含水量 (field capacity) 和凋萎含水量 (wilting point)，土壤中的含水量大於田間含水量時，水分會迅速因重力作用被移走，但是當土壤水分低於凋萎含水量時，蒸散 (transpiration) 作用將停止，緊密附著在土壤粒子附近的水很難再被擷取，所以一般狀況下，土壤的含水量通常是介於此二值之間，且數值大小與土壤的種類有關。

(8) 式的等號右邊第二項 Ec 為植物表面水分的再蒸發 (reevaporation)，根據 Noilhan and Planton (1989) 和 Jacquemin and Noilhan (1990) 提出之下列式子決定：

$$Ec = \sigma_f \cdot Ep \cdot \left(\frac{W_c}{S} \right)^n \quad \dots\dots\dots(10)$$

其中 W_c 為植物上承接之水含量， S 為植物上水分最大含量，這裡設為 0.5 mm， n 則設為 0.5。 W_c 的估計則由降水 (P) 和植物表面再蒸發 (Ec) 決定，當其值超過最大含量 (S) 則落至地面 (D)，所以在 (5) 式中的 P_d 等於 $(1 - \sigma_f) \cdot P + D$ ，而 W_c 的收支可以下式表示：

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = \sigma_f \cdot P - D - Ec \quad \dots\dots\dots(11)$$

(8) 式的等號右邊第三項為透過植物根部往上傳輸水分的蒸散作用 (transpiration)，由下式決定：

$$Et = \sigma_f E_p B_c \left[1 - \left(\frac{W_c}{S} \right)^n \right] \quad \dots\dots\dots(12)$$

其中 B_c 為植物阻尼效應 (canopy resistance) 的函數 (Ek and Mahrt 1991)：

$$B_c = \frac{1 + \frac{\Delta}{R_r}}{1 + R_c C_h + \frac{\Delta}{R_r}} \quad \dots\dots\dots(13)$$

式中 C_h 為地表熱力場的傳遞係數， Δ 由飽和比濕曲線的斜率決定， R_r 是地表空氣溫度，地面氣壓及 C_h 的函數，有關 Δ 及 R_r 的詳細數學式可參考 Ek and Mahrt (1991)。 R_c 為植物阻尼效應，其計算式乃參考 Jacquemin and Noilhan (1990)：

$$R_c = \frac{R_{c \min}}{LAI \cdot F_1 F_2 F_3 F_4}$$

$$F_1 = \frac{R_{c \min} / R_{c \max} + f}{1 + f}$$

$$f = 0.55 \frac{R_g}{R_{g_l}} \frac{2}{LAI} \quad \dots\dots\dots(14)$$

$$F_2 = \frac{1}{1 + 36.4(q^*(T_a) - q_a)}$$

$$F_3 = 1 - 0.0016(T_{ref} - T_a)^2$$

$$F_4 = \sum_{i=1}^2 \frac{(\theta_i - \theta_w) d_{zi}}{(\theta_{ref} - \theta_w)(d_{z1} + d_{z2})}$$

其中 $R_{c \min}$ 為最小葉面氣孔阻尼係數 (stomatal resistance)，LAI 為植物投影面積 (leaf area

index), 其值乃參考 Chen et al. (1996) 的設定, 見表 2。 F_1 、 F_2 、 F_3 及 F_4 均介於 0 和 1 之間, 分別表示太陽輻射的光合作用、地面空氣濕度、地面空氣溫度和土壤濕度的影響, F_1 和 F_3 中的相關參數設定乃參考 Noilhan and Planton (1989) 及 Jacquemin and Noilhan (1990); F_2 的定義則參考 Xue et al. (1996)。

由於新版模式較作業版模式的單純蒸發 (evaporation) 多考慮了植物表面的再蒸發 (reevapotation) 及植物根莖的蒸散 (transpiration) 作用, 所以於作業版模式僅以『蒸發』即可完全表達其蒸發效果, 但於新版模式其完整的描述應是『蒸發散』, 為達到敘述簡化同時避免混淆的考慮, 因此以下文章以『總蒸發』同時表示新版模式完整的蒸發散 (evapotranspiration) 總量及作業版的單一蒸發。

三、單維實驗

(一) 實驗資料初始條件及參數設定

單維實驗使用的資料選自 1987 年的 FIFE (First ISLSCP Field Experiment) 實驗 (Sellers et al. 1992), 實驗地點的 (Kansas) 經緯度位置為 39.05 N 及 96.53 W, 實驗選用的時間序列資料取自一區域 (15 km*15 km) 內約 10 個 PAM (portable automated mesonet) 觀測站的區域平均, 時間從 1987 年 6 月 1 日至 10 月 16 日, 其間距為 30 分鐘 (Betts and Ball 1993)。本單維實驗目的為單獨測試地表過程的反應, 所以大氣部分的作用 (forcing) 完全由觀測提供, 包括近地面 10m 處大氣的風場、溫度場、溼度場、雨量及太陽長短波輻射通量, 另外觀測還提供地表溫度及 10cm 和 50cm 深層土壤溫度作為初始值。校驗方面, 觀測實驗同時提供了地面可感熱通量 (sensible heat flux)、潛熱通量 (latent heat flux) 及地面熱通量 (ground heat flux) 等資料作為參考。

土壤模式的單維實驗測試從 1987 年 6 月 1

日開始積分至 10 月 16 日, 積分間距則配合觀測資料密度設定為 30 分鐘, 積分過程所有的大氣作用全部由觀測提供, 所以測試的重點在觀察土壤模式對輸入之大氣環境的反應, 藉由如此的實驗控制, 將能幫助我們乾淨的評估二個不同土壤模式其特性的基本差異, 由於積分時間長達五個月, 橫跨了不同乾濕氣候特性的季節, 所以土壤水文的長期變化將是觀察重點。

土壤模式的土壤溫度及含水量在積分過程中維持模式本身的預報, 但需觀測提供初始場, 土壤溫度初始場是以 6 月 1 日當時地表溫度及土壤深層 10 公分和 50 公分處的觀測值內插至各層中間位置 (2.5 公分, 52.5 公分, 150 公分), 土壤層下邊界 3 公尺處的溫度則參考 Chen et al. (1996) 以 1987 年地面 10 公尺大氣年平均溫度給定, 其值為 13.3°C。土壤的單位體積含水比例則依據 Betts and Ball (1993) 及 Kim and Verma (1990) 整理的觀測值, 再經由垂直內插估計為 0.34。

新版土壤模式尚牽涉到不少和土壤及覆蓋植物相關的物理參數, 其設定均參考 Chen et al. (1996), 見表 1。

表 1. 土壤及植物相關參數值

Soil parameters	value
Soil porosity, m^3m^{-3}	0.464
Saturation soil suction, m	-0.62
Saturation hydraulic conductivity $m s^{-1}$	7.1×10^{-6}
B	8.72
Field capacity, m^3m^{-3}	0.38
Wilting point, m^3m^{-3}	0.11
Vegetation parameters	
Minimum stomatal resistance, $R_{cmin} sm^{-1}$	40
Roughness length, m	0.045
Parameter in F1, R_{cmax}	5000
Parameter, T_{ref}	298

(二) 實驗結果

1. 水文變化

整個實驗期間（6月1日至10月16日）的觀測降水分佈情形如圖1，主要兩波降水分別發生在有六月中下旬及八月中，另外在九月上旬也有一些較為明顯的零星降水。從觀測的各層（2.5公分, 50公分, 140公分）土壤含水量季節變化（圖2），可以清楚看到表層土壤受蒸發及降水的影響，其含水量有非常大幅度的波動，配合降水的發生，在六月底及八月中有兩個高峰值，九月中有一個較小的峰。中層土壤含水量的變化則較為緩和，但在非雨期受根部傳遞蒸散作用影響，可看到較明顯減少，至於最底層土壤的水含量變化，在整段期間只有緩慢減小的微弱改變，表示此層土壤與大氣的交互影響已非常小，所以在此實驗中設定透過植物根部吸收上傳的蒸散作用只達第二層，即100公分。此範圍在實際環境會隨植物根部的深度而改變，所以在三維大氣模式中應根據植物的種類設定較為合理。

在此實驗期間有關土壤含水量監測分兩種方式，一種為10公分內的淺層觀測，每十天觀測一次，另一種監測負責30公分至200公分的範圍，大約一至二天觀測一次，且每個觀測點的觀測時間都不同，所以實驗提供之土壤含水量的觀測資料，可作為整體變化趨勢的參考，但不適於作過於細節的比對。

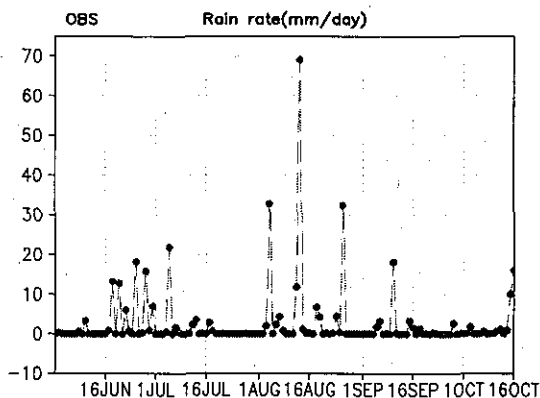


圖1 FIFE 實驗期間（1987/6/1-10/16）觀測降水分佈（mm/day）。

首先將觀察的焦點放在日平均總蒸發量的長期變化，作業土壤模式（圖3a）整體平均與觀測沒有太大的偏離，但是在七月底及九月底至十月等枯水期，均有明顯高估的情形，新版土壤模式（圖3b）則顯然對於長期的變化趨勢有較符合觀測的模擬。

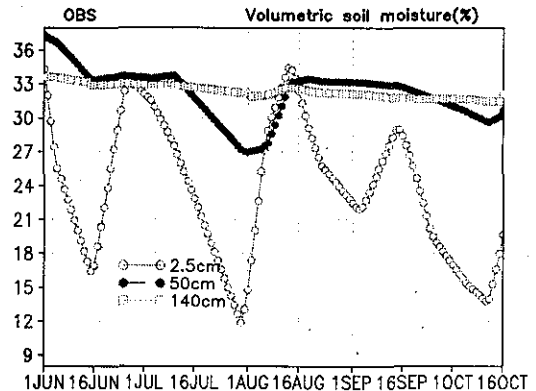


圖2 FIFE 實驗期間（1987/6/1-10/16）觀測土壤含水量變化（ m^3/m^3 ）。

總蒸發量的估算過程中，土壤濕度是一個相當關鍵的決定因素，所以進一步比較兩模式土壤濕度的變化，由於兩版模式對於土壤濕度的預報變數是不相同的，所以先將作業模式預報的總含水量（ W_g ）換算成和新版模式相同的單位體積含水比例（ $W_g/W_{\text{max}} * (\theta_{\text{ref}} - \theta_w) + \theta_w$ ），不過兩版模式其總蒸發量的計算與土壤含水量的關係函數大不相同，所以我們僅將觀察重點放在含水量的變化趨勢。比較後可以發現作業版土壤含水量的變化趨勢（圖4a）受氣候層相當大的影響，所以七月底時，當新版土壤模式的土壤含水量（圖4b）如觀測（圖2）不斷往下降，作業模式的土壤含水量只有微微減弱，同樣的情形在十月更為明顯，新版土壤模式的土壤含水量因為久未下雨逐漸減少，但作業版模式受較高的氣候層含水量影響，沒有下降反而比八月升高。此處作業版土壤含水量變化與實際觀測的差異，部分解釋了前面提到之七月與十月總蒸發量的過大偏差。作業版土

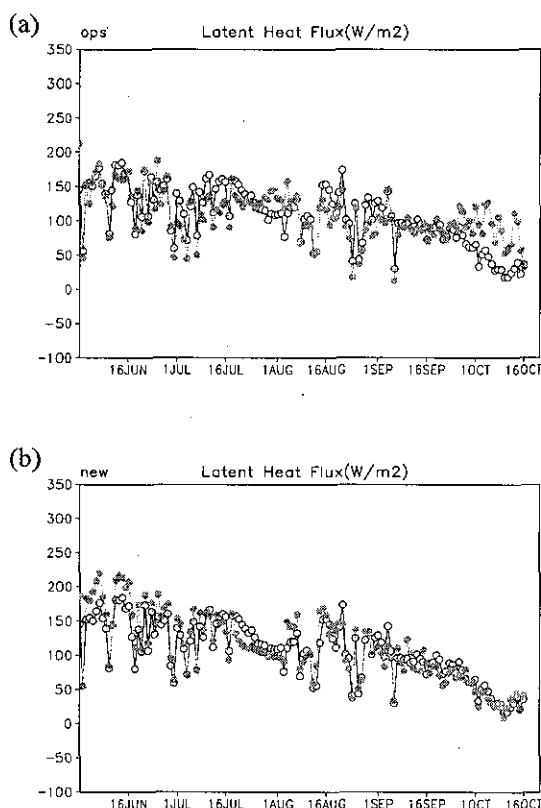


圖 3 觀測（空心圓線）及模擬（實心圓線）的日平均潛熱通量 (a) OPS 版 (b) NEW 版。單位為 W/m^2 。

壤模式於七月底高估總蒸發量的另一可能原因，則和作業版模式估算飽和蒸發量的方法於乾熱環境傾向高估有關 (Pan 1990)。降水之後（八月）反而變成低估的情形，則明顯是受氣候場的牽制，所以較無法表現出短期的天氣變異。

另外有關新版模式的模擬結果，八月中超過 60mm/day 的一場大雨更使得新版模式表層土壤含水量超過 0.3，新版模式在此段期間的模擬與六月初及六月中潮濕期均出現高估的偏差，相反的，在七月下旬及九月下旬至十月的乾燥期，模式對總蒸發的模擬則轉為低估，此與 Chen et al. (1996) 的模擬特徵類似，Chen et al. (1996) 認為誤差的主要來源和植物阻尼係數與土壤濕度之間過於簡單的線性關係 (14 式

的 F_4) 有關。

綜合而言，作業模式受氣候場影響過大，整體趨勢受氣候場主導，偏差特性取決於當時天氣和氣候場的相關。新版模式在濕季有高估總蒸發的偏差，尤其在大雨之後，在乾季則是低估，而低估較高估的現象輕微。但長時間整體變化趨勢和實際觀測有很好的吻合。

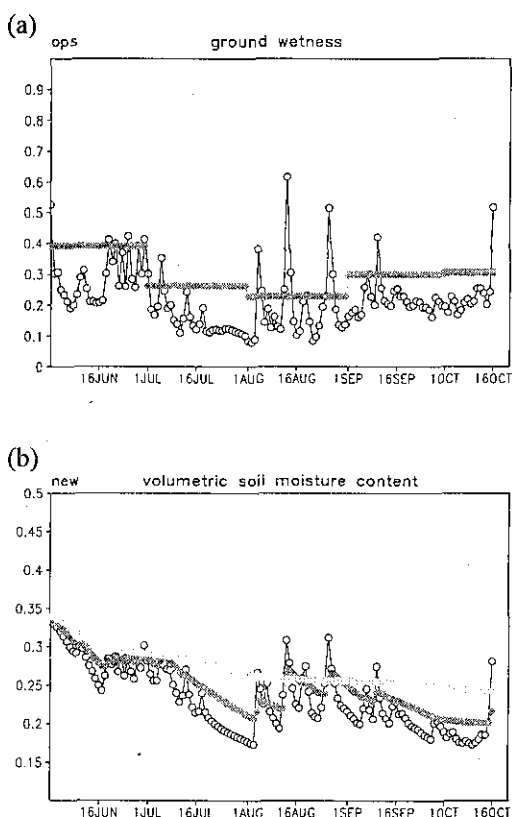


圖 4 (a) OPS 版土壤可用水比例（圈線為表層，實線為氣候層）及 (b) NEW 版三層土壤單位體積含水比例（空心圓線為表層，往上依次為第二及第三層）。單位為 m^3/m^3 。

2. 熱力場的變化

整個實驗期間的可感熱通量日平均模擬（圖 5），若與總蒸發量（圖 3）相互對照，可以發現其模擬偏差大致是互補的，作業版的可感熱通量（圖 5a）在七月末及十月均為明顯低

估，此偏差可視為因應總蒸發量的高估偏差產生的調整，同理可解，新版土壤模式在七月下旬對可感熱的高估偏差，是同時總蒸發量低估的一協調反應。值得注意的是，可感熱通量的絕對數值均小於 90 W/m^2 ，而總蒸發量則主要介於 50 至 200 W/m^2 的範圍，顯然在能量交換上蒸發（散）較可感熱有效率。另外值得注意的一點，新版模式整體的可感熱正偏差處較為明顯，負偏差的分佈時間點較少值也較小，當進一步檢查土壤熱通量的模擬（圖 6）時，發現新版模式的土壤熱通量普遍有負的偏差特性，使得可感熱必須做一正向的調整，這解釋了可感熱的正偏差較為顯著，負偏差則較淡化的現象。

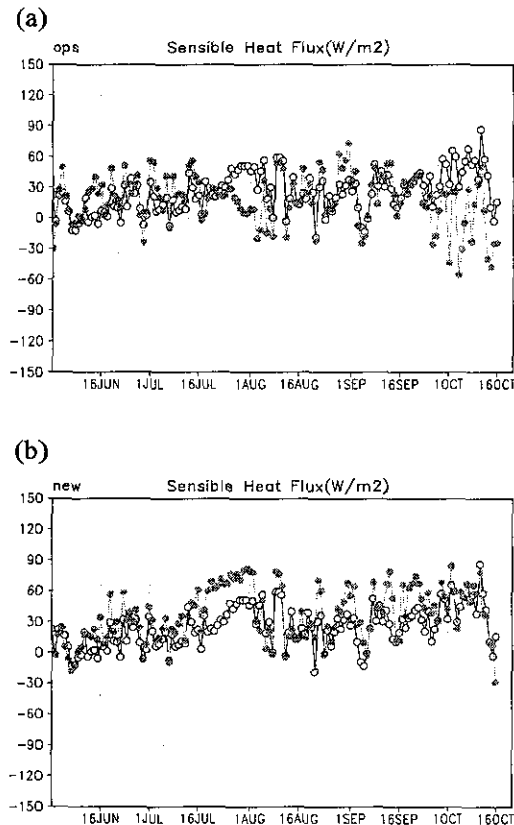


圖 5 觀測（空心圓線）及模擬（實心圓線）的日平均可感熱通量 (a) OPS 版 (b) NEW 版。單位為 W/m^2 。

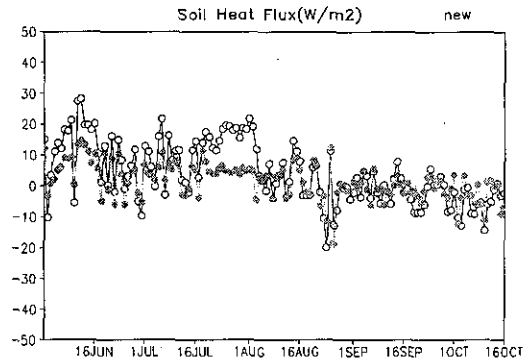


圖 6 觀測（空心圓線）及 NEW 版土壤模式模擬（實心圓線）的日平均土壤熱通量。單位為 W/m^2 。

不論是作業版或新版地表模式，對地表溫度日平均變化的模擬（圖 7）均和觀測有非常好的相似性，於七月底因為較大的太陽輻射能量及較小的蒸發而達最高溫，十月底則因為越來越小的太陽入射量，地表溫度逐漸下降至最低，由於在積分實驗過程中，大氣輻射通量是由觀測提供，所以地表溫度日平均變化的整體趨勢與觀測相近是可預期的。但在局部時段則會因為模式特性差異導致不同能量平衡點，例如七月下旬和十月，作業版有較明顯低估，新版模式則是高估，若進一步檢查其日夜變化，以七月二十六日至八月一日的一個星期為例，也可看到作業版的地表溫度振幅（圖 8a）較新版模式的地表溫度振幅（圖 8b）小。此差異正是反應兩模式對地表能量分配的不同，新版模式在此段時間因較低的蒸發使得地表有較高溫度，因此以較高可感熱比例與大氣交換能量，作業版模式在此段時間則是潛熱較佔優勢。

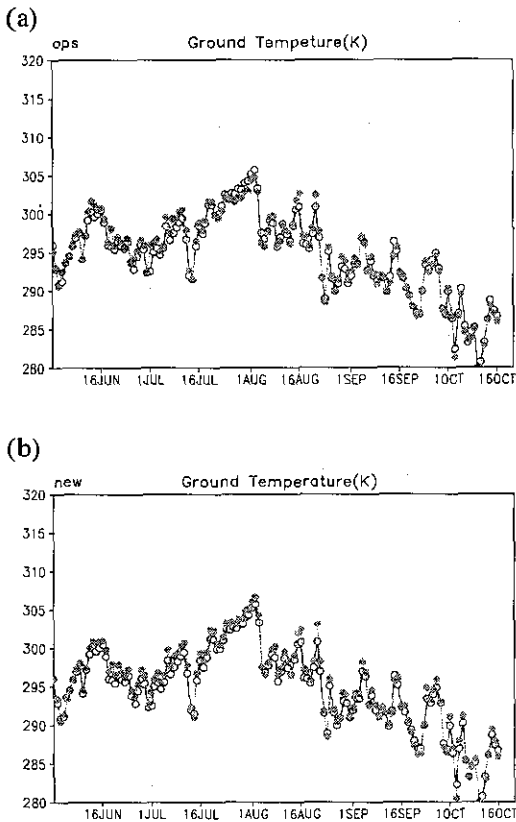


圖 7 觀測（空心圓線）及模擬（實心圓線）的日平均地表溫度(a)OPS 版(b)NEW 版。單位為 K。

從整體的角度來看，可感熱通量、總蒸發量和土壤熱通量彼此不斷在進行協調，目的是和大氣的淨輻射通量達成平衡，調整的過程中地表溫度隨之起伏變化；當土壤潮濕產生較大的蒸發帶走較多熱量時，地表溫度即會下降，因而使得可感熱與地面土壤熱通量降低，當其中任一項估計有偏差，其他項便會隨之反應，所以地面可感熱通量場的模擬與總蒸發量或土壤熱通量，彼此之間都是息息相關的。綜合以上日平均變化的結果可以發現，因為蒸發（散）能非常有效的交換能量，因此主導了地表與大氣的能量傳遞，模式中地表蒸發的估算取決於其水文特性，所以地表模式中水文過程的處理對一個模式大氣的能量分配有非常決定性的影

響。

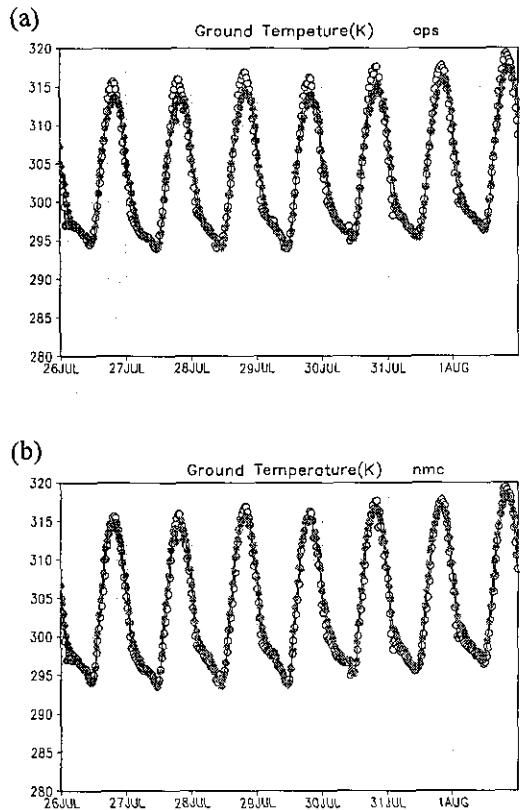


圖 8 七月末 (7/26-8/2) 觀測（空心圓線）及模擬（實心圓線）的地表溫度日夜變化(a)OPS 版 (b) NEW 版。單位為 K。

（三）敏感測試

以上測試結果顯示新版模式的確較能掌握水文變化的實際趨勢，不過此模式正因為考慮了較完整的物理過程，所以牽涉到較多物理參數，以下針對兩個較重要的參數做敏感測試，藉此觀測資料進一步瞭解新版模式的限制。

1. 植物覆蓋率

前面測試的植物覆蓋率是參考 Chen et al. (1996) 以 NDVI (Gutman et al. 1995) 五年的平均值設定 (表 2)，為瞭解此參數值的影響，敏感測試中將植物覆蓋率設定為零。

以蒸發量的日平均變化 (圖 9) 做比對，當植物覆蓋率為零時，其總蒸發在潮濕期 (六

月初，六月底，八月初及八月中）大幅上升，乾燥期（七月底，九月下旬至十月中）則顯著降低，顯示植物覆蓋影響地表總蒸發在時間上的配置，沒有植物的裸地只能靠土壤表層的直接蒸發，潮濕期的直接蒸發使得土壤表層水分迅速減少，深層土壤則保持高含水量僅以虹吸作用提供水分給表層土壤，所以枯雨期裸地只有表層少量的直接蒸發，植物覆蓋使得蒸發來自於表層土壤直接蒸發及深層土壤植物根部的水分蒸散，即使乾燥期也能透過根部傳輸吸收到深層土壤的水分，所以植物使得地表水分總蒸發變得較和緩而持續。

表 2. 植物覆蓋率 (σ_f) 及植物投影面積 (LAI, Leaf Area Index)

	Month					
	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.
σ_f	0.78	0.83	0.80	0.82	0.75	0.39
LAI	1.0	2.20	2.20	2.0	1.0	0.5

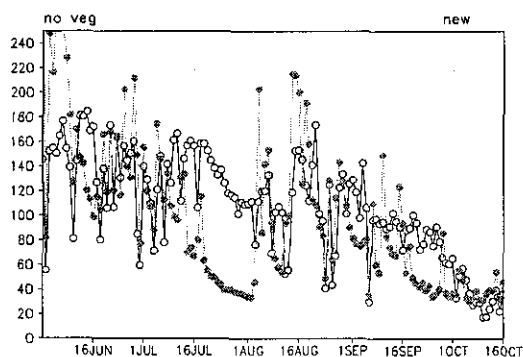


圖 9 日平均潛熱通量（同圖 3b），但為植物覆蓋率設定為 0 之敏感測試版。觀測以空心圓線標示，模擬以實心圓線標示。單位為 W/m^2 。

所以植物覆蓋率的設定在此新版模式有其相當的影響，在其他相關研究（Jacquemin and

Noilhan 1990）也曾提及植物覆蓋率是第一階（first order）重要參數，所以此版地表模式應用於三維大氣模式時，必須特別注意此參數的設定。

2. 土壤含水量初始場

控制組的設定是參考積分起始點（6 月 1 日）的觀測，設定三層土壤的單位體積含水量比例均為 0.34，敏感測試則將三層均減為 0.24（減少 0.1）。

同樣以總蒸發量（圖 10）為比較參考，發現初始含水量的減弱，其影響橫跨整個實驗期，雖然八月中一場大於 60mm/day 的降水使得土壤含水量差距減小，之後的蒸發差異較為降低，但是影響仍看得見。

測試結果顯示，土壤含水量的記憶時間長達數個月，因此其初始值的設定對長時間的模擬均有其持續性影響，這將是實際應用於作業模式時必須面臨考驗的問題。

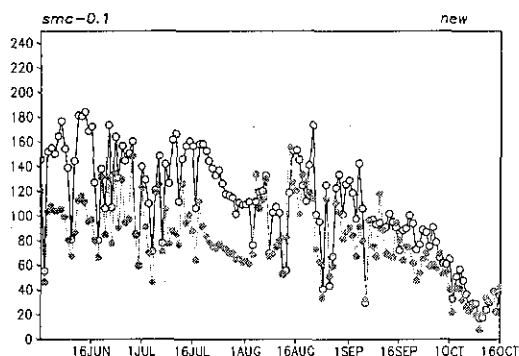


圖 10 日平均潛熱通量（同圖 3b），但為初始土壤濕度場之敏感測試版。觀測以空心圓線標示，模擬以實心圓線標示。單位為 W/m^2 。

四、三維實驗

單維實驗的評估結果告訴我們，新版土壤模式因為具有較詳實物理過程，所以對於地表總蒸發量的長時間變化的確較有掌握之潛力，不過敏感測試的結果也同時提醒我們，此模式在實際應用於大氣模式時，相關參數的設定不

當將會對應用成果產生很大的限制。另外，當土壤模式應用於實際大氣模式做預報時，將會和大氣環境產生交互作用，來自於大氣的影響，例如太陽輻射，降雨等，均是影響土壤模式反應的重要因子，土壤模式的輸出反應，又將直接回饋給大氣，形成一非線性的交互影響，同時，相較於作業版土壤模式，新版土壤模式具有較完整的物理考量，因此未涵蓋氣候場的修正項，其對來自大氣的影響敏感度也相對增加，所以新版土壤模式於三維模式的影響，必須是涵蓋所有相關物理過程的一整體考量，如此將增加評估的複雜度，有必要透過第二階段的三維模擬實驗作進一步確認。

(一) 模式介紹及初始場和背景場設定

三維實驗採用目前於中央氣象局作業之全球波譜模式，本研究使用的版本其水平解析度為 T119 (360x180)，垂直解析度 30 層，模式的預報變數包含渦度場、輻散場、地面氣壓、虛位溫及比濕，至於模式詳細的動力及物理過程介紹可參考 Liou et al. (1997)。

三維實驗設計以七月及十二月代表兩個不同季節，分別從 2002 年 7 月 1 日及 12 月 1 日開始進行一整個月的資料同化預報模擬實驗，實驗進行中各組維持每天四次 (6 小時一次) 資料同化分析，所以模式預報的影響藉由猜測場帶入分析場，藉此可累積預報模式差異造成的變化，其結果將較單一個案更具代表性。

實驗分二組進行，二組模式使用不同地表過程，一組採用目前作業版的單層土壤模式 (OPS)，此版土壤模式的土壤含水量預報需使用氣候值，採用的土壤濕度氣候值乃由 Mintz and Walker (1993) 根據觀測的降水及地表空氣溫度計算求得，此組資料分為十二個月，空間解析度為 1.875×1.875 。

另一測試組採用第二節介紹的新版多層土壤模式 (NEW)，在此實驗中設定多層土壤模式為二層 (10 公分和 190 公分)，土壤濕度的初始場則從作業模式的土壤含水量 (W_g) 重新

換算至單位體積土壤含水比例

$$\theta = \frac{W_g}{W_{\max}} \cdot (\theta_f - \theta_w) + \theta_w$$

土壤型態及植物種類是此模式二個重要基本參數，此二參數將決定相關土壤物理特性及植物阻尼特性，在此實驗採用 Zobler (1986) 的全球土壤分佈，共分為 9 種土壤型態，其空間解析度為 10×10 ；植物種類的全球分佈來自 GCIP (Global Continental-Scale International Project)，其解析度為 10×10 共計 13 種。另一重要參數，植物覆蓋率，則選用來自於衛星資料 NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) 換算得到的五年平均值，其空間解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ ，資料已考慮季節變化，共計 12 個月資料。

(二) 結果比較

在本局目前數值預報系統的作業化流程中，校驗系統主要是利用各種統計誤差及技術得分來評估模式預報的能力 (陳等, 1989)，本研究選取其中國際間常用來校驗預報模式的數據指標『500 hPa 高度場距平相關 (anomaly correlation)』及『海平面氣壓場 S1 得分 (s1 score)』進行比較，詳細的相關定義及計算式請參考陳等 (1989) 的文獻。

距平相關是以氣候場做為參考，計算預報場和分析場之間的變化相關，其值越趨近 1 表示預報與觀測分析場越相符。圖 11 為 2002 年七月 500 百帕高度場的距平相關比較，圖 11a 及 11b 分別為北半球及南半球的第一天至第五天預報，整體而言 NEW 版 (虛線) 比作業版的相關係數微高但不顯著，客觀的評估認為二版本分數應是相當 (compatible)。十二月 500 百帕高度場的距平相關表現和七月相似，均無明顯變化 (圖未示)；另外可以評估模式預報氣壓梯度的 S1 得分 (圖未示) 比較，亦無明顯差別。事實上中緯度大尺度環流系統主要受非輻散 (nondivergent) 風影響，地表過程的主要影響是邊界層發展及低層水汽抬升引發之對流，

對大尺度系統的影響則是非常間接 (Pan 1990), 因此大尺度系統的統計得分無顯著差距亦屬合理。

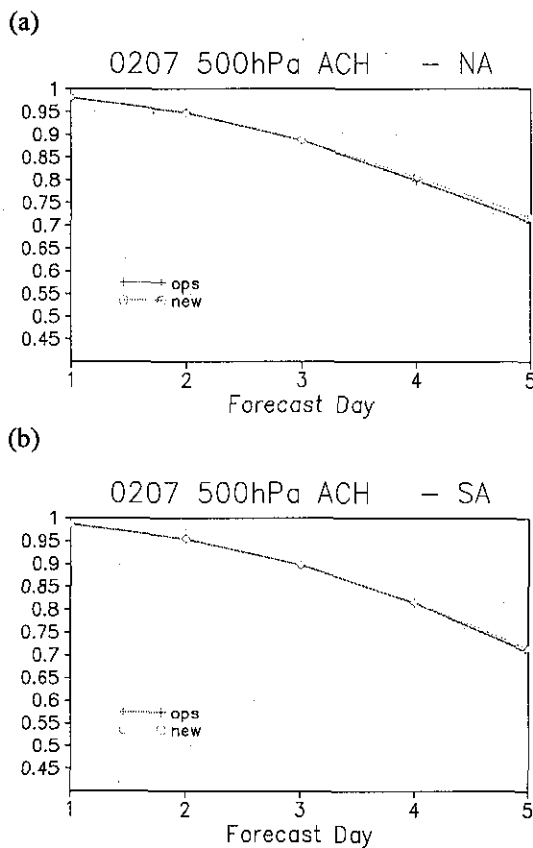


圖 11 2002 年七月三維模式於 (a) 北半球及 (20-80N) (b) 南半球 (20-80S) 1-5 五天預報之 500hPa 高度場距平相關(ACH)月平均比較, 實線為作業版(ops), 圈虛線為新版土壤模式版(new)。

模式之物理參數化的缺失通常是造成模式系統性誤差的主因之一, 改善目前氣象局作業模式中低層之溫度場偏差, 為更新土壤模式的主要動機, 因此進一步分別針對七月及十二月, 進行模式大氣溫度場的平均偏差 (mean error) 比較。

1. 七月溫度場偏差

以整體的角度來看, 從七月平均溫度場第五天預報偏差值的緯向平均 (圖 12a), 可以看到作業版全球模式在 100 hPa 以下整個溫度場偏差結構在赤道區 (南北緯 30 度以內) 為整層暖偏差, 北半球 (30° 以北) 則是中低層暖偏差, 中高層 (600 hPa 以上) 冷偏差, 南半球除了極區附近為整層偏冷外, 南緯 30 度至 60 度的溫度偏差結構和北半球相似, 但低層暖偏差侷限在 800 hPa 以下。新版土壤模式的影響 (圖 12b) 則使北半球中層的冷偏差範圍在中緯度附近有往下擴展的趨勢, 使得中低層暖偏差範圍減小。

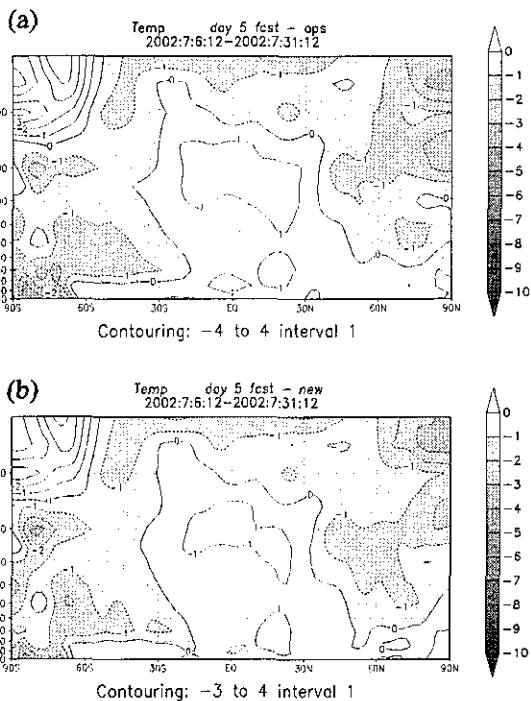


圖 12 (a) 作業版 (b) 更新土壤模式之氣象局全球模式 (T120) 於 2002 年七月的溫度場第五天預報月平均偏差之緯向平均。等值線間距為 1K。

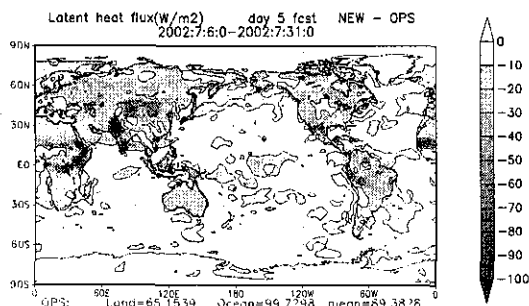
為瞭解新版土壤模式造成的影響, 將切入點回到最上游, 也就是地表至大氣能量傳送的估算, 這是土壤模式最直接影響的部分。若進

一步分析七月全球總蒸發量（圖 13a）及可感熱通量（圖 13b）於二個實驗的差值（NEW-OPS），可看到南極因為 OPS 版設定冰面蒸發為零，而 NEW 版是以飽和蒸發量估算冰面的蒸發，因此在南極區有全面的正區，除此之外大部分的陸塊上都是負區，也就是說新版多層土壤使得陸面總蒸發量減少，全球平均而言 OPS 版的陸面總蒸發約為 65 W/m²，NEW 版的陸面總蒸發大約只有 49 W/m²，相對的，在幾塊主要蒸發減少區，例如中非，南美中北部，印度半島及歐亞大陸北緯 60 度上下的一長條區塊大陸，均可看到可感熱顯著的增加，OPS 版的全球陸面平均可感熱約為 41 W/m²，NEW 版的陸面平均可感熱增為 47 W/m²，所以 NEW 版對陸面熱量分配的影響使總蒸發比例（Evaporation Fraction, LH/(LH+SH)）從 0.62

降為 0.51，其伴隨的影響使陸面平均降雨量從 2.56 mm/day 降為 2.10 mm/day，至於全球平均降雨量則僅有微幅減少（3.10 降為 3.098mm/day）。

土壤模式的直接影響是在陸面，而北半球的陸面比例遠比南半球高，因此針對北半球區域（20-80 N, NA）作進一步分析。從北半球溫度場平均偏差（mean error）的垂直結構（圖 14）來看，作業版模式在 850 hPa 以下低層大氣的第五天預報原有 0.3-0.5 度的暖偏差，NEW 版測試結果顯示低層大氣增暖，暖偏差增加為 0.5-0.8 度，對中高層大氣的影響則是偏冷，使中層大氣（850 hPa-400 hPa）原來的暖偏差減少約 0.1-0.2 度，至於 400 hPa 以上的高層大氣原來即是冷偏差，因此變得更冷。

(a) Latent heat flux(W/m²)



(b) Sensible heat flux(W/m²)

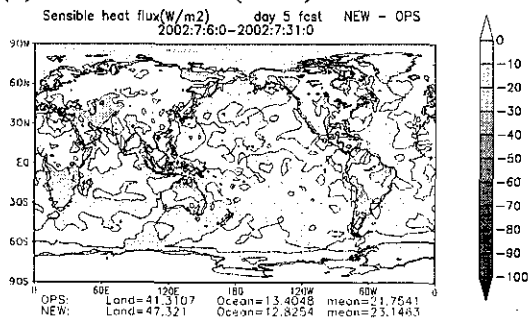


圖 13 氣象局全球模式 2002 年七月之 (a) 潛熱及 (b) 可感熱第五天預報月平均於二版模式的差值（新版-作業版）分佈。等值線間距為 50 W/m²。

2002 Jul FMT 5 day fcst - NA

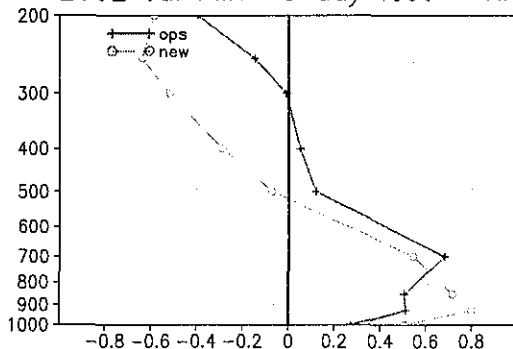


圖 14 氣象局全球模式於 2002 年七月的溫度場第五天預報月平均偏差（mean error）在北半球（20-80N）的平均垂直結構。實線為作業版，圈虛線為更新土壤模式版。

由於可感熱透過渦流傳送對低層大氣有直接加熱的作用，而蒸發則需透過邊界層將水氣往上傳送後，經由對流上升產生凝結才釋放潛熱，因此其對大氣溫度的影響主要在中高層，而此區（NA）地表能量分析結果顯示 NEW 版較 OPS 版增加了 3.46 W/m² (29.57-26.11 W/m²) 的可感熱，總蒸發量則減少了約 5.77 W/m²

($54.80-60.57 \text{ W/m}^2$)，因此猜測下邊界能量的改變主導了此處溫度場偏差在垂直結構上的變化。至於高層(300 hPa 附近)為何還有-0.62 的影響，僅靠對流是否能對高層產生如此大的變化，是否還有其他作用扮演角色，必須靠進一步分析才能確認。

2. 十二月溫度場偏差

北半球在十二月進入冬半球，太陽輻射提供的能量大為降低，由於大部分的陸塊分佈在北半球，使得全球陸面平均總蒸發量在十二月比七月小很多，從七月的 65 W/m^2 減為 43 W/m^2 ，海面由於熱容大，夏季時儲存了較多太陽的能量，所以在冬季時反而有較大的能量可以傳至大氣，因此海面的蒸發量從七月的 99.7 W/m^2 增加為 108.4 W/m^2 ，同樣地，陸面平均可感熱的傳送也是大幅減小，從 41.3 W/m^2 降至 18.5 W/m^2 。

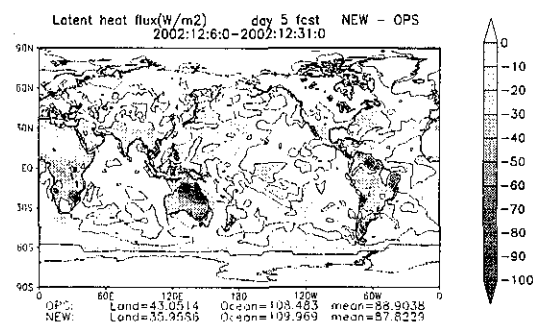
NEW 版模式造成的影響，使陸面總蒸發約減少 8 W/m^2 ，差值是七月的一半。從總蒸發量差值(NEW-OPS)的分佈(圖 15a)可以看到北半球 45 度以北的陸面有大範圍微弱正值，這和二個模式對於雪上蒸發的處理有關，OPS 版將雪面上蒸發設定為零，而 NEW 版模式則以飽和蒸發量作估算，這應該是使得十二月陸面總蒸發量減少較緩的因素之一。另外由於新版土壤模式是改變陸面的地表過程，前面地表能量分析顯示的十二月於陸面比例大幅降低情形，應該也是造成 NEW 版模式在十二月的影響應較七月弱的一個原因。至於陸面上較顯著的負值區主要分佈在此時為夏季的南半球，在這些區域也有較明顯的可感熱正區(圖 15b)。

相較於七月，NEW 版模式對北半球溫度場偏差的影響(圖 20)幾乎可以忽略，事實上此區的下邊界平均能量也相當接近，OPS 版的平均總蒸發量約為 80.4 W/m^2 ，NEW 版則為 79.8 W/m^2 ，平均可感熱的差值更小於 0.5 W/m^2 (NEW-OPS, 21.43-21.79)。

雖然南半球(20-80S, SA)陸面上的總蒸

發有非常顯著的減少，但其面積所佔比例有限，同時十二月南極冰面的溫度升高其總蒸發量也較七月大幅提高，使得此區(SA)平均總蒸發量仍有些微增加，造成其 600 hPa 以下溫度稍微增暖(圖未示)，從地表能量分析所顯示，十二月此區(SA)主要蒸發量正值來自冰面而七月則主要來自海面的貢獻。

(a) Latent heat flux(W/m^2)



(b) Sensible heat flux(W/m^2)

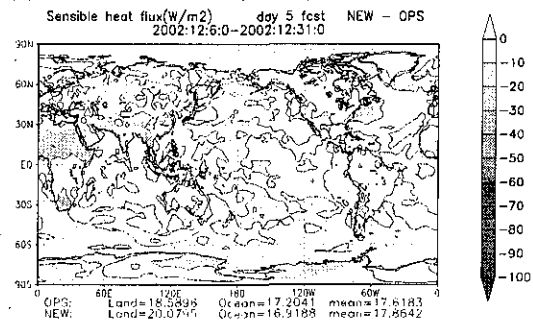


圖 15 氣象局全球模式 2002 年十二月之 (a) 潛熱及 (b) 可感熱第五天預報月平均於二版模式的差值(新版-作業版)分佈。等值線間距為 50 W/m^2 。

(三) 敏感測試

從以上夏季月份(七月)及冬季月份(十二月)的評估比較，均看到土壤模式的改變直接影響下邊界能量分配，並進而對溫度場垂直結構造成影響，其影響好壞參半，綜合而言主要的影響來自陸面上的總蒸發在新版模式有明顯減小的趨勢，而七月份又較十二月份明顯。總蒸發減小的一可能原因和二模式基本特性不

同相關，例如地表飽和蒸發量的估算方式，在新版土壤模式採用 Penman 提出的方法 (Mahrt and Ek 1984)，取代作業版以地表溫度的飽和濕度和地表空氣濕度的差值決定，Pan (1990) 指出 Penman 的方法尤其可以有效降低乾熱區對總蒸發的高估。另外單維測試的結果也告訴我們，初始土壤濕度場對總蒸發量的影響甚至可延續幾個月，在前面三維測試中我們直接以原作業版預報的可用含水量，配合各點不同土壤的田間含水量及枯萎點估算出每點的單位體積含水比例，為了進一步瞭解目前估算出的土壤濕度場是否還有更適當的調整空間，另設計了二個不同處理之初始濕度場進行進一步敏感測試。

1. 初始土壤濕度增大為 1.2 倍

第一組 (NEW1) 敏感測試的方式是將初始土壤可用含水量變為 1.2 倍

$$\theta = \frac{Wg}{W_{\max}} \cdot (\theta_f - \theta_w) \cdot 1.2 + \theta_w,$$

重新進行七月模擬實驗。

以北半球 (20-60 N) 第五天預報的溫度場平均偏差 (圖 16) 作為比對參考，原來 NEW 版 (實線) 在低層造成的增暖使其最大偏差從 0.5 K 增加為 0.8 K，但 NEW1 敏感測試結果 (空心圓虛線)，調高初始土壤濕度使得低層最大偏差減為 0.6K，同時高層的負偏差從 -0.6 K 降為 -0.5 K，所以 NEW 版模式在高層及低層的負面影響在調高土壤濕度後均較為減緩。

配合下邊界能量場的分析，顯示此區 (NA) 的總蒸發量比 NEW 版控制組增加了約 2.1 W/m²，可感熱則減少了約 1.7 W/m²，所以透過初始土壤濕度的全面調高，有效的提高了總蒸發量，同時減低了地面傳至低層大氣的可感熱，在這簡單的敏感測試中，溫度場的反應更清楚說明了地表蒸發與可感熱之分配，對大氣溫度垂直結構的影響，我們判斷這亦是新版土壤模式造成溫度場系統性偏差改變的主因。

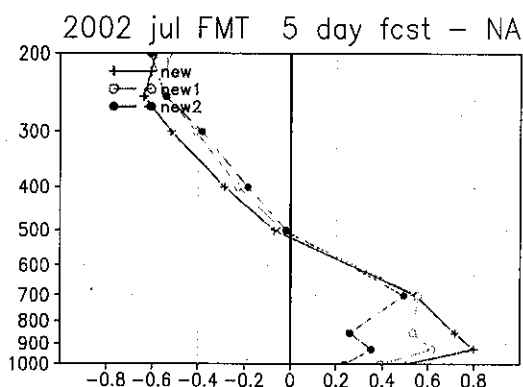


圖 16 同圖 14，但實線為更新土壤模式版 (NEW)。空心圓虛線為更新土壤模式版，同時初始土壤濕度增為 1.2 倍 (NEW1)。實心圓虛線為更新土壤模式版配合 NCEP Reanalysis2 初始土壤濕度場 (NEW2)。

2. 以 NCEP reanalysis2 為土壤濕度初始場

從上一節的敏感測試，已看到初始土壤濕度場以等比例增加的敏感性，本節第二組 (NEW2) 測試採用了美國國家環境預報中心建置之模式重分析場 (NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis, R-2) (Kanamitsu et al. 2002)，於實驗積分初始日 (2002/7/1) 的日平均土壤濕度為初始場的設定值，此重分析場乃經過觀測降雨資料之修正，大為提高了其土壤含水量的大小及分佈之準確性。

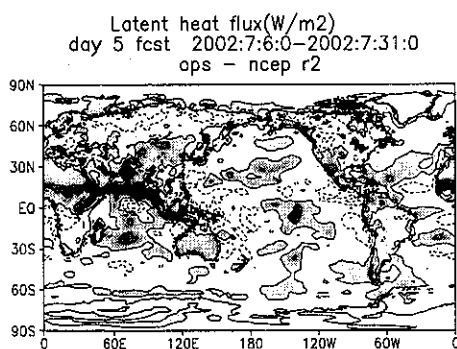
以北半球 (20-80 N) 第五天預報的溫度場平均偏差 (圖 16) 作為參考，不僅高層的負偏差從 NEW 版的 -0.6K 降為 -0.5K (實心圓虛線)，更顯著的是低層的最大暖偏差從 0.8K 減小為 0.35K。配合下邊界能量場的分析，此區 (NA) 的總蒸發量比 NEW 版控制組增加了約 3.8 W/m²，可感熱則減少了約 4W/m²，甚至比作業版還低 0.6W/m²，也因此看到低層的暖偏差已比作業版 (OPS) 小。

進一步以美國國家環境預報中心 R-2 的地表蒸發為參考，若分別檢驗 OPS 版 (圖 17a，

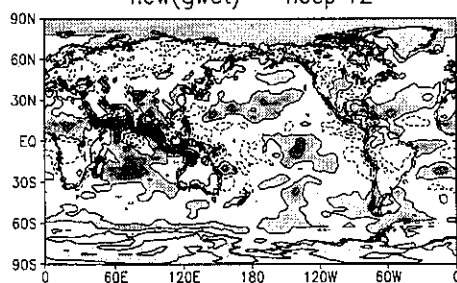
OPS-R2)及 NEW 版控制組(圖 17b, NEW-R2)的地表總蒸發之分佈,可以清楚看到 NEW 版控制組對於作業版在青康藏高原(30-45N,70-120E)及撒哈拉沙漠的高估現象,均有顯著改善,但是對於歐亞大陸及北美

(a) Latent Heat Flux(W/m^2)

OPS - NCEP Reanalysis2



(b) NEW - NCEP Reanalysis2
new(gwet) - ncep r2



(c) NEW2 - NCEP Reanalysis2

new(r2) - ncep r2

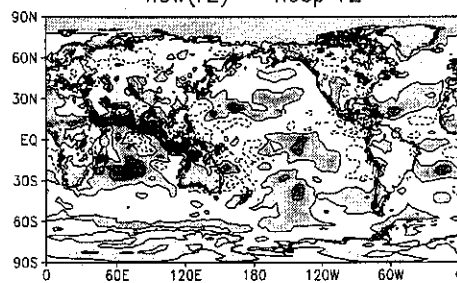
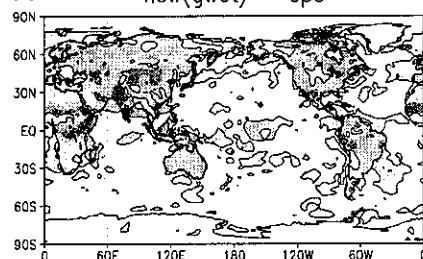


圖 17 2002 年七月地表蒸發量之差值 (a) 作業版(OPS) - NCEP Reanalysis2 (b) 新版(NEW) - NCEP Reanalysis2 (c) 新版土壤模式配合 NCEP Reanalysis2 初始土壤濕度場 (NEW2)- NCEP Reanalysis2。

洲(包括加拿大,阿拉斯加)的低估反而有加深趨勢。但在此節敏感測試中,發現修改了初始土壤濕度值後,對於原來在歐亞大陸及北美洲的低估均減緩了(圖 17c, NEW2-R2),另外,在南美及南非的低估也同時減輕。

在這部分的敏感測試中,我們要強調的重點是,更新了多層土壤模式後,造成地表總蒸發全面降低(18a, NEW-OPS)),這其中有一部分原因來自於模式處理方法改變,撒哈拉沙漠及青康藏高原上的總蒸發量減小即和此有直接相關;此節土壤濕度初始場測試則突顯出另一重要因素,藉著設定較佳之初始濕度值,使得蒸發量之增減在空間上的分佈更趨合理(圖 18b, NEW2-OPS),所以看到原來蒸發偏弱(圖 17b)的歐亞大陸及阿拉斯加和南美及南非,在此測試中均有較強的總蒸發量,而原來總蒸發量過強的撒哈拉沙漠及青康藏高原仍維持減小趨勢。

(a) new(gwet) - ops



(b) new(r2) - ops

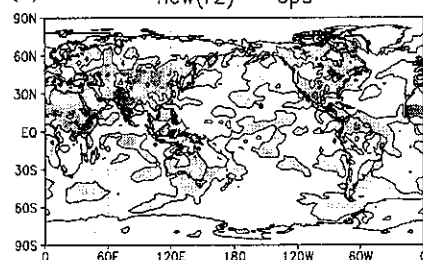


圖 18 2002 年七月地表蒸發量之差值 (a) 新版 - 作業版 (b) 新版土壤模式配合 NCEP Reanalysis2 初始土壤濕度場 - 作業版。等值線間距為 50 W/m^2 。

五、分析與結論

從模式大氣之溫度場系統性偏差的角度來看，更新土壤模式後對原來中低層（850 hPa-500 hPa）在夏季的偏暖的確有正向的改進，底層（850 hPa 以下）大氣的過暖，在更新土壤模式並設定較合理之土壤濕度後，過暖的系統性偏差也減小，但是 500 hPa 以上中高層大氣原來的偏冷誤差則被強化。所以就整層而言，新版地表過程對大氣的影響是優劣各半。但是，導致模式大氣系統性偏差的原因本就是錯綜複雜，是各個物理過程相互作用的最後呈現，所以作物理過程調整時，我們常會面臨的問題是，更新一個理論基礎較完備的物理參數化對模式預報結果不一定有全面正向的改進，本研究即面臨此問題，這牽涉到模式大氣裡所有物理模組的平衡關係，原來的平衡狀態一旦被打破，模式預報結果有可能變差，此時其餘相關物理過程必須作配合調整，才能達到一更佳平衡點。不過這個過程不是短時間可以一次完成，目前我們只能以階段性的方式調整模式，但在每個階段過程，我們則盡量確認其正確性，並分析可能引發之效應，作為下一階段調整的參考。以下即針對地表能量和溫度場收支，作進一步分析討論。

（一）地表能量分析

地表能量的估計是地表過程影響之最上游，因此希望能更客觀評估此部分影響的優劣，以確認新版地表模式的更新價值。

由於前一節使用的 NCEP R-2 的地表能量為模式診斷值，參雜了模式的主觀特性，為增加比較之客觀性，選取 ECMWF（European Centre Medium-Range Weather Forecasts）重分析場（ERA40）的地表能量輸出，為另一比較標準。表三列出了 OPS 版，NEW2 版及 NCEP R-2 和 ECMWF 重分析場在 2002 年七月的地總表蒸發量月平均值，可以清楚看到，不論是在陸地或是北半球（20-80N），新版土壤測試版的地表總蒸發量均比作業版低，若以 Ncep R-2 和

ECMWF 重分析場為參考標準，可以發現此二模式的蒸發估算值也有相當的差距，測試版及作業版的蒸發估算值剛好介於二者之間，顯然我們無法從平均總量來判別優劣。

表 3. 2002 年 7 月 地表蒸發之月平均（單位： W/m^2 ）

	Land	NA (20-80N)
OPS	65.1	60.5
NEW2	58.9	58.6
NCEP	68.2	67.6
Reanalysis 2		
ECMWF	52.9	57.8
Reanalysis		

圖 19 為作業版第五天預報和 ECMWF 重分析場之總蒸發量的差異，作業版和 NCEP R-2 的差異可參考圖 17a，比較發現二版重分析場有很大差異性，但是作業版模式不論是和蒸發總量較低的 ECMWF 重分析場相比，或是和蒸發總量較高的 NCEP R-2 相比，在青康藏高原區（70-120E,30-50N）及幾個沙漠區（如撒哈拉沙漠，美國西南部加州，亞歷山納州及內華達州所環繞的沙漠地帶）都有一致的高估現象，顯示作業版模式在這些區域的總蒸發量估算確實有偏差。舊版土壤模式的總蒸發取決於地表溫度之飽和濕度，因此在乾熱區只要土壤濕度大於零，均有可能產生較實際大的蒸發，但檢查新版模式的參數設定後，發現在這些區域的植物覆蓋率均低於 0.2，由單維測試的經驗得知，低植物覆蓋率會大幅減少非雨期的總蒸發，這應是新版土壤模式在這些區域造成總蒸發減弱的因素（圖 18）。

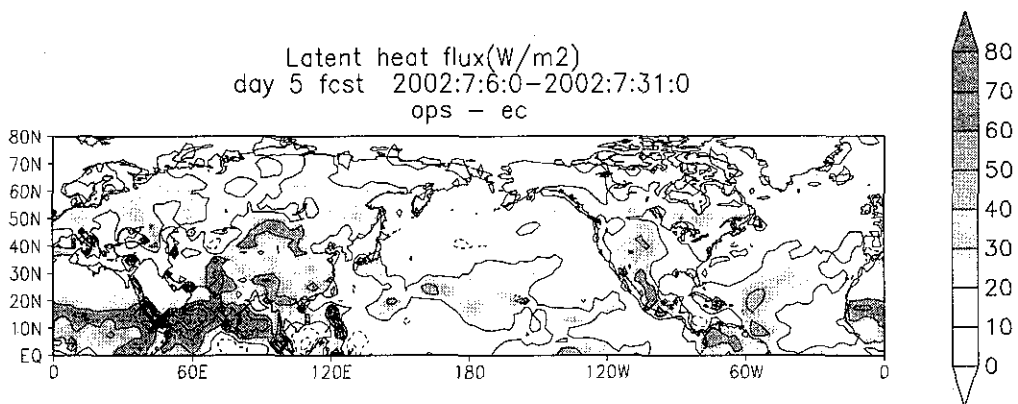


圖 19 2002 年七月作業版第五天預報與 EC Reanalysis 之地表蒸發量差值 (ops-EC)。等值線間距為 50 W/m²。

經由較客觀的資料比對，我們雖仍難以判斷新版土壤模式造成模式整體總蒸發量減弱的效應，是否為正面，但可以確認的是在幾個特定區域的確有明顯進步。

(二) 溫度場收支分析

另外要進一步釐清的問題是，地面能量傳送的改變如何影響整層大氣，甚至到 300 hPa 以上。Kinker and Sardeshmuk (1987) 的研究發現，預報模式中動力項和物理項相抵剩餘之局地收支不平衡，經過長時間平均（至少一個月），和預報所表現的系統性誤差分佈極為相似，因此，解析模式短期預報收支不平衡的原因，可為瞭解模式系統性誤差來源的線索。在此則利用此一想法，進行模式的收支分析，藉以瞭解土壤模式更動造成系統性誤差改變的原因。

進行方法是將二版模式分別針對 2002 年七月進行一個月的測試，測試期間每天 12Z 積分 24 小時，積分同時並將溫度場各個收支項作累計，最後作 31 個個案的平均。平均結果二者在北半球的溫度場淨收支差異和系統性偏差的改變相當一致，均是偏冷的趨勢，收支差異中偏冷的分量是來自物理非絕熱的貢獻，因此進一步對非絕熱項各個物理過程的收支差異（圖

20）進行分析，結果發現 900 hPa 以下主要是邊界層的影響，900 hPa 以上積雲對流的影響開始主導，到 500 hPa 以上積雲對流影響稍減，至 300 hPa 左右，積雲對流影響約佔差異 50%，長波輻射約佔差異的 40%，短波輻射約佔差異的 10%。綜合而言，近地層藉由邊界層紊流傳送受較少可感熱影響，而有較低的溫度，較少的地面蒸發則直接影響積雲對流的發生率及活躍度，使得潛熱釋放減小造成降溫，此影響範圍從 900 hPa 擴及 200 hPa，另外在中高層，長波輻射的冷卻效應也是不可忽略的。

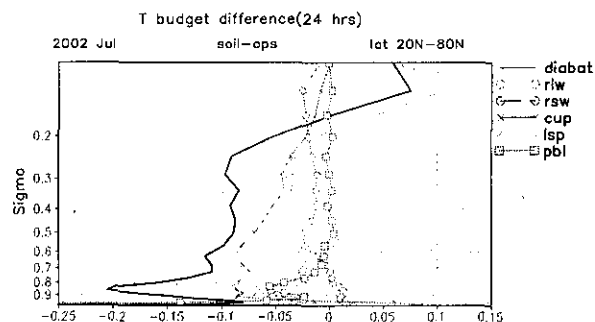


圖 20 氣象局全球模式 2002 年七月於北半球的溫度場 24 小時累積非絕熱項收支差異（土壤更新版 - 作業版）。粗實線為非絕熱項，圈實線為長波輻射項，圈虛線為短波輻射項，x 實線為積雲對流項，x 虛線為大尺度對流項，方塊實線為邊界層項。

經由此部分的分析可以得知，地表過程除了直接影響邊界層及對流的發展，地面蒸發造成之大氣濕度場的改變，將導致輻射作用發生變化，對中高層大氣溫度場也有相當程度的影響，這同時說明了模式物理過程彼此的層層關連，及其調整過程互相配合的必要性。

(三) 結論

單維測試環境提供了觀測初始場及大氣環境場，讓我們能清楚瞭解二版土壤模式的基本差異，OPS 版的土壤模式基本上受氣候場影響過甚，無法忠實反應實際大氣變化，NEW 版模式較能掌握長時間蒸發量變化趨勢，不過有雨季高估乾季低估的系統性誤差，同時從敏感測試進一步瞭解到多層土壤模式的限制，植物覆蓋率及初始土壤濕度等參數的設定對模擬結果有持續性的影響。

有關土壤模式與三維大氣模式相結合之測試，經過一個夏季及冬季月份的資料同化預報實驗，發現新版土壤模式對夏季的影響較為顯著，透過與 NCEP Reanalysis2 及 ECMWF Reanalysis 的比較結果，新版土壤模式大幅降低了作業版在夏季對青康藏高原區及各沙漠區總蒸發量的高估。整體而言，新版土壤模式因地面蒸發減小，可感熱增多，改變了溫度場的偏差狀態，原來北半球中低層的偏暖誤差減少，但 500 hPa 以上的偏冷誤差增加。值得強調的是，此模擬結果和初始土壤濕度場的大小及地理分佈均有相當大的關係，初始土壤濕度的敏感測試，讓我們進一步體認到，此參數的設定對新版土壤模式的應用結果仍有很大的成長空間。

目前關於土壤濕度場的初始分析，仍舊是各作業研究單位正在努力的一重要課題，在問題未解決之前，實際作業時只能維持以模式預報值給定，因此在長時間預報後，土壤濕度場是否會受大氣模式之系統性偏差影響而導致不正常偏離，這是在進入正式作業階段之前必須先釐清的問題，因此下一步將規劃長時間的平

行測試，作進一步釐清。

六、參考文獻

- 陳雯美、林松錦與蔡清彥，1989：中央氣象局全球數值天氣預報系統 1988-1989 預報校驗評估。氣象學報，35，263-279。
- Avisar, R., and R. Pielke, 1989: A parameterization of heterogeneous land surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 2113-2136.
- Betts, A. K., J. H. Ball, and A. C. M. Beljaars, 1993: Comparison between the land surface response of the ECMWF model and the FIFE-1987 data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **119**, 975-1001.
- Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H.-L. Pan, V. Koren, Q. Duan, and A. Betts, 1996: Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7251-7268.
- Deardorff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889-1903.
- Dickinson, R. E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models, in *Climate Processes and Climate Sensitivity*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 29, edited by J. E. Hansen and T. Takahashi, pp. 58-72, AGU, Washington, D. C..
- Ek, M., and L. Mahrt, 1991: OSU 1-D PBL model user's guide, Dep. Of Atmos. Sci., Oreg. State Univ., Corvallis, Oreg..
- Gutman, Garik, Tarpley, Dan, Ignatov, Aleksandr, Olson, Steve. 1995: The Enhanced NOAA

- Global Land Dataset from the Advanced Very High Resolution Radiometer. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 1141–1156
- Hanks, R. J., and G. L. Ashcroft, *Applied Soil Physics*, 159pp., Springer-Verlag, New York, 1986.
- Jacquemin, B., and J. Noilhan, 1990: Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Boundary Layer Meteorol.*, **52**, 93–134.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631–1643.
- Kim, J., and S. Verma, 1990: Components of surface energy balance in a temperate grassland ecosystem. *Boundary Layer Meteorol.*, **51**, 401–417.
- Klinker, E., and P. D. Sardeshmukh, 1987: The diagnosis of systematic errors in numerical weather prediction models. *Workshop Proc. Diabatic Forcing*, Reading, United Kingdom, ECMWF, 209–244.
- Liou, Chi-Sann, Jen-Her Chen, Chuen-Tey Terng, Feng-Ju Wang, Chin-Tzu Fong, Thomas E. Rosmond, Hong-Chi Kuo, Chih-Hui Shiao, and Ming-Dean Cheng, 1997: The second-generation global forecast system at the central weather bureau in Taiwan. *Weather and Forecasting*, **3**, 653–663.
- Mahfouf, J. F., E. Richard, and P. Mascart, 1987: The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **26**, 1483–1495.
- Mahfouf, J. F., and J. Noilhan, 1991: Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 1354–1365.
- Mahrt, L., and K. Ek, 1984: The influence of atmospheric stability on potential evaporation. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **23**, 222–234.
- Mahrt, L., and H.-L. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Boundary Layer Meteorol.*, **29**, 1–20.
- Manabe, S., 1969: Climate and the ocean circulation, I. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Weather Rev.*, **97**, 739–774.
- Mintz, Y., 1981: The sensitivity of numerically simulated climates to land surface boundary conditions. *Proc. JSC Study Conf. on Land Surface Processes in Atmos. GCM*, Greenbelt, Md.
- Mintz, Y., Walker, G.K., 1993: Global Fields of Soil Moisture and Land Surface Evapotranspiration Derived from Observed Precipitation and Surface Air Temperature. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **32**, 1305–1334
- Noilhan, J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 536–549.
- Pan, H.-L., and L. Mahrt, 1987: Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. *Boundary Layer Meteorol.*, **38**, 185–202.
- Pan, H.-L., 1990: A simple parameterization scheme of evapotranspiration over land for the NMC medium-range forecast model. *Mon. Weather Rev.*, **118**, 2500–2512.
- Rowntree, P. R., 1983: Sensitivity of GCM to land surface processes. *Proc. Workshop in Intercomparison of Large Scale Models for*

- Extended Range Forecasts*, pp. 225-261, Eur. Cent. For Medium-Range Weather Forecasts, Reading, Engl.
- Rowntree, P. R., and J. R. Bolton, 1983: Simulations of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **109**, 501-526, 1983.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (Sib) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505-531.
- Sellers, P. J., F. G. Hall, G. Asrar, D. E. Strebel, and F. F. Murphy, 1992a: An overview of the First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE). *J. Geophys. Res.*, **97**, 18,345-18,371.
- Xue, Y., P. J. Sellers, J. L. Kinter, and J. Shukla, 1991: A simplified biosphere model for global climate studies. *J. Clim.*, **4**, 346-364.
- Xue, Y., H. G. Bastable, P. A. Dirmeyer, and P. J. Sellers, 1996: Sensitivity of simulated surface fluxes to changes in land surface parameterizations-A study using ABRACOS data. *J. Appl. Meteorol.*, **35**, 386-400.
- Zobler, L. 1986. A World Soil File for Global Climate Modelling. NASA Technical Memorandum 87802. NASA Goddard Institute for Space Studies, New York, New York, U.S.A.

Assessment of the Land Surface Process in CWB Global Forecast System

Feng-Ju Wang¹ Chin-Tzu Fong²

Research and Development Center¹, Central Weather Bureau

Applied Meteorology Division², Central Weather Bureau

ABSTRACT

Single column tests are performed in first stage. The parameterization of land surface process in the Central Weather Bureau (CWB) operational GFS (Global Forecast System) is compared with a new version from Oregon State University(OSU) model against 5-month area-averaged observations over the FIFE (First ISLSCP Field Experiment) area. From the evaporation comparisons, the operational version tends to be dominated excessively by the prescribed climate layer. Though the new version seems to overestimate during wet period and underestimate during dry period. Overall, the new version ably simulates the long term variation much close to observations.

In addition to the single column simulation, a set of data assimilation experiments using the full three-dimension model with July and December of 2002 data are carried out. The impacts of land surface

process seem much apparent in summer cases (July). While compared with NCEP reanalysis2, the new version soil model shows a good improvement in decreasing the overestimation of evaporation in desert area and Tibet. In total average, the model evaporation is smaller when coupled with new version soil model, and this results in the cooling in the atmosphere. Sensitivity tests show the importance of initial soil moisture in applying a more complex multi-layer soil model.

Key words: Land Surface Process, single column test, soil moisture, evaporation

台灣地區氣象測站之詮釋資料與日氣溫、日降水量之資料檢定

邱清安¹ 林博雄² 謝旻耕³

¹雪霸國家公園管理處、中興大學森林學系

²台灣大學大氣科學系

³中央氣象局

摘要

氣象資料之檢定為一項繁瑣但卻是進行天氣與氣候變遷研究的必要性步驟，本文針對台灣地區中央氣象局局屬氣象站、局屬自動雨量與氣象遙測站和專用氣象觀測站等 1728 個測站，透過地理資訊系統 40 m 網格解析度的高程模型來檢查與刪除測站之海拔、經緯度、地址等詮釋資料顯著錯誤的測站，結果顯示有 17.6%測站必須加以刪除，這些測站均加以列表以供查閱。通過篩選之地面測站，作者針對其 1960~2002 年期間的日平均氣溫與日平均降水資料，進行(1)同站異碼資料合併(2)數據不合理的必然錯誤刪除(3)刪除無連續變化數據(4)檢定資料是否超越鄰近測站上下界限等四道氣象資料檢定程序，發現約有 8.3%資料無法通過檢定規則。降水資料僅有 877 個測站(50.8%)的有效觀測記錄時間長度大於 12 年。本文發現氣象局局屬氣象站和大部分自動氣象站均通過檢定程序，下一篇研究將透過空間統計方法將檢定後之測站資料面化，做為生態相關研究與應用之參考基礎。

關鍵詞：氣象資料、詮釋資料、氣溫、降水量、檢定

一、前言

長期氣象觀測數據經常被引用於各種不同目的之科學研究與各式經營管理，做為環境背景場之重要依據。然而大多數使用者引用的氣象數據大都來自於政府單位的長期紀錄，並完全相信數據是準確的或者未查覺其中的不合理，以致研究結論或作業決策有所失當(Jeffrey et al., 2001)。氣象資料區分為氣象觀測資料(氣溫、降水、日照時數等)及測站詮釋資料(metadata，包含測站名稱、站碼、海拔高度、座標、地址或位址、記錄起末期、隸屬單位等)

兩部分，資料的品質問題又可區分為兩大類：「不均質(inhomogeneity)」與「錯誤(error)」。氣象觀測數據不均質的成因包括：觀測儀器、測站位置、測站周圍環境的變更、計算平均值的公式之異動、觀測人員異動、觀測作業時間變更，這一類問題引發的資料品質屬於較輕微的擾動來源(Meek and Hatfield, 1994；Alexandersson and Moberg, 1997；Peterson et al., 1998)；數據錯誤的成因則有：觀測儀器故障、人為的不實記錄、筆誤與輸入錯誤等因素(Peck, 1997；Jeffrey et al., 2001)。González-Rouco et al.(2001)提出資料品質控制過程中的均質化與

極端值判定程序，意在檢定出這些不合理之氣象觀測數據。Peterson et al.(1998)的文獻回顧中提及標準化常態均質檢定(Standard Normal Homogeneity Test, SNHT)最常被使用，其原理係以資料品質最佳之測站作為參考序列測站(reference station)，再針對待檢測站(candidate station)建立其相關比值序列，檢驗其統計量序列，最後找出資料之不連續點(discontinuity)或趨勢(trend)。這類氣象資料檢定方法透過資料不連續性與趨勢變化異狀來進一步修正有問題的數據，可視為「廣義」的資料檢定方法。

SNHT 方法的時間序列檢定方法需要各檢定測站歷史變革的詮釋資料加以解釋並修正。氣象測站的歷史詮釋資料檔案理應記錄以下項目：測站站碼、海拔高度、座標、所在位置、周圍環境略圖或魚眼鏡相片、觀測儀器、記錄期始末、儀器與觀測人員之變革等，但是大部份氣象測站的詮釋資料經常是不完整、遺失，甚至嚴重錯誤。然而，Easterling and Peterson(1995)發現在某些長期氣候的資料均質化過程，其正負修正值常相互抵銷，因此學術界或是作業單位經常僅找出並剔除對平均值影響甚大的不合理極端值，然後進行長期時間平均的氣候狀態討論，進而延伸探討氣候與另一種生態現象(比如植群分布)的關聯性，這一類剔除不合理極端值資料檢定處理方法屬於「狹義」的資料檢定程序。Meek and Hatfield(1994)曾提出對單一測站資料的品質檢定方法，其檢定準則為：

- (1) 高低值界限(high/low range limits, 以下簡稱 LIM)
- (2) 改變率界限(rate-of-change limits, 以下簡稱 ROC)
- (3) 連續無變化界限(continuous no-observed-change with time limits, NOC)

LIM 是指氣象資料本身具有一定的最高最低值界限存在，比如氣溫方面通常使用最高溫與最低溫之正弦曲線加以限制，ROC 則是指氣

象資料隔日之波動具有一定之範圍，NOC 則為檢定連續幾日記錄無變動之不合理現象。

劉與曾(1980)曾針對一個梅雨個案探討數值模式三度空間網格點資料的流體靜力檢定，曾(1992)則針對中央氣象局氣象資料處理流程自動化有所說明，然而針對台灣地區數量上千的地面氣象觀測站，資料品質檢定方法和確切的品質程度並未有文獻完整地加以探討，資料使用者無法有效判斷和修正資料品質而產生資料是否捨棄的抉擇困擾。這些地面氣象觀測站包含專人駐站管理的局屬專屬氣象站(以下簡稱局屬站)，1986 年起陸續為防災目的建置的自動雨量及氣象遙測站(以下簡稱自動站)，以及其他單位為不同目的所設置的專用氣象觀測站(以下簡稱專用站)，上述三類測站架構成台灣地區空間密度相當可觀的氣候背景資源，但是如何確定資料品質是探討台灣天氣與氣候研究工作進行的首要關鍵問題。

中央氣象局氣候圖集(1990)的氣象參數等值線是收錄局屬站和專用站資料，先經過電子計算機的客觀分析(Objective Analysis)程序篩選過濾，再進行測站填圖然後由人工主觀分析繪製等值線而得，並未引用地理資訊系統的數據資料。因此，當作者擬重新運用空間統計(Geostatistics)推估方法來取代人工主觀分析地面氣象場等值線分布的面化工作之前，必須採用資料檢定方法來確保資料的可用性，比如作者發現專用站編號 01H400 的東埔站，詮釋資料顯示其位於海拔 1135 m 的南投縣信義鄉，而當其標定於地理資訊系統(Geographic Information System, GIS)的數值化行政區與數值高程模型(Digital Elevation Model, DEM)圖層上，則顯示其位於 2092 m 的高雄縣桃源鄉，兩地南北直線距離相差近 20 km。作者不禁要問，全台灣這一類測站詮釋資料錯誤的測站有哪些？通過測站詮釋資料之後，有關資料的品質檢定又如何進行？第二節將描述本文資料之來源和資料檢定的方法細節，第三節再加以整

體討論全台氣象測站的檢定結果，第四節將展望作者未來如何運用空間統計方法，來進行檢定後的氣溫和降水逐月資料的面化工作，以及其和生態研究運用的方向。

二、資料與研究方法

在氣象資料方面，在 1960 ~ 2002 年間台灣計有中央氣象局管理的 33 站局屬站、362 站自動站以及非中央氣象局管理的 1,333 站專用站(共 1,728 站)，本文採用台灣本島地區 1,626 個測站之海拔、經緯度、地址等詮釋資料，及其日平均氣溫(temperature，以下以 T 符號代表)、日平均降水(precipitation，以下以 P 符號代表)觀測記錄值，資料筆數總計有 130,514,575 之多。地理資訊系統圖層資料方面，則是採用交通部數位化之台灣行政區圖和農業委員會製作之 40 m 網格解析度的數值高程模型。本文以 ArcGIS v8.1 軟體為空間分析工具，引入台灣地區數值地圖與 DEM 進行測站詮釋資料的檢定，其中測站經緯度以 ArcToolbox 軟體轉換為 TM 二度分帶座標。在單一氣象站觀測資料檢定方面，採用 Meek and Hatfield(1994)之時間序列 NOC 檢定方法，以及基於空間分布關聯概念的高低值界限來過濾極端不合理值，檢定流程如圖 1。

(一) 測站詮釋資料檢查規則

1. 無測站詮釋資料者：部分的專用站氣象觀測數據僅有站碼與觀測數據，並無站名、海拔高度、座標等詮釋資料，此類測站無法得知其所在位置，本研究全部予以刪除。
2. 異碼同站：亦即座標相同的不同測站的處理方法有二種：

- (1) 同一站之站碼變更：同一測站因測站種類或隸屬單位變更致使站碼變更，此不同兩站碼之觀測數據的記錄日期常為相互接續，本研究將早期站碼改為近期站碼藉以合併前後數據。若座標重複站之記錄期重疊，因無法判定何者座標正確

而直接刪除。

- (2) 其中某站之座標資料錯誤：其記錄日期相重疊，且二者站名、海拔、地址不同，本研究由 ArcGIS 疊合行政區界後確認錯誤站後予以刪除。
3. 座標位置檢查：由 ArcGIS 疊合各測站座標與行政區界，超出行政區邊界 3 km 者予以刪除。
4. 海拔高程檢查：比對測站詮釋資料之海拔高度與該站標示於 GIS 所在點之 DEM 高程，相差 200 m 者予以刪除。

(二) 氣象觀測數據檢查規則

1. 必然錯誤記錄的篩檢：

- (1) 氣溫(T)篩選出 $T < -15^{\circ}\text{C}$ 或 $T > 36^{\circ}\text{C}$ ，直接改為空值(null)。理由是局屬站歷史資料(1960~2002 年)最低日平均氣溫為 -12°C 、最高日平均氣溫為 33°C 。
- (2) 降水(P)篩選出 $P < 0\text{ mm}$ 或 $P > 2000\text{ mm}$ ，直接改為空值。理由是局屬站歷史資料(1960~2002 年)最高日降水為 1135 mm，且降水記錄不會小於 0。

上述準則所篩除之必然錯誤記錄，已能完整包括原始資料的-999.5 等儀器故障之已知錯誤，同時濾除必然錯誤之極端值以避免影響下一步驟的篩檢。

2. 非必然錯誤記錄的篩選：

- (1) 連續無變化界限(NOC)：篩選出各測站連續 3 日以上無變化之記錄，將之視為錯誤並改為空值，但 $P = 0$ 予以忽略，因為多日無雨是正常的。
- (2) 高低值界限(LIM)：氣溫資料方面，逐一比對每站每日氣溫與在其相鄰水平距離 70 km 搜尋半徑範圍內，及在其海拔高度最近 5 個測站之當日氣溫記錄的平均值，相差 7°C 以上者視為錯誤記錄並改為空值。降水資料方面，逐一比對每站每日降水與在其相鄰海拔高度上下 300 m 搜尋半徑範圍內，及在其水平距

離最近 5 個測站之當日降水記錄的平均值，相差 300 mm 以上者視為錯誤記錄並改為空值。若相鄰測站組不足 5 個測站則不予比對。

上述高低值界限的篩選概念乃是引介區域

氣象信號(regional meteorological signal)到單一測站進行平均修正(average adjustments)，亦即待驗站與鄰近站(candidate-neighbour)之比較(Peterson et al.,1998)。

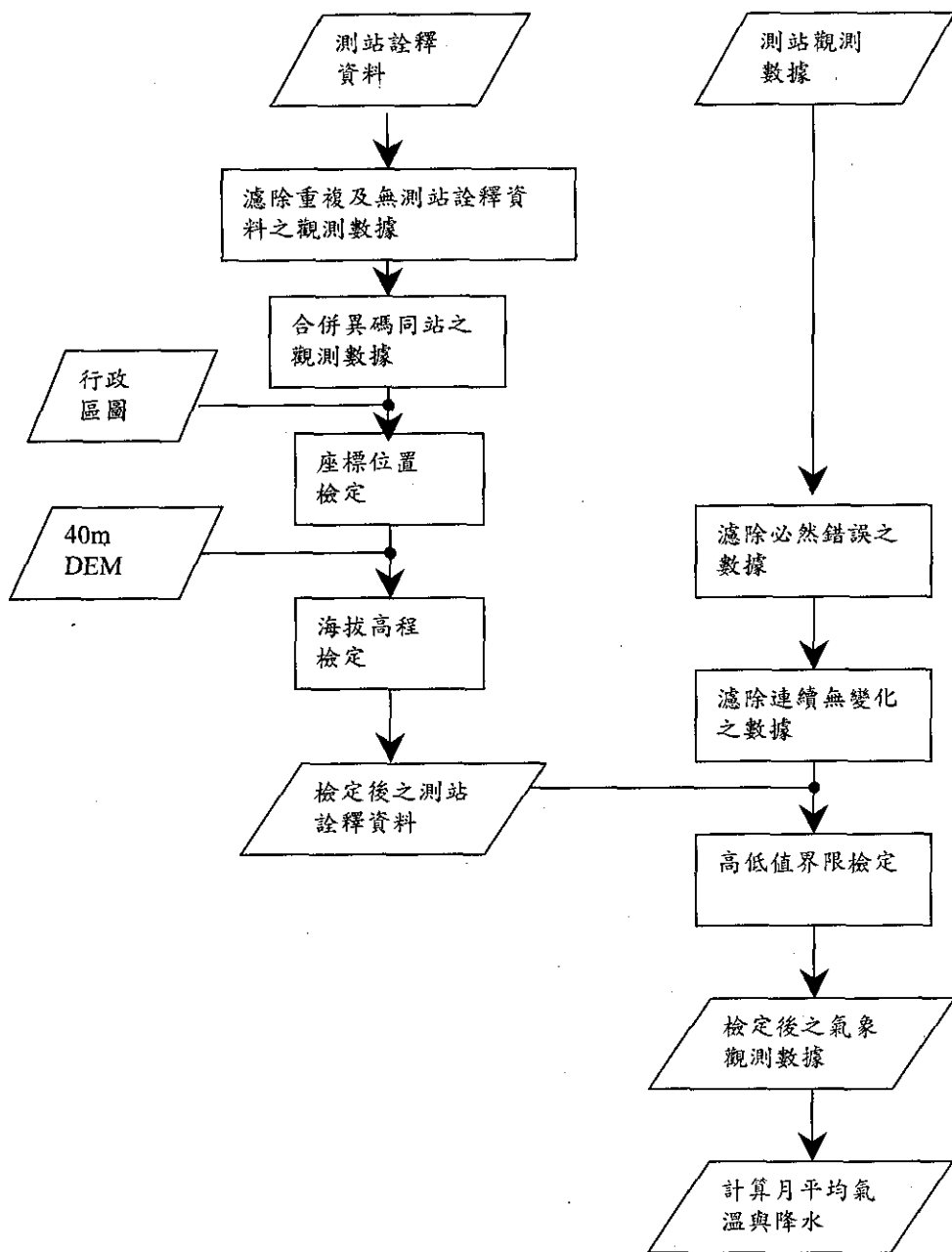


圖 1：測站詮釋資料與氣象資料之檢定流程圖。

三、結果與討論

(一) 測站詮釋資料檢定

針對上一節的測站詮釋資料四道檢定程序，作者將沒有測站詮釋資料的 71 個測站加以詳列如表 1，以供做日後相關研究或作業考核追蹤之參考。此外，作者逐一說明檢討第 2~4 道的檢定結果與可能問題：

1. 異碼同站

在專用站中發現許多測站之座標重複，作者將日期較早的測站編號站碼修改為日期較後的站碼，比如 52P370 北滾水站併入 51P370 北滾水農場站，41F280 天輪站併入 40F280 天輪站。這一類「異碼同站」的測站數量計有 176 站，詳列於表 2。

2. 測站座標值明顯錯誤

表 3 為將測站座標標示在台灣行政區圖層，而未落入其所在之鄉鎮市且超出邊界 3 km 者，因無法確知其正確座標予以刪除的測站一

覽(註記為 XY)。此類測站全屬專用站，其問題可確定為詮釋資料之座標值有誤，同時也常引起詮釋資料之海拔高度與座標點 DEM 高程極大之差距。這一類「測站座標錯誤」的測站數量計有 31 站。

3. 海拔高度有誤之測站

表 3 為讀取測站座標之 DEM 並比對測站詮釋資料之海拔高度，濾出兩者相差 200 m 以上之測站(註記為 ELE)。這一類被濾出之測站大部分為專用站，若無法確知測站之正確海拔高度者而直接予以刪除。部分自動站原本也被本文濾出海拔高度有誤，經過作者與氣象局資料處理科查得到更新的測站定位資料後加以修正完成，即自動站詮釋資料之海拔高度如果與 DEM 的高程差異大於 200 m 者，則該站以 DEM 高程取代詮釋資料之海拔高度，比如 C0F900 雙崎站以 DEM 高程 529 m 取代原有基本資料所記錄之海拔高度 49 m。這一類「海拔高度有誤」的測站數量計有 48 站。

表 1：有氣象觀測數據但無測站詮釋資料的測站代碼一覽。

460010	01C401	49A010	49T500	C0O890	H1M251
460020	21C071	49A020	49T530	C0R390	H1M421
19E060	21C081	49A030	49T540	C0U530	H1M431
BI1	21C091	49A110	49T800	C1A720	H1O941
BV1	21C141	49A530	49U080	C1A740	H1P971
01A171	21D151	49F260	49U120	C1C470	L1A791
01A211	21D161	49H200	51P430	C1F980	L1A801
01A411	21D171	49P290	52S480	C1R280	L1A811
01A421	21D351	49P360	A2C560	C1V280	L1A821
01A431	21U111	49T080	C**C00	H1M221	L1A831
01A441	40F150	49T450	C0H980	H1M231	L1A841
01B031	41M370	49T480	C0M**0	H1M241	

表 2：專用站座標值相同但站碼不同之異碼同站。其中 X 和 Y 座標係 TM 二度分帶座標。

站名	站碼	X 座標	Y 座標	溪口	11M330	187065	2610870
塭子內	51O540	163796	2558382	溪口	11L990	187065	2610870
塭內	11O530	163796	2558382	左鎮原料區	51N350	188514	2549954
佳里	31O580	164675	2562991	左鎮工作站	F2N370	188514	2549954
佳里	11O520	164675	2562991	白河	51O030	190771	2580553
佳里原料區	51O550	164675	2562991	白河	52O030	190771	2580553
大灣	11O410	166413	2568519	虎尾	31J260	192220	2623769
學甲試驗站	12O570	166413	2568519	虎尾實驗場	52J200	192220	2623769
景山	11L540	166516	2586823	東港	11Q730	192540	2485343
布袋	31L600	166516	2586823	東港	31Q740	192540	2485343
景山港	51L530	166516	2586823	玉井	51N490	194522	2558236
顯宮	61O690	168018	2550052	玉井	52N490	194522	2558236
安順廠	A0N090	168018	2550052	旗山	V2P400	195279	2531472
平溪	11M090	169096	2585947	旗山	31P460	195279	2531472
平溪	11M340	169096	2585947	第廿一農業氣	T2P440	195285	2533317
港口	11O800	170262	2554501	象站			
港口	11N340	170262	2554501	旗山	00P470	195285	2533317
光榮	51M050	172479	2586636	屏師附小	A0Q970	196911	2509319
光榮	11M030	172479	2586636	屏東	00Q070	196911	2509319
同安	52K130	175225	2623846	溪州農場	51G280	197767	2638453
同安	51K130	175225	2623846	溪州	52G280	197767	2638453
岡山	31P900	176422	2522170	屏東農專	A0Q020	198612	2505622
岡山	11P890	176422	2522170	第廿農業	T2Q180	198612	2505622
大崙	51P510	176459	2529706	氣象站			
新園農場	51P640	176459	2529706	高雄農政場	72Q010	198618	2507467
歸仁	31N180	177003	2541946	屏東糖驗場	52Q040	198618	2507467
歸仁	11N170	177003	2541946	臨寮溪農場	51Q620	200610	2505769
善化	11N440	177594	2558309	榮華	D2R020	200610	2505769
亞蔬中心	A2O730	177594	2558309	古坑	51K180	200679	2612663
東勢寮農場	51L760	178205	2596144	炭腳	51K040	200679	2612663
東勢寮農場	52L760	178205	2596144	上炭腳	51J350	200679	2612663
崙頂	11L720	178488	2596142	埤子頭	51J360	200704	2620046
蒜頭	51L200	178488	2596142	溝子墘	51J330	200704	2620046
鹿草	11L840	179315	2590909	麻園	11J140	201588	2630195
鹿草農場	51L790	179315	2590909	埤寮	11J110	201588	2630195
新營蔗作實驗	52O300	180104	2577677	月眉	11P220	201865	2541292
場				月眉農場	51P210	201865	2541292
新營	31N660	180104	2577677	潮州	31Q790	202003	2494538
九隆	11J080	182040	2627505	潮州	11Q780	202003	2494538
崙背	11J830	182040	2627505	大崙	51J270	202148	2619641
北溪水	52P370	183251	2518601	大崙	52J270	202148	2619641
北溪水農場	51P370	183251	2518601	大北勢農場	51K160	202416	2623732
重溪原料區	51O350	185218	2577654	第十農業			
新厝農場	51O380	185218	2577654	氣象站	T2J610	202416	2623732
烏林	11N950	185378	2581652	彰化	31G030	202550	2664340
樹安農場	51N960	185378	2581652	彰化	11G010	202550	2664340
中島農場	51L680	187010	2597949	斗六	31J370	203266	2623729
埤麻腳農場	51L690	187010	2597949	斗六	11J380	203266	2623729

鹽埔原料區	51Q430	205498	2517596
鹽埔	11Q460	205498	2517596
高樹原料區	51Q130	208658	2525585
高樹	11Q170	208658	2525585
水堀頭	52F030	209360	2675394
水堀頭	51F030	209360	2675394
山子腳農場	51F020	210197	2671700
山子腳農場	52F020	210197	2671700
龍美	H1M430	212523	2588633
瀨頭工作站	F2L350	212523	2588633
竹山	31H120	216020	2627385
竹山	11H100	216020	2627385
月眉	51F560	217860	2690139
月眉糖廠	52F600	217860	2690139
后里育種站	52F610	221244	2690132
后里	51F540	221244	2690132
苗栗旱作站	I2E320	226374	2723349
後龍	11E320	226374	2723349
種苗改良場	K2F750	229688	2680888
大南	11F760	229688	2680888
東勢	R2F510	231383	2682731
東勢	31F530	231383	2682731
苗栗	A2E400	231420	2710420
蜜蜂改良場	K2E360	231420	2710420
苗栗	31E150	231429	2717803
苗栗	11E140	231429	2717803
雙崎	00F390	239848	2686414
雙崎	R2F320	239848	2686414
天輪	40F280	241533	2675338
天輪	41F280	241533	2675338
赤崁頂農場	51H020	244912	2655033
埔里	F2H060	244912	2655033
埔里	31H090	246607	2651341
埔里	52H030	246607	2651341
埔里農場	51H030	246607	2651341
埔里	11H080	246607	2651341
桃園農改場	72D020	246629	2743635
新竹	11D030	246629	2743635
新竹	31D040	246629	2743635
竹東	31D240	258429	2737176
竹東	11D230	258429	2737176
高峰	41H180	261871	2653191
萬大	41H240	261871	2653191

伽溪	51S160	263693	2516615
伽溪	52S160	263693	2516615
廬山	41H270	266952	2658733
櫻社	40H200	266952	2658733
瑞源	51S320	267093	2536919
瑞源村	52S320	267093	2536919
白石	21D160	271949	2715962
白石	01D270	271949	2715962
福壽山農場	D2F300	273690	2684585
梨山管理局	A0F360	273690	2684585
梨山	40F160	273690	2684585
桃園	11C340	280282	2765820
桃園	31C350	280282	2765820
玉峰	21D150	280363	2728900
玉峰	01D280	280363	2728900
林口國中	C0A760	286986	2775067
林口分場	80A150	286986	2775067
水簾	41T030	292392	2655095
水簾	40T030	292392	2655095
洛韶	41T090	294014	2679096
洛韶	40T090	294014	2679096
中原	51T330	295872	2627418
林田	51T630	295872	2627418
花蓮改良場	T2T390	300923	2640355
花蓮農場	D2T740	300923	2640355
台北	31A050	302131	2771424
北市新工處	A1A040	302131	2771424
烏來	41A250	305577	2751131
烏來工作站	F2A270	305577	2751131
孝義	41A260	307269	2749291
孝義	40A260	307269	2749291
田埔	51T010	311053	2653316
花蓮	31T020	311053	2653316
乾溝	40A140	312289	2756698
乾溝	41A140	312289	2756698
國聖	40A290	315505	2788098
國聖	41A290	315505	2788098
山腳	40U010	315840	2717946
山腳	41U010	315840	2717946
山腳	41U390	315840	2717946
暖崗	A0B040	323944	2780756
基隆	31B020	323944	2780756

表 3：座標位置與海拔高程檢定程序所濾除之測站。

站碼	海拔(m)	DEM(m)	高度差	登記鄉鎮	經在鄉鎮	高度有誤	座標有誤
11S240	55	2955	2900	長濱鄉	卓溪鄉	ELE	XY
F2H430	3028	1093	1935	信義鄉	鹿谷鄉	ELE	XY
11S520	138	1615	1477	鹿野鄉	延平鄉	ELE	XY
01N620	40	1426	1386	關廟鄉	海端鄉	ELE	XY
T2T300	100	1392	1292	鳳林鄉	萬榮鄉	ELE	XY
41H780	1410	142	1268	仁愛鄉	湖口鄉	ELE	XY
F2M190	2274	1049	1225			ELE	XY
F2F290	2521	1339	1182			ELE	
F2P110	1500	347	1153	桃源鄉	六龜鄉	ELE	XY
01T350	1570	472	1098	鳳林鎮	萬榮鄉	ELE	XY
F2T430	2730	1688	1042	壽豐鄉	秀林鄉	ELE	XY
H1M250	1020	27	993	大埔鄉	嘉市西區	ELE	XY
01H400	1135	2092	957	信義鄉	桃源鄉	ELE	XY
31H580	95	989	894	南投市	中寮鄉	ELE	XY
41F200	2800	1945	855			ELE	
F2H700	1390	556	834	集集鎮	魚池鄉	ELE	XY
41T060	169	984	815			ELE	
11T290	170	946	776	瑞穗鄉	光復鄉	ELE	XY
E2P250	1300	2049	749			ELE	
D2H280	1748	1004	744			ELE	
F2T110	1689	989	700			ELE	
D2F230	1734	2400	666			ELE	
H1O940	1234	570	664			ELE	
11P100	253	916	663			ELE	
41F240	3000	2348	652			ELE	
21D170	630	1273	643			ELE	
F2S450	1349	709	640			ELE	
40F840	5	629	624	龍井鄉	秀林鄉	ELE	XY
D2F300	2248	1624	624			ELE	
P2T550	700	82	618	萬榮鄉	玉里鎮	ELE	XY

41H750	3000	2406	594			ELE	
A0T680	1087	508	579			ELE	
A0U410	560	3	557			ELE	
F2L440	1405	849	556			ELE	
F2D130	870	1426	556			ELE	
F2T530	2486	1944	542			ELE	
41H740	2400	1864	536			ELE	
01A210	600	72	528			ELE	
F2L400	750	222	528			ELE	
F2T520	922	398	524			ELE	
F2T210	1128	622	506			ELE	
09E190	2560	2081	479			ELE	
E2P240	750	279	471			ELE	
U2H290	680	1147	467	仁愛鄉	泰安鄉	ELE	XY
F2H790	1050	608	442	埔里鎮	和平鄉	ELE	XY
D2S420	272	697	425	池上鄉	卓溪鄉	ELE	XY
00A060	8	387	379	中正區	雙溪鎮	ELE	XY
L1A800	386	124	262	坪林鄉	湖口鄉	ELE	XY
72U180	7	113	106	羅東鎮	員山鄉		XY
E2V130	1050	1094	44	茂林鄉	霧台鄉		XY
51F710	160	119	41	大雅鄉	清水鎮		XY
C1U520	480	512	32	員山鄉	石碇鄉		XY
11G580	35	12	23	員林鎮	二林鎮		XY
61O700	2	22	20	安南區	南市南區		XY
72V140	24	10	14	旗山鎮	潮州鎮		XY
52N700	2	16	14	七股鄉	善化鎮		XY
11K210	7	8	1	四湖鄉	義竹鄉		XY

經由上述測站詮釋資料之檢定程序後，本研究總計濾除 71 個在觀測數據中僅有站碼但無詮釋資料之測站，及濾除 233 個經緯度或高度有顯著錯誤的專用站，總共佔了台灣全部測站之 17.6 %。由中央氣象局管理之局屬站和自動站則全部通過測站詮釋資料的檢定步驟。顯然，專用站之地理座標與海拔高度的準確度良莠不齊，實有必要加以重新測定整理，並進一步與局屬站和自動站建立統一格式，並應考慮利用魚眼鏡頭拍攝測站環場相片，以做為氣象數據均質化以及測站周圍環境對觀測記錄之影響調查依據(林等，2002；Peterson et al.1998)。

(二) 測站氣象資料檢定

1. 必然錯誤記錄的篩檢

這一規則除了濾除-999.5 對應儀器故障之數據之外，同時濾除掉與歷史氣象記錄(1960~2002 年)相互比較而確知錯誤之極端值，如表 4 部分資料樣本所示。這一規則所過濾之結果可以避免極端值影響下一步驟非必然錯誤記錄的篩檢。

表 4：必然錯誤記錄的篩檢結果之部分樣本資料。

站碼	站名	年	月	日	日均溫
C0R350	貓鼻頭	2000	12	8	42.7
C0R350	貓鼻頭	2000	12	9	47.7
C0R350	貓鼻頭	2000	12	10	49.4
F2P090	新威	1985	2	17	41.0
F2P090	新威	1985	2	18	41.0
F2P090	新威	1985	2	19	41.0
F2P090	新威	1985	2	20	40.3
F2P090	新威	1985	2	21	40.3
R2F340	十文溪	1985	1	30	50.1

2. 非必然錯誤記錄的篩檢

(1) 連續無變化界限的篩檢

表 5 為連續 3 日以上降水無變化之部分資料樣本(不含 $P = 0$)，本研究將之視為錯誤並改為空值(null)，「3 日」的時間長度仍待討論，不過這一檢定規則共刪除了 2,192 筆資料，並且發生低於 10 mm 居多。

表 5：連續無變化界限的篩檢結果之部分樣本資料。

站碼	年	月	日	日降水
F2N480	1986	3	26	888.0
F2N480	1986	3	27	888.0
F2N480	1986	3	28	888.0
F2O060	1978	5	20	40.0
F2O060	1978	5	21	40.0
F2O060	1978	5	22	40.0
F2P270	1973	6	16	10.0
F2P270	1973	6	17	10.0
F2P270	1973	6	18	10.0
F2Q600	1987	6	20	102.5
F2Q600	1987	6	21	102.5
F2Q600	1987	6	22	102.5
F2Q600	1987	7	14	100.0
F2Q600	1987	7	15	100.0
F2Q600	1987	7	16	100.0
F2Q600	1987	8	29	500.0
F2Q600	1987	8	30	500.0
F2Q600	1987	8	31	500.0

(2) 高低值界限的檢定

這一道檢定規則事前先定義出每一測站之鄰近測站組，再逐日比對該站與鄰近測站組平均值之差異。本文之先期資料分析，應用海拔-氣溫遞減率檢視氣溫資料並未發現極端錯誤值，且由於檢定過程涉及非常大量的資料庫容

量和運算資源，本文僅針對 $P > 400 \text{ mm}$ 的資料加以篩檢，其部分樣本結果如表 6，顯示許多不合理極端值。這一檢定程序未來改善之方向，包括鄰近測站搜尋半徑以及權重分配，以降水量為例，搜尋半徑應該因應降水系統尺度大小(如層狀降水或對流性降水)而改變，對於不同坡面之差異亦應考慮，以結合林等(2002)的環境遮蔽對於降水誤差修正概念。權重方式也可考慮由各測站平均改為根據相對距離呈現反比的比率；氣溫之鄰近測站組的平均權重，應可再根據氣溫隨海拔遞減之線性迴歸斜率予以訂定(Rolland, 2003)。

表 6：高低值界限的篩檢結果之部分樣本資料。

站碼	站名	年	月	日	日降水
C0T870	鯉魚潭	1995	5	31	1702.6
C1T830	布洛灣	1997	8	29	1222.5
01F680	頭汴坑	1972	6	12	888.0
01U120	新寮	1967	10	18	1672.6
40C530	大潭	1993	10	1	888.8
40T080	綠水	1994	7	10	1256.0
41A370	頭股	1976	12	30	1154.1
40A370	頭股	1977	1	3	888.5
72S590	賓朗	1989	5	19	1434.0
E2S390	太麻里分所	1968	9	7	800.0
F2T530	高嶺瞭望台	1967	7	11	999.9
F2T580	第九林班瞭望台	1986	3	10	999.9
F2T580	第九林班瞭望台	1986	3	19	950.0
F2T580	第九林班瞭望台	1986	3	28	999.9
F2T580	第九林班瞭望台	1986	4	28	440.0
F2T580	第九林班瞭望台	1986	5	28	440.0
F2T580	第九林班瞭望台	1986	6	28	440.0
F2T580	第九林班瞭望台	1986	7	28	440.0
T2J280	第十一農業氣象站	1960	7	31	700.0

經由上述測站氣象資料之檢定程序後，本研究總計濾除 1,084,252 筆記錄，佔總筆數之 8.3%，但是降水資料經過檢定後發現有效觀測記錄大於 12 年時間長度的測站僅有 877 站(佔全部測站之 50.8%)。由於傾斗式雨量筒儀器設計的缺失，如果沒有增加人工檢視儀器的頻率，戶外環境諸多因素都容易造成儀器故障或是沒有降水記錄等現象(林等，2002)。局屬站仍全數通過這些資料檢定流程，自動站僅少數觀測記錄被濾除，絕大部分被濾除的氣象觀測數據仍來自於專用站。

四、結論與展望

氣象資料之檢定過程細節繁瑣而且測站詮釋資料檔案統一建置過程耗時艱鉅，但是對於任何天氣或是氣候研究與診斷分析，卻是必要性的優先工作。部分資料檢定規則的設計取決於資料使用的目標，比如本研究之最終研究目的在探討台灣地區植群與氣候(氣溫與降水)之關係，著重於長年月平均之氣候狀態，因此在前二節氣象資料檢定方法已可滿足作者下一階段之研究需求。然而，本文首次突顯出測站詮釋資料的檢定與結果，證實局屬站和自動站地理座標和資料品質的可用性之外，也具體提供專用站氣象資料不合理性的站址，並濾除了 17.6%測站數量。在氣象資料檢定方面，本文也濾除了 8.3%資料的不合理性，其中又發現雨量資料的誤差數量大於氣溫參數，僅有 50.8%測站資料才有 12 年以上的有效觀測時間長度可供研究使用，呼應了經濟部(1997)水文觀測現代化規劃中所提出降水資料品質問題的擔憂。綜合言之，局屬站的氣象資料品質全部通過本文檢定，自動站當中仍須注意測站的海拔高度與少數觀測資料的品質；至於非氣象局管理之專用站，無論在測站詮釋資料建檔或是資料品質管理(包含儀器定期檢校)都需要加以重視。

誌謝

本文係於內政部營建署保育自行研究計畫 092-301020500G-021「雪霸國家公園氣候環境之研究」項下支援完成，承中央氣象局資料處理科資料提供，及逢甲大學地理資訊系統研究中心林育生先生等人之協助，謹致由衷謝忱。

參考文獻

中央氣象局，1990：中華民國台灣地區氣候圖集。

林博雄、徐仲毅、簡振和，2002：風場變形對地面降水觀測造成偏差之個案探討。大氣科學，**30**，241-257。

曾文雯，1992：中央氣象局自動氣象資料處理系統之現況研究。氣象學報，**38**，119-138。

經濟部水資源局，1997：台灣地區水文觀測現代化方案規劃(二)。86EC2A040012

劉玉龍，曾忠一，1980：客觀分析程式之驗證。中央研究院物理研究所集刊，**10**，129-172。

Alexandersson, H. and A. Moberg, 1997: Homogenization of Swedish temperature data. Part I: homogeneity test for linear trends. International Journal of Climatology, **17**, 25-34.

Easterling, D. R. and T. C. Peterson, 1995: A new method for detecting and adjusting for undocumented discontinuities in climatological time series. International Journal of Climatology, **15**, 369-377.

González-Rouco, J., J. L. Jiménez, V. Quesada and F. Valero, 2001: Quality control and homogeneity of precipitation data in the southwest of Europe. Journal of Climate, **14**, 964-978.

Jeffrey, S. J., J.O. Carter, K. B Moodie and A.R. Beswick, 2001: Using spatial interpolation to construct a comprehensive archive of

Australian climate data. Environmental Modelling & Software, **126**, 309-330.

Meek, D. W. and J. L. Hatfield, 1994: Data quality checking for single station meteorological database. Agricultural and Forest Meteorology, **69**, 85-109.

Peck, E. L., 1997: Quality of hydrometeorological data in cold regions. Journal of the American Water Resources Association, **33**, 125-134.

Peterson, T. C., D. R. Easterling, T. R. Karl, P. Groisman, N. Nicholls, N. Plummer, S. Torok, I. Auer, R. Boehm, D. Gullett, L. Vincent, R. Heino, H. Tuomenvirta, O. Mestre, H. Alexandersson, P. Jones and D. Parker, 1998: Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. International Journal of Climatology, **18**, 1493-1517.

Rolland, C., 2003: Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in alpine regions. Journal of Climate, **16**, 1032-1046.

Data Quality Checking for Metadata, Mean Daily Temperature and Precipitation of Meteorological Stations in Taiwan Region.

Ching-An Chiu¹, Po-Hsiung Lin² and Min-Ken Hsieh³

¹: Shei Pa National Park; Department of Forestry, National Chung Hsing University

²: Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

³: Central Weather Bureau

ABSTRACT

Quality check of meteorological data is complicated, but it is necessary for research of weather and climatic change. This article checked and filtered out from the 1,728 meteorological stations in Taiwan region. Through the 40m-resolution digital elevation model (DEM) and geographical information system (GIS), 17.6% surveyed stations were deleted and tabulated for reference. We aimed at checking mean daily temperature and precipitation of these remaining stations during 1960-2002, and designed four procedures to perform: (1) merging data for the same station with different labels; (2) filtering out assured bad data; (3) deleting no continuously changed data; and (4) examining data with the range between upper and bottom limits of candidate-neighbor stations. As a result, 8.3% data was filtered out, and only 877 (50.8%) stations which had precipitation data over 12-year qualified were remained. The results revealed that all synoptic weather stations and most of the automatic raingauge stations managed by the Central Weather Bureau have passed our checking procedures. The next study will interpolate these qualified meteorological data into spatial-grid format with geostatistical method to create a reliable data base for ecological research and other applications.

Keywords: meteorological data, metadata; temperature, precipitation, quality check

台灣中部地區強地動參數之特性

張添炮¹ 余貴坤² 劉芳嬌¹

摘要

地動參數 v/a 、 d/v 和 ad/v^2 常被用作反應譜形狀的判斷指標。本研究選取 1995 至 1999 年間台灣地區 9 個規模大於 5.3 的地震記錄，分別從不同的觀點分析台灣中部地區地動參數的特性。藉由其它地震的比較把集集主震近斷層的特性顯現出來。研究顯示 v/a 和 d/v 參數與反應譜形狀有密切關聯；地震規模較大、震源位置較淺、震源距離較遠者，這二種參數就呈現較大的值。在震源距離接近的情況下，這二種參數在不同地震之間的差異較明顯，在同一地震中不同類型測站之間的差異反而小。若以全部測站的總平均值來看， v/a 和 d/v 參數在每個地震中都是由測站類型 $A \rightarrow B \rightarrow C$ 漸漸增大。集集主震的 v/a 和 d/v 參數比其它地震大。 ad/v^2 參數大致都介於 2 和 4 之間，比起 v/a 和 d/v 參數， ad/v^2 在不同地震規模、不同深度、不同距離、不同測站類型之間，比較沒有規律性。

關鍵字：反應譜、地動參數、集集主震

一、前言

在一個典型的反應譜中(圖 1)，大致可分為三個放大區域，在極低頻區反應譜位移會趨近於最大地表位移(PGD)，在低頻區可視為位移放大區，反應譜對 PGD 有一定程度的放大，中頻區可視為速度放大區，對最大地表速度(PGV)有一定程度的放大，高頻區可視為加速度放大區，對最大地表加速度(PGA)有一定程度的放大，在極高頻區反應譜會趨近於最大地表加速度。這就是工程界所謂的低頻結構物由位移控制，中頻結構物由速度控制，高頻結構物由加速度控制的說法。在 Newmark et al.(1973)、Mohraz(1976)、Dunbar and Charlwood(1991)、

Saffarini and Kabalawi(1999)等研究中，是先收集地盤狀況相似的地震記錄，透過統計求出最大地表運動值，再乘上各頻段所對應的譜放大係數(amplification factor)而求得設計譜。

因為不同地震的反應譜形狀差異很大，在放大區域頻寬的選擇上必須根據實際反應譜的形狀來決定，地盤種類不同，或者振動方向不同，所選的頻寬就可能不同。

在三對數軸反應譜中(圖 1)，橫軸代表結構物的自然振動週期，縱軸代表代表速度，而加速度與位移分別和橫軸成 45° 及 135° 夾角。因此 v/a 、 d/v 和 ad/v^2 這三種比值($a=PGA$ ， $v=PGV$ ， $d=PGD$)常被視為反應譜形狀的判斷指

1. 南開技術學院

2. 萬能科技大學

Log velocity

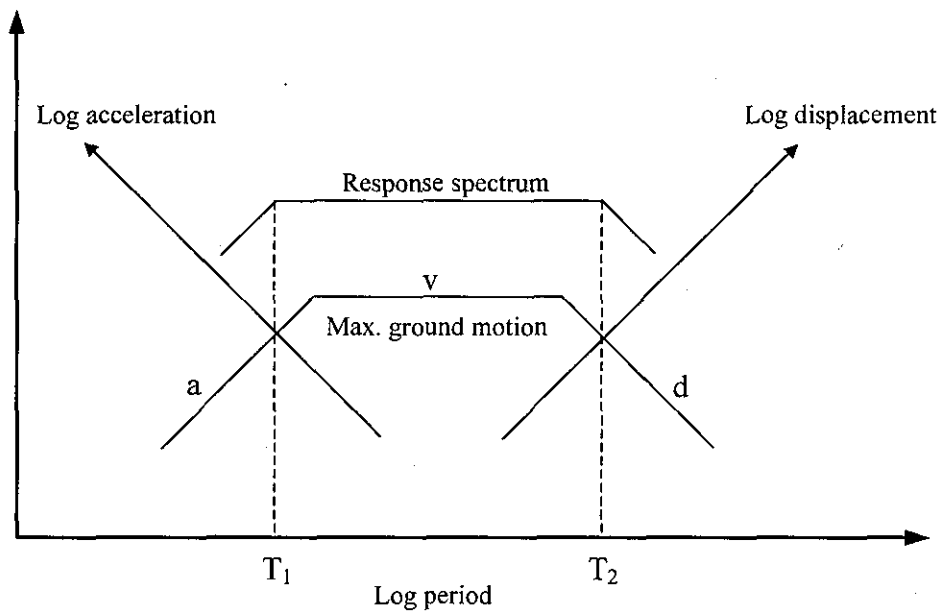


圖 1 典型的反應譜與轉換週期 T_1 、 T_2 。

標。其中 v/a 、 d/v 分別和轉換週期(corner period) T_1 與 T_2 成正比($v/a \propto T_1$ ； $d/v \propto T_2$)；當 v/a 愈大時反應譜的顯著週期愈長，代表加速度控制的週期區愈長(Rassem et al., 1997；Huang and Chen, 2000；Akkar and Gulkan, 2002)；而 d/v 值愈大，代表反應譜的速度控制區愈寬。另一參數 ad/v^2 則用來檢視反應譜的尖銳度(sharpness)($ad/v^2 \propto (T_2/T_1)$)。 ad/v^2 較大者反應譜較為平坦，反之 ad/v^2 較小者反應譜較尖銳，反應譜位移較早收斂至 PGD。根據 Lam et al.(2000) 用理論模擬美國地區地震所得到的結果，認為轉換週期 $T_1 = (4\pi/3) / (EPGA/EPGV)$ ， $T_2 = \pi / (EPGV/EPGD)$ ，其中 EPGA、EPGV、EPGD 等參數分別代表有效的(effective)最大地表加速度、速度、位移。 $EPGA = S_{amax}/3$ ， $EPGV = S_{vmax}/2$ ， $EPGD = S_{dmax}$ 。其中 S_{amax} 、 S_{vmax} 、 S_{dmax} 分別為加速度、速度、位移反應譜之最大值。

二、資料收集與處理

本研究採用中央氣象局強地動觀測計畫(TSMIP)的記錄作分析，並將南北與東西分量取幾何平均當做水平分量。為了探討整個中部地區的特性，只挑選規模較大激發測站數目較多的地震作研究，如表 1 所示。連同集集主震在內一共有 9 個規模 5.3 以上的大型地震，這些地震大致都分布在本研究區域的東側(圖 2)，其中編號 3 是 1998 年的瑞里地震，編號 4 至編號 8 都屬於集集地震的餘震序列。這些地震的規模接近，震央位置也算靠近，使得波傳的路徑效應也接近，可以方便分析在不同地質條件下地動參數的差異。而距離測區較遠的編號 1 地震，位於花蓮海岸線附近，會被採用一方面是因為它的規模大，激發的測站數目多，另一方面是因為它的距離明顯比其它地震遠，可以用來說明距離效應。

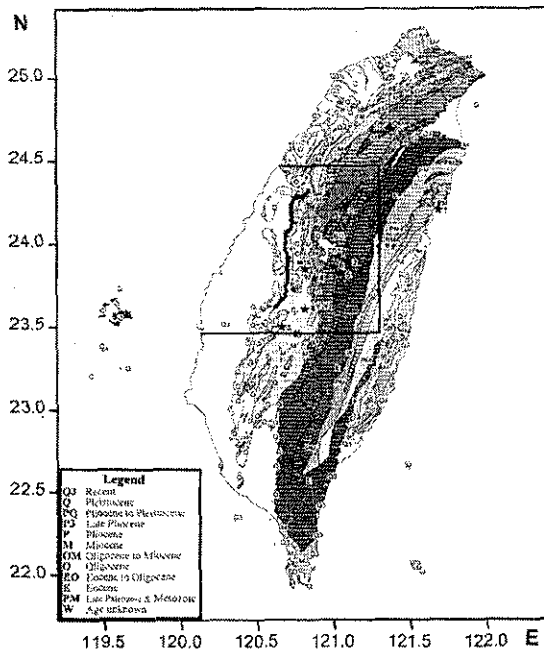


圖 2 台灣地質分區圖(經濟部中央地質調查所, 1999)。框框所示為本研究之區域範圍, 粗線為車籠埔斷層, 星號為震央。

本研究一共使用 90 個測站, 主要分佈在台中縣、台中市、彰化縣、南投縣以及雲林縣等五個縣市(圖 3), 其範圍在 $120.1^{\circ}\sim 121.3^{\circ}\text{E}$, $23.6^{\circ}\sim 24.4^{\circ}\text{N}$ 。其地質屬性由堅硬至鬆軟分成 A、B、C 三類(張添炮, 2003)。扣除不良的記錄之後, 每一地震在本研究區域至少都激發 42 個測站以上。

為了探討距離因素, 本研究針對每個地震, 按照震源距離的遠近把測站約略分成兩組: 近距離組和遠距離組, 其距離範圍如表 2 所示。在同一地震中, 近距離組和遠距離組的測站數目盡量維持相同; 在不同地震之間也盡可能取相同的距離範圍, 可以方便分析不同地震之間的差異。在範圍之外距離太遠或太近的測站都不列入計算。

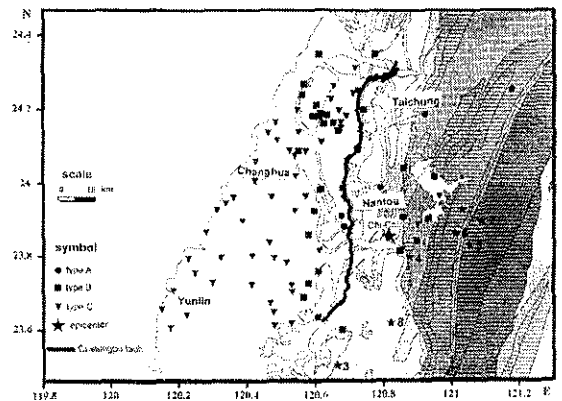


圖 3 測站分類圖。圓形、方形、三角形分別為 A、B、C 類測站。地層年代說明請參考圖 2。

三、 v/a 和 d/v 參數分析

v/a 和 d/v 參數統計值如表 3 和表 4 所示, 標準偏差也列在其中。圖 4 至圖 12 是本研究 9 個地震針對全部測站所算的平均反應譜, 實線、虛線、點線分別代表 A、B、C 類測站。

(A) 規模大小對參數的影響:

編號 2 與編號 6、編號 7 地震比較: 它們震央位置、震源深度、波傳路徑、震源距離都相近, 但是編號 2 地震的規模最小, 反應譜能量較偏向短週期, v/a 和 d/v 參數也最小。

編號 3 與編號 8 地震比較: 它們震央位置、波傳路徑、震源距離都相近, 兩者震源都位在表土層。但是編號 8 地震規模較大, 反應譜長週期較為顯著, v/a 和 d/v 參數較大, 約為編號 3 的 2 倍。

編號 6 與編號 7 地震比較: 它們震央位置、震源深度、波傳路徑、震源距離都相近。但是編號 6 地震規模較大, 反應譜長週期較為顯著, v/a 和 d/v 參數較大, 約為編號 7 的 1.5 倍。

表 1 本研究所選用地震之參數。

Eqks.	Date (y/m/d)	Long. (°E)	Lat. (°N)	Depth (km)	Mag. (M_L)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Stations Triggered
No.1	1995/02/23	121.687	24.204	21.7	5.8	11	85	75	64
No.2	1995/07/07	121.090	23.893	13.1	5.3	30	25	90	46
No.3	1998/07/17	120.662	23.503	2.8	6.2	45	30	110	42
No.4	1999/09/20	120.876	23.792	3.5	6.6	25	32	97	76
No.5	1999/09/22	121.047	23.826	15.6	6.8	13	25	124	58
No.6	1999/09/25	121.006	23.859	9.9	6.8	50	44	126	67
No.7	1999/09/20	121.028	23.926	11.0	6.4	303	49	65	72
No.8	1999/09/20	120.811	23.612	1.1	6.6	242	55	-158	62
Chi-Chi M.S.	1999/09/20	120.815	23.853	8.0	7.3	5	34	65	74

表 2 在不同地震、不同群組內所選取測站之震源距離(km)，X 代表沒有資料。

Eqks.	測站 類型	近距離組		遠距離組		全部測站	
		選取範圍	平均距離	選取範圍	平均距離	選取範圍	平均距離
No.1	A		97.0		110.2		105.8
	B	80~110	97.0	110~130	116.5	80~130	109.7
	C		100.3		119.9		109.2
No.2	A		44.1		X		44.1
	B	25~55	44.9	55~70	60.5	25~70	53.2
	C		50.5		62.3		57.8
No.3 (瑞里)	A		45.1		X		45.1
	B	25~55	42.1	55~75	73.0	25~75	54.8
	C		39.9		62.8		52.3
No.4	A		38.4		X		38.4
	B	25~45	32.1	45~65	52.5	25~65	42.8
	C		40.0		52.6		48.6
No.5	A		X		X		X
	B	45~60	53.6	60~75	66.1	45~75	59.8
	C		57.5		65.8		62.7
No.6	A		39.5		X		39.5
	B	25~55	42.5	55~70	58.3	25~70	50.8
	C		47.2		58.7		54.8
No.7	A		35.1		55.0		38.4
	B	25~50	44.7	50~65	54.5	25~65	49.8
	C		46.0		55.3		51.6
No.8	A		32.6		X		32.6
	B	25~55	41.1	55~80	70.2	25~80	59.5
	C		44.3		65.9		55.1
Chi-Chi main shock	A		33.4		X		33.4
	B	20~40	27.6	40~60	44.3	20~60	36.7
	C		33.0		46.1		41.5

表 3 不同地震、不同類測站 $v/a(\text{sec})$ 參數之平均值與標準偏差。X 代表沒有資料。

Eqks.	測站 類型	近距離組	遠距離組	全部測站
No.1	A	0.130 ± 0.022	0.109 ± 0.031	0.115 ± 0.029
	B	0.128 ± 0.041	0.155 ± 0.041	0.145 ± 0.042
	C	0.157 ± 0.038	0.150 ± 0.031	0.154 ± 0.035
No.2	A	0.044 ± 0.002	X	0.044 ± 0.002
	B	0.051 ± 0.009	0.077 ± 0.020	0.063 ± 0.019
	C	0.072 ± 0.014	0.074 ± 0.017	0.073 ± 0.016
No.3 (瑞里)	A	0.077 ± 0.016	X	0.077 ± 0.016
	B	0.081 ± 0.023	0.077 ± 0.012	0.080 ± 0.019
	C	0.109 ± 0.026	0.103 ± 0.026	0.106 ± 0.026
No.4	A	0.077 ± 0.062	X	0.077 ± 0.062
	B	0.123 ± 0.041	0.178 ± 0.036	0.149 ± 0.042
	C	0.172 ± 0.072	0.228 ± 0.103	0.209 ± 0.096
No.5	A	X	X	X
	B	0.047 ± 0.012	0.059 ± 0.013	0.052 ± 0.013
	C	0.063 ± 0.016	0.061 ± 0.012	0.062 ± 0.014
No.6	A	0.078 ± 0.021	X	0.078 ± 0.021
	B	0.122 ± 0.033	0.116 ± 0.020	0.119 ± 0.027
	C	0.146 ± 0.045	0.134 ± 0.040	0.138 ± 0.042
No.7	A	0.046 ± 0.017	0.040 ± 0.005	0.045 ± 0.016
	B	0.087 ± 0.018	0.091 ± 0.016	0.089 ± 0.017
	C	0.094 ± 0.027	0.100 ± 0.015	0.098 ± 0.016
No.8	A	0.112 ± 0.013	X	0.112 ± 0.013
	B	0.181 ± 0.056	0.196 ± 0.040	0.190 ± 0.047
	C	0.223 ± 0.050	0.210 ± 0.053	0.216 ± 0.052
Chi-Chi main shock	A	0.106 ± 0.007	X	0.106 ± 0.007
	B	0.186 ± 0.040	0.234 ± 0.053	0.211 ± 0.051
	C	0.259 ± 0.086	0.265 ± 0.064	0.263 ± 0.073

表 4 不同地震、不同類測站 d/v(sec)參數之平均值與標準偏差。X 代表沒有資料。

Eqks.	測站 類型	近距離組	遠距離組	全部測站
No.1	A	0.302 ± 0.102	0.330 ± 0.039	0.319 ± 0.059
	B	0.303 ± 0.123	0.328 ± 0.045	0.321 ± 0.084
	C	0.292 ± 0.146	0.350 ± 0.032	0.330 ± 0.091
No.2	A	0.097 ± 0.029	X	0.097 ± 0.029
	B	0.103 ± 0.023	0.136 ± 0.027	0.119 ± 0.024
	C	0.116 ± 0.059	0.142 ± 0.018	0.132 ± 0.048
No.3 (瑞里)	A	0.193 ± 0.038	X	0.193 ± 0.038
	B	0.211 ± 0.103	0.375 ± 0.138	0.267 ± 0.113
	C	0.268 ± 0.042	0.267 ± 0.124	0.269 ± 0.069
No.4	A	0.271 ± 0.052	X	0.271 ± 0.052
	B	0.373 ± 0.055	0.554 ± 0.247	0.458 ± 0.198
	C	0.466 ± 0.123	0.611 ± 0.187	0.562 ± 0.148
No.5	A	X	X	X
	B	0.187 ± 0.056	0.201 ± 0.022	0.191 ± 0.035
	C	0.246 ± 0.048	0.247 ± 0.160	0.248 ± 0.103
No.6	A	0.286 ± 0.107	X	0.286 ± 0.107
	B	0.341 ± 0.029	0.368 ± 0.245	0.355 ± 0.145
	C	0.334 ± 0.138	0.407 ± 0.148	0.380 ± 0.142
No.7	A	0.187 ± 0.124	0.190 ± 0.011	0.188 ± 0.034
	B	0.205 ± 0.109	0.229 ± 0.145	0.217 ± 0.118
	C	0.219 ± 0.034	0.267 ± 0.135	0.248 ± 0.104
No.8	A	0.370 ± 0.132	X	0.370 ± 0.132
	B	0.573 ± 0.124	0.508 ± 0.254	0.530 ± 0.138
	C	0.650 ± 0.257	0.591 ± 0.136	0.618 ± 0.206
Chi-Chi main shock	A	0.313 ± 0.106	X	0.313 ± 0.106
	B	0.460 ± 0.129	0.678 ± 0.231	0.568 ± 0.204
	C	0.588 ± 0.187	0.685 ± 0.215	0.649 ± 0.216

(B)震源深度對參數的影響：

本研究的編號 4，編號 5 與編號 6 三個地震，不僅規模相當接近(分別為 6.6, 6.8, 6.8)，震央位置也很靠近，使得路徑效應接近；而它們的震源深度(分別為 3.5, 15.6, 9.9 公里)也剛好相互差別 6 公里左右，所以適合作震源深度方面的分析。

編號 4 與編號 5 地震的震央位置、波傳路徑相近。編號 5 的規模、震源距離都略大於編號 4，但編號 5 的反應譜呈現較短週期顯著的現象，其 v/a 和 d/v 參數只有編號 4 的 $1/3$ 至 $1/2$ 左右。

編號 5 與編號 6 比較，它們規模相同，震央位置、波傳路徑極為相近。編號 5 的震源距離雖較遠，但其反應譜仍比編號 6 呈現短週期顯著的現象，其 v/a 和 d/v 參數只有編號 6 的 $1/2$ 左右。

若再拿編號 6 與編號 4 地震比較，編號 6 的規模、震源距離都略大於編號 4，但是編號 6 的反應譜形狀仍然比編號 4 稍稍偏向短週期，其 v/a 和 d/v 參數較小。

推論這現象是由震源深度因素所造成：編號 5 最深，編號 4 最淺。當震源位置較淺時，岩層屬於較鬆軟的低速層，高頻信號衰減較快，會呈現低頻顯著。

另外，編號 8 與編號 4 地震的規模相同，波傳路徑相近，震源都位在非常淺的表土層，所以高頻信號衰減快，呈現長週期顯著的現象，它們的正規化反應譜和集集主震非常一致， v/a 和 d/v 參數則是鄰近的幾個地震中最大的(僅次於集集主震)。這也再次驗證上述深度效應對於二參數的影響。

(C)震源距離對參數的影響：

編號 1 與編號 2 地震比較：兩者規模相當，但是編號 1 的震源距離明顯較遠，反應譜長週期較為顯著，其 v/a 和 d/v 參數比編號 2 地震大 2 到 3 倍。

整體來看， v/a 和 d/v 這二種參數的表現跟

地震規模、震源深度、震源距離以及測站類型都有關連。配合實際反應譜圖形的觀察，發現這二種參數在不同地震、不同震源距離、不同測站類型之間的變化趨勢非常相似。在震源距離接近的情況下，不同地震之間的參數差別較大，在同一地震中震源距離從近變遠時差別不大；亦即在本研究中震源距離在近距離組和遠距離組的平均距離大約只相差 10~30 公里的情況下，震源距離對於這種參數的影響程度，不如不同地震之間影響的程度。

v/a 和 d/v 參數大致都是 C 類測站大於 B 類；遠距離組稍稍大於近距離組，但不甚明顯，主因是近距離組和遠距離組的平均震源距離相差不大。若以全部測站的總平均來看， v/a 和 d/v 參數在每個地震中都是由測站類型 $A \rightarrow B \rightarrow C$ 漸漸增大。

集集主震的 v/a 參數是本研究所有 9 個地震當中最大的， d/v 參數也呈現相對較大的值。亦即當最大地表加速度正規化至一個重力加速度時，所對應的最大地表速度與最大地表位移值，比其它地震大。推論這跟車籠埔斷層的破裂時間長，而蘊釀出長週期能量有關，另一方面本研究所用的測站與車籠埔斷層線的距離都很近，所以造成這二種參數較大的原因，應該是以震源因素居多。

綜合言之，在不同地震之間這二參數的變化比較明顯；在同一地震內，從近距離組到遠距離組，或者不同類型測站之間，這二參數的變化大致都還在一個標準偏差的範圍內。

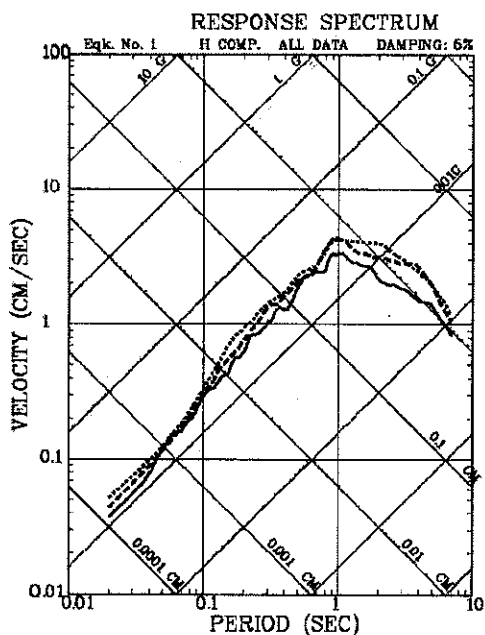


圖 4 編號 1 地震針對全部測站所算的平均反應譜，實線、虛線、點線分別為 A、B、C 類測站。

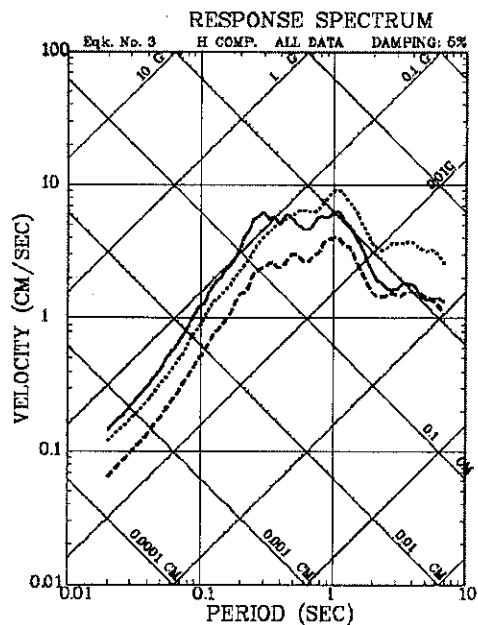


圖 6 編號 3 地震針對全部測站所算的平均反應譜，實線、虛線、點線分別為 A、B、C 類測站。

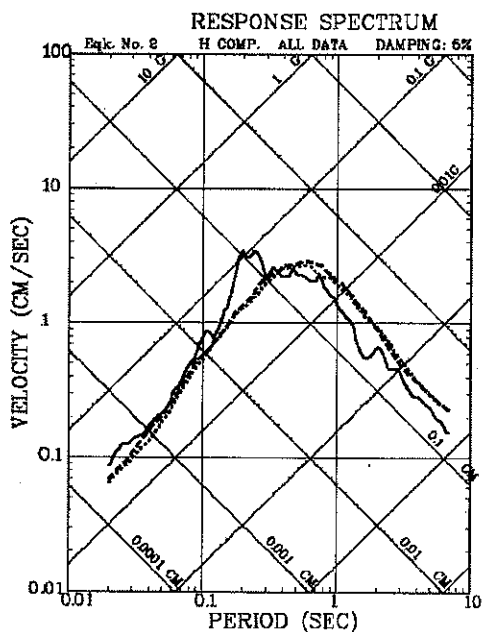


圖 5 編號 2 地震針對全部測站所算的平均反應譜，實線、虛線、點線分別為 A、B、C 類測站。

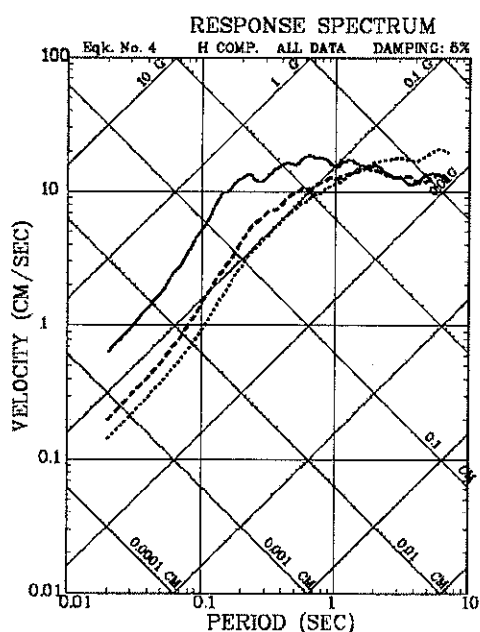


圖 7 編號 4 地震針對全部測站所算的平均反應譜，實線、虛線、點線分別為 A、B、C 類測站。

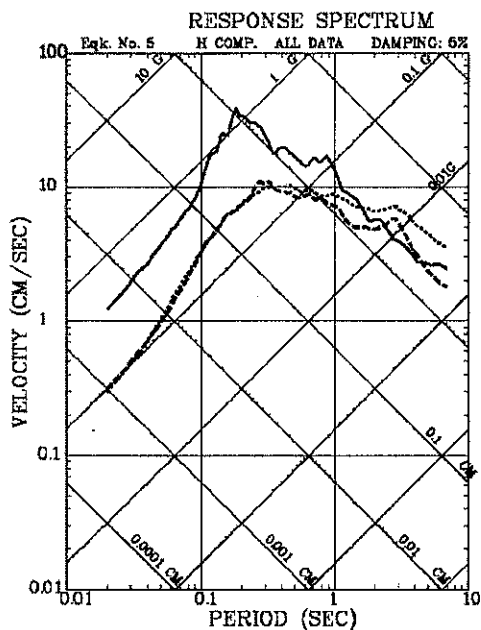


圖 8 編號 5 地震針對全部測站所算的平均反應譜，實線、虛線、點線分別為 A、B、C 類測站。

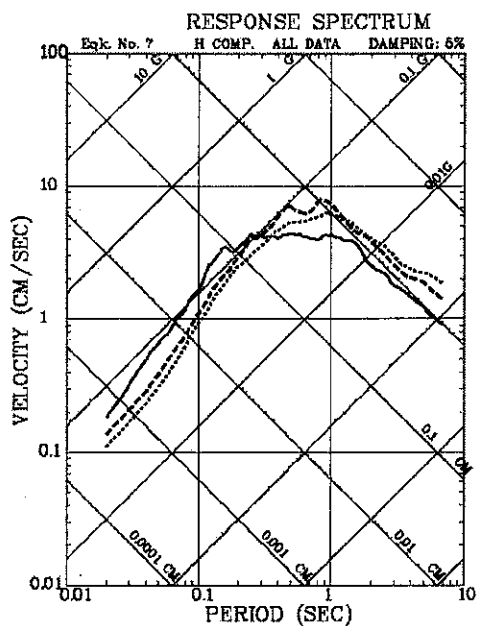


圖 10 編號 7 地震針對全部測站所算的平均反應譜，實線、虛線、點線分別為 A、B、C 類測站。

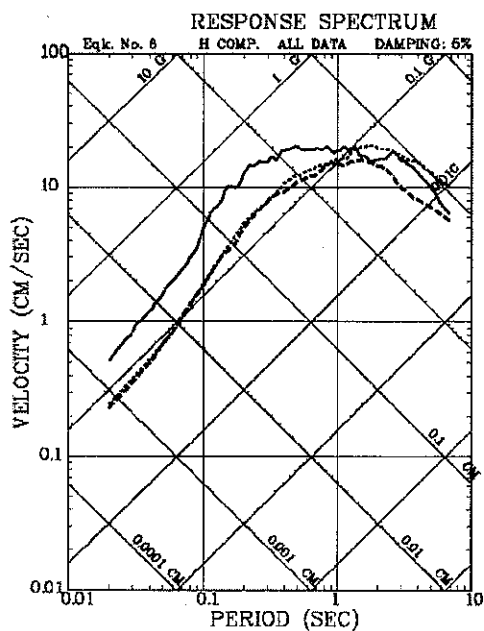


圖 9 編號 6 地震針對全部測站所算的平均反應譜，實線、虛線、點線分別為 A、B、C 類測站。

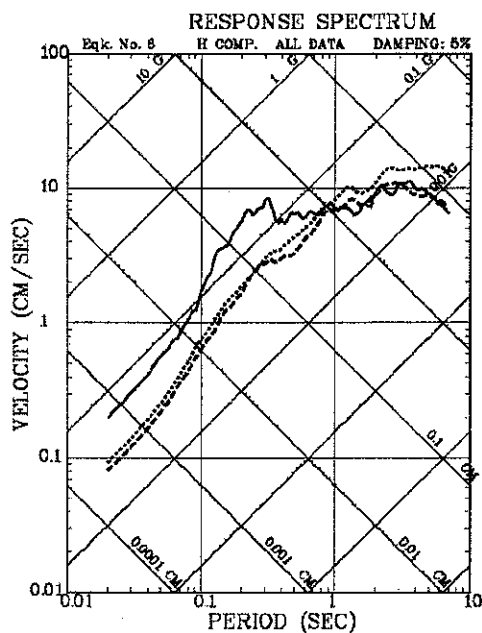


圖 11 編號 8 地震針對全部測站所算的平均反應譜，實線、虛線、點線分別為 A、B、C 類測站。

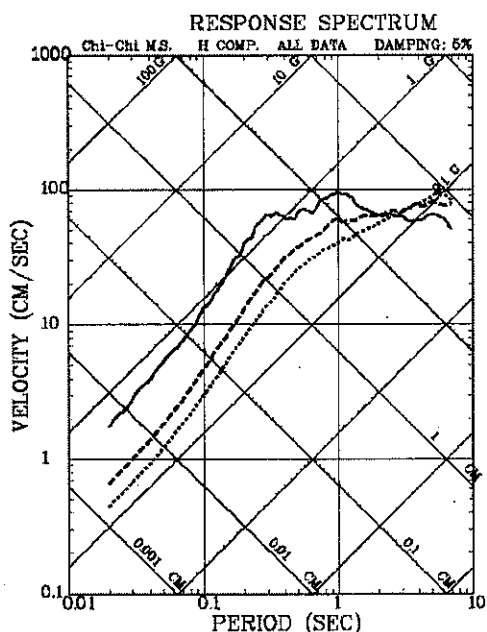


圖 12 集集主震針對全部測站所算的平均反應譜，實線、虛線、點線分別為 A、B、C 類測站。

四、 ad/v^2 參數分析

ad/v^2 參數如表 5 所示大致上都介於 2 和 4 之間，編號 2 地震反應譜形狀尖銳，所以 ad/v^2 呈現較小的值；編號 5 反應譜形狀平坦， ad/v^2 呈現較大的值。但是整體而言， ad/v^2 在不同地震、不同距離、不同測站類型之間，似乎很難找到一個規律性出來；集集主震跟其它地震比較起來，也未呈現特別大的值，推論是濾波處理時已將低頻信號濾除所致，值得進一步探討。

五、結論

本研究分別從地震規模大小、震源深淺、距離遠近以及測站類型等觀點，分析台灣中部地區地動參數的特性，藉由其它地震的比較把集集主震近斷層的特性顯現出來。

配合實際反應譜圖形的觀察，發現 v/a 和 d/v 參數與反應譜形狀有密切關聯，地震規模較大、震源位置較淺、震源距離較遠者，這二種

參數就呈現較大的值。在震源距離接近的情況下，二種參數在不同地震之間的差異較大，在同一地震中不同類型測站之間的差異反而小。若以全部測站的總平均值來看， v/a 和 d/v 參數在每個地震中都是由測站類型 A \rightarrow B \rightarrow C 漸漸增大。集集主震的 v/a 參數是本研究所有 9 個地震當中最大的， d/v 參數也呈現相對較大的值。

ad/v^2 參數大致都介於 2 和 4 之間，反應譜形狀尖銳者呈現較小的值；形狀平坦者呈現較大的值。但是 ad/v^2 在不同地震規模、不同深度、不同距離、不同測站類型之間，比較沒有規律性，其原因值得進一步探討。

六、誌謝

本研究能夠順利完成，要特別感謝中央氣象局提供豐富的強震記錄供分析。本研究部份經費由南開技術學院校內型計畫(92-26-C1201-10)以及國科會(NSC92-2119-M-252-001)支助，也一併致謝。

七、參考文獻

- Akkar, S. and P. Gulkan, 2002. A critical examination of near-field accelerograms from the sea of Marmara region earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 428-447.
- Dunbar, W. S. and R. G. Charlwood, 1991. Empirical methods for the prediction of response spectra. *Earthquake Spectra*, **7**, 333-353.
- Huang, C. T. and S. S. Chen, 2000. Near-field characteristics and engineering implications of the 1999 Chi-Chi earthquake. *Earthq. Eng. Eng. Seis.*, **2**, 23-41.
- Lam, N., J. Wilson and A. Chandler, 2000. Response spectrum modeling for rock sites in low and moderate seismicity regions combining velocity, displacement and

- acceleration predictions. *Earth-quake Eng. Struct. Dyn.*, **29**, 1491-1525.
- Mohraz, B., 1976. A study of earthquake response spectra for different geological Conditions. *Bull. Seis. Soc. Am.*, **66**, 915-935.
- Newmark, N. M., J. A. Blume and K. K. Kapur, 1973. Seismic design spectra for nuclear power plants. *Jour. Power Div. ASCE*, **99**, PO2, 287-303.
- Rassem, M., A. Ghobarah and A. C. Heidebrecht, 1997. Engineering perspective for the seismic site response of alluvial valleys. *Earthquake Eng Struct. Dyn.*, **26**, 477-493.
- Saffarini, H. S. and H. Kabalawi, 1999. Design response spectra for Aqaba city- Jordan. *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, **28**, 725-739.
- 經濟部中央地質調查所，1999。台灣地質圖。
- 張添炮，2003。台灣中西部地區之強震特性。國立中央大學地球物理研究所博士論文。

表 5 不同地震、不同類測站 ad/v^2 參數之平均值與標準偏差。X 代表沒有資料。

Eqks.	測站 類型	近距離組	遠距離組	全部測站
No.1	A	2.323 ± 1.082	3.025 ± 1.276	2.770 ± 1.246
	B	2.364 ± 0.619	2.113 ± 0.734	2.211 ± 0.700
	C	1.858 ± 0.501	2.331 ± 0.511	2.143 ± 0.529
No.2	A	2.204 ± 0.392	X	2.204 ± 0.392
	B	2.024 ± 0.531	1.765 ± 0.746	1.881 ± 0.658
	C	1.617 ± 0.221	1.924 ± 0.501	1.803 ± 0.437
No.3 (瑞里)	A	2.511 ± 0.365	X	2.511 ± 0.365
	B	2.605 ± 1.048	4.866 ± 0.743	3.345 ± 1.117
	C	2.457 ± 1.369	2.594 ± 0.582	2.527 ± 1.034
No.4	A	3.522 ± 3.637	X	3.522 ± 1.637
	B	3.037 ± 1.358	3.114 ± 0.676	3.077 ± 1.056
	C	2.712 ± 0.966	2.678 ± 0.823	2.688 ± 0.871
No.5	A	X	X	X
	B	3.974 ± 1.387	3.406 ± 1.429	3.679 ± 1.416
	C	3.909 ± 1.044	4.044 ± 1.369	3.993 ± 1.260
No.6	A	3.677 ± 1.300	X	3.677 ± 1.300
	B	2.792 ± 0.835	3.169 ± 1.727	2.984 ± 1.391
	C	2.286 ± 0.629	3.036 ± 0.959	2.754 ± 0.908
No.7	A	4.074 ± 2.847	4.742 ± 0.329	4.178 ± 2.588
	B	2.361 ± 0.433	2.517 ± 0.719	2.441 ± 0.605
	C	2.331 ± 0.421	2.672 ± 0.497	2.530 ± 0.484
No.8	A	3.304 ± 0.036	X	3.304 ± 0.036
	B	3.169 ± 0.786	2.592 ± 0.675	2.791 ± 0.744
	C	2.911 ± 0.776	2.813 ± 1.031	2.861 ± 0.912
Chi-Chi main shock	A	2.951 ± 0.313	X	2.951 ± 0.313
	B	2.470 ± 0.010	2.896 ± 0.761	2.694 ± 0.797
	C	2.268 ± 0.637	2.585 ± 0.669	2.467 ± 0.666

The Characteristics of Strong Ground Motion Parameters in Central Part of Taiwan

Tian-Pau Chang¹, Guey-Kuen Yu² and Feng-Jiao Liu¹

ABSTRACT

The ground motion parameters v/a , d/v , and ad/v^2 are usually used as pointers to the shape of response spectrum. In this paper, the accelerograms recorded by the network of Taiwan Strong Motion Instruments of the Central Weather Bureau are used to analyze the characteristics of these parameters. The data consists of 9 earthquakes with $M_L \geq 5.3$ which occurred in the area of Taiwan between 1995 and 1999.

The results indicate that both the parameters v/a and d/v are much related to the response spectral shapes. The spectral shapes for events with greater magnitude, shallower focus, and farther hypo-distance are predominant with long periods. They are also accompanied with larger parameters. In the same event, the softer the site conditions, the larger the parameters. For Chi-Chi mainshock, these two parameters are larger than those of any other earthquake.

The parameters ad/v^2 lie between 2 and 4. No significant trends are found among the events.

Keywords: response spectrum, ground motion parameter, Chi-Chi mainshock

¹Nankai College, Nantou, Taiwan, ROC

²Vanung University, Chungli, Taiwan, ROC

民國 93 年颱風調查報告—第 4 號康森(Conson)颱風(0404)

簡國基

中央氣象局氣象預報中心

摘要

民國 93 年第 4 號颱風康森 (Conson) 係於 6 月 6 日 0600 UTC (1400 LST) 在菲律賓西方約 200 公里海面上形成，為期 5 天 6 小時的生命期間，曾發展至中度颱風強度，結構上屬於小型颱風。康森颱風形成後，運動路徑穩定朝北北東轉東北加速，颱風中心依序通過巴士海峽、蘭嶼的東南方近海、石垣島與宮古島之間的琉球海面、日本南方海面，最後於 6 月 11 日 1200 UTC (2000 LST) 在日本本州南部變性為溫帶氣旋。

康森颱風警報期間，豪雨出現在迎風面的台灣東北部山區，降雨量以宜蘭縣冬山自動雨量站的 282.0 毫米為最多；中央氣象局氣象站觀測到之最低氣壓以蘭嶼 996.5 百帕最低，瞬間最大陣風與最大平均風速以蘭嶼的 16 級 (52.3 m/s) 與 12 級 (36.3 m/s) 最強。颱風路徑預報方面，中央氣象局之 24 小時、48 小時及 72 小時官方主觀預報誤差分別為 151 公里、394 公里及 641 公里。康森颱風暴風圈僅掠過恆春半島及台灣東南部地區，並未在台灣地區造成災情。

一、前言

康森颱風 (國際命名: Conson) 是民國 93 年在西北太平洋地區發生的第 4 個颱風 (編號: 0404)，也是此年中央氣象局第 1 個發布警報的颱風。6 月 6 日 0600 UTC (1400 LST) 原位於菲律賓西方約 200 公里海面上的熱帶性低氣壓逐漸發展、增強為輕度颱風，命名為康森；6 月 8 日至 9 日康森以北北東轉東北方向，通過巴士海峽、蘭嶼的東南方近海、並穿越石垣島與宮古島之間的琉球海面，10 日朝東北加速往日本南方海面前進，康森最後於 11 日 1200 UTC (2000 LST) 在日本本州南部變性為溫帶氣旋，生命期共歷時 5 天又 6 小時 (126 小時)。

康森的結構屬於小型颱風，生命期間最強達中度颱風，七級風與十級風暴風半徑最大時僅 150 公里與 50 公里；由於暴風圈僅輕掠過恆春半島及台灣東南部地區，在台灣地區並未造

成災情，亦無人員傷亡。颱風警報期間較大累積降雨多集中在迎風面之東北部山區，累積雨量以宜蘭縣冬山 282.0 毫米為最大；颱風中心通過蘭嶼的東南方近海時，蘭嶼氣象站曾觀測到 12 級平均風及 16 級之強陣風。本文第二節概述康森颱風之發生與經過，第三節說明其強度及路徑變化，第四節分析颱風近台期間各氣象站之氣象要素與風雨狀況，第五節針對各種主、客觀方法之颱風路徑預報結果進行校驗，第六、七節分別為災情報告與綜合討論。

二、康森颱風之發生及經過

康森颱風發生於鄰近呂宋島之南海海域，其每六小時颱風中心位置、近中心最大風速、暴風半徑等資料如表 1，颱風最佳路徑如圖 1 所示。6 月 6 日 0600 UTC (1400 LST) 康森颱風在菲律賓西方約 200 公里 (北緯 15.7 度，東經 118.4 度) 海面上形成，中心氣壓 998 百帕，形

成後緩慢向北北東移動，中央氣象局研判其將對巴士海峽及東沙島海面構成威脅，遂於 7 日 0930 UTC (1730 LST) 發布海上颱風警報，並提醒恆春半島、台灣東半部及南部地區慎防局部

性大雨或豪雨，詳細的颱風警報發布情形如表 2。隨著康森颱風逐漸朝北北東運動，中央氣象局預測其有威脅台灣陸地之可能，於是在 8 日 0330 UTC (1130 LST) 發布海上陸上颱風警報，

表 1. 第 4 號康森颱風最佳路徑、強度變化及動向資料表

Table 1. The center positions, intensity, and movement of Typhoon Conson (best track).

時間 (UTC)	緯度	經度	中心氣壓 (hPa)	移動方向 degree	移動速度 Km/hr	最大風速		暴風半徑	
						持續風 m/s	陣風 m/s	30kts km	50kts km
060606	15.7	118.4	998	23	18	18	25	100	
060612	15.9	118.5	998	26	4	18	25	100	
060618	16.2	118.6	998	18	6	18	25	100	
060700	16.4	118.7	995	26	4	20	28	100	
060706	16.7	118.8	992	360	8	23	30	150	
060712	17.3	119.0	985	13	15	25	33	150	
060718	18.1	119.2	985	13	15	25	33	150	
060800	18.7	119.5	985	25	16	25	33	150	
060806	19.5	119.6	982	360	14	28	35	150	
060812	20.0	120.1	970	43	15	33	43	150	50
060818	20.5	120.6	970	43	10	33	43	150	50
060900	21.2	121.3	970	43	20	33	43	150	50
060906	22.3	122.6	970	47	33	33	43	150	50
060912	23.5	123.8	970	51	35	33	43	150	50
060918	24.8	124.9	970	42	25	33	43	150	50
061000	25.8	126.1	970	47	27	33	43	150	50
061006	27.1	127.4	975	42	32	30	38	150	50
061012	28.5	129.0	980	45	37	28	35	150	50
061018	29.7	130.6	980	49	34	28	35	150	50
061100	30.9	131.8	988	39	29	23	30	120	
061106	33.0	133.8	988	40	50	23	30	120	

表 2. 第 4 號康森颱風警報發布經過一覽表

Table 2. Warnings issued by CWB for Typhoon Conson.

警報 種類	報 數	發布時間 (LST)			警戒區域		備註
		日	時	分	海	陸	
海上	1	7	17	30	巴士海峽及東沙島海面		輕度
海上	2	7	20	30	巴士海峽及東沙島海面		輕度
海上	3	7	23	30	巴士海峽及東沙島海面		輕度
海上	4	8	2	30	巴士海峽及東沙島海面		輕度
海上	5	8	5	30	巴士海峽及東沙島海面		輕度
海上	6	8	8	30	巴士海峽、東沙島海面、台灣海峽南部及台灣東南部海面		輕度
海陸	7	8	11	30	巴士海峽、東沙島海面、台灣海峽南部及台灣東南部海面	恆春半島	輕度
海陸	8	8	14	30	巴士海峽、東沙島海面、台灣海峽南部及台灣東南部海面	恆春半島、屏東及台東	輕度
海陸	9	8	17	30	巴士海峽、東沙島海面、台灣海峽南部及台灣東南部海面	恆春半島、屏東、台東、蘭嶼及高雄	輕度
海陸	10	8	20	30	巴士海峽、東沙島海面、台灣海峽南部及台灣東南部海面	恆春半島、屏東、台東、蘭嶼、綠島、高雄及台南	中度
海陸	11	8	23	30	巴士海峽、東沙島海面、台灣海峽南部、台灣東南部海面及東北部海面	恆春半島、屏東、台東、蘭嶼、綠島、花蓮、高雄及台南	中度
海陸	12	9	2	30	巴士海峽、東沙島海面、台灣海峽南部、台灣東南部海面及東北部海面	蘭嶼、恆春半島、屏東、綠島、台東、花蓮、高雄及台南	中度
海陸	13	9	5	30	巴士海峽、東沙島海面、台灣海峽南部、台灣東南部海面及東北部海面	蘭嶼、恆春半島、屏東、綠島、台東、花蓮、宜蘭、高雄及台南	中度
海陸	14	9	8	30	巴士海峽、台灣東南部海面、東北部海面、台灣海峽南部及台灣北部海面	蘭嶼、恆春半島、台東、綠島、屏東、花蓮、宜蘭及高雄	中度
海陸	15	9	11	30	巴士海峽、台灣東南部海面、東北部海面及北部海面	蘭嶼、綠島、恆春半島、台東、屏東、花蓮及宜蘭	中度
海陸	16	9	14	30	巴士海峽、台灣東南部海面、東北部海面及北部海面	蘭嶼、綠島、花蓮及台東	中度
海上	17	9	17	30	巴士海峽、台灣東南部海面、東北部海面及北部海面		中度
海上	18	9	20	30	台灣東南部海面、東北部海面及北部海面		中度
解除	19	9	23	30			中度

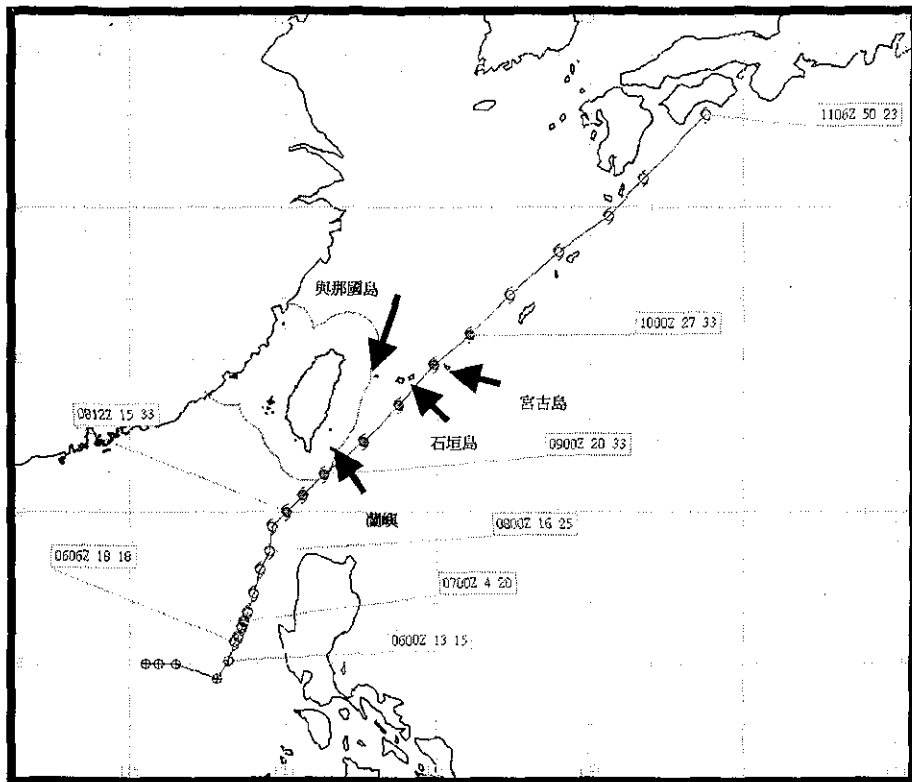


圖 1. 2004 年第 4 號颱風康森 (Conson) 最佳路徑圖。圖中空心代表強度為輕度颱風，實心代表中度颱風以上；標示資料由左至右分別為時間(UTC)、移速(km/hr)及近中心最大風速(m/sec)。

Fig. 1. The best track of Typhoon Conson (2004).

陸上警戒區呼籲恆春半島嚴加戒備，海上警戒區亦擴大為巴士海峽、東沙島海面、台灣海峽南部及台灣東南部海面，並立即通報中央災害應變中心及相關縣市防救災單位。隨後，康森颱風強度逐漸增強，最大強度於 8 日 1200 UTC (2000 LST) 達到中度颱風，中心氣壓 970 百帕，近中心最大持續風速 33 m/s，瞬間最大陣風 43 m/s，七級風暴風半徑 150 公里，十級風暴風半徑 50 公里；此時颱風中心位置在北緯 20.0 度，東經 120.1 度，約在鵝鑾鼻的南南西方 230 公里之海面上，運動路徑由北北東逐漸轉向東北移動 (見表 1)。9 日 0000 UTC (0800 LST) 中度颱風康森位於北緯 21.2 度，東經 121.3 度，即在蘭嶼的南方約 100 公里之海面

上，蘭嶼及恆春半島已進入其暴風圈，風雨增強，台灣東北部迎風面山區雨勢亦開始加大。接著，康森颱風逐漸向東北加速，颱風中心由石垣島及宮古島之間的海域通過，朝日本南方海面行進，對台灣本島及附近海域的威脅解除，因此，中央氣象局於 9 日 0930 UTC (1730 LST) 解除陸上颱風警報，9 日 1530 UTC (2330 LST) 解除海上颱風警報。統計中央氣象局針對康森颱風共發布海上颱風警報 8 報，海上陸上颱風警報 10 報，颱風警報前後共歷時 54 小時 (見表 2)。

颱風警報發布期間，中央氣象局衛星中心所提供之康森颱風逐時定位及強度估計資料如表 3。此外，自 6 月 7 日 1900 UTC (8 日 0300 LST)

起颱風逐漸進入中央氣象局墾丁、七股、花蓮及五分山都卜勒雷達的定位監測範圍(表4)·6月9日0600 UTC (1400 LST) 起進入日本石垣島及沖繩雷達站的定位監測範圍(表5)·此衛

星及雷達逐時定位資料，皆為中央氣象局颱風小組定位作業之參考，亦為決定颱風最佳路徑之依據。

表3 中央氣象局氣象衛星中心對第4號康森颱風之中心定位表
Table 3 Center positions of Typhoon Conson observed by the Satellite Center of CWB.

時間(UTC)		中心位置		強度估計		定位
日	時	緯度	經度	T	CI	準確度
6	2323	16.4	118.6	3.5	3.5	POOR
7	0223	16.5	118.7	3.5	3.5	POOR
	0523	16.7	118.8	3.5	3.5	POOR
	0823	16.9	119.0	3.5	3.5	POOR
	0925	17.0	119.0	3.5	3.5	POOR
	1049	17.2	119.1	3.5	3.5	POOR
	1125	17.2	119.1	3.5	3.5	POOR
	1225	17.3	119.1	3.5	3.5	POOR
	1325	17.3	119.1	3.5	3.5	POOR
	1425	17.6	119.1	3.5	3.5	POOR
	1525	17.8	119.1	3.5	3.5	POOR
	1625	17.8	119.1	3.5	3.5	POOR
	1725	18.0	119.1	3.5	3.5	POOR
	1825	18.1	119.1	3.5	3.5	POOR
	1925	18.1	119.1	3.5	3.5	POOR
	2025	18.3	119.1	3.5	3.5	POOR
	2125	18.3	119.2	3.5	3.5	POOR
	2225	18.5	119.3	3.5	3.5	POOR
	2249	18.5	119.3	3.5	3.5	POOR
	2325	18.6	119.3	3.5	3.5	POOR
8	0025	18.7	119.3	3.5	3.5	FAIR
	0125	19.0	119.4	4.0	4.0	FAIR
	0225	19.1	119.4	4.0	4.0	FAIR
	0325	19.2	119.4	4.0	4.0	FAIR
	0413	19.2	119.4	4.0	4.0	FAIR
	0449	19.3	119.4	4.0	4.0	FAIR
	0525	19.5	119.5	4.0	4.0	FAIR
	0625	19.6	119.6	4.0	4.0	FAIR
	0725	19.7	119.7	4.0	4.0	FAIR
	0825	19.7	119.7	4.0	4.0	FAIR
	0925	19.8	119.8	4.0	4.0	FAIR
	1049	19.9	119.9	4.0	4.0	FAIR
	1125	20.0	120.0	4.5	4.5	FAIR
	1325	20.1	120.2	4.5	4.5	FAIR
	1425	20.2	120.3	4.5	4.5	FAIR
	1525	20.3	120.4	4.5	4.5	FAIR
	1613	20.4	120.4	4.5	4.5	FAIR

時間(UTC)		中心位置		強度估計		定位
日	時	緯度	經度	T	CI	準確度
8	1725	20.5	120.5	4.5	4.5	FAIR
	1825	20.6	120.7	4.5	4.5	FAIR
	1925	20.7	120.8	4.5	4.5	FAIR
	2025	20.8	120.9	4.5	4.5	FAIR
	2125	20.9	121.0	4.5	4.5	FAIR
	2249	21.0	121.1	4.5	4.5	FAIR
	2325	21.0	121.2	4.5	4.5	FAIR
9	0025	21.3	121.4	4.5	4.5	FAIR
	0125	21.4	121.6	4.5	4.5	FAIR
	0225	21.5	121.9	4.0	4.5	FAIR
	0325	21.8	122.1	4.0	4.5	FAIR
	0449	22.0	122.3	4.0	4.5	FAIR
	0525	22.2	122.5	4.0	4.5	FAIR
	0625	22.4	122.6	4.0	4.5	FAIR
	0725	22.6	122.8	4.0	4.5	FAIR
	0825	22.8	123.0	4.0	4.0	FAIR
	0925	23.1	123.2	4.0	4.0	FAIR
	1049	23.3	123.4	4.0	4.0	FAIR
	1125	23.5	123.6	4.5	4.5	FAIR
	1225	23.7	123.8	4.5	4.5	FAIR
	1325	23.9	123.9	4.5	4.5	FAIR
	1425	24.1	124.2	4.5	4.5	FAIR
	1725	24.7	124.8	4.5	4.5	FAIR
	2025	25.3	125.4	4.5	4.5	FAIR
	2323	25.9	126.2	4.5	4.5	FAIR
10	0223	26.4	126.8	4.5	4.5	FAIR
	0525	27.1	127.4	4.0	4.5	FAIR
	0823	27.7	128.2	4.0	4.5	FAIR
	1125	28.6	129.1	3.5	4.0	FAIR
	1425	29.2	130.0	3.5	4.0	FAIR
	1725	29.8	130.7	3.0	4.0	POOR
	2025	30.6	131.5	3.0	3.5	POOR
	2325	30.9	131.7	3.0	3.5	POOR
11	0225	31.9	133.3	2.5	3.0	POOR
	0525	32.8	133.6	2.5	3.0	POOR
	0825	33.5	134.2	2.5	2.5	POOR
	1125	35.5	136.5	2.5	2.5	POOR

表 4 中央氣象局氣象雷達站對第4號康森颱風之中心定位表

Table 4 Center positions of Typhoon Conson observed by the Doppler radar stations of CWB.

時間 (UTC)		緯度 (E)	經度 (N)	雷達站站名
日	時			
7	19	18.2	119.2	墾丁
	20	18.3	119.2	墾丁
	21	18.3	119.3	墾丁
	22	18.4	119.5	墾丁
8	23	18.5	119.6	墾丁
	0	18.8	119.6	墾丁
	1	18.9	119.6	墾丁
	2	19.0	119.6	墾丁
	3	19.2	119.7	墾丁
	4	19.2	119.7	墾丁
	5	19.3	119.7	墾丁
	6	19.5	119.8	墾丁
	7	19.6	119.8	墾丁
	7	19.8	120.0	七股
	8	19.7	119.8	墾丁
	8	19.8	119.8	七股
	9	19.7	119.9	墾丁
	9	19.4	119.5	七股
	10	19.8	120.0	墾丁
	10	19.8	119.9	七股
	11	19.9	120.1	墾丁
	11	19.6	119.6	七股
	12	20.0	120.2	墾丁
	12	19.7	119.7	七股
	13	20.0	120.2	墾丁
	13	19.9	120.2	七股
	14	20.1	120.3	墾丁
	14	20.0	120.3	七股
	15	20.2	120.4	墾丁
	15	20.0	120.3	七股
	16	20.4	120.5	墾丁
	16	20.4	120.4	七股
	17	20.5	120.6	墾丁
	17	20.4	120.5	七股
	18	20.6	120.6	墾丁
	18	20.4	120.6	七股
	19	20.6	120.7	墾丁
	19	20.6	120.7	七股
	20	20.7	120.8	墾丁
	20	20.7	120.8	七股
	21	20.8	120.9	墾丁
	21	20.9	120.9	七股
	22	20.9	121.0	墾丁
	22	20.9	121.0	七股
	23	21.0	121.2	墾丁
	23	21.0	121.3	七股
	23	20.9	121.3	花蓮

時間 (UTC)		緯度 (E)	經度 (N)	雷達站站名
日	時			
9	0	21.2	121.4	墾丁
	0	21.3	121.3	七股
	0	21.1	121.5	花蓮
	1	21.3	121.6	墾丁
	1	21.3	121.6	七股
	1	21.3	121.6	花蓮
	2	21.5	121.8	墾丁
	2	21.4	121.8	花蓮
	2	21.6	121.9	五分山
	3	21.7	122.0	墾丁
	3	21.6	122.0	花蓮
	3	21.6	121.9	五分山
	4	21.9	122.2	墾丁
	4	21.9	122.1	花蓮
	4	21.7	122.1	五分山
	5	22.2	122.4	墾丁
	5	22.1	122.4	花蓮
	5	22.0	122.2	五分山
	6	22.4	122.6	墾丁
	6	22.3	122.6	花蓮
	6	22.4	122.5	五分山
	7	22.6	122.8	墾丁
	7	22.6	122.8	花蓮
	7	22.6	122.8	五分山
	8	22.9	123.0	墾丁
	8	22.8	122.9	花蓮
	8	22.8	123.0	五分山
	9	23.1	123.2	墾丁
	9	23.0	123.2	花蓮
	9	23.1	123.2	五分山
	10	23.2	123.4	墾丁
	10	23.1	123.3	花蓮
	10	23.2	123.4	五分山
	11	23.4	123.6	墾丁
	11	23.3	123.5	花蓮
	11	23.4	123.6	五分山
	12	23.6	123.8	墾丁
	12	23.5	123.8	花蓮
	12	23.6	123.8	五分山
	13	23.8	124.0	墾丁
	13	23.7	124.0	花蓮
	13	23.8	124.0	五分山
	14	24.0	124.2	墾丁
	14	23.9	124.2	花蓮
	14	24.0	124.2	五分山
	15	24.2	124.4	五分山
	16	24.4	124.6	五分山

表 5 日本石垣島(47920)及沖繩(47937)雷達站對第4號康森颱風之中心定位表

Table 5 Center positions of Typhoon Conson observed by Japan radar stations.

時間 (UTC)		緯度 (E)	經度 (N)	雷達站站名
日	時			47920
9	6	22.4	122.5	石垣島
	7	22.7	122.8	"
	8	22.9	123.0	"
	9	23.1	123.2	"
	10	23.2	123.3	"
	11	23.4	123.5	"
	12	23.6	123.8	"
	13	23.7	124.0	"
	14	24.0	124.2	"
	15	24.1	124.3	"
	16	24.4	124.5	"
	17	24.6	124.7	"
	18	24.8	124.9	"
	19	24.9	125.1	"
	20	25.1	125.3	"
	21	25.3	125.5	"
	22	25.5	125.8	"

時間 (UTC)		緯度 (E)	經度 (N)	雷達站站名
日	時			47937
9	23	25.6	126.0	沖繩
10	0	25.8	126.2	"
	1	26.0	126.4	"
	2	26.3	126.6	"
	3	26.5	126.8	"
	4	26.7	127.1	"
	5	26.9	127.3	"
	6	27.1	127.5	"
	7	27.3	127.8	"
	8	27.5	128.0	"
	9	27.7	128.3	"
	10	27.9	128.5	"
	11	28.2	128.8	"

三、康森颱風強度及路徑變化

康森颱風在 6 日 0600 UTC (1400 LST) 形成於菲律賓西方近海，由十日平均海溫及海溫距平圖 (圖 2; 6 月 1 日至 10 日之平均) 可知，康森生成區域之海溫約 29°C – 30°C ，且為相對負距平區，7 日 0000 UTC (0800 LST) 可見光衛星雲圖 (圖 3a) 顯示，颱風發展期間所在的海域並不寬闊，加上颱風環流東側鄰近呂宋島地形，因此颱風增強速率較為緩慢，結構上屬於小型颱風。

500 百帕綜觀環境資料 (圖 4a、4b) 顯示，5880 等高線通過呂宋島中部，副熱帶高壓脊呈現東北—西南走向，此時康森颱風正位於脊線西側，另一頗深的斜壓槽線則正由大陸逐漸東移通過台灣上空。配合地面分析圖 (圖 4c、4d) 可知，500 百帕槽線前緣伴隨有一梅雨鋒面系統，颱風雲系 (見圖 3b—3d) 隨著颱風向東北移動逐漸與梅雨鋒面雲系結合，受到斜壓槽線牽引，颱風繼續向東北朝日本方向行進。圖 5 為 850/700/500 百帕及 700/500/300 百帕之平均

氣流場，圖中可見康森颱風的導引氣流相當明顯且單純，對流層整體之平均駛流皆以西南風為主，因此康森颱風自形成後穩定地向北北東轉東北移動，移度速率則由 8 日的 15 km/hr 逐漸加速至 9 日的 33 km/hr 左右 (見表 1)。

康森颱風的強度變化如表 1 所示，颱風形成後，路徑逐漸向海溫正距平區 (見圖 2) 移動，經過約 2 天之發展於 8 日 1200 UTC (2000 LST) 增強為中度颱風，此時颱風外圍風場結構，可由台灣大學吳俊傑教授所主導之 DOTSTAR 飛機 GPS dropsonde 觀測資料進行分析 (圖 6; 摘自台灣大學吳俊傑教授網站 http://typhoon2.as.ntu.edu.tw/DOTSTAR/home2_chinese.htm)；由 925 百帕 (圖 6b) 資料可見，颱風外圍風場呈現不對稱分布，颱風中心南側風速較強，可達 35 kts ；500 百帕 (圖 6c) 之強風區 (達 50 kts) 則位於颱風東南象限，由位於台灣東北方外海 (圖 6c 中的 16 號資料點) 之西南風 (40 kts) 觀測資料，可再次印證康森颱風環流範圍不大，屬於小型颱風。

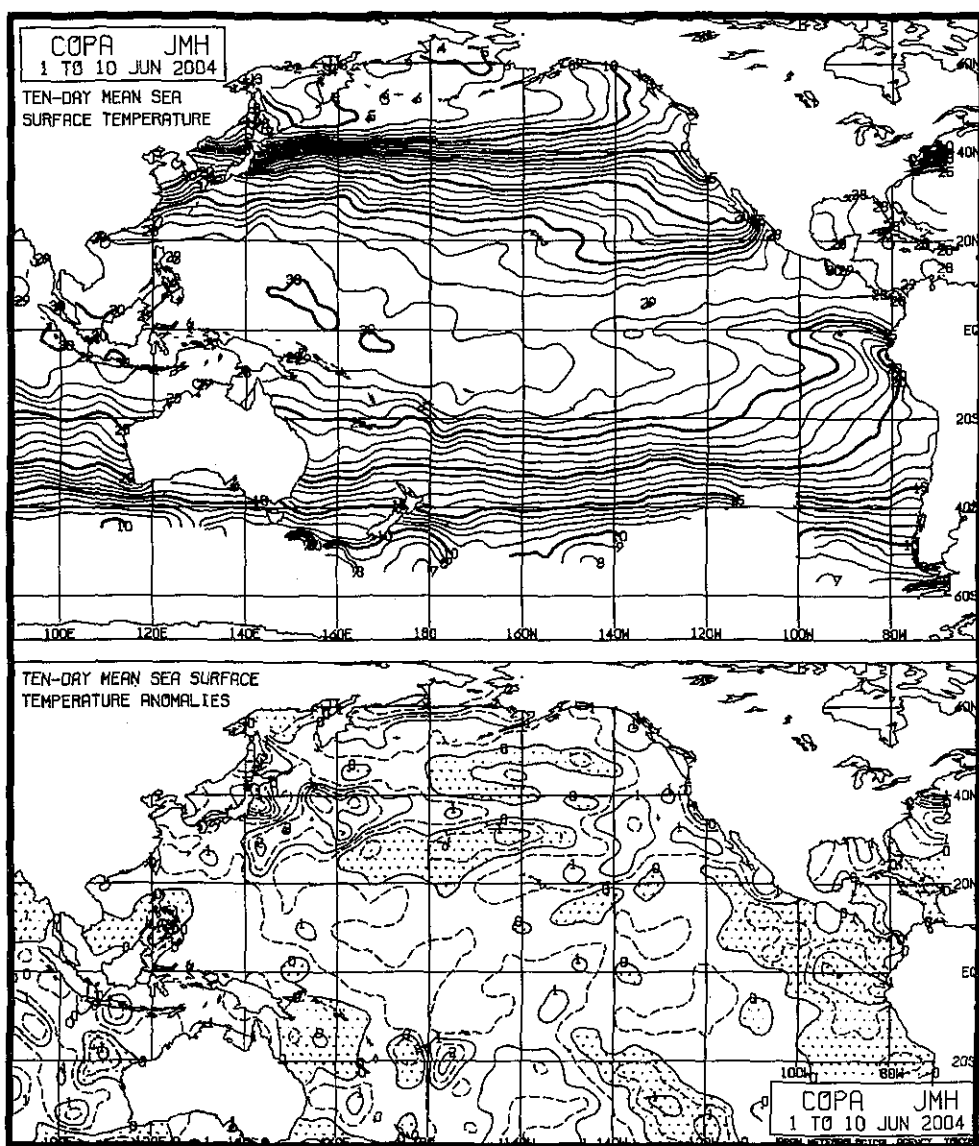


圖 2. 2004 年 6 月 1 日至 10 日太平洋區域海溫 (上) 與海溫距平 (下) 圖。

Fig. 2. Ten-day (1 to 10, June 2004) mean sea surface temperature (upper panel) and anomalies (lower panel) over the Pacific Ocean.

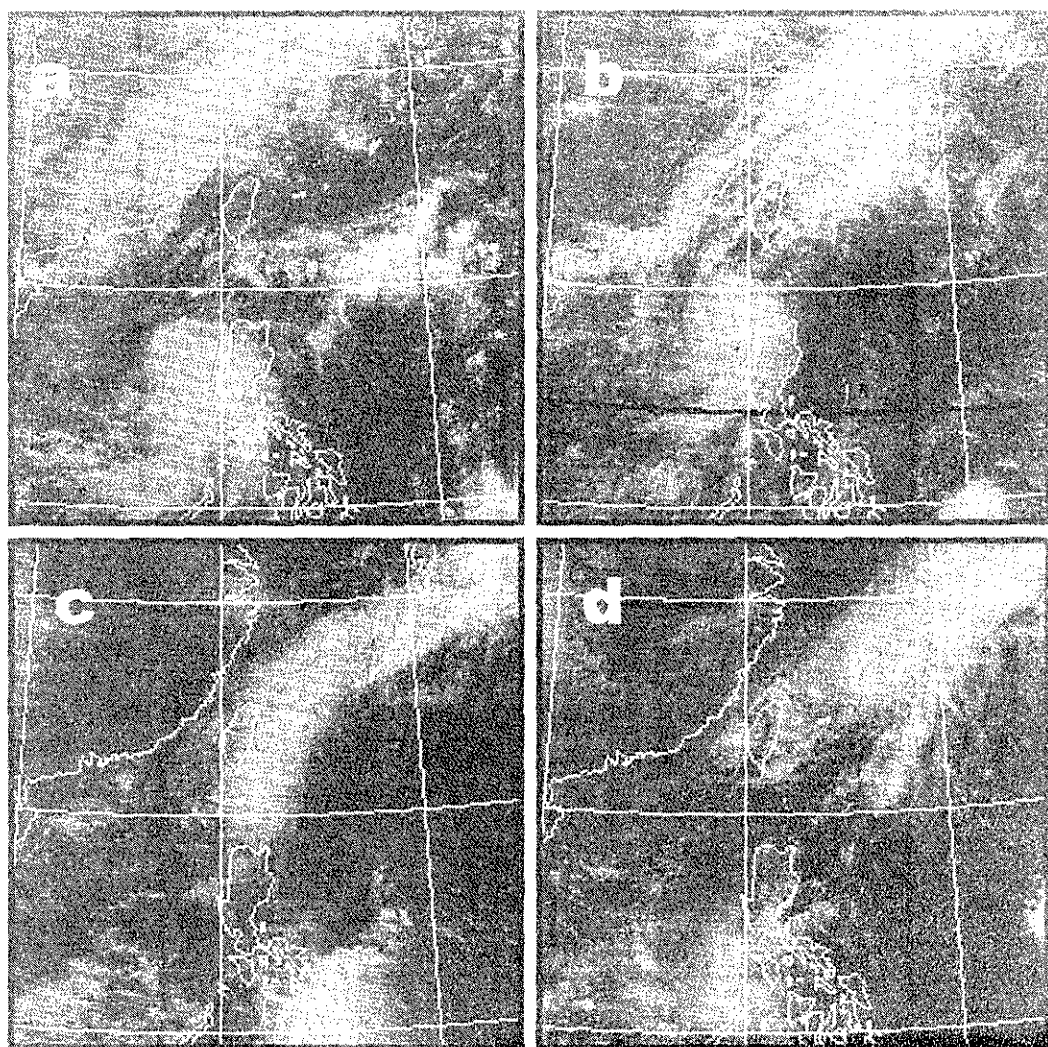


圖 3. 2004 年 6 月(a)7 日 (b)8 日 (c)9 日及(d)10 日 0000UTC 之可見光衛星雲圖。

Fig. 3. The satellite visible imagery at (a) 0000 UTC 7, (b) 0000UTC 8, (c) 0000UTC 9, and (d) 0000UTC 10 June 2004.

圖 7 為 9 日 0000 UTC (0800 LST) 中央氣象局都卜勒雷達網所觀測之雷達回波 (CV) 圖，配合圖 3c 之可見光雲圖顯示，此時位於康森颱風北側象限的雲系及降水回波，已與梅雨鋒面雲系相結合，雷達觀測之颱風眼清晰可見，較強回波區主要集中在颱風之東北象限，颱風螺旋雨帶涵蓋範圍距颱風中心僅約 200 公里，因此康森並未在台灣地區造成災情。康森颱風自 8 日 1200 UTC (2000 LST) 至 10 日 0000

UTC (0800 LST) 強度一直維持在中度颱風下限 (中心氣壓 970 百帕，近中心最大持續風速 33 m/s)，持續向東北加速移動，颱風中心通過琉球海域後，由於進入槽前較強垂直風切區，颱風強度於 10 日 0600 UTC (1400 LST) 減弱為輕度，朝日本移動過程中，強度持續減弱、結構逐漸變性，康森颱風最後於 11 日 1200 UTC (2000 LST) 在日本本州南部變性為溫帶氣旋。

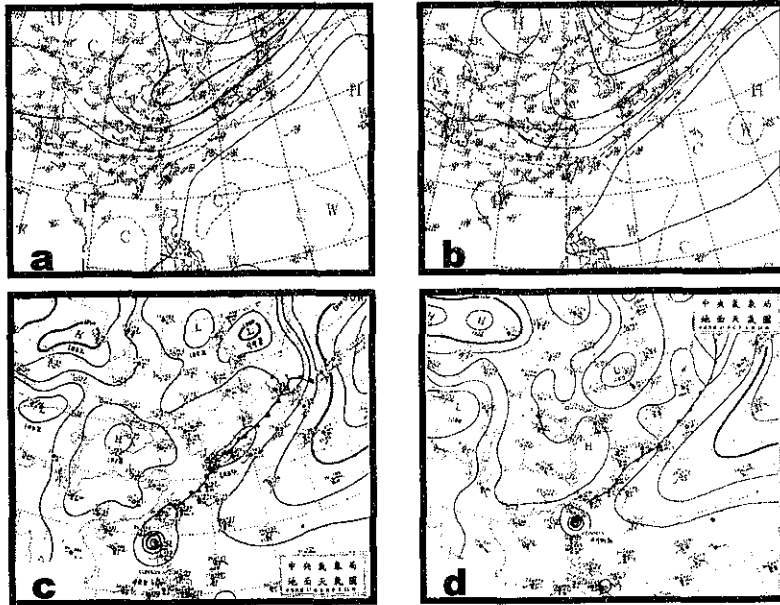


圖 4. 2004 年 6 月(a) 8 日 0000 UTC 之 500 hPa 高空分析圖，(b) 9 日 0000 UTC 之 500 hPa 高空分析圖，(c) 8 日 0000 UTC 之地面分析圖，(d) 9 日 0000 UTC 之地面分析圖。

Fig. 4. The 500 hPa geopotential height and wind vectors at (a) 0000 UTC 8, (b) 0000 UTC 9 June 2004 and the surface analysis at (c) 0000 UTC 8; (d) 0000 UTC 9 June 2004.

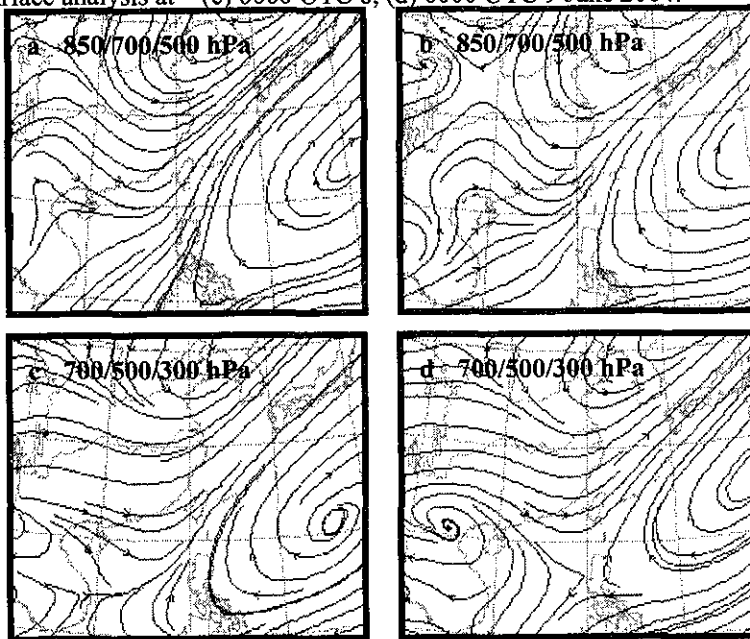
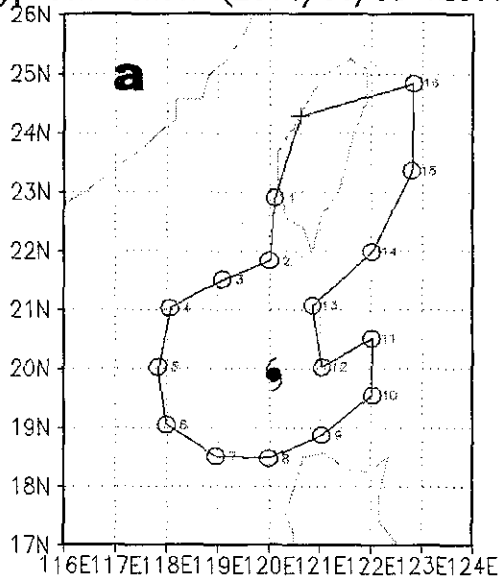


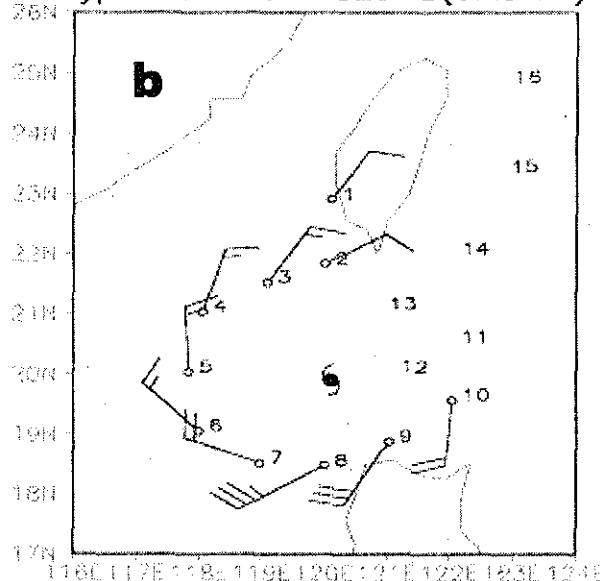
圖 5. 2004 年 6 月(a) 8 日 0000 UTC 之 850/700/500 hPa 平均氣流圖，(b) 9 日 0000 UTC 之 850/700/500 hPa 平均氣流圖，(c) 8 日 0000 UTC 之 700/500/300 hPa 平均氣流圖與 (d) 9 日 0000 UTC 之 700/500/300 hPa 平均氣流圖。

Fig. 5. The 850/700/500 hPa mean flow streamlines at (a) 0000 UTC 8, (b) 0000 UTC 9 June 2004 and the 700/500/300 hPa mean flow streamlines at (c) 0000 UTC 8, (d) 0000 UTC 9 June 2004.

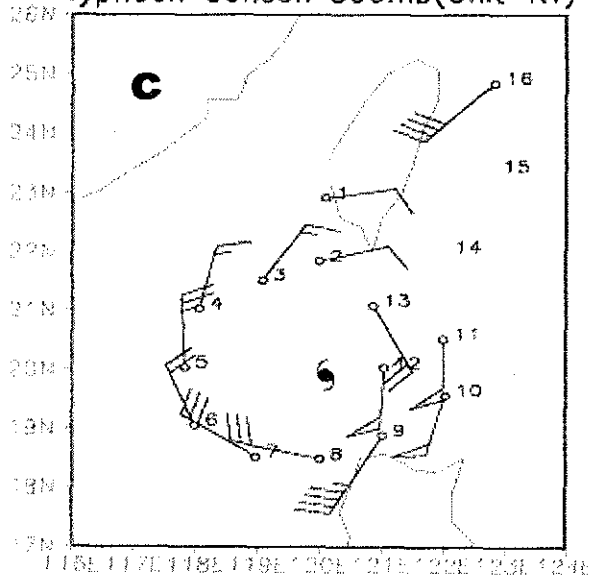
Typhoon Conson (2004/06/08 1200UTC)



Typhoon Conson 925mb(Unit=KT)



Typhoon Conson 500mb(Unit=KT)



Typhoon Conson 200mb(Unit=KT)

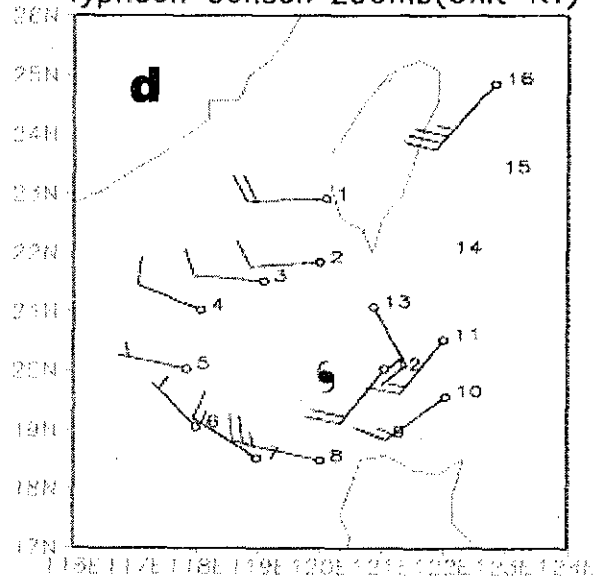


圖 6. 康森颱風 GPS dropwindsonde 之(a) 觀測路徑及(b) 925 hPa (c)500 hPa (d)200 hPa 觀測風場資料 (摘自台灣大學大氣科學研究所吳俊傑教授網站)。

Fig. 6. (a) The route of GPS dropwindsonde observations and the observed winds on (b) 925 hPa, (c) 500 hPa, and (d) 200 hPa for Typhoon Conson (2004) (Available from http://typhoon2.as.ntu.edu.tw/DOTSTAR/home2_chinese.htm).



圖 7. 2004 年 6 月 9 日 0000 UTC 中央氣象局雷達網觀測回波圖。

Fig. 7. Radar reflectivity from the Doppler radars of CWB at 0000 UTC 9 June 2004.

四、康森颱風近台期間台灣地區各地氣象狀況

康森颱風鄰近台灣期間，最大強度達中度颱風，颱風中心於 6 月 9 日 0300 UTC (1100 LST) 在台灣東南部海面距離蘭嶼僅 60 公里，就台灣本島而言，康森颱風的七級風暴風圈 (150 公里) 僅輕掠過恆春半島、台灣東南部地區，本節將整理、說明康森颱風近台期間台灣各地觀測之最低氣壓、降雨及風力情況。

(一) 氣壓

表 6 為康森颱風鄰近台灣期間，中央氣象局所屬各氣象站的氣象要素統計表。在最低氣壓方面，以最接近颱風中心的蘭嶼測站於 9 日 0222 UTC (1022 LST) 所測得之 996.5 百帕為

最低，其次為成功測站的 1003.6 百帕；圖 8 則挑選鄰近康森颱風中心的四個島嶼—蘭嶼 (46762)、與那國島 (47912)、石垣島 (47918) 及宮古島 (47927) 進行逐時氣壓與風場之時間序列分析，蘭嶼測站資料顯示 (圖 8a)，最低氣壓發生時之觀測風向為東北風，可見颱風中心由蘭嶼的東南方通過，颱風逐漸遠離後，氣壓逐漸上升，風向由東北風轉西北風至偏西風，再轉西南風；石垣島 (圖 8c) 測站氣壓由 9 日 1000 UTC (1800 LST) 起即明顯下降，9 日 1500 UTC (2300 LST) 出現 991.3 百帕之觀測最低氣壓，此時風向為北北東風；宮古島 (圖 8d) 氣壓自 9 日 1300 UTC (2100 LST) 起亦明顯下降，9 日 1900 UTC (10 日 0300 LST) 出現 986.4 百帕之最低值，風向為西南風。由圖 8c 及 8d 的結果顯示，康森颱風中心是約於 9 日 1400 UTC (2200 LST) 至 2000 UTC (10 日 0400 LST) 間，逐漸由石垣島及宮古島中間海域通過，朝日本南方海面移動。

(二) 降雨

康森颱風近台期間，台灣地區各自動雨量站及氣象站累積雨量分布 [自 6 月 7 日 1600 UTC (8 日 0000 LST) 至 9 日 1600 UTC (10 日 0000 LST)] 如圖 9，等雨量線分布顯示，最大降雨中心在宜蘭縣山區的冬山雨量站，累積降雨量達 282.0 毫米，另外，屏東縣山區 (如：牡丹池山 112.0 毫米) 及花蓮縣山區 (如：龍澗 109.0 毫米) 也有較大雨勢發生；此三個自動雨量站之累積降水時間序列如圖 10 所示，圖中顯示冬山雨量站 (宜蘭縣) 主要降水時間集中在 9 日 0100 UTC (0900 LST) 至 1200 UTC (2000 LST)，這 11 小時冬山降雨量達 255.0 毫米；龍澗 (花蓮縣) 及牡丹池山 (屏東縣) 雨量站主要降水發生時段則均早於冬山雨量站。若就中央氣象局各氣象站 (見表 6) 而言，累積降雨較多的地區如下：蘭嶼 92.0 毫米、花蓮 69.0 毫米、蘇澳 57.9 毫米。

表 6 第4號康森颱風近台期間氣象要素統計表(時間為地方時)

Table 6 The meteorological elements summary of CWB stations during Typhoon Conson affecting Taiwan.

測站 站名	最低氣壓		最高氣溫		最低溼度		極大瞬間風			最大平均風			最大降水量				總降水量	
	數值	時間	數值	時間	數值	時間	風速	風向	時間	風速	風向	時間	一小時	發生時間	十分鐘	發生時間	數量	發生時間
	(hPa)	(LST)	(°C)	(LST)	(%RH)	(LST)	(m/s)	(度)	(LST)	(m/s)	(度)	(LST)	(mm)	(LST)	(mm)	(LST)	(mm)	(LST)
彭佳嶼	1009.7	09/15:40	23.8	08/12:05	77	09/07:31	19.5	80	09/17:25	14.4	70	09/17:25	1.4	09/08:35	0.8	09/09:36	6.3	08/11:30-09/17:30
基隆	1008.5	09/02:50	25.0	09/05:58	82	08/16:00	12.7	100	09/14:37	7.6	40	09/08:22	12.0	09/10:40	8.5	09/10:53	47.0	08/11:30-09/17:30
雙溪*	1461.0	09/14:51	19.7	08/12:17	76	08/18:05	19.9	180	09/15:28	10.2	160	09/15:28	2.1	09/08:05	0.6	09/10:56	15.0	08/11:30-09/17:30
竹子湖	1008.0	09/14:28	22.3	08/12:17	77	08/17:24	18.5	70	09/15:32	9.1	30	09/11:40	2.0	09/07:01	0.5	09/07:15	8.5	08/11:30-09/16:30
台北	1007.1	09/15:44	26.0	08/12:46	72	08/17:00	18.6	140	09/12:11	9.4	80	09/12:14	1.0	09/15:48	0.5	08/18:37	3.3	08/11:30-09/17:30
新竹	1004.8	09/14:59	28.9	09/11:50	72	09/13:23	17.9	110	09/15:57	8.6	60	09/14:29	0.2	08/18:01	0.2	08/18:37	0.2	08/17:50-08/19:10
梧棲	1004.4	09/15:19	28.2	08/12:49	73	09/00:38	20.9	360	09/16:51	12.8	350	09/15:21	T	08/15:30	T	08/15:30	T	08/15:30-08/16:10
台中	1003.7	09/15:09	31.1	09/14:21	62	08/11:51	6.3	30	08/15:47	3.5	30	08/16:48	0.6	08/15:10	0.6	08/15:10	0.6	08/15:10-08/15:15
日月潭*	1458.1	09/15:01	28.9	09/13:44	59	09/12:17	6.5	270	08/13:55	4.0	290	08/14:04	2.0	08/15:14	1.0	08/15:32	2.9	08/14:08-08/17:20
澎湖	1006.2	09/15:41	28.2	09/14:22	72	09/13:05	15.0	40	09/08:28	7.8	30	09/13:52	—	—	—	—	—	—
東吉島	1005.6	09/15:40	28.5	08/12:47	71	09/15:57	19.7	10	09/09:40	14.4	10	09/11:54	—	—	—	—	—	—
阿里山*	3112.4	09/15:01	16.1	09/09:16	91	09/09:10	6.7	300	08/14:53	2.8	260	08/15:04	2.5	08/16:07	1.0	08/11:30	9.0	08/11:30-09/17:30
玉山*	3116.8	09/15:10	11.8	08/14:10	91	08/23:00	23.2	180	09/00:35	14.1	210	08/20:33	9.5	09/16:34	2.5	09/16:56	29.5	08/12:00-09/17:30
嘉義	1004.5	09/15:12	30.5	08/11:32	60	08/14:20	7.3	320	08/12:38	4.0	310	09/16:22	9.5	08/11:30	4.5	08/11:47	9.5	08/11:30-08/12:50
台南	1005.4	09/15:27	33.7	08/15:10	53	08/15:01	12.3	350	09/07:16	7.6	360	09/07:45	T	08/18:38	T	08/18:38	T	08/18:30-08/19:05
高雄	1004.3	09/03:22	32.1	08/13:39	63	09/10:56	10.6	310	09/13:25	6.6	310	09/13:27	0.5	09/00:30	0.5	09/00:30	0.5	09/00:30-09/05:10
恆春	1003.7	09/06:09	32.1	08/13:53	60	08/13:56	17.9	360	09/06:02	9.9	10	09/06:06	4.5	09/07:20	2.0	09/07:35	12.5	08/11:30-09/08:20
蘭嶼	996.5	09/10:22	28.3	08/12:02	84	08/12:00	52.3	50	09/10:50	36.3	30	09/10:22	32.0	09/02:33	14.5	09/03:06	92.0	08/19:10-09/12:18
大武	1003.8	09/12:02	30.3	08/11:46	67	08/11:50	13.4	20	09/02:32	6.3	20	09/03:10	5.0	09/07:10	2.0	09/07:30	24.9	08/11:30-09/14:00
台東	1004.1	09/13:44	31.5	08/13:22	71	08/13:16	10.8	20	08/20:32	4.9	40	08/20:36	8.5	09/05:13	2.5	09/06:03	42.5	08/11:30-09/10:20
成功	1003.6	09/14:50	30.3	08/15:08	72	08/15:03	14.8	40	09/13:47	9.3	50	09/13:55	6.0	09/08:16	1.5	09/08:46	19.5	08/11:30-09/17:30
花蓮	1006.4	09/14:24	28.4	08/11:51	73	08/12:04	12.5	80	08/16:42	7.8	30	08/16:50	29.5	09/14:26	8.5	09/15:17	69.0	08/18:05-09/18:30
宜蘭	1007.0	09/14:42	26.7	08/11:30	75	08/13:10	15.9	60	09/15:13	10.6	60	09/16:48	12.8	09/09:20	3.8	09/10:02	44.0	08/11:30-09/17:30
蘇澳	1007.6	09/13:30	26.2	08/11:30	82	08/11:30	18.0	60	09/13:39	12.2	60	09/12:42	26.5	09/10:44	10.5	09/10:47	57.9	08/12:05-09/18:00
金門	1007.5	09/16:50	33.1	09/13:23	32	09/14:17	11.1	30	09/13:08	6.3	80	08/16:53	—	—	—	—	—	—
馬祖	1010.0	09/16:24	25.6	09/11:35	70	09/09:51	10.9	40	09/16:56	5.5	40	09/16:46	—	—	—	—	—	—

註：*：表該站屬高山測站，其氣壓值以重力位高度代表，T：表降雨微量。

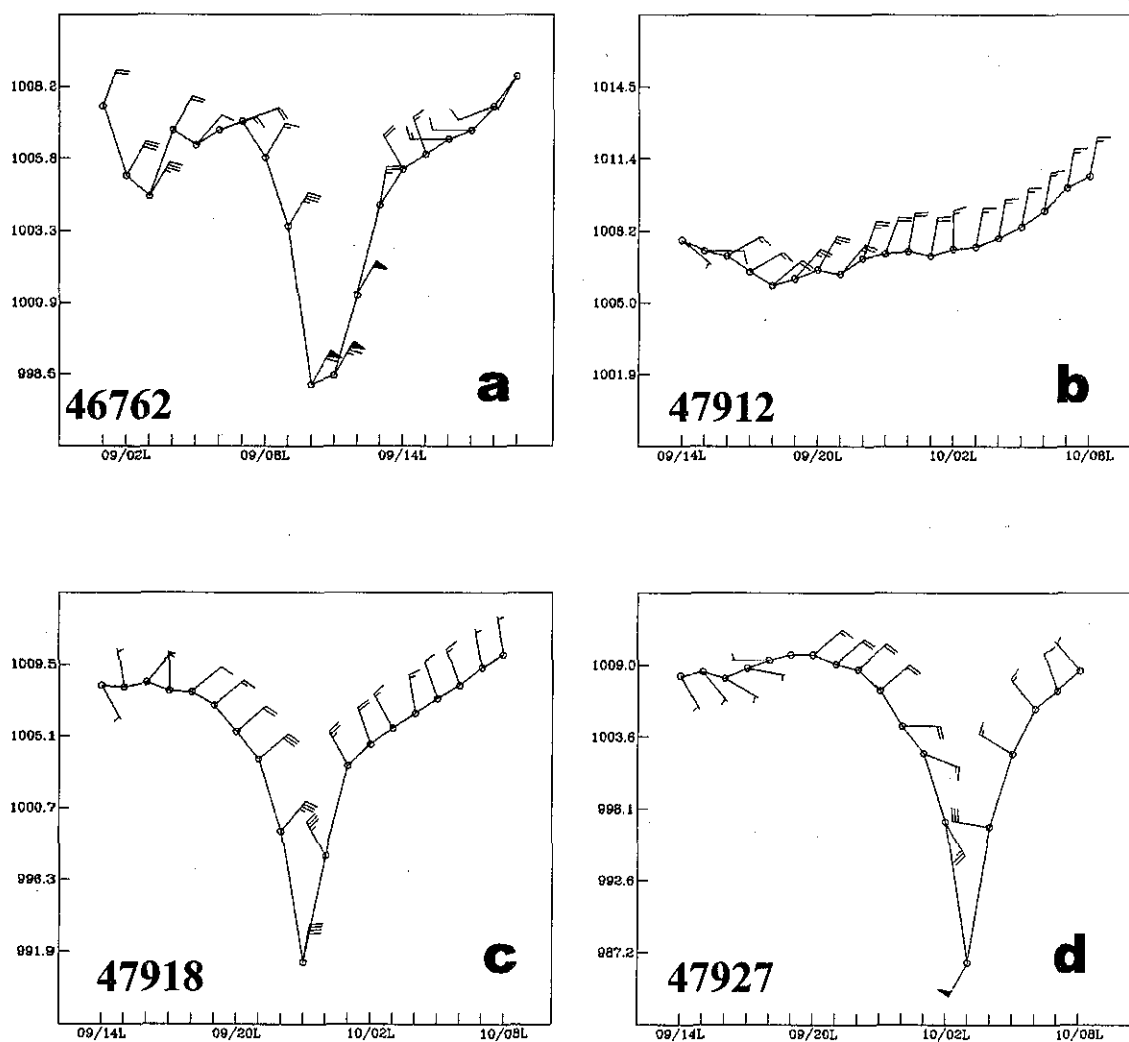


圖 8. 2004 年 6 月 9 日至 10 日 (a) 蘭嶼 (46762), (b) 與那國島 (47912), (c) 石垣島 (47918) 及 (d) 宮古島 (47927) 之逐時風場與氣壓資料

Fig. 8. Hourly wind bars and mean sea level pressure at (a) 46762, (b) 47912, (c) 47918, and (d) 47927 from 9 to 10 June 2004.



圖 9. 2004 年第 4 號颱風康森等雨量線圖 (自 6 月 7 日 1600 UTC 至 6 月 9 日 1600 UTC 止)

Fig. 9. The accumulated rainfall over Taiwan area for the period of 1600 UTC 7 to 1600 UTC 9 June 2004.

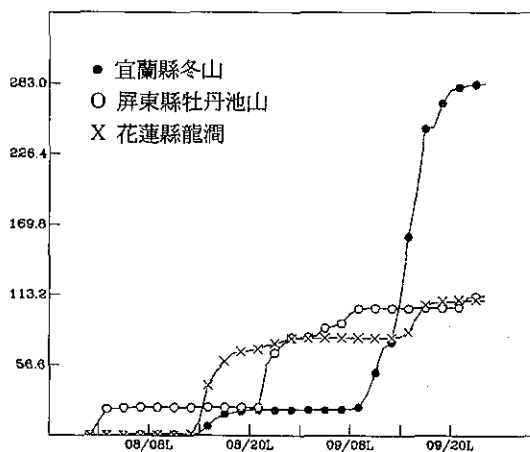


圖 10. 2004 年 6 月 7 日 1600 UTC 至 6 月 9 日 1600 UTC, 自動雨量站冬山 (實心圓)、牡丹池山 (空心圓) 及龍澗 (符號 X) 之累積雨量時間序列圖

Fig.10. Time series of accumulated rainfall for Don-Shan (filled circles), Mudan-Chi-Shan (open circles), and Lon-Jian (cross signs) from 1600 UTC 7 to 1600 UTC 9 June 2004.

日雨量方面, 隨著康森颱風由巴士海峽向東北行進, 恆春站及大武站主要降雨發生 6 月 8 日 (LST), 日雨量分別為 23.5 毫米及 35.9 毫米; 其他日雨量較多的測站, 降水主要都出現在 6 月 9 日 (LST), 如蘭嶼 82.5 毫米、花蓮 68.0 毫米。時雨量方面 (見表 6) 以蘭嶼站為最大, 達 32.0 毫米, 其次為花蓮的 29.5 毫米; 十分鐘降水強度仍以蘭嶼站的 14.5 毫米為最多, 蘇澳的 10.5 毫米次之。綜合上列資料可研判, 蘭嶼地區的強降水是由康森颱風眼牆附近之較強對流所造成; 東北部山區豪雨則是導源自颱風雨帶加上迎風面地形舉升雙重機制。

(三) 風力

康森颱風進入巴士海峽時, 為一結構良好的小型中度颱風, 但因颱風中心未登陸台灣, 故較強風力出現在蘭嶼離島; 由表 6 及圖 8a 可知, 6 月 9 日 0200 UTC (1000 LST) 至 0300 UTC (1100 LST) 期間, 康森颱風中心通過蘭嶼的東南方近海時, 蘭嶼氣象站曾出現 12 級 (36.3 m/s) 平均風及 16 級 (52.3 m/s) 強陣風。台灣本島地區以玉山氣象站出現的 9 級 (23.2 m/s) 陣風與 7 級 (14.1 m/s) 平均風最強, 其次是梧棲氣象站出現的 9 級 (20.9 m/s) 陣風與 6 級 (12.8 m/s) 平均風; 由於康森颱風結構較小, 台灣本島除高山及沿海地區外, 風力均不強。

五、康森颱風路徑的預報誤差校驗

康森颱風的最佳路徑, 是由衛星、雷達等颱風中心定位資料 (見表 3、表 4、表 5) 所定義而成; 本節將以此最佳路徑為基準, 針對各類颱風路徑預報法進行 24 小時、48 小時及 72 小時預報位置誤差校驗, 校驗對象包括: 中央氣象局官方發布 (CWB)、美軍 (PGTW)、日本 (RJTD)、北京 (BABJ) 等 4 種主觀預報, CLIPER、HURRAN 2 種統計預報, 中央氣象局原始方程颱風路徑預報模式 (TFS) 及動力

模式系集預報 [JUNE, 系集成員有歐洲 (EC) 模式、日本 (JMA) 模式、美國 (NCEP) 模式、英國 (UK) 模式]。

(一) 24 小時平均預報誤差校驗

康森颱風生命期內運動路徑並無太大變化，速度亦穩定朝北北東轉東北加速；表 7 顯示各種主觀預報方法中以 CWB 表現最好，24 小時平均預報誤差只有 151 公里；PGTW 以 154 公里居次，BABJ 及 RJTD 表現不佳，24 小時平均預報誤差分別高達 212 公里及 226 公里；動力模式方面，JUNE (動力模式系集預報) 24 小時平均誤差為 209 公里，表現略遜於 TFS 的 176 公里。在 2 種颱風路徑統計預報法中，HURRAN 法表現優於 CLIPER 法，兩者誤差值僅為 107 公里與 150 公里，就此次康森颱風預報而言，HURRAN 統計預報法表現優於各國主觀預報及動力數值模式預報。

(二) 48 小時平均預報誤差校驗

48 小時平均誤差如表 8 所示，在各種主觀預報法中以 PGTW 的 307 公里表現最好，其次為 CWB 的 394 公里，BABJ 與 RJTD 分別為 545 公里及 777 公里，表現不理想。2 種颱風路徑統計預報法中，HURRAN 法以 238 公里表現優於 CLIPER 法的 377 公里；數值模式方面，JUNE 的 48 小時預報誤差為 553 公里，TFS 為 454 公里，兩者表現皆不盡理想。

(三) 72 小時平均預報誤差校驗

72 小時平均誤差如表 9 所示，各種主觀預報法中以 PGTW 的 377 公里表現明顯優於其他預報，CWB 誤差 641 公里居次，BABJ 為 744 公里，RJTD 的 72 小時平均預報誤差高達 1492 公里，表現極不佳。統計預報法中，HURRAN 法表現

稍優於 CLIPER 法，72 小時平均預報誤差分別是 646 公里與 730 公里；數值模式方面，JUNE 與 TFS 誤差分別為 894 公里與 820 公里，表現仍不理想。

整體而言，本次各主觀預報法及動力數值

模式對康森颱風之路徑預報表現不佳，其原因可由圖 11 大致探討，圖 11a 顯示 CWB 於 6 月 6 日至 8 日白天期間，多數預報路徑皆認為康森颱風將偏向台灣南部地區運動，致使颱風預測方向偏左、預測速率嚴重偏慢；同時段內，RJTD (圖 11c) 的颱風運動方向預測甚至與實際運動路徑相反，預測速率亦嚴重偏慢，導致 RJTD 此次對康森颱風的路徑預測表現極不理想；TFS (圖 11b) 及 PGTW (圖 11d) 的主要誤差則在於預測路徑過於偏北。康森颱風由南海逐漸進入巴士海峽期間，正有一梅雨鋒面系統位在台灣附近 (見圖 4)，當時動力數值模式對此梅雨鋒面及中層槽線的移動有預報偏慢之誤差，此誤差可能是導致康森颱風預測路徑偏左且偏慢的原因之一。

六、康森颱風災情報告

依據康森颱風中央災害應變中心處理報告顯示，康森颱風在台灣地區未造成明顯災情，亦無人員傷亡。唯蘭嶼的紅頭、漁人、郎島村曾因雨勢較大造成溪水暴漲；6 月 9 日 0755 UTC (1555 LST) 宜蘭縣羅東鎮公正路、中正北路、陽明路、大同地下道曾一度淹水，水深 30 公分，並無人員受困。

七、結論

綜合上述對康森颱風之分析探討，可歸納下列數點結論：

(一) 康森颱風在為期 5 天 6 小時的生命期間，曾發展至中度颱風強度，近中心持續風速最強時達 33 m/s，最大陣風達 43 m/s；結構上屬於小型颱風，七級風與十級風暴風半徑最大時僅分別為 150 公里與 50 公里。康森颱風形成後，運動路徑穩定朝北北東轉東北加速，颱風中心依序通過巴士海峽、蘭嶼的東南方近海、石垣島與宮古島之間的琉球海面、日本南方海面，最後登陸日本本州南部並於 6 月 11 日 1200 UTC

表 7 第4號康森颱風各預報機構(CWB爲本局)之24小時預報位置誤差比較
Table 7 The comparison of 24-h forecast position errors(km) for Typhoon Conson.

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		CLIP		HURA		JUNE		TFS	
	17	151														
CWB	151	0														
	15	154	21	154												
PGTW	168	14	154	0												
	15	160	13	180	15	226										
RJTD	226	66	226	46	226	0										
	16	154	14	169	14	236	16	212								
BABJ	212	58	192	23	230	-6	212	0								
	17	151	16	169	15	226	16	212	19	150						
CLIP	144	-7	145	-24	155	-71	144	-68	150	0						
	13	152	11	179	13	235	12	229	14	153	14	107				
HURA	105	-47	113	-66	105	-130	105	-124	107	-46	107	0				
	16	155	14	173	15	226	15	224	17	156	14	107	17	209		
JUNE	209	54	188	15	218	-8	222	-2	209	53	212	105	209	0		
	8	160	8	181	7	250	8	215	8	146	6	90	8	186	8	176
TFS	176	16	176	-5	171	-79	176	-39	176	30	177	87	176	-10	176	0

A	B
C	D

A表示X和Y預報時間相同的次數
B表示X軸上預報誤差(km)
C表示Y軸上預報誤差(km)
D表示Y軸預報方法比X軸預報方法好的程度

表 8 第4號康森颱風各預報機構(CWB爲本局)之48小時預報位置誤差比較
Table 8 The comparison of 48-h forecast position errors(km) for Typhoon Conson.

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		CLIP		HURA		JUNE		TFS	
	13	394														
CWB	394	0														
	12	361	17	307												
PGTW	376	15	307	0												
	10	471	9	453	10	777										
RJTD	777	306	732	279	777	0										
	12	406	11	389	10	777	12	545								
BABJ	545	139	527	138	635	-142	545	0								
	13	394	13	374	10	777	12	545	15	377						
CLIP	377	-17	369	-5	425	-352	380	-165	377	0						
	9	443	8	433	8	841	8	663	10	410	10	238				
HURA	228	-215	188	-245	227	-614	227	-436	238	-172	238	0				
	12	424	11	406	10	777	11	591	13	396	10	238	13	553		
JUNE	552	128	525	119	640	-137	592	1	553	157	590	352	553	0		
	6	437	6	402	5	772	6	524	6	372	4	179	6	474	6	454
TFS	454	17	454	52	425	-347	454	-70	454	82	379	200	454	-20	454	0

表 9 第4號康森颱風各預報機構(CWB爲本局)之72小時預報位置誤差比較
Table 9 The comparison of 72-h forecast position errors(km) for Typhoon Conson.

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		CLIP		HURA		JUNE		TFS	
	9	641														
CWB	641	0														
	8	694	13	377												
PGTW	541	-153	377	0												
	6	755	5	766	6	1492										
RJTD	1492	737	1572	806	1492	0										
	8	646	7	599	6	1492	8	744								
BABJ	744	98	810	211	862	-630	744	0								
	9	641	9	499	6	1492	8	744	11	730						
CLIP	726	85	688	189	792	-700	699	-45	730	0						
	5	906	5	736	4	1729	4	1184	6	749	6	646				
HURA	526	-380	526	-210	571	-1158	571	-613	646	-103	646	0				
	8	688	7	592	6	1492	7	807	9	764	6	646	9	894		
JUNE	808	120	852	260	934	-558	855	48	894	130	1132	486	894	0		
	4	561	4	469	3	1344	4	671	4	703	2	594	4	733	4	820
TFS	820	259	820	351	717	-627	820	149	820	117	594	0	820	87	820	0

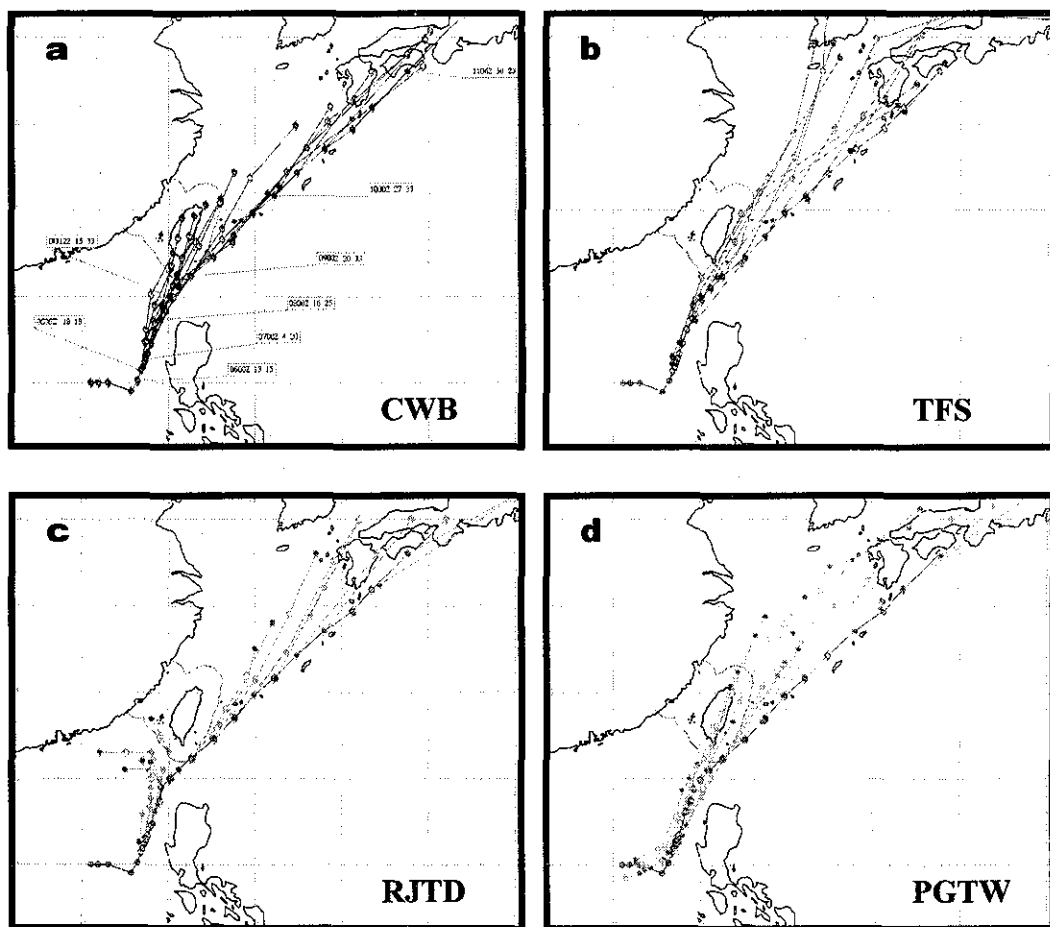


圖 11. (a) 中央氣象局 (CWB) (b) 中央氣象局颱風模式 (TFS) (c) 日本官方 (RJTD) 及 (d) 美軍 (PGTW) 對康森颱風之路徑預測

Fig. 11. The forecast tracks of (a) CWB, (b) TFS, (c) RJTD, and (d) PGTW for Typhoon Conson (2004).

(2000 LST) 減弱、變性為溫帶氣旋。

(二) 康森颱風為 2004 年西北太平洋地區第 4 個颱風，也是當年中央氣象局第 1 個發布颱風警報的颱風；其中第 1 次海上颱風警報於 6 月 7 日 0930 UTC (1730 LST) 發布，第 1 次海上陸上颱風警報於 6 月 8 日 0330 UTC (1130 LST) 發布，6 月 9 日 0930 UTC (1730 LST) 解除陸上颱風警報，最後於 6 月 9 日 1530 UTC (2330 LST) 解除海上颱風警報。

(三) 康森颱風鄰近台灣期間，颱風中心曾通過

蘭嶼的東南方約 60 公里海面，當時蘭嶼氣象站曾出現 12 級 (36.3 m/s) 平均風及 16 級 (52.3 m/s) 強陣風。降雨方面，豪雨出現在台灣東北部的迎風面山區，以宜蘭縣冬山自動雨量站之 282.0 毫米最多，鄰近颱風眼牆的蘭嶼氣象站累積雨量達 92.0 毫米。石垣島與宮古島之逐時氣壓、風場資料分析顯示，康森颱風中心約於 6 月 9 日 1400 UTC (2200 LST) 至 2000 UTC (10 日 0400 LST) 期間通過該二島嶼之間海域，繼續朝日本南方海面行進。

(四) 康森颱風路徑預報誤差方面，主觀預報法中 24 小時預報以 CWB (中央氣象局) 表現最佳，誤差只有 151 公里；48 小時、72 小時路徑預報以 PGTW (美軍) 表現最好，誤差值分別為 307 公里、377 公里，CWB 之誤差為 394 公里、641 公里居次；

RJTD (日本) 本次預報表現極為不佳，24 小時、48 小時、72 小時之預報誤差分別高達 226 公里、777 公里、1492 公里。

(五) 康森颱風近台期間，颱風中心並未登陸台灣地區，暴風圈僅輕掠過恆春半島及台灣東南部地區，在台灣地區並未造成災情。

Report on Typhoon Conson (0404) of 2004

Guo-Ji Jian

Weather Forecast Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

Typhoon Conson was the fourth tropical cyclone in 2004 to form over the western North Pacific Ocean. It was the first one that the Central Weather Bureau (CWB) issued the typhoon warnings of the year. Conson organized into a tropical storm at 0600 UTC 6 June as it located about 200 km west of Luzon. The storm moved toward the north-northeast and intensified on 7 June. During the next day (8 June), this north-northeasterly heading changed to northeasterly as a middle level trough began to build over southeastern China. Meanwhile, Conson further strengthened and reached its maximum intensity at 1200 UTC 8 June with an estimated maximum sustained wind of 33 m/s near its center and a central sea level pressure of 970 hPa. After passing through the sea southeast of Taiwan and Ishigaki-jima, the storm transformed into an extratropical cyclone over Japan at 1200 UTC 11 June.

Conson was a small typhoon that brought heavy rains to northeastern Taiwan. The maximum accumulated rainfall of 282.0 mm was observed at the Don-Shan station during its passage over the sea southeast of Taiwan. Furthermore, a peak gust of 52.3 m/s was observed at the Lanyu station. Verification results of typhoon track showed that the 24 hr, 48 hr, and 72 hr official forecast errors of CWB were 151 km, 394 km, and 641 km, respectively. There were no reports of damage or casualties associated with Typhoon Conson.

民國 93 年颱風調查報告—第 17 號艾利颱風(0417)

林秀雯

中央氣象局氣象預報中心

摘要

艾利(AERE)颱風是民國 93 年在西北太平洋海域發生的第 17 個颱風，也是該年中央氣象局發布警報的第 5 個颱風。8 月 20 日 00UTC 在菲律賓東方海面形成後，向西北方向移動，強度並逐漸增強至中度颱風，24 日下午開始偏西移動，中心通過台灣北部近海，25 日下午轉向西南西，當日夜間並由金門附近進入福建，26 日 12UTC 於廣東省減弱為熱帶性低氣壓。艾利颱風侵襲台灣期間在降雨方面，以新竹、苗栗山區最大，累積雨量超過 1000 毫米，其次為在嘉義的阿里山區，累積雨量亦達 700 毫米。風力方面，彭佳嶼出現最大平均風 15 級，瞬間最大陣風 17 級以上，北部及東北部地區受到颱風暴風圈的影響，亦有 12 級之強陣風發生。此外，台灣東南部地區亦有焚風發生。

從颱風路徑預測校驗顯示，此次中央氣象局官方對於艾利颱風之預測表現甚佳，其預報位置平均誤差分別為 24 小時 98 公里，48 小時 149 公里及 72 小時 292 公里。

一、前言

艾利(AERE)颱風，編號 0417 號，係於民國 93 年 8 月 20 日 00UTC 在菲律賓東方海面形成，在 8 月 26 日 12UTC 於廣東省減弱為熱帶性低氣壓，艾利颱風的生命期有 6 天半，其強度最強發展至中度颱風。艾利颱風雖未登陸台灣，但它的中心通過台灣北部近海，且移動速度不快，暴風圈侵襲中部以北陸地，伴隨艾利颱風而來的強勁風力及豐沛的雨量，也造成中部以北地區嚴重災害。在艾利颱風影響台灣地區期間之降雨方面，受到地形影響，以新竹、苗栗至台中山區降雨量最大，累積雨量超過 1000 毫米，其中苗栗縣馬達拉雨量站更在 8 月 24 日出現單日累積雨量 952 毫米，為侵台颱風降雨紀錄之十大日雨量排名第三。另外一個較大地區則出現在嘉義阿里山附近，累積雨量超過 700 毫米，至於南部、東部及東南部地區則

降雨較少。在風力方面，由於颱風眼通過彭佳嶼，彭佳嶼出現最大平均風 15 級，最大陣風 17 級以上，北部及東北部地區則受到颱風暴風圈影響，亦皆有 12 級之強陣風發生。此颱風中心亦通過金門附近，金門出現最大平均風 9 級，最大陣風 11 級。

本報告將以討論艾利颱風的發生、經過、強度變化及颱風侵台時中央氣象局所屬各氣象站之氣象要素變化為重點，並校驗各種主、客觀颱風預報方法的誤差及表現。

二、颱風的發生經過及處理過程

艾利(AERE)颱風是民國 93 年在西北太平洋海域發生的第 17 個颱風，也是該年中央氣象局發布警報的第 5 個颱風。8 月 20 日 00UTC 艾利颱風在菲律賓東方海面形成(北緯 13.7 度，東經 135.4 度)，當時熱帶擾動非常活躍，在距離此颱風東方約 2400 公里的海面上已先

有第 16 號颱風佳芭於之前 12 小時形成（如圖 1）。圖 2 是艾利颱風 8 月 20 日 00UTC 至 26 日 12UTC 的最佳路徑圖，各項資料詳見表 1。

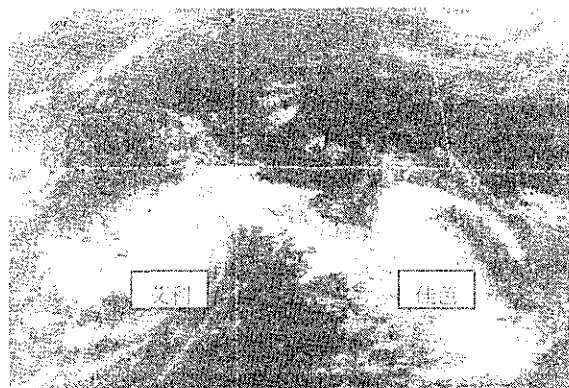


圖 1 2004 年 8 月 20 日 00UTC 紅外線衛星雲圖
Fig 1 The GOES9 IR satellite image at 2000UTC
Aug 2004

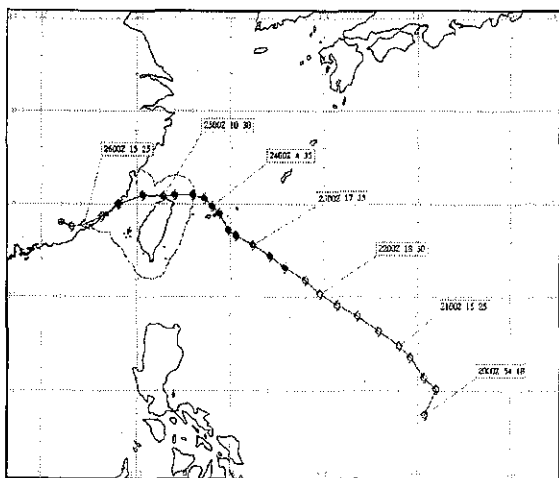


圖 2 第 17 號颱風艾利最佳路徑圖(8 月 20 日 00UTC-8 月 26 日 12UTC)

Fig 2 The best track of typhoon AERE

艾利颱風形成之後，開始向西北方向移動，朝台灣東方海面接近，強度並逐漸增強，在 22 日 12UTC 其強度已增強為中度颱風，近中心最大風速達 33m/s，暴風圈也擴大至 200

公里，中央氣象局研判艾利颱風將對台灣東部及北部海域構成威脅，遂於 23 日 2 時 30 分（地方時）對台灣東北部海面、北部海面及東南部海面發布海上颱風警報，當日上午並於警報單中註明，23 日起受到艾利颱風外圍環流影響，北部及東北部地區將有局部性大雨或豪雨發生的機會，提醒大眾注意防範。由於颱風持續向西北移動，至 23 日 14 時（地方時）其中心已移至距離台北東南東方約 440 公里海面上，中央氣象局預測將對台灣北部、東北部及東部陸地構成威脅，因此於 23 日 14 時 30 分（地方時）發布海上陸上颱風警報，此時中央氣象局再度呼籲，除北部及東北部地區有豪雨發生外，中南部地區 24 日起亦有豪雨發生的機會，尤其山區要嚴防土石流、山洪暴發、溪水暴漲等災害，低窪地區也應防淹水。該局並預計此颱風的移動速度將要減慢且方向將有偏西的趨勢。隨著艾利颱風的接近，移動速度有減慢的現象，但強度仍繼續增強，24 日中午暴風圈已逐漸接觸台灣東北部陸地，中央氣象局提醒東北部及北部地區風雨將明顯加大，當日下午開始，艾利逐漸偏西移動，在晚上颱風強度達到最強，中心氣壓 960 百帕，近中心最大風速達 38m/s，此時陸上警戒區域已逐步擴展至雲林以北、花蓮以北、馬祖、澎湖及金門地區。

艾利颱風接近時，其眼形清晰可見，颱風眼於 25 日凌晨通過彭佳嶼，沿著台灣北部近海，繼續向西移動，中央氣象局預計此颱風未來有偏向西南西移動的趨勢。25 日傍晚颱風中心移至馬祖南方近海，強度開始減弱，並轉向西南西移動，當日 22 時（地方時）颱風中心在金門附近進入福建，23 時（地方時）艾利強度減弱為輕度，此時台灣本島已脫離其暴風圈，陸上警戒區域尚有金門及澎湖地區。26 日艾利颱風強度持續減弱，暴風圈亦逐漸縮小，中央氣象局遂於 26 日 11 時 30 分（地方時）解除颱風警報。有關艾利颱風之警報發布情形如表 2 所示。

表 1. 第 17 號艾利颱風最佳路徑、強度變化及動向資料表

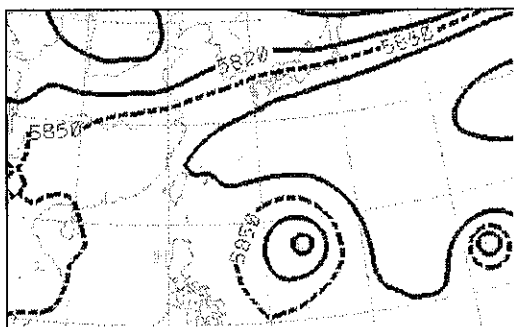
Table 1. The best-track positions, intensity and movement of typhoon AERE .

時間 (UTC)	緯度	經度	中心氣壓 (hPa)	移動方向 degree	移動速度 Km/hr	最大風速		暴風半徑	
						持續風 m/s	陣風 m/s	30kts km	50kts km
082000	13.7	135.4	998			18	25	150	
082006	15.1	136.0	995	22	28	18	25	150	
082012	15.7	135.4	992	313	27	23	30	150	
082018	16.8	134.6	990	327	24	23	30	150	
082100	17.4	134.0	985	316	15	25	33	150	
082106	18.2	132.9	980	304	23	28	35	150	50
082112	19.0	131.8	980	308	24	28	35	150	50
082118	19.6	130.7	975	300	22	30	38	150	50
082200	20.2	129.8	975	306	18	30	38	150	50
082206	20.9	129.0	975	313	19	30	38	150	50
082212	21.6	127.9	970	302	24	33	43	200	50
082218	22.2	127.1	970	309	18	33	43	200	50
082300	22.8	126.2	970	306	19	33	43	200	50
082306	23.3	125.3	970	294	19	33	43	200	50
082312	23.6	124.9	965	333	8	35	45	200	50
082318	24.5	124.4	965	336	19	35	45	200	50
082400	24.9	124.0	965	332	12	35	45	200	50
082406	25.3	123.6	965	318	10	35	45	200	50
082412	25.5	123.0	960	292	11	38	48	200	50
082418	25.5	122.0	960	277	17	38	48	200	50
082500	25.4	121.4	960	260	10	38	48	200	50
082506	25.5	120.3	960	276	19	38	48	200	50
082512	25.0	119.0	970	248	24	33	43	200	50
082518	24.3	118.1	975	235	19	30	38	200	50
082600	23.9	117.2	982	239	18	25	33	150	
082606	23.8	116.5	990	256	13	18	25	150	
082612	24.0	116.0	992	303	10	15	23		

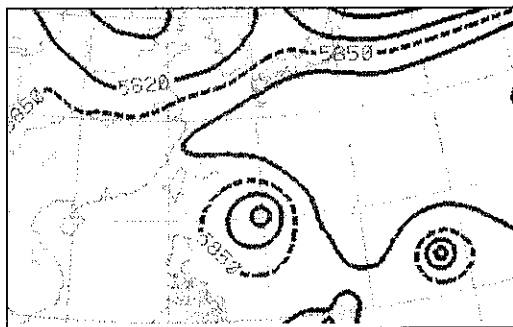
表 2. 第 17 號艾利颱風警報發布經過一覽表

Table 2. Warnings issued by CWB for typhoon AERE.

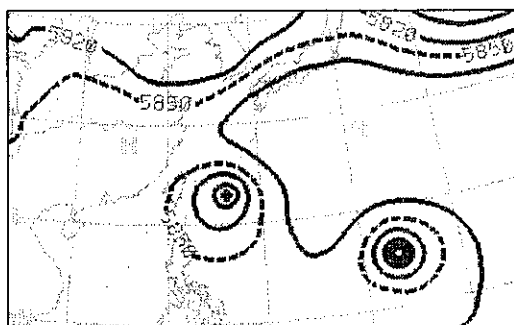
警報 種類	報 數	發布時間 (LST)			警戒區域		備註
		日	時	分	海	陸	
海上	1	23	2	30	台灣東北部、北部及東南部海面		中度
海上	2	23	5	30	台灣東北部、北部及東南部海面		中度
海上	3	23	8	30	台灣東北部、北部及東南部海面		中度
海上	4	23	11	30	台灣東北部、北部及東南部海面		中度
海陸	5	23	14	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗及花蓮	中度
海陸	6	23	17	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投及台中	中度
海陸	7	23	20	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投及台中	中度
海陸	8	23	23	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投及台中	中度
海陸	9	24	2	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投及台中	中度
海陸	10	24	5	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投及台中	中度
海陸	11	24	8	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投、台中、彰化及雲林	中度
海陸	12	24	11	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投、台中、彰化、雲林及馬祖	中度
海陸	13	24	14	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投、台中、彰化、雲林及馬祖	中度
海陸	14	24	17	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投、台中、彰化、雲林及馬祖	中度
海陸	15	24	20	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投、台中、彰化、雲林、馬祖及澎湖	中度
海陸	16	24	23	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投、台中、彰化、雲林、馬祖、澎湖及金門	中度
海陸	17	25	2	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投、台中、彰化、雲林、馬祖、澎湖及金門	中度
海陸	18	25	5	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投、台中、彰化、雲林、馬祖、澎湖及金門	中度
海陸	19	25	8	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投、台中、彰化、雲林、嘉義、馬祖、澎湖及金門	中度
海陸	20	25	11	30	台灣東北部、北部、東南部海面及台灣海峽北部	基隆、宜蘭、台北、桃園、新竹、苗栗、花蓮、南投、台中、彰化、雲林、嘉義、馬祖、澎湖及金門	中度
海陸	21	25	14	30	台灣東北部、北部海面及台灣海峽北部	基隆、台北、桃園、新竹、苗栗、南投、台中、彰化、雲林、嘉義、馬祖、澎湖及金門	中度
海陸	22	25	17	30	台灣東北部、北部海面及台灣海峽北部	基隆、台北、桃園、新竹、苗栗、南投、台中、彰化、雲林、嘉義、馬祖、澎湖及金門	中度
海陸	23	25	20	30	台灣北部海面及台灣海峽	苗栗、台中、彰化、雲林、嘉義、馬祖、澎湖及金門	中度
海陸	24	25	23	30	台灣北部海面及台灣海峽	金門及澎湖	輕度
海陸	25	26	2	30	台灣北部海面及台灣海峽	金門及澎湖	輕度
海陸	26	26	5	30	台灣海峽	金門	輕度
海陸	27	26	8	30	台灣海峽	金門	輕度
解除	28	26	11	30			輕度



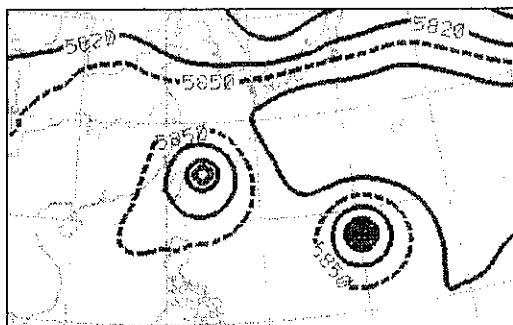
(a) 082100UTC



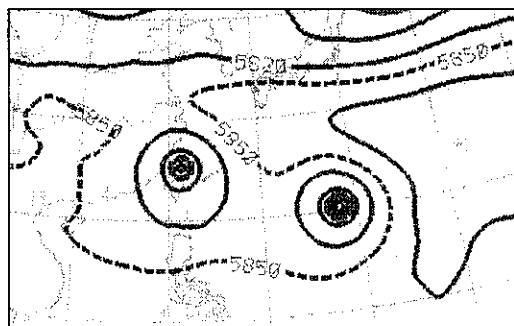
(b) 082200UTC



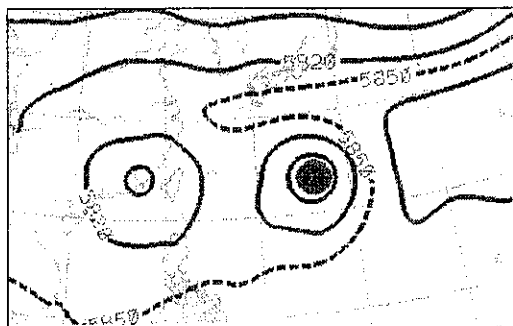
(c) 082300UTC



(d) 082400UTC



(e) 082500UTC



(f) 082600UTC

圖3 2004年8月21日00UTC至26日00UTC之500百帕高度場

Fig 3 The 500hPa geopotential height at (a)2100UTC (b)2200UTC (c)2300UTC (d)2400UTC (e)2500UTC (f)2600UTC Aug 2004

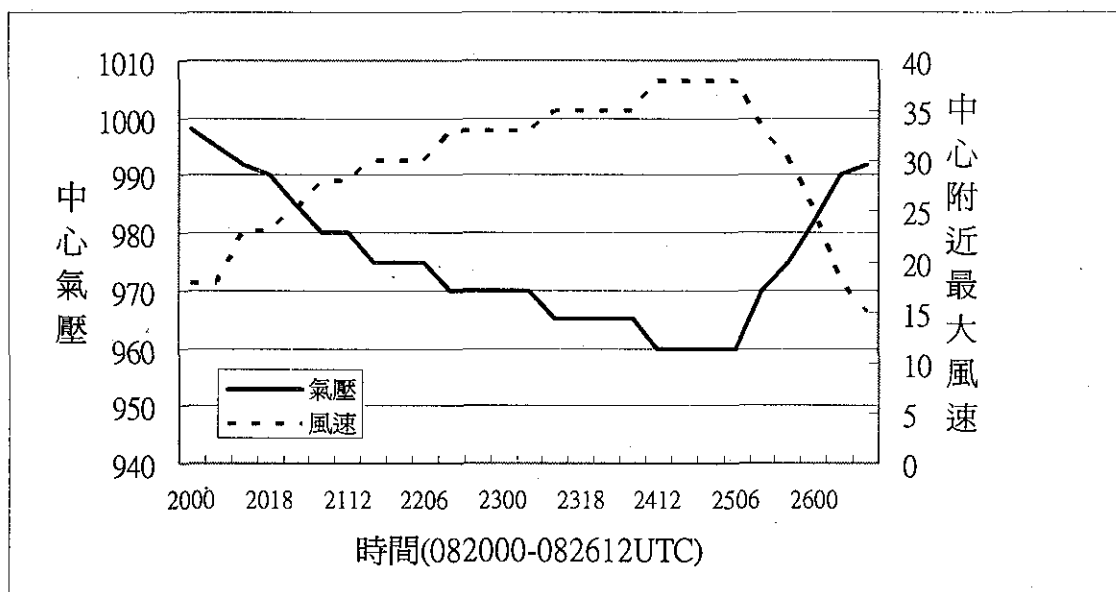


圖 4 第 17 號颱風艾利之中心氣壓及中心附近最大風速變化圖

Fig4 The variation of the minimum pressure and maximum wind speed of typhoon AERE

颱風警報發布期間，中央氣象局衛星中心提供逐時定位資料（表 3）。此外，8 月 22 日晚上起此颱風亦逐步入日本石垣島雷達站，本局花蓮、五分山及七股雷達站的監視範圍（表 4、表 5），衛星及雷達定位資料皆為颱風小組定位之參考。

三、颱風強度及路徑探討

艾利颱風於 8 月 20 日形成後，向西北的方向移動，主要是沿著副熱帶高壓的南緣前進，圖 3a、3b 分別為 8 月 21 日及 22 日 00UTC 之 500 百帕高度場，顯示副熱帶高壓的脊線在北緯 26 至 28 度附近，艾利颱風在副熱帶高壓的南緣的東南風駛流內移動。之後，由 23 日至 25 日 00UTC 之 500 百帕高度場分析（圖 3c 至 3e）顯示，副熱帶高壓的勢力逐漸東移減弱，颱風漸漸移入副熱帶高壓及大陸高壓之間的鞍型場內，因此 23 日晚起艾利移動速度有減慢的現象，且移動方向也逐漸偏西。25 日下午以

後，艾利颱風開始偏向西南西移動，此可能與兩項因素有關，一是此颱風已移入大陸高壓的東南象限，另一方面亦可能是與其東方的佳芭颱風產生雙颱風效應，佳芭颱風逐漸北上，使得艾利移動方向有偏南的現象（圖 3f）。

有關艾利颱風的強度變化可由圖 4 看出，颱風於 24 日 12UTC 至 25 日 06UTC 期間強度達到最強的階段，發展至中度颱風，中心氣壓 960 百帕，中心附近最大風速為 38m/s，之後強度迅速減弱。由十天的平均海水溫度（圖 5）分析，艾利颱風路徑在 25 日以前皆在較高的海溫下移動，海水溫度在 28 至 29℃ 附近，以致颱風強度得以持續發展。25 日下午以後，由於颱風環流已逐漸進入大陸，當日 22 時（地方時）颱風中心在金門附近進入福建，受到地形的破壞，強度迅速減弱。

表 3 中央氣象局氣象衛星中心對第 17 號艾利颱風之中心定位表

Table 3 Eye-fixes for typhoon AERE by the Satellite Center of CWB

時間(UTC)		中心位置		強度估計		定位
日	時	緯度	經度	T	CI	準確度
19	2323	13.4	135.4	2.0	2.0	POOR
20	0223	14.7	136.5	2.5	2.5	POOR
	0523	14.7	136.5	2.5	2.5	POOR
	0823	15.4	135.8	2.5	2.5	POOR
	1123	16.1	135.3	2.5	2.5	POOR
	1523	16.6	135.0	2.5	2.5	POOR
	1723	17.0	134.6	3.0	3.0	POOR
	2023	17.3	134.5	3.0	3.0	POOR
	2325	17.6	134.0	3.0	3.0	POOR
21	0223	17.9	133.5	3.5	3.5	FAIR
	0525	18.2	132.8	3.5	3.5	FAIR
	0823	18.5	132.4	3.5	3.5	FAIR
	1123	19.1	131.7	3.5	3.5	FAIR
	1523	19.4	131.0	3.5	3.5	FAIR
	1723	19.6	130.6	3.5	3.5	FAIR
	2023	19.7	130.2	3.5	3.5	FAIR
	2323	20.0	129.9	3.5	3.5	FAIR
22	0223	20.5	129.6	3.5	3.5	FAIR
	0525	20.9	129.0	4.0	4.0	FAIR
	0823	21.5	128.4	4.0	4.0	FAIR
	1125	21.7	127.8	4.0	4.0	FAIR
	1525	22.0	127.3	4.0	4.0	FAIR
	1725	22.3	127.2	3.5	4.0	FAIR
	1825	22.4	127.2	3.5	4.0	FAIR
	1925	22.5	127.1	3.5	4.0	FAIR
	2025	22.6	127.0	3.5	4.0	FAIR
	2125	22.7	126.8	3.5	4.0	FAIR
	2249	22.7	126.6	3.5	4.0	FAIR
	2323	23.0	126.2	3.5	4.0	FAIR
23	0023	23.0	126.2	3.5	4.0	FAIR
	0123	23.0	126.0	3.5	4.0	FAIR
	0123	23.0	126.0	3.5	4.0	FAIR
	0223	23.0	125.8	3.5	4.0	FAIR
	0323	23.1	125.6	3.5	4.0	FAIR
	0449	23.2	125.4	3.5	4.0	FAIR
	0523	23.2	125.3	3.5	4.0	FAIR
	0623	23.3	125.1	3.5	4.0	FAIR
	0723	23.4	125.1	4.0	4.0	FAIR
	0823	23.5	125.0	4.0	4.0	FAIR
	0923	23.6	125.0	4.0	4.0	FAIR
	1049	23.7	125.0	4.0	4.0	FAIR
	1123	23.8	125.0	4.0	4.0	FAIR
	1523	24.1	124.9	4.0	4.0	FAIR
	1613	24.3	124.8	4.0	4.0	FAIR
	1649	24.4	124.8	4.0	4.0	FAIR
	1723	24.5	124.7	4.0	4.0	FAIR
	2023	24.7	124.4	4.0	4.0	FAIR
	2125	24.7	124.3	4.0	4.0	FAIR
	2213	24.7	124.2	4.0	4.0	FAIR
	2325	24.7	124.0	4.0	4.0	FAIR
24	0025	24.8	123.9	4.0	4.0	FAIR
	0125	24.8	123.9	4.0	4.0	FAIR
	0225	24.8	123.9	4.0	4.0	FAIR
24	0325	24.9	123.9	4.0	4.0	FAIR
	0413	25.0	123.8	4.0	4.0	FAIR
	0449	25.1	123.7	4.0	4.0	FAIR
	0525	25.2	123.6	4.5	4.5	FAIR
	0625	25.2	123.6	4.5	4.5	FAIR
	0725	25.3	123.5	4.5	4.5	FAIR
	0825	25.2	123.4	4.5	4.5	FAIR
	0925	25.3	123.3	4.5	4.5	FAIR
	1013	25.3	123.2	4.5	4.5	FAIR
	1049	25.4	123.2	4.5	4.5	FAIR
	1125	25.4	123.1	4.5	4.5	FAIR
	1525	25.5	122.3	4.5	4.5	FAIR
	1613	25.5	122.1	4.5	4.5	FAIR
	1625	25.5	122.1	4.5	4.5	FAIR
	1649	25.5	122.1	4.5	4.5	FAIR
	1725	25.5	122.0	4.5	4.5	FAIR
	1825	25.4	121.9	4.0	4.5	FAIR
	1925	25.4	121.9	4.0	4.5	FAIR
	2025	25.4	121.8	4.0	4.5	FAIR
	2125	25.4	121.8	4.0	4.5	FAIR
	2213	25.4	121.7	4.0	4.5	FAIR
	2325	25.4	121.6	4.0	4.5	FAIR
25	0025	25.4	121.5	4.0	4.5	FAIR
	0125	25.4	121.3	4.0	4.5	FAIR
	0225	25.4	121.1	3.5	4.0	FAIR
	0325	25.4	120.8	3.5	4.0	FAIR
	0413	25.4	120.5	3.5	4.0	FAIR
	0449	25.4	120.4	3.5	4.0	FAIR
	0525	25.4	120.1	3.5	4.0	FAIR
	0625	25.4	119.9	3.5	4.0	FAIR
	0725	25.4	119.7	3.5	4.0	FAIR
	0825	25.3	119.5	3.5	4.0	FAIR
	0925	25.2	119.4	3.5	4.0	FAIR
	1013	25.1	119.3	3.5	4.0	FAIR
	1049	25.1	119.2	3.5	4.0	FAIR
	1125	25.0	119.2	3.5	4.0	FAIR
	1525	24.6	118.3	3.5	4.0	FAIR
	1613	24.5	118.2	3.5	4.0	FAIR
	1649	24.4	118.2	3.5	4.0	POOR
	1725	24.3	118.1	3.5	4.0	POOR
	1825	24.2	117.9	3.5	4.0	POOR
	1925	24.1	117.7	3.5	4.0	POOR
	2025	24.1	117.5	3.0	3.5	POOR
	2125	24.1	117.3	3.0	3.5	POOR
	2213	24.1	117.2	3.0	3.5	POOR
	2249	24.1	117.1	3.0	3.5	POOR
	2325	24.1	117.0	3.0	3.5	POOR
26	0025	24.0	116.9	3.0	3.5	POOR
	0125	24.0	116.8	3.0	3.5	POOR
	0225	24.0	116.6	3.0	3.5	POOR
	0525	24.0	116.6	2.5	3.0	POOR
	0825	23.8	116.3	2.5	3.0	POOR

表 4 石垣島雷達站對第 17 號艾利颱風之中心定位表

Table 4 Eye-fixes for typhoon AERE by the radar station 47920

時間 (UTC)		緯度 (E)	經度 (N)	雷達站站名 47920
日	時			
22	20	22.7	126.8	石垣島
	21	22.7	126.6	"
	22	22.8	126.5	"
	23	22.9	126.3	"
23	0	22.9	126.1	"
	1	22.9	126.0	"
	2	23.0	125.8	"
	3	23.0	125.7	"
	4	23.0	125.6	"
	5	23.2	125.4	"
	6	23.1	125.2	"
	7	23.3	125.2	"
	8	23.4	125.1	"
	9	23.4	125.1	"
	10	23.5	125.0	"
	11	23.6	125.0	"
	12	23.7	125.0	"
	13	23.8	124.9	"
	14	24.0	124.9	"
	15	24.2	124.8	"
	16	24.4	124.7	"
	17	24.6	124.5	"
	18	24.6	124.3	"
	19	24.7	124.2	"
	20	24.7	124.1	"
	21	24.7	124.0	"
	22	24.7	124.0	"
	23	24.7	123.9	"
24	0	24.8	123.9	"
	1	24.9	123.9	"
	2	25.0	123.9	"
	3	25.1	123.9	"
	4	25.2	123.8	"
	5	25.3	123.7	"
	6	25.3	123.6	"
	7	25.3	123.5	"
	8	25.3	123.4	"
	9	25.4	123.4	"
	10	25.4	123.3	"
	11	25.5	123.1	"
	12	25.5	123.0	"
	13	25.6	122.8	"
	14	25.6	122.6	"
	15	25.5	122.5	"
	16	25.5	122.3	"
	17	25.6	122.2	"
	18	25.5	122.0	"
	19	25.4	121.9	"
	20	25.4	121.9	"
	21	25.4	121.8	"
	22	25.4	121.7	"

表 5 中央氣象局氣象雷達站對第 17 號艾利颱風之中心定位表

Table 5 Eye-fixes for typhoon AERE by the radar stations of CWB

時間 (UTC)		緯度 (E)	經度 (N)	雷達站站名	時間 (UTC)		緯度 (E)	經度 (N)	雷達站站名
日	時				日	時			
23	8	23.4	125.0	花蓮	24	12	25.5	123.0	五分山
	9	23.4	124.9	花蓮		12	25.5	123.0	花蓮
	10	23.7	125.0	五分山		13	25.6	122.9	五分山
	10	23.5	124.9	花蓮		13	25.6	122.8	花蓮
	11	23.8	124.9	五分山		14	25.5	122.6	五分山
	11	23.7	124.9	花蓮		14	25.6	122.6	花蓮
	12	24.0	124.8	五分山		15	25.5	122.5	五分山
	12	23.7	124.8	花蓮		15	25.6	122.5	花蓮
	13	24.1	124.8	五分山		16	25.5	122.3	五分山
	13	23.9	124.8	花蓮		17	25.5	122.1	五分山
	14	24.1	124.8	五分山		18	25.4	122.0	五分山
	14	24.0	124.8	花蓮		19	25.4	121.9	五分山
	15	24.3	124.8	五分山		20	25.3	121.9	五分山
	15	24.2	124.8	花蓮		21	25.3	121.8	五分山
	16	24.6	124.6	五分山		22	25.4	121.8	五分山
	16	24.4	124.8	花蓮	25	0	25.4	121.5	五分山
	17	24.6	124.6	五分山		1	25.5	121.2	五分山
	18	24.8	124.2	五分山		1	25.5	121.5	七股
	18	24.6	124.5	花蓮		2	25.5	121.1	五分山
	19	24.8	124.1	五分山		2	25.6	121.3	七股
	20	24.8	124.0	五分山		3	25.5	120.9	五分山
	20	24.8	124.1	花蓮		3	25.6	121.1	七股
	21	24.8	124.0	五分山		4	25.6	120.7	五分山
	21	24.8	124.1	花蓮		4	25.5	120.9	七股
	22	24.7	123.9	五分山		5	25.6	120.4	五分山
	23	24.7	124.0	五分山		5	25.6	120.6	七股
24	0	24.8	123.9	五分山		6	25.5	120.2	五分山
	0	24.9	123.9	花蓮		6	25.4	120.4	七股
	1	24.8	124.0	五分山		7	25.5	120.0	五分山
	1	24.9	123.9	花蓮		7	25.4	120.1	七股
	2	25.0	124.0	五分山		8	25.4	119.8	五分山
	2	25.0	124.0	花蓮		8	25.4	119.9	七股
	3	25.1	123.9	五分山		9	25.3	119.6	五分山
	3	25.1	123.9	花蓮		9	25.3	119.7	七股
	4	25.1	123.8	五分山		10	25.2	119.4	五分山
	4	25.2	123.8	花蓮		10	25.2	119.5	七股
	5	25.3	123.7	五分山		11	25.1	119.2	五分山
	5	25.3	123.7	花蓮		11	25.1	119.3	七股
	6	25.3	123.6	五分山		12	24.9	119.0	五分山
	6	25.4	123.5	花蓮		12	26.0	119.2	七股
	7	25.4	123.5	五分山		13	24.9	118.8	五分山
	7	25.4	123.5	花蓮		13	25.9	118.9	七股
	8	25.3	123.4	五分山		14	24.8	118.6	五分山
	8	25.4	123.4	花蓮		14	24.8	118.7	七股
	9	25.4	123.3	五分山		15	24.7	118.5	七股
	9	25.4	123.3	花蓮		13	25.9	118.9	七股
	10	25.4	123.2	五分山		14	24.8	118.6	五分山
	10	25.5	123.2	花蓮		14	24.8	118.7	七股
	11	25.5	123.1	五分山		15	24.7	118.5	七股
	11	25.5	123.1	花蓮					

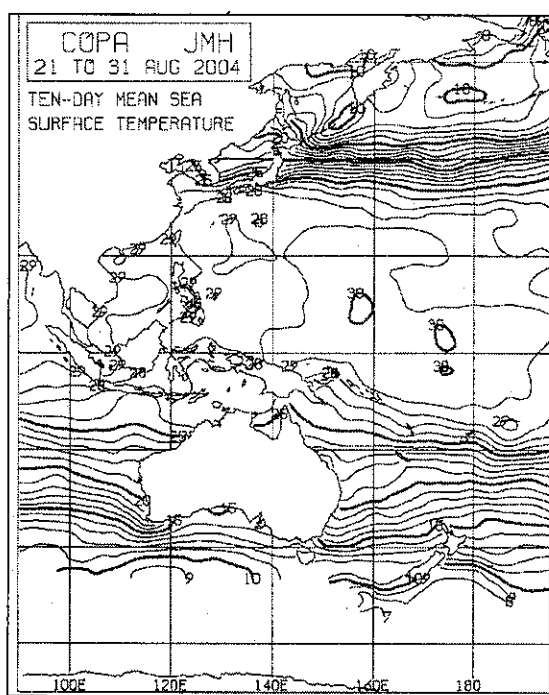


圖 5 2004 年 8 月 21 日至 31 日 10 天平均海水溫度圖

Fig 5 The ten-day(21 to 31 Aug 2004)mean sea surface temperature

四、艾利颱風影響期間各地氣象狀況

表 6 為艾利颱風侵台期間中央氣象局所屬各氣象站氣象要素統計表，由於颱風眼通過彭佳嶼，以彭佳嶼出現瞬間最大陣風有 73.9m/s (17 級以上) 最強，台灣北部及東北部地區受到颱風暴風圈影響，亦皆有 12 級之強陣風發生。累積降雨量在陽明山及阿里山氣象站超過 700 毫米，平地的台北及新竹氣象站亦超過 300 毫米，以下就此次颱風侵台期間台灣各地之雨量分布及風力狀況作扼要分析（皆以地方時討論）如下：

（一）降雨分析

艾利颱風侵台期間在雨量分析方面以三部分描述，第一部分是總雨量分析，分析各地累

積雨量情形，其次是各地日雨量分布，最後分析主要豪雨中心時雨量變化的時間序列。

1、總雨量

圖 6d 為 8 月 23 日至 25 日在艾利颱風侵台期間各地總雨量分布情形。圖中顯示約有三個豪雨中心，最大降雨中心出現在新竹、苗栗山區，以苗栗縣馬達拉雨量站總雨量最高，達 1546 毫米，另外一個中心在嘉義山區，中央氣象局阿里山氣象站測得 780.5 毫米（見表 7），北部陽明山區亦有另一極大值，竹子湖氣象站有 774.2 毫米，至於南部、東部及東南部地區則降雨較少。

2、日雨量

由圖 6a 顯示 8 月 23 日颱風接近台灣東北部海面時之日雨量以新竹、苗栗山區及台北縣山區較多，最大在 130 至 150 毫米之間。8 月 24 日（圖 6b）新竹、苗栗山區降雨量更加明顯倍增，南投及嘉義山區降雨量亦逐漸增加，在苗栗縣馬達拉雨量站 24 日更出現單日累積雨量高達 952 毫米，創下侵台颱風單日降雨量第三高的紀錄，僅次於民國 76 年琳恩颱風 10 月 24 日在竹子湖創下的 1135.5 毫米，以及民國 85 年賀伯颱風 7 月 31 日為阿里山帶來 1094.5 毫米的單日降雨量。8 月 25 日（圖 6c）颱風中心通過台灣北部近海，朝大陸接近，苗栗至台中山區最大日雨量有 600 至 700 毫米，嘉義及南投山區亦有超過 400 毫米，降雨現象在當日上午起逐漸緩和。

3、時雨量

茲就 8 月 23 日 14 時至 25 日 14 時在苗栗山區馬達拉雨量站、陽明山區竹子湖氣象站及嘉義山區阿里山氣象站三個豪雨中心的逐時雨量時間序列作進一步分析。

表 6 第 17 號艾利颱風侵台期間氣象要素統計表(時間為地方時)

Table 6 The meteorological elements summary of CWB stations during typhoon AERE passage

測 站 站 名	最低氣壓		最高氣溫		最低溼度		極大瞬間風			最大平均風			最大降水量(mm)				總降水量(mm)	
	數 值	時 間	數 值	時 間	數 值	時 間	風速	風向	時 間	風速	風向	時 間	一小時	發生時間	十分鐘	發生時間	數量	發生時間
	(hPa)	(LST)	(°C)	(LST)	(%RH)	(LST)	(m/s)	(度)	(LST)	(m/s)	(度)	(LST)		(LST)		(LST)		(LST)
彭佳嶼	961.6	24/24:00	29.7	23/14:54	83	23/15:45	73.9	150	25/03:23	50.4	120	25/05:01	32.0	25/04:44	10.5	24/13:04	258.1	23/14:30-25/20:12
基 隆	968.4	25/04:47	31.2	26/11:00	64	26/11:00	34.4	240	25/04:46	17.9	210	25/04:54	40.5	25/07:03	8.5	25/07:07	239.0	23/14:30-26/00:20
鞍 部*	1157.2	25/04:47	26.7	26/11:16	81	26/10:47	42.2	10	24/23:45	25.9	350	24/18:51	52.0	25/08:02	14.5	25/06:51	520.5	23/14:30-25/20:35
竹子湖	973.2	25/04:53	29.2	26/11:30	75	26/11:24	33.1	20	25/00:49	10.2	180	25/09:33	61.5	24/18:14	16.5	24/19:02	767.7	23/14:30-25/23:05
台 北	975.8	25/04:48	33.7	26/11:30	61	26/11:21	33.1	350	24/19:51	13.3	320	24/22:47	34.5	24/18:25	13.0	24/19:11	325.5	23/14:30-25/20:18
新 竹	984.8	25/04:31	31.2	26/11:30	76	23/14:30	22.5	350	24/23:40	11.4	300	24/23:42	23.0	25/10:43	8.0	24/10:02	307.9	23/14:30-25/21:30
梧 棲	989.5	25/15:05	32.3	26/11:00	67	26/10:56	24.1	320	24/03:17	16.6	330	24/04:01	30.5	25/11:53	17.0	25/00:09	213.0	24/04:05-26/06:40
台 中	990.6	25/14:59	32.6	26/11:04	53	26/10:59	19.6	340	24/02:00	7.1	340	24/08:03	20.0	25/00:17	6.5	25/00:14	256.1	23/14:30-26/02:10
日月潭*	1333.2	25/03:28	27.7	26/11:17	72	26/11:21	27.0	300	24/20:01	15.4	260	25/06:10	40.5	25/00:53	9.5	25/00:56	350.7	24/00:04-26/02:05
澎 湖	991.5	25/17:26	32.3	24/11:38	69	24/14:18	14.0	260	25/16:40	9.0	280	25/16:45	16.5	25/12:15	9.5	26/00:59	72.5	25/08:15-26/06:20
東吉島	992.4	25/14:58	32.8	24/10:19	69	24/14:35	19.0	340	24/04:43	13.3	270	24/22:49	21.0	25/22:28	8.5	25/23:18	46.5	25/15:45-26/04:50
阿里山*	2998.8	25/14:49	15.8	24/09:04	87	24/02:54	23.4	360	24/16:11	8.5	350	24/20:27	51.0	25/01:31	13.0	25/02:10	783.5	23/15:20-26/05:50
玉 山*	2974.0	25/03:34	8.4	24/02:57	96	24/14:17	21.4	290	25/11:59	15.7	180	26/10:15	45.5	24/03:26	12.5	24/04:19	651.0	23/14:30-26/05:54
嘉 義	992.5	25/15:17	30.8	23/15:00	61	25/22:47	18.6	30	24/16:29	8.5	20	24/16:35	13.0	25/15:55	5.5	25/16:06	122.5	23/14:30-26/07:30
台 南	993.5	25/14:52	34.4	23/14:35	59	23/14:42	20.8	360	24/17:14	10.7	360	24/17:17	36.5	25/21:45	16.0	25/22:21	83.0	23/23:55-26/11:30
高 雄	992.8	25/14:56	32.5	25/11:05	62	24/10:36	19.5	320	24/10:55	9.2	330	24/09:34	17.0	26/02:14	8.0	26/03:23	47.5	24/00:45-26/09:35
恆 春	993.0	25/13:50	33.9	25/13:50	62	24/12:59	23.2	280	24/01:45	10.2	280	25/02:04	4.0	24/14:18	3.5	24/14:25	12.5	24/03:02-26/11:30
蘭 嶼	987.8	24/23:35	29.1	24/13:54	71	24/21:21	44.1	250	24/17:30	30.4	250	25/00:25	9.5	25/19:15	3.5	25/19:38	26.0	24/05:02-26/09:06
大 武	987.7	25/02:45	35.3	23/15:35	46	24/20:29	18.5	180	24/10:27	9.7	180	24/14:08	15.0	25/23:00	9.0	25/23:50	37.6	24/23:02-26/11:12
台 東	984.7	25/03:22	37.1	24/16:41	33	24/18:15	18.9	270	24/22:52	7.3	300	24/20:30	20.0	26/10:09	9.5	26/05:51	40.5	24/04:05-26/12:00
成 功	981.6	25/03:57	37.0	25/00:37	34	25/00:32	21.3	200	25/07:30	10.6	210	25/07:41	5.6	26/09:25	1.6	26/09:25	19.9	24/02:50-26/11:30
花 蓮	979.3	25/03:03	31.3	23/14:30	58	23/20:00	11.5	200	23/15:41	8.4	170	23/16:00	3.0	24/00:01	2.0	24/00:29	13.0	23/23:01-26/08:30
宜 蘭	976.7	25/03:14	32.0	26/10:33	61	23/14:44	34.1	330	24/14:32	20.9	330	24/14:39	41.0	24/15:43	10.0	24/16:01	283.7	23/15:10-26/10:15
蘇 澳	978.0	25/03:03	30.3	23/14:32	64	24/15:35	30.1	320	24/13:34	15.6	280	24/19:24	12.5	24/03:43	7.5	23/22:09	93.5	23/14:30-26/09:50
金 門	978.3	26/00:15	35.5	24/14:06	57	25/03:25	31.9	280	25/23:48	24.1	270	25/23:50	48.5	25/22:52	12.0	25/23:36	88.9	23/17:10-26/09:50
馬 祖	975.8	25/13:19	32.1	24/10:54	63	23/15:32	30.4	350	25/13:24	15.4	360	25/12:57	16.0	25/10:05	8.5	25/09:58	47.0	25/01:30-25/20:20

註: *—表該站屬高山測站, 其氣壓值以重力位高度代表。

表 7 第 17 號艾利颱風侵台期間各氣象站日雨量及總雨量

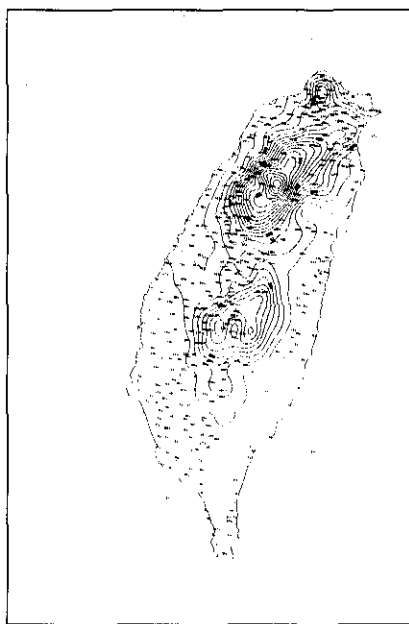
Table 7 The daily and accumulated rainfalls of CWB stations during typhoon AERE passage

測站 \ 雨量	逐日雨量 (毫米)			總計
	23 日	24 日	25 日	
彭佳嶼	3.5	139.5	116.0	259.0
基隆	6.5	106.5	126.5	239.5
宜蘭	18.0	232.0	33.9	283.9
蘇澳	26.5	57.5	6.0	90.0
鞍部	37.5	295.0	200.5	533.0
竹子湖	34.2	507.5	232.5	774.2
台北	19.4	192.0	118.0	329.4
新竹	7.9	108.6	195.5	312.0
台中	7.2	43.3	204.6	255.1
梧棲	0.2	26.0	185.5	211.7
日月潭	—	56.6	293.5	350.1
玉山	77.0	387.0	185.0	649.0
阿里山	33.0	332.5	415.0	780.5
嘉義	T	18.0	96.5	114.5
台南	—	7.0	52.4	59.4
高雄	—	12.0	2.0	14.0
花蓮	0.5	11.0	1.0	12.5
成功	—	0.6	0.6	1.2
台東	—	0.5	4.5	5.0
大武	—	0.4	21.7	22.1
恆春	—	5.0	4.0	9.0
蘭嶼	—	1.0	16.0	17.0
澎湖	—	—	52.5	52.5
東吉島	—	—	34.0	34.0
金門	2.0	0.7	79.2	81.9
馬祖	—	—	47.0	47.0

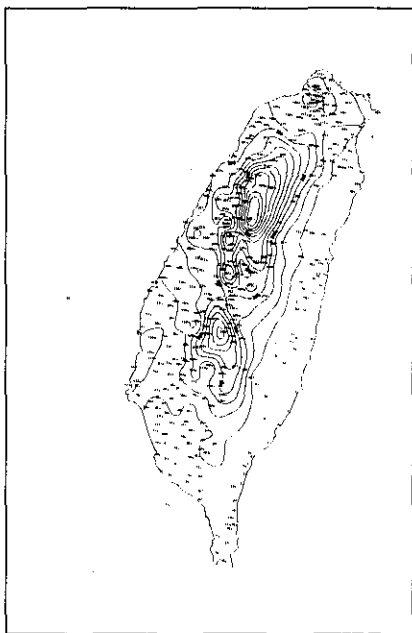
* T 代表微量



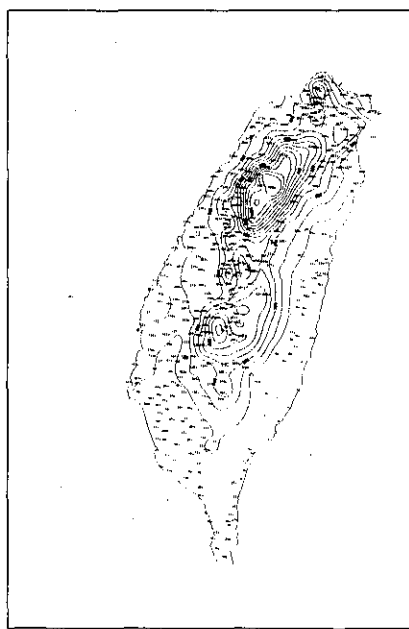
(a) 8 月 23 日



(b) 8 月 24 日



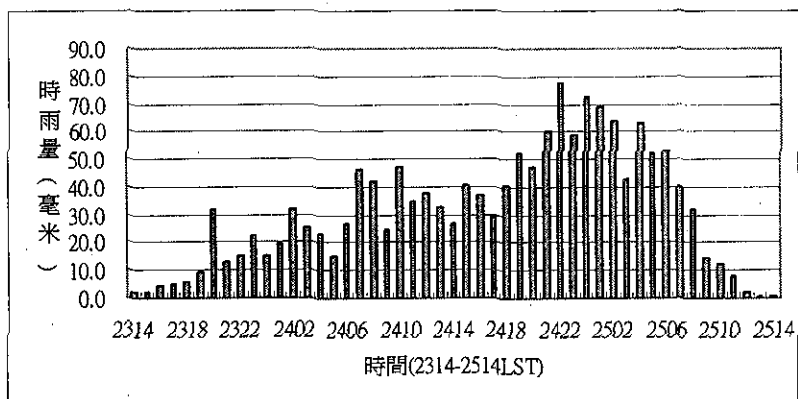
(c) 8 月 25 日



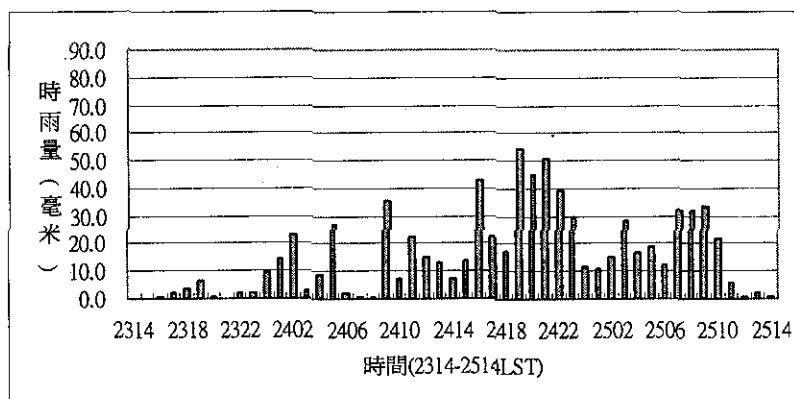
(d) 8 月 23 至 25 日累積

2004 年第 17 號颱風侵台期間台灣地區等雨量線圖(a)8 月 23 日、(b)8 月 24 日、(c)8 月 25 日、
(d)8 月 23 至 25 日累積

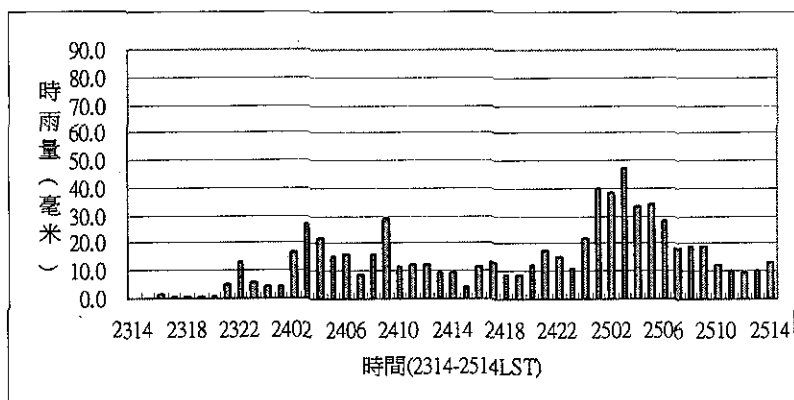
- 5 The accumulated rainfall in Taiwan area during typhoon AERE passage(a)23 Aug、(b)24 Aug、
(c)25 Aug、(d) 23-25 Aug 2004



(a)馬達拉



(b)竹子湖



(c)阿里山

圖 7 8 月 23 日 14 時至 25 日 14 時之時雨量時間序列圖(地方時) (a)苗栗縣馬達拉、(b)陽明山竹子湖、(c)嘉義縣阿里山

Fig 7 The time series of hourly rainfall at three stations from 2314 to 2514 Aug(LST) 2004

表 8 第 17 號艾利颱風侵台期間各地出現最大平均風速、陣風及對應級數

Table 8 The maximum wind、gust of CWB stations during typhoon AERE passage

測站	最大平均風速		最大陣風	
	風速(m/s)	對應級數	風速(m/s)	對應級數
彭佳嶼	50.4	15	73.9	17 以上
基隆	17.9	8	34.4	12
宜蘭	20.9	9	34.1	12
蘇澳	15.6	7	30.1	11
鞍部	25.9	10	42.2	14
竹子湖	10.2	5	33.1	12
台北	13.3	6	33.1	12
新竹	11.4	6	22.5	9
台中	7.1	4	19.6	8
梧棲	16.6	7	24.1	9
日月潭	15.4	7	27.0	10
玉山	15.7	7	21.4	9
阿里山	8.5	5	23.4	9
嘉義	8.5	5	18.6	8
台南	10.7	5	20.8	9
高雄	9.2	5	19.5	8
花蓮	8.9	5	11.5	6
成功	10.6	5	21.3	9
台東	7.3	4	18.9	8
大武	9.7	5	18.5	8
恆春	10.2	5	23.2	9
蘭嶼	30.4	11	44.1	14
澎湖	9.0	5	14.0	7
東吉島	13.3	6	19.0	8
金門	24.1	9	31.9	11
馬祖	15.4	7	30.4	11

- (1) 在苗栗山區馬達拉雨量站(圖 7a), 在 23 日晚上起時雨量逐漸增加, 24 日晚間至 25 日清晨為降雨的高峰期, 其中有十個小時的時雨量皆超過 50 毫米, 最大時雨量在 24 日 22 時, 高達 78 毫米。25 日上午之後降雨明顯緩和。
- (2) 在陽明山區竹子湖氣象站(圖 7b), 大部分時間的時雨量在 30 毫米以下, 最大降雨發生在 24 日晚間, 時雨量增加至 40 毫米, 但持續時間不長, 以 24 日 19 時之時雨量 54.5 毫米最大, 降雨同樣在 25 日上午之後明顯緩和。
- (3) 在嘉義山區阿里山氣象站(圖 7c), 由時雨量分布情形顯示, 降雨分布較為平均, 時雨量超過 30 毫米的時間僅在 25 日凌晨至清晨間, 維持 5 個小時, 25 日上午之後降雨逐漸緩和。

由上述資料顯示, 北部山區最大時雨量發生時間出現在颱風中心在彭佳嶼東方近海之際, 而中部最大時雨量出現時間則較為落後, 在颱風中心位於彭佳嶼附近時。此次颱風所造成之豪雨現象, 除颱風本身之環流雨外, 地形抬升增強降雨作用亦扮演相當重要的角色。

(二) 風力及氣壓分析

艾利颱風侵襲台灣期間, 其強度為一中度颱風, 颱風眼明顯可見。颱風眼於 25 日凌晨通過彭佳嶼, 由五分山雷達在 24 日 1802UTC 之降水回波圖(圖 8), 可看出此時彭佳嶼正在艾利颱風眼內, 由圖 9 彭佳嶼氣象站氣壓及風向風速逐時分布圖顯示, 彭佳嶼氣象站在逐漸進入颱風眼時, 氣壓下降, 風速亦下降, 25 日 3 時颱風眼通過後, 風速急速上升, 氣壓亦逐漸回升。彭佳嶼氣象站在 24 日 24 時測得最低海平面氣壓為 961.6 百帕(表 6), 颱風眼通過後, 進入眼牆之強風區內, 出現最大平均風 15 級(50.4m/s), 瞬間最大陣風 17 級以上(73.9m/s)。由風向的變化來看, 彭佳嶼氣象站風向由北風轉為東北風再轉為東南風, 顯示

颱風的中心是由佳嶼氣象站的南方通過。

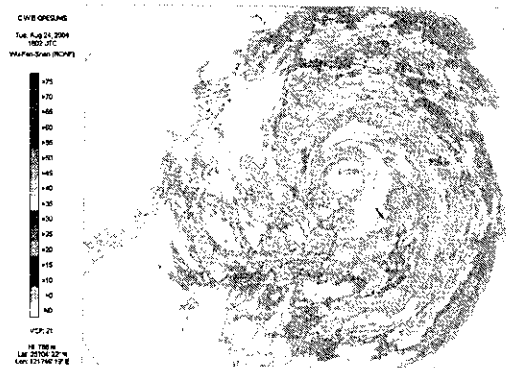


圖 8 2004 年 8 月 24 日 1802UTC 本局五分山雷達站降水回波圖

Fig 8 The radar echo of meteorological Radar station Wu-Fen-Shan at 1802UTC 24 Aug. 2004

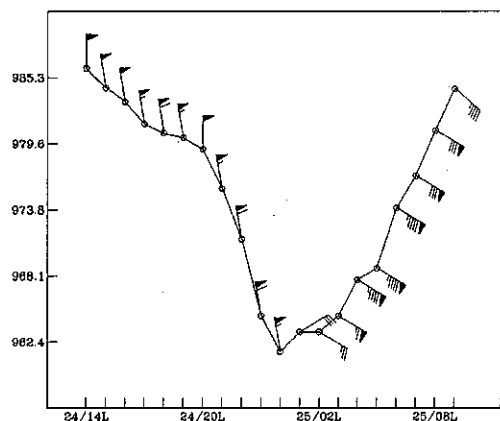


圖 9 彭佳嶼氣象站海平面氣壓及最大平均風向風速逐時分布圖(地方時)

Fig 9 The hourly sea level pressure and maximum mean wind of station 46695 from 2414 to 2509 Aug (LST) 2004

艾利颱風中心雖未登陸台灣本島, 但中心

通過北部近海，因此北部及東北部地區受到颱風暴風圈的影響，風力較強，在 24 日下午至 25 日清晨間，宜蘭、台北及基隆地區亦皆有 12 級之強陣風發生，宜蘭地區並出現 9 級之平均風力（表 8）。艾利颱風在 25 日下午開始向西南西移動，強度亦逐漸減弱，由金門氣象站逐時觀測資料顯示（圖 10），颱風中心通過該站附近，在 25 日 24 時左右測得最低氣壓 978.3 百帕，風速亦在當時達到最強，最大平均風 9 級，瞬間最大陣風 11 級。

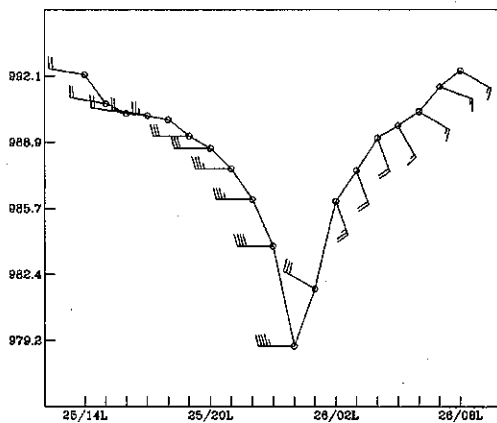


圖 10 金門氣象站海平面氣壓及最大平均風向風速逐時分布圖(地方時)

Fig10 The hourly sea level pressure and maximum mean wind of station 46711 from 2414 to 2509 Aug (LST) 2004

(三) 焚風分析

艾利颱風侵襲期間，另一現象是發生在台灣東南部的焚風，由圖 11 可看出台東地區先是在 24 日下午兩點之後出現焚風，在持續了十個小時結束後，相隔不到兩小時，從 25 日凌晨兩點之後，台東又再度出現焚風，至天亮後焚風現象解除。根據分鐘之觀測資料，台東第一波焚風最高溫出現在 24 日 16 時 41 分，溫度達

37.1℃，第二波焚風則是在 25 日 3 時 56 分的時候，最高溫達到 34.1℃度。另一成功氣象站在 25 日凌晨亦有測得焚風現象，但持續時間較短，在 25 日 0 時 37 分的時候，最高溫達到 37℃。

以台東地區逐時觀測資料為例（表 9），在 24 日 15 時起相對溼度明顯下降，氣溫亦明顯上升，觀測風向由東風轉為西北西到西北風，風速亦增強，第二波焚風發生時，觀測風向則為西南風。

表 9 台東焚風發生期間逐時氣溫、相對溼度、風速級風向表(地方時)

Table 9 The hourly temperature、relative humidity、wind speed and wind direction of station 46766

日	時	氣溫(℃)	相對溼度(%)	風速(m/s)	風向
24	12	32.9	70	2.7	40
	13	31.7	73	2.8	60
	14	30.8	76	2.3	100
	15	36.8	39	2.7	310
	16	36.7	35	5.4	300
	17	36.6	36	4.7	290
	18	36.4	34	5.2	280
	19	36.0	34	5.2	280
	20	36.1	34	6	300
	21	35.6	35	6.1	300
	22	35.7	35	6	290
	23	35.9	35	6.8	290
	24	35.4	37	3.1	290
25	1	30.8	62	4.4	210
	2	28.9	71	1.4	350
	3	33.8	45	4.4	250
	4	33.5	45	4.2	240
	5	31.3	56	4.7	210

五、各種颱風路徑預報法校驗

中央氣象局目前已對外提供颱風 72 小時之路徑預報，此次對於艾利颱風之官方路徑預報（CWB）掌握甚佳，其 24 小時預報位置平均誤差為 98 公里（見表 10），遠較過去統計 24 小時平均誤差 177 公里左右為低，其他氣象作

業單位如關島聯合颱風警報中心 (PGTW)、日本 (RJTD) 及北京 (BABJ) 之主觀預報表現亦佳，24 小時預報位置平均誤差亦皆在 100 公里以下。此外，中央氣象局官方 48 小時及 72 小時預報位置平均誤差分別為 149 公里 292 公里 (表 11 及表 12)，表現亦甚為優異。

在客觀預報之參考資料中，本局颱風動力預報模式 (NTSLP) 以及採用日本、英國、美國及歐洲四家動力模式之平均預報結果 (JUNE) 之表現皆較統計模式為佳，兩個統計預報模式 Cliper 及 Hurran 誤差相對偏大，24 小時預報位置平均誤差有 184 公里，48 小時平均誤差已增加至 400 公里，而 Cliper72 小時平均誤差甚至超過 600 公里。檢視其預報表現，統計模式預報之移動方向皆有明顯偏北誤差。

六、災情報告

艾利颱風來襲，強風中又夾帶豪雨，造成新竹、苗栗山區受災極為嚴重，新竹及台中山區並暴發土石流現象，尤其新竹縣五峰鄉桃山村土場部落有 20 多戶民宅遭土石流埋沒，死亡人數最為慘重。此外在台北縣三重、新莊及樹林地區亦發生淹水現象。艾利颱風過後，由於原水濁度過高，亦造成桃園地區停水多日。根據中央災害應變中心 9 月 10 日 20 時第 75 報資料統計如下：

- (一) 人員傷亡及失蹤情形：死亡 15 人，失蹤 14 人，受傷 399 人。
- (二) 空中救援：截至 9 月 10 日 20 時止國搜中心派遣直昇機執行救援任務，總計出動 1,924 架次、執行 177 案、運送物資 191,951 公斤、傷患及災民救援後送 4,851 人、運送屍體 6 具。
- (三) 支援桃園地區用水：截至 9 月 10 日 20 時止，出動 15,492 車次、運送 59,415.5 噸水。
- (四) 疏散收容情形：計疏散 7,854 人，開設收容處所 11 處，收容 1,224 人。
- (五) 電力、電信及自來水供水狀況：共 377,594

戶停電，市話故障 54,178 戶，基地台故障 818 台，停水戶數 1,450,016 戶。

(六) 交通狀況：公路計 84 處中斷。

此外，根據農委會之農業災情統計，包括農田、農作物、畜產、漁業、林業、水土保持及農田水利設施損失，總損失金額約 17 億 8 仟 7 佰萬元。

七、結論

由上述分析可歸納下列幾點結論：

- (一) 艾利颱風在其為期 6 天半的生命期間，曾發展至中度颱風強度，近中心最大風速最強時達 38m/s，七級風暴風半徑最大為 200 公里。艾利颱風中心未登陸台灣地區，而是通過台灣北部近海，伴隨艾利颱風而來的強勁風力及豐沛的雨量，造成中部以北地區嚴重災害。
- (二) 艾利颱風侵襲期間，降雨方面，受到颱風環流加上地形效應，累積雨量以新竹、苗栗山區最大，其次為在嘉義的阿里山區。在苗栗縣馬達拉雨量站更出現單日累積雨量高達 952 毫米，創下侵台颱風單日降雨量第三高的紀錄。風力方面，由於颱風眼通過彭佳嶼，彭佳嶼出現最大平均風 15 級，瞬間最大陣風 17 級以上。北部及東北部地區受到颱風暴風圈的影響，風力較強，宜蘭、台北及基隆地區亦皆有 12 級之強陣風發生。
- (三) 艾利颱風中心接近北部近海時，台灣東南部地區受到地形影響，氣流過山發生沉降作用，在 24 日下午起出現焚風現象，台東地區焚風更持續有十小時之久。
- (四) 艾利颱風的移動主要是受到副熱帶高壓強度變化的控制，25 日下午以後，艾利颱風開始偏向西南西移動，此可能與颱風已移入大陸高壓的東南象限，另一方面亦可能是與其東方的佳芭颱風有關。
- (五) 此次中央氣象局官方對於艾利颱風之預測

表現甚佳，其預報位置平均誤差分別為 24
小時 98 公里，48 小時 149 公里及 72 小時

292 公里。

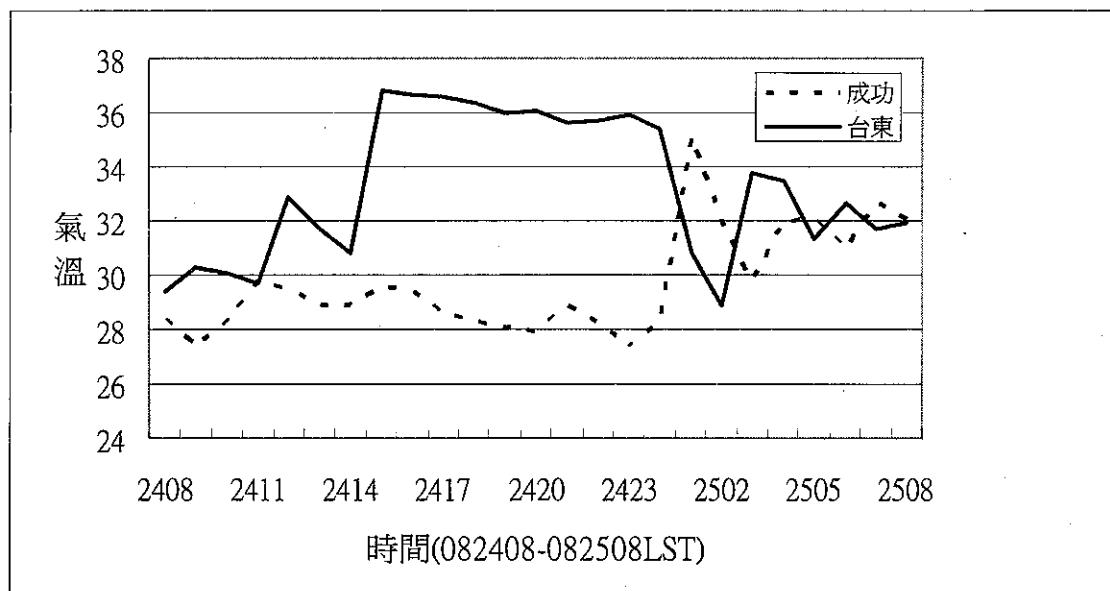


圖 11 第 17 號艾利颱風焚風發生期間台東及成功氣象站氣溫逐時分布圖(地方時)

Fig 11 The hourly temperature of station 46766 and 46761 from 2408 to 2508 Aug (LST) 2004

表 10 第 17 號颱風各主觀預測及模式之 24 小時預報位置平均誤差比較表

Table 10 24-Hour Mean Forecast Position Error(km) of selective techniques for Typhoon Aere(0417)

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		CLIP		HURA		JUNE		NTSLP	
CWB	33	98														
	98	0														
	23	104	23	89												
PGTW	89	-15	89	0												
	33	98	23	89	37	100										
RJTD	106	8	114	25	100	0										
	23	104	23	89	23	114	23	84								
BABJ	84	-20	84	-5	84	-30	84	0								
	29	102	23	89	29	110	23	84	29	184						
CLIP	184	82	162	73	184	74	162	78	184	0						
	28	98	20	92	28	109	20	84	26	193	28	184				
HURA	184	86	169	77	184	75	169	85	183	-10	184	0				
	21	93	21	87	21	107	21	77	21	158	19	159	21	115		
JUNE	115	22	115	28	115	8	115	38	115	-43	120	-39	115	0		
	11	108	11	92	11	126	11	100	11	164	8	141	10	115	11	81
NTSLP	81	-27	81	-11	81	-45	81	-19	81	-83	87	-54	84	-31	81	0

A	B
C	D

A 表示 X 和 Y 預報時間相同的次數

B 表示 X 軸上預報誤差(km)

C 表示 Y 軸上預報誤差(km)

D 表示 Y 軸預報方法比 X 軸預報方法好的程度

表 11 第 17 號颱風各主觀預測及模式之 48 小時預報位置平均誤差比較表

Table 11 48-Hour Mean Forecast Position Error(km) of selective techniques for Typhoon Aere(0417)

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		CLIP		HURA		JUNE		NTSLP	
CWB	25	149														
	149	0														
	19	163	19	159												
PGTW	159	-4	159	0												
	19	163	19	159	19	171										
RJTD	171	8	171	12	171	0										
	19	163	19	159	19	171	19	163								
BABJ	163	0	163	4	163	-8	163	0								
	21	162	19	159	19	171	19	163	21	453						
CLIP	453	291	409	250	409	238	409	246	453	0						
	22	148	18	159	18	160	18	153	20	421	22	408				
HURA	408	260	340	181	340	180	340	187	402	-19	408	0				
	14	143	14	159	14	165	14	167	14	425	14	382	14	198		
JUNE	198	55	198	39	198	33	198	31	198	-227	198	-184	198	0		
	9	167	9	169	9	185	9	172	9	464	8	275	7	201	9	191
NTSLP	191	24	191	22	191	6	191	19	191	-273	214	-61	277	26	191	0

表 12 第 17 號颱風各主觀預測及模式之 72 小時預報位置平均誤差比較表

Table 12 72-Hour Mean Forecast Position Error(km) of selective techniques for Typhoon Aere(0417)

	CWB		PGTW		RJTD		BABJ		CLIP		HURA		JUNE		NTSLP	
CWB	17	292														
	292	0														
	15	300	15	326												
PGTW	326	26	326	0												
	15	300	15	326	15	312										
RJTD	312	12	312	-14	312	0										
	15	300	15	326	15	312	15	336								
BABJ	336	36	336	10	336	24	336	0								
	15	300	15	326	15	312	15	336	15	657						
CLIP	657	357	657	331	657	345	657	321	657	0						
	14	285	14	320	14	296	14	324	14	582	14	462				
HURA	462	177	462	142	462	166	462	138	462	-120	462	0				
	9	265	9	331	9	337	9	345	9	699	9	545	9	312		
JUNE	312	47	312	-19	312	-25	312	-33	312	-387	312	-233	312	0		
	6	337	6	365	6	377	6	367	6	829	5	379	4	336	6	356
NTSLP	356	19	356	-9	356	-21	356	-11	356	-473	385	6	363	27	356	0

Report on Typhoon AERE (0417) of 2004

Show-wen Lin
Weather Forecast Center
Central Weather Bureau

ABSTRACT

Aere, the 17th tropical/typhoon formed over the northwestern Pacific in 2004, was the fifth one that influenced the Taiwan area. Aere originated over the east of the Philippine Islands at 0000UTC, 20 August 2004. As it moved northwestward, it intensified into a typhoon. After 0600UTC 24 August, Aere turned westward and its center passed over north Taiwan offshore. Then, Aere turned westsouthwestward and decayed gradually. It dissipated over south Mainland China at 1200UTC, 26 August.

During Aere's passage, the strongest wind occurred at Pengchiayu with maximum mean wind 50.4m/s and gust 73.9m/s. The gust over the north and northeast part of Taiwan also exceeded 33m/s. The passage of Aere also brought about a large amount of precipitation in northern and central Taiwan. The accumulated rainfall amount in mountainous area of Hsinchu and Miaoli exceeded 1000mm and over 700mm in Alishan area.

The 24hr、48hr and 72hr mean forecast Position errors by Central Weather Bureau were 98 km、149km and 292km, respectively.

氣象學報季刊
第四十五卷第三期

出版機關：中央氣象局氣象學報社

地址／台北市公園路64號

電話／(02)23491091

出版年月：中華民國九十四年三月

定價：新台幣貳佰元整

展售處：國家書坊台視總店 105台北市八德路三段10號

電話／(02)25781515-643

網址／<http://www.govbooks.com.tw>

三民書局 100台北市重慶南路一段61號

電話／(02)23617511

網址／<http://sanmin.com.tw>

五南文化廣場 400台中市中山路6號

電話／(04)22260330

新進圖書廣場 500彰化市中正路二段5號

電話／(04)7252792

青年書局 802高雄市青年一路141號

電話／(07)3324910

GPN：2004400001

ISSN：0255-5778

Meteorological Bulletin

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- A Review and Improvements on the Probability Huei Min Wang (1)
of Precipitation(PoP) of Statistical Forecast Guidance
- Assessment of the Land Surface Process Feng-Ju Wang (11)
in CWB Global Forecast System Chin-Tzu Fong
- Data Quality Checking for Metadata, Mean Daily Ching-An Chiu (33)
Temperature and Precipitation of Meteorological Po-Hsiung Lin
Stations in Taiwan Region. Min-Ken Hsieh
- The Characteristics of Strong Ground Motion Tian-Pau Chang (47)
Parameters in Central Part of Taiwan Guey-Kuen Yu
Feng-Jiao Liu

Report

- Report on Typhoon Conson (0404) of 2004 Guo-Ji Jian (59)
- Report on Typhoon AERE (0417) of 2004 Show-wen Lin (79)

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

二〇〇四〇〇〇一 統一編號

ISSN 0255-5778



氣象學報

Meteorological Bulletin



交通部中央氣象局

CENTRAL WEATHER BUREAU

季刊
第四十五卷第四期
民國九十四年八月
Vol. 45 NO. 4 August 2005

氣象學報

季刊

第四十五卷 第四期

目次

研究論文

- 台灣地區地震速報系統之發展-----蕭乃祺 吳逸民 (1)
辛在勤
- 台灣中部地區最大加速度衰減模式之研究-----張添炮 余貴坤 (17)
劉芳嬌 李振銘
- 中央氣象局非靜力區域數值預報模式(NFS)對颱風路徑-----陳得松 黃康寧 (25)
預測之研究與測試 葉天降

報告

- 民國93年911水災暨第20號海馬(Haima)颱風(0420)-----簡國基 (45)
調查報告
- 民國93年颱風調查報告—第13號蘭寧(Rananim)颱風(0413)-- 陳得松 黃康寧 (73)

出版者 中央氣象局氣象學報社

發行人 辛江霖

社 長 辛江霖

編輯委員會 鄭明典

主任委員 吳俊傑

委員 余嘉裕

林依山

洪景月

徐國娟

馬正鳳

陳泰達

陳黃柏

蕭長庚

幹事

蕭長庚

台北市公園路六十四號

電話：(02)23491091

(按姓氏筆劃排列)

榮臣降

琦典明

絲

振紹天

台明孟

玉

劉劉葉

陳鄭盧

黃

傑裕依山娟鳳達然壽庚

俊嘉依景月國正泰柏長

吳余林洪徐馬陳陳黃蕭

幹事

蕭長庚

蕭長庚

韓素蘭

台灣地區地震速報系統之發展

蕭乃祺

中央氣象局地震測報中心

國立中央大學地球物理研究所

吳逸民

國立台灣大學地質科學系

辛在勤

中央氣象局

摘要

為強化台灣地區的地震測報工作，減少地震的災害與威脅，台灣自 1994 年起即開始積極辦理地震速報作業規劃以及相關技術研發的工作，並在 1997 年執行強地動觀測第二期計畫—建置強震速報系統，正式將台灣地區地震測報工作推進至速報的階段。經過幾年來的持續發展以及測報經驗，地震速報系統已經穩定運轉，成為台灣地區發布有感地震的核心系統。目前針對發生於島內或近海區域的有感地震，系統平均在地震發生後 60 秒即可初步掌握各地震度、震央位置及地震規模，並迅速透過網際網路、行動電話簡訊、傳真存轉等多重管道，在 3 至 5 分鐘內迅速的對外發布完整的地震消息。

關鍵詞：地震速報系統、有感地震發布。

一、前言

中央氣象局為強化台灣地區的地震測報工作，減少地震的災害與威脅（圖 1），自 1994 年即開始積極辦理地震速報作業規劃以及相關技術研發的工作（Shin et. al., 1996；Wu et. al., 1997；吳逸民等，1998），並在 1997 年執行強地動觀測第二期計畫—建置強震速報系統（中央氣象局，1996），正式將台灣地區地震測報工作推進至速報的階段。經過幾年來的持續發展以及測報經驗，地震速報系統目前已經穩定運轉，成為台灣地區發布有感地震的核心系統，同時近年來並成功偵測幾個災害性大地震，例如 1998 年瑞里地震、1999 年集集大地震、1999 年嘉義地震、2002 年 331 地震以及 2003 年成功地震（圖 1），迅速的提供防救災單位地震參數及強地動資訊，有效降低大地震所造成的衝擊。

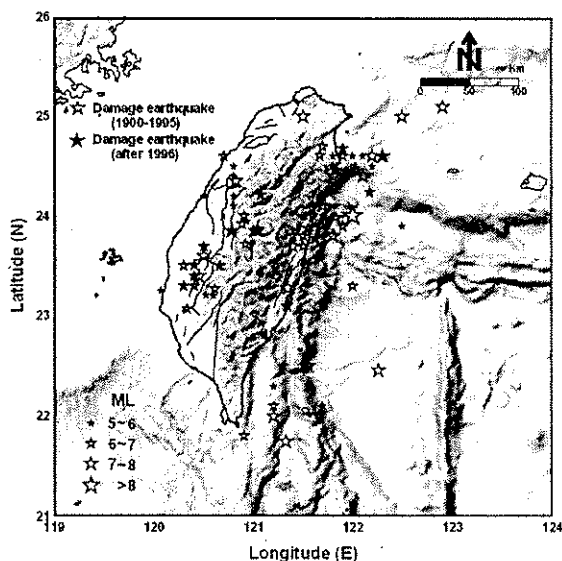


圖 1. 台灣地區 20 世紀以來災害性地震之震央分布圖。

Fig1. Epicenter distribution of the disastrous earthquakes occurred in Taiwan area since 1900.

綜觀中央氣象局整個地震速報工作的發展（表 1），早先幾年（1999 年前）為地震速報系統的研發階段，包含即時加速度型地震觀測網建置、地震自動定位技術研發以及地震消息傳

播技術開發等基礎工作，同時在實際地震測報過程中不斷累積經驗，適度調整地震測報的流程，以達到地震速報的要求（吳逸民，1999）。

表 1. 中央氣象局地震速報系統發展大事紀。

Table1. Developments of the TREIRS compiled from 1996 to 2003.

年份	大事紀
1995-1997	<ol style="list-style-type: none"> 1. 1994/12 設置「即時加速型地震觀測網」，為發展地震速報系統先期作業。 2. 1995/1/10 記錄到第一筆地震資料。 3. 開發地震自動定位技術。 4. 開發地震消息自動傳播技術，途徑包括電子郵件、全球資訊網站、檔案伺服器、呼叫器。 5. 1996/3/5 開始進行地震速報系統有感地震發布測試。 6. 陸續增加即時強震站，1997 年底總共設置 52 站。
1998	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地震速報系統開始正式擔任發布有感地震作業。 2. 地震消息發布途徑增加 166/167 電話語音。 3. 成功發布 7/17 瑞里地震。 4. 即時強震站增加為 60 站。
1999	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地震速報系統修正 Y2K 問題。 2. 成功發布 9/21 集集大地震及 3 個規模 6.8 餘震。 3. 成功發布 10/22 嘉義地震。 4. 即時強震站增加為 62 站。
2000	<ol style="list-style-type: none"> 1. 重要即時強震站加裝 UPS 不斷電系統。 2. 地震消息發布途徑增加中文呼叫器。 3. 架設地震速報花蓮子網於花蓮氣象站。 4. 成功發布 5/17 及 6/11 災害性地震。 5. 即時強震站增加為 70 站。
2001	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地震消息發布途徑增加行動電話簡訊。 2. 架設地震速報南區子網於永康氣象站。 3. 成功發布 6/14 災害性地震。 4. 即時強震站增加為 81 站。
2002	<ol style="list-style-type: none"> 1. 提供一般民眾訂閱地震電子報。 2. 與中華電信合作，提供一般民眾地震特報簡訊訂閱功能。 3. 與中央防救災指揮中心及台灣鐵路管理局建置專線，提供地震消息。 4. 地震速報南區子網移至南區氣象中心。 5. 於各氣象站裝置網路傳輸設備，架設強地動訊號傳輸備援系統，同時增加衛星傳輸備援功能。 6. 成功發布 3/31 及 5/15 地震。 7. 即時強震站增加為 87 站。
2003	<ol style="list-style-type: none"> 1. 地震速報網路傳輸系統、南區地震速報子系統、花蓮地震速報子系統正式上線使用，強化地震速報作業備援功能。 2. 與公共電視合作，地震消息發布途徑增加公共電視跑馬燈。 3. 成功發布 12/10 成功地震。

九二一集集大地震發生以後，由於整個系統在地震期間遭到相當程度的破壞，包括電源設備的損壞以及訊號通訊的中斷等，導致詳細震度資料的欠缺，同時在過程中也深刻體驗到地震速報工作在地震防災上的重要性，因此最近幾年的工作除了持續增加即時強地動觀測站外，主要以強化系統設備穩定性以及加強地震消息發布功能為主(Hsiao et. al., 2003)。強化系統設備穩定方面，包括重要即時強震站加裝不斷電系統、開發網路及衛星傳輸備援線路、建置南區及花蓮速報子系統等；加強地震消息發布功能方面，配合通訊科技的進步，增加地震消息發布途徑，包括中文呼叫器、行動電話簡訊、地震電子報的訂閱以及公共電視的跑馬燈，並與防救災單位及交通運輸單位以專線連接，傳送地震消息。

中央氣象局強地動觀測第二期計畫—建置強震速報系統已於 2003 年底告一段落，本文主要目的是將近年來中央氣象局地震速報作業的發展以及表現做一個整理，內容包括目前地震速報系統架構、現階段測報作業流程以及近年來整個系統運轉的效能評估和測報表現。

二、系統架構

地震速報系統之系統架構主要可分為四個部分，包括即時強地動觀測網、資料傳輸線路、快速資料處理中心以及地震消息發布途徑（圖 2）：

即時強地動觀測網 地震速報系統目前所使用的地震儀為數位加速度型地震儀，其使用 16 位元的解析度，擁有 96dB 的動態記錄範圍，此種地震儀又稱為強震儀，最大可記錄到正負 2G 範圍的地動加速度。地震網為即時性觀測網，所收錄之強地動訊號可以即時透過數據傳輸專線傳回至中心站處理；目前此網在台灣本島及離島地區，總共建置有 87 個測站（圖 3），並根據實際需求增加測站之建置，以強化有感地震之偵測能力。

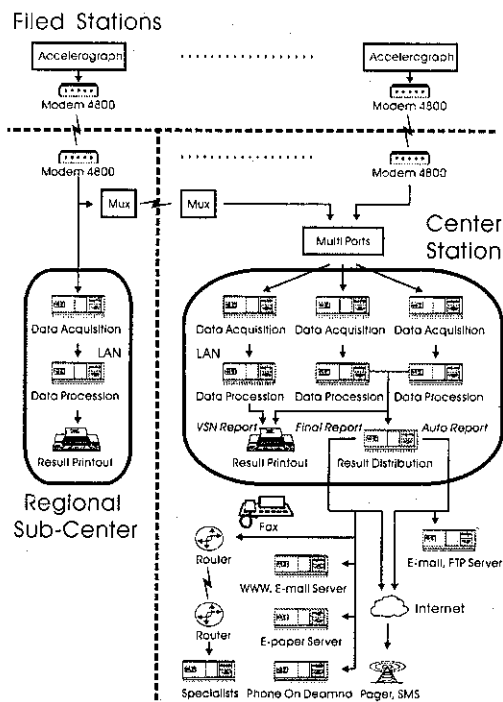


圖 2. 中央氣象局地震速報系統之系統架構圖。
Fig2. Block diagram showing the hardware of the TREIRS.

資料傳輸線路 資料傳輸線路主要使用中華電信公司的數據專線，強震儀三軸向、取樣率每秒 50 點的地動訊號經過數據機後，以每秒 4800 bits 的速率，二十四小時不斷的傳回至中心站，並於中心站再透過數據機還原為原來的地動訊號。目前資料傳輸的方式有兩種（圖 3），一種是訊號直接由野外的測站傳回台北氣象局內的中心站；另外一種則是訊號會先集中至附近的氣象站，然後再透過 T1 專線，將匯集至區域中心的訊號一起傳回台北中心站處理，目前以此種方式傳輸訊號的測站包括台灣本島南部地區的測站，其訊號會先傳到位於台南市的南區氣象中心，以及花蓮地區的訊號會先傳到花蓮氣象站，然後再分別透過兩條 T1 專線傳回到台北。除了數據專線以外，中央氣象局目前也藉由其局屬 Frame-Relay 的網路環境，以 TCP/IP 方式將訊號傳回中心站，此種訊

號傳輸環境並同時配備有衛星通訊的備援。

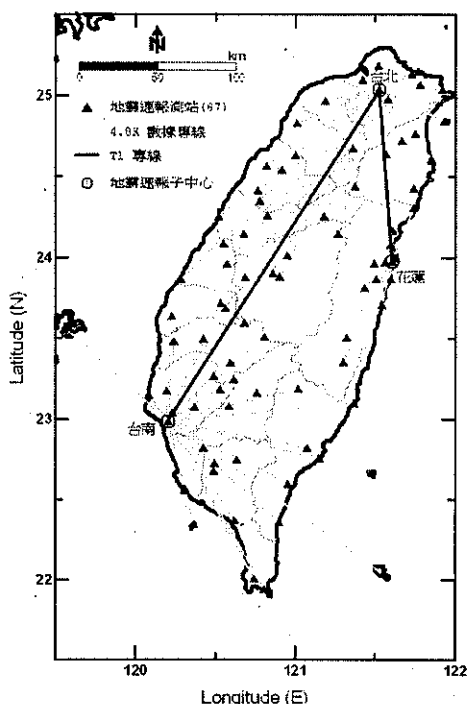


圖 3. 中央氣象局即時強地動觀網測站及訊號傳輸線路圖。

Fig.3. Map showing the telemetries and real-time strong-motion stations implemented in Taiwan.

快速資料處理中心 在中心站訊號處理的作業方面，目前有兩套並行的作業系統（圖2）。第一套採連續記錄方式，將每分鐘之地動訊號記錄成一個檔案，由電腦程式進行訊號判讀，若符合觸發條件，則將檔案移至另一電腦，由地震測報人員加以處理。第二套作業系統則採觸發記錄方式，此系統為完全自動作業，當地動訊號達觸發標準，系統會將其記錄成檔案，由另一部個人電腦進行判讀，若為地震觸發，則進行自動定位工作，並將其自動測得之地震位置、規模大小等定位結果及各地震度以圖文方式列印；由於系統中採用了自動定位的技術，因此可有效的減少作業處理的時間，一般而言，可於檔案結束記錄後數秒內得到自動

定位結果，時間平均約為地震發生後一分鐘。資料處理中心除了在台北氣象局局本部外，由於即時訊號的傳輸方式（圖3），中央氣象局南區氣象中心以及花蓮氣象站也設置有兩個區域的子中心，而此子中心除了可以迅速提供當地地區震度的資訊外，其定位結果也可互為備援使用。

地震消息發布途徑 地震消息內容包括地震發生時間、震央位置、震源深度、地震規模、各地震度等基本參數，以及藉由這些參數的推估，在防救災上一些重要的參考資訊；地震消息透過傳播媒體迅速發布，可以提供大眾消息以減少恐慌，救災單位也可以運用於估計災害的位置及範圍，決定救災動員策略，同時各地研究機構與學校也能就其專業知識協助災後處理、安撫民心、災區勘查及受損建築物之認定等。中央氣象局鑑於網際網路使用的普遍性，地震情報的傳遞以網路為主要的傳播媒介（圖2），並隨著近年來通訊科技的發展，開發不同新的傳遞途徑；目前已上線使用的發布方式包括電子郵件、全球資訊網站、網路檔案傳輸、電子傳呼系統、行動電話簡訊、電話語音、群組傳真以及公共電視跑馬燈等。

三、作業流程

在地震速報系統的架構下，中央氣象局目前運作有感地震的發布作業如圖4所示。當台灣島內或近海區域發生有感地震時，系統會被觸發並進行自動地震定位，產生地震的初步報告，依據目前的設定，當初步計算的地震規模大於4.5時，系統會透過行動電話、呼叫器以及電子郵件等方式，將初步地震的訊息傳遞給防災單位人員以及氣象局同仁參考，而其主要目的為相關人員之緊急動員。同時，測報人員會立即檢視所有系統得到的自動報告，包括區域子中心等備援系統所傳送過來的結果，以確認地震參數以及各地震度資料的可信度，並在完成適度修正後，迅速透過網際網路、行動電

話簡訊、電話語音以及傳真存轉等多重管道，將正式的地震報告傳送給所有相關單位及社會大眾。

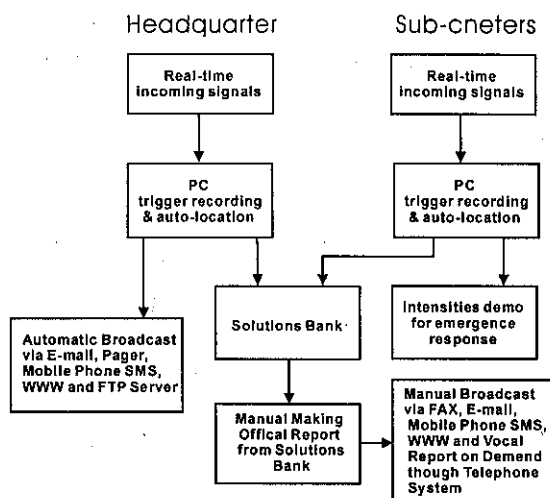


圖 4. 中央氣象局有感地震速報作業流程圖。

Fig4. Flowchart showing the felt earthquakes monitoring and rapid reporting procedures in Taiwan.

若在地震發生後，系統沒有產生自動報告，或是自動結果誤差太大，無法用於發布的狀況時，測報人員則必須以人工的方式進行地震定位，並在完成定位工作後，對外發布地震消息。

四、效能評估

為瞭解地震速報系統之測報表現，本文挑選了 1996 年至 2003 年間，發生於台灣島內或近海區域的 287 個地震(圖 5)，以評估其效益。由於速報系統之建置主要為地震防災之目的，因此本文僅挑選具有地震災害潛能的有感地震，其挑選條件如下：

1. 地震規模 5 以上。
2. 震源深度淺於 35 公里。
3. 震央位於經度 119.5 度至 122.5 度、緯度 21.5 度至 25.5 度之間。

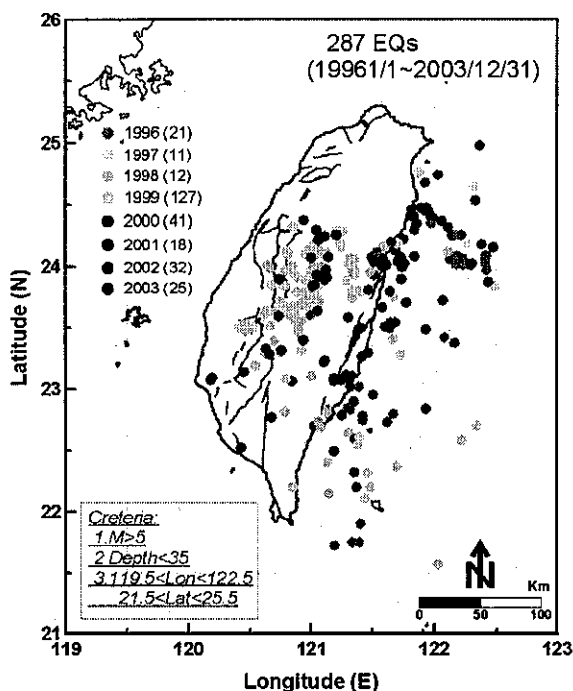


圖 5. 本研究挑選評估地震速報系統運轉效益之地震分佈圖。

Fig5. Epicenter distribution of the earthquakes compiled for assessing the performances of the TREIRS.

觀察這 8 年來地震的分布情形，前 3 年（1999 年集集大地震發生之前）的情形與台灣一般的地震活動較為類似，地震大都發生於台灣東部板塊碰撞的邊緣地區，僅有零星的地震發生於西部的嘉南地區，但跟以往較不同的是地震的次數有偏少的現象。1999 年由於集集大地震的發生，因此台灣中部地區發生了大量的餘震，而這情形一直延續到 2001 年。2002 年以後，較大規模的有感地震則回復到主要發生於東部及其外海地區板塊碰撞邊緣的孕震構造上，包括南澳外海地區、花蓮地區以及成功地區。

藉由挑選地震的分析，本文首先檢驗系統在運轉效能上，從 1996 年至 2003 年每年的統

計情形(圖6)。隨著每年即時強震站的增加,地震發生後地震波到達最近測站的平均距離有逐年縮短的趨勢,有助於有感地震觸發時效的提升,而目前平均地震至最近測站的距離約為20公里。測站分布最大空區夾角(GAP)方面,由於此角度變化跟地震分布與觀測網的相對位置有關,因此每年平均角度的大小跟該年地震活躍的地區有著較大的關係;一般而言,由於地震觀測站都受限位在島內或零星的幾個離島上,而大部分地震卻發生於東部外海的區域,因此除了集集地震期間時,地震的位置受到了比較好的掌握,其角度較小外,近2年來雖然測站增加,此角度卻都接近180度。

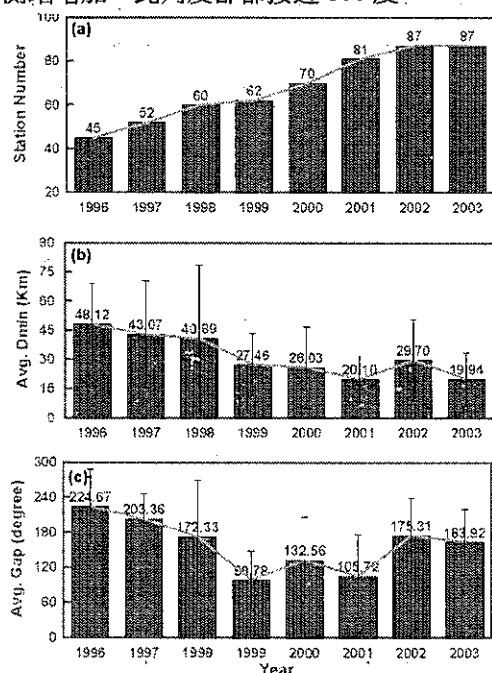


圖 6. 地震速報系統運轉效能分年統計圖(a)即時強震站數目(b)地震至最近測站距離(c)測站分布最大空區夾角。

Fig6. Assessments of the TREIRS from the results of (a) the real-time station number, (b) the epicentral distance to the nearest station, and (c) the largest azimuthal separation between stations compiled from 1996 to 2003.

地震定位時通常以走時殘差(RMS)、水平方向標準偏差(ERH)以及垂直方向標準偏差(ERZ)來描述定位的品質,代表定位結果與所使用速度模型吻合的情形。雖然近年來學者在地震定位技術上的研究,對於地震定位精確度有明顯的改進(Wu et. al., 2003b; 張建興, 2004),但由於速報系統防災時效性的考量,系統仍維持以水平層模式進行地震定位(Lee and Lahr, 1975),使用之地殼速度模型為中央氣象局地震測報中心現行所採用的模型(陳燕玲和辛在勤, 1998),因此基本上定位的品質皆無太大的變化(圖7),RMS 約為0.5秒以下,ERH和ERZ則控制在1.0公里以下。

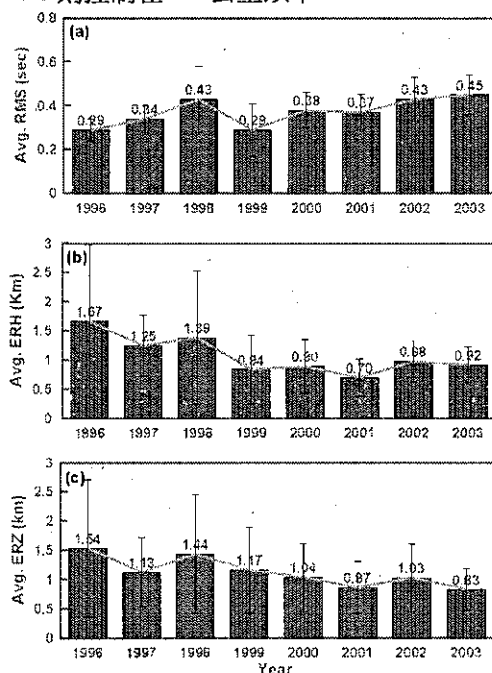


圖 7. 地震速報系統地震定位品質分年統計圖(a)走時殘差(b)水平方向標準偏差(c)垂直方向標準偏差。

Fig7. Assessments of the TREIRS from the results of (a) the root-mean-square error of the time residual, (b) the standard error of the epicenter, and (c) the standard error of the depth compiled from 1996 to 2003.

速報系統由於能夠針對有感地震進行自動定位，大幅度的縮短地震測報之時間，因此其自動資料處理的情形是系統成功運轉的關鍵因素，本文接下來即對系統地震自動偵測之能力做一評估。在自動觸發率方面（圖 8），前 4 年自動觸發率雖然逐步成長，但仍有許多具有災害潛能的地震沒有被自動的偵測出來，而必須仰賴測報人員以人工定位的方式處理，直到 2000 年以後，備援系統的逐漸完成，觸發率才有明顯的改善，而近年來都可達到 9 成以上；累計這 8 年來，在本文挑選 287 個中大型地震中，系統總共自動偵測出了其中的 211 個地震。

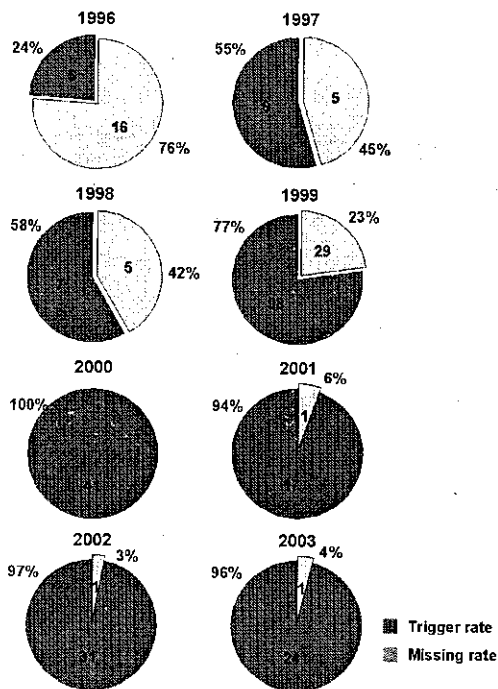


圖 8. 地震速報系統有感地震觸發率分年統計圖。

Fig8. Trigger rates of the TREIRS compiled from 1996 to 2003.

自動定位情形，與後來重新人工定位的結果比較（圖 9），震央位置與震源深度的偏差除了第 1 年較大外，其餘各年皆可掌握在 5 公里以內，自動定位地震規模也由前幾年超過 0.1

個規模單位下降到 0.1 個規模單位以下，而以前系統如此的表現，在地震防災上的觀點而言，應可達到地震防災的要求。自動處理時間方面，除了第 1 年的平均時間超過 80 秒外，其餘處理時間皆在 60 幾秒左右，目前則約為 1 分鐘。

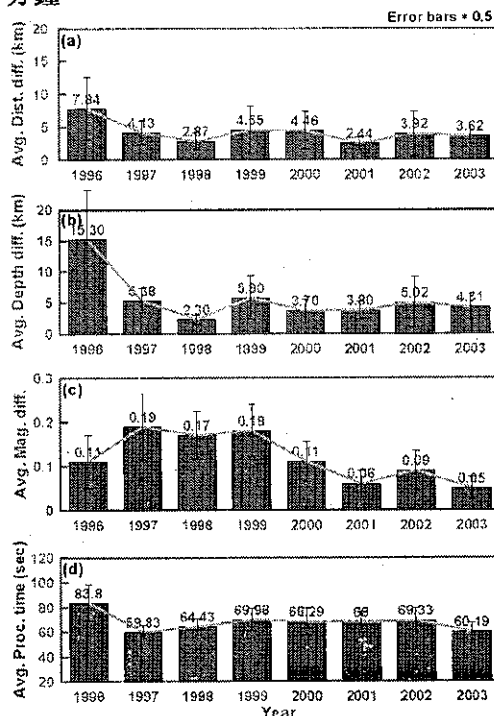


圖 9. 地震速報系統有感地震自動定位結果分年統計圖(a)與人工定位震央位置差異(b)與人工定位震源深度差異(c)與人工定位地震規模差異(d)處理時間。

Fig9. Assessments of the automatic-determined results of (a) the location difference with manual one, (b) the depth difference with manual one, (c) the magnitude difference with manual one, and (d) the earthquake response time compiled from 1996 to 2003.

進一步觀察系統自動定位震源位置與人工定位結果在空間上分布的情形（圖 10），我們可以發現台灣西部的地震，其自動定位的結果，不論在震央位置或是震源深度上，跟人工

重新處理過的結果都非常接近；相反在東部外海的地震，因為測站都位於陸地上的關係，所以自動定位結果的偏差較大，不過由於東部外海地震相對於台灣陸地的威脅也較小，因此其較大的偏差在防災的需求上仍應可接受。規模的比較方面（圖 11），自動定位的規模通常比實際規模來的小，但差異不大，其偏差量與實際地震規模大小、地震到測站最近距離、震源深度或是測站分布最大空區夾角則沒有什麼明顯的關係。圖 12 為系統自動處理時間的統計圖，由圖中我們可以發現處理時間跟地震規模

的大小有關，地震規模越大，所需之處理時間越久，這主要是因為通常大地震振動的時間較長，需要較久的記錄時間，所以需處理時間較長；至於其他影響參數方面，由於本文挑選的地震皆是位於島內或近海區域，震源深度淺於 35 公里的地震，因此處理時間跟地震到測站最近距離、震源深度或是測站分布最大空區夾角的關係較小。

地震速報系統所有相關的效能評估結果請參考表 2。

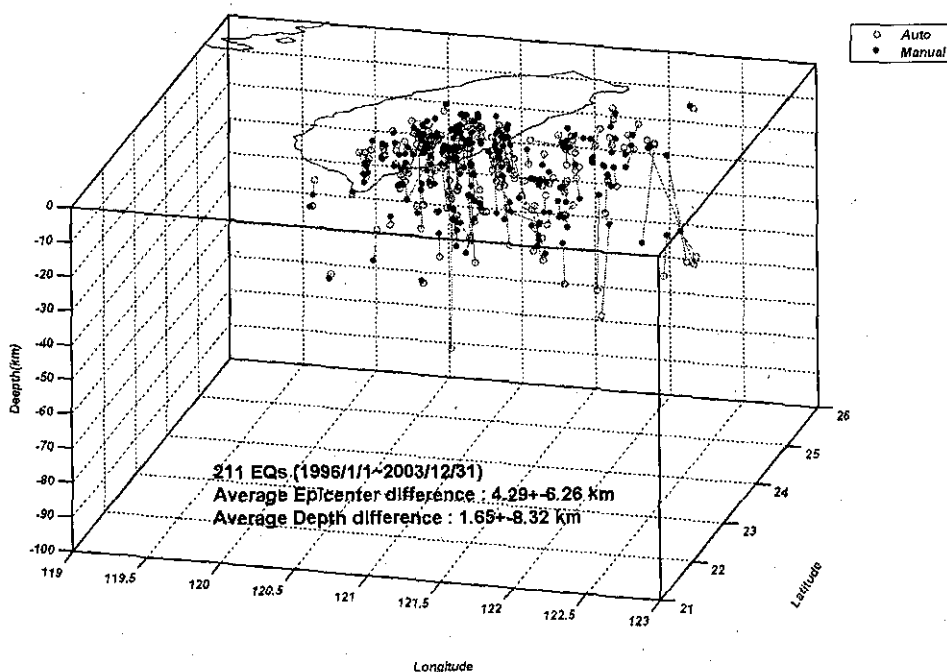


圖 10. 本研究挑選地震自動定位震源位置與人工定位震源位置比較圖。

Fig10. Comparisons of the automatic location with manual one determined by the TREIRS.

211 EQs (1996/1/1~2003/12/31)
Average Mag difference : 0.14 ± 0.11

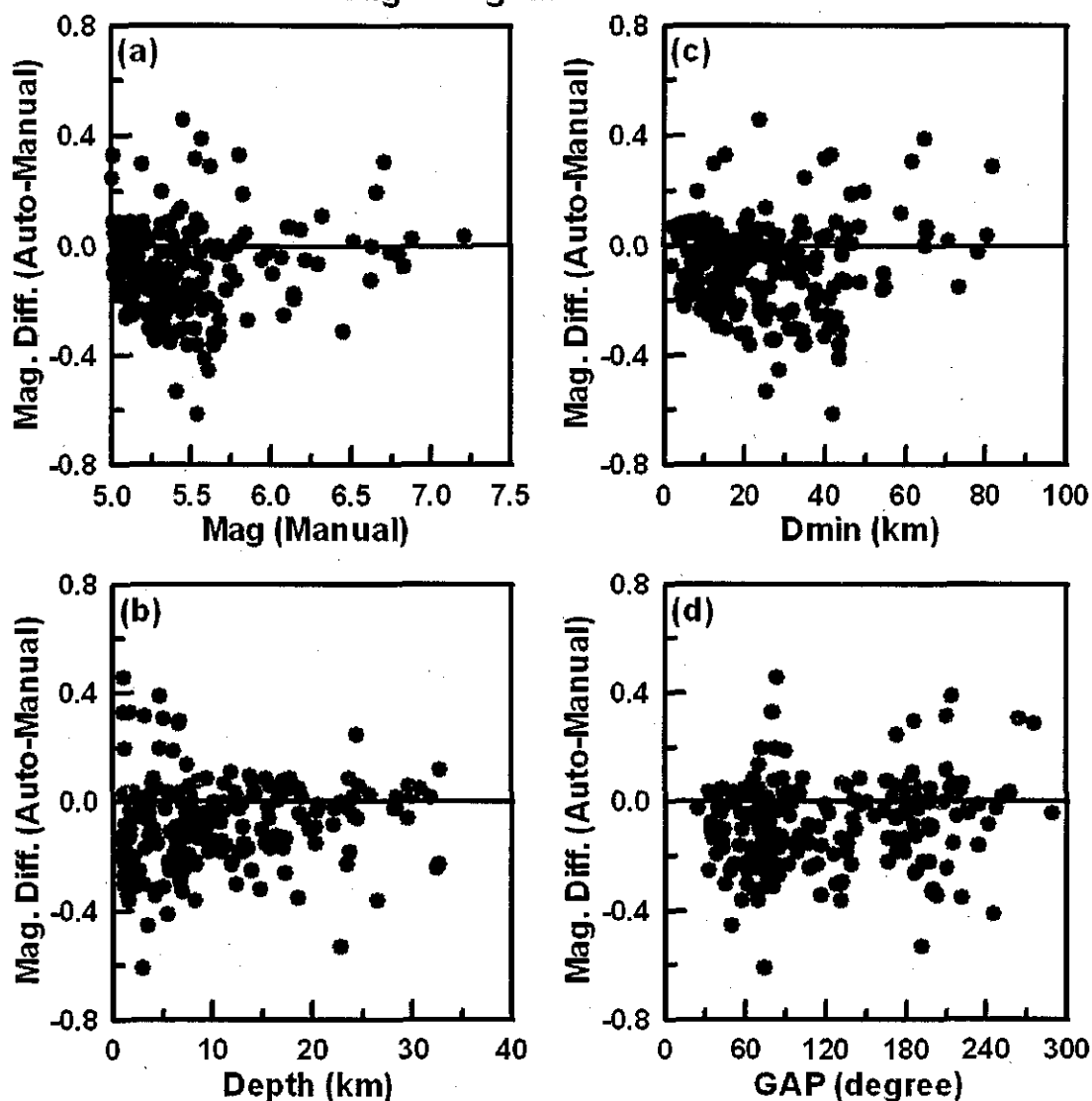


圖 11. 地震規模差值與(a)人工定位規模(b)震源深度(c)地震至最近測站距離(d)測站間最大夾角之關係圖。

Fig11. Relationships between the automatic- determined magnitude with (a) the manual-determined magnitude, (b) the focal depth, (c) the epicentral distance to the nearest station, and (d) the largest azimuthal separation between stations.

211 EQs (1996/1/1~2003/12/31)
Average Process time : 66.7 ± 15.1 sec

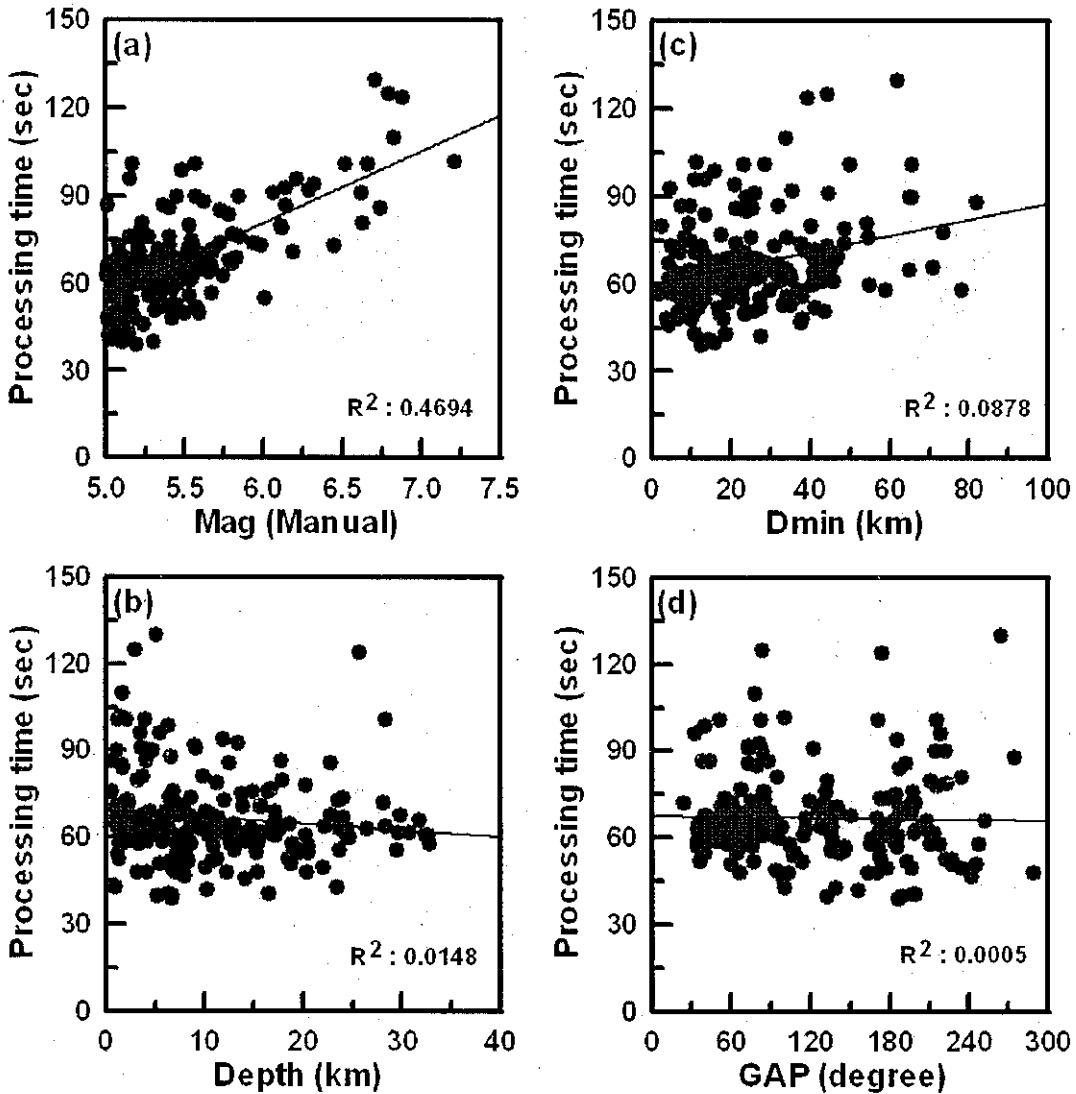


圖 12. 地震自動處理時間與(a)人工定位規模(b)震源深度(c)地震至最近測站距離(d)測站間最大夾角之關係圖。

Fig12. Relationships between the earthquake response time with (a) the manual-determined magnitude, (b) the focal depth, (c) the epicentral distance to the nearest station, and (d) the largest azimuthal separation between stations.

表 2. 中央氣象局地震速報系統效能評估表。

Table2. Performances of the TREIRS for earthquakes monitoring complied from 1996 to 2003.

年 評估項目	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
地震個數	21	11	12	127	41	18	32	25
即時測站個數	45	52	60	62	70	81	87	87
至最近測站 距離(km)	48.12 ± 21.05	43.07 ± 27.28	40.89 ± 37.88	27.46 ± 16.02	26.03 ± 20.71	20.10 ± 11.90	29.70 ± 21.01	19.94 ± 13.66
測站分布最大 空區夾角(°)	224.67 ± 63.39	203.36 ± 43.00	172.33 ± 97.13	98.78 ± 49.85	132.56 ± 73.58	105.72 ± 71.40	175.31 ± 63.49	163.92 ± 56.18
定位走時殘差 (sec)	0.29 ± 0.05	0.34 ± 0.06	0.43 ± 0.15	0.29 ± 0.12	0.38 ± 0.08	0.37 ± 0.08	0.43 ± 0.10	0.45 ± 0.09
定位水平方向 標準偏差(km)	1.67 ± 1.31	1.25 ± 0.52	1.39 ± 1.15	0.84 ± 0.59	0.90 ± 0.46	0.70 ± 0.32	0.98 ± 0.35	0.92 ± 0.31
定位垂直方向 標準偏差(km)	1.54 ± 1.17	1.13 ± 0.59	1.44 ± 1.01	1.17 ± 0.73	1.04 ± 0.58	0.87 ± 0.44	1.03 ± 0.58	0.83 ± 0.36
自動觸發個數	5	6	7	98	41	17	31	24
自動觸發比率 (%)	23.81	54.55	58.33	77.17	100	94.44	96.88	96
自動定位震央 位置偏差(km)	7.84 ± 9.47	4.13 ± 3.58	2.87 ± 2.58	4.55 ± 7.17	4.46 ± 5.73	2.44 ± 1.96	3.92 ± 6.90	3.62 ± 2.47
自動定位震源 深度偏差(km)	15.30 ± 15.68	5.38 ± 4.02	2.30 ± 1.47	5.80 ± 6.99	3.70 ± 3.64	3.80 ± 2.88	5.02 ± 8.22	4.31 ± 3.90
自動定位地震 規模偏差	0.11 ± 0.12	0.19 ± 0.15	0.17 ± 0.11	0.18 ± 0.12	0.11 ± 0.09	0.06 ± 0.06	0.09 ± 0.09	0.05 ± 0.05
自動定位地震 處理時間(sec)	83.80 ± 29.74	59.83 ± 10.82	64.4 ± 12.74	69.98 ± 18.11	68.29 ± 21.60	68.00 ± 16.84	69.33 ± 20.00	60.19 ± 14.50

五、討論

目前地震速報系統針對發生於島內或近海區域的有感地震，在正常運轉下，平均在地震發生後 60 秒內即可初步掌握各地震度、震央位置及地震規模，並透過多種地震消息發布途徑，在地震發生後 3 至 5 分鐘內迅速的對外發布完整的地震消息。若必須藉由人工定位結果發布地震消息時，則整個發布的時間則可能需要花費 10 分鐘。以 2004 年 5 月 19 日台東外海的地震為例（圖 13），該地震發生於台東市地震站東偏南 25.6 公里，震源深度 8.7 公里，地震規模 6.5，最大震度為台東市 5 級。根據當時

地震整個的發布時程（圖 14），在地震發生後 1 分 19 秒系統自動獲取地震的初步報告，內容包含初步的震源參數以及各地震度資料，並在 1 分 36 秒及 37 秒時分別透過行動電話簡訊及電子郵件傳遞至防災單位及氣象局相關人員；同時值勤人員立即檢視自動報告的準確性，在地震發生後 3 分 30 秒完成資料的確認，開始透過行動電話簡訊、資訊網頁以及電話語音的方式對外發布地震消息，並透過專線傳送給防災以及交通運輸等重要單位，最後在 4 分 40 秒進行公共電視跑馬燈的播放以及群組傳真的作業，完成整個地震的發布作業。

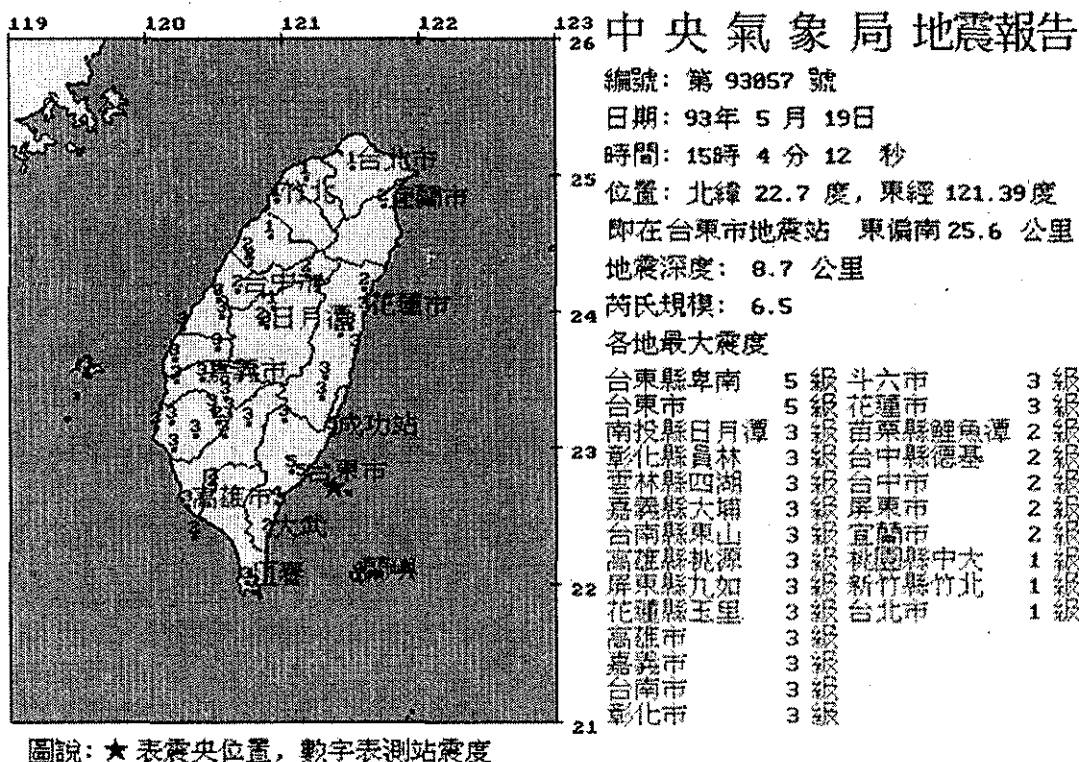


圖 13. 2004 年 5 月 19 日規模 6.5 台東外海地震之地震報告。

Fig13. Report of the 19 May 2004 Taitung offshore earthquake.

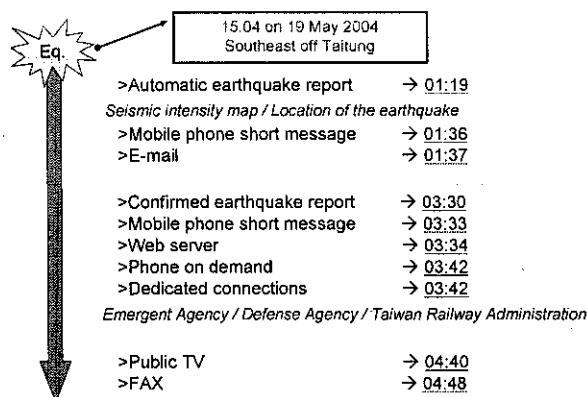


圖 14. 2004 年 5 月 19 日台東外海地震之發布時程圖。

Fig14. Information release process of the 19 May 2004 Taitung offshore earthquake.

配合整個地震速報系統的發展，近年來有關地震防災資訊的研究也陸續完成，包括強地動參數的預估（辛在勤，1998；Wu et. al., 2001）、強地動參數與地震災害的關連(Wu et. al., 2003a)、以及初步災害的評估(Wu et. al., 2002)等，因此，根據美國地質調查所在地震災害防救工作的規劃(USGS, 1998)，一個整體現代化的地震測報作業在台灣已逐漸成形。

六、結論

經過幾年來的發展，中央氣象局地震速報系統已成為台灣地區有感地震觀測以及發布的核心系統，此系統具有下列幾項的特點

1. 此系統為自動化的觀測系統，能夠在台灣島內或近海區域發生有感地震後，自動獲得包含地震震源參數以及各地震度資訊的初步報告。
2. 擁有可靠的強地動訊號傳輸線路，其線路包括數據專線、Frame-Relay 網路以及衛星傳輸線路等。
3. 建置並行的強震資料處理模式，可以提供完整的地震發布作業，並具有異地備援的功能。

4. 系統與防災單位以及媒體密切結合，可以迅速將地震的資訊傳遞給外界參考。

5. 24 小時持續運轉，並隨時皆有測報人員負責操作與維護。

七、誌謝

感謝地震速報系統發展期間，地震中心觀測課同仁在系統建置和管理維護上的努力，另外對蕭文啟先生於本文資料整理上的協助，亦表謝忱。最後感謝兩位審查者的寶貴意見。

八、參考文獻

- 中央氣象局，1996：強地動觀測第二期計畫－建置強震速報系統，中華民國台北，共 35 頁。
- 辛在勤，1998：台灣地區地震預警之初探。氣象學報四十二卷第二期，118-134 頁。
- 吳逸民、陳承俊、辛在勤、蔡義本，1998：臺灣地震資訊快速發布系統之評估，氣象學報第四十二卷第一期，16-28 頁。
- 吳逸民，1999：地震速報與預警系統之發展－台灣經驗，中央大學地球物理研究所博士論文。
- 陳燕玲、辛在勤，1998：台灣地區三維速度構造，氣象學報第四十二卷第二期，135-169 頁。
- 張建興，2004：高密度地震資料分析及其用於台灣中部及東部孕震構造之研究。中央大學地球物理研究所博士論文。
- Lee, W. H. K., and J. C. Lahr (1975). HYPO71 (REVISED): A computer for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. U. S. Geol. Surv. Open-File Report 75-311, 114pp.
- Hsiao, N. C., Y. M. Wu, T. C. Shin, and T. L. Teng (2003). Latest development of real-time strong-motion monitoring system in Taiwan, 2003 American Geophysical

Union Fall Meeting, 8 - 12 December 2003
(Monday-Friday), San Francisco, U.S.A..

Shin, T.C., Y.B. Tsai, and Y. M. Wu (1996). Rapid response of large earthquakes in Taiwan using a real-time telemetered network of digital accelerographs. Paper No. 2137, proceeding of the 11th World Conference of Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico.

United States Geological Survey, (1998). A plan for implementing a real-time seismic hazard warning system – A report to congress required by public law 105-47: March 27, 1998, USA.

Wu, Y. M., T. C. Shin, C. C. Chen, Y. B. Tsai, W. H. K. Lee, and T. L. Teng (1997). Taiwan Rapid Earthquake Information Release System. *Seismo. Res. Let.*, 68, 931-943.

Wu, Y. M., T. C. Shin, and C. H. Chang (2001). Near Realtime Mapping of Peak Ground Acceleration and Peak Ground Velocity following a Strong Earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 1218-1228.

Wu, Y. M., N. C. Hsiao, T. L. Teng, and T. C. Shin (2002). Near real-time seismic damage assessment of the rapid reporting system. *TAO*, 13, 313-324.

Wu, Y. M., N. C. Hsiao, and T. L. Teng (2003). Relationships between strong ground motion peak values and seismic losses during the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake, *Natural Hazards* 32, 357-373.

Wu, Y. M., C. H. Chang, N. C. Hsiao, and F. T. Wu (2003). Relocation of the 1998 Rueyli, Taiwan, earthquake sequence using three-dimensions velocity structure with stations corrections, *TAO* 14, No. 4, 1-10.

The Developments of the Earthquake Rapid Reporting System in Taiwan

Nai-Chi Hsiao

Seismological Center, Central Weather Bureau, Taipei, R.O.C.

Institute of Geophysics, National Central University, Chung-li, R.O.C.

Yih-Min Wu

Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, R.O.C.

Tzay-Chyn Shin

Central Weather Bureau, Taipei, R.O.C.

ABSTRACT

An earthquake rapid reporting system named Taiwan Rapid Earthquake Information Release System (TREIRS) has been developed by the Central Weather Bureau (CWB) for the purpose of monitoring and reporting earthquakes since 1994. After the successive developments from the past decade, the TREIRS has become utilized as a basis for the felt earthquake rapid reporting. The TREIRS plays an important role in the seismic mitigation in Taiwan. For the felt earthquakes that occurred around the island of Taiwan, the preliminary information such as earthquake location, magnitude, and intensities in cities can be automatically detected by the TREIRS. These usually can be obtained 60 seconds after the occurrence of the earthquake. Within 3 to 5 minutes later, the System will begin to release the earthquake report to the public by various communications, such as the Internet, mobile phone short message, fax, etc.

Keywords: earthquake rapid reporting system, felt earthquake rapid reporting.

台灣中部地區最大加速度衰減模式之研究

張添炮¹ 余貴坤² 劉芳嬌¹ 李振銘¹

摘要

本文從中央氣象局強地動觀測計畫(TSMIP)的加速度紀錄中,挑選 9 個發生在中部地區的大型地震(M_w 5.1~7.6),以震矩規模與震源距離當參數,採用二階段回歸分析模式,求得中部地區最大地表加速度水平與垂直向的衰減公式。為了探討不同類型測站訊號衰減的差異,把測站分為堅實土層和鬆軟土層兩大類。本研究的幾何擴散係數(約 0.55)比其他研究所得為小,但是非彈性衰減係數(約 0.02)則比其他研究大。若把規模設定在 6.5 和其他相關研究比較,發現水平分量衰減曲線只在近距離部份和其他針對大範圍地區所作的結果有些差異;垂直分量則在遠距離比其他結果為大。

關鍵詞:衰減模式,二階段回歸,最大地表加速度

一、緒論

台灣地區地震活動頻繁,時常有災害性地震發生,對於人民的生命財產造成重大威脅。目前在地震危害度的評估方面,衰減模式(attenuation model)的研究仍佔有極重要的地位,它可以評估一個地震發生後,在多遠的距離內會造成多大的振動,可以在建築工程上做為耐震設計的參考。尤其在最大地表加速度(Peak Ground Acceleration, PGA)衰減的研究上最受重視,因為加速度間接反應建築物所受的力量。

一個地震發生以後,能量由震源(source)向四周傳遞出去,經由不同的路徑(path)、方位(directionality)抵達不同屬性的場址(site)被接收。所以一個測站所接收到的振動訊號,其實是由震源效應(source effect)、路徑效應(path effect)、場址效應(site effect)所綜合迴旋的結果

(convolution theorem)。所以在分析訊號的衰減時,必須考慮到這些因素的存在。訊號的強度大致可以寫成以下方程式:

$Y = k f_1(M) f_2(R) f_3(M, R) f_4(P) \varepsilon$ 式中, Y 為振動訊號,例如 PGA; k 為常數係數; $f_1(M)$ 為規模函數,代表地震能量的大小; $f_2(R)$ 為距離函數,與幾何擴散有關; $f_3(M, R)$ 為規模和距離的函數,與非彈性衰減有關; $f_4(P)$ 為場址函數; ε 為隨機誤差。在過去的文獻中,在規模參數的選擇方面,有使用芮氏規模(M_L),也有使用震矩規模(M_w)的,台灣早期大多採用芮氏規模,但是芮氏規模在規模較大時會有飽和的情形,所以近年來學者大多採用震矩規模。在距離方面,大致有震央距離、震源距離、測站至破裂面的最短距離、測站到破裂面投影至地表之最短距離等多種。在使用上是根據構造環境的不同來決定。

1.南開技術學院

2.萬能科技大學土木工程系

二、文獻回顧

世界各國對於振動衰減模式的研究，一直都在進行中，尤其是地震測網發展較早的美國，很早就針對不同的構造環境，不同的測站屬性，做過定性與定量分析。

Campbell(1981)曾利用世界各地的地震記錄，以測站至破裂面的最短距離為參數作分析，得到水平向 PGA 的衰減模式：

$$PGA = 0.0185e^{1.28M} (R + 0.147e^{0.732M})^{-1.75}$$

Joyner and Boore(1981)針對北美西部震矩規模 5 以上的地震，以震矩規模與測站到破裂面投影至地表之最短距離作研究，得到水平向 PGA 的衰減模式：

$$\ln(PGA) = -1.02 + 0.249M - \ln(R) - 0.00255R$$

以上二篇研究中有一個共同的結論是：在相同規模相同距離之下，鬆軟土層的 PGA 值比堅硬岩盤大。

Boore et al.(1997)在做回歸分析時，以地下 30 公尺內剪力波的平均速度 $V_s(m/sec)$ 做為測站分類的依據，將測站分為若干類型，以震矩規模、測站到破裂面投影至地表之最短距離為參數，得到水平向 PGA 的衰減模式：

$$\ln(PGA) = -0.242 + 0.527(M - 6) - 0.778\ln(R) - 0.371\ln(V_s/1396)$$

Campbell(1997)選取 $M_w \geq 5$ 之地震，以測站至破裂面的最短距離為參數，針對不同的破裂型式與測站類型回歸，求得水平向 PGA 的衰減公式：

$$\ln(PGA) = -3.512 + 0.904M - 1.328\ln(\sqrt{R^2 + (0.149e^{0.647M})^2}) + [1.125 -$$

$$0.112\ln(R) - 0.0957M]F + [0.44 - 0.171\ln(R)]S_{SR} + [0.405 - 0.222\ln(R)]S_{HR}$$

式中， F 為破裂型式(0 for strike-slip; 1 for otherwise)； S_{HR} (1 for hard rock; 0 for otherwise)； S_{SR} (1 for soft rock; 0 for otherwise)；

台灣地區自從 1990 年中央氣象局的自由場強震測站開始設置以後，便陸續收錄到大量且高品質的資料，對於研究台灣的振動衰減模式有很大的幫助。

台灣大學土木工程教授羅俊雄(1996)曾針對

台灣地區軟弱地盤，以芮氏規模、測站至破裂面的最短距離為參數，採用 Campbell 的型式回歸得到水平向 PGA 衰減公式：

$$PGA = 0.0273e^{1.1138M} (R + 0.141e^{0.656M})^{-1.6472}$$

Loh et al.(1998)針對台灣地區堅硬岩盤測站，用 Campbell 型式以震矩規模、測站至破裂面的最短距離為參數，求得水平向 PGA 的衰減公式：

$$PGA = 0.02968e^{1.20M} (R + 0.1464e^{0.6981M})^{-1.7348}$$

辛在勤(1998)也針對台灣地區 22 個地震，以芮氏規模、震源距離為參數，回歸得到水平向 PGA 衰減公式：

$$PGA = 12.44e^{1.31M} R^{-1.837}$$

劉坤松(1999)選取 1993 年以後的 35 個地震，利用 Joyner and Boore 二階段回歸分析法，以震矩規模、震源距離為參數，也考慮近距離飽和問題，建立台灣地區水平向最大加速度的衰減模式，當震源距離在 100 公里以內時：

$$\ln(PGA) = -1.339\ln(R + 2.12) - 0.0071R + 1.167M + 2.192$$

稍微缺憾的是國內在衰減模式的研究中，絕大部份都是針對台灣全島所作的，鮮少有只針對台灣中部地區而作的研究，而所用的最大規模往往也只有 6 左右。中部地區近年來經濟活動日益發達，人口數也不斷上升，1999 年甚至遭逢集集大地震的侵襲，損失慘重。因此本研究認為有必要針對這個地區振動的特性做一瞭解，再與台灣全島乃至世界其他地區的模式作一比較。另一方面，有鑑於過去文獻在垂直方向振動的研究比較少，本研究也把垂直方向的振動一併討論，希望可以作為危害度評估方面的參考。

三、資料收集與處理

本研究採用中央氣象局強地動觀測計畫(TSMIP)的加速度紀錄，為了探討整個中部地區的振動特性，本文只挑選規模較大激發測站數較多的地震作為研究，如表 1 所示。連同集集主震在內一共有 9 個規模 5.3 以上的大型地

震，這些地震大致都分布在本研究區域的東側(圖 1)，震源深度都很淺。這些地震的規模接近，震央位置也算靠近，使得波傳的路徑效應也接近，可以方便分析在不同地質條件下的強震特性差異。其中，編號 9 是 1999 年的集集主震，編號 2 是 1998 年的瑞里地震，編號 3 至編號 8 都屬於集集地震的餘震序列。除了集集主震的震矩規模(M_w)是來自 Harvard，其餘均根據 Tsai and Chen(1998)研究台灣地區不同地震規模之相關性而得。其關係式為：

$$M_L = 0.193 + 0.993M_w$$

扣除品質不良的記錄之後，每一地震在本研究區域至少都激發 48 個測站以上。本研究的測站主要分佈在台中縣、台中市、彰化縣、南投縣以及雲林縣等五個縣市，總共有 92 站，其範圍在 $120.1^\circ \sim 121.3^\circ\text{E}$ ， $23.6^\circ \sim 24.4^\circ\text{N}$ 。為了探討不同類型測站加速度訊號衰減的差異，本研究參考張添炮(2003)在本區域所作的分類，把測站分為堅實土層(stiff)和鬆軟土層(soft)兩大類。其中，堅實土層是張添炮(2003)所分類

的 A 和 B 類測站，鬆軟土層是 C 類。在本區域中屬於鬆軟土層的測站佔多數，主要分佈在西部沿海地區。圖 1 中，圓形、方形、三角形分別代表 A、B、C 類測站。

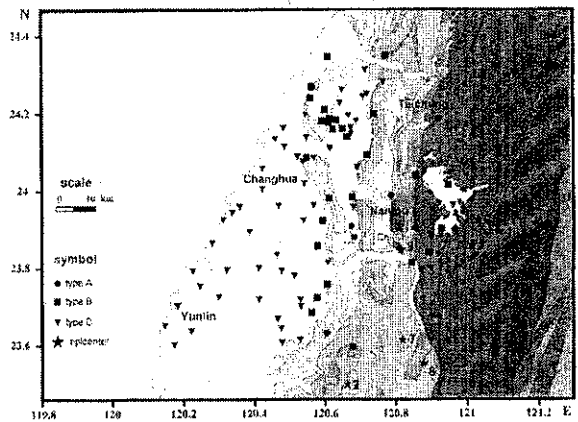


圖 1.測站與震央分佈圖(from 張添炮，2003)。

表 1. 本研究所選用地震之參數

Eqks.	Date (y/m/d)	Long. (°E)	Lat. (°N)	Depth (km)	Mag. (M_L)	Mag. (M_w)	Stations triggered		
							All	Stiff	Soft
EQ1	1995/07/07	121.090	23.893	13.1	5.3	5.1	50	23	27
EQ2	1998/07/17	120.662	23.503	2.8	6.2	6.1	48	21	27
EQ3	1999/09/20	120.876	23.792	3.5	6.6	6.5	80	29	51
EQ4	1999/09/22	121.047	23.826	15.6	6.8	6.7	63	26	37
EQ5	1999/09/25	121.006	23.859	9.9	6.8	6.7	70	21	49
EQ6	1999/09/20	121.028	23.926	11.0	6.4	6.3	76	23	53
EQ7	1999/09/20	120.811	23.612	1.1	6.6	6.5	64	21	43
EQ8	1999/09/20	120.867	23.551	7.4	5.3	5.1	51	20	31
EQ9 (Chi-Chi)	1999/09/20	120.815	23.853	8.0	7.3	7.6	83	34	49

四、研究方法與步驟

本研究以震矩規模(M_w)當作地震參數，震源距離當作波傳遞參數，並將南北與東西分量取幾何平均當做水平分量。採用 Joyner and Boore(1981)二階段回歸分析方法(two-stage regression model)，分析最大加速度的衰減模式，按照最小二乘方原理，求得最適合的係數。二階段回歸分析法的一個優點是，可將與振動訊號有關的規模與距離項分離出來，避免同時回歸規模與距離時，計算規模的誤差會影響到距離項的係數。另一個優點是在決定規模項時，每個地震都有相同的權重，而不致於接收記錄多的地震佔了較大的權重。

其回歸公式為：

$$\ln(Y) = A \ln(R) + BR + CM + D + E$$

式中， Y 為振動訊號(PGA)； R 為震源距離； M 為震矩規模； A 為幾何擴散係數； B 為非彈性衰減係數； C 為規模項的係數； D 為常數； E 為場址項係數；回歸分析步驟如下：

1. 將各個地震之振動訊號對數值對距離作回歸，得到

$$\ln(Y) = a \ln(R) + bR + c \text{ 之係數 } a、b、c。$$

2. 將各個地震之 PGA 值在距離 30 公里處正規化(normalized)至 100gal。
3. 計算全部正規化後之振動訊號對距離的回歸係數，即得到係數 $A、B$ 。
4. 將係數 A 和 B 代入衰減公式固定其斜率，求得各個地震的截距。
5. 回歸截距與規模的關係，得到係數 $C、D$ 。
6. 將係數 $A、B、C、D$ 代入衰減公式，分別針對堅實土層和鬆軟土層計算場址項係數 E 。

五、研究成果分析

本研究使用 $\ln(Y) = A \ln(R) + BR + CM + D + E$ 回歸模式，針對中部地區作分析，圖 2 和圖 3 分別是正規化之後的水平和垂直分量 PGA 對

距離之回歸結果，標準偏差用虛線表示，可以看出來在去除規模效應之後，PGA 隨著距離增加而呈現遞減的現象，其回歸係數如表 2 所示。圖 4 和圖 5 分別是水平和垂直分量 PGA 截距對於規模之回歸，截距隨著規模增大而呈現遞增的趨勢，代表規模愈大地表加速度也愈大，其回歸係數如表 3 所示。在不考慮測站場址效應的情況下，整個資料的回歸係數如表 4 所示，其中 $\sigma = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}$ 是標準偏差， $\sigma_1、\sigma_2$ 分別為 PGA 對距離和對規模回歸時的標準偏差。接著利用已知的回歸係數 $A、B、C、D$ ，分別針對堅實土層和鬆軟土層作回歸，即可得到場址效應係數 E ， σ_3 為其標準偏差。鬆軟土層的 E 係數為正而堅實土層為負，這反應了鬆軟土層的振動值大於堅實土層。

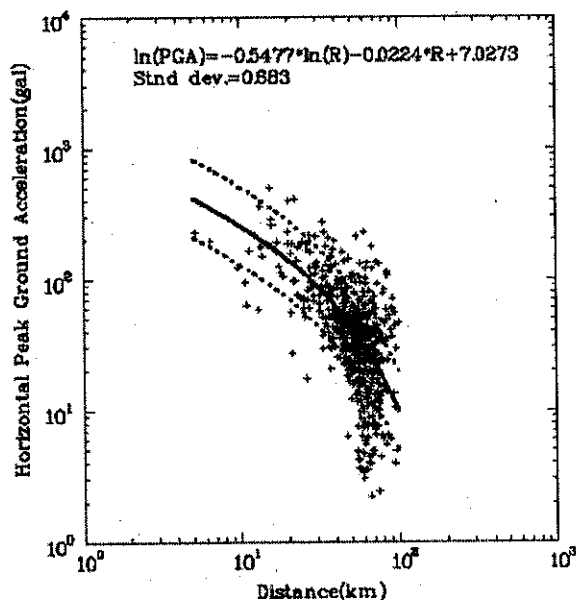


圖 2. 水平分量 PGA 對距離之回歸。

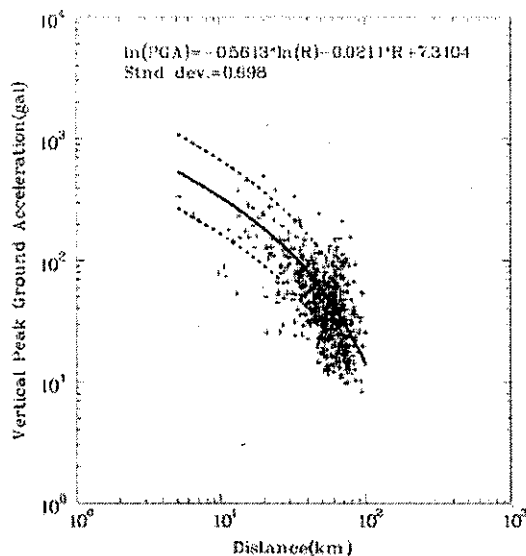


圖 3. 垂直分量 PGA 對距離之回歸。

表 2. 最大加速度正規化之後對距離的回歸係數

	A	B	C	σ_1
H-comp	-0.5477	-0.0224	7.0273	0.683
V-comp	-0.5613	-0.0211	7.3104	0.698

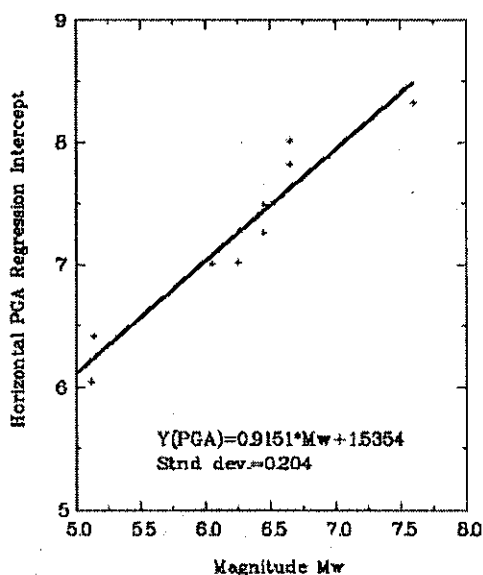


圖 4. 水平分量 PGA 截距對規模之回歸。

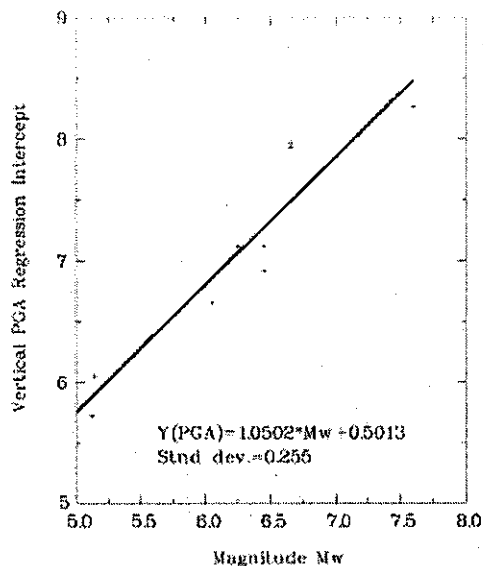


圖 5. 垂直分量 PGA 截距對規模之回歸。

表 3. 最大加速度截距對規模的回歸係數

	C	D	σ_2
H-comp	0.9151	1.5354	0.204
V-comp	1.0502	0.5013	0.255

接著把相關研究的衰減公式作一比較，規模都設定在 6.5。圖 6 和圖 7 分別是水平和垂直分量，本研究的衰減公式用粗黑實線表示。由以上之比較顯示，在不同地區，或使用不同的回歸模式、參數，所得曲線會有差異。大體而言，本研究結果和其他學者所得結果還算接近。水平分量只在近距離處有較大差異，垂直分量在 20 公里以上有稍微偏大的現象。這些現象可以從回歸係數來說明，本研究的幾何擴散係數(0.5477 和 0.5613)和 Boore et al.(1997)相近，比劉坤松(1999)針對台灣全島所得要小；非彈性衰減係數(0.0224 和 0.0211)則比 Joyner and Boore(1981)以及劉坤松(1999)所得要大。另外 Campbell 模式的特徵是不同的規模在近距離時會呈現飽和現象，與本文之衰減模式不同，這也是造成差異的因素之一。

表 4. 台灣中部地區最大加速度衰減模式之係數

	A	B	C	D	σ	E	σ_3
H-comp	-0.5477	-0.0224	0.9151	1.5354	0.713	-0.1326(stiff) +0.0707(soft)	0.744 0.732
V-comp	-0.5613	-0.0211	1.0502	0.5013	0.743	-0.1107(stiff) +0.0638(soft)	0.782 0.753

本文是針對台灣中部所作的分析，震源與測站位置都集中在一小範圍內，推論是有些測站因為靠近震源，而受到震源效應的影響，造成振動訊號的改變。另外，本研究所用的地震規模都相當大，有相當多測站的紀錄持續時間(duration)達到 90 秒以上，容易使振動產生非線性的變化。其他像地震特性變數的不足以及衰減模式的過度簡化也都可能是誤差的來源，這些都值得將來再作深入的探討。

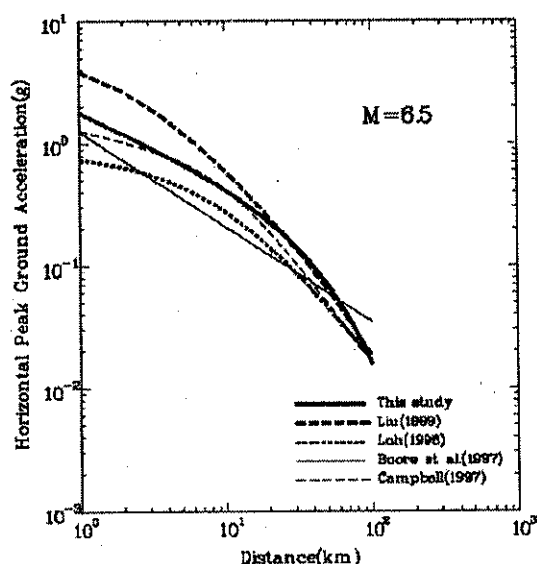


圖 6. 水平分量 PGA 衰減公式之比較。

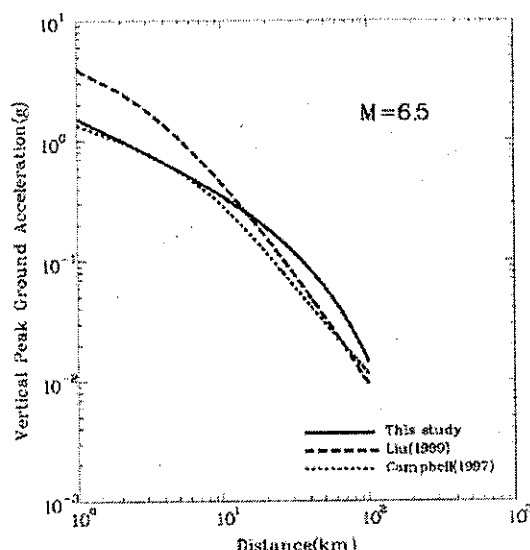


圖 7. 垂直分量 PGA 衰減公式之比較。

六、結論

本文根據中央氣象局強地動觀測計畫(TSMIP)的加速度紀錄，挑選 9 個發生在中部地區的大型地震(M_w 5.1~7.6)，震源與測站都集中在小範圍內，採用二階段回歸分析模式，求得中部地區最大地表加速度水平與垂直向的衰減公式。為了探討不同類型測站訊號衰減的差異，把測站分為堅實土層和鬆軟土層兩大類。本研究的幾何擴散係數(約 0.55)比其他研究小，但是非彈性衰減係數(約 0.02)則比其他研究大。若把規模設定在 6.5 和其他相關研究比較發現，水平分量衰減曲線只在近距離部份和

其他針對大範圍地區所作的結果有些差異；垂直分量則在遠距離比其他結果為大。造成這些差異的原因，可能是所用衰減模式的不同，或者其他的近震源效應，非線性反應，值得將來再作深入的探討。

六、誌謝

本研究能夠順利完成，要特別感謝 中央氣象局提供高品質的強震記錄供分析。本研究部份經費由 國科會專題計畫：NSC92-2119-M-252-001 以及南開技術學院校內型研究計畫：92-26-C1201-10 支助，也一併致謝。

七、參考文獻

- Boore D. M., W. B. Joyner and T. E. Fumal, 1997. Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western north America earthquakes. *Seism. Res. Lett.* 68,1,128-153.
- Campbell, K. W., 1981. Near-source attenuation of peak horizontal acceleration., *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2039-2070.
- Campbell, K. W., 1997. Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra. *Seism. Res. Lett.* 68,1,128-153.
- Joyner, W. B. and D. M. Boore, 1981. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2011-2038.
- Loh, C. H., C. S. Hwang and Y. W. Jean, 1998. Seismic demand based on damage control model-considering basin effect and source effect. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17, 335-345.
- Tsai, Y. B. and K. P. Chen, 1998. The importance of re-regulating the Taiwan earth-quake catalogue.
- 羅俊雄，1996。強地動特性及耐震評估有關之參數，電信與運輸系統之耐震安全評估與補強準則，2-3。
- 辛在勤，1998。台灣地區地震預警之初探訪。交通部氣象學報。
- 劉坤松，1999。台灣地區強震地動衰減模式之研究，國立中央大學地球物理研究所博士論文。
- 張添炮，2003。台灣中西部地區之強震特性，國立中央大學地球物理研究所博士論文。

The Attenuation Model of Peak Ground Acceleration in Central Part of Taiwan

Tian-Pau Chang¹ Guey-Kuen Yu² Feng-Jiao Liu¹ and Cheng-Ming Lee¹

ABSTRACT

In this study, the acceleration data from 9 earthquake with Mw 5.1~7.6, recorded by the network of Taiwan Strong Motion Instrumentation Program of the Central Weather Bureau are used to analyze the attenuation model of peak ground acceleration (PGA) in central part of Taiwan. The earthquake centers are nearly located in the same area. For examining the dependence of PGA on the site effects, the recorded sites are classified into stiff and soft soil types.

The technique of two-stage regression method from Joyner and Boore is adopted to fit the data, the moment magnitude and hypo-distance are used here as the regression parameters. The coefficients of the attenuation model are obtained for both horizontal and vertical components. The geometric spreading coefficients in this study are about 0.55, and the inelastic attenuation coefficients are about 0.02.

Several attenuation models are compared for magnitude anchored at 6.5. The results show that the horizontal components have more differences near the source regions, and the vertical component in this study is greater than the others at distance farther than about 20 km.

Keywords: attenuation model, two-stage regression method, peak ground acceleration

¹Nankai College, Nantou, Taiwan, ROC

²Department of Civil Engineering, Van-Nung Institute of Technology, Taiwan, ROC

中央氣象局非靜力區域數值預報模式(NFS) 對颱風路徑預測之研究與測試

陳得松、黃康寧、葉天降

中央氣象局

摘要

本研究針對中央氣象局數值模式設計三種實驗：1.不同積雲參數化處理、2.加入投落送(dropsonde)觀測資料、3.使用不同初始場、邊界條件，以分析模式在上述實驗條件下對颱風預測的影響。分析結果如下：(1)在改變雲物理處理對颱風強度及NFS模式對預測路徑之影響的實驗中，NFS之颱風路徑預測平均誤差統計結果，基本上未呈現明顯差異。就預測內容而言，NFS-AS對颱風之移動方向掌握較NFS-KUO稍好，但對颱風之移動速度則存有偏慢誤差。(2)在分析加入非傳統性觀測投落送資料對NFS模式颱風路徑預測之應用測試方面，NFS模式之颱風路徑預測對客觀分析處理中加入或未加入投落送觀測資料並不敏感。而在TFS-nest模式加入投落送觀測資料亦未能改善模式之颱風路徑預測誤差。(3)在使用不同初始場、邊界條件對NFS颱風路徑預報影響測試方面，NFS模式使用美國NCEP全球模式(AVN)內差而來之初始場、邊界條件，其颱風路徑預測誤差最小。

關鍵字：積雲參數化處理、投落送觀測資料、初始場、邊界條件

一、前言

目前由於氣象知識、觀測技術、及電腦運算速度等皆較以往有長足進步，氣象人員在做颱風路徑預報時，已頗倚重數值天氣預報颱風模式之預報結果。中央氣象局之原始方程颱風路徑預報模式(Nested Typhoon Track Forecast System, 簡稱 TFS-nest) 及新一代高解析非靜力區域模式(Non-hydrostatic Forecast System, 簡稱 NFS)在近年來之作業表現已日趨穩定(葉等, 2003)。

以數值模式預報颱風是一件極具挑戰性的工作。其中有兩個主要原因，首先是當颱風形成於廣闊的洋面上時，其環境結構及附近駛流場都缺乏適當觀測資料可提供參考。其次當模

式預報颱風時，從數十至數千公里之系統皆須涵蓋，這對模式而言，在處理上須更加小心。臺灣為一多山海島，位於亞洲大陸東南方約兩百公里處，平均每年約有三至四個颱風侵襲本島附近海域，所造成之生命、經濟損失極為巨大，尤以八十五年七、八月間賀伯颱風侵襲臺灣本島，造成數百億的財產損失與幾十人傷亡，為近數十年來最大的颱風災害。而後，八十六年的溫妮颱風、八十七年的瑞伯颱風、八十九年的象神颱風、九十年納莉與桃芝兩颱風及九十三年敏督利及艾利颱風也都在台灣造成嚴重災情，因此颱風之路徑風雨預報乃是我國中央氣象局最主要任務之一。

眾所皆知數值模式之進步並不一定能保證可提高每一個案之準確率(Elsberry et al.,

1992)。現今反而是透過質量較佳之觀測資料改進模式中對颱風環流初始狀態之描述較易改善颱風預報品質。然而在經濟資源限制下，並不可能因此而在熱帶海洋面上建立永久之觀測網。在西太平洋方面，美國在 1987 年終止了以飛機觀測颱風之任務，直接降低颱風附近觀測資料之品質及數量，也大大增加了我們欲了解颱風結構之困難度，國內則在國科會之支持下進行飛機觀測實驗。

另外，Wang and Li(1992)，Wang and Holland(1994)以及 Peng and Chang(1996)曾說明大氣斜壓性對颱風運動之效應。Shapiro(1992)，Wu and Emanuel(1993)，Flatau et al.(1994)與 Jones(1995)則曾研究在環境氣流中，垂直風切所造成的影響。Peng and Chang(1996)指出在數值模式中對颱風環流垂直結構之描述，若環境場屬斜壓大氣則對颱風運動之預報非常重要，反之，在正壓大氣中則不然。Velden and Leslie(1991)對澳洲地區颱風進行分析得到結論如下：較強且發展較高之颱風，其運動與較深層平均氣流場有關。因此在某些情形下，模式中虛擬颱風垂直結構之分布變得非常關鍵。配備觀測儀器之無人遙控飛機提供一種新的方法以解決廣闊海洋上缺乏觀測資料的問題。而在預報作業上，應用此種無人遙控飛機觀測技術，及其他如衛星觀測等可能有極大之發展潛力。不過現今各技術尚未成熟，因此各種關於初始資料處理方法之嘗試成為作業預報應用上極重要的一項工作。由於觀測資料不足所導致之颱風初始場不確定性，顯然很難避免，但卻可藉由系集預報方法來了解它們所可能造成之影響。系集預報技術基本上源自 Monte Carlo 模擬法，即對同一個案，在同一時間上以各種可能且不同之初始狀態分別進行預報(Leith, 1974)。由於所須耗費之電腦資源極為龐大，系集預報研究技術通常應用於長期預報。對颱風預報而言，由於相當正壓模式運算快速，故大部分颱風系集預報皆以它做

為研究工具(Abersson et al., 1995)。在中央氣象局有限電腦資源下，Peng(1995, 1996)對局內現存原始方程路徑預報系統(TFS)進行系集預報可行性之研究。Peng 發現對 TFS 進行初始定位、颱風大小、強度等系集預報實驗，可有效改善 TFS 在某些原本預報不好之颱風個案之預報能力。顧等(2003)則將系集處理之技術測試、與建置在中央氣象局颱風路徑預報之作業環境。我們亦在中央氣象局新發展之高解析非靜力模式設計流程，於此模式中加入颱風環流初始化過程，並已完成程式設計，於 2004 年將颱風預測部分正式上線作業。

本研究之主要目標在：1. 分析雲物理處理之改變對颱風強度及結構之影響，以及其對預測路徑之影響。2. 分析加入非傳統性觀測投落送(dropsonde)資料對 NFS 與 TFS 颱風路徑預測之應用測試。3. 了解使用不同初始場、邊界條件對 NFS 颱風路徑預報影響測試。希望透過本研究以了解新一代高解析非靜力區域模式(NFS)對颱風之預測能力及特性。

二、預報模式與研究方法

(一) 預報模式

本研究使用中央氣象局新發展之高解析非靜力預報模式進行相關測試。此模式為四階定差，三層巢狀網格(45/15/5)公里，格點數分別為 221x127/ 181x193/ 91x121，垂直 30 層之非靜力平衡模式，水汽的動力平流方面，除了一般的四階法，尚有 Hsu 與 Arakawa 正定法可供選擇，此法當網格解析度到達對流尺度時，更能凸顯正定水汽平流法的重要性，尤其是在垂直平流方面。當然較之四階定差法，正定法會花費更多的電腦計算時間。模式採用 split-explicit 法處理前三個速度較快的重力波，也使用四階頻散讓模式穩定積分。以 120 秒為積分時距，每天執行兩次(0000UTC 與 1200UTC)，每次預報 72 小時，所需之側邊界值來自中央氣象局全

球波譜模式之分析場及預報場，而 GFS 自 2002 年 3 月，垂直解析層數從 18 層增至 30 層。模式的物理部份，輻射參數化方面採 Harshvardhan 等法處理，邊界層參數化方面採 TKE E- ϵ 法處理，而降水模擬部份，對流性降水參數化方面有 Kuo 以及 Arakawa and Schubert 兩種方法。大尺度降水參數化方面有層狀降水參數法以及雲冰與雲水的降水參數法，現行 NFS 作業採用郭氏法與雲冰雲水法。而在颱風渦旋初始化流程上，我們亦對 NFS 中加入渦旋移置(relocation)技術及透過最佳化客觀分析法(Optimal Interpolation,OI)在颱風中心附近 6°內共植入 41 點虛擬觀測資料，以取得較完整之颱風環流結構。經研究評估後，我們認為其有颱風路徑作業預測之能力，因此於 2004 年對 NFS 做必要之功能擴充，將其颱風預測部分正式上線作業。

(二) 研究方法

1. 測試使用不同積雲參數化處理對 NFS 模式颱風路徑預報影響，並分析其預測誤差

目前氣象局 NFS 模式之雲物理處理有郭氏(Kuo)積雲參數化法及 Arakawa and Schubert 參數化法等兩種選項，上線作業所使用之積雲參數化法為郭氏積雲參數化法。郭氏積雲參數法計算水汽水平輻合的垂直通量，對於深對流之天氣系統模擬效果佳，而不利層狀降水的模擬，Arakawa and Schubert 積雲參數法以準平衡(quasi-equilibrium)為出發點理論完整，對大尺度之天氣系統模擬效果佳，然而較不利小尺度的模擬。本研究選取 2004 年 12 個颱風共 129 個案，其個案日期如表 1，將 NFS 模式所使用之積雲參數化法改為 Arakawa and Schubert 參數化法且執行 72 小時預報，並分析兩種積雲參數化法對 NFS 模式颱風預測能力之影響。此外我們也將 NFS 模式兩種不同積雲參數化法所得之颱風路徑做系集預報，並評估其預測表現。

表 1 NFS 模式使用不同積雲參數化法之測試實驗個案時間表

颱風名稱	起迄時間
康森 (Conson)	04/06/06/12-04/06/10/12
電母(Dianmu)	04/06/13/12-04/06/20/12
敏督利 (Mindulle)	04/06/24/00-04/07/01/12
南修(Namtheun)	04/07/25/12-04/07/31/12
蘭寧(Rananim)	04/08/08/12-04/08/12/00
梅姬 (Megi)	04/08/16/12-04/08/19/00
佳芭(Chaba)	04/08/21/00-04/08/30/00
艾利 (Aere)	04/08/21/00-04/08/25/00
桑達(Songda)	04/08/29/00-04/09/06/00
莎莉佳(Sarika)	04/09/05/00-04/09/06/00
海馬(Haima)	04/09/12/00-04/09/12/12
米雷 (Meari)	04/09/21/00-04/09/29/00

2. 測試分析應用投落送觀測資料對 NFS 與 TFS 颱風路徑預測之影響

從 2003 年 9 月至 2004 年 9 月，侵台颱風之飛機偵察及投落送觀測實驗 (Dropsonde Observation for Typhoon Surveillance near the Taiwan Region (DOTSTAR)) 共對 8 個颱風進行 10 次觀測，其個案日期如表 2。在上述 10 次投落送實驗中，每次所得資料數不一，約在 14 至 18 個之間，高度則落於 200 至 1000hPa，垂直標準層數 9 層。本研究將以中央氣象局非靜力區域數值預報模式與高解析度巢狀網格颱風模式，在 OI 客觀分析處理中分別加入及未加入這些投落送觀測資料，並執行 72 小時颱風路徑預測。以分析應用投落送觀測資料對 NFS 及 TFS-nest 模式颱風路徑預測之影響。

表 2 2003 年至 2004 年之投落送觀測實驗個案時間表

颱風名稱	起迄時間
杜鵑(Dujuan)	03/09/01/06
米勒(Melor)	03/11/02/06
妮妲 (Nida)	04/05/17/12
康森 (Conson)	04/06/08/12
敏督利 (Mindulle)	04/06/27/12
敏督利 (Mindulle)	04/06/28/12
敏督利 (Mindulle)	04/06/29/12
梅姬 (Megi)	04/08/16/12
艾利 (Aere)	04/08/23/12
米雷 (Meari)	04/09/25/12

3. 了解使用不同初始場、邊界條件對 NFS 颱風路徑預報影響測試

數值模式之預測表現除受模式動力架構、物理參數化處理、時空解析度及觀測資料等影響外，初始場、邊界條件亦扮演極重要之角色。由於中央氣象局非世界氣象組織會員，作業上使用之觀測資料數目常不如國外氣象作業中心，尤以非傳統性觀測資料為甚。當氣象局數值模式在作業上對某些颱風路徑出現失敗預測時，常令人好奇其原因是否可能由於觀測資料數目較少或資料同化技術不同而導致模式初始場難以正確描述真實大氣環境，進而造成模式未能成功預測颱風移向。有鑑於此，本研究主要將測試不同初始場、邊界條件對氣象局 NFS 模式颱風路徑預報之影響，共將進行三組實驗測試(如表 3)：1. 作業環境中之取 NFS 模式前 6 小時之 6 小時預報場為初始猜測場，並進行客觀分析，72 小時邊界條件則來自氣象局全球模式(CWB GFS)內差，此組實驗簡稱 NFS-OP；2. NFS 模式使用來自氣象局全球模式內差而得之初始場、邊界條件，此組實驗簡稱 NFS-GFS；3. NFS 模式使用透過網路取得來自美國 NCEP 全球模式(AVN)內差而來之初始場、邊界條件，此組實驗簡稱 NFS-AVN。在 2004 年颱風季(6-9 月)中，NFS 模式顯示了對西北太平洋區颱風不錯之預測能力，24/48/72 小時路徑平均誤差為 122/216/325 公里。但仍有如 8 月份之蘭寧颱風，NFS 之 24/48/72 小時路徑誤差分別達到 227/620/1096 公里，NFS 對此颱風幾乎毫無預測能力。若除去蘭寧颱風，則 NFS 之 24/48/72 小時路徑平均誤差將可降為 115/191/286 公里，此種颱風為本研究首要進行測試之個案。此外我們亦選取一些原本 NFS 就可成功預測路徑之颱風進行使用不同初始場、邊界條件對颱風路徑預報影響實驗，表 4 為本測試所選之颱風個案日期表，共有 2004 年 8 個颱風 42 個案。此外我們也將以上實驗 NFS 模式所得之颱風路徑做系集預報，並評估其預

測表現。

表 3 本研究測試不同初始場、邊界條件對氣象局 NFS 模式颱風路徑預報影響之三組實驗設計。

	初始場	邊界條件
NFS-OP	NFS 前 6 小時之 6 小時預報場 (update cycle)	72 小時邊界條件來自氣象局全球模式 (CWB 的 GFS)內差
NFS-GFS	來自氣象局全球模式 (CWB 的 GFS)內差	72 小時邊界條件來自氣象局全球模式 (CWB 的 GFS)內差
NFS-AVN	來自美國 NCEP 全球模式(AVN)內差	72 小時邊界條件來自美國 NCEP 全球模式 (AVN)內差

表 4 NFS 模式使用不同初始場、邊界條件測試實驗之個案時間表

颱風名稱	起迄時間
康森 (Conson)	04/06/07/00-04/06/08/12
敏督利 (Mindulle)	04/06/27/12-04/06/29/12
康伯斯(Kompasu)	04/07/14/00
蘭寧(Rananim)	04/08/08/12-04/08/11/00
佳芭(Chaba)	04/08/21/00-04/08/24/00
艾利 (Aere)	04/08/21/00-04/08/24/00
桑達(Songda)	04/09/01/00-04/09/03/12
米雷 (Meari)	04/09/24/00-04/09/26/12

三、結果分析與討論

(一) NFS 模式使用不同積雲參數化法對颱風路徑預報影響之測試

目前氣象局 NFS 模式之積雲參數化處理有郭氏積雲參數化法及 Arakawa and Schubert 參數化法等兩種選項，上線作業所使用之積雲參數化法為郭氏積雲參數化法。郭氏積雲參數法計算水汽水平輻合的垂直通量，對於深對流之天氣系統模擬效果佳，而不利層狀降水的模

擬, Arakawa and Schubert 積雲參數法以準平衡(quasi-equilibrium)為出發點理論完整, 對大尺度之天氣系統模擬效果佳, 然而較不利小尺度的模擬。本研究選取 2004 年 12 個颱風共 129 個案, 將 NFS 模式所使用之積雲參數化法改為 Arakawa and Schubert 參數化法且執行 72 小時預報, 並分析兩種積雲參數化法對 NFS 模式颱風預測能力之影響。

圖 1 為在模式中使用郭氏積雲參數化法(NFS-KUO)及 Arakawa and Schubert 積雲參數化法(NFS-AS)之 3 天預測路徑與實際颱風移動路徑比較。由圖可見, 對康森(Conson)颱風個案, NFS-Kuo 之颱風路徑預測方向不錯但移速過快, 導致其颱風路徑預測誤差較 NFS-AS 大, 尤以 72 小時誤差之差別最大, NFS-KUO、NFS-AS 之 24/48/72 小時颱風路徑預測誤差分別為 200/370/430、192/309/264 公里。對電母(Dianmu)颱風個案, 基本上 NFS-KUO 及 NFS-AS 之預測路徑相似, 24、72 小時誤差之差別不大, 48 小時之路徑誤差則以 NFS-KUO 較佳, NFS-KUO、NFS-AS 之 24/48/72 小時誤差分別為 93/144/291、84/171/306 公里。對敏督利(Mindulle)颱風個案, NFS-AS、NFS-KUO 皆可成功預測颱風之北轉, 但 NFS-KUO 在初期之預測路徑偏慢偏南, 故校驗誤差較 NFS-AS 大, NFS-KUO、NFS-AS 之 24/48/72 小時誤差分別為 110/196/250、95/164/177 公里。對南修(Namtheun)颱風個案, NFS-AS 之颱風預測移速稍慢, NFS-KUO 則在颱風北轉時較慢反應, NFS-KUO、NFS-AS 之 24/48/72 小時誤差分別為 97/167/199、77/167/272 公里。

對蘭寧(Rananim)颱風個案, NFS-KUO 及 NFS-AS 之預測皆無技術可言, 兩者都有明顯偏北誤差, NFS-KUO、NFS-AS 之 24/48/72 小時誤差分別達到 226/617/1091、204/569/1097 公里。對梅姬(Megi)颱風個案, 基本上 NFS-KUO 及 NFS-AS 之預測路徑相似, 兩者之預測路徑都頗貼近颱風實際移動路徑, 但皆有

偏慢現象, NFS-KUO、NFS-AS 之 12/24/36 小時誤差分別為 64/134/345、105/225/219 公里。對艾利(Aere)颱風個案, NFS-AS 之預測路徑移速偏慢且在颱風形成初期有較偏北誤差, NFS-KUO、NFS-AS 之 24/48/72 小時誤差分別為 108/164/362、109/223/471 公里。對佳芭(Chaba)颱風個案, NFS-KUO 及 NFS-AS 之預測路徑相似, 初期之 72 小時預測皆過早北轉, NFS-KUO、NFS-AS 之 24/48/72 小時誤差分別為 152/166/284、122/171/256 公里。

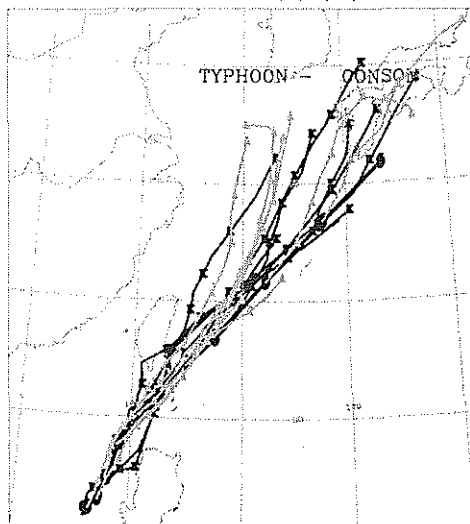
對桑達(Songda)颱風個案, NFS-KUO 及 NFS-AS 皆可掌握颱風之移動方向, 但 NFS-AS 之預測移速較偏慢, 故路徑誤差較大, NFS-KUO、NFS-AS 之 24/48/72 小時誤差分別為 110/152/198、125/273/395 公里。對莎莉佳(Sarika)颱風個案, NFS-KUO 之預測路徑偏左, NFS-AS 之預測移速偏慢, 兩者都未能掌握颱風北轉趨勢, NFS-KUO、NFS-AS 之 24/48 小時誤差分別為 135/467、195/408 公里。對海馬(Haima)颱風個案, 由於生命史甚短, 僅能校驗 24 小時路徑誤差, NFS-KUO、NFS-AS 之 24 小時誤差分別為 67、43 公里。本研究測試之最後個案為米雷(Meari)颱風, NFS-AS 比 NFS-KUO 較早預測到颱風由西北向轉至東北向移動之趨勢, 故誤差較小, NFS-KUO、NFS-AS 之 24/48/72 小時誤差分別為 76/183/347、120/136/198 公里。

在此實驗中, 我們也將 NFS 模式採兩種不同積雲參數化法所得之颱風路徑做系集預報(NFS-ensemble), 圖 2 為 CWB(氣象局官方預報)、NFS-Kuo、NFS-AS 及 NFS-ensemble 對此 12 個颱風 129 個案之 24、48 及 72 小時颱風路徑預測平均誤差統計, CWB、NFS-KUO、NFS-AS 及 NFS-ensemble 之 24/48/72 小時平均颱風路徑預測誤差分別為 111/208/288、122/210/315、120/218/317 及 112/195/274 公里。NFS-KUO、NFS-AS 之平均誤差基本上未呈現明顯差異, 皆稍遜於氣象局官方預報(CWB),

但系集預報則呈現不錯之颱風路徑預測能力，
24/48/72 小時平均預測誤差在四者中皆最少。
就預測內容而言，NFS-AS 對颱風之移動方向

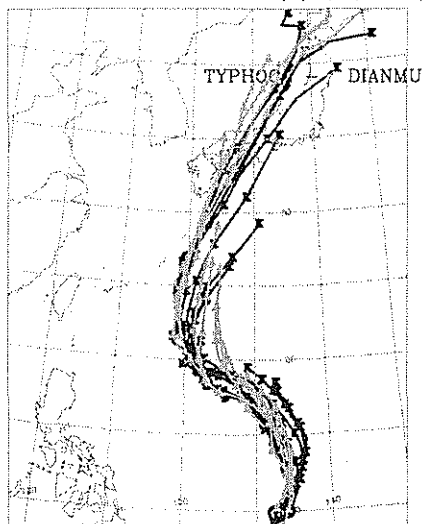
掌握較 NFS-KUO 稍好，但對颱風之移動速度
則存有偏慢誤差。

TYPHOON TRACK FORECAST DATE (04/06/06/12Z-04/06/10/12Z)



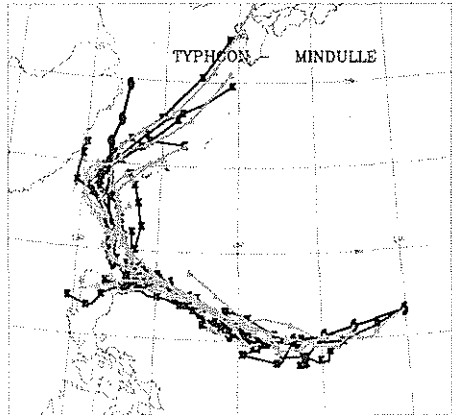
(a)

TYPHOON TRACK FORECAST DATE (04/06/13/12Z-04/06/20/12Z)



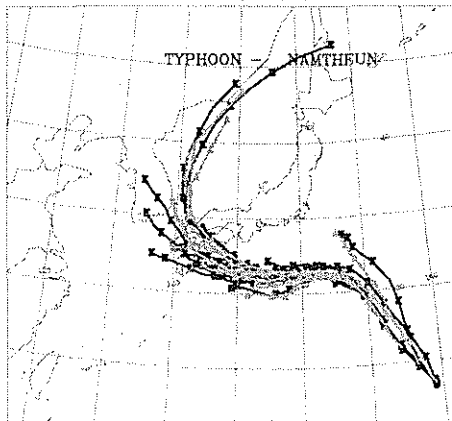
(b)

TYPHOON TRACK FORECAST DATE (04/06/24/00Z-04/07/01/12Z)



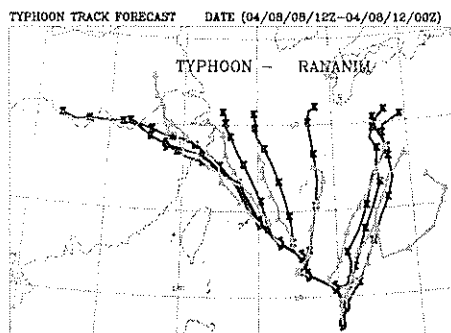
(c)

TYPHOON TRACK FORECAST DATE (04/07/25/12Z-04/07/31/12Z)

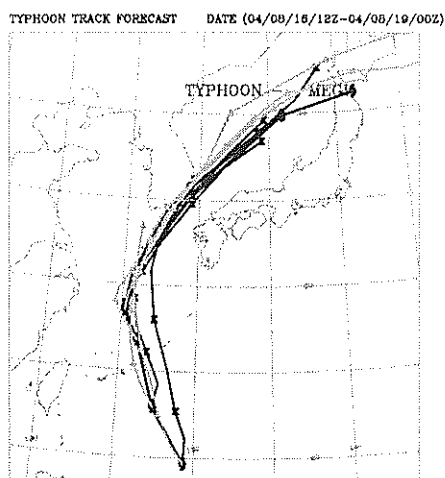


(d)

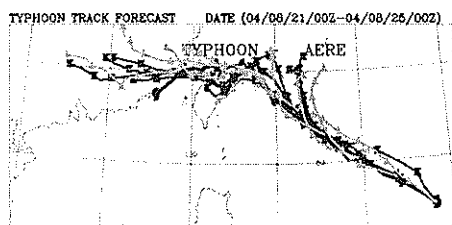
圖 1 在 NFS 模式使用 KUO 及 Arakawa and Schubert 積雲參數化法之 72 小時預報路徑圖。粗黑線為實際颱風移動路徑，'K'表 KUO，'A'表 Arakawa and Schubert，時間間隔為 12 小時。(a)康森(Conson 颱風)，(b)電母(Dianmu)颱風，(c)敏督利(Mindulle)颱風，(d)南修(Namtheun)颱風。



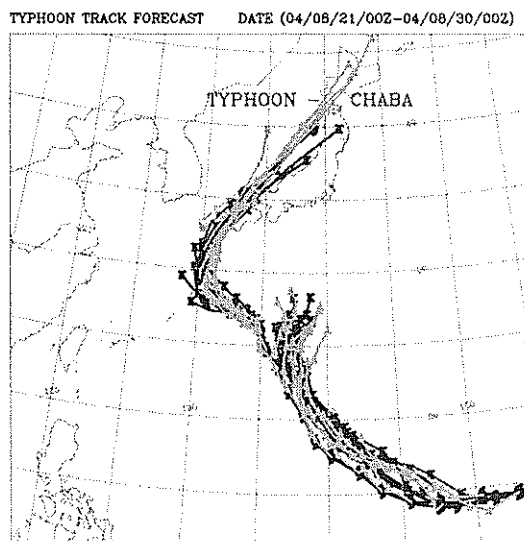
(e)



(f)



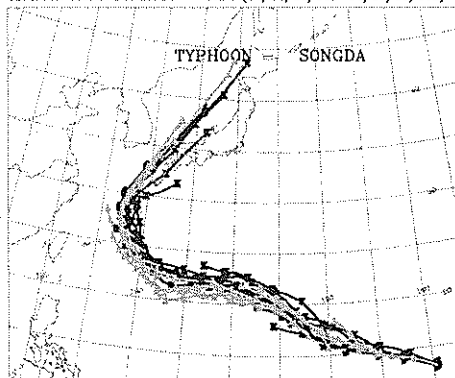
(g)



(h)

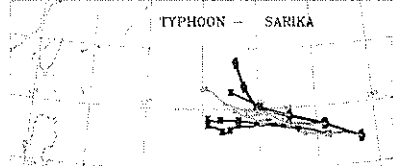
圖 1(續) (e)蘭寧(Rananim)颱風, (f)梅姬(Megi)颱風, (g)艾利(Aere)颱風, (h)佳芭(Chaba)颱風。

TYPHOON TRACK FORECAST DATE {04/08/29/00Z-04/09/05/00Z}



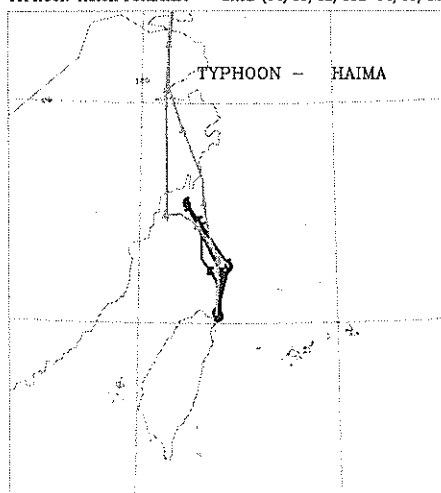
(i)

TYPHOON TRACK FORECAST DATE {04/09/05/00Z-04/09/09/00Z}



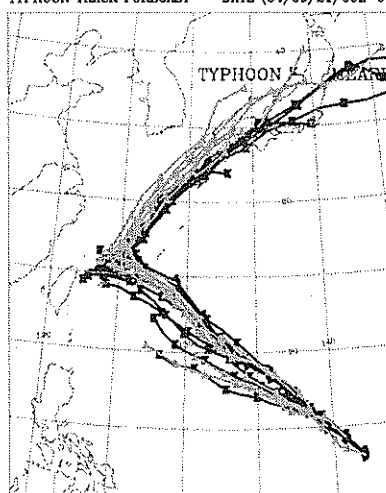
(j)

TYPHOON TRACK FORECAST DATE {04/09/12/00Z-04/09/12/12Z}



(k)

TYPHOON TRACK FORECAST DATE {04/09/21/00Z-04/09/29/12Z}



(l)

圖 1(續) (i)桑達(Songda)颱風，(j)莎莉佳(Sarika)颱風，(k)海馬(Haima)颱風，(l)米雷(Meari)颱風。

Homogeneous comparison of CWB, NFS-Kuo, NFS-AS, NFS-ensemble Forecast Errors in 2004

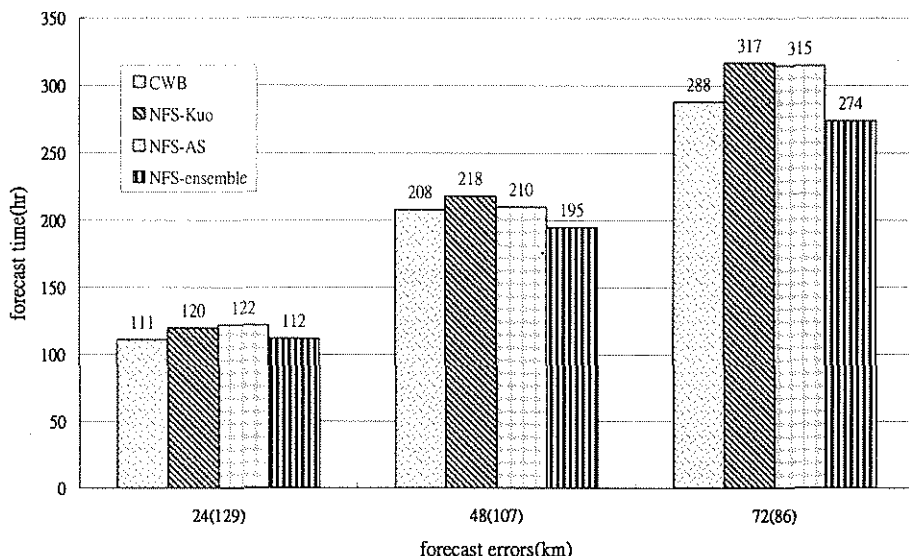


圖 2 2004 年 CWB、NFS-Kuo、NFS-AS、NFS-ensemble 的颱風相同個案之 24、48 及 72 小時颱風預測路徑平均距離誤差之比較，橫軸括弧內之值為颱風個案數。

(二) NFS 與 TFS 加入投落送觀測資料對颱風路徑預測之應用測試

本研究以中央氣象局非靜力區域數值預報模式與高解析度巢狀網格颱風模式，在 O.I.客觀分析處理中分別加入及未加入這些投落送觀測資料，並執行 72 小時颱風路徑預測，以分析應用投落送觀測資料對模式颱風路徑預測之影響。

圖 3 為在 NFS 模式客觀分析中加入(以 NFS(alldrop)表示)及未加入(以 NFS(nodrop)表示)投落送觀測資料之 3 天預測路徑與實際颱風移動路徑比較。由圖可見，在 NFS 客觀分析中加入投落送觀測資料後，改進了模式對米勒(2003 年 11 月 2 日 0600UTC)、敏督利(2004 年 6 月 27 日 1200UTC、6 月 28 日 1200UTC)及艾利(2004 年 8 月 23 日 1200UTC)颱風之路徑預測誤差；而對杜鵑(2003 年 9 月 1 日 0600UTC)及妮妲(2004 年 5 月 17 日 1200UTC)颱風兩個

案，加入及未加入投落送觀測資料對 NFS 之路徑預測影響不大；至於對康森(2004 年 6 月 8 日 1200UTC)、敏督利(2004 年 6 月 29 日 1200UTC)、梅姬(2004 年 8 月 16 日 1200UTC)及米雷(2004 年 9 月 25 日 1200UTC)颱風等 4 個案，在 NFS 客觀分析中加入投落送觀測資料後，模式之颱風預測路徑較偏左偏慢，因而稍加大了路徑預測誤差。

表 5 為對此 10 個案之颱風路徑預測平均誤差統計，對 24 小時平均颱風路徑預測誤差而言，NFS(alldrop)、NFS(nodrop)分別為 105、106 公里，基本上未呈現明顯差異。對 48 小時平均颱風路徑預測誤差而言，NFS(alldrop)、NFS(nodrop)分別為 207、186 公里，在 NFS 模式加入投落送觀測資料後並未產生正面效益。審視各個案路徑預測情形，發現此模式對康森(Conson)颱風因未能掌握其實際快速往東北移動趨勢而導致路徑預測誤差偏大，尤以

NFS(alldrop)達到 566 公里，NFS(nodrop)為 437 公里。若不計此個案，則 NFS(alldrop)、NFS(nodrop) 48 小時平均颱風路徑預測誤差分別為 156、150 公里，其結果與 24 小時颱風路徑預測誤差顯現相似現象，加入或未加入投落送觀測資料未呈現明顯差異。對 72 小時平均颱風路徑預測誤差而言，NFS(alldrop)、NFS(nodrop)分別為 110、87 公里，在 NFS 模

式加入投落送觀測資料後，仍未對較長期颱風路徑預測顯現正面效益，但因可校驗個案數僅有 5 個，在統計上較無代表性。此外對 3 天平均颱風路徑預測誤差而言，100 公里左右之誤差皆代表模式可成功預測颱風路徑，故基本上在 NFS 中加入及未加入投落送觀測資料，對 3 天颱風路徑預測並未呈現明顯差異。

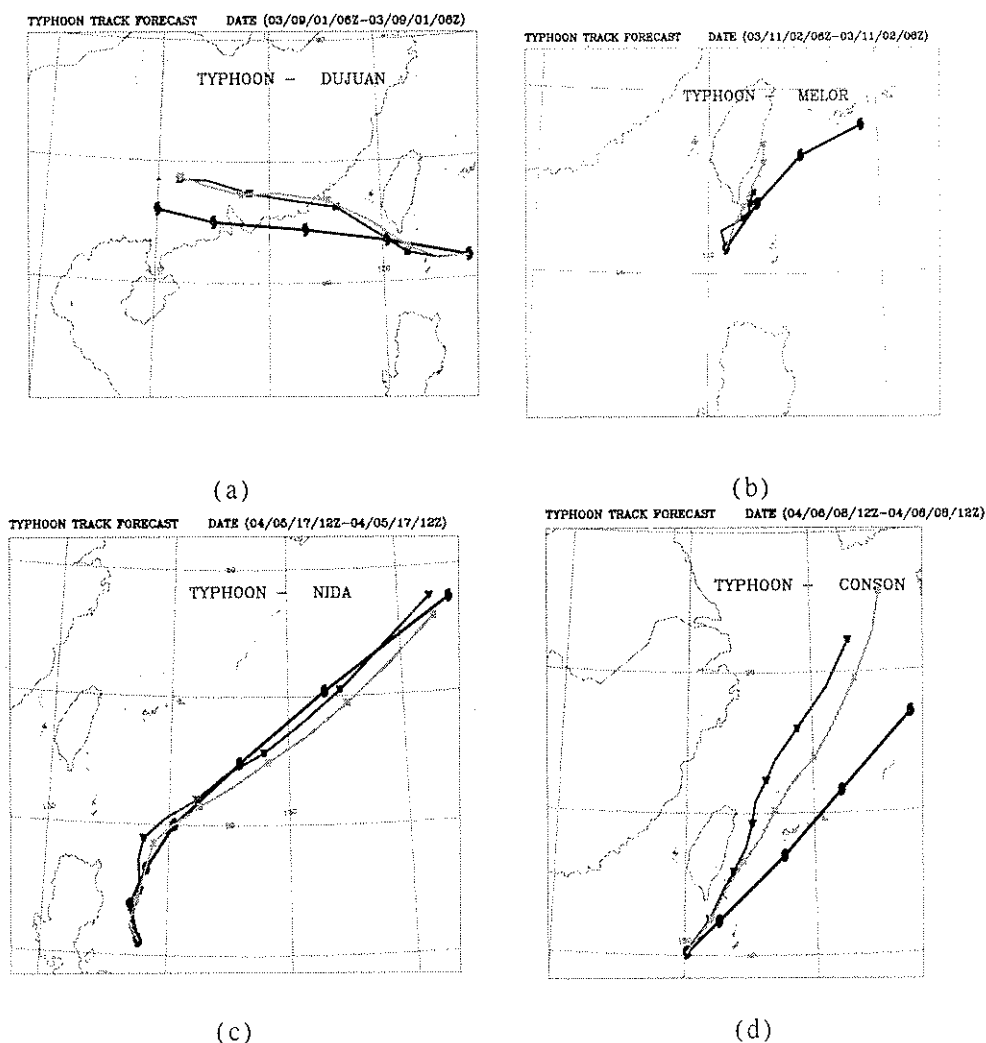
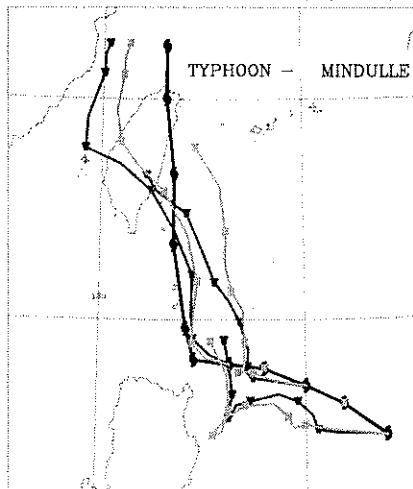


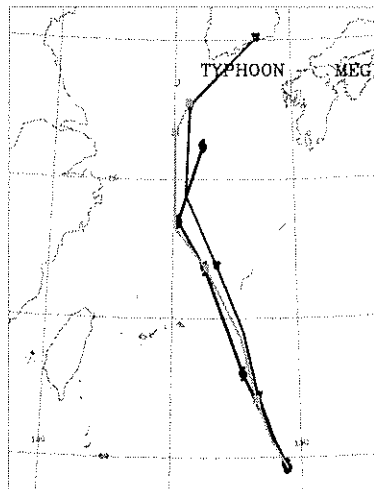
圖 3 在 NFS 模式客觀分析中加入及未加入投落送觀測資料之 72 小時預報路徑圖。粗黑線為實際颱風移動路徑，'W'表加入，'N'表未加入，時間間隔為 12 小時。(a)杜鵑(Dujuan)颱風，(b)米勒(Melor)颱風，(c)妮妲(Nida)颱風，(d)康森(Conson)颱風。

TYPHOON TRACK FORECAST DATE (04/06/27/12Z-04/06/29/12Z)



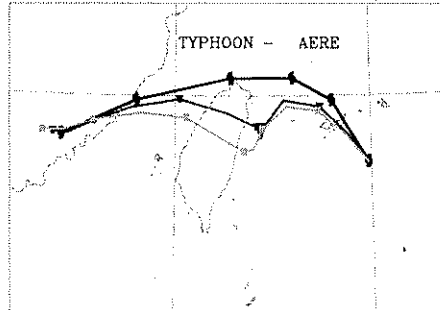
(e)

TYPHOON TRACK FORECAST DATE (04/06/16/12Z-04/06/16/12Z)



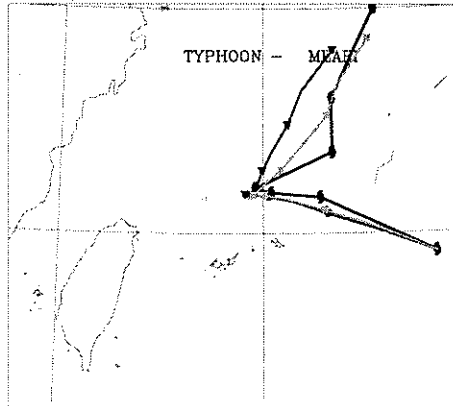
(f)

TYPHOON TRACK FORECAST DATE (04/06/23/12Z-04/06/23/12Z)



(g)

TYPHOON TRACK FORECAST DATE (04/06/25/12Z-04/06/25/12Z)



(h)

圖 3 (續)，(e)敏督利(Mindulle)颱風，(f)梅姬(Megi)颱風，(g)艾利(Aere)颱風，(h)米雷(Meari)颱風。

表 5 NFS 模式加入及未加入投落送觀測資料對 8 個颱風 10 個案之颱風路徑預測平均誤差統計 (單位為公里)

	24hr	48hr	72hr
Without dropsonde NFS(nodrop)	106	186	87
With dropsonde NFS(alldrop)	105	207	110
Case number	10	8	5

綜上所述，NFS 模式之颱風路徑預測對客觀分析處理中加入或未加入投落送觀測資料並不敏感。如此結果可能仍因此模式本身已對颱風進行渦旋移置及植入虛擬觀測資料(synthetic observations)等初始化過程，故在 NFS 模式初始場中，颱風附近已存有完整且與模式動力、物理皆達平衡狀態之渦旋結構。在此情形下加入投落送觀測資料對 NFS 模式之颱風預測因而未產生明顯效應。

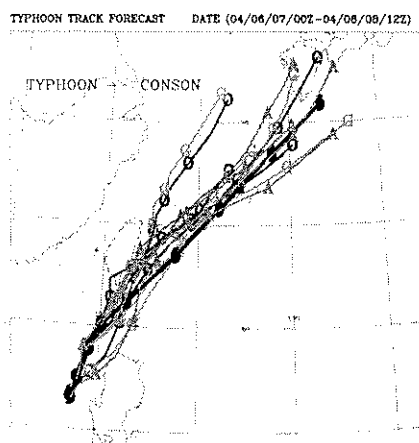
至於在 TFS-nest 方面，同樣也對 2004 年 8 個投落送觀測資料個案做應用測試。TFS 模式在客觀分析處理中加入及未加入投落送觀測資料之 24/28/72 小時颱風路徑預測平均誤差分別為 126/311/483 及 111/254/459 公里。就個別個案而言，在 TFS 模式客觀分析處理中加入投落送觀測資料，僅對梅姬及妮妲颱風之預測路徑有改善。但對米雷、敏督利、艾利及康森颱風而言，則反使預測路徑誤差變大(圖未示)。此預測結果可能是因 TFS-nest 同樣已有虛擬颱風渦旋初始化過程，以致於加入投落送觀測資料，對大部分個案之颱風預測路徑並未改變太多。而在 TFS-nest 中加入投落送觀測資料使一些個案之颱風預測路徑誤差增大，尚需更進一步探討。

(三) NFS 模式使用不同初始場、邊界條件對颱風路徑預報影響測試

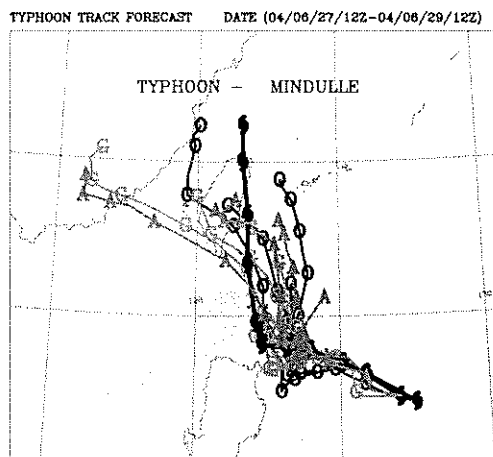
在 2004 年颱風季(6-9 月)中，NFS 模式顯示了對西北太平洋區颱風不錯之預測能力，24/48/72 小時路徑平均誤差為 122/216/325 公里。但仍有如 8 月份之蘭寧颱風，NFS 之 24/48/72 小時路徑誤差分別達到 227/620/1096

公里，NFS 對此颱風幾乎毫無預測能力。若除去蘭寧颱風，則 NFS 之 24/48/72 小時路徑平均誤差將可降為 115/191/286 公里，此種颱風為本研究首要進行測試之個案。此外我們亦選取一些原本 NFS 就可成功預測路徑之颱風進行使用不同初始場、邊界條件對颱風路徑預報影響實驗，本測試共選取 2004 年 8 個颱風 42 個案。

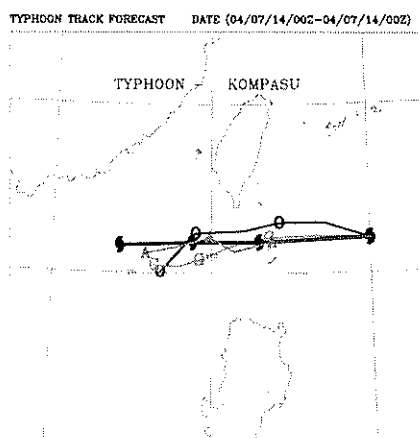
圖 4 為 NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 對本研究所選 8 個颱風之 3 天預測路徑與實際颱風移動路徑比較。由圖可見，康森颱風移動速度變化甚大，形成初期緩慢(4km/hr)向東北移行，之後則速度加快至 30km/hr 以上。本研究三組實驗測試之颱風預測路徑基本上差異不大，都可掌握颱風將從巴士海峽往東北移動之趨勢，而非如許多國外作業模式(英國全球模式、美國海軍全球模式、日本全球及區域模式)所預測颱風將經臺灣海峽往北移(圖未示)，但皆有颱風初期預測速度偏快，後期則預測速度過慢之現象。NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 之 24/48/72 小時颱風路徑平均預測誤差為 192/376/341、216/424/388、187/340/379 公里。敏督利颱風之移動方向轉折角度甚大，從原本向西移行至菲律賓東北海域時，以近乎直角轉為向北運動，當時大部分國外作業模式皆預測颱風將持續西行穿過巴士海峽後才轉向(圖未示)。NFS-OP 在即時作業可預測敏督利颱風將在菲律賓東北海域往北轉，但稍過早反應，NFS-GFS 及 NFS-AVN 除了在 2004 年 6 月 29 日 1200UT 預測颱風將持續西行穿過巴士海峽後才轉向外，其餘實驗個案也顯示了與 NFS-OP 相同之颱風路徑預測趨勢。NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 之 24/48/72 小時颱風路徑平均預測誤差為 90/178/122、87/203/229、122/211/270 公里。康伯斯颱風之生命史頗短，本研究只測試了 2004 年 7 月 14 日 0000UTC 個案，三組實驗測試 NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 之 12/24/36 小時颱風路徑平均預測誤差為 93/30/158、36/61/131、42/58/88 公里。



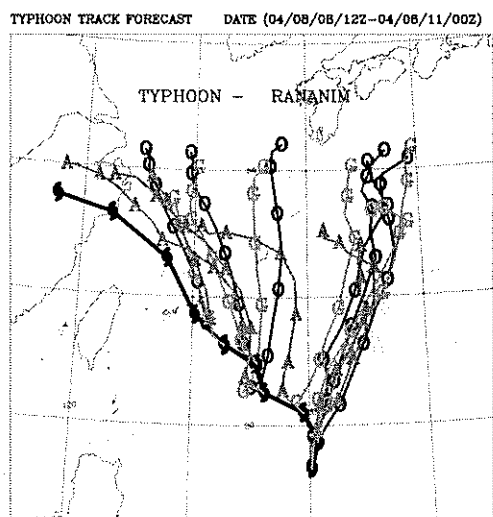
(a)



(b)

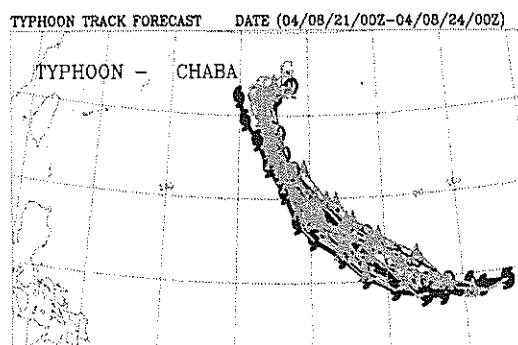


(c)

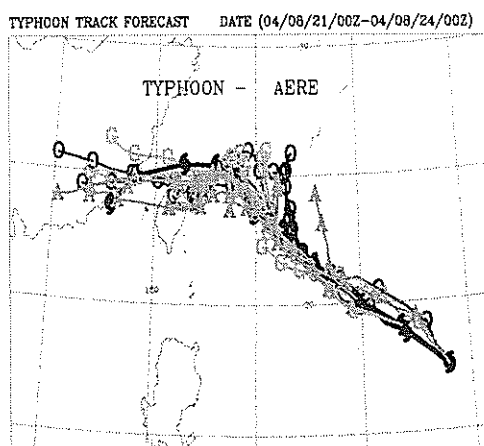


(d)

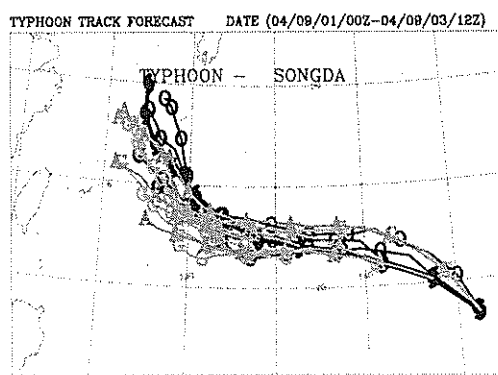
圖 4 為 NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 對所選取 8 個颱風之 72 小時預報路徑圖。粗黑線為實際颱風移動路徑，'O'表 NFS-OP，'G'表 NFS-GFS，'A'表 NFS-AVN，時間間隔為 12 小時。(a)康森(Conson)颱風，(b)敏督利(Mindulle)颱風，(c)康伯斯(Kompasu)颱風，(d)蘭寧(Ranim)颱風。



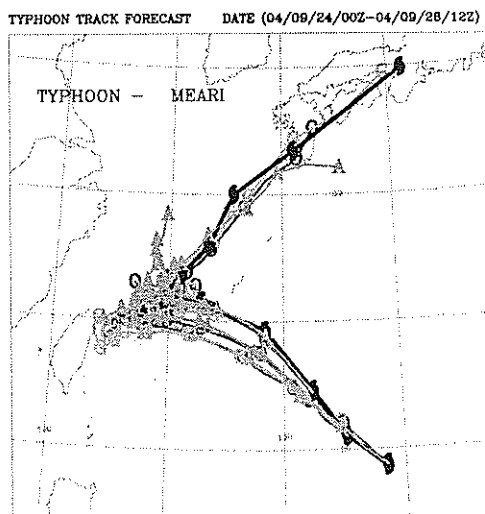
(e)



(f)



(g)



(h)

圖 4 (續)， (e)佳芭(Chaba)颱風，(f)艾利(Aere)颱風，(g)桑達(Songda)颱風，(h)米雷(Meari)颱風。

在蘭寧颱風生命史中，除形成初期緩慢往北北東移動外，大致行徑方向為西北向。在颱風形成初期除英國全球模式外大部分作業模式皆預測颱風將往北北東移動，到 2004 年 8 月 9 日 1200UTC 颱風轉往西北向運動後，大部分數值模式才預測颱風將往西北向(圖未示)。但氣象局之 GFS 及 NFS 一直到 2004 年 8 月 10 日 1200UT 後才預測颱風將往西北向，NFS-OP 之 72 小時路徑誤差達到 1096 公里，NFS 對此颱風幾乎毫無預測能力。NFS-GFS 與 NFS-OP 之颱風預測路徑，皆存有嚴重偏北誤差。NFS-AVN 則展現了與 AVN 幾乎相同之颱風預測路徑趨勢，在 2004 年 8 月 9 日 1200UTC 後即修正之前的偏北預測。此颱風個案證實了我們之前的假設，NFS 模式對某些個案未能成功預測颱風移向，可能因氣象局在觀測資料數目較少及不同資料同化技術而導致模式初始場未能正確描述真實大氣環境。在 NFS 使用美國 AVN 初始場及邊界條件後，即可顯示較佳預測品質，路徑預測誤差也因而大幅減少。NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 對蘭寧颱風之 24/48/72 小時颱風路徑平均預測誤差為 256/617/1091、205/639/1009、185/402/535 公里。

對佳芭颱風，三組實驗測試之颱風預測路徑差異不大，皆有稍偏右誤差，NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 之 24/48/72 小時颱風路徑平均預測誤差為 185/229/324、209/263/311、168/278/320 公里。對艾利颱風，NFS-AVN 與 AVN 相似，較 NFS-OP、NFS-GFS 更早預測到颱風將由西北向移動轉為向西而非北轉，其颱風路徑預測誤差因而最小，NFS-GFS、NFS-AVN 之 24/48/72 小時颱風路徑平均預測誤差為 86/169/371、84/155/343、70/162/257 公里。對桑達颱風，三組實驗測試之颱風預測路徑誤差皆不大，但以 NFS-OP 之颱風預測路徑最貼近實際路徑。NFS-AVN 之颱風預測路徑較慢反應此颱風之西北轉向，但與 AVN 之颱風預測路徑之偏慢轉向(圖未示)比較則有修正。

NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 之 24/48/72 小時颱風路徑平均預測誤差為 86/90/86、102/126/188、96/108/211 公里。

本實驗最後測試米雷颱風，在颱風除形成初期，三組實驗測試之颱風預測路徑差異不大，但之後當颱風大角度轉向東北向且加速時，NFS-OP 及 NFS-CWB 之預測移速過慢，NFS-AVN 則展現與美國全球模式類似之颱風預測路徑趨勢(圖未示)。NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 之 24/48/72 小時颱風路徑平均預測誤差為 75/176/445、92/186/354、69/115/378 公里。

此外我們也將以上測試中 NFS 模式所得之颱風預測路徑做系集預報，對本實驗所選取 2004 年 8 個颱風 42 個案，圖 5 顯示 NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 及 ensemble 之 24/48/72 小時颱風路徑平均預測誤差為 136/256/370、138/275/375、123/227/325 及 126/239/340 公里。NFS 模式使用透過網路取得來自美國全球模式內差而來之初始場、邊界條件，其颱風路徑預測誤差最小，證實了我們之前的假設，NFS 模式可能因氣象局觀測資料數目較少，而導致模式初始場在某些個案難以正確描述真實大氣環境，因而影響模式之颱風路徑預測能力。在 NFS 使用觀測資料數目較多之美國 AVN 模式初始場及邊界條件後，即可顯示較佳預測品質，路徑預測誤差也因而改進。至於系集預報在此並未呈現最佳預測能力，究其原因可能仍因如上所述，NFS-OP、NFS-GFS 對蘭寧颱風之路徑幾乎毫無預測能力，由於此組成員之表現偏離平均值太多，因而降低了系集預報之技術。若不計蘭寧颱風個案，則如圖 6 所示 NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 及 ensemble 之 24/48/72 小時颱風路徑平均預測誤差為 114/194/279、127/215/295、113/195/298 及 112/186/274 公里。在此情形下，系集預報展現了不錯之颱風路徑預測能力，此一結果將可提供預報上良好指引。

homogeneous comparison of NFS-OP, NFS-GFS, NFS-AVN and ensemble

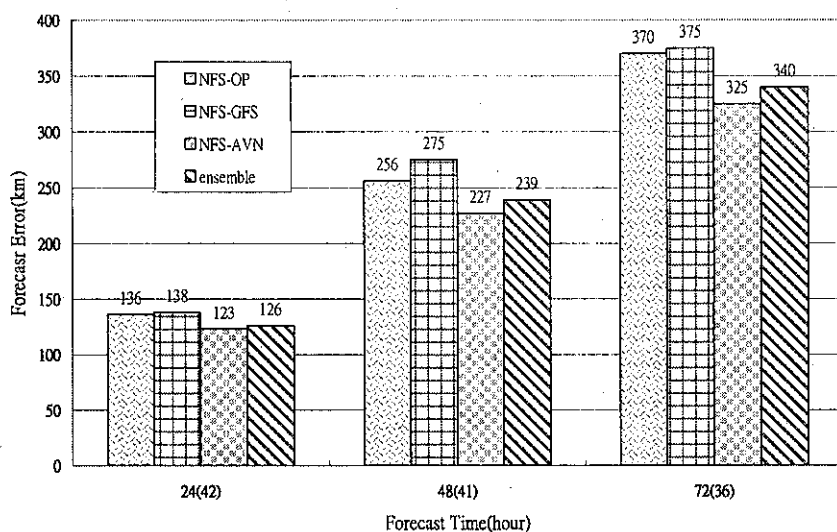


圖 5 NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 及 ensemble 對 2004 年 8 颱風 42 相同個案之 24、48 及 72 小時颱風預測路徑平均距離誤差之比較，橫軸括弧內之值為颱風個案數。

Homogeneous comparison of NFS-OP, NFS-GFS, NFS-AVN, ensemble without Rananim

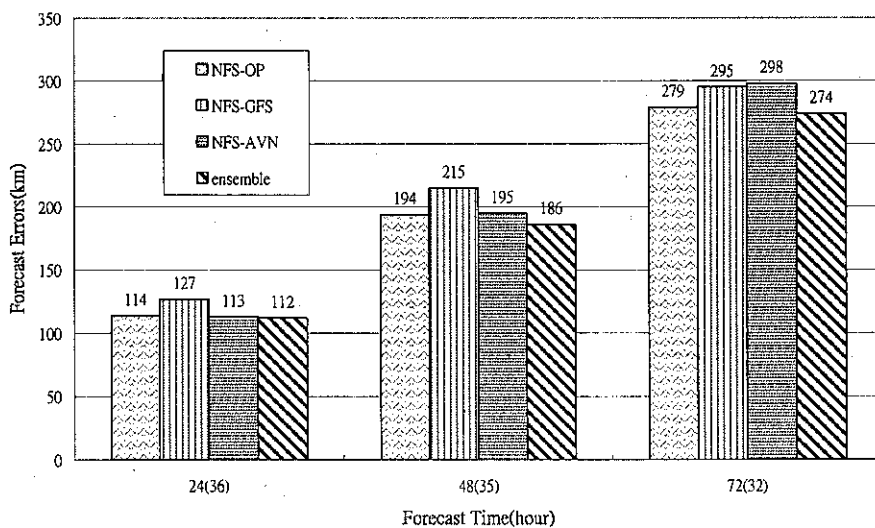


圖 6 NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 及 ensemble 對 2004 年 7 颱風(未含蘭寧)36 相同個案之 24、48 及 72 小時颱風預測路徑平均距離誤差之比較，橫軸括弧內之值為颱風個案數。

此外，我們尚針對蘭寧颱風分別進行初始場及邊界條件敏感度測試，由於 NFS 模式作業在 2004 年改為 update cycle，根據經驗，當在模式海上區域出現較強系統時，由於海上觀測資料稀少，此種系統常一直存留於模式初始場。為修正此種現象，NFS 模式在 O.I.客觀分析時每 5 度之經緯度加入 1 點之 CWB GFS 資料，在此我們進行將 CWB GFS 資料改以 AVN 取代，但預報過程之邊界條件仍來自 CWB GFS，此實驗簡稱 NFS-5，以觀察其對颱風路徑預測之影響。圖 7 為 NFS-OP、NFS-AVN 及 NFS-5 之對 2004 年 8 月 10 日 0000UTC 蘭寧颱風之預測路徑比較，我們發現 NFS-5 之前 36 小時預測路徑與 NFS-AVN 頗類似，但之後仍偏北，此現象可能因 NFS 預報過程之邊界條件仍來自 CWB GFS 之故。NFS-OP、NFS-AVN、NFS-5 之 12/24/36/48/60/72 小時颱風路徑平均預測誤差為 82/173/332/449/645/976、68/140/237/124/202/285、50/106/258/359/486/761 公

里。NFS-5 之前 36 小時誤差較 NFS-OP 大為改善，若能即時取得 AVN 資料，將建議氣象局 NFS 作業朝此方向進行更多可行性測試。

至於在邊界條件敏感度測試方面，我們進行以 CWB GFS 為 NFS 模式初始場但預報過程之邊界條件來自 AVN 之實驗，此實驗簡稱 NFS-BC，以觀察改變邊界條件對 NFS 颱風路徑預測之影響。圖 8 為 NFS-GFS、NFS-AVN 及 NFS-BC 之對 2004 年 8 月 10 日 1200UTC 蘭寧颱風之預測路徑比較，我們發現 NFS-BC 之前 36 小時預測路徑與 NFS-GFS 頗類似，但之後來自 AVN 之邊界條件開始影響模式之颱風預測路徑，NFS-BC 36 小時後之預測路徑與 NFS-AVN 相似，持續往西北向前進，而 NFS-GFS 之颱風預測路徑則開始轉向北北東。NFS-GFS、NFS-AVN、NFS-BC 之 12/24/36/48/60 小時颱風路徑平均預測誤差為 76/163/200/348/608、121/217/83/102/220、66/135/130/237/413 公里。

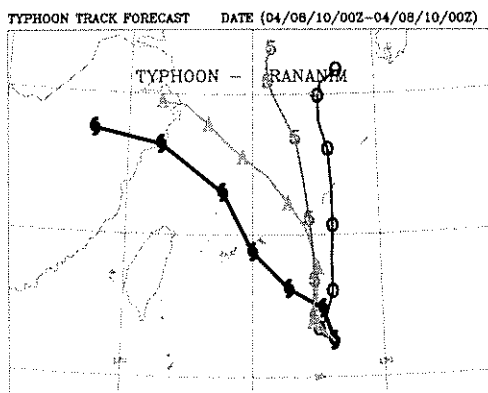


圖 7 為 NFS-OP、NFS-AVN、NFS-5 對 2004 年 8 月 10 日 00UTC 的蘭寧(Ranim)颱風個案之 72 小時預報路徑圖。粗黑線為實際颱風移動路徑，'O'表 NFS-OP，'A'表 NFS-AVN，'5'表 NFS-5，時間間隔為 12 小時。

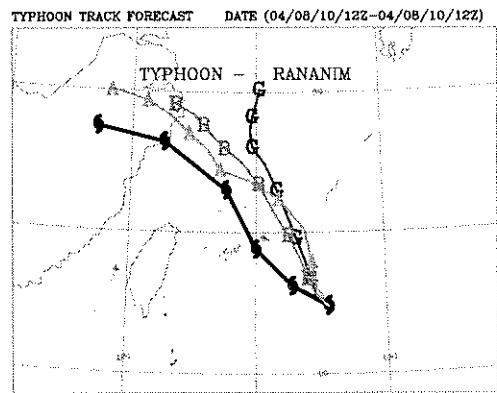


圖 8 為 NFS-GFS、NFS-AVN、NFS-BC 對 2004 年 8 月 10 日 12UTC 的蘭寧(Ranim)颱風個案之 72 小時預報路徑圖。粗黑線為實際颱風移動路徑，'G'表 NFS-GFS，'A'表 NFS-AVN，'B'表 NFS-BC，時間間隔為 12 小時。

四、結語

本研究針對中央氣象局數值模式設計三種實驗，1.不同積雲參數化處理、2.加入投落送觀測資料、3.使用不同初始場、邊界條件，以分析在上述實驗條件下對模式颱風預測的影響。

在分析改變積雲參數化處理對颱風強度及 NFS 模式對預測路徑之影響的實驗中，NFS 對 12 個颱風 129 個案之颱風路徑預測平均誤差統計，NFS-KUO、NFS-AS 之 24/48/72 小時平均颱風路徑預測誤差分別為 122/210/315、120/218/317 公里，基本上未呈現明顯差異。就預測內容而言，NFS-AS 對颱風之移動方向掌握較 NFS-KUO 稍好，但對颱風之移動速度則存有偏誤差。

在分析加入非傳統性觀測投落送資料對 NFS 模式颱風路徑預測之應用測試方面，NFS 模式之颱風路徑預測對客觀分析處理中加入或未加入投落送觀測資料並不敏感。如此結果可能來自兩個原因，1、NFS(nodrop)基本上對此 10 個個案本就表現不錯之預測能力，不易再大幅改進路徑預測誤差，2、此模式本身已對颱風進行 relocation scheme 及植入 synthetic observations 等初始化過程，故在 NFS 模式初始場中，颱風附近已存有完整且與模式動力、物理皆達平衡狀態之渦旋結構。在上述情形下加入投落送觀測資料對 NFS 模式之颱風預測因而未產生明顯效應。而在 TFS-nest 模式加入投落送觀測資料亦未能改善模式之颱風路徑預測誤差。

本研究也嘗試了解使用不同初始場、邊界條件對 NFS 颱風路徑預報影響測試，對所選取 2004 年 8 個颱風 42 個案，NFS-OP、NFS-GFS、NFS-AVN 之 24/48/72 小時颱風路徑平均預測誤差為 136/256/370、138/275/375、123/227/325 公里。NFS 模式使用美國 NCEP 全球模式內差而來之初始場、邊界條件，其颱風路徑預測誤差最小，證實了我們之前的假設，NFS 模式可能因氣象局觀測資料數目較少，而導致模式初

始場在某些個案難以正確描述真實大氣環境，因而影響模式之颱風路徑預測能力。在 NFS 使用觀測資料數目較多之美國 AVN 初始場及邊界條件後，即可顯示較佳預測品質，路徑預測誤差也因而改進。

透過本研究之評估及所進行之各項實驗測試，可更了解 NFS 模式對颱風之預測能力及特性，從而持續改進氣象局數值模式之颱風預測能力，以提供預報人員更具參考價值之預報指引。

誌謝

本研究所使用之美國 NCEP 全球模式 (AVN) 資料乃由中央氣象局科技中心盛揚帆博士提供，在此表示衷心之謝意。

參考文獻：

- 葉天降、陳得松、黃康寧，2003：颱風路徑預報作業模式與初始場處理之改進(2/3)。國科會研究報告 NSC91-2625-Z-052-004，37 頁。
- 顧欣怡、呂國臣、賈新興，2003：數值模式在颱風路徑預報之應用。92 年天氣分析與預報研討會論文彙編，394-399。
- Aberson, S.D., S.J. Lord, M. DeMaria, and M.S. Tracton, 1995: Short-range ensemble forecasting of hurricane tracks. Preprints, 21th Conf. On Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, FL, *Amer. Meteor. Soc.*, 494-496.
- Elsberry, R.L., G.J. Holland, H. Gerrish, M. DeMaria, C.P. Guard, and K.A. Emanuel, 1992: Is there any hope for tropical cyclone intensity prediction? - A panel discussion. *Bull. American Meteor. Soc.*, 73, 264-275.
- Flatau, M., W.H. Schubert, and D.E. Stevens, 1994: The role of baroclinic processes in tropical cyclone motion: The influence of

- vertical tilt. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2589-2601.
- Jones, S.C., 1995: The evolution of vortices in vertical shear. Part I: Initially-barotropic vortices. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 821-851.
- Leith, C.E., 1974: Theoretical skill of Monte Carlo forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 409-418.
- Peng, M.S., 1995: A study of the impacts of uncertainty of typhoon's initial position, intensity and movement on the track forecasts (I). Research Report, CWB84-3M-06, Central Weather Bureau.
- Peng, M.S., 1996: A study of the impacts of uncertainty of typhoon's initial position, intensity and movement on the track forecasts (II). Research Report, CWB85-3M-05, Central Weather Bureau, 11pp.
- Peng, M.S., and S.W. Chang, 1996: Impacts of SSM/I retrieved rainfall rates on numerical prediction of a tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1181-1198.
- Shapiro, L.J., 1992: Hurricane vortex motion and evolution in a three-layer model. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 140-153.
- Velden, C.S. and L.M. Leslie, 1991: The basic relationship between tropical cyclone intensity and the depth of the environmental steering layer in the Australian region. *Weather and Forecasting*, **6**, 244-253.
- Wang, B., and X. Li, 1992: The beta drift of three-dimensional vortices: A numerical study. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 579-593.
- Wang, Y., and G.J. Holland, 1996: Tropical cyclone motion and evolution in vertical shear. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3313-3332.
- Wu, C.C., and K.A. Emanuel, 1993: Interaction of a baroclinic vortex with background shear: Application to hurricane movement. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 62-76.

A Study on Typhoon Track Forecast for the Non-hydrostatic Forecast System of the Central Weather Bureau

Der-Song Chen Kang-Ning Huang Tien-Chiang Yeh
Central Weather Bureau

ABSTRACT

The objectives and the results of the research are: 1. To analyze and compare the performances between the operational typhoon track forecast model (TFS-nest) and the CWB's new generation Non-hydrostatic Forecast System (NFS). The results show that the average forecast errors of NFS are smaller than those of TFS-nest. 2. To study the impact of using Arakawa and Shubert cumulus scheme in NFS model forecast. The results show NFS had a similar performance when the Arakawa and Shubert scheme replaced the original Kuo scheme although the former one could better maintain typhoon intensity. 3. To evaluate the impact on NFS forecast with dropsonde data in typhoon track simulation. The results show that the performance of NFS(alldrop) are also similar to NFS(nodrop) in 72-hour track simulation. The same situation happened to TFS-nest. 4. To test the sensitivity of typhoon track forecast of NFS with different initial fields and forecast boundary conditions. The results show that typhoon track forecast of NFS with initial field and boundary condition produced from US NCEP AVN model is the most satisfactory one.

Keyword: cumulus scheme 、 dropsonde data 、 initial fields 、 boundary conditions

民國 93 年 911 水災暨第 20 號海馬(Haima)颱風 (0420)調查報告

簡國基

中央氣象局氣象預報中心

摘要

民國 93 年 9 月 10 日至 11 日，廣闊的低壓帶籠罩台灣地區，大氣環境非常不穩定，旺盛的對流性降水，造成大台北地區 911 水災，最大降雨中心在台北市南港雨量站，累積降雨高達 790.0 毫米，主要降水時段集中在 10 日 1300 UTC (2100 LST) 至 11 日 0000 UTC (0800 LST)，造成多處淹水災情。隨後，第 20 號颱風海馬 (Haima) 於 9 月 11 日 1500 UTC (2300 LST) 在花蓮的東方約 60 公里海面上形成，為期 39 小時的生命期間，強度一直維持在輕度颱風下限，七級風暴風半徑 100 公里，結構上屬於小型颱風。海馬颱風形成後，運動路徑朝北轉北北西行進，颱風中心依序通過台灣東方近海及台灣北部海面，最後登陸大陸福建省，強度於 9 月 13 日 0600 UTC (1400 LST) 減弱為熱帶性低氣壓。

海馬颱風警報期間，豪雨出現在迎風面的台灣北部山區，降雨量以新竹縣烏嘴山自動雨量站的 373.0 毫米為最多；中央氣象局氣象站觀測到之最低氣壓以位在地形背風下沉區的成功站 (995.9 百帕) 最低，颱風中心通過彭佳嶼東方近海時，彭佳嶼氣象站曾出現 8 級 (19.0 m/s) 平均風及 10 級 (26.8 m/s) 強陣風。颱風路徑預報方面，中央氣象局之 12 小時及 24 小時官方主觀預報誤差分別為 60 公里及 65 公里，表現優於其他各國官方預報。海馬颱風中心雖未登陸台灣地區，但豪雨在新竹縣尖石鄉引發土石流，總計海馬颱風在台灣地區造成 4 人死亡，2 人失蹤。

一、前言

民國 93 年 (2004 年) 9 月上旬，原位於南海的低壓帶逐漸向北延伸、擴展，9 月 6 日起，中央氣象局研判台灣地區將受低壓帶所帶來之旺盛西南氣流影響，天氣不穩定，遂自 9 月 7 日 0000 UTC (0800 LST) 起針對台灣地區發布豪雨特報，呼籲山區民眾慎防坍方、落石、土石流，低窪地區嚴防淹水。9 月 10 日晚間起 (1300 UTC 或 2100 LST)，大台北地區雨勢明顯增強，至 11 日清晨 (0000 UTC 或 0800 LST) 短短 11 小時期間，台北市南港地區降下超過

700 毫米之超大豪雨，大台北市區累積降雨普遍都達 400 毫米以上；各地災情頻傳，淹水災情尤其以台北市內湖區、南港區、台北縣汐止、瑞芳及五堵抽水站附近最為嚴重。

9 月 11 日晚間 (1200 UTC 或 2000 LST) 台灣地區仍受低壓帶籠罩，大氣環境條件相當不穩定；當時，中央氣象局正密切監測台灣東方近海之熱帶性低氣壓，並研判其有發展為輕度颱風的趨勢，遂立即透過電話聯繫及簡訊，提早通報中央災害應變中心及各相關縣市防災單位，「請隨時注意熱帶性低氣壓動向，一旦形成颱風，中央氣象局將立即發布海上陸上颱風警

報」；隨後，該熱帶性低氣壓於 11 日 1500 UTC (2300 LST) 增強為本年度第 20 號輕度颱風，命名為海馬 (Haima)。本文將針對 911 水災暨海馬颱風進行天氣概述與災情調查，第二節彙整 911 水災之綜觀天氣環境、降雨分布與災情狀況，第三節概述海馬颱風之發生與經過，第四節說明海馬颱風之強度及路徑變化，第五節分析颱風侵台期間各氣象站之氣象要素與風雨狀況，第六節針對各種主、客觀方法之颱風路徑預報結果進行校驗，第七、八節分別為颱風災情報告與綜合討論。

二、911 水災天氣概述

(一) 綜觀環境場

9 月 10 日、11 日 0000 UTC (0800 LST) 的 500 百帕高度場及風場如圖 1a、1b 所示，圖中可見大陸東南沿海有一低壓環流，逐漸東移至台灣上空；850 百帕及地面資料分析 (見圖 2a、2b、3a 及 3b) 則顯示，大範圍低壓帶涵蓋範圍遍及東海、琉球海面、台灣地區、大陸東南部、華南地區及南海海域；由圖 2a、3a (10 日 0000 UTC) 可知台灣東北部外海有一熱帶性低氣壓 (中心在北緯 25.0 度，東經 125.0 度) 逐漸向北北西緩慢移動，此時 500 百帕高空環境場 (見圖 1a) 正有一低壓環流接近，高、低層環流有進一步偶合之趨勢。11 日 0000 UTC (0800 LST) 分析圖顯示，850 百帕低層風切帶正位於台灣地區 (圖 2b)，熱帶性低氣壓已移動至台灣北部海面；配合 500 百帕高空環流結構 (圖 1b) 可研判，低壓系統已在台灣上空垂直偶合，提供相當不穩定的大氣環境條件，促使深對流雲系在台灣地區發展，造成豪雨。

台灣地區不穩定的大氣環境，可由圖 4 之 K 指數分布再次印證，10 日 0000 UTC (0800 LST) 台灣地區之 K 指數值 (見圖 4a) 高於 35，隨著低壓系統之垂直偶合與發展，大氣環境不穩定度更加提高，11 日 0000 UTC (0800 LST) 台灣地區之 K 指數值 (見圖 4b) 已高於

40，相當不穩定區域 (K 指數>35) 亦較前一日擴大。圖 5a、5b 為 10 日、11 日 0000 UTC (0800 LST) 之可見光衛星雲圖，圖中可見位於台灣東北部外海之熱帶性低氣壓雲系 (圖 5a) 逐漸移至台灣北部海面 (圖 5b，11 日 0000 UTC)，此時，較強的對流雲系涵蓋北台灣，大台北地區處在熱帶性低氣壓環流的迎風面，不穩定之大氣環境條件及局部地形舉升效應，皆有利於深積雲對流之維持與發展。

(二) 降雨

911 水災台灣地區各自動雨量站及氣象站累積雨量分布 [自 9 月 9 日 1600 UTC (10 日 0000 LST) 至 11 日 1600 UTC (12 日 0000 LST)] 如圖 6，等雨量線分布顯示，最大降雨中心在台北市的南港雨量站，累積降雨量達 790.0 毫米，台北縣五分山累積雨量亦達 585.0 毫米，基隆市五堵雨量站為 402.0 毫米；此外，台南、高雄、屏東及台東的累積雨量皆超過 200 毫米。降雨較大地區之雨量時間序列如圖 7 所示，圖中顯示南港雨量站 (台北市) 主要降水時間集中在 10 日 1300 UTC (2100 LST) 至 11 日 0000 UTC (0800 LST)，此短短 11 小時期間南港降雨量高達 725.0 毫米，另外，五堵 (基隆市)、打鐵坑 (桃園縣)、新埔 (新竹縣) 雨量站主要降水發生時段皆與南港雨量站一致，顯示 911 水災個案，北台灣豪雨集中出現在 10 日晚間至 11 日清晨 (LST)。

南台灣累積降雨量以屏東縣瑪家雨量站為最多，達 283.0 毫米；降水發生時段早於北台灣地區，降雨強度亦較弱。各地日雨量方面，台灣地區各氣象站之日雨量統計如表 1，9 月 10 日 (LST) 日雨量以基隆站的 158.0 毫米為最多，台北站 133.0 毫米次之；9 月 11 日 (LST) 雨勢更加劇烈，陽明山鞍部日雨量高達 344.0 毫米，台北站達 321.0 毫米，基隆及新竹站分別有 202.0 毫米及 156.0 毫米；總計兩天大台北市區累積降雨量普遍均在 400 毫米以上。

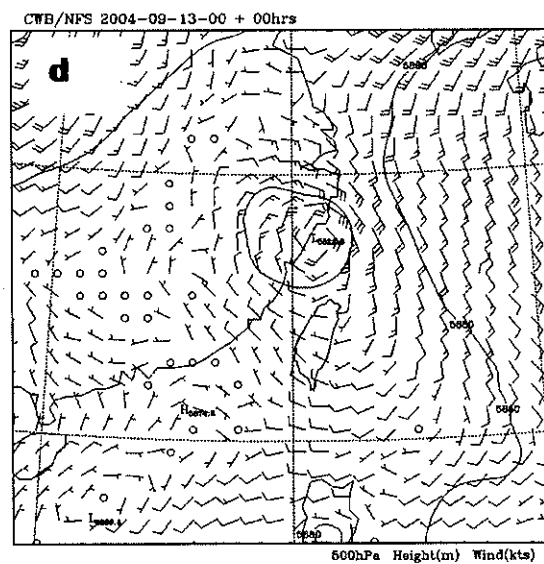
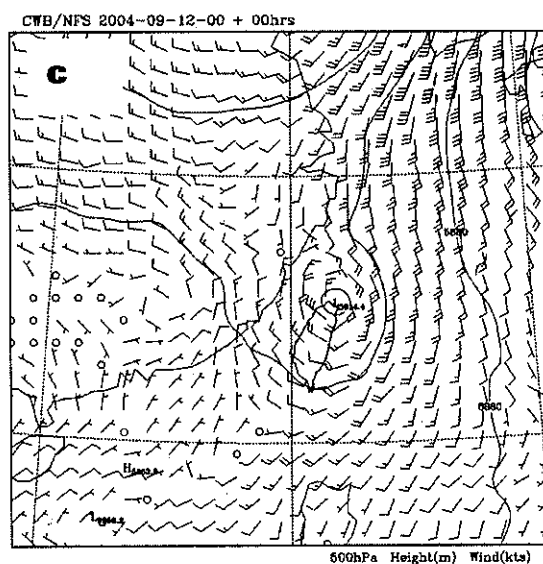
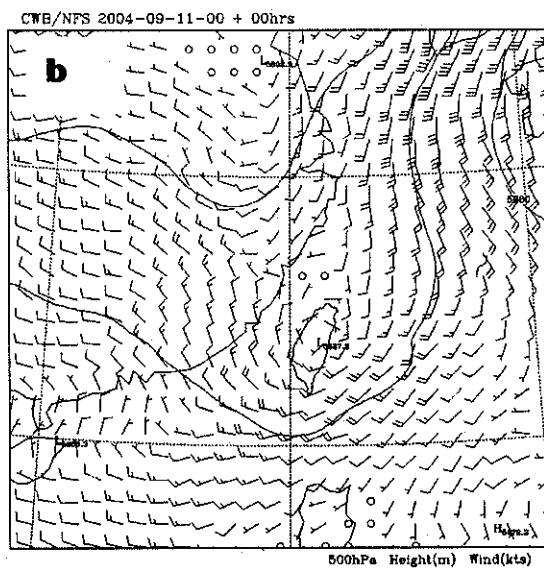
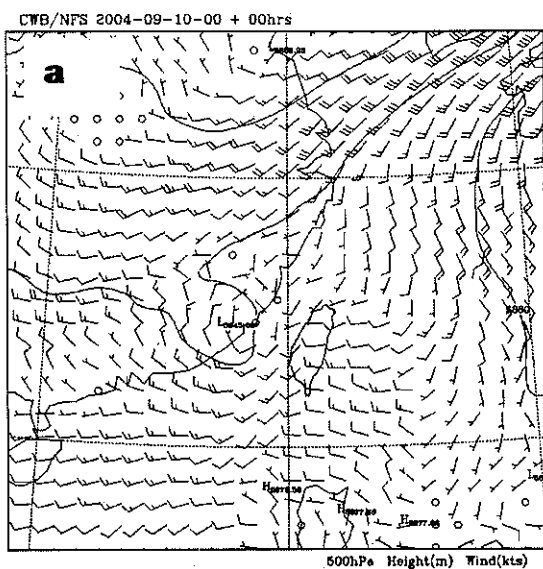


圖 1. 2004 年 9 月(a) 10 日 0000 UTC , (b) 11 日 0000 UTC , (c) 12 日 0000 UTC , (d) 13 日 0000 UTC 之 500 hPa 高空分析圖。

Fig1. The 500 hPa geopotential height and wind vectors at (a) 0000 UTC 10, (b) 0000 UTC 11, (c) 0000 UTC 12, and (d) 0000 UTC 13 September 2004.

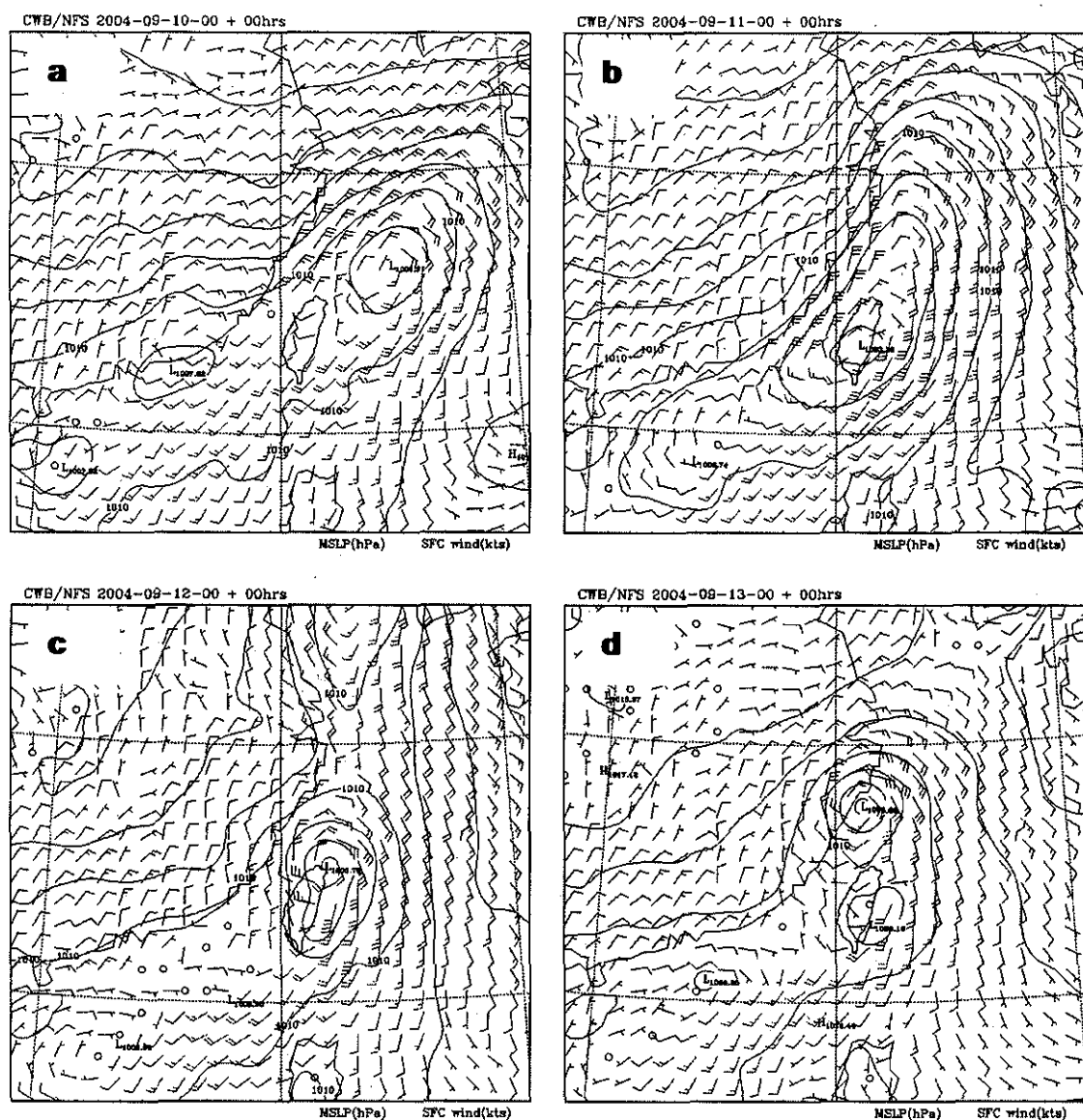


圖 3. 2004 年 9 月(a) 10 日 0000 UTC · (b) 11 日 0000 UTC · (c) 12 日 0000 UTC · (d) 13 日 0000 UTC 之地面分析圖。

Fig3. The surface analysis at (a) 0000 UTC 10, (b) 0000 UTC 11, (c) 0000 UTC 12, and (d) 0000 UTC 13 September 2004.

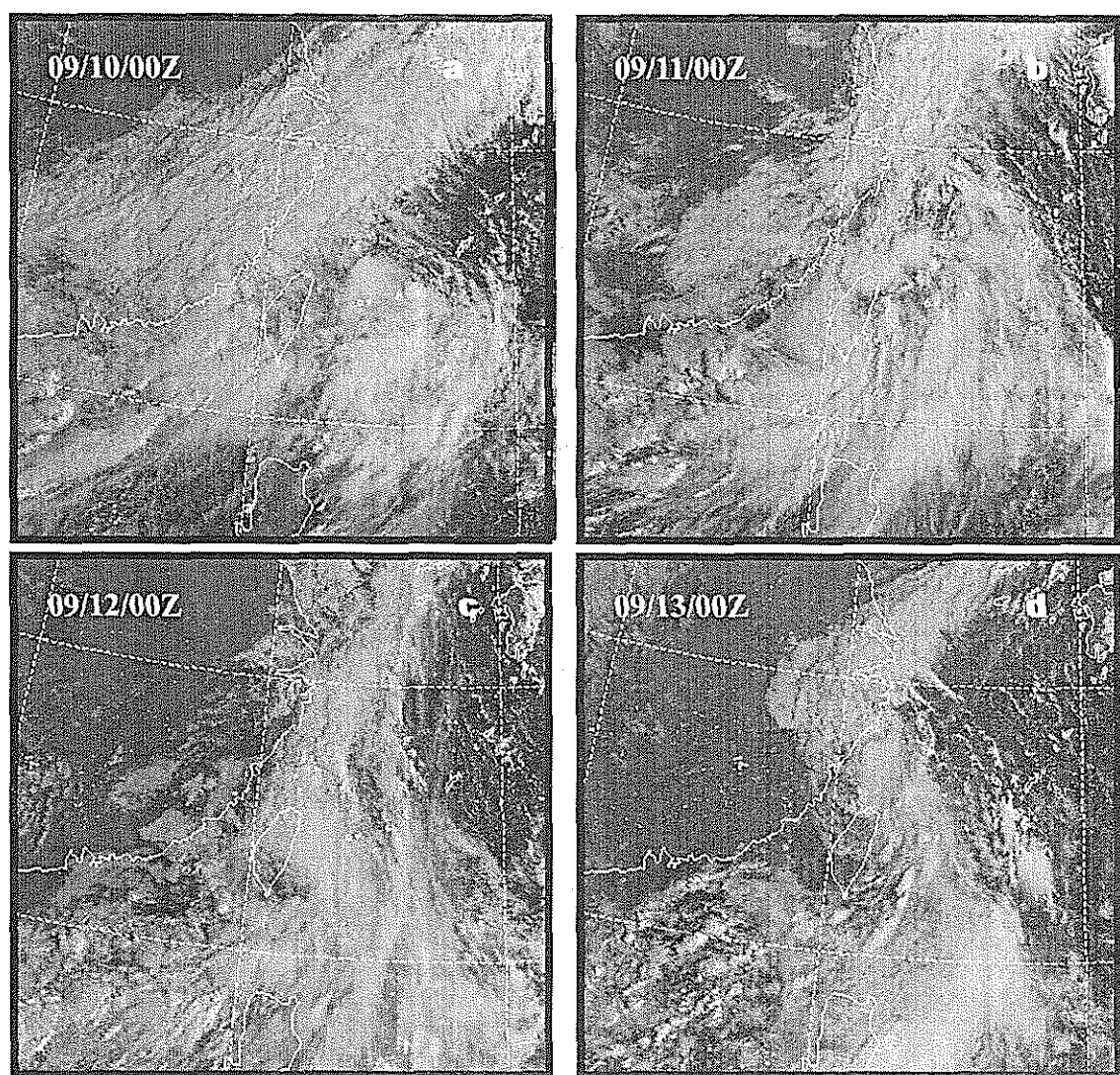


圖 5. 2004 年 9 月 (a)10 日 0000UTC (b)11 日 0000UTC (c)12 日 0000 UTC 及(d)13 日 0000UTC 之可見光衛星雲圖。

Fig5. The satellite visible imagery at (a) 0000 UTC 10, (b) 0000UTC 11, (c) 0000UTC 12, and (d) 0000UTC 13 September 2004.

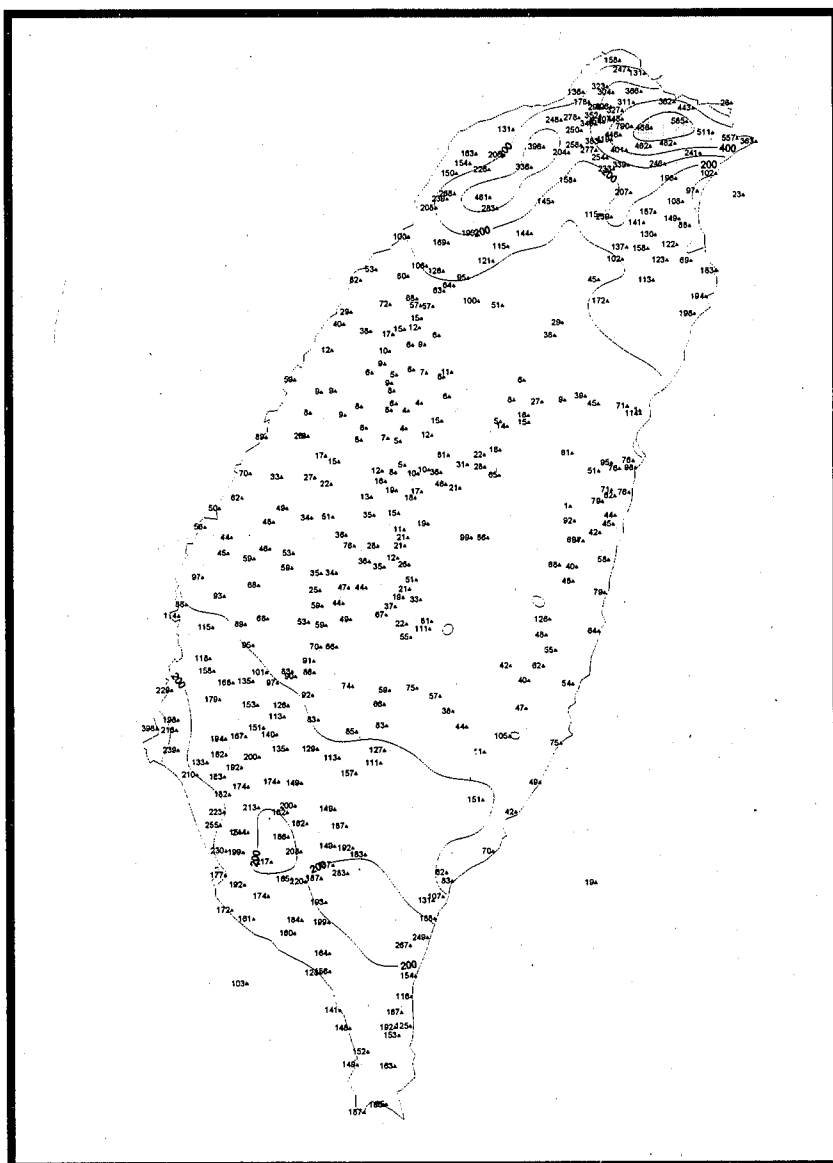


圖 6.911 水災等雨量線圖 (自 2004 年 9 月 9 日 1600 UTC 至 2004 年 9 月 11 日 1600 UTC 止)。
Fig6. The accumulated rainfall over Taiwan area for the period of 1600 UTC 9 to 1600 UTC 11
September 2004.

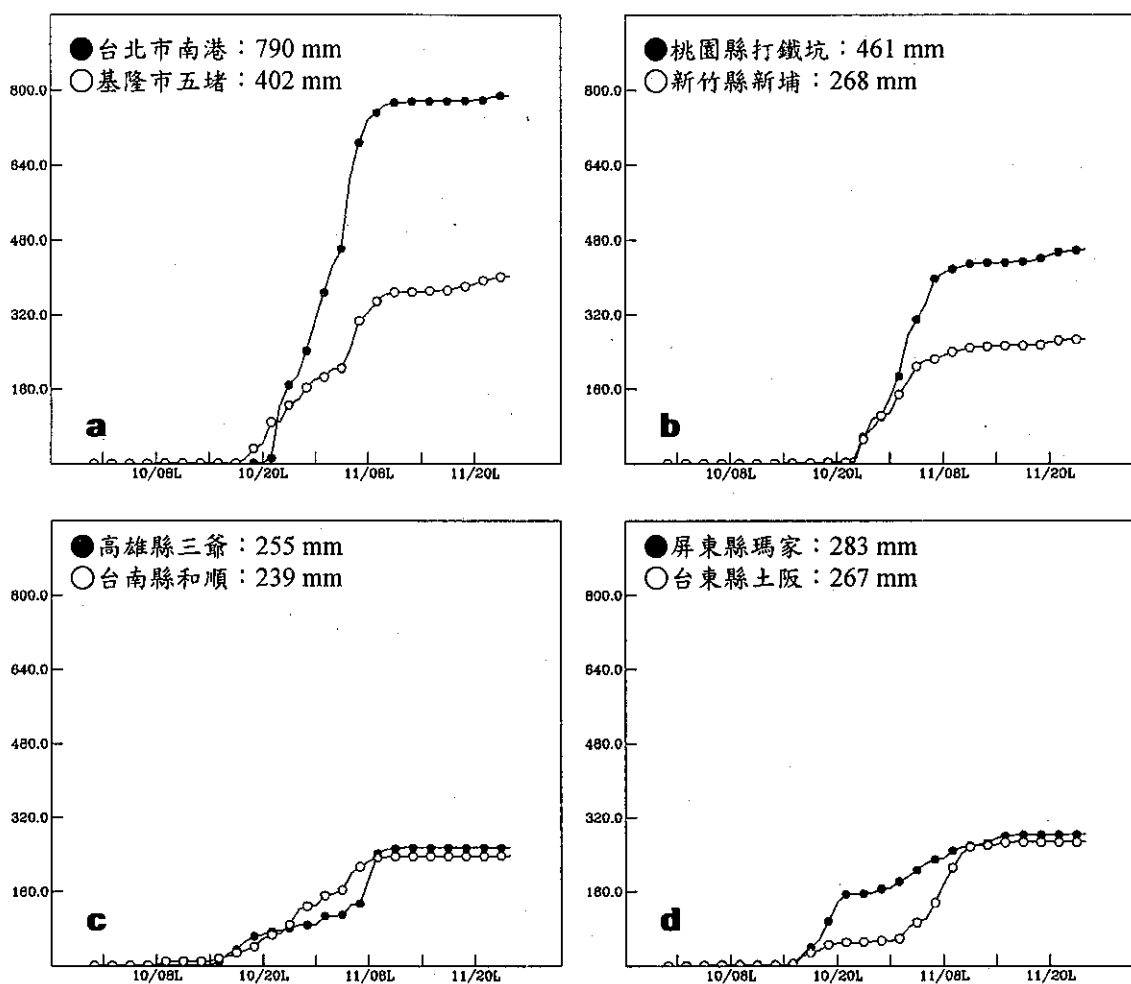


圖 7. 2004 年 9 月 9 日 1600 UTC 至 9 月 11 日 1600 UTC，自動雨量站(a)南港、五堵，(b)打鐵坑、新埔，(c)三爺、和順，(d)瑪家、土阪之累積雨量圖。

Fig7. Time series of accumulated rainfall for (a) Nan-Kang, Wu-Du, (b) Da-Tekan, Shin-Pu, (c) San-Yeh, Ho-Shun, and (d) Ma-Chia, Twu-Pan from 1600 UTC 9 to 1600 UTC 11 September 2004.

表 1. 9 月 10 日、11 日及 12 日中央氣象局各氣象站日雨量及累積雨量

Table1. The daily and accumulated rainfalls observed by CWB stations on the 10th, 11th and 12th September 2004.

September 2004

測站	雨量	逐日雨量（毫米）			累積
	10 日	11 日(911 水災)	12 日(海馬颱風)	雨量	
彭佳嶼	11.0	91.0	39.0	141.0	
基隆	158.0	202.0	51.0	411.0	
宜蘭	39.0	108.0	56.0	203.0	
蘇澳	61.0	119.0	99.0	279.0	
鞍部	119.0	344.0	237.0	700.0	
竹子湖	94.0	212.0	158.0	464.0	
台北	133.0	321.0	55.0	509.0	
新竹	83.0	156.0	70.0	309.0	
台中	6.0	3.0	3.0	12.0	
梧棲	33.0	26.0	5.0	64.0	
日月潭	6.0	12.0	7.0	25.0	
玉山	10.0	70.0	48.0	128.0	
阿里山	26.0	41.0	15.0	82.0	
嘉義	34.0	35.0	7.0	76.0	
台南	95.0	115.0	0.5	210.5	
高雄	89.0	83.0	0.0	172.0	
花蓮	4.0	94.0	35.0	133.0	
成功	2.0	73.0	T	75.0	
台東	12.0	59.0	0.0	71.0	
大武	54.0	99.0	0.0	153.0	
恆春	122.0	55.0	0.0	177.0	
蘭嶼	38.0	35.0	0.0	73.0	
澎湖	110.0	13.0	0.6	123.6	
東吉島	113.0	61.0	0.0	174.0	
金門	16.0	0.0	0.0	16.0	
馬祖	42.0	0.0	0.0	42.0	

* T 代表微量

(三) 911 水災災情彙整

根據中央災害應變中心統計，911 水災在北台灣及南台灣均造成災害，淹水情況尤其以大台北地區最為嚴重，各地相關災情彙整如下。

1. 傷亡情形：死亡 2 人，受傷 4 人。

(1) 9 月 10 日 2350 UTC (11 日 0750 LST) 桃園市民族路橋下（地下道）發現男性浮屍 1 名。

(2) 台北市永吉路 32 號地下一樓發現有 1 人溺斃。

(3) 台北市共計 4 人受傷。

2. 淹水災情：

(1) 台北市中山、士林、內湖、南港、信義等地區有積水情形；永吉路及內湖設中路積水深約 50 公分。

(2) 台北市南湖大橋下方平面道路積水深約 100 公分。

(3) 台北縣汐止市忠三街淹水約 120 公分深；汐止市橫科里淹水深達一層樓高。

(4) 台北縣五堵抽水站附近淹水深達 200 公分，9 月 11 日 0120 UTC (0920 LST) 抽水站人員撤離。

(5) 台北縣瑞芳鎮三爪子坑路積水深達一層樓高。

(6) 桃園縣有 70 處積水，水深約 10 至 15 公分。

(7) 高雄縣有 24 處積水，水深約 20 至 60 公分。

3. 公路狀況：

(1) 台北縣新莊壽山路有土石坍塌，交通中斷。

(2) 台北縣三重中央南路、福德南路口有路面塌陷長約 15 公尺，深 50 公分。

(3) 台北縣瑞芳鎮 106 線 80 公里處有落石坍方，交通中斷。

(4) 桃園縣復興鄉台 7 線蘇樂橋便道遭土石流淹沒，交通中斷。

(5) 新竹縣北埔鄉大湖村 3 鄰 32 號、32-1 號

前道路有長 4 公尺~5 公尺坍塌。

(6) 新竹縣五峰鄉南清公路 38.5 公里處有道路崩塌，交通中斷。

(7) 高雄縣甲仙鄉小林村台 21 線 222 公里處有落石坍方，交通中斷。

(8) 高雄縣桃園鄉台 20 線 113 公里、125 公里處有落石坍方，交通中斷。

4. 民生方面，911 水災共造成 23369 戶停電；7237 戶停水，桃園地區因石門水庫水質過於混濁，停水戶數高達 6797 戶，情況最為嚴重。

三、海馬颱風之發生及經過

海馬颱風形成於台灣東方近海，其每三小時颱風中心位置、近中心最大風速、暴風半徑等資料如表 2，颱風最佳路徑如圖 8 所示。2004 年 9 月 11 日 1500 UTC (2300 LST) 海馬颱風在花蓮的東方約 60 公里（北緯 24.0 度，東經 122.1 度）海面上形成，中心氣壓 998 百帕，近中心最大持續風速 18 m/s，瞬間最大陣風 25 m/s，七級風暴風半徑 100 公里，形成後向北北東移動。海馬颱風的前身，為位在廣大低壓帶內之一熱帶性低氣壓，此低壓帶大氣對流相當活躍，當時，中央氣象局正密切監測該熱帶性低氣壓，並研判其有持續發展為輕度颱風的趨勢，遂立即透過電話聯繫及簡訊，提早通報中央災害應變中心及各相關縣市防災單位，「請隨時注意熱帶性低氣壓動向，一旦形成颱風，中央氣象局將立即發布海上陸上颱風警報」。11 日 1500 UTC (2300 LST) 海馬颱風形成，中央氣象局立即於 11 日 1530 UTC (2330 LST) 發布海上陸上颱風警報，海上警戒區域為台灣東北部海面、台灣東南部海面及台灣北部海面；陸上警戒區則呼籲花蓮、宜蘭、台北、基隆及桃園地區應嚴加戒備。12 日 0000 UTC (0800 LST) 海馬颱風位於北緯 25.1 度，東經 122.2 度，即在台北的東方約 60 公里之海面上，運動速度明顯減慢且持續向北移動（見表 2），此時，除陸上警戒區仍有降雨外，新竹、苗栗之局部迎風

面山區，受颱風外圍環流影響，雨勢正持續加大，中央氣象局也繼續呼籲新竹、苗栗山區嚴防豪雨所引發之坍方、落石、土石流、山洪暴發及溪水暴漲。12 日 0900 UTC (1700 LST) 海馬颱風開始加速向北行進，對台灣本島的威脅降低，因此，中央氣象局於 12 日 1230 UTC (2030 LST) 解除陸上颱風警報；12 日 1500 UTC (2300 LST) 颱風開始轉向北北西加速朝大陸福建省移動，遂於 13 日 0030 UTC (0830 LST) 解除海上颱風警報，統計中央氣象局針對海馬颱風共發布海上颱風警報 4 報，海上陸上颱風警報 7 報，颱風警報前後共歷時 33 小

時，各警報發布經過一覽表如表 3。颱風警報發布期間，中央氣象局衛星中心所提供之海馬颱風逐時定位及強度估計資料如表 4。此外，自 9 月 11 日 1600 UTC (12 日 0000 LST) 起中央氣象局花蓮及五分山都卜勒雷達站開始對海馬颱風進行定位監測 (表 5)，9 月 11 日 1400 UTC (2200 LST) 起日本石垣島雷達站亦開始進行海馬颱風之逐時中心定位 (表 6)。此衛星及雷達逐時定位資料，皆為中央氣象局颱風小組定位作業之參考，亦為決定颱風最佳路徑之依據。

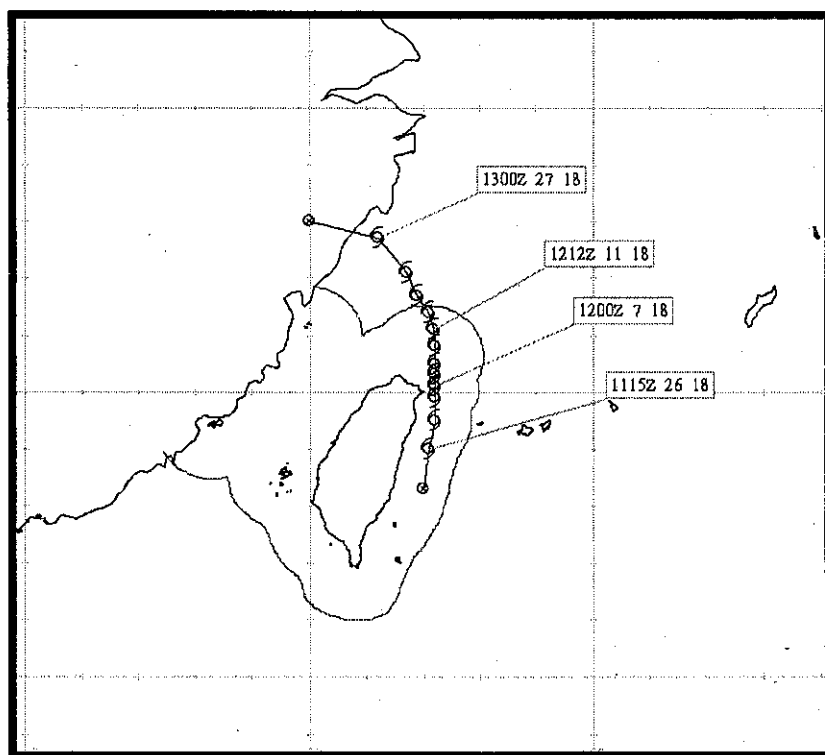


圖 8. 2004 年第 20 號颱風海馬 (Haima) 最佳路徑圖。圖中空心代表強度為輕度颱風；標示資料由左至右分別為時間(UTC)、移速(km/hr)及近中心最大風速(m/sec)。

Fig8. The best track of Tropical Storm Haima (2004).

表 2. 第 20 號海馬颱風最佳路徑、強度變化及動向資料表

Table2. The center positions, intensity, and movement of Tropical Storm Haima (best track).

時間 (UTC)	緯度	經度	中心氣壓 (hPa)	移動方向 degree	移動速度 Km/hr	最大風速		暴風半徑	
						持續風 m/s	陣風 m/s	30kts km	50kts km
091115	24.0	122.1	998	7	26	18	25	100	—
091118	24.5	122.2	998	10	19	18	25	100	—
091121	24.9	122.2	998	360	14	18	25	100	—
091200	25.1	122.2	998	360	7	18	25	100	—
091203	25.3	122.2	998	360	3	18	25	100	—
091206	25.5	122.2	998	360	4	18	25	100	—
091209	25.8	122.2	998	360	10	18	25	100	—
091212	26.1	122.2	998	360	11	18	25	100	—
091215	26.4	122.1	998	358	10	18	25	100	—
091218	26.7	121.9	998	329	12	18	25	100	—
091221	27.1	121.7	998	336	16	18	25	100	—
091300	27.7	121.2	998	324	27	18	25	100	—

表 3. 第 20 號海馬颱風警報發布經過一覽表

Table3. Warnings issued by CWB for Tropical Storm Haima.

警報 種類	報 數	發布時間(LST)			警戒區域		備註
		日	時	分	海 上	陸 上	
海陸	1	11	23	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面及台灣北部海面	花蓮、宜蘭、台北、基隆及桃園	輕度
海陸	2	12	02	30	台灣東北部海面、台灣東南部海面及台灣北部海面	花蓮、宜蘭、台北、基隆及桃園	輕度
海陸	3	12	05	30	台灣東北部海面及台灣北部海面	宜蘭、台北、基隆、桃園及花蓮	輕度
海陸	4	12	08	30	台灣東北部海面及台灣北部海面	宜蘭、台北、基隆及桃園	輕度
海陸	5	12	11	30	台灣東北部海面及台灣北部海面	宜蘭、台北、基隆及桃園	輕度
海陸	6	12	14	30	台灣東北部海面及台灣北部海面	宜蘭、台北、基隆及桃園	輕度
海陸	7	12	17	30	台灣東北部海面及台灣北部海面	台北及基隆	輕度
海上	8	12	20	30	台灣北部海面		輕度
海上	9	12	23	30	台灣北部海面		輕度
海上	10	13	02	30	台灣北部海面		輕度
海上	11	13	05	30	台灣北部海面		輕度
解除	12	13	08	30			輕度

表 4. 中央氣象局氣象衛星中心對第 20 號海馬颱風之中心定位表

Table4. Center positions of Tropical Storm Haima observed by the Satellite Center of CWB.

時間(UTC)		中心位置		強度估計		定位
日	時	緯度	經度	T	CI	準確度
11	1523	24.0	122.1	2.0	2.0	POOR
	1649	24.2	122.1	2.0	2.0	POOR
	1725	24.3	122.1	2.0	2.0	POOR
	1825	24.3	122.1	2.0	2.0	POOR
	1925	24.3	122.1	2.0	2.0	POOR
	2025	24.4	122.1	2.0	2.0	POOR
	2125	24.5	122.1	2.0	2.0	POOR
	2249	24.6	122.1	2.0	2.0	POOR
	2325	24.7	122.1	2.0	2.0	POOR
12	0025	24.9	122.1	2.0	2.0	POOR
	0125	24.9	122.1	2.0	2.0	POOR
	0225	25.0	122.1	2.0	2.0	POOR
	0325	25.1	122.0	2.0	2.0	POOR
	0425	25.1	122.0	2.0	2.0	POOR
	0525	25.3	122.0	2.0	2.0	POOR
	0525	25.3	122.0	2.0	2.0	POOR
	0625	25.5	122.1	2.0	2.0	POOR
	0725	25.7	122.1	2.0	2.0	POOR
12	0825	25.8	122.1	2.0	2.0	POOR
	0925	25.8	122.1	2.0	2.0	POOR
	1013	25.9	122.1	2.0	2.0	POOR
	1049	26.0	122.1	2.0	2.0	POOR
	1125	26.1	122.1	1.5	2.0	POOR
	1525	26.4	122.0	1.5	2.0	POOR
	1613	26.5	122.0	1.5	2.0	POOR
	1649	26.6	122.0	1.5	2.0	POOR
	1725	26.7	121.9	1.5	2.0	POOR
	1825	26.8	121.9	1.5	2.0	POOR
	1925	26.9	121.9	1.5	2.0	POOR
	2025	27.1	121.8	1.5	2.0	POOR
	2125	27.3	121.7	1.5	2.0	POOR
	2213	27.4	121.7	1.5	2.0	POOR
	2249	27.5	121.5	1.5	2.0	POOR
	2325	27.6	121.3	1.5	2.0	POOR
13	0225	27.7	121.1	1.5	2.0	POOR
	0525	27.9	120.8	1.5	2.0	POOR

表 5. 中央氣象局氣象雷達站對第 20 號海馬颱風之中心定位表

Table5. Center positions of Tropical Haima observed by the Doppler radar stations of CWB.

時間 (UTC)		緯度 (E)	經度 (N)	雷達站站名	時間 (UTC)		緯度 (E)	經度 (N)	雷達站站名
日	時				日	時			
11	16	24.1	122.2	五分山	12	0	25.2	122.0	五分山
	16	24.0	122.3	花蓮		1	25.2	121.8	五分山
	17	24.2	122.2	五分山		2	25.5	122.0	五分山
	17	24.2	122.2	花蓮		3	25.6	121.9	五分山
	18	24.3	122.2	五分山		4	25.6	121.9	五分山
	18	24.2	122.1	花蓮		5	25.6	121.9	五分山
	19	24.7	122.1	五分山		6	25.6	121.9	五分山
	19	24.5	122.2	花蓮		7	25.6	122.3	五分山
	20	24.8	122.2	五分山		8	25.7	122.3	五分山
	20	24.7	122.1	花蓮		9	25.8	122.3	五分山
	21	25.0	122.2	五分山		10	25.9	122.3	五分山
	21	24.9	122.1	花蓮		11	26.0	122.2	五分山
	22	25.1	122.1	五分山		12	26.1	122.3	五分山
	22	25.1	122.1	花蓮		14	26.3	122.3	五分山
	23	25.2	122.0	五分山		15	26.4	122.3	五分山

表 6. 日本石垣島(47920)雷達站對第 20 號海馬颱風之中心定位表

Table6. Center positions of Tropical Storm Haima observed by 47920 radar station of Japan.

時間 (UTC)		緯度 (E)	經度 (N)	雷達站站名	時間 (UTC)		緯度 (E)	經度 (N)	雷達站站名
日	時			47920	日	時			47920
11	14	23.9	122.2	石垣島	12	3	25.3	122.2	石垣島
	15	24.0	122.3	石垣島		4	25.3	122.2	石垣島
	16	24.0	122.3	石垣島		5	25.4	122.2	石垣島
	17	24.1	122.3	石垣島		6	25.4	122.3	石垣島
	18	24.2	122.3	石垣島		7	25.6	122.3	石垣島
	19	24.4	122.2	石垣島		8	25.7	122.3	石垣島
	20	24.5	122.2	石垣島		9	25.8	122.3	石垣島
	21	24.7	122.0	石垣島		10	25.9	122.3	石垣島
	22	24.9	122.1	石垣島		11	25.9	122.2	石垣島
	23	25.1	122.1	石垣島		12	26.0	122.1	石垣島
12	0	25.2	122.1	石垣島		13	26.3	122.1	石垣島
	1	25.1	122.2	石垣島		14	26.5	122.1	石垣島
	2	25.2	122.3	石垣島					

四、海馬颱風強度及路徑變化

海馬颱風在 9 月 11 日 1500 UTC (2300 LST) 形成於花蓮的東方近海，由十日平均海溫及海溫距平圖 (圖 9；9 月 11 日至 20 日之平均) 可知，海馬颱風生成區域之海溫約 27°C~28°C，且為相對負距平區，12 日 0000 UTC (0800 LST) 可見光衛星雲圖 (圖 5c) 顯示，颱風發展期間所在的海域並不寬闊，加上颱風環流西側鄰近台灣地形，因此，海馬颱風的強度，於生命期間一直維持在輕度颱風下限 (見表 2)，並未明顯增強，結構上屬於小型颱風。

500 百帕綜觀環境資料 (圖 1c、1d) 顯示，5880 等高線通過琉球附近海面，等高線呈現南—北走向，此時海馬颱風正位於脊場西側的低壓帶內，配合 850 百帕 (圖 2c、2d) 及地面分析場 (圖 3c、3d) 可知，此低壓帶範圍相當寬廣，低壓雲系 (見圖 5c、5d) 分布大致呈北—西南走向；海馬颱風形成於台灣東部近海，西側緊鄰中央山脈，由於低層氣流受中央山脈阻擋，使得大部分位在台灣海峽之空氣塊，須繞行巴士海峽以抵達台灣東南部海面，加上颱風

東側鄰近副熱帶高壓邊緣，故此時導引海馬颱風運動之大範圍低層風場以偏南風為主。12 日 0000 UTC (0800 LST) 至 0600 UTC (1400 LST) 期間，海馬颱風運動速率明顯減慢，最慢每小時僅移動約 3-4 公里；就颱風預報觀點而言，颱風在侵台期間減速，將會拖長風雨影響台灣地區的時間，對颱風定量化降雨預報而言是一大挑戰，因此，研究並了解海馬颱風減速的物理機制，是相當重要且困難的課題之一，未來有待利用高解析度數值模擬進一步研究。12 日 0900 UTC (1700 LST) 起海馬颱風逐漸加速、轉向北北西朝大陸前進，颱風中心登陸福建省後，強度於 13 日 0600 UTC (1400 LST) 減弱為熱帶性低氣壓，生命期僅 39 小時。就颱風結構而言，圖 10 為 12 日 1000 UTC (1800 LST) 中央氣象局都卜勒雷達網所觀測之雷達回波 (CV) 圖，配合圖 5c、5d 之可見光雲圖顯示，海馬颱風東南側象限的雲系及降水回波，係與低壓帶雲系相互連結並往巴士海峽延伸，台灣東南部海面由於處在氣流之相對背風下沉區，回波強度較微弱；此外，五分山雷達觀測之颱風風眼 (位於台灣北部海面) 清晰可見，較強回

波區主要集中在颱風之南及東南象限，颱風螺旋雨帶涵蓋範圍距颱風中心僅約 150 公里，雲

型結構上，海馬屬於小型颱風。

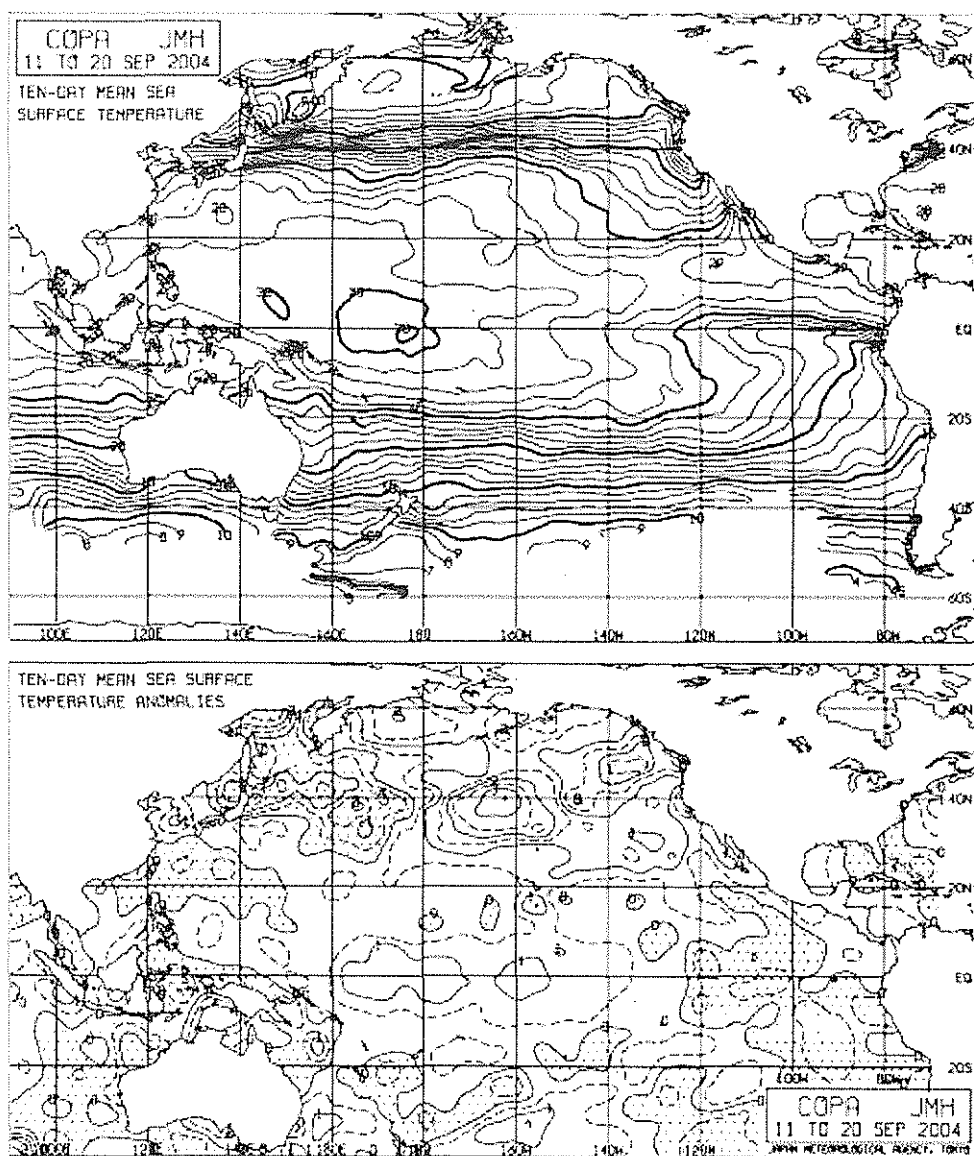


圖 9. 2004 年 9 月 11 日至 20 日太平洋區域海溫 (上) 與海溫距平 (下) 圖。

Fig9. Ten-day (11 to 20, September 2004) mean sea surface temperature (upper panel) and anomalies (lower panel) over the Pacific Ocean.

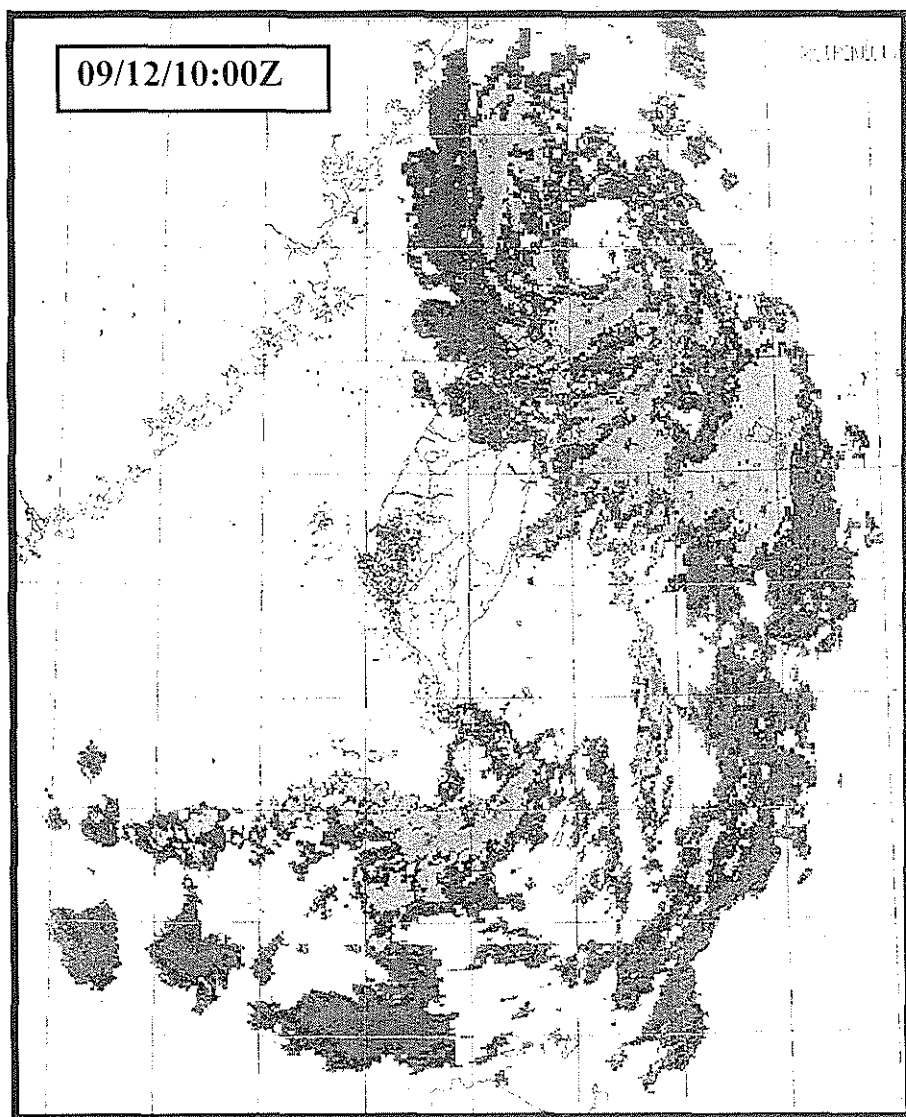


圖 10. 2004 年 9 月 12 日 1000 UTC 中央氣象局雷達網觀測回波圖。

Fig10. Radar reflectivity from the Doppler radars of CWB at 1000 UTC 12 September 2004.

五、海馬颱風近台期間台灣地區各地氣象狀況

海馬颱風 39 小時生命期間，最大強度僅達輕度颱風下限，中心氣壓 998 百帕，近中心最大持續風速 18 m/s，瞬間最大陣風 25 m/s，七級風暴風半徑 100 公里，形成初期颱風中心沿著台灣東部近海向北移動，本節將整理、說明海馬颱風侵台期間台灣各地觀測之最低氣壓、降雨及風力情況。

(一) 氣壓

表 7 為海馬颱風侵台期間，中央氣象局所屬各氣象站的氣象要素統計表。在最低氣壓方面，以位於地形背風面、相對下沉氣流區的成功測站於 11 日 1942 UTC (12 日 0342 LST) 所測得之 995.9 百帕為最低，其次為大武測站的 999.8 百帕；圖 11 則挑選鄰近海馬颱風中心的二個測站—彭佳嶼 (46695) 及蘇澳站 (46706) 進行逐時氣壓與風場之時間序列分析，彭佳嶼測站資料顯示 (圖 11a)，最低氣壓發生時之觀測風向為北北西風，可見颱風中心由彭佳嶼的東方通過，颱風逐漸遠離後，氣壓逐漸上升，風向由北北西風轉西北風，再轉西北西風；蘇澳 (圖 11b) 測站氣壓由 11 日 1500 UTC (2300 LST) 起即開始下降，11 日 1923 UTC (12 日 0323 LST) 出現 1000.0 百帕之觀測最低氣壓，此時風場為微弱之西北風，隨後颱風逐漸進入台灣北部海面，蘇澳測站氣壓逐漸上升。

(二) 降雨

海馬颱風侵台期間，台灣地區各自動雨量站及氣象站累積雨量分布 [自 9 月 11 日 1600 UTC (12 日 0000 LST) 至 13 日 0000 UTC (0800 LST)] 如圖 12，等雨量線分布顯示，最大降雨中心在新竹縣山區的鳥嘴山雨量站，累積降雨量達 373.0 毫米，另外，台北縣、市山區 (如：大豹 292.0 毫米、鞍部 246.0 毫米) 及桃園縣山區 (如：大溪 290.0 毫米) 也有豪雨發生；此四個自動雨量站之累積降水時間序列如圖 13 所

示，圖中顯示鳥嘴山雨量站 (新竹縣) 主要降水時間集中在 11 日 1900 UTC (12 日 0300 LST) 至 12 日 0900 UTC (1700 LST)，這 14 小時鳥嘴山降雨量達 319.5 毫米；大豹 (台北縣)、大溪 (桃園縣) 及鞍部 (台北市) 雨量站主要降水發生時段均與鳥嘴山雨量站一致。若就中央氣象局各氣象站 (見表 7) 而言，警報期間累積降雨較多之地區如下：竹子湖 156.6 毫米、蘇澳 115.0 毫米。

單日降雨量方面，海馬颱風侵台過程 9 月 12 日 (LST) 各氣象站之日雨量統計如表 1，可見台北市鞍部 12 日 (LST) 累積雨量達 237.0 毫米，竹子湖達 158.0 毫米，台北站則為 55.0 毫米；值得注意的是，12 日 (LST) 各氣象站之日雨量均較 11 日 (LST) 為小，此降水強度差異可由圖 4 之 K 指數大致理解，圖 4c、4d 顯示，12 日 0000 UTC 以後台灣地區的大氣環境已較前一日 (11 日 0000 UTC) 穩定，K 指數值逐漸下降，表示台灣附近之對流活躍度降低，故 12 日 (LST) 的降雨較 11 日 (LST) 緩和。時雨量方面 (見表 7) 以鞍部站為最大，達 35.0 毫米，其次為蘇澳的 19.5 毫米；十分鐘降水強度以蘇澳站的 9.5 毫米為最多，鞍部的 8.5 毫米次之。綜合圖 12、圖 13 及表 7 可知，海馬颱風在台灣地區所造成之降雨，與北台灣山脈分布呈現高度相關，此結果顯示地形舉升降水在海馬颱風個案中扮演重要角色。

(三) 風力

海馬颱風由台灣東部近海向北移動時，為一小型的輕度颱風，生命期間颱風中心未登陸台灣，較強風力多出現在離島及沿海地區；由表 7 及表 8 可見，當海馬颱風中心於 9 月 12 日 0600 UTC (1400 LST) 至 0900 UTC (1700 LST) 之間通過彭佳嶼的東方近海時，彭佳嶼氣象站曾出現 8 級 (19.0 m/s) 平均風及 10 級 (26.8 m/s) 強陣風。此外，當颱風逐漸北上，台灣東南部海面的西南風逐漸增強，蘭嶼氣象站曾出現 9 級 (23.0 m/s) 平均風及 11 級 (32.1

m/s) 強陣風。就台灣本島地區而言，以鞍部氣象站出現的 10 級 (28.4 m/s) 陣風與 8 級 (17.9 m/s) 平均風最強，其次是梧棲氣象站出現的 8

級 (17.9 m/s) 陣風與 6 級 (11.7 m/s) 平均風；由於海馬颱風結構較小，台灣本島除高山及沿海地區外，風力均不強。

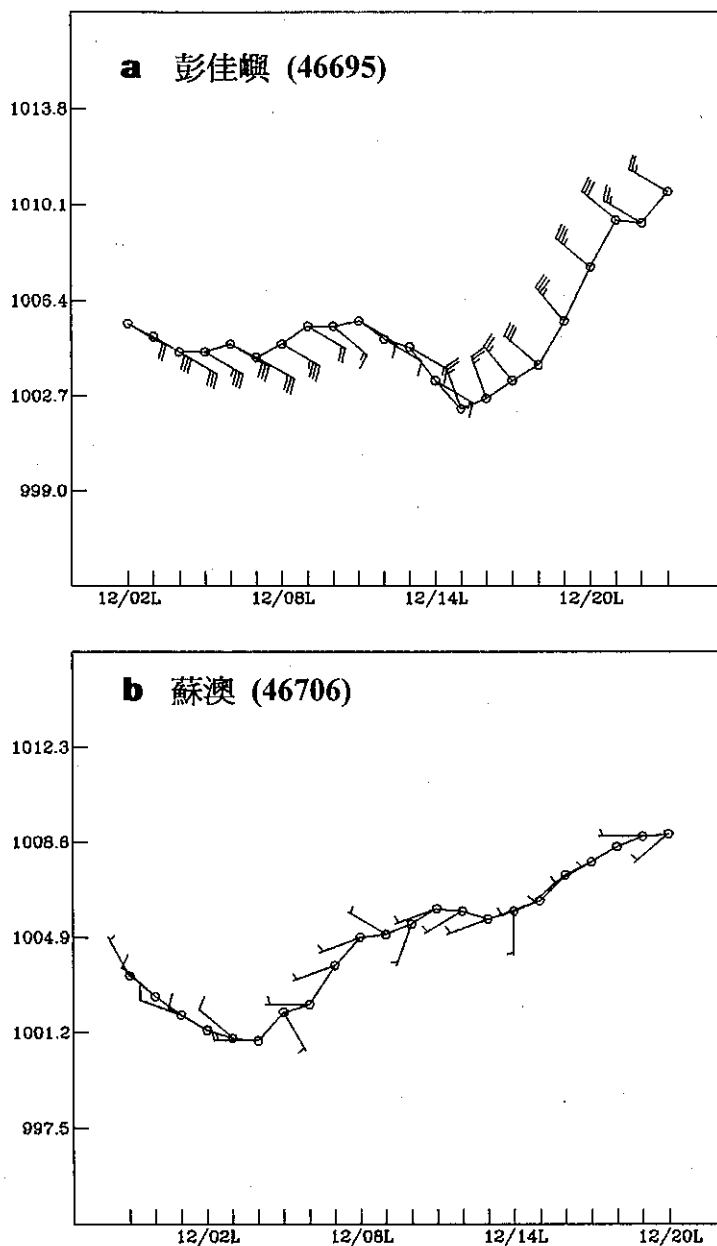


圖 11. 2004 年 9 月 12 日 (a) 彭佳嶼 (46695) 及 (b) 蘇澳 (46706) 之逐時風場與氣壓資料。

Fig11. Hourly wind bars and mean sea level pressure at (a) 46695 and (b) 46706 at 12 September 2004.

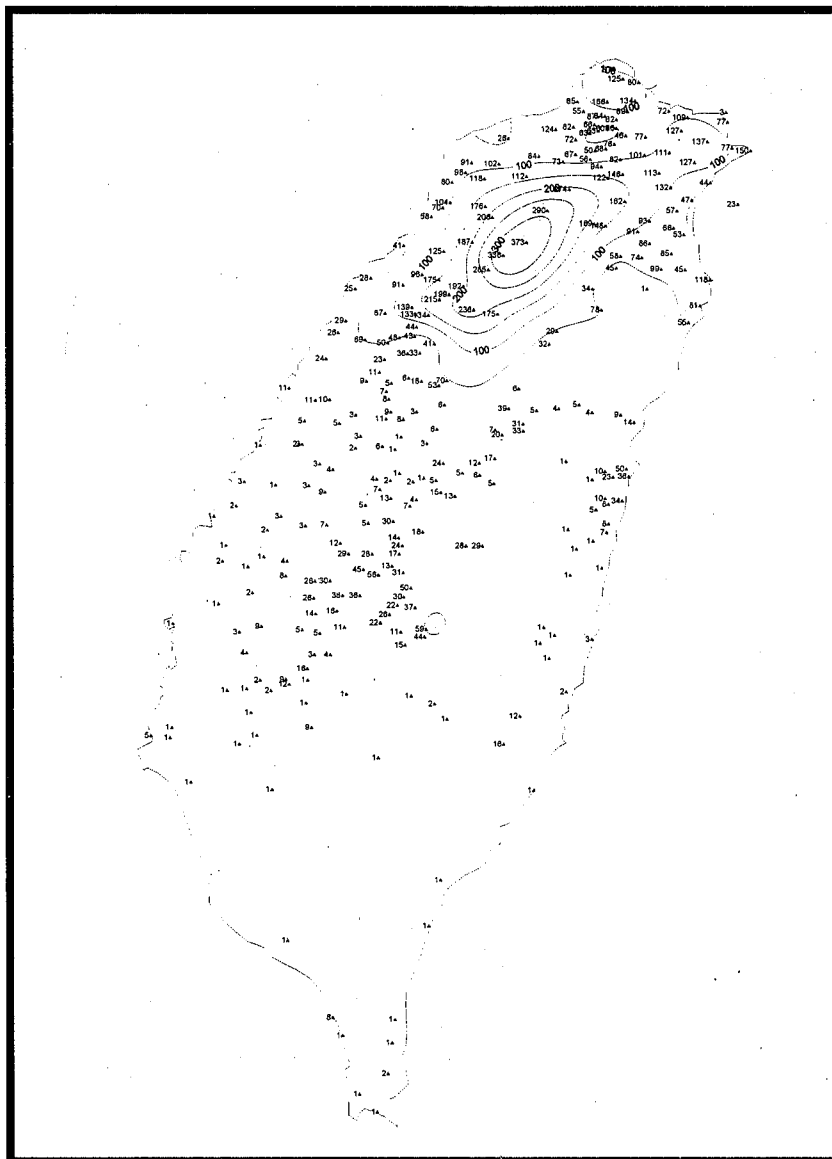


圖 12. 2004 年第 20 號颱風海馬等雨量線圖 (自 9 月 11 日 1600 UTC 至 9 月 13 日 0000 UTC 止)
 Fig12. The accumulated rainfall over Taiwan area for the period of 1600 UTC 11 to 0000 UTC 13
 September 2004.

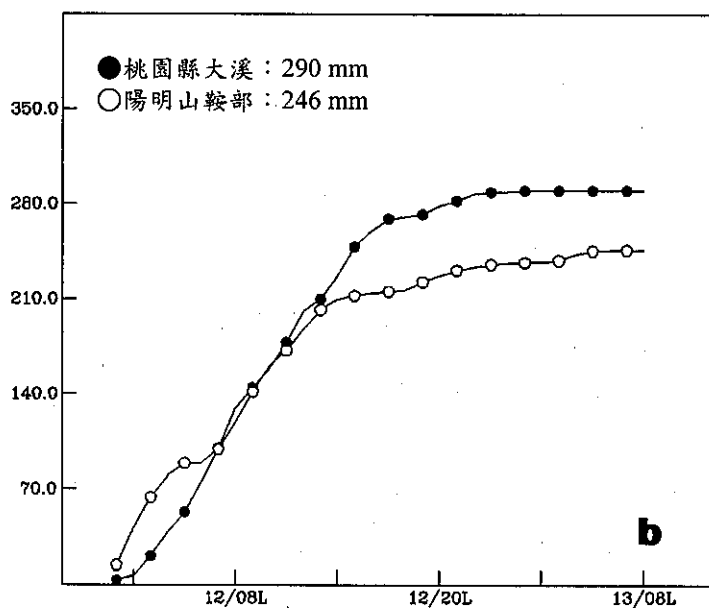
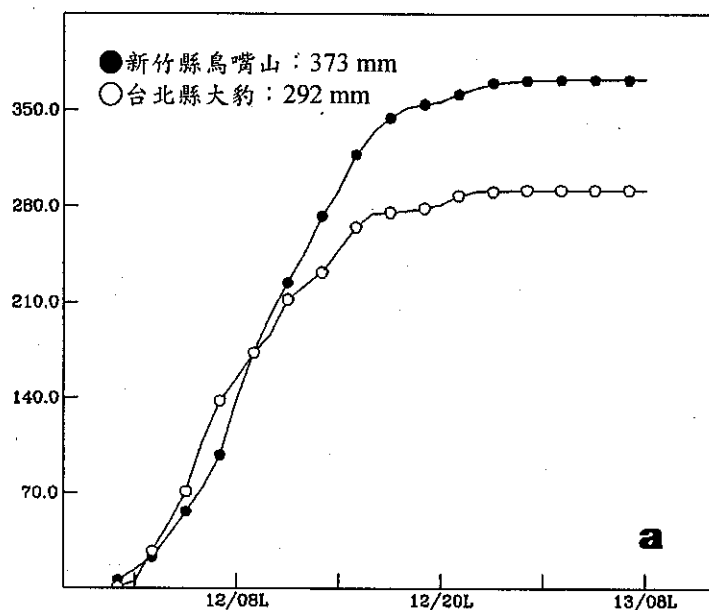


圖 13. 2004 年 9 月 11 日 1600 UTC 至 9 月 13 日 0000 UTC, 自動雨量站 (a) 烏嘴山、大豹及 (b) 大溪、鞍部之累積雨量圖。

Fig13. Time series of accumulated rainfall for ((a) Neu-Chusan, Da-Bao and (b) Da-Chi, An-Pu from 1600 UTC 11 to 0000 UTC 13 September 2004.

表 7. 第 20 號海馬颱風侵台期間氣象要素統計表(時間為地方時)

Table 7. The meteorological elements summary of CWB stations during Tropical Storm Haima affecting Taiwan.

測 站 站 名	最低氣壓		最高氣溫		最低溼度		極大瞬間風			最大平均風			最大降水量				總降水量	
	數 值	時 間	數 值	時 間	數 值	時 間	風速	風向	時 間	風速	風向	時 間	一小時	發生時間	十分鐘	發生時間	數量	發生時間
	(hPa)	(LST)	(°C)	(LST)	(%RH)	(LST)	(m/s)	(度)	(LST)	(m/s)	(度)	(LST)	(mm)	(LST)	(mm)	(LST)	(mm)	(LST)
彭佳嶼	1002.1	12/15:23	26.1	12/09:29	87	12/08:36	26.8	140	12/04:11	19.0	310	12/19:23	6.1	12/05:20	3.5	12/05:20	36.3	11/23:30-12/20:30
基 隆	1001.6	12/03:54	25.2	12/07:04	89	12/16:41	16.6	20	12/08:21	8.9	320	12/08:24	10.1	12/02:50	4.0	12/03:12	61.6	11/23:30-12/20:30
鞍 部*	1416.2	12/04:06	21.4	12/06:09	93	12/00:19	28.4	20	12/07:35	17.9	350	12/07:42	35.0	12/00:41	8.5	12/00:43	234.0	11/23:30-12/20:30
竹子湖	1002.1	12/04:16	22.3	12/05:50	89	12/07:19	23.1	30	12/09:00	9.3	360	12/09:09	17.5	12/07:15	6.5	12/00:36	156.6	11/23:30-12/20:30
台 北	1001.8	12/04:34	24.8	12/15:30	96	12/04:21	18.5	10	12/08:05	9.2	310	12/04:44	9.5	12/02:01	3.0	12/02:45	54.3	11/23:30-12/20:30
新 竹	1004.7	12/02:42	24.3	12/00:43	83	12/00:57	14.3	40	12/00:42	6.8	20	12/00:44	9.5	12/10:58	2.5	12/08:22	70.0	11/23:30-12/20:30
梧 樓	1002.2	12/02:50	25.1	12/06:42	84	12/06:36	17.9	340	12/04:10	11.7	340	12/02:33	2.5	11/23:30	1.0	12/00:10	10.5	11/23:30-12/20:30
台 中	1005.1	12/02:53	27.7	12/14:56	72	12/15:34	9.9	330	12/00:15	4.1	360	12/00:21	1.4	12/07:45	0.8	12/07:21	3.4	11/23:30-12/11:20
日月潭*	1451.4	12/02:25	20.6	12/11:19	81	12/18:31	8.1	280	12/04:26	4.4	290	12/04:26	2.5	12/13:55	1.4	12/14:30	7.1	12/00:00-12/15:05
澎 湖	1006.5	12/02:23	29.0	12/12:17	70	12/12:15	10.7	50	12/05:59	5.7	50	12/05:59	0.6	12/00:30	0.4	12/00:35	0.6	12/00:30-12/00:50
東吉島	1001.2	12/03:16	27.5	12/11:22	74	12/15:11	16.7	20	12/06:43	11.7	10	12/06:14	0.0	—	0.0	—	0.0	—
阿里山*	3101.1	12/03:04	16.6	12/15:02	89	12/15:45	9.4	30	12/03:43	4.4	350	12/03:52	4.5	12/00:21	1.5	12/01:15	18.5	11/23:30-12/13:00
玉山*	3099.1	12/02:05	12.0	12/13:45	87	12/18:50	11.0	340	12/19:43	7.6	340	12/20:20	11.5	12/03:16	2.5	12/00:05	53.0	11/23:30-12/09:13
嘉 義	1006.1	12/02:28	27.5	12/11:55	75	12/15:24	10.7	360	12/12:35	6.4	360	12/13:28	4.5	12/00:05	3.0	12/00:03	9.0	11/23:40-12/06:30
台 南	1006.6	12/02:05	29.2	12/13:58	72	12/13:58	14.8	20	12/09:32	8.3	360	12/09:07	0.7	11/23:30	0.5	12/00:10	0.7	11/23:30-12/01:05
高 雄	1005.2	12/03:24	30.8	12/12:06	66	12/11:16	11.9	340	12/06:13	6.1	350	12/10:51	0.0	—	0.0	—	0.0	—
恆 春	1004.3	12/02:29	29.3	12/13:07	73	12/13:10	11.3	280	12/03:30	5.3	290	12/01:01	0.0	—	0.0	—	0.0	—
蘭 嶼	1002.9	12/03:04	24.9	12/19:36	88	12/14:15	32.1	210	12/01:15	23.0	220	12/01:24	0.0	—	0.0	—	0.0	—
大 武	999.8	12/03:45	31.7	12/14:40	66	12/14:39	11.8	190	12/16:18	7.6	160	12/18:14	0.0	—	0.0	—	0.0	—
台 東	1000.7	12/02:28	30.4	12/10:40	71	12/09:06	15.1	190	12/16:36	7.5	200	12/18:15	0.0	—	0.0	—	0.0	—
成 功	995.9	12/03:42	32.0	12/12:48	76	12/10:52	17.8	220	12/17:32	10.0	210	12/18:30	T	12/19:40	T	12/19:44	T	11/23:30-12/20:10
花 蓮	1001.1	12/01:51	27.5	12/13:32	83	12/15:40	11.2	240	11/23:30	8.1	230	11/23:30	2.0	12/06:05	0.5	12/06:05	4.5	12/00:30-12/17:30
宜 蘭	1000.5	12/03:37	25.3	12/10:02	77	12/09:53	10.4	270	12/04:16	5.8	240	12/08:44	9.5	12/07:38	5.0	12/07:41	56.7	11/23:30-12/20:30
蘇 澳	1000.0	12/03:23	25.9	12/13:45	79	12/02:08	13.0	350	12/03:22	7.8	270	12/03:19	19.5	11/23:31	9.5	11/23:31	115.0	11/23:30-12/20:30
金 門	1008.3	12/02:37	29.7	12/12:31	65	12/13:00	6.7	15	12/15:02	4.3	14	12/16:13	0.0	—	0.0	—	0.0	—
馬 祖	1008.0	12/03:05	28.6	12/12:10	60	12/12:22	12.7	350	12/07:25	6.2	350	12/07:19	0.0	—	0.0	—	0.0	—

註: *表該站屬高山測站, 其氣壓值以重力位高度代表, T:表降雨微量。

表 8. 第 20 號海馬颱風侵台期間各地出現最大平均風速、陣風及對應級數

Table 8. The 10-min-ave. maximum winds and gust winds observed by CWB stations during Tropical Storm Haima affecting Taiwan.

測站	最大平均風速		最大陣風	
	風速(m/s)	對應級數	風速(m/s)	對應級數
彭佳嶼	19.0	8	26.8	10
基隆	8.9	5	16.6	7
宜蘭	5.8	4	10.4	5
蘇澳	7.8	4	13.0	6
鞍部	17.9	8	28.4	10
竹子湖	9.3	5	23.1	9
台北	9.2	5	18.5	8
新竹	6.8	4	14.3	7
台中	4.1	3	9.9	5
梧棲	11.7	6	17.9	8
日月潭	4.4	3	8.1	5
玉山	7.6	4	11.0	6
阿里山	4.4	3	9.4	5
嘉義	6.4	4	10.7	5
台南	8.3	5	14.8	7
高雄	6.1	4	11.9	6
花蓮	8.1	5	11.2	6
成功	10.0	5	17.8	8
台東	7.5	4	15.1	7
大武	7.6	4	11.8	6
恆春	5.3	3	11.3	6
蘭嶼	23.0	9	32.1	11
澎湖	5.7	4	10.7	5
東吉島	11.7	6	16.7	7
金門	4.3	3	6.7	4
馬祖	6.2	4	12.7	6

六、海馬颱風路徑的預報誤差校驗

海馬颱風的最佳路徑，是由衛星、雷達等颱風中心定位資料（見表 4、表 5、表 6）所定義而成；本節將以此最佳路徑為基準，針對各類颱風路徑預報法進行 12 小時及 24 小時預報位置誤差校驗，校驗對象包括：中央氣象局官方發布（CWB）、美軍（PGTW）、日本（RJTD）、北京（BABJ）等 4 種主觀預報，CLIPER、HURRAN 2 種統計預報，中央氣象局原始方程颱風路徑預報模式（TFS）及動力模式系集預報 [JUNE，系集成員有歐洲（EC）模式、日本（JMA）模式、美國（NCEP）模式、英國（UK）模式。

（一）12 小時平均預報誤差校驗

海馬颱風生命期內運動速率有先減速再加速之現象，移向則先朝北再轉北北西行進；表 9 顯示 12 小時路徑預報中，各種主觀預報方法中以 RJTD 表現最好，平均預報誤差只有 55 公里；CWB 以 60 公里居次，PGTW 表現不佳，12 小時平均預報誤差達 84 公里；動力模式方面，JUNE（動力模式系集預報）12 小時平均誤差為 61 公里，表現略優於 TFS 的 67 公里。在 2 種颱風路徑統計預報法中，HURRAN 法表現優於 CLIPER 法，兩者誤差值分別為 93 公里與 161 公里，就 12 小時颱風路徑預報而言，各國主觀預報及動力數值模式預報表現優於颱風路徑統計預報法。

（二）24 小時平均預報誤差校驗

24 小時平均誤差如表 10 所列，在各種主觀預報法中以 CWB 的 65 公里表現最好，其次為 BABJ 與 RJTD 的 70 與 73 公里，PGTW 誤差為 177 公里，表現不理想。颱風路徑統計預報法中，CLIPER 法誤差為 374 公里表現不佳；數值模式方面，JUNE 的 24 小時預報誤差為 119 公里，表現遜於 CWB、BABJ、RJTD 之主觀預報。

圖 14 為海馬颱風最佳路徑與 CWB、RJTD

之預報路徑比較圖，由圖 14a 可見，CWB 於海馬颱風形成初期，多數預報路徑皆認為海馬颱風將以穩定速率偏北行進，但實際颱風運動則有減速現象，致使颱風預測速率略有偏快；同

時段內，RJTD (圖 14b) 主要誤差為颱風的運動方向略為偏左。就整體而言，本次 CWB 與 RJTD 主觀預報對海馬颱風之路徑預測皆有不錯的表現，24 小時平均預報誤差都在 75 公里以內。

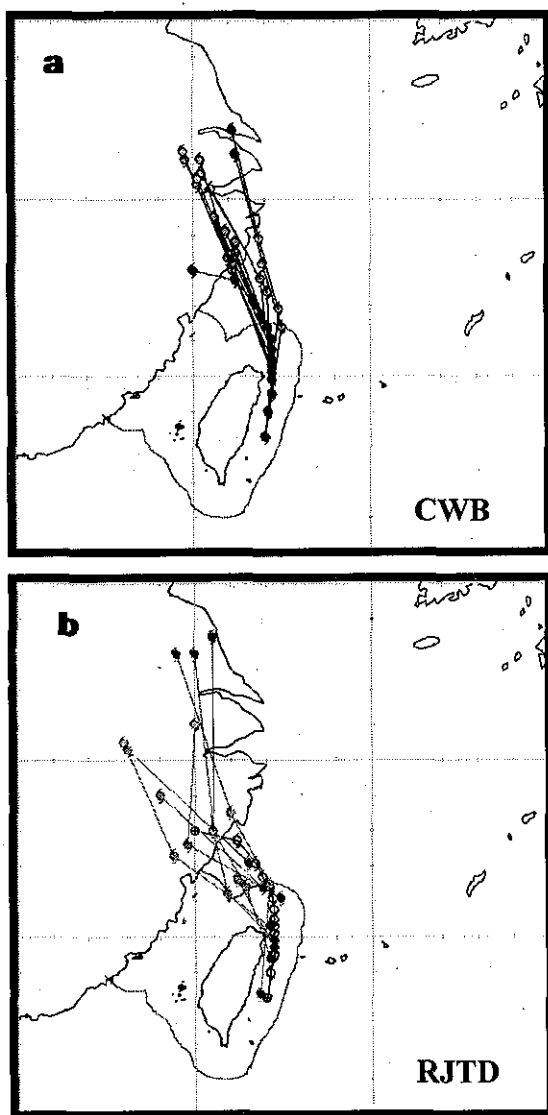


圖 14. (a) 中央氣象局 (CWB) 及 (b) 日本官方 (RJTD) 對海馬颱風之路徑預測

Fig14. The forecast tracks of (a) CWB and (b) RJTD Tropical Storm Haima (2004).

表 9. 第 20 號海馬颱風各預報機構(CWB 為本局)之 12 小時預報位置誤差比較

Table 9. The comparison of 12-h forecast position errors(km) for Tropical Storm Haima.

	CWB		PGTW	RJTD	BABJ	CLIP	HURA	JUNE	TFS			
CWB	9	60										
	60	0										
			3	84								
PGTW			84	0								
	5	64			5	55						
RJTD	55	-9			55	0						
BABJ												
	1	66	1	89	1	41	2	161				
CLIP	185	119	136	47	185	144	161	0				
	4	51			2	65	1	185	4	93		
HURA	93	42			94	29	77	-108	93	0		
	1	66	1	89	1	41	2	161	1	77	2	61
JUNE	118	52	4	-85	118	77	61	-100	118	41	61	0
	1	88			1	97						
TFS	67	-22			67	-30					1	67
											67	0

A	B
C	D

A 表示 X 和 Y 預報時間相同的次數
B 表示 X 軸上預報誤差(km)
C 表示 Y 軸上預報誤差(km)
D 表示 Y 軸預報方法比 X 軸預報方法好的程度

A	B
C	D

A 表示 X 和 Y 預報時間相同的次數
 B 表示 X 軸上預報誤差(km)
 C 表示 Y 軸上預報誤差(km)
 D 表示 Y 軸預報方法比 X 軸預報方法好的程度

表 10. 第 20 號海馬颱風各預報機構(CWB 為本局)之 24 小時預報位置誤差比較

Table 10. The comparison of 24-h forecast position errors(km) for Tropical Storm Haima.

	CWB		PGTW	RJTD	BABJ	CLIP	HURA	JUNE	TFS
	5	65							
CWB	65	0							
			1	177					
PGTW			177	0					
	3	61		3	73				
RJTD	73	12		73	0				
	3	69		2	83	5	70		
BABJ	55	-14		50	-33	70	0		
						1	374		
CLIP						374	0		
HURA									
						1	374	1	119
JUNE						119	-255	119	0
TFS									

A	B
C	D

A 表示 X 和 Y 預報時間相同的次數
B 表示 X 軸上預報誤差(km)
C 表示 Y 軸上預報誤差(km)
D 表示 Y 軸預報方法比 X 軸預報方法好的程度

A	B
C	D

A 表示 X 和 Y 預報時間相同的次數
 B 表示 X 軸上預報誤差(km)
 C 表示 Y 軸上預報誤差(km)
 D 表示 Y 軸預報方法比 X 軸預報方法好的程度

七、海馬颱風災情報告

依據海馬颱風中央災害應變中心處理報告顯示，海馬颱風引發土石流侵襲新竹縣尖石鄉嘉樂村 5 鄰 253 號，造成 4 人死亡，嘉樂村 1、2、5 鄰及鄉公所附近居民約 200 人撤往尖石國中安置；此外，在台北縣瑞芳鎮八分寮溪有 2 名民眾失蹤。民生用水方面，新竹及桃園地區多處淨水場因豪雨挾帶泥砂阻塞取水口無法取水，總計曾造成 44400 戶停水。

八、結論

綜合上述對 911 水災暨海馬颱風之分析探討，可歸納下列數點結論：

- (一) 2004 年 9 月 10 日至 11 日，廣闊的低壓帶籠罩台灣地區，大氣環境非常不穩定，旺盛的對流性降水，造成大台北地區 911 水災，最大降雨中心在台北市南港雨量站，累積降雨高達 790.0 毫米，主要降水時段集中在 10 日 1300 UTC (2100 LST) 至 11 日 0000 UTC (0800 LST)，造成多處淹水災情，並有 2 人死亡。
- (二) 海馬颱風在為期 39 小時的生命期間，強度一直維持在輕度颱風下限，近中心最大持續風速 18 m/s，最大陣風 25 m/s；結構上屬於小型颱風，七級風暴風半徑為 100 公里。海馬颱風形成後，運動路徑朝北轉北北西行進，颱風中心依序通過台灣東部近海與台灣北部海面，最後登陸大陸福建省，強度於 9 月 13 日 0600 UTC (1400 LST) 減弱為熱帶性低氣壓。
- (三) 海馬颱風為 2004 年在西北太平洋地區生成之第 20 號颱風，也是當年中央氣象局第 6 個發布颱風警報的颱風；其中，第 1 次海上陸上颱風警報於 9 月 11 日 1530 UTC (2330 LST) 發布，9 月 12 日 1230 UTC (2030 LST) 解除陸上颱風警報，最後於 9 月 13 日 0030 UTC (0830 LST) 解除海上

颱風警報。

- (四) 海馬颱風鄰近台灣期間，颱風中心曾通過彭佳嶼東方近海，當時彭佳嶼氣象站曾出現 8 級 (19.0 m/s) 平均風及 10 級 (26.8 m/s) 強陣風。降雨方面，豪雨出現在台灣北部的迎風面山區，以新竹縣烏嘴山自動雨量站之 373.0 毫米最多，台北縣大豹雨量站之累積雨量亦達 292.0 毫米。彭佳嶼之逐時氣壓、風場資料分析顯示，海馬颱風中心約於 9 月 12 日 0600 UTC (1400 LST) 至 0900 UTC (1700 LST) 之間通過彭佳嶼東方近海，繼續朝大陸行進。
- (五) 海馬颱風路徑預報誤差方面，主觀預報法中 24 小時預報以 CWB (中央氣象局) 表現最佳，誤差只有 65 公里；BABJ (北京) 與 RJTD (日本) 居次，誤差值分別為 70 與 73 公里；PGTW (美軍) 本次預報表現不佳，24 小時預報誤差達 177 公里。在颱風路徑統計預報法中，CLIPER 法 24 小時預報誤差高達 374 公里，表現極不理想；整體而言，本次 CWB、BABJ、RJTD 主觀颱風路徑預測表現優於由歐洲 (EC)、日本 (JMA)、美國 (NCEP) 及英國 (UK) 所組合之 JUNE (動力模式系集預報)。
- (六) 海馬颱風侵台期間，颱風中心雖未登陸台灣地區，但豪雨在新竹縣尖石鄉引發土石流，總計海馬颱風在台灣地區造成 4 人死亡，2 人失蹤。

Report on Tropical Storm Haima (0420) of 2004

Guo-Ji Jian

Weather Forecast Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

Tropical storm Haima was the twentieth tropical cyclone in 2004 to form over the western North Pacific Ocean. It was the sixth one that the Central Weather Bureau (CWB) issued the typhoon warnings of the year. Haima organized into a tropical storm at 1500 UTC 11 September as it was located about 60 km east of Hualien, Taiwan then moved northward along the east coast of Taiwan. Around 0000 UTC 12 September, it gradually decelerated while centered just in the sea northeast of Taiwan. By 1500 UTC 12 September, the storm veered to a north-northwestward track and began to accelerate. After passing through the sea north of Taiwan, Haima made landfall on the Fujian province of China and weakened to a tropical depression at 0600 UTC 13 September.

Haima was a short-lived, small tropical storm that brought heavy rains to northern Taiwan. The maximum accumulated rainfall of 373.0 mm was observed at the Neu-Chusan station during its passage over the sea northeast and north of Taiwan. Furthermore, a peak gust of 26.8 m/s was observed at the Peng-Chiayu station during Haima's eyewall's devastating that station. Verification results of the storm track showed that the 12 hr and 24 hr official forecast errors of CWB were 60 km and 65 km, respectively. The debris flow and landslides induced by tropical storm Haima caused 4 fatalities and 2 people missing over Taiwan area.

民國 93 年颱風調查報告 — 第 13 號 蘭寧(Rananim)颱風(0413)

陳得松

黃康寧

中央氣象局氣象科技研究中心

摘要

本文針對民國 93 年第 13 號颱風(國際命名:Rananim; 中文譯名:蘭寧)的發生經過、強度、路徑、侵台時各氣象要素和主、客觀路徑預報模式的校驗及災情做分析報告與檢討。

第 13 號颱風(蘭寧)是民國 93 年西北太平洋地區發生的第 13 個颱風(編號為 0413),也是當年中央氣象局發布警報且侵襲台灣的第 4 個颱風。此颱風係於 8 月 8 日 12UTC 在菲律賓東方約 750 公里海面上形成,在為期 4 天 18 小時的生命期間,曾發展至中度颱風強度,近中心最大風速曾達 40m/s,七級風暴風半徑最大達 250 公里,十級風暴風半徑最大達 100 公里。此颱風於生成後處於鞍型場,駛流並不明顯,先緩慢往北方向移過北緯 20 度。8 月 9 日 00UTC 後槽線通過,蘭寧颱風開始轉為朝西北方向行進,逐漸向台灣東方海面接近。第 13 號颱風接近台灣時,已是一結構良好且七級風暴風半徑達 250 公里的中度颱風。最後在 8 月 12 日 21 時(地方時)登陸大陸浙江省南部,而於 8 月 13 日 06UTC 減弱成熱帶性低氣壓。蘭寧颱風影響期間,因僅颱風暴風圈邊緣掠過台灣本島,故其風力帶來的影響甚小,但仍為苗栗以北地區、宜蘭及台中山區帶來豐沛雨量,豪雨尤其集中於新竹苗栗山區及北部山區,以新竹縣鳥嘴山自動雨量站的 345 毫米為最多。所幸颱風中心未登陸台灣,在台灣地區並未造成明顯災情。颱風路徑預報誤差方面,中央氣象局(CWB)之 24/48/72 小時平均路徑預報誤差則為 148/334/573 公里。在兩種統計颱風路徑預報法中,HURRAN 法稍優於 CLIPER 法;而 TFS、NFS 兩模式之 24/48/72 小時平均路徑預報誤差分別為 137/289/361、227/620/1096 公里。

一、前言

蘭寧颱風(Rananim)是民國 93 年西北太平洋地區發生的第 13 個颱風(編號為 0413),也是此年中央氣象局發布警報的第 4 個颱風。蘭寧颱風於 8 月 8 日 20 時(地方時)在菲律賓呂宋島東方海面形成輕度颱風,先以偏北的方向移過北緯 20 度之後,開始轉朝西北方向行進,逐漸向台灣東方海面接近。中央氣象局遂於 8 月 10

日 23 時 30 分(地方時),首先針對台灣東半部及北部海面發布海上颱風警報。隨著第 13 號颱風持續向西北移動,預測有威脅台灣陸地之可能,中央氣象局於是在 11 日上午 11 時 30 分(地方時)發布海上陸上颱風警報。蘭寧颱風其路徑持續朝向西北方向移動,隨著颱風位置的改變,中央氣象局亦逐漸調整陸上及海上的警戒區域;陸上方面:包括苗栗以北地區及宜蘭均列入警戒區,其間亦提醒中南部山區亦需防範

豪雨，北部沿海地區並應嚴防海水倒灌；海上方面：包括台灣東半部海面、台灣北部海面及台灣海峽北部亦先後列入警戒區。蘭寧颱風於 12 日 21 時(地方時)左右中心進入浙江南部，其結構開始受地形破壞，強度及暴風圈逐漸減弱並縮小，中央氣象局分別於 12 日 23 時 30 分(地方時)解除陸上颱風警報，並於 13 日 2 時 30 分(地方時)解除海上颱風警報。蘭寧颱風警報期間為苗栗以北地區、宜蘭及台中山區帶來豐沛雨量，依據中央災害應變中心蘭寧颱風災害應變處理報告顯示，第 13 號颱風並未造成明顯災情。

本文主要目的在描述蘭寧颱風的生命過程，以及其對台灣地區及附近海面的影響。以下第二節先說明蘭寧颱風之發生及經過，第三節主要探討其強度及路徑變化，第四節則描述蘭寧颱風的最佳路徑(best track)並做各種預報方法之校驗，第五節主要分析蘭寧颱風影響期間各氣象站之氣象狀況(包括風雨狀況)，災情記錄於第六節，最後則對此颱風做綜合討論。

二、蘭寧颱風之發生及經過

第 13 號颱風(蘭寧)於 8 月 8 日 12UTC 在菲律賓呂宋島東方海面約 750 公里海面上(北緯 18.3 度、東經 130.2 度)形成，此時中心氣壓為 992 百帕，最大風速為 20m/s，七級風半徑 100 公里。表 1 為蘭寧颱風 8 月 8 日 12UTC 至 8 月 13 日 06UTC 的最佳路徑、中心定位、強度變化及動向資料表。蘭寧颱風形成後，先以約 10km/hr 之速度往北方向移過北緯 20 度。8 月 9 日 00UTC 槽線通過後，蘭寧颱風開始轉為朝西北方向行進，逐漸向台灣東方海面接近。期間速率相當穩定，大致介於 10~15km/hr，而其強度及暴風範圍則逐漸增大，並於 8 月 10 日 06UTC 增強為中度颱風，此時中心氣壓為 970 百帕，最大風速為 33m/s，七級風擴大為半徑 200 公里，十級風半徑 50 公里。由於蘭寧颱風持續逼近台灣東方海面，中央氣象局遂於 10

日 23 時 30 分(地方時)首先針對台灣東半部及北部海面發布海上颱風警報，並提醒台灣北部及東北部山區將有局部性大雨或豪雨發生。此時中心氣壓為 970 百帕，最大風速為 33m/s，七級風為半徑 250 公里，十級風半徑 100 公里。隨著蘭寧颱風持續向西北移動，預測有威脅台灣陸地之可能，中央氣象局於是在 11 日上午 11 時 30 分(地方時)發布海上陸上颱風警報，此時颱風位於北緯 23.5 度、東經 126.0 度，約在台北東南東方約 490 公里之海面上。陸上方面呼籲桃園以北及宜蘭地區應嚴加戒備並防強風豪雨，海上方面警戒區域則仍維持台灣北部及東半部海面；且在相同時間通報中央災害應變中心及相關縣市之防災單位。8 月 11 日 12UTC 後蘭寧颱風之移動有加速現象，其路徑漸由西北方向轉為朝向西北西移動，隨著颱風位置的改變，中央氣象局亦逐漸調整陸上及海上的警戒區域；陸上方面：包括苗栗以北地區及宜蘭均列入警戒區，其間亦提醒中南部山區亦需防範豪雨，北部沿海地區並應嚴防海水倒灌；海上方面：包括台灣東半部海面、台灣北部海面及台灣海峽北部亦先後列入警戒區。中央氣象局並於 10 日 23 時 40 分(地方時)召開記者說明會，隨後透過每三小時舉行颱風記者說明會，現場連線報導颱風最新動態及利用中央氣象局各種資訊傳輸管道對外發布，諸如中央氣象局 WWW 網站、FOD 自動傳真回覆系統、166/167 電話天氣預報語音查詢系統、SSB 廣播服務、簡訊及點對點防災系統，提供最新颱風動態與預報，並呼籲請民眾加強防備與注意颱風可能帶來之災害。蘭寧颱風於 12 日 21 時(地方時)左右中心進入浙江南部，此時強度甚強，其中心氣壓為 955 百帕，最大風速為 40m/s，七級風為半徑 250 公里，十級風半徑 100 公里。之後颱風結構開始受地形破壞，強度及暴風圈逐漸減弱並縮小，中央氣象局分別於 12 日 23 時 30 分(地方時)解除陸上颱風警報，並於 13 日 2 時 30 分(地方時)解除海上颱風警報。

總計中央氣象局針對蘭寧颱風共發布 16 寧颱風之詳細警報發布情形如表 2 所示。
次海上陸上颱風警報，5 次海上颱風警報，蘭

表 1. 第 13 號颱風(蘭寧)最佳路徑中心定位、強度變化及動向資料表

Table1. The best track, intensity, and movement of typhoon 0413 (RANANIM).

時間 (UTC)			中心位置 (度)		中心 氣壓	強度	移動 方向	移動 速度	近中心最大風速 (m/s)		暴風半徑 (km)	
月	日	時	北緯	東經	(hPa)		(度)	(km/hr)	持續風	陣風	30kts	50kts
8	8	12	18.3	130.2	992	輕度	9	23	20	28	100	
		18	18.8	130.4	990	輕度	21	10	23	30	150	
	9	00	19.4	130.4	987	輕度	360	11	25	33	150	50
		06	20.0	130.0	982	輕度	331	13	28	35	200	50
		12	20.5	129.8	982	輕度	335	10	28	35	200	50
		18	20.9	129.0	982	輕度	298	15	28	35	200	50
	10	00	21.5	128.5	975	輕度	322	14	30	38	200	50
		06	22.0	128.1	970	中度	321	12	33	43	200	50
		12	22.5	127.6	970	中度	319	12	33	43	250	100
		18	22.9	127.0	970	中度	299	12	33	43	250	100
	11	00	23.2	126.3	965	中度	306	12	35	45	250	100
		06	23.9	125.6	960	中度	318	20	38	48	250	100
		12	24.3	125.1	960	中度	337	9	38	48	250	100
		18	25.5	124.5	960	中度	332	22	38	48	250	100
	12	00	26.5	123.8	960	中度	329	25	38	48	250	100
		06	27.5	122.5	955	中度	307	24	40	50	250	100
		12	28.2	121.3	955	中度	296	25	40	50	250	100
		18	28.5	120.0	980	輕度	283	17	28	35	200	50
	13	00	28.8	118.8	995	輕度	285	20	20	28	150	
		06	29.0	17.0	995	溫帶氣旋	278	29	15	28		

表 2. 第 13 號颱風(蘭寧)侵台期間中央氣象局警報發布一覽表

Table 2. Warnings issued by CWB for typhoon 0413 (RANANIM).

種類	次序		發布時間 (LST)				警戒地區		備註
	號	報	月	日	時	分	海上	陸上	
海上	13	1	8	10	23	30	台灣北部、東北部及東南部海面		中度
海上	13	2		11	2	30	台灣北部、東北部及東南部海面		中度
海上	13	3			5	30	台灣北部、東北部及東南部海面		中度
海上	13	4			8	30	台灣北部、東北部及東南部海面		中度
海陸	13	5			11	30	台灣北部、東北部及東南部海面	基隆、宜蘭、台北及桃園地區	中度
海陸	13	6			14	30	台灣海峽北部及台灣北部、東北部及東南部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北地區	中度
海陸	13	7			17	30	台灣海峽北部及台灣北部、東北部及東南部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北地區	中度
海陸	13	8			20	30	台灣海峽北部及台灣北部、東北部及東南部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北地區及馬祖地區	中度
海陸	13	9			23	30	台灣海峽北部、台灣北部、東北部及東南部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北地區及馬祖地區	中度
海陸	13	10		12	2	30	台灣海峽北部、台灣北部、東北部及東南部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北地區及馬祖地區	中度
海陸	13	11			5	30	台灣海峽北部、台灣北部、東北部及東南部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北地區及馬祖地區	中度
海陸	13	12			8	30	台灣海峽北部、台灣北部及東北部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北地區及馬祖地區	中度
海陸	13	13			11	30	台灣海峽北部、台灣北部及東北部海面	基隆、宜蘭及苗栗以北地區及馬祖地區	中度
海陸	13	14			14	30	台灣海峽北部、台灣北部及東北部海面	基隆及台北地區及馬祖地區	中度
海陸	13	15			17	30	台灣北部海面	馬祖地區	中度
海陸	13	16			20	30	台灣北部海面	馬祖地區	中度
海上	13	17			23	30	台灣北部海面		輕度
解除	13	18		13	2	30	颱風中心已至浙江南部，繼續向西 北西移動		輕度

三、颱風強度及路徑變化

蘭寧颱風於 8 月 8 日 12UTC 在菲律賓呂宋島東方海面約 750 公里海面上(北緯 18.3 度、東經 130.2 度)形成，此時中心氣壓為 992 百帕，最大風速為 20m/s，七級風半徑 100 公里。由 8 月 8 日 12UTC 之 500 百帕高空圖(圖 1)顯示，太平洋高壓的勢力以 5880gpm 等高線之分

布為例，自太平洋向西延伸至東經 140 度，北方槽線由韓國西北方向南延伸至北緯 37 度，東經 130 度附近，此外在華中地區高壓則往東延伸至東經 130 度附近。由綜觀天氣型態分析，此時蘭寧颱風處於鞍型場，駛流並不明顯(如圖 2)，以約 10km/hr 之速度往北方向移過北緯 20 度。8 月 9 日 00UTC 後槽線通過，蘭寧颱風開始轉為朝西北方向行進，逐漸向台灣東方海面

接近。期間速率相當穩定，大致介於 10~15km/hr，而其強度及暴風範圍則逐漸增大，並於 8 月 10 日 06UTC 增強為中度颱風，此時中心氣壓為 970 百帕，最大風速為 33m/s，七級風擴大為半徑 200 公里，十級風半徑 50 公里。圖 3 為當時紅外線衛星雲圖，由圖可見蘭寧颱風周圍水氣充沛，可使此颱風持續發展。由 8 月 10 日 12UTC 之 500 百帕高空圖(圖 4)顯示，此時太平洋高壓的勢力東退至東經 155 度，北方槽線持續東移至東經 145 度，華中地區高壓則往西北退，颱風所在區域之駛流為東南風，故蘭寧颱風仍以穩定之速率(介於 10~15km/hr)沿著高壓南緣繼續朝西北方向前進，此時颱風中心位於北緯 22.5 度、東經 127.6 度，圖 5 為當時紅外線衛星雲圖。8 月 11 日 12UTC 之 500 百帕高空圖(圖 6)顯示，太平洋高壓的勢力往西增強並與華中地區高壓結合，橫亙於蘭寧颱風北方，颱風所在區域之駛流漸轉為東南東風，蘭寧颱風隨著北方高壓增強，開始加速沿著高壓南緣繼續朝西北西方向前進，此時颱風中心位於北緯 24.3 度、東經 125.1 度，即位於臺北的東方約 380 公里之海面上，中心氣壓為 960 百帕，最大風速為 38m/s，七級風擴大為半徑 250 公里，十級風半徑 100 公里。由當時紅外線衛星雲圖(圖 7)及五分山雷達圖(圖 8)顯示，蘭寧颱風外圍雲系已抵達台灣本島上空，七級風暴風半徑也已非常接近台灣東部海岸。8 月 12 日 06UTC 時，圖 9 為當時紅外線衛星雲圖顯示，蘭寧颱風中心位於北緯 27.5 度、東經 122.5 度，即位於臺北的北北東方約 300 公里之海面上，此時颱風強度發展至最強，中心氣壓為 955 百帕，最大風速為 40m/s，七級風為半徑 250 公里，十級風半徑 100 公里。6 小時後，即 8 月 12 日 12UTC，綜觀環境如圖 10 之 500 百帕高空圖所示，太平洋高壓的勢力範圍繼續向西延伸至東經 100 度。颱風受太平洋高壓影響，其行進方向仍朝向西北西，速度維持每小時 20 公里，此時颱風中心

位於北緯 28.2 度、東經 121.3 度，即位於馬祖的北北東方約 270 公里之海面上，即將登陸浙江南部，中心氣壓為 960 百帕，最大風速為 40m/s，七級風為半徑 250 公里，十級風半徑 100 公里，圖 11 為當時紅外線衛星雲圖。蘭寧颱風於 12 日 21 時(地方時)左右中心進入浙江南部，之後颱風結構開始受地形破壞，強度及暴風圈逐漸減弱並縮小，2 小時後強度迅速減弱為輕度颱風。8 月 13 日 06UTC 時，圖 12 為當時紅外線衛星雲圖顯示，蘭寧颱風中心位於北緯 29.0 度、東經 117.0 度，強度已減弱為熱帶性低氣壓，其生命史共 4 天又 18 小時。

有關蘭寧颱風強度之變化可由圖 13 看出，颱風於 8 月 8 日 12UTC 形成後，強度持續穩定發展，而於 8 月 12 日 06UTC 至 12 日 12UTC 期間強度達到最強的階段，發展至中度颱風程度，中心氣壓 955 百帕，中心最大風速達 40m/s，七級風暴風半徑達 250 公里，十級風暴風半徑則達 100 公里。之後由於颱風登陸浙江南部，結構受地形破壞，強度迅速減弱為輕度颱風。再過 2 小時，蘭寧颱風中心穩定往西北西進行，終於減弱為熱帶性低氣壓。由 10 天平均海水溫度(圖 14)分析，蘭寧颱風在 8 月 12 日 12UTC 以前皆在海水溫度大於 29°C 之海面上移動，很適合颱風或熱帶性低氣壓形成，致使颱風得以發展中度強度。之後由於颱風登陸浙江南部，受地形破壞，強度漸減弱。

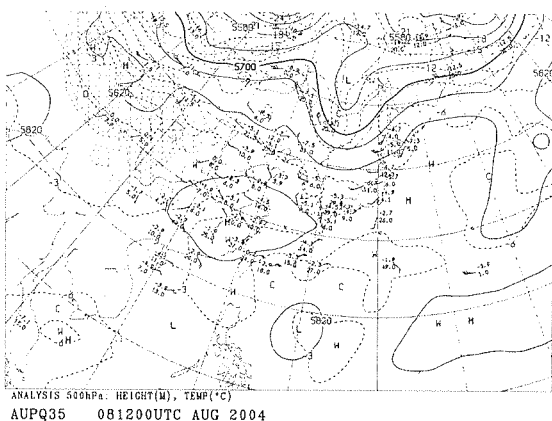


圖 1. 8 月 8 日 12UTC 之 500 百帕高度場天氣圖
(等高線間距 60gpm)

Fig1. The 500 hPa geopotential height and wind vectors at 12UTC August 8 of 2004 (contour interval is 60gpm)

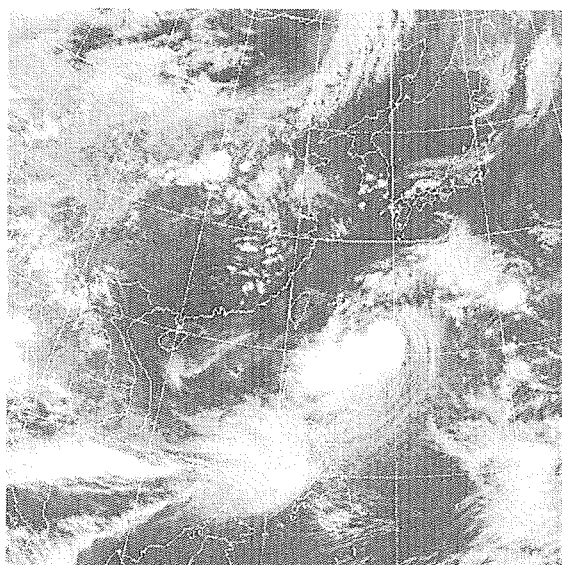


圖 3. 8 月 10 日 06UTC 之紅外線衛星雲圖

Fig3. The GMS IR images at 06UTC August 10 of 2004

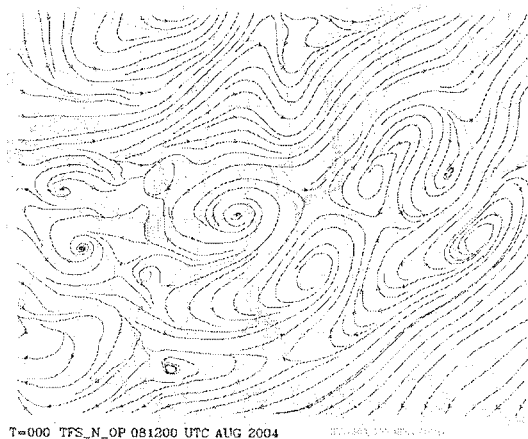


圖 2. 8 月 8 日 12UTC 之 300/500/700 百帕平均
氣流圖

Fig2. The 300/500/700 hPa mean flow streamlines at 12UTC August 8 of 2004

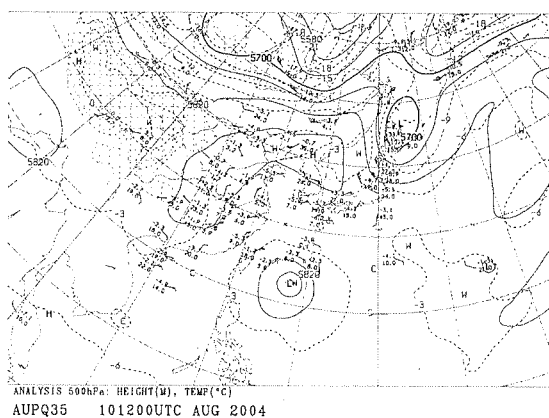


圖 4. 8 月 10 日 12UTC 之 500 百帕高度場天氣
圖(等高線間距 60gpm)

Fig4. The 500 hPa geopotential height and wind vectors at 12UTC August 10 of 2004 (contour interval is 60gpm)

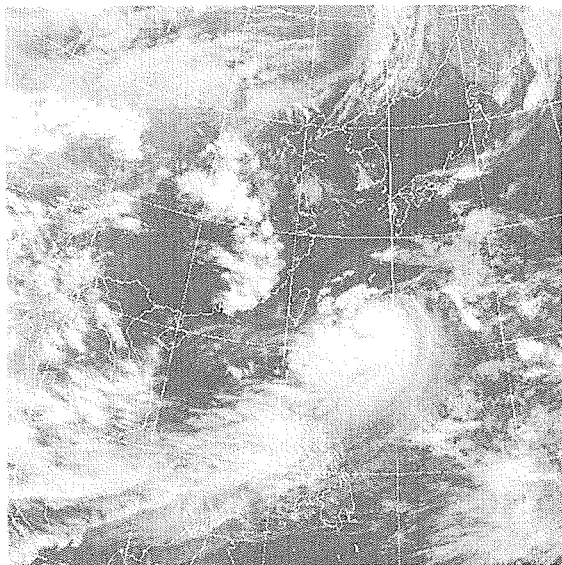


圖 5. 8 月 10 日 12UTC 之紅外線衛星雲圖

Fig5. The GMS IR images at 12UTC August 10 of 2004

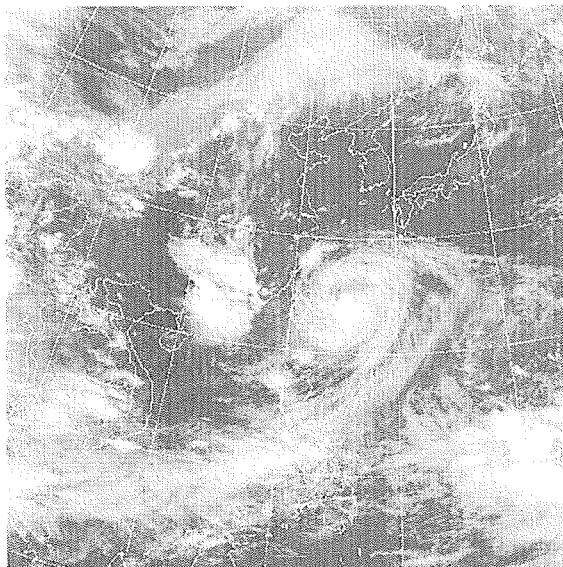


圖 7. 8 月 11 日 12UTC 之紅外線衛星雲圖

Fig7. The GMS IR images at 12UTC August 11 of 2004

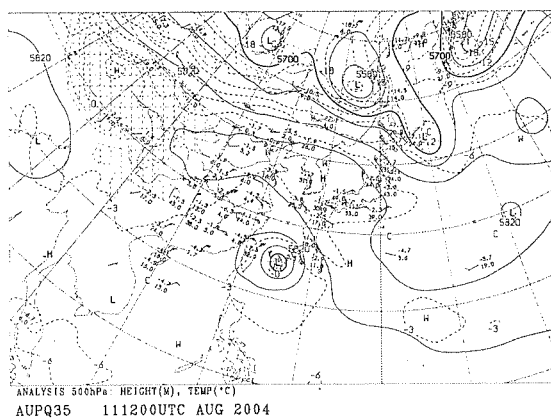


圖 6. 8 月 11 日 12UTC 之 500 百帕高度場天氣圖(等高線間距 60gpm)

Fig6. The 500 hPa geopotential height and wind vectors at 12UTC August 11 of 2004 (contour interval is 60gpm)

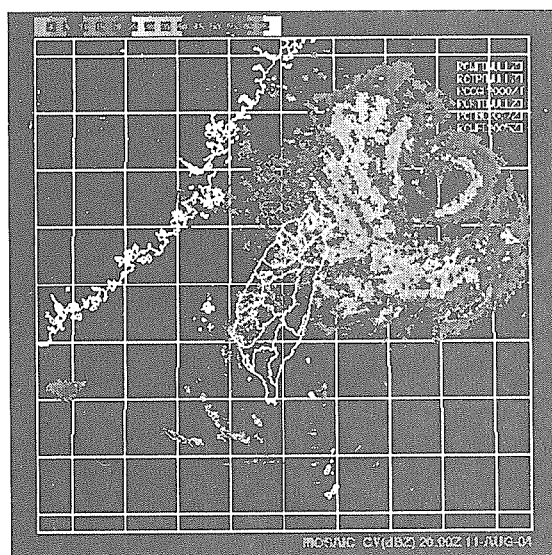


圖 8. 2004 年 8 月 11 日 12UTC 本局五分山雷達回波圖

Fig8. The radar echo of meteorological radar station Wu-Fen-Shan at 12UTC August 11 of 2004

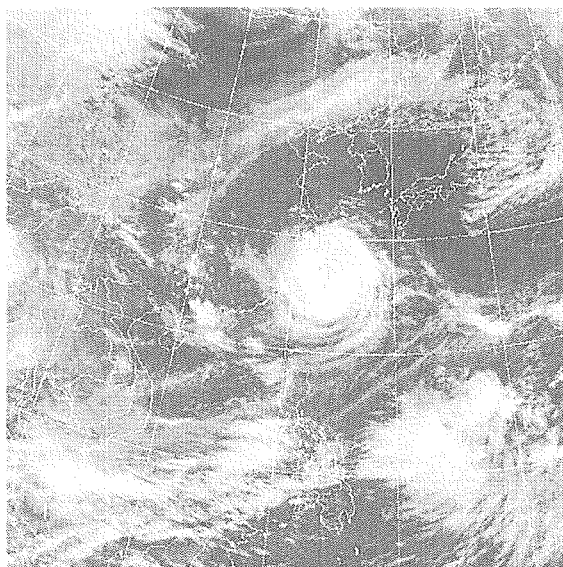


圖 9. 8 月 12 日 06UTC 之紅外線衛星雲圖

Fig9. The GMS IR images at 06UTC August 12 of 2004

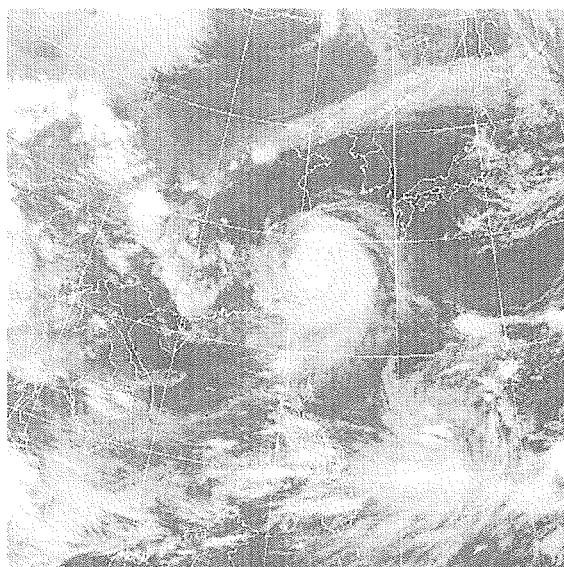


圖 11. 8 月 12 日 12UTC 之紅外線衛星雲圖

Fig11. The GMS IR images at 12UTC August 12 of 2004

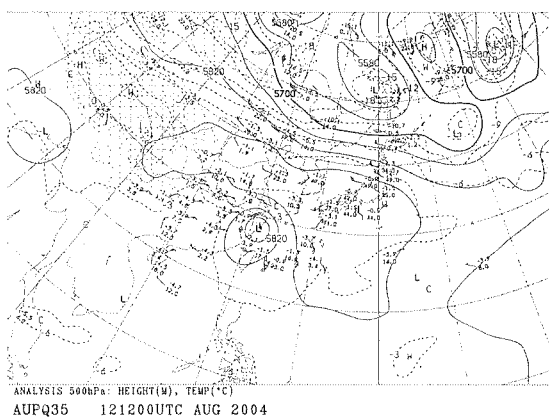


圖 10. 8 月 12 日 12UTC 之 500 百帕高度場天氣圖(等高線間距 60gpm)

Fig10. The 500 hPa geopotential height and wind vectors at 12UTC August 12 of 2004 (contour interval is 60gpm)

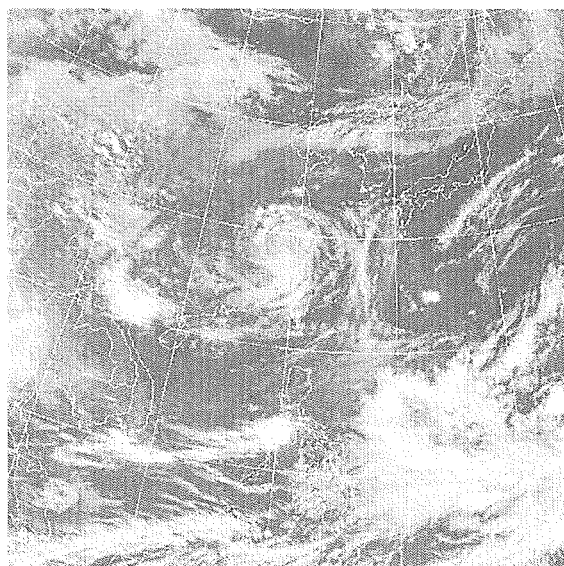


圖 12. 8 月 13 日 06UTC 之紅外線衛星雲圖

Fig12. The GMS IR images at 06UTC August 13 of 2004

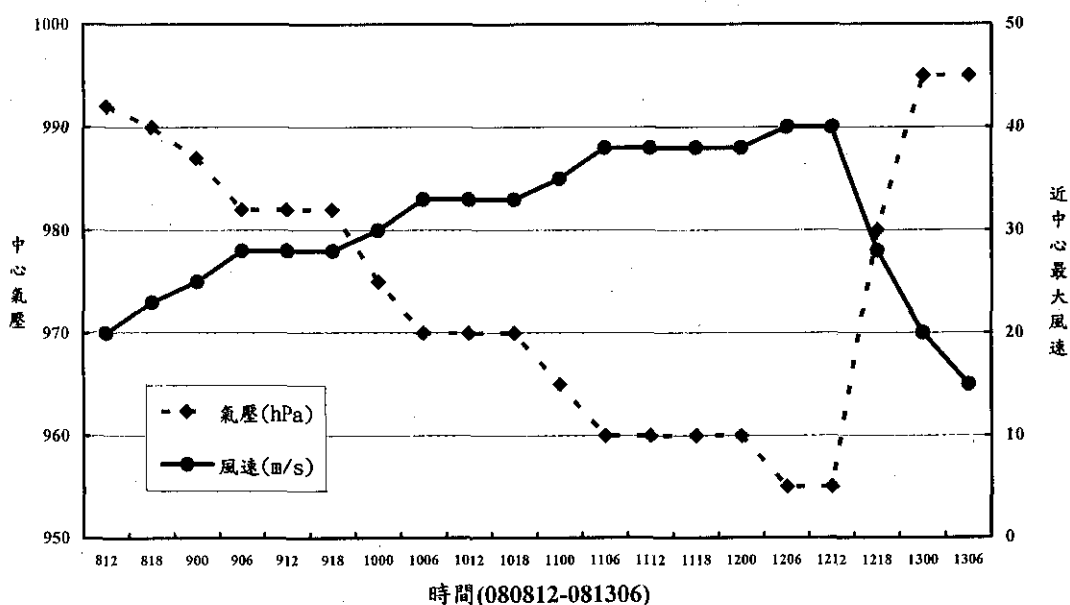


圖 13. 第十三號颱風(蘭寧)之中心氣壓及近中心最大風速變化圖。

Fig13. The sequence of minimum pressure and maximum wind speed of typhoon 0413 RANANIM's passage.

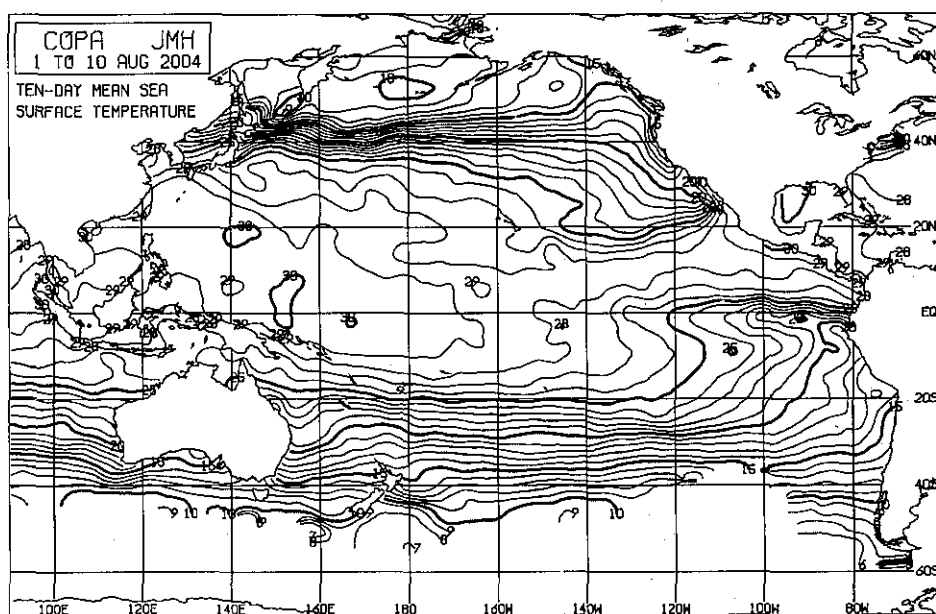


圖 14. 2004 年 8 月 1 日至 10 日之 10 天平均海水溫度圖(單位：℃，圖來自日本氣象廳)

Fig14. 1 to 10 August, 2004 ten-day mean sea surface temperature (°C) (from JMH)

四、蘭寧颱風之最佳路徑及路徑預報誤差校驗

中央氣象局氣象衛星中心提供蘭寧颱風逐時定位資料，表 3 列出其每六小時間距之結果。而自 8 月 11 日 08UTC 起，蘭寧颱風進入中央氣象局所屬雷達站之監視範圍，因此有雷達之定位資料(表 4)。在蘭寧颱風警報發布期

間，其他作業單位之衛星及雷達定位資料皆為中央氣象局颱風定位作業之參考，亦為決定最佳路徑之依據。表 1 及圖 15 為蘭寧颱風最佳路徑相關資料，由於蘭寧颱風在其 4 天又 18 小時生命史內，結構尚稱良好、強度亦曾達中度颱風，與表 3、表 4 比較，颱風定位方面並無太大爭議。

表 3. 中央氣象局氣象衛星中心對第 13 號颱風(蘭寧)之定位及強度估計資料表

Table3. Center locations and intensities of typhoon 0413 (RANANIM) observed by the Satellite Center of CWB.

時間(UTC)			中心位置		定位 準確度	強度估計
月	日	時分	北緯	東經		T/CI/hr
8	8	1123	18.3	130.2	P	2.5/2.5/6
		1723	19.0	130.2	P	2.5/2.5/6
		2323	19.4	130.3	P	3.0/3.0/6
	9	0523	20.1	130.3	P	3.0/3.0/6
		1123	20.6	129.8	P	3.0/3.0/6
		1723	20.8	129.0	P	3.0/3.0/6
		2323	21.2	128.4	P	3.5/3.5/6
	10	0523	22.1	128.1	F	4.0/4.0/6
		1123	22.6	127.8	F	4.0/4.0/6
		1723	22.8	127.2	P	4.0/4.0/6
		2325	23.1	126.5	P	4.0/4.0/6
	11	0525	23.7	125.6	F	4.5/4.5/6
		1125	24.4	125.0	F	4.5/4.5/6
		1725	25.3	124.4	F	4.5/4.5/6
		2325	26.5	123.7	F	4.5/4.5/6
	12	0525	27.3	122.6	F	4.5/4.5/6
		1125	28.2	121.3	G	4.5/4.5/6
		1725	28.5	120.3	F	4.0/4.5/6
		2325	28.5	119.1	F	3.5/4.0/6
	13	0525	28.8	117.5	F	3.0/3.5/6

附註：P 代表定位誤差大於 60 公里，F 代表定位誤差在 30 公里至 60 公里之間，G 代表定位誤差在 10 公里至 30 公里之間。

表 4a. 花蓮雷達站(46699)對第 13 號颱風(蘭寧)中心之雷達定位表

Table 4a. Center locations of typhoon 0413 (Rananim) observed by Hualien(46699) radar station

時間(UTC)			北緯 (度)	東經 (度)	方向 (度)	速度 (km/hr)	雷達站 站名(編號)
月	日	時					
8	11	08	24.04	125.56	---	---	花蓮站(46699)
		09	24.11	125.47	310	12	"
		10	24.15	125.42	311	7	"
		11	24.43	125.30	338	25	"
		12	24.45	125.24	290	6	"
		13	24.68	125.03	320	33	"
		14	24.76	124.96	320	11	"
		15	25.04	124.99	360	31	"
		16	25.10	124.87	300	14	"
		17	25.38	124.65	320	30	"
		18	25.50	124.45	330	20	"
		19	25.58	124.31	302	17	"
		20	25.75	124.29	350	20	"
		21	25.97	124.23	346	25	"
		22	26.21	124.10	334	30	"
		23	26.42	123.86	314	34	"
	12	00	26.56	123.76	327	22	"
		01	26.67	123.54	299	25	"
		02	26.89	123.33	319	32	"
		03	27.09	123.21	331	25	"

表 4b. 五分山雷達站(46685)對第 13 號颱風(蘭寧)中心之雷達定位表

Table 4b. Center locations of typhoon 0413 (Rananim) observed by Wu-Fen-Shan(46685) radar station

時間(UTC)			北緯 (度)	東經 (度)	方向 (度)	速度 (km/hr)	雷達站 站名(編號)
月	日	時					
8	11	09	24.07	125.46	---	---	五分山站 (46685)
		10	24.18	125.42	341	13	"
		11	24.31	125.21	300	26	"
		12	24.40	125.20	360	11	"
		13	24.71	125.00	330	40	"
		14	24.81	125.00	360	11	"
		15	24.98	124.86	322	20	"
		16	25.18	124.79	341	24	"
		17	25.39	124.58	319	30	"
		18	25.47	124.38	308	27	"
		19	25.60	124.30	330	16	"
		20	25.72	124.21	340	16	"
		21	25.91	124.20	360	22	"
		22	26.20	124.11	340	35	"
		23	26.41	123.95	326	24	"
	12	00	26.61	123.78	321	30	"
		01	26.71	123.52	307	28	"
		02	26.85	123.31	300	28	"
		03	27.10	123.21	324	29	"
		04	27.12	122.81	270	40	"
		05	27.30	122.71	330	22	"
		06	27.41	122.41	290	32	"
		07	27.49	122.34	304	19	"
		08	27.69	122.19	332	21	"
		09	27.81	121.99	316	25	"
		10	28.01	121.81	320	29	"
		11	28.11	121.60	300	24	"
		12	28.21	121.21	280	50	"
		13	28.19	120.91	265	30	"

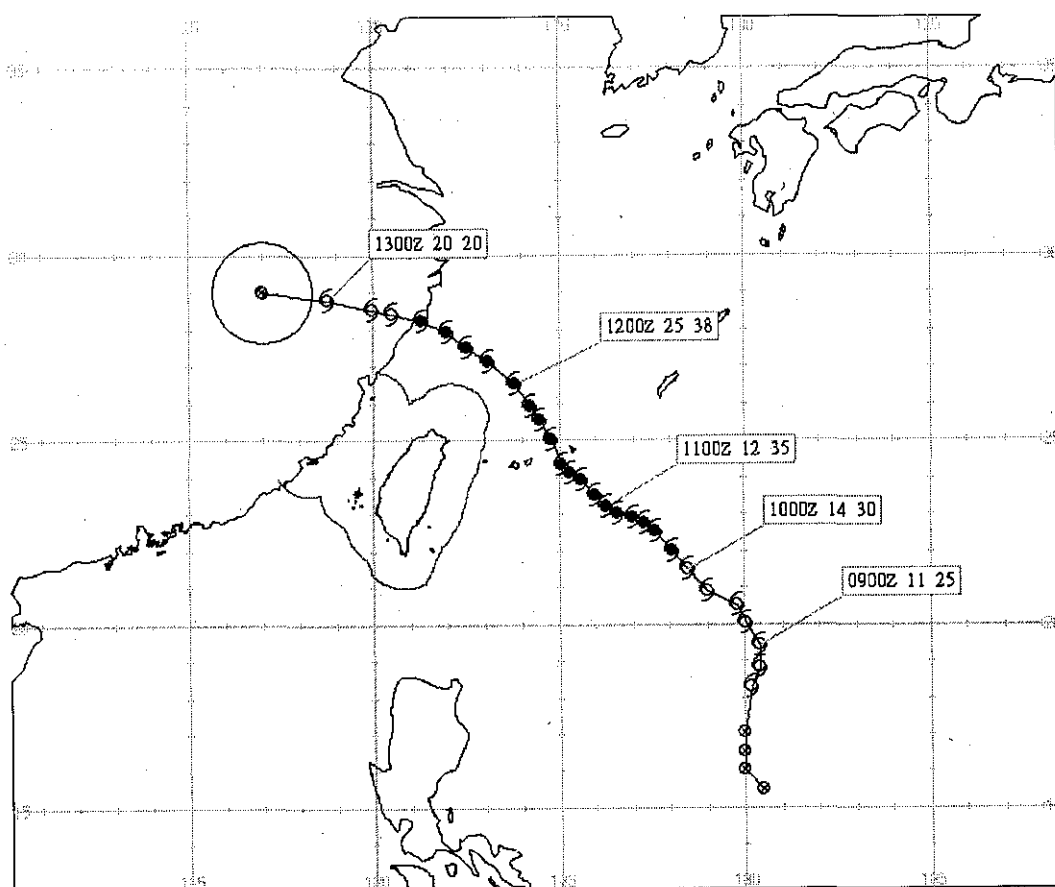


圖 15. 2004 年第 13 號颱風蘭寧(Rananim)最佳路徑圖。圖中空心代表強度為輕度颱風，實心代表中度颱風以上；標示資料由左至右分別為時間(UTC)、移速(km/hr)及近中心最大風速(m/sec)。
Fig15. The best track of Typhoon Rananim (2004)

在蘭寧颱風路徑預報誤差方面，以下將就中央氣象局官方(CWB)發布、日本(RJTD)、廣州(BCGZ)、北京(BABJ)、關島(PGTW)等 5 種主觀預報和 CLIPER 及 HURRAN 兩種統計預報方法、以及中央氣象局原始方程颱風路徑預報模式(TFS)及新一代非靜力數值區域模式(NFS)兩種動力預報模式之 24 小時、48 小時與 72 小時預報位置誤差分別加以探討。由於蘭寧颱風形成初期，中心位於鞍形場，北方正有一槽線通過，大部分主觀預報、統計預報方法及

動力預報模式皆預測颱風將受槽線牽引，持續往偏北方向移動。但由於槽線不夠深且迅速東移，實際蘭寧颱風並未被帶走，故各種主、客觀預報方法皆顯示較差之技術。

(一) 24 小時之平均路徑預報誤差

如表 5 所示，在各種主觀預報方法中以 BCGZ 表現最好，24 小時之平均路徑預報誤差只有 97 公里，其次為 PGTW、RJTD，24 小時之平均路徑預報誤差分別為 121、126 公里，至於 CWB、BABJ 之 24 小時平均路徑預報誤差

則為 148、160 公里。在兩種統計颱風路徑預報法中，HURRAN 法稍優於 CLIPER 法，24 小時之平均路徑預報誤差分別為 182、187 公里；而對 TFS、NFS 兩種動力颱風路徑預報模式而言，TFS、NFS 在蘭寧颱風形成初期之路徑預報皆偏北，但 TFS 在 8 月 9 日 12UTC 後即修正為颱風將往西北向移動，TFS 其 24 小時平均路徑預報誤差為 137 公里，另一動力模式 NFS 則至 8 月 11 日 12UTC 後才修正，導致其 24 小時平均路徑預報誤差到達 227 公里。

(二) 48 小時之平均路徑預報誤差

如表 5 所示，在各種主觀預報方法中，對 48 小時之平均路徑預報誤差方面仍以 BCGZ 最佳，只有 211 公里，表現極為優異。其次為 PGTW、RJTD，48 小時之平均路徑預報誤差分別為 237、318 公里，至於 CWB、BABJ 之 48 小時平均路徑預報誤差則為 334、344 公里。在兩種統計颱風路徑預報法中，HURRAN 法仍優於 CLIPER 法，48 小時之平均路徑預報誤差分別為 328、358 公里；而對 TFS、NFS 兩種動力颱風路徑預報模式而言，因 TFS 在 8 月 9 日 12UTC 後即修正為颱風將往西北向移動，另一動力模式 NFS 則至 8 月 11 日 12UTC 後才修正，TFS、NFS 之 48 小時平均路徑預報誤差分別為 289、620 公里。

(三) 72 小時之平均路徑預報誤差

如表 5 所示，在各種主觀預報方法中，對 72 小時之平均路徑預報誤差方面由於未能取得 BCGZ 之 72 小時路徑預測資料，故未能對其進行校驗。至於其餘各家主觀預報方法，由於在蘭寧颱風形成初期之偏北預報，3 天平均路徑預報誤差皆超過 500 公里，CWB、BABJ、RJTD 及 PGTW 依序為 573、561、507 及 518 公里。在兩種統計颱風路徑預報法中，HURRAN 法仍優於 CLIPER 法，72 小時之平均路徑預報誤差分別為 537、649 公里；而對 TFS、NFS 兩種動力颱風路徑預報模式而言，TFS、NFS 之 72 小時平均路徑預報誤差分別為

361、1096 公里。

五、蘭寧颱風影響期間台灣地區各地氣象狀況

第 13 號颱風(蘭寧)移過北緯 20 度，待 8 月 9 日 00UTC 北方槽線通過後，蘭寧颱風開始轉為朝西北方向行進，逐漸向台灣東方海面接近。颱風接近台灣時，已是一結構良好且七級風暴風半徑達 250 公里的中度颱風。蘭寧颱風中心並未登陸台灣本島，僅颱風之七級風暴風圈邊緣掠過台灣北部、東北部海面。本節就蘭寧颱風影響期間台灣各地的地面氣壓、雨量分布及風力狀況做扼要分析(其中所述及時間皆指地方時)。

(一) 氣壓分析

表 6 為蘭寧颱風影響台灣期間中央氣象局所屬各氣象站出現之極端氣象要素統計表。在最低氣壓方面，因颱風中心並未登陸台灣，以距颱風最近的離島彭佳嶼的 985.2 百帕為最低，台灣本島大武氣象站的 990.2 百帕居次，其餘各氣象測站的氣壓最低值皆在 990 百帕以上。至於最低氣壓的時間分布，依著颱風移行路線，台灣從南到北陸續出現氣壓下降。此外，台灣西半部的台中以南地區氣壓下降較東半部為早，主要是因背風旋生之故。

(二) 降雨分析

蘭寧颱風中心並未登陸台灣本島，僅颱風之七級風暴風圈邊緣掠過台灣北部、東北部海面，但颱風外圍環流仍為苗栗以北地區、宜蘭及台中山區帶來豐沛雨量，豪雨尤其集中於新竹苗栗山區及北部山區。但中部以南及東南部區域受到中央山脈阻擋，降雨情形不明顯。在累積雨量方面，蘭寧颱風近台期間，表 6、圖 16 顯示中央氣象局各氣象站累積雨量分布，離島以彭佳嶼的 202 毫米為最多，本島的豪雨中心則位於北部山區，以竹子湖的 216 毫米居冠，鞍部的 150 毫米次之，平地則以基隆的 95 毫米及板橋的 84.9 毫米為最多，其餘各氣象站

累積雨量皆少於 70 毫米。自 8 月 10 日 0 時至 12 日 23 時止，自動雨量站中出現較大累積雨量地區(圖 17)如下：新竹縣鳥嘴山的總降雨量達 345 毫米，苗栗縣馬達拉 297 毫米，台北縣

坪林 268 毫米、台北市陽明山 227 毫米、桃園縣拉拉山 203 毫米、宜蘭縣太平山 168 毫米、台中縣伯公龍 104 毫米，雨量較大區域集中在雪山山脈附近。

表 5. 不同主觀預報方法、統計預報方法及動力模式對第 13 號颱風(蘭寧)之預報誤差校驗表

Table5. Error statistics of different forecast methods for typhoon 0413 (RANANIM).

預報方法		24 小時預報誤差(km)	18 小時預報誤差(km)	12 小時預報誤差(km)
主觀預報方法	CWB 官方預報	148	334	573
	BCGZ(廣州)	97	211	---
	BABJ(北京)	160	344	561
	PGTW(關島)	121	237	518
	RJTD(日本)	126	318	507
統計預報方法	CLIPER	187	358	649
	HURRAN	182	329	537
動力模式	NFS	227	620	1096
	TFS	139	289	361

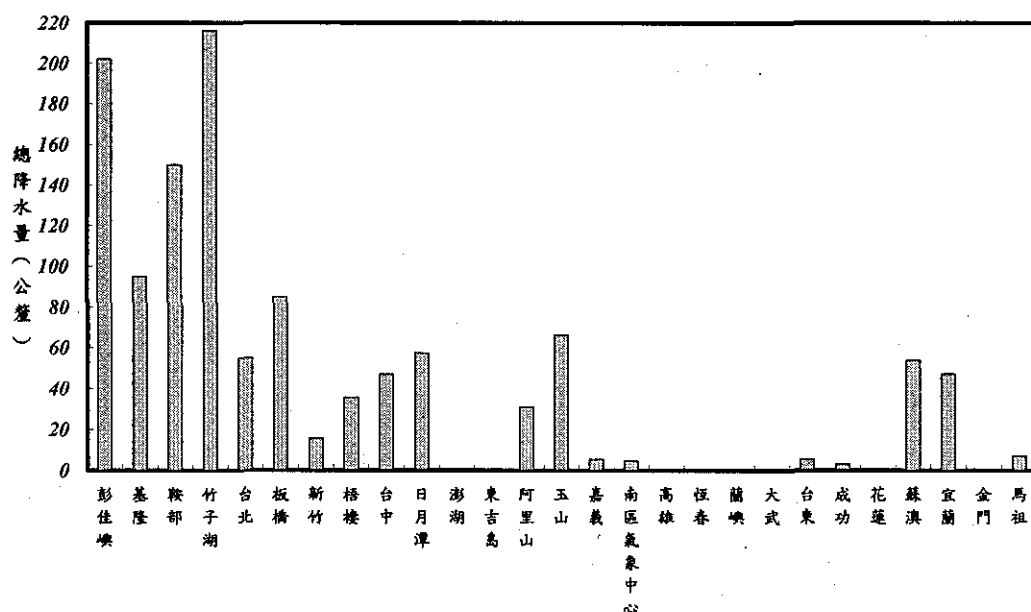
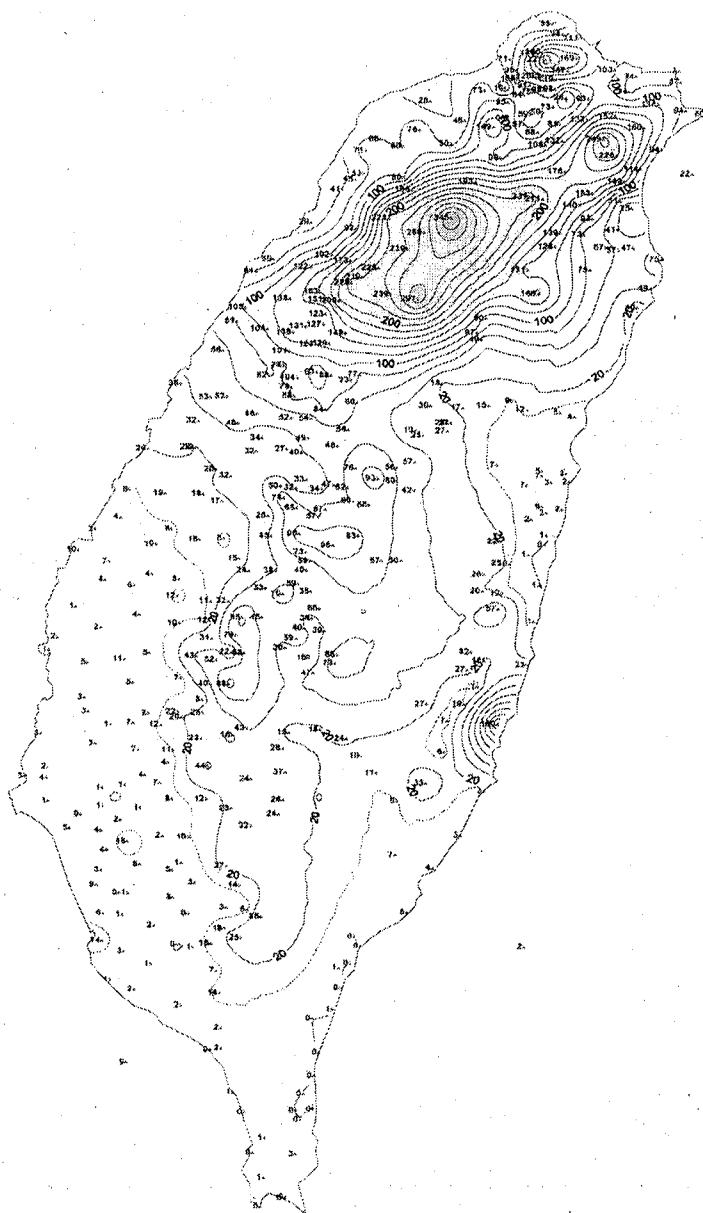


圖 16. 第 13 號颱風(蘭寧)侵台期間台灣各測站累積雨量分布圖。

Fig16. The accumulated precipitation (mm) at selected stations during typhoon 0413 RANANIM's passage.



蘭寧颱風雨量分布圖

圖 17. 2004 年 8 月 11 日 0 時至 8 月 12 日 23 時止台灣各地累積雨量分布圖。

Fig17. The accumulated rainfall over Taiwan area for the period of 1600UTC 11 to 1500TUC 12 August 2004.

表 6. 第 13 號颱風(蘭寧)侵台期間氣象要素統計表(時間為地方時)

Table 6. The meteorological elements summary of CWB stations during the passage of typhoon 0413 (RANANIM).

測站 站名	最低海平面氣壓		最高氣溫		最低溼度		極大瞬間風			最大平均風			最大降水量(mm)				總降水量(mm)	
	數值 (hPa)	時間 (LST)	數值 (°C)	時間 (LST)	數值 (%RH)	時間 (LST)	風速 (m/s)	風向 (度)	時間 (LST)	風速 (m/s)	風向 (度)	時間 (LST)	一小時	起始時間 (LST)	十分鐘	起始時間 (LST)	數量	起迄時間 (LST)
彭佳嶼	985.2	08/12/09:53	31.3	08/11/12:34	67	08/12/23:14	39.8	310	08/12/09:48	31.1	300	08/12/09:57	52.5	08/12/11:09	11.0	08/12/09:31	202.0	08/11/11:30-08/12/19:20
基隆	990.8	08/12/14:28	30.2	08/11/11:30	61	08/12/19:36	29.6	250	08/12/13:20	13.9	230	08/12/13:26	29.0	08/12/00:39	12.5	08/12/01:27	95.0	08/11/11:30-08/12/15:50
鞍部*	1340.7	08/12/04:57	23.9	08/11/22:01	74	08/12/23:20	33.0	10	08/12/07:12	19.7	350	08/12/05:01	38.0	08/12/09:53	9.0	08/12/10:13	150.0	08/11/11:30-08/12/16:30
竹子湖*	993.4	08/12/04:25	26.7	08/11/13:11	73	08/12/21:43	24.3	10	08/12/03:42	7.5	330	08/12/07:05	57.0	08/12/09:58	14.5	08/12/10:44	216.0	08/11/13:50-08/12/14:55
台北	991.9	08/12/14:13	33.5	08/11/11:42	64	08/12/18:24	20.3	340	08/12/03:40	8.1	290	08/12/13:27	12.0	08/11/22:12	5.5	08/11/22:35	54.8	08/11/13:25-08/12/14:10
板橋**	991.8	08/12/14:23	33.2	08/11/13:22	62	08/12/14:39	17.6	300	08/12/11:00	9.0	240	08/12/10:52	16.5	08/11/14:03	10.0	08/11/15:35	84.9	08/11/11:30-08/12/13:30
新竹	993.5	08/12/14:50	31.1	08/12/14:21	51	08/12/22:39	13.1	50	08/11/13:02	5.9	360	08/11/15:57	5.0	08/11/16:01	4.0	08/11/16:35	15.5	08/11/11:30-08/12/06:20
梧棲	996.7	08/12/15:28	30.6	08/12/12:07	68	08/12/17:47	19.0	340	08/11/15:05	12.4	350	08/11/15:08	13.0	08/11/19:18	8.0	08/11/20:06	35.5	08/11/13:10-08/11/21:30
台中	996.3	08/11/16:35	31.7	08/12/12:03	61	08/12/14:08	11.5	30	08/11/15:27	5.6	20	08/11/15:40	22.0	08/11/23:05	10.5	08/11/23:15	46.9	08/11/15:30-08/12/05:40
日月潭*	1385.9	08/11/18:44	27.9	08/11/13:11	74	08/12/22:05	11.5	260	08/12/05:30	6.0	270	08/12/03:27	14.7	08/12/07:15	5.9	08/12/07:15	57.4	08/11/15:51-08/12/16:20
澎湖	997.0	08/12/17:16	31.5	08/12/11:51	75	08/11/13:13	16.3	10	08/11/14:00	8.3	20	08/11/12:48	0.0	---	0.0	---	0.0	---
東吉島	997.2	08/11/15:58	30.9	08/12/11:57	75	08/12/12:50	22.4	360	08/11/14:34	15.1	360	08/11/14:39	0.0	---	0.0	---	0.0	---
阿里山*	3051.0	08/11/16:38	17.3	08/11/14:00	86	08/12/10:42	16.0	20	08/12/04:56	7.1	350	08/12/05:11	7.5	08/12/01:01	2.5	08/12/01:23	31.0	08/11/13:12-08/12/18:00
玉山*	3046.6	08/12/00:53	17.5	08/11/11:58	64	08/11/12:00	15.6	310	08/12/03:27	9.3	290	08/12/15:45	15.5	08/12/01:21	6.5	08/11/17:13	66.3	08/11/13:00-08/12/17:50
嘉義	996.0	08/11/17:03	32.6	08/11/13:51	66	08/12/16:42	14.2	360	08/11/16:23	7.4	360	08/11/15:41	2.2	08/12/02:25	2.2	08/12/02:45	5.4	08/12/01:05-08/12/07:10
台灣南區 氣象中心	996.2	08/11/15:56	34.0	08/11/14:28	69	08/12/12:12	16.4	350	08/12/05:24	8.9	360	08/11/15:15	3.5	08/12/04:30	3.0	08/12/05:16	4.5	08/12/04:30-08/12/20:30
高雄	994.8	08/11/15:48	34.8	08/11/11:51	57	08/11/11:47	14.1	330	08/11/23:39	7.2	340	08/12/03:28	0.5	08/12/05:30	0.5	08/12/05:30	0.5	08/11/11:30-08/12/05:45
恆春	994.7	08/12/02:54	32.9	08/11/11:53	61	08/11/11:46	18.3	280	08/12/09:35	9.3	270	08/12/11:52	0.5	08/12/08:45	0.5	08/12/08:45	0.5	08/12/08:45-08/12/08:52
蘭嶼	990.5	08/12/06:17	29.8	08/11/12:41	73	08/11/14:00	38.1	250	08/12/14:27	24.9	250	08/12/14:57	0.0	---	0.0	---	0.0	---
大武	990.2	08/12/04:30	35.1	08/12/11:05	49	08/12/06:14	13.5	200	08/12/10:28	5.7	180	08/12/18:42	0.0	---	0.0	---	0.0	---
台東	991.1	08/12/03:56	39.3	08/12/12:51	31	08/12/13:11	11.7	330	08/12/12:58	4.0	90	08/12/11:44	5.5	08/11/18:31	3.5	08/11/18:43	5.5	08/11/18:31-08/11/19:05
成功	990.8	08/12/03:12	34.6	08/11/11:42	54	08/11/11:38	13.2	210	08/12/00:32	7.7	220	08/11/23:46	1.0	08/11/15:30	0.5	08/11/15:30	3.0	08/11/15:30-08/11/20:20
花蓮	991.7	08/12/02:36	36.5	08/11/13:11	46	08/11/13:11	17.2	60	08/11/14:00	9.9	40	08/11/14:06	0.5	08/11/16:05	0.5	08/11/16:10	1.0	08/11/15:10-08/12/01:35
宜蘭	990.9	08/12/14:46	33.4	08/12/14:57	48	08/12/14:58	20.0	330	08/12/06:06	8.8	300	08/12/06:12	22.0	08/12/03:29	7.0	08/12/03:46	47.1	08/11/11:30-08/12/09:20
蘇澳	990.9	08/12/14:29	30.9	08/11/12:29	61	08/11/22:10	21.2	310	08/11/21:22	9.2	270	08/12/03:00	13.0	08/12/01:51	8.0	08/11/23:43	53.9	08/11/11:30-08/12/08:20
金門	995.6	08/12/16:57	37.4	08/11/13:26	43	08/11/12:38	13.4	80	08/11/16:21	9.5	280	08/12/04:48	T	08/11/20:05	T	08/11/20:10	T	08/11/20:05-08/11/20:20
馬祖	990.8	08/12/20:16	32.2	08/11/12:06	59	08/12/09:51	20.7	240	08/12/20:02	11.1	210	08/12/23:29	3.5	08/12/15:58	1.0	08/12/16:05	7.0	08/12/15:40-08/12/19:55

註：***一表該測站屬探空站。**一表該測站屬高山測站，其海平面氣壓值在日月潭及鞍部為 850hPa 之重力位，在阿里山及玉山站為 700hPa 之重力位。T 代表雨跡

表 7. 中央氣象局所屬測站於 2004 年 8 月 11 日 00 時至 12 日 24 時止日雨量、累積雨量、最大平均風速、陣風及對應級數統計表

Table 7. The daily, accumulated rainfalls, the 10-min-ave. maximum wind and gust wind at each CWB station on August 11th and 12th, 2004.

站名	逐日雨量 (mm)		累積 雨量 (mm)	最大平 均風速 (m/s)	對 應 級 數	出現時間 (LST)	最大 陣風 (m/s)	對 應 級 數	出現時間 (LST)
	11 日	12 日							
彭佳嶼	17.5	198.0	215.5	31.1	11	08/12/09:57	39.8	13	08/12/09:48
基隆	8.5	94.5	103.0	13.9	7	08/12/13:26	29.6	11	08/12/13:20
鞍部	23.0	137.0	160.0	19.7	8	08/12/05:01	33.0	12	08/12/07:12
竹子湖	23.0	203.5	226.5	7.5	4	08/12/07:05	24.3	9	08/12/03:42
台北	46.0	29.3	75.3	8.1	5	08/12/13:27	20.3	8	08/12/03:40
板橋	55.1	37.7	92.8	9.0	5	08/12/10:52	17.6	8	08/12/11:00
新竹	45.0	0.1	45.1	5.9	4	08/11/15:57	13.1	6	08/11/13:02
梧棲	35.5	0.0	35.5	12.4	6	08/11/15:08	19.0	8	08/11/15:05
台中	34.1	12.8	46.9	5.6	4	08/11/15:40	11.5	6	08/11/15:27
日月潭	7.2	50.2	57.4	6.0	4	08/12/03:27	11.5	6	08/12/05:30
澎湖	0.0	0.0	0.0	8.3	5	08/11/12:48	16.3	7	08/11/14:00
東吉島	T	0.0	T	15.1	7	08/11/14:39	22.4	9	08/11/14:34
阿里山	5.0	26.0	31.0	7.1	4	08/12/05:11	16.0	7	08/12/04:56
玉山	18.0	48.3	66.3	9.3	5	08/12/15:45	15.6	7	08/12/03:27
嘉義	0.0	5.4	5.4	7.4	4	08/11/15:41	14.2	7	08/11/16:23
南區氣象中心	0.0	4.5	4.5	8.9	5	08/11/15:15	16.4	7	08/12/05:24
高雄	0.5	0.5	1.0	7.2	4	08/12/03:28	14.1	7	08/11/23:39
恆春	0.0	0.5	0.5	9.3	5	08/12/11:52	18.3	8	08/12/09:35
蘭嶼	0.0	0.0	0.0	24.9	10	08/12/14:57	38.1	13	08/12/14:27
大武	0.0	0.0	0.0	5.7	4	08/12/18:42	13.5	6	08/12/10:28
台東	5.5	0.0	5.5	4.0	3	08/12/11:44	11.7	6	08/12/12:58
成功	3.0	0.0	3.0	7.7	4	08/11/23:46	13.2	6	08/12/00:32
花蓮	1.0	0.5	1.5	9.9	5	08/11/14:06	17.2	8	08/11/14:00
蘇澳	39.7	42.0	81.7	9.2	5	08/12/03:00	21.2	9	08/11/21:22
宜蘭	16.2	34.3	50.5	8.8	5	08/12/06:12	20.0	8	08/12/06:06
金門	T	0.0	T	9.5	5	08/12/04:48	13.4	6	08/11/16:21
馬祖	0.0	7.0	7.0	11.1	6	08/12/23:29	20.7	8	08/12/20:02

附註：T 代表雨跡

在日雨量方面(表 7)，8 月 11 日至 12 日，當蘭寧颱風沿西北西方向接近、掠過台灣北部海面時，台中至台北地區明顯降水主要發生在 8 月 11 日，如新竹 45 毫米、梧棲 35.5 毫米。其他日雨量較多的測站，降水主要都出現在 8 月 12 日，如竹子湖 203.5 毫米、彭佳嶼 198 毫米。在各氣象站時雨量方面(表 6)，以竹子湖的 57 毫米最多，其次為彭佳嶼的 52.5 毫米。至於

十分鐘降水強度，則以竹子湖的 14.5 毫米為最大，基隆的 12.5 毫米次之。在降水強度的時間分布方面(圖 18、19)，中部地區最早出現明顯降水，北部山區降水強度出現兩次高峰，發生在蘭寧颱風接近、掠過台灣北部海面至登陸浙江南部的期間。綜合上述資料研判，北部山區豪雨導因於颱風雨帶加上迎風面地形舉升等雙重機制。

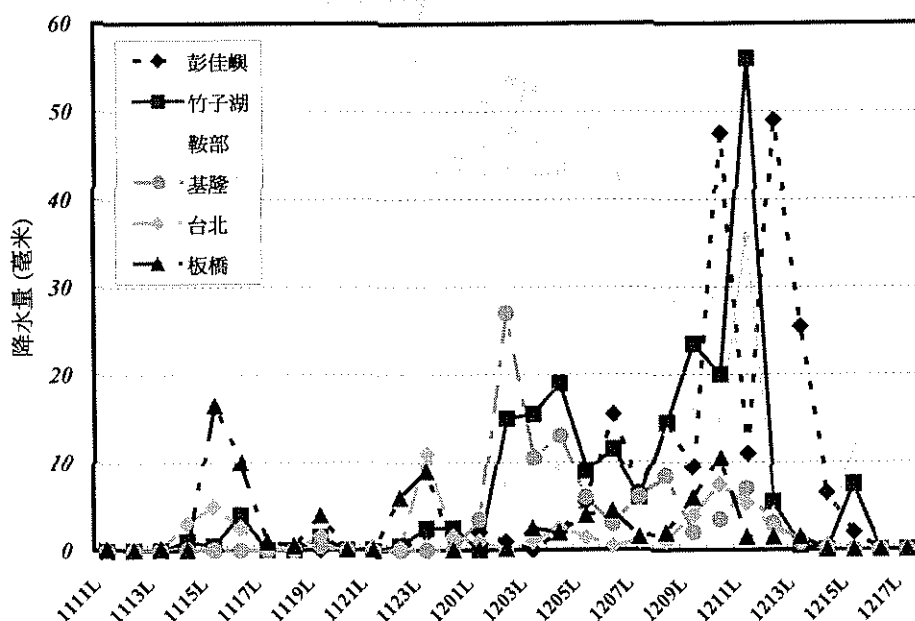


圖 18. 第 13 號颱風(蘭寧)侵台期間板橋、台北、基隆、鞍部、竹子湖及彭佳嶼等測站時雨量分布圖。

Fig18. The hourly precipitation (mm) at Panchiao, Taipei, Keelung, Anpu, Chutzehu and Pengchiayu stations during typhoon 0413 RANANIM's passage.

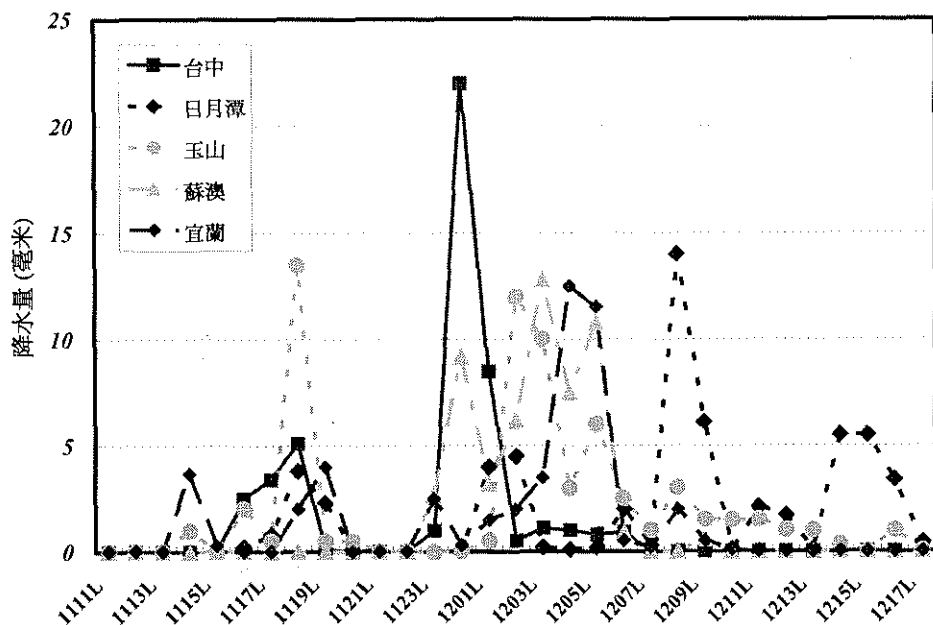


圖 19. 第 13 號颱風(蘭寧)侵台期間宜蘭、蘇澳、玉山、日月潭及台中等測站時雨量分布圖。

Fig19. The hourly precipitation (mm) at Ilan, Suao, Yushan, Jiyuehtan and Taichung stations during typhoon 0413 RANANIM's passage.

(三) 風力分析

第 13 號颱風(蘭寧)接近台灣時，已是一結構良好且七級風暴風半徑達 250 公里的中度颱風，但因蘭寧颱風中心並未登陸台灣本島，因此較強風力出現在彭佳嶼、蘭嶼等離島(見表 7 與圖 20)。在最大風力方面，台灣本島地區以鞍部出現的 12 級(33.0m/s)陣風及 8 級(19.7m/s)平均風最強，其次是基隆出現的陣風 11 級(29.6m/s)及 7 級平均風(13.9m/s)。至於離島地區，則以彭佳嶼出現的陣風 13 級(39.8m/s)及 11 級平均風(31.1m/s)為最強，蘭嶼出現的陣風 13 級(38.1m/s)及平均風 10 級(24.9m/s)、東吉島出現的陣風 9 級(22.4m/s)及平均風 7 級(15.1m/s)次之。

在風力的時間分布方面(圖 21)，颱風警報發布期間，台灣本島測站的風力普遍比離島風力小，因所處位置關係，可明顯看出，彭佳嶼及蘭嶼皆是在 8 月 12 日於颱風移至台北的北北東方約 300 公里之海面上時風力逐漸增大。

六、蘭寧颱風災情報告

依據中央災害應變中心蘭寧颱風災害應變處理報告顯示，第 13 號颱風並未造成明顯災情。在交通方面，松山機場部分班機取消，而公路部份在苗栗縣苑裡鎮中苗六線火焰山段及桃園縣復興鄉台七線 48k (巴陵橋附近)，大雨造成土石崩落，交通中斷。

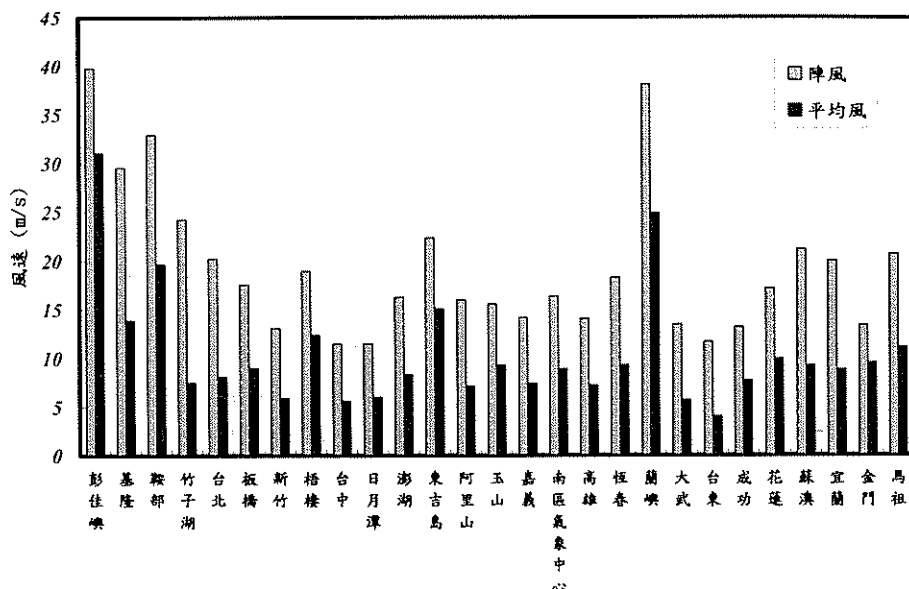


圖 20. 第 13 號颱風(蘭寧)影響期間台灣各測站出現之最大平均風速及陣風風力分布圖。

Fig20. The maximum wind and gust wind at selected stations during typhoon 0413 RANANIM's passage.

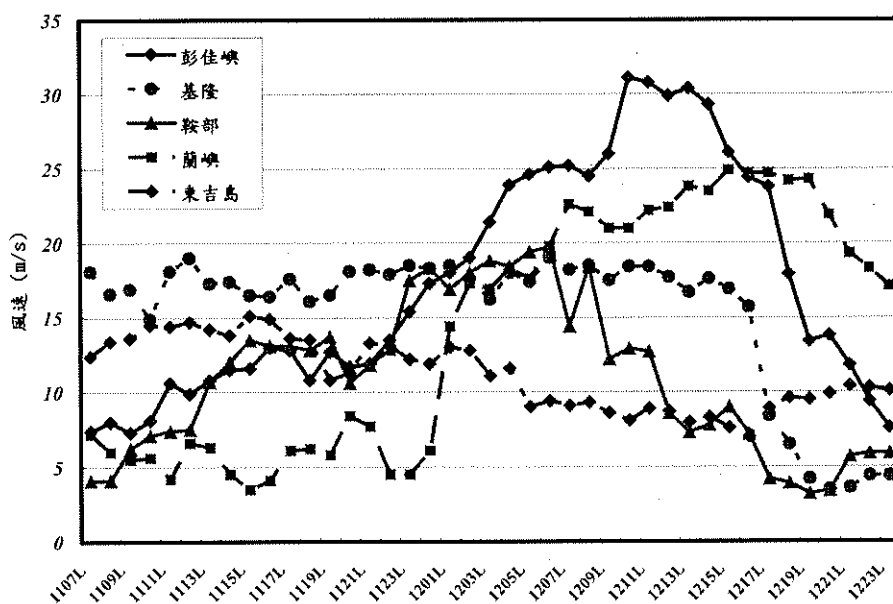


圖 21. 第 13 號颱風(蘭寧)影響期間彭佳嶼、基隆、鞍部、蘭嶼及東吉島等測站風力之逐時分布圖。

Fig21. The sequences of wind speed (m/s) at Pengchiayu, Keelung, Anpu, Lanyu, and Tungchitao stations during typhoon 0413 RANANIM's passage.

七、結論

綜合以上對蘭寧颱風分析結果可歸納為以下幾點：

- (一) 蘭寧颱風在為期 4 天又 18 小時的生命期間，曾發展至中度颱風強度，近中心風速最強時達 40m/s，七級風暴風範圍最大亦達 250 公里。蘭寧颱風自生成時處於鞍型場，駛流並不明顯，先以約 10km/hr 之速度往北方向移過北緯 20 度。8 月 9 日 00UTC 後槽線通過，蘭寧颱風開始轉為朝西北方向行進，逐漸向台灣東方海面接近。之後便一直以穩定速度朝西北方向行進，最後在 8 月 12 日 21 時(地方時)登陸大陸浙江省南部，而於 8 月 13 日 06UTC 減弱成熱帶性低氣壓。
- (二) 蘭寧颱風為 2004 年西北太平洋地區第 13 個颱風，也是當年中央氣象局第 4 個發布颱風警報的颱風，其中海上警報開始發布於 8 月 10 日 23 時 30 分，海上陸上警報則於 8 月 11 日 11 時 30 分開始發布，於 12 日 23 時 30 分(地方時)解除陸上颱風警報，並於 13 日 2 時 30 分(地方時)解除海上颱風警報。
- (三) 蘭寧颱風路徑之預測方面，由於颱風形成初期，中心位於鞍形場，北方正有一槽線通過，大部分主觀預報、統計預報方法及動力預報模式皆預測颱風將受槽線牽引往偏北方向移動。但由於槽線不夠深且迅速東移，實際蘭寧颱風並未被帶走，故各種主、客觀預報方法皆顯示較差之技術。在各種主觀預報方法中以 BCGZ 表現最好，24/48 小時之平均路徑預報誤差只有 97/211 公里，至於 CWB 之 24/48/72 小時平均路徑預報誤差則為 148/334/573 公里。在兩種統計颱風路徑預報法中，HURRAN 法稍優於 CLIPER 法；而對 TFS、NFS 兩種動力颱風路徑預報模式而

言，TFS、NFS 在蘭寧颱風形成初期之路徑預報皆偏北，但 TFS 較早修正為颱風將往西北向移動，兩模式之 24/48/72 小時平均路徑預報誤差分別為 137/289/361、227/620/1096 公里。

- (四) 蘭寧颱風影響期間，為苗栗以北地區、宜蘭及台中山區帶來豐沛雨量，豪雨尤其集中於新竹苗栗山區及北部山區，以新竹縣烏嘴山自動雨量站的 345 毫米為最多。由於僅颱風暴風圈邊緣掠過台灣本島，故其風力帶來的影響甚小，警報發布期間除外島的彭佳嶼及蘭嶼出現過 13 級陣風外，本島風力僅基隆與北部山區有超過十級的陣風。
- (五) 蘭寧颱風近台期間，颱風中心並未登陸台灣地區，僅颱風之七級風暴風圈邊緣掠過台灣北部、東北部海面，在台灣地區並未造成明顯災情。

Report on Typhoon Rananim (0413) of 2004

Der-Song Chen Kang-Ning Huang

Research and Development Center

Central Weather Bureau

ABSTRACT

Typhoon Rananim (0413) was the thirteenth typhoon that formed over the western North Pacific in 2004. It was also the fourth one on which that the Central Weather Bureau (CWB) had issued typhoon warnings in the year. Rananim formed near $18.3^{\circ}\text{N}, 130.2^{\circ}\text{E}$ at 12UTC 8 August, and then moved northward slowly. After Rananim passed through 20.0°N at 00UTC 9 August and the middle-latitude trough moved eastward, it turned to northwestward toward the northeast sea of Taiwan island. When the western North Pacific subtropical high enhanced after 12UTC 11 August, the tropical storm moved west-northwestward and made landfall on the southern part of Zhejiang province in Mainland at 12UTC 12 August. Under the influence of Rananim, heavy rainfalls occurred in the mountainous areas over the north and northeast parts of Taiwan. The 24/48/72 hour typhoon track official forecast errors by CWB were 148/334/573 km. The 24/48/72 hour track forecast errors by CWB TFS and NFS models were 137/289/361 and 227/620/1096 km, respectively.

氣象學報季刊
第四十五卷第四期

出版機關：中央氣象局氣象學報社

地址：台北市公園路 64 號

電話：(02)2349-1091

出版年月：中華民國九十四年八月

定 價 新台幣貳佰元整

展售處：國家書坊台視總店 105 台北市八德路三段 10 號

電話：(02)2578-1515-643

網址：[http:// www.govbooks.com.tw](http://www.govbooks.com.tw)

五南文化廣場 400 台中市中山路 2 號

電話：(04)2226-0330

GPN：2004400001

ISSN：0255-5778

Meteorological Bulletin

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- The Developments of the Earthquake Rapid Reporting Nai-Chi Hsiao (1)
System in Taiwan Yih-Min Wu
Tzay-Chyn Shin
- The Attenuation Model of Peak Ground Acceleration Tian-Pau Chang (17)
in Central Part of Taiwan Guey-Kuen Yu
Feng-Jiao Liu
Cheng-Ming Lee
- A Study on Typhoon Track Forecast for the Non-hydrostatic .. Der-Song Chen (25)
Forecast System of the Central Weather Bureau Kang-Ning Huang
Tien-Chiang Yeh

Report

- Report on Tropical Storm Haima (0420) of 2004 Guo-Ji Jian (45)
- Report on Typhoon Rananim (0413) of 2004 Der-Song Chen
Kang-Ning Huang (73)

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

二〇〇四四〇〇〇一 統一編號

ISSN 0255-5778



CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan
Republic of China