

ISSN 0255-5778

氣象學報

Meteorological Bulletin



交通部中央氣象局

CENTRAL WEATHER BUREAU

季刊
第51卷第1期
民國103年7月
Vol. 51 NO. 1 July 2014

氣象學報

季刊

第 51 卷 第 1 期

目次

研究論文

- 颱風路徑與侵臺風雨預報技術改進 2012 年研究成果----- 葉天降 李清勝 (1)
楊明仁 張保亮
簡國基 洪景山
鳳 雷 陳建河
- Noah 地表模式於中央氣象局全球預報系統的應用評估與調整 汪鳳如 馮欽賜 (25)
- A 型蒸發皿顏色對蒸發量之影響----- 朱佳仁 陳建翰 (41)
李勝雄 劉日順
- 中央氣象局四維變分資料同化(4DVAR)之初步應用與評估----- 江晉孝 張 昕 (55)
馮欽賜 黃向宇

出版機關：交通部中央氣象局

10048 臺北市中正區公園路 64 號

發行人：辛 在 勤

聯絡電話：(02)2349-1091

編審小組：

主 編 程 家 平

委 員 呂 國 臣 李 育 棋

林 雨 我 洪 景 山

張 保 亮 郭 鎧 紋

陳 建 河 陳 嘉 榮

馮 欽 賜 滕 春 慈

鄭 明 典 盧 孟 明

幹 事 黃 玉 絲 韓 素 蘭

(按姓氏筆劃排列)

颱風路徑與侵臺風雨預報技術改進 2012 年研究成果

葉天降¹ 李清勝² 楊明仁³ 張保亮¹
簡國基¹ 洪景山¹ 鳳 雷⁴ 陳建河¹

¹中央氣象局 ²國立臺灣大學

³國立中央大學 ⁴台灣颱風洪水研究中心

摘 要

「颱風路徑與侵臺風雨預報技術發展」為國家科學委員會支助，由 2010 年 8 月起為期 3 年，以提升颱風路徑與風雨預報作業能力為目標之一整合型研究計畫，研究之進行包含「侵臺颱風環島雙都卜勒雷達風場合成分析之研究與作業化」、「侵臺颱風風雨及內核結構演變之中尺度模擬與分析」、「利用淺水方程模式探討臺灣地形對颱風路徑影響及改進颱風風力預報」、「改進區域數值天氣預報系統以提升臺灣地區颱風豪雨預報研究」、「系集預報系統對颱風路徑與臺灣地區定量降水預報之研究」、「颱風結構及與環境交互作用之影響」、「侵臺颱風發生西南部山區豪雨之觀測指標建立研究」、「異常結構之侵臺颱風的結構特徵與辨識法則」等 8 部分。

研究至 2012 年中主要成果，在作業應用方面，建立以上游風速估計臺灣西南部山區颱風降雨規模的預報方法，完成雙都卜勒雷達反演風場作業系統測試，即時產出雙都卜勒風場，以供颱風結構等之研判預報應用，引用 new trigger Kain-Fritsch 積雲參數化法，發展於分析時加入 ECMWF 部分分析場方法，改進 TWRP 模式預報，與發展颱風初始渦旋擾動場方法以改善 WRF 颱風系集路徑預報。在地形對颱風影響等之認知上，分析與了解臺灣地區異常降雨颱風之異常降雨指數分布，了解在地形以外之區域，傳統的 β 效應顯得較為重要，而颱風中心在地形西側的形成主要是來自於地形 β 效應與相對渦度平流的貢獻，也了解線狀強對流是導致颱風眼牆結構改變與路徑打轉的重要物理機制，而非對稱加熱作用以及颱風平均風場作用項是此時位渦加強的主要貢獻項，同時由研究也得知颱風紮實程度影響颱風內部結構之穩定度。

關鍵詞：颱風、颱風風雨預報、颱風路徑預報、數值天氣預報、資料同化、雙都卜勒雷達反演分析、概念模式、系集預報

一、前言

2013 年海燕颱風(Haiyan)以有紀錄以來最強登陸颱風的威力，直掃菲律賓中南部地區，造成嚴重之災害。歷年來，颱風也在臺灣造成很大影響，近 50 年平均每年因颱風所導致之經濟損失，超過新臺幣 100 億元，主要因為颱風所伴隨之豪雨常導致山崩、土石流、河水暴漲與淹水。

在臺灣地區實務上可發現，許多颱風在登陸臺灣前數小時之路徑偏向相當複雜，如：2001 年桃芝(Toraji)颱風即將登陸臺灣前，運動路徑由西北突然轉向偏西，因而使颱風中心的登陸地點，較預期的地點偏向南邊約 50 公里。另如 2005 年海棠(Haitang)、2007 年柯羅莎(Krosa)與辛樂克(Sinlaku)等颱風，其中心在登陸臺灣前數小時，運動速度皆明顯減慢，運動路徑則由原本偏向西行突然轉向偏南，隨後中心在臺灣東岸近海以逆時鐘方向繞行一圈後才登陸，導致臺灣遭受強烈颱風風雨肆虐的時間足足增長 8~12 小時。由於臺灣地形之特殊，使得颱風移動與風雨分布之特殊性，需要進一步之分析研究，才能有效提升預報準確度。

國家科學委員會推動防災科技，在氣象領域也以提升颱風路徑與風雨預報為重點研究課題。於上一階段葉等(2013)曾就颱風路徑動力模式之改進、應用都卜勒雷達觀測資料發展颱風伴隨強風即時分析和顯示之作業化技術、颱風降雨氣候模式的校驗、改進與整體風雨預報技術之落實等方

面進行研發，完成都卜勒雷達風場反演之作業化、氣象局全球數值模式於颱風路徑預報之改進、WRF 模式土壤過程之改進、TWRP 模式之作業應用、颱風定量降雨預報技術之改進等。為進一步滿足防災之需求，國家科學委員會進一步規劃，利用遙測等先進監測技術提升颱風與梅雨豪雨系統之觀測與診斷分析能力、發展雨量即時預報技術、易受災地區之梅雨季定量降雨預報技術的建立與改進、颱風路徑、強度與暴風半徑預報技術之研究與改進、颱風極端降雨與中尺度降雨整合預報技術之發展與應用等項，為 2010 至 2013 年之重點研究項目，「颱風路徑與侵臺風雨預報技術發展」乃依據上述規劃所進行之一整合性研究，期提升颱風 0-72 小時颱風路徑預報與 0~36 小時颱風伴隨風雨之中尺度預報技術，支援災害預警與應變的需求。

研究包含侵臺颱風環島雙都卜勒雷達風場合成分析之研究與作業化、侵臺颱風風雨及內核結構演變之中尺度模擬與分析、利用淺水方程模式探討臺灣地形對颱風路徑影響及改進颱風風力預報、改進區域數值天氣預報系統以提升臺灣地區颱風豪雨預報研究、系集預報系統對颱風路徑與臺灣地區定量降水預報之研究、颱風結構及與環境交互作用之影響、侵臺颱風發生西南部山區豪雨之觀測指標建立研究、異常結構之侵臺颱風的結構特徵與辨識法則等 8 子項，於後進一步說明各子項於 2010 年 8 月起至 2012 年 7 月之研究成果。

二、研究進行與主要成果

「侵臺颱風環島雙都卜勒雷達風場合成分析之研究與作業化」方面，張(2012)研究利用中央氣象局都卜勒雷達與空軍雙偏極化雷達資料，透過雙都卜勒雷達合成方法進行颱風反演風場之應用分析。都卜勒雷達風場合成之雷達包含：五分山-花蓮、五分山-清泉崗、七股-清泉崗、七股-墾丁、七股-馬公、清泉崗-馬公及墾丁-花蓮等 7 組，有關合成方法過去張(2010)已建立並顯示反演風場與那國島之觀測有高相關性，利用雷達反演之高空風場進行近地表的風力推估，在作業上有其可行性。由於雙都卜勒合成風場及其整合過程計算量相當龐大，其相關延伸產品的開發，均需進行作業化的前期規劃與設計，以確保現行作業系統能提供穩定的風場分析資訊。研究進行 2010 年的上線測試發現，中央氣象局劇烈天氣監測系統(QPESUMS)相關運算主機，能即時產生每 10 分鐘更新之雙都卜勒風場分析產品，同時傳送至政府單位的 QPESUMS 系統，提供防、救災決策判斷使用。由 2010 年颱風萊羅克(Lionrock)、莫蘭蒂(Meranti)、凡那比(Fanapi)、2011 年南瑪都(Nanmadol)，以及 2012 年蘇拉(Saola)等颱風的作業測試顯示，雙都卜勒風場合成分析提供颱風近中心、外圍雨帶區域的環流特性，亦可提供颱風中心位置、強度與暴風範圍的變化趨勢等有用資訊。測試同時也發現，當颱風強度超過都卜勒雷達折錯速度以上時，如反折錯程序處理失敗，將產生明顯不合理之風場。由於雙都

卜勒雷達合成風場作業化，徑向速度場的品质控制為一項相當重要的資料處理過程。未來可進一步應用 Rankine 渦旋的假設，將颱風中心定位資訊與颱風都卜勒速度反折處理程序進行整合，以進一步提升都卜勒速度場反折錯處理的成功率。

張(2012)進一步透過不同高度的反演風場整合，提供臺灣本島及鄰近海域大範圍的風場資訊，此大範圍的反演風場，除可應用於主觀的中心定位分析外，亦可發展環流中心的自動定位技術，在作業上有很好的參考價值，特別是在颱風登陸階段。颱風徑向風力分析除了提供最大風速半徑與環流強度外，亦可提供暴風範圍的大小，透過時間變化的分析，有助於對颱風環流強度演變趨勢的掌握，進而改善短時間的颱風風雨預報。圖 1 為凡那比颱風登陸前(9 月 18 日 2200 UTC)之徑向剖面風速分析，由圖可見，在颱風登陸前，最大風速半徑約位於半徑 30–40 km，最大平均風速值接近 60 m/s。在半徑小於 80 km，不同高度之風速平均差值大致皆大於 10 m/s，半徑大於 80 km 則差異較大，可達 20 m/s 以上。圖 2 為凡那比颱風登陸前至出海階段高度 4 公里相對於颱風中心之風速分布圖，圖中可見登陸前最大風速半徑約 40 km，最大平均風速約 55 m/s，在登陸時(9 月 19 日 0000 UTC) 最大風速半徑已縮至約 30 km，最大平均風速降至約 40 m/s。颱風登陸後，最大風速半徑並不易訂定，半徑 80 km 以內之風速值明顯減弱，半徑 80 km 以外之風速明顯較近中心區域

為強，但最大風速值並不強，約介於 20 至 25 m/s。颱風出海(9 月 19 日 1030 UTC)後，最大風速半徑出現在半徑約 120 至 130 km 附近，最大平均風速值約 35 m/s，且最大風速半徑隨時間有些微減弱的趨勢。此分析結果顯示，颱風登陸前環流結構相當完整，具有開放洋面上的特徵，颱風登陸後，近中心環流強度快速減弱，外圍環流部分的變化相對較為緩和，颱風出海後，環流開始重整，最大平均風速開始增強，但最大風速半徑明顯較登陸前為大。未來研究將持續進行颱風環流中心之自動化定位技術的發展，並進行颱風徑向與垂直風力剖面分析，同時透過高空與地表風力經驗公式的建立，將雙都卜勒風場的反演結果應用於海面與地面風力的推估，藉以提供颱風風雨預報作業與數值模式資料同化更多的風場參考資訊。

「侵臺颱風風雨及內核結構演變之中尺度模擬與分析」方面，藉由中尺度模式 WRF 模擬與分析，探討海棠颱風登陸臺灣前之眼牆深對流結構演變，不對稱結構發展，及其對颱風路徑之影響，結果顯示，線狀強對流是導致颱風眼牆結構改變與路徑打轉的重要物理機制之一。過去 Jian and Wu (2008) 的研究結果發現，峽管效應所引發之北風低層噴流造成海棠颱風登陸臺灣前路徑發生大幅向南偏向，而當颱風更靠近臺灣時，由於地形摩擦作用，北風噴流的強度迅速減弱，眼牆不對稱強風速區轉而在颱風眼牆的東南象限與東側象限。

簡(2012)分析結果發現，當海棠颱風逐漸進入臺灣東部近海時，颱風南側因為動力輻合導致垂直上升運動逐漸加強，該強上升運動區由原先的線狀分布逐漸被併入颱風眼牆的東側及東南側象限，導致颱風眼牆區的位渦場分布由原來接近圓形逐漸轉變成為橢圓形(圖 3)，低層水平輻合促進線狀強對流在眼牆南側發展，併入颱風眼牆東南象限與東側象限的過程中，伴隨有正位渦擾動量變率之相對極大值區，且此不對稱高位渦區亦伴隨局部強風速，因此形成不對稱強風速區。另外，線狀強對流完全併入眼牆東側(約發生於積分時間 30~31 小時)後約 2~3 小時，颱風內核中心逐漸開始轉向北移行，此運動北轉為海棠颱風內核完成逆時針打轉路徑的關鍵過程，未來將進一步研究眼牆東側之強位渦發展與海棠運動轉向北移行是否有顯著關聯，同時亦將探討其中的動力機制。

簡(2012)以雷達觀測與數值模擬結果亦顯示，颱風眼牆合併線狀強對流僅需約 2~3 小時，合併過程中眼牆對流與颱風強度均會短暫增強，此增強的過程在趨勢上是呈現振盪且強度漸漸加強之型態(圖 4)，此現象與 Montgomery and Enagonio (1998) 所提渦旋羅士培波可促使颱風內核強度增強的研究結果有相似之處。而透過位渦擾動量收支分析顯示，非對稱加熱作用下之位渦通量項，是線狀強對流伴隨局部位渦增強的主要貢獻項。由歷史颱風資料發現，颱風登陸臺灣東岸前，常可觀測

到類似上述之低對流層線狀強對流，海棠颱風個案很可能是因為侵臺時移動速度較慢，所以有較長的時間與眼牆進行交互作用，導致眼牆結構改變，簡(2012)推論移速過快的颱風不易出現內核打轉的現象，至於定量上的物理分析則有待進一步探討。

「利用淺水方程模式探討臺灣地形對颱風路徑影響及改進颱風風力預報」方面，係利用全球淺水方程波譜模式，探討不同垂直層平均氣流對於颱風路徑的影響，與探討不同的颱風結構對於其路徑預報的敏感性。模式的水平解析度為 T319(約

37 公里)，不同垂直層平均的氣流係以中央氣象局全球預報模式 T319L40 的 16 等壓面分析風場進行不同垂直層的平均，例如以 850、700、500、400、300 hPa 等 5 層組合而測試 31 種組合(見葉等，2012)。對 2010 年凡納比颱風的模擬，圖 5 顯示，各種不同層的平均流場，其颱風路徑的擴散程度相當大，這表示各平均流場可能存在差異性，但從不同的颱風個案顯示系集路徑預報的擴散程度不同，有的散度大，有的散度小，這也似乎顯示大尺度環境流場的多變及複雜性。

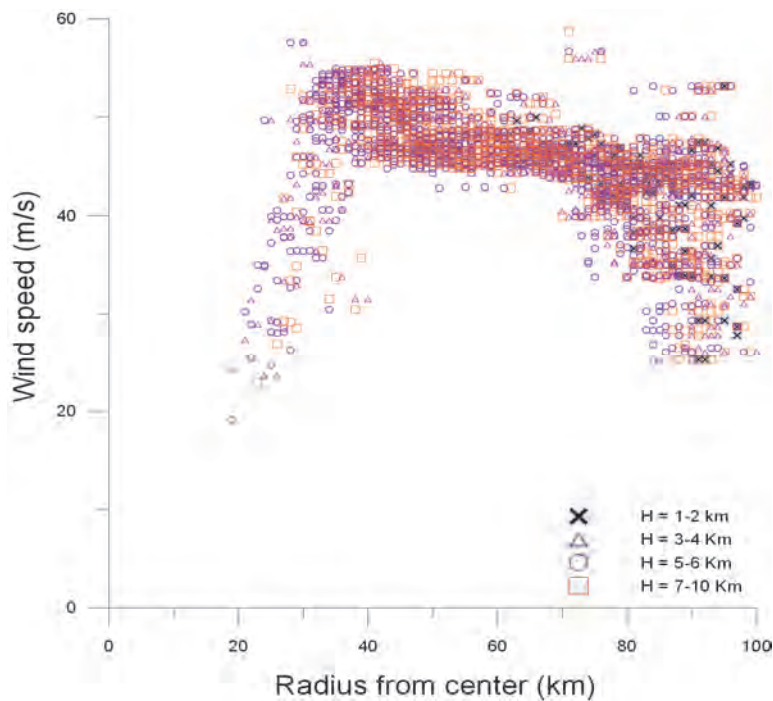


圖 1. 凡那比颱風登陸前(9 月 18 日 2200 UTC)於不同高度(見圖右下側說明)之風速隨半徑(橫軸)之分布。

Figure 1: 2200 UTC September 18 2010 radar retrieved wind speeds (m/s) on different heights (symbols in lower-right) and at different distances from center of Typhoon Fanapi (horizontal axis).

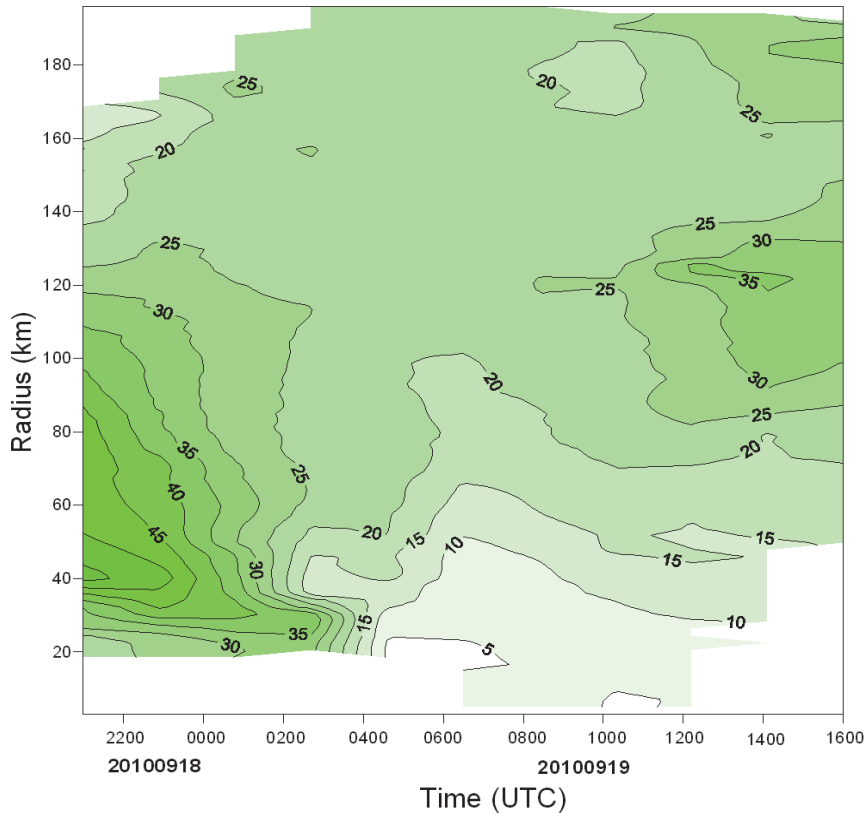


圖 2. 凡那比颱風登陸前至出海階段(橫軸)於高度 4 公里相對於颱風中心(縱軸)之風速 (m/s)演變。

Figure 2: Time evolution of the wind speeds (m/s) on 4 km height at a cross section from center of Typhoon Fanapi to a distance 200 km away from the center.

不同的颱風結構，則以 Rankine vortex $V(r) = V_m \left(\frac{r}{r_m}\right) \exp\left\{\frac{1}{b} \left[1 - \left(\frac{r}{r_m}\right)^b\right]\right\}$ ，變動式中 V_m (近中心最大風速)， r_m (近中心最大風速半徑)， b (外圍風速曲率)，所得到的颱風結構參數，共得 75 種實驗組合進行模擬測試。以 2010 年 10 月 16 日 12UTC 梅姬(Megi) 颱風模擬路徑結果如圖 6，圖中三角形標示路徑為使用 $V_m=40\text{m/s}$ 、 $R_m=96\text{m}$ 、 $b=0.66$ 參數值的模擬路徑，此參數所得之渦旋類

似中央氣象局作業預報採用(Hsiao et al. 2010)之渦旋。圖 6 中雖然模擬的路徑與實際路徑差異很大，這是因所選擇的平均流場不足以代表颱風移動速度所導致，值得注意的是，圖中顯示不同颱風結構的路徑擴散程度相當的大，這在所有其他的個案實驗均顯示相同的結果，顯見颱風結構的不同，確實會影響颱風的路徑預報。

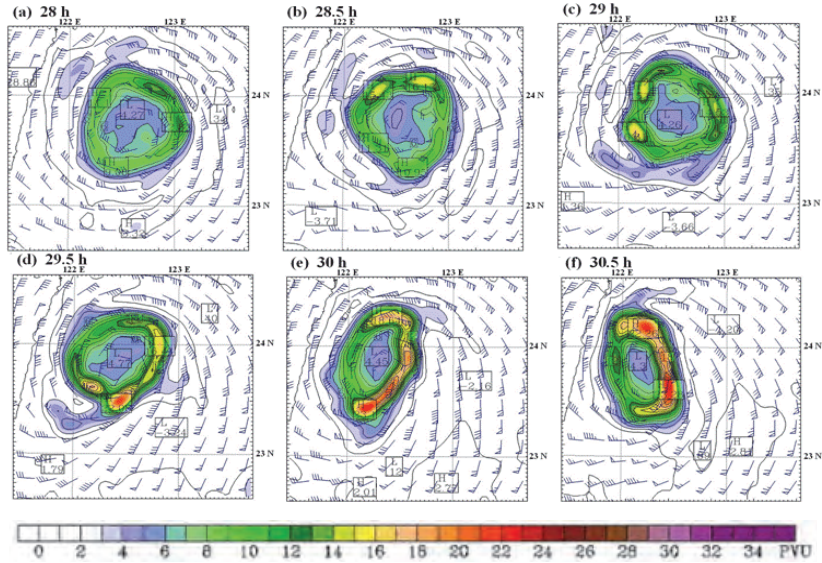


圖 3. 海棠颱風 WRF 模擬 900 hPa 水平風場與位渦場(標尺單位 $1 \text{ PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{ K kg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$) 分布，積分時間分別在 (a) 28、(b) 28.5、(c) 29、(d) 29.5、(e) 30 及(f) 30.5 小時。

Figure 3: The horizontal wind (bars) and the potential vorticity (scale shown in lower panel, in units $\text{PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{ K kg}^{-1} \text{ ms}^{-1}$) on 900 hPa for Typhoon Haitang (2005) at (a) 28, (b) 28.5, (c) 29, (d) 29.5, (e) 30, and (f) 30.5 hours of WRF model simulation.

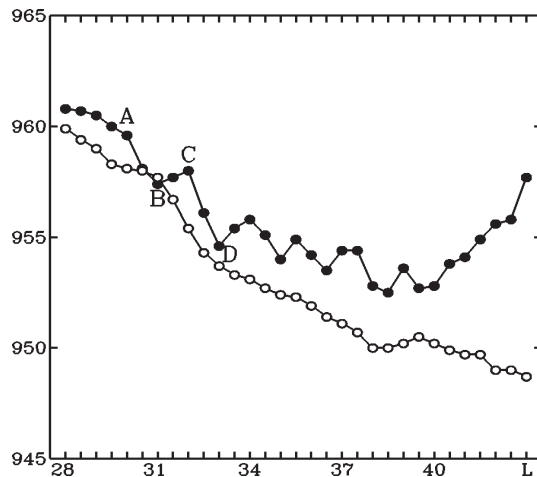


圖 4. 海棠颱風登陸臺灣前，數值模擬之最低海平面氣壓(縱軸、hPa)時間序列圖，圖中實心圓及空心圓線段分別為控制組實驗與無臺灣地形組實驗之模擬結果。A、B、C 與 D 點分別為模式積分 30、31、32 與 33 小時。

Figure 4: The simulated minimum sea level pressure (vertical axis, in hPa) before Typhoon Haitang (2005) made landfall (landfall time, in model integration hours, marked with L in horizontal axis) in Taiwan. Curves with dots and circles are results from simulations of with and without Taiwan terrain, respectively. A, B, C, and D mark the time at 30, 31, 32 and 33 hours, respectively, of model integration.

葉等(2012)以較高解析度正壓渦度方程全球預報模式(水平解析度為 T720, 格間距約 18.5 公里)探討颱風環流與地形之間的交互作用, 結果顯示, 當颱風西北方移動逐漸靠近臺灣地形東側時, 由於環流場與地形的交互作用, 地形 β 效應在臺灣東部地形的迎風面(背風面)為負的(正的)渦度變率, 說明地形對西向颱風的確有向南的作用力。此外, 地形 β 效應也造成了渦度場的變形, 同時間因而產生大小相等但作用相反的相對渦度平流, 抵銷掉大部分的地形 β 效應。即便如此, 直接把相對渦度平流與地形 β 效應相加後仍大於行星渦度平流 1 個數量級以上, 可見從颱風從開始登陸到離開臺灣的這段時間, 颱風中心在地形西側的形成是來自於地形 β 效應與

相對渦度平流的貢獻, 讓渦旋向西北移動, 並非由傳統的 β 效應所導致。由模擬不同大小及強度的颱風, 受臺灣地形影響時的路徑模擬, 探討不同風場結構的颱風受臺灣地形效應影響時, 其路徑改變的動力機制發現, 從颱風登陸到離開臺灣, 渦旋中心的移動主要是來自於地形 β 效應及相對渦度平流(非線性項)的貢獻, 但對於較大的渦旋而言, 臺灣地形可影響其渦度場的範圍相對較小, 因此在地形以外之區域, 颱風環流與渦度場相交所產生的相對渦度平流反而顯得更加重要(即傳統的 β 效應), 推動整個颱風渦旋繞過臺灣地形北部, 持續往西北方向移動, 詳見葉等(2012)。

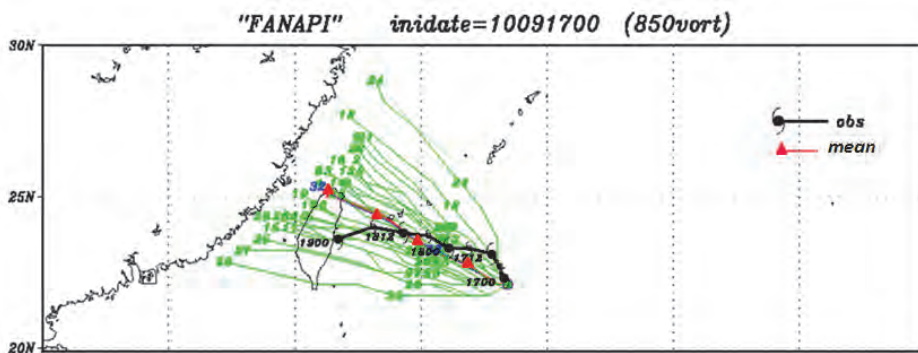


圖 5. 凡那比颱風 9 月 17 日 0000UTC 系集預報實驗結果, 黑色粗線為實際颱風路徑, 三角標示線為 850, 700, 500, 400, 300 hPa 共 5 層組合的平均流場模擬路徑, 其餘細線為各種不同層組合的平均流場模擬結果, 系集平均路徑與三角標示線幾乎重疊, 圖中不易顯示。

Figure 5: The ensemble typhoon track forecasts (thin lines) by shallow water equation model for Typhoon Fanapi initiated at 0000 UTC 17 September 2011 with the initial flow field from different combination of flow fields at 850, 700, 500, 400, and 300 hPa levels. Line with typhoon symbols is the best track and the line with triangular symbols is the shallow water equation model forecast track with initial flow from the vertical mean of flows at 850, 700, 500, 400, and 300 hPa levels.

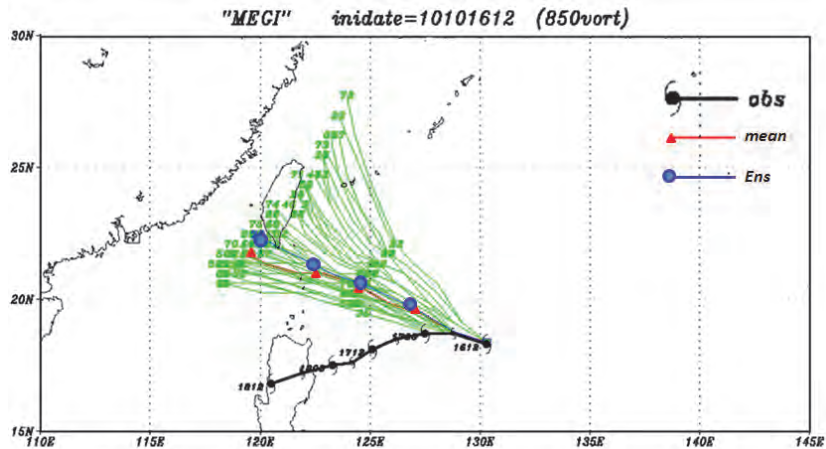


圖 6. 梅姬颱風 10 月 16 日 1200UTC，用不同颱風結構參數的系集預報實驗結果，黑色粗線為實際颱風路徑，三角標示線為颱風結構參數 $V_m=40\text{m/s}$ 、 $R_m=96\text{m}$ 、 $b=0.66$ 的模擬路徑，圓點標示線為不同颱風結構參數模擬路徑(其餘細線)的系集平均路徑。

Figure 6: The ensemble typhoon track forecasts (thin lines) by shallow water equation model for Typhoon Megi initiated at 1200 UTC 16 October 2010 with different vortex structures. Lines with typhoon symbols, circles and triangles are the best track, ensemble mean forecast track and the forecast track with mean vortex structure ($V_m=40\text{m/s}$, $R_m=96\text{m}$, $b=0.66$), respectively.

「改進區域數值天氣預報系統以提升臺灣地區颱風豪雨預報研究」方面，中央氣象局 TWRP 模式是以 WRF 模式為基礎，採用 Kain-Fritsch 積雲參數化法，資料分析含颱風 bogus 資料及使用 relocation scheme，同化過程則採用 partial cycling、cv5 背景誤差協方差及 outer loop 之三維變分資料同化(3DVAR)。因 Kain-Fritsch 積雲參數化法往往使 TWRP 熱帶渦流強度過強，因此葉等(2012)測試引進 Ma and Tan (2009) new trigger Kain-Fritsch 積雲參數化法於 TWRP 作業系統。針對 partial cycling 之應用，研究詳細比較 partial cycling 與 full cycling 預報誤差，選取 2008 年 9 月間(08 日 18UTC 至 28 日 00UTC) 辛樂克 (Sinlaku)、哈格比 (Hagupit) 與 蕾蜜

(Jangmi) 三個颱風 78 個個案，進行 partial cycling 與 full cycling 預報比較。結果顯示 partial cycling 對颱風路徑預報之誤差較小，兩者分析場與 NCEP GFS 比較(如圖 7) 顯示，partial cycling 之風場、溫度場較 full cycling 接近 NCEP GFS，特別是在溫度場的中層與風場的高層，此結果與 Rogers et al. (2009) 研究成果一致，兩者溼度的差異則較溫度場與風場之差異小。由於 partial cycling 在 300 hPa 風場與 700 hPa 溫度場有較顯著的影響，比較此兩變量層上 full cycling 與 partial cycling 的分析場(分別與 NCEP GFS 分析的差別)顯示，full cycling 在西北太平洋與印度洋有明顯的暖偏差。此偏差可能是因為區域模式 full cycling 缺乏衛星輻射資料同化，全球模式(NCEP

GFS)能使用衛星輻射資料，降低模式系統性的誤差(詳見葉等 2012)，使得 partial cycling 使用 NCEP GFS 資料，能有效改善洋面上的分析，較好的初始場，進而可以得到較好的颱風路徑預報。

針對 partial cycling 之改進，NCEP NAM (North American Mesoscale) 作業模式資料同化系統 NDAS (NAM model Data Assimilation System)使用由預報前 12 小時開始，每 3 小時 partial cycling 策略，葉等(2012)針對氣象局 TWRP 模式，透由平均絕對地面氣壓趨勢之變化，分析比較每 3 小時與每 6 小時 partial cycling 策略之優劣。平均絕對地面氣壓趨勢 N 為
$$N = \left(\frac{1}{IJ} \right) \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \left| \frac{\partial p_s}{\partial t} \right|_{ij}$$

其中 p_s 代表地面氣壓， I, J 分別表示模式層水平兩維格點數。因此 N 隨時間之變化可反映模式範圍內質量與風場之平衡狀況。圖 8 為 2008 年 9 月 26 日 1800 UTC 模式 TWRP 初始積分 9 小時氣壓趨勢的變化，可見初始 4 小時氣壓趨勢由 1.75 降至 $1 \text{ hPa} (3\text{h})^{-1}$ ，之後 N 值大約穩定維持在 $1 \text{ hPa} (3\text{h})^{-1}$ 左右，顯示 TWRP 3DVAR 在 CWB 環境下，模式變數間達到平衡需 4 小時以上。因此，TWRP partial cycling 使用 6 小時資料同化系統將較使用 3 小時資料同化系統為佳，以避免模式初期質量場與風場不平衡的因素影響隨後模式的背景場。

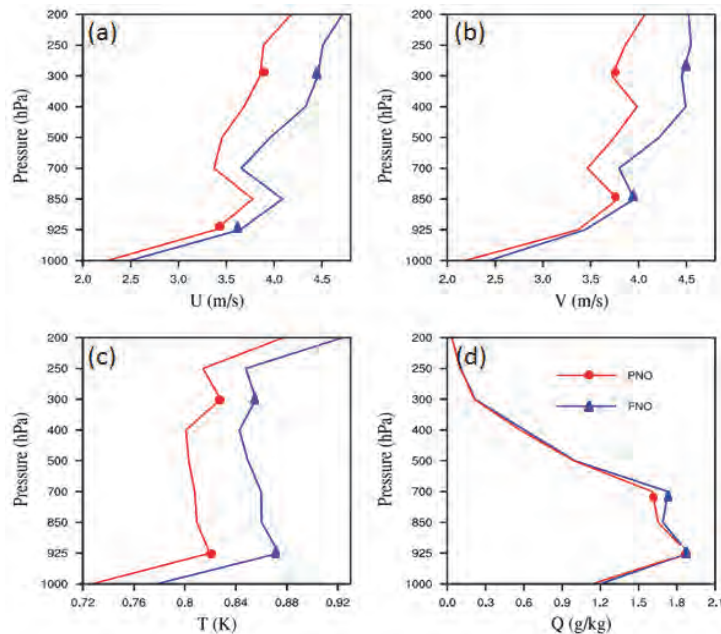


圖 7. (a)東西向風速、(b)南北向風速、(c)溫度與(d)水氣含量在 partial cycling (PNO，見 d 圖標示)與 full cycling (FNO)之分析場模式校驗 RMSE 隨等壓面(縱軸)分布。

Figure 7: The vertical distributions of the RMSE of (a) zonal component wind speed, (b) meridional component wind speed, (c) temperature, and (d) water vapor mixing ratio for partial cycling simulation (PNO) and full cycling simulation (FNO).

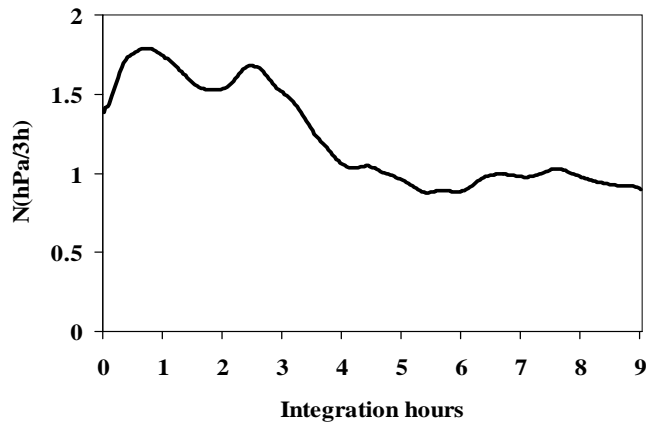


圖 8. TWRf 模式之平均絕對地面氣壓趨勢在前 9 小時積分時間的演變。

Figure 8: The 9-h evolutions of the mean absolute surface pressure tendency ($\text{hPa} (3 \text{ h})^{-1}$) averaged over the forecast domain of TWRf forecasts.

在模式初始資料方面，由於太平洋廣大海域缺乏傳統觀測資料，在 CWB 作業所能取得之數值天氣預報資料中，以 ECMWF 全球模式之預報最為穩定，因此葉等(2012)測試 TWRf 在 850、700、500、與 200 hPa 各層之風及 850 hPa 之溫度與相對溼度分析資料中，每 2.5° 加入 ECMWF 分析場之影響(稱 EC-bogus)。由 2009、2010 年西北太平洋的 12 個颱風，共計 191 個案結果顯示，平均而言加入 EC-bogus 資料使 TWRf 45km 與 15 km 網格在 24/48/72 小時預報皆有改進，由此測試結果，TWRf 加入 EC-bogus 資料的版本，已在 2011 年 5 月 5 日正式為 CWB 採納上線作業。而為了解 TWRf 之降雨預報，葉等(2012)也以 2010 年凡那比颱風進行測試分析，凡那比為西行颱風，受到台灣地形阻擋的影響，高屏的平地地區最大的累積雨量超過 700 毫米，而高屏山區，最大的累積降雨量甚至超過 1,000 毫米，其中屏東縣瑪家鄉自 19

日 13 時至 18 時共計降雨 626 毫米，創下台灣 6 小時最大累積雨量新紀錄，高雄市左營站及高雄縣岡山站 19 日之日雨量分別達 535 毫米及 872 毫米，均破該兩站建站以來的紀錄。比較實際降雨情形，TWRf 能掌握較大降雨區域，但東部地區降雨有過度預測的情形，而在西半部 TWRf 的主要降水中心在中南部山區，與實際雨量相似，在中南部平地的降雨則略微低估。

「系集預報系統對颱風路徑與臺灣地區定量降水預報之研究」方面，主要探討中央氣象局 WRF 區域模式系集預報系統對颱風路徑預報的效能及提出進一步的改進方案，期望系統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。中央氣象局 WRF 區域模式系集成員之產生係使用 WRF 三維變分資料同化技術製造初始場擾動，產生 20 組擾動初始場，再搭配不同邊界擾動和不同物理參數法擾動而得。洪(2012)針對莫拉克颱風

(2009年8月4日0000 UTC至8月9日0000 UTC 預報個案)和凡那比颱風(2010年9月16日00 UTC至9月19日1200 UTC 預報個案)進行預報實驗，以評估系集預報系統對颱風路徑預報的效能，校驗評估係透過計算系集路徑預報平均誤差，與計算系集成員和系集平均間的平均差異，此相當於系集路徑預報的離散度(spread)，一般較佳的系集預報系統，當系集平均路徑預報誤差大時，其 spread 也應該隨之增加，反之當系集平均路徑預報誤差小時，其 spread 也應該隨之減小。

分析結果顯示，在莫拉克颱風期間，系集平均路徑預報誤差在72小時約為250公里，平均誤差和離散度則相當接近，表示在莫拉克颱風期間，路徑預報之離散度合適。對凡那比颱風之系集路徑預報則顯示成員間路徑預報之離散度不足，如圖9a為2010年9月16日12 UTC之預報路徑，

可以發現大部分成員之預報路徑皆相當相似且南偏，使得平均路徑也出現南偏的情況。中央氣象局原有 WRF 系集預報颱風渦旋初始化的流程，未能使颱風渦旋產生擾動。為能增加離散度，藉由進行颱風渦旋植入時，透過 WRF 三維變分資料同化系統中之變異量(variance)和尺度 (length scale)之調整，使颱風渦旋呈現出不同的強度和大小，達到颱風初始渦旋之擾動。圖9b為經此處理2010年9月16日12 UTC凡那比颱風路徑預報結果，顯示各成員間路徑預報之離散度增加，颱風往南的預報誤差有所改善，這也使得系集平均路徑預報誤差減小。圖10為凡那比颱風所有測試個案在使用渦旋擾動後系集平均路徑預報誤差和系集離散度的分布，原系統在使用颱風初始渦旋擾動後，不僅增加路徑離散度，更使系集路徑預報誤差降低，詳見洪(2012)。

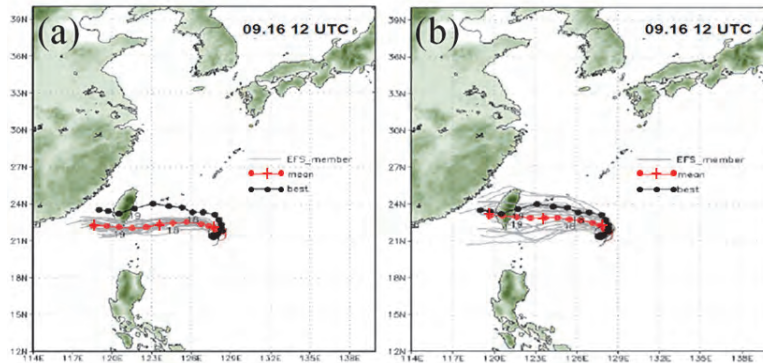


圖9. 凡那比颱風9月16日1200 UTC (a)原系集預報系統與(b)初始渦旋擾動實驗之路徑預報結果。圖中點線(best)為觀測最佳路徑、點+線(mean)為系集平均路徑，餘細線(EFS_member)為系集成員之預報路徑。

Figure 9: The ensemble typhoon track forecast for Typhoon Fanapi initiated at 1200 UTC 16 September 2011 for the experiments (a) without, and (b) with the initial vortex perturbation. Dot-line (best), Dot+-line (mean), and thin line (EFS_member) stands for the best track, ensemble mean, and individual ensemble track forecast, respectively.

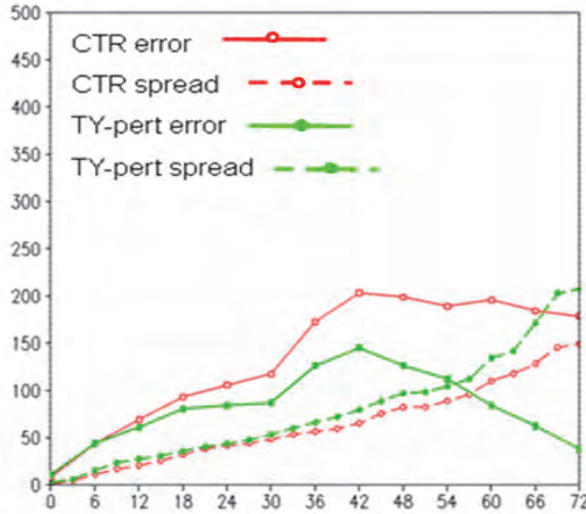


圖 10. 凡那比颱風在有颱風初始渦旋擾動(TY-pert 實點線)與無颱風初始渦旋擾動(CTR 圓圈線)之 72 小時模擬(橫軸)系集路徑誤差(實線)和路徑離散度(虛線)。縱軸單位為公里。
 Figure 10: The 0-72-hr ensemble mean track forecast error (solid line) and the ensemble spread (dashed line) for the experiment with (solid dot) and without (open circle) initial perturbation in Typhoon Fanapi. The unit is kilometer in vertical, and forecast length (hour) in the horizontal.

「颱風結構及與環境交互作用之影響」方面，李(2012)係針對結構紮實的特殊類型颱風及與環境交互作用產生強降雨的颱風，利用 WRF 數值模式模擬其結構變化過程和降雨分布，透過數值模擬和診斷分析，瞭解導致該類型颱風伴隨降雨特徵的物理機制、環流條件及過程，並發展該特殊類型颱風降雨之預報指引。研究完成個案之定量選取方法，選取係依據颱風降雨與颱風降雨氣候預報法預報結果之差異，若颱風降雨量落在「類型颱風氣候雨量」一個標準差之外，定義該颱風在某流域造成了超乎常態的劇烈降雨。另亦使用 QuickSCAT 海表面風場觀測資料 S 參數

$$S = \frac{V_{t_{2RMW}}}{V_{t_{max}}} \times \frac{(RMW \times V_{t_{max}})}{(V_{t_{2RMW}} \times RMW)_{ave}}$$

$$= \frac{V_{t_{2RMW}} \times RMW}{(V_{t_{2RMW}} \times RMW)_{ave}}$$

來量化颱風之紮實程度特徵(S 參數之說明詳見 Chen et al. 2011)。若 S 參數等於 1 則表示該颱風之紮實程度與平均值相同，若 S 參數小於 1 則表示該颱風較平均值來得更紮實，S 參數越小則颱風越紮實。結果顯示紮實結構颱風個案之對流具有較強、高度軸對稱且集中在近中心之特色，在颱風增強的時期，其結構通常較為紮實，而當颱風成熟或開始減弱時，其結構會變得較為鬆散。利用 WRF 數值模式模擬 2007 年紮實颱風個案-玉兔颱風(Yutu)與鬆散颱風個案-萬宜颱風(Man-yi)，並藉由分析模式模擬結果顯示，紮實颱風個案之慣性穩定度(圖 11a)通常較高，故颱風內部動力過程對其發展扮演重要角色。而鬆散颱風個案之慣性穩定度(圖 11b)通常較低，故此類颱風發展時易受外在環境影響(詳見李 2012)。

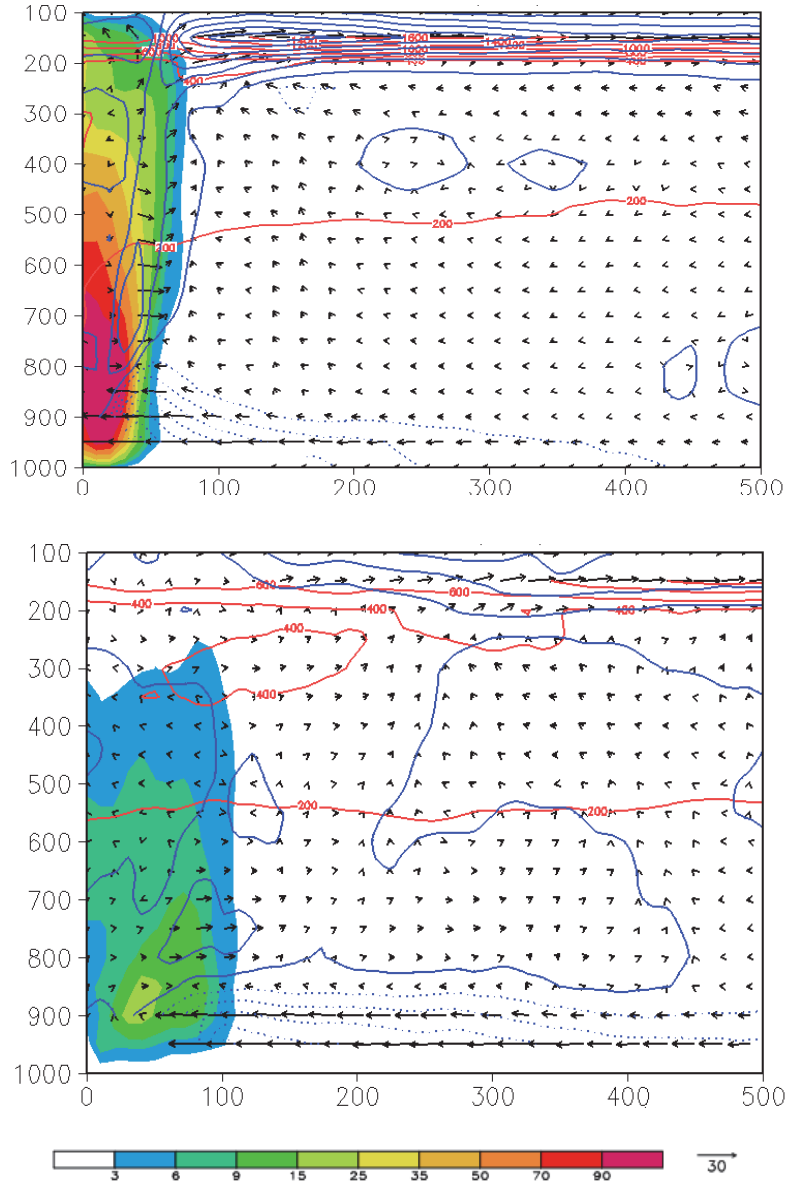


圖 11. 對玉兔颱風模擬 48 小時(上圖)與萬宜颱風模擬 96 小時(下圖)之平均徑向風(虛線表向中心流, 無標示之實直線表向外流, 線距為 4 秒米)、靜穩定度(線標示數值, 單位 $10^{-8}m^4s^2k$)、慣性穩定度(色調區, 尺標於圖下方, 單位 f^2)與風向量(風標, 單位秒米, 尺度於圖下方)在壓力面(左軸, 單位 hPa)上隨半徑(橫軸, 單位公里)之分布情形。

Figure 11: Radial-pressure (hPa) distribution of the simulated azimuthally average radial wind (contours without labels, intervals in $4 m s^{-1}$, dash lines for inflow), static stability (contours with labels, units in $10^{-8}m^4s^2k$), inertial stability (shaded, units in f^2) and radial-vertical wind field (arrows) for (upper panel) Typhoon Yutu at 48 h, and (lower panel) Typhoon Manyi at 96 h.

針對颱風環流與綜觀尺度環境產生交互作用而導致劇烈降雨的颱風，由分析顯示此類暴雨通常以中尺度對流系統(MCS)的型態出現，當這些有組織的 MCS 形成時，會在短時間內提供極大量的降水，李(2012)利用 IR1 紅外線衛星雲圖與多顆繞極衛星之微波頻道觀測 (Passive microwave ice-scattering channel observations; PMW)，定義和颱風相關之不對稱劇烈對流事件。利用 IR1 與 PMW 影像，篩選出由颱風外圍雨帶(distant rainbands)組織發展而成的「颱風外圍型中尺度對流系統(outer-MCS)」個案。經利用客觀方法挑選 1999 至 2009 年間 165 個在颱風環流南側之長生命期劇烈對流系統，並依據對流特徵將之分為兩類，其中 85 個為颱風外圍型中尺度對流系統類(outer-MCS)與 80 個為加強型雨帶類。颱風外圍型中尺度對流系統為一獨立於颱風內核區對流外之線性對流系統，具有相對於颱風中心向外移動的特性，而加強型雨帶係由主雨帶發展而來，其對流線向颱風中心旋入並與眼牆區聯結。經分類分析之研究(圖 12)結果顯示，加強型雨帶發生後，颱風強度增強速率維持不變，但暴風半徑將顯著增加，在颱風外圍型中尺度對流系統發生後，颱風強度增強速率將減慢，但對暴風半徑之改變並無顯著影響。

為對颱風期間於臺灣西南部山區造成超大豪雨之特殊型態，發展利用低層平均水平風來估計山區降雨規模的預報方法，

鳳(2012)進行「侵臺颱風發生西南部山區豪雨之觀測指標建立研究」，其針對侵臺颱風及造成西南部山區劇烈降雨事件之 2005 年海棠及泰利、2007 年柯羅莎及 2009 年莫拉克等 4 颱風，進行雷達資料及雨量資料之整理與分析。他定義西風分量為七股雷達 0.5 公里至 3.0 公里每 0.5 公里一筆的雷達 VAD (Velocity-Azimuth Display)方法風場之平均值。山區平均雨量的範圍如圖 13 內方框所示區域，此區面積約 3,300 平方公里，平均雨量則為區內 29 個雨量站雨量的算數平均。圖 13 為莫拉克颱風及海棠與泰利颱風在臺灣西南部山區平均時雨量與上游低層平均西風分量的關係圖。圖中之直線為各別颱風的線性迴歸線，莫拉克颱風迴歸線的斜率略大於其它兩颱風迴歸線的斜率，此 3 颱風的西風分量與山區平均雨量的相關係數均相當高，分別為 0.89, 0.80 及 0.84。利用莫拉克颱風西風分量與山區平均時雨量的關係，可以得到一個線性方程式 $R = 1.756 \times U_x - 4.16$ ，其中 U_x 為上游氣流的西風分量(單位 m/s)，而 R 則為臺灣西南部山區的平均時雨量(單位 mm/h)。利用此關係式，就可以使用觀測之平均西風分量進行山區平均時雨量估計。圖 14 即為利用海棠颱風的觀測平均西風分量來估計其在臺灣西南部山區之平均時雨量時間序列圖，由此圖可見，此法對海棠颱風在西南部山區發生超大豪雨之降雨趨勢與量值有相當不錯之掌握，更詳細之討論請參見鳳(2012)。

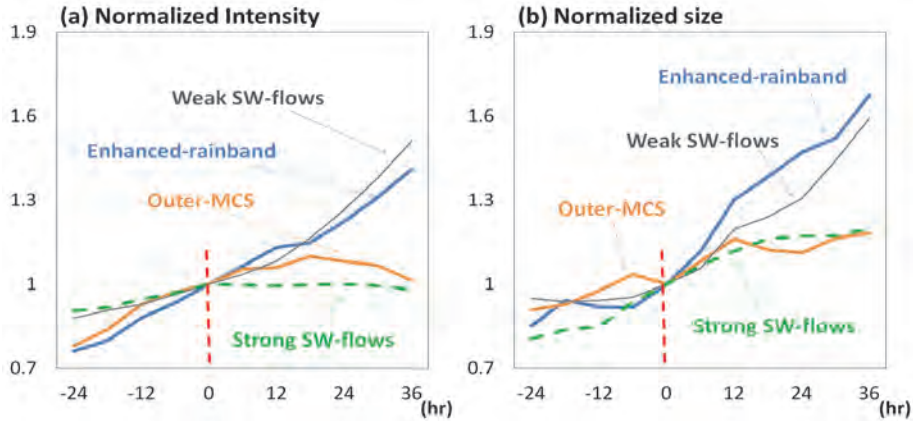


圖 12. 颱風有外圍型中尺度對流系統發展(outer-MCS)與有加強型雨帶發展(Enhanced-rainband)之颱風(a)標準化強度與(b)標準化大小隨時間之變化情形。颱風在強西南氣流環境(Strong SW-flows)或弱西南氣流環境(Weak SW-flows)時之變化情形亦列示供比較。

Figure 12: Composite time series of the (a) normalized intensity and (b) normalized size for typhoons with the outer mesoscale convection system (Outer-MCS), the enhanced rainband (Enhanced-rainband) and that encountered strong/weak south-westerly flows (Strong /Weak SW-flows).

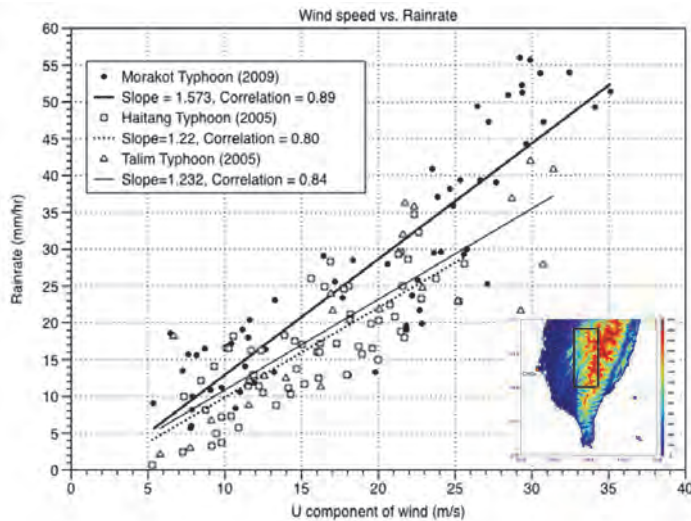


圖 13. 莫拉克(Morakot)、海棠(Haitang)及泰利(Talim)颱風在臺灣西南部山區平均雨量及上游低層平均西風分量的關係圖。臺灣西南部山區列示於圖內方框。

Figure 13: Scattering plots and the regression lines between the mean observation rainfall rates (vertical axis) and the mean low level westerly wind speeds (horizontal axis) over the mountain area of southwestern Taiwan (area shown in lower-right) for Typhoons Morakot (2009), Haitang (2005) and Talim (2005).

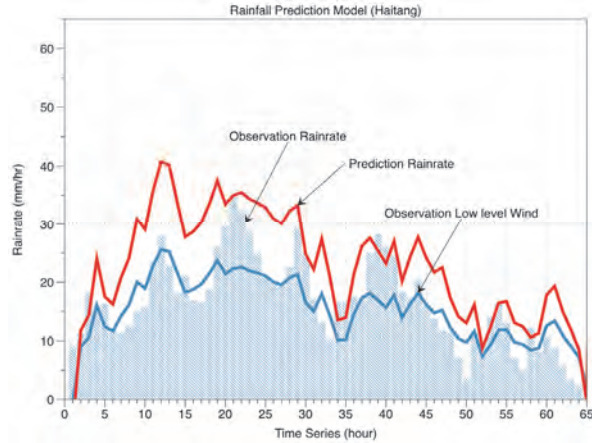


圖 14. 海棠颱風臺灣西南部山區之的觀測平均時雨量(直條)、西風分量(下曲線，縱軸唯單位為 m/s)及透由平均西風估計平均雨量(上曲線)時間序列。

Figure 14: Time series of the averaged observation rainfall rate (bars, in units of mm/h), the low level westerly wind speed (lower curve, in units of m/s), and the corresponding prediction rainfall rates (upper curve) over the mountain area of southwestern Taiwan for Typhoon Haitang (2005).

「異常結構之侵臺颱風的結構特徵與辨識法則」方面，主要目的在分析歷年來臺灣地區異常(非典型)颱風的中尺度結構特徵及其伴隨風雨分佈，並建立起概念模式，以協助氣象人員提早辨識。楊(2012)依中央氣象局的定義，將中心經過 119°E 至 125°E、21°N 至 26°N 區域之颱風，根據其行進路線，分成九類(不含特殊路徑颱風)，這 9 類路徑在 1987 年後的侵臺颱風共有 81 個。降雨之分析係用中央氣象局 400 個自動雨量站與 26 個人工測站所得資料。楊(2012)進一步定義各站異常降雨指數為陸上颱風警報期間，該站累積降雨量較該路徑類型平均累積降雨量差值與該路徑類型累積降雨量標準差之比值。總異常降雨指數則係累積該颱風所有站異常降雨指數大於 1 之異常降雨指數值。各路徑類型極端降雨颱風定義為，總異常降雨指數超過

該路徑類別總異常降雨指數平均值 1 個標準差以上者。依此定義，得到共有 12 個極端降雨颱風，分別是路徑類型 1 艾利颱風(Aere, 2004)、路徑類型 2 辛樂克颱風、路徑類型 3 海棠與莫拉克颱風、路徑類型 4 凡那比颱風、路徑類型 5 杜鵑颱風(Dujuan, 2003)、路徑類型 6 瑞伯(Zeb, 1998)與敏督利颱風(Mindulle, 2004)、路徑類型 7 葛樂禮颱風(Gloria, 1996)、路徑類型 8 賴恩颱風(Ryan, 1995)、路徑類型 9 納克莉(Nakri, 2002)與南瑪都颱風(Nanmadol, 2004)。

楊(2012)針對各路徑類型完成平均累積降雨量分布之整理，並對 2000 年後有較完整資料部分進行分析。圖 15 為主要路徑類型颱風平均降雨量，圖 16 為異常降雨颱風異常降雨指數分布，圖顯示第 1 類路徑颱風平均降雨主要集中在臺灣北部山區，

艾利颱風累積雨量比平均雨量大許多，並且在中南部地區也比平均雨量來得高，因此降雨異常指數的分布圖中有大於一個標準差以上。第 2 類路徑颱風的平均降雨主要分佈在臺灣中、南部山區，辛樂克颱風的降雨主要在臺灣北部地區，因此其降雨異常指數，主要的異常降雨集中在臺灣中部與北部地區，南部屏東地區的降雨甚至是低於颱風路徑平均雨量的。第 3 類路徑的颱風平均累積雨量主要集中在花蓮北部與臺灣南部山區，海棠颱風在北部山區也帶來了許多雨量，因此於降雨異常指數的圖中可以看出海棠颱風於北部山區有較高值。第 4 類路徑的颱風主要累積降雨出

現在花蓮北部地區及臺灣南部山區，凡那比颱風在屏東北部山區有較多的降雨，且西北部地區的降雨量也較平均多，因此降雨異常指數圖上可以看見於臺灣西部平地及山區都有著較高的值。第 6 類與第 9 類路徑颱風雨量分別主要在臺灣東部地區與東南部山區有較大的雨量，敏督利颱風主要在中南部平原及山區，有較大的異常降雨值，而南瑪都颱風遍布全臺都有超過 1 的異常降雨值。其他更完整之討論與各類路徑颱風之綜觀尺度特徵詳見楊(2012)，有關更細部在颱風尺度下的異常狀況與環境場與颱風間交互作用造成異常降雨，則待接續進行進一步探討。

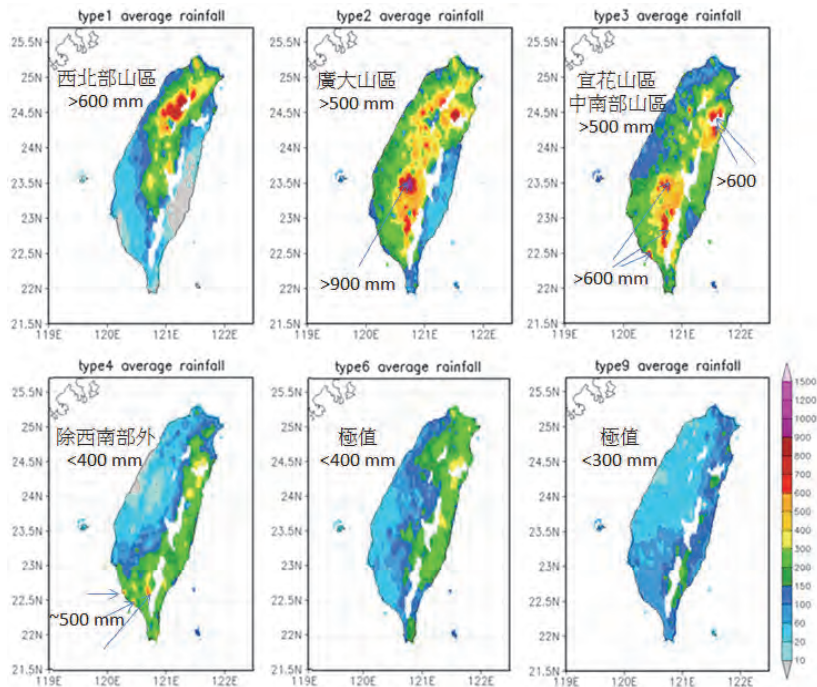


圖 15. 由左至右由上自下分別為第 1、2、3、4、6、9 類型路徑颱風陸上警報期間平均累積雨量(尺標於左下，單位毫米)。陸上空白處無雨量觀測。

Figure 15: Average accumulated rainfalls (in units of mm; shown in the color bar) on Taiwan for typhoons in track-type 1, 2, 3, 4, 6, and 9 during the typhoon warning periods. White colors over land indicate areas of no rainfall observations.

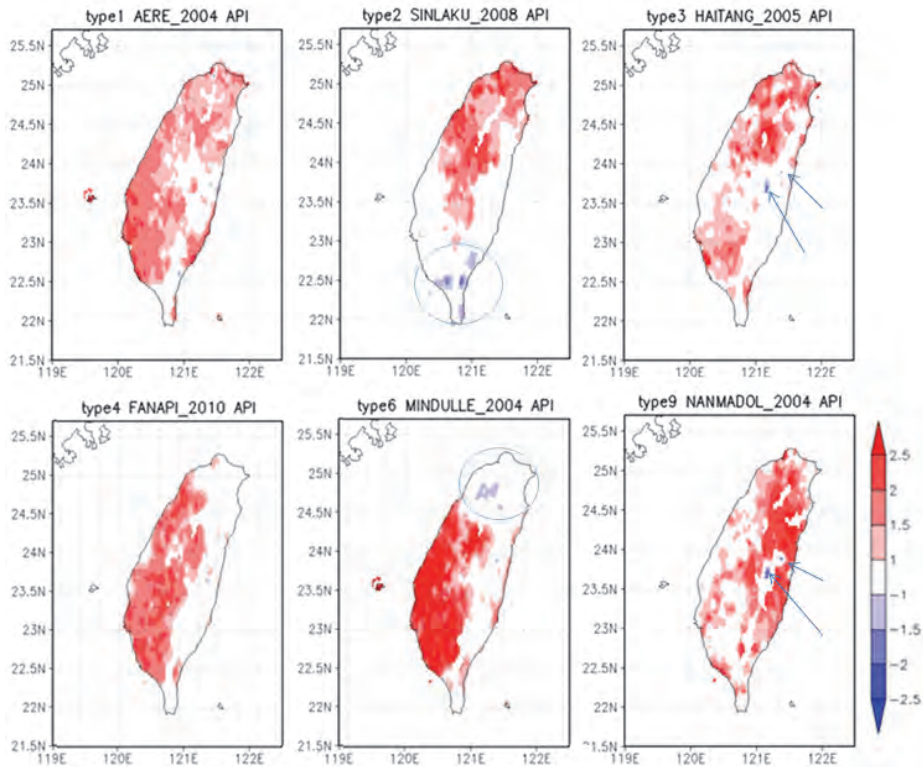


圖 16. 由左至右由上自下分別為第 1、2、3、4、6、9 類型路徑異常降雨颱風(艾利、辛樂克、海棠、凡那比、敏督利、南瑪都)異常降雨指數分佈 (尺標於右下, 明顯小於 -1 處圈出或以箭頭指示)。

Figure 16: Abnormal precipitation index (API in the scale of standard deviation; shown in the color bar) for Typhoons Aere (track-type 1), Sinlaku (track-type 2), Haitang (track-type 3), Fanapi (track-type 4), Mindulle (track-type 6), and Nanmadol (track-type 9). Accumulated rainfall less than one standard deviation among typhoons in each track is indicated by either arrows or circles.

三、結語

為提升颱風預報能力、增進氣象防災效能，進行颱風路徑與侵臺風雨預報技術之發展整合研究。研究之進行包含「侵臺颱風環島雙都卜勒雷達風場合成分析之研究與作業化」、「侵臺颱風風雨及內核結構演變之中尺度模擬與分析」、「利用淺水方

程模式探討臺灣地形對颱風路徑影響及改進颱風風力預報」、「改進區域數值天氣預報系統以提升臺灣地區颱風豪雨預報研究」、「系集預報系統對颱風路徑與臺灣地區定量降水預報之研究」、「颱風結構及與環境交互作用之影響」、「侵臺颱風發生西南部山區豪雨之觀測指標建立研究」、「異常結構之侵臺颱風的結構特徵與辨識法

則」等 8 子項。2010 年 8 月起至 2012 年 7 月主要之成果包括：

由「侵臺颱風環島雙都卜勒雷達風場合成分析之研究與作業化」，完成雙都卜勒雷達合成颱風反演風場之作業測試，即時產生每 10 分鐘更新之雙都卜勒風場，除有助研判最大風速半徑與環流強度外，亦可提供暴風範圍的大小分析，並透過時間變化，掌握颱風環流強度演變趨勢，改善颱風風雨預報。另由凡那比颱風分析結果顯示，颱風登陸後，近中心環流強度快速減弱，外圍環流部分的變化相對較為緩和，颱風出海後，環流開始重整，最大平均風速增強，但最大風速半徑明顯較登陸前為大。

「侵臺颱風風雨及內核結構演變之中尺度模擬與分析」方面，觀測顯示海棠颱風中心靠近臺灣時，眼牆南側象限有線狀對流加強且逐漸旋繞併入颱風眼牆，使颱風內核區之對流增強。本研究數值模擬的位渦分析發現，非對稱加熱作用下之位渦通量項以及颱風平均風場作用下之位渦擾動通量項是導致眼牆東側位渦加強的主要貢獻項；線狀強對流併入眼牆時，颱風強度會短暫增強，趨勢上則呈現振盪且漸漸增強之型態，線狀強對流是導致颱風眼牆結構改變與路徑打轉的重要物理機制。

「利用淺水方程模式探討臺灣地形對颱風路徑影響及改進颱風風力預報」顯示，流場與渦旋結構都對颱風移動有很大影響，在地形效應上，颱風登陸到離開臺灣的期間，颱風中心在地形西側的形成主

要是來自於地形 β 效應與相對渦度平流的貢獻，使渦旋向西北移動，並非由傳統的 β 效應所導致，而對於較大的渦旋，臺灣地形可影響其渦度場的範圍相對較小，因此在地形以外之區域，傳統的 β 效應顯得較為重要。

「改進區域數值天氣預報系統以提升臺灣地區颱風豪雨預報研究」進一步確認 TWRP 模式採用 partial cycling 預報之長處與其在中央氣象局作業應用應採用之處理時距為 6 小時，另經測試顯示，TWRP 引用 new trigger Kain-Fritsch 積雲參數化法，以及在中央氣象局作業環境若加入 ECMWF 模式之部分分析場，能改進颱風路徑預報。針對 TWRP 颱風降雨預報，由凡那比個案結果顯示，TWRP 能提供定性之較大降雨區供參考，在雨量極值上仍有高估或低估情形。

「系集預報系統對颱風路徑與臺灣地區定量降水預報之研究」方面，研究評估中央氣象局 WRF 區域模式系集預報系統對颱風路徑預報的效能，結果顯示，原系統對颱風路徑預報結果之離散度較小，此可能因為颱風渦旋初始化的流程中，未能使颱風渦旋產生擾動有關，藉由進行颱風渦旋植入時，透過 WRF 三維變分資料同化系統中之變異量(variance)和尺度(length scale)之調整，使颱風渦旋呈現出不同的強度和大小，達到颱風初始渦旋之擾動。經測試發現，在使用此方法後，不僅可使預報系統增加路徑離散度，更使系集路徑平均預報誤差降低，能改進此系統效能。

「颱風結構及與環境交互作用之影響」方面，採用量化之颱風紮實程度，顯示紮實颱風個案之慣性穩定度較高，故颱風內部動力過程對其發展扮演重要角色，而鬆散颱風個案之慣性穩定度較低，故此類颱風發展時易受外在環境影響。在依據颱風對流特徵進行分類，研究結果顯示，颱風在加強型雨帶發生後，強度增強速率維持不變，但暴風半徑將顯著增加，而在外圍型中尺度對流系統發生後，颱風強度增強速率將減慢，但對暴風半徑之改變則無顯著影響。

「侵臺颱風發生西南部山區豪雨之觀測指標建立研究」主要成果為建立估計西南部山區降雨規模之量化指標，針對颱風侵襲期間於臺灣西南部山區造成超大豪雨之特殊型態，研究顯示低層(0.5 至 3 km)平均風速可為山區降雨規模的有效指標，並依此完成利用七股雷達低層平均水平風來估計西南部山區降雨規模的預報方法。

「異常結構之侵臺颱風的結構特徵與辨識法則」方面，則在研究定義異常降雨颱風，並依此篩選有較完整資料之異常降雨颱風，分析異常降雨颱風之異常降雨指數分布，討論各類路徑颱風之綜觀尺度特徵，有關更細部、颱風尺度下的異常狀況與環境場與颱風間交互作用造成異常降雨情形，正進行探討中。

誌謝

感謝行政院國家科學委員會 NSC99-2625-M-052-003-MY3 對本整合研

究計畫之資助與中央氣象局對資料及電腦系統資源之提供。第一作者另要感謝中央氣象局陳得松、黃康寧、鄭浚騰、馮欽賜與王惠民及台灣颱風洪水研究中心蕭玲鳳博士之協助與參與。

參考文獻

- 李清勝，2012：颱風路徑與侵臺風雨預報技術發展--子計畫：颱風結構及與環境交互作用之影響，國家科學委員會 101 年期中進度報告，NSC99-2625-M-002-013-MY3，14pp。
- 洪景山，2012：颱風路徑與侵臺風雨預報技術發展--子計畫：系集預報系統對颱風路徑與臺灣地區定量降水預報之研究，國家科學委員會專題研究計畫 101 年期中進度報告，NSC99-2625-M-052-006-MY3，25pp。
- 張保亮，2010，颱風路徑與侵臺颱風伴隨風雨預報技術之發展--子計畫：颱風都卜勒速度觀測與地面風力關係之研究及都卜勒風場反演之作業化(III)，國家科學委員會研究報告，NSC 98-2625-M-052-005，21pp。
- 張保亮，2012：颱風路徑與侵臺風雨預報技術發展--子計畫：侵臺颱風環島雙都卜勒雷達風場合成分析之研究與作業化，國家科學委員會專題研究計畫 101 年期中進度報告，NSC99-2625-M-052-004-MY3，17pp。
- 葉天降、蕭玲鳳與陳建河，2012：颱風路徑與侵臺風雨預報技術發展--總計畫暨子

- 計畫:改進區域數值天氣預報系統以提升臺灣地區颱風豪雨預報研究, 國家科學委員會專題研究計畫 101 年期中進度報告, NSC99-2625-M-052-003- MY3, 26pp。
- 葉天降、李清勝、楊明仁、何台華、馮欽賜、洪景山、鳳雷與張保亮, 2013: 颱風路徑與侵臺颱風伴隨風雨預報技術之發展研究成果。氣象學報, 50, 59-85。
- 楊明仁, 2012: 異常結構之侵臺颱風的結構特徵與辨識法則, 國家科學委員會專題研究計畫 101 年期中進度報告, NSC 99-2625-M-008 -005 -MY3, 17pp。
- 簡國基, 2012: 侵臺颱風風雨及內核結構演變之中尺度模擬與分析, 國家科學委員會專題研究計畫 101 年期中進度報告, NSC99-2625-M-052-005-MY3, 11 pp。
- 鳳雷, 2012: 侵臺颱風發生西南部山區豪雨之觀測指標建立研究, 國家科學委員會專題研究計畫 101 年期中進度報告, NSC99-2625-M-492-002-MY3, 8 pp。
- Chen, D. Y., K. K. W. Cheung, C.-S. Lee, 2011: Some Implications of Core Regime Wind Structures in Western North Pacific Tropical Cyclones. *Wea. Forecasting*, **26**, 61–75.
- Hsiao, L.-F., C.-S. Liou, T.-C. Yeh, Y.-R. Guo, D.-S. Chen, K.-N. Huang, C.-T. Terng, and J.-H. Chen, 2010: A vortex relocation scheme for tropical cyclone initialization in advanced research WRF. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3298–3315.
- Jian, G.-J. and C.-C. Wu, 2008: A numerical study of the track deflection of Supertyphoon Haitang (2005) prior to its landfall in Taiwan. *Mon. Wea. Rev.* **136**, 598-615.
- Ma, L. M. and Z. M. Tan, 2009: Improving the behavior of the cumulus parameterization for tropical cyclone prediction: Convection trigger. *Atmos. Res.*, **92**, 190-211.
- Montgomery M. T., and J. Enagonio, 1998: Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a three-dimensional quasigeostrophic model. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3176–3207.
- Rogers, E., and Coauthors, 2009: The NCEP North American Mesoscale modeling system: Recent changes and future plans. Preprints, 23rd Conf. on Weather Analysis and Forecasting/19th Conf. on Numerical Weather Prediction, Omaha, NE, Amer. Meteor. Soc., 2A4. [Available online at <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/154114.pdf>.]

Study on the Improvements of Typhoon Track, Winds and Rainfall Forecasts over Taiwan Area--Some Findings in Year 2012

T.-C. Yeh¹, C.-S Lee², M.-J. Yang³, P.-L. Chang¹,
G.-J. Jian¹, J.-S. Hong¹, L. Feng⁴, J.-H. Chen¹

¹Central Weather Bureau

²National Taiwan University

³National Central University

⁴Taiwan Typhoon and Flood Research Center

ABSTRACT

“A study on the technical development of typhoon track, winds and rainfall forecast over Taiwan area” is a three-year integrated research project supported by the National Science Council beginning from 2010, which aims to enhance the capability of typhoon forecast over Taiwan area. Topics of the study include: dual-Doppler synthetic analysis of typhoon circulations based on Taiwan radar network and its applications to real-time operation, mesoscale modeling and analysis of the inner-core structure changes and rainfall associated with a typhoon affecting Taiwan, a study on Taiwan terrain effect on typhoon motion by using a shallow water model, a study on the improvement of mesoscale numerical model to enhance typhoon heavy rainfall forecast in Taiwan area, typhoon track and rainfall forecast in an ensemble forecast system, typhoon structure and its interactions with ambient environment, building the indicator of heavy rainfall for Typhoon in Southwest mountainous area of Taiwan, the characteristics and identification principles for landfall typhoons with abnormal structures.

Major achievements through the middle of 2012 on operational use include refinement of the TWRF model, refinement of WRF ensemble model on typhoon track forecast with taking in vortex structure perturbation in initial fields, heavy rainfall estimation over Southwest mountainous Taiwan using upstream wind speed, and development of an operational system for dual Doppler radars wind fields. Those are very helpful to the Central Weather Bureau operational typhoon forecast. As to the improvement in our understanding of typhoon motion and structural change, the study shows when a typhoon encounters mountainous terrain, terrain beta effect and advection effects are the dominant

terms to affect the typhoon motion near the terrain. On the Typhoon Haitang's (2005) looping motion before its landing in Taiwan, the study finds that the forming of the strong band-structured convection system acts as a critical mechanism, and the asymmetric heating effect of the convection contributes to the potential vorticity change. The study also finds that the compactness is a useful index to categorize typhoons as whether the central structure is easily modified by the environment.

Key words: typhoon, typhoon winds and rainfall forecast, typhoon track forecast, numerical weather prediction, data assimilation, dual Doppler radars analysis, mesoscale conceptual model, ensemble forecast

Noah 地表模式於中央氣象局全球預報系統的 應用評估與調整

汪鳳如 馮欽賜

中央氣象局氣象科技研究中心

中央氣象局氣象資訊中心

摘要

本研究針對氣象局全球預報系統引進之 Noah 地表模式進行評估及調整測試，第一階段初步評估測試顯示，Noah 地表模式對模式低層大氣有普遍增溫的影響，此影響雖然減緩了冬季原有的冷偏差，但對於夏季原本已過暖的低層大氣，則有增強暖偏差的負面影響。參考 EC-interim 重分析資料對模式地表能量收支進行之診斷，顯示於夏季地表至大氣的平均可感熱與潛熱比值偏大，此問題本已存在於作業模式，但 Noah 地表模式使得此問題更為明顯，因此本研究第二階段規劃了二個方向調整，試圖調降可感熱與潛熱比值，進而改善夏季低層大氣之暖偏差現象。另外，也測試了模式預報結果對土壤濕度初始場的敏感度，發現設定適當的土壤濕度場對 Noah 地表模式的表現有相當的提升效果。

關鍵字：地表模式，可感熱，地表能量收支

一、前言

在地球大氣系統中，地表與大氣的能量交換對維持整個系統的能量平衡扮演了重要角色。地球大氣系統的主要能量來至太陽，大約一半的太陽輻射進入此系統後可穿透大氣直接加熱地表，再經由可感熱和潛熱的傳遞，直接對低層大氣的溫度和濕度產生影響，對流過程能將低層影響擴及中高層大氣，最後透過大氣環流將能量在高低緯度間重新分配。因此正確的

估算地表可感熱與潛熱，不僅有助於低層大氣的溫度與濕度預報，同時能增進全球大氣模式對環流運行的掌握。

近一、二十年來，有關地表過程對大氣影響的相關議題日漸受到重視，GEWEX (Global Energy and Water Exchanges Project) 為一個針對全球能量及水文循環的國際大型整合研究計畫，此計畫亦將地表模式之發展及應用納入，其中 Noah 地表模式 (Noah LSM) (Ek et al. 2003) 為此實驗計畫所支持的一個發展項

目，此模式在有關地表模式評估的研究計畫 GSWP(Global Soil Wetness Project)中，與眾模式評比下得到相當不錯的評價 (Dirmeyer et al 2006)。NCEP (National Centers for Environmental Prediction)全球預報系統(GFS)也於 2005 年將地表模式更新為 Noah 版本。

本局現行全球作業模式使用之 OSU 地表模式 (Mahrt and Pan 1984) 為 Noah 地表模式的前身，二者之理論架構極為相似，但 Noah 地表模式特別針對冰及雪的處理作了加強 (Koren et al 1999)，另外在蒸發項各分量的計算也進行了細部調整，所以本局全球預報系統嘗試將 Noah 版本引進，希望藉此增進模式對地表過程的掌握，進而改善大氣模式的預報能力。

針對 Noah 地表模式的引進，第一階段首先進行冬夏季節各一個月的評估測試，測試結果顯示，較完整的冰雪處理對亞洲大陸的冬季冷偏差有顯著的改進。但是蒸發量計算的調整，間接影響了可感熱；蒸發量普遍減弱使得可感熱顯著加強，強化了夏季半球陸面原有的暖偏差。為進一步瞭解 Noah 地表模式對可感熱與潛熱之影響為正向亦或負向，於是參考 EC-interim 重分析資料，對 2010 年七月之地表能量收支進行診斷，診斷發現北半球陸面的能量收支顯示出可感熱過強及潛熱過少的分配比例，此為更新 Noah 地表模式之後特別被凸顯的問題。除此之外，模式對地表太陽短波輻射淨吸收量的計算顯著偏大，此為氣象局全球模式於夏季

低層大氣偏暖的潛在因素。

因此第二階段針對 Noah 地表模式凸顯之可感熱過多及潛熱過少的分配問題，進行二個方向的調整測試。一個方向是熱力粗糙長度 (thermal roughness) 的導入，此調整直接影響可感熱的計算；另一個方向則是針對影響植物蒸散量的植物最小阻尼係數作調整，此調整直接影響總蒸發量，再透過地表能量收支平衡假設，對可感熱的傳送產生間接影響。

本論文第二節將介紹新舊版本的差異，第三節將說明第一階段初步評估結果，第四節則針對第二階段調整測試項目作進一步說明，包含引進的熱力粗糙長度 (thermal roughness) 計算方式及植物最小阻尼係數 (minimum stomatal resistance) 的新舊設定差異，並對測試結果作說明，最後針對土壤濕度初始場進行敏感測試及分析。

二、新舊版本差異

氣象局全球作業模式目前使用的地表模式為 OSU 版本 (Mahrt and Pan 1984)，此次引進之 Noah (Ek et al. 2003) 地表模式為 OSU 版之升級，二者主要差別歸納如下。

OSU 版本的土壤分層僅有 2 層 (10 釐米，190 釐米)，Noah 版本則增加為 4 層，分別為 10 釐米、30 釐米、60 釐米及 100 釐米。另外有關植物根部延伸範圍的設定，亦有較符合實際狀況的更新；OSU 版本原是設定所有植物根部伸展均為 200

釐米，Noah 版本則是依據不同植物種類分別設定。

有關土壤層的預報變數，除了各土壤層的土壤溫度及單位體積土壤總含水比例 (volumetric total soil moisture content) 預報，Noah 版本同時增加了土壤液態水含水比例 (volumetric liquid soil moisture content) 預報。此為配合 Noah 版本中另外增加之凍土的考量 (Koren et al 1999)，模式中根據土壤溫度、總含水比例及土壤種類，計算出土壤含冰比例，總含水比例扣除含冰比例的剩餘量，便是土壤的液態水含水比例。

有關雪的處理，OSU 版本以簡化方式統一假設雪之密度 (雪換算為水之深度/實際雪深) 為 0.1，當雪換算為水之深度達 1 毫米，雪面反照率便一致定為 0.7。Noah 版本則引進了較完整的積雪 (snowpack) 概念，將溫度變化對雪密度之影響加入，同時將雪的密度變化帶入熱傳導的計算。另外有關雪的反照率計算，則帶入雪的覆蓋率，同時導入深雪最大反照率的影響 (Robinson and Kukla 1985)，此最大反照率的數值主要與植物種類相關，目前使用的全球資料是依據衛星觀測之推算。

土壤的熱傳導係數計算在 Noah 版本亦作了更新，OSU 版本使用之方法乃參考 McCumber and Pielke (1981)，僅考慮土壤含水量的影響，Collins and Avissar (1994) 的研究指出，此方式在土壤偏濕時顯著高估，土壤偏乾時又顯著低估。因

此 Noah 版本參考 Johansen (1975) 所提出之方案，考慮較多的影響因子，包含土壤飽和度、土壤空隙度、石英含量、乾土壤密度及土壤含水狀態 (冰或水)，在 Farouki (1986) 的回顧研究也指出，此方案之表現在大部分情況均優於其他方案。另外，植物對土壤熱傳導的減緩作用 (Peters-Lidard 1997)，Noah 版本亦將其同時加入。

三、初步評估結果

(一) 實驗設計

本研究測試採用 2011 年上線作業的中央氣象局全球預報模式，此版本解析度為 T319L40，為一典型波譜模式，垂直為 $\sigma (= (p - p_{top}) / (p_{sfc} - p_{top}))$ 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 (Businger 1971)，非局部邊界層參數法 (Troen and Mahrt 1986)，淺積雲參數法 (Li 1994)，Simplified Arakawa Schubert 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)。

有關新版物理方案的評估，考量到物理過程在不同季節有其活躍差異性，因此

於對比明顯的冬夏季節，各選擇一個月進行測試，希望藉此提供較完整的評估。測試規劃於選取之冬季（2009年12月）及夏季（2010年7月）時段，分別進行1個月擬作業程序測試；亦即模擬作業程序，進行每天4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。在此測試架構下，每一次的6小時預報場，均提供為下一次（6小時之後）觀測資料同化分析之猜測場，預報的影響因此可藉由6小時預測場帶入下一次分析，藉此可累積模式差異產生的影響，最後再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。

初步評估測試分2組進行，控制組採用作業版模式，測試組將地表模式更新為Noah版本（以noah為表示代碼），其餘則維持與作業版相同。

（二）實驗結果

1. 溫度場

以預報第5天的結果做為分析代表，可發現二版本於距平相關（anomaly correlation）的差異並不顯著，但從溫度場的平均偏差（mean error），則可看到在冬季及夏季測試時段呈現一致性變化趨勢。圖1為北半球（20°N-80°N）第5天預報於12月（圖1a）及7月（圖1b）的溫度場偏差垂直分佈，實線代表控制組，虛線代表測試組，從圖上可看到，Noah版本相較於作業版本，在北半球低層大氣有

明顯的增暖趨勢。

雖於冬夏季有相同的增暖變化趨勢，但是對於絕對誤差的影響卻回然不同。作業版於北半球冬季時段的第五天預報原本於400 hPa以下均為顯著的偏冷，地表模式更新後的增暖趨勢，使得低層偏冷誤差減小（圖1a），以1000 hPa的溫度場為例，冷偏差從0.8°C減小為0.32°C。反應在溫度場均方根絕對誤差（root mean squart error）（圖2a）的垂直分佈上，則可以看到新版模式於700 hPa以下的絕對誤差顯著減小。

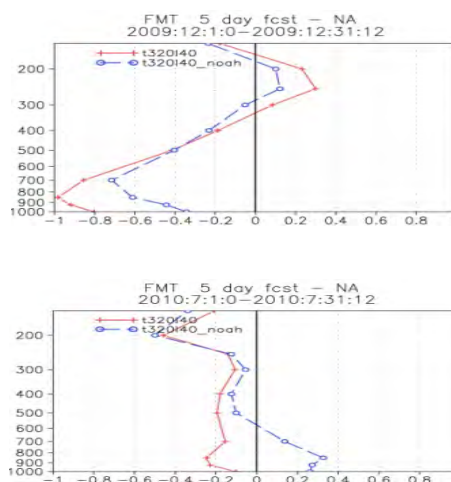


圖1 (a) 2009年12月及 (b) 2010年7月的北半球（20°N-80°N）第5天預報溫度偏差月平均比較。實線為控制組。虛線為測試組。

Fig. 1. Comparison between the northern hemisphere averaged profile of control run (solid line) and test run (dash line) in temperature mean error on the 5th day forecast for (a) monthly mean of December 2009 and (b) monthly mean of July 2010.

至於北半球夏季時段，作業版的第 5 天預報溫度場偏差於 100 hPa 以下均為冷偏差（圖 1b），測試版增暖之趨勢導致更新後於 500 hPa 以下的冷偏差轉為暖偏差，1000 hPa 的溫度偏差從偏冷 0.1°C 轉為偏暖 0.25°C，反應在溫度場均方根絕對誤差（圖 2b）的垂直分佈上，則看到 500 hPa 以下的絕對誤差增加。

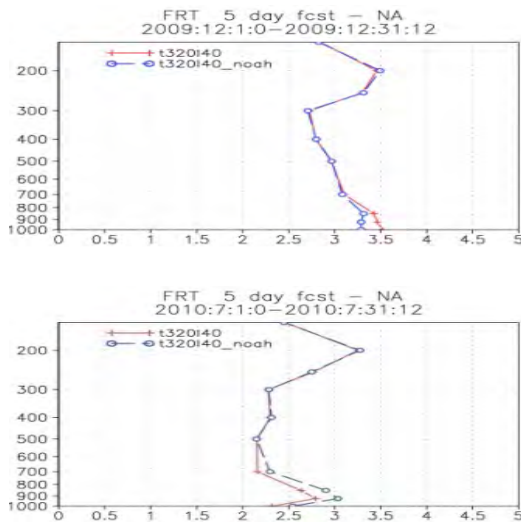


圖 2 (a) 2009 年 12 月及 (b) 2010 年 7 月的北半球(20°N-80°N)第 5 天預報，於溫度場均方根絕對誤差的月平均比較。實線為控制組。虛線為測試組。

Fig. 2. Comparison between the northern hemisphere (20°N-80°N) averaged profile of control run (solid line) and test run(dash line) in temperature root mean square error on the 5th day forecast for (a) monthly mean of December 2009 and (b) monthly mean of July 2010.

2. 地表可感熱通量

由於近地層空氣溫度最直接的影響是來自地表，因此首先針對地表可感熱通量進行差異分析（圖 3），以進一步瞭解 Noah 地表模式造成增暖的原因，從圖上可以看到，更新 Noah 地表模式後，大部分陸面的可感熱通量均為增加趨勢，其中夏半球又更為顯著。從定量來看，北半球冬季時（圖 3a），全球陸面上的平均可感熱通量自 13.8 W/m² 增加為 21.8 W/m²。北半球夏季時（圖 3b），全球陸面上的平均可感熱通量自 45.6 W/m² 增加為 58.5 W/m²。

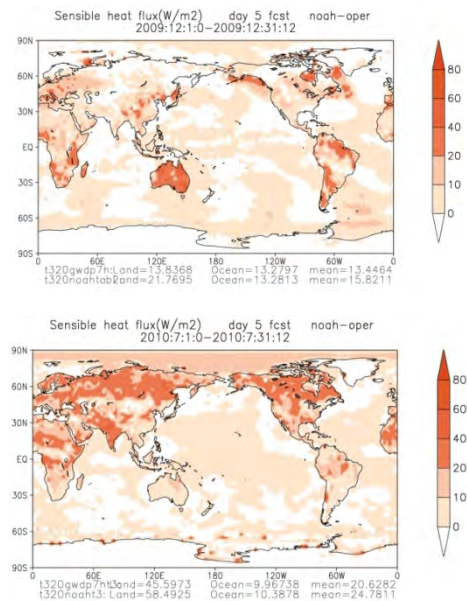


圖 3 (a) 2009 年 12 月及 (b) 2010 年 7 月第 5 天預報可感熱月平均於全球的差異（測試組-控制版）。單位為 W/m²。

Fig. 3. Global distribution of sensible heat flux difference(test run - control run) on the 5th day forecast for (a) monthly mean of December 2009 and (b) monthly mean of July 2010.

為客觀評估可感熱通量的變化，以歐洲預報中心(ECMWF)的 ERA-interim 重分析計畫(Reanalysis project)所提供之 1.5 度資料為參考，針對與本實驗相同測試月份的地表能量收支作估算，估算方式是先以每日 00Z 及 12Z 的 12 小時預報累積量相加計算日平均，再以 31 天平均計算得到月平均。估算出的陸面地表能量收支示於圖 4(ERA)，另外作業版(OPS)及測試版(NOAH)的地表能量收支亦同時列於圖 4。

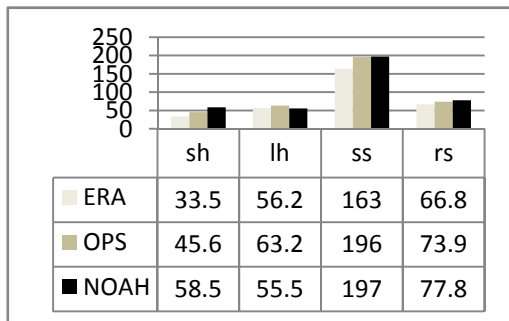
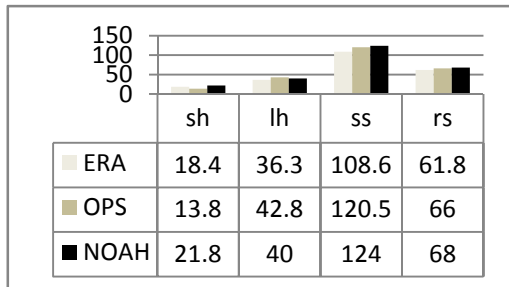


圖 4 (a) 2009 年 12 月及 (b) 2010 年 7 月之全球陸面能量收支比較，sh 為向上可感熱通量，lh 為向上潛熱通量，ss 為向下太陽短波淨輻射通量，rs 為向上地表長波輻射通量。單位為 W/m^2 。

Fig. 4. Comparison of surface energy budget including sensible heat flux(sh), latent heat flux(lh), short wave radiation flux(ss) and long wave radiation flux(rs) between ERA-interim reanalysis(ERA), control run(OPS) and test run(NOAH) for (a) monthly mean of December 2009 and (b) monthly mean of July 2010.

以上述方法估算出 ERA-interim 於 2009 年 12 月的全球陸面(圖 4a)平均可感熱為 $18.4 W/m^2$ ，若以此為標準則發現原作業版模式於此月份的上傳可感熱 ($13.8 W/m^2$) 顯著偏小。相較之下，新版地表模式則有效的將可感熱往上提高，雖然新版模式之可感熱又較 ERA-interim 稍高，但差距相對減小。因此對冬季而言，新版模式所加強的地表處理，包括土壤中冰的預報及積雪物理過程的改進，均具正面效益。

於夏季月份(2010 年 7 月)估算的 ERA-interim 全球陸面平均可感熱為 $33.5 W/m^2$ (圖 4b)，若以此為標準則發現作業版模式於夏季的上傳可感熱 ($45.6 W/m^2$) 已明顯偏高，新版地表模式則將此問題更為強化 ($58.5 W/m^2$)，此訊息與評估測試顯示之近地層空氣暖偏差加大及溫度絕對誤差增加相呼應。

四、調整及測試

初步測試結果發現 Noah 地表模式之地表可感熱增加，其中夏半球的陸面尤其明顯，此變化造成夏季低層大氣溫度的絕對偏差增加。和 ERA-interim 資料相比發現於夏季時段地表可感熱之值亦呈現顯著偏大，但是地表可感熱與潛熱是對地表所吸收之太陽輻射的反應，所以其絕對量值受模式吸收之太陽輻射量影響，在地表能量收支診斷中，發現氣象局全球模式的地表太陽短波輻射淨吸收量和 ERA-interim 相比亦呈現偏多的趨勢，為排除地表吸收之太陽輻射量本身偏差的

影響，單純對地表模式運作的合理性作判斷，因此引進參數 Bowen ratio (可感熱/潛熱)，以地表可感熱通量及潛熱通量的比例為參考指標。以 2010 年 7 月之 ERA-interim 資料估算出陸面上的 Bowen ratio (=33.5/56.2) 約為 0.6，作業版於同月分的 Bowen ratio (=45.6/63.2) 約為 0.72，更新 Noah 地表模式之後，Bowen ratio (=58.5/55.5) 變為 1.05，顯示更新版的可感熱所佔比例顯然偏高，潛熱所佔比例偏少。因此第二階段規劃了二項調整測試，調整主要是朝減少可感熱及增加潛熱的方向進行，二項調整的詳細說明如下。

(一)調整項目說明

1.熱力粗糙長度 (thermal roughness)

模式的地表可感熱計算式中，有一個重要的關鍵參數為粗糙長度，此粗糙長度決定了部分的傳送效率，粗糙長度值愈大其傳送效率愈高，在原模式中採用了下邊界計算動量傳遞(消散)所參考的粗糙物高度為其設定值。但是下邊界熱量及動量傳遞過程的核心機制大不相同(Wei and Zheng et al. 2010)，下邊界的動量傳遞機制主要和風場遇粗糙物引起之壓力場擾動相關，而熱量傳送機制則主要決定於分子擴散運動，因此下邊界熱量與動量的通量估算不宜使用相同的粗糙長度。有研究指出於沙漠區之可感熱計算，若考慮與動量傳遞不同的熱力粗糙長度，甚可導致地表溫度增加 10℃ 的差異 (Zeng and Dickinson 1998)。

因此在本階段的第一項調整測試中，採用了 Zeng and Dickinson (1998) 提出適用於有部份植物覆蓋地上的有效粗糙長度 (Zoe) 概念：

$$\ln(\text{Zoe}) = (1 - \sigma_v)^2 \ln(\text{Zog}) + [(1 - (1 - \sigma_v)^2)] \ln(\text{Zof}) \quad (1)$$

先以此有效粗糙長度計算地表動量通量，(1) 式中 Zog 和 Zof 分別表示裸地和植物覆蓋地的粗糙長度， σ_v 為植物覆蓋率。之後再引用 Wei and Zheng et al. (2009) 所提出的有效粗糙長度 (Zoe) 和熱力粗糙長度 (Zot) 關係式，

$$\ln\left(\frac{\text{Zoe}}{\text{Zot}}\right) = (1 - \sigma_v)^2 C_{zil} k \left(\frac{u_* \text{Zog}}{v}\right)^{0.5} \quad (2)$$

透過此關係式計算出熱力粗糙長度 (Zot)，(2) 式中 u_* 為地表摩擦速度， k 為 Von Karman 常數 (0.4)， v 為空氣運動黏滯係數 ($1.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$)， C_{zil} 係數為 0.8。

2. 植物最小阻尼 (minimum stomatal resistance)

第二階段的第二項調整測試，是針對植物最小阻尼進行調整，此係數直接影響地表總蒸發量，透過地表能量收支平衡的假設，間接影響可感熱的傳送。

在 Noah 地表模式中，地表總蒸發(蒸發之水氣凝結後釋放之熱量即為潛熱)的計算包含了 3 個部分，分別是裸地上的直接蒸發、植物葉面承接之雨水的再蒸發，以及透過植物根部吸收土壤水分再經由植物莖部傳輸至葉面的蒸散 (Et, transpiration)。在植物覆蓋率 (σ_v) 高的格點，蒸散所佔比例會相對提高，蒸散量

的計算也就更形重要，而蒸散過程的實際運作相當複雜，在 Noah 地表模式是以參數化方式來模擬蒸散：

$$Et = \sigma_v E_p B_c \left[1 - \left(\frac{W_c}{S} \right)^n \right] \quad (3)$$

其中主要概念是以飽和狀態的潛在蒸發量 (E_p) 為最大蒸散量，再考慮植物覆蓋率 (σ_v) 及阻尼效應 (B_c) 等因素產生的減緩作用，另外(3)式括弧內的 $(W_c/S)^n$ 是以葉面承接之雨水 (W_c) 與最大可承接容量 (S) 之比值來區劃出植物覆蓋區中葉面再蒸發與蒸散的權重。若葉面承接的水達最大容量 (S)，則植物覆蓋區的蒸發全部為葉面再蒸發，蒸散量則為零；相反的，如果葉面上無任何水，則植物覆蓋區的蒸發全由植物莖部傳輸至葉面的蒸散主導。

蒸散作用在蒸發總量的 3 個組成項目中，具有一個不同於其他 2 項的特性，在其蒸散計算中必須考慮阻尼效應 (B_c)，阻尼效應的減緩作用會使蒸散過程的時間尺度拉長。所以大雨過後，植物覆蓋區的土壤水分可以保持數個禮拜甚至更久，而不會像裸土在短時內即被蒸乾。Noah 地表模式的阻尼效應是參考 Ek and Mahrt (1991) 及 Jacquemin and Noilhan (1990) 的參數式，考慮了植物最小阻尼 (minimum stomatal resistance)、太陽輻射、空氣溫度、水氣壓力差及土壤含水量之飽和度等因子，其中植物最小阻尼在模式中是依植物種類而給定的參數值，此值的大小直接影響蒸散量及總蒸發，在植物覆蓋率高的區域尤為明顯。當植物最小阻尼的數值愈大，產生的阻尼效果愈強，最

後顯示阻尼效應 (B_c) 的值因此會愈小，計算得到之蒸散因而減小。但植物最小阻尼為一個表示物理特性的參數，其值大小潛藏很大的不確定性，也因此增加了此參數的調整空間。表一為土壤模式涵蓋之 13 種植物的最小阻尼係數調整前後對照，調整參考為 NCEP GFS 作業目前使用之設定。

表一 植物最小阻尼調整對照表

Table 1. comparison of minimum stomatal resistance between original value and adjusted value

植物種類 (vegetation type)		植物最小阻尼係數	
		調整前	調整後
1	Tropical forest	300	300
2	Broadleave-deciduous trees	175	175
3	Mixed forest	175	175
4	Needleleave-evergreen trees	300	300
5	Needleleave-deciduous trees	300	70
6	Broadleave trees with ground cover	70	70
7	Ground cover	45	20
8	Broadleave shrubs with perenial ground cover	225	70
9	Broadleave shrubs with bare soil	225	70
10	Dwarf trees and shrubs with ground cover	225	70
11	Bare soil	400	70
12	Cultivations	45	20
13	Glacial	150	70

(二) 調整測試結果

1. 實驗設計

調整測試亦是採用 2011 年上線作業的中央氣象局全球預報模式，此次調整測試目的是為改善夏季低層大氣之暖偏差，因此測試規劃選取了 2010 年 7 月，進行夏季時段的一個月擬作業程序測試。

測試的控制組 (noah) 為作業版模式加上 Noah 地表模式，調整測試分 2 部分進行，第一部分於控制組導入熱力粗糙長度 (noah_zt)，第二部分再加上植物最小阻尼的調整 (noah_ztrsm)，其餘則維持與控制組相同。

2. 熱力粗糙長度測試

第一部分 (noah_zt) 的調整項目為導入熱力粗糙長度，此調整版本進行 1 個月的積分測試後，將第五天預報結果的月平均和控制組相減作比較，圖 (5a) 為地表可感熱的差異分佈，可以清楚看到美洲西岸的沙漠區，北非的撒哈拉沙漠區，阿拉伯半島以及沿著北緯 30 度南北二側，從東經 60 度一直延伸到 110 度的裸土區，可感熱均顯著減少，呈現 -10 W/m^2 至 -40 W/m^2 的差異，從陸面整體平均數值來看，可感熱從控制組 (noah) 的 58.49 W/m^2 降為 53.31 W/m^2 。850 hpa 溫度場差異分佈 (圖 5b) 則呈現可感熱減少對溫度場的影響，對應於可感熱減少區域，其 850 hpa 溫度場亦呈現明顯的減溫。

此部分測試結果顯示，熱力粗糙長度的引進顯然對裸土及沙漠區的可感熱計算有特別顯著調降作用，同時也對此區低層大氣產生一定的降溫作用。

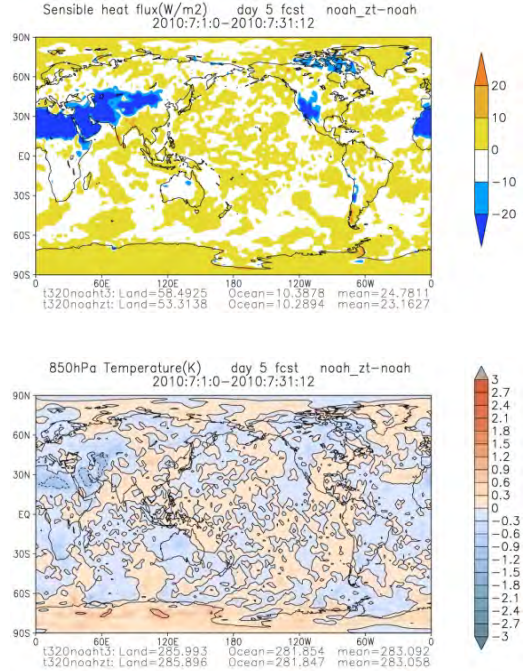


圖 5 熱力粗糙長度測試 (noah_zt) 與控制組於 2010 年 7 月的第 5 天預報平均差值，(a) 為地表可感熱 (W/m^2) (b) 為 850 hPa 溫度場 (K)。

Fig. 5. Difference (noah_zt - noah) distribution of (a) sensible heat flux and (b) 850hPa temperature on the 5th day forecast for monthly mean of July 2010.

3. 植物最小阻尼測試

第二部分測試 (noah_ztrsm) 調整是架構於第一部分的測試 (noah_zt) 版本之上，因此將此部分調整之模式積分一個月的結果與第一部分調整測試結果作比較，其差異便可表示植物最小阻尼的影響。圖 (6a) 的可感熱差異分佈和第一部份測試完全不同，其主要差異分佈於亞洲大陸的北緯 60 度以北，此區域具備了 2 項重要特徵，其一為植物覆蓋率大於 0.6，其二為植物 (type=5) 最小阻尼減少

比例達 300/70。因為受阻尼影響的蒸散作用是發生於植物覆蓋區，所以必須有較大植物覆蓋率才能看到調整的效果，在其餘幾個阻尼係數調整比例相當的植物種類分佈區，即因為植物覆蓋率偏小，所以並未呈現明顯的反應。陸面整體平均數值來看，可感熱降為 50.83 W/m^2 。溫度場的反應顯示於圖 (6b)，配合可感熱的減少，於相同區域的 850hPa 溫度場亦呈現明顯的降溫。陸面上的 Bowen ratio ($= 50.83/56.8$) 同時降為為 0.89。

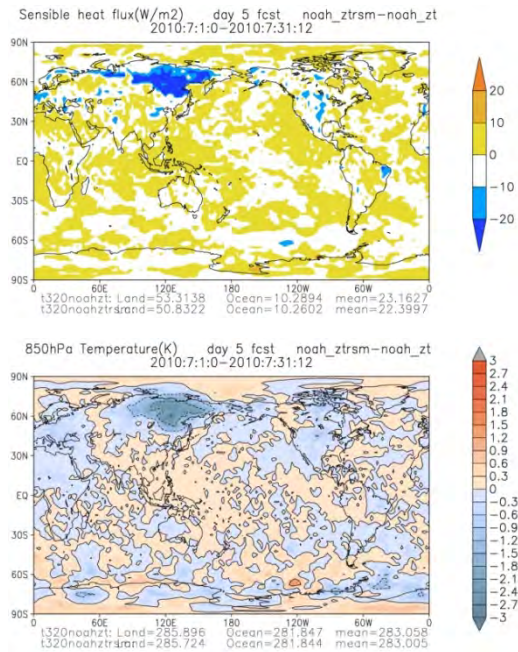


圖 6 植物最小阻尼測試 (noah_ztrsm) 與第一部份測試(noah_zt)於 2010 年 7 月的第 5 天預報平均差值，(a) 為地表可感熱 (W/m^2) (b) 為 850 hPa 溫度場 (K)。

Fig. 6. Global distribution of (a) sensible heat flux difference(noah_ztrsm - noah_zt) and (b) 850hPa temperature difference(noah_ztrsm - noah_zt) on the 5th day forecast for monthly mean of July 2010.

此部分測試顯示植物最小阻尼的調降，透過潛熱增加，間接有效地調降了地面至大氣的可感熱傳送，但其主要影響範圍在植物覆蓋率較高的區域。

接著進一步從預報得分 (score) 的結果進行比較評估，圖 (7) 為北半球 (20°N - 80°N) 第 5 天預報距平相關 (anomaly correlation)，以目前作業版本為參考標準 (實線)，則測試版 (空心圓虛線) 的預報得分和作業版不分軒輊，但低層稍微落後，而經過二項調整之後 (實心圓虛線)，表現較控制版顯著進步，低層也超越了作業版。

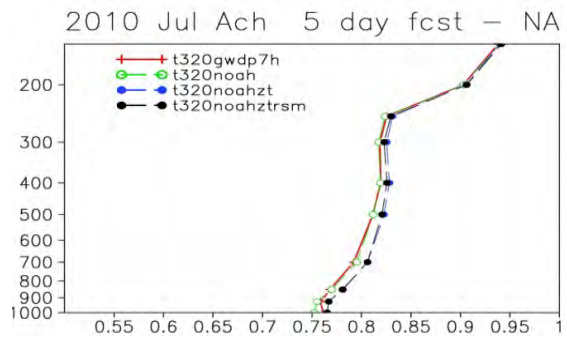


圖 7 北半球 (20°N - 80°N) 第 5 天預報距平相關。實線為作業版，空心圓虛線表測試版，實心圓虛線表調整版。

Fig. 7. Comparison between the northern hemisphere (20°N - 80°N) averaged profile of control run (solid line) test run(circle dash line) and noah_ztrsm run(full circle dash line) in anomaly correlation on the 5th day forecast for monthly mean of July 2010.

圖 (8a) 為溫度場平均偏差 (mean error)，作業版 (實線) 的溫度場平均偏差在北半球整體平均為冷偏差，雖然陸面上為暖偏差，但海面上為冷偏差，所以平

均之後在 850 hPa 有大約 0.25°C 的冷偏差，但是更新地表模式為 Noah 版本之後，此版本（空心圓虛線）的陸面增暖，使得北半球 700 hPa 以下轉為暖偏差，850 hPa 的暖偏差將近 0.35°C。經過二階段的調整後（實心圓虛線），暖偏差明顯減少，最後溫度平均偏差減為 0.15°C。

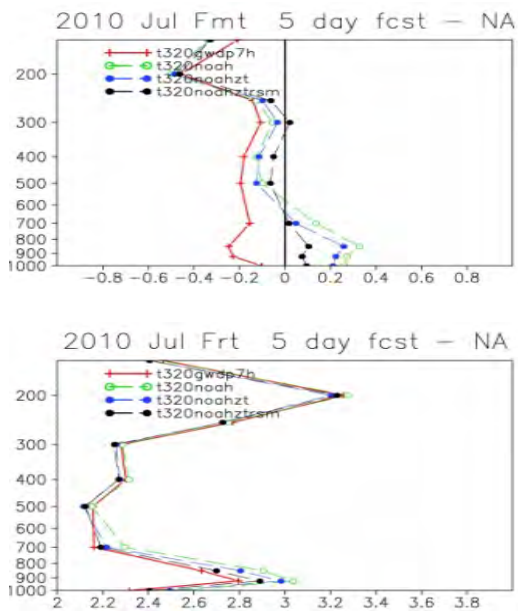


圖 8 北半球 (20°N-80°N) 第 5 天預報 (a) 溫度場平均偏差 (b) 溫度場均方根誤差。實線為作業版，空心圓虛線為測試版，實心圓虛線為調整版。

Fig. 8. Comparison between the northern hemisphere (20°N-80°N) averaged profile of control run, (solid line) test run(circle dash line) and noah_ztrsm run(full circle dash line) in (a) temperature mean error and (b)temperature root mean square error on the 5th day forecast for monthly mean of July 2010.

圖 (8b) 為溫度場均方根絕對誤差 (root mean square error)，可以看到測試組 (空心圓虛線) 更新 Noah 版本地表模式後，誤差較作業版 (實線) 顯著的增加，850hPa 的絕對誤差值從作業版的 2.65°C，增加至 2.9°C。但經過二階段調整後，850hPa 的絕對誤差降為 2.7°C，趨近作業版，而中高層誤差亦同時減弱，其值甚至小於作業版。所以從整體預報得分來看，調整階段的二項調整對預報為正面影響，且調整之後整體預報得分和作業版模式相當。

五、土壤濕度敏感測試分析

地表模式之表現除了與參數化理論架構相關，土壤濕度場亦是一個重要關鍵 (汪與馮，2005)，目前全球模式尚未對土壤濕度作分析，僅能以前 6 小時的 6 小時預報作為初始場，所以土壤濕度尚存有相當的改進空間，因此本節以不同土壤濕度初始值的設定，測試 Noah 土壤模式對此因子的敏感度，瞭解 Noah 地表模式應用的潛在改進空間。

此部分測試選取 2012 年 7 月，進行一個月擬作業程序測試。測試使用作業版模式加上經過前面二部分調整的 Noah 地表模式，控制組(CWB)的初始土壤濕度場來自氣象局作業模式的 6 小時預報，由於作業模式只有 2 層土壤層，因此第 3 層及第 4 層的土壤濕度直接以第 2 層之值給定；測試組(NCEP)的土壤濕度則以 NCEP GFS 的 6 小時預報場給定。Noah 版土壤

模式較作業版多了一個預報變數，此變數為單位體積土壤液體含水比例，於 2 組測試中均設定其初始值與總含水比例相等，亦即假設土壤初始場含冰比例為 0。

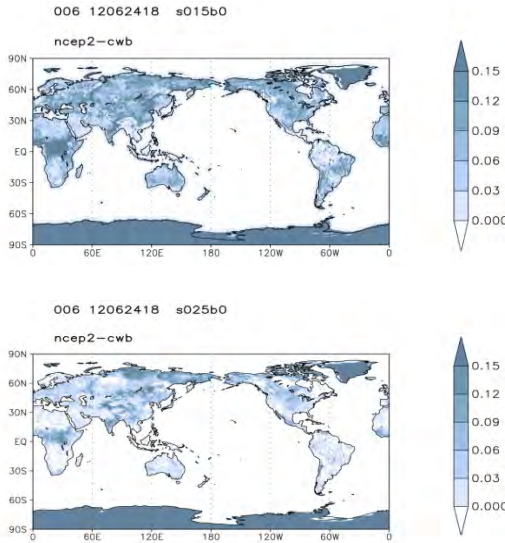


圖 9 二版本土壤濕度初始場差異 (NCEP-CWB)。(a) 為第 1 層土壤，(b) 為第 2 層土壤。

Fig.9. Difference distribution of volumetric soil moisture content (NCEP-CWB) at initial field in (a)the first soil layer and (b) the second soil layer .

從土壤濕度場的敏感測試結果可以得知，設定適當的土壤濕度場對 Noah 地表模式的應用有相當的提升效果，本測試雖僅改變預報第 1 天的土壤濕度初始場，但藉著土壤記憶的延續，整月的預報得分均受到影響。

二組測試於第 1 層及第 2 層的土壤濕度初始場差異 (NCEP-CWB) 示於圖 9，從二版本的差異可以清楚看到，來自 NCEP GFS 的土壤濕度場全面性的較為潮

濕。此差異對地表上傳能量的分配產生了直接影響，較濕的土壤其上傳可感熱明顯減小 (圖 10a)，此因較多蒸發使潛熱增加 (圖 10b) 因而抑制可感熱的傳遞。此變化對 2012 年 7 月第 5 天預報的影響示於圖 11，圖 11a 為北半球溫度場平均偏差的月平均，測試組 (NCEP) 低層的暖偏差顯著減小 (空心圓虛線)，導致溫度絕對偏差亦隨之減小 (圖 11b)，同時高度場的異常相關 (圖 11c) 於低層也呈現較高的得分。

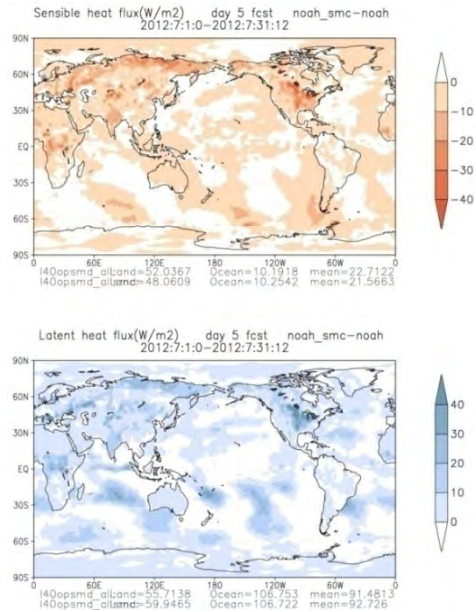


圖 10 土壤濕度初始場測試的第 5 天預報月平均，(a) 為可感熱差異 (NCEP-CWB) (b) 為潛熱差異。單位為 W/m²。

Fig.10. Difference(NCEP-CWB) distribution of (a) surface sensible heat flux and (b) surface latent heat flux on the 5th day forecast for monthly mean of July 2012. The unit is W/m².

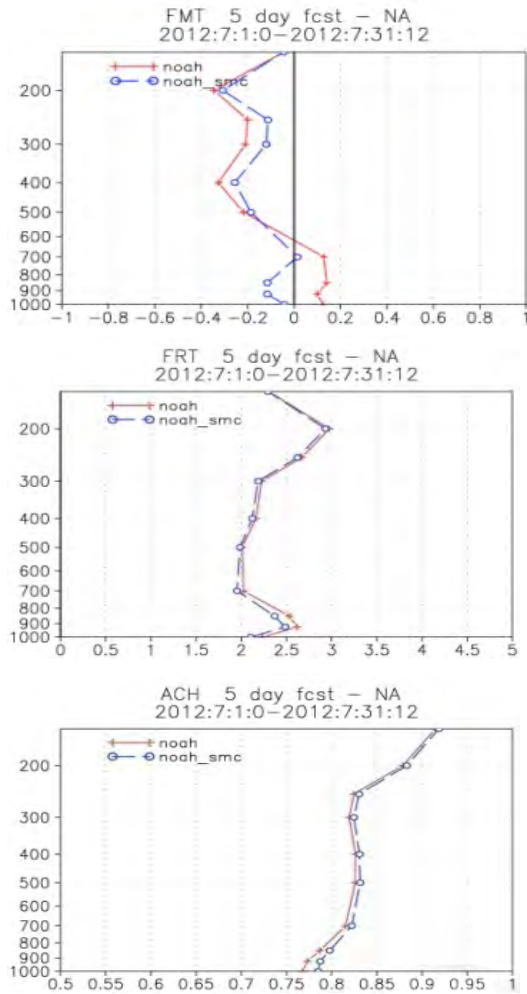


圖 11 土壤濕度初始場測試的第 5 天預報於北半球的月平均垂直分佈，(a) 為溫度場平均偏差 (K) (b) 為溫度場絕對誤差 (K) (c) 為高度場異常相關。實線為控制組 (CWB)，空心圓虛線為測試組 (NCEP)。

Fig. 11. Comparison between the northern hemisphere (20°N-80°N) averaged profile of cwb run (solid line) and ncep run(dash line) for (a) temperature mean error (K), (b) temperature root mean square error (K) and (c) anomaly correlation on the 5th day forecast for monthly mean of July 2012.

六、結論

經過第一階段評估測試，發現在相同土壤濕度條件下，Noah 地表模式模擬的 bowen ratio (地表可感熱與蒸發潛熱之比值) 較原作業模式增加，經過地表粗糙長度及植物最小阻尼二項調整之後，可感熱過大之偏差明顯改善。

另外，土壤濕度場的敏感測試讓我們更清楚瞭解，適當的描述土壤濕度初始場，對 Noah 地表模式的運作亦有相當程度的影響，因此在短期數值預報的領域內，如何改善土壤濕度初始場，將是增進地表模式模擬能力一重要議題。

參考文獻

- 汪鳳如、馮欽賜，2005：中央氣象局全球預報系統之地表過程的評估測試。氣象學報，45，11-32。
- 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**, 181-189-701.
- Collins, D. C., and R. Avissar, 1994: An evaluateon with the Fourier amplitude sensitivity test (FAST) of which land-surface parameters are of greatest importance in atmospheric modeling. *J. Climate*, **7**, 681-703.
- Dirmeyer, P. A., X. Gao, m. Zhao, Z. Guo, T. Oki, and N. Hanasaki, 2006: GSWP-2: Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface.

- Bull. Amer. Eteor. Soc.*, **87**, 1381-1397.
- Ek, M., and L. Mahrt, 1991: OSU 1-D PBL model user's guide, Dep. Of Atmos. Sci., Oreg. State Univ., Corvallis, Oreg..
- Ek, M., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesocale Eta Model. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- Farouki, O. T., 1986: *Thermal properties of soils*. Series on Rock and Soil Mechanics, Vol. 11, Trans Tech, 136pp.
- 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.
- Jacquemin, B., and J. Noilhan, 1990: Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set, *Boundary Layer Meteorol.*, **52**, 93-134.
- Johansen, O., 1975: Thermal conductivity of soils Ph.D. thesis, University of Trondheim, 236 pp.
- Koren, V., J. Schaake, K. Mitchell, Q.-Y. Duan, F. Chen, and J. M. Baker, 1999: A Parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. *J. Geophys. Res.*, **104**, 19 569 -19 585.
- Li, J.-L., 1994: On shallow cumulus parameterization scheme for large-scale planetary boundary layers, Ph.D. thesis, University of Wisconsin-Madison, pp203.
- Mahrt, L., and H. -L. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Boundary Layer Meteorol.*, **29**, 1-20.
- McCumber, M. C., and R. A. Pielke, 1981: Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. *J. Geophys. Res.*, **86**(C10), 9929-9938.
- 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, H.-L. and W.-S. Wu, 1995: Implementing a mass flux convective parameterization package for the NMC Medium-Range Forecast model. NMC Office Note

409, 40pp.

- Peters-Lidard, C. D., M. S. Zion, and E. F. Wood, 1997: A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes. *J. Geophys. Res.*, **102**(D4), 4303-4324.
- Troen, I., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensivity to surface evaporation. *Bound. Layer Meteor.*, **37**, 129-148.
- Wei, H., W. Zheng, J. Meng, M. Ek, K. Mitchell, X. Zeng, and Z. Wang, 2009: Impact of a new thermal roughness length treatment in the NCEP Global Forecast System(GFS). *The 23rd Conference on Weather Analysis and Forecasting/19th Conference on Numerical Weather Prediction*(1-5 June 2009).
- 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.
- Zeng, X. and R.E. Dickinson, 1998: Effect of surface sublayer on surface skin temperature and fluxes. *J. Climate*, **11**, 537-550.
- Zhao, Qingyun and F. H. Carr, 1997: A Prognostic Cloud Scheme for Operational NWP Models. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1931-1953.

Assessment and Adjustment of the Noah Land Surface Model Applied to the CWB Global Forecast System

Feng-Ju Wang¹, Chin-Tzu Fong²

Research and Development Center¹, Central Weather Bureau
Meteorological Information Center², Central Weather Bureau

ABSTRACT

In this study, tests for assessment and adjustment of the Noah land surface model which is introduced from NCEP GFS to CWB GFS are performed. Based on the preliminary results of the assessment, a warmer tendency extensively comes up over ground level and lower atmosphere both for summer and winter. Although which would reduce the existing cold bias for winters, it further intensifies the warm bias in summer as well. Through referring to diagnoses of surface energy budget with EC-interim reanalysis, it shows the overestimation problem of Bowen Ratio (sensible heat/latent heat) exists in summer and would deteriorate while Noah land surface model is applied. Thus two approaches are put into adjustment test intending to decrease Bowen Ratio and then the warm bias in lower layers of atmosphere. Sensitivity test of initial soil moisture is also implemented in this study.

Key words: land surface model, sensible heat flux, surface energy budget

A 型蒸發皿顏色對蒸發量之影響

朱佳仁¹ 陳建翰¹ 李勝雄¹ 劉日順¹

¹ 中央大學土木工程系

摘要

蒸發散為水文循環中重要因子之一，現今量測蒸發量最普遍的方法就是採用 A 型蒸發皿進行現地觀測。在臺灣，中央氣象局所屬的氣象觀測站、水庫管理單位及農業試驗所皆是利用 A 型蒸發皿來監測各地的蒸發量。但中央氣象局的氣象觀測站將蒸發皿外層塗白，內部保留不塗色，而部分觀測站的蒸發皿內外雙層皆漆上白色，與世界氣象組織的建議不同。且臺灣各單位對於蒸發皿表面是否塗上白漆並不一致，因而影響蒸發皿所接受的淨輻射量及蒸發量。本研究比較同時放在同一氣象觀測坪的兩個 A 型蒸發皿，一個未上漆之金屬蒸發皿與另一個白色蒸發皿的蒸發量。觀測的結果顯示：因為白色蒸發皿所吸收的輻射量低於金屬皿的輻射量，白色皿年蒸發量為 $1041 \text{ mm year}^{-1}$ ，金屬皿為 $1392 \text{ mm year}^{-1}$ ，亦即白色皿年蒸發量約為金屬皿年蒸發量的 75%，兩者一年的皿蒸發量可差 351 mm year^{-1} 。

關鍵字：A 型蒸發皿、蒸發量、淨輻射量、反照率

一、前言

蒸發散(Evapotranspiration)乃指水份經由水面、土壤表面蒸發及植物蒸散回到空氣中的過程，是驅使水文循環的動力之一(Brutsaert, 1982)。蒸發散與降水、地表逕流、地下水入滲同為水文循環中四個重要的機制，在水文循環過程中扮演相當重要的角色。適當的蒸發散作用可以調節氣溫、促進植物生長(Chu et al., 2009)及補給大氣水汽含量，並可減低土壤含水量，減

少降雨時的地表逕流之功能。對於人類可使用的水資源而言，蒸發散是一種水資源的損失；但對農業灌溉而言，蒸發散又是一種必須。

根據經濟部水利署(2011)的資料，民國 100 年臺灣年降雨量 828.0 億立方公尺 (100%)，其中年逕流量約 586.0 億立方公尺，佔 70.78%；年蒸發散量約 191.5 億立方公尺，佔 23.12%；年滲透量約 50.5 億立方公尺，佔 6.10%，由此可看出蒸發散量對於臺灣水資源的重要性。蒸發量之分

布特性則與降水量相反。比較臺灣地區降水量與蒸發量的空間分布，西部沿海地區及中南部地區之年潛勢蒸發量大於年降雨量，其餘地區則是年降雨量大於潛勢蒸發量。

因為蒸散量較難直接量測，故氣象、水利及農業單位大多僅監測蒸發量。在農業灌溉管理上，蒸發量監測資料可作為估算農作物耕種需水量的參考依據，例如國際糧農組織 (Food and Agriculture Organization of the United Nations, FAO) 於 1984 年推薦之蒸發皿蒸發量加上作物係數便可推求作物需水量。且準確的蒸發量監測資料可建構該地區的蒸發散量預測模式，而蒸發散量模式可應用於水資源規劃管理、集水區模式、水庫操作及曬鹽技術等方面 (Stanhill, 2002)。尤其在降雨量低的枯水期，蒸發散量的監測與預報對於乾旱時期的水資源供給、調配上，具有相當的重要性 (Linsley et al., 1975)。

除此之外，Peterson et al. (1995) 分析美國及前蘇聯地區的蒸發量，發現量測得之皿蒸發量有逐年下降的趨勢。學者 Brutseart and Parlange (1998) 指出美國地區平均降雨量有逐年增加的趨勢，但平均皿蒸發量卻逐年下降，這現象就溫室效應所造成全球暖化而言是不合理，稱此現象為“蒸發皿謎思 (Pan evaporation paradox)”。之後，許多學者皆發現世界各地的皿蒸發量逐年下降，譬如 Lawrimore and Peterson (2000) 分析美國 1948 ~ 1998 年間暖季 (5 ~ 9 月) 的資料發現平均降雨

量逐年增加，但皿蒸發量以每年 2 ~ 3 mm 的趨勢下降。印度 (Chattopadhyay and Hulme, 1997)、澳洲 (Roderick and Farquhar, 2004)、中國大陸 (Liu, et al., 2004) 及泰國 (Tebakari et al., 2005) 亦觀察到類似的皿蒸發量下降趨勢。Lawrimore and Peterson (2000) 及 Roderick and Farquhar (2002) 認為在大氣中懸浮的氣膠增加，導致地面的太陽輻射量減少，因此皿蒸發量減少。Brutsaert (2006) 認為這是因為實際的蒸發散量是在增加，造成可用的蒸發潛熱減少，故皿蒸發量減少。換言之，皿蒸發量並不能正確反應實際的蒸發散量。而 Rayner (2007) 認為風速逐年下降的現象導致皿蒸發量減少。

中央氣象局在臺灣所屬的氣象觀測站皆以蒸發皿監測各地的蒸發量，早期採用直徑 20 cm 的蒸發皿，但自 1973 年起逐步改用世界氣象組織之 A 型陸地蒸發皿量測蒸發量。A 型蒸發皿為直徑 120.7 公分，以鍍鋅金屬所製成之圓形水槽，皿外緣高為 25 公分。初始水深為 20 公分，藉由每日量測水位變化計算日蒸發量。中央氣象局自 1997 年之後，不再使用口徑 20 cm 的蒸發皿，全面使用 A 型蒸發皿。臺灣各地的水庫管理單位及農業試驗所亦採用 A 型蒸發皿監測當地的蒸發量。

影響 A 型蒸發皿蒸發量的主要因素有風速、濕度、溫度及淨輻射量 (Net radiation) 等因素 (Doorenbos and Pruitt, 1977; Cuenca, 1989; 1998; Allen et al., 1998; Grismer et al., 2002)。淨輻射量的多

寡直接影響水溫的高低，而飽和蒸氣壓為溫度的函數，所以進而影響蒸氣壓差 (Vapor Pressure Deficit, VPD)，所以影響蒸發量並非單一因子所控制的。Chu et al. (2010)利用風洞實驗研究風速對皿蒸發量的影響，推導出一個適用於 Penman-Monteith 公式的風速函數。Chu et al. (2012)發現當風速大於 7.0 m/s，會造成 A 型蒸發皿內的水濺出血外，且濺出量大於蒸發量許多，亦即會導致高風速時的蒸發量被高估。

因為 A 型蒸發皿曝露在空氣中吸收太陽輻射熱能，故一般蒸發量測值往往較實際蒸發量高，估計實際蒸發量時必須乘以一個皿蒸發係數加以校正，一般約在 0.6~0.95，美國採用平均值 0.71 (Dingman, 2002)。但中央氣象局的氣象觀測站為防止周圍輻射，將 A 型蒸發皿外層塗白，內部保留不塗色，惟部分觀測站的 A 型蒸發皿內外雙層皆塗白。世界其他國家，如美國、澳洲、英國等國的 A 型蒸發皿皆如世界氣象組織(WMO, 2008)所建議之保留其原本的金屬顏色。而臺灣農業試驗單位在各地的 A 型蒸發皿則不一致，譬如臺南學甲農場的 A 型蒸發皿為不上漆的金屬顏色，而桃園中壢農業工程研究中心的蒸發皿表面則塗上白漆。

因為蒸發皿的顏色會影響蒸發皿所接受的淨輻射量及蒸發量，但其影響的蒸發量為何目前無相關研究。而臺灣不同單位的蒸發皿顏色並未統一，皿係數可能有所不同，導致無法比較其觀測之蒸發量，

或比較臺灣和其他國家的蒸發量長期變化趨勢，會因為蒸發皿的顏色不同(接受的淨輻射量亦不同)而無從分析比較，故實有必要瞭解蒸發皿的顏色對觀測蒸發量的影響範圍。本研究便是以現地觀測實驗來比較其差異性，希望能釐清以上疑點。

二、實驗方法

本研究的現地實驗設置於財團法人農業工程研究中心(位於中壢)的氣象觀測坪(24°59'10" N, 121°13'55" E, 海拔130公尺)內進行觀測，量測一整年數據來進行結果分析比較。見圖1，觀測坪內分別設置兩個標準的A型金屬蒸發皿，一個漆上白漆，另一個未上漆保持原來金屬色 (galvanized metal)，而周圍為短草皮(約5~10公分高)的草地。兩個蒸發皿皆遵照世界氣象組織(WMO, 2008)所建議之規定，放置於木棧平板上。觀測時間從2012年9月開始記錄數據，至2013年8月。

氣象觀測坪的風速、降雨量、溫度、相對濕度、淨輻射量及兩個蒸發皿的水位、水溫及上方的淨輻射量，以每小時一次的方式來記錄。兩個蒸發皿內的水位利用同一型的浮球式水位計 (Novalynx 255-100, Campbell Scientific Inc.)量測，風速是由螺旋槳式風速計 (05103, R.M. Young Co.)架設於離地面4.8公尺處量測風速，共用三支淨輻射計(Q7-1, Campbell Scientific Inc.)，分別架設於皿上方離初始水面0.66公尺處量測蒸發皿的淨輻射量

(Net radiation)以及草地上(離地面1.8公尺)的淨輻射量。並使用溫濕度計(CS500, Campbell Scientific Inc.)同時量測離地面2公尺處空氣溫度和相對溼度,水溫利用熱電偶式感溫棒(CT-108-T-3.2/100-W3M, Champion tech Co.)量測。白色皿、金屬皿與草地的反照率(albedo)以反照率計

(LP-PYRA05, Delta Ohm.)量測。所有氣象資料參數使用資料擷取器(CR10X, Campbell Scientific Inc.)紀錄,資料擷取器可將上述各氣象儀器所輸出之電壓訊號轉換成電腦可判讀之數位訊號,以利訊號之儲存及分析。



圖 1. 農業工程研究中心觀測坪之照片

Figure 1. Photograph of the experimental setup.

分析蒸發量時,先依據中央氣象局之定義,將降雨日(單日降雨量大於 0.1 mm)及清理維護日的資料排除之後,挑選出可分析的蒸發皿資料,由每日皿內水位變化量計算該日的蒸發量。再由各月可分析資料求得各月的平均日蒸發量,單位為 [mm/day]。而由各月的平均日蒸發量可計

算年平均之日蒸發量,再乘上 365 天可得表 1 所列之年總蒸發量,單位為 [mm/year]。其餘氣象資料亦是將降雨日的資料排除,再計算每日平均風速、溫度、濕度、淨輻射量及反照率。飽和蒸氣壓 e_s 和空氣中實際水汽蒸氣壓 e_a 的差值稱為蒸氣壓差(Vapor Pressure Deficit, VPD) :

$$VPD = e_s - e_a \quad (1)$$

本研究利用氣溫代入Raudkivi (1979)所建議的經驗公式計算水氣的飽和蒸氣壓(Saturation vapor pressure)：

$$e_s = 0.6105 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3+T}\right) \quad (2)$$

式中溫度 T 的單位為[°C]，蒸氣壓的單位為[kPa]。

三、結果分析

農工中心氣象觀測坪的基本氣象資料如表 1 所列，年平均氣溫 22.2 °C，相對濕度 74.5%，降雨量 2370 mm year⁻¹，風速(離地 4.8 公尺) 1.04 m/s。年總蒸發量：白色皿為 1041 mm year⁻¹，金屬皿為 1392 mm year⁻¹，亦即兩者一年的蒸發量可差 351 mm year⁻¹，白色皿年蒸發量約為金屬皿年蒸發量的 75%。表 2 列出本研究觀測期間各月份之降雨日(Rainfall day)與分析樣本數(Selected day)，維修日(Maintenance day)為儀器故障之日數。四月及五月因逢雨季，可分析之資料(無降雨日)筆數較少。圖 2 為各月平均風速的變化圖，風速在 0.8 m/s ~ 1.3 m/s 之間變化。冬季時，東北季風的吹拂下的風速較夏季略大。但控制蒸發的因素甚多，在此低風速下，風速應該不是主導蒸發的主要因素。圖 3 為各月平均氣溫與皿內水溫的變化圖，皿內水溫因為儀器問題，只有從今年一月開始才有完整資料。冬季時(一、二月)，水溫大於氣溫。四月之後，氣溫大於水溫。且此圖顯示一、二、三月的金屬皿內的水溫大於白

色蒸發皿的水溫，但四月之後，兩個皿的水溫差異不大。

圖 4 為各月蒸氣壓差(VPD)的變化圖，蒸氣壓差越大，表示空氣越乾燥，則蒸發量越大。由此圖可看出冬季時蒸氣壓差小，夏季時蒸氣壓差大。淨輻射量是控制蒸發量的另一個主要因素，淨輻射量又與物體的反照率有關。反照率高，則物體吸收的輻射量少。由反照率計量得之平均反照率分別為：白色皿 19.5%；金屬皿 16.2%；草地 18.8%。而圖 5 為蒸發皿的月平均淨輻射量變化圖，可看出：金屬蒸發皿所吸收的淨輻射量高於白色蒸發皿的淨輻射量，金屬皿的年淨輻射量平均為白色蒸發皿的 1.17 倍，且夏季時淨輻射量大於冬季的淨輻射量。四月及五月因逢雨季，可分析之淨輻射資料(無降雨日)筆數較少。且即使為無降雨日，亦為陰天，其太陽輻射強度較弱，故兩者的淨輻射量差異不大。

圖 6 為各月量測得之蒸發量變化圖，由此圖可知：每月金屬皿的蒸發量都大於白色皿，且夏季的蒸發量大於冬季的蒸發量。圖 7 為蒸發皿的淨輻射量與蒸發量關係圖，實心符號代表金屬皿的資料，空心符號則代表白色皿的數據。此圖顯示蒸發皿的蒸發量正比於淨輻射量，而在相同風速、氣溫及濕度狀況下，兩個蒸發皿主要的差異就是其顏色不同所造成的淨輻射量不同，這又導致金屬皿的蒸發量高於白色蒸發皿的蒸發量。

表 1. 農業工程研究中心觀測坪於本研究觀測期間之基本氣象資料
 Table 1. The basic meteorological parameters of the site during the observation.

Annual Mean	Metal Pan	White pan
Evaporation rate (mm year ⁻¹)	1392	1041
Average albedo	16.2%	19.5%
Rainfall (mm year ⁻¹)	2370	
Air temperature (°C)	22.2	
Relative Humidity (%)	74.5	
Wind speed (m/s)	1.04	

表 2. 農業工程研究中心觀測坪於本研究觀測期間之降雨日與分析樣本數
 Table 2. Rainfall days and selected days of the site during the observation.

Month	Rainfall days	Maintenance days	Selected days
Sep 2012	9	11	10
Oct, 2012	4	6	21
Nov, 2012	14	6	10
Dec, 2012	17	3	11
Jan, 2013	15	11	5
Feb, 2013	13	11	4
Mar, 2013	17	5	9
Apr, 2013	23	4	3
May, 2013	17	8	6
Jun, 2013	7	11	12
Jul, 2013	10	8	13
Aug, 2013	15	6	10

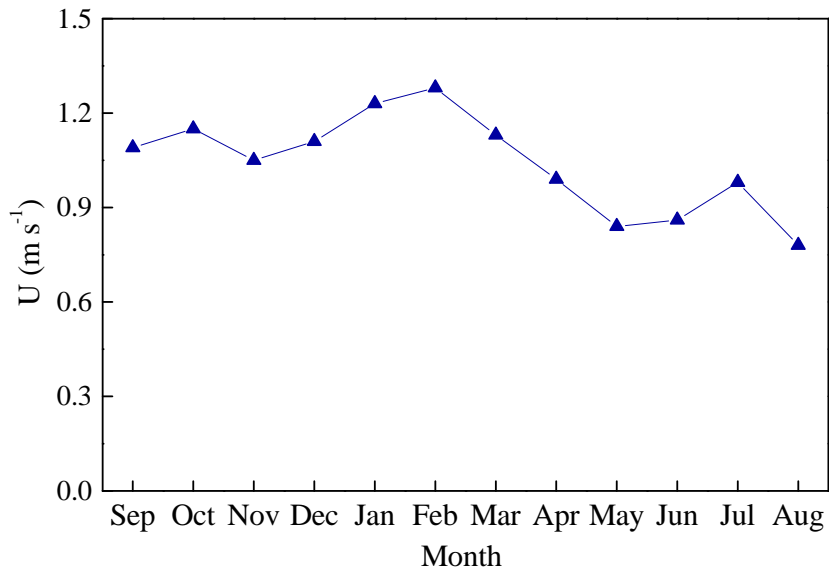


圖 2. 各月平均風速的變化圖

Figure 2. The variation of monthly averaged wind speed.

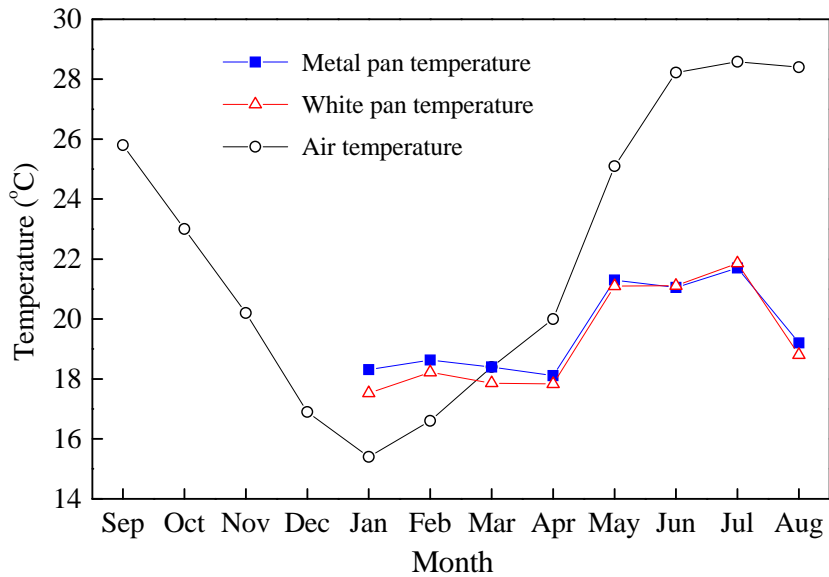


圖 3. 各月平均氣溫與皿內水溫的變化圖

Figure 3. The variation of air and water temperatures.

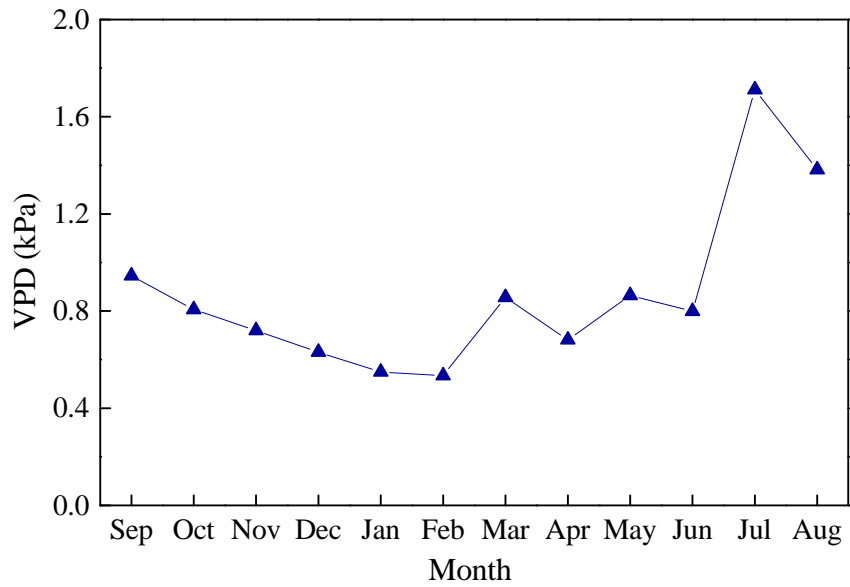


圖 4. 各月蒸氣壓差(VPD)的變化圖
Figure 4. The variation of vapor pressure deficit.

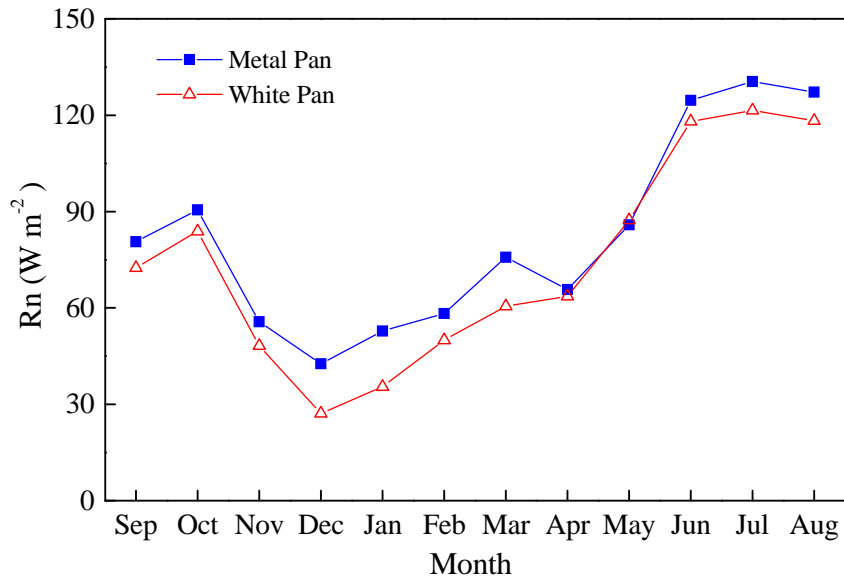


圖 5. 蒸發皿各月份的平均淨輻射量變化圖
Figure 5. Variation of the net radiation of the evaporation pans.

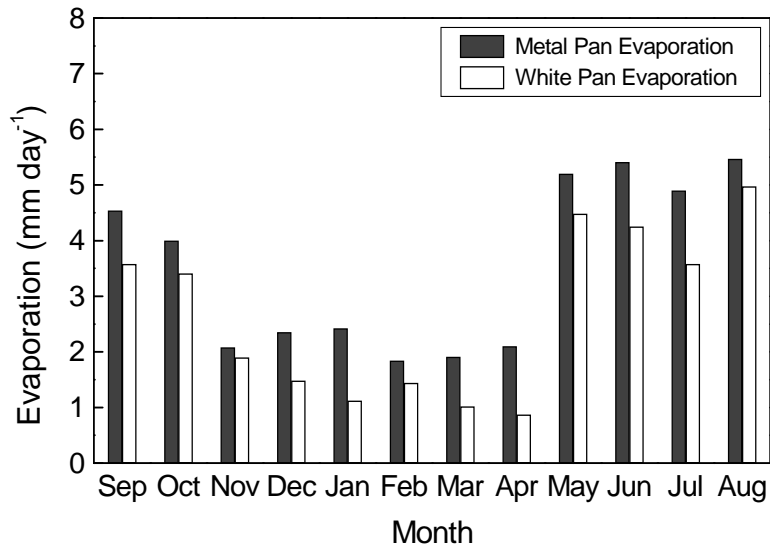


圖 6. 各月蒸發皿的蒸發量變化圖

Figure 6. The monthly averaged evaporation rates of metal pan and white pan.

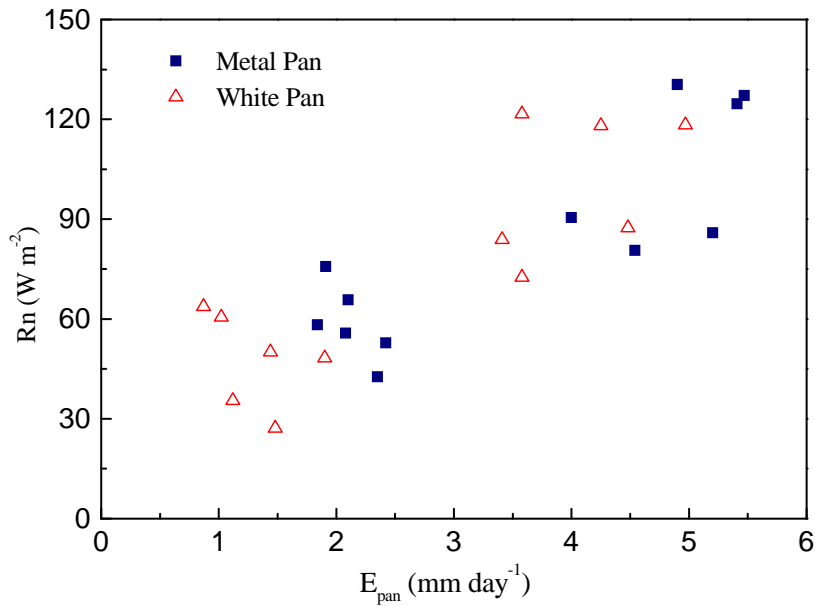


圖 7. 蒸發量與淨輻射量的關係圖

Figure 7. Relationship between pan evaporation rate and net radiation.

四、結論

蒸發散即是水文循環中重要因子之一，蒸發量的監測最直接的方法就是利用蒸發皿進行現地觀測，而最常採用的蒸發皿則是世界氣象組織之 A 型陸地蒸發皿量測蒸發量。但臺灣不同單位使用的蒸發皿顏色並未統一，導致無法比較其觀測之蒸發量，或無法比較臺灣和其他國家的蒸發量的長期變化趨勢。本研究以現地實驗量測 2012~2013 年未上漆之金屬蒸發皿與上白色漆之金屬蒸發皿。結果顯示：在相同風速、氣溫及濕度狀況下，白色皿年蒸發量為 $1041 \text{ mm year}^{-1}$ ，金屬皿為 $1392 \text{ mm year}^{-1}$ ，白色皿年蒸發量約為金屬皿年蒸發量的 75%。唯本研究觀測時間只有一年，各月份之蒸發量資料因每月降雨天數不一，尤其雨季時的可分析資料（無降雨日）偏少，屬於定性驗證。若要求得各月份淨輻射與蒸發量之定量關係，則需要累積長期的觀測資料。

實驗結果顯示蒸發皿的顏色會影響蒸發皿所接受的輻射量，因為白色蒸發皿的反照率(albedo)較高，導致白色蒸發皿所吸收的淨輻射量低於金屬皿的淨輻射量。因而造成白色蒸發皿的蒸發量低於金屬皿的蒸發量，且兩者之間有明顯的差異。亦即使用上白漆的 A 型蒸發皿量測之蒸發量會造成蒸發散量的低估，進而影響水資源規劃與經營，且會使得國內蒸發量的長期變化趨勢無法與國外蒸發量的趨勢相比較。若使用國外研究由金屬皿蒸發量所得之作物需水量係數計算農田灌溉

量時，必須依據蒸發皿的顏色來修正灌溉用水量的計算。

五、誌謝

本論文研究期間承蒙財團法人農業工程研究中心工程組與資源組於實驗量測期間協助，特此致謝。

六、參考文獻

- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes, and M. Smith, 1998: "Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements", FAO Irrigation and drainage paper, Paper 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy.
- Brutsaert, W., 1982: *Evaporation into the Atmosphere*, D. Reidel Publishing Co., p.299.
- Brutsaert, W., and M.B. Parlange, 1998: "Hydrologic cycle explains the evaporation paradox", *Nature*, 396, 30.
- Brutsaert, W., 2006: "Indications of increasing land surface evaporation during the second half of the 20th century", *Geophysical Research Letters*, 33, L20403.
- Chattopadhyay N., and M. Hulme, 1997: "Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change", *Agricultural and Forest Meteorology*, 87, 55-73.
- Chu, C.-R., C.I. Hsieh, S.Y. Wu, and N.G.

- Phillips, 2009: "Transient response of sap flow to wind speed", *Journal of Experimental Botany*, 60 (1), 249-255.
- Chu, C.-R., M.-H. Li, Y.-Y. Chen, and Y.-H. Kuo, 2010: "A wind tunnel experiment on the evaporation rate of Class A evaporation pan", *Journal of Hydrology*, 381 (3-4), 221-224.
- Chu C.-R., M.-H. Li, Y.-F. Chang, T.-C. Liu, and Y.-Y. Chen, 2012: "Wind-induced splash in class A evaporation pan", *Journal of Geophysical Research, Atmosphere* 117, D11101, doi:10.1029/2011JD016848.
- Cuenca, R.H., 1989: *Irrigation system design: an engineering approach*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, p.552.
- Dingman, S.L. 2002: *Physical Hydrology*, 2nd edition, Prentice Hall Inc., p.646
- Doorenbos, J. and W.O. Pruitt, 1977: *Guidelines for predicting crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 24. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy.
- Grismer, M.E., M. Orang, R. Snyder, and R. Matyac, 2002: "Pan evaporation to reference evapotranspiration conversion methods", *J. of Irrigation and Drainage Engineering*. ASCE, 128(3), 180-184.
- Lawrimore, J.H. and T.C. Peterson, 2000: "Pan evaporation trends in dry and humid regions of the United States" *Journal of Hydrometeorology*, Vol.1, 6, pp.543-546
- Linsley, R.K. M.A. Kohler, and J.L.H. Paulhus, 1975: *Hydrology for Engineers*, 2nd edition, McGraw-Hill Inc., New York, NY, p.482.
- Liu, B., M. Xu, M. Henderson, and W. Gong, 2004: "A spatial analysis of pan evaporation trends in China, 1955–2000", *J. of Geophysical Research*, Vol.109,
- Raudkivi, A.J., 1998: *Loose Boundary Hydraulics*, A.A. Balkema, Rotterdam, p.496
- Roderick, M., and G. D. Farquhar, 2002: "The causes of decreased pan evaporation over the past 50 years", *Science*, 298, 1410-1411.
- Roderick, M. and G.D. Farquhar, 2004: "Changes in Australian pan evaporation from 1970 to 2002", *International Journal of Climatology*, 24, 1077-1090.
- Rayner, D.P., 2007: "Wind run changes: The dominant factor affecting pan evaporation trends in Australia", *Journal of Climate*, 20, 3379-3394.
- Peterson, T.C., V.S. Golubev, and P.Y. Groisman, 1995: "Evaporation losing its strength", *Nature*, 377, 687-688.
- Stanhill, G., 2002: "Is the Class A

evaporation pan still the most practical and accurate meteorological method for determining irrigation water requirements?”, *Agricultural and Forest Meteorology*, 112(3-4), 233-236.

Tebakari, T., J. Yoshitani, and C. Suvanpimoi, 2005: “Time-space trend analysis in pan evaporation over kingdom of Thailand”, *J. Hydrol. Eng., ASCE*, 10 (3), 205-215.

World Meteorological Organization, 2008: *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. Sixth edition, WMO-No. 8, 7th edition, Geneva.

經濟部水利署網頁，2011：
<http://www.wra.gov.tw/>

Influence of the Color of the Class A Evaporation Pan on Evaporation Rate

Chia-Ren Chu, Chien-Han Chen, Sheng-Shiung Li, Jih-Shun Liu
Department of Civil Engineering, National Central University, Taiwan

ABSTRACT

Evaporation rate is one of the essential factors in the hydrologic cycle, and Class A evaporation pan is the most widely used evaporimeter to measure the evaporation rate. In Taiwan, the Central Weather Bureau, agricultural research institutes and reservoir management units all use Class A evaporation pans to measure local evaporation rates. However, the evaporation pans used by the Central Weather Bureau were painted in white color, which is different from the suggestion by the World Meteorological Organization. This study compared the evaporation rates of two Class A evaporation pans, one in original galvanized metal color and the other in white color, placed in the same weather station during 2012~2013. The experimental results revealed that, because the net radiation of white pan is smaller than that of metal pan, the annual evaporation rate of the white pan ($1041 \text{ mm year}^{-1}$) is about 75% of the evaporation rate of the metal pan ($1392 \text{ mm year}^{-1}$).

Key words: Class A evaporation pan, evaporation rate, net radiation, albedo.

中央氣象局四維變分資料同化(4DVAR) 之初步應用與評估

江晉孝¹、張昕²、馮欽賜¹、黃向宇²

¹中央氣象局

²美國國家大氣科學研究中心

摘 要

中央氣象局WRF模式目前使用之資料分析方法為三維變分資料同化(Three-Dimensional Variational Data Assimilation, 3DVAR)，此技術是假定觀測資料與模式控制變數皆屬同一時間，優點為所需之計算機資源較低，但其背景誤差協方差矩陣不隨時間變化與無法同化不同時間的觀測資料則為極大之劣勢。配合中央氣象局新一代超級電腦之建置，大幅提升的計算機資源，讓我們能嘗試運用四維變分資料同化(Four-Dimensional Variational Data Assimilation, 4DVAR)技術評估與分析其對WRF模式預報的效益。

研究結果發現，(1)由單觀測點實驗證明4DVAR確實擁有與流場相關(flow dependent)的背景場誤差統計特性，由實驗中亦了解觀測點位置與選取個案為影響與流場相關特性顯著程度之重要因素。(2)在2008年(THORPEX Pacific Asian Regional Campaign, T-PARC)實驗期間，格點校驗結果顯示4DVAR相較於3DVAR得到略差的表現，但在颱風路徑預報上，則呈現優劣互現的結果。(3)在評估同化如雷達等時空密集觀測資料能力方面，4DVAR比3DVAR更能掌握較佳的降水分布型態與極值，而由公正預兆得分(ETS)及偏離指數(Bias)校驗結果，4DVAR亦得到較高的得分值與較佳的偏離值，顯示4DVAR較有潛力與優勢在未來同化時空密集度較高的降水資料。(4)在效能評估方面，由實驗顯示，多重增量(Multi-incremental)4DVAR能在30分鐘內完成45公里解析度(東亞區域)之同化過程，而在5公里的高解析度網格(臺灣區域)之設定下則耗時約50分鐘即可完成同化流程，與Full resolution 4DVAR相比較能符合作業上之需求與效益。

關鍵字：變分資料同化、與流場相關的背景場誤差統計特性、颱風路徑預報、多重增量、格點校驗、公正預兆得分、偏離指數

一、前言

臺灣常受到颱風、梅雨以及中尺度對流系統等複雜的劇烈天氣所侵襲，而氣象觀測資料與模式網格解析度不足以及臺灣複雜的地形地貌則為預報這些極端天氣所面臨的難題。數值天氣預報範疇中，除了持續改進預報模式解析度、物理參數化與動力架構外，如何得到一個準確的初始分析場來描述實際天氣狀態是氣象學家持續努力的目標，而要獲取一個較佳的初始分析場則著重在改進資料分析與初始化技術。

四維變分資料同化(Four-Dimensional Variational Data Assimilation, 4DVAR)概念最早由 (Lewis and Derber 1985 ; Ledimet and Talagrand 1986)提出，首先將 4DVAR 系統成功應用於日常作業預報的氣象單位為歐洲中期天氣預報中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) (Courtier et al. 1994; Rabier et al. 1997)。Rabier et al. (2000)研究證明 4DVAR 在作業預報上確實能得到比 3DVAR 更佳的表现。在 ECMWF 之後，全世界各個氣象單位皆致力於在其預報模式中發展 4DVAR 系統，包含法國氣象局(Météo-France; Gauthier and Thépaut 2001)，英國氣象局(Met Office; Lorenc and Rawlins 2005; Rawlins et al. 2007)，日本氣象廳(Japan Meteorological Agency; Honda et al. 2005)，加拿大環境部(Environment Canada; Gauthier et al. 2007)

以及瑞典氣象與水文研究所(Swedish Meteorological and Hydrological institute; Huang et al. 2002 and Gustafsson et al. 2012)。

WRF4DVAR 系統雛形建立於 2005 年，至今仍持續改進與透過切線性(tangent linear)、伴隨(adjoint)等方法驗證其程式架構之正確性(Huang et al. 2006)，但其程式內部資源分配與資料交換方式仍待改善。Zhang et al. (2013)重新發展新一代 WRF4DVAR，此版本將各程式套件間的資料交換改由記憶體存取並重新分配中央處理器運算資源，大幅提升計算效能與資料交換之效率。

4DVAR 相較於 3DVAR 有以下幾項優點: 1)能同化不同時間的觀測資料，2)隱含與流場相關 (flow dependent)的背景場誤差統計特性，3)能利用預報模式的約束來增加初始分析場的動力平衡效益。

本研究主要目的希望藉由 4DVAR 可同化不同時間觀測資料的特性，透過模式非線性原始方程與伴隨(adjoint)方程之反覆來回疊代運算，再依據誤差協方差矩陣調整模式中的變數，使得同化後的初始場充分包含觀測資料的訊息，同時也能符合模式動力的一致性。

本文使用由 Zhang et al. (2013)發展的新版 WRF4DVAR 系統做相關研究，文章架構為: 第二節詳述 4DVAR 概念與架構，第三節描述個案介紹、WRF4DVAR 在中央氣象局新一代超級電腦 (Fujitsu FX10) 建置狀況與其執行效能，第四節描

述 1)以單觀測點實驗了解 WRF4DVAR 基本特性與架構，2)評估 WRF4DVAR 對綜觀尺度天氣之掌握能力，3)了解 WRF4DVAR 對於颱風路徑預報之表現，4)研究 WRF4DVAR 在高解析度網格下對降水之效益，5)初步測試模式平衡控制項之效益，第五節為結論，第六節為未來應用與建議。

二、WRF4DVAR 概念與架構

(一) 4DVAR 概念

大氣科學包含正反問題的領域，客觀分析中將分布不規則的測站上觀測到的氣象變數值內插到分布規則的格點上為反問題，其相應的正問題是將格點上的分析值內插到測站上；4DVAR 中透過氣象變數觀測值的時間序列藉由動力模式決定出最佳的初始值為反問題，而給定初始值、邊界條件下依循動力模式進行向前積分(亦即數值預報)則屬正問題之範疇。

WRF4DVAR 中定義一價值函數 J ，經由反覆疊代使其極小化藉以獲得模式最佳初始場 (Huang et al. 2009)：

$$J = J_b + J_o + J_c \quad (1)$$

(1)式中包含了背景場項(J_b)、觀測場項(J_o)、平衡控制項(J_c)。

背景場項(J_b)定義如下：

$$\begin{aligned} J_b &= \frac{1}{2} (\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^b) \\ &= \frac{1}{2} \left[(\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}) + (\mathbf{x}^{n-1} - \mathbf{x}^b) \right]^T \mathbf{B}^{-1} \left[(\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}) + (\mathbf{x}^{n-1} - \mathbf{x}^b) \right] \\ &= \frac{1}{2} \left[(\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}) + \sum_{j=1}^{n-1} (\mathbf{x}^j - \mathbf{x}^{j-1}) \right]^T \mathbf{B}^{-1} \left[(\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}) + \sum_{j=1}^{n-1} (\mathbf{x}^j - \mathbf{x}^{j-1}) \right] \end{aligned} \quad (2)$$

\mathbf{x}^b ：背景場。

\mathbf{x}^n ：經過 n 次外迴圈所得之分析值。

n 為外迴圈之總數， i 表示第 i 次外迴圈， $i = 1 \sim n$ 。

\mathbf{B} 為背景場誤差協方差矩陣。

-1 表示反矩陣， \mathbf{T} 表示伴隨矩陣。

\mathbf{x}^b 與 \mathbf{x}^0 僅在第一次外迴圈時才會相等。

觀測場項(J_o)定義如下：

$$\begin{aligned} J_o &= \frac{1}{2} \sum_{k=1}^K \{ H_k [M_k(\mathbf{x}^n)] - \mathbf{y}_k \}^T \mathbf{R}^{-1} \{ H_k [M_k(\mathbf{x}^n)] - \mathbf{y}_k \} \\ &\approx \frac{1}{2} \sum_{k=1}^K \{ H_k [M_k(\mathbf{x}^{n-1})] + \mathbf{H}_k \mathbf{M}_k (\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}) - \mathbf{y}_k \}^T \\ &\quad \times \mathbf{R}^{-1} \{ H_k [M_k(\mathbf{x}^{n-1})] + \mathbf{H}_k \mathbf{M}_k (\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}) - \mathbf{y}_k \} \\ &= \frac{1}{2} \sum_{k=1}^K \{ \mathbf{H}_k \mathbf{M}_k (\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}) - \mathbf{d}_k \}^T \mathbf{R}^{-1} \\ &\quad \times \{ \mathbf{H}_k \mathbf{M}_k (\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}) - \mathbf{d}_k \}. \end{aligned} \quad (3)$$

$$\mathbf{d}_k = \mathbf{y}_k - H_k [M_k(\mathbf{x}^{n-1})] \quad (4)$$

y_k ：同化窗區 k 時的觀測值。

k ($k = 1 \sim K$)：同化時間窗區 (k 個觀測窗區)。

H_k 及 \mathbf{H}_k ：非線性與切線性觀測算符，在觀測窗區中利用其轉換模式大氣變數至觀測的變數及空間上，才能與觀測變數相比較。

M_k 及 \mathbf{M}_k ：非線性與切線性模式，將猜測向量(guess vector, \mathbf{x}^{n-1})及分析增量($\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}$)自同化窗區初始傳遞至第 k 個觀測時間窗區。

\mathbf{d}_k ：位於同化窗區 k 時的創新向量 (innovation vector)。

\mathbf{R} ：觀測誤差協方差矩陣。

由(3)式，我們可以了解 4DVAR 在觀測算符(H_k, \mathbf{H}_k)中加入了預報模式(M_k, \mathbf{M}_k)的資訊，使得不同時間的觀測資料可以同時影

響初始時間的模式控制變量。

平衡控制項(J_c)定義如下:

$$\begin{aligned}
 J_c &= \frac{1}{2} \gamma_{df} [\mathbf{M}_{N/2}(\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}) \\
 &\quad - \sum_{i=0}^N f_i \mathbf{M}_i(\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1})]^T \mathbf{C}^{-1} [\mathbf{M}_{N/2}(\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}) \\
 &\quad - \sum_{i=0}^N f_i \mathbf{M}_i(\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1})] \\
 &= \frac{1}{2} \gamma_{df} \left[\sum_{i=0}^N g_i \mathbf{M}_i(\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}) \right]^T \mathbf{C}^{-1} \\
 &\quad \times \left[\sum_{i=0}^N g_i \mathbf{M}_i(\mathbf{x}^n - \mathbf{x}^{n-1}) \right], \quad (5)
 \end{aligned}$$

r_{df} 為 J_c 項之權重。

N 為同化窗區之總積分步長。

g_i 為修正係數。

\mathbf{C} 為對角矩陣，包含風場、溫度場、地面乾氣壓。

上述(1)~(5)公式中，我們可以得知 4DVAR 之觀測算符會跟隨時間變化，同時也假設觀測誤差與背景誤差不相關，且不同時刻之觀測誤差也不相關，因為 4DVAR 在分析時刻與整個同化窗區內都有觀測值，使得其控制變數的數量相當龐大，必須採用伴隨模式才能計算價值函數之梯度。

(二) Full resolution 4DVAR 與多重增量 (Multi-incremental) 4DVAR

WRF4DVAR 演算法主要使用增量 (incremental) 形式的 4DVAR (Courtier et al. 1994; Veersé and Thépaut 1998; Lorenc 2003)，此方法廣泛的被世界上作業單位所使用。增量趨近之概念是極小化以分析增量 (analysis increment; δx) 為函數的價

值函數 [cost function; $J(\delta x)$]。新版 WRF4DVAR 沿用之前版本的某些要素: 1) 觀測算符 (observation operators)，2) 品質控管 (quality control)，3) 背景場誤差協方差 (background error covariance)，4) 切線性與伴隨模式主要由簡化過的非線性預報模式衍生而來，此兩種模式主要使用於內迴圈 (inner loop) 極小化計算過程，5) 外迴圈 (outer loop) 疊代使用非線性 WRF 模式來更新基本軌跡狀態，用以描述同化過程中的非線性效應。

Full resolution 4DVAR 主要是內外迴圈皆使用相同解析度進行運算，其優點為內外迴圈使用之地形完全一致且沒有高網格解析度的初始場差分至較低網格解析度產生的誤差，缺點則為需要相當龐大的記憶體資源進行儲存與交換，在實際作業上較不具時效性。

而為了使 4DVAR 能符合氣象單位作業時效上之需求，進而發展出多重增量形式的 4DVAR，其主要技巧是以較低網格解析度執行內迴圈極小化價值函數之流程，而外迴圈仍維持較高網格解析度的方式，因此不影響創新向量之計算與非線性結果之更新。目前 ECMWF 與 JMA 等氣象單位皆運用此技術在日常數值天氣預報，而其使用之內外迴圈網格解析度之比例為 3:1。

因內迴圈極小化價值函數在較低網格解析度下執行，必須先擁有低網格解析度的初始場，其來源有 1) 將高網格解析度的初始場差分至較低網格解析度；2) 由另

一個較低網格解析度的非線性模式產製，目前 WRF4DVAR 是以方法(2)為內迴圈極小化的初始場來源。經由內迴圈極小化計算後，我們可以得到低網格解析度的分析增量(analysis increment)，將其差分回高網格解析度並加在高網格解析度的初始場上，即得到這次外迴圈的分析場，若未達到收斂門檻值，此分析場亦為下一次外迴圈極小化的初始場，如此循環直到收斂為止。

上述兩種形式的 WRF4DVAR 在理論與實務上皆有其優缺點，前者內外迴圈使用之解析度與地形完全相同，但以現階段的資源較無法達到作業的目標，後者雖能在實際作業上運行但其因內迴圈使用較低解析度進行運算，進而提高了產生誤差的變因，本研究使用此兩種 4DVAR 對個案進行分析，評估兩者之間的差異與效益。

(三)背景誤差

正確地使用背景誤差在資料同化中對分析結果有舉足輕重的影響，間接決定如何調整同化的觀測資料之權重。目前 WRF 模式提供 cv_options =3,5,6 三種選擇，在本研究中採用 cv_option=3(簡稱 cv3)進行同化模擬實驗，cv3 由 Wu et al. (2002) 利用 Parrish and Derber (1992)方法，使用美國國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 全球模式資料進行預報，資料時間一年，取 48 小時預報與 24 小時預報之相差以 NMC 方法估計。因此 cv3 屬於全球模式的誤差分

析。

三、模式系統設定與實驗設計

(一) 模式系統設定

本研究實驗模式的版本是 WRF 3.3.1 版、WRFDA 3.3.1 版與 WRFDA 3.5 版(即 2013 年最新版的 4DVAR)。網格設定部份(圖 1)，使用單層網格，網格解析度為 45 公里，水平點數為 223×130，垂直分層為 45 層，選擇 223×130，主要是為了符合多重增量 4DVAR 必須搭配網格點數除 3 餘 1 之特性，WRF 模式使用相關參數化資訊請參照(表 1，與 CWBWRP OP24 設定相同)。所有實驗均使用 NCEP 分析場(0.5°x0.5°)為初始猜測場、NCEP 預報場為 CWBWRP 模式的邊界，採用 12 小時局部循環(12 hour partial cycle)，並分別在 0000/0012 UTC 進行 72 小時預報。

3DVAR 與 4DVAR 實驗中同化的觀測資料有地面綜觀報(SYNOP)、飛機報(AIREP)、機場天氣報(METAR)、船舶報(SHIP)、漂浮站觀測報(BUOY)、衛星雲導風報(SATOB、GeoAMV)、衛星海面風觀測報(QSCAT)、衛星探空報(SATEM)、高空風報(PILOT)、探空報(SOUND)、投落送(DROPSONDE)、GPS 掩星(GPSRO)等傳統與遙測資料。

(二) 個案介紹與預期效果

為了瞭解不同形式的 4DVAR 在綜觀尺度、颱風路徑預報、降水分布以及與 3DVAR 之差異，同時亦評估在作業上之可行性；期望能藉由 4DVAR 可同化不同

時間觀測資料的優勢，透過模式非線性原始方程與伴隨(adjoint)方程之反覆來回疊代運算，使得同化後的初始場充分包含觀測資料的訊息，進而得到較佳的初始場來改進模式預報。本文選取 T-PARC 實驗期間三個颱風(Sinlaku、Hagupit、Jangmi)，作為實驗研究的分析個案。

Sinlaku 颱風為 2008 年第 13 號颱風，本實驗模擬時間自 2008 年 9 月 9 日 0000 UTC 至 9 月 13 日 0000 UTC。Hagupit 颱風為 2008 年第 14 號颱風，本實驗模擬時間自 2008 年 9 月 19 日 0012 UTC 至 9 月 24 日 0000 UTC。Jangmi 颱風為 2008 年第 15 號颱風，本實驗模擬時間自 2008 年 9 月 24 日 0012 UTC 至 9 月 28 日 0000 UTC。

本研究中，Sinlaku 颱風以及 Jangmi 颱風主要模擬時間為登陸之前，登陸後因地形效應影響甚鉅，颱風中心定位不易，因此不列入實驗選取之期間。

(三) WRF4DVAR 執行效能

2012 年底中央氣象局開始建置新一代超級電腦 (Fujitsu FX10)，此電腦分三階段進行佈署，預計 2014 年完成建置。本實驗研究期間使用第一階段(2013 年 9 月前)建置之電腦資源，相較於氣象局其他日常作業與研究工作，4DVAR 實驗需耗費較高計算與記憶體資源，因此在有限的電腦資源情況下，完成 4DVAR 實驗實屬不易。

為了瞭解 4DVAR 之執行效能，我們將 WRFDA 3.5 版(即 2013 年最新版的 4DVAR)在 Fujitsu FX10 上進行編譯與測

試，依(圖 1)的網格設定範圍，在使用 2 次外迴圈以及上限為 100 次內迴圈收斂條件下，以 192 核心(Cores)進行 0~3 小時觀測窗區的資料同化。(表 2)結果顯示，內與外迴圈都使用相同解析度(45 公里, Full resolution)的 4DVAR 需耗時 3 小時才能完成一次資料同化過程；而內迴圈使用較低解析度(135 公里)，外迴圈仍使用較高解析度(45 公里)的多重增量 4DVAR 則只需耗時約 30 分鐘，初步結果顯示多重增量 4DVAR 在作業上較有其可行性與時效性。未來第二階段(2013 年 9 月後)超級電腦建置完成，可使用更多計算與記憶體資源來提升執行效率，並將同時評估 4DVAR 在多少電腦資源下即達到計算速率飽和臨界值之狀態。

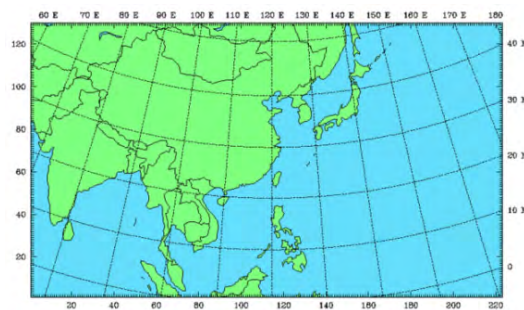


圖 1. 本研究 WRF 模式選取範圍。

Fig. 1. The single domain for WRF model.

表 1. 本研究 WRF 模式使用相關參數化設定。

Table 1. The parametric settings of WRF model.

Model Physics	
Microphysics	Goddard GCE
Cumulus	Kain-Fritsch scheme with new trigger function
PBL	YSU
Surface layer	Monin-Obukhov
Land process	NOAH land-surface model
Long wave radiance	RRTM
Short wave radiance	Goddard short wave

表 2. 不同形式的 4DVAR 在低網格解析度之執行效能。

Table 2. The execution performance of different 4DVAR at low-resolution grid.

CWB Fujitsu FX10 (outer loop : 2 Inner loop : 100) Domain : 223x130x45 Resolution : 45 KM	Full resolution 4DVAR	Multi-incremental 4DVAR
Wall clock time (192 cores) (12 nodes)	3 hours	About 30 minutes

四、分析結果

(一) 單觀測點實驗

Huang et al. (2009)針對 2000 年 1 月 25 日在美國東岸的劇烈冬季渦旋系統利用單觀測點實驗瞭解 4DVAR 的基礎架構,本研究同樣應用此方法來探討 4DVAR 系統之特性,而 3DVAR 與 4DVAR 之增量其物理意義與公式如下 :

$$\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^b = \mathbf{B}_i(\sigma_b^2 + \sigma_o^2)^{-1}(y_i - x_i) \quad (6)$$

→ 3DVAR

y_i : 第 i 個網格點的單觀測點

x_i : 其相對應的背景場值

σ_o : 觀測誤差

σ_b : 背景誤差

\mathbf{B}_i : 第 i 行的背景誤差協方差

$$\mathbf{M}(\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^b) = (\mathbf{M}\mathbf{B}\mathbf{M}^T)(\sigma_b^2 + \sigma_o^2)^{-1}(y_i - x_i) \quad (7)$$

→4DVAR

\mathbf{M} : 切線性模式

\mathbf{M}^T : 切線性模式之伴隨

由(6)、(7)式中,我們可以了解 4DVAR 在分析過程中比 3DVAR 多了預報模式的資訊,亦即單觀測點的資訊不僅依賴著背

景誤差協方差矩陣,同時也透過切線性模式與伴隨模式的積分來進行傳播,因此雖然表面上 4DVAR 公式中的背景誤差協方差是三維的,但由於觀測算符中引入了數值預報模式,因此 4DVAR 實際上是一種四維隱式協方差模式,所以其背景誤差協方差矩陣是隨時間變化的。

本實驗選取 2008 年 9 月 12 日 0000 UTC (Sinlaku 颱風實驗期間)為個案,針對槽線做單觀測點測試,選取槽線之目的是想重現 Huang et al. (2009)的實驗結果(圖 2),同化窗區為 0~6 小時,同化流程是在第 6 小時放一個位於 500 百帕的探空溫度資料,此資料內容包含時間、經緯度 (45.6613⁰N, 128.963⁰E)、溫度創新向量 (innovation vector, 0.25⁰K)以及觀測誤差 (0.25⁰K)等相關訊息,而 4DVAR 之分析增量是由兩個預報場相減得到,一個是由初始場直接做的預報,另一個則為做完 4DVAR 後之分析場的預報,透過此方式來了解 4DVAR 隱含與流場相關的背景場誤差統計特性。

圖 3 與圖 4 分別為 Full resolution 與多重增量 4DVAR 之單觀測點測試之結果,可明顯發現其與流場相關的背景誤差統計特性不如圖 2 明顯。若單獨比較圖 3 與圖 4 可發現,多重增量 4DVAR 之增量極值較大且分布範圍也較廣,其與流場相關的背景誤差統計特性也較強。

從上述實驗,我們發現無法得到與 Huang et al. (2009)實驗一樣好的結果,有數個方向可加以思考與測試,例如單觀測

點之位置、網格解析度、是否選取到合適的個案等因素，因此我們針對單觀測點位置做進一步調整與測試，將單觀測點位置往東北方向調整(流場下游處)，調整後之位置為(47.2536°N, 134.837°E)，其餘設定皆不更動，並以多重增量 4DVAR 做測試，結果顯示(圖 5)，與流場相關的背景

場誤差統計特性確實較佳，而且增量的偶極分布也相當明顯，雖仍未如圖 2 來的顯著，但已確認單觀測點的位置為關鍵因素之一，未來仍將針對網格解析度、選取的個案、背景誤差協方差尺度長度之調整做進一步分析與探討。

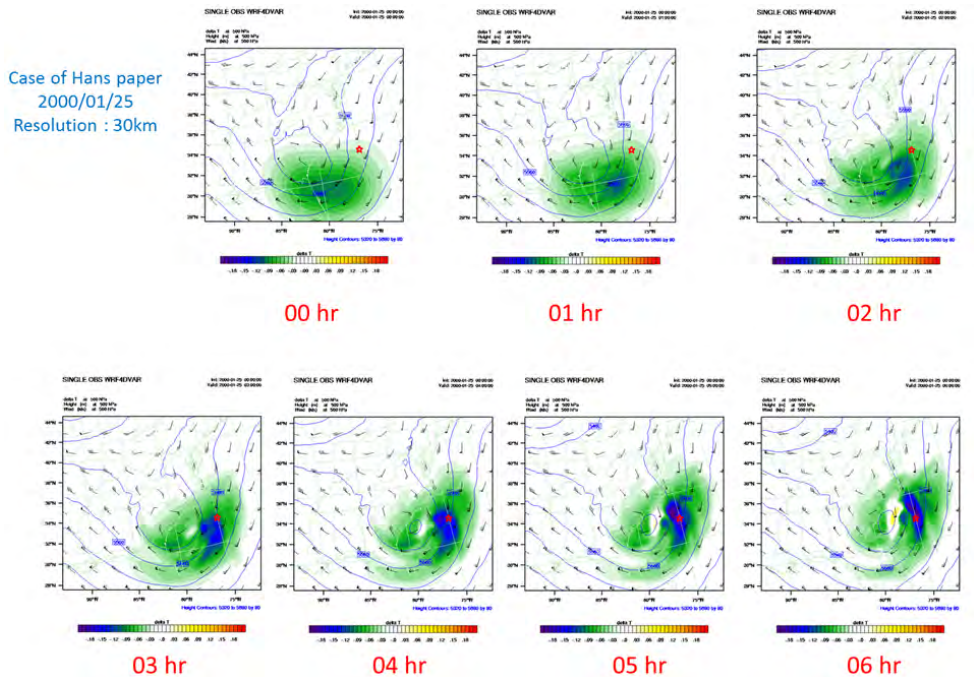


圖 2. Huang et al. (2009)針對 2000 年在美東的冬季劇烈渦旋之 4DVAR 單觀測點實驗，陰影是位於 500hPa 從 0~6 小時，由兩個預報場(一個是由背景場直接做的預報，另一個則為做完 4DVAR 後之分析場的預報)相減得到之位溫分析增量，細等值線為從背景場開始預報所得到的重力位高度，星號代表觀測資料之位置。

Fig. 2. 4DVAR Single observation experiment was done by Huang et al. (2009) : a severe winter storm case that occurred at 0000 UTC 25 January 2000, differences of the potential temperature (shading) at 500 hPa at 0, 1, 2, 3, 4, 5, and 6 h between two forecasts: one initialized from the background and the other from the 4D-Var analysis. The thin black contours are geopotential height (m) in the forecast from the background. The star sign indicates the observation location.

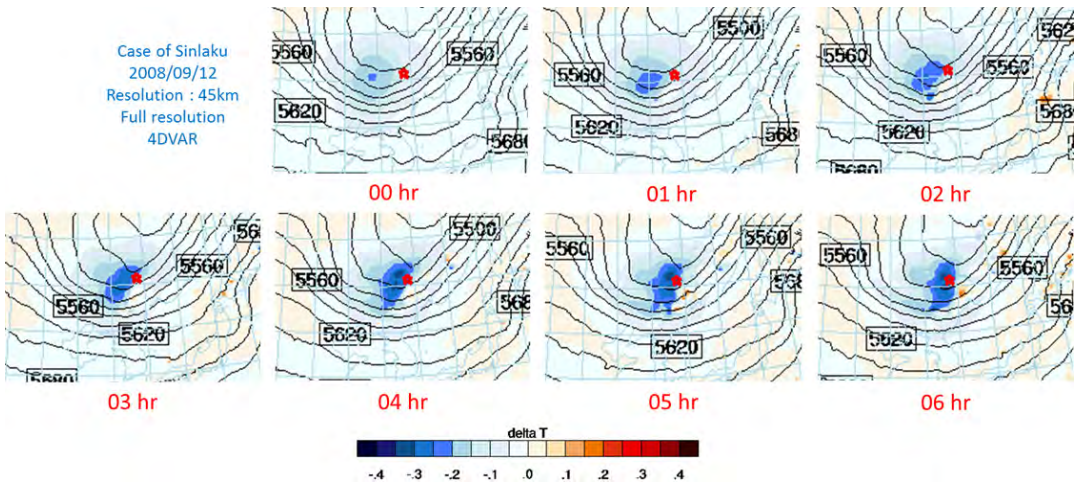


圖 3. 2008 年 9 月 12 日 0000 UTC(Sinlaku 颱風期間)之 Full resolution 4DVAR 單觀測點實驗，星號代表觀測資料之位置，陰影為位溫分析增量。

Fig. 3. Full resolution 4DVAR Single observation experiment, as in Fig. 2, but use different case that occurred at 0000 UTC 12 September 2008 (Typhoon Sinlaku).

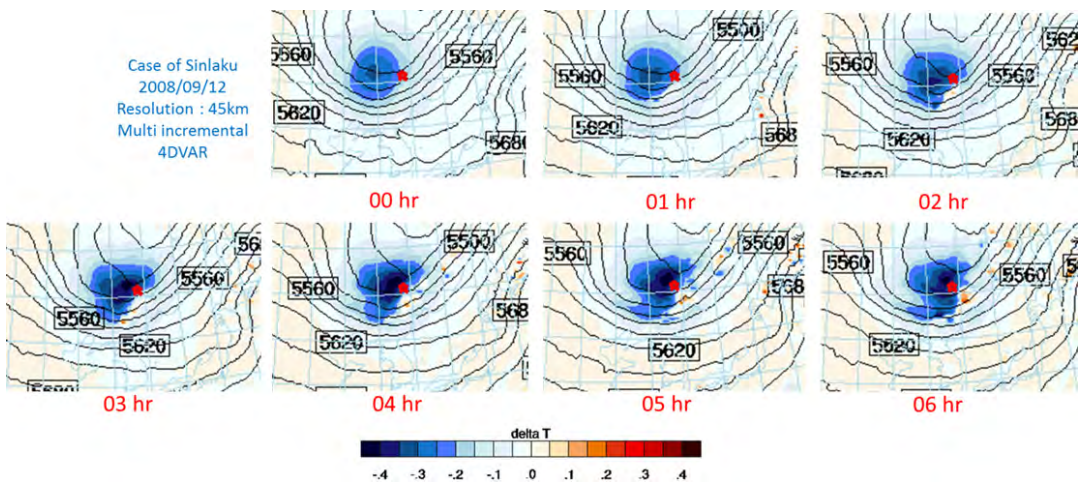


圖 4. 2008 年 9 月 12 日 0000 UTC(Sinlaku 颱風期間)之多重增量 4DVAR 單觀測點實驗，星號代表觀測資料之位置，陰影為位溫分析增量。

Fig. 4. Multi-incremental 4DVAR Single observation experiment, symbol represents as in Fig. 3.

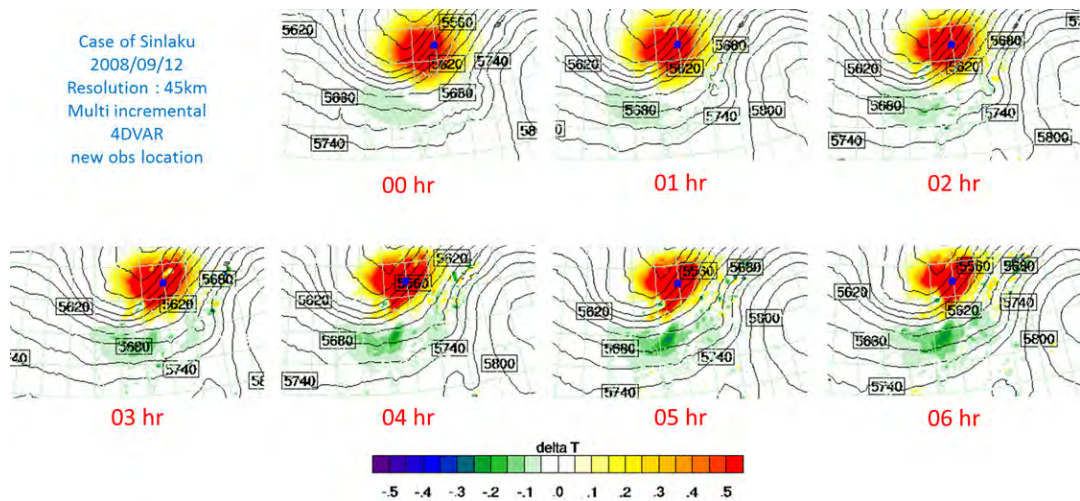


圖 5. 2008 年 9 月 12 日 0000 UTC(Sinlaku 颱風期間)之多重增量 4DVAR 單觀測點實驗，星號代表觀測資料之位置(將觀測點由圖 4 之位置往東北做調整)，陰影為位溫分析增量。

Fig. 5. Multi-incremental 4DVAR Single observation experiment, as in Fig. 4, but move observation location to the northeast.

(二) 綜觀尺度校驗

為了解 4DVAR 在綜觀尺度上預報之能力，本研究針對 T-PARC 實驗期間三個颱風(Sinlaku、Hagupit、Jangmi)做長期積分實驗，三組實驗分別是 1)3DVAR，實驗代號為 3dvar，2)Full resolution 4DVAR，實驗代號為 f-4dvar，3)多重增量 4DVAR，實驗代號為 m-4dvar。三組實驗均使用 NCEP 分析場(0.5°x0.5°)為初始猜測場、NCEP 預報場為 CWBWRf 模式的邊界，採用 12 小時局部循環(12 hour partial cycle)，分別在 0000/0012 UTC 進行 72 小時預報，並且以 NCEP 分析場為校驗之依據。

為充分顯示 4DVAR 與 3DVAR 在 T-PARC 三個颱風期間對於綜觀尺度預報

之效益，本研究將三個颱風個案在垂直層上之均方根誤差(Root Mean Square Error)取平均並繪出橫槓表示個案中的最大值與最小值，圖中以虛線表示為 3dvar 之三個颱風的均方根誤差之平均；實線為 Full resolution 4DVAR；點線則為多重增量 4DVAR。

(圖 6)為高度場之校驗結果，結果顯示 3DVAR 在分析時刻皆優於 4DVAR，尤其以 850 百帕以上最為明顯，但隨著預報時間增加至 24 小時差異逐漸縮小，72 小時預報三組實驗在 850 百帕以上之差異又開始稍微加大。兩種 4DVAR 在分析與預報時刻則呈現互有優劣之情況。(圖 7)溫度場之校驗結果，分析時刻 3DVAR 在 850 百帕至 500 百帕呈現稍佳的結果，其

次是多重增量 4DVAR 以及 Full resolution 4DVAR，隨著預報時間增加，三組實驗之間的差異逐漸縮小。風場(圖 8)，3DVAR 在分析時刻皆優於 4DVAR，隨預報時間增長仍看得出 3DVAR 在 850 百帕至 300 百帕仍比 4DVAR 稍佳，而兩種 4DVAR 之間的差異則較不明顯。

由綜觀尺度校驗結果顯示，3DVAR 在分析時刻三個颱風實驗期間表現較佳，預報之後則呈現三組實驗優劣互現的結果。而高度場雖與溫度場之關係密不可分，但由結果顯示，在分析時刻 Full resolution 4DVAR 之高度場誤差較多重增量 4DVAR 小(850 百帕至 500 百帕)，但是其溫度誤差卻較大，而從風場卻看不出兩者之間之差異，值得更深入探討與研究。

(三) 4DVAR 對颱風路徑預報之效益

提升颱風路徑預報之準確性，一直是氣象學家持續努力改進的目標，本節探討不同形式的 4DVAR(Full resolution & 多重增量)對於 T-PARC 實驗期間三個颱風(Sinlaku、Hagupit、Jangmi)的路徑預報之表現。

在 Sinlaku 颱風實驗模擬期間，3DVAR、Full resolution 與多重增量 4DVAR 之每天 0000/0012 UTC 的 72 小時路徑預報結果(圖 9)，3DVAR 呈現較收斂的路徑預報分布，且其移動速度有偏快的趨勢，由圖上顯示 3DVAR 對於 9 月 15 日颱風轉彎時的預報較 4DVAR 差；4DVAR 雖然有掌握到颱風轉彎的趨勢，但其路徑分布卻較為離散。(圖 10-a)為三組實驗預

報路徑誤差之統計結果，在 42 小時預報之前，Full resolution 4DVAR 呈現較低的預報誤差，42 小時到 60 小時預報呈現三組實驗相近的結果，60 小時預報之後仍以 Full resolution 4DVAR 較佳。

(圖 10-b) 為 Hagupit 颱風實驗模擬期間，三組實驗預報路徑誤差之統計結果，在 18 小時預報之前，多重增量 4DVAR 有較佳的表現，但預報 18 小時之後就以 3DVAR 表現較好。儘管 Hagupit 颱風路徑走向較為單純，但由路徑誤差統計結果我們發現三組實驗對於 Hagupit 颱風之預報表現並不佳。

T-PARC 期間最後一個颱風為 Jangmi 颱風，(圖 10-c)之路徑誤差統計結果顯示，30 小時預報後以 3DVAR 表現最為突出，72 小時預報誤差低於 150 公里。

由上述颱風路徑預報實驗結果發現，4DVAR 在 Sinlaku 颱風之路徑預報上表現較佳，而 3DVAR 則是對於 Hagupit 與 Jangmi 颱風的預報有較好的表現。多重增量 4DVAR 在颱風路徑預報上之趨勢及效益與 Full resolution 4DVAR 呈現相似的表現，由此顯示儘管多重增量 4DVAR 在內迴圈使用較低網格解析度做價值函數極小化運算，仍不影響其颱風路徑預報之趨勢，且其節省時間與計算資源之特性，對於將 4DVAR 應用在日常作業上有極大之助益。

(四) 4DVAR 在高解析度網格下對降水之效益

為了瞭解 4DVAR 在高解析度網格使

用之效益，我們使用單層高解析度網格，其解析度為 5 公里，水平點數為 151×181，垂直分層為 45 層，點數配置符合多重增量 4DVAR 必須搭配網格點數除 3 餘 1 之特性，WRF 非線性模式使用相關參數化設定與表 1 相同，但不使用積雲參數化(CU_PHYSICS=0)，而切線性與伴隨模式也不使用微物理參數化與積雲參數化，相關實驗均使用 NCEP 分析場(0.5°x0.5°)為初始猜測場、NCEP 預報場為 CWBWRf 模式的邊界，同樣採用 12 小時局部循環，分別在 0000/0012 UTC 進行 72 小時預報，圖 11(a)為網格設定範圍。本研究原欲依上述實驗方式測試在高解析度網格下 3DVAR、Full resolution 4DVAR、多重增量 4DVAR 之效能，但 Full resolution 4DVAR 在此高解析網格設定下，因為必須存取每個時步(time step)的相關資訊需要極高記憶體資源，由測試結果顯示，若使用 64 核心需要搭配 960GB 記憶體才能跑完一次資料同化，且耗時約 20 小時；若提高至 192 核心，以目前建置之超級電腦，並無如此高的記憶體資源能夠支援，因此在考量運算資源與效能之下，本節不將 Full resolution 4DVAR 納入考慮。而多重增量 4DVAR 因執行一次資料同化約耗時 1 小時(192 核心)，且使用記憶體資源相對較低，因此仍可研究其效能。

本研究使用的台灣自動雨量觀測站共有 425 個，其分布比 5 公里解析的細網格格點分布密集，在計算校驗降水預報得

分之前，必須先做出一個模式網格點與自動雨量站相對應之測站列表，因為是在模式網格點上做校驗，所以必須計算出格點上的觀測降水，此方法為在格點上以一半網格間距(2.5 公里)為半徑內觀測雨量之平均，例如該選取範圍內有兩個雨量站資料，則該網格點上之觀測降水即為此兩個雨量站資料之平均。圖 11(b)為選取的模式網格點與雨量站位置之相對應示意圖，其中選取的模式網格點(藍圈)共 322 點，自動雨量站(紅點)共 425 站。

定性的累積降水分布結果，由 Sinlaku 颱風(圖 12)結果顯示，在 12~24 小時與 36~48 小時，多重增量 4DVAR 能掌握到較好的降水分布，且其極大值之掌握也較佳，尤其是在北部山區、宜蘭地區、中南部山區，但相較於觀測仍呈現低估降雨的現象。由 Hagupit 颱風之結果(圖 13)，3DVAR 在 12~24 小時之降水分布與極大值掌握稍佳，但 60~72 小時兩組實驗之降水分布則比較集中在中央山脈且屬於零星的雨量分布，與觀測之降水分布集中在東部沿岸不盡相同。圖 14 為 Jangmi 颱風之結果，多重增量 4DVAR 在 12~24 小時之表現較 3DVAR 好，尤其掌握到嘉義以及高雄山區的雨量分布以及極大值的位置；36~48 小時雖然兩組實驗都掌握到宜蘭地區的降水分布，但是卻未能預報到中南部地區之降水，48 小時之後兩組實驗預報降水都在臺灣東部沿岸以及西部平原與觀測降水有極大之出入。

校驗降水預報之得分與指數方面，我

們利用廣被氣象作業及研究單位所採用的公正預兆得分 ETS (Equitable Threat Score, Schaefer 1990) 及偏離指數 Bias 進行降水預報校驗。ETS 是在計算除了模式與觀測皆無降水且不是隨機猜中的情況下，模式正確預測降水的機率，ETS 分數愈高代表模式降雨預報愈準確，其定義如下：

$$ETS = \frac{H - R}{F + O - H - R}$$

上式的 F 為預測降雨的次數， O 為觀測降雨的次數， H 代表預報與觀測皆有降雨的次數， $R = FO/N$ 為隨機可正確預測降水的次數， N 為預報次數與觀測次數之和。而偏離係數 $Bias = F/O$ ，即模式預測降水次數與觀測降水次數之比，當 $Bias$ 值大於 1 代表模式高估降水次數，小於 1 則代表模式低估降水次數，綜合 ETS 與 $Bias$ 得分的結果，可判斷降水預報的正確性。

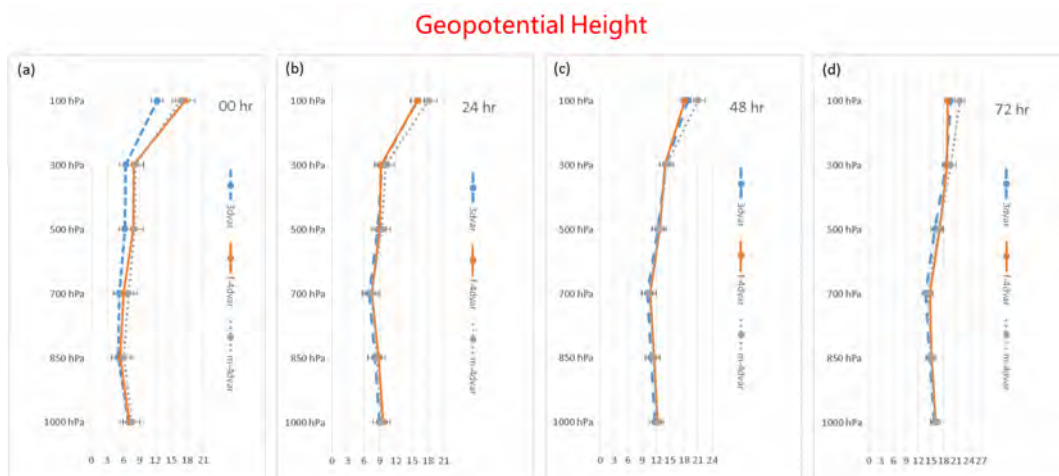


圖 6. 三組實驗的高度場(H)在垂直層上之個案平均均方根誤差，(a)分析場，(b)24 小時預報，(c)48 小時預報，(d)72 小時預報。虛線為 3DVAR；實線為 Full resolution 4DVAR；點線為多重增量 4DVAR，橫槓表示個案中的最大值與最小值。

Fig. 6. Three experimental geopotential height (H) in the vertical layer of the average Root Mean Square Error, (a) analysis, (b) 24, (c) 48, (d) 72 hour forecast. Dash line:3DVAR, solid line:Full resolution 4DVAR, dotted line:Multi-incremental 4DVAR, bars:the maximum and minimum.

Temperature

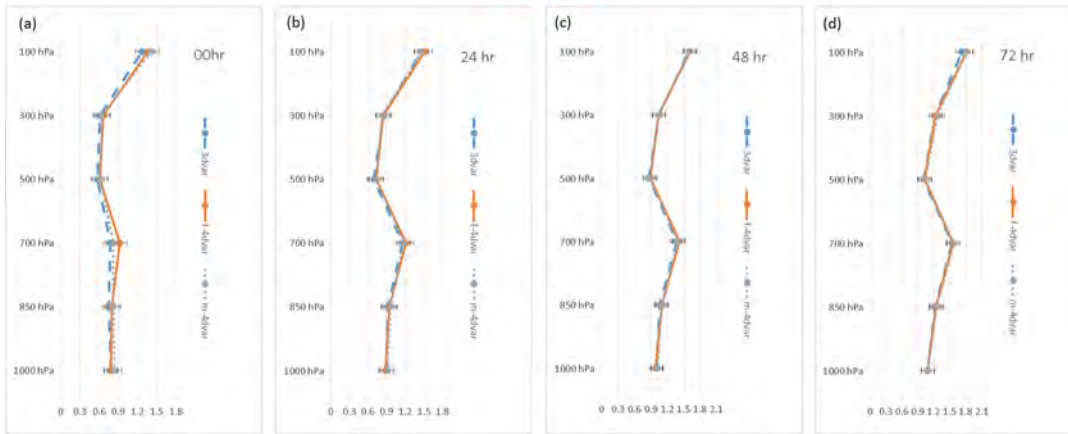


圖 7. 三組實驗的溫度場(T)在垂直層上之個案平均均方根誤差，(a)分析場，(b)24 小時預報，(c)48 小時預報，(d)72 小時預報。圖形表示同圖 6。

Fig.7. Three experimental temperature (T) in the vertical layer of the average Root Mean Square Error, (a) analysis, (b) 24, (c) 48, (d) 72 hour forecast. Symbol represents as in Fig. 6.

Wind

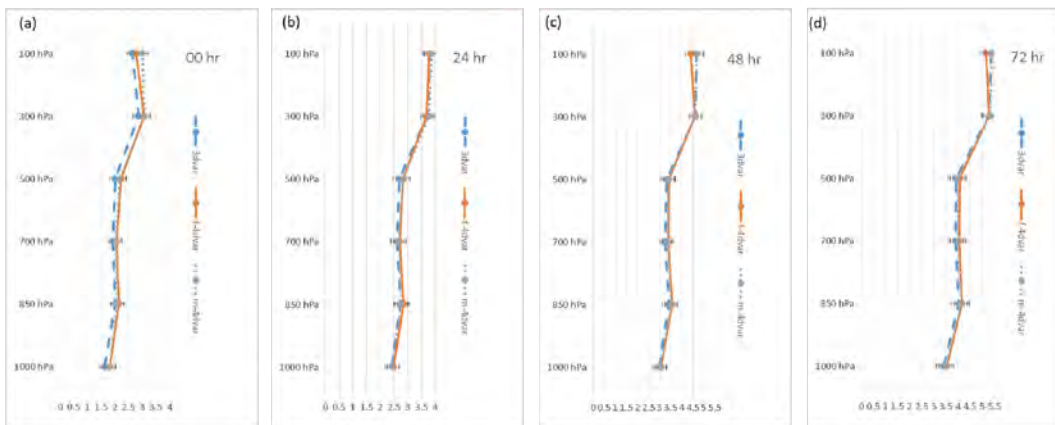


圖 8. 三組實驗的風場(U)在垂直層上之個案平均均方根誤差，(a)分析場，(b)24 小時預報，(c)48 小時預報，(d)72 小時預報。圖形表示同圖 6。

Fig. 8. Three experimental wind (U) in the vertical layer of the average Root Mean Square Error, (a) analysis, (b) 24, (c) 48, (d) 72 hour forecast. Symbol represents as in Fig. 6.

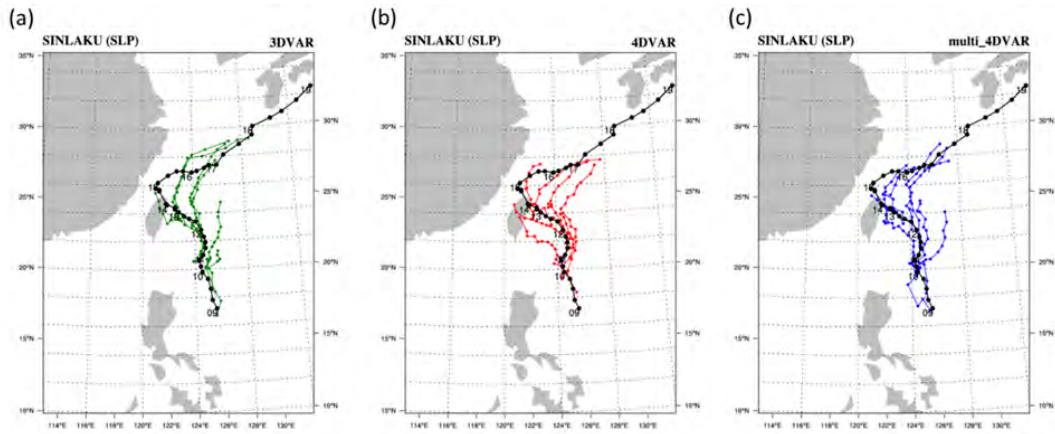


圖 9：Sinlaku 颱風實驗模擬期間，(a)3DVAR、(b)Full resolution 4DVAR、(c)多重增量 4DVAR 三組實驗之預報路徑。

Fig. 9. Forecast track comparing three experiments for Typhoon Sinlaku, (a) 3DVAR, (b) Full resolution 4DVAR, (c) Multi-incremental 4DVAR.

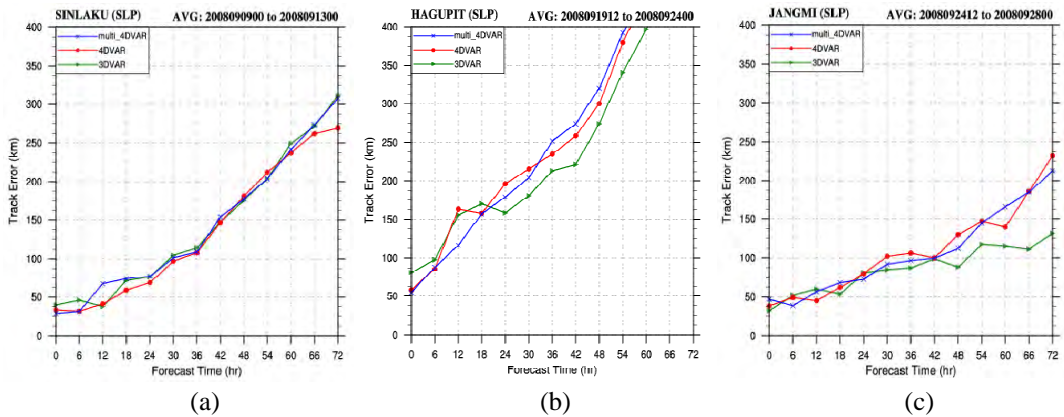


圖 10 .Sinlaku、Hagupit、Jangmi 颱風實驗模擬期間，3DVAR 與 4DVAR (Full resolution & 多重增量)之路徑誤差統計圖。▲為 3DVAR，●為 Full resolution 4DVAR，x 為多重增量 4DVAR。

Fig. 10. Track error (km) comparing three experiments for Typhoon (a) Sinlaku, (b) Hagupit, (c) Jangmi. ▲:3DVAR, ●:Full resolution 4DVAR, x:Multi-incremental 4DVAR.

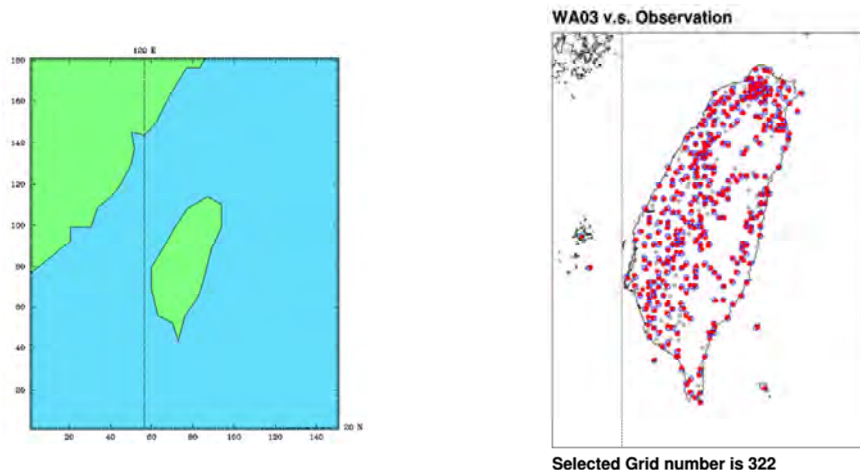


圖 11. (a)本研究高解析度網格選取範圍，解析度為 5 公里，(b)選取之模式網格點(藍圈，共 322 點)與自動雨量站(紅點，共 425 點)相對應示意圖。

Fig. 11. (a) The high-resolution domain, resolution : 5km, (b) The distribution of model grid point(blue circle) and auto rain station (red point).

由於模式預報長度為 72 小時，而我們的校驗對象是 12 小時累積降水，因此將預報長度分為 0~12、12~24、24~36、36~48、48~60、60~72 小時等六個時段，分別稱為 A、B、C、D、E、F 時段，其中模式開始預報的 A 時段為 spin-up 階段，其降水預報較不可靠，因此本研究不加以著墨 A 時段的降雨預報。另外，為了校驗不同降雨強度的預報準確度，我們使用 13 種降水門檻值分別是 0.5、1、2、5、10、20、30、40、50、75、100、125、150mm，根據各個門檻值判斷是否有降雨，以檢驗模式對該門檻值降水強度的預報能力。

圖 15 為 Sinlaku 颱風之降水校驗結果，由 B、F 時段之降水 ETS 得分可見，在 10mm 以下的小雨預報 3DVAR 比多重增量 4DVAR 稍佳，但 20mm 以上大雨的 ETS 得分則以多重增量 4DVAR 勝出，C、

D、E 時段皆呈現多重增量 4DVAR 從小雨至大雨預報之 ETS 得分皆優於 3DVAR。而由 Bias 之結果顯示，兩組實驗之模式降水皆呈現低估(小於 1)之狀態，但多重增量 4DVAR 之值較接近於 1，由此可知多重增量 4DVAR 在 Sinlaku 颱風實驗期間降雨預報表現較佳。Hagupit 颱風之降水校驗(圖 16)，在 B、C、D、E、F 時段兩組實驗在 10mm 以下小雨預報之 ETS 得分非常相近，而在 20mm 以上大雨預報則以 3DVAR 略佳。Bias 結果亦與 ETS 得分結果相似，但兩組實驗的 E 與 F 時段在 75mm 以上大雨預報皆呈現高估的情況。Jangmi 颱風之降水校驗(圖 17)，在 B、C、E、F 時段多重增量 4DVAR 從小雨至大雨預報之 ETS 得分皆較 3DVAR 高，僅在 D 時段在 20mm 大雨以上預報稍差，由 Bias 結果亦能得到相似的結果，而且此兩組實驗降

水皆呈現低估狀態。

整體而言，多重增量 4DVAR 對於颱風降水預報呈現較佳的表現，特別是在兩區分布與極大值掌握能力皆優於 3DVAR。

(五)、模式平衡控制項之探討

本節我們藉由增加 4DVAR 的價值函數公式(1)中平衡控制項(J_c)的權重比例，初步探討預報模式的約束對初始分析場的動力平衡之影響，同時評估對 T-PARC 實驗期間三個颱風路徑誤差的改進效益，因電腦計算資源有限，本實驗僅針對多重增量 4DVAR 做測試。

圖 18 中符號◇為增加平衡控制項權重之結果，在 Sinlaku 颱風實驗期間(圖 18-a)，增加(J_c)權重後的多重增量 4DVAR 在預報 30 小時後路徑誤差之改進非常顯著；而在 Hagupit 颱風實驗期間(圖 18-b)，增加(J_c)權重的多重增量 4DVAR 預報 12 小時之後的路徑誤差表現最好；最後在 Jangmi 颱風實驗期間(圖 18-c)，增加(J_c)權重的多重增量 4DVAR 其結果雖未能與 3DVAR 相比擬，但仍是三組 4DVAR 中表現最佳的。值得注意的是在三個颱風實驗期間，增加(J_c)權重的多重增量 4DVAR 之颱風初始位置比其他實驗來的準確。

由上述初步的實驗結果，我們發現增加平衡控制項之權重能得到較佳的颱風路徑預報與初始位置，但增加此項權重在價值函數中代表減少資料同化對模式預報的影響，亦即降低觀測資料在同化過程中的貢獻程度，因此要如何拿捏觀測資料、背景場以及平衡控制項之間的比例關

係，是未來可深入探討與加以測試的目標。

五、結論

本研究首次在中央氣象局新一代超級電腦(Fujitsu FX10)上建置 4DVAR 系統，期望能評估與了解 4DVAR 在氣象局作業上之可行性與效能，因此本文針對 4DVAR 執行所需電腦資源需求做完整之評估，另外對於 4DVAR 之理論基礎與 WRF4DVAR 主要架構亦有深入的探討。

為了瞭解 WRF4DVAR 對於中央氣象局 WRF 模式預報的影響，首先我們藉由單觀測點實驗了解與證實 WRF4DVAR 系統與流場相關的背景場誤差統計特性是否存在。而藉由長時間積分實驗的結果，我們能了解 WRF4DVAR 在作業上的穩定性與效能，進一步運用此系統分析 T-PARC 實驗期間(2008 年 9 月)內三個颱風之綜觀尺度天氣之校驗結果、颱風路徑之預報以及在高解析度網格下降水的表現。

本研究主要結論為：1)效能評估之結果，多重增量 4DVAR 使用之記憶體資源與運算效率較能符合實際作業上之需求，且其結果與 Full resolution 4DVAR 相似，不因內迴圈使用較低網格解析度而受影響，2) 經由單觀測點實驗確認了 WRF4DVAR 擁有隱性的與流場相關的背景場誤差統計特性，但此特性之顯著程度與觀測點位置以及個案選取之技巧息息相關，3)由綜觀尺度天氣之校驗以及颱風

路徑預報之結果，4DVAR 與 3DVAR 系統呈現優劣互現的狀態，顯示 4DVAR 未來仍有調整之空間，4) 在高解析度網格(5 公里)下，4DVAR 在降水分布型態與極值之掌握皆優於 3DVAR，顯示其未來同化高時空分布的觀測資料(如:雷達回波、徑向風)有其優勢與潛力。

六、未來應用與建議事項

本文對於 4DVAR 之研究尚屬初步階段，研究過程中我們瞭解其基本的概念與相關經驗之累積，未來中央氣象局新一代超級電腦建置完成，將有更足夠的資源提供測試與應用。

在本研究中，我們藉由單觀測點實驗了解 4DVAR 的特性與發現一些問題尚待進行更多實驗加以釐清，例如與流場相關的背景場誤差統計特性要如何更顯著的表現出來，可由兩個方向進行更深入探討，1) 由背景場直接做預報與做完 4DVAR 後的分析場之預報皆使用乾(完全不使用積雲與微物理參數化)的非線性模式進行積分，此兩種預報的相減應更能顯示 4DVAR 與流場相關的背景場誤差統計特性，2) 選擇水氣較少的天氣現象進行實驗，以上兩點皆為了降低模式水氣過程對 4DVAR 的影響。

而由綜觀尺度校驗結果，我們了解 4DVAR 仍須改進，在實驗設計上可嘗試調整背景場誤差之設定值(如:尺度長度 length scale)，讓觀測資料的效益更加突

顯。而在 4DVAR 程式架構上，未來仍有以下列項目需進行修正與補強，1) 在切線性模式與伴隨模式加入微物理與積雲參數化，使 4DVAR 在積分與伴隨過程都有與非線性模式一致的物理過程，2) 調整多重增量 4DVAR 內迴圈使用初始場之求取方式，目前內迴圈採用較低網格解析度的模式預報產品作為內迴圈極小化之初始場，未來將直接以外迴圈較高解析度的非線性模式預報產品直接內插至較低解析度作為內迴圈之初始場，使內外迴圈之物理過程與地形效應儘量達到一致，3) 讓多重增量 4DVAR 內外迴圈擁有不同解析度之彈性，目前多重增量 4DVAR 若使用 2 次以上的外迴圈計算設定，每次內外迴圈解析度比例無法更動，未來可將此計算過程改成較為彈性之作法，例如第 1 次外迴圈與內迴圈之比例為 1:6，第 2 次可變成 1:3 之程式架構，4) 4DVAR 因為必須存取每個時步的相關模式資訊需要極高記憶體資源，若能在存取每個時步時只存取必要的資訊，進而降低所需記憶體的需求，應可再增加其效能且不影響其正確性，5) 本研究中尚未深入瞭解與測試價值函數公式中，模式平衡控制項(Jc)對 4DVAR 的貢獻與效益，亦為未來深入探討與研究之課題。

由高解析度網格下的降水校驗結果，4DVAR 在降水分布與極值掌握皆優於 3DVAR，未來將針對梅雨與其他颱風個案進行研究，了解其穩定性與在不同天

氣現象上之表現，進一步規劃則希望能同
化與雷達資料相似的高時空解析度觀測

資料，期望能改善與提升台灣地區降水預
報之準確率。

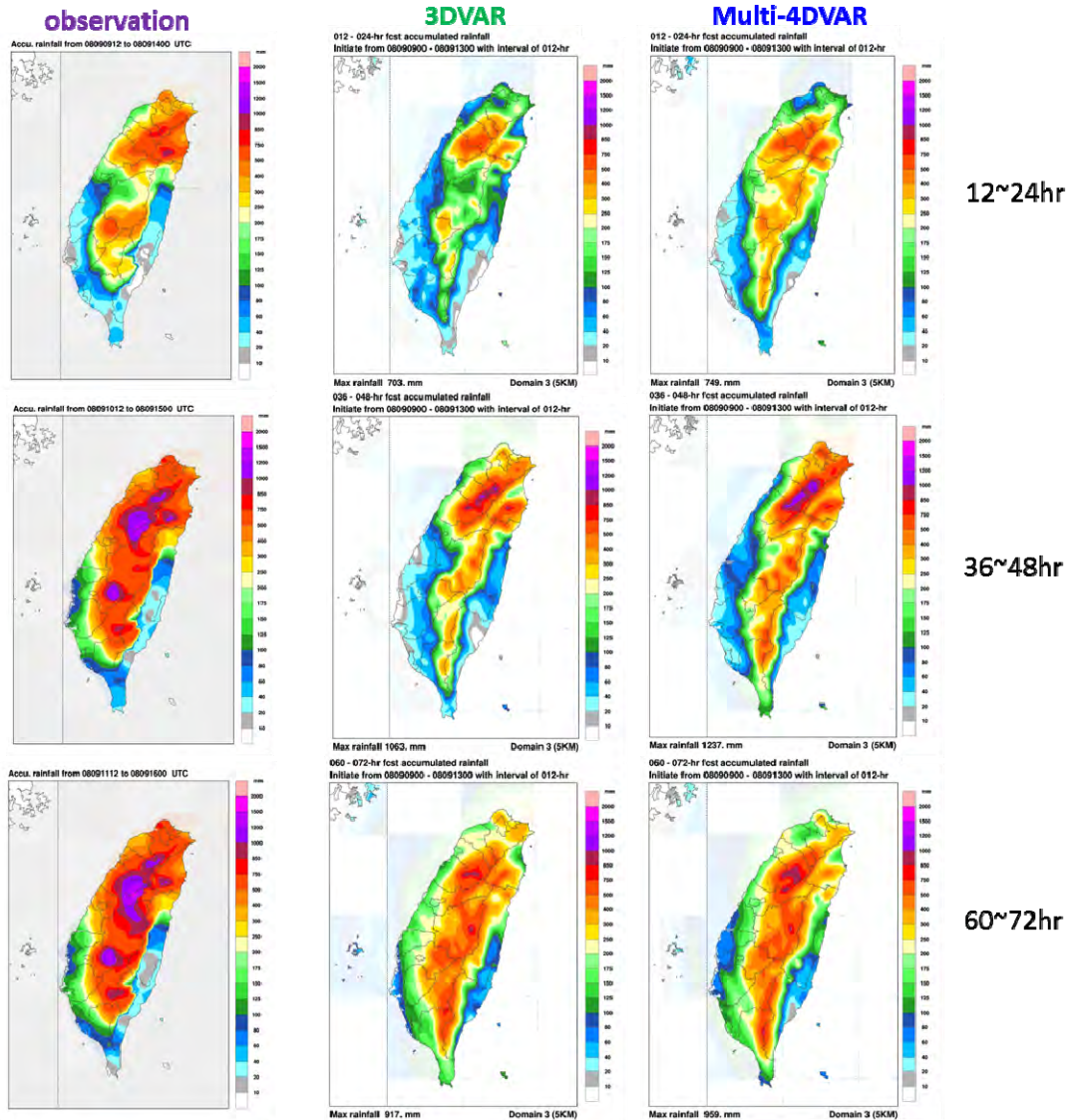


圖 12. Sinlaku 颱風實驗期間觀測與模式降水分布。

Fig. 12. The rainfall distribution of Observation and model forecast for Typhoon Sinlaku.

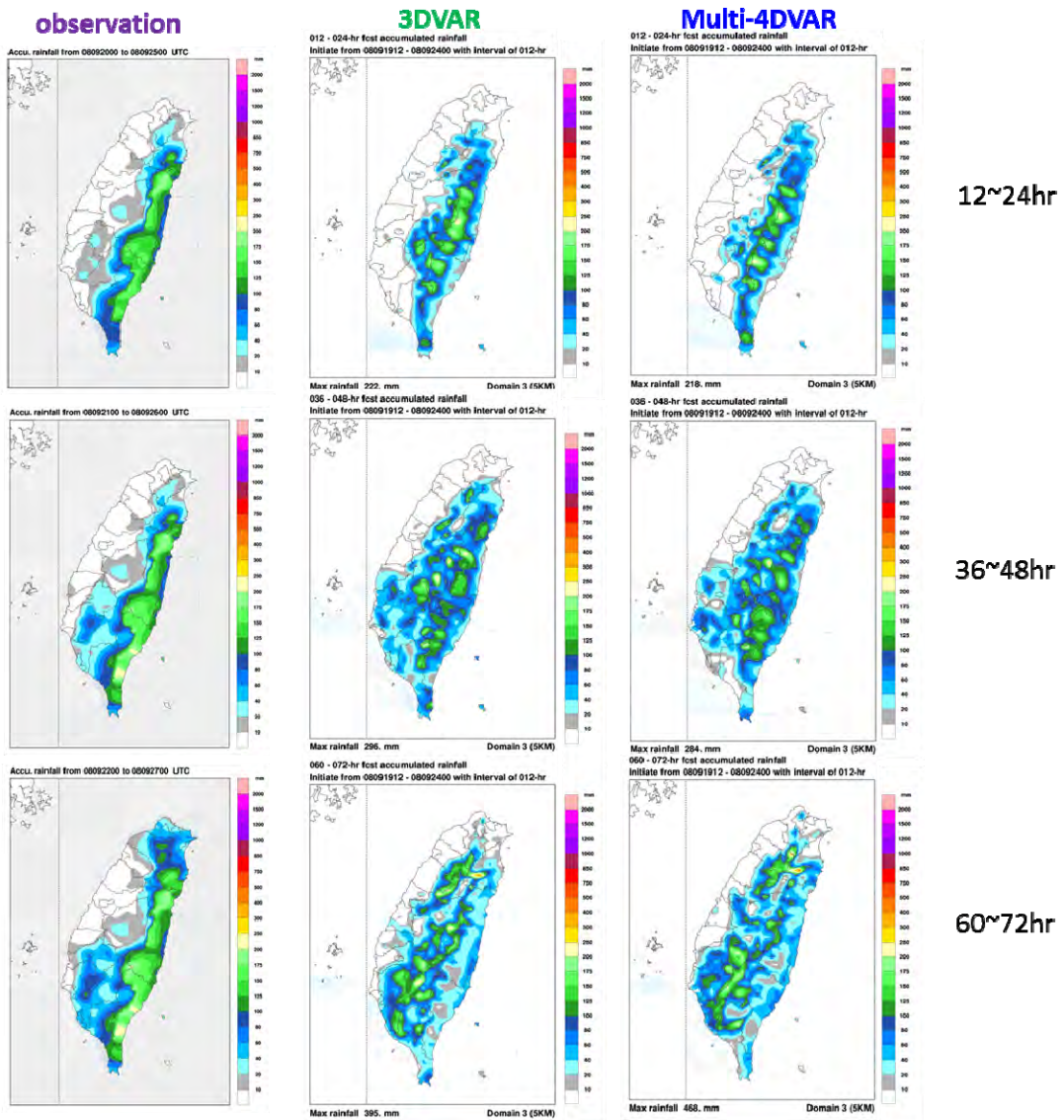


圖 13 . Hagupit 颱風實驗期間觀測與模式降水分布。

Fig. 13. The rainfall distribution of Observation and model forecast for Typhoon Hagupit.

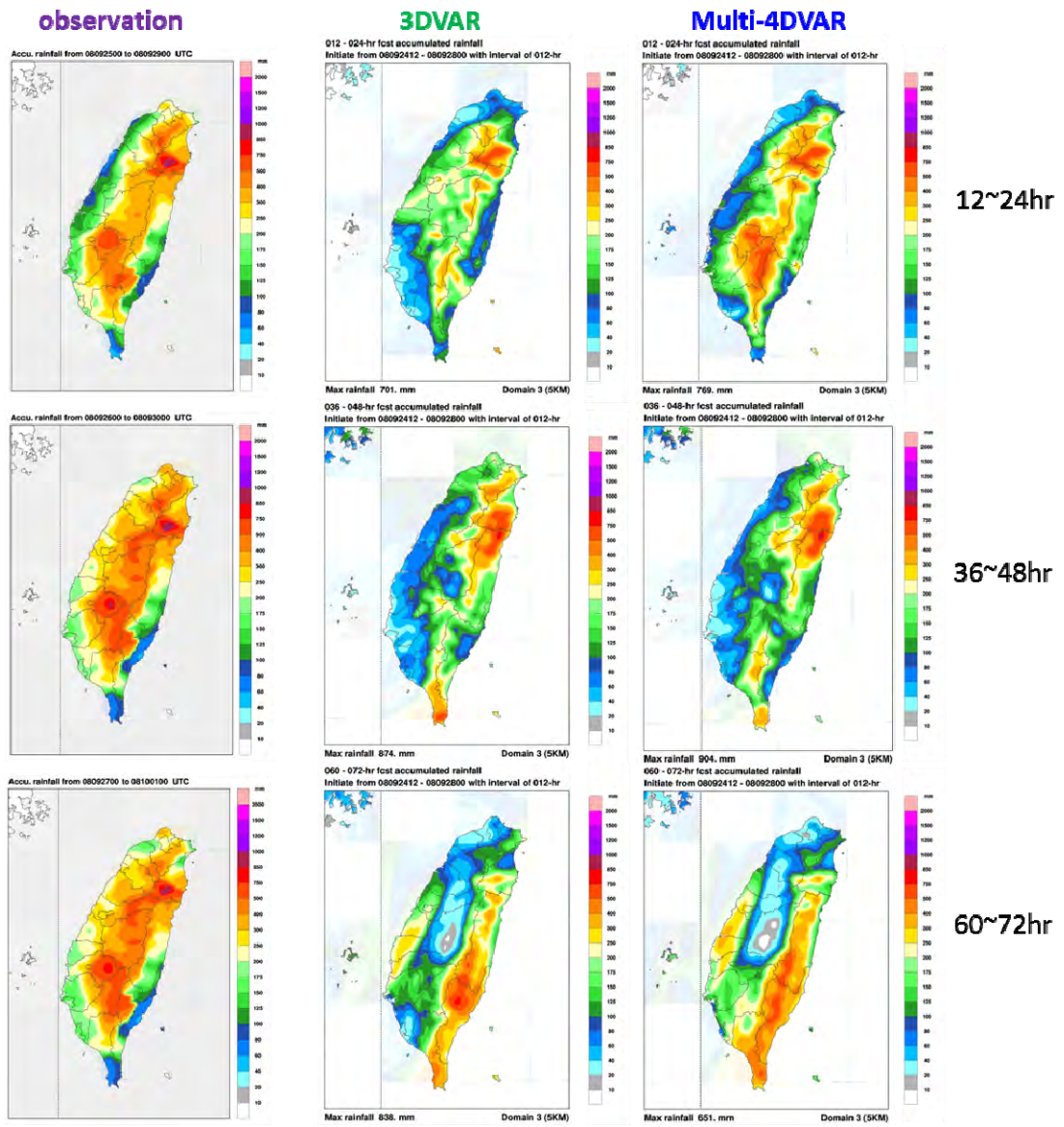


圖 14. Jangmi 颱風實驗期間觀測與模式降水分布。

Fig. 14. The rainfall distribution of Observation and model forecast for Typhoon Jangmi.

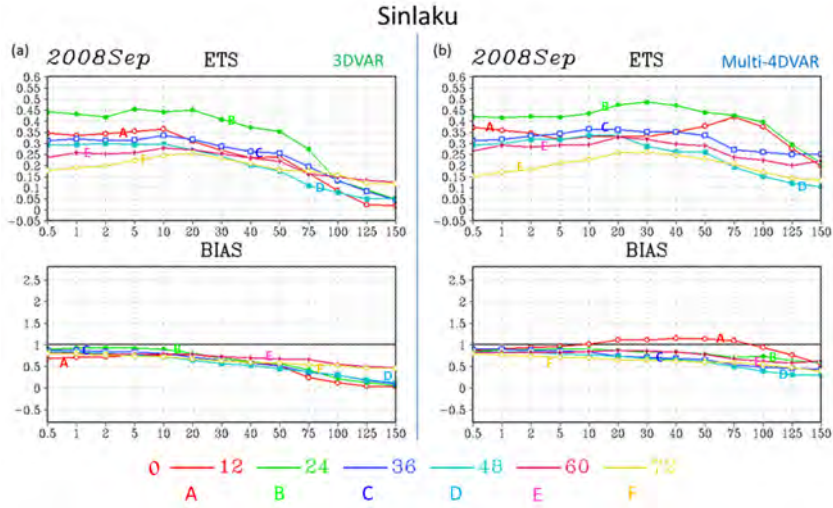


圖 15. Sinlaku 颱風降水校驗結果，(a)3DVAR，(b)多重增量 4DVAR，橫軸為降水門檻值 (mm)，縱軸為 ETS 得分值與偏離值。A、B、C、D、E、F 分別為 0~12 小時、12~24 小時、24~36 小時、36~48 小時、48~60 小時、60~72 小時之累積降水。

Fig. 15. The verification of precipitation for Typhoon Sinlaku, (a) 3DVAR, (b) Multi-incremental 4DVAR, the horizontal axis represents the threshold value of precipitation (mm), the vertical axis represents ETS score values and outliers. A, B, C, D, E, F, respectively, from 0 to 12 hours, 12 to 24 hours, 24 to 36 hours, 36 to 48 hours, 48 to 60 hours, 60 to 72 hours of accumulated precipitation.

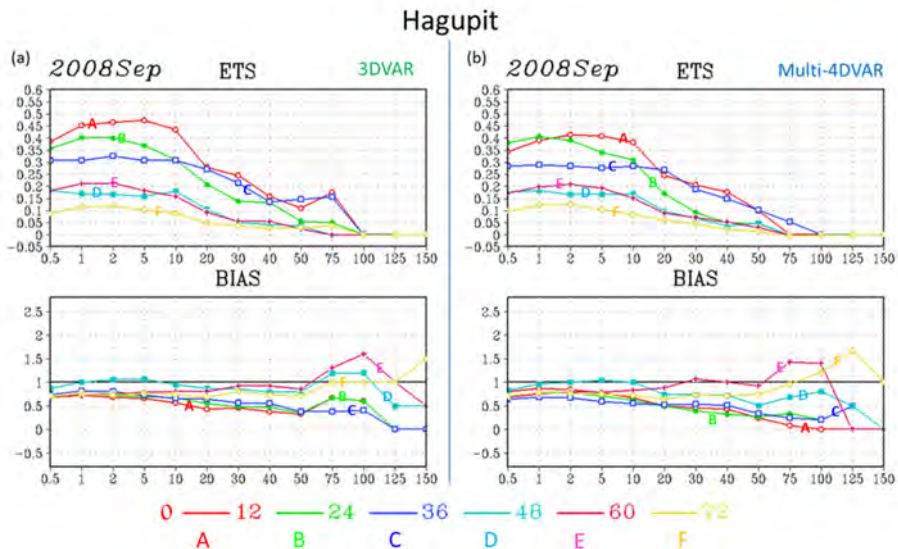


圖 16. Hagupit 颱風降水校驗結果，(a)3DVAR，(b)多重增量 4DVAR，橫軸為降水門檻值 (mm)，縱軸為 ETS 得分值與偏離值

Fig. 16. The verification of precipitation for Typhoon Hagupit. Symbol represents as in Fig. 15.

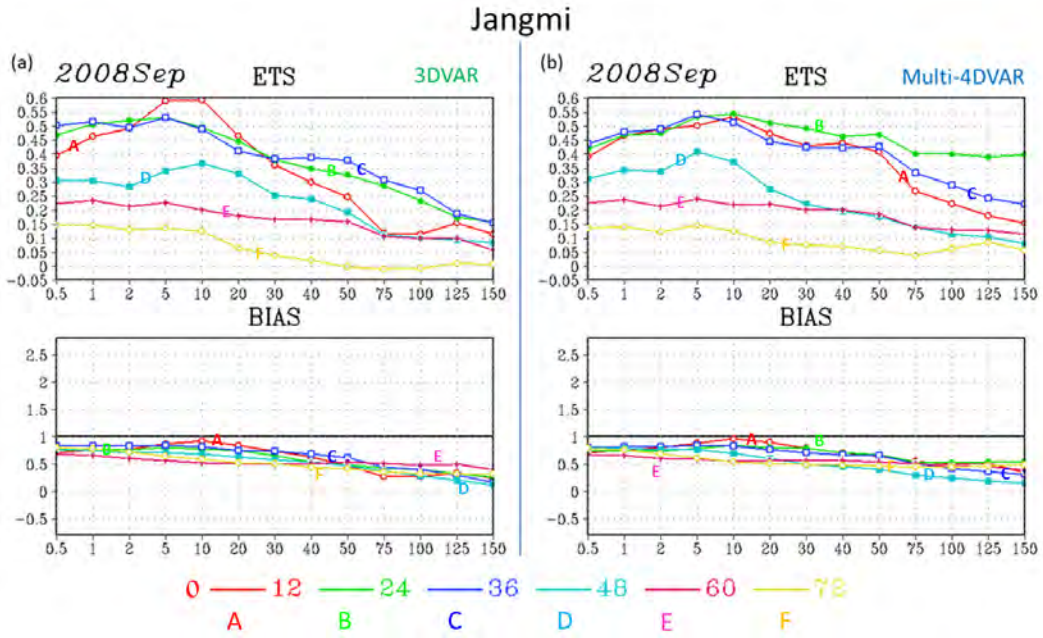


圖 17. Jangmi 颱風降水校驗結果，(a)3DVAR，(b)多重增量 4DVAR，橫軸為降水門檻值 (mm)，縱軸為 ETS 得分值與偏離值。

Fig. 17. The verification of precipitation for Typhoon Jangmi. Symbol represents as in Fig. 15.

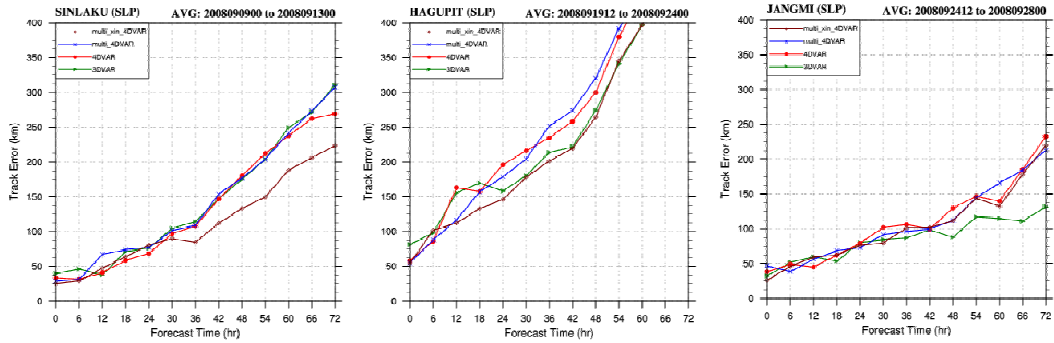


圖 18. Sinlaku、Hagupit、Jangmi 颱風實驗模擬期間，3DVAR、4DVAR (Full resolution & 多重增量 & 多重增量增加平衡控制項權重)之路徑誤差統計圖。▲為 3DVAR，●為 Full resolution 4DVAR，x 為多重增量 4DVAR，◇為多重增量增加平衡控制項權重。

Fig. 18. Track error (km) comparing four experiments for Typhoon (a) Sinlaku, (b) Hagupit, (c) Jangmi. ▲:3DVAR, ●:Full resolution 4DVAR, x:Multi-incremental 4DVAR, ◇:increase Jc weighting of Multi-incremental 4DVAR.

七、參考文獻

- 簡芳菁、洪景山、張文錦、周仲島、林沛練、林得恩、劉素屏、繆睿如、陳致穎，2006：WRF 模式之 敏感度測試，第二部分：定量降水預報校驗，大氣科學，第 34 期，第 3 卷，261-276。
- Barker, D., W. Huang, Y.-R. Guo, A. J. Bourgeois, and Q. N. Xiao, 2004: A three-dimensional variational data assimilation system for MM5: Implementation and initial results. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 897–914.
- , M. S. Lee, Y.-R. Guo, W. Huang, Q.-N. Xiao, and R. Rizvi, 2004b: WRF variational data assimilation development at NCAR. Fifth WRF/14th MM5 Users' Workshop, Boulder, CO, NCAR, 5 pp.
- Courtier, P., J.-N. Thépaut, and A. Hollingsworth, 1994 : A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120, 1367–1387.
- Fujita, T., 1952: Pressure distribution within a typhoon. *Geophys. Mag.*, 23, 437-451.
- Gauthier, P., and J.-N. Thépaut, 2001: Impact of the digital filter as a weak constraint in the preoperational 4DVAR assimilation system of Météo France. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2089–2102.
- , M. Tanguay, S. Laroche, and S. Pellerin, 2007: Extension of 3DVAR to 4DVAR: Implementation of 4DVAR at the Meteorological Service of Canada. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 2339–2364.
- Guo, Y.-R., Y.-H., Kuo, J. Dudhia, D. Parsons, and C., Rocken, 2000: Four-dimensional variational data assimilation of heterogeneous mesoscale observations for a strong convective case. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 619-643.
- Honda, Y., M. Nishijima, K. Koizumi, Y. Ohta, K. Tamiya, T. Kawabata, and T. Tsuyuki, 2005: A pre-operational variational data assimilation system for a non-hydrostatic model at the Japan Meteorological Agency: Formulation and preliminary results. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 3465–3475.
- Huang, X.-Y., X. Yang, N. Gustafsson, K. Mogensen, and M. Lindskog, 2002: Four-dimensional variational data assimilation for a limited area model. HIRLAM Tech Rep 57, 41 pp.
- Huang, X.-Y., Q. Xiao, W. Huang, D. M. Barker, J. Michalakes, J. Bray, Z. Ma, Y.-R., Guo, H.-C. Lin, and Y.-H. Kuo, 2006. Preliminary results of WRF 4D-Var. WRF users' workshop, Boulder, Colorado, 19-22 June 2006.
- Huang, X.Y., Q. Xiao, D.M. Barker, X. Zhang, J. Michalakes, W. Huang, T. Henderson, J. Bray, Y. Chen, Z. Ma, J. Dudhia, Y. Guo, X. Zhang, D.J. Won, H.C. Lin, and Y.H. Kuo, 2009: Four-Dimensional Variational Data Assimilation for WRF: Formulation and Preliminary Results. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 299–314.

- Le Dimet, F., and O. Talagrand, 1986: Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: Theoretic aspects. *Tellus*, 38A, 97–110.
- Lewis, J., and J. Derber, 1985: The use of adjoint equations to solve a variational adjustment problem with advective constraints. *Tellus*, 37A, 309–327.
- Lorenc, A. C., 2003: Modelling of error covariances by 4D-Var data assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 3167–3182.
- , and F. Rawlins, 2005: Why does 4D-Var beat 3D-Var? *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 3247–3257.
- Navon, I. M., X. Zou, J. Derber, and J. Sela, 1992: Variational data assimilation with an adiabatic version of the NMC spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1433–1446.
- Parrish, D. F., and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Center’s spectral statistical-interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1747–1763.
- Rabier, F., and Coauthors, 1997: Recent experimentation on 4Dvar and first results from a simplified Kalman filter. ECMWF Tech. Memo. 240, Reading, United Kingdom, 42 pp.
- , H. Järvinen, E. Klinker, J.-F. Mahfouf, and A. Simmons, 2000: The ECMWF operational implementation of four dimensional variational assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 1143–1170.
- Rauno Nieminen, 1983: Operational verification of ECMWF forecast fields and results for 1980-1981. ECMWF Technical Report No.6. Rawlins, F., S.P.
- Ballard, K. J. Bovis, A. M. Clayton, D. Li, G. W. Inverarity, A. C. Lorenc, and T. J. Payne, 2007: The Met Office global 4-Dimensional data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133, 347–362.
- Thépaut, J.-N., and P. Courtier, 1991: Four dimensional variational data assimilation using the adjoint of a multilevel primitive-equation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 117, 1225–1254.
- Wu, C.-C., and Y.-H. Kuo, 1999: Typhoons Affecting Taiwan: Current Understanding and Future Challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 67-80.
- Wu, C.-C., K.-H. Chou, Y. Wang and Y.-H. Kuo, 2006: Tropical cyclone initialization and prediction based on four-dimensional variational data assimilation. *J. Atmos. Sci.*, 63, 2383–2395.
- Zhang, X., X.-Y. Huang, and N. Pan, 2013: Development of an efficient regional four-dimensional variational data assimilation system for WRF. *JTECH-S-13-00098(3)*.

The Preliminary Assessment of Four-dimensional Variational Data Assimilation (4DVAR) Performance at Central Weather Bureau

Chin-Hsiao Chiang¹, Xin Zhang², Chin-Tzu Fong¹, Xiang-Yu Huang²

¹Central Weather Bureau

²National Center for Atmospheric Research

ABSTRACT

The current data assimilation technique used by the Central Weather Bureau (CWB) in Taiwan is the three-dimensional variational data assimilation (3DVAR). Although 3DVAR is computationally economical in operational NWP, its background error covariance (BE) defined as static matrix and which can not evolve with the time is the major weakness. Therefore, all to-be-assimilated observations have to be presumed as the snapshot of the current atmospheric state. Recently, the CWB has upgraded its computational resources significantly; and the opportunities arise to test the advanced data assimilation methods, such as four-dimensional variational data assimilation (4DVAR), which has the capability to take into account the observation data within a certain timeframe. In this paper, the impact of 4DVAR on the Weather Research and Forecasting (WRF) model in the context of the CWB operational configuration has been evaluated systematically.

The comparisons between the 3DVAR and 4DVAR experiments are summarized as follows: (1) The single-observation experiment confirms that the 4DVAR is able to evolve the BE implicitly and demonstrates the flow-dependent characteristics on the analysis; (2) With the data observed during 2008 THORPEX Pacific Asian Regional Campaign (T-PARC), the 4DVAR experiment preliminary results can not compete with which by the 3DVAR on grid-point verifications, but 4DVAR experiment demonstrates comparable typhoon-track forecasts with those of 3DVAR; (3) The 4DVAR experiment with high horizontal resolution usually produces better precipitation forecasts in terms of the pattern and peak value. This implies that the high temporal-and-spacial-resolution related observations, such as radar data, may be better assimilated in 4DVAR; (4) The multi-incremental 4DVAR is able to complete the analysis on the 45km horizontal-resolution CWB operational domain (East-Asia) in 30 minutes (2 outer loops), and complete the 5km Taiwan domain in 50 minutes. The computational costs of 4DVAR are affordable for operational purpose given the CWB computational resources.

Key words: variational data assimilation, flow-dependent, typhoon-track forecast, multi-incremental, grid-point verification

氣象學報季刊

第 51 卷第 1 期

出版機關:交通部中央氣象局

地址:10048 臺北市中正區公園路 64 號

聯絡電話:(02)2349-1091

網址:<http://www.cwb.gov.tw/V7/service/publication.htm>

發行人:辛在勤

出版年月:中華民國 103 年 7 月

創刊年月:中華民國 44 年 3 月

刊期頻率:季刊

版次冊數:初版 200 冊

定價:新臺幣 200 元

印刷者:財團法人伊甸社會福利基金會附設數位資料處理庇護工場

電話:(02)2230-8002

展售地點:五南文化廣場, 40042 臺北市中區中山路 6 號

電話:(04)2226-0330

國家書店及網路書店, 10485 臺北市中山區松江路 209 號 1 樓

電話:(02)2518-0207 <http://www.govbooks.com.tw>

GPN:2004400001

ISSN:0255-5778

著作財產權屬交通部中央氣象局, 著作人格權屬著作人。

本書保留所有權利

欲利用本書全部或部分內容者, 須徵求著作財產權人交通部中央氣象局同意或書面授權

©All rights reserved. Any forms of using or quotation, part or all should be Authorized by copyright holder Central Weather Bureau. Please contact with Central Weather Bureau.[Tel:(02)2349-1091]

Meteorological Bulletin

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

Study on the Improvements of Typhoon Track,.....	T.-C. Yeh	(1)
Winds and Rainfall Forecasts over Taiwan Area	C.-S Lee	
--Some Findings in Year 2012	M.-J. Yang	
	P.-L. Chang	
	G.-J. Jian	
	J.-S. Hong	
	L. Feng	
	J.-H. Chen	
Assessment and Adjustment of the Noah Land.....	Feng-Ju Wang	(25)
Surface Model Applied to the CWB Global Forecast System	Chin-Tzu Fong	
Influence of the Color of the Class A Evaporation.....	Chia-Ren Chu	(41)
Pan on Evaporation Rate	Chien-Han Chen	
	Sheng-Shiung Li	
	Jih-Shun Liu	
The Preliminary Assessment of Four-dimensional.....	Chin-Hsiao Chiang	(55)
Variational Data Assimilation (4DVAR) Performance at	Xin Zhang	
Central Weather Bureau	Chin-Tzu Fong	
	Xiang-Yu Huang	

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
 中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類
 二〇〇四〇〇〇一 統編號



CENTRAL WEATHER BUREAU
 64 Gongyuan Road, Taipei 10048
 Taiwan, ROC

ISSN 0255-5778



9 770255 577008

GPN : 2004400001
 定價：新臺幣200元