

102 年天氣分析與預報研討會

中華民國 102 年 5 月 13 日(星期一)至 15 日(星期三)，
于桃園龍潭渴望園區

2013 Conference
on
Weather Analysis and Forecasting

May 13-15, 2013, Taoyuan, Taiwan, R.O.C.

論文彙編總目錄

■ 研討會議程

■ 邀請專題演講

● A1 議題：大氣監測與分析

● A2 議題：天氣模擬與預報

● A3 議題：氣候監測與預報

● A4 議題：氣象防災與應用與分析

■ 第一作者姓名索引

102 年天氣分析與預報研討會

中華民國 102 年 5 月 13 日(星期一)至 15 日(星期三)，
于桃園龍潭渴望園區

主辦單位：交通部中央氣象局、中華民國地球科學學會、中華民國氣象學會等
協辦單位：國立中央大學等

2013 Conference

on

Weather Analysis and Forecasting

May 13-15, 2013, Taoyuan, Taiwan, R.O.C.

報告時間	議程 Agenda	彙編頁碼
5 月 13 日 (星期一) (Monday , May 13 , 2013)		
開幕 渴望園區國際會議廳 主持人： (Opening Ceremony International Conference Hall , I.C. Hall)		
08:30 – 17:00	報到 (Registration)	
09:00 – 09:30	東海倡議 、大會開幕式(Opening Ceremony)	
邀請講座 主持人：		
09:30– 10:00	邀請關鍵議題講座一 (Keynote Speech 1)：	
10:00–10 :30	邀請關鍵議題講座二 (Keynote Speech 2)：	
10:30–11 :00	邀請關鍵議題講座三 (Keynote Speech 3)：	
休息 (Tea Break)		
5 月 13 日 星期一 (Monday , May 13 , 2013) 于渴望園區		
天氣模擬與預報(I) 會議室 101 主持人：莊漢明 馮欽賜		
13:30 – 13:40	開幕儀式	
全體合照		
13:40 – 14:10	專題演講--商文義 教授 A Modified Forward-Backward Scheme in Atmospheric Nonhydrostatic Model and Comparison with HE-VI Scheme	V-1
14:15 – 14:30	<i>Hann-Ming Henry Juang</i> Improving spherical harmonic transform for the fine resolution global atmospheric spectral modeling	A2-1
14:30 – 14:45	<i>陳建河 陳雯美 沈彥志 曾建翰 汪鳳如 馮欽賜</i> 中央氣象局高解析度全球預報系統發展	A2-5
14:45 – 15:00	<i>陳雯美 陳建河 馮欽賜</i> IASI 觀測對中央氣象局全球數值預報系統的影響評估	A2-6

15:00 – 15:20	休息 Tea Break	
天氣模擬與預報(II) 會議室 101 主持人：蕭玲鳳 陳得松		
15:20 – 15:35	沈彥志 陳登舜 周俊宇 陳御群 曾建翰 陳雯美 馮欽賜 陳建河 曹伶伶 楊舒芝 楊明仁 中央氣象局全球數值預報之 Hybrid-GSI 資料同化系統的初步測試	A2-12
15:35 – 15:50	鄭浚騰 陳得松 蕭玲鳳 黃康寧 葉天降 中央氣象局 TWRF 模式颱風預測能力之評估與改進	A2-18
15:50 – 16:05	蔡金成 蕭玲鳳 陳得松 包劍文 李清勝 HWRF 模式 2012 年於西北太平洋之建置與預報表現評估	A2-21
16:05 – 16:20	王潔如 蕭玲鳳 Hui Liu 李清勝 EAKF 系集資料同化系統探討 GPSRO 掩星資料對颱風模擬之影響	A2-23
16:20 – 16:35	謝銘恩 陳御群 蕭玲鳳 張龍耀 李清勝 對於颱風路徑預報的表現整體評估以 TWRF 同化 GPSRO 局地折射率觀測	A2-27
16:35 – 16:50	陳登舜 沈彥志 周俊宇 陳御群 陳雯美 曹伶伶 曾建翰 馮欽賜 陳建河 楊明仁 楊舒芝 中央氣象局全球預報系統同化 GPSRO 折射率之觀測誤差	A2-31
5 月 13 日 星期一 (Monday, May 13, 2013) 于渴望園區		
大氣監測與分析(I) 會議室 211 主持人：林沛練 齊祿祥		
13:30 – 13:40	101 會議室 開幕儀式	
13:40 – 14:10	101 會議室 專題演講	
14:15 – 14:30	林沛練 陳台琦 盧又嘉 蔣育真 陳盈臻 凡那比颱風侵台期間的雨滴粒徑之觀測研究	A1-1
14:30 – 14:45	齊祿祥 臺灣地區暖季午後雷陣雨之氣候特徵與概念模式分析	A1-7
14:45 – 15:00	Pei-Yu Huang, Xin-Hao Liao, Tai-Chi Chen Wang and Yu-Chieng Liou The characteristics of the Drop Size Distribution revealed from TEAM-R polarimetric radar Observation in the stratiform and convective rain of typhoon Fanapi(2010)	A1-13
15:00 – 15:20	休息 Tea Break	
大氣監測與分析(II) 會議室 211 主持人：劉清煌 陳圭宏		
15:20 – 15:35	王安翔 張智昇 陳泰然 王尹懋 台灣西南部受梅雨鋒影響之降雨氣候統計分析	A1-18
15:35 – 15:50	劉清煌 李育棋 楊啓瑞 黃紹欽 林大偉 臺灣西部地區自動雨量站分布之探討	A1-24
15:50 – 16:05	艾寧靜 劉清煌 颱風與季風共伴之環境場研究	A1-25
16:05 – 16:20	Li-Ching Lin Ban-Yan Kuo 西太平洋颱風與微震之相關研究	A1-31
16:20 – 16:35	陳圭宏 羅如惠 鄭琇嫻 陳瑋蘭 臺灣臭氧剖面分析及探討	A1-33
16:35 – 16:50	Chih-Hsien Wei Yao-Chung Chuang Tai-Hwa Hor Radar Analysis on Convective-Scale Downdrafts of in the Convective Rainband Rainband during the Impact during the interaction between Southwesterly monsoonal flow and of Typhoon Morakot (2009)	A1-40
16:50 – 17:05	劉昭民 台灣 400 年來豪雨之分析	A1-46

5 月 14 日 星期二 (Tuesday, May14, 2013) 于渴望園區		
天氣模擬與預報(III) 會議室 101 主持人：洪景山 林欣弘		
09:00 – 09:15	李志昕 洪景山 區域系集預報系統強化研究-物理參數法擾動強化	A2-37
09:15 – 09:30	曾千祐 洪景山 Wei Wang 從 Kain Fritsch 到 Tiedtke	A2-43
09:30 – 09:45	洪于琄 Michael Barlage 洪景山 MODIS 植物分布率對 WRF 模式預報之影響	A2-44
09:45 – 10:00	陳怡儒 戴俐卉 洪景山 馮欽賜 RRTMG 福射參數法對 WRF 模式預報之效能評估	A2-50
10:00 – 10:20	休息 Tea Break	
天氣模擬與預報(IV) 會議室 101 主持人：馮欽賜 陳宇能		
10:20 – 10:35	江琇瑛 陳美心 馮欽賜 洪景山 HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析—(1)同化範圍因子之測試	A2-52
10:35 – 10:50	陳美心 江琇瑛 馮欽賜 李志昕 洪景山 HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析—(2)背景誤差權重因子之測試	A2-59
10:50 – 11:05	涂絹琪 陳宇能 郭英華 陳舒雅 資料同化對 SoWMEX/TiMREX (2008) IOP#8 沿岸劇烈降水預報之影響	A2-65
11:05 – 11:20	林忠義 劉嘉騏 雷達資料同化方法於凡那比颱風個案之研究	A2-66
11:20 – 11:35	章鶴群 周鑑本 王溫和 同化衛星資料對區域模式的影響個案測試	A2-67
11:35 – 11:50	曾建翰 蔡禹明 The Diagnostic Tool for Ensemble Prediction System using Tri-plots Method	A2-72
12:05 - 13:30	午餐 Lunch Break	
天氣模擬與預報(V) 會議室 101 主持人：鳳雷 于宜強		
13:30 – 13:45	林欣弘 林沛練 于宜強 林李耀 模式地形重建對降雨模擬之影響	A2-73
13:45 – 14:00	蔡宗樺 林沛練 邱思翰 詹前銓 台灣東部離岸海上對流線之模擬研究	A2-78
14:00 – 14:15	陳熾竹 江宙君 黃麗蓉 吳明璋 鳳雷 定量降雨預報校驗方法	A2-84
14:15 – 14:30	江宙君 陳熾竹 吳明璋 定量降雨系集預報加值分析-最佳化雨量測試	A2-86
14:30 – 14:45	鄭安孺 李天浩 顧欣怡 陳怡澎 林忠義 應用雷達定量降雨估計改進雨量檢覈技術	A2-87
14:45 – 15:00	馮智勇 劉家豪 林佑蓉 蔡雅婷 陳雲蘭 客觀分析法地面溫度案例分析與 CUDA 技術應用	A2-92
	休息 Tea Break	
天氣模擬與預報(VI) 會議室 101 主持人：葉大綱 陳雲蘭		
15:20 – 15:35	葉大綱 陳淑菁 王傳盛 洪景山 利用地基 GPS 推求大氣可降水及年變化分析	A2-98
15:35 – 15:50	黃家傑 模擬增加吸濕性氣膠粒子和雨胚對降水的影響：針對暖雲人工增雨	A2-99
15:50 – 16:05	陳婉瑜	A2-100

	雲微物理對降水中氫同位素的影響	
16:05 – 16:20	江志鵬 張哲豪 沈志全 吳祥禎 集水區定量降水空間解析度對於水位模擬影響之研究	A2-102
16:20 – 16:35	馮智勇 林佑蓉 劉家豪 陳雲蘭 應用最小絕對壓縮挑選機制法建置溫度迴歸模型之研究	A2-108
16:35 – 16:50	于嘉順 尤皓正 台灣海域暴潮模式 2 維與 3 維計算結果之探討	A2-113
5 月 14 日 星期二 (Tuesday, May14, 2013) 于渴望園區		
大氣監測與分析(III) 會議室 211 主持人：林博雄 廖宇慶		
09:00 – 09:15	林博雄 李育棋 張譯心 魏聰輝 台灣高山氣象觀測之瓶頸與改進之策略	A1-53
09:15– 09:30	楊錫豐 魏志憲 颱風雨帶水象粒子分布特徵研究	A1-61
09:30 – 09:45	曾吉暉 鳳雷 台灣北部地區的一維雷射式雨滴譜儀降雨粒徑分佈特性分析	A1-67
09:45 – 10:00	廖宇慶 陳台琦 蔡宜君 唐玉霜 由氣象雷達與雨量筒觀測探討莫拉克颱風(2009)雨帶分佈的時空變化	A1-71
10:00 – 10:20	休息 Tea Break	
大氣監測與分析(IV) 會議室 211 主持人：莊秉潔 朱延祥		
10:20 – 10:35	林博雄 張譯心 魏聰輝 李育棋 傾斗式雨量筒與撞擊感測式雨量計之比較	A1-72
10:35 – 10:50	莊秉潔 蔡徵霖 李育棋 洪景山 鄭丞孝 台灣地區土壤含水率觀測網之建置與初步評估	A1-75
10:50 – 11:05	朱延祥 蘇清論 主動式閃電偵測系統	A1-76
11:05 – 11:20	戴志輝 林博雄 王尹懋 王安翔 午後對流個案之全閃電分析	A1-77
11:20 –11:35	李國光 林唐煌 劉振榮 SPOT-5 衛星反演氣膠光學厚度	A1-78
11:35 – 11:50	Chuan-Sheng Wang Ta-Kang Yeh Robert Norman Tzu-Pang Tseng Sue Lynn Choy Kefei Zhang Investigation into the Atmospheric profiles using GPS Radio Occultation Technology over the Australian Region	A1-82
12:05 - 13:30	午餐 Lunch Break	
氣候監測與預報 (I) 會議室 211 主持人：沈鴻禧 呂國臣		
13:30 – 13:45	沈鴻禧 汪建良 余青樺 范凱翔 周末效應對台灣東部半世紀夏季地面溫度及降雨影響之研究	A3-1
13:45 – 14:00	蕭立朋 余嘉裕 全球暖化對颱風活動影響：西北太平洋與北大西洋之比較	A3-5
14:00 – 14:15	李明營 聖嬰現象與臺灣降雨	A3-9
14:15– 14:30	陳姿瑾 黃椿喜 呂國臣 利用高解析度氣象網格資料分析台灣各區域溫度特性	A3-15
14:30 – 14:45	林欣怡 蕭志惠 中央氣象局動力區域氣候預報系統之預報能力分析	A3-19

14:45 – 15:00	林原堂 蕭志惠 中央氣象局動力區域氣候預報系統新氣候場之分析與測試	A3-25
15:00 – 15:20	休息 Tea Break	
5 月 15 日 星期三 (Wednesday, May15, 2013) 于渴望園區		
氣象防災與應用(I) 會議室 101 主持人：于宜強 洪景山		
09:00 – 09:15	于宜強 龔楚媛 李宗融 林李耀 林沛練 颱風災害規模推估評估技術初步研究	A4-1
09:15 – 09:30	苟潔予 張俊德 洪甄聲 蘭育德 顏增璽 氣象衛星雲圖與氣象資訊之解析與推廣	A4-7
09:30 – 9:45	張哲豪 沈志全 吳祥禎 連和政 謝孟益 結合預報降雨量之河川流量系集預報平台架構	A4-11
09:45 – 10:00	朱蘭芬 陳永明 魏曉萍 朱容練 謝佳穎 曾文溪流域之極端降雨分析	A4-17
10:00 – 10:20	休息 Tea Break 張貼論文發表(體育館)	
氣象防災與應用(II) 會議室 101 主持人：陳永明 林雨我		
10:20 – 10:50	專題演講：張靜貞 博士 氣候變遷下氣象(候)資訊對於農業的重要性與應用	V-2
10:50 – 11:20	專題演講：龍世俊 博士 公衛與環保政策對天氣及氣候資訊的需求	V-3
11:25 – 11:40	龔楚媛 于宜強 李宗融 林李耀 冬半年台灣東北部致災降雨事件之天氣類型分析	A4-22
11:40 – 11:55	李欣輯、陳怡臻 歷史重大颱風事件之災損評估_以梅姬颱風為例	A4-28
11:55 – 12:10	李宗融 林又青 龔楚媛 王俞婷 張志新 于宜強 林欣弘 林李耀 降雨規模指標(RSI)及其在坡地災害預警之應用	A4-29
12:10 – 13:30	午餐 Lunch Break	
氣候監測與預報 (IV) 會議室 101 主持人：盧孟明 陳孟詩		
13:30 – 14:00	專題演講：許晃雄 教授 Influence of the Atlantic on Climate Variability in East Asian Pacific	V-4
14:05 – 14:20	胡志文 任俊儒 黃文豪 鄭凱傑 施宇晴 李清勝 中央氣象局第二代全球大氣動力氣候預報系統之測試與建置	A3-70
14:20 – 14:35	童雅卿 第二代全球海溫預報系統之發展與研究	A3-76
14:35 – 14:50	李清勝 盧孟明 氣象局第二代二步法短期氣候預報系統之全球大氣環流模式氣候模擬能力評估	A3-82
14:50 – 15:05	林昀靜 盧孟明 改進氣象局第一代二步法氣候預報系統之統計降尺度 - SVD 與 STPM 方法的比較	A3-88
15:05 – 15:20	休息 Tea Break	
氣候監測與預報 (V) 會議室 101 主持人：周佳 盧孟明		
15:20 – 15:50	專題演講：周佳 博士 Changes in precipitation under global warming: thermodynamic and dynamic views	V-5
15:55 – 16:10	卓盈旻 盧孟明 台灣梅雨季極端降雨之大尺度環流指數研究	A3-92

16:10 – 16:25	李思瑩 盧孟明 近四年（2010 -2013）東亞冬季季風特徵分析與比較	A3-97
16:25 – 16:40	林和駿 洪致文 季內尺度 MJO 對臺灣冬半季降水的影響	A3-104
16:40 – 16:55	涂建翊 周佳 台灣降雨強度與頻率變化	A3-110
5 月 15 日 星期三 （Wednesday, May15, 2013）于渴望園區		
氣候監測與預報（II） 會議室 211 主持人：蕭志惠 鄭兆尊		
09:00 – 09:15	魏曉萍 葉克家 朱蘭芬 陳永明 氣候變遷下極端降雨事件之流量模擬_以濁水溪為例	A3-31
09:15 – 09:30	林士堯 朱容練 吳宜昭 陳韻如 劉俊志 台灣春季乾旱與鋒面之關聯性分析	A3-36
09:30 – 09:45	林宜穎 鄭兆尊 以 MRI-AGCM 動力降尺度結果進行臺灣地區梅雨季降雨之分析	A3-40
09:45 – 10:00	陳淡容 林宜穎 鄭兆尊 于宜強 AGCM 動力降尺度後之颱風變異分析	A3-46
10:00 – 10:20	休息 Tea Break 張貼論文發表(體育館)	
氣候監測與預報(III) 會議室 211 主持人：林李耀 胡志文		
10:20 – 10:50	101 會議室 專題演講	
10:50 – 11:20	101 會議室 專題演講	
11:25 – 11:40	林李耀 陳永明 朱容練 鄭兆尊 劉俊志 吳宜昭 李惠玲 黃熾蓁 許晃雄 陳正達 葉克家 鄭克聲 第二期臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫	A3-52
11:40 – 11:55	吳宜昭 許晃雄 Joo-Hong Kim 陳永明 林李耀 東亞/西北太平洋氣候變遷-從台灣氣候變遷科學報告 2011 談起	A3-58
11:55 – 12:10	謝佳穎 朱容練 朱蘭芬 陳永明 陳韻如 劉俊志 應用 LARS-WG 與 WGEN 衍生未來氣候變遷情境日資料之氣象因子對於稻作風險評估	A3-64
12:10 – 13:30	午餐 Lunch Break	
天氣模擬與預報(VII) 會議室 211 主持人：侯昭平 廖杞昌		
13:30 – 14:00	101 會議室 專題演講	
14:05 – 14:20	侯昭平 黃靖容 汪建良 許淳浩 謝銘恩 張龍耀 梅姬颱風引發局部劇烈降水之數值研究	A2-115
14:20 – 14:35	李天浩 陳翠玲 陳品妤 陳孟詩 李明營 陳雲蘭 颱風地形降雨趨勢分析及其對山區雨量估計影響之探討	A2-123
14:35 – 14:50	徐理寰 郭鴻基 地形激發對流影響侵台颱風運動之位渦趨勢診斷分析	A2-124
14:50 – 15:05	侯昭平 許淳皓 廖杞昌 黃靖容 謝銘恩 張龍耀 海谷風之數值研究	A2-125
15:05 – 15:20	休息 Tea Break	
天氣模擬與預報(VIII) 會議室 211 主持人：李天浩 吳明璋		
15:20 – 15:50	101 會議室 專題演講	
15:55 – 16:10	蔡孟峰 陳孟詩 陳重功 羅存文 Logistic MOS 模式與傳統 MOS 模式降水機率比較	A2-134

16:10 – 16:25	吳明璋 陳熾竹 江宙君 應用類神經網路於整合定量降雨系集預報實驗產品之初步研究	A2-140
16:25 – 16:40	李天浩 張鳳吟 丘君翹 蔡雅婷 黃椿喜 劉承昕 應用 QPESUMS 資料迴歸估計台灣地區降雨系統移速場	A2-147
16:40 – 16:55	黃麗蓉 陳熾竹 李清勝 颱風降雨動力統計預報指引系統之建立	A2-148
張貼論文(體育館)		
	大氣監測與分析	
5 月 15 日 (星期三) 09:00— 5 月 15 日 (星期三) 17:00	林孟岳 劉千義 林唐煌 衛星資料在計算地表發射率及水氣含量之探討	A1-83
	天氣模擬與預報	
	黃葳芃 鄭龍聰 陳嘉榮 CWB ARPS 預報系統之發展及初步評估	A2-154
	汪鳳如 馮欽賜 新版 SAS 積雲參數化於中央氣象局全球預報系統的評估測試	A2-160
	張庭槐 郭姝涵 李香蘭 張騰駿 何傳忠 蔡凱翔 王志嘉 馮欽賜 氣象局氣象資料新填繪圖系統建置與應用	A2-165
	江晉孝 郭姝涵 王志嘉 賴司平 張庭槐 馮欽賜 數值天氣預報產品顯示系統	A2-171
	楊翊紳 劉千義 劉崇治 劉振榮 預報衛星反演之海面通量對梅雨鋒面案例模擬改善研究	A2-177
	李赫 吳銘志 GPS 衛星訊號於水庫防洪運轉之應用-以曾文水庫為例	A2-178
	魏士偉 J. Bresh 洪于瑋 洪景山 WRF 模式地面風速預報過強之改善方案	A2-181
	氣候監測與預報	
	羅存文 陳重功 方新發 風力發電廠風機組之風速動力統計預報應用	A3-111
	楊子億 盧孟明 臺灣測站 1951-2011 年風向與風速資料分析	A3-117
	柳再明 吳鴻榕 姚銘輝 陳俊仁 農業氣象服務合作	A3-118
	劉長生 蔡明叡 張起維 呂明欣 林佳廷 林建宏 長期觀測平流層瞬時暖化與對流層北極震盪之關係	A3-125
	鄭凱傑 胡志文 施宇晴 二步法動力氣候預報系統移機測試分析	A3-127
	施宇晴 胡志文 全球動力氣候預報系統硬體系統轉換測試分析	A3-130
	氣象防災與應用	
	柯利鴻 吳祚任 李俊叡 蔡育霖 以潛在海嘯源逆向追蹤法分析台灣東海岸潛在之海嘯威脅	A4-35

102 年天氣分析與預報研討會

中華民國 102 年 5 月 13 日(星期一)至 15 日(星期三)，
于桃園龍潭渴望園區

邀請專題演講

邀請專題演講一：商文義 教授 A Modified Forward-Backward Scheme in Atmospheric Nonhydrostatic Model and Comparison with HE-VI Scheme	V-1
邀請專題演講二：張靜貞 博士 氣候變遷下氣象（候）資訊對於農業的重要性與應用	V-2
邀請專題演講三：龍世俊 博士 公衛與環保政策對天氣及氣候資訊的需求	V-3
邀請專題演講四：許晃雄 教授 Influence of the Atlantic on climate Variability in East Asian Pacific	V-4
邀請專題演講五：周佳 博士 Changes in precipitation under global warming: thermodynamic and dynamic views	V-5

A Modified Forward-Backward Scheme in Atmospheric Nonhydrostatic Model and Comparison with HE-VI Scheme

Wen-Yih Sun¹, Oliver M. Sun² and Kazuhisa Tsuboki³

1. Department of Earth and Atmospheric Sciences, Purdue University, W. Lafayette,
IN. 47907 USA Email: wysun@purdue.edu
2. Department of Physical Oceanography, Woods Hole Oceanographic Institute,
Woods Hole, MA 02543-1050, USA
3. Hydrospheric Atmospheric Research Center (HyARC), Nagoya University, Nagoya,
464-8601. Japan

Abstract

When the horizontal grid spacing is greater than the vertical, it is useful to use the horizontal explicit and a vertical implicit scheme (HE-VI) in a short time step Δt_s to solve the wave-related terms in a compressible nonhydrostatic model, while the low frequency modes and physical processes are treated in a longer time step. However, when the aspect ratio is close to 1, a small time-interval is required in HE-VI, because the CFL criterion is determined by the horizontal grid spacing. This paper shows that simulations from HE-VI can depart from the conventional Forward-Backward scheme (FB) even the time interval Δt_s is less than the CFL criterion allowed in the convectional FB. Hence, a modified FB scheme is proposed to suppress the frequency of acoustic waves. According to eigenvalue analysis, the modified scheme is neutral which allows a larger Δt_s compared with the convectional FB. The nonlinear model also shows that it can accurately reproduce the results from the convectional FB in Kelvin-Helmholtz instability, mountain waves, and a thermal bubble. The modified FB schemes can use a higher order scheme in space to simulate LES, and turbulence, etc., which requires a fine-resolution in both horizontal and vertical directions.

Published in: Tellus A 2012, 64, 17516,
<http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.17516>

氣候變遷下氣象(候)資訊對於農業的重要性與應用

張靜貞

中央研究院經濟研究所研究員

摘要

全球各國對於氣候變遷議題已經投與高度關注，也開始從不同的面向探討氣候變遷之衝擊(impact)、脆弱性(Vulnerability)分析、調適性(Adaptation)評估及改進等課題及因應對策。根據世界糧農組織的資料，全球的陸地面積大約只有四分之一是可以用來從事農耕用的，目前實際種植農作物的面積約有一半。但專家指出如繼續擴充種植面積來養活新增人口或新興國家的需求，將會威脅到自然生態環境之承載力及物種多樣性，因此，如何在不破壞自然環境的前提下來強化農業生產力是各國在制訂糧食安全政策時的重要課題，而生產力的強化也可增加農民對於氣候變遷的容受力，效果將類似於減少貧窮。

其次，台灣處於亞熱帶，夏秋時節常有熱帶氣旋（即颱風）經過，其所夾帶的強風及豪雨，經常對農作物生產造成嚴重的衝擊。從Webster et al.（2005）分析，近 30 年來全球的熱帶氣旋數目並沒有明顯的趨勢，但若只針對強度第 4、5 等級（風力大於 56 m s^{-1} ，已屬於強颱風的定義）數目就有明顯的增加趨勢。Elsner et al.（2008）的研究也發現強烈熱帶氣旋發生的數目及風速強度皆有明顯的增加。颱風所帶來的豐沛雨量雖為台灣的水庫儲水有相當大的助益，但短時間內也對農業生產造成極大的不確定性，農產品價格也因此在這段期間有較大的波動，農民總收入卻未必因短期價格上漲而增加，且消費者的福利也因此大受影響。因此，如何利用氣象預報資訊來降低極端氣候對於農業與相關防災系統所造成之衝擊，也成為氣候變遷調適政策所不可獲缺的一環。

氣象與氣候資訊對於農業的重要性主要來自於降低農業生產的不確定性，但是否能發揮功能還必須取決於農業本身有哪些因應的管道與資源，例如耐乾旱或高溫新品種的研發、灌溉用水的投資、水資源預警系統等，都是屬於公部門可以實施的風險管理措施，而農民與民間部門也可以找到許多管道來自行分散風險，例如土地利用多元化、產期調整、設施栽培、契約生產、飲食習慣的調整、及期貨操作、作物保險、氣候指數保險等財務工具。從這個角度來看，氣候變遷雖然給農業生產帶來許多挑戰，如果能充分運用氣候資訊並採取調適行動，將會同時帶來許多商機。

公共衛生及環保政策對氣象(氣候)資料的需求

龍世俊

中央研究院環境變遷中心

摘要

健康與環保是台灣民眾一直關心的重要切身議題，在全球氣候變遷增劇的情勢下，更是需要仰賴專業的氣象資料及服務，作為公衛及環保政策的基礎資料。分享氣象資料與提供氣象專業服務，不但能協助衛生及環保公部門確實掌握大氣環境變化及發展優質預警系統，更能據以擬定更有效的公衛及環保政策。本報告將以案例說明目前氣象局與其它部會間可能的合作項目。

如何因應氣候變遷對公共衛生的衝擊，是國家氣候變遷調適綱領的八大重點之一。氣象條件又是影響傳染病傳播以及心肺血管疾病發生率及死亡率增加的重要外在因子。過去研究已分析利用氣溫及降雨量可預估兩個月後登革熱的疫情發生，若能深化各類傳染病相關的研究，可使衛生單位更有效地作好防疫準備工作，以減緩各傳染病的發生與傳播。而與熱危害相關疾病的預防(例如心肺血管疾病)，也可由氣象預報系統而提早預警民眾作好防護，避免重蹈 2003 年巴黎熱浪事件。以上都是氣象局可與衛生署共同合作發展的要點及預警平台。

在環保方面，精細尺度的大氣環境氣象條件將有助於釐清空氣污染物的擴散規模，也就是說空氣污染物的模擬、空氣品質防制政策研擬、以及重要開發案件空氣污染健康風險評估等，皆需要正確的邊界層氣象資料(混合層高度、垂直剖面的風向風速等)。除了提供現有的氣象資料之外，使用考量台灣都市地表熱力交換、複雜地形變化的氣象模式，以提供大氣化學(空氣污染)模式重要基礎輸入資料，這些都十足仰賴專業的氣象資料及服務，這將是兩者合作的重要契機。

Influence of the Atlantic on Climate Variability in East Asian Pacific

Huang-Hsiung Hsu

**Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica
Taipei, Taiwan**

Abstract

Interannual to decadal climate variability in East Asian Pacific is influenced by sea surface temperature anomaly (SSTA) in various oceans. The influence of the Pacific (e.g., El Nino, La Nina and PDO) and the Indian Ocean (e.g., IOD, Indian basin mode) has been widely explored and understood. The influence of the Atlantic is however hardly explored and poorly understood. This report will summarize of our recent research results in this increasing important issue, ranging from interannual to multidecadal time scale.

Changes in precipitation under global warming: thermodynamic and dynamic views

Chia Chou

**Research Center for Environmental Changes
Academia Sinica**

Abstract

Precipitation is experiencing a great change under global warming. Two major processes to induce changes in precipitation are thermodynamic and dynamic contributions. The former is related to changes in water vapor and the latter is associated with changes in vertical velocity. Since water vapor increases almost everywhere, the sign of the thermodynamic contribution is determined by the corresponding mean vertical motion: positive for ascents and negative for descents, which creates a “wet-get-wetter and dry-get-drier” tendency. In a spatial distribution, wet regions tend to get wetter and dry regions get drier. In a seasonal cycle, wet seasons get wetter and dry seasons get drier, which enhances the annual range of precipitation. The spatial and temporal tendencies are not only found in model global-warming simulations, but also occurred in observations in the past several decades. Unlike the thermodynamic contribution, the dynamic contribution varies with space greatly. On a regional basis, several mechanisms, such as the rich-get-richer and warmer-get-wetter mechanisms, have been proposed. For global averages, model simulations give us a robust weakening of tropical circulation. One of the explanations for the weakening is faster increases in water vapor than in precipitation, so tropical circulation must weaken in order to balance the moisture budget. The other common explanation is that global warming tends to stabilize the atmosphere, and then reduces tropical circulation. The change in tropical circulation, however, is very inclusive in observations. Both strengthening and weakening of tropical circulation have been found or implied.

102 年天氣分析與預報研討會

中華民國 102 年 5 月 13 日(星期一)至 15 日(星期三)，
于桃園龍潭渴望園區

論文彙編目錄

A1 議題：大氣監測與分析

林沛練 陳台琦 盧又嘉 蔣育真 陳盈臻 凡那比颱風侵台期間的雨滴粒徑之觀測研究	A1-1
齊祿祥 臺灣地區暖季午後雷陣雨之氣候特徵與概念模式分析	A1-7
Pei-Yu Huang, Xin-Hao Liao, Tai-Chi Chen Wang and Yu-Chieng Liou The characteristics of the Drop Size Distribution revealed from TEAM-R polarimetric radar Observation in the stratiform and convective rain of typhoon Fanapi(2010)	A1-13
王安翔 張智昇 陳泰然 王尹懋 台灣西南部受梅雨鋒影響之降雨氣候統計分析	A1-18
劉清煌 李育棋 楊啓瑞 黃紹欽 林大偉 臺灣西部地區自動雨量站分布之探討	A1-24
艾寧靜 劉清煌 颱風與季風共伴之環境場研究	A1-25
Li-Ching Lin Ban-Yan Kuo 西太平洋颱風與微震之相關研究	A1-31
陳圭宏 羅如惠 鄭琇嫻 陳瑋蘭 臺灣臭氧剖面分析及探討	A1-33
Chih-Hsien Wei Yao-Chung Chuang Tai-Hwa Hor Radar Analysis on Convective-Scale Downdrafts of in thea Convective Rainband Rainband during the Impact during the interaction between Southwesterly monsoonal flow and of Typhoon Morakot (2009)	A1-40
劉昭民 台灣 400 年來豪雨之分析	A1-46
林博雄 李育棋 張譯心 魏聰輝 3 台灣高山氣象觀測之瓶頸與改進之策略	A1-53
楊錫豐 魏志憲 颱風雨帶水象粒子分布特徵研究	A1-61
曾吉暉 鳳雷 台灣北部地區的一維雷射式雨滴譜儀降雨粒徑分佈特性分析	A1-67
廖宇慶 陳台琦 蔡宜君 唐玉霜 由氣象雷達與雨量筒觀測探討莫拉克颱風(2009)雨帶分佈的時空變化	A1-71
林博雄 張譯心 魏聰輝 李育棋 傾斗式雨量筒與撞擊感測式雨量計之比較	A1-72
莊秉潔 蔡徵霖 李育棋 洪景山 鄭承孝 台灣地區土壤含水率觀測網之建置與初步評估	A1-75
朱延祥 蘇清論 主動式閃電偵測系統	A1-76

戴志輝 林博雄 王尹懋 王安翔 午後對流個案之全閃電分析	A1-77
李國光 林唐煌 劉振榮 SPOT-5衛星反演氣膠光學厚度	A1-78
<i>Chuan-Sheng Wang Ta-Kang Yeh Robert Norman Tzu-Pang Tseng Sue Lynn Choy Kefei Zhang</i> Investigation into the Atmospheric profiles using GPS Radio Occultation Technology over the Australian Region	A1-82
林孟岳 劉千義 林唐煌 衛星資料在計算地表發射率及水氣含量之探討	A1-83

凡那比颱風侵台期間的雨滴粒徑之觀測研究

林沛練 陳台琦 盧又嘉 蔣育真 陳盈臻
中央大學大氣物理研究所
中央大學大氣科學系

摘要

許多的研究指出，雨滴粒徑分布依降雨的情況有不同的特性，而且粒徑分佈可決定雲中含水量(W)，回波強度(Z)，降雨率(R)……等降雨積分參數，因此分析雨滴粒徑分布的特性十分重要。本研究使用撞擊式雨滴譜儀探討 2010 年凡那比颱風之雨滴粒徑分佈特性，儀器分別架設於南部：高雄甲仙、集來站，以及北部：翡翠、霞雲站，將颱風區分為四個不同的雨帶（外圍環流、颱風眼通過前的強對流雨帶、颱風眼通過後的強對流雨帶和螺旋雨帶），觀測颱風期間不同雨帶的雨滴粒徑分佈特性。結果顯示雨滴粒徑分佈：外圍環流雨帶的小雨滴濃度明顯多於其他雨帶，而颱風眼通過前的強對流雨帶具有較多的大雨滴以及小雨滴濃度，颱風眼通過後的強對流雨帶則具有較少的小雨滴和較多的大雨滴濃度。綜合降雨積分參數的比較結果探討：斜率參數(Λ)及形狀參數(μ)這兩個參數有著良好的關係，但是其中 μ 值的比較結果顯示，颱風眼通過後的強對流雨帶的 μ 值較大，表示小雨滴數量較少，而颱風眼通過前的強對流雨帶的 μ 值較小，顯示小雨滴數量較多，而在 Λ 值比較上，強對流值皆較小，顯示中雨滴和大雨滴數量皆較多，此結果與雨滴粒徑分布結果具有一致性。由於截距參數(N_0)會受到 μ 值的影響，因此將其標準化得到標準化截距參數(N_w)，探討均質粒徑 D_m 與標準化截距參數 N_w 的關係並與前人研究比較，結果顯示颱風所引進的外圍環流降水較偏海洋性降水，而強對流值則落在大陸性降水範圍內，螺旋雨帶的降水分佈與層狀性降水分佈大致上相同。

關鍵字：雨滴粒徑分佈。

一、前言

台灣地處亞熱帶季風氣候區，每年都會遭受颱風、豪雨、乾旱及寒潮等大小不同的氣象災害，不僅危及民生安全，更須付出相當大的社會成本。國外過去的研究曾將降水系統區分為層狀與對流降水型態來描述雨滴粒徑分布之特性。台灣的降水型態複雜，且多劇烈降水事件，值得針對不同型態之雨滴粒徑分布做研究。因此，本篇將研究颱風的不同雨帶，藉由雨滴譜儀的觀測資料分析相關參數以及雨滴粒徑分布特性，以期能夠更加了解颱風的降水特性。

2010 年的凡那比颱風個案，在台灣南部及東部地區造成豪雨。其移動路徑圖(圖1)屬於西型之颱風，最大的日累積雨量為9月19日(圖2)。凡那比颱風在登陸台灣後，受地形破壞，眼牆結構消散，但在過山後於陸地上重建眼牆，颱風登陸且越山後才產生的重新建構行為，在台灣並不是很常見，且個案期間，在南部：高雄甲仙、集來站，以及北部：翡翠、霞雲站皆架設了撞擊式雨滴譜儀，並且清楚的觀測到不同的降雨特性，因此本篇研究想要透過颱風的不同雨帶(外圍環流雨帶、

颱風眼通過前的強對流雨帶、颱風眼通過後的強對流雨帶、螺旋雨帶)，藉此分析颱風不同雨帶的降水特性。

二、資料來源及處理

本文資料使用儀器為撞擊式雨滴譜儀(JWD, Joss-Waldvogel type Disdrometer)，儀器分別架設於北部的霞雲、翡翠水庫，以及南部的高雄甲仙、集來休閒農場以及中興國小，由於中興國小的雨滴譜儀因為停電而資料有缺漏，因而本研究主要使用甲仙、集來、霞雲、翡翠，共4個地點，主要分析時間為2010年9月18日0600UTC至19日2400UTC 共計42小時。資料的時間間隔為一分鐘一筆資料，以期能看到雨滴粒徑分布的瞬時變化，此外考慮到觀測資料的品質，當一分鐘降雨率小於 0.1 mm hr^{-1} 時則忽略不記。本篇利用 Tokay and Short (1999)、Chang et al. (2009)，使用降雨率 10 mm hr^{-1} 做為區分層狀降水及對流降水的門檻，大於 10 mm hr^{-1} 歸類為對流降水，而小於 10 mm hr^{-1} 則歸類為層狀降水。另外由雷達回波圖粗分颱風的不同雨帶，將9月18日1300UTC至1700UTC區分為翡翠與霞雲的外圍環流雨帶，9月18日1700UTC

至2000UTC區分為甲仙與集來的外圍環流雨帶，9月19日0100UTC至0300UTC區分為甲仙與集來的颱風眼通過前的強對流雨帶，9月19日1000UTC至1300UTC甲仙與集來的颱風眼通過後的強對流雨帶，因颱風眼未通過翡翠與霞雲站，故翡翠與霞雲站無此分類，9月18日2200UTC至0000UTC區分為翡翠與霞雲的螺旋雨帶，9月19日1700UTC至2000UTC區分為甲仙與集來的螺旋雨帶。

三、個案期間的雨滴粒徑分佈特性

圖3為4個不同雨帶的降雨率與 D_m 的關係圖，可以看到外圍環流雨帶與螺旋雨帶的降雨率大多小於 10 mm hr^{-1} ，颱風眼通過前的強對流雨帶降雨率介於 $15\text{--}55 \text{ mm hr}^{-1}$ 之間，其 D_m 平均值為 2.13 mm ，颱風眼通過後的強對流雨帶降雨率為整個個案期間的最大值，降雨率介於 $30\text{--}80 \text{ mm hr}^{-1}$ ， D_m 平均值為 2.38 mm ，由結果顯示 D_m 平均值會隨著降雨率增加而有增大情形。另外看到整個個案期間的分布，為圖4為集來的降雨率 $R(\text{mm hr}^{-1})$ 與均質粒徑 D_m 關係圖，分析圖中 D_m 幾乎均在 2.7 mm 以下，在降雨率小於 10 mm hr^{-1} 時， D_m 值分布情況十分廣泛；當降雨率大於 10 mm hr^{-1} 時，隨著降雨率增加時 D_m 值分布會趨於一致情形，顯現雨滴的增長似乎有一定的限制，推測此時雨滴的碰撞結合效率與分裂破碎效率達到平衡的結果。

將相同地點的不同雨帶的雨滴粒徑分布圖放在一起比較，可以更清楚的看到各雨帶的雨滴粒徑分布情形，首先看到圖5(a)甲仙站的4個不同雨帶，顯示外圍環流具有最多的小雨滴數量，強對流雨帶則具有最多的中雨滴和大雨滴數量，螺旋雨帶在中雨滴和大雨滴數量上較少，再來看圖5(b)集來站的4個不同雨帶，可以看到其降雨的雨滴特性和甲仙站的結果顯示相同，因此將圖5(a)甲仙、(b)集來的4個不同雨帶與(c)翡翠、(d)霞雲的兩個不同雨帶一起比較，4個地點在區分為相同雨帶時，皆具有相似的雨滴粒徑分布特性，結果顯示外圍環流在4個地點都具有最多的小雨滴粒徑，颱風眼通過前的強對流雨帶和颱風眼通過後的強對流雨帶則具有最多的中雨滴和大雨滴數量，其兩者相比又以颱風眼通過後的強對流雨帶的中雨滴和大雨滴相對較多，最後4個當中則以螺旋雨帶的中雨滴和大雨滴數量最少。

形狀參數 μ 可代表小雨滴的分布情形，就雨滴粒徑分布上來說，當 μ 值越大表示越小的雨滴數量越少，而 μ 值越小則表示在小雨滴數量上較多；斜率參數 Λ 可代表中、大雨滴的分布情形，此值越小代表斜率越小，也就是雨滴粒徑分布中會延伸到較後面的大雨滴部分，也有另一種可能是整體而言小、中雨滴偏少。

Brandes et al. (2003)指出，Gamma DSD 中的形狀參數 μ 及斜率參數 Λ 存在一良好的相關性。圖6為4個地點不同雨帶的形狀參數 μ 和斜率參數 Λ 散布圖，其中藍色點為層狀降水、紅色點為對流降水，從圖中可以看到每一個地方的 μ 及 Λ 都有良好且類似正比的關係，幾乎是 μ 值增加 Λ 值也會增加，並且從圖6(a)外圍環流雨帶、(b)螺旋雨帶、(c)颱風眼通過前的強對流雨帶、(d)颱風眼通過後的強對流雨帶，這四張圖比較可以看到，在(a)外圍環流雨帶和(b)螺旋雨帶具有部分的層狀降水和部分的對流降水，使 μ 和 Λ 分布較廣，而(c)颱風眼通過前的強對流雨帶和(d)颱風眼通過後的強對流雨帶，幾乎都是對流降水，其分布也較為狹窄，顯示(a)外圍環流雨帶和(b)螺旋雨帶 μ 和 Λ 組合較多，雨滴粒徑分布也會比較多樣化，另外再將(a)外圍環流雨帶和(b)螺旋雨帶兩者做比較，可以看到(a)4個地點的外圍環流雨帶的整體層狀降水分布範圍較廣且斜率較大，而(b)螺旋雨帶相對而言較為狹窄，且(b)螺旋雨帶幾乎為層狀降水居多，對流降水較少。

圖6(c)甲仙、集來的颱風眼通過前的強對流雨帶、(d)甲仙、集來:颱風眼通過後的強對流雨帶，幾乎皆為對流降水所組成，其斜率較小趨於一直線，並隨著 μ 值增大， Λ 值也跟著增大，但增加的幅度較小，將兩張圖仔細相比，可以看到颱風眼通過前的強對流雨帶和颱風眼通過後的強對流雨帶，雖然分散一樣細長狹窄，斜率參數 Λ 一樣較小，但颱風眼通過前的強對流雨帶的形狀參數 μ 較小，而颱風眼通過後的強對流雨帶的 μ 較大，表示颱風眼通過前的強對流雨帶具有較多的中大雨滴數量和小雨滴數量，但颱風眼通過後的強對流雨帶卻具有較多的中大雨滴數量和很少的小雨滴，與雨滴粒徑分佈一樣，具有良好的一致性。

Bringi et al. (2003)使用標準化之截距參數 N_w 與平均粒徑 D_m 分析不同氣候區不同降雨型態特性，不同氣候區層狀降水系統之 $D_m\text{--}\log(N_w)$ 分佈約界於 $1.25\text{--}1.75 \text{ (mm)}$

及 $3\sim 4(\text{m}^3\text{mm}^{-1})$ 之間；不同氣候區對流降水系統之分佈情況，對流降水系統又可分為大陸性對流降水系統及海洋性對流降水系統，大陸性對流降水系統之 $D_m\text{-Log}(N_w)$ 分佈界於 $2\sim 2.75(\text{mm})$ 及 $3\sim 4(\text{m}^3\text{mm}^{-1})$ 之間，而海洋性對流降水系統之分佈界於 $1.5\sim 1.8(\text{mm})$ 及 $4\sim 4.5(\text{m}^3\text{mm}^{-1})$ 之間，表示海洋性對流降水系統會較大陸性對流降水系統雨滴個數來的多但粒徑較小。

圖7(a)為本次實驗的4個地點的外圍環流雨帶 $D_m\text{-Log}(N_w)$ 散佈比較圖，甲仙、集來的外圍環流雨帶部分落在海洋性對流降水系統，部分為混合降水，翡翠、霞雲為混合性降水；圖7(b)為4個地點的螺旋雨帶 $D_m\text{-Log}(N_w)$ 散佈比較圖，可以看到4個地點的螺旋雨帶皆偏向層狀降水系統，即 N_w 值隨著 D_m 值增大而減小，這可能表示在層狀降水的微物理過程中有較大的雪片融化時造成較大的 D_m 值以及較小的 N_w 值；另外較小如淞冰粒子融化造成較小的 D_m 值以及較大的 N_w 值。

另外再將4個不同雨帶放在一起做比較，為圖8(a)本次實驗的甲仙站，在不同雨帶的 $D_m\text{-Log}(N_w)$ 散佈圖，可以看到外環流雨帶較偏向海洋性對流降水系統，部分為混合降水，而颱風眼通過前的強對流雨帶則偏向大陸性對流降水系統，以及部分的混合降水，颱風眼通過後的強對流雨帶為混合降水，螺旋雨帶偏向層狀降水系統；圖8(b)為集來站在不同雨帶的 $D_m\text{-Log}(N_w)$ 散佈圖，其外圍環流雨帶一樣較偏向海洋性對流降水系統及部分混合降水，螺旋雨帶為層狀降水系統，與甲仙站觀測到的降雨特性相同，而颱風眼通過前的強對流雨帶和颱風眼通過後的強對流雨帶皆落在大陸性對流降水，結果顯示不同的颱風雨帶，雨滴特性也截然不同。

四、結論與展望

本研究於2010年凡那比侵台期間，將撞擊式雨滴譜儀分別設置於台灣南、北部不同高度的4個地點，探討各雨帶降雨的雨滴粒徑特性的差異，觀測結果顯示 D_m 值隨著降雨率增加而有增大趨勢；但隨著降雨率逐漸增加， D_m 值分布會趨於一致情形，顯現雨滴的增長似乎有一定的限制，推測此時雨滴的碰撞結合效率與分裂破碎效率達到平衡的結果。

將相同地點、不同雨帶的雨滴粒徑分布圖比較，結果顯示外圍環流在4個地點都具有最多的小雨滴粒徑，颱風眼通過

前的強對流雨帶和颱風眼通過後的強對流雨帶則具有最多的中雨滴和大雨滴數量，其兩者中又以颱風眼通過後的強對流雨帶的中雨滴和大雨滴相對較多，最後4個當中則以螺旋雨帶的中雨滴和大雨滴數量最少。

探討不同Gamma DSD參數(μ 、 Λ 、 N_w 、 D_m)在不同地點、不同雨帶的差異，發現在外圍環流雨帶和螺旋雨帶具有部分的層狀降水和部分的對流降水，使 μ 和 Λ 分布較廣，而颱風眼通過前的強對流雨帶和颱風眼通過後的強對流雨帶，幾乎都是對流降水，其分布也較為狹窄，顯示外圍環流雨帶和螺旋雨帶 μ 和 Λ 組合較多，雨滴粒徑分布也會比較多樣化，另外4個地點的外圍環流雨帶的整體層狀降水分布範圍較廣且斜率較大，而螺旋雨帶相對而言較為狹窄，且螺旋雨帶幾乎為層狀降水居多，對流降水較少。

颱風眼通過前的強對流雨帶、颱風眼通過後的強對流雨帶，幾乎為對流降水所組成，其斜率較小趨於一直線，並隨著 μ 值增大， Λ 值也跟著增大，但增加的幅度較小，將兩者仔細相比，可以看到颱風眼通過前的強對流雨帶和颱風眼通過後的強對流雨帶，雖然分散一樣細長狹窄，斜率參數 Λ 一樣較小，但颱風眼通過前的強對流雨帶的形狀參數 μ 較小，而颱風眼通過後的強對流雨帶的 μ 較大，表示颱風眼通過前的強對流雨帶具有較多的中大雨滴數量和小雨滴數量，但颱風眼通過後的強對流雨帶卻具有較多的中大雨滴數量和很少的小雨滴，與雨滴粒徑分佈一樣，具有良好的一致性。

而 N_w 、 D_m 比較，強對流雨帶的 D_m 值都較大，而外圍環流雨帶和螺旋雨帶的 D_m 都較小，但 N_w 外圍環流雨帶較大，其次是強對流雨帶，最後屬螺旋雨帶最小，表示外圍環流雨帶具有較小的雨滴粒徑但雨滴數量最多的特性，而螺旋雨帶和外螺旋雨帶一樣具有較小的雨滴粒徑但雨滴數量最少，強對流雨帶的雨滴粒徑最大，雨滴數量相較於外圍環流雨帶小但又比螺旋雨帶大。

雨滴譜儀觀測雨滴粒徑分佈中 $D_m - N_w$ 散佈圖顯示，外圍環流雨帶較偏向海洋性對流降水，螺旋雨帶為層狀降水，而颱風眼通過前的強對流雨帶和颱風眼通過後的強對流雨帶皆落在大陸性對流降水，結果顯示不同的颱風雨帶，雨滴特性也截然不同。

雨滴譜儀相關研究上，許多學者將降雨分成層狀、對流

等不同降水類型去探討，並且搭配更多的相關儀器如：都普勒雷達、剖風儀、偏極化雷達的應用，可利用傳統雷達的觀測來了解估算降水，或利用剖風儀對降水敏感的特性，亦可了解定點垂質結構上的雨滴粒徑分佈，更可以深入的了解空間上雨滴粒徑分佈的物理演變特性，而偏極化雷達可提供更多的降水參數，以期更能詳細的探討各雨帶的特性。

參考文獻

- Brands, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2003 : An evaluation of a drop distribution-based polarimetric radar rainfall estimator. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 652-660
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, J. Hubbert, E. Gorgucci, W. L. Randeu, and M. Schoenhuber, 2003 : Raindrop size distribution in different climatic regime from disdrometer and dual-polarized radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 354-365.
- Chang, W. Y., T. C. C. Wang, and P. L. Lin, 2009 : The Characteristics of Raindrop Size Distribution and Drop Shape Relation in Typhoon Systems in the Western Pacific from 2D-Video Disdrometer and NCU C-Band Polarimetric Radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1973-1993.
- Tokay A., P. G. Bashor, E. Habib, and T. Kasparis, 2008 : Raindrop Size Distribution Measurements in Tropical Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1669-1685.
- 蔣育真，2010：2009年台灣梅雨季雨滴粒徑分佈特性之比較研究，國立中央大學碩士論文，107 頁。
- 洪榮川，2010：舊蜜颱風雨滴粒徑特性及雙偏極化雷達參數垂直結構特徵研究，國立國防大學碩士論文，108 頁

圖表說明



圖 1 2010年凡那比颱風侵台路徑圖。

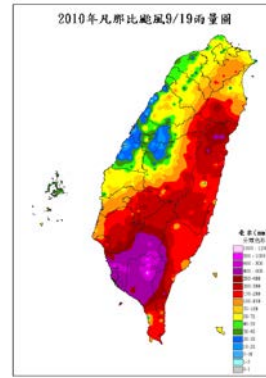


圖2 2010年9月19日台灣地區累積雨量圖(資料來源:中央氣象局)。

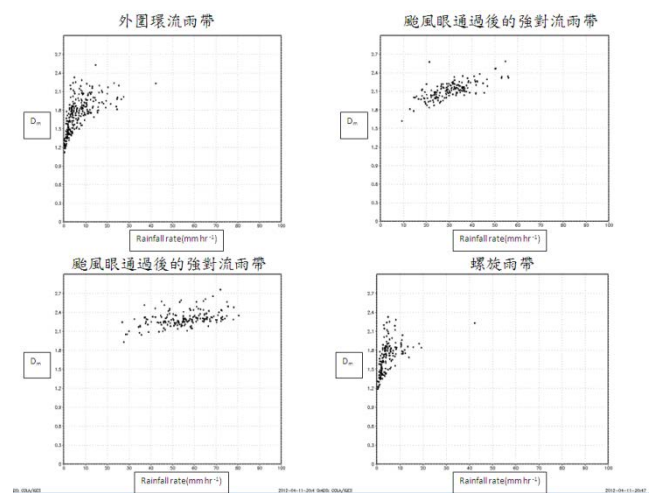


圖3 集來站2010年9月19日4個不同雨帶的降雨率 (mm hr^{-1}) 與 $D_m(\text{mm})$ 散佈關係圖(b)2010年凡那比侵台期間，集來站的降雨率 (mm hr^{-1}) 與 $D_m(\text{mm})$ 散佈關係圖。橫軸表示降雨率，縱軸表是 D_m 值。

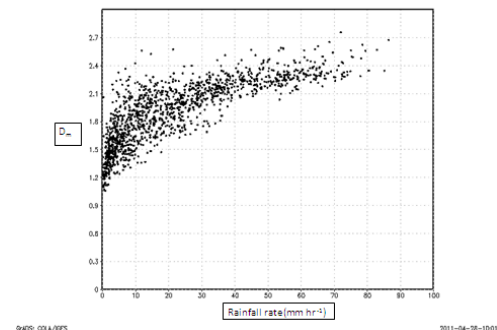
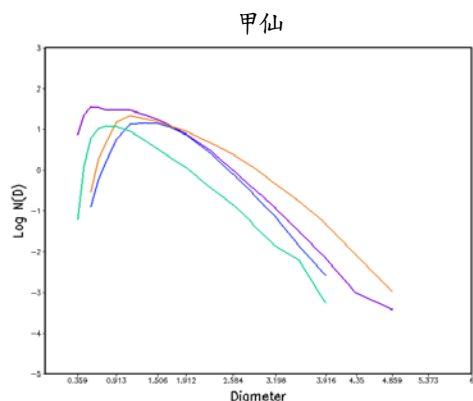


圖4 2010年凡那比侵台期間，集來站的降雨率 (mm hr^{-1}) 與 $D_m(\text{mm})$ 散佈關係圖。橫軸表示降雨率，縱軸表是 D_m 值。

(a)



(b)

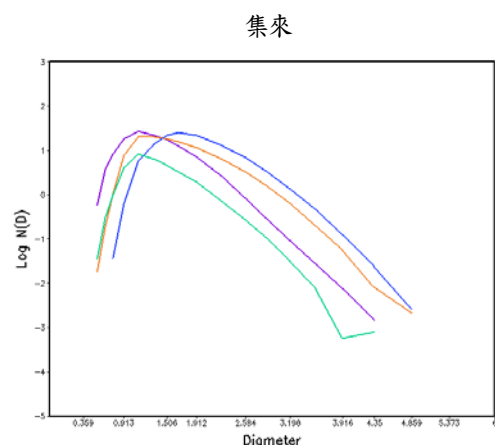


圖 5 2010 年 9 月 18、19 日 4 個地點的 4 個不同雨帶的雨滴粒徑分布比較圖。(a)甲仙站的 4 個不同雨帶的雨滴粒徑分布圖、(b)集來站的 4 個不同雨帶的雨滴粒徑分布圖。圖中紫色為外圍環流雨帶、橘色為颱風眼通過前的強對流雨帶、藍色為颱風眼通過後的強對流雨帶、綠色為螺旋雨帶。

(a)外圍環流雨帶

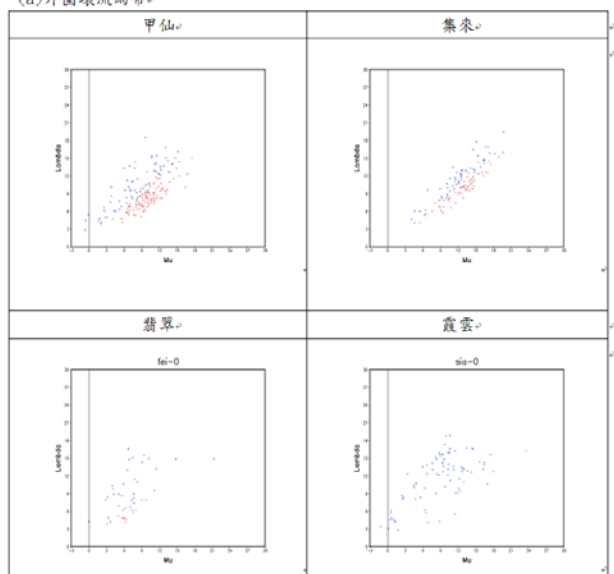


圖 6 (a)4 個地點的外圍環流雨帶的形狀參數(μ)和斜率參數(Λ)散佈圖。

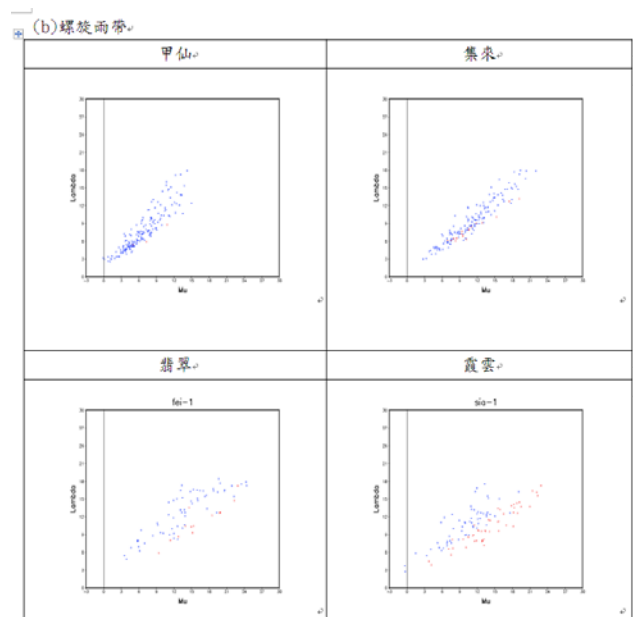
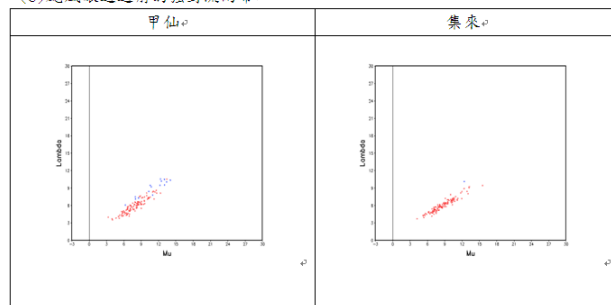


圖 6 (b)4 個地點的螺旋雨帶的形狀參數(μ)和斜率參數(Λ)散佈圖。

(c)颱風眼通過前的強對流雨帶



(d)颱風眼通過後的強對流雨帶

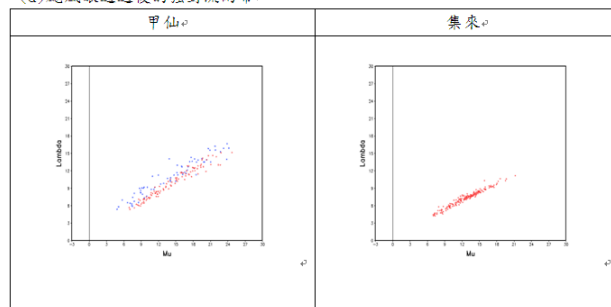


圖 6 (c)甲仙、集來站的颱風眼通過前的強對流雨帶的形狀參數(μ)和斜率參數(Λ)散佈圖。(d) 甲仙、集來站的颱風眼通過後的強對流雨帶的形狀參數(μ)和斜率參數(Λ)散佈圖。

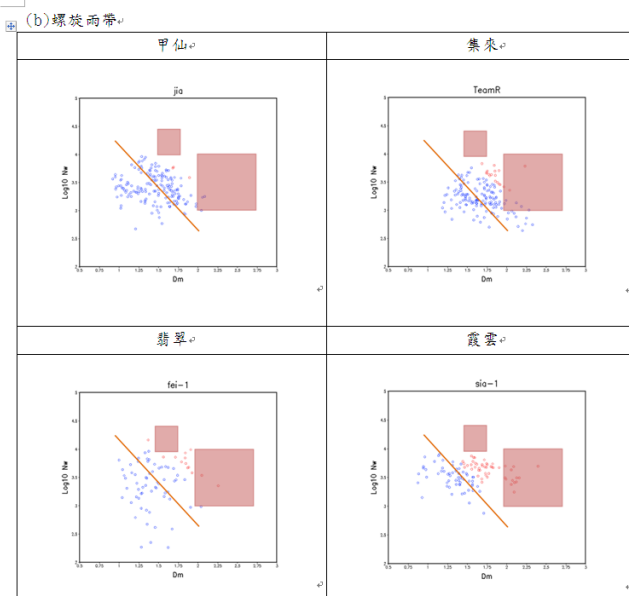
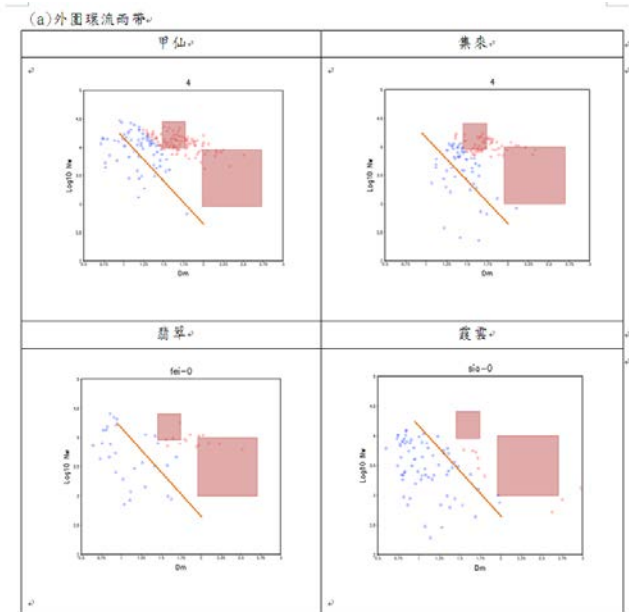


圖7 (a) 4個地點的外圍環流雨帶 D_m - $\text{Log}(N_w)$ 散佈圖。(b) 4個地點的螺旋雨帶 D_m - $\text{Log}(N_w)$ 散佈圖。

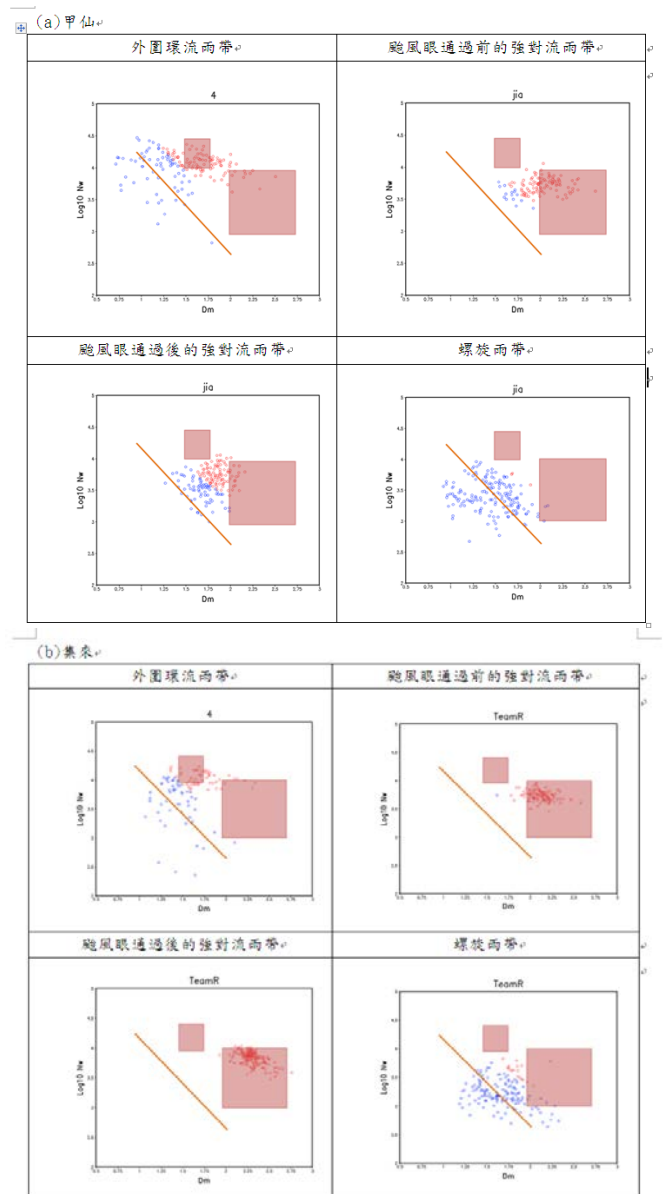


圖8 (a) 甲仙站的不同雨帶的標準化截距參數(N_w)與均質粒徑(D_m)的散佈圖。(b) 集來站的不同雨帶的標準化截距參數(N_w)與均質粒徑(D_m)的散佈圖。

臺灣地區暖季午後雷陣雨之氣候特徵與概念模式分析

齊祿祥

中央氣象局氣象衛星中心

摘 要

本研究主要利用2007~2011年總計五年5~10月的地球同步氣象衛星紅外線數據資料與本局所屬氣象站、自動雨量站的觀測，探討臺灣地區暖季發生午後雷陣雨的氣候環境特徵。同時建立午後雷陣雨發生時，各種氣象參數的參考指標，以提供天氣分析人員，對於弱綜觀環境下，發生午後雷陣雨環境之特徵差異瞭解，增進分析人員對暖季午後劇烈降水系統的分析、研判能力。

關鍵字: 弱綜觀環境、午後雷陣雨、海陸風。

一、前 言

「環境變遷」為本世紀各國所聚焦的主要議題，目前全球暖化趨勢明顯（Liu et al. 2002；Shiu et al. 2009；陳雲蘭 2008；李與盧2010），根據中央氣象局（2009）統計1897~2008 年溫度變化顯示，百年來臺灣本島平均氣溫約上升0.8℃。Hsu and Chen（2002）研究亦發現過去百年，台灣地區氣溫上升1~1.4℃，特別在夏季增溫趨勢明顯。

涂等（2011）研究更指出，臺灣本島的強降雨（ $\geq 50\text{mm/hr}$ ）主要出現在暖季的5—10 月，2000 年之後，7—9 月出現強降雨頻率、延時與雨量都有明顯增加的情形。其他學者的相關研究結果認為，在全球升溫趨勢明顯的狀況下，乾季愈乾，濕季愈濕的特性恐成為常態，各地發生極端降雨情形將更為明顯。（Held and Soden 2006; Vecchi and Soden 2007; Chou *et al.* 2007; Sun *et al.* 2007）。

在弱綜觀環境下，臺灣本島白天具有明顯的海風環流特徵，海風長驅直入，沿地形在中央山脈西側斜坡爬升，加上複雜的地形變化，使得降雨分布受海陸風效應與地形影響，增加預報人員對午後雷陣雨預報的困難度。根據研究，臺灣地區，近年來因為都市化與人口增加的影響，夏季午後雷陣雨有逐漸增加的趨勢，並且有明顯空間分布的差異。（Chen et al. 2007；顏與游2010）

本研究主要利用 2007~2011 年總計五年 5~10 月的地球同步氣象衛星紅外線數據資料與本局所屬氣象站、自動雨量站的觀測，探討臺灣地區暖季發生午後雷陣雨的氣候環境特徵。

二、資料資料來源與研究方法

本研究經由人工主觀檢視並統計 2007~2011 年 5~10 月東亞地面天氣圖，統計台灣附近約 2.5 個經緯度範圍內不受鋒面、颱風等天氣系統影響日數（表 1）。總計發生午後雷雨天數為 200 天，其中以 8 月發生日數最多，其次為 6、7 與 9 月，5 月與 10 月處於季節交替時期，發生午後雷陣雨天數最少；非午後雷

陣雨日數共計有 446 日。

利用上述資料，統計發生午後雷陣雨日數之衛星雲頂亮度溫度逐時變化與其環境分布特徵。同時，配合本局 23 個人工氣象站與 460 個自動量測站，分析風場、溫度、溼度、雨量與氣壓等氣象參數之逐時變

化特徵，藉由上述統計分析，找出發生午後雷陣雨環境特徵，以資建立暖季午後雷陣雨之環境概念模式，

提供未來本局發展對流系統預測技術 (Auto Nowcaster；ANC)之預報指引。

三、衛星紅外線雲頂亮度溫度分布特徵

圖 1 為 2007~2011 年弱綜觀環境，發生午後雷陣雨情形下，日本 MTSAT 地球同步氣象衛星平均雲頂亮度溫度逐時變化分布；為分析午後深對流發展之地理環境特徵，圖中僅顯示低於 0°C 之冷雲平均雲頂亮度分布區域。

有午後雷陣雨發生個案中，清晨 0000 UTC~0300 UTC 在臺灣本島無明顯對流生成，0400 UTC 對流開始發展於新竹、苗栗的雪山山脈附近。受太陽加熱影響，0500 UTC 新竹山區對流持續加深；另外，嘉義

縣、阿里山附近亦有新生對流發展，兩個對流中心位於西半部山區持續加深並沿山坡往平地移動，至 0800 UTC 北邊的對流中心併入南部嘉義、臺南附近之對流中心，雲頂平均亮度溫度低於 -21°C。0800~0900 UTC 午後對流雲頂平均亮度溫度達到對低值，-21°C 冷雲雲頂分布於西半部之彰化、嘉義一帶平地。

1000 UTC 太陽加熱效應減弱，對流在臺南、嘉義交界處迅速減弱，冷雲範圍縮小並逐漸往東北方向山區移動，1400 UTC 以後消失於彰化、南投一帶山區。

四、地面觀測之氣候特徵

(一) 風場逐時變化特徵

對流系統的發展，除須具備環境的濕暖空氣，另外還需要有傳送濕暖空氣的氣流存在。因此，風場的分布特徵，可表現局地氣流的輻合與輻散情形，提供預報人員重要的訊息。在弱綜觀環境影響下，當有明顯午後雷陣雨發生，局地的空氣運動變化，可影響降雨的分布。因此，除了分析本局 23 個人工氣象站之最多風向與其平均風速之逐時變化外（圖 2）；另外也利用人工分析每間隔 3 小時氣流場（圖 3）分布情形，可提供更為詳細的中尺度環流特徵之分析資料。

當有午後雷陣雨情形，不論白天或晚上，臺灣海峽附近，幾乎都為微弱的南風輻合氣流。白天 0100 UTC~0700 UTC 東北部海面大多呈現東南風型態，東南部海面吹西南風。傍晚 0800 UTC 開始至第二天上午 0000 UTC 東北部海面轉變為東南風與東南部海面的東北風形成明顯的輻散風場。

臺灣本島北部、東北部地區 0000 UTC 吹向岸風，中部以南地區大多為偏南風型態的沿岸偏向風，

東半部與恆春地區大多為東風。0100 UTC 全面開始逐漸轉變為向岸的海風型態風場，0200~0900 UTC 本島海風效應明顯，臺灣大多為向岸風型態；僅在 0600~0900 UTC 時東南部成功一大武轉為東北沿岸偏向風。1000~1200 UTC 各地逐漸轉變為沿岸偏向風與離岸風，1300~2200 UTC 本島大部分地區具有明顯陸風環流特徵，2300 UTC 臺灣西部風場由陸風轉變為沿岸偏向風，宜蘭—蘇澳轉變成為向岸的東風型態。此外，研究亦發現恆春地區的風向整日幾乎都維持東風型態。

由氣流線分析顯示，0000~0900 UTC 中央山脈西側雪山、中部山區、阿里山的山坡附近都存在有中尺度氣旋中心，海峽北部與西部沿岸有相對的輻散氣流與反氣旋存在。1200 UTC 氣旋式環流中心開始移至臺灣西南部平地與蘭陽平原一帶，本島大多轉變為反氣旋環流型態，1500~2100 UTC 中央山脈東西都呈現反氣旋式環流形式，在東、西部沿海附近出現微弱輻合帶。

(二) 雨量逐時分布特徵

圖 4 為本局 2007~2011 年發生午後雷陣雨個案，20 個氣象站與 460 個自動雨量站之逐時平均降雨分布。顯示降雨分布仍受太陽加熱與地形效應影響，臺灣本島上午 0000 UTC~0400 UTC 與凌晨 1700 UTC~2300 UTC 降雨零星，大部分地區無降雨現象。

（三）其他氣象參數特徵變化

海平面氣壓逐時統計分析顯示（略），臺灣本島各地氣壓亦有明顯的日變化特徵，當有午後雷陣雨發生時，各地氣象站平均氣壓約為 1007~1010 hPa。臺灣西半部都會區，出現兩個主要局地低壓中心，一個位於北部的基隆至新竹一帶，另一出現於南部高雄附近。局地低氣壓中心最小值出現在中午過後 0600~0700 UTC 北部的基隆至新竹，氣壓為 1007.2~1007.5 hPa；台中氣壓為 1007.2 hPa，高雄地區氣壓 1007.4 hPa。另一次低壓出現時間在清晨 2300~0000 UTC，北部基隆至新竹，氣壓為 1009.2~1009.3 hPa；另一低壓中心在

主要降雨集中於 0700 UTC~1000 UTC，隨時間遞增，西半部雨區逐漸由山區往平地移動，0800 UTC 降雨達到最大值，降雨集中在彰化以南的在嘉義、高雄—屏東交界山區。另外，北部的新竹—桃園、台中地區、宜蘭附近亦有相對的降雨中心。

高雄附近，氣壓為 1009.3 hPa。

在氣溫變化分析（略），顯示太陽加熱效應明顯，發生午後雷陣雨時，白天 0100 UTC 開始，在西半部平地氣象站氣溫全部超過 30℃，平均最高氣溫出現在 0300~0400 UTC，集中於西半部的臺北、臺中與臺南—嘉義等都會區，平均氣溫超過 32.0℃。平均最低氣溫出現在夜間 2000~2100 UTC，臺北、臺中、嘉義等都會區，夜間冷卻散熱較明顯，平均氣溫較週遭地區為低；夜間高溫區出現在本島西南部的臺南、高雄一帶。

五、討論

弱綜觀環境下，當發生午後雷陣雨狀況，冷雲頂初始於 0400 UTC 中央山脈西側新竹、苗栗附近，此與臺灣地形分布關係密切。由臺灣地形等高線圖，可發現台灣北部的雪山山脈，中部的阿里山與南部高、屏具有明顯的東北—西南走向的山谷型態，此種山谷走向有利於濕暖西南風的舉升。另一對流冷雲頂出現在阿里山，兩個對流中心隨時間持續加深並沿山坡往西南部平地移動，0800 UTC 對流中心合併於西南部嘉義、臺南附近，雲頂平均亮度溫度低於 -21℃。1000 UTC 對流迅速減弱，並往東北方向山區移動，1400 UTC 以後冷雲消失於彰化、南投一帶山區。

配合冷雲頂分布，較明顯降雨 0500 UTC 開始於宜蘭與阿里山附近，主要降雨集中於 0700 UTC~1000 UTC，隨時間遞增，西半部雨區逐漸由山區往平地移動。0800 UTC 降雨達到最大值，降雨分布於彰化以南的嘉義、高雄—屏東交界山區。另外，北部的新竹—桃園、台中地區、宜蘭附近亦有相對的降雨中心，顯示雨區集中於中央山脈西側與雪山山脈兩側山坡；深夜 1700 UTC~2300 UTC 雲量減少，因此，本島幾乎無降雨發生。

由於白天受到太陽加熱影響，0100 UTC 開始各平

地氣象站的氣溫都超過 30℃，0300~0400 UTC 平均最高氣溫超過 32.0℃，出現在臺北、臺中與臺南—嘉義等都會區。0500 UTC 各地有較明顯降雨發生，因此氣溫逐漸下降。夜間 2000~2100 UTC 夜間都會區的臺北、臺中、嘉義等地因為輻射冷卻散熱較明顯，氣溫降至最低值；夜間高溫區出現在本島西南部的臺南、高雄一帶。

發生午後雷陣雨個案，臺灣地區具有明顯的海陸風環流，早上 0000 UTC 北部、東北部開始轉為向岸的海風，中部以南地區大多維持南風型態的沿岸偏向風，東半部與恆春地區大多為東風。0200~0900 UTC 臺灣大都為海風型態，僅在 0600~0900 UTC 成功—大武轉為東北沿岸偏向風。1000~1200 UTC 海風環流減弱，本島各地風向逐漸轉變為沿岸偏向風與離岸風，1300~2200 UTC 各地呈現陸風環流特徵，2300 UTC 太陽加熱漸增，西部轉為沿岸偏向風場，宜蘭—蘇澳開始吹向岸的東風。

氣流線分析顯示，弱綜觀條件下，午後雷陣雨環境場，因白天 0000~0900 UTC 海風沿西部海岸沿山脈西側斜坡爬升輻合；因此，雪山、中部山區、阿里山的山坡附近都有中尺度氣旋中心，海峽北部與西部

沿岸有相對的輻散氣流與反氣旋存在。入夜後，1200 UTC 氣旋式環流中心移至臺灣西南部平地與蘭陽平原一帶，本島大多轉變為反氣旋輻散氣流，1500~2100 UTC 中央山脈東西側都維持反氣旋式環流形式，東、西部沿海附近有微弱輻合帶。

臺灣海峽，不論日夜都為南風與西南風輻合風場。東北部海面 0100 UTC~0700 UTC 呈現東南風型態，東南部海面則為西南風；0800 UTC~隔日 0000 UTC 東部海面轉變為東南風東北風的輻散形式，因此，夜

間在東部沿海出現與下坡山風的微弱氣流輻合線。

臺灣本島各地氣壓亦有明顯的日變化特徵，白天受太陽加熱，空氣舉升作用影響，中午過後 0600~0700 UTC 氣壓值降至每日最低點，西半部基隆至新竹、台中與高雄地區，都有局地低壓中心，0800 UTC 之後各地氣壓逐漸回升，2300~0000 UTC 各地氣壓達到日最大值；無論有無午後雷陣雨情形，相對溼度特徵差異不大。

六、結論與未來工作

本研究分析 2007~2011 年共計 5 年，5~10 月暖季之衛星紅外線數據資料與相關之地面觀測數據，發現在弱綜觀環境下，發生午後雷陣雨與未發生午後雷陣雨情形，存在有明顯的環境差異。

在弱綜觀環境中，當發生有明顯的午後雷陣雨個案，通常在具有下列特徵：

1. 白天受到太陽加熱影響，0000UTC 臺灣西部平地氣象站的氣溫大都超過 30℃；
2. 並且開始轉為向岸的海風環流，0200~0900 UTC 臺灣大都為海風型態，夜間 1300~2200 UTC 各地具有明顯陸風環流特徵。
3. 海峽附近，整日幾乎都為微弱的南風與西南風輻合風場。白天 0000~0900 UTC 臺灣本島受海風沿山脈西側斜坡爬升輻合作用影響；雪山、中部山區、阿里山的山坡附近都有中尺度氣旋中心；入夜後，本島大多轉變為反氣旋輻散氣流，1500~2100 UTC 中央山脈東西側都維持反氣旋式環流形式，東、西部沿海附近有微弱輻合帶。

4. 對流雲系冷雲頂發展初始於 0400 UTC 雪山山脈附近，隨時間持續加深並沿山坡往西南部平地移動，傍晚 0800~0900 UTC 對流中心合併於西南部地區並達到最大範圍。

5. 因此，主要降雨集中在 0700 UTC~1000 UTC，隨時間遞增，雨區逐漸由山區往平地移動。最大降雨出現在 0800 UTC 的嘉義、高雄—屏東交界山區。

衛星資料具有高時間、空間解析度特性，因此，未來可進一步統計衛星數據資料並整合相關氣象參數觀測資料，並得到台灣本島不同季節氣候環境降雨特徵變化的概念模式，此概念模式可導入本局所引進美國國家大氣研究中心（NCAR）發展的「自動即時預報系統（Auto Nowcaster；簡稱 **ANC**）」所需之科學背景資料庫中，提升預報人員對於短時豪（大）雨之降雨系統之形成、發展和衰滅的掌握與預報能力；該系統曾於 2000 年澳洲雪梨奧林匹克運動會與 2008 年北京奧運時擔任即時天氣預報任務。

七、參考文獻

中央氣象局，2009：1897-2008年台灣氣候變化統計報告。

李思瑩與盧孟明，2010：近五十年台灣極端高溫之分析。2010 台北災害管理研討會論文集，5-6。

涂建翊、陳俐盈、高端鞠、黃靖甯、朱嫻儒、吳敏暉、

林紋伊及張家華，2011：從時雨量看臺灣降雨強度的頻率變化。2011年地球科學系統學術論壇-自然資源永續經營管理研討會。P25。

陳雲蘭，2008：由極端氣候指標看台灣氣候變化。2008 台灣氣候變遷研討會。

顏亦堅與游政谷，2010：台北盆地夏季午後雷陣雨時間與空間之特徵分析。第五屆海峽兩岸航空氣象與飛行安全研討會論文集，台北，65-69。

盧孟明、陳佳正及林昀靜，2007：1951-2005 年台灣極端降雨事件。大氣科學，**35**，2，87-104。

Chen, T. -C., S. -Y. Wang, and M. -C., Yen, 2007: Enhancement of afternoon thunderstorm activity by urbanization in a valley: Taipei. *J. Appl. Meteor.*, 46,1324-1340.

Chou,C., J.Y.Tu and P.H. Tan,2007: Asymmetry of Tropical Precipitation Change under Global Warming. *Geophys. Res. Lett.* 34,L17708,doi:10.1029/ 2007GL030327.

Held,I.M and B.J. Soden, 2006 : Robust Responses of the Hydrological Cyclone to Global Warming. *J.Climate.*,19,5686-5699.

Hsu, H.-H. and C.-T. Chen, 2002: Observed and Projected Climate Change in Taiwan. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 79, 87-104.

Liu, S. C., C. H. Wang, C. J. Shiu, H. W. Chang, C. K. Hsiao and S. H. Liaw, 2002: Reduction in Sunshine Duration over Taiwan: Causes and Implications. *TAO*, 13, 4,523-545.

Shiu, C.-J., S. C. Liu and J.-P., Chen, 2009: Diurnally Asymmetric Trends of Temperature, Humidity and Precipitation in Taiwan. *J. Climate*, 22, 5635–5649.

Sun, Y., S. Solomon, A. Dai and R. W. Portmann, 2007 : How often will it Rain?. *J. Climate*, 20, 4801-4818.

Vecchi, G. A. and B. J. Soden, 2007: Global Warming and the Weakening of the Tropical Circulation. *J. Climate*, 20, 4316–4340.

表 1 2007~2011 年 5 至 10 月弱綜觀環境，臺灣地區午後與非午後雷雨發生日數。

年	May		June		July		Aug		Sept		Oct		Total	
	TS	N-TS	TS	N-TS	TS	N-TS	TS	N-TS	TS	N-TS	TS	N-TS	TS	N-TS
2007	4	14	13	3	9	8	10	10	7	14	0	26	43	75
2008	4	16	7	12	11	12	12	17	11	5	7	22	52	84
2009	1	20	6	13	2	21	11	14	8	17	0	25	28	110
2010	0	19	5	11	13	17	16	10	11	10	7	14	52	81
2011	0	7	10	7	5	22	6	16	4	21	0	23	25	96
Total	9	76	41	46	40	80	55	67	41	67	14	110	200	446

註：TS：表示午後雷陣雨發生日。

N-TS：表示無午後雷陣雨。

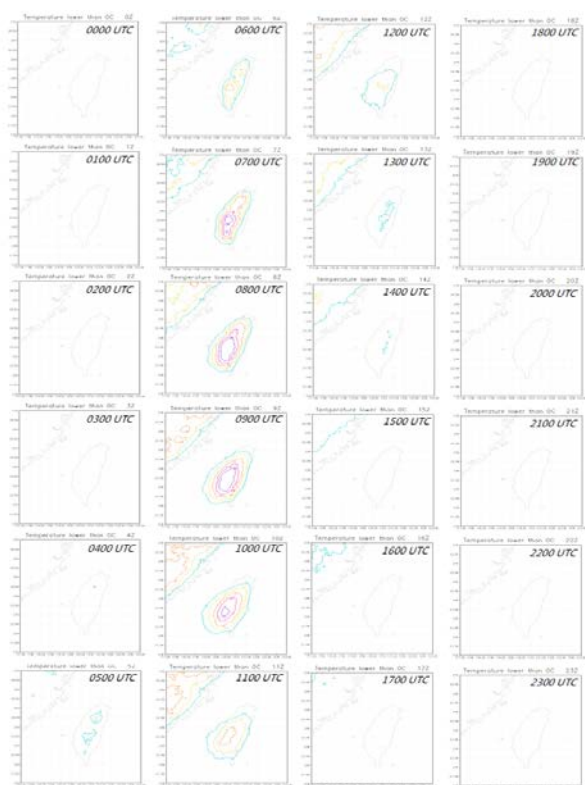


圖 1 2007~2011 年 弱綜觀環境（5~10 月）衛星紅外線頻道平均雲頂亮溫逐時變化。

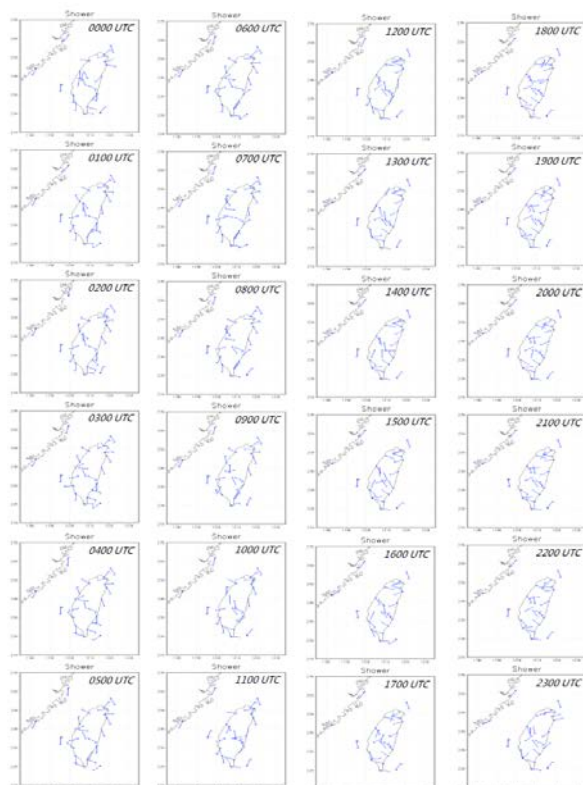


圖 2 2007~2011 年 弱綜觀環境（5~10 月）氣象站平均之最多風向風速逐時變化。

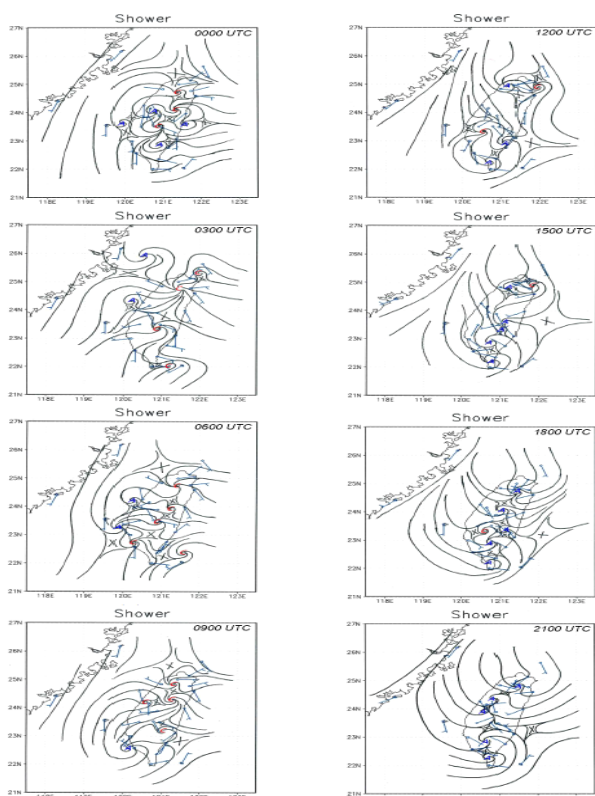


圖 3 2007~2011 年 弱綜觀環境（5~10 月）本局每 3 小時地面平均氣流線分析圖。

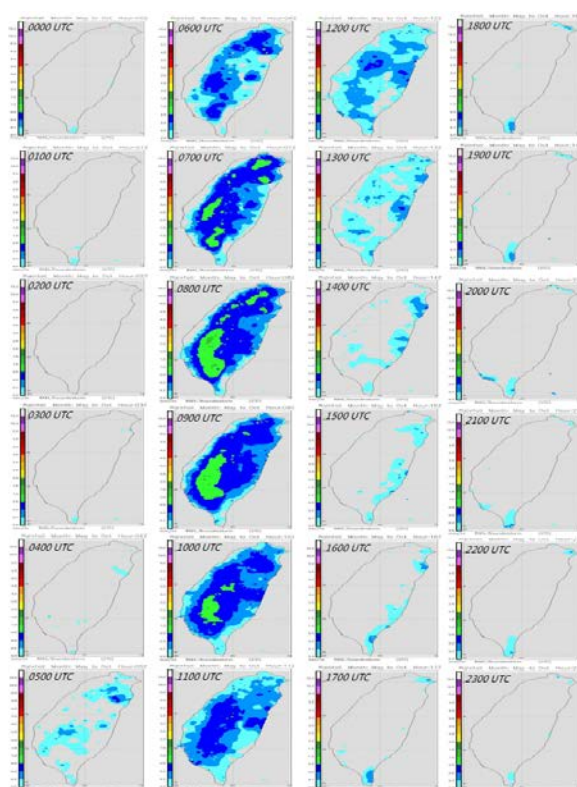


圖 4 2007~2011 年 弱綜觀環境（5~10 月）平均逐時雨量。

The characteristics of the Drop Size Distribution revealed from TEAM-R polarimetric radar observation in the stratiform and convective rain of typhoon Fanapi(2010)

Pei-Yu Huang, Xin-Hao Liao, TaiChi Chen Wang and Yu-Chieng Liou
Institute of Atmospheric Physic, National Central University

Abstract

At 00 UTC September 19, 2010 typhoon Fanapi made landfall on the east coast of Taiwan, and its intensity was immediately weakened due to the high Central Mountain Range. In the next 12 hours, Fanapi went through a reorganizing process and brought record breaking 600mm rainfall within 7 hours to Gunsan station in southwest Taiwan. From 06 UTC to 12 UTC, a strong convective rain band was slowly gaining its curvature and evolving into a spiral shape. At 12 UTC, an asymmetric eye wall was observed. (Fig.1)

A mobile X-band dual polarization/Doppler radar, TEAM-R (Taiwan Experimental Atmospheric Mobil Radar, Fig.2a) had been deployed near Chi-San stream. With the advantage of the Range Height Indicator (RHI) scanning ability of TEAM-R, many fast scanning vertical cross sections of the strong convective rain band and the reorganizing eye wall were observed. These data sets provided great opportunity to study the microphysical characteristics of this torrential rain case.

First, a careful calculation using two nearby disdrometers drop size distribution (DSD) data and T-matrix scattering model verified the accuracy of the polarimetric radar drop size retrieval scheme. Then a quality control was applied to the polarimetric variables through the software tool RAKIT. The hydrometer classification was applied to identify the particle types in both stratiform and convective regions. The three-dimensional spatial distributions of the Normalized intercept (N_w) and the mass weighted diameter (D_m) of Gamma distribution are retrieved from polarimetric variables (Z_H , K_{DP} and Z_{DR}). Comparing the DSDs from the long-lived strong convective rainband and the newly formed eye wall reveals very intriguing results.

Introduction

TEAM-R had been deployed near the Chigu S-band Doppler radar, together with Kenting S-band radar, and Makung C-pol radar.(Fig.2b) This configuration of four radars provided a great possibility to retrieve three-dimensional wind field including much lower information used by multi-Doppler radar synthesis method (Liou et al. 2012). In this paper, we will focus on the ability of polarimetric radar: polarimetric parameters observed by TEAM-R that can tell more information about rain drops characteristic. Use the polarimetric parameter, K_{DP} , we can get a good estimate of rainfall ($R(K_{DP})$) from TEAM-R. Through comparing each polarimetric parameters, we can discuss the microphysical characteristics. Further, we can study the DSDs retrieved by TEAM-R. The result demonstrates again that a mobile radar together with the operational polarimetric/Doppler radars network do provide a good opportunity to know the kinematic, dynamic and the microphysical mechanisms for this torrential rain in south Taiwan.

Method of DSD retrieval

We follow the method proposed by Ji(2005) to retrieve DSD by dual-polarization radar. The procedures include : 1) Get the coefficients of Gamma distribution equation fitting by two nearby Joss-Waldvogel disdrometer. 2) Chose the rain drop axis ratio relation by experiential equation proposed by Brandes(2002). 3) Verified the accuracy of the polarimetric radar drop size retrieval scheme by comparing disdrometers DSD data and T-matrix scattering model (Fig.3). 4) A series of data quality control was applied to the polarimetric variables through the software tool RAKIT.5)Carry out the DSD retrieval from the observed Polarimetric variables.

Result of DSD retrieval

In the strong rain band period at 06 UTC (Fig.4a and Fig.5a), RHI observation shows that there is a tower with high Z_{DR} , high K_{DP} , and high upward motion (Fig.6a~d). The retrieved DSDs show that the slightly bigger D_m (diameter) and higher N_w (concentration) (Fig.6e~f). In the rotation period at 09 UTC(not shown), there are weaker systems and the distinct features are just below 3km height, especially the vertical motions are much weaker than the motions in last period, and then the D_m becomes smaller, and N_w is higher only in region with high upward motion. In the eye wall period at 12 UTC (Fig.4b and Fig.5b), RHI observation show that at the lower levels the high reflectivity convection ($>35dBZ$) is embedded in a stratiform like pattern above 6 km height (Fig.6a), the high Z_{DR} only in the medium level (Fig.6c), and the high K_{DP} only in the low level (Fig.6d), associated with smaller D_m and higher N_w (Fig.6e~f). This result is very interesting, indicating that in this reforming eye wall, the new drops are formed through condensation and early stage of collision and coalescence, and not enough time to grow to the bigger drop size.

Conclusion

This is the first time in Taiwan, a mobile radar system join the operation radar network to observe the structure changing and study the influence of the topography during the typhoon reorganizing stage. The DSD retrieved to show that: 1) In rain band period at 06UTC, there are slightly big diameter and high concentration. 2) In eye wall period at 12UTC, the high reflectivity convection ($>35dBZ$) is embedded in a stratiform like pattern below 6 km. And there is smaller diameter and high concentration. That means new drops are formed through condensation and early stage of collision and coalescence. The result emphasized again that polarimetric radar do provide a good opportunity to know the characteristics of rain.

References

- Brandes, E.A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2002: Experiments in rainfall estimation with a polarimetric radar in a subtropical environment. *J. Appl. Meteor.* 41, 674-685.
- Gunn, R., and G. D. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for water drops in stagnant air. *J. Meteorol.*, 6, 243-248.
- Liou, Y.-C., S.-F. Chang, and J. Sun, 2012: An Application of the Immersed Boundary Method for Recovering the Three-Dimensional Wind Fields over Complex Terrain Using Multiple-Doppler Radar Data. *Mon. Wea. Rev.*, 40, 1603-1619
- Willoughby, H.E., 1998: Tropical Cyclone Eye Thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 3053-3067
- 紀博庭，2005: 利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究，國立中央大學碩士論文，70 頁

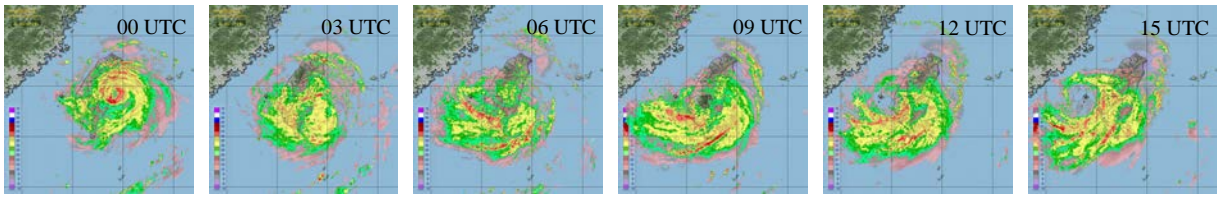


Fig.1 The mosaic reflectivity time series maps from 00UTC to 15 UTC in three hours interval

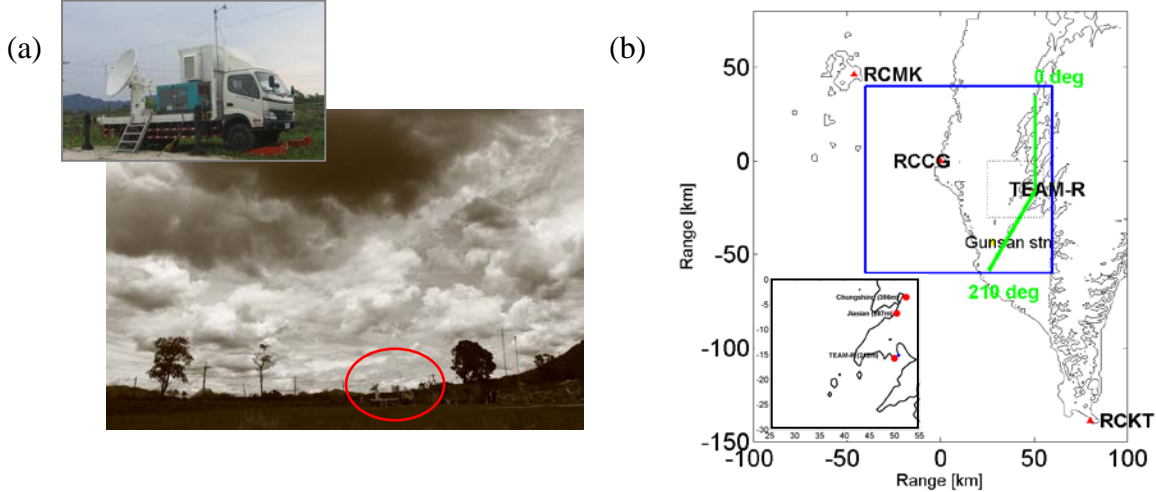


Fig. 2 (a) TEAM-R was deployed nearby Chi-San stream during typhoon Fanapi period, 18-20 Sep. (b) Location of analysis region (blue rectangle), four radars (red triangle), TEAM-R RHI 0 degree and 210 degree (green line), And Gunsan rainfall station. Left-bottom small graph indicate the black dot rectangle detail, and three red dots show location of disdrometers, the blue dot marked the site of TEAM-R radar.

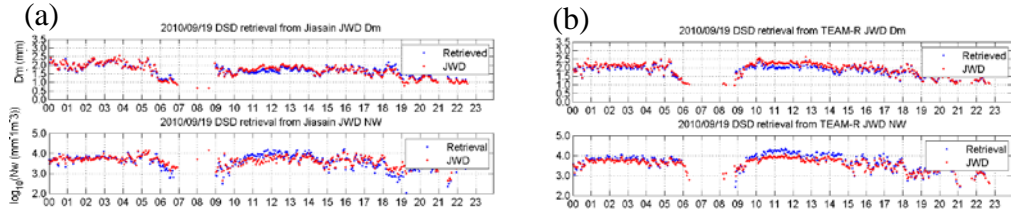


Fig. 3 Verification used by JW disdrometers (JWD). These two rows were Dm and $\log_{10}(N_w)$ time series on 19 Sep. These two DSD parameters show that the result of retrieval (blue dos) is very close to directly observation from JWD (red dot).
(a) Disdrometer on Jiasain. (b) Disdrometer on TEAM-R

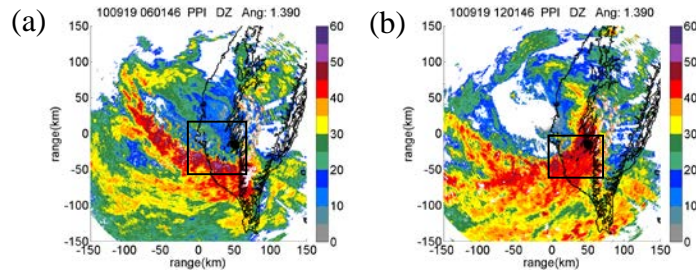


Fig.4 (a)Radar reflectivity observed by RCCG at a 1.39° elevation angle at (a)0600 and (b)1200 UTC. The original point is RCCG, and the black circle denote the location of TEAM-R.

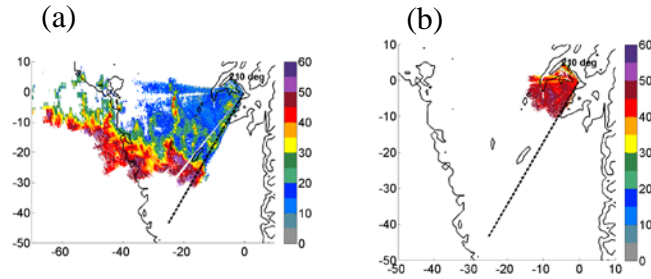


Fig.5 Radar reflectivity observed by TEAM-R at a 1.5° elevation angle at (a)0600 (domain same as Fig.4a black rectangle) and (b)1200 UTC (domain same as Fig.4b black rectangle). The original point is TEAM-R. And the dash line denote the scan area from TEAM-R RHI 210° azimuth.

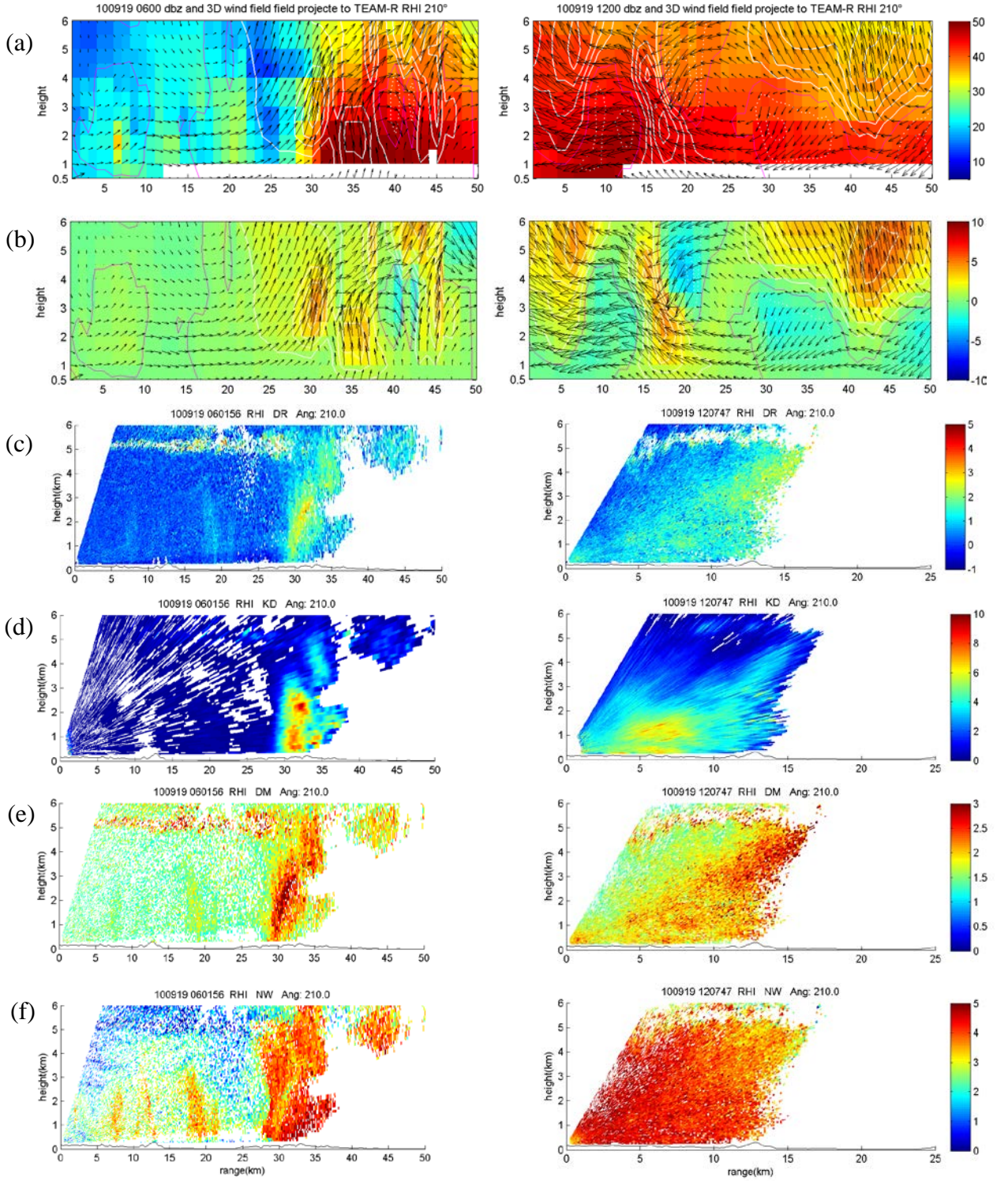


Fig.6 Retrieved 3D wind field, observed polarimetric parameters, and retrieved DSD parameters related to TEAM-R RHI 210°, at height from surface to 6km. The noise at about 5.5km is the bright band signal. From left to right are (a) mosaic ZH, (b) vertical velocity, (c) ZDR, (d) KDP, (e) Dm, and (f) Nw. at 0600UTC (left column) and 1200UTC (right column).

臺灣西南部受梅雨鋒影響之降雨氣候統計分析

王安翔¹ 張智昇¹ 陳泰然² 王尹懋^{2,3}

¹國家災害防救科技中心

²國立臺灣大學大氣科學系

³國立師範大學地球科學系

本研究選取 1993-2010 年 5、6 月梅雨鋒面影響臺灣西南部地區之降雨個案，使用中央氣象局地面雨量觀測資料、地面天氣圖，及 NCEP 之 CFSR 網格資料。並沿用王等(2012)所定義之前期(1993-2001 年)與後期(2002-2010 年)進行鋒面頻率、平均降雨分佈，以及個案環境場合成分析與差異比較。

分析結果顯示，臺灣西南部受鋒面影響之降雨個案數，前後期差異不大。但平均降雨量在後期較前期為多；而 5 月份後期降雨較前期為少，6 月份後期降雨較前期為多，在山區增加量尤其顯著。而影響西南部之鋒面次數與影響臺灣地區之鋒面次數比例分析，顯示在 5 月份鋒面通過西南部之比例，後期較前期為少；在 6 月則是後期較前期為多。在前後期個案綜觀環境合成分析，顯示低對流層(850 hPa)於華中、華南地區平均重力位高度場，呈現後期較前期為弱之配置形勢，同時，在後期位於南海附近存在較強西南風，且較為潮濕。

關鍵字：梅雨季、鋒面、降雨量、降雨規模

一、前言

從臺灣地區季節降雨分析顯示，5、6 月存在一顯著降雨相對最大值(陳與吳，1978)，此期間降雨區域主要以中南部地區降雨最顯著且降水量最多(陳，1981)。陳與王(2010)分析 1993-2010 年梅雨季臺灣西南部的降雨變化，顯示臺灣西南部豪(大)雨發生頻率與強度在近年有增加的趨勢。同時，在低層水氣通量、降雨規模及風速也有增加的現象(王等，2012)。

進一步分析臺灣梅雨季西南部之降雨規模與大豪雨發生時間之關連(圖 1)，發現近年梅雨季在臺灣西南部地區之降雨規模相較過去有增大的趨勢，且集中於 6 月發生，此現象是否與鋒面通過西南部地區之頻率變化有關？同時在綜觀環境上，又有什麼樣的變化所導致的？因此，本文選取 1993-2010 年 5、6 月梅雨鋒面影響臺灣西南部期間之降雨個案，探討

鋒面頻率和降雨分佈之特徵，透過個案合成分析，以比較綜觀環境之差異。

二、資料來源與分析方法

本研究所定義之西南部範圍與氣象局之南區定義相同，包括：臺南市、高雄市、屏東縣市。雨量站資料則使用氣象局 1993-2010 年 5、6 月地面雨量觀測資料，並定義在此 18 年間皆有觀測資料之雨量站為可用測站，在西南部地區共有 71 個可用測站，其分佈如圖 2 所示。在時間前後期劃分，則參考王等(2012)之方式，定義 1993-2001 年為前期，2002-2010 年為後期。

對於影響臺灣之鋒面頻率分析，則使用氣象局每天 4 次之地面天氣圖所定義的鋒面位置為準，並依陳(1988)所定義的鋒面對臺灣地區影響範圍(21°-26°N, 118°-123°E)進行統計。當地面天氣圖分析出之梅雨鋒面在此範圍內

持續存在 12 小時，且當鋒面從北向南移動，則記錄鋒面通過臺灣地區一次，依此方式進行鋒面通過臺灣地區之統計。在西南部鋒面頻率分析方面，也仿上述方式進行鋒面通過或滯留西南部之次數統計，並記錄當時之日期，定義當天為西南部受鋒面影響之個案，以便進行個案合成分析。

在個案合成分析方面，使用 1993-2010 年之美國國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction，簡稱：NCEP)之每天 4 筆氣候預報系統再分析資料(Climote Forecast System Reanalysis，簡稱：CFSR)，其水平網格解析度為 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。

三、分析結果

梅雨鋒面影響西南部之前後期個案數統計(表 1)，顯示前後期 5 月和 6 月之總個案數差異不大，僅有 1 天之差。若將個案區分為 5 月和 6 月發生次數，則發現後期 5 月份個案數較前期少 5 天。而後期 6 月份個案數較前期多 6 天。

在梅雨鋒面通過臺灣地區和西南部之頻率分析(表 2)，顯示前後期 5、6 月鋒面影響臺灣地區之次數，後期較前期為多。鋒面通過西南部或滯留之次數，顯示前期 5 月較後期為多，6 月份則後期較少。而影響西南部與影響臺灣地區之鋒面次數比例分析，顯示後期 5 月份鋒面通過西南部之比例較前期較少，而後期 6 月份鋒面通過西南部之比例較前期為多。

圖 3a 至圖 3d 分別為鋒面影響西南部之個案前後期 5、6 月平均日降雨分佈，顯示後期山區之降雨較前期為多。而前後期 5 月和 6 月個案平均降雨分佈差異如圖 4a 和 b 所示，結果顯示後期 5 月平地降雨較前期為少(圖 4a)，山區則略有增減，而後期 6 月份個案之平均降雨(圖 4b)，唯在高雄市平地與屏東縣山區為負值，但整體而言皆為增加的。另外，以梅雨季(5 月和 6 月)西南部個案平均降雨分佈，顯示西南部之後期降雨較前期為大(圖未示)。此表

示，若以整個梅雨季來看西南部地區之降雨多寡，顯示後期降雨較前期為大，但將梅雨季區分為 5 月和 6 月來看，西南部 5 月份後期降雨較前期為少，而 6 月份後期降雨較前期為多。在變化量之分布上，在山區為最大、山坡區次之、平地最少，顯示地形效應在西南部地區梅雨鋒面伴隨之降雨扮演主導的角色。

Chang and Chen (1995)研究顯示，850 hPa 層可做為低層特性探討之高度層。因此，選擇前後期 5、6 月 850 hPa 層進行個案低層環境的合成差異分析(圖 5a 和 b)。結果顯示在南海附近，後期 5 月水氣較前期為少(圖 5a)。而在 6 月之前後期差異分析(圖 5b)，顯示在南海附近之水氣在後期較前期為多，同時西南風也較明顯，且華中、華南地區之平均重力位高度差異在後期較前期為弱的配置，此與 5 月個案的合成差異分析相比，在綜觀環境上有明顯不同。

圖 6a 至 d 分別為前後期 5 月個案之高層合成分析，顯示後期在南海附近之 200 hPa 層有較強之輻散；後期重力位高度分佈顯示在中南半島上之高壓脊西伸至菲律賓西側。500 hPa 層則是後期之副高脊略為西伸，且在日本南方海面至長江流域上有較強的渦度分佈。而 6 月之前後期個案之高層合成分析(圖 7a 至 d)，顯示在後期 200 hPa 層位於南海與臺灣鄰近地區，輻散範圍增大且高壓脊西伸。而前期 200 hPa 和 500 hPa 層位於日本之槽線明顯，在後期槽則較弱。同時，在臺灣鄰近地區之渦度增加，且副高脊西伸。

四、討論與結論

本研究選取 1993-2010 年 5、6 月梅雨鋒面影響臺灣西南部地區之降雨個案，使用中央氣象局地面雨量觀測資料、地面天氣圖，及 NCEP 之 CFSR 網格資料。並沿用王等(2012)所定義之前期(1993-2001 年)與後期(2002-2010 年)進行鋒面頻率、平均降雨分佈，以及個案環境場合成分析與差異比較。

主要之初步分析結論歸納如下：

1. 臺灣西南部梅雨季(5 月與 6 月)期間，在鋒面影響下之降雨個案數，前後期差異不大。但在降雨分佈方面，後期降雨較前期為大。若進一步區分為 5 月和 6 月來看，則 5 月份後期降雨較前期為少，而 6 月份後期降雨較前期為多，山區增加量尤其顯著。
2. 影響西南部與臺灣地區之鋒面比例分析，顯示後期 5 月份鋒面通過西南部之比例較少，而後期 6 月份鋒面通過西南部比例較前期為高。
3. 當鋒面移動或滯留至西南部時，從個案環境合成差異分析，顯示低層(850 hPa)在後期 6 月時，華中、華南平均重力位高度較低且南海鄰近區域之水氣也較多，西南風較強。

由於本研究選定梅雨鋒面位於或滯留於臺灣西南部時之降雨事件為個案進行綜觀環境合成分析。結果顯示，在後期 6 月底層(850 hPa)之西南風增強，此可能除了綜觀尺度強迫機制所導致，也可能由伴隨鋒面之中尺度對流系統產生。同時，在低層位於華中、華南地區之平均重力位高度差異分析，顯示在後期較前期為弱的配置，此表示大陸移動性高壓減弱？還是低緯度季風槽(低壓系統)增強所導致？這些議題值得日後進一步探討。

參考文獻

- Chang, C. -P. and G. T. -J. Chen, 1995: Tropical circulations associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3254-3267.
- 王安翔、陳泰然、張智昇、龔楚娛，2012：臺

灣梅雨季之北中南區降雨規模與水氣通量分析比較。101 年天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局。38-43。

陳泰然，1981：1975 年與 1977 年顯著梅雨系統之特徵。異常氣候研討會論文彙編，中央氣象局，111-130。

陳泰然，1988：東亞梅雨鋒面之綜觀氣候特徵研究。大氣科學，**16**，435-446。

陳泰然與王子軒，2010：梅雨季臺灣中南部地區極短期(3-12 小時)定量降雨預報中尺度氣候法之建立(I)。行政院國家科學委員會防災科技研究報告。163 頁。

陳泰然與吳清吉，1978：臺灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學，**5**，1-16。

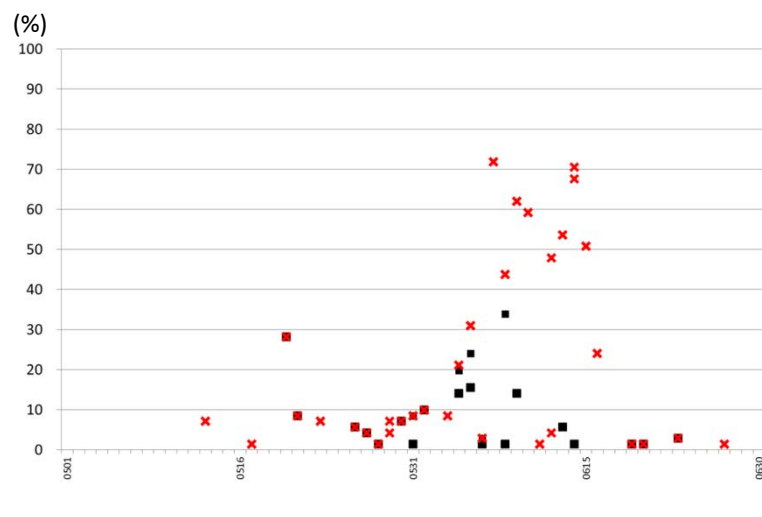


圖 1 1993-2010 年臺灣西南部之降雨規模與大豪雨發生時間分析，圖中■表 1993-2001 年和×表 2002-2010 年大豪雨發生時間與降雨規模之關係，縱軸為降雨規模(%)，橫軸為時間，從 5 月 1 日至 6 月 30 日。

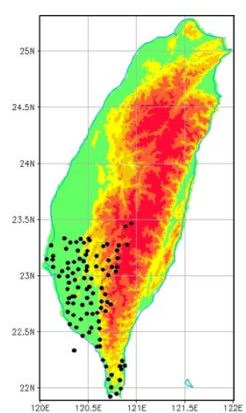


圖 2 臺灣西南部之可用測站分佈，共計 71 個測站。圖中●表測站位置，地形高度如色標尺所示，單位 m。

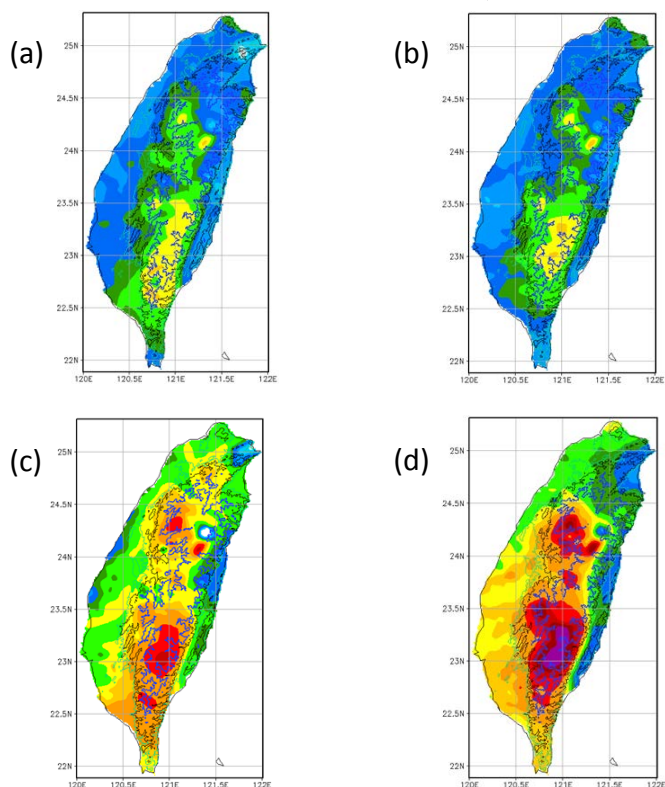


圖 3 鋒面影響西南部個案之平均日降雨分佈，(a)前期 5 月，(b)後期 5 月，(c)前期 6 月，及(d)後期 6 月。雨量值如色標尺所示，雨量單位為 mm d^{-1} 。

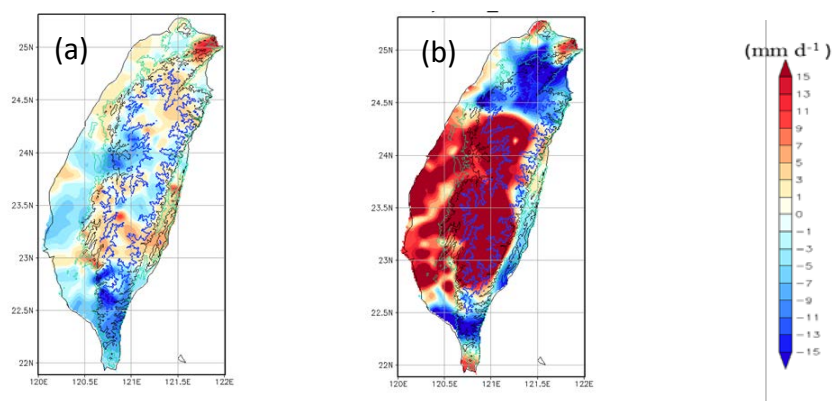


圖 4 鋒面影響西南部個案之平均日降雨差異分佈，(a)前後期 5 月差異，(b)前後期 6 月差異。雨量差異值如色標尺所示，雨量單位為 mm d^{-1} 。

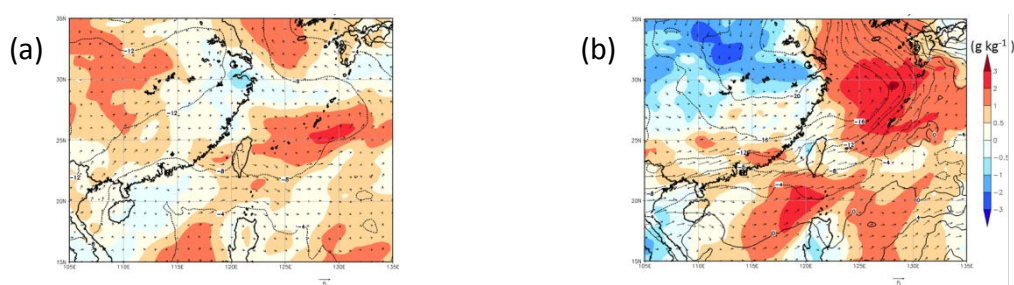


圖 5 前後期低層(850hPa)之環境場差異分析，(a)5 月，(b)6 月。圖中顏色區域表比濕場(g kg^{-1})，黑色實線為高度場(gpm)，箭頭表風速方向與大小，單位 m s^{-1} 。

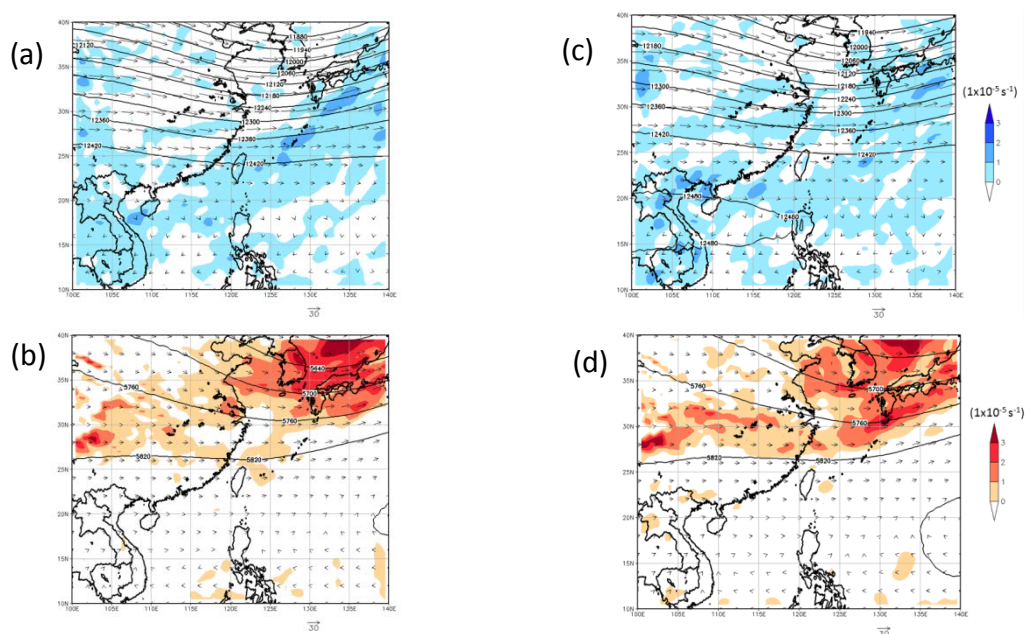


圖 6 前後期 5 月個案之高層合成分析，(a)前期 200hPa 層，(b)前期 500hPa 層，(c)後期 200hPa 層，(d)後期 500hPa 層。圖中 200hPa 層顏色區域表輻散場($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)，500hPa 層顏色區域表渦度場($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)，黑色實線為高度場(gpm)，箭頭表風速方向與大小，單位 m s^{-1} 。

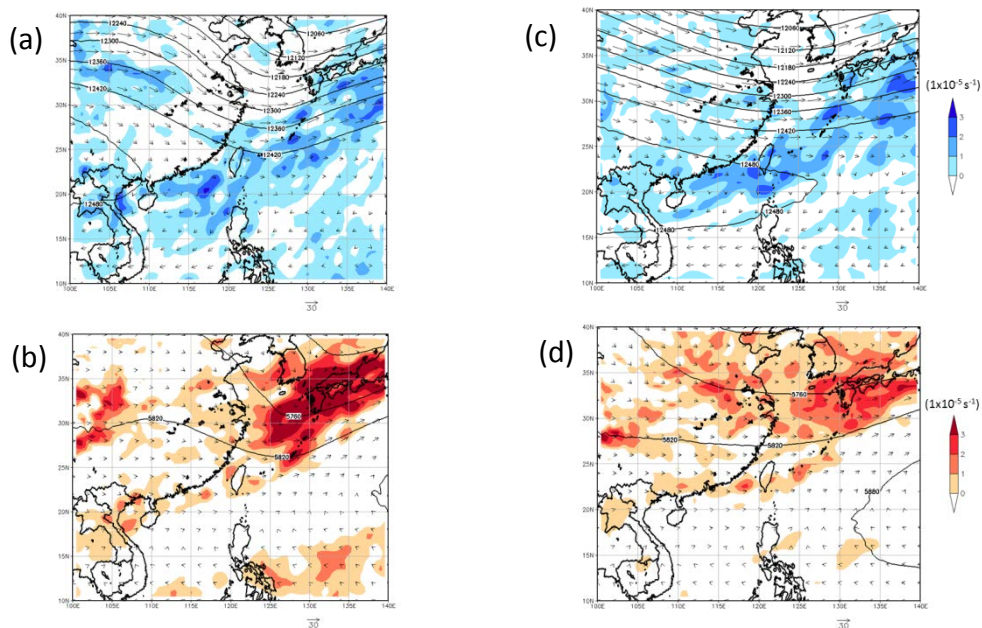


圖 7 前後期 6 月個案之高層合成分析，(a)前期 200hPa層，(b)前期 500hPa層，(c)後期 200hPa層，(d)後期 500hPa層。圖中 200hPa層顏色區域表輻散場($1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)，500hPa層顏色區域表渦度場($1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)，黑色實線為高度場(gpm)，箭頭表風速方向與大小，單位 m s^{-1} 。

表 1 梅雨鋒面影響西南部之前後期個案數

前期		後期	
五月	六月	五月	六月
33	12	28	18
合計：45		合計：46	

表 2 1993-2010 年梅雨鋒面通過臺灣地區與西南部之頻率分析

(表中粗體下橫線數字表鋒面通過臺灣地區之次數，細體數字表通過西南部之次數，百分數為鋒面通過西南部佔鋒面通過臺灣地區次數之比例)

	前期		後期	
	五月	六月	五月	六月
鋒面影響西南部之次數(次)	25/ <u>32</u> (78%)	7/ <u>13</u> (53%)	22/ <u>38</u> (57%)	8/ <u>10</u> (80%)

臺灣西部地區自動雨量站分布之探討

劉清煌 李育棋* 楊啓瑞* 黃紹欽 林大偉*

中國文化大學 大氣科學系

*交通部中央氣象局

摘要

本研究目的是探討臺灣西部地區各河川流域測站之分布情形，釐清各河川流域目前現有測站高度分布情形，特別是在河川上游高山(500 公尺以上)地區。本研究統計 2009-2011 年每十分鐘之整合雷達回波，統計全臺地區回波大於 20dBZ、30dBZ、及 40dBZ 出現的頻率，搭配降雨強度分佈圖，探討兩者之相關性，藉以瞭解測站分佈不足或較稀疏之區域，進而評估評估河川上游高山地區可增設自動雨量站之可能地點。

根據 QPESUMS 的站點的資料，目前的雨量站約有 573 個，平均站與站的距離約 6.5 公里，但高度在 500 公尺以上的站僅 165 個。

1. 客觀篩選：本研究利用現有測站位置篩選出測站為稀少的地區，及利用，統計出>20dBZ 回波出現頻率較高的區域做為降雨熱點(hot spots)，而回波出現頻率較少區域則為降雨冷點(cold spots)，若以 7 公里當作稀少測站之門檻距離，篩選出來的熱、冷點各為 117 及 43 個，多半分布於大安溪、大甲溪、烏溪、濁水溪、曾文溪、高屏溪、南台東、卑南溪、秀姑巒溪及花蓮溪等流域，特別是在高山地區。
2. 主觀篩選：針對臺灣西部 23 個流域逐一探討雨量站之分佈情形，配合高回波出現頻率位置，篩選出可以增站的位置共 58 個，其中高於 500 公尺之高山地區有 46 個。
3. 雲、嘉、投地區：配合本局未來於雲林、嘉義、南投地區之儀器汰換、雨量站升級為氣象站、及新增測站之規劃，針對雲、嘉、投地區交通可到之處篩選出可增站的位置共 33 個點。
4. 實際場勘部分雨量站：由於計畫執行之時間有限，針對雲、嘉、投地區部分雨量站（共 20 個站）做實地場勘，對測站四周環境做全方位之攝影及遮避物高度之量測，以及分析該測站之地理位置，其中有 7 個站適合升級為氣象站，另外 13 個四周有較多的遮蔽，風場資料不甚理想，較不建議升級為自動氣象站。

颱風與季風共伴之環境場研究

艾寧靜¹ 劉清煌²
中央氣象局¹ 中國文化大學大氣科學系²

摘 要

侵襲臺灣地區的颱風集中在5至12月間，其中以夏季的數量最多，其次為秋季。夏季時，當颱風接近臺灣時，颱風本身的環流，加上環境中的西南氣流容易形成共伴效應，可說是颱風環流與周圍風場雙重影響的結果。入秋後東北季風盛行，颱風之外圍環流與東北季風的共伴效應，易在臺灣北部和東北部局部地區引發強風、豪雨。過去眾多個案顯示共伴效應易引發嚴重的災害，然而，對於颱風與季風間共伴效應的瞭解仍相當不足。本研究挑選出2000年至2011年間與東北或西南季風共伴及無共伴之颱風個案三種類型，分別做綜觀環境場之合成分析，以了解颱風與季風共伴之環境場特性。

本研究中，與東北季風共伴之颱風選取2000年象神、2001年利其馬、2004年南瑪都、2009芭瑪及2010年梅姬等5個颱風，與西南季風共伴之颱風選取2005年海棠、2006年碧利斯、2008年卡玫基、2008年鳳凰及2011年南瑪都等5個颱風，另外再選取6個無共伴之颱風來做比較，針對此三種類型對其綜觀環境場(濕度場、濕度場輻散、水氣通量在東北或西南方向之分量、溫度平流場、溫度場、高度場等)做合成分析，探討各類型颱風之特性與其差異性。

分析結果顯示，在925hPa濕度場，與東北共伴之颱風有明顯的乾、濕區，而與西南共伴之颱風整個環境場水氣相當旺盛，並伴有強盛西南風；在濕度場輻散，與東北共伴之颱風濕度場輻合區集中於颱風中心並向東北延伸，與西南共伴之颱風與無共伴之颱風則集中於颱風中心；水氣通量在東北與西南分量上，與東北共伴之颱風其在東北與西南分量相當，與西南共伴之颱風西南分量相當旺盛，而無共伴之颱風西南方向水氣中斷，風場較弱；在溫度平流場，與東北共伴之颱風在西北側有明顯之冷平流，並伴隨冷舌。850hPa上各環境場表現與925hPa相似，惟各環境場強度較弱。在500hPa溫度場及風場分析方面，與東北共伴之颱風冷暖區有明顯差異性，與西南共伴之颱風在風場上，則伴有強盛西南風，等風速線不對稱性較明顯。在200hPa輻散場分析方面，與東北共伴之颱風輻散場最大值在颱風中心北側且向東北延伸，並伴有強盛西南風；與西南共伴之颱風輻散場最大值則在颱風中心正上方。

關鍵字：颱風、共伴效應、東北季風、西南季風、合成分析

一、前言

颱風與東北季風的交互作用，是臺灣地區颱風的特色。9、10月颱風會與東北季風共伴產生豪雨，這種情形下，颱風位於南方菲律賓呂宋島附近，距離臺灣有一段距離，但颱風環流與東北季風的輻合，常在臺灣東北部產生豪大雨，如2010年的梅姬颱風，豪雨重創蘇花公路，以及1987年10月25日的琳恩颱風，豪雨重創臺北市。除了颱風與東北季風共伴現象外，在7、8月期間，西南季風會由孟加拉灣延伸南海，源源不絕傳送水氣至臺灣，若颱風位於臺灣北部或北部海面與颱風環流共伴形成輻合帶，西南風提供水氣易產生豪雨。過去十年，如2004年敏督利颱風、2005年海棠颱風、2008年卡玫基颱風等也與莫拉克颱風類似，是颱風與西南季風共伴的範例。可見，颱風與季風形成的共伴效應常產生劇烈的降

水，且造成嚴重的災害，因此共伴效益也是防災相當重要的議題。

李(2007)研究1987年琳恩颱風與東北季風交互作用產生強降水顯示，琳恩颱風影響期間，臺灣北部地區之主要強降水，出現在鋒面由南部向北退，且滯留於臺灣北部滯留時，且此顯著強降水並非單純之地形舉升降水。強降水區呈東西向帶狀分布且其中有數個強降水中心。分析環流特徵顯示，強降水區和低層環流輻合區關係密切，故低層颱風外圍環流與東北季風輻合的舉升作用顯著；再者，輻合區中的移動性對流胞與中尺度過程，亦扮演相當重要角色。此外，地形舉升作用則有加強和地區鎖定的作用，當環境風場輻合作用和地形舉升作用一致時，將導致持續性強降水。Wu et. al(2009)利用數值模擬研究1998年芭比絲颱風和東北季風作用所引發降雨事件，芭比絲颱風外圍環流與東北季風共伴作用並配合地形的舉升，以及後期由東北季風與颱風

外圍環流形成之風切帶所提供的舉升機制，均是造成臺灣東北部及東部地區劇烈降雨不可缺少的條件。

2009年8月莫拉克颱風重創南臺灣，雨量多處超過2,000毫米，其在侵臺期間，受地形與颱風駛流減弱影響，移行速度減慢，滯留臺灣時間拉長，加上西南季風提供源源不絕的水氣，使得豪雨持續不斷(許等，2010)；莫拉克颱風發生於大尺度西南季風顯著的時間，颱風環流、夏季風與西南季風共伴形成輻合帶，由於莫拉克颱風的慢行，此種風場配置型態長時間維持，輻合帶上激發對流產生長時間(33小時)的降雨，此外臺灣地形對於空氣抬舉亦扮演重要角色，西南季風在臺灣南部地形受到抬升作用，也在南部山區山坡處產生豪雨。由於颱風緩慢的移速，使這兩雨帶近似滯留，豪雨成災(郭等，2011)。從郭(2012)的研究發現，在颱風登陸颱風期間，臺灣的極端降雨和颱風的移動速度有非常密切的關係，速度越慢，極端降雨現象越劇烈，反而與颱風強度並沒有明顯關聯。

本研究將針對與東北季風共伴之颱風、與西南季風共伴之颱風及無共伴之颱風三種類型來比較分析；以中央氣象局颱風資料庫(<http://photino.cwb.gov.tw/tyweb/tyfnweb/historical.htm>)為選取颱風個案之依據，從2000年至2011年間中央氣象局有發佈颱風警報之颱風來挑選個案，分析其環境場綜觀特徵，如濕度場以了解颱風侵襲時之大氣環境場水氣的分布，溫度場及溫度平流場用來探討是否有冷空氣影響及冷暖空氣的對比，水氣通量在東北、西南分量用來探討西南水氣通量之強度及是否有強盛之西南風，濕度場輻合用以了解水氣的輻合量與真實降雨之相關性，高層輻散場則探討東北季風共伴時鋒面影響之程度。

二、個案選取與研究方法

本研究針對與東北季風共伴之颱風、與西南季風共伴之颱風及無共伴之颱風三種類型來比較分析，在個案選取上，本研究以定量條件來選取研究個案，主要以颱風影響期間在臺灣地區的降雨分布，以及颱風環流與季風在臺灣附近有發生輻合之現象。

在與東北季風共伴之颱風類型，以下列條件選取颱風個案：(1)中央氣象局發布陸上颱風警報後，臺灣地區有東北季風帶來之冷空氣，(2) 在 23° 至 26° N，沿 122° E有東北季風與颱風環流產生之輻合，(3) 臺灣地區總累積雨量超過1,000毫米以上；共選取5個個案來做合成分析與研究，分別為2000年象神颱風、2001年利奇馬颱風、2004年南瑪都颱風、2009年芭瑪颱風及2010年梅姬颱風(如圖1)。

在與西南季風共伴之颱風類型，以下列條件選取颱風個案：(1)中央氣象局發布陸上颱風警報後，在颱風中心南側水氣通量有旺盛之西南分量，(2) 在 21° 至 24° N，沿 120° E有西南季風與颱風環流產生之輻合，(3)臺灣地區總累積雨量超過1,000毫米以上；共選取5個個案來做合成分析與研究，分別為2005年海棠颱風、2006年碧利斯颱風、2008年鳳凰颱風、2008年卡玫基颱風及2011年南瑪都颱風(如圖2)。

另外，在無季風共伴之颱風類型，主要以颱風資料庫中颱風路徑分類為第2、3類且強度在中度以上，並在臺灣地區發生總累積雨量超過1,000毫米以上之颱風個案，共選取6個個案來做合成分析與研究，分別為2001年桃芝颱風、2005年泰利颱風、2007年聖帕颱風、2007年柯羅莎颱風、2008年薔蜜颱風及2010年凡那比颱風(如圖3)。

本研究使用2000年至2011年間，中央氣象局的颱風路徑圖、地面天氣圖、高空天氣圖、衛星雲圖、雷達回波圖及累積雨量圖，以及日本JRA(Japanese ReAnalysis) $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ 網格點分析場做為研究資料。以選取之颱風個案，分別計算925hPa、850hPa、500hPa及200hPa各環境場參數之數值，再就與東北共伴、與西南共伴及沒有發生共伴三種類型之颱風各環境場合成分析。

研究方法採用濕度場(比濕,q)、溫度平流場(tadv)、濕度場輻散(qconv)及水氣通量在東北、西南方向之分量(qne)等環境參數來做個案分析，另於合成分析再加入溫度場及高度場。

首先分析不同類型颱風之個案，然後再以合成方式來了解各類型颱風之共通性。颱風個案分析中，區域domain大小取 30° 經度 \times 25° 緯度(東經 105° ~ 135° ，北緯 10° ~ 35°)。合成分析方法是以前中央氣象局發布之陸上颱風警報的時間點為參考時間點(T00)，空間上，以各颱風中心為中心點疊加起來，合成domain大小取 $25^{\circ} \times 21^{\circ}$ 個網格點(30° 經度 \times 25° 緯度)，計算各環境場參數之平均值。

三、共伴颱風合成分析

3-1 與東北季風共伴之颱風合成分析

由所選取之與東北季風共伴之個案颱風，分別計算925hPa、850hPa、500hPa及200hPa各環境場參數之數值，各個案分析圖與合成圖皆有以下之相似現象，但其中以925 hPa較為顯著：

- 1.在濕度場(q)，有明顯之乾濕區域，水氣集中於颱風西南側，颱風北側則偏乾。
- 2.在溫度平流場(tadv)，有明顯的冷平流。
- 3.在濕度場輻散(qconv)，濕度場輻合區集中於颱風中心且向東北延伸。

- 4.水氣通量在東北、西南方向分量(qne)場，東北、西南分量相當。
- 5.在溫度場及高度場，颱風中心東南側較暖，西北側較冷，隨時間增加冷暖空氣差異性愈大；暖空氣與高度的偏差值，顯示出颱風正壓之特性。

3-2 與西南季風共伴之颱風合成分析

由所選取之與西南季風共伴之個案颱風，分別計算925hPa、850hPa、500hPa及200hPa各環境場參數之數值，各個案分析圖與合成圖皆有以下之相似現象：

- 1.在濕度場(q)，整個大氣環流水氣皆相當旺盛，無偏乾現象。
- 2.在溫度平流場(tadv)，無明顯的冷平流。
- 3.在濕度場輻散(qconv)，濕度場輻合區明顯集中於颱風中心，且強度較強。
- 4.水氣通量在東北、西南方向分量(qne)場，西南分量相當強盛，東北分量僅表現於颱風本身東北風。
- 5.在溫度場及高度場，颱風中心附近溫度較暖，等風速線最強區分布於颱風中心東南側，颱風中心重力位高度較低，且位於暖區。

3-3 無季風共伴之颱風合成分析

由所選取之無季風共伴之個案颱風，分別計算925hPa、850hPa、500hPa及200hPa各環境場參數之數值，各個案分析圖與合成圖皆有以下之相似現象：

- 1.在濕度場(q)，水氣環境場旺盛，東北側有些許偏乾現象。
- 2.在溫度平流場(tadv)，無明顯的冷平流。
- 3.在濕度場輻散(qconv)，濕度場輻合區集中於颱風中心。
- 4.水氣通量在東北、西南方向分量(qne)場，東北、西南分量相當。
- 5.在溫度場及高度場，颱風中心環流為溫度較暖，東北側有較偏冷，重力位高度較低處位於暖區，等風速線較大直區分布於颱風中心東側。

四、結果與討論

本章節將就與東北共伴(簡稱NE類型)、與西南共伴(簡稱SW類型)及無共伴(簡稱NO類型)三大類型之颱風，在925hPa各環境場之T00(中央氣象局發布陸上颱風警報之時間點)合成分析來比較此三種類型颱風之差異性。

4-1 濕度場及等溫線合成比較

圖4(925hPa之濕度場及等溫線合成比較圖)顯示，NE類型於颱風北側為乾空氣區，尤以西北側有最為偏乾，與等溫

線上之冷舌相對應；SW類型整體大環境水氣則皆相當旺盛，尤以颱風中心水氣最為旺盛；NO類型水氣亦較NE類型旺盛，於颱風中心東北側有稍微偏乾現象。

4-2 溫度平流場及等溫線合成比較

圖5(925hPa之溫度平流場及等溫線合成比較圖)顯示，NE類型於颱風西側有明顯之冷平流，且於颱風西北側有一冷舌，溫度梯度較強；SW類型冷暖空氣位置則與NE類型相反，冷空氣集中於颱風中心東南側；NO類型冷空氣則分布於颱風南側，暖空氣分布於颱風北側。

4-3 濕度場輻散及水氣通量在東北、西南方向分量合成比較

圖6(925hPa之濕度場輻散及水氣通量在東北、西南方向分量合成比較圖)顯示，NE類型濕度場輻合區由颱風中心往東北象限延伸，輻散區分布於颱風左側；SW類型濕度場輻合區集中於颱風中心，稍微往西南延伸，輻散區分布於颱風右側；NO類型濕度場輻合區則集中於颱風中心。水氣通量在東北、西南方向分量方面，NE類型東北與西南分量相當；SW類型在西南分量相當強盛；NO類型與SW類型相似

4-4 溫度場、高度場、風場及等風速線合成比較

圖7(925hPa之溫度場、高度場、風場及等風速線合成比較圖)顯示，NE類型有較明顯之溫度冷暖差異性，颱風北側為冷區，南側為暖區；SW類型冷暖區分布與NE類型相反，北側為暖區，南側為冷區，由於西南風強盛，等風速線較不對稱；NO類型則為暖空氣分布於颱風中心，等風速線分布與SW類型相似，惟強度較弱。

五、結論

綜整分析結果，在925hPa濕度場分析上，與東北季風共伴之類型颱風有明顯的乾、濕區，而與西南季風共伴之類型颱風整個環境場水氣相當旺盛，並伴有強盛西南風；濕度場輻散分析方面，與東北季風共伴之類型颱風濕度場輻合區集中於颱風中心並向東北延伸，與西南季風共伴之類型颱風與無共伴之類型颱風則集中於颱風中心；水氣通量在東北或西南分量分析方面，與東北季風共伴之類型颱風其在東北與西南分量相當，與西南季風共伴之類型颱風西南方輻量相當旺盛，而無共伴之類型颱風西南方向水氣中斷，風場較弱；溫度平流場分析方面，東北季風共伴之類型颱風之西北側有明顯之冷平流，並伴隨冷舌。

就上述分析結果，分別整理出與東北季風共伴及與西南季風之類型颱風各環境場特性之示意圖，圖8為與東北季風共伴類型颱風之示意圖，圖9為與西南季風共伴類型颱風之示意圖。

參考文獻

- 李清勝、羅英哲、張龍耀，2007：琳恩颱風(1987)與東北季風交互作用產生強降水之研究。大氣科學，35，13-34。
- 許晃雄、郭鴻基、周仲島、陳台琦、林博雄、葉天降、吳俊傑，2010：莫拉克颱風科學報告。行政院國家科學委員會。
- 許晃雄、洪志誠、翁春雄、李明營、羅資婷、郭芮伶、柯巨重、周佳，2010：莫拉克颱風的多重尺度背景環流。大氣科學，38，1-20。
- 郭鴻基等，2011：風雲變色—莫拉克颱風與氣候變遷。杜風 45 期 特別報導。
- 郭鴻基等，2012：臺灣颱風極端降雨研究。2012年於福建海峽兩岸氣象科學合作研究成果發表研討會。
- 羅英哲，2002：颱風環流與東北季風共伴導致臺灣北部豪雨之分析。臺灣大學大氣科學系，碩士論文, 98pp。
- 羅雅尹，2002：芭比絲颱風(1998)與東北季風共伴環流對臺灣地區降水影響之數值模擬探討。臺灣大學大氣科學系，碩士論文, 68pp。

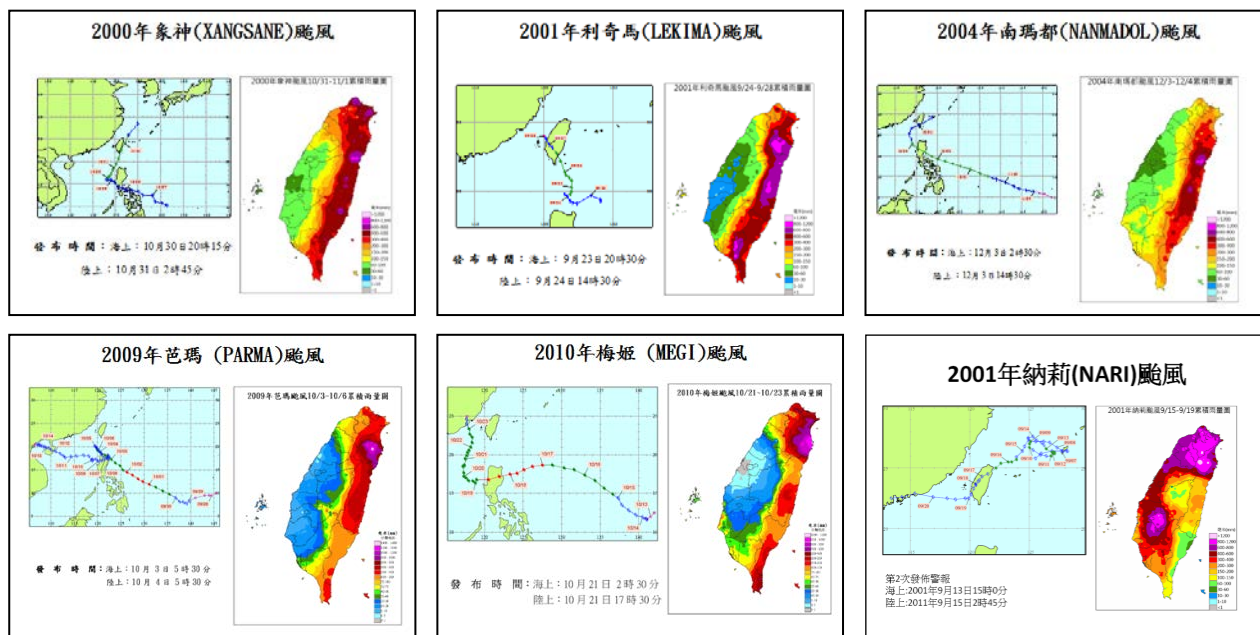


圖 1、與東北季風共伴之颱風個案。

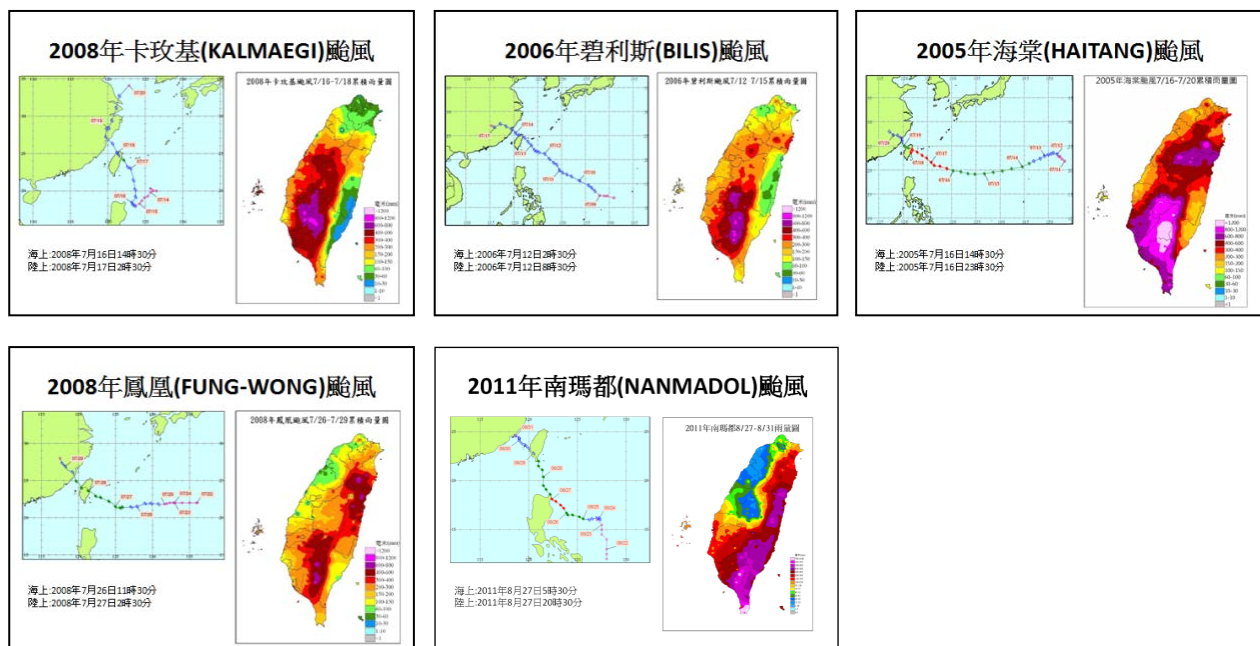


圖 2、與西南季風共伴之颱風個案。

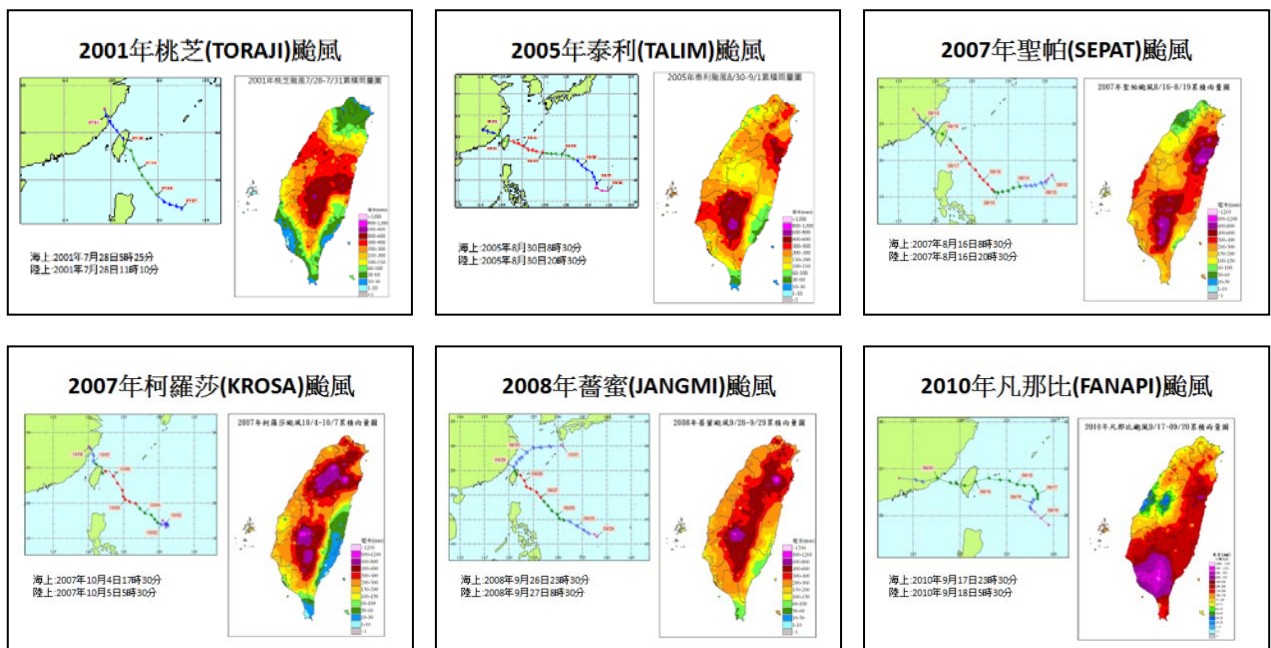


圖 3、無季風共伴之颱風個案。

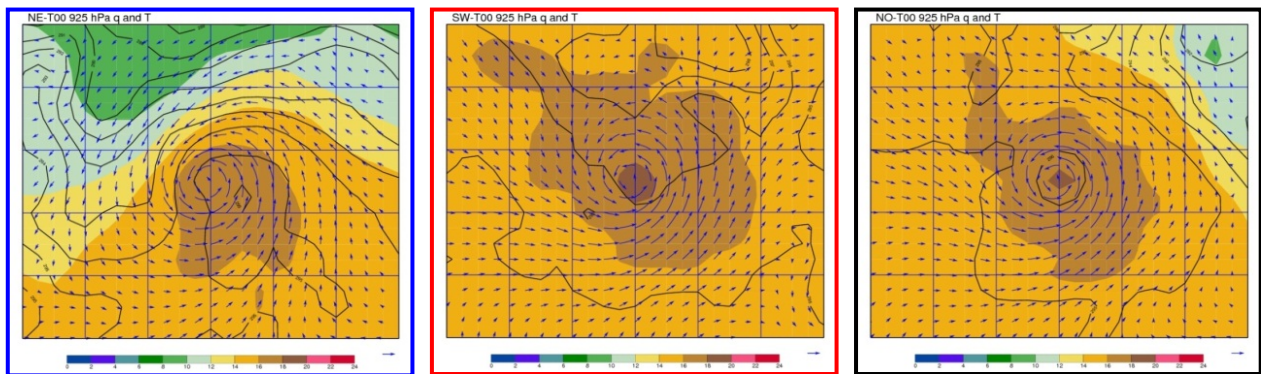


圖 4、925hPa 之濕度場(q)及等溫線合成比較圖，底圖為濕度場(色階顯示於下方)，黑色箭頭為風場，黑色實線為等溫線；各小圖排列方式由左而右分別為與東北季風共伴、與西南季風共伴及無共伴颱風三種類型。

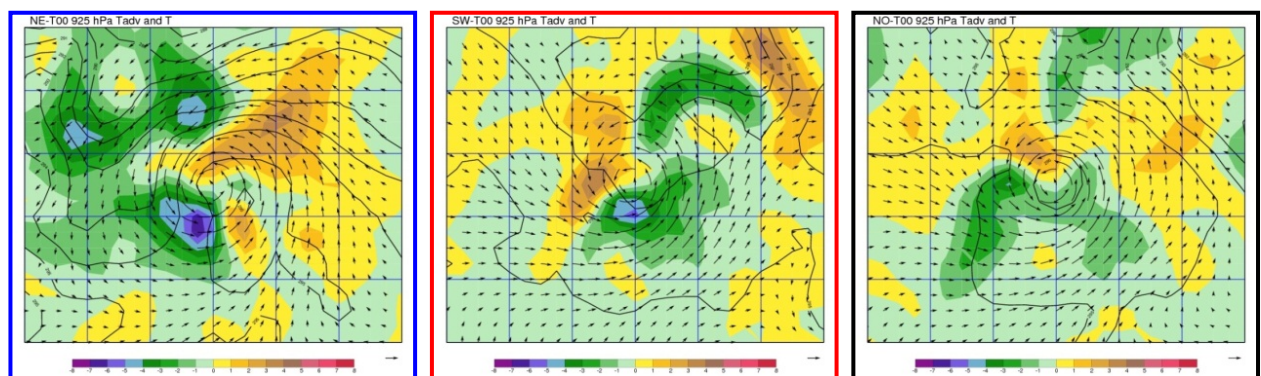


圖 5、同圖 4 為溫度平流場(tadv)及等溫線合成比較圖，底圖為溫度平流場(色階顯示於下方)，黑色箭頭為風場，黑色實線為等溫線。

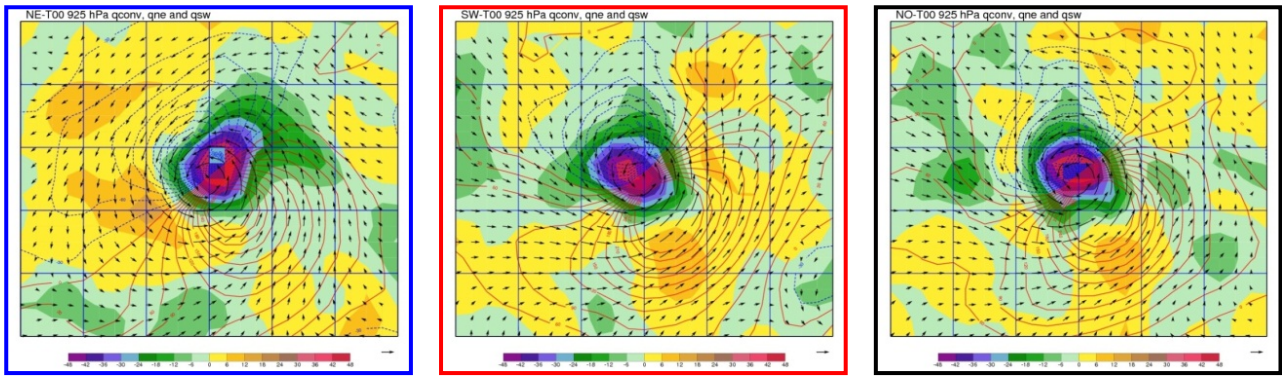


圖 6、同圖 4 為濕度場輻散(qconv)及水氣通量在東北、西南方向分量合成比較圖，底圖為濕度場輻合場(色階顯示於下方)，黑色箭頭為風場，藍色虛線為水氣通量在東北方向分量，紅色線為水氣通量在西南方向分量。

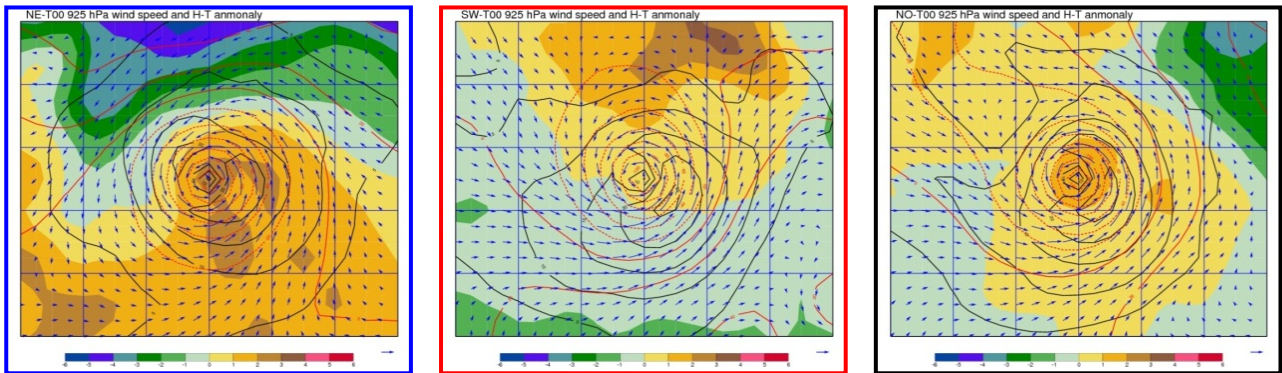


圖 7、925hPa 之溫度場、高度場、風場及等風速線合成比較圖，底圖溫度場(移除區域平均值，色階顯示於下方)，藍色箭頭為風場、黑色實線為等風速線、紅色線為重力位高度場(移除區域平均值，點線為負值，實線為正值)。

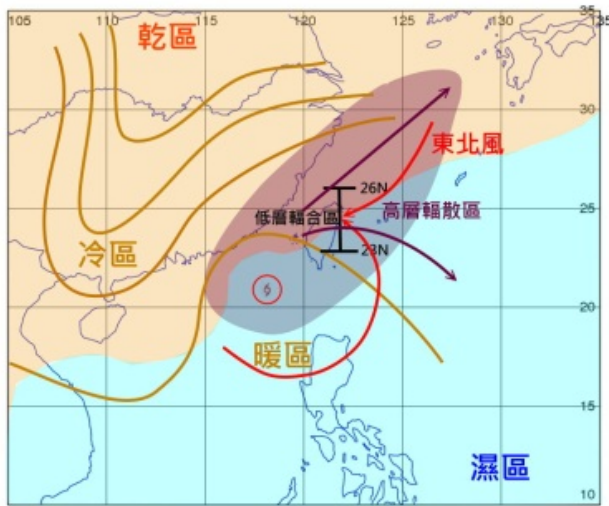


圖 8、與東北季風共伴類型颱風之示意圖。

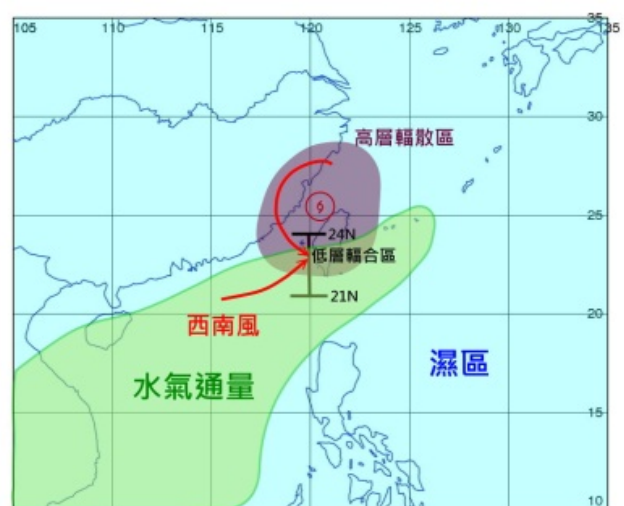


圖 9、與西南季風共伴類型颱風之示意圖

Links between Microseisms and Western Pacific Typhoons

Li-Ching Lin and Ban-Yan Kuo
Institute of Earth Sciences, Academia Sinica

Abstract

Microseisms in the deep seafloor are simply linked to activities of ocean gravity waves. It provides a good chance to examine source characteristics and possible links to western Pacific typhoons. By comparing between background and typhoon induced microseisms at ocean broadband seismometers (OBS) in south-eastern waters of Taiwan, the local topographic effect has been separated from the seismic spectra and the power between 0.1 and 0.3 Hz significantly coincides with two typhoon events (Megi and Chaba) on October 2010. Typhoon activities have been identified in above frequency bands as the long-period microseism (LPM) which only correlates with wind-generating waves around the center of circulation. In addition, such energy appears to be much more enhanced at the Hengchun ridge (depth of ~1700m) than that at the Huatung Basin (depth of ~4800m) when typhoon Megi developing in the shallow basin of South China Sea (SCS). Similar features can be captured by inland seismometers as well through spectra extraction, suggesting the source energy could be trapped in the SCS basin. The simple spectral method highlights the source associated with the typhoon intensity and could also be the potential tool of tracking typhoon motions in real time.

Introduction

The phenomenon, double-frequency (DF) microseism, has been linked to ocean gravity waves by storms with nonlinear wave-wave interaction in opposing wave groups (Longuet-Higgins, 1950). For that, we study the evolution of typhoon generated microseisms in terms of spectral method (Rabinovich, 1997) to investigate their correlation. This method is briefly outlined that the observed spectrum during the typhoon may be considered as the sum of the energy associated with the typhoon source and background activity. For the topographic effect during typhoon and background periods, it can be considered as the same response in the spectral domain. Therefore, both each spectrum constitutes the external forcing during typhoon and background conditions and the identical topographic response. The spectral ratio may be expressed as the correlation between observed typhoon and background spectrum. The advantage of spectral method is to enhance the source associated with typhoons and reduce the locally wind-generating waves above OBS sites in the open ocean.

References

- Longuet-Higgins, M., 1950: A theory of the origin of microseisms, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 243, 2–36.
- Rabinovich, A. B., 1997: Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects, *J. Geophys. Res.*, **102(C6)**, 12,663–12,676.

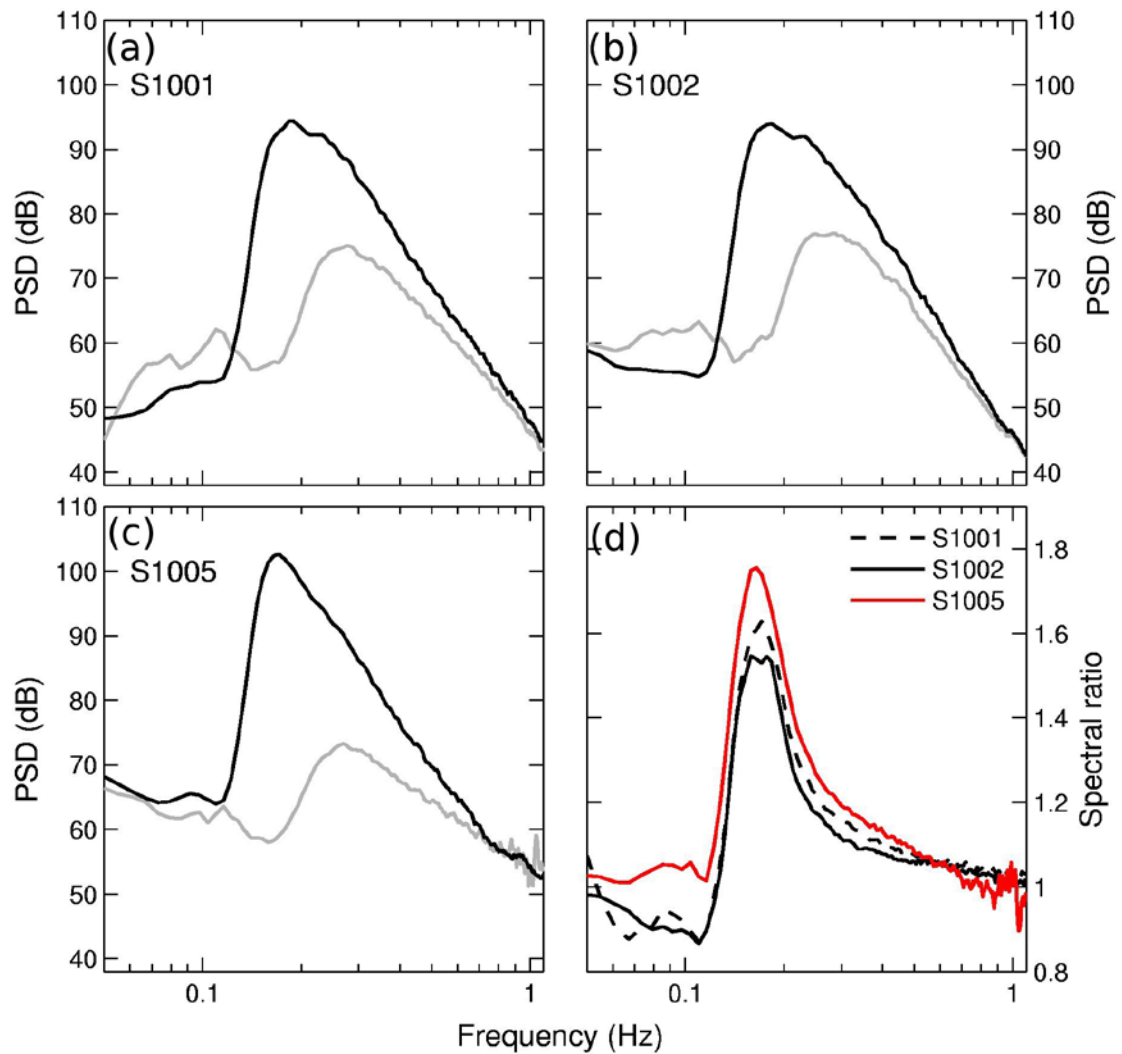


Figure 1 Seismic spectra in the period of typhoon MEGI (black curves) and background (gray curves) for S1005 (a) at the Hengchun ridge, and S1002 (b) and S1001(c) at the Huatung Basin; Spectral ratio for three dataset in the same typhoon shown in (d).

臺灣臭氧剖面分析及探討

陳圭宏 羅如惠 鄭琇嫻 陳瑋蘭
中央氣象局

摘 要

從離地面最近的邊界層內最大臭氧量層、經對流層頂至平流層最大臭氧量層，3 層的高度分別約在 900 公尺、17,000 公尺、25,000 公尺，高度相差很大，但 3 層的氣溫都呈夏暖冬冷的季節特性。

平流層的最大臭氧量也有季節等徵。夏季臭氧分壓較大，冬季臭氧分壓較小。對流層頂和邊界層最大臭氧量之臭氧分壓則是呈春夏較多，秋冬較少的季節特徵。比較環保署萬華站臭氧污染濃度的季節變化類似，春季的臭氧污染較嚴重，冬季最輕微。

使用 Mann-Kendall 檢定時間序列是否有趨勢方法，檢定 1992 年至 2011 年，20 年資料。結果對流層頂和最大臭氧量層的氣溫有通過 5% 有意義水平的檢定，都呈現氣溫越來越低的趨勢，這結果和 WMO 2010 臭氧耗損的科學評估報告，平流層氣溫有轉冷的趨勢結論相同。

邊界層最大臭氧量層的氣溫也有通過 5% 有意義水平的趨勢檢定，但氣溫是轉為越來越暖的趨勢。這邊界層最大臭氧量層高度降低的趨勢，有可能加重地面的臭氧污染，符合環保署強調各種空氣污染指標中，惟有臭氧污染有越來越嚴重的趨勢。

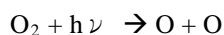
對流層頂、最大臭氧量層、邊界層最大臭氧量層等 3 層的臭氧量，都沒有通過趨勢檢定，表示大氣層的臭氧量維持正常狀態，沒有趨勢變化。比對本局的臭氧全量觀測，1993 年至 2011 年資料，也沒有通過趨勢檢定(pv 值為 47.2%)，顯示臺灣大氣層臭氧量沒有趨勢變化。

關鍵字：臭氧、對流層、平流層

一、前言

臭氧在大氣中的濃度比例很小，約 10~50ppb(ppb=10⁻⁹)，但整個大氣垂直分布很不均勻，約有 90% 的臭氧集中在平流層大氣中，濃度最大值一般出現在離地 25 公里左右。

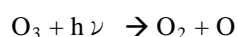
平流層臭氧產生機制簡單說明如下：高空氧氣分子對波長小於 200 奈米(10⁻⁹公尺)的紫外線輻射，有很強的吸收性質，氧分子(O₂)吸收這能量，分解為 2 個氧原子(O)，氧原子再和氧分子結合成為臭氧分子(O₃)



$h\nu$ 是指波長小於 200 奈米的紫外線能量，M 是其他的中性分子，在那高空的環境，主要是氮氣和氧氣分子，M 不參加反應，但 M 維持反應過程中的動

量和能量守恆，整個過程 M 帶走能量，其本身化學性質沒有改變，M 帶走的能量加熱平流層，使平流層溫度高於對流層頂的溫度，也因此改變了溫度直減率(lapse rate)，由高度上升而降溫的直減率轉變為隨高度上升而增溫的直減率。造成平流層有非常穩定的大氣，無上下對流運動，好像鍋蓋，蓋在對流層頂，將對流層內的對流活動局限在對流層裏面，不會穿透到平流層。

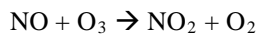
臭氧生成後，會吸收絕大部分波長 200 奈米到 320 奈米的紫外線，尤其 280 奈米以下的強紫外線(UV-C)，幾乎全部攔下，保護地球生物，免受強紫外線的傷害。其化學反應式如下：



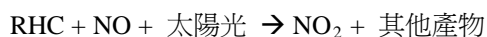
臭氧吸收 200-320 奈米的紫外線，分解臭氧，但同時再提供製造臭氧的原料氧原子，再和氧分子結合生成臭氧，所以在平流層上，臭氧是生生滅滅，

循環不已，成動態平衡。但是氟氯碳化物(CFCs)飄到平流層後，裏面的氯原子會催化破壞臭氧，而且是循環的催化作用，即氯原子參與消滅臭氧反應，氯原子加速整個反應進行後，氯原子可以毫髮無傷的出場，再參與下一場消滅臭氧的反應。科學家估計每個氯原子，平均能摧毀10萬個臭氧分子，如此臭氧快速的被消滅，終於於1985年發現南極臭氧洞。

臭氧垂直分佈另一高濃度區在低對流層的邊界層內，主要是由於現今人類活動，大量使用汽、機車所致，這裏臭氧的產生過程和平流層的臭氧不同，其簡單化學式如下：



NO_x (氮氧化物，NO 和 NO_2 的統稱)是氮氣和氧氣在高溫中燃燒時化合而成，常溫下2種氣體不會結合，大自然只在森林火災和閃電時會發生氮氧化物，但現今都會區的交通工具(汽機車)，氮氣和氧氣在引擎內高溫燃燒，也會排放氮氧化物。如果天氣晴朗，陽光充足，即會分解二氧化氮(NO_2)為一氧化氮(NO)和氧原子(O)，氧原子再和氧氣分子結合為臭氧分子(O_3)，一般臭氧生成後，很容易再和NO結合，回復成 NO_2 和 O_2 ，淨效應臭氧很快消失。但如果大氣中，NO被另一物質中和掉，使沒有足夠的NO和 O_3 反應，多餘的臭氧分子就留下來了，而這中和NO的物質是活性碳氫化合物RHC(Reactive HydroCarbons)，或稱揮發性有機物(VOCs)，是植物自然會排放的物質，其反應如下：



NO不但被消耗掉，還生出更多的 NO_2 ，加上充足的陽光，分解出更多的氧原子，和氧分子結合出更多的臭氧分子。

二、臭氧剖面探空儀器與原理簡介

本局觀測臭氧剖面探空儀器是使用 Vaisala RS92 Ozonesonde，這組儀器是由臭氧感應器(SPC Model ECC-6A ozone sensor)、雷文送(RS92 radiosonde)、臭氧

感應器界面卡(Ozonesonde Interface Card OIF92)及保麗龍保護盒(Ozone sensor Styrofoam casing)等4部份組成(圖1)，

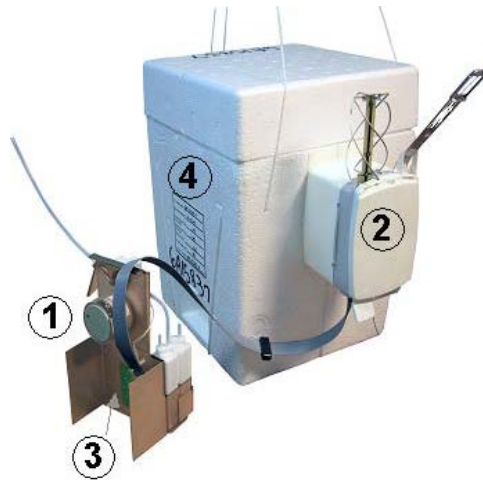
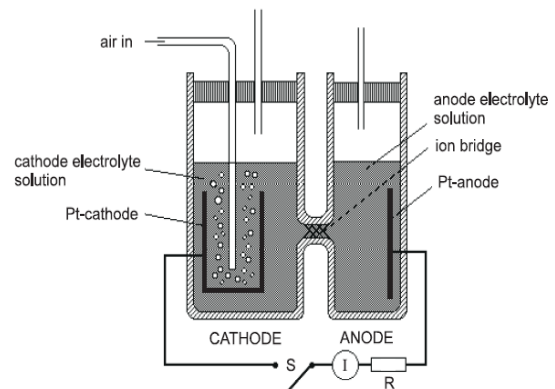


圖1，臭氧剖面探空儀器 Vaisala RS92 Ozonesonde，由①臭氧感應器②雷文送③臭氧感應器界面卡及④保麗龍保護盒等4部份組成

臭氧感應器功能是用小幫浦(pump)抽入空氣，空氣裏的臭氧和感應器裏的碘化鉀溶液立刻產生氧化還原和電化學反應(electrochemical reaction)，產生電流；臭氧感應器界面卡將電流訊號轉變為臭氧含量訊號；雷文送再將訊號傳回地面接收器，保麗龍保護盒主要是保護臭氧感應器能在盒裏面順利運作，亦有減少整組臭氧剖面探空儀器觀測完後，由空中往下掉的衝擊。

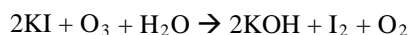
臭氧感應器的構造如圖2，是由鐵氟龍(Teflon TFE)製成的容器，內有2個碘化鉀(KI)溶液槽，2溶液槽內各置1白金電極(platinum electrodes)，分別成為負極和正極的電解液槽，2電解液槽間有1個離子橋(ion bridge)連接，此離子橋的功用是僅容許帶電離子通過，而阻止兩邊電解溶液的混合。



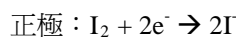
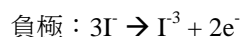
0410-139

圖2，臭氧感應器的構造圖，內有2個碘化鉀(KI)溶液槽，2溶液槽內各置1白金電極，分別成為負極和正極的電解液槽，2電解液槽間有1個離子橋連接

負極電解液槽插入幫浦，抽進外面的空氣，臭氧分子立刻和碘化鉀溶液發生氧化還原化學反應



接著在正極、負極電解液中發生電化學反應如下：



如此電子通過離子橋通道，形成電流迴路，類似啟動了1個化學電池。再由電流的強弱關係，經臭氧感應器界面卡(OIF92)轉換為臭氧的含量。

三、資料蒐集與處理

臭氧探空剖面資料，取自本局第二組第三科的資料檔案，自1992年至2011年，共20年資料，臭氧觀測資料有效筆數共487筆，但不是每筆資料都成功觀測，最明顯的失敗原因是氣球上升高度不足和接收到的數據很亂、很不合理(儀器故障)。所以經過篩檢後，到達對流層高度(17,000公尺以上)的有效資料有446筆，佔全部資料比例0.916；到達最大臭氧量層高度(25,000公尺以上)的有效資料有378筆，佔全部資料比例為0.776。

臭氧(O₃)污染濃度資料則進入環保署網站，依序點選空氣品質監測網、資料查詢與服務、月平均值查詢，再選擇站名，下載資料。

四、結果與討論

圖3是對流層頂4觀測要素(氣溫、高度、臭氧量、氣壓)之四季變化圖。

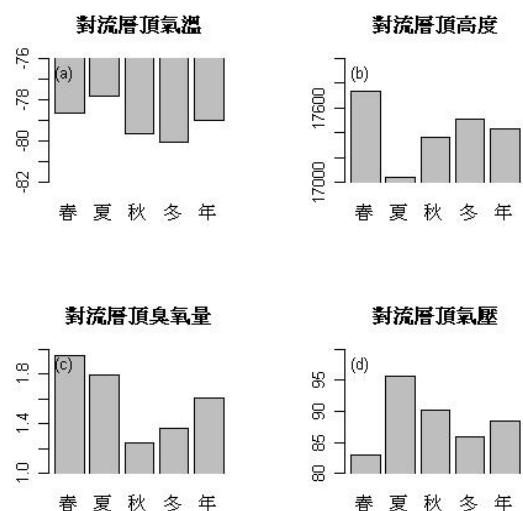


圖3，對流層頂4觀測要素(a)氣溫(b)高度(c)臭氧量(d)氣壓之四季變化圖

對流層頂是指氣溫從地面開始隨高度上升而下降，直至轉為隨高度上升而增暖的高度，此時氣溫達最低值，因此取這氣溫最小值的高度為對流層頂的高度。圖3(a)顯示對流層頂氣溫四季的變化和地面氣溫變化趨勢相同，夏季最暖(-77.8℃)，冬季最冷(-80.1℃)，春秋兩季對流層氣溫居中，分別為-78.6℃和-79.6℃，年平均對流層頂氣溫為-79.0℃。圖3(b)為對流層頂的四季高度變化，大致上遵循溫度直減率的型態，氣溫越低，高度越高；氣溫越高，高度越低的變化，夏季對流層頂氣溫最暖，對應的高度最低(17,040公尺)，冬季對流層頂氣溫最冷，對應的高度最高(17,506公尺)，秋季介於兩者之間(17,366公尺)，但春季的對流層頂高度達17,733公尺，是四季中最最高的高度，比較特別，原因有待進一步分析探討。圖3(d)顯示對流層頂氣壓的變化。大氣層的氣壓變化和高度變化成負正比關係($dp = -\rho g dz$)，即高度升高，氣壓正比的反方向減小，所以一般大氣層高度也可以用氣壓表示，因此對應夏季較低的對流層頂高度有較大的對流層頂氣壓(95.7百帕)，對應冬季最高對流層頂高度有最小的對流層頂氣壓(85.8百帕)，另外春季特別高的對流層頂高度，也對應特別小的氣壓值(83.0百帕)。圖3(c)為對流層頂的臭氧量，以分壓mPa(毫帕)為單位，以春季臭氧含量最多(1.95毫

帕)，夏季次之(1.80毫帕)，秋季臭氧含量最少(1.25毫帕)，對流層頂臭氧含量和四季的氣溫變化，看不出有特定的關係。

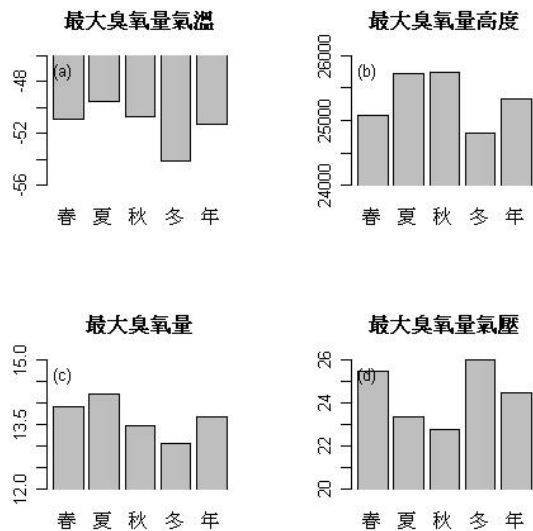


圖4，最大臭氧量層4觀測要素(a)氣溫(b)高度(c)臭氧量(d)氣壓之四季變化圖

圖4顯示平流層裏最大臭氧量層，4要素之四季變化。最大臭氧量層是指平流層內臭氧分壓最大值的高度。先看圖4(c)最大臭氧量的四季變化，夏季臭氧量最多(14.2毫帕)，再來依序為春季(13.9毫帕)、秋季(13.5毫帕)、冬季最少(13.1毫帕)，這種大小的排序，剛好和圖3(a)對流層頂氣溫高低的四季排序一樣，所以對流層頂氣溫和地面四季氣溫呈正相關，也和平流層的最大臭氧量值有正相關，而且都是在夏季和冬季分別有相對的高值和低值，認為這3者的變化，和太陽直射角度的四季變化，最能解釋3者的巧合，真正原因有待進一步參考各方的研究和分析。圖4(a)最大臭氧量層氣溫四季之變化，也是有夏季氣溫最暖(-49.6℃)，冬季最冷(-54.1℃)，春季(-50.9℃)，秋季(-50.7℃)居中的關係，到這高度25公里的高空，還保有夏暖冬冷的季節溫度變化。圖4(b)最大臭氧量層高度值之四季變化，以秋季(25,749公尺)、夏季(25,715公尺)有相對應高值，這裏已在平流層，溫度直減率已經轉為隨高度上升而增暖，所以可以大概看出氣溫較暖的夏季，有較高的高度，氣溫較低的冬季，高度較低(24,813公尺)。圖4(d)最大臭氧

量層氣壓，大致仍和高度配合，較高的高度(秋季)，呈較低的氣壓(22.8百帕)，較低的高度(冬季)，呈較高的氣壓(26.0百帕)。

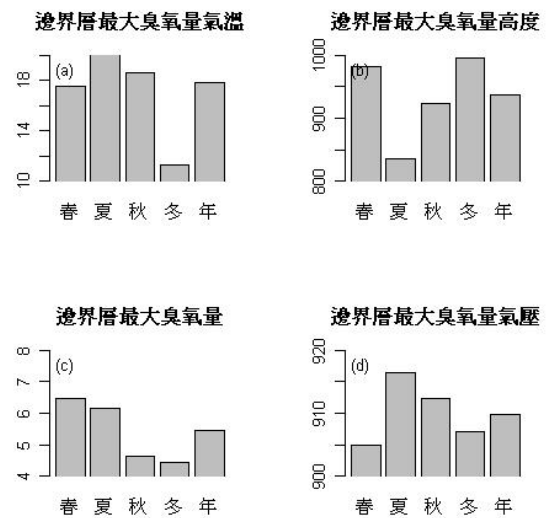


圖5，邊界層內最大臭氧量層4觀測要素(a)氣溫(b)高度(c)臭氧量、(d)氣壓之四季變化圖

圖5是離地1,500公尺以下邊界層內最大臭氧量層之4要素(氣溫、高度、臭氧量、氣壓)四季變化圖。首先看圖5(b)邊界層內最大臭氧量層的高度變化，以夏季最低(835公尺)，冬季最高(996公尺)，春秋兩季居中，分別為982公尺和924公尺。對流層內溫度直減率很明顯，高度越高，對應的氣溫越低，所以圖5(a)顯示夏季最低邊界層內最大臭氧量層高度，呈現最暖的氣溫(24.4℃)，冬季最大的高度，呈現最冷的氣溫(11.3℃)，春秋兩季居中，氣溫分別為17.6℃和18.6℃。這種溫度分布又和地面四季氣溫型態類似。圖5(d)氣壓值大小，一樣和高度值呈現負比例關係，高度越高，氣壓值越小，高度越低，氣壓值越大，則高度最低的夏季，氣壓值最高(917百帕)，但高度最高的冬季氣壓值比春季稍高(冬季905百帕，春季1012百帕)。主要原因是嚴格說是高度差和氣壓差成負比例關係($dp = -\rho g dz$)，一般討論都假定地面氣壓相等，所以都會簡單的說高度越高氣壓越低。但此時高度不大，不到1,000公尺，氣壓下降的幅度有限，是要考慮地面氣壓的大小，以得到整個高度的氣壓差。臺北冬季地面平均氣壓為1019.7百帕，春季地面

平均氣壓為1012.6百帕，兩者高度氣壓和地面平均氣壓差分別為114.7百帕和109.6百帕，就顯示出冬季有較大氣壓差，相當於上升了較大的高度。圖5(c)邊界層最大臭氧量四季的變化，以春夏秋冬四季的順序排序下來，含量分別為(6.5、6.2、4.6、4.5毫帕)，以這圖表分析，近地面的臭氧污染，以春季最嚴重，冬季輕微很多，檢查環保署萬華空氣品質監測資料，自1993年至2011年，19年資料，也是以春季臭氧污染最嚴重，平均26.8ppb；冬季最輕微，平均18.5ppb；夏秋2季居中，分別為21.1ppb和21.8ppb，反應出類似的型態。

趨勢分析使用無母數統計方法，Mann-Kendall趨勢檢定法，此方法的基本概念是計算時間數列，數列後面的數比數列前面的數大之個數越多，正趨勢越有意義，反之，數列後面的數比數列前面的數小之個數越多，呈負趨勢有意義。Mann-Kendall趨勢檢定法之虛無假設(null hypothesis)與公式如下：

H_0 ：數列無趨勢

H_1 ：數列有趨勢(2尾檢定)

時間序列 X_1, X_2, \dots, X_n n 個樣本

$T = r / (\sigma^2)^{1/2}$

$r = (4P / n(n-1)) - 1$

$\sigma^2 = 2(2n+5) / (9n(n-1))$

P 代表 X_i, X_j 中當 $j > i$ 且 $X_j > X_i$ 個數

T 近似標準常態分布

則 $|T| > 1.645$ 通過10%有意義水平檢定(90%可信賴度)

$|T| > 1.96$ 通過5%有意義水平檢定(95%可信賴度)

T 大於零是正趨勢， T 小於零是負趨勢

以 pv 值(p -value)表示， pv 值越小，拒絕 H_0 的虛無假設，接受 H_1 數列有趨勢， pv 值小於10%，表示具有10%的有意義水平(significant level)，小於5%，表示具有5%的有意義水平。

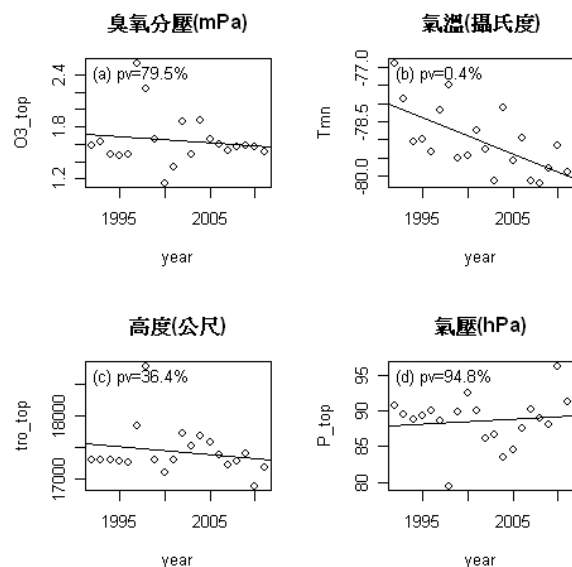


圖6，對流層頂之(a)臭氧分壓(b)氣溫(c)高度(d)氣壓散布圖，圖中加入趨勢線(迴歸線) 與 pv 值

圖6是1992年至2011年，20年期間對流層頂之臭氧分壓、氣溫、高度及氣壓散布圖，圖中加入趨勢線(迴歸線)，顯示趨勢的強弱，左上角有計算出來的 pv 值，可直接判定趨勢線是否有趨勢意義。其中只有圖6(b)對流層頂氣溫強烈通過5%(pv 值=0.4%)有意義水平的檢定，即對流層頂氣溫具有強烈的負趨勢，對流層頂氣溫呈越來越冷的趨勢。其他3個要素(臭氧分壓、高度、氣壓)沒有通過5%的有意義水平檢定。

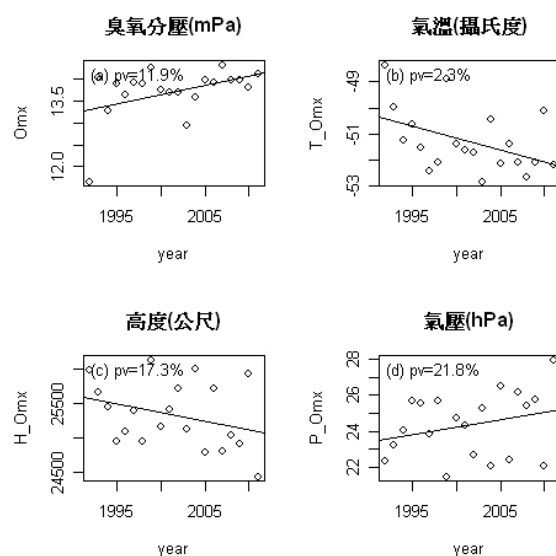


圖7，最大臭氧量層之(a)臭氧分壓(b)氣溫(c)高度(d)氣壓散布圖，圖中加入趨勢線(迴歸線) 與pv值

圖7同圖6，但為平流層最大臭氧量層之臭氧分壓、氣溫、高度、氣壓。同樣只有氣溫通過5%的有意義水平檢定，最大臭氧量層的氣溫也是呈越來越冷的趨勢。這結果和WMO 2010，臭氧耗損的科學評估報告(Scientific Assessment of Ozone Depletion 2010)，強調平流層有降溫趨勢的結果一樣。其他3個要素沒有通過Mann-Kendall統計檢定。不過臭氧分壓的pv值等於11.9%，很接近10%的有意義水平，雖然沒有通過檢定，仍可看出有輕微的上升趨勢，有待日後蒐集更多的資料再驗證是否有增加的趨勢。

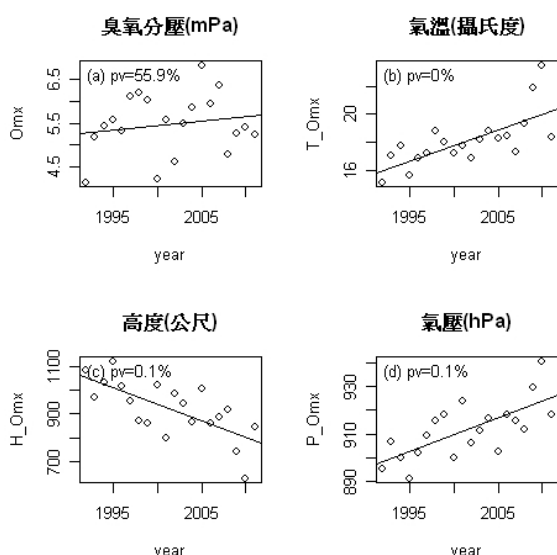


圖8，邊界層內最大臭氧量層之(a)臭氧分壓(b)氣溫(c)高度(d)氣壓散布圖，圖中加入趨勢線(迴歸線) 與pv值

圖8同圖6，但為邊界層最大臭氧層之臭氧分壓、氣溫、高度及氣壓。除了臭氧分壓pv值大於5%，沒有通過檢定外，其他3個要素，都通過5%有意義水平的檢定。圖8(c)邊界層最大臭氧量層高度通過負趨勢檢定，也就是邊界層內最大臭氧量層高度越來越降低，而邊界層最大臭氧量層之臭氧分壓沒有趨勢變化，意味最大臭氧污染層越來越接近地面，有可能地面的臭氧污染有越來越嚴重的趨勢。根據環保署空氣品質監測網頁，有簡單說明臺灣空氣污染指標

物中，包括二氧化硫(SO₂)、懸浮微粒(PM₁₀)、一氧化碳(CO)及二氧化氮(NO₂)近年來都呈現改善(濃度減小)趨勢，惟獨臭氧污染濃度呈逐年升高惡化的趨勢，所以最大臭氧污染層越來越接近地面，加重地面的臭氧污染越來越嚴重的推論是合理的。同樣氣壓和高度負正比關係，高度越高，氣壓越低，邊界層內最大臭氧量之高度呈負趨勢，則氣壓就反向呈正趨勢，圖8(d)顯示邊界層內最大臭氧量層的氣壓pv值=0.1%，通過5%的趨勢檢定，氣壓值越來越大，越來越接近地面氣壓。圖8(b)顯示邊界層內最大臭氧量層的氣溫pv值=0%，也是有強烈通過5%的趨勢檢定，也是有反應溫度直減率的關係，高度越來越低，氣溫越來越高，越來越接近地面氣溫。

四、結論

從離地面最近的邊界層內最大臭氧量層、經對流層頂至平流層最大臭氧量層，3層的高度分別約在900公尺、17,000公尺、25,000公尺，高度相差很大，但3層的氣溫都呈類似地面氣溫，夏暖冬冷的季節特性。

大氣層高度和大氣層氣溫有直減率的關係，所以對應邊界層最大臭氧量層高度和對流層高度都呈夏季氣溫高，高度就低；冬季氣溫低，高度就高的特性，但春季對流層頂高度特別高，可能有其他因素的作用，目前原因不明，尚待進一步探討。平流層最大臭氧層高度則因溫度直減率的改變。轉為夏季高度較高，冬季高度較低的性質。

平流層的最大臭氧量也有類似地面氣溫的季節特徵。夏季臭氧分壓較大，冬季臭氧分壓較小。對流層頂和邊界層最大臭氧量之臭氧分壓都是呈春夏較多，秋冬較少的季節特徵。尤以邊界層最大臭氧量的季節特徵和環保署萬華站臭氧污染濃度的季節變化類似，春季的臭氧污染較嚴重，冬季最輕微。

使用Mann-Kendall檢定時間序列是否有趨勢方法，檢定1992年至2011年，20年資料。結果對流層頂和最大臭氧量層的氣溫有通過5%有意義水平的檢定，都呈現氣溫越來越低的趨勢，這結果和WMO 2010臭氧耗損的科學評估報告，平流層氣溫有轉冷

的趨勢結論相同。其他3要素(臭氧量、高度、氣壓)沒有通過趨勢分析的檢定。

邊界層最大臭氧量層的氣溫也有通過5%有意義水平的趨勢檢定，但氣溫是轉為越來越暖的趨勢。高度和氣壓也都有通過5%有意義水平的檢定，高度呈現越來越低，氣壓呈現越來越高的趨勢，這邊界層最大臭氧量層高度降低的趨勢，有可能加重地面的臭氧污染，符合環保署強調各種空氣污染指標中，惟有臭氧污染有越來越嚴重的趨勢。

邊界層最大臭氧量沒有通過趨勢檢定。

對流層頂、最大臭氧量層、邊界層最大臭氧量層等3層的臭氧量，都沒有通過趨勢檢定，表示大氣層的臭氧量維持正常狀態，沒有越來越多或越來越少的趨勢變化。比對本局的臭氧全量觀測，1993年至2011年資料，也沒有通過趨勢檢定(pv值為47.2%)，顯示臺灣大氣層臭氧量沒有趨勢變化。

參考文獻：

陳正平譯(Thomas E. Graedel, Paul J. Crutzen)，

1998：變色的天空，大氣與氣候變遷的故事，遠哲科學教育基金會

王明星，1992：大氣化學，明文書局

蔡承志譯(Gabrielle Walker)，2008；大氣，萬物的起源，商周出版

Scientific Assessment of Ozone Depletion:2010, WMO

Global Ozone Research and Monitoring

Project –Report No.52

Digital Ozonesonde RS92, User's Guide, 2004: Vaisala

John Verzani,: Simpler-Using R for Introductory Statistics

Radar Analysis on Convective-Scale Downdrafts of in the Convective Rainband during the interaction between Southwesterly monsoonal flow and Typhoon Morakot (2009)

Chih-Hsien Wei¹ Yao-Chung Chuang² Tai-Hwa Hor³

**¹ Dept. of Environmental Information and Engineering, Chung Cheng Institute of Technology,
National Defense University, Taoyuan, Taiwan**

**² School of defense science, Chung Cheng Institute of Technology, National Defense University,
Taoyuan, Taiwan**

³General Education Center, Lunghwa University of Science and Technology Taoyuan, Taiwan

Abstract

The observational data collected by Doppler radar network in southern Taiwan area documents the downdrafts embedded within the rainband during the interaction between southwesterly monsoonal flow and Typhoon Morakot (2009). The downdrafts were significant for maintaining the rainband. According to the finding by Didlark and Houze (2009) [1], two kinds of downdraft may form accompanying with the principle rainband: the inner-edge downdraft (IED) and low-level downdraft (LLD). The IED originating at 6–8-km altitude created a sharp reflectivity gradient along the inner boundary of the rainband. Didlake and Houze (2009) concluded that the IED was drove by buoyancy-induced pressure gradient acceleration. However, since the convective cell and updraft tilted radially inward, and the existence and dissipation of IED correspond to the life time of the convective cell, it implied that the IED might be induced by precipitation drag rather than by buoyancy-induced pressure gradient acceleration. Besides, a downdraft penetrated from radially outer region of rainband and subsided into the base of the reflectivity core (Hence and Houze 2008) [2]. Although the downdraft associated with the convection almost corresponds to the LLD found by Didlark and Houze (2009), it seems that the downdraft originates from mid-level rather than from low-level. The downdraft was probably triggered by the radially downwind side updraft, which has yet to be further analyzed.

Keywords: low-level downdraft, rainbands of typhoon, inner-edge downdraft

1. Introduction

The Hurricane Rainband and Intensity Change Experiment (RAINEX) was accordingly executed in 2005, implementing airborne Doppler radar and GPS dropsonde observations to document the kinematic structure of hurricane rainbands over the North Atlantic and Caribbean. RAINEX was designed to examine how intensity changes of the hurricane appear to be related to the variation and evolution of eyewall/rainband structure. (Houze et al. 2006 and 2007)[3][4] By analyzing the high resolution Doppler radar observation during RAINEX, Hence and Houze (2009) confirmed a three-dimensional pattern of the convective structure embedded within rainbands, which has been schematized by Barnes et al. (1983)[5] with indirectly

inference from radar reflectivity and dropsonde data. The impressive analysis also further indentified how the small-scale features, i.e., convection, affect the up-scale storm circulation. The convective elements within a rainband consist of two circulations as the updraft transports flow of high moist static energy upward, and the downdraft conveys flow of low moist static energy downward at the same time. Hence and Houze (2008) emphasized the overturning updraft and how the upward motion builds and/or strengthens a midlevel jet that lies along the axis of the rainband(Fig. 1). They and the previous investigators have also noted downdraft structures affiliated with the principal rainband. Air feeding a low-level downdraft enters on the radially outward side of the principal rainband. The LLD transports

low moist static energy air into the boundary layer. Another downdraft emanates from the upper levels on the radially inward side of the rainband. We call this feature the inner-edge downdraft. Didlark and Houze (2009) also show that the LLD originates as radial inflow in the lower levels, is likely forced by precipitation drag and subsequent evaporative cooling. The IED, which originates from the hurricane's radial outflow in the middle levels, is likely initially forced by pressure perturbation fields created in response to the buoyant overturning updrafts.

The research analyzes the downdrafts embedded within the rainband of Typhoon Morakot (2009) by using the Dual-Doppler wind analysis. This study documents the overlap of high pressure and downdraft suggested that the IED triggered by precipitation drag might intensify by evaporation cooling at low levels. Besides, a perturbation high existed at the upwind side of SW flow. And the core just located at the southern side of the col.

2. Data source and analyzed methodology

The weather radar network in southwestern Taiwan area includes three operational Doppler weather radars. They are located at Makung, Chiku and Kenting (Fig. 2), especially the Makung radar equips dual-polarization observation. The distances between Makung and Chiku radar, Chiku and Kenting radar are 64 and 158 km, respectively. Consequently, they can offer different areas of the same scan coverage which are available for dual-Doppler radar wind synthesis. The referring setting and process for synthesizing wind are described in the study by Lee et al. (2008)[6]. Wei et al. (2012) [7] have discussed the limitation of dual-Doppler synthesis from Chiku and Kenting radar. The synthesized wind from Makung and Chiku radar, however, can obtain improved results due to the short baseline. Considering enhanced sampling, the grid setting of interpolating radar data is also $1.5\text{ km} \times 1.5\text{ km} \times 0.5\text{ km}$.

3. Radar data analysis

As discussed previously, rainbands in Area D was organized by constantly triggered convections. They were

located in the coverage where Chigu (RCCG) and Makung (RCMK) weather radar could scan. The baseline between both radars is 60 km that is capable to deduce the evolution of convections by dual-Doppler wind synthesis. The rainbands became prominent while typhoon moving further northward after 2000 UTC 8 August and was well-organized since 2139 UTC (Fig. 3). There were a number of convections embedded within the linear, east-west oriented rainband. Barnes et al. (1983) have ever defined the convection by precipitation echo larger than 25 dBZ. Since the intensity of precipitation echo in the rainband were larger than 35 dBZ, the convection was defined by the encompassed region of larger than 40 dBZ, and enclosed area by 45 dBZ was regarded as convective core. The convections propagated eastward into the southwest Taiwan Area, while the rainband system was approximately stationary. The rainband was located at where the strong southwesterly and westerly flew together. Since the maximum wind speed of southwesterly was over 25 ms^{-1} and westerly was around 24 ms^{-1} , the confluence between both flow might triggered local speed convergences. The examination of cell evolution would focus on low level, for the SW flow was significant below 850 hPa. The convection, denoted as D1, associated with a remarkable convective core developed in the west of the rainband by 2139 UTC. The accompanying convergence in the south of D1 exceeded $1.5 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$, providing apparent upward vertical velocity larger than 2 ms^{-1} . In addition to the updraft, a significant downdraft appeared in the north of D1 with velocity lower than -2 ms^{-1} . Meanwhile some convection also developed in the further south of D1. One of them, which was denoted as D2, moved east-northeastward with speed of 33 ms^{-1} merging with cell D1 gradually in the next 15 min (Fig. 4), while D1 propagated eastward with speed of $25 - 28\text{ ms}^{-1}$. The local convergent zone also translated associated with cell D1 with the same speed and enhanced. Remarkably, Another stronger one with convergence greater than $2 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ was developed at the west end of rainband. Eventually core D2 merged with D1 to reform a new east-west oriented

convective core titled as D3 by 2209 UTC (Fig. 5). The remnant of D1 still existed at the inner edge of rainband accompanying with weak negative vertical velocities. It then dissipated by releasing precipitation. However, the intense convergence in the west of core D3 triggered a new convective core - core D4. Likewise, the core D4 moved eastward associated with an intense convergence with speed of 25 ms^{-1} . Since the translation speed of core D3 decreased to 15 ms^{-1} before moving inland (Fig. 6), core D4 would overtake the convection at the eastern side to enhance its strength. The enhancement of core D4 was thus similar to the core D3. Consistently, a convection developed associated with a significant local convergence in the west of core D4 (Fig. 7). However, no more convections and convergences occurred at the western end of rainband. Instead, a small gap existed between the present rainband and the next convection which was developed at somewhat northwestern side of the rainband. The northward shift of development of convection was comparable to the slightly extent of SW flow.

The analysis delineated that the rainband was located at the transition between the westerly and southwesterly which generated several local convergences to trigger convections. Because the rainband exhibited quasi-stationary in the coverage of dual-Doppler synthesis, it was identified that the convections might maintain by merging another one. The monitoring was helpful for recognizing not only the characteristics of the rainband, but the evolution of embedded convections.

4. Discussion

The analyses for the vertical distribution of vertical velocities showed that the position of positive and negative vertical velocities associated with convections extended southward from low level to middle level, implying that the vertical feature of the convection might lean radially outward. As aforementioned in Introduction, earlier and recent observational studies by using airborne radar delineated that the radially outward slope of the convective cell is characteristic of cells within rainbands. The upward motion possesses similar vertical feature and relates to the slantwise

radar echo maximum. The section will discuss the vertical characteristic and evolution of convective cells along the rainband. Moreover, a comparison with current conceptual model of convections embedded within principal rainband would be evaluated. Figure 8a shows the area larger than 30 dBZ of convective core D1 vertically extended to 8 km in height. The reflectivity gradient was sharp on the radially inward side of core D1, where a significant downdraft ($> 2 \text{ ms}^{-1}$) originated at 6-8 km in height. The pattern suggested that the downdraft resembled inner-edge downdraft (IED) proposed by Didlake and Houze (2009), who concluded that the IED was driven by buoyancy-induced pressure gradient acceleration. However, since the convective cell and updraft tilted toward to typhoon center, and the existence and dissipation of IED accompanied with that of core D1, it implied that the IED might be induced by precipitation drag rather than by buoyancy-induced pressure gradient acceleration. The difference was probably owing to the different attributes of rainband; the present investigating rainband was not the principal rainband. The overturning of updraft coincided with the top of the convective cell, suggesting the feature also occurred at the rainband far from typhoon center.

Figure 9a also depicted that there was a phase shift between core D1 and the intense low level convergence, providing a proper mechanism to trigger a new cell between core D1 and D2. The convergence was initiated from the downdraft which was at the south of core D2. Figure 1 illustrated a downdraft pattern, highlighted by a white arrow, in core D2. It also depicted that the core D2 was vertically outward slantwise. The downdraft penetrated from radially outer region of rainband and subsided into the base of the reflectivity core (Hence and Houze 2008). Although the downdraft associated with the convection almost corresponds to the low-level downdraft (LLD) found by Didlake and Houze (2009), it seems that the downdraft originates from mid-level rather than from low-level. The downdraft was probably triggered by the radially downwind side updraft, which has yet to be further analyzed.

Another marked feature is that there was a maximum horizontal wind at the low level in the south of core D2 (Figure 9b). It indicates the rainband spiraling toward the eyewall with convective cells embedded along its inner edge, radially inward of the SHWM. It is important to note that the cells were on the inner edge of the rainband, radially inward of the center of the SHWM.

Figure 10a shows the vertical characteristic of core D4. The pattern of the overturning updraft was almost the same as the observation during RAINEX. The reflectivity core and the updraft were tilted radially outward. The maximum updraft was located at 6 - 7 km level with speed exceeding 6 ms⁻¹, which came from the radially outer region of the rainband. The radially inward flow decelerated at the low level of core D4 that generated a significant convergence (Figure 10b), though, it could extend slightly inward to lift the weak front-to-rear flow, enlarging the convergent area. It suggested that the flow pattern could play an auxiliary role to enhance core D4, which has never be described in Barnes et al.'s conceptual model (Figure 1). Besides, the maximum horizontal wind existed at the radially outer region of core D4. However, the positive vertical vorticity at mid-levels above core D4 is weak, revealing that the intense wind developed and maintained without the feedback of the positive vertical vorticity (Figure 10c).

References

- [1] Didlake, A. C., Jr., and R. A. Houze Jr., 2009: Convective-scale downdrafts in the principal rainband of Hurricane Katrina (2005). *Mon. Wea. Rev.*, 137, 3269–3293.
- [2] Hence, D. A., and R. A. Houze Jr., 2008: Kinematic structure of convective-scale elements in the rainbands of Hurricanes Katrina and Rita (2005). *J. Geophys. Res.*, 113, D15108, doi:10.1029/2007JD009429
- [3] Houze, R. A., J. S. Chen, W. C. Lee, R. Rogers, J. Moore, G. Stossmeister, M. Bell, J. Cetrone, W. Zhao, and S. Brodzik (2006), The Hurricane Rainband and Intensity Change Experiment: Observations and modeling of

hurricanes Katrina, Ophelia, and Rita, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 1503–1521.

- [4] Houze, R. A., Jr., S. S. Chen, B. F. Smull, M. M. Bell, 2007: Hurricane intensity and eyewall replacement, *Science*, 315, 1235–1239.
- [5] Barnes, G. M., E. J. Zipser, D. Jorgensen, and F. Marks Jr. (1983), Mesos-scale and convective structure of a hurricane rainband, *J. Atmos. Sci.*, 40, 2125–2137.
- [6] Lee, C.-S., Y. C. Liu, F. C. Chien, 2008: The Secondary low and Heavy Rainfall Associated with Typhoon Mindulle (2004). *Mon. Wea. Rev.*, 136, 1260–1283.
- [7] Wei, C. H., T. H. Hor, Y. C. Chuang, T. C. W. Chen, J. L. Wang, 2012: Radar Analysis on the Interaction between Southwesterly Flow and Circulation Associated with Typhoon Morakot (2009). *J. M. S.*, 90, 617–628.

Diagram illustrates

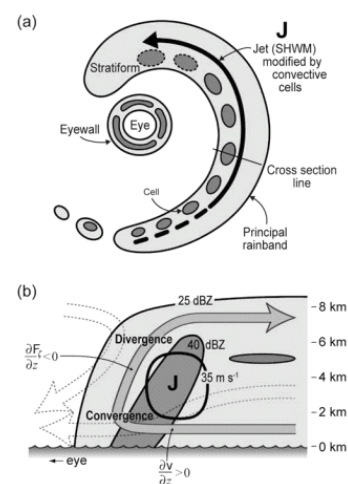


Fig. 1 (a) Plan view schematic of the principal band within a mature, single-eyewall hurricane, with the SHWM (labeled as “jet”) illustrated in relation to the convective elements within the rainband. (b) Schematic of the vertical convective motions within rainband along the cross section. (Hence and Houze, 2008)

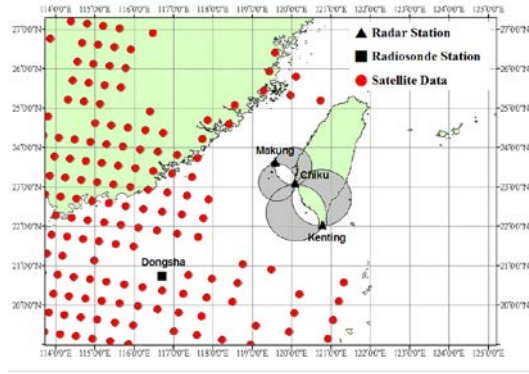


Fig. 2 Research data relative location map. The triangle indicates the radar station location. The square indicates the sounding station location. The circular indicates the position of the satellite retrieval temperature data. The gray part indicates the dual-Doppler radar wind synthesis.

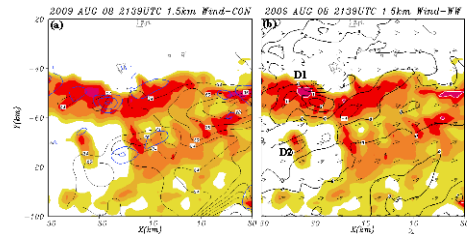


Fig. 3 August 8, 2009 at 2139 UTC the Makung and Chiku radar altitude of 1.5 km dual Doppler synthesis wind field. Color shading is rainfall echo. The gray solid line is the coastline. The horizontal coordinates and vertical coordinates represents the distance between the radar stations. (a) The black contours indicate horizontal wind speed. The blue contour indicates the convergence field (greater than $0.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$). (b) The white circles indicate greater than 45dBZ rainfall echoes. The black contours indicate the vertical velocity field.

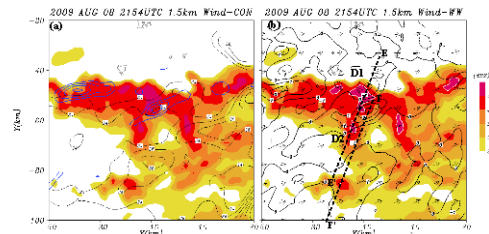


Fig. 4 August 8, 2009 at 2154 UTC the Makung and Chiku radar altitude of 1.5 km dual Doppler synthesis wind field. The remaining described in Fig. 3. The black dash line indicates the cross-section position.

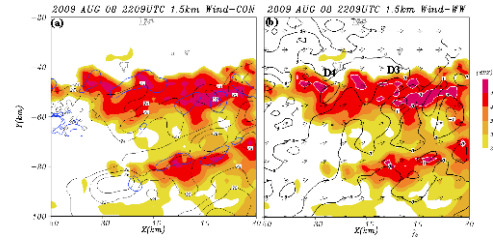


Fig. 5 August 8, 2009 at 2209 UTC the Makung and Chiku radar altitude of 1.5 km dual Doppler synthesis wind field. The remaining described in Fig. 3.

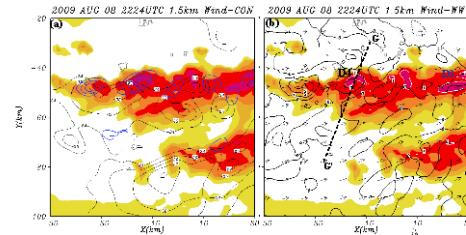


Fig. 6 August 8, 2009 at 2224 UTC the Makung and Chiku radar altitude of 1.5 km dual Doppler synthesis wind field. The remaining described in Fig. 3. The black dash line indicates the cross-section position.

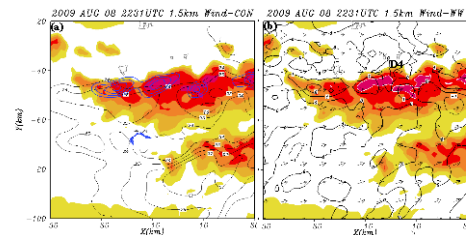


Fig. 7 August 8, 2009 at 2231 UTC the Makung and Chiku radar altitude of 1.5 km dual Doppler synthesis wind field. The remaining described in Fig. 3.

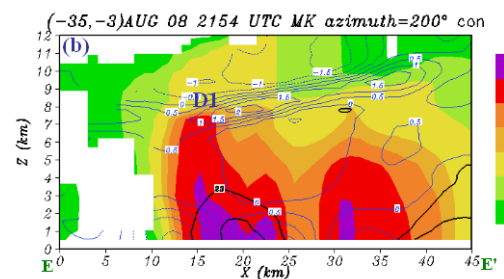
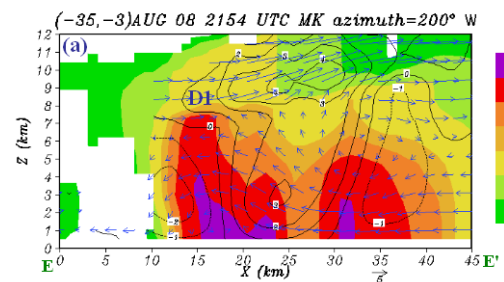


Fig. 8 August 8, 2009 2154 UTC D1 convective cell vertical cross-sectional view. Color shading is rainfall echo. The horizontal coordinates represents a cross-sectional line distance. The vertical coordinates represent height. (a) The black contours represent the vertical speed of the wind field. The weathercock value has to lose the system moving speed. (b) The black contours represent the horizontal velocity field. The blue contours represent the convergence field.

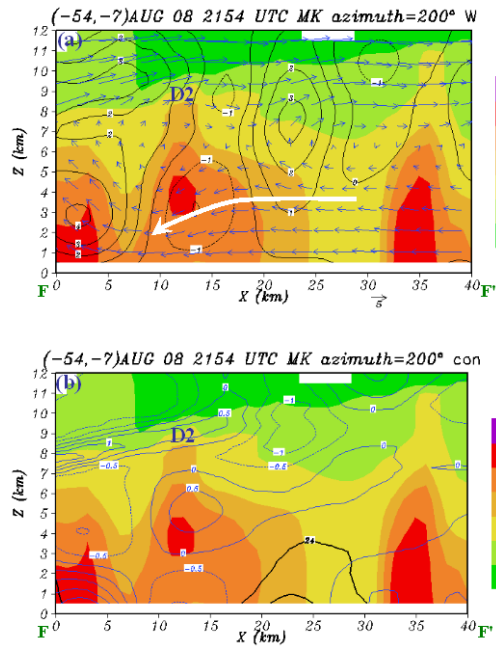


Fig. 9 August 8, 2009 2154 UTC D2 convective cell vertical cross-sectional view. Color shading is rainfall echo. The horizontal coordinates represents a cross-sectional line distance. The vertical coordinates represent height. (a) The black contours represent the vertical speed of the wind field. The weathercock value has to lose the system moving speed. (b) The black contours represent the horizontal velocity field. The blue contours represent the convergence field.

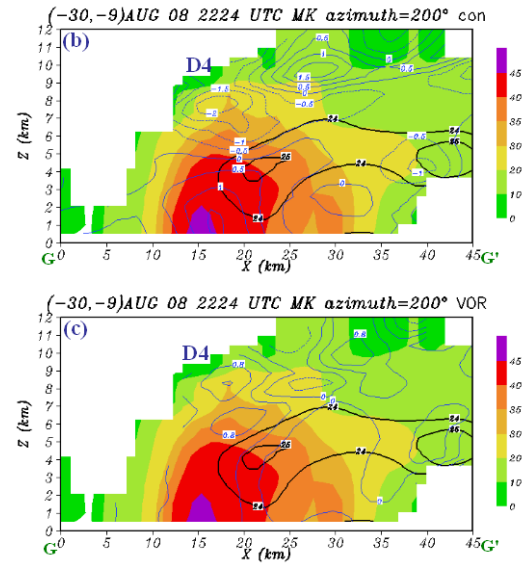
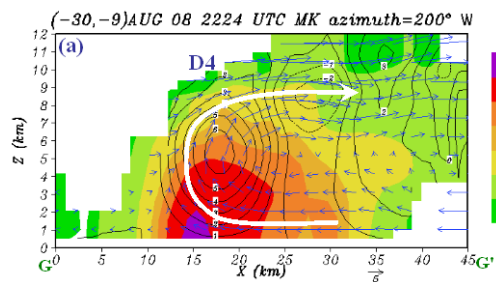


Fig. 10 August 8, 2009 2224 UTC D4 convective cell vertical cross-sectional view. Color shading is rainfall echo. The horizontal coordinates represents a cross-sectional line distance. The vertical coordinates represent height. (a) The black contours represent the vertical speed of the wind field. The weathercock value has to lose the system moving speed. (b) The black contours represent the horizontal velocity field. The blue contours represent the convergence field. (c) The black contours represent the horizontal velocity field. The blue contours on behalf of the vorticity field.

台灣 400 年來豪雨之分析

劉昭民

中華航空氣象協會

摘要 本文依台灣歷史的先後，分成清代豪雨紀錄、日據時代的豪雨紀錄、近 60 餘年來豪雨紀錄等部分，加以說明，然後舉例說明造成豪雨之原因，而這些颱風暴雨包括西北颱、夏季 9 字形颱風雲帶、秋末冬初 6 字形颱風雲帶等，再加上台灣中央山脈之地形舉升作用，乃造成台灣南北地區不同季節之大洪澇水災。本文還將以圖形示意說明大豪雨之原因。

關鍵詞：豪雨、梅雨季豪雨、颱風暴雨、西北颱、9 字形颱風雲帶、6 字形颱風雲帶、地形舉升作用。

一、前言

洪澇災害對我們人類之生活、動植物之生長、農業生產、工業生產以及經濟建設等均會造成不利的影響，洪澇使堤防崩潰，淹沒農田和農作物，沖毀橋樑、鐵公路，淹沒機場，造成機場關閉，使民航機航班延誤或取消，造成旅客困擾和損失，洪澇造成之山洪、泥石流和巖體崩塌也會給人們之生命安全帶來威脅。因此，氣象部門和防災部門對洪澇之預警相當重視。

洪澇源自暴雨，台灣的中央氣象局對暴雨之定義是每小時雨量 ≥ 13 公厘(毫米)，日雨量 ≥ 130 公厘(毫米)¹，但是這一個暴雨標準不一定會造成洪澇，一定要日雨量 ≥ 500 公厘(毫米)才有可能形成洪澇和豪雨。中國之氣象部門規定 24 小時雨量 50~99 毫米為暴雨，100~199 毫米為大暴雨， ≥ 200 毫米為特大暴雨²，才有機會造成洪澇和豪雨，因此，這個標準比較符合實際。而造成這些洪澇和大水災的氣象因素絕大多數是颱風，其次是梅雨季豪雨。

謹將台灣自清代以來的大洪澇水災紀錄縷列如下。

二、清代的大豪雨水災紀錄

(一) 1721 年秋季的大豪雨水災

「康熙六十年 (1721 年)8 月 13 日 (農曆)夜，大風，天盡赤。提督施世驍駐兵郡城，營盤飄倒，民居傾壞，……註：是日颶風大作，雨大如注，火光閃閃灼天，發屋碎舟，……軍民溺死無數。」³

「康熙六十年 (1721 年)8 月，大風壞民居，天盡赤，軍民多溺死。」⁴

這是指康熙六十年 (1721 年)秋 8 月 13 日晚上，颱風侵襲台南之情況，出現颱風中大雷雨 (天盡赤)，故暴雨如注，造成慘重之災情。

(二) 1740 年夏季的大豪雨水災

「乾隆五年 (1740 年)6 月 22 至 25 日 (農曆)，諸羅邑鹽水港，颱風淋雨，被水淹倒倉廩二十四間，浸粟一萬五千餘石，居民損壞，官賑銀二百兩。」⁵

這是指 1740 年夏季 7 月 (國歷)，侵襲台灣的颱風，颱風過後又引進旺盛的西南氣流，故台灣中南部地區豪雨連續下四日之久，造成慘重的災情。1918 年連橫在他的名著《台灣通史》中也記載此次颱風暴雨曰：

「乾隆五年 (1740 年)閏 6 月，大風雨四日始息，鹽水港被災尤烈，發帑二百兩以振恤。」⁶

¹ 資料來源為台灣中央氣象局。

² 丁一匯、張建雲等，2009：暴雨洪澇，P.1。

³ 劉良璧，1741：《重修台灣府志》卷十九〈雜記〉。

⁴ 連橫，1918：《台灣通史》卷三〈經營記〉。

⁵ 同注 3。

⁶ 同注 3。

(三) 1749 年秋 7 月台灣南部大豪雨水災

連橫在《台灣通史》中記載：

「乾隆十四年秋 7 月（國歷 8 月），大雨水，台灣縣屬（台灣中南部地區）田園多陷。」⁷

這是指颱風從台灣東方海面北上後，引進旺盛西南氣流，使台灣中南部地區豪雨成災。

三、台灣日據時代的大豪雨水災紀錄

日人據台 50 年，曾經留下很豐富的氣象觀測資料，其他豪雨資料也不少（古偉瀛、黃俊傑 1989；謝信良等，1998）⁸⁹，主要計有以下所列。

(一) 1898 年 8 月 6 日（以下均指國歷）台灣中北部大豪雨水災

1898 年 8 月 4 日中度颱風在台灣東南方海面上形成後即向西北方向移動，6 日從彭佳嶼與基隆之間海面上掠過形成西北台，而且引進西南氣流，台中 5~8 日雨量達 821 毫米，中北部災情慘重，死亡 182 人，傷 98 人。

(二) 1911 年 8 月 30 日~9 月 2 日台灣北部豪雨

1911 年 8 月 31 日強台從宜蘭登陸，不但形成西北台，而且引進旺盛西南氣流，使台北發生嚴重豪雨，史稱「辛亥暴風雨災」，死亡 451 人，傷 482 人，全台北市街化為一片泥海。

(三) 1930 年 9 月 4 日全台大豪雨水災

1930 年 9 月 4 日，強烈颱風（中心氣壓 925 hPa，中心最大風速 125 KTS），從基隆附近海面向西掠過，成為西北台，9 月 1 日~5 日台南總雨量達 721.6 毫米，全台災情慘重，死亡 136 人，傷 50 人。

(四) 1932 年 8 月 24 日台北大豪雨水災

1932 年 8 月 24 日中度颱風（中心氣壓 945 hPa，中心最大風速 95 KTS），自台灣北部近海面上向西移動，並於 25 日進入中國大陸，屬於西北台，台北 23~25 日總雨量 365 毫米使台北發生豪雨，自台北開往淡水之火車被吹倒倒入洪水之藺草中，死亡 14 人，連同大台北共死亡 97 人，29 人失蹤。

(五) 1934 年 7 月 15~20 日南台灣大豪雨水災

1934 年 7 月 15~20 日，中度颱風從台灣東北部海面西移，引進旺盛西南氣流，恆春 17~21 日總雨量達 697 毫米，造成台灣北中南部豪雨，死亡失蹤 38 人，水淹民房數萬戶，農漁業損失亦大。

(六) 1942 年 7 月 11~12 日北部東部大豪雨水災

1942 年 9 月 11 日中度颱風（中心氣壓 950 hPa，中心最大風速 90 KTS）自台灣東北部登陸，自桃園出海，形成西北台，北部災情慘重。

(七) 1943 年 7 月 16~18 日台灣中北部大豪雨水災

1943 年 7 月 17 日強烈颱風（中心氣壓 944 hPa，中心最大風速 100 KTS）自基隆河谷進入，形成西北台，中部及北部發生豪雨，死亡人數近 300 人。

四、近 60 餘年來的大豪雨水災紀錄

台灣光復以來，氣象測站和雨量站紛紛建立，全台雨量紀錄亦增加很多，加上人口和建築物大量增加，以致豪雨造成之損失亦大為增加。茲將台灣光復以來台灣主要豪雨紀錄縷列如下。¹⁰

(一) 1946 年 9 月 26 日強烈颱風造成大豪雨水災

1946 年強烈颱風（中心氣壓 940 hPa，中心最大風速 100 KTS）在花蓮登陸，全台遭受風災和水災，死亡

⁷ 同注 4。

⁸ 古偉瀛、黃俊傑，1989：〈日據時代台灣天然災害史料彙編〉

⁹ 謝信良等，1998：百年（1897~1996）侵台颱風路徑圖集及其應用。

¹⁰ 劉昭民，2000：四百年來台灣水旱異常災害之分析（未發表）。

315 人，傷 459 人，農林漁業損失數億元以上。

(二) 1951 年 5 月 14~18 日梅雨季豪雨成災

1951 年 5 月 14~18 日嘉南平原發生梅雨季暴雨，14~17 日嘉義總雨量達 400 多毫米，造成山洪暴發，18 日清晨草嶺水庫崩潰，沖毀下游橋樑和河堤，淹沒雲嘉彰三縣農田，平民傷亡 200 餘人，兵工部隊死亡 1 人，失蹤 73 人，受傷 47 人，民房被毀無數。

(三) 1959 年 8 月 7 日豪雨(八七水災)

1959 年 8 月 5 日愛倫颱風 (Ellen) 在琉球海面北行，並導引東沙島附近海面上之一個熱帶性低氣壓 (中心氣壓 996 hPa) 在 8 月 7 日傍晚 0900 UTC 於布袋北門登陸，並移向中部陸地，以致開始出現暴雨，直到 8 日午夜才停止，暴雨空前強大，兩小時雨量達 406.8 毫米，12 小時雨量達 1001 毫米，24 小時更高達 1065 毫米，造成中南部豪雨，死亡 665 人，失蹤 425 人，損失一億美元以上，歷三四年才整建完成，這是有名的「八七水災」。

(四) 1963 年 9 月 11 日大台北大豪雨水災

1963 年 9 月 10 日，強烈颱風葛樂禮 (Gloria) (中心氣壓 920 hPa，中心最大風速 135 KTS)，通過石垣島，11 日夜到達台灣北部附近海面時，形成強烈的西北台，時值漲潮，加上強勁西北風以及一日一夜豪雨，使大台北嚴重淹水，松山機場亦全部淹沒，死亡 363 人，民房全倒 1 萬 4 千棟，損失十分嚴重。

(五) 1977 年 6 月 7 日梅雨季大豪雨水災

1977 年 6 月 2 日梅雨鋒南下，引發連日暴雨，6 月 7 日台南日雨量高達 326 毫米，打破 24 年來最高紀錄，阿里山 6 月 2~7 日總雨量達 500 毫米以上，加上海水倒灌，導致農漁業損失慘重。

(六) 1981 年九三豪雨大水災

1981 年九三暴雨之成因和 1959 年八七暴雨之成因，十分相似，乃因艾妮絲颱風 (Agnes) 從台灣東北方海面北上東海後，引進旺盛西南氣流所致。嘉義自九月三日凌晨 3 時起，連降大雷雨 6 小時，總雨量達 347.5 毫米，打破該地 6 小時雨量最高紀錄，台南縣和高雄縣地區日雨量皆在 500 毫米以上，造成嘉南平原豪雨，損失高達 100 億元以上，為八七水災以來最慘重之災害。

(七) 1984 年六三水災

1984 年 6 月 3 日凌晨，梅雨鋒過境，使大台北地區及桃園縣遭受二、三十年來罕見的豪雨侵襲，台北市在 6 小時內降下 248 毫米，打破歷年梅雨季暴雨之紀錄，日雨量亦高達 500 毫米以上，死亡 32 人，失蹤 5 人，受傷 12 人，農、工、交通業損失達 200 億元以上。

(八) 1987 年 10 月 24 日台灣北部大豪雨水災

1987 年 10 月 23~25 日，琳恩颱風從巴士海峽西移，颱風北方之外圍環流和東北季風產生共伴作用，引發台灣北部和東北部大暴雨，24 日陽明山日雨量高達 1136 毫米，造成大台北豪雨，機場亦被淹，損失 400 億元以上。

(九) 1994 年 7~8 月連續 4 個颱風豪雨

1994 年受到聖嬰現象之影響，西太平洋海面平均溫呈正距平+2℃，使太平洋副熱帶高壓在日本南部穩定少動，而且強度甚強，使 7~8 月連續四個颱風 9408. 9416. 9417. 9420 皆沿著副高西南緣侵襲台灣，為 20 年來夏季颱風登陸台灣最多的一年，風災和雨災所造成之損失在 100 億元以上。

(十) 1996 年 7 月 31 日~8 月 1 日賀伯颱風暴雨大水災

1996 年 7 月 31 日午夜，強烈颱風賀伯 (中心氣壓 940 hPa，中心最大風速 105 KTS/G 130 KTS)，在宜蘭頭城附近登陸，歷時 4~5 小時後始從桃園附近出海，由於颱風本身不但造成西北台，還引進旺盛的西南氣流，全台皆出現特大暴雨，阿里山 12 小時總雨量達 1157.5 毫米，24 小時總雨量更高達 1748.5 毫米，打破 1959 年八七暴雨 (1065 毫米) 及 1987 年 10 月 24 日琳恩颱風暴雨 (1136 毫米) 之 24 小時總雨量紀錄，死亡 51 人，失

蹤 22 人，463 人受傷，僅農業上之損失即高達 200 億元。以下再就 2000 年以來台灣發生的幾次大暴雨洪澇水災列出如下。

(十一) 2000 年 10 月 30 日~11 月 1 日象神颱風造成大台北豪雨 大水災

2000 年 10 月 20 日象神颱風在呂宋島東南方海面形成後即很穩定地向西北西方向移行，並於 28 日進入南海，但是 30 日凌晨起因 700 hPa 高空槽東移至日本到華東一帶，日韓地區 700 hPa 高度值急降，日本南方海面鋒面雲帶之牽引等因素之影響，而折向西北東方向移行，對台灣形成東北季風冷氣流和颱風環流暖氣流共伴的可怕的「秋台」型暴雨，陽明山區 30. 31. 1 日三天雨量達 1023 毫米，造成大台北地區水災，31 日晚上強風暴雨還使一架新航SQ-006 次班機起飛時失事墜毀，死亡 83 人，受傷 44 人之慘劇¹¹。

(十二) 2001 年 9 月 15~19 日納莉颱風造成台灣中部和北部大豪雨水災

2001 年 9 月中旬正值夏季和秋季過渡季節，納莉颱風在琉球附近海面因受到中國大陸華南冷高壓、日本之太平洋副熱帶高壓、菲律賓高壓及丹娜斯颱風之相互作用，以致停滯打轉一星期之久，號稱為「忽走忽停」、「忽左忽右」、「忽強忽弱」、「壽命最長」等四怪之颱風，9 月 14 日晚上它又折向西南方，而於 16 日晚上在台灣東北部海岸登陸，「西北台」給大台北地區帶來大豪雨，陽明山五天之總雨量高達 1309 毫米，嘉義亦高達 1066.5 毫米，由於「西北台」加上海水漲潮倒灌，造成大台北地區自 1987 年 10 月 24 日琳恩颱風以來損失最慘重之豪雨，台北松山機場也因颱風及淹水而關閉三天，民航業損失慘重。¹²

(十三) 2008 年 7 月 17~18 日台灣中南部地區發生颱風豪雨水災

2008 年 7 月 17~18 日卡玫基颱風從台灣東方近海面上向北緩慢移行時，其 9 字型颱風雲帶所帶來的旺盛西南氣流，使台灣中南部山區出現豪雨，台中一小時雨量達 149 毫米，17~18 日台中兩天總雨量達 590 毫米，南部山區亦達 900 毫米，水災造成 20 人死亡，失蹤 8 人，農業損失達 7 億元¹³。

(十四) 2009 年 8 月 7~9 日台灣中南部地區特大豪雨和特 大水災

2009 年中度颱風莫拉克 (MORAKOT) 於 8 月 7 日午夜 23 時 50 分在花蓮登陸後，因受到北方太平洋副熱帶高壓勢力減弱，700 hPa 24 小時高度值變差圖上日本和中國東北皆由正值轉變成負值的影響，乃由西折向北緩慢移行，並引進旺盛的西南氣流，中南部山區乃產生持久性特大暴雨，8 月 7~9 日阿里山之總雨量約 3000 毫米 (5 日~10 日則多達 3059.5 毫米)，玉山多達 2160.8 毫米，造成中南部山區豪雨，尤其山崩和泥石流更沖毀高屏溪上游的村莊和許多橋樑，小林村 500 人死亡和失蹤，新開村 30 余村民也被泥石流掩埋，損失慘重¹⁴。

(十五) 2010 年 9 月 19 日凡那比颱風侵襲，造成高屏地區豪雨

2010 年 9 月 19 日上午 8 時 40 分中度颱風凡那比在花蓮登陸，並於傍晚 6 時從台南出海，但是它所引進的旺盛西南氣流使南台灣自下午開始即下豪雨，直到午夜才停止，由於暴雨過猛，屏東山地日雨量高達 1079 毫米，其他高屏地區雨量均在 600~1000 毫米之間，乃造成高屏地區豪雨¹⁵。

(十六) 2010 年 10 月 21 日宜蘭平原豪雨

2010 年 10 月 13 日中度颱風梅姬在菲律賓東方遠海上形成後，即以西北轉西方向移行，並於 18 日通過呂宋島北部進入南海，19 日近似滯留，因受到北方 700 hPa 高空槽的到達，中國北部地區 700 hPa 高度值 24 小時變差轉為負區之影響，使梅姬颱風於 20 日轉向北緩慢移行，梅姬颱風北上後，由於颱風東北方之暖氣流和東北季風冷氣流在台灣東北方合流產生共伴作用，並形成滯留鋒，颱風外圍暖氣流乃在東北季風冷氣流上方爬升，21 日在宜蘭平原和蘇花公路北段出現特大暴雨，中午尤大，蘇澳 1300L~1400L 雨量高達 181.5 毫米，日雨量更高達

¹¹ 劉昭民，2001：2000 年初冬象神颱風之氣象環境場分析，航空氣象第 14 期，P.22~32。

¹² 劉昭民，2001：2001 年 9 月納莉颱風之環境場分析，航空氣象第 16 期，P.17~P.26。

¹³ 數據源中央氣象局。

¹⁴ 劉昭民，2010：從 2009 年八八暴雨談到氣象教育倡導問題，中央氣象局天氣分析與預報論文研討會彙編，P.652~656。

¹⁵ 數據源中央氣象局。

939 毫米，19~21 日累積雨量亦達 1314 毫米，又逢滿潮漲潮，河水無法東流，乃造成宜蘭 20 年來最豪雨，蘇花公路北段發生泥石流和巖體崩塌，死亡 7 人，失蹤 19 人，兩輛大巴被埋或被衝入海中¹⁶。

五、台灣 400 年來大豪雨之分析

台灣之豪雨都源自特大暴雨，春季鋒面過境時，日雨量雖有達豪雨標準者，但不會造成豪雨。5~6 月梅雨季中雖有梅雨鋒、低氣壓、旺盛西南氣流等因素造成之大暴雨和豪雨，但是受災區大多限於局部性，災情也不如颱風所引起之大豪雨那麼嚴重，此與台灣之特殊地形有關。

台灣山地和丘陵佔全島面積之五分之四，台北盆地、嘉南平原、屏東平原只佔五分之一，更由於受到兩個不同的板塊互相碰撞擠壓的影響，山嶺非常高聳，中央山脈、玉山山脈、雪山山脈、阿里山山脈 3000 米以上的高山山峰甚多，這些丘陵和山嶺都是提供氣流地形舉升作用的原動力（見圖一），所以會產生台灣豪雨的大暴雨，計有以下三者。

（一）西北颱所帶來的大豪雨和 大水災

由於大台北地區是一個盆地，東來的基隆河和南來的淡水河在士林北投匯合後向西北流入台灣海峽，形成西北台的通道，夏季和初秋當颱風中心從宜蘭、基隆一帶登陸，或者從台灣北部近海面向西北西方向掠過時，則颱風沒有中央山脈的阻擋，台灣北部地區乃吹強勁的西北風，而且颱風氣流會受到陽明山和中央山脈的地形舉升作用，造成山區特大暴雨，再加上西北部各河流之流向和西北風向相反，乃阻擋河水無法順利流入海中，於是就會造成北部地區豪雨（如果遇到漲潮，情況更加嚴重）。例如 1963 年 9 月 11 日的葛樂禮颱風（見圖二）以及 2001 年 9 月 16 日的納莉颱風就是最好的例子。納莉颱風之動作路徑圖見圖三，其衛星雲圖見圖四。兩個颱風都曾使大台北和台灣中北部地區發生大豪雨和大水災。

（二）夏季颱風過後引進旺盛西南流使台灣中南部地區產生大豪雨和 大水災

夏季颱風掠過台灣地區西移或轉向北移行，或者自台灣近海北上東海移行時，則旺盛的西南氣流會使颱風尾部形成 9 字形螺旋積雨雲系（尾部長短不定）（見圖五），西南氣流經中央山脈、玉山山脈、阿里山脈之地形舉升作用加喇叭口地形使氣流輻合上升作用，迎風面上的中南部山區就會下暴雨。由於北移颱風移速比較緩慢，故台灣下暴雨的時間就比較久。例如 2009 年 8 月 7~9 日，莫拉克颱風自台灣西部折向北移行後，曾造成中南部大暴雨和豪雨。

（三）秋末冬初颱風環流和東北季風共伴引起大豪雨

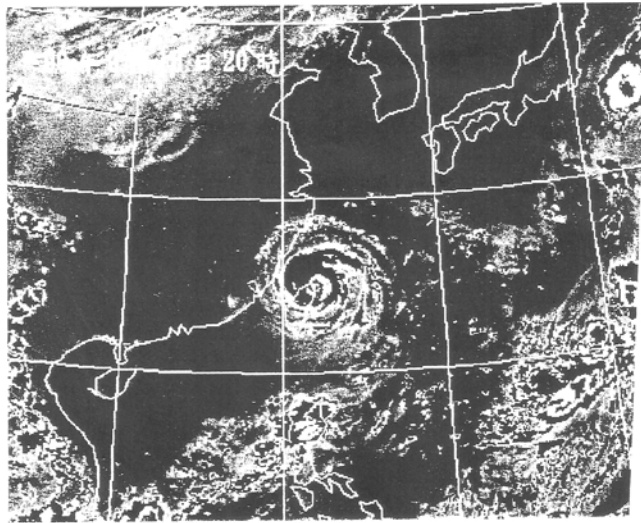
秋末冬初，台灣近海如果有颱風活動時，則颱風北方之東北季風冷氣流將和颱風外圍之暖氣流合流，形成共伴作用，颱風暖氣流就會在冷氣流上方爬升，而且鋒面雲系和颱風雲系連結在一起，就會呈 6 字形螺旋雲系（見圖六），合流之氣流就會在台灣北部、東北部山區引起地形舉升作用，產生大暴雨和豪雨。2000 年 10 月 31 日 2300L 象神颱風使大台北產生大暴雨和 2010 年 10 月 21 日梅姬颱風使宜蘭蘇澳產生大豪雨，就是這樣形成的。

六、結論

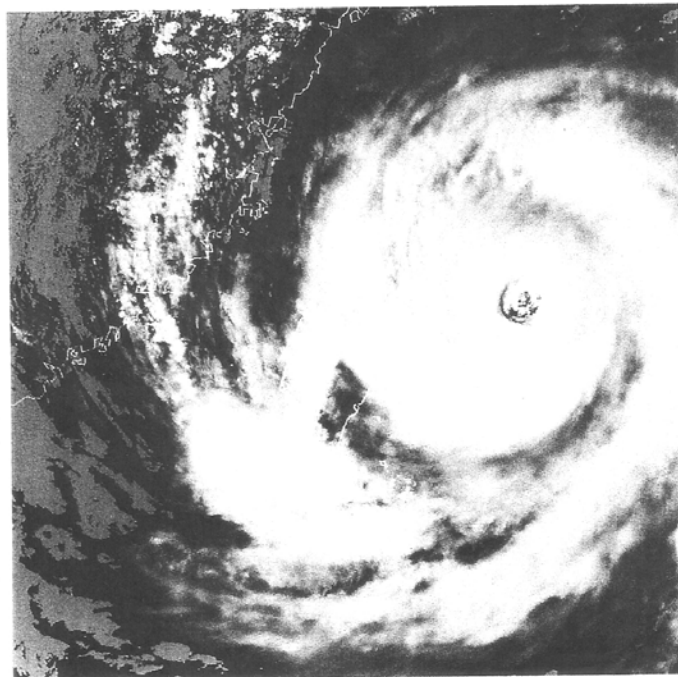
通過本文之討論，可知大洪澇水災源自於大豪雨，造成台灣大洪澇水災的雨量標準以一小時雨量 ≥ 13 毫米，日雨量 ≥ 500 毫米比較符合實際。而台灣 400 年來之大洪澇水災出現的年限並無規律性和週期性，但是絕大多數和台灣近海之颱風活動有關（少數和五六月份之梅雨鋒有關）。夏季和秋初，若有颱風自基隆和宜蘭登陸，或者自台灣北部近海向西北西方向移動，則大台北和台灣中北部地區就會出現「西北颱」，並帶來大豪雨和洪澇災害。夏季台灣若有颱風通過，或者從台灣近海北上時，則旺盛的暖濕西南氣流會使颱風尾部形成 9 字形雲帶，使中南部山區出現大豪雨和洪澇災害。秋末冬初，台灣近海如果有颱風活動時，則颱風北方之東北季風冷氣流就會和颱風外圍之暖氣流合流產生共伴作用，形成 6 字形雲帶，使台灣北部和東北部產生大豪雨和洪澇。這些

¹⁶ 數據源中央氣象局。

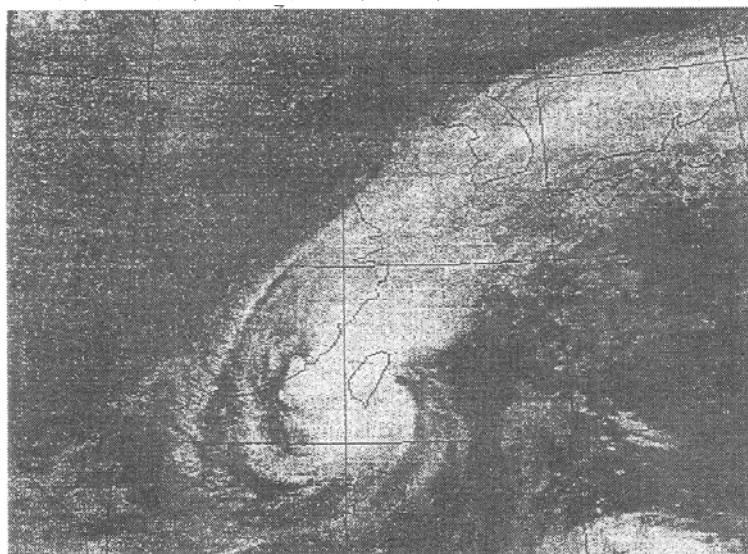
A1-51



圖四：2001 年 9 月 16 日 1200 UTC 衛星雲圖



圖五：9 字形颱風雲帶之衛星雲圖 (1996 年 7 月 31 日 0600 UTC 賀伯颱風)



圖六：6 字形颱風雲帶之衛星雲圖 (2000 年 10 月 31 日 2300 L 象神颱風)

台灣高山氣象觀測之瓶頸與改進之策略

林博雄¹ 李育棋² 張譯心¹ 魏聰輝³

¹臺灣大學大氣科學系

²中央氣象局

³臺灣大學實驗林管理處

摘 要

台灣高山海拔起伏劇烈與雲霧高濕度、季風與颱風的氣候特色，造成山地年降雨量高達 3000mm 以上，這種劇烈降水現象是山區土石崩塌與洪災的重要因素。隸屬中央氣象局管轄維護的氣象測站海拔高度在 1000~2000m 有 52 站，海拔高度在 2001~3000m 有 12 站，超過 3000m 測站僅有 4 站。迫於經費與維護困難的現實，現階段的高山氣象觀測網空間分布並不均勻和偏少，並且強降水伴隨落雷造成氣象儀器通訊與電力組件受損、高雲量低照度也造成太陽能充電時間過短、周遭植物生長以及動物昆蟲活動等等因素，這些現象都造成高山氣象觀測紀錄不良或中斷的品質問題。本文根據 2012 年測站現地調查之結果，探討台灣地區高山氣象觀測網的維護運作較佳策略與可能改進方向，包括政府與民間跨單位協力合作建置更高密度氣象觀測網可行方案之建議。

一、前言

高山或高原氣象觀測的研究與實務經驗，以歐洲阿爾卑斯山(Alpine)、北美落磯山脈(Rocky Mountain)、亞洲青藏高原(Tibetan Plateau)等地區最為豐富。然而上述地區都在北緯 30 度以北，冬季低溫大雪和夏季乾燥的氣候特色和亞熱帶台灣溫熱潮濕的氣候特性有所不同。中央氣象局氣象觀測業務自 1974 年起逐年推動氣象站觀測自動化腳步，並因應中小尺度天氣預報與防災守視需求，1987 年起再陸續建置全台灣的遙地氣象站與雨量站觀測網(陳，1997)，到了 2012 年台灣地區遙地自動氣象站與自動雨量站各達 210 站與 221 站，並依各站狀態與中央氣象局鄉鎮預報(蔡與呂，2012)需求逐年設備更新或新增觀測站；這些遙地氣象站雨量資料已經在台灣地區建立災害防治的重要自然背景資訊(許等，2002)。除了中央氣象局之外，學界與產業界也在局地測試小尺度氣象監測的應用(林等，2007；林等，2008；顧等，2009)。蕭等(2011)也曾利用 MTSAT 可見光雲圖來得知台灣平地與高山地區 1km 解析度的太陽輻射量的估算；部分國家公園管理處因應生態調查需求也嘗試建立公園園區內氣象監測(魏與林，2011；夏，2011)。隸屬中央氣象局管轄維護的氣象測站(含有人值班之氣象站、遙地自動氣象站與

雨量站)海拔高度在 1000~2000m 有 52 站，海拔高度在 2001~3000m 有 12 站，超過 3000m 測站僅有 4 站。台灣高山海拔起伏劇烈與雲霧高濕度(周等, 2007; 賴等, 2009; 王等, 2011; Lai et al., 2006)、季風與颱風的強降水與高密度落雷(戴等, 2012)的氣候特色，造成部分遙自動測站的氣象儀器、通訊與電力組件因長時間潮濕造成故障頻率高於平地地區，加上高山氣象測站對外交通、當地地形阻隔資料傳輸通訊，高雲量低照度造成太陽能充電時間過短、周遭植物生長以及動物昆蟲活動等等因素，都會造成觀測紀錄經常性中斷的品質問題(邱等, 2005; Chiu et al., 2009)，以及難以即時回復氣象監測功能(張等, 2012)。因此部分公務單位(如農委會林務局、國家公園管理處、國軍退除役官兵輔導委員會、台灣電力公司等)皆表示高山氣象觀測站經營維護的困境，以及樂意和中央氣象局合作共享資料之意願。

綜合言之，台灣地區低-中-高海拔地形變化以及四季氣候特徵造成高山氣象觀測所面臨的挑戰，超乎歐美日本等高緯度國家的氣象儀器功能設計以及測站常態維護的程度。中央氣象局 2012 年的年度研討會特闢高山氣象議題與座談，邀行政院原住民委員會、農林與防救災政府單位、學術研究單位以及民間登山專家人士討論台灣地區高山氣象觀測與預報的需求與合作願景。因應高山氣象觀測精進的殷切需求，本文將以高山氣象觀測站所應選定的儀器特性、架設與維護方法等議題，同時透過現有高山遙地自動測站訪視與環境遮蔽度估算，以及部分儀器回收檢校，來制定現行高山測站維護等級表之樣本。

二、研究方法

作者們在 2012 年 10~12 月期間走訪 31 處各政府單位的高山氣象站，蒐集資料來回答以下問題：

- (1) 提供高山氣象觀測站所應選定儀器之特性如何因應低溫、高濕度高雲量與低光照度、強風等天氣現象。
- (2) 提供台灣地區高山氣象觀測站儀器架設與維護方法之具體建議。
- (3) 提供高山氣象觀測站高雲霧與降水情境下，無線通訊強度以及電力需求之評估方法。
- (4) 提供國外高山氣象觀測站維運模式的樣本。
- (5) 舉辦一場跨部會之「台灣地區高山氣象觀測現況與合作模式」研討會。

三、具體成果

3-1 不同氣象觀測設備之資料比較

3-1-1 合歡山

2011 年 12 月 2 日至 2012 年 5 月 16 日期間，張等人(2012)因應雪霸國家公園委託計畫需求，於合歡山主峰一旁的中央氣象局 C0H9C1 氣象站(3402m)，與中央氣象局現有設備同步進行 Vaisala WX520 觀測，WXT520 的風速風向觀測採用 WINDCAP 超音波感測方式，雨量計數則是採用 RAINCAP 撞擊式感測方式，兩者不同於現行的螺旋槳風車型態以及傾斗式雨量計數型態方式，WXT520 安裝高度約和氣象局雨量筒同高(3m)，因此風速計高度低於氣象局風速風向觀測高度 10m。比對期間超音波風速計(X)和螺旋槳風速計(Y)的線性函數是 $Y = 0.95X + 1.38$ ($R = 0.81$)，前者風速量測有~1.05 倍放大。尤其在 2012 年 1 月 28 日到 2 月 13 日期間風速差距更大，這段期間積雪深度維持在~30cm，強烈西風通過和合歡山，WXT520 量測到山頂風速達 30ms^{-1} ，同一時間的螺旋槳風速計量測數據不及 15ms^{-1} 。風向部分，超音波風速計(X)和螺旋槳風速計(Y)的線性函數是 $Y = 0.90X + 62.6$ ($R = 0.59$)。風向方面則有顯著角度偏差，其原因主要受到安裝 3m 高度的 WXT520 的三角支架穩固性不如 10m 固定式鐵桿，因此這一測試比較仍有需要另行安排不同季節的戶外比較。不過結冰對於螺旋槳轉動以及超音波風速計感測的影響程度是必然的，一些高緯度國家氣象監測(Sotelino et al.,2012)已經進行這些觀測技術比對測試，台灣的高山高濕度以及濱海高鹽度大氣環境對於螺旋槳風速風向計量測效能的衰減影響需要深入探討。氣溫方面，兩套觀測設備所呈現的相關性極高($R = 0.99$)，溫度計的輻射外罩結冰現象並未持久，因此降雪期間氣溫量測結果仍然相當一致。相對濕度量測差異也很不大($Y = 1.08X - 6.74$ ， $R = 0.99$)，然而合歡山頂測站高度超過 3400m，屬於高海拔高山氣候，相對溼度可降到 20% 以下，不同於中低海拔雲霧帶的高溼度氣候特徵。雨量方面，由於 WXT520 程式設定有誤而無法與傾斗式雨量筒資料進行比較討論，這一議題由本次研討會另一文章(傾斗式雨量筒與撞擊感測式雨量計之比較)再行討論。

3-1-2 2012 年 6 月廬山強降雨個案

2012 年 6 月上旬潮濕西南氣流影響台灣天氣，6 月 10 日中央氣象局針對台灣中南部發布豪雨特報。11 日南投縣廬山溫泉區上方合作村靜觀部落屯原山區，疑似因大雨引發土石流，3 人遭到活埋，其中 2 人不幸已死亡；12 日清晨台北市文山區景美抽水站水閘門封閉造成部分社區淹水。作者們現堪林務局能高步道氣象站勘查，發現該處的天池山莊氣象站(與雪山圈谷測站同款的 WXT520-RAINCAP 感測器)，位處廬山多羅灣溪最上游源頭，而中央氣象局廬山氣象站則位於多羅灣中游的屯原部落山丘頂，這一河流最後進入霧社水庫；奧萬大約在廬山正南方，也是廬山霧社地區河流中游的地理位置。我們分析這次暴雨事件同一流域的上中下游雨量觀測數據，顯示連續三天最上游的天池山莊都比廬山強降水訊號提早 4~8 小時，同屬中央氣象局的廬山和奧萬大雨地的降水時序列則是相當；由於林

務局天池山莊氣象站並未有即時資料傳輸功能，林務局又未與中央氣象局橫向連線資料共享，因此造成這一流域最上游的高山雨量監測的可能漏洞。建議加速推動政府農林單位與交通部中央氣象局跨單位的氣象監測與資料共享，以更有效監測高山極端氣象事件。

3-1-3 各式雨量筒的校驗

中央氣象檢校中心所設計的傾斗反應--降水滴定檢校已行之多年，雨量筒外觀清潔後的承雨機械部位，置放於滴管下方進行四種固定水量(5.21mm、9.08mm、22.47mm、44.01mm)機械反應紀錄、微調傾斗重量反應螺絲以及檢測磁簧計頻性能檢查，直到恢復 $\pm 3\%$ 器差以內為止(或宣布損壞應予報廢)。四年追蹤紀錄資料檔案計有 903 份雨量筒接受校驗，其中台灣西部地區佔有 575 份，廠牌計有日本 Nakaasa(199 份，34.6%)、Komatsu(162，28.2%)、Yokogawa(141 份，24.5%)、Sutron(41 份，7.1%)、竹田(31 份，5.4%)、SATO(1 份，0.17%)等六種廠家。除了靜態調整，以「清理軸承」的紀錄最多，2007~2010 年期間的記錄顯示故障維修率(維修總次數/總站數)是 22~26%。台灣東部地區佔有 328 份(廠牌均是澳洲 RIMCO)，2007~2010 年期間故障維修率偏高(69%以上)。如何選用適合台灣崎嶇地形以及強降水特性的地理氣特色的雨量筒(傾斗式、撞擊式或是光學式)，需要更長更完整的試驗計畫安排。

3-2 中央氣象局以及農林單位高山測站場勘

作者們在短暫 2 個月期間走訪台灣山區不同政府單位 31 處測站的高山氣象觀測站，進行環境檢視與環境遮蔽度調查，並會同中央氣象局東部與西部氣象站維修廠商實地進行測站保養現場觀察和取回雨量筒設備，以及參與中央氣象局檢校中心雨量筒清理前後的校驗差異比較，以從中釐清儀器安裝與測站維護的現況、困境與可能解決的具體方案。我們針對這 31 處測站的地理位置、高度、FOV (factor of view)、環境遮蔽度、交通便利性、人力支援性以及通訊傳輸性等特徵，並嘗試制定四項評分等級：

- 地形遮蔽度：(1) $FOV < 0.85$ (2) $0.85 < FOV < 0.92$ (3) $FOV > 0.92$
 - 環境遮蔽度：(1) 遮蔽度 > 20 (2) $12 < \text{遮蔽度} < 20$ (3) 遮蔽度 < 12
 - 交通便利度：(1)需步行一天以上(2)需步行 1 小時，或路況不穩定(3)車輛可到達
 - 人力支援度：(1)無人力可以支援 (2)山友或志工支援 (3)即時資料回送
- 這一評量表將用以檢討未來各遙地氣象站年度維護頻率的策略參考。針對幾處維修廠商例行保修測站的觀察，再比對中央氣象局維修課所提供的「台灣東部與西部自動雨量及氣象遙測系統的例行性預防保養作業準則」，以及兩家維修廠商歷

年各季例行保修報告樣本，我們的觀察結論如下：

1. 「台灣東部與西部自動雨量及氣象遙測系統的例行性預防保養作業準則」內容相當完整，與現場需求吻合。
2. 「一般各測站保養程序」之中的第 10 項(照相--保養後、各站全景圖、四周環景及魚眼環境攝影)應再補強。
3. 「一般各測站保養程序」之中的第 11 項(量測各站之經緯度、高度及製作測站到達路徑圖)，我們發現經緯度的格式不同會造成地圖標示的誤差，因此應要求廠商定期確認與更新測站的 Google Earth 地圖路徑檔案，做為日後抽樣場勘和施政參考。
4. 東部廠商現地儀器檢測程序比西部廠商來得完整，不過整體的保修程序和次數均優於政府其他單位的氣象站管理。

3-3 國外氣象觀測維修運作概況

第一作者聯繫任職於美國西維吉尼亞州 NOAA (國家海洋大氣總署) National Weather Service (NWS) WFO (Weather Forecast Office) 的美籍友人 Kevin McGrath(資深 Information Technology Officer)，對於 NWS 的地區性天氣監測、資料傳輸到數值模式同化應用的分工與流程歸納一些重點資訊：

- 一個地區性 WFO 管控的地面氣象觀測網大致以 NWS 氣象雷達涵蓋範圍來區分，並不是一個州一個 WFO。
- 一個地區性 WFO 有關各種高空遙測與地面觀測的技術人員僅有 3 人，常態上每 3 個月到各自動站巡視。每一個 WFO 管控轄區內各機場的 ASOS (或 AWOS)以及 NWS 自有的自動站，總數約在~20 站上下。
- 各觀測站透過網路和 AWIPS 介面(類似中央氣象局 WINS 系統介面)監看即時資料，若是人工發現或是被 MADIS (Meteorological Assimilation Data Ingest System)資料同化系統辨識出某一測站資料有異狀，技術人員先用電話 Modem 遠端撥接進入測站的記錄器來診斷問題，若有需要則排定現場維護。
- MADIS 系統也提供美國政府不同部門提供的氣象資料格式規範、轉檔以及品質檢查。
- 目前美國 FAA(聯邦飛航總署)與 NOAA/NWS 簽訂協定，機場氣象觀測硬體設備與維護經費由 FAA 提供，NOAA/NWS 負責資料控管使用與機場天氣守視和航路預報。
- 其他公務單位(農業、森林、環境保護等)氣象觀測自行編列預算與作，但是資料可以要求匯入 NWS 的 AWIPS 系統。

3-4 「台灣地區高山氣象觀測現況與合作模式」研討會概要

「台灣地區高山氣象觀測現況與合作模式」研討會於 2012 年 11 月 2 日在臺灣大學集思會議中心舉辦，發函邀請原住民委會、環境保護署、中央氣象局、農委會林務局、國家公園管理處、退輔會、登山健行相關協會以及氣象儀器廠商，並申請公務人員講習時數之登記。研討會的具體共識包括：

- 原住民族委會提供就業機會輔導部落居民協助高山氣象站維護。
- 巡山員、森林志工、登山健行協會應加以培訓參與氣象測站環境維護與初級保養。
- 全台現有各單位氣象測站之特色與觀測項目種類應加以歸類建檔。農林保育單位(非中央氣象局)所屬氣象測站應加以普查現況，並參與跨單位橫向氣象觀測網的維護與資料共享。

2012 登山研討會於 11 月 2~3 日於台中大雪山森林遊憩區舉行，台北市體育總會、全國登山健協會以及玉山國家公園管理處等代表也都向第一作者表達樂意與中央氣象局合作，組織志工參與中央氣象局自動氣象站/雨量站的初級維護和環境與交通路況回報。

四、結論與建議

綜合以上的成果與論述，我們給出台灣地區高山氣象觀測站儀器架設與維護方法之具體結論與建議：

1. 全球各國政府氣象觀測所關心的議題和研發方向，均和中央氣象局需求與預劃不謀而合；建議中央氣象局派員參與 WMO/TECO 研討會，海峽兩岸的氣象交流也應該擴及「氣象觀測技術」的交流。
2. WMO 建議氣象觀測坪應有地勢平坦寬闊的低環境遮蔽度條件需求，然而台灣陸地崎嶇地形、茂密樹林植被現況以及林務管理政策，僅有少些氣象測站環境遮蔽低於 6 度，這一現況凸顯出亞熱帶/熱帶國家氣象觀測的特有性。建議中央氣象局在中低海拔地區設置高山氣象測試場地，凸顯台灣氣象觀測特有的專業形象與能力。
3. 台灣山區雨量充沛，造成氣象測站周遭植物植被生長速度快特色以及山區道路坍塌頻傳現象。如何善用經費及人力資源來保持高山測站環境以及雨量筒免於樹葉堵塞，需要跨單位協力合作。
4. 從自動雨量站場勘以及器差校驗紀錄來看，台灣地區透過傾斗式雨量筒所獲得的地面降水量有低估趨勢。有別於傾斗式雨量筒量測雨量的其他觀測設備，如撞擊式雨量計、光學式雨量計等，建議儘快規劃研究測試方案。

5. 農林單位第一線保育人員極力贊同氣象觀測業務應跨單位合作，統合資源和維護人力的講習培訓，確保台灣山區雨量紀錄的即時性和正確性。
6. 建議進行全國性氣象觀測站普查，重新規範各公務單位氣象站等級類別，檢視氣象資料品質與格式統一問題，加入天氣數值模式(城鄉精緻預報)的資料驗證與資料同化需求。
7. 進行中的氣象局自動氣象站/雨量站設站規畫，建議善用林務局全國步道網，不僅將氣象監測規範於防災救災需求，也納入生態保育遊憩需求的觀點，來分攤中央氣象局人力不足與經費有限之壓力，透過其他公務部門和民間登山團體和國家公園志工組織，協力維護高山氣象監測網。本文以 2012 年 6 月西南氣流暴雨事件為例，說明多羅灣溪上游能高山區林務局氣象站和中下游的廬山聚落與奧萬大中央氣象局雨量站，三段雨量紀錄的時間延遲性現象，符合防災與遊憩雙重效用氣象監測。

參考文獻：

- 王嘉瑋，林博雄，曾于恆，莊振義，魏聰輝，賴彥任，2011: 溪頭山谷邊界層觀測與模擬。2011年海峽兩岸災害性天氣分析與預報研討會，台北。
- 邱清安，林博雄，謝旻耕，2005: 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。氣象學報，45, 33-46。
- 林博雄，2003: 中央氣象局測站之地表全天空輻射量的校驗與分析。MOTC-CWB-92-2M-05委託計畫。
- 林博雄，徐仲毅，賴彥任，顧靜恆，許光裕，2007: 小尺度氣象網格即時監測概念個案。第九屆全國大氣科學研討會，桃園龍潭。
- 林博雄、賴彥任、魏聰輝、顧靜恆，2008：臺灣地區Live E!計畫應用在森林微氣象研究之初步成果。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台北。
- 周立人，林博雄，魏聰輝，賴彥任，2007: 從不同海拔高地之向下太陽輻射通量觀測估計雲輻射驅動力。第九屆全國大氣科學研討會，桃園龍潭。
- 夏禹九，2011:太魯閣國家公園氣象觀測站維護及資料庫建置。太魯閣國家公園管理處委託計畫。
- 許銘熙，鄧慰先，黃成甲，連宛渝，2002:即時雨量觀測應用於淹水預警系統之研究。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台北。
- 徐仲毅，林博雄，張然峰，2005：降水強度與傾斗式雨量計量測誤差的探討。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台北。
- 陳福來，1997：窺豹台灣百年地面與高空氣象觀測及儀器沿革。中華民國氣象學會年刊，38, 5-25。

- 張譯心、林博雄、魏聰輝、謝新添，2012：雪山冬季降雪之微氣象觀測。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台北。
- 蔡宜珊，呂國臣，2012：鄉鎮預報初步校驗分析。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台北。
- 賴冠良、林博雄、賴彥任、魏聰輝，2009：霧偵測方法與水平降水推估之研究。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台北。
- 戴志輝、林博雄、張培臣，2012：臺灣地區午後對流閃電空間特性初步分析。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台北。
- 魏聰輝、林博雄，2011：雪山地區高山生態系整合研究—高山微氣象與熱量收支研究。雪霸國家公園管理處委託計畫。
- 蕭鋒，林博雄*，賴彥任，2011：由MTSAT衛星影像和數位地形資料估算臺灣地區地表太陽輻射量。大氣科學，39，53-68。
- 顧靜恆、林博雄、賴彥任、魏聰輝、徐仲毅，2009：臺灣地區Live E!計畫都市與森林環境監測之應用成果。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台北。
- Chiu, C. A., P. H. Lin and K. C. Lu, 2009: GIS-based Tests for Quality Control of Meteorological Data and Spatial Interpolation of Climate Data A Case Study in Mountainous Taiwan. Mountain Research and Development, 29, 339-349.
- Lai, I. L., S. C. Chang, P. H. Lin, C. H. Chou and J. T. Wu, 2006: Climatic characteristics of the subtropical mountainous cloud forest at the Yuanyang Lake long-term ecological research site, Taiwan. Taiwanania, 5, 317-329.
- Lai, Y., M. Chou, and P. Lin, 2010: Parameterization of topographic effect on surface solar radiation, J. Geophys. Res., 115, D01104, doi:10.1029/2009JD012305.
- Sotelino, L. G., N. D. Coster, P. Beirinckx and P. Peeters, 2012: WMO technical conference on meteorological instruments and methods of observation, Brussels, Belgium.
- WMO, 2008: Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. WMO -No.8. pp681.

颱風雨帶水象粒子分布特徵研究

楊錫豐¹

魏志憲²

環境及資訊工程學系¹

國防科學研究所²

國防大學理工學院

摘要

2010年9月9日0000UTC在鵝鑾鼻西南西方約180公里的海面上，一熱帶性低氣壓增強為輕度颱風莫蘭蒂，自此至中心登陸大陸地區，整個發展過程都在海面上，由巴士海峽一帶向北行經臺灣海峽，從08-20UTC整個演變過程，馬公雙偏極化雷達都有完整的觀測資料；因此，本研究使用馬公C-波段雙偏極化雷達及七股S-波段都卜勒雷達進行分析，以颱風行經臺灣海峽的海上時段資料做為研究重點，反演颱風雨帶上水象粒子分布，並細部探討颱風雨帶上，水象粒子分類（precipitation identified，簡稱PID）與動力、熱力結構之關聯性，以建立颱風雨帶中，水平與垂直結構分布資訊之概念模式。

關鍵字：雙偏極化雷達、颱風雨帶、水象粒子分類

一、前言

颱風一直以來都是大氣科學研究的重要議題，因為它扮演著維持大氣熱量和動量平衡的重要角色，它能让熱帶地區的能量與中高緯度地區進行交換。在過去資訊及科技較不普及的年代，對於颱風資訊的取得及掌握不易，防災能量不足，因而每遭侵襲，必定受到嚴重破壞，除經濟、財產損失外，更會造成人員傷亡。而隨著科技日新月異，人們已可運用各種儀器觀測及氣象圖資分析，結合數值模式進行強度及路徑模擬，進而提供預報，對於颱風掌握已有相當的準確性，使得災損得以降低。在國內外針對颱風的研究更是多不勝數，颱風的雲系分布，已有清楚的概念模式，從形成到消散的熱力機制、動力結構及來源也有一致性的推論，但對於水象粒子（雲微物理）在颱風中的分布情況及演化過程還不是很清楚，然而在臺灣地區的夏季，有百分之六十左右的降水來自於颱風，我們都知道降水源自於雲系，而雲系又由水象粒子所組合而成，可見研究颱風降水特性之前，雲系中的水象粒子分布結構乃一重要課題。

在國外雖然有許多研究是針對颱風雨帶中的水

象粒子進行分析研究，然而幾乎都是利用機載雷達進行任務飛行，並穿雲取得樣本，使得在觀測上所花費的人力與金錢相當龐大，另外在觀測的範圍及區域並不够廣，而時間尺度上亦不够密集，因此可能遺漏掉許多重要的資訊；所幸空軍氣象聯隊於98年建置C波段雙偏極化氣象雷達（C-Pol），林，2010[1]應用模糊邏輯方法（fuzzy logic）以及雙偏極化雷達參數進行馬公雹暴個案分析成效良好，並已初步建制臺灣地區的水象粒子個別參數的適用隸屬函數。魏等，2011[3]國科會計畫中，應用此方法反演台南冰雹及高空過冷水個案相當成功。因此，本研究想藉由此方法，對颱風雨帶水象粒子分布特徵進行分析，以遙測方式分析雨帶未受地形破壞之個案，取得完整的雨帶結構資訊，以利瞭解颱風的水象粒子分布情況。2010莫蘭蒂颱風從生成至登陸大陸前，整個生命週期都在海面上，期間內核區雨帶並未受到地形所破壞，並且行經馬公C-波段雙偏極化雷達（C-Pol）與七股S-波段都卜勒雷達（S-band）可做雙都普勒合成風場的最佳區域，從颱風形成、發展、成熟至減弱初期，皆在馬公氣象雷達的觀測中。本研究期望能初步建構颱風內核區雨帶的水象粒子分布情況，以逐步釐清水象粒子

在颱風生命週期中所扮演的角色，並提高作業用雙偏極化氣象雷達在颱風觀測上的貢獻，使雷達資料運用更多元，讓觀測產品更加豐富，以提供校驗進而改善颱風的相關預報，並做為未來颱風個案研究之參考。

二、文獻回顧

在過去研究中，運用雙偏極化雷達執行觀測的研究相當多，除因可獲得都卜勒雷達的所有資訊外，還可利用水平及垂直脈波取得差異反射率、相關係數、差異相位差、比差異相位差及線性退極化率等數據，進行降水估計及水象粒子分類。

本研究首先由過去研究討論起颱風雨帶與風場分布，並結合熱力與動力結構談起：颱風眼位於氣旋中心，一般直徑約30-50公里，是雲量較少區，在雷達回波顯示上為空洞處，或者是地面或700hPa等壓面上最大風速的內圈，是一個相對無風無雨且較晴朗的區域；眼牆則為颱風中心外圍的雲牆，風速最大，雲系紮實、降雨一般也最為強烈。林（2012）[2]分析莫蘭蒂颱風(2010)內核區之特徵與演變，利用雙偏極化雷達合成雙都卜勒合成風場，分析颱風發展時，在海面上的內核區特徵，發現眼牆區大於40dBZ的強回波區，沿著颱風以逆時針方向旋轉，在強回波上游區的垂直運動為上升運動，下游區為下沉運動。

Zrnica and Ryzhkov(1999)[4] 認為雙偏極化雷達已經通過兩個重要測試，分別是：偏極化的資訊包含水象粒子特性，以及反演足夠精確度。因此，雙偏極化雷達目前對於降水微物理結構估計與反演上，是擁有足夠的可信度的。

Houze（2010）[5]與Willoughby（1988）[6]之北半球的熱帶氣旋雨帶分布示意圖(如圖2.1)，以雷達回波顯示各區強度，並標示出內核區(Inner core)位置，其中包含內眼牆(Primary eyewall)、外眼牆(Secondary eyewall)、颱風眼(Eye)、主要雨帶(Primary rainbands)及次雨帶(Secondary rainbands)，以及內核區外的外圍雨帶(Distant rainbands)，外圍雨帶包含有颶線(Squall lines)。

Houze（2010）[5]與Willoughby（1998）[7]詳細分析颱風眼區，發現眼區為一獨特及強勁的動力結構區域(如圖2.2)，其中包含兩種明顯不同類型的雲系，一為在颱風眼的低層所形成的層雲及/或層積雲，這是在溫暖的洋面上，由中心下沉乾空氣(絕熱

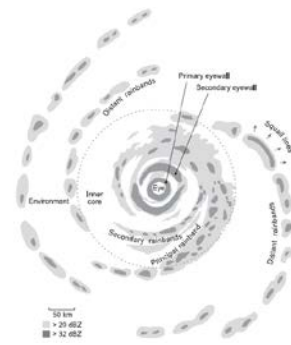


圖2.1 北半球的熱帶氣旋雨帶分布示意圖（圖摘自Houze，2010，[6]）

增溫)與下方暖濕空氣所充份混合的一穩定逆溫層；另一則為眼牆向外傾斜的對流雲系，是次環流(Secondary circulation)的一種表現。

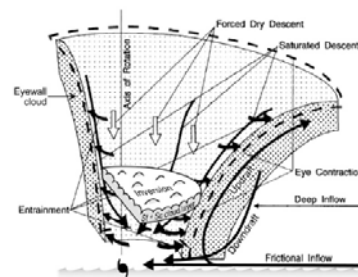


圖2.2 颶風眼牆區剖面圖（圖摘自Houze，2010，[6]）

而雨帶中的水象粒子分布情況，可參考過去學者的個案研究，以探討、比對本次運用雙偏極化雷達資訊，分類出的莫蘭蒂颱風(2010)雨帶之水象粒子分布合理性及可能性。

Houze et al. (1992)[8]利用飛機在6km高度飛行並進入颶風Norbert（1984）眼牆與內核區所觀測的結果，發現0°C~-10°C間的冰微物理特性，在眼牆區的大粒子則為下降速度較快所維持住的軟雹，這類大顆粒的粒子，在颶風中移動的軌跡(如圖1.3a軌跡0-1-2-3-4)，它們向外平移快速，環繞著颶風，而在距眼牆50km外的地方聚合，並造成層狀性的降水。但即便有一些下降速度較慢的軟雹及低密度的聚合物快速平移出眼牆，軟雹一般不易受到平流而離開眼牆區域。

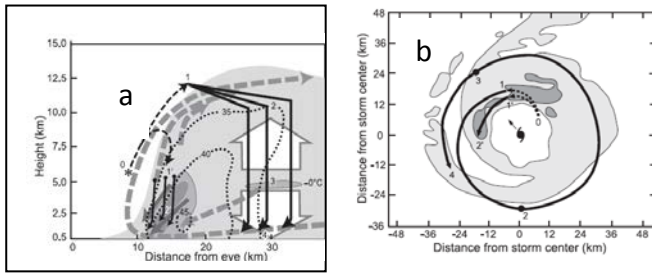


圖2.3 颶風Alicia(1983)雨帶中，粒徑軌跡a.徑向垂直剖面圖 b.水平切面圖 (Marks and Houze(1987) [9]，圖摘自Houze，2010，[5])

Marks and Houze(1987) [9] 分析颶風Alicia(1983)發現 (如圖1.3)，次環流的向上分量會讓降水粒子快速產生，形成環狀的強降水眼牆，降水的基本要素，也就是水象粒子的成長與降落過程，許多降水在眼牆中都是暖雲過程，因為它們在溫度 $>0^{\circ}\text{C}$ 位置時便快速凝結增長，然後在結冰之前就降落，但儘管如此，眼牆中和內核區附近區域的雨大部份都和冰相的水象粒子有關。溫度略低於 0°C 層處，冰粒就會出現，且經淞化過程(Riming)過程產生軟雹(Graupel)，較重的軟雹會迅速下降(每秒數公尺)，然後融化成雨滴在眼牆降水區掉落(如圖1.3a軌跡0-1'-2')，但許多的冰粒卻會形成聚合(一串的冰粒黏在一起)，下降的速度比較慢(約每秒1公尺)，聚合物與下降較慢的冰粒會受到徑向風場的分量向外平移，並受強勁的切向風場所掃動而帶離至較遠的一段距離(如圖1.3b)。得到的一個結論就是，冰相的水象粒子以這種方式向外散布整個熱帶氣旋內核區，而當聚合物通過融解層(melting layer)後，通常會在距眼牆一段距離的雨帶雷達降水回波上產生亮帶，也就是層狀降水的訊號，這種結構在圖1.6a、b中，半徑 $>20\text{km}$ 的位置。以上說明解釋了颶風內核區的水象粒子移動軌跡與分布方式。

Willoughby et al. (1985) [10]指出颶風在溫度 $<0^{\circ}\text{C}$ 的中高層的位置，液態水含量很低，以冰相為主。

Black and Hallett (1986) [11]觀測三個大西洋颶風位置高於 0°C 等溫線的粒子類型及分布，過冷水滴、軟雹、柱狀與聚合雪花都有觀測到。發現通常颶風中對流在 $<-5^{\circ}\text{C}$ 的位置時，會到處都有結冰情況，且在眼牆對流區會包含軟雹及些許過冷水滴，當上升氣流很強時，甚至會發生在溫度 $<-5^{\circ}\text{C}$ 的高度；

實驗過程中，發現小粒徑的過冷水到處都可以觀測得到，但不太可能會有大量的過冷水存在 $<-10^{\circ}\text{C}$ 的成熟颶風中，是因為它們都將提供給數量龐大的冰粒成長使用。

三、資料來源

本研究颶風個案時間為莫蘭蒂颶風行經台灣西南方時，約為2010年9月9日0900UTC左右至中心登陸大陸前(約2000UTC)，使用馬公C-波段雙偏極化雷達(C-Pol)及七股S-波段都卜勒雷達(S-band)資料。

(一)馬公雙偏極化雷達

空軍馬公氣象雷達是C-波段雙偏極化雷達，其地理位置位於 23.56°N 、 119.63°E ，標高48公尺，波長 5.309 cm ，掃描策略計有 0.5° 、 1.4° 、 2.4° 、 3.4° 、 4.3° 、 6.0° 、 9.9° 、 14.6° 、 19.5° 、 25° 等10個仰角，一次完整體積掃描(volume scan)時間約需4分33秒，每七分半鐘執行一次。運用於本研究之觀測參數為ZH (回波)、ZDR (差異反射率)、VR (徑向風)、 ρ HV (相關係數)、KDP (比差異相位差)及 Φ DP (差異相位差)等。

(二)七股都卜勒雷達

中央氣象局七股雷達為S-波段都卜勒雷達，其地理位置位於 23.15°N 、 120.08°E ，標高38公尺，波長 10.578cm 。掃描策略計有 0.5° 、 1.4° 、 2.4° 、 3.4° 、 4.3° 、 6.0° 、 9.9° 、 14.6° 、 19.5° 等9個仰角，其與馬公雷達同屬作業用雷達，每七分半鐘執行一次。可獲得之參數為ZH (回波)、VR (徑向風)以及SW (波譜寬)。

四、研究方法及工具

(一)研究方法

- 1、颶風的中心定位，本研究採Wood and Brown(1992) [12] 的單一雷達的徑向風場方法定位。
- 2、以馬公雙偏極化雷達參數進行水象粒子分(precipitation identified, 簡稱PID)分析。
- 3、水象粒子分類方法採Vivekanandan et. al.(1999) [13] 所提出的模糊邏輯(Fuzzy logic)粒子識別算法，每個雷達參數與水象粒子有一隸屬函數關係，所有觀測到的水象粒子可從個別的隸屬函數(membership function)中得到一個介於0和

1之間的數值「隸屬度 (membership value)」，這些數值即圖中的(P)，分別乘上適當的權重(W)並加總，總合稱為「得分」(aggregation value)，結果得分最高者即(MaX(Q))，表示此水象粒子判別最可能為該類型粒子。

- 4、本研究的隸屬函數採林 (2010) [1] 雙偏極化雷達反演電暴個案水象粒子分布之研究中，修正T. Keenan (2003) [14] 針對澳洲氣象局雷達所制定的各參數門檻範圍，林 (2010) [1]將修正後的水象粒子隸屬函數，運用來與高、中、低層風場合成分析，其研判上下層風切是造成冰雹能夠循環成長的主因，並透過雙都卜勒雷達之三維風場反演電暴內部結構和PID分布，提供了2009年3月6日電暴個案的動力與雲物理過程。
- 5、而降水回波的衰減訂正，則採Testud et al.(2000) [15]所提出的Z-PHI法。

(二)研究工具

1、SOLOII

使用NCAR所發展之SOLOII軟體，進行雷達資料除錯及折錯修正。

2、CEDRIC

利用NCAR所發展的CEDRIC (Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian space) 對資料做平滑和修補，並完成雙都卜勒三維風場合成反演。

3、GrADS

以GrADS (Grid Analysis and Display System) 軟體作為主要繪圖工具。

五、莫蘭蒂颱風雨帶與水象粒子分析

圖5.1為根據中央氣象局所發布的每一報海上颱風警報單中，莫蘭蒂颱風中心最低氣壓與最大風速資料的折線圖，由圖中發現颱風的強度變化不大，強度自9月9日0300UTC略為增強，直到1200UTC發展到最強，並維持至2300UTC才開始逐漸減弱，可見1200UTC之前，颱風持續不斷在調整整體結構與強度，因此本研究重點將置於莫蘭蒂颱風進入馬公雙偏極化雷達觀測範圍，颱風強度在加強前與加強後的時間點，約9月9日0900UTC至1800UTC時段，分析颱風強度變化過程，並進一步釐清水象粒子分布及變化與颱風強度改

變之關聯性。

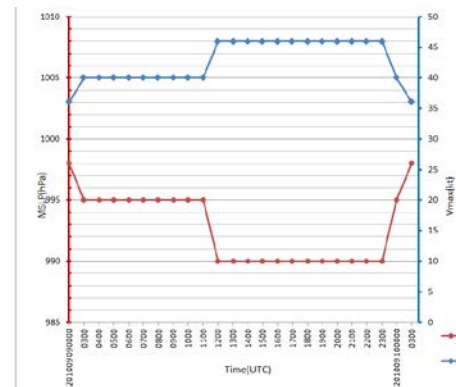


圖4.1 莫蘭蒂颱風強度變化圖(資料來源：中央氣象局)

本節首先分析0700UTC至1000UTC颱風整體雨帶仍在調整之時段，由於此時馬公雷達部份資料缺損，因此取0839至0954UTC時間區間資料，運用降水回波場分析眼牆區強度變化情況，此時的颱風南北降水回波仍極不對稱，北強南弱，但南面回波整體結構隨著北移，有逐漸增強的趨勢，而此時仍屬發展期階段的颱風眼牆，垂直各層的最大回波值，雖時強時弱，但隨時間的變化，趨勢仍為增強(如圖5.2)，而在

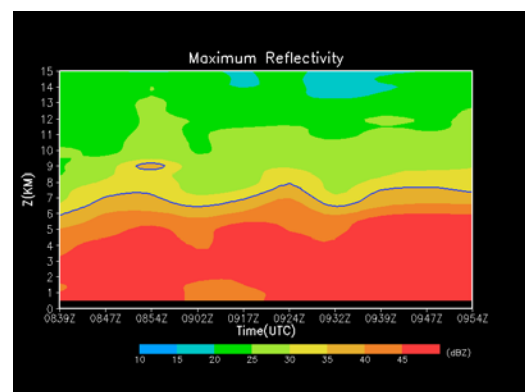
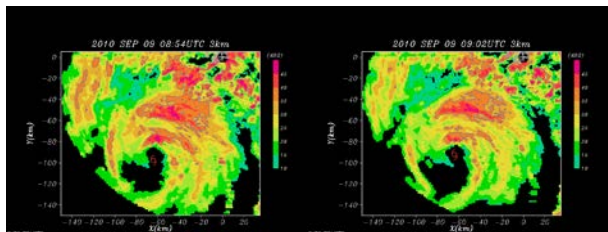


圖5.2 莫蘭蒂颱風眼牆最大回波隨高度與時間變化圖

≥ 35 dBZ及 ≥ 45 dBZ的降水回波面積變化與3公里等高面的最大回波值變化中(如圖5.3， ≥ 35 dBZ面積變化為黑實線、 ≥ 45 dBZ面積變化為黑虛線)，表現情況大致和圖5.2相同，從0839UTC開始，眼牆區 ≥ 35 dBZ與 ≥ 45 dBZ的面積(km^2)皆逐漸擴大，雖在0902UTC明顯減小，但至0954UTC回波面積的演變趨勢顯示為增加；而眼牆區域3公里高度最大降水回波值隨時間變化(如圖5.3紅實線)所表現的情況也相當一致，可見當颱風發展尚未成熟前，眼牆區的強度與結構仍持續不斷調整，

Year	Area (km²) [Solid Black Line]	ZBP [Solid Red Line]	Area of Water Body (km²) [Dashed Black Line]
1983	150	45	10
1984	150	55	10
1985	400	50	10
1986	350	45	10
1987	350	45	10
1988	550	48	10
1989	400	50	10
1990	400	50	10
1991	450	50	10
1992	500	48	10
1993	550	52	10
1994	600	52	10
1995	600	52	10
1996	600	52	10
1997	600	52	10
1998	600	52	10
1999	600	52	10
2000	600	52	10
2001	600	52	10
2002	600	52	10
2003	600	52	10
2004	600	52	10

從圖5.2與圖5.3中可以發現0839至0954UTC期間，在0902UTC眼牆強度明顯有減弱的情況，因此先探討從0839至0854UTC的增強過程，再分析0902UTC減弱(如圖5.4)的原因。0847至0854UTC因冰顆成長而活躍了雲的增長，使得潛熱的釋放讓眼牆增強，然而在0854UTC開始有濕軟雹掉至 $>0^{\circ}\text{C}$ 的區域(圖5.5)，且不再回到 $<0^{\circ}\text{C}$ 的空層，造成粒子融化，潛熱吸收，自然在0902UTC時眼牆的回波明顯減弱， $>35\text{dBz}$ 與 $>45\text{dBz}$ 的回波區域皆變小；而眼牆區的垂直環流明顯抬升，也就是從約3~4km的高度有垂直運動向上，而且向內傾斜至高空，再自眼牆內緣下降至同一高度，使得水氣來源不及先前自底層便開始輻合向上的空氣暖濕，造成在強度上明顯減弱。



六、結論

颱風雨帶中，融解層附近會有明顯冰水混相的情況，對流區過冷水常與明顯的垂直速度場同時出現，當有明顯下沉運動時，過冷水滴和冰粒子在同樣溫度時，不能有穩定的平衡，當兩者碰撞時，過冷水滴會被轉化成「冰滴」而附著在冰晶之上，即結淞過程(Riming Process)。

結淞過程(Riming Process)，會導致凍結潛熱的釋放，且因過程十分迅速，這些熱量則會促進雲的成長，因此對雲的動力環境有重大的影響。軟雹下沉至融解層後，融解可能造成潛熱吸收，並造成環境降溫，降水回波會先增強後逐漸減弱。

在眼牆內部調整時期，眼牆上的降水回波會隨水象粒變化，垂直運動則扮演著重要角色。

七、參考文獻

- [1]林育邦，“雙偏極化雷達反演雹暴個案水象粒子分布之研究”，國防大學理工學院大氣科學研究所碩士論文，第18-23頁，2010。
- [2]林旻德，“莫蘭蒂颱風(2010)內核區之特徵與演變”，國防大學理工學院大氣科學研究所碩士論文，70頁，2012。
- [3]魏志憲，“應用雙偏極化氣象雷達反演過冷水之個案分析”，國科會結案報告，24頁，2011。
- [4]Zrnica, D.S., and A. V. Ryzhkov, 1999: Polarimetry for weather surveillance radars. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 389-406.
- [5]Robert A. Houze Jr., “REVIEW - Clouds in Tropical Cyclones,” *Monthly Weather Review*, Vol.138, 293 - 344, 2010.
- [6]Willoughby, H. E., 1988: The dynamics of the tropical hurricane core. *Aust. Meteor. Mag.*, 36, 183 - 191.
- [7]Willoughby, H. E., 1998: Tropical cyclone eye thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 3053 - 3067.
- [8]Houze, R. A., Jr., F. D. Marks, and R. A. Black, 1992: Dual-aircraft investigation of the inner core of Hurricane Norbert. Part II: Mesoscale distribution of ice particles. *J. Atmos. Sci.*, 49, 943 - 962.

- [9] Marks, F. D., Jr., and R. A. Houze Jr., 1987: Inner-core structure of Hurricane Alicia from airborne Doppler-radar observations. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1296 – 1317.
- [10] Willoughby, H. E., D. P. Jorgensen, R. A. Black, and S. L. Rosenthal, 1985: Project STORMFURY: A scientific chronicle 1962 – 1983. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 66, 505 – 514.
- [11] Black, R. A., and J. Hallett, 1986: Observations of the distribution of ice in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 43, 802 – 822.
- [12] Wood, V. T. and Brown, R. A. “Effects of radar proximity on single-doppler velocity signatures of axisymmetric rotation and divergence, “ *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 120, pp. 3269-3293, 1992.
- [13] Vivekanandan, J., Zrnic, D. S., Ellis, S. M., Oye, R., Ryzhkov, A. V., and Straka, J., “Cloud Microphysics Retrieval Using S- band Dual-Polarization Radar Measurements,” *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 80, pp. 381 – 388, 1999.
- [14] Keenan, T., “Hydrometeor classification with a C-band polarimetric radar,” *Australian Meteorology Magazine*, Vol. 52, No. 1, pp. 23-31, 2003.
- [21] Testud, J., Bouar, E. Le, Obligis, E., and Ali-Mehenni, M., “The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar,” *J. Atmos. Oceanic Tech.*, Vol. 17, pp. 332-356, 2000.

台灣北部地區一維雷射式雨滴譜儀降雨粒徑分佈特性分析

曾吉暉 鳳雷
台灣颱風洪水研究中心

摘 要

本文利用颱風中心兩部一維雷射式雨滴譜儀(Parsivel)於2012年間於央大學觀測坪及宜蘭佛光大學進行觀測實驗，期間經歷午後對流、鋒面及颱風等多種天氣系統。本文即利用上述觀測資料分析其所觀測到的雨滴譜粒徑分佈特性。

自然界的雨滴譜分佈一般常使用Gamma分佈來描述它，在此假設下我們利用均質粒徑參數(D_m)取代中值粒徑(D_0)做為描述雨滴譜的整體雨滴大小資訊。另外，利用去除形變參數(μ)影響後的標準化截距參數(N_w)取代截距參數(N_0)做為描述雨滴譜的整體雨滴顆粒數資訊。國外研究學者Bringi等人曾經收集世界許多地區的雨滴譜及雷達觀測實驗資料分析。其先將資料分為層狀降水及對流降水，再利用前述參數進行分析，結果發現層狀降水可以迴歸出一條固定斜率之直線；對流降水之雨滴譜分佈特性可區分為兩個區域，依其觀測地區可分為兩個叢集，分別為海洋性地區及大陸性地區，海洋性對流降雨特性為均值粒徑較小而截距化參數較大。大陸性對流降雨特性為均值粒徑較大而截距化參數較小。依照其方法我們分析台灣北部地區的降雨粒徑分佈特性，發現與其分佈方式不同，顯示台灣地區的降雨現像確有其獨特性。

雨滴譜儀是了解雨滴粒徑分佈的重要設備，透過雨滴粒徑分佈，我們可以瞭解雨滴譜的變化，推測雲微物理的過程。颱風中心的雨滴譜儀亦將配合即將建置完成的雙偏極化氣象雷達以及氣象局已建購之垂直指向雷達，對於台灣西南部地區進行中長期的觀測，經由更多的個案資料蒐集，希望能對於西南部地區特定型態的降雨系統能有更佳的瞭解。

關鍵字：雨滴譜、粒徑分佈

一、前言

雨滴譜(Drop Size Distribution)觀測是對雲及降水物理觀測的重要項目之一。分析其微物理結構特徵，對於降水機制能更加瞭解，對於進行人工增雨，可以進行驗證，對於數值模式，也可以提供合宜的數值內容進行模擬。其分析工作有重要的實用價值。

多年來，有許多學者致力於雨滴譜的研究。在Ulbrich et al.(1984)的研究指出在相同的降雨率下，對流性降雨會有較多的小雨滴，層狀降雨會有較多的大雨滴。當降雨是由許多終端落速較低的小雨滴組成時，此時的液態水含量會比在相同降雨率下，擁有較大雨滴落速的大雨滴的降雨來的高，而回波強度卻會較低。

Tokay and Short(1996)指出，由於雨滴粒徑分布在不同的降水型態，會有偏向大雨滴或小雨滴不同情形的發生，因此相同的回波強度會對應到不同的降雨率。在Huggel et al.(1996)也提到對流性降雨的雨滴

個數會較層狀降雨多。

Bringi et al.(2003)收集了世界不同區域實驗的雨滴譜儀資料，加上利用雷達觀測所反演出來的雨滴譜資訊。利用Gamma分佈的正規分佈分析統計，結果發現層狀降水可以迴歸出一條在粒徑大小及雨滴顆粒數關係中呈固定斜率之直線；對流降水則依其觀測地區可分為兩個叢集，分別為海洋性地區及大陸性地區。林及陳(2007)利用二維光學式雨滴譜儀觀測資料，使用正規分佈的分析研究雨滴譜之特性及Z-R關係式之變異性。

颱風中心於2011年中起投入兩部一維雷射式雨滴譜儀(Parsivel)進行觀測，本文即對於此些雨滴譜儀之觀測資料進行初步分析。

二、資料來源與分析方法

颱風中心兩部Parsivel雨滴譜儀於2012年間除配合任務或實驗之外均架設於中央大學觀測坪進行觀測。雨滴譜儀經歷過多種天氣系統的觀測，包括午

後對流、颱風及鋒面過境等。雨滴譜儀觀測資料的取樣頻率均設定為 1 分鐘，觀測參數有雨滴粒徑分佈及終端落速。原始資料經過過濾排除較明顯的非氣象資料後，用以計算降雨率及雨滴譜特性分析。

雨滴譜的統計特性分佈有不同學者提出不同的分佈，包括 Exponential Distribution、Gamma Distribution、Lognormal Distribution 及 Weibull Distribution 等。目前最常使用的是 Gamma Distribution。我們利用 Ulbrich and Atlas(1983)所提出的 Gamma 雨滴粒徑分佈，可以方程式表示：

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (1)$$

其中 $N(D)$ 代表單位體積、單位粒徑中的雨滴顆粒個數。 N_0 為截距參數，為一與雨滴顆粒密度有關的參數。 μ 為形態參數，為一與雨滴粒徑大小分佈有關的參數。 Λ 為體積參數，為一與雨滴顆粒數多少有關的參數。

上式中由於 N_0 與另一參數 μ 有關，要討論 N_0 必須在 μ 相同的情況下才有意義，因此將式(1)正規化成 N_w 及 $f(\mu)$ 組成的公式：

$$N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_0} \right)^\mu \exp \left[- (3.67 + \mu) \frac{D}{D_0} \right] \quad (2)$$

其中

$$N_w = \frac{(3.67)^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_0^4} \right) \quad (3)$$

$$f(\mu) = \frac{6}{(3.67)^4} \frac{(3.67 + \mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu + 4)} \quad (4)$$

在此引出另一個參數 D_0 為中值雨滴粒徑，代表最小的雨滴到中值體積直徑的所有雨滴，其所含有的液態水含量，會相等最小到最大所有雨滴所含的液態水含量的一半。其定義為：

$$\int_{D_{\min}}^{D_0} D^3 N(D) dD = \frac{1}{2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 N(D) dD \quad (5)$$

其意義為當降雨量相同時，大 D_0 表示雨滴粒徑分佈相對於小 D_0 有較多的大雨滴，小 D_0 表示雨滴粒徑分佈相對於大 D_0 有較多的小雨滴。在Gamma分佈的前題下，我們可以使用均值粒徑 D_m 來替代，因為兩者值相當相近，但 D_m 在計算上較為方便。

$$\frac{D_0}{D_m} = \frac{(3.67 + \mu)}{(4 + \mu)} \quad (6)$$

N_w 與 N_0 類似，同為控制雨滴個數的參數，但 N_w 不會受參數 μ 的影響，因此較具物理意義，此參數代表雨滴顆粒密度，與液態水含量成正比，也就是說雨滴顆粒密度越高，液態水含量越大，但與中值粒徑成反比，中值粒徑越小個數越多，雨滴顆粒密度越高。本研究中利用 N_w 及 D_m 的關係來討論北部地區的降雨特性。

三、初步結果分析

Bringi et al.(2003)收集了世界不同區域實驗的雨滴譜儀資料，加上利用雷達觀測所反演出來的雨滴譜資訊。利用前述方法分析統計，結果發現層狀降水可以迴歸出一條在粒徑大小及雨滴顆粒數關係中呈固定斜率之直線；對流降水則依其觀測地區可分為兩個叢集，分別為海洋性地區及大陸性地區。如此在不同區域，不同降雨系統，可以瞭解其降雨粒徑的分佈特性。

我們採用相同的方法，使用 Parsivel 觀測到的資料，先選取對流性降水的個案進行統計，包括颱風系統、對流降水系統、蘇拉颱風、天坪颱風及杰拉華颱風的資料，結果如圖 1 所示。

圖中實心點為 D_m 的平均值及 $\log(N_w)$ 的平均值，縱狀列則為 $\log(N_w)$ 一個標準差的區間。實線矩形區間為 Bringi et al.(2003)中對流性降水的海洋性地區分佈區間，虛線矩形區間為 Bringi et al.(2003)中對流性降水的大陸性地區分佈區間。點虛線則為 Bringi et al.(2003)中層狀降水迴歸的固定斜率直線。

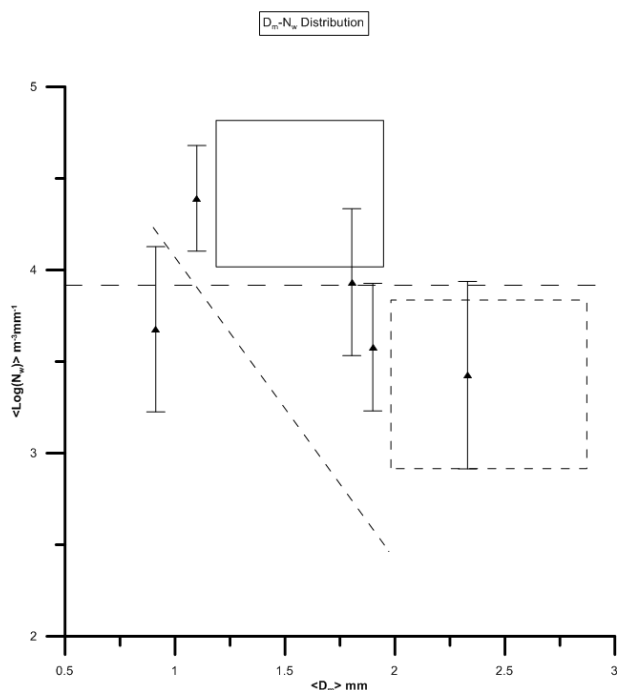


圖 1、午後對流、颱風、蘇拉颱風、天秤颱風及杰拉華颱風的 D_m-N_w 分佈

由圖中可以看出除了蘇拉颱風之外，其餘的個案都沒有落入前人研究的區間之內。若將台灣地區視為海洋性地區，則可以發現台灣的個案有更大但更較少的雨滴，或是更小但更多的雨滴。

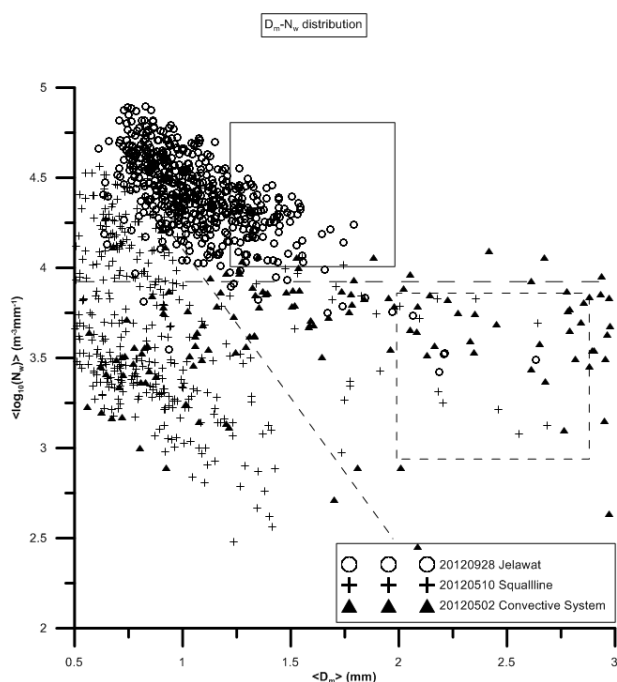


圖 2、午後對流、颱風及杰拉華颱風的每分鐘 D_m-N_w 散佈圖

圖 1 中最左邊的點是一個颱風個案，它呈現有較小且較少的雨滴，相較於其它是更為不一樣的情況。因此我們進一步檢視颱風、對流系統、杰拉華颱風每一分鐘觀測資料的 D_m-N_w 分佈，如圖 2 顯示。

結果發現杰拉華颱風期間的分佈都集中在左上角，表示其降雨呈現一致的雨滴粒徑較小，雨滴個數較多的特性。對流系統的個案則略呈水平的分佈在圖中間部份，亦即其降水過程有較大但較少的雨滴，也有較小但較多的雨滴。颱風個案則較為呈垂直的分佈在圖得左半側部份，代表其降水過程中不管雨滴的個數多或少，其雨滴粒徑均是偏小的，此為較奇特的個案。

接下來我們選取較多的層狀降水個案進行統計，如圖 3 所示。

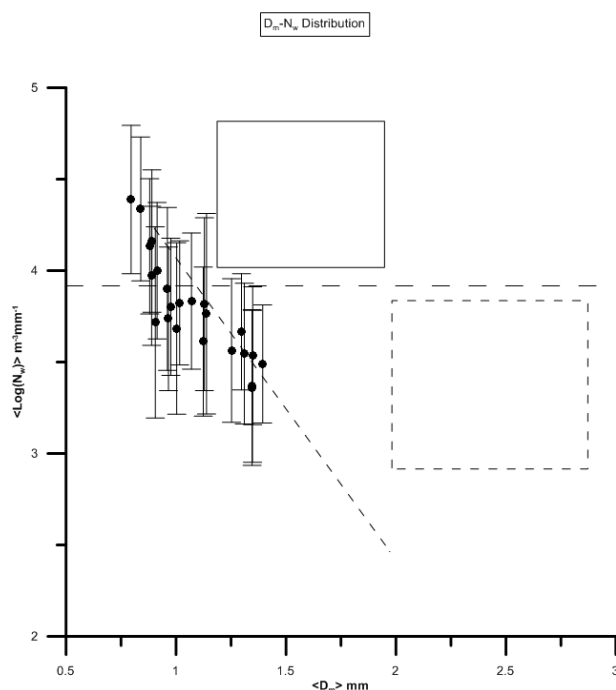


圖 3、層狀降水 D_m-N_w 分佈圖

結果發現層狀降水的統計結果與前人研究相近，都在同一條迴歸直線附近。

四、 結論

雨滴粒徑分佈可應用於氣象、水文領域。而且平均的雨滴粒徑分佈可代表某個地區的降雨型態，將此

雨滴粒徑分布應用於雲模式中，可以了解雲的成長以及垂直剖面上雨滴的形成與潛熱釋放的情形。由此可知雨滴粒徑分布對於降雨特性的了解扮演很重要的角色。例如層狀降水通常來自於雪花、霰及霜的融解。如果融解層的亮帶較強，表示有較大的、低密度的或較乾的雪花融解成水，而此現象會造成 N0 的跳躍現象。因此，實際上由較大的、較乾的雪花轉變成較小的霰或霜，會使得雨滴譜呈現 D_m 較小而 N_w 較大的情況。

利用中心新購置的雨滴譜儀收集一年的資料，藉由 D_m - N_w 的初步分佈統計分析，結果發現台灣地區的分佈方式與國外學者研究其它地區的分佈方式不完全相同。台灣北部層狀降水的分佈特性呈現與前人在不同地區所觀測到的特性一致。然而對流降水卻呈現不一樣的情況，研究中可以發現雨滴更大但雨滴數更少的對流降水，也可以發現雨滴更小，但雨滴數更多的對流降水，顯示台灣地區的降水雨滴譜分佈確有其獨特性。而由於本研究所收集的資料數量仍不夠充足，未來仍需收集更多的資料才能更為真實的呈現局部地區的雨滴譜特性。

颱風中心的雨滴譜儀亦將配合即將建置完成的雙偏極化氣象雷達以及氣象局已建購之垂直指向雷達，對於台灣西南地區進行中長期的觀測，經由更多的個案資料蒐集，希望能對於西南部地區特定型態的降雨系統能有更佳的瞭解。

參考文獻

林位總、陳台琦，2007：利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性。大氣科學，35，69-85。

Bringi, V.N. and V. Chandrasekar, 2001 : Polarimetric Doppler weather radar. Principles and application. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 636 p

Bringi, V.N., V. Chandrasekar, J. Hubbert, E. Gorgucci, W. Randeu, and M. Scoenhuber, 2003a: Raindrop size distribution in different climate regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. J. Atmos. Sci., 60, 354 – 365.

Huggel, A., W. Schmid, and A. Waldvogel, 1996 : Raindrop size distributions and the radar bright band. J. Appl. Meteor., 35, 1688-1701

Tokay, A., and D. A. Short, 1996 : Evidence from Topical Raindrop Spectra of the Origin of Rain from Stratiform versus Convection clouds. J. Appl. Meteor. Sci., 35, 355-371

Ulbrich, C. W., and D. Atlas, 1983 : Nature Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. J. Climate Appl. Meteor., 22, 1764-1774

Ulbrich, C. W., and D. Atlas, 1984 : Assessment of the contribution of differential polarization to improved rainfall measurements. Radio Sci., 19, 49-57

Space-time variation of the Typhoon Morkat (2009) rainband structure over Taiwan's complex terrain observed by weather radars and rain gauge measurements

Yu-Chieng Liou, Tai-Chi Chen Wang, Yi-Chun Tsai, Yu-Shuang Tang

Department of Atmospheric Sciences

National Central University

Jhongli City, Taiwan

ABSTRACT

This research studies the structure of precipitation systems over Taiwan as Typhoon Morakot (2009) impinged on the island on 8 August 2009 using data observed by weather radars and rain gauges. A newly-designed multiple-Doppler radar synthesis technique particularly designed for dealing with non-flat surfaces is applied to analyze the three-dimensional wind fields over the ocean and terrain. In the northern and southern portion of the analysis domain where the mountain slope is relatively gentle and steep, respectively, the radar reflectivity measurements indicate that the precipitation systems exhibit horizontal translation in the north and abrupt intensification in the south. Far from the southern mountainous region, a north-south oscillation of an east-west-oriented band of strong radar reflectivity (>40 dBZ) with a horizontal span of 20 km is observed. Along the mountain slopes, the region of strong radar reflectivity expands to a much wider north-south-oriented area. The major precipitation is confined to the windward side of the mountains. Further analysis reveals that the upstream atmosphere is statically unstable, which implies that the lifting of the incoming convective cells by the topography will easily trigger precipitation. Thus, most of the moisture will be consumed before the air reaches the leeward side of the mountains. The long duration and the wide range of heavy precipitation in the mountainous regions resulted in a record-breaking rainfall amount of 2,000 mm over four days.

A noticeable feature of the prevailing westerly flow is a wind speed maximum ($\sim 40 \text{ m s}^{-1}$) above the mountain crest, which can be explained by a simplified shallow water model.

The capability of applying the weather radar to provide a reliable quantitative estimate of the rainfall over a large area with high temporal and spatial resolution is shown using dual-polarimetric radar data. Our results demonstrate the potential applications of the knowledge of the wind and precipitation characteristics in hydrology and other related fields.

Keywords: Typhoon Morakot, Doppler weather radar, Topographic effect, Quantitative precipitation estimation (QPE).

傾斗式雨量筒與撞擊感測式雨量計之比較

林博雄¹ 張譯心¹ 魏聰輝² 李育棋³

¹臺灣大學大氣科學系

²臺灣大學實驗林管理處

³中央氣象局

摘 要

本文利用雪山圈谷(海拔 3584m)傾斗式雨量筒與撞擊感測式雨量計兩款不同原理的降水設備，同步量測兩年期間不同季節的 10 分鐘累積雨量資料，討論它們的相關性結果並提出 2013 年不同地點的雨量計校驗行動。

一、前言

台灣山區年降雨量高達3000 mm以上，劇烈降水是山區土石崩塌的重要因素之一，但是高山雨量測站空間分布不均(邱與林，2005)，以及傾斗式雨量筒阻塞可能造成雨量低估，因此如何提升山地地區降雨量量測之效率，是刻不容緩的環境監測以及氣象觀測技術改進議題。世界氣象組織(WMO) 曾於2007~2009年期間於義大利Vigna di Valle舉行Field Inter-comparison of Rainfall Intensity Gauges (WMO, 2009)，26種傳統機械式雨量計、撞擊式(Impact disdrometer)雨量計以及光學式雨量計同地參與這一國際性技術交流活動。該期間 Vaisala WX520整合型氣象感測器(採用RAINCAP Impact disdrometer) 已經逐年在台灣地區使用(林等，2007；林等，2008；顧等，2009；張等，2012)，但是它與傾斗機械式雨量筒量測之差異為何，尚未在台灣高山地區有較長時間的同步觀測資料可供分析。

二、資料來源

本文沿用魏與林(2011)因應雪霸國家公園委託計畫的雪山登山步道雪東線沿途生態調查需求，所架設的四套氣象測站之一的SP1 雪山圈谷測站(海拔 3,584公尺地表裸露)。傾斗機械式雨量筒是日本竹田 0.5mm傾斗式雨量筒，WXT520 RAINCAP 感測精確度 5% 和 0.01mm 輸出解析度 (<http://www.vaisala.com/en/airports/heliports/sensors/Pages/WXT520.aspx>)，並且兩者的離地高度相當(張等，2012)。

三、資料分析結果

下表整理了 2010~2011 年 2 年期間不同季節(春季 MAM、夏季 JJA、秋季 SON 以及冬季 DJF)兩種雨量計的 10 分鐘累積雨量的線性相關函數，相關係數約在 0.32 (2010 年 DJF)到 0.88 (2011 年 JJA)。整體而言，RAINCAP 感測降水發生幾乎與傾斗式雨量計同步，後者比前者少(斜率是 0.55~0.97，但 2011 年 SON 例外)，相關係數(r)在夏季最高，秋季和春季其次，冬季最低。這一「降雨越小觀測差異越大」現象應和 WXT520 靈敏的輸出解析度(0.01mm)有關。由於雪山圈谷測站周遭植被僅有低矮玉山圓柏，沒有闊葉林木樹葉掉落遮蔽傾斗式雨量筒的低估疑慮，鳥類活動也非常低，造成 RAINCAP 誤判較無可能。

	2010		2011	
	$Y = Ax + b$	r	$Y = Ax + b$	r
MAM	$Y = 0.97X + 0.026$	0.7	$Y = 0.96X + 0.029$	0.69
JJA	$Y = 0.69X + 0.045$	0.8	$Y = 0.77X + 0.032$	0.88
SON	$Y = 0.77X + 0.019$	0.65	$Y = 1.57X + 0.030$	0.83
DJF	$Y = 0.71X + 0.013$	0.32	$Y = 0.55X + 0.028$	0.44

四、展望

雪山圈谷氣象站已邁入第四年，2012 年雨量資料將可再次確認上表的數值。作者們也在 2013 年春季在板橋氣象站觀測坪離地 30cm 高度以及屏東大漢山(1645m 海拔高度)自動雨量站增加 WXT520 感測器；這些 2013 年新增的實測資料將有助我們確認兩種雨量計累積雨量的相關程度，進而推估台灣降雨量測有無估的可能。

參考文獻：

- 邱清安，林博雄，謝旻耕，2005：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。氣象學報，45, 33-46。
- 林博雄，徐仲毅，賴彥任，顧靜恆，許光裕，2007：小尺度氣象網格即時監測概念個案。第九屆全國大氣科學研討會，桃園龍潭。
- 林博雄、賴彥任、魏聰輝、顧靜恆，2008：臺灣地區 Live E! 計畫應用在森林微氣象研究之初步成果。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台北。
- 徐仲毅，林博雄，張然峰，2005：降水強度與傾斗式雨量計量測誤差的探討。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台北。
- 張譯心、林博雄、魏聰輝、謝新添，2012：雪山冬季降雪之微氣象觀測。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台北。

魏聰輝、林博雄，2011:雪山地區高山生態系整合研究—高山微氣象與熱量收支研究。雪霸國家公園管理處委託計畫。

顧靜恆、林博雄、賴彥任、魏聰輝、徐仲毅，2009：臺灣地區Live E!計畫都市與森林環境監測之應用成果。天氣分析與預報研討會,中央氣象局,台北。

WMO, 2009: Field Inter-comparison of Rainfall Intensity Gauges , WMO –TD No.1054, pp290.

台灣地區土壤含水率觀測網之建置與初步評估

莊秉潔¹蔡徵霖¹李育棋²洪景山²鄭丞孝¹

¹國立中興大學環境工程學系

²中央氣象局

摘要

土壤含水率與地溫相同，為影響大氣與地表間交換作用的重要參數之一，該資料除可用於數值模式地表資料驗證所需外，亦可應用於研究教學，然而與台灣地區地溫測站密度比較，台灣地區土壤含水率觀測資料在時間及空間上的分布仍相當缺乏。本研究團隊在國科會計畫經費補助、並與氣象局合作以建置台灣地區土壤含水率觀測網。目前儀器分別架設已於氣象局台中氣象站、高雄氣象站、恆春氣象站、日月潭氣象站、嘉義氣象站、阿里山氣象站、永康氣象站，同時將於台中氣象站設置一桌上型電腦以收集整合各測站的觀測資料，而於來年將再添購數套土壤含水率監測儀器並架設於不同之氣象測站以使監測網能更完整的分布於台灣各區域。本次報告除呈現目前所收集資料的時間、空間分佈特性外，並初步評估資料品質之合理性。

主動式閃電偵測系統

朱延祥 蘇清諭

國立中央大學太空科學研究所

摘要

當閃電發生時，由於雲中帶電粒子受到大氣電場的作用所引起的巨大電流，會產生強烈的電磁波輻射。利用雷達接收閃電所產生的電磁輻射，並運用適當的閃電定位技術，可以定位出閃電發生位置。目前國際上各國均使用被動式(Passive)閃電偵測系統，進行閃電落雷的例行性監測。若閃電偵測系統建置位置不當，或未經常進行校系統驗(Calibration)，或受到環境干擾等因素，往往會產生錯誤的閃訂定位結果。在本報告中，將提出一種利用主動式(Active)脈波相位雷達系統，視閃電行徑路徑所產生的高溫熾熱的游離態大氣電漿(Plasma)為目標物，進行主動偵測。透過獨特設計的相位陣列天線的接收雷達回波，根據雷達干涉法，可以精確定位出閃電發生位置。利用此雷達系統，將可以調校被動式閃電偵測系統的定位誤差，同時可以觀測閃電的空間結構與變化。在本報告中，將詳細介紹本團隊所設計的主動式雷達系統特性以及閃電定位原理與方法。另外本雷達系統的後續規劃與運用，將一併在本報告中提出。

午後對流個案之全閃電分析

戴志輝¹林博雄¹王尹懋^{1,2}王安翔²

¹國立台灣大學大氣科學系

²國家災害防救科技中心

摘要

雲對地(cloud-to-ground, CG)閃電對公共設施、生態環境及人身安全的威脅很大，也與其他伴隨深對流發展的劇烈天氣現象關係密切，故以 CG 頻率作為雷暴即時預警的指標，應具有防災意義。此外，雲中(intracloud, IC)閃電在對流初生至成熟時期大量出現；當對流發展至成熟時，IC 的發生頻率最高，而 CG 閃電開始出現；在雷雨衰退期間，CG 頻率則迅速增加，IC 迅速減少(Lang and Rutledge 2002; Liao and Wang 2006)。IC 領先 CG 的特性，正是國外發展即時雷暴預警的概念基礎，近期的應用研究成果(Gatlin and Goodman 2010; Schultz et al. 2011)也指出包括 IC 閃電在內的全閃電(total lightning)趨勢診斷分析，比起單獨使用 CG 閃電參數，對於雷暴預警更具有時間提前、錯誤預警率降低的效果。

2004 年臺灣電力公司建置了全閃電偵測系統(Total Lightning Detection System, TLDS)之後，台灣地區開始有 IC 閃電資料可以加以運用。相對於氣象雷達觀測，全閃電資料較無地形遮蔽問題，而相對於雨量觀測，閃電資料也沒有空間分布密度的限制，因此妥善分析全閃電資料，除了可應用於即時劇烈降雨評估(Liao and Wang 2006)以及惡劣天氣現象的預警之外，對於呈現台灣地區對流的中尺度氣候特性，以及山區人工增雨、水利工程設計、生態保育以及高山休憩旅遊等方面，也應有極大助益。然而在發展這些全閃電資料應用技術之前，應先分析了解台灣地區全閃電資料之時空特性，探討其是否也具有與國外文獻研究相近的特性。本研究將先針對一次台灣地區午後熱力對流個案，仿照國外已發展的研究方法，比較該個案 IC、CG 閃電頻率及雷達回波發展趨勢之相關性。

關鍵字：雲中閃電、全閃電、TLDS

SPOT-5 衛星反演氣膠光學厚度

李國光 林唐煌 劉振榮
國立中央大學太空及遙測研究中心

摘 要

人類製造的空氣污染造成全球大氣暖化情況問題日益嚴重，此日現象已引起科學家們重視。本文引用法國SPOT-5衛星，應用輻射傳遞方程式(Radiative Transfer Equation; RTE)反演反演氣膠光學厚度(Aerosol Optical Depth; AOD)。結果顯示，都市地區反演結果與太陽輻射計(sun photometer)比較的平均誤差為0.037; 平地植被則有較大的誤差。此研究結果正可彌補MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)資料對於都市地區AOD反演之不足。

前 言

氣膠在最近的幾十年已經成世界關注的問題。它的組成複雜，在光學頻道上的反應也迥異且不易估算(Giles *et al.*, 2012)。

衛星遙測反演 AOD 的方法有許多種，其最常用的密暗植被(Dense Dark Vegetation; DDV)法，則是依據輻射傳輸方程計算 AOD(Holben *et al.*, 1992)。爲了降低地表覆蓋物對衛星量測輻射強度的貢獻，在可見光波段反演 AOD 時選擇低反射率覆蓋物。然而，低反射率同時限制反演區域與反演的時間，冬季或稀疏的植被地區沒有足夠的植被覆蓋無法估算 AOD，雪地以及沙漠等因其屬於高反射率的覆蓋物也不適合應用 DDV 法反演 AOD(Borde *et al.*, 2003)。爲了解決 DDV 方法的缺點，其他方法如應用 MODTRAN 模擬建立各種陸地表面的對照表(Look up Table; LUT)反演 AOD(Hsu *et al.*, 2004)。雖然 DDV 方法存在暗密植被的缺點，但是根據 Kaufman 等人(1997)研究發現，可見光波段(0.49 和 0.66 μm)和不受氣膠影響的短波紅外線波段(2.1 μm)，兩波段之間的反射率，在暗色物體上存在一個特定比率關係。此方法已經應用在 MODIS 的 AOD 產品。

上述種種大氣校正方法，若要應用在複雜地表的市區而言，仍然是個相當具有挑戰性的問題。本文的目的是利用氣膠在可見光波段造成反射率增加，且標準差降低的特性(圖一)反演 AOD。

研究方法

大氣中粒子的吸收與散射將影響衛星觀測的輻射強度。晴空下，改變衛星輻射強度主要是氣膠光學厚度 τ 。本研究反演視基於如下兩個假設。首先，在特定視窗大小條件下，衛星輻射強度隨時間和空間改變。第二，大氣成分隨時

間改變。Sifakis(1992)及 Retalls(2010)依據輻射傳遞方程式，假設地表為蘭氏面(Lambertian surface)，推導出下式反射率和 AOD 的關係。

$$\tau_2 = \left[\ln \left(\frac{\sigma_1(\rho^*)}{\bar{\rho}_1} \right) + \left(\frac{\tau_1}{\cos \theta_{v1}} \right) \right] \cos \theta_{v2}$$

式中 ρ^* ， $\sigma_1(\rho^*)$ ， $\bar{\rho}_1$ ， τ_1 及 θ_{v1} 分別為參考影像在特定視窗的反射率，反射率標準差(SD)，反射率平均值，AOD 及入射角，方程式中下標 2 代表將被反演(目標)影像相對應的參數。方程式中 ρ^* ， $\sigma_1(\rho^*)$ ， $\bar{\rho}_1$ 及 θ_{v1} 可由影像計算獲得， τ_1 則由衛星觀測時相對應於地面太陽輻射計的觀測。依據(2)式只要依據太陽輻射計的觀測，找一幅 AOD<0.1 的乾淨大氣當作參考影像即可求得 τ_2 。

研究資料

本研究應用 SPOT-5 衛星 HRG 光學儀器之綠光頻道(545nm)反演 AOD。複雜的覆蓋物使得計算 AOD 的不準確性增加許多，尤其是在都市地區，不同的覆蓋物其反射率不同，將造成局部地區 AOD 反演誤差。視窗面積大小因所涵蓋的覆蓋物不盡相同，也是影響反演結果的重要因子。我們將國內太陽輻射計三個觀測(中央氣象局 CWB、中央大學 NCU 及成功大學 NCKU)站納入分析。CWB 測站設置在台北市，周圍綠地較少大部分為建築物或道路，NCU 及 NCKU 都建於校園內，周圍較多綠地地表覆蓋物較簡單。因此，本研究將目標視窗面積自 11x11 (1.1x1.1km)，31x31...至 171x171 等九個不同視窗，分別分析其估算 AOD 與太陽輻射計觀測誤差，尋求適當的視窗大小以反演較準確 AOD。

結果分析與討論

NCU與NCKU反演的迴歸 R^2 不如CWB(圖二)，推究其原因可能與NCU及NCKU測站位於植被較多的區域有關。植被會受季節變化，而明顯影響反演結果。台灣地區四季變化雖不明顯，但秋天落葉及春天長嫩芽都會影響反射率，尤其是綠光頻道受影響更大。CWB位於台北市，地表覆蓋物如建築物與道路等的變化不大，對於需要一個地表覆蓋物變化不明顯的本反演法而言，應有相當助益(圖三)，此一特徵正可彌補MODIS的AOD產品在都市地區無法反演的缺憾。

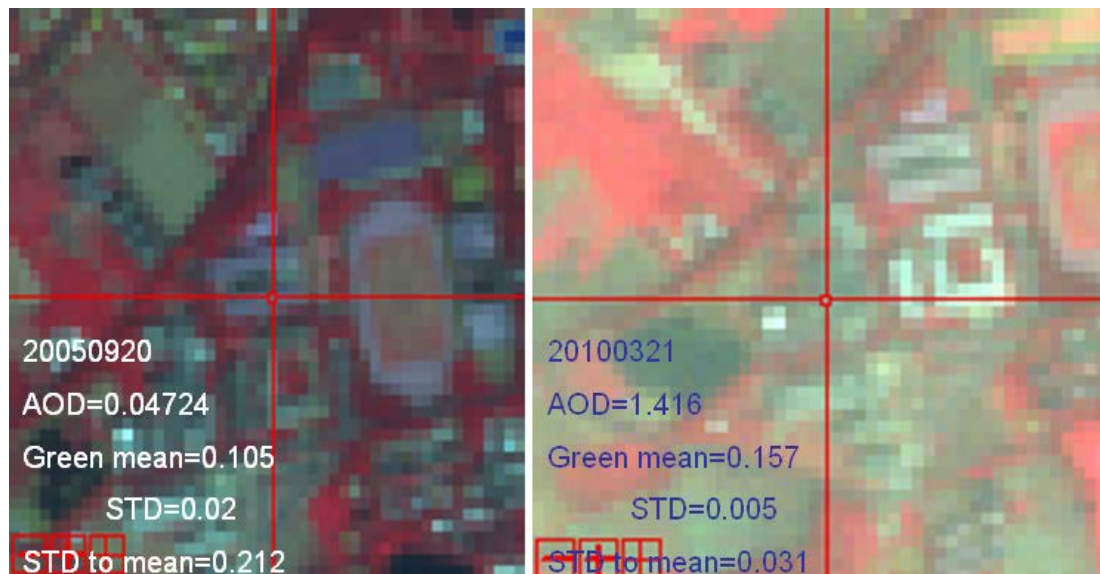
致謝

使本研究得以順利完成，首先感謝太空及遙測中心提供之各項資源，以及國科會提供之研究經費補助(計畫編號：NSC101-2119-M-008-008)，謹特此深致謝忱。

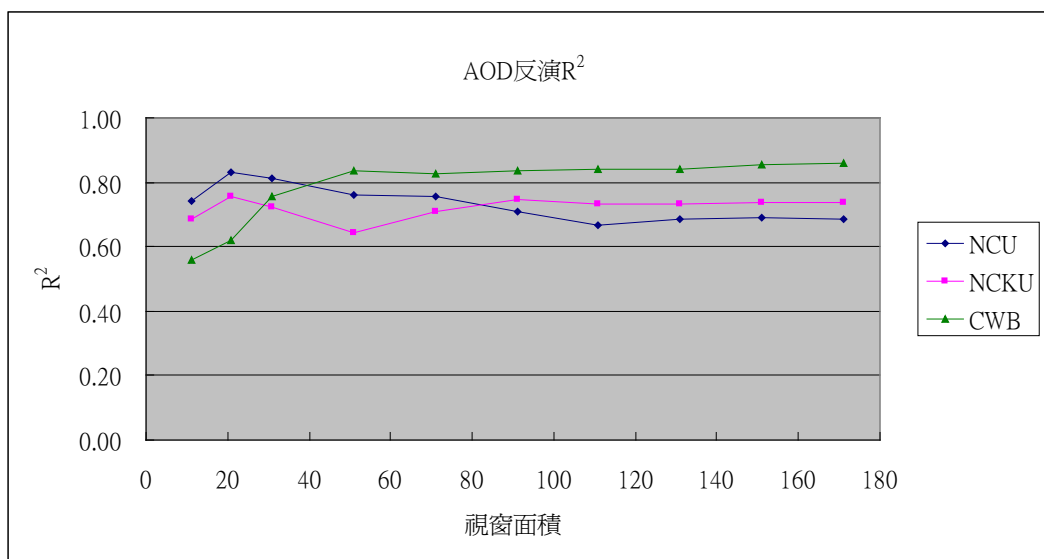
參考文獻

Giles D. M., Holben B. N., Eck T. F., Sinyuk A., Smirnov A., Slutsker I., Dickerson R.

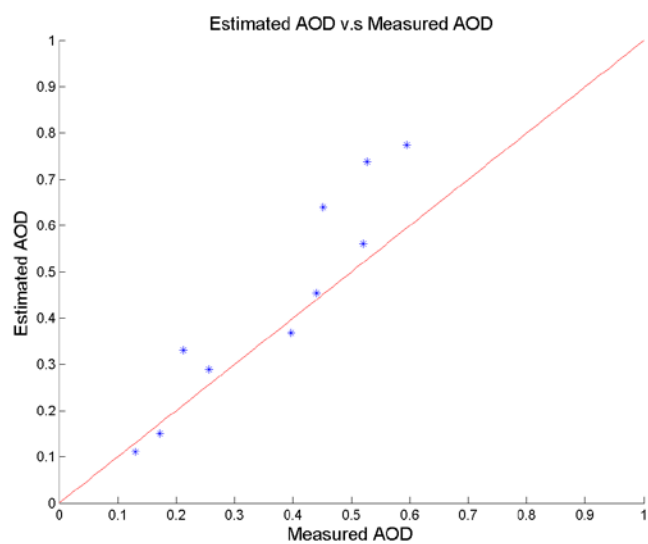
- R., Thompson A. M., and Schafer J. S., An analysis of AERONET aerosol absorption properties and classifications representative of aerosol source regions. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 117, D17203, doi:10.1029/2012JD018127, 2012.
- Holben, B., Vermote, E., Kaufman, Y. J., Tanré D., Kalb, V., 1992. Aerosol retrieval over land from AVHRR data—Application for atmospheric correction. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 30(2), pp. 212–222.
- Hsu, N. C., Tsay, S. -C., King, M. D., Herman, J. R. 2004. Aerosol properties over bright-reflecting source regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 42(3), pp. 557-569.
- Kaufman, Y. J., Wald, A. E., Remer, L. A., Gao, B. -C., Li R. -R., Flynn, L., 1997. The MODIS 2.1- μm channel-correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 35(5), pp. 1286-1298.
- Retalis, A., Sifakis, N., 2010. Urban aerosol mapping over Athens using the differential textural analysis (DTA) algorithm on MERIS-ENVISAT data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 65, pp. 17-25.
- Sifakis, N., Deschamps, P-Y., 1992. Mapping of pollution using SPOT satellite data. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 58 (10), pp. 1433-1437.



圖一 SPOT5 同一地區不同時間(20050920, 20100321)的綠光頻道反射率的平均值與標準差。



圖二 NCU、NCKU與CWB的 R^2 隨視窗面積的變化。



圖三 CWB 資料反演散佈圖，與太陽輻射季相較的平均反演誤差為 0.037。

Investigation into the Atmospheric profiles using GPS Radio Occultation Technology over the Australian Region

**Chuan-Sheng Wang¹ Ta-Kang Yeh¹ Robert Norman² Tzu-Pang Tseng³
Sue Lynn Choy² Kefei Zhang²**

¹Dept. of Real Estate & Built Environment, National Taipei University, Taiwan

²School of Mathematical and Geospatial Sciences, RMIT University, Australia

³GPS Science and Application Research Center, National Central University, Taiwan

Abstract

GPS Radio Occultation (RO) is a space-based technique for sounding the Earth's atmosphere. This technique has demonstrated a great potential to improve numerical weather prediction (NWP) and climate monitoring. The aim of this investigation is to utilize FORMOSAT-3/COSMIC data over the Australian region for the analysis of the differences between the RO results in 2010 produced by two different data processing packages - the Radio Occultation Processing Package (ROPP) and the COSMIC Data Analysis and Archive Center (CDAAC) software packages. It is shown that the average difference of data points for each event in pressure varies from 0.12 to 1.54hPa and 0° to 3.5° for dry temperature. Comparing different tropospheric layer using over 20 thousands events retrieved from ROPP and CDAAC, the average difference in pressure and refractivity is around or less 1 hPa and 1 N-units. However, in dry temperature, the average difference at the altitude from 25 to 30 km and from 30 to 35 km can reach 1.24 degrees and 2.24 degrees over the Australian region. Atmospheric parameters retrieved from both ROPP and CDAAC show the large difference in the lower troposphere at the altitude less than 10 km in the study period.

Key words: GPS, Radio Occultation, Australia

衛星資料在計算地表發射率及水氣含量之探討

林孟岳¹劉千義¹林唐煌²

¹國立中央大學大氣物理研究所

²國立中央大學太空及遙測研究中心

摘要

衛星紅外頻道所觀測地表的亮度溫度 (brightness temperature)，除地表溫度的貢獻外，亦受地表發射 (surface emissivity) 及水氣 (water vapor) 吸收的影響，如欲獲得準確的地表溫度，地表發射率及水氣含量的估算就相當重要。而地表的發射率與地表的物種高度相關且隨週遭環境有所變化，且由衛星觀測資料之即時提供有其困難度。因此本研究將利用美國威斯康辛大學所開發的高垂直解析度 PFFAST 輻射傳輸模式，透過數種不同地表放射率與大氣垂直水氣混合比(water vapor mixing ratio)的組合，首先決定適合反演地表溫度之紅外線頻道，再根據各參數在輻射傳送計算之結果建立查找表(lookup tables)，藉以反演地表發射率和水氣含量等參數。初期將以 MODIS 之紅外線頻道為主要對象，探討地表放射率和大氣中之水氣含量等參數對紅外頻道亮度溫度之影響，並嘗試建立其間之關係，期能提供衛星資料 (MODIS) 在準確地表發射率及地表溫度反演之應用。

關鍵詞：亮度溫度、地表溫度、地表發射率、水氣含量

102 年天氣分析與預報研討會

中華民國 102 年 5 月 13 日(星期一)至 15 日(星期三)，
于桃園龍潭渴望園區

論文彙編目錄

A2 議題：天氣模擬與預報

Hann-Ming Henry Juang Improving spherical harmonic transform for the fine resolution global atmospheric spectral modeling	A2-1
陳建河 陳雯美 沈彥志 曾建翰 汪鳳如 馮欽賜 中央氣象局高解析度全球預報系統發展	A2-5
陳雯美 陳建河 馮欽賜 IASI 觀測對中央氣象局全球數值預報系統的影響評估	A2-6
沈彥志 陳登舜 周俊宇 陳御群 曾建翰 陳雯美 馮欽賜 陳建河 曹伶伶 楊舒芝 楊明仁 中央氣象局全球數值預報之 Hybrid-GSI 資料同化系統的初步測試	A2-12
鄭浚騰 陳得松 蕭玲鳳 黃康寧 葉天降 中央氣象局 TWRP 模式颱風預測能力之評估與改進	A2-18
蔡金成 蕭玲鳳 陳得松 包劍文 李清勝 HWRF 模式 2012 年於西北太平洋之建置與預報表現評估	A2-21
王潔如 蕭玲鳳 Hui Liu 李清勝 EAKF 系集資料同化系統探討 GPSRO 掩星資料對颱風模擬之影響	A2-23
謝銘恩 陳御群 蕭玲鳳 張龍耀 李清勝 對於颱風路徑預報的表現整體評估以 TWRP 同化 GPSRO 局地折射率觀測	A2-27
陳登舜 沈彥志 周俊宇 陳御群 陳雯美 曹伶伶 曾建翰 馮欽賜 陳建河 楊明仁 楊舒芝 中央氣象局全球預報系統同化 GPSRO 折射率之觀測誤差	A2-31
李志昕 洪景山 區域系集預報系統強化研究-物理參數法擾動強化	A2-37
曾千祐 洪景山 Wei Wang 從 Kain Fritsch 到 Tiedtke	A2-43
洪于瑋 Michael Barlage 洪景山 MODIS 植物分布率對 WRF 模式預報之影響	A2-44
陳怡儒 戴俐卉 洪景山 馮欽賜 RRTMG 福射參數法對 WRF 模式預報之效能評估	A2-50
江琇瑛 陳美心 馮欽賜 洪景山 HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析—(1)同化範圍因子之測試	A2-52
陳美心 江琇瑛 馮欽賜 李志昕 洪景山 HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析—(2)背景誤差權重因子之測試	A2-59

涂絹琪 陳宇能 郭英華 陳舒雅 資料同化對 SoWMEX/TiMREX (2008) IOP#8 沿岸劇烈降水預報之影響	A2-65
林忠義 劉嘉騏 雷達資料同化方法於凡那比颱風個案之研究	A2-66
章鶴群 周鑑本 王溫和 同化衛星資料對區域模式的影響個案測試	A2-67
曾建翰 蔡禹明 The Diagnostic Tool for Ensemble Prediction System using Tri-plots Method	A2-72
林欣弘 林沛練 于宜強 林李耀 模式地形重建對降雨模擬之影響	A2-73
蔡宗樺 林沛練 邱思翰 詹前銓 台灣東部離岸海上對流線之模擬研究	A2-78
陳熾竹 江宙君 黃麗蓉 吳明璋 鳳雷 定量降雨預報校驗方法	A2-84
江宙君 陳熾竹 吳明璋 定量降雨系集預報加值分析-最佳化雨量測試	A2-86
鄭安孺 李天浩 顧欣怡 陳怡彰 應用雷達定量降雨估計改進雨量檢覈技術	A2-87
馮智勇 劉家豪 林佑蓉 蔡雅婷 陳雲蘭 客觀分析法地面溫度案例分析與 CUDA 技術應用	A2-92
葉大綱 陳淑菁 王傳盛 洪景山 利用地基 GPS 推求大氣可降水及年變化分析	A2-98
黃家傑 模擬增加吸濕性氣膠粒子和雨胚對降水的影響：針對暖雲人工增雨	A2-99
陳婉瑜 雲微物理對降水中氫同位素的影響	A2-100
江志鵬 張哲豪 沈志全 吳祥禎 集水區定量降水空間解析度對於水位模擬影響之研究	A2-102
馮智勇 林佑蓉 劉家豪 陳雲蘭 應用最小絕對壓縮挑選機制法建置溫度迴歸模型之研究	A2-108
于嘉順 尤皓正 台灣海域暴潮模式 2 維與 3 維計算結果之探討	A2-113
侯昭平 黃靖容 汪建良 許淳浩 謝銘恩 張龍耀 梅姬颱風引發局部劇烈降水之數值研究	A2-115
李天浩 陳翠玲 陳品妤 陳孟詩 李明營 陳雲蘭 颱風地形降雨趨勢分析及其對山區雨量估計影響之探討	A2-123
徐理賓 郭鴻基 地形激發對流影響侵台颱風運動之位渦趨勢診斷分析	A2-124
侯昭平 許淳浩 廖杞昌 黃靖容 謝銘恩 張龍耀 海谷風之數值研究	A2-125
蔡孟峰 陳孟詩 陳重功 羅存文 Logistic MOS 模式與傳統 MOS 模式降水機率比較	A2-134
吳明璋 陳熾竹 江宙君 應用類神經網路於整合定量降雨系集預報實驗產品之初步研究	A2-140
李天浩 張鳳吟 丘君翹 蔡雅婷 黃椿喜 劉承昕 應用 QPESUMS 資料迴歸估計台灣地區降雨系統移速場	A2-147
黃麗蓉 陳熾竹 李清勝 颱風降雨動力統計預報指引系統之建立	A2-148

黃葳芃 鄭龍聰 陳嘉榮 CWB ARPS 預報系統之發展及初步評估	A2-154
汪鳳如 馮欽賜 新版 SAS 積雲參數化於中央氣象局全球預報系統的評估測試	A2-160
張庭槐 郭姝涵 李香蘭 張騰駿 何傳忠 蔡凱翔 王志嘉 馮欽賜 氣象局氣象資料新填繪圖系統建置與應用	A2-165
江晉孝 郭姝涵 王志嘉 賴司平 張庭槐 馮欽賜 數值天氣預報產品顯示系統	A2-171
楊翊紳 劉千義 劉崇治 劉振榮 預報衛星反演之海面通量對梅雨鋒面案例模擬改善研究	A2-177
李赫 吳銘志 GPS 衛星訊號於水庫防洪運轉之應用-以曾文水庫為例	A2-178
魏士偉 J. Bresh 洪景山 WRF 模式地面風速預報過強之改善方案	A2-181

IMPROVING SPHERICAL HARMONIC TRANSFORM FOR THE FINE RESOLUTION GLOBAL ATMOSPHERIC SPECTRAL MODELING

Hann-Ming Henry Juang
Environmental Modeling Center
NOAA/NWS/NCEP, Washington DC
Henry.Juang@noaa.gov

1. Introduction

At Environmental Modeling Center, NCEP (National Centers for Environmental Prediction), we are in the stage to prepare cloud-resolvable and deep-atmospheric capabilities into NCEP GFS (Global Forecast System), which is global atmospheric spectral modeling system. To have a very fine resolution global spectral model, there are two major steps have to conquer, one is the capability of spectral transform with thousands waves, another one is the speedup of fast Legendre transform, based on the experiences from ECMWF (Wedi et al 2012). There are possible problems to have less accurate, even in-corrected Legendre polynomial coefficients in high resolution spectral transform, if we prepared the coefficients in different iteration methods. And there are several different iteration methods as shown in Swarztrauber (1993), however, we select one with easy-to-implement for parallel computing but require resolving machine underflow problem.

For fast Legendre transform, there are some in the market or vender. But ECMWF decides to use one from Tygert (2011), which is so-called butterfly method. Instead of investigation further of the resources for any fast Legendre transform, the reduced spectral transform from Juang (2004) has been revisited to implement as a reduced and fast Legendre transform into NCEP GFS. In addition to the original reduced Legendre transform, the associated Legendre coefficients are collected together into groups to reduce the multiply computation for summation from spectral to grid and from grid to spectral. This method can be referred as a further reduced or some kind of fast Legendre transform, similar to fast Fourier transform. Section 2 will describe the method to avoid the under-flow, section 3 will illustrate the reduced and fast Legendre transform, and discussion is in the last section.

2. Accurate associated Legendre polynomial with very high resolution

There is underflow problem in computing Legendre base function for transform in traditional three items iteration method, which results error

transformation while wave larger than 1900, with double precision; and larger than 900 with single precision. A method, we call it x-number has been implemented into NCEP GFS to avoid underflow problem, thus the transformation can be applied to as high as any given high resolution up to several thousand wave numbers. The method is described in details in Fukushima (2011), which we can paraphrase in brief here as following:

Any real number, f , can be represented by one real number and one integer number with a big base as

$$f = xB^i$$

where x is the real number and i is integer, and B is the base number. For single precision, B can be 2 to the power of 360, and for double precision, B can be 2 to the power of 960, which is big enough to take care over- and underflow for machine limitation.

The main concept is that each real number has to be normalized its x values, so that any two x 's numbers time together, the results cannot be over- or underflow. For double precision $B=2^{960}$, the normalized range for any real number is between $2^{(-480)}$ to 2^{480} . To prepare associated Legendre polynomial coefficients with traditional iteration method in x -number, we put first associated Legendre polynomial coefficient by x number, as $f=x$ and $i=0$, then normalize it before any multiplication, then normalized again before any iteration with multiplication etc, during entire iteration procedure. After all associated Legendre polynomial coefficients in x number are obtained, represent them back to real number f by the formula with x , B , and i . If it is underflow in result, put zero. And there is no overflow in our associated Legendre polynomial preparation.

To test how x number help, we use spectral transform utility is NCEP library. First, we decide resolution and give one to all real part of spectral coefficients, then transform from spectral coefficient to physical grid, then transform from physical grid values back to spectral coefficients. If the associated Legendre coefficients are corrected, the resulting

spectral coefficients after one complete spectral transform (from spectral to grid then grid to spectral) should be very close to the original value one. Fig. 1 shows the absolute difference between original value and after one complete spectral transform without using x-number in logarithmic with base 10. There are in-corrected transformed values above $n > 1500$, the reason is the preparation of middle m values have underflow, which machine cannot present precisely, then the error is accumulated through iteration from low value n to higher value n .

Fig. 2 is the same procedure as for Fig. 1 except using x-number to prepare associated Legendre polynomial coefficients for spectral transform. There is no error, and accuracy is up to 6 or 7 digits. We can have even more accurate by improving Gaussian weighting factor, not shown here.

3. A method to improve reduced Legendre transform to be fast Legendre transform

NCEP global spectral model has used reduced grid for many years, but it is a traditional reduced grid method. Juang (2004) proposed a reduced spectral transform, which is reduced computation in physical Gaussian grid as well as in spectral triangular grid. The entire idea can be seen from Fig. 3. As mentioned in Juang (2004), the traditional reduced grid method only reduces computation in trapezoidal shape, but Juang's method reduces into scalene alike shape, an extra 15% more saving as compare to trapezoidal shape of reduced Legendre summation (first row in Table 1).

From Fig. 3, for the summation along given m in vertical line, we will first hit some larger values of the associated Legendre polynomial coefficients, then encounter possible of periodic values. The example can be seen in Fig. 4 for $m=100$ at latitude index=200. Even though all values are not regularly periodical as Fourier function, they are all within the range, thus, we can always find the possible way to group them into small numbers to reduce the multiplication. We can illustrate this method as following, say the Legendre transform requires summation can be written as

$$F = c_1 P_1 + \dots + c_N P_N$$

where c is spectral coefficients, P is associated Legendre polynomial coefficients, F is Fourier grid. We can see that it requires N multiplications and $N-1$ summations. From Fig. 3 and 4, we can found some groups of P in the condition that each group has very small differences among their P s, thus the above formula can be rewritten as

$$F = (c_1 + \dots) P_1 + \dots + (c_n + c_{n+5} + \dots) P_n$$

In this case, we may not save any number of summation operator, but we save $N-n$ multiplications.

Table 1 shows that, if the differences of P within any group is less than 0.001, we can save 38% of multiplication, 0.003 saves 57%, and 0.005 saves 67% for T1148. We can save hundred million multiplication, see fourth column in Table 1.

4. Discussion

The Fukushima's x-number method has been implemented into NCEP GFS for testing with resolutions of T574, T1148 and T1500 with success. The method concerns underflow on the multiplication only, there is no concern about overflow in associated Legendre polynomial coefficient preparation. And the x number is used only for preparation there is no change for spectral transform while using Legendre polynomial coefficient, which is used as real number, not x number in model integration.

For reduced Legendre transform based on reduced computation, especially in multiplication can be seen from the saving of the number of operator, however, the preparation of grouping associated Legendre polynomial coefficients may requires time consuming. Several programming techniques may have to consider, such as grouping the coefficient together into short and compact array may reduce timing for moving data between memory and cash and/or register. Nonetheless, the hundred million of multiplication operators should save us computing time to speed up Legendre transform, thus this reduced computation Legendre transform may be an alternated fast Legendre transform.

Acknowledgment: Thanks to Prof. Takeshi Enomoto of Kyoto University for discussion on Fukushima method and Dr. Mark Iredell of EMC for providing spectral transform routines for testing.

References

- Fukushima, T., 2011: Numerical computation of spherical harmonics of arbitrary degree and order by extending exponent of floating point numbers. *J. Geod.*, DOI 10.1007/s00190-011-0519-2.
- Juang, H.-M. H., 2004: A reduced spectral transform for the NCEP seasonal forecast global spectral atmospheric model. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1019-1035.
- Swarztrauber, P. N., 1993: The vector harmonic transform method for solving partial differential equations in spherical geometry. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 3415-3437.
- Tyrgert, M., 2010: Fast algorithms for spherical harmonic expansions, III. *J. Comp. Phys.*, 229, 6181-6192.
- Wedi, N. P., M. Hamrud, G. Mozdzyński, G. Austad, S. Curic, and J. Bidlot, 2012: Global, non-

hydrostatic, convection-permitting, medium-range forecasts: progress and challenges.
ECMWF Newsletter, 133, 17-22.

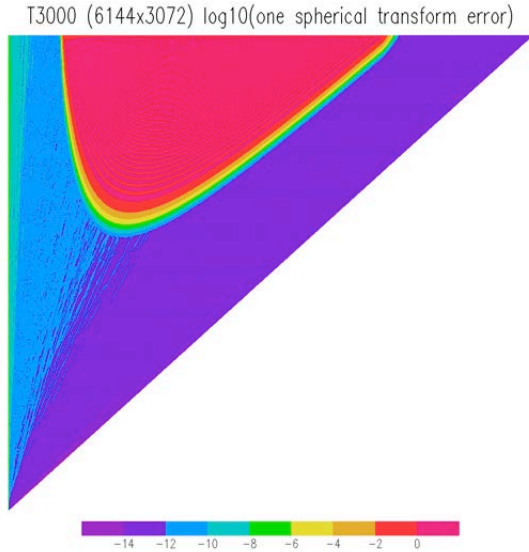


Fig. 1 \log_{10} of the absolute difference between original spectral coefficient and after one complete spectral transform with traditional three terms iteration in T3000, which has linear Gaussian grids of 6144x3072.

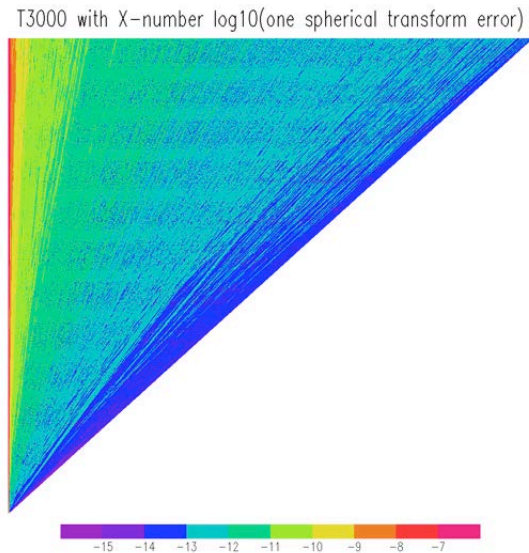


Fig. 2 The same as Fig. 1 except using x-number during iteration to prepare associated Legendre polynomial coefficients.

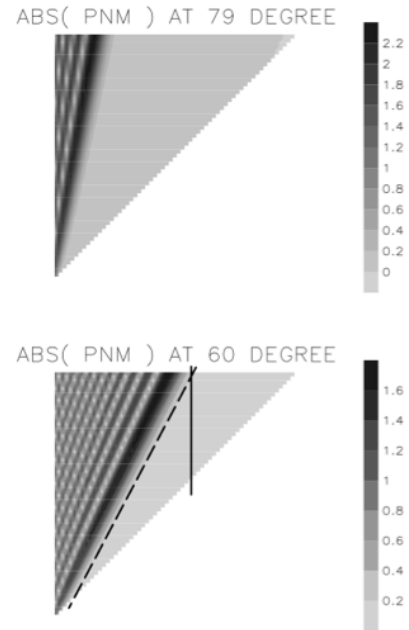


Fig. 3 Absolute values of associated Legendre polynomial coefficients at latitudes around 79 and 60. The solid line determined the limiter for traditional reduced spectral transform, and dashed line for Juang reduced spectral transform.

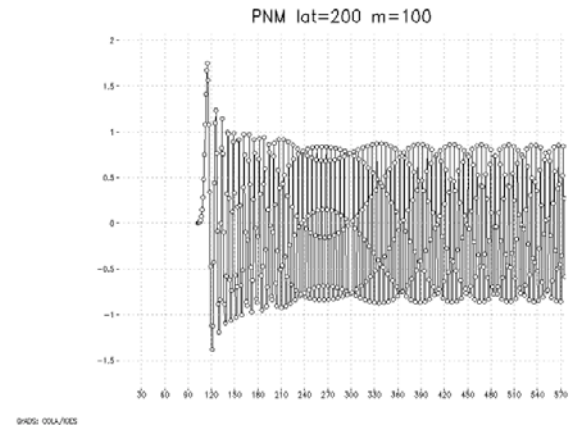


Fig. 4 The associated Legendre polynomial coefficients along $m=200$ at latitude number 200. X-axis indicates values of n , and y-axis is for the value of associated Legendre polynomial coefficients.

RST numreduce=4	RLT	Accuracy	Total multiply opr saved	Percent saved
Yes			47521344	15%
Yes	Yes	0.001	114898710	38%
Yes	Yes	0.003	172002317	57%
Yes	Yes	0.005	199849743	67%

Table. 1 The total multiply operator saving with conditions of reduced spectral transform (RST) and reduced Legendre transform (RLT) for T1148 with different accuracies.

中央氣象局高解析度全球預報系統發展

陳建河¹ 陳雯美² 沈彥志² 曾建翰² 汪鳳如² 馮欽賜¹

¹中央氣象局氣象資訊中心

²中央氣象局氣象科技研究中心

摘要

目前中央氣象局全球預報模式（簡稱 CWBGFS）為 T319L40（水平解析度約 0.375 度經緯度，垂直解析度 40 層，sigma 坐標），隨著超級電腦的升級(2012 年底引進富世通 FX-10)，將提升至 T511L60（水平解析度約 0.234 度經緯度，垂直解析度 60 層，sigma-pressure hybrid 坐標，簡稱 T511L60sp），模式的頂層將由原來的 1mb 提高至 0.1mb。除了模式解析度的提高之外，還做了一些模式動力、物理及植入虛擬颱風資料模組的調整，包括水平擴散(horizontal diffusion)模組、模式頂層的牛頓冷卻(**Newtonian cooling**)模組、地形重力波拖曳(orographic gravity wave drag)模組、行星邊界層模組等。

目前已完成 T511L60sp 的平行測試，該模式於分析資料品質較佳之 post run 環境下，經過 2012 年 6 月的平行測試，整體 CWBGFS T319L60sp 的執行成效相當良好，從第 5 天預報的垂直各層高度距平相關(anomal correlation)得分顯示比作業模式高且對於颱風的強度也能有比較好的掌握。

關鍵詞：中央氣象局全球預報系統

IASI 觀測對中央氣象局全球數值預報系統的影響評估

陳雯美¹ 陳建河² 馮欽賜²

¹中央氣象局氣象科技研究中心

²中央氣象局氣象資訊中心

摘 要

衛星由太空觀測全球各地區的輻射，可以不分日夜、不受地形侷限進行觀測，近年來已成為數值天氣預報資料同化重要的觀測資料來源，在傳統觀測資料分布匱乏的沙漠、高山及廣大洋面更形重要。歐洲 METOP-A 繞極衛星所搭載的超高光譜分辨率干涉式紅外線大氣探測儀(Infrared Atmospheric Sounding Interferometer IASI)提供較以往衛星觀測資料更精確、更高解析的溫度及濕度垂直剖面觀測，由歐美日等先進數值預報中心的經驗可知 IASI 觀測對全球數值天氣預報模式的預報表現有顯著的貢獻。本研究參考美國國家環境預報中心(NCEP)全球預報系統同化 IASI 觀測的策略，在中央氣象局作業之全球數值預報系統進行 IASI 觀測資料的同化實驗並分析評估其對預報系統的影響。實驗結果顯示以此方式同化 IASI 觀測對平流層的溫度分析有很大的影響，並透過分析系統平衡關係引發大幅的風場調整，此調整由平流層向下延伸至對流層，南半球甚至延伸至 400hPa，造成風場預報誤差變大，預報偏差加劇。透過觀測與背景場平均均方根誤差來篩選同化的頻道進行測試，實驗結果顯示可以排除不適當頻道的同化，解決上述問題，但北半球高度場距平相關的負影響則是另一有待解決的問題。

關鍵字：干涉式紅外線大氣探測儀(IASI)、資料同化

一、 簡介

初始場的改善是提升數值天氣預報系統表現的重要因素，初始場的品質則決定於觀測資料的數量、品質以及資料同化的方法。目前世界主要數值天氣預報作業中心的資料同化系統所採用的方法以變分分析法及其與卡爾曼濾波器結合的混和變分析法為主，此資料同化系統可以有效的同化日形重要的非傳統觀測資料，如衛星觀測等資料。

干涉式紅外線大氣探測儀(IASI; Infrared Atmosphere Sounding Interferometer)是搭載於歐洲Metop繞極氣象衛星系列的新一代高光譜解析度的紅外線探測儀，IASI觀測除了具備過去衛星觀測料的良好水平分布優勢外，其觀測頻道範圍介於 645-2760 cm^{-1} 、光譜分辨率 0.25 cm^{-1} ，共計 8461 個觀測頻道，更提供較先前紅外線探測儀，如HIRS(High Resolution InferRed Sounding)具有更高的垂直解析度及與傳統探空觀測相當精確度的觀測，其對流層溫度的垂直解析度為 1km、精確度達 1° K，濕

度垂直解析度 1-2km、精確度達 10%。

2006 年 10 月發射的 METOP-A 衛星所提供的 IASI 資料已廣為各主要數值預報中心使用，2012 年 9 月 METOP-B 也已發射升空，預計 2014 年將有第三顆此系列衛星升空，持續提供 IASI 觀測資料。歐美日等先進數值預報中心的經驗顯示，IASI 觀測資料對於數值預報表現有顯著的提升，但衛星觀測資料的同化不同於傳統觀測，它與預報模式的特性有非常密切的關係，完全複製其他數值預報中心的同化策略，有可能反而對預報不利，因此必須參考其他中心的經驗，對各自的數值預報系統進行測試分析，研擬對預報系統最有利的資料同化策略，才能發揮 IASI 觀測資料的最佳效能。本文的目的即為初步分析評估 IASI 觀測對中央氣象局全球數值預報系統的影響。文中第二部分為 IASI 觀測資料的初步同化實驗，第三部分為 IASI 同化頻道分析與測試，最後為總結。

二、 同化實驗

(一)實驗設計

中央氣象局作業全球數值預報系統的解析度為 $t320i40$ ，水平解析度約 42 公里，垂直 40 層採用 σ 座標，預報模式為波譜模式，模式頂為 1hPa(陳等，2011)。資料同化部分採用自 NCEP 引進的三維變分分析系統 - 格點統計內插分析系統(GSI; Grid Statistic Interpolation system, Wu et al. 2002)。作業採 6 小時同化更新，也就是進行同化分析時使用前 6 小時的 6 小時預報作為分析的初始猜測場，觀測資料部分目前同化的資料包括探空、高空風、飛機、ECMWF 格點資料及颱風期間的颱風虛擬資料，衛星資料的部分則包括衛星導出風、GPS-RO 掩星以及 NOAA15、NOAA18、AQUA 及 METOP-A 衛星 AMSU-A 觀測資料(陳等，2010；陳等，2012)。

IASI 觀測資料同化的初步實驗是以目前的作業系統做為控制組實驗(實驗 p4ctl)，在與控制組實驗相同的設定下，增加 IASI 觀測資料的同化為同化實驗(實驗 p4iasi)。IASI 觀測資料取自 NCEP 作業使用之觀測資料檔，此組資料為歐洲氣象衛星應用組織(EUMETSAT, The European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites)自 8641 個頻道觀測資料篩選出來對外廣播傳送的 616 個頻道資料，目前 NCEP 的資料同化其中 165 個頻道的觀測資料(圖一)，所使用的觀測誤差如圖所示，包括 CO_2 長波吸收帶、大氣窗區及 O_3 吸收帶等波數小於 $1200cm^{-1}$ 的頻道。實驗 p4iasi 即增加這些頻道觀測資料的同化，進行 IASI 資料在中央氣象局全球預報系統的初步測試。

實驗期間為 2011 年 11 月 27 日 12Z 至 2011 年 12 月 31 日 12Z，進行 5 天預報。

(二) IASI 資料的同化

表一是 IASI 各吸收帶之波譜範圍及其主要應用，溫度的探測主要以 CO_2 的吸收帶為主，濕度則以水氣吸收帶探測。對數值天氣預報而言，一般從同化較穩定的 CO_2 長波吸收帶頻道(波數 $650-770cm^{-1}$)開始。衛星資料在同化前必須經過資料的稀疏化、偏差修定及檢定。

每個分析時間的平均可用 IASI 總資料量約為 200,000,000 筆(圖二(a))，資料量非常大。IASI 觀測的水平解析度高達 25 公里，同化前必須進行資料的稀疏化(thinning)。實驗 p4iasi 採用 NCEP 的設定，即以 180 平方公里的稀疏化格點，考慮各觀測資料的觀測時間與分析時間差距、觀測位置地面狀況、雲覆蓋狀況、

觀測位置與稀疏化格點中心距離及各頻道資料可用情形選用各稀疏化格點中最佳的 IASI 觀測資料進行同化，稀疏化後的資料量約為 5,000,000 萬筆，約為可用總資料量的 2.5%(圖二(b))。

衛星輻射觀測資料本身具有明顯的偏差，且偏差值常常較觀測所提供的訊息大，且不符合變分分析同化系統資料無偏差的基本假設，同化前必須做偏差的修訂(bias correction)。GSI 對衛星觀測資料偏差修定的方法分為兩部分，一為掃描角偏差修訂，一為氣團偏差修訂，主要修訂的是觀測資料及觀測運算子的偏差，圖三顯示各頻道經修訂過的偏差均非常接近 0，代表修訂後幾乎沒有偏差，但這是在背景場，即預報模式的 6 小時預報具有相當準確性的前提下才成立，如果背景場也有明顯偏差時，可能被視為觀測及觀測運算子的偏差來修訂，使觀測資料無法發揮其應有的效能。

衛星觀測資料的資料檢定對資料同化是非常重要的，完成偏差修訂後必須進行資料檢定，GSI 對 IASI 觀測的檢定包括對白天受太陽短波散射影響較大的短波頻道、觀測位置地形較高、有雲及經過偏差修訂後與背景場差異仍大等觀測資料同化時的調整或資料的排除，經檢定後實際同化的資料量約為 770,000 筆，約為可用總資料量的 0.38%(圖二(b))。

(三) 對全球預報系統的影響

圖四為 2011 年 11 月 27 日 12Z，即實驗第一個時間，各實驗與控制實驗溫度與風場分析差值緯向平均的垂直剖面。實驗 p4iasi 與 p4ctl 的溫度差異(圖四(a))顯示 IASI 觀測的影響以對流層上層及其平流層為主，對流層的部分則以南半球的影響較為顯著，北半球以高緯度近極區處的影響較為明顯。IASI 觀測對風場的影響是透過分析系統背景場誤差的平衡關係間接影響的，東西向風場差異(圖四(b))顯示 IASI 觀測對風場也有相當明顯的影響，主要的差異由平流層向下延伸至對流層，南半球向下延伸的情形尤其明顯，達到 400hPa 左右。

圖五為同一個案各實驗溫度與風場五天預報緯向平均偏差的垂直剖面。比較實驗 p4ctl(圖五(a)(b))與 p4iasi(圖五(c)(d))，兩實驗的五天預報偏差正、負配置相當一致，實驗 p4iasi 的五天預報溫度偏差值在平流層較實驗 p4ctl 明顯偏大，對流層則差異較不明顯；風場預報偏差則實驗 p4iasi 的南半球整層大氣均明顯較

大，北半球較大的差異出現在北緯 60 度以北的高緯度地區。

圖六為溫度及風場東西分量五天預報的平均均方根誤差及預報偏差。均方根誤差顯示(圖六(a)-(d))不論南、北半球，較大的差異多出現在平流層 30hPa 以上，但南半球的風東西分量 100hPa 以上就有明顯的差異，增加 IASI 觀測同化反而使誤差變大。預報偏差部分(圖六(e)-(h))，南半球的差異較北半球明顯，風場的差異又較溫度場的差異明顯，最明顯的差異是南半球的風東西分量偏差在加入 IASI 觀測同化後在 500hPa 與 70hPa 間負、正偏差型態下，偏差均分別被加強的情形。

三、同化頻道分析與測試

(一) IASI 同化頻道分析

選取 46°N、39°E IASI 觀測進行單一 IASI 觀測資料的同化分析，圖七(a)為實驗 p4iasi 同化的頻道是依據 NCEP 作業所選用的，大致可以分為峯值位於對流層、跨對流層、低平流層及近模式頂的頻道。問題是實驗所用的全球數值預報系統模式頂為 1hPa，與 NCEP 的 0.1hPa 不同，峯值近模式頂的頻道，對 NCEP 的系統可能沒有問題，對本實驗系統則已超出模式頂或位於模式頂吸收層，不適合做資料同化的地方，這些頻道的同化可能就是造成實驗 p4iasi 對流層以上溫度的分析與實驗 p4ctl 差異很大的原因(圖四(a))，觀測與背景場過大且不真實的差異，透過分析系統的平衡關係引發風場不當的調整(圖四(b))，使南半球的對流層上層及平流層風場均方根誤差及預報偏差均較實驗 p4ctl 明顯變差(圖六(d)(h))。模式對平流層的掌握也影響平流層及跨平流、對流層頻道的使用，而對流層頻道的同化也與模式特性有關，是否與 NCEP 的一致，也需要考慮。除此之外圖七顯示部分頻道在近模式頂 Jacobean 有異常增大的情形，原因有待進一步研究，但顯然並不適合同化於系統中。

圖三 2011 年 12 月 10 日至 31 日長波二氧化碳吸收帶亮度溫度觀測與背景場的平均標準偏差顯示平均值均低於 1 度，但仍有部分頻道的偏差值相對偏大，以標準偏差值的平均值為參考，並計算出各頻道亮度溫度觀測與背景場的平均標準偏差的標準偏差，以平均值減掉標準偏差的 0.3 倍作為初步頻道篩選的標準，

也就是選出平均標準偏差小於此值的頻道，圖七(b)顯示此方式確實可以排除表現不合理的頻道。

(二) 篩選頻道測試實驗

以上述方式所篩選共 46 個頻道(圖七))進行同化實驗 p4iasi5。

相較於實驗 p4iasi (圖四(a)(b))，實驗 p4iasi5 與實驗 p4ctl 溫度與風場分析差值緯向平均的垂直剖面(圖四(c)(d))顯示二者的差異很小，透過分析系統間接引發的風場調整相對的也遠小於實驗 p4iasi 的，且實驗 p4iasi5 中 IASI 觀測對北半球的影響較南半球的明顯。

實驗 p4iasi5 溫度與風場五天預報緯向平均偏差垂直剖面(圖五(e)(f))顯示其偏差正、負配置與實驗 p4ctl 及 p4iasi 一致(圖五(a)-(d))，平流層溫度偏差遠小於實驗 p4iasi 的，甚至於較控制實驗 p4ctl 小；對流層溫度偏差範圍則相對略大。風場的預報偏差較實驗 p4iasi 改善，但略大於實驗 p4ctl。

實驗 p4iasi5 的溫度及風場東西分量五天預報的平均均方根誤差及預報偏差(圖六)顯示，平流層的均方根誤差較實驗 p4iasi 改善，但仍較實驗 p4ctl 大，圖六(h)南半球風東西分量五天預報偏差顯示同化篩選後的 IASI 頻道有效的改善了實驗 p4iasi 負、正偏差均分別被加強的情形。

圖八為各實驗五天預報高度場的平均距平相關。北半球，實驗 p4iasi 在 100hPa 以下各層與實驗 p4ctl 幾乎一致，100hPa 以上則略有改善；實驗 p4iasi5 則僅於 700hPa 以下與實驗 p4ctl 一致，100hPa 以上略有改善，中間各層則明顯較實驗 p4ctl 表現差。南半球則實驗 p4iasi 在 700hPa 以下與實驗 p4ctl 一致，以上則較佳；p4iasi5 則各層的表現均顯著較佳。

四、總結

新一代高光譜解析度的紅外線探測儀 IASI 觀測除了具備過去衛星觀測資料良好的水平分布優勢外，更提供較先前紅外線探測儀，更高的垂直解析度及與傳統探空觀測相當精確度的觀測，歐美日等先進數值預報中心的經驗顯示，IASI 觀測資料對於數值預報表現有顯著的提升。

本文以 NCEP 同化 IASI 觀測的設定為參考，在中央氣象局全球數值預報系統進行 IASI 觀測資料同化對系統影響的初步評估。結果顯示以此方式同化 IASI 觀測，高度場距平相關顯示

北半球表現持平，南半球有顯著改善。但 IASI 觀測的同化對平流層的溫度有很大的調整，此調整透過分析引發大幅的風場調整，且影響由平流層向下延伸至對流層，造成風場預報誤差及偏差大幅變大，南半球尤其明顯。可能的原因是部分頻道主要影響峯值接近預報模式頂或位於平流層，限於目前預報模式頂不夠高以及平流層解析度不夠，同化這些頻道觀測反而對系統不利，透過以觀測與背景場之平均標準偏差來進行同化頻道的篩選，改善了上述風場預報誤差及偏差大幅變大的問題，且高度場距平相關顯示南半球預報表現更好，但北半球的表現則較控制組實驗差。

由實驗結果可以知道，IASI 觀測資料的同化對全球數值天氣預報的影響非常顯著，而同化頻道的選擇是非常重要的。當然，增加 IASI 觀測資料同化的最終目的在提昇預報系統的預報表現，尤其是北半球預報的表現，未來將持續研擬測試同化頻道篩選方式、分析北半球表現負影響原因等工作，尋求對預報系統最有

利的同化方式。同時將進一步在較高垂直解析度、較高模式頂的新系統中進行 IASI 觀測資料的同化，以期發揮 IASI 資料的最佳效益。

參考文獻

陳建河、沈彥志、汪鳳如、陳雯美和馮欽賜，2011:中央氣象局全球預報系統 T319L40 的成效。天氣分析研討會論文彙編，111-121。

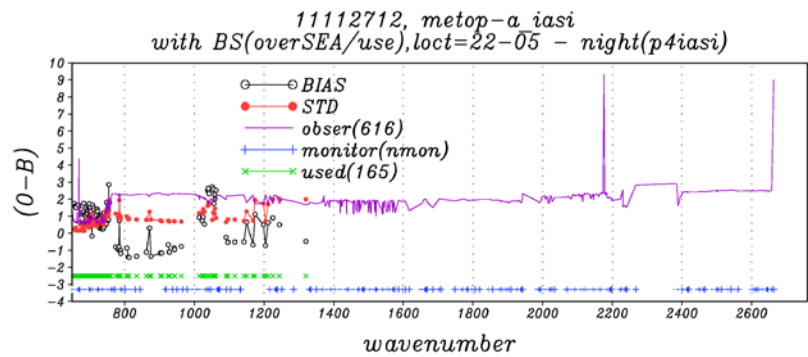
陳雯美、沈彥志、曹伶伶、馮欽賜和吳婉淑，2000:中央氣象局全球資料同化系統之更新評估。天氣分析研討會論文彙編，4-8。

陳雯美、曹伶伶、沈彥志、陳建河、增建翰和馮欽賜，2012：全球數值預報系統 AMSUA 觀測資料之同化研究。天氣分析研討會論文彙編。

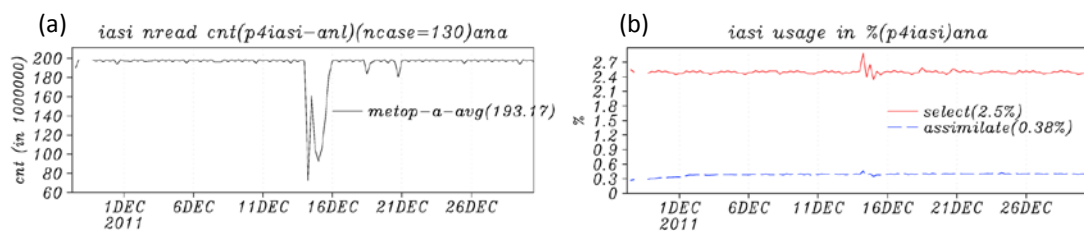
Wu. W.-S., R. J. Purser, and D. F. Parrish, 2002: Three-dimension variational analysis with spatially in homogeneous covariances. Mon. Wea. Rev., 130, 2905-2916

表一：IASI 各吸收帶之波譜範圍及其主要應用。

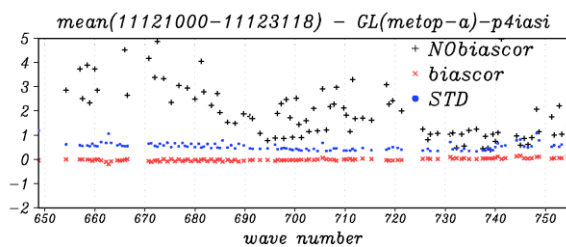
波數(cm ⁻¹)	吸收帶	主要應用	波數(cm ⁻¹)	吸收帶	主要應用
650-770	CO ₂	溫度探測	2100-2150	CO	CO 柱總量
770-980	大氣窗區	地表及雲探測	2150-2250	N ₂ O和CO ₂	溫度探測,N ₂ O柱總量
1000-1070	O ₃	O ₃ 柱總量	2350-2420	CO ₂	溫度探測
1080-1150	大氣窗區	地表及雲探測	2420-2700	大氣窗區	地表及雲探測
1210-1650	H ₂ O	水氣,N ₂ O,SO ₂ ,CH ₄ 探測	2700-2760	CH ₄	CH ₄ 柱總量



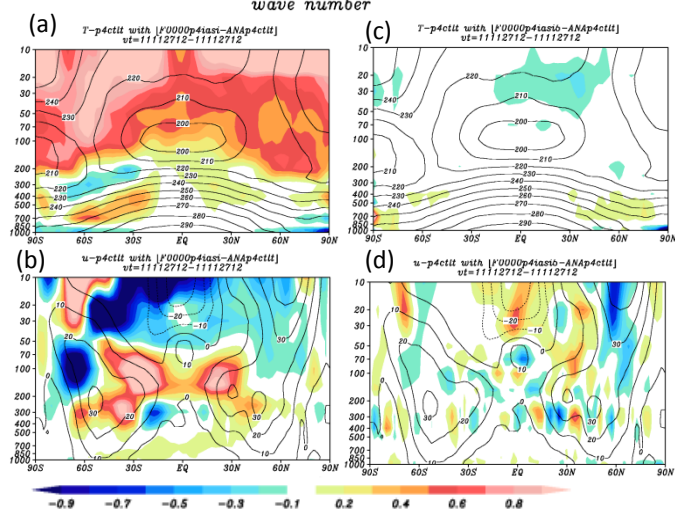
圖一：2011.11.27.12Z IASI 各頻道觀測與背景場之平均偏差（空心圓）、標準偏差（實心圓）、觀測誤差（實線），+ 為監控但未同化之頻道，X 為同化之頻道。



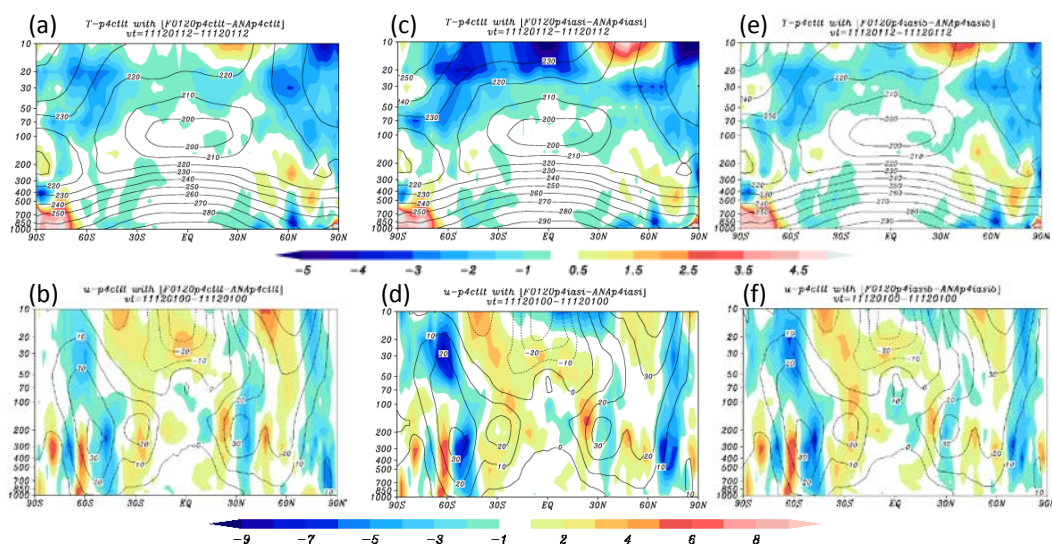
圖二：(a) 2011 年 12 月可用 IASI 觀測總量。(b) 稀疏化後、同化 IASI 觀測站可用總量比例(%)。



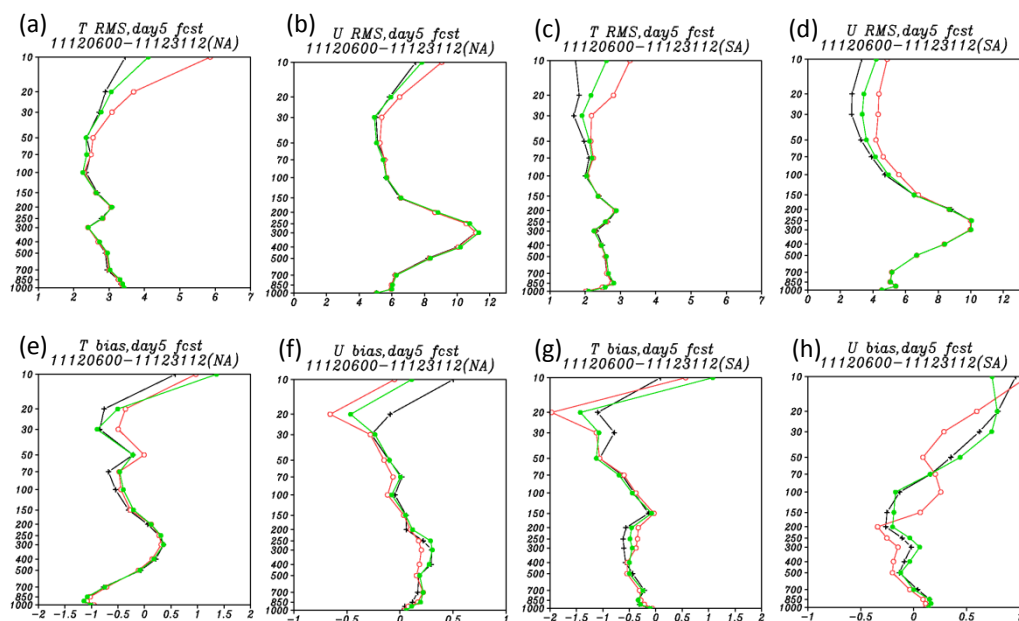
圖三：2011 年 12 月 IASI 觀測與背景場平均標準差及偏差時間序列。+ 為偏差修訂前之平均偏差，x 偏差修訂後的平均偏差，• 平均標準偏差。



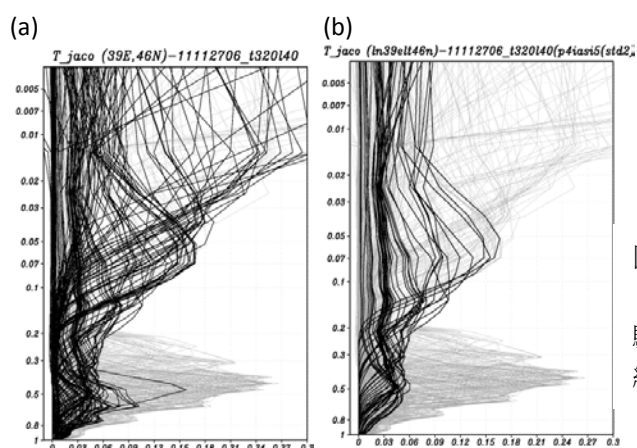
圖四：2011 年 11 月 27 日 12Z 各實驗與控制實驗溫度與風場分析差值緯向平均的垂直剖面。(a) 實驗 p4iasi 溫度 (b)實驗 p4iasi 風東西分量 (c)實驗 p4iasi5 溫度 (d)實驗 p4iasi5 風東西分量 與實驗 p4ctlt 之差值。



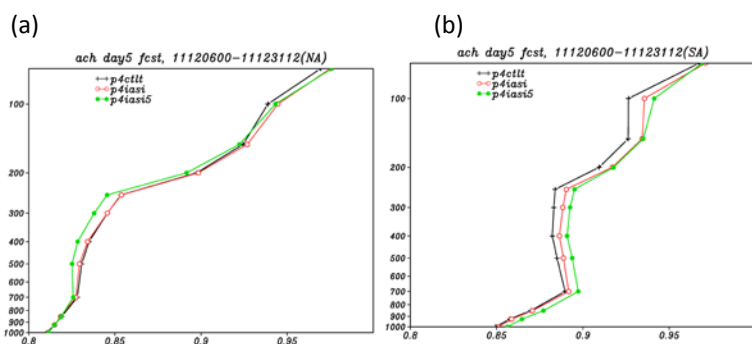
圖五：各實驗溫度與風場 2011 年 11 月 27 日 12Z 五天預報緯向平均偏差的垂直剖面。(a)實驗 p4ctlt 溫度 (b)實驗 p4ctlt 風東西分量(c)實驗 p4iasi 溫度 (d)實驗 p4iasi 風東西分量 (e)實驗 p4iasi5 溫度 (f) 實驗 p4iasi5 風東西分量。



圖六：2011 年 12 月溫度及風場東西分量五天預報的平均均方根誤差及預報偏差。北半球(a) 溫度(b)風東西分量 的平均均方根誤差；(e)溫度 (f)風東西分量 的平均偏差。南半球(c)溫度 (d)風東西分量 的平均均方根誤差；(g)溫度 (h)風東西分量 的平均偏差。+為實驗 p4ctl，。為實驗 p4iasi，• 為實驗 p4iasi5。



圖七：各頻道的溫度 Jacobians (dT_b/dT)。(a) 實驗 p4iasi (b) 實驗 p4iasi5。灰線為監測頻道，黑線為同化頻道。



圖八：2011 年 12 月平均五天預報高度場的平均距平相關。(a)北半球 (b) 南半球。+為實驗 p4ctl，。為實驗 p4iasi，• 為實驗 p4iasi5。

中央氣象局全球數值預報之 Hybrid-GSI 資料同化系統的初步測試

沈彥志¹ 陳御群³ 陳登舜¹ 楊舒芝⁴ 曹伶伶¹ 曾建翰¹ 陳雯美¹

馮欽賜² 周俊宇¹ 陳建河² 楊明仁⁴

中央氣象局氣象科技研究中心¹ 中央氣象局氣象資訊中心²

臺灣颱風洪水研究中心³ 國立中央大學大氣科學系⁴

摘要

中央氣象局全球預報系統自 2009 年 7 月以 GSI 資料同化系統，取代自 2003 年開始作業之統計波譜內差系統(SSI)，GSI 資料同化系統為 NCEP 全球數值預報系統於 2007 年 5 月所更新，而 SSI 資料同化系統亦為 NCEP 之 GSI 資料同化系統的前身。基本上，此二系統均建基於三維資料同化(3DVAR)的概念來同化各種觀測資料。然而，近年來在資料同化的發展與時俱進，漸漸發展出四維資料同化系統(4DVAR)與系集卡爾曼濾波器(EnKF)同化方法，以及結合二者優點的 Hybrid 資料同化系統。世界各大氣象作業中心均已將資料同化系統更新為以上三者之一，因 Hybrid 系統結合變分法與 EnKF 方法之優點，因此被各重點作業中心（ECMWF, NCEP 等）視為進階同化系統的改進方向。為了提升本局在資料同化上的能力，亦需開始進行新一代的 Hybrid 資料同化系統在 CWB/GFS 系統的測試與進一步發展。

Hybrid 資料同化系統結合了變分資料同化(Variational method)與系集卡爾曼濾波器同化方法兩者。主要以變分資料同化系統為其架構，將背景誤差協方差由原本僅使用靜態背景誤差協方差（static background error covariance）置換為同時包含靜態以及利用 EnKF 所計算出的系集背景場協方差誤差（ensemble-based background error covariance）。因此，一個完整的 Hybrid 資料同化系統必須結合 EnKF 系統與已擴充 Hybrid 相關項於價值函數的變分資料同化系統。兩者均有 NCEP 於 2012 年 5 月上線的新版系統可供測試。

由於缺少系集卡爾曼濾波器系統來提供系集成員，以作為 Hybrid 變分部分系統的流場相依背景場協方差誤差，先以時間延遲(time lagged)的方式作為系集成員的來源。此法即是從分析時刻的前 6 至 72 小時，以每 6 小時為間距取其由該時刻預報至分析時刻的預報場，如此可得到共 12 個成員，以提供做為系集背景場協方差誤差的估算。結果可以看出，在單點測試的部分，無論是以鋒面的個案或是颱風的個案，均可看到很明顯的流場相依結果，所得到的分析增量在水平或是垂直上均和觀測位置附近的天氣現象有良好的關聯。以兩週的平行測試來看，整體而言 Hybrid 實驗無論是在 1 天、3 天或 5 天預報均較 3DVAR 佳。從平均預報得分的垂直向狀況來看，幾乎也都比 3DVAR 實驗要好，僅在北半球高層有些微的不佳。至於溫度均方根誤差與風場均方根誤差的垂直向，Hybrid 實驗也很一致地比 3DVAR 實驗更好，無論是在北半球、南半球或是熱帶地區，此現象都很一致。

關鍵詞：Hybrid、GSI、資料同化

一、前言

近來，資料同化系統除了變分同化與系集卡爾曼濾波器系統之外，Hamill and Snyder（2000）提出 Hybrid 的系統，即是以 EnKF 和變分同化系統結合而成的 Hybrid 系統。對於三維變分與四維變分資料同化來說，這兩種方法所使用的背景場（4DVar 中為初始

場）誤差協方差都是不會隨著時間或天氣動力系統而改變的，雖然四維變分資料同化隱含著背景場誤差協方差會有流場相依（flow-dependent）的資訊，但是在每一分析時窗的初始分析時刻所使用的背景場協方差仍一樣是長期統計的靜態背景誤差協方差。但若考量到變分法中所使用的背景場誤差協方差矩陣為一長時間多樣本的統計值，隱含了模式誤差的統計特性。因

此，當模式誤差影響較大時，變分法仍能保持一定程度的穩定性，EnKF 系統則會受到模式誤差影響而有濾波器發散（filter divergent）的危險，而使觀測資料無法正確發揮效用。是故，Hybrid 系統的動機就在於為了保有變分資料同化的優點，而又希望利用到 EnKF 系統的優點——流場相依（flow-dependent）的背景場誤差協方差。所以將兩種背景場誤差協方差混合，產生一個新的背景場誤差協方差。Wang et al.（2007）提出在變分系統的架構下進行 Hybrid 同化系統分析。Wang et al.（2008a、2008b）的研究也證實了，當系集成員較少或是模式誤差較大的情況下，這樣的系統比起單獨的 EnKF 系統更為穩健（robust）。

在變分資料同化系統利用 EnKF 系統提供的背景誤差協方差時，目前較為主流的作法是對原本變分同化系統的靜態背景誤差協方差與 EnKF 所提供的系集背景誤差協方差各給予其權重係數，兩權重係數的加總為 1，因此可同時保留兩個系統所使用的背景誤差協方差的資訊。但對 Hybrid 系統而言，權重係數的決定則關係著 Hybrid 系統表現。

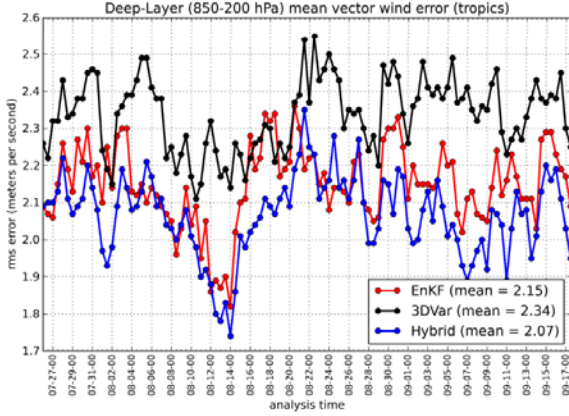


圖 1 利用 NCEP/GFS 配合 EnKF 系統、3DVar 系統 (GSI)與 Hybrid 系統，在熱帶 850-200hPa 風場的 72 小時預報平均誤差(本圖取自 Hamill et al. 2011)

圖 1 顯示利用 NCEP/GFS 配合 EnKF 系統、3DVar 系統 (GSI) 與 Hybrid 系統，在熱帶 850-200hPa 風場的平均誤差 (Hamill et al. 2011)。由圖中可以看出 Hybrid 系統對於預報影響的表現明顯較 3DVAR 與 EnKF 為佳。

二、Hybrid 系統的理論與架構

GSI的Hybrid基於下式來達成：

$$J(\mathbf{x}'_1, \mathbf{a}) = \underbrace{\beta_1 \frac{1}{2} \mathbf{x}'_1{}^T \mathbf{B}^{-1} \mathbf{x}'_1}_{J_b} + \underbrace{\beta_2 \frac{1}{2} \mathbf{a}^T \mathbf{A}^{-1} \mathbf{a}}_{J_e} + \underbrace{\frac{1}{2} (\mathbf{y}'_o - \mathbf{H} \mathbf{x}')^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y}'_o - \mathbf{H} \mathbf{x}')}_{J_o} \quad (1)$$

上式(1)中 β_1 和 β_2 分別為靜態背景誤差與系集背景誤差之權重，兩者之和設定為 1。 \mathbf{B} 即為靜態背景誤差協方差矩陣， \mathbf{R} 為觀測誤差協方差， \mathbf{A} 為控制系集背景場協方差矩陣局地化（localization）的相關係數矩陣。 $\mathbf{y}'_o = \mathbf{y}_o - \mathbf{H} \mathbf{x}_b$ 為觀測增量向量，其中 \mathbf{x}_b 為預報背景場， \mathbf{H} 為觀測算子。

Hybrid系統所求得的分析增量表示為：

$$\mathbf{x}' = \mathbf{x}'_1 + \sum_{k=1}^K (\mathbf{a}_k \circ \mathbf{x}_k^e)$$

它是由等號右邊兩項所組成，第一項為與傳統 3DVAR 使用靜態背景誤差協方差相關的增量，第二項則為系集背景誤差相關的增量。

第二項中 $\mathbf{x}_k^e = \frac{\mathbf{x}_k - \bar{\mathbf{x}}}{\sqrt{K-1}}$ 為系集擾動部分， $\bar{\mathbf{x}}$ 為系集平均部分， $k=1, 2, \dots, K$ ，表示系集數。向量 \mathbf{a}_k 為相對於每一系集成員的擴增控制變數（extended control variables），具有如何個別使用系集的權重意義，相關係數矩陣 \mathbf{A} 為一個分塊對角矩陣（block diagonal matrix）， $\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \mathbf{S} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{S} & & \mathbf{0} \\ \vdots & & \ddots & \vdots \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{S} \end{bmatrix}$ 其中 \mathbf{S} 同樣是預先描

述的相關矩陣，用來限制 \mathbf{a}_k 的空間變異。此矩陣含有了局地化（如何使用系集誤差協方差）的重要性，但為人為控制，需進行進一步測試適合的局地化影響半徑。

簡單來說，Hybrid 系統主要分為兩個部份，第一部份為 EnKF 部份，負責產生系集預報成員，依據各成員的變數場得到一組背景誤差協方差，因為在 EnKF 的方法中背景誤差協方差隨時間會更新，所以這組已系集成員的背景誤差協方差具備流場相依的特性。第二部份為變分同化系統，和單純的變分同化系統不一

樣的地方即在於這個部份所使用的背景誤差協方差包含了第一部份 EnKF 所提供的背景誤差協方差。在這樣的大架構之下，可以有許多不同的作法，例如：1. EnKF 要採取哪種 EnKF 的方法來獲得系集？目前 EnKF 方法可分為隨機觀測擾動法及決定性平方根法兩大類。研究指出當系集數受限時，隨機法所得的分析場準確度易受樣本誤差影響。此外，若模式的 EnKF 系統尚未完整建立，可採用如 Breeding 或 Ensemble transform 方法來獲得與動力發展有關的擾動量，再調整其所代表的誤差大小（Yang et al. 2009），或者可採用更為簡單的方式，以時間延遲(time lagged)的方式，將分析時間前幾天的模式自身預報作為系集成員。2. 因所獲得的系集模式場所使用的變數為模式變數及模式座標，並不一定與變分同化系統所使用的同化變數相同。因此，在放入變分同化系統進行價值函數極小化前需進行變數轉換等步驟。因此在變分同化系統中如何使用 EnKF 所提供的背景誤差協方差也是 Hybrid 同化系統中重要的一環。

由前所述可以了解到 Hybrid 系統有許多作法，由於目前 Hybrid 系統為近幾年較新的研究，全球模式方面，作業單位中有 ECMWF 已經作業，NCEP 亦於去

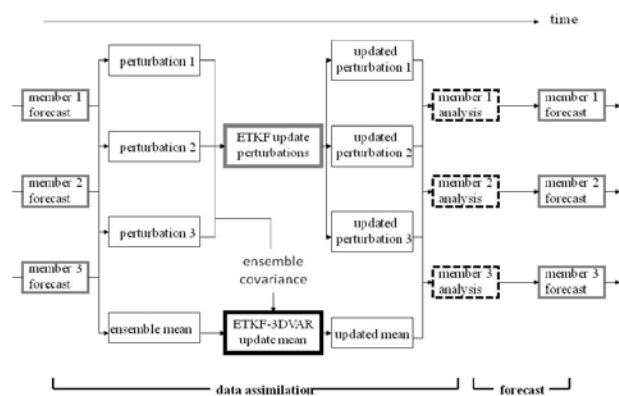


圖 2 WRF 區域模式之 Hybrid 系統流程架構的示意圖
(本圖取自 Wang, 2011)

年(2012)春天改為 Hybrid 系統；區域模式方面，利用 WRF 數值預報系統結合 WRFVAR 與 EnKF 方法的 Hybrid 系統也有一些研究。

上圖 2 為 Wang (2011) 對於 WRF 區域模式之 Hybrid 系統流程架構的示意圖。流程是將所有背景(短時預報)系集成員平均，取得各系集成員相較於系集平均的擾動場後，將所有的系集成員擾動場放入 ETKF

系統，以更新擾動場。同時，這些背景系集擾動場可以提供流場相依的背景誤差協方差的資訊給 3DVAR 同化系統，並利用 3DVar-EnKF Hybrid 系統得到新的分析場，並以此作為新的系集平均場。再將此分析場加上適才得到的新擾動場，就可以得到新的分析系集成員，再進行系集預報。

其中有關 EnKF 的部份是使用 ETKF 作為產生擾動場與背景誤差協方差的方法。但對於一個 Hybrid 系統來說，不一定要使用 ETKF 作為 Hybrid 系統的 EnKF 架構，因此，除了 ETKF 方法之外，亦可以任何一個 EnKF 方法作為產生系集成員的系統。類似的作法在 NCEP 已上線的新一代 Hybrid 同化系統也可以看見，NCEP 即是以 EnSRF 方法提供系集成員以為估算系集背景誤差協方差之用。

在 3DVAR 與 EnKF 結合方面，最主要的就在於 3DVAR 系統如何使用 EnKF 方法所提供的背景誤差協方差，以及經過 3DVAR 同化過後的分析場，又如何回饋給 EnKF 系統。

對於第一個部份，多半採取權重的方式，亦即原本使用的 3DVAR 背景誤差協方差與 EnKF 所提供的線性權重加總為 1，兩者之間可貢獻 50%，亦可選擇給予其中一項較高的權重。至於如何評斷兩項的權重函數，則需要對於各個不同的模式與實際情況進一步評估，如 3DVar 誤差協方差的可靠程度與系集對於動力不確定性的代表程度。第二個部份目前則較為一致，多半是利用變分同化系統所得到的分析場來取代更新後的系集平均，加上新的擾動場獲得新的系集成員。

此外，在 GSI Hybrid 資料同化系統中，所用的 EnSRF 系統並沒有包含觀測算子，其觀測與背景場之差距則直接來自於 GSI 同化系統。此作法可以使整套 Hybrid 同化系統都使用同樣的觀測算子，以確保不會有不一致的情形。

三、單點與實際個案測試結果比較

由於缺少系集卡爾曼濾波器系統來提供系集成員，以作為 Hybrid 變分部分系統的流場相依背景場協方差誤差，先以時間延遲(time lagged)的方式作為系集成員的來源。此法即是從分析時刻的前 6 至 72 小時，以每 6 小時為間距取其由該時刻預報至分析時刻的預

報場，如此可得到共 12 個成員，以提供做為系集背景場協方差誤差的估算。在單點測試的部分，選擇了兩個個案來測試，一個是鋒面的個案，時間是 2011 年 11 月 16 日 00 時，將單點觀測置於 175E, 52.5N, 高度為 850hPa, 觀測增量給定為溫度 1 度，觀測誤差給定 0.8 度。另一個是颱風的個案，時間是 2012 年 5 月 26 日 12 時，位置在 144.2E, 25.5N, 位於珊瑚(SANVU)颱風的東側，觀測高度也在 850hPa, 觀測增量給定為南北風 1 m/s, 觀測誤差給定也是 1 m/s。將會比較給定不同的觀測影響半徑(localization)、不同的靜態背景場誤差權重對於分析增量的影響。

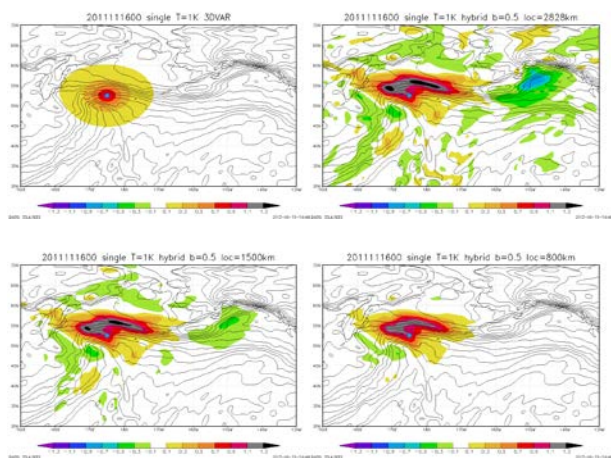


圖 3 鋒面個案單點溫度測試結果。左上為 3DVAR 測試結果，其餘為 Hybrid 測試結果，分別是觀測影響半徑為 2828 公里(右上)、1500 公里(左下)、800 公里(右下，亦為 NCEP 作業使用)。色塊部份為分析增量，等值線部份為初始場，藍點是觀測位置。所使用的靜態背景場誤差權重為 25 %。

圖 3 為鋒面個案單點測試結果，可以發現 Hybrid 系統所得的分析增量，相對於 3DVAR，會與初始場的溫度分布相近，此即為流場相依的效果。3DVAR 的分析增量僅是一個等向性的同心圓，而 Hybrid 的結果除了有流場相依外，亦可看出隨著觀測影響半徑的增加，有分析增量的範圍也跟著增加。觀測影響半徑的設計是為了消弭與觀測位置過遠的地區，因為系集成員的品質與數量不好或不足，而導致有樣本誤差的情況出現，因此過大的觀測影響半徑是不合理的。在 NCEP 的作業中，所使用的值是 800 公里，由圖 3 也可看出，是三者中較佳的選擇。有分析增量的範圍大抵上與 3DVAR 的結果非常接近。

接著討論不同的靜態背景場誤差權重 (β_1) 對於

分析增量的影響。延續圖 3 的測試個案，圖 4 為不同靜態背景場誤差權重對於分析增量的結果。隨著靜態背景場誤差權重增加（即是系集成員提供之背景場誤差權重 β_2 減少），所得的分析增量會愈來愈類似 3DVAR 的結果，流場相依的特性逐漸消失。值得注意的是，在 25% 與 50% 的分析增量圖中，可以看出在觀測位置的西南邊有負的分析增量，但是到了 75% 時，這個負的增量就幾乎消失了。

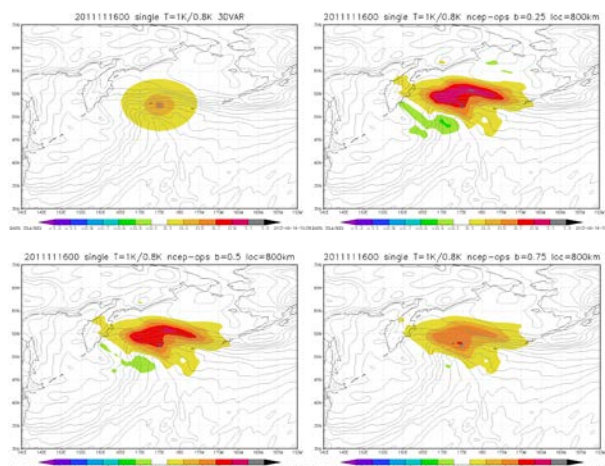


圖 4 鋒面個案單點溫度測試結果。左上為 3DVAR 測試結果，其餘為 Hybrid 測試結果，分別是靜態背景場誤差權重 (β_1) 為 25%(右上，亦為 NCEP 作業使用)、50%(左下)、75%(右下)。色塊部份為分析增量，等值線部份為初始場，藍色 x 是觀測位置。所使用的觀測影響半徑為 800 公里。

NCEP 作業中所使用的 β_1 值是 25%，可能是因為 NCEP 自己經過 EnKF 所提供的系集成員品質較高，數量也較多，故此較為相信系集成員所提供的背景場誤差協方差。由於 CWB/GFS 目前使用的系集成員為模式自身時間延遲提供，質與量相對於 NCEP 的系集成員都較低，故此我們選擇了 50% 作為日後的測試使用。

圖 5 為颱風個案單點測試結果。3DVAR 的測試結果在颱風個案時一樣是一個等向性的同心圓，觀測位置在颱風東側，植入一個南風的單點觀測，卻一樣在颱風西側造成南風的分析增量，故此會破壞颱風本身的結構，所導致的東西風場分析增量也明顯與原有的颱風結構不一致。但在 Hybrid 系統的測試結果中，南北風的分析增量很明顯地分布在颱風的東側與西側，而所導致的東西風場分析增量也分布在颱風的北側與南側，並沒有因為植入的單點觀測破壞了颱風的自身結構，這也是在 Hybrid 系統下，分析增量流場相依的

結果。

若進一步來看 Hybrid 系統與 3DVAR 系統在實際

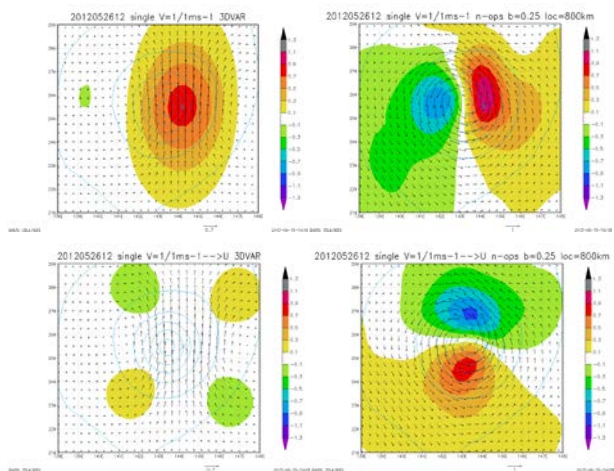


圖 5 颱風個案單點溫度測試結果。左側為 3DVAR 的測試結果，右側為 Hybrid。上半部為南北風場(V)的分析增量，下半部則是南北風場所導致的東西風場(U)之分析增量。色塊部份為分析增量，等值線部份為初始海平面氣壓，藍色 x 為觀測位置。所使用的靜態背景場誤差權重為 25 %，觀測影響半徑為 800 公里。

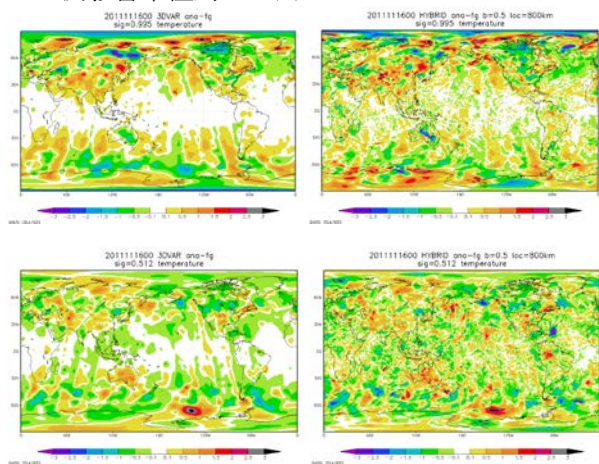


圖 6 實際個案溫度增量測試結果。左側為 3DVAR 的測試結果，右側為 Hybrid。上半部是 σ 為 0.995，下半部是 σ 為 0.512。

個案下的分析增量差異，則如圖 6。兩者的差異最大的不同就在赤道地區，Hybrid 系統比起 3DVAR 在赤道地區有許多分析增量，而大抵上來看，3DVAR 在中高緯度的分析增量極值分布也與 Hybrid 非常接近。顯示 Hybrid 系統並未調動太大的分析增量，而是對於 3DVAR 所照顧不到的細部微調。

四、平行測試結果

本節將討論依據第三節所測試得到的數值設定，

置入 GSI Hybrid 同化系統，做一段時間的平行測試，以比較 3DVAR 和 Hybrid 系統在 CWB/GFS 的預報表現。同樣使用 NCEP 2012 年作業版的 GSI 系統，一組實驗是將 Hybrid 功能關閉的單純 3dvar 實驗，另一組則為開啓 Hybrid 功能的 hybrid 實驗。實驗期間為 2011 年 12 月 1 日 00 時至 15 日 12 時。比較兩實驗的預報 120 小時重力位高度距平相關，因此有 20 個個案。

圖 7 為利用時間延遲作為系集成員的 GSI Hybrid 系統準平行測試結果，在目前僅有初步的十天測試。

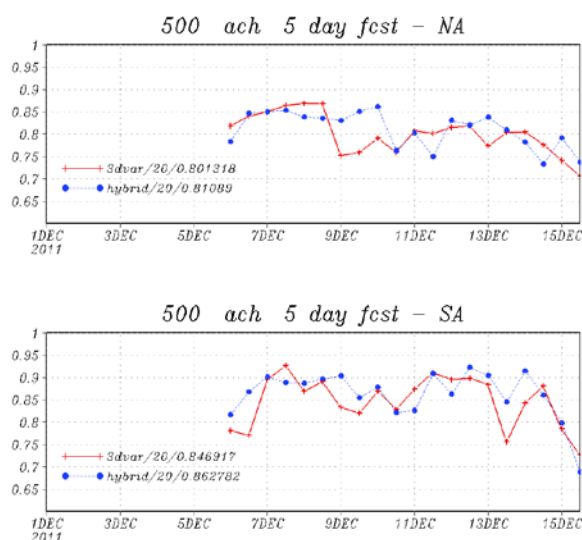


圖 7 利用時間延遲作為系集成員的 GSI Hybrid 系統準平行測試結果。上圖為 500mb 北半球重力位高度場距平相關五天預報得分的時間序列，下圖為南半球。紅色線為 3DVAR 的結果，藍色線則為 Hybrid 的結果。

由結果可看出，Hybrid 實驗明顯較 3DVAR 為佳，雖有幾個個案預報表現不如 3DVAR，但是幅度均不大，而大部分的個案都比 3DVAR 來得好，甚至有極優於 3DVAR 的結果。平均而言，南北半球均有 0.01 以上的改善。

從預報得分在實驗期間的平均可看出，整體而言 Hybrid 實驗無論是在 1 天、3 天或 5 天預報均較 3DVAR 佳，如圖 8。從平均預報得分的垂直向狀況來看，幾乎也都比 3DVAR 實驗要好，僅在北半球高層有些微的不良。至於溫度均方根誤差與風場均方根誤差的垂直向，如圖 9，Hybrid 實驗也很一致地比 3DVAR 實驗更好，無論是在北半球、南半球或是熱帶地區，此現象都很一致。值得一提的是，在熱帶地區的高層風

場均方根誤差，5 天預報的 Hybrid 實驗誤差甚至與 3 天預報的 3DVAR 實驗誤差相仿。

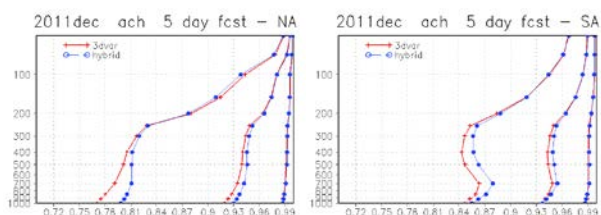


圖 8 利用時間延遲作為系集成員的 GSI Hybrid 系統準平行測試結果。左圖為北半球重力位高度場距平相關之垂直分布，右圖為南半球。紅色線為 3DVAR 的結果，藍色線則為 Hybrid 的結果。圖中有三組曲線，由右而左分別是 1 天、3 天與 5 天的預報結果。

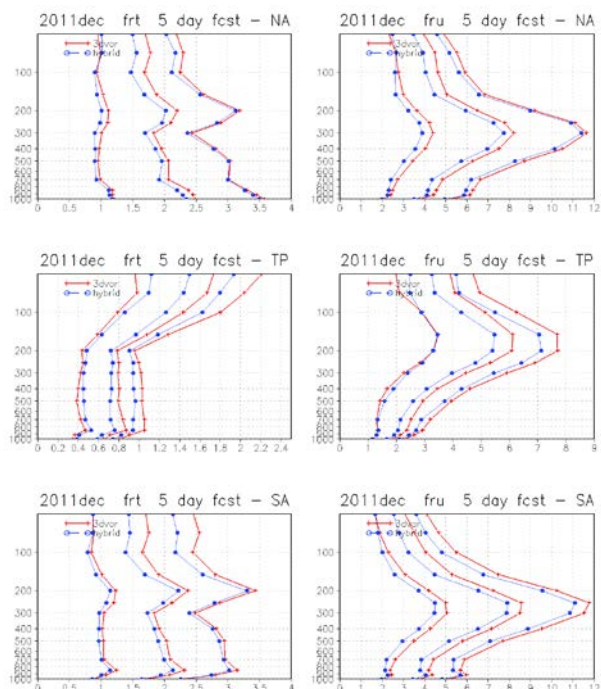


圖 9 利用時間延遲作為系集成員的 GSI Hybrid 系統準平行測試結果。左半部為溫度均方根誤差，右半部為東西風場均方根誤差。由上而下是北半球、南半球、熱帶。圖中有三組曲線，由左而右分別是 1 天、3 天與 5 天的預報結果。

五、結論

中央氣象局全球預報系統自 2009 年 7 月以 GSI 資料同化系統。然而，近年來在資料同化的發展與時俱進，漸漸發展出結合四維資料同化系統(4DVAR)與系集卡爾曼濾波器(EnKF)二者優點的 Hybrid 資料同化系統，因此被各重點作業中心視為進階同化系統的

改進方向，均已逐漸將資料同化系統更新為 Hybrid 系統。為了提升本局在資料同化上的能力，亦需開始進行新一代的 Hybrid 資料同化系統在 CWB/GFS 系統的測試與進一步發展。

由於缺少 EnKF 系統來提供系集成員，以作為 Hybrid 系統的流場相依背景場協方差誤差，先以時間延遲的方式作為系集成員的來源。在單點測試的部分，無論是以鋒面或颱風的個案，均可看到很明顯的流場相依結果，所得的分析增量在水平或垂直上均和觀測位置附近的天氣現象有良好的關聯。以兩週的平行測試來看，整體而言 Hybrid 實驗無論是在 1、3 或 5 天預報均較 3DVAR 佳。從平均預報得分的垂直向來看，幾乎也都比 3DVAR 實驗要好，僅在北半球高層有些微不佳。至於溫度與風場均方根誤差的垂直向，Hybrid 實驗也很一致地比 3DVAR 實驗更好。但以目前時間延遲的系集成員來說，質與量明顯比起 EnKF 所提供的系集成員來得不足，因此，對於中央氣象局未來發展 Hybrid 系統而言，引進 NCEP GSI 所搭配的 EnKF 系統是勢在必行的。

參考資料

- Hamill, Thomas M., Chris Snyder, 2000: A Hybrid Ensemble Kalman Filter-3D Variational Analysis Scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2905-2919.
- Hamill, T. M., J. S. Whitaker, D. T. Kleist, M. Fiorino, and S. J. Benjamin, 2011: Predictions of 2010's tropical cyclones using the GFS and ensemble-based data assimilation methods. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3243-3247.
- Wang, X., C. Snyder, and T. M. Hamill, 2007: On the theoretical equivalence of differently proposed ensemble/3D-Var hybrid analysis schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 222-227.
- Wang, X., D. Barker, C. Snyder, T. M. Hamill, 2008a: A hybrid ETKF-3DVAR data assimilation scheme for the WRF model. Part I: observing system simulation experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5116-5131.
- Wang, X., D. Barker, C. Snyder, T. M. Hamill, 2008b: A hybrid ETKF-3DVAR data assimilation scheme for the WRF model. Part II: real observation experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5132-5147.
- Wang, X. 2011: Application of the WRF hybrid ETKF-3DVAR data assimilation system for hurricane track forecasts. *Wea. Forecasting*, **26**, 868-884.
- Yang, S-C, C. Keppenne, M. Rienecker, E. Kalnay, 2009: Applications of coupled bred vectors to seasonal-to-interannual forecasting and ocean data assimilation. *J. of Climate*, **22**, 2850-2870.

中央氣象局TWRP模式颱風預測能力之評估與改進

鄭浚騰¹、陳得松¹、蕭玲鳳²、黃康寧¹、葉天降¹

¹中央氣象局

²台灣颱風洪水研究中心

台灣的地理位置在西北太平洋邊緣，在各類的天然災害中，以夏秋兩季的颱風影響最為嚴重，每年平均約有3至4個颱風侵襲，造成嚴重的生命財產損失。因此，於颱風季節提供準確的颱風現況及預報資訊，使社會大眾能儘早做好防範措施，是中央氣象局極重要業務之一。以動力數值模式做較長時程的颱風路徑預測，其參考性較統計預報方法為高。TWRP 模式為中央氣象局近年來致力發展之颱風數值模式，此模式建置於2010年(1.0版)，詳細架構可參考Hsiao et al.(2010, 2012)。因颱風大都形成於廣闊洋面上，常缺乏足夠觀測資料以正確解析颱風結構，故使用良好之颱風渦旋初始化，以妥善處理數值模式中之颱風環流為數值模式進行颱風預測時之重要關鍵技術。

針對2012年西北太平洋的所有颱風個案，TWRP模式24/48/72小時颱風路徑預測誤差為133/205/314km，而對於發佈颱風警報颱風的颱風路徑預測誤差則為105/198/297km，並於颱風警報期間，提供預報人員值得參考的颱風預報路徑。圖1為各預報作業中心模式針對2012年西北太平洋颱風路徑預測，其中以NCEP及EC表現最好，NCEP於2012年5月起加入Hybrid資料同化技術，有效改進颱風路徑預測誤差，TWRP模式則與JMA、UK相近。

2012年8月18日00UTC於菲律賓呂宋島附近生成的Tembin颱風，是屬於特殊行進路徑的侵台個案，Tembin初期向北行進，至鵝鑾鼻東方海面時轉西方向移動，24日5時從屏東牡丹鄉登陸，穿越恆春半島。之後以西南西轉向偏南方向移動，27日颱風行進方向轉為向東轉東北方，28日通過鵝鑾鼻南方朝東北轉北北東方向遠離台灣。TWRP模式對於Tembin颱風的24/48/72小時颱風路徑預測誤差為81/178/300km(如圖2)。

另外，為了因應氣象局預報中心的作業需求，現行作業模式的颱風路徑三天預報需要提高為五天預報。我們挑選了2009至2011年共51個颱風個案，測試TWRP模式五天預報的能力，初步結果顯示72/96/120小時颱風路徑預測誤差為192/255/319km(如圖3)。進一步的結果及討論將於研討會中做詳細的報告。

關鍵字：颱風渦旋初始化流程、積雲參數化、五天預報。

參考文獻：

Hsiao, L.-F., D.-S. Chen, Y.-W. Kuo, Y.-R. Guo, T.-C. Yeh, J.-S. Hong, C.-T. Fong, and C.-S. Lee, 2012: Application of WRF 3DVAR to operational typhoon prediction in Taiwan : impact of outer loop and partial cycling approaches . *Wea. Forecasting*, **27**, 1249–1263.

Hsiao, L.-F., C.-S. Liou, T.-C. Yeh, Y.-R. Guo, D.-S. Chen, K.-N. Huang, C.-T. Terng, and C.-H. Chen, 2010: A vortex relocation scheme for tropical cyclone initialization in advanced research WRF.. *Mon.Wea. Rev.*, **138**, 3298–3315.

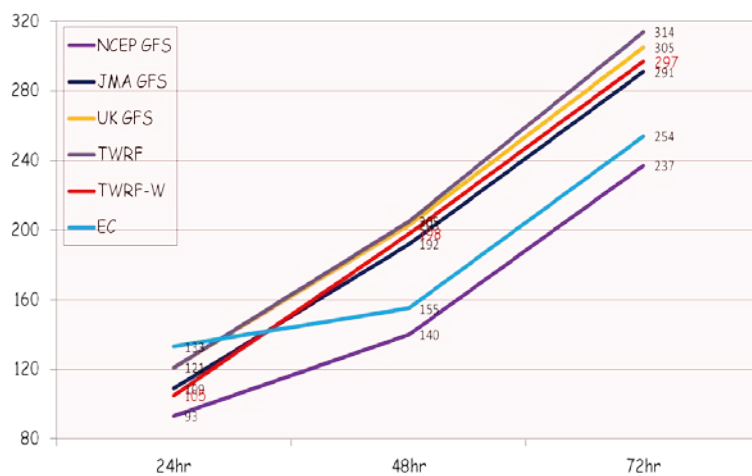


圖 1.TWRF 模式與各預報作業中心模式對 2012 年的颱風預報路徑誤差。

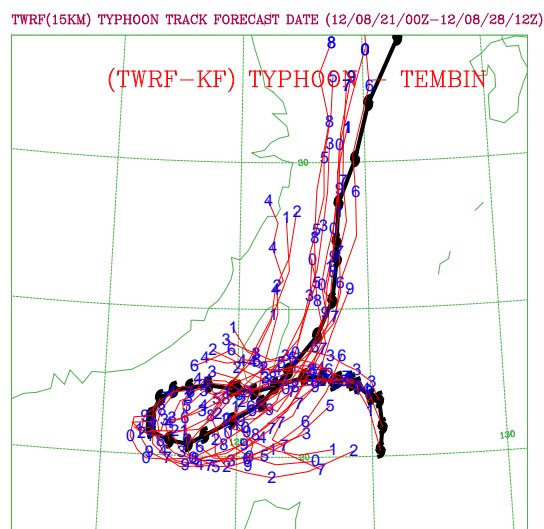


圖 2.TWRF 模式對 2012 年 Tembin 颱風的颱風預報路徑。

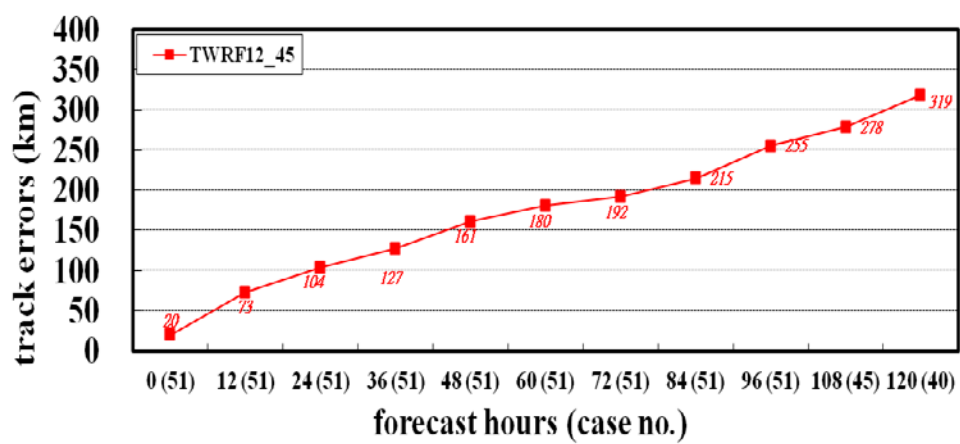


圖 3.TWRF 模式對 2009 至 2011 年共 51 個颱風個案的颱風路徑五天預報誤差。

HWRF 模式 2012 年於西北太平洋之建置與預報表現評估

蔡金成¹ 蕭玲鳳¹ 陳得松² 包劍文³ 李清勝¹

台灣颱風洪水研究中心¹ 中央氣象局² NOAA Earth System Research Laboratory³

摘要

本研究將統計 2012 年 Taiwan Cooperative Precipitation Ensemble Forecast Experiment (TAPEX)期間 13 個颱風個案，HWRF 與 HWRF_T 實驗於西北太平洋颱風路徑預報之表現。HWRF 實驗為三層巢狀移動網格，格點距離為 27/9/3 公里；HWRF_T 實驗為三層固定網格，格點距離為 45/15/5 公里。

關鍵字：Hurricane WRF

一、前言

台灣颱風洪水研究中心於 2010 年起進行定量降雨系集預報實驗，實驗期間每日 4 次，每次進行 20 組預報。20 組預報實驗設計中，包含：MM5、WRF 與 Cress 等模式。為朝向多模式系集預報之實驗架構，台灣颱風洪水研究中心、中央氣象局與美國 ESRL(Earth System Research Laboratory) / NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration) 合作引進 HWRF(Hurricane Weather Research and Forecast system) 並測試評估 HWRF 預報西北太平洋颱風之能力。

二、模式簡介與研究回顧

HWRF 為美國 National Centers for Environmental Prediction (NCEP) 下轄的研究單位 Environmental Modeling Center (EMC)負責研究發展與改進，HWRF 模式之物理過程改進，由 EMC 與 NOAA 下轄研究單位 ESRL(Earth System Research Laboratory)共同合作。

HWRF 系統詳細介紹可參考 Community HWRF USER' GUIDE V3.3a(Bao et al. 2011)。

在蔡等，2012 年研究中，當 HWRF 以移動網格之模式設定進行預報時，若網格解析度 3 公里使用積雲參數化，將使強烈颱風在模式中出現強度過強之狀況(低於 800hPa)。使用固定網格(HWRF_T)之模式設定，當設定為 2 way 時，模式中的颱風無法通過巢狀網格之邊界，造成颱風路徑預報表現不佳，改以 1 way 進行預報時，颱風雖可通過巢狀網格之邊界，但颱風路徑預報須配合模式時間步階為 54 秒方有最佳之表現。

三、實驗設計

本篇研究中針對 HWRF 設計 2 組實驗，其中一組實驗為類似 EMC/NCEP HWRF 之作業版本，3 層巢狀移動網格之網格解析度為 27/9/3 公里，模式垂直層數為 43 層，模式頂 50hPa，模式積分時間步階為 45 秒，初始場與邊界條件使用 NCEP Hybrid-GFS (T574)之資料。為產生台灣地區的定量降雨預報資料，供本中心定量降雨系集預報實驗(TAPEX)使用，設計第二組實驗(HWRF_T)為固定 3 層巢狀網格，網格解析度為 45/15/5 公里，模式積分時間步階為 54 秒，模式範圍近似現行中央氣象局作業之設定，初始場與邊界條件使用 NCEP GFS 0.5 度之資料。兩組 HWRF 實驗進行預報時未使用海洋模式進行耦合，第三層皆未使用積雲參數法，詳細實驗設計請參考表一。

本篇研究中，針對 2012 年颱風進行作業化預報，分析颱風個案共 13 個，包含：蘇拉、丹瑞、海葵、奇洛基、啓德、天秤、布拉萬、三巴、杰拉華、艾維尼、馬力斯、凱米與巴比倫。

四、實驗結果與討論

分析 HWRF 兩組實驗之颱風路徑預報，將同時比較定量降雨系集預報實驗中 MEM06 與 MEM18，此兩成員為表現穩定且多優於系集平均之成員。

(一) 颱風路徑預報結果

2012 年 13 個颱風個案生命期間路徑預報誤差統計結果(表二)，預報實驗在第 24、48 與 72 小時的路徑預報誤差分別為：HWRF 實驗為 85/146/241 公里；HWRF_T 實驗為 76/134/228 公里；MEM06 實驗為

96/168/255 公里；MEM18 實驗為 70/133/221 公里。第 72 小時預報表現，以 MEM18 最優，HWRF_T 次之，HWRF 則略優於 MEM06。整體 HWRF 兩組實驗設計之路徑報表現與 ARW-WRF 之路徑預報表現相當。

(二) 總結

統計 2012 年 13 個颱風的路徑預報結果顯示，HWRF 兩組實驗與現行 ARW-WRF(MEM06 或 MEM18) 之路徑預報能力相當。經過調整模式設定之後，HWRF 實驗當預報強烈颱風時，亦不再出現颱風強度過強的異常狀況。HWRF_T 實驗，則改以 1way 實驗設計配合模式積分時間步階縮小為 54 秒，大幅度提升颱風路徑預報能力。

初步分析 HWRF_T 實驗在台灣之定量降雨，發現台灣東部山區容易出現牛眼現象的小區域強降雨。進

行敏感度實驗後發現，此牛眼現象的降雨由微物理參數化所造成。未來將進一步測試不同微物理參數法並進一步與 EMC/NCEP 合作參與改進微物理參數法。

五、參考文獻

Shaowu Bao, Richard Yablonsky, Don Stark and Ligia Bernardet, 2011: Community HWRF USERS' GUIDE V3.3a. The Developmental Testbed Center.

蔡金成、蕭玲鳳、陳得松、包劍文與李清勝，2012：Hurricane WRF 模式於西北太平洋颱風預報之初步測試研究。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局。

表一、HWRF 實驗設計表

Experiment	cold/warm start	analysis	bogus	Cumulus scheme	Microphysics scheme	Boundary Layer	Note
HWRF	cold start	NODA	HWRF bogus	SAS	Ferrier	NCEP GFS	43levels ;model top 50hPa; 2 way; time_step=45
HWRF_T	cold start	NODA	no bogus	SAS	Ferrier	NCEP GFS	43levels; model top 50hPa; 1 way; time_step=54
MEM18	partial cycle	NODA	no bogus	KF	WSM5	YSU	28levels; 2way; d03 with Cu.
MEM06	cold start	WRF3DAVR (CV5+OL3)	CWB bogus	new KF	Goddard	YSU	45levels; model top 30hPa; 1way

表二、2012 年 13 個颱風個案生命期間路徑預報誤差統計(網格解析度:45km)

Experiment	0 fhr(354)*	24fhr(295)	48fhr(233)	72fhr(159)
HWRF	51	85	146	241
HWRF_T	33	76	134	228
MEM18	41	70	133	221
MEM06	27	96	168	255

*fhr 為預報小時；括號內為個案數。

EAKF 系集資料同化系統探討 GPSRO 掩星資料對颱風模

擬之影響

王潔如¹ 蕭玲鳳¹ Hui Liu² 李清勝¹

台灣颱風洪水研究中心¹ National Center for Atmospheric Research²

摘 要

系集資料同化(Ensemble-base data assimilation ; EDA)是新一代的資料同化系統。本研究評估在系集調整卡爾曼濾波資料同化技術(Ensemble Adjustment Kalman Filter, EAKF)下,同化 GPSRO 資料對颱風路徑預報的影響。

一、 前言

資料同化方法是提升數值模式預報準確率的主要技術之一。系集調整卡爾曼濾波(Ensemble Adjustment Kalman Filter system ; EAKF)是近年美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research)資料同化研究平台(DataAssimilation Research Testbed ; DART)最新資料同化系統,此方法將氣象資訊在時間上往前分析,再依次估計出整個大氣狀態的估計值。簡單來說,在預報過程中有新的觀測資料進來時,用此觀測資料與預報值來決定出最佳的分析值。利用最新觀測資料來更新預報值,有利於預報結果不會偏離實際大氣太遠,使得預報誤差降低,進而改善數值模式預報結果。EAKF 與 WRFVAR 資料同化最大差異在於背景誤差(Background Error)更新,目前 WRF 三維變分資料同化 (WRF 3 Dimension Variational analysis ; WRF3DVAR)系統所採用的背景誤差是一組長期統計平均的靜態背景場誤。EAKF 的背景場誤差會隨時間變動,其利用同化新的觀測資料後之分析系集進行預報而來估算出新的背景誤差,使得此背景誤差能反應出模式預報不確定性隨時間變化的狀態。本文運用 EAKF 系集資料同化系統探討有無 GPSRO 掩星資料對颱風模擬之影

響。

二、 實驗設計

本次實驗所使用的預報模式為 WRF(Weather Research and Forecasting) v 3.1.1 版本, EAKF 資料同化系統為 v 3.1 版本。模式使用一層巢狀網格,預報區域大小為(d01 : 222 x 128, 圖 1),模式解析度為 45 km,垂直使用的 σ 座標共為 45 層,模式層頂為 30hPa。以 NCEP GFS 全球模式分提供模式邊界場,此分析預報系統於每日 00、06、12 和 18Z 時各進行一次 6 小時 update cycling run。實驗採用 32 組系集成員作系集資料同化與更新背景誤差,並以此 32 組分析系集的平均來進行 72 小時預報,以評估分析對於預報表現的影響。

研究實驗以2010年侵台的梅姬(Megi)颱風個案分別進行有無同化GPSRO觀測兩組實驗,來探討GPSRO觀測對颱風路徑預報之影響。分析時間為2010年10月13號00Z到2010年10月20號12Z,總共34個update cycle run。兩組實驗名稱分別為沒有同化GPSRO的“NOGPS”實驗,以及有同化GPSRO的“GPS”。

三、 結果分析與討論

(1) 颱風路徑預報

預報梅姬颱風生命期間(圖3)中可看出,初

期GPS實驗的颱風走向與NOGPS實驗一致，且移速較快，較接近CWB路徑。在經過1天的update cycle後，兩實驗路徑預報有明顯的差距。10月15日NOGPS實驗的颱風路徑預報較南偏，而且移速較慢，GPS實驗結果則較接近CWB路徑。分析預報到10月16日以後，有無同化GPSRO皆較實際路徑北偏，兩實驗差異不大。10月17日兩實驗颱風路徑預報通過菲律賓後均提早北轉且移速減慢，這是因為所預報的太平洋高壓相對於NCEP GFS分析較為偏北且西伸(圖4)。

根據平均颱風路徑預報誤差顯示，整體來看同化GPSRO觀測的路徑預報誤差都比沒同化GPSRO觀測的結果較小，而且在72小時路徑誤差改善幅度達10%(表1)。

(2) 層場校驗

與NCEP分析場之層場校驗結果(圖略)顯示，同化GPSRO觀測使得300hPa以上重力位高度場的RMSE變得較大。而中低層在分析時GPS與NOGPS兩實驗結果差距不大，但隨著預報時間增加，同化GPSRO觀測明顯有助於改善重力位高度場的預報。

在風場預報方面，同化GPSRO觀測在分析時有助於改善U風場，但隨著預報時間的增加，有無同化GPSRO兩者差異有逐漸縮小的趨勢，預報48小時以後500hPa以上是NOGPS實驗表現較好，500hPa以下則是GPS實驗表現較好。

在溫度場預報方面，同化GPSRO觀測在對於分析場些微改善，但隨預報時間增加後兩實驗差距微小。而對水氣場預報的影響與溫度場結果相似。

四、 結論

本研究利用EAKF資料同化技術，探討有

無同化FORMOSAT-3 GPSRO觀測對梅姬颱風路徑預報的影響。從34個分析預報時窗的預報路徑誤差顯示，同化GPSRO觀測都比無同化GPSRO觀測較小，在72小時路徑預報誤差改善幅度達10%。

重力位高度、溫度、水氣和風場的預報與NCEP的分析場比較發現，在中低層同化GPSRO觀測的分析場RMSE比不同化GPSRO較小，但隨著預報時間增加，只有重力位高度場仍有明顯的改善，溫度及水氣場經過模式積分後差異變不明顯。而風場及重力位高度場高層的分析與預報都較差些，原因仍需進一步的研究。

五、 參考文獻

林昀璿，劉輝，馮欽賜，「SoWMEX 實驗 EAKF 系集資料同化系統初步分析」，中央氣象局天氣分析與預報研討會暨美華海洋大氣學會第五屆國際海洋大氣研討會，203-208 頁，交通部中央氣象局，台北市，2010 年，6 月。

巫佳玲，林沛練，利用WRF 3DVAR與EAKF探討GPSRO資料同化對莫拉克颱風模擬之影響，飛航天氣第十七期，2012年，4月。

Liu., H., J. Anderson, and Y.-H. Kuo, 2012: Improved analyses and forecasts of Hurricane Ernesto's genesis using radio occultation data in an ensemble filter assimilation system. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 151–166.

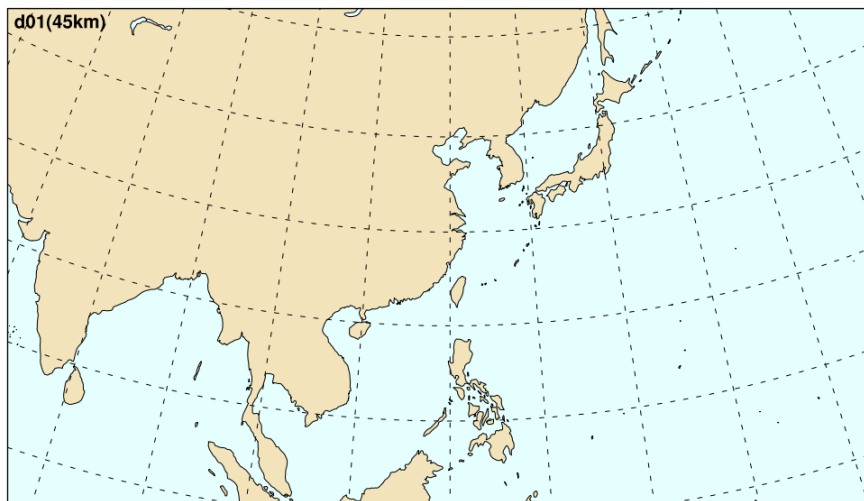


圖 1: 台灣颱風洪水研究中心 WRF/EAKF 模式預報網格點範圍，domain 1：222 x 128，格點解析度為 45 km。

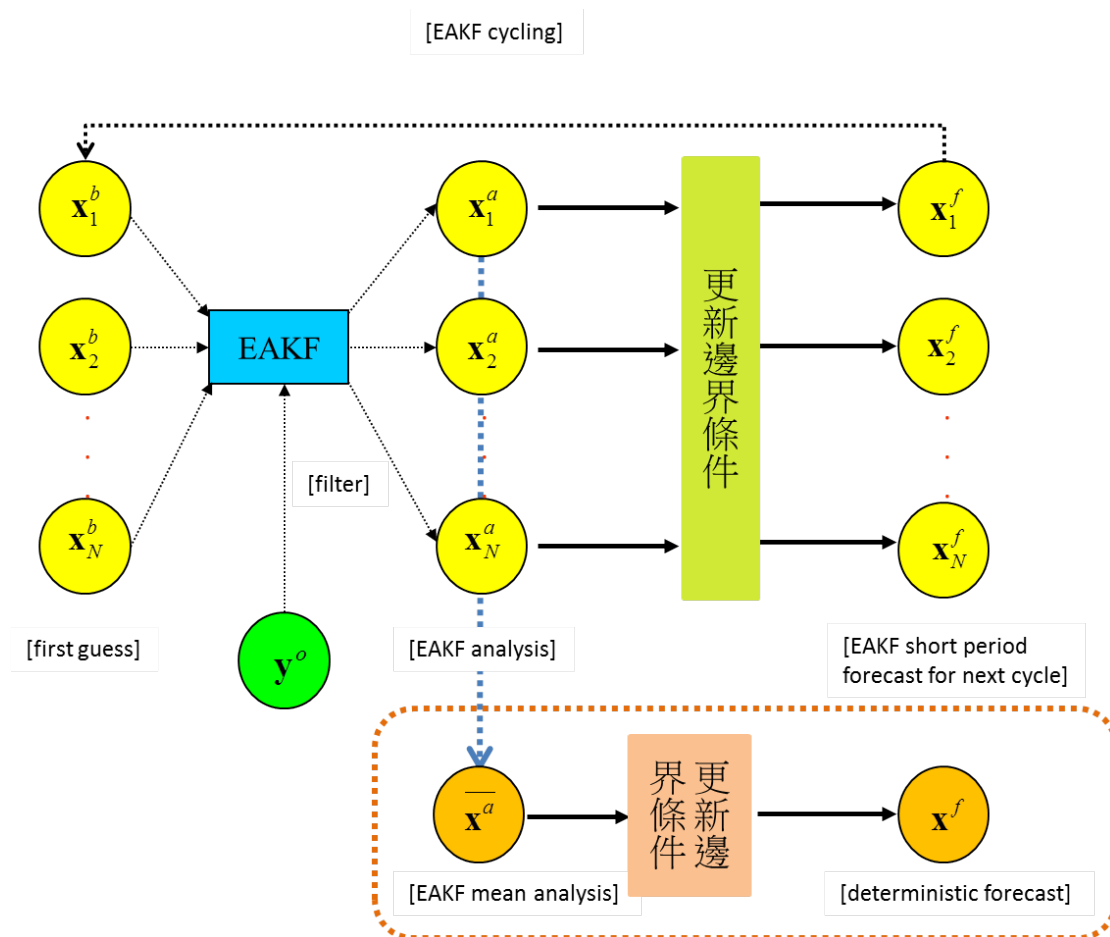


圖 2: WRF/EAKF cycling run 示意

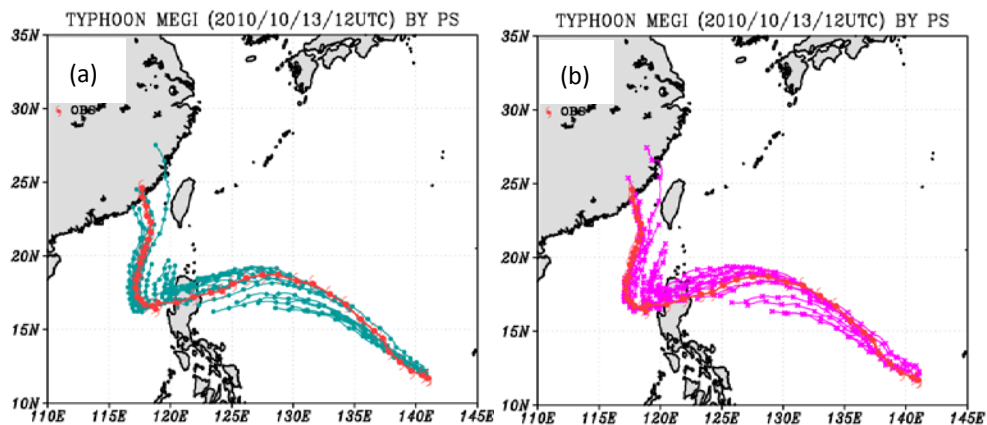


圖 3: 2010 年梅姬(Megi)颱風生命期間(a)沒有同化 GPS 掩星資料(NOGPS)路徑預報表現，(b)有同化 GPS 掩星資料(GPS)路徑預報表現，其中颱風符號為中央氣象局官方路徑，圓為 NOGPS，X 符號為 GPS。

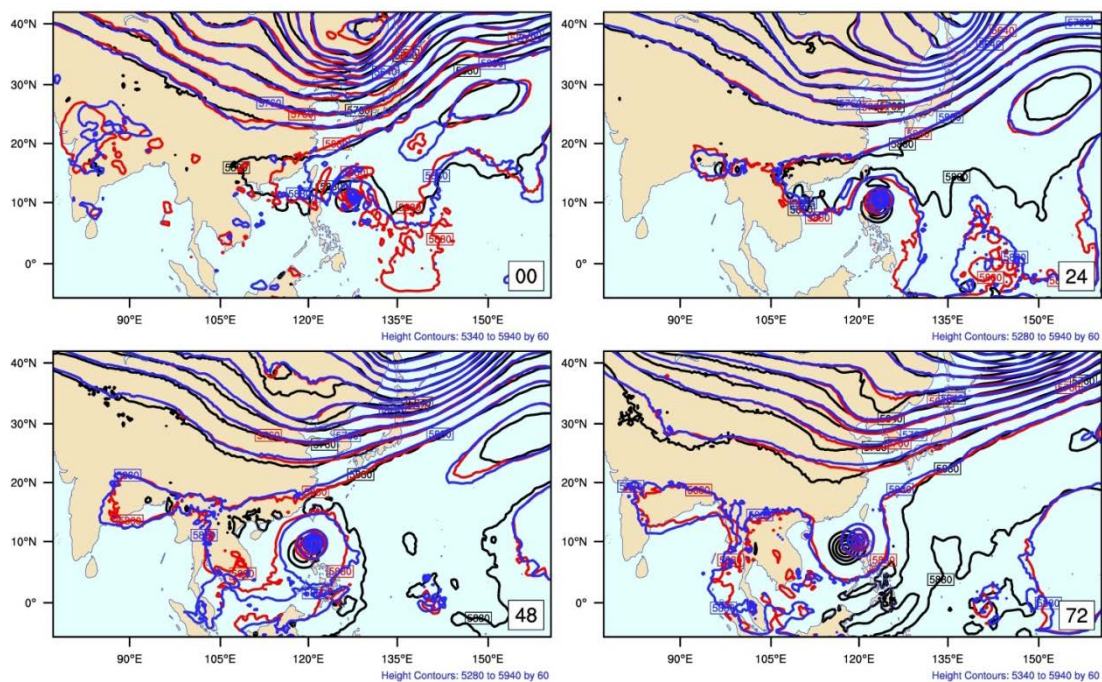


圖 4: 2010 年 10 月 17 日 00Z500mb 高度場(a)初始時間，(b)預報 24 小時，(c)預報 48 小時，(d)預報 72 小時。其中黑粗線為 NCEP GFS 分析場，藍細線為 NOGPS，紅細線為 GPS。

Experiment	0fhr	24fhr	48fhr	72fhr
NOGPS	35	161	235	243
GPS	22	123	196	216

表 1: 2010 年梅姬(Megi)颱風生命期間路徑預報誤差統計(網格解析度 45km)。

整體評估以 TWRF 同化 GPSRO 局地折射率觀測 對於颱風路徑預報的表現

謝銘恩 陳御群 蕭玲鳳 張龍耀 李清勝

台灣颱風洪水研究中心

摘要

本研究以 TWRF 同化福衛三號 GPSRO 局地折射率觀測，對於 2008 年至 2010 年間發生在西北太平洋的 11 個颱風個案，分別進行有同化 GPSRO 觀測以其無同化 GPSRO 觀測之實驗，統計有無同化 GPSRO 觀測實驗的結果比較以評估對於颱風路徑預報的表現。結果顯示，整體而言同化 GPSRO 觀測有助於減小颱風路徑 24 小時~72 小時預報之誤差。

一、前言

「福爾摩沙衛星三號」(FORMOSAT-3/COSMIC)已於 2006 年 4 月 15 日成功的發射了 6 顆微衛星群組升空，可提供地球大氣層熱力、質量及水汽場的臨邊探空 (limb sounding) 觀測資料。過去已有許多研究個案指出，同化 GPSRO (Global Positioning System Radio Occultation，全球定位系統無線電掩星) 觀測有助於改進全球模式天氣預報的表現，且有不少颱風個案均因為同化 GPSRO 觀測而改進了對路徑的預報。沈 (2011) 以中央氣象局全球模式探討同化 GPSRO 對於西北太平洋的颱風路徑預報的影響，研究指出整體而言，同化 GPSRO 對於路徑轉彎類型的颱風能較有效的改善路徑預報誤差，特別是 cross-track errors 的改進更為顯著。然而在區域模式方面，對於同化 GPSRO 觀測在颱風路徑預報的表現，雖也有不少研究提出能有效改善路徑預報誤差，但多為個案實驗的結果。基於此，本研究以 TWRF 分析預報系統對於 2008 年至 2010 年間發生在西北太

平洋的 11 個颱風個案，來進行整體性評估，以了解在區域模式同化 GPSRO 對於颱風路徑的預報是否能提供顯著的改善。

二、實驗設計

本文實驗中所使用的分析預報系統的設定，除了在同化 GPSRO 折射率觀測的資料 QC 條件改以 NCEP GSI 的 QC 條件取代原有 WRFVAR 的設定之外，大致上均與中央氣象局的 TWRF 相同。分析-預報策略採用的是提前 12 小時並每 6 小時進行一次 update cycle 的 partial cycle 策略，並在每次 partial cycle 的各個 update cycle 都對颱風中心進行 relocation，而僅在第一次分析的冷起始 (cold start) 進行 TC bogus。實驗在每日 00Z、06Z、12Z、18Z 均進行同化分析以及 72 小時預報，並同時進行兩組實驗，分別是有將 GPSRO 觀測折射率以局地折射率算子納入同化的“PWG”實驗，以及不同化 GPSRO 觀測的“PNG”實驗，比較兩實驗分析與預報的結果，並以統計方法來整體性的評估同化 GPSRO 觀測對於區域模式颱風路徑預報的影響。

本文針對 2008 年至 2010 年間發生在西北太平洋的 11 個颱風個案進行實驗，此 11 個颱風個案以及各個颱風分析預報起迄時間列於表 1。

卡玫基(Kalmaegi)	08071506-08071918
鳳凰(Fung-Won)	08072506-08072906
如麗(Nuri)	08081800-08082218
辛樂克(Sinlaku)	08090818-08091918
哈格比(Hagupit)	08091912-08092406
薔蜜(Jangmi)	08092412-08092800
莫拉克(Morakot)	09080318-09081012
芭瑪(Parma)	09092900-09101406
芭瑪(Parma)	09092912-09100812
凡那比(Fanapi)	10091512-10092012
梅姬(Megi)	10101312-10102300

表 1 實驗颱風個案名稱與分析預報實驗起迄時間

三、實驗結果

統計所有 11 個颱風個案，總共有 327 個分析-預報時窗，因此對於分析結果的統計可以提供 323 個樣本，而對於 72 小時預報結果的統計可以提供 204 個樣本。

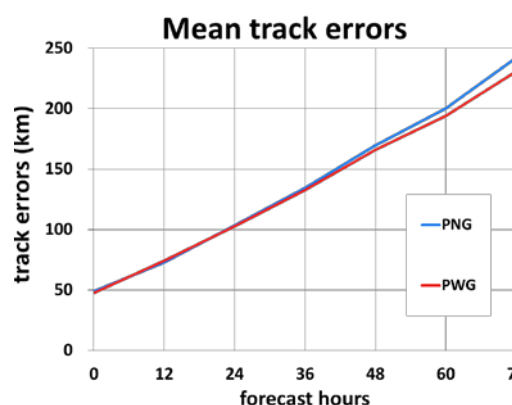


圖 1 PNG 實驗與 PWG 實驗平均路徑預報誤差

圖 1 顯示的是這 11 個颱風平均路徑預報誤差的統計結果，圖橫軸為預報時間，圖縱軸是以模擬颱風的中心位置相對於氣象局觀測颱風中心位置間的距離平均，用以代表平均路徑預報誤差，單位是公里。圖中藍線表示的是 PNG 實驗的結果，紅線表示的是 PWG 實驗的

結果，由圖中可看出整體平均而言，在分析至 24 小時預報之間，同化 GPSRO 對於颱風路徑並無顯著的差異，然而在 36 小時預報以後，至第 72 小時預報，則可看出兩實驗的預報路差逐漸變大，且同化了 GPSRO 觀測的 PWG 實驗之路徑預報誤差比 PNG 實驗要小。

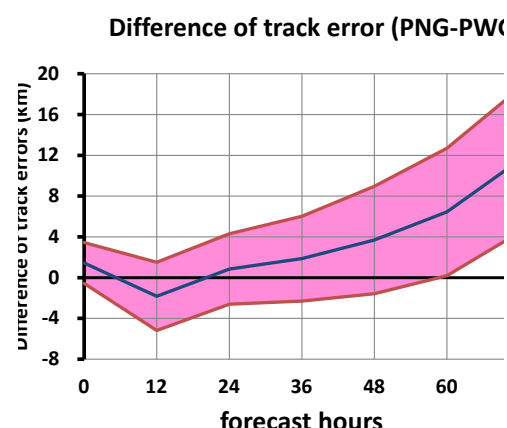


圖 2 PNG 實驗與 PWG 實驗平均路徑預報誤差之差異與差異 95%信賴區間。

兩實驗平均路徑預報誤差的差異到了第 72 小時預報達到最大，約有 10 公里左右的差異，雖然此差異並不大，但是在統系顯著性檢驗（圖 2）的結果就顯示出此平均差異是具有統計上的顯著性的。圖二中藍色曲線即是 PNG 實驗平均路徑預報誤差與 PWG 實驗平均路徑預報誤差的差值，若正值則代表平均而言同化 GPSRO 觀測對於降低颱風路徑預報誤差具有正面影響。另外，圖二中兩條紅色曲線間的粉紅色區域則是以 T 分佈（Student's T distribution）所求得的 95%信賴區間（confident interval），故若信賴區間的下緣若亦為正值，則表示 PWG 實驗正面影響的顯著性是具有統計上的意義。故由圖可見，同化 GPSRO 觀測在分析颱風中心位置上有些微的正面影響，然 12 小時預報則是呈現負面影響，24~48 小時預報則是正面偏中性影響，60 小時以後的預報即是有顯著的正面影響。

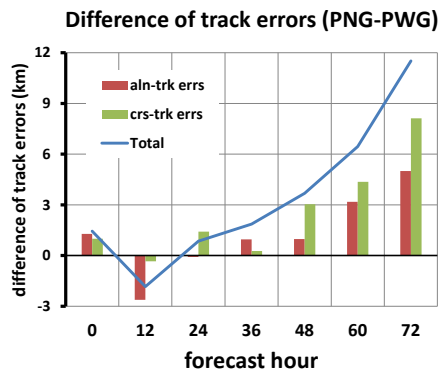


圖 3 PNG 實驗與 PWG 實驗平均總路徑預報誤差、along-track errors 與 cross-track errors。

除了以模擬颱風的中心位置相對於氣象局觀測颱風中心位置間的距離來代表颱風路徑預報的總誤差之外，亦將此總誤差分解為延過去 6 小時觀測颱風移動路徑的平行分量與垂直分量，分別定義為延路徑誤差 (along-track errors) 與切路徑誤差 (cross-track errors)，來探討同化 GPSRO 對於颱風路徑預報的影響主要是來自於颱風移速上的影響 (由 along-track errors 表示) 或是颱風移動轉向上的影響 (由 cross-track errors 表示)。

圖 3 所顯示的即是 PNG 實驗與 PWG 實驗在總路徑誤差 (藍線) 與 along-track errors (紅色柱) 和 cross-track errors (綠色柱) 上的差異。總路徑誤差與圖 2 的藍色曲線是一樣的。由圖中可看出同化 GPSRO 對於 12 小時路徑預報的負面影響主要是由於 cross-track errors 所造成，由此可知，若颱風在未來的 12 小時之間的移動速度，以區域模式同化 GPSRO 觀測的分析為初始來模擬並無法得到較好的掌握。第 36 小時預報平均的正面影響主要來自於 along-track errors 的改善。48 至 72 小時的路徑預報正面影響則可看出是 cross-track errors 的影響較大於 along-track errors 的影響。

以上的結果可推知，同化 GPSRO 觀測

對於颱風路徑預報的正面影響應是由於同化 GPSRO 對於整體氣象場的預報均有正面影響所致，也因此，亦對模式預報氣象層場表現作校驗。校驗預報表現優劣的標準是與 NCEP 的分析廠做比較，其結果分別顯示在表 2~表 5 者為重力位高度場，溫度場，U 風場，比濕場。

H	00	24	48	72
1000	0.032227	-0.01724	0.010465	0.060954
925	-0.06117	-0.03179	0.049433	0.129489
850	-0.04778	-0.02269	0.057685	0.131331
700	-0.09847	0.016522	0.078159	0.159551
500	-0.11794	0.033115	0.066306	0.133488
400	-0.07999	0.034916	0.052647	0.09471
300	-0.0351	0.035698	0.044106	0.059351
200	0.213449	0.047163	0.064163	0.053066
100	0.118859	0.076713	0.060237	0.025786

T	00	24	48	72
1000	-0.00124	0.000924	0.001329	0.000678
925	-0.00083	0.000908	0.002101	0.003812
850	-0.00243	-0.00069	-0.0001	0.002481
700	-0.00452	-0.00094	-0.0003	-0.00046
500	0.000438	0.001715	0.002116	0.000573
400	0.0021	0.001977	0.002796	0.001789
300	0.004555	0.002388	0.003698	0.000728
200	0.017522	0.01127	0.004932	0.006202
100	0.032065	0.005152	0.005894	0.003419

U	00	24	48	72
1000	-0.00523	0.000434	0.002931	0.014582
925	-0.00961	-0.00106	0.011336	0.019548
850	-0.00818	-0.00281	0.009529	0.019256
700	-0.00773	-0.001	0.013417	0.016229
500	-0.00529	-0.00277	0.008369	0.027498
400	-0.00315	0.000964	0.008105	0.023632
300	0.000698	0.007886	0.008537	0.023838
200	0.003497	0.00153	0.012621	0.016999
100	-0.02459	-0.00307	-0.00483	-0.00934

Q	00	24	48	72
1000	-0.00105	-0.00105	-0.00067	0.002645
925	-0.00102	-0.00042	0.000589	0.002784
850	-0.00016	0.000652	0.003028	0.003056
700	0.002133	0.003482	0.005303	0.007303
500	0.002468	0.002703	0.003569	0.003034
400	0.001198	0.001141	0.001322	0.002652
300	0.000582	0.00036	0.000648	0.000697
200	-8.5E-05	3.16E-05	5.06E-05	-3.2E-05
100	-8.8E-06	2.06E-06	3.59E-06	2.34E-06

表 2~表 5 PNG 實驗與 PWG 實驗氣象層場預報 RMSE 差異平均，由上至下分別為重力位高度場，溫度場，U 風場，比濕場。

表 2~表 5 各欄為預報時間，單位為小時，藍色字標示的各列為等氣壓面 (hPa) 的各個水平場的結果，表內數值為 PNG 實驗與 PWG 實驗分別相對於 NCEP 分析的各變數場 RMSE 之差異，因此正值則顯示出同化 GPSRO 觀測

對於該等氣壓面該氣象變數層場的預報有正面影響，在表格中的正值特別以綠色底色表示出來。由表中可以看出，同化 GPSRO 觀測對於氣象層場的預報普遍上成正面影響，除了 700hPa 的溫度場以及 100hPa 的風場之外，且正面影響隨預報時間增加而變多。這樣的結果符合先前的推論；同化 GPSRO 觀測對於颱風路徑預報的正面影響應是由於同化 GPSRO 對於整體氣象場的預報均有正面影響所致。

四、結論

本研究以 TWRP 同化福衛三號 GPSRO 局地折射率觀測，對於 2008 年至 2010 年間發生在西北太平洋的 11 個颱風個案，整體評估同化 GPSRO 觀測對於颱風路徑預報的影響。實驗結果指出，以區域模式同化 GPSRO 觀測，平均而言對於颱風路徑的預報有中性偏正面的影，特別是對第 60 小時以後的預報正面影響有統計上的顯著性。總體來說，同化 GPSRO 觀測對於颱風路徑的預報的正面影響主要是來自於對於颱風移動的方向掌握上有較佳的表現。由於同化 GPSRO 普遍有助於改善氣象變數層場的預報表現，進而改進了對颱風路徑預報的表現。

參考文獻

- 沈彥志、馮欽賜、陳雯美、曹伶伶、陳御群、楊明仁, 2010：以 GSI 同化 GPS RO 資料對中央氣象局全球預報系統之影響，九十九年天氣分析與預報研討會，台北市，2010年6月28日至30日，中央氣象局主辦，247-252。
- 沈彥志、陳御群、楊明仁、馮欽賜、陳雯美, 2011：GPSRO 資料對中央氣象局全球模式之颱風路徑預報的影響，建國百年天氣分析預報與地震測報研討會，台北市，2011年9月20日至22日，中央氣象局主辦，90-93。

陳御群、楊明仁、張忍成、曾建翰, 2008：同化 GPS 無線電掩星觀測應用於中央氣象局全球預報系統之影響，九十七年天氣分析與預報研討會，台北市，2008年9月9日至11日，中央氣象局主辦，45-50。

Cucurull, L., J. C., Derber, R. Treadon, R. J., Purser, 2007: Assimilation of Global Positioning System Radio Occultation Observations into NCEP's Global Data Assimilation System, *Mon. Wea. Rev.*, 135, 3174-3193

Kuo, Y.-H., X. Zou, and W. Huang, 1997: The impact of GPS data on the prediction of an extratropical cyclone: An observing system simulation experiment. *J. Dyn. Atmos. Ocean.*, 27, 439-470.

Yang, M.-J., J. J.-C. Chang, X. Zou, Y.-C. Chen, C.-H. Tseng, and M.-D. Cheng, 2008: Assimilation of global positioning system radio occultation observations into the CWB's global forecast system. Preprints, The 5th AOGS Annual General Meeting, Busan, Korea, 16-20 June 2008, Asian Oceania Geoscience Society (AOGS).

中央氣象局全球預報系統同化 GPSRO 折射率之觀測誤差

陳登舜¹ 沈彥志¹ 周俊宇¹ 陳御群³ 陳雯美¹ 曹伶伶¹ 曾建翰¹

馮欽賜² 陳建河² 楊明仁⁴ 楊舒芝⁴

中央氣象局氣象科技研究中心¹

中央氣象局氣象資訊中心²

臺灣颱風洪水研究中心³

國立中央大學大氣科學系⁴

摘要

對於資料同化系統的表現，觀測誤差(Observation Error, R)和背景誤差(Background Error, B)的影響極為重要，其中觀測誤差代表著觀測值相對於真實值的不確定性。觀測誤差包含了模式代表性誤差(網格間距、內插、觀測算子(Observation Operator, H)造成的誤差)與觀測代表性誤差(空間與時間的抽樣誤差)，並且所有的觀測均是基於無偏差(unbiased)以及觀測彼此之間無相關(uncorrelated)之假設。三維資料同化系統中，標準化觀測增量 $\{[H(x^b)-y]/R\}$ 會直接影響極小化價值函數的過程。由此可知，觀測誤差的準確度與產生初始猜測值是息息相關。

由於目前中央氣象局全球預報系統(CWB/GFS)同化 GPSRO 折射率觀測，它是於只同化 COSMIC 掩星資料的情況下再由 CWB/GFS 所產生的初始猜測值與觀測的差所估算而得，因此若將之運用於同化非 COSMIC 掩星資料會有代表性的問題。為提升 CWB/GFS 同化 GPSRO 折射率觀測的表現，並配合將來使用非福衛三號觀測的 GPSRO 資料納入同化作業，始可適切地同化所有可得的 GPSRO 觀測，所以將目前 GSI 中內定預設的觀測誤差結構調整成適合加入同化非福衛三號掩星資料則是必然需要的。

使用經驗調整方法調整觀測誤差後，北半球區域在垂直低、中、高層之預報得分，就時間平均而言皆比其它實驗表現的好，南半球區域則稍差。根據 Desroziers et al. (2005)之推導假設，其方程式之背景場誤差協方差必須代表模式自身的情況，但目前 CWB/GFS 所使用之背景場誤差協方差來自於 NCEP/GFS，故導致理論調整之觀測誤差結構不佳，而使預報結果不佳。

關鍵詞：GPSRO、GSI、觀測誤差

一、前言

觀測誤差(Observation Error, R)對於同化系統的表現影響極為重要，它代表著觀測值相對於真實值的不確定性。且觀測誤差均是基於無偏差(unbiased)之假設，由初始猜測值與觀測的差來求得。由此可知，觀測誤差的準確度和產生初始猜測值的模式預報是息息相關。

由於目前 CWB/GFS 模式系統同化 GPSRO 折射率觀測，它是於只同化 COSMIC 掩星資料再由 CWB/GFS 模式所產生的初始猜測值與觀測的差所估算而得，因此若將之運用於同化非 COSMIC 掩星資料會產生代表性的問題。為提升 CWB/GFS 模式同化 GPSRO 折射率觀測的表現，並配合將來使用非福衛三號觀測的 GPSRO 資料納入同化作業，始可適切地同化所有可得的 GPSRO 觀測，所以將目前 GSI 中內定預設的觀測誤差調整成適合加入同化非福衛三號掩星資

料，並經由 CWB/GFS 模式得出之初始猜測值與觀測差間所估得的觀測誤差，則是必然需要的。

一般而言，在 GSI 資料同化系統中，標準化加權觀測增量最好是落在 1.2~1.4 之間，這樣的大小較容易使得觀測增量有顯著的貢獻。

二、 初步實驗比較

有鑑於福衛三號衛星已超過其設計之生命期，故本實驗針對不同 GPSRO 資料的來源設計，實驗期間設定為 2011 年 11 月，實驗一為只同化 COSMIC 掩星資料(以下稱 COSMIC)，實驗二為同化所有可得的掩星資料(以下稱 ALLRO)，以 NCEP/GSI 資料同化系統做為同化 GPSRO 折射率之資料同化系統，再利用 CWB/GFS 模式得到預報場。

可由 5 天預報之高度場距平相關時間序列圖(圖 1)得知，在南半球高、中、低層，ALLRO 實驗於 11 月 17 日 12Z 至 27 日 00Z 的預報時區，與 COSMIC 實驗比較，高度場距平相關普遍地都較小，可能由於南半球缺乏傳統觀測(探空觀測)，南半球分析場主要由 GPSRO 觀測提供較多的訊息，若掩星資料沒有適切的同化，就會使得南半球的預報表現變差，相較於北半球的預報表現，ALLRO 實驗與 COSMIC 實驗大致上差不多，其可能原因正如上述分析，相反地北半球有較多的傳統觀測，若 GPS 掩星資料沒有適切地被同化則會使與傳統觀測資料互相拉扯導致預報場變差。特別 ALLRO 實驗北半球區域，850hPa 的高度，28 日至 30 日五天預報之高度場距平相關，明顯地比 COSMIC 實驗相關性小。

另外從溫度場方均根誤差時間序列圖(圖 2)，顯示北半球和南半球，不管哪個高度，ALLRO 實驗比 COSMIC 實驗溫度誤差大；另外同化非福衛三號掩星資料後溫度場方均根誤差之月平均值增加[圖 5(b)、(d)]。幸運地，ALLRO 實驗 5 天預報之溫度場方均根誤差的月平均雖然相較於 COSMIC 實驗大，不過在月平均誤差上並不會太大，因此接下來再看由溫度場改變而被促使改變的風場，是不是有同樣的結果。

由 5 天預報之 U 風場和 V 風場均方根誤差時間序

列圖(圖 3、圖 4)，就誤差平均上南半球 100 hPa、北半球 200 hPa 和 300 hPa，同化非福衛三號掩星資料後水平風場誤差平均些許變小，整體垂直來看水平風場均方根誤差的月平均值仍增加。不過大致上，同化非福衛三號掩星資料後在水平風場均方根誤差皆增加。

綜合以上分析，整體來說 ALLRO 實驗的預報表現比 COSMIC 實驗差，其原因可能是因為 CWB/GFS 之資料同化系統 GSI 所使用的 GPSRO 觀測誤差結構，來自於僅同化福衛三號之掩星觀測統計而得，因此若將之運用於同化非福衛三號掩星資料會產生代表性的問題。故將目前 GSI 中的觀測誤差調整成適合同化非福衛三號掩星資料，並再經由 CWB/GFS 模式得出之初始猜測值與觀測差間所估得的觀測誤差，則是必然需要的。

三、 GPS 掩星資料同化之統計狀態

本研究為了配合將來將非福衛三號觀測的 GPSRO 資料納入同化作業，以能，統計 2011 年 11 月 8 日 00 時至 30 日 18 時將近一個月內納入同化作業的所有 GPSRO 觀測及其對應的 CWB/GFS 模式初始猜測值，另外，統計相同期間內納入同化作業的所有非福衛三號掩星觀測及其對應的 CWB/GFS 模式初始猜測值，分別對全球、北半球、南半球、熱帶地區來估算觀測誤差。

圖 6 顯示 2011 年 11 月 8 日 00 時至 30 日 18 時，每 6 小時之標準化觀測增量(亦即 $(O-B)/R$ ，觀測值與背景值的差除以觀測誤差)平均與現行 CWB/GFS 標準化觀測增量標準差的垂直分佈圖，縱軸為高度(單位 km)，實心圓點線即標準化觀測增量平均，虛線即為 CWB/GFS 標準化觀測增量標準差，左半為非福衛三號掩星資料之統計(a、c、e)，右半為所有的 GPS 掩星資料之統計(b、d、f)，由上而下分別為北半球(a、b)、南半球(c、d)、熱帶(e、f)區域。就標準化觀測增量平均來看，在 10 公里以下均為負偏差，10 公里以上均為些許正偏差，非福衛三號掩星資料與福衛三號掩星資料垂直結構大致相同。就現行 CWB/GFS 標準化加權觀測增量標準差來看，熱帶地區垂直變異較大，

然而北半球與南半球垂直變異就不顯著，根據 NCEP 經驗而言，在 GSI 資料同化系統中，GPSRO 觀測資料之標準化加權觀測增量標準差最好是落在 1.2~1.4 之間，這樣的大小較容易使得觀測增量有顯著的貢獻。

北半球與南半球標準化加權觀測增量，10 至 25 公里有偏大的現象，而 10 公里以下有偏小的現象，熱帶地區恰好有相反的現象，10 公里以上有偏小的現象，而 10 公里以下有偏大，若要使標準化加權觀測增量標準差落在 1.2~1.4 之間，就必須改動觀測誤差。在 GSI 系統中，觀測誤差是以下列式子來表示：

$$O^{-1}(i,i) = O^{-1}(i) = \left[\frac{1}{repe_gps(i)} \times factor(l) \right]^2$$

O^{-1} 為觀測誤差協方差矩陣，假設各個觀測間均無相關，則僅有矩陣對角線元素有值，其中 $repe_gps(i)$ 為權重函數， $factor(l)$ 為各模式層標準化觀測數量的函數，為模式層內觀測觀測數量倒數的平方根。

此權重函數位於分母自然指數內的多項式為統計 2008 年 3 月 20 日 06UTC 至 2008 年 4 月 1 日 00UTC 期間由 NCEP/GFS 模式初始猜測值與觀測差所估算而得的統計曲線，以 4 階多項式近似法（Polynomial approximation）所求得的曲線擬合（Curve fitting）高度函數。上式中，H 為觀測所在的高度，單位是公里。

四、調整觀測誤差

I. 理論調整

根據 Desroziers et al. (2005) 論文中所演示之在觀測場下觀測誤差統計、背景誤差統計和分析誤差統計的診斷可知，觀測誤差協方差(R)可由觀測減去背景場(O-B)與觀測減去分析場(O-A)之乘積得到，推導如下所示：

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \delta \mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{K} \mathbf{d}_b^o$$

\mathbf{x}^a 為分析場， \mathbf{x}^b 為背景場， $\delta \mathbf{x}^a$ 為分析增量， \mathbf{d}_b^o 為觀測增量 $[\mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}^b)]$ ，

$$\mathbf{K} = \mathbf{B} \mathbf{H}^T (\mathbf{H} \mathbf{B} \mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1}$$

為增益矩陣(gain matrix)， \mathbf{H} 為觀測算子矩陣， \mathbf{B} 為背景場誤差協方差矩陣， \mathbf{R} 為觀測場誤差協方差矩陣。由觀測增量向量(\mathbf{d}_b^o)之定義可以找到以下關係：

$$\begin{aligned} \mathbf{d}_b^o &= \mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}^b) = \mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}^t) + H(\mathbf{x}^t) - H(\mathbf{x}^b) \\ &\cong \boldsymbol{\epsilon}^o - \mathbf{H} \boldsymbol{\epsilon}^b \end{aligned}$$

\mathbf{x}^t 為未知的真實場， $\boldsymbol{\epsilon}^o$ 為觀測誤差向量， $\boldsymbol{\epsilon}^b$ 為背景場誤差向量。然而我們可以得到觀測增量協方差之期望值：

$$E[\mathbf{d}_b^o (\mathbf{d}_b^o)^T] = E[\boldsymbol{\epsilon}^o (\boldsymbol{\epsilon}^o)^T] + \mathbf{H} E[\boldsymbol{\epsilon}^b (\boldsymbol{\epsilon}^b)^T] \mathbf{H}^T,$$

E 為線性統計期望值算子，另外假設觀測場誤差與背景場誤差無相關，可以將其減化為：

$$E[\mathbf{d}_b^o (\mathbf{d}_b^o)^T] = \mathbf{R} + \mathbf{H} \mathbf{B} \mathbf{H}^T$$

另外假設 $\mathbf{H} \mathbf{K} = \mathbf{H} \mathbf{B} \mathbf{H}^T (\mathbf{H} \mathbf{B} \mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1}$ 並由觀測減去分析場(O-A)之定義可得到：

$$\mathbf{d}_a^o = \mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}^a) = \mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}^b + \delta \mathbf{x}^a)$$

$$\mathbf{d}_a^o \cong \mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}^b) - \mathbf{H} \mathbf{K} \mathbf{d}_b^o = (\mathbf{I} - \mathbf{H} \mathbf{K}) \mathbf{d}_b^o$$

$$\mathbf{d}_a^o = \mathbf{R} (\mathbf{R} + \mathbf{H} \mathbf{B} \mathbf{H}^T)^{-1} \mathbf{d}_b^o$$

由以上得知 $E[\mathbf{d}_a^o (\mathbf{d}_a^o)^T]$ 之期望值為：

$$E[\mathbf{d}_a^o (\mathbf{d}_a^o)^T] = \mathbf{R} (\mathbf{R} + \mathbf{H} \mathbf{B} \mathbf{H}^T)^{-1} E[\mathbf{d}_b^o (\mathbf{d}_b^o)^T],$$

又可再減化為：

$$E[\mathbf{d}_a^o (\mathbf{d}_a^o)^T] = \mathbf{R}$$

最後可以得到 \mathbf{d}_a^o (O-A) 與 \mathbf{d}_b^o (O-B) 之向量外積之期望值為觀測場誤差協方差矩陣(R)。

II. 經驗調整

一般而言，在 GSI 資料同化系統中，標準化加權觀測增量標準差最好是落在 1.2~1.4 之間，就目前結果而言(圖五)北半球與南半球標準化加權觀測增量，10 至 25 公里有偏大的現象，10 公里以下有偏小的現象，熱帶地區恰好有相反的現象，10 公里以上有偏小的現象，而 10 公里以下有偏大。故北半球與南半球權重函數(repe)，10 至 25 公里應調大，10 公里以下應調小；

熱帶地區，10 公里以上應調小，而 10 公里應調大。

五、 調整結果與實驗比較

由以上分析可得知，基本上 COSMIC 實驗就預報表現上，相對地比 ALLRO 實驗較好，此外刻意選擇 ALLRO 實驗表現較差的預報期間(2011 年 11 月 21 日 00Z 至 12 月 05 日 18Z)，做為調整觀測誤差協方差矩陣之權重函數實驗的預報時區。

就標準化觀測增量統計分析(圖 9)可知，理論調整之實驗(以下稱 md1_allro)其標準化增量標準差在高層相當的大而低層相當的小，經驗調整之實驗(以下稱 md2_allro)其標準化增量標準差在北半球與熱帶區域大約為 1，南半球區域大約為 0.8。由此可知 md1_allro 實驗在同化期間其觀測代價函數(observation cost function, Jo)會相對地很大，而根據 md2_allro 實驗其觀測代價函數大約為 0.64~1.0。

調整觀測誤差協方差矩陣之權重函數後，各實驗之預報表現(圖 10)，md2_allro 實驗在 2011 年 11 月 21 日 00Z 至 12 月 05 日 18Z 期間，北半球區域在垂直低、中、高層之預報得分，就時間平均而言皆比其它實驗預報表現的好，而南半球區域時間平均之預報得分雖然稍差，但統計上 md2_allro 實驗之預報得分可視為與 COSMIC 實驗相同，值得一提的 md1_allro 實驗是所有實驗中五天預報表現最差的實驗，可能原因是因為根據 Desroziers et al. 2005 之推導假設，其方程式之背景場誤差協方差必須代表模式自身的情況，但目前 CWB/GFS 所使用之背景場誤差協方差來自於 NCEP/GFS，故導致 md1_allro 實驗之觀測誤差結構不佳，而使預報結果不佳。由於此實驗預報時間樣本數不足，故下面則使用學生 T 檢驗(圖 11)來檢定 md2_allro 實驗與 COSMIC 實驗的差異性。

從各實驗之垂直各層 5 天預報高度場距平相關及溫度場均方根誤差平均值及學生 T 檢驗之 95%信心區間，可以很清楚的看出 md2_allro 實驗與 COSMIC 實驗相比，北半球區域預報得分增加及溫度場均方根誤差減少的結果，在南半球雖然不如預期的增加，但由學生 T 檢驗結果顯示，COSMIC 實驗的溫度場均方根誤

差與 md2_allro 之實驗在統計上可以說是相同，而熱帶地區，除了 700hPa 高度有統計上 md2_allro 比 COSMIC 實驗差的結果，大致上熱帶地區兩實驗在高度場距平相關與溫度場均方根誤差統計上為非常相似。

六、 結論

ALLRO 實驗的預報表現比 COSMIC 實驗差，其原因可能是因為 CWB/GFS 之資料同化系統 GSI 所使用的 GPSRO 觀測誤差結構，來自於僅同化福衛三號之掩星觀測統計而得，因此若將之運用於同化非福衛三號掩星資料會產生代表性的問題。故將目前 GSI 中的觀測誤差調整成適合同化非福衛三號掩星資料，並再經由 CWB/GFS 模式得出之初始猜測值與觀測差間所估得的觀測誤差，則是必然需要的。

md2_allro 實驗在 2011 年 11 月 21 日 00Z 至 12 月 05 日 18Z 期間，北半球區域在垂直低、中、高層之預報得分，就時間平均而言皆比其它實驗預報表現的好，而南半球區域時間平均之預報得分雖然稍差，但統計上 md2_allro 實驗之預報得分可視為與 COSMIC 實驗相同，值得一提的 md1_allro 實驗是所有實驗中五天預報表現最差的實驗，可能原因是因為根據 Desroziers et al. 2005 之推導假設，其方程式之背景場誤差協方差必須代表模式自身的情況，但目前 CWB/GFS 所使用之背景場誤差協方差來自於 NCEP/GFS，故導致 md1_allro 實驗之觀測誤差結構不佳，而使預報結果不佳。

由學生 T 檢驗結果顯示 md2_allro 實驗與 COSMIC 實驗相比，北半球區域預報得分增加及溫度場均方根誤差減少的結果，在南半球雖然不如預期的增加，但 COSMIC 實驗的溫度場均方根誤差與 md2_allro 之實驗在統計上可以說是相同。

七、 參考資料

Desroziers G, Berre L, Chapnik B, Poli P. 2005. Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 131. 3385 – 3396.

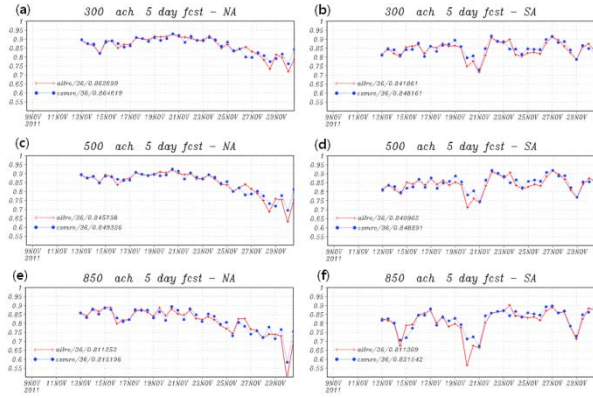


圖 1: 2011 年 11 月 5 天預報之高度場距平相關時間序列圖。縱軸為距平相關，橫軸為時間。紅色十字為同化所有可得之 GPSRO 資料，藍色虛線圓點為只同化 COSMIC 掩星資料。左為北半球(a、c、e)，右為南半球(b、d、f)，由上而下分別為 300hPa(a、b)、500hPa(c、d)、850hPa(e、f)之預報得分。

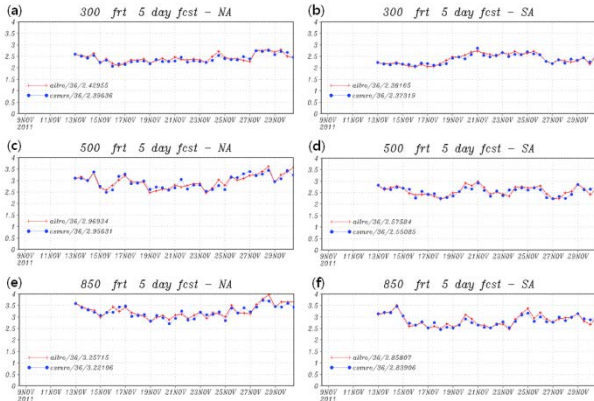


圖 2: 2011 年 11 月 5 天預報之溫度場均方根誤差時間序列圖。縱軸為誤差，橫軸為時間。紅色十字為同化所有可得之 GPSRO 資料之實驗，藍色虛線圓點為只同化 COSMIC 掩星資料之實驗。左為北半球(a、c、e)，右為南半球(b、d、f)，由上而下分別為 300hPa(a、b)、500hPa(c、d)、850hPa(e、f)之預報得分。

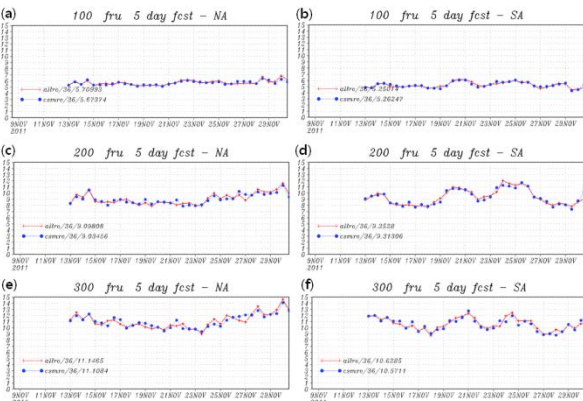


圖 3: 2011 年 11 月 5 天預報之 U 風場均方根誤差時間序列圖。縱軸為誤差，橫軸為時間。紅色十字為同化所有可得之 GPSRO 資料之實驗，藍色虛線圓點為只同化 COSMIC 掩星資料之實驗。左為北半球(a、c、e)，右為南半球(b、d、f)，由上而下分別為 100hPa(a、b)、200hPa(c、d)、300hPa(e、f)之預報得分。

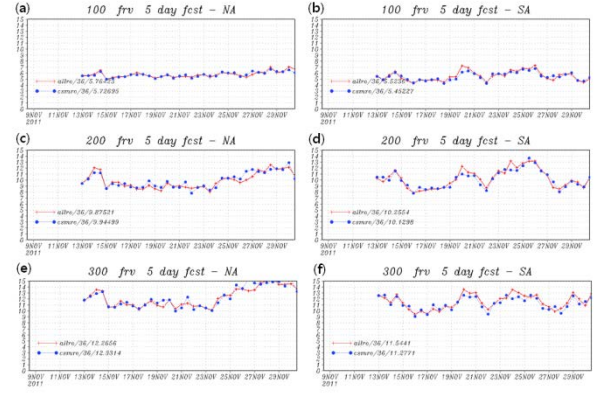


圖 4: 2011 年 11 月 5 天預報之 V 風場均方根誤差時間序列圖。縱軸為誤差，橫軸為時間。紅色十字為同化所有可得之 GPSRO 資料之實驗，藍色虛線圓點為只同化 COSMIC 掩星資料之實驗。左為北半球(a、c、e)，右為南半球(b、d、f)，由上而下分別為 100hPa(a、b)、200hPa(c、d)、300hPa(e、f)之預報得分。

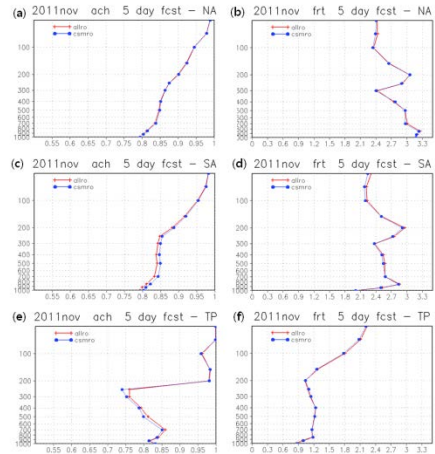


圖 5: 2011 年 11 月各實驗之垂直各層 5 天預報場均方根誤差的月平均值。縱軸為氣壓，橫軸為誤差。紅色十字為同化所有可得之 GPSRO 資料之實驗，藍色虛線圓點為只同化 COSMIC 掩星資料之實驗。左為高度場距平相關(a、c、e)，右為溫度場(b、d、f)，由上而下分別為北半球(a、b)、南半球(c、d)、熱帶(e、f)區域。

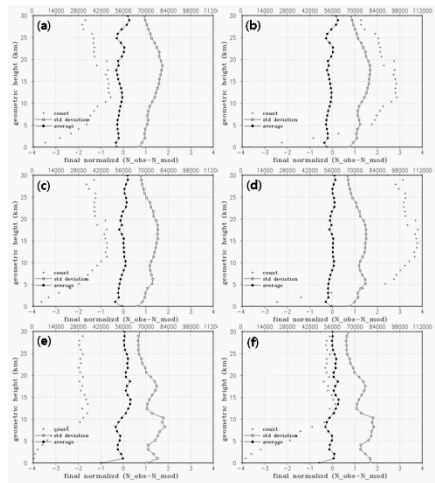


圖 6: 2011 年 11 月 GPS 掩星資料標準化觀測增量(亦即(O-B)/R，觀測值與背景值的差除以觀測誤差)統計分析圖。實心圓點為平均值，空心圓點為標準差，十字為觀測數量。左半為非 COSMIC 掩星資料之統計(a、c、e)，右半為所有的 GPS 掩星資料之統計(b、d、f)，由上而下分別為北半球(a、b)、南半球(c、d)、熱帶(e、f)區域。

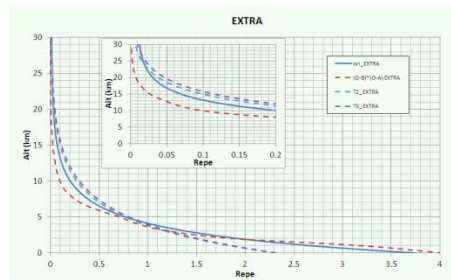


圖 7: 非熱帶地區觀測誤差斜方差矩陣之權重函數(repe)。藍色實線為原始之設定，紅色虛線為理論調整，藍色與紫色虛線皆為經驗調整。

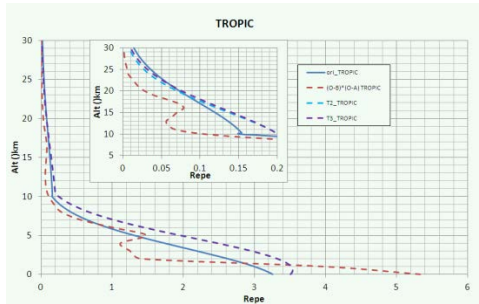


圖 8: 熱帶地區觀測誤差斜方差矩陣之權重函數(repe)。藍色實線為原始之設定，紅色虛線為理論調整，藍色與紫色虛線皆為經驗調整

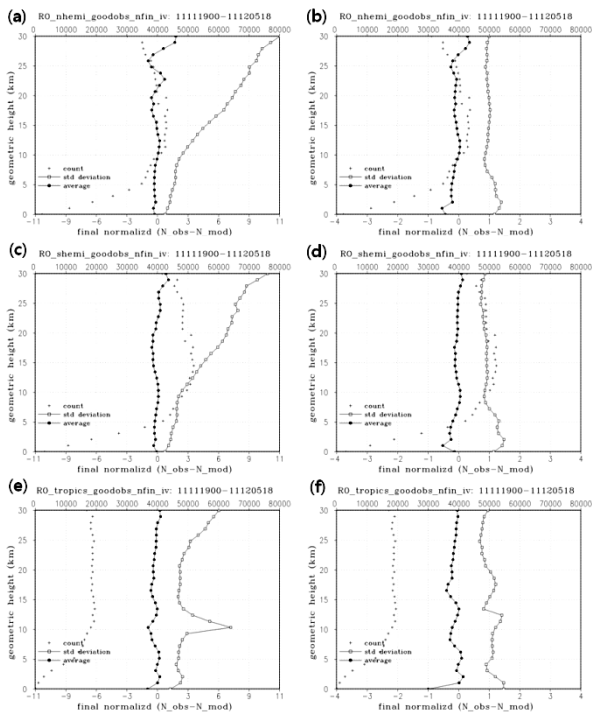


圖 9: 2011 年 11 月 21 日 00Z 至 12 月 5 日 18Z GPS 掩星資料，標準化觀測增量(亦即 $(O-B)/R$ ，觀測值與背景值的差除以觀測誤差)統計分析圖。實心圓點為平均值，空心圓點為標準差，十字為觀測數量。左半為理論調整實驗之統計(a、c、e)，右半為經驗調整實驗之統計(b、d、f)，由上而下分別為北半球(a、b)、南半球(c、d)、熱帶(e、f)區域。

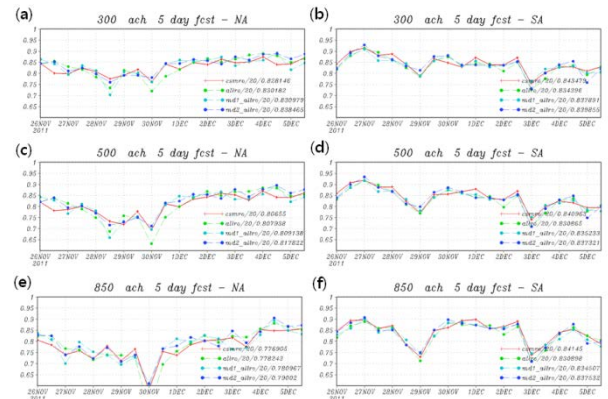


圖 10: 2011 年 11 月 21 日 00Z 至 12 月 5 日 18Z，5 天預報之高度場距平相關時間序列圖。縱軸為距平相關，橫軸為時間。紅色十字為同化所有可得之 GPSRO 資料，藍色虛線圓點為只同化 COSMIC 掩星資料。左為北半球(a、c、e)，右為南半球(b、d、f)，由上而下分別為 300hPa(a、b)、500hPa(c、d)、850hPa(e、f)之預報得分。

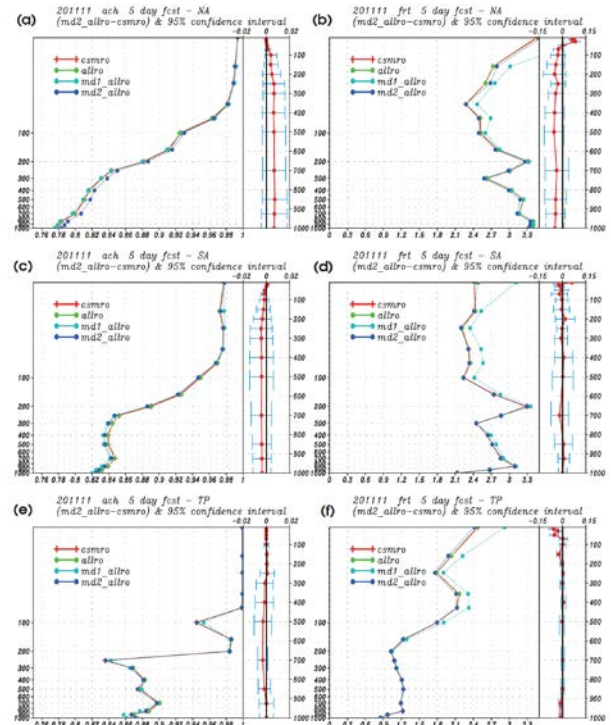


圖 11: 2011 年 11 月 19 日 00Z 至 12 月 5 日 18Z，各實驗之垂直各層 5 天預報高度場距平相關(a、c、e)及溫度場均方根誤差(b、d、f)平均值和經驗調整實驗與只同化 COSMIC 掩星資料實驗差之 95% 信賴區間。縱軸為氣壓，橫軸為誤差。紅色十字為只同化 COSMIC 掩星資料、綠色圓點為同化所有可得之 GPSRO 資料之實驗、淺藍色圓點為理論調整、深藍色圓點為經驗調整。由上而下分別為北半球(a、b)、南半球(c、d)、熱帶(e、f)區域。

區域系集預報系統強化研究-物理參數法擾動強化

李志昕、洪景山

中央氣象局氣象資訊中心

摘要

中央氣象局建立了一套以 WRF 區域模式為基礎之系集預報系統，此系統使用 WRF 三維變分資料同化技術製造初始場擾動，再搭配邊界擾動和物理參數法擾動，產生系集預報成員，期望能涵蓋最大之預報不確定性。根據過去的校驗結果指出，此系統中系集成員的預報表現不一致，不符合理想系集預報的建置；更進一步發現，使用某些物理參數法設定之成員，其預報表現總是較差，表示此物理參數法設定較不合適。本研究欲進行物理參數法擾動之強化研究，期望能找出更為合適之物理參數法擾動設定，改善系統之預報誤差和預報離散程度。

本研究利用 WRF 模式進行預報實驗，針對模式積雲參數法和邊界層參數法之選取，產生 24 組物理參數法設定，同時搭配初始場擾動和邊界條件擾動，產生 24 組系集成員。為找出最合適之物理參數法擾動設定，進行各成員之預報誤差分析，考量成員在不同季節與層場之預報表現進行篩選；此外，進行成員預報結果之相似度分析，以避免選取預報結果過度相似之成員，而減少預報系統之離散程度。分析結果，選出 10 組物理參數法設定，不僅能改善系集平均之預報誤差，同時也優化系集離散程度。

一、前言

數值天氣預報系統中存在著許多不確定性，包含初始資料的誤差或是模式物理參數法的不足，可能造成模式預報結果的不確定性。系集預報的發展藉由多個不同的系集成員預報，期望能包含模式預報的不確定性，並且將不確定性量化，以提供未來的預報機率。現今國際各主要的數值天氣預報中心，不論就全球模式或區域模式，莫不極力發展系集預報系統。

中央氣象局亦致力於區域系集預報之發展，李和洪(2011)針對模式物理參數法擾動，進行實驗和校驗分析。經過研究和發展，中央氣象局建立了一套以 WRF 區域模式為基礎之系集預報系統(WRF Ensemble Prediction

System, WEPS)，此系統使用 WRF 三維變分資料同化技術製造初始場擾動，再搭配邊界擾動和物理參數法擾動，產生系集預報成員，期望能涵蓋最大之預報不確定性。然而，根據 2012 年之颱風路徑預報校驗結果(圖 1)指出，系統中系集成員的預報表現不一致，使用某些物理參數法設定之成員，其預報表現總是較差，此設定不符合理想系集預報的建置。

本研究欲進行物理參數法擾動之強化研究，期望能找出更為合適之物理參數法設定，能改善系統之預報誤差和預報離散程度。

二、實驗設計

本研究使用中央氣象局區域系集預報系統為基礎進行研究，此系統是以 WRF 區域模式為基礎所建立之系集預報系統，使用之

WRF、WPS 和 WRFDA 版本皆為 3.3.1 版。使用三層巢狀網格，模式範圍如圖 2 所示，水平解析度設定為 45/15/5 km，垂直解析度設定為 45 層，模式頂層為 30 hPa。

進行兩組預報實驗，第一組實驗（CTL）之設定與線上作業相同，使用 6 組不同之物理參數法設定（如表一），搭配初始場擾動和邊界條件擾動，產生 20 組系集成員；第二組實驗（PHY_ADV）使用 24 組不同之物理參數法設定（如表二），搭配初始場擾動和邊界條件擾動，產生 24 組系集成員。預報實驗期間包含 2011 年 6 月 1 日 00 UTC 至 2011 年 6 月 14 日 12 UTC，共 28 個預報個案，以及颱風個案（谷超颱風和蘇拉颱風期間，共 28 個預報個案）。

資料之使用，初始擾動使用 CWB WRF 決定性預報前六小時預報場，透過 WRF 三維變分法加入隨機亂數，產生擾動初始場；邊界擾動是由 NCEP 全球系集預報系統（NCEP GEFS）獲得擾動邊界條件。

三、 預報結果分析

（一）初步校驗結果與討論

本研究使用 NCEP GFS 分析場作為校驗真值。離散度校驗結果指出（圖 3A），兩組實驗之離散程度（RMSE 和 SPRD 值之差異）表現大致相同，但 PHY_ADV 實驗之系集平均誤差表現，在預報 48 小時之後誤差較大，此結果與本研究之目標有所落差。更進一步分析，系集成員的預報表現不一致（圖 3B），部分成員的預報誤差太大，表示此設定並不符合理想之系集預報系統建置。

因此，將針對 PHY_ADV 實驗之 24 組成員進行更進一步之分析與篩選，由於每個成員之參數法設定不同，因此透過系集成員預報結果之分析，期望能選出更合適之物理參數法擾動設定。物理參數法擾動設定之選擇，將剔除預報異常(Outlier)之系集成員，並評估各成員預

報結果之相似性。先踢出預報總是造成預報較差之物理參數法設定，剩下之成員，再依照相似度特性進行篩選。剔除預報過大之成員，可能會造成預報離散度降低，但同時也會使系集平均之 RMSE 降低，因此仍能維持或改善系集系統之離散程度。

（二）預報誤差分析

為剔除預報經常異常之系集成員，必須考量各成員在不同層場和不同時期之預報表現。為了能清楚判斷各成員之預報優劣，先計算各成員之預報誤差，再計算預報誤差平均，最後計算各系及成員之預報誤差和預報誤差平均的差值。若差值大於 0，表示此成員之預報值較平均差，從這些誤差大的成員中進行剔除之選擇。

圖 4 為預報誤差之分析，考量各成員在不同系統(2011 年 6 月和颱風)和不同層場(500 hPa 高度場、850 hPa 溫度場和海平面氣壓場)的表現，將剔除誤差大於 0 出現頻率高的成員。兩個時期（2011 年 6 月和颱風）之預報實驗，500 hPa 高度場預報表現皆差的成員包含第 3、9、15、21、23 個成員；兩個系統之預報實驗，850 hPa 溫度場預報表現皆差的成員包含第 1、10、14、15 個成員；兩個系統之預報實驗，海平面氣壓場預報表現皆差的成員包含第 1、2、5、13、19、20、21、23、24 個成員；颱風路徑預報表現較差的成員包含第 1、5、7、11、13、16、19 個成員。因為第 1、5、13、15、19、21、23 個成員之預報較差的發生頻率高，因此將予以剔除。

（三）預報相似分析

系集成員間之預報結果相似，將導致預報離散度不足，因此系集預報成員之預報相似性亦為篩選的重點。

進行篩選相似預報成員之分析方法，首先計算各成員間之預報結果之差異，之後再取絕

對值，並進行所有時間和網格點計算結果之平均，由此可知每個系集成員之間的差異。當兩個系集成員之預報結果差異較小，即表示兩個成員之預報結果相似。此外，使用了相似頻率之分析，選定某一個系集成員為基準成員，並和其他系集成員之預報值進行比較，當某個系集成員預報值和基準成員之預報值最接近，則此系集成員累加一次，統計完所有時間和網格點的資料之後，即可獲得分析結果。透過此法能得知基準成員和其他系集成員之間相似頻率，當值越大，表示兩者之間越多相似的預報值，亦即相似度越大。

分析結果（圖 5）指出，圖中出現兩個偏藍色的方格，亦即此方格中之成員間之差異較小，且相似頻率較高，預報結果較為相似。左下角的方格中之成員，使用 BM、Grell 和 old SAS 積雲參數法，表示使用此三種積雲參數法會產生較為相似之預報結果；偏右的方格中之成員，皆為使用 KF、Tiedtke 和 New SAS 積雲參數法，表示使用此三種積雲參數法會產生較為相似之預報結果。更進一步分析，發現兩個方格中，仍有更偏藍的區域，取左下角的小區域討論，為第 1、7、13 個成員，此三個成員皆使用 BM 積雲參數法，使用不同的邊界層參數法，表示使用相同積雲參數法，會造成預報結果相似，也表示積雲參數法對預報結果的影響大於邊界層參數法。

而第 19 至第 24 個成員，和其他成員不相似，而此六個成員皆是使用 ACM2 邊界層參數法，表示使用 ACM2 邊界層參數法會和其他成員不相似。

（四）物理參數法擾動設定選取與校驗

根據系集成員間之相似特性分析結果，針對預報誤差篩選後之成員進行選擇，選出較不相似的物理參數法設定。計算各種組合之預報誤差和離散度，最後選出 10 組物理參數法設定之組合，參數法設定為表二中的第 2、4、7、

9、10、11、12、20、22、24 個成員（表二中陰影顯示）。

針對選出的 10 組物理參數法擾動進行離散程度之校驗。結果顯示（圖 6），使用更新之物理參數法擾動，不僅改善系集平均之預報誤差，離散程度也有進步。

四、 結論

本研究欲強化中央氣象局區域系集預報系統，針對物理參數法擾動設計進行更新測試，使用了 24 組物理參數法設定進行實驗。初步分析結果指出，預報誤差和離散程度未達預期，且部分成員之預報誤差過大，因此必須進行物理參數法篩選，以選得最佳的擾動設定。

為找出最合適之物理參數法擾動設定，進行各成員之預報誤差分析，考量成員在不同季節與層場之預報表現進行篩選；此外，進行成員預報結果之相似度分析，以避免選取預報結果過度相似之成員，而減少預報系統之離散程度。分析結果，選出 10 組物理參數法設定，不僅能改善系集平均之預報誤差，同時也優化系集離散程度。

五、 參考文獻

- 李志昕、洪景山，2011：區域系集預報系統研究：物理參數化擾動。*大氣科學*，39，95 - 116。
- ，2011：區域系集預報系統之校驗與評估。*建國百年天氣分析與地震測報研討會*，122-127。
- Fujita, T., D. Stenstrud, and D. C. Dowell, 2007: Surface Data Assimilation using an ensemble filter approach with initial condition and model physics uncertainties. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1846-1868.

Skamarock, W. C., Coauthors, 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR, 113 pp.

Zhu, Y. and Z. Toth, 2008: Ensemble Based Probabilistic Forecast Verification. *19th AMS conference on Probability and Statistics*. New Orleans, LA, 20-24 Jan. 2008

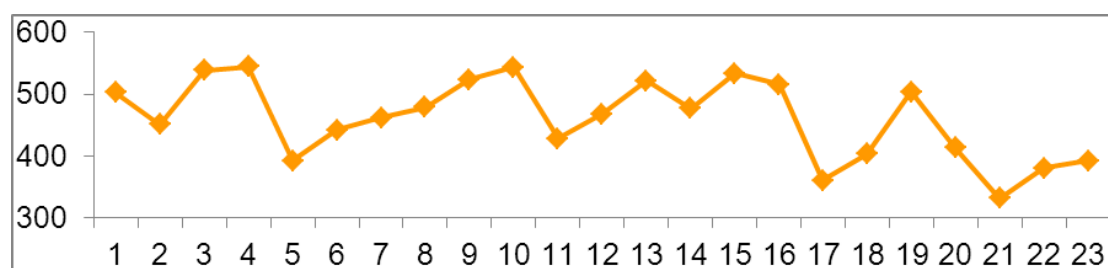


圖1、2012年颱風路徑預報分析，第72小時預報之預報誤差。X軸為各成員，Y軸為誤差值（KM）。

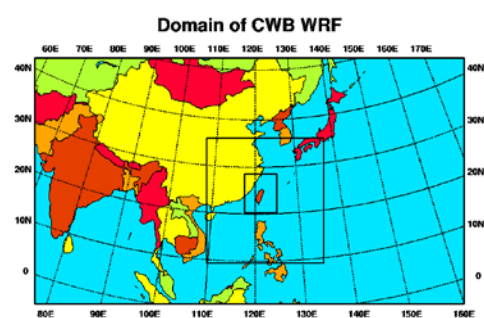


圖 2、模式的預報範圍。

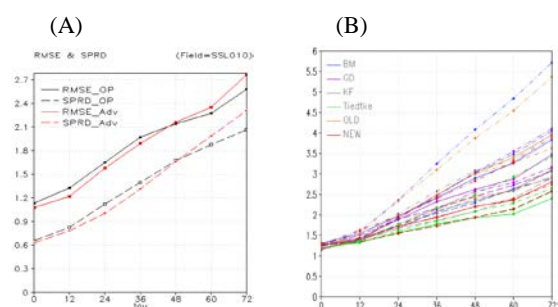


圖 3、(A) 海平面氣壓場的 RMSE 和 SPRD 的比較圖。黑色實線為 CTL 實驗之 RMSE 值，黑色虛線為 CTL 實驗之 SPRD 值，紅色實線為 PHY_ADV 實驗之 RMSE 值，紅色虛線為 PHY_ADV 實驗之 SPRD 值。(B) PHY_ADV 實驗之各成員 RMSE 圖。

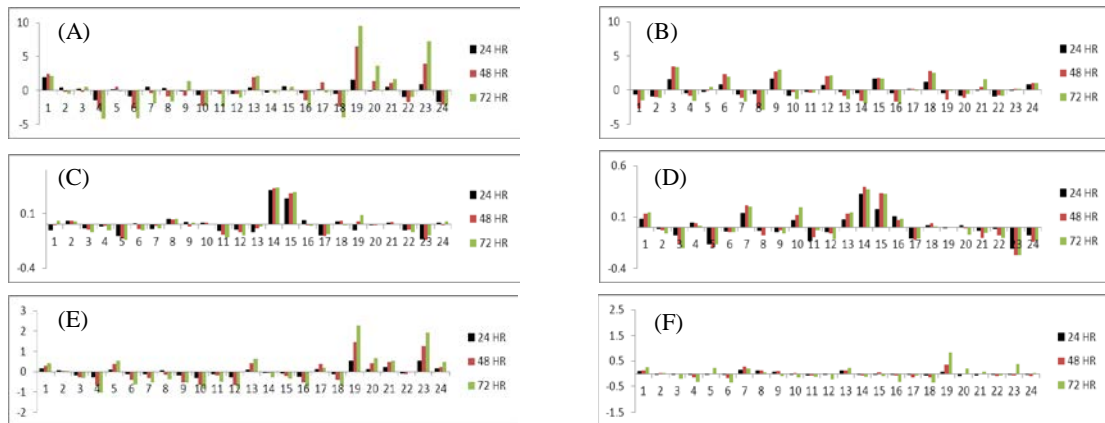


圖 4、PHY_ADV 實驗之各成員誤差分析。(A) 和 (B) 分別為 500 hPa 高度場於 2012 年颱風個案和 2011 年之分析；(C) 和 (D) 分別為 850 hPa 溫度場於 2012 年颱風個案和 2011 年之分析；(E) 和 (F) 分別為海平面氣壓場於 2012 年颱風個案和 2011 年之分析。

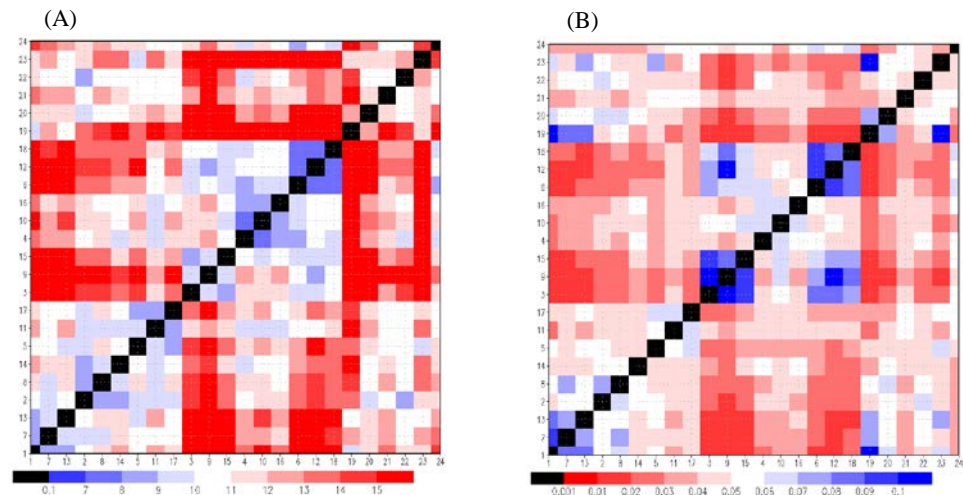


圖 5、為差異值和相似頻率分析結果，橫軸和縱軸皆為 32 組系集成員。A 和 B 分別為 500 hPa 高度場之差異值和相似頻率分析結果。

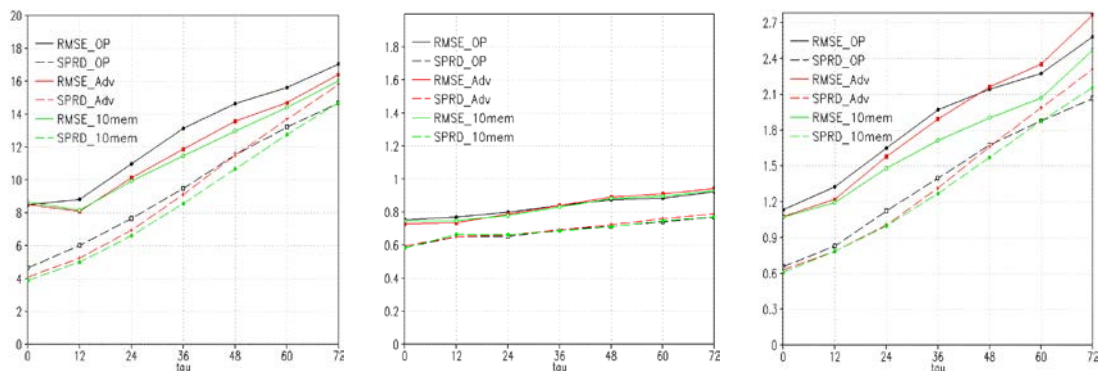


圖 6、(A) ~ (C) 分別為 500 hPa 高度場、850 hPa 溫度場和海平面氣壓場的 RMSE 和 SPRD 的比較圖。實線皆為 RMSE，虛線為 SPRD 值；黑色為 CTL 實驗、紅色為 PHY_ADV 實驗、綠色為 10 組物理參數法擾動組合之校驗結果。

表一、CTL 實驗之物理參數法設定

組別	1	2	3	4	5	6
積雲參數法	Betts-Miller	Betts-Miller	Grell	Grell	New KF	New KF
邊界層參數法	YSU	MYJ	YSU	MYJ	YSU	MYJ
微物理參數法	WSM3	WSM3	WSM5	WSM5	Goddard	Goddard

表二、PHY_ADV實驗之物理參數法設定，陰影為本研究最後選取之10組成員

組別	1	2	3	4	5	6
積雲參數法	Betts-Miller	Grell	New KF	Tiedtke	Old SAS	New SAS
邊界層參數法	YSU	YSU	YSU	YSU	YSU	YSU
組別	7	8	9	10	11	12
積雲參數法	Betts-Miller	Grell	New KF	Tiedtke	Old SAS	New SAS
邊界層參數法	MYJ	MYJ	MYJ	MYJ	MYJ	MYJ
組別	13	14	15	16	17	18
積雲參數法	Betts-Miller	Grell	New KF	Tiedtke	Old SAS	New SAS
邊界層參數法	MYNN2	MYNN2	MYNN2	MYNN2	MYNN2	MYNN2
組別	19	20	21	22	23	24
積雲參數法	Betts-Miller	Grell	New KF	Tiedtke	Old SAS	New SAS
邊界層參數法	ACM2	ACM2	ACM2	ACM2	ACM2	ACM2

從 Kain Fritsch 到 Tiedtke

曾千祐¹ 洪景山¹ Wei Wang²

¹中央氣象局資訊中心

²National Center for Atmospheric Research

摘要

Kain-Fritsch 積雲參數法在 WRF 區域模式中對於綜觀尺度降水及颱風路徑具有良好的預報表現，更新觸發方程式後更能進一步改善綜觀尺度天氣系統預報得分。但我們發現 Kain-Fritsch 積雲參數法會在模式洋面上 900~925hPa 間迅速產生一層低雲，推測此一低雲與模式淺對流過程有關。

Kain-Fritsch 積雲參數法中已有自己的淺對流方法並可選擇是否開啓，經測試對於模式低雲問題並未產生顯著影響。此外也嘗試將 NSAS 積雲參數法中的淺對流方法導入 Kain-Fritsch 積雲參數法中測試，其結果也同樣對於模式低雲問題未產生影響。而 Tiedtke 積雲參數法其對於淺對流的處理方式和上述二者不同，可得到較為合理之加熱剖面，也能明顯改善模式洋面低雲的問題。

本研究對 Kain-Fritsch 積雲參數法和 Tiedtke 積雲參數法進行一個月的預報實驗，時間為 2008 年 6 月 1 日至 30 日，並比較二者的預報得分。結果顯示 Tiedtke 積雲參數法可有效降低模式低層之冷偏差，同時改善 700hPa 暖偏差之情形，由二維溫度差值場可發現主要改善低層冷偏差及 700hPa 暖偏差的區域為洋面上，顯示 Tiedtke 積雲參數法可有效改善模式洋面低雲的問題。

但 Tiedtke 積雲參數法存在積雲降水和微物理降水比例過小的潛在問題，此現象對於颱風路徑及降水預報是一項隱憂，因此未來嘗試將 Tiedtke 積雲參數法中的淺對流方法導入 Kain-Fritsch 積雲參數法，以期能改善模式洋面低面之問題，並保留 Kain-Fritsch 積雲參數法對颱風及降水預報之優點。

MODIS 植物分布率對 WRF 模式預報之影響

洪于瑀¹、Michael Barlage²、洪景山¹

¹中央氣象局資訊中心

²National Center for Atmospheric Research

摘 要

數值預報中陸地與大氣的交互作用會影響地表之可感熱、潛熱通量，進而影響大氣邊界層之能量、高度及局部環流之發展。在信任土壤模式物理過程的前提下，若要得到更佳的土壤預報場，除改善大氣強迫資料外，也須提供土壤模式正確的土壤種類、土地利用型態以及植物分布率等資料。中央氣象局與美國國家大氣研究中心（National Center for Atmospheric Research, NCAR）合作，分析 MODIS（Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer）衛星資料來更新目前作業模式的植物分布率。

本研究設計兩組實驗：控制組使用現行作業模式設定，其植物分布率為 USGS（The U.S. Geological Survey）全球資料，實驗組則使用 MODIS 植物分布率。兩組實驗皆進行 2012 年 6 月及 12 月各 15 天之預報，並與台灣地區之觀測做校驗。使用 MODIS 的資料，可增加台灣地區的植物分布率，潛熱通量及近地面水氣（Q2m）增加、可感熱通量減少、而地表溫度及近地面溫度（T2m）降低。與觀測校驗結果顯示，使用 MODIS 植物分布率可使模式 T2m 預報誤差改善約 50%，且其對雨量極值預報掌握也有些微改善。

一、前言

地表過程與大氣之交互作用是短期天氣預報及區域氣候變遷的重要因素之一（Chen et al. 2001），此交互作用會影響地表之可感熱、潛熱通量，進而影響大氣邊界層之能量、高度及局部環流之發展。

早期觀測發現都市的存在會改變雲的微物理過程，使得降水總量減少（Rosenfield 1999；Ramanathan et al. 2001），在模式的模擬之研究中，亦有文章指出都市充足綠化的地區會影響近地表的溫度及空氣品質，並進一步影響大氣邊界層的垂直結構（Taha 1996，Pielke and Uliasz 1998 及 Seaman 2000）。這些都說明了地表地貌及土地利用型態皆會透過地表過程影響大氣，造成大氣邊界層的變化，進而影響大氣環流。

良好之地氣交互作用模擬，須建立在正確的土

壤初始場及模式土壤之物理過程。在信任土壤模式物理過程的前提下，若要得到更佳的土壤預報場，除改善大氣強迫資料外，也須提供土壤模式正確的土壤種類、土地利用型態以及植物分布率等資料。中央氣象局已於 2008 年利用中鼎顧問公司數位化內政部所出版的 2001 年經建版之 1/25,000 地形圖來改善作業模式之土地利用型態（戴等人，2008），並於 2010 年加入使用 MODIS 衛星資料再次修正土地利用型態。

為進一步改善模式預報結果，中央氣象局與美國國家大氣研究中心合作，分析 MODIS 衛星資料來更新目前作業模式的植物分布率，並與現行 WRF 作業模式及台灣地區溫度、雨量之觀測資料做校驗，以評估 MODIS 植物分布率對 WRF 模式預報之影響及其上線作業之可行性。

二、研究方法

（一）MODIS 植物分布率

Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS(中尺度影像光譜儀)為搭載在 Terra 及 Aqua 兩個繞極衛星上的感測器，其掃描寬度為 2330 km，共提供 36 個觀測頻道：250 m(波段 1-2)、500 m(波段 3-7)和 1000 m(波段 8-36)，而時間解析度則有：每天、8 天、16 天、月變化、季變化及年變化。Terra 衛星於每日上午由南向北行經赤道，觀測時間約為當地時間 10：30AM，Aqua 衛星則於每日下午由北向南行經赤道，觀測時間約為當地時間 01：30PM，兩者可在 1-2 天內觀測全球一次，其標準產品可分為 Calibration、Atmosphere、Land、Cryosphere 和 Ocean 五大類。

目前中央氣象局作業模式(Weather Research and Forecasting Model, WRF)所使用的土地利用資料來自 MODIS 衛星及中鼎顧問公司數位化內政部所出版的 2001 年經建版之 1/25,000 地形圖，然而植物分布率則使用預設之 USGS 資料。圖 1 分別為(a)為模式使用 USGS，(b)為模式使用 MODIS 資料所得之台灣地區 6 月份植物分布率。其中，USGS 資料主要是利用 1992 年至 1993 年 AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer)遙測資料所推導而得，台灣地區之植物分布率介於 0.1-0.55 間，而中部山區(0.35-0.4)及台灣南部地區(0.1-0.2)分布率偏低，此現象明顯與台灣之地理環境不符。使用 MODIS 資料可增加台灣中部山區植物分布率約 0.4，南部則增加 0.7 以上，但更新後台灣北部之植物分布率則增加至 0.8 左右，比實際情況大許多。12 月的情況(圖 2(a)及(b))與 6 月類似，顯示使用 MODIS 植物分布率可增加模式格點之植物比例，且使用 MODIS 資料之解析度也較使用 USGS 資料佳。

（二）實驗設計

本研究設計兩組實驗：(1) 控制組使用現行作業模式設定(以下稱之 OP24)，其中植物分布率使用的是 USGS 全球資料，(2) 實驗組則使用 MODIS 資料(以下稱之 MODIS)。兩組實驗皆進行 2012 年 6 月 1 日至 15 日及 12 月 1 日至 15 日，各 15 天，每天兩次(00Z 及 12Z)，每次 72 小時無資料同化之預

報。模式網格設定如圖 3，為三層巢狀網格，解析度分別為 45/15/5 公里，垂直共有 45 層，初始及側邊界採用 NCEP 全球模式的預報場。模式物理參數化分別使用 NOAH 土壤模式、YSU 邊界層參數法、RRTM 長波輻射及 Goddard 短波輻射參數法。模擬結果將著重於 5 公里解析度之模式預報場，並與台灣地區觀測資料進行校驗分析。

三、分析與討論

圖 1 及圖 2 顯示，使用 MODIS 衛星資料可增加 WRF 模式中台灣地區之植物分布率。在進行預報結果分析前，我們預期模式在白天時的反應為：增加植物分布率會改變植被對大氣能量傳送的影響，使地表潛熱通量增加，能量由地表往上传遞較多，造成地表溫度下降。而地表溫度在白天較大氣溫度高，若假設模式最底層之大氣溫度沒有改變，則地表溫度下降會使地表溫度與大氣溫度之間的溫度梯度減少，造成可感熱通量減少，這個結果將影響到使用相似理論所計算出來的 T2m，使其溫度下降。而增加潛熱通量亦表示較多之水氣由土壤被帶到大氣，這將造成大氣濕度增加，土壤濕度減少。同時，植物有調整土壤溫度日夜變化之效果：在植物少的地方(如柏油路)，土壤溫度日夜變化大，而植物多的地方(如草地)，土壤溫度日夜變化較小，因此增加植物分布率應會使土壤溫度日夜變化溫差變小。

為了方便比較，在此選取位於恆春之格點來分析模式預報之結果。該格點在 6 月時使用 USGS 之植物分布率為 0.05，使用 MODIS 則增加到 0.62；12 月時 USGS 為 0.01，MODIS 為 0.66。實驗結果發現 6 月與 12 月結果類似，在此只針對 6 月的結果來討論。圖 4 為該格點 6 月 1 日至 15 日每日起始時間 00Z 之平均逐時預報場，結果大部分皆符合期待：使用 MODIS 植物分布率，即增加格點植物分布，使潛熱通量變大；地表溫度變冷；模式最底層溫度稍微變冷，但變化量值很小；可感熱增加；T2m 下降；大氣濕度增加；土壤溫度日夜變化減少。圖 4(g)顯示使用 MODIS 植物分布率後，模式預報之第一層(深度 5 cm)土壤濕度也跟著上升，此結果與期待不符。

土壤濕度與降水息息相關，因此可能兩組實驗降水不同導致土壤濕度不同，然而，圖 4(g)虛線顯示兩者雨量在預報前 24 小時差異不大但土壤濕度從預報一開始便開始分歧，因此結果似乎與降水無關。

爲了進一步探討土壤濕度之問題，我們額外分析模式第二層（深度 25 cm）土壤濕度之預報場，結果如圖 5。圖中顯示雖然模式第一層土壤濕度增加，然而第二層的結果卻符合我們的期待。由於土壤模式將水氣傳送到太氣的方法主要分爲三種：(1) 裸露之土壤直接蒸散水氣，(2) 植物根部吸水，往上輸送，再藉由植物葉面的氣孔蒸散到太氣，(3) 有降雨時，植物葉面所乘載的雨水直接蒸發。前面討論認爲降水影響不大，因此忽略第三項因素，MODIS 資料使格點植物分布率增加，造成裸露土壤比例減少，因此第一項與第二項因素將會造成相反的影響。而實驗結果顯示第一層土壤在植物分布率大時，濕度也較高，推測是因為此層較接近地表，因此受到第一項的影響大於第二項的影響；而第二層則受到第二項的影響較大，第一項的影響較小。這部分將會在未來進行定量之分析。

與台灣地區觀測進行 T2m 及雨量校驗，在溫度校驗部分探討模式預報日變化之結果，圖 6 分別爲 6 月及 12 月各 15 天，每日起始時間 00Z 之 T2m 預報每日日變化平均，結果顯示使用 MODIS 植物分布率使 T2m 預報改善 0.2°C 左右（約改善 50%），這表示使用較正確之植物分布率可改善模式預報暖偏差之問題。雨量校驗部分，探討 2012 年 6 月 10 日梅雨鋒面降水個案，圖 7 爲(b) OP24 及(c) MODIS 在起始時間 2012 年 6 月 8 日 00Z 之 24 小時至 48 小時累積降水，(a)爲觀測之 24 小時累積雨量。結果顯示 OP24 與 MODIS 對降水分布的模擬表現都不錯，但是降水極值則是 MODIS 表現稍佳。而植物分布率對區域性對流降水應有較大的影響，故未來將會針對午後熱對流個案進行分析。

所有的實驗結果皆顯示，使用 MODIS 植物分布率可改善目前作業模式 T2m 預報偏暖的情況，且雨量極值預報也有些微改善。

四、總結與未來展望

本研究使用 MODIS 資料產生 WRF 模式之植物分布率，並與中央氣象局現行之 WRF 作業模式做比較。使用 MODIS 資料則台灣地區植物分布率在 6 月時約增加 0.4-0.7，且解析度較原先之 USGS 資料佳。研究中分別對 2012 年 6 月及 12 月進行 15 天之預報實驗，發現增加植物分布率使地表往太氣傳送的潛熱通量增加、地表溫度下降，此時可感熱通量隨之下降，T2m 也下降；潛熱通量增加也使得 Q2m 增加。使用 MODIS 資料後，第一層土壤濕度增加、第二層土壤濕度減少，土壤溫度也因為增加植物分布率而使得日夜變化溫差變小。與 T2m 觀測資料校驗後發現，使用 MODIS 植物分布率可改善台灣地區溫度預報暖偏差約 50%；雨量個案分析發現，使用 MODIS 資料可些微改善雨量極值的預報。

研究結果顯示土壤濕度的影響似乎與降水及水氣蒸散有關，根據目前研究結果，推測是因為第一層土壤受裸土直接蒸散的影響大於受植物根部吸水後傳輸至葉面蒸散的影響；第二層土壤則受植物根部吸水影響較深，這部分將留待未來進行更深入的研究。植物分布率對潛熱影響很大，推測這將會對局部地區對流降水造成較大的影響，因此未來也會針對午後熱對流個案進行研究。

五、參考文獻

- 戴俐卉，洪景山，莊秉潔，蔡徵霖，倪佩貞：”WRF 模式台灣地區土地利用類型之更新與個案研究。”*大氣科學*，**36-1**，43-61.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: “Coupling an advanced land surface-Hydrology Model with the Penn Stat-NCAR MM5 Modeling System. Part I : Model Implementation and Sensitivity.” *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569-585.
- Pielke, T. A., and M. Uliasz, 1998: Use of meteorological models as input to regional and mesoscale air quality models — Limitaions and strengths. *Atmos. Environ.*, **32**, 1455-1466.

Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, and D. Rosenfield, 2001: Aerosols, climate and the hydrological cycle. *Science*, **294**, 2119-2124.

Rosenfield, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3105-3108.

Taha, H., 1996: Modeling impacts of increased urban vegetation on ozone air quality in the south coast air basin. *Atmos. Environ.*, **30**, 3423-3430.

Seaman, N. L., 2000: Meteorological modeling for air-quality assessments. *Atmos. Environ.*, **34**, 2231-2259.

VEGFRA on Jun

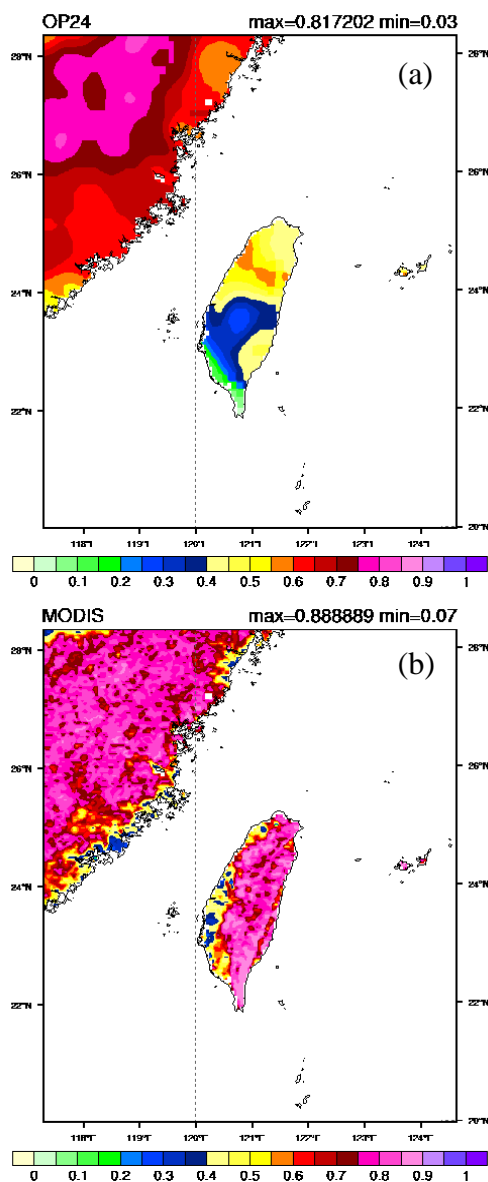


圖 1、(a) USGS，(b) MODIS 資料於 WRF 模式 5 公里解析度下，6 月之植物分布率。

VEGFRA on Dec

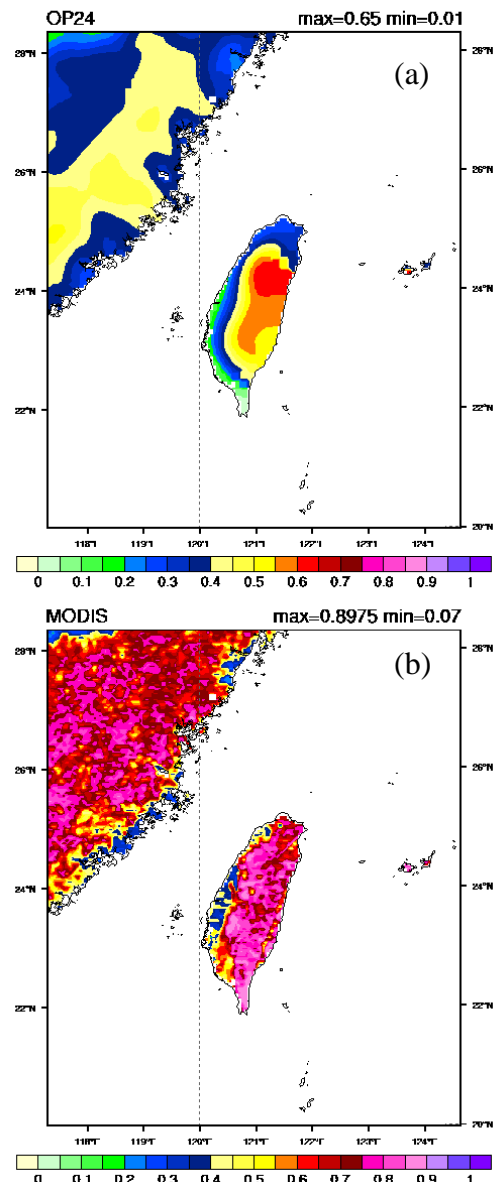


圖 2、(a) USGS，(b) MODIS 資料於 WRF 模式 5 公里解析度下，12 月之植物分布率。

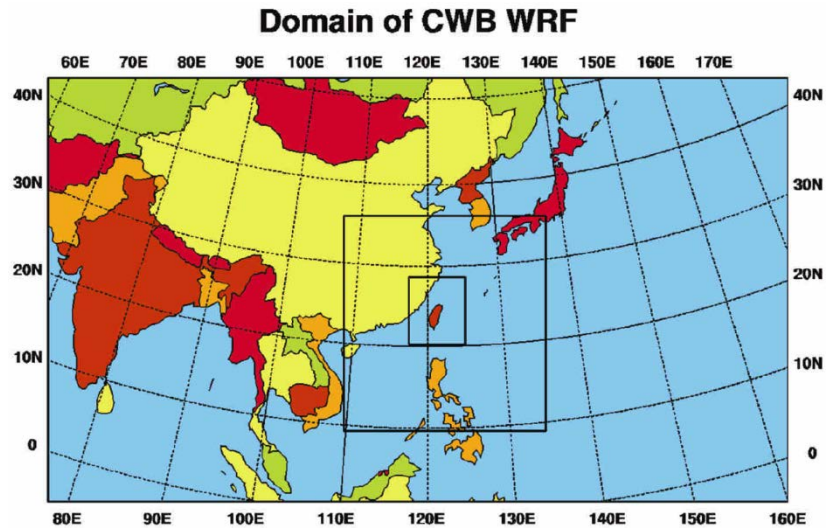


圖 3、中央氣象局現行作業模式 WRF 之網格設定，解析度分別為 45、15 和 5 km。

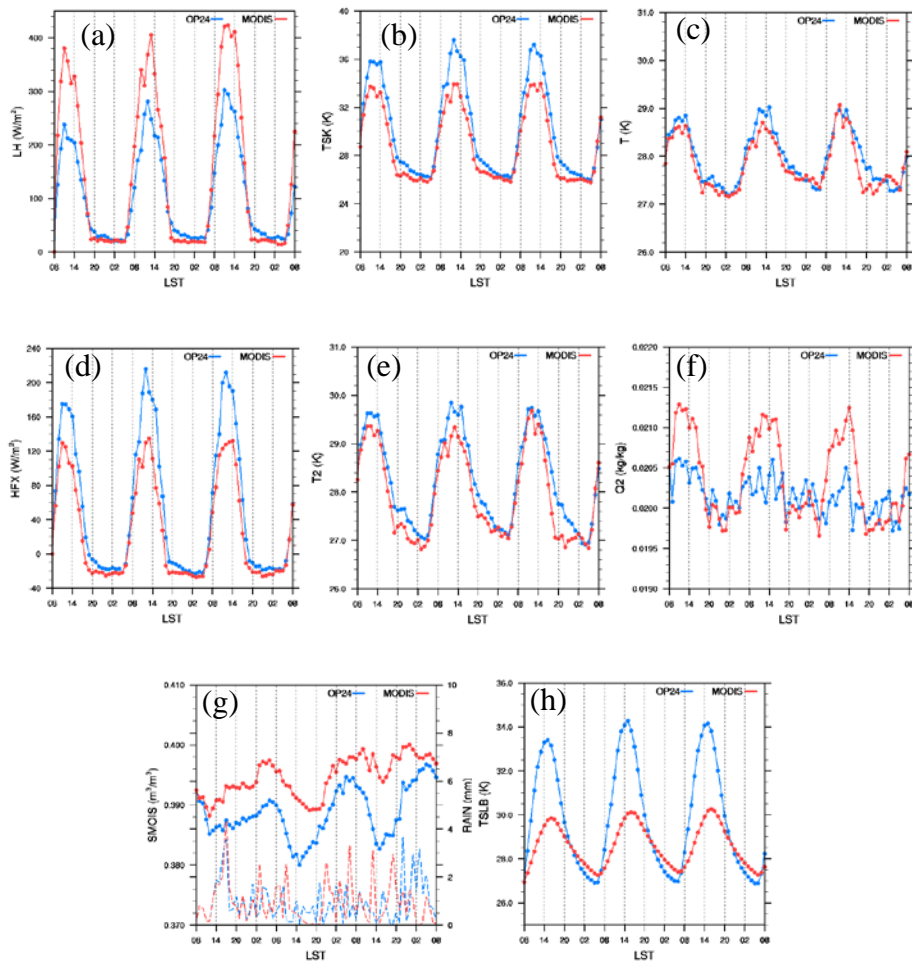


圖 4、實驗 OP24（藍）與 MODIS（紅）於 2012 年 6 月 15 天每日起始時間 00Z 之平均逐時預報場。橫軸為預報時間（當地時間），縱軸為該變數量值。(a)潛熱通量，(b)地表溫度，(c)模式最底層 σ Level 大氣溫度，(d)可感熱通量，(e) T2m，(f) Q2m，(g)第一層土壤濕度，虛線為該小時降水量，對應數值標示在右側縱軸，(h)第一層土壤溫度。

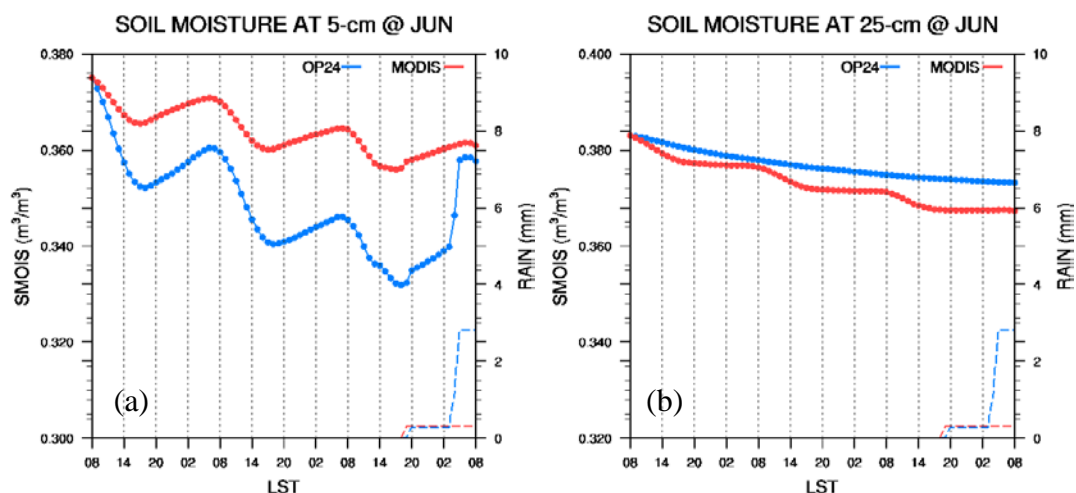


圖 5、實驗 OP24 (藍) 與 MODIS (紅) 於 2012 年 6 月 1 日起始時間 00Z 之土壤濕度逐時預報場。(a)第一層，(b)第二層。橫軸為預報時間（當地時間），縱軸為土壤水含量，虛線為累積降水，對應數值標示在右側縱軸。

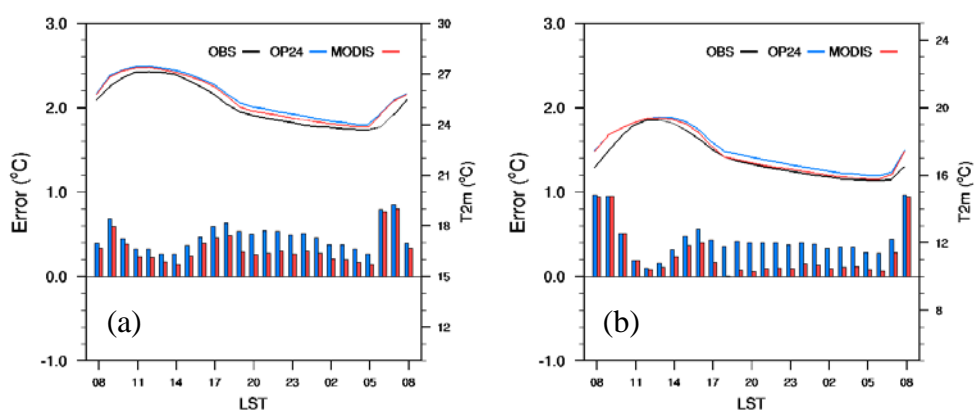


圖 6、觀測值（黑）、實驗 OP24（藍）及 MODIS（紅）之每日起始時間 00Z 之預報日變化平均。(a)2012 年 6 月，(b)2012 年 12 月。直條圖為模式減觀測之誤差，對應左縱軸；線條為溫度，對應右縱軸。

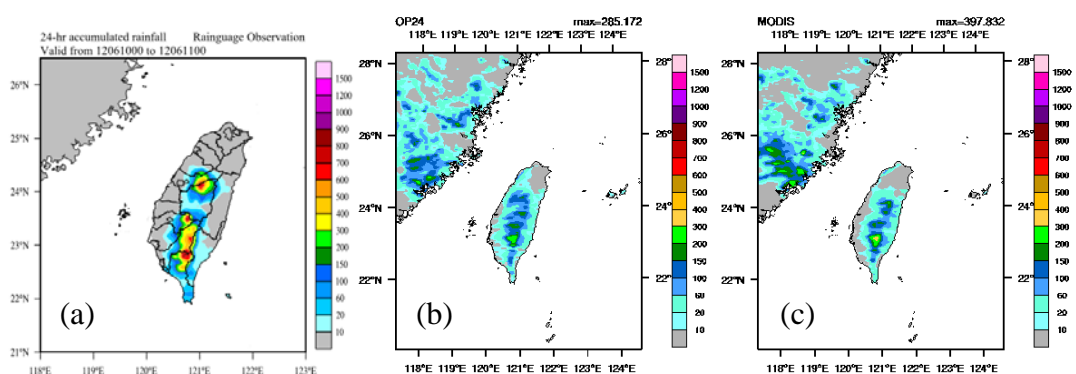


圖 7、2012 年 6 月 10 日至 11 日之累積降雨分布圖，(a)觀測 24 小時累積降水，(b) OP24 起始時間 2012 年 6 月 8 日 24 小時至 48 小時之累積降水，(c) MODIS，起始時間 2012 年 6 月 8 日 24 小時至 48 小時之累積降水。

RRTMG輻射參數法對WRF模式預報之效能評估

陳怡儒戴俐卉洪景山馮欽賜

中央氣象局氣象資訊中心

摘要

中央氣象局區域預報模式（WRF）目前所使用的長、短波輻射參數法分別為 RRTM 和 Goddard 輻射參數法。模式預報結果在陸地有過強的短波輻射通量，導致地面溫度預報過高的系統性偏差。RRTMG 輻射參數法是一個較新的輻射傳遞模式，利用 correlated k-distribution 計算長、短波輻射通量和加熱率，在處理雲的過程則是使用蒙地卡羅法（McICA）；本研究將長、短波輻射參數法皆更改為 RRTMG，以評估該參數法在模式中對預報的影響。

本研究以中央氣象局現行預報作業系統做為控制組，另外，將長、短波輻射參數法皆改為 RRTMG 做為實驗對照組，分析 2012 年 6 月 1 日至 6 月 30 日初始時間分別為 0000 UTC 和 1200 UTC 共 60 個個案的預報進行預報效能評估。分析結果顯示，RRTMG 實驗會減少陸地上的短波輻射通量（圖 1），減少的量可達 5%，同時，RRTMG 實驗亦減少到達地面的長波輻射通量（圖 2），加總的效果使得地表溫度較控制組下降平均可達 0.9°C （圖 3），連帶地，近地面的大氣溫度（ T_{2m} ）也較控制組低。針對 T_{2m} 預報結果與觀測做校驗（圖 4），地面溫度的 RMSE 和 Mean Error 較控制組有明顯地改善，72 小時預報的 Mean Error 下降 0.4°C ；與 NCEP 分析場進行溫度校驗（圖 5），可改善控制組的暖偏差情形，各層 RMSE 也都改善。綜合以上結果顯示，將輻射參數法更改為 RRTMG，可有效改善陸地上過強的短波輻射和地面溫度預報過高的問題，預報結果的整體表現較佳。

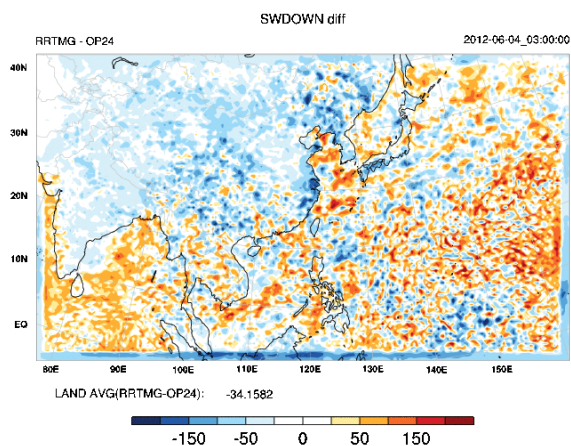


圖 1：2012 年 6 月 1 日至 6 月 15 日初始時間為 1200 UTC 共 15 個個案平均之第 63 小時預報，RRTMG 與控制組到達地表的短波輻射通量的差異，單位為 W/m^2 。

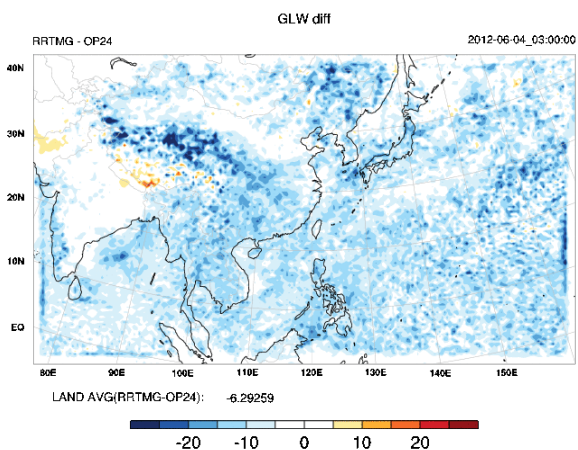


圖 2：2012 年 6 月 1 日至 6 月 15 日初始時間為 1200 UTC 共 15 個個案平均之第 63 小時預報，RRTMG 與控制組到達地表的長波輻射通量的差異，單位為 W/m^2 。

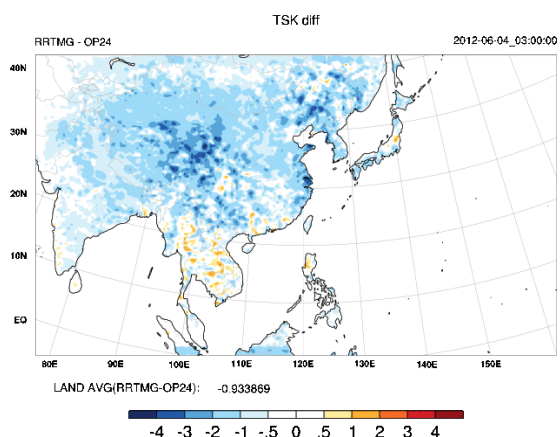


圖 3：2012 年 6 月 1 日至 6 月 15 日初始時間為 1200 UTC 共 15 個個案平均之第 63 小時預報，RRTMG 與控制組的地表溫度 ($^{\circ}C$) 差異。

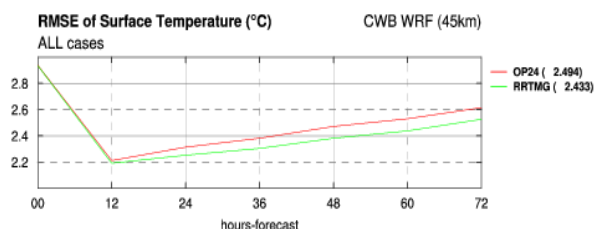
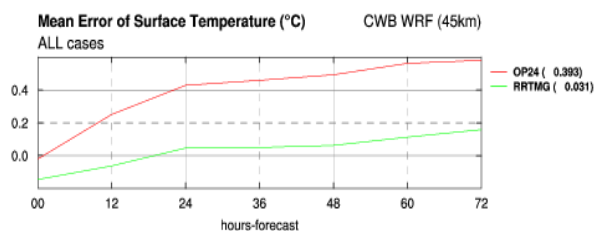


圖 4：2012 年 6 月 1 日 0000 UTC 至 6 月 15 日 1200 UTC 共 30 個個案平均，0 至 72 小時預報做地面溫度 (T_{2m}) 校驗；上圖為 Mean Error，下圖為 RMSE，圖中紅線為控制組，綠線為 RRTMG。

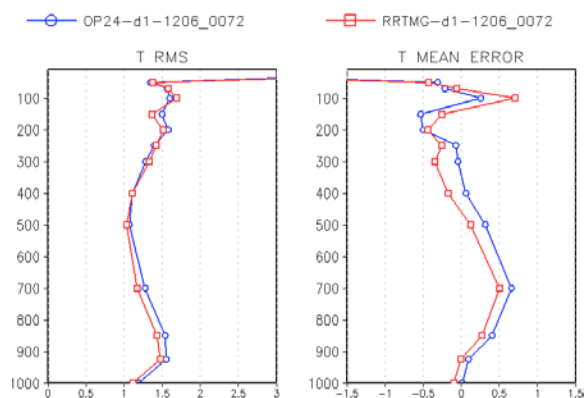


圖 5：2012 年 6 月 1 日 0000 UTC 至 6 月 30 日 1200 UTC 共 60 個個案平均，72 小時預報與 NCEP 分析場之溫度場校驗結果；左圖為 RMSE，右圖為 Mean Error，圖中紅線為控制組，藍線為 RRTMG。

HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析

— (1) 同化範圍因子之測試

江琇瑛 陳美心 馮欽賜 洪景山
中央氣象局資訊中心

摘要

在資料同化技術中，背景場誤差相關統計特性結構 (background errors covariance) 之表現是主導資料同化效能的首要核心，因此近年來混合 (Hybrid) 資料同化方法逐漸受到矚目與討論，該方法結合傳統變分資料同化與系集卡爾曼濾波 (EnKF) 之觀念，使 Hybrid 同化方法的背景場誤差同時包含長期天氣系統之平衡狀態與短期流場相關 (flow dependent) 特性，流場相關特徵可提供不同時期之天氣資訊，而長期平衡狀態結構可減低統計樣本誤差，兩者背景誤差特徵呈現互補角色關係，進而提升資料同化效能。

在 Hybrid 資料同化系統中有兩項重要控制參數設定，分別為同化範圍因子和背景誤差權重因子，前項是決定觀測資料與模式網格之間的空間相關範圍；後項則是調整靜態平衡對稱與動態流場相關，兩者不同背景場誤差結構之權重分配。本研究使用中央氣象局引進美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research; NCAR) 所發展之 Hybrid 同化系統，並對該系統的控制參數進行敏感度測試。在本文中，主要針對前項「同化範圍因子」進行結果分析討論，透過只同化單點觀測資料後得到的分析增量分布，了解同化範圍因子對於 Hybrid 背景場誤差結構之影響。

關鍵字：變分資料同化，系集卡爾曼濾波，Hybrid 資料同化，flow dependent

一、前言

模式初始場 (initial condition) 在數值天氣預報 (Numerical Weather Prediction; NWP) 中扮演重要之角色，它攸關於模式預報結果的準確度，故提升資料同化 (data assimilation) 技術深受許多國際單位與學術機構之重視。然而在資料同化方法裡，背景場誤差相關統計特性結構 (background errors covariance) 之表現更是主導資料同化效能的首要核心。因此近年來 Hybrid 同化方法逐漸受到矚目與討論 (Hamill and Snyder 2000; Lorenc 2003; Buehner 2005; Wang et al. 2007a)，該方法之基本原理，係將系集預報場成員之間的流場相關特性 (flow dependent)，套用在傳統變分同化基本架構裡，例如三維變分資料同化 (3DVAR, Courtier et al. 1998)。

在傳統變分資料同化中，背景場誤差採用觀測法或 NMC (National Meteorological Center) 等統計方法求得，故主要反應出長期天氣系統之平均狀態，例如熱力風平衡。透過係數調整決定其數量值，使背景場

誤差為固定的，並且近乎呈現對稱分布結構，只是這背景場誤差結構就不能完整表達出劇烈變化之中(小)尺度天氣系統。有別於傳統變分資料同化，系集卡爾曼濾波 (EnKF, Burgers et al. 1998; Houtekamer et al. 2005) 同化方法的背景場誤差結構會隨時間更新，該方法係將系集成員預報場當作統計樣本，每次計算出新的背景場誤差，故背景場誤差結構與天氣型態有關聯，使得背景場誤差更接近於實際大氣狀態。不過 EnKF 方法有統計樣本誤差 (sampling errors) 問題存在，此將導致不合理的相關雜訊 (noise) 分布，並且系集成員數目愈少雜訊現象愈顯著，此將削弱背景場誤差流場相關特徵之優勢，進而降低同化效能。

由於 Hybrid 方法結合傳統變分同化與 EnKF 之觀念，故 Hybrid 方法的背景場誤差統計特性結構同時包含長期大氣平衡狀態與短期流場相關特性，故在進行資料同化分析時，流場相關結構可提供不同時期之中(小)尺度天氣資訊 (Wang et al. 2008a,b; Buehner et al. 2010a,b)，而長期平衡狀態結構可減低因系集成員不足所產生的樣本誤差 (Wang et al. 2009)，兩者背景

誤差特徵呈現互補角色關係。

在 Hybrid 資料同化系統中有兩項重要控制參數設定，分別為同化範圍因子和背景誤差權重因子，前項是決定觀測資料與模式網格之間的空間相關範圍；後項則是調整靜態平衡對稱與動態流場相關，兩者不同背景場誤差結構之權重分配。本研究使用中央氣象局引進美國國家大氣研究中心（National Center for Atmospheric Research；NCAR）所發展之 Hybrid 同化系統，並對該系統的控制參數進行測試。在本文中，主要針對「同化範圍因子」進行實驗分析與討論，透過單點測試產生的分析增量分布，了解同化範圍因子對於 Hybrid 背景場誤差結構之影響。

二、Hybrid 同化方法基本原理

Hybrid 資料同化方法基本原理係以得分方程（cost function）為基底，另導入系集模擬背景場誤差特徵結構之資訊，如方程（1）之第 2 項（Wang et al. 2010）：

$$J(\mathbf{x}'_1, \alpha) = \beta_1 J_b + \beta_2 J_e + J_o$$

$$= \beta_1 \frac{1}{2} (\mathbf{x}'_1)^T B^{-1} (\mathbf{x}'_1) + \beta_2 \frac{1}{2} \alpha^T \begin{bmatrix} \mathbf{S} & & 0 \\ & \ddots & \\ 0 & & \mathbf{S} \end{bmatrix}^{-1} \alpha$$

$$+ \frac{1}{2} [\mathbf{y}'_o - H\mathbf{x}']^T R^{-1} [\mathbf{y}'_o - H\mathbf{x}'] \dots\dots\dots (1)$$

其中， $\mathbf{x}'_1 = \mathbf{x} - \mathbf{x}_b$ 代表網格點之分析增量；
 $\mathbf{y}'_o = \mathbf{y}_o - H(\mathbf{x}_b)$ 代表觀測點之觀測增量；
 β_1 代表長期靜態背景場之權重值；
 β_2 代表系集動態背景場之權重值，其值可經由「背景誤差權重因子」控制參數給予設定。

然而， $\mathbf{x}' = \mathbf{x}'_1 + \sum_{k=1}^K (\alpha^k \circ \mathbf{x}_e^k) \dots\dots\dots (2)$
 K 代表系集成員數目； $\mathbf{x}_e^k = (\mathbf{x}_k - \bar{\mathbf{x}})/\sqrt{K-1}$ ，其 $\bar{\mathbf{x}}$ 代表系集平均，故 \mathbf{x}_e^k 代表經標準化轉換後之各系集成員擾動氣象參數場。

此外， $\mathbf{S} = \langle \alpha^k (\alpha^k)^T \rangle$ ， $k = 1, \dots, K \dots\dots\dots (3)$
 此矩陣代表氣象參數場之空間相關結構。

（1）至（3）式中之 α 為新加入之控制參數，角色與 \mathbf{x}'_1 相同，也為一向量，並且將不同系集成員數值資訊 α^k 連串在一起，為 $\alpha^T = ((\alpha^1)^T, (\alpha^2)^T, \dots, (\alpha^K)^T)$ ，

透過得分方程對 α 控制參數進行調整，模擬出流場相關之背景場統計結構特徵。

三、實驗設計

（一）Hybrid 同化系統

本研究使用中央氣象局引進美國國家大氣研究中心（NCAR）所發展之 Hybrid 同化系統，並且實驗主要在 3DVAR/EnKF 之 Hybrid 架構下進行測試（NCAR 發展之 Hybrid 同化系統也可進行 4DVAR/EnKF 之 Hybrid 同化實驗）。在 3DVAR 中，靜態平均背景場使用 Covariance Option 5（簡稱 CV5 BE）；在系集同化系統方面，使用系集調整卡爾曼濾波（Ensemble Adjustment Kalman Filter；EAKF）同化方法（Anderson, 2001；林等, 2010），採用 32 個系集成員進行單點測試。然而關於系集預報模式，各成員皆使用 WRF 模式 V3.1.1 版本進行實驗，該動力模組採用 WRF-ARW，使用單層巢狀網格架構，其水平解析度設定為 45km，網格點數為 222x128，投影法為藍伯特（Lambert），模式網域分布如圖 1 所示，另外垂直解析度設定為 45 層，模式頂為 30hPa。

NCAR 發展之 Hybrid 資料同化系統有進階對垂直相關同化範圍（Localization）進行處理，其方程設定如下：

$$\rho(k, k_c) = \exp[-(k - k_c)^2 / L_c^2] \dots\dots\dots (4)$$

$$L_c = 10k_c / nz$$

其中， k, k_c 皆代表層面；
 nz 代表模式總層數，本研究為 44 層；
 ρ 代表調整垂直相關同化範圍之權重值。

（4）式指出， ρ 值在不同模式層面有不同垂直分布，如圖 2 所示，其垂直權重配置主要呈現高斯曲線，並由不同層面之曲線變化了解到，低層垂直影響範圍較小，愈高層範圍愈大。

（二）單點實驗設定

實驗個案選取 2012 年 6 月 5 日 12 UTC 之瑪娃颱風，將 1°C 的溫度觀測增量和 1°C 觀測誤差放置於颱風環流區域進行單點測試，位置如圖 3 所示，其經緯

度為東經 137.143 度、北緯 28.2 度，主要位於模式網格點（150，69）上，目的是排除觀測因子運算（observation operator）產生的誤差。另外在垂直層方面，也同樣放置在模式層面上，並且分別放置在不同層面進行討論，其分別位於第 11 層（約 860 hPa）、第 21 層（約 520 hPa）和第 30 層（約 250 hPa），主要是因應（4）式，了解不同垂直層面之分析增量反應，同時探討 ρ 值垂直權重分布（圖 2）與同化範圍因子之間的交互作用為何。

本研究設定 4 組同化範圍因子進行討論，分別為 200、375、750 及 1500 公里，並且將短時動態背景場誤差和長期靜態平均背景場誤差，兩者結構特徵分開進行實驗，以清楚了解調整同化範圍因子對於動態流場相關與靜態 CV5 BE 兩者背景場誤差結構之影響。此外在實驗中，2012 年 6 月 5 日 12 UTC 之分析時的系集 6 小時預報場，係從 2012 年 6 月 1 日 00 UTC 經 EAKF 系統循環同化流程（cycling run）至 6 月 5 日 06 UTC 之系集分析場取得，執行起轉（spin-up）運作流程，以建立出不同參數場之間的相關特性。

四、結果與分析

首先分析動態流場相關背景場誤差結構之演變，圖 4 表示各同化範圍因子之水平空間範圍，其中圖 4（a）至（b）分別為 200、375、750 及 1500 公里之結果，以下實驗簡稱 L200、L375、L750 和 L1500。由圖顯示，L200 水平分布範圍主要在日本、台灣東部海域；L375 水平範圍已增加至整個西太平洋，已佔 WRF 模式預報網格點範圍之一半；最後 L750 及 L1500 兩者皆已涵蓋全部網格點範圍，此分布似乎偏大。圖 5 含意同圖 4，但圖示範圍主要著重在觀測點周圍區域，結果指出，當同化範圍因子由 200 公里漸調整至 1500 公里時，只看出觀測點外圍部分之深紅（藍）色階的分析增量分布逐漸向外擴展，觀測點中心區域之分析增量數值幾乎無變化，而且不合理的相關雜訊反應也漸展現出來，其中以混合比參數場表現最明顯。而觀測資料位於第 21 層和第 31 層的反應結果皆與第 11 層（圖 4）相同。

圖 6 表示不同垂直層之單點測試結果，藉由垂直分析增量之反應，了解圖 2 垂直相關權重分布如何影響背景場誤差結構，其中圖 6（a）至（c）分別為觀測放於第 11 層、21 及 30 層之結果，以下實驗簡稱 V11、V21、V30。圖中顯示，V11 分析增量反應主要著重在第 6~16 層，V21 反應範圍著重在第 16~28 層，而 V30 反應範圍著重在第 25~41 層，結果指出，觀測資料位置愈高層，分析增量反應範圍愈大，其架構與圖 2 表現近乎一致。因此由圖 6 結果說明，加入垂直相關權重（如 4 式），將明顯縮減「低層」參數場垂直向之流場相關分布。

圖 7 含意同圖 5，但為 Y-Z 垂直剖面圖之結果，此圖結果表現與圖 5 雷同，增加同化範圍因子主要是增大背景場流場相關結構範圍，但同時雜訊分布也將愈明顯。此外，從圖 7 也探討出另一重點，該圖的分析增量反應主要為水平向發展，完全無垂直向變動，由此結果說明，該同化範圍因子控制參數無法對垂直相關範圍權重之曲線分布（圖 2）進行調整，兩者之間無交互作用，故分析增量之垂直分布範圍沒有任何改變，使同化範圍因子變為只影響「水平向」之背景場誤差結構。

再者進階分析靜態 CV5 BE 背景場誤差結構之演變，而實驗結果為不論同化範圍因子為 200、375、750 或 1500 公里，分析增量分布皆相同，沒有任何變化，如圖 8，該圖表示水平與垂直之分析增量剖面分布。由此實驗結果說明，同化範圍因子控制參數與垂直相關範圍權重分布（圖 2）對靜態 CV5 BE 結構沒有任何作用，完全只針對系集流場相關背景場誤差結構進行控管。

五、結論與未來展望

本研究使用 NCAR 發展之 Hybrid 系統，採用 EAKF 系集同化系統得到 32 組系集成員，進行 Hybrid 同化方法之單點測試，透過實驗了解同化範圍因子如何調整背景場誤差結構，並同時探討與（4）式垂直相關權重分布是否互相影響。

實驗結果顯示，提升同化範圍因子將增加背景場

誤差之流場相關結構範圍，但位於觀測資料點地區之分析增量幾乎沒有變化，主要增加外部區域之分析增量數值，使分析增量反應逐漸向外圍區域擴展，不過，當同化相關範圍增加時，不合理的相關雜訊反應也逐漸顯露出來，背景場誤差結構反而失去應該擁有的流場相關特性之表現。此外，由垂直剖面圖得知，同化範圍因子控制參數與(4)式垂直相關權重分布沒有任何交互作用，故不論同化範圍因子設定為何，分析增量之垂直分布皆被固定在某一範圍，其反應沒有垂直上之變化，該結果意味著，同化範圍因子控制參數只能著重於水平向之背景場誤差結構進行調整。

藉由本研究單點測試實驗，了解 Hybrid 系統之同化範圍因子控制參數的作用，當作對未來實際個案測試之參數設定指標，找到合適之設定值，以期能提升預報準確度。

六、參考文獻

- 林昀璿、劉輝和馮欽賜，2010：EAKF 系集資料同化系統初步分析。2010 年海峽兩岸災害性天氣分析與預報研討會，6，22 - 27。
- Anderson, J. L., 2001: An Ensemble Adjustment Kalman Filter for Data Assimilation. *Monthly Weather Review*, **129**, 2884-2903.
- Buehner, M., 2005: Ensemble-derived stationary and flow-dependent background-error covariances: Evaluation in a quasi-operational NWP setting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1013-1043.
- , P. L. Houtekamer, C. Charette, H. L. Mitchell, and B. He, 2010a: Intercomparison of variational data assimilation and the ensemble Kalman filter for global deterministic NWP. Part I: Description and single-observation experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1885-1901.
- , ——, ——, ——, and ——, 2010b: Intercomparison of variational data assimilation and the ensemble Kalman filter for global deterministic NWP. Part II: One-month experiments with real observations. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1902-1921.
- Burgers, G., van Leeuwen, P. J. and Evensen, G. 1998: Analysis scheme in the ensemble Kalman filter. *Mon. Weather Rev.*, **126**, 1719-1724.
- Courtier, P., and Coauthors, 1998: The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). I: Formulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 1783-1807.
- Hamill, T. M., and C. Snyder, 2000: A hybrid ensemble Kalman filter-3D variational analysis scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2905-2919.
- Houtekamer, P., G. Pellerin, M. Buehner, and M. Charron, 2005: Atmospheric data assimilation with an ensemble Kalman filter: Results with real observations. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 604-620.
- Lorenc, A. C., 2003: The potential of the ensemble Kalman filter for NWP—A comparison with 4D-VAR. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 3183-3203.
- Wang, X. C. Snyder, and T. M. Hamill, 2007b: On the theoretical equivalence of differently proposed ensemble/3D-Var hybrid analysis schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 222-227.
- , ——, ——, and ——, 2008a: A hybrid ETKF-3DVAR data assimilation scheme for the WRF model. Part I: Observing system simulation experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5116-5131.
- , ——, ——, and ——, 2008b: A hybrid ETKF-3DVAR data assimilation scheme for the WRF model. Part II: Real observation experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5132-5147.
- , T. M. Hamill, J. S. Whitaker, and C. H. Bishop, 2009: A comparison of the hybrid and EnSRF analysis schemes in the presence of model errors due to unresolved scales. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3219-3232.

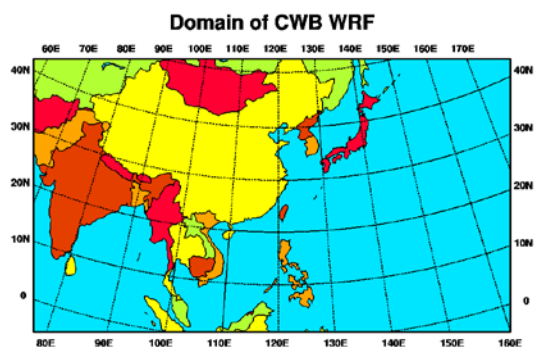


圖 1：中央氣象局 WRF 模式預報網格點範圍，網格數為 222 x 128，格點解析度為 45 km，投影法為藍伯特 (Lambert)。

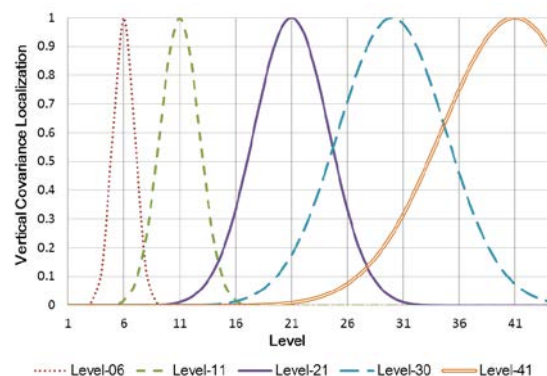


圖 2：不同模式層面之 ρ 值垂直分布。其中 x 座標為模式垂直層面，y 座標為 ρ 值 (Vertical Covariance Localization)。

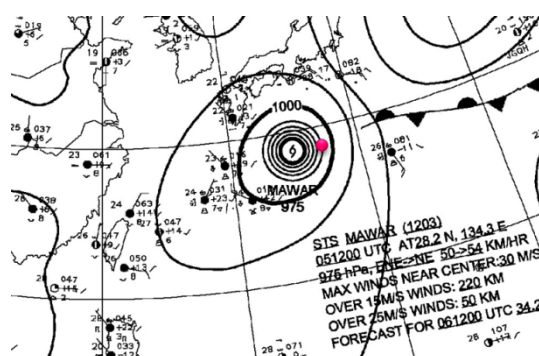


圖 3：單點資料位置(紅色圓點)，個案時間為 6 月 5 日 12UTC 之瑪娃颱風。

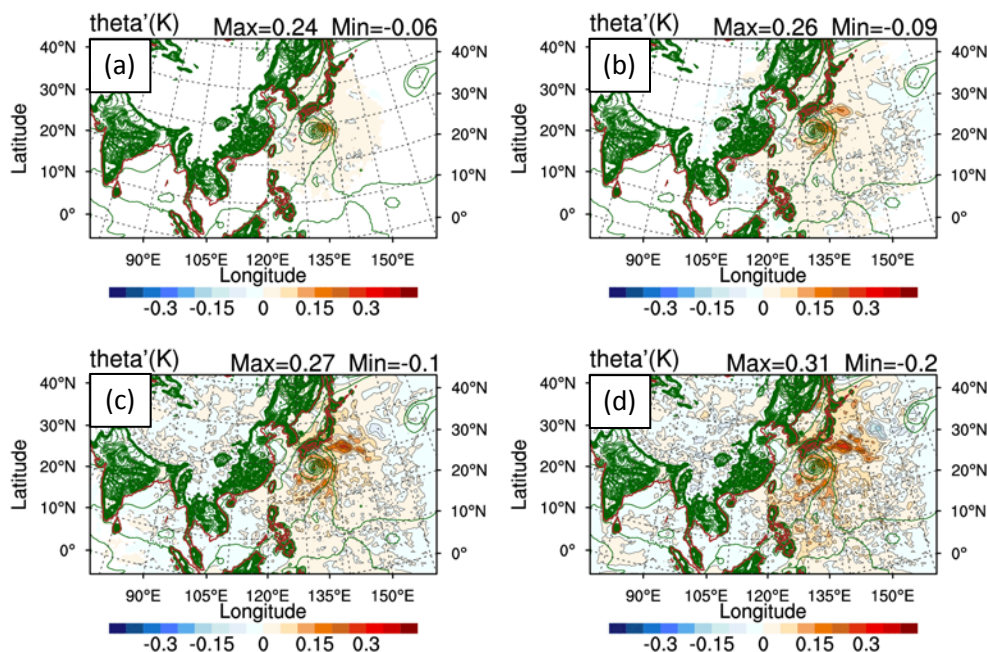


圖 4：只為動態背景場誤差結構特徵下，同化範圍因子為 (a) 200 (b) 375 (c) 750 (d) 1500 公里之擾動位溫 X-Y 分析增量剖面圖，單點觀測垂直層為第 11 層 860hPa。其中綠色曲線代表模式層面之氣壓分布。

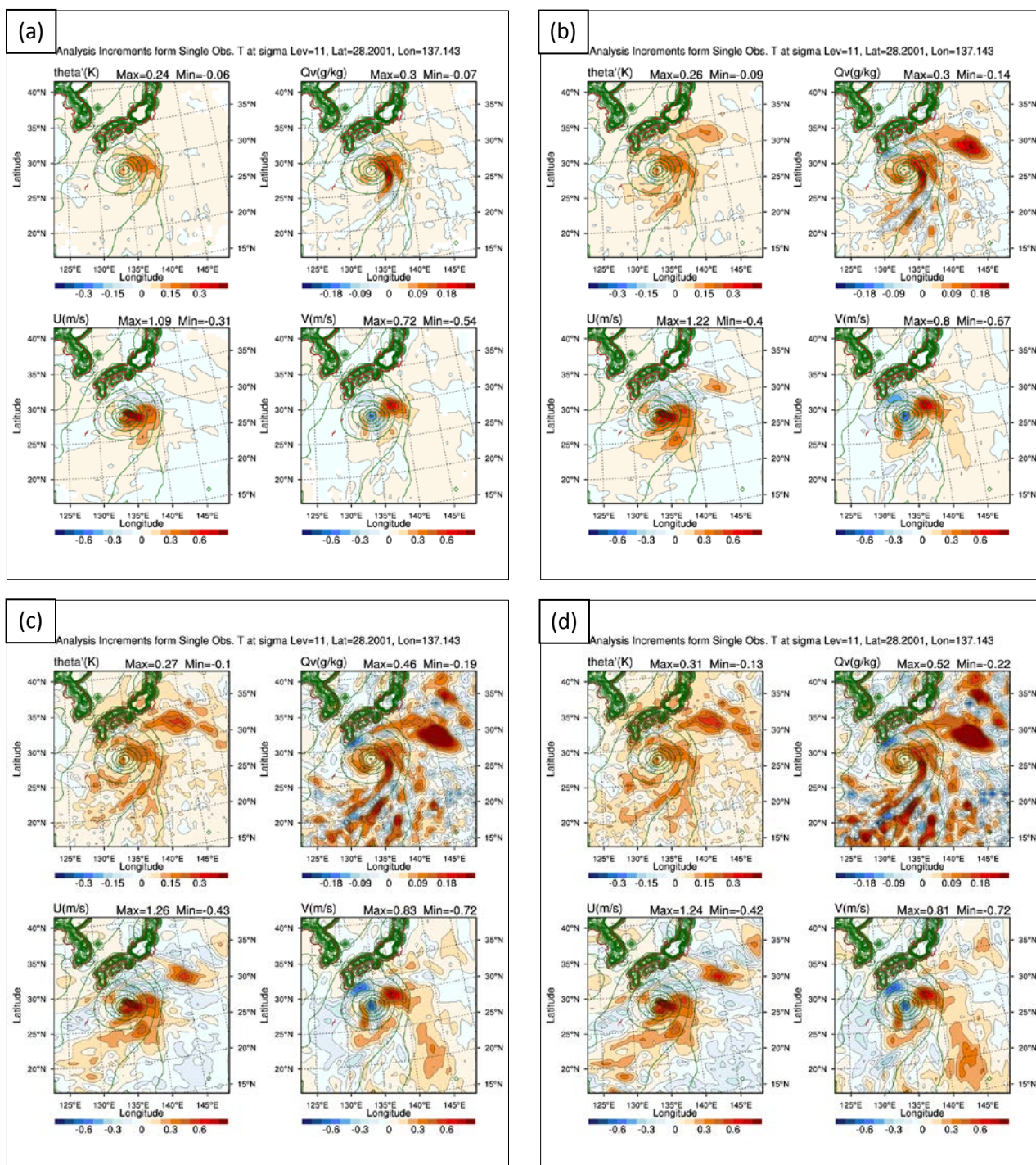


圖 5：只為動態背景場誤差結構特徵下，同化範圍因子為 (a) 200 (b) 375 (c) 750 (d) 1500 公里之擾動位溫 (左上)、混合比 (右上)、U 分量風場 (左下) 與 V 分量風場 (右下) X-Y 分析增量剖面圖，單點觀測垂直層為第 11 層 860hPa。其中綠色曲線代表模式層面之氣壓分布。

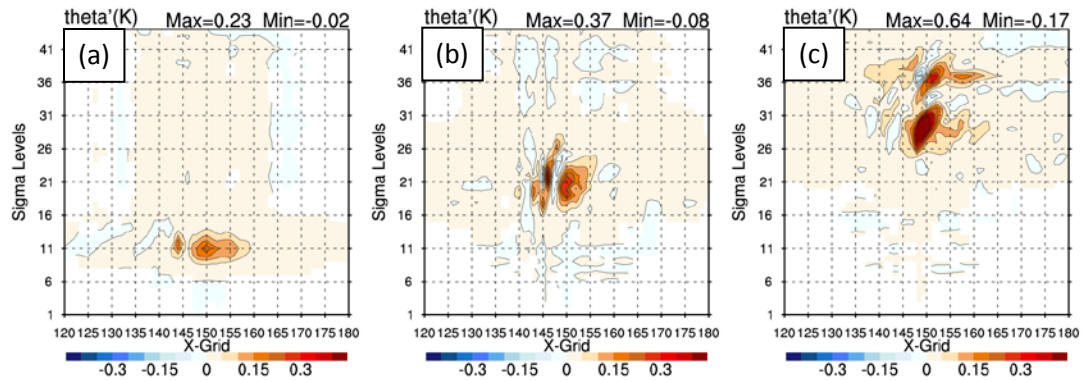


圖 6：只為動態背景場誤差結構特徵下，垂直層面為第 (a) 11 層 860hPa (b) 21 層 520hPa (c) 30 層 250hPa 之擾動位溫 X-Z 分析增量剖面圖，此實驗之同化範圍因子為 200 公里。

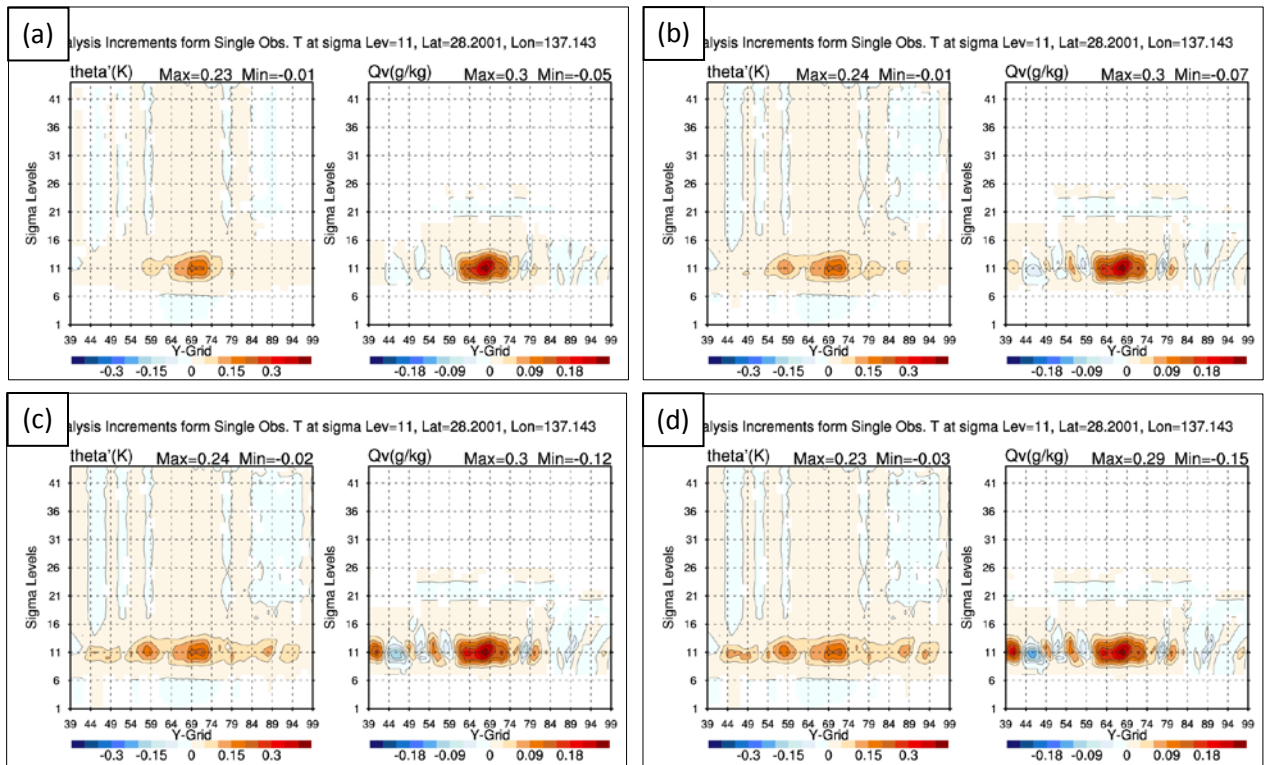


圖 7：只為動態背景場誤差結構特徵下，同化範圍因子為 (a) 200 (b) 375 (c) 750 (d) 1500 公里之擾動位溫 (左) 和混合比 (右) Y-Z 分析增量剖面圖，單點觀測垂直層為第 11 層 860hPa。

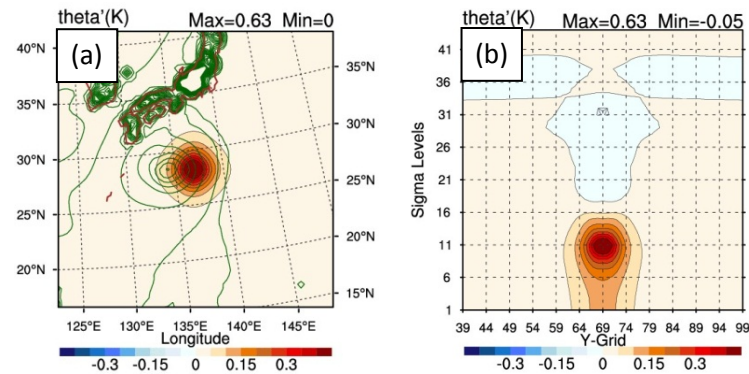


圖 8 只為靜態 CV5 BE 背景場誤差結構特徵下，(a) X-Y (b) Y-Z 之擾動位溫分析增量剖面圖，單點觀測垂直層為第 11 層，並且不論同化範圍因子為 200、375、750 和 1500 公里，其分析增量分布皆相同。

HYBRID資料同化系統單點測試結果分析

— (2) 背景誤差權重因子之測試

陳美心 江琇瑛 馮欽賜 李志昕 洪景山
中央氣象局資訊中心

摘 要

傳統三維變分資料同化系統之背景誤差係以統計方法求得，用以描述模式長期平均之大氣狀態。由於地球大氣處於近乎靜力平衡和地轉平衡，因此統計法求得之背景誤差存在一個近乎平衡的特性與近乎對稱的結構，然而這樣的背景誤差無法完整描述瞬息萬變的天氣系統，因此近年來背景誤差具有流場相關特性(flow dependent)的混合(HYBRID)資料同化方法因而受到矚目。HYBRID 資料同化方法係使用系集預報成員之間的流場相關特性提供動態背景誤差，並結合傳統三維變分之靜態背景誤差，建立長期大氣平均狀態與流場相關特性兼具之背景誤差，其背景誤差結構與天氣型態相關，在描述即時大氣狀態更具有代表性。

本研究分別使用系集卡爾曼濾波(Ensemble Kalman filter ; EAKF)及中央氣象局發展之區域系集預報系統(WRF Ensemble Prediction System ; WEPS)與 WRF(Weather Research and Forecasting)3DVAR(3-dimensional variational data assimilation)建立 HYBRID 資料同化系統，選取瑪娃颱風為個案，將單觀測點放置於颱風環流區域，透過單點測試方法產生之分析增量了解 HYBRID 背景誤差之結構特徵。HYBRID 資料同化系統有兩項重要的參數，其一為同化範圍因子(請見「HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析-(1)同化範圍因子之測試」)，另一為背景誤差權重因子，本研究主要分析背景誤差權重因子調整之結果。

一、前言

傳統三維變分資料同化系統之背景誤差係以統計方法求得，用以描述模式長期平均之大氣狀態。由於地球大氣處於近乎靜力平衡和地轉平衡，因此統計法求得之背景誤差存在一個近乎平衡的特性與近乎對稱的結構，然而這樣的背景誤差無法完整描述瞬息萬變的天氣系統，因此近年來背景誤差具有流場相關特性(flow dependent)的混合(HYBRID)資料同化方法因而受到矚目。HYBRID 資料同化方法係使用系集預報成員之間的流場相關特性提供動態背景誤差，並結合傳統三維變分之靜態背景

誤差，建立長期大氣平均狀態與流場相關特性兼具之背景誤差，其背景誤差結構與天氣型態相關，在描述即時大氣狀態更具有代表性。

二、研究方法

近年來美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research ; NCAR)發展以 WRF-3DVAR 為基礎之 HYBRID 資料同化系統。本研究分別使用系集卡爾曼濾波(EAKF)及中央氣象局發展之區域系集預報系統(WEPS)與 WRF-3DVAR 建立 HYBRID 資料同化系統(前者稱之為 EAKF-HYBRID，後者稱

之為 WEPS-HYBRID)。

HYBRID 資料同化系統有兩項重要的參數，其一為同化範圍因子(請見「HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析-(1)同化範圍因子之測試」)，另一為背景誤差權重因子。背景誤差權重因子係調整靜態(長期大氣平均狀態)及動態(流場相關)背景誤差之權重分配比例。背景誤差權重因子(Je_factor)之方程式如下：

$$\beta_e = \frac{1}{Je_factor} ; \beta_b + \beta_e = 1$$

。其中 β_e 為動態背景誤差之比例， β_b 為靜態背景誤差之比例，因此可將 Je_factor 換算 β_e 、 β_b 。

本研究選取 2012 年 6 月 12 日之瑪娃颱風為個案，將比背景場溫度差異為+1℃之單觀測點放置於颱風環流區域(28.2° N, 137.143° E, 860hPa)，透過單點測試方法產生之分析增量了解 HYBRID 背景誤差之結構特徵。

實驗設定如下：動態背景誤差由系集系統提供，而 WRF-3DVAR 提供的靜態背景誤差則是設定為 CV5；EAKF 使用 32 個成員，WEPS 使用 20 個成員，成員的系集平均為猜測場；選定五種背景誤差權重因子進行敏感度測試(如表一)，同化範圍因子則設定為 200。

三、結果分析

單點測試結果水平剖面圖如圖 1，垂直剖面圖如圖 2。圖 1 之(A)-(a)與(B)-(a)與圖 2 之(A)-(a)與(B)-(a)顯示當 $\beta_e \sim 0\%$ ，背景誤差來源幾乎由靜態背景誤差(CV5)主導時，由於動態背景誤差幾乎無作用，因此水平分析增量呈現均勻對稱菱形，垂直分析增量呈現對稱，反應統計平均的大氣狀態；在 860hPa 之+1℃溫度

差異的觀測資料在資料同化後於同處產生+0.63℃之溫度分析增量，且影響範圍向下延伸至地表。

WRF-3DVAR 使用之控制參數中會使溫度場與風場、地面氣壓場互相影響，不影響濕度場，圖 1 之(A)-(a)與(B)-(a)與圖 2 之(A)-(a)與(B)-(a)之顯示，當僅有溫度觀測資料並使用 CV5 進行資料同化時，結果僅溫度場產生明顯的分析增量，風場並無顯著變化，代表此背景誤差所包含之多變數(multiple-variables)間的相關性薄弱，溫度場的改變並不會驅使風場有明顯的變化。

圖 1 與圖 2 中由(a)~(e)表示逐步增加動態背景誤差比例，越可顯現動態背景誤差所導致的流場相關特性，使分析增量之形狀呈現流場相關；垂直方向由於受到垂直同化範圍(請見「HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析-(1)同化範圍因子之測試」)之限定，越增加動態背景誤差之比例會使垂直方向分析增量範圍變窄。

圖 1 之(A)-(e)與(B)-(e)與圖 2 之(A)-(e)與(B)-(e)顯示當 $\beta_e \sim 0\%$ ，背景誤差來源全為動態背景誤差，明顯可見分析增量的分布與颱風環流結構相關；在 860hPa 之+1℃溫度差異的觀測資料在資料同化後產生之最大溫度分析增量+0.24℃，濕度場及風場也產生變化。圖 3 顯示由靜態背景誤差調整至動態背景誤差的過程中，溫度增量逐漸變小，濕度和風場增量逐漸變大，表示動態背景誤差改善了靜態背景誤差中變數間相關性薄弱的問題，增加了變數間的相關性，因此溫度場的改變造成的風場和濕度場也發生變化。

圖 1 之(A)-(e)與(B)-(e)顯示當背景誤差來源全為動態背景誤差，經由資料同化後，EAKF-HYBRID 之溫度分析增量集中在颱風的東北方，為 downstream 方向，WEPS-HYBRID 之溫度分析增量則在颱風的

東南方，為 upstream 方向，反映了兩個不同動態背景誤差對給定觀測點之相關敏感區域不同；圖中亦顯示 EAKF-HYBRID 濕度場與溫度場的相關性較大，因此資料同化後得到水汽較豐沛；風場的分析增量則是兩者大不相同，無論是量級與分布都有不同，表示兩者動態背景誤差對於此溫度觀測訊息之風場敏感區域分布及相關性均不同。

四、結論與討論

本研究使用 WRF-3DVAR 為基礎發展之 HYBRID 系統進行背景誤差權重因子之敏感度測試。實驗結果顯示，增加動態背景誤差比例有效引入流場相關特性，使單點測試之分析增量分布與颱風環流相關，並增加變數間的相關性，使溫度觀測能進一步影響風場及濕度場的改變。

本文僅以單點個案進行敏感度測試，且結果顯示增加動態背景誤差權重比例會使最大分析增量呈現近乎線性遞增或遞減(圖 3)，表示選取背景誤差權重比例不同對分析增量的結果極為敏感，因此應用於實際天氣系統時，要如何選擇適當之背景誤差權重比例仍需進一步實驗，期望能找到最佳的參數設定，得到最佳初始猜測場，進而能有最佳的預報表現。

五、參考文獻

李志昕、洪景山，2011：區域系集預報系統研究：物理參數化擾動。大氣科學，39，95-116。

Wu W.-S., and R. J. Purser, 2002: Three-Dimensional Variational Analysis with Spatially Inhomogeneous Covariances. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2905-2916.

Bannister R.N., 2008: A review of forecast error covariance statistics in atmospheric variational data assimilation. I: Characteristics and measurements of forecast error covariances. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **134**, 1951-1970.

Bannister R.N., 2008: A review of forecast error covariance statistics in atmospheric variational data assimilation. II: Modelling the forecast error covariance statistics. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **134**, 1971-1996

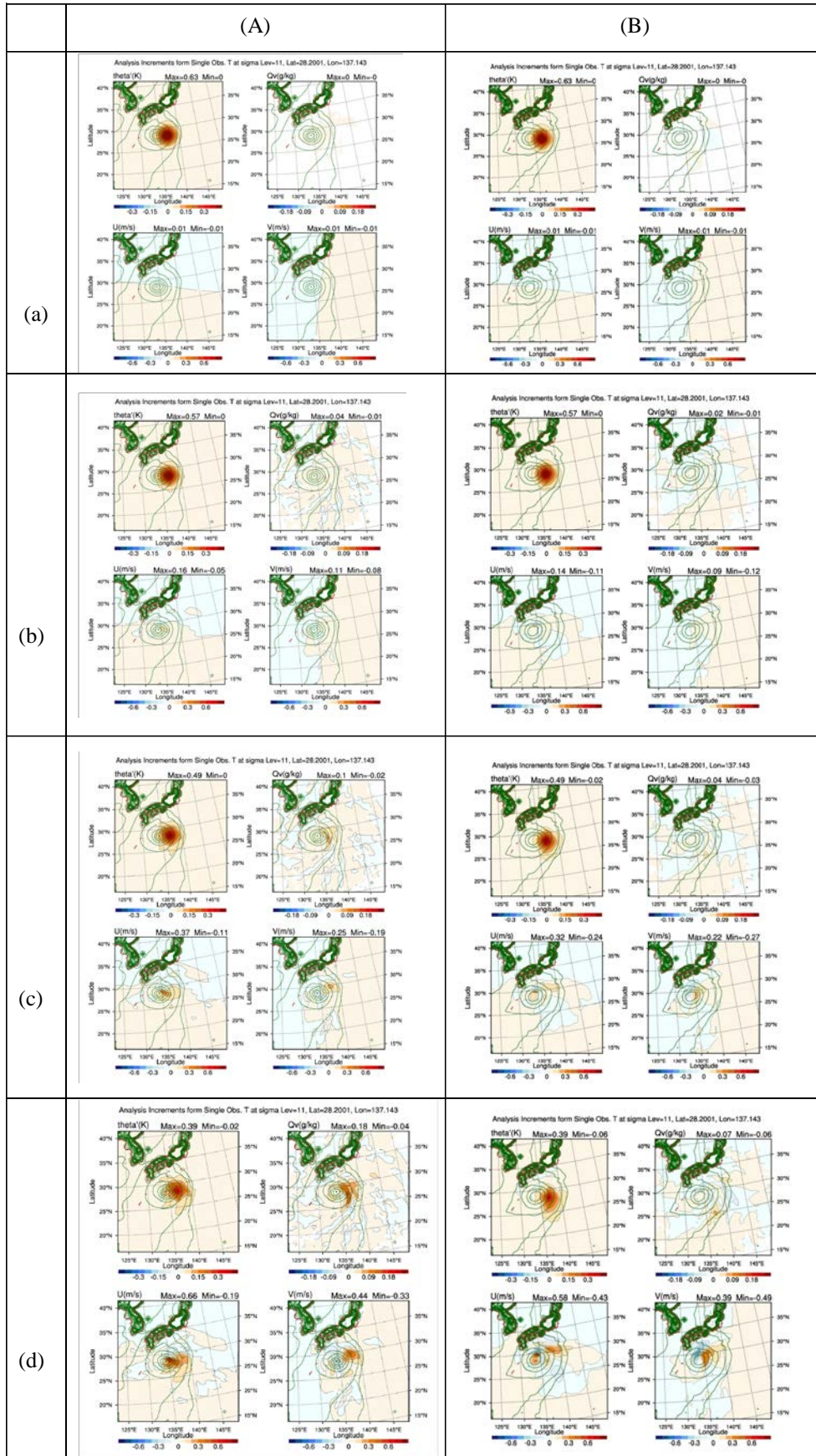
Hamill, Thomas M., Chris Snyder, 2000: A Hybrid Ensemble Kalman Filter-3D Variational Analysis Scheme. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2905-2919.

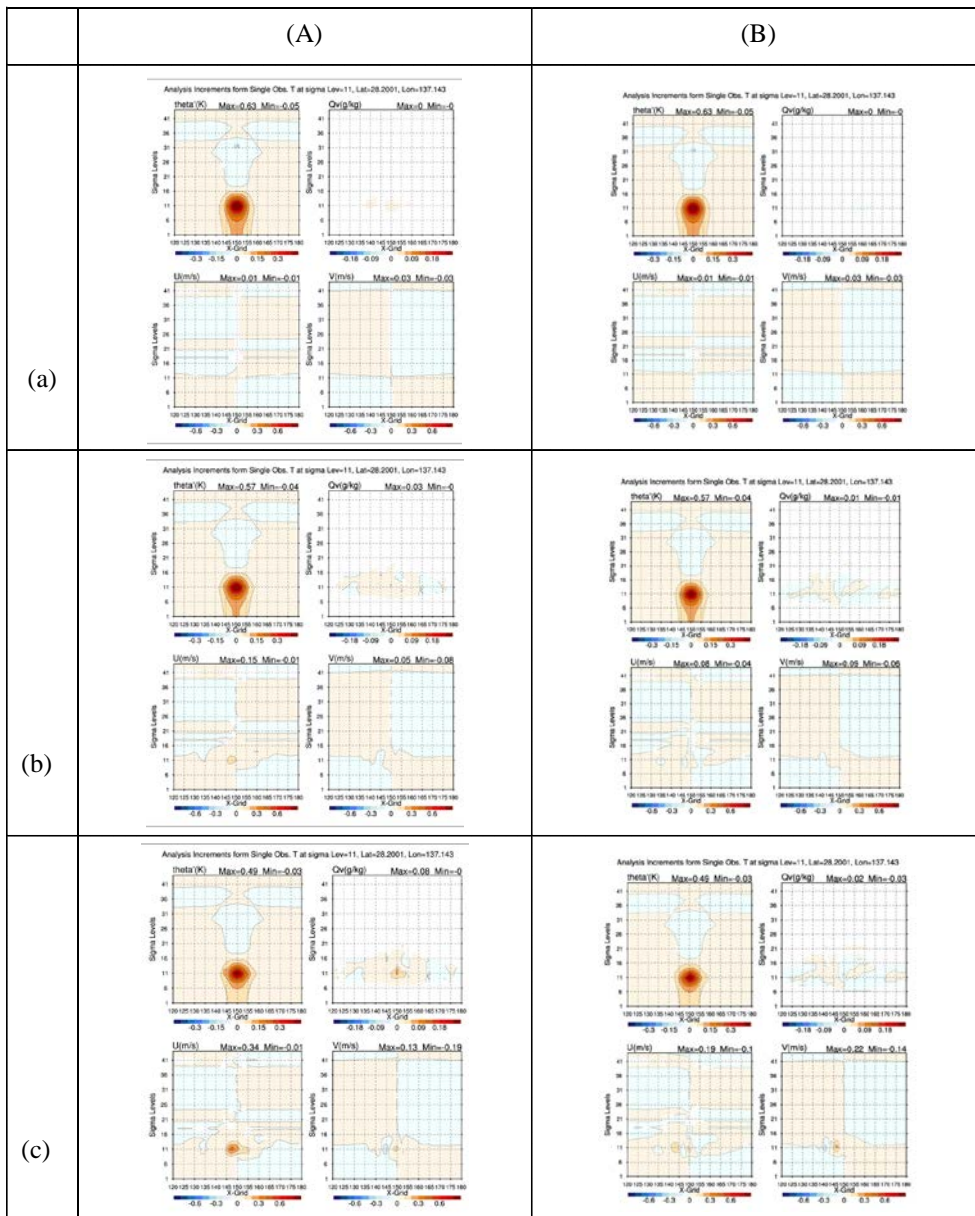
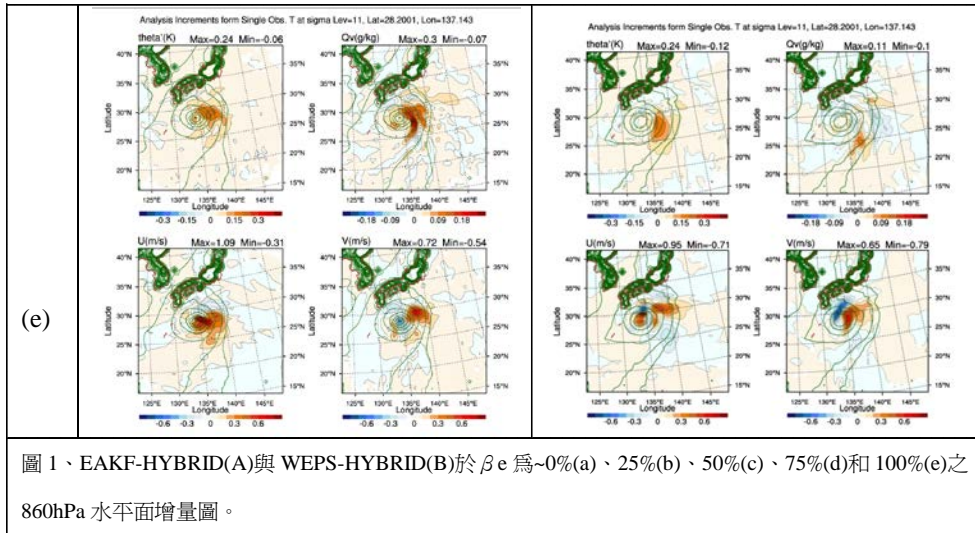
Wang, Xuguang, Dale M. Barker, Chris Snyder, Thomas M. Hamill, 2008: A Hybrid ETKF-3DVAR Data Assimilation Scheme for the WRF Model. Part I: Observing System Simulation Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 5116-5131.

Wang, Xuguang, Dale M. Barker, Chris Snyder, Thomas M. Hamill, 2008: A Hybrid ETKF-3DVAR Data Assimilation Scheme for the WRF Model. Part II: Real Observation Experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 5132-5147.

Je_factor	Static BE (βb)	Dynamic BE (βe)
1001	~100%	~0%
4	75%	25%
2	50%	50%
1.333	25%	75%
1	0%	100%

表一、背景誤差權重因子設定與靜態及動態背景誤差之換算。





Data assimilation impacts on coastal heavy rainfall forecast during SoWMEX/TiMREX (2008) IOP#8

Chuan-Chi Tu Yi-Leng Chen

Department of Meteorology, University of Hawaii at Manoa

Ying-Hwa Kuo Shu-Ya Chen

National Center for Atmospheric Research

Abstract

On 16 June 2008 (SoWMEX/TiMREX Intensive Observing Period (IOP) #8), heavy rainfall occurred over southwestern Taiwan from 1800 UTC 15 June (0200 LT 16 June) to 1200 UTC 16 June (2000 LT 16 June). The WRF 3DVAR cycling run includes the rain evaporative cooling effect of previous MCSs rainfall on 14 June. As a result, at 1800 UTC 15 June, the low-level air temperature over western Taiwan is colder in the cycling run than the NoDA run. Therefore, the land breeze/offshore flow is strengthened over southwestern Taiwan in the DA cycling run. The blocking and the flow deceleration are also more significant in the DA run. The significantly blocked southwesterly flow converged with the strengthened land breezes forming intense offshore convection lines that moved inland during nighttime (1800 UTC 15 June-0000 UTC 16 June) in the cycling run, consistent with observations. However, for NoDA (No data assimilation) run, widespread rainfall was simulated over ocean southwest of Taiwan without intense convection cells off southwest coast of Taiwan. Thus, the rainfall off southwest of Taiwan and over southwestern Taiwan is underestimated in the NoDA run during the night.

During the daytime of 16 June, the blocking of southwesterly flow over southwestern Taiwan due to the presence of cold pool as a result of rain evaporative cooling is apparent in both the DA run and NoDA run. The total precipitable water (TPW) off southwestern Taiwan is higher in the DA run than the NoDA run. Thus, the MCSs rainfall off southwestern Taiwan is higher in the DA run than the NoDA run. Compared with observed rainfall accumulation, data assimilation improves the simulation of oceanic MCSs rainfall off southwestern Taiwan that propagated over southwestern Taiwan.

雷達資料同化方法於凡那比颱風個案之研究

林忠義 劉嘉騏

國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心

摘要

雷達資料同化方法為近年大氣領域相當重視的一個研究方向，由於雷達資料具有高時空解析度的優點，若能透過資料同化的方法，將其快速地同化進數值模式中以改進模式的初始場，將有機會改進模式極短期定量降雨預報的結果。然而有許多不同方法皆能應用雷達資料達到資料同化的結果，例如：WRF模式的3DVAR、4DVAR，以及利用EnKF等方法，各方法皆有其優缺點，仍需要進一步的研究了解並加以改進。

本研究利用WRF模式中的3DVAR資料同化方法，將雷達徑向風場及回波資料同化進模式中，首先進行單點測試實驗，分別探討單一徑向風及回波資料對同化後分析場中各變數的影響。接著利用氣象局五分山、花蓮、七股以及墾丁，四顆作業化雷達資料，選擇2010年9月，凡那比颱風事件進行個案研究，探討不同資料同化策略下，雷達觀測資料對分析場，以及對短期預報的影響。

關鍵字：雷達資料同化、極短期定量降雨預報

同化衛星資料對區域模式的影響個案測試

章鶴群 周鑑本 王溫和 陳嘉榮
中央氣象局 氣象衛星中心

摘要

衛星觀測能夠觀測一般傳統觀測無法涵蓋的區域,如海洋區,而臺灣四週環海,若能正確同化衛星觀測,將有助於產生較好的模式初始場,期能得到較佳的預報結果。在本文中使用的同化系統是格點統計內插(Gridpoint Statistic Interpolation, GSI)三維變分系統,搭配 WRF 進行 72 小時預報。GSI 能同化各種非傳統儀器的觀測資料,包含衛星、雷達及 GPS 等遙測資料,此研究使用的衛星資料,是採用美國海洋及大氣總署發射的太陽同步衛星 NOAA-18 所搭載的先進微波探測儀(AMSU-A)觀測的資料。

本研究將 AMSU-A 所觀測的資料納入 GSI 同化系統當中,以探討其對於區域模式預報的影響。經實驗結果發現,加入 AMSU-A 觀測資料後,對溫度和水汽的預報有改善的能力。

關鍵字:格點統計內插(GSI)、先進微波探測儀(AMSU)

一、前言

數值模式對於天氣預報的準確度仰賴良好的數值模式初始場,而如何藉由同化氣象資料修改初始場以提升數值模式的準確度,則是近年來研發數值模式的一項重要課題。格點統計內差(Gridpoint Statistic Interpolation, GSI)為一個能夠同化多種觀測資的分析系統,能同時整合衛星、雷達、GPSRO 等資料於模式初始場,提供給全球模式或區域模式進行預報。

本研究採用繞極軌道衛星的微波觀測資料進行實驗。繞極軌道衛星能夠對同一地點做週期性的觀測,每 12 小時會再次經過某特定區域附近,對於缺乏傳統觀測的高空或海洋能夠提供許多有用的資訊,對了解大氣溫度和水汽的分布有很大的幫助。

曹等(2010)使用 GSI 將衛星資料同化至全球數值預報系統中,確實對預報的表現有改善。GSI 同化衛星資料應用也可應用在區域模式上, Xu(2009)針對南亞地區進行實驗,平均 30 天 24 小時的預報結果發現,雖然改善的幅度有限,但同化衛星資料確實能改善初始場以減少預報誤差。

二、GSI 基本原理

GSI 是一種三維變分(three-dimensional variational, 3DVAR)資料同化系統,使用在區域模式有五個主要的分析變數,分別是 stream function、unbalanced velocity potential、Unbalanced

virtual temperature、Unbalanced surface pressure、Pseudo relative humidity。

數模式背景場導入 GSI,透過上述變數進行變分分析得到一個增量修正背景場,此步驟重覆數次後即可得到一個最佳分析場,分析值介於背景場和觀測值之間,並且最能夠滿足各物理及數學上的約束條件。此分析場即可當做數值模式的初始場,做為預報之用。

三、觀測資料

本研究針對同化繞極軌道衛星的微波資料進行測試。繞極軌道衛星每隔 12 小時會經過同一地區附近的天空,能提供海洋和大氣許多有用的訊息。本研究所用的衛星資料來自於由美國海洋及大氣總署(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)發射的繞極軌道衛星 NOAA-18 上所搭載的先進微波探測儀(Advanced Microwave Sounding Unit A, AMSU-A)。AMSU-A 共有 15 個頻道,每個頻道具有不同的權重函數來描述在不同高度上輻射強度的貢獻量。

使用衛星資料前必須先經過品質控管的步驟,若是觀測資料與猜測場差異太大則此筆資料不使用。反之,兩著差距在可容許範圍內能夠進到同化系統內進行同化。衛星資料還會存在有系統性偏差,可能是由觀測儀器、觀測本身或是輻射模式誤差而造成。GSI 有偏差校正的設計,能僅量去除系統性偏差,經過修正

後的衛星資料導入同化系統中才能得到較正確的分析場。

圖 1 是 NOAA18 在本次實驗時的掃描位置的一個個案，其掃描位置會隨不同日期而有變動，但大致而言都能掃描到臺灣附近的東亞地區。圖中左圖為 AMSU-A 掃描的所有資料位置，右圖為經品質檢定後留下，而為 GSI 所同化的資料。由圖中可以看到 AMSU-A 頻道 5 的資料在洋面上保留的比較多，而在陸上多數的資料為品質檢定所剔除，主要的原因是因第 5 頻道的計算受地表參數的影響，而地表參數在陸地上比洋面上的設定相對複雜。

圖 2 是 AMSU-A 頻道 6 的模擬與真實觀測的散落圖。藍色的點是代表未經 GSI 偏差修正程序修正前的情況，黑色的點是經過偏差修正的情形。由圖可以看出 GSI 偏差修正程序確能將 AMSU-A 頻道 6 的偏差修正，其它頻道亦然，但高層頻道（CH10~CH14）因模式層頂只到 30hPa，模擬的輻射值不佳，偏差修正的情形也不好，這些頻道在實驗中未使用。

四、實驗方法

為了評估衛星資料對 GSI 的分析場及後續 72 小時的預報的影響，這設計了兩組實驗，一組是只加入傳統觀測到同化系統中的測試，稱之為控制組；另一組測試，為加入傳統觀測及衛星資料到同化系統中，稱之為實驗組。我們選取 2012 年 9 月 26 日至 10 月 2 日共 7 天，每日 06 時（UTC）為同化資料時間，每個同化時間的初始場向後作 72 小時的預報。然後以 GFS 的分析場作為參考的真值分別計算 7 天分析場的控制組均方根誤差，及實驗組均方根誤差減去控制組均方根誤差的值，作為判斷實驗組與控制組誤差大小的比較。同樣的 24, 48 及 72 小時的預報也作相同的統計，以觀察衛星資料同化後對預報結果的影響。

五、實驗結果與分析

圖 3 是 2012 年 9 月 26 日到 10 月 2 日，這 7 天的分析場均方根誤差（圖左是 850hPa，圖右是 700hPa），圖中上圖是控制組的均方根誤差，下圖是實驗組的均方根誤差減去控制組的均方根誤差。比較上下兩圖可以發現控制組誤差較大的地區，如 850hPa 的青藏高原邊緣，及 700hPa 台灣附近，加入衛星資料後，似乎可以得到比較小的誤差，如下圖藍色區域即實驗組的均方根誤差小於控制組的區域。

另外我們畫出北緯 20 度及 25 度的剖面的均方根誤差的比較（圖 4）。由圖中可以發現控制組誤差較大的地方，似乎衛星資料加入後能降低此處的誤差。由圖中也可發現 100hPa 以上的地區似乎衛星資料有比較差的表現。

圖 5 是範圍在北緯 5 度到 30 度，東經 110 度到 135 度（即台灣附近地區）溫度垂直剖面的均方根誤差，同樣的上圖是控制組的均方根誤差，下圖是實驗組的均方根誤差減去控制組的均方根誤差，而圖中可以發現分析場溫度剖面在大部分的高度上是有改進的，這顯示衛星資料在此地區是有正面的影響，24 小時的預報溫度修的效果變得不明顯，有些高度成為負面的影響，但 48, 72 小時的預報，衛星資料顯出正貢獻的地方明顯較多。

圖 6 是水汽的情形，可看到分析場有較大的誤差，雖然隨預報時間的增加，此一效果逐漸不明顯，但若詳細討論水汽頻道或 GSI 本身對水汽場的影響的影響尚需再進行更多的實驗。

六、結論與討論

本研究主要討論 AMSU-A 衛星資料使用於 GSI 三維變分系統對於區域模式的影響，期望能夠改善 72 小時內的預報結果。經過實驗的結果可看出衛星資料對誤差大地區有正貢獻，一般而言 24 小時預報數各參數場實驗組比較差，但是隨著預報時間增加，實驗組結果變好。

本研究只針對 NOAA-18 衛星的 AMSU-A 觀測資料進行分析，另尚有 MHS、HIRS、AIRS 等儀器的觀測資料能使用，日後需再測試其他儀器對區域模式的影響，進而提升預報準確度。

參考文獻

- 曹伶伶、馮欽賜、陳雯美、沈彥志，2010：AMSU-A 衛星資料對於中央氣象局全球預報系統之影響分析，天氣分析與預報研討會。
- Xu, J., S. Rugg, L. Byerle, and Z. Liu, 2009: Weather Forecasts by the WRF-ARW Model with the GSI Data Assimilation System in the Complex Terrain Areas of Southwest Asia. *Wea. Forecasting*, 24, 897-1008.

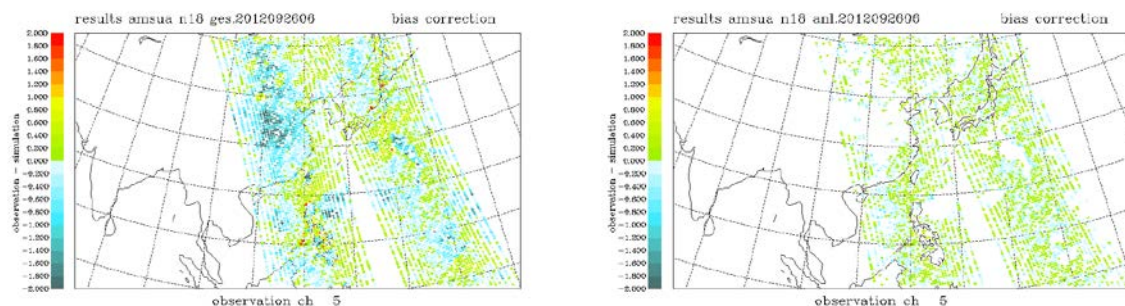


圖 1、NOAA-18 AMSU-A 第 5 頻道（觀測-模擬）的分佈，上圖為掃瞄點，下圖為被同化之點。

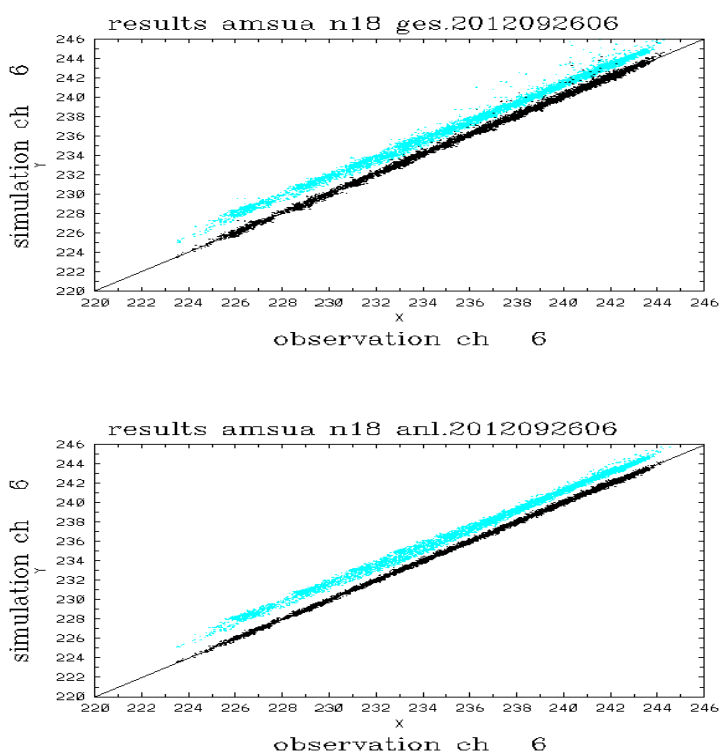


圖 2、觀測與模擬的散落圖。藍色是未經修正的，而黑色是經過偏差修正的，上圖是 first guess 計算，下圖 analysis 計算。

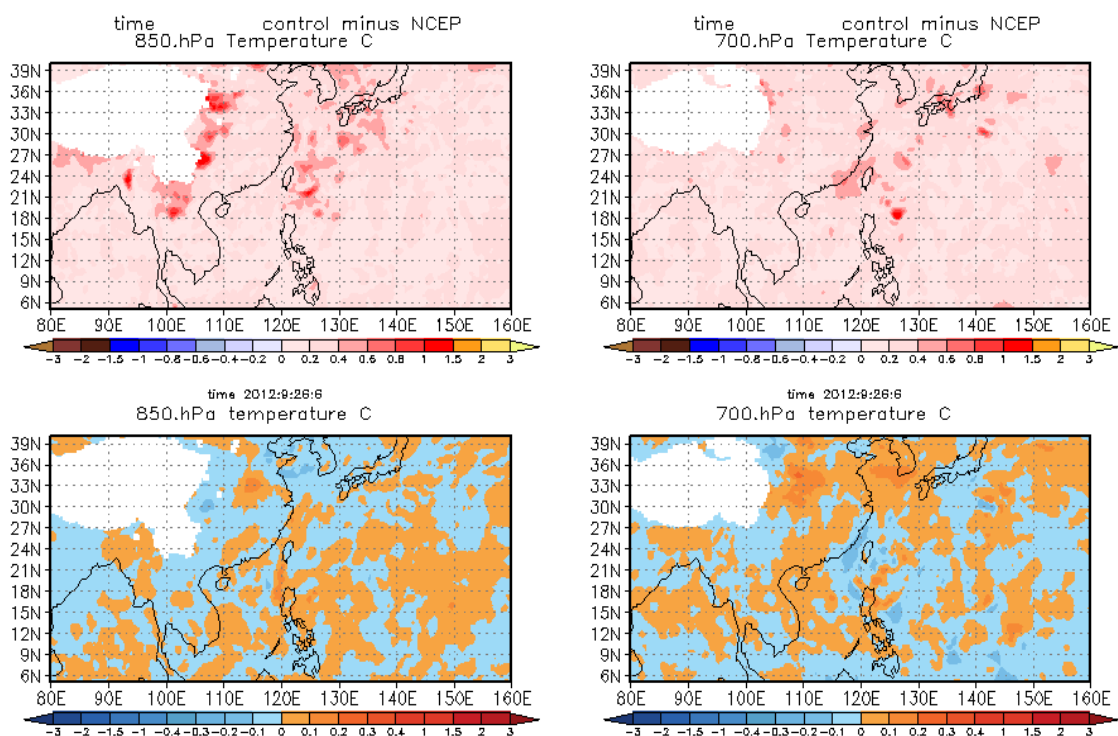


圖 3、實驗 1 的 7 個案 control run 均方根誤差（上圖）；experiment 的均方根誤差減 control run 均方根誤差（下圖），左為 850hpa，右為 700hpa。

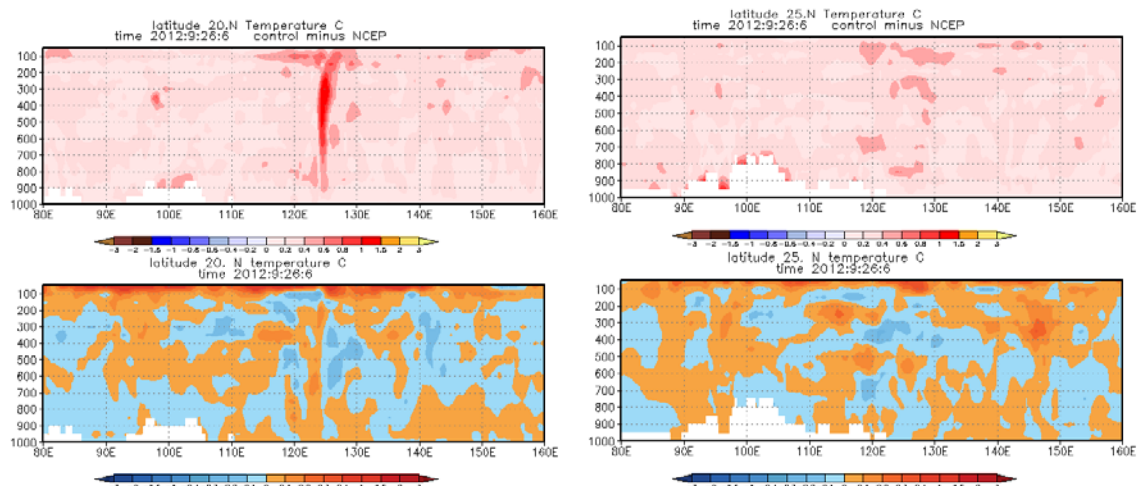


圖 4、左為北緯 20 度剖面，右為 25 度剖面，其餘說明同圖 3。

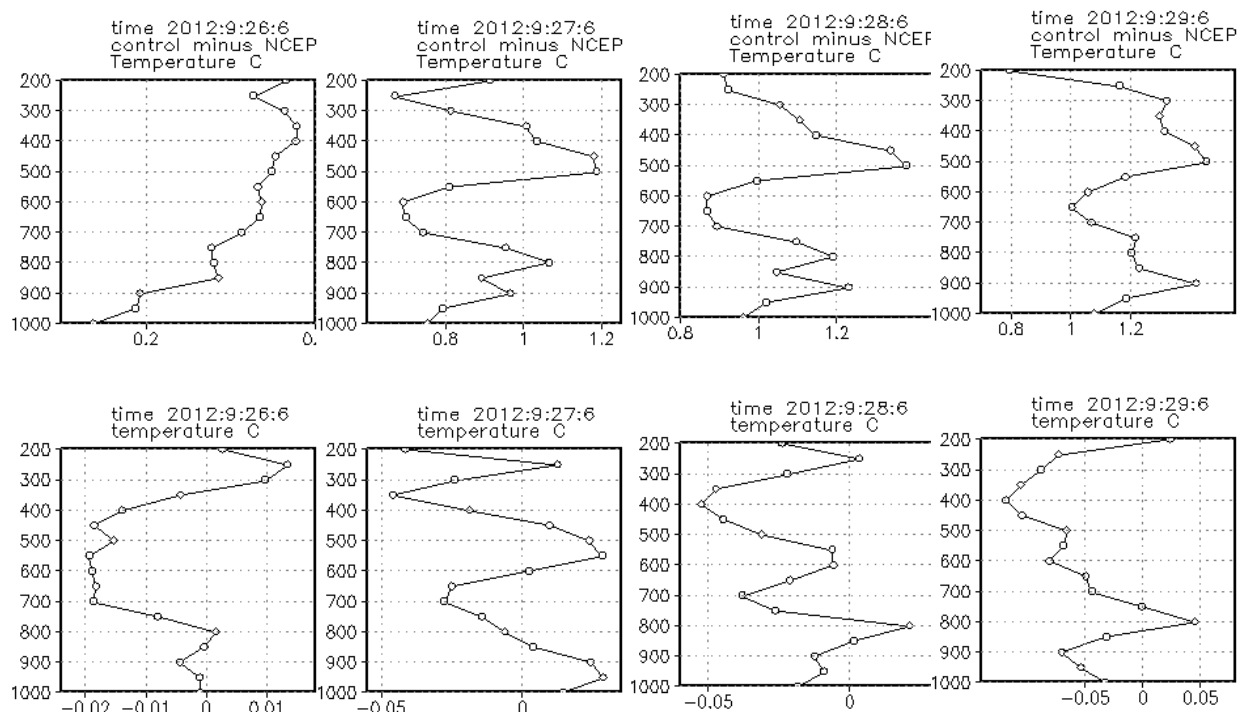


圖 5、溫度場，上圖為控制組的均方根誤差。下圖為實驗組的均方根誤差減控制組的均方根誤差，左至右為分析、24、48、72 小時預報。

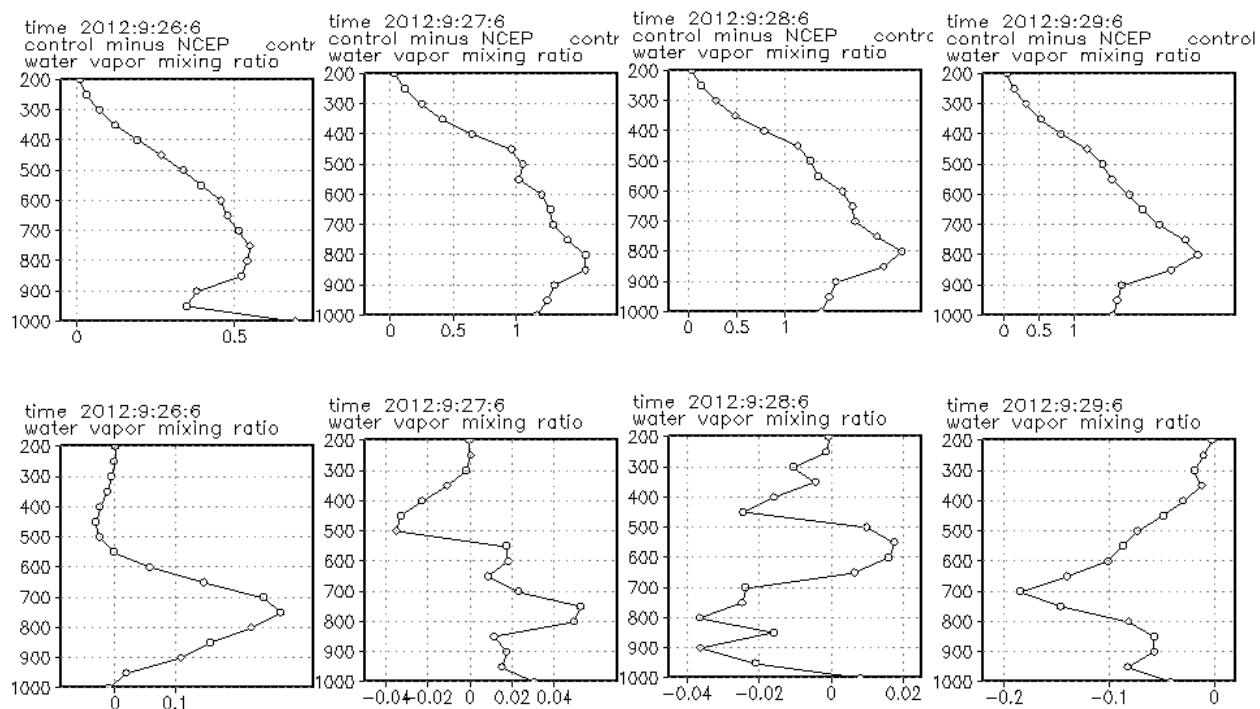


圖 6、水汽場 (g/kg)，其餘說明同圖 5。

The Diagnostic Tool for Ensemble Prediction System using Tri-plots Methods

曾建翰 蔡禹明

中央氣象局

John Chien-Han Tseng Yu-Ming Tsai

Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan

Abstract

Tri-plots methods originally were used in pattern recognition, data classification, and anomaly detection. The tri-plots measure the fractal dimension of the data points, and especially useful for stream data. The figures of atmospheric flows are basically no different than other figure images. The fractal dimensions of the different atmospheric flows can represent the self- and the cross- characters of each other. Moreover, the original hundreds of data points now can be used tens of numbers instead. When we want to know the spread of the ensemble predictions, it is very messy to draw all the ensemble members in one figure without any concentration processing. The self- plots of tri-plots can be depicted by 2D data points. One axis means the fractal dimension of the figure and the other axis means the texture variation of the figure. Two identical figures will be the same values of self-plots. The more unlike two figures, the longer distance between the two 2D self-plots points. That is, the more spread of self-plots 2D points, the more spread of the original figures. On the other hand, the spread of ensemble prediction members had better cover the observation analysis, and the spread of 2D self-plot data points is easy to see if the spread cover the observation or not.

We check four ensemble prediction cases; two from global model and other two from WRF model. The global ensemble predictions are based on random perturbation and singular vectors. The WRF ensemble predictions are from different physical schemes selections. The self-plots spreads of these two kind of ensemble predictions show the forecasts toward the low fractal dimension tendency, which means the complexities of the forecast flows are not like the analysis field. At the same times, the ensemble predictions seem to have the bias in these cases. When we check the shapes of the spreads, the spread of singular vectors is the better one in all cases.

Keywords: fractal dimension, tri-plots, self-plots, singular vectors

模式地形重建對颱風降雨模擬之影響

林欣弘¹ 林沛練^{1,2} 于宜強¹ 林李耀¹
國家災害防救科技中心¹ 國立中央大學大氣科學系²

摘要

台灣陡峭的地形在數值模擬或預報中常會主導或影響天氣系統的發展、消散和移動的歷程，因此前人研究多會針對模式地形進行敏感度實驗，藉由提高、降低地形高度或者移除模式中台灣的地形，來了解台灣地形對天氣系統的影響與扮演的角色。然而模式網格解析度往往會侷限實際地形在模式中的真實呈現狀況，因此為了提升模式中地形真實樣貌，則需提高模式網格解析度才能獲得與真實地貌較接近的模式網格地形資料，但也因提昇模式網格解析度，也會導致模式運算資源的急速增加。

本研究使用NASA SRTM(Shuttle Radar Topographic Mission) 90公尺(約經緯度3秒)地形資料重建WRF(Weather Research and Forecasting model)模式於網格解析度5公里的地形分布。藉由地形重建的過程了解WRF模式在一般網格解析度下內插而成的地形分布與實際的差異。並探討在不同地形解析度(5分和30秒)經由WPS(WRF Preprocessing System)處理成網格解析度5公里的模式地形與地形重建後的模式地形對台灣降雨的影響。

關鍵字：NASA SRTM、模式地形

一、前言

由於台灣狹小的土地面積上有著極其複雜的地形，再加上山勢地形陡峭、高低起伏非常的大，因此影響著台灣降雨的分布以及雨量的多寡。為改進數值天氣模式在台灣降水的準確度，許多學者會針對台灣的地形效應與天氣系統發展及降雨發生原因進行影響研究，利用地形敏感度實驗方式，調高或降低模式地形高度來進行地形效應的探討。Jain和Wu(2008)即針對2005年海棠颱風登陸前路徑打轉進行地形影響研究，亦透過降低地形的敏感度實驗討論地形作用的效應。Wu et al.(2009)則針對1998年芭比絲颱風與東北季風交互作用的研究，結果顯示降雨預測的主要影響因素之一為中央山脈的地形效應，而在移除地形的敏感度實驗中，因為少了地形對於颱風環流抬升的作用，使得降雨分布不全不同。

然而在數值天氣模式中，模式網格解析度往往會侷限實際地形在模式中的真實呈現樣貌，因此為了提升模式中地形解析能力，往往會透過提高模式網格解析度的方法來獲得更細緻的模式地形分布特徵。但也因為提高了模式網格解析度，而導致數值模式需要耗費更多的電腦運算資源，或者花費更多的電腦運算時間才能獲得同樣的預報時間產品。但是對於需要即時預報的作業單位，提高模式解析度反而會降低數值預報的即時性，尤其是採用系集預報方法的數值預報系統，更需要耗費大量的電腦運

算資源。因此透過模式地形重建的方式，在不增加電腦運算資源下，又可以改進模式地形的解析能力的方法之下，對台灣降雨的預報應會有效的改進其預報能力。

WRF(Weather Research and Forecasting model)數值模式中所使用的地形資料為美國USGS(U.S. Geological Survey)所製作，內建地形資料最高解析度為經緯度30秒的地形資料，在台灣所處緯度相當於約900公尺左右的水平空間間隔。而在WRF製作成所使用的網格區域與網格解析度時，使用WPS(WRF Preprocessing System)進行內插至所需網格解析度的動作。然而此經過WPS內插而成的模式網格地形與真實地形差異多寡鮮少有研究仔細探討，而所用的網格地形對WRF模式預報上是否能完整表現出真實的地形效應仍有待仔細驗證。目前全球各國已經有技術能力產製更高解析度的全球地形高度資料，有效的使用高解析度地形資料來改進模式地形也是一種改進數值天氣預報的方法，這對於台灣這種複雜斜佻的地勢而言尤其重要。

因此本研究針對模式地形地勢的解析能力進行分析，以及利用高解析度地形資料重建模式網格地形高度，並針對WRF模式中原始地形解析度另外設計兩組地形高度不同的實驗，進行降雨模擬影響研究。模擬研究則挑選兩種不同型態的天氣系統進行降雨模擬，這兩個個案分別是2011年12月1日的局部性的地形降雨個案，以及強降雨且降雨時間延時長的2009年侵台莫拉克颱風個案。

二、研究方法

本研究主要目的是使用較高解析度的地形資料並重新分析模式網格點上的地形高度並取代原經由WPS處理而得的網格地形資料。在此所使用的高解析度的全球地形資料為NASA SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) 的90公尺解析度資料，相當於經緯度3秒的資料空間間距。

為比較不同模式地形高度的差異性，實驗中設計了低地形高度、標準地形高度與地形高度重建三個部分，針對WRF模式三層巢狀網格的地形高度設計如下所示：

T1：低地形高度實驗，全球地形資料採用低於模式網格解析度的資料進行內插，模式三層網格地形分別採用10分、10分及5分的全球地形高度經由WPS內插而成，因此內插出來的地形會較低且較平滑。

T2：標準地形高度實驗，全球地形資料採用高於模式網格間距的資料進行內插，三層網格地形分別採用10分、2分及30秒的全球地形高度資料，並經由WPS內插而得。

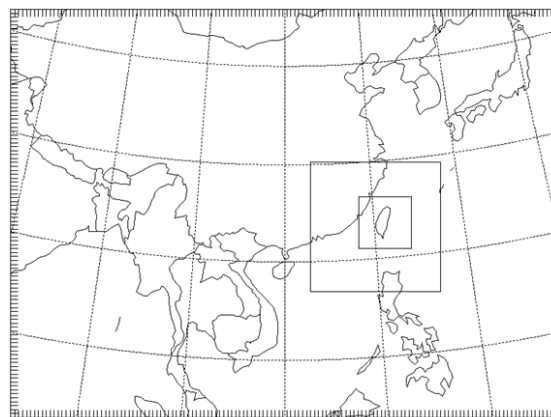
T3：地形高度重建實驗，僅最內層網格地形高度使用SRTM 90公尺地形資料重建，而外面兩層仍使用與T2相同的設定與資料內插而得。

本研究共挑選了兩個個案，第一個個案為2011年12月01日東北海岸的小尺度強降雨個案，第二個個案為2009年的莫拉克颱風。

2011年12月1日的強降雨個案是盛行東北季風下在北台灣發生的較強降雨事件，尤其主要的強降雨發生在台灣東北角地區。模擬實驗僅選用2012年11月30日12 Z的初始時間的模擬結果進行不同地形的模擬測試。

另外，2009年侵台的莫拉克颱風個案，則進行多次冷啟動(cold start)的模擬實驗，在颱風經歷前後的2009/08/05至2009/08/10為模擬的初始場時段，每天00Z、06Z、12Z與18Z進行72小時的模擬，共進行21場模擬。

模式設定方面，初始場與邊界場使用NCEP 0.5°的全球分析場資料，使用三層槽狀網格，網格解析度分別為45、15及5公里，垂直分層共28層，涵蓋範圍如圖一所示。其中模式所使用的物理參數化分別為：WSM 5-class scheme微物理參數化、YSU scheme邊界層參數化、Kain-Fritsch scheme積雲參數化與thermal diffusion scheme土壤參數化。

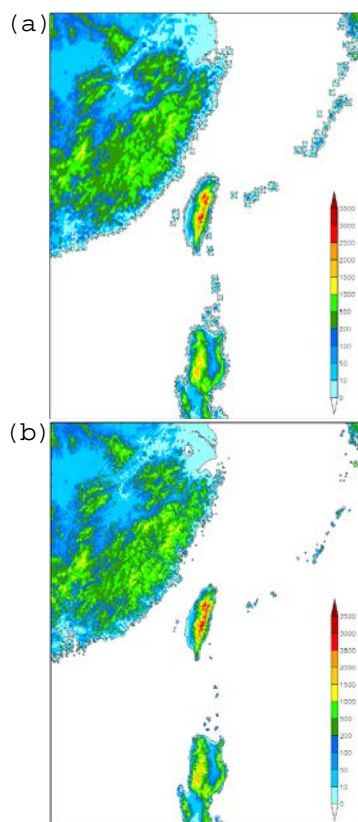


圖一、WRF三層巢狀網格範圍。

三、結果與討論

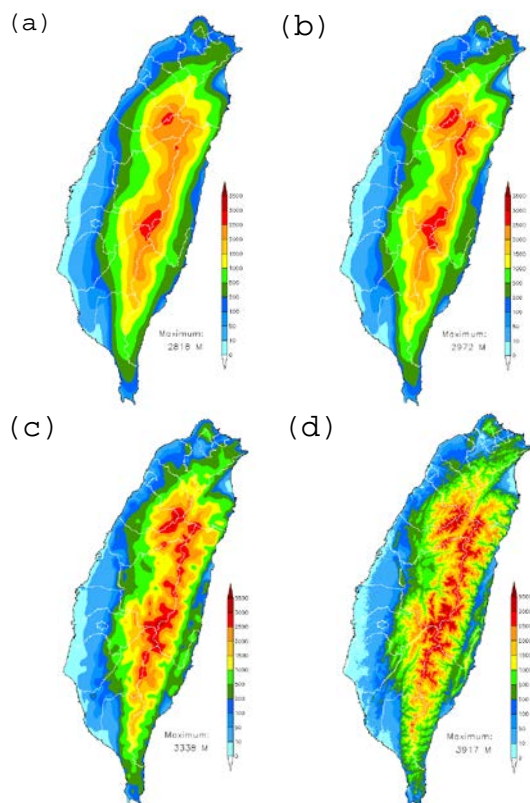
(一)、模式地形高度分析

相較WRF WPS內插至5公里網格地形(圖二a)與採用SRTM 90公尺自行內插至5公里網格地形(圖二b)，由大範圍分布特徵而言，不論在中國大陸或者菲律賓的地形，採用SRTM 90公尺的內插地形較為細緻。另外，在海陸交界處以及西太平洋小島群處，WPS內插地形會因為網格解析度較粗以及WPS內插方法的影響，造成海陸交界地形往外擴張。而SRTM 90公尺內插地形在海陸交界處則較為合理。



圖二、(a) 30秒地形經WPS內插至5公里網格點、(b) SRTM 90公尺地形內插至5公里網格點的大範圍地形高度分布特徵。

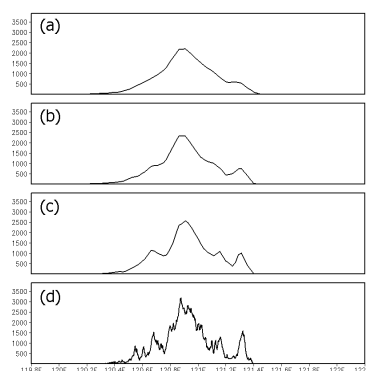
研究中所使用的模式最內層5公里網格地形高度空間分布分別：低地形實驗T1為圖三(a)、標準地形實驗為圖三(b)及重建地形實驗為圖三(c)，圖三(d)為SRTM 90公尺的地形高度圖。



圖三、(a) 5分地形經WPS內插至5公里網格點、(b) 30秒地形經WPS內插至5公里網格點、(c) SRTM 90公尺地形內插至5公里網格點、與(d) SRTM 90公尺地形分布。

在三個實驗地形的最高海拔高度分別為T1的2818公尺、T2的2972公尺與T3的3338公尺，而SRTM 90公尺地形高度最高為3917公尺，因此地形重建之後的最高地形最為接近實際最高高度，且比T2高出366公尺。從空間分布比較，在同樣5公里網格解析度上，T1的地形空間分布最為平滑，地勢也最低，但大致的地勢與T2類似。相較之下，地形重建之後的T3地形特徵有較多小尺度的空間分布特性，以東部海岸山脈為例，T3的海岸山脈地形在沿岸處有較高的南北走向的山脊分布，也可明顯區分出花東縱谷，但在T1與T2中，高度高於500公尺的分布僅有一小區塊，因此較難判斷出山脈與縱谷的特性。整體而言，重建之後的T3地形在2500公尺（紅色色階）以上的區域最多，空間分布的細緻度也最接近SRTM 90公尺的地形特徵。若從海岸山脈最高點緯度處的東西向地形剖面（圖四）來看，T1（圖四a）地形上並無明顯的山谷地貌，因此無法解析出花東縱谷，而T2（圖四b）可以解析出花東縱谷的山谷地形，但相較於T3（圖四c），T2縱谷地勢較為平緩，T3則較為陡峭。以此地形剖面涵蓋空間而言，T1僅能解析出中央山脈的高點，T2則可反應出中央山脈與海岸山脈的兩個高點。而T3則可以解析出除了中央山脈與海岸山脈之外兩座山，但相較

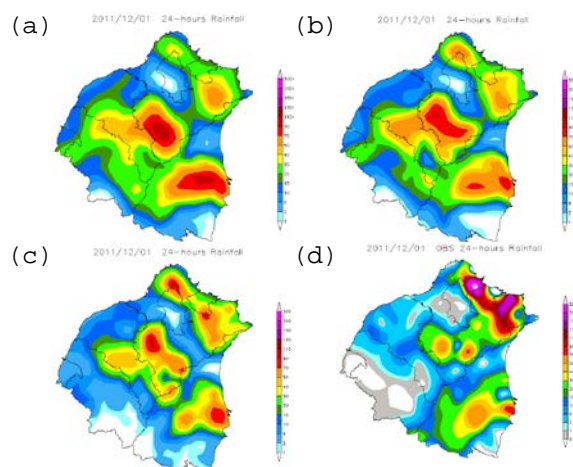
於SRTM 90公尺地形，則更小空間尺度的山稜則無法解析出來。



圖四、緯度23.15°東西向地形高度剖面，(a) T1、(b) T2、(c) T3與(d) SRTM 90公尺地形高度。

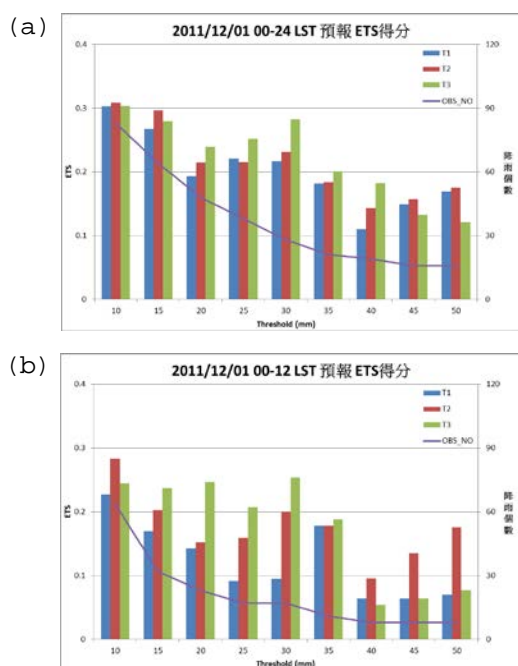
(二)、降雨模擬結果

2011/12/01的降水個案主要發生在北台灣的台北市、新北市、基隆市與宜蘭縣，而最大的降雨區發生在北海岸東北角的迎風面。從各組實驗的模擬24小時累積雨量與觀測累積雨量圖比較（圖五），圖五a、b、c分別為T1、T2與T3的模擬結果，圖五d則為觀測累積雨量。模擬結果顯示，低地形高度T1的大雨發生在新北市山區與宜蘭縣南面的迎風面山區，而東北角實際的大雨區則明顯低估。而標準地形組T2模擬結果，有改善宜蘭的過度遮蔽降雨的情形，北海岸的降雨強度也稍微提升了一點，但在新北市南側的降雨雖然強度稍微減弱，不過仍然是比實際雨量多。在T3地形重建組的結果中，原本在新北市南側與宜蘭降雨高強的地區有較為明顯的改善，而在北海岸的主要大雨區域，T3雖然比T1與T2的降雨稍強，但與實際雨量相比，仍低估許多。因此，對此個案而言，地形高度差異並不是北海岸的強降雨預報誤差的主要原因，可能受到模式物理或者環境場模擬差異所影響，但整體而言，地形高度的修正仍改善了北部降雨的整體降雨特性分布狀況。



圖五、(a) T1、(b) T2、(c) T3 實驗模擬2011/12/01一整天24小時累積雨量、與(d) 實際累積雨量分布。

由全台降雨的預報得分ETS比較(圖六),在24小時的預報得分結果(圖六a),即模式模擬的第6至30小時的累積雨量的預報得分,地形重建T3組的結果在降雨門檻值20-40mm的ETS有較好的得分,但小於15mm與大於45mm的預報得分,T3反而沒有改善,結果最好的是T2模擬。若從預報6-18小時的12小時累積雨量ETS得分比較來看,因為12小時的累積雨量較24小時少,因此T3降雨預報改善的門檻值落在15-35 mm,且改善幅度也較明顯,相對而言,在高於40 mm的降雨門檻值T2的得分也明顯高於T1與T3,不過由於高雨量實際發生的點數不到10個測站點,再加上較大降雨強度都明顯低估,因此在大降雨門檻值得分統計的代表意義稍微不足。

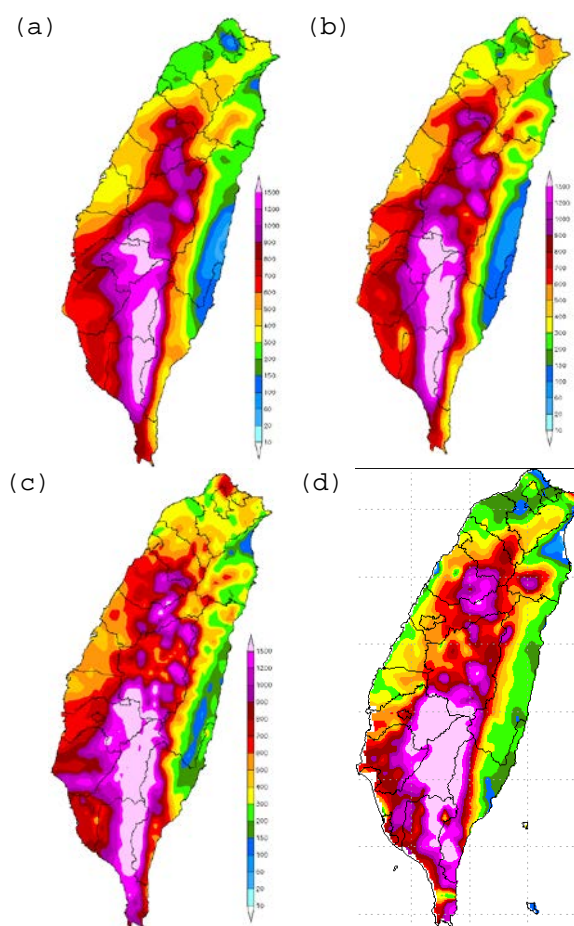


圖六、(a)預報6-30小時、(b)預報6-18小時之ETS降雨預報得分。直條圖分別為各門檻值的ETS得分,折線圖為實際雨量發生次數。

2009年侵台的莫拉克颱風個案在台灣造成長時間連續多日的降雨,因此,對於整個颱風侵台期間的總累積雨量的模擬,會因為全部21次72小時模擬的方式,使得總累積雨量空間分布雨圖製作的困難。因此全時期的模擬累積雨量空間分布圖採用最佳路徑挑選法,根據氣象局分析實際颱風最佳路徑所定義出來的颱風中心經緯度,從21次72小時模擬的颱風中心位置挑選最接近實際颱風中心的模擬,此挑選出的模擬路徑幾乎與實際路徑相同,並將此挑選出的模擬結果合併成從2009/08/05 12 UTC至2009/08/10 00 UTC的模擬雨量資料,並從此段時間中繪製全期的總累積雨量圖。

圖七(a)、(b)、(c)分別為T1、T2、T3組的模擬總累積雨量空間分布圖,圖七(d)則是觀測的總累積雨量分布圖。從累積的最大雨量(大於1500 mm)分布而言,T1在南部山區大於1500mm的涵蓋範圍最少,相較於觀測雨量強降雨範圍低估許多,另外在西南部平地區域,也是明顯低估的情形。相

較之下,T2實驗模擬山區強降雨範圍有增加,但在西南平原地區仍舊屬於低估並沒有改善西南部的降雨模擬。而T3組實驗南部山區雨量有增強,且在台南市平地區域雨量模擬也有改善,是南部地區雨量預報最好的一組實驗。而在台灣其他地區的模擬累積雨量的分布結果,在花蓮到台東的雨量分布,在海岸山脈東側的降雨T3組實驗有模擬出接近實際降雨的強度,而在台東市往南延伸到恆春半島東側沿海的強降雨強度分布特徵也能大致上的掌握住。相較之下,T1與T2的實驗模擬在海岸山脈東側沿岸的降雨是全台模擬雨量最少的區域,而東南部沿海的累積雨量也比實際的少許多。而在南投以北的降雨情形,在北山區的部分,最大降雨模擬仍是T3優於T2、T2優於T1的表現,但是在雪山山脈西側的桃園台北地區,反而T2與T3是高估的情況,尤其是T3,不僅在桃園平地雨量是三個實驗高估最多,在台灣最北端的基隆西側靠山的區域也有明顯高估的情況。

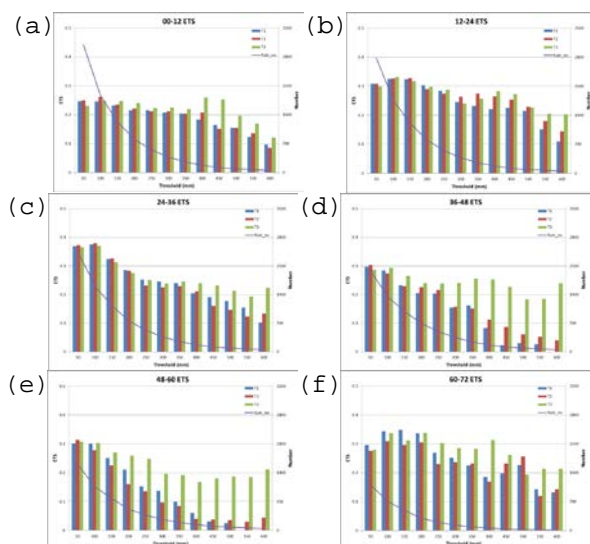


圖七、(a) T1、(b) T2、(c) T3 實驗模擬莫拉克颱風侵台總雨量、與 (d) 實際累積雨量分布。

整體而言,以莫拉克颱風警報期間的模擬的總降雨量空間分布比較,地形重建組T3除了在北部分少部分區域累積雨量高於實際觀測且比其他兩組預報偏差之外,整體而言,T2的累積雨量的空間分布特徵最接近觀測的結果。

由於在此莫拉克颱風警報實驗期間共有21組72小時的模擬結果,為了更客觀的比較三組不同地形實驗的降雨結

果，同樣採用ETS降雨預報得分的方式比較，將21組初始模擬的每12小時的模擬結果進行ETS預報得分統計。圖八(a)-(f)分別為0-12小時、12-24小時、24-36小時、36-48小時、48-60小時與60-72小時的ETS得分。由於莫拉克颱風12小時的累積雨量相當大，因此累積雨量的門檻值選取50-600公厘，每50公厘設一門檻值間格。在預報前12小時的預報得分結果(圖八a)，在門檻值小於100公厘的ETS得分T2略高於T1與T3，但在150-350公厘的門檻雨量則是T3略高於T1與T2，400公厘以上T3實驗則是明顯有較好的得分。但在12-24小時的預報得分(圖八b)中，350公釐以下沒有明顯的那一組較好，而在400公厘以上則是T3最佳，T2次之，T1則是最差的結果。24-36小時的模擬(圖八c)，400公厘以上仍是T3最佳，T1與T2則沒有明顯差異。在36-48小時預報(圖八d)中，在高門檻值時，T1與T2的ETS急遽降低預報得分，反而T3的ETS得分仍維持在0.2上下。在48-60小時預報中(圖八e)中的ETS得分分布也是T1與T2在大於200公厘的門檻雨量快速降低，而T3仍保有一定的預報得分值。而在60-72小時的預報得分中，T3不像前24小時預報那樣有明顯的預報改善情況，但在大於250公厘以上門檻值得分中，除了在500公厘的門檻雨量是三者中最差的，大分部仍是比T1與T2預報得分好。



圖八、(a) 0-12小時、(b) 12-24小時、(c) 24-36小時、(d) 36-48小時、(e) 48-60小時及(f) 60-72小時之ETS降雨預報得分。直條圖分別為T1、T2與T3各門檻值的ETS得分，折線圖為實際雨量發生次數。

整體而言，T3在預報得分上表現相較於T1與T2在強降雨時有較好的預報能力，在門檻值400公厘以上更為明顯，而在400公厘以下部分預報時間仍有不錯的表現，由其實

T1與T2預報能力急速下降的36-60小時，T3仍保有預報的準確性。而T1與T2的整體比較方面，此兩組實驗在預報得分則各有消長，並無明顯發現哪組預報得分會較好。

四、結論

本研究使用NASA SRTM 90公尺的地形資料進行模式網格地形高度重建，並比較重建前後模式地形高度的差異並討論模式網格地形高度對降雨模擬的影響。相較於原WRF模式製作出的網格地形高度，透過SRTM 90公尺地形資料重建後的模式5公里解析度網格地形細緻度較接近真實地形起伏，地形高度也較高且更接近真實高度。另外在海岸山脈的地形起伏也較明顯，可以分辨出山脈與縱谷的分隔。

研究選擇兩個不同的天氣型態個案進行模擬比較。在2011/12/01的北部降水個案模擬結果中，從降雨空間分布顯示地形重建後的模擬結果可以改進未修改地形模擬降雨高估的部分。而從ETS降雨預報得分分析，改進降雨門檻值15-40公厘的雨量預報得分。另外在莫拉克颱風個案的模擬結果，在颱風警報期間的總累積雨量分布模擬，地形重建實驗可以改善中部、南部山區的最大累積降雨分布、西南部平地強降雨，以及東部、東南部沿岸的降雨分布。而從ETS預報得分統計比較，在72小時內的降雨預報得分中，地形重建模擬可以改進12小時累積雨量400公厘以上的降雨預報，尤其在預報36-60小時的預報區間，當原地形模擬得分急速降低時，地形重建後的模擬結果仍保有一定程度的預報準確度。

參考文獻

- Jain, G. -J., and C. -C., Wu, 2008 : A Numerical study of the track deflection of super-typhoon Haitang(2005) prior to its landfall in Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 136 598-615.
- Wu, C.-C., K. K. W. Cheung, and Y.-Y. Lo, 2009: Numerical study of the rainfall event due to the interaction of Typhoon Babs(1998) and the Northeasterly Monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 2049-2064.

台灣東部離岸海上對流線之模擬研究

蔡宗樺¹ 林沛鍊¹ 邱思翰¹ 詹前衡¹

國立中央大學大氣物理所¹

摘要

台灣冬季弱綜觀環境下東部海面上常觀測到線狀對流的發生。這些對流線通常發展於近海地區(<40 km)，但有些對流線能發展於外海地區(>40 km)。然而對於發展於外海的對流線，不同的個案之生成物理機制似乎有不同的說法。因此地形效應所造成地形回流或地形噴流是否可造成外海對流線生成，以及是否有其他原因導致對流線生成，為本研究主要探討內容。由於海洋地區缺乏觀測資料，增加其研究難度，因此想藉由高解析數值模式來探討這些問題。本研究利用 WRFV3.2.1(Weather Research and Forecasting)數值模式進行模擬，並配合不同觀測資料進行驗證。選定 2004/01/03, 2006/12/11, 兩種不同類型的個案，詳細探討台灣東部外海對流線的生成機制與對流線特徵。模擬結果顯示，個案一形成機制為，上游氣流受到山脈阻擋，使得對流線左側有地形噴流造成較強的北風，而對流線東側為東北風，此兩個不同方向之氣流，在外海約 50 km 處碰撞產生輻合，激發出對流線。個案二的生成原因為盛行風受到山脈阻擋，導致氣流無法過山，因此在山前形成地形回流與地形繞流(南風)。而兩種機制產生之離岸流，再跟大尺度風場在外海相遇輻合生成對流線。本研究另外設計台灣地形高度敏感度測試，將台灣地形高度降低 50%(TER50 RUN)，結果顯示，東部山脈阻擋效應不明顯，部分氣流直接過山，地形作用引發之離岸氣流皆比 CTRL RUN 較微弱，間接導致對流線生成位置靠近岸邊，生命週期也較短，可見台灣地形是影響對流線生成與發展的關鍵因素之一。

關鍵字：Froude number、Barrier jet、Rossby radius

一、前言

近年來，台灣雷達觀測網建構完全，使得颱風或梅雨鋒面等大尺度的天氣系統有良好的觀測能力外，對於局部小尺度的天氣系統，也能提供高解析的觀測資料進而分析與研究，例如山區午後熱對流，或台灣東部海上的線狀對流。

台灣東部地區腹地狹小，陡峭的海岸山脈(約 1.2 公里)鄰近海岸線，在陡峭地形環境下，大尺度的盛行風會因地形效應造成熱、動力作用而引發氣流阻塞、繞流、輻合、抬升等複雜中尺度現象。

目前國內已有許多對於東部海上線狀對

流之研究。Yu and Ju (2005)利用觀測資料，發現在夜間時台灣東南部近岸，可觀測到線狀對流生成，此研究指出近海對流線生成機制為夜間冷離岸流與大尺度風場在底層輻合之結果。

二、研究動機與個案挑選

Yu and Lin (2008)利用綠島雷達對台灣東南部海上進行統計與分析，結果顯示 1998 年到 2004 年之間，台灣東南部海域總共發生過 211 次的線狀對流，冬季為最常發生季節，其次為春季或秋季；而這些對流線通常發展於近海，但有些對流線能發展於外海地區。透過觀測與模式的前人研究結果指出，發展於近海對

流線的主要生成機制已有相當的了解，但對於發生於外海的對流線，僅能以雷達觀測獲得海上資料，且侷限於有降水處，增加其研究困難，加上雷達只能觀測到降水發生後，對流線的發展與內部特性，對降水發生前的初始輻合與環境特性，似乎較難探討，因此對於發展於外海的對流線其生成機制，在不同的個案中似乎有不同的說法(Yu and Hsieh 2009；Alpers et al. 2010)。

本研究挑選兩個皆發生於冬季，但為不同類型的外海對流線個案，利用 WRFV3.2.1 數值模式模擬為主軸，並配合可用的觀測資料進行驗證，探討外海對流線其生成機制，最後透過模式的敏感度測試，期望能更深入了解對流線的物理機制。

由於無前人使用 WRF 模式，對台灣東部對流線做過模擬研究，所以挑選 2004/01/03 日(個案 1)對流線個案進行模擬，而 Yu and Hsieh (2009)已對此個案做過雷達分析，有較完整的觀測資料可供模式結果相互驗證。(個案 2)則選取 2006/12/11~12 日發生於東北部外海之個案，此個案大尺度盛行風場為東南風，與(個案 1)東北風相異。

三、觀測資料與模式設定

觀測資料方面，本研究利用花蓮站(RCHL)雷達資料，確認對流線在海上發展的位置以及強度與結構變化。另外海面上缺乏觀測資料，因此利用 QuikSCAT 資料來增加對台灣東部海域風場之了解。

本研究使用中尺度 WRF 模式進行模擬，(個案 1)模擬時間為 2004 年 1 月 2 日 00UTC 至 1 月 3 日 12UTC，共 36 小時。初始場和側邊界採用 NCEP-FNL 全球分析場資料，解析度為 $(1^\circ \times 1^\circ)$ 。初始場中額外加入 RTG_SST(Real-Time, Global, Sea Surface Temperature analyses)資料，更新模式中海面溫度資料，解析度為 $(0.5^\circ \times 0.5^\circ)$ 。最小的 DOMAIN 的範圍包含台灣東部及海上區域，

是主要的分析區域，水平解析度依序為 40.5、13.5、4.5、1.5 公里(圖 1)，垂直共 35 層。模式所使用的物理參數化設定方面，選用的雲微物理方法為 Kessler scheme，積雲參數法為 Kain-Fritsch (new Eta) scheme，邊界層參數法為 YSU PBL scheme，長波輻射參數法為 RRTM scheme，短波輻射參數法為 Dudhia scheme，地表層選項採用 Monin-Obukhov scheme，地表土壤過程採用 Noah Land Surface Model。(個案 2)模擬時間為 2006 年 12 月 11 日 18UTC 至 12 月 12 日 18UTC，共 48 小時。模式初始場和側邊界同樣使用 NCEP-FNL 資料，但解析度為 $(0.5^\circ \times 0.5^\circ)$ ，海表面資料也使用較細的 RTG_SST_HR 資料，解析度為 $(0.083^\circ \times 0.083^\circ)$ ，其於模式設定跟個案一相同。

本研究另外設計台灣地形高度敏感度實驗，將 CTRL RUN 台灣真實高度降低至 50%，稱為 TER50 RUN 之實驗，降低後 DOMAIN4 地形高度最高為 1813.5m(圖 2)。

四、個案分析與結果討論

(個案 1)

發生在 2004 年 1 月 3 日夜間至當日下午，生命期共 12 小時，從 1 月 2 日 18UTC(圖 3)地面天氣圖顯示，台灣受到北方大陸高壓系統之影響，配合 QuikSCAT 海面資料(圖 4)，可知東部海上盛行風場為東北風。花蓮站雷達回波圖顯示(圖 5)，對流線發展於東南部外海，離岸約 50 至 55 公里處，約為綠島本島東側，寬約 5 至 10 公里之狹長型，呈東北-西南走向，平行海岸線。

接著利用模式結果了解其生成機制，(圖 6)為 CTRL RUN 1.5km 網格解析度之雷達回波圖，模式成功模擬出台灣東南部外海對流線生成，與觀測相比對流線形狀和位置大致相同。從(圖 7)氣流線顯示，圖中盛行風會在迎風面處受到地形阻擋，(個案 1 Fr~0.33)氣流不易過山，在台灣東半部偏轉成地形噴流(北風)，此

噴流會再與盛行東北風在外海處輻合生成對流線。

為了解地形噴流與對流線之相關性，亦選定兩個不同剖面進行分析，(圖 8)對應至(圖 6)CD 剖面，對流底層左側氣流有明顯加速的情況，風速由 8m/s 加速至 13m/s，右側此現象消失，對流線位置剛好位於兩不同風場過度帶中，(圖 9)則為 AB 剖面，圖中顯示對流線底層右側為東北風造成向岸流，左側為地形噴流之離岸流，兩反向氣流在底層碰撞輻合，產生上升運動，激發出對流生成。

(個案 2)

發生在 2006 年 12 月 11 日下午至隔日下午，生命期共 30 小時，本個案大尺度風場可分成兩階段，第一階段風場為，12 月 11 日 12UTC 天氣圖(圖 10)顯示，台灣受到日本上方高壓環流影響，東部風場為東南風。12 小時過後(圖略)，大尺度風場為第二階段，大陸上方高壓東移，受到高壓東移影響台灣東北部地區等壓線變密，盛行東南風更加顯著。配合 QuikSCAT(圖 11)資料做總結，可知對流發生時，台灣東北部風場為東南風，東南部則為東風。花蓮雷達回波圖表示(圖 12)，對流線發展於花蓮站東方海面上，離岸約 50 公里處，走向也大致跟東部海岸線平行，從生成至消散並沒有大範圍移動。

雷達回波模擬結果(圖 13)，對流線於花蓮外海生成，跟實際觀測十分一致，大尺度風場為東南風也與綜觀分析結果吻合。風場第一階段時，從垂直剖面圖(圖 14)顯示，對應至(圖 13)CD 剖面，盛行風受到地形阻擋無法過山($Fr \sim 0.26$)，低層氣流在山前形成地形回流(離岸流)，此離岸流再與盛行風(向岸流)在外海相遇輻合，激發對流線。而第二階段期間，台灣本島受盛行東南風籠罩範圍加大，由氣流線分布(圖 15)及剖面分析(圖 16)顯示，盛行東南風在台灣東部產生南北方向分流，往北的分流沿著台灣東北部地形產生地形繞流，此時地形繞流

主導離岸流並且和上游盛行風場在台灣東北部外海生成對流線。(個案 2)中，由以上兩種因地形作用產生不同類型的離岸流，導致對流線生成。

敏感度實驗中，將地形減半後(TER50 RUN)之模擬結果，(個案 1)與(個案 2)皆顯示，地形減半後，地形阻擋效應不明顯， Fr 增加至 0.6 左右，部分向岸氣流將跨越山脈，因此降低地形高度後由地形效應所引起之離岸流比 CTRL RUN 弱，間接導致對流線發生位置較靠近岸邊，生命期也較短(圖 17)(圖 18)。

五、結論與未來工作

綜合以上討論，對流線主要生成機制為兩不同方向氣流在底層輻合，提供上升運動，激發出對流線，但對流線左側的離岸流生成因素在不同的個案中並不完全相同，不同風場之大尺度盛行風(向岸流)會與東部陡峭地形交互作用後，引起不同類型之離岸流(如地形噴流，地形繞流，地形回流)，由此可知外海對流線生成位置與機制間接受到盛行風場之影響。

希望將來能把模式中地表熱通量傳輸項關掉，做熱力敏感度實驗，釐清局部環流使對流線生成機制之影響。另外也可使用此類式模式設定，選定其他特殊個案進行模擬，探討是否有其他機制能導致對流生成，或者將模式解析度再提高，配合更詳細觀測資料，對於對流線內部結構做更細部分析。

六、參考文獻

- Alpers, W., J.-P. Chen, C. -J. Pi, and I. -I. Lin
2010: On the Origin of Atmospheric Frontal Lines off the East Coast of Taiwan Observed on Spaceborne Synthetic Aperture Radar Images. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 475-496.
- Yu, C. -K., and B. J. -D. Jou, 2005: Radar observation of diurnally forced, offshore convective lines along the southeastern

coast of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **133**,1613-1636.

_____, and C. -Y. Lin, 2008 : Statistical location and timing of the convective Lines off the mountainous coast of southeastern Taiwan from long-term radar observations. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5077-5094.

_____, and Y. -H. Hsieh, 2009: Formation of the convective Lines off the mountainous coast of southeastern Taiwan : A case study of 3 January 2004. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3072-3091.

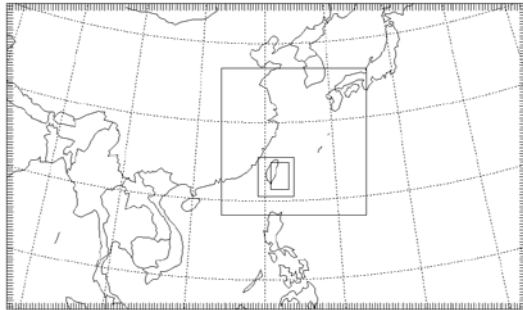


圖 1-模式四層巢狀網格，其範圍和網格間距分別為 :D1-180x105，40.5km；D2-151x151，13.5km；D3-112x121，4.5km；D4-172x241，1.5km。

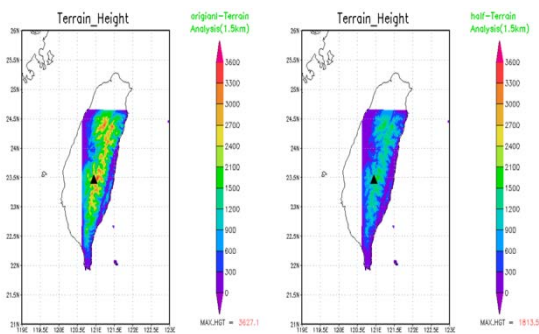


圖 2-敏感度實驗中 domain 4 模式地形高度，左為 CTRL RUN(MAX_HTT=3627.1m);右為 TER50 RUN(MAX_HGT=1813.5m)。

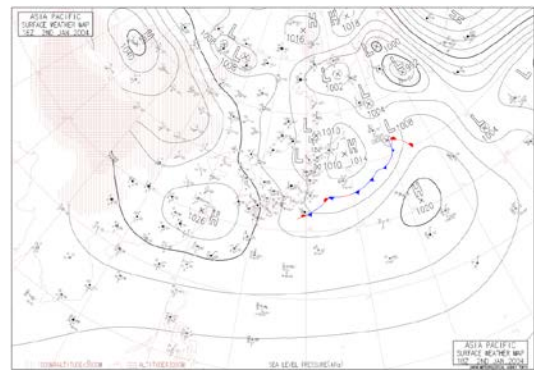


圖 3-日本氣象廳(JMA)地面天氣圖，(個案 1) 2004 年 1 月 2 日 18UTC。

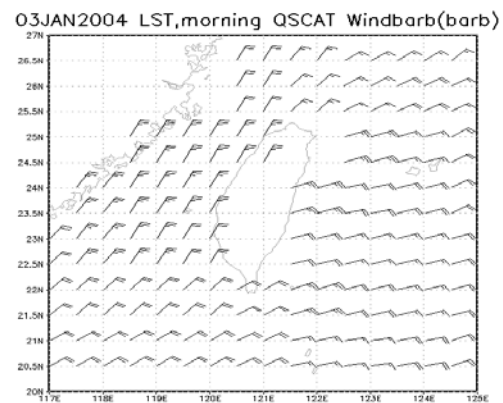


圖 4-QuikSCAT 海面資料，(個案 1) 2004 年 1 月 3 日 06LST。

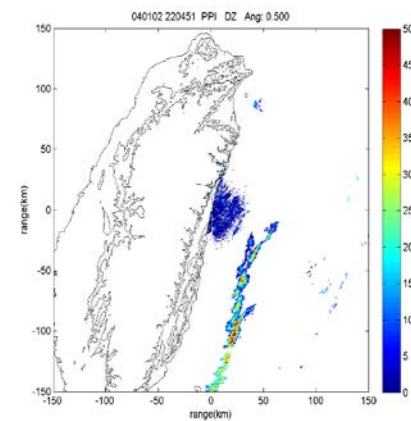


圖 5-花蓮站(RCHL)PPI(0.5°仰角)雷達回波圖，(個案 1) 2004 年 1 月 3 日 06 LST。

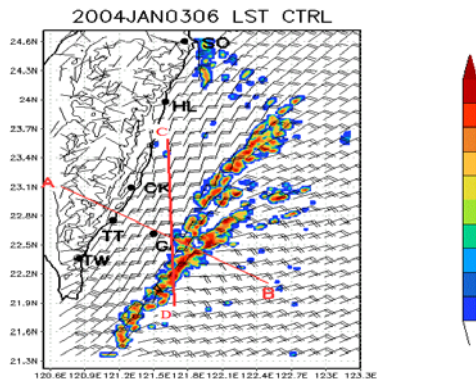


圖 6-色階為雷達回波最大值(dBZ)，風向為 10m 風場(全根風標為 5m/s，半根風標為 2.5m/s)，時間為 2004 年 1 月 3 日 06 LST。A 點位置為(23.1° N, 120.7° E)，B 點為(22.1° N, 122.5° E)，C 點為(23.7° N, 121.6° E)，D 點為(21.9° N, 121.7° E)。

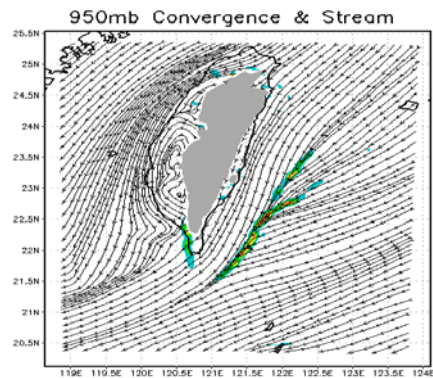


圖 7-實線箭頭為 950 hPa 氣流線，色階為水氣輻合場，單位為 10^{-5} s^{-1} ，台灣上方陰影為地形高度超過 950 hPa，時間為 2004 年 1 月 3 日 06 LST。

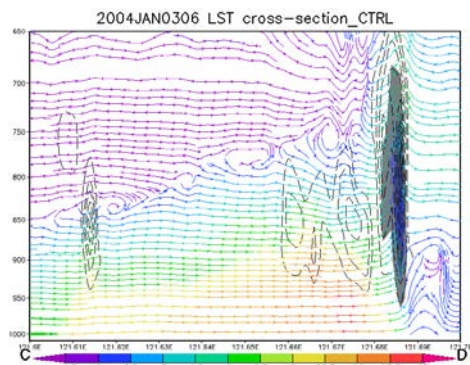


圖 8-為(圖 6)中 CD 線段之剖面圖，陰影為垂直速度放大 10 倍(m/s)，虛線等值線為雲水混合比(g/kg)，實線箭頭為氣流線，色階為氣流線的風速值(m/s)，時間為 2004 年 1 月 3 日 06 LST。

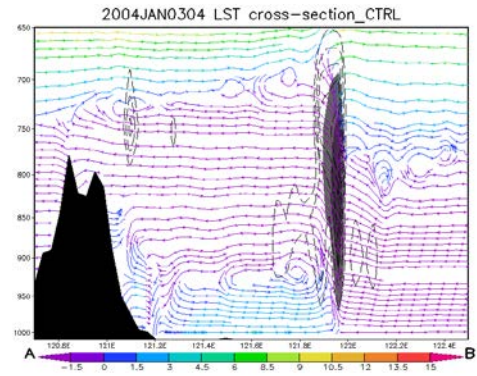


圖 9-同圖 8，但為(圖 6)中 AB 剖線，時間為 2004 年 1 月 3 日 04 LST。

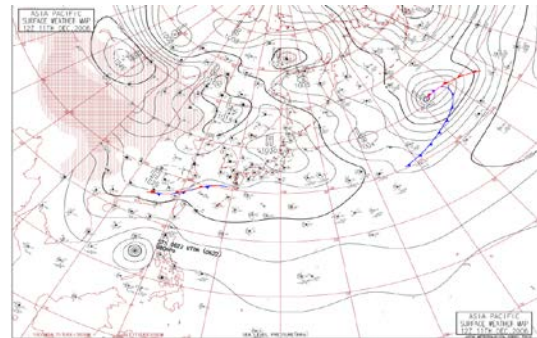


圖 10-日本氣象廳(JMA)地面天氣圖，(個案 2) 2006 年 12 月 11 日 12UTC。

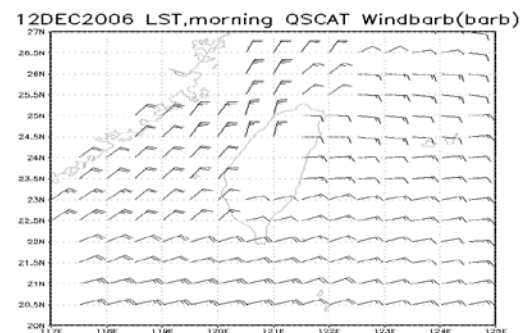


圖 11-QuikSCAT 海面資料，(個案 2) 2006 年 12 月 12 日 06LST。

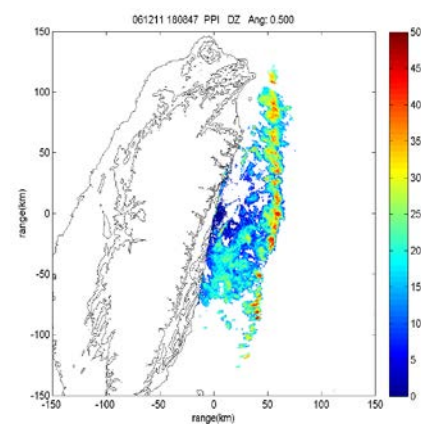


圖 12-花蓮站(RCHL)PPI(0.5° 仰角)雷達回波圖，(個案 2) 2006 年 12 月 12 日 02 LST。

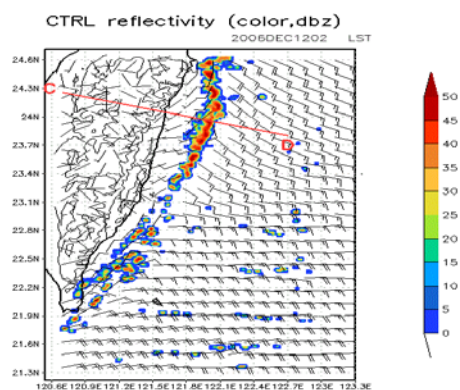


圖 13-色階為雷達回波最大值(dBZ)，風向為 10m 風場(全根風標為 5m/s，半根風標為 2.5m/s)，時間為 2006 年 12 月 12 日 02 LST。C 點為(24.25 °N，122.701° E)，D 點為(23.8 °N，122.701° E)。

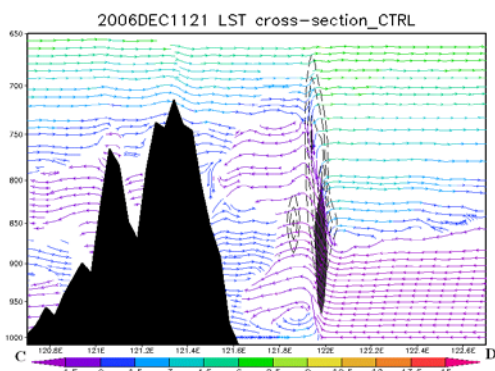


圖 14-同圖 8，但為(圖 13)中 CD 剖線，時間為 2006 年 12 月 11 日 21 LST。

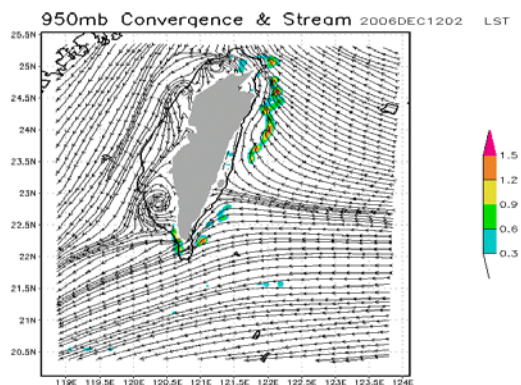


圖 15-同圖 7，但時間為 2006 年 12 月 12 日 02 LST。

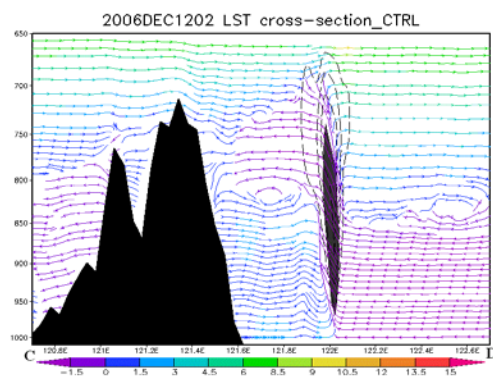


圖 16-同圖 8，但為(圖 13)中 CD 剖線，時間為 2006 年 12 月 12 日 02 LST。

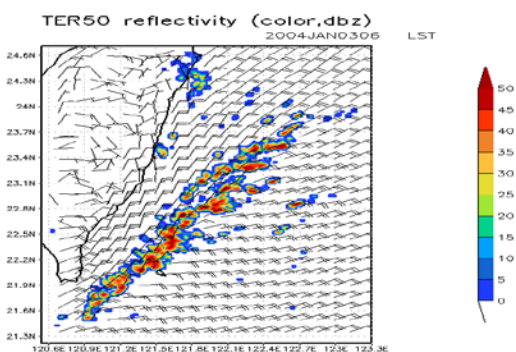


圖 17-同圖 6，但為 TER50 RUN 之模擬結果。

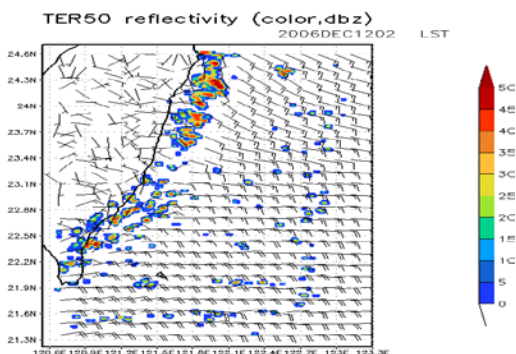


圖 18-同圖 13，但為 TER50 RUN 之模擬結果。

定量降雨預報校驗方法

陳熾竹 江宙君 黃麗蓉 吳明璋 鳳雷

國研院台灣颱風洪水研究中心

摘要

颱風所帶來的豪大雨是台灣地區主要的天然災害之一，而台灣山脈地形陡峭，河流湍急且集流時間較短，加上山坡地過度開發，一旦有豪大雨發生，常導致山區土石流氾濫以及河川中下游嚴重水患，對人民的生命財產影響甚鉅。為有效提供災前整備與預警，提供可操作之定量降雨預報為重要的關鍵；近年來，有相當多的技術與方法，其目的即為提供定量降雨預報資訊。而為了有效評估預報表現，雨量預報的校驗方法亦是相當重要。目前雨量預報之校驗大都使用幾種常用之校驗得分來評估，往往會有解釋不足的現象，故本研究將先針對強降雨個案測試常用之雨量校驗得分（如 Threat Score、誤報率、可偵測機率…等），再評估其他新發展之雨量校驗技術之可行性。

定量降雨系集預報加值分析-最佳化雨量測試

江宙君 陳熾竹 吳明璋

國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心

摘要

2010 年開始颱洪中心與各學界與研究單位與作業單位合作並結合國網中心計算資源與災防中心實務經驗，建構定量降雨預報實驗平台(Taiwan Cooperative Precipitation Ensemble Forecast Experiment, TAPEX)。TEPEX 成員共有 22 組，每日模擬 4 次，每次預報 78 小時。TEPEX 除顯示各成員模擬結果外，亦呈現各成員平均(MEAN)之颱風路徑以及累積雨量。在累積雨量方面，實驗結果常顯示 MEAN 能掌握整體趨勢，但對極值與量值卻常有低估的狀況。本研究測試機率撮合/匹配(probability-matched, PM)之方法，其目的為保留系集平均之降雨型態、趨勢並同時維持各成員極端值，個案測試顯示，其方法明顯改善系集平均雨量低估的現象，且在系集平均高估處也略有修正。

應用雷達定量降雨估計改進雨量檢覈技術

鄭安孺² 李天浩¹ 顧欣怡³ 陳怡玟² 林忠義⁴

國立臺灣大學水工試驗所¹ 多采科技有限公司²

交通部中央氣象局³ 台灣颱風洪水研究中心⁴

摘要

雨量空間分布與時變化性均大，不易建立可靠的檢覈機制。鄭等(2010)應用普通克利金法(Ordinary Kriging technique)有效篩檢出因傳輸失敗而「累積於後」以及因雨量站故障而始終回傳「零雨量」的兩類錯誤雨量。本研究進一步應用雷達定量降雨估計資料改進雨量檢覈技術。雷達定量降雨估計資料可提供降雨在空間及時間上連續變化的趨勢，但雷達資料變化性大，進行資料檢覈前須掌握不同氣候狀態下各局部區域雷達降雨之特性，及其與地面雨量站觀測降雨之差異性與相關性，歸納出合理的資料檢覈邏輯。

雨量站故障的異常「零雨量」值，除了同時間其他正常測站均有雨量紀錄外，另外伴隨的訊息是該站有雷達降雨紀錄；「累積於後」的異常雨量值，其值普遍高於同時間其他正常測站雨量紀錄，且前一時間的紀錄為負值的錯誤代碼，另外，其雷達降雨量較測站雨量小；對於其他降雨事件，若測站觀測雨量與克利金法的估計雨量的誤差值大於 4 倍平均估計誤差，且觀測條件滿足前述錯誤訊息時，雨量可能為異常。

以 2011 年雨量資料進行比較，本研究提出應用雷達定量降雨估計資料改進雨量檢覈技術的方法可更有效篩檢出錯誤的雨量紀錄。

一、前言

雨量觀測對於民生用水、農業灌溉、工業發展、乃至於防災策略的擬定是必要的資訊，正確的即時降雨觀測對於防救災尤其重要。鄭等(2010)根據中央氣象局即時資料，「事件觸發(event triggering)」與「定時確認」的組合通訊邏輯，歸納因為傳輸失敗而「累積於後」以及因為雨量站故障而始終回傳「零雨量」兩類雨量錯誤類型的伴隨訊息，發展出應用克利金法(Kriging technique)篩檢「累積於後」及「零雨量」兩種錯誤雨量資料之即時雨量檢覈法。「累積於後」的異常雨量值，除了其值普遍高於同時間其他正常測站雨量紀錄外，另外伴隨的訊息是該站前一時間的記錄為「-98」(即時觀測)或「-9996」或「-9999」(歷史記錄)的錯誤代號。雨量站故障的異常「零雨量」值，除了同時間其他正常測站均有雨量紀錄外，另外伴隨的訊息是該站前一時間的記錄亦為「零雨量」。此檢覈方法已可有效檢覈出異常雨量資料。但部分地區雨量站密度稀疏，檢覈站與其參考站相距較遠、相關性不佳，使得檢覈結果不理想。

而雷達估計降雨資料(Quantitative Precipitation Estimation, QPE)於觀測降水空間分布有較高解析度，具降水於空間上的定性關係。本研究應用雷達估計降雨資料，整合其與測站降雨資料間的相關性，改進現有雨量檢覈技術，歸納出零雨量檢覈、累積於後初步檢覈及應用通用聯合克利金法(Kriging technique)篩檢出錯誤雨量資料之即時雨量檢覈法。

二、雨量資料品質檢覈方法

由於雨量檢覈的目標是要篩檢出「累積於後」以及測站故障「零雨量」異常資料，因此將只對強降雨事件進行檢覈。事件的篩選標準是，同時間的雨量記錄中，至少有 1 筆資料是超過 10mm/hr。本研究設計雨量資料檢覈分為四個程序，首先是資料要通過雨量合理性檢覈，之後，對於通過雨量合理範圍的資料利用雷達 QPE 資料進行零雨量及累積於後資料初步篩檢，未通過初步篩檢的資料再進行通用聯合克利金法空間分布合理性檢覈。

本研究使用的雷達資料為氣象局現有雷達定量降雨估計(Quantitative Precipitation Estimation, QPE)資料，資料為整合五分山、七股、花蓮、墾丁等四組雷達最接近地面且不受地形及地面影響之最低仰角合成回波(Mosaic Hybird Scan Reflectivity, Hybird)(Zhang et al.2005)，再利用 $Z = 32.5R^{1.64}$ ，其中 Z 表示回波， R 代表回波-降雨關係式估計得的降雨強度。

茲說明研究方法如下。

(一) 雨量合理範圍檢覈

雨量資料檢覈的第一步為檢查資料是否在合理範圍內。圖 1 為統計 2009 年至 2011 年分鐘雨量測站的歷史資料所得到的最大降雨(紅色+字)與次大降雨記錄(藍色)分佈，橫軸為測站數，縱軸為降雨量。以人工方式檢視其中最大降雨超過 200mm/hr 以上的記錄前後時間的資料，可以發現這些記錄應均為「累積於後」的錯誤。篩除這些資料後，可發現 2009 年至 2011 年間最大降雨事發生在 2010 年 10 月 21 日 14 時 20 分梅姬颱風期間 467060 蘇澳站，其值為 200mm/hr。

統計結果顯示，雨量超過 200 mm/hr 的可能性極低，因此將雨量的上限門檻取為 200mm/hr+10%，即 220mm/hr。

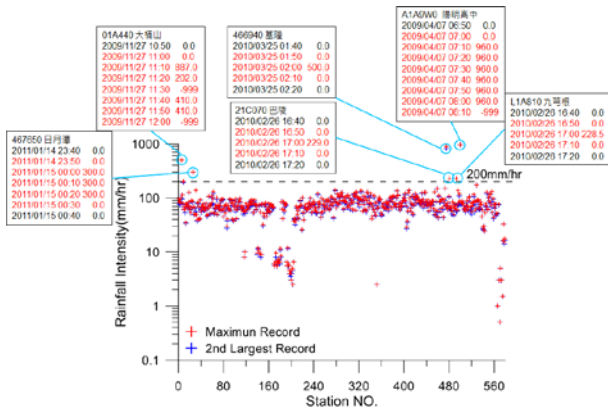


圖 1 根據 2009 至 2011 年資料統計得各雨量站最大與次大降雨記錄

(二) 零雨量資料及累積於後資料初步篩檢

零雨量及累積於後異常值初步檢覈，是利用雷達 QPE 資料篩檢測站雨量資料，若雷達 QPE 資料與測站資料差異甚大，推測雨量站可能有誤。而單一時間雷達 QPE 資料可能受外在因素影響，會有誤差，因此本研究利用歷史雷達 QPE 資料統計合理的誤差範圍進行初步篩檢。

資料檢覈前，先分別建立零雨量資料檢覈標準及累積於後資料檢覈標準參數檔。考慮到各季節降雨的成因不同，將一年分為五期，分別為 12-2 月、3-4 月、5-6 月、7-9 月、及 10-11 月，逐期建立檢覈標準。建立檢覈標準較嚴謹的做法，為每一年使用前 3 年歷史觀測資料建立檢覈門檻，而各期資料選取範圍為加上該期所含月份前後 10 天的資料。各期所含資料加上前後 10 天的意義為減少人為分期對分期的交接時節資料的連續性檢覈造成影響。

茲說明參數檔建置及篩檢步驟如下：

1. 零雨量資料初步篩檢

取 2009~2011 年資料，統計各測站雨量紀錄為零時，正上空雷達 QPE 資料的平均值 \bar{R} 及標準偏差 σ ，圖 2 所示為以第四期為例零雨量時雷達 QPE 資料分布統計圖。圖中黑色圓點為雷達 QPE 平均值 \bar{R} ，紅色十字為雷達 QPE 標準偏差 σ 。由圖可知，當測站觀測為零雨量時，雷達 QPE 資料平均值落於 5mm/hr 內，而標準偏差受到部分異常值影響變動幅度較大。

當測站為零雨量時，查表，檢查其上空雷達 QPE 資料是否落於 $\bar{R} \pm \sigma$ 範圍內，若是，則接受零雨量資料為真，否則繼續檢覈。

以第四期(7-9 月)C0U710 太平山站為例，其測站為零雨量時，雷達 QPE 平均值 7.1mm/hr，標準偏差 8.4mm/hr。由零雨量時雷達 QPE 分布圖(圖 3)可知，圖中綠色圈選區塊的資料落在合理範圍外，初步判定為零雨量異常資料，需進一步利用聯合克利金法進行空間上的檢覈。圖中，紅線為零雨量時雷達 QPE 平均值，淺灰色虛線為初步檢覈合理範圍($\bar{R} \pm \sigma$)。

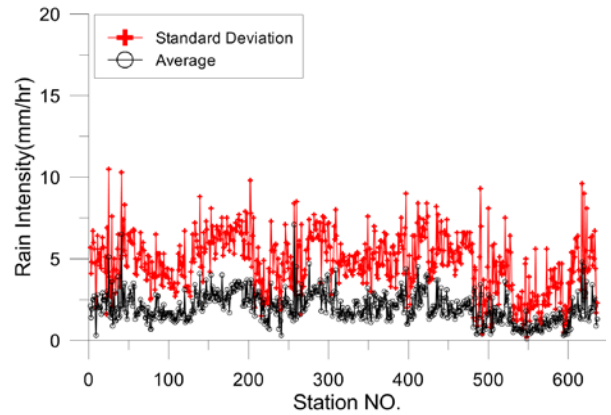


圖 2 零雨量時雷達 QPE 資料分布統計圖(以第四期為例)

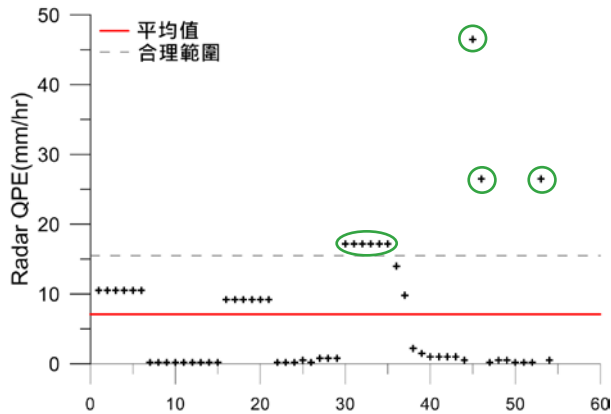


圖 3 C0U710 太平山站 7-9 月零雨量時雷達 QPE 分布

2. 累積於後資料初步篩檢

取 2009~2011 年資料，計算各測站觀測降雨與上空網格雷達 QPE 的差值 ΔR ， $\Delta R = \text{觀測降雨} - \text{雷達 QPE}$ 。將雷達區間分為 12 個區間，逐站統計當雷達 QPE 雨量落在區間時， ΔR 的平均 $\bar{\Delta R}$ 及標準偏差 $\Delta \sigma$ 。表 1 所示以 467530 阿里山站為例的雨量站與雷達資料差值平均及標準偏差統計分區資料。

雷達 QPE 強度分區	雨量站與雷達資料差值									
	第一期		第二期		第三期		第四期		第五期	
	\bar{R}	σ	\bar{R}	σ	\bar{R}	σ	\bar{R}	σ	\bar{R}	σ
0-1	0.2	2.5	0.4	2.7	0.4	4.1	0.3	3.6	-0.2	1.4
1-5	0.2	3.7	0.8	5.0	0.8	6.0	1.0	7.1	-0.1	4.4
5-10	-	-	0.8	10.3	0.8	9.2	1.6	12.7	1.9	11.9
10-15	-	-	-	-	-1.5	14.2	2.6	17.2	9.6	21.5
15-20	-	-	-	-	-1.6	20.9	0.7	19.3	8.9	26.4
20-30	-	-	-	-	-13.2	15.5	-7.7	18.3	-2	28.9
30-40	-	-	-	-	-	-	-18.5	23.2	-	-
40-60	-	-	-	-	-	-	-29.1	20	-	-
60-90	-	-	-	-	-	-	-29.1	20	-	-
90-130	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
130-180	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
180-230	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

※ \bar{R} 為平均值， σ 為標準偏差

表 1 雷達分區資料篩檢參數檔(以阿里山為例)

比對測站上空網格雷達 QPE 是落在哪個區間，查表，檢查 ΔR 差值是否落在 $\Delta R \pm \Delta \sigma$ 範圍內，若是則接受測站觀測資料為真；否則繼續檢覈。以阿里山站

為例，取 2011 年 7 月 29 日測站雨量及雷達 QPE 資料，繪出其時序圖，如圖 4 所示。圖中藍色菱形為雨量站資料，灰色柱狀為雷達 QPE 資料。雨量紀錄顯示 13 時測站無觀測資料，13 時 10 分觀測資料為 27mm/hr，雷達 QPE 資料為 15.0 mm/hr，對照表 1 第四期雷達分區資料，當雷達 QPE 資料落在 20~30mm/hr 區間時， ΔR 合理範圍應介於 -26~10.6mm/hr 間，而 13 時 10 分阿里山站 ΔR 為 12mm/hr，初步判定為累積於後異常值，需進一步利用聯合克利金法進行空間上的檢覈。

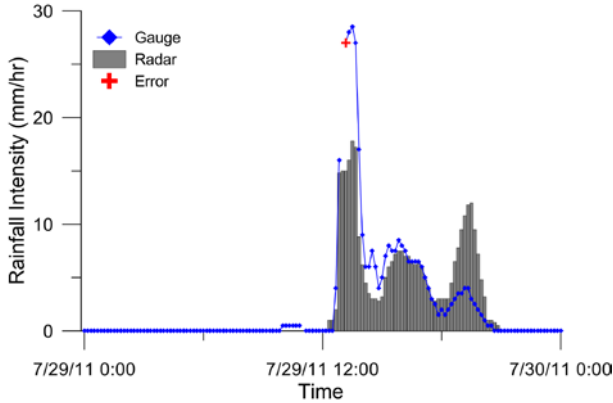


圖 4 467530 阿里山站 2011 年 7 月 29 日測站及雷達 QPE 資料時序圖

(三)聯合克利金法篩檢錯誤資料

聯合克利金法(Co-Kriging technique)是線性權重鄰近估計網格的雨量測站和雷達兩種觀測值，利用最小均方差和不偏估原理導出最佳權重係數計算整合估計值的方法。氣象局於 2009 年「發展成鄉鎮逐時天氣預報」計畫中(中央氣象局，2009)，曾對應用通用聯合克利金法建立高解析度網格點雨量場進行遮蔽測站試驗(Observation System Simulation Experiment)效果評估，研究結果顯示通用聯合克利金法可適用於內插雨量資料。

利用通用聯合克利金法進行雨量資料檢覈的作法，是由鄰近雨量站觀測值及雷達 QPE 資料估計每個測站的降雨量和信賴區間，若觀測資料值落在信賴區間之內，則通過檢覈；若觀測資料值落在信賴區間之外，且滿足且符合「累積於後」或「零雨量」異常站的特性者，則給予異常檢覈代碼，並且在後續進行網格雨量內插時，不使用該雨量站的資料。

若事件發生時間有雷達觀測資料，即利用通用聯合克利金法進行資料檢覈；反之，則利用普通克利金法進行檢覈。說明檢覈步驟如下：

- (1) 計算該時間雨量不為零的「有效」分鐘雨量平均值和變異數：

$$\mu_t = \frac{\sum_{i=1}^{k_t} p_{i,t}}{k_t} ; \sigma_t^2 = \frac{\sum_{i=1}^{k_t} (p_{i,t} - \mu_t)^2}{(k_t - 1)},$$

$$p_{i,t} > 0 \quad \forall i$$

k_t 為不為零的有效分鐘雨量站數。

- (2) 篩選參考站。以待檢覈測站為中心，篩選距離 0.3 度範圍內的有效雨量測站數 $m_{t,i}$ ，如搜尋到的站數小於 30 站，則將搜尋半徑擴大 0.05 度，直到搜尋

至 30 座參考站為止。

- (3) 計算各雨量站上空最接近 9 個QPESUMS網格的雷達觀測平均值 R_j 。
- (4) 計算欲檢覈站上空最接近 9 個QPESUMS網格的雷達觀測平均值 R_0 。
- (5) 通用聯合克利金法，內插估計第 i 站的雨量值 $\hat{p}_{i,t}$ 。

$$\hat{p}_{i,t} = \sum_{j=1}^{m_{t,i}} \lambda_j p_{j,i}$$

其中， λ_j 為第 j 個參考站的權重係數， $p_{j,i}$ 為第 j 個參考站的有效降雨。將雷達觀測值加入限制條件中，並根據不偏估理論

$$\sum_{j=1}^{m_{t,i}} \lambda_j = 1$$

$$\sum_{j=1}^{m_{t,i}} \lambda_j R_j = R_0$$

及最小估計誤差原理，利用 Lagrange multiplier 可導出通用聯合克利金法協變異數矩陣方程式為：

$$\begin{bmatrix} \sigma_t^2 & \cdots & \text{cov}_{1,m_{t,i}} & 1 & R_1 \\ \text{cov}_{2,1} & \cdots & \text{cov}_{2,m_{t,i}} & 1 & R_2 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \text{cov}_{m_{t,i},1} & \cdots & \sigma_t^2 & 1 & R_{m_{t,i}} \\ 1 & \cdots & 1 & 0 & 0 \\ R_1 & \cdots & R_{m_{t,i}} & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_{m_{t,i}-1} \\ \nu_1 \\ \nu_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \text{cov}_{i,1} \\ \text{cov}_{i,2} \\ \vdots \\ \text{cov}_{i,m_{t,i}} \\ 1 \\ R_0 \end{bmatrix}$$

- (6) 計算估計點的估計誤差變異數。

$$s^2 = \sigma_{\hat{z}_{i,t}}^2 = \sigma_t^2 - \nu_1 - \nu_2 R_0 - \sum_{j=1}^{m_{t,i}} \lambda_j \text{cov}_{0j} \quad \text{for } \forall i$$

- (7) 設定信賴區間為 4 倍的估計誤差，其中 4 是經測試，認為較合理的係數。當 $|\hat{p}_{i,t} - p_{i,t}| < 4s$ ，接受觀測值為真，否則觀測值可能有誤。

本研究所提出的資料檢覈法僅適用於強降雨事件：同時間的雨量記錄中，至少有 1 筆資料是超過 10mm/hr。因為如果所有站的雨量都不大時，則可能因為站與站的雨量差異不大，導致誤判的情形發生，尤其是對於「零雨量」型錯誤的研判，可能會將真正無雨量的資料誤判為錯誤資料。

三、分析結果

本研究利用 2011 年歷史雨量資料，比較兩組檢覈技術得到的結果。第一組為鄭等(2010)發展的應用克利金法(Kriging technique)篩檢「累積於後」及「零雨量」兩種錯誤雨量資料之即時雨量檢覈法，僅使用雨量站資料為參考站進行檢覈。第二組為應用雷達估計降雨資料呈現的降雨在空間上變化資訊，整合其與測站降雨資料間的相關性，歸納出零雨量檢覈、累積於後檢覈及應用通用聯合克利金法(Kriging technique)篩檢出錯誤雨量資料之即時雨量檢覈法。

表 2 為 2011 年雨量資料檢覈結果比較表。表中可知有 2 筆資料通過第一組檢覈技術檢覈，未通過第二

組檢覈技術檢覈：有 28 筆資料為「零雨量」異常值；19 筆資料為「累積於後」異常值。本研究將挑選幾筆個案進行討論。

表2 2011年雨量資料檢覈結果相異列表

時間	站碼	站名	雨量	第一組	第二組
2011052419	C1R170	屏東	0	零雨量異常	通過檢覈
2011071715	466920	臺北	30.5	累積於後異常	通過檢覈
2011051303	C0C610	龍潭	0	通過檢覈	零雨量異常
2011051627	82H840	凍頂工作站	0	通過檢覈	零雨量異常
2011061016	82H840	凍頂工作站	0	通過檢覈	零雨量異常
2011061816	82H840	凍頂工作站	0	通過檢覈	零雨量異常
2011061817	82H840	凍頂工作站	0	通過檢覈	零雨量異常
2011061819	C1V190	南天池	0	通過檢覈	零雨量異常
2011062105	72S590	賓朗果園	0	通過檢覈	零雨量異常
2011062119	72S590	賓朗果園	0	通過檢覈	零雨量異常
2011062501	C1E480	鳳美	0	通過檢覈	零雨量異常
2011062503	C1E480	鳳美	0	通過檢覈	零雨量異常
2011062608	C1V390	尖山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011071213	C1R200	龍泉	0	通過檢覈	零雨量異常
2011071911	72S200	斑鳩分場	0	通過檢覈	零雨量異常
2011072916	K2E360	苗栗農改場	0	通過檢覈	零雨量異常
2011081016	C1T990	高寮	0	通過檢覈	零雨量異常
2011090115	C1H880	凌霄	0	通過檢覈	零雨量異常
2011090628	C0V490	新興	0	通過檢覈	零雨量異常
2011091115	72Q010	高雄農改場	0	通過檢覈	零雨量異常
2011091918	C0V370	古亭坑	0	通過檢覈	零雨量異常
2011101421	B2Q810	恆春分所	0	通過檢覈	零雨量異常
2011111518	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011111519	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011111520	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011111521	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011111917	C0M530	奮起湖	0	通過檢覈	零雨量異常
2011120701	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011120702	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011120703	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011052117	C1I230	九份二山	52.5	通過檢覈	累積於後異常
2011060114	C1V300	御油山	21	通過檢覈	累積於後異常
2011061516	C1I030	武界	59	通過檢覈	累積於後異常
2011062717	C0O810	曾文	30	通過檢覈	累積於後異常
2011071317	C1T940	大觀	36	通過檢覈	累積於後異常
2011072818	C1I290	豐丘	25	通過檢覈	累積於後異常
2011072915	C1H880	凌霄	59	通過檢覈	累積於後異常
2011082812	C1O880	關山	28	通過檢覈	累積於後異常
2011082814	C0T9M0	靜浦	47.5	通過檢覈	累積於後異常
2011083111	C1R290	石門山	153.5	通過檢覈	累積於後異常
2011090314	C1R310	壽卡	99.5	通過檢覈	累積於後異常
2011100200	C0Z061	玉里	53.5	通過檢覈	累積於後異常
2011100217	C0Z061	玉里	40.5	通過檢覈	累積於後異常
2011101115	C1I230	九份二山	29.5	通過檢覈	累積於後異常
2011101415	C0T9M0	靜浦	56	通過檢覈	累積於後異常
2011111215	C1D410	白蘭	174	通過檢覈	累積於後異常
2011111715	C0T900	西林	31	通過檢覈	累積於後異常
2011111715	C1T930	鳳林	27	通過檢覈	累積於後異常
2011111919	C1E480	鳳美	47	通過檢覈	累積於後異常

※第一組為鄭等(2010)建置雨量檢覈技術；

第二組為應用雷達定量降雨估計改進雨量檢覈技術

2011 年 5 月 24 日 19 時 C1R170 屏東站及 7 月 17 日 15 時 466920 台北站未通過鄭等(2010)檢覈方法，但通過新建檢覈方法檢覈。圖 5 為氣象局 C1R170 屏東站及上空網格點雷達 QPE 資料、與其鄰近環保署 Ze000059 屏東站時序圖，圖中圈選的時段為氣象局屏

東站檢覈結果相異的資料，同時段雷達 QPE 資料及鄰近環保署屏東站測站紀錄不超過 2mm/hr，因此屏東站 19 時資料通過檢覈應為可信。圖 6 為氣象局 466920 台北站及上空網格點雷達 QPE 資料、及其鄰近環保署 Ze000013 萬華站與 Ze000070 永和站 7 月 17 日降雨資料時序圖，圖中圈選時段為檢覈結果相異的資料，同時段台北站雷達 QPE 資料及鄰近站皆有降雨發生，且降雨強度超過 15mm/hr，顯示台北站 15 時通過檢覈應為可信。

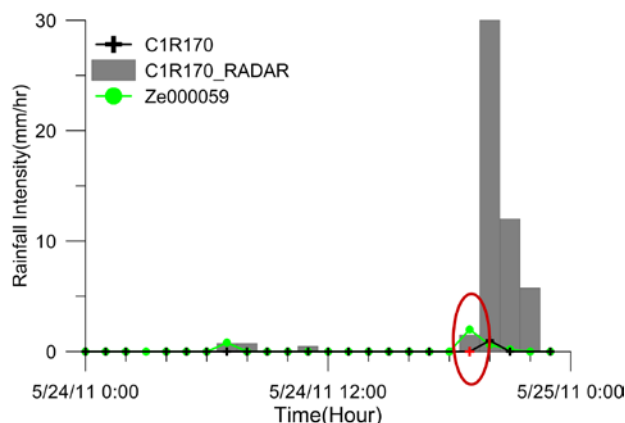


圖 5 2011 年 5 月 24 日 C1R170 屏東站與 Ze000059 環保署屏東站降雨時間序列比較

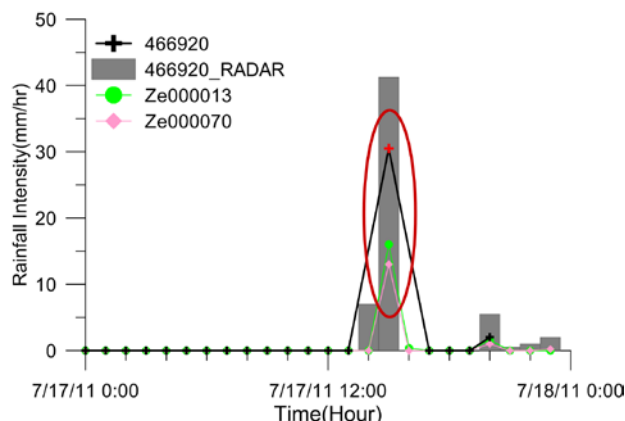


圖 6 2011 年 7 月 17 日 466920 台北站與 Ze000013 萬華站及 Ze000070 永和站降雨時間序列比較

氣象局 C0U680 冬山站有「零雨量」的異常值。將 2011 年 11 月 15 日氣象局 C0U680 冬山站測站資料及上空網格點雷達 QPE 資料，與鄰近環保署 Ze000066 冬山站、氣象局 C1U690 新寮站測站資料取出，繪製時間序列圖，結果如圖 7 所示。圖中圈選的時段為氣象局冬山站被篩檢出零雨量異常的資料，而同時段環保署冬山站及新寮站皆有降雨發生，且氣象局冬山站上空雷達 QPE 資料顯示有降雨，因此氣象局冬山站的「零雨量」錯誤檢覈結果應為可信。

圖 8 為「零雨量」異常範例。圖中所示 2011 年 6 月 18 日農業站 82H840 凍頂工作站測站資料及其上空雷達 QPE 資料，與鄰近環保署 Ze000069 竹山站測站資料時序圖。圖中圈選時段為凍頂工作站被篩檢出零雨量異常的資料，同時段上空雷達 QPE 資料超過 15mm/hr，且鄰近環保署竹山站測站紀錄皆有降雨，

故環保署凍頂工作站「零雨量」錯誤檢覈結果應為可信。

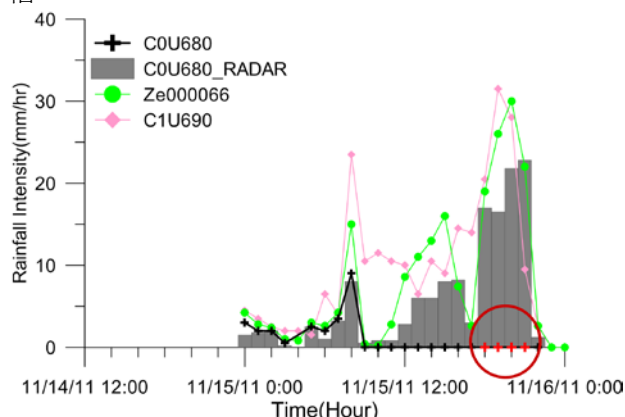


圖 7 2011 年 11 月 15 日 C0U680 冬山站與 Ze000066 冬山站及 C1U690 新寮站降雨時間序列比較

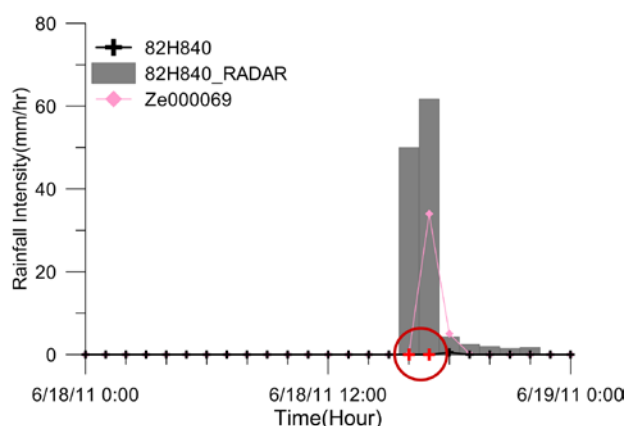


圖 8 2011 年 6 月 18 日 82H840 凍頂工作站與 Ze000069 竹山站降雨時間序列比較

圖 9 為一「累積於後」錯誤資料的範例。圖中所示 2011 年 11 月 11 日至 13 日氣象局 C1D410 白蘭站測站資料及上空網格點雷達 QPE 資料，與鄰近 C1E480 鳳美站、C0D550 雪霸站測站資料時序圖。其中白蘭站於 11 日 0 時至 12 日 14 時共 39 個小時無雨量紀錄，同時段鳳美站與雪霸站及白蘭站雷達 QPE 皆有零星降雨，其 15 時雨量紀錄分別是 0mm/hr、0.5mm/hr 及 3.5mm/hr，但白蘭站雨量紀錄卻高達 174mm/hr，因此白蘭站 15 時被判定為「累積於後」錯誤檢覈為可信。

另一「累積於後」個案為 C1R290 石門山站。取 2011 年 8 月 30 至 31 日石門山測站及上空網格點雷達 QPE 資料繪製時序圖，如圖 10 所示。圈選區塊為未通過空間檢覈異常資料，圖中顯示石門山站 30 日 12 時至 31 日 10 時皆無雨量站觀測紀錄，而 11 時雨量紀錄高達 153.5mm/hr，雷達 QPE 資料僅 3mm/hr，因此石門山 11 時資料被判定為「累積於後」錯誤檢覈應為可信。

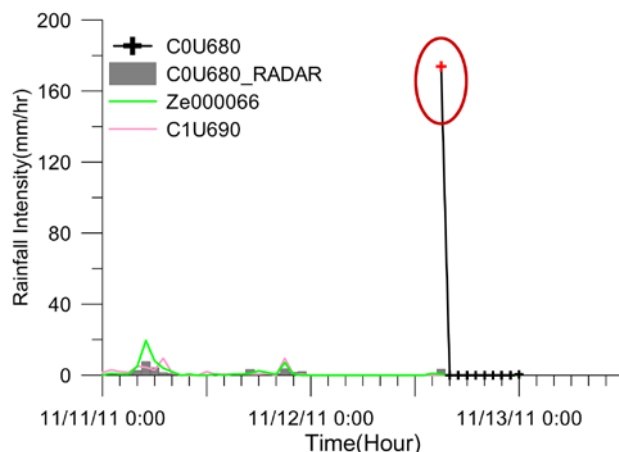


圖 9 2011 年 11 月 11 日至 14 日 C1D410 白蘭站與 C1E480 鳳美站及 C0D550 雪霸站降雨時序比較

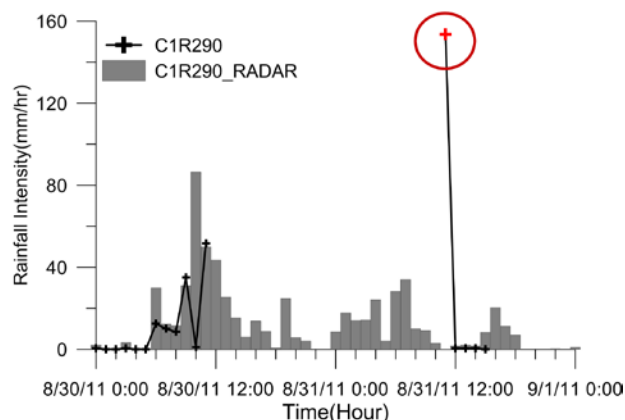


圖 10 2011 年 8 月 30 日至 31 日 C1R290 石門山站降雨時序比較

四、結論

由上述討論可知，本研究根據雷達估計降雨資料呈現的降雨在空間上變化資訊，整合其與測站降雨資料間的相關性，歸納出零雨量及累積於後初步篩檢、並應用通用聯合克利金法(Kriging technique)篩檢出錯誤雨量資料之即時雨量檢覈法，可有效提升「累積於後」以及「零雨量」兩類錯誤資料檢覈效益。

五、參考文獻

- 鄭安孺、李天浩、顧欣怡、高慧萱、陳怡彰，”即時雨量資料品質檢覈”。交通部中央氣象局建國百年天氣分析預報與地震測報演討會，2010。
- 交通部中央氣象局，”應用克利金法建立高解析度網格點氣象數據研究”期末報告書，2009。
- Zhang, J., K. Howard and J. J. Gourley, ”Constructing three-dimensional multiple radar reflectivity mosaics: examples of convective storms and stratiform rain echoes.” J. Atmos.Ocean. Tech., 22, 30-42., 2005

客觀分析法地面溫度案例分析與CUDA技術應用

馮智勇¹、劉家豪¹、林佑蓉¹、蔡雅婷¹、陳雲蘭²

多采科技¹、中央氣象局預報中心²

摘要

本研究除比較LST法、BCDG法及UK法等客觀分析方法的原理差異及特性外，並透過近期天氣案例之遮蔽測站實驗分析三種方法地面溫度面化結果，以期了解各方法的特性及其優缺點。2012年12月30日20時嘉義以北出現低於10度低溫，以BCDG法及UK法面化結果能不錯地表現各地溫度分布。熱天氣系統方面，2012年8月2日蘇拉颱風期間臺東地區發生焚風，以及2012年8月8日12時北部出現36度以上的高溫的個案可知，LST法、UK法及BCDG法都表現出高溫的情況。整體來說，以UK法的面化結果較佳，LST法面化結果在高山會有低估的情況出現，且LST法需有測站氣壓資料，相較於僅需測站溫度資料即可計算的UK法，其可用於面化計算的測站數較多。

由於UK法需藉由矩陣相乘完成權重係數與估計值計算步驟，本研究亦應用NVIDIA CUDA技術(Compute Unified Device Architecture)結合NVIDIA GTX260圖形處理器(Graphic Processing Unit, GPU)高速平行計算資源，可於0.372秒完成一個案例的權重係數與估計值計算作業，較使用Intel® Core™ I7 860 2.8GHz中央處理器(Central Processing Unit, CPU)需時32.219秒而言，加速比達86.6倍。

關鍵字：客觀分析法、LST、BCDG、Kriging、CUDA、GPU

一、前言

為瞭解各種面化方法估計原理不同可能造成之面化差異，本研究首先說明逐次修正法(successive correction)及克利金法兩類面化方法，再針對常用於地面溫度場的LST法(Land Surface Temperature)、BCDG法及通用克利金法(Universal Kriging，以下稱UK)三種客觀分析法做介紹，並蒐集2012年地面溫度場特色個案，分析面化結果與遮蔽測站實驗差異，探討不同方法在估計誤差上的表現。此外，本研究亦將應用NVIDIA CUDA技術結合GPU高速平行計算能力，提升UK法計算效率。

二、面化方法介紹與比較

(一) 逐次修正法

逐次修正法利用逐次迭代方式，縮小每次的迭代的誤差，以其得到最終的估計值，其步驟如下：

1. 假設對於估計場中所有網格點，已知各網格點的背景場或第 $\mu-1$ 次的清測值¹，則選於各測站所在位置，取測站四周網格點清測值，應用雙線性內插計算測站的分析值，然後將分析結果與測站實際觀測值比較，計算差異量。圖 1

¹若 $\mu-1=0$ ，且沒有背景場或初始清測值，最簡單的替代方案，是以所有測站觀測值的算術平均當成所有網格的首次清測值。

所示為內插示意圖，假設測站 k 周圍四周網格點編號分別為1, 2, 3, 4，圖中A點和B點的 $\hat{\theta}$ 值各由3, 4和1, 2兩點的變數值線性內插計算，測站 k 點的分析值 $\hat{\theta}_k^{(\mu-1)}$ 再由A點和B點的值線性內插：

$$\begin{aligned}\hat{q}_k^{(m-1)} = & \hat{q}_1^{(m-1)} + (\hat{q}_4^{(m-1)} - \hat{q}_1^{(m-1)}) \cdot b/Dy \\ & + (\hat{q}_2^{(m-1)} - \hat{q}_1^{(m-1)}) \cdot a/Dx \\ & + (\hat{q}_2^{(m-1)} - \hat{q}_3^{(m-1)} + \hat{q}_4^{(m-1)} - \hat{q}_1^{(m-1)}) \frac{ab}{DxDy}\end{aligned}\quad (1)$$

Δx 和 Δy 分別代表 x 和 y 方向的網格距(grid interval)，長度 a 和 b 的定義如圖 1。

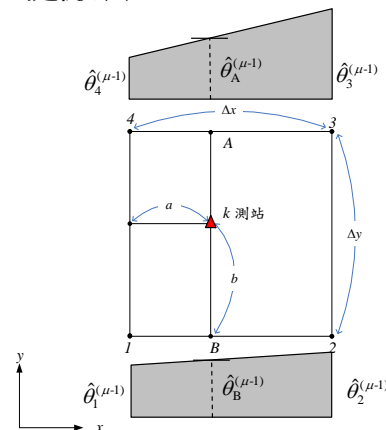


圖 1 利用雙線性內插法由網格點值計算測站值示意圖

2. 利用權重計算式計算的權重係數值 W_k ，由影響半徑 R 內的所有測站差異值，權重平均計算各格點第 μ 次修正值：

$$C_{ij}^{(\mu-1)} = \sum_{k=1}^n w_k D_k^{(\mu-1)} / \sum_{k=1}^n w_k \quad (2)$$

其中, r_k 為測站 k 至網格點的距離; $D_k^{(\mu-1)} = \theta_k - \hat{\theta}_k^{(\mu-1)}$ 為第 k 測站的差異值; $C_{ij}^{(\mu-1)}$ 為網格 ij 的修正值。計算某 ij 網格點更新值的方法, 是將 ij 網格點的修正值, 代入(2)式, 計算網格 ij 的更新值。

$$\hat{\theta}_{ij}^{\mu} = \hat{\theta}_{ij}^{(\mu-1)} + C_{ij}^{(\mu-1)} \quad (3)$$

3. 重覆步驟 1 和 2, 直到得到最終分析場。 $\hat{\theta}_{ij}^{\mu}$ 為格點 ij 上第 μ 次迭代後的分析值, $\hat{\theta}_{ij}^{(\mu-1)}$ 為 ij 格點上第 $(\mu-1)$ 次迭代後的分析值。

本研究在逐次修正方面採用(175km, 125km, 85km, 45km)為影響半徑組合進行 4 次逐次修正。以下介紹使用逐次修正法的權重計算式。

1. Cressman 權重計算式(以下簡稱 Cressman 權重式)

$$w_k = \begin{cases} \frac{R^2 - r_k^2}{R^2 + r_k^2} & \text{if } r_k < R \\ 0 & \text{if } r_k \geq R \end{cases} \quad (4)$$

2. Barnes 權重計算式(以下簡稱 Barnes 權重式)

$$w_k = e^{-r_k^2/R^2} \quad (5)$$

3. 距離平方倒數權重計算式(以下簡稱 ID 權重式)

$$w_k = 1/r_k^2 \quad (6)$$

上述權重式中, r_k 為測站 k 至網格點的距離, R 單位和 r_k 相同; 選擇很小的 R 值, 則分析場容許短距離內變數變化梯度大的「短波」訊號存在; 若 R 值很大, 則會將短波濾掉, 客觀分析場相對而言會比較平滑。Cressman 權重式、Barnes 權重式及 ID 權重式面化結果皆會受到影響半徑範圍的影響。使用逐次修正的方法, 皆會依造逐次修正而嘗試減少估計誤差, 進而得到最終的面化結果。圖 2 為在影響半徑範圍為 175km 時, 三權重計算式權重係數 (w_k) 隨測站及網格點距離 (r_k) 的影響。

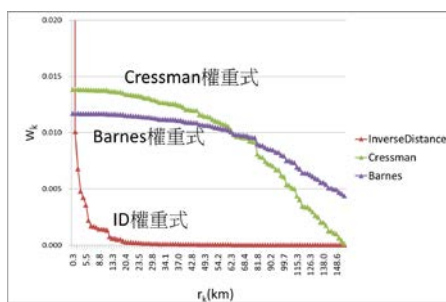


圖 2 給定 175km 影響半徑時, ID、Cressman 及 Barnes 權重式 w_k 隨距離 r_k 變化情況

由圖 2 可知, ID 權重式受測站和網格點間的距離影響較大, 在測站和網格點距離約在 5 公里內時有較大的權重係數, 當超過約 20 公里後, 權重係數就趨近於 0。Cressman 權重式和 Barnes 權重式則在 60 公里以內的距離, 其權重係

數變化不大。Cressman 權重式在達到約 150 公里後權重係數就趨近於 0, 但 Barnes 權重式仍給予該測站一定比例的權重, 即 Barnes 權重式為三權重式中權重係數隨距離增加的遞減率較小。

(二) 克利金法

克利金法(Kriging technique)又名地質統計法(Geostatistics technique)是根據資料在空間中分佈的統計特性, 決定線性內插係數的一種技術(Bras and Rodriguez-Iturbe, 1985)。在不同的趨勢條件假設下, 又可分為數學上不包含「不偏估條件」的「簡單克利金法」(Simple Kriging); 包含「平均值為常數」假設的「普通克利金法」(Ordinary Kriging); 以及包含平均值為某種空間趨勢函數假設的「通用克利金法」。克利金法估計的步驟可分為二部份:

1. 結構分析(structural analysis)——由歷史資料, 迴歸統計協變異數(covariance)隨距離變化的情形, 決定「變異圖」或「半變異圖」(variogram or semi-variogram)的函數。
2. 最佳線性不偏估計(Best Linear Unbiased Estimation)是假設估計值已知的線性權重平均, 根據不偏估和最小估計誤差變異數兩項原則, 根據結構分析導出權重係數值。

令 $\mathbf{u} = \mathbf{u}(x, y)$ 為空間位置座標, $\mathbf{Z}(\mathbf{u})$ 為空間隨機變數, 定義變異圖函數為: $2\gamma(d_{ij}) = E[(Z(\mathbf{u}_i) - Z(\mathbf{u}_j))^2]$, 即距離等於 d_{ij} 的兩兩組合變數差異平方的「期望值」。其中, $\gamma(d_{ij})$ 稱為半變異圖函數。圖 3 所示為一半變異圖的範例, \circ 中空圓形符號為觀測樣本資料的原始半變異數; Δ 三角形所示為實驗半變異數; 實線所示為以實驗半變異數所套配的半變異圖函數。如圖所示, 等距離的原始半變異數在不同的時空點可能會有很大差異。因此在進行迴歸之前, 通常會將距離軸分為幾個區間, 然後將同區間內距離相近半變異數取平均求得實驗半變異數, 由實驗半變異數就可以看到在排除了局部干擾的因素下, 兩測站的相關性隨距離變化的情形, 並且可以用一簡單的函數來描述這種關係。

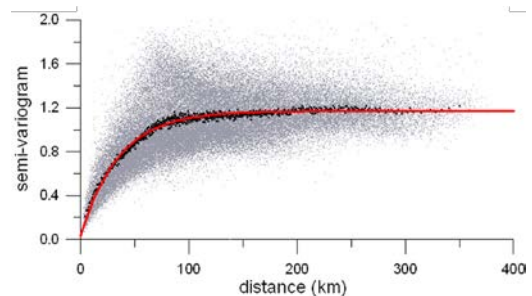


圖 3 半變異圖範例

若隨機場為定常性, 則半變異圖 $\gamma(d_{ij})$ 和協變異數 $cov(\mathbf{u}_i - \mathbf{u}_j) = cov(d_{ij})$ 互補, 即 $\gamma(d_{ij}) + cov(d_{ij}) = \sigma^2$, σ^2 為定常性空間變數 $\mathbf{Z}(\mathbf{u})$ 的變異數, 基於定常性假設乃為常數。

三、溫度客觀分析方法原理介紹

針對溫度的客觀分析方法，包含 LST 法、BCDG 法及 UK 法，茲說明如下。

(一) LST 法

LST 法採用乾絕熱 Poisson 方程式計算位溫，計算位溫必須先有壓力值後才能進行估算，然而台灣地形格網上沒有壓力值且部分測站缺少壓力之觀測，所以需要知道高度與壓力間的關係，藉以估計某高度上之壓力，進而求取位溫。其相關理論說明，可參考「應用克利金法建立高解析度網格點氣象數據之研究(2009)」。

LST 法在計算測站位溫後，將位溫以前述之 ID 權重式、Cressman 權重式及 Barnes 權重式進行面化後，再將面化之網格位溫轉換回地面溫度以下。以 2012 年 8 月 8 日 12 時為例，說明以 LST 法配合此三權重式面化地面溫度之結果(見圖 4)。結果以 Cressman 權重式和 Barnes 權重式結果較相似，也說明了圖 2 所述此兩式在權重係數變化趨勢較相近。不過三者在高山地區皆出現面化結果溫度較低的狀況，由圖 5 的遮蔽測站結果亦可說明此狀況。以 LST 法估計高山測站時皆會有低估的情況，說明了可能使用 LST 法估計 1,500m 以上高山時會有較大的估計誤差。整體來說，以 ID 權重式在整體面化誤差表現上較好，其面化結果也和氣象局官方公布之地面溫度分布圖較相似。吻合本研究於「客觀分析法地面溫度案例(2012)」針對冷天氣系統比較結果。故之後的 LST 法、BCDG 法及 UK 法的案例比較，LST 法部分將以 ID 權重式作為主要比較之權重計算式。

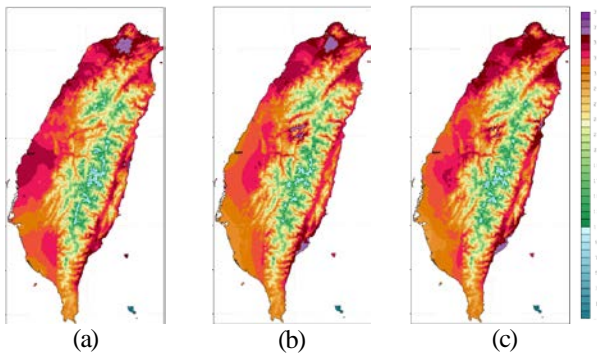


圖 4 以 2012/08/08 12 時溫度場為例，利用逐次修正法採(a)ID 權重式、(b)Cressman 權重式及(c)Barnes 權重式溫度面化結果

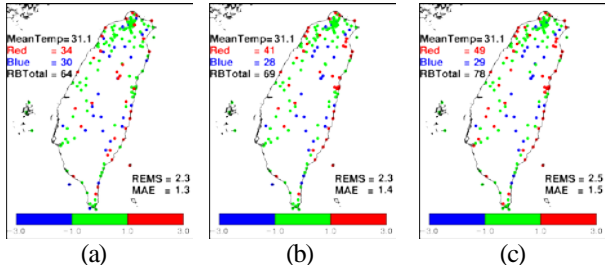


圖 5 以 2012/08/08 12 時溫度場為例，利用逐次修正法採(a)ID 權重式、(b)Cressman 權重式及(c)Barnes 權重式進行遮蔽測站實驗結果。藍色點、紅色點與綠色點分別表示估計誤差低於 -1 度、高於 1 度以及在正負 1 度內。

(二) BCDG 客觀分析法

BCDG 法係 Glahn 等人 (Glahn et. al, 2009) 改良 BCD 法以發展網格化模式輸出統計技術 (Model Output Statistic) 而來，廣為美國氣象作業單位使用。BCD 法為 Berghorssen 與 Doos (Berghorssen and Doos, 1955)所提出，隨後由 Cressman (Cressman, 1959)實作逐次修正步驟迭代修正之面化方法。BCDG 法主要特色在於透過計算溫度隨高度變化率 (Vertical Change with Elevation，以下簡稱 VCE)的方式，無須進行高度轉換即可應用於地表溫度場面化作業。

VCE 的計算方式首先以各測站為中心，計算鄰近測站對於該中心測站之溫度隨高程變化率。舉例來說，第 k 站觀測值為 θ_k 、以座標原點為基準的水平位置為 $u_k(x,y)$ 、高程為 h_k ；在測站 k 影響半徑 R_{VCE} 內，與 h_k 高程差大於 Δh_{VCE} 之鄰近測站，觀測值為 θ_{kl} 、以座標原點為基準水平位置為 $u_{kl}(x,y)$ 、高程為 h_{kl} ，則鄰近測站須滿足以下條件：

$$\begin{cases} |u_{kl} - u_k| \leq R_{VCE} \\ |h_{kl} - h_k| \geq \Delta h_{VCE} \end{cases} \quad (7)$$

此時鄰近測站對測站 k 之 VCE 值定義如下：

$$VCE_k = \frac{\sum_l (\theta_{kl} - \theta_k)}{\sum_l (h_{kl} - h_k)} \quad (8)$$

並用於第 k 測站估計誤差值 $D_k^{(\mu-1)}$ 計算：

$$D_k^{(\mu-1)} = \begin{cases} \theta_k - \hat{\theta}_k^{(\mu-1)}, & \forall VCE_k = 0 \text{ or } h_j - h_k = 0 \\ (\theta_k - \hat{\theta}_k^{(\mu-1)}) + \alpha_{VCE} [(\hat{\theta}_k^{(\mu-1)} - \hat{\theta}_j^{(\mu-1)}) + VCE_k (h_j - h_k)] \end{cases} \quad (9)$$

其中， h_j 為估計網格點 j 之高程， h_k 為第 k 測站之高程， α_{VCE} 為調整係數。

(三) UK 法

本研究分析臺灣地表溫度特性，認為地表溫度是緯度和海拔高度的線性趨勢函數，去除此二趨勢後的溫度殘差值的二階統計函數 (即協變異圖) 具有定常性。於是融合 Bras 和 Rodriguez-Iturbe (1985) 的通用協變異函數，和 Kitanidis (1993) 建議的 UK 法，再導出 UK 法。使用這種方法的主要理念是臺灣山區地表溫度隨海拔高度變化的趨勢為主控因子，必須去除半變異圖中的趨勢函數，才能突顯真實的地表溫度協變異圖。若要避免迭代求取協變異圖過程中，趨勢函數係數值可能偏估的問題，且直接使用測站溫度觀測值權重估計，乃使用 Kitanidis (1993) 要求權重係數使各個趨勢函數係數乘的座標值權重組合為不偏估條件設計。

根據上述理念，UK 法線性估計方程式為：

$$\hat{Z}(u_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(u_i) \quad (10)$$

假設地表溫度 $Z(u)$ 的趨勢函數迴歸方程式如下，其中， y 為緯度， h 為海拔高度， β_0 、 β_y 和 β_h 是未知的趨勢係數。

$$E[Z(u)] = m(u) = \beta_0 + \beta_y \cdot y + \beta_h \cdot h \quad (11)$$

不偏估條件要求：

$$\begin{aligned} E[\hat{Z}(\mathbf{u}_0)] &= E\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z(\mathbf{u}_i)\right] = \sum_{i=1}^n \lambda_i m(\mathbf{u}_i) \\ \Rightarrow \beta_0 + \beta_y \cdot y_0 + \beta_h \cdot h_0 &= \sum_{i=1}^n \lambda_i (\beta_0 + \beta_y \cdot y_i + \beta_h \cdot h_i) \\ \Rightarrow \beta_0 \left(1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i\right) + \beta_y \left(y_0 - \sum_{i=1}^n \lambda_i y_i\right) + \beta_h \left(h_0 - \sum_{i=1}^n \lambda_i h_i\right) &= 0 \end{aligned} \quad (12)$$

Kitanidis (1993)要求權重係數使各個趨勢函數係數乘的座標值權重組合都符合不偏估條件設計為：

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1, \quad \sum_{i=1}^n \lambda_i y_i = y_0, \quad \sum_{i=1}^n \lambda_i h_i = h \quad (13)$$

利用Lagrange multiplier結合最小估計誤差變異數條件的 n 個方程式(n 為測站數)與此 3 個不偏估條件式, 得到 $n+3$ 組聯立方程式, 解 $n+3$ 個未知數 $\lambda_1, \dots, \lambda_n, v_1, v_2, v_3$ (如式(14)), 其矩陣式為式(15))

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_j \text{cov}(d_{ij}) + v_1 + v_2 y_i + v_3 h_i = \text{cov}(d_{i0}) \text{ for } i = 1 \sim n \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1, \quad \sum_{i=1}^n \lambda_i y_i = y_0, \quad \sum_{i=1}^n \lambda_i h_i = h_0 \end{cases} \quad (14)$$

四、溫度客觀分析方法比較

LST 法、BCDG 法與 UK 法之間的差異主要可分為四點：

(一) 定義估計點變數值與測站觀測資料關係

LST 法及 BCDG 法之估計點變數值與影響半徑內之測站觀測資料權重係數核心函數為距離倒數, UK 法則是以(14)式之協變異數 $\text{cov}(d_{i0})$ 定義「測站觀測資料」和「估計點未知變數值」間關係, 由不同測站之間觀測資料隨距離變化的數據, 迴歸決定核心函數與參數, 較為使用者任意決定核心函數的方式合理。

(二) 定義測站觀測資料間之關係

測站觀測資料間關係的定義, 可以反應各測站彼此是相互獨立或相依, UK 法利用(14)式之協變異數 $\text{cov}(d_{ij})$ 定義「測站觀測資料」間關係, 使得即使估計點與測站 1 及測站 2 距離相同, 增加與測站 2 共點之測站 3 並未影響測站 1 的權重係數, 而測站 2 與 3 的權重係數總和也未增加。然而, 由於 LST 法及 BCDG 法無此項定義, 一旦增加測站 3 時, 則權重係數均為 $1/3$ 。

(三) 溫度趨勢函數比較

LST 法的權重計算僅以測站與網格間的距離關係計算得到, 距離越近的測站則給予較大的權重, 並未加入趨勢函數的概念; BCDG 法利用 VCE 代表測站溫度隨高度變化之趨勢函數; UK 法則加入測站溫度隨高度及緯度變化之趨勢函數。因此, 相較於 LST 法, BCDG 法及 UK 法均已考量高度對於估計點溫度的影響, 而 UK 則進一步考量估計點緯度的影響, 亦可依區域特性納入其他因子(如海岸距離)。

此外, 由於 UK 使用之趨勢函數迴歸方程式代表目標區域內的一致特性, 與 BCDG 法允許各測站存在差異之 VCE 趨勢函數有所不同, 可能需參考台灣氣候分區分別建立趨勢函數以更具有應用彈性。

(四) 不偏估條件

各種客觀分析法, 都包含權重係數總和等於 1 的不偏估條件, 但是只有 UK 法, 可透過趨勢函數整合如本研究採用的高度與緯度兩種與溫度不同性質之物理量, 並可增加式(13)式所示趨勢函數物理量不偏估條件。

五、案例分析

(一) 2012年12月30日20時

圖6為2012年12月30日20時以LST法、BCDG法及UK法面化結果及遮蔽測站實驗結果。各方法均反應全台灣溫度低, 且北部有10度以下低溫。由遮蔽測站結果可知, LST法在台北地區估計較佳, 但於桃竹苗地區、中部山區及中央山脈測站出現低估的現象; BCDG法則在東南沿海有較多測站誤差較大; UK法則在北部地區有高估情況。整體而言, UK法整體表現較好, 大於絕對值1度的誤差數量(紅點及藍點總和)較少, 均方根差(RMSE)及平均絕對誤差(MAE)也較佳。說明了雖然UK法雖然北部零星測站有高估現象, 但其並不會高估太多, 使得整體統計值表現較其他二方法好。

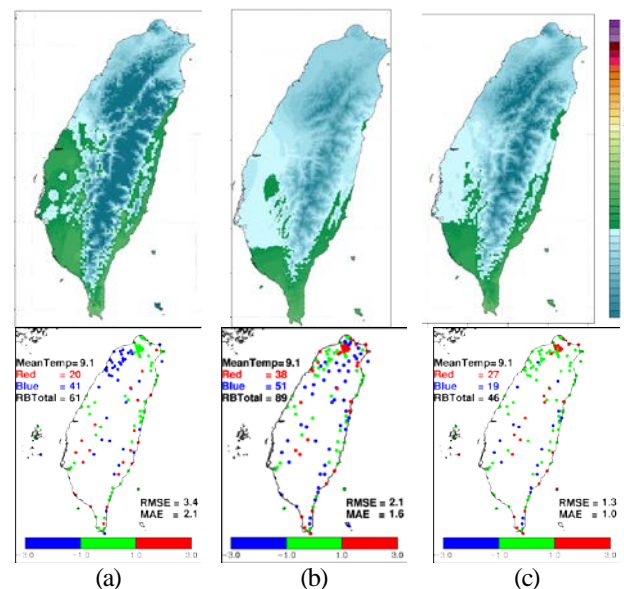


圖6 利用(a)LST法、(b)BCDG法及(c)UK法面化2012年12月30日20時之地面溫度場及遮蔽測站結果

(二) 2012年8月2日04時

圖7為以2012年8月2日04時蘇拉颱風期間臺東發生焚風為個案的面化結果。各方法的結果皆有表現出臺東地區的高溫狀況, BCDG法和UK法的面化結果相似, 而LST法在中央山脈溫度較兩者為低。由遮蔽測站實驗檢視, UK於誤差數量、RMSE及MAE表現均較佳。

(三) 2012年8月8日12時

圖8為以2012年8月8日12時台北大武地區超過35度的溫度面化結果。BCDG法和UK法的面化結果相似, 於北部的高溫表現以UK法及LST法表現較佳, 而LST法在台中以南、嘉義以北及花蓮臺東地區沿海溫度較另二者高, 在中央山脈結果則較兩者低。由遮蔽測站實驗檢視, LST法在臺東花蓮沿

海有低估情況，BCDG則有低估情況，UK表現則較平均；高山地區LST則有低估情況。BCDG法因Cressmann權重式之平滑化特性而無法細緻描述臺灣西部沿海地區可能的變化。熱天氣系統中，北部地區則較看不出哪個方法表現較佳。誤差較大的測站個數(紅點和藍點總和)，以三方法相差不大，不過RMSE及MAE表現以UK表現較佳。

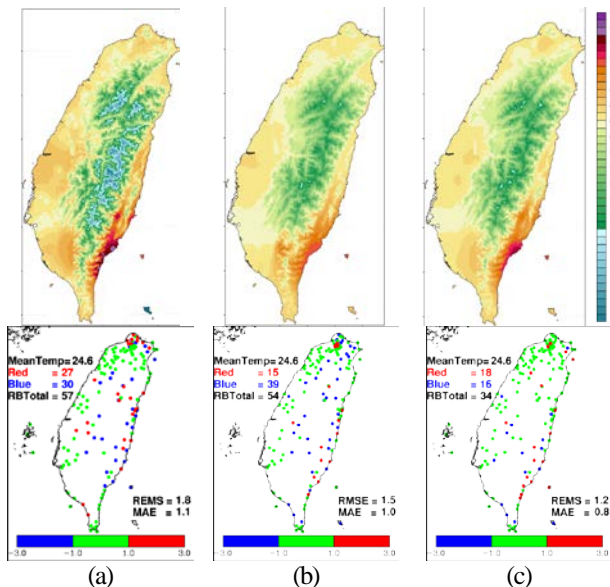


圖7 利用(a)LST法、(b)BCDG法及(c)UK法面化2012年8月2日04時之地面溫度場及遮蔽測站結果

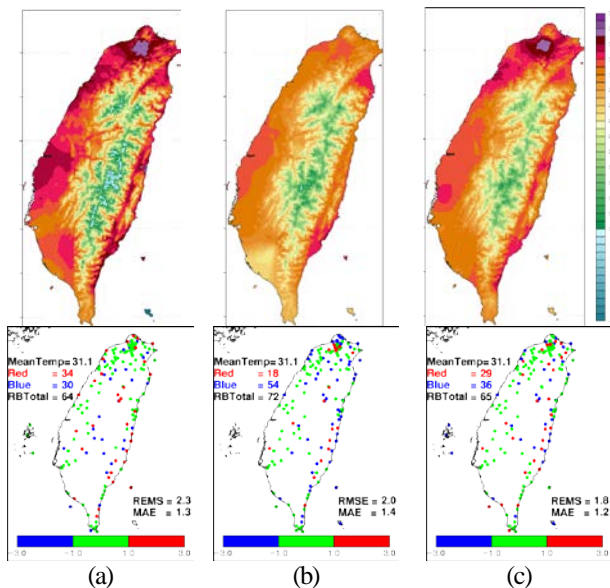


圖8 利用(a)LST法、(b)BCDG法及(c)UK法面化2012年8月8日12時之地面溫度場及遮蔽測站結果

六、CUDA技術應用

綜合本研究上述個案以及於「客觀分析法地面溫度案例分析(2012)」個案分析結果可知，UK法於冷、熱天氣系統之地面溫度場面化表現均較LST法與BCDG法為佳，惟求解估計點各測站權重係數之(14)式與計算估計值之(10)式均需透過矩陣與向量相乘計算而需較長計算時間。以臺東焚風個案

為例，以251個測站溫度觀測值面化中央氣象局圖形分發報編輯器(Graphic Forecast Editor)範圍共67,600個網格點溫度值時，使用Intel® Core™ I7 860 2.8GHz中央處理器(CPU)計算平均需時 32.219秒，若測站數增加或網格點解析度提高則未必可以滿足作業需求。有鑑於此，本研究藉由NVIDIA CUDA技術利用NVIDIA圖形處理器具備之雙精確度浮點數計算能力提升UK法計算效率。

GPU與CPU同為現今個人電腦、筆記型電腦、伺服器乃至超級電腦的標準配備，藉由在硬體設計上提供大量算術邏輯單元(Arithmetic Logic Unit, ALU)以滿足影像處理所需計算密集(compute-intensive)與高度平行計算(highly parallel computation)需求。由於無論是簡易或複雜的演算法最終仍須透過基礎四則運算方可利用電腦求得解析解或者近似值，與影像處理所需運算方式無異，因此，GPU具有應用於平行計算的能力。

為提升科學研究與數值計算所需之雙精確度浮點數運算能力，NVIDIA於2010年發表Fermi圖形處理器架構，使得具448個時脈1.15 GHz計算核心的Tesla C2050大幅提升雙精確度每秒浮點運算數(Floating-point Operations per Second, FLOPS)高達5,150億次(515 GFLOPS)，並且同時提升記憶體傳輸頻寬達每秒144GB。而NVIDIA於2012年發表之Kepler架構Tesla K20X更提升雙精確度每秒浮點運算數達1.31兆次，更新增Hyper-Q、Dynamic Parallelism與GPUDirect等三項功能，使得GPU應用程式開發更能符合實際物理問題模擬應用需求。

CUDA(Compute Unified Device Architecture)為NVIDIA針對旗下圖形處理器所提出「統一計算架構」技術，設計執行緒(thread)、執行緒區塊(thread block)與執行緒區塊群組(grid)三層架構(如圖9)，提供使用者以C、Fortran、Java、Python、.Net以及OpenCL等程式語言管理執行期之執行緒，對應利用GPU的計算核心(thread processor)、串流複合處理器(multiprocessor)與晶片(device)三層硬體架構進行高速平行計算。

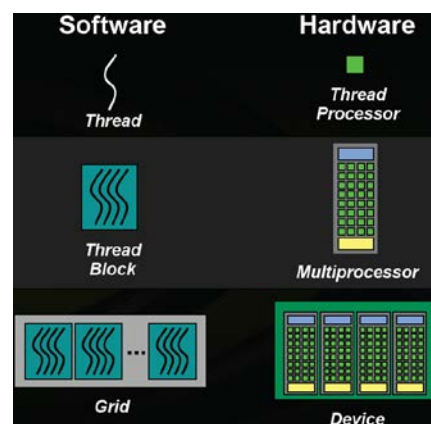


圖9 CUDA技術執行緒管理方式與GPU硬體對應關係

GPU應用程式於作業系統運作原理係採GPU協同CPU作業方式，運作流程如圖10所示，包含CPU複製系統主記憶體資料到GPU、啟動GPU上之CUDA計算核心、CUDA計算核心平行執行計算程序(kernel)，以及CPU將計算結果複製回

系統主記憶體等四個步驟。其中，在平行執行計算程序步驟中，每個CUDA計算核心係由GPU上的單一執行緒(thread)所控制，透過該執行緒逐一編碼取得相關資料後，執行相同之計算程序。

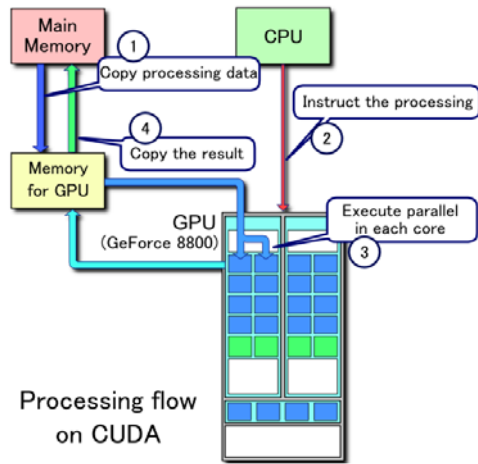


圖10 GPU協同CPU作業運作流程

若以矩陣 \mathbf{A} 代表測站間協變異數與不偏估條件，矩陣 \mathbf{B} 代表估計點 (p_i) 與測站間之協變異數及不偏估條件(如(15)式)，待求之估計點權重係數與拉格朗日乘子向量則組成矩陣 \mathbf{X} ，則可一次求解所有估計點權重係數 $\mathbf{X} = \mathbf{A}^{-1}\mathbf{B}$ 。同理亦可應用於(10)式。CUDA程式需利用執行緒批次讀取矩陣 \mathbf{A}^{-1} 與 \mathbf{B} 並存入GPU共享記憶體(shared memory)，供執行緒區塊內所有執行緒使用，以減少資料傳輸並加速資料存取速度。

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \text{cov}(d_{11}) & \cdots & \text{cov}(d_{1n}) & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \text{cov}(d_{n1}) & \cdots & \text{cov}(d_{nn}) & 1 \\ 1 & \cdots & 1 & 0 \\ y_1 & \cdots & y_n & 0 \\ h_1 & \cdots & h_n & 0 \end{bmatrix} \quad (15)$$

$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} \lambda_{1p_1} & \cdots & \lambda_{1p_m} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \lambda_{np_1} & \cdots & \lambda_{np_m} \\ v_{1p_1} & \cdots & v_{1p_m} \\ v_{2p_1} & \cdots & v_{2p_m} \\ v_{3p_1} & \cdots & v_{3p_m} \end{bmatrix}, \mathbf{B} = \begin{bmatrix} \text{cov}(d_{1p_1}) & \cdots & \text{cov}(d_{1p_m}) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \text{cov}(d_{np_1}) & \cdots & \text{cov}(d_{np_m}) \\ 1 & \cdots & 1 \\ y_{p_1} & \cdots & y_{p_m} \\ h_{p_1} & \cdots & h_{p_m} \end{bmatrix}$$

經GPU化後之UK法程式，利用NVIDIA第一代圖形處理器GTX260計算資源平均，可於0.372秒完成臺東焚風個案地面溫度場面化作業，加速比達86.6倍；若採用 NVIDIA 第二代圖形處理器Tesla C2050，可於0.141秒內完成計算作業，加速比可達230.1倍。此外，CPU版本採用BLAS數學函式庫副程式dgemv加速矩陣運算時，仍需時 4.303秒，則GPU化UK法程式仍分別有11.5倍與30.5倍的加速比效益。GPU版本與CPU版本計算之溫度估計值相對誤差均小於 10^{-6} 。

七、結論

綜合本研究分析結果，可歸納內幾點結果：

- (一) LST在高山有低估的現象，可能是由於乾絕熱計算公式在海拔1,500m以上之高山估計會產生較大誤差。而BCDG法包含VCE概念，UK也加入緯度及高度的趨勢平均，故此二方法在高山測站估計較LST方法佳。
- (二) 冷天氣系統案例，LST法在北部地區有較佳的估計，但在嘉南地區會有高估的現象。可能由於北部地區測站較密集，ID權重式對於測站較密集的地區能有較佳的估計，但在測站較稀疏的嘉南區域，則表現較差。熱天氣系統案例中，也同樣會看到測站密集的北部LST法估計不錯的現象。
- (三) BCDG法雖然包含了VCE的方法估計溫度，但其使用了和Cressman權重式，而在面化表現上有較平滑的現象，而無法更細膩描述測站溫度差異對於局部地區造成的影響。若以ID權重式取代Cressman，應較適合台灣使用。
- (四) 整體遮蔽測站結果，UK在RMSE和MAE表現稍優於LST及UK法。且UK法僅需測站溫度即可進行面化計算，相較於LST法，UK法可用於面化的測站數較多。
- (五) UK法權重係數與估計值等計算，可藉由CUDA技術結合GPU高速平行計算資源大幅提升計算速率。

八、參考文獻

- 應用克利金法建立高解析度網格點氣象數據之研究，交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告，2009。
- 發展鄉鎮逐時天氣預報—高解析度網格點降尺度建置案統降尺度天氣預報子系統，交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告，2011。
- 客觀分析法地面溫度案例分析，101年天氣分析與預報研討會，2012。
- Barnes, S. L., 1964 “A Technique for Maximizing Details in Numerical Weather Map Analysis”, Journal of Applied Meteorology, 3, 396-409.
- Cressman, G. P., 1959: “An Operational Objective Analysis System”, Monthly Weather Review, 87(10), 367-374.
- Glahn, B., K. Gilbert, R. Cosgrove, D. P. Ruth, and K. Sheets, 2009: “The Gridding of MOS”, Wea. and Fore., 24, 520-529 <http://www.nvidia.com/cuda>

利用地基GPS推求大氣可降水及年變化分析

葉大綱¹ 陳淑菁² 王傳盛¹ 洪景山³

國立台北大學 不動產與城鄉環境學系¹

健行科技大學 空間資訊與防災科技研究所²

中央氣象局 氣象資訊中心³

摘要

對於天氣預報來說水氣扮演著相當重要的角色，藉由觀測水氣的分佈，有助於評估天氣系統的變化，因此利用GPS訊號穿過大氣層的天頂向濕延遲量(zenithal wet delay, ZWD)，進而計算大氣可降水量(precipitable water vapor, PWV)，對於掌握特定天氣現象具有相當大的幫助。本研究利用分為5區的台灣100個GPS連續觀測站，計算2006-2011年間每小時一筆之ZWD資料，並整合地面500個氣象站，將ZWD轉換為PWV，再與地面實際降雨量進行比較，最後以調和分析計算各區之振幅及相位，藉以分析這六年間台灣PWV與降雨量之變化情形。結果發現各區的PWV振幅介於10.98~13.10 mm，最大值都發生在七月底，而各區PWV年增率介於0.68~0.83 mm/yr，且六年累計上升了9.45~13.40%。而降雨量振幅的量級大小大致上與PWV相符，唯獨西區PWV的振幅在五區中最大，但其降雨量的振幅卻排名第四，說明了西區上空的水氣雖然很充足，但因有中央山脈的庇護，所以西區受到颱風所引起的降雨較為緩和。降雨量最大值的時間基本上亦與PWV相符，但東區與北區波峰的時間皆比PWV延後了兩個月，應與臺灣冬季受到東北季風的影響，使得這兩區在冬季也有一定程度的降雨有關。而在這六年間，各區降雨情形大致上有逐年減少的趨勢，不過其量級並不明顯。此外，降雨量的高值則都發生在颱風侵襲的月份，而PWV的高值多發生在梅雨季。梅雨雖然長時間影響並拉高PWV的月平均值，但所帶來的降雨卻遠比不上短時間影響的颱風事件；颱風來襲雖然也會伴隨著PWV的增加，但由於多是短時間的影響，對於當月份的PWV月平均值並無太大的貢獻，而使得降雨量與PWV異常高值兩者間並無絕對的關係。

關鍵字：全球定位系統、濕延遲量、可降水量、降雨量。

Numerical simulation on the effects of increasing hygroscopic aerosols and rain embryos on precipitation: Focusing on warm-cloud seeding

Ka-Kit WONG

黃家傑

Department of Atmospheric Sciences,
National Taiwan University, Taiwan

Abstract

Taiwan has conducted cloud seeding operations for more than 60 years. However, most of those seeding operations were carried out when hydrological drought (i.e. the associated effects of precipitation shortfalls on surface or subsurface water supply within a watershed basin) already taken place, in which seeding is usually unsatisfactory (AMS, 1992). More efforts are needed to focus up precipitation system prior to potential drought. Cloud seeding strategy should be based on scientific evaluations to better estimate the magnitude of the expected effects, and cloud seeding should be considered as a long-term hydrological planning, rather than one of the emergency measures for drought.

In this study, we applied the Weather Research and Forecast Model (WRF) that coupled with a two-moment bulk water cloud microphysics scheme (Cheng et al., 2010) to evaluate the effects of seeding in a warm cloud. The seeding effects by either sprinkling small water droplets or releasing giant hygroscopic aerosol are evaluated by comparing the development of hydrometeors and rain production between the seeded and unseeded simulations under different environmental conditions. Preliminary results verified the effectiveness of the sprinkling method, whereas hygroscopic seeding by flare is found to be more effective for dirtier background. Further investigations focus on the size spectrum of seeding particles, seeding amounts and rates, seeding time and location, on cloud seeding. The ultimate goals of this study, are to explore our understandings on the interaction between artificial aerosol, clouds and precipitation during seeding operations, and to establish a physically based rain enhancement strategy applicable in Taiwan.

REFERENCES

1. American Meteorological Society. Planned and inadvertent weather modification. Bulletin of the American Meteorological Society, 73:331--337, 1992.
2. C.-T. Cheng, W.-C. Wang, and J.-P. Chen. Simulation of the effects of increasing cloud condensation nuclei on mixed-phase clouds and precipitation of a front system. Atmospheric Research, 96:461--476, 2010.

The Effect of Cloud Microphysics on Hydrogen Isotope

Fractionation in Precipitation

Wan-Yu Chen

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taiwan

Abstract

The mass difference between isotopes causes their fractionation during phase changes as heavier isotopes prefer to stay in the condensed phase while the lighter isotopes stay in the vapor phase. The measurement data of isotope fractionation in precipitation shows a significant temporal and spatial variation. According to previous analysis studies, this variation depends on the distance from main water vapor sources (Epstein, 1956), condensation temperature (Dansgaard, 1953) and the water vapor transport paths. The latter involves the sources such as supplements from lower boundary and sinks such as precipitation or evaporation of cloud drops of water vapor.

While earlier modeling studies on isotope fraction in precipitation applied global scale models with simple cloud physics and with the assumption that isotope exchange between liquid and gas phase is under equilibrium state (e.g. Joussame et al., 1984), this study focuses on regional model with detailed cloud microphysical processes that govern the phase change without assuming an equilibrium state.

To achieve this objective, we add both equilibrium and non-equilibrium methods in a cloud microphysical scheme (the CLR-scheme, Cheng et al., 2010) coupled into WRF (V3.2.1) meteorological model to simulate isotope fractionation in clouds. In previous studies using GCM (Joussame et al., 1984), the equilibrium method assumes a constant isotope gas-liquid partition during phase change which tends to be inaccurate in describing the highly imbalance condensation processes in clouds. Non-equilibrium method here is to treat the condensation is calculated using fundamental diffusion growth equation in which isotope has diffusion coefficient and saturation vapor pressure obtained under gas-liquid equilibrium.

We carried out a simulation for a precipitation case from June 9th to 17th, 2012. The results indicate that the relationship between the isotope fractionation and precipitation is found in roughly good agreement with those derived from measurements by Academia Sinica. However, differences exist in the initial value and the amplitude of isotope fractionation. Improvements are still needed in the initialization of isotope fractionation in the air and soil water which vary significantly with time and space. Also need to be considered is the difference for isotope water vapor to condense into ice phase as the cold cloud processes are critical to

precipitation formation. Finally we will show quantitative analysis of cloud processes that contribute to isotope fractionation and the effect of non-equilibrium condensation processes in clouds.

Reference

- Cheng, C.-T., Wang, W.-C., and Chen, J.-P., Simulation of the effects of increasing cloud condensation nuclei on mixed-phase clouds and precipitation of a front system, *Atmos. Res.*, **96**, 461–476, 2010
- Dansgaard, W., The abundance of ^{18}O in atmospheric water and water vapour. *Tellus*, **5**, 461–469, 1963.
- Dansgaard, W., Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468, 1964.
- Epstein, S., Variations of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of fresh water and ice. *Nat. Acad. Sci., Nucl. Sei. Ser., Rep. No. 19*, pp. 20-25, 1956.
- Horita, J., and D. J. Wesolowski, Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58(16)**, 3425 – 3437, 1994.
- Int.At.Energ.Agency, Statistical treatment of data on environment isotopes in precipitation, *Tech. Rep. 331*, Vienna, Austria, 1992, 1994.
- Jussaume, S., R. Sadourny, and J. Jouzel, A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere, *Nature*, **311**, 24-29, 1984.

集水區定量降水空間解析度對於 水位模擬影響之研究

江志鵬¹ 張哲豪¹ 沈志全¹ 吳祥禎²
國立臺北科技大學¹ 國家實驗研究院國家高速網路與計算機中心²

摘 要

在水位預報的運算過程中，必須倚賴水文、氣象等各種觀測、預報資料進行完整的物理計算。為盡可能掌握水文氣象資料高變異性以提升預報準確度，目前在世界主要進行防洪測預報之先進國家，在水文氣象資料來源上均採用多種水文氣象資料來源的結合，以增加水情演算與推斷的可靠度。而在實務應用上，由於整合了多種資料，使其資料內容在輸出格式、空間維度、與時間維度等，都存有相當差異，而面臨資料格式與維度處理對於水位模擬影響之課題。

本研究以中央氣象局 QPESUMS 所提供之雷達定量降水資料，探討其網格式資料不同空間解析度對於集水區平均雨量求算時之敏感度。QPESUMS 為一網格式觀測降雨數值資料，可提供約高達 1.3 公里之網格式解析度雨量數值。而將雨量資料應用於水文、水理模式計算時，並非一蹴可幾，除了需將網格式觀測降雨數值換算至各集水區平均雨量，還必須考慮模式的時序設定，如 QPESUMS 為 10 分鐘一筆之時序資料。因此在網格式雨量空間解析度變化下，將對水位預報造成間接性的影響。為探求觀測降雨數值、空間反應於水位計算時之敏感度，研究中採用 2008 卡玫基颱風及 2010 凡那比颱風之降雨事件，以高屏溪中上游集水區(分別有六龜、月眉大橋、興農橋、三地門、美濃溪、埔羌溪、里嶺大橋)為例，將網格式解析度以雙線性內插法將原 1.3km 之網格式雨量數值內插至 3km、5km、9km、15km 等四種解析度，並探討其敏感度。

關鍵詞：雷達定量降水估計、雷達定量降水預報、水位預報模式、多網格式解析度

一、前言

台灣屬於亞熱帶海島型氣候，每逢颱風季節(6 月至 10 月)，必須面臨颱風所夾帶的強風、豪雨侵襲。在 2009 的莫拉克風災及 2010 的凡那比風災中，皆重創了南台灣，降下的超大豪雨屢屢打破了過去的單日降雨量紀錄；所造成的淹水、土石流等災害，亦使大眾生命財產構成重大威脅及損失。因洪水水位預測值高估或低估都會使災害防救業務主管機關於災害應變決策上有所影響，高估則會對災害應變資源有所消耗，低估則對高度發生災害可能性之地區無法獲得充裕的救災資源。倘若在洪水水位預測準確度能夠有所提升，勢必能爭取更充裕的應變時間，對災害應變資源有效率的分配，進而降低災害程度。

在現階段防洪預警作業技術，已可藉由即時水文氣象觀測或預測資料內容，銜接水文水理模式，模擬計算得到現況與預測河川水位高程，如水利署目前已正式上線的「洪水早期預警系統」。就系統之預測準確度而言，大多數預測水位站未來一小時

的水位高程誤差可以在 20~50 公分以內；但系統於實務應用上，受限於預測數值在空間、時間等多重因素影響，使預測水位仍有不確定性。

預報上為盡可能掌握水文氣象資料高變異之不確定性，目前在世界主要進行防洪測預報之先進國家，採用多種水文氣象資料來源的結合，以增加水情演算與推斷的可靠度。在此概念下，本研究進一步探討降雨數值與空間於水位計算時之敏感度，可有助於研究流域使用降雨數值應用於水位模擬計算時之獨特性，也利未來在增加多來源水文氣象資料時，能更有效率地使用資料。

二、研究方法

本研究以 2008 卡玫基颱風及 2010 凡那比颱風為例，將研究區域設定為高屏溪流域中上游集水區(如圖 1 所示)，探討集水區定量降水空間解析度對於水位模擬影響。其集水區分別為：三地門(面積：410 平方公里)、六龜(面積：891 平方公里)、里嶺大橋(面積：2875 平方公里)、興農橋(面積：369 平方

公里)、月眉大橋(面積：537 平方公里)、埔羌溪(面積：203 平方公里)、美濃溪(面積：124 平方公里)。

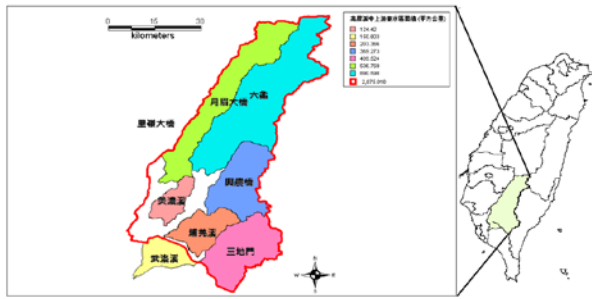


圖 1 高屏溪流域中上游集水區

(一) 研究流程

研究流程可歸納為五大部份 (如圖 2 所示), 分別為資料取得、解析度轉換、平均降雨計算、模式計算、成果分析。資料取得部分係指進行資料模擬前所需資料處理, 其中包含了降雨事件及研究區域的確立、資料格式的處理。考慮資料在空間的特性, 將解析度轉換, 並以集水區空間內插求得平均降雨。最後採用由荷蘭 WLDelft Hydraulics 所開發的 Sobek 水文模式、水理模式計算水位。綜合計算結果, 分析各影響因子於進行水位預報之不確定性。

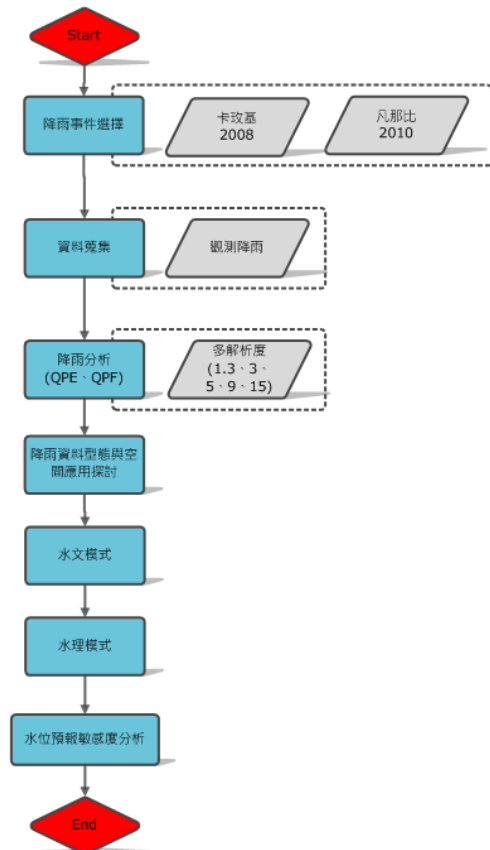


圖 2 研究流程

(二) 資料取得

卡玖基颱風及凡那比颱風為本研究使用之兩場降雨事件, 其降雨時間分別為 2008 年 7 月 16 日 14 時至 18 日 20 時, 以及 2010 年 9 月 19 日 0 時至 20 日 14 時, 來源為中央氣象局 QPESUMS 所提供之雷達定量降水資料, 為高解析度之多時序網格式雨量資料。其資料係由經濟部水利署、中央氣象局、農委會水土保持局與美國國家劇烈風暴實驗室(National Severe Storms Laboratory, NSSL), 自 2002 年起合作開發「多重觀測工具之定量降水估計與分類技術 QPESUMS」。QPESUMS 自 2005 年起開始提供具有定量降水預報功能之產品, 每 10 分鐘更新一次之 0 至 3 小時定量降水預報產品。

QPESUMS 目前提供資料之空間解析度約為 1.3 ×1.3 公里 (0.0125°×0.0125°), 資料的起始點為北緯 27°N, 西經 118°E, 資料範圍在北緯 20°~27°N, 西經 118°~123.5°E, 其中南北向與東西向之資料範圍邊界網格數分別為 561 與 441 個網格點。

(三) 解析度轉換

在 Sobek 水文模式的水位預報模擬過程中, 其架構採用集水區為運算單元, 因此必須將網格式雨量資料內插計算為集水區平均雨量。為探討因網格式雨量資料解析度不同, 造成集水區平均降雨量、河川水位高程、以及稽延時間的變化, 本研究將中央氣象局所提供每十分鐘之 QPESUMS 定量降水估計, 以雙線性內插法將原 1.3 公里之網格進行內插轉換。重新取樣(resampling)後之網格大小分別為 3 公里、5 公里、9 公里、15 公里。雙線性內插法可表示如(式 1), 示意圖如圖 3, 其中 P 點為重新取樣之網格點, Q 為原始網格點, f(x,y)為每一對應點之雨量數值。

不同網格解析度所造成之降雨誤差量以兩部分進行分析, 一為比較不同尺度 QPESUMS 於集水區之平均雨量; 二為將多尺度集水區平均雨量以降雨逕流模式與河川水理模式求得水位高程, 並比較與觀測水位高程之差異量。圖 4 為卡玖基颱風之定量降水估計降解析度至 15 公里網格, 可以比較圖 5 定量降水估計原網格解析度(1.3 公里), 從視覺上即可辨識空間解析度所造成格網的粗略程度明顯不同。

$$f(x,y) = \frac{m_{11}}{(x_2-x_1)(y_2-y_1)} (x_2-x)(y_2-y) + \frac{m_{12}}{(x_2-x_1)(y_2-y_1)} (x_2-x)(y-y_1) + \frac{m_{21}}{(x_2-x_1)(y_2-y_1)} (x-x_1)(y_2-y) + \frac{m_{22}}{(x_2-x_1)(y_2-y_1)} (x-x_1)(y-y_1)$$

(式 1)

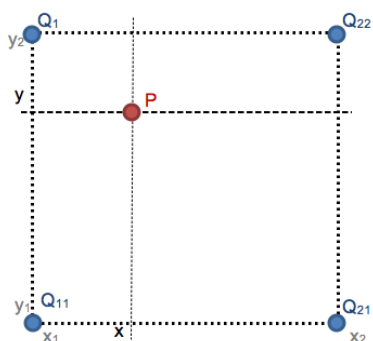


圖 3 雙線性內插法示意圖

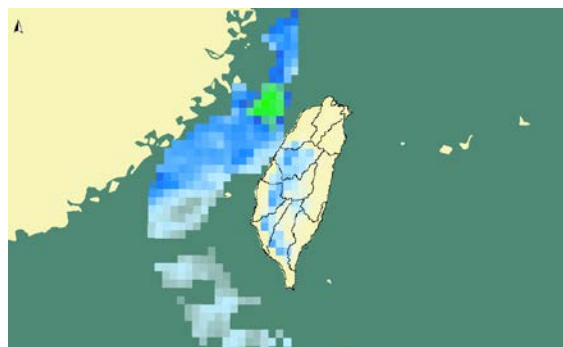


圖 4 卡玫基颱風之定量降水估計分布圖(15 公里解析度)

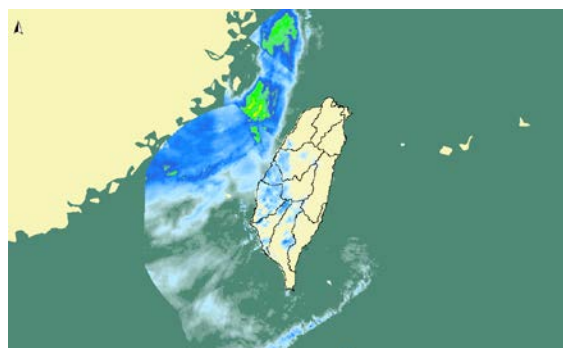


圖 5 卡玫基颱風之定量降水估計分布圖(原始解析度)

(四) 平均降雨計算

進行水位預報模擬過程前，必須將網格式降雨量內插至以集水區為單位之平均降雨。常用集水區平均降雨內插方式有算術平均法 (arithmetic average)、徐昇多邊形法 (Thiessen polygon)、高度平衡多邊形法 (height-balance polygon)、等雨量線法 (Isohyetal)、克利金法 (Kriging)、迴歸分析法 (regression analysis) 等。而在本研究所使用之雨量資料為網格式雨量，因此數值並無空間分配不均的情況，故集水區平均降雨內插計算時採用算術平均法最為適當。算術平均內插平均降雨過程中必須考慮集水區之邊界，因集水區邊界在上游山區即為山

脊線，也是颱風雨量變化差異明顯之處，承圖 1 所示即為其集水區劃分範圍。

集水區範圍所涵蓋的網格數，通常會因邊界選取規則有所不同，在「海象資訊及多模式庫整合於水文氣象觀測整合平台之應用研究」(經濟部水利署，2009) 報告中，曾探討格網位置在集水區邊界內的多種邊界規則，是否會影響平均雨量計算，獲取兩種於各集水區之平均雨量資料，並探討兩者平均雨量之差異，以了解不同邊界規則對集水區雨量預報之影響。其分析結果顯示較小網格解析度之網格式雨量資料，內插於小範圍之集水區時，會因不同的邊界選取規則有較大的敏感度；而較高解析度之網格式雨量資料內插時，則敏感度較小。而本研究中使用之網格式雨量資料為中央氣象局所提供的雷達觀測降雨及定量降水預報，其格式皆為 1.3 公里高解析度網格雨量資料，因此在邊界規則對內插計算之影響較小，在研究中採用之選取方式為「Intersect」。

(五) 模式計算

整體模擬環境中，是基於集水區概念，結合降雨逕流模式與河川水理模式，而將雨量匯總計算得到河川入流量與對應位置的水位高程。研究中採用 Sobek 之 Sacramento 模式，在進行水文模式演算前，其模式有 20 種物理參數需加以設定及率定，目前所使用之參數值為水利署「海象資訊及多模式庫整合於水文氣象觀測整合平台之應用研究」(2011) 所率定之結果，高屏溪集水區水文、水理參數值如表 1。

模式計算工具採用了由 Deltares 與水利署所共同開發之 FEWS_Taiwan。其運作概念為 FEWS_Taiwan 平台中利用 General Adapter 連結 SOBEK 模式，計算各集水區降雨分布狀況，並將結果輸出作為模式的上游邊界資訊。利用潮位資訊輸出作為模式下游邊界資訊，搭配模式之降雨逕流水文模組與河道水理演算模組，計算節點之水位高程流量資訊作為後續水位高程比對參考。

表 1 水文、水理參數值 (資料來源:海象資訊及多模式庫整合於水文氣象觀測整合平台之應用研究，2011)

參數	定義	參數值
PCTIM	永不透水面積比例	6.542
ADIMP	額外不透水面積比例	271.300
SARVA	透水飽和面積比例	0.029
UZTWM	上層張力水最大值(mm)	0.290
UZFWM	上層自由水最大值(mm)	0.058
UZK	上層自由水排水係數(1/day)	0.010
ZPERC	下層區域最大入滲需求係數	18.291
REXP	入滲指數	1.586
PFREE	直接進入下層自由水之滲透水比重	10.621

LZTWM	下層張力水最大值(mm)	23.000
LZFSM	下層淺層自由水最大值(mm)	40.000
LZSK	下層淺層自由水日排出係數(1/day)	0.043
LZFPM	下層深層自由水最大值(mm)	0.009
LZPK	下層深層自由水日排出係數(1/day)	0.063
RESERV	下層自由水容量不參與蒸發之比例	0.000
SIDE	基流量傳送損失係數	0.300
SSOUT	河川損失量(m3/s/km2)	0.001
	主深槽曼寧 n	0.03
	高灘地曼寧 n	0.06

三、研究成果

當考慮多解析度:1.3、3、5、9、15 公里網格大小，在進行集水區平均降雨內插計算時，會受集水區劃設之範圍而影響計算數值。圖 6 為凡那比颱風事件於里嶺大橋集水區平均降雨組體圖，成果中可發現網格度大小與雨量數值無絕對關係，當網格大小遞增，雨量數值並非保持相對增加或減少。但整體來看，無論是凡那比颱風事件或是卡玫基颱風事件，當降低解析度後之總降雨量，都較原始解析度之總降雨量高或相當，如表 2、表 3 分別為卡玫基颱風事件與凡那比颱風事件之各解析度總雨量表，從成果中可發現，僅有埔羌溪集水區之總雨量明顯較低，其降雨組體圖如圖 7、圖 8 所示。

進一步將不同網格解析度雷達降水估計所計算之集水區平均降雨量，匯入 Sobek 降雨徑流水文模式計算後，求得模擬水位。在凡那比颱風事件中，其洪峰模擬水位發生時間在三地門為 2010/09/19 04:50、里嶺大橋為 2010/09/19 06:40，顯示模擬水位在每一個集水區中對解析度有一致的反應，當解析度降低時，模擬水位高程會隨之降低，在 3 公里解析度與 9 公里解析度有較明顯的降低趨勢，如圖 9、圖 10 分為三地門、里嶺大橋集水區多解析度網格模擬水位；在卡玫基颱風事件中，其洪峰計算水位發生時間在三地門為 2008/07/17 18:30、里嶺大橋為 2008/07/17 19:20，其結果顯示模擬水位高程亦會因解析度隨之降低，但與凡那比事件不同，受其降雨資料在空間的分布狀況影響，3 公里解析度與 5 公里解析度之模擬水位有微幅的上升趨勢，如圖 11、圖 12 分為三地門、里嶺大橋集水區多解析度網格模擬水位。

綜合以上結果所述，在凡那比颱風事件中各集水區平均降雨因網格解析度所導致之總雨量最大誤差分布在 18.4~102 公釐；卡玫基颱風事件最大誤差則分布在 40~79.4 公釐。依其不同網格解析度計算之各集水區結果匯入水文、水理模式後，在凡那比颱風事件中洪峰模擬水位差值約 19~45 公分，在卡

玫基颱風事件中洪峰模擬水位差值約 9~28 公分。藉由研究成果，可歸納出在研究區域里嶺大橋中上游集水區之水位計算時，使用 5 公里以內網格解析度之水位計算與原始解析度結果近乎無誤差；使用 5 公里以上網格解析度之水位計算則有大約 45 公分誤差。

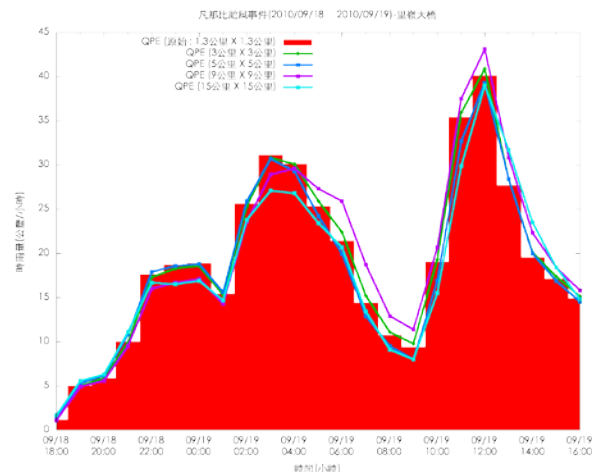


圖 6 里嶺大橋集水區多解析度網格平均降雨組體圖(凡那比颱風)

表 2 卡玫基颱風事件各解析度總雨量表

集水區	各解析度總雨量 (單位:公釐, 卡玫基颱風事件, 共 24 時)				
	原始網格	3 公里	5 公里	9 公里	15 公里
三地門	586.6	609.6	625.7	636.8	629.1
六龜	313.3	315.8	295.4	331	293.1
里嶺大橋	434.7	439.5	424.1	452.3	415
興農橋	550.9	563.9	550.8	603.2	552
月眉大橋	301.4	301.9	288.3	307	292.1
埔羌溪	667.9	655.8	612.3	627.6	565.9
美濃溪	456.5	450	444.2	462	422.4

表 3 凡那比颱風事件各解析度總雨量表

集水區	各解析度總雨量 (單位:公釐, 凡那比颱風事件, 共 24 時)				
	原始網格	3 公里	5 公里	9 公里	15 公里
三地門	277.1	275.8	295.4	267.5	298.7
六龜	269.8	266.1	260.3	292.9	288.4
里嶺大橋	321.5	315.7	327.3	318	338.4
興農橋	423.3	416.3	439.1	413.8	437.5
月眉大橋	344.9	341.3	348.2	351.2	371.5
埔羌溪	324.7	314.9	319.2	280.3	317.5
美濃溪	344.7	332.4	368.1	297	360.6

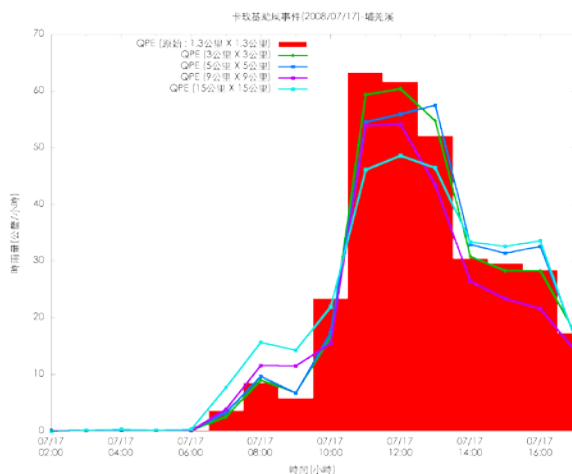


圖 7 埔羌溪集水區多解析度網格平均降雨組體圖(卡玫基颱風)

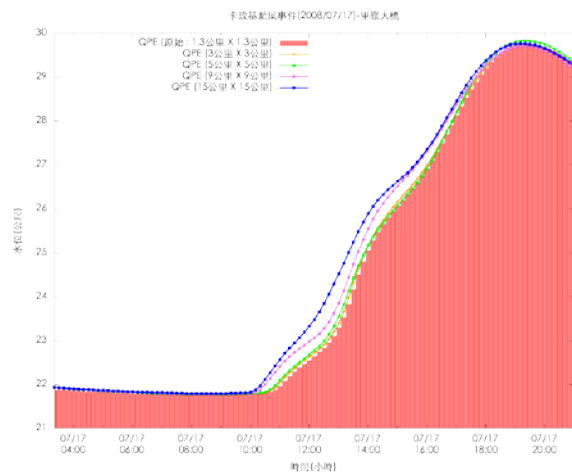


圖 10 里嶺大橋集水區多解析度網格模擬水位(卡玫基颱風)

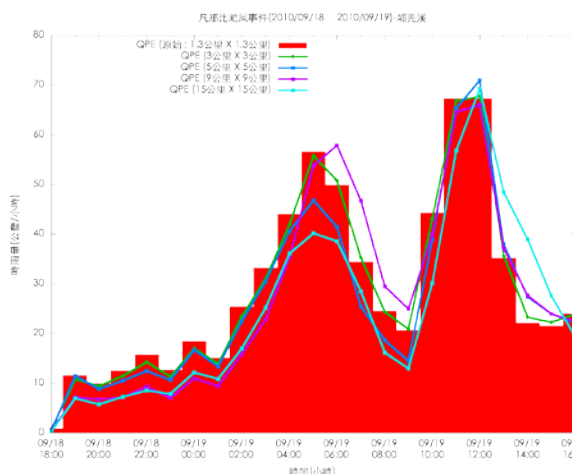


圖 8 埔羌溪集水區多解析度網格平均降雨組體圖(凡那比颱風)

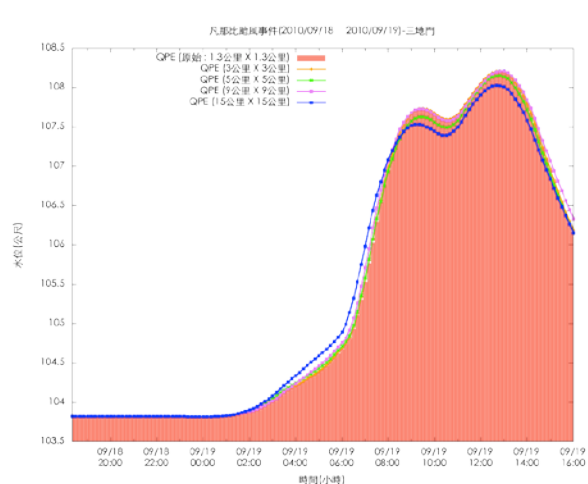


圖 11 三地門集水區多解析度網格模擬水位(凡那比颱風)

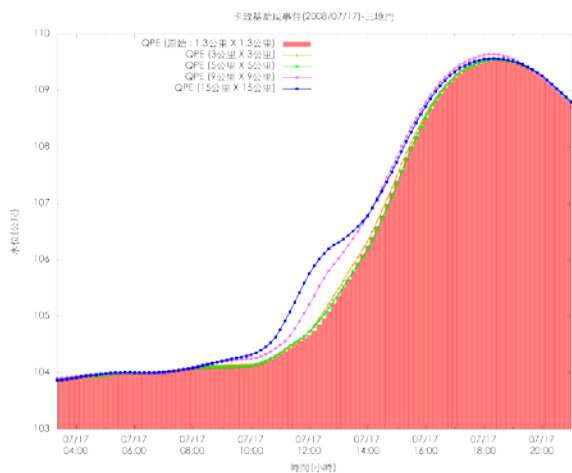


圖 9 三地門集水區多解析度網格模擬水位(卡玫基颱風)

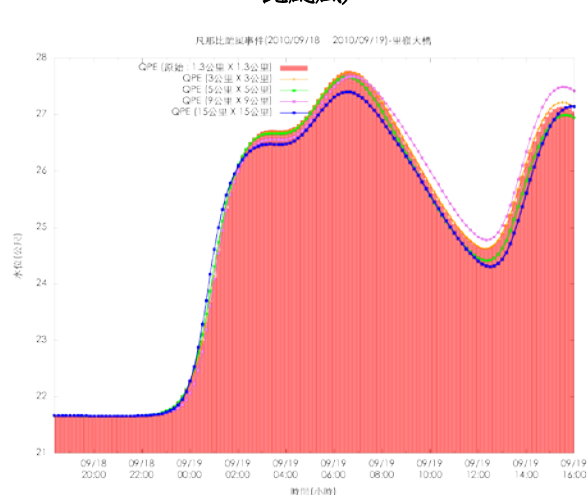


圖 12 里嶺大橋集水區多解析度網格模擬水位(凡那比颱風)

四、參考文獻

- [1] 張哲豪、連和政(2009)，「海象資訊及多模式庫整合於水文氣象觀測整合平台之應用研究(1/2)」，經濟部水利署
- [2] 連和政、張哲豪（2008），「水文氣象觀測整合平台擴充建置計畫（2/2）」，經濟部水利署
- [3] 江志鵬、張哲豪、沈志全，2010，「基於不同解析度多時序網格雨量資料探討水文模式於高屏溪流域上游集水區之差異」，第 14 屆海峽兩岸水利科技交流研討會，A 10

應用最小絕對壓縮挑選機制法建置溫度迴歸模型之研究

馮智勇¹、林佑蓉¹、劉家豪¹、陳雲蘭²

多采科技¹

中央氣象局預報中心²

摘 要

本研究應用最小絕對壓縮挑選機制法(Least Absolute Shrinkage and Selection Operator, LASSO)與動力模式格點層場資料，研究台灣測站溫度統計迴歸模型建置方式。LASSO利用最小平方估計法(Ordinary Least Square, OLS)與一維限制式，透過壓縮變數因子係數方式同時完成模型因子挑選與建置工作。由於LASSO的原理在於允許模型變數因子間存在共線性(Collinearity)特性，因此使用測站四周動力模式格點層場資料具有提高模型預報成效潛力。

藉由使用ECTIGGE模式2007~2009年2月資料建置測站00Z溫度迴歸模型，與2011年JMA模式資料事後預報結果，利用(1)最大調整判定係數、(2)相關係數、(3)平均誤差與(4)均方根誤差與標準差比值等統計指標評估LASSO模型建置與預報成效。結果顯示LASSO使用測站點四周動力模式格點層場資料建置之溫度模型，除可避免測站點層場資料內插資料值因台灣地形而產生錯誤解讀以致影響預報結果外，的確可提升多數測站點溫度預報成效。本研究亦利用R統計軟體提供之LASSO相關函式改良模型交叉檢驗流程，確保迴歸模型具有重製性以利校驗。

關鍵字：LASSO、溫度迴歸模型、R統計軟體

一、前言

現行溫度迴歸方程式採用複線性迴歸模式，迴歸模型變數挑選邏輯係以前進選擇法(Forward selection, FS)為主，並參考氣象局預報中心研發計畫成果，增加由使用者設定發生機率閾值(p-value)與模型解釋能力寬容值(tolerance)輔助篩選預報因子機制。氣象變數層場在大尺度(Large-scale pattern)下的變化通常有限，利用內插至預報點提升層場解析度再行統計迴歸模型建置的方式，可能因台灣地形變化急遽反而產生錯誤解讀，影響天氣預報品質的參考價值。因此，探求逕行利用預報點P0(參考圖1)周邊四點P1、P2、P3與P4動力模式格點層場資料進行統計迴歸建模的方式是否能維持甚至改善預報水準可能性。

假使模式有N個層場作為建模挑選預報因子，若逕行利用預報點P0(參考圖1)周邊四點資料建模，共有4*N個層場，選入某一層場如tB02時，同層場tB02的其他3個格點與其有高共線性，但相對於其他層場，則可能對預報結果有正面幫助，此時尋求方法保留共線性高的預報因子以提高預報成效。前進選擇法因會剔除存在共線性的層場，強迫同層場不同格點共線性高的預報因子被排除篩選名單外，故引入最小絕對壓縮挑選機制法(Least Absolute Shrinkage and Selection Operator, LASSO)，試圖改變變數挑選邏輯改善可能造成建模

預報成效不佳的原因。

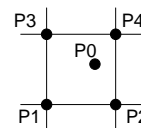


圖1 內插空網格示意圖

二、最小絕對壓縮挑選機制法原理

最小絕對壓縮挑選機制法是由Tibshirani(1996)所提出的方法，此方法與處理迴歸問題時常用的最小平方估計法(Ordinary Least Square，以下簡稱OLS)類似。OLS法作法為估計一組係數 β_j ，使得 $\sum_{i=1}^N (y_i - \beta_0 - \beta_1 x_{i1} - \dots - \beta_k x_{ik})^2$ 有最小值，LASSO除了同樣在尋找滿足前式的 β_j 外，還加上一組限制式 $\sum_{j=1}^k |\beta_j| \leq t$ 。此處的 $t \geq 0$ 為一個調整係數，此係數在決定壓縮變數的個數。當 $t \rightarrow \infty$ ，也代表係數 β_j 不受限制式 $\sum_{j=1}^k |\beta_j| \leq t$ 的限制，此時LASSO法就等同於OLS法。當 t 設定為0時，則所有係數 β_j 則被強制壓縮到0。若慢慢增加 t 值，則模型將逐一選入和反應變數 y_i 相關性較高的變數，而該變數的係數值也會變為非零數，非零係數的個數也會慢慢增加；當 t 達到某個值，使得模型的估計誤差最小時，即建置完成。

圖2為變數因子 x_1 及 x_2 的係數 β_1 與 β_2 所構成平面空

間。假設橢圓線代表函數 $\sum_{i=1}^N (y_i - \beta_0 - \beta_1 x_{1i} - \beta_2 x_{2i})^2$ 的等值線，灰色菱形代表 $|\beta_1| + |\beta_2| \leq 1$ 區域，而黑色圓點為利用 OLS 法求解最小函數值時的解 $\hat{\beta}^{OLS}$ 。由於 LASSO 法求解時除要求函數值為最小時，係數值必須落於灰色菱形上，故解 $\hat{\beta}^{LASSO}$ 必須落於橢圓線與灰色菱形交點，亦即發生於灰色菱形邊界 $|\beta_1| + |\beta_2| = 1$ 或頂點。若設定變數因子個數為 1，則解必須發生於頂點上，亦即必有一係數為零，代表模型剔除該變數因子；若發生於菱形邊界上，則模型同時選入兩個變數因子並決定係數值。LASSO 法的優點在於，迴歸模式的變數挑選完成的同時，其係數也同時計算完成。

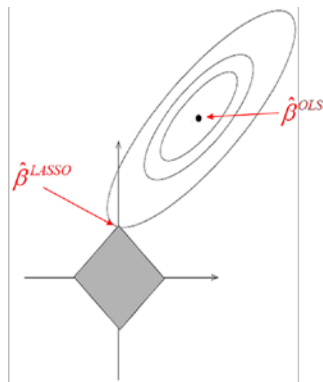


圖2 以LASSO法與OLS法求解函數極值所得之最佳解示意

由於 LASSO 法是利用允許模型建置時存在部分偏誤 (bias) 的方式，以期藉於模型應用時產生最小估計誤差，因此需藉由將建模資料分成 n 份而交叉檢驗 (cross validation) 的方式，繪製如圖3所示之均方差 (mean squared error) 隨變數因子個數增減之變化曲線後，再設定值並利用完整建模資料建置迴歸模型。

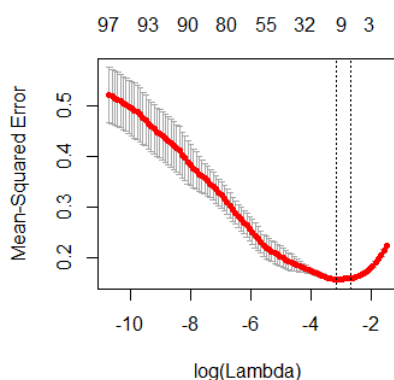


圖3 模型均方差(縱軸)隨變數因子個數(上方橫軸)變化示意

三、以LASSO法建置溫度迴歸模型

本研究利用 R 統計軟體的 glmnet 套件建置 LASSO 法溫度迴歸模型。套件中藉由改變與前述 t 參數等價的 λ (lambda) 參數，控制非零係數的增減，並可利用 cv.glmnet 函式決定合適的 λ 參數值。

cv.glmnet 函式是將資料隨機分成 n 等分，並且利用其

中 $n-1$ 等分建置模式，然後用剩下的一份估計並計算估計誤差，如此步驟重複 m 次後，可計算出 m 個估計誤差，而直接選取具最小估計誤差時的 λ 作為參數，再代入 glmnet 函式完成迴歸模型建置。然而，因 cv.glmnet 函式採隨機方式分割建模資料，因此每次執行時的最佳參數略有差異，使得迴歸模型也略有差異，無法確保模型具有重製性亦不利後續校驗。

本研究因此提出兩種使用 glmnet 函式配合固定資料分割方式進行交叉檢驗的 CV-A 與 CV-B 方案，同樣設定資料分割為 10 組，估計 λ 參數為 50 個，圖4為 CV-A 與 CV-B 方案流程比較。CV-A 與 CV-B 最大的不同在於取得 λ 參數的方式。CV-A 是以所有輸入資料計算出的 50 個 λ 作為固定參數，並以這 50 個 λ 作為 10 組分割資料的校驗基準，各組求出的 50 個誤差的對應 λ 也皆相同，故最後在求取一組 10 組分割資料的平均誤差時也較容易計算。但逐一代入 λ 訓練及計算誤差的動作相當耗時，以此例來說，資料切割成 10 組，也就是需進行 10 次的訓練及校驗運算，每次運算又需分別代入 50 個 λ 計算係數及誤差，故產製一個站穩的迴歸係數至少需進行 500 次的迴歸係數估計及誤差計算，使得表 1 中的 CV-A 方案建置 151 測試溫度模型所需時間幾乎為使用 cv.glmnet 者的 3 倍。

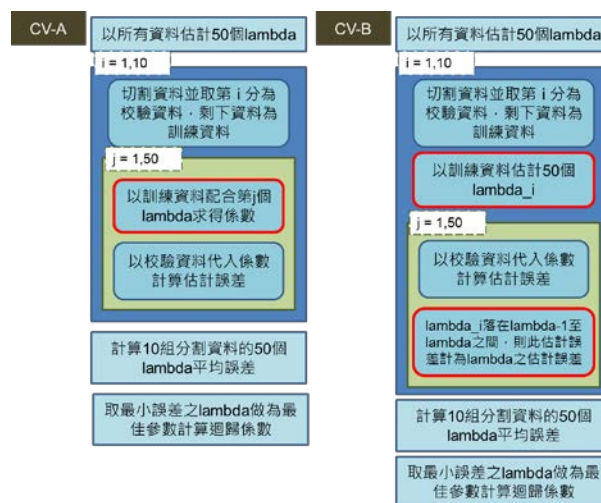


圖4 CV-A方案和CV-B方案流程比較

表1 不同交叉檢驗方案所需建模時間比較

方案	cv.glmnet	CV-A	CV-B
建模時間	17 分 5 秒	45 分 20 秒	17 分 55 秒

另一方面，CV-B 方案則不以固定的 50 個 λ 代入，而是 10 組訓練資料皆各產生 50 個 λ ，雖然各組的 50 個 λ 會有差異無法直接計算平均，但若將此 50 個 λ 分類到各區間內 (如(1)式及圖 5)，即可求得分類後的 50 個固定 lambda 的平均誤差值。以上述方法，可減少逐一代入所需的運算時間，

可看出 CV-B 方案所需模型建置時間已和 cv.glmnet 相當接近。

$$\begin{cases} \lambda(1) \leftarrow \lambda_i & \text{if } \lambda_i < \lambda(2) \\ \lambda(j) \leftarrow \lambda_i & \text{if } \lambda(j) \leq \lambda_i < \lambda(j+1), j = 2, \dots, n-1 \\ \lambda(n) \leftarrow \lambda_i & \text{if } \lambda_i \geq \lambda(n) \end{cases} \quad (1)$$

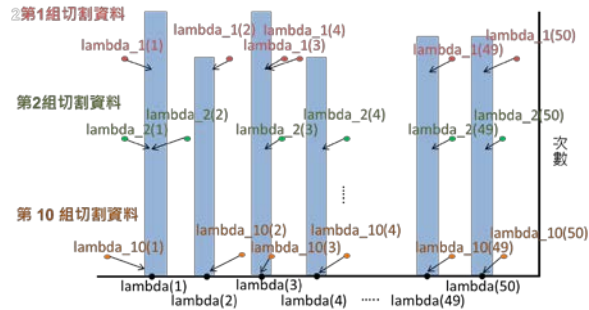


圖 5 CV-B 方案各組(lambda_i)參數分類示意

在「強化災害性即時天氣預報—資料處理與統計降尺度建置案(2012)」計畫中曾比較三種方案建置 7 月 JMA 模式 30 人工站係數的建模擬合度及交叉檢驗結果,可知無論是擬合度統計值或交叉檢驗統計值,三種方案的模型成效相當。因此,本研究採用 CV-B 方案進行資料切割建置 LASSO 迴歸模型以確保迴歸係數具有重製性(reproducibility)以利後續校驗與應用,並可維持和使用 cv.glmnet 函數相近運算時間。

四、溫度迴歸模型建置實驗

(一) 實驗設計

本研究將以前進選擇法使用測站點內插資料建置之 2 月份 PP 策略 00Z 溫度迴歸模型為基礎(代號 FS+P0),比較(1)前進選擇法使用測站點四周格點資料(代號 FS+4P)與(2)LASSO 法使用測站點四周格點資料(代號 LA+4P)兩種方式建置之模型成效。其中,設定前進選擇法建模參數之預報子個數為 10、發生機率門檻值為 1.001 以及解釋能力寬容值為 0.005。

建模資料採用 2007-2009 年 ECTIGGE 動力模式於 925 百帕、850 百帕、700 百帕、500 百帕以及 300 百帕之高度(H)、溫度(T)、水平風分量(U)、垂直風分量(V)與濕度(Q)等 5 個基本場,共 25 個預報因子,針對台灣本島如圖 6 所示之山區 5 站和平地 10 站測站建置溫度迴歸模型,並以 2011 年 JMA 模式資料進行事後預報。

(二) 模型成效分析指標

1. 最大調整判定係數(Adjusted R², 簡寫為 AdjR²),用以瞭解建模擬合度情況。
2. 相關係數(Correlation Coefficient, 簡寫為 CORR),用於掌握事後預報值與觀測值時間序列變化趨勢。

3. 平均誤差(Mean Error, 簡寫為 ME),用於量化事後預報值與觀測值誤差平均值。
4. 均方根誤差與標準差比值(簡寫為 RMSE/YSD),用以掌握事後預報值變異度與不同氣候特性觀測值/預報值的比較。

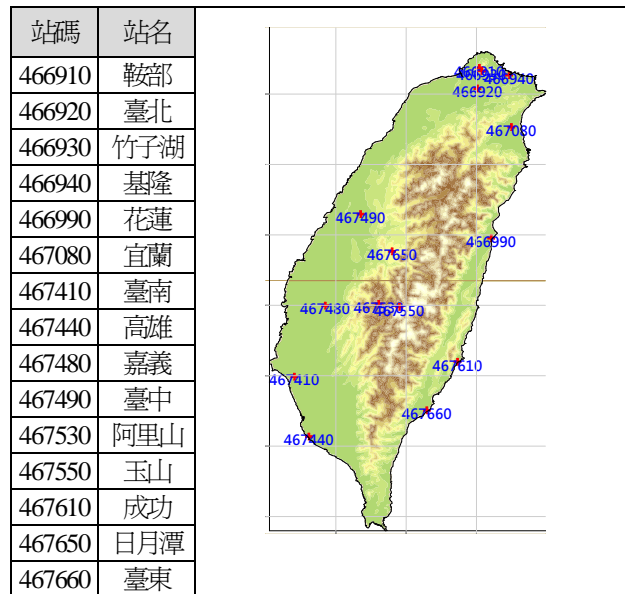


圖 6 溫度迴歸模型建置實驗選用測站

(三) 統計迴歸模型成效比較

三種模型建置方式建置之溫度模型擬合度比較如表 2 所示,以灰底表示「FS+4P」相較「FS+P0」為佳或差異不大者,而再以深灰底反白字表示「LA+4P」相較「FS+4P」為佳或差異不大者。

表 2 「FS+P0」、「FS+4P」與「LA+4P」2 月份 PP 策略 00Z 溫度迴歸模型擬合度比較

建置方式 站碼	FS+P0	FS+4P	LA+4P
466910	0.964	0.964	0.962
466920	0.890	0.894	0.914
466930	0.952	0.954	0.955
466940	0.821	0.840	0.850
466990	0.834	0.838	0.830
467080	0.906	0.917	0.924
467410	0.857	0.867	0.889
467440	0.826	0.851	0.864
467480	0.859	0.880	0.882
467490	0.873	0.880	0.896
467530	0.843	0.857	0.853
467550	0.813	0.841	0.848
467610	0.885	0.901	0.900
467650	0.860	0.876	0.889
467660	0.876	0.894	0.908

由表 2 可知除了鞍部站(466910)擬合度不變外,其餘測站採用「FS+4P」方式建置之擬合度皆略優於「FS+P0」,而部分測站使用「LA+4P」方式建置之模型因預報子個數高於前進選擇法設定的 10 個,使得建模擬合度略優於「FS+4P」。

整理利用2011年JMA模式資料進行三種溫度模型事後預報的ME、CORR與RMSE/YSD統計值指標如表3所示。對照表2可知，雖然以「FS+4P」方式建置之模型擬合度全面優於採「FS+P0」方式建置者，但事後預報結果卻未有全面提升(例如ME指標僅宜蘭、高雄、台中、阿里山、玉山與日月潭站有顯著改善)，甚至部分測站反而顯著降低。本研究認為雖然建模擬合度未必可完全代表預報成效，但利用ECTIGGE模式建模並以JMA模式進行預報的方式，必然將兩種動力模式的系統性差異轉換為預報值的高、低估現象，因此未來可進一步比較採用相同模式建模與預報的結果，以消除模式差異的影響。整體而言，運用測站四周格點資料進行建模的確可獲得與使用測站點內插資料建模相近的結果。

另一方面，以「LA+4P」方式建置之溫度模型則使得大部分測站之統計指標均優於以「FS+4P」方式建置者，例如鞍部、竹子湖、基隆、花蓮、臺南、阿里山、玉山、日月潭與臺東等站的ME指標均較低，且其中如花蓮與日月潭站甚至遠低於採「FS+P0」方式建置者。此外，亦可觀察到ME、CORR與RMSE/YSD三項統計指標改善情況未必同時提升，僅鞍部、竹子湖、基隆、花蓮、阿里山、日月潭與臺東等站均同時優於以「FS+4P」方式建置者，並且鞍部、基隆、花蓮與日月潭等站亦優於以「FS+P0」方式建置者。

表3 「FS+P0」、「FS+4P」與「LA+4P」2月份PP策略00Z溫度迴歸模型JMA模式事後預報結果統計指標比較

站碼	ME		CORR		RMSE/YSD	
	FS		FS		FS	
	P0	4P	P0	4P	P0	4P
466910	-0.698	-0.712	0.978	0.976	0.309	0.306
466920	0.439	0.495	0.909	0.926	0.448	0.425
466930	0.205	0.427	0.975	0.975	0.239	0.276
466940	0.052	0.234	0.849	0.852	0.523	0.525
466990	-0.607	-0.842	0.880	0.840	0.887	0.705
467080	0.055	0.034	0.943	0.915	0.933	0.408
467410	0.547	0.843	0.839	0.837	0.823	0.640
467440	0.107	0.019	0.849	0.859	0.892	0.521
467480	0.064	0.277	0.841	0.829	0.834	0.663
467490	0.335	0.030	0.864	0.833	0.877	0.587
467530	-1.015	-0.616	0.875	0.858	0.858	0.600
467550	0.322	0.256	0.897	0.897	0.888	0.443
467610	0.649	0.699	0.945	0.947	0.943	0.458
467650	-0.651	-0.310	0.911	0.890	0.940	0.469
467660	0.304	1.243	0.931	0.903	0.921	0.738

圖7為繪製鞍部、花蓮(466990)、阿里山(467530)和日月潭(467650)四站以「FS+P0」方式建置之溫度模型事後預報值與觀測值的散佈圖與時間序列圖，利用以「FS+4P」方式建置之溫度模型事後預報值與觀測值的序列圖8進行比較可知，預報值時序變化形式相近，代表前進選擇法於兩種建模資料建模挑選到的預報因子相近；另一方面以「LA+4P」方式建置者的預報值時序變化形式(圖9)則有不同，可以反應預報因子自身特性，並且使得預報值與觀測值的散佈情況更集中於對角線。

由於前進選擇法挑選預報因子的原理是避免挑選存在

共線性的變數進入模型，然而測站四周動力模式格點相同層場資料必然存在相依特性，因此，若模型已挑選任一格點之925百帕溫度場，則應無法再選入其餘三格點相同層場變數，可能無法藉由使用四點資料大幅提升預報成效。反觀LASSO法模型建置原理即是要求預報誤差最低，允許預報因子間存在共線性，並且經交叉檢驗結果決定變數個數，因此，四個格點的所有層場變數只要有助於降低模式預報誤差者，均可被挑選為預報因子，使得以「LA+4P」方式建置之模型具有大幅改善預報成效的潛力。

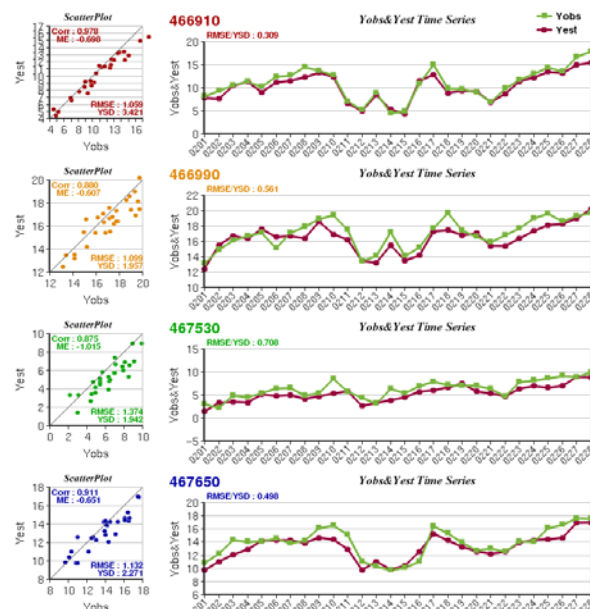


圖7 「FS+P0」溫度迴歸模型事後預報值與觀測值比較圖

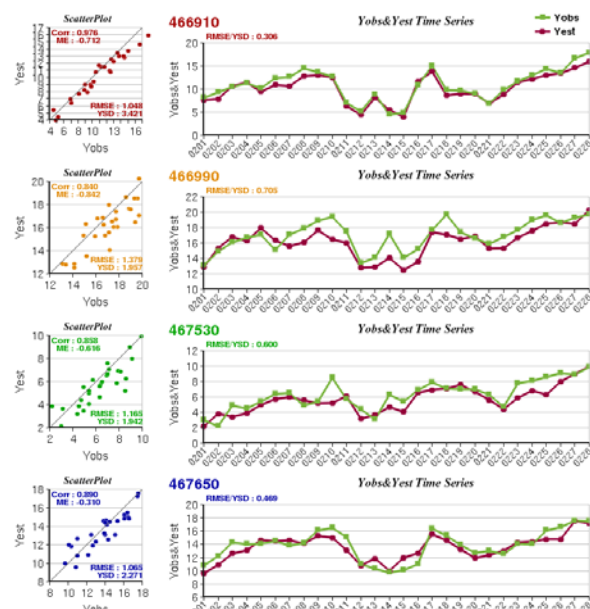


圖8 「FS+4P」溫度迴歸模型事後預報值與觀測值比較圖

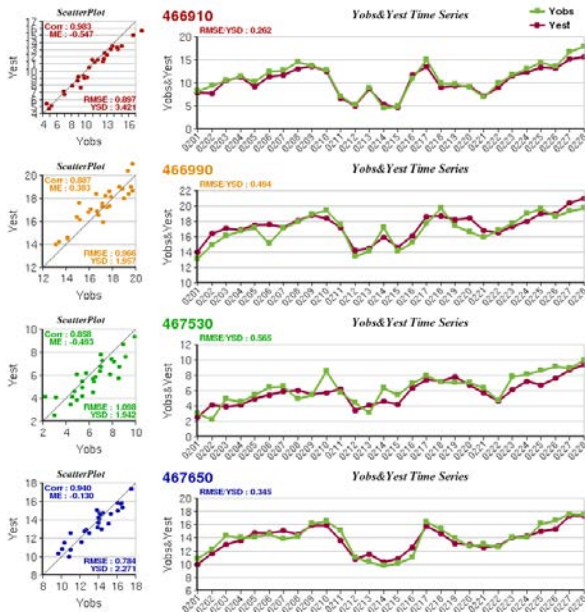


圖9 「LA+4P」溫度迴歸模型事後預報值與觀測值比較圖

五、結論

綜合以上測站溫度模型建置研究初步成果可得幾項結論：

- (一) 由整點溫度迴歸模型的最大調整判定係數與事後預報各站相關係數得知，逕行採用動力模式四周網格點建模與內插至PO建模的擬合度與預報成效相當。
- (二) 採用前進選擇法建模時，建議逕用預報點周邊P1~P4動力模式網格點資料，除可避免內插步驟因台灣地形而產生不合理資訊以致影響預報結果外，亦可節省資料儲存所需硬體空間。
- (三) 採用最小絕對壓縮挑選機制法建模時，建議逕用預報點四周網格點動力模式網格點資料，確實可由LASSO原理獲得大幅提升預報成效的結果。
- (四) 各測站的最佳PP策略溫度模型建置方式可能存在差異，除了前進選擇法與LASSO法的差異外，可能亦需要考量動力模式資料特性。

六、參考文獻

統計迴歸模式季內時間取樣差異測試，交通部中央氣象局中央氣象局自行研發計畫成果報告第CWB98-1A-03號，陳雲蘭、王政忠與張宛玉，2009。

「發展鄉鎮即時天氣預報—高解析度網格統計降尺度建置案」統計降尺度天氣預報子系統，交通部中央氣象局委託研究計畫期末報告，2011。

「強化災害性即時天氣預報—資料處理與統計降尺度建置案」統計降尺度天氣預報子系統，交通部中央氣象局委託

台灣海域暴潮模式 2 維與 3 維計算結果之探討

于嘉順、尤皓正

國立中山大學海洋環境及工程系

摘要

台灣海域暴潮模式透過非結構性網格建構，模式範圍包含台灣周邊海域(如圖 1)，北邊至長江口南側，南邊至菲律賓，東邊至宮古島東側，西至香港東側作為邊界，網格大小透過水深分布控制，可符合近岸之高解析，並保有計算效率。除透過天文潮之模擬率定外(圖 2)，並藉由颱風案例探討 2 維與 3 維之計算結果對於暴潮模擬之影響。

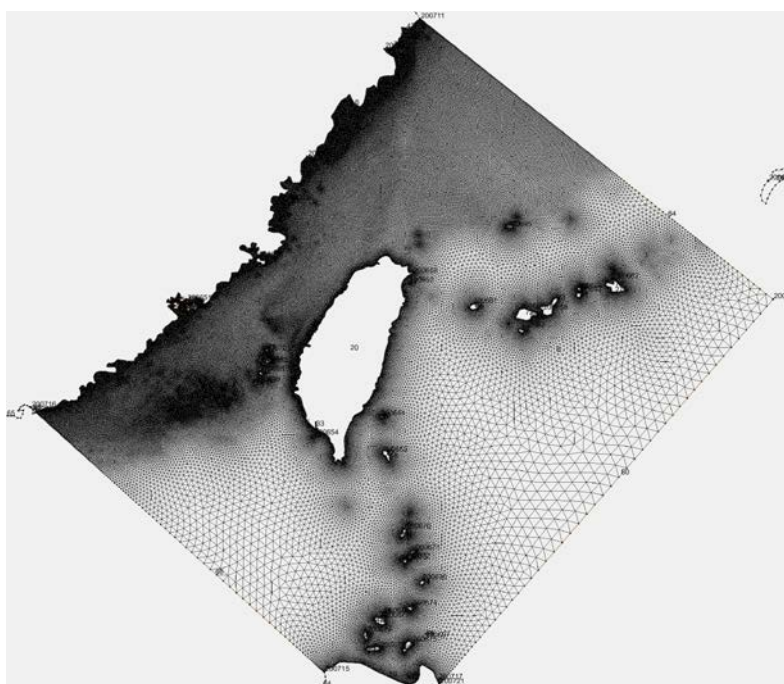


圖 1 模式網格分布

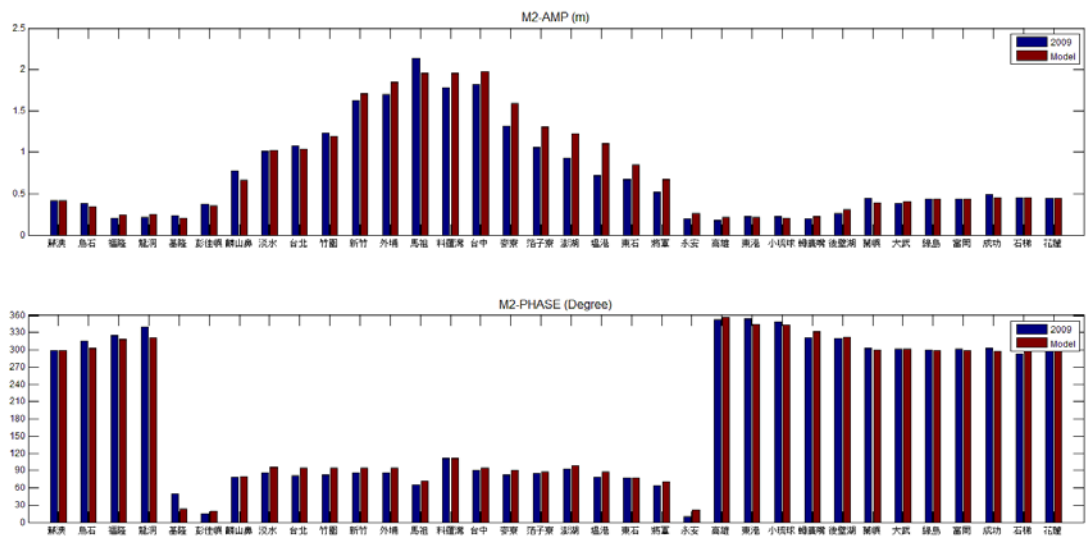


圖 2 模式計算 M2 分潮與實測比對

梅姬颱風引發局部劇烈降水之數值研究

侯昭平¹ 黃靖容¹ 汪建良¹ 張龍耀² 黃椿喜³ 許淳浩¹
國防大學理工學院環境資訊及工程學系¹ 國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心²
中央氣象局³

摘 要

過去的地面測站降水觀測顯示，台灣地區受颱風影響所產生的劇烈降水具有小區域極端降水的特性，往往水平空間僅幾十公里距離，就有著數倍的總累積降水或瞬間降水的差異，山區與平地的降水對比更是明顯，由於劇烈天氣的過程和不穩定的對流邊界層及地形有很大的關連，而不穩定對流邊界層(convective boundary layer)之發展會受到許多因素所影響。本研究使用動力統計法，以WRF 3.3版模式為運算基礎，採高速電腦平行化計算之系集迴歸預報方式，針對其盛行環流和台灣地形交互作用後，引發局部地區中小尺度劇烈降水之非絕熱效應和動力過程實施探討，並期望掌握地形透過阻擋氣流(blocking)與改變氣流方向(deflection)所伴隨的上生與下沉運動，對於地面氣壓、風場、溫度、濕度，以及雨量所產生之不同型態的影響。

關鍵字：對流邊界層、非絕熱效應。

一、前言

瞭解並掌握山脈附近降水系統的形成原因和移動方向，對於和地形有關的降水是非常重要的，而影響地形降水和移動方向的原因很多，例如環境風速(U)、潮濕的浮力震盪頻率(Brunt-Väisälä frequency, N_w)、地形高度(h)、對流性條件不穩定度(CAPE)、環境場的相對濕度和垂直風切等都扮演了重要的角色，因此當颱風環流和共伴的環境大氣提供源源不絕的水氣時，更會因此造成不同型態和分佈的劇烈降水；Chen et al.(2005)[1]曾以WRF模式在二維中尺度山脈上，以改變環境風速和CAPE方式測試潮濕度如數(Froude Number, $F_w=U/N_w h$)對地形降水所造成的影響，結果發現在條件性不穩定的大氣條件下，不同的CAPE和不同的 U 所造成不同的 F_w 會影響降雨系統的種類和傳播方向，進而影響地形降水的位置。

Chen et al.(2005)[1]使用WRF模式針對二維中尺度山脈探討環境與降雨系統之間的關係時，除得到和Chu et al.(2000)[2]使用ARPS(Advanced Research Prediction System)模式利用不同的 F_w 模擬氣流通過中尺度山脈的三種共同的地形降水型態結論以外，另外推估了第四種可能的地形降水的型態(圖一)，其中第一種降水機制(Regime I)會在CAPE介於1800~3625 J Kg⁻¹而 F_w 介於0至0.5間出現，而這類環境大氣和地形交互作用後產生和盛行風向相反(上游傳遞)

的對流降水系統(圖二a)、第二種降水機制(Regime II)在CAPE介於750~3625 J Kg⁻¹而 F_w 介於0.13~0.524間會在山頂附近的迎風坡或背風坡有長時間滯留的對流系統(圖二b)、第三種降水機制(Regime III)在CAPE介於1800~3625 J Kg⁻¹而 F_w 介於0.52~1.4間會在山頂附近產生對流降水系統和向下游傳遞的對流系統(圖二c)、最後一種降水機制(Regime IV)在CAPE介於750~3625 J Kg⁻¹而 F_w 介於0.29~1.572間，氣流在跨越山脈時，具有一長延宕的地形層狀降雨系統，並且在下游產生雲系(圖二d)，上述的四種降水機制在環境大氣具有相同的CAPE時，對於相同的地形，不同的降水型態和位置則完全由盛行風場和風速決定，也就是隨風速增強，地形降水型態逐漸呈現第一至第四種機制。

針對中尺度山脈的研究，Jiang(2003)[3]也使用了ARPS模式針對同樣的環境氣流參數，只改變了山的高度去做降雨與地形的模擬，發現在山高為800公尺時(圖三a)，主要發生降雨的地方會在山頂附近，但是將山提高到3000公尺時(圖三b)，過高的地形將會使氣流無法過山而產生繞流，進而使山前迎風面產生降水。Smolarkiewicz et al.(1990)[4]和Pierrehumbert et al.(1985)[5]也提到當氣流接近障礙時，如果沒有足夠的動能使它翻越過障礙，那氣流就會在障礙的迎風面發生阻塞的情況，這樣的情況可能會加強障礙迎風面的降雨。

Mimi Hughes et al.(2009)[6]則使用WRF模式模擬並檢視美國南加州複雜地形(圖四)下造成的地形降水情形，其運用

Fr^2 的大小算出不同的風速，使不同的水氣平流過程和南加州不同坡度的地形交互作用後，產生不同的降雨分佈，從圖五（a）可以看到大 Fr^2 的降雨分佈緊貼著沿岸山脈，最大值出現在海岸的山邊，海洋的降雨相對比較少，在小 Fr^2 的降雨分佈圖中（圖五（b））降水則多分佈在沿海地區，藉由山區地形舉升造成的降水相對較少，探究其因，顯然和水氣平流的強度有關，另作者為瞭解降水強度和地形的關係，在圖五（c）中運用地形坡度和 Fr^2 的關係得出二點結論：一、地形降水強度和風速及地形坡度有關，當較大的 Fr^2 出現時，意味著水氣平流較強，此時地形坡度越大，地形降水強度越明顯。二、在較小 Fr^2 的影響下，降水強度和地形坡度沒有太大的關係，也就是此時陡峭的地形並沒有辦法造成較為明顯的降水。

從不同風速造成的 Fr^2 來看，受到同樣環境場影響，氣流出現西至西南風，但這些環境風進入陸地後，受摩擦力影響，流速減緩，並有越過地形和繞過地形而偏向的兩種趨勢（圖六（a）（b））；在圖六（a）中，氣流進入陸地後，風速減弱並稍微的改變風向，但越過近岸山脈後，則呈現加速情形；圖六（b）氣流則因流速較慢，當其進入陸地除風速減弱以外，風向沿地形的兩側繞行，也因此該區地形降水的分佈出現極大的差異。在圖七北緯33.33度垂直剖面圖可以看到 Fr^2 較大時（圖七（a）），環境風場除接近地形，而出現動力舉升向上吹外，餘各位置風場平行地面， Fr^2 較小時，圖七（b）環境風場則出現地形阻塞的情況，且阻塞效應多發生在低層大氣，符合氣流動能不足，碰到較陡峭的地形，會出現阻塞和繞流轉向的預期。

二、研究方法與設定

洪景山等(1996)進行WRF模式之敏感度測試中，測試了不同的物理參數化設定對於WRF數值模式結果的影響，指出不同邊界層參數化對於模式預報誤差影響最顯著、積雲參數化次之、微物理參數化更次之，並建議應用WRF模式於東亞地區進行數值天氣預報時，邊界層參數(Planetary Boundary layer)使用Yonsei University scheme，微物理參數(Microphysics)使用WRF Single-Moment 5-class scheme，以及積雲參數(Cumulus Parameterization)使用Kain-Fritsch scheme，是為最佳的物理參數化組合，本次模擬採用之設定略有不同，除了微物理參數使用Goddard GCE scheme以外，其餘參數設定相同，而在個案模擬的設定，本次模擬使用三層巢狀網格，模擬的區域為東經70度到東經150度，北緯50度到南緯10度，網格解析度分別為45km、15km、5km，地形解析度分別為10m、2m、30s，垂直分層19層，積分時間6小時，使用初始場資料為NCEP real time $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的資料。

三、觀測資料與分析

本次研究的個案為梅姬颱風，此颱風在台灣時間西元2010年10月13日晚間於關島西南西方海面上生成，為編號第13颱風，生成後先向西北轉西北西方向移動，在16日下午轉為中度颱風，接著在17日強度逐漸轉為強烈颱風之後，移動方向由西轉西南西方向，且在18日穿過菲律賓本島後強度減弱為中度颱風，移動方向由西北西轉向偏北行進，此時7級風暴風半徑為250公里，10級風暴風半徑為100公里，近中心最大風速達45m/s，進入台灣海峽後轉向北北西移動，台灣中央氣象局在21日凌晨2時30分發布第一次海上颱風警報，到了21日下午5時30分發布第一次陸上颱風警報，影響台灣從21日到23日，在23日下午1時10分左右轉為輕度颱風並由福建進入大陸，同日晚上11時30分解除海上陸上颱風警報（圖八）。

主要針對20日到23日影響台灣之時間做描述（圖十一、十二、十三），由20日00UTC地面天氣圖顯示，梅姬颱風位於 $17.2^\circ N$ 、 $117.3^\circ E$ 的菲律賓東邊海面上往北北西移動，此時台灣北部地區有一低鋒面滯留。影響台灣之降雨，主要集中在台灣北部、東北部、東部及東南部地區，強降水發生時間在21日到22日期間，而最大降水發生在21日06UTC的宜蘭蘇澳地區，其次恆春地區及花蓮東部地區（圖九、十）。

四、模擬結果與討論

本研究模擬之梅姬颱風路徑除了23日的路徑有明顯差異以外，其餘兩天模擬路徑接近實際路徑，本次研究運用模擬颱風在21日和22日的強降雨，以區分強降雨發生的前、中、後三個時段去做探討，強降雨前的時間選在20日00UTC，強降雨發生期間選擇21日06UTC，強降雨後的時間選擇23日00UTC。

降水方面，分別以21日到22日單日累積降雨量之模擬和實際做比較。21日（圖十四）模擬部分主要的降水區包含宜蘭地區、花蓮中部地區及恆春地區，降雨情況也和觀測（圖九）型態相當一致，模擬之累積降雨量也接近觀測值，但模擬之降雨區範圍較觀測區域為大。而22日觀測資料（圖十）中，宜蘭地區的累積降雨量從300mm降到150~200mm之間，恆春地區的累積降雨量也同樣有趨緩的情況，且在花蓮中部雨區有擴大的情況，而在22日的模擬（圖十五）圖中，在花蓮中部的雨區有模擬上擴大的情況，但卻擴大到台南、高雄地區，在北部地區的雨區也擴大到桃竹苗地區，整體來看在22日這天的模擬只有台灣中部模擬和觀測一致。

由21日00UTC的850hpa風場（圖十六）分析，主要降水的區域都同樣吹著東北風，最小風速均達到20m/s以上，如此的風速在加上風向，吹向台灣的中央山脈、以及河口地區，產生了主要雨區，但在圖十七中，21日1800UTC的850hpa風場明顯從原本的東北風轉為東南風，且在之後的時

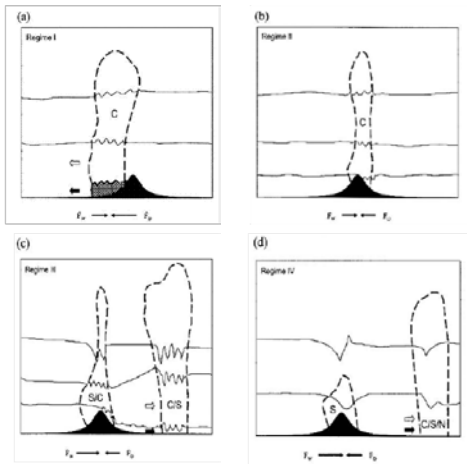
順著圖十八在宜蘭地區吹的風向切於剖面(圖十九)，分強降雨發生的前、中、後來分析。從圖二十和圖二十一斜剖面之水氣場和風場來看，在東部宜蘭地區從20日00UTC地形前緣風速在5m/s，水氣分部是比較平緩的且紅色高值0.016kg/kg約在925hpa，到了21日06UTC，風速最高曾強到18m/s，剛好位在950hpa以下以及以上左右的水氣高值區，最後23日00UTC，風速曾強到35m/s~40m/s，水氣紅色高值的部份也突破900hpa的高度。接著看經度為121.44°E的垂直剖面(圖二十二)，20日00UTC在925hpa的地方也同樣看到0.016kg/kg的高值，在23.7°N的地方有看到0.018kg/kg的最高值，在加上吹向地形之風速比斜剖面的強一點，幾乎都有在5m/s以上，可能是東北季風與颱風環流輻合使得這個迎風面地區水氣加劇，21日06UTC南邊的水氣厚度到達900hpa，高值仍是在0.016kg/kg，風速的部分幾乎也都有20m/s，而在前一個時間點看到的0.018kg/kg之最高水氣值，可能因為隨著颱風的接近，東北季風和颱風外圍環流的輻合面積增加，造成水氣往南邊擴散，然而隨著颱風移動到台灣西部，由圖十六顯示在21日00UTC的850hpa風場，主要降水的區域都同樣吹著東北風，風速最低都有達到20m/s，如此的風速在加上風向，吹向台灣的中央山脈、以及河口地區，才產生主要雨區，但在圖十七21日18UTC的850hpa風場明顯從原本的東北風轉為東南風，且在之後的時間，東南風的風速從原本最低10m/s曾強到最低20m/s，風速的增強在加上東南風同樣吹向台灣的中央山脈，才會使模擬到的累積降雨在22日仍沒有趨緩，到是23日00UTC，台灣東北部的風向已轉為東南風，水氣0.018kg/kg之高值出現在宜蘭南邊(圖二十二)，風速也在20m/s以上。最後看lat=24.07°N之水平剖面，20日00UTC，水氣最高值0.018kg/kg是出現在121.65°E的地方，風速也有10m/s，21日06UTC水氣最高值0.018kg/kg開始往外移，風速也來到了20m/s，23日00UTC水氣最高值0.018kg/kg推回到地形前緣，且在西北部地區有出現最高值0.018kg/kg，可能因為颱風接近台灣西部往大陸移動(圖二十四)，所以西北部地區為西南風之迎風面，故在此地區模式也有預測到強降水。

從本研究之初步結果看來，可能因為地形分辨率不高，使得模式中的水氣容易過山造成雨區擴大，未來會把地形分辨率提高到2km，來比較這次初步的研究結果是否和地形分辨率有關，且還會針對水氣平流的狀況以及算出Fr值，仔細了解環流、地形的熱力和動力的過程，探討其與颱風降水之間的關係。

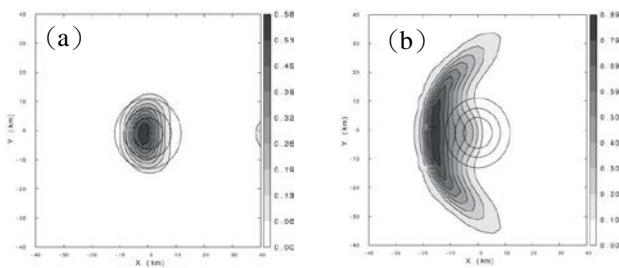
感謝台灣國科會對我們的研究在經濟上的支持，計畫編

- [1]Chen, S.-H., and Y.-L. Lin,2005: Effects of moist Froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *J. Atmos.Sci.*, **62**, 331-350.
- [2]Chu, C.-M., and Y.-L. Lin, 1998: Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems. Preprints, *Eighth Conf. on Mountain Meteorology*, Flagstaff,AZ, Amer. Meteor. Soc., 302–309.
- [3]Jiang, Q., 2003: Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus*, 55, 301–316, doi:10.1034/j.1600-0870.2003.00025.x.
- [4]Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno, 1990: Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part II: Upwind flow. reversal zone. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1498–1511.
- [5]Pierrehumbert, R. T., and B. Wyman, 1985: Upstream effects of mesoscale mountains. *J. Atmos. Sci.*, 42, 977–1003.
- [6]Mimi Hughes, Alex Hall, and Robert G. Fovell, 2009: Blocking in Areas of Complex Topography, and Its Influence on Rainfall Distribution. . *Atmos. Sci.*,66, 508–518.

A2-117



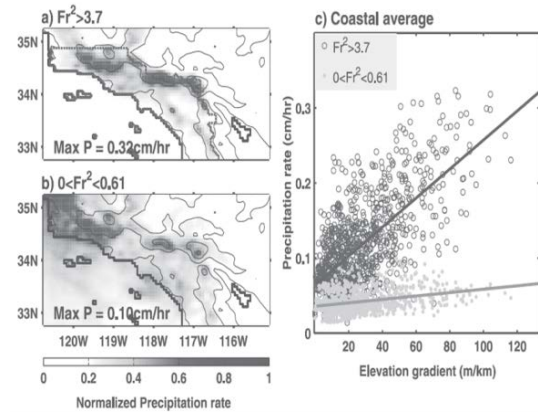
圖二 環境氣流和地形降水的關係。(a)為向上游傳遞的對流系統。(b)為在山頂附近的迎風坡或背風坡有長時間滯留的對流系統。(c)為在山頂附近產生對流降水系統和向下游傳遞的對流系統。(d)為氣流在跨越山脈時，具有一長延時的地形層狀降水系統。圖中下方Fw的箭頭為強度，FD為CAPE的強度，空心箭頭為冷空氣外流的傳遞方向，實心箭頭為降雨系統的傳遞方向，S代表層狀降水、C代表對流降水、N代表混合降水（摘自Chen et al., 2005）。



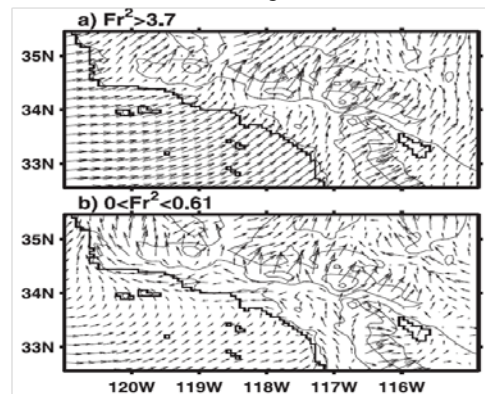
圖三 地形與潮濕環境氣流交互作用圖。(a) $h_m = 800$ m (正圓形等值線為地形) (b) $h_m = 3000$ m。 $N_d = 0.011 s^{-1}$ 、 $U_0 = 10 m s^{-1}$ 、 $T_0 = 270 K$ 、 $RH = 95\%$ 、半山寬 $a = 10$ km。陰影的部分為降雨率($mm h^{-1}$)，色階間距為降雨率($mm h^{-1}$)（摘自Jiang, 2003）。



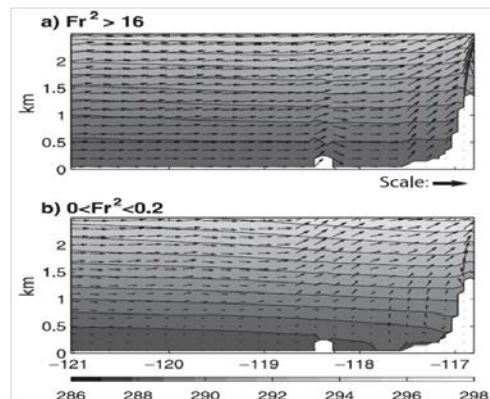
圖四 作者所模擬美國南加州之區域圖（摘自Mimi Hughes et al.2009）。



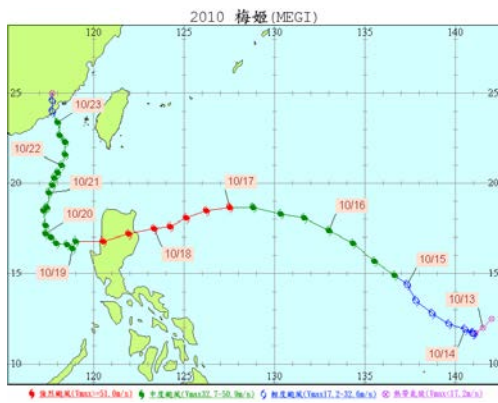
圖五 降雨分佈及其與高度的關係。(a) $Fr^2 > 3.7$ 造成的降雨分佈(b) $0 < Fr^2 < 0.61$ 造成的降雨分佈 (c) Fr^2 的大小和降雨率及海拔梯度的關係，(a)(b)contour的部分為地形，陰影的部分為降雨率($cm h^{-1}$)，間隔為 $0.2 cm h^{-1}$ ，粗黑線為海岸線（摘自Mimi Hughes et al.2009）。



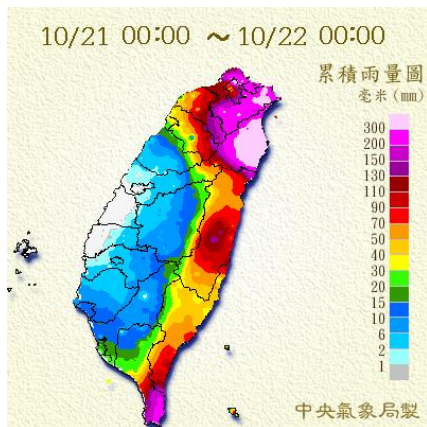
圖六 平均 10-m 的風。(a) $Fr^2 > 3.7$ 所算出來的風速為 $6.17 m s^{-1}$ (b) $0 < Fr^2 < 0.61$ 所算出來的風速為 $2.09 m s^{-1}$ ，粗黑線為海岸線，白色contour為地形（摘自Mimi Hughes et al.2009）。



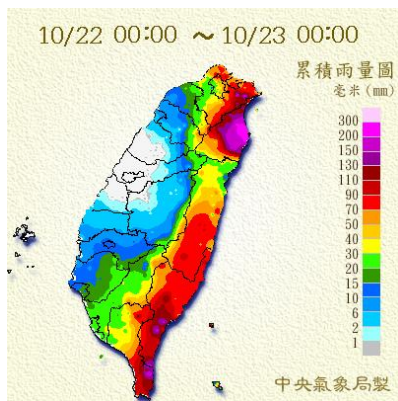
圖七 在圖九切北緯 33.33 度剖面，陰影為位溫，箭頭為風，白色部分為地形（摘自Mimi Hughes et al.2009）。



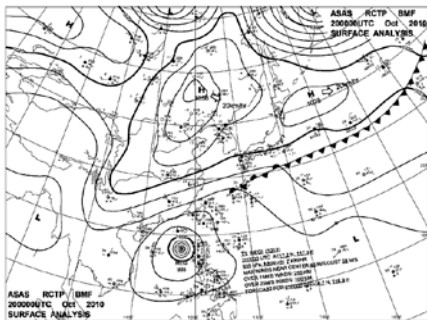
圖八 2010 年梅姬颱風風路徑圖(中央氣象局)。



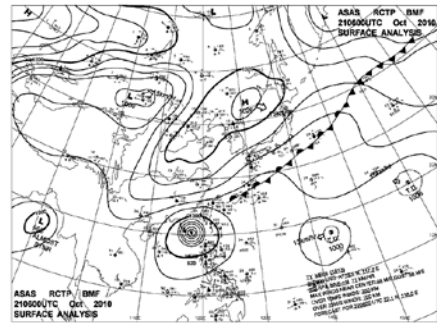
圖九 2010 年 10 月 21 日之累積降雨圖(中央氣象局)。



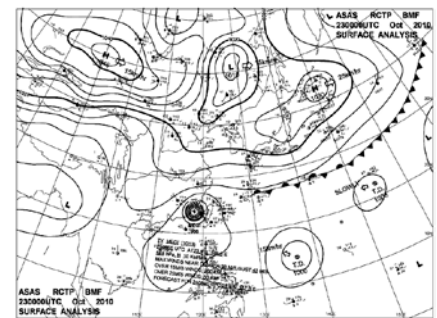
圖十 2010 年 10 月 22 日之累積降雨圖(中央氣象局)。



圖十一 2010 年 10 月 20 日 08 時地面天氣分析圖(中央氣象局)。

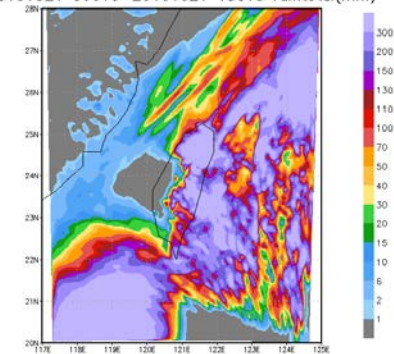


圖十二 2010 年 10 月 21 日 06UTC 之地面天氣圖(中央氣象局)。



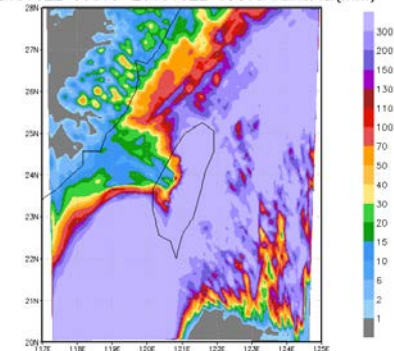
圖十三 2010 年 10 月 23 日 08 時地面天氣分析圖(中央氣象局)。

20101021 00UTC-20101021 18UTC raintotal(mm)

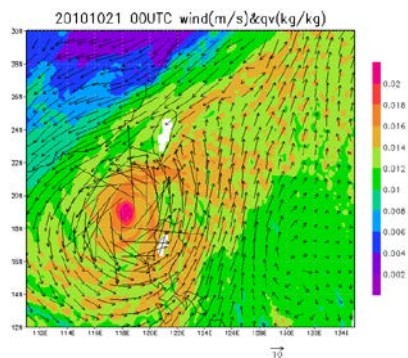


圖十四 模擬 2010 年 10 月 21 日單日累積雨量圖,色階為累積降雨量,單位為 mm。

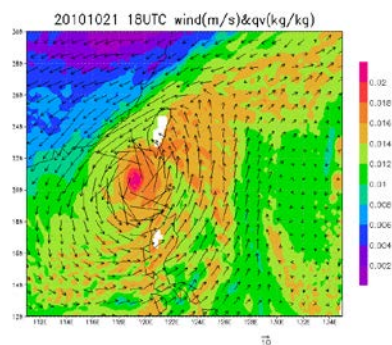
20101022 00UTC-20101022 18UTC raintotal(mm)



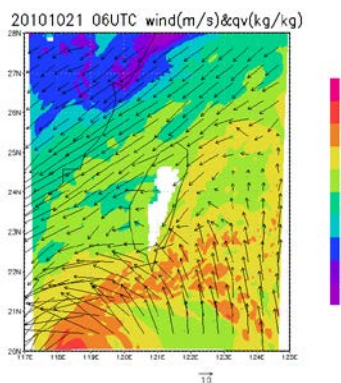
圖十五 模擬 2010 年 10 月 21 日單日累積雨量圖,色階為累積降雨量,單位為 mm。



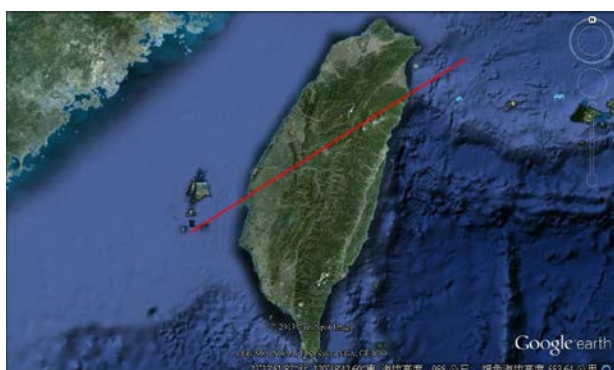
圖十六 模擬21日08時850百帕水平風場（風向量，全長為 10 ms^{-1} ）和水氣場（色階間距 0.002 g Kg^{-1} ）。



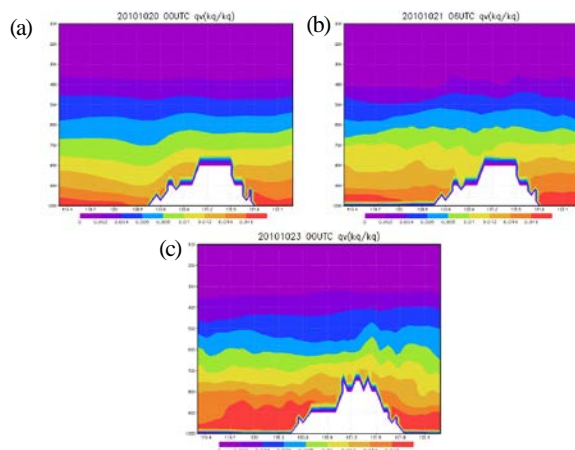
圖十七 同圖十六，但為22日00時。



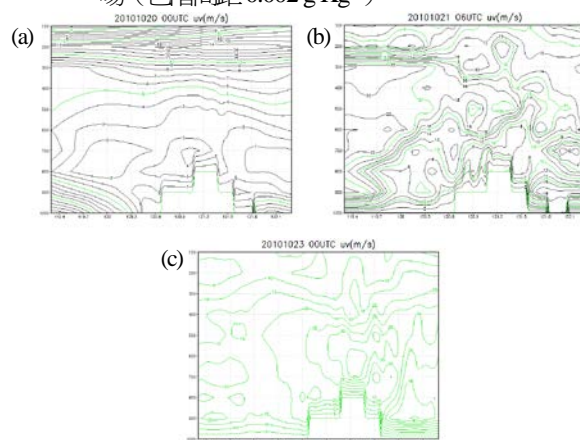
圖十八 同圖十六，但為21日14時台灣周邊地區。



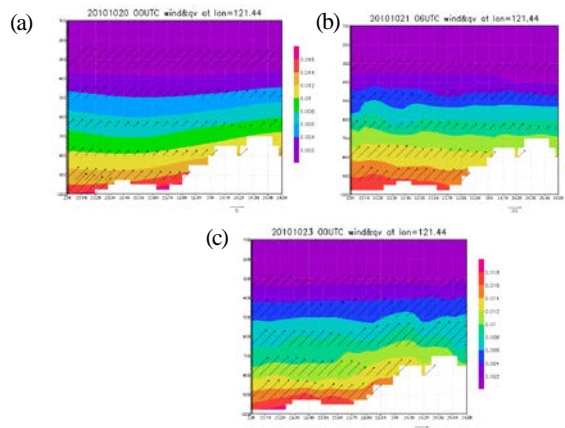
圖十九 紅線為選取產生垂直剖面之區域（其端點座標為北緯24.5度、東經122.3度及北緯23.0度、東經119.3度）。



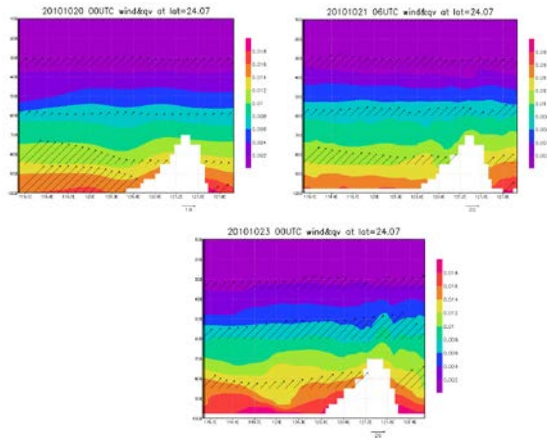
圖二十 模擬20日00時（圖(a)）、21日06時（圖(b)）及23日00時（圖(c)），位於圖十九之垂直剖面水氣場（色階間距 0.002 g Kg^{-1} ）。



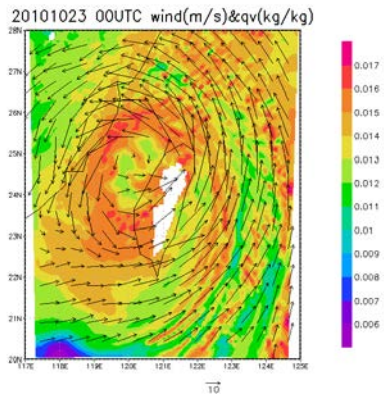
圖二十一 同圖二十，但為垂直風場。



圖二十二 以東經121.44度切垂直剖面且和除培面在宜蘭之強降雨地區有交點，緯度範圍從北緯23度到北緯24.5度，模擬20日08時（圖(a)）、21日14時（圖(b)）及23日08時（圖(c)）之水氣場（色階間距 0.002 g Kg^{-1} ）以及垂直風場（風向量，圖(a)為 5 ms^{-1} 、圖(b)和圖(c)為 20 ms^{-1} ）。



圖二十三 以北緯24.07°垂直剖面且和除培面在宜蘭之強降雨地區有交點，模擬20日08時（圖(a)）、21日14時（圖(b)）及23日08時（圖(c)）之水氣場（色階間距 0.002 g Kg^{-1} ）以及垂直風場風向量，圖(a)為 10 m s^{-1} 、圖(b)和圖(c)為 20 m s^{-1} 。



圖二十四 同圖十六，但為23日8時台灣周邊地區。

颱風地形降雨趨勢分析及其對山區雨量估計影響之探討

李天浩¹ 陳翠玲¹ 陳品妤¹ 陳孟詩² 李明營² 陳雲蘭²

國立臺灣大學土木工程學系¹ 中央氣象局預報中心²

摘要

台灣山區地形陡峻、雨量站密度低，並且測站多設於河谷。利用普通克利金法內插估計颱風在山區的降雨氣候值，會有低估的問題。若擬利用通用克利金法估計，則必須利用客觀方法，找出颱風造成山區地形降雨多過平地降雨的趨勢規則，或是趨勢函數。

本論文以台灣西南部地區為例，首先，利用最大協變異數分析法(Maximum Covariance Analysis, MCA)，分析多場颱風事件、多個平地風測站、多個山區雨測站的小時紀錄資料，找出MCA主成分的風分量和對應的雨分量，以及各個分量的變異數百分比。其次，利用數值地形和MCA主成分風，組創能有效解釋山區和平地測站降雨強度差異的「地形受風降雨影響變數」及兩者間的函數關係，初步取得海拔高度、迎風因子和河谷匯聚因子等。第三，利用「測站小時降雨量」和「地形受風降雨影響變數」的函數（迴歸）關係，作為替選趨勢函數，每小時判斷，去除函數關係統計不顯著的「地形受風降雨影響變數」，選擇顯著的「地形受風降雨影響變數」作為通用克利金法的趨勢函數。最後，利用數值地形和MCA主成分風，計算各內插點的「地形受風降雨影響變數」，分別以普通克利金法和通用克利金法，估計內插點的降雨量，且以莫拉克颱風在曾文水庫集水區的降雨量，研判兩種方法內插估計颱風在山區降雨量的合理性。

關鍵詞：颱風、地形降雨、最大協變異分析、主成分風、趨勢函數、普通克利金法、通用克利金法

地形激發對流影響侵台颱風運動之位渦趨勢診斷分析

徐理賓¹ 郭鴻基²

國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心¹

國立台灣大學大氣科學系²

摘要

本研究探討受地形激發對流造成之非絕熱加熱影響侵襲台灣之颱風通過台灣的移速變化。分析1960-2011年61個登陸颱風個案，在陸期間慢速移行颱風個案多登陸在台灣北部，登陸前平均移速較慢，登陸後平均會減速約 3 m s^{-1} ，平均滯留時間達到16小時，累積降雨量較多，降雨極值位在台灣中南部山區；而快速移行颱風多登陸在台灣南部，平均登陸後會加速，累積降雨量較少，無明顯極值分布。利用Weather Research and Forecasting Model (WRF) 進行理想數值實驗，並以位渦趨勢診斷工具(Potential vorticity tendency diagnosis) 進行分析。數值實驗顯示，北邊登陸颱風由於受到台灣中南部地形相位鎖定的深對流影響，不對稱加熱分布位置與颱風移行方向相反，因此可以減速約 3 m s^{-1} ，在駛流微弱的環境中更為顯著。強駛流環境中，登陸南部台灣颱風並無顯著不對稱降雨極值，也無明顯減速發生。實驗結果可得知慢速颱風登陸台灣北部時，存在一正回饋效應，滯留台灣時間長，帶來較大降雨量；而降雨量大則使颱風減速效應更為顯著。

關鍵詞：颱風移行速度、地形相位鎖定對流降雨、非絕熱加熱、位渦趨勢診斷

海谷風之數值研究

侯昭平¹ 許淳皓¹ 廖杞昌¹ 黃靖容¹ 謝銘恩¹ 張龍耀¹

國防大學理工學院環境資訊及工程學系¹ 國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心²

摘 要

台灣四面環海，且地形崎嶇複雜，山區快速的氣象變化(能見度、雲幕高及局部降水)往往是國軍航空及地面部隊實施救災任務時極大的不利因素；而造成山區天氣變化的主要原因，除環境風場、穩定度和地表情況外，局部環流(海谷風、谷風及山風)的改變是關鍵的要素之一；事實上，當弱綜觀天氣條件出現時，海風環流、陸風環流、谷風環流，甚至是海谷風環流，均可能是激發雷雨，進而引發局部地區強降雨的重要機制。海風形成後隨著時間向內陸穿透，而在海風前緣(海風鋒面)區域，低層來自海上的潮濕空氣，在海風鋒面會在成較強的上升氣流，成為激發深對流的機制；但當內陸存在地形時，地形對海風環流和海風鋒面的強度，以及海風環流向內陸推行的速度都會產生影響，在海岸線距離地形出現位置較短時，甚至會使海風環流和谷風環流合而為一，形成「海谷風環流」；以台灣四周環海但海岸線至地形出現的距離推測，很多地點都可能出現海谷風環流，而此環流可能成為山區激發較強之深對流的真正原因。本文使用台大-普度三維非靜力模式(NTU-Purdue 3D nonhydrostatic model)，以二維高空間解析度($\Delta x = \Delta z = 50m$)模擬此局部環流，期望能瞭解海谷風環流的內部結構和相關的物理過程，進而前置掌握山區氣象變化，提供國軍救災部隊參考運用。

關鍵字：海風鋒面、海谷風環流、深對流。

一、前言

在弱綜觀的天氣環境條件下，區域性局部環流成了影響當日天氣演變的關鍵角色。臺灣的地理位置於亞熱帶地區，且四面環海，因此，夏季容易因熱力作用造成區域性海陸風環流；又臺灣地形起伏劇烈，臺灣東西寬度不超過 150 公里的距離，海拔卻有將近 4000 公尺的落差變化，類似於山谷風一類的局部環流，常主導著局部區域的天氣變化；由於地形對於局部環流的強度和發展，常扮演關鍵角色，而局部環流又和激發區域性劇烈降水直接相關，其內部物理過程實有進一步瞭解的必要。本研究期藉台大普度模式高時空解析模擬之優勢，掌握更為完整的海谷風肇始、合併及反轉過程，並更進一步瞭解每谷風內部結構和激發深對流的物理機制，另也以此個案測試此「小範圍、低空層、高精度」模式，使用東西開放性邊界條件、南北週期性邊界條件的方式，使用三維模式模擬二維結果之可行性及穩定性。

Banta et al(1993, 1995, 2002)[1] [2] [8]曾於美國西岸蒙特利海灣(Monterey Bay)LASBEX (Land-Sea Breeze Experiment)實驗期間研究顯示，局部地區的水平溫度對比，驅動了海岸線附近較淺之海風，而大尺度的溫度對比，則來自海水和加州內陸中部山谷的溫度對比所造成，如此造成之

海風厚度約為1公里，地表面到500公尺之風速最大可達6 m/s，另發現海風的主要結構除了受海陸分佈所引導啟動，近海岸山脈對海風結構亦有相當大程度的影響。Mahrer and Pielke(1977)[20]使用二維模式探討海陸分佈時的海陸風情形，並且在內陸地區加入地形來探討山谷風環流，其結果發現海風環流與谷風環流合成時的環流強度比任一環流單獨存在時還要強。

Darby and Banta(2002)[2]模擬加州地區地形對於海陸風的影響，除了亦有上述研究的情形外，透過和光達所觀測的資料加以比對，也發現海風的主要結構受到海陸分佈和近海岸山脈所影響；經由模式敏感度測試結果得知，由觀測所得到的海風的雙層結構是由於海陸分佈及海岸山脈影響的結果，早期發展厚度較淺且強度較強的海風是由海陸對比產生，而午後發展厚度較深且強度較弱之海風是海岸山脈所造成。模擬亦發現離海岸300 km的內陸山脈仍會影響向岸之風場，尤其是高層的迴流部分，由此可知地形會使海風環流的強度和結構發生改變，而谷風和海風的雙重影響會增加深對流的機會。

二、研究工具

研究使用台大 - 普度非靜力模式 (NTU-Purdue nonhydrostatic model)，為一「雙重」前差 - 後差 (forward-backward) 中尺度數值模式。「雙重」指的是：如果由線性的角度來看，無論是聲波或是重力波的計算都是 forward-backward 的計算方法。此方法是屬於 Ikawa (1988) 所分類之全壓縮 HE-VE 模式 (Horizontal explicit-vertical explicit)。而垂直坐標則是採用跟隨地形的 σ 坐標：

$$\sigma = \frac{p_0(z) - p_0(z_{top})}{p_0(z_{surface}) - p_0(z_{top})} = \frac{p_0(z) - p_0(z_{top})}{p^*} \quad (1)$$

由於此類模式類似於 HE-VI 模式，具計算簡單、容易考慮地形效應的優點，但避免了 HE-VI 模式在 $\Delta x, \Delta y$ 接近於 Δz 時的計算不穩定問題。在 Hsu and Sun (2001) 中即以線性分析的方式證明了此模式的穩定性。

積分域水平方向可以使用開放性或週期性邊界條件。開放性側邊界條件使用 Sun et al. (1991) 的方法；週期性側邊界條件在平行計算處理時則需要額外邊界處的資料交換。上邊界為開放性邊界條件，但為避免聲波或重力波反射仍設定一吸收層，阻尼係數在海綿層內由頂端向內部線性減少至 0。地表可設定為無摩擦 (free-slip) 或無流動下邊界條件。無流動下邊界條件僅需指定風速為 0，而無摩擦下邊界條件為：

$$\dot{\sigma} = u \left(\frac{\partial \sigma}{\partial x} \right)_z + v \left(\frac{\partial \sigma}{\partial y} \right)_z + w \frac{\partial \sigma}{\partial z} = 0 \quad \text{at } \sigma = 1 \quad (2)$$

這表示下邊界的動量方程彼此相關。

三、實驗設計

本次模擬設計了包含海洋、平原及台地地形，以瞭解地形高低及地形與海洋的距離之間與局部環流的關係，模式中定義 x 方向為海風前進方向，地表的初始大氣壓力為 1000 hPa。位溫隨高度線性增加，Brunt-Väisälä frequency 平方 (N^2) 為 10^{-4}s^{-2} ， N^2 定義為

$$N^2 = \frac{g}{\theta_0} \frac{d\bar{\theta}}{dz} \quad (3)$$

海面溫度設為 298 K，陸地溫度則依 (2) 式隨時更改。

$$T_{land} = 298 + 5 \sin \left[\frac{2\pi}{24 * 3600} \right] \quad (4)$$

$$T_{land} = 298 + 8 \sin \left[\frac{2\pi}{24 * 3600} \right]$$

為單純討論日間由熱力引起的海谷風環流，僅透過地表的增溫以及地形的存在作為影響環流發展的兩個因素。有關大氣輻射作用、地表反照率、土壤過程及科氏力作用等都先省略。

上邊界設定 40 層的吸收層，以牛頓阻尼 (Newtonian damping) 的方式，使所有預報量逐漸趨近初始值，以減少內重力波經由邊界反射而對模擬結果產生影響；模式的最高及最低層垂直速度均設為零。在提升模式效率上所使用的時間分離法 (time-splitting technique；Gadd 1978) 中，聲波積分步 Δt_s 為 0.1 秒，平流、擴散等慢變積分步長則分別為 Δt_s 的 4 倍及 5 倍。模式目前尚未加入冰相過程，僅考慮水氣 (water vapor)、雲水 (cloud water) 和雨滴 (raindrop)。預報量僅有總水量 (q_w)，並藉由假定相當位溫為定值來診斷雲水 (q_c) 的量，雨滴的診斷是參考 Nagata and Ogura (1991)。雲微物理參數化則以 Hsie et al. (1980)、Lin et al. (1983) 和 Rutledge and Hobbs (1983, 1984) 為基礎。

積分域水平方向可以使用開放性或週期性邊界條件。開放性側邊界條件使用 Sun et al. (1991) 的方法；週期性側邊界條件在平行計算處理時則需要額外邊界處的資料交換。上邊界為開放性邊界條件，但為避免聲波或重力波反射仍設定一吸收層，阻尼係數在海綿層內由頂端向內部線性減少至 0。地表可設定為無摩擦 (free-slip) 或無流動下邊界條件。無流動下邊界條件僅需指定風速為 0，而無摩擦下邊界條件為：

$$\dot{\sigma} = u \left(\frac{\partial \sigma}{\partial x} \right)_z + v \left(\frac{\partial \sigma}{\partial y} \right)_z + w \frac{\partial \sigma}{\partial z} = 0 \quad \text{at } \sigma = 1 \quad (5)$$

這表示下邊界的動量方程彼此相關。

模式計算時使用資料切割的多 CPU 平行計算環境，且要求各分工的 CPU 能彼此快速交換計算結果，才能有效率地執行大型計算。

隨著解析度的提高，地表附近採用了 Monin-Obukhov similarity theory (以下簡稱爲 MO)，這個理論是假設在水平均質的表面層中，平均流和湍流的特性會受 u_*, z, β, Q_0 的影響從而建立動量、熱量和氣體的無因次梯度關係式：

$$\frac{kz}{u_*} \frac{\partial U}{\partial z} = \phi_m(\zeta) \quad (6)$$

$$\frac{kz}{\theta_*} \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \phi_h(\zeta) \quad (7)$$

$$\frac{kz}{q_*} \frac{\partial Q}{\partial z} = \phi_q(\zeta) \quad (8)$$

海面上的粗糙長度 z_0 是以下式來進行估計：

$$z_0 = \frac{0.018}{g} u_*^2 + 0.11 \frac{1.5 \times 10^{-5}}{u_*} + 0.088 \left(\frac{1.5 \times 10^{-5}}{u_*} \right)^{0.5} \quad (9)$$

，陸地上的粗糙長度為 1 公分。

由於顯式差分法具適合空間切割平行運算的特性，因此本模式相當適合作這樣的特殊處理，以增進計算效率。因為本模式有許多一維（垂直方向）的模組（如雲物理、垂直擴散過程、邊界層參數化等），因此僅能在水平方向作積分域切割。切割後的子區域（水平）差分計算需要的鄰近點資訊若不在此 CPU 記憶體中，則需要作 CPU 間的資料交換。

計算範圍的左方四分之一部分設置為海洋，如圖 1，在地形方面植入一理想化的鐘形山地形，此理想化鐘形山地形中心點位於 A 點($x=145$ 公里)處，兩側斜坡各有水平寬度 15 公里斜坡地形，其餘斜坡與高度的設定為：

$$Z_s = \frac{h}{\frac{x^2}{a^2} + 1} \quad (10)$$

其中， h_{\max} 為山頂的高度值設定為 500 公尺， a 為半山寬 (half-width length) 即斜坡的水平距離，除了理想化鐘形山地形以外均設定為平坦地形。

四、模擬結果與討論

數值模式從早上 6 時開始積分，日初之後開始加熱地表，積分到 6 小時 30 分鐘達到海陸溫差最大 (8K)，至 14 時停止積分。初始為穩定靜止的大氣，受到模式給予地表加熱的結果，溫度開始上升，個案積分 2 小時、3 小時、4 小時及 5 小時，對於四個分別不同區域海上、山前平地、臺地上、山後平地的平均位溫隨高度的分佈 (圖 2) 中，位於 0 至 20 公里處，設置為海水上方的溫度，由於受到海水比熱大的影響結果，溫度的變化並不明顯，可以看到此處一直呈現為一個相對穩定的大氣狀態。位於 25 至 40 公里的平原位置，在剛開始

受到太陽的加熱，此時海風尚未推進到此內陸，可以從圖 4 積分 2 小時看到，對流邊界層在受到加熱之後，已隨機發展對流運動，產生多個低層輻合高層輻散，並且大小不一的對流胞，可以從圖 2 中看到，積分 2 小時的平均位溫有混合的現象發生，而在積分至 3 小時之後到 5 小時，受到海風通過的影響，底層轉變或不穩定的大氣狀態，混合運動無法完整。而在 50 至 70 公里為臺地位置處，在積分到 3 小時之前，可以從圖 4 看到臺地上方，經太陽的加熱也產生了相當多的對流胞，並從圖 2 中的平均位溫看到混合的高度達 2 公里左右，而在積分 4 小時之後開始受到海風通過的影響，造成底層不穩定之情況發生。而在 90 至 110 公里處的平原，由於受到海風的影響已經是在積分 5 小時之後，其邊界層混合的發展高度最高可達到 3 公里，並且溫度從初始設定的 298K 增加至最高 307K 左右。

圖 5 及圖 6 皆為積分至 2 小時 30 分鐘時，尚未合併成海谷風之前海風級谷風各自的發展的狀態，從圖 5 中可以看見海風厚度發展到約為 500 公尺，風速越底層越強，最強可達 8 m/s，並在其海風上方形成一深厚的回流，厚度達到 1 公里，此時海風已向內推進了約 15 公里，在海風前緣 (海風鋒面)，與前方的對流胞的相互運動，在 37.5 公里處造成了一強的上升運動。但在海風通過的區域，受到海風引進的冷空氣看不到對流的發展。圖 6 中的谷風發展厚度比海風淺約為 300 公尺左右，風速也小了 2 m/s，最大只到 6 m/s 左右。

圖 7 及圖 8 分別為 4 小時海風與谷風始合併對抗另一處斜坡的谷風與 4 小時 30 分鐘合併之後海谷風持續向內陸推進的模擬結果，於圖 7 中海谷風方始合併，厚度約為 700 公尺，風速最強達到 16 m/s，與另一谷風接近形成一相當強的輻合運動 (圖 3)，此時可以看到海谷風上方回流 (圖 3) 主導了離地 1 公里以上的區域。到了積分時間 2 小時 30 分鐘，可以看到海谷風持續向內陸推進，原本在其前方的谷風已經消失，此時的海谷風風速最強達到 18 m/s，並且厚度達到 1 公里厚。

五、結論

台灣為一海島國家型國家，四面環海，又地形錯綜複雜，在受到日照的加熱之後，因海陸溫差導致的海陸風或地形起伏所引發的谷風環流，與加熱劇烈的內陸地區，三者之間的相互影響，海風在通過的時後對於邊界層的混合產生抑制的效果並造成大氣不穩定，海風前緣 (海風鋒面) 與隨機產生的對流紊流的相互作用也會造成海風鋒面的上升運動加強 (有利於激發對流雲系的發展) 或阻礙海風行進的速度，而在海風通過之後，因引進了海上的冷空氣，海風後方無對流的發生。

另外在單獨的海風環流的風速約為 6 m/s，而當海風與谷風合併之後的風速可高達 18 m/s，並且與另一側的谷風發

生輻合的現象時，此時，挾帶了海上潮濕的空氣，於前人的研究當中，這些條件有可能造成強降水的發生。

六、致謝

感謝台灣國科會對我們的研究在經濟上的支持，計畫編號為NSC 102-2111-M-606-001-MY2、台灣颱風洪水中心及國家高速計算中心計算資源支援，另摺所有協助102年度天氣分析與預報研討會的相關人員，一併致謝。

七、參考文獻

- [1] Banta, R. M., Olivier, L. D., and Levinson, D. H., "Evolution of the Monterey Bay Sea-Breeze Layer As Observed by Pulsed Doppler Lidar," *J. Atmos. Sci.*, Vol. 50, No.24 pp.3959-3982, 1993.
- [2] Darby, L. S., Banta, R. M., and Pielke SR, R. A., "Comparisons between Mesoscale Model Terrain Sensitivity Studies and Doppler Lidar Measurements of the Sea Breeze at Monterey Bay," *Mon. Wea. Rev.*, Vol.130, No.12 pp.2813-2838, 2002.
- [3] Schmidli, J., Billings, B., Chow, F. K., DE Wekker, S. F. J., Doyle, J., Grubisic V., Holt, T., Jiang, Q., Lundquist, K. A., Sheridan, P., Vosper, S., Whiteman, C. D., Wyszogrodzki, A. A., and Zangl, G., "Intercomparison of Mesoscale Model Simulations of the Daytime Valley Wind System," *Mon. Wea. Rev.*, Vol.139, No.5 pp.1389-1409, 2010.
- [5] Lin, Y.-L., Chiao, S. Wang, T.-A., Kaplan, M. L., and Weglarz, R. P., "Some Common Ingredients for Heavy Orographic Rainfall," *Wea. Forecasting*, Vol.16, No.6 pp.633-660, 2001.
- [5] 林奕銓, "北台灣海/谷風環流發展之數值研究", 國立臺灣大學理學院大氣科學研究所碩士論文, 台北, 第26-33頁, 2007。
- [6] 羅旭峰, "三維潮濕山岳波的數值研究", 國立臺灣大學理工學院大氣科學研究所碩士論文, 台北, 第18-27頁, 2007。
- [7] Chen, S.-H., and Lin, Y.-L., "Effects of Moist Froude Number and CAPE on a Conditionally Unstable Flow over a Mesoscale Mountain Ridge," *J. Atmos. Sci.*, Vol. 62, No.2 pp.331-350, 2005.
- [8] Banta, R. M., "Sea Breezes Shallow and Deep on the California Coast," *Mon. Wea. Rev.*, Vol.123, No.12 pp.3614-3622, 1995.
- [9] 曾慧婷, "地形效應對台灣東北部秋季豪雨的影響: 2009年10月11日個案之研究", 國立中央大學大氣物理研究所碩士論文, 中壢, 第13-24頁, 2011。
- [10] 林裕豐, "谷風環流與對流邊界層發展關係之數值研究", 國立臺灣大學理學院大氣科學研究所碩士論文, 台北, 第26-33頁, 2003。
- [11] Atkinson, L. p., Pietrafesa, L. J., "A Flushing Model of Onslow Bay, North Carolina, Based on Intrusion Volumes," *Jour. Phy. Oce.*, Vol.10, No.3 pp.472-474, 1981.
- [12] 許武榮與侯昭平, "海風環流與陸地對流邊界層交互影響之數值研究", 大氣科學, 第25期, 397-417, 1997。
- [13] Gadd, A. J., 1978: A split explicit integration scheme for numerical weather prediction. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 569-582.
- [14] Nakane, N., and Y. Sasano, 1986: Structure of a sea-breeze front revealed by scanning lidar observation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 787-792.
- [15] Hsieh, E. Y., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1980: Numerical simulation of ice phase convective cloud seeding. *J. Appl. Meteor.*, 19, 950-977.
- [16] Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092.
- [17] Sun, W. Y., 1980: J. D. Chem, C. C. Wu, and W. R. Hsu, 1991: Numerical simulation of mesoscale circulation in Taiwan and surrounding area. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2558-2573.
- [18] Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the "seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1185-1206.
- [19] Fovell, R. G., and P. S. Dailey, 2001: Numerical simulation of the interaction between the sea-breeze front and horizontal convective rolls. Part II: Alongshore ambient flow. *Mon. Wea.*

Rev., 129, 2057–2072.

[20]Mahrer, Y, and R. A. Pielke, “The Effects of Topography on Sea and Land Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model,” *Mon. Wea. Rev.*, Vol.105, No.9 pp.1151-1162, 1997.

八、圖表彙整

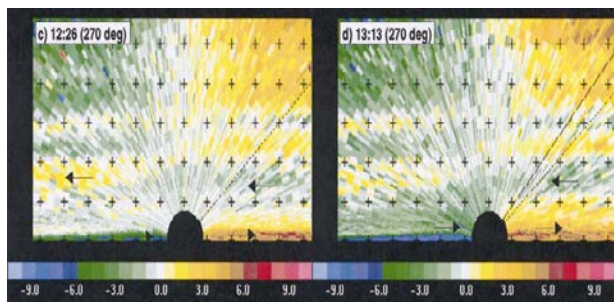


圖 1 1987年9月16日美國西岸蒙特利灣近岸處，使用光達垂直掃描結果，綠至藍代表接近光達，橘至紅代表遠離光達，箭頭代表空氣流動方向，圖中黑十字間距為1公里（摘自Darby and Banta, 2002）。

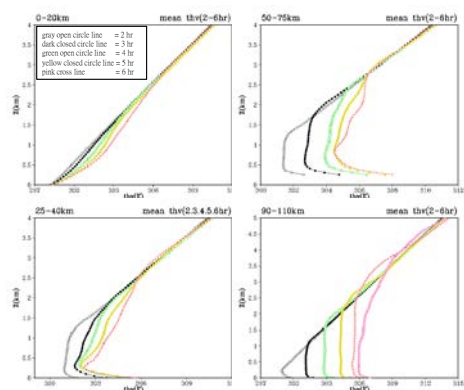


圖 2 個案積分時間2小時、3小時、4小時及第5小時後，位於 $x = 0 \text{ km}$ 至 20 km 、 25 至 40 km 、 50 km 至 75 km 及 90 至 110 km 之平均位溫垂直分佈圖。

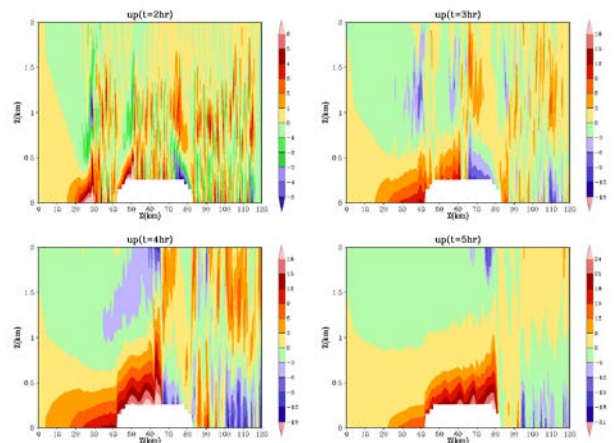


圖 3 個案積分時間2小時、3小時、4小時及第5小時後， $x = 0 \text{ km}$ 至 120 km ，水平風場(u)垂直分佈圖。

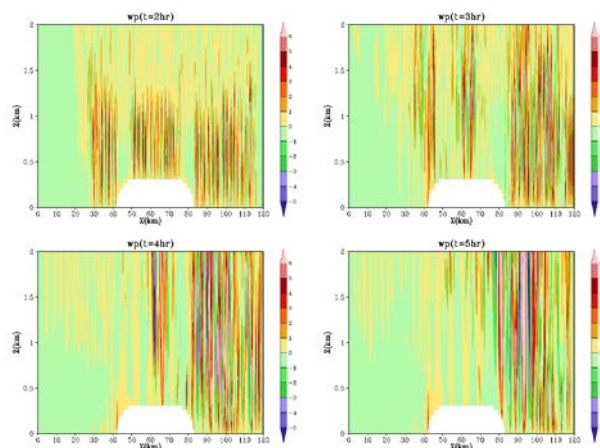


圖 4 同圖3，但為垂直運動場(w)。

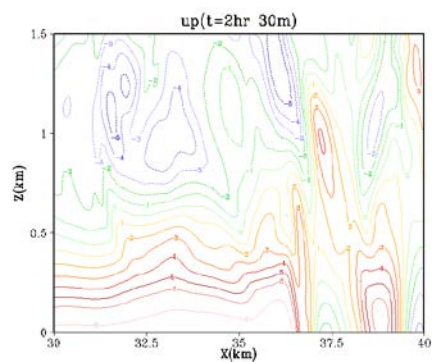


圖 5 個案積分2小時30分鐘後， $x = 30 \text{ km}$ 至 40 km ，水平風場(u)垂直分佈圖，等值線間距 1 m s^{-1} 。

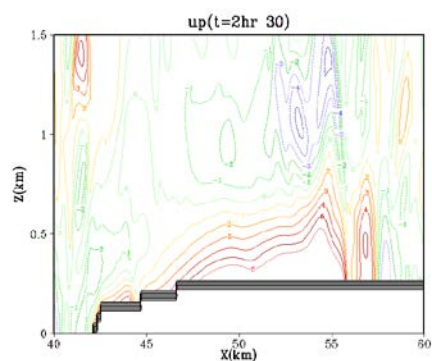


圖 6 同圖5，但 $x = 40 \text{ km}$ 至 60 km 。

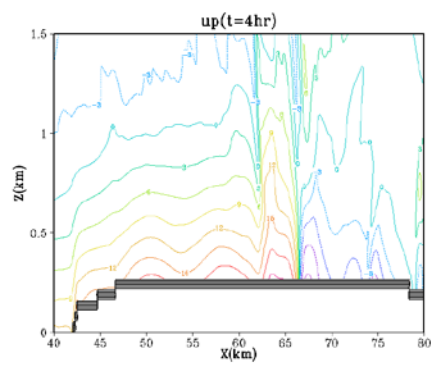


圖 7 個案積分4小時後， $x = 40 \text{ km}$ 至 80 km ，水平風場(u)垂直分佈圖，色階間距 3 m s^{-1} 。

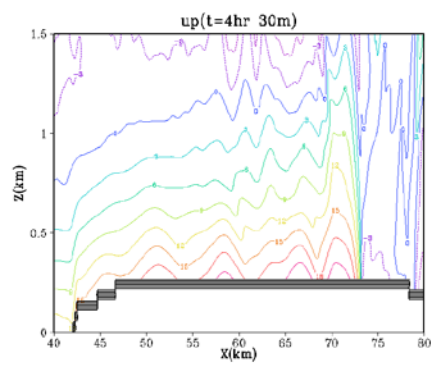


圖 8 同上圖，但個案積分為4小時30分鐘。

Logistic MOS模式與傳統MOS模式降水機率比較

蔡孟峰

陳孟詩

陳重功

羅存文

中央氣象局預報中心

中央氣象局科技中心

摘 要

本文主要呈現中央氣象局長期預報第二週的統計降尺度降水機率預報之技術發展。所使用的統計降尺度方法，主要是延續本局短、中期 MOS(Model Output Statistics)模式的降水機率預報做為開發之技術基礎，並引用 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)的 GEFS(Global Ensemble Forecast System)預報產品進行模式開發。文中闡明 MOS 模式的開發推演論述，和統計模型與預報模式之結構討論；為了改善傳統 MOS 模式降水機率預報中，多元迴歸模型之機率預報值會超出正常範圍 [0, 1] 的情況，我們藉由邏輯斯迴歸(Logistic Regression)模型搭配前進選擇法(Forward Selection)，選取 MOS 模式中各預報時段之預報因子。另外以 Brier Score、準確率、ROC 曲線，評比邏輯斯迴歸模型與多元迴歸模型各別建立之 MOS 模式，預報台北站降水機率的差異。分析結果顯示，兩種模型在預報能力的表現上，差異並不顯著，其原因可能在 GEFS 模式預報變數過少且欠缺足以描述地面降水的層場變數所導致。

關鍵字：MOS模式、邏輯斯迴歸、ROC 曲線。

一、前言

在支援天氣預報作業的動力統計預報指引中，以 MOS(Model Output Statistics)模式(Glahn和Lowry, 1972)與 PP(Perfect Prog.)模式(Klein等, 1959)，這兩種方法最被廣為使用。經由長期的分析研究(Carter, 1989)後，顯示出 MOS 模式比 PP 模式具有更準確的預報能力，其特性在於 MOS 模式使用特定的動力數值預報模式之各個預報時段的模擬大氣環流場的歷史資料，來了解各別預報時段的大氣環流場與特定區域地面天氣變數的相關情形。而 MOS 模式在中尺度上的應用也被證實有相當程度的參考價值(Hart等, 2004)。此外，MOS 模式更深具有修正動力數值預報模式，所產生的線性系統性誤差與偏差的優勢(Dallavalle, 1988)。

其中，在降水機率預報當中，傳統 MOS 上使用的統計模型為將降水觀測資料轉換為降水事件的二元資料(y)，定義

$$y = \begin{cases} 1 & , \quad \text{降水量大於 } 0.1 \text{ mm} \\ 0 & , \quad \text{降水量小於 } 0.1 \text{ mm} \end{cases}$$

將其與預報因子建立線性機率之迴歸模型 (Linear Probability Model)。然而，以此模型來預報降水機率，存在著不符合常理的缺失，其所算出的降水機率值會有超出正常範圍 [0, 1] 的狀況；在統計上，當反應變數為二元資料時，我們會將其

視為類別資料(Categorical Data)，使用邏輯斯迴歸模型(Logistic Regression Model)來建模並進行分析，改善傳統模型不合理的狀況(Agresti, 2007)。

本研究主要是延續本局短、中期 MOS 模式的降水機率預報，作為第二週台灣地區降水機率模式開發之技術基礎，並引用 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)的 GEFS(Global Ensemble Forecast System)預報產品進行 MOS 模式降水機率預報之技術發展，文中並以台北測站日降水資料作為代表，呈現技術發展的過程與結果。

二、資料來源和研究方法

(一) 資料來源

本文使用 2009 至 2011 年，NCEP 所發展之 GEFS 系集預報資料，搭配相對應台北觀測站冬季日降水量資料；冬季定義為前一年的 12 月與當年的 1 月、2 月。GEFS 系集預報資料中包含 20 個系集成員及單一控制組(Control Run)，格點距離為 2.5 度 x 2.5 度，並由起始(00Z)後每 12 小時超前預報至 384 小時，預報產品輸出間隔為 12 小時，預報長度達 16 天。所採用之層場變數，有海平面氣壓場(MSLP)、850 百帕溫度場

(850T)、850百帕水平風場(850U)、850百帕垂直風場(850V)、700百帕高度場(700H)、700百帕相對濕度場(700Rh)、500百帕高度場(500H)、250百帕水平風場(250U)、250百帕垂直風場(250V)與累積雨量場(TRS90)，等此10個大氣層場資料。

此外，台北測站之預報迴歸方程中的候選預報因子，係由鄰近台北測站之4個網格點的10個大氣層場資料，使用線性內插方法加以計算至台北測站的經、緯度位置上所產生。

(二) 研究方法

1. MOS模式

MOS模式主要是在於各個超前預報時段中，藉由迴歸模型，建立動力數值預報模式資料和對應的測站觀測資料(如溫度、降水量等)間的統計關聯性。其中，觀測資料稱為反應變數(Dependent Variables)，而數值模式預報層場資料則稱為解釋變數(Independent Variables)。

首先，令 x_{ijk} 為第 i 個觀測時間(Date)，超前預報時段(Tau Time)為 j ，第 k 個層場變數之格點內插值；而觀測資料 y_{ij} 為在數值模式之超前預報時段 j 所對應的觀測資料。其中， $i = 1, \dots, N(j)$ 、 $j = 1, \dots, J$ 、 $k = 1, \dots, K$ 。 $N(j)$ 代表在超前預報時段 j 時的樣本個數。 J 代表超前預報時段長度，即 $j = 1$ ，為超前12小時預報； $j = 2$ ，為超前24小時預報，以此規則至 $j = J$ ； K 則代表所採用的層場個數。本文中所使用的兩個迴歸模型，於下個小節作介紹。

2. 迴歸模型

(1) 多元迴歸模型 (Mutiple Regression Model)

MOS模式於各個超前預報時段中，多元迴歸模型表示式如下：

$$P(y_{ij} = 1) = \alpha + \beta_{j1}x_{ij1} + \dots + \beta_{jK}x_{ijK} + \varepsilon_{ij}$$

其中 $\varepsilon_{ij} \stackrel{i.i.d.}{\sim} (0, \sigma^2)$ ， ε_{ij} 為一平均數為0、變異數為 σ^2 的白噪音(White Noise)。模型中的參數 $\bar{\beta}_j = (\alpha, \beta_{j1}, \beta_{j2}, \dots, \beta_{jK})$ ，則使用最小平方方法(Least Squares Method)進行估計。

(2) 邏輯迴歸模型 (Logistic Regression Model)

MOS模式於各個超前預報時段中，邏輯迴歸模型表示式如下：

$$\text{logit}[P(y_{ij} = 1)] = \log \left(\frac{P(y_{ij} = 1)}{1 - P(y_{ij} = 1)} \right) = X\bar{\beta}_j;$$

同時，也可以表示為下列式子：

$$P(y_{ij} = 1) = \frac{\exp(X\bar{\beta}_j)}{1 + \exp(X\bar{\beta}_j)}。$$

上述模型藉由Logit函數，將降水機率值界定在 [0, 1] 之間。其中，參數 $\bar{\beta}_j$ 使用其概似函數(Likelihood Function)進行最大概似法估計；由於此式無法得到一組封閉式(Closed Form)，所以我們利用牛頓迭代演算法(Newton-Raphson Algorithm)取得最佳近似解。

行最大概似法估計；由於此式無法得到一組封閉式(Closed Form)，所以我們利用牛頓迭代演算法(Newton-Raphson Algorithm)取得最佳近似解。

3. 預報方式

在建立迴歸模型的過程中，如何去選出一些對反應變數有顯著意義的解釋變數是很重要的；選取的解釋變數愈多，迴歸模型的解釋度愈高，但是容易產生過度配適(Over-Fitting)的狀況。同時，若解釋變數間存在多元共線性(Multicollinearity)時，會造成迴歸參數模型的估計量變異(Mean Square Error, MSE)較大。

本研究採用前進變數選擇法(Forward Selection)搭配共線性審核機制，作為模式技術開發工具。在建立MOS模式中，考慮上述兩種迴歸模型皆搭配NCEP GEFS控制組模式預報資料進行模型的配適與預報測試。

三、資料分析

本章探討使用2009年1月、2月至2011年冬季，共八個月的GEFS單一控制組資料，與台北測站此八個月的冬季日降水量資料，建構Logistic MOS模式與傳統MOS模式。並使用2012年冬季的台北測站日降水量資料進行預報校驗，觀察以這兩種迴歸模型建置MOS模式，預報成果之間的差異。

(一) 校驗準則

1. Brier Score

假設超前預報時段的模型推估值為 f_i 、觀測資料為 y_i ，則，

$$\text{Brier Score: } \frac{\sum_{i=1}^n (f_i - y_i)^2}{n}。$$

其中 $i = 1, \dots, n$ ，其值介於 $[0, 1]$ 之間，數值愈小表示模型預報能力愈好。

2. 分類準確性—ROC 曲線 (Receiver Operating Characteristic Curve)

每一個超前預報時段的模型配適完成後，可以利用配適階段的模式資料與觀測資料，於不同的切點 (Cut-off point, 機率臨界值)，分別建立不同的二維列聯表 (2x2 Contingency Table)。

	$y = 1$	$y = 0$	
$\hat{y} = 1$	TP	FP	N_3
$\hat{y} = 0$	FN	TN	N_4
	N_1	N_2	N

其中，TP 為 True Positive 數、FN 為 False Negative 數、FP 為 False Positive 數與 TN 為 True Negative 數。藉由上述的數值，可以得到靈敏度 (Sensitivity) 與特異度 (Specificity)：

$$\begin{cases} \text{靈敏度} = P(\hat{y} = 1 | y = 1) \\ \text{特異度} = P(\hat{y} = 0 | y = 0) \end{cases}。$$

利用不同的切點，得到各別的靈敏度與特異度，可以繪出每個超前預報時段模型的 ROC 曲線。(曲線的畫法是以靈敏度為縱軸，以 $(1 - \text{特異度})$ 為橫軸，變動所有可能的切點值而畫出。) 於 ROC 曲線中，可以藉由以下兩種方式來診斷每個迴歸模型的分類機制是否良好。

(1) ROC 曲線下面積 (Area Under ROC Curve, AUC)

由 AUC 的大小，可以診斷模型的有用性或區辨能力，面積愈大，模型就愈有區辨效果，代表分類準確率愈高。當靈敏度和特異度均為 1 時，此時 AUC 等於 1，ROC 曲線為最完美 (Hanley and McNeil, 1982; Rao, 2003) 的情境。一般而論，當 AUC 大於 0.8 時，模型最具篩檢或診斷的效果 (Chong and Karlberg, 2004)。

(2) 準確率 (Accuracy Rate)

準確率可直接表示每個超前預報時段模型的預報準確率，表示式如下：

$$\begin{aligned} \text{準確率} &= P(\hat{y} = 1 \text{ and } y = 1) + P(\hat{y} = 0 \text{ and } y = 0) \\ &= \frac{TP + TN}{N}。 \end{aligned}$$

最後，本研究中，最主要藉由 ROC 曲線，從所有的切點中，找出審查機制中的臨界值 (Threshold Value, TV)，利用此臨界值去判斷機率預報值的分類狀況。尋找最佳臨界值的方法，我們採取常用的 Youden Index 方法，其表示式如下：

$$\text{Youden Index} = \text{靈敏度} + \text{特異度} - 1，$$

其方法為從每一個切點的 Youden Index 中，找出當最大的數值時的切點，當作審查機制中的臨界值；其原理在於使靈敏度加上特異度達到最大。

(二) 分析結果

兩種迴歸模型中，主要選取的解釋變數為 700 百帕的相對溼度場。圖一呈現兩種迴歸模型建立 MOS 模式的預報產品，圖中顯示出在此案例中，邏輯迴歸模型與傳統 MOS 模式，所預報的降水機率值與趨勢相差不顯著；另外，兩種模型藉由臨界值判斷出是否降雨的結果，大致上亦相同。圖二表現出兩種模型分別在不同超前預報時段下，ROC 曲線的變化；而圖三呈現兩種模型分別找出的臨界值與 ROC 曲線下面積，可以發覺其實兩個模型的臨界值其實是相近，而在 ROC 曲線下面積方面一週前的面積均呈現在 0.8 以上，到了一週期末、二週期初以後，均下降至 0.7 左右，突顯出隨著超前預報時段的增加，預報能力也隨之下降；詳細數值均列於表一。圖四則是呈列出兩個模型分別在配適階段與校驗階段的 Brier Score，在配適階段，兩個模型的數值互有高低，且大多數落於 0.2 至 0.25 之間；在校驗階段，兩個模型表現也是相差不遠的，且均有隨著超前預報時段的增加，數值也有隨之增加的趨勢。最後，圖五列出了兩個模型在配適階段與校驗階段的準確率，在配適階段看來，兩個模型在一週以前，數值大多落於 0.7 上下，到了第二週以後，則是不太穩定的震盪；校驗階段看來，兩個結果也是相近的，並且隨著預報時間的增加，準確率也隨之下降。

歸納上述探討，兩個模型所建構的 MOS 模式，在預報產品、ROC 曲線下面積、Brier Score 與準確度的表現上，其結果是類似的。

四、結論

藉由 GEFS 預報產品，文中呈現 MOS 模式二週降水

機率預報之技術發展過程，文中也描述MOS模式的原理與兩種迴歸模型的建立方式，與其預報方法，並以預報台北測站日降水機率作為評比結果的呈現。

在校驗成果上，分別以Brier Score、ROC曲線下面積與準確度，此三種校驗準則進行評估。結果顯示，無論是在臨界值的選取方面，或是ROC曲線下面積，所呈現出的結果是相似的；而在Brier Score和準確度方面，也是類似的結果，同時，也可以發現，隨著超前預報時段的增加，預報能力也跟著下降。

經由初步的探討，在MOS模式降水機率二週預報的發展上，雖然，兩個模型的校驗結果是類似的，但是，邏輯斯迴歸模型確實能改善傳統MOS在統計上的不合理性。而在預報能力方面看來，其結果並不是非常好，原因可能在於模式資料的不完整所導致這樣的結果，未來二週降水預報的方向，仍可以就邏輯斯迴歸模型方向搭配其他模式資料繼續發展，並思考如何改善在二週的預報能力。

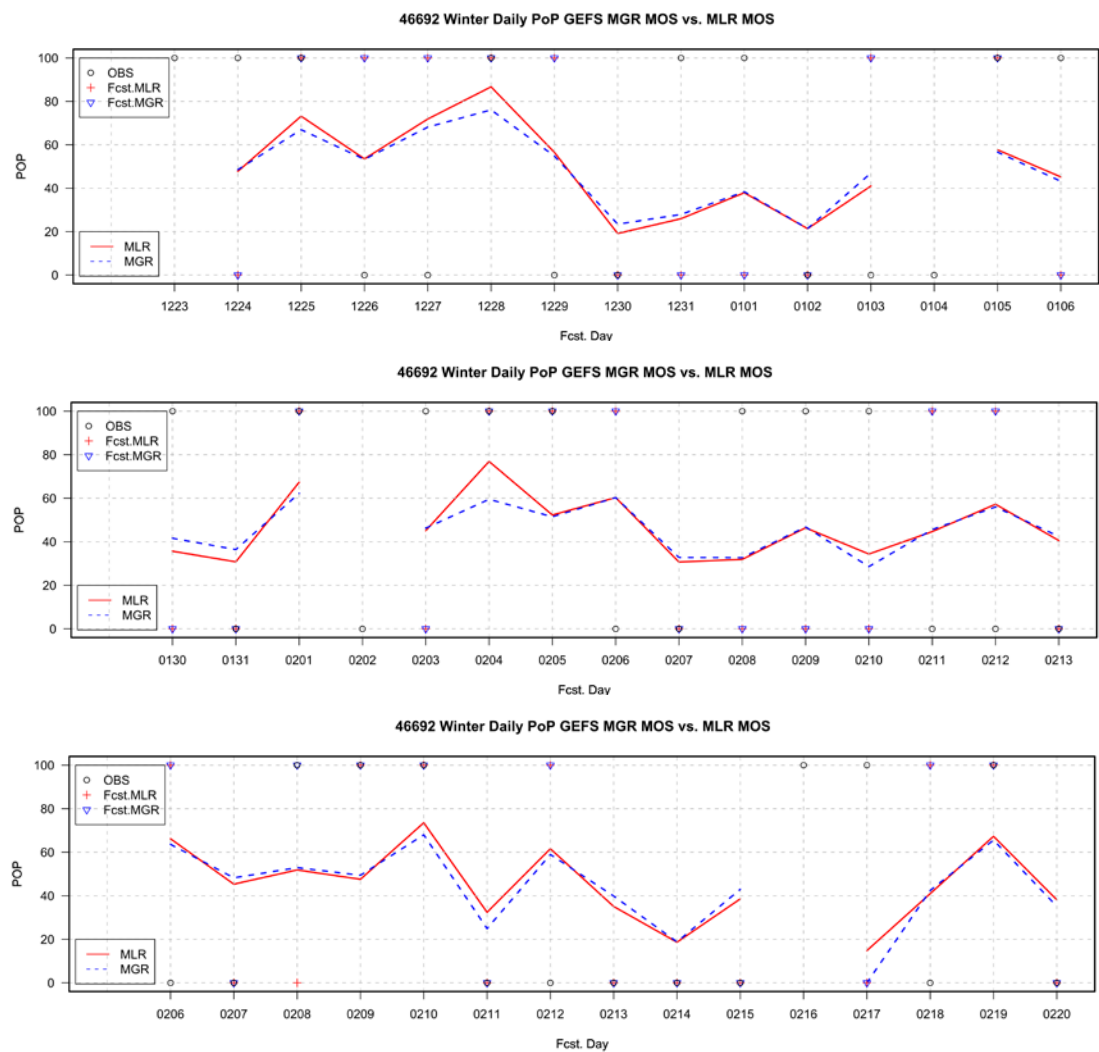
五、參考文獻

1. Agresti, A., 2007: An Introduction to Categorical Data Analysis, 2nd ed., Chapter 4-5, Wiley, New York, 99-172.
2. 陳重功、羅存文、王惠民、賀介圭，2000，中央氣象局統計預報系統的發展，氣象學報，43，18-33。
3. 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，43，12-27。
4. 羅存文與陳重功，2003，2001年最高/低溫統計預報結果分析，氣象學報，45，33-50。
5. 陳重功、羅存文、施佩君與賀介圭，2005，統計預報模式相位調整預報評比，天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局，臺灣，臺北，157-162。
6. 陳重功與羅存文，2009，中央氣象局LAFS MOS 2000-2003年冬季最高/低溫度之預報回顧與評比，氣象學報，48，1-16。
7. 王政忠與陳雲蘭，2010，邏輯斯迴歸(Logistic Regression)模型輔以最小絕對壓縮挑選機制(LASSO)於降水機率預報之應用，天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局，臺灣，臺北，236-241。
8. 李柏宏、賈新興、陳孟詩、王嫻蘭、陳重功與羅存文，2011，CWB 2nd Week日均溫MOS系集預報模式開

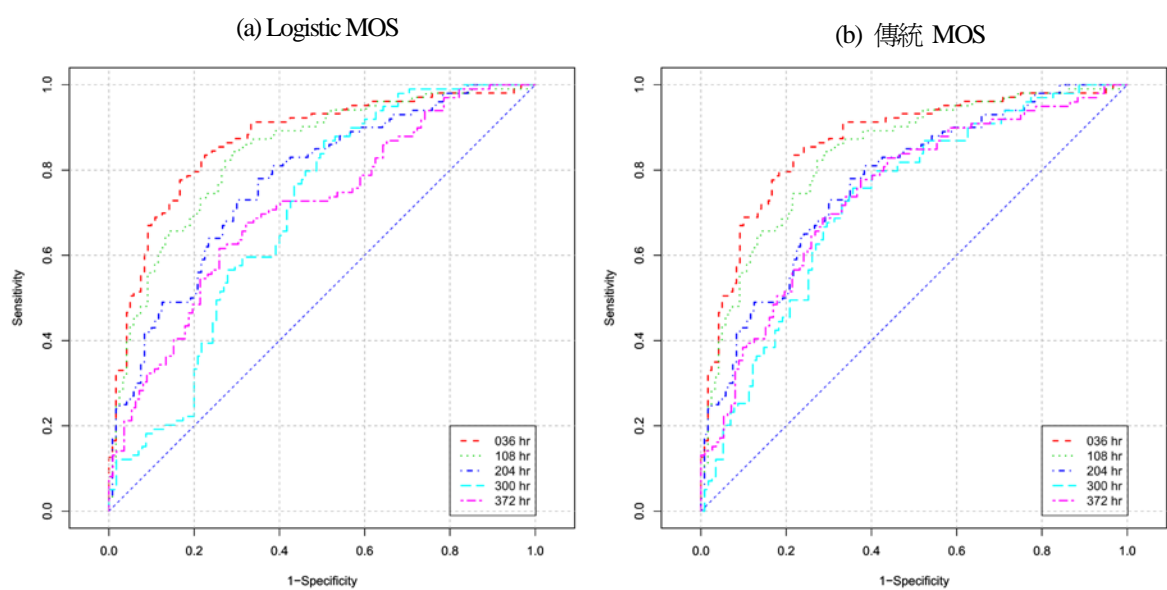
發之技術探討(I)，天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局，臺灣，臺北，364-369。

Tau	TV-1	TV-2	AUC-1	AUC-2
036	0.43	0.50	0.86	0.86
060	0.50	0.54	0.84	0.84
084	0.52	0.51	0.86	0.86
108	0.41	0.44	0.83	0.83
132	0.46	0.48	0.83	0.83
156	0.60	0.58	0.79	0.82
180	0.47	0.47	0.79	0.79
204	0.38	0.46	0.77	0.77
228	0.52	0.51	0.71	0.72
252	0.47	0.50	0.69	0.71
276	0.53	0.49	0.69	0.69
300	0.36	0.44	0.69	0.72
324	0.36	0.38	0.72	0.72
348	0.49	0.41	0.70	0.70
372	0.46	0.46	0.70	0.74

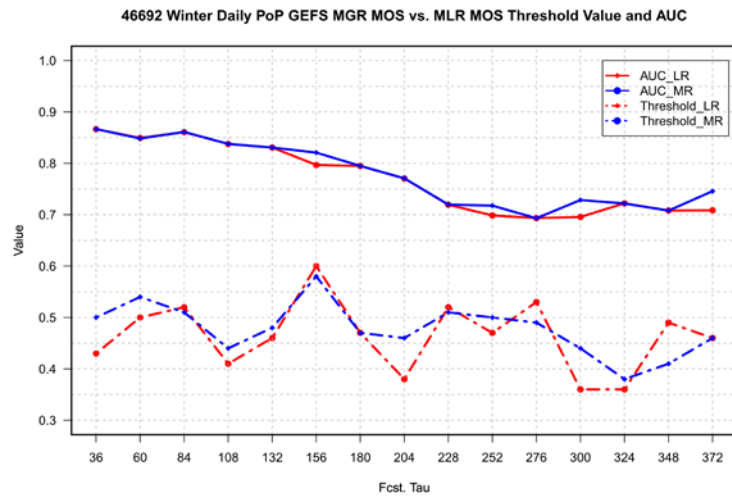
表一、在不同超前預報時段下，兩種MOS模式之臨界值選取與ROC曲線下面積。
(編號1代表Logistic MOS，編號2代表傳統MOS。)



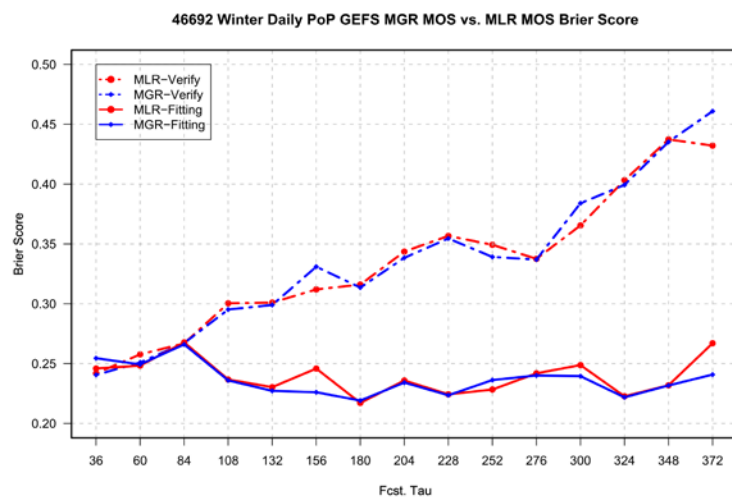
圖一、傳統 MOS 與 Logistic MOS 對於台北測站之兩週降水機率預報產品。



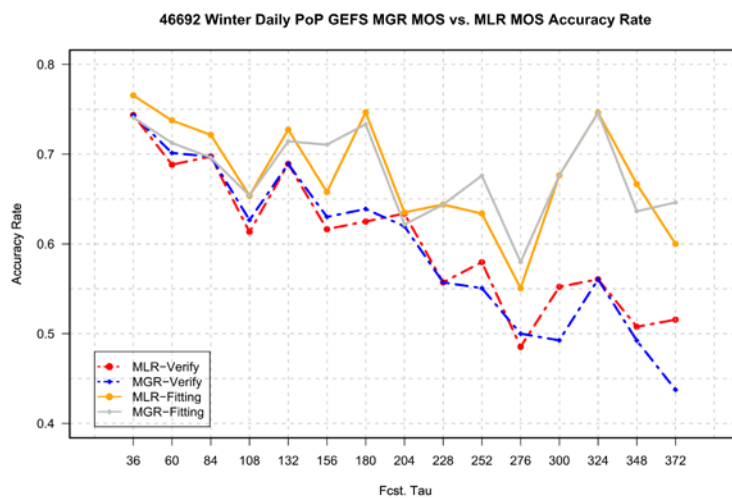
圖二、兩種MOS模式下，ROC 曲線在不同超前預報時段的變化。



圖三、在不同超前預報時段下，兩種MOS模式之臨界值選取與ROC 曲線下面積變化。



圖四、在不同超前預報時段下，兩種MOS模式在配適階段與校驗階段之 Brier Score 變化。



圖五、在不同超前預報時段下，兩種MOS模式在配適階段與校驗階段之準確率變化。

應用類神經網路於整合定量降雨系集預報實驗產品之初步研究

吳明璋 陳熾竹 江宙君 黃麗蓉

財團法人國家實驗研究院 台灣颱風洪水研究中心

摘要

為提升颱風侵台期間定量降雨預報能力，國研院台灣颱風洪水研究中心整合學研界與作業單位研發能量與資源，執行定量降雨系集預報實驗(Taiwan Cooperative Precipitation Ensemble Forecast Experiment, TAPEX)，提供颱風期間定量降雨系集預估資料，供防救災相關管理單位應變作業時參考與應用。但因系集預報實驗成員個數眾多，導致後續水文端在流量或淹水預報工作時使用上的困難。現階段，為方便後續水文端快速使用，多以所有成員預估結果的平均值，提供使用者參考。但使用平均值可能會低估極大值，對防災應用上較為不利。為解決低估極大值的問題，本研究嘗試應用近年來廣泛運用於不同層面研究的類神經網路(Artificial Neural Networks, ANNs)，發展 TAPEX 系集成員預估產品整合技術，並藉由實際颱風事件，測試與評估類神經網路的整合能力。實際測試結果顯示，應用類神經網路對系集預估結果進行整合確可改善極大值低估問題。對於預估大豪雨雨量值(大於 200 mm 以上)，整合後預估整體上的表現比未整合前的系集預估平均值有較高的預兆得分分數(Threat Score, TS)與較佳的可偵測率(Probability of Detection, POD)，然而卻也會有較高的誤報率(False Alarm Ratio, FAR)。依據本研究測試結果，應用類神經網路於整合系集成員預估產品確有不錯的潛力。未來可朝調整與改進類神經網路的學習策略，並配合最佳化理論選擇最佳輸入組合，增進類神經網路的整合表現。期望最佳化之定量降雨預估結果有助於防救災相關管理單位應變決策作業。

關鍵字：定量降雨系集預報實驗、最佳化、類神經網路

一、前言

颱風侵台期間，降雨預報資料是防救災相關管理單位應變作業上十分重要且必要的資訊。因此，國研院台灣颱風洪水研究中心整合學研界與作業單位資源，執行定量降雨系集預報實驗(Taiwan Cooperative Precipitation Ensemble Forecast Experiment, TAPEX)，提供颱風期間颱風路徑與降雨預報資料供防救災相關管理單位應變作業時參考與應用。TAPEX每天進行4次預報，每次預報未來78小時的時雨量，目前成員數已超過20個。然而，因系集成員個數多，且各成員雨量預報結果有時變異大，造成使用者不易直接使用，亦導致流量預報或淹水預報工作上出現困難。

現階段，為節省時間，仍多以所有系集成員預估結果的平均值(ensemble mean)供防救災相關管理單位應變作業時快速參考。然而，僅使用平均值往往會有低估極大值的問題，對於防災應用上較為不利。因此，為解決低估極大值的問題，提升極大值的預估表現，本報告嘗試應用近年來廣泛運用於不同層面研究的類神經網路(Artificial Neural Networks)技術，整合TAPEX系集成員產品，並藉由實際颱風事件，測試與評估類神經網路的整合能力，結果可供後續研發TAPEX成員產品整合技術研究時之參考。

類神經網路是一種模仿生物大腦與神經網路系統所建構出來之資訊處理系統，能夠對於外界輸入之訊號有儲存、學習及回想等一系列動作。

由於類神經網路係針對人腦作簡化之模擬，利用數學的方式建立模式達到儲存、學習及回想之作用，其行為與統計之概念相當類似，因此也可將其視為一種特殊之統計模式。類神經網路的最大優點即是不需事先做過多假設，只要經過神經元(neuron)之反覆學習訓練即可，且其脫離了傳統統計模型，具有理論簡明、結構單純，並具有快速計算、學習能力及容錯能力等優點，因此類神經網路具有可處理大量且複雜資料之能力。近年來，類神經網路技術已被廣泛運用於不同層面研究，包括訊號分析(Kelly et al., 1990; Baxt, 1990)、樣本辨識(Han and Xi, 2004)、最佳化控制(Becerikli et al., 2003)，以及時間序列的模擬與預報(Brownstone, 1996; Sahoo et al., 2005; Lin et al., 2009; Lin and Wu, 2011)等等。應用類神經網路技術於整合系集預報結果的研究有Kumar et al. (2012)與Krasnopolsky and Lin (2012)。

二、資料蒐集

為測試類神經網路技術於整合TAPEX系集成員產品的能力，本報告蒐集TAPEX對2012年中7場颱風事件期間，未來24小時累積雨量的預估資料。表1為此7場颱風事件之警報期間，各場颱風雨量預估資料的蒐集時段。

表1、颱風期間系集實驗預估資料蒐集時段

編號	名稱	警報期間 (LST)	預報資料蒐集時段 (UTC)
1	泰利 (Talim)	6/19~6/21	6/18 18:00~6/20 18:00
2	杜蘇芮 (Doksuri)	6/28~6/29	6/27 18:00~6/29 06:00
3	蘇拉 (Saola)	7/30~8/03	7/30 00:00~8/02 18:00
4	海葵 (Haikui)	8/06~8/07	8/06 00:00~8/07 12:00
5	啓德 (Kai-Tak)	8/14~8/15	8/14 00:00~8/16 00:00
6	天秤 (Tembin)	8/21~8/25 & 8/26~8/28	8/23 00:00~8/28 18:00
7	杰拉華 (Jelawat)	9/27~9/28	9/27 00:00~9/28 18:00

對於表1中預估資料的內容，則以泰利颱風的資料蒐集時段為例進行說明。表中泰利颱風的預報資料蒐集時段為6/18 18:00~6/20 18:00，由於每

個成員每天皆執行4次預報(起始時間分別為00Z、06Z、12Z、18Z)，因此表示於該颱風期間共蒐集9次預報結果。且本報告在每次預報，均蒐集21個成員對台灣567個雨量測站位置點的未來24小時累積雨量的預報資料。因此，對於泰利颱風事件，共蒐集了9*567*21筆資料，其中9表示預報次數，567為雨量測站個數，21則為系集成員個數。567個雨量觀測站的空間分布，則如圖1所示。

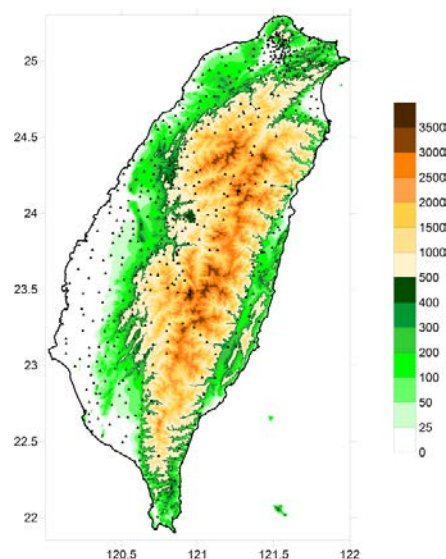


圖1、567個雨量觀測站空間分布

除蒐集TAPEX對未來24小時累積雨量的預估資料外，亦蒐集對應時間中央氣象局實際觀測之24小時累積雨量資料，並排除觀測雨量缺測的資料部分，對應時間之預估資料亦排除不計。

三、雨量整合方法

為探討應用類神經網路技術於整合TAPEX系集成員雨量預估結果的能力，在本報告中嘗試使用3種常見但不同類型的類神經網路。採用的3種網路分別為倒傳遞類神經(Back Propagation Neural, BPN)、支援向量機(Support Vector Machine, SVM)與自組織映射線性輸出(Self-Organizing Linear Output, SOLO)網路，進行TAPEX產品整合工作。有關這3種類神經網路的介紹與說明，請參見(Haykin, 1999; Vapnik, 1998; Cristianini and Shaw-Taylor, 2000; Hsu et al., 2002)。

在類神經網路的設計上，輸入項為21個系集成員對某一雨量測站未來24小時累積雨量的預估資料，亦即輸入項維度為21，而輸出項為該雨量站對應時間之實際觀測24小時累積雨量資料，亦即輸出項維度為1。故應用類神經網路整合21個系集成員雨量預估結果之概念，可用 $\hat{y} = f(x_1, x_2, \dots, x_{21})$ 之通式表示。其中， x_1, x_2, \dots, x_{21} 分別為21個系集成員各自對某一雨量測站未來24小時累積雨量的預估資料， \hat{y} 為經類神經網路整合後的預報。依據上述通式可知，應用類神經網路技術整合TAPEX成員產品即是藉由類神經網路技術，對於輸入變數 x_1, x_2, \dots, x_{21} 與目標變數 y 間進行統計回歸分析。一般而言，在應用類神經網路時可概分成網路訓練(training)階段與網路測試(testing)階段。類神經網路的訓練階段係藉由訓練資料反覆調整該回歸式的權重，以期在訓練階段最小化下述目標函數：

$$OF = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}$$

其中， y 為實際觀測之24小時累積雨量資料， n 為訓練資料筆數。當訓練階段結束時，權重則固定不再改變。接下來，在類神經網路的測試階段，則以測試資料評估該回歸式的表現。對於BPN、SVM與SOLO這三種類神經網路使用之數學回歸式，可簡單表示如下：

【3層架構的BPN】

$$\hat{y} = f\left(\sum_{j=1}^J w_j^O f\left(\sum_{i=1}^I w_{ij}^H x_i\right)\right) = \left[1 + \exp\left(-\sum_{j=1}^J w_j^O \left(1 + \exp\left(-\sum_{i=1}^I w_{ij}^H x_i\right)\right)^{-1}\right)\right]^{-1}$$

式中 y 為輸出項， x 為輸入項， w^H 與 w^O 分別為輸入層到隱藏層及隱藏層到輸出層連結權重， I 為輸入項個數， J 為隱藏層神經元個數。

【SVM】

$$\hat{y} = \sum_{k=1}^{N_{SV}} w_k^* f(\mathbf{x}, \mathbf{x}_k) = \sum_{k=1}^{N_{SV}} w_k^* \exp\left(-(I)^{-1} \sum_{i=1}^I (x_i - x_{ki})^2\right)$$

式中 y 為輸出項， x_k 為支援向量(support vector)， w^* 為連結權重， I 為支援向量個數。

【SOLO】

$$\hat{y} = \mathbf{w}\mathbf{x} = \begin{cases} \sum_{i=1}^I w_i^1 x_i & \text{if } \mathbf{x} \in \text{cluster 1} \\ \sum_{i=1}^I w_i^2 x_i & \text{if } \mathbf{x} \in \text{cluster 2} \\ \vdots \\ \sum_{i=1}^I w_i^n x_i & \text{if } \mathbf{x} \in \text{cluster } n \end{cases}$$

式中 y 為輸出項， x 為輸入項， w^n 為第 n 個群集回歸式中的權重， n 為群集個數，亦即為神經元個數。

由以上之數學回歸式形式可知，BPN與SVM均為非線性的回歸分析技術，但兩者有不同的回歸式形式與採用不同的機制決定權重。而SOLO則為片段的線性回歸分析技術。此外，值得一提的是有時部分成員的輸出預報值會有所缺漏，在網路訓練階段雖可以直接將缺漏部分略去不計，但是在網路測試階段則可能會因輸入項個數不同而造成類神經網路輸出時產生錯誤。因此，對於某些成員預報缺漏的部分，此處則以剩餘系集成員有資料部分的平均值加以補足。而本報告使用BPN、SVM與SOLO類神經網路的參數設定上，本報告是使用3層架構的BPN，10個隱藏層神經元，學習速率(learning rate)為0.8，最大學習次數為5000。SVM使用的成本係數(cost function)為1，誤差容忍度(tolerance)為1%。至於SOLO則採用2*2的拓樸(topology)結構，亦即表示使用4個神經元進行分析。

四、初步試驗結果

依據上述類神經網路的輸入項設計與參數設定，即可對應用三種類神經網路技術於整合TAPEX多個成員產品的能力進行實際試驗。本報告使用的實際試驗方式為「以過去歷史颱風事件資料事先訓練好類神經網路，接著使用新發生的一場颱風事件資料對此訓練好的類神經網路進行測試」。因此，以7場蒐集的颱風事件資料，可依上述的試驗方式對於類神經網路設計6次實際測試實驗，如下圖2所示：

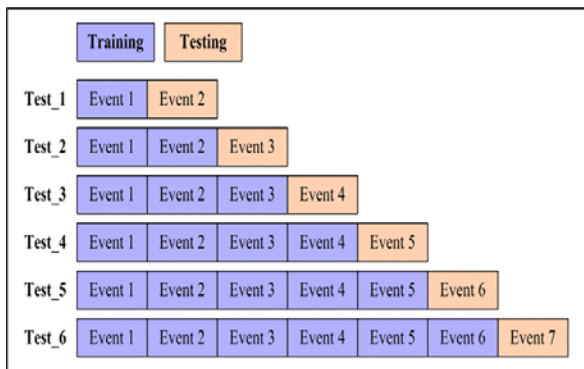


圖2 類神經網路訓練與測試資料示意圖

以圖中Test_1為例，表示使用較早發生之Event 1資料訓練類神經網路，而以新發生之Event 2資料對該類神經網路進行測試。以此類推，Test_6則表示使用較早發生之Event 1～Event 6資料訓練類神經網路，而以新發生之Event 7資料對該類神經網路進行測試。使用此試驗方法，可得到與真實操作狀況最接近的結果，亦可較客觀地評估類神經網路技術的整合能力。

經由上述的試驗方法，可分別得到對Event 2～Event 7共6場颱風事件的實際測試結果。圖3為此6場颱風事件測試結果與實際觀測雨量的散佈圖；其中，橫軸為實際觀測之24小時累積雨量，縱軸則為預估結果。越接近45度線，表示預估值與觀測值越接近。圖3(a)的結果顯示，直接使用TAPEX ensemble mean大致上趨勢與觀測值相似，然而對較大雨量的預估則呈現低估的情形。圖3(b)～3(d)的結果則顯示，除BPN外，SVM與SOLO均可有效提升對極大值的預報。舉例而言，本報告蒐集的7場颱風資料中，最大之24小時累積雨量資料為太平山雨量站於蘇拉颱風期間的觀測值：1024 mm (UTC 8/01 00:00～8/02 00:00)，即為圖3中紅色虛線圓圈處。而在預估值的表現上，TAPEX之預估值為534 mm，約低估近500 mm；而經SVM與SOLO整合後，預估結果分別為726 mm與945 mm，分別低估約300 mm與80 mm。故針對雨量極大值，透過SVM與SOLO整合TAPEX的預估，確實可有效減少極大值的誤差，以增進防災應用上的效益。然而，圖3結果亦顯示，透過SVM與SOLO整合TAPEX的預估值相較於

ensemble mean，卻有較為高估的情況發生，即為有較多的預報點落於45度線的上方。

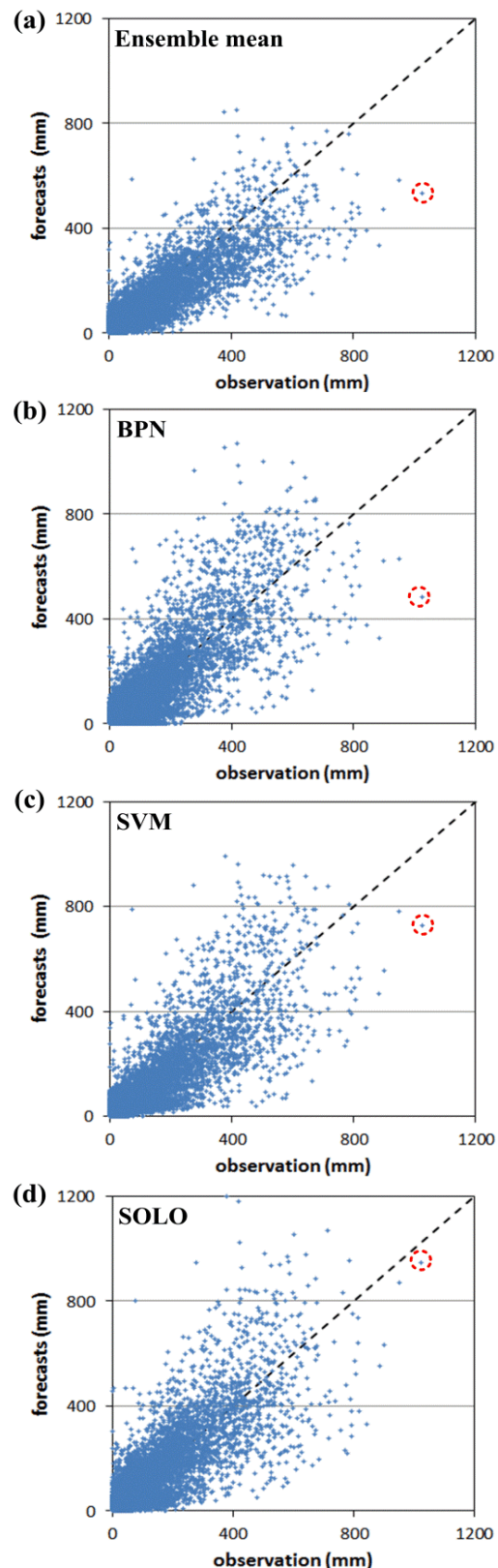


圖3 (a) Ensemble mean預估、(b) BPN、(c) SVM及 (d) SOLO整合預估結果與實際觀測散佈圖

其次，本報告使用雨量校驗時常用的預兆得分(Threat Score, TS)、公正預兆得分(Equitable Threat Score, ETS)、可偵測機率(Probability of Detection, POD)及誤報率(False Alarm Ratio, FAR)等4個指標，對上述預估整合結果進行量化評估。指標TS、POD與FAR值的理論範圍為0~1，ETS值的理論範圍則為-1/3~1之間。上述4個指標中，除FAR值越接近0表示預估結果表現越好外，其餘三個指標值均越接近1表示預估結果表現越好。由於圖3(b)的結果顯示，利用BPN整合TAPEX系集成員產品並無法有效提升極大值的預估表現，故此處不對BPN的整合結果進行量化評估。

圖4為對TAPEX的ensemble mean、以及使用SVM及SOLO進行整合預報的量化評估結果。圖4(a)的結果顯示，對於6場測試事件的未來24小時累積降雨預報值，在門檻值為130 mm (豪雨)條件下，TS值均高於0.5，顯示3種方法對第一天雨量預估於豪雨標準下有不少的掌握度。但隨著雨量門檻值增加，TS值則會逐漸下降。而圖4(b)中ETS結果與圖4(a)中TS結果相似。另外，由圖4(a)與4(b)的結果亦可知，當門檻值在130 mm以下時，ensemble mean的表現均優於透過類神經的整合預估；但是當門檻值在200 mm以上時，透過類神經的整合預估則優於ensemble mean，其中又以SOLO的表現較SVM佳。至於圖4(c)的POD與4(d)的FAR結果則顯示，對於較大雨量值(門檻值大於200 mm)，透過類神經的整合預估相較於ensemble mean有較大的POD值，亦即有較佳的偵測能力；然而卻也會出現較大的FAR值，亦即有較高的誤報率。

由於我們希望預估結果能有較高的POD值，同時亦有較低的FAR值，所以此處亦以POD減去FAR的數值來評估ensemble mean，以及使用SVM及SOLO的整合預估結果。POD減去FAR的結果如圖5所示，POD與FAR差值越大表示預估表現較佳。圖5的結果顯示，當門檻值為50 mm與130 mm時，均以ensemble mean的表現最佳，而當門檻值為200 mm與350 mm時，則以SOLO整合預估表現最佳。

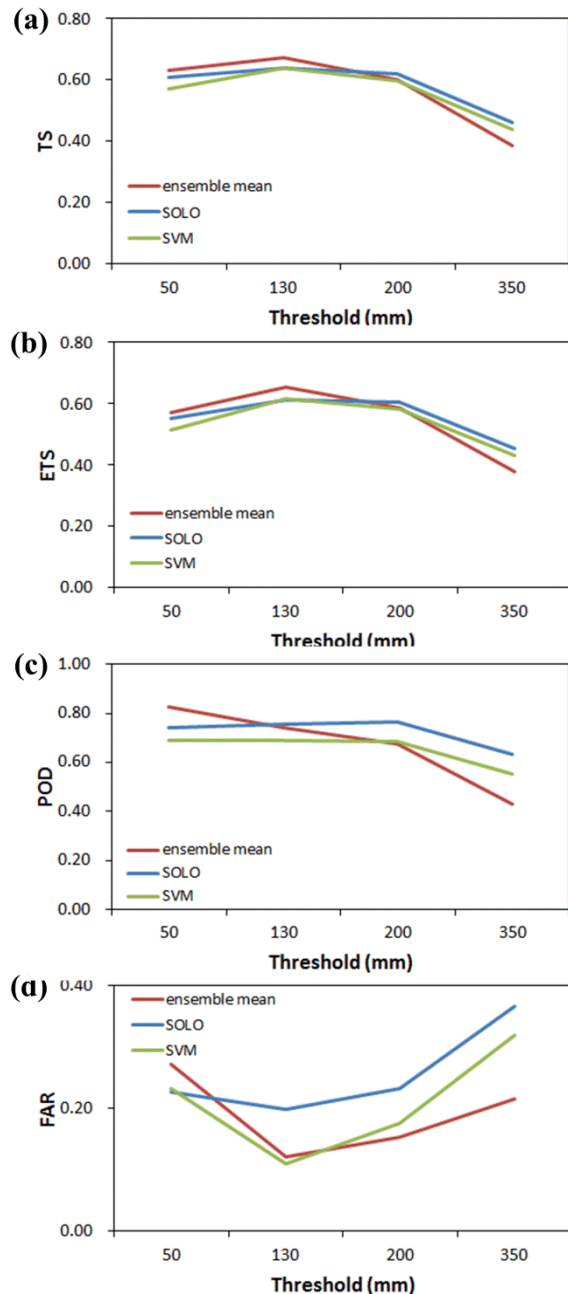


圖4 (a) TS、(b) ETS、(c) POD及(d) FAR在不同降雨門檻值的結果

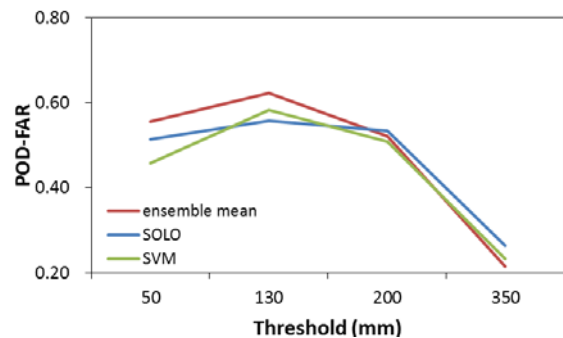


圖5 POD和FAR之差值在不同降雨門檻值的結果。其中紅色線為ensemble mean，藍色線為SOLO，綠色線為SVM

為進一步呈現 ensemble mean 以及 SVM 及 SOLO 的整合預估效果，此處以本報告蒐集的7場颱風事件期間，觀測到最大之24小時累積雨量資料的時段為例(蘇拉颱風期間，080100UTC～080200UTC)做探討。圖6(a)為該時段之全台實際觀測雨量的空間分布，圖中顯示，雨量最大值出現在太平山雨量站，24小時累積雨量為1024 mm。圖6(b)～圖6(d)則分別為 ensemble mean、SVM 及 SOLO 的整合預估結果與實際觀測間誤差的空間分布，正值表示預估值高於實際觀測值，反之則表示預估值低於實際觀測值。因此，由圖6(b)可知，ensemble mean 明顯低估台灣東北部區域的降雨，而且低估的幅度超過300 mm。而圖6(c)與圖6(d)的結果則顯示，SVM與SOLO的整合預估技術可大幅減少該地區雨量預報嚴重低估問題，且低估幅度由450～600 mm降低為300～450 mm，改進幅度約為30%。然而，此2種方法皆高估了台灣中北部山區的降雨，高估幅度約300～450 mm。

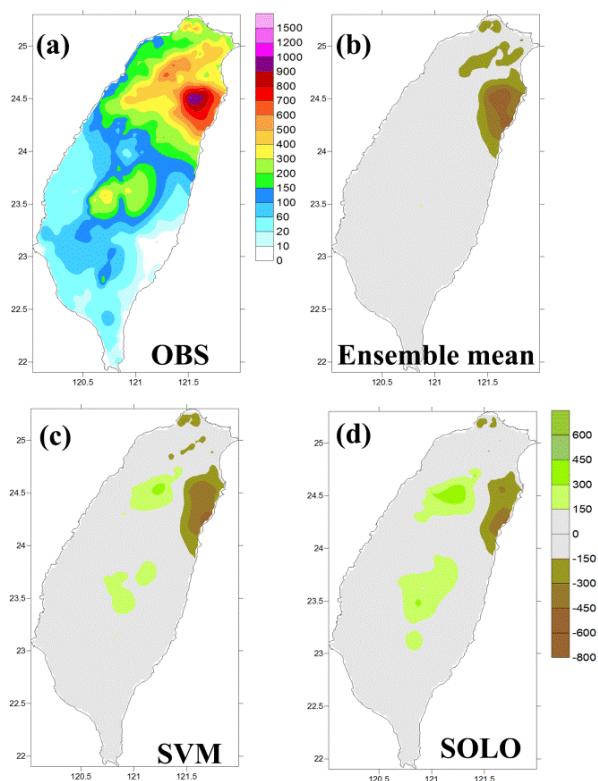


圖6 蘇拉颱風期間，最大24小時累積雨量時段(080100UTC～080200UTC)之(a)觀測降雨空間分布及(b)ensemble mean、(c)SVM及(d)SOLO預估誤差空間分布

五、結論與後續方向

本報告應用3種常見但不同類型之類神經網路技術於整合TAPEX系集成員產品，並藉由設計試驗，以6場實際事件測試類神經網路對未來24小時累積雨量預估的整合能力。結果顯示，3種類神經網路整合預估方法中以SVM與SOLO對於提升極值預估的表現較佳。而依據4個指標的量化結果可知，當門檻值為50 mm與130 mm時，ensemble mean的表現均優於透過類神經的整合預報，但是當門檻值為200 mm與350 mm時，透過類神經的整合預報則優於ensemble mean，其中又以SOLO的表現較SVM佳。整體而言，對於大豪雨雨量值(門檻值大於200 mm)，類神經的整合預估方法相較於ensemble mean有較佳的可偵測率(POD)，然而卻也會有較高的誤報率(FAR)。

故依據本報告測試結果，未來對於應用類神經網路技術於整合TAPEX系集成員產品之技術研發上，仍有持續努力的空間。例如，在本報告中類神經技術仍僅為直接應用，尚未對類神經網路進行學習策略的調整與改進，未來可朝此方向持續研究。另外，在類神經網路輸入項的選擇上，本報告係直接使用全部系集成員，未來可配合最佳化理論選擇最佳輸入組合，亦可配合其他輸入變數，例如系集成員預估值之相關統計特性、氣候模式法的預估結果、測站的地文資料等等，以期增進類神經網路的整合表現，改進之整合預估結果期望能有助於防救災相關管理單位應變作業。

六、參考文獻

1. Baxt, W.G., 1990. Use of an artificial neural network for data analysis in clinical decision-making: the diagnosis of acute coronary occlusion. *Neural Computation* 2(4), 480-489.
2. Becerikli, Y., Konar, A.F., Samad, T., 2003. Intelligent optimal control with dynamic neural networks. *Neural Networks* 16(2), 251-9.

3. Brownstone, D., 1996. Using percentage accuracy to measure neural network predictions in stock market movements. *Neurocomputing* 10(3), 237-250.
4. Cristianini, N., Shaw-Taylor, J., 2000. An introduction to support vector machines and other Kernel-based learning methods. Cambridge Univ. Press, New York.
5. Han, M., Xi, J., 2004. Efficient clustering of radial basis perceptron neural network for pattern recognition. *Pattern Recognition* 37(10), 2059-2067.
6. Haykin, S., 1999. *Neural Networks: A Comprehensive Foundation*. Prentice Hall, New Jersey.
7. Hsu, K.L., Gupta, H.V., Gao, X., Sorooshian, S., Imam, B., 2002. Self-organizing linear output map (SOLO): an artificial neural network suitable for hydrologic modeling and analysis. *Water Resources Research*, 38(12), doi: 10.1029/2001WR000795.
8. Kelly, M.F., Parker, P.A., Scott, R.N., 1990. The application of neural networks to myoelectric signal analysis: A preliminary study. *IEEE Transactions on Biomedical Engineering* 37(3), 221-230.
9. Krasnopolsky, V.M., Lin, Y., 2012. A neural network nonlinear multimodel ensemble to improve precipitation forecasts over continental US. *Advances in Meteorology* 2012, 649450, doi: 10.1155/2012/649450.
10. Kumar, A., Mitra, A.K., Bohra, A.K., Iyengar, G.R., Durai, V.R., 2012. Multi-model ensemble (MME) prediction of rainfall using neural networks during monsoon season in India. *Meteorological Application* 19, 161-169.
11. Lin, G.F., Chen, G.R., Wu, M.C., Chou, Y.C., 2009. Effective forecasting of hourly typhoon rainfall using support vector machines. *Water Resources Research* 45(8), W08440, doi: 10.1029/2009WR007911.
12. Lin, G.F., Wu, M.C., 2011. An RBF network with a two-step learning algorithm for developing a reservoir inflow forecasting model. *Journal of Hydrology* 405(3-4), 439-450.
13. Sahoo, G.B., Raya, C., Wadeb, H.F., 2005. Pesticide prediction in groundwater in North Carolina domestic wells using artificial neural network. *Ecological Modelling* 183, 29-46.
14. Vapnik, V., 1998. *Statistical Learning Theory*. John Wiley, New York.

應用QPESUMS資料迴歸估計台灣地區降雨系統移速場

李天浩¹ 張鳳吟¹ 丘君翹¹ 蔡雅婷² 黃椿喜³ 劉承昕¹

國立臺灣大學土木工程學系¹ 多采科技公司² 中央氣象局³

摘要

基於雷達觀測降雨的正確性，和數值天氣預報模式具備解式動力發展的能力，擬研發結合兩種資料的算式技術，同時評估以其建立0-12小時定量降雨預報的可行性。本論文為其中使用QPESUMS的dbZ回波CAPPI資料，以迴歸法估計降雨系統移速場的算式部分。迴歸方法是參考Takasao和Shiiba(1984)，假設降雨系統移速場和源滅場為水平二維座標自變數的線性函數，利用顯式差分的二維移流方程式，以連續兩張或多張降雨觀測網格資料，迴歸估計移速場係數值。

因為台灣地形影響，線性函數往往不足以描述雷達觀測範圍內降雨系統移速的局部變化。針對此問題，本研究將其擴充，發展出全域迴歸、分區線性（piece-wise linear）迴歸和區塊（block）迴歸等三種不同尺度算式，搭配使用。雖然分區線性法仍然使用線性基底函數，唯分區估計可使移速場更具變化和彈性；比較不同面積的分區線性移速場估計，由兩者差異可以評估是否還有必要針對誤差降幅較大的區域，再作局部細化。區塊迴歸法應用於速度場空間變化率較大的近地形區域，或是追蹤雨胞，區塊面積與Tracking Radar Echo by Correlation (TREC)法類似，但由於是採用迴歸原則，移速估計值可以是實數，不須是 $\Delta x/\Delta t$ 的整數倍，因此更具優勢。

另外，Takasao和Shiiba(1984)法因為是用一個網格距離以內的數據作空間差分，速度估計值的上限是使Courant數為1的速度；因為QPESUMS資料時間間隔10分鐘、空間解析度為0.0125經緯度，即相當於0.075度/小時或8 km/hr。針對此問題，本研究擴充原方法，發展出結合類似TREC的Lagrangian概念，和Eulerian概念的迴歸法，進行多次迴歸，再選擇其中R-square值最高者的方式，決定移速場係數。

關鍵詞：降雨系統、移速場、迴歸、移流方程式、回波 dbZ、雷達

颱風降雨動力統計預報指引系統之建立

黃麗蓉 陳熾竹 李清勝

國研院台灣颱風洪水研究中心

摘要

颱風是台灣地區最主要的氣象災害來源，侵台颱風所導致的災害，主要肇因於其所伴隨之豪雨。此外由於經濟發展，颱風所導致的損失似乎有增加的趨勢，因此，加強對侵台颱風之研究，藉以提供正確之預報指引，進而改進定量降雨預報與提高災害預警能力，是台灣地區颱風防災課題中的重要工作。

本研究利用現有動力模式（MM5、WRF），針對 1990-2009 年 9 大類路徑之侵台颱風個案，進行中尺度（鄉鎮尺度）降雨數值模擬，共完成 54 個控制組模擬及各 11 組系集模擬。其次，利用所完成之 648 個模擬成員，建立動力統計預報模式；並利用颱風路徑、強度、暴風半徑、太陽日、颱風登陸地點及颱風移速等六個參數，提供動力統計模式預報指引。而針對相依颱風個案進行陸上颱風警報期間，所有測站之累積雨量的校驗結果顯示，此動力統計預報指引系統，對於降雨量或降雨分布的表現大多有改善。此外，本動力統計模式整合了統計模式與動力模式的優點，但可提供鄉鎮尺度之颱風降雨預報，此亦為氣候模式無法提供之資訊。

關鍵字：颱風降雨、動力模式、統計法

一、前言

目前颱風降雨預報技術，大致可分為氣候統計法（含類比法）和數值模式預報法兩大類。氣候統計法建基於歷史颱風資料的統計應用，考慮的是歷史案例的重現性，因此對於特殊颱風個案（如 2008 年的卡玫基颱風），較缺少預報能力。數值模式預報法，雖然在完整物理架構下，很可能可以模擬出合理的颱風降雨分佈；但由於諸多因素的影響，在實際預報作業時，卻常存在難以掌握的不確定性，尤其是模式之颱風路徑預報有所偏差時，降雨分布將顯著偏離實際觀測。本研究即希望藉由數值模式預報法動力一致的合理性，合併統計預報的穩定及重現性的優點，改善侵台颱風降雨預報技術。

二、侵台颱風降雨動力統計預報

指引系統之建立

本研究利用現有動力模式（MM5、WRF），針對 1990-2009 年 9 大類路徑之侵台颱風個案，進行中尺度（鄉鎮尺度）降雨數值模擬，為使模擬結果具代表性，控制組模擬之颱風於侵台期間，最大累積雨量值與觀測雨量值比較之誤差須在 25% 以內。而為獲得類似環境下，不同影響因子之全台雨量分布，亦利用不同積雲參數化、雲微物理參數化及初始時間，設定 11 組系集成員進行模擬。本研究共完成 54 個侵台颱風個案之控制組模擬，表 1 為所有控制組模擬之最佳參數化組合設定及模擬結果。

其次，參考 Lee et al. (2006) 之方法，利用 648 個模擬成員的降雨結果，做為背景資料，建立颱風降雨動力統計模式；此模式之預報網格解析度設定為 0.05 度，約為台灣地區之城鄉尺度，範圍則涵蓋整個台灣地區，為北緯 21.5-25.5 度、東經 120-122 度，共 3200 個網格點。因此，每個網格可視為一個測站，皆有一降雨潛勢圖，故總共有 3200 張降雨潛勢圖。

在歷史資料的建立方面，背景資料範圍為北緯 19-27 度、東經 118-126 度；本研究利用所有模擬結果計算背景資料範圍內，每 0.5x0.5 度的網格中，當歷史颱風個案通過該網格時，每個預報網格點的時雨量平均值、最大值、最小值、颱風過境次數及標準偏差（圖 1）。再利用雙線性內插法，將上述時雨量平均值內插至 0.1x0.1 度的經緯度網格內，以得到一組空間分布均勻的網格資料，如圖 2 即為接近台北站網格之降雨潛勢圖。實際使用動力統計模式時，必須根據中央氣象局預報之颱風定位找出颱風中心所在的網格；再利用欲預報網格的降雨潛勢圖上，找到颱風中心網格位置相對應的時雨量，即為該欲預報網格之降雨預估值，而累積雨量即為沿颱風路徑之逐時雨量累加。

三、各項預報指引對降雨預報結果影響之分析

李(2008)所建立之集水區颱風降雨模式，可根據颱風特徵即時調整模式計算時採用的降雨門檻值，以凸顯颱風個案間的降雨特徵；此外，亦同時透過分析不同颱風的降雨特性，給予使用者藉由分析颱風降雨特徵，獲得颱風降雨模式調整之參考指引。本研究參考李(2008)之方法，利用颱風路徑、強度、暴風半徑、太陽日、颱風登陸地點及颱風移速等六個參數，提供動力統計模式預報指引，建置完整之動力統計預報指引系統。其次，利用上述各項預報指引，針對所有相依颱風個案進行陸上颱風警報期間，所有測站之累積雨量預估，並與未加入預報指引之結果比較，以了解各項預報指引對颱風降雨預報結果之影響。

（一）颱風路徑

本研究利用「颱風路徑」做為預報指引，針對不同路徑類型之相依颱風個案，計算測站整體之各項統計參數（表 2）。在西行路徑的相依個案方面，有無加入預報指引，所預估之

測站總累積雨量，其與實際觀測之相關係數皆為 0.77，顯示加入預報指引後對於西行颱風降雨預估之分布差異影響不大，但在降雨量值上則有明顯的提升。在北行颱風個案方面，加入預報指引後，相依個案之降雨分布差異因預報指引之加入而減小，但平均降雨率及最大降雨率的結果則顯示，加入預報指引會導致低估相依北行颱風個案之雨量。而在特殊路徑類型個案中，本研究之特殊路徑類型個案僅 1991 年耐特（Nat）、2000 年寶發（Bopha）與 2001 年納莉（Nari）三個，且背景資料亦只有 33 個成員，相對於西行及北行個案是較少的。加入預報指引後，特殊路徑類型相依個案的平均降雨率及最大降雨率皆由高估轉為明顯低估，但預估之測站總累積雨量，與實際觀測之相關係數則由 0.6 提高為 0.74，且平均絕對誤差及均方根誤差皆明顯減小，顯示加入預報指引可顯著減少降雨之分布差異。

（二）颱風強度

表 3 為利用「颱風強度」做為預報指引之計算結果。由於本研究所模擬的個案，強度大多較實際個案偏弱，因此除利用單一強度做為預報指引外，亦同時考慮兩種強度做為預報指引，即預估強烈颱風之降雨時，使用強烈及中度颱風之背景資料，而預估中度颱風之降雨時，則使用中度及輕度颱風之背景資料。

在強烈颱風的相依個案方面，表 3 的結果顯示，僅使用強烈颱風模擬成員做為背景資料時，模式會明顯高估平均及最大降雨率，且平均絕對誤差與均方根誤差皆較未加入預報指引之預估結果大。而當使用強烈及中度颱風模擬成員為背景資料時，則可避免過度高估降雨量的情況發生，且平均絕對誤差與均方根誤差皆較未使用預報指引之模式來得小。而在中度颱風的相依個案結果方面，僅使用中度颱風模擬成員做為背景資料時，雖然平均降雨率與最大降雨率皆較未加入預報指引時之結果接近觀測值，但降雨分布差異卻較大。由於模擬成

員中僅 29 個歸類為強烈颱風個案，因此使用中度及輕度颱風模擬成員為背景資料時，預報結果與未使用預報指引之結果相當接近。而在輕度颱風之相依個案預報結果方面，未加入預報指引之模式在降雨量的表現較好，但加入預報指引後則可明顯使降雨的分布差異減小。

（三）颱風暴風半徑

利用「颱風暴風半徑」做為預報指引，針對大颱風及小颱風之相依個案，計算測站整體之各項統計參數的結果顯示（表未示），加入預報指引後，平均絕對誤差與均方根誤差均較未加入預報指引時減小，且在平均降雨率與最大降雨率的表現皆有提升。而在小颱風的相依個案方面，加入預報指引後，可使原本高估的平均降雨率較接近觀測值，但最大降雨率則變為低估，而預估之測站總累積雨量，與實際觀測之相關係數由 0.61 提升至 0.67，且平均絕對誤差與均方根誤差皆較未加入預報指引時小，顯示加入預報指引可改善小颱風相依個案的降雨分布差異。

（四）太陽日

本研究使用太陽日做為預報指引時，為使背景資料的成員不致於過少，同時將該月份前後各一個月的模擬成員考慮進來。整體來看（表未示），此項預報指引對 8 月、9 月 11 月及 12 月相依颱風個案的降雨預估結果，相對於未加入預報指引時有些微改善，但在其他月份相依颱風個案的表現，並未較未加入此項預報指引時來得好。此結果顯示，此項預報指引單獨使用時，可能較無法凸顯其特性，須配合其他項預報指引共同使用。

（五）颱風登陸地點

利用「颱風登陸地點」（圖 3）做為預報指引，針對不同登陸地點之相依颱風個案，測站整體之各項統計參數的計算結果顯示（表未示），對於登陸地點於第一區、第三區集第四區之相依颱風個案，加入此項預報指引，對於降雨量值（平均降雨率及最大降雨率）及降雨

分布差異（相關係數、平均絕對誤差及均方根誤差），均較未加入預報指引時來得好。

（六）颱風移動速度

利用「颱風移動速度」做為預報指引，針對慢速、中速及快速之相依颱風個案，測站整體之各項統計參數的計算結果顯示（表未示），有無加入預報指引，對於慢速與中速颱風降雨預估之分布差異影響不大，但可減緩高估平均降雨率的情形。在快速颱風相依個案方面，加入預報指引後，相依個案之降雨分布差異減小，而在平均降雨率的表現上，加入預報指引可改善未加入預報指引時容易低估的情形。

綜合以上的分析結果顯示，利用預報指引系統進行降雨預估時，可修正容易低估雨量的情形，然而利用此系統挑選模擬成員建立背景資料之動力統計模式，雖可提高降雨量的預報準確度，但卻可能因為個案的挑選，使得降雨分布的預報準確度降低。

四、總結

本研究透過整合數值動力模式預報法之動力一致合理性，與統計預報的穩定與重現性之優點，改善侵台颱風降雨預報技術並提供做為鄉鎮尺度颱風降雨預報的參考工具。此外，颱風中心於 2010 年進行「颱風定量降雨數值模式系集預報實驗」，結合國家高速網路與計算中心的計算資源，及災防中心的實務經驗，進行每日 4 次、每次 20 組的高解析度大氣模擬，即時模擬台灣地區未來 72 小時之天氣狀況。雖然系集預報對降雨預報的成果良好，但所耗之計算資源相當龐大；而本研究所發展的動力統計模式於預報作業應用時，有耗費資源很少、計算快速的優點，且可做為降雨預報的初估值。預報員可參考此模式結果並與系集預報實驗結果互相比較，以增加預報信心度。

參考文獻

李清勝，2008：颱風中尺度定量降雨預報技術

之改進(I)。行政院國家科學委員會自然
處永續學門防災科技研究報告，
NSC96-2625-Z-002-004-，共132頁。
李清勝，2008：梅雨季及颱風期間之流域集水
區定量降雨預報技術之改進(3/3)。經濟部

水利署，MOEAWRA0970050，233 頁。
Lee, C.S.,L.R. Hwang, H.S. Shen, and S.T.
Wang, 2006：A Climatology Model for
Forecasting Typhoon Rainfall in Taiwan.
Natural Hazards, 37, 87-105。

表 1 控制組模擬最佳參數化組合及模擬結果

年份	颱風名稱	積雲參數化										雲微物理參數化										最大雨量	
		WRF					MM5					WRF					MM5					(mm)	
		BMJ	KF	GD	G3	SAS	pKF	Kuo	KF	BM	KF2	Lin	FM	WSM5	WSM6	GCE	Thom	WR	MP	GS	模擬	觀測	
1990	楊希(Yancy)			V										V							474	379	
1990	黛特(Dot)	V													V						435	425	
1991	耐特(Nat)			V										V							279	296	
1992	亞伯(Abe)		V														V				434	567	
1994	道格(Doug)										V							V			841	968	
1995	肯特(Kent)		V												V						308	293	
1995	蓋瑞(Gary)						V									V					102	124	
1995	賴恩(Ryan)						V							V							211	229	
1996	凱姆(Cam)							V										V			78	93	
1996	賓伯(Herb)					V								V							1114	1117	
1997	安珀(Amber)				V									V							712	948	
1997	溫妮(Winnie)						V										V				603	510	
1998	妮蔻兒(Nichole)	V															V				186	211	
1998	奧托(Otto)	V													V						402	428	
1998	瑞伯(Zeb)		V														V				752	775	
1999	瑪姬(Maggie)		V												V						388	395	
1999	丹恩(Dan)									V									V		366	358	
2000	寶發(Bopha)	V										V									186	193	
2000	啓德(Kai-Tak)		V											V							398	387	
2000	碧利斯(Bilis)			V											V						907	952	
2000	巴比倫(Prapiroon)		V											V							406	398	
2000	象神(Xangsane)	V												V							831	1091	
2001	納莉(Nari)		V											V							1452	1475	
2001	尤特(Utor)		V												V						394	379	
2001	西馬隆(Cimaron)			V										V							344	340	
2001	奇比(Chebi)										V							V			285	237	
2001	桃芝(Toraji)		V											V							685	716	
2002	娜克莉(Nakri)							V										V			258	261	
2002	辛樂克(Sinlaku)			V											V						308	294	
2003	米勒(Melor)										V								V		505	459	
2003	杜鵬(Dujuan)	V										V									523	525	
2003	莫拉克(Morakot)	V											V								446	554	
2004	敏督利(Mindulle)		V														V				1205	1072	
2004	海馬(Haima)		V											V							339	331	
2004	納坦(Nock-Ten)		V											V							373	384	
2004	南瑪都(Nanmadol)								V										V		659	693	
2005	海棠(Haitang)	V													V						1589	1711	
2005	泰利(Talim)	V													V						682	732	
2005	龍王(Longwang)		V												V						680	693	
2005	馬莎(Matsa)										V									V	1089	1070	
2006	珍珠(Chanchu)									V										V	263	273	
2006	碧利斯(Bilis)		V											V							989	841	
2006	凱米(Kaemi)		V												V						468	530	
2006	寶發(Bopha)	V										V									252	217	
2007	梧提(Wutip)			V										V							297	240	
2007	帕布(Pabuk)	V												V							333	373	
2007	聖帕(Sepat)		V											V							931	959	
2007	韋帕(Wipha)		V											V							670	736	
2007	柯羅莎(Krosa)			V										V							1108	1079	
2008	卡玖基(Kalmaegi)	V												V							717	909	
2008	鳳凰(Fungwong)		V											V							620	789	
2008	辛樂克(Sinlaku)			V											V						1293	1498	
2008	薔蜜(Jangmi)		V											V							563	625	
2009	莫拉克(Morakot)								V									V			2548	2767	

表 2 利用「颱風路徑」為預報指引，針對西行、北行及特殊路徑類型之相依颱風個案，測站整體之各項統計參數校驗結果。

西行	平均降雨率		最大降雨率		平均絕對誤差	均方根誤差	相關係數
	模式	觀測	模式	觀測			
加入預報指引	195	187.2	1476.3	2850	92	155.8	0.77
未加預報指引	159.8		1186.8		90.9	161.2	0.77
北行	平均降雨率		最大降雨率		平均絕對誤差	均方根誤差	相關係數
加入預報指引	68.6	94.3	545.9	1088	70.2	119	0.47
未加預報指引	100.3		913.2		77.2	125.9	0.43
特殊	平均降雨率		最大降雨率		平均絕對誤差	均方根誤差	相關係數
加入預報指引	176.8	203.1	749.8	1462	115	198.8	0.74
未加預報指引	279.6		1604.8		179.8	268.3	0.6

表 3 利用「颱風強度」為預報指引，針對強烈、中度及輕度之相依颱風個案，測站整體之各項統計參數校驗結果。

強烈	平均降雨率		最大降雨率		平均絕對誤差	均方根誤差	相關係數
	模式	觀測	模式	觀測			
預報指引	445	264.6	3525.4	1987	227	357.4	0.7
預報指引 （強烈及 中度）	219.9		1114.9		114.6	170.7	0.72
未加預報 指引	213.4		1133.6		116.7	172.5	0.72
中度	平均降雨率		最大降雨率		平均絕對誤差	均方根誤差	相關係數
預報指引	157.5	165.8	1989.3	2850	101.5	187.3	0.64
預報指引 （中度及 輕度）	142.4		1563.1		96.2	175.8	0.69
未加預報 指引	141.2		1604.8		95.5	177.7	0.68
輕度	平均降雨率		最大降雨率		平均絕對誤差	均方根誤差	相關係數
預報指引	72	60.1	495.8	911	48	72	0.63
未加預報 指引	98.9		913.2		63.2	98.5	0.56

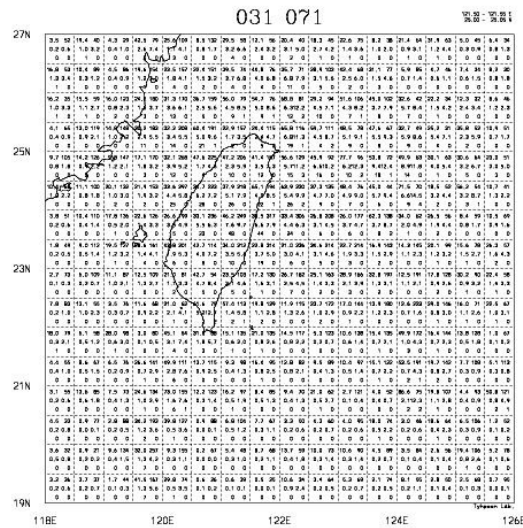


圖 1 接近台北站網格之降雨潛勢圖，0.5x0.5 度。

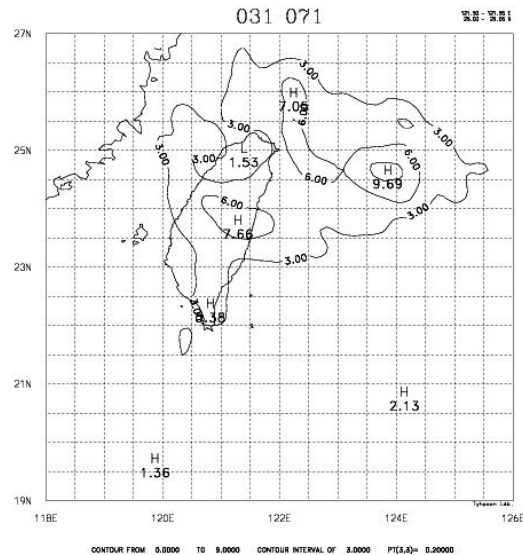


圖 2 接近台北站網格之降雨潛勢圖，0.1x0.1 度。

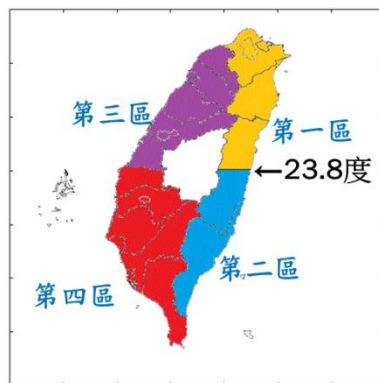


圖 3 颱風登陸點分區圖。

CWB ARPS 預報系統之發展及初步評估

黃葳芃 鄭龍聰 陳嘉榮

中央氣象局氣象衛星中心

摘 要

對流系統之生成與發展迅速，且常伴隨豪、大雨發生，有鑑於其每每造成重大災害以及預警時間之急迫性，本局自 2010 年起與美國奧克拉荷馬大學風暴分析與預報中心(CAPS)合作，引進先進區域預報系統(Advanced Regional Prediction System；ARPS)，以增進災害性天氣伴隨之對流尺度系統的即時預報能力。

ARPS 系統之特性為包含雲診斷模組，利用地面的雲觀測、都卜勒雷達的反射率以及衛星的紅外線與可見光資料，進行三維雲分析。此種善用高時空解析度雷達資料之能力，具有對流尺度天氣系統預報之潛力。

過去三年間本局持續進行 ARPS 系統之本土化，已完成臺灣在地即時觀測資料源之導入，並於本局架設完成，刻正於本局進行作業化測試，每 3 小時產生 1 筆未來 4 小時之資料。針對即時預報結果，亦自動化進行即時校驗，以了解預報表現狀況。

從初步之個案分析可發現，CWB ARPS 模式在颱風的預報上，可有效掌握其伴隨之不同強度降雨，且其具有之偏差(bias)過大之現象，可藉由簡易之偏差校正方法修正。

關鍵字：先進區域預報系統(ARPS)、偏差(bias)

一、前言

為增進災害性天氣伴隨之對流尺度系統的即時預報能力，本中心自 2010 年起引進美國奧克拉荷馬大學風暴分析與預報中心(CAPS)發展之先進區域預報系統(Advanced Regional Prediction System；ARPS)，其特性為善用高時空解析度之雷達資料，進行對流尺度天氣系統之預報。此系統包含輸入資料前處理模組、3D-VAR 資料同化模組、雲診斷模組、模式預報部分以及預報資料後處理與繪圖部份。

ARPS 之資料前處理模組簡稱

ADAS(ARPS Data Analysis System)，主要功能是将觀測資料和背景場初始化，再透過客觀分析，將資料內插至網格點上。目前於中央氣象局進行作業化測試之 CWB ARPS 所使用之背景場為 CWB WRF 15km 預報場，所導入的觀測資料包括全球電信系統(GTS)資料（例如：台灣地區密集地面觀測網(surface mesonet)、METAR 資料、浮標(buoy)、船舶報告(ship)、綜觀觀測(SYNOP)、探空(sounding)、飛機觀測(ACARS)、自動氣象站(Automatic Weather Station；AWS)資料以及氣象局所屬之五分山、墾丁、花蓮及七股四顆雷達資料(如圖 1)，最終將分析輸出五個重要氣象變數(水平風場、壓力、位溫 and 比濕)。ARPS 資料同化

模組則是採用三維變分(3D-VAR)方式。

ARPS 之雲診斷模組利用地面的雲觀測、雷達的回波以及同步衛星 MTSAT2 衛星之紅外線與可見光資料(導入衛星資料功能於 2012 年底完成,本研究之結果尚未採用),進行三維雲分析,以調整雲水、雨水及垂直速度。主要程序有 4 步驟:(1)透過一個經驗指數函數,把初始場中的相對濕度,轉變為相應網格點上的雲覆蓋量,配合客觀分析方法,內插到網格上,產生一連續的雲場,形成三維雲覆蓋量背景場。(2)加入地面觀測資料中的雲底高度和雲覆蓋量。(3)加入紅外衛星雲圖資料,由前兩步得到的三維雲覆蓋量,加上初始溫度場,可以推算出一個雲頂亮溫,把推算出的雲頂亮溫與衛星觀測到的亮溫資料進行比較,對雲高分析做修正。(4)將雷達資料內插到模式網格座標上,再將雷達掃描範圍內格點上的反射率值與門檻值進行比較,如反射率低於門檻值,則視為晴空;高於門檻值,則進行三維空間上降水的反演。雷達回波在模式的微物理過程以類似 **Z-R** 關係式的方法,由回波大小估算出雲水和雲冰的混合比,以計算雲水含量與雲冰含量,再以雷達回波判斷降水類型,例如大於 0 dBz 判斷有雪,大於 13dBz 是非雪的降水,小於 13dBz 則判斷沒有降水。若回波大於 45dBz 時,則判斷此區有嚴重對流風暴或是冰雹。(5)使用衛星之可見光資料用以修正雲量,其具有較高的空間解析度,可看到薄、稀少的雲。

由前述步可得到三維雲覆蓋量,透過線性關係,將雲覆蓋量轉化為相對濕度,得到修正的水汽含量。亦根據不同的雲種,結合雲厚度與水平網格大小可決定雲內的垂直速度。其初始化過程對於大氣之分析已包含雲、雨等非絕熱作用,可有效解決傳統模式在積分初期的調整問題(spin-up problem),因此於模式預報初期即可獲得較準確的雨量預報資料。

ARPS 模式預報部分為三維非靜力數值

預報系統,尺度涵蓋微觀至區域,採用 Arakawa-C 交錯水平網格和二階跳蛙時間積分,含有微物理、次網格尺度湍流過程。目前於中央氣象局進行作業化測試之 CWB ARPS 的初始及邊界條件來自 CWB WRF 15km 預報場,水平解析度為 2.5 公里,水平網格點數為 363x363,水平範圍為 905x905 公里。現階段每 3 小時(00Z、03Z、06Z、09Z、12Z、15Z、18Z、21Z)產生 1 報,每次預報 4 小時。

二、研究方法

對於預報結果之修正,除可以針對模式本身各項設定進行調校外,對預報結果具有系統性誤差之模式,則可採用偏差校正(Bias correction)技術對預報結果進行修正。在此使用之偏差校正是藉由訓練樣本,利用數學最小平方原理,計算出一條回歸直線,將誤差的預報值拉回接近觀測,進而改善模式預報的準確度。本研究是以過去 12 報做為訓練樣本,進行偏差校正測試。

進行雨量校驗之資料,因考量傳統自動雨量站之資料僅涵蓋台灣地區並未包括周圍海面,無法完整反映整個區域之降雨狀況,因此本研究以涵蓋台灣及周圍海面之劇烈天氣監測系統(QPESUMS)經過自動雨量站雨量校正之估計降雨為觀測資料,進行降雨預報校驗。

三、結果分析

圖 2、圖 3 及圖 4 為 2012 年蘇拉(Saola)颱風於 7 月 30 至 8 月 2 日的校驗結果(部分略過),整體來說預報成績皆表現不錯。初期颱風往西北方向移動接近台灣時,颱風環流範圍大,降雨分布廣,,模式雨量預報於 15mm 門檻以下的 TS 值大部分皆大於 0.3,對於颱風降雨有不錯之掌握,而 bias 值隨降雨強度增加

而增加，可見對於強降雨有過度預報。當颱風從東北部登陸侵襲至通過台灣期間，整體預報得分亦高，*bias* 接近 1，模式可準確掌握降雨。當颱風過山，結構遇到地形破壞，環流變形，強度減弱，降雨區域隨之改變，整體模式表現得分仍高，對於颱風伴隨之雨區，模式仍可準確預報。

由上述針對蘇拉颱風之預報結果可見，雨量預報有明顯過度預報之情形，特別是降雨門檻愈高，過度預報愈為明顯。因此採用研究方法所述之偏差修正方法，測試是否可得到更具有參考性之雨量預報結果。圖 5、圖 6 及圖 7 為蘇拉颱風時雨量（分為 0-1 小時、1-2 小時、2-3 小時及 3-4 小時）校驗結果，橫軸為降雨門檻值(mm)；縱軸為成績，藍色線為原雨量預報；紅色線為經偏差校驗之結果。比較有無校正的預報得分，在 TS 和 ETS 方面，經偏差修正過後的數值皆略低於未修正的。但 *bias* 部分卻可明顯發現，經由偏差校正可使 *bias* 趨近於 1，表示預報向觀測接近。若比較時雨量預報之表現，可發現無論有無經過偏差校正，0 至 1 小時的預報，15mm 以下門檻值的得分皆明顯優於之後的 1-2 小時、2-3 小時及 3-4 小時，由此可見模式之熱啟動功能可以使得預報之初始 1 小時內，掌握到符合實際降雨狀況，但時間進入 2 小時之後，此優勢即逐漸消失。

綜上所述，進行偏差校正統計上可以有效的將過大之 *bias* 修正至接近 1，但如將所有個案逐一檢視，可發現某些個案校正後 *bias* 變佳（如圖 8），但某些個案 *bias* 反而更差（如圖 9）。此可能是因為採用過去 12 報做為訓練

之樣本數量過少，偏差之表現不夠穩定所導致。此外，此偏差校正方法並無法針對雨區位置進行修正，因此僅有原預報已能準確掌握雨區的位置（如蘇拉颱風），進行偏差校正進行雨量修正才有意義。

四、結論及展望

從蘇拉颱風個案分析可以發現，ARPS 模式在颱風的預報上，可以有效掌握其伴隨之不同強度降雨，此可能是因颱風伴隨之降雨位置因與地形鎖定之相關性高所致，因此只要在原預報之颱風位置與實際狀況相去不遠的條件下，進行雨量偏差校正就有可能得到更佳之雨量預報結果。但根據其他天氣個案之測試結果可發現（例如：梅雨），偏差校正應用於預報結果卻不是很理想，其中最大之因素即為對梅雨鋒面所伴隨之對流系統之位置預報原本就有相當大的困難，一旦預報位置偏離，進行雨量偏差修正即無意義。

針對颱風個案，目前已完成整理 2012 年所有颱風個案之預報結果，未來將採用此大量資料做為訓練樣本進行測試比較，以期有更佳之偏差校正結果。

在模式功能強化方面，於 2012 年底已新增導入 MSAT2 衛星資料，以加強雲分析，未來將可能進行導入 GPS 可降水量資料 (Precipitable Water; PW)，以及導入雙偏極化雷達資料之評估。此外，針對預報在 1 小時後表現即漸差之問題，亦將進行雷達資料同化之策略在時間上之調整與評估，以期對臺灣地區快速更新之雷達資料有最佳之利用，以有效提升定量降雨預報之合理性。

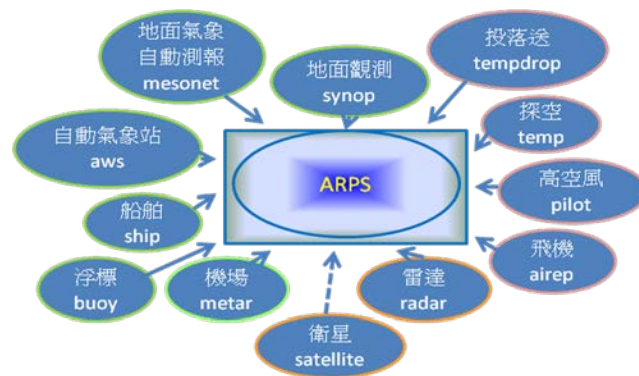


圖 1 CWB ARPS 導入之觀測資料種類。

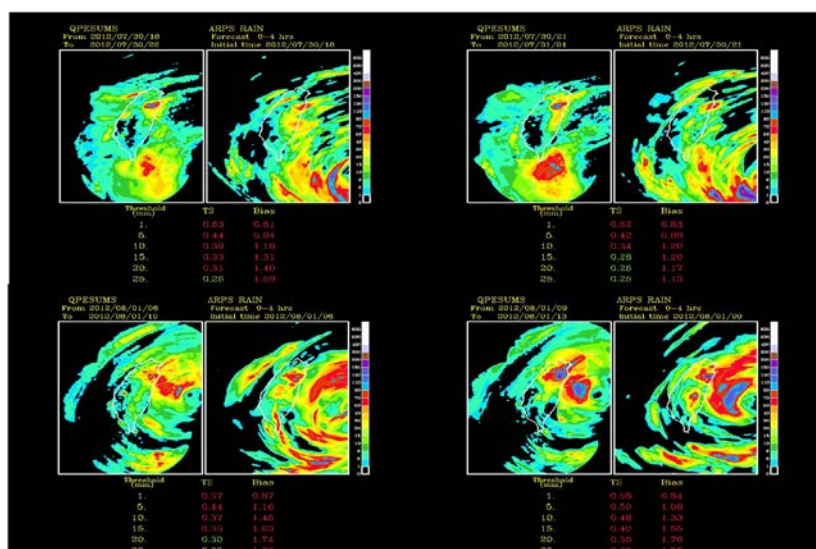


圖 2 CWB ARPS 針對 2012 年蘇拉颱風之累積雨量校驗。

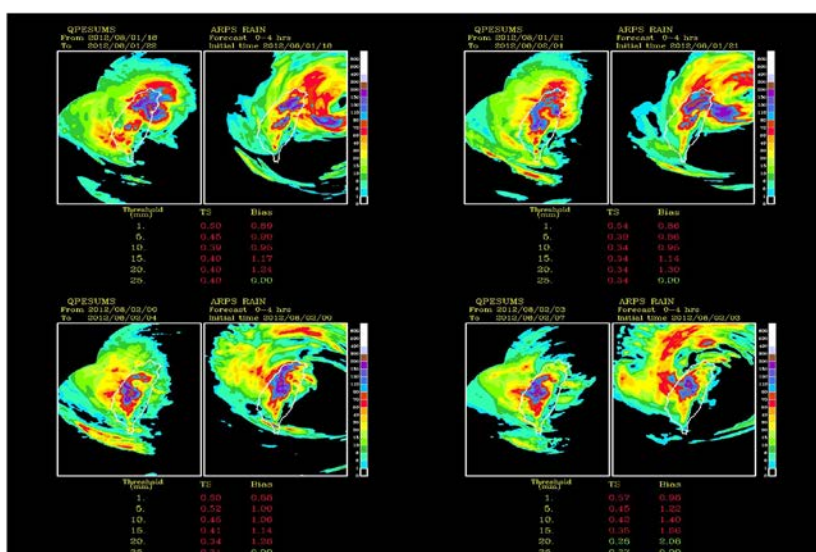


圖 3 CWB ARPS 針對 2012 年蘇拉颱風之累積雨量校驗(續)。

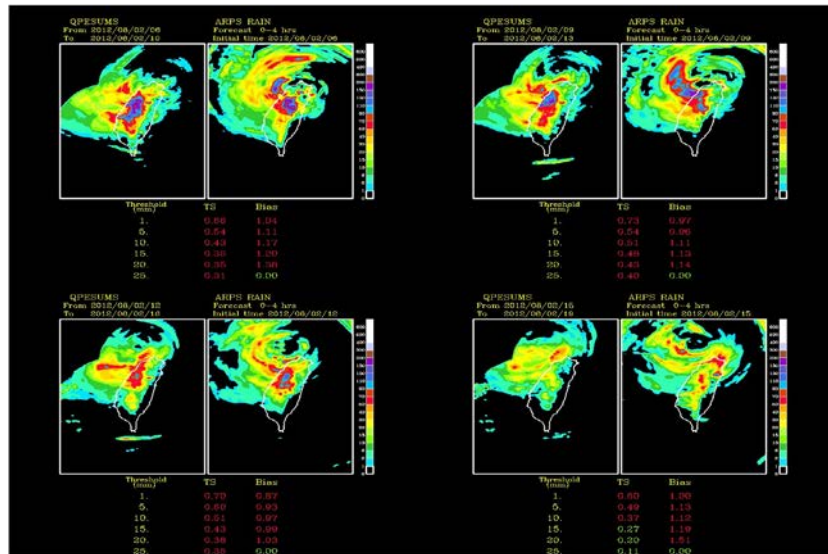


圖 4 CWB ARPS 針對 2012 年蘇拉颱風之累積雨量校驗(續)。

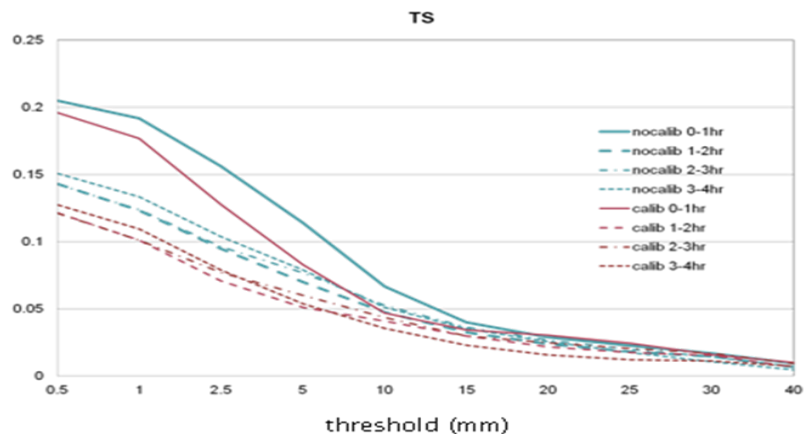


圖 5 CWB ARPS 針對 2012 年蘇拉颱風時雨量校驗之 TS。藍色線為原未經偏差校正之預報結果；紅色線為經偏差校正之預報結果。

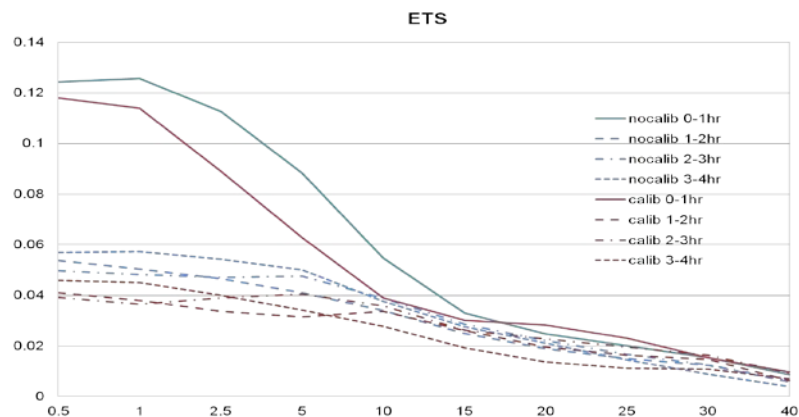


圖 6 同上圖，但為 ETS。

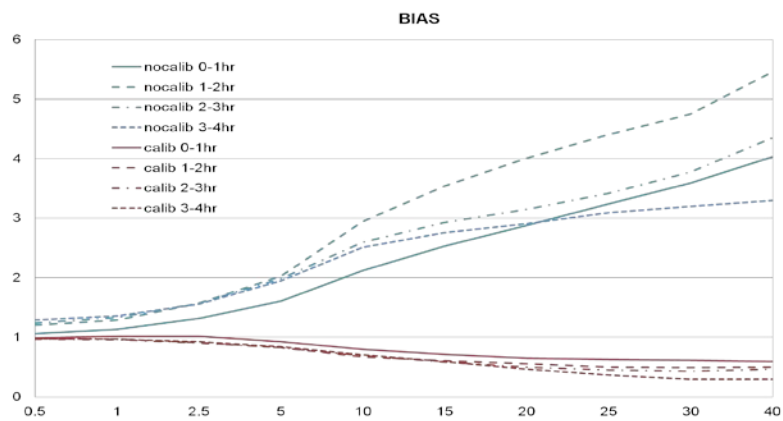


圖 7 同上圖，但為 bias。

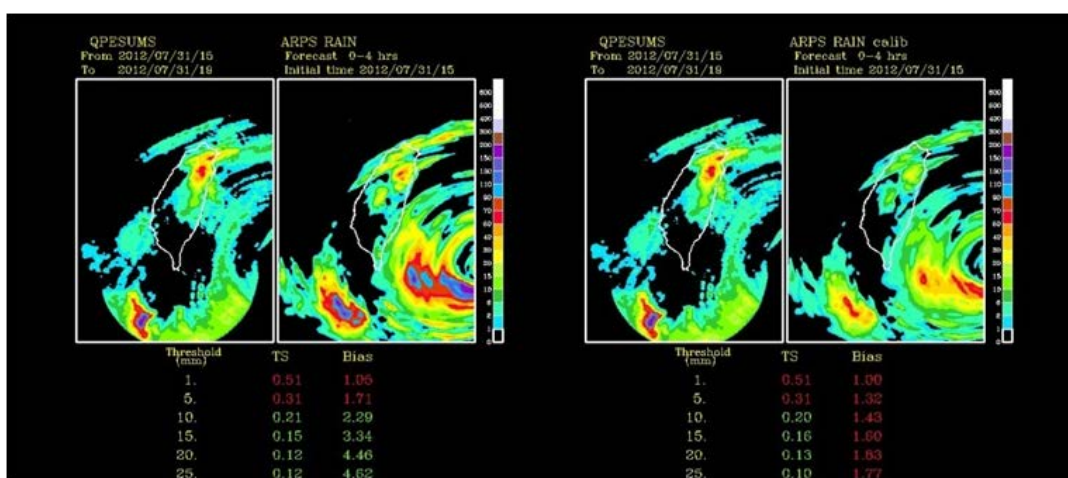


圖 8 CWB ARPS 針對 2012 年蘇拉颱風之累積雨量校驗。左邊為原未經偏差校正之預報結果；右邊為經偏差校正之預報結果。

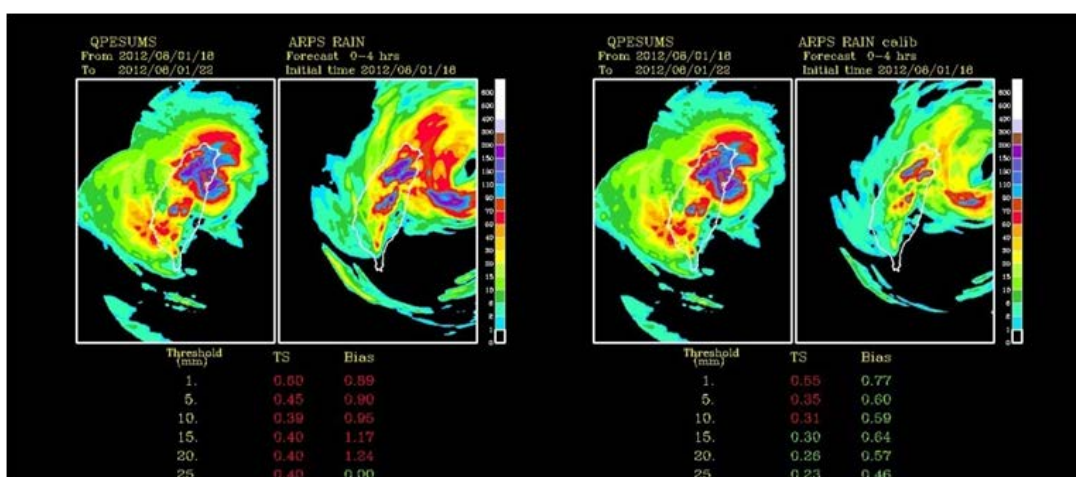


圖 9 CWB ARPS 針對 2012 年蘇拉颱風之累積雨量校驗。左邊為原未經偏差校正之預報結果；右邊為經偏差校正之預報結果(續)。

新版 SAS 積雲參數化於中央氣象局全球預報系統的 測試評估

汪鳳如馮欽賜

中央氣象局科技中心中央氣象局資訊中心

摘要

中央氣象局全球模式（CWB GFS）於 2009 年引進美國 NCEP 全球模式使用之 SAS(Simple Arakawa Schubert)積雲參數化版本，此版本積雲參數化於雲頂對雲水逸出的考慮，提升了當時作業模式原本過低之網格尺度降雨比例；而原本於熱帶區 5880 hPa 範圍的預報過度趨勢亦朝減小方向改善。但經過三年作業校驗，發現此版本積雲參數化之更新，使得本局全球模式的颱風預報產生較弱的偏差，因此本研究引進 NCEP 於 2010 年上線的新版 SAS 積雲參數化版本，以氣象局全球模式配合資料同化進行夏季一個月短期（五天）數值預報實驗，希望從全球的角度對此新版 SAS 積雲參數化作進一步評估，評估的重點除了颱風發展強度，同時包含預報之大範圍系統性偏差及統計得分的變化。

關鍵字：積雲參數化，全球模式，颱風

一、前言

在大氣系統中，對流扮演了調整大氣不穩定的重要角色，藉由對流將能量重新分配，讓大氣回復至穩定狀態，另外對流過程中產生的降水更是數值天氣模式的預報重點。過去的理論、觀測及模式研究顯示，正確的處理對流過程，對模式的降雨預報及其所伴隨的熱力、動力過程均有相當重要的影響。

為改善中央氣象局全球模式（CWB GFS）對流過程的處理，於 2009 年引進美國 NCEP 全球模式使用之 SAS(Simple Arakawa Schubert)積雲參數化（汪和馮，2011），此版本積雲參數化於雲頂的逸出，納入雲水之考慮，提升了當時作業模式過低之網格尺度降雨比例，而原本於熱帶區預報過度的 5880 hPa 範圍亦有縮減的改善；但經過三年作業及校驗，發現此版本積雲參數化之更新，使得本局全球模式的颱風發展預報有較弱的偏差。由於台灣地理位置特殊，正好處於颱

風發生頻率最高的西太平洋，所以颱風預報一直是中央氣象局的重點項目，因此是否能正確模擬颱風發展成為數值模式的重要參考指標。過去研究顯示，數值天氣模式中颱風的發展模擬和對流參數化有密不可分的關係，因此本研究嘗試引進 NCEP 於 2010 年上線的新版 SAS 積雲參數化，此新版本以舊版為基礎，但對雲底質量通量及雲頂的決定方式進行了調整，Han and Pan(2011)的研究論文顯示，這些調整加強了積雲對流的發展，因此希望藉由此新版 SAS 積雲參數化的引進，能對氣象局全球模式的颱風預報能力有所改善。

本論文第二節將針對此次引進之 SAS 積雲參數化新版本作進一步說明，重點為新版與舊版的差異，第三節為實驗設計，第四節為測試結果與分析。

二、SAS 新舊版本差異說明

新版本 SAS 積雲參數化 Han and Pan(2011)是以舊版 SAS (Simplified Arakawa and Schubert) 方案為基礎，舊版源自於 NCEP GFS 在 2010 年七月前使用之版本 (Pan and Wu 1995)，其理論架構依據 Arakawa and Schubert(AS, 1974)的研究，但參考了 Grell(1993)提出的簡化假設，將模式做了相當的簡化，此次新版修改主要目的是希望能強化對流。

(一) 對流驅始條件

在 SAS 積雲參數化方案裡，對流是否能順利驅動，取決於大氣是否滿足設定的驅始條件。第一個必須滿足的條件為對流起始層 (CSL, Convection Start Level) 至自由對流層 (LFC) 的厚度不能大於設定值，舊版的設定值為 150hPa，新版則是根據大尺度垂直速度做調整，上升速度愈大其值愈大，下沉速度愈大其值愈小，值域範圍在 120hPa 至 180hPa 之間；新版的調整設計是企圖讓輻合上升區有更多機會發展對流，同時讓輻散下沉區對流機會降低。其中對流起始層 (CSL) 在 SAS 積雲參數化方案中的定義為 700hPa 以下最大溼靜能所在。

在 SAS 積雲參數化方案中必須考慮的第二個對流驅始條件，為雲底以下大氣環境濕度的影響，方案中從對流起始層開始即考慮了逸入，當周圍有較乾的環境大氣逸入後，將使得對流格點的自由對流層 (LFC) 提高。舊版 SAS 方案限定自由對流層 (LFC) 受逸入影響後，提高的上限為二層模式層，此種限制方法將隨模式垂直解析度提高而變得更嚴格，對流發展的機會將因此被限制；新版 SAS 方案則將限制改為自由對流層的提高不能超過 25 hPa。

(二) 雲底最大質量通量

在 SAS 積雲對流參數化過程，雲底的質量通量設有最大上限，舊版 SAS 積雲參數化將此上限設為定值 $0.1\text{kg}(\text{m}^2\text{s}^{-1})^{-1}$ 。新版 SAS 積雲參數化則參考 Jakob and Siebesma(2003)定義的局地 CFL(Courant-Friedrichs-Lewy)限制，設定雲底最大質量通量為：

$$M_{b\max} = \frac{\Delta p}{g\Delta t} \quad (1)$$

(1) 式中 Δp 表示雲底所在的模式大氣層厚度， Δt 為模式的積分間距 (time step)， g 為地球重力加速度。Han and Pan(2011)的研究論文指出，測試發現新版定義之值可以達到舊版所設定值 ($0.1\text{kg}(\text{m}^2\text{s}^{-1})^{-1}$) 的五倍；表示在一定時間及一定面積內，新版可容許更大質量的氣流穿越雲底，因此具有更強的對流發展潛勢。

(三) 雲頂處理

原本於舊版以亂數決定雲頂的方式，平均而言有低估的趨勢，雲頂的低估會因而抑制對流強度，因此在新版將此部分作了修改。新版決定雲頂的方式分二步驟，第一步首先定義氣塊浮力由正值轉為負值的高度為首次猜測雲頂，第二步接著考慮氣塊因慣性而沖出中性浮力層的作用 (overshooting)，依此假設氣塊於中性浮力層仍具有能量，此能量以第一步驟所計算雲底至雲頂的雲功函數之 10% 為估計值，當氣塊從中性層持續上升，能量將因負的浮力作負功而抵銷，最後當氣塊能量趨近至零的高度則定為最終雲頂。

(四) 逸入 (entrainment) 與逸出 (detrainment)

在新版 SAS 積雲參數化方案中，逸入率的計算於雲底之下 (包含雲底) 和雲底之上使用了不同的方法。雲底和雲底以下參考了 Siebesma and Cuijpers(1995)在淺積雲的研究，設定逸入率 (ε) 和高度成反比關係：

$$\varepsilon = c_e \frac{1}{z} \quad (2)$$

其中 c_e 為常數 0.1， z 為高度。雲底之上的逸入率計算則參考了 Bechtold et al.(2008)的研究：

$$\varepsilon = \varepsilon_0 F_0 + d_1 (1 - RH) F_1 \quad (3)$$

$$F_0 = \left(\frac{\overline{q_s}}{\overline{q_{sb}}} \right)^2, \quad F_1 = \left(\frac{\overline{q_s}}{\overline{q_{sb}}} \right)^3,$$

(3) 式中 ε_0 為雲底的逸入率， RH 為環境的相對濕度， d_1 為一個可調整參數，此版本設為 1.0×10^{-4} ， $\overline{q_s}$ 和 $\overline{q_{sb}}$ 為氣塊層和雲底的飽和比濕。而整個對流層的逸出率假設均相同，並以雲底的逸入率作為其設定值。

(五) 積雲對流之動量傳送

在 SAS 積雲參數化新舊方案中，均考慮了積雲對流產生的動量傳送，而新方案參考 Zhang and Wu(2003) 的研究，另外加入對流引起之壓力梯度對動量傳送的減弱作用，積雲對流對環境動量的影響可以下式表示：

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} = (1 - f_1) M \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} + \delta(V - \bar{V}) \quad (5)$$

(5) 式中 V 為水平風場， M 為上沖流質量通量， δ 為逸出率， f_1 為一實驗常數，代表對流引起之壓力梯度對動量交換的減弱作用，於舊版 SAS 方案中其值設為 0，於新版 SAS 方案改設為 0.55。

三、實驗設計

本研究測試採用 CWB GFS 作業全球預報模式，為一解析度 T319L40 的典型波譜模式，垂直為 sigma ($= \frac{(p - p_{top})}{(p_{sfc} - p_{top})}$) 座標，模式預報變數包含渦度場、輻散場、虛位溫、比濕、雲水及地面氣壓。模式的物理模組包含多層土壤模式 (Mahrt and Pan 1984)，相似理論地表通量參數法 (Miyakoda and Sirutis 1986)，非局部邊界層參數法 (Troen and Mahrt 1986)，淺積雲參數法 (Li 1994)，SAS 積雲參數法 (Pan and Wu 1995)，雲水預報決定網格尺度降水參數法 (Zhao and Frederick 1997)，重力波拖曳參數法 (Palmer et al 1986) 及輻射參數法 (Fu 1997 ;Fu and Liou 1992;1993)。模式之客觀分析採用 3 維變分方法，此方法源自 NCEP-GSI 版本 (Wu et al 2002)。

考量對流過程在夏季較為活躍，因此初步評估先針對夏季月份進行測試。測試規劃選取了 2010 年 7 月 1 至 31 日進行一個月擬作業程序測試；亦即模擬作業程序，進行每天四次 (00 UTC, 06 UTC, 12 UTC, 18 UTC) 資料同化分析及預報，除了於 12 UTC 和 00 UTC 進行 120 小時預報，其餘二個分析時間 (06 UTC, 18 UTC) 則僅預報 6 小時，並以每一次 6 小時預報場，作為下一次 (6 小時之後) 觀測資料同化分析之猜測場。此測試架構的設計，目的是將預報的影響藉由 6 小時預測場帶入下一次分析，藉此累積模式差異產生的影響，最後以整個測試期的平均預報得分

進行評比，其結果將較單一個案具代表性。

測試分二組進行，控制組採用舊版 SAS 積雲對流方案，測試組採用新版 SAS 積雲對流方案，其餘部分均維持相同。

四、結果與討論

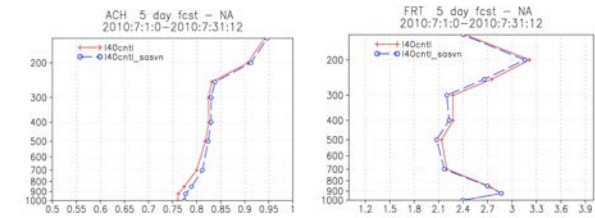


圖 1：為北半球 (20°N-80°N) 第 5 天預報的 (a) 高度場距平相關，(b) 為溫度均方根誤差。實線為控制組結果，圈虛線為測試組結果。

測試評估乃依循傳統校驗系統，分別針對距平相關 (Anomaly Correlation,)，均方根誤差 (root mean square error) 進行分析比較，詳細的相關定義及計算式請參考陳等 (1989) 的文獻。由於垂直校驗層大於 10 層，為簡化校驗圖集，因此先將各層得分作時間平均，再針對北半球 (20°N-80°N) 及熱帶 (20°S-20°N)) 直接進行垂直分佈比較，而不分別對每一層作分析。

由於降水直接受對流過程影響，因此亦將降水列為評比對象。另外對颱風的發展影響，是此次測試的關注重點，因此選取了 2012 年 5 月於西太平洋生成發展的珊瑚颱風為校驗個案。

(一) 預報得分評比

首先針對北半球 (20°N-80°N) 第 5 天預報的高度場距平相關 (ACH) 做檢驗，北半球範圍的平均垂直分佈示於圖 1a，圖上的實線為控制組結果，圈虛線為測試組結果，結果顯示測試組於各層高度的距平相關均高於控制組，提高的幅度介於 1% 至 2%。於同樣的範圍，針對溫度均方根誤差 (root mean square error) 做校驗，其垂直分佈 (圖 1b) 顯示從 700hPa 至 200hPa 的溫度均方根誤差有明顯減小，減小的幅度大約有 5%，其餘高度層則幾乎相當。整體而言，測試組在北半球的預報得分表現有顯著進步。

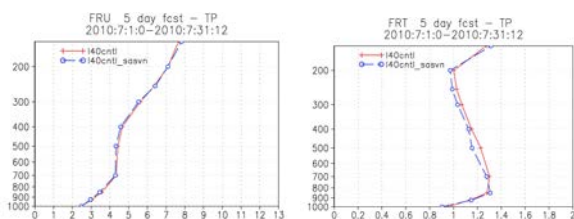


圖 2：為赤道區（20°S-20°N）第 5 天預報的 (a) 為 X 方向風場均方根誤差，(b) 為溫度均方根誤差。實線為控制組結果，圈虛線為測試組結果。

熱帶是積雲對流發展主要區域，因此針對熱帶（20°S-20°N）的溫度場及風場也分別進行了校驗，其中風場的均方根誤差變化（圖 2a）並不明顯，溫度場的均方根誤差（圖 2b）於 700hPa 至 200hPa 則顯著的減小。所以從預報得分角度來看，SAS 新版於熱帶和北半球一樣有正向的影響。

（二）降水評比

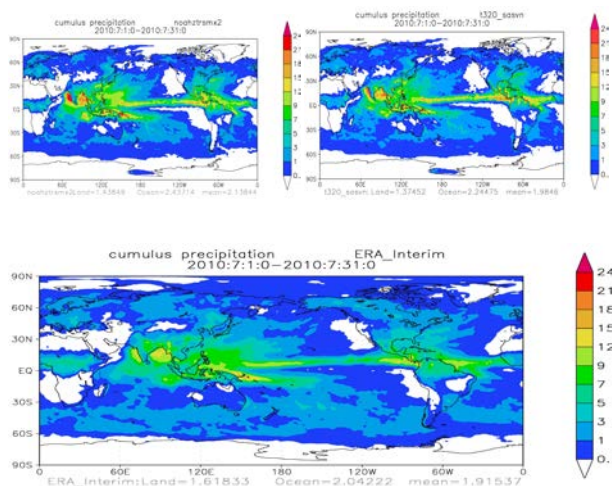


圖 3：24 小時預報之積雲降水月平均 (mm/day) (a) 為控制組結果 (b) 為測試組結果，(c) 為 ERA-interim 資料。

從一個月月平均的 24 小時預報積雲降水分佈來看，氣象局作業模式於海上的主要積雲降水區普遍有高估的傾向（圖 3a），測試組於西太平洋大於 9mm/day 降雨量的範圍明顯的減少（圖 3b）；全球平均降水量則從控制組的 2.13mm/day 減少為測試組 1.98mm/day，同一時段的 ECMWF 再分析資料（ERA-interim）（圖 3c）顯示，其全球平均對流降水量為 1.91mm/day，若以此為參考標準，控制組的積雲降水明顯偏多，測試組的全球平均值減小後則較為靠近 ERA-interim 參考

值。雖然新版 SAS 主要修改目的是為強化積雲對流，但有關驅使條件的修改，除了使得上升區較易發生對流，也使得下沉區或弱上升區較不易發生對流，所以對氣象局全球作業模式而言，原本於海上有過多對流降水的區域，得到向下修正的機會，因此反應在全球平均對流降水量為減小趨勢。

雖然此次測試對象為對流參數化，但網格尺度降水和對流降水之間有互補關係，因此可看到網格尺度降水亦受到間接影響，從網格尺度降水分佈比較，可以看到西太平洋上對流降水減少區，測試組網格尺度降水大於 0.1mm/day 範圍則顯著擴增（圖 4b），擴增後與 ERA-interim 較為相似；另外一個值得注意的變化，赤道區的網格尺度降水於作業模式一直有過弱的偏差（圖 4a），此次新版 SAS 測試組於此區的網格尺度降水則有明顯增多現象，呈現出正面的影響。從全球平均角度來看，網格尺度降水量亦從控制組的 1.116mm/day 增加為 1.154mm/day，若以 ERA-interim 資料所顯示 1.158mm/day 為標準（圖 4c），測試組的網格尺度降水量增加後與其較為接近。

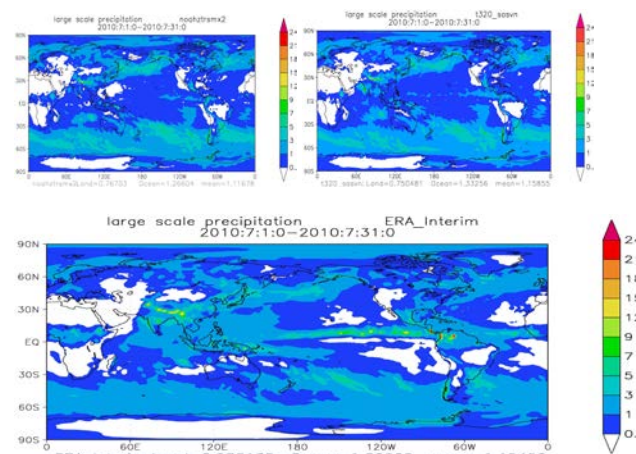


圖 4：24 小時預報之網格尺度降水月平均 (mm/day) (a) 為控制組結果 (b) 為測試組結果，(c) 為 ERA-interim 資料。

整體而言，測試組的全球平均積雲降水減少，網格尺度降水增加，此改變趨勢使模式的降水表現與 ERA-interim 更為接近。

（三）颱風發展初步評估

珊瑚為 2012 年 5 月 22 日 00Z 於東經 144 度，北緯 13.4 度洋面上生成的輕度颱風，從生成至消散其強

度均保持為輕度颱風。本局全球模式對珊瑚颱風的預報，以 5 月 22 日 12Z 為初始時間之 72 小時預報作評估，發現本局全球模式對颱風低壓中心的強度及範圍預報（圖 5b）較 NCEP GFS（圖 5a）偏弱許多。

當模式更換新版 SAS 積雲參數化方案後，同樣從 5 月 22 日 12Z 開始預報，颱風低壓中心於 72 小時預報雖仍是偏弱（圖 5c），但較作業版加深了約 3hPa，低壓範圍也有些許擴增。

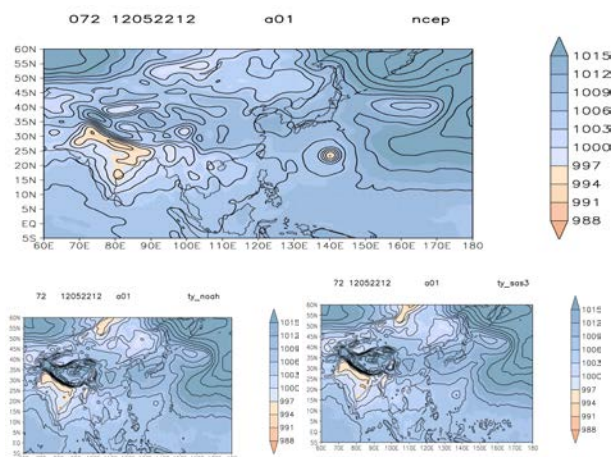


圖 5: 2012 年 5 月 22 日 12Z 的 72 小時海平面氣壓預報。(a) 為 NCEP GFS 預報，(b) 為控制組預報，(c) 為測試組預報。

從初步測試可以看到，新版 SAS 積雲參數化方案對颱風的發展的確有一些助益，但是效果未如預期，所以針對颱風的發展改進，應該繼續嘗試其他思考方向。但從預報得分及降水的評估來看，新版 SAS 積雲參數化方案對模式的影響均是相當正向，因此建議可做進一步測試。

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。
- 汪鳳如與馮欽賜，2011：中央氣象局全球模式物理參數化之更新：邊界層及積雲參數化。大氣科學，213-236。
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
- Bechtold, P., M. Kohler, T. Jung, F. Doblas-Reyes, M. Leubecher, M. J. Rodwell, F. Vitart, and G. Balsamo, 2008: Advances in simulating atmospheric variability with the ECMWF model: From synoptic to decadal time-scales. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 1337-1351.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1992: On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2139-2156.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1993: Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2008-2025.
- Fu, Q., K. N. Liou, M. C. Cribb, T. P. Charlock, and A. Grossman, 1997: Multiple scattering parameterization in thermal infrared radiative transfer. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2799-2812.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Han, J., and H.-L. Pan, 2011: Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP Global Forecast System. *Wea. Forecasting*, **26**, 520-533.
- Jakob, C., and A. P. Siebesma, 2003: A new subcloud model for mass-flux convection schemes: Influence on triggering, updraft properties, and model climate. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2765-2778.
- Li, J.-L., 1994: On shallow cumulus parameterization scheme for large-scale planetary boundary layers, Ph.D. thesis, University of Wisconsin-Madison, pp203.
- Mahrt, I., and H.-L. Pan, 1984: A two layer model of soil hydrology. *Bound.-Layer Meteor.*, **29**, 1-20.
- Miyakoda, K., and J. Sirutis, 1986: Manual of the E-physics. [Available from Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton University, P.O. Box 308, Princeton, NJ 08542.]
- Palmer, T. N., G. Shutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001-1039.
- Pan, and W.-S. Wu, 1995: Implementing a mass flux convective parameterization package for the NMC Medium-Range Forecast model. NMC Office Note 409, 40pp.
- Troen, I., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensitivity to surface evaporation. *Bound. Layer Meteor.*, **37**, 129-148.
- Wu, W.-S., R. J. Purser, and D. F. Parrish, 2002: Three-dimension variational analysis with spatially inhomogeneous covariances. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2905-2916.
- Zhang, G. J., and X. Wu, 2003: Convective momentum transport and perturbation pressure field from a cloud-resolving model simulation. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1120-1139.
- Zhao, Q., and F. H. Carr, 1997: A prognostic cloud scheme for operational NWP models. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1931-1953.

中央氣象局氣象資料新填繪圖系統建置與應用

張庭槐¹ 郭姝涵² 李香蘭¹ 張騰駿² 何傳忠¹ 蔡凱翔² 王志嘉¹ 王美雲² 馮欽賜¹
中央氣象局氣象資訊中心¹ 資拓宏宇國際股份有限公司²

摘 要

不論是觀測或是數值天氣預報模式產製的網格資料，均需藉由圖形展示才能提供明確、清晰的天氣現象，以利進一步的分析運用，中央氣象局的氣象資料圖形繪製是由填繪圖系統執行。

氣象局新建置的填繪圖系統所提供的服務可概分為兩大部分，其一為配合數值天氣預報現行作業，建置數值模式網格資料及全球即時氣象觀測資料之圖檔產製作業，其產製的圖形產品廣泛應用在各個層面，不僅提供是預報人員進行預報分析之重要參考，颱風期間更提供颱風天氣圖於防、救災中心使用。

其二，提供兩種類型的填繪圖工具，包括填繪圖套件軟體及互動式繪圖網頁介面，前者使用者可藉由此套件軟體批次產製自訂的數值圖形產品；使用者可藉由後者之網頁介面產製單一張符合使用者期待的網格圖形產品。

藉由新系統的建立，將使本局的填繪圖系統達到系統維運流暢化、圖形產品精緻化的預期目標。

關鍵字：填繪圖系統、觀測資料、網格資料

一、前言

不論是位置不規則的分布於世界各地的觀測資料或是數值天氣預報模式所產製空間分布均勻的網格資料，均需藉由圖形展示才能提供明確、清晰的天氣現象，以利進一步的分析運用，中央氣象局(以下簡稱本局)的氣象資料圖形繪製是由填繪圖系統執行。

本局自 1984 年起推行氣象業務全面電腦化計劃，致力發展數值天氣預報並於 1987 年引進第一部超級電腦(葉等人, 2012)。計劃推行前，填繪圖的工作流程極為繁瑣，資料接收後的解碼、除錯、填圖及繪製分析均以人工方式進行，經過 1975 年於租購的迷你型電腦上進行預報電腦化之研究與設計(郭與胡, 1975)後，1978 年始於同型電腦上建置自動化資料蒐集與處理系統(胡, 1979)、於繪圖機上建立填繪圖系統(徐與胡, 1976)。

在氣象業務全面電腦化的計劃下，配合數值天氣預報作業的發展，本局積極建置自動化的填繪圖作業，於 1986 年完成與第一代超級電腦結合的自動作業填繪圖系統，系統所產生之成品主要以批次方

式繪製於紙面上提供。後經修正、加強系統功能及作業平台更換，並改由於電腦螢幕上直接展示圖形產品，於 1993 年建置了現行填繪圖系統的原始運作模式，之後陸續依需求及功能的增刪進行部分的調整而運作至今。

本局自 2010 年開始執行「災害性天氣監測與預報作業建置」計畫，鑒於填繪圖系統建置已久，現今上游提供的資料，不論是網格或是觀測資料，和系統建置之初相較其種類及數量均已大幅增加，使得系統運作效能需大幅提升才能滿足災害性天氣監測與預報作業的需求，因此啟動新填繪圖系統的建置作業，希望藉由完成後的新系統提供更符合氣象預報專業人員及研究發展人員需求的圖形。

二、系統架構介紹

填繪圖系統主要接收本局氣象資料處理系統(MDPS, Meteorological Data Processing System)所提供的國外氣象作業中心的數值天氣預報(NWP, Numerical Weather Prediction)及觀測資料、本局 NWP 產製的資料，進行圖形產品的產製；產製完成的圖

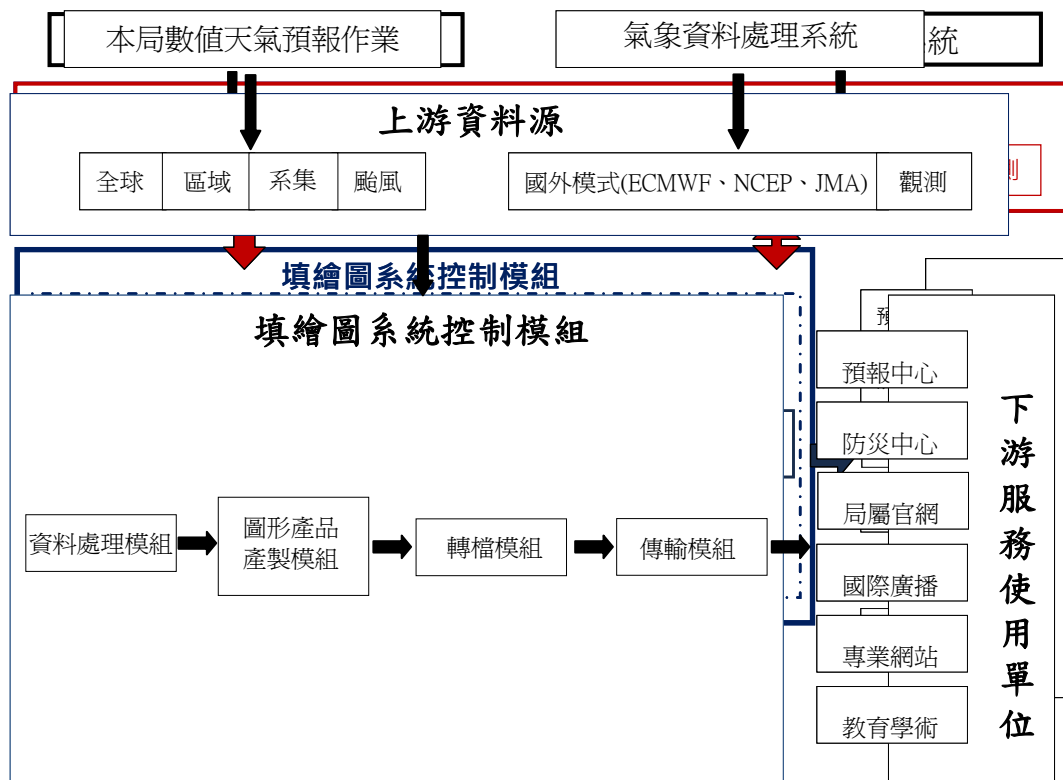


圖 1 填繪圖系統運作架構。

檔，透過網路傳送給下游單位使用，除了本局資訊中心、預報中心、科技中心、局屬官網等單位外，亦提供局外防救災單位、國際廣播及教育學術等單位，運作架構如圖 1。

異而有個別的繪圖套件，亦可以避免系統往後因觀測資料格式的轉變或是因為新增觀測資料時而需進行繪圖套件的修改，如此可以降低系統日後維護上的困難度。

(一) 軟、硬體架構

系統開發採用 Intel Xeon 伺服器級之中央處理器，多個處理器可各自獨立運作，作業系統採用 RedHat Enterprise Linux ES 5.5，均有與主作業機相同等級之備援機，主、備機有各自獨立的儲存空間。網頁伺服器(Web Server) 建構在 Apache 2.2.14、PHP 5.1.6 以上、SQLite 資料庫的環境下發展。

系統的軟體架構如圖 2，共分成 6 大部分，包含繪圖套件、作業流程、設定檔、作業紀錄檔、作業資料檔及觀測資料產製功能。

觀測資料產製功能是因應多元的觀測資料源而設計，主要目的是讓繪圖套件輸入的資料格式一致且簡單化，觀測資料因其種類繁多且格式的統一性並不高，透過此一資料格式的轉換功能，將觀測資料轉換成繪圖套件所需的輸入格式，如此不僅可以讓系統在繪圖套件的開發上簡化，不需因資料的差

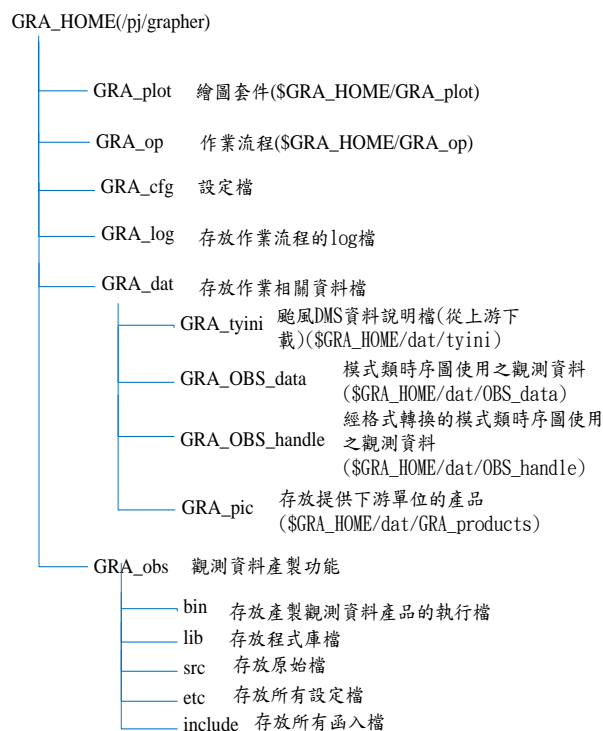


圖 2 填繪圖系統的軟體架構。

繪圖套件的開發及作業流程的設計是為系統的主幹，更細緻的架構描述如圖 3、4。自動化作業流程採用 Python 語言及命令解譯器的描述語言(shell script)，圖形產品繪製的套件則是採用 Fortran 77 / 90、C、NCL V5.2.1 (NCAR Command Language) 等程式語言進行開發，網頁採用 JavaScript、Jquery 開發，產製數值圖形產品所使用的資料透過本局網格點資料管理系統 (DMS 系統，Grid Data Management System)進行資料傳遞作業。

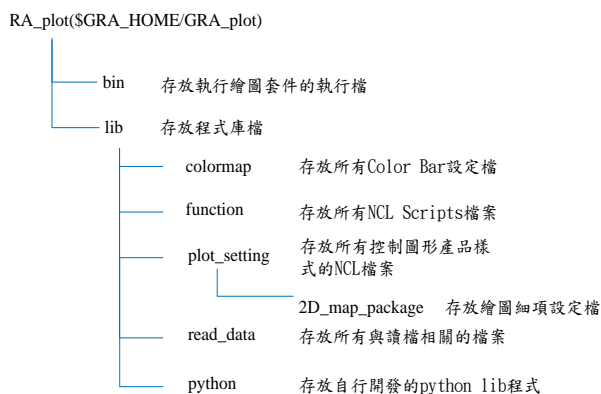


圖 3 填繪圖系統的繪圖套件架構。

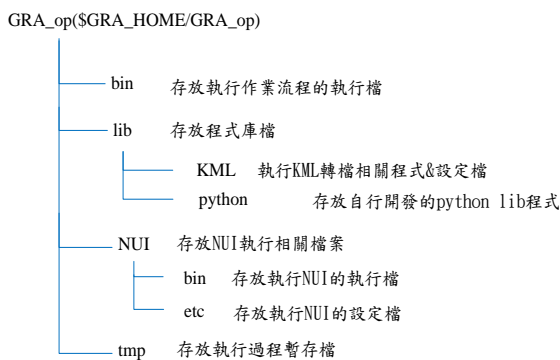


圖 4 填繪圖系統的作業流程架構。

(二) 作業流程

當上游資料源傳送訊息進入填繪圖系統所指定的訊息儲存倉儲後，系統透過流程控制程式驅動作業核心軟體 (Linux Kernel) 所支援的偵測機制 (Inotify)，自動偵測訊息是否到位併解析訊息內容，而後系統依據對上游訊息的定義，將訊息重新組合成特定動作，以固定觸發的運作模式進行圖形產品產製程序、圖形產品檔案格式轉換程序、檔案傳送程序及監控機制。

為支援大量數值圖形產品的產出(現行作業系統每日約產製 43,000 張的網格資料圖形產品)，於圖形產品產製作業、圖形產品檔案格式轉換作業時系統採用 Python 語言提供的多處理器處理 (Multi-processing) 功能，是當下系統資源狀況將工作負載均勻地分配到所有可用處理器上，以達充分利用系統硬體資源，進而提高產製效能的作業目標。

圖形產製完成後以兩種服務方式進行即時作業提供，一是以約定的檔案傳輸協定(FTP, File Transfer Portocol)方式將產品傳送與使用者，二是以約定的訊息知會方式告知使用者至系統的資料池(data pool)取用。

三、系統功能

建置新填繪圖系統的基礎工作是在發展滿足氣象資料的填繪圖套件，套件的設計概念如圖 5，以繪圖套件的功能可以與作業流程完全切割、分開應用為目標。

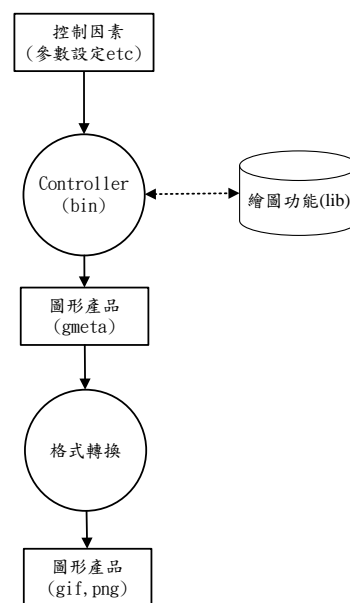


圖 5 填繪圖系統的繪圖套件設計概念。

在填繪圖套件發展完成後以其為基礎，系統提供的服務可概分為兩大部分，分別說明如下：

(一) 即時作業圖形產製

此為配合數值天氣預報現行作業，建置數值模式網格資料及全球即時氣象觀測資料之圖檔產製作

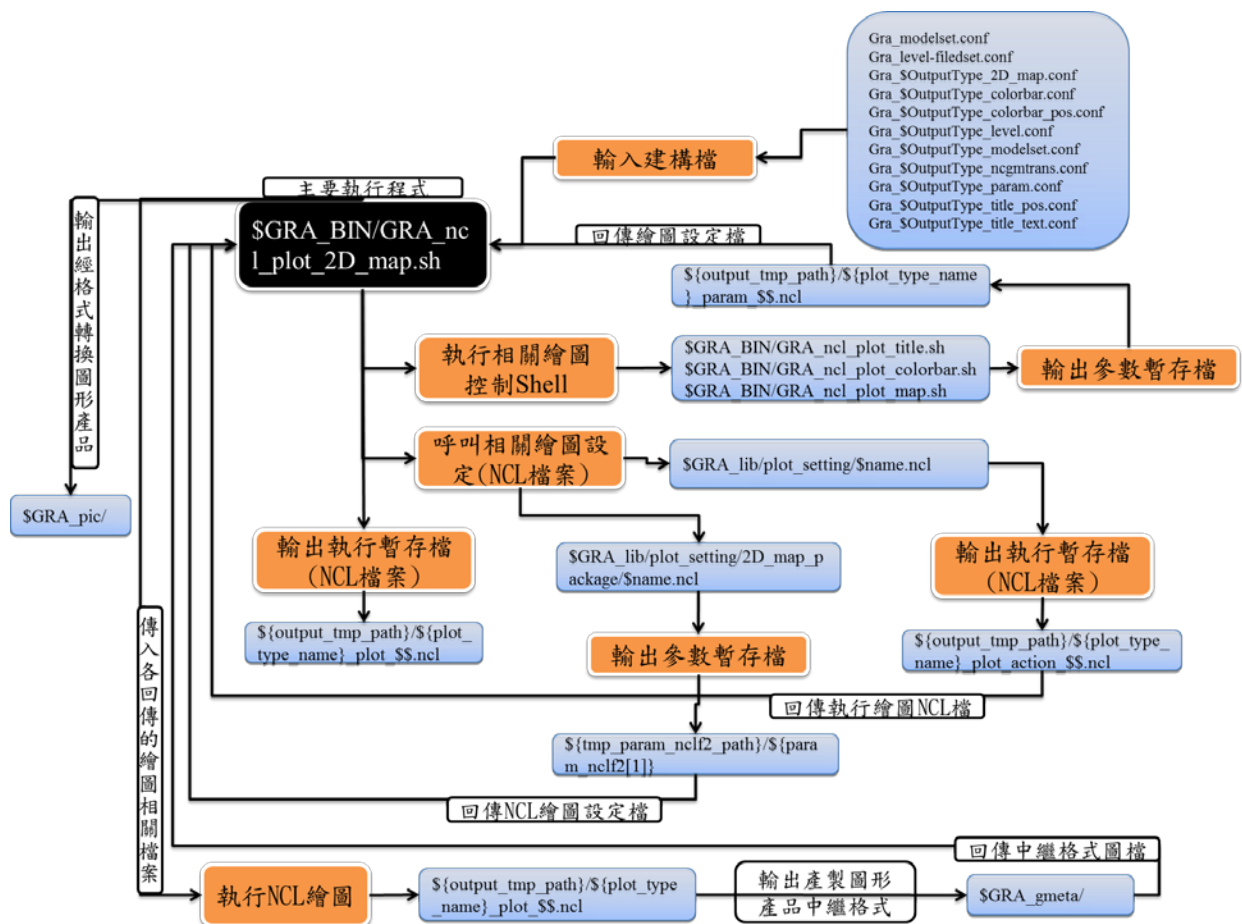


圖 6 新填繪圖系統圖形產製流程設計圖。

業(圖 6)，其產製的圖形產品廣泛應用在各個層面，不僅是預報人員進行預報分析之重要參考，颱風期間更提供颱風天氣圖於防、救災中心使用。

(二) 繪圖工具提供

提供兩種類型的填繪圖工具，包括填繪圖套件軟體及互動式繪圖網頁介面。

1. 填繪圖套件軟體

使用者可藉由此套件軟體進行批次產製自訂的圖形產品，而套件亦有安裝容易之優點，適合研發人員進行研發過程結果的比對及預報結果的校驗。

2. 互動式繪圖網頁

使用者可藉由後者之網頁介面(圖 7)產製單一張符合使用者期待的網格圖形品。

具有多種功能的選擇及調整，在模式資料挑選頁籤，有資料挑選可決定是否為自訂資料、選取模式資料、地形投影方式與範圍、疊加的層場數等設定項目。

進入繪圖細項設定頁籤，可有更細緻圖形設定選項，不僅可以選取各層要繪製的氣象參數、高度、繪圖類型及設定平滑處理，也能進行多模式層場相疊，只要於不同的圖層中，使用者選取互動式網頁所提供的資料(圖 8)，並針對每一特定資料設定欲繪製的氣象參數、高度、繪圖類型、模式初始時間和預報時間即可。使用者亦可透過自訂色調(Color Bar)、字型等功能加強圖形於視覺上的效果。

四、結論

新填繪圖系統不論在繪圖套件的開發及作業流程的設計上均加入新的運作概念及技術，亦提供填繪圖套件軟體及互動式繪圖網頁的功能，使用者可產製大量及精緻的圖形，更可將產品圖檔繪製參數回饋給系統維護人員，以進行填繪圖產品的修改，期盼透過使用者及系統維護人員的雙向溝通，使本局的填繪圖系統提供的服務更符合使用者的需求。

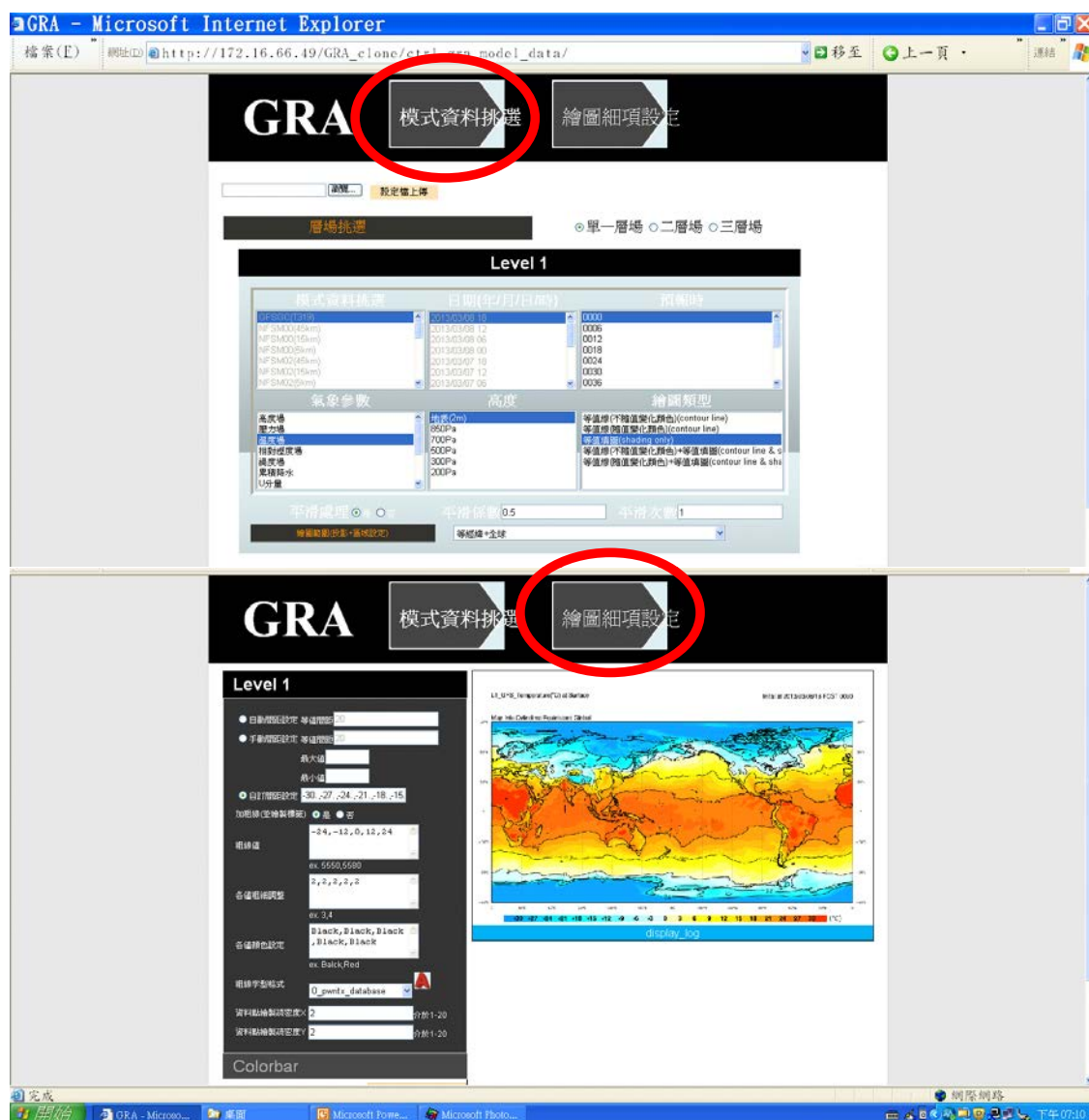


圖 7 新填繪圖系統互動式繪圖網頁介面。

氣象參數	可繪製高度	可繪製的繪圖類型		
		第一層	第二層	第三層
高度場	850hPa, 700hPa, 500hPa, 300hPa, 200hPa	1. 等值線(不隨值變化顏色)(contour line only)	1. 等值線(不隨值變化顏色)(contour line only)	1. 等值線(不隨值變化顏色)(contour line only)
壓力場	海平面(SSL), 地表	2. 等值線(隨值變化顏色)(contour line only)	2. 等值線(隨值變化顏色)(contour line only)	2. 等值線(隨值變化顏色)(contour line only)
溫度場	地表(2m), 850hPa, 700hPa, 500hPa, 300hPa, 200hPa	3. 等值填圖(shading only)	3. 等值填圖(shading only)	3. 等值填圖(shading only)
相對溼度場	地表(2m), 850hPa, 700hPa, 500hPa, 300hPa, 200hPa	4. 等值線(不隨值變化顏色)+等值填圖(contour line & shading)	4. 等值線(不隨值變化顏色)+等值填圖(contour line & shading)	4. 等值線(不隨值變化顏色)+等值填圖(contour line & shading)
渦度場	850hPa, 700hPa, 500hPa, 300hPa, 200hPa	5. 等值線(隨值變化顏色)+等值填圖(contour line & shading)	5. 等值線(隨值變化顏色)+等值填圖(contour line & shading)	5. 等值線(隨值變化顏色)+等值填圖(contour line & shading)
累積降水場	地表			
U分量	地表(10m), 850hPa, 700hPa, 500hPa, 300hPa, 200hPa			
V分量	地表(10m), 850hPa, 700hPa, 500hPa, 300hPa, 200hPa			
垂直速度場	850hPa, 700hPa, 500hPa, 300hPa, 200hPa			
風速	地表(10m), 850hPa, 700hPa, 500hPa, 300hPa, 200hPa			

圖 8 新填繪圖系統互動式繪圖網頁可繪製之氣象參數、高度、繪圖類型。

五、參考文獻

郭文鑠、胡仲英，1975：預報電腦化之研究與設計。

氣象學報，21 卷，2 期，18-24。

徐月娟、胡仲英，1976：用電腦繪製天氣圖之研究。

氣象學報，22 卷，4 期，32-38。

胡仲英，1979：ADAPS 之研究與設計。氣象學報，

25-01，9-24。

葉天降、滕春慈、黃麗玫、馮欽賜、張庭槐，2012：

中央氣象局數值天氣預報作業系統(一) 歷史
演進。氣象學報，48 卷，4 期，53-67。

中央氣象局數值天氣預報產品顯示系統

江晉孝¹ 郭姝涵² 王志嘉¹ 賴司平² 張庭槐¹ 馮欽賜¹

中央氣象局氣象資訊中心¹ 資拓宏宇國際股份有限公司²

摘 要

氣候變遷與全球暖化使得人類開始重視地球環境改變之趨勢，對於氣象資訊的需求亦日益增加，即時的氣象資訊如何能快速傳播更是防救災單位爭取時效的重要指標。

中央氣象局在提供民眾更多氣象資訊與提升學術交流的目標下，建置數值天氣預報產品的專業顯示系統，提供多種數值模式的預報產品，並依使用者需求進行群組區分，藉此讓使用者依不同需求掌握所需的氣象資訊與知識。

本系統預期能加速氣象資訊活用化，增進氣象資料之應用經濟價值。期盼藉由此氣象從業人員與學者之溝通平臺，互相交流提升局內數值天氣預報發展人員的技術。

關鍵詞：數值天氣預報、氣象資訊活用化、防災

一、前言

氣候變遷與其伴隨的極端天氣事件對於人類生命財產與經濟發展構成極大之威脅，因此為近年來全球關心與矚目的議題，而如何因應愈趨頻繁發生的災害性極端天氣則為各國所需立即面對的壓力與挑戰，臺灣位處亞洲大陸與太平洋交界且擁有複雜及陡峭的地理環境，加上地狹人稠的人口分布結構，對於極端天氣預報的掌握實屬不易。

中央氣象局數值天氣預報(NWP)作業系統發展至今已近37年，葉等人(2012)曾闡述其發展過程，在1984年至1989年間發展第一代數值天氣預報系統，包括在1987年6月建置第一代超級電腦CDC-CYBER 205，同時也開始發展客觀分析、全球模式、區域模式、颱風路徑預報等技術，並於1990年正式上線作業。從此每5至6年皆改進與提升數值天氣預報系統，至今已發展至第五代，中間歷經CRAY YMP8I、FUJITSU VPP5000、IBM P5-575 Cluster 1600、FUJITSU FX10等超級電腦系統之升級與建置。

為了提供社會大眾更佳的氣象測報資訊，本局在強化氣象應用專業服務之宗旨下建置數值天氣預報產品顯示系統(Numerical Products Display System, NPD)，期望這些產品資訊能協助民眾降低天然災害所造成之損失，進而推廣運用創造出更高的經濟價值，同時藉由學術交流來提升數值天氣預報人員之技術。

二、系統架構

數值天氣預報產品顯示系統為氣象應用專業服務之延伸，以網頁方式作呈現。

(一) 軟、硬體及網路作業環境

硬體：

1. CPU Intel Xeon E5310 1.6GHZ (4/4 cores; 4 threads)*2
2. 記憶體 2GB*2
3. 硬碟146GB*2 (raid 1)
4. 1GB網路介面*2

軟體：

Linux、PHP、JavaScript、Python、CI Framework、MySQL、Apache
建議使用瀏覽器：Google Chrome、IE8.0以上、Firefox14.0以上

(二) 網頁架構呈現方式

本網頁架構主要以五大部分作呈現，分別為首頁登入畫面、依群組管理帳號瀏覽權限、版型一顯示、版型二顯示、KMZ產品。

1. 首頁登入畫面(圖1)：本介面提供使用者申請帳號、已有帳號使用者之登入、未申請帳號使用者直接登入瀏覽等三大功能。
2. 依群組管理帳號瀏覽權限(圖2與圖3)：未申請帳號之使用者仍可進入本網頁，但僅限瀏覽與中央氣象局官方網頁相同之模式預報產品；申請帳號完成審查通過之使用者，則可瀏覽網頁所提供較多元的氣象資訊。
3. 版型一顯示方式(圖4)：此顯示方式主要提供使用者依序點擊日期、時間、產品即可快速取得所需訊息。
4. 版型二顯示方式(圖5與圖6)：此顯示方式主要用於顯示模式預報相關產品，使用者依序點選日期、模式解析度後，網頁將呈現出預報變數

及預報長度供使用者點選，本頁面亦支援隨選輪播與PDF檔顯示，可便於更細微查看圖上之資訊，模式預報產品資訊藉由此版型能讓使用者非常容易上手運用。

5. KMZ(Keyhole Markup Language Zipped)產品(圖7)：目前我們將中央氣象局全球與區域模式預報產品投影疊加至Google Earth上，讓使用者能在3D空間上得到相關氣象資訊。已申請帳號之使用者必須自行下載與安裝Google Earth套件才能瀏覽KMZ產品。

三、網頁內容

本網頁主要提供五大項產品：模式預報產品、模式時間序列產品、天氣分析圖、觀測接收及統計分布產品、KMZ產品，以下分別詳述各大項提供之氣象資訊之細節。

(一) 模式預報產品

提供中央氣象局全球預報模式、區域預報模式、系集預報模式。美國國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)全球預報模式、歐洲中期天氣預報中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)全球預報模式、日本氣象廳(Japan Meteorology Agency, JMA)全球預報模式、颱風路徑預報等氣象資訊。

中央氣象局全球預報模式提供全球、北半球、東亞三種區域範圍的預報產品，在00與12Z其預報長度為192小時；06、18Z則為72小時(預報間距為12小時)。

區域預報模式有三組天氣研究與預報模式(Weather Research and Forecasting Model, WRF)預報產品，分別為WRF、TWRP、WRF_M02，皆含三種網格解析度(45、15、5KM)，每天四次(00、06、12、18Z)之預報，預報長度皆為84小時(預報間距為6小時)，其中WRF即為目前中央氣象局官方網頁提供之區域預報模式，取NCEP全球模式分析與預報場作為WRF之初始與邊界條件；TWRP之初始場與邊界條件皆與WRF一致，但其模式背景誤差統計值則與WRF不同；WRF_M02則是使用中央氣象局全球預報模式作為其模式之初始與邊界條件。

系集預報模式提供全球、東亞、系集分歧圖三種與中央氣象局官網一致之產品，每天12Z進行預報，預報長度為168小時(預報間距為24小時)。

我們將NCEP全球模式預報產品差分至區域預報範圍，每天提供四次(00、06、12、18Z)預報產品，其預報長度為72小時(預報間距為12小時)；將ECMWF全球模式預報產品差分至區域預報範圍，每天提供二次(00、12Z)產品，預報長度則為168小時(預報間距為24小時)；將JMA全球預報模式差分至區域

預報範圍，每天提供四次(00、06、12、18Z)之預報，預報長度為192小時，(預報間距為6小時)。

颱風路徑預報提供多種區域模式預測之颱風路徑，讓使用者可利用此資訊進行未來颱風路徑走向之參考與研究，但仍應以中央氣象局官方網站之颱風預報路徑為最後依據。

(二) 模式時間序列產品

本系列產品提供系集預報模式在單點測站(例：臺北、基隆、臺東、嘉義等)上之氣象變數(風場、氣壓、溫度、相對濕度)預報之時間序列圖，同時也提供不同模式在不同區域(北、中、南)的氣象變數時間序列，讓預報人員作為判斷未來天氣之參考。

(三) 天氣分析圖

主要提供以下幾類天氣資訊：(1)可見光與紅外線衛星雲圖(全球、東亞、臺灣)，(2)雷達回波圖(有地形、無地形)，(3)臺灣雨量觀測圖(大間距、小間距)，(4)斜溫圖(中央氣象局：臺北、花蓮，空軍：馬公、屏東，海軍：東沙)，(5)地面天氣圖與高空天氣圖，(6)若在颱風期間有進行飛機觀測實驗，則會提供投落送斜溫圖。

(四) 觀測接收及分佈統計產品

本系列產品主要顯示目前中央氣象局觀測資料(SYNOP、METAR、AIREP、BUOY、SATEM、SATOB、PILOT、TEMP、TEMPSHIP、BATHY、SHIP)資料到達時間分析圖、有效資料分佈與統計分析圖，讓模式資料同化研發人員能了解觀測資料的情況，進而改進與提升資料同化之效益。

(五) KMZ產品

我們利用Google Earth Plug-in的功能將中央氣象局全球模式預報產品疊加在Google Earth上，讓使用者能以立體空間與視覺感受體驗氣象資訊的另一種呈現方式，使用者第一次點選本產品時必須先安裝Google Earth套件，安裝完成後即可瀏覽KMZ產品。

本系統目前每日提供產品數量如下：(1)模式預報產品約25000張，(2)模式時間序列產品約300張，(3)天氣分析圖約2000張，(4)觀測接收及分佈統計產品約100張，(5)KMZ產品約1200張。

四、未來展望與規劃

數值天氣預報產品顯示系統每日提供約29000張氣象產品，其中以模式預報產品居多(約九成以上)，相信氣象專業研究人員以及社會大眾皆能藉由本頁面得到更多元與豐富的氣象資訊，然而數值模式的正確性、長時間積分造成的累積誤差、觀測資料分佈不均勻等因素皆會導致氣象預報充滿不確定性，因此在應用上仍需秉持著相信但不全盡信的原則，搭配其他氣象資訊之輔助才能得到最適當的預報結果。

本系統定位為專業的氣象服務應用平臺，未來將朝向增加更多氣象預報產品之目標邁進，同時也

利用使用者意見回饋的機制，定期修改與調整系統效能。希望藉此頁面能加速氣象資訊活用化，增進氣象資料應用之經濟價值。期盼成為氣象從業人員與學界之溝通平臺，互相交流提升局內數值天氣預報發展人員的技術。

五、參考文獻

葉天降、滕春慈、黃麗玫、馮欽賜、張庭槐，2012：中央氣象局數值天氣預報作業系統(一)歷史演進。氣象學報，48，53-68。

葉天降、馮欽賜、柳再明、陳得松、黃康寧、陳雯美、汪鳳如、洪景山，2012：中央氣象局數值天氣預報作業系統(二)預報模式概況。氣象學報，48，69-95。

六、附圖

中央氣象局 數值天氣預報產品顯示系統
Central Weather Bureau NWP Products Display System

LOGIN

帳號(Account) :

密碼(Password) :

Login Register

直接進入
SKIP

Email: NPD_ADM@cwb.gov.tw
Address: 64, Gongyuan Road, Taipei 10048, Taiwan (R.O.C.)
Best viewed with IE 8.0, FireFox 11.0, Chrome at 1280 x 1024 resolution
Central Weather Bureau Copyright Reserved Reference time: TST (Taiwan Standard Time; GMT + 08:00)

圖 1：數值天氣預報產品顯示網頁登入畫面



圖 2：未申請帳號使用者顯示畫面

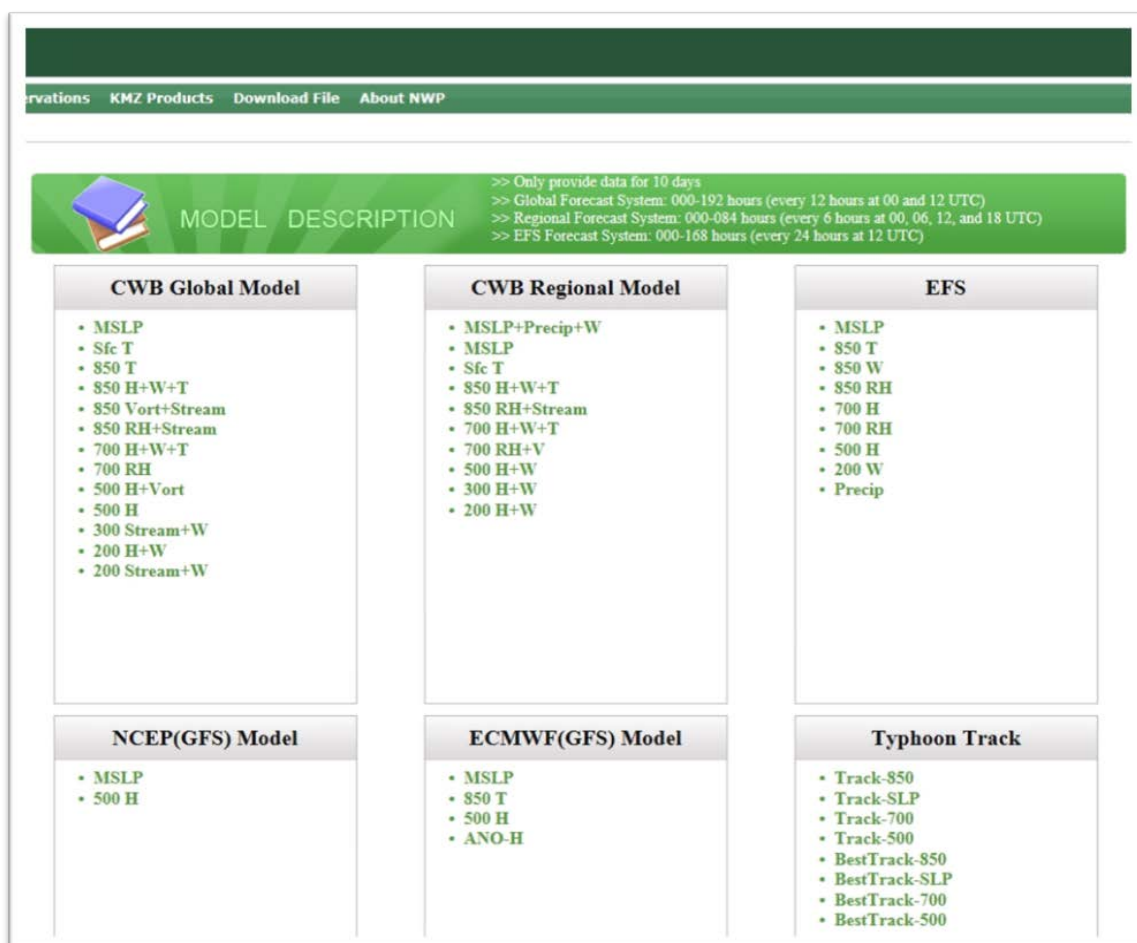


圖 3：已申請帳號使用者顯示畫面

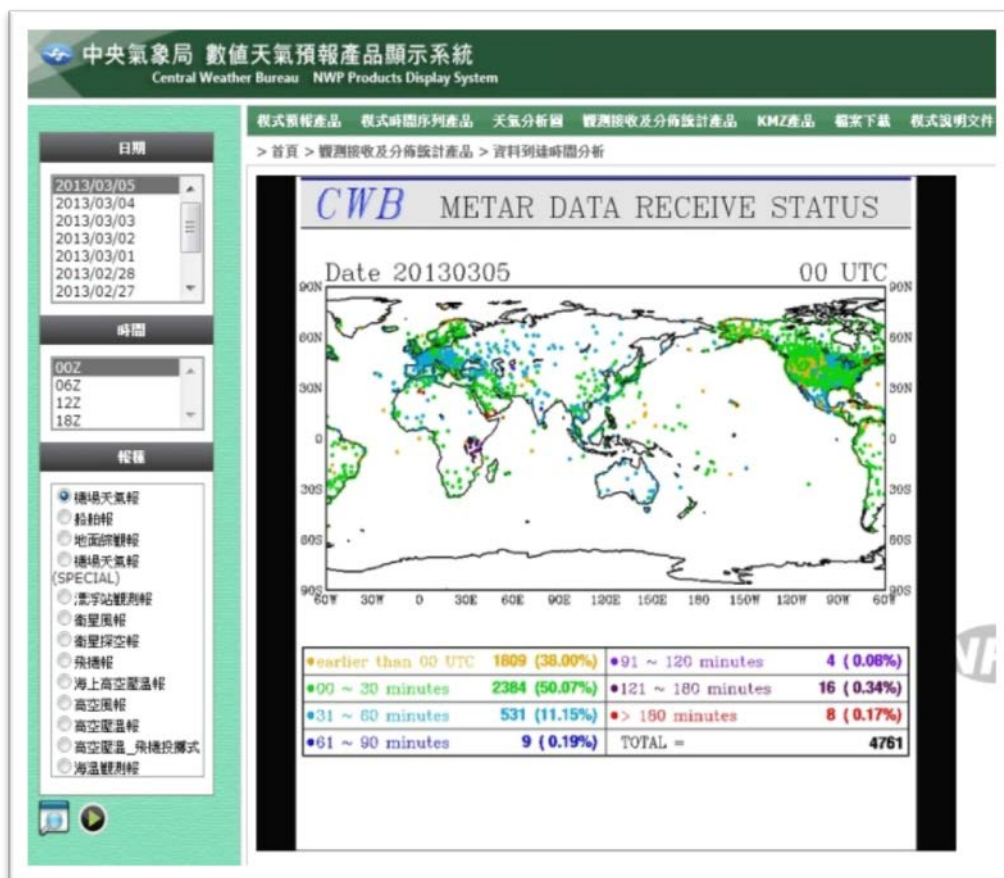


圖 4：版型一網頁顯示方式



圖 5：版型二網頁顯示方式 (1)

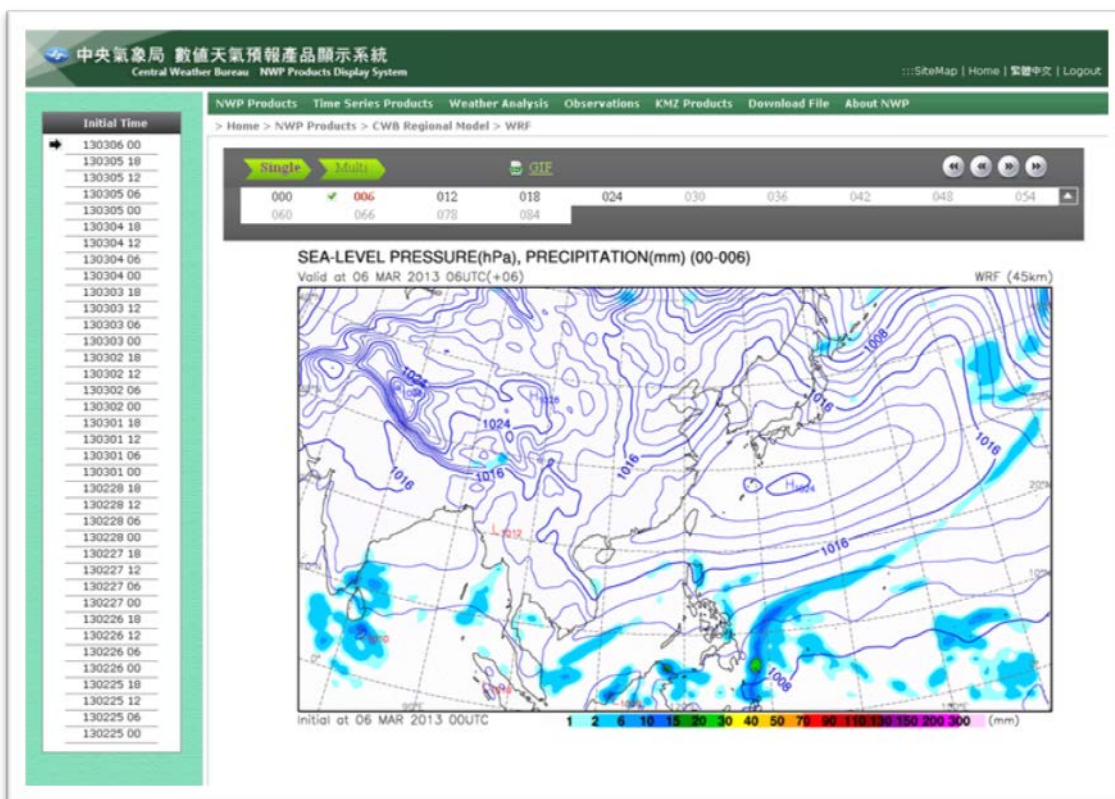


圖 6：版型二網頁顯示方式 (2)

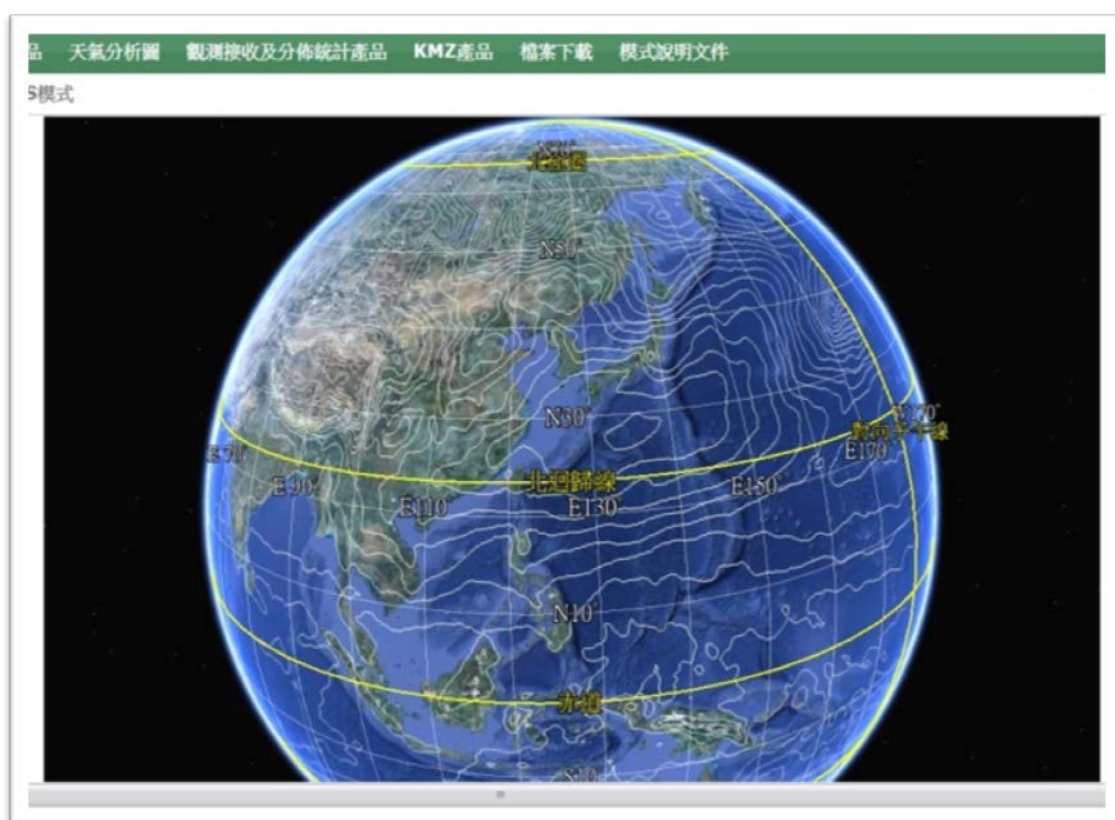


圖 7：KMZ 產品

預報衛星反演之海面通量對梅雨鋒面案例模擬改善研究

楊翊紳¹ 劉千義^{1,2} 劉崇治³ 劉振榮^{1,2}

¹國立中央大學大氣物理研究所

²國立中央大學太空及遙測研究中心

³明新科技大學自然科學教學中心

摘要

過往研究指出，海面通量對於梅雨期間中尺度對流系統(MCS)之發展或消散，扮演重要角色，另外一方面，由衛星觀測及反演之資料準確度，也於近十年來有長足進展。然數值模擬預報中，特別是對於衛星資料同化方面，往往將此下邊界條件，與地形等其他參數，考量為不隨時間變化之固定值，這點在較大區域之數值預報模擬中，為可行方案，但對於因為海面通量改變而快速發展或消散的 MCS，此一設定就必須以較真實的方式進行，尤以南海、臺灣海峽等海表洋流流速快速的區域，更需考慮此一因子。本研究嘗試以 Weather Research Forecasting (WRF) 與其 Gridpoint Statistical Interpolation (GSI)資料同化系統，將由衛星觀測反演而得之海水表面溫度(Sea Surface Temperature)，以衛星觀測的原始時間、空間解析度，納入數值模擬預報實驗中，選定 SoWMEX 實驗期間之 IOP-4 個案進行海面通量敏感性測試。初步結果顯示，當系統同化由衛星反演而得之 SST 後，案例模擬預報的效能較定值設定之下邊界 SST 為佳，凸顯了可提供大範圍、多時序衛星觀測之重要性。

GPS 衛星訊號於水庫防洪運轉之應用-以曾文水庫為例

李赫 吳銘志

國立成功大學地球科學系研究所

前言

台灣地區位於亞帶氣候區，雖年雨量達2500mm以上，為世界平均值的3倍(973mm)，但由於地形陡峭，河流短促，降水在地表停留時間短暫，又降雨型態在時空分布上極度不均，造成水資源利用相對不易，因此必須非常依賴水庫來儲存水量以供經濟發展及民生所需。而水庫除了供水外，亦具有防洪功能，如何掌握即時、正確的集水區降雨量進入水庫，並與防洪運轉應變保持平衡，兼顧水分儲存及確保水庫壩體安全，以增進水庫之功效。

目前防洪運轉決策資訊系統，多利用中央氣象局提供總降雨量之預測，再透過即時預估未來各時段可能之降雨及水庫進水量，但因集水區降雨之時空分布極不均勻，影響降雨量與預估值之誤差範圍。近年來學者利用GPS全球定位系統的精度應用於中、小尺度可降水量之觀察，發現其具有高度正相關。本研究以曾文水庫為例，以曾文地區GPS觀測站之觀測資料，利用解算軟體反演大氣可降水量，提高集水區內雨量觀測準確性及精確度，以提高短期降雨量之觀測與分析，並與水庫進水量進行分析比對，預估洪水即時進水量，以利採行適切的防洪運轉策略。

方法

GPS 載波相位觀測方程式(Leick, 2004)的表示式如式 1 所示：

$$\varphi = \frac{f}{c} \rho + \frac{f}{c} [Trop - Ion] + N + f(\delta t - \delta T) + \varepsilon_{\varphi} \quad (1)$$

式中

φ ：載波相位觀測量(cycles)。

I ：電離層遲延量(m)。

f ：載波頻率(Hz)。

N ：整周波數(cycles)。

c ：光速(m/s)

δt ：接收儀的時錶誤差

ρ ：測站至衛星之幾何距離(m)。

δT ：衛星的時錶誤差

T ：對流層總遲延量(m)。

ε_{φ} ：載波相位量之雜訊(cycles)。

其中，由非電離層大氣所折射造成的延遲可稱為中性延遲(Neutral delay)，由於這部分的大氣折射造成的延遲約80%主要集中在對流層，故又稱對流層延遲(Tropospheric delay)。由於它屬於非色散大氣所造成的延遲(Non-dispersive delay)，故電磁波在該層傳播速度與頻率無關，而訊號於此主要受到大氣壓力、溫度與水汽的改變影響，而造成傳播路徑上折射率發生變化，此影響稱為對流層折射誤差(Tropospheric Refraction Error)。

由折射效應所造成的延遲量，其天頂方向可表示如下(Bauersima,1983)：

$$\Delta L^z = \int (n-1)ds = 10^{-6} \int Nds \quad (2a)$$

$$N = N_d + N_w = k_1 \frac{P_d}{T} + (k_2 + \frac{k_3}{T}) \frac{P_w}{T} \quad (2b)$$

式中

ΔL^z ：對流層折射效應在天頂方向的延遲量

N_w ：溼空氣折射率

n ：路徑上空氣介質之折射係數

P_d ：乾空氣分壓

N ：空氣折射率

P_w ：溼空氣分壓

N_d ：乾空氣折射率

T ：氣溫($^{\circ}K$)

k_1 、 k_2 、 k_3 ：折射常數

首先就曾文水庫集水區選定達大雨標準(中央氣象局定義之豪大雨標準如表一)之降雨日作為研究個案，並依此先行就地面天氣圖進行天氣系統分析，確定為本研究所需之數據，將降雨前一日至降雨當日GPS觀測資料，進行分析與資料同化，利用GAMIT解算軟體進行解算GPS觀測資料與氣象資料以求得GPS/ ZTD，使用台灣地區二十年的探空氣球資料所計算而成的大氣加權平均溫度導出台灣地區各月份的轉換因子求解GPS-PWV。就可降水量(GPS/PWV)與降雨關係進行探討分析，其後將GPS/ PWV解算資料轉換為ASCII檔，輸入WRF V3.0版模式，應用三維變分方法(3DVAR,Three-Dimensional Variational method)同化大氣可降水量，並以美國NCEP Global Final Analyses 1.0°×1.0°(簡稱FNL)解析度的全球模式分析場為初始邊界條件，進行數值模式模擬，最後就資料同化實驗結果進行比較與分析。

降水類型	定義
1.大雨 (heavy rain)	24 小時累積雨量達 50 毫米以上，且其中至少有 1 小時雨量達 15 毫米以上之降雨現象。
2.豪雨 (extremely heavy rain)	24 小時累積雨量達 130 毫米以上之降雨現象。
3.大豪雨 (torrential rain)	24 小時累積雨量達 200 毫米以上之降雨現象。
4.超大豪雨 (extremely torrential rain)	24 小時累積雨量達 350 毫米以上之降雨現象。

表一 中央氣象局93年11月25日修訂之「大雨」及「豪雨」定義

預期結果

集水區內之降雨在空間上具有相當的不均勻性，以目前GPS觀測網所覆蓋範圍的高空間及時間解析度，成本明顯較為低廉，利用GPS演算在局部地區及中、

小尺度對流性降水的定量降雨預報之準確率，能有效改善模式在降雨量上之精度。藉初始場資料網格密度的改善，提高模式對中尺度降雨預測之精度，改善降水強度及定量降水之預報，降低水庫進水量之預測誤差值。

WRF 模式地面風速預報過強改善方案

Fixing the Over-estimate of Surface Wind Speed in WRF Model

魏士偉¹ J. Bresch² 洪于琄¹ 洪景山¹

¹中央氣象局 氣象資訊中心

²National Center for Atmospheric Research

摘要

WRF 模式普遍有著地面風速預報過強的情形，本研究嘗試使用兩種考慮次網格地形效應以增加邊界層參數法中地表摩擦力的改善方案，並透過與地面觀測資料校驗來評估 WRF 模式地面風速預報過強的改善程度。

一、前言

WRF模式的邊界層參數法在 10 公尺地面風速 (U_{10m}) 一直以來都有著預報過強的問題 (圖 1)，大約高估 2 m/s。廖與顧 (2012) 使用WRF模式進行的 2011 年台灣北部區域環流之模擬研究中，將WRF模式模擬結果與測站觀測進行校驗，在台灣地區冬季地面風速 (U_{10m}) 預報過強的情形較夏季更為嚴重，大約 4 m/s。WRF模式地面風速 (U_{10m}) 預報過強的情形與模式地面層參數法的設計以及模式地形解析度不足有關。在較粗的網格間距下，地形無法完全被解析，會造成模式地勢較低也較平坦，這情形在網格間距越大時越明顯，如此一來會使得模式下邊界的摩擦力不足，動量消耗較少，進而導致與觀測資料校驗的地面風速 (U_{10m}) 過強。Mass and Ovens (2011) 對於WRF模式地面風速 (U_{10m}) 預報過強的情況發表透過次網格地形差異增加邊界層參數法中的動量消散，另外 Jimenez and Dudhia (2011) 在測站觀測校驗結果中得知WRF模式在平原及谷地地區風速有高估，而山丘峰頂則是低估，因此提出另一種透過次網格地形 (Sub-grid Scale Orography) 以及Laplacian Height進行地形分類，進而降低平地的風速以及增加峰頂的風速。因此，我們嘗試應用這兩種改善方案至作業模式中，透過地面氣象要素觀測校驗評估兩者對於模式預報的影響。

二、研究過程與結果分析

在本篇研究中我們將Mass and Ovens (2011) 的方法稱呼為Ustar，Jimenez and Dudhia (2011) 的改善方案稱呼為Pedro，即是WRF V3.4 之後的Topowind，控制組為中央氣象局作業之WRF模式以OP24 表之。圖 (2) 是使用Ustar及Pedro改善方案後，72 小時預報與OP24 的差異。圖中顯示Ustar可明顯的降低陸地上的地面風速 (U_{10m})，而Pedro改善方案因其目標是降低平原風速及增加峰頂風速，所以較無一致性的改變。而兩種改善方案在冬季的效果與夏季相似 (圖未示)。進一步，我們透過地面測站進行氣象要素校驗，圖 (3) 是台灣地區預報 72 小時的地面風速 (U_{10m}) 校驗，可以明顯看見Ustar能夠有效地降低風速，Pedro則在大部分地區能夠降低風速誤差，除了屏東東側地區，不過這是因為依據Laplacian Height的分類中這地區是屬於峰頂，導致這裡的風速不減反增。在初始時間 00UTC 的個案預報時序統計 (圖 4) 中可以看見兩種改善方案在夜晚地表氣溫的預報上多半有較OP24 低的預報誤差，白天則是Ustar能有較好的預報。在混合比的校驗，基本上兩種改善方案與OP24 並無太大的差異。最後，風速的預報校驗 (圖 5) 中可以明顯地看見差異，Ustar大幅降低了預報誤差，而Pedro雖然能夠一定程度的降低風速的Mean Error，但其RMSE卻與OP24 相去不遠，這主要有兩個因素影響此結果，(1) Jimenez 的文章中是在水平網格間距 2 km的模式中進行測試，而氣象局作業模式最小的網格間距是 5 km，而其中用來判斷地形種類的Laplacian Height是經驗給定的，未

必適用於台灣地區，可能會導致誤判。(2) 在做地面測站校驗時，校驗點的選擇亦會影響校驗結果。

三、結論與未來展望

Ustar改善方案能夠有效地降低地面風速 (U_{10m}) 預報過強的問題，而且對於地表氣溫與混合比並無太大影響，甚至在夜晚也能降低預報誤差。Pedro改善方案Topowind未來如要應用在氣象局作業模式，需要更進一步的調校，使其適合使用在氣象局的網格設計。另外，在進行地面測站校驗時，我們也須更合理與審慎的選擇校驗點，否則可能會出現校驗點與測站地形差異過大的情形。

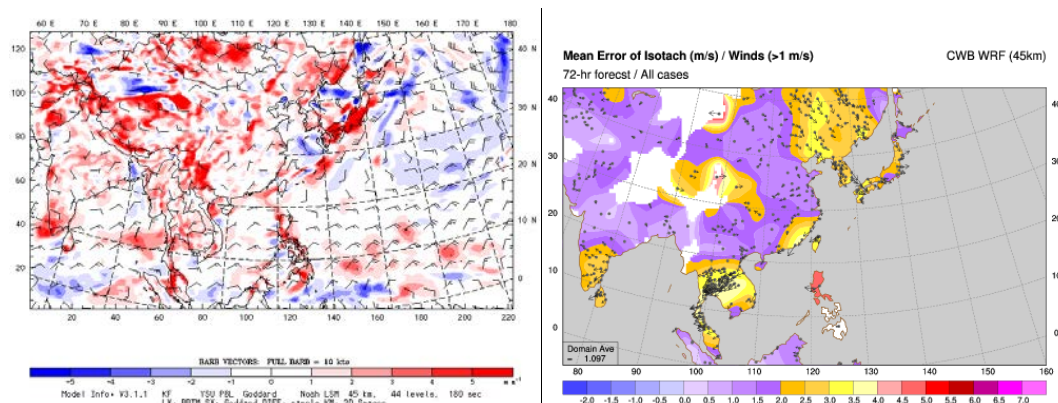
四、參考文獻

廖杞昌與顧凱維，2012：2011 年台灣北部區域環流之模擬研究，*101 年天氣分析與預報研討會*，209-213

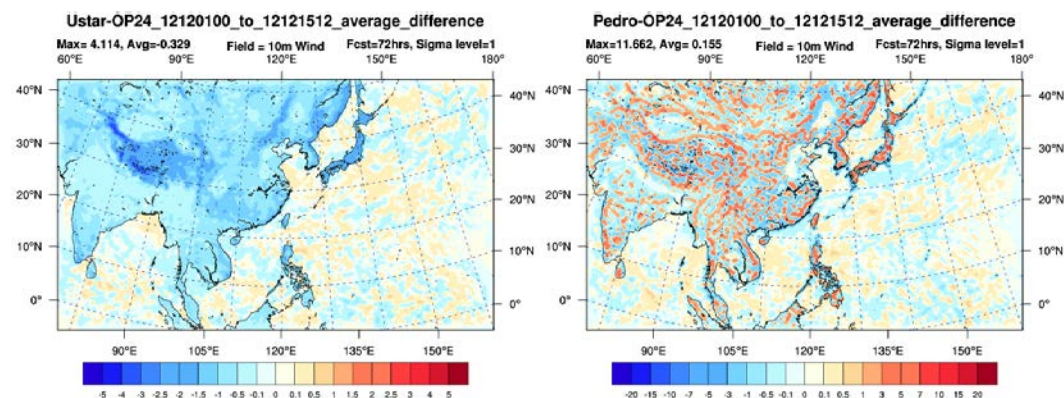
Jimenez, P. and J. Dudhia, 2011: Improving the Representation of Resolved and Unresolved Topographic Effects on Surface Wind in the WRF Model. *Jour. of App. Met. and Clim.*, **51**, 300-315

Mass, C. and D. Ovens, 2011: Fixing WRF's High Speed Wind Bias A New Subgrid Scale Drag Parameterization and the Role of Detailed Verification, *91st American Meteorological Society Annual Meeting*, 615-617

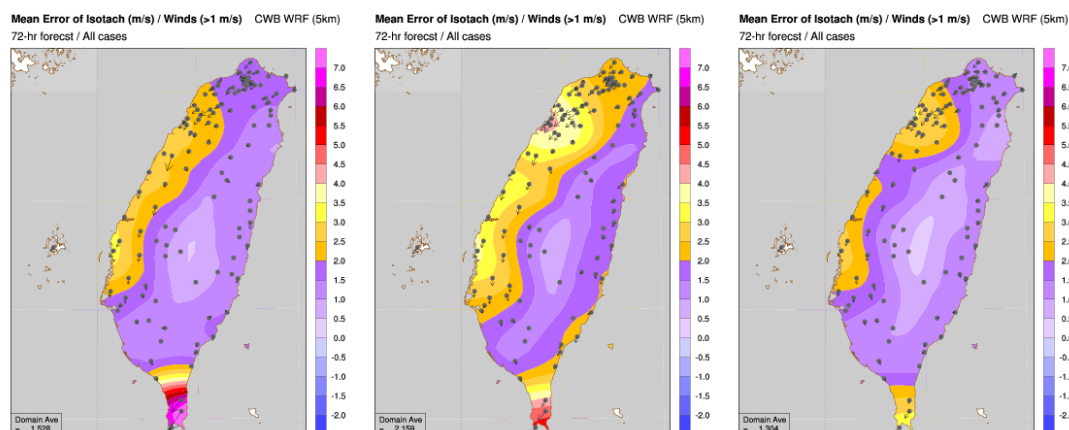
五、圖表



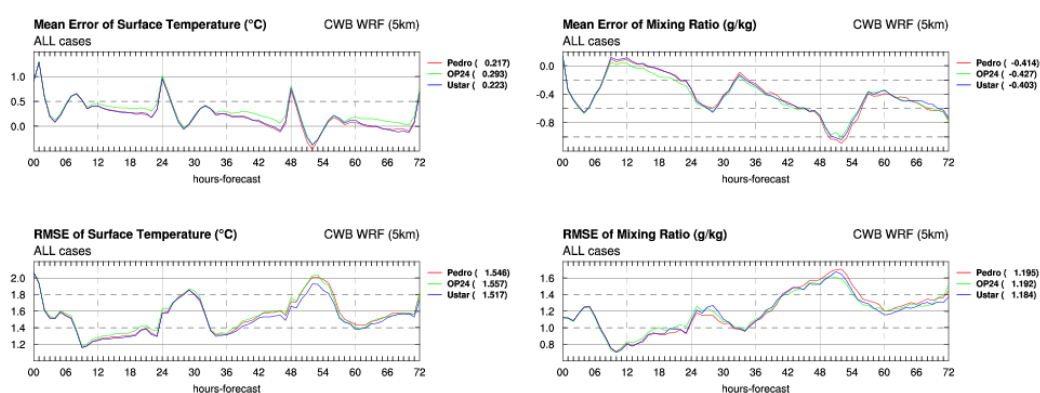
圖(1) WRF模式地面風速 (U_{10m}) 預報誤差，(a) 與NCEP GFS的差異，(b) 與地面觀測校驗結果。



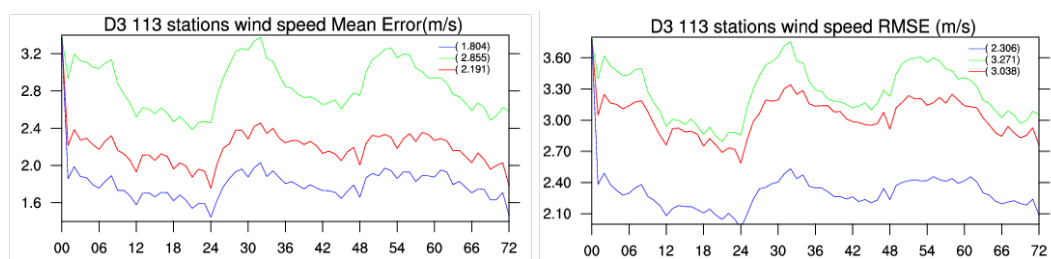
圖(2) 2012 年 12 月 15 天 30 個個案 72 小時地面風速 (U_{10m}) 預報與OP24 間的差異 (左)Ustar (右) Pedro。



圖(3) 12 月份 00UTC 預報 72 小時地面風速 (U_{10m}) 校驗結果，(左)為Pedro (中)為OP24 (右)為Ustar，淡紫色以上表示風速為高估。



圖(4) 12 月份初始時間 00UTC 預報 72 小時地面氣項要素校驗結果，上排為 Mean Error，下排為 RMSE，其中(左)為地表氣溫(右)混合比，紅色線段代表 Pedro，綠色線段為 OP24，藍色線段為 Ustar。



圖(5) 12 月份初始時間 00UTC 預報 72 小時地面風速 (U_{10m}) 校驗結果，(左)為Mean Error，(右)為 RMSE，其中紅色線段代表Pedro，綠色線段為OP24，藍色線段為Ustar。

102 年天氣分析與預報研討會

中華民國 102 年 5 月 13 日(星期一)至 15 日(星期三)，
于桃園龍潭渴望園區

論文彙編目錄

A3 議題：氣候監測與預報

沈鴻禧 汪建良 余青樺 范凱翔 周末效應對台灣東部半世紀夏季地面溫度及降雨影響之研究	A3-1
蕭立朋 余嘉裕 全球暖化對颱風活動影響：西北太平洋與北大西洋之比較	A3-5
李明營 聖嬰現象與臺灣降雨	A3-9
陳姿瑾 黃椿喜 呂國臣 利用高解析度氣象網格資料分析台灣各區域溫度特性	A3-15
林欣怡 蕭志惠 中央氣象局動力區域氣候預報系統之預報能力分析	A3-19
林原堂 蕭志惠 中央氣象局動力區域氣候預報系統新氣候場之分析與測試	A3-25
魏曉萍 葉克家 朱蘭芬 陳永明 氣候變遷下極端降雨事件之洪水模擬	A3-31
林士堯 朱容練 吳宜昭 陳韻如 劉俊志 台灣春季乾旱與鋒面之關聯性分析	A3-36
林宜穎 鄭兆尊 以 MRI-AGCM 動力降尺度結果推估未來臺灣地區梅雨季降雨之變遷	A3-40
陳淡容 林宜穎 鄭兆尊 于宜強 AGCM 動力降尺度後之颱風變異分析	A3-46
林李耀 陳永明 朱容練 鄭兆尊 劉俊志 吳宜昭 李惠玲 黃熾蓁 許晃雄 陳正達 葉克家 鄭克聲 第二期臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫	A3-52
吳宜昭 許晃雄 Joo-Hong Kim 陳永明 林李耀 東亞/西北太平洋氣候變遷-從台灣氣候變遷科學報告 2011 談起	A3-58
謝佳穎 朱容練 朱蘭芬 陳永明 陳韻如 劉俊志 應用 LARS-WG 與 WGEN 衍生未來氣候變遷情境日資料之氣象因子對於稻作風險評估	A3-64
胡志文 任俊儒 黃文豪 鄭凱傑 施宇晴 李清騰 中央氣象局第二代全球大氣動力氣候預報系統之測試與建置	A3-70
童雅卿 第二代全球海溫預報系統之發展與研究	A3-76
李清騰 盧孟明 氣象局第二代二步法短期氣候預報系統之全球大氣環流模式氣候模擬能力評估	A3-82
林昀靜 盧孟明 改進氣象局第一代二步法氣候預報系統之統計降尺度 - SVD 與 STPM 方法的比較	A3-88
卓盈旻 盧孟明	A3-92

台灣梅雨季極端降雨之大尺度環流指數研究	
李思瑩 盧孟明 近四年（2010 -2013）東亞冬季季風特徵分析與比較	A3-97
林和駿 洪致文 季內尺度 MJO 對臺灣冬半季降水的影響	A3-104
涂建翊 周佳 台灣降雨強度與頻率變化	A3-110
羅存文 陳重功 方新發 風力發電廠風機組之風速動力統計預報應用	A3-111
楊子億 盧孟明 臺灣測站 1951-2011 年風向與風速資料分析	A3-117
柳再明 吳鴻榕 姚銘輝 陳俊仁 農業氣象服務合作	A3-118
劉長生 蔡明叡 張起維 呂明欣 林佳廷 林建宏 長期觀測平流層瞬時暖化與對流層北極震盪之關係	A3-125
鄭凱傑 胡志文 施宇晴 二步法動力氣候預報系統移機測試分析	A3-127
施宇晴 胡志文 全球動力氣候預報系統硬體系統轉換測試分析	A3-130

周末效應對台灣東部半世紀夏季地面溫度及降雨影響之研究

沈鴻禧、汪建良、余青樺、范凱翔

國防大學理工學院大氣科學研究所

摘要

本研究針對中央氣象局東部地區:宜蘭、花蓮、台東、成功及大武 50 年 (1956- 2005 年) 夏季(6- 8 月)之每日地面溫度及降雨量做研究,第一組資料為周三到周五做平均,第二組資料為周六到周一做平均,以瞭解在東部地區因周末效應對地面溫度及降雨的影響,結果顯示五個測站有降雨日之地面溫度 50 年平均,兩組資料相差極微僅 0.1°C 。

降雨量方面,則以夏季年降雨日、降雨強度(降雨總量/降雨日)為比較基準,結果顯示台東、成功降雨日周末組較高,約 0.8 日; 本研究進一步研究大於 10mm/day 的大雨日,則降雨強度五站均倍增,台東及成功降雨強度仍是周末組較大,另外三測站結果相反。在降雨強度方面,結果顯示大武周末組平均的降雨強度最大(54.4mm/day),宜蘭最小(35.5mm/day);東部地區山多人口少,但大雨日分析顯示兩組平均的降雨強度仍有差異,值得大氣科學屆、防災單位重視。

關鍵字: 周末效應、降雨強度、東部地區

一、前言

中央氣象局科技中心報告(2009) 出版了「1897-2008 台灣氣候變化統計報告」及 Liu *et al.* (2002)顯示,近百年來全台平均溫度上升為 0.8°C ,其中都會區平均上升 1.4°C ;在長期降雨方面的研究,Liu *et al.*針對過去 45 年觀測資料做研究,結果顯示臺灣地區因人為活動增加及都市化等因素導致夜間溫度增加,以及小雨量($<4\text{mm/h}$)減少及大雨量($>10\text{mm/h}$)增加,此研究結果亦與國外研究有一致性(Houghton *et al.*, 2001);行政院 100 年災害防救白皮書指出:台灣長期極端氣候頻率有增加趨勢,以影響台灣災害最大的颱風而言,高強度降雨及高累積降雨量次數增加;而根據統計民國 89 年(2000 年)以前,發生極端強降雨的颱風約每 3-4 年一次,但民國 89 年(2000 年)以後,發生極端強降雨的颱風約每年一次;黃

傳等(2012)研究中國大陸東南沿海地區盛夏降雨強度線性趨勢線發現,有逐年增加的趨勢。

談等(2007)利用 1986- 2006 年氣象局台北地面測站及板橋探空站的氣象參數,來探討台北都會區春節的假期效應,結果發現在溫度變數方面,在日夜溫差、日最高溫和日均溫皆為非春節期間大於春節期間,二個期間的差異值分別為 0.61°C 、 0.53°C 及 0.22°C 。

Cerveny *et al.* (1998) 分析美國東岸大城市降雨有明顯的周循環,周末降雨偏多,主要以都會區人類活動所產生之氣溶膠的周循環有關。

Forster 和 Solomon(2003)利用 50 年的氣象參數研究指出,周末效應是一長期且侷地化

的變化。

上述研究結果，引發吾人對台灣東部地區夏季溫度及降雨量周末效應研究之興趣，故本研究將以台灣東部地區：宜蘭、花蓮、台東、成功及大武站，最近 50 年(1956- 2005 年)溫度及降雨量為研究基準；夏季的降雨占全年的絕大多數，故本研究以 6- 8 月的平均值代表年平均；此外，為瞭解人為活動增加是否會影響地面溫度及降雨，故本研究設定第一組資料是周三至周五的平均(工作日組)，第二組資料是周六至周日的平均(周末組)，並比較兩組的差異性(Forster and Solomon, 2003)。

二、研究方法

本研究包含氣象局測站：宜蘭、花蓮、台東、成功及大武 1956-2005 年(50 年)每年 6 月 1 日- 8 月 31 日地面溫度及降雨長期日平均資料。

本研究的目的，在於瞭解工作日(周三至周五三天平均(稱為工作日組)，與周六至周日三天平均(稱為周末組)的差異性。本研究在過去 50 年工作天(周三到隔周一)係參照陸拓資訊萬年曆 <http://time.rootinfo.com.tw>。

三、結果分析

圖一為台東測站 (1956 -2005) 夏季降雨日(>10mm/day)之地面溫度五年滑動平均之逐年變化圖，藍色周三至周五的平均值(工作日組)，棕色為周六至周日的平均值(周末組)，50 年長期平均地面溫度均為 26.5°C，但從 1970 年起周末組的地面溫度有上升的趨勢，值得吾人注意；此外，花蓮、宜蘭、成功測站夏季降雨日之地面溫度平均皆近似，此意味著周末效應對地面溫度的影響，並不明顯。

圖二與圖一同，但為降雨強度，50 年的平均周末組的平均為 52.89mm/day，高於工作組的 49.64mm/day，顯示周末效應對大雨日是有影響的，但值得防災單位注意的是自 1995

年之後工作組的降雨強度高於周末組。

圖三與圖一同，但為降雨次數，50 年的平均周末組的平均為 6.96 次，略高於工作組的 5.81 次，顯示周末組無論降雨日或降雨強度均高於工作日組。

圖四與圖二同，但為成功測站，但降雨強度方面工作日組反較周末組為大。

降雨強度最大的為大武測站周末組 54.41mm/day，最小的為宜蘭測站周末組 35.48mm/day。

四 結論與討論

本研究針對中央氣象局東部地區：宜蘭、花蓮、台東、成功及大武 50 年(1956- 2005 年)夏季(6 月至 8 月)之每日地面溫度及降雨量做研究，第一組資料為周三到周五做平均，第二組資料為周六到周日做平均，以瞭解山多人少的東部地區因周末效應人類活動對地面溫度及降雨的影響，結果顯示五個測站地面溫度兩組資料相差極微。

降雨量方面，則以夏季年降雨日、降雨強度(降雨總量/降雨日)為比較基準，結果顯示台東、成功降雨日周末組較高，約 0.8 日；本研究進一步研究大於 10mm/day 的大雨日，則降雨強度五站均倍增，台東及成功降雨強度仍是周末組較大，另外三測站結果相反。在降雨強度方面，結果顯示大武周末組平均的降雨強度最大 (54.4mm/day)，宜蘭最小 (35.5mm/day)；東部地區山多人口少，但大雨日分析顯示兩組平均的降雨強度仍有差異，值得大氣科學屆、防災單位重視。

Lau *et. al.*(2006) 指出亞洲地區降雨，有一部分取決於東亞夏季季風的強弱，而季風的強弱，又受到上游區氣溶膠(aerosol)的直接熱

力影響(Haywood and Boucher, 2000)，但山多人少的東部地區是否因氣溶膠，造成降雨顆粒的減小，仍值得吾人深入研究。

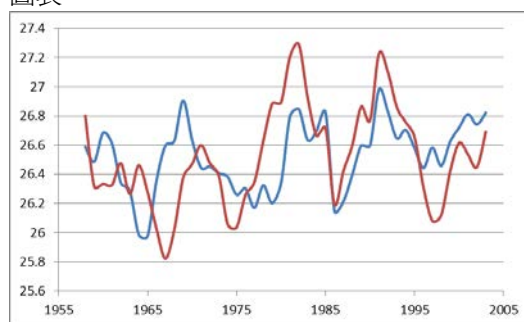
龔等(2006)分析中國大陸 1979- 2002 年 194 個測站資料，直接定義星期六的降雨次數減去星期三的降雨次數，為正則稱為周末效應，福建地區為微弱負值地區，中國大陸東北地區及西南地區係屬強周末效應地區，本研究則採三日平均法，屬信號不強的周末效應，與龔等的結論有一致性，但是本研究將降雨日區分小雨日及大雨日(>10mm/day)，大雨的部分僅台東與成功兩側站與 Cervený *et al.* (1998) 分析美國東岸大城市降雨的結果有一致性。

談等(2006)彙整國內外研究指出，台灣北部非春節期間氣溶膠的間接輻射效應會抑制降雨，以致假期期間的日夜溫差高於非假期期間，本研究周末效應在溫度方面並不顯著。但自 1970 年以後，強降雨日的減少(圖三)，伴隨著降雨強度增加，卻是值得吾人注意的。

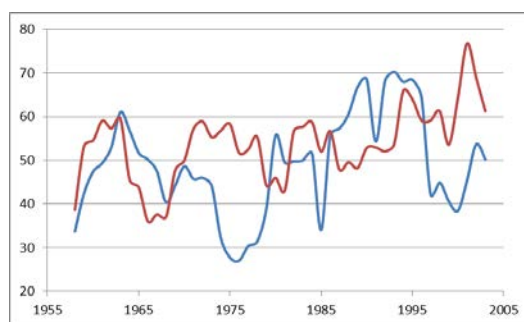
五、參考文獻

1. Cleveland, W.S. T.E. Graedel, B. Kleiner, J.L. Warner, 1998: Sunday and workday variations in photochemical air pollutants in New Jersey and New York. *Science*, 186, 1037-1038.
2. Haywood, J., and O. Boucher, 2000: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review. *Rev. Geophys.* 38(4), 513-543.
3. Easterling, D.R. et al., 1997: Maximum and minimum temperature trends for the globe., *Science*, 277, 364-367.
4. Liu, S. C. C.H. Wang, C-J. Shiu, H.W. Chang, C.K. Hsiao, and S.-H. Liaw, 2002: Reduction in sunshine duration over Taiwan: Causes and Implication. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, 13, 523-545.
5. Forster, P. M. and S. Solomon, 2003: Observations of a "weekend effect" in diurnal temperature range, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 100(20), 11225 -11230.
6. Lau, K.M. , M. K. Kim and K. M. Kim, 2006: Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: the role of the Tibetan Plateau. *Climate Dynamics*, Vol. 26, No. 7-8 , 855-864.
7. Houghton et. al., 2001: Climate change. The Scientific Basis. Cambridge, UK. Cambridge University Press.
8. 談珮華、周佳、梁靜宜、吳柏霖，2008:台北都會區的假期效應。 *大氣科學*，三十六期第三號，197-216。
9. 行政院災害防救辦公室(2011):100 年災害防救白皮書。
10. 中央氣象局，2009， 1897-2008 台灣氣候變化統計報告。
11. 龔道溢、郭棟、羅勇，2006：中國夏季日降水頻次的週末效應， *氣候變化研究進展*，2 (3)，131-134。
12. 黃傳、宇如聰、李建，2012：1967-2006 年中國東南沿海盛夏降雨強度變化特徵分析， *氣候變化研究進展*，8 (3)，164-170。
13. 陸拓資訊萬年曆 <http://time.rootinfo.com.tw>。

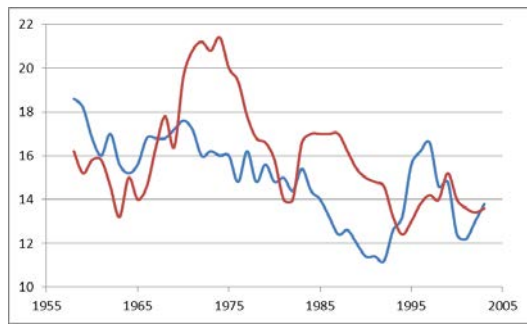
圖表



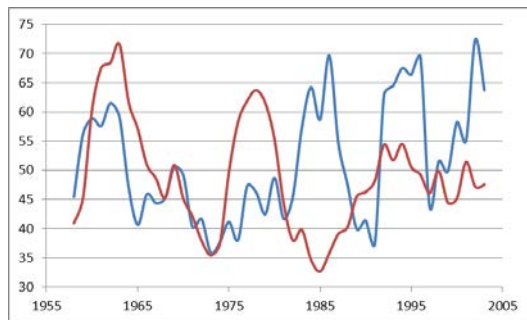
圖一：台東測站（1956-2005）夏季>10mm/day 降雨日之地面溫度五年滑動平均的逐年變化圖，藍色為周三至周五平均，棕色為周六至周一平均。橫軸為年份，縱軸為溫度，單位℃。



圖二：與圖一同但為降雨強度，單位為 mm/day。



圖三：台東測站降雨次數五年滑動平均的逐年變化圖。橫軸為年份，縱軸為次數。



圖四：與圖二同，但為成功測站

全球暖化對颱風活動影響 ：西北太平洋與北大西洋之比較

蕭立朋¹ 余嘉裕²
中國文化大學地學研究所大氣科學組¹
中國文化大學大氣科學系²

摘 要

本研究利用氣候模式輸出資料，推估颱風活動在全球暖化下所產生之變化和其背後之物理因素。我們使用颱風氣候研究上常用來估計熱帶氣旋生成頻率的參數「生成潛在指數」來探討西北太平洋和北大西洋這兩個海域颱風活動可能的變化。颱風資料方面，我們使用美國「國家海洋和大氣管理局」所提供的IBTrACS最佳颱風路徑資料；大氣資料方面，我們使用最新的大氣再分析資料「歐洲中期天氣預報中心提供的ERA-interim做為現在氣候的背景。暖化情境方面，我們使用聯合國「政府間氣候變遷委員會」於2007年第四次評估報告（AR4）所提供的21世紀氣候模式預測資料，以探討全球暖化對於颱風活動的影響。

1. 前 言

近期極端天氣現象發生的頻率增加，引發學界對於近年來全球暖化所造成之氣候變遷感到好奇；極端天氣現象中，颱風對我們的影響顯得重要，因此對於颱風氣候的研究上，用來決定描述其活動的各種指數就顯得重要，其中常使用「生成數」（Number of Tropical Cyclone, 簡稱 NTC），其優點為單純且明確，而對於颱風盛行路徑來說，颱風生成數即代表颱風活動，並藉由分析強弱個數或比例即可獲得發展上的變化。此外，「累積氣旋能量」（Accumulated Cyclone Energy, 簡稱 ACE）是由 Bell et al.（2000）開始使用的熱帶氣旋活動指數，其概念是累積每個熱帶氣旋最大風速的平方為動能總和；然而，ACE 指數為了計算上的方便，忽略了颱風內部的結構，導致高估強颱風的貢獻。近期 Yu et al.（2009）以 modified Rankine vortex 為基礎，加上颱風觀測資料，回歸計算出較為精確的熱帶氣旋近地面平均動能，藉以表現颱風活動的情形。該修正版熱帶氣旋活動指數稱為 Revised Accumulated Cyclone Energy(簡稱 RACE)指數。此外，Emanuel and Nolan（2004）提出藉由大氣環境變數來估算熱帶氣旋潛在生成指數（genesis potential index, 簡稱 GPI 指數）。本研究將利用上述量度颱風活動指數，來推估全球暖化對西北太平洋和北大西洋這兩個海域之影響，並解釋其背後可能之物理機制。

2. 資料來源

本研究使用最新的大氣再分析資料 ERA-interim 做為現在氣候的背景，未來氣候方面，使用 IPCC 第四次評估報告 SRES A2 情景模式輸出；颱風資料方面，我們使用 IBTrACS 最佳颱風路徑資料，以下將簡單說明各再分析資料之背景：

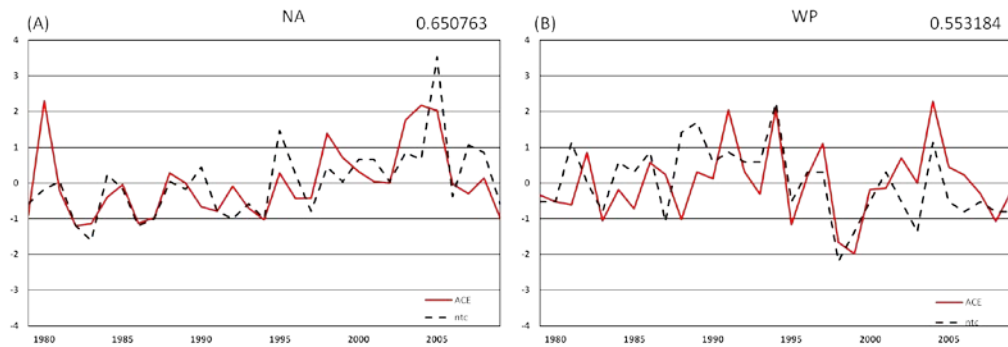
- (1) 歐洲中期天氣預報中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) 為取代過去研究中常使用的 ERA-40 的下一代再分析資料提供的 ERA-interim。
- (2) 政府間氣候變遷委員會(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)於 2007 年發表四次氣候變遷評估報告，利用科學技術與模式設計，來評估人類活動對氣候變遷之風險。
- (3) 美國國家海洋和大氣管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 所提供的 IBTrACS 最佳颱風路徑資料。

3. 颱風活動之變化

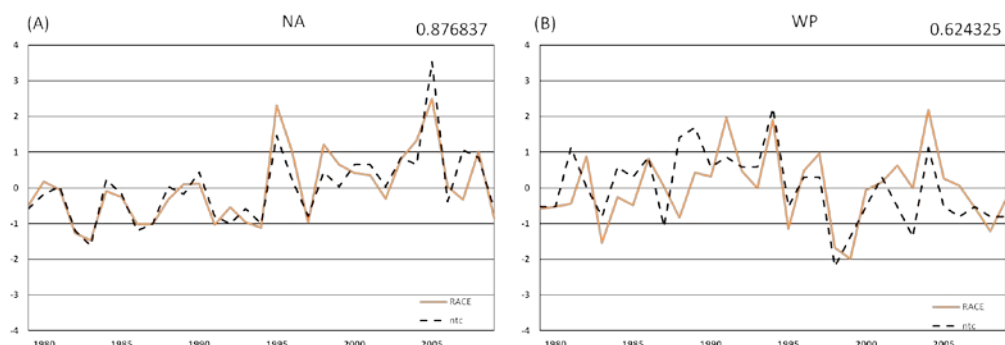
我們首先由 IBTrACS 的颱風個數統計中我們了解從 1979 年至 2009，在西北太平洋與北大西洋兩者颱風個數在各海域並無明顯增減的差異，以 RACE 做為颱風活動指標有明顯改進過去 ACE 的誤差 (圖一&二)，但藉由 ERAITM 資料來討論現在氣候，發現在時間的分佈上西北太平洋 GPI 從 1979 年到 2009 年呈現一個增加的趨勢；另一方面，北大西洋 GPI 卻呈現一個持平的趨勢，其中西北太平洋 GPI 的震盪明顯大於北大西洋。不過在和 NTC 的相關上，北大西洋的表現較好，西北太平洋海域在相關性上表現則很不理想 (圖三)，因此我們將改進 GPI 的算法，將 Yu et al. (1998) 所提出「粗濕成層度」(Gross moisture stratification, Mq) 導入 GPI 的計算式，提出新的 GPI 我們將它命名為 MqGPI，其結果有明顯改進西北太平洋上的誤差 (圖四)。未來氣候上我們發現，北大西洋上颱風生成位置會更往陸地靠近，西北太平洋海域上颱風生成位置較往東移動且數量有上升的趨勢 (圖五)。

參考資料

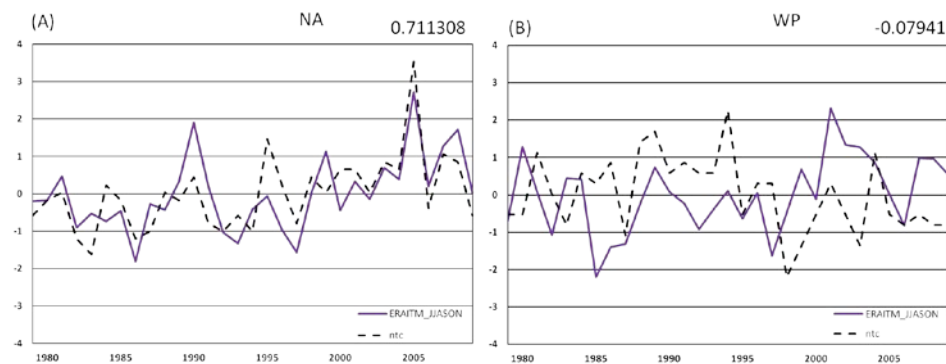
- Emanuel, K. A., and D. S. Nolan. 2004: Tropical cyclone activity and global climate. Extended Abstract of the 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, FL, Amer Meteorological Soc.
- Yu, J.-Y., C. Chou, and J. D. Neelin, 1998: Estimating the gross moist stability of the tropical atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1354-1372.
- Yu, J.-Y., C. Chou, and P.-G. Chiu, 2009: A Revised Accumulated Cyclone Energy Index, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L14710, doi:10.1029/2009GL039254.
- Yu, J.-Y., and P.-G. Chiu, 2012: Contrasting various metrics for measuring tropical cyclone activity. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **23** (3), 303-316, doi:10.3319/TAO.2011.11.23.01(A)
- 邱品竣，2012. 西北太平洋地區颱風活動研究：與氣候變遷之關係。中國文化大學博士論文。



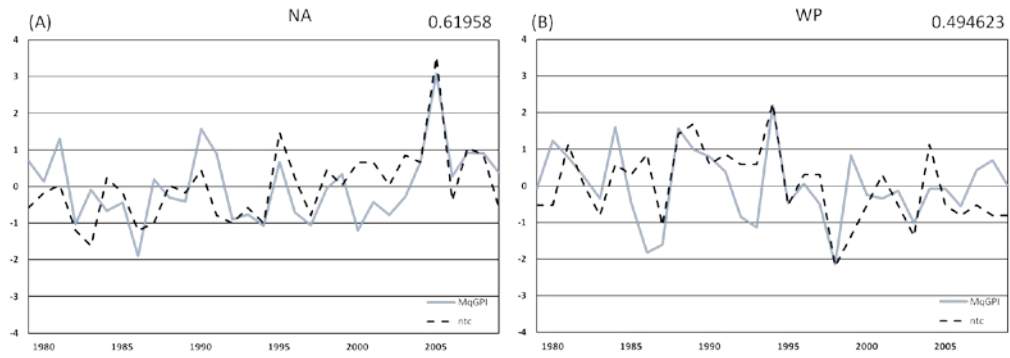
圖一：(A)北大西洋(B)西北太平洋 1979-2009 年，實線為統計標準化的 ACE，虛線為統計標準化的颱風個數（NTC）。



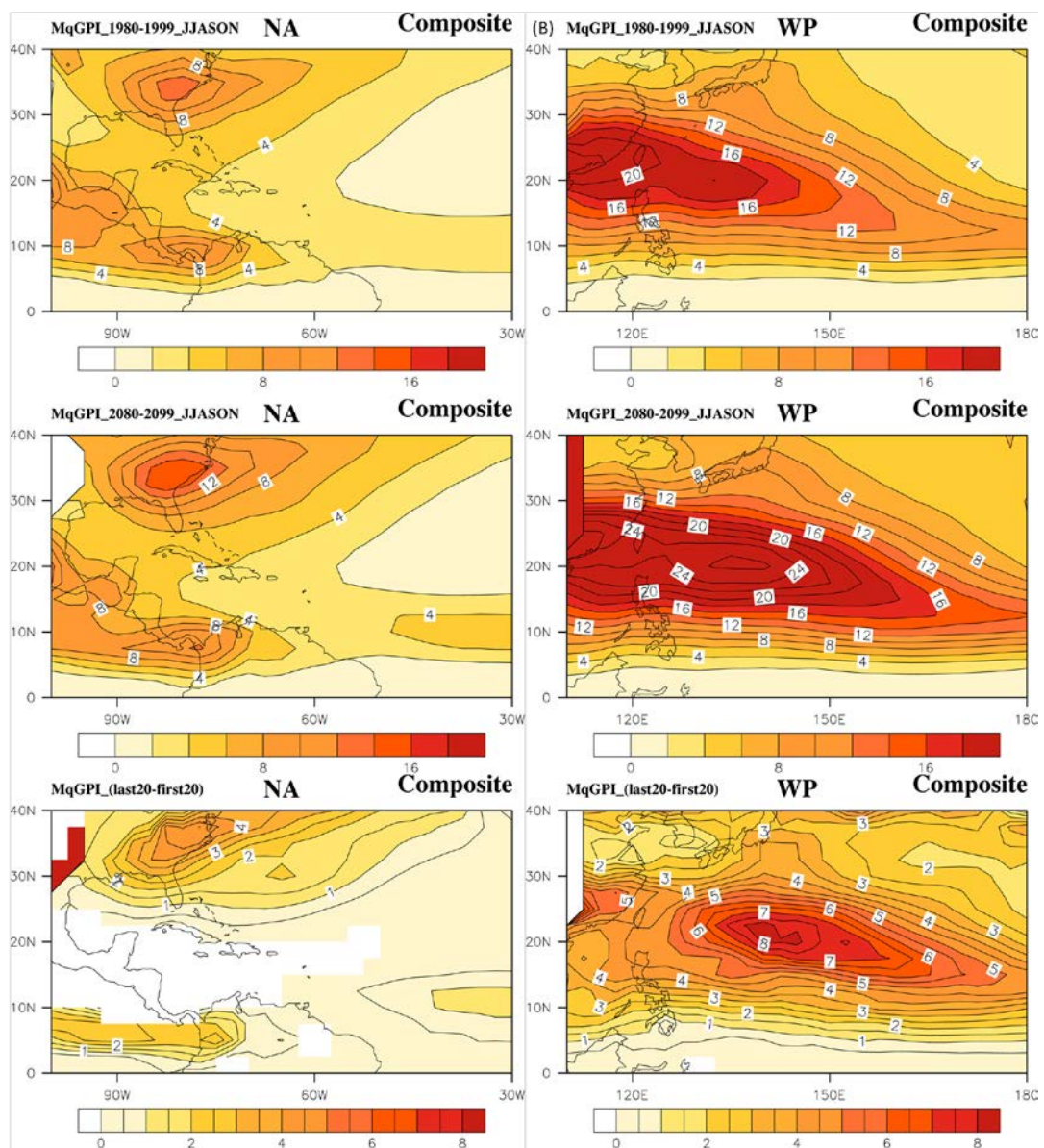
圖二：(A)北大西洋(B)西北太平洋 1979-2009 年，實線為統計標準化的 RACE，虛線為統計標準化的颱風個數（NTC）。



圖三：(A)北大西洋(B)西北太平洋 1979-2009 年，實線為統計標準化的 GPI，虛線為統計標準化的颱風個數（NTC）。



圖四：(A)北大西洋(B)西北太平洋 1979-2009 年，實線為統計標準化的 MqGPI，虛線為統計標準化的颱風個數（NTC）。



圖五：(A)北大西洋(B)西北太平洋 MqGPI 未來氣候變化

聖嬰現象與臺灣降雨

李明營

氣象預報中心 中央氣象局

摘要

本研究將臺灣月平均雨量經百分化、常態累積分佈函數轉化後，具有類似SPI的特性與優點，且可完全地符合常態分佈，將此指標命名為**新標準化雨量指標**(New Standardized Precipitation Index, NSPI)並用於乾旱監測。如同SPI，NSPI適合於不同時間尺度的雨量監測。定義NSPI距平小於-0.8為乾旱事件的認定標準，NSPI3、NSPI6可以即時反應乾旱現況，NSPI12、NSPI48則可代表長期乾旱趨勢。

分析臺灣測站的NSPI發現，雨量可分為兩個部份，第1部份為全臺均勻一致的低頻振盪，其次為雨量有東、西部差異的高頻訊號。進一步分析影響臺灣低、高頻雨量的環流機制，顯示低頻暖池聖嬰、高頻冷舌聖嬰分別為其主導機制。在低頻暖池聖嬰方面，當赤道中太平洋海溫偏冷時，西太平洋向西、印度洋向東亞的水氣傳送量均加強，兩股水氣匯集於臺灣、菲律賓及海洋大陸部份區域，造成此區雨量的偏多異常。高頻冷舌聖嬰方面，當赤道東太平洋偏暖時，中南半島至菲律賓海之間有反氣旋式環流距平，當地多數區域雨量隨之減少，但華南至華南及臺灣西部由於南來氣流傳送較多水氣，雨量反而較為增多。

暖池聖嬰指標的小波分析顯示，其最大能量位在10年週期附近，且訊號集中於1971年之後，暖池聖嬰與臺灣雨量良好的關聯亦發生於1971年之後；此外，暖池聖嬰在2000年前後幾年訊號特別明顯，或許是2002至2004年臺灣發生大乾旱的成因之一。

關鍵字：臺灣雨量、聖嬰

第一章 前言與文獻回顧

乾旱定義的問題，主要是由於不同國家，乃至於不同區域對於雨量缺少的容忍程度不同，因此如何定義適當的乾旱指標，便成為一個令人頭痛的問題。也因此，世界各地產生各式各樣的乾旱指標，被定義並適用於不同區域、目的。

Palmer 1965 提出了 Palmer Drought Severity Index (PDSI) 與 Crop Moisture Index (CMI)，其中 PDSI 是依據水平衡方程，分析降水、溫度，進而推估土壤濕度的供需模型，但此指標要輸入的氣象要素多而複雜。相對來說，不同於應用於長期旱/澇監測的 PDSI，CMI 是由週平均的溫度、雨量推估，對於雨量變化較為靈敏，較適用於短期農業。Shafer and Dezman (1982) 提出了 Surface Water Supply Index (SWSI)，此指標同時考慮積雪、河流流量、降水、水庫儲水 4 個因素，可以補足 PDSI 在山區估算不精準的缺點。但是，不同流

域需要有在地資料才能進行推估，各流域間的比較便成為一個難以達成的議題。而且每當破記錄的極端天氣/氣候事件發生之後，整個指標需被重新調整。澳大利亞則是使用由 Gibbs and Maher (1967) 所發展的十分位(Deciles)作為乾旱監測之用。顧名思義，十分位將雨量由大至小分為十等份，並將每兩個等份為一個旱/澇級別，所以共有 5 個級別。此指標計算容易，不需要太多的假設，唯必需有長時間的歷史觀測資料。

標準化降雨指標(Standardized Precipitation Index, SPI, McKee et al., 1993)，是另一個常被應用於乾旱監測的選擇。SPI 根據雨量強度的機率密度函數(Probability Density Function, PDF)接近 Gamma 型態分佈的概念，透過數學運算將 Gamma 分佈轉換為常態分佈(normal distribution)，就可以應用常態分佈左右對稱、中央極限定理等特性，定義穩含機率概念的乾旱指標。SPI 代表與平均值差異的標準差，如 SPI 為(+)-1.0 時，表示雨量比平均值(高)低一個標準差。其次，SPI

可依不同的時間尺度需求，計算各別時間長度的累積雨量(如 3、6、12 個月，標示為 SPI3、SPI6、SPI12...)。

國科會 2011 年「臺灣氣候變遷科學報告」指出，全島平均年總降雨日數不論是百年(1911~2009)、50 年(1960~2009)、30 年(1980~2009)的變化都有明顯下降趨勢，其中百年趨勢為每 10 年減少 4 天，30 年則增至每 10 年減少 6 天，最近一次發生的 2002 年至 2004 年乾旱事件則是百年以來雨日最少的 3 年。另外，大豪雨日數(日雨量 ≥ 200 mm)在近 50 年和近 30 年有明顯增多的趨勢，小雨日數(日雨量 < 1.0 mm)則大幅度減少，百年趨勢為每 10 年減少 2 天，而近 30 年加強至每 10 年減少 4 天，也就是近半個世紀有大雨增加、小雨減少的雙重趨勢。這將使用旱、澇災的威脅更加頻繁。為進一步探討臺灣雨量變化、乾旱指標的定義，本研究架構如下：第二章說明資料與分析方法及乾旱指標的定義。分析乾旱指標、影響臺灣雨量的對應海氣環流，分別在第三、四章說明，最後的結論與討論在第五章。

第二章、使用資料與統計方法

本研究使用以下資料：中央氣象局局屬測站，考慮區域分佈的均勻性及資料長度，選用臺北、新竹、臺中、阿里山、臺南、高雄、恆春、宜蘭、花蓮、臺東，共 10 站，時間為 1940 年至 2011 年。網格資料使用 NCEP/NCAR Reanalysis I、Global Precipitation Climatology Project (GPCP)、NOAA Extended Reconstruction Sea Surface Temperatures version 3 (ERSST v3)、Asian Precipitation Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation (APHRODITE)。自由度採用 Dawdy and Matalas (1964)的建議，將有效自由度(effective degree of freedom)定義為

$$N_{eff} = N \left(\frac{1 - r_{1,x}r_{1,y}}{1 + r_{1,x}r_{1,y}} \right)$$

其中， $r_{1,x}$ 、 $r_{1,y}$ 分別是兩變數延遲 1 的自相關(autocorrelation)係數。所以，若變數本身的自相關愈高，有效自由度將降低愈多。反之，若為獨立無相

關的變數，其自相關為零，有效自由度將與原來的相同。

百分化(percentile)與十分位的概念相同，先將所有的資料由大至小排列，最大的資料令為 100，最小則設為 0，其餘資料以線性內差填入對應的值。百分化是將資料進行標準化處理的一種方式，尤其是像雨量這種變異大、機率密度分佈較無規則的資料，百分化可有效地平滑資料的不規則性。因此，本研究選擇百分比作為乾旱研究的指標。仿照 SPI 的精神，再進行百分化轉換之前，先依不同時間尺度進行向前的雨量累積，再將不同年同一月份進行百分化轉換。最後，為使百分化值轉換為一般民眾較易理解的數值，再將百分比化透過常態累積分佈函數(Cumulative distribution function)轉換數值，其定義為：

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \int_{-\infty}^x e^{-t^2/2} dt} = \frac{1}{2} \left[1 + \operatorname{erf}\left(\frac{x}{\sqrt{2}}\right) \right]; x \in \mathbb{R}$$

x 為不同時間尺度的累積雨量，而 $\operatorname{erf}(x)$ 為誤差函數(Error function)。經轉換後，指標大小約在 ± 3.2 之間，與 SPI 接近，所以將此指標稱為新標準降水指標(New Standardized Precipitation, NSPI)。圖 1 為臺北站新降水指標的時間序列圖，定義指標大於 0.8 個為澇，反之小於 -0.8 為旱，可發現時間尺度較小的 NSPI3、NSPI6 變化較快；相對的，NSPI12、NSPI48 變化較為和緩。除此之外，NSPI48 在 1990 年之後，旱、澇事件發生頻率明顯比早期來得高，隱含臺灣雨量存在年代際變化。

第三章 臺灣新標準降水指標分析

為了解臺灣雨量最重要的模態，將 10 個臺灣測站的新標準降水指標進行 EOF 分析，結果顯示 NSPI3 最重要的雨量形態為全臺均勻一致的空間結構(圖 2)，其次是臺灣西部(臺北至臺南)及東部、西南部(宜蘭至恆春及高雄)雨量距平相位反相的分佈。相似的空間結構亦可在 NSPI6、NSPI9、NSPI48 發現(圖略)。顯示臺灣短期與長期雨量變化有相同空間配置。另外，各時間尺度 EOF1 的可解釋方差約在 50% 上下，EOF2 則大約在 15-19%，代表 EOF1 所象徵的全臺均勻一致相位為主

導地位，EOF2 則點綴出臺灣雨量還有東西的區域性差異。

臺灣新標準雨量指標主分量的波譜分析顯示(圖略)，NSPI3 及 NSPI6 第 1 主分量較強訊號集中在 24 個月以內，第 2 主分量在 40 個月附近能量較高。NSPI12 的第 1、第 2 主分量較強能量的週期也是接近 40 個月。NSPI48 的第 1 主分量在 90 個月週期附近的能量明顯偏強，但其第 2 主分量訊號較不明顯，多數訊號未達統計顯著檢定的 95% 水準。藉由波譜分析，我們可以清楚地明白各個時間尺度的雨量指標其能量主要位於那些波段。

第四章 影響臺灣降雨的環流分析

由前一章節的波譜分析可知，臺灣雨量大致可分成高、低頻兩個部份。為瞭解其影響的關鍵環流，進一步將環流場進行 Lanczos 濾波處理(Duchon, 1979)。分別以 13 至 60 個月波段濾波、61 個月以上低頻濾波來代表高頻、低頻環流。其中，高頻訊號不考慮 12 個月以下變化，乃是考慮影響年內振盪的因素太過複雜，包含太多不可預期的大氣內部變異。

海洋溫度變化是趨動大氣環流的重要因素之一，為了解何種因素左右臺灣雨量變化，首先針對 13 至 60 個月波段濾波、61 個月以上低頻濾波的海溫與 4 個時間尺度(NSPI3、NSPI6、NSPI12、NSPI48)的主分量進行相關係數分析。分析時期為 1971 年至 2011 年，沒有將時間延伸至 1941 至 2011 年的原因。結果顯示，代表全臺雨量均勻一致的第 1 主分量與低頻海溫變化相關較佳，其海溫距平類似暖池反聖嬰事件(圖 4e)。另一方面，象徵臺灣雨量有東西差異的第 2 主分量與高頻海溫變化關係緊密，其海溫距平呈現冷舌聖嬰型態(圖 4j)。

為驗證前述聖嬰與臺灣雨量相關的發現，參考 Kug et al, 2009 對冷舌與暖池聖嬰指標的定義：

$$\text{冷舌聖嬰}(\text{NIÑOCT}) = \text{NIÑO3} - \alpha \text{NIÑO4}$$

$$\text{暖池聖嬰}(\text{NIÑOWP}) = \text{NIÑO4} - \alpha \text{NIÑO3}$$

其中，若 $\text{NIÑO3} \times \text{NIÑO4} > 0$ ，則 $\alpha = 0.4$ ，其他時間 $\alpha = 0$ 。

比較 NSPI48 的第 1 主分量與臺灣 10 個測站的低頻

訊號，發現兩者在時間上幾乎同步(圖 3a)，其相關係數高達 0.93，其統計的顯著水準在 99% 以上，因此我們可以很有信心地使用 NSPI48 的第 1 主分量來代表全臺低頻雨量訊號。另一方面，如前所述，低頻的暖池聖嬰可能是影響全臺低頻雨量的主因，對照兩者時間序列亦可發現雙方在時間上的變化非常接近，但僅限於 1971 年之後。由兩個指標在 1941-2011 年、1971-2011 年、1941-1970 年三個時期的相關係數分別為 -0.63、-0.84(達顯著水準 95% 以上)、0.11 的結果，我們可以將之前的發現稍作修飾如下：1971-2011 年期間，低頻暖池反聖嬰有使全臺雨量增加的趨勢。這也是之前的相關係數只分析 1971-2011 年期間的原因。

圖 3b 顯示 NSPI6 的第 2 主分量與高頻臺灣雨量東西差異相關性頗佳(相關係數為 0.72，達顯著水準 99% 以上)，後者與冷舌聖嬰指標在 1941-2011 年、1971-2011 年、1941-1970 年三個時期的相關係數分別為 0.37、0.55(達顯著水準 99% 以上)、0.11，說明高頻臺灣雨量與冷舌聖嬰亦以 1971 為界，在此時間點之後兩者相關較佳，之前關係不好。

分析臺灣低頻雨量所對應的環流圖，近赤道西太平洋在低層有向西傳送的水氣量距平，此一水氣傳送沿菲律賓經臺灣往北流向日本，另亦有印度洋吹向東亞的水氣通道(圖 4a)，兩股水氣匯集於臺灣及其鄰近海域使當地成為水氣輻合場。高層風場與低層環流近似反相位，一對氣旋式環流分別跨立於中赤道太平洋兩側(圖 4b)。雨量場則顯示臺灣及東亞沿岸雨量偏多，換日線附近的熱帶太平洋則是偏乾(圖 4c)。海平面氣壓場在熱帶印度洋至太平洋之間為西低東高的距平(圖 4d)。上述大氣環流結構與概念模式中的暖池反聖嬰(圖 4e)頗為一致，也呈現出有利臺灣降雨的大氣條件。高解析度雨量亦顯示臺灣、菲律賓及海洋大陸部份地區有雨量偏多訊號(圖 5a)，對照圖 4c，不同的雨量觀測資料卻有類似的結果，更加確信本研究發現的可靠度，亦說明低頻暖舌反聖嬰造成的雨量變異不僅限於臺灣而已。

臺灣高頻雨量方面，對應的低層水氣傳送在中南半島至菲律賓海為反氣旋式環流距平，水氣為相對較乾的輻散場，但亦有範圍較小的水氣輻合場位於華南至華南；近赤道印度洋與太平洋則分別為西風及東風的

水氣傳送距平(圖 4f)。高層 200 百帕與低層環流亦呈現相反相位，跨立於赤道太平洋兩側為一對高層氣旋式距平(圖 4g)，其環流中心較暖池反聖嬰(圖 4b)的偏東。GPCP 雨量在熱帶東印度洋至西太平洋偏乾，華南至華南、熱帶非洲東側、熱帶中至東太平洋雨量較多(圖 4h)，與水氣輻散場有近似相反的距平。海平面氣壓場顯示海洋大陸附近為顯著高壓距平，東太平洋為相對低壓距平(圖 4i)。這些環流型態亦符合冷舌聖嬰所引起的反應。高解析度雨量在臺灣亦有西多東少的距平，同時在華南至華南雨量偏多，菲律賓及部份海洋大陸雨量偏少(圖 5b)。由這些環流分析圖可以推論，雖然東亞位於高壓、水氣輻散場、偏乾的環境，但由於南來氣流傳送較多的水氣至華南至華南與臺灣西部，所以這些地區雨量有偏多趨勢。相對的，位於背風場的臺灣東部雨量較為偏少。

分別對全臺平均雨量、東西部雨量差異、暖池、冷舌聖嬰指標進行小波分析(Wavelet analysis)。圖 6a, b 顯示臺灣雨量在 1 年及 1 年以內的變異量最大，暖池、冷舌聖嬰指標則無此特徵，這是由於進行小波分析時，臺灣雨量直接使用月平均資料，但暖池、冷舌聖嬰指標因定義因素，必須先去除季節變化才能算出。全臺平均雨量與暖池聖嬰指標於週期 10 年左右皆有較大訊號，且在 1990 年之後強度特別明顯，呼應本研究提，低頻暖池聖嬰與全臺平均雨量有高度相關。另一方面，暖池聖嬰指標在 1970 年之前的訊號偏弱，亦可解釋為何暖池聖嬰與臺灣雨量的相關只出現於 1971 年之後。相對來說，臺灣東西雨量差異、冷舌聖嬰指標的訊號主要集中在 10 年之內，與之前所提兩者訊號以高頻為主的理論一致。

第五章 結論與討論

本研究發現臺灣雨量可分為兩個部份，首先是全臺均勻一致的低頻振盪，其次為雨量有東、西部差異的高頻訊號。進一步分析影響臺灣低、高頻雨量的環流機制，顯示低頻暖池聖嬰、高頻冷舌聖嬰分別為其主導機制。在低頻暖池聖嬰方面，當赤道中太平洋海溫偏冷時，西太平洋向西及印度洋向東亞的水氣傳送量均加強，兩股水氣匯集於臺灣、菲律賓及海洋大陸部

份區域，造成此區雨量的偏多異常。至於高頻冷舌聖嬰方面，赤道東太平洋偏暖時，中南半島至菲律賓海之間有反氣旋式環流距平，當地多數區域雨量隨之減少，但華南至華南及臺灣西部由於南來氣流傳送較多水氣，雨量反而較為增多。

以小波分析暖池聖嬰指標發現其能量最大的頻率接近 10 年，且訊號集中於 1971 年之後，暖池聖嬰與臺灣雨量良好的關聯亦發生於 1971 年之後；此外，暖池聖嬰在 2000 年前後幾年訊號特別明顯，或許也是 2002 至 2004 年臺灣發生大乾旱的成因之一。然而，由小波分析亦可發現，臺灣雨量在年及年之下的變化量遠大於年際變化，說明本研究發現的低頻雨量訊號只能扮演調節雨量的次要地位，季節變化或其他更短期的雨量變異，仍是主導臺灣雨量多寡最重要的角色。

參考文獻

- 行政院國家科學委員會，2011：臺灣氣候變遷科學報告。362 頁。
- Dawdy, D.R., and Matalas, N.C., 1964: Statistical and probability analysis of hydrologic data, part III: Analysis of variance, covariance and time series, in Ven Te Chow, ed., Handbook of applied hydrology, a compendium of water-resources technology: New York, McGraw-Hill Book Company, p. 8.68-8.90.
- Duchon, Claude E., 1979: Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. J. Appl. Meteor., 18, 1016 – 1022.
- Gibbs, W.J.; and J.V. Maher, 1967: Rainfall deciles as drought indicators. Bureau of Meteorology Bulletin No. 48, Commonwealth of Australia, Melbourne.
- Kug, Jong-Seong, Fei-Fei Jin, Soon-Il An, 2009: Two Types of El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. J. Climate, 22, 1499 – 1515.
- McKee TB, Doesken NJ, Kliest J., 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. In Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology, 17 – 22 January, Anaheim, CA. *American Meteorological Society*: Boston, MA, 179 – 184.
- Palmer, W. C., 1965: Meteorological Drought. Research

Paper No. 45. US Weather Bureau, Washington, D.C.
58pp.

Shafer, B.A.; and L.E. Dezman, 1982: Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas. In Proceedings of the Western Snow Conference, pp. 164 – 175. Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

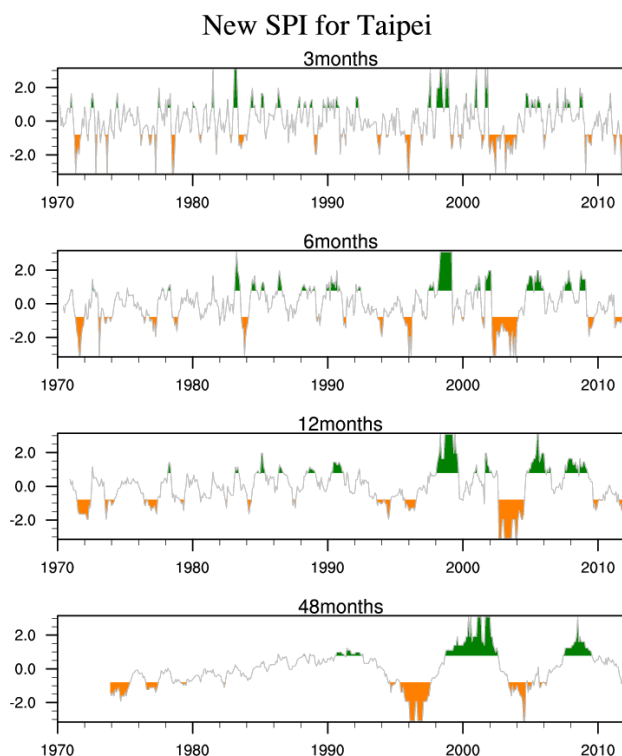


圖 1：臺北新標準降水指標的時間系列圖，由上而下分別是 3、6、12、48 個月的累積雨量，定義指標大於 0.8 個為**澇**，反之小於 -0.8 為**旱**，分別以**綠**、**橙**色區塊標示。

EOF of Drought Index(3 months, Correlation matrix)

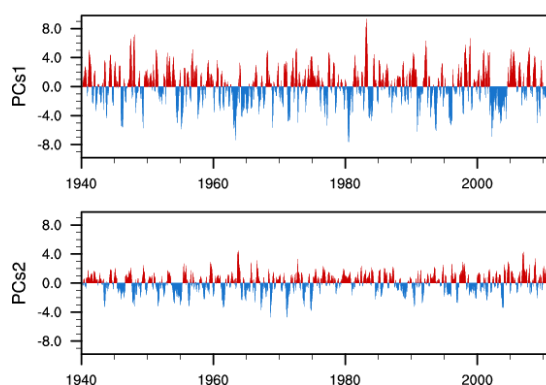
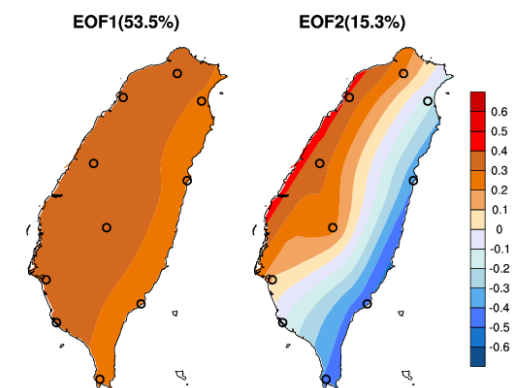


圖 2：NPI3 的 EOF 結果。

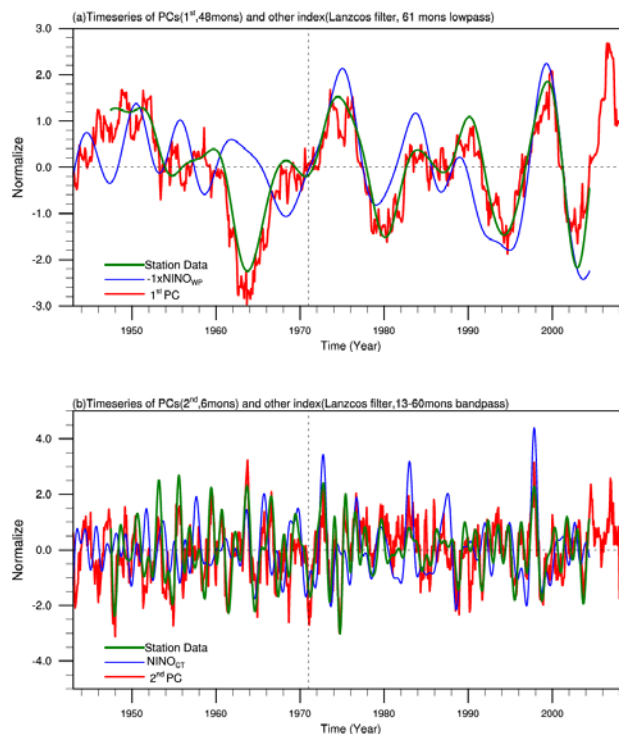


圖 3：(a) 10 個臺灣測站平均雨量(綠線)·NIÑO_{WP}指標(藍線，乘上 -1)、48 個月累積雨量的第 1 主成分(紅線)，其中前 2 個指標濾除 61 個月以下的高頻訊號；(b) 臺

灣西部(臺北、新竹、臺中、阿里山、臺南)測站減去東部及西南部(宜蘭、花蓮、臺東、恆春、高雄)測站雨量(綠線)、 $\text{Ni}\ddot{\text{N}}\text{O}_{\text{CT}}$ 指標(藍線)、6個月累積雨量的第2主成分(紅線)，其中前2個指標經13-60個月波段濾波。

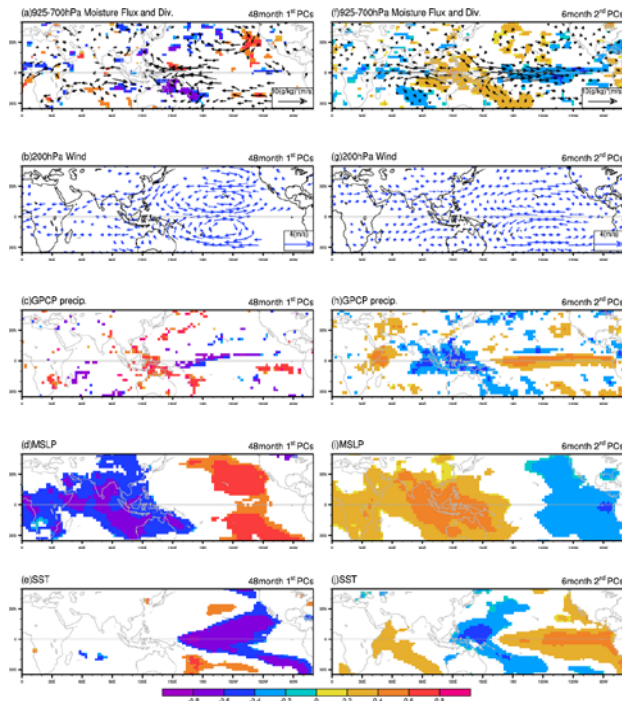


圖4：(a)臺灣測站48個月累積雨量的第1主分量與低頻低層(925-700hPa)水氣通量、輻散場的迴歸或相關係數分析圖，(b)-(e)同(a)但分別為(b)200hPa風場、(c)GPCP雨量、(d)海平面氣壓場、(e)海溫。(f)-(j)同(a)-(e)但為臺灣測站6個月累積雨量的第2主分量與13-60個月波段濾波的環流。相關係數經統計檢定，只繪出超過95%以上信心水準。

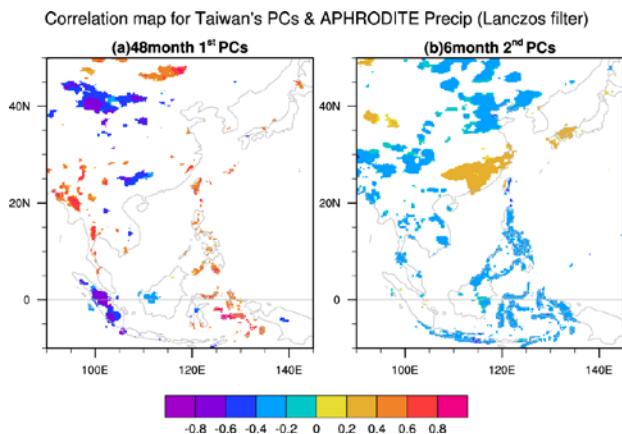


圖5：同圖4，但為高解析度雨量資料。

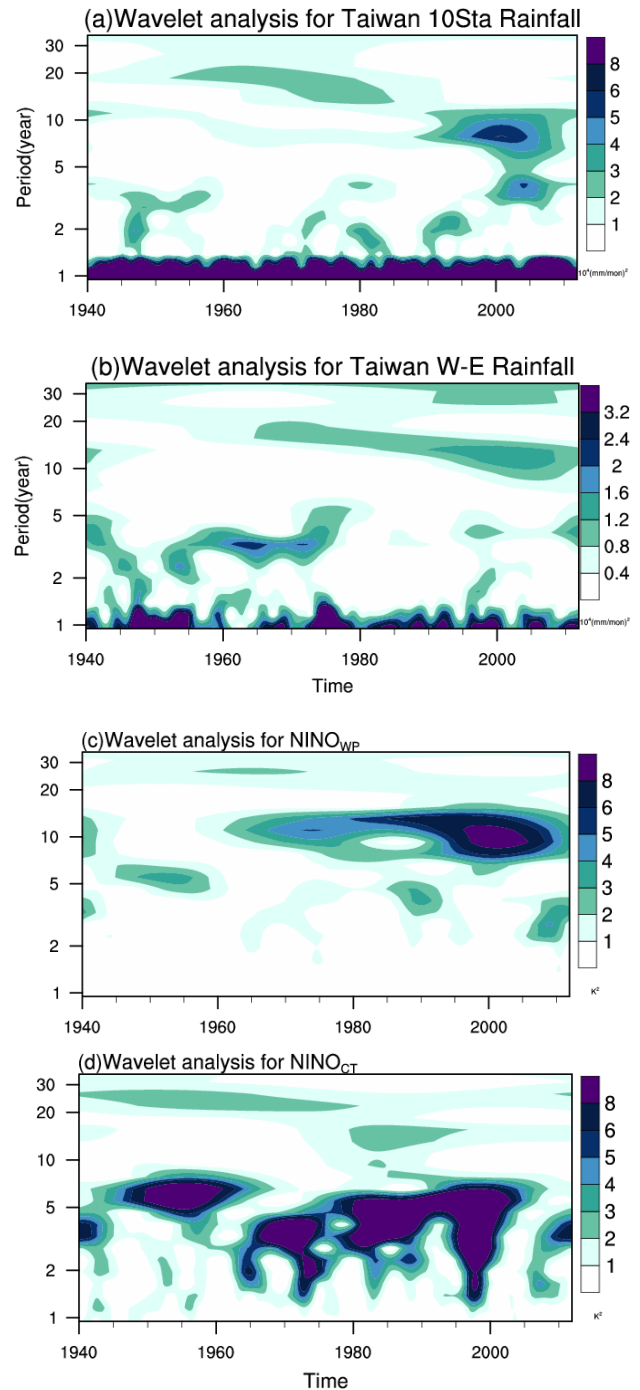


圖6：(a)臺灣測站平均雨量的小波分析，縱軸為週期(單位為月)，橫軸為時間(年)，(b)-(d)同(a)，但為(b)臺灣西部測站減東部及西南部測站雨量、(c) $\text{Ni}\ddot{\text{N}}\text{O}_{\text{WP}}$ 、(d) $\text{Ni}\ddot{\text{N}}\text{O}_{\text{CT}}$ 。

利用高解析度氣象網格資料分析台灣各區域溫度特性

陳姿瑾² 黃椿喜¹ 呂國臣¹

交通部中央氣象局預報中心¹
多采科技有限公司²

摘要

高解析度網格點氣象分析系統目前已有包括地面溫度、露點溫度、風場、降水量、雲量、波浪和日最高最低溫等 2.5 公里網格點之 2005~2010 年歷史真值(Ground truth, GT)分析場，並已完成地表氣象資料場分析技術(STMAS-2D、普通克利金法和通用克利金法)之測試與作業建置，可每小時產出 2.5 公里網格解析度之各重要天氣因子分析場並匯入於資料庫管理，建立歷史氣象分析場資料庫，提供精緻化發展統計預報指引與預報結果校驗之所需。

預報中心引進資料同化客觀分析方法(STMAS-2D)和客觀分析方法(通用克利金法、普通克利金法)，利用有限的觀測資料網與模式輸出的背景場資料，進行分析以期能得到最接近真實的網格點資料，建立各重要天氣因子之歷史氣象分析場資料庫，並以達成即時提供每小時 2.5 公里網格解析度氣象場分析之作業化。

氣象重分析場之歷史和即時資料不僅有助於格點預報指引產品之校驗和大氣環境場之現況即時分析，亦可以協助建立不同天氣系統和季節影響下之小區域的氣候或天氣特徵，以協助精細之鄉鎮天氣預報。提供至預報輔助系統以供預報人員分析即時天氣現況。

本研究為因應城鄉網格點精緻化預報逐時溫度編修的需求，利用 GT 之高低溫度預測，使用氣候法決定逐時溫度分布，提供 GFE 小組逐月逐時之氣溫日變化，分析台灣不同地區溫度之逐月逐時變化，藉此了解各地區溫度變化之特性，初步分析可發現，東部測站加熱時間早於西部測站，且最高溫度發生時間也早於其他站點；冬天最低溫度發生時間晚於夏天最低溫度發生時間。

一、前言

目前中央氣象局已於民國 101 年 1 月起啟動各鄉鎮預報，以提供高精密度的天氣預報指引及監測技術，增加常規天氣預報的精度以及改善災害性天氣的監測及預警能力。

高解析度網格點氣象分析系統即是負責提供接近真實之 2.5 公里解析度網格點的氣象分析場(Ground Truth, GT)資料，包括：降水量、地表氣溫、日間最高氣溫、夜間最低氣溫、雲量、地表風、地表溼度、海面相關氣象場及海面波浪，以做為實施精緻化預報之參考，並建立歷史氣象分析場資料庫，提供精緻化發展統計預報指引與預報結果校驗之所需。

鄉鎮天氣預報實際作業流程可由三個面向說明，第一個是預報指引系統運作面、第二個為預報產品編輯系統即所謂作業系統、最後為包括決策輔助、操作與校驗等維運操作層面。在實際作業上，預報員需要利用預報產品編輯系統，由各類客觀預報資料導入圖形化預報編輯器(Graphic Forecast Editor, GFE)進行溫度預報、定量降雨預報等的編輯，由於編輯過程中，需要導入大量多樣的預報資訊，

本研究為因應城鄉網格點精緻化預報逐時溫度編修的需求，利用 GT 之高低溫度預測，使用氣候法決定逐時溫度分布，提供 GFE 小組逐月逐時之氣溫日變化，分析台灣不同地區溫度之逐月逐時變化，藉此了

解各地區溫度變化之特性，

二、分析方法

在本研究中，使用 2.5 公里高解析度網格點之氣象分析場，時間從 2005 年到 2010 年，總共 6 年資料，計算每個網格點之溫度平均值。

計算每月份逐時之 GT 溫度值，並對格點進行標準化(normalize)，如圖一(a)，之後再對此資料作溫度平滑，如圖一(b)。

挑選平地 6 個測站、山區 5 個站點，其中平地測站為台北、台中、嘉義、高雄、台東與花蓮；山區站點為竹子湖、合歡山、拉拉山、阿里山與玉山。

三、各區域溫度分析

3-1、平地測站

分析 11 月、12 月、1 月與 2 月的資料發現，花蓮、台東 太陽加熱早，高溫時間早於其他站；最低溫度時間發生介於 6 點與 7 點之間，高雄下半年溫度下降最晚；台中相似嘉義(14 點之後)；台東最快降溫；花蓮、台北、高雄下半天的降溫率大於其他站。

分析 3 月、4 月、5 月與 6 月的資料可得，花蓮、台東 太陽加熱早，高溫時間早於其他站；最低溫度時間介於 5 點與 6 點之間；高雄下半年溫度下降最晚；台中與嘉義下半年相似度較高；台東下半年最快降溫；台北、高雄降溫率大於其他站。

分析 7 月、8 月、9 月與 10 月可發現，花蓮、台東太陽加熱早；隨著月份增加(7 月-9 月)，白天溫度高溫時間漸漸減少；隨著月份的增加，最低溫度由 5 點轉 6 點。

3-2、山區測站

分析 12 月、1 月、2 月及 3 月，除了竹子湖 1 月份是 7 點之外，其他月份之不同測站最低溫度時間 6 點；18 點過後之曲線趨於平緩或下降，而一直平緩下降至凌晨六點之後，太陽開始加熱，各測站曲線開始上升；白天加熱阿里山站加熱最快；除了 12 月份曲線分布與其他不同之外，隨著時間升溫快速分別為阿里山最快、拉拉山、玉山、合歡山、竹子湖最慢。

分析 4 月、5 月、6 月及 7 月，除了竹子湖 1 月份是 7 點之外，其他月份之不同測站最低溫度時間 6 點；18 點過後之曲線趨於平緩或下降，而一直平緩下降至凌晨六點之後，太陽開始加熱，各測站曲線開始上升；白天加熱阿里山站加熱最快；除了 12 月份曲線分布與其他不同之外，隨著時間升溫快速分別為阿里山最快、拉拉山、玉山、合歡山；除了 4 月份竹子湖測站最低溫度發生時間為 6 點之外，其它站點最低溫度發生時間為 5 點。

分析 8 月、9 月、10 月及 11 月，隨著月份的增加，最低溫度發生的時間也由 5 點移至 6 點；阿里山站點白天加熱最快，下午降溫速度最慢；從 18 點開始曲線趨於平緩或下降。

四、討論與結論

平地測站可發現到東部測站(台東、花蓮)升溫早於西部測站，最高溫度發生時間也早於其他站點。冬天(12 月)最低溫度發生時間晚於夏天(7 月)最低溫度發生時間；相較於其他站點，台東下半年最快降溫。

山區測站隨著月份的增加，最低溫度從 6 點(1 月)轉至 5 點(4 月)，再移至 6 點(9 月)。而阿里山站點最早升溫，竹子湖最晚升溫。

由曲線的平滑程度可得知，山區站點日夜溫差大於平地站點。資料也顯示出，同一月份最低溫度發生時間山區站點早於平地站點。另外，平地站點在台灣西東、南北特徵差異度較明顯，山區站點的差異度不大，表示山區各站點區域獨立性較強，仍需藉助其它氣象資料來做進一步的分析與比較。

五、參考文獻

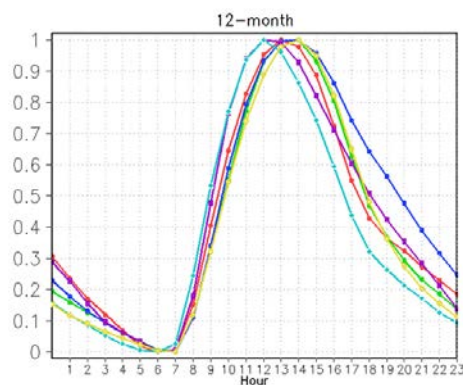
呂國臣，2011：鄉鎮天氣預報系統分析研究。建

國百年天氣分析預報與地震測報研討會論文集編，中央氣象局，231-232.

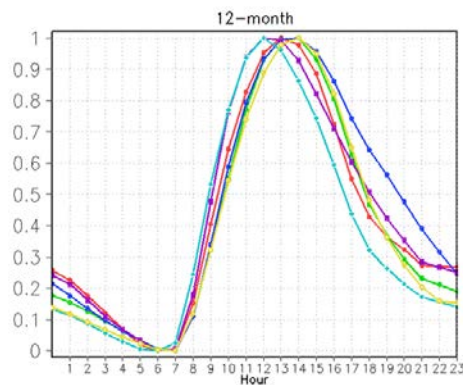
張博雄，2011：網格化天氣預報編輯系統之研究。建國百年天氣分析預報與地震測報研討會論文集編，中央氣象局，233-234.

顧欣怡、王信凱、鄭安孺、高慧萱、陳怡彰、呂國臣，2011：高解析度網格點氣象分析系統。建國百年天氣分析預報與地震測報研討會論文集編，中央氣象局，259-263.

六、附圖

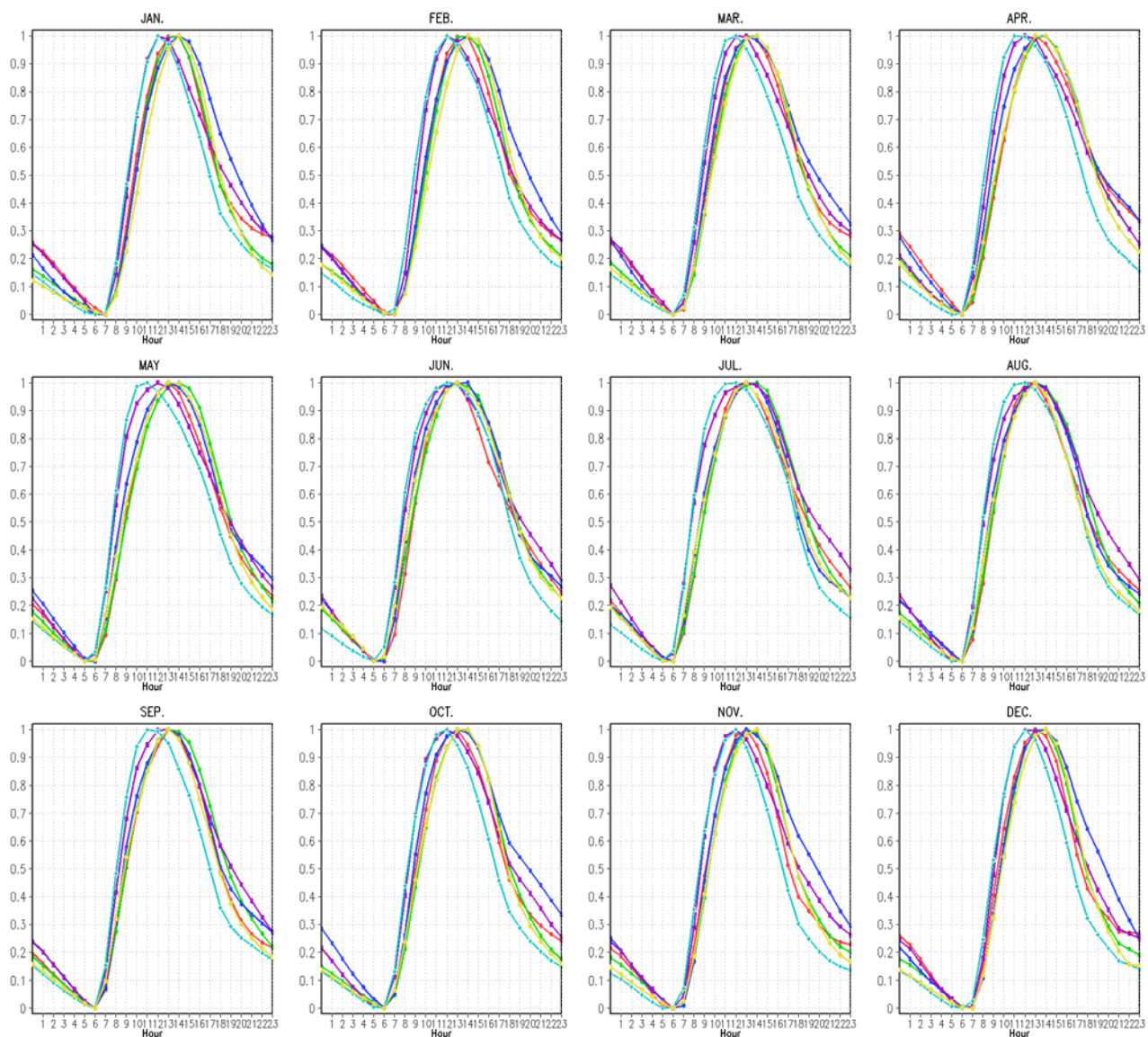


(a)

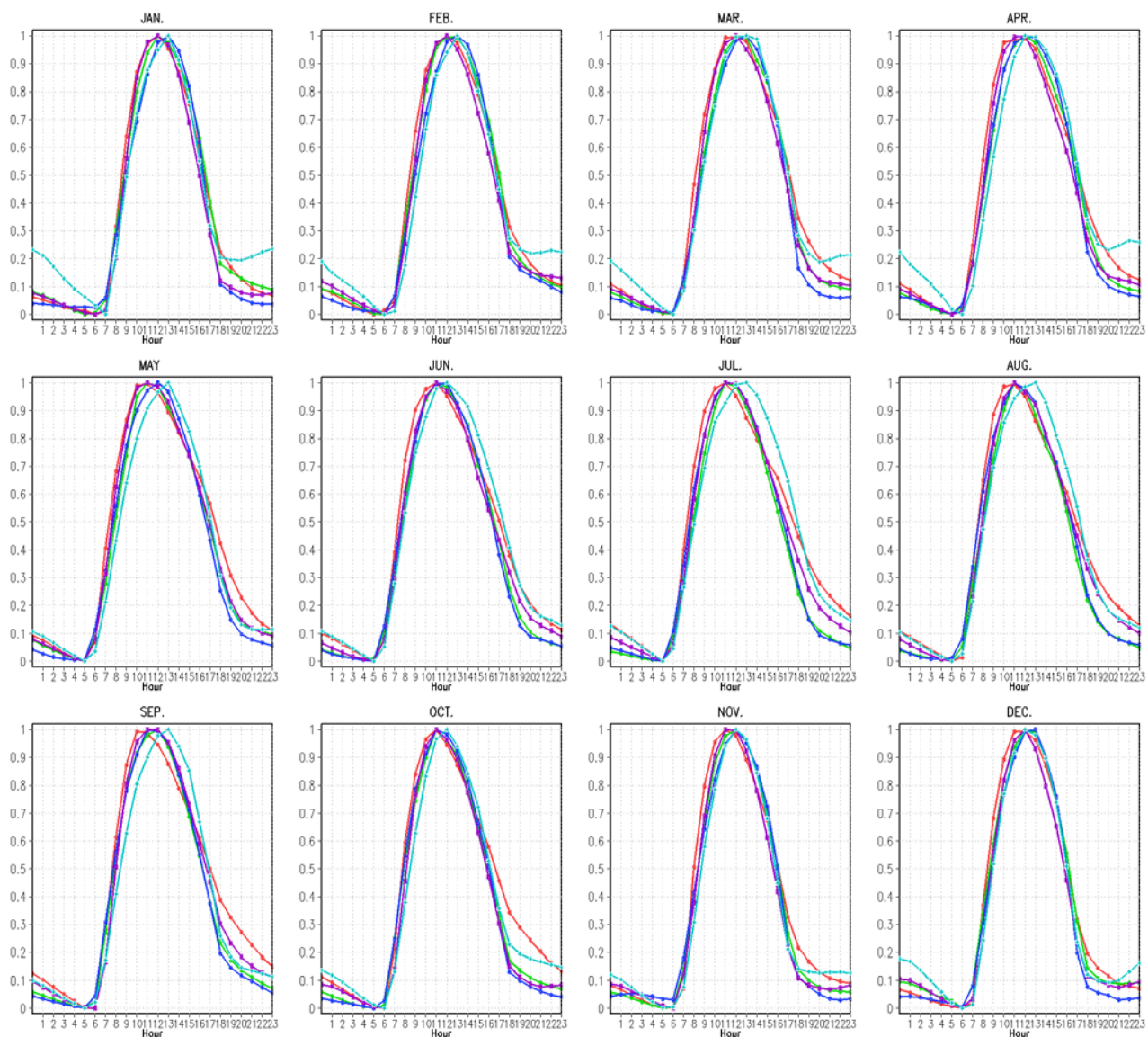


(b)

圖一：2005 年~2010 年 12 月份之逐時溫度，(a)為對格點進行標準化，(b)為標準化後再對此資料作溫度平滑。



圖二：平地測站各月之溫度標準化隨時間的變化，其中紅色代表台北、綠色代表台中、藍色代表高雄、淺藍色代表台東、紫色代表花蓮、土黃色代表嘉義。



圖三：山區測站各月之溫度標準化隨時間的變化，其中紅色代表阿里山、綠色代表玉山、藍色代表合歡山、淺藍色代表竹子湖、紫色代表拉拉山。

中央氣象局動力區域氣候預報系統之預報能力分析

林欣怡¹ 蕭志惠²

¹中央大學及中央氣象局科技中心

²中央氣象局科技中心

摘要

中央氣象局之動力區域氣候預測系統，自 2003 年起即針對臺灣地區之降水及二米溫度，持續進行三分法之機率預報作業。預報結果的校驗及預報能力的統計分析，隨著預報資料的累積，亦定時進行更新。本報告即是以 2007 至 2012 年區域氣候預測系統的預報結果，分析統計臺灣地區降水及二米溫度機率預報之準確率、誤報率、可信賴圖，及分析東亞地區降水及二米溫度的季節變化及區域分布特徵之預報能力。

關鍵字：動力降尺度、三分法機率預報

一、前言

中央氣象局爲了提高東亞地區尤其是臺灣地區的氣候預報能力，早在 1997 年即已開始區域氣候模擬的相關研究，並於 2003 年開始動力區域氣候預報系統的建置與作業化測試。

本預測系統，係以美國國際氣候與社會研究院（IRI）提供之全球大氣與海洋動力預報（IRI/ECHAM）作為區域氣候模式之初始場及背景場，進行動力降尺度季節預報。其中全球模式的預報場的解析度為 T42L18，每月一次共 15 個樣本的預報，每個預報樣本的預報時間長度為 7 個月。

系統之區域氣候模式，包括美國國家環境預報中心的區域波譜模式（NCEP/RSM）及本局的區域波譜模式（CWB/RSM），水平解析度均為 60 公里，積分範圍涵蓋大部份的東亞地區(104-136°E、8-37°N)，水平方向有 55×54 個網格點，每次預報的時間長度為 5 個月。動力降尺度每月共計有 30 個預報樣本。

預報產品包括動力降尺度預報的系集平均、以 30 年歷史積分資料（1971-2000 年）為參考之東亞地區距平環流（850hPa 風場距平、降水距平及二米溫度距平），及臺灣本島北、中、南、東 4 分區之降水及二米溫度的三分法機率預報。

在本報告中，所採用的分析方法與去年相同（林和蕭，2012），在此不再重覆。唯分析的資料由 5 年增加至 6 年，新增了 2012 年的預報結果。在本報告中亦增加了動力降尺度季節平均環流與再分析資料之比較，分析的主要對象為夏(5-9 月)、冬(11-3 月)二季的預報系統性誤差。

二、結果

首先將 2007-2012 年之降水及二米溫度機率預報資料進行月平均氣候特徵的分析(圖略)。降水之機率預報，對於北部地區，除了 2 月及 10 月以高於正常的機率較高外，其他各月都是接近正常及低於正常的機率較高。其中春季接近正常的機率較高，夏季則是低於正常

的機率較高。中部地區除了 2 月高於正常的預報較高之外，其他月份的預報都是接近正常及低於正常的機率較高。其中 3 到 9 月是低於正常值、10 到 12 月則是接近正常的預報機率較高。在南部區域，2 月、7 月及 10 月之預報以高於正常的機率較大，11 月和 12 月則是低於正常的機率較高，其他月份的預報均為接近正常的機率較高。而在東部地區，除 1 月、2 月、7 月和 10 月的預報高於正常值的機率較大之外，其於月份主要還是預報接近正常及低於正常值。

溫度方面，北部除了 4 月和 5 月外之預報以接近正常及低於正常的機率較高，8 月及 11 月預報接近正常的機率較高，冬季（9 到 12 月）時高於正常及接近正常的預報機率均較高。在中部及南部，預報機率的分布很相近，整體而言高於正常值及接近正常值的預報機率都較高，冬季（8 月到 1 月）的狀況更為明顯。東部區域，同樣在冬季 8 月到 1 月的預報是高於正常及接近正常的機率明顯較高，3 月到 7 月則低於正常值的預報機率較高。

檢驗臺灣四分區之預報檢出率可發現（圖 1）：降水方面，在北部區域，2、3 及 5 月的接近正常、7 到 9 月之低於正常、及 10 到 11 月的高於正常類別都有較佳的預報檢出率。中部區域，則是 1、2 月份的高於正常，3 到 9 月的低於正常值，及冬季 10 到 12 月之接近正常值之預報檢出率較佳。南部區域，在夏季三個分類都有不錯的預報能力，1 月的高於正常檢出率達 0.6 以上，4 月的低於正常亦超過 0.5，但 2 月及 11 月的預報結果較為不理想。東部區域同樣是夏季（6 到 10 月）預報能力較佳，冬季則是接近正常及低於正常的預報結果較佳。二米溫度，在四個分區大多都是高於正常及接近正常的結果較佳，3、4 月則是高於正常值及低於正常值的預報檢出率較佳。

比較台灣 4 分區機率預報之區域特性，則如圖 2 所示：三類降水（低於正常、接近正常、高於正常）的分布在四個分區都很相近，大致上低於正常及接近正常的預報機率較高，二米溫度則是明顯的以高於正常及接近正常的預報機率較高。

經檢出率的檢驗，則可以發現溫度的預報能力優於降水，其中又以高於正常及接近正常的檢出率較高（圖 3）。預報能力最佳的是南區的二米溫度。

由台灣四分區平均之機率預報可信賴圖（圖 4）可看出，降水之預報機率在 30% 之下者常為缺乏自信的預報，在 50% 之上者常為過於自信的預報情形。

二米溫度之預報機率，對高於正常的類型常有缺乏自信的情形，對低於正常的類型常有過於自信的情形，對於接近正常類型的預報機率值在 60% 之下者有較高的可信賴度。

區域氣候模式之動力降尺度季節預報（圖 5）：由夏季（5-9 月）來看，二米溫度模式預報與再分析資料很相近，海陸溫度的分布幾乎都相同。其中 5、6 月分析之海上溫度較高，最高溫達 302K。降水則是 5、6 月之陸地降水與分析之分布較相近，7 月到 9 月則是海上降水極值的位置與分析較相近。

冬季模式預報之二米溫度與再分析場亦很相近，唯 1、2 月之再分析資料顯示在菲律賓西南海域之溫度較高。降水則是極值位置都相近，但預報模式的值相對較低。

參考文獻

林欣怡和蕭志惠，2012：中央氣象局動力區域氣候系統之預報能力分析。*天氣分析與預報研討會論文集編(101)*，264-268

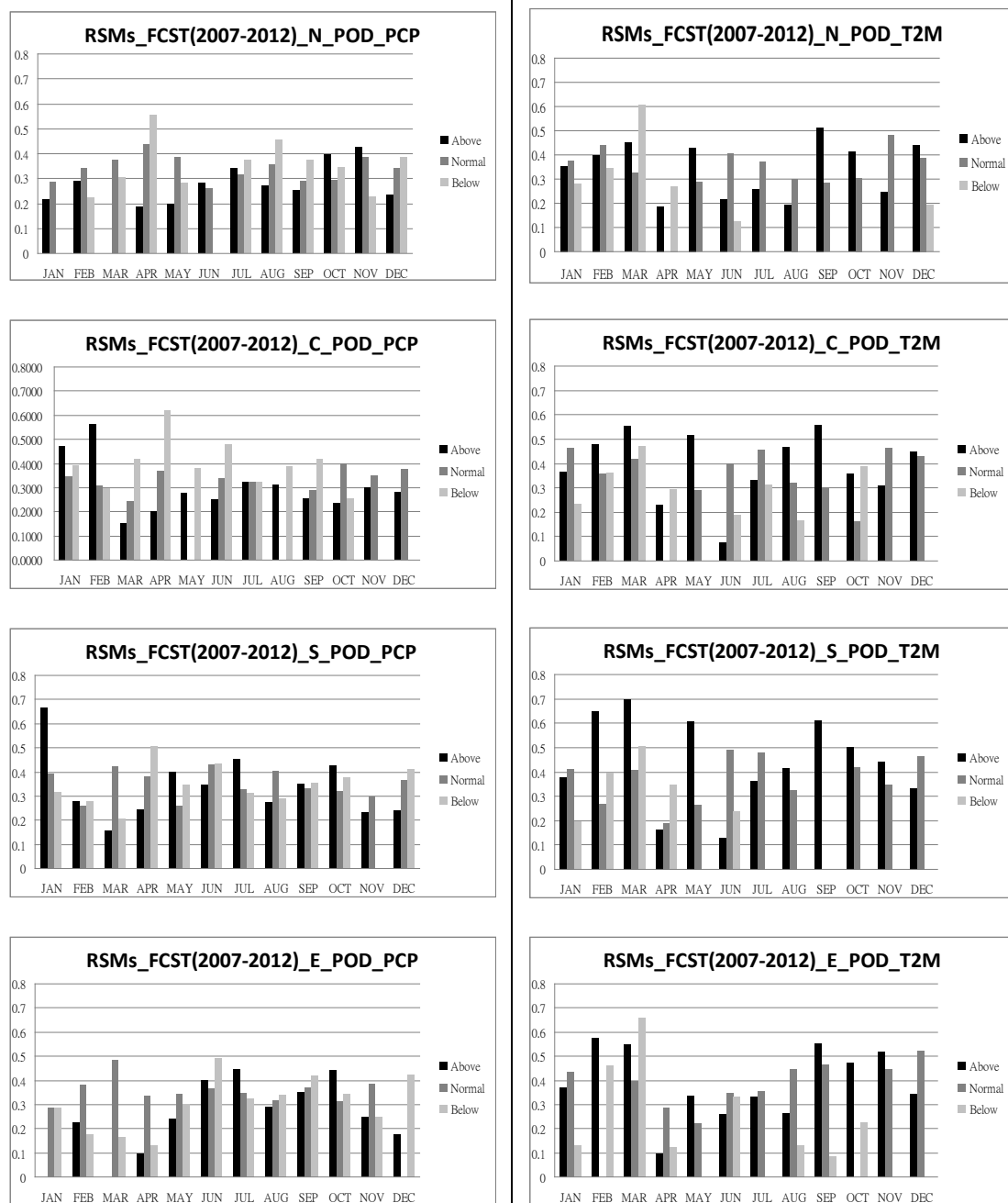


圖 1、臺灣四分區降水與二米溫度機率預報檢出率之季節分布。

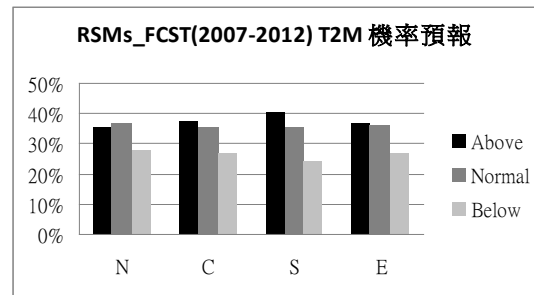
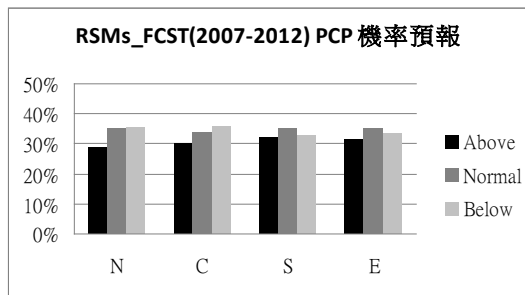


圖 2、臺灣四分區降水與二米溫度機率預報之分布。

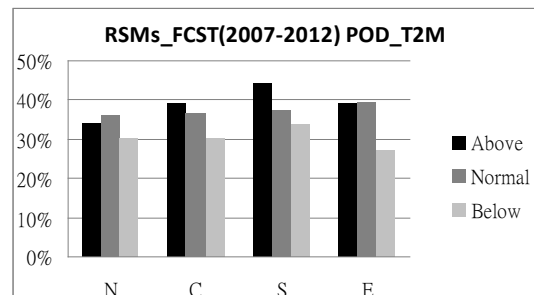
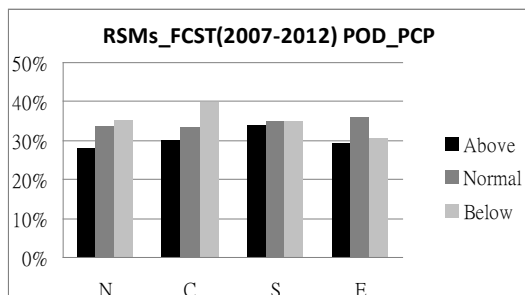


圖 3、臺灣四分區降水與二米溫度機率預報之機率檢出率。

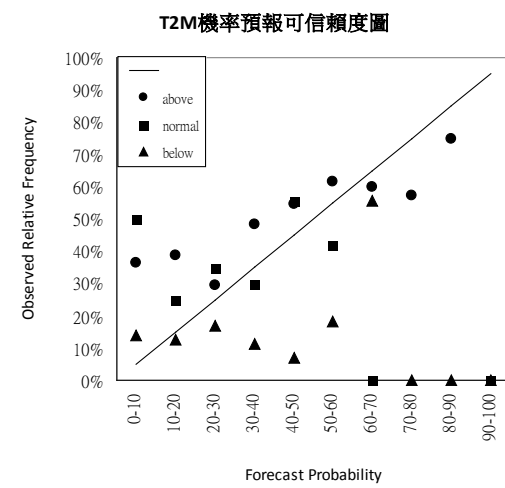
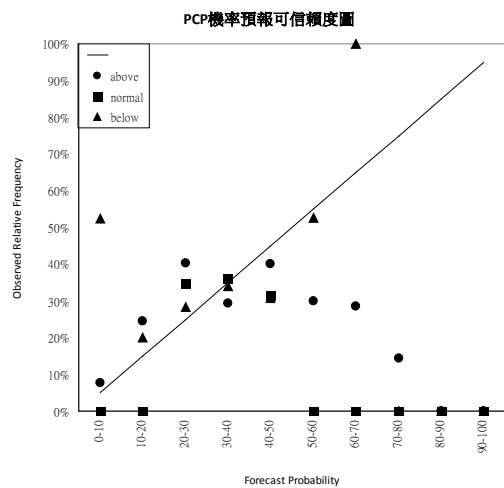


圖 4、臺灣四分區平均之降水與二米溫度機率預報可信賴度圖。

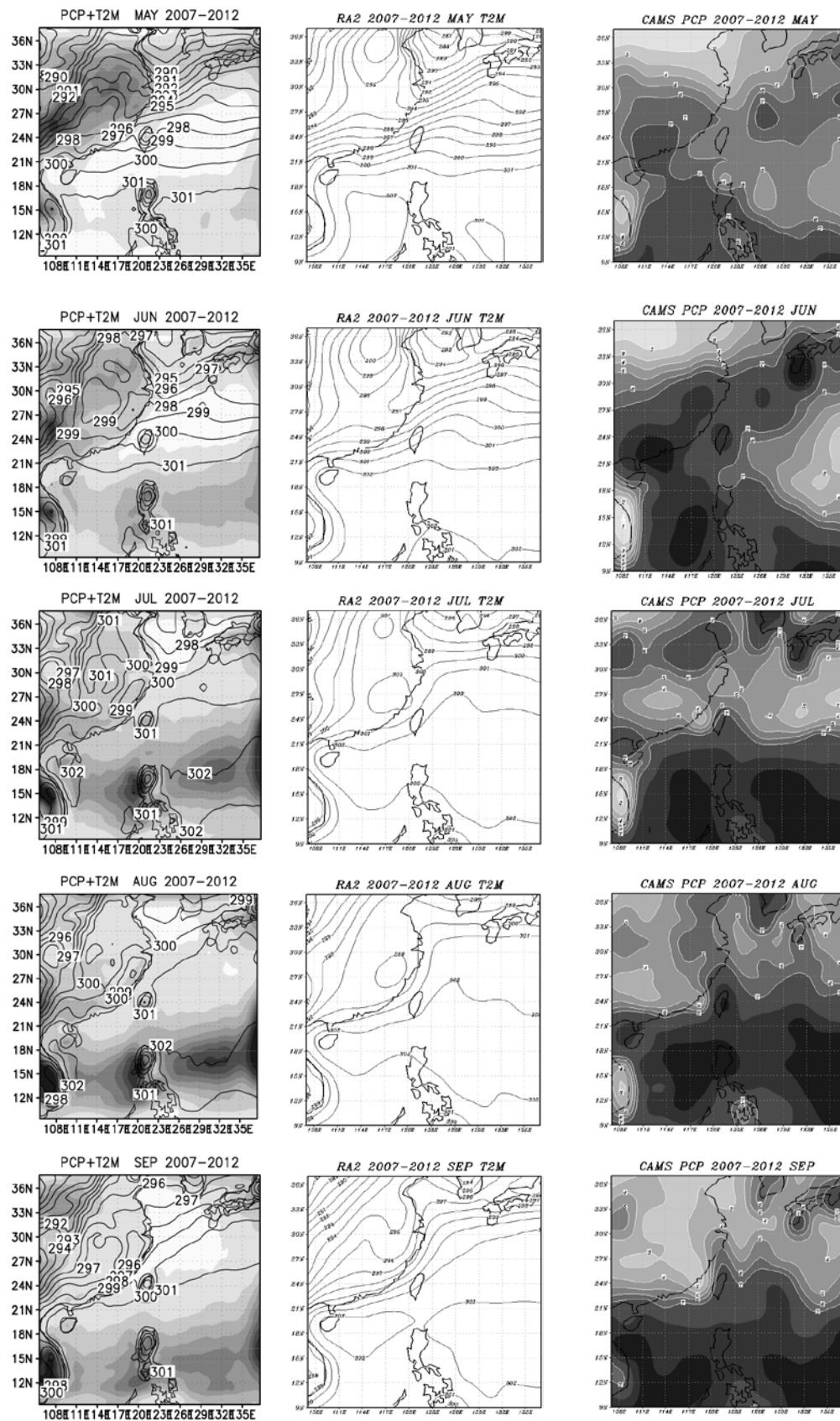


圖 5、動力降尺度季節預報與再分析資料月平均-夏季

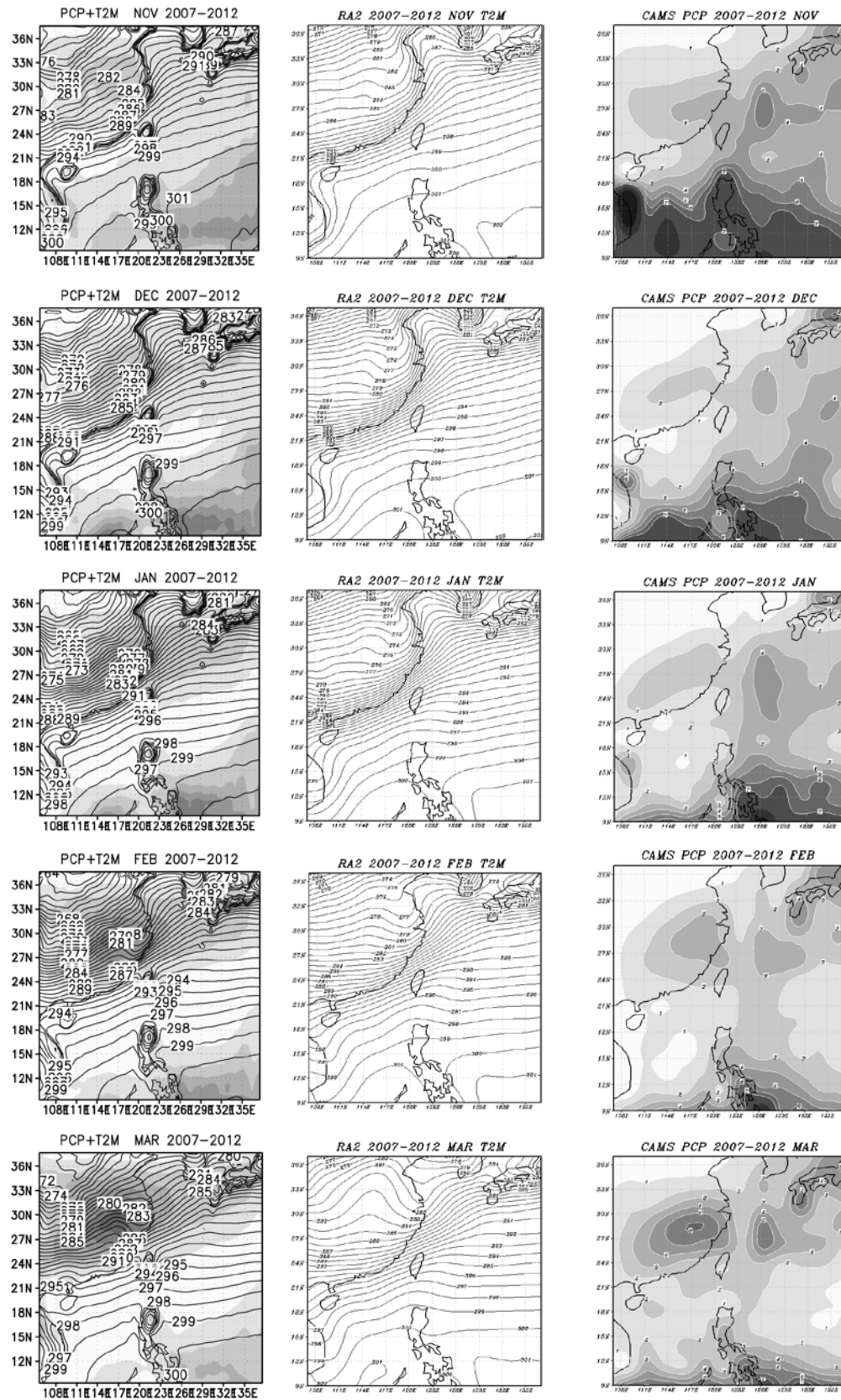


圖 6、動力降尺度季節預報與再分析資料月平均-冬季

中央氣象局動力區域氣候預報系統新氣候場之分析與測試

林原堂 蕭志惠

中央氣象局科技中心

摘要

本局動力區域氣候預報系統將自 2013 年起，使用以 1981-2010 年為基準之新氣候場進行預報作業。新的氣候場的主要特徵為東亞冬、夏季風環流場減弱特徵，以及臺灣地區冬季有 0.3-0.4 °C 的增溫。

將觀測的新氣候場重新進行三分法的分類，取得新的分類參考值，結果顯示 2012 年下半年及 2011 年上半年 T2M 類別的改變最大。比較 2011-12 年預報系統，使用新、舊氣候場，對臺灣四區分區機率預報之校驗結果，顯示新氣候場對 T2M 預報命中率有明顯提升。其中東部之提升最高可達 9.8%，其次為北部的 2.63%。

關鍵字：動力降尺度、區域氣候

一、前言

中央氣象局之動力區域氣候預測系統，係以美國國際氣候與社會研究院（IRI）提供之全球大氣與海洋動力預報（IRI/ECHAM）作為區域氣候模式，美國國家環境預報中心的區域波譜模式（NCEP / RSM）（Juang and Kanamitsu, 1994 及 Juang et al., 1997）及本局的區域波譜模式（CWB/RSM），之初始場及背景場，每個月進行 60 公里水平解析度之動力降尺度季節預報作業。積分範圍涵蓋大部份的東亞地區（104-136°E、8-37°N），水平方向有 55×54 個網格點，每次預報的時間的長度為 5 個月。預報產品包括動力降尺度之東亞地區環流、降雨及二米溫度的距平，及台灣地區 4 分區之機率預報。陳（2012），對臺灣地區 1950-2010 年極端降水變化研究顯示臺灣區域氣候漸趨於乾濕分明，且南部乾季缺水日趨嚴重。

二、資料來源與分析方法

在進行預報結果的距平分析時，需使用降尺度預報的歷史積分作為參考的預報氣候場。

動力降尺度氣候場的建立，所使用的模式背景場係取自 IRI 所提供之 1 組 ECHAM AMIP 積分資料。資料之解析度為 T42L18，觀測的海溫，積分時間為 1971 年 1 月起至 2010 年 12 月。區域氣候模式的積分方式係參考一般預報作業中歷史積分（hindcast）的積分方式。將 AMIP 積分中的每一個月都當作是一筆預報的初始條件，並以初始資料及之後的 5 個月積分作為背景場及邊界條件，分別進行 NCEP/RSM 及 CWB/RSM 之動力降尺度積分。

以建立 30 年平均氣候場為例，每個區域模式需進行 360 次 5 個月的積分，所得的氣候場為各月 Lead1~Lead5 之 30 年平均結果。

為符合世界氣象組織氣候平均值的定義，中央氣象局動力區域氣候預測系統之氣候場亦進行相同年份的更新。本文將使用 NCEP/RSM 與 CWB/RSM 區域氣候模式之歷史積分資料，以不同的時間區間，1981-2010 年與 1971-2000 年，分別建立新、舊兩組的東亞

區域平均氣候場。模式氣候場緊針對Lead1時間做分析。

季節平均之定義，在此春季係指3-5月、夏季為6-8月、秋季為9-11月，冬季為12、1、2月。新舊氣候場差異分析由1981-2010年30年平均減去1971-2000年30年平均。

臺灣觀測四區分區所包含之測站分別為，北部：台北、基隆、鞍部、竹子湖、淡水、宜蘭、蘇澳、新竹、彭佳嶼。中部：台中、梧棲、日月潭。南部：嘉義、高雄、恆春、台南、大武、澎湖、東吉島、阿里山，及東部：蘭嶼、花蓮、台東、成功。

本文中運用一些校驗方法，首先以三分法將各模擬及觀測目標月份資料分成三類（below/normal/above），例如：本文中兩組30年的統計資料即意味著每個月有30個樣本，將樣本由小到大排列，前10個樣本歸為below，後10個樣本歸類為above，介於中間的則為normal。比較2011-2012年模擬和觀測三分類的結果並統計出分類一致的次數，再將此次數除以30（總樣本次數）以計算出預報結果的命中率（百分比%）。並以Lead1至Lead5的月預報命中率的平均，做為評估模式預報的能力。預報命中率在新、舊氣候場的差異是以在新氣候指標所得的命中率減去舊氣候指標所得的命中率。

三、 模式新、舊氣候場差異

比較模式新、舊氣候場四季的差異以新氣候場減去舊氣候場來呈現。春季:850hpa 風場（低層風場）顯示大陸地區主要受氣旋式距平影響，臺灣地區則呈現西南氣流距平，200hpa 風場（高層風場）大陸東南部及台灣地區則受西風距平影響（圖略）。溫度場，大陸北部（山西、陝西省）及東南沿海省份和臺灣地區為正距平，臺灣地區增溫介於 $+0.2-0.3^{\circ}\text{C}$ 。降水場部分，大陸東南降水偏多，而臺灣地區新、舊氣候場降水差異不大（圖略）。夏季:低層風場

顯示，大陸東南部及臺灣本島受位於菲律賓群島西邊氣旋距平風場影響，呈現東北風距平（圖 1a）。高層風場大陸地區受反氣旋距平風場主宰，臺灣位在此反氣旋距平風場的東南邊緣，臺灣西北部外海呈現東北風距平，東南部外海則為東南風距平。本島高層風在新、舊氣候場差異不大（圖 1b）。溫度場部分，大陸東南部及台灣本島呈現正距平，大陸地區最高達 $+0.3-0.4^{\circ}\text{C}$ ，臺灣增溫 $0.1-0.2^{\circ}\text{C}$ （圖 2a）。降水場部分，臺灣中部以及大陸東南部為負降水距平，高值落在大陸東南沿岸約 $0.2-0.3\text{mm/day}$ 。正降水距平呈現東北西南走向，最大值 $0.6-0.7\text{mm/day}$ 落在菲律賓群島附近。秋季:低層風場，反氣旋式風場位在大陸，臺灣受此風場影響呈東北風距平。高層風場，大陸地區為反氣旋式距平，臺灣島為東南風距平。兩米溫度場部分，大陸及臺灣島呈現正距平，最大增溫 $0.3-0.4^{\circ}\text{C}$ 。降水部分，大陸及臺灣地區新舊氣候場差異不大（圖略）。冬季:低層風場部分，大陸為氣旋式距平所主宰，臺灣島受氣旋式距平影響呈現東南風距平（圖 3a）。高層風場部分，反氣旋式風場中心位在黃海以及東海交界，大陸及臺灣地區受反氣旋式風場影響呈現西北風距平（圖 3b）。溫度場部分，大陸東南沿海以及臺灣島呈現正溫度距平，臺灣增溫達 $0.3-0.4^{\circ}\text{C}$ 。大陸有一負溫度距平中心位於北緯 $27-29^{\circ}$ ，東經 108° 附近，最大降溫 $0.4-0.5^{\circ}\text{C}$ （大陸四川省）（圖 4a）。降水部分正降水距平呈東北西南走向，橫跨臺灣中部以北到大陸東南部，最大值落在大陸東南部高達 $0.4-0.5\text{mm/day}$ （圖 4b）。

Zuo et al（2012）指出1950-2010年夏季季風強度呈現減弱的趨勢（W-Y index time series）。此與本局模式新氣候場的夏季季風環流場有減弱的趨勢一致。新氣候場的冬季季風環流場有減弱的趨勢，隋中興等（2011）也指出1950年以後的冬季季風呈現減弱的趨勢。東亞地區新氣候場四季皆有增溫的傾向，

臺灣地區冬季增溫最顯著最高可達 $0.3-0.4^{\circ}\text{C}$ 。

四、2011-2012 年模式預報命中率在新、舊氣候場的差異

比較觀測新、舊氣候場指標變動，顯示臺灣四分區兩米溫度場變動主要集中在 2012 年下半年，其次為 2011 年上半年，以 No 變動到 Bn 居多，即為舊氣候指標 normal 變動到新氣候場的 below。東區最多其次依序為南部、北部及中部（圖 5）。對 2011-2012 年模式預報做校驗，比較新、舊指標的差異如圖 6 顯示，臺灣四區分區降水預報率有明顯提升的月份及地區為 2011 年 01 月南部地區、2011 年 07 月北部地區、2011 年 11 月北部及南部地區、2012 年 03 月中部及南部以及 2012 年 07 月的南部地區，其中以 2012 年 03 月最明顯。其他月份則明顯顯示命中率降低達 15% 以上（2012 年 1 月臺灣東區），由此可知新氣候指標對降水預報命中率提升不明顯。溫度預報率部分顯示，2011 年前六個月的命中率增加，其中以東部地區命中率改善最顯著，其次是 2012 年下半年。將 2011 到 2012 年 24 月資料做平均（圖七）顯示，兩米溫度預報命中率除了中部外其他地區都有明顯的提升，其中以東部最高達 9.8%，其次為北部的 2.63%。但降水命中率則傾向減少。單獨對 Lead1~Lead5 的命中率做分析顯示（圖八），臺灣四分區降水預報顯示 fcst1 降水兩米溫度場預報率的改善以東部最明顯其中以 Lead4 最高達 16.98%。中部則最差。

五、結果與討論

本報告的重點在於介紹中央氣象局動力區域氣候預測系統中區域氣候模式組降尺度氣候場氣候場的建立方式，並比較在不同氣候

基準年下，降尺度氣候場的差異。由於降尺度氣候場的大尺度環流的時空分布二米受到背景場全球模式所控制，因此無法避免的有系統性誤差的存在。

分析模式新、舊氣候場顯示冬、夏季季風環流場有減弱的特徵。新氣候場東亞區域溫度四季皆有增溫特徵，臺灣冬季增溫最顯著可達 $0.3-0.4^{\circ}\text{C}$ 。

2011-2012 年模式預報命中率在新、舊氣候場的差異顯示新氣候場對 T2M 預報命中率有明顯提升。其中東部之提升最高可達 9.8%，其次為北部的 2.63%。

參考文獻

- 陳登璟，2012：“臺灣地區 1950-2010 年極端降雨變化之研究”。國立中央大學大氣物理研究所，碩士論文，71 頁。
- 隋中興，吳宜昭，J. H. Kim, 許晃雄，劉鵬，湯君寶，周佳，盧孟明，黃威凱，楊峻凱，2011 台灣氣候變遷科學報告 2011 91-99.
- Juang, H.-M.H. and M.Kanamitsu, 1994. The NMC nested regional spectral model. Mon. Wea. Rev., 123, 3-26.
- , S. Hong and M. Kanamitsu, 1997. The NMC nested regional spectral model. An update. Bull. Amer. Meteor. Soc. 78, 2125-2143.
- Zuo Z., S. Yang, A. Kumar, R. Zhang, Y. Xue and B. Jha, 2012. Role of Thermal Condition over Asia in the Weakening Asian Summer Monsoon under Global Warming Background. J. Climate, V25 3431-3436.

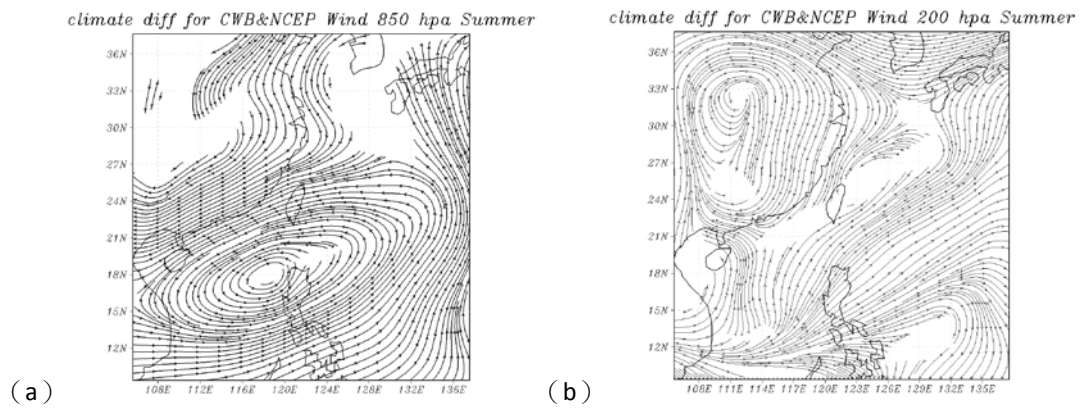


圖 1：夏季東亞區域氣候預報系統新氣候場與舊氣候場的差異，其中（a）為 850hpa 風場、（b）為 200hpa 風場。

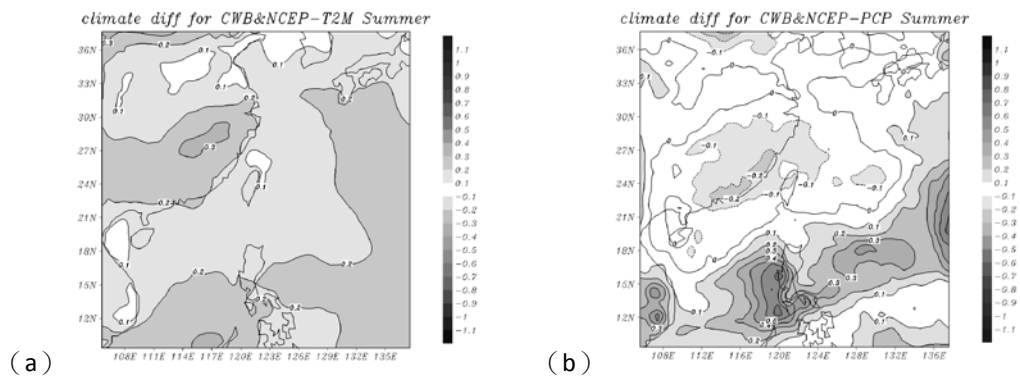


圖 2：同圖 1 但（a）為兩米溫度，（b）為降水場。

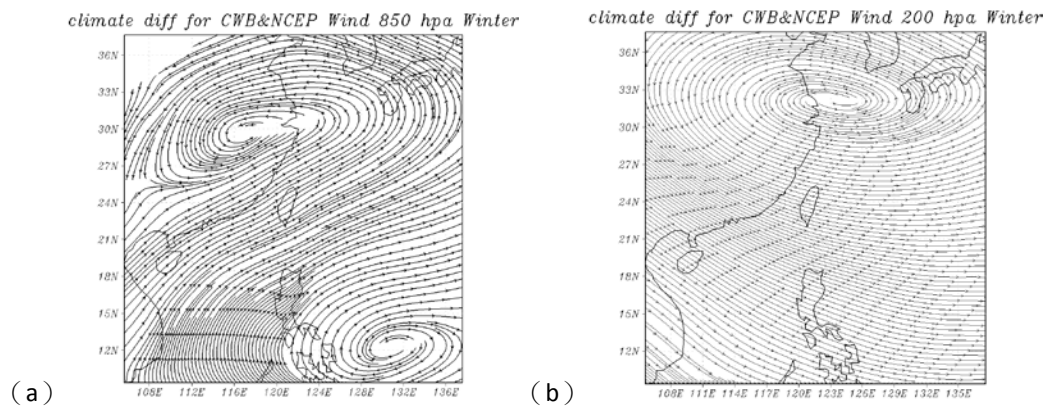


圖 3：同圖 1，但為冬季。

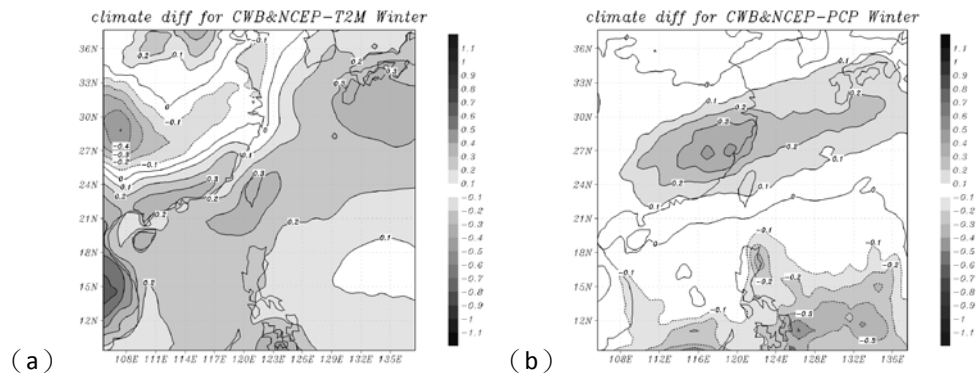


圖 4：同圖 2，但為冬季。

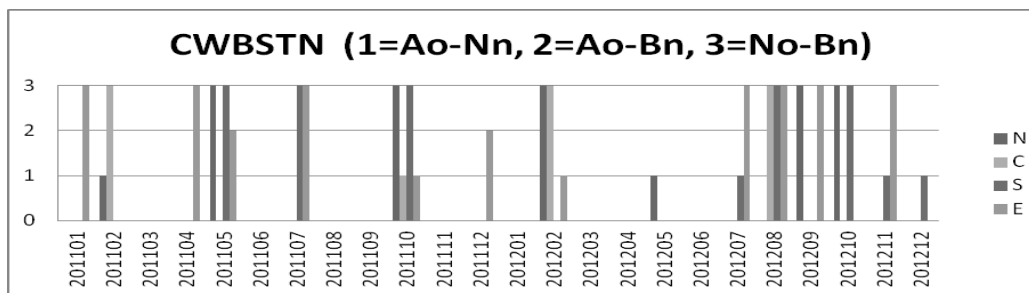


圖 5：臺灣測站四區 2011-2012 年逐月觀測四區(由左至右依序為北、中、南、東)月均溫場新、舊氣候場三分類更動表，1 為舊 about 新 normal、2 為舊 above 新 below、3 為舊 normal 新 below。

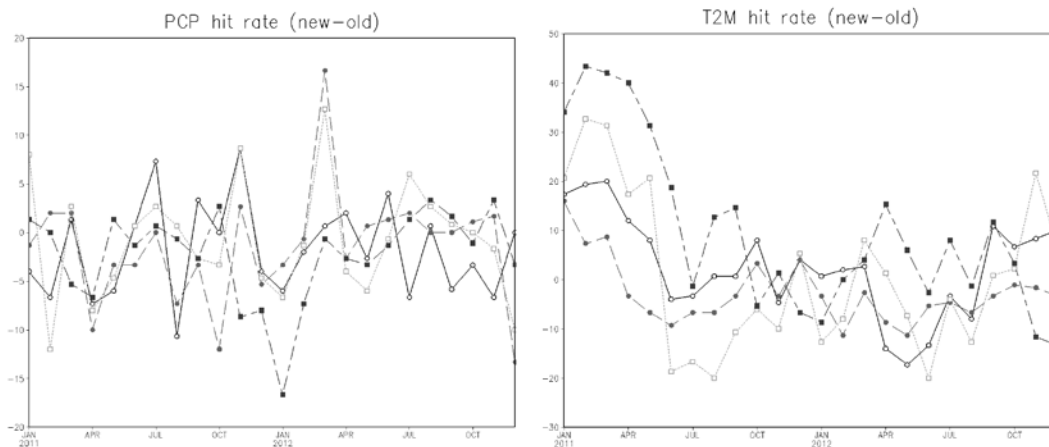


圖 6：2011-2012 年模式對臺灣四區分區預報命中率在新、舊氣候場的差異。北部為實線、中部為長虛線、南部為短虛線、東部為長短虛線。左圖為降水，右圖為兩米溫度，單位(%)。

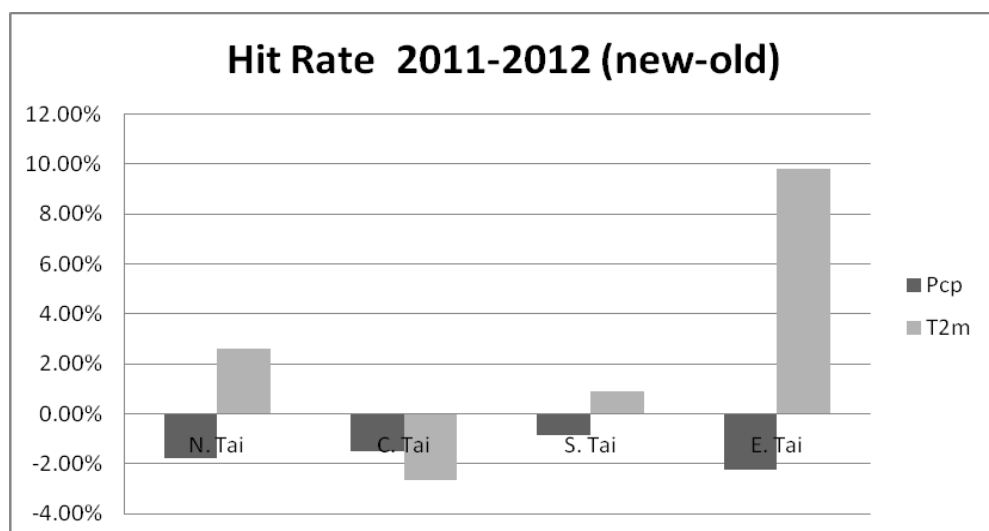


圖 7：2011 年到 2012 年新、舊氣候指標預報命中率差異的 24 個月平均。長條圖由左到右依序為臺灣北、中、南、東四區。深色為降水，淺色為兩米溫度。

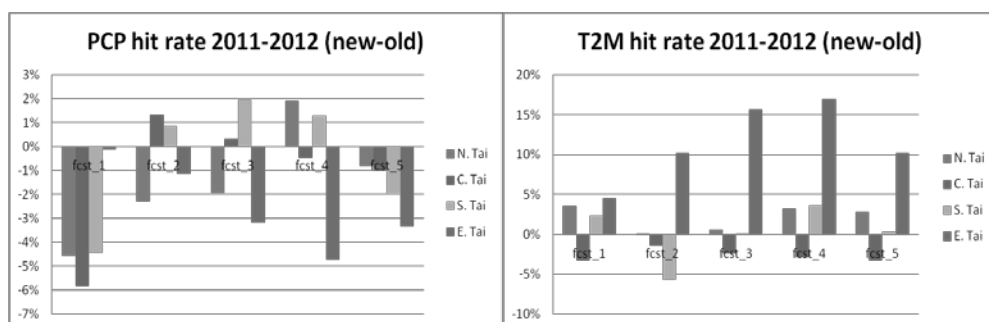


圖 8：2011 年到 2012 年新、舊氣候指標預報命中率差異的 24 個月平均。由左至右依序為 fcst1、fcst2、fcst3、fcst4、fcst5，臺灣分區由左至右為北、中、南、東四區。左圖為降水場，右圖為兩米溫度場。

氣候變遷下極端事件之流量推估_以濁水溪為例

魏曉萍¹ 葉克家² 朱蘭芬¹ 陳永明¹ 劉俊志¹

國家災害防救科技中心¹ 國立交通大學²

摘要

本研究以濁水溪為示範區域，使用國內首見之動力降尺度資料，挑選近未來(2015至2039年)與世紀末(2075至2099年)前10大極端颱風降雨事件，結合目前水利單位較常使用之SOBEK河道模式，模擬未來氣候變遷下河道流量之變化趨勢，且進一步與目前水利主管機關所公告之河川設計流量及現有堤防防洪能力進行比較，評估其衝擊影響。由研究成果可得知，氣候變遷下極端颱風所帶來的豪大雨造成河川流量改變，水工結構物將遭受較高之風險，且未來氣候變遷下近未來與世紀末尖峰流量的變化為1.1-1.4倍間，其初步結果可提供相關單位做為參考。

關鍵字：極端颱風事件、SOBEK河道模式、水工結構

一、前言

台灣位於西北太平洋地區為颱風侵襲的主要路徑，極易受天然災害的影響。若加上氣候變遷下可能引發更劇烈的災變天氣，未來可能出現超乎現有經驗之大規模災害，行政部門所面臨之挑戰將更為嚴峻。極端颱風所帶來的豪大雨將造成河川流量改變，水工建造物可能遭受較高之風險，因此，在未來氣候變遷影響下需先對目前的水工建造物做一全面性探討，近期已經有許多研究針氣候變遷影響下對水文改變做一探討(Arnell (1999)、Nohara et al. (2006)、Arora and Boer (2001))。

近幾年氣候模擬技術已不斷的進步，目前對於未來長期氣候模擬，主要的科學工具為全球大氣環流模式(general circulation model, GCM)，但於由GCM模式主要為推估全球氣候變化，其空間與時間解析度往往較低。目前高解析度氣候資料有高解析度的GCM、動力降尺度及統計降尺度三種。近期許多研究試圖增加其空間解析度例如統計降尺度(statistical downscaling)與動力降尺度(dynamic downscaling)，但其結果常只有幾個點的資訊，對於像台灣這種面積狹小加上地形複雜崎嶇區域，較無法表象出其氣候特性。因此，本研究以濁水溪為示範區域，使用國內首見之高解析度動力降尺度(WRF)資料，挑選2015至2039年(近未來)與2075至2099年(世紀末)兩時期間的前10名極端颱風降雨量，結合SOBEK河道模式，模擬未來氣候變遷下河道流量之變化趨勢，評估未來氣候變遷下之衝擊與影響。

二、研究方法

本研究使用國內首見動力降尺度的高解析度未來氣候模擬推估值，結合水利單位常使用之SOBEK

模式進行極端颱風降雨事件下之河道流量與水深模擬。且與水利主管單位所公告之河川尖峰設計流量及現有堤防防洪能力進行比較，藉以了解氣候變遷下的流量改變可能造成的衝擊。

(一)SOBEK模擬

SOBEK模式為荷蘭WL|Delft Hydraulics公司所研發，整合河川、區域排水與都市排水系統之水文、水理程式。本研究以SOBEK一維河道模組(channel flow module, CF)為基礎，結合降雨逕流(rainfall runoff, RR)模組進行河道之模擬。係由降雨逕流所推估之流量以側入流方式(節點)匯入渠道中，進行一維河道變量流演算。

(二)水文與地文資料

建置濁水溪流域水文、水理模式來進行氣候變遷下極端颱風事件模擬時，需要河道斷面資料、水工建造物等基本資料、及流域內之觀測與未來氣候下極端颱風雨量資料，進行水位站水位檢定與驗證，其資料說明如下：

- 1.濁水溪主河道斷面資料：為民國99年測量的斷面資料。
- 2.雨量資料：雨量資料包含觀測的颱風雨量資料與未來氣候變遷下極端颱風之雨量資料。
- 3.水位資料：包含河川水位測站資料與河口附近之潮位測站資料，水位站位置如圖1所示。
- 4.潮位站資料：使用NAO99b全球潮汐模式(Matsumoto et al., 2000)推估十場極端颱風事件之河口潮位，再加上颱風所引起之暴潮水位為0.5m為河口下游邊界水位資。

本研究使用日本氣象廳(Japan Meteorological Agency, JMA)氣象研究所(Meteorological Research Institute, MRI)發展的高解析度大氣環流模式(atmospheric general circulation model, MRI-JMA AGCM)以及德國研究機構MPI發展的ECHAM5氣候

模式所模擬出的氣候推估結果，當作美國大氣研究中心(NCAR)所主導發展的天氣研究與預報模式系統(weather research and forecasting modeling system, WRF)之初始場與邊界條件來進行動力降尺度(詳細介紹請參考「台灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫(2/3)」報告書)。經由WRF模式系進行降尺度工作，可得到降雨量資料水平解析度為5公里且為時雨量資料。動力降尺度執行為現在(1979-2003年)，近未來(2015-2039年)以及世紀末(2075-2099年)三個時期各25年的氣候模擬。

經由近未來與世紀末兩個時期各25年的氣候模擬雨量資料挑選出前十大top1-top10極端颱風降雨事件，前10大極端颱風降雨事件(top1-top10)以濁水溪流域總雨量為挑選原則，圖2與圖3分別為近未來與世紀末前10大極端颱風降雨事件降雨組體圖，由圖中可觀察出，世紀末之極端降雨事件特性為強降雨長延時。

由於WRF氣候資料為網格資料，因此挑選最鄰近水利署雨量站的WRF網格點雨量為SOBEK輸入雨量資料，水利署雨量站與WRF網格點位置如圖1所示。流域內與周邊雨量站包括台西、西螺、溪洲、下水埔、竹山、集集、水里、日月潭、青雲、文文社、萬大、卡奈拖灣、丹大、仁愛、廬山、信義、溪頭、大鞍、鳳凰、桶頭、草嶺、奮起湖、和社、望鄉、神木村、新高口等26個雨量站。

三、案例分析

本研究挑選近未來(2015至2039年間)與世紀末(2075至2099年間)前10大極端颱風降雨事件，結合SOBEK降雨逕流與河道模式，模擬未來氣候變遷下河道流量之變化趨勢。

(一)河道衝擊評估

一般河道設計需先推求該河道之計畫流量與計畫洪水位，以保護河道內之土工結構物生命與財產安全。表1為濁水溪流域內的玉峰橋、彰雲大橋與西濱大橋之計畫流量、計畫洪水位資料與歷史觀測到最高水位資料。

(二)SOBEK模式檢定與驗證

建構SOBEK河道模式後需對建構模式進行參數檢定與驗證，本文選用卡孜基颱風雨量作為模式之檢定場次，並以辛樂克颱風作為模式驗證場次。濁水溪流域之內矛埔水位站實測水位與SOBEK模式所模擬水位比較如圖4、5所示，由圖4、5可觀察出，SOBEK模擬水位與實測水位變化尚稱吻合。

(三)模擬結果

圖6為近未來與世紀末top1-top10極端颱風事件於下游玉峰橋、中游彰雲大橋、下游西濱大橋三處所模擬之流量歷線。由文獻可得知，玉峰橋、彰雲大橋及西濱大橋水位站之治理計畫流量(Q100)分別為23,600cms、30,400cms、30,400cms，近未來三個水

位站超越場次分別為1/10、2/10、2/10；世紀末時，水位站超越場次為2/10、3/10、3/10。由圖6顯示，世紀末尖峰流量約為近未來的1.1-1.4倍間。

圖7為近未來與世紀末top1-top10極端颱風事件於下游玉峰橋、中游彰雲大橋、下游西濱大橋三處所模擬之水位歷線。由文獻可得知，玉峰橋、彰雲大橋及西濱大橋水位站之計畫洪水位分別為274.27m、98.0m與9.71m，歷史最高水位分別為269.65m、95.71m與9.28m，近未來與世紀末所模擬出來水位尚無超過計畫洪水位之情形。近未來模擬出之水位與歷史最高水位於玉峰橋比較時超越場次為9/10、彰雲大橋及西濱大橋無超過計畫洪水位之情形；於世紀末時，玉峰橋水位站超越場次為10/10，彰雲大橋超越場次為1/10，西濱大橋超越場次為2/10。

四、結論與建議

本研究以濁水溪為例，使用未來氣候變遷下之颱風雨量資料，利用SOBEK模擬技術，進行未來極端颱風降雨事件可能造成河道流量改變之模擬。根據流量模擬結果得知，下游玉峰橋、中游彰雲大橋、下游西濱大橋三處水位站，近未來與世紀末流量有超過治理計畫流量之可能，且經由模擬結果顯示，世紀末尖峰流量約為近未來的1.1-1.4倍間。近未來模擬出之水位與歷史最高水位於比較時玉峰橋超越場次為9/10、彰雲大橋及西濱大橋無超過計畫洪水位之情形；於世紀末時，玉峰橋水位站超越場次為10/10，彰雲大橋超越場次為1/10，西濱大橋超越場次為2/10。由模擬結果得知，未來氣候變遷下嚴重洪水災害將可能再次上演且濁水溪於世紀末時上游地區已經有溢淹之可能。目前使用動力降尺度WRF雨量資料為SOBEK模式之輸入資料，而WRF雨量資料有低估現象，因此，模擬出來的流量與水位有可能偏低。此外，未來若有推估的潮位資料或土地利用情境，可加入未來情境予以進一步探討。

致謝

本研究感謝行政院國家科學委員會補助經費(NSC100-2625-M-492-001)以及TCCIP計畫之鄭兆尊博士與陳淡容小姐協助產製未來氣候雨量資料，才得以順利完成，特此謹致謝忱。

參考文獻

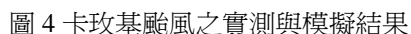
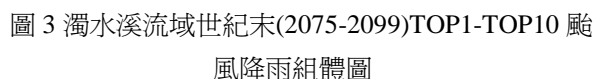
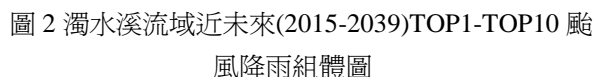
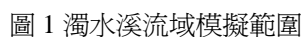
- Arora, V. K. and Boer, G. J., "Effects of simulated climate change on the hydrology of major river basins", J. Geophys. Res., 106 (D4), 3335-3348, 2001.
- Arnell, N. W., "Climate change and global water resources", Global Environ. Change, 9, S31-S49, 1999.

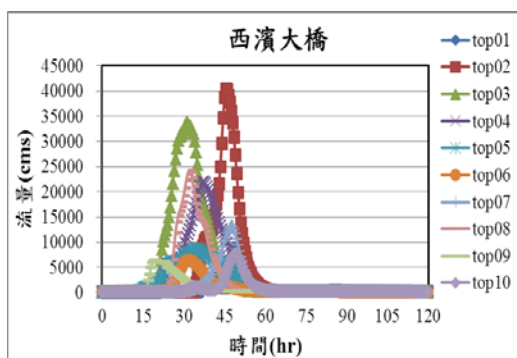
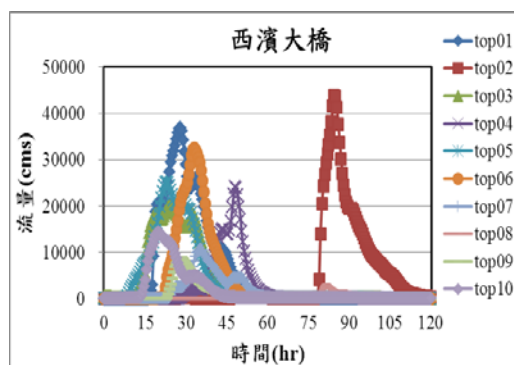
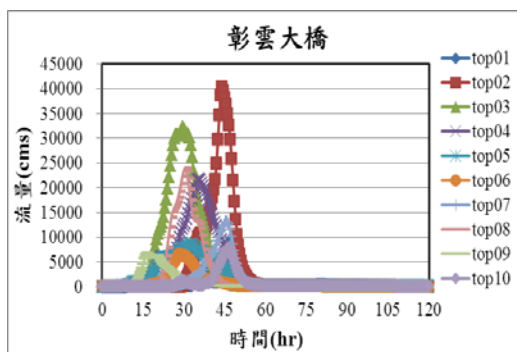
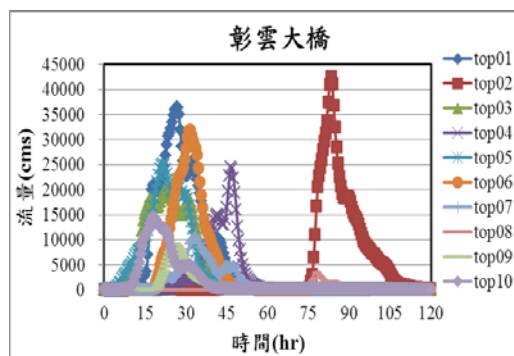
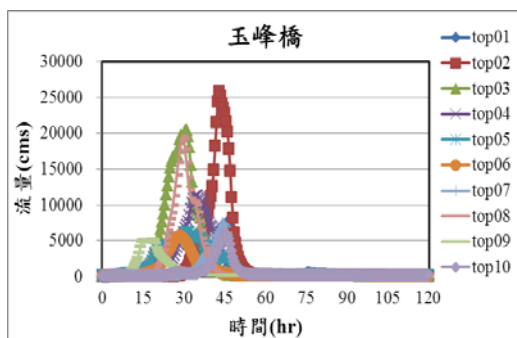
Matsumoto, K., Takanezawa, T. and Ooe, M., (2000)
“Ocean tide models developed by assimilating
TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical
model: A global model and a regional model around
Japan,” J. Oceanogr., 56, 567-581.

許晃雄、陳正達、盧孟明、陳永明、周佳、吳宜昭等 (2011), 臺灣氣候變遷科學報告 2011, 行政院國家科學委員會, 2011。

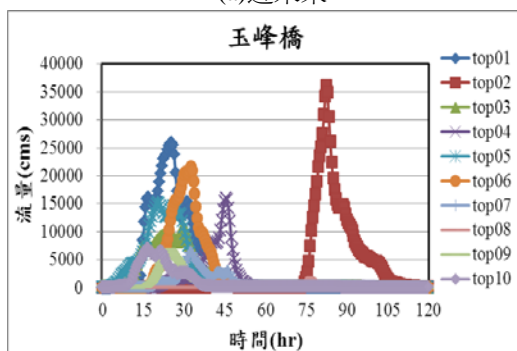
葉克家、楊昇學、魏紹唐、謝東洲(2010)，「河川警戒水位與區域排水警戒雨量之檢討與應用」，經濟部水利署。

水位站	重現期 (年)	計畫流量(cms)	計畫洪水位 (m)	歷史最高水位
玉峰橋	100	23,600	274.27	269.65
彰雲大橋		30,400	98.0	95.71
西濱大橋		30,400	9.71	9.28

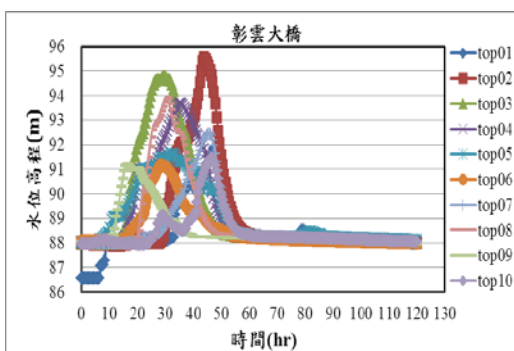
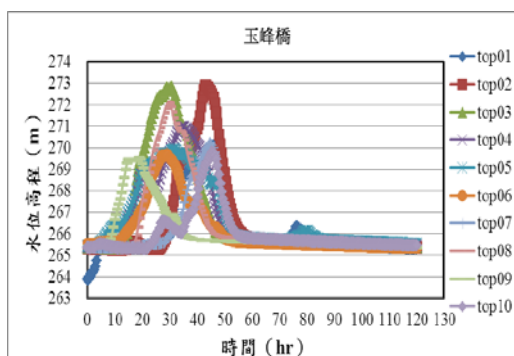


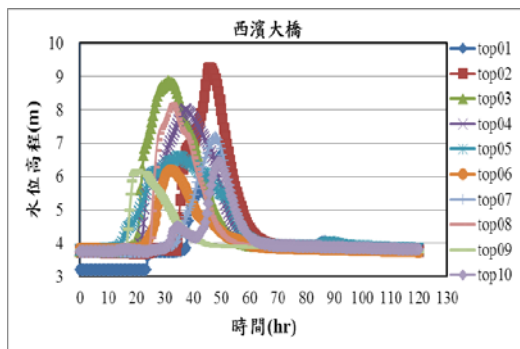


(a)近未來

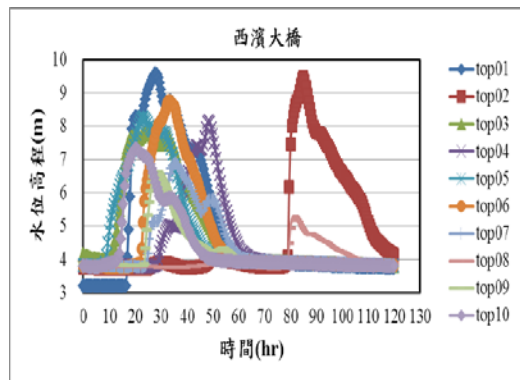
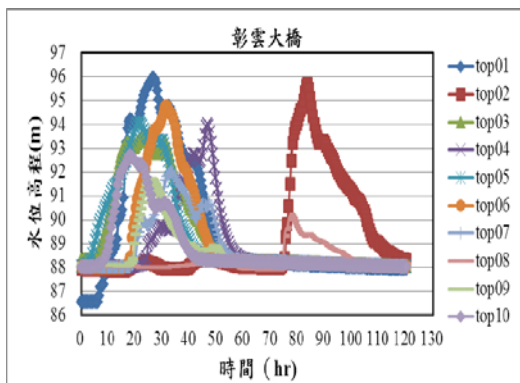
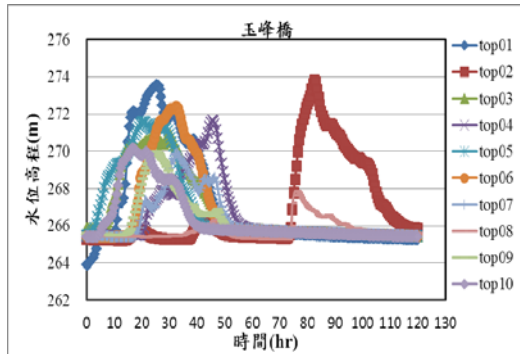


(b)世紀末
圖 6 濁水溪極端颱風事件之流量位歷線





(a) 近未來



(b) 世紀末

圖 7 濁水溪極端颱風事件之水位歷線

臺灣春季乾旱與鋒面之關聯性分析

林士堯、朱容練、吳宜昭、陳韻如、劉俊志

國家災害防救科技中心

摘要

氣象上定義的春雨為 2 至 4 月之間，主要影響區域為臺灣北部，降雨量約佔全年的 25%，在每年 10 月至 4 月乾季結束前補充水資源上扮演重要的角色，對於春季的農耕、工業及民生用水等影響重大。

大尺度環流的水氣多寡及是否有鋒面通過提供有效的舉升機制，可能是影響臺灣春季降雨的重要因素，因此，本研究嘗試以鋒面影響的角度來探討春雨的多寡，比較台北測站及石門測站從 1980 至 2009 年間的降雨變化情形與鋒面影響的頻率，得知前一年冬季降雨多寡與春季降雨存在明顯的關聯性。

根據本研究的結果顯示，鋒面降雨平均約佔春季總降雨的 75%，因此，若能掌握鋒面影響的日數，就可能做為未來春季乾旱監測的參考指標。

關鍵字: 臺灣春雨、春季鋒面、春季乾旱

一、前言

乾旱一直是國內長期潛藏的危機，由於臺灣地區的地理位置特殊，降雨的主要來源依序為春雨、梅雨、颱風與熱雷雨以及東北季風地形雨等，而春季對農業而言一直是很重要的耕種時節，相對於使用量較固定的工業及民生用水，需要更為充足的水源供應在農作灌溉階段，所以水源供應的充足與否，就會嚴重影響到收成的面積。但在颱風季之後一直到春季來臨前都是屬於臺灣的乾季，因此若能有效預測臺灣春季降雨，即可掌握春季乾旱程度，相對提升水資源的管理做為更為有效的運用。

從過去的研究指出臺灣春雨的變化與長時間尺度的太平洋十年震盪(Pacific Decadal Oscillation；簡稱 PDO)(Hung et al. 2004)，以及較短期的聖嬰現象(El Nino and Southern Oscillation；簡稱 ENSO)(Chen et al. 2003, Jiang et al. 2003)有著明顯的關聯性，另外從吳等(Wu et al. 2012)的研究指出，背景大氣環流的水氣來

源多寡和是否有鋒面通過以提供有效舉升機制，可能都是影響春雨多寡的重要因素，因此本研究嘗試以統計方式從鋒面的角度切入，探討鋒面對於春雨的貢獻程度，並從中探索其多雨少雨背後的环境場配置，試圖找出可能的春雨預報因子。

二、資料與方法

因春雨主要降雨區域為臺灣北部及東北部地區，為配合北部地區一期稻作、民生及工業用水等需求，使用水利署水庫集水區石門測站資料與氣象局台北測站資料，針對東亞冬季鋒面活動與兩個測站降雨量之關聯性，分析 1980 至 2009 年之間冬春季的逐日變化情形。

在分析東亞春季鋒面活動變化時，使用 1980 到 2009 年間十二月至四月中央氣象局每日之地面天氣圖，以統計通過或接近之影響臺灣的鋒面活動，但由於早期的地面天氣圖一天只有一張，為使評估標準一

致，以每日早上八點之地面天氣圖作為判斷依據，標記出鋒面的影響日數，而不是區分出鋒面的個數。

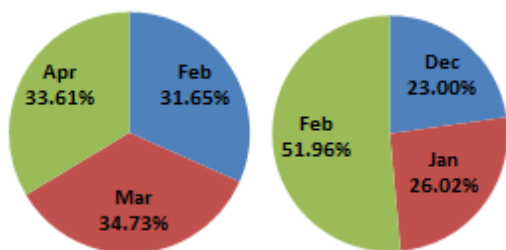
在分析臺灣地區的降雨特性時，使用臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫(Taiwan Climate Change projection and Information Platform：簡稱 TCCIP)所產製的臺灣地區 5 公里網格解析度之月降雨觀測資料(1980-2009)。

於分析大尺度環流特性時，使用美國 National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research(NCEP/NCAR)的全球網格月解析重分析資料(Kalnay et al., 1996) (簡稱 NCEP/NCAR Reanalysis 資料)，包含各標準層風場、比濕及水氣通量...等，其空間解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

三、 結果分析

(一)台北及石門測站春季降雨及鋒面分析

台北及石門測站平均年總降雨量介於 1200mm~4100mm 之間，春季降雨平均約占其中的 23%，而冬季約占 14%，其中春季平均以三月降雨量所佔比例最大、四月其次、二月最少，冬季則是二月最多，一月其次，十二月最少(如圖一所示)。



圖一、春季及冬季降雨各月份所佔比例。

從鋒面活動變化的角度來分析，每年春季鋒面平均影響日數約 42 天，冬季約 28 天，各月份以三月所佔比例最多，四月其次，二月最少，冬季則以二月所佔比例最多、一月其次，十二月最少。

每年鋒面降雨約佔春季總降雨量的 74.7%，在冬季約佔 60.4%，由此可知鋒面降雨對於冬春季雨量的貢獻扮演重要的角色。最後從整體 30 年的降雨及鋒面變化發現，鋒面影響日數在近 30 年有逐年減少的趨勢，同樣訊號也出現在鋒面降雨上。且冬季與春季在總雨量、鋒面影響日數及鋒面降雨的變化都存在顯著的正

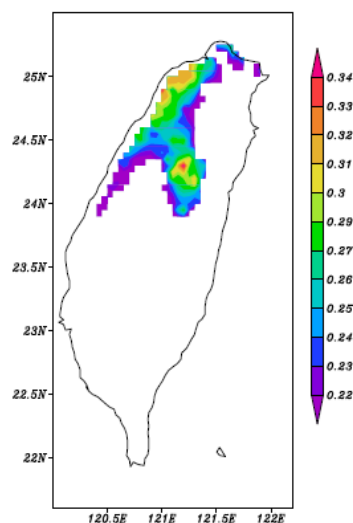
相關性，由距平分析中顯示只有數年的冬季和春季是出現相反的訊號，表示若冬季出現雨量較氣候值偏多的情況時，春季也會有相同訊號的可能性非常高，反之亦然，由此統計結果可進一步分析冬春季環境場的差異及變化，取得冬季預報春季降雨的可能因子。

(二)標準化分析

為區分出春季乾年與濕年在大環境場的特性差異，對鋒面影響日數以及總降雨量進行標準化分析，以標準差大於 0.75 作為篩選標準，找出代表濕年的 9 個年份，分別為 1980、1983、1985、1988、1992、1995、1998、2000、2006 等，以及代表乾年的 10 個年份，分別為 1981、1987、1989、1991、2001、2002、2003、2004、2008、2009 等。濕年的鋒面平均影響日數約 50 天，大於乾年的 37 天；平均鋒面降雨在濕年約 590mm，乾年約 280mm，但是濕年鋒面降雨佔總雨量的 76.48% 小於乾年的 80.51%，且兩者皆大於平均值，由此可知鋒面在乾濕年比正常年的影響更甚。

(三)降雨分布與鋒面相關性分析

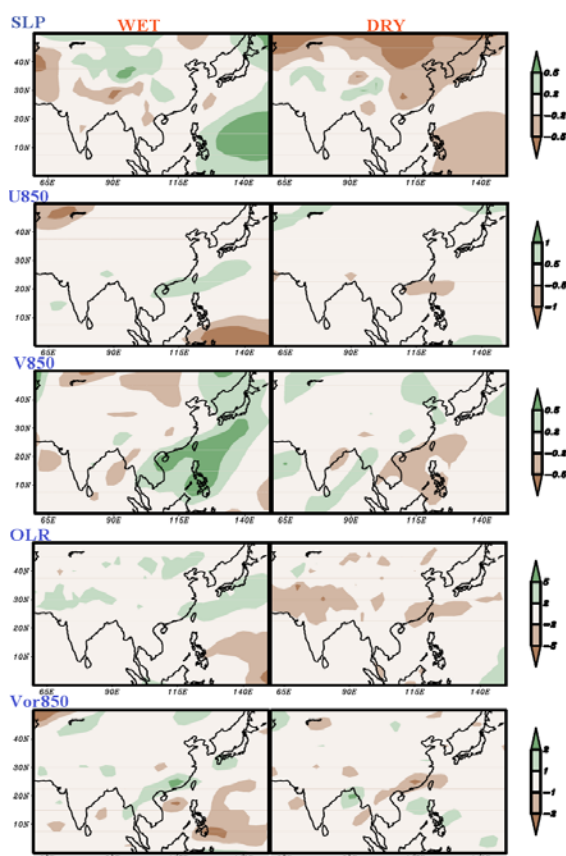
為瞭解臺灣地區受春雨影響範圍及與鋒面相關性，圖二為臺灣地區 30 年平均春季總雨量大於等於年總雨量 20% 的區域範圍，由圖可知春雨的主要影響範圍苗栗以北、北海岸、南投北部及台中的山區以及彰化沿海等地區。在範圍內的 30 年降雨量區域平均與鋒面影響日數的相關係數約 0.47，與鋒面總雨量的相關係數約 0.84，由此可知鋒面降雨量多寡即可決定春雨的乾濕年，但不是所有鋒面都能造成影響，存在有鋒面但降雨不顯著的情況。



圖二、春季降雨對臺灣主要影響區域。

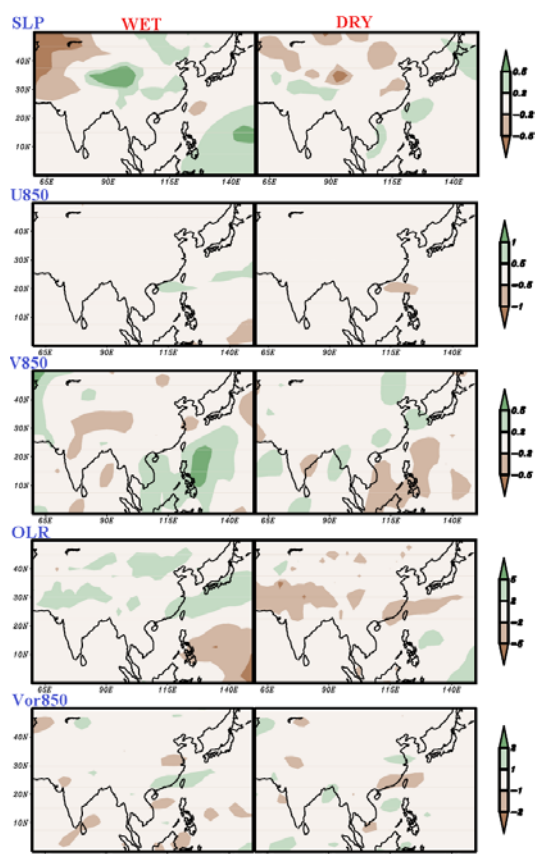
(四)觀測物理量預報因子分析

利用 30 年春季觀測物理量的距平值找出平均乾溼年的差異(如圖三)，從圖中可得知乾溼年的海平面氣壓距平在西太平洋是呈現反相位，即濕年在臺灣東南方可能有高壓持續存在；濕年在臺灣附近的風場是西南風分量為主，乾年則是東北風分量較強；地表長波輻射在乾溼年也是反相位，即濕年雲量較多；850hpa 渦度場則是濕年在臺灣附近為正渦度，乾年則為負渦度。



圖三、春季乾濕年物理量距平分布。

由此可得知春季乾溼年的主要差異，接著就必須從冬季來找出相對應的差異作為預報用的因子(如圖四)，圖中顯示乾濕年的海平面氣壓在臺灣東方附近呈現反相位，且濕年在西太平洋低緯則是正距平，顯示可能有高壓持續盤據，低壓則可能是許多鋒面通過造成；風場在濕年也同樣是存在西南風分量偏強，乾年東北風分量較強；地表長波輻射顯示濕年雲量偏多乾年偏少；從 850 渦度場上同樣在濕年臺灣有正距平乾年則是負距平存在。



圖四、冬季乾濕年物理量距平分布。

由以上結果得知，若在前一年冬季各物理量出現以上訊號，則可以進一步推知今年的春雨情況，作為發源管理的參考依據。

四、 結語

臺灣春雨對於北部不管在農業、工業或是民生用水上都影響極大，若能有效掌握其降雨的未來趨勢，將有助於水資源的分配調度以及乾旱的預警通知。從本研究發現春季的鋒面降雨佔春雨約 75%，是整體春雨的重要來源，其所造成的降雨多寡將影響該年春季水資源豐沛或是乾旱，從測站降雨量的歷年變化可得知，冬季和春季的降雨相關性高，代表冬季的環流系統配置可能對於春季有一定的影響程度，此外，冬春季在降雨及鋒面降雨都有逐年減少的趨勢，顯示春雨減少的原因可能為鋒面降雨減少所造成。

由標準化分析發現，在過去 30 年找出較具有顯著性鋒面影響日數多且總雨量多的濕年代表 9 個以及鋒面影響日數少且總雨量少的乾年代表 10 個。個別分析得知乾濕年的鋒面影響大於正常年，即鋒面的影響在乾溼年的重要性更甚於正常年。

而進一步分析臺灣春季主要降雨分布及鋒面的相關性，得知春雨的影響區域僅在臺灣北海岸、西北部及北部部分山區較為顯著，而中南部及東半部基本上仍處於乾季影響不大。此外，歷年鋒面降雨的變化與篩選出來的區域其區域平均降雨變化有相當高的相關性，證明該區域的降雨是由鋒面降雨所主導，但是在鋒面影響日數與該區域平均降雨變化的相關性並沒有很好，可得知鋒面對於降雨的貢獻是重要的，但是鋒面影響的日數並不是重要的因子，所以必須再進一步找出對降雨量具決定性影響的鋒面，其環境場可能會含有所需要的預報因子。

在觀測物理量預報因子分析中發現，在台灣附近乾溼年平均的海平面氣壓、風場、地表長波輻射以及渦度場等距平都存在不同的相位差，並且在冬季也存在此差異，即這些物理量或許可作為預報春季降雨多寡的重要因子之一，目前僅為初步研究階段，如何利用這些因子即進一步找出其他在不同時空間尺度的因子，並反推至現實天氣圖上來做未來春季乾旱的預警預報將是未來工作的重點目標。

1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-472.

參考文獻

- 吳宜昭、黃柏誠、朱容練、張振璋, 2012: 2011/2012 年臺灣春雨及環流特性之比較, 101 年天氣分析與預報研討會論文集編, 319-322
- Chen, G. T.-J., Z. Jiang, and M.-C. Wu, 2003: Spring heavy rain events in Taiwan during warm episodes and the associated large-scale conditions. Mon. Wea. Rev., 131, 1173-1188.
- Jiang, Zhihong, G. T.-H. Chen, and M.-C. Wu, 2003: Large-scale circulation patterns associated with heavy spring rain events over Taiwan in strong ENSO and Non-ENSO years. Monthly Weather Review, 131 (2), 1769-1782.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, D. Joseph,

以MRI-AGCM動力降尺度結果進行臺灣地區梅雨季降雨之分析

林宜穎 鄭兆尊
國家災害防救科技中心

摘要

本研究動力降尺度的進行是使用MRI-AGCM全球模式之氣候推估結果作為初始場及邊界資料來驅動高解析度區域模式(WRF模式)，並進行氣候推估資料中臺灣地區梅雨季降雨之研究，利用積雲參數化及波譜調整(spectral nudging)的使用與否做敏感度測試實驗，探討不同設定下對臺灣地區梅雨季降雨模擬之影響。本研究設計三組不同實驗，重新執行梅雨季降雨之模擬，分別為EXP1(移除波譜調整及開啓積雲參數化)、EXP2(波譜調整與積雲參數化皆移除)及EXP3(僅300hPa以上作波譜調整及開啓積雲參數化)，以此進行與控制組(CTL，波譜調整與積雲參數化皆開啓)之比對分析。初步結果顯示，移除波譜調整及積雲參數化可得到較好的降雨模擬，明顯改善臺灣中、南部山區降雨低估之情形，且積雲參數化的使用與否會改變降雨的主要位置，另外，僅高空做波譜調整便可對降雨產生抑制作用。

關鍵字：動力降尺度、積雲參數化、波譜調整

一、前言

政府間氣候變遷專門委員會(IPCC, 2007)發表的第四次評估報告(AR4)指出，世紀末全球整體平均雨量有上升的趨勢，氣候暖化影響下未來強降雨的強度及頻率也會逐漸增加，變化的趨勢因地區而有所不同。未來臺灣地區的氣候推估中(許等, 2011)，根據24個IPCC氣候模式，在A1B情境下，利用統計降尺度方法推估氣候平均變化百分比可能機率分布的中位數，顯示梅雨季5月有相對多的模式推估未來臺灣地區的降雨會減少，6月則相反，未來會變的更多雨。Sun et al. (2006)使用18個全球氣候模式模擬日雨量的強度及頻率，發現模式對於大雨(>10mm/day)的模擬普遍低估，小雨(1-10mm/day)的部分則普遍高估，且對於年雨量67%貢獻的強降雨事件掌握的不是很好。另外，Kusunoki et al. (2006)指出解析度較高的GCM模擬雨量的結果較接近觀測值。由於統計降尺度的方法對於臺灣地區局部地區的氣候特徵變遷一些細節的描述，例如極端事件，仍有不足的地方，因此本研究採用動力降尺度的方法，使用區域模式產製出較高時空解析的氣候資料，進行臺灣地區梅雨季降雨之分析。

區域氣候模式的研究自1990年興起後(Giorgi and Bate, 1989；Giorgi and Mearns, 1991)，已成為執行動力降尺度的有效工具。近年來計算能力迅速發展，日本已有全球氣候模式可得到高解析度約20公里的氣候推估資料(Mizuta et al., 2011)，且能夠模擬

出中尺度的劇烈天氣現象(如颱風、暴雨強、對流系統等)的一些氣候特徵。Kurihara et al. (2005)使用20公里解析度的區域模式模擬日本未來(2081-2100年)降雨的變化，其結果顯示6-9月降雨是增加的，而其他月分則是些微的減少。Kusunoki et al. (2006)也使用20公里解析度的區域模式模擬未來降雨的變化，顯示中國長江流域、東海及日本南方的降雨強度為增強的趨勢，日本北方及韓國則為減少的趨勢。林等(2011)利用5公里解析度的區域模式執行台灣地區的動力降尺度，針對季節降雨做初步分析，除了梅雨季及夏季的降雨有嚴重低估外，其他季節與觀測值非常相近。本研究承接林等(2011)的研究，針對梅雨季做進一步改善，探討不同設定下對臺灣地區梅雨季降雨模擬之影響。模式設定及研究中所使用的資料在第二節說明。第三節為評估模式的降雨表現。最後第四節為結論。

二、模式設定與資料介紹

本研究使用日本氣象廳氣象研究所(JMA/MRI)發展的高解析度大氣環流模式(MRI-AGCM)所模擬的氣候推估資料，當作初始場及邊界條件，模式每6小時提供一筆的三度空間資料，包括風場、溫度場、濕度場及重力位場等，進行區域模式的模擬，以獲得台灣地區時空解析度的氣候推估資料。MRI-AGCM的全球網格數為 1920×960 ，網格解析度約20公里，垂直方向上有60層(Mizuta et al., 2006)。此模式採用時間切片(time-slice)的實驗設計方式，模

擬三個時間共75年，分為現在(1979-2003年)、近未來(2015-2039年)及世紀末(2075-2099年)。

執行動力降尺度所使用的區域模式為美國大氣研究中心(NCAR)發展的天氣研究與預報模式系統(Weather Research and Forecasting modeling system, WRF)。模式的水平解析度為5公里，單層網格，網格數為380 × 400，垂直方向有36層。物理參數設定方面：邊界層參數化採用Yonsei University scheme、微物理參數化採用WSM 5-class scheme、積雲參數化採用KF cumulus scheme、近地表面過程的計算採用Noah land surface module、表面層的計算則用Monin-Obukhov surface layer scheme，為了輸出一些診斷分析使用的變數，模式部分的程式碼也已經做了修改，並且將IPCC AR4中A1B情境的溫室氣體濃度改變的情境納入輻射的計算(使用CAM3的輻射計算模組)。另外，本研究使用一組臺灣土地使用現況的地表資料，是由美國地質調查(USGS, US Geological Survey)的土地利用資料、MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)土地利用資料及中鼎工程顧問公司的高解析度土地利用資料(戴等，2008)合成得之。

在林等(2011)研究中，動力降尺度的季節降雨空間分布顯示，除了春季、秋季及冬季的模擬結果與觀測值非常相似之外，梅雨季及夏季則嚴重低估(圖未示)。而梅雨季臺灣中、南部地區低估之情形，初步推估應該與MRI-AGCM低估台灣地區梅雨降水有關係。為了避免執行動力降尺度後的結果與全球模式的大尺度環流特徵產生太大的氣候偏移現象，在林等(2011)的模式設定中採用了波譜調整(spectral nudging)方法。來自MRI-AGCM高度的影響很有可能是造成梅雨降雨模擬不佳的原因限制，此外在5公里網格解析之下是否適合使用現有的積雲參數化方法於降雨的模擬也是一個有爭論的議題影響。

考慮上述幾個論點，本研究將利用波譜調整(spectral nudging)及積雲參數化的使用與否做敏感度測試實驗，設計三組不同實驗，重新執行梅雨季降雨的模擬，探討不同設定下對臺灣地區梅雨季降雨模擬之影響。三組實驗分別為EXP1(移除波譜調整及開啓積雲參數化)、EXP2(波譜調整與積雲參數化皆移除)及EXP3(僅300hPa以上作波譜調整及開啓積雲參數化)，以此進行與控制組(CTL，波譜調整與積雲參數化皆開啓)之比對分析。除了EXP3主要做測試，模擬時間僅1990-1999年，其他實驗模擬時間皆為1979-2003年。

本研究觀測資料採用臺灣氣候變遷推估與資訊平台計畫(TCCIP)產製的月平均資料，水平網格解析度為1公里，時間長度為1979-2003年。另外，在降雨

機率分布函數(Probability Density Function, PDF)分析中，需使用逐時資料，因此觀測資料則採用國家災害防救科技中心(NCDR)產製的網格資料，其為將中央氣象局自動雨量站的逐時資料經客觀分析內插至氣象局劇烈天氣系統(QPESUMS)一樣的網格點，水平解析度為0.0125度，時間長度為1992-2010年，共19年資料。

三、結果

3.1 降雨空間分布

我們使用WRF區域模式的各個實驗結果，檢視哪一個實驗對於梅雨季臺灣地區的降雨空間分布與觀測值的掌握度較佳。首先，比對梅雨季5月及6月的降雨空間分布特徵(如圖1所示)，由觀測結果可知，主要的降雨位置在臺灣中、南部山區。在控制組與EXP1的結果比對發現(兩組皆有開啓積雲參數化)，移除波譜調整可明顯改善臺灣中、南部地區的降雨，但EXP1的降雨位置似乎有些微的偏差。而控制組與EXP3的比較可以明顯發現，兩者的空間分布相當接近，表示僅高層300 hPa 的波譜調整便可對降雨產生抑制作用，因此後續的分析EXP3將不列入討論。

另外，在EXP1與EXP2的結果比對中(兩者皆移除波譜調整)，EXP2的主要降雨位置較接近中、南部山區，與觀測值相近，顯示積雲參數化的使用會改變降雨的主要位置。由梅雨季平均降雨及偏差的空間分布(圖2)亦可明顯看到，EXP1的結果雖然改善了臺灣中、南部地區低估的情形，但在關掉積雲參數化後的結果卻大大地改善降雨位置偏差之情形，僅東半部山區有高估的現象(EXP2)。

由東亞地區的降雨空間分布圖顯示(圖3)，觀測值(TRMM)與MRI-AGCM及各實驗間的差異頗大，雖然移除波譜調整對於臺灣中、南部地區的低估情形有明顯的改善(EXP1)，但積雲參數化的使用亦導致菲律賓西部海域及臺灣東部外海有過多的降雨，將積雲參數化移除後的結果是最接近觀測值(EXP2)。

3.2 降雨特性

針對全臺灣地區及南部地區的區域平均進行機率密度函數(Probability density function, PDF)之分析，以瞭解各個實驗設計的降雨特性。觀測資料使用國家災害防救科技中心(NCDR)產製的逐時網格資料，時間從1992年至2010年。圖4為梅雨季全臺灣及南部地區區域平均的機率密度函數分布圖，黑色線段為觀測值，藍色線段為控制組，綠色線段為EXP1，紅色線段為EXP2。由於降雨型態接近對數的

分布，因此我們將1~200mm的降雨分為20個區間(分別為1、1.3、1.7、2.2、2.9、3.8、4.9、6.4、8.3、10.9、14.1、18.4、24、31.3、40.8、53.2、69.3、90.3、117.7、153.5及200mm)，並使每個區間在對數座標上為相等，根據各個區間的降雨發生頻率來檢驗模式對於該區間降雨強度的能力。結果顯示，控制組對於梅雨季降雨的模擬能力是最差的，尤其是日雨量大於20mm有低估的情形；EXP1對於日雨量小於50mm為明顯高估，且大於50mm的降雨為低估；EXP2的結果是最接近觀測值的，但對於強降雨(>100mm/day)的模擬仍有低估之情形，且有太多的小雨(<10mm/day)，此結果與Sun et al. (2006)一致，大雨低估，小雨高估。

經過權重調整(即各區間降雨量出現的百分比，主要是看各區間的降雨貢獻量)的機率密度函數如圖5所示，結果顯示，控制組與EXP1在全臺灣的區域平均是相似的，主要的降雨貢獻來自於10-40 mm/day；而EXP2與觀測是非常接近的，主要的降雨貢獻來自於60-80mm/day，但南部地區的差異較大，尤其是日雨量大於200mm的部分，EXP2仍為低估，顯示模式對於強降雨的模擬能力仍有不足的地方。

另外，根據中央氣象局的雨量等級定義，計算大雨(日雨量 ≥ 50 mm)、豪雨(日雨量 ≥ 130 mm)、大豪雨(日雨量 ≥ 200 mm)、超大豪雨(日雨量 ≥ 350 mm)及降雨天數(日雨量 ≥ 1 mm)的月平均發生日數，其結果顯示(圖6)，降雨天數(≥ 1 mm)在控制組及各實驗的結果皆為高估的現象，尤其是EXP1；大雨的部分，EXP1有偏移的現象，EXP2除了北部、東半部山區為高估之外，中、南部地區都掌握得不錯；豪雨及大豪雨的部分，控制組及EXP1皆為低估，EXP2在中、南部山區的掌握也不錯(除了大豪雨南部山區有些為地低估情形)；最後，超大豪雨的部分是計算1979-2003年共25年的累積天數，模擬結果顯示，EXP2在東半部山區有高估的情形外，其他地區比控制組及EXP1較接近觀測值，但在南部山區仍為低估。

綜合以上的降雨比對分析，移除波譜調整及積雲參數化(EXP2)可以得到梅雨季較好的模擬結果，但對於大豪雨以上的強降雨模擬仍為低估。

四、結論

本研究使用日本氣象廳氣象研究所發展的高解析度大氣環流模式(MRI-AGCM)模擬的氣候推估資料，當作初始場及邊界條件進行區域模式之模擬。延續林等(2011)的研究，為改善梅雨季臺灣中、南部山區降雨低估之情形，設計三組實驗重新執行梅雨季降雨之模擬，利用積雲參數化及波譜調整的使用

與否做敏感度測試，探討不同設定對臺灣地區梅雨季降雨模擬之影響。

降雨空間分布及降雨特性的比對分析中顯示，控制組在臺灣中、南部山區為嚴重低估，EXP1為高估且降雨位置有些微的誤差，而EXP2的模擬結果掌握的最好，顯示移除波譜調整與積雲參數化的結果是最接近觀測值，且積雲參數化的使用與否會改變降雨的主要位置。另外，僅高空做波譜調整(EXP3)便可對降雨產生抑制作用。降雨特性方面，EXP2是最接近觀測值的，但對於日雨量大於100mm的降雨模擬仍為低估，且有太多的小雨(<10mm/day)。

參考文獻

- 林宜穎、鄭兆尊、陳炎容、陳正達、Masato Sugi, 2011：以MRI-AGCM動力降尺度的結果推估21世紀末臺灣地區季節降雨的變遷。建國百年天氣分析暨報與地震測報研討會論文彙編。
- 許晃雄、陳正達、盧孟明、陳永明、周佳、吳宜昭等，2011：臺灣氣候變遷科學報告2011。行政院國家科學委員會，362頁。
- 戴俐卉、洪景山、莊秉潔、蔡徵霖與倪佩貞，2008：WRF模式臺灣地區土地利用類型之更新與個案研究。大氣科學，36，43-62。
- Giorgi, F. and G. T. Bates, 1989: The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2325-2347.
- Giorgi, F. and L.O. Mearns, 1991: Approaches to the simulation of regional climate change: a review. III-85 *Reviews of Geophysics*, **29**, 191-216.
- Kurihara, K., K. Ishihara, H. Sasaki, Y. Fukuyama, H. Saitou, I. Takayabu, K. Murazaki, S. Yukimoto and A. Noda, 2005: Projection of climatic change over Japan due to global warming by high-resolution regional climate model in MRI. *SOLA*, **1**, 97-100, doi: 10.2151/SOLA.2005-026.
- Kusunoki, S., J. Yoshimura, H. Yoshimura, A. Noda, K. Oouchi and R. Mizuta, 2006: Change of Baiu rain band in global warming projection by an atmospheric general circulation model with a 20-km grid size. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 581-611.
- Mizuta, R., K. Oouchi, H. Yoshimura, A. Noda, K. Katayama, S. Yukimoto, M. Hosaka, S. Kusunoki, H. Kawai, and M. Nakagawa, 2006: 20-km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model – mean climate states –. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 165-185, doi:10.2151/jmsj.84.165.
- Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki, and A. Kitoh, 2011: Climate simulations using

the improved MRI-AGCM with 20-km grid. *J. Meteor. Soc. Japan*, submitted

Sun, Y., S. Solomon, A. Dai, and R. W. Portmann, 2006: How often does it rain? *J. Climate*, **19**, 916-937.

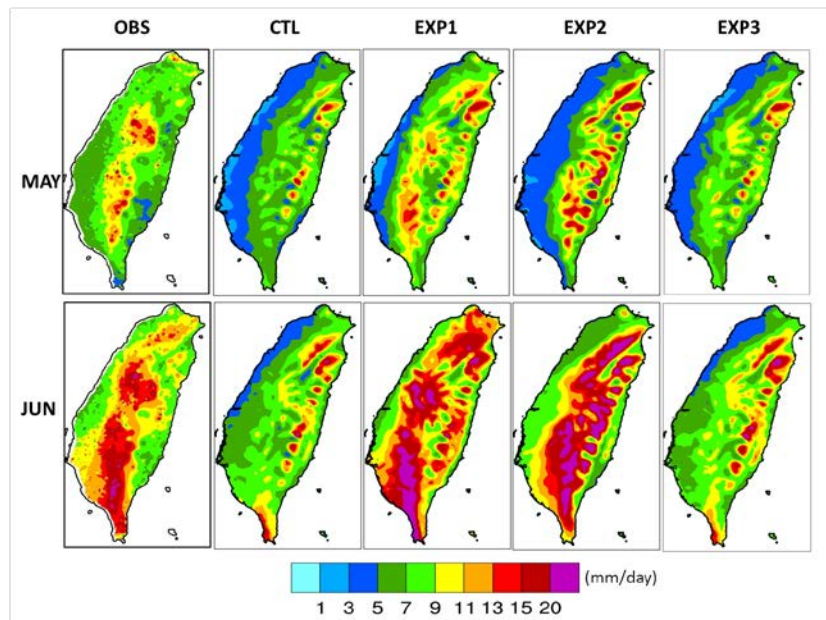


圖1. 梅雨季5、6月平均(1979-2003年)降雨空間分布圖，由左至右分別為觀測、控制組、EXP1、EXP2及EXP3。
單位: mm/day

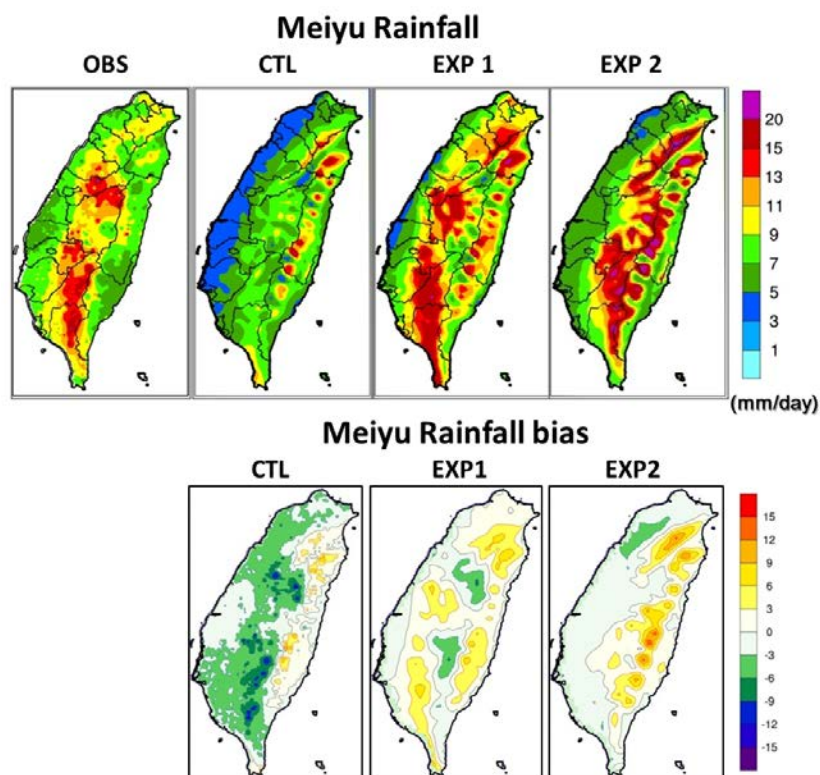


圖2. 梅雨季(1979-2003年)降雨空間分布圖及降雨誤差分布圖，由左至右分別為觀測、控制組、EXP1及EXP2梅雨季。單位:mm/day

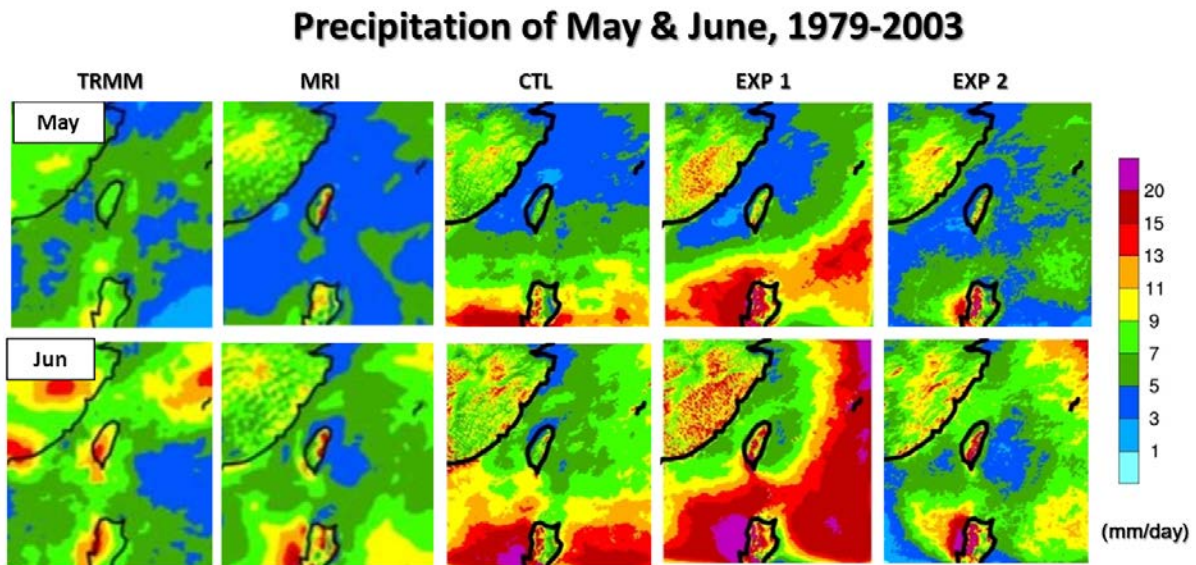


圖3. 梅雨季5、6月平均(1979-2003年)東亞地區降雨空間分布圖，由左至右分別為觀測、MRI-AGCM、控制組、EXP1及EXP2。單位: mm/day

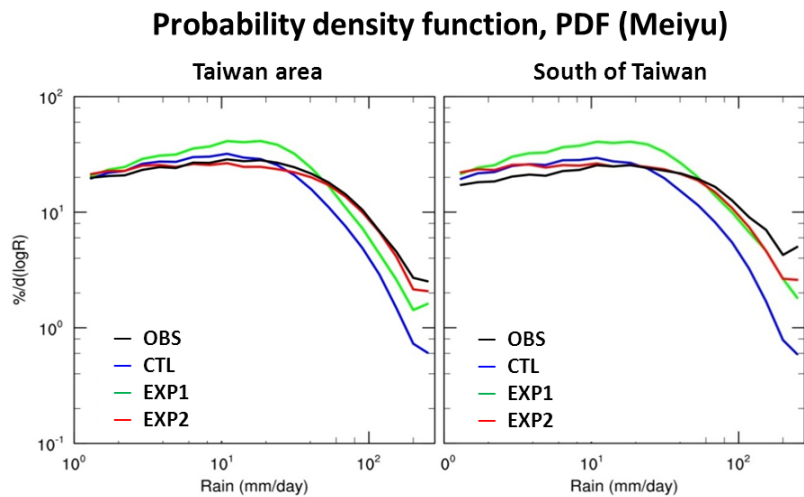


圖4. 梅雨季(1979-2003年)機率密度函數(PDF)分布圖，左為全臺灣地區，右為臺灣南部地區。

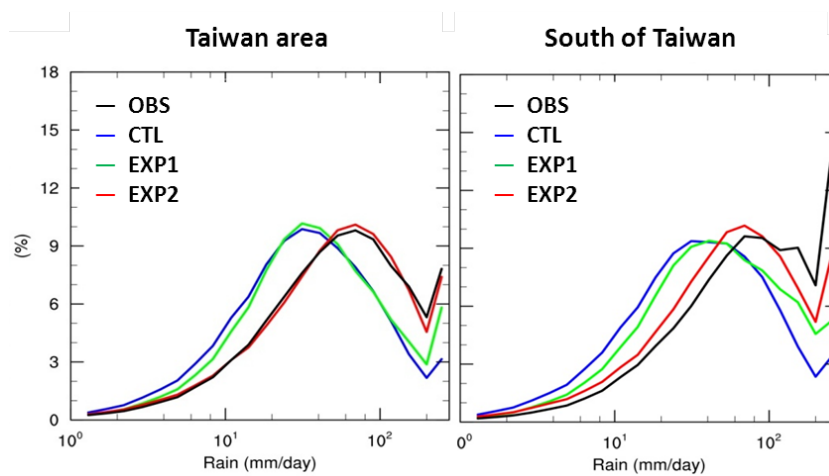


圖5. 梅雨季(1979-2003年)加權後的機率密度函數分布圖，左為全臺灣地區，右為臺灣南部地區。

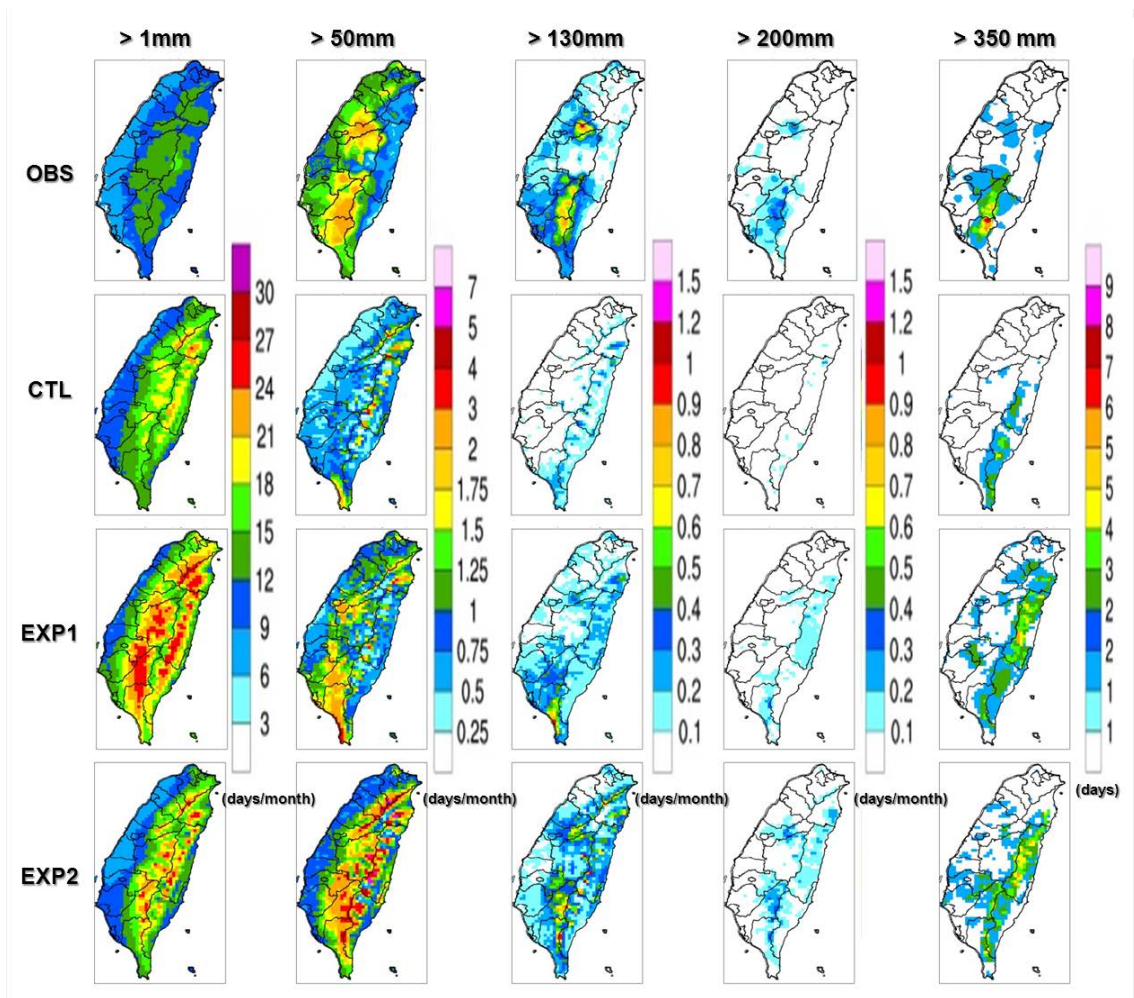


圖6. 梅雨季(1979-2003年)降雨天數($\geq 1\text{mm}$)、大雨($\geq 50\text{mm}$)、豪雨($\geq 130\text{mm}$)、大豪雨($\geq 200\text{mm}$)及超大豪雨($\geq 350\text{mm}$)之月平均發生日數之空間分布圖。單位：days/month (大於350mm的單位為days)

MRI-AGCM動力降尺度後之颱風變異分析

陳淡容、林宜穎、鄭兆尊、于宜強
國家災害防救科技中心

摘 要

本研究使用由日本氣象廳氣象研究所提供之高解析度大氣環流模式(MRI-AGCM)資料來分析在氣候變遷情境下侵臺颱風降雨的改變，此組MRI-AGCM的空間解析度約為20公里，是一個已經可以解析出颱風發展的氣候模式，只不過對臺灣而言，20公里解析的地形仍不足以解析臺灣陡峭的高山及狹窄的河谷對颱風降雨分布及強度的影響。由於臺灣複雜的地形對颱風侵襲期間的降雨分布影響很大，本研究使用5公里解析度的區域模式進行動力降尺度，來提供更切實的颱風降雨分布。然而在進行MRI-AGCM動力降尺度時，基於降尺度策略的需要所使用的波譜修正(spectral nudging)會不利於暖季降雨的模擬結果，但是不使用波譜修正，對於颱風路徑的模擬存在相當的差異，此一結果會造成降尺度前後颱風降雨分布不一致。本研究將著重在評估波譜修正的使用與否對動力降尺度之颱風模擬的差異。

關鍵字：氣候變遷、颱風變異

一、前言

伴隨著颱風的強降水常在臺灣引發嚴重的天然災害，譬如造成排水能力較差的地區淹水、土石坍塌、土石流、路基流失、堤防潰決等。另一方面，颱風帶來的降水卻又是重要的水資源來源之一，不足的颱風降水常使得隔年出現乾旱的機率大幅提高。颱風是防災工作及水資源管理所高度關切的對象之一，在氣候變遷對臺灣地區影響的研究中，颱風降水的推估是相當重要的一個課題。

Sugi et al. (2009) 分析高解析度氣候模式的結果指出全球暖化會導致本世紀末颱風發生頻率減少。Knutson et al. (2010) 的研究中指出，根據高解析度動力模式的模擬，世紀末全球颱風發生的頻率減少6-34%，但是強颱風頻率增加，颱風暴風半徑100公里內降雨強度增加約20%，然而這些變化在各海域的變動程度有著相當大的差異。對於臺灣地區而言，這些伴隨著全球暖化所產生的變化值得做進一步的探討。

本研究使用之氣候模式為20公里解析度之MRI-AGCM高解析度氣候模式，該模式能有效地模擬出颱風(Mizuta et al., 2011)。但是MRI-AGCM 20公里的解析度還是無法解析臺灣複雜陡峭的地形以及伴隨著地形的詳細降水特徵，為了得到更高空間解析度的資料，臺灣氣候變遷暨資訊平台建置計畫(Taiwan Climate Change and Information Platform project, TCCIP)使用WRF 模式將MRI-AGCM的資料做進一步的動力降尺度，得到5公里解析度的結果，

用來分析颱風降水的特徵。陳等(2011)分析TCCIP計畫5公里解析度的動力降尺度的結果，針對侵臺颱風做初步分析，模擬結果顯示，使用了波譜修正的動力降尺度資料中颱風路徑、降雨分布等變化趨勢皆與降尺度前相同，且進行降尺度後受地形效應影響之降水分布和降雨量極大值有被合理地修正和突顯出來。然而林等(2011)分析經過降尺度後之季節降雨，顯示梅雨季及夏季降雨有嚴重低估的情形。為了改善梅雨季及夏季降雨低估的情形，TCCIP計畫也針對進行降尺度時使用波譜修正與否做進一步測試，並在本研究中檢驗颱風模擬所受到的影響。

二、模式中颱風的定義及追蹤

在執行動力降尺度時不使用波譜修正的結果顯示經過降尺度後部分颱風個案之路徑會與降尺度前存在相當差異(圖1下排)。因為不使用波譜修正將使得颱風路徑與降尺度前不一樣，因此在分析該資料前須重新追蹤颱風。

本研究偵測與追蹤颱風的方式為參考Vitart et al. (1997) 提出的方法並加以調整，偵測方法如下所示：

1. 搜尋850hPa渦度值最大處，且其值必須超過 $20 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ ，以此為最大渦度中心。
2. 以最大渦度中心為中心點，取半徑 1° (約5公里解析度之上下左右20個網格)的範圍內搜尋海平面氣壓值最低處，其中該海平面氣壓值須小於998hPa、近中心最大風速要大於 17 ms^{-1} ，且該最

低海平面氣壓與環境之海平面氣壓差值須達5hPa以上。

3. 以最大渦度中心為中心點，取半徑 1° 的範圍，計算該範圍內500~200hPa的平均溫度並搜尋與平均溫度差值最大的網格點，且該溫差須達 0.5°C 以上，該網格點即為暖心中心。此外，高層暖心中心與地面氣壓中心水平距離必須小於 1° ，若超過 1° 則不視為颱風。

利用上述方法定義出颱風之後，則使用颱風中心海平面氣壓最低、渦度最大、以及跨越颱風中心兩側風場會相反的特性來追蹤颱風，追蹤方法如下：

1. 海平面氣壓：由前述利用海平面氣壓定義出之颱風中心，搜尋6小時後距該中心半徑 2° 範圍內海平面氣壓最小處。
2. 850hPa相對渦度：由上述利用海平面氣壓追蹤出之颱風中心，搜尋距該中心半徑 1° 範圍內相對渦度最大處。
3. 700hPa風場：同樣由上述利用海平面氣壓追蹤出之颱風中心，搜尋距該中心半徑 1° 範圍內風速最小處。

圖1(右)即為使用該偵測與追蹤方法定出之颱風路徑，其中藍、紅、綠線分別為使用海平面氣壓、850hPa相對渦度和700hPa風場方法所追蹤出之路徑。圖中顯示三種追蹤方式之路徑大致上相近，僅存在些微差異，後續將會參考此三條路徑及風場和降雨結構定義出一條颱風路徑以利分析(未來工作)。

考慮到有限的計算資源，本研究僅針對現在和世紀末5月至8月的侵臺颱風事件進行測試研究。

三、有無使用波譜修正之差異與颱風變異

過去TCCIP在執行動力降尺度時有使用波譜修正，使用波譜修正可以讓颱風路徑不至於偏離原AGCM的結果太多，依照前述三種追蹤颱風路徑的方式測試過降尺度過後的颱風路徑與降尺度前之路徑非常相似。然而在降尺度過程中不使用波譜修正時，發現幾場個案的颱風路徑與強度會與降尺度前有相當大的差異，圖1所示即為降尺度過程中有無使用波譜修正之颱風路徑與降雨分布之差異。圖1(上)顯示降尺度過程中有無使用波譜修正對該場颱風個案之路徑影響不大，因此對臺灣地區造成的降雨並無太大差異；然而圖1(下)之個案顯示有無使用波譜

修正則是有非常顯著的影響，使得臺灣地區有著截然不同的降雨分布。

除了路徑的改變之外，初步結果顯示沒有使用波譜修正所偵測得之侵臺颱風個數在現在和世紀末由原先的56場和55場，增加為116場和86場(表1)。颱風個數大幅增加的結果，有可能是沒有了波譜修正的限制，一些尺度較小的系統不受抑制而得以繼續發展。但也有另一個可能是颱風偵測方法中，某些參數的標準並不是很恰當，在未來需要再做進一步的研究或調整。

圖2為整個時期(25年)有、無使用波譜修正之路徑密度分布差異，虛線左側為有使用波譜修正之分布，右側為沒有使用波譜修正之分布，其中由左至右分別為用最低海平面氣壓、850hPa相對渦度和700hPa風場追蹤之路徑密度分布，圖中顯示使用三種不同方式所追蹤出之颱風路徑密度分布非常相似。AGCM結果顯示現在時期颱風路徑密度較高的位置在臺灣東北外海(約第一路徑行經路線)，然而降尺度時不使用波譜修正的模擬結果則顯示颱風出現在臺灣東部外海的密度較高；世紀末時期同樣也發生降尺度前後颱風路徑密度發生頻率較高的位置有不一致的情形。

動力降尺度前颱風路徑密度分布顯示颱風密度於世紀末有減少的趨勢，但是登陸臺灣地區的密度有增加的趨勢；經過動力降尺度且不使用波譜修正的路徑密度變化顯示整體而言密度同樣有降低的趨勢，但是登陸臺灣地區的密度也是呈現降低的趨勢，此一變異與降尺度前的相反(圖2)。登陸臺灣地區的路徑密度呈現相反的趨勢，對於颱風降雨變遷的推估會有完全不同的影響(圖3)。

分析降尺度時有、無使用波譜修正之臺灣地區降雨分布(圖3)，圖中由左至右分別是有使用波譜修正、沒使用波譜修正且有利用前述方法重新偵測與追蹤颱風、沒使用波譜修正且沒有重新偵測與追蹤颱風(使用原MRI定義出之侵臺颱風期間，用以避免之前提到颱風個數倍增的疑慮)之降雨分布，現在和世紀末皆顯示降尺度時沒有使用波譜修正的降雨強度較有使用波譜修正的降雨強(除世紀末於雪山山脈是有使用波譜修正的降雨稍強之外)。

降尺度時使用波譜修正的颱風平均降雨顯示世紀末北部平地地區降雨有略為減少的趨勢，雪山山脈降雨有些微增加，中南部地區降雨有增加的趨勢，其中阿里山山區和高屏山區有顯著增加的情形。降尺度時沒有使用波譜修正並重新偵測與追蹤的颱風降雨顯示世紀末中部以北、花蓮以北降雨皆有減少的趨勢，而阿里山山區則呈現些微增加的趨勢。若使用原MRI定義出之侵臺颱風期間計算臺灣區

颱風降雨則顯示世紀末中部以北降雨減少，阿里山山區、高屏地區之平地與山區和東部山區降雨皆增加。

四、討論與結論

本研究使用日本氣象廳氣象研究所之高解析度大氣環流模式(MRI-AGCM)的推估來探討臺灣地區世紀末之颱風降雨變遷，其中在進行動力降尺度時分為有、無使用波譜修正兩種，受限於運算資源的取得，無使用波譜修正的部分僅進行5月至8月的動力降尺度，因此本文中的分析僅5月至8月。

進行降尺度時不使用波譜修正會讓颱風路徑、強度與降尺度前存在相當差異，因此降尺度後之颱風需重新偵測與追蹤路徑。本文中使用三種方式追蹤颱風路徑，結果顯示三種方式追蹤出之路徑於海上差異不大(圖1)，但當颱風登陸後便會存在相當差異(圖未示)。過去比對三種方法定出之路徑及風場和降雨結構發現，當颱風登陸時，以700hPa風場定出之中心較連續，因700hPa高度約3公里，受中央山脈影響較小。因此後續將三條路徑整合成一條時，海上階段之颱風中心將以海平面氣壓定出之中心為主，登陸階段則以700hPa風場為主。

雖然颱風個數的偵測結果有待進一步的檢驗，初步分析結果顯示不使用波譜修正進行動力降尺度後之颱風個案經重新偵測與追蹤後，侵臺颱風個數和路徑密度與降尺度前相比皆有增加的情形。世紀末之侵臺個數和路徑密度的變化趨勢與降尺度前相同，皆呈現減少的趨勢。然而臺灣地區颱風路徑變異顯示世紀末時期登陸颱風有減少的趨勢，此一變化趨勢與降尺度前之變異則相反。

臺灣地區之颱風降雨分布顯示沒有使用波譜修正的降雨較有使用波譜修正的強，尤其是現在時期兩者存在相當大的差異，造成此一差異的原因可能是侵臺颱風個數增加、颱風強度變強、路徑改變等原因。然而使用與降尺度前相同之侵臺期間計算臺灣地區的颱風降雨，結果顯示在去除侵臺時數不同的情況下，沒有使用波譜修正之降雨仍然比有使用波譜修正的強，造成降雨較強的原因可能與侵臺路徑的改變、颱風強度和移動速度的改變有關，未來將做進一步分析。

臺灣地區由於地形鎖定的效應，颱風降雨的空間分布與颱風路徑有密切的關係，以不同路徑分類侵襲臺灣的颱風造成之降雨分布有所不同(Chang et al.,

1993; Cheung et al., 2008)，初步分析結果顯示降尺度時若無使用波譜修正，有些颱風個案經過降尺度後其颱風路徑與降尺度前存在很大差異(圖1)，導致颱風路徑密度與臺灣地區之颱風降雨分布的變異與降尺度前有不同趨勢。因此針對颱風個案在進行動力降尺度時，使用波譜修正比較能夠獲得與降尺度前相似的變化趨勢，比較降尺度前後的差異時能減少路徑、颱風強度等其他不確定因素。

五、參考文獻

- Argete, J. C. and R.V. Francisco, 2007: Detection and Tracking of Tropical Cyclones on a Seasonal Scale in the Philippines. *Science Diliman*, **19**:2, 35-48.
- Chang, C.-P., T.-C. Yeh, and J.-M. Chen, 1993: Effects of terrain on the surface structure of typhoons over Taiwan, *Mon. Weather Rev.*, **121**, 734-752.
- Cheung, K. K., L.-R. Huang, and C.-S. Lee, 2008: Characters of rainfall during tropical cyclone periods in Taiwan. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **8**, 1463-1474.
- Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki, and A. Kitoh, 2012: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 233-258.
- Sugi, M., H. Murakami, and J. Yoshimura, 2009: A Reduction in Global Tropical Cyclone Frequency due to Global Warming. *SOLA*, **5**, 164-167.
- Vitart F., J. L. Anderson, and W. F. Stern, 1997: Simulation of the interannual variability of tropical storm frequency in an ensemble of GCM integrations. *J. Climate*, **10**, 745-760.
- 林宜穎、鄭兆尊、陳淡容、陳正達、Masato Sugi，2011：以MRI-AGCM動力降尺度的結果推估21世紀末臺灣地區季節降雨的變遷。*建國百年天氣分析預報與地震測報研討會論文彙編*，445-450。
- 陳淡容、鄭兆尊、林宜穎、陳永明、陳正達、Masato Sugi，2011：以MRI-AGCM推估未來臺灣地區颱風降雨的變遷。*建國百年天氣分析預報與地震測報研討會論文彙編*，433-438。

表1 有、無使用波譜修正之侵臺颱風個數和時數

時期	使用波譜修正		沒有使用波譜修正	
	侵臺個數 (TYs)	侵臺時數 (hrs)	侵臺個數 (TYs)	侵臺時數 (hrs)
1979-2003	56	2520	116	3144
2075-2099	55	2352	86	2580

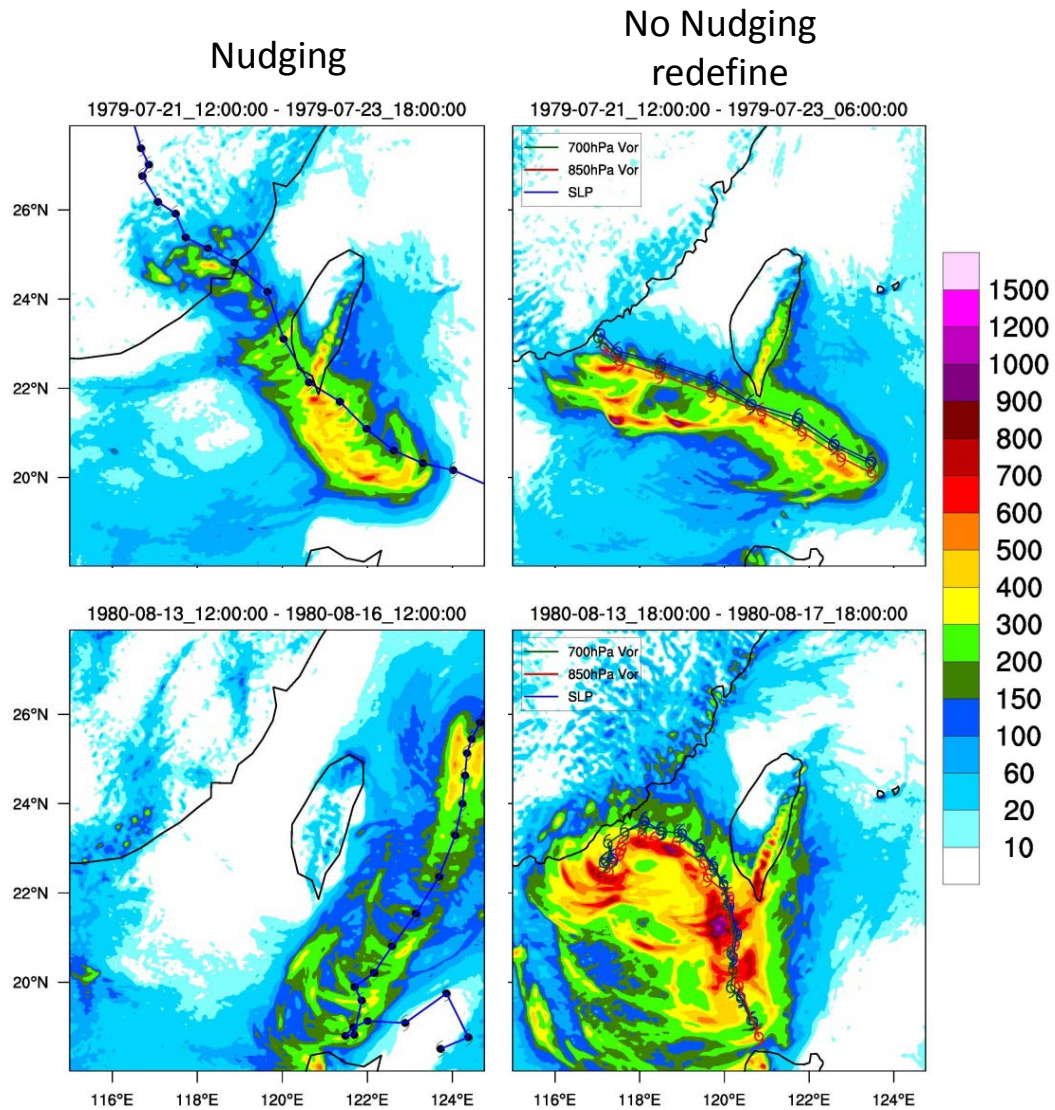


圖1 使用WRF動力降尺度時有無使用波譜修正之颱風路徑和降雨分布，左右分別為有、沒有使用波譜修正之模擬結果，上下排為兩場不同颱風個案

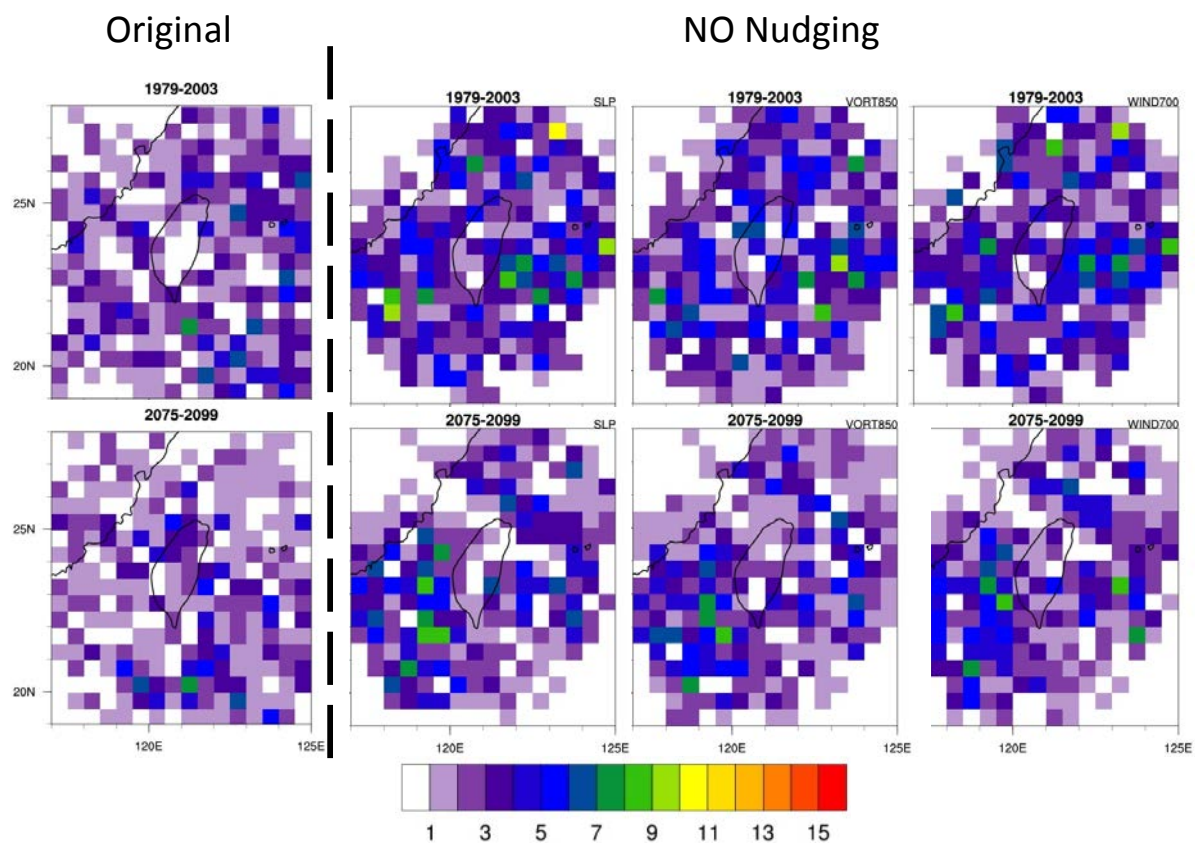


圖2 5-8月颱風路徑密度分布圖，虛線左側為原MRI模式之颱風路徑，右側為降尺度時沒有使用波譜修正之分布結果，上下排分別為現在和世紀末

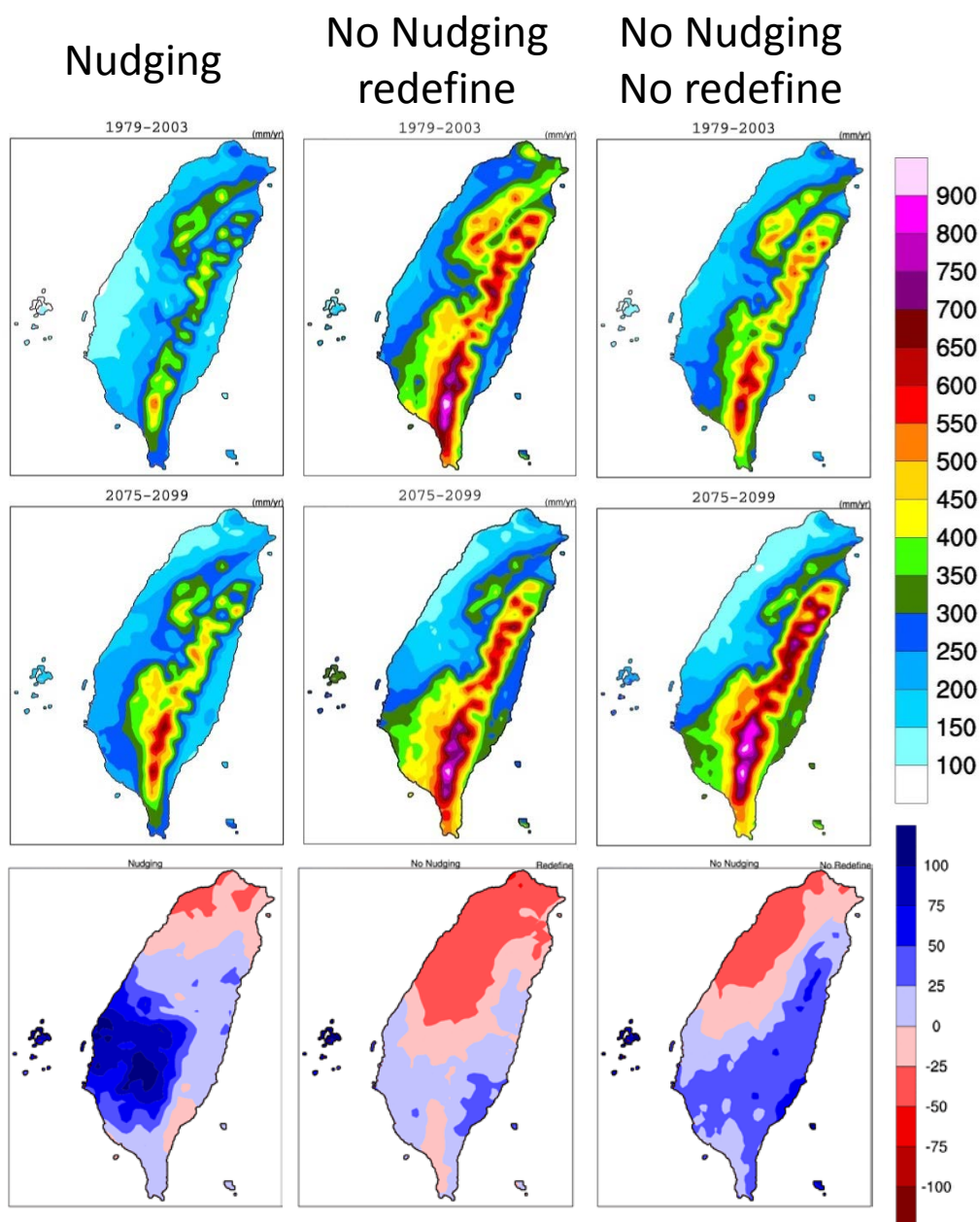


圖3 5-8月颱風降雨及改變率分布圖，上、中排分別為現在和世紀末時期，下排為改變率。左至右分別為有使用波譜修正、沒使用波譜修正並重新定義颱風路徑和侵臺期間、沒使用波譜修正而使用原MRI之颱風侵臺期間

第二期臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫

林李耀¹ 陳永明¹ 朱容練¹ 鄭兆尊¹ 劉俊志¹ 吳宜昭¹ 李惠玲¹ 黃熾葵¹
蘇元風¹ 許晃雄² 陳正達³ 葉克家⁴ 鄭克聲⁵

國家災害科技防救中心¹
中央研究院 環境變遷研究中心²
國立臺灣師範大學地球科學系³
國立交通大學土木工程學系⁴
國立台灣大學生物環境系統工程學系⁵

摘 要

第一期臺灣氣候變遷推估暨資訊平台建置計畫 (The Taiwan Climate Change Projection and Information Platform Project, 以下簡稱TCCIP 計畫) 在執行的三年期間 (99 年-101 年) 產出不少豐碩的研究成果, 如建置氣象資料數位化、均一化及網格化資料, 推估臺灣地區氣候變遷情況, 產製高時空間解析度之統計降尺度與動力降尺度資料, 應用氣候變遷推估資料於災害及水部門之衝擊評估之相關技術發展, 並完成「臺灣氣候變遷科學報告2011」以及「臺灣氣候變遷推估與資訊平台網站」。除了產製高解析度臺灣地區氣候變遷推估資料之外, 本計畫最主要的角色之一為扮演氣候變遷資料使用者與資料產製者之主要溝通介面, 將氣候變遷之分析結果、推估資料與資訊有效的傳遞給使用者。本計畫所架構之氣候變遷資料與資訊之研究與應用整合平台有助於臺灣地區氣候變遷研究與分析, 資料交換與加值, 衝擊評估應用之數據與方法提供, 或是國際合作以及資料服務與溝通。TCCIP 計畫的研究團隊在第一期計畫中累積了豐富的經驗並逐漸建立起使用者網絡, 將在第二期計畫推動過程中, 強化整合平台的能量, 將部會資料、科學研究與使用者溝通及服務, 在這個平台上持續累積其能量, 展現國科會推動此主軸計畫之價值。本計畫在第一期便已嘗試兼顧氣候變遷研究與使用者的需求進行雙向整合與溝通, 在第二期的規畫中將更強化雙向的溝通。在第一期計畫中是以災害領域為溝通測試的主要對象, 第二期計畫除了強化災害與水領域之深化研究, 如使用者最為關切之資料應用極限性、可靠度以及不確定性問題…等, 使用者將增加農業與公衛領域的相關單位與學者, 進行資料應用的相關技術研發。另外針對其他領域的使用的資料服務與溝通, 為強化其溝通效益與服務內涵, 第二期計畫將新增第四工作小組 (Team4), 作為整體計畫與使用者的溝通媒介與橋接角色。

關鍵字：氣候變遷、降雨事件特性

一、前言

政府間氣候變遷專門委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 於2007 年公布氣候變遷第四次評估報告揭示過去100 年的氣候變遷現況, 與未來100 年在暖化效應持續的情況下可能的衝擊影響。該報告指出, 過去100 年全球平均溫度上升0.74°C, 並出現加速增溫的現象, 海平面高度升高, 熱浪、乾旱及豪大雨等極端氣候發生的強度與頻率增加, IPCC 第五次評估報告 (AR5) 預計於2013~2014 陸續公布, 將揭露國際最新的氣候變遷研究成果與科學證據。在全球暖化的衝擊下, 聯合國亦多次呼籲各國政府一方面需持續減少溫室氣體排放以減緩全球暖化, 另一方

面須積極面對氣候變遷產生的衝擊並採取積極的調適作為。臺灣屬於高災害風險地區, 氣候變遷的衝擊影響受到政府與民眾強烈關注, 氣候變遷與國土安全問題已成為臺灣不容忽視的課題。因此台灣政府依據聯合國發展規劃署與全球環境基金 (United Nations Development Programme-Global Environment Facility, UNDP-GEF) 所提出之氣候變遷調適策略綱領 (Adaptation Policy Frameworks for Climate Change, APF), 擬定台灣「氣候變遷國家政策調適政策綱領與行動方案」, 規劃國家的調適策略整體架構, 並分別從不同領域 (災害、水資源、海岸、農業生產與生物多樣性、健康、基礎建設、能源供給與產業經濟、土地使用規劃與管理) 針對氣候變遷衝擊提出具體因應

行動方案。該行動綱領已於2012 年6 月行政院正式核定推動。

在政府之氣候變遷政策綱領與行動計畫推動過程中，科學數據與評估方法是非常重要的參考依據，國家科學委員會過去長期推動本地氣候變遷推估與衝擊研究，已累積部分的氣候變遷研究能量與成效。有鑑於國家推動氣候變遷調適策略需要更多的科學數據與研究成果作為政策擬定依據，國科會推動氣候變遷優勢領域計畫，從2009 年開始到未來2015 年，有三個主軸計畫陸續推動，其中本計畫所扮演之角色為產製氣候變遷資料與資料平台的建置，為使用者提供氣候變遷資料的服務以及相關知識的推廣。

二、第一期成果概述

本計畫第一期計畫成果豐富，以下分別以研發成果及服務成果簡述如下：

(一) 研發成果

- 氣候變遷觀測資料產製
- 年代際分析研究
- IPCC AR4 模式特性分析
- 氣候變遷基期與推估時程設定
- 統計降尺度推估
- 動力降尺度推估
- 水文推估情境設定與工具發展
- 五大流域流量推估與不確定性分析
- 極端暴雨之水文應用方法建立與測試
- 水文應用之降雨頻率分析

(二) 服務成果

- 氣候變遷資訊平台網站
- 氣候變遷科學報告
- 氣候變遷調適政策綱領第二章
- 氣候變遷資料提供與溝通
- 氣候變遷資料與科學報告應用說明會
- 氣候變遷國際研討會與成果發表會

三、第二期推動架構

第二期計畫的整體目標如圖1所列。整體運作方式與第一期類似，但增加第四工作小組 (Team4)，構成完整的氣候變遷科學研究、資料產製、後端應用以及服務溝通四大面向。四個工作小組彼此間的關係如圖2所示，主要將由Team 1與Team 2產製高品質的觀測資料與氣候變遷降尺度推估資料，接著由Team 3應用此

資料於各相關領域，例如水文、農糧等，最後則由Team 4直接與使用者接觸與溝通，達到資料推廣與服務的成效。



圖1. 第二期計畫總體目標

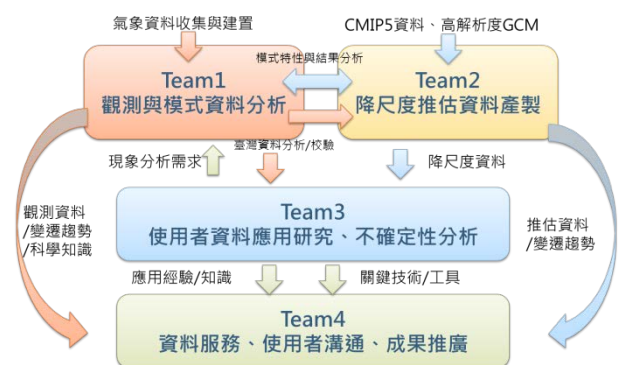


圖2. 計畫分工架構

四、各工作小組工作內容

(一) Team 1臺灣地區氣候變遷觀測與模式資料分析

從氣象研究角度出發 (Top-Down)：強化長期氣象資料的完整性，並利用計畫所產製之高時空解析度觀測資料 (數位化、均一化與網格化資料) 進行臺灣氣候變異特性的再分析，此分析結果將有別於第一期以6 個傳統測站為主之分析結果，新的資料與研究成果將成為更新氣候變遷科學報告第二版與資訊平台網站之重要內容，相關圖表與分析結果也將作為相關領域了解臺灣過去氣候變異趨勢之重要參考依據，新的數據資料並將提供相關領域學者專家分析使用。

從使用者角度強化氣候變遷分析研究 (Bottom-Up)：第一期計畫均從傳統的天氣、氣候現象為出發點進行氣候變異分析為主，第二期計畫將建構新的溝通與運作模式，嘗試從使用者問題界定開始，連接與使用者最為相關與關鍵之天候現象，進行氣候現象評估量表(Phenomenon Metric)建立，並藉由氣候現

象評估量表之建立，針對CMIP5 模式資料進行氣候模式表現評估量表(Performance Metric) 製作，以建立從使用者需求到氣候變遷觀測與推估之整合性研究，此系統性研究方法將是國內氣候變遷研究歷程上重要的嘗試，期待將氣候變遷研究與應用端需求能緊密結合。

因此，本計畫執行重點主要有三個部分(圖3)，(1) 強化臺灣地區氣候變遷資料之建置與現象再分析；(2) 氣候現象評估量表 (Phenomenon Metric) 建立；(3) 模式表現評估量表 (Performance Metric)建立。除了延續第一期工作新增紙本數位化測站資料以及利用網格化資料進行臺灣氣候變遷再分析外，本計畫將以應用端議題式的方式，建立Phenomenon Metric 與 Performance Metric，嘗試將影響應用端的各種臺灣區域氣候現象與大尺度環流場進行連結，並且評估氣候模式中，模擬這些大尺度環流場的能力，提供應用端後續衝擊與調適研究時，推估模式結果挑選之參考，以期能真正解決應用端與資料產製端在氣候變遷研究上的實際問題。

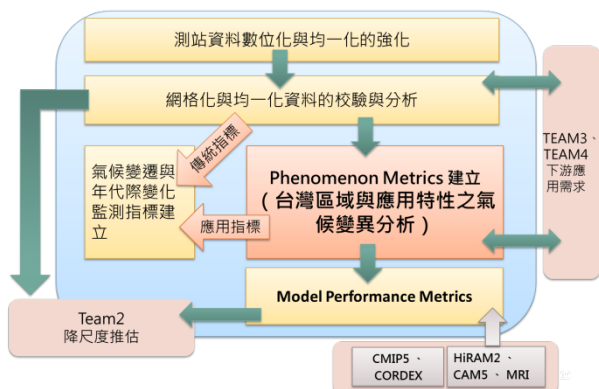


圖3. Team 1工作架構圖

(二) Team 2氣候變遷降尺度推估技術發展與資料產製

面對氣候變遷未來趨勢的量化問題，目前全世界主要研究多是透過氣候模式的模擬來產生具科學性的推估結果。然而絕大多數的全球氣候模式空間解析度多在一百公里以上（即使是最新的CMIP5 資料），所能提供的資訊明顯不足應付臺灣地區進行相關領域的衝擊評估與調適政策擬定的需求。為此本計畫進行統計與動力降尺度的工作，延續第一期的工作以期獲得臺灣地區高時、空解析度的可用資料，一方面進行最新版資料（如CMIP5 資料、CORDEX-East Asia 資料以及三個高解析度AGCM）的引進與降尺度模擬，並進行相關資料的更新與前後期比較，並依據第一期經驗

致力於降尺度模擬最新技術的發展與評估。此外亦將對臺灣地區季節降雨與極端降雨（颱風、梅雨、春雨、冬雨、秋雨、夏季降雨）以及極端溫度特徵與變遷在高解析度氣候模式及動力降尺度模擬結果做深入探討，以期在提供動力降尺度資料之餘，也提供使用者氣候推估資料背後物理的依據，以作為跨領域整合與應用的關鍵知識與整合應用之參考依據。

本工作小組的產出無論是統計降尺度資料或是動力降尺度資料，為本計畫提供外界使用資料最關鍵之一的工作內容之一，鑑於第一期工作的資料產製與服務經驗以及全球氣候模式的最新進展，本期的工作內容與工作量將大量增加，期待藉由更多的人力資源與研究能量進行大量資料的模擬、比較分析以及物理性評估，以期提供下游使用無論在推估結果、氣象變數多樣化、高時空間解析度以及不確定性分析…等，能有更好的氣象資料/知識的溝通與服務(圖4)。

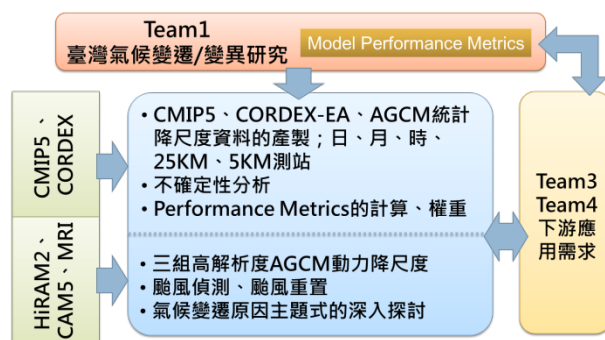


圖4. Team 2工作架構圖

(三) Team3氣候變遷資料應用技術發展與研究

Team3 在TCCIP 計畫的定位，主要是Team1 與 Team2 產製之氣候資料的應用技術研發與溝通互動，以落實從使用者需求強化氣候變遷研究之核心精神 (Bottom-Up)。第一期計畫之Team3的工作以水部門之災害應用為主，相關研究成果提供水利署及NCDR 相關之災害衝擊及水資源衝擊評估應用為主，過程中累積相當豐富之經驗與成果，包含統計降尺度資料應用之情境設定方法、不確定分析結果與評估技術、降雨頻率變遷與水文應用研究、氣候變遷推估之極端事件之水文應用評估、天氣衍生器之技術發展與修正…等。

第二期計畫 Team3 將以第一期的經驗為基礎，在資料應用服務的技術發展上，規劃以三個方向進行：

1. 深化災害領域之降尺度資料應用技術研發，配合持續與水利署、NCDR 及相關學者的合作，以流域為

對象，進行坡地、河川、海岸及都會災害之氣候變遷資料應用評估，尤其著重在動力模式之極端事件模擬結果之應用評估，相關研究包含資料銜接與整合應用技術發展、極端洪旱災害情境模擬技術以及回饋相關使用經驗、需求與問題回饋至Team1 與 Team2，以強化氣候變遷資料之上下游整合應用與經驗累積，此研究結果將有助於後續氣候變遷資料服務與應用推廣。

2. 將第一期計畫之合作領域推廣至農糧、公衛、海岸…等領域，進行氣候變遷資料之半客製化技術發展與應用評估，如日極端高溫/低溫反衍技術、日照量反衍與評估技術、極端颱風之風場與暴潮應用評估，使用者應用經驗回饋與應用方法修正…等，強化氣候變遷資料在相關領域之可用性，以利使用者進行後端應用模式之銜接。
3. 氣候變遷資料之不確定性分析技術發展，Team3 身為計畫中的資料最終端使用者與應用技術發展者，將面臨來自Team1 觀測資料與Team2 推估資料的實質應用與資訊解讀問題，相關不確定分析技術發展將有助於後續使用者了解相關資料應用之特性與使用可能存在之風險以及必要的認知。

預計本計畫執行後將落實國科會氣候變遷研發成果於相關領域之應用研究，達成氣候變遷跨領域研究與應用整合與服務溝通。Team3 尤其特別注重強化氣候變遷上下游資料之應用銜接，並將經驗與技術推廣至相關領域之應用(圖5)。

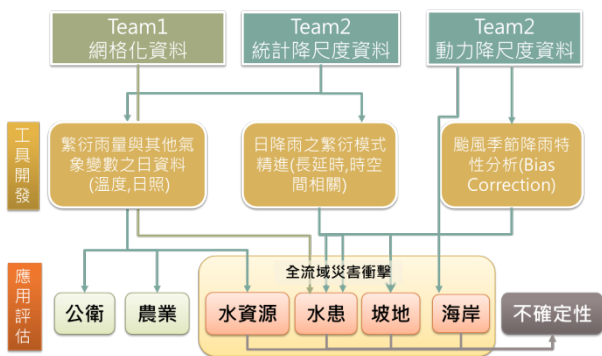


圖5. Team 3工作架構圖

(四)Team4 氣候變遷資料服務與推廣應用

氣候變遷的資料服務與溝通是 TCCIP 計畫的核心價值，是計畫順利推動的最後一哩路也是最重要的起點，基於第一期的資料服務與溝通經驗，為有效強化資料的服務與溝通，第二期計畫結合原有計畫辦公

室人力與NCDR 內部資源，進行系統化的服務規劃，期待在第二期計畫所創造的服務平台能對科學社群、資料應用端與決策者能提供更好的服務，促進氣候變遷資料與知識應用經驗的分享與累積。

Team4 主要工作目標為建構資料服務平台，作為資料產製者、應用技術開發者、資料需求者以及相關領域之衝擊評估與決策者之共同平台，在此平台上進行氣候變遷資料 (Data) / 資訊(Information) / 知識 (Knowledge) 的溝通 (Communication) 與服務 (Service)。

第二期重點規劃方向如下：

強化科學社群溝通與服務：溝通與服務的對象以氣候變遷科學社群研究人員為首要。透過資訊平台網站、網路服務以及相關領域的專家會議、問卷調查以及工作坊方式，進行資料的服務與溝通。相關資料來源來自三個工作小組與專業諮詢，不同領域之需求、問題將透過TCCIP 內部機制回饋給三個工作小組，期待以科學專業面對並解決使用者之問題(圖6)。

資訊平台網資料的改版與強化線上服務：網站服務是與使用者互動最直接的介面，包含資料下載服務、資料生產履歷與使用說明、資料更新訊息、氣候變遷研究成果與重要圖表展示、研究團隊最新進展以及互動式繪圖服務…等，第二期計畫之網站規劃將依據最新計畫產出成果，如大量的網格化資料分析圖表、統計與動力降尺度資料更新與繪圖將強化服務功能，本期計畫將進行改版作業。

第二版氣候變遷科學報告之撰寫：另外，本計畫重要工作之一是延續第一期之工作進行下一版氣候變遷科學報告之撰寫與匯編。科學報告之出版將配合國科會規劃時程與IPCC AR5 報告公布進度，預計於102年籌組編輯委員會，103 年完成初稿，104 年完成審定與出版，TCCIP 計畫將以第一期計畫之撰寫與匯編經驗，整合團隊能量，協助國科會進行下一版科學報告之出版與發行。

氣候變遷知識轉譯與服務：依據第一期計畫服務經驗，無論是資料提供、成果圖表、研究報告以及科學報告內容，對非專業領域之使用者，如氣候變遷調適行動方案之衝擊評估研究團隊或是業務承辦人員，不容易理解科學工作者所要傳達之真正科學意涵，容易在後續資料詮釋與應用上產生誤解或有不方便之處，本計畫將強化資訊溝通技巧，嘗試將艱澀的氣候變遷資訊轉化為較能理解與接收之資訊，相關溝通作為除

既定的成果發表會、資料應用說明會外，團隊成員將進行重要圖表的簡化與說明、定期刊物的出版傳遞本計劃之重要產出與訊息、經驗累積以及共享機制等，以強化此資訊平台在知識溝通上的功能。

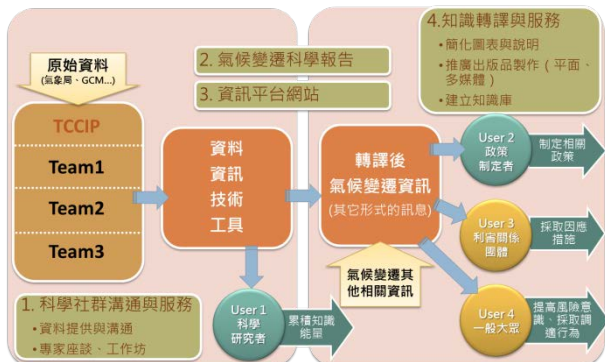


圖6. Team 4工作架構圖

五、結語

本計劃「台灣氣候變遷推與資訊平台建置」（簡稱TCCIP 計畫），以建構氣候變遷跨領域研究與應用整合平台、落實研發成果於跨部會調適政策應用、建立臺灣氣候變遷未來推估、強化臺灣區域氣候研究等為整體目標，進行區域氣候變遷分析與情境推估、降尺度技術發展，以及極端氣候變異與災害衝擊評估等工作。

謝誌

感謝國科會對於本計畫之經費支持。

參考文獻

1. Chou, C., and C. Chen, 2010: Depth of Convection and the Weakening of Tropical Circulation in Global Warming. 29 Journal of Climate, 23, 3019-3030.
2. IPCC, 2007, 氣候變遷第四次評估報告。

東亞／西北太平洋氣候變遷— 從台灣氣候變遷科學報告2011談起

吳宜昭¹、許晃雄^{2,3}、Joo-Hong Kim²、陳永明¹、林李耀¹

¹國家災害防救科技中心、²國立臺灣大學大氣科學系、

³中央研究院環境變遷中心

摘 要

國科會2011年出版之「台灣氣候變遷科學報告2011」由「台灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫」團隊彙整該計畫的初期成果及國內外有關氣候變遷的最新研究進展撰寫而成，內容涵蓋了全球、東亞及台灣地區過去的氣候變遷，也初步討論在全球暖化背景下全球、東亞及台灣地區未來可能的氣候趨勢。其中「東亞／西北太平洋氣候變遷」一章針對東亞／西北太平洋季風區，彙整與探討東亞季風、溫度及降雨及西北太平洋熱帶氣旋過去的年代／年代際變化及長期趨勢。重要結論包括

- 東亞季風、溫度及降雨
 1. 近 50 年來 (約 1950 年代之後)，東亞夏季與冬季季風皆呈現減弱趨勢。
 2. 自 1948 年以來，東亞陸地上 (如中國北方及東部) 均呈現顯著的增溫；在海面上，副熱帶西太平洋全部呈現增暖趨勢。
 3. 自 1948 年以來，東亞平均降雨的長期趨勢，具有區域性的差異，不過大多數地區的趨勢不顯著。
- 西北太平洋熱帶氣旋
 1. 生成、強度、路徑及伴隨降雨與登陸的變化呈現顯著的年代際變異。
 2. 全年(強度至少達熱帶低壓)生成總數於過去 49 年間 (自 1961 年至 2009 年)隨年份增加呈現顯著的下降變化。若考慮觀測資料品質相對較佳的時期 (1970 年代之後)，則無顯著線性變化。
 3. 根據 Knutson et al (2010)結論，以現有觀測資料分析熱帶氣旋過去趨勢時，受限於觀測資料的品質與長度，無法確認目前觀測到的這些熱帶氣旋活動的長期變異超過自然氣候變異的幅度，亦即仍無法從過去的熱帶氣旋觀測具體辨識出顯著的人為影響。

關鍵字：東亞季風、西北太平洋季風、熱帶氣旋、氣候變遷

一、前言

全球氣候變遷是目前十分受關注的議題。臺灣位於東亞沿岸，氣候及天氣受到東亞季風和西北太平洋季風的影響。吾人欲了解全球暖化對臺灣的氣候及天氣的影響，必須要從了解亞洲季風的氣候變遷開始。

東亞季風為亞洲季風的子系統之一，夏季季風主要環流結構包括亞洲大陸上的低壓環流及太平洋上的太平洋副熱帶高壓；冬季以東北季風為主，主要環流則由亞洲大陸上的西伯利亞高壓和海上的阿留申低壓組成。西北太平洋季風(Western North

Pacific, WNP)是亞洲夏季季風的另一子季風系統，主要環流結構為菲律賓海上的季風槽，夏季時該季風環流的強度或位置和當季的西太平洋熱帶氣旋活動有密切關係。

以下先分夏、冬兩季說明東亞季風過去的氣候變遷。接下來，以常造成臺灣夏／秋季劇烈降雨的熱帶氣旋為例，說明西北太平洋季風的氣候變遷。最後簡要說明過去東亞季風區溫度、雨量的長期趨勢。

二、東亞氣候變遷—季風

(一) 夏季季風

已有許多研究指出，在全球暖化背景下，季風環流也改變中。Guo et al. (2003) 發現1951年至2000年間東亞季風在減弱中。根據過去五十多年(1958~2010)來的觀測，不論是南亞地區高、低對流層垂直風切逐漸減小(圖1)或東亞地區低對流層大氣盛行風在冬、夏季的對比逐漸減小，都同樣反應出亞洲季風減弱的趨勢。IPCC第四次評估報告(IPCC 2007)也指出，有些研究發現東亞7、8月對流層有變冷的趨勢，同時伴隨副熱帶高空噴流的南移和東亞季風的減弱，造成了中國北方乾旱及長江流域降雨增多、洪澇增加的趨勢。另外，有些研究指出亞洲季風的減弱和中國東部夏季雨帶的南移有很好的關係。

不過，必須注意的是若將分析時間向前回溯，此季風減弱的趨勢可能不那麼顯著。IPCC第四次評估報告就指出，以Guo et al. (2003)的定義將東亞季風的長期變化向前延伸至1850年代，季風減弱的趨勢就不顯著，這是因為1850年代至1940年之間年代際尺度的變化較明顯。另外，即使是近幾十年季風減弱趨勢較顯著的時期，仍有些研究認為亞洲季風的改變是伴隨著1976/1977年的氣候遷移而發生的，而且此改變與聖嬰在這期間的變化有密切的關聯。

2007年以後對東亞夏季季風最新的研究進展主要分為兩大類：一是對趨勢的研究，例如發現不只是東亞季風，幾乎全球季風區，都呈現減弱的趨勢；二是發現1970年以後東亞夏季季風和聖嬰的關係進一步加強了，這是明顯的年代際變化特徵。此外，有些研究認為東亞夏季季風並沒有減弱，而是向南移了，尤其在中國長江流域的夏季降水呈現明顯增強的趨勢，是因為東亞夏季季風降雨中心的位置變化而導致的結論，其實與東亞季風減弱的趨勢並不矛盾。

(二) 冬季季風

過去百年(1906~2005)來，隨著全球均溫的上升，東亞冬季季風也在改變中。不論是針對過去一百多年來(1873~1995)或是較近期的五、六十年的研究，均顯示東亞冬季季風在減弱中。過去50多年來(1958~2009)東亞主槽地區500hPa高度場呈現顯著的上升趨勢(圖2)，亦即東亞主槽變淺、強度持續下降，冬季季風逐漸減弱中。而西伯利亞高壓強度除顯現明顯的年代際變化，亦伴隨著長期下降趨勢。這些分析和已有研究的結論一致，即東亞冬季季風正減弱中。

已有研究指出西伯利亞高壓減弱時，東亞冬季的溫度會上升。1960年至2009年間的冬季，亞洲大陸近地面氣溫幾乎全呈線性上升趨勢，尤其40°N以北升溫迅速，包括日本、韓國、臺灣等在內的東亞增溫也很明顯，達0.016°C/yr以上；海面上除了北太平洋中緯度及中太平洋約10°N~20°N間海溫呈微

弱下降趨勢，北太平洋其餘地區及北印度洋也都呈增暖趨勢。同一時期的海平面氣壓變化，在45°N以北，海平面氣壓普遍呈下降趨勢。由於西伯利亞高壓的主要區域為40°N~70°N、70°E~120°E，高緯度地區海平面氣壓普遍下降的趨勢和西伯利亞高壓減弱中的現象是一致的。

三、西北太平洋氣候變遷—熱帶氣旋

以下分別就生成、強度、路徑及伴隨降雨與登陸各方面，討論西北太平洋熱帶氣旋的年代/年代際變化與長期趨勢。

(一) 生成

在全球暖化背景下，熱帶氣旋的氣候特性仍受到各種不同週期的氣候變異影響。從1990年代中期開始，週期比聖嬰時間尺度(2~7年)長的年代/年代際氣候變異便逐漸成為西北太平洋海域熱帶氣旋氣候變異的重要議題。由過去49年來(1961~2009)西北太平洋每年熱帶氣旋生成個數的變化(圖3)，清楚可見西北太平洋全體熱帶氣旋生成個數的變化呈現週期約30年的年代際振盪(圖3(a))，依強度分類後，強度最弱的熱帶低壓(圖3(b))較其他類別呈現明顯的年代際變異。

Yumoto and Matsuura (2001) 發現在1951年至1999年間，強度至少達熱帶風暴的熱帶氣旋年生成頻率具有一低頻的振盪。這段分析期間包含了將近兩個完整的近二十年的週期。緊接此研究之後，Matsuura et al. (2003) 後續繼續比較大氣-海洋耦合模式(AOGCM)模擬與觀測結果，並對西北太平洋強度至少達熱帶風暴的熱帶氣旋生成頻率之年代/年代際尺度變異提出一個可能的影響機制，即赤道中、東太平洋偏高海面溫度引發赤道西太平洋與中太平洋的西風距平，導致季風槽向東延伸，擴大了有利熱帶氣旋生成的區域，因而產生較多熱帶氣旋。

Webster et al. (2005) 分析1970年至2004年期間熱帶氣旋生成頻率的線性變化，發現無論考慮全球總合或單獨考慮西北太平洋海域，強度至少達颱風的熱帶氣旋生成頻率並無統計上顯著的改變。本研究將強度較弱的熱帶風暴或甚至熱帶低壓也考慮進去，重新分析1970年至2009年間西北太平洋的熱帶氣旋生成頻率，發現熱帶氣旋總數仍無統計上顯著的線性變化；若將分析的時期向前延伸，全部熱帶氣旋及強度為颱風等級的熱帶氣旋個數有統計上顯著的下降趨勢。如圖3所示，自1961年起，過去49年中西北太平洋全部熱帶氣旋的生成頻率以每年0.089個的速率減少中(圖3(a))，依強度分類後，可看出其中強度達颱風等級的熱帶氣旋其下降速率(-0.047yr⁻¹)較其他類別顯著(圖3(d))。

(二) 強度

關於熱帶氣旋強度的年代／年代際變異，Chan 數篇論文 (Chan and Liu 2004, Chan 2006, Chan 2008) 強調西北太平洋的熱帶氣旋強度有統計上顯著的年際變化及年代際變化。另外，Chan (2008) 提出熱帶氣旋強度的多年代 (multidecadal) 變異可歸因於聖嬰的多年代變異及太平洋年代振盪 (Pacific Decadal Oscillation, PDO) (Mantua et al. 1997) 的影響。Matsuura et al. (2003) 與 Kim et al. (2010) 則指出年代尺度的熱帶中太平洋增溫，才是影響熱帶西北太平洋低對流層的主要外力。

在熱帶氣旋強度的長期趨勢方面，有些研究主張有增強趨勢，如 Webster et al. (2005) 分析1970年至2004年強度至少達熱帶風暴的熱帶氣旋個數變化，強調從1970年起，在西北太平洋地區強度至少達等級四與等級五的熱帶氣旋個數及其比例明顯地增加；Emanuel (2005) 認為隨著熱帶海溫的上升，西北太平洋整體熱帶氣旋的強風速 (peak wind speed) 及其潛在破壞力 (destructiveness) 於1970年代中期之後顯著上升；另外，藉由分析一組由衛星觀測重新導出、強度長期一致性相對較佳的熱帶氣旋觀測 (Kossin et al. 2007)，Elsner et al. (2008) 指出過去近三十年來 (1981~2006) 西北太平洋最強 (前2.5%) 熱帶氣旋的強度有顯著的上升趨勢。但也有不少研究就以上結論持反對意見，有些研究著眼於熱帶氣旋資料長期一致性堪慮，認為無法就是否有顯著增加趨勢的現象下結論，特別是質疑JTWC最佳路徑 (JTWC best track) 中的熱帶氣旋風速資料有不確定性，所據以導出的強度上升趨勢統計顯著性不足。另外，有些研究認為觀測到的線性趨勢只是長週期多年代變異中的一部分，這部分研究以前面已提及的Chan數篇論文為主 (Chan and Liu 2004, Chan 2006, Chan 2008)。這些研究分析數種可代表熱帶氣旋強度 (如強度至少達颱風等級或等級四與五的熱帶氣旋個數，或者其他指標如Typhoon Destruction Potential (Gray et al. 1992) 或Power Dissipation Index (Emanuel 2005)) 變數的長期變化，研究結果強調西北太平洋的熱帶氣旋強度有統計上顯著的年際變化及年代際變化，但並無顯著的與溫室氣體增加及全球暖化有關的線性上升趨勢。其中較具代表性的 Chan (2006) 反駁Webster et al. (2005) 的結論，指出若將分析時間向前延伸至1960年代，即可看出1970年代起等級四與等級五的熱帶氣旋個數明顯增加的現象，事實上只是多年代振盪中的一部分。

Knutson et al (2010)對於這些過去觀測中顯示的熱帶氣旋長期變異和全球暖化間關聯之爭論達成共識。該文論述目標雖以全球整體熱帶氣旋活動的變異為主，但觀點亦適用於討論個別海域的熱帶氣旋活動變異。主要結論為由於現有觀測長度和品質的限制，分析長期趨勢有其困難度，無法確認目前觀測到的這些熱帶氣旋活動的長期變異究竟是否超過

自然氣候系統所能造成變異的幅度，文內也指出目前還無法從過去的熱帶氣旋記錄中具體辨識出人為的氣候變遷的訊號。

(三) 路徑

關於全球暖化背景下西北太平洋熱帶氣旋路徑如何改變，現有的觀測分析多著重於年代際尺度的變化，熱帶氣旋路徑的長期變化是否有顯著的線性趨勢則還不清楚。Ho et al. (2004) (使用1951年至2001年期間資料) 與Wu et al. (2005) (使用1965年至2003年期間資料) 首先發現於1970年代晚期／1980年代初期發生的顯著改變，即夏季熱帶氣旋的平均盛行路徑向西偏移，同時期伴隨著1970年代末期北太平洋高壓向西南突然延伸 (Gong and Ho 2002)。此外，Liu and Chan (2008) 分析1960年至2005年西北太平洋上，強度至少達熱帶風暴以上的熱帶氣旋出現頻率。經過十年低頻濾波處理後，再利用經驗正交函數分析 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 檢視每年熱帶氣旋路徑的年代際變化，分析得出的三個主要模 (mode) 中，每一個模都清楚顯現於各個年代出現的、獨有的熱帶氣旋出現頻率的型態，其中不僅包括了Ho et al. (2004) 與Wu et al. (2005) 發現的年代際變異，也包括1990年代末期於南海與臺灣一帶的突變。Tu et al. (2009) 對於後者有詳細的研究。

(四) 伴隨降雨或登陸

在沿海地區，熱帶氣旋生成與路徑的變化原本就與熱帶氣旋的登陸及造成的降水有關聯。許多研究注意到東亞、東南亞地區登陸與降水的長期改變。

韓國經歷了熱帶氣旋活動在年代際尺度上的改變。Kim et al. (2006) 發現，於1970年代末期起，因熱帶氣旋 (強度至少達熱帶低壓) 登陸在南韓造成的大雨 ($\geq 100\text{mm day}^{-1}$) 有一跳躍性的年代際突變。不過，登陸韓國的熱帶氣旋個數似乎有不同的年代際變異，過去60年 (1951~2004) 期間包括兩個高頻時期 (1951~1965年與1986~2004年) 及一個低頻時期 (1966~1985年)。

在登陸的變化上，Kubota and Chan (2009) 分析從1902年至2005年登陸菲律賓的熱帶氣旋 (強度至少達熱帶風暴) 個數，發現其年代際變異由週期10年至週期32年的年代際振盪主宰，而長期的趨勢則不顯著。Chan and Xu (2009) 進一步將東亞地區細分成三塊區域：南 (中國南部、越南、菲律賓)、中 (中國東部) 與北 (韓國、日本)，分析從1945年至2004年期間強度至少達熱帶風暴之熱帶氣旋登陸個數的變異。所有時間序列的變異都與聖嬰及太平洋年代振盪的變化有很高相關，但沒有任何線性趨勢。

四、東亞區域氣候變遷

隨全球暖化，東亞地區無論是陸地或海面上都有顯著的暖化趨勢。如圖4所示，自1948年以來，除

了少數區域如北太平洋高緯度約 $35^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 的海域，其餘陸地或海面上均呈現顯著的增溫。

東亞地區平均降雨的長期趨勢，如前述全球的降雨變化一般，具有區域性的差異，不過大多數地區的趨勢並不顯著（圖省略）。雖然平均降雨趨勢不顯著，仍有許多研究指出各地區極端降雨發生頻率正增加中，這比起平均降雨的長期變化更值得吾人注意。

五、結論與討論

在探討氣候變遷議題時，分析的對象是否呈現顯著的趨勢及其與人為的全球暖化是否有關常是最受關注的焦點。然而，一個無法避免的問題是現有歷史觀測資料的長度及品質是否足以呈現顯著的線性趨勢。如前述彙整文獻得到之東亞夏季季風氣候變異，在50年尺度上呈現減弱趨勢，超過100年尺度時長期趨勢就不顯著。又如西北太平洋熱帶氣旋強度於1970年代後期以來是否呈增加趨勢，以及這些變化是否因全球暖化引起，也因資料長度和品質的限制，而無法確認。吾人必須了解這些觀測背後的限制。

參考文獻

- Chan, J. C. L., 2006: Comments on “Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment”. *Science*, 311, 1713, doi:10.1126/science.1121522.
- Chan, J. C. L., 2008: Decadal variations of intense typhoon occurrence in the western North Pacific. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 464, 249-272, doi:10.1098/rspa.2007.0183.
- Chan J. C. L., and K. S. Liu, 2004: Global warming and western North Pacific typhoon activity from an observational perspective. *J. Climate.*, 17, 4590-4602.
- Chan, J. C. L., and M. Xu, 2009: Inter-annual and inter-decadal variations of landfalling tropical cyclones in East Asia. Part I: time series analysis. *Int. J. Climatol.*, 29, 1285-1293.
- Emanuel, K., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, 436, 686-688.
- Elsner, J. B., J. P. Kossin, and T. H. Jagger, 2008: The increasing intensity of the strongest tropical cyclones. *Nature*, 455, 92-95.
- Gray, W. M., C. W. Landsea, P. W. Mielke, and K. J. Berry, 1992: Predicting Atlantic seasonal hurricane activity 6-11 months in advance. *Wea. Forecasting*, 7, 440-455.
- Guo, Q.Y., J. Cai, X. Shao, and W. Sha, 2003: Interdecadal variability of East-Asian summer monsoon and its impact on the climate of China. *Acta Geographica Sinica*, 4, 569-576.
- Ho, C.-H., J.-J. Baik, J.-H. Kim, D.-Y. Gong, and C.-H. Sui, 2004: Interdecadal changes in summertime typhoon tracks. *J. Climate*, 17, 1767-1776.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Edited by Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Kim, J.-H., C.-H. Ho, M.-H. Lee, J.-H. Jeong, and D. Chen, 2006: Large increase in heavy rainfall associated with tropical cyclone landfalls in Korea after the late 1970s. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L18706, doi: 10.1029/2006GL027430.
- Knutson, T. R., J. L. McBride, J. Chan, K. Emanuel, G. Holland, C. Landsea, I. Held, J. P. Kossin, A. K. Srivastava, and M. Sugi, 2010: Tropical cyclones and climate change. *Nature Geosci.*, 3, 157-163, doi:10.1038/ngeo779.
- Kossin, J. P., K. R. Knapp, D. J. Vimont, R. J. Murnane and B. A. Harper, 2007: A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L04815, doi:10.1029/2006GL028836.
- Kubota, H., and J. C. L. Chan, 2009: Interdecadal variability of tropical cyclone landfall in the Philippines from 1902 to 2005. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12802, doi: 10.1029/2009GL038108.
- Liu, K. S., and J. C. L. Chan, 2008: Interdecadal variability of western North Pacific tropical cyclone tracks. *J. Climate*, 21, 4464-4476.
- Matsuura, T., Yumoto, M., and Iizuka, S., 2003: A mechanism of interdecadal variability of tropical cyclone activity over the western North Pacific. *Climate Dyn.*, 21, 105-117, doi: 10.1007/s00382-003-0327-3.
- Webster, P. J., Holland, G.J., Curry, J.A. and Chang, H.-R., 2005: Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309, 1844-1846.
- Yumoto, M., and T. Matsuura, 2001: Interdecadal variability of tropical cyclone activity in the western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79, 23-35.

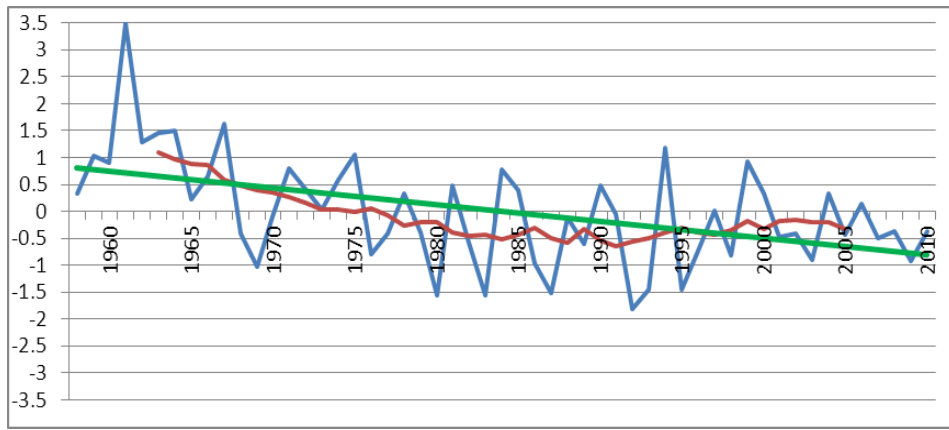


圖 1： 1958 年至 2010 年 Webster and Yang (1992) 定義之夏季季風指數變化，呈現之時間序列為已經相對於標準差進行標準化後的指數數值。指數定義為 $10^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 、 $110^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 區域平均之 850hPa 緯向風減去 200hPa 緯向風。本圖以 NCEP/NCAR reanalysis I (Kalnay et al. 1996) 資料計算。藍線為各年之值，紅線為 11 年移動平均，綠線為長期線性趨勢。

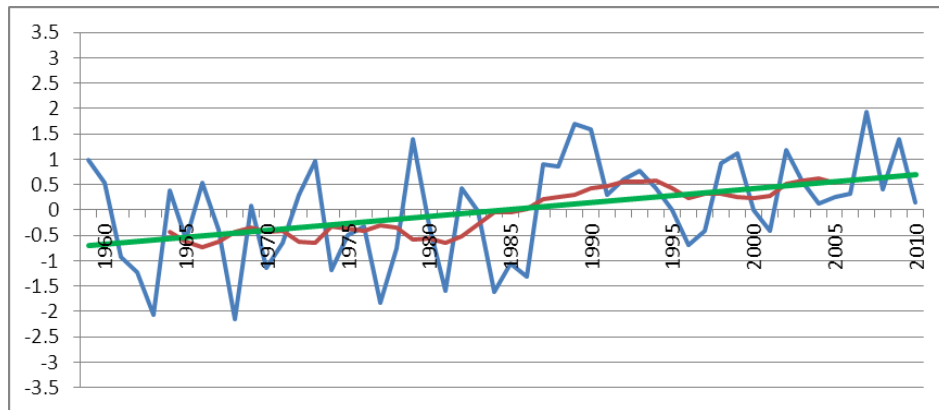


圖 2： 1958~2009 年($30^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 、 $125^{\circ}\text{E}\sim 145^{\circ}\text{E}$)區域內，500hPa 高度場之距平變化，代表東亞主槽強度的變化。呈現之時間序列為已經相對於標準差進行標準化後的數值。藍線為各年之值，綠色直線為趨勢線，紅色曲線為藍色曲線做 11 年滑動平均之結果。資料來源為 NCEP/NCAR reanalysis I (Kalnay et al. 1996)。

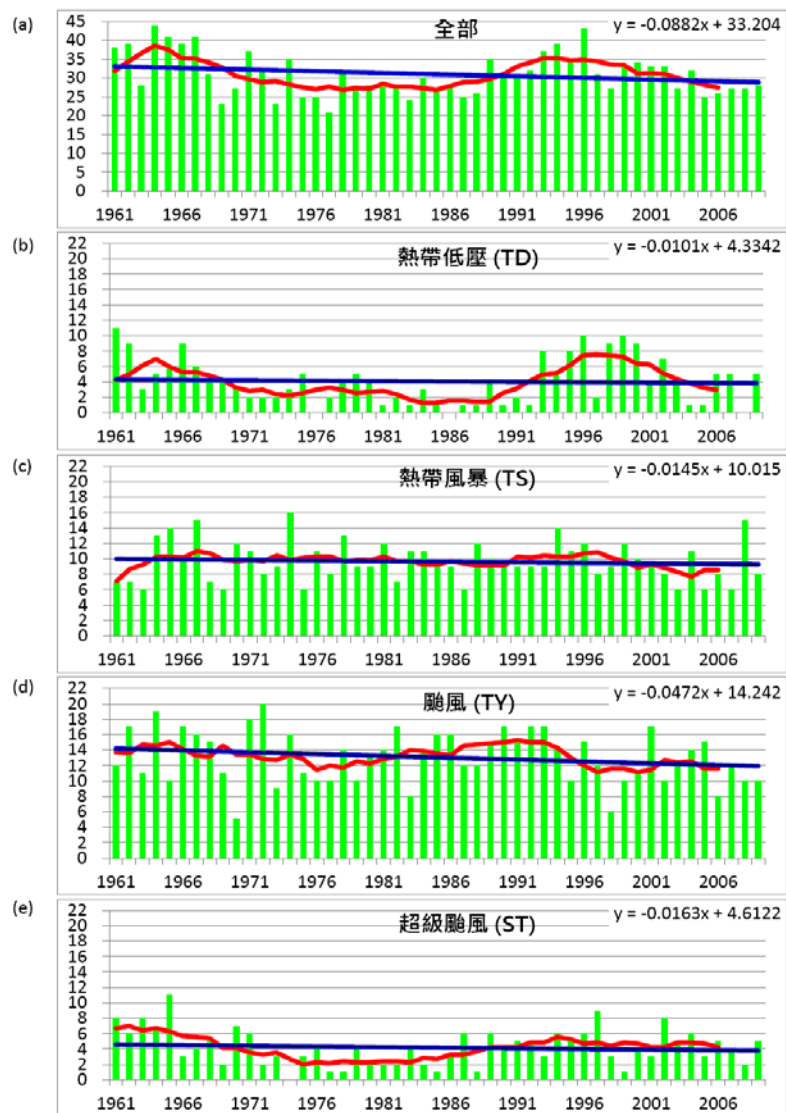


圖 3： 1961 年至 2009 年西北太平洋熱帶氣旋生成個數的逐年變化。(a) 全部的熱帶氣旋個數，(b) 至 (e) 分別為根據 JTWC (Joint Typhoon Warning Center) 的定義以強度分類得之熱帶低壓、熱帶風暴、颱風及超級颱風的個數。藍線為 49 年的線性趨勢，紅線為 7 年滑動平均值。圖 (a) 及圖 (d) 中的線性趨勢通過了 90% 的信心度檢定。

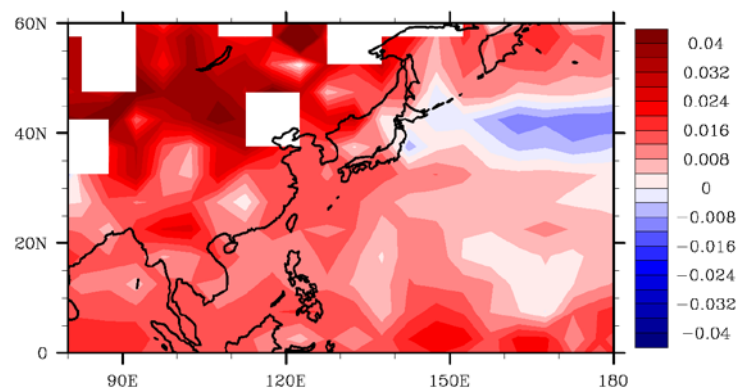


圖 4： 1948 年至 2009 年東亞年平均近地面氣溫／海溫的長期線性趨勢 ($^{\circ}\text{Cyr}^{-1}$)，使用資料為 HadCRUT3 (Brohan et al. 2006)。

應用LARS-WG與WGEN衍生未來氣候變遷情境日資料之氣象因子對於嘉南平原稻作風險評估

謝佳穎¹ 陳韻如¹ 劉俊志¹ 陳永明¹ 朱容練¹ 朱蘭芬¹
國家災害防救科技中心¹

摘要

本研究利用兩種常用之天氣衍生器(Weather Generator)：LARS-WG與WGEN，衍生未來日資料時間序列，並使用TCCIP提供1980年至1999年之全台灣統計降尺度5公里解析度網格基期資料與近未來(2020~2039)、遠未來(2080~2099)之統計降尺度三種情境下各GCM模式月資料，衍生A1B、A2、B1氣候變遷情境下所有GCM模式之未來日資料時間序列。

本研究依兩種模式衍生資料評估台灣嘉南平原地區之溫度與降雨變化對於未來農糧衝擊，提出統計評估方式與相關建議，以做為台灣地區面臨極端氣候衝擊時的農損風險分析。

關鍵字： LARS-WG、WGEN、GCM、極端氣候、農損評估

一、前言

為解決日資料應用與時間降尺度需求而發展的隨機天氣衍生器(Weather Generator, WG)，是一種產生隨機天氣數據之統計模型(Richardson, 1981)，是為產生含各種天氣變數因子的合成天氣日資料時間序列所發展的模式(Richardson 1981；Richardson & Wright 1984；Racsko et al. 1991)，衍生器所能包含的常見天氣變數有降雨、溫度、輻射量(Wilby 1999)等，以提供使用端逐日天氣時間序列資料，衍生資料對於該區域、衍生之時間長度、排放情境與歷史觀測資料有著近似的統計特性。未來氣候變遷情境下之日時間序列資料也得以利用參數設定衍生所需時期之天氣時間序列資料(Wilks 1992；Mearns et al. 1997；Semenov & Barrow 1997)，用以研究高解析度之區域氣候衝擊，以彌補觀測數據不足之處(Harrison et al. 1995)，天氣衍生器已透過不同方式測試衍生資料可行性與應用在未來氣候變遷上(Wallis and Griffiths 1995；Harrison et al. 1995)。

本文依據TCCIP之全台5公里網格均一化資料，利用LARS-WG與WGEN兩種天氣衍

生器，衍生所有AR4之GCM模式排放情境統計降尺度後之近遠未來日資料時間序列，並且相互校驗衍生結果，以供後續農糧使用端衝擊評估研究用。

LARS-WG天氣衍生器是英國洛桑實驗室為研究水文模型與作物模型所開發的隨機天氣衍生器(Racsko 1991)，已被證明適用未來氣候變遷研究(Semenov & Barrow 1997)，LARS-WG採用隨機種子並輸入觀測資料，藉由統計運算比較各天氣衍生器之衍生資料的統計特性(Semenov et al. 1998；Qian et al. 2004)後發現，與其他天氣衍生器不同處在於LARS-WG利用半經驗分布預測降雨，對於極端亦或少見氣候模擬能力優於其他利用馬可夫鍊的天氣衍生器(Mavromatis 2001)，LARS-WG可利用某地區之歷史氣象與地形資料之統計特徵衍生該地未來年之最高溫、最低溫、降雨、太陽輻射等日資料時間序列。

WGEN天氣合成模式過去的研究曾應用指數分佈(Tung and Haith (1995)，童慶斌等人, 2007)與韋伯分佈(吳至剛, 2000)兩種機率分佈特性決定降雨量的多寡。WGEN模式是將GCMs推估的月雨量到日雨量，日降雨量之模擬主要分為兩部分：(1)利用乾濕日轉

移機率決定降雨與否，乾天或是濕天利用馬可夫鏈模式（Markov chain）評估；(2)利用機率分布決定濕日降雨量之多寡。WGEN模式的分析流程通常是先產生降雨序列，其他氣象資料的序列則是藉由與降雨之間的統計相關，針對乾天與濕天則是分別建立不同的統計關係。

氣候變遷的影響下，極端氣候事件發生頻率與強度益增(Solomon et al. 2007)。諸多學者如Weisheimer & Palmer (2005) 利用多模式預測在許多地方的暖化情形會持續上升，英國UKCIP02計劃已指出，在本世紀結束時，不僅熱浪的頻率將大幅增加一個數量級，熱浪持續時間與溫度皆顯著上升(Semenov 2007)。由於未來情境僅能以月統計資料運算，至今仍未能準確衍生預測未來之日氣候資料(Wilks 1992；Katz 1996；Mearns et al. 1997)，為得到大尺度大氣環流模式之區域氣候變量如溫度與降水而使用降尺度技術，LARS-WG即是使用統計降尺度資料，因其使用上對於數據需求量較低，且其衍生資料僅需單點單站的時間序列，即能模擬日資料時間序列(Racsko et al. 1991；Semenov and Barrow 1997；Semenov et al. 1998；Semenov and Stratonovitch 2010)，而LARS-WG用於歐洲之氣候變遷研究已有十多年歷史，證實氣候變遷下，農損需要更高解析度的風險評估(Bannayan and Hoogenboom 2008)。

LARS-WG適合世界其他地方的氣候衝擊評估(Semenov 2008)，其另一個優點是已納入15個大氣環流模式，更能夠幫助處理GCM數據的不確定性。

二、使用資料與方法

(一) 基期資料與校驗

本研究之衍生資料首先定義基期為1980至1999年，以基期資料作為模式校驗，基期資料取自TCCIP全台灣均一化五公里解析度網格資料，mapping於統計降尺度25公里網格最近點，另外建立GCM情境檔，包含A1B、A2、B1情境下，台灣75個網格點之24種、21種、19種GCM情境衍生近未來(2020~2039)與遠未來(2080~2099)資料作呈現，故以A1B為例，共包含75(測站)×24(GCM模式)×2(近、遠未來)衍生3600筆20年時間序列之日資料，得到全台75處衍生資料，WGEN資料衍生亦衍生3600筆20年資料與基期資料，兩種模式輸出75網格點與資料內容如圖1，由於本研究

使用LARS-WG資料，故以WGEN為校驗資料，說明研究使用LARS-WG的可行性與優勢，並依統計結果以案例方式呈現，擬供後續使用端使用。

(二) LARS-WG模式描述

LARS-WG天氣衍生器是由英國洛桑實驗室開發的隨機天氣衍生模式，此衍生器可產製各地未來年之每日最高溫、最低溫、降雨(mm/day)等長時間日資料時間序列，此模式之演算法包含：1.乾溼期之傅立葉級數配適日最高、最低溫度與2.半經驗分布預測降雨，本研究在與英國模式作者溝通後，現今英國發布之LARS-WG模式已修改為適合台灣地區氣候特性的通用版本。

LARS-WG天氣衍生器利用累積概率分布函數(probability distribution function, PDF)定義半經驗分布模型(semi-empirical distribution, SED)模擬降雨與乾濕序列，乾季或濕季的長度，是從乾或濕季半經驗分布函數隨機選取，氣溫模擬配適依據高斯曲線，其公式為：

$$E_{MP} = \{a_0, a_i \cdot h_i, i = 1, \dots, 10\}$$

LARS-WG模擬降雨是以仿照乾濕期交替發生，對於降雨乾濕期長度，間距長度會依i值增加而增加，這樣的選取區間架構意在防止解析度過為粗糙。模擬降水是仿照乾濕期交替發生為本，濕期定義為每天降雨量>0.0毫米。日最高溫度與最低溫度是以乾/濕序列下的日溫度平均與標準偏差隨機產生，本模式假設觀測數據的平均值在一年中的乾期與濕期為常數。季節週期依高斯分布；月平均和標準偏差以傅立葉級數3階近似和常態分佈的殘差擬合，觀測殘差值可從觀測值調整平均項，用以分析最高與最低溫度的時間自相關，最低和最高溫度殘差預設值為0.6互相關，再利用傅立葉級數校正各月最高溫與最低溫的觀測值。(Racsko, 1991；Semenov & Barrow, 1998)

(三) LARS-WG衍生過程概要

LARS-WG衍生天氣數據過程可分為三個不同的步驟：

1. 校正：測站分析→進行氣象觀測數據分析，以決定其統計參數檔。
2. 驗證：Q檢定→進行觀測和合成天氣數據的統計特徵分析，以確定是否有任何統計中顯著性差異，統計資料如附表2。

3. 衍生統計參數與輸出資料：繁衍器→統計參數文件檔來自天氣觀測數據，在模式校正過程中用於產生合成天氣數據，其具有與原始觀測數據相同的統計特性，但逐日的天氣並不相同。

輸入資料包含年、月、日、高程、日溫度最大值、日溫度最小值、日降雨量，輸出之衍生資料有四：

1. 基期(1980~1999)
2. A1B情境下，包含75(測站)×24(GCM模式)×2(近遠未來)共衍生3600筆20年時間序列之日資料。
3. A2情境下，包含75(測站)×19(GCM模式)×2(近遠未來)共衍生2850筆20年時間序列之日資料。
4. B1情境下，包含75(測站)×21(GCM模式)×2(近遠未來)共衍生3150筆20年時間序列之日資料。

(四) WGEN衍生過程概要

WGEN衍生天氣數據過程可分為三個不同的步驟：

1. 校正：測站分析→進行氣象觀測數據分析，以決定其統計參數檔。
2. 衍生統計參數與輸出資料：輸入基期資料包含各月天數、日均溫與降雨等，運算出統計參數，其具有與原始觀測數據相同的統計特性，但逐日的天氣並不相同。
3. 將基期統計參數檔加上氣候變遷下之溫度降雨統計參數值，得到未來情境統計參數檔。

輸出之衍生資料有四，資料內包含日均溫與日降雨量：

1. 基期(1980~1999)。
2. A1B情境下，包含75(測站)×24(GCM模式)×2(近遠未來)共衍生3600筆20年時間序列之日資料。
3. A2情境下，包含75(測站)×19(GCM模式)×2(近遠未來)共衍生2850筆20年時間序列之日資料。
4. B1情境下，包含75(測站)×21(GCM模式)×2(近遠未來)共衍生3150筆20年時間序列之日資料。

(五) LARS-WG與WGEN基期校驗

資料衍生是否能重現基期統計特性與極值部份，關乎其演算方式與理論，故解釋或應用衍生資料上，更需謹慎驗證天氣衍生

器於當地之適用與否。在本研究中，加入LARS-WG與WGEN基期校驗，由於WGEN為常見之天氣衍生器，發展時間亦長，應用領域極廣，故先以基期加以比較兩種模式間差異，如圖2與圖3。

由圖2連續降雨日比較可知，五大流域之歷史基期連續日數與LARS-WG的衍生資料結果除淡水河外，其餘衍生之連續日數較為相近，但不降雨日而言，WGEN與歷史基期之日數均未改變，而圖3為五大流域之降雨CDF圖，利用放大雙尾尺標更能顯示其差異，可見歷史基期與LARS-WG在資料衍生上，雙尾部份配適良好，而WGEN在雙尾數據中稍有高估或低估的情況發生。

四、案例分析

由上述兩種模式檢測顯示LARS-WG對於台灣各地天氣特徵統計模擬較WG良好，統計特性之基期校驗也符合台灣地區實際天氣(謝佳穎，2012)，因此利用LARS-WG做為全球氣候變遷下之全台未來氣候變遷情形之衍生模式。

本研究以案例分析的方式，依使用端需求產製統計分析資料，各使用端包含經濟、農糧。

本研究以全台網格模擬後，以嘉南平原為研究對象，挑選台南市(五公里網格點420日資料)為例，首先以經濟使用端為例，以台南地區為例(測站420)，依據各月與各季劃分該月該季之極端降雨之ECDF (Empirical Cumulative Distribution)圖，如圖4，圖中盒鬚圖為10%、20%、30%、40%、50%、60%、70%、80%、90%、100%之A1B情境24組GCM遠未來降雨極值，盒鬚上下限為0與100，盒子分別為四分位與中間值，從紅色圈線可以看出在A1B之24個模式中遠未來之豐水期月最大降雨皆高於基期；從藍色圈線可以看出枯水期則為減少趨勢；夏季降雨量約在冬季降雨10倍左右，冬季降雨嚴重短少。

其次以農糧使用端為例，如圖5，首先挑選嘉南平原之台南網格(五公里網格點420日資料)為例，再依歷年台灣地區稻作生育情形旬報表之台南市資料做為參考依據，旬報表顯示台南地區在五月上旬與中旬為一期抽穗，在九月下旬與十月上旬為二期抽穗，而台灣大多栽培溫帶型的梗型水稻，其實適宜的生長溫度為26℃以下(鄧清倫，2012)，此時如遭遇高溫會使梗稻加速穀粒充實率進而使

不良率增加，如未熟米率增加等(盧虎生，2004)。盧虎生指陳，影響稻米產生白萼現象的溫度大約是攝氏26度，因此在抽實期間的前15天溫度不能超過攝氏26度，依據LARS-WG衍生資料結果顯示，以抽穗後兩旬均溫高於26 °C之連續日數，做為未來氣候變遷環境下稻作風險評估，近遠未來於充實期高於臨界溫度26 °C將有增高趨勢，且連續高溫日數亦明顯增加，每旬各日皆高於26 °C的機率較歷史基期增加一成以上，也就是連續高溫日數跨旬(超過10天)甚至的比例大為增加。

五、小結

本研究利用LARS-WG天氣衍生器，依據五大流域之氣象資料對LARS-WG與WGEN進行衍生資料校驗，結果證明LARS-WG天氣衍生器對於台灣氣候資料衍生有良好的配適性，以嘉南平原在A1B情境之所有模式評估下的經濟與農糧為案例，一窺WG模式在氣候變遷下未來天氣之GCM統計特性，對於生態、農糧、水資源、公衛與調適策略具參考價值，衍生之資料期供各方參酌。

六、參考文獻

[1] Racsco P., Szeidl L. & Semenov M. (1991): A serial approach to local stochastic weather models. *Ecological Modelling* 57, 27-41.

[2] Wallis, T. W. R., and J. F. Griffiths, (1995): An assessment of the weather generator (WXGEN) used in the erosion/productivity impact calculator (EPIC). *Agric For Meteorol.*, 73, 115-133.

[3] Harrison PA, Butterfield RE, Downing TE (eds) (1995) : Climate change and agriculture in Europe. Assessment of impacts

and adaptation. Environmental Change Unit, University of Oxford.

[4] Richardson C.W. (1981) : Stochastic Simulation of Daily Precipitation, Temperature, and Solar Radiation. *Water Resources Research*, 17,182-190.

[5] Semenov M.A. & Barrow E.M. (1997): Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climatic Change* 35, 397-414.

[6] Semenov M.A., Brooks R.J., Barrow E.M. & Richardson C.W (1998): Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators in diverse climates. *Climate Research* 10, 95-107.

[7] Mavromatis T, Hansen JW (2001): Interannual variability characteristics and simulated crop response of four stochastic weather generators. *Agric For Meteorol.*,109:283-296.

[8] Semenov, M. A. (2007) :Development of high resolution UKCIP02-based climate change scenarios in the UK.*Agric. Forest Meteorol.* 144, 127-138.

[9] Semenov, M. A. and P. Stratonovitch (2010): Use of multi-model ensembles from global climate models for assessment of climate change impacts. *Climate research (Open Access for articles 4 years old and older)* 41(1): 1.

[10] 謝佳穎、陳韻如、劉俊志、陳永明、朱容練、黃柏誠(2012)，水稻之發育過程與健康管理，2012台灣災害管理研討會論文集

[11] 盧虎生(2004)，水稻之發育過程與健康管理，水稻健康管理研討會專集，頁17-32，農業試驗所特刊第111號

[12] 鄧清倫(2012)，利用水稻染色體置換系探討品質形成與高溫環境之交感作用，臺灣大學農藝學研究所學位論文，臺灣大學

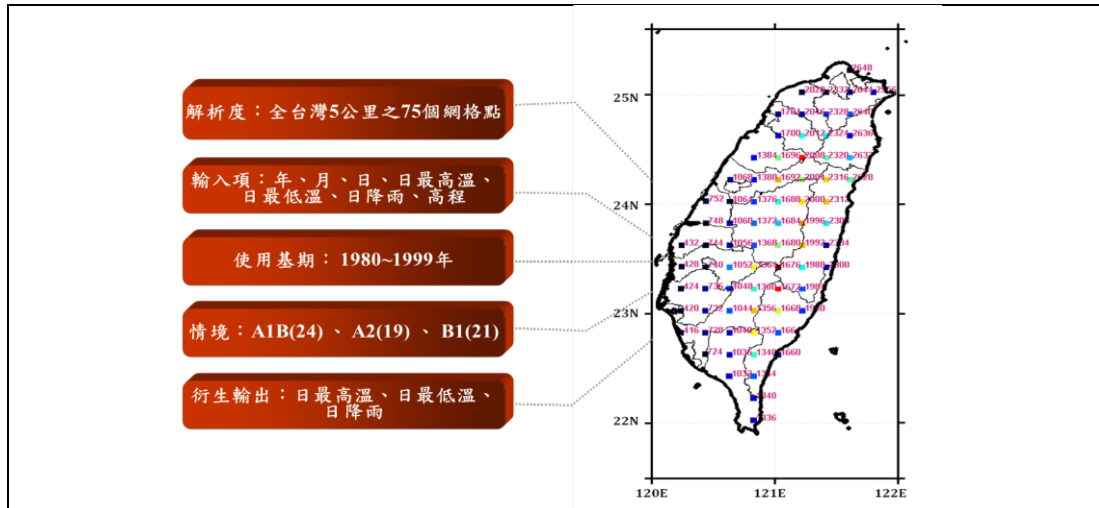


圖1 衍生全台灣網格資料編號與輸入參數

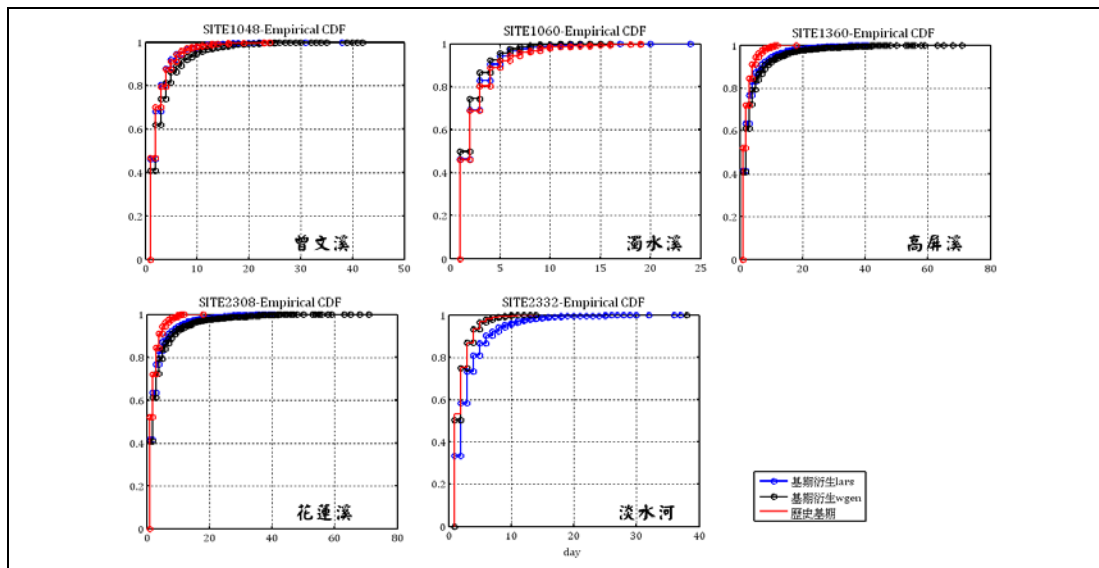


圖2 五大流域連續降雨日數之歷史基期、LARS-WG、WGEN衍生資料校驗

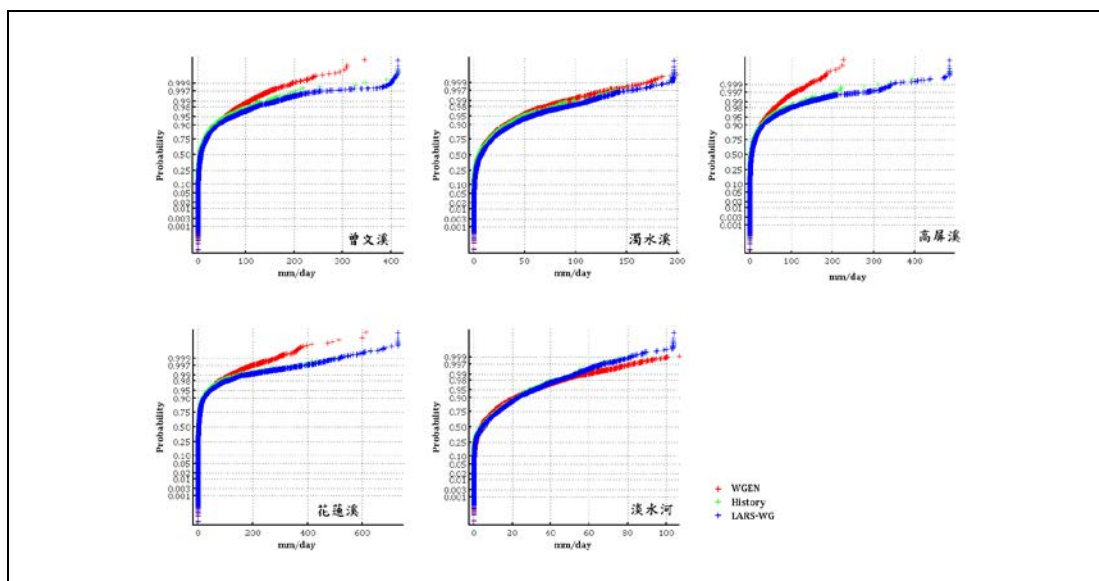


圖3 五大流域降雨量之歷史基期、LARS-WG、WGEN衍生資料校驗

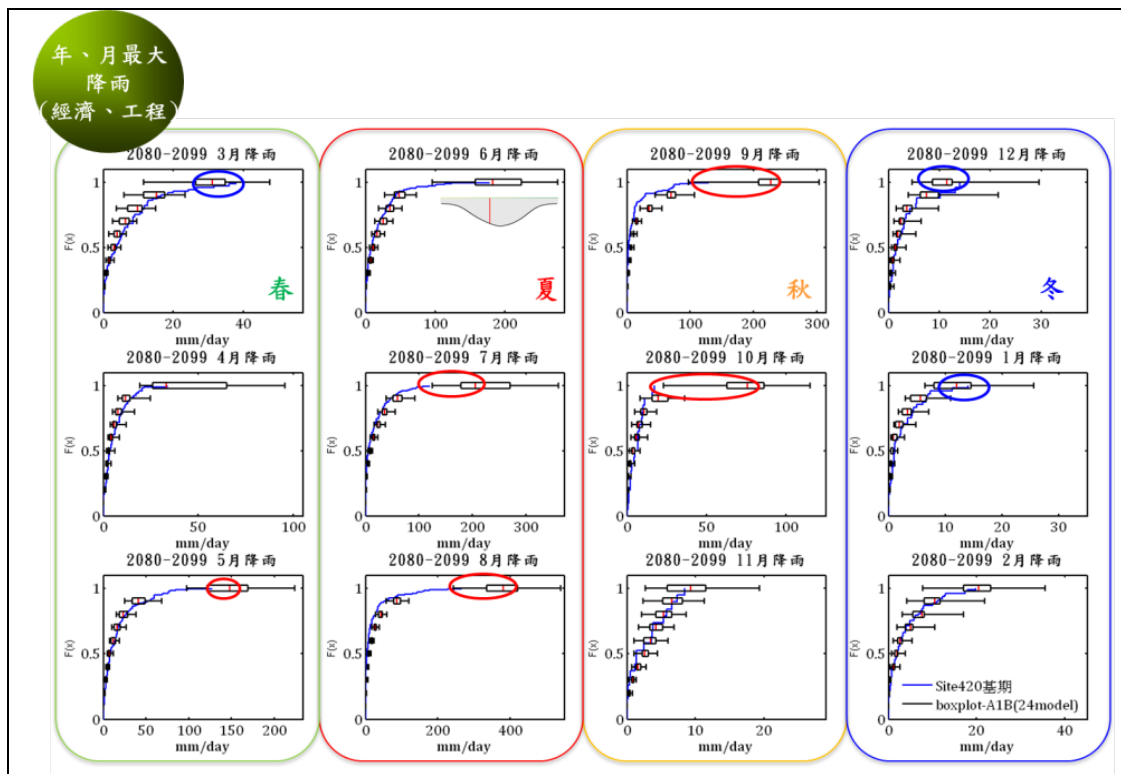


圖4 嘉南平原(420網格)利用LARS-WG衍生近、遠未來各季與各月之極端資料盒鬚圖

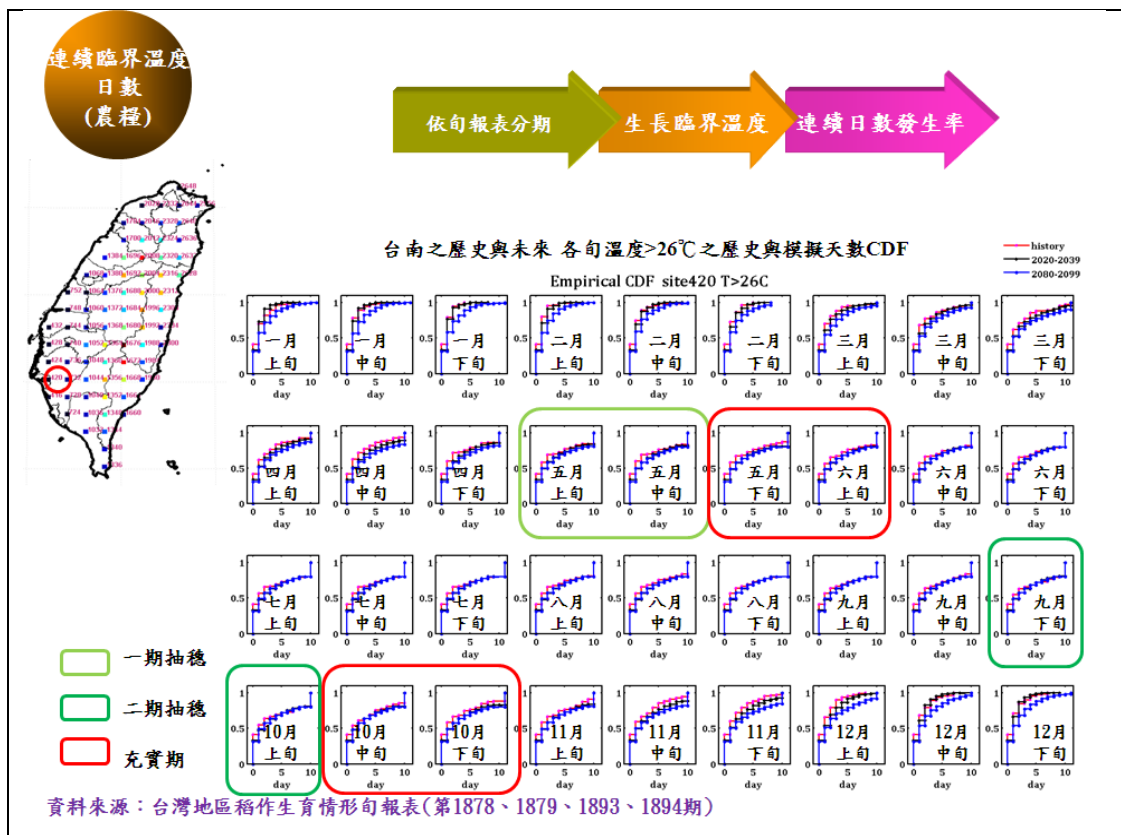


圖5 嘉南平原(420網格)利用LARS-WG衍生近、遠未來各旬連續高溫日數(超過26°C)之CDF圖

中央氣象局中央氣象局第二代全球動力氣候預報系統之測試與建置

胡志文 任俊儒 黃文豪 鄭凱傑 施宇晴 李清勝

中央氣象局 科技中心

摘要

中央氣象局（以下簡稱本局）「動力統計氣候預報系統」已於民國 99 年正式上線作業，此系統中所用的全球大氣動力模式(以下簡稱第一代模式)的水平解析度為T42($2.8125^{\circ} \times 2.8125^{\circ}$)，垂直方向有 18 層。基於大氣環流模式的隨時間的進步，及本局第一代模式的解析度不足以解析颱風及季內震盪等易造成臺灣地區災害的系統，因此本局在民國 99 年起推動為期 6 年的「災害性天氣監測與預報作業建置計畫」(以下簡稱P5 計畫)中將建置新版的全球大氣動力模式，以求有能力解析易造成臺灣地區災害之系統，並有能力預報這些系統的統計特性。

P5 計畫中所選用的全球大氣動力模式為本局數值天氣預報系統 98 年底所用的預報版本(以下簡稱第二代模式)，其水平解析度為T119($1^{\circ} \times 1^{\circ}$)，垂直方向有 40 層，文中對兩代模式的差異有詳細的解說。目前第二代模式已完成初步的測試與分析，與第一代模式相比較，第二代模式對大尺度觀測系統有較好的模擬能力，在對季風現象的模擬上，兩代模式各有優劣。此外於第二代的測試與建置過程中也顯示要將本局的數值天氣預報模式應用在氣候預報上，需要有較長時間的測試與分析方能達成。

一、前言

本局自民國 91 年起進行為期 8 年的「氣候變異與劇烈天氣監測預報系統發展」計畫，為因應短期氣候預報的需求計畫中發展了「動力統計氣候預報系統」，此系統主要設計是以短期氣候預報為主，目前的主要預報時間為未來一季。經過 8 年的研發與建置「動力統計氣候預報系統」已於民國 99 年正式上線作業。此系統中所用的全球大氣動力模式(以下簡稱第一代模式)的水平解析度為T42($2.8125^{\circ} \times 2.8125^{\circ}$)，垂直方向有 18 層(胡等，2002)。

基於大氣環流模式的隨時間的進步，及本局第一代模式的解析度不足以解析颱風及季內震盪等易造成臺灣地區災害的系統，因此本局在民國 99 年起推動為期 6 年的「災害性天氣監測與預報作業建置計畫」(以下簡稱P5 計畫)中將建置新版的全球大氣動力模式，以求有能力解析易造成臺灣地區災害之系統，並有能力預報這些系統的統計特性。P5 計畫中所選用的全球大氣動力模式為本局數值天氣預報系統 98 年底所用的預報版本(以下簡稱第二代模式)，其水平解析度為T119($1^{\circ} \times 1^{\circ}$)，垂直方向有 40 層。

本文第二節中將介紹第二代模式的測試過程，第三節將詳述兩代模式氣候場模擬的比較，所比較的結果為 AMIP(Atmospheric Model Intercomparison Project)型態長期積分實驗。第四節為小結。

二、第二代模式測試過程

本局第一代全球氣候預報模式的解析度為T42，水平解析度為 $2.8125^{\circ} \times 2.8125^{\circ}$ ，垂直方向有 18 層。第二代氣候預報模式的解析度增高到T119，水平解析度為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，垂直方向也增加到 40 層。兩代模式使用

相同的動力模組(波譜法)，但兩者的物理參數化模組有很大的不同(詳表 1)。

表 1、兩代模式物理參數化

	T119L40 (二代模式)	T42L48 (一代模式)
輻射參數化	Unified two-stream calculation with K-correlated method (Fu and Liou 1992,1993; Fu et al. 1997)	Harshvardihan et al (1987)
積雲參數化	Simplified Arakawa-Schubert (Pan and Wu 1994)	Relax Arakawa-schubert (Moothi and Suarez 1992)
大尺度降水	Predict could water scheme (Zhao and Frederick 1997)	以相對溼度區分
淺積雲降水	Li and Yound (1993)	Li (1994)
垂直渦流混合	First-order nonlocal scheme (Troen and Mahrt 1986)	TKE-ε scheme (Detering and Etling 1985)
地面通量	Similarity theory (Businger 1971)	Similarity theory (Businger 1971)
陸地模式	Two layer soil model (Mahrt and Pan 1984)	Bucket method (Manabe 1969)
重力波阻	Palmer et al. (19886)	Palmer et al. (19886)

由表一可知第二代模式在物理參數化做了很多改進，其中較重要的改變為大尺度降水與陸地模式。第一代模式的大尺度降水是非常簡單的依相對溼度來診斷，

第二代模式中改為以雲水的預報來決定。在陸地模式方面，第一代模式只以簡單的 Bucket Method 來決定陸地上的收支，第二代模式中則使用兩層模式來計算能量與水的收支。

建置氣候模式的第一步需評估模式對觀測場氣候平均及年際變化的模擬能力。吾人依 AMIP 實驗的設計，使用美國 PCMDI(Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison)提供的海表面溫度及海冰資料作為模式的下邊界條件，來進行 50 年的積分。所用來比較的觀測資料分別為 NCEP/NCAR (R1)及 NCEP/DOA(R2)重新分析資料，CMAP 及 GPCP 的降水資料等。

經與第一代模式比較，第二代模式在季節變化有較小的系統性誤差，第二代模式的改進中又以對東太平洋 ITCZ、夏半球極區高層緯向平均溫度的模擬有重大的改進。在年際變化的分析上，第二代模式不論在降水、地面東西向風應力、南北向風應立即地面淨熱通量的模擬都較第一代為好(圖略)。

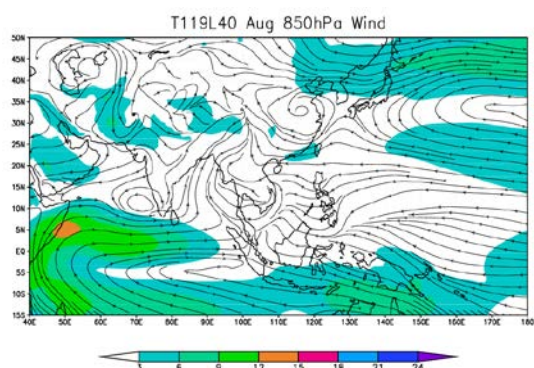


圖 1，第二代模式 8 月份 850 hPa 流線氣候場。

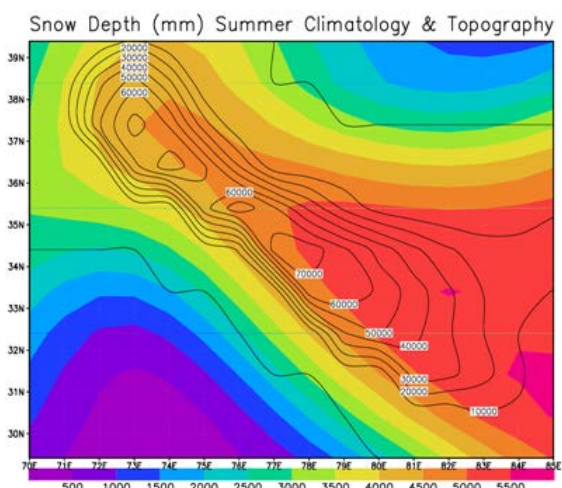


圖 2，第二代模式之地形高度(彩色，單位公尺)與夏季積雪厚度氣候場(等值線，單位 mm/day)

但另一方面第二代模式對亞洲夏季季風的模擬結果較差。圖 1 是第二代模式 8 月份 850 hPa 流線氣候場。圖中顯示西南季風並沒有如同觀測場由熱帶印度洋一路延伸到副熱帶西太平洋。經進一步的分析發現，第二代模式在青藏高原西北角有過多的積雪(圖 2)，積雪過多的原因是此區的積雪隨積分時間不斷累

積，並未如觀測場每年夏季積雪會融化。模式積雪在夏季無法融化的原因是，陸地模式在處理地表熱量平衡時會先處理輻射、潛熱與可感熱的平衡，其後若有剩餘的熱量才會用來融化積雪，此點與自然界的平衡不同。由於積雪過多的低方皆為 4,000 公尺以上的地區，這些區域的地表溫度在一年中大部分的時間都小於冰點，此區域如有積雪覆蓋再加上輻射通量沒有先用來融化積雪，此結果會造成地表溫度無法上升到冰點以上，因此模式的降水會以雪的型態累積在地面，此回饋作用使以上地區的積雪隨時間增加。

基於二代模式中陸地模式在處理地表熱通量平衡的方法有缺失，吾人決定引進另一個陸地模式。所引進的陸地模式為 NOAH (Ek et al, 2003)，NOAH 模式對地面積雪有比較詳細的處理，其短波輻射會先與地表積雪起作用，之後才影響地表的熱力平衡。吾人將此版定義為 T119L40_v2.1，其與先前版本 (T119L40_v2.0)在參數化唯一的差異在於使用不同的陸地模式。經由陸地模式的修正，模式在青藏高原西北角已經沒有過多的積雪(圖 3)。但此版模式在北印度洋赤道區的西南風場偏北且過弱(圖 4)，導致北印度洋出現過多的反氣旋氣流。

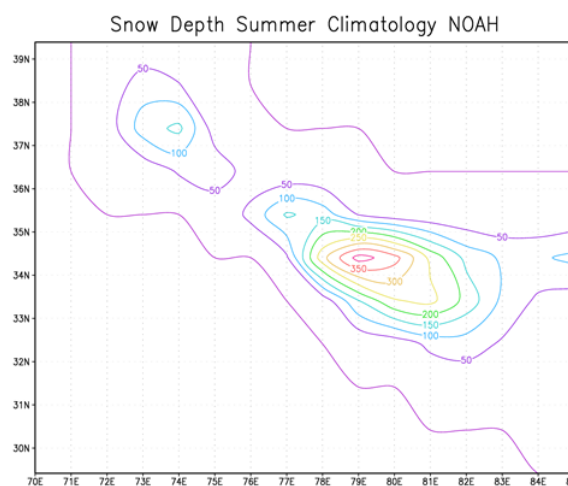


圖 3，T119L40_v2.1 版夏季積雪厚度氣候場(單位 mm/day)。

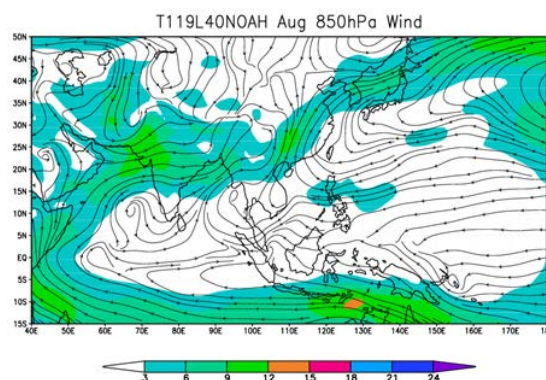


圖 4，T119L40_v2.1 版 8 月份 850 hPa 流線氣候場。

經由分析發現，此版模式在亞洲季風區的降水明顯偏低，且其在赤道區高層的溫度也明顯偏低。以上現象可能是熱帶地區降水過少所導致。為了調節模式熱帶地區的溫度，吾人嘗試調整積雲參數化及大尺度

參數化模組中的變數，但測試結果都無法解決亞洲夏季季風過弱的問題。T119L40_v2.1 所用的積雲參數化是 Simplified Arakawa-Schubert (SAS)，為了解決熱帶地區降水過少的問題，如人將積雲參數化換成 Relaxed Arakawa-Schubert (RAS)，並將此版本稱為 T119L40_v2.2。圖 5 為 T119L40_v2.2 版 8 月份 850 hPa 流線氣候場，與圖 4 相比，T119L40_v2.2 版在印度洋的西南風場向南移動且增強，且模式在季風區的降水及熱帶區高層溫度偏低的狀況也有改善(圖未列)。此版模式的詳細分析及與第一代模式的比較請參考李等 (2012)的文章，在此不贅述。

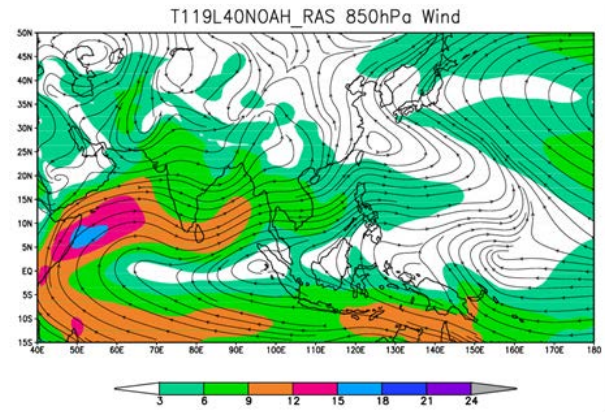


圖 5，T119L40_v2.2 版 8 月份 850 hPa 流線氣候場。

雖然 T119L40_v2.2 版已有能力合理的模擬出亞洲夏季季風大尺度流場及降水型態，但在模式在物理上之一致性方面尚有問題。其原因是 T119L40_v2.1 版本中所用的 SAS 積雲參數化有預報雲水，而此雲水預報有加入輻射參數化的運算。另一方面 RAS 積雲參數化中並沒有雲水的預報，此結果會使得輻射參數化產生誤差。為求物理參數化的一致性，吾人由美國 NCEP (National Center for Environmental Prediction)取得較新版的 SAS 模組進行測試，並將此版本稱為 T119L40_v2.3。圖 6 為 T119L40_v2.3 版 8 月份 850 hPa 流線場，與圖 5 相比兩者的夏季季風都能由印度洋延伸到副熱帶西太平洋，此外兩者在年週期與年際變化的表現也類似，為求物理過程的一致性，如人決定採用 T119L40_v2.3 版作為 P5 計畫的全球模式版本。

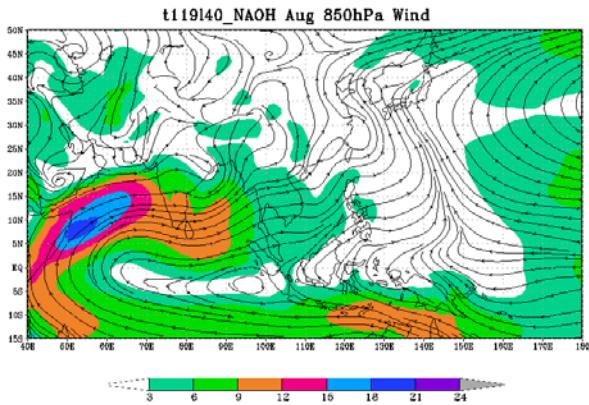


圖 6，T119L40_v2.3 版 8 月份 850 hPa 流線氣候場。

下節吾人將分析 T119L40_v2.3 版本的模擬能力，並與第一代模式做比較。兩代模式物理參數化的比較列於表 2 中。

表 2、兩代模式物理參數化

	T119L40_v2.3	T42L48 (一代模式)
輻射參數化	Unified two-stream calculation with K-correlated method (Fu and Liou 1992,1993; Fu et al. 1997)	Harshvardihan et al (1987)
積雲參數化	Simplified Arakawa-Schubert (Pan and Wu 1994)	Relax Arakawa-schubert (Moothi and Suarez 1992)
大尺度降水	Predict cloud water scheme (Zhao and Frederick 1997)	以相對溼度區分
淺積雲降水	Li and Yound (1993)	Li (1994)
垂直渦流混合	First-order nonlocal scheme (Troen and Mahrt 1986)	TKE-ε scheme (Detering and Etling 1985)
地面通量	Similarity theory (Businger 1971)	Similarity theory (Businger 1971)
陸地模式	NOAH (Ek et al, 2003)	Bucket method (Manebe 1969)
重力波阻	Palmer et al. (19886)	Palmer et al. (19886)

三、兩代模式氣候場模擬比較

圖 7 為 CMAP 觀測場，二代模式(T119L40_v2.3)及一代模式的年平均降水氣候場。與觀測場相比，二代模式在赤道區東太平洋、印度半島西岸外海、北半球中緯度洋面的結果與觀測場較接近。另一方面，二代模式在赤道區中太平洋及 SPCZ 的降水過多，在南美洲熱帶區的降水過少。

為了更詳盡的比較兩代模式，吾人計算了兩代模式年平均降水及兩米溫度氣候場與觀測年平均氣候場的型態相關(pattern correlation)，所計算的區域東西向為全球，南北向為 60°S~90°N，所得結果圖示於圖 8。所用的降水觀測場為 GPCP，兩米溫度觀測場分別為 NCEP R1 及 R2。圖中模式的標示如下，AMIP50 為 T119L40_v2.1 版本，T42 為一代模式，AMIP20 為 T119L40_v2.2 版本，AMIP20_NSAS為T119L40_v2.3 版本，ECHAM5 為德國MPI所發展的ECHAM模式第 5 版。圖 8 中顯示三個版本的二代模式表現都較一代模式為佳。

以上為兩代模式年平均氣候場的比較，吾人也分析了兩代模式冬(DJF)及夏(JAS)兩季之季平均，結果顯示一般而言，二代模式的表現較佳，限於篇幅在此

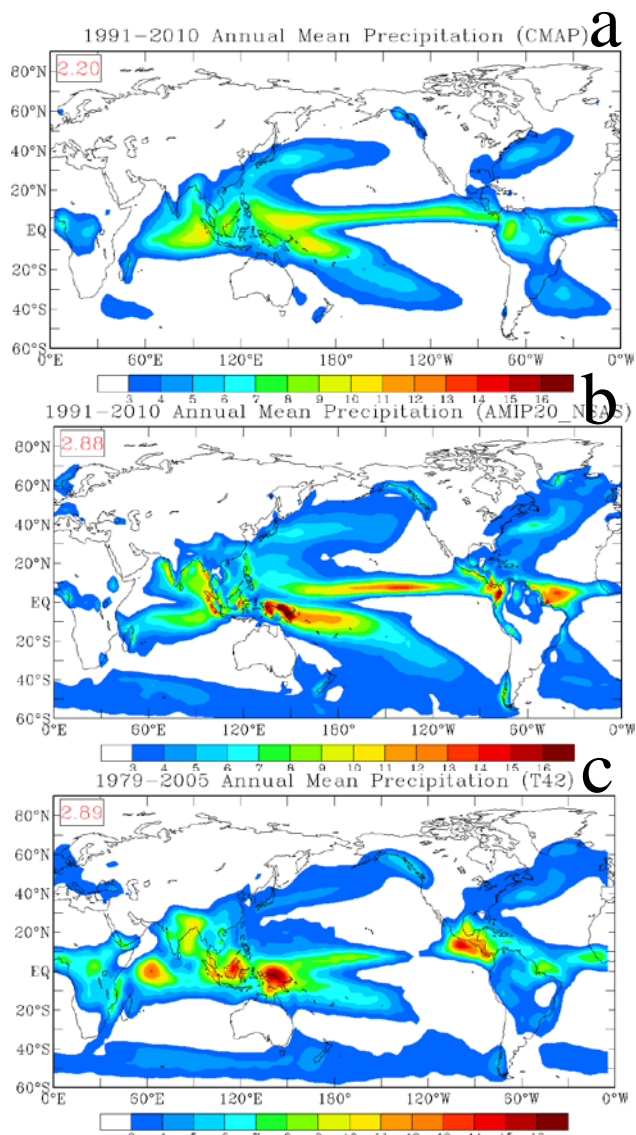


圖 7，年平均氣候場，由上而下分別是(a)CMAP，(b)二代模式及(c)一代模式

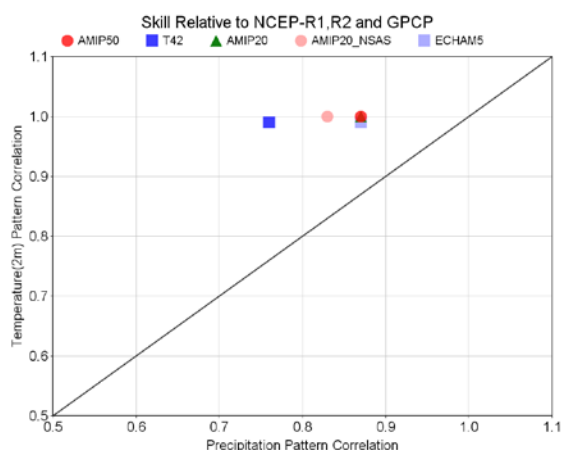


圖 8，兩代模式年平均降水及兩米溫度氣候場與觀測年平均氣候場的相關係數，橫軸為降水型態相關係數，縱軸為兩米溫度型態相關係數。

不贅述。

下面將分析兩代模式的年循環，大氣年循環中最顯著的變化為季風環流，因此對模式年循環的分析將以不同的季風指標來表現。圖 9 為兩代模式之 WNPM

(Wang 等，2001)與 WYI(Webster and Yang, 1992)夏季季風指標的 Taylor Diagram，圖中顯示 T119L40_v2.3 版本的 WNPM 指標與觀測場有較大的相關，但是此版模式的方差(variance)較小。另一方面，二代模式在 WYI 指標的表現上則不如一代模式。圖 10 為兩代模式之 JL (Jhun and Lee, 2004)與 LY(Li and Yan, 2010)冬季季風指標的 Taylor Diagram，結果顯示二代模式不論那一版的結果皆優於一代模式。

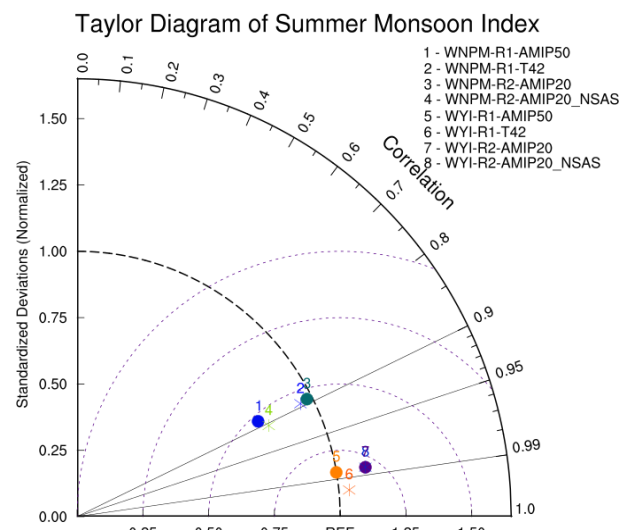


圖 9，兩代模式與觀測場 WNPM 及 WYI 夏季季風指標之 Taylor Diagram。

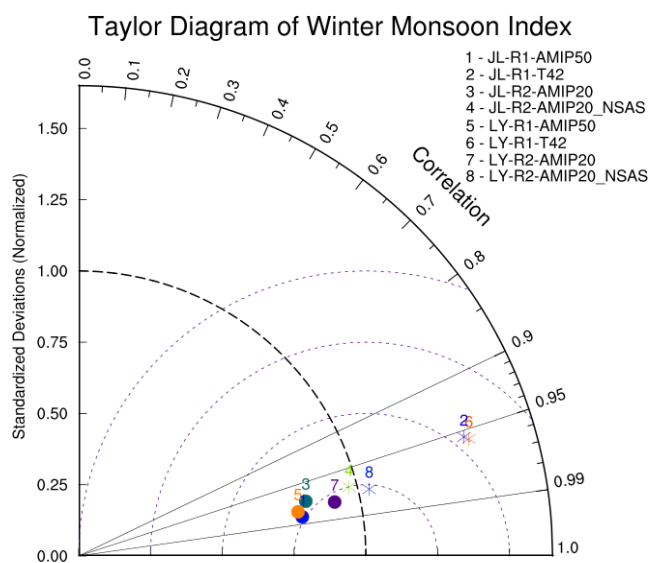


圖 10，兩代模式與觀測場 JL 及 LY 冬季季風指標之 Taylor Diagram。

上一段的分析是以風場為主，以下將分析兩代模式在亞澳季風區內降水的分布，所分析的區域為，印度夏季季風區(ISM, 65°E-105°E, 5°N-27.5°N)；東亞夏季季風區(EASM, 105°E-140°E, 22.5°N-45°N)；西北太平洋夏季季風區(WNPSM, 105°E-150°E, 5°N-22.5°N)；澳洲季風區(AUSM, 110°E-155°E, 5°S-25°S)。

圖 11 為西北太平洋夏季季風區與東亞夏季季風區內兩代模式與觀測場降水的 Taylor Diagram，在

WNPSM 區域內，一代模式的結果與觀測場有較大的差異（其結果不在圖中），但另一方面一代模式在 EASM 區域的表現不論是相關係數或方差方面都較二代模式為佳。圖 12 是印度夏季季風區及澳洲季風區的結果，在 ISM 區域二代模式在相關係數的表現都比一代模式好，其中 T119L40_v2.3 模式在印度夏季季風區有過強的方差，於 AUSM 區域內 T119L40_v2.1 及 T119L40_v2.2 的結果比一代模式好，但 T119L40_v2.3 版本在澳洲季風區內的表現不如一代模式。

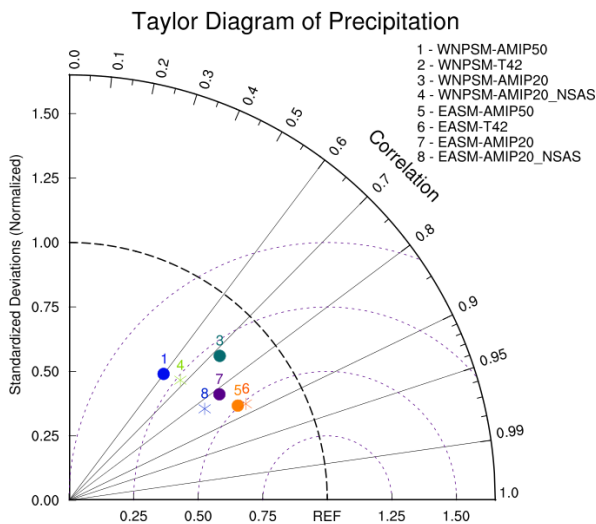


圖 11，西北太平洋夏季季風區(WNPSM)及東亞夏季季風區(EASM)兩代模式與觀測場降水之 Taylor Diagram。

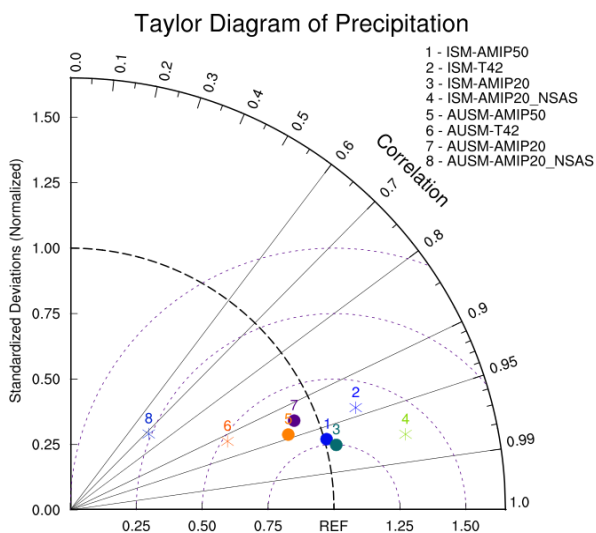


圖 12，印度夏季季風區(ISM)及澳洲季風區(AUSM)兩代模式與觀測場降水之 Taylor Diagram。

四、 小結

本文的目的在敘述本局第二代全球氣候預報模式的測試與建置過程，並將第二代模式模擬結果與第一代模式相比較。第二代模式原始所選用的全球大氣動力模式為本局數值天氣預報系統 98 年底所用的預

報版本。分析此版模式長期積分的結果，發現模式在青藏高原西北角有過多降雪的情況，進一步分析發現此版模式所用的兩層陸地模式無法合理的處理青藏高原西北角的降雪。為解決青藏高原過多降雪的問題，吾人引進 NOAH 陸地模式。

引進 NOAH 陸地模式後二代模式已有能力模擬出青藏高原積雪的年週期變化，但另一方面二代模式在對亞洲夏季西南季風的模擬過弱，導致北印度洋出現過多的反氣旋氣流，且模式在亞洲季風區內的降水也偏低，以上結果顯示模式的積雲參數化未盡理想。二代模式原使用 SAS 積雲參數化，吾人將積雲參數化改為 RAS 參數化後，模式就有能合理的模擬出亞洲夏季西南季風。由於 RAS 參數化與模式的輻射參數化所需的水氣變數並不一致，因此吾人又將模式的積雲參數化改為新版的 SAS，以上的模式測試共經過兩年半的時間。在此想強調在下次更新氣候模式時，為避免時效的因素，需對模式有通盤的測試後再決定是否使用。

在決定第二代模式的參數化組合後，吾人用此模式做長期的積分，並與第一代模式相比較。初步分析結果顯示，一般而言，第二代模式不論在年週期或年際變化方面的結果皆與觀測場較接近。但在季風指標的分析上，兩代模式各有優劣。

參考文獻：

- 胡志文、馮欽賜、汪鳳如、陳建河、鄭明典，2002：中央氣象局全球模式之氣候特徵：東亞夏季季風。*大氣科學*，30，99-116。
- 李清勝，李思瑩，盧孟明，2012：氣象局全球氣候預報模式之亞洲西北太平洋季風模擬技術分析。*101 年天氣分析與預報研討會論文彙編*，273-278。
- Arakawa, A., and M. Suarez, 1983: Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 34-45.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.
- Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, P. Grunmann, E. Rogers, G. Gayno, and V. Koren, 2003: Implementation of the upgraded Noah land-surface model in the NCEP operational mesoscale Eta model. *J. Geophys. Res.*, 108.8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1992: On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, 49, 2139-2156.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1993: Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 50, 2008-2025.
- Fu, Q., K. N. Liou, M. C. Cribb, T. P. Charlock,

- and A. Grossman, 1997: Multiple scattering parameterization in thermal infrared radiative transfer. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2799-2812.
- Jhun, J. G. and E. J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate*, **17** (4), 711-726.
- Li, J.-L., 1994: On shallow cumulus parameterization scheme for large-scale planetary boundary layers, Ph.D. thesis, University of Wisconsin-Madison, pp203.
- Li Y., and S. Yang, 2010: A dynamical index for the East Asian winter monsoon. *J. Climate*, **23**, 4255-4262.
- Mahrt, I., and H.-L. Pan, 1984: A two layer model of soil hydrology. *Bound.-Layer Meteor.*, **29**, 1-20.
- Moothi, S., and M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 978-1002.
- Palmer, T. N., G. Shutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001-1039.
- Pan, and W.-S. Wu, 1995: Implementing a mass flux convective parameterization package for the NMC Medium-Range Forecast model. NMC Office Note 409, 40pp.
- Roeckner E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, and A. Tompkins, 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description. **Max Planck Institute for Meteorology Rep. No. 349**. 140pp.
- Troen, I., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensivity to surface evaporation. *Bound. Layer Meteor.*, **37**, 129-148.
- Wang, B., W. Renguang, and K.-M. Lau, 2001: Interannual variability of the Asian summer monsoon: contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian monsoons. *J. Climate*, **14**, 4073-4090.
- Wang, B., and LinHo, 2002: Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J. Climate*, **15**, 386-398.
- Webster, P. J., and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Soc.*, **118**, 877-926.
- Wu. W.-S., R. J. Purser, and D. F. Parrish, 2002: Three-dimension variational analysis with spatially in homogeneous covariances. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2905-2916.
- Zhao, Q., and F. H. Carr, 1997: A prognostic cloud scheme for operational NWP models. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1931-1953.

第二代全球海溫預報系統之發展與測試

童雅卿

氣象科技研究中心

中央氣象局

摘要

近年來全球暖化，氣候變化影響民生甚鉅，氣候預報成為重要的氣象議題。氣象局近年來積極發展本局的氣候模式預報系統，全球海溫變化之預報即為其中重要的一環。對於海溫預報，中央氣象局於四期計畫發展出一套最佳化海溫預報系統來預報全球未來八個月的海溫。這套系統利用多重變數線性回歸方法將 4 組統計預報模式(NINOp6f1、Pslp3f1、TPOHC、Persistence)及 2 組中間海氣耦合模式(ICM2a、ICM2b)的預報海溫整合出一組最佳化的海溫預報，提供下游大氣氣候模式及長期預報課進行氣候預報之參考。

第一代全球海溫預報系統上線已經作業 4 年，陸續發現一些問題，本研究針對此海溫預報系統進行一連串的改進測試並引進一個新的統計模式 STPM 模式(Spatial Temporal Projection Model)加強熱帶太平洋海溫預報。此外，第二代全球海溫預報系統應第二代氣候模式需求延展海溫預報由 8 個月延長至 12 個月。此海溫預報系統所使用之 NCEP reanalysis data 未來將被 CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) 資料所取代，最後探討不同的 ensemble 技術，以期改進模式之預報結果。

結果顯示，第二代全球海溫預報系統之預報較第一代全球海溫預報系統佳。

一、前言

自 20 世紀中 Bjerknes (1966) 發現熱帶太平洋地區大尺度風場環流之變化和海溫的變化的息息相關，Bjerknes (1969)也提出聖嬰現象的發生源自於海洋與大氣的交互作用。1970 年代許多 ENSO 的相關研究部份源自於氣象學家發現聖嬰現象會影響有些地區的氣候變異從而引發許多災害。西元 1982 - 1983 年的 ENSO 事件更造成了全球各地乾旱和水患等及 1000 多人死亡和近百億美元的經濟損失。研究顯示對於氣候的預報，赤道太平洋地區的海溫扮演著非常重要的角色。

氣象局最近幾年來也積極發展本局的氣候模式預報系統，全球海溫變化之預報即為其

中重要的一環。對於海溫預報，中央氣象局於四期計畫發展出一套最佳化海溫預報系統 (OPGSST) 來預報全球未來八個月的海溫。這套系統利用多重變數線性迴歸方法將 4 組統計預報模式及 2 組中間海氣耦合模式的預報海溫整合出一組最佳化的海溫預報，提供下游大氣氣候模式及長期預報課進行氣候預報之參考。

第一代全球海溫預報系統上線自西元 2006 年開始上線作業 4 年，陸續發現一些問題，童(2008)即針對此模式進行一些診斷。配合五期計畫，除了更新氣候模式，亦就對全球海溫預報系統進行改進，在現有的架構下，發展出第二代全球海溫預報系統，以期提供更好的海溫預報提供下游使用。

二、 第一代全球海溫預報系統

第一代全球海溫預報系統(OPGSST1.1)包含 4 組統計模式其中除了 Damping Persistence 為統計持續法，另外 3 組統計模式均採用 SVD (singular value decomposition) 方法但使用不同的預報因子來預報全球海溫(Weng,2005)。NINOp6f7 模式採用 NINO3.4 地區海溫；PSLP3f1 模式採用菲律賓附近的海平面氣壓；THOHC 模式則採用熱帶太平洋之海洋熱容(ocean heat content)當預報因子。對此 4 組統計模式而言，西元 1981 年 1 月至 2005 年 11 月為事後預報(hindcast mode)，所用的初始場為 3 個月的平均觀測場，其預報均使用 cross validation 方法；從 2005 年 12 月至今為作業性預報(forecast mode)，其初始場由當月與前一個月觀測海溫權重平均而來。

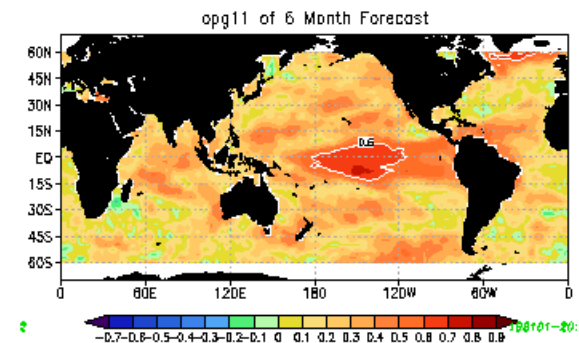
此海溫預報系統也包含兩組動力模式海溫預報(ICM2a、ICM2b)均是採用 Kang and Kug (2000) 所發展 Modified Cane-Zebiak 模式。這是一個中間海氣耦合模式，其大氣的部分是統計大氣模式，海洋的部份則是相當簡化的海洋模式。此二組動力模式目前只預報赤道太平洋地區的海溫。此二組預報資料的差異來自於資料同化處理時，觀測資料與預報資料所使用的權重不同，造成初始場資料的不同。ICM2a 使用觀測的風場當初始資料；ICM2b 在資料同化時初始風場則是觀測風場與預報風場的權重組合。

此系統所使用的觀測資料包括 NCEP Reanalysis 的海平面氣壓及 925 百帕的風場、OISST version 2 的海溫資料及澳洲 BMRC(Bureau of Meteorology Research Center)的海水溫度資料。

目前每個月中旬定期進行海溫預報。整個預報系統約需 10 分鐘的執行時間。模式的海溫預報均展示在科技中心之氣候網站。模式之

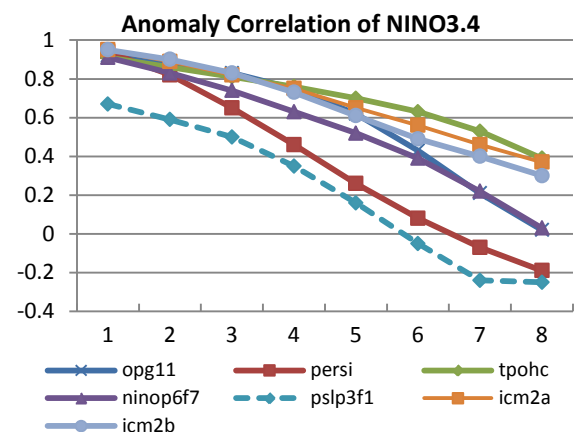
預報海溫不僅提供下游氣候模式之下邊界資料，也提供長期預報課對聖嬰現象之預報參考。

圖 1 顯示第一代全球海溫預報系統自西元 1981 年 1 月至西元 2012 年 12 月所有個案第 6 個月海溫預報與觀測資料之時間相關係數。暖色系為正相關，冷色系為負相關。



由此圖中可以發現預報最好的地區是熱帶太平洋地區，也就是 ENSO 事件的發展區域。對於赤道太平洋地區，前言已說明此地區的海溫對全球氣候有無可比擬的重要性，因此後面的改進特別針對 NINO3.4 海溫作進一步的分析。

各個子模式對熱帶太平洋海溫之預報能力，由圖 2 顯示各個子模式自西元 2006 年 1 月至西元 2012 年 12 月所有個案對 NINO3.4 海溫預報與觀測資料之時間相關係數。



由此圖中可以發現 PSLP31 模式(虛線)於第一個月即表現得極不理想，明顯落後其他模式。統計持續法(紅線)於預報後期亦明顯不佳。對赤道

太平洋地區之海溫，以 TPOHC 模式之預報最佳，其次為 ICM2a 模式。

三、第二代全球海溫預報系統測試

第二代全球海溫之預報系統基本上維持第一代海溫預報系統之架構，在各方面進行調整與改進。

(一)、初始場之改進

在初始場方面，第一代海溫預報系統採用最近兩個月觀測海溫之權重平均當統計模式之初始場。圖 3 為顯示此種處理方式與實際觀測海溫之差異，於赤道太平洋地區之海溫差異可達 0.5°C ，此種差異會進一步影響海溫預報。

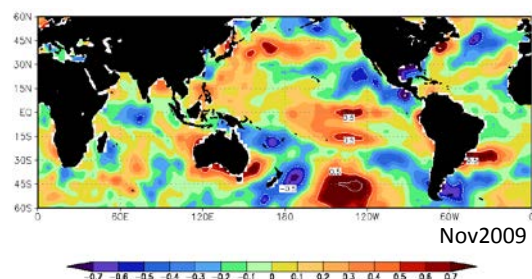


圖 3、西元 2009 年 11 月 OPGSST 系統初始場與觀測海溫之差值。

圖 4 比較使用單月之觀測海溫之測試版與作業版之比較，可以發現使用單月海溫之初始場對 NINO3.4 海溫之預報明顯優於作業版。

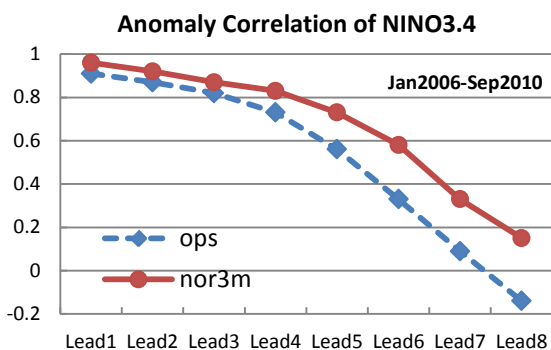


圖 4、測試版 (nor3m, 實線) 與作業版 (ops, 虛線) 對西元 2006 年 1 月至 2010 年 9 月個案預報之 NINO3.4 與觀測資料之相關係數。

(二)、子模式之改進

在模式方面，由於 PSLP3f1 模式表現不佳，將移除，結果顯示此舉有助於模式之改進(如圖 5 所示)。

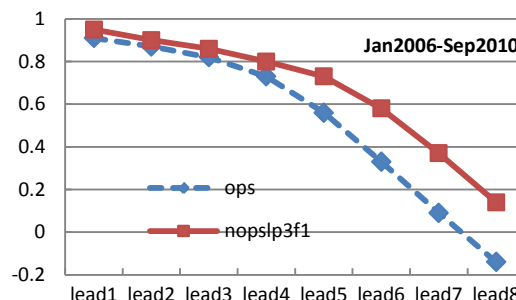


圖 5、測試版 (實線) 與作業版 (虛線) 對 NINO3.4 海溫預報與觀測海溫之相關係數。

另外，統計持續法在預報後期預報也不理想，建議僅採用前 4 個月之預報。

此外，第二代全球海溫預報系統引進一個新的統計模式為 STPM 模式。此模式主要是將不同空間分布、不同時間尺度、不同預報因子與觀測海溫的 EOF 模組之時間序列找出其相關性來進行預報。其預報範圍在熱帶太平洋地區(圖 6)。

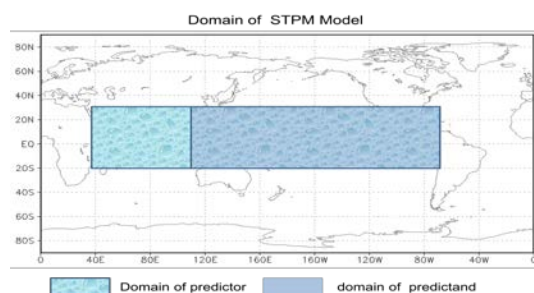


圖 6、STPM 模式所預報海溫範圍與預報因子選取範圍。

對此模式，經過一連串的对預報因子和選取範圍的敏感度測試後決定採用的預報因子為 925 百帕東西方向分量風場和 0、20、50、75、100、150 公尺深之海水溫度。預報因子的選取範圍涵蓋印度洋和熱帶太平洋地區。對所有個

案進行預報並與 OPGSST1.1 比較，對 NINO3.4 而言，事後預報的相關係數不如 OPGSST1.1，但對作業性預報個案，則優於作業版（圖 7）。

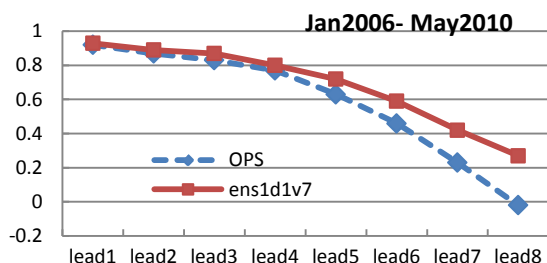


圖 7、測試版 (ens1d1v7,實線) 與作業版 (ops, 虛線) 對西元 2006 年 1 月至 2010 年 5 月個案預報之 NINO3.4 與觀測資料之相關係數。

因此在第二代全球海溫預報系統將納入 STPM 模式做為一個子模式，提供預報海溫與其他子模式之預報結果作 ensemble。

(三)、使用資料之調整

在資料方面，美國氣象中心規劃未來將用 CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) 資料來取代 NCEP reanalysis 資料。此舉將影響中間海氣耦合模式和 STPM 模式，此二模式均採用其 925 百帕之風場資料，因此在此進行 CFSR 資料之影響評估。

ICM2a 模式用 CFSR 資料對事後預報個案而言，好壞參半，對後期北太平洋之預報有明顯改進，南太平洋則變差(如圖 8 所示)。

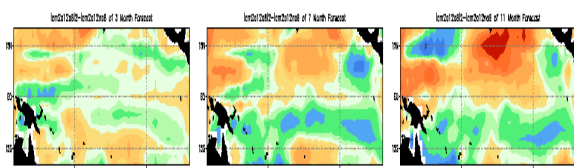


圖 8 為 ICM2a 模式用 CFSR 資料對西元 1981 年 1 月至西元 2005 年 12 月個案所預報之海溫與觀測海溫所算出來之時間相關係數與 NCEP 版之差異，由左而右，分別為第 3、6、9 個月的預報。

對作業性預報個案，整個赤道太平洋之預報明顯變差(圖 9)。

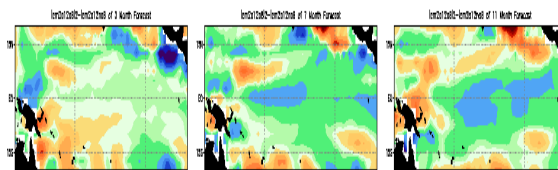


圖 9、如圖 8 但對西元 2006 年 1 月至西元 2010 年 12 月個案。

對 ICM2b 模式，CFSR 對其影響與 ICM2a 相似，只是影響幅度較弱。STPM 模式使用 CFSR 資料對事後預報個案預報變差，但對作業性預報對大部分地區有正面改進。

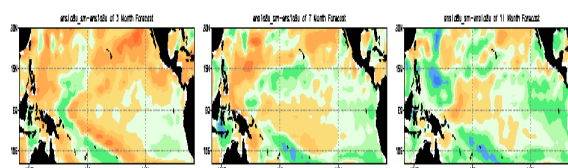


圖 10、如圖 9，但為 STPM 模式。

採用 CFSR 資料，對中間海氣耦合模式之有些負面衝擊，但是由於 CFSR 資料取代 NCEP reanalysis 資料為未來必然之趨勢，因此仍納入第二代海溫預報系統之修改範圍內。

(四)、整合技術之探討

第一代全球海溫預報系統使用多重變數線性迴歸方法來整合各個子模式之預報。

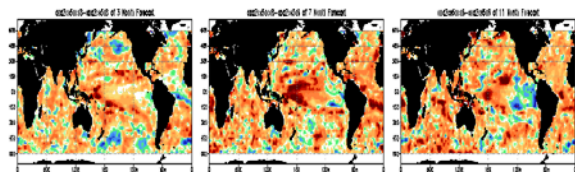
在此所嘗試的方法為時間相關係數權重法 (TAC weighting method)，以各個子模式格點預報之時間相關係數當權重來整合出最後預報量，其控制方程為

$$SST = \frac{\sum_{i=1}^L Ac(i) * F(i)}{\sum_{i=1}^L |Ac(i)|}$$

其中 Ac: 每個子模式之時間相關係數 (1981-前一年單月預報) F: 子模式之預報海溫; L:子模式個數

使用同樣子模式之預報結果，用不同之整合技術來整合，整合出之預報資料與觀測海溫來計算時間相關係數。圖 11 為使用 TAC weighting

method 預報相關係數減去多重變數線性迴歸方法
預報相關係數之差異圖(由左而右，分別為第 3、6、
9 個月的預報)，暖色系為正值，代表 TAC
weighting method 較佳。



比較兩種不同整合技術方式，由圖 11 可以
發現除了後幾個月於赤道東太平洋地區較差外，
均大幅度的優於多重變數線性迴歸方法。

(五)、第一、二代全球海溫系統之比較

綜合各項測試，第一、二代全球海溫預報
系統之差異由表 1 所列。

	OPGSST1.1	OPGSST2.0
預報長度	8 個月	12 個月
初始場	最近 2 個月觀測 海溫之加權平均	最近一個月之 觀測海溫
風場資料	NCEP reanalysis	CFSR
氣候值	各模式不同	1981-2010
統計持續 法	Damping Persistence model 8 個月預報	Damping Persistence model 4 個月預報
SVD 模式	NINOp6f7 TPOHC PSLP3f1	NINOp6f7 TPOHC
STPM 模式	無	有
中間海氣 耦合模式	ICM2a、ICM2b	ICM2a、ICM2b
Ensemble method	Multi-variable linear regression method	TAC weighting method

和現行作業版比較，因 OPGSST1.1 版僅作
8 個月的預報，因此圖 12 為第 2、第 5 和第 8 個
月之相關係數差異圖。由此圖中可以發現對作業
性個案幾乎 8 個月全預報範圍的改善，改善幅度
以後期赤道太平洋地區最為明顯。

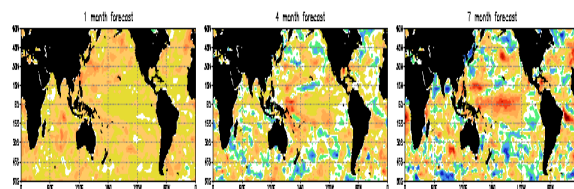


圖 12、OPGSST2.0 對觀測資料之時間相關係數減
去 OPGSST1.1 對觀測資料之時間相關係數之差異
圖，由左而右分別為第 2、第 5 和第 8 個月的預
報。(暖色系代表 OPGSST2 較佳)

對全球氣候影響最大的赤道太平洋海溫，
我們用圖 13 比較二版對聖嬰指數 NINO3.4 的時
間相關係數。新版的海溫預報系統與作業版對
事後預報個案 NINO3.4 時間相關係數的預報能
力二者相當。對作業性個案越到預報後期，改
進幅度越大，最大可超過 0.4。

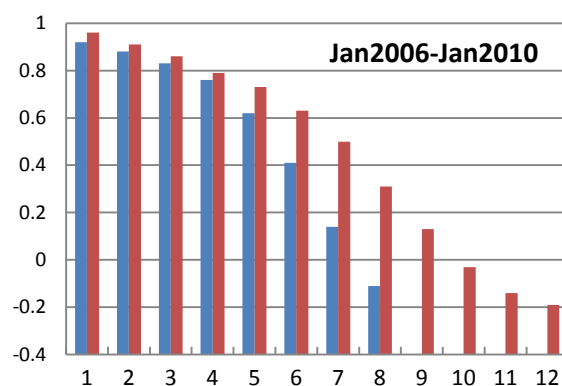
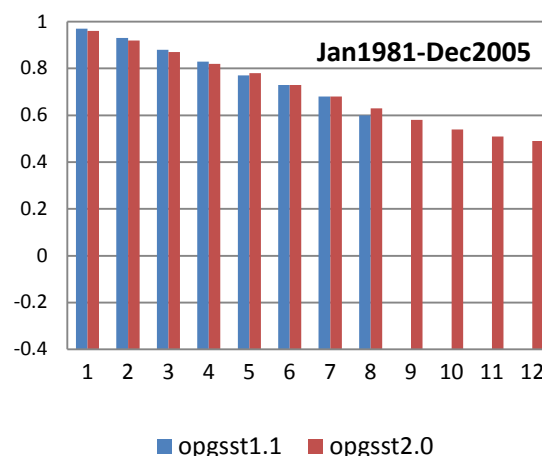


圖 13、OPGSST1.1(藍,左)與 OPGSST2(紅,右) 對 NINO3.4 之預報所算出之時間相關係數，上圖為事後預報個案，下圖為作業性預報。

四、結論

第二代全球海溫預報系統主要架構沿襲第一代海溫預報系統之主要架構，對各方面進行改進。相關測試包括改進初始場、停用 PSLP3f1 模式、縮短統計持續法之預報、引進 STPM 模式、用 CFSR 資料取代 NCEP reanalysis 資料子及使用不同之整合技術等。預報結果顯示整合後之第二代全球海溫預報系統之預報較第一代為佳。

除了上述之修改外，未來第二代全球海溫預報系統每個月將提供 12 個月之海溫預報，事後預報範圍將調整為西元 1981 年至西元 2010 年。這段時間統計模式將採用 cross validation 方式求取預報。西元 2011 年以後方為作業性預報。

未來第二代全球海溫預報系統將配合第二代氣候模式於 2015 年上線作業。

參考文獻

- Bjerknes, J., "A Possible Response of the Atmospheric Hadley Circulation to Equatorial Anomalies of Ocean Temperature," *Tellus*, Vol. 18, No. 4, 1966, pp. 820-829.
- BJERKNES, J., 1969: ATMOSPHERIC TELECONNECTIONS FROM THE EQUATORIAL PACIFIC1. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163–172.
- Kug, Jong-Seong and In-Sik Kang, 2000: The impacts of the model assimilated wind stress data in the initialization of an intermediate ocean and the ENSO predictability. *Geophysical Research Letters*, 28, 3713-3716.
- Weng Shu-Ping, Y.-C. Tung, and W.-H. Huang, 2005 : Predictions of global sea Surface Temperature anomalies: introduction of CWB/OPGSST1.1 forecast system. 94 天氣分析與預報研討會論文集編 341-345。
- 童，2008: 中央氣象局最佳化海溫預報系統之校驗 97 天氣分析與預報研討會論文集編 259-263。

氣象局第二代二步法短期氣候預報系統之全球大氣環流模式氣候模擬能力

評估

李清勝、盧孟明、胡志文

中央氣象局 科技中心

摘要

中央氣象局正在建立的第二代二步法短期氣候預報系統之氣象局全球大氣預報模式(CWB Global Atmosphere Model)解析度已提升至 T119L40(水平方向約為 150 公里,垂直方向 40 層,簡稱 CWB-T119),不僅在解析度方面遠高過目前的作業版模式(CWB-T42、ECHAM5),模式物理也完全更新。本文將根據三個模式 AMIP 型式的氣候模擬,即海表面溫度為給定的歷史觀測值大氣為模式積分結果,比較新舊模式在氣候平均場、年際變化與季風指標等方面的差異,紀錄模式氣候特徵。分析結果得到 CWB-T119 在全球主要降雨區域的位置與量值方面相較於 CWB-T42 都有明顯的改進,而且能夠正確反應出局部地區的降水分佈特徵,相信此模式能夠正確反應出台灣地區的局部環流特徵與降水分佈。但相較於也是目前作業版模式之一的 ECHAM5 的改進並不十分顯著。此外針對大尺度環流場之季節變化與年際變化的模擬能力而言,CWB-T119 比 CWB-T42 更能掌握住季節變化與年際變化的模擬能力,未來將更進一步來分析此全球氣候模式預報場之預報能力以及誤差範圍。

一．前言

任俊儒等(2008)檢驗了目前中央氣象局作業化之全球氣候預報模式(CWB-GAMT42L18,簡稱 CWB-T42)得到,模式模擬地表 2 米溫度及降雨均在陸地上表現不佳,尤其在夏季期間表現更不理想,此外在東亞以及西北太平洋區域近乎無預報能力。為了提高全球氣候模式之預報能力,中央氣象局目前正在積極建立第二代二步法短期氣候預報系統,預計在 2015 年發展完成開始執行作業性預報。在全球大氣預報模式方面,將現有作業版的氣象局全球預報模式解析度(胡志文等,2008 年)一舉提升至 T119L40(水平方向約為 150 公里,垂直方向 40 層,解析度為 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$),此外也更改了模式內的輻射傳遞過程、積雲參數化、邊界層過程以及大尺度降水過程(汪鳳如、馮欽賜,2010)。目前中央氣象局已完成新一代高解度全球氣候模式 58 年的 AMIP 規格的氣候模擬(CWB-GAMT119L40,簡稱 CWB-T119),模擬年份為 1949 至 2006 年。在新一代高解析度模式開始建置之前,需要針對此全球氣候模式之氣候場加以分析,所以本研究將分析此全球模式之氣候模擬能力與誤差範圍,此外也進一步

探討此高解析度模式是否能夠有效改善 T42 全球模式在夏季所模擬的降水誤差。

二．使用資料與分析方法

(一) 使用資料

大尺度環流場的觀測資料為 1949-2010 年 NCEP Reanalysis I (Kalnay et al., 1996; NCEP-R1)資料,資料解析度為 144×73 。海平面溫度資料則為 Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST-V3b, Smith et al.,2008),時間長度為 1949-2010 年,解析度為 180×89 。全球雨量觀測場資料則是使用 Global Precipitation Climatology Project (GPCP, Adler et al., 2003),年份為 1979-2010 年,解析度為 144×72 。

全球氣候模式資料是採用在 AMIP 格式下所模擬的氣候環流場,所謂 AMIP 格式乃是指下邊界條件是使用實際觀測的分析場資料或給定的氣候資料,不隨模式預測來重新計算(Gates, 1992)。在此 AMIP 格式下,氣象局的全球氣候模式有兩種不同解析度的模擬資料,分別為 T42 與 T119 解析度,資料年份分別為 1950-2005 年與 1949-2006,此外也加入目前作業化之 ECHAM5 的 AMIP 模擬資料

(簡稱 ECHAM5)，資料年份為 1956-2005 年。CWB-T119 模式水平解析度為 T119(360x180 水平網格，約為 150 公里)、垂直方向為 40 層，CWB-T42 與 ECHAM5 模式水平解析度 T42(128x64 水平網格，約為 300 公里)、垂直方向分別為 18 層與 19 層。由於各個 AMIP 全球模式資料解析度及年份不盡相同，所以此研究將各模式資料內插成 144 x 73 網格點數(網格解析度為 2.5 度)以及年份統一為 1956-2005 年(49 年)來分析其氣候特徵。

(二) 分析方法

本文章主要分析年雨量特徵、季節平均降雨特徵以及季風區內降水的年循環變化。大尺度環流氣候場中則是分析季節平均，夏(冬)季季風指標和年際變化特徵。其使用統計方法有形態相關係數(pattern correlation coefficient)、標準化之均方根誤差(Normalized Root Mean Square Error)以及泰勒分析(Taylor, 2001)。

三．雨量

(一) 年雨量特徵

圖 1 顯示 1979-2005 年氣候平均場之 GPCP、CWB-T119、CWB-T42 與 ECHAM5 的年雨量分佈圖，圖中 GPCP 顯示主要降水集中於 ITCZ 與 SPCZ 位置，此外日本東方海面、海洋大陸、東印度洋以及南美洲北邊也有較多降水，整體全球平均降水量為 2.81mm。CWB-T119 的年降水分佈圖也和 GPCP 分佈類似，但 ITCZ、SPCZ 及中美洲的模擬雨量有偏多誤差，全球平均降水量則為 3.57，明顯比 GPCP 多。CWB-T42 降水則是在 ITCZ 有顯著誤差，整個降水帶被分成兩塊，同樣也是有降水量偏多誤差，而且海洋上的降水過度集中。ECHAM5 年降水分佈和 GPCP 相似，但 SPCZ 降雨帶仍降水過多。三者分別與 GPCP 的形態相關係數為 0.87、0.78 與 0.87，顯示 CWB-T119 有明顯改進 CWB-T42 的降水誤差，而且降水分佈特徵更接近觀測值。

(二) 季節平均雨量

圖 2 顯示 1979-2005 年夏季(Jun-Aug)與冬季(Dec-Feb)之 GPCP 季節平均雨量分佈圖以及 CWB-T119、CWB-T42、ECHAM5 分別與 GPCP 的雨量差異圖，圖中可以看到在夏季 GPCP 的主要降

水在孟加拉灣、ITCZ、中美洲外海區域。從雨量差異圖中，CWB-T119 顯示有模擬海洋上降水有偏多情形，尤其是在印度洋、中太平洋及中美洲外海區域，CWB-T42 的降水偏多範圍和 CWB-T119 相似，但中國南方地區降水明顯偏多，此外在西北太平洋以及東太平洋則降水明顯偏少，ECHAM5 模擬偏多降水範圍在印度洋、赤道西太平洋以及中國南部，由此可得到在夏季三個模式模擬海洋上降水明顯偏多，尤其是印度洋地區，而在陸地上降水方面，CWB-T42 與 CWB-T119 都在中美洲有偏多情形，但 CWB-T119 則比 CWB-T42 有明顯改進中國南方的偏多降水情形。由冬季(圖 2b)降水分佈圖中，GPCP 顯示主要降水在 SPCZ、南美洲北部以及日本外海，CWB-T119 仍降水偏多模擬，主要在印度洋、澳洲外海及中美洲外海，CWB-T42 與 ECHAM5 降水偏多的區域都和 CWB-T119 相似，但 CWB-T42 模擬偏多的降水量是三個模式當中最小的。

四．海平面氣壓場

圖 3 顯示夏季(JJA)與冬季(DJF)之 NCEP 重分析場的海平面氣壓場(SLP)與 GPCP 的降雨場以及 CWB-T119、CWB-T42 和 ECHAM5 分別與 NCEP 重分析場與 GPCP 之差異分佈圖。圖中夏季觀測場 SLP 顯示，西北太平洋有顯著太平洋副熱帶高壓，而東亞季風槽從中國南部延伸到赤道換日線，此外北大西洋也有副熱帶高壓。在 CWB-T119 模擬結果中，模擬夏季 SLP 在中太平洋、大西洋的太平洋副熱帶高壓偏強以及亞洲季風槽偏弱。CWB-T42 模擬的 SLP 氣候場差異和 CWB-T119 類似，但太平洋副熱帶高壓模擬更偏強，導致整個高壓脊延伸到台灣地區。ECHAM5 的差異和 CWB-T42 類似，也是副熱帶高壓模擬偏強。冬季 SLP 的觀測場顯示，中國大陸區域有大陸高壓，西北太平洋有阿留申低壓特徵。從 CWB-T119 的差異圖中，可看到西北太平洋地區有正距平情形，代表模擬阿留申低壓偏弱，而 CWB-T42 的 SLP 差異圖顯示高緯度地區有出現正、負、正距平情形，代表模擬大陸高壓偏強，阿留申低壓偏弱，且位置偏西。ECHAM5 的 SLP 差異分佈情形和 CWB-T119 結果類似，也是模擬阿留申低壓偏弱。

為了更進一步了解全球模式對氣候場的模擬能力，圖4顯示四個季節(DJF, MAM, JJA,SON)-之雨量、SLP與850毫巴風場之氣候場形態相關係數(Pattern Correlation coefficient)與均方根誤差(Root Mean Square Error)分佈圖，所計算範圍如圖2所示，圖中可明顯看到這三個模式中，無論是在環流場或是雨量場，都是CWB-T42的表現最差，而CWB-T119與ECHAM5兩者的相關係數相似，但MAM與JJA季節雨量則CWB-T119為較高，由此可以得到新一代高解析模式雖然無法比ECHAM5有較高的模擬能力，但明顯已經比CWB-T42有更好的氣候場模擬能力。

五．季風指標與雨量年循環

(一)季風指標

將CWB-T119、CWB-T42及ECHAM5三個模式日資料處理成氣候平均場之日資料，再採用Wang et al. (2001)的西北太平洋夏季季風指標(WNPM)以及Jhun and Lee(2004)的亞洲冬季季風指標(EAWM)來分析氣候模式是否能夠正確掌握季風區域內環流場的年循環變化特性。

圖5顯示NCEP-R1、CWB-T119、CWB-T42與ECHAM5之WNPM指標(a)與EAWM指標(b)的氣候平均值之日時間序列圖，圖中NCEP-R1的WNPM指標數值在5月開始上升，8-9月間達到最高值，隨後開始遞減。CWB-T119在1-5月模擬偏強，尤其是在4-5月期間明顯偏強，8-9月沒有和觀測值一樣出現最高值，反而在10月份有最高值出現，隨後才開始遞減，代表CWB-T119模擬的WNPM指標在最強季節有落後情形，而且數值有偏高模擬。CWB-T42則是1-4月模擬指標偏弱，7月達到最強，但8-9月反有減弱，而10月再次達最強，此變化特性與NCEP-R1有明顯差異存在，尤期是在7-10月期間，代表CWB-T42在模擬夏季季風區域內的大尺度環流特徵表現不甚理想。ECHAM5也和CWB-T119的變化類似，也是在10月份有同樣的誤差。從EAWM指標氣候平均值之日時間序列圖中顯示(圖5b)，NCEP-R1資料在12月-1月時指標強度達到最強，隨後開始減小，8月有最低值。三個模式都呈現相同的變化特性，但在

12-1月時，以CWB-T42模擬強度和觀測值最相近，但在5月過後，反而是CWB-T119和觀測值最相近，而在8月，CWB-T42模擬此時冬季指標數值有明顯誤差，此外ECHAM5雖然模擬此冬季指標數值有偏弱情形，但此誤差隨著季節與觀測值呈現一致性的變化。

為了更進一步了解此WNPM指標與EAWM指標之模式模擬結果與觀測資料之間的差異，所以將此兩個指標之日時間序列值來泰勒圖分析(Taylor, 2001)，圖6顯示WNPM指標之CWB-T119、CWB-T42與ECHAM5之泰勒圖，圖中可以看到三者的相關係數與RMSE都相似，相關係數有達0.9以上，而CWB-T119與ECHAM5的表現一樣。而在EAWM指標分析中，得到ECHAM5的相關係數最高及RMSE最小，其次為CWB-T119，而CWB-T42雖然有0.95的相關係數，但比其它兩者模擬此指標能力明顯偏弱。

(二)雨量年循環

Wang and LinHo(2002)根據雨量變化的特性來定義亞洲季風區，區分出印度夏季季風區(ISM)以及西北太平洋夏季季風區(WNPSM)。圖7顯示GPCP、CWB-T119、CWB-T42之兩個季風區域內的雨量氣候平均值之日時間序列圖，在WNPSM季風區域內(圖7a)，GPCP呈現出5月雨量開始偏多，8月達到最大值，隨後雨量減少。CWB-T119也是5月雨量明顯增多，但8月卻沒有出現最大值，反而11月份有最大值，整體模擬夏季雨量偏少，冬季雨量偏多。CWB-T42模擬雨量在5月表現和CWB-T119相似，但在6-10月期間雨量明顯偏少，而在11月也同樣達到最大值，顯示CWB-T42模擬夏季降水有明顯的誤差存在。ECHAM5的結果和CWB-T119相似，同樣也是有夏季雨量偏少，冬季雨量偏多的模擬。另外ISM季風區的雨量表現方面(圖7b)，GPCP呈現出在7-8月雨量達最大值，而CWB-T119與ECHAM5無論在雨量變化趨勢或是雨量值大小均和GPCP相似，但CWB-T42則雨量明顯偏多。另外從CWB-T119、CWB-T42與ECHAM5之日氣候場雨量的泰勒圖中(圖8)，顯示CWB-T119與ECHAM5的結果類似，印度季風區的雨量年循環變化模擬能力明顯比西北太平洋

區域較好，而 CWB-T42 模擬西北太平洋區內的氣候場雨量年循環變化有明顯誤差，相關係數值只有 -0.1，由此可得到 CWB-T119 大幅改善了 CWB-T42 在此區域內降水模擬誤差。

六．結論與討論

本研究分析新一代高解析之氣候預報模式與目前作業化模式之 CWB-T42 與 ECHAM5 的 AMIP 結果比較，得到此高解析模式不論在環流場、雨量等氣候場模擬均比 CWB-T42 模式更接近於觀測場，尤其是雨量氣候場部份，除了明顯改進 ITCZ 與中國南方的降水之外，也突顯出局部地區的降雨分佈特徵。在 SLP 方面，CWB-T119 有改進 CWB-T42 對於太平洋副熱帶高壓模擬，但高壓中心的強度仍偏強。分析氣候場之形態相關係數得到，CWB-T119 與 ECHAM5 的模擬能力相同，均優於 CWB-T42。針對大尺度環流場之季風指標與雨量年循環分析中，三個模式均無法正確掌握住季風與雨量的年循環變化，尤其以 CWB-T42 模擬西北太平洋區域的降雨年循環的誤差最大，相關係數只有 -0.1，而 CWB-T119 的相關係數達 0.6，顯示 CWB-T119 大幅改進 CWB-T42 在此西北太平洋區域內的降雨年循環誤差。在年際變化分析中，三個模式均能正確掌握住海溫與大氣之間的分佈特徵，其中以 ECHAM5 的表現最好。

由以上氣候場分析得到，新一代高解析之氣候預報模式雖然無法大幅超越 ECHAM5 的模擬能力，但比 ECHAM5 可提供更高解析度的局部環流與降水分佈特徵，而且明顯改善 CWB-T42 在降水方面的誤差，相信此高解析之氣候預報模式能夠正確反應出東亞、台灣地區的大尺度環流與降水分佈變化，未來也將更進一步來分析此模式預報場之預報能力以及誤差範圍。

七．參考文獻

任俊儒、鄭凱傑、施宇晴、胡志文、賈愛玫，2008：二步法動力氣候預報系統之事後預報技術得分分析。天氣分析與預報研討會論文彙編(97)，271-276。

汪鳳如、馮欽賜，2010：中央氣象局全球模式物理參數化之更新：邊界層及積雲參數化。大氣科學，第 38 期第 3 號，213-236。

Adler, R. F., and Coauthors, 2003: The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *J. Hydrometeor.*, **4**, 1147–1167.

Gates, W. L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962-1970.

Jhun, J.G. and E. J. Lee. 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate.*, **17**, 711-726.

Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.

Roeckner, E., G. Bauml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Krichner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schelese, U. Schulzweida, and A. Tompkins, 2003: The atmosphere general circulation model ECHAM5. Part I: Model description. **Report No. 349, Max Planck Institute for Meteorology**, Hamburg, Germany.

Smith, T. M., R.W. Reynolds, T. C. Peterson, and J. Lawrimore, 2008: Improvements to NOAA's historical merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006). *J. Climate*, **21**, 2283–2296.

Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183-7192.

Wang, B., W. Renguang, and K.-M. Lau, 2001: Interannual variability of the Asian summer monsoon: contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian Monsoons. *J. Climate*, **14**, 4073–4090.

Wang, B., and LinHo, 2002: Rainy Season of the Asian–Pacific Summer Monsoon. *J. Climate*, **15**, 386–398.

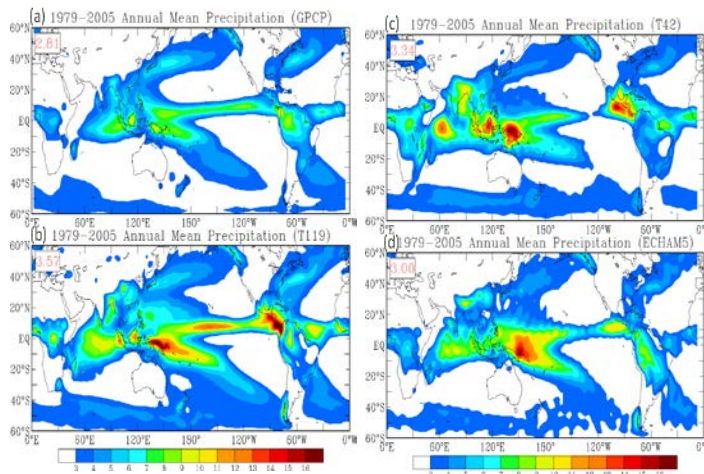


圖 1. 年雨量之 GPCP(a)、CWB-T119(b)、CWB-T42(c)、ECHAM5 的氣候場分佈圖。圖中左上角數字代表此區域內的雨量平均值。

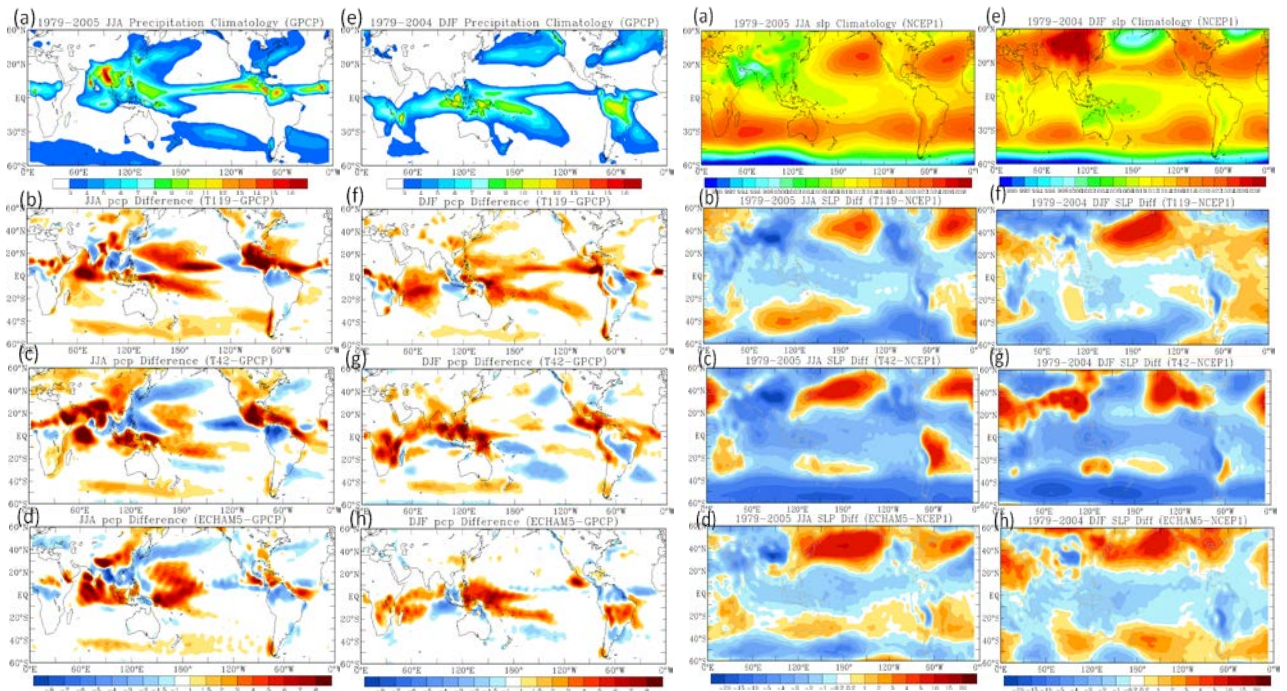


圖 2. Jun-Aug(JJA)季節(a-d)與 Dec-Feb(DJF)季節(e-h)平均之 GPCP 降水氣候分佈圖以及 CWB-T119(b,f)、CWB-T42(c,g)、ECHAM5(d,h)分別與 GPCP 雨量的差異分佈圖。

圖 3. 同圖 2，但為 SLP 氣候分佈圖與差異圖。

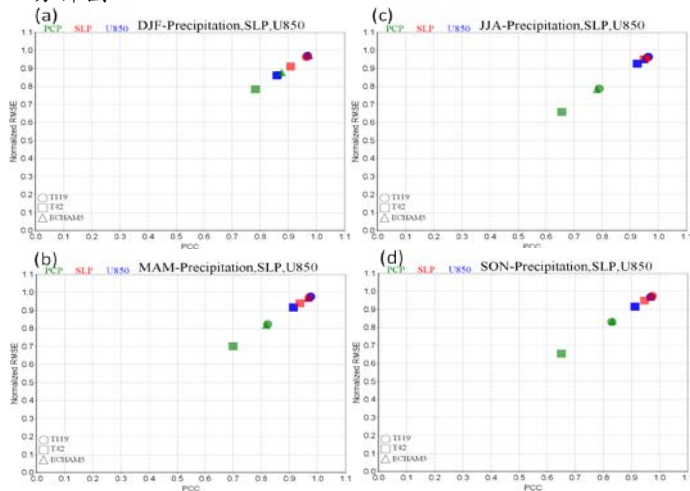


圖 4. DJF(a)、MAM(b)、JJA(c)與 SON(d)的雨量(綠色)、SLP(紅色)、U850(藍色)之 CWB-T119(圓形)、CWB-T42(方形)、ECHAM5(三角形)分別與觀測值之形態相關係數與標準化之均方根誤差的分佈圖。圖中 X 軸為相關係數值，Y 軸為誤差值。

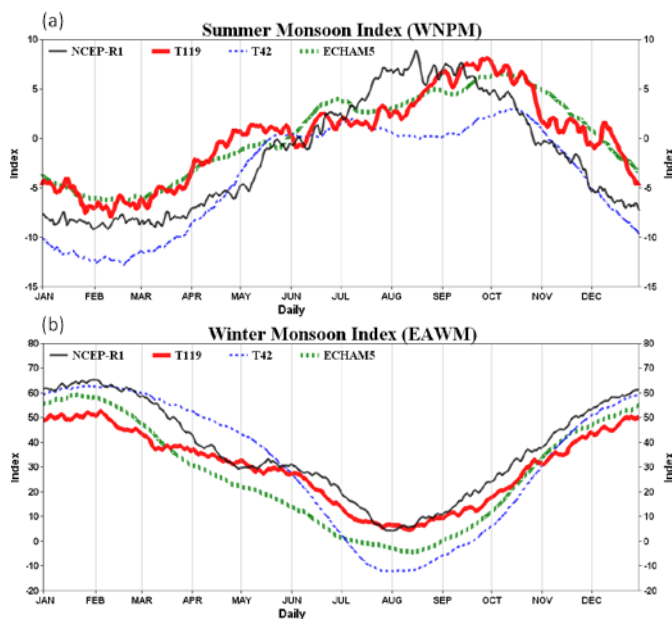


圖 5. 夏季季風指標-WNPM(a)與冬季季風指標(b)之氣候平均值的日時間序列圖，圖中分別為 NCEP-R1(細實線)、CWB-T119(粗實線)、CWB-T42(細點線)與 ECHAM5(粗點線)。

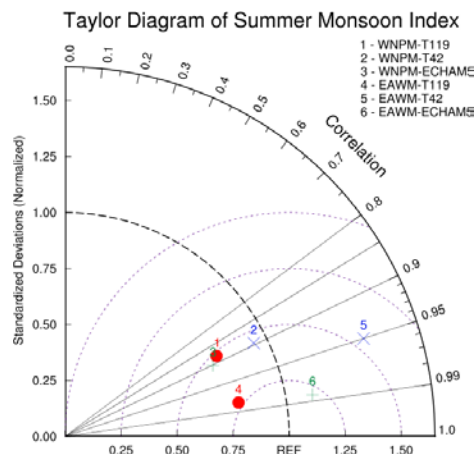


圖 6. 以 NCEP-R1 為參考值製作的夏季季風指標-WNPM 之泰勒圖，圖中分別為●代表 CWB-T119，×代表 CWB-42，+號代表 ECHAM5。

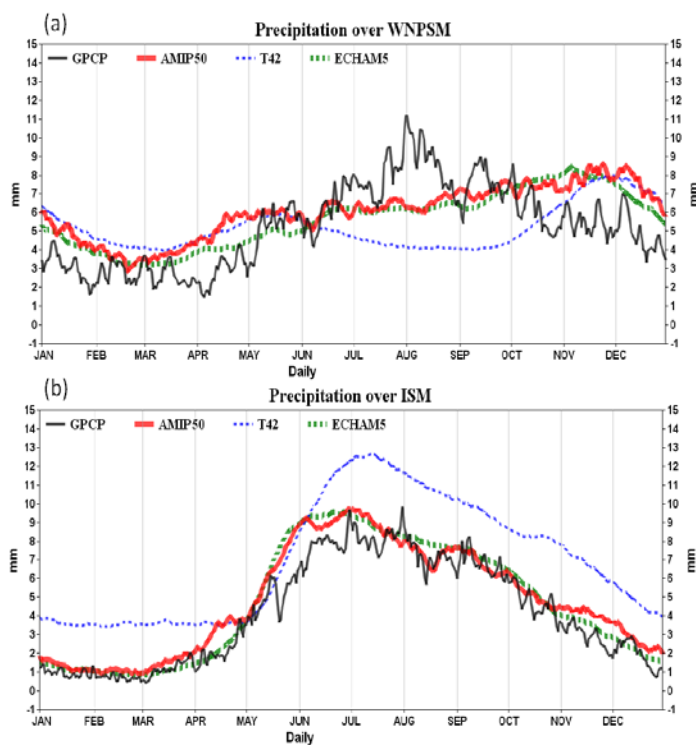


圖 7. WNPSM(a)、EASM(b)、ISM(c)季風區域內之雨量氣候平均值的日時間序列圖，圖中分別為 GPCP(細實線)、AMIP50(粗實線)與 CWB-T42(點線)。

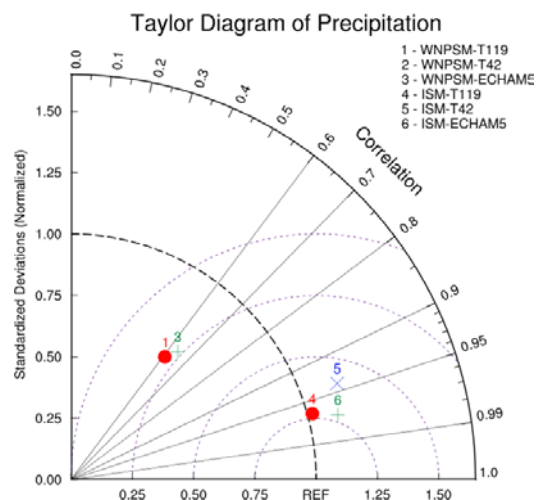


圖 8. 同圖 6，但為 WNPSM 與 ISM 地區之氣候值日降水泰勒圖。

改進氣象局第一代二步法氣候預報系統之統計降尺度 — SVD 與 STPM 方法的比較

林昀靜、盧孟明

中央氣象局科技中心

摘要

氣象局第一代二步法氣候預報系統 (CWB-2tier-GFS-T42L18) 使用了以 SVD 為架構的統計降尺度方法，將解析度約為 300 公里的全球預報模式之預報結果轉換成氣象局 9 個局屬測站的溫度和雨量預報。為改進統計降尺度的預報過程，Hsu et al. (2012) 發展了以 STPM 為架構的預報因子挑選法則和以單一測站為預報對象的預報方法。本文以 5-9 月的 9 個測站溫度和雨量為預報目標，以 1981-2002 年為訓練期（交叉驗證）、2003-2012 年為預報期，評估 SVD 和 STPM 兩種方法的預報技術。結果顯示雖然 STPM 的交叉驗證得分高於 SVD，但預報期的技術得分並不高，顯示此統計降尺度法還有繼續改進的必要。

一、前言

台灣是位於亞洲大陸與太平洋交會的副熱帶氣候區域，氣候上受到太平洋上的暖濕氣流和洋流影響以及亞洲大陸的大尺度環流系統影響，季節與年際變化明顯。欲推測台灣之氣候變異傾向，必定要從了解海洋、大氣主要大尺度環境場變異特徵和台灣氣候的關係開始。氣象局自 2010 年開始使用 40 組二步法全球數值氣候預報系集模式進行月與季尺度預報，每月產出未來 6 個月的預報產品。由於台灣空間尺度小，無法直接將氣候系集預報模式的結果應用於台灣地區，因此採用降尺度方法將氣候系集預報模式提供較粗糙的資訊轉換成較為精確的資訊，也就是將大尺度的氣候變化訊息以統計方法映射到區域的氣候變化狀態。

一般常用的降尺度法有動力降尺度及統計降尺度兩種，本研究主要是在發展統計降尺度，根據 SVD 及 STPM 兩種方法進行研究比較。本研究這種結合氣候系集預報模式與統計降尺度方法的動力統計預報系統，可以不受網格點、空間解析度之限制，針對台灣的各測站，直接進行單點預報。

二、資料

本研究採用的氣候系集預報模式資料為中央氣象局之全球預報模式 (CWB-2tier-GFS-T42L18)，大氣模式加上 2 組海溫預報，2 組海溫分別為中央氣象局所發展之最佳化海溫預報系統 OPGSST 所預報之全球海溫，以及 NCEP 所提供之 CFS 模式預報海溫，將此兩組海溫當作下邊界，每個月上、下旬各

10 天的大氣觀測當初始場，此模式資料的水平解析度僅 T42 約 280 公里。

本研究所採用的觀測資料為 9 個測站的月平均溫度和月雨量，9 個測站包括台北、宜蘭、新竹、台中、台南、高雄、恆春、花蓮及台東，降尺度的預報目標即為此 9 個測站的降水與溫度預報。對於降水預報，本模式採用海平面氣壓、500hPa 高度場、850hPa 的 UV 風場及水汽通量 (uq、vq) 等變數與觀測資料來進行降尺度預報。對於溫度，模式採用地表溫度、2 米溫度、500hPa 高度場、850hPa 的 UV 風場等變數與觀測資料來進行降尺度預報。

三、方法

本研究採用兩種降尺度方法，分別為奇異值分析法 (SVD) 及 Spatial-Temporal Projection Model (STPM)。在預報結果的校驗部分採用的是三分類校驗，使用 Gerrity Skill Score (GSS) 來計算預報技術得分。詳細的方法敘述如下。

(一) 奇異值分析法 (SVD, singular value decomposition)

以台灣地區 9 個測站 2012 年 5 月的降水預報為例，首先計算 1981-2012 年每年 5 月氣候預報場的距平場，並針對影響台灣的區域範圍 (100-150°E, 10-35°N) 做 EOF 分析，再將前 15 個變異量較大的模態 (mode) 重組成新的距平場。因為各個氣候預報場所能提供的資訊及變化很多、很複雜，做 EOF 分析並將前幾個變異量較大模態重組，可從各個預報場

中挑出最主要的變化訊息，並濾除影響小的變化或是雜訊。

將此新的距平場與 9 個測站的自 1981-2011 年每年 5 月之觀測累積雨量距平場做 SVD 的降尺度交叉驗證分析。根據交叉驗證的結果選取具顯著意義的系集，即交叉驗證後該模組與降雨間的相關係數大於 0.25，藉此濾除不可預報的氣候噪訊分量，再將這些具顯著意義的系集重組，個別的氣候預報模式資料均可做出一組預報系集。

最後利用 1981-2012 年 5 月的資料，以及交叉驗證算出顯著意義的系集做 SVD 降尺度，即可得 2012 年 5 月的降水預報。

(二) Spatial-Temporal Projection Model (STPM)

以利用氣候預報模式資料與測站月降雨量資料 $Y(t)$ 建立 STPM 模式來預報降水為例，首先將氣候預報模式資料與月雨量資料標準化 ($X_\sigma(i, j, n, t)$ 、 $Y_\sigma(t)$)，並建立兩者間的相關係數等值圖，並挑出超過 95% 統計顯著相關的區域當作預報因子 $X(i, j, n, t)$ ，再建立時間與空間之共變異型態 (Spatial-temporal coupled co-variance pattern)，如式 (1)。

$$COV(i, j, n) = \sum_t (Y_\sigma(t) - \bar{Y}_\sigma) * (X_\sigma(i, j, n, t) - \bar{X}_\sigma(i, j, n)) \quad (1)$$

將預報因子投影至共變異型態並得到一組時間序列。

$$X_p(t) = \sum_{i, j, n} COV(i, j, n) * X_\sigma(i, j, n, t) \quad (2)$$

再將此時間序列 $X_p(t)$ 與月雨量 $Y(t)$ 進行線性回歸，建立一組線性回歸方程式後即可進行降雨預報。

$$Y_F(t) = \alpha X_p(t) + \beta \quad (3)$$

若要進行預報，則將一組新的預報因子 $X(i, j, n, t_p)$ 透過投影至共變異型態步驟 (即式(2)) 而得到一個新的投影量，將此投影量代入線性回歸方程式 (即式(3))，即可得到新的降雨預報。

(三) Gerrity Skill Score (GSS)

對於預報結果的校驗，常用的方法為計算技術得分 (Skill Score)，由於本研究是採用趨勢預報，也就是將資料依 343 做三分類，也就是將觀測值或預報結果從小排到大，將前 30% 判定為偏乾 (below normal)、中間 40% 判定為正常 (normal)、最後 30%

判定為偏濕 (above normal)，最後再根據三個分類計算技術得分。

其中 GSS 是較為常用來計算三分類的預報技術得分方法，其計算公式如下。

$$GSS = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k P_{ij} S_{ij} \quad (4)$$

$$S_{ij} = \frac{1}{21} \begin{bmatrix} 29 & -6 & -21 \\ -6 & 9 & -6 \\ -21 & -6 & 29 \end{bmatrix} \quad (5)$$

其中， i 為觀測分類的組數， j 為預報分類的組數，通常 i 與 j 會相等， P_{ij} 為各分類的命中機率， S_{ij} 為得分矩陣。

乘上此得分矩陣 S_{ij} 的意義是透過得分矩陣對於命中或未命中的情況，依據模式預報結果與實際觀測結果給予加分或減分，例如實際觀測降水的類別是屬於偏乾，若預報也為偏乾類別，則給予較大的加分，但預報若屬正常或偏濕類別則給予減分，又由於偏濕是屬於完全相反的預報類別，因此給予較大的減分，而對於正常類別則是給予較小加減分。

四、應用與結果

本研究以 5-9 月的 9 個測站溫度和降水為預報目標，採用的大尺度預報資料是以 4 月為初始場，領先 1-5 個月 (lead1~lead5) 的預報資料，以 1981-2002 年為訓練期進行交叉驗證，以 2003-2012 年做為預報期，分別評估這兩段時間 SVD 和 STPM 兩種降尺度預報方法的預報技術得分。

以下以台北站的溫度和降水為例，討論此兩種降尺度方法，圖(1)為 lead1 至 lead5 的降尺度結果以及 5-9 月實際溫度的時間序列圖，圖(2)為雨量的時間序列圖，其中藍色線為 STPM 的降尺度結果、紅色為 SVD 結果、黑色為觀測溫度。從圖中可看出，兩種降尺度結果在訓練期 (1981-2002 年) 的交叉驗證結果，都與實際觀測的變化情形類似，但 SVD 降尺度的變化幅度是比 STPM 還要小。若從預報期 (2003-2012 年) 來看降尺度結果，會發現預報期與實際觀測的變化情形不太一致，且預報期的變化幅度很小。

從預報技術得分 (GSS) 來評估 (如圖(3)所示)，可以發現在訓練期的預報技術得分都很高，幾乎都有 0.5 以上。以 STPM 與 SVD 相比的話，在雨量的降尺度部份以 STPM 的結果略優於 SVD；但在溫度的部分，則是兩種方法的表現差不多，僅在 7 月的時候看出 SVD 是明顯優於 STPM。但預報期的 GSS 就不太理想，僅有 7 月溫度的 SVD 及 STPM 皆有達

到 0.3 以上，以及 9 月溫度的 STPM 有達到 0.5，其餘的 GSS 大多在 0 附近，表示沒有預報技術。

綜合台灣 9 個測站的溫度及雨量降尺度結果，都有類似的情形，就是在訓練期時的 STPM 得分高於 SVD，但預報期這兩種降尺度方法的技術得分皆不高。

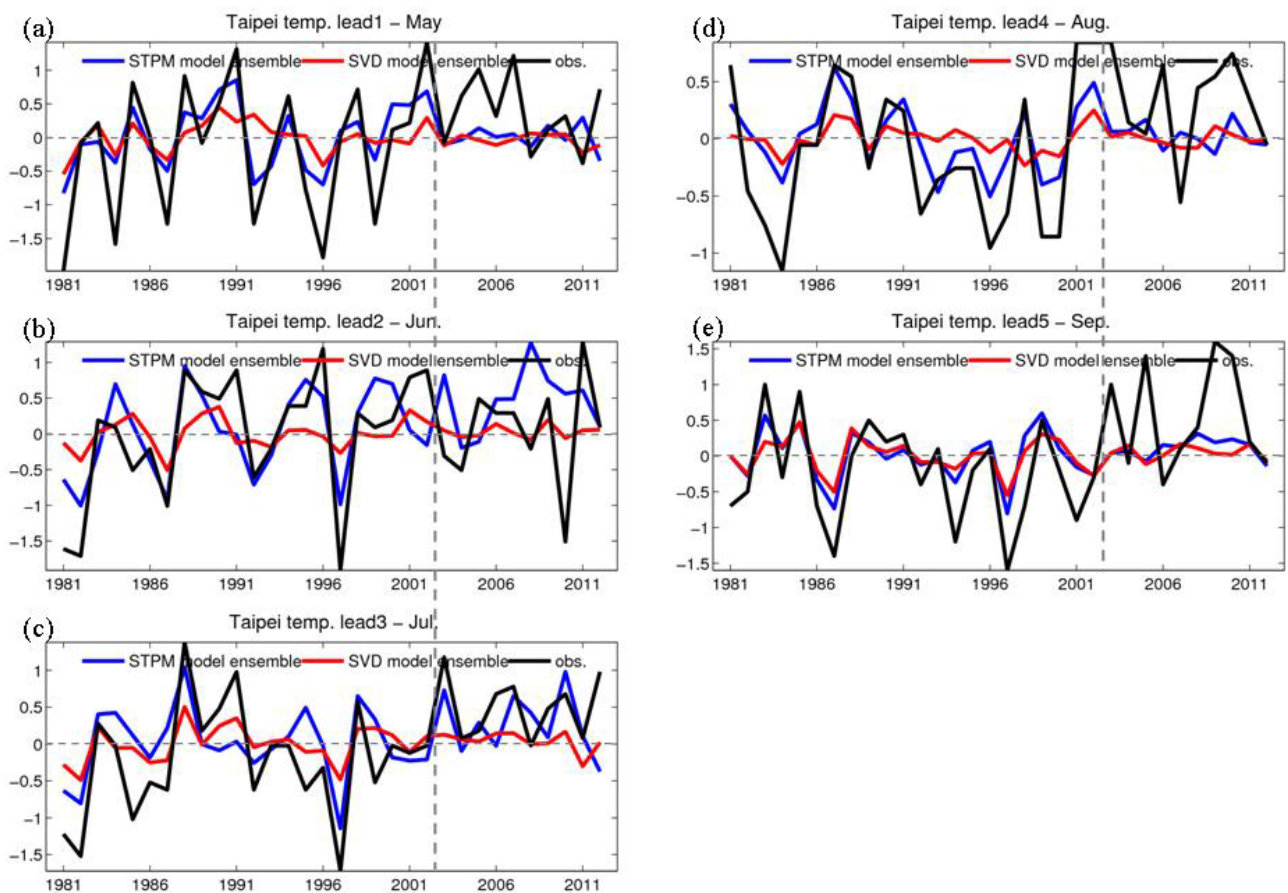
五、 結論與建議

根據台灣 9 個測站的溫度及雨量降尺度結果，在訓練期時的 STPM 得分高於 SVD，但在預報期這兩種降尺度方法的技術得分皆不高，顯示這兩種統計降尺度法都還有改進的空間。未來會朝著繼續改

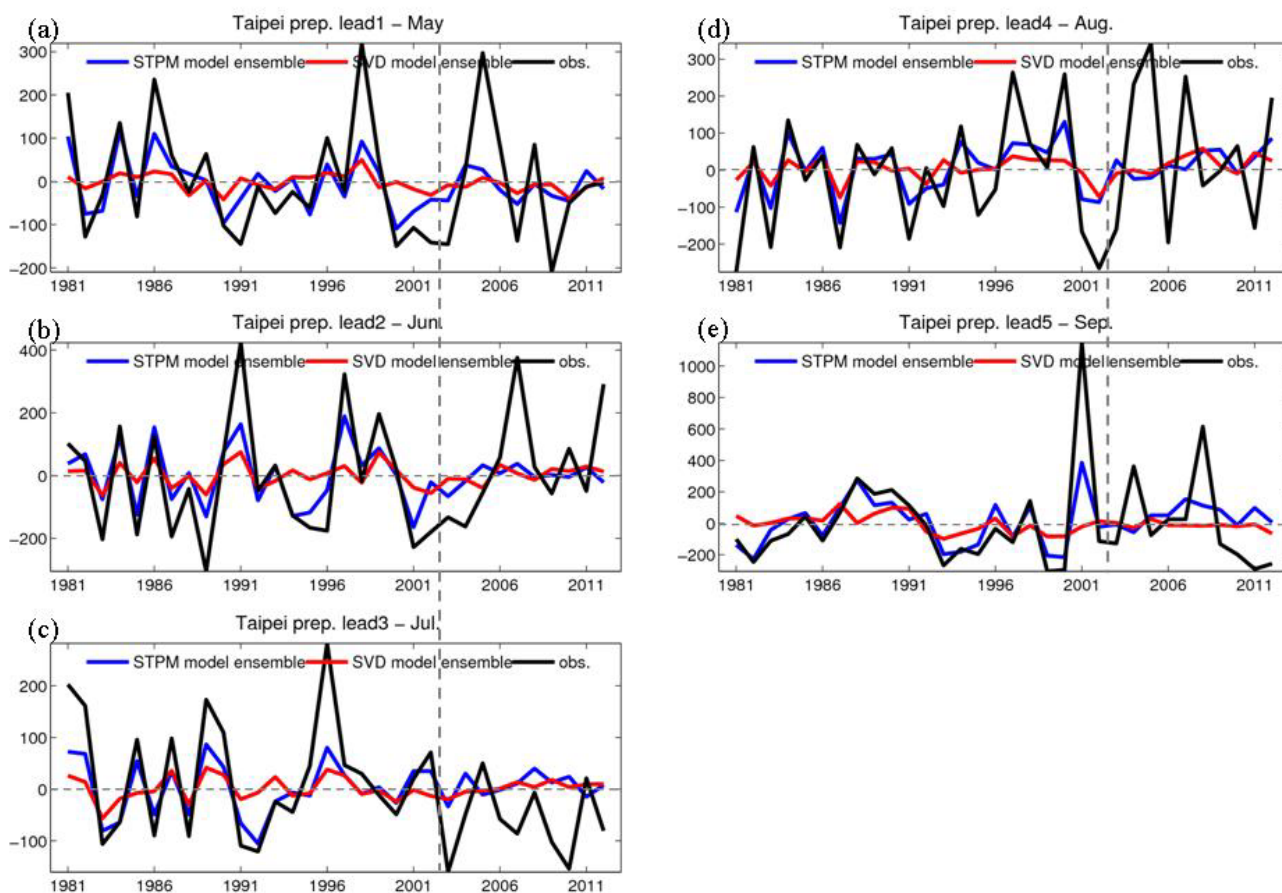
進這兩種統計降尺度法的目標前進，包括預報因子的變數選擇或是影響台灣的範圍選取、不同季節是否採用不同的預報因子及不同的影響範圍等，期望可以有更好的降尺度結果，做為預報參考。

六、 參考文獻

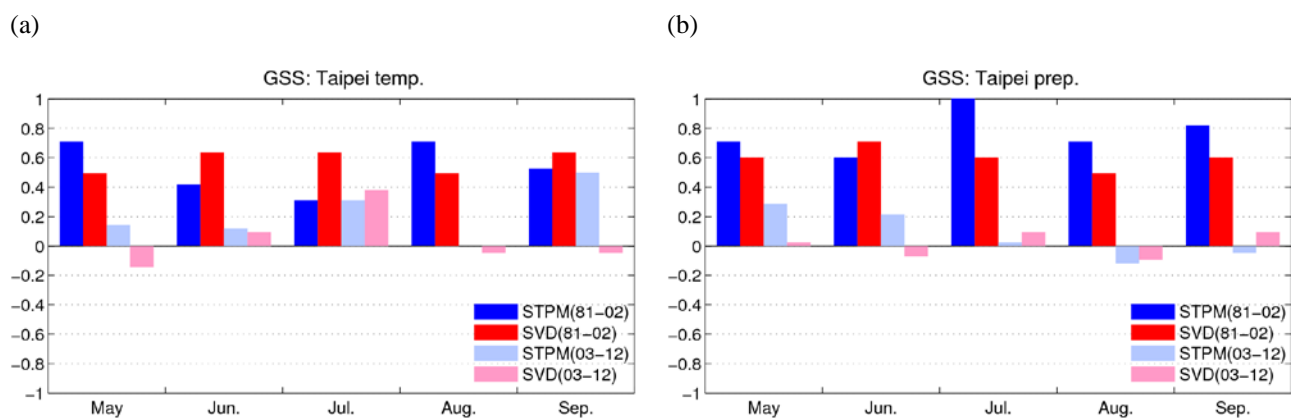
[1] Hsu, P.-C., T. Li, Y.-C. Lin, M.-M. Lu, and J.-Y. Lee, 2012: A spatial-temporal projection method for seasonal prediction of spring rainfall in northern Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 90, No. 2, 179-190, doi:10.2151/jmsj.2012-202.



圖(1) 台北站溫度的降尺度時間序列圖，圖(a)-(e)分別為 lead1 至 lead5 (5-9 月)，其中藍色線為 STPM 的降尺度結果、紅色為 SVD 結果、黑色為觀測值。



圖(2) 台北站降雨的降尺度時間序列圖，圖(a)-(e)分別為 lead1 至 lead5（5-9 月），其中藍色線為 STPM 的降尺度結果、紅色為 SVD 結果、黑色為觀測值。



圖(3) 台北站(a)溫度及(b)降水的預報技術得分，其中深藍色為訓練期 STPM 的降尺度得分、深紅色則為 SVD 的得分；淺藍色為預報期 STPM 的降尺度得分、粉紅色則為 SVD 的得分。

台灣梅雨季極端降雨之大尺度環流指數研究

卓盈旻 盧孟明

中央氣象局科技中心

摘 要

梅雨季劇烈降雨是臺灣的重要災害性天氣現象。梅雨鋒面及降雨研究多著重於中尺度天氣與動力學方面，關於降雨頻率和尺度環流條件的研究並不多見。近年來全球氣候變遷已成為世界共同關心的問題，而目前最好的全球氣候模式仍無法模擬梅雨鋒面，因而有必要設計可用的大尺度環流指數用以連接大尺度環流條件與台灣極端降雨統計特徵。

本研究以 1961~2000 年五、六月台灣西部 10 個測站的時雨量資料為基礎，利用廣義柏拉圖分布 (Generalized Pareto Distribution, GPD) 模擬極端降雨事件的雨量機率分布，選取重現期距大於 2 年且出現 24 小時以上的累積降雨量來決定極端降雨事件。分析極端降雨事件的大尺度環流特徵，發現從華南經東海到日本南方的洋面上存在低壓氣旋環流（正渦度區），菲律賓往西北太平洋延伸出高壓反氣旋區（負渦度區），從南海北部到琉球附近有明顯的西南強氣流位於正、負渦度距平之間，表示當台灣西北和東南部分別存在低壓和高壓環流場時，由南海北部來的西南氣流就容易造成台灣地區出現災害性降雨的發生。根據此低層環流的空間分布，設計了西南氣流指數 (SouthWest Flow Index, SWFI) 來代表台灣梅雨季極端降雨發生時的大尺度環流條件，並建立當極端 SWFI 年發生日數偏多（少），測站極端降雨的年發生日數亦偏多（少）的對照關係。將此迴歸關係應用至 2001~2012 年時，結果顯示兩者相關係數為 0.9，當 SWFI 年發生日數偏多且測站極端降雨的年發生日數偏多的機率為 50%，SWFI 偏少且測站日數偏少的機率為 33%。

一、前言

梅雨是台灣地區在春夏季節轉換時最重要的天氣現象，平均而言，每年梅雨季約有 4~5 道鋒面系統出現，梅雨鋒面會伴隨連續性並夾帶豪大雨的降水（陳、紀，1978；陳、蔡，1980）。王等（1985）分析 1960~1984 年中央氣象局所屬 24 個測站發現，每年除了颱風造成的劇烈降水以外，豪大雨發生頻率主要出現在 5 月中至 6 月中之梅雨時期。由於梅雨經常在局部地區帶來劇烈的豪大雨，引發暴洪、淹水、山崩、土石流等災害，因此成為台灣重要的災害性天氣現象，尤其近年來，都市快速發展，使得劇烈降水災害有增加的趨勢。

關於梅雨鋒面及降雨研究多著重於中尺度天氣與動力學方面，梅雨季降雨頻率和尺度環流條件的相關研究並不多見。陳（1981）分析 1950~1980 年台灣梅雨降水的顯著性，發現北部和南部的降水非常顯著，而東部則較不明顯，以中南部地區的降雨最顯著，但年與年之間的差異則相當大，年際變化明顯。

梅雨期的劇烈降雨主要發生在狹長的梅雨鋒面內，難以直接利用全球模式資料研究梅雨季劇烈降雨變異。為克服這個限制，本研究設計一個可以代表台灣梅雨季劇烈降

雨發生頻率的大尺度環流指數，未來將嘗試將這個指數與數值預報模式結合，以期可更早掌握梅雨季劇烈降雨發生頻率多寡的前兆。

本文所使用的資料在第二節說明，第三節分析極端降雨事件發生的大尺度環流共同特徵，並據此設計一個適合代表梅雨季極端降雨發生的大尺度環流指數，第四節為結論。

二、資料與分析方法

五、六月是台灣的梅雨季，由陳（1981）的分析可知梅雨季降水主要集中於台灣西部，因此本研究用以判斷極端降雨測站資料有台灣西部十個傳統氣象測站（基隆、淡水、台北、新竹、梧棲、台中、嘉義、台南、高雄、恆春）的五、六月時雨量資料，分析時間為 1951~2010 年。極端降雨事件之選取方式採用林與盧（2008）提出之台灣極端降雨氣候事件辨識方法氣候事件辨識方法，用廣義柏拉圖分布 (Generalized Pareto Distribution, GPD) 模擬極端降雨事件的雨量機率分布，選取重現期距大於 2 年且出現 24 小時以上的累積降雨量。若 10 個測站當中有一個測站發生極端

降雨即算為一個事件，且如果出現一個以上的連續事件發生則挑選雨量最大的發生時間做為該次事件時間，若 6 日以內出現兩次以上的事件擇第一次為代表計為 1 次。50 年當中共有 30 個梅雨季極端降雨事件，事件發生時間整理於表 1。

在大尺度環流分析場部分，則採用 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 重分析 (Kalnay et al., 1996) 之日平均水平風場資料，經緯網格點為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

三、結果與討論

(一) 極端降雨事件之大尺度環流場

根據 1951~2000 年 30 個梅雨季極端降雨事件的大尺度環流場合成圖 (圖 1)，發現從華南經東海到日本南方的洋面上存在低壓氣旋環流 (正渦度區)，菲律賓往西北太平洋延伸出高壓反氣旋區 (負渦度區)，從南海北部到琉球附近有明顯的西南強氣流位於正、負渦度距平之間。

分析極端降雨事件的大尺度環流特徵，發現 70% 的極端降雨事件發生時，台灣與華南附近區域存在低壓氣旋環流，如圖 2 所示紅點標示區，菲律賓海附近有高壓反氣旋區 (藍點區)，從南海北部到琉球附近有黃點代表的低層西南氣流，表示當台灣西北和東南部分別存在低壓和高壓環流場時，由南海北部來的西南氣流就容易造成台灣地區出現災害性降雨的發生

(二) 西南氣流指數 (SWFI)

利用 NCEP 重分析逐日資料，計算 1951~2000 年梅雨季期間 (5~6 月) 滿足渦度條件下的西南氣流區 (圖 2 黃點區) 距平風速，結果顯示風速強度頻率近似常態 (Normal) 分布 (圖 3)。符合上述渦度和西南氣流條件的極端降雨事件中，八成以上事件的風速值都在 40% 的最大風速範圍內，風速閾值為 4.0m/s，顯示當台灣發生極端降雨事件時西南氣流的風速值都比較強。

由於依據 GPD 方法挑選的極端降雨事件個數太少，為了瞭解西南氣流和台灣極端降雨事件之間的關係，取每個測站 50 年中每年最大降雨量的中位數做為極端性降雨的門檻值，計算每年 10 個測站超過極端性降雨的日數。分析 1951~2010 年滿足渦度條件下西南氣流區 (黃點區) 距平風速超過 4.0m/s 的年發生日數與測站極端性降雨的年發生日數 (圖 4)，發現兩者的年發生頻率相關係數達 0.58 (超過 0.05 顯著水準)，顯示當風速超過 4.0m/s 的年發生日數偏多 (少)

時，測站極端降雨的年發生日數也呈現偏多 (少) 趨勢。

根據這些分析結果，設計了西南氣流指數 (SouthWest Flow Index, SWFI) 來代表梅雨季極端降雨的大尺度環流條件，即以每年梅雨季 (5~6 月) 滿足渦度條件下西南氣流區域 (黃點區) 的西風風速值超過累積機率達 60% 的風速閾值 (U_c) 為水準，定西風風速不小於 U_c 的日數為西南氣流指數 (SWFI)。

為了解運用西南氣流指數高低判斷測站極端性降雨年發生率的可行性，分別將 SWFI 和測站極端降雨年發生日數分為偏多和偏少兩類分析類別的對照關係。結果顯示 50 年中 SWFI 偏多且測站極端降雨日數也偏多有 16 年，SWFI 偏少且測站日數也偏少有 19 年，兩者合計占強西南氣流與發生極端降雨事件總個案數的 70%，表示西南氣流指標確實具有判斷極端事件多寡的參考價值。

若以 12 年為單位統計根據西南氣流指數多寡推估極端降雨發生率的命中情況，發現結果隨年代與測站位置明顯不同。圖 5 中屬於 SWFI 偏多且極端降雨事件偏多者以紅色柱表示，SWFI 偏少且極端降雨事件偏少者以藍色柱表示並將藍色柱疊加在紅色之上以藍色柱頂高度代表「命中率」。屬於 SWFI 偏少但極端降雨事件偏多者以綠色柱表示，SWFI 偏多但極端降雨事件偏少者以黃色柱表示並將黃色柱疊加在綠色之上以黃色柱頂高度代表「誤判率」。圖 5 顯示西部 10 個測站整體來看 1965~1976 年這 12 年的命中率明顯偏低，1965 年以前又比 1976 年以後的命中率較高，SWFI 偏少但極端降雨事件偏多的個案在 1970 年之後有增多的現象。若把西部 10 個測站分為台中以北 (圖 6) 與台中以南 (圖 7) 兩部分，可看到用 SWFI 指標判斷極端降雨事件頻率在南部的命中率高於北部，南北差異在 1965~1976 年尤其明顯。值得注意的是在 1960 年以前北部命中率高於南部，並且以 SWFI 偏少且極端降雨事件偏少的情況為主。

(三) 2001~2012 年 SWFI 之應用

為評估將 SWFI 應用在預測的可能性，接下來針對特別留做預報測試的 2001~2012 年這段期間進行分析。結果顯示 SWFI 和 10 個測站的總極端降雨發生頻率相關係數高達 0.9。將這 12 年依 1951~2010 年的標準將 SWFI 與極端降雨頻率分為兩個類別，依 SWFI 推測極端降雨頻率偏多的命中率為 50%，依 SWFI 推測極端降雨頻率偏少命中 33%，依 SWFI 做了錯誤推測的比例為 17%，可見大尺度環流指數 SWFI 與台灣測站極端降雨發生機率的相關性相當高。

四、結論

五、六月是台灣的梅雨季，根據這個季節的極端天氣事件分析其伴隨的大尺度環流的共同特徵，設計了梅雨季西南氣流指數作為台灣極端降雨事件發生率的氣候條件。本研究以1961~2000年五、六月台灣西部10個測站的時雨量資料為基礎，選取30個梅雨季極端降雨事件。

將事件個案作合成分析後發現，當極端降雨事件發生時，從華南經東海到日本南方的洋面上存在低壓氣旋環流（正渦度區），菲律賓往西北太平洋延伸出高壓反氣旋區（負渦度區），從南海北部到琉球附近有明顯的西南強氣流位於正、負渦度距平之間，表示極端降雨事件與中南半島延伸到琉球群島的西南氣流有相當密切的關係。根據梅雨季極端事件伴隨的大尺度環流的共同特徵，設計了西南氣流指數（SouthWest Flow Index, SWFI）來代表台灣梅雨季極端降雨發生時的大尺度環流條件，並建立當極端 SWFI 年發生日數偏多（少），測站極端降雨的年發生日數亦偏多（少）的對照關係。將此關係式應用在 2001~2012 年的結果顯示未來進一步應用此 SWFI 於預報台灣梅雨季極端降雨的年發生頻率的可行性甚高。運用 SWFI 推估極端降雨發生頻率在南部的效果優於北部。另外，研究發現 SWFI 與極端降雨的關係在 1965-1976 年這段期間較差，北部尤其明顯。是否能提出對於這些統計結果的合理解釋對未來的預報應用極為重要，相關研究目前正在進行。

六、參考文獻：

- 王時鼎、鄭俠、徐晉淮與邱台光，1985：五、六月間台灣地區暴雨之環境條件。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，P55-72。
- 林昀靜，盧孟明，2008：台灣極端降雨事件辨識方法之分析。天氣分析與預報研討會論文彙編，P297-302。
- 陳正改，蔡清彥，1980：影響台灣北部地區之梅雨系統。大氣科學，7，49-58。
- 陳泰然，紀水上，1978：台灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學，5，35-47。
- 陳泰然，1981：1975 年與 1977 年顯著梅雨系統之特徵。異常氣候研討會論文彙編，中央氣象局，P111-130。
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR

40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor.Soc.*, 77, 437-471.

表 1：1951~2000 年梅雨季期間台灣極端降雨個案發生日期。

1	1951/05/14	16	1981/05/27
2	1951/06/07	17	1983/05/31
3	1956/05/29	18	1984/06/02
4	1959/06/05	19	1985/05/26
5	1966/06/07	20	1986/05/14
6	1967/05/21	21	1986/06/04
7	1968/06/18	22	1990/06/07
8	1970/05/25	23	1991/06/21
9	1971/06/05	24	1993/06/04
10	1972/06/11	25	1994/05/01
11	1974/06/21	26	1997/05/14
12	1975/06/10	27	1997/06/02
13	1976/05/28	28	1997/06/29
14	1977/06/04	29	1998/06/01
15	1979/06/11	30	1999/06/19

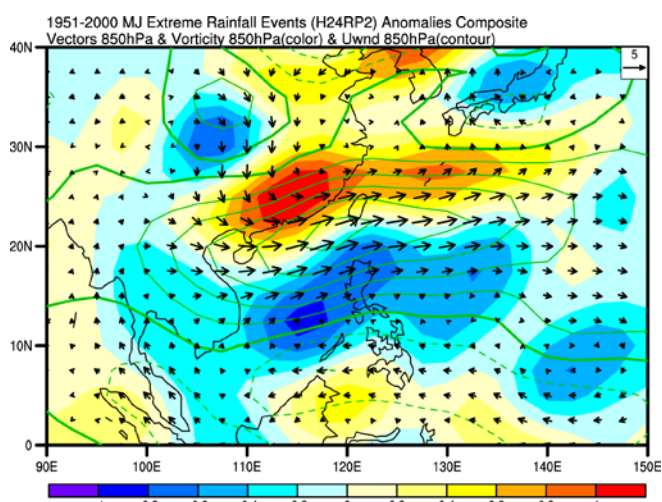


圖 1：1951~2000 年台灣梅雨季極端降雨事件距平環流場合成圖，顏色為 850hPa 渦度場，等值線為 850hPa 緯向風場。

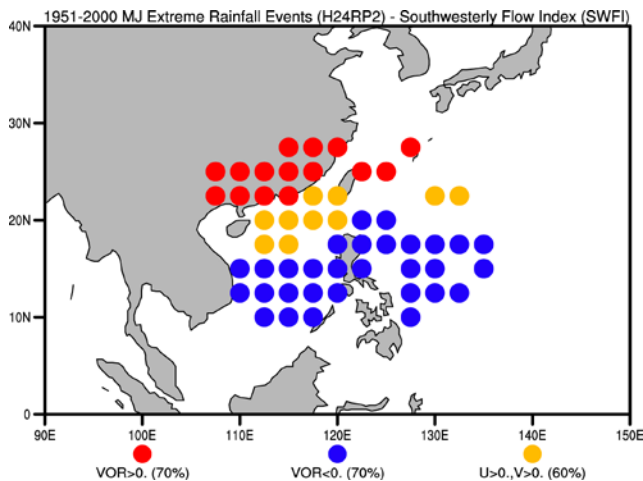


圖 2：台灣梅雨季極端降雨關鍵區域，紅點和藍點分別代表正渦度和負渦度，黃點代表風場（ $U > 0, V > 0$ ）。

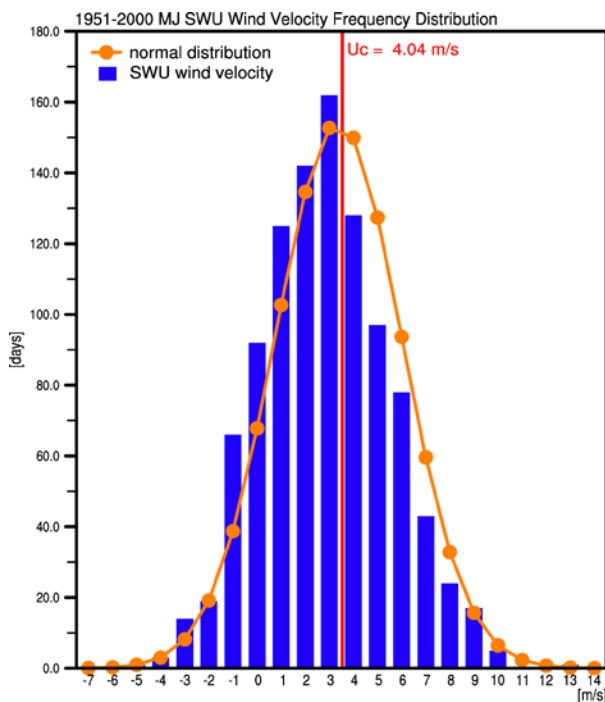


圖 3：根據 NCEP 重分析日資料統計 1951~2000 年滿足渦度條件下的西南氣流關鍵區的距平風速強度的頻率長條圖。

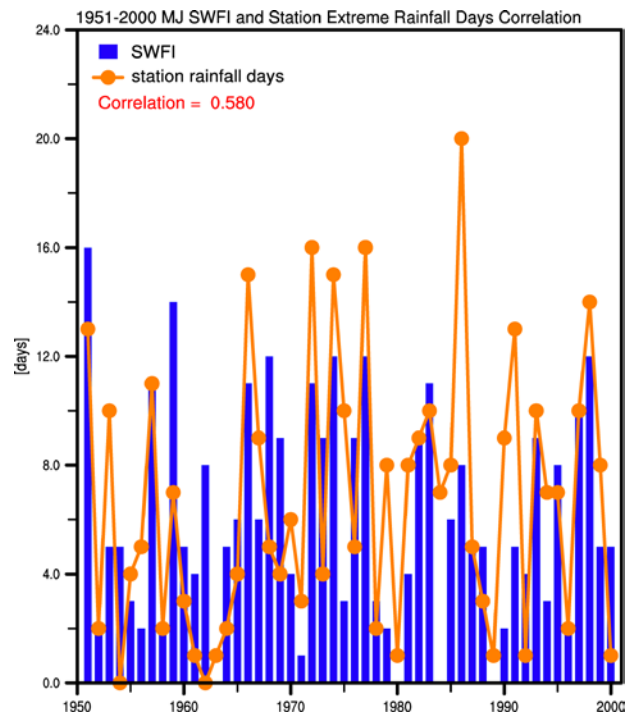


圖 4：1951~2010 年滿足渦度條件下西南氣流區距平風速超過 4.0m/s 的年發生日數（藍色長條），與每年 10 個測站超過 50 年最大降雨量中位數的極端性降雨日數（橘線）。

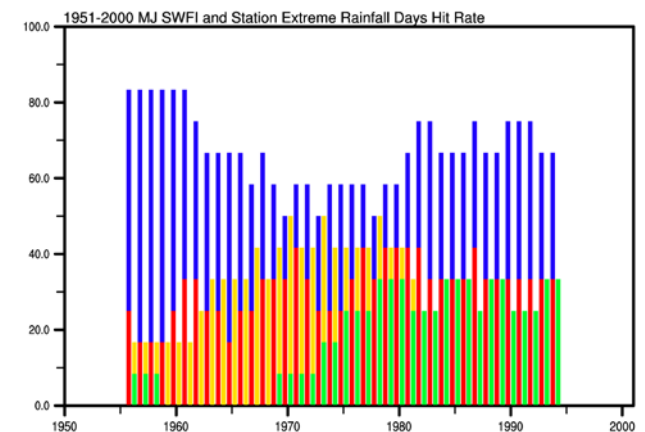


圖 5：1951~2010 年 SWFI 和測站極端降雨年發生日數分為偏多和偏少兩個類別的命中率（藍色柱頂）和誤判綠（黃色柱頂），紅色為 SWFI 偏多且測站日數也偏多，藍色為 SWFI 偏少且測站日數也偏少，綠色為 SWFI 偏少且測站日數偏多，黃色 SWFI 偏多且測站日數偏少。

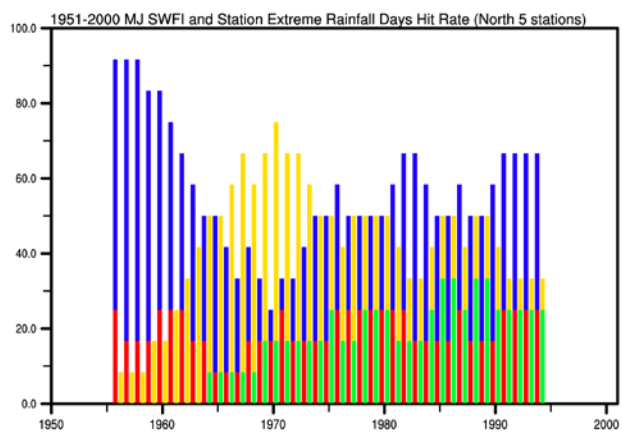


圖 6：同圖 5，但為北部 5 個測站（基隆、淡水、台北、新竹、梧棲）。

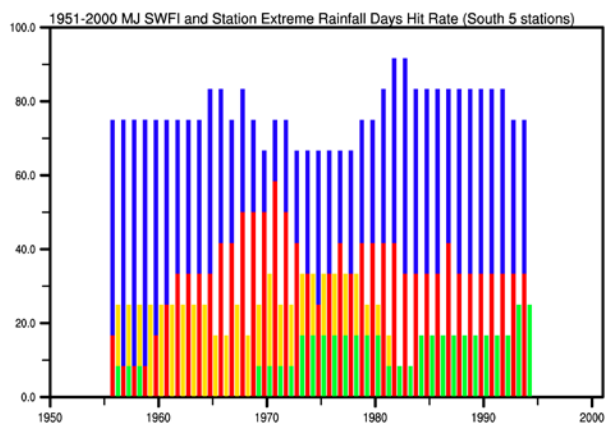


圖 7：同圖 5，但為南部 5 個測站（台中、嘉義、台南、高雄、恆春）。

近四年（2010-2013）東亞冬季季風特徵分析與比較

李思瑩 盧孟明

中央氣象局科技研究中心

摘要

東亞冬季風是全球環流中極具影響力的系統之一，其在時間與空間上的環流變化，影響著東亞以及鄰近區域。當西伯利亞-蒙古高壓朝大陸沿岸以及西太平洋向東南移動時，往往有強烈的冷空氣與北風伴隨高壓南下，有時在短短一兩天之內就可到達熱帶地區甚至跨越赤道，造成經濟與社會上的損失。因此，東亞冬季風的強弱與變化是冬季氣候最重要的監測項目。

2010-2013 年冬季期間全球大尺度環流變化顯著，熱帶太平洋聖嬰一反聖嬰現象交替出現，中高緯度的北極震盪與阻塞高壓活躍。本文參考相關文獻的作法，根據東亞冬季風環流之西伯利亞-蒙古高壓、西伯利亞高壓與阿留申低壓之東西向氣壓差、高層西風噴流及東亞主槽等特徵，使用四個季風指標監測分析東亞冬季風之變化，判斷季風的強度、季節內的變異量和頻譜。並以 2009/2010~2012/13 四年的東亞冬季風為例，介紹季風監測結果。未來將運用本研究方法診斷分析氣象局動力統計季節預報系統的東亞冬季風預報能力，以及評估擴增季風相關預報產品的可行性。

關鍵字：東亞冬季季風

一、前言

北半球亞洲地區因為擁有世界上最大的陸地並鄰近最大的海洋—太平洋，太陽輻射的加熱不均以及海陸的比熱差異，使得亞洲季風區成為世上季風氣候特徵最顯著的地區。亞洲季風區範圍廣闊，夏季時季風活動較活躍，隨著地點與時間發生的不同分為印度季風區、東亞季風區以及西北太平洋季風區，冬季以東亞冬季季風(East Asian winter monsoon, EAWM)最為顯著。

許多研究(Chang and Lau, 1982；Chan and Li, 2004；Jhun and Lee, 2004；Wang, 2006)指出，EAWM 有幾個主要的特徵：西伯利亞高壓、阿留申低壓、東亞地區中、高層的槽線、低對流層的北風以及高層強烈的西風噴流。上述這些特徵在冬季平均的海平面氣壓場、高-低層風場、500hPa 高度場與 1000hPa 溫度場(圖略)清楚可見，從低層來看，歐亞大陸為大範圍反氣旋環流，海平面氣壓最大值在西伯利亞-蒙古地區，即西伯利亞高壓，在西北太平洋上為阿留申低壓，此東西向反氣旋—氣旋的環流分布使得東北亞地區以北風為主。在中、高層環流場部分，500hPa 高度場在

日本處有低壓槽(東亞主槽)，200hPa 風場則顯示南北半球的中高緯度皆以西風為主，北半球 20°N-50°N 為盛行西風帶，東亞地區至西北太平洋為西風最大值。

前人的研究用了很多方法來量測東亞冬季季風的變化，最常見的方式是利用冬季大尺度環流顯著的特徵來設計並定義出一個代表冬季季風強度的指數，並用此指數檢驗季風環流多重尺度上的變化，探討與其他系統的關係，以及評估數值模式對於模擬季風變化的能力(skill)。依據不同的 EAWM 特徵，指數的設計方式不同，Hanawa et al. (1988)用不同測站的海平面氣壓差來定義季風指數，Shi(1996)計算 20°N-50°N 的緯向海平面氣壓差，Sun and Li(1997)著重在東亞主槽，計算 30°-45°N, 125°-145°N 範圍區域平均 500hPa 高度場來代表季風強度，Chen et al.(2000)以區域平均之 10m 經向風差來測量 EAWM，Yang et al. (2002)以 850hPa 經向風場來設計 EAWM 指數。

氣象局科技中心氣候資訊系統利用東亞冬季季風環流的多重特徵監測東亞冬季季風，包含可顯示西伯利亞-蒙古高壓、西伯利亞-蒙古高壓與阿留申低壓氣壓差、中高緯度西風噴流與北半球西風噴流變化這些特徵的四個季風指數。本文以 2010-2013 年為例，根

據季風監測內容分析四年的季風特徵，依不同的季風指數，探討季風的強弱與變化特徵與中高緯和熱帶氣流的相互作用，並分析東亞季風變異對台灣低溫和寒潮事件活躍程度的影響。

二、 定義與使用資料

2-1、 東亞冬季季風指數

季風指數的選取或設計主要是根據北半球冬季海平面氣壓與高層西風的分佈特徵，定義如表一。由於西伯利亞高壓為冬季季風最主要的系統，SMH 為選取北半球冬季時期歐亞大陸上海平面氣壓最強的中心範圍—40°N-60°N、70°E-120°E，計算其區域平均的海平面氣壓值，用以監測西伯利亞-蒙古高壓的強度變化(Chang and Lu, 2012)。若從北半球冬季平均海平面氣壓分布來看，主要的特徵是歐亞大陸上的高壓以及北太平洋上的低壓，此東西向氣壓(環流)分布，使得東亞地區在冬季有極強的北風分量，當氣壓差愈大(高壓愈高、低壓愈低)，北風就愈強。因此 Wu and Wang(2002)利用 110°E(蒙古高壓)與 160°E(阿留申低壓)氣壓差的變化來定義東亞冬季季風。

除了氣壓，Jhun and Lee (2004)與 Li and Yang (2010)認為高層風場也可用以定義季風指數。Jhun and Lee(2004)利用 40°N-60°N、80°E-120°E 範圍平均的海平面氣壓(西伯利亞高壓)與每個網格點的 U300 進行相關係數分析，以 0°-70°N、60°E-140°W 範圍的 U300 和 25°-50°N、105°-145°E 範圍(東亞)的地面溫度進行 SVD 分析，結果都顯示 U300 與東亞地區地面溫度有很好的相關性，因此選取 U300 與西伯利亞高壓有高相關係數的兩個範圍(27.5°-37.5°N、110°-170°E 與 50°-60°N、80°-140°E)來定義東亞冬季季風指數。

Li and Yang(2010)先利用 1982-2006 年期間冬季(DJF) 10°S-70°N、60°E-180°範圍中每個網格點的 200hPa 緯向風分別與區域平均(25°-50°N、100°-145°E)的 1000hPa 經向風、Nino3.4 指數以及 EHSPL(為 30°-50°N、0°-180°範圍海平面氣壓之 EOF 第一模態的時間序列，其主要是反應連結西伯利亞高壓與阿留申低壓間的變化)進行相關係數分析，三個結果從南到北都有清楚的正一負一正(相關)的帶狀分布，即 30N 處主要的西風帶較強(弱)時，南北兩側的緯向風較弱(強)，此時熱帶中東太平洋的海溫較暖(冷)，東亞地區的北風也較強(弱)，即 EAWM 增強(減弱)。再以相同範圍的 V1000 與 10°S-60°N、70°-170°E 範圍的 U200 進行 SVD 分析，其中 U200 的型態與相關分析得到的分布相似，亦為清楚的正一負一正的帶狀分布，相對應的 V1000 中心在東亞地區，顯示當西風較弱(強)時，東亞地區為南(北)風。上述結果指出，EAWM 和高緯度大氣環流與低緯度海溫有很強的關係，而 U200

與低層大氣環流有很強的連結，並且能夠用來測量 EAWM 的變化。因此以 U200 以及計算出的帶狀分布位置來定義東亞冬季季風。

2-2、 台灣全島型寒潮定義

根據盧與李(2009)，首先判斷台灣 21 個測站各自是否發生寒潮事件，判斷方法說明如下：若一個測站的 Tmin 在第 1 日(Day+1) 達到「低溫」標準或 48 小時降溫幅度(Tmin(Day-1)-Tmin(Day+1))達到「驟降」標準，則判定為有寒潮事件發生，並將 Day0 定為寒潮開始日。若 24 小時升溫幅度(Tmin(DayN)-Tmin(DayN-1))達「回升」標準或在第 N 日(DayN)的 Tmin 高於 PR20 的溫度，則將 DayN 定為寒潮結束日。逐一測站判斷之後，若 21 個測站中有 17 個或以上的測站發生寒潮，即定為全島型測站，並以發生寒潮事件的測站中最早發生的日期為全島型寒潮開始日，最晚結束日期為全島型寒潮結束日。

2-3、 使用資料

資料方面，季風指數以及中高緯與熱帶監測項目是使用 NCEP/NCAR 重分析逐日資料、OISST 以及 NOAA 的外逸長波輻射(OLR)，北極震盪指數(AO)、北大西洋震盪指數(NAO) 是自美國國家氣候預報中心(CPC/NOAA)網站上取得。

另選取氣象局 21 個測站(分別為淡水、鞍部、台北、竹子湖、基隆、彭佳嶼、花蓮、宜蘭、澎湖、台南、高雄、台中、阿里山、大武、玉山、新竹、恆春、成功、蘭嶼、日月潭、台東)之日最低溫(Tmin)進行極端低溫以及全島型寒潮事件分析。

資料使用時間為 1951 年至 2013 年 10 月-3 月(其中 3 月資料統計至 3 月 10 日)，文中是以前一年 10 月至當年 3 月為當年冬季，即 2009 年 10 月至 2010 年 3 月是代表 2010 年冬季。

三、 監測項目與結果分析

氣候資訊系統的季風監測，主要是用來監測每年東亞冬季季風的強度、變異以及監測每年台灣全島型寒潮。

3-1、 季風指數

東亞冬季季風的監測是以根據東亞冬季季風特徵所定義的四個指數為主，從四個季風指數的逐日變化、不同強度的天數、變異量以及頻譜分析四個部分來探討季風的強弱以及變化。

逐日變化方面(圖 1)，代表西伯利亞-蒙古高壓強度的 SMH 指出，2010 年 11 月 SMH 有一波較強的變化，之後即沿著氣候平均值呈現季內尺度的震盪，變

動頻率較高，在 1 月有最大值(蒙古高壓最強)，之後快速減弱，2011 年的 SMH 變化大、振幅強，一樣在 1 月達最大值，但高壓增強的時間持續近一個月，2 月快速減弱後，又在 3 月增強，2012 年相較前兩年，相同的是仍沿著氣候平均值在變化，但變化的振幅較小，特別的是 SMH 可分為三段變化，即 12 月之前皆低於氣候平均值，12-2 月中皆高於氣候平均值，2 月中之後又多是低於氣候平均值，顯示 SMH 多維持在強度偏強(高壓距平)的狀態下，2013 年 SMH 變化的振幅與 2012 年一樣偏小，不同的是 2013 年從 10 月開始，SMH 大多低於氣候平均值，只在 12 月中旬至 1 月上旬以及 2 月上旬這兩段時間高於氣候平均值，表示蒙古高壓的強度在 2013 年偏弱。代表西伯利亞-蒙古高壓與阿留申低壓之東西向氣壓差，即東亞地區北風強度的 EWW 的變化與 SMH 類似，當蒙古高壓較強時，東西向氣壓差也較大，但 EWW 還考慮到阿留申低壓的強度，所以不盡然完全相同。四年的 EWW 比較下，以 2011 年冬季的變化與振幅最大，2010 年次之，2012 年與 2013 年較小，而 2012 年與 2013 年的差異在於，2012 年多是高於平均值，2013 年則多為低於平均值，由此看來，2011 年冬季，東亞地區北風增強的強度較強，2013 年最弱。

代表高層西風的 EJL、ELY 則與 SMH、EWW 有類似的變化，但 SMH 與 EWW 變化頻率較 ELY 與 EJL 來的高，說明了氣壓的變動較高層風場來的快。值得注意的是，2013 年的冬季，這兩個指數的逐日變化大多高於氣候平均值，在 1 月中旬前，幾乎完全是在高於氣候平均值之上震盪，與 2012 年 12 月至 2 月中旬相似，但振幅明顯偏小。

從逐日變化看到的是藉由指數的變動所代表的東亞冬季季風主要特徵(蒙古高壓、北風、高層西風噴流)大概的變化，即 2010 年與 2011 年冬季季風變動快、振幅大，2012、2013 年變動快、振幅小，且四年冬季指數季內尺度變化的特徵明顯。冬季季風的強度以及變異須進一步用不同強度的天數、變異量以及頻譜分析來看。

冬季季風的強度若從指數計算的單一冬季平均值來看，很可能因正負變化抵銷，以致無法正確判斷冬季季風的強度，因此將季風指數計算出不同強度，再統計不同強度的天數來判斷冬季季風的強度。首先，計算四個指數 1981-2010 年 10 月-3 月期間之逐日氣候平均值，並以 1981-2010 年冬季為基準計算出標準差，統計 1981-2010 年冬季期間高(+)或低(-)於氣候平均值的天數，作為天數的平均值，再統計每年冬季(10 月至隔年 3 月)四個指數高於或低於氣候平均值的天數以及高於或低於不同標準差的天數(表二)。從不同的指數之間不同強度的天數可看出此四年冬季季風的不同。

表二可以看到，2010-2012 年 SMH 高於氣候平均值或 1-3 個標準差的天數都超過 30 年的天數平均值，2013 年的天數則是都是低於天數平均值，顯示 2010 年-2012 年這 3 年蒙古高壓都偏強(高於氣候平均值)，2013 年的蒙古高壓強度較弱。而在 EWW 指數中，2011 年仍維持每種強度天數都超過平均值的表現，2010 年正的天數約在正常範圍，2012 年正的天數高於平均天數，但強度較高的天數偏少，2013 年與 SMH 指數相同，不同強度的正的天數全都低於平均值。EJL 與 ELY 指出 2011、2012 年不管是高於氣候平均值或標準差的天數都超過 30 年平均，2013 年 EJL 的表現與 30 年的平均值幾乎相同(高於平均值的部分)，但在 ELY 上則與 2011、2012 年相同，正的天數都超過 30 年平均，特別的是 2012 年、2013 年的 ELY 都有超過 100 天高於氣候平均值，且 2013 年比 2012 年更多，高達 120 天(佔 74.5%)，但在各種不同強度的天數上，因 2013 年的變化振幅較小，所以都略低於 2012 年。此結果表示這三年的中高緯度高層西風有比較強的變化，而 2010 年偏低的天數則顯示其西風強度偏弱。

上述結果顯示，2010 年雖有蒙古高壓偏強的特徵，但高層西風(EJL、ELY)偏弱，為弱季風年，2011 年則因四個指數都顯示強度偏強的特徵，為強季風年，2012 年只有 EWW 顯示偏弱的訊號，顯示北風較弱，但蒙古高壓與高層西風都偏強，為強季風年，2013 年截至目前為止的表現與 2010 年相反，蒙古高壓明顯偏弱，高層西風則是正常到偏強(EJL 正常，ELY 偏強)，但與 2010 年同為弱季風年。

強度上已知道 2010-2013 年冬季季風的強弱，高頻變動部分則利用代表季風變化振幅大小的變異量來討論。在此，同樣地以 1981-2010 年為基準，計算四個指數四年的變異量，其中，除 ELY 之外，3 個指數都在 2011 年最大、2010 年、2013 年次之、2012 年最小，ELY 為 2011 年、2012 年最大、2010 年次之、2013 年最小，這樣的變化應與 ELY 還考慮到熱帶地區有關係。

最後，以頻譜分析來看冬季季風指數的週期變化，在逐日變化的部分已看出四年的冬季季風皆有明顯的季內尺度變化，那其中最顯著的週期為何？整體來說，因氣壓的變動較高層風場快，所以 SMH 與 EWW 的顯著週期比 ELY 與 EJL 來的短。此四年中，2010 與 2013 年在四個指數都有較多不同時間尺度的分量(顯著的週期較多)，2011 年的 EWW 沒有顯著的週期變化，SMH、ELY 與 EJL 這 3 個指數皆有 7-13 天的顯著週期。

3-2、 中高緯度與熱帶地區

許多研究都指出影響東亞冬季季風的因素很多，如熱帶地區的 ENSO (Zhang et al. 1996; Tomita and

Yasunari 1996; Wang et al. 2000; Hamada et al. 2002; Chang et al. 2004; Chan and Li 2004), 中高緯度地區的AO、NAO (Gong et al. 2001; Jhun and Lee 2004; Wu et al. 2006; Li and Bates 2007; Wu et al. 2009)。因此在監測系統中,除了監測季風指數,也需要監測中高緯度的AO、NAO以及blocking,熱帶地區的ENSO(指數、海溫)與熱帶對流(OLR)。

2010-2012年中高緯度系統活躍,2010年是AO近30年來負相位最強的一年,不僅強度強,且負相位持續的天數將近兩個月(2009/12-2010/2),這為中高緯度地區帶來嚴重的災害,2011年冬季仍是AO負相位主導的一年,但強度較弱,2012年則與前兩年不同,以正相位為主,2013年則是中高緯度系統相對弱的一年。NAO與Blocking和AO的變化類似,當AO為負相位時,NAO亦為負相位,Blocking活躍;當AO為正相位時,NAO亦為正相位,Blocking不活躍。

熱帶地區在2010-2013年則是以聖嬰—反聖嬰—反聖嬰-交替出現,此時熱帶對流在相對應的年份上表現是當聖嬰年時赤道地區MJO發展較好,可以傳遞到中太平洋,而當反聖嬰年時,赤道地區對流侷限在西太平洋以西。

在這四年冬季中,2010-2012年ENSO與冬季季風的關係良好,當聖嬰年時,東亞冬季季風較弱,當反聖嬰年時,東亞冬季季風較強,此與許多研究一致,但與AO、NAO就沒有明顯的相關性。

3-3、台灣地區極端低溫

台灣冬季主要受東亞冬季季風影響,當西伯利亞-蒙古高壓朝大陸沿岸以及西太平洋向東南移動時,會有強烈的冷空氣爆發以及強烈的北風伴隨高壓南下,並在短時間內到達熱帶地區(Chang et al., 1983)。當這個情況發生時,往往為台灣帶來嚴重的災害,因此,冬季季風的強弱與移動變化對台灣的影響是非常重要的,其對台灣影響最直接也最劇烈的就是溫度的變化,因此,冬季主要是針對台灣測站極端低溫天數以及全島型寒潮事件的發生進行監測。

在四年東亞冬季季風有著不同表現的情況下,台灣的冬季也有著不同的反應。在極端低溫(最低溫各自低於最低溫 PR10 - 機率分布左端 10%)天數方面(圖2),2010年、2012年與2013年,幾乎全部測站的低溫日數都低於50年來的50%,極端低溫天數偏少,2011年則是有19站的極端低溫天數超過50年來的50%,並且有11個測站超過50年的75%,極端低溫天數偏多。在全島型寒潮方面,3年則分別為2010年出現2次、2011年6次、2012年沒有全島型寒潮發生,2013年出現1次。

上述結果指出,2012年的強季風年,台灣極端低溫發生的頻率與強度都不高,表示東亞冬季季風的強

度與台灣全島型寒潮事件的發生,並沒有完全的關係。值得注意的是李與盧(2011)內指出 EWW(氣壓差)與台灣寒潮發生頻率關係很好,這個結果與2010-2013年冬季的結果一致。

四、未來工作

氣象局科技中心所建立的氣候資訊系統中季風監測的部分,主要是監測每年東亞冬季季風的強度、變異以及監測每年台灣全島型寒潮。在本文中,以2010-2013年四年為例,根據季風監測內容分析季風的特徵,並依不同的季風指數,探討季風的強弱與變化特徵與中高緯和熱帶對流的相互作用,並分析東亞季風變異對台灣低溫和寒潮事件活躍程度的影響。

在季風強弱的判定上,以高層西風噴流定義的EJL、ELY 比起代表高壓變化的SMH、EWW 在2010-2012年期間似乎較能表現季風強度的變化,但在2013年,又是以蒙古高壓為主。未來如何使用此四個指數來判斷季風強弱、如何配合使用來定量判斷季風強弱?還需要繼續研究。另外,這四年的台灣寒潮頻率與季風的關係顯示寒潮頻率與EWW的關係較好,可能是因為北風強弱是台灣全島型寒潮事件是否頻繁的關鍵因素。但只使用四年資料還不足以對以上問題做出結論,未來將使用更多年的資料針對這些問題做進一步的分析。

最後,未來將運用本研究方法診斷分析氣象局動力統計季節預報系統的東亞冬季風預報能力,以及評估擴增季風相關預報產品的可行性。

五、參考文獻

- 盧孟明、李思瑩, 2009: 台灣寒潮定義—分析以台北測站為代表的適當性。大氣科學, **37**, 1-10。
- 李思瑩、盧孟明, 2011: 東亞冬季季風監測與2011年冬季特徵。建國百年天氣分析與地震測報研討會論文集編, 386-391。
- Chan, J., and C. Li, 2004: The East Asia winter monsoon. *East Asian Monsoon*, C.-P. Chang, Ed., World Scientific, 54-106.
- Chang, C.-P., and K. M. Lau, 1982: Short-term planetary-scale interaction over the tropics and midlatitudes during northern winter. Part I: Contrast between active and inactive periods. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 933-946.
- , J. E. Millard, and G. T. J. Chen, 1983: Gravitational character of cold surges during winter MONEX. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 293-307.
- , Z. Wang, J. Ju, and T. Li, 2004: On the relationship between western maritime continent

- monsoon rainfall and ENSO during northern winter. *J. Climate*, **17**, 665–672.
- , and M.-M. Lu, 2012: Intraseasonal Predictability of Siberian High and East Asian Winter Monsoon in Recent Decades, *J. Climate*, **25**, 1773–1778.
- Chen, W., H.-F. Graf, and R.-H. Huang, 2000: The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.*, **17**, 48–60.
- Gong, D. Y., S. W. Wang and J. H. Zhu, 2001 : East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2073–2076.
- Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga, and Y. Toba, 1988: Surface thermal conditions in the western North Pacific during the ENSO events. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 445–456.
- Jhun, J.G. and E. J Lee, 2004 : A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon, *J. Climate*, **17**, 711–726.
- Li, S., and G. Bates, 2007: Influence of the Atlantic multidecadal oscillation on the winter climate of East China. *Adv. Atmos. Sci.*, **24**, 126–135.
- Li Y., and S. Yang, 2010 : A dynamical index for the East Asian winter monsoon. *J. Climate*, **23**, 4255–4262.
- Shi, N., 1996: Features of the East Asian winter monsoon intensity on multiple time scale in recent 40 years and their relation to climate (in Chinese). *Quart. J. Appl. Meteor.*, **7**, 175–181.
- Sun, B.-M., and C.-Y. Li, 1997: Relationship between the disturbances of East Asian trough and tropical convective activity in boreal winter (in Chinese). *Chin. Sci. Bull.*, **42**, 500–504.
- Tomita, T., and T. Yasunari, 1996: Role of the northeast winter monsoon on the biennial oscillation of the ENSO/monsoon system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 399–413.
- Wang, B., 2006 : *The Asian Monsoon*. Praxis Publishing .
- , R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asia teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517–1536.
- Wu, B-Y and J. Wang, 2002 : Winter Arctic Oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 3-1~3-4.
- , R. Zhang, and R. D’Arrigo, 2006: Distinct modes of the East Asian winter monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2165–2179.
- Yang, S., K.-M. Lau, and K.-M. Kim, 2002: Variations of the East Asian jet stream and Asian–Pacific–American winter climate anomalies. *J. Climate*, **15**, 306–325.
- Zhang, Y., K. Sperber, and J. Boyle, 1997: Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: Results from the 1979–95 NCEP/NCAR reanalysis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2605–2619.

指數	使用變數	定義	參考文獻
SMH	SLP	$SLP(40^{\circ} - 60^{\circ}N / 70^{\circ} - 120^{\circ}E)$	Chang and Lu, 2012
EWV	SLP	$\left[\sum_{lat=20^{\circ}N}^{70^{\circ}N} (SLP_{lat,110^{\circ}E}^{*} - SLP_{lat,160^{\circ}E}^{*}) \right]^{*}$	Wu and Wang (2002)
EJL	U300	$U_{300}(27.5^{\circ} - 37.5^{\circ}N / 110^{\circ} - 170^{\circ}E)$ $- U_{300}(50^{\circ} - 60^{\circ}N / 80^{\circ} - 140^{\circ}E)$	Jhun and Lee (2004)
ELY	U200	$\left\{ \begin{array}{l} \left[U_{200}(30^{\circ} - 35^{\circ}N / 90^{\circ} - 160^{\circ}E) - \right. \\ \left. U_{200}(50^{\circ} - 60^{\circ}N / 70^{\circ} - 170^{\circ}E) \right] + \\ \left[U_{200}(30^{\circ} - 35^{\circ}N / 90^{\circ} - 160^{\circ}E) - \right. \\ \left. U_{200}(5^{\circ}S - 10^{\circ}N / 90^{\circ} - 160^{\circ}E) \right] \end{array} \right\} / 2$	Li and Yang (2010)

表一 東亞冬季季風指數。

SMH	+	-	1SD		2SD		3SD		JL	+	-	1SD		2SD		3SD	
2010	87	95	72	78	63	67	54	59	2010	67	115	58	101	52	89	44	72
2011	80	102	72	90	65	74	59	62	2011	86	96	76	89	67	80	64	71
2012	90	92	78	72	67	50	57	32	2012	108	74	101	62	86	52	65	40
2013	59	102	48	92	40	72	29	57	2013	85	76	71	57	59	43	43	33
ave	78.9	103.1	64.4	86.0	52.3	70.4	40.4	55.1	ave	83.4	98.6	70.5	85.2	58.3	70.9	46.6	57.9
WW	+	-	1SD		2SD		3SD		LY	+	-	1SD		2SD		3SD	
2010	88	94	38	47	7	15	1	3	2010	68	114	58	98	52	85	46	76
2011	97	85	56	48	27	10	6	3	2011	93	89	85	74	80	57	72	41
2012	92	90	44	25	10	2	0	0	2012	109	73	99	64	85	59	71	50
2013	69	92	22	37	4	8	0	1	2013	120	41	101	26	79	22	61	16
ave	90.4	91.6	36.7	35.1	8.6	8.2	1.4	1.1	ave	83.3	98.7	70.3	83.8	57.9	69.0	46.0	56.4

表二 四個指數於 2010-2013 年冬季期間高(+)或低(-)於指數氣候平均值天數之天數與高或低於 1-3 個標準差的天數，ave 代表 1981-2010 年冬季期間高或低於指數氣候平均值天數的平均天數。(單位為天數)(2013 年統計至 3 月 10 日。)

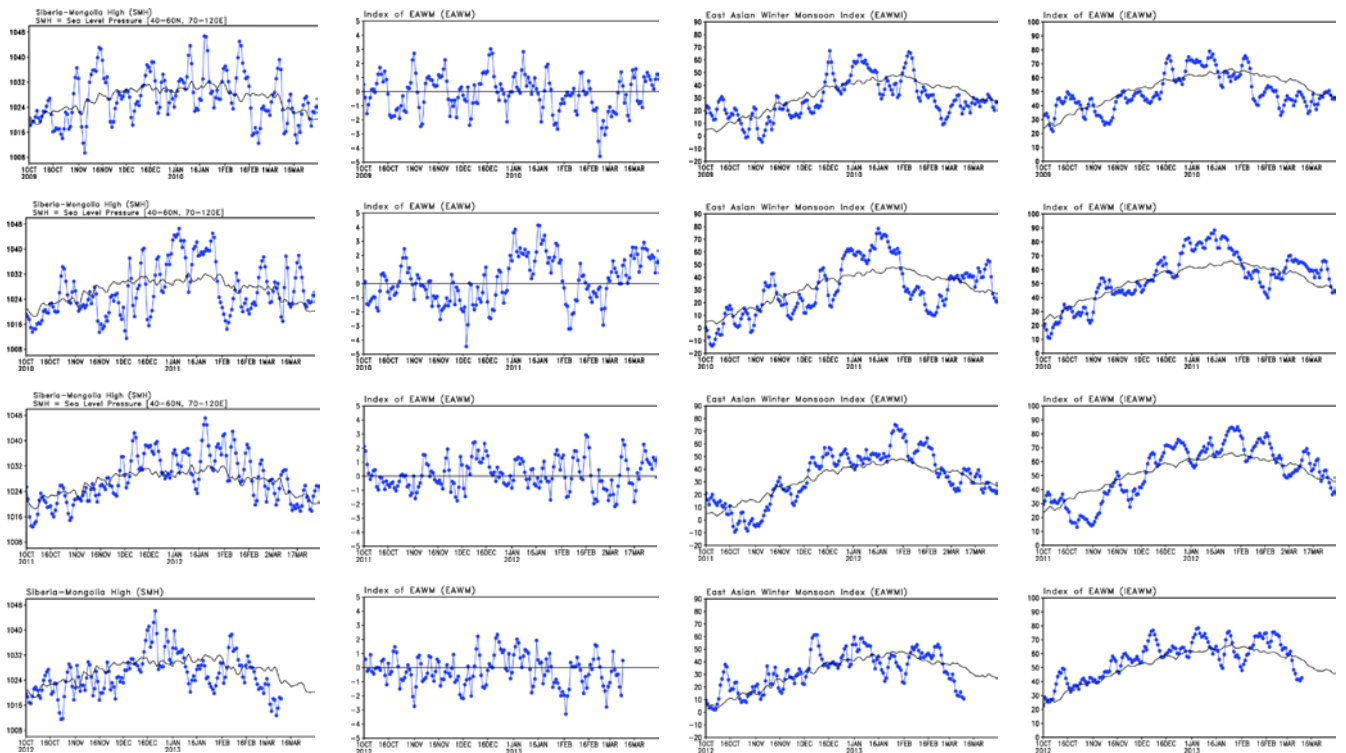


圖 1 四個指數於 2010 年~2013 年(由上至下)10 月至 3 月間的逐日變化。
(由左而右分別為 SMH、EAWM、EJL、ELY。)

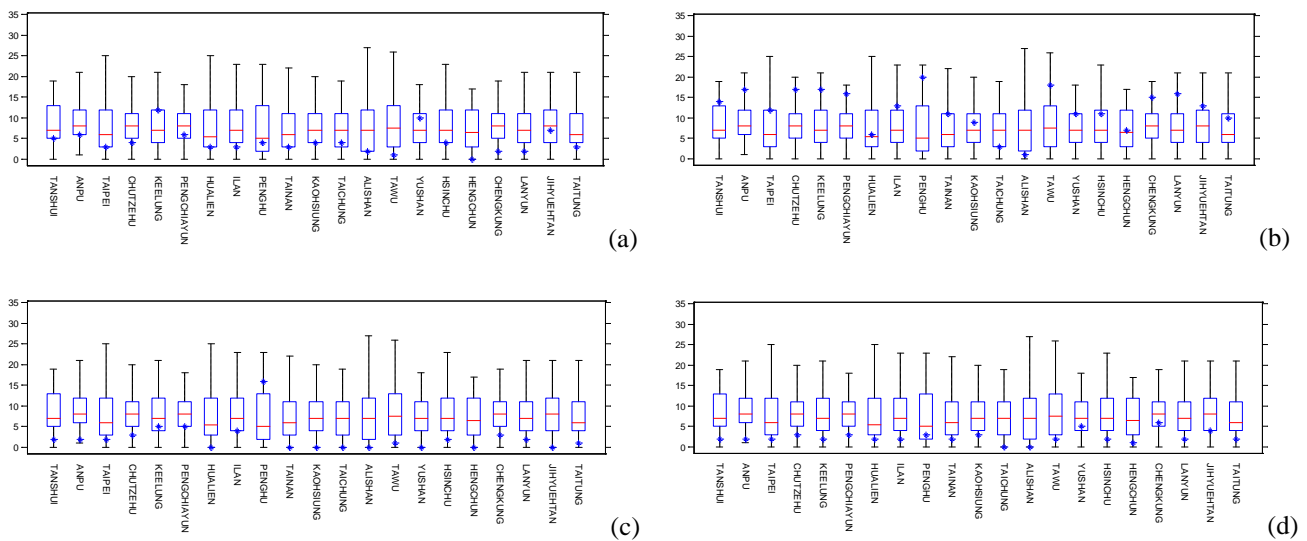


圖 2 台灣 21 個測站極端低溫日數盒鬚圖。(a)為 2010 年，(b)為 2011 年，(c)為 2012 年，(d)為 2013 年。

季內尺度 MJO 對臺灣冬半季降水的影響

林和駿 洪致文

國立臺灣師範大學地理學系

摘要

一般研究臺灣冬半季（11 月-4 月）降雨，最常提到的影響因子是北方鋒面系統或是華南雲雨帶。本研究從大尺度環境場觀點，檢視熱帶地區 Madden-Julian Oscillation（MJO）對臺灣降雨的影響，使用「臺灣降雨指數」日資料搭配 MJO 指數，以 1974-2010 年資料分析，發現臺灣地區冬半季降雨與 MJO 相位有密切的關連，當 MJO 對流中心到達東印度洋一帶時（相位 3），臺灣地區雨量偏多（稱為 MJO 濕相位），而對流中心在中太平洋（相位 7）一帶時，臺灣雨量偏少（稱為 MJO 乾相位）。分析大尺度環流場，顯示 MJO 濕相位時臺灣地區附近 500hPa 有上升氣流距平，有利對流發展，而 850hPa 為西南風距平，有利引進南海水氣；相反地，MJO 乾相位時臺灣附近低層為東北風距平，且出現下沉氣流距平，不利對流發展。

MJO 對流中心主要發生在熱帶地區，其不同相位時，對流中心位置不同，且相對應的大環流場距平也不同，進而影響臺灣降雨，因為這些影響因子的出現具有週期性，故可將此研究的結果應用在氣候預報上。

關鍵字：臺灣降雨、冬季、MJO、季內震盪

一、前言

冬季北臺灣地區最常見的擾動週期為 3-4 天、8 天、及 14 天，其中最顯著且影響整個對流層的擾動週期為 8-10 天，可能是來自於北方的鋒面系統造成(柯 1974)。關於冬半季(11 月-4 月)鋒面的特性，過去研究已有許多討論，臺灣北方大陸冷氣團外移，與較暖的空氣形成鋒面，產生鋒面雨帶(王 1955、簡與林 2004)，鋒前鋒後的降雨來自不同的降雨機制(陳與廖 2011)，其他研究影響冬半季臺灣地區降雨的因子如阻塞高壓、高空噴流及大尺度環流.....等也多半位於中高緯度，除此之外，洋面上的海表面溫度也對臺灣冬季及春季降雨有影響，而其變化週期則為年際到年代際的時間尺度，像是 El Niño – Southern Oscillation (盧與麥 2003)、Pacific decadal oscillation (洪 2009) 對臺灣地區降雨影響的相關討論也不少。而本研究的對象，則是探討南方熱帶大氣(且是季

內尺度)的 Madden-Julian Oscillation (MJO) 對臺灣降雨的影響。

MJO 為一個在赤道附近由西向東傳遞繞行地球的波動，MJO 指數為 1-8 的數值，也可以說是相位 1-8，如圖 1。MJO 週期為 30-90 天，時間尺度小於一個季節。檢視不同 MJO 相位的地球向外長波輻射 (Outgoing Longwave Radiation，簡稱 OLR) 資料，可以看出對流區由非洲東岸(相位 1)出現，經印度洋(相位 2-3)、海洋大陸(相位 4-5)到達大西洋西側(相位 6-7)而漸漸消散，下一個周期再從非洲東岸出現。MJO 的到來與臺灣梅雨季節東亞夏季季風肇始有密切的關係 (Hung and Hsu 2008)，李與盧 (2008) 也曾就 MJO 與冬季北部低溫事件的關係做過探討。本研究分析冬半季 (11 月-4 月)臺灣地區長期雨量資料—臺灣降雨指數 (TCCIP-Taiwan Rainfall Index Extended, 簡稱 TRI-dex) (洪 2012) 與 MJO 之關係，試圖了解冬半季熱帶地區大氣對臺灣地區降水之影

響以及其機制。

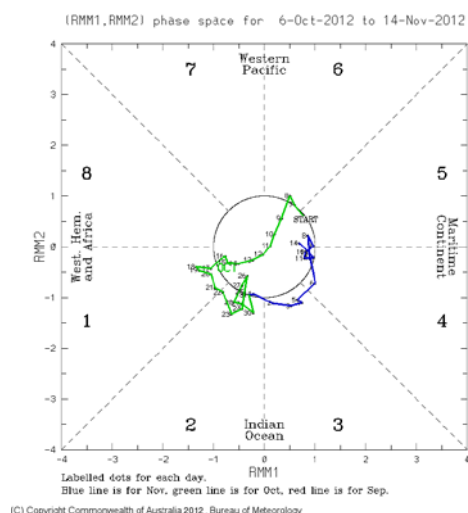


圖 1 澳洲氣象局提供的 MJO 指數相位、強度。

二、使用資料與研究方法

本研究目標為季內尺度 MJO 對臺灣冬雨季降雨的影響，雨量資料取每年 11 月至隔年 4 月之資料。所用到的資料項目及其處理方法如下所述：臺灣降雨指數 TRI-dex（洪 2012），資料起於 1897 年，終於 2010 年，時間密度為每日一筆，由臺灣本島 1176 個雨量測站（圖 2a）中挑選資料總長度超過 15 年的測站，各測站資料除以該測站之平均年雨量，最後將所有測站平均為一個值，形成一個可以代表臺灣整體雨量變化的值，本資料由國科會 TCCIP 計畫提供。該指數結合平地與山地、東部與西部、中央氣象局與台電、水利單位各測站，為目前臺灣地區唯一蒐羅最多測站、年代最長久及最能代表臺灣地區百多年來整體降雨情形的資料。

華南降雨指數（Southern China Rainfall Index Extended，簡稱 CRI-dex）是統整 1951-2004 中國大陸華南共 142 測站（範圍為 30°N 以南、108°E 以東，圖 2b）的日雨量觀測，仿照 TRI-dex 指數，挑選時間總長度超過 15 年的站，各測站資料除以該測站之平均年雨

量，最後將所有測站平均為一個值，形成一個可以代表華南整體雨量變化的值。

MJO index 資料（Wheeler and Hendon 2004），使用 1974 年至 2010 年資料，每日資料包含 MJO 相位及 MJO 強度，資料來源取自澳洲氣象局網站¹。本研究只選取 MJO 相位明顯的資料，篩選震幅大於 1 的資料，震幅小於 1 的則濾除不討論。

OLR 資料（Liebman and Smith 1996）取自 1974 年起到 2010 年的日平均資料，空間解析度為 2.5° x 2.5°，資料來源為 National Oceanic and Atmospheric Administration（NOAA）網站²。

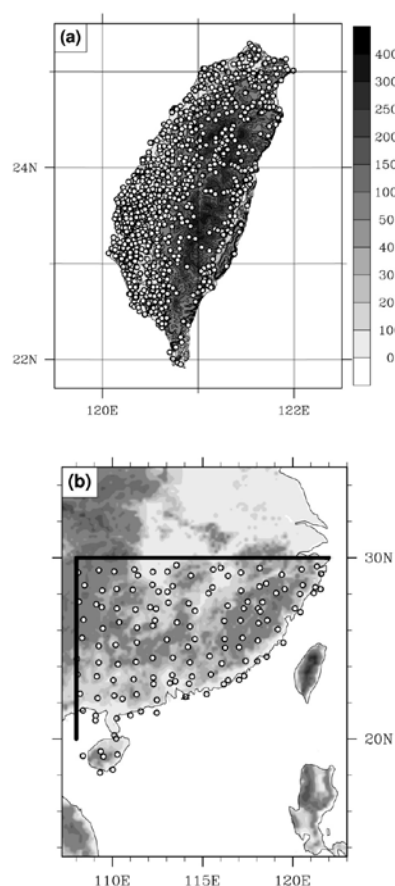


圖 2 計算 TRI-dex 與 CRI-dex 使用測站分布。

¹<http://www.bom.gov.au/climate/mjo/graphics/rmm.74toRealtime.txt>

²http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html

在研究方法方面，資料分析分為三個步驟，整理資料、MJO 與 TRI 關係及探討影響機制。首先是資料的整理：MJO index 資料自 1974 年開始至今，而 TRI-dex 資料為 1897 年到 2010 年，取其交集的 1974-2010 年，挑選出 MJO 同一個相位的日期，將上述日期的 TRI-dex 合成為一群加總，就可以分別得到相位 1 到相位 8 的 TRI-dex 數值。CRI-dex 資料的處理方法仿照 TRI-dex，計算相位 1 到相位 8 合成後的 CRI 數值。

風場重分析資料使用歐洲中期天氣預報中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts，簡稱 ECMWF）資料，ERA-40（Uppala et al. 2005）資料時間只到 2002，資料解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，我們用 ERA-Interim（Dee et al. 2011）資料來補足至 2010 年。首先將 ERA-Interim 資料計算為日平均，再用線性內差方法，將 ERA-Interim 資料的 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 解析度降解析為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 解析度，最後再合併 ERA-40 與 ERA-Interim 資料。

MJO 與臺灣雨量的關係則是分析相位 1 到 8 時 TRI-dex 數值加總，並加入中國大陸華南地區 142 個站雨量資料計算成的 CRI-dex 的資料相佐，尋找 MJO 相位與臺灣地區雨量關係。再利用重分析資料，檢視 MJO 各個相位時期的水平及垂直環流場與 MJO 對流中心位置（OLR 場）的關係，再探討臺灣降水豐厚相位與乾枯相位環境場的差別，試圖解釋 MJO 對臺灣降水的影響。

三、結果與討論

臺灣島位處於熱帶及亞熱帶交界處，夏季的降雨受到熱帶氣旋影響已有多方研究可供參考，然而冬季降雨受到熱帶地區大氣波動的影響卻比較少被討論。本研究藉由分析熱帶地區 MJO 各個相位時臺灣降雨與臺灣附近的大氣環境場，試圖解答冬半季熱帶地區對臺灣降

雨的影響。

MJO 指數可以代表 MJO 對流中心的位置（圖 1），分析 MJO 不同相位的臺灣降雨指數 TRI-dex，發現 MJO 在相位 3（對流中心在東印度洋）時，TRI-dex 及 CRI-dex 都有極大值（圖 3），而相位 7 時，TRI-dex 及 CRI-dex 兩個指數都出現極小值。為了檢視 MJO 對流中心位置影響臺灣降雨的機制，接下來，用向外長波輻射（OLR）的資料來說明此一現象。

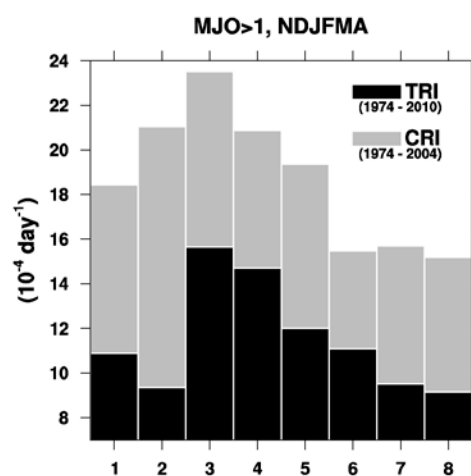


圖 3 TRI 與 CRI 在 MJO 各相位分布。

OLR 場可以看出對流旺盛的位置，MJO 相位與 OLR 觀測的距平合成分析（圖未附），顯示對流雲系的發展隨著 MJO 相位 1 至相位 8 而向東傳遞，強對流中心前或後伴隨著一個強的下沉中心。因為 MJO 之週期為 30-90 天，我們使用帶通濾波器(band pass filter，週期 20-100 天)分離出 MJO 訊號，對流中心位置大約與 OLR 距平場差距不大，但是能更清晰地顯示對流中心的位置。濾波後 OLR 圖（圖 4）中，相位 1 及相位 2，對流中心由非洲東岸移至印度洋，東側海洋大陸（maritime continent）為下沉中心，更東邊的薩摩亞群島及玻利維亞群島附近為微弱上升區。相位 3 時 MJO 對流中心位於印度洋東側，對流中心東側的下沉中心則

分岔為二，一為南太平洋幅合帶（South Pacific convergence zone, 簡稱 SPCZ）位置，一在菲律賓海，而臺灣海峽以北則有另一對流中心出現，由印度洋東側經過菲律賓海至臺灣一帶呈現上升、下沉、上升的環境場，此時 MJO 的訊號向北傳到臺灣北側。相位 4 及 5 時，對流中心壟罩海洋大陸，並在東側激發上升及下沉區的波列。相位 6 及 7 時，MJO 對流中心移至薩摩亞群島及玻利維亞群島附近，印度洋一帶則為下沉區，菲律賓海及臺灣附近分別為微弱上升區及下沉區。相位 8 時，MJO 對流中心漸漸從太平洋減弱，而從非洲一帶再冒出來。

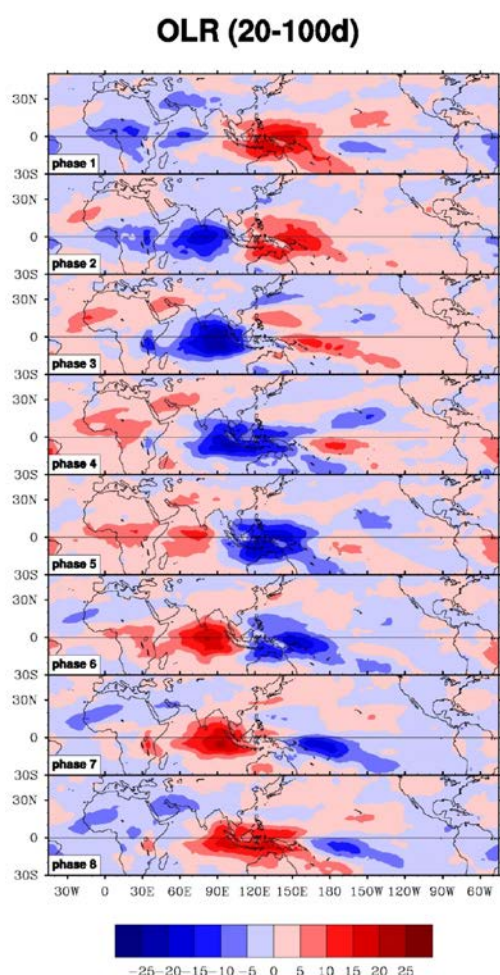


圖 4 各 MJO 相位的 OLR（經濾波）。

若進一步檢視 ERA 重分析資料的 500hPa 垂直速度（圖 5），則可以看到 OLR 場對流中

心的位置，在 500hPa 垂直速度場皆為相對應的上升區。此外，也可以看出 MJO 相位 2、3、4 時，鄰近臺灣的中國華南皆為上升氣流區，圖 2 中 CRI-dex 指數的值也是相對地比較多；而相位 6、7、8 時，該區域為下沉氣流區，CRI-dex 指數也為八個相位中最低的，顯示此區域降雨深受對流發展的影響。

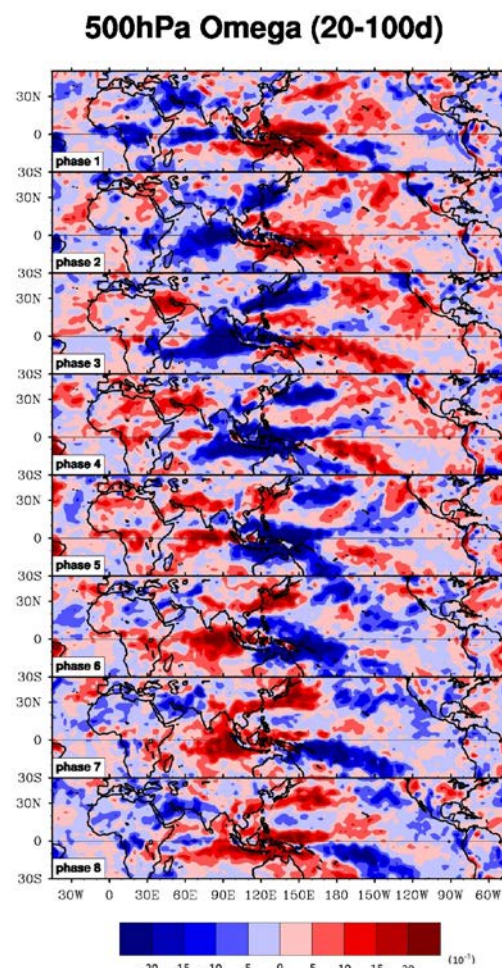


圖 5 各 MJO 相位的垂直速度 ω （經濾波）。

比對降水極大值發生的相位 3，與極小值發生的相位 7 這兩個相對稱時期的環流場，則更能顯示 MJO 影響下何者為有利於臺灣地區降雨發生的大氣環境。OLR 圖（圖 6a）顯示 MJO 相位 3 時，MJO 主要對流中心位於赤道印度洋，東北邊菲律賓海為相對無雲的區域，

更往北的臺灣海峽北部又是對流旺盛區域。如果以 500hPa 垂直速度場（圖 6e）來看此一區域的升降氣流距平，可以發現主要上升距平區域為赤道印度洋，海洋大陸區域也為上升氣流區距平，往北的南海到菲律賓海一帶為下沉氣流區距平，再更北邊的海南島、香港、臺灣以北的華南為上升氣流距平，形成由南往北，一上升一下沉又一上升的區域哈德里環流，而臺灣附近以及華南地區的上升氣流距平，有利於臺灣地區對流降雨發展。

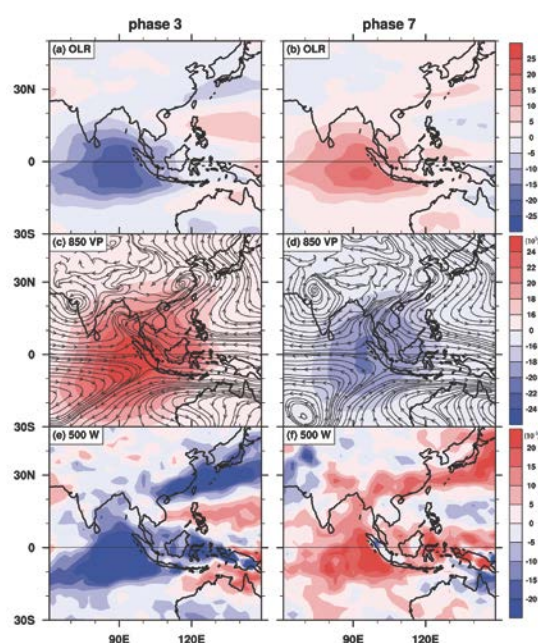


圖 6 各氣象場在 MJO 相位 3 與相位 7 之對比。
說明：(a) 相位 3 之 OLR，(b) 相位 7 之 OLR，
(c) 850hPa 相位 3 之 Velocity Potential 及氣流線，(d) 850hPa 相位 7 之 Velocity Potential 及氣流線，(e) 500hPa 相位 3 之 ω ，(f) 500hPa 相位 7 之 ω 。

MJO 相位 7 與相位 3 是相反的相位，有相對無雲的中心出現在赤道印度洋的位置，圖 6a、6f 顯示臺灣附近為相對無雲的下沉氣流區而菲律賓海為上升氣流區，此一上升與下沉氣流配置與相位 3 恰為相反，臺灣地區及華南一帶對流降雨受到下沉氣流的抑制，於相位 7 時

出現相對極小值。

除了區域哈德里環流影響，圖 6c 與圖 6d 也顯示 MJO 相位 3 (7) 時，南海到東海一帶西南風（東北風）距平，而長江出海口一帶為氣旋式（反氣旋式）環流距平。速度位（velocity potential）場顯示輻合中心在蘇門達臘西側，輻合區脊線則沿著海南島到臺灣的連線。氣旋式距平有利於低壓氣旋在此發展，低壓容易伴隨鋒面產生，出長江口的低壓若伴隨鋒面則往往在通過臺灣時帶來降水；而西南風距平可以平流南邊的水氣，為臺灣地區降雨提供水氣。

四、結語

臺灣地區冬季降雨受熱帶地區對流系統之影響可以從 MJO 不同相位來討論，本研究發現相位 3 時，臺灣降雨指數 TRI-dex 為八個相位中降水最多的相位。此時期 MJO 主要對流中心位於印度洋，伴隨的區域哈德里環流在臺灣地區為上升氣流區，有利於形成對流性降雨；而區域哈德里環流的底層由南向北吹向華南及臺灣地區，加上 850hPa 環流場為西南風，帶來南海區域豐厚的低層水氣，有利臺灣及華南地區降雨增加；而 MJO 相位 7 時，環流場幾乎與相位 3 相反，不利臺灣地區對流發展，降水相對其他相位較少。

MJO 對流中心主要發生在熱帶地區，透過大氣環流影響位於亞熱帶與熱帶交界的臺灣降雨，因為這些影響因子的出現具有週期性，故可將此研究的結果應用在氣候預報上。

五、謝誌

本研究在國科會推動之「臺灣氣候變遷推估與資訊平台計畫」（NSC 100-2621-M-492-001-），以及國科會計畫（NSC 99-2111-M-003-001-MY3）資助下所完

成，特此感謝。

六、參考資料

李思瑩、盧孟明 2008：“MJO 與台灣北部冬季溫度變異的關係”，*氣象學報*，47(2)，45-62。

洪致文 2009：“從百年氣象資料看台灣降雨的氣候特徵”，*台灣文獻季刊*，60(4)，45-69。

洪致文 2012：“台灣降雨指數(TRI)的建立與其分析應用”，*地理學報*，67，73-97。

柯順德 1974：“臺灣北部冬季擾動之波譜分析”，*大氣科學*，1，45-60。

盧孟明、麥如俊 2003：“臺灣與全球雨量長期變化研究(二)：亞澳季風區一至三月雨量年際變化”，*大氣科學*，31(4)，307-331。

Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J. -J. Morcrette, B. -K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavalato, J. -N. Thépaut, and F. Vitart, 2011: “The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597. doi: 10.1002/qj.828

Hung, Chih-wen, Huang-Hsiung Hsu, 2008: “The First Transition of the Asian Summer Monsoon, Intraseasonal Oscillation, and

Taiwan Mei-yu”. *Journal of Climate*, 21, 1552–1568. doi: 10.1175/2007JCLI1457.1

Liebman, B., and C. A. Smith, 1996: “Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 1275-1277.

Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. D. C. Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. V. D. Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J. -F. Mahfouf, J. -J. Morcrette, N. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen, 2005: “The ERA-40 re-analysis”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961–3012. doi: 10.1256/qj.04.176

Wheeler, M. C., and H. H. Hendon, 2004: “An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction”. *Monthly Weather Review*, 132, 1917-1932.

Changes in precipitation frequency and intensity in the vicinity of Taiwan

Jien-Yi Tu¹ and Chia Chou^{2,3}

¹Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

²Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica, Taipei, Taiwan

³Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

Abstract

The hourly rainfall at 21 ground stations in Taiwan is used to investigate changes in the frequency, intensity, and duration of rainfall, which can be divided into typhoon and non-typhoon rainfall, in the period of 1970-2010. As a whole, the frequency of rainfall shows a decreasing trend for lighter rain and an increasing trend for heavier rain. Between them, the typhoon rainfall shows a significant increase in all intensities, while the non-typhoon rainfall exhibits a general trend of decreasing, particularly for lighter rain. In rainfall intensity, both typhoon and non-typhoon rainfall extremes become more intense, with an increased rate much greater than the Clausius-Clapeyron thermal scaling. Moreover, rainfall extremes associated with typhoons tend to affect Taiwan rainfall longer in recent decades. The more frequent, intense and long-lasting typhoon rainfall is mainly induced by the slower translation speed of the typhoons over the neighborhood of Taiwan, which could be associated with a weakening of steering flow in the western North Pacific and the northern South China Sea.

Keywords: typhoon, rainfall extreme, frequency, intensity

風力發電廠風機組之風速動力統計預報應用

羅存文¹ 陳重功¹
氣象科技中心¹
中央氣象局

方新發²
核能研究所²
原子能委員會

摘要

本文使用座落於桃園縣觀音鄉與大園鄉臨台灣海峽沿岸的台電觀園風力發電廠之風機組風速觀測資料，與中央氣象局的區域動力數值預報模式 NFS (Non-hydrostatic Forecast System) 的預報產品，經由動力統計預報 MOS(Model Output Statistics)模式，對風速進行預報模式建立與測試預報，並對未來 48 小時風機風速預報的成果進行評估。

所開發風電廠的 NFS MOS 風速模式於建立與測試的相關係數，由超前的 08 至 48 小時約均處於 0.9 至 0.7 之間。預報誤差(MAE/Mean Absolute Error)在建模與測試時的比較下，隨預報時段的增長約為 1.4m/s ~ 2.25m/s。當轉變為風速分類的檢驗時，則顯示出在相對於觀測風速小於 6m/s 時的預報誤差的比率值最大，且預報誤差在測試期間較建模期間呈現增加的現象，應視為模式強化的重要風速區間。

風能產生相對應於風速變化，由固定的轉換對應曲線來定義規範。因此，提升風速預報的準確度與模式的穩定性，實為強化風能預報的重要關鍵。

關鍵詞：動力統計預報，風能預報

一. 前言

全球暖化致使氣候環境變遷及面對傳統形式能源面臨罄竭之處境，各國均著眼於邁向低排碳、低污染之安全能源的開發與管理。歐美先進國家早於上一個世紀末著手經營。北歐諸國最為先進與成熟，其中德國最為積極，基於綠能(風能與太陽能)開發的成功，擬定 2025 年達成非核家園的境界。由於經營管理技術的成熟，北歐國家不僅自給有餘，同時將多餘的綠能供應給鄰近國家，增進國家經濟的收益。

風能源於大自然的潔淨能源，然而雖然取之無盡，卻也難於預測、儲存與管理。風能產值的預報是風能管理之重要決策參考工具，因此能有效提供高預報準確度、增長預報時效的風能預報資訊，實為能源使用管理上重點服務所必需的關鍵要素之一。現今風能預報技術發展以歐洲的 ANEMOS 計畫 (development of A NExt generation wind resource forecasting system for the large-scale integration of Onshore and offshore wind farms)推動與成效最顯著。其中主要預報架構理念，為動力數值預報產品，透過統計預報模式(MOS)進行降尺度的風能產值推估。藉重動力數值模式的超前預報，再透過統計預報的特質來調降預報誤差，以提升優於動力數值預報的預報準確度(Giebel and Brownsword, 2003 與 Walde and Giebel, 2000)與可信度。

由於台灣的地形分布特殊，加上處於顯著的東亞季風區域，風力在不同季節受到不同的大範圍季風所

影響；又加以區域性局地熱力效應的影響，對於單一地址的風速、風向變化的描述與掌控有其相當程度的複雜性與困難度。因此欲有效地做好風能的管理，除了對於台灣各個地區能進行精確的風能蘊含評估外，更需先期瞭解該區域的預報風速、風向的可行能力。無論是先期評估，或是風能預報運作，以現行之最先進的技術而言，均需仰賴夠穩定的區域動力數值模式來提供有效的預報資訊；同時更需準確的風速、風向及風能觀測資料，方能進一步作好可靠的風能預報指引。

中央氣象局開發 MOS 動力統計預報作業系統，已有 10 多載，整個系統的完整規劃詳細敘述於陳重功等(2000)的報告中。而 MOS 主要之技術研習自美國氣象單位 (Meteorological Development Laboratory/MDL)。此預報系統開發與預報運作的重要要求為，需使用近乎“凍結”的動力數值模式，維持模式開發與預報時所使用數值模式預報資料性質一致，來確保預報參考基準的穩定性與準確性。本研究主要工作在於透過現行 MOS 的技術應用於風能預報推估上，以瞭解其詮釋程度，作為未來運作開發時的重要基石。

二、研究資料與方法

本研究為探尋適切的短期風速預報方法，採取現行之 MOS 動力統計預報模式之形式，建立相關風機

組的風速預報模式，並進行模式建立與獨立測試校驗的評比分析。以下就採用的資料(風機觀測資料與動力數值模式資料)及預報模式架構，予以敘述說明。

(一)、風機資料的整理

研究主要對桃園縣觀音鄉與大園地區的台電觀園(以下簡稱 TY)風力發電廠(見圖 1)的 20 部風機組的觀測風速資料，進行預報指引的開發。20 部風機位置處於北緯 25° 03' 53" 至 04' 58"，東經 121° 06' 05" 至 09' 56" 之間。該風電廠之風機組係美國 GE 公司之產品，風機離地高度為 65 公尺，發電運轉啟動風速約為 3m/s，即小於此風速時風能為 0 kw；約在大於 12m/s 以上，風能呈現風能發電上限極值約 1500kw。各風機組之原始觀測為每 6 分鐘間隔的風速觀測記錄。



圖 1. 台電觀園風力發電廠風機位置與 NFS 模式鄰近格點。

風速的觀測儀器位於風機艙的尾端，靠近風機的運轉扇葉，容易受到前端扇葉運轉時產生的擾流影響。由於該風電廠未設立獨立的等高度氣象觀測塔，在建立風速統計預報部分，基於觀測資料不足卻恐存在不良的觀測記錄下，先假設每筆風速觀測都是正確的。在此假設下，本研究採用最接近觀園風力發電廠之中央氣象局新屋氣象站(C0C54；見圖 1 之左下方)的正點觀測風速，進行 24 個正點的相關比較。圖 2 為凌晨 1 點的標準化分散分布，圖 a 為 TY-01(第 1 台風機)與 C0C54 的風速對應狀態，相關值達到 0.76，顯見風機風速資料有其意義；而 b、c、d 分別代表 TY-10 對應 TY-01、TY-20 對應 TY-01 與 TY-10 對應 TY-20 的分布，相關值約均達到 0.90。顯見 20 部風機

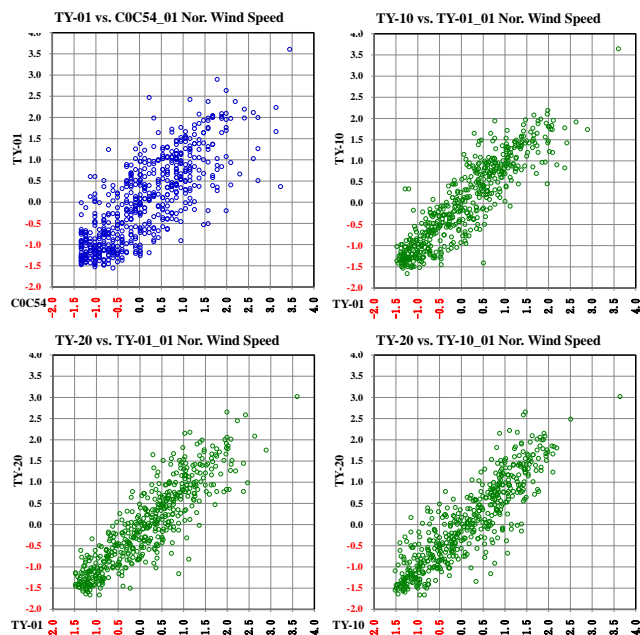


圖 2.凌晨 1 點標準化之(a)C0C54 與 TY-01 風速散布，(b) TY-10 與 TY-01 風速散布，(c) TY-20 與 TY-01 風速散布，(d) TY-20 與 TY-10 風速散布

間的觀測值的變化是一致的。進而透過圖 3 的 24 個正點 TY-01(紅線)、TY-10(綠線)、TY-20(藍線)與 TY-avg(20 組平均值；黃色區域)與 C0C54 的相關分布，相關係數值約處於 0.65 至 0.78 之間，均達到 95% 的可信度。而圖中亦突顯出早上(8 點)與下午(16 至 20 點)存在最低相關變化關係，此一現象該是反應出該區域低層存在明顯海、陸風交替作用。

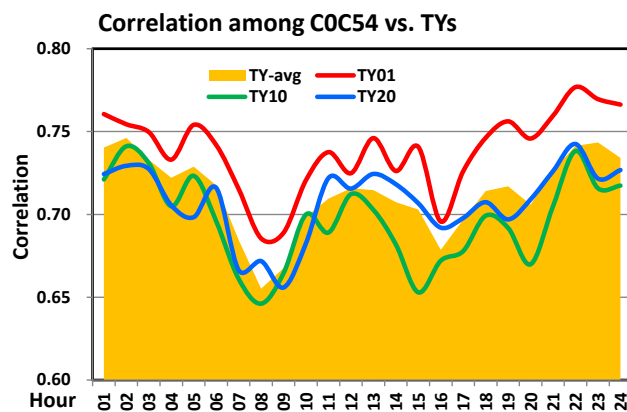


圖 3.各個預報時段 C0C54 與 TY-01、TY-10、TY-20 及 20 台風機平均狀態的相關係數

為了能得到適切的預報推估函數，所以將原始資料經過篩選過濾，除去錯誤或不良的風速觀測記錄值，而再行求取各個 1 小時的整體風電廠之平均風能與風速值。被預報元為風電廠之 20 部風機組的平均逐時風速，由圖 2 的 b、c、d 已證實各風機觀測資料的連續變化是一致性，先計算出各別每 6 分鐘時間點的 20 台風機之平均風速，代表此分鐘。各個分鐘的

風電廠平均風速算出後，再計算出各個 1 小時的風電廠逐時平均風速，由於該小時內，共計應有 10 筆觀測，若不足 5 筆則以缺失值代入。而 1 小時的定義是指前 1 小時 06 分至此 1 小時 00 分止，以 02 時的平均值為例，指 1 點 06 分至 2 點 00 分內的平均狀態，記錄為 02 時的資料平均值。

(二)、數值預報模式預報資料的整理

動力數值模式的重要性，在於其藉重物理關係的超前預測能力，提供超前的相關天氣預報掌控因子。本研究所使用的區域動力數值模式為中央氣象局之 NFS (Non-hydro -static Forecast System) 5km*5km

網格間距之預報產品，由於此模式已發展成熟，目前作業狀態近乎完全符合“凍結”的條件。圖 1 中的紅色圓圈代表 NFS 模式的於觀園風電廠附近之網格點分布。NFS 的預報作業為每日二次，分別於 08LST(Local Standard Time；即 00Z)，及 20LST(12Z)，本研究採用之 NFS 產品預報時段由 09 小時至 48 小時，每 3 小時預報間隔的輸出產品；唯 45 小時預報沒有產品輸出。主要數值模式預報之變數取自 500 百帕(mb)以下之各個標準層場 (見陳等，2000 文中之表四)的風速、東西風分量(u)和南北風分量(v)及其相關的動能、輻合(散)與渦度變數等項目。風機風速所需用的預報因子，則經由最近之相鄰 4 個網格點的 NFS 預報變數值，內插至代表風機所在位置(簡稱 STA/Station)，或直接採用數值模式的網格點變數值(簡稱 SGP/Single Grid Point)。

由於觀園風電廠位處北部海岸，右側為漸近中央山脈北端，左側臨近台灣海峽。因此預報因子選定圖 1 中的 NFS 格點與 TY-10 風機位置點，由近中央山脈向外海沿伸的順序為 SGP-01、STA-TY-10、SGP-02、SGP-03 等 4 個參考點，用以查驗與調適 NFS 模式預報能力最貼近描述風電廠平均預報變數的點(預報因子選取位置)。選取 NFS 預報各主要時段的 TRS-WDS(地面風速)、1000mb-WDS、925mb-WDS 上述 4 個格點與 TY-avg(20 台風機風速的正點平均風速值)關係加以分析。圖 4a 顯示出 00Z000h 至 048h 的各預報時段各格點的 3 個變數相關變化情形，其中以 1000mb 相關關係為最佳。而由圖 4b 可見以 1000mb WDS 隨預報時段增長，STA-TY-10 與 SGP-01 均較 SGP-02 及 03 為佳，而 STA-TY-10 與 SGP01 並無顯著差異，因此以下研究均採用的預報因子選取以內插至風機 STA-TY-10 位置為主。

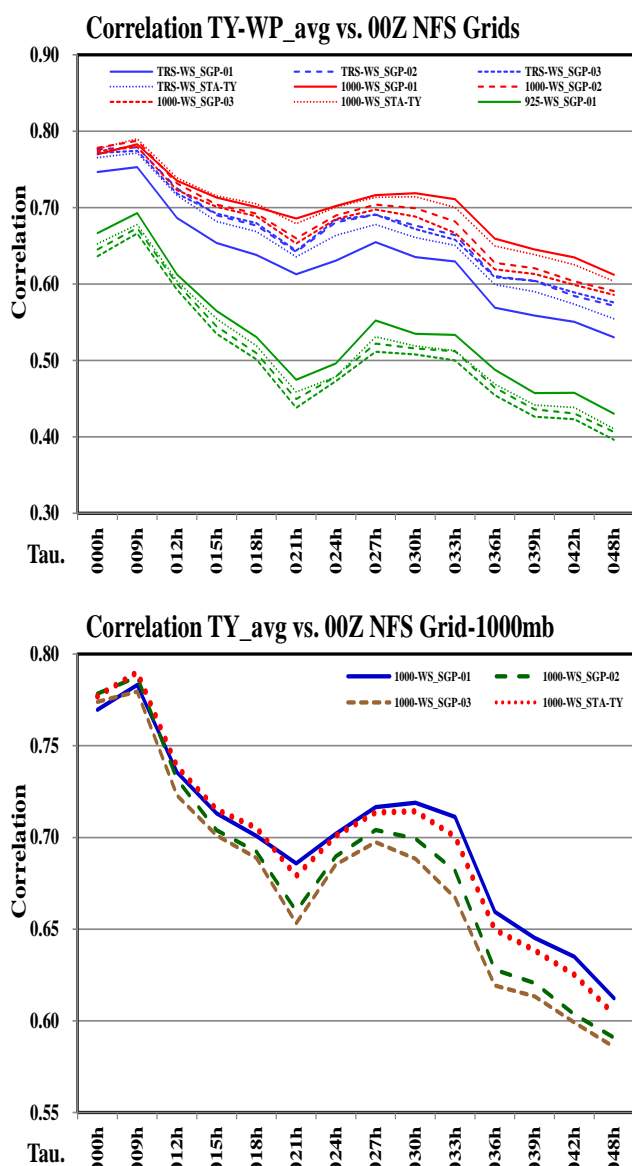


圖 4. 各個預報時段相關係數，(a) SGP-01、SGP-02、STA-TY-10、SGP-03 4 點的 TRS-WDS、1000mb-WDS、925mb-WDS 與 TY-avg 相關分布，(b) SGP-01、SGP-02、STA-TY-10、SGP-03 4 點的 1000mb-WDS 與 TY-avg 相關分布

(三)、模式建立與使用方法

本研究中所採取的預報流程，主要參考 Waldl and Giebel (2000) 與 Hashimoto et al. (2008) 等人所規劃的風能預報程序。主要先運用 NFS MOS 預報產出的風電廠各風機逐時風速，再經由預報風速對應至由觀測資料所產生的風速轉換風能的關係曲線(函數)，運算出各風機各個預報時段的推估風能值。未來擬正常運作的風機的推估風能值累加，即為預測未來某小時觀園風電廠的風能產值。

本研究的目標在於建立每日 00Z NFS 動力模式預報未來 12 至 48 小時，每隔 1 小時間隔之風能預報模式。研究中所採取的架構為，以各預報時段之動力數值模式所預報的各層場內插在 TY-10 風機站址上的各式變數為參考預報因子，再透過傳統向前選取法 (Forward Selection) 選取因子 (詳述於 Neter et al., 1983)，建立起各相對時段之被預報的觀測風速值的最佳預報方程。並考量降低預報因子間的共線性問

題，在選取新進的因子時，再加上已選取的預報因子與擬選取的因子間之相關係數(correlation)，作為選取預報因子的另一個考量因素。

本研究以冬季(12、1 及 2 月)的模式開發及測試為主，模式建立期間由 2008 年 12 月 1 日至 2011 年 2 月 28 日的 3 個冬季約有 9 個月的資料量；獨立測試期間為 2011 年 12 月 1 日至 2012 年 2 月 29 日(共計 3 個月)。

表 1、TY-10 風機觀測風速與 NFS MOS00Z 模式預報、1000mb 及 925mb 風速的各預報時段之相關係數分布。

Tau	MOS	1000mb	925mb
12h	0.85	0.76	0.65
24h	0.80	0.74	0.52
36h	0.79	0.68	0.56
48h	0.75	0.68	0.51
60h	0.71	0.60	0.49
72h	0.70	0.58	0.37

三、風速預報的模式建立與測試分析

由於風機高度為 65 公尺，處於大氣的地面層內，表 1 所呈現的是模式建立期間 00Z012h、024h~072h 每 12h 的統計迴歸預報模式、1000mb 與 925mb 數值模式的預報 TY-10 風速與實際 TY-10 觀測風速的相關程度。兩組數值模式預報的風速值可用以代表數值模式對該風機的風速預報 (MDO/Model Direct Output)。由表 1 中可清楚看出動力統計預報模式 (MOS) 的預報相關程度較 2 組 MDO 為高，MOS 各預報時段的成果，均較 1000mb MDO 風速的相關值，高出 0.1 左右。而 925mb MDO 風速相關值量相較前二者落後甚多(詳見於表 1)。因此動力統計預報模式 (MOS) 為最佳的預報選擇。

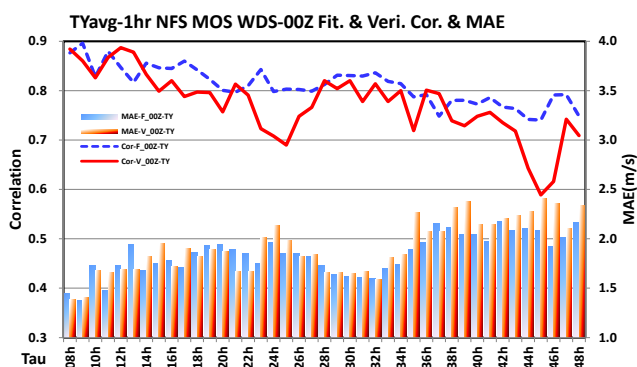


圖 5.08~48 小時風廠 20 台風機逐時平均風速預報方程相關係數及 MAE 變化

圖 5 所代表的是 00Z 間隔 3 小時的各個數值模式預報時段，所建立的由 00Z 的 008 小時(h)至 048h 之逐時風廠 20 台風機平均風速預報方程式的相關係數

分布變化，統計檢定標準均建立於 0.5 的顯著水準 (significant level, $\alpha=0.5$)。藍虛線代表模式建立時的平均預報風速與實際觀測平均風速的相關程度值，隨預報時段增長的演化。其間相關數值由 0.9(00Z009h) 降至 0.75(00Z048h)。紅實線代表獨立測試時對應預報時段的相關係數變化，大致與模式建立時期相當，約由 0.88 漸降至 0.71。僅於 00Z023h~026h 及 00Z045h~046h 兩個區段，相較於建模時期劇降了 0.1(12.5%)及 0.15(20%)的相關量值。

圖下方的藍色長條區塊，所代表的是模式建立時各時段的平均對預報誤差值，由 008h~048h 的變化為約 1.3m/s~2.2m/s。其間 028h~032h 間的預報誤差量較此區段的鄰近前段提升了 0.5m/s 的預報準確度，而較鄰近的後段區段多了約 1m/s 的預報準確度。同樣地，紅色長條區塊為獨立測試的平均絕對預報誤差值。整體上隨預報時段增長和模式建立的量與演化趨勢是相近且一致的，僅在大於 035h 時段起測試案例平均預報準確度差了約 0.25m/s。

表 2、NFS MOS 00Z 風速預報方程前 3 組之主要預報因子變數及分配百分率。

Pdr	No	變數	%
1	A	1000mb v-comp	56
	B	1000mb 水平風速	29
2	A	TRS v-comp 動能	30
	B	925mb 水平動能	16
3	A	700mb v-comp	38
	B	700mb u-comp	12

對於 00Z008h~048h，41 組風速預報的前 3 個主要預報因子的變數特徵分析，詳列於表 2。表中首要預報因子 1000mb 的南北風分量風速佔 56%，而 1000mb 整合風速則佔有 29%，二者共計達 85%；次要預報因子部分，地表面南北風分量動能佔了 30%，925mb 整合風之動能佔 16%。第 3 個預報因子部分，700mb 南北風分量風速佔 38%，700mb 東西風分量風速佔 12%。透過表 3 的預報因子以風速、動能及導出量(輻合/散、渦度)三類變數特性的成分比重，可見首要預報因子均由低層風速建立模式的基礎，次要預報因子主要以低層的動能強化，若再加上第 3 個預報因子，則透過較高對流層的風速來彌補。然而導出量對於風速預報模式的貢獻並不充份。

表 3、NFS MOS 00Z 風速預報方程前 3 組預報因子性質分類的分布百分率。

Pdr	風速	動能	導出量
1	100	0	0
2	13	76	11
3	62	19	19

四、預報風速的趨勢分布

風機產生風能的運作情形，主要約在 3m/s 設定為風能生產的啟動風速，3~6m/s 區段的風能呈現產量劇升，6~9m/s 間風能產值的比率較為固定，9~12m/s 區間則呈現風能產值率趨緩，約在大於 12m/s 以上，風機製造廠商多設定即使隨風速上升，仍均僅提供風機的風能產值上限。以觀園風電廠的風機型式，上限產量為 1500kw。本研究針對風速預報，以對應於觀測風速於 0~3m/s、3~6m/s、6~9m/s、9~12m/s、12~15m/s 及大於 15m/s 等 6 個分類區段，來檢驗各時段風速模式建立與預報測試的平均狀態(Bias)與準確度。

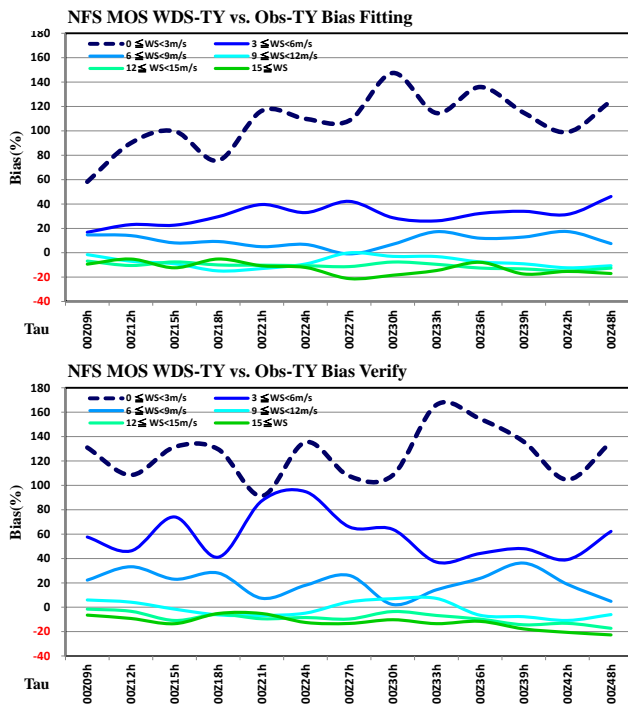


圖 6. 00Z 各個預報時段(09~48hour)的 MOS 預報風速各區段的預報偏差(Bias)分布。(a)為 MOS 風速模式建立期間(2008 年 12 月至 2011 年 2 月)，(b)為風速預報獨立測試期間的變化(2011 年 12 月至 2012 年 2 月)。

圖 6a 為各預報時段模式建置時，各對應觀測分類的平均狀態相對於區間觀測平均值的百分比值變化。0~3m/s 間的建模 bias 最大，由 60%到 125%，最大值為 148%於 00Z036h 處。3~6m/s 則處於 20%~40%間，6~9m/s 的比率在 0~20%間，9~12m/s、12~15m/s 及 15m/s 以上則均在 -20%~0 的變化之間。圖 b 為獨立測試案例的表現，大致上除大於 9m/s 以上與建模時的情況較相近。在 0~3m/s 間，約處於 90%~170% 的變化。3~6m/s 時變化區間落在 35%~95%，至 6~9m/s 區段亦呈現 0~38%的變動。

圖 7a 相似於 6a，同為建模的案例，但為 MAE 相較於對應區段的平均觀測風速值的百分比率變化。當觀測風速值大於 9m/s 時，誤差比率在 20%以內，6~9m/s 間變化在 20%~30% 之間，3~6m/s 間則落在

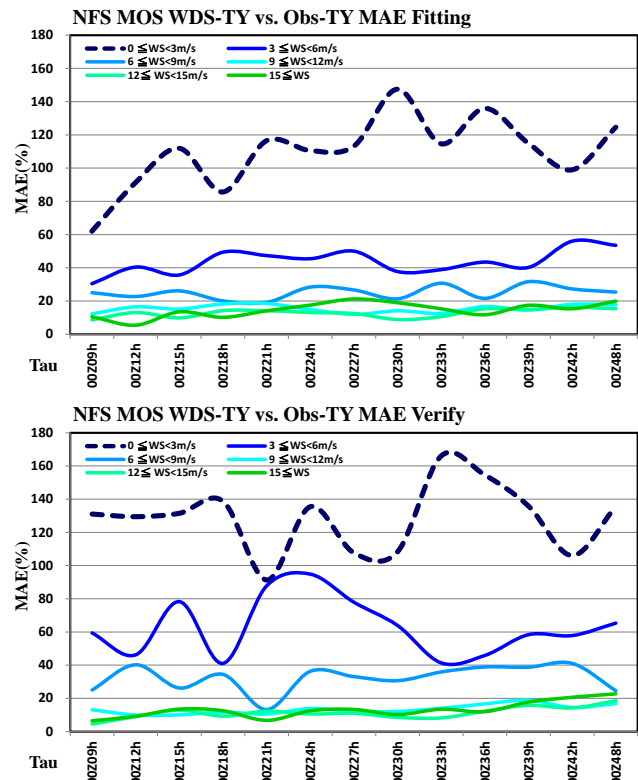


圖 7. 00Z 各個預報時段(09~48hour)的 MOS 預報風速的預報絕對誤差(MAE)分布。(a)為 MOS 風速模式建立期間(2008 年 12 月至 2011 年 2 月)，(b)為風速預報獨立測試期間的變化(2011 年 12 月至 2012 年 2 月)。

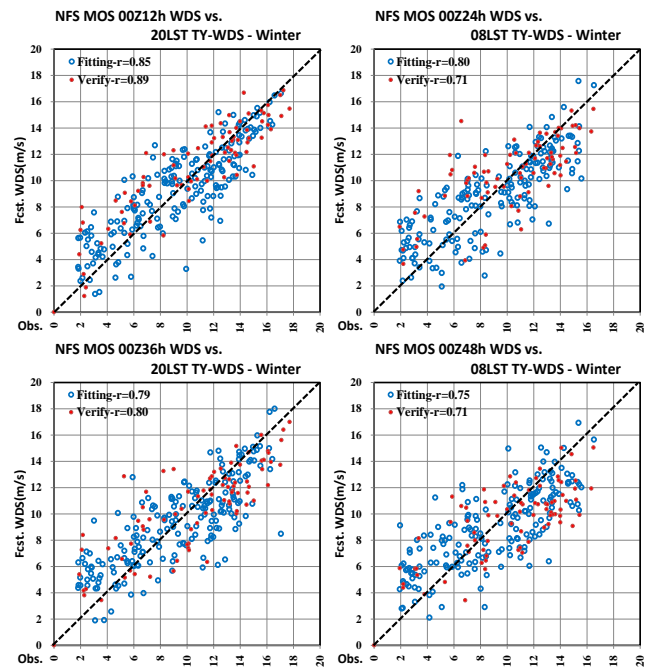


圖 8. 08LST 之各個時段預報風速與觀測風速的對應分布(a)00z012h(b)00z024h(c)00z036h(d)00z048h。藍色圓圈為建模期間、紅色圓圈代表測試期間。

30%~60%；而 0~3m/s 的變化在 60%至 150%之間。圖 7b 則為獨立測試的 MAE 分布。大致上，6m/s 以上的預報測試比率和建模時的是相一致的，惟 3~6m/s 及 0~3m/s 兩區間的誤差比率增加量變化加劇；加劇的情形近似 bias 的情。

圖 8a 至 d 分別為 00Z012h、024h、036h 及 048h 的建模和測試的預報與觀測對應分布情境。基本上加深了圖 6 與 7 的分析結果，主要的預報誤差由低風速預報不準確所貢獻，大致高於 9m/s 的預報較為穩定。

五、結論

2012 年的中華民國總統就職演說，明確指示要進行節能減碳的改革工程，並以打造低碳綠能環境納入國家發展的五大支柱之一，以期讓台灣成為低碳綠島，藉以強化台灣的國際競爭力。在本計畫中對於預報的目標，是提供一個準確的風速預報值，以提供風能營運管理進行高效的運用。

台電的觀園風力發電廠，計有 20 台 GE 產製 65 公尺高，極限風能產值達 1.5Mw 的風力發電機。因該風電廠於風機群鄰近區域未設置同高度的風力觀測氣象塔，恐單風機的發電扇的運轉，及各個風機間對機艙風速觀測存在氣流擾流的影響，使風速觀測的資料準確性客觀度不足，本研究開始即先行查驗風機風速觀測記錄的正確性。故需提升風速觀測的環境與品質。

由於觀園風力發電廠廠址，位於觀音鄉大園地區的沿海岸區域。動力數值除模式需能有效的掌控與模擬台灣地形所造成的氣流導引之正確性，更需能夠有效的描述臨岸區域的海路陸環流效應。因此，數值模式的區域性局地環流的模擬能力，亦應該被納入審視的考量要點。

基於觀園風電廠的散布範圍並不廣闊，本研究僅以建立一組 MOS 模式代表該廠的均一單機預報模式。預報作業時，經廠方或電力營運中心，將未停運單機的風能各個預報時段的預報產值相加，即可完成該廠的整體風能未來的演化指引。

透過本研究的研討步驟，證實中央氣象局的區域數值模式在詮釋觀園風電廠觀測風速上，具備充足的預報相關趨勢能力；各預報時段(008h~048h)的平均相關係數約掌握在 0.9~0.7 之間。雖然 MAE 顯示由 1.5m/s 漸增至 2.25m/s 的誤差度。實際上存在著極需改善的空間。經分成 6 個主要風速對應風能轉換的區間的預報平均情形評比，預報誤差的貢獻主要由 6m/s 以下的風速預報提供。而由圖 8 中亦顯出在低觀測風速部分，預報的風速分布散落較大。因此，如何強化此 NFS MOS 風速預報能力，尤以小於 6m/s 為重點。

若要提升 6m/s 以下的預報準確度，亦可嘗試進行分類，各別建立不同的預報方程，可得到更適切的

迴歸權重係數，對各類的預報更貼合。另外，近期美國 NCAR(National Center of Atmospheric Research)的相關 MOS 研發團隊，提出 Dynamic MOS 模式的作業方式，採取最近較少量的資料來建立模式的方式，可急劇縮減 Bias 與 MAE。但所消耗的電腦資源較大，因其將模式建立納入日常預報作業內，每次預報作業均重新啟動模式建立更新，再以新模式進行預報。此舉可能的缺失在於明顯的季節交替時，自然形成資料性質的不連續，準確預報較為不易。

但無論應用何種形式之 MOS 模式，均有賴具備線性系統性誤差比率較重的動力數值模式。所以選對了合於被預報區域的數值模式，是動力統計預報開發的重要步驟。如此，方能提升風能預報的使用參考價值，進而奠定優質的營運管理基礎。

誌謝

本研究承蒙台電公司發電處與再生能源處協助提供風機記錄資料，特別是承辦人員徐耀徽以及楊自興課長不辭辛勞細心處理，特此致謝；本研究在行政院國家科委會科技發展基金 NSC 100-3111-Y-042A-017 計畫資助下完成，同表感謝。

參考文獻

- Giebel, G., Kariniotakis, G., and Brownsword R., "The State-of-the-Art in Short-Term Prediction of Wind Power – A literature Review", Anomos Report v.1.1, EU FP5 Contract ENK5-CT-2002-00665, 2003.
- Waldl, H.-P., and G. Giebel: The Quality of a 48-Hours Wind Power Forecast Using the German and Danish Weather Prediction Model. Wind Power for the 21st Century, EUWEC Special Topic Conference, Kassel (DE), 25-27 Sept 2000.
- 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。
- Hashimoto A., Y. Hattori, and Kadokura S., "The Forecasting System for Wind Power Generation Combined Use of Numerical and Statistical Models", The WRF User's Workshop, NCAR, June 23~27, 2008.
- Neter, J., W. Wasserman, and M. H. Kutner, 1983：Applied linear regression models · Richard D. Irwin INC.，Homewood，Illinois，547pp。

臺灣測站 1951-2011 年風向與風速資料分析

楊子億 盧孟明

中央氣象局 氣象科技研究中心

摘要

本研究分析本島測站與澎湖、東吉島、蘭嶼、彭佳嶼等四個外島測站1951~2011年的風向風速資料，以區域劃分為北部、中部、南部、東部、外島以及高山測站，以了解臺灣地區風場的氣候特性。統計的氣候特性包括季節變化，全年和季節平均風的年際(Inter-annual)與年代際(Inter-decadal)以及近61年來的線性變化趨勢(linear trend)。結果顯示，平均而言臺灣地區的冬半年風速大於夏半年；宜蘭站、台南站與花蓮站例外，風速在夏半年大於冬半年，有可能是受到測站的地理環境影響。大部分測站冬半年盛行風向較固定，夏半年盛行風向較不明顯；宜蘭站、阿里山站與日月潭站則是全年無明顯盛行風，有可能是受到測站的地理環境影響；近61年來臺灣地區的年平均風速均有下降的趨勢，僅少數幾站為上升趨勢，是否地形效應以及測站地理環境對盛行風向風速影響，本文將有所討論。

關鍵字：風速、盛行風、台灣氣候

農業氣象服務合作

柳再明¹ 吳鴻榕² 姚銘輝³ 陳俊仁³

交通部中央氣象局¹ 行政院農業委員會² 行政院農業委員會農業試驗所³

摘要

WMO的GFCS規劃糧食安全，是氣象與氣候資訊跨領域服務應用之一。就單獨牽涉糧食安全而論，農業的重要性當然不言可喻，遑論其他相關重要的氣候資訊對農業在應用層面上可產生的經濟價值。本文「農業氣象服務合作」，就政府機關間合作服務內容作詳細的說明，有初步氣象資訊的提供、氣象資訊進一步產出，就氣候資訊在農業領域的應用評估合作等極具挑戰性、高度有潛力的業務作說明。

本文說明氣象局將提供農委會資訊中心的「田邊好幫手」與農委會農業試驗所的「農業氣象諮詢系統」這兩個網站所需的完整氣象資訊需求內容。另說明農委會將積極提昇「農業氣象觀測網」之觀測資料品質。此「農業氣象觀測網」是一相當完整的農業氣象觀測系統，提供農業界所需的基本氣象觀測資料。

關鍵字：農業氣象觀測網、田邊好幫手、農業氣象諮詢系統

一、前言

依據WMO(World Meteorology Organization; 世界氣象組織)的GFCS(Global Framework for Climate Services; 全球氣候服務架構)規劃農業(糧食安全)、水資源、公衛(人身健康)與防災等，是氣象與氣候資訊跨領域服務應用之4大主題(WMO 2012)。就單獨牽涉糧食安全而論，農業的重要性當然不言可喻，遑論其他相關重要的氣候資訊對農業在應用層面上可產生的經濟價值。因此本文「農業氣象服務合作」，就政府機關間合作服務內容作詳細的說明，有初步氣象資訊的提供、氣象資訊進一步產出、以及往後2機關間，就氣候資訊在農業領域的應用評估合作等極具挑戰性、高度有潛力的業務作說明。

中央氣象局農業氣象科(簡稱農業科)，是農業委員會(簡稱農委會)之農業界，與氣象界2個學門之間唯一的行政業務對口單位。自民國76年起，2學門之間就有很密切的業務往返，農業科就對「農業氣象觀測網」作綜合性的整體服務，其中建購一相當完整的農

業氣象觀測系統，提供農業界所需的基本氣象觀測資料，至今(102年)已屆26年。較之當年的科技、觀念與能力，現今氣象局有更多、有用的氣象資訊可提供給農業界，若有機會或意願，氣象局也將進一步對農業界的特殊需求提供客製化。事實上，現今農業界在業務規劃或研究上，也常亟需氣象資訊來輔助佐證。因此目前農業科將規劃新增服務項目，首先提供農委會資訊中心的「田邊好幫手」與農委會農業試驗所的「農業氣象諮詢系統」這兩個網站所需的完整氣象資訊需求。其中「田邊好幫手」提供農民能藉由手機簡訊、接收電子郵件、收取傳真與打電話的方式，得到進一步的農業資訊。而農業試驗所開發之「農業氣象諮詢系統」，提供廣大農民對氣象訊息的需求，農民可依所在位置查詢最近氣象站位置及氣象資料，並依空間面化功能查詢發生氣象災害的機率，作為當期作災害防範及下期作種植作物選擇的參考。

近年來中央氣象局正積極推廣氣象資訊跨領域的應用與服務，本文之氣象與氣候資訊

在農業領域的應用與推廣方面，也是中央氣象局重要的施政主軸之一。基本上氣象資訊與農業應用可從三方面來討論：作物產量改變分析、農業生產管理及農業災害的預警，在在都亟需氣象資訊作輔助判定。農業生產、農業政策規劃與糧食安全等議題中，都顯見氣象資訊在農業領域的重要應用價值。因此本文之農業氣象服務合作，將提供農事地區之氣象資訊服務，並落實農業氣象服務之宣導及推廣，減少農民因氣象災害所受損失。

二、合作項目源頭說明

1. 農業氣象觀測網

臺灣本島因其中央山脈高聳峭拔，所以地形極度複雜，也因此導致臺灣各地區天氣迥異多變。加上全年各類災變天氣(如乾旱、梅雨、颱風及寒流等)頻繁不斷，除常造成農業災害外，並導致各地區作物栽培之氣候限制因子截然不同。如何有效地利用臺灣地區的氣候資源，配合農作物的生長，以提高其產量和品質，實具有其經濟價值與挑戰性。有鑑於此，行政院農委會積極籌備發展農業氣象，自民國 75 年度起即與中央氣象局合作，規劃農業氣象觀測網建置計畫，並委託中央氣象局協助共同執行。該觀測網至民國 90 年為止共設立 28 處農業氣象站，其中一級農業氣象站(以 ADSL 傳回時資料)17 站，二級農業氣象站(每 10 天送回時資料)11 站(見圖 1)。至於設站地點的選擇係以山區、偏遠地區，農林廳下的農事單位為優先考量，且不與中央氣象局既有之綜觀氣象站重疊，使整體氣象站分布更均勻、整體氣象資料的使用相輔相成，確實掌握天氣系統的中小尺度結構，可提高其實際應用性(柳等 2010)。

中央氣象局為使各改良場、試驗所等農業氣象站之農業氣象觀測網資料更有效運用，於民國 80 年 7 月完成建立臺灣地區農業氣象自動觀測系統電腦連線網路，將各一級農業氣象

站之觀測資料，由數據機經電話線(現今為 ADSL)傳輸至中央氣象局的主電腦系統上，並於農委會、農林廳及中央氣象局設立工作站，可隨時傳輸、接收及查詢資料。連線建立後，各農業站可即時透過網路系統，蒐集整體農業氣象站的觀測資料，隨時取得所要之氣象資料。

農業氣象觀測網資料，除供應各機關學校及農業氣象站之資料提供需求外，並定時 FTP 至中央氣象局資訊中心服務系統、WINS(即時預報)系統、第二組及第三組資料處理科，供天氣預報參考及一般民眾資料申請。資料供應方式說明如下：

(1) 每小時供應第二組及 WINS 系統一級農業氣象站逐時資料。

(2) 供應資料處理科氣候資料庫所有逐時、逐日及逐月資料。

另中央氣象局第三組農業氣象科在日常作業方面，除維護農業氣象觀測網資料庫正常外，還做資料分析彙整各農業氣象站資料，發佈一週農業氣象預報、編印農業氣象旬報並製成旬報表與月報表、也發佈即時災害性(低溫、豪大雨、颱風)特報等，予農政相關單位參考使用，各地農民除上網外，亦可經由鄰近之農事單位取得相關資訊。

農業氣象觀測網建立後，各農業改良場將此資料應用於作物病虫害預警預報(如花蓮農改場、臺南農改場)、作物試驗研究(如臺東農改場斑鳩分場之枇杷焚風試驗、農試所蔬菜生產之防雨與防寒設施研究、水試所水產養殖研究等)及研究氣候變遷對臺灣農業生產與水資源利用的影響。因此各農業試驗研究單位可利用自動化觀測系統，測定當地農田氣象環境的變化，以確切瞭解各種氣象因子對作物生育、栽培管理、病蟲害發生及品質與產量等之影響。並可配合當地的氣候和地理環境，進行區域性特殊作物的農業氣象試驗，由試驗所得結果，亦可提高區域性作物栽培技術的水準或

提高產量與品質。

農業氣象觀測網資料品質極佳，舉例來說，針對民國 98 年莫拉克颱風，我們僅由 17 個一級站的日雨量資料，就能掌握颱風雨量在空間與時間上的每日變化(由降水極大值 8 月 7 日在新竹五峰工作站、8 月 8 日在臺南新化蓄產試驗所、8 月 9 日在臺中霧峰農業試驗所，明顯指出 8 月 7 日颱風在臺灣北部，8 日之後臺灣受南邊的大尺度環流影響)(見圖 2)。另外，圖 3 是我們統計農業氣象觀測網 20 年資料，以全島年平均值圖示溫度(最高溫、最低溫)、濕度、雨量、降雨日數、日照時數、日射量、蒸發量等氣象變數，都有具體且有意義的 20 年變化趨勢。

2. 農委會資訊中心之「田邊好幫手」網頁

「田邊好幫手」農業行動化平台是由行政院農業委員會推動的「農業行動化雙向加值服務計畫」之一的子計畫，目的在於幫助農民能更便利的取得農業資訊情報。希望能提供農民能藉由手機簡訊、接收電子郵件、收取傳真與打電話的方式，得到進一步的農業資訊，並且，為了擴大服務對象，除了農民之外，亦將透過本平台讓農業豐富資源與服務可以讓一般民眾運用，其中包括學者、相關農業人員及學生等，都可快速獲得最完整之農業相關的網路資訊。網址(<http://m.coa.gov.tw/>)。

本網站功能包羅萬象，有以農業資訊為主的「農業氣象」、「農業法規」、「合法種苗業者」、「肥料資訊」、「病蟲害防治」、「農藥查詢」、「禁限用農藥查詢」、「作物農藥延伸使用」、「TGAP 下載」、「肥料元素查詢」、「施肥推薦量及施用方法」、「植物疫情」、「動物疫情週報」、「動物疾病資訊」、「病蟲害問題庫」、「農作物生產預測」、「農情調查」、「衛星海溫影像」、「射擊通報」、「航船佈告」、「漁業統計年報」、「合理化施肥」、「植物保護資訊」、「品種與技

轉」、「有機資材」、「動物用藥」、「個人交易行情」、「交易行情-蔬果/花卉/毛豬/漁產」、「交易糧價」、「糧商查詢」、「農地銀行」、「進口飼料原料行情」、「家禽產地交易行情」、「環南市場家禽批發行情」、「台灣地區蛋雞雞數」、「台灣地區水禽統計」、「農業技術新知」、「政策性農貸」、「農漁民子女獎助學金」、「災害補助」、「海外商情資訊」、「土壤肥力資訊」、「畜禽生產預測」、「家禽家畜合格屠宰場名冊」、「鵝塘地圖」、「漁業教育訓練」、「畜牧教育訓練」、「影音新知」、「農民學院」、「畜產報導月刊」、「農業生技資訊」、「水產養殖資訊」、「水產養殖問答」等。也有供一般民眾查詢休閒娛樂資訊的休閒旅遊網，如「主題農產」、「時令農產」、「縣市優質農特產品」、「家禽屠宰場資訊」、「台灣黃金雞攤商」、「農民市集」、「鄉間小路期刊」、「電子宣傳單」、「映像之旅」、「寵物天地」、「休閒園區」、「美食資訊」、「優質民宿」、「旅遊景點」、「主題旅遊」、「農村旅遊」、「優惠券下載」、「百大米餐廳」、「寶島鵝肉地圖」。並提供手機上網，發展為多元服務，如傳真、手機簡訊、電子郵件、手機 APP 服務等，幫助農民與一般民眾立即獲得資訊，建立多元服務管道，降低因為電腦使用障礙造成的服務門檻，以增進電子化政府服務效率與功用。

田邊行動好幫手提供農民與一般民眾所需的農業情報與旅遊資訊。本系統適用於工作型態無法長時間停留在電腦前，而是在外奔波的一般民眾及農友。相信「田邊行動好幫手」農業行動化平台可協助讀者善用網路、手機資源，吸取更多農業、休閒知識，將豐富的農業資源能充分利用，透過主動與互動的方式，加強訊息溝通頻率，提高農業服務效能。

3. 農委會農業試驗所之「農業氣象諮詢系統」網頁

農民栽種農作物常常需要氣象資料以作

為產量預估、災害防範及栽種作物選擇規劃之用，為提供廣大農民對氣象訊息的需求，農業試驗所開發『農業氣象諮詢系統』網址 (<http://amis.tari.gov.tw/>)，透過網路地圖提供互動式查詢，農民可依所在位置查詢最近氣象站位置及氣象資料，並依空間面化功能查詢發生氣象災害的機率，作為當期作災害防範及下期作種植作物選擇的參考。

本系統之氣象資料主要由中央氣象局提供，目前約有 534 個自動站透過 FTP 方式，即時傳至資料庫，非自動站則定期以人工下載方式更新，以確保氣象資料之即時性及完整性。農業氣象觀測網 17 個一級站，及 29 個自設氣象站則提供每日氣象資料供下載。系統開發著重於區域面化氣象資料的查詢功能，使用者可在 Google map 圖台標定所在位置，由地理資訊系統運算得到所要之氣象訊息。雖然目前對於災害預測能力仍薄弱，但利用歷史氣象資料透過機率分析方式，可讓使用者對於災害發生有所警覺而加以防範，本系統對於災害預警是以發生機率呈現，由長期歷史資料經統計方式計算各區域或各種災害發生的機率。此外，系統也提供各地區長期氣候趨勢、氣象災害防範技術、氣象單位轉換、二十四節氣由來、諺語、農民曆及節氣間氣象資料查詢等，對農民、農企業及研究人員提供豐富且具親合性的農業氣象資訊服務。

本系統除提供互動式查詢氣象資料及災害機率外，也可透過申請會員而得到更多訊息服務，例如提供各氣象站月報表及詳細氣象資料，設定每一氣象因素之臨界值，或氣象災害超過某一百分比則發出警告訊息，以提醒農民加強災害防範。農民如何使用農業氣象諮詢系統？以茶農之栽培管理及製茶為例，可先查詢茶園鄰近有無氣象站，如沒有可透過地理資訊空間查詢方式，得到該茶園之氣象資料。利用查詢到之即時氣象資料及未來 7 週氣象預報資料，以作為灌溉、施肥、噴藥、採收、製茶

等作業管理之參考，也可申請會員取得系統定期發送之電子郵件，除客製化之定期氣象報表外，當收到氣象災害發生機率超過臨界值之警訊，茶農可立即進行防範措施，例如當高溫害將發生時，則啟動灑水系統降低茶園溫度，可減少日燒病發生以避免影響茶菁品質。此外，網頁提供最新訊息，除宣導政府農業政策外，也提供農民參加研習會或訓練班訊息，有助於農業經營及農民所得。

三、「農業氣象服務合作」小結與內容

行政院農業委員會(以下簡稱農委會)與交通部中央氣象局(以下簡稱氣象局)，基於對農業界的關懷，並為促進氣象與氣候資訊在農業領域的應用與推廣，願竭誠合作，提供農事地區之氣象資訊服務，並落實農業氣象服務之宣導及推廣，以期有效減少農業因氣象災害所受損失。合作內容如下：

1. 氣象局將提供農事地區之天氣監測、預報、預警、地震訊息及農事氣象建議等資訊服務。
2. 農委會將於氣象局發布警報與特報時，配合防災機制，對農事單位傳播氣象防災訊息，以達防災減災之效。
3. 氣象局將提供農委會「田邊好幫手」與「農業氣象諮詢系統」等相關網頁所需之氣象資訊，亦將配合提供氣象方面之專業技術支援與諮詢。氣象局將提供 368 鄉鎮預報、預約氣象服務、一週農業氣象預報、農業氣象旬報、一週預報、海況資料與天氣警特報等資訊予農委會。此外氣象局希能藉由客製化的氣象加值服務，運用內部鄉鎮天氣預報、監測及各種服務平台資源，以逐 3 小時更精緻、有效的氣象資訊，提供農業相關優質民宿、美食資訊與農產農民市集等天氣資

訊。

4. 農委會將積極提昇「農業氣象觀測網」之觀測資料品質。為提昇農業氣象觀測資料品質，以落實農業氣象資料有效利用之目標，茲建議，請農委會收編原為農林廳業務的「農業氣象觀測網」為農委會業務之一，亦請周知「農業氣象觀測網」所有單位下列建議：

(一)觀測人員部份

- a、各單位皆需具備負責農業氣象觀測業務之專責科(課)及人員。
- b、氣象局將協助負責農業氣象觀測業務之專責人員，進行觀測業務及充實氣象知識等訓練。
- c、每日上班時及下班前(定時)，皆需確認氣象觀測資料有無正常接收及傳輸。
- d、每周需巡視氣象觀測坪上之儀器有無異狀(如昆蟲築巢、結網或被花草樹葉遮蔽等皆會影響到觀測數值)，並維持A型蒸發皿適當之水位高度，並清除水面油脂或灰塵，以及飄落之樹葉碎紙等物(氣象局將提供觀測相關資訊)。

(二)觀測儀器部份

- a、定期(每季)維護氣象觀測儀

器等設備，確保儀器正常運作。

- b、對於異常之觀測儀器，請送氣象局氣象儀器檢校中心校驗。
5. 雙方將積極進行氣象與氣候資訊在農業領域的推廣與應用，尤其是在「氣候變遷」與「糧食安全」等相關農業政策釐定方面。
6. 雙方共同合作落實農業氣象服務之宣導及推廣。
7. 相關之服務合作範圍由雙方共同提供必要之資源。
8. 雙方共同推動農業氣象服務，若有未盡事宜，將另行協商之。

參考文獻

柳再明、梁仁有、張紉芳、錢根樹，2010：台灣農業氣象觀測網簡介。2010 天氣分析與預報研討會暨第五屆國際海洋大氣研討會論文彙編，473-476。

World Meteorological Organization (WMO), 2012. Agenda Item4: Global Framework for Climate Services (GFCS), Agenda Item 4.1: Implementation Plan for the Global Framework for Climate Services . World Meteorological Organization Congress, Extraordinary Session. Switzerland: Geneva. October 29-31.



圖 1. 農業氣象站觀測網分佈圖，其中一級站(紅字，以 ADSL 傳回時資料)17 站，二級站(綠字，每 10 天送回時資料)11 站。

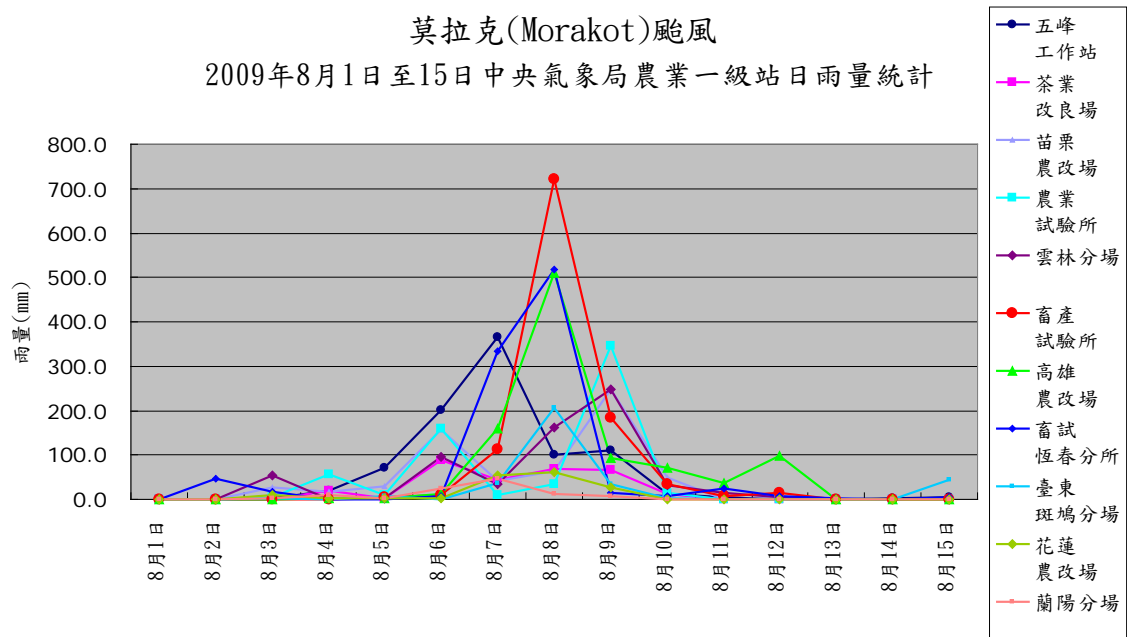
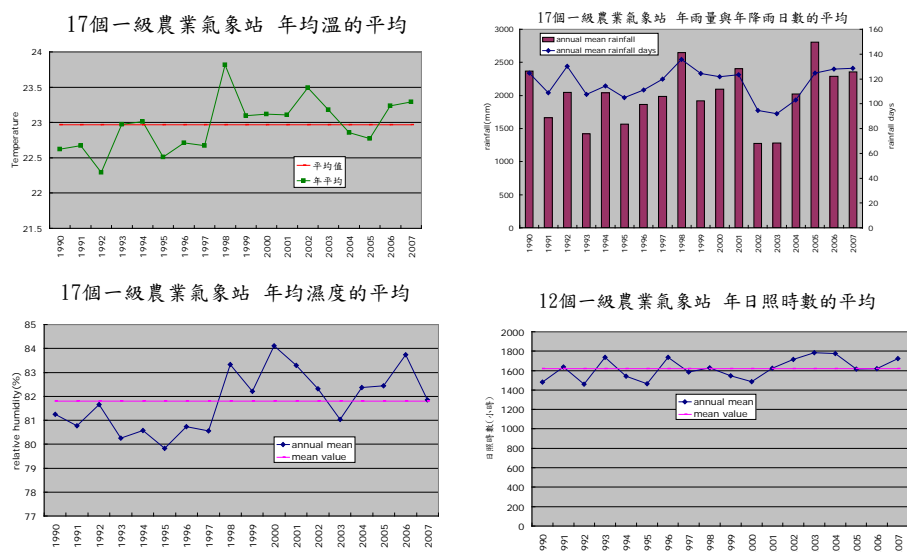


圖 2 針對民國 98 年莫拉克颱風，17 個一級站的日雨量資料的每日變化。



農業氣象觀測網 1988~2007 20年 月資料分析



2010/5/10

14

圖 3 是統計農業氣象觀測網 20 年資料，以全島年平均價值圖示溫度(最高溫、最低溫)、濕度、雨量、降雨日數、日照時數、日射量、蒸發量等氣象變數。



圖 4、農業氣象諮詢系統之首頁。



圖 5、氣象災害發生機率面化圖。



圖6、二十四節氣相關資料查詢。

長期觀測平流層瞬時暖化與對流層北極震盪之關係

劉長生¹ 蔡明叡¹ 張起維² 呂明欣¹ 林佳廷³ 林建宏³

¹國立嘉義高級工業職業學校

²國立中央大學太空科學研究所

³國立成功大學地球科學系

摘要

此次研究將以長期觀測數據深入探討近年受到重視的「平流層瞬時暖化(SSW)」對於平流層與對流層的影響性，及SSW與「北極震盪(AO)」的相關性。在此次研究利用NCEP/NCAR Reanalysis分析了1991~2012年間發生SSW期間的大氣參數，我們從資料中發現自2000年起至2010年，緯向平均風場於SSW期間皆發生代表主要暖化的方向反轉，打破以往每2~3年發生一次主要暖化的頻率，顯示近年來主要暖化發生的頻率增加。我們另外發現導致SSW增溫的行星波振幅受緯向平均風場是否反轉的影響程度並不高，從分析資料中行星波每年隨時間在經度上傳播方向都具有規律性但其傳播速度不大(約每天3-5°經度)。最後，SSW對於對流層上層及地面附近有下列影響，在10mb SSW行星波溫度場振幅高峰後約五天時間，極區100mb與1000mb皆出現氣溫上升的現象；前述三個高度的氣溫及重力位高度也在這20年間與AO指數呈了負相關，導致對流層極區氣溫在SSW期間上升、中低緯度氣溫下降的現象發生。

Long-term observations of Stratospheric Sudden Warmings and their Relationship to the Arctic Oscillation

Chang-Sheng Liu¹, Ming-Rui Tsai¹, Loren C. Chang², Ming-Hsin Lu²,
Jia-Ting Lin³, Chien-Hung Lin³

¹National Chia-Yi Industrial Vocational High School

²National Central University

³National Cheng Kung University

Abstract

Using long-term observations, we explore the effects of Stratospheric Sudden Warmings (SSWs) on the atmosphere, as well as the relation between SSWs and the Arctic Oscillation (AO). Examining atmospheric variables during SSW time periods using NCEP/NCAR Reanalysis data from 1991-2010, we find that mean zonal wind reversals occur during SSWs for all years between 2000-2010, denoting the occurrence of a major warming. Since major warmings were previously known to occur only once every 2-3 years, this indicates an increase in major warming frequency in recent years. We also find that the amplitude of the planetary wave driving the SSW is related to its zonal wavenumber, but not whether the zonal mean wind field reverses. Additionally, the longitudinal propagation of the planetary wave with respect to time is small ($3\text{-}5^\circ/\text{day}$) and directionally consistent from year to year. Finally, we find that SSWs can affect the upper troposphere and regions near the surface to a certain degree, with temperatures increasing at 100 and 1000 mb pressure levels within 5 days of an SSW occurring at 10 mb; temperatures and geopotential heights at these pressure levels are also anti-correlated to the AO index over the 20 years examined in this study. In the troposphere, this results in increased temperatures at high latitudes, and decreased temperatures at low latitudes during SSW time periods.

二步法動力氣候預報系統移機測試分析

¹ 鄭凱傑¹ 胡志文¹ 施宇晴¹

1. 中央氣象局 科技中心

摘要

中央氣象局為執行「氣候變異與劇烈天氣監測預報系統發展」計畫，建立發展二步法動力統計氣候預報系統，選定中央氣象局全球模式(Global Forecast System, GFS) (胡等, 2002)及由德國 Max Planck Institute for Meteorology 所發展的 ECHAM(Roeckner 等, 2003)全球模式為系集預報成員，動力模式之邊界條件則選定中央氣象局所發展之最佳化海溫預報(CWB/OPGSST)及美國 NCEP/CFS(Climatic Forecast System)系統及所預報的海表面溫度。

本文中針對去年(2012 年)底系統作業主機由 IBM P5-575 超級電腦轉換到 Fujitsu FX10 超級電腦過程中所遭遇到的一些難題及處置方式，以及在短時間內兩台主機中所做平行測試以 2012 年 11 月最後十天(21 日至 30 日)為初始場之預報結果分析討論，希望藉由本次寶貴的經驗能提供在下次更換作業主機時能有更好的事前對策以及過程中遇到問題有更好的處置方式。

一、前言

中央氣象局自民國 91 年起進行為期 8 年的「氣候變異與劇烈天氣監測預報系統發展」計畫，發展先用統計或動力模式預報海表面溫度的變化，再使用大氣環流模式將所預報的海表面溫度做為下邊界條件進行大氣狀態預報的「二步法動力統計氣候預報系統」。「二步法動力統計氣候預報系統」規劃建立每月 2 次的系集預報系統，選定中央氣象局全球模式(Global Forecast System, GFS) (胡等, 2002)及由德國 Max Planck Institute for Meteorology 所發展的 ECHAM(Roeckner 等, 2003)全球模式為系集預報成員，模式的水平解析度為 T42 (128X64 水平網格)，垂直方向 GFS 為 18 層，ECHAM 則為 19 層；動力模式之海溫邊界條件則選定中央氣象局所發展之最佳化全球海溫預報(CWB/OPGSST) 所預報的海表面溫度及美國 NCEP/CFS(Climatic Forecast System)系統，每次預報大氣模式與海溫預報可組成 4 個預報模組，分別是 GFS/OPGSST、GFS/CFS、ECHAM5/OPGSST、ECHAM5/CFS，每個模組有 10 組預報，每組預報時間長度為 7 個月，每次預報由 40 個系集預報成員組合成系集預報系統。

本文針對去年 (2012 年) 底系統作業主機由 IBM P5-575 超級電腦轉換到 Fujitsu FX10 超級電腦的工作分為以下幾個階段，1. 準備階段 2. 模式交由 Fujitsu 日方工程師鈴木先生做移植測試 3. 測試期間遇到問題的溝通協調 4. 日方測試完成後交回我方並做兩主機模式輸出結果比較分析。在本文第二節中將敘述前三階段的內容，第三節則分析兩主機測試結果之比較，最後第四節為小結。

本文第三節的分析以 GFS/OPGSST 這組模式 2012 年 11 月最後十天(21 日至 30 日)為初始場在兩台主機上之預報結果分析討論，分析區域分為熱帶(20°S-20°N,

0°-360°E)、南半球 (90°S-20°S, 0°-360°E)、北半球 (20°N-90°N, 0°-360°E)、亞洲 (0°-50°N, 40°E-160°E) 及東亞-西北太平洋區 (5°N-45°N, 100°E-140°E) 等 5 個區域 (如圖 1) 計算距平空間相關系數(Anomaly pattern correlation coefficients)以進行初步的比較，希望能瞭解模式在不同主機輸出結果的差異程度。

二、移機準備與移植測試

2012 年 7 月開始進行舊主機 IBM P5-575 超級電腦上的作業系統整理壓縮並交給 Fujitsu 日方工程師鈴木先生開始進行移植測試，首先由日方測試 GFS/OPGSST 這組模式，移植過程中大致順利，主要修改的地方為模式編譯選項(compile option)由原本在 IBM 上的 -O3 -qrealsize=8 -qstrict 改為 Fujitsu 上的 -Kfast -CcdRR8，另外主控程序(CrunGFS.ksh)的內容設定也修改為 Fujitsu 相對應適用的版本，模式相關的程式內容並無做任何修正，本組模式大約於 8 月底完成整套流程包含邊界條件、初始資料的製作、主要模式執行以及結果輸出後製處理過程。

9 月初則開始 ECHAM5/OPGSST 這組模式的移植測試，測試過程中遇到了不少難題，如模式修改完編譯選項雖可以完成編譯，但在執行模式過程中卻在停在某個步驟後中止，在日方工程師不斷測試下終於發現 mo_grib.f90 程式中需加入 p_barrier 的副程式才能使模式正常執行下去，另外在邊界條件製作程式中也需要修改精確度的宣告才能正確執行，由於本組移植測試遭遇不少問題，相對耗費了更多的心力與時間，大約到了 11 月底才完成整組的測試。

11 月底日方工程師將 GFS/OPG11 與 ECHAM5/OPGSST 這兩組完成移植的模式整合後交還，

吾人便依循前兩組的修改方式對 GFS/CFS 與 ECHAM5/CFS 這兩組模式進行移植修改，由於先前與日方工程師溝通討論的經驗，在後續移植的過程中相對的順利許多。

三、新舊主機模式輸出結果初步分析

此次分析針對新舊主機做平行測試，以 2012 年 11 月最後十天(21 日至 30 日)為初始場做 GFS/OPGSST、ECHAM5/OPGSST、GFS/CFS、ECHAM5/CFS 四個模組的預報，每個模組有 10 組預報，再將這 10 組預報做簡單算數平均得到一組系集預報，因此在新舊主機上都會有四個模組的系集預報。吾人將全球分為熱帶(TP)、南半球(SH)、北半球(NH)、亞洲(ASIA)及東亞-西北太平洋區(EA_WNP)等 5 個區域利用距平空間相關係數(Anomaly pattern correlation coefficients)計算在新舊主機上四個模組的系集預報差異程度。

表 1 到表 4 分別為 GFS/OPGSST、ECHAM5/OPGSST、GFS/CFS、ECHAM5/CFS 四個模組預報降水、2 米溫度和 500 百帕高度場在 Fujitsu 與 IBM 間五個分區的距平空間相關係數，L1-L7 為向後預報的月份(Lead time)，綜合來說，在四個模組中 2 米溫度和 500 百帕高度場無論在不同區域和不同預報時間上相關性大約都在 0.99 以上，而降水則是從 0.94-0.99 之間不等。

四、小結

在本次作業系統主機更換過程中，吾人從中獲得了幾項心得 1.下次系統主機更換時，必須在舊主機上將系統各項步驟如資料、程式等詳細整備確認後再交付移植測試人員，這樣可以避免像本次移植過程中東缺西補，徒然浪費不少時間。2.在移植測試過程中詳實記錄各項溝通、修改等細節，如此將可增進後續在新主機上的移植、修改程序之效率。3.如在遇到同本次移植負責之工程師為語言不同的對象，應直接透過翻譯表達協調溝通事宜，以避免語言所造成的誤解而對移植效率產生延誤。4.強烈建議下次系統主機更換時，新舊主機平行測試的時間能夠更加延長，如此更能確保系統在新舊主機上的正確與穩定性等。

最後一部份吾人將新舊主機上做平行測試的系集預報結果做初步分析，得知 2 米溫度和 500 百帕高度場的空間相關性均大約在 0.99 以上，而降水場則是在 0.94-0.99 之間；藉由此初步分析並無法完整判斷在新舊主機之間預報結果的優劣與正確性，後續將會針對此部分做更加詳盡的分析討論。

參考文獻：

胡志文、馮欽賜、汪鳳如、陳建河、鄭明典，2002：中央氣象局全球模式之氣候特徵：東亞夏季季風。《大氣科學》，30，99-116。

Roeckner E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, and A. Tompkins, 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description. Max Planck Institute for Meteorology Rep. No. 349. 140pp.

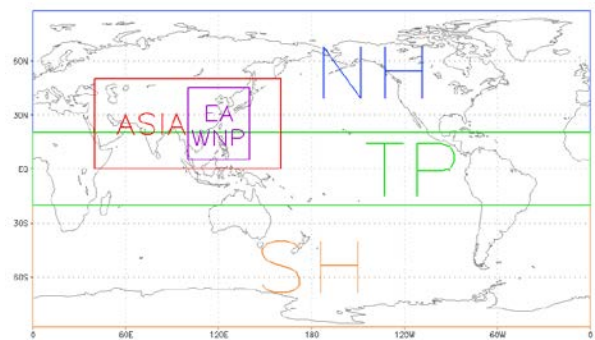


圖 1、「二步法動力氣候預報系統」所分析的區域，分別為：北半球(NH, 20°N-90°N, 0°-360°E)，南半球(SH, 90°S-20°S, 0°-360°E)，熱帶(TP, 20°S-20°N, 0°-360°E)，亞洲(ASIA, 0°-50°N, 40°E-160°E)，東亞-西北太平洋(EA-WNP, 5°N-45°N, 100°E-140°E)。

Fuji&IBM GFS/OPG11 pattern correlation ens									
	Global			Asia			Tropical Pacific		
	prate	t2m	H	prate	t2m	H	prate	t2m	H
L1	0.98808	0.99981	0.99834	0.98449	0.9997	0.99921	0.98948	0.99984	0.9996
L2	0.98134	0.99948	0.9974	0.9707	0.99958	0.99874	0.98119	0.99948	0.9983
L3	0.97499	0.9994	0.99702	0.96676	0.99894	0.99723	0.97075	0.99776	0.99557
L4	0.96351	0.99897	0.99204	0.96753	0.99943	0.99674	0.95244	0.99607	0.99498
L5	0.97967	0.99944	0.99227	0.98132	0.99969	0.99782	0.97557	0.99938	0.99807
L6	0.97617	0.99939	0.98355	0.98342	0.99974	0.9934	0.97199	0.99925	0.99787
L7	0.9755	0.99918	0.97079	0.98052	0.99945	0.97269	0.97302	0.9983	0.99669
	NH			SH			EA_WNP		
	prate	t2m	H	prate	t2m	H	prate	t2m	H
L1	0.9857	0.99962	0.9909	0.96035	0.99971	0.99846	0.96901	0.99958	0.99875
L2	0.97695	0.99869	0.98529	0.95936	0.99939	0.99817	0.95828	0.99975	0.99869
L3	0.96774	0.9986	0.98196	0.96412	0.99973	0.9981	0.98615	0.99963	0.99964
L4	0.95603	0.99778	0.9599	0.9624	0.99981	0.99667	0.97527	0.9995	0.99932
L5	0.973	0.99882	0.97516	0.96847	0.99989	0.99693	0.98535	0.99972	0.99854
L6	0.97112	0.99859	0.95216	0.96367	0.99982	0.99326	0.98319	0.9998	0.99736
L7	0.96302	0.99804	0.91493	0.95982	0.99982	0.99463	0.97007	0.99964	0.98771

表 1、GFS/OPG11 模組預報降水、2 米溫度和 500 百帕高度場在 Fujitsu 與 IBM 間之距平空間相關係數，各區域的定義如圖 1。

Fuji&IBM EC5/OPG11 pattern corelation ens									
	Global			Asia			Tropical Pacific		
	prate	t2m	H	prate	t2m	H	prate	t2m	H
L1	0.99245	0.99983	0.99585	0.98873	0.99946	0.99776	0.99482	0.99957	0.99966
L2	0.98265	0.99974	0.99374	0.9663	0.99906	0.99695	0.98484	0.99814	0.99837
L3	0.98141	0.99951	0.99194	0.97222	0.9988	0.99369	0.98244	0.99781	0.99676
L4	0.98118	0.99964	0.99403	0.97592	0.99962	0.99716	0.9796	0.99782	0.99673
L5	0.97381	0.99937	0.99107	0.97677	0.9994	0.99742	0.97183	0.99815	0.99666
L6	0.9699	0.99896	0.97472	0.97702	0.9992	0.98739	0.97	0.99752	0.99039
L7	0.9724	0.99905	0.98237	0.9814	0.99948	0.98236	0.97507	0.99555	0.99077
	NH			SH			EA_WNP		
	prate	t2m	H	prate	t2m	H	prate	t2m	H
L1	0.98796	0.99961	0.99555	0.97858	0.99978	0.99572	0.96351	0.99925	0.99528
L2	0.97179	0.99943	0.98803	0.96152	0.99972	0.9936	0.9181	0.99895	0.99769
L3	0.96736	0.99856	0.9454	0.96568	0.99979	0.995	0.97336	0.99969	0.99579
L4	0.97258	0.9992	0.97314	0.96939	0.99981	0.99643	0.98264	0.99967	0.99816
L5	0.96726	0.99848	0.95386	0.95431	0.99978	0.99733	0.99234	0.9997	0.99964
L6	0.95277	0.99726	0.89212	0.95542	0.99981	0.99356	0.98505	0.99905	0.99735
L7	0.95598	0.99759	0.91695	0.94201	0.99974	0.99277	0.96932	0.99926	0.99288

表 2、ECHAM5/OPG11 模組預報降水、2 米溫度和 500 百帕高度場在 Fujitsu 與 IBM 間之距平空間相關係數，各區域的定義如圖 1。

Fuji&IBM GFS/CFS pattern corelation ens									
	Global			Asia			Tropical Pacific		
	prate	t2m	H	prate	t2m	H	prate	t2m	H
L1	0.98887	0.99977	0.99697	0.98412	0.99969	0.99756	0.98793	0.99974	0.9994
L2	0.98061	0.99937	0.99003	0.97857	0.99915	0.99685	0.97733	0.99867	0.99639
L3	0.98289	0.99961	0.98948	0.98498	0.99964	0.99322	0.98136	0.9988	0.99733
L4	0.98013	0.99934	0.98567	0.97892	0.99862	0.98986	0.98117	0.99851	0.99624
L5	0.98262	0.99925	0.99082	0.97865	0.99857	0.97364	0.98101	0.99862	0.9982
L6	0.97366	0.99954	0.99262	0.98	0.99945	0.99587	0.96762	0.99694	0.9971
L7	0.9773	0.99934	0.99613	0.97263	0.99935	0.98923	0.97738	0.99917	0.99785
	NH			SH			EA_WNP		
	prate	t2m	H	prate	t2m	H	prate	t2m	H
L1	0.97718	0.99949	0.97859	0.97923	0.99993	0.99887	0.98696	0.99982	0.99752
L2	0.97689	0.99856	0.96627	0.96657	0.99987	0.99408	0.9791	0.99908	0.9951
L3	0.97893	0.99912	0.98043	0.96426	0.99987	0.99141	0.98777	0.99953	0.99633
L4	0.96749	0.99837	0.97021	0.9479	0.9998	0.98856	0.97435	0.9994	0.99332
L5	0.97124	0.99785	0.97381	0.96293	0.99981	0.99629	0.97555	0.999	0.96239
L6	0.97375	0.99912	0.99259	0.94716	0.99949	0.99195	0.97728	0.99922	0.99534
L7	0.95764	0.99863	0.97645	0.95265	0.9991	0.99688	0.95461	0.99891	0.98771

表 3、GFS/CFS 模組預報降水、2 米溫度和 500 百帕高度場在 Fujitsu 與 IBM 間之距平空間相關係數，各區域的定義如圖 1。

Fuji&IBM ECS/CFS pattern corelation ens									
	Global			Asia			Tropical Pacific		
	prate	t2m	H	prate	t2m	H	prate	t2m	H
L1	0.98852	0.99984	0.99662	0.98565	0.99981	0.99822	0.98934	0.99906	0.99796
L2	0.97829	0.99961	0.97961	0.98776	0.99965	0.99751	0.97833	0.99888	0.99629
L3	0.98222	0.99944	0.98998	0.99198	0.99941	0.99745	0.98257	0.99725	0.99467
L4	0.98143	0.99968	0.99168	0.98289	0.99971	0.99617	0.98166	0.99635	0.99667
L5	0.98303	0.99964	0.99098	0.98098	0.99936	0.99442	0.98405	0.99738	0.99413
L6	0.98424	0.99951	0.9924	0.98424	0.99866	0.97778	0.98473	0.99462	0.99298
L7	0.97936	0.9967	0.99435	0.95791	0.99904	0.9888	0.97837	0.99639	0.99494
	NH			SH			EA_WNP		
	prate	t2m	H	prate	t2m	H	prate	t2m	H
L1	0.97064	0.99963	0.98658	0.97743	0.99988	0.99688	0.9644	0.99987	0.99905
L2	0.9625	0.99927	0.97188	0.96087	0.99955	0.97656	0.98821	0.9995	0.9983
L3	0.97555	0.99895	0.98827	0.95887	0.99962	0.98681	0.98092	0.99925	0.99864
L4	0.97972	0.99931	0.98462	0.95411	0.99977	0.99151	0.98043	0.99982	0.99895
L5	0.97086	0.99908	0.96446	0.94871	0.99979	0.99354	0.98472	0.9995	0.99683
L6	0.97166	0.99866	0.95879	0.95989	0.99972	0.99571	0.97221	0.99888	0.98537
L7	0.97823	0.99927	0.97576	0.95997	0.99969	0.99606	0.96246	0.99903	0.9782

表 4、ECHAM5/CFS 模組預報降水、2 米溫度和 500 百帕高度場在 Fujitsu 與 IBM 間之距平空間相關係數，各區域的定義如圖 1。

全球動力氣候預報系統硬體系統轉換測試分析

施宇晴 胡志文

中央氣象局氣象科技研究中心

摘 要

中央氣象局於 2012 年 12 月正式終止超級電腦 IBM 系統的服務，改由富士通機器接替運作，為瞭解全球動力氣候預報系統建置於富士通機器後與原先在 IBM 機器上運算結果的差異而做了一些測試，且另發現在以相同 1981-2005 年共 25 年的事後預報實驗資料作背景值，計算出的 2012 年 12 月的模式 3 分類法機率預報技術得分結果在新舊機器之間的表現有一定程度的差異，因此吾人以二步法動力統計氣候預報系統的 4 組不同大氣模式/海表面溫度組合成的預報模組（GFS/OPGSST、GFS/CFS、ECHAM/OPGSST 及 ECHAM/CFS）分別在新舊機器上所計算出的 forecast 資料，針對其降雨及 2 米溫度兩項變數區分 6 個區域（全球、熱帶、南半球、北半球、亞洲及東亞-西北太平洋區）計算 pattern correlation、RMSE 等結果做分析比較，以期藉本篇提供給未來機器轉換之經驗參考。

一、前言

因原先的 IBM 系統於 12 月正式關機，而富士通系統於 11 月開始測試運行，在這僅一個月的測試過程中以各組大氣模式/海表面溫度組合及 40 個預報成員的系集預報分別在新舊機器運算出的結果做一些相關測試，用以分析汰舊換新之後作業系統運算的差異，另又發現在以相同 1981-2005 年共 25 年的事後預報實驗資料作背景值，計算出的 2012 年 12 月的模式 3 分類法機率預報技術得分結果在新舊機器之間的表現有一定程度的差異。

本文第二節會呈現對 Fujitsu(新)系統與 IBM(舊)系統各自運算出的 40 個預報成員的系集預報資料(預報時間為七個月)來計算兩者間相關係數的結果，第三節則簡單呈現 2012 年 12

月預報第 2-4 個月（不包括模式初始月份）的單月預報及季平均的三分類機率預報及 RMSE（Root Mean Square Error）的結果，第四節為小結。

二、空間相關係數

首先為了解新舊兩台作業系統之間運算結果的差異，吾人以二步法動力統計氣候預報系統的 4 組不同大氣模式/海表面溫度組合成的預報模組（GFS/OPGSST、GFS/CFS、ECHAM/OPGSST 及 ECHAM/CFS）分別在新舊機器上所計算出的 forecast 資料，針對其降雨及 2 米溫度兩項變數分區計算出的 pattern correlation。

表 1 為 Fujitsu(新)與 IBM(舊)各自運算出的 4 種不同大氣模式/海表面溫度組合（GFS/OPGSST、

GFS/CFS、ECHAM/OPGSST及ECHAM/CFS) 成的40個預報成員的系集預報,針對降雨及2米溫度分區計算其空間相關係數的結果,預報時間為七個月。降雨部份,南北半球表現最好,皆有0.95以上,而東亞-西北太平洋區表現較差,預報至第四個月之後甚至出現0.9以下的相關係數,此結果符合Fuji與IBM間2012年12月(預報時間1至7個月)降雨預報的RMSE(本文無圖示)呈現南北緯30度以內區域有較明顯差異的情形。2米溫度的結果除了熱帶地區預報第四、五及六個月外,其它區域都有0.99以上的相關係數表現,大致上看來,不管哪個區域2米溫度的相關係數結果表現都比降雨來得好。

三、 2012年12月預報分析比較

目前二步法海氣動力統計氣候預報系統於每月定期提供季節預報,內容主要包括未來2個季度與2至4月單月的2米溫度及降雨距平場結果,並配合之前於IBM系統完成1981-2005年共25年的事後預報實驗資料,提供3分類法的機率預報,本章節將檢視以相同(IBM系統運算)1981-2005年共25年的事後預報實驗資料作背景值,計算出的2012年12月的模式3分類法機率預報技術得分結果在新舊機器之間的表現。

圖1為2013年1~3月單月雨量機率預報,上排為1月,中排為2月,下排為3月,此為經統計檢定判斷預測技術過濾之後的三分類(「A」偏溼、「N」正常、「B」偏乾)機率。左排Fuji運算結果,右排IBM運算結果。預測技術的判定根據是依照世界氣象組織(WMO 2002)規範的Equitable Threat Score (ETS)計算結果,ETS>0表示預報技術高於隨機。以肉眼直接比較即可看出預報結果分佈的差異,以1月的差異較明顯,在Fuji的結果顯示孟加拉灣往上延伸至陸地以及印度半島東半部呈現一組織性的偏濕範圍,但在IBM的表現則是正常或無訊號的情形較多,Fuji對於2月的預報在孟加拉灣南方預

測為正常,而IBM則傾向偏濕,在分析區的西半部陸地上兩者也顯見不同的預測結果,3月在IBM的預報可見北緯20度以南呈現大範圍偏濕結果,但在Fuji的部份雖然也是預測偏濕,但訊號不如IBM來得強。

圖2為2013年1-3月亞洲地區降雨機率預報。經統計檢定判斷預測技術過濾之後的三分類(「A」偏濕、「N」正常、「B」偏乾)機率預報結果,a圖是Fuji運算結果,b圖是IBM計算結果。以IBM的結果看來,在北緯20度以南區域的機率預報大多顯示為偏濕的結果,但在Fuji的表現則除了北緯15度以南的印度洋與南海延伸至中南半島地區以及分析區的東北部有較明顯大範圍的偏濕結果表現,其它則為正常或偏乾,在IBM運算結果中陸地上北緯30度的偏乾情形與Fuji結果的表現也有相當的差異。圖3為(a) 計算Fuji與IBM間2013年1-3月亞洲區域降雨預報的RMSE (Root Mean Square Error) 與(b) RMSE除以Fuji的預報結果。在阿拉伯海南方與孟加拉灣南方延伸至馬來西亞及印尼地區可見局部的差異狀況,而在整個大陸東半部沿海以及從南海跨越菲律賓一直延伸至太平洋地區有大範圍RMSE值較大的情形發生,此RMSE結果對於Fuji與IBM系統運算機率預報(圖1)的差異,看不出明顯的絕對關聯性。

圖4為2013年1-3月2米溫度機率預報結果(「A」偏暖、「N」正常、「B」偏冷)機率。(a) Fuji結果,(b) IBM結果。除了分析區的西北部以及陸地上的結果顯見新舊機器兩者有明顯差異之外,其它地區的三分類機率預報分佈大致相同,僅有些許誤差,而再看圖5兩米溫度的RMSE結果,僅在整個亞洲分析區的西北部與台灣上方大陸東半部沿海地區有表現出類似的差異情形,整體來說2米溫度預報結果顯示在新舊機器上的預報誤差較降雨來得小。

四、 小結

中央氣象局於2012年12月正式終止超級電腦IBM系統的服務，改由富士通系統接替運作，由上述測試中，顯示所產出的預報資料在新系統與舊系統間會產生差異，2米溫度的差異比降雨要小，而新系統與舊系統之間計算其相關係數及RMSE來對照兩台系統運算**模式3分類法**機率預報的結果差異後，並看不出絕對的關聯性，所以還需進一步分析。以上顯示作業系統的改變對於全球動力氣候預報系統在新舊機器間的運算結果會產生影響，而因兩台機器正式平行作業時間僅一個月，吾人無法在富士通系統重新製作1981-2005年共25年的事後預報實驗資料，因此研判計算出的**模式3分類法**機率預報技術得分結果在新舊機器之間的表現會造成一定程度的差異，唯一的方法即是重做25年的事後預報實驗資料，故目前無法修正此差異結果，本篇目的是為了呈現機器汰換後，全球動力氣候預報模式資料與機率預報產品的前

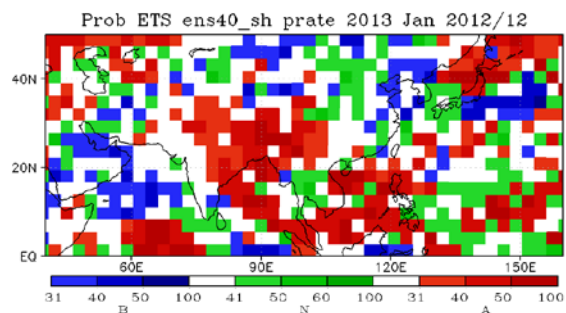
後差異比較，未來若有類似作業系統汰換的情況時，可及早擬定配套方案或應變機制，防止類似情況發生，希望能提供給未來研究人員有機器轉換需求時之經驗參考。

參考文獻:

- 胡志文、馮欽賜、汪鳳如、陳建河、鄭明典，
2002：中央氣象局全球模式之氣候特徵：
東亞夏季季風。*大氣科學*，30，99-116。
- Roeckner E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, and A. Tompkins, 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description. *Max Planck Institute for Meteorology Rep. No. 349*. 140pp.

Fuji&IBM forecast ens40 pattern correlation 2012_12						
	Global		Asia		Tropical Pacific	
	prate	t2m	prate	t2m	prate	t2m
L1	0.984288	0.999779	0.982435	0.999872	0.977542	0.996059
L2	0.972377	0.999531	0.957558	0.999573	0.961566	0.993705
L3	0.966254	0.999557	0.97579	0.999672	0.952507	0.99056
L4	0.961746	0.999543	0.954886	0.99956	0.947209	0.986876
L5	0.955092	0.999508	0.951971	0.999213	0.932415	0.986484
L6	0.948643	0.999475	0.903888	0.998919	0.925794	0.989278
L7	0.94937	0.999365	0.890376	0.997471	0.936168	0.991315
	NH		SH		EA_WNP	
	prate	t2m	prate	t2m	prate	t2m
L1	0.988549	0.999748	0.986797	0.999673	0.971601	0.999759
L2	0.985027	0.999175	0.978337	0.999568	0.933371	0.999497
L3	0.989153	0.999344	0.973046	0.999525	0.958551	0.999523
L4	0.978382	0.999501	0.959696	0.999616	0.895637	0.999261
L5	0.979877	0.999258	0.967893	0.999727	0.893852	0.998753
L6	0.974687	0.998897	0.973229	0.999704	0.895784	0.998573
L7	0.952794	0.997919	0.9823	0.999714	0.834816	0.996312

Fuji



IBM

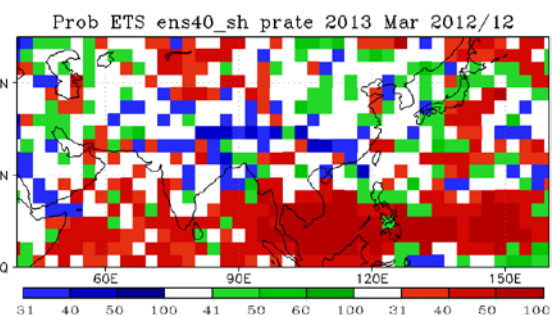
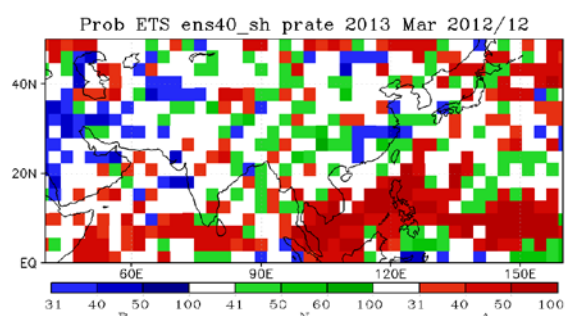
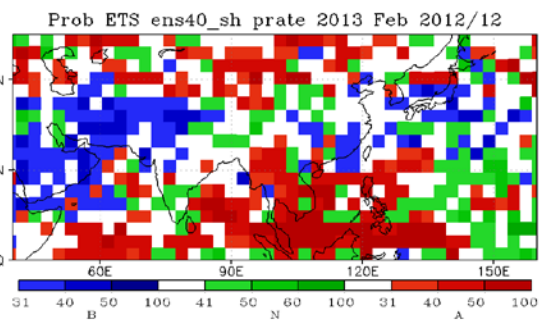
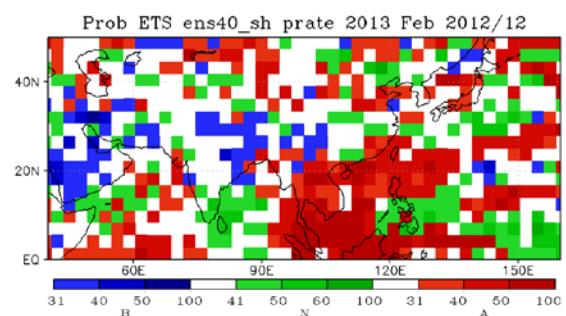
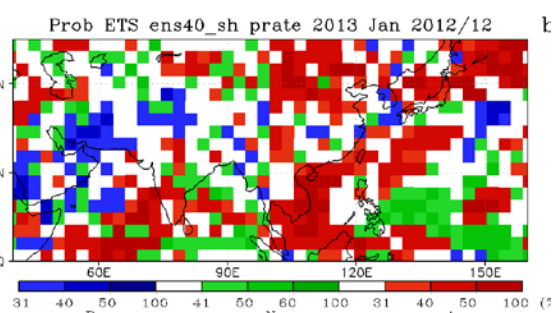
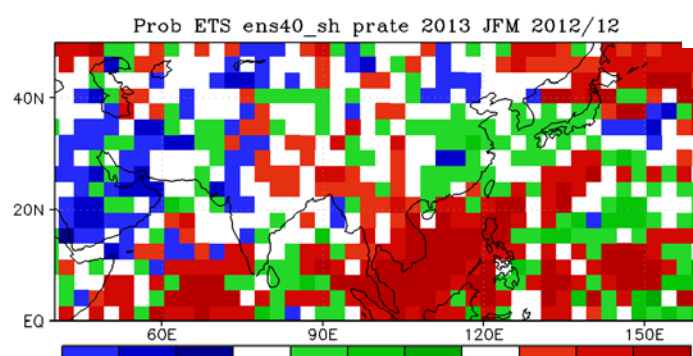
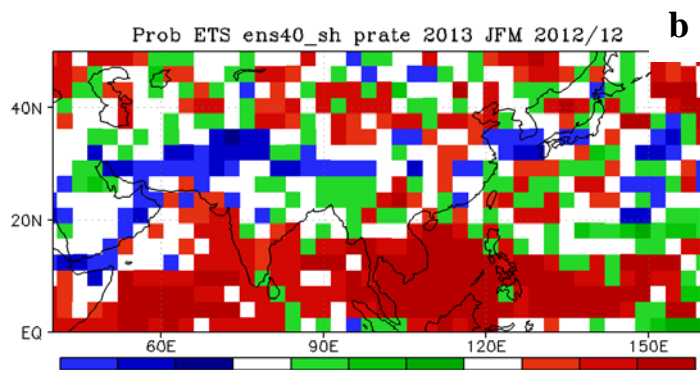


圖 1. 2013 年 1~3 月單月雨量預測，上排為 1 月，中排為 2 月，下排為三月。此為經統計檢定判斷預測技術過濾之後的三分類(「A」偏溼、「N」正常、「B」偏乾)機率。左排 Fujitsu 結果，右排 IBM 結



a



b

圖 2. 2013 年 1-3 月雨量預測。此為經統計檢定判斷預測技術過濾之後的三分類(「A」偏溼、「N」正常、「B」偏乾)機率。(a) Fujitsu 結果，(b) IBM 結果。

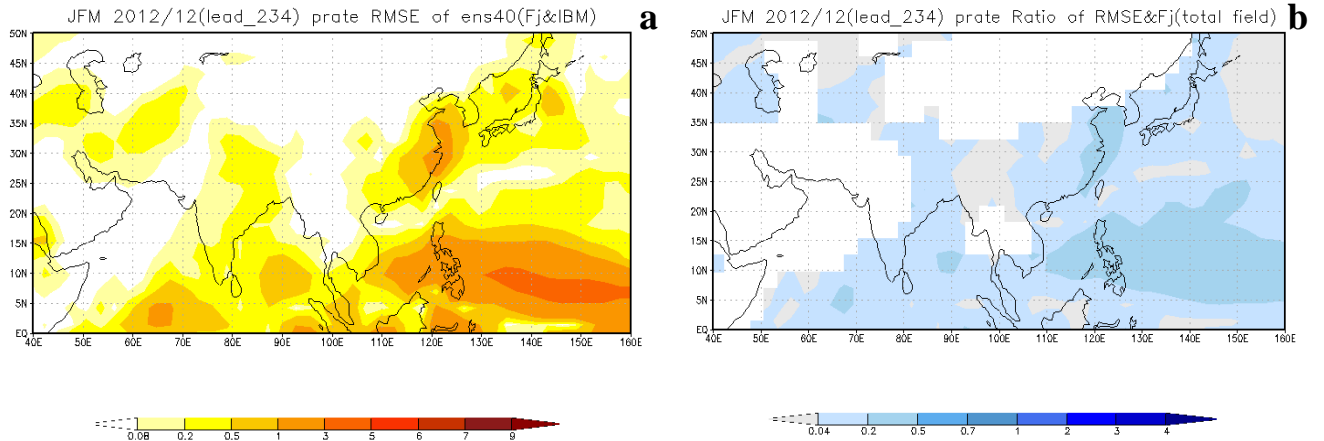


圖 3. (a) 計算 Fujitsu 與 IBM 間 2013 年 1-3 月(2012/12 Lead234)亞洲區域降雨預報的 RMSE (Root Mean Square Error)。 (b) RMSE 除以 Fujitsu 的預報場。

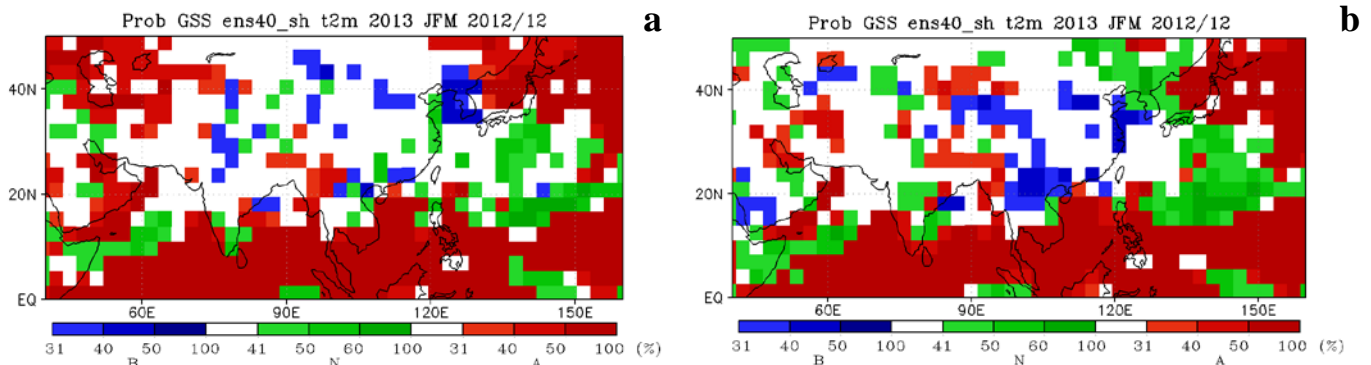


圖 4. 2013 年 1-3 月溫度預測。此為經統計檢定判斷預測技術過濾之後的三分類(「A」偏暖、「N」正常、「B」偏冷)機率。(a) Fujitsu 結果，(b) IBM 結果。

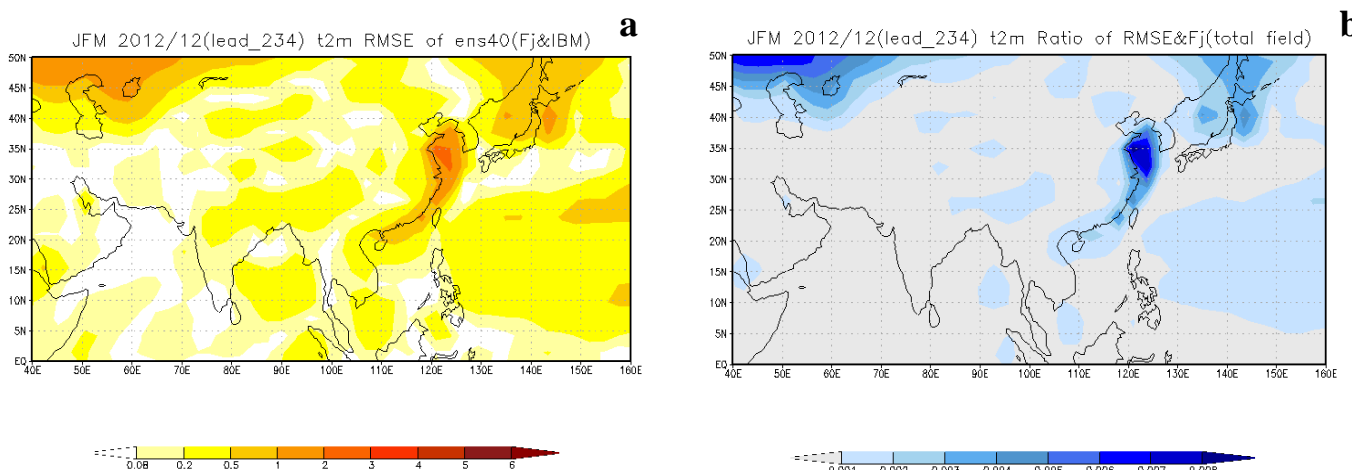


圖 5. (a) 計算 Fujitsu 與 IBM 間 2013 年 1-3 月(2012/12 Lead234)亞洲區域 2 米溫度預報的 RMSE (Root Mean Square Error)。 (b) RMSE 除以 Fujitsu 的預報場。

102 年天氣分析與預報研討會

中華民國 102 年 5 月 13 日(星期一)至 15 日(星期三)，
于桃園龍潭渴望園區

論文彙編目錄

A4 議題：氣象防災與應用

于宜強 龔楚媛 李宗融 林李耀 林沛練 颱風災害規模推估評估技術初步研究	A4-1
苟潔予 張俊德 洪甄聲 蘭育德 顏增璽 氣象衛星雲圖與氣象資訊之解析與推廣	A4-7
張哲豪 沈志全 吳祥禎 連和政 謝孟益 結合預報降雨量之河川流量系集預報平台架構	A4-11
朱蘭芬 陳永明 魏曉萍 朱容練 謝佳穎 曾文溪流域之極端降雨分析	A4-17
龔楚媛 于宜強 李宗融 林李耀 冬季台灣東北部致災降雨事件之天氣類型分析	A4-22
李欣輯 陳怡臻 歷史重大颱風事件之災損評估_以梅姬颱風為例	A4-28
李宗融 林又青 龔楚媛 王俞婷 張志新 于宜強 林李耀 台灣梅雨季之北中南區降雨規模與水氣通量分析比降雨規模因子(RSI)在坡地災害 預警之應用	A4-29
柯利鴻 吳祚任 李俊叡 蔡育霖 以潛在海嘯源逆向追蹤法分析台灣東海岸潛在之海嘯威脅	A4-35

颱洪災害規模推估評估技術初步研究

于宜強¹、龔楚嫻¹、李宗融¹、林李耀¹、林沛練^{1,2}

1. 國家災害防救科技中心

2. 國立中央大學大氣科學系

摘要

台灣地區每年造成民眾損失的災害事件以颱洪的危害最為嚴重，雨量則與災害有著密切的關連，但不同地區可承受的雨量也有所不同。因此，透過氣象局所發佈的大豪雨等級，無法推估災害可能發生的大小。為了推估災害規模，我們希望利用過去歷史災害事件，試圖量化各地區災害的等級。透過量化的災害事件的天氣分析，瞭解影響災害規模的多重尺度天氣因子，作為推估災害規模的依據。

在研究中，我們必須詳細分析歷史災害資料，透過重建歷史災害情境獲得完整的災害資訊，再利用此資訊進行災損與衝擊的估計，最為災害規模定義的基礎資料。將氣象致災因子與災害衝擊規模量化資訊進行回歸比對，建立推估災害規模之方法，提升應變災害預警之能力。目前，已針對辛樂克(2008)、卡玫基(2008)、莫拉克(2009)與梅姬(2010)等四場颱風進行災害量化處理與氣象致災因子分析。初步研究發現降雨規模與災害規模因子有著相當好的關係，可進一步作為推估災害的方法。

一、前言

「災害規模」是莫拉克颱風(2009)災後被持續關注的議題，「災害規模」係指對於災害程度的描述。分析目前的災害預警與災後分析的作業，都未針對此議題進行深入的探討。國外有關於災害規模的文獻，多半以受災害影響的人口、經濟損失或受災面積做為判斷規模的依據(Fischer, 2003a, b; Sheehan and Hewitt, in Smith 2006)。由過去的防災經驗，台灣的災害多起因於颱風或豪雨事件的劇烈降雨。在災害資料蒐集的方面，雨量資料相對於災害類別資料較為完整與單純。再者，在災害應變與操作上，雨量的監測與應用都是判斷災害的領先因子。因此，如何將降雨的資訊有效轉化為降雨規模的訊息，是啟動災害規模研究與應

用的重要關鍵。現行防災作業，多以警戒值的方式來處理危險的降雨訊號並與災害進行連結。然而，這樣的方式並無法提供歷史事件降雨規模的參考基準。

NCDR 在過去研究中嘗試提出了3種降雨規模推估的方法(林等, 2011)，分別是(1)氣象局定義的豪大雨等級標準；(2)11個颱風降雨指標(周仲島, 2009)；(3)RSI(Rainfall Scale Index)因子，其中以RSI與災害的關連性較佳。

在此研究中，規劃重新由資料處理開始，建立資料處理的標準作業流程。利用處理完的資料進行災害特性研究嘗試建立災害量化指標或資訊，再藉由TLAS災損模式進行社會衝擊的評估。最後，進行災因分析，利用量化的資訊與去年研究的成果進行統計回歸計算，建立一套可以提供應變預

警的推估災害規模方法，作為判斷規模的參考依據。

二、 資料處理的標準作業流程

研究中以鄉鎮為最小的災害蒐集的基本單位，蒐集過去災害勘災調查的資料，進行分析與量化。利用本中心研發的 TLAST 系統進行社會衝擊的評估，並進行量化分析，擬定量化等級標準。配合氣象、淹水及坡地致災成因，研擬未來推估規模之方法，支援未來颱風災害應變工作之強化。災害規模設定的方法乃採用洪災及坡地災害專業的建議進行。淹水的部分採淹水面積與深度方式測試，坡地災害部分則採用預先算好的 M_L 值作為評估的分數。

1. 水災規模資料處理：

進行淹水危害規模設定與淹水災害損失估算的工作時，皆需使用歷史淹水資料，其中尤以淹水深度與淹水範圍之資訊最為重要。在此使用 NCDR 彙整政府部門淹水調查資料，主要有兩種形式之資料：一為災點資料表，資料來源為水利署、消防署、地方政府或消防局，以及 NCDR 或協力團隊調查成果等，該資料未提供淹水範圍或面積，部份災點則未提供淹水深度，資料內容不甚完整；另一種資料為水利署調後劃訂的淹水範圍資料，此種資料欠缺淹水深度資訊。此兩種資料不全然一致，因此須先將兩種資料彙整並補遺。資料補遺工作以淹水範圍資料（面圖層）為主，災點資料為輔，建立淹水面資料中的水深資料，並忽略不在面圖層之中的單點調查資料。又因調查水深常為一深度區間，故補遺原則如下：

- 面資料中無任何淹水深度時，淹水深度為 0.5 公尺
- 面資料中皆為確切水深值或皆為淹水範圍者，採用最大水深
- 面資料中同時存有淹水深度範圍

及確切水深時：若最大確切水深介於最大淹水深度範圍中，採用最大確切水深；若最大確切水深非介於最大淹水深度範圍之中：採用淹水深度範圍中之最大數值

利用補遺成果，分析四場颱風事件中各鄉鎮最大淹水深度與鄉鎮淹水面積比（鄉鎮淹水面積/鄉鎮總面積）之關係，各場事件特性略有不同，如：淹水災情較嚴重的莫拉克颱風，其淹水面積與最大深度有較好的關係；辛樂克颱風無論淹水面積大小，普遍淹水深度為 2 公尺以下；而卡玫基颱風則出現鄉鎮受災面積不大，深度卻達 3~5 公尺之災情（如圖 1）。補遺資料使用 TLAS 進行淹水經濟損失與影響家戶數計算，其結果可助於瞭解災害損失，亦用於淹水災害規模設定。

計算結果顯示淹水範圍與深度皆大的莫拉克颱風，其受影響戶數粗估為 27~33 萬戶，地上物損失最高可能達 1 兆元以上，對社會與經濟之衝擊相當巨大，其中以南部縣市首當其衝；而經濟損失居次的卡玫基颱風則在中部縣市造成最大之淹水災損。

2. 坡地災害規模分級處理：除計算坡地災害規模之 M_L 分數外，也由莫拉克颱風事件之 M_L 分數定義坡地災害規模高、中、低分級之門檻值。以莫拉克颱風之 M_L 分數資料為分析基礎，其分布經等間距法、等分位與自然分類等分級討論，分析適當之分及門檻值，分析過程如圖 2，上排為縣市層級、下排為鄉鎮市區層級結果。

建立坡地災害規模量化方法：選定坡地災害規模代表性指標，並給定各指標之加權分數，經過公式計算便可得各縣市、鄉鎮市區之災害規模分數（ M_L 分數），並依據上述方式量化坡地災害規模。

選定坡地災害規模指標：在資料庫之「災情敘述（Remark）」內容中，選定

5 項坡地災害規模分級指標，包括：(1) 人員失蹤與死亡數目、(2) 房屋損毀數目、(3) 人員受傷數目、(4) 道路損毀數目、(5) 坡地災害數目。

M 分數計算公式：配合專案規劃，計算 4 場颱風事件之縣市與鄉鎮市區 M 分數值。 M_L 分數計算如式 (1)，式中以「人員失蹤與死亡人數」為坡地災害規模評估之最重要考量因子，加權分數為 7。

M_L 分數=[人員失蹤與死亡數目]*7+[房屋損毀數目]*5+[人員受傷數目]*3+[道路損毀數目]*1+[災點數目]*1。

三、 颱洪事件災因分析

由於目前雨量預報仍存在相當大的不確定。因此，本專案之工作要點為透過歷史個案分析找出災害事件中氣象相關之致災因子，並利用多重尺度氣象因子的分析，彙整出致災性降雨事件當時之氣象環境條件與主要影響降雨的因子。一般而言，可能造成災害性降雨事件的氣象條件，例如：海洋環境、季內尺度條件、季風環流的支持、綜觀尺度天氣系統變化及天氣系統與地形作用影響等。而透過這些氣象因子的分類與分析，訂定出可能的主要影響因子與影響程度，利用風險管理的概念建立控管機制。做為在颱風或梅雨來襲前，對於未來可能遭受災害規模和預先提出防救災的建議之參考，氣象災因分析流程如圖 3。

(1) 颱風氣象多重尺度因子分析

由近年重大颱風災害事件中，選取卡玫基颱風(2008)、辛樂克颱風(2008)、莫拉克颱風(2009)以及梅姬颱風(2010)等 4 個歷史個案作為分析樣本。另外，再加入本年度(2012 年)侵襲台灣之颱風事件(泰利颱風、蘇拉颱風及天秤颱風)進行分析，用以找尋颱風季之

主要多重尺度氣象因子(如圖 4)。透過上述之分析方法與分析結果，接下來將建立每場颱風事件之多重尺度氣象因子分析。而如何將不同尺度氣象因子的關聯性進行串連分析，是本專案最重要的工作。因此，採取類似專家座談會的方式，與氣象組天氣小組成員進行討論，透過討論建立每個樣本個案各尺度氣象因子間的關聯性。

(2) 歷史災害事件因果綜整分析

歷史災害事件因果綜整分析旨在建立一套系統性的災害事件調查方法，初期成果可用以綜整災害經驗，提供災害事件簿社會經濟面向之情境分析，未來可望據以建立地區別災害應變重要事項檢查表。完成莫拉克颱風的相關資料蒐整與重點事件分析，繪製成重點事件時序分析圖；從廣泛蒐集到的新聞資料及學術期刊論文，透過抽樣閱讀摘錄整理文獻中莫拉克颱風現象之因果描述，並綜整繪製災害事件現象因果網絡，如圖 5 所示。

四、 規模推估方法建立

推估方法建立：過去所使用的降雨因子 RSI 和災害的關連性似乎比較好。因此，嘗試利用 RSI 所量化出的降雨規模與災害的物理量進行測試，建立可以推估的回歸關係。

淹水資訊與降雨指標 (RSI) 關係比對：重製的四場颱風最大水深、淹水面積、鄉鎮淹水面積比、影響戶數以及地上物損失等參數與各延時 RSI 之相關係數如圖 6，3 小時 RSI 與淹水最大深度較有關。上述四場颱風的淹水事件部分與外水破堤有關。因此，RSI 與淹水關係仍須重新進行詳細的災因分析，才能釐清當中的雜訊。

M_L 分數與降雨指標 (RSI) 關係比對：提供 (1) 2008 卡玫基颱風、(2) 2008 辛樂克颱風、(3) 2009 莫拉克颱風、(4) 2010 梅姬颱風等 4 場颱風之

M_L 分數與分級結果與 RSI 進行關係比對，圖 7 為初步比對結果，上排為 M_L 分數比 RSI、下排為規模分級結果比 RSI。初步比對兩指標，結果大致都能符合 RSI 大且坡地災害規模大之趨勢。但是其中四場颱風仍有 RSI 大但是 M_L 小、分級小情形，以及辛樂克颱風與卡玫基颱風有 RSI 小但是 M_L 大、分級大的情形，這些則需再細探各場颱風之坡地災點特性，經過此一討論將能對坡地災害歷史有更全面的瞭解。

五、 結語

目前利用 2008 卡玫基颱風、2008 辛樂克颱風、2009 莫拉克颱風、2010 梅姬颱風等 4 場颱風建立災害量化處理流程與災害因子分析的方法。透過上述的研究可以更加瞭解颱風災害發生的原因，可以作為未來監測災害與判斷災害的指標。同時，利用降雨因子 RSI 建立與災害量化之間關連性，可作為災害推估的方法與重要因子。雖然僅是初步研究，但已建立災害規模方法論的研究，若能利用本研究的方法進行大規模歷史個案的研究，必能對災害規模研究有更深入的瞭解。

參考文獻：

- 林沛練、于宜強、李宗融、吳宜昭、傅金城，
2011:降雨規模設定方法與區域尺度之應用。NCDR 100-T40.
- 周仲島、陳永明，2009：臺灣地區劇烈降雨與侵臺颱風變異趨勢與辨識研究，氣候變遷對災害防治衝擊調適與因應策略整合研究—子計畫一。
- Fischer, F., 2003a. Reframing Public Policy. Discursive Politics and Deliberative Practices. Oxford University Press, Oxford.
- Fischer, F., 2003b. Beyond empiricism: policy analysis as deliberative practice. In: Hajer, M., Wagenaar, H. (Eds.), Deliberative

Policy Analysis; Understanding Governance in the Network Society. Cambridge University Press, Cambridge.

- Smith, G.P. and Wenger, D. (2006). “Chapter 14: Sustainable Disaster Recovery: Operationalizing An Existing Agenda”, in Rodriguez, H., Quarantelli, E.I. and Dynes, R.R., Handbook of Disaster Research, Springer, New York, NY, 234-257.

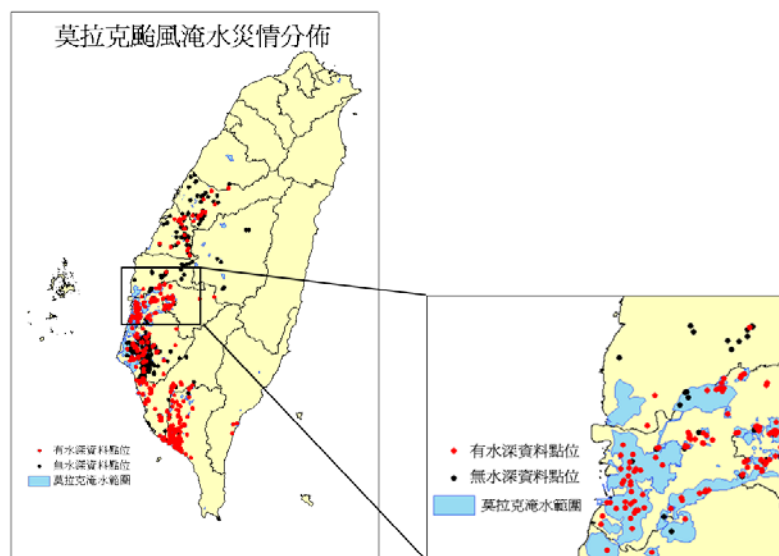


圖 1. 莫拉克颱風淹水資料特性分析。

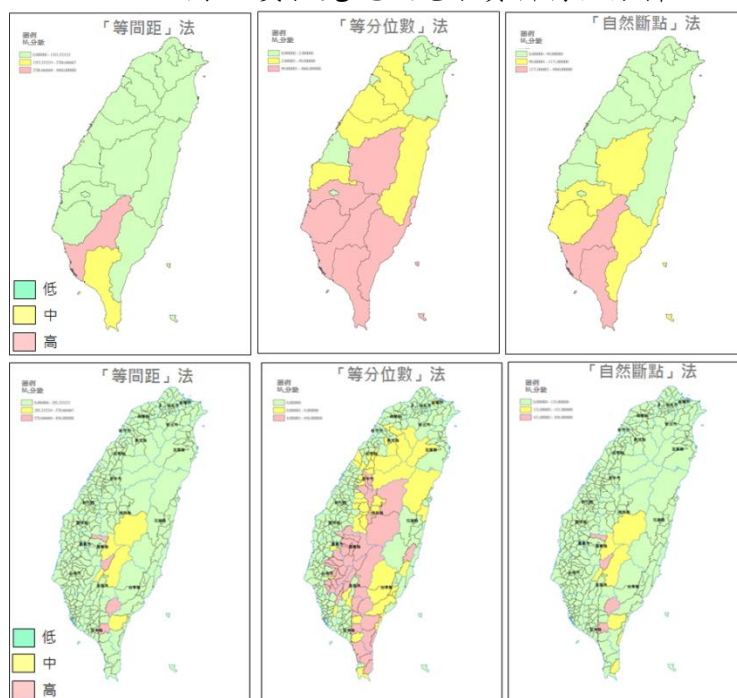


圖 2. 莫拉克颱風 M_L 分數分級分析過程圖



圖 3. 多重尺度氣象分析概念示意圖。

氣象衛星雲圖與氣象資訊之解析與推廣

苟潔予、張俊德、洪甄聲、蘭育德、顏增璽

氣象衛星中心

中央氣象局

摘要

氣象資訊是一種兼具科學性與社會性的資源。以科學角度分析：氣象科技築基於近代科學理論的科學，研究大氣的特徵、性質，進而解析在不同尺度時間及差異空間下大氣現象的演變、並且預測其未來的變化。而氣象資訊更是一種以知識為基礎的社會性資源：評估此資源的社會價值時，必須以使用者的角度探討，善用氣象資訊則是將無形的氣象知識資源轉為有形的經濟效益的最有效的方法。本文由中央氣象局網頁「雲圖與天氣」的設計理念與推行過程中，解析氣象衛星雲圖的性質及圖像式氣象資訊之推廣過程，而確保民眾即時又正確的使用氣象衛星雲圖則是增強氣象資源價值的重要方式。

一、前言

當極端天氣發生時，無論是民眾的心裡層面或是物質層面都會受到影響，影響層面不僅是發生的當時，在時間上會延續許久，影響的範圍更會擴及其他地區（鄭，2009）。當氣候發生快速且明顯變化時，更是嚴重影響整個生態系統。因此如何降低民眾的恐懼心以及不確定感則是氣象工作者重要工作之一，進而有效地避免社會、經濟及政治在不同層次及不同等級的動盪不安（徐及何，2000）。

氣象資訊是一種以知識為基礎的重要資源，價值的高低在於人們能否有效合理的利用資訊，以避免因氣象因素而帶來的危害與損失(Tellis, G.J., 2004)。就天氣預報而言，以科學角度探討，精準的預報天氣是重要的價值，也是氣象學家的重要核心價值。以使用者角度探討，明確的風險資訊是必須的，人們需善用氣象資訊以避免天氣現象帶來的危害與損失，所以精準且快速的訊息傳遞是氣象資訊服務的根本。

氣象衛星雲圖是氣象人員分析及預報天氣的利器，時間密度極高的衛星雲圖可以精準地掌握天氣變化的各項要素、瞭解不同因素間相互的影響。衛星中心運用衛星雲圖的多變化與直觀性開發「雲圖與天氣」的單元，每天與民眾展開對話與互動，使一般民眾願意接觸與氣象科技，並在互動過程中減少民眾對於氣象變化的恐懼感。

二、訊息傳遞與認知

訊息傳遞的最初價值在於傳遞，換言之傳達遠距離的消息是訊息傳遞的重要任務。隨著時代的演進，語言被賦予專業且抽象的含意時，訊息傳遞的功能面則擴充至表達、詮釋、虛擬的具象化。由另一層面討論訊息，除了語言的工具外，更擴展到文字、影像等不同工具。由資訊傳輸流程（圖一）中，在輸入端的資訊是以實體觀點（physical view）表現，也就是資料以專業觀點組織與建構的資訊。輸出端的資訊特性是以邏輯觀點(logical view)呈現，代表的是使用者所感

覺到的資料型態，也就是含有較多使用者主觀意識。分析資料組成的構面會發現：因為輸入端實體觀點資訊的組成必須遵循該領域的專業規則，因此有明確的遊戲規則。而輸出端邏輯觀點資訊的構成元素卻牽涉到接受者生活中經驗的累積，沒有一定的遊戲規則。整體而言，雖然輸入端只是一種資訊的實體觀點，卻可以有許多輸出端的邏輯觀點。

輸入訊息 → 傳輸訊息 → 輸出訊息

圖一 資訊傳輸流程

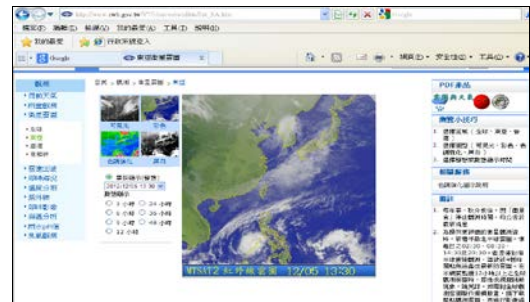
對於氣象元素與天氣系統演變的認識，其中包含了許多認知學，人們對於天氣的認知，首先是的基本單位是「詞彙」(WORD)：天晴，天雨，天冷，天熱，乾旱，下雪。人們在認知一個新的詞彙時，會利用同義詞以及一些相關的例句加以詮釋；要真正地瞭解詞彙時，還需要不斷閱讀一些書籍，在閱讀的過程中，在詞彙出現的上下文中，揣摩詞彙的使用方式。更進一步，我們需要常常在口語與文字表達中，不斷使用這些詞，使人們腦中對這個詞記錄了足夠的資訊，才能有足夠的認識？達到有效的溝通。這是個複雜且有趣的過程。

『訊息傳遞與認知』包含『訊息傳遞過程』與『訊息認知的理解程度』。訊息是否有效的傳達往往取決於人們對這個訊息的解釋是否接近一致。訊息大致可分為靜態與動態，而傳遞的方式有文字、口語、圖像、音樂等，其中牽涉到心理學、符號學與認知科學。『訊息認知的理解程度』可以看成是對這些訊息的解釋方式，而理解層次的高低可視為『理解程度』的指標。(Smith、Chen and Yang, 2008) 而氣象衛星雲圖具有圖像、動態、靜態等多重特性。

三、設計理念與實施過程

衛星中心自 2009 年 11 月規劃在中央氣象局網頁中開闢一「雲圖與天氣」的單元(圖二)，每天 2 次解析雲圖中的特徵，並在文字中發揮互動的特性，展開與民眾直接的對話，讓一般民眾願意接觸與氣象科技，在單元圖示的圖形上多次更換，期與民眾的互動

過程中減少民眾對於氣象變化的陌生與恐懼感。



圖二 中央氣象局網頁「雲圖與天氣」單元



圖三 「雲圖與天氣」單元圖示的演變

民眾對於天氣與氣候的感覺常常是既抽象又密切，我們必須運用聯想、透過差異性以及實用性等多面性的其他資訊，漸進地表達清楚。而傳播的核心是「互動」，傳播的基本過程，是透過訊息的傳遞交換，進而分享共同的意義，「雲圖與天氣」設計理念之一是：對一個不同的『氣象觀點或氣象事件』視為一種「概念」，我們不是只對一個概念下個定義，而是對於氣象概念給予多重的描述；更進一步，不僅僅對一個概念的表達意義，再更是以此概念與其他概念之間的互動關係描述為基礎，賦予更多意義。

在實施過程中，最不易掌握的是『抽象性描述』，普羅大眾最關心的氣象預報是一種『抽象性描述』，

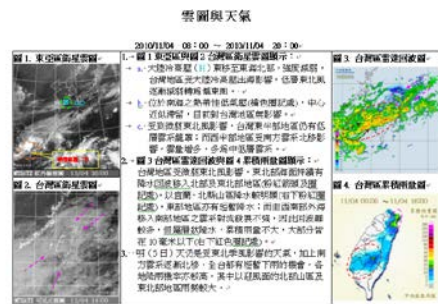
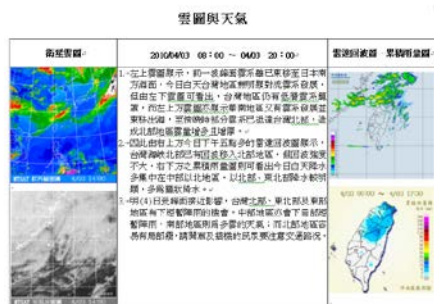
重點是如何將現況向未來擴充，牽涉到事件與『預期事件』之間的關係。衛星雲圖具有直觀性，因此描述時以當時的雲圖做為基本圖，在基本圖之上加上關連性事件，藉由關連性事件擴及至可能性，進而至預期性。藉由圖像的描述與不同的印象組合成空間性與時間性的整體觀感，將氣象預報具象化。因此我們增加了第二個設計理念：使用『圖像式描述法』進行推理過程，將『關連性』放在背景事件中，『背景事件』對於許多事件的具有加權與配對的作用，也同時具有主觀性與隱藏性。如果一個事件的許多關連事件已經發生，我們就會推斷這個事件是『背景事件』；相對的，當一個事件被認為背景事件時，也會增加其關連事件發生的機率。因此在撰寫的過程中，不僅需解析發生天氣現象的原因，亦可視為文章中的句子或段落，藉由段落或句子將其聯集成更具延展性事件的氣象預報。

在設計「雲圖與天氣」的表達架構時，值基於以下的特點：

- (一) 表現的方式以『直觀法』進行。
- (二) 文字的撰寫以『同理心』為原則。
- (三) 內容的陳述以『預報度』為基點。

(一) 表現的方式以『直觀法』進行。

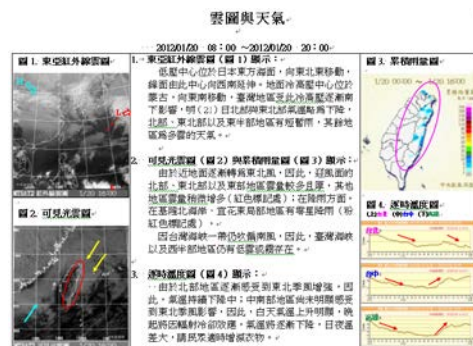
『直觀圖示』的表示方式是因為衛星雲圖已具有直觀性的特質，因此更需以直觀圖示的方法逐一解析雲圖中的氣象訊息(圖四)。使民眾可以正確地解讀雲圖中的氣象資訊，實施後更因為民眾的反饋意見，再修正了後來的表示方法。氣象訊息的符號深深影響氣象服務品質的重要因素。



圖四 以『直觀圖示法』撰寫「雲圖與天氣」

(二) 文字的撰寫以『同理心』為原則。

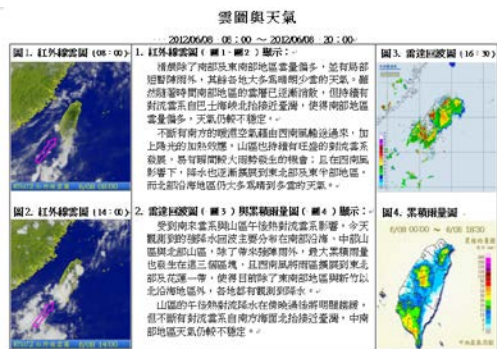
文字的撰寫以『同理心』為原則。民眾對於氣象資訊的認知程度會深深影響服務滿意度，由於資訊傳遞者與資訊接收者認知特點不一定相同(圖五)，因此需考量到服務者與被服務者雙方的心理現象及互動關係。運用同理心撰寫的基本原則必須是在文字中發揮「互動」的特性，展開另一種與民眾直接的對話。



圖五 以互動及對話方式撰寫「雲圖與天氣」

(三) 內容的陳述以『預報度』為基點。

內容的陳述以『可預報程度』為基點。在撰寫的過程中，不僅需解析發生天氣現象的原因，亦可視為文章中的句子或段落，藉由段落或句子將其聯集成更具延展性事件的氣象預報。因此陳述天氣時會單篇文章可寫成具有預報度的內容，有時也會依據不同的天氣型態，將「雲圖與天氣」寫成一篇篇的連續故事(圖六)。



圖六 以解析與預報的角度撰寫「雲圖與天氣」

四、結 論

將無形的氣象知識轉為龐大且重要的經濟資源就是正確的理解氣象資訊。對於氣象資訊而言，訊息傳播方式是增加價值的重要因素，同時正確的解讀氣象訊息更是重要價值。資訊傳遞與認知是重要環節。當資訊傳遞者與資訊接收者認知點不同時，當訊息符號被誤解時，民眾產生極大的不信任度。因此符號的設計與認知差距的減小是即為重要的工作。

認知並不是具有客觀性，是與人類生活、社會、語言、符號以及歷史文化息息相關。「雲圖與天氣」在氣象局網頁每天定時與民眾溝通，藉由「直觀」、「同理心」、「互動」、與「詮釋」等多項特點與民眾展開長期解密切的互動，實實質上就是建立民眾的基本認知模式，不僅包括多種概念特徵，同時也涵蓋各種特徵之間的相互關係，同時為民眾瞭解氣象科學的不確定性與可預報度。

「雲圖與天氣」實施以來，民眾回饋甚多，由此更能讓衛星中心分析研判課的同仁深深瞭解：在氣象傳播過程中，「訊息輸入者」與「訊息獲得者」有著許多不同的思考點，而普羅大眾中更有著多采多姿的心理特點。因此更加強「同理心」與「互動」的層面，將所有氣象人員兢兢業業努力得來的專業成果，確確實實地讓大眾感受到，並且能夠確實理解、精準地使用，讓大家都趨吉避凶，也藉由此將氣象資源轉為讓社會更進步的元素，獲得更龐大的經濟效益。

致謝

「雲圖與天氣」能夠每天在網路上與普羅大眾準時見面，是氣象衛星中心所有輪班同仁共同努力的成果；一年 365 天中不論是風和日麗，還是極端天氣發生時，大家在緊急又忙碌地監測衛星與雷達訊號的同時，掌握瞬息萬變的天氣變化，每天必須依據天氣撰寫出一篇篇動人的「雲圖與天氣」，讓民眾獲得最貼心的服務；最難得的是不論是風和日麗，或是劇烈天氣發生時、大家在撰寫時還不忘考慮到民眾可能會不清楚，又要顧慮天氣系統的連續性、共通性、及每日天氣的特點，真的很精彩，特此致謝。

參考文獻

- 徐仁輝與何宗武，2000：公共議題經濟學，262 頁，台北。
- 鄭，2009：：98 年度民眾意識與政策行銷效益評估，台北經濟部工業研究院。
- Smith,R.E.,Chen,J.,and Yang,X.，2008：The impact of advertising creativity on the hierarchy of effect. *Journal of advertising*,37.
- Tellis, G. J.，2004：Effectiveness of advertising：understanding when, how, and why. *Advertisings works, CA*.

結合預報降雨量之河川流量系集預報平台架構

張哲豪¹ 沈志全¹ 吳祥禎² 連和政² 謝孟益³

國立臺北科技大學¹ 國家實驗研究院國家高速網路與計算機中心² 經濟部水利署³

摘要

河川流量之推估影響著長期的水利工程規劃及運轉，與短期的防洪預警工作。由於目前各國在河川流量觀測上仍無直接使用儀器直接量觀測實際流量數值。而是透過不同儀器量測數據進行轉換所得之可能流量數據。因此為了輔助流量觀測成果，相關單位在進行河川流量計算與分析工作時，往往會利用儀器之觀測成果搭配模式計算成果進行流量數值之評估，以提供可靠的流量資訊。而在模式（水文模式）進行流量計算過程中，流域之集水區大小、土地利用類型、土壤類型、土壤含水量、降雨資料來源、降雨資料使用之空間內插方式等內容，均可能對河川流量分析與計算產生影響。若只利用單一數據來說明推估之流量，有可能對於實際流量產生低估或高估之風險。

此外傳統上河川流量分析工作往往只在降雨事件結束後才開始進行事後之分析與運算工作。在颱風豪雨時期無法立即供應即時及未來可能發生之流量資訊，在資料供應時效上無法達到最有效的利用。因此本文利用水利署發展之水文氣象觀測整合平台（FEWS_Taiwan），以自動化、標準化方式，完成河川流域集水區降雨量的計算並且銜接降雨逕流模式，以作業化方式進行河川水文測站上可能之流量資訊供應。在平台中使用氣象局與水利署雨量站及雷達觀測（QPESUMS）之等不同降雨量來源，及應用不同空間內插方式進行集水區平均降雨量計算。同時考量不同水文模式在流量計算上可能產生之差異性，使用不同水文模式搭配集水區降雨進行流量計算工作。並將此資料處理架構結合 QPESUMS 預報 3 小時與 WRF 模式 72 小時之預報降雨資料，提供流域測站由事件發生到未來 3~72 小時之流量系集預報資訊。以供後續水利署在平時規劃與運轉及防災應變工作上參考使用。

關鍵字： 降雨量、雷達降雨、空間內插、流量系集預報

一、前言

河川流量資訊主要作為長期民生、工業、農業用水之水資源管理及短期防洪工程運轉操作與規劃時的重要參考資訊。但由於台灣由於地理環境與降雨特性等因素，河川枯水期與豐水期水量變化大。在河川流量的評估工作上目前世界各國主要是利用水位對應之流量率定曲線作為轉換或利用觀測之表面流速搭配斷面資料進行流量推估等方式進行。而當水位觀測資料中斷或測站位置位於感潮河段時，流量資訊的供應更為複雜。因此目前在現有流量觀測技術上除了傳統流量觀測技術外，同時也

搭配降雨逕流模式，進行流量推估模擬作為流量觀測資料的輔助。

但在水利模式中使用之水文氣象資料、地文參數資料皆具有一定之不確定性。而在模式本身也具有一定程度之限制條件。因此各研究單位逐漸發展使用多種資料來源與多種模式進行模式模擬計算之架構。期望藉由多種資料來源搭配不同模式進行模擬演算工作，希望可以評估水文及水理模式之趨勢。

因此本研究主要利用模式進行河川流量推估工作中影響流量兩個主要因素，降雨量與水文模式進行探討，如圖 1 紅色區塊範圍所

示。研究中並參考美國 NOAA NWS 流量系集模擬與預報概念 (Koehler, 2009)，使用流域內不同降雨資料來源產生不同之集水區平均降雨量組合，並搭配不同水文模式進行河川流量推估工作。

二、集水區降雨資料來源

由於降雨量會隨著時間與空間位置上的差異而有不同的降雨量。而在計算集水區平均降雨量時，工程師若選擇不同測站資料來源、不同內插方式與內插參數，將可能會對集水區降雨量之計算成果產生差異性。(水利署，2012) 因此研究中利用不同水利署雨量站、氣象局雨量站、氣象局雷達降雨資料等不同資料來源搭配克利金法、反距離權重法、徐昇多邊形法、網格平均法等，不同空間內插方式行集水區降雨量組合。如圖 2 所示為利用全台灣氣象局雨量站，使用克利金法及反距離權重法搭配 QPESUMS 降雨量進行呈現，在兩種內插方式在局部區域會有些許之差異性。而考量資料來源可靠度與即時性等因素完進行集水區平均降雨量組合程序，其自動化流程如圖 3 所示，經由不同資料來源與內插方式可產生 10 組降雨資料。經由上述流程所計算出之集水區降雨量資訊成果，如圖 4 所示。

三、水文多模式銜接

由於不同水文模式在模擬過程中有其一定的限制條件與特性。因此在同一流域使用不同之水文模式進行流量模擬工作，將可以有效瞭解流域之可能變化情況。在研究中使用水利署水文氣象觀測整合平台 (FEWS_Taiwan) 進行 NCHC_NWS_Sacramento 水文模式與 SOBEK Rainfall Runoff 模式 (SOBEK_RR) 水文模式銜接工作。考量模式運算上所需要的自動化、標準化、作業化目的，採用 xml 格式作為模式與平台間資料交換格式 (張哲豪，2011)。搭配集水區降雨量組合成果產出的 10 組降雨量可

產生 20 組流量資料。而兩種水文模式進行之模式率定成果與流量率定曲線比較如圖 5 所示。而利用 10 組降雨資料搭配 2 種水文模式所計算出之流量資料其成果，如圖 6 所示。

四、河川流量系集模擬與預報

研究中整體河川流量系集模擬架構，如圖 7 所示，包含降雨資料來源的處理與水文模式的率定工作及模式計算。而在河川流量推估工作上，除了主要應用在水資源管理的歷史流量的推估，也在防汛應變期間使用預報降雨量進行河川流量預報。而目前水利署 FEWS_Taiwan 平台在系集預報降雨資料來源，主要使用國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心定量降雨系集預報實驗成果，所供應的 WRF 系集預報成果進行流量系集預報。

因此在颱風豪雨來臨時配合系集預報降雨量成果進行流量系集預報程序。而在颱風過後與平時則利用觀測資料進行流量系集模擬作業。如圖 8 所示為蘭陽溪蘭陽大橋使用觀測資料進行河川系集流量模擬之成果。如圖 9 所示為颱風中心 WRF 系集預報資料範圍與計算至流域集水區之平均降雨量資訊。而將集水區系集平均預報降雨量配合水文模式進行計算其成果如圖 10 所示。

五、結論與建議

本研究以標準化、自動化、作業化方式，完成流域集水區系集降雨量資訊的處理流程 (觀測、預測) 與流域多水文模式的銜接工作之架構。水利工程師可以透過使用者介面進行流域測站流量系集模擬及預報作業。並且快速取得流量預報與模擬資訊的所需資訊。同時相關分析資料可以作為水利署相關單位在平時與防汛期間分析及模擬資料供應來源。

針對後續在降雨量內插方法及水文模式成果的提昇工作。建議可針對不同流域的空間內插參數與水文模式參數進行優先處理。由於

研究現階段降雨量內插參數並未進行參數最佳化，若要降低雨量的不確定性。可以針對不同內插方法進行各流域最佳參數評估與討論工作。而在水文模式模擬預報成果的提昇工作中，可以持續增加不同水文模式與持續針對水文模式進行參數率定工作。

後續將持續完成全台中央管河川流量系集模擬與預報環境之建置。並進一步進行全台中央管河川水位系集預報之環境建構。

六、致謝

本研究感謝經濟部水利署『雷達觀測資料及流域多水文模式於水文氣象觀測整合平台之建置與應用（1/2）』提供經費補助。

七、參考文獻

1. 經濟部水利署（2012），「雷達觀測資料及流域多水文模式於水文氣象觀測整合平台之建置與應用（1/2）」，國立臺北科技大學。
2. 沈志全、張哲豪、連和政、吳祥禎（2009），「多元水文氣象資訊即時彙整與流量模擬之

探討」，2009 台灣地理資訊學會年會暨學術研討會，逢甲大學，10 月 15、16 日。

3. 張哲豪、沈志全（2011），「空間資訊應用於即時水文氣象模式整合平臺」，土木水利，民國 100 年 4 月，32-42。

4. Koehler, R. (2009). "The NWS Hydrologic Ensemble Forecast System."
<https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=551>

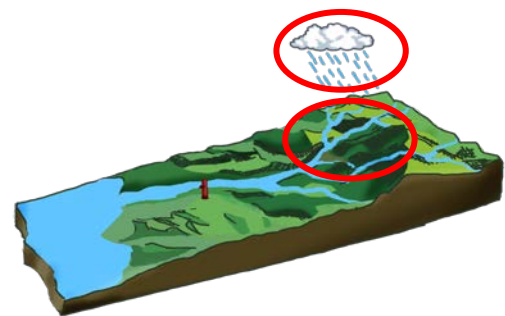


圖 1 探討集水區降雨量與水文模式區域

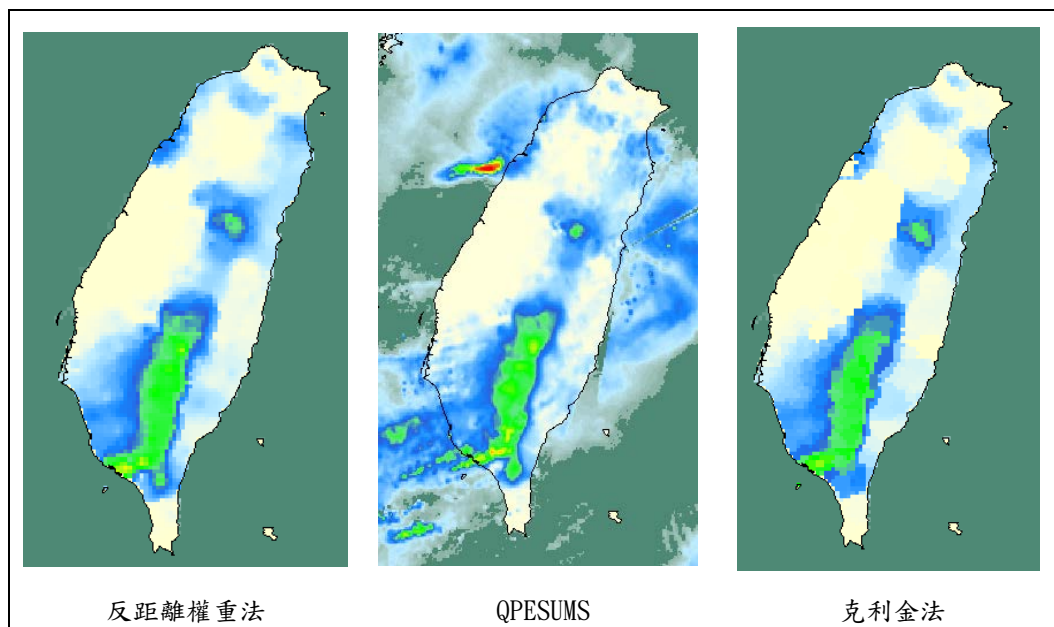


圖 2 全台氣象局雨量站使用不同內插法與 QPESUMS 降雨比對

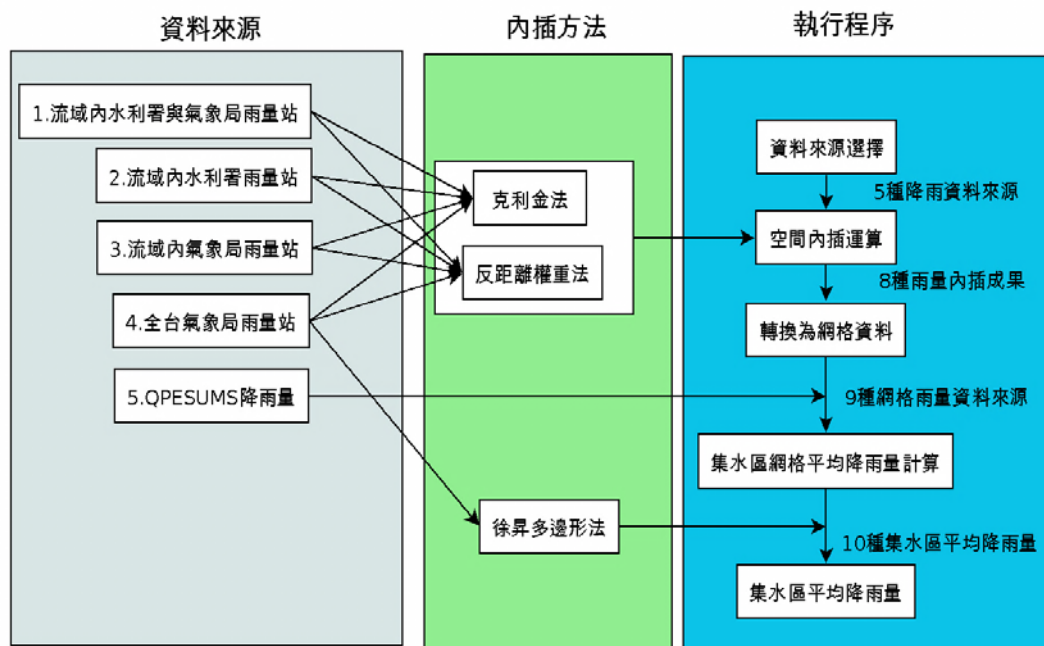


圖 3 集水區降雨量自動化空間內插流程

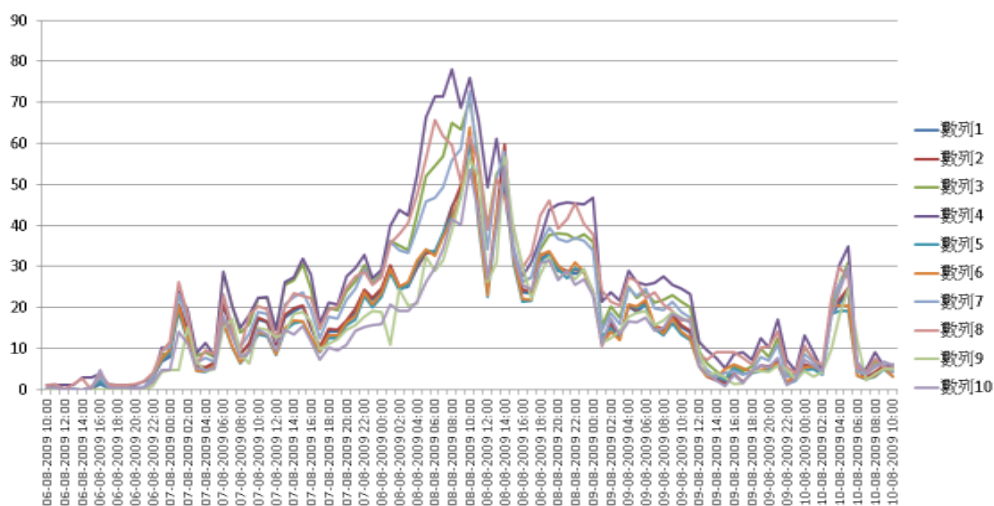


圖 4 產出之 10 組集水區平均降雨量資訊

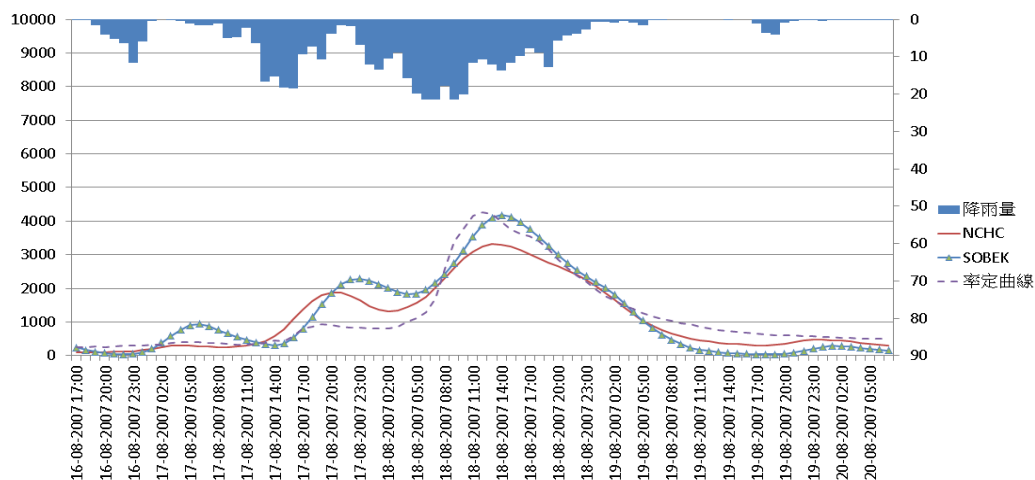


圖 5 蘭陽溪蘭陽大橋 2007 聖帕颱風兩種水文模式流量率定成果

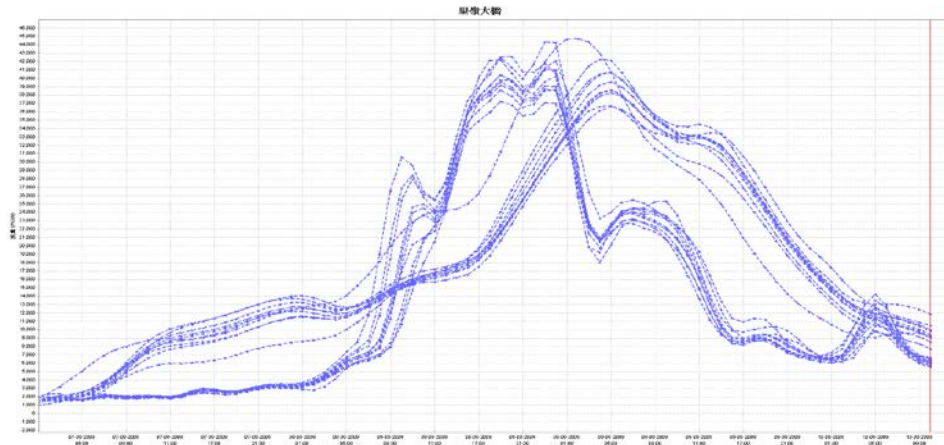


圖 6 利用 10 組集水區降雨量與 2 組水文模式產生之計算成果

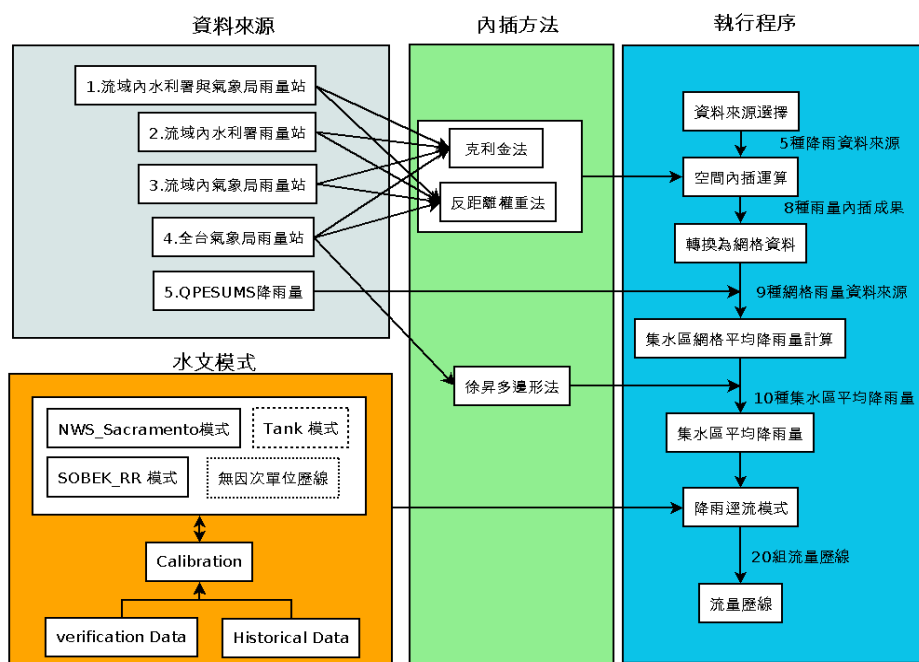


圖 7 流量系集模擬架構

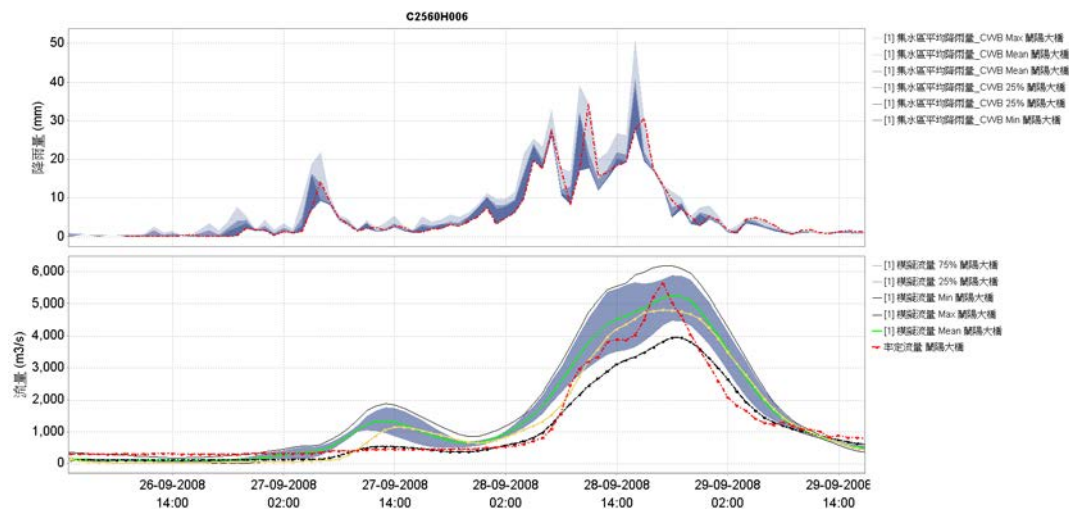


圖 8 蘭陽溪蘭陽大橋集水區降雨量與流量系集模擬成果展示

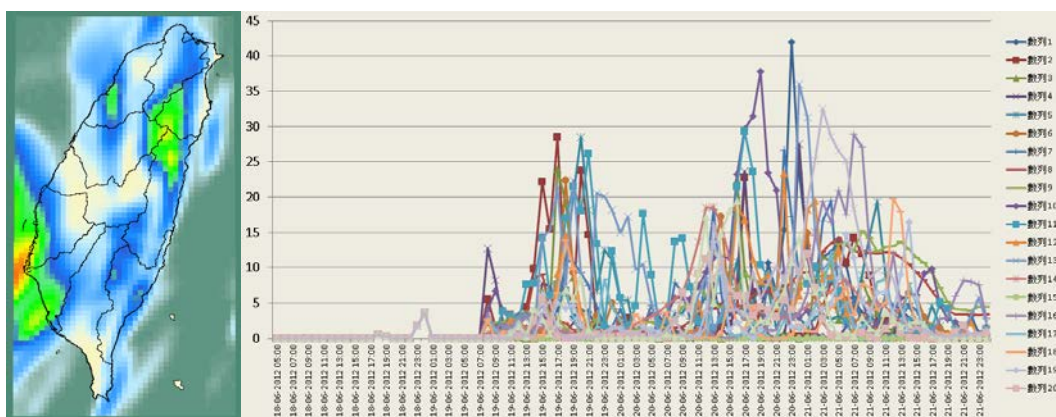


圖 9 颱洪中心定量降雨系集預報實驗 WRF 資料範圍與集水區預報成果

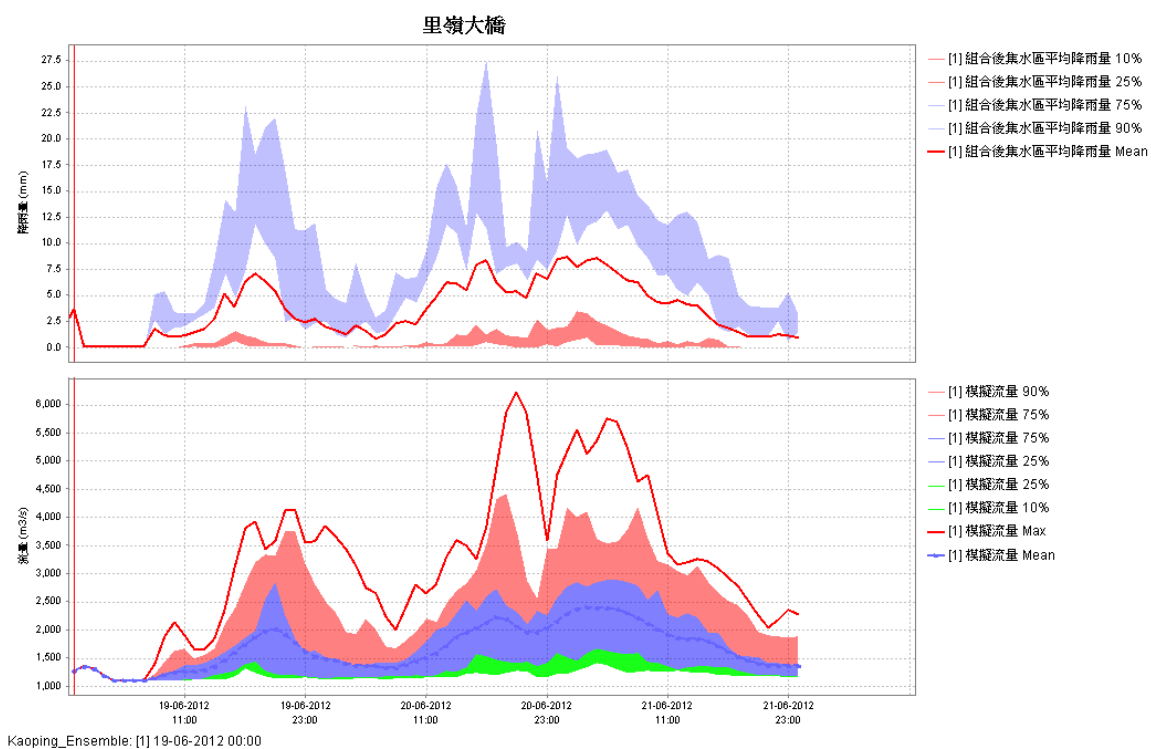


圖 10 使用系集預報降雨量搭配水文模式提供的流量預報展示資訊

曾文溪流域之極端降雨分析

朱蘭芬¹ 陳永明¹ 魏曉萍¹ 朱容練¹ 謝佳穎¹

國家災害防救科技中心¹

摘 要

近年來利用全球氣候模式(Global Climate Models, GCMs)之預測結果作為氣候變遷與調適策略之參考依據已經成為一種趨勢，但是GCMs的模式受到技術上的限制，對於地形複雜的當地氣候，仍有不足的地方。因此，利用統計、動力降尺度的方法便成為一個替代的方式，其中統計降尺度所使用的工具中又以天氣衍生器(weather generator)的方法最常被使用。因此，本文主要利用極端值理論來分析LARS-WG(weather generator)按照TCCIP之全台5公里網格區域位置衍生所有AR4之24GCM模式排放情境之近、遠未來之日降雨資料，來探討南部地區曾文溪流域之極端降雨情況。

關鍵字：極端值理論、衍生器、LARS-WG、極端降雨

一、前言

近年來全球暖化的現象提高了水循環速度，造成了全球不正常甚至極端降雨的情況發生，全球極端降雨發生的頻率也似乎有提高的趨勢。台灣也不例外。台灣年雨量是世界平均值的3倍，每年約有2,500 mm以上的雨量，但由於地狹人稠、山坡陡峻，大部分的降雨皆流入海洋，致使每人每年實際可分配到的降雨量不如預期的多，僅占世界平均值的七分之一。

根據台灣氣候變遷科學報告2011指出：2000年以後，平均每年就會有一個嚴重的颱風侵襲台灣，此極端的水文事件頻率增加，隨之而來的便是複合性災害的議題，加上乾季更乾、濕季更濕的兩極化的態勢與經濟發展與人口持續成長，缺水的問題、水資源調配將成為未來氣候變遷的重要的議題。因此，瞭解降雨變異以及其在時間、空間的差異，將使我們能更有效率研擬水資源調適策略、將極端的降雨、或者乾濕季降雨不均的所帶來的負面社會成本降至最低。

近年來利用全球氣候模式(Global Climate Models, GCMs)之預測結果作為氣候變遷與調適策略之參考依據已經成為一種趨勢。TCCIP計畫一方面發展台灣地區氣候變遷降尺度的技術，一方面依據現有資源、技術與能力產製適用於台灣地區之降尺度資料，不論在動力降尺度資料或是統計降尺度資料產製皆有相當豐碩的成果。這些資料已陸續提供給下游端之需求者應用，TCCIP計畫第二階段更將推廣於農糧、公衛、海岸、坡地等領域進一步的分析應用。然而，藉由統計分析來比對產製資料與觀測資料之間的差異或分析結果，不僅可回饋給TCCIP計畫檢討修正，亦能豐富台灣在氣候變遷的相關研究。基於此動機，本文使用TCCIP提供全台統計降尺度5公里解析度之75個網格點，並利用LARS-WG(weather generator)的方法，衍生全台5公里網格區域所有AR4之24GCM模式排放情境之

近、遠未來之日降雨資料，來探討南部地區曾文溪流域之極端降雨情況。

二、研究方法

(一) 極端值理論

本研究結合極端值理論以及LARS-WG的方法來分析曾文溪流域之極端降雨情況。在極端值理論的部分，本文採用區域最大值法，將每年最大日降雨量挑出來，作為分析極端降雨的時間序列資料。Von Mises(1954)和Jenkinson(1955)提出極端值理論之一般化式子，如(1)。

$$(z) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{z-u}{\sigma} \right) \right]^{-1/\xi} \right\} \quad (1)$$

上式， u 、 σ 、 ξ 分別為位置(location)、規模(scale)、形狀(shape)或尾端指數(tail index)參數。位置參數用來決定分配的中心位置，規模參數則用來決判斷分的離散程度，形狀參數則是決定尾部分配的型態。當形狀參數大於0或是小於0時，則(2)式分別簡化為Fréchet與Weibull分配；當規模參數等於0時，(1)式簡化為Gumbel分配(Coles, 2001)，如下：

$$G(z) = \exp \left\{ - \exp \left[- \left(\frac{z-u}{\sigma} \right) \right] \right\}, \quad -\infty < z < \infty; \quad (2)$$

本研究利用最大似法(Maximum likelihood method)來推估(1)與(2)，最大似似函數的推估是以準牛頓反覆迭代法(quasi-Newton iterative algorithm)完成。概似率(likelihood ratio)則是挑選最適機率分配的準則。

(二) LARS-WG

LARS-WG的天氣衍生器為一種產生隨機天氣變數為因子的合成天氣日資料時間序列之統計模型，理論上可衍生該測站點之無限長度合成時間序列的氣象資料(Semenov & Barrow, 1997)。

LARS-WG天氣衍生器利用累積概率分佈函數(probability distribution function, PDF)定義半經驗分布模型(semi-empirical distribution, SED)模擬降雨與乾濕序列，且依乾濕期長度、日降水量和

日輻射的半經驗分布衍生資料，相對於WGEN，LARS-WG天氣衍生器較適合應用於台灣地區氣候的評估(Semenov, Brooks, Barrow & Richardson, 1998)。

在LARS-WG衍生天氣數據過程可分為三個不同的步驟：

1. 校正：測站分析→進行氣象觀測數據分析，以決定其統計參數檔。
2. 驗證：Q檢定→進行觀測和合成天氣數據的統計特徵分析，以確定是否有任何統計中顯著性差異，統計資料如附表2。
3. 衍生統計參數與輸出資料：繁衍器→統計參數文件檔來自天氣觀測數據，在模式校正過程中用於產生合成天氣數據，其具有與原始觀測數據相同的統計特性，但逐日的天氣並不相同。

本研究使用TCCIP提供全台灣統計降尺度5公里解析度之75個網格點與其高程，網格位置、高程與輸入參數，並輸入歷史基期(1980~1999逐日天氣資料)，衍生曾文溪流域日資料近未來(2020~2039)、遠未來(2080~2099)之A1B情境下24種模式之逐日時間序列。衍生資料所挑選之網格點以鄰近曾文溪流域之雨量觀測站為主，包括網格編號420(靠近善化站)、網格編號732(靠近左鎮)、網格編號736(靠近王爺宮)、網格編號1048(靠近表湖)等點位。

三、分析結果

表1為1989-2010年曾文溪流域雨量觀測站之統相關資料。本研究選用玉井、善化、曾文、表湖、左鎮、王爺宮、環湖與楠西等測站之歷史資料作為現階段雨量之觀察值，而利用LARS-WG來衍生A1B情境下24種模式近未來、遠未來之日降雨資料，但僅針對9個豐越豐、枯越枯模型之極端降雨量予以分析。本文所定義雨量之極大值為每年觀測值(或衍生資料)之日降雨量最大值。圖1為LAS-WG所衍生的四格網點的位置。

表1 1989-2010年曾文溪流資料

測站	經度	緯度	高程(m)	最高降水量(mm/day)
玉井	23.07	120.27	42	268.50
善化	23.06	120.17	9	226.00
曾文	23.13	120.29	174	446.5
表湖	23.15	120.39	1163	429.50
左鎮	23.03	120.23	30	487.00
王爺宮	23.13	120.23	144	576.50
環湖	23.09	120.24	44	707.50
楠西	23.11	120.28	150	703.50
測站 420	23.05	120.25	0	337.89

測站 732	23.05	120.45	0	291.22
測站 736	23.25	120.45	61.34	346.65
測站 1048	23.25	120.65	528	416.7

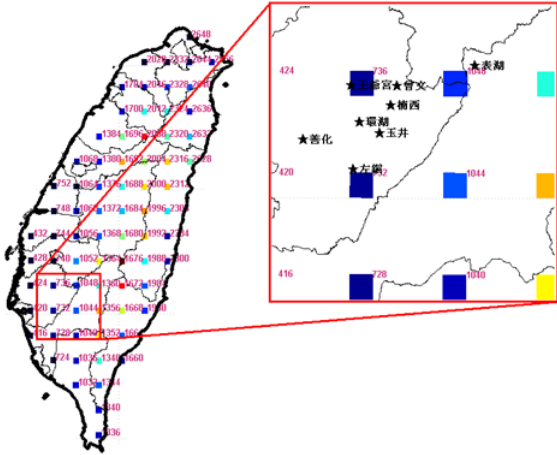


圖1 LARS-WG衍生之網格資料點位

A1B情境下

表2為1989-2010年曾文溪流域雨量測站之極端雨量配適結果。研究結果發現玉井、善化、曾文、表湖與環湖適合利用GEV分配來配適極端降的情況；左鎮、王爺宮、環湖、楠西則適合利用Gumbel來配適極端降雨的情況。

表2 1989-2010年曾文溪流域之極端雨量配適結果

測站	模型	$\hat{\mu}(SE)$	$\sigma(SE)$	$\xi(SE)$	概似函數值
玉井	GEV	63.68 (5.47)	23.36 (6.67)		124.87
善化	GEV	54.65 (6.30)	27.60 (6.04)	0.48 (0.18)	124.21
曾文	GEV	82.57 (9.73)	40.57 (10.12)	0.62 (0.24)	135.19
表湖	GEV	52.58 (5.36)	21.83 (7.66)	1.17 (0.33)	126.87
左鎮	Gumbel	195.61 (18.06)	84.15 (13.72)		144.61
王爺宮	Gumbel	179.51 (17.39)	81.84 (14.08)		145.45
環湖	GEV	194.94 (18.46)	78.88 (15.80)	0.32 (0.19)	148.99
楠西	Gumbel	224.26 (21.80)	102.49 (1.63)		150.78

註：由於篇幅限制，本研究僅列出最佳配適結果

表3、表4分別表示測站736、732之近未來、遠未來之極端降雨情況以及測站420與測站1408之近未來、遠未來之極端降雨情況。由表3的配適結果得知測站736之9個豐越豐、枯越枯的模型中，N1、N2、N3、N5與N9等5個模型所配適出近、遠未來之極端降雨皆有增加的現象；測站732之9個豐越豐、枯越枯的模型中N2、N4與N9等4個模型所配適出近、遠未來之極端降雨有增加的趨勢；測站420之9個豐越

豐、枯越枯的模型中N1、N2、M3、N4、N7以及N9等6個模型所配適出來近、遠未來之極端降雨有增加的趨勢；測站1408之9個豐越豐、枯越枯的模型中N2、N4、N6、N7以及N9等5個模型所配適出來近、遠未來之極端降雨有增加的趨勢。代表台灣豐越豐、枯越枯的9個模型中，僅N2與N9兩個模型所配適出來的極端降雨情況在四個網格測站中皆有一致的結果。

四、 結論

本文利用極端值理論來分析曾文溪流域傳統雨量觀測站，以及LARS-WG按照TCCIP之全台5公里網格區域位置衍生所有AR4之24GCM模式排放情境之近、遠未來之日降雨資料，探討曾文溪流域現況與未來之極端降雨情況。

極端理論的分析的傳統雨量觀測站的結果得知曾文溪流域玉井、善化、曾文、表湖等四個測站適合利用GEV的分配來配適極端降雨量的情況；左鎮、王爺宮、環湖、楠西則適合利用Gumbel分配來配適。

由於無法事先得知未來極端降雨情況，故使用TCCIP提供全台灣統計降尺度5公里解析度之75個網格點，以LARS-WG衍生靠近上述傳統雨量觀測站之日雨量資料，並以此代表該流域未來的情境。LARS-WG所使用得資料來自於TCCIP計畫5公里解析度之75個網格點。衍生的資料以A1B情境下24個GCM模式近、遠未來之日降雨資料為主。由於TCCIP計劃已依照台灣豐越豐、枯越枯的降雨特性將此24GCM模型挑選9個代表性的模型，故本文僅針對此9個模型分析極端降雨量之情況。

分析的結果發現在這9個豐越豐、枯越枯的模型中，測站736之N1、N2、N3、N5與N9等5個模型所配適出近、遠未來之極端降雨皆有增加的現象；測站736之N4、N2、N4與N9等4個模型所配適出近、遠未來之極端降雨有增加的趨勢；測站420之N1、N2、M3、N4、N7以及N9等6個模型所配適出近、遠未來之極端降雨有增加的趨勢；測站1408之9個豐越豐、枯越枯的模型中N2、N4、N6、N7以及N9等5個模型所配適出近、遠未來之極端降雨有增加的趨勢。就此9個豐越豐、枯越枯的模型中，僅N2與N9兩個模型所配適出來的極端降雨情況在四個網格測站中皆有一致的結果。

五、 參考文獻

Jenkinson, A. F., 1955, "The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of

meteorological elements", Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 81, 158–171.

von Mises, R., 1954. "La distribution de la plus grande de n valeurs. In: Selected Papers," vol. II. American Mathematical Society, Providence, RI, USA, pp. 271–294.

Coles, S., 2001. An introduction to statistical modeling of extreme values, Springer Series in Statistics, Springer Verlag London.

Racsko P., Szeidl L. & Semenov M. (1991): A serial approach to local stochastic weather models. Ecological Modelling 57, 27-41.

Semenov M.A. and Barrow E.M., 1997. "Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios", Climatic Change 35, 397-414.

Semenov M.A., Brooks R.J., Barrow E.M. and Richardson C.W., 1998. "Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators in diverse climates", Climate Research 10, 95-107.

表3 測站736、732之近未來、遠未來之極端降雨情況

測站 736				測站 732	
測站	期間	$\hat{\mu}$ (SE)	σ (SE)	$\hat{\mu}$ (SE)	σ (SE)
N1	2020-2039	293.67 (11.39)	48.67 (8.82)	264.36 (13.15)	56.06 (10.55)
F1	2080-2099	294.61 (12.35)	52.34 (9.12)	273.20 (11.83)	50.00 (8.38)
N2	2020-2039	298.87 (11.08)	46.79 (7.73)	247.98 (11.47)	48.47 (8.25)
F2	2080-2099	302.16 (15.00)	63.16 (10.53)	265.87 (14.22)	60.05 (10.57)
N3	2020-2039	289.09 (9.49)	40.40 (7.06)	266.55 (12.61)	53.56 (9.41)
F3	2080-2099	302.55 (14.19)	60.13 (10.60)	258.51 (12.25)	51.68 (8.78)
N4	2020-2039	291.57 (8.62)	36.35 (6.16)	251.50 (14.74)	62.61 (11.28)
F4	2080-2099	291.04 (8.47)	35.89 (6.29)	259.24 (11.21)	47.73 (8.26)
N5	2020-2039	293.62 (7.90)	33.73 (6.14)	266.37 (13.12)	55.30 (9.09)
F5	2080-2099	304.10 (10.07)	42.94 (7.84)	261.0 (13.28)	56.04 (9.69)
N6	2020-2039	301.88 (10.70)	45.52 (8.38)	272.12 (12.92)	54.53 (9.01)
F6	2080-2099	279.29 (8.54)	36.18 (6.37)	252.15 (13.42)	56.78 (10.00)
N7	2020-2039	290.08 (9.43)	39.88 (6.83)	249.34 (10.28)	43.40 (7.20)
F7	2080-2099	285.51 (7.31)	31.08 (5.40)	243.78 (10.85)	45.82 (7.77)
N8	2020-2039	296.13 (9.38)	39.87 (6.88)	278.43 (13.42)	56.86 (10.03)
F8	2080-2099	290.04 (9.84)	42.00 (7.86)	270.91 (11.96)	50.70 (8.92)
N9	2020-2039	283.94 (12.83)	54.23 (8.88)	279.97 (14.13)	59.73 (10.08)
F9	2080-2099	299.19 (7.60)	32.18 (5.52)	263.34 (13.46)	57.06 (10.27)

註：N1-N9分別表示2020-2039 之bccr_bcm2_0_change.csv'、cccma_cgcm3_1_change.csv'、csiro_mk3_5_change.csv'、inmcm3_0_change.csv'、ipsl_cm4_change.csv'、miroc3_2_hires_change.csv'、mri_cgcm2_3_2a_change.csv'、ncar_pcm1_change.csv'、ukmo_hadgem1_change.csv'等模型；F1-F9分別表示2080-2099 之bccr_bcm2_0_change.csv'、cccma_cgcm3_1_change.csv'、csiro_mk3_5_change.csv'、inmcm3_0_change.csv'、ipsl_cm4_change.csv'、miroc3_2_hires_change.csv'、mri_cgcm2_3_2a_change.csv'、ncar_pcm1_change.csv'、ukmo_hadgem1_change.csv'等模型

表4 測站420與測站1408之近未來、遠未來之極端降雨情況

測站 420				測站 1408			
測站	期間	$\hat{\mu}$ (SE)	σ (SE)	ξ (SE)	$\hat{\mu}$ (SE)	σ (SE)	ξ (SE)
N1	2020-2039	262.30 (18.44)	72.06 (13.42)	-0.21 (0.19)	390.96 (0.00)	--	--
F1	2080-2099	304.86 (15.92)	64.02 (11.78)	-0.40 (0.16)	368.03 (19.58)	78.80 (14.91)	-0.44 (0.17)

N2	2020-2039	302.75 (12.18)	50.66 (7.79)	-0.26 (0.09)	391.06 (13.09)	48.42 (10.14)	-0.19 (0.25)
F2	2080-2099	329.11 (17.03)	68.50 (14.95)	-0.64 (0.21)	408.56 (16.84)	69.16 (14.94)	-0.71 (0.18)
N3	2020-2039	308.16 (13.68)	55.12 (9.79)	-0.31 (0.15)	415.93 (14.94)	60.48 (13.41)	-0.66 (0.20)
F3	2080-2099	308.23 (19.47)	76.25 (14.12)	-0.14 (0.18)	344.65 (21.72)	87.37 (18.12)	-0.56 (0.19)
N4	2020-2039	306.14 (18.70)	73.31 (14.86)	-0.41 (0.20)	383.20 (0.00)	--	--
F4	2080-2099	330.11 (16.99)	69.30 (11.79)	-0.28 (0.13)	380.68 (17.84)	71.27 (13.09)	-0.31 (0.16)
N5	2020-2039	320.42 (11.79)	48.49 (7.92)	0.07 (0.11)	401.28 (17.58)	72.17 (14.26)	-0.59 (0.16)
F5	2080-2099	311.64	--	--	387.58 (23.85)	98.19 (18.05)	-0.50 (0.14)
N6	2020-2039	277.1 (14.73)	54.07 (11.52)	0.08 (0.25)	385.11 (17.64)	73.00 (11.80)	-0.33 (0.10)
F6	2080-2099	295.53 (14.56)	57.95 (10.39)	-0.22 (0.16)	395.63 (15.90)	65.36 (10.80)	-0.29 (0.11)
N7	2020-2039	298.81 (16.45)	66.20 (11.52)	-0.10 (0.14)	378.77 (19.53)	78.91 (16.29)	-0.60 (0.19)
F7	2080-2099	306.48 (15.66)	62.23 (11.17)	-0.07 (0.16)	417.81 (15.42)	63.52 (11.76)	0.52 (0.14)
N8	2020-2039	311.07 (16.79)	69.43 (11.89)	-0.43 (0.12)	373.42 (22.28)	91.80 (16.54)	-0.47 (0.13)
F8	2080-2099	309.77 (12.06)	49.29 (8.24)	-0.04 (0.11)	394.96 (14.44)	58.46 (12.49)	-0.62 (0.19)
N9	2020-2039	293.03 (19.68)	76.93 (14.81)	-0.33 (0.20)	378.01 (18.61)	76.65 (17.24)	-0.76 (0.19)
F9	2080-2099	304.66 (12.83)	51.40 (9.90)	-0.43 (0.18)	415.70 (13.33)	54.16 (10.09)	-0.48 (0.16)

註：N1-N9分別表示2020-2039 之bccr_bcm2_0_change.csv'、cccma_cgcm3_1_change.csv'、csiro_mk3_5_change.csv'、inmcm3_0_change.csv'、ipsl_cm4_change.csv'、miroc3_2_hires_change.csv'、mri_cgcm2_3_2a_change.csv'、ncar_pcm1_change.csv'、ukmo_hadgem1_change.csv'等模型；F1-F9分別表示2080-2099 之bccr_bcm2_0_change.csv'、cccma_cgcm3_1_change.csv'、csiro_mk3_5_change.csv'、inmcm3_0_change.csv'、ipsl_cm4_change.csv'、miroc3_2_hires_change.csv'、mri_cgcm2_3_2a_change.csv'、ncar_pcm1_change.csv'、ukmo_hadgem1_change.csv'等模型

冬半年台灣東北部致災降雨事件之天氣類型分析

龔楚嫻 于宜強 李宗融 林李耀
國家災害防救科技中心

摘 要

台灣地區冬半年受東北季風影響，迎風面之台灣東北部與花蓮地區常有較大雨勢出現，時而導致蘇花或北海岸公路崩塌災害的發生。為了解東北部冬半年致災降雨的特性與成因，本研究針對台灣東北部縣市（台北市、新北市、基隆市、宜蘭縣與花蓮縣），進行近20年每年冬半年（10月到隔年3月）之短延時（1、3、6小時）與長延時（12、24小時）致災降雨事件特性分析，並藉由進行致災降雨之天氣型態分析，探討致災天氣類型之類別與氣象成因。

研究結果顯示，冬半年東北部之短延時致災降雨事件最易發生於10月與11月，多半是受到東北風、熱帶擾動與東北季風共伴效應、鋒面過境或者熱帶擾動侵台等影響所造成。其中，東北季風時常造成1小時左右的短延時致災降雨；而長延時致災降雨只發生於10~12月，其降雨主要是颱風（或熱帶低壓）與東北季風共伴效應或颱風直接侵台所導致。東北部縣市中，以宜蘭縣最易發生致災降雨事件，尤其該縣最常於10月份因東北季風共伴效應影響，於古魯、蘇澳與牛鬥等地發生劇烈降雨；而花蓮縣的致災降雨事件，則最常發生在颱風侵台期間。此外，宜蘭縣較常因東北季風影響而發生1小時左右的致災降雨事件，而較長延時的致災降雨事件則最常受到共伴效應或熱帶擾動的影響。而對於花蓮縣與新北市之長延時致災降雨，熱帶擾動是最主要的致災降雨成因。此外，新北市的短延時致災降雨，也易受到鋒面及其他天氣之影響。由此研究，我們可以了解造成台灣東北各縣的致災降雨天氣類型之差異與成因，作為該地區災害監測與防減災操作之參考。

關鍵字：短延時致災降雨、長延時致災降雨、東北季風、共伴效應

一、前言

台灣冬半年受東北季風影響，位於迎風面的台灣東北部與花蓮地區常有較大雨勢出現，並不時可聽聞雨量過大導致蘇花或北海岸公路崩塌災害的發生。2012年12月中，豪雨造成路基嚴重掏空，導致蘇花公路封閉雙向車道，共費時42天才完成搶通，對觀光發展與農業運輸帶來不小的衝擊。

張等（1995）分析1985~1994年間宜蘭發生豪雨的個案，歸納造成宜蘭地區豪雨的可能原因如下：

（1）暖平流輸入；（2）地形效應；（3）東北風和東南風在此區域合流及（4）中尺度對流系統影響。葉與林（2004）使用MM5模擬3個宜蘭地區發生豪大雨的個案，結果顯示東北風流經宜蘭西面的地形迎風坡時會發生分流，並在宜蘭西方及東南方斜坡上與東北向的盛行風場會合，造成輻合抬升而導致較強降雨。此外，東北季風與颱風外圍環流共伴亦常導致東北部地區的豪大雨，李等（2007）分析與東北季風共伴導致台灣北部豪雨的颱風路徑特徵，結果顯示其路徑可概分為二類，一為由東向西經巴士海峽，另一則為由台灣東方近海北上。相關研究皆有助於了解冬季東北部強降雨的成因與其物理過程。

多數研究是針對豪大雨個案進行討論，為滿足防災風險操作的需求，歷史極端強降雨事件的特性

統計成為一重要課題。因此，本研究嘗試建立致災降雨事件簿，並首先針對台灣冬季常發生道路災害的東北部地區（台北市、新北市、基隆市、宜蘭縣與花蓮縣），進行近20年每年10月到隔年3月之致災降雨事件特性分析，並藉由進行致災降雨之天氣型態分析，探討致災天氣類型之類別與氣象成因。

二、資料來源與研究方法

現行氣象局預報作業中，豪大雨是以日雨量作為定義，在有1小時雨量達15毫米情況下，日雨量達50毫米稱為大雨、達130毫米稱為豪雨、達200毫米與350毫米分別為大豪雨與超大豪雨。為符合防災操作需求，本研究分析鄉鎮淹水雨坡地災害警戒雨量值與過去災害之降雨特性，並參考氣象局豪大雨日雨量門檻值，分別定義短延時（1、3、6小時）與長延時（12、24小時）的致災降雨門檻值（表一），其中，因考量淹水與坡地災害的差異，設定兩個24小時致災降雨門檻值，分別為350毫米與600毫米。

本研究首先使用氣象局傳統測站與自動雨量站共482個測站雨量資料，建立1992~2011年之全台致災降雨事件簿。並針對宜蘭縣、花蓮縣、台北市、新北市與基隆市等位於台灣東北部一帶的縣市，進一步篩選出冬半年東北部縣市之致災降雨事件。此外，本研究利用氣象局之地面天氣圖、GMS與MTSAT

紅外線衛星雲圖以及氣象局每日發布之天氣概述資訊，主觀判斷事件當日台灣附近之天氣型態，藉以瞭解造成致災降雨之天氣型態。

分析冬半年間影響台灣東北部縣市致災降雨之天氣型態，主要可分為以下幾類：（1）鋒面：包含冬季與春季之鋒面；（2）熱帶擾動：包含颱風、熱帶低壓以及低壓；（3）東北季風：大陸冷高壓影響下之東北季風；（4）熱帶擾動與東北季風共伴（以下簡稱共伴效應）：颱風或熱帶低壓環流與東北季風產生共伴，若事件發生時已發布陸上颱風警報，則該事件歸類為熱帶擾動影響；（5）其他：包含華南雲雨帶影響或沒有受到顯著天氣系統影響之對流性降水等。本文將分別探討上述五種天氣型態下致災降雨之時間與空間分佈特徵。

三、冬半年各類天氣影響下之致災降雨

統計1992～2011年冬半年（10月～隔年3月）期間全台與東北部縣市之致災降雨事件發生日數（表二），20年間共有333日台灣地區曾發生時雨量大於50毫米的致災降雨，其中約有6成（201日）曾於東北部縣市發生1小時致災降雨事件，平均每個冬半年約有10日。對於較大延時的降雨事件，東北部與全台發生日數比更高達8成以上，顯示冬半年間台灣東北部縣市為致災降雨發生的主要區域，突顯該地區致災降雨研究之重要性。

分析冬半年東北部縣市之致災降雨事件受各類型天氣影響之日數比例（圖一），顯示1小時致災降雨事件發生日中，有33%受到東北季風影響，26%為鋒面通過所造成，19%則為無明顯天氣系統影響的局部對流；3小時致災降雨大多受東北季風(27%)與共伴效應(25%)影響。而較長延時的致災降雨事件(6、12與24小時)則主要是因共伴效應或熱帶擾動直接侵襲所造成，其單純只受冷高壓東北季風影響的日數比重逐漸減低。以24小時600毫米的長延時致災降雨事件來說，降雨只來自於共伴效應或熱帶擾動直接侵襲之情形。

探討冬半年東北部縣市各延時致災降雨事件的平均雨量(圖二)，短致災降雨事件的平均降雨強度為81mm/hr、182mm/3hr與293mm/6hr，長延時致災降雨事件平均降雨強度則為514mm/12hr，588mm/24hr(以350mm事件篩選門檻時)，776mm/24hr(以600mm事件篩選門檻時)。由圖二討論不同天氣系統影響之降雨強度，結果顯示，無論是何種致災降雨事件類型，皆是熱帶擾動所帶來的降雨強度最強，其雨量約為各延時致災降雨事件（含熱帶擾動影響事件）平均雨量的1.2倍；其次，共伴效應影響時，也有較大的平均雨量。

四、致災降雨之時間分佈特性

分析20年來東北部縣市在冬半年各月份之各種延時致災降雨事件的發生日數（圖三），結果顯示10月最常發生致災降雨事件，11月次之。此外，短延時致災降雨事件也常於2月份發生；而長延時致災降雨則僅發生於10～12月。分析影響各月份之各延時致災降雨事件的天氣類型，其結果與圖一相似，故在此不多加贅述。

探討冬半年期間全台致災降雨事件的最大雨量紀錄（表三），各延時之最大降雨均發生於10月份，其中2010年10月因受到梅姬颱風與東北季風共伴影響，宜蘭縣蘇澳站創下冬半年1、3、6、12小時的最大降雨紀錄，其降雨量高達181.5mm/hr、444mm/3hr、645mm/6hr與861mm/12hr。而24小時之最大降雨紀錄則發生於2009年10月芭瑪颱風海上警報期間，24小時累積雨量達1198.5毫米，此事件也是由於颱風外圍環流與東北季風產生共伴所造成。顯示颱風與東北季風共伴之現象，是冬半年期間的研究與防災的重點。

雖然歷史最大降雨皆發生於10月，但探討各種延時致災降雨事件之各月平均雨量（圖四），可發現12月份較長延時的致災降雨平均雨量普遍高於10月。主要應是由於12月份致災降雨個案不多，但個案多為累積雨量極大的颱風侵襲或共伴效應影響事件；而10月份的致災降雨事件雖多，卻有許多致災降雨事件是只受東北季風影響或台灣附近無明顯天氣系統之情況，其累積降雨不如共伴效應或颱風侵襲來得多。而短延時致災降雨事件之平均雨量分析顯示，1小時致災降雨事件以2月份之平均雨量最大，主要是受到東北季風或鋒面影響所致；3小時致災降雨事件則在10月有最大的平均雨量，主要的影響天氣類型為共伴效應及颱風侵襲。

分別統計冬半年東北部縣市在各年份致災降雨事件的發生日數，並探討各類天氣影響下，各類致災降雨的年際變化(圖五)。結果顯示，1996～1998年最常有致災降雨發生，2002～2003年則最少(圖五a)，此現象在各天氣影響下的日數統計圖中也能看到(圖五b～f)。相較於過去，2007年至今之致災降雨事件發生日數增多，且增多主要顯現於東北季風、熱帶擾動與共伴效應等天氣影響下的事件(圖五b～d)。此外，近幾年在鋒面與其他天氣影響下發生之致災事件，似乎較為減少(圖五e, f)。

五、致災降雨之空間分佈特性

討論東北部各縣市在冬半年的致災降雨發生日數（圖六），發生於宜蘭地區之致災降雨事件遠多於其他縣市，其次為新北市與花蓮縣。宜蘭境內，以位於蘭陽平原南側之大同鄉古魯、牛鬥、冬山鄉新寮與蘇澳鎮之蘇澳等站最常發生致災降雨(測站位

置可參見圖九)，此主要是因為東北風流經宜蘭西面的地形迎風坡時發生分流，在宜蘭西方及東南方斜坡上與東北向的盛行風場會合後產生強對流（葉與林 2004）所致。而新北市易於石門區富貴角、金山區三和與烏來區下盆等站發生致災降雨；花蓮縣則易於秀林鄉的布洛灣、天祥與和中等站發生致災降雨事件。分析冬半年東北部各縣市之致災事件平均雨量（圖七），對於1小時與3小時致災降雨事件，新北市的平均雨量最大，花蓮縣次之；對於長延時的致災降雨事件，則以花蓮縣之平均雨量最大，其次依序為宜蘭縣、新北市。

針對致災降雨事件較多且雨量較大的宜蘭縣、花蓮縣與新北市，進一步討論各類天氣系統對其境內致災降雨事件的影響（圖八）。分析顯示，對於宜蘭縣（圖八a），致災降雨延時越長者，共伴效應與熱帶擾動的影響日數比例越高，而1小時致災降雨事件則較常受到東北季風影響而發生。宜蘭縣各延時之平均雨量在受到熱帶擾動與共伴效應影響時較高，其中熱帶擾動造成的雨勢最大（圖八b）。

對於花蓮縣而言，熱帶擾動影響日數比例明顯高於宜蘭縣者（圖八c），平均雨量分析也顯示，熱帶擾動對於花蓮地區的致災降雨強度影響極大（圖八d），尤其此情形在長延時致災降雨事件中更為顯著。至於新北市的分析顯示（圖八e, f），其短延時致災降雨受到鋒面及其他天氣之影響比例高於其他兩縣，且常因其他天氣之影響而有較高的累積雨量。而在長延時降雨部分，新北市最常受到熱帶擾動的影響而發生致災降雨，東北季風的影響比例極少，較大雨量則主要來自於熱帶擾動的貢獻。

六、結論

本研究針對台灣東北部地區（台北市、新北市、基隆市、宜蘭縣與花蓮縣），分析近20年來冬半年（10月到隔年3月）之各延時（1、3、6、12與24小時）致災降雨事件，並探討造成致災降雨事件的天氣類型特性。分析顯示，冬半年致災降雨最易發生於10~11月，影響致災降雨事件的天氣類型主要為東北風、熱帶擾動、熱帶擾動與東北季風之共伴效應或鋒面過境等類型。其中，東北季風時常造成1小時左右的短延時致災降雨；而24小時致災降雨則只發生於

10~12月，其主要天氣類型為熱帶擾動與東北季風共伴效應或颱風直接侵台所導致。

統計全台近20年之冬半年（10月到隔年3月）致災降雨事件，有6~8成以上發生於東北部。其中，宜蘭縣的發生日數最遠高於其他縣市，其次為新北市與花蓮縣。分析上述三縣市的致災降雨日數，結果顯示宜蘭縣較常因東北季風影響而發生1小時左右的致災降雨事件，而較大延時的致災降雨事件則最常受到共伴效應或熱帶擾動的影響。而對於花蓮縣與新北市之長延時致災降雨，熱帶擾動是最主要的致災降雨成因，共伴效應的影響相對較弱。此外，新北市的短延時致災降雨，較其他兩縣更容易受到鋒面及其他天氣之影響。

分析冬半年的雨量紀錄，各延時之最大降雨紀錄均發生於宜蘭縣，主要皆是由於10月份颱風（2010梅姬與2009年芭瑪）之環流與東北季風共伴引起。顯示颱風與東北季風共伴造成的驚人雨勢，是冬半年期間的研究與防災重點。討論冬半年東北部致災降雨事件之平均雨量，結果顯示，熱帶擾動是造成各縣市各延時較大雨勢的主要因素，且熱帶擾動影響之事件平均雨量約為所有事件的1.2倍。此外，對於宜蘭縣之事件，共伴效應也是造成較大雨勢的一大原因，其平均降雨強度不亞於熱帶擾動。

各類致災降雨的年際變化分析顯示，1996~1998年最常有致災降雨發生，2002~2003年則最少。相較於過去，2007年至今之致災降雨事件發生日數增多，且增多主要顯現於東北季風、熱帶擾動與共伴效應等天氣影響下的事件。

本研究之各項成果顯示冬半年台灣東北部在防災時空重點，提供防減災研究工作者參考與應用。

參考文獻

- 李清勝、羅英哲、張龍耀，2007：琳恩颱風(1987)與東北季風交互作用產生強降水之研究。《大氣科學》，35，13-34。
- 葉嘉靜與林市練，2004：宜蘭地區秋冬季豪大雨特性之研究。《天氣分析與預報研討會論文彙編》，685-691。
- 張耀升、陳台琦、陳景森，1995：宜蘭地區連續降水初步探討。《氣象預報與分析》，144，11-20。

表一 各降雨延時之致災降雨門檻值。

降雨延時	致災降雨 門檻值(毫米)
1 小時	50
3 小時	130
6 小時	200
12 小時	350
24 小時	350
24 小時	600

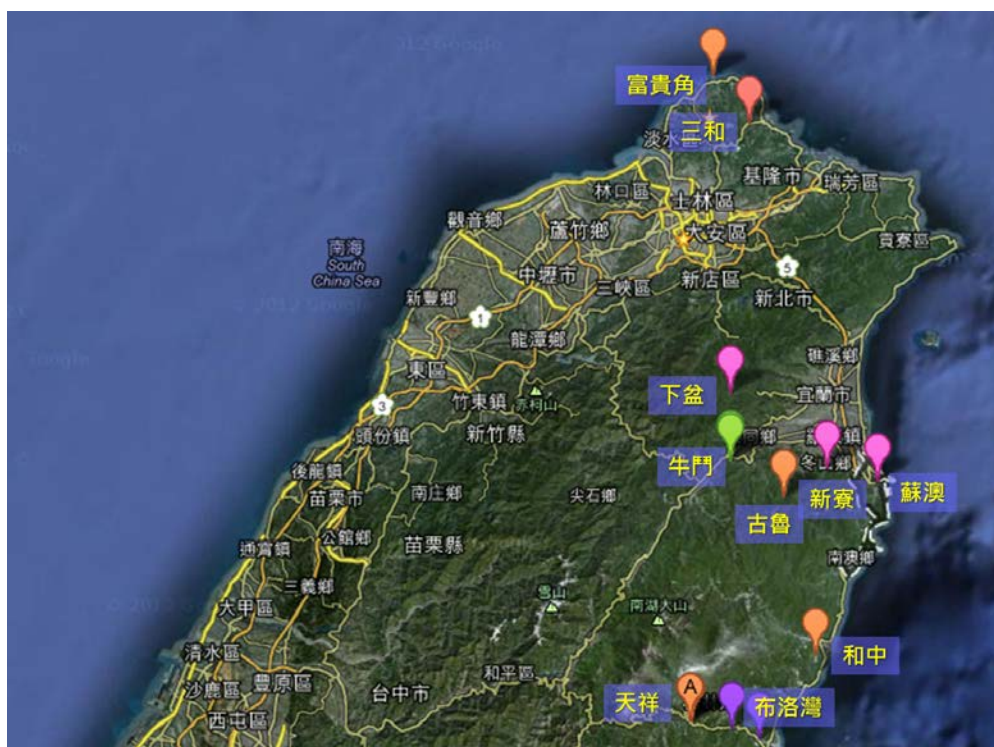
表二 1992~2011 年冬半年期間全台與東北部縣市之致災降雨事件

發生日數與兩者之比值。

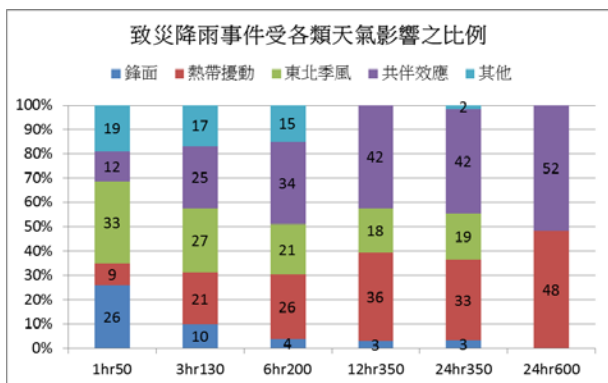
降雨延時	全台致災降雨 發生日數(日)	東北部致災降雨 發生日數(日)	東北部與全台 發生日數比(%)
1 小時	333	201	60
3 小時	100	71	71
6 小時	61	53	87
12 小時	37	33	89
24 小時	74	64	87
24 小時	29	29	100

表三 1992~2011 年冬半年期間全台各延時最大降雨紀錄

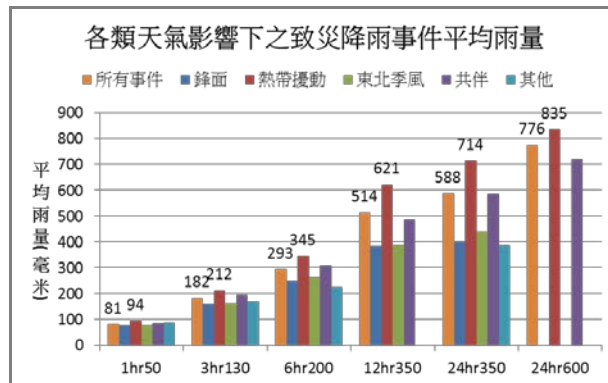
降雨延時	最大降雨發生日期	縣市	站名	累積雨量 (毫米)	天氣系統
1 小時	2010 年 10 月 21 日	宜蘭縣	蘇澳	181.5	梅姬颱風與東北季風共伴
3 小時	2010 年 10 月 21 日	宜蘭縣	蘇澳	444	梅姬颱風與東北季風共伴
6 小時	2010 年 10 月 21 日	宜蘭縣	蘇澳	645	梅姬颱風與東北季風共伴
12 小時	2010 年 10 月 21 日	宜蘭縣	蘇澳	861	梅姬颱風與東北季風共伴
24 小時	2009 年 10 月 6 日	宜蘭縣	古魯	1198.5	芭瑪颱風海上警報



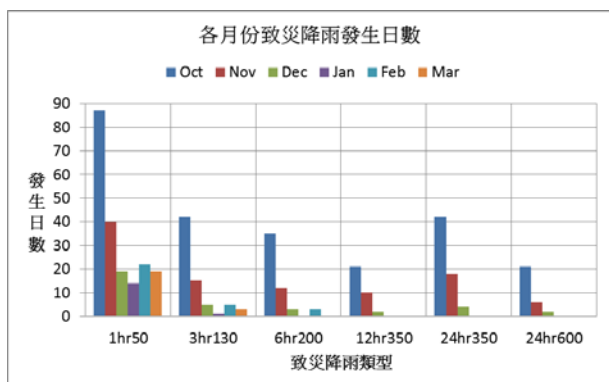
圖九 冬半年宜蘭縣、花蓮縣與新北市較易發生致災降雨的測站位置示意圖



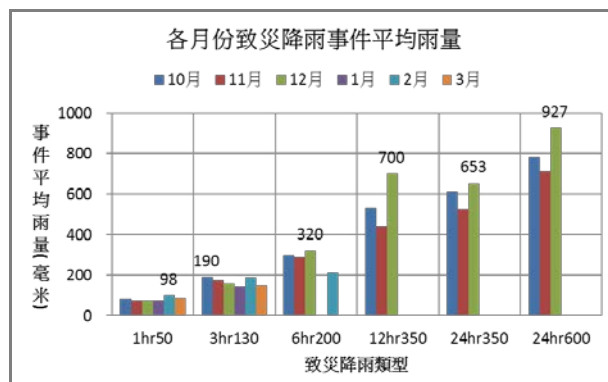
圖一 1992-2011年冬半年東北部縣市各延時致災降雨事件受各類型天氣影響之百分比。



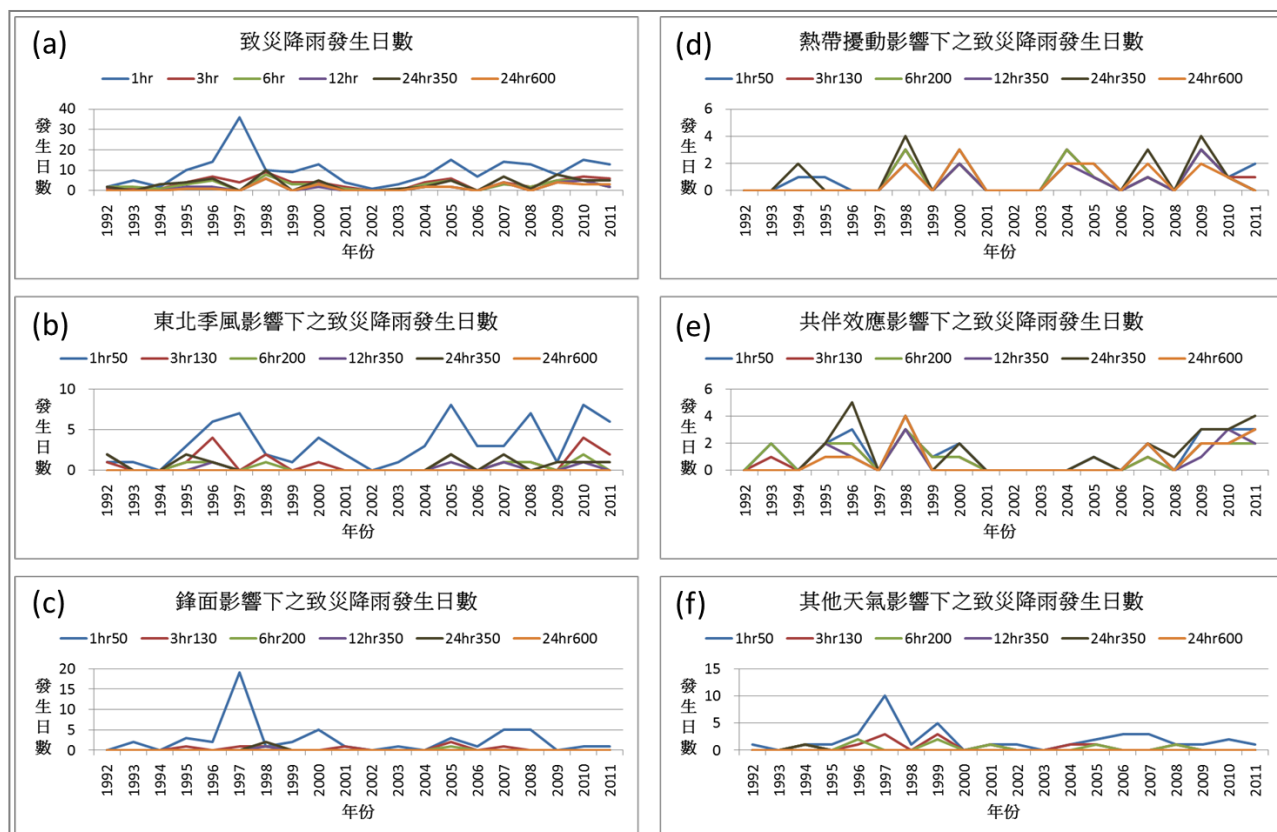
圖二 1992-2011年冬半年東北部縣市受各類型天氣影響下之各延時致災降雨事件平均雨量（毫米）。



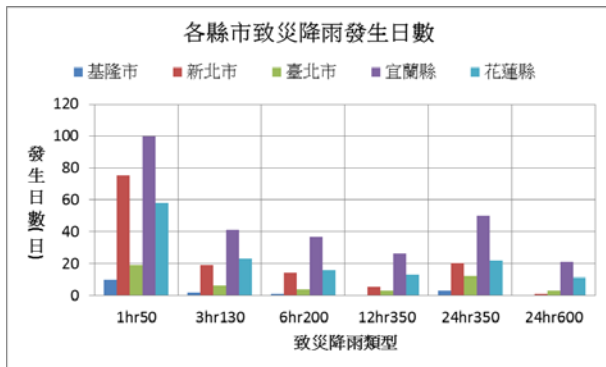
圖三 1992-2011年東北部縣市在冬半年各月份之各延時致災降雨發生日數



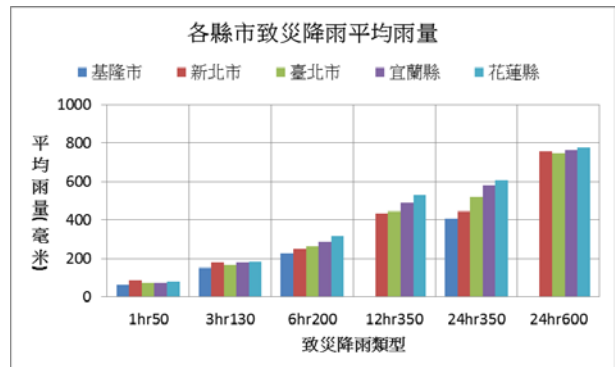
圖四 1992-2011年冬半年東北部縣市各延時致災降雨事件之各月份平均雨量



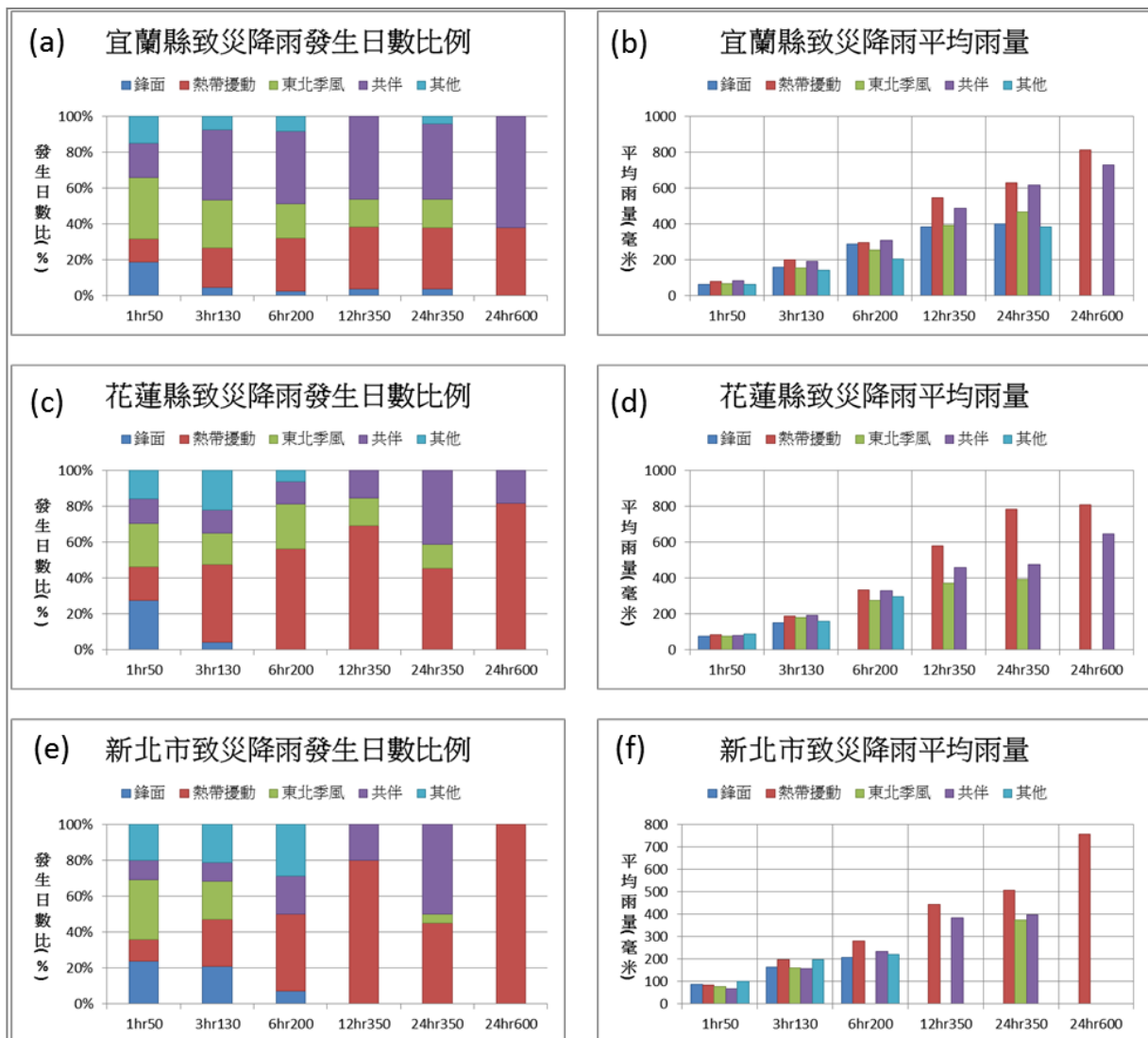
圖五 各類天氣影響下之致災降雨發生日數年變化



圖六 1992-2011年冬半年東北部各縣市之各延時致災事件發生日數



圖七 如圖六，但為各延時致災事件之平均雨量



圖八 1992-2011年冬半年宜蘭縣、花蓮縣與新北市在各類天氣系統影響下的致災降雨發生日數比例與平均雨量

歷史重大颱風事件之災損評估_以梅姬颱風為例

李欣輯 陳怡臻

國家災害防救科技中心

摘要

2010年中颱梅姬在所挾帶之豐沛雨量與東北季風的共伴影響下，單單宜蘭地區就造成9人死亡、道路及坡地崩塌共53處、1024棟房屋損毀，其中最嚴重災情為淹水面積高達5359公頃之洪水災害。根據氣象局的統計，梅姬颱風在宜蘭蘇澳最大累積雨量約為 1,500 毫米、最大時雨量為181.5毫米，各排水系統集水區24小時、48小時之降雨量均已超過200年的重現期距，因而釀成該區之大規模洪患。然而為了詳實瞭解此類極端降雨事件所帶來的淹水衝擊，本文嘗試以國家災害防救科技中心所開發「臺灣颱洪災損評估系統(簡稱TLAS Taiwan)」，進行宜蘭地區之水災損失評估。最後本文合計包括住宅、工商業、農林漁牧、公共建物、水利設施等22種不同土地利用下之洪患損失，求得宜蘭地區之受淹水影響的總戶數約為11965戶，全縣平均淹水總損失為28億元新台幣。

關鍵字：極端天氣、梅姬颱風、淹水災害、損失評估

降雨規模指標(RSI)及其在坡地災害預警之應用

李宗融 Tsung-Jung Lee 林又青 Yu-Ching Lin 龔楚娛 Chu-Ying Kung 王俞婷 Yu-Ting Wang

張志新 Chih-Hsin Chang 于宜強 Yi-Chiang Yu 林欣弘 Hsin-Hung Lin 林李耀 Lee-Yaw Lin

國家災害防救科技中心

摘要

RSI(Rainfall Scale Index)是本研究提出新的降雨規模指標。其主要概念是將降雨資料進行標準化，透過門檻值與歷史極值的設定，將可能致災的降雨訊號轉化成降雨規模的資訊。RSI 除可將降雨標準化分析外，在多重延時、小區域與即時分析方面的能力都優於過去經常使用的降雨規模推估方法，例如豪大雨標準等。本文同時參考行政院頒訂的警戒燈號規定，初步將降雨規模指標分為 4 級，分別為綠(RSI 小於 0)，黃(RSI 介於 0~0.4)，橙(RSI 介於 0.4~0.8)，紅(RSI 大於 0.8)。透過 1992~2011 年 117 個侵台颱風個案的分析，降雨規模達到橙色(RSI=0.4)時，已是歷史上排序前 40%的劇烈降雨事件；降雨規模達到紅色(RSI=0.8)時，其規模已達歷史上排序前 10%的極端降雨事件。本研究同時建立一個降雨規模指標的即時監測系統，此系統可即時展示時間與空間分布的 RSI 分析結果，有助於災害應變的即時監測與預警。

M_L (Landslide Disaster Magnitude)是本中心坡地組發展用於評估坡地災害規模的指標。為落實降雨規模指標在災害監測與預警之應用。本研究嘗試利用卡玫基(2008)、辛樂克(2008)、莫拉克(2009)以及梅姬(2010)等四場歷史颱風事件的 24 小時 RSI 與其 M_L 進行相關性分析。結果顯示，卡玫基與辛樂克颱風的降雨規模(RSI)與坡地災害規模呈正相關趨勢。莫拉克颱風則是因其多數測站觀測值為歷史極值，故較不易觀察到 M_L 值隨 RSI 的變化趨勢。梅姬颱風則是呈現 RSI 小但 M_L 值大的關係，推測應與先前的凡那比侵台，山區環境尚未復原有關。未來透過個案累積，以及災因的分析，期能更加釐清降雨與災害規模間對應關係，進而達到防災與減災之目的。

關鍵字:降雨規模指標(RSI),坡地災害規模指標(M_L)

一、前言

台灣長久以來都是災害頻仍的國家，這點從世界銀行的評估或是風險分析者的分析報告都可窺知一二。根據內政部公布之「台灣天然災害損失統計」資料，颱風獨占台灣人員傷亡與經濟損失的首位。顯見，如何有效預防或減低颱風引發的災害是防災工作的要務。早期的防災工作著重於救災，納莉颱風(2001)之後則轉換為災害的預警。莫拉克颱風(2009)超過 3000 毫米的降雨量，引發的淹水與坡地災害等複合型災害，所造成的經濟損失與人命傷亡更是颱風史上之劇。災後，除了重建與復原等工

作外，同時也衍生了如何在災害預警的資訊中，提供「災害規模」訊息的議題。

「災害規模」係指對於災害程度的描述，分析目前的災害預警與災後分析的作業，都未針對此議題進行深入的探討。國外有關於災害規模的文獻，多半以受災害影響的人口、經濟損失或受災面積做為規模劃分的依據(Fischer,2003a,b; Sheehan and Hewitt, in Smith 2006)。然而，這些災害規模的設定方法考量的多是災情，與台灣預警資訊的「災害規模」需求並不完全吻合。台灣的「災害規模」設定，必須針對災害特性，進行一連串上游至下游的整合研究，並可應用於防災準備與災害應變操

作。其中包含降雨、淹水、坡地以及地區災害脆弱性、關鍵基礎設施、地區防災能力與災害應變準備程度等項目的分析。過去的防災經驗，台灣的災害多起因於颱風或豪雨事件的劇烈降雨。在災害資料蒐集的方面，雨量資料的完整性相對於災害類別的資料是較為完整與單純的；再者，在災害應變與操作上，雨量的監測與應用都是災害判定的領先因子。因此，如何將降雨的資訊有效轉化為規模的訊息，是啟動災害規模研究與應用的重要關鍵。因此本文將針對本中心發展的降雨規模指標(RSI)，以及建置完成的降雨規模指標即時監測系統進行說明。另外，也將探討降雨規模指標(RSI)與災害指標的相關性分析，以期作為未來災害規模判定的重要依據。

二、 降雨規模標(RSI)

降雨規模指標(Rainfall Scale Index, RSI)，其概念源自於京都大學防災研究所中北英一教授所提出的 DEPI(Disaster Event Potential Index)。DEPI 是在氣候變遷情境下，推估颱風風速可能造成的災害衝擊指標。由於台灣的淹水與坡地災害都起因於劇烈降雨，故本研究改以雨量為物理參數，並略微修正 DEPI 的物理意義而得 RSI 因子。RSI 的公式如下式 1，其中 r 為雨量值， r_{thr} 為雨量門檻值， r_{max} 則為歷史雨量最大值。由式(1)了解，RSI 是一個將雨量值進行標準化後的結果。RSI 可使用於不同延時的雨量分析，透過門檻值的篩選，當雨量小於門檻值時 RSI 為-1，藉以濾除小於門檻值降雨的訊號；反之，當雨量接近或是超越歷史極大值時 RSI 值越大，藉此強化極端降雨訊號，其中的關鍵就在於不同延時雨量的門檻值(r_{thr})與歷史極值(r_{max})的設定。

$$RSI = \frac{r - r_{thr}}{r_{max} - r_{thr}} ; \begin{cases} r < r_{thr}, RSI = -1 \\ r \geq r_{thr}, RSI \geq 0 \end{cases} \quad (1)$$

RSI 的主要精神在於將不同延時的降雨訊

號進行標準化。因此在門檻值與歷史值的設定上，也需因「時」制宜。本研究採用 1992~2010 年的雨量資料作為背景雨量資料。雨量的分析採用 1、3、6、12、24 小時共計 5 種延時累積雨量強度。另外，為滿足 RSI 於區域尺度與即時應用的需求，將背景雨量資料進行客觀分析，空間網格採用與 QPESUMS 系統相同之解析度。歷史極值以背景雨量資料內各延時累積的最大值定義之。門檻值設定的部分，由於本研究使用 RSI 的主要目的在於推估災害事件的降雨規模。換言之，希望透過此因子突顯可能致災的降雨訊號。因此，廣泛應用於災害預警操作中的降雨警戒值，無疑是門檻值最佳解答。但礙於不同災害的特性以及災害預警操作，降雨警戒值最小發布單位為鄉鎮與背景雨量資料解析度不符，且並非全台 358 鄉鎮皆有警戒值。舉例來說，淹水有 1、3、6、12 與 24 小時的降雨警戒值，但僅限於沿海等鄉鎮；坡地災害則僅有 24 小時的降雨警戒值，且僅止於山區鄉鎮區。因此，本研究針對警戒值的部分進行補遺的動作。以 6 小時降雨警戒值為例，將有警戒值的資料與經過客觀分析後的 6 小時背景雨量值進行百分位排序分析。分析 6 小時降雨警戒值在背景雨量資料百分位排序的分布，多數的淹水警戒值約位在背景雨量值排序的前 0.1%~0.5%之間。因此，在缺少降雨警戒值的位置，本研究參考中北英一教授於 DEPI 中的方法，以背景雨量資料排序的前 0.3%訂定為門檻值。24 小時門檻值的部分，則是將淹水與坡地的降雨警戒值合併求得，有缺漏的部分同樣以背景雨量資料排序的前 0.3%定義之。

本研究嘗試以不同致災類型降雨的個案，對 RSI 的效果進行評估。分別是莫拉克颱風(2009)、凡那比颱風(2010)以及 0612 北部豪雨事件(2012)。其中莫拉克颱風(2009)屬於長延時(>24 小時)強降雨的致災個案；凡那比颱風(2010)則屬於 6-12 小短延時的降雨個案。0612

北部豪雨事件(2012)則是屬於約 1 至 3 小時極短時降雨的致災事件。其中，0612 北部豪雨事件(2012)，與前面兩個個案的重大差異在於，其資料時間未位於背景雨量資料時段內，可作為評估 RSI 於未來實際個案分析應用的依據。

圖 1 為莫拉克颱風 2009 年 8 月 9 日 07 時 (LST)的 24 小時累積雨量圖與 24 小時延時 RSI 的空間分布。由累積雨量分布發現，主要的強降雨位在阿里山、高屏山區以及台東地區，24 小時累積雨量均近千毫米。24 小時 RSI 的結果則顯示，上述區域的 24 小時 RSI 都已達到 0.8 以上。此外，台南部分地區的 RSI 也達到 0.8 以上。換句話說，上述地區的 24 小時降雨都已接近或是達到歷史 24 小時降雨極值的規模。凡那比颱風 2010 年 9 月 19 日 19 時(LST)的 6 小時累積雨量圖與 6 小時延時 RSI 的空間分布的分析同樣突顯出(圖未示)，高屏地區多數位置累積雨量雖非最大，但也接近了歷史降雨極值的規模。由上述兩個個案的分析可知，過去透過累積雨量的方式，很容易只注意到累積雨量較大的位置。但透過 RSI 的分析，可以快速的轉化降雨訊號成為線性的規模訊息，突顯出在雨量圖中容易被忽略的降雨訊號。圖 2 為 2012 年 0612 北部豪雨事件於 6 月 12 日 01 時的過去 3 小時累積雨量與 3 小時 RSI 分布。雨量分布顯示，主要的降雨以北部與高屏地區為主。其中又以桃園降雨量達 200 毫米最為顯著。RSI 分析結果顯示，高屏地區 3 小時的累積雨量未達門檻值的標準；反而是桃園地區有多數位置的 3 小時 RSI 值均超過 1 甚至達到 2 的等級。換句話說，此場事件於桃園地區的 3 小時累積降雨超越其歷史觀測極值。

透過上述 3 場事件的 RSI 分析可以證明，RSI 能夠成功且迅速的轉化雨量的訊號成為標準化後的降雨規模。不論在長時、短時或是極短時的致災個案中，都能達到突顯極端或是致災降雨訊號的目的。

三、RSI的分級與應用

行政院於 2012 年頒定之警戒燈號規定分別為：1 級(綠)、2 級(黃)、3 級(橙)、4 級(紅)。由於利用 RSI 推估的降雨規模已經依據門檻值與歷史極值進行線性的標準化，且門檻值又以各災害的降雨警戒值為主。因此，本研究初步將 RSI 推估的降雨規模線性的分為 4 級。當 RSI 值小於 0 時，也就是降雨未達災害降雨警戒值為 1 級；0~0.4 為 2 級；0.4~0.8 為 3 級；0.8 以上則為 4 級。

分析上述降雨規模分級門檻值的特性，本研究利用 1992-2011 年共計 117 個侵台颱風個案，針對侵台期間所有網格 RSI 值進行四分位分析。由圖 3(a)可知，當 RSI=0.4 時，75%的資料點是位在 RSI 值排序的前 40%以上，隨著分析延時縮短，其排序所佔的比例愈前。由圖 3(b)則是當 RSI 達 0.8 時的排序分析結果。不論延時長度，其中 75%的資料點都位在其 RSI 值排序的前 10%以上。換句話說，本研究雖以線性的方式，初步訂定降雨規模分級門檻值。但是由上述分析可知，當 RSI 值達到 0.4 以上時，其反映的是歷史排序前 40%以上的極端降雨事件。

圖 4 為凡那比颱風侵台期間，高雄市左營區的平均時雨量與各延時 RSI 的變化曲線。圖中顯示，凡那比颱風於左營區的平均時雨量最大近 100 毫米，雨量呈現類似常態分佈的曲線。分析 5 個延時的 RSI 權重值曲線發現，在最大時雨量出現前的兩個小時，1 小時的 RSI 值已達 2 級(黃色)；在最大時雨量出現前 1 個小時，3 小時 RSI 值也出現黃色訊號；最大時雨量出現時，1 小時與 3 小時的降雨規模同時達到 3 級(橙色)。在最大時雨量出現後的 3 小時，6 小時的訊號就達到 4 級(紅色警戒)。12 小時與 24 小時的訊號則是延遲的時間較長。分析上述案例，1 小時的降雨規模提供領先的訊號。當降雨持續且增強，1 小時與 3 小時的 RSI 訊號

同時出現，且提升警戒的級別。6 小時的 RSI 在最大時雨量出現的 3 小時後達到紅色警戒。顯示雖然時雨量強度略減，但過去 6 小時的累積雨量已達已達歷史上前 10% 強度。這樣的降雨規模資訊，是過去單純由雨量質監測所無法提供的。由上述分析可知，RSI 的訊號是完全有別於時雨量或累積雨量，有助於降雨規模與災害規模之間的連結。同時也可提供災害應變作業時即時研判的參考依據。

經由上述降雨規模指標(RSI)物理意義的討論，歷史個案的測試以及鄉鎮尺度應用的測試。都顯現出降雨規模指標(RSI)應用在降雨監測上與過去傳統使用的累積降雨或是豪大雨指標有顯著的不同，透過不同延時 RSI 空間與時間上的分析與比對，是有助於災害監測、研判與預警的工作。因此，為有效落實降雨規模指標(RSI)的優點，本研究特建置了一套降雨規模指標的即時監測展示系統。這系統同時間從空間與時間上呈現降雨規模值的分析結果。考量災害防救操作的最小行政單位為鄉鎮。在此系統所有的降雨規模指標計算都以鄉鎮尺度為準。在空間的分析上，系統提供每小時更新的 5 個延時鄉鎮降雨規模空間分布結果。其中降雨規模值也以上述的綠、黃、橙、紅 4 個等級方式呈現。除了即時的空間分布外，也提供快速的查詢列表，表列出該時間點上該延時有哪些鄉鎮的降雨規模已達紅、橙或黃色等級，以期災害監測時，快速了解那些鄉鎮已達可能發生災害的階段。除此之外，從上述凡那比颱風左營的案例分析可知，同一鄉鎮降雨規模時序的降雨規模分析也相當重要。因此，降雨規模(RSI)時間尺度的分析，提供全台鄉鎮區即時鄉鎮平均時雨量、鄉鎮最大時雨量以及 5 個延時 RSI 的時序歷線變化比對結果。此外，也提供該鄉鎮區於該時段 5 個延時 RSI 的雷達圖，以利該時段不同延時 RSI 的比對(圖 5)。上述產品都是針對即時資料進行的分析，期望能在災時提供快速的分析結果，以利分析與預警之

用。此外，系統也提供過去分析結果查詢的功能，可應用於歷史事件的分析。

四、RSI與坡地災害預警

由於，台灣主要的災害都起因於降雨，且前文所敘之降雨規模指標(RSI)在即時監測與雨量訊息的轉換上，相較於以前使用的雨量監測指標已有大幅的改進。因此本文亦想將降雨規模指標(RSI)進一步運用於災害的預警。

M_L(Landslide Disaster Magnitude)是本中心坡地組發展用於評估坡地災害規模的指標。其分析本中心蒐整之歷史坡地災害資料庫後，選定人員死亡數目(含失蹤)、房屋損毀數目、人員受傷數目、道路損毀數目與坡地災害數目等五項指標，透過給定各指標不同之權重來量化坡地災害事件的規模。其中以人員死亡數目(含失蹤)為最重要評估因子，其次為房屋損毀數目，其計算公式如式(2)所示。本坡地災害規模量化方法及其驗證方法可參考(張志新等，2013。)

$$M_L \text{ 分數} = (\text{人員死亡數目(含失蹤)}) * 7 + (\text{房屋損毀數目}) * 5 + (\text{人員受傷數目}) * 3 + (\text{道路損毀數目}) * 1 + (\text{災點數目}) * 1 \quad (2)$$

本研究將卡玫基、辛樂克、莫拉克與梅姬等 4 場颱風之鄉鎮市區層級之 M_L 分數與 24 小時之 RSI 值進行相關性探討，期望能對降雨指標與坡地災害指標之間的聯結有進一步的了解，其分析結果如圖 6 所示，圖中顯示卡玫基與辛樂克颱風之資料較符合降雨越大且坡地災害規模也越大之趨勢。莫拉克颱風之資料多集中在 RSI=1 之線上，可能是因為莫拉克颱風為歷史最大雨量個案，故較不易觀察到 M_L 分數循序隨雨量發展變大之趨勢。梅姬颱風之資料分布趨勢，可能因為 2010 年在梅姬颱風侵台前，已有中度颱風凡那比侵台，山區環境尚未復原，因此小降雨強度就容易導致坡地災害發生。

另外，於比較圖中亦需要注意區塊 A 與 B，區塊 A 在 $RSI=-1$ 之軸線上發展，此處表示雨量未達坡地警戒值但卻發生災害，建議在區域 A 之鄉鎮市區，可針對警戒雨量值進行檢討。區塊 B 在 $M_L=0$ 之軸線上發展，表示雨量越來越大但是卻無災損發生，造成此一現象之原因，可能是該區內之防災力較高或是災害資料調查不足，詳細原因仍需進一步探討。未來透過累積更多颱風資料與分析後，分析其 RSI 與坡地災害規模之對應性，嘗試建立降雨規模與坡地災害規模彼此的對應，就可提供災害應變相關研究與操作之參考。

五、 結論

由於台灣的地理位置與人口稠密的特性，天然災害的發生頻率相當高。其中又以颱風災害為最多，而颱風災害最主要的致災原因之一就是劇烈的降雨。本研究建立了一個降雨規模指標(RSI)，其與過去經常使用的降雨規模評估指標，如豪大雨標準等，具有突顯可能致災的強降雨訊號、區域尺度應用以及即時監測應用上的優勢。在歷史個案的分析與測試也都應證了 RSI 具有上述的優點。因此，本研究也針對 RSI 建立了一即時監測系統。該系統可即時展示不同時間與空間解析度的 RSI 分析結果，可協助即時的災害監測與分析。

另外，為有效將降雨指標與下游的災害進行連結，本研究針對降雨規模指標(RSI)與坡地災害規模指標(M_L)進行相關性分析。從卡玫基、辛樂克、莫拉克與梅姬等 4 場颱風之分析結果可發現，RSI 與 M_L 彼此間是存在其對應關係的。未來透過更多的個案累積，便能更加釐清兩個因子間之對應關係。如此，透過即時降雨監測，就可以快速提出可能坡地災害規模的預警資訊，進而達到防災與減災之目的。

六、 參考文獻

- 張志新、林又青、王俞婷、李宗融、龔楚嫻
2013: 颱風事件之坡地災害規模分級探討。第十五屆大地工程學術研究討論會，雲林。
- 林沛練、于宜強、李宗融、吳宜昭、傅金城，
2011: 降雨規模設定方法與區域尺度之應用。NCDR 100-T40。
- 周仲島、陳永明，2009：臺灣地區劇烈降雨與侵臺颱風變異趨勢與辨識研究，氣候變遷對災害防治衝擊調適與因應策略整合研究—子計畫一。
- Fischer, F., 2003a. Reframing Public Policy. Discursive Politics and Deliberative Practices. Oxford University Press, Oxford.
- Fischer, F., 2003b. Beyond empiricism: policy analysis as deliberative practice. In: Hajer, M., Wagenaar, H. (Eds.), Deliberative Policy Analysis; Understanding Governance in the Network Society. Cambridge University Press, Cambridge.
- Smith, G.P. and Wenger, D. (2006). "Chapter 14: Sustainable Disaster Recovery: Operationalizing An Existing Agenda", in Rodriguez, H., Quarantelli, E.I. and Dynes, R.R., Handbook of Disaster Research, Springer, New York, NY, 234-257.

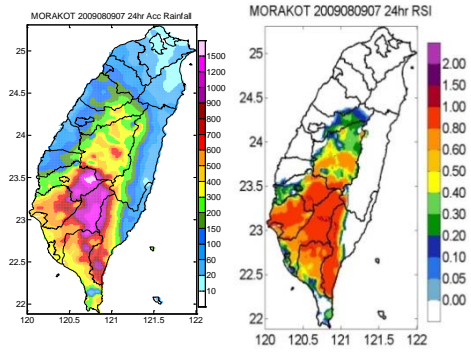


圖 1. (左)莫拉克颱風 2009 年 8 月 9 日 07 時 (LST)的過去 24 小時累積雨量圖。(右)莫拉克颱風 2009 年 8 月 9 日 07 時(LST)的 24 小時 RSI 分布。

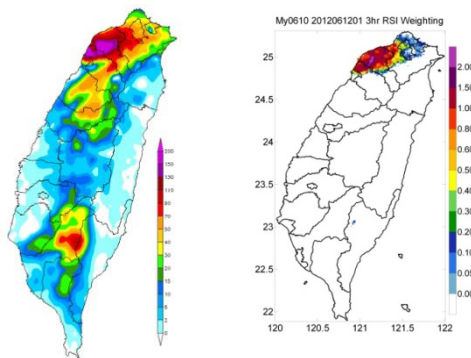


圖 3. (左)0612 豪雨事件 2012 年 6 月 12 日 01 時(LST)的過去 3 小時累積雨量圖。(右)0612 豪雨事件 2012 年 6 月 12 日 01 時(LST)3 小時 RSI 分布。

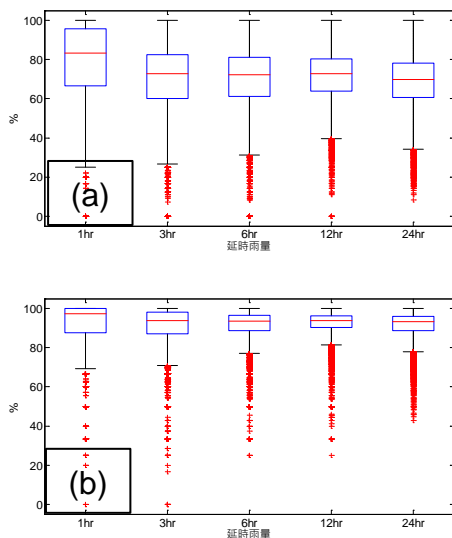


圖 4. 1992~2011 年 117 個歷史侵台颱風個案，RSI 排序的四分位分析。(a)RSI=0.4。(b)RSI=0.8。

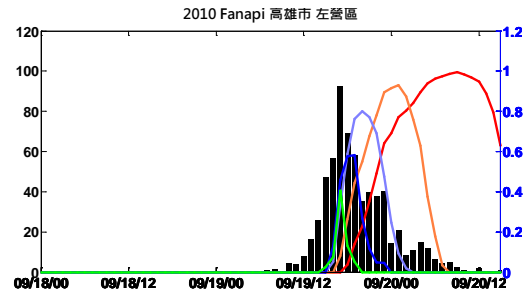


圖 6. 凡那比颱風侵台期間左營區之平均時雨量(黑長條)與 5 個延時之 RSI 曲線。其中 1 小時為綠色；3 小時為深藍色；6 小時為紫色；12 小時為橘色；24 小時為紅色。

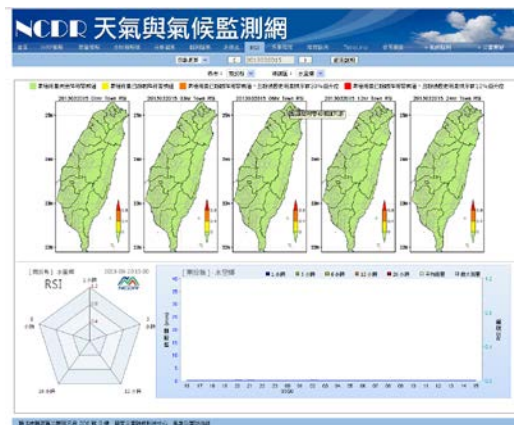


圖 6 本研究建置之 RSI 即時監測系統畫面。

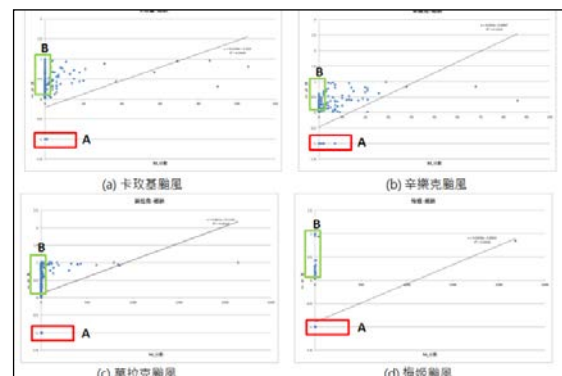


圖 7 ML 分數與 24 小時 RSI 相關性比較圖

以潛在海嘯源逆向追蹤法分析台灣東海岸潛在之海嘯威脅

柯利鴻¹ 吳祚任¹ 李俊叡¹ 蔡育霖¹

¹國立中央大學水文與海洋科學研究所

摘 要

台灣東海岸面對太平洋，容易受到海嘯侵襲。過去研究潛在海嘯威脅以情境分析為主，然而此法容易產生挂一漏萬之情況。本文以頻散關係(dispersion relationship)為基礎，發展潛在海嘯源逆向追蹤法(Reverse Tracking Method for Potential Tsunami Sources)，由東海岸直接向外尋找潛在海嘯源。此法有快速及準確之優點。潛在海嘯源逆向追蹤法的結果繪製成海嘯源逆向追蹤圖(Map of Reverse Tracking Method)可以發現，台灣東南部受到的威脅主要來自馬尼拉海溝北段，研究區域中受到的威脅的範圍主要是台東縣以及屏東縣，其中屏東九棚之海嘯石極可能肇因於馬尼拉海溝引起之海嘯。台灣東北部及東部之潛在海嘯源有亞普海溝以及琉球海溝，兩者對台灣東部皆有顯著之威脅，其中亞普海溝雖距台灣有兩千公里以上，但其威脅亦不容忽視。

前 言

海嘯源逆向追蹤法以研究地區外海抬升一水體，此水體稱為海嘯追蹤單元(Tsunami Tracking Unit)，利用數值模式 COMCOT(Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model)求解線性淺水波方程式以了解該單元水體線性傳遞情形，並由此繪製海嘯源逆向追蹤圖，以分析該水體附近潛在之海嘯源。本研究並從所找到之潛在海嘯源回推，以驗證海嘯源逆向追蹤法之準確性。

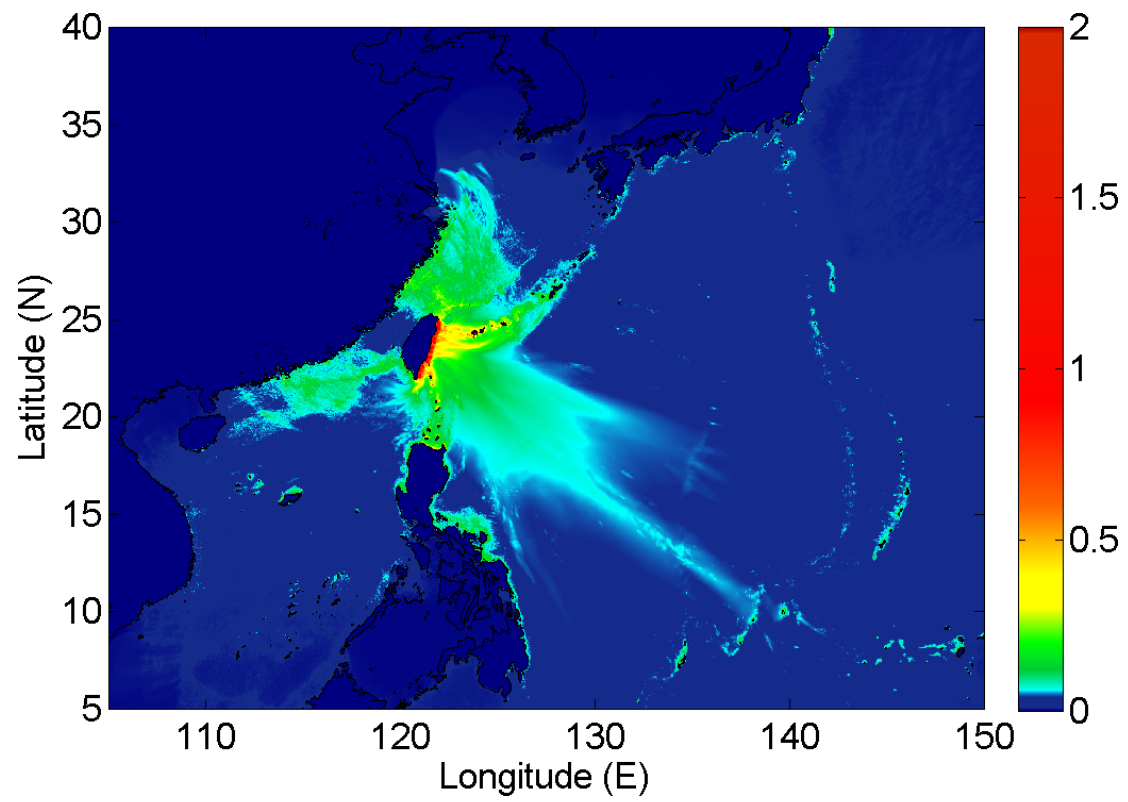
本文將台灣東部設置十二個海嘯追蹤單元，從北到南依序設置於宜蘭縣之礁溪鄉、蘇澳鄉、南澳鄉，花蓮縣之新城鄉、壽豐鄉、豐濱鄉，台東之長濱鄉、成功鎮、台東市、太麻里鄉、大武鄉，以及屏東縣之滿州鄉之外海；並使用 NGDC(National Geophysical Data Center)之 2 弧分地形資料進行計算，並以地質結構進行分析比對，藉以推測出潛在之海嘯源。

根據地震紀錄，位於南中國海之馬尼拉海溝及琉球海溝與亞普海溝都有可能發生大規模之地震，結合東海岸之海嘯源逆向追蹤圖之結果，在以上三個斷層上放置海嘯追蹤單元，可從模擬結果得出，馬尼拉海溝之北段相較於南段對台灣東海岸造成較大的威脅，且主要影響範圍為台灣東南部；琉球海溝之模擬結果則在整個東海岸都有明顯之波高；而亞普海溝惟北段會對台灣東海岸造成威脅，影響最大的範圍主要是台東市以北至宜蘭縣。

參考書目

- Nobuhisa Matta, Yoko Ota, Wen-Shan Chen, Yuka Nishikawa, Masataka Ando, and Ling-Ho Chung, Finding of probable tsunami boulders on Jiupeng coast in Southeastern Taiwan, TAO, Vol. 24, No. 1, 159-163, 2013
- 吳祚任，2011，行政院災防應用科技方案潛在大規模地震與海嘯對核電廠及台灣沿海地區之影響，第二階段成果報告

吳祚任，2011. 台灣潛在大規模海嘯災害之研究，環保資訊月刊第 164 期。



圖一 台灣東部之海嘯源逆向追蹤圖。

索引（依第一作者姓名）

作者	題目	頁碼
Chih-Hsien Wei Yao-Chung Chuang Tai-Hwa Hor	Radar Analysis on Convective-Scale Downdrafts of in the Convective Rainband during the interaction between Southwesterly monsoonal flow and Typhoon Morakot (2009)	A1-40
Chuan-Sheng Wang Ta-Kang Yeh Robert Norman Tzu-Pang Tseng Sue Lynn Choy Kefei Zhang	Investigation into the Atmospheric profiles using GPS Radio Occultation Technology over the Australian Region	A1-82
Hann-Ming Henry Juang	Improving spherical harmonic transform for the fine resolution global atmospheric spectral modeling	A2-1
Li-Ching Lin Ban-Yan Kuo	西太平洋颱風與微震之相關研究	A1-31
Pei-Yu Huang Xin-Hao Liao TaiChi Chen Wang and Yu-Chiang Liou	The characteristics of the Drop Size Distribution revealed from TEAM-R polarimetric radar observation in the stratiform and convective rain of typhoon Fanapi(2010)	A1-13
于宜強 龔楚 李宗融 林李耀 林沛練	颱風災害規模推估評估技術初步研究	A4-1
于嘉順 尤皓正	台灣海域暴潮模式 2 維與 3 維計算結果之探討	A2-113
王安翔 張智昇 陳泰然 王尹懋	台灣西南部受梅雨鋒影響之降雨氣候統計分析	A1-18
王潔如 蕭玲鳳 Hui Liu 李清勝	EAKF 系集資料同化系統探討 GPSRO 掩星資?對颱風模擬之影響	A2-23
朱延祥 蘇清諭	主動式閃電偵測系統	A1-76
朱蘭芬 陳永明 魏曉萍 朱容練 謝佳穎	曾文溪流域之極端降雨分析	A4-17
江志鵬 張哲豪 沈志全 吳祥禎	集水區定量降水空間解析度對於水位模擬影響之研究	A2-102
江宙君 陳熾竹 吳明璋	定量降雨系集預報加值分析-最佳化雨量測試	A2-86
江晉孝 郭姝涵 王志嘉 賴司平 張庭槐 馮欽賜	數值天氣預報產品顯示系統	A2-171
江琇瑛 陳美心 馮欽賜 洪景山	HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析—(1)同化範圍因子之測試	A2-52
艾寧靜 劉清煌	颱風與季風共伴之環境場研究	A1-25
吳宜昭 許晃雄 Joo-Hong Kim 陳永明 林李耀	東亞/西北太平洋氣候變遷-從台灣氣候變遷科學報告 2011 談起	A3-58
吳明璋 陳熾竹 江宙君	應用類神經網路於整合定量降雨系集預報實驗產品之初步研究	A2-140
李天浩 張鳳吟 丘君翹 蔡雅婷 黃椿喜 劉承昕	應用 QPESUMS 資料迴歸估計台灣地區降雨系統移速場	A2-147

李天浩 陳翠玲 陳品妤 陳孟詩 李明營 陳雲蘭	颱風地形降雨趨勢分析及其對山區雨量估計影響之探討	A2-123
李志昕 洪景山	區域系集預報系統強化研究-物理參數法擾動強化	A2-37
李宗融 林又青 龔楚嫻 王俞婷 張志新 于宜強 林李耀	台灣梅雨季之北中南區降雨規模與水氣通量分析比降雨規模因子(RSI)在坡地災害預警之應用	A4-29
李明營	聖嬰現象與臺灣降雨	A3-9
李欣輯 陳怡臻	歷史重大颱風事件之災損評估_以梅姬颱風為例	A4-28
李思瑩 盧孟明	近四年（2010 -2013）東亞冬季季風特徵分析與比較	A3-97
李國光 林唐煌 劉振榮	SPOT-5 衛星反演氣膠光學厚度	A1-78
李清騰 盧孟明	氣象局第二代二步法短期氣候預報系統之全球大氣環流模式氣候模擬能力評估	A3-82
李赫 吳銘志	GPS 衛星訊號於水庫防洪運轉之應用-以曾文水庫為例	A2-178
沈彥志 陳登舜 周俊宇 陳御群 曾建翰 陳雯美 馮欽賜 陳建河 曹伶伶 楊舒芝 楊明仁	中央氣象局全球數值	A2-12
沈鴻禧 汪建良 余青樺 范凱翔	周末效應對台灣東部半世紀夏季地面溫度及降雨影響之研究	A3-1
汪鳳如 馮欽賜	新版 SAS 積雲參數化於中央氣象局全球預報系統的評估測試	A2-160
卓盈旻 盧孟明	台灣梅雨季極端降雨之大尺度環流指數研究	A3-92
林士堯 朱容練 吳宜昭 陳韻如 劉俊志	台灣春季乾旱與鋒面之關聯性分析	A3-36
林李耀 陳永明 朱容練 鄭兆尊 劉俊志 吳宜昭 李惠玲 黃嫻蓁 許晃雄 陳正達 葉克家 鄭克聲	第二期臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫	A3-52
林沛練 陳台琦 盧又嘉 蔣育真 陳盈臻	凡那比颱風侵台期間的雨滴粒徑之觀測研究	A1-1
林和駿 洪致文	季內尺度 MJO 對臺灣冬半季降水的影響	A3-104
林孟岳 劉千義 林唐煌	衛星資料在計算地表發射率及水氣含量之探討	A1-83
林宜穎 鄭兆尊	以 MRI-AGCM 動力降尺度結果推估未來臺灣地區梅雨季降雨之變遷	A3-40
林忠義 劉嘉騏	雷達資料同化方法於凡那比颱風個案之研究	A2-66
林昀靜 盧孟明	改進氣象局第一代二步法氣候預報系統之統計降尺度 - SVD 與 STPM 方法的比較	A3-88
林欣弘 林沛練 于宜強 林李耀	模式地形重建對降雨模擬之影響	A2-73
林欣怡 蕭志惠	中央氣象局動力區域氣候預報系統之預報能力分析	A3-19
林原堂 蕭志惠	中央氣象局動力區域氣候預報系統新氣候場之分析與測試	A3-25

林博雄 張譯心 魏聰輝 李育棋	傾斗式雨量筒與撞擊感測式雨量計之比較	A1-72
林博雄 李育棋 張譯心 魏聰輝	台灣高山氣象觀測之瓶頸與改進之策略	A1-53
侯昭平 黃靖容 汪建良 許淳浩 謝銘恩 張龍耀	梅姬颱風引發局部劇烈降水之數值研究	A2-115
侯昭平 許淳浩 廖杞昌 黃靖容 謝 銘恩 張龍耀	海谷風之數值研究	A2-125
施宇晴 胡志文	全球動力氣候預報系統硬體系統轉換測試分析	A3-130
柯利鴻 吳祚任 李俊叡 蔡育霖	以潛在海嘯源逆向追蹤法分析台灣東海岸潛在之海嘯 威脅	A4-35
柳再明 吳鴻榕 姚銘輝 陳俊仁	農業氣象服務合作	A3-118
洪于瑋 Michael Barlage 洪景山	MODIS 植物分布率對 WRF 模式預報之影響	A2-44
胡志文 任俊儒 黃文豪 鄭凱傑 施 宇晴 李清騰	中央氣象局第二代全球大氣動力氣候預報系統之測試 與建置	A3-70
苟潔予 張俊德 洪甄聲 蘭育德 顏 增璽	氣象衛星雲圖與氣象資訊之解析與推廣	A4-7
徐理實 郭鴻基	地形激發對流影響侵台颱風運動之位渦趨勢診斷分析	A2-124
涂建翊 周佳	台灣降雨強度與頻率變化	A3-110
涂絹琪 陳宇能 郭英華 陳舒雅	資料同化對 SoWMEX/TiMREX (2008) IOP#8 沿岸劇烈 降水預報之影響	A2-65
張哲豪 沈志全 吳祥禎 連和政 謝 孟益	結合預報降雨量之河川流量系集預報平台架構	A4-11
張庭槐 郭姝涵 李香蘭 張騰駿 何 傳忠 蔡凱翔 王志嘉 馮欽賜	氣象局氣象資料新填繪圖系統建置與應用	A2-165
莊秉潔 蔡徵霖 李育棋 洪景山 鄭 丞孝	台灣地區土壤含水率觀測網之建置與初步評估	A1-75
陳圭宏 羅如惠 鄭琇嫻 陳瑋蘭	臺灣臭氧剖面分析及探討	A1-33
陳怡儒 戴俐卉 洪景山 馮欽賜	RRTMG 福射參數法對 WRF 模式預報之效能評估	A2-50
陳姿瑾 黃椿喜 呂國臣	利用高解析度氣象網格資料分析台灣各區域溫度特性	A3-15
陳建河 陳雯美 沈彥志 曾建翰 汪 鳳如 馮欽賜	中央氣象局高解析度全球預報系統發展	A2-5
陳美心 江琇瑛 馮欽賜 李志昕 洪 景山	HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析—(2)背景誤 差權因子之測試	A2-59
陳婉瑜	雲微物理對降水中氫同位素的影響	A2-100
陳淡容 林宜穎 鄭兆尊 于宜強	AGCM 動力降尺度後之颱風變異分析	A3-46
陳登舜 沈彥志 周俊宇 陳御群 陳 雯美 曹伶伶 曾建翰 馮欽賜 陳建 河 楊明仁 楊舒芝	中央氣象局全球預報系統同化 GPSRO 折射率之觀測誤 差	A2-31
陳雯美 陳建河 馮欽賜	IASI 觀測對中央氣象局全球數值預報系統的影響評估	A2-6

陳熾竹 江宙君 黃麗蓉 吳明璋 鳳雷	定量降雨預報校驗方法	A2-84
章鶴群 周鑑本 王溫和	同化衛星資料對區域模式的影響個案測試	A2-67
曾千祐 洪景山 Wei Wang	從 Kain Fritsch 到 Tiedtke	A2-43
曾吉暉 鳳雷	台灣北部地區的一維雷射式雨滴譜儀降雨粒徑分佈特性分析	A1-67
曾建翰 蔡禹明	The Diagnostic Tool for Ensemble Prediction System using Tri-plots Method	A2-72
童雅卿	第二代全球海溫預報系統之發展與研究	A3-76
馮智勇 林佑蓉 劉家豪 陳雲蘭	應用最小絕對壓縮挑選機制法建置溫度迴歸模型之研究	A2-108
馮智勇 劉家豪 林佑蓉 蔡雅婷 陳雲蘭	客觀分析法地面溫度案例分析與 CUDA 技術應用	A2-92
黃家傑	模擬增加吸濕性氣膠粒子和雨胚對降水的影響：針對暖雲人工增雨	A2-99
黃葳芃 鄭龍聰 陳嘉榮	CWB ARPS 預報系統之發展及初步評估	A2-154
黃麗蓉 陳熾竹 李清勝	颱風降雨動力統計預報指引系統之建立	A2-148
楊子億 盧孟明	臺灣測站 1951-2011 年風向與風速資料分析	A3-117
楊翊紳 劉千義 劉崇治 劉振榮	預報衛星反演之海面通量對梅雨鋒面案例模擬改善研究	A2-177
楊錫豐 魏志憲	颱風雨帶水象粒子分布特徵研究	A1-61
葉大綱 陳淑菁 王傳盛 洪景山	利用地基 GPS 推求大氣可降水及年變化分析	A2-98
廖宇慶 陳台琦 蔡宜君 唐玉霜	由氣象雷達與雨量筒觀測探討莫拉克颱風(2009)雨帶分佈的時空變化	A1-71
齊祿祥	臺灣地區暖季午後雷陣雨之氣候特徵與概念模式分析	A1-7
劉長生 蔡明叡 張起維 呂明欣 林佳廷 林建宏	長期觀測平流層瞬時暖化與對流層北極震盪之關係	A3-125
劉昭民	台灣 400 年來豪雨之分析	A1-46
劉清煌 李育棋 楊啓瑞 黃紹欽 林大偉	臺灣西部地區自動雨量站分布之探討	A1-24
蔡孟峰 陳孟詩 陳重功 羅存文	Logistic MOS 模式與傳統 MOS 模式降水機率比較	A2-134
蔡宗樺 林沛練 邱思翰 詹前銓	台灣東部離岸海上對流線之模擬研究	A2-78
蔡金成 蕭玲鳳 陳得松 包劍文 李清勝	HWRF 模式 2012 年於西北太平洋之建置與預報表現評估	A2-21
鄭安孺 李天浩 顧欣怡 陳怡彤 林忠義	應用雷達定量降雨估計改進雨量檢覈技術	A2-87
鄭浚騰 陳得松 蕭玲鳳 黃康寧 葉天降	中央氣象局 TWRP 模式颱風預測能力之評估與改進	A2-18

鄭凱傑 胡志文 施宇晴	二步法動力氣候預報系統移機測試分析	A3-127
蕭立朋 余嘉裕	全球暖化對颱風活動影響：西北太平洋與北大西洋之比較	A3-5
戴志輝 林博雄 王尹懋 王安翔	午後對流個案之全閃電分析	A1-77
謝佳穎 朱容練 朱蘭芬 陳永明 陳韻如 劉俊志	應用 LARS-WG 與 WGEN 衍生未來氣候變遷情境日資料之氣象因子對於稻作風險評估	A3-64
謝銘恩 陳御群 蕭玲鳳 張龍耀 李清勝	對於颱風路徑預報的表現整體評估以 TWRF 同化 GPSRO 局地折射率觀測	A2-27
魏士偉 J. Bresh 洪景山	WRF 模式地面風速預報過強之改善方案	A2-181
魏曉萍 葉克家 朱蘭芬 陳永明	氣候變遷下極端降雨事件之洪水模擬	A3-31
羅存文 陳重功 方新發	風力發電廠風機組之風速動力統計預報應用	A3-111
龔楚嫻 于宜強 李宗融 林李耀	冬季台灣東北部致災降雨事件之天氣類型分析	A4-22