# 102 年天氣分析與預報研討會

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

## 論文彙編目錄

# A2 議題:天氣模擬與預報

Hann-Ming Henry Juang	A2-1
Improving spherical harmonic transform for the fine resolution global atmospheric spectral modeling	
随起而赠 随建河 陳零美 汴彥志 曾建翰 汗鳳如 馮欽賜	A2-5
中央氣象局高解析度全球預報系統發展	
	A2-6
IASI 觀測對中央氫象局全球數值預報系統的影響評估	
水彥志 陳登舜 周俊宇 陳御群 曾建翰 随雲羊 馮欽賜 陳建河 曹伶伶 楊舒芝 楊明	A2-12
中央氣象局全球數值預報之 Hybrid-GSI 資料同化系統的初步測試	
鄭浚騰 陳得松 蕭玲鳳 黃康寧 葉天降	A2-18
中央氣象局 TWRF 模式颱風預測能力之評估與改進	
蔡金成 蕭玲鳳 陳得松 包劍文 李清勝	A2-21
HWRF 模式 2012 年於西北太平洋之建置與預報表現評估	
王潔如 蕭玲鳳 Hui Liu 李清勝	12.22
EAKF 系集資料同化系統探討 GPSRO 掩星資料對颱風模擬之影響	A2-23
謝銘恩 陳御群 蕭玲鳳 張龍耀 李清勝	10.07
對於颱風路徑預報的表現整體評估以 TWRF 同化 GPSRO 局地折射率觀測	A2-27
陳登舜 沈彥志 周俊宇 陳御群 陳雯美 曹伶伶 曾建翰 馮欽賜 陳建河 楊明仁 楊舒	
芝	A2-31
中央氣象局全球預報系統同化 GPSRO 折射率之觀測誤差	
<i>李志昕 洪景山</i> 国域系集研起系统始化研究 物理杂散法摄動始化	A2-37
四域示朱頂和示机蛋化別几-17位学数仏援助蛋化 $      \overline{     \overline{     \overline{     $	
從 Kain Fritsch 到 Tiedtke	A2-43
洪于珺 Michael Barlage 洪景山	A2-11
MODIS 植物分布率對 WRF 模式預報之影響	A2-44
陳怡儒 戴俐卉 洪景山 馮欽賜	A2-50
RRTMG福射參數法對 WRF 模式預報之效能評估	
<u> 出绣块 陳美心 馮欽賜 洪景山</u> HVRDID	A2-52
随美心 江臻瑛 馮欽賜 李志昕 洪景///	
HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析—(2)背景誤差權重因子之測試	A2-59

涂絹琪 陳宇能 郭英華 陳舒雅	A2-65
資料同化對 SoWMEX/TiMREX (2008) IOP#8 沿岸劇烈降水預報之影響	
<i>你怎我 到希职</i> 雷達資料同化方法於凡那比颱風個案之研究	A2-66
章鶴群 周鑑本 王溫和	A2 67
同化衛星資料對區域模式的影響個案測試	A2-07
曾建翰 蔡禹明 The Discussion Test for Encemble Dustistion System using This plate Method	A2-72
The Diagnostic foor for Ensemble Flediction System using fift-plots method 林府弘 林沛練 干官強 林李耀	
模式地形重建對降雨模擬之影響	A2-73
蔡宗樺 林沛練 邱思翰 詹前銜	
台灣東部離岸海上對流線之模擬研究	A2-78
陳嬿竹 江宙君 黃麗蓉 吳明璋 鳳雷	12 84
定量降雨預報校驗万法 第二十二、時代化、現現研究	A2-04
<i>江 庙 君 陳 熙 竹 吳 明 垣</i> 定 量 隆 雨 系 集 預 報 加 値 分 析 - 最 佳 化 雨 量 測 試	A2-86
鄭安孺 李天浩 顧欣怡 陳怡彭	
應用雷達定量降雨估計改進雨量檢覈技術	A2-87
馮智勇 劉家豪 林佑蓉 蔡雅婷 陳雲蘭	
客觀分析法地面溫度案例分析與 CUDA 技術應用	A2-92
葉大綱 陳淑菁 王傳盛 洪景山 利田地其 GPS 堆式大氣可降水及任戀化分析	A2-98
一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一	
模擬增加吸濕性氣膠粒子和雨胚對降水的影響:針對暖雲人工增雨	A2-99
<i>『東婉瑜</i>	A 2 100
雲微物理對降水中氫同位素的影響 [1]	A2-100
<u>江志鵬 張哲蒙 沈志全 吳祥順</u> 集水區完量路水亦明紀私商對於水位趙將影響之研究	A2-102
朱小匜足里阵小王间肝们反到水小匹侠贼影音之明九 <i>准知甬 林佑茨 劉家亮 随雪蘭</i>	
應用最小絕對壓縮挑選機制法建置溫度迴歸模型之研究	A2-108
于嘉順尤皓正	
台灣海域暴潮模式2維與3維計算結果之探討	A2-113
侯昭平 黃靖容 汪建良 許淳浩 謝銘恩 張龍耀	40.115
梅姬颱風引發局部劇烈降水之數值研究	A2-115
<i>李大浩 陳翠玲 陳品妤 陳孟詩 李明營 陳雲闌</i> 殿岡地形路雨摠熱分析及甘料山原雨景代計影鄕之探討	A2-123
<u>一國國地的</u> 阿爾的國方力加及共動山區的重自可於普及14的 徐理察 郭鴻基	
地形激發對流影響侵台颱風運動之位渦趨勢診斷分析	A2-124
侯昭平 許淳皓 廖杞昌 黃靖容 謝銘恩 張龍耀	
海谷風之數值研究	A2-125
祭盂峰 陳孟詩 陳重功 維存文 Logistic MOS 档式 印度 統 MOS 档式 路水機 索比較	A2-134
<i>里明镜 随磁竹 江宙君</i>	
應用類神經網路於整合定量降雨系集預報實驗產品之初步研究	A2-140
李天浩 張鳳吟 丘君翹 蔡雅婷 黃椿喜 劉承昕	
應用 QPESUMS 資料迴歸估計台灣地區降雨系統移速場	A2-147
黃麗蓉 陳嬿竹 李清勝	
颱風降雨動力統計預報指引系統之建立	A2-148

黄葳芃 鄭龍聰 陳嘉榮	
CWB ARPS 預報系統之發展及初步評估	A2-154
汪鳳如 馮欽賜	12 1 (0
新版 SAS 積雲參數化於中央氣象局全球預報系統的評估測試	A2-160
張庭槐 郭姝涵 李香蘭 張騰駿 何傳忠 蔡凱翔 王志嘉 馮欽賜	10.165
氣象局氣象資料新塡繪圖系統建置與應用	A2-165
江晉孝 郭姝涵 王志嘉 賴司平 張庭槐 馮欽賜	
數值天氣預報產品顯示系統	A2-171
楊翊紳 劉千義劉崇治 劉振榮	
預報衛星反演之海面通量對梅雨鋒面案例模擬改善研究	A2-177
李赫 吳銘志	
GPS 衛星訊號於水庫防洪運轉之應用-以曾文水庫爲例	A2-178
魏士偉 J. Bresh 洪景山	
WRF 模式地面風速預報過強之改善方案	A2-181

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

#### 1. Introduction

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

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

# 2. Accurate associated Legendre polynomial with very high resolution

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

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

#### $f = \mathbf{x}B^i$

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

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

To test how x number help, we use spectral transform utility is NCEP library. First, we decide resolution and give one to all real part of spectral coefficients, then transform from spectral coefficient to physical grid, then transform from physical grid values back to spectral coefficients. If the associated Legendre coefficients are corrected, the resulting spectral coefficients after one complete spectral transform (from spectral to grid then grid to spectral) should be very close to the original value one. Fig. 1 shows the absolute difference between original value and after one complete spectral transform without using x-number in logarithmic with base 10. There are in-corrected transformed values above n>1500, the reason is the preparation of middle m values have underflow, which machine cannot present precisely, then the error is accumulated through iteration from low value n to higher value n.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

#### 4. Discussion

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

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

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

#### References

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

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



Fig. 1 log10 of the absolute difference between original spectral coefficient and after one complete spectral transform with traditional three terms iteration in T3000, which has linear Gaussian grids of 6144x3072.



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



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



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

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

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

## 中央氣象局高解析度全球預報系統發展

#### 陳建河<sup>1</sup> 陳雯美<sup>2</sup> 沈彥志<sup>2</sup> 曾建翰<sup>2</sup> 汪鳳如<sup>2</sup> 馮欽賜<sup>1</sup>

#### 1中央氣象局氣象資訊中心

#### <sup>2</sup>中央氣象局氣象科技研究中心

### 摘要

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

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

關鍵詞:中央氣象局全球預報系統

## IASI 觀測對中央氣象局全球數值預報系統的影響評估

## 陳雯美<sup>1</sup> 陳建河<sup>2</sup> 馮欽賜<sup>2</sup>

<sup>1</sup>中央氣象局氣象科技研究中心 <sup>2</sup>中央氣象局氣象資訊中心

中央氣象向氣象質訊中

### 摘 要

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

關鍵字:干涉式红外線大氣探測儀(IASI)、資料同化

### 一、 簡介

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

干涉式紅外線大氣探測儀(IASI; Infrared Atmosphere Sounding Interferometer)是搭載於歐 洲Metop繞極氣象衛星系列的新一代高光譜解 析度的紅外線探測儀, IASI觀測除了具備過 去衛星觀測料的良好的水平分布優勢外,其觀 測頻道範圍介於 645-2760cm<sup>-1</sup>、光譜分辨率 0.25cm<sup>-1</sup>,共計 8461 個觀測頻道,更提供較先 前紅外線探測儀,如HIRS(High Resolution InferRed Sounding)具有更高的垂直解析度及與 傳統探空觀測相當精確度的觀測,其對流層溫 度的垂直解析度為 1km、精確度達 1°K,濕 度垂直解析度 1-2km、精確度達 10%。

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

二、 同化實驗

(一)實驗設計

中央氣象局作業全球數值預報系統的解 析度為 t320140,水平解析度約42公里,垂直 40 層採用 σ 座標,預報模式為波譜模式,模 式頂為 1hPa(陳等,2011)。資料同化部分採用 自 NCEP引進的三維變分分析系統 - 格點統 計內插分析系統(GSI;Grid Statistic Interpolation system,Wu et al. 2002)。作業採6小時同化更 新,也就是進行同化分析時使用前6小時的6 小時預報作為分析的初始猜測場,觀測資料部 分目前同化的資料包括探空、高空風、飛機、 ECMWF 格點資料及颱風期間的颱風虛擬資料, 衛星資料的部分則包括衛星導出風、GPS-RO 掩星以及 NOAA15、NOAA18、AQUQ 及 METOP-A衛星 AMSU-A觀測資料(陳等,2010; 陳等,2012)。

IASI觀測資料同化的初步實驗是以目前 的作業系統做為控制組實驗(實驗p4ctlt),在與 控制組實驗相同的設定下,增加IASI觀測資料 的同化為同化實驗(實驗p4iasi)。IASI觀測資料 取自NCEP作業使用之觀測資料檔,此組資料 為歐洲氣象衛星應用組織(EUMETSAT,The European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites)自 8641 個頻道觀測資 料篩選出來對外廣播傳送的 616 個頻道資料, 目前NCEP的資料同化其中 165 個頻道的觀測 資料(圖一),所使用的觀測誤差如圖所示,包 括CO2長波吸收帶、大氣窗區及O3吸收帶等波 數小於 1200cm<sup>-1</sup>的頻道。實驗p4iasi即增加這些 頻道觀測資料的同化,進行IASI資料在中央氣 象局全球預報系統的初步測試。

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

(二) IASI 資料的同化

表一是IASI各吸收帶之波譜範圍及其主 要應用,溫度的探測主要以CO2的吸收帶為主, 濕度則以水氣吸收帶探測。對數值天氣預報而 言,一般從同化較穩定的CO2長波吸收帶頻道 (波數 650-770cm<sup>-1</sup>)開始。衛星資料在同化前必 須經過資料的稀疏化、偏差修定及檢定。

每個分析時間的平均可用IASI總資料量 約為 200,000,000 筆 (圖二(a)),資料量非常 大。IASI觀測的水平解析度高達 25 公里,同 化前必須進行資料的稀疏化(thinning)。實驗 p4iasi採用NCEP的設定,即以 180 平方公里的 稀疏化格點,考慮各觀測資料的觀測時間與分 析時間差距、觀測位置地面狀況、雲覆蓋狀況、 觀測位置與稀疏化格點中心距離及各頻道資料可用情形選用各稀疏化格點中最佳的IASI 觀測資料進行同化,稀疏化後的資料量約為 5,000,000萬筆,約為可用總資料量的2.5%(圖 二(b))。

衛星輻射觀測資料本身具有明顯的偏差, 且偏差值常常較觀測所提供的訊息大,且不符 合變分分析同化系統資料無偏差的基本假設, 同化前必須做偏差的修訂(bias correction)。GSI 對衛星觀測資料偏差修定的方法分爲兩部分, 一爲掃描角偏差修訂,一爲氣團偏差修訂,主 要修訂的是觀測資料及觀測運算子的偏差,圖 三顯示各頻道經修訂過的偏差均非常接近0, 代表修訂後幾乎沒有偏差,但這是在背景場, 即預報模式的6小時預報具有相當準確性的 前提下才成立,如果背景場也有明顯偏差時, 可能被視爲觀測及觀測運算子的偏差來修訂, 使觀測資料無法發揮其應有的效能。

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

#### (三)對全球預報系統的影響

圖四為 2011 年 11 月 27 日 12Z, 即實驗第 一個時間,各實驗與控制實驗溫度與風場分析 差值緯向平均的垂直剖面。實驗 p4iasi 與 p4ctlt 的溫度差異(圖四(a))顯示 IASI 觀測的影響以 對流層上層及其平流層為主,對流層的部分則 以南半球的影響較為顯著,北半球以高緯度近 極區處的影響較為明顯。IASI 觀測對風場的影 響是透過分析系統背景場誤差的平衡關係間 接影響的,東西向風場差異(圖四(b))顯示 IASI 觀測對風場也有相當明顯的影響,主要的差異 由平流層向下延伸至對流層,南半球向下延伸 的情形尤其明顯,達到 400hPa 左右。

圖五為同一個案各實驗溫度與風場五天預 報緯向平均偏差的垂直剖面。比較實驗 p4ctlt(圖五(a)(b))與 p4iasi(圖五(c)(d)),兩實驗的 五天預報偏差正、負配置相當一致,實驗 p4iasi 的五天預報溫度偏差值在平流層較實驗 p4ctlt 明顯偏大,對流層則差異較不明顯;風場預報 偏差則實驗 p4iasi 的南半球整層大氣均明顯較 大,北半球較大的差異出現在北緯 60 度以北的高緯度地區。

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

## 三、 同化頻道分析與測試

### (一)IASI 同化頻道分析

選取 46°N、39°E IASI 觀測進行單一 IASI 觀測資料的同化分析,圖七(a)為實驗 p4iasi 同 化的頻道是依據 NCEP 作業所選用的,大致可 以分為峯値位於對流層、跨對流層、低平流層 及近模式頂的頻道。問題是實驗所用的全球數 值預報系統模式頂為 1hPa,與 NCEP 的 0.1hPa 不同,峯值近模式頂的頻道,對 NCEP 的系統 可能沒有問題,對本實驗系統則已超出模式頂 或位於模式頂吸收層,不適合做資料同化的地 方,這些頻道的同化可能就是造成實驗 p4iasi 對流層以上溫度的分析與實驗 p4ctlt 差異很大 的原因(圖四(a)),觀測與背景場過大且不真實 的差異,透過分析系統的平衡關係引發風場不 當的調整(圖四(b)),使南半球的對流層上層及 平流層風場均方根誤差及預報偏差均較實驗 p4ctlt 明顯變差(圖六(d)(h))。模式對平流層的 掌握也影響平流層及跨平流、對流層頻道的使 用,而對流層頻道的同化也與模式特性有關, 是否與 NCEP 的一致, 也需要考慮。除此之外 圖七顯示部分頻道在近模式頂 Jacobean 有異常 增大的情形,原因有待進一步研究,但顯然並 不適合同化於系統中。

圖三 2011 年 12 月 10 日至 31 日長波二氧 化碳吸收帶亮度溫度觀測與背景場的平均標 準偏差顯示平均值均低於 1 度,但仍有部分頻 道的偏差值相對偏大,以標準偏差值的平均值 爲參考,並計算出各頻道亮度溫度觀測與背景 場的平均標準偏差的標準偏差,以平均值減掉 標準偏差的 0.3 倍作爲初步頻道篩選的標準, 也就是選出平均標準偏差小於此值的頻道,圖 七(b)顯示此方式確實可以排除表現不合理的 頻道。

### (二) 篩選頻道測試實驗

以上述方式所篩選共 46 個頻道(圖七))進 行同化實驗 p4iasi5。

相較於實驗 p4iasi (圖四(a)(b)),實驗 p4iasi5 與實驗 p4ctlt 溫度與風場分析差值緯向 平均的垂直剖面(圖四(c)(d))顯示二者的差異 很小,透過分析系統間接引發的風場調整相對 的也遠小於實驗 p4iasi 的,且實驗 p4iasi5 中 IASI 觀測對北半球的影響較南半球的明顯。

實驗 p4iasi5 溫度與風場五天預報緯向平 均偏差垂直剖面(圖五(e)(f))顯示其偏差正、負 配置與實驗 p4ctlt 及 p4iasi 一致(圖五(a)-(d)), 平流層溫度偏差遠小於實驗 p4iasi 的,甚至於 較控制實驗 p4ctlt 小;對流層溫度偏差範圍則 相對略大。風場的預報偏差較實驗 p4iasi 改善, 但略大於實驗 p4ctlt。

實驗 p4iasi5 的溫度及風場東西分量五天 預報的平均均方根誤差及預報偏差(圖六)顯示, 平流層的均方根誤差較實驗 p4iasi 改善,但仍 較實驗 p4ctlt 大,圖六(h)南半球風東西分量五 天預報偏差顯示同化篩選後的 IASI 頻道有效 的改善了實驗 p4iasi 負、正偏差均分別被加強 的情形。

圖八為各實驗五天預報高度場的平均距 平相關。北半球,實驗 p4iasi 在 100hPa 以下各 層與實驗 p4ctlt 幾乎一致,100hPa 以上則略有 改善;實驗 p4iasi5 則僅於 700hPa 以下與實驗 p4ctlt 一致,100hPa 以上略有改善,中間各層 則明顯較實驗 p4ctlt 表現差。南半球則實驗 p4iasi 在 700hPa 以下與實驗 p4ctlt 一致,以上 則較佳;p4iasi5 則各層的表現均顯著較佳。

#### 四、 總結

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

本交以 NCEP 同化 IASI 觀測的設定爲參考, 在中央氣象局全球數值預報系統進行 IASI 觀 測資料同化對系統影的初步響評估。結果顯示 以此方式同化 IASI 觀測,高度場距平相關顯示 北半球表現持平,南半球有顯著改善。但 IASI 觀測的同化對平流層的溫度有很大的調整,此 調整透過分析引發大幅的風場調整,且影響由 平流層向下延伸至對流層,造成風場預報誤差 及偏差大幅變大,南半球尤其明顯。可能的原 因是部分頻道主要影響峯值接近預報模式頂 或位於平流層,限於目前預報模式頂不夠高以 及平流層解析度不夠,同化這些頻道觀測反而 對系統不利,透過以觀測與背景場之平均標準 偏差來進行同化頻道的篩選,改善了上述風場 預報誤差及偏差大幅變大的問題,且高度場距 平相關顯示南半球預報表現更好,但北半球的 表現則較控制組實驗差。

由實驗結果可以知道,IASI 觀測資料的同 化對全球數值天氣預報的影響非常顯著,而同 化頻道的選擇是非常重要的。當然,增加 IASI 觀測資料同化的最終目的在提昇預報系統的 預報表現,尤其是北半球預報的表現,未來將 持續研擬測試同化頻道篩選方式、分析北半球 表現負影響原因等工作,尋求對預報系統最有 利的同化方式。同時將進一步在較高垂直解析 度、較高模式頂的新系統中進行 IASI 觀測資料 的同化,以期發揮 IASI 資料的最佳效益。

## 參考文獻

- 陳建河、沈彥志、汪鳳如、陳雯美和馮欽賜, 2011:中央氣象局全球預報系統 T319L40 的 成效。天氣分析研討會論文彙編,111-121。
- 陳雯美、沈彥志、曹伶伶、馮欽賜和吳婉淑, 2000:中央氣象局全球資料同化系統之更新 評估。天氣分析研討會論文彙編,4-8。
- 陳雯美、曹伶伶、沈彥志、陳建河、增建翰和 馮欽賜,2012:全球數值預報系統 AMSUA 觀測資料之同化研究。天氣分析研討會論文 彙編。
- Wu. W.-S., R. J. Purser, and D. F. Parrish, 2002: Three-dimension variational analysis with spatially in homogeneous covariances. Mon. Wea. Rev., 130, 2905-2916

表一: IASI 各吸收帶之波譜範圍及其主要應用。

波數(cm <sup>-1</sup> )	吸收帶	主要應用	波數(cm <sup>-1</sup> )	吸收帶	主要應用
650-770	CO <sub>2</sub>	溫度探測	2100-2150	со	CO 柱總量
770-980	大氣窗區	地表及雲探測	2150-2250	N <sub>2</sub> O和CO <sub>2</sub>	溫度探測,N2O柱總量
1000-1070	O <sub>3</sub>	O₃柱總量	2350-2420	CO <sub>2</sub>	溫度探測
1080-1150	大氣窗區	地表及雲探測	2420-2700	大氣窗區	地表及雲探測
1210-1650	H <sub>2</sub> O	水氣,N₂O,SO₂,CH₄探	2700-2760	CH <sub>4</sub>	CH4柱總量
		測			



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



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



圖五:各實驗溫度與風場 2011 年 11 月 27 日 12Z 五天預報緯向平均偏差的垂直剖面。(a)實驗 p4ctlt 溫度 (b)實驗 p4ctlti 風東西分量(c)實驗 p4iasi 溫度 (d)實驗 p4iasi 風東西分量 (e)實驗 p4iasi5 溫度 (f) 實驗 p4iasi5 風東西分量。



圖六:2011 年 12 月溫度及風場東西分量五天預報的平均均方根誤差及預報偏差。北半球(a) 溫度(b)風東西分量 的平均均方根誤差;(e)溫度 (f)風東西分量 的平均偏差。南半球(c)溫度 (d)風東西分量 的平均均方根誤差;(g)溫度 (h)風東西分量 的平均偏差。+為實驗 p4ctlt,。 為實驗 p4iasi, •為實驗 p4iasi5。



圖八:2011 年 12 月平均五天預報高度場的平均距平相關。(a)北半球 (b) 南半球。+為實驗 p4ctlt,。為實驗 p4iasi,●為實驗 p4iasi5。

## 中央氣象局全球數值預報之 Hybrid-GSI 資料同化系統的初步測試

沈彥志<sup>1</sup> 陳御群<sup>3</sup> 陳登舜<sup>1</sup> 楊舒芝<sup>4</sup> 曹伶伶<sup>1</sup> 曾建翰<sup>1</sup> 陳雯美<sup>1</sup> 馮欽賜<sup>2</sup> 周俊宇<sup>1</sup> 陳建河<sup>2</sup> 楊明仁<sup>4</sup> 中央氣象局氣象科技研究中心<sup>1</sup> 中央氣象局氣象資訊中心<sup>2</sup> 臺灣颱風洪水研究中心<sup>3</sup> 國立中央大學大氣科學系<sup>4</sup>

#### 摘要

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

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

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

關鍵詞:Hybrid、GSI、資料同化

#### 一、前言

近來,資料同化系統除了變分同化與系集卡爾曼 濾波器系統之外,Hamill and Snyder (2000)提出 Hybrid 的系統,即是以 EnKF 和變分同化系統結合而 成的 Hybrid 系統。對於三維變分與四維變分資料同化 來說,這兩種方法所使用的背景場(4DVar 中為初始 場)誤差協方差都是不會隨著時間或天氣動力系統而 改變的,雖然四維變分資料同化隱含著背景場誤差協 方差會有流場相依(flow-dependent)的資訊,但是在 每一分析時窗的初始分析時刻所使用的背景場協方差 仍一樣是長期統計的靜態背景誤差協方差。但若考量 到變分法中所使用的背景場誤差協方差矩陣為一長時 間多樣本的統計値,隱含了模式誤差的統計特性。因 此,當模式誤差影響較大時,變分法仍能保持一定程 度的穩定性, EnKF系統則會受到模式誤差影響而有 濾波器發散(filter divergent)的危險,而使觀測資料 無法正確發揮效用。是故,Hybrid 系統的動機就在於 為了保有變分資料同化的優點,而又希望利用到EnKF 系統的優點--流場相依(flow-dependent)的背景場 誤差協方差。所以將兩種背景場誤差協方差混合,產 生一個新的背景場誤差協方差。Wang et al. (2007) 提出在變分系統的架構下進行 Hybrid 同化系統分 析。Wang et al. (2008a、2008b)的研究也證實了,當 系集成員較少或是模式誤差較大的情況下,這樣的系 統比起單獨的 EnKF 系統更爲穩健(robust)。

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



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

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

## 二、Hybrid 系統的理論與架構

GSI的Hybrid基於下式來達成:

$$J(\mathbf{x}_{1}', \mathbf{a}) = \underbrace{\beta_{1} \frac{1}{2} \mathbf{x}_{1}'^{\mathrm{T}} \mathbf{B}^{-1} \mathbf{x}_{1}'}_{J_{b}} + \underbrace{\beta_{2} \frac{1}{2} \mathbf{a}^{\mathrm{T}} \mathbf{A}^{-1} \mathbf{a}}_{J_{e}} + \underbrace{\frac{1}{2} (\mathbf{y}_{0}' - \mathbf{H} \mathbf{x}')^{\mathrm{T}} \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y}_{0}' - \mathbf{H} \mathbf{x}')}_{J_{e}}$$
(1)

上式(1)中 $\beta_1$ 和 $\beta_2$ 分別為靜態背景誤差與系集背景誤 差之權重,兩者之和設定為1。B即為靜態背景誤差協 方差矩陣,R為觀測誤差協方差,A為控制系集背景場 協方差矩陣局地化(localization)的相關係數矩陣。  $y'_o = y_o - Hx_b$ 為觀測增量向量,其中 $x_b$ 為預報背景 場,H為觀測算子。

Hybrid系統所要求得的分析增量表示為:

 $\mathbf{x}' = \mathbf{x}'_1 + \sum_{k=1}^{K} (\mathbf{a}_k \circ \mathbf{x}^e_k)$ ,它是由等號右邊兩項所組 成,第一項爲與傳統 3DVAR使用靜態背景誤差協方差 相關的增量,第二項則爲系集背景誤差相關的增量。 第二項中  $\mathbf{x}^e_k = \frac{\mathbf{x}_k - \overline{\mathbf{x}}}{\sqrt{K-1}}$ 爲系集擾動部分,  $\overline{\mathbf{x}}$ 爲系集平 均部分, k=1,2,...,K,表示系集數。向量 $\mathbf{a}_k$ 爲相對於每 一系集成員的擴增控制變數(extended control variables),具有如何個別使用系集的權重意義,相關

係數矩陣A為一個分塊對角矩陣 (block diagonal matrix), 
$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \mathbf{S} & \mathbf{0} & \cdots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{S} & \mathbf{0} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \cdots & \mathbf{S} \end{bmatrix}$$
 其中S同樣是預先描

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

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

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

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



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

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

上圖 2 為 Wang (2011)對於 WRF 區域模式之 Hybrid 系統流程架構的示意圖。流程是將所有背景(短時預報)系集成員平均,取得各系集成員相較於系集平 均的擾動場後,將所有的系集成員擾動場放入 ETKF 系統,以更新擾動場。同時,這些背景系集擾動場可 以提供流場相依的背景誤差協方差的資訊給 3DVAR 同化系統,並利用 3DVar-EnKF Hybrid 系統得到新的 分析場,並以此作為新的系集平均場。再將此分析場 加上適才得到的新擾動場,就可以得到新的分析系集 成員,再進行系集預報。

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

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

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

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

## 三、單點與實際個案測試結果比較

由於缺少系集卡爾曼濾波器系統來提供系集成 員,以作為 Hybrid 變分部分系統的流場相依背景場協 方差誤差,先以時間延遲(time lagged)的方式作為系集 成員的來源。此法即是從分析時刻的前6至72小時, 以每6小時為間距取其由該時刻預報至分析時刻的預 報場,如此可得到共 12 個成員,以提供做為系集背景場協方差誤差的估算。在單點測試的部分,選擇了兩個個案來測試,一個是鋒面的個案,時間是 2011 年 11 月 16 日 00 時,將單點觀測置於 175E,52.5N,高度為 850hPa,觀測增量給定為溫度 1 度,觀測誤差給定 0.8 度。另一個是颱風的個案,時間是 2012 年 5 月 26 日 12 時,位置在 144.2E,25.5N,位於珊瑚(SANVU)颱風的東側,觀測高度也在 850hPa,觀測增量給定為南北風 1 m/s,觀測誤差給定也是 1 m/s。將會比較給定不同的觀測影響半徑(localization)、不同的靜態背景場誤差權重對於分析增量的影響。





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

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

接著討論不同的靜態背景場誤差權重(β1)對於

分析增量的影響。延續圖3的測試個案,圖4為不同 靜態背景場誤差權重對於分析增量的結果。隨著靜態 背景場誤差權重增加(即是系集成員提供之背景場誤 差權重β2減少),所得的分析增量會愈來愈類似 3DVAR的結果,流場相依的特性逐漸消失。值得注意 的是,在25%與50%的分析增量圖中,可以看出在 觀測位置的西南邊有負的分析增量,但是到了75% 時,這個負的增量就幾乎消失了。



圖 4 鋒面個案單點溫度測試結果。左上為 3DVAR測 試結果,其餘為Hybrid測試結果,分別是靜態背 景場誤差權重(β<sub>1</sub>)為 25%(右上,亦為NCEP作 業使用)、50%(左下)、75%(右下)。色塊部份為 分析增量,等值線部份為初始場,藍色x是觀測 位置。所使用的觀測影響半徑為 800 公里。

NCEP作業中所使用的β1值是 25%,可能是因為 NCEP自己經過EnKF所提供的系集成員品質較高,數 量也較多,故此較為相信系集成員所提供的背景場誤 差協方差。由於CWB/GFS目前使用的系集成員為模式 自身時間延遲提供,質與量相對於NCEP的系集成員 都較低,故此我們選擇了 50% 作為日後的測試使用。

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



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



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

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

## 四、平行測試結果

本節將討論依據第三節所測試得到的數值設定,

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

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



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

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

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





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



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

## 五、結論

中央氣象局全球預報系統自 2009 年 7 月以 GSI 資料同化系統。然而,近年來在資料同化的發展與時 俱進,漸漸發展出結合四維資料同化系統(4DVAR)與 系集卡爾曼濾波器(EnKF)二者優點的 Hybrid 資料同 化系統,因此被各重點作業中心視為進階同化系統的 改進方向,均已逐漸將資料同化系統更新為 Hybrid 系統。為了提升本局在資料同化上的能力,亦需開始進行新一代的 Hybrid 資料同化系統在 CWB/GFS 系統的測試與進一步發展。

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

## 參考資料

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

## 中央氣象局TWRF模式颱風預測能力之評估與改進

#### 鄭浚騰<sup>1</sup>、陳得松<sup>1</sup>、蕭玲鳳<sup>2</sup>、黃康寧<sup>1</sup>、葉天降<sup>1</sup>

#### 1中央氣象局

#### <sup>2</sup>台灣颱風洪水研究中心

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

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

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

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

關鍵字:颱風渦旋初始化流程、積雲參數化、五天預報。

## 參考文獻:

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

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



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



圖 2.TWRF 模式對 2012 年 Tembin 颱風的颱風預報路徑。



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

## HWRF 模式 2012 年於西北太平洋之建置與預報表現評估

蔡金成<sup>1</sup> 蕭玲鳳<sup>1</sup> 陳得松<sup>2</sup> 包劍文<sup>3</sup> 李清勝<sup>1</sup>

台灣颱風洪水研究中心<sup>1</sup> 中央氣象局<sup>2</sup> NOAA Earth System Research Laboratory<sup>3</sup>

#### 摘要

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

一、前言

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

### 二、模式簡介與研究回顧

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

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

在蔡等,2012 年研究中,當 HWRF 以移動網格 之模式設定進行預報時,若網格解析度 3 公里使用積 雲參數化,將使強烈颱風在模式中出現強度過強之狀 況(低於 800hPa)。使用固定網格(HWRF\_T)之模式設定, 當設定為 2 way 時,模式中的颱風無法通過巢狀網格 之邊界,造成颱風路徑預報表現不佳,改以 1 way 進 行預報時,颱風雖可通過巢狀網格之邊界,但颱風路 徑預報須配合模式時間步階為 54 秒方有最佳之表 現。 三、實驗設計

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

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

### 四、實驗結果與討論

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

(一) 颱風路徑預報結果

2012 年 13 個颱風個案生命期間路徑預報誤差統 計結果(表二),預報實驗在第 24、48 與 72 小時的路 徑預報誤差分別為:HWRF 實驗為 85/146/241 公里; HWRF\_T 實驗為 76/134/228 公里;MEM06 實驗為 96/168/255 公里; MEM18 實驗為 70/133/221 公里。 第 72 小時預報表現,以 MEM18 最優,HWRF\_T 次之, HWRF 則略優於 MEM06。整體 HWRF 兩組實驗設計之 路徑報表現與 ARW-WRF 之路徑預報表現相當。 (二)總結

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

初步分析 HWRF\_T 實驗在台灣的定量降雨,發現 台灣東部山區容易出現牛眼現象的小區域強降雨。進 行敏感度實驗後發現,此牛眼現象的降雨由微物理參 數化所造成。未來將進一步測試不同微物理參數法並 進一步與 EMC/NCEP 合作參與改進微物理參數法。

## 五、參考文獻

- Shaowu Bao, Richard Yablonsky, Don Stark and LigiaBernardet, 2011: Community HWRF USERS'GUIDE V3.3a. The Developmental TestbedCenter.
- 蔡金成、蕭玲鳳、陳得松、包劍文與李清勝,2012: Hurricane WRF 模式於西北太平洋颱風預報 之初步測試研究。天氣分析與預報研討會論 文彙編,中央氣象局。

表一、HWRF 實驗設計表

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

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

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

\*fhr 為預報小時;括號內為個案數。

## EAKF 系集資料同化系統探討 GPSRO 掩星資料對颱風模

## 擬之影響

王潔如<sup>1</sup> 蕭玲鳳<sup>1</sup> Hui Liu<sup>2</sup> 李清勝<sup>1</sup>

台灣颱風洪水研究中心<sup>1</sup> National Center for Atmospheric Research<sup>2</sup>

## 摘 要

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

### 一、 前言

資料同化方法是提升數值模式預報準確 率的主要技術之一。系集調整卡爾曼濾波 (Ensemble Adjustment Kalman Filter system; EAKF)是近年美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research)資 料同化研究平台(DataAssimilation Research Testbed; DART)最新資料同化系統,此方法將 氣象資訊在時間上往前分析,再依次估計出整 個大氣狀態的估計值。簡單來說,在預報過程 中有新的觀測資料進來時,用此觀測資料與預 報值來決定出最佳的分析值。利用最新觀測資 料來更新預報値,有利於預報結果不會偏離實 際大氣太遠,使得預報誤差降低,進而改善數 值模式預報結果。EAKF 與 WRFVAR 資料同 化最大差異在於背景誤差(Background Error) 更新,目前WRF三維變分資料同化(WRF3 Dimension Variational analysis ; WRF3DVAR) 系統所採用的背景誤差是一組長期統計平均 的靜態背景場誤。EAKF 的背景場誤差會隨時 間變動,其利用同化新的觀測資料後之分析系 集進行預報而來估算出新的背景誤差,使得此 背景誤差能反應出模式預報不確定性隨時間 變化的狀態。本文運用 EAKF 系集資料同化系 統探討有無 GPSRO 掩星資料對颱風模擬之影 響。

### 二、 實驗設計

本次實驗所使用的預報模式為 WRF(Weather Research and Forecasting) v 3.1.1 版本, EAKF 資料同化系統為 v 3.1 版本。模 式使用一層巢狀網格,預報區域大小為(d01: 222 x 128,圖 1),模式解析度為 45 km,垂直 使用的σ座標共為 45 層,模式層頂為 30hPa。 以 NCEP GFS 全球模式分提供模式邊界場,此

分析預報系統於每日 00、06、12 和 18Z 時各 進行一次 6 小時 update cycling run。實驗採用 32 組系集成員作系集資料同化與更新背景誤 差,並以此 32 組分析系集的平均來進行 72 小 時預報,以評估分析對於預報表現的影響。

研究實驗以2010年侵台的梅姬(Megi)颱 風個案分別進行有無同化GPSRO觀測兩組實 驗,來探討GPSRO觀測對颱風路徑預報之影 響。分析時間為2010年10月13號00Z到2010年 10月20號12Z,總共34個update cycle run。兩 組實驗名稱分別為沒有同化GPSRO的 "NOGPS"實驗,以及有同化GPSRO的"GPS"。

## 三、 結果分析與討論

颱風路徑預報
預報梅姬颱風生命期間(圖3)中可看出,初

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

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

(2) 層場校驗

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

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

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

### 四、 結論

本研究利用EAKF資料同化技術,探討有

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

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

## 五、 參考文獻

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

巫佳玲,林沛練,利用WRF3DVAR與EAKF 探討GPSRO資料同化對莫拉克颱風模擬之影 響,飛航天氣第十七期,2012年,4月。

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



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



圖 2: WRF/EAKF cycling run 示意



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



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

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

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

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

謝銘恩 陳御群 蕭玲鳳 張龍耀 李清勝

台灣颱風洪水研究中心

### 摘要

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

一、前言

「福爾摩沙衛星三號」 (FORMOSAT-3/COSMIC)已於2006年4月 15 日成功的發射了 6 顆微衛星群組升空, 可 提供地球大氣層熱力、質量及水汽場的臨邊探 空(limb sounding) 觀測資料。過去已有許多 研究個案指出,同化 GPSRO (Global Positioning System Radio Occultation, 全球定 位系統無線電掩星)觀測有助於改進全球模式 天氣預報的表現,且有不少颱風個案均因為同 化 GPSRO 觀測而改進了對路徑的預報。沈 (2011)以中央氣象局全球模式探討同化 GPSRO 對於西北太平洋的颱風路徑預報的影 響,研究指出整體而言,同化 GPSRO 對於路 徑轉彎類型的颱風能較有效的改善路徑預報 誤差,特別是 cross-track errors 的改進更為顯 著。然而在區域模式方面,對於同化 GPSRO 觀測在颱風路徑預報的表現,雖也有不少研究 提出能有效改善路徑預報誤差,但多為個案實 驗的結果。基於此,本研究以 TWRF 分析預 報系統對於2008年至2010年間發生在西北太 平洋的 11 個颱風個案,來進行整體性評估, 以了解在區域模式同化 GPSRO 對於颱風路徑 的預報是否能提供顯著的改善。

#### 二、實驗設計

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

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

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

表1 實驗颱風個案名稱與分析預報實驗起迄時間

#### 三、實驗結果

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



圖1顯示的是這11個颱風平均路徑預報 誤差的統計結果,圖橫軸為預報時間,圖縱軸 是以模擬颱風的中心位置相對於氣象局觀測 颱風中心位置間的距離平均,用以代表平均路 徑預報誤差,單位是公里。圖中藍線表示的是 PNG 實驗的結果,紅線表示的是 PWG 實驗的 結果,由圖中可看出整體平均而言,在分析至 24 小時預報之間,同化 GPSRO 對於颱風路徑 並無顯著的差異,然而在 36 小時預報以後, 至第 72 小時預報,則可看出兩實驗的預報路 差逐漸變大,且同化了 GPSRO 觀測的 PWG 實驗之路徑預報誤差比 PNG 實驗要小。

Difference of track error (PNG-PW(



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

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





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

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

以上的的結果可推知,同化 GPSRO 觀測

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

н	00	24	48	72
1000	0.032227	-0.01724	0.010465	0.060954
925	-0.06117	-0.03179	0.049433	0.129489
850	-0.04778	-0.02269	0.057685	0.131331
700	-0.09847	0.016522	0.078159	0.159551
500	-0.11794	0.033115	0.066306	0.133488
400	-0.07999	0.034916	0.052647	0.09471
300	-0.0351	0.035698	0.044106	0.059351
200	0.213449	0.047163	0.064163	0.053066
100	0.118859	0.076713	0.060237	0.025786
т	00	24	48	72
1000	-0.00124	0.000924	0.001329	0.000678
925	-0.00083	0.000908	0.002101	0.003812
850	-0.00243	-0.00069	-0.0001	0.002481
700	-0.00452	-0.00094	-0.0003	-0.00046
500	0.000438	0.001715	0.002116	0.000573
400	0.0021	0.001977	0.002796	0.001789
300	0.004555	0.002388	0.003698	0.000728
200	0.017522	0.01127	0.004932	0.006202
100	0.032065	0.005152	0.005894	0.003419
U	00	24	48	72
U 1000	<b>00</b> -0.00523	<b>24</b> 0.000434	<b>48</b> 0.002931	72 0.014582
U 1000 925	00 -0.00523 -0.00961	24 0.000434 -0.00106	48 0.002931 0.011336	72 0.014582 0.019548
U 1000 925 850	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818	24 0.000434 -0.00106 -0.00281	48 0.002931 0.011336 0.009529	72 0.014582 0.019548 0.019256
U 1000 925 850 700	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773	24 0.000434 -0.00106 -0.00281 -0.001	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229
U 1000 925 850 700 500	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529	24 0.000434 -0.00106 -0.00281 -0.001 -0.00277	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008369	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229 0.027498
U 1000 925 850 700 500 400	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315	24 0.000434 -0.00106 -0.00281 -0.001 -0.00277 0.000964	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008369 0.008105	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229 0.027498 0.023632
U 1000 925 850 700 500 400 300	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315 0.000698	24 0.000434 -0.00106 -0.00281 -0.001 -0.00277 0.000964 0.007886	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008369 0.008105 0.008537	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229 0.027498 0.023632 0.023838
U 1000 925 850 700 500 400 300 200	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315 0.000698 0.003497	24 0.000434 -0.00106 -0.00281 -0.001 -0.00277 0.000964 0.007886 0.00153	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008369 0.008105 0.008537 0.012621	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229 0.027498 0.023632 0.023838 0.016999
U 1000 925 850 700 500 400 300 200 100	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315 0.000698 0.003497 -0.02459	24 0.000434 -0.00106 -0.00281 -0.001 -0.00277 0.000964 0.007886 0.00153 -0.00307	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008369 0.008105 0.008537 0.012621 -0.00483	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229 0.027498 0.023632 0.023838 0.016999 -0.00934
U 1000 925 850 700 500 400 300 200 100	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315 0.000698 0.003497 -0.02459 00	24 0,000434 -0,00106 -0,00281 -0,00177 0,000964 0,007886 0,00153 -0,00307 24	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008369 0.008105 0.008537 0.012621 -0.00483 48	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229 0.027498 0.023632 0.023838 0.016999 -0.00934 72
U 1000 925 850 700 500 400 300 200 100 200 100	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315 0.000698 0.003497 -0.02459 00 -0.00105	24 0.000434 -0.00106 -0.00281 -0.001 -0.00277 0.000964 0.007886 0.00153 -0.00307 24 -0.00105	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008369 0.008105 0.008537 0.012621 -0.00483 48 -0.00067	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229 0.027498 0.023632 0.023838 0.016999 -0.00934 72 0.002645
U 1000 925 850 700 500 400 300 200 100 100 925	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315 0.000698 0.003497 -0.02459 00 -0.00105 -0.00105 -0.00102	24 0.000434 -0.00106 -0.00281 -0.0017 0.000964 0.00153 -0.00307 24 -0.00105 -0.00042	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008369 0.008105 0.008537 0.012621 -0.00483 48 -0.00067 0.000589	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229 0.027498 0.023632 0.023838 0.016999 -0.00934 72 0.002645 0.002784
U 1000 925 850 700 500 400 300 200 100 100 925 850	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315 0.000698 0.003497 -0.02459 00 -0.00105 -0.00102 -0.00016	24 0.000434 -0.00106 -0.00281 -0.0017 0.000964 0.00153 -0.00307 24 -0.00105 -0.00042 0.000652	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008369 0.008537 0.012621 -0.00483 48 -0.00067 0.000589 0.000589	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229 0.027498 0.023632 0.023838 0.016999 -0.00934 72 0.002645 0.002784 0.003056
U 1000 925 850 700 500 400 300 200 100 100 925 850 700	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315 0.000698 0.003497 -0.02459 00 -0.00105 -0.00105 -0.00102 -0.00016 0.002133	24 0,000434 -0.00106 -0.00281 -0.0017 0.000964 0.00153 -0.00307 24 -0.00105 -0.00042 0.00042 0.00042	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008369 0.008537 0.012621 -0.00483 48 -0.00067 0.000589 0.000589 0.003028	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229 0.027498 0.023632 0.023838 0.016999 -0.00934 72 0.002645 0.002784 0.003056 0.007303
U 1000 925 850 700 500 400 300 200 100 100 925 850 700 500	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315 0.000698 0.003497 -0.02459 00 -0.00105 -0.00105 -0.00102 -0.00016 0.002133 0.002468	24 0,000434 -0.00106 -0.00281 -0.0017 0,000964 0,00153 -0.00307 24 -0.00105 -0.00042 0,00042 0,00042 0,000	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008537 0.012621 -0.00483 48 -0.00067 0.000589 0.000589 0.003038 0.003569	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229 0.027498 0.023632 0.023838 0.016999 -0.00934 72 0.002645 0.002784 0.003056 0.007303 0.003034
U 1000 925 850 700 500 400 300 200 100 100 925 850 700 500 400	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315 0.000698 0.003497 -0.02459 00 -0.00105 -0.00102 -0.00102 -0.00016 0.002133 0.002468 0.001198	24 0,000434 -0.00106 -0.00281 -0.0017 0,000964 0,00153 -0.00307 24 -0.00105 -0.00042 0,000422 0,000422 0,000422 0,000422 0,000422 0,000422 0,000422 0,000422 0,000424 0,000424 0,000424 0,000424 0,000424 0,000424 0,000424 0,000424 0,000424 0,000424 0,000424 0,000424 0,000424 0,000424 0,000424 0,00044 0	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008369 0.008537 0.012621 -0.00483 48 -0.00067 0.000589 0.000589 0.00328 0.003569 0.001322	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.016229 0.027498 0.023632 0.023838 0.016999 -0.00934 72 0.002645 0.002784 0.003056 0.007303 0.003034 0.003034
U 1000 925 850 700 500 400 300 200 100 100 925 850 700 500 400 300	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315 0.000698 0.003497 -0.02459 00 -0.00105 -0.00102 -0.00102 -0.00016 0.002133 0.002468 0.001198 0.000582	24 0,000434 -0.00106 -0.00281 -0.00177 0,000964 0,00153 -0.00307 24 -0.00105 -0.00042 0,000452 0,000422 0,000452 0,00042 0,00042 0	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008537 0.012621 -0.00483 48 -0.00067 0.000589 0.000589 0.00328 0.003569 0.001322 0.000648	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.027498 0.023632 0.023838 0.016999 -0.00934 72 0.002645 0.002784 0.003056 0.007303 0.003034 0.003034 0.002652 0.000697
U 1000 925 850 700 500 400 300 200 100 925 850 700 500 400 300 200	00 -0.00523 -0.00961 -0.00818 -0.00773 -0.00529 -0.00315 0.000698 0.003497 -0.02459 00 -0.00105 -0.00102 -0.00016 0.002133 0.002468 0.001198 0.000582 -8.5E-05	24 0.000434 -0.00106 -0.00281 -0.0017 0.000964 0.007886 0.00153 -0.00307 24 -0.00105 -0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00042 0.00042 0.00052 0.00042 0.00042 0.00042 0.00052 0.00042 0.00042 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.00042 0.00052 0.000	48 0.002931 0.011336 0.009529 0.013417 0.008537 0.012621 -0.00483 48 -0.00067 0.000589 0.003028 0.003028 0.003303 0.003569 0.00322 0.000488 5.06E-05	72 0.014582 0.019548 0.019256 0.027498 0.023632 0.023838 0.016999 -0.00934 72 0.002645 0.002784 0.003056 0.007303 0.003034 0.003034 0.002652 0.000697 -3.2E-05

表 2~表 5 PNG 實驗與 PWG 實驗氣象層場預報 RMS	E
差異平均,由上至下分別爲重力位高度場,溫對場,	,
U 風場,比濕場。	

表2~表5各欄為預報時間,單位為小時, 藍色字標示的各列為等氣壓面(hPa)的各個 水平場的結果,表內數值為PNG 實驗與PWG 實驗分別相對於NCEP分析的各變數場RMSE 之差異,因此正值則顯示出同化 GPSRO 觀測 對於該等氣壓面該氣象變數層場的預報有正 面影響,在表格中的正值特別以綠色底色表示 出來。由表中可以看出,同化 GPSRO 觀測對 於氣象層場的預報普遍上成正面影響,除了 700hPa 的溫度場以及 100hPa 的風場之外,且 正面影響隨預報時間增加而變多。這樣的結果 符合先前的推論;同化 GPSRO 觀測對於颱風 路徑預報的正面影響應是由於同化 GPSRO 對 於整體氣象場的預報均有正面影響所致。

#### 四、結論

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

#### 參考文獻

- 沈彦志、馮欽賜、陳雯美、曹伶伶、陳御群、 楊明仁,2010:以GSI同化GPS RO資料 對中央氣象局全球預報系統之影響,九 十九年天氣分析與預報研討會,台北市, 2010年6月28日至30日,中央氣象局主 辦,247-252。
- 沈彦志、陳御群、楊明仁、馮欽賜、陳雯美, 2011:GPSRO資料對中央氣象局全球 模式之颱風路徑預報的影響,建國百年 天氣分析預報與地震測報研討會,台北 市,2011年9月20日至22日,中央氣象 局主辦,90-93。

- 陳御群、楊明仁、張忍成、曾建翰,2008: 同化GPS無線電掩星觀測應用於中央 氣象局全球預報系統之影響,九十七年 天氣分析與預報研討會,台北市,2008 年9月9日至11日,中央氣象局主辦, 45-50。
- Cucurull, L., J. C., Derber, R. Treadon, R. J., Purser, 2007: Assimilation of Global Positioning System Radio Occultation Observations into NCEP's Global Data Assimilation System, Mon. Wea. Rev., 135, 3174-3193
- Kuo, Y.-H., X. Zou, and W. Huang, 1997: The impact of GPS data on the prediction of an extratropical cyclone: An observing system simulation experiment. J. Dyn. Atmos. Ocean., 27, 439-470.
- Yang, M.-J., J. J.-C. Chang, X. Zou, Y.-C. Chen, C.-H. Tseng, and M.-D. Cheng, 2008: Assimilation of global positioning system radio occultation observations into the CWB's global forecast system. Preprints, The 5th AOGS Annual General Meeting, Busan, Korea, 16-20 June 2008, Asian Oceania Geoscience Society (AOGS).

## 中央氣象局全球預報系統同化 GPSRO 折射率之觀測誤差

陳登舜<sup>1</sup>沈彥志<sup>1</sup>周俊宇<sup>1</sup>陳御群<sup>3</sup>陳雯美<sup>1</sup>曹伶伶<sup>1</sup>曾建翰<sup>1</sup> 馮欽賜<sup>2</sup>陳建河<sup>2</sup>楊明仁<sup>4</sup>楊舒芝<sup>4</sup>

> 中央氣象局氣象科技研究中心<sup>1</sup> 中央氣象局氣象資訊中心<sup>2</sup> 臺灣颱風洪水研究中心<sup>3</sup> 國立中央大學大氣科學系<sup>4</sup>

### 摘要

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

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

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

關鍵詞:GPSRO、GSI、觀測誤差

### 一、 前言

觀測誤差(Observation Error, R)對於同化系統的表 現影響極為重要,它代表著觀測値相對於真實値的不 確定性。且觀測誤差均是基於無偏差(unbiased)之假 設,由初始猜測値與觀測的差來求得。由此可知,觀 測誤差的準確度和產生初始猜測値的模式預報是息息 相關。 由於目前 CWB/GFS 模式系統同化 GPSRO 折射 率觀測,它是於只同化 COSMIC 掩星資料再由 CWB/GFS 模式所產生的初始猜測值與觀測的差所估 算而得,因此若將之運用於同化非 COSMIC 掩星資料 會產生代表性的問題。為提升 CWB/GFS 模式同化 GPSRO 折射率觀測的表現,並配合將來使用非福衛三 號觀測的 GPSRO 資料納入同化作業,始可適切地同化 所有可得的 GPSRO 觀測,所以將目前 GSI 中內定預 設的觀測誤差調整成適合加入同化非福衛三號掩星資 料,並經由 CWB/GFS 模式得出之初始猜測値與觀測 差間所估得的觀測誤差,則是必然需要的。

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

## 二、 初步實驗比較

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

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

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

由5天預報之U風場和V風場均方根誤差時間序

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

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

## 三、 GPS 掩星資料同化之統計狀態

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

圖6顯示2011年11月8日00時至30日18時, 每6小時之標準化觀測增量(亦即(O-B)/R,觀測値與 背景値的差除以觀測誤差)平均與現行CWB/GFS標 準化觀測增量標準差的垂直分佈圖,縱軸為高度(單 位 km),實心圓點線即標準化觀測增量平均,虛線即 為CWB/GFS標準化觀測增量標準差,左半為非福衛 三號掩星資料之統計(a、c、e),右半為所有的GPS掩 星資料之統計(b、d、f),由上而下分別為北半球(a、 b)、南半球(c、d)、熱帶(e、f)區域。就標準化觀測增 量平均來看,在10公里以下均為負偏差,10公里以 上均為些許正偏差,非福衛三號掩星資料與福衛三號 掩星資料垂直結構大致相同。就現行CWB/GFS標準 化加權觀測增量標準差來看,熱帶地區垂直變異較大, 然而北半球與南半球垂直變異就不顯著,根據 NCEP 經驗而言,在 GSI 資料同化系統中,GPSRO 觀測資料 之標準化加權觀測增量標準差最好是落在 1.2~1.4 之 間,這樣的大小較容易使得觀測增量有顯著的貢獻。

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

$$\mathbf{O}^{\mathbf{I}}(i,i) = O^{-1}(i) = \left[\frac{1}{|repe\_gps(i)|} \times factor(l)\right]^2$$

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

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

### 四、 調整觀測誤差

#### I. 理論調整

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

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

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

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

為增益矩陣(gain matrix), H 為觀測算子矩陣, B 為背 景場誤差協方差矩陣, R 為觀測場誤差協方差矩陣。 由觀測增量向量(**d**<sup>o</sup>)之定義可以找到以下關係:

$$\mathbf{d}_{\mathbf{b}}^{\mathbf{o}} = \mathbf{y}^{\mathbf{o}} - H(\mathbf{x}^{\mathbf{b}}) = \mathbf{y}^{\mathbf{o}} - H(\mathbf{x}^{\mathbf{t}}) + H(\mathbf{x}^{\mathbf{t}}) - H(\mathbf{x}^{\mathbf{b}})$$
$$\cong \mathbf{\epsilon}^{\mathbf{o}} - \mathbf{H}\mathbf{\epsilon}^{\mathbf{b}}$$

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

$$E[\mathbf{d}_{b}^{o}(\mathbf{d}_{b}^{o})^{T}] = E[\boldsymbol{\epsilon}^{o}(\boldsymbol{\epsilon}^{o})^{T}] + HE\left[\boldsymbol{\epsilon}^{b}(\boldsymbol{\epsilon}^{b})^{T}\right]\mathbf{H}^{T}$$

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

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

另外假設**HK = HBH<sup>T</sup>(HBH<sup>T</sup> + R)<sup>-1</sup>**並由觀測減去分 析場(O-A)之定義可得到:

$$\mathbf{d}_{a}^{o} = \mathbf{y}^{o} - H(\mathbf{x}^{a}) = \mathbf{y}^{o} - H(\mathbf{x}^{b} + \delta \mathbf{x}^{a})$$
$$\mathbf{d}_{a}^{o} \cong \mathbf{y}^{o} - H(\mathbf{x}^{b}) - \mathbf{H}\mathbf{K}\mathbf{d}_{b}^{o} = (\mathbf{I} - \mathbf{H}\mathbf{K})\mathbf{d}_{b}^{o}$$
$$\mathbf{d}_{a}^{o} = \mathbf{R}(\mathbf{R} + \mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^{T})^{-1}\mathbf{d}_{b}^{o}$$

由以上得知E[d<sub>a</sub><sup>o</sup>(d<sub>b</sub>)<sup>T</sup>]之期望值為:

$$\mathbf{E}[\mathbf{d}_{a}^{o}(\mathbf{d}_{b}^{o})^{\mathrm{T}}] = \mathbf{R}(\mathbf{R} + \mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^{\mathrm{T}})^{-1} \mathbf{E}[\mathbf{d}_{b}^{o}(\mathbf{d}_{b}^{o})^{\mathrm{T}}] ,$$

又可再減化為:

$$\mathbf{E}[\mathbf{d}_{a}^{o}(\mathbf{d}_{b}^{o})^{\mathrm{T}}] = \mathbf{R}$$

最後可以得到**d**<sup>a</sup>(O-A)與**d**<sup>b</sup>(O-B)之向量外積之期望値 爲觀測場誤差協方差矩陣(**R**)。

Ⅱ. 經驗調整

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

## 五、 調整結果與實驗比較

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

就標準化觀測增量統計分析(圖 9)可知,理論調整 之實驗(以下稱 md1\_allro)其標準化增量標準差在高層 相當的大而低層相當的小,經驗調整之實驗(以下稱 md2\_allro)其標準化增量標準差在北半球與熱帶區域 大約為 1,南半球區域大約為 0.8。由此可知 md1\_allro 實驗在同化期間其觀測代價函數(observation cost function, Jo)會相對地很大,而根據 md2\_allro 實驗其 觀測代價函數大約為 0.64~1.0。

調整觀測誤差協方差矩陣之權重函數後,各實驗 之預報表現(圖 10),md2\_allro實驗在 2011 年 11 月 21 日 00Z 至 12 月 05 日 18Z 期間,北半球區域在垂直低、 中、高層之預報得分,就時間平均而言皆比其它實驗 預報表現的好,而南半球區域時間平均之預報得分雖 然稍差,但統計上 md2\_allro實驗之預報得分可視爲與 COSMIC 實驗相同,值得一提的 md1\_allro 實驗是所有 實驗中五天預報表現最差的實驗,可能原因是因爲根 據 Desroziers et al. 2005 之推導假設,其方程式之背景 場誤差協方差必須代表模式自身的情況,但目前 CWB/GFS 所使用之背景場誤差協方差來自於 NCEP/GFS,故導致 md1\_allro 實驗之觀測誤差結構不 佳,而使預報結果不佳。由於此實驗預報時間樣本數 不足,故下面則使用學生T檢驗(圖 11)來檢定 md2\_allro 實驗與 COSMIC 實驗的差異性。

從各實驗之垂直各層 5 天預報高度場距平相關及 溫度場均方根誤差平均値及學生 T 檢驗之 95% 信心區 間,可以很清楚的看出 md2\_allro 實驗與 COSMIC 實驗 相比,北半球區域預報得分增加及溫度場均方根誤差 減少的結果,在南半球雖然不如預期的增加,但由學 生 T 檢驗結果顯示, COSMIC 實驗的溫度場均方根誤 差與 md2\_allro 之實驗在統計上可以說是相同,而熱帶 地區,除了 700hPa 高度有統計上 md2\_allro 比 COSMIC 實驗差的結果,大致上熱帶地區兩實驗在高度場距平 相關與溫度場均方根誤差統計上為非常相似。

## 六、 結論

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

md2\_allro 實驗在 2011 年 11 月 21 日 00Z 至 12 月 05 日 18Z 期間,北半球區域在垂直低、中、高層之預 報得分,就時間平均而言皆比其它實驗預報表現的好, 而南半球區域時間平均之預報得分雖然稍差,但統計 上md2\_allro 實驗之預報得分可視爲與COSMIC 實驗相 同,值得一提的 md1\_allro 實驗是所有實驗中五天預報 表現最差的實驗,可能原因是因爲根據 Desroziers et al. 2005 之推導假設,其方程式之背景場誤差協方差必須 代表模式自身的情況,但目前 CWB/GFS 所使用之背 景場誤差協方差來自於 NCEP/GFS,故導致 md1\_allro 實驗之觀測誤差結構不佳,而使預報結果不佳。

由學生T檢驗結果顯示md2\_allro實驗與COSMIC 實驗相比,北半球區域預報得分增加及溫度場均方根 誤差減少的結果,在南半球雖然不如預期的增加,但 COSMIC實驗的溫度場均方根誤差與md2\_allro之實驗 在統計上可以說是相同。

## 七、 參考資料

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



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



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



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



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



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



圖 6:2011 年 11 月 GPS 掩星資料,標準化觀測增量(亦即(0-B)/R, 觀測值與背景值的差除以觀測誤差)統計分析圖。實心圓點為平均 值,空心圓點為標準差,十字為觀測數量。左半為非 COSMIC 掩星 資料之統計(a、c、e),右半為所有的 GPS 掩星資料之統計(b、d、 f),由上而下分別為北半球(a、b)、南半球(c、d)、熱帶(e、f) 區域。



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



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



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



圖 9:2011年11月21日002至12月5日18Z GPS 掩星資料,標 準化觀測增量(亦即(0-B)/R,觀測值與背景值的差除以觀測誤差) 統計分析圖。實心圓點為平均值,空心圓點為標準差,十字為觀 測數量。左半為理論調整實驗之統計(a、c、e),右半為經驗調整 實驗之統計(b、d、f),由上而下分別為北半球(a、b)、南半球(c、 d)、熱帶(e、f)區域。



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

## 區域系集預報系統強化研究-物理參數法擾動強化

李志昕、洪景山

中央氣象局氣象資訊中心

### 摘要

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

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

## 一、 前言

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

中央氣象局亦致力於區域系集預報之發展,李和洪(2011)針對模式物理參數法擾動, 進行實驗和校驗分析。經過研究和發展,中央 氣象局建立了一套以WRF區域模式為基礎之 系集預報系統(WRF Ensemble Prediction System,WEPS),此系統使用WRF 三維變 分資料同化技術製造初始場擾動,再搭配邊界 擾動和物理參數法擾動,產生系集預報成員, 期望能涵蓋最大之預報不確定性。然而,根據 2012年之颱風路徑預報校驗結果(圖1)指 出,系統中系集成員的預報表現不一致,使用 某些物理參數法設定之成員,其預報表現總是 較差,此設定不符合理想系集預報的建置。

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

#### 二、 實驗設計

本研究使用中央氣象局區域系集預報系 統為基礎進行研究,此系統是以 WRF 區域模 式為基礎所建立之系集預報系統,使用之 WRF、WPS 和 WRFDA 版本皆為 3.3.1 版。 使用三層巢狀網格,模式範圍如圖 2 所示,水 平解析度設定為 45/15/5 km,垂直解析度設定 為 45 層,模式頂層為 30 hPa。

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

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

## 三、 預報結果分析

#### (一)初步校驗結果與討論

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

因此,將針對 PHY\_ADV 實驗之 24 組成員 進行更進一步之分析與篩選,由於每個成員之 參數法設定不同,因此透過系集成員預報結果 之分析,期望能選出更合適之物理參數法擾動 設定。物理參數法擾動設定之選擇,將剔除預 報異常(Outlier)之系集成員,並評估各成員預 報結果之相似性。先踢出預報總是造成預報較 差之物理參數法設定,剩下之成員,再依照相 似度特性進行篩選。剔除預報過大之成員,可 能會造成預報離散度降低,但同時也會使系集 平均之 RMSE 降低,因此仍能維持或改善系 集系統之離散程度。

#### (二)預報誤差分析

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

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

#### (三)預報相似分析

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

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

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

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

(四)物理參數法擾動設定選取與校驗

根據系集成員間之相似特性分析結果,針 對預報誤差篩選後之成員進行選擇,選出較不 相似的物理參數法設定。計算各種組合之預報 誤差和離散度,最後選出10組物理參數法設 定之組合,參數法設定為表二中的第2、4、7、 9、10、11、12、20、22、24 個成員(表二 中陰影顯示)。

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

### 四、 結論

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

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

## 五、 參考文獻

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



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



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



圖 2、模式的預報範圍。



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



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



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



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

表一、CTL 實驗之物理參數法設定

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

表二、PHY\_ADV實驗之物理參數法設定,陰影爲本研究最後選取之10組成員

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

# 從 Kain Fritsch 到 Tiedtke

曾千祐<sup>1</sup> 洪景山<sup>1</sup> Wei Wang<sup>2</sup>

<sup>1</sup>中央氣象局資訊中心 <sup>2</sup>National Center for Atmospheric Research

### 摘要

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

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

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

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

# MODIS 植物分布率對 WRF 模式預報之影響

洪于珺<sup>1</sup>、Michael Barlage<sup>2</sup>、洪景山<sup>1</sup>

1中央氣象局資訊中心

#### <sup>2</sup>National Center for Atmospheric Research

## 摘 要

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

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

## 一、前言

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

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

良好之地氣交互作用模擬,須建立在正確的土

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

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

二、研究方法

#### (一) MODIS 植物分布率

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

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

(二) 實驗設計

本研究設計兩組實驗:(1)控制組使用現行作業 模式設定(以下稱之 OP24),其中植物分布率使用 的是 USGS 全球資料,(2)實驗組則使用 MODIS 資 料(以下稱之 MODIS)。兩組實驗皆進行 2012 年 6 月1日至 15 日及 12 月1日至 15 日,各 15 天,每 天兩次(00Z 及 12Z),每次 72 小時無資料同化之預 報。模式網格設定如圖 3,為三層巢狀網格,解析度 分別為 45/15/5 公里,垂直共有 45 層,初始及側邊 界採用 NCEP 全球模式的預報場。模式物理參數化 分別使用 NOAH 土壤模式、YSU 邊界層參數法、 RRTM 長波輻射及 Goddard 短波輻射參數法。模擬 結果將著重於 5 公里解析度之模式預報場,並與台 灣地區觀測資料進行校驗分析。

### 三、分析與討論

圖1及圖2顯示,使用 MODIS 衛星資料可增加 WRF 模式中台灣地區之植物分布率。在進行預報結 果分析前,我們預期模式在白天時的反應為:增加 植物分布率會改變植被對大氣能量傳送的影響,使 地表潛熱通量增加,能量由地表往上傳遞較多,造 成地表溫度下降。而地表溫度在白天較大氣溫度 高,若假設模式最底層之大氣溫度沒有改變,則地 表溫度下降會使地表溫度與大氣溫度之間的溫度梯 度減少,造成可感熱通量減少,這個結果將影響到 使用相似理論所計算出來的 T2m,使其溫度下降。 而增加潛熱通量亦表示較多之水氣由土壤被帶到大 氣,這將造成大氣濕度增加,土壤濕度減少。同時, 植物有調整土壤溫度日夜變化之效果:在植物少的 地方(如柏油路),土壤温度日夜變化大,而植物多 的地方 (如草地), 土壤溫度日夜變化較小, 因此增 加植物分布率應會使土壤溫度日夜變化溫差變小。

為了方便比較,在此選取位於恆春之格點來分 析模式預報之結果。該格點在 6 月時使用 USGS 之 植物分布率為 0.05,使用 MODIS 則增加到 0.62;12 月時 USGS 為 0.01,MODIS 為 0.66。實驗結果發現 6 月與 12 月結果類似,在此只針對 6 月的結果來討 論。圖 4 為該格點 6 月 1 日至 15 日每日起始時間 00Z 之平均逐時預報場,結果大部分皆符合期待:使用 MODIS 植物分布率,即增加格點植物分布,使潛熱 通量變大;地表溫度變冷;模式最底層溫度稍微變 冷,但變化量值很小;可感熱增加;T2m 下降;大 氣濕度增加;土壤溫度日夜變化減少。圖 4(g)顯示使 用 MODIS 植物分布率後,模式預報之第一層(深度 5 cm)土壤濕度也跟著上升,此結果與期待不符。 土壤濕度與降水息息相關,因此可能兩組實驗降水 不同導致土壤濕度不同,然而,圖 4(g)虛線顯示兩者 雨量在預報前 24 小時差異不大但土壤濕度從預報一 開始便開始分歧,因此結果似乎與降水無關。

為了進一步探討土壤濕度之問題,我們額外分 析模式第二層(深度 25 cm)土壤濕度之預報場,結 果如圖 5。圖中顯示雖然模式第一層土壤濕度增加, 然而第二層的結果卻符合我們的期待。由於土壤模 式將水氣傳送到大氣的方法主要分為三種:(1) 裸露 之土壤直接蒸散水氣,(2)植物根部吸水,往上輸 送,再藉由植物葉面的氣孔蒸散到大氣,(3)有降雨 時,植物葉面所乘載的雨水直接蒸發。前面討論認 為降水影響不大,因此忽略第三項因素,MODIS 資 料使格點植物分布率增加,造成裸露土壤比例減 少,因此第一項與第二項因素將會造成相反的影 響。而實驗結果顯示第一層土壤在植物分布率大 時,濕度也較高,推測是因爲此層較接近地表,因 此受到第一項的影響大於第二項的影響;而第二層 則受到第二項的影響較大,第一項的影響較小。這 部分將會在未來進行定量之分析。

與台灣地區觀測進行 T2m 及雨量校驗,在溫度 校驗部分探討模式預報日變化之結果,圖6分別為6 月及12月各15天,每日起始時間00Z之T2m 預報 每日日變化平均,結果顯示使用 MODIS 植物分布率 使 T2m 預報改善0.2℃左右(約改善50%),這表示 使用較正確之植物分布率可改善模式預報暖偏差之 問題。雨量校驗部分,探討2012年6月10日梅雨 鋒面降水個案,圖7為(b) OP24及(c) MODIS 在起始 時間2012年6月8日00Z之24小時至48小時累積 降水,(a)為觀測之24小時累積雨量。結果顯示 OP24 與 MODIS 對降水分布的模擬表現都不錯,但是降水 極値則是 MODIS 表現稍佳。而植物分布率對區域性 對流降水應有較大的影響,故未來將會針對午後熱 對流個案進行分析。

所有的實驗結果皆顯示,使用 MODIS 植物分布 率可改善目前作業模式 T2m 預報偏暖的情況,且雨 量極値預報也有些微改善。

### 四、總結與未來展望

本研究使用 MODIS 資料產生 WRF 模式之植物 分布率,並與中央氣象局現行之 WRF 作業模式做比 較。使用 MODIS 資料則台灣地區植物分布率在 6 月 時約增加 0.4-0.7,且解析度較原先之 USGS 資料佳。 研究中分別對 2012 年 6 月及 12 月進行 15 天之預報 實驗,發現增加植物分布率使地表往大氣傳送的潛 熱通量增加、地表溫度下降,此時可感熱通量隨之 下降,T2m 也下降;潛熱通量增加也使得 Q2m 增加。 使用 MODIS 資料後,第一層土壤濕度增加、第二層 土壤濕度減少,土壤溫度也因爲增加植物分布率而 使得日夜變化溫差變小。與 T2m 觀測資料校驗後發 現,使用 MODIS 植物分布率可改善台灣地區溫度預 報暖偏差約 50%;雨量個案分析發現,使用 MODIS 資料可些微改善雨量極值的預報。

研究結果顯示土壤濕度的影響似乎與降水及水 氣蒸散有關,根據目前研究結果,推測是因爲第一 層土壤受裸土直接蒸散的影響大於受植物根部吸水 後傳輸至葉面蒸散的影響;第二層土壤則受植物根 部吸水影響較深,這部分將留待未來進行更深入的 研究。植物分布率對潛熱影響很大,推測這將會對 局部地區對流降水造成較大的影響,因此未來也會 針對午後熱對流個案進行研究。

## 五、參考文獻

- 戴俐卉,洪景山,莊秉潔,蔡徵霖,倪佩貞:"WRF 模式台灣地區土地利用類型之更新與個案研 究。"*大氣科學*,**36-1**,43-61.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: "Coupling an advanced land surface-Hydrology Model with the Penn Stat-NCAR MM5 Modeling System. Part I : Model Implementation and Sensitivity." *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569-585.
- Pielke, T. A., and M. Uliasz, 1998: Use of meteorological models as input to regional and mesoscale air quality models — Limitaions and strengths. *Atmos. Environ.*, **32**, 1455-1466.

- Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, and D. Rosenfield, 2001: Aerosols, climate and the hydrological cycle. *Science*, **294**, 2119-2124.
- Rosenfield, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3105-3108.



圖 1、(a) USGS, (b) MODIS 資料於 WRF 模式 5 公 里解析度下, 6 月之植物分布率。

- Taha, H., 1996: Modeling impacts of increased urban vegetation on ozone air quality in the south coast air basin. *Atmos. Environ.*, **30**, 3423-3430.
- Seaman, N. L., 2000: Meteorological modeling for air-quality assessments. Atmos. Environ., 34, 2231-2259.

**VEGFRA** on Dec



圖 2、(a) USGS, (b) MODIS 資料於 WRF 模式 5 公 里解析度下, 12 月之植物分布率。



圖 3、中央氣象局現行作業模式 WRF 之網格設定,解析度分別為 45、15 和 5 km。



圖 4、實驗 OP24(藍)與 MODIS(紅)於 2012 年 6 月 15 天每日起始時間 00Z 之平均逐時預報場。橫軸為 預報時間(當地時間),縱軸為該變數量值。(a)潛熱通量,(b)地表溫度,(c)模式最底層  $\sigma$  Level 大氣溫度, (d)可感熱通量,(e) T2m,(f) Q2m,(g)第一層土壤濕度,虛線為該小時降水量,對應數值標示在右側縱軸, (h)第一層土壤溫度。



圖 5、實驗 OP24(藍)與 MODIS(紅)於 2012 年 6 月 1 日起始時間 00Z 之土壤濕度逐時預報場。(a)第一層, (b)第二層。橫軸為預報時間(當地時間),縱軸為土壤水含量,虛線為累積降水,對應數值標示在右側縱軸。



圖 6、觀測值(黑)、實驗 OP24(藍)及 MODIS(紅)之每日起始時間 00Z 之預報日變化平均。(a)2012 年 6 月,(b)2012 年 12 月。直條圖為模式減觀測之誤差,對應左縱軸;線條為溫度,對應右縱軸。



圖 7、2012 年 6 月 10 日至 11 日之累積降雨分布圖, (a)觀測 24 小時累積降水, (b) OP24 起始時間 2012 年 6 月 8 日 24 小時至 48 小時之累積降水, (c) MODIS, 起始時間 2012 年 6 月 8 日 24 小時至 48 小時之累積降水, (c) MODIS, 起始時間 2012 年 6 月 8 日 24 小時至 48 小時之累積降水,

## RRTMG輻射參數法對WRF模式預報之效能評估

陳怡儒戴俐卉洪景山馮欽賜

#### 中央氣象局氣象資訊中心

### 摘要

中央氣象局區域預報模式(WRF)目前所使用的長、短波輻射參數法分別為 RRTM 和 Goddard 輻射參數法。模式預報結果在陸地有過強的短波輻射通量,導 致地面溫度預報過高的系統性偏差。RRTMG 輻射參數法是一個較新的輻射傳遞 模式,利用 correlated k-distribution 計算長、短波輻射通量和加熱率,在處理雲 的過程則是使用蒙地卡羅法(McICA);本研究將長、短波輻射參數法皆更改為 RRTMG,以評估該參數法在模式中對預報的影響。

本研究以中央氣象局現行預報作業系統做為控制組,另外,將長、短波輻射 參數法皆改為RRTMG做為實驗對照組,分析 2012 年 6 月 1 日至 6 月 30 日初始 時間分別為 0000 UTC和 1200 UTC共 60 個個案的預報進行預報效能評估。分析 結果顯示,RRTMG實驗會減少陸地上的短波輻射通量(圖 1),減少的量可達 5%,同時,RRTMG實驗亦減少到達地面的長波輻射通量(圖 2),加總的效果 使得地表溫度較控制組下降平均可達 0.9 °C (圖 3),連帶地,近地面的大氣溫度 (T<sub>2m</sub>)也較控制組低。針對T<sub>2m</sub>預報結果與觀測做校驗(圖 4),地面溫度的RMSE 和Mean Error較控制組有明顯地改善,72 小時預報的Mean Error下降 0.4 °C;與 NCEP分析場進行溫度校驗(圖 5),可改善控制組的暖偏差情形,各層RMSE也都 改善。綜合以上結果顯示,將輻射參數法更改為RRTMG,可有效改善陸地上過 強的短波輻射和地面溫度預報過高的問題,預報結果的整體表現較佳。



圖 1:2012 年 6 月 1 日至 6 月 15 日初始時間 為 1200 UTC共 15 個個案平均之第 63 小時預 報,RRTMG與控制組到達地表的短波輻射通 量的差異,單位為W/m<sup>2</sup>。



圖 2:2012 年 6 月 1 日至 6 月 15 日初始時間 為 1200 UTC共 15 個個案平均之第 63 小時預 報,RRTMG與控制組到達地表的長波輻射通 量的差異,單位為W/m<sup>2</sup>。



圖 3:2012 年 6 月 1 日至 6 月 15 日初始時間 為 1200 UTC共 15 個個案平均之第 63 小時預 報,RRTMG與控制組的地表溫度(°C)差異。



圖 4:2012 年 6 月 1 日 0000 UTC至 6 月 15 日 1200 UTC共 30 個個案平均,0 至 72 小時 預報做地面溫度(T<sub>2m</sub>)校驗;上圖為Mean Error,下圖為RMSE,圖中紅線為控制組,緣 線為RRTMG。



圖 5:2012 年 6 月 1 日 0000 UTC 至 6 月 30 日 1200 UTC 共 60 個個案平均,72 小時預報 與 NCEP 分析場之溫度場校驗結果;左圖為 RMSE,右圖為 Mean Error,圖中紅線為控制 組,藍線為 RRTMG。

# HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析 -(1)同化範圍因子之測試

#### 江琇瑛 陳美心 馮欽賜 洪景山 中央氣象局資訊中心

## 摘要

在資料同化技術中,背景場誤差相關統計特性結構(background errors covariance)之表現 是主導資料同化效能的首要核心,因此近年來混合(Hybrid)資料同化方法逐漸受到矚目與討 論,該方法結合傳統變分資料同化與系集卡爾曼濾波(EnKF)之觀念,使 Hybrid 同化方法的 背景場誤差同時包含長期天氣系統之平衡狀態與短期流場相關(flow dependent)特性,流場 相關特徵可提供不同時期之天氣資訊,而長期平衡狀態結構可減低統計樣本誤差,兩者背景 誤差特徵呈現互補角色關係,進而提升資料同化效能。

在 Hybrid 資料同化系統中有兩項重要控制參數設定,分別為同化範圍因子和背景誤差權 重因子,前項是決定觀測資料與模式網格之間的空間相關範圍;後項則是調整靜態平衡對稱 與動態流場相關,兩者不同背景場誤差結構之權重分配。本研究使用中央氣象局引進美國國 家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research; NCAR)所發展之 Hybrid 同化系統,並對該系統的控制參數進行敏感度測試。在本文中,主要針對前項「同化範圍因子」進 行結果分析討論,透過只同化單點觀測資料後得到的分析增量分布,了解同化範圍因子對於 Hybrid 背景場誤差結構之影響。

關鍵字:變分資料同化,系集卡爾曼濾波,Hybrid 資料同化,flow dependent

## 一、前言

模式初始場(initial condition)在數值天氣預報 (Numerical Weather Prediction; NWP)中扮演重要之 角色,它攸關於模式預報結果的準確度,故提升資料 同化(data assimilation)技術深受許多國際單位與學 術機構之重視。然而在資料同化方法裡,背景場誤差 相關統計特性結構(background errors covariance)之 表現更是主導資料同化效能的首要核心。因此近年來 Hybrid 同化方法逐漸受到矚目與討論(Hamill and Snyder 2000; Lorenc 2003; Buehner 2005; Wang et al. 2007a),該方法之基本原理,係將系集預報場成員之 間的流場相關特性(flow dependent),套用在傳統變 分同化基本架構裡,例如三維變分資料同化(3DVAR, Courtier et al. 1998)。

在傳統變分資料同化中,背景場誤差採用觀測法 或 NMC(National Meteorological Center)等統計方法 求得,故主要反應出長期天氣系統之平均狀態,例如 熱力風平衡。透過係數調整決定其數量值,使背景場 誤差為固定的,並且近乎呈現對稱分布結構,只是這 背景場誤差結構就不能完整表達出劇烈變化之中(小) 尺度天氣系統。有別於傳統變分資料同化,系集卡爾 曼濾波(EnKF,Burgers et al. 1998;Houtekamer et al. 2005)同化方法的背景場誤差結構會隨時間更新,該 方法係將系集成員預報場當作統計樣本,每次計算出 新的背景場誤差,故背景場誤差結構與天氣型態有關 聯,使得背景場誤差更接近於實際大氣狀態。不過 EnKF方法有統計樣本誤差(sampling errors)問題存 在,此將導致不合理的相關雜訊(noise)分布,並且 系集成員數目愈少雜訊現象愈顯著,此將削弱背景場 誤差流場相關特徵之優勢,進而降低同化效能。

由於 Hybrid 方法結合傳統變分同化與 EnKF 之觀 念,故 Hybrid 方法的背景場誤差統計特性結構同時包 含長期大氣平衡狀態與短期流場相關特性,故在進行 資料同化分析時,流場相關結構可提供不同時期之中 (小)尺度天氣資訊(Wang et al. 2008a,b; Buehner et al. 2010a,b),而長期平衡狀態結構可減低因系集成員 不足所產生的樣本誤差(Wang et al. 2009),兩者背景 誤差特徵呈現互補角色關係。

在 Hybrid 資料同化系統中有兩項重要控制參數 設定,分別為同化範圍因子和背景誤差權重因子,前 項是決定觀測資料與模式網格之間的空間相關範圍; 後項則是調整靜態平衡對稱與動態流場相關,兩者不 同背景場誤差結構之權重分配。本研究使用中央氣象 局引進美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research; NCAR)所發展之 Hybrid 同化 系統,並對該系統的控制參數進行測試。在本文中, 主要針對「同化範圍因子」進行實驗分析與討論,透 過單點測試產生的分析增量分布,了解同化範圍因子 對於 Hybrid 背景場誤差結構之影響。

### 二、Hybrid 同化方法基本原理

Hybrid 資料同化方法基本原理係以得分方程 (cost function)為基底,另導入系集模擬背景場誤差 特徵結構之資訊,如方程(1)之第2項(Wang et al. 2010):

此外,**S** = 
$$\langle \alpha^k (\alpha^k)^T \rangle$$
,  $k = 1,...,K$ .....(3)  
此矩陣代表氣象參數場之空間相關結構。

(1) 至(3) 式中之  $\alpha$  為新加入之控制參數,角色與  $\mathbf{x}'_1$ 相同,也為一向量,並且將不同系集成員數値資訊  $\alpha^k$  連串在一起,為 $\alpha^T = ((\alpha^1)^T, (\alpha^2)^T, \dots, (\alpha^K)^T)$ , 透過得分方程對 α 控制參數進行調整,模擬出流場相關之背景場統計結構特徵。

## 三、實驗設計

### (一) Hybrid 同化系統

本研究使用中央氣象局引進美國國家大氣研究中 心(NCAR)所發展之 Hybrid 同化系統,並且實驗主 要在 3DVAR/EnKF 之 Hybrid 架構下進行測試 (NCAR 發展之 Hybrid 同化系統也可進行 4DVAR/ EnKF之 Hybrid 同化實驗)。在 3DVAR 中,靜態平均 背景場使用 Covariance Option 5 (簡稱 CV5 BE);在 系集同化系統方面,使用系集調整卡爾曼濾波 (Ensemble Adjustment Kalman Filter; EAKF)同化方 法(Anderson, 2001;林等, 2010),採用 32 個系集成 員進行單點測試。然而關於系集預報模式,各成員皆 使用 WRF 模式 V3.1.1 版本進行實驗,該動力模組 採用 WRF-ARW,使用單層巢狀網格架構,其水平解 析度設定為 45km,網格點數為 222x128,投影法為 藍伯特(Lambert),模式網域分布如圖 1 所示,另外 垂直解析度設定為 45 層,模式頂為 30hPa。

NCAR 發展之 Hybrid 資料同化系統有進階對垂直 相關同化範圍(Localization)進行處理,其方程設定 如下:

 $\rho(k,k_c) = exp[-(k-k_c)^2/L_c^2] \quad .....(4)$ 

 $L_c = 10k_c/nz$ 

其中,k,kc皆代表層面;

nz代表模式總層數,本研究為 44 層;

ρ代表調整垂直相關同化範圍之權重值。

 (4)式指出,ρ值在不同模式層面有不同垂直分布,如圖2所示,其垂直權重配置主要呈現高斯曲線,並 由不同層面之曲線變化了解到,低層垂直影響範圍較小,愈高層範圍愈大。

#### (二) 單點實驗設定

實驗個案選取 2012 年 6 月 5 日 12 UTC之瑪娃颱 風,將 1<sup>o</sup>C的溫度觀測增量和 1<sup>o</sup>C觀測誤差放置於颱 風環流區域進行單點測試,位置如圖 3 所示,其經緯 度為東經 137.143 度、北緯 28.2 度,主要位於模式網 格點(150,69)上,目地是排除觀測因子運算 (observation operator)產生的誤差。另外在垂直層方 面,也同樣放置在模式層面上,並且分別放置在不同 層面進行討論,其分別位於第11層(約860 hPa)、第 21層(約520 hPa)和第30層(約250 hPa),主要是 因應(4)式,了解不同垂直層面之分析增量反應,同 時探討ρ值垂直權重分布(圖2)與同化範圍因子之間 的交互作用為何。

本研究設定 4 組同化範圍因子進行討論,分別為 200、375、750 及 1500 公里,並且將短時動態背景場 誤差和長期靜態平均背景場誤差,兩者結構特徵分開 進行實驗,以清楚了解調整同化範圍因子對於動態流 場相關與靜態 CV5 BE 兩者背景場誤差結構之影響。 此外在實驗中,2012 年 6 月 5 日 12 UTC 之分析時的 系集 6 小時預報場,係從 2012 年 6 月 1 日 00 UTC 經 EAKF 系統循環同化流程(cycling run)至 6 月 5 日 06 UTC 之系集分析場取得,執行起轉(spin-up)運作 流程,以建立出不同參數場之間的相關特性。

## 四、結果與分析

首先分析動態流場相關背景場誤差結構之演變, 圖 4 表示各同化範圍因子之水平空間範圍,其中圖 4 (a) 至(b) 分別為 200、375、750 及 1500 公里之結 果,以下實驗簡稱 L200、L375、L750 和 L1500。由 圖顯示,L200 水平分布範圍主要在日本、台灣東部海 域;L375 水平範圍已增加至整個西太平洋,已佔 WRF 模式預報網格點範圍之一半;最後 L750 及 L1500 兩 者皆已涵蓋全部網格點範圍,此分布似乎偏大。圖 5 含意同圖4,但圖示範圍主要著重在觀測點周圍區域, 結果指出,當同化範圍因子由 200 公里漸調整至 1500 公里時,只看出觀測點外圍部分之深紅(藍)色階的 分析增量分布逐漸向外擴展,觀測點中心區域之分析 增量數值幾乎無變化,而且不合理的相關雜訊反應也 漸展現出來,其中以混合比參數場表現最明顯。而觀 測資料位於第 21 層和第 31 層的反應結果皆與第 11 層(圖4)相同。

圖 6 表示不同垂直層之單點測試結果,藉由垂直 分析增量之反應,了解圖 2 垂直相關權重分布如何影 響背景場誤差結構,其中圖 6 (a)至(c)分別為觀 測放於第 11 層、21 及 30 層之結果,以下實驗簡稱 V11、V21、V30。圖中顯示,V11分析增量反應主要 著重在第 6~16 層,V21 反應範圍著重在第 16~28 層, 而 V30 反應範圍著重在第 25~41 層,結果指出,觀測 資料位置愈高層,分析增量反應範圍愈大,其架構與 圖 2 表現近乎一致。因此由圖 6 結果說明,加入垂直 相關權重(如4式),將明顯縮減「低層」參數場垂直 向之流場相關分布。

圖 7 含意同圖 5,但為 Y-Z 垂直剖面圖之結果, 此圖結果表現與圖 5 雷同,增加同化範圍因子主要是 增大背景場流場相關結構範圍,但同時雜訊分布也將 愈明顯。此外,從圖 7 也探討出另一重點,該圖的分 析增量反應主要為水平向發展,完全無垂直向變動, 由此結果說明,該同化範圍因子控制參數無法對垂直 相關範圍權重之曲線分布(圖 2)進行調整,兩者之 間無交互作用,故分析增量之垂直分布範圍沒有任何 改變,使同化範圍因子變為只影響「水平向」之背景 場誤差結構。

再者進階分析靜態 CV5 BE 背景場誤差結構之演 變,而實驗結果為不論同化範圍因子為 200、375、750 或 1500 公里,分析增量分布皆相同,沒有任何變化, 如圖 8,該圖表示水平與垂直之分析增量剖面分布。 由此實驗結果說明,同化範圍因子控制參數與垂直相 關範圍權重分布(圖 2)對靜態 CV5 BE 結構沒有任 何作用,完全只針對系集流場相關背景場誤差結構進 行控管。

### 五、結論與未來展望

本研究使用 NCAR 發展之 Hybrid 系統,採用 EAKF 系集同化系統得到 32 組系集成員,進行 Hybrid 同化方法之單點測試,透過實驗了解同化範圍因子如 何調整背景場誤差結構,並同時探討與(4)式垂直相 關權重分布是否互相影響。

實驗結果顯示,提升同化範圍因子將增加背景場

誤差之流場相關結構範圍,但位於觀測資料點地區之 分析增量幾乎沒有變化,主要增加外部區域之分析增 量數値,使分析增量反應逐漸向外圍區域擴展,不過, 當同化相關範圍增加時,不合理的相關雜訊反應也逐 漸顯露出來,背景場誤差結構反而失去應該擁有的流 場相關特性之表現。此外,由垂直剖面圖得知,同化 範圍因子控制參數與(4)式垂直相關權重分布沒有任 何交互作用,故不論同化範圍因子設定爲何,分析增 量之垂直分布皆被固定在某一範圍,其反應沒有垂直 上之變化,該結果意味著,同化範圍因子控制參數只 能著重於水平向之背景場誤差結構進行調整。

藉由本研究單點測試實驗,了解 Hybrid 系統之同 化範圍因子控制參數的作用,當作對未來實際個案測 試之參數設定指標,找到合適之設定值,以期能提升 預報準確定。

## 六、參考文獻

- 林昀瑱、劉輝和馮欽賜,2010:EAKF 系集資料同化 系統初步分析。2010 年海峽兩岸災害性天氣分析 與預報研討論,6,22-27。
- Anderson, T L., 2001: An Ensemble Adjustment Kalman Data Filter for Assimilation. Monthly Weather 129, Review, 2884-2903.
- Buehner, M., 2005: Ensemble-derived stationary and flow-dependent background-error covariances: Evaluation in a quasi-operational NWP setting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1013–1043.
- P. L. Houtekamer, C. Charette, H. L. Mitchell, and B. He, 2010a: Intercomparison of variational data assimilation and the ensemble Kalman filter for global deterministic NWP. Part I: Description and single-observation experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1885–1901.

—, —, , and , 2010b: Intercomparison of variational data assimilation and the ensemble Kalman filter for global deterministic NWP. Part II: One-month experiments with real observations. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1902–1921.

- Burgers, G., van Leeuwen, P. J. and Evensen, G. 1998: Analysis scheme in the ensemble Kalman filter. *Mon. Weather Rev.*, **126**, 1719–1724.
- Courtier, P., and Coauthors, 1998: The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). I: Formulation. *Quart. J.*

Roy. Meteor. Soc., 124, 1783-1807.

- Hamill, T. M., and C. Snyder, 2000: A hybrid ensemble Kalman filter-3D variational analysis scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2905–2919.
- Houtekamer, P., G. Pellerin, M. Buehner, and M. Charron, 2005: Atmospheric data assimilation with an ensemble Kalman filter: Results with real observations. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 604–620.
- Lorenc, A. C., 2003: The potential of the ensemble Kalman filter for NWP—A comparison with 4D-VAR. *Quart. J. Roy. Meteor.* Soc., **129**, 3183– 3203.
- Wang, X. C. Snyder, and T. M. Hamill, 2007b: On the theoretical equivalence of differently proposed ensemble/3D-Var hybrid analysis schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 222–227.
- —, —, , and —, 2008a: A hybrid ETKF– 3DVAR data assimilation scheme for the WRF model. Part I: Observing system simulation experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5116– 5131.
  - —, —, —, and —, 2008b: A hybrid ETKF– 3DVAR data assimilation scheme for the WRF model. Part II: Real observation experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5132–5147.
- —, T. M. Hamill, J. S. Whitaker, and C. H. Bishop, 2009: A comparison of the hybrid and EnSRF analysis schemes in the presence of model errors due to unresolved scales. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 3219–3232.



圖 1:中央氣象局 WRF 模式預報網格點範圍,網格 數為 222 x 128,格點解析度為 45 km,投影法 為藍伯特 (Lambert)。



圖 2:不同模式層面之ρ值垂直分布。其中 x 座標為模 式垂直層面,y 座標為ρ值(Vertical Covariance Localization)。



圖 3: 單點資料位置(紅色圓點),個案時間為 6 月 5 日 12UTC 之瑪娃颱風。



圖 4: 只為動態背景場誤差結構特徵下,同化範圍因子為(a)200(b)375(c)750(d)1500公里之擾動位溫 X-Y分析增量剖面圖,單點觀測垂直層為第11層860hPa。其中綠色曲線代表模式層面之氣壓分布。



圖 5:只為動態背景場誤差結構特徵下,同化範圍因子為(a)200(b)375(c)750(d)1500公里之擾動位溫 (左上)、混合比(右上)、U分量風場(左下)與V分量風場(右下)X-Y分析增量剖面圖,單點觀測 垂直層為第11層 860hPa。其中綠色曲線代表模式層面之氣壓分布。



圖 6:只為動態背景場誤差結構特徵下,垂直層面為第(a)11 層 860hPa(b)21 層 520hPa(c)30 層 250hPa 之擾動位溫 X-Z 分析增量剖面圖,此實驗之同化範圍因子為 200 公里。



圖 7: 只為動態背景場誤差結構特徵下,同化範圍因子為(a) 200(b) 375(c) 750(d) 1500 公里之擾動位溫 (左)和混合比(右) Y-Z 分析增量剖面圖,單點觀測垂直層為第 11 層 860hPa。



圖 8 只為靜態 CV5 BE 背景場誤差結構特徵下,(a) X-Y(b) Y-Z 之擾動位溫分析增量剖面圖,單點觀測垂直 層為第 11 層,並且不論同化範圍因子為 200、375、750 和 1500 公里,其分析增量分布皆相同。

# HYBRID資料同化系統單點測試結果分析 -(2)背景誤差權重因子之測試

#### 陳美心 江琇瑛 馮欽賜 李志昕 洪景山 中央氣象局資訊中心

### 摘要

傳統三維變分資料同化系統之背景誤差係以統計方法求得,用以描述模式長期平均之大氣狀態。由於地球大氣處於近乎靜力平衡和地轉平衡,因此統計法求得之背景誤差存在一個近乎平衡的特性與近乎對稱的結構,然而這樣的背景誤差無法完整描述瞬息萬變的天氣系統,因此近年來背景誤差具有流場相關特性(flow dependent)的混合(HYBRID)資料同化方法因而受到矚目。 HYBRID 資料同化方法係使用系集預報成員之間的流場相關特性提供動態背景誤差,並結合傳統三維變分之靜態背景誤差,建立長期大氣平均狀態與流場相關特性兼具之背景誤差,其背景誤差結構與天氣型態相關,在描述即時大氣狀態更具有代表性。

本研究分別使用系集卡爾曼濾波(Ensemble Kalman filter; EAKF)及中央氣象局發展之區域系 集預報系統(WRF Ensemble Prediction System; WEPS)與 WRF(Weather Research and Forecasting)3DVAR(3-dimensional variational data assimilation)建立 HYBRID 資料同化系統,選取 瑪娃颱風為個案,將單觀測點放置於颱風環流區域,透過單點測試方法產生之分析增量了解 HYBRID 背景誤差之結構特徵。HYBRID 資料同化系統有兩項重要的參數,其一為同化範圍因 子(請見「HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析-(1)同化範圍因子之測試」),另一為背景誤 差權重因子,本研究主要分析背景誤差權重因子調整之結果。

## 一、前言

傳統三維變分資料同化系統之背景誤差 係以統計方法求得,用以描述模式長期平均之 大氣狀態。由於地球大氣處於近乎靜力平衡和 地轉平衡,因此統計法求得之背景誤差存在一 個近乎平衡的特性與近乎對稱的結構,然而這 樣的背景誤差無法完整描述瞬息萬變的天氣 系統,因此近年來背景誤差具有流場相關特性 (flow dependent)的混合(HYBRID)資料同化方 法因而受到矚目。HYBRID 資料同化方法係使 用系集預報成員之間的流場相關特性提供動 態背景誤差,並結合傳統三維變分之靜態背景 誤差,建立長期大氣平均狀態與流場相關特性 兼具之背景誤差,其背景誤差結構與天氣型態 相關,在描述即時大氣狀態更具有代表性。

## 二、研究方法

近年來美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research; NCAR)發展 以WRF-3DVAR 為基礎之 HYBRID 資料同化 系統。本研究分別使用系集卡爾曼濾波(EAKF) 及中央氣象局發展之區域系集預報系統 (WEPS)與WRF-3DVAR 建立 HYBRID 資料同 化系統(前者稱之為 EAKF-HYBRID,後者稱 之為 WEPS-HYBRID)。

HYBRID 資料同化系統有兩項重要的參 數,其一為同化範圍因子(請見「HYBRID 資 料同化系統單點測試結果分析-(1)同化範圍因 子之測試」),另一為背景誤差權重因子。背 景誤差權重因子係調整靜態(長期大氣平均狀 態)及動態(流場相關)背景誤差之權重分配比

例。背景誤差權重因子(Je\_factor)之方程式如

下:  $\beta e = \frac{1}{Je_{factor}}$ ;  $\beta b + \beta e = 1$  。其中 $\beta e$ 爲動

態背景誤差之比例,Bb為靜態背景誤差之比

例,因此可將Je\_factor換算 $\beta e \cdot \beta b$ 。

本研究選取 2012 年 6 月 12 日之瑪娃颱風 爲個案,將比背景場溫度差異為+1℃之單觀測 點放置於颱風環流區域(28.2°N,137.143°E, 860hPa),透過單點測試方法產生之分析增量 了解 HYBRID 背景誤差之結構特徵。

實驗設定如下:動態背景誤差由系集系統 提供,而 WRF-3DVAR 提供的靜態背景誤差 則是設定為 CV5;EAKF 使用 32 個成員, WEPS 使用 20 個成員,成員的系集平均為猜 測場;選定五種背景誤差權重因子進行敏感度 測試(如表一),同化範圍因子則設定為 200。

## 三、結果分析

單點測試結果水平剖面圖如圖 1,垂直剖 面圖如圖 2。圖 1之(A)-(a)與(B)-(a)與圖 2之 (A)-(a)與(B)-(a)顯示當βe~0%,背景誤差來源 幾乎由靜態背景誤差(CV5)主導時,由於動態 背景誤差幾乎無作用,因此水平分析增量呈現 均匀對稱菱形,垂直分析增量呈現對稱,反應 統計平均的大氣狀態;在 860hPa 之+1℃溫度 差異的觀測資料在資料同化後於同處產生 +0.63℃之溫度分析增量,且影響範圍向下延 伸至地表。

WRF-3DVAR 使用之控制參數中會使溫 度場與風場、地面氣壓場互相影響,不影響濕 度場,圖1之(A)-(a)與(B)-(a)與圖2之(A)-(a) 與(B)-(a)之顯示,當僅有溫度觀測資料並使用 CV5進行資料同化時,結果僅溫度場產生明顯 的分析增量,風場並無顯著變化,代表此背景 誤差所包含之多變數(multiple-variables)間的 相關性薄弱,溫度場的改變並不會驅使風場有 明顯的變化。

圖1與圖2中由(a)~(e)表示逐步增加動態 背景誤差比例,越可顯現動態背景誤差所導致 的流場相關特性,使分析增量之形狀呈現流場 相關;垂直方向由於受到垂直同化範圍(請見 「HYBRID 資料同化系統單點測試結果分析 -(1)同化範圍因子之測試」)之限定,越增加動 態背景誤差之比例會使垂直方向分析增量範 圍變窄。

圖 1 之(A)-(e)與(B)-(e)與圖 2 之(A)-(e)與

(B)-(ε)顯示當βε~0%,背景誤差來源全為動態 背景誤差,明顯可見分析增量的分布與颱風環 流結構相關;在 860hPa 之+1℃溫度差異的觀 測資料在資料同化後產生之最大溫度分析增 量+0.24℃,濕度場及風場也產生變化。圖 3 顯示由靜態背景誤差調整至動態背景誤差的 過程中,溫度增量逐漸變小,濕度和風場增量 逐漸變大,表示動態背景誤差改善了靜態背景 誤差中變數間相關性薄弱的問題,增加了變數 間的相關性,因此溫度場的改變造成的風場和 濕度場也發生變化。

圖 1 之(A)-(e)與(B)-(e)顯示當背景誤差來 源全爲動態背景誤差,經由資料同化後, EAKF-HYBRID 之溫度分析增量集中在颱風 的 東 北 方 , 爲 downstream 方 向 , WEPS-HYBRID 之溫度分析增量則在颱風的 東南方,為upstream方向,反映了兩個不同動 態背景誤差對給定觀測點之相關敏感區域不 同;圖中亦顯示 EAKF-HYBRID 濕度場與溫 度場的相關性較大,因此資料同化後得到水汽 較豐沛;風場的分析增量則是兩者大不相同, 無論是量級與分布都有不同,表示兩者動態背 景誤差對於此溫度觀測訊息之風場敏感區域 分布及相關性均不同。

## 四、結論與討論

本研究使用 WRF-3DVAR 為基礎發展之 HYBRID 系統進行背景誤差權重因子之敏感 度測試。實驗結果顯示,增加動態背景誤差比 例有效引入流場相關特性,使單點測試之分析 增量分布與颱風環流相關,並增加變數間的相 關性,使溫度觀測能進一步影響風場及濕度場 的改變。

本文僅以單點個案進行敏感度測試,且結 果顯示增加動態背景誤差權重比例會使最大 分析增量呈現近乎線性遞增或遞減(圖 3),表 示選取背景誤差權重比例不同對分析增量的 結果極為敏感,因此應用於實際天氣系統時, 要如何選擇適當之背景誤差權重比例仍需進 一步實驗,期望能找到最佳的參數設定,得到 最佳初始猜測場,進而能有最佳的預報表現。

## 五、參考文獻

- 李志昕、洪景山,2011:區域系集預報系統 研究:物理參數化擾動。大氣科學,39, 95-116。
- Wu W.-S., and R. J. Purser, 2002: Three-Dimensional Variational Analysis with Spatially Inhomogeneous Covariances. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2905-2916.

- Bannister R.N., 2008: A review of forecast error covariance statistics in atmospheric variational data assimilation. I: Characteristics and measurements of forecast error convariances. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 134, 1951-1970.
- Bannister R.N., 2008: A review of forecast error covariance statistics in atmospheric variational data assimilation. II: Modelling the forecast error convariance statistics. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **134**, 1971-1996
- Hamill, Thomas M., Chris Snyder, 2000: A Hybrid Ensemble Kalman Filter–3D Variational Analysis Scheme. Mon. Wea. Rev., 128, 2905–2919.
- Wang, Xuguang, Dale M. Barker, Chris Snyder, Thomas M. Hamill, 2008: A Hybrid ETKF–3DVAR Data Assimilation Scheme for the WRF Model. Part I: Observing System Simulation Experiment. Mon. Wea. Rev., 136, 5116–5131.
- Wang, Xuguang, Dale M. Barker, Chris Snyder, Thomas M. Hamill, 2008: A Hybrid ETKF–3DVAR Data Assimilation Scheme for the WRF Model. Part II: Real Observation Experiments. Mon. Wea. Rev., 136, 5132–5147.

Je_factor	Static BE (βb)	Dynamic BE (βe)			
1001	~100%	~0%			
4	75%	25%			
2	50%	50%			
1.333	25%	75%			
I	0%	100%			
表一、背景誤差權重因子設定與靜態及動態背景誤差之換算。					











# Data assimilation impacts on coastal heavy rainfall forecast during SoWMEX/TiMREX (2008) IOP#8

Chuan-Chi Tu Yi-Leng Chen Department of Meteorology, University of Hawaii at Manoa

> Ying-Hwa Kuo Shu-Ya Chen National Center for Atmospheric Research

#### Abstract

On 16 June 2008 (SoWMEX/TiMREX Intensive Observing Period (IOP) #8), heavy rainfall occurred over southwestern Taiwan from 1800 UTC 15 June (0200 LT 16 June) to 1200 UTC 16 June (2000 LT 16 June). The WRF 3DVAR cycling run includes the rain evaporative cooling effect of previous MCSs rainfall on 14 June. As a result, at 1800 UTC 15 June, the low-level air temperature over western Taiwan is colder in the cycling run than the NoDA run. Therefore, the land breeze/offshore flow is strengthened over southwestern Taiwan in the DA cycling run. The blocking and the flow deceleration are also more significant in the DA run. The significantly blocked southwesterly flow converged with the strengthened land breezes forming intense offshore convection lines that moved inland during nighttime (1800 UTC 15 June-0000 UTC 16 June) in the cycling run, consistent with observations. However, for NoDA (No data assimilation) run, widespread rainfall was simulated over ocean southwest of Taiwan without intense convection cells off southwest coast of Taiwan. Thus, the rainfall off southwest of Taiwan and over southwestern Taiwan is underestimated in the NoDA run during the night.

During the daytime of 16 June, the blocking of southwesterly flow over southwestern Taiwan due to the presence of cold pool as a result of rain evaporative cooling is apparent in both the DA run and NoDA run. The total precipitable water (TPW) off southwestern Taiwan is higher in the DA run than the NoDA run. Thus, the MCSs rainfall off southwestern Taiwan is higher in the DA run than the NoDA run. Compared with observed rainfall accumulation, data assimilation improves the simulation of oceanic MCSs rainfall off southwestern Taiwan that propagated over southwestern Taiwan.

# 雷達資料同化方法於凡那比颱風個案之研究

#### 林忠義 劉嘉騏

#### 國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心

### 摘要

雷達資料同化方法為近年大氣領域相當重視的一個研究方向,由於雷達資料具有高時空解析 度的優點,若能透過資料同化的方法,將其快速地同化進數值模式中以改進模式的初始場,將有 機會改進模式極短期定量降雨預報的結果。然而有許多不同方法皆能應用雷達資料達到資料同化 的結果,例如:WRF模式的3DVAR、4DVAR,以及利用EnKF等方法,各方法皆有其優缺點,仍需 要進一步的研究了解並加以改進。

本研究利用WRF模式中的3DVAR資料同化方法,將雷達徑向風場及回波資料同化進模式中, 首先進行單點測試實驗,分別探討單一徑向風及回波資料對同化後分析場中各變數的影響。接著 利用氣象局五分山、花蓮、七股以及墾丁,四顆作業化雷達資料,選擇2010年9月,凡那比颱風 事件進行個案研究,探討不同資料同化策略下,雷達觀測資料對分析場,以及對短期預報的影響。

關鍵字:雷達資料同化、極短期定量降雨預報

## 同化衛星資料對區域模式的影響個案測試

### 章鶴群 周鑑本 王溫和 陳嘉榮 中央氣象局 氣象衛星中心

### 摘要

衛星觀測能夠觀測一般傳統觀測無法涵蓋的區域,如海洋區,而臺灣四週環海,若能正確同化衛星觀 測,將有助於產生較好的模式初始場,期能得到較佳的預報結果。在本文中使用的同化系統是格點統計 內插 (Gridpoint Statistic Interpolation, GSI) 三維變分系統,搭配 WRF 進行 72 小時預報。GSI 能 同化各種非傳統儀器的觀測資料,包含衛星、雷達及 GPS 等遙測資料,此研究使用的衛星資料,是採用 美國海洋及大氣總署發射的太陽同步衛星 NOAA-18 所搭載的先進微波探測儀(AMSU-A)觀測的資料。

本研究將 AMSU-A 所觀測的資料納入 GSI 同化系統當中,以探討其對於區域模式預報的影響。經實驗結果發現,加入 AMSU-A 觀測資料後,對溫度和水汽的預報有改善的能力。

關鍵字:格點統計內插(GSI)、先進微波探測儀(AMSU)

### 一、前言

數值模式對於天氣預報的準確度仰賴良好的數值模 式初始場,而如何藉由同化氣象資料修改初始場以提 升數值模式的準確度,則是近年來研發數值模式的一 項重要課題。格點統計內差(Gridpoint Statistic Interpolation, GSI)為一個能夠同化多種觀測資的 分析系統,能同時整合衛星、雷達、GPSRO等資料於模 式初始場,提供給全球模式或區域模式進行預報。

本研究採用繞極軌道衛星的微波觀測資料進行實驗。繞極軌道衛星能夠對同一地點做週期性的觀測, 每 12 小時會再次經過某特定區域附近,對於缺乏傳統 觀測的高空或海洋能夠提供許多有用的資訊,對了解 大氣溫度和水汽的分布有很大的幫助。

曹等(2010)使用 GSI 將衛星資料同化至全球數値預 報系統中,確實對預報的表現有改善。GSI 同化衛星資 料應用也可應用在區域模式上,Xu(2009)針對南亞地 區進行實驗,平均 30 天 24 小時的預報結果發現,雖 然改善的幅度有限,但同化衛星資料確實能改善初始 場以減少預報誤差。

### 二、GSI 基本原理

GSI 是一種三維變分 (three-dimensional variational, 3DVAR) 資料同化系統,使用在區域模 式有五個主要的分析變數,分別是 stream function、 unbalanced velocity potenial 、 Unbalanced virtual temperature • Unbalanced surface pressure • Pseudo relative humidity •

數模式背景場導入 GSI,透過上述變數進行變分分 析得到一個增量修正背景場,此步驟重覆數次後即可 得到一個最佳分析場,分析值介於背景場和觀測值之 間,並且最能夠滿足各物理及數學上的約束條件。此 分析場即可當做數值模式的初始場,做為預報之用。

## 三、觀測資料

本研究針對同化繞極軌道衛星的微波資料進行測 試。繞極軌道衛星每隔 12 小時會經過同一地區附近的 上空,能提供海洋和大氣許多有用的訊息。本研究所 用的衛星資料來自於由美國海洋及大氣總署 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)發射的繞極軌道衛星 NOAA-18 上所搭載的先進微波探測儀 (Sdvanced Microwave Sounding Unit A, AMSU-A)。AMSU-A 共有 15 個頻道, 每個頻道具有不同的權重函數來描述在不同高度上輻 射強度的貢獻量。

使用衛星資料前必須先經過品質控管的步驟,若是 觀測資料與猜測場差異太大則此筆資料不使用。反 之,兩著差距在可容許範圍內能夠進到同化系統內進 行同化。衛星資料還會存在有系統性偏差,可能是由 觀測儀器、觀測本身或是輻射模式誤差而造成。GSI 有 偏差校正的設計,能僅量去除系統性偏差,經過修正 後的衛星資料導入同化系統中才能得到較正確的分析 場。

圖 1 是 NOAA18 在本次實驗時的掃瞄位置的一個個 案,其掃瞄位置會隨不同日期而有變動,但大致而言 都能掃瞄到臺灣附近的東亞地區。圖中左圖為 AMSU-A 掃瞄的所有資料位置,右圖為經品質檢定後留下,而 為 GSI 所同化的資料。由圖中可以看到 AMSU-A 頻道 5 的資料在洋面上保留的比較多,而在陸上多數的資料 為品質檢定所剔除,主要的原因是因第 5 頻道的計算 受地表參數的影響,而地表參數在陸地上比洋面上的 設定相對複雜。

圖 2 是 AMSU-A 頻道 6 的模擬與真實觀測的散落 圖。藍色的點是代表未經 GSI 偏差修正程續修正前的 情況,黑色的點是經過偏差修正的情形。由圖可以看 出 GSI 偏差修正程序確能將 AMSU-A 頻道 6 的偏差修 正,其它頻道亦然,但高層頻道(CH10~CH14)因模 式層頂只到 30hPa,模擬的輻射值不佳,偏差修正的情 形也不好,這些頻道在實驗中未使用。

## 四、實驗方法

為了評估衛星資料對 GSI 的分析場及後續 72 小時 的預報的影響,這設計了兩組實驗,一組是只加入傳 統觀測到同化系統中的測試,稱之為控制組;另一組 測試,為加入傳統觀測及衛星資料到同化系統中,稱 之為實驗組。我們選取 2012 年 9 月 26 日至 10 月 2 日 共 7 天,每日 06 時(UTC)為同化資料時間,每個同 化時間的初始場向後作 72 小時的預報。然後以 GFS 的 分析場作爲參考的真值分別計算 7 天分析場的控制組 均方根誤差,及實驗組均方根誤差減去控制組均方根 誤差的值,作爲判斷實驗組與控制組誤差大小的比 較。同樣的 24,48 及 72 小時的預報也作相同的統計, 以觀察衛星資料同化後對預報結果的影響。

## 五、實驗結果與分析

圖 3 是 2012 年 9 月 26 日到 10 月 2 日,這 7 天的 分析場均方根誤差(圖左是 850hPa,圖右是 700hPa), 圖中上圖是控制組的均方根誤差,下圖是實驗組的均 方根誤減去控制組的均方根誤差。比較上下兩圖可以 發現控制組誤差較大的地區,如 850hPa 的青藏高原邊 緣,及 700hPa 台灣附近,加入衛星資料後,似乎可以 得到比較小的誤差,如下圖藍色區域即實驗組的均方 根誤差小於控制組的區域。 另外我們畫出北緯 20 度及 25 度的剖面的均方根誤 差的比較(圖 4)。由圖中可以發現控制組誤差較大的 地方,似乎衛星資料加入後能降低此處的誤差。由圖 中也可發現 100hPa 以上的地區似乎衛星資料有比較差 的表現。

圖 5 是範圍在北緯 5 度到 30 度,東經 110 度到 135 度(即台灣附近地區)溫度垂直剖面的均方根誤差, 同樣的上圖是控制組的均方根誤差,下圖是實驗組的 均方根誤差減去控制組的均方根誤差,而圖中可以發 現分析場溫度剖面在大部分的高度上是有改進的,這 顯示衛星資料在此地區是有正面的影響,24 小時的預 報溫度修的效果變得不明顯,有些高度成為負面的影 響,但 48,72 小時的預報,衛星資料顯出正貢獻的地 方明顯較多。

圖 6 是水汽的情形,可看到分析場有較大的誤差, 雖然隨預報時間的增加,此一效果逐漸不明顯,但若 要詳細討論水汽頻道或 GSI 本身對水汽場的影響的影 響尙需再進行更多的實驗。

## 六、結論與討論

本研究主要討論 AMSU-A 衛星資料使用於 GSI 三維 變分系統對於區域模式的影響,期望能夠改善 72 小時 內的預報結果。經過實驗的結果可看出衛星資料對誤 差大地區有正貢獻,一般而言 24 小時預報數各參數場 實驗組比較差,但是隨著預報時間增加,實驗組結果 變好。

本研究只針對 NOAA-18 衛星的 AMSU-A 觀測資料進 行分析,另尙有 MHS、HIRS、AIRS 等儀器的觀測資料 能使用,日後需再測試其他儀器對區域模式的影響, 進而提升預報準確度。

## 參考文獻

曹伶伶、馮欽賜、陳雯美、沈彥志,2010:AMSU-A 衛 星資料對於中央氣象局全球預報系統之影響分析,天 氣分析與預報研討會。

Xu,J.,S.Rugg, L. Byerle, and Z. Liu, 2009: Weather Forecasts by the WRF-ARW Model with the GSI Data Assimilation System in the Complex Terrain Areas of Southwest Asia. Wea. Forecasting, 24, 897-1008.



圖 1、NOAA-18 AMSU-A 第 5 頻道(觀測-模擬)的分佈,上圖為掃瞄點,下圖為被同化之點。



圖 2、觀測與模擬的散落圖。藍色是未經修正的,而黑色是經過偏差修正的,上圖是 first guess 計算,下圖 analysis 計算。


圖 3、實驗 1 的 7 個案 control run 均方根誤差(上圖); experiment 的均方根誤差減 control run 均方根 誤差(下圖), 左為 850hpa, 右為 700hpa。



圖 4、左為北緯 20 度剖面,右為 25 度剖面,其餘說明同圖 3。



圖 5、溫度場,上圖為控制組的均方根誤差。下圖為實驗組的均方根誤差減控制組的均方根誤差,左至右為 分析、24、48、72小時預報。



圖 6、水汽場 (g/kg), 其餘說明同圖 5。

# The Diagnostic Tool for Ensemble Prediction System using Tri-plots Methods

曾建翰 蔡禹明

中央氣象局

John Chien-Han Tseng Yu-Ming Tsai Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan

#### Abstract

Tri-plots methods originally were used in pattern recognition, data classification, and anomaly detection. The tri-plots measure the fractal dimension of the data points, and especially useful for stream data. The figures of atmospheric flows are basically no different than other figure images. The fractal dimensions of the different atmospheric flows can represent the self- and the cross- characters of each other. Moreover, the original hundreds of data points now can be used tens of numbers instead. When we want to know the spread of the ensemble predictions, it is very messy to draw all the ensemble members in one figure without any concentration processing. The self- plots of tri-plots can be depicted by 2D data points. One axis means the fractal dimension of the figure and the other axis means the texture variation of the figure. Two identical figures will be the same values of self-plots. The more unlike two figures, the longer distance between the two 2D self-plots points. That is, the more spread of self-plots 2D points, the more spread of the original figures. On the other hand, the spread of ensemble prediction members had better cover the observation analysis, and the spread of 2D self-plot data points is easy to see if the spread cover the observation or not.

We check four ensemble prediction cases; two from global model and other two from WRF model. The global ensemble predictions are based on random perturbation and singular vectors. The WRF ensemble predictions are from different physical schemes selections. The self-plots spreads of these two kind of ensemble predictions show the forecasts toward the low fractal dimension tendency, which means the complexities of the forecast flows are not like the analysis field. At the same times, the ensemble predictions seem to have the bias in these cases. When we check the shapes of the spreads, the spread of singular vectors is the better one in all cases.

Keywords: fractal dimension, tri-plots, self-plots, singular vectors

# 模式地形重建對颱風降雨模擬之影響

# 林欣弘<sup>1</sup> 林沛練<sup>1,2</sup> 于宜強<sup>1</sup> 林李耀<sup>1</sup> 國家災害防救科技中心<sup>1</sup> 國立中央大學大氣科學系<sup>2</sup>

# 摘要

台灣陡峭的地形在數值模擬或預報中常會主導或影響天氣系統的發展、消散和移動的 歷程,因此前人研究多會針對模式地形進行敏感度實驗,藉由提高、降低地形高度或者移 除模式中台灣的地形,來了解台灣地形對天氣系統的影響與扮演的角色。然而模式網格解 析度往往會侷限實際地形在模式中的真實呈現狀況,因此爲了提升模式中地形真實樣貌, 則需提高模式網格解析度才能獲得與真實地貌較接近的模式網格地形資料,但也因提昇模 式網格解析度,也會導致模式運算資源的急速增加。

本研究使用NASA SRTM(Shuttle Radar Topographic Mission) 90公尺(約經緯度3秒)地形 資料重建WRF(Weather Research and Forecasting model)模式於網格解析度5公里的地形分 布。藉由地形重建的過程了解WRF模式在一般網格解析度下內插而成的地形分布與實際的 差異。並探討在不同地形解析度(5分和30秒)經由WPS(WRF Preprocessing System)處理成網 格解析度5公里的模式地形與地形重建後的模式地形對台灣降雨的影響。

關鍵字:NASA SRTM、模式地形

# 一、前言

由於台灣狹小的土地面積上有著極其複雜的地 形,再加上山勢地形陡峭、高低起伏非常的大,因 此影響著台灣降雨的分布以及雨量的多寡。為改進 數値天氣模式在台灣降水的準確度,許多學者會針 對台灣的地形效應與天氣系統發展及降雨發生原因 進行影響研究,利用地形敏感度實驗方式,調高或 降低模式地形高度來進行地形效應的探討。Jain和 Wu(2008)即針對2005年海棠颱風登陸前路徑打轉進 行地形影響研究,亦透過降低地形的敏感度實驗討 論地形作用的效應。Wu et al.(2009)則針對1998年芭 比絲颱風與東北季風交互作用的研究,結果顯示降 雨預測的主要影響因素之一為中央山脈的地形效 應,而在移除地形的敏感度實驗中,因為少了地形 對於颱風環流抬升的作用,使得降雨分布不全不同。

然而在數值天氣模式中,模式網格解析度往往 會侷限實際地形在模式中的真實呈現樣貌,因此為 了提升模式中地形解析能力,往往會透過提高模式 網格解析度的方法來獲得更細緻的模式地形分布特 徵。但也因爲提高了模式網格解析度,而導致數值 模式需要耗費更多的電腦運算資源,或者花費更多 的電腦運算時間才能獲得同樣的預報時間產品。但 是對於需要即時預報的作業單位,提高模式解析度 反而會降低數值預報的即時性,尤其是採用系集預 報方法的數值預報系統,更需要耗費大量的電腦運 算資源。因此透過模式地形重建的方式,在不增加 電腦運算資源下,又可以改進模式地形的解析能力 的方法之下,對台灣降雨的預報應會有效的改進其 預報能力。

WRF(Weather Research and Forecasting model) 數值模式中所使用的地形資料為美國USGS(U.S. Geological Survey)所製作,內建地型資料最高解析度 為經緯度30秒的地形資料,在台灣所處緯度相當於 約900公尺左右的水平空間間隔。而在WRF製作成所 使用的網格區域與網格解析度時,使用WPS(WRF Preprocessing System)進行內插至所需網格解析度的 動作。然而此經過WPS內插而成的模式網格地形與 真實地形差異多寡鮮少有研究仔細探討,而所用的 網格地形對WRF模式預報上是否能完整表現出真實 的地形效應仍有待仔細驗證。目前全球各國已經有 技術能力產製更高解析度的全球地形高度資料,有 效的使用高解析度地形資料來改進模式地形也是一 種改進數值天氣預報的方法,這對於台灣這種複雜 鈄俏的地勢而言尤其重要。

因此本研究針對模式地形地勢的解析能力進行 分析,以及利用高解析度地形資料重建模式網格地 形高度,並針對WRF模式中原始地形解析度另外設 計兩組地形高度不同的實驗,進行降雨模擬影響研 究。模擬研究則挑選兩種不同型態的天氣系統進行 降雨模擬,這兩個個案分別是2011年12月1日的局部 性的地形降雨個案,以及強降雨且降雨時間延時長 的2009年侵台莫拉克颱風個案。

# 二、研究方法

本研究主要目的是使用較高解析度的地形資料 並重新分析模式網格點上的地形高度並取代原經由 WPS處理而得的網格地形資料。在此所使用的高解 析度的全球地形資料為NASA SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission)的90公尺解析度資料,相當於 經緯度3秒的資料空間間距。

爲比較不同模式地形高度的差異性,實驗中設計了低地形高度、標準地形高度與地形高度重建三個部分,針對WRF模式三層巢狀網格的地形高度設計如下所示:

- T1:低地形高度實驗,全球地形資料採用低於模式 網格解析度的資料進行內插,模式三層網格地形 分別採用10分、10分及5分的全球地形高度經由 WPS內插而成,因此內插出來的地形會較低且 較平滑。
- T2:標準地形高度實驗,全球地形資料採用高於模 式網格間距的資料進行內插,三層網格地形分別 採用10分、2分及30秒的全球地形高度資料,並 經由WPS內插而得。
- T3:地形高度重建實驗,僅最內層網格地形高度使 用SRTM 90公尺地形資料重建,而外面兩層仍使 用與T2相同的設定與資料內插而得。

本研究共挑選了兩個個案,第一個個案為2011 年12月01日東北海岸的小尺度強降雨個案,第二個 個案為2009年的莫拉克颱風。

2011年12月1日的強降雨個案是盛行東北季風 下在北台灣發生的較強降雨事件,尤其主要的強降 雨發生在台灣東北角地區。模擬實驗僅選用2012年 11月30日12 Z的初始時間的模擬結果進行不同地形 的模擬測試。

另外,2009年侵台的莫拉克颱風個案,則進行 多次冷啓動(cold start)的模擬實驗,在颱風經歷前後 的2009/08/05至2009/08/10為模擬的初始場時段,每 天00Z、06Z、12Z與18Z進行72小時的模擬,共進行 21場模擬。

模式設定方面,初始場與邊界場使用NCEP 0.5° 的全球分析場資料,使用三層槽狀網格,網格解析 度分別為45、15及5公里,垂直分層共28層,涵蓋範 圍如圖一所示。其中模式所使用的物理參數化分別 為:WSM 5-class scheme微物理參數化、YSU scheme 邊界層參數化、Kain-Fritsch scheme積雲參數化與 thermal diffusion scheme土壤參數化。



圖一、WRF三層巢狀網格範圍。

# 三、結果與討論

(一)、模式地形高度分析

相較WRF WPS內插至5公里網格地形(圖二a)與採用 SRTM 90公尺自行內插至5公里網格地形(圖二b),由大範 圍分布特徵而言,不論在中國大陸或者菲律賓的地形,採用 SRTM 90公尺的內插地形較為細緻。另外,在海陸交界處 以及西太平洋小島群處,WPS內插地形會因為網格解析度較 粗以及WPS內插方法的影響,造成海陸交界地形往外擴張。 而SRTM 90公尺內插地形在海陸交界處則較為合理。



圖二、(a) 30秒地形經WPS內插至5公里網格點、(b) SRTM 90公尺 地形內插至5公里網格點的大範圍地形高度分布特徵。

研究中所使用的模式最內層5公里網格地形高度空間 分布分別:低地形實驗T1為圖三(a)、標準地形實驗為圖 三(b)及重建地形實驗為圖三(c),圖三(d)為SRTM 90 公尺的地形高度圖。



圖三、(a) 5分地形經WPS內插至5公里網格點、(b) 30秒地形經WPS 內插至5公里網格點、(c) SRTM 90公尺地形內插至5公里網格 點、與(d) SRTM 90公尺地形分布。

在三個實驗地形的最高海拔高度分別為T1的2818公 尺、T2的2972公尺與T3的3338公尺,而SRTM 90公尺地 形高度最高為3917公尺,因此地形重建之後的最高地形最 爲接近實際最高高度,且比T2高出366公尺。從空間分布 比較,在同樣5公里網格解析度上,T1的地形空間分布最為 平滑,地勢也最低,但大致的地勢與T2類似。相較之下, 地形重建之後的T3地形特徵有較多小尺度的空間分布特 性,以東部海岸山脈為例,T3的海岸山脈地形在沿岸處有 較高的南北走向的山脊分布,也可明顯區分出花東縱谷,但 在T1與T2中,高度高於500公尺的分布僅有一小區塊,因 此較難判別出山脈與縱谷的特性。整體而言,重建之後的 T3地形在2500公尺(紅色色階)以上的區域最多,空間分布 的細緻度也最接近SRTM 90公尺的地形特徵。若從海岸山 脈最高點緯度處的東西向地形剖面(圖四)來看,T1(圖四 a) 地形上並無明顯的山谷地貌,因此無法解析出花東縱 谷,而T2(圖匹b)可以解析出花東縱谷的山谷地形,但相 較於T3(圖四c),T2縱谷地勢較爲平緩,T3則較爲陡峭。 以此地形剖面涵蓋空間而言,T1僅能解析出中央山脈的高 點,T2則可反應出中央山脈與海岸山脈的兩個高點。而T3 則可以解析出除了中央山脈與海岸山脈之外兩座山,但相較 於SRTM 90公尺地形,則更小空間尺度的山稜則無法解析 出來。



圖四、緯度23.15°東西向地形高度剖面, (a) T1、(b) T2、(c) T3 與(d) SRTM 90公尺地形高度。

#### (二)、降雨模擬結果

2011/12/01的隆水個案主要發生在北台灣的台北市、新 北市、基隆市與官蘭縣,而最大的降雨區發生在北海岸東北 角的迎風面。從各組實驗的模擬24小時累積雨量與觀測累積 雨量圖比較(圖五),圖五a、b、c分別為T1、T2與T3的模擬 結果、圖石山為觀測累積雨量。模擬結果顯示、低地形高 度T1的大雨發生在新北市山區與宜蘭縣南面的迎風面山 區,而東北角實際的大雨區則明顯低估。而標準地形組T2 模擬結果,有改善官蘭的過度預報降雨的情形,北海岸的降 雨強度也稍微提升的一點,但在新北市南側的降雨雖然強度 稍微减弱,不過仍然是比實際雨量多。在T3地形重建組的 結果中,原本在新北市南側與宜蘭降雨高報的地區有較爲明 顯的改善,而在北海岸的主要大雨區域,T3雖然比T1與T2 的降雨稍強,但與實際雨量相比,仍低估許多。因此,對此 個案而言,地形高度差異並不是北海岸的強降雨預韓破牙壞的 主要原因,可能受到模式物理或者環境場模擬差異所影響, 但整體而言,地形高度的修正仍改善了北部降雨的整體降雨 特性分布状况。



圖五、(a) T1、(b) T2、(c) T3 實驗模擬2011/12/01一整天24小時累積 雨量、與(d) 實際累積雨量分布。

由全台降雨的預報得分ETS比較(圖六),在24小時的預 報得分結果(圖六a),即模式模擬的第6至30小時的累積雨量 的預報得分,地形重建T3組的結果在降雨門整值20-40mm 的ETS有較好的得分,但小於15mm與大於45mm的預報得 分,T3反而沒有改善,結果最好的是T2模擬。若從預報6-18 小時的12小時累積雨量ETS得分比較來看,因為12小時的累 積雨量較24小時少,因此T3降雨預報改善的門整值落在 15-35 mm,且改善幅度也較明顯,相對而言,在高於40 mm 的降雨門整值T2的得分也明顯高於T1與T2,不過由於高雨 量實際發生的點數不到10個則站點,再加上較大降雨強度都 明顯低估,因此在大降雨門整值得得分統結的代表意義稍微 不足。



圖六、(a)預報6-30小時、(b)預報06-18小時之ETS降雨預報得分。直 條圖分別為各門濫値的ETS得分,折線圖為實際雨量發生次 數。

2009年侵台的莫拉克颱風個案在台灣造成長時間連續 多日的降雨,因此,對於整個颱風侵台期間的總累積雨量的 模擬,會因為全部21次72小時模擬的方式,使得總累積雨量 空間分布雨圖製作的困難。因此全時期的模擬累積雨量空間 分布圖採用最佳路徑挑選法,根據氣象局分析實際颱風最佳 路徑所定義出來的颱風中心經緯度,從21次72小時模擬的颱 風中心位置挑選最接近實際颱風中心的模擬,此挑選出的模 擬路徑幾乎與實際路徑相同,並將此挑選出的模擬結果合併 成從2009/08/05 12 UTC至2009/08/10 00 UTC的模擬雨量資 料,並從此段時間中繪製全期的總累積雨量圖。

圖七(a)、(b)、(c)分別為T1、T2、T3組的模擬總累積雨 量空間分布圖,圖七(d)則是觀測的總累積雨量分布圖。從 累積的最大雨量(大於1500 mm)分布而言,T1在南部Ц區大 於1500mm的涵蓋範圍最少,相較於觀測雨量強降雨範圍低 估許多,另外在西南部平地區域,也是明顯低估的情形。相 較之下,T2實驗模擬山區強降雨範圍有增加,但在西南平 原地區仍舊屬於低估並沒有改善西南部的降雨模擬。而T3 組實驗南部山區雨量有增強,且在台南市平地區域雨量模擬 也有改善,是南部地區雨量預解最新的一組實驗。而在台灣 其他地區的模擬累積雨量的分布結果,在花蓮到台東的雨量 分布,在海岸山脈東側的降雨T3組實驗有模擬出接近實際 降雨的強度,而在台東市往南延伸到恆春半島東側沿海的降 強降雨強度分布特徵也能大致上的掌握住。相較之下,T1 與T2的實驗模擬在海岸山脈東側沿岸的降雨是全台模擬雨 量最少的區域,而東南部沿海的累積雨量也比實際的少許 多。而在南投以北的降雨情形,在北山區的部分,最大降雨 模擬仍是T3優於T2、T2優於T1的表現,但是在雪山山脈西 側的桃園台北地區,反而T2與T3是高估的情況,尤其是T3, 不僅在桃園平地雨量是三個實驗高估最多,在台灣最北端的 基隆西側寬山的區域也有明顯高估的情況。



圖七、(a) T1、(b) T2、(c) T3 實驗模擬莫拉克颱風侵台總雨量、與 (d) 實際累積雨量分布。

整體而言,以莫拉克颱風警報期間的模擬的總降雨量 空間分布比較,地形重建組T3除了在北部沙部分區域累積 雨量高於實際觀測且比其他兩組預解較差之外,整體而言, T2的累積雨量的空間分布特徵最接近觀測的結果。

由於在此莫拉克颱風警報實驗期間共有21組72小時的 模擬結果,為了更客觀的比較三組不同地形實驗的降雨結

果,同樣採用ETS降雨預報得分的方式比較,將21組初始模 擬的每12小時的模擬結果進行ETS預裝得分統計。圖八(a)-(f) 分別為0-12小時、12-24小時、24-36小時、36-48小時、48-60 小時與60-72/小時的ETS得分。由於莫拉克颱風12/小時的累 積雨量相當大,因此累積雨量的門檻值選取50-600公厘,每 50公厘設一門檻値間格。在預報前12小時的預報得分結果 (圖八a),在門檻值小於100公厘的ETS得分T2略高於T1與 T3,但在150-350公里的門艦雨量則是T3略高於T1與T2,400 公厘以上T3實驗則是明顯有較好的得分。但在12-24 小時的 預報得分(圖八b)中,350公釐以下沒有明顯的哪一組較好, 而在400公厘以上則是T3最佳,T2次之,T3則是最差的結 果。24-36小時的模擬圖八c),400公厘以上仍是T3最佳, T1與T2則沒有明顯差異。在36-48小時預報圖八d)中,在高 門檻值時,T1與T2的ETS急速降低了薛晓得分,反而T3的ETS 得分仍維持在0.2上下。在48-60小時預報中(圖八e)中的ETS 得分分布也是T1與T2在大於200公厘的門檻雨量快速降 低,而T3仍保有一定的預報得分值。而在60-72小時的預報 得分中,T3不像前24小時預報那樣有明顯的預報改善情 況,但在大於250公厘以上門艦值得得分中,除了在500公厘 的門艦雨量是三者中最差的,大分部仍是比T1與T2預報得 分好。



圖八、(a) 0-12小時、(b) 12-24小時、(c) 24-36小時、(d) 36-48小時、 (e) 48-60小時及(f) 60-72小時之ETS降雨預報得分。直條圖分 別為T1、T2與T3各門整值的ETS得分,折線圖為實際雨量發 生次數。

整體而言,T3在預報得分上表現相較於T1與T2在強降 雨時有較強的預算能力,在門檻值400公厘以上更爲明顯, 而在400公厘以下部分預算時間仍有不錯的表現,由其實當 T1與T2預裝能力急速下降的36-60小時,T3仍保有預裝的準確性。而T1與T2的整體比較方面,此兩組實驗在預報得分則各有消長,並無明顯發現哪組預報得分會較好。

# 四、結論

本研究使用NASA SRTM 90公尺的地形資料進行模式網格地形高度重建,並比較重建前後模式地形高度的差異並討論模式網格地形高度對降雨模擬的影響。相較於原WRF模式製作出的網格地形高度,透過SRTM 90公尺地形資料重建後的模式5公里解析度網格地形細緻度較接近真實地形起伏,地形高度也較高且更接近真實高度。另外在海岸山脈的地形起伏也較明顯,可以分辨出山脈與縱谷的分隔。

研究選擇兩個不同的天氣型態個案進行模擬比較。在 2011/12/01的北部降水個案模擬結果中,從降雨空間分布顯 示地形重建後的模擬結果可以改進未修改地形模擬降雨高 估的部分。而從ETS降雨預報得分分析,改進降雨門檻值 15-40公厘的雨量預報得分。另外在莫拉克颱風個案的模擬 結果,在颱風警報期間的總累積雨量分布模擬,地形重建實 驗可以改善中部、南部汕區的最大累積降雨分布、西南部泙 地強降雨,以及東部、東南部沿岸的降雨分布。而從ETS 預報得分統計比較,在72/時內的降雨預報得分中,地形重 建模擬可以改進12/1時累積雨量400公厘以上的降雨預報, 尤其在預報36-60/1時的預報區間,當原地形模擬得分急速 降低時,地形重建後的模擬結果仍保有一定程度的預報準確 度。

# 參考文獻

- Jain, G. –J., and C. –C., Wu, 2008 : A Numerical study of the track deflection of super-typhoon Haitang(2005) prior to its landfall in Taiwan. Mon. Wea. Rev., 136 598-615.
- Wu, C.-C., K. K. W. Cheung, and Y.-Y. Lo, 2009: Numerical study of the rainfall event due to the interaction of Typhoon Babs(1998) and the Northeasterly Monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 2049-2064.

# 台灣東部離岸海上對流線之模擬研究

蔡宗樺<sup>1</sup>林沛練<sup>1</sup> 邱思翰<sup>1</sup> 詹前銜<sup>1</sup>

國立中央大學大氣物理所1

#### 摘要

台灣冬季弱綜觀環境下東部海面上常觀測到線狀對流的發生。這些對流線通常發展於近海 地區(<40 km),但有些對流線能發展於外海地區(>40 km)。然而對於發展於外海的對流線,不同 的個案之生成物理機制似乎有不同的說法。因此地形效應所造成地形回流或地形噴流是否可造成 外海對流線生成,以及是否有其他原因導致對流線生成,為本研究主要探討內容。由於海洋地區 缺乏觀測資料,增加其研究難度,因此想藉由高解析數值模式來探討這些問題。本研究利用 WRFV3.2.1(Weather Research and Forecasting)數值模式進行模擬,並配合不同觀測資料進行驗 證。選定 2004/01/03,2006/12/11,兩種不同類型的個案,詳細探討台灣東部外海對流線的生成 機制與對流線特徵。模擬結果顯示,個案一形成機制為,上游氣流受到山脈阻擋,使得對流線左 側有地形噴流造成較強的北風,而對流線東側為東北風,此兩個不同方向之氣流,在外海約 50 km 處碰撞產生輻合,激發出對流線。個案二的生成原因為盛行風受到山脈阻擋,導致氣流無法過山, 因此在山前形成地形回流與地形绕流(南風)。而兩種機制產生之離岸流,再跟大尺度風場在外海 相遇輻合生成對流線。本研究另外設計台灣地形高度敏感度測試,將台灣地形高度降低 50%(TER50 RUN),結果顯示,東部山脈阻擋效應不明顯,部分氣流直接過山,地形做用引發之 離岸氣流皆比 CTRL RUN 較微弱,間接導致對流線生成位置靠近岸邊,生命週期也較短,可見 台灣地形是影響對流線生成與發展的關鍵因素之一。

關鍵字:Froude number、Barrier jet、Rossby radius

#### 一、前言

近年來,台灣雷達觀測網建構完全,使得 颱風或梅雨鋒面等大尺度的天氣系統有良好 的觀測能力外,對於局部小尺度的天氣系統, 也能提供高解析的觀測資料進而分析與研究, 例如山區午後熱對流,或台灣東部海上的線狀 對流。

台灣東部地區腹地狹小,陡峭的海岸山脈 (約1.2公里)鄰近海岸線,在陡峭地形環境下, 大尺度的盛行風會因地形效應造成熱、動力作 用而引發氣流阻塞、繞流、輻合、抬升等複雜 中尺度現象。

目前國內已有許多對於東部海上線狀對

流之研究。Yu and Ju (2005)利用觀測資料,發 現在夜間時台灣東南部近岸,可觀測到線狀對 流生成,此研究指出近海對流線生成機制為夜 間冷離岸流與大尺度風場在底層輻合之結 果。

#### 二、研究動機與個案挑選

Yu and Lin (2008)利用綠島雷達對台灣東 南部海上進行統計與分析,結果顯示 1998 年 到 2004 年之間,台灣東南部海域總共發生過 211 次的線狀對流,冬季為最常發生季節,其 次為春季或秋季;而這些對流線通常發展於近 海,但有些對流線能發展於外海地區。透過觀 測與模式的前人研究結果指出,發展於近海對 流線的主要生成機制已有相當的了解,但對於 發生於外海的對流線,僅能以雷達觀測獲得海 上資料,且侷限於有降水處,增加其研究困難, 加上雷達只能觀測到降水發生後,對流線的發 展與內部特性,對降水發生前的初始輻合與環 境特性,似乎較難探討,因此對於發展於外海 的對流線其生成機制,在不同的個案中似乎有 不同的說法(Yu and Hsieh 2009; Alpers et al. 2010)。

本研究挑選兩個皆發生於冬季,但為不同 類型的外海對流線個案,利用 WRFV3.2.1 數 值模式模擬為主軸,並配合可用的觀測資料進 行驗證,探討外海對流線其生成機制,最後透 過模式的敏感度測試,期望能更深入了解對流 線的物理機制。

由於無前人使用 WRF 模式,對台灣東部 對流線做過模擬研究,所以挑選 2004/01/03 日 (個案 1)對流線個案進行模擬,而 Yu and Hsieh (2009)已對此個案做過雷達分析,有較完整的 觀測資料可供模式結果相互驗證。(個案 2)則 選取 2006/12/11~12 日發生於東北部外海之個 案,此個案大尺度盛行風場為東南風,與(個 案 1)東北風相異。

#### 三、觀測資料與模式設定

觀測資料方面,本研究利用花蓮站(RCHL) 雷達資料,確認對流線在海上發展的位置以及 強度與結構變化。另外海面上缺乏觀測資料, 因此利用 QuikSCAT 資料來增加對台灣東部海 域風場之了解。

本研究使用中尺度 WRF 模式進行模擬, (個案 1)模擬時間為 2004 年 1 月 2 日 00UTC 至 1 月 3 日 12UTC, 共 36 小時。初始場和側 邊界採用 NCEP-FNL 全球分析場資料,解析 度 為 ( $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ )。初始場中額外加入 RTG\_SST(Real-Time, Global, Sea Surface Temperature analyses)資料,更新模式中海表面 溫度資料,解析度為( $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ )。最小的 DOMAIN 的範圍包含台灣東部及海上區域,

是主要的分析區域,水平解析度依序為40.5、 13.5、4.5、1.5 公里(圖 1), 垂直共 35 層。模 式所使用的物理參數化設定方面,選用的雲微 物理方法為 Kessler scheme, 積雲參數法為 Kain-Fritsch (new Eta) scheme,邊界層參數法 為 YSU PBL scheme,長波輻射參數法為 RRTM scheme,短波輻射參數法為 Dudhia scheme, 地表層選項採用 Monin-Obukhov scheme, 地表土壤過程採用 Noah Land Surface Model。(個案 2)模擬時間為 2006 年 12 月 11 日 18UTC 至 12 月 12 日 18UTC, 共 48 小時。 模式初始場和側邊界同樣使用 NCEP-FNL 資 料,但解析度為(0.5°×0.5°),海表面資料也 使用較細的 RTG\_SST\_HR 資料,解析度為 (0.083°×0.083°),其於模式設定跟個案一相 同。

本研究另外設計台灣地形高度敏感度實驗,將CTRL RUN 台灣真實高度降低至50%, 稱為 TER50 RUN 之實驗,降低後 DOMAIN4 地形高度最高為 1813.5m(圖 2)。

### 四、個案分析與結果討論

#### (個案 1)

發生在2004年1月3日夜間至當日下午, 生命期共12小時,從1月2日18UTC(圖3) 地面天氣圖顯示,台灣受到北方大陸高壓系統 之影響,配合 QuikSCAT 海面資料(圖4),可 知東部海上盛行風場為東北風。花蓮站雷達回 波圖顯示(圖5),對流線發展於東南部外海, 離岸約50至55公里處,約為綠島本島東側, 寬約5至10公里之狹長型,呈東北-西南走向, 平行海岸線。

接著利用模式結果了解其生成機制,(圖 6)為 CTRL RUN 1.5km 網格解析度之雷達回 波圖,模式成功模擬出台灣東南部外海對流線 生成,與觀測相比對流線形狀和位置大致相同。 從(圖 7)氣流線顯示,圖中盛行風會在迎風面 處受到地形阻擋,(個案 1 Fr~0.33)氣流不易過 山,在台灣東半部偏轉成地形噴流(北風),此 噴流會再與盛行東北風在外海處輻合生成對 流線。

為了解地形噴流與對流線之相關性,亦選 定兩個不同剖面進行分析,(圖 8)對應至(圖 6)CD 剖面,對流底層左側氣流有明顯加速的 情況,風速由 8m/s 加速至 13m/s,右側此現象 消失,對流線位置剛好位於兩不同風場過度帶 中,(圖 9)則為 AB 剖面,圖中顯示對流線底 層右側為東北風造成向岸流,左側為地形噴流 之離岸流,兩反向氣流在底層碰撞輻合,產生 上升運動,激發出對流生成。

#### (個案 2)

發生在 2006 年 12 月 11 日下午至隔日下 午,生命期共 30 小時,本個案大尺度風場可 分成兩階段,第一階段風場為,12 月 11 日 12UTC 天氣圖(圖 10)顯示,台灣受到日本上方 高壓環流影響,東部風場為東南風。12 小時 過後(圖略),大尺度風場為第二階段,大陸上 方高壓東移,受到高壓東移影響台灣東北部地 區等壓線變密,盛行東南風更加顯著。配合 QuikSCAT(圖 11)資料做總結,可知對流發生 時,台灣東北部風場為東南風,東南部則為東 風。花蓮雷達回波圖表示(圖 12),對流線發展 於花蓮站東方海面上,離岸約 50 公里處,走 向也大致跟東部海岸線平行,從生成至消散並 沒有大範圍移動。

雷達回波模擬結果(圖 13),對流線於花蓮 外海生成,跟實際觀測十分一致,大尺度風場 為東南風也與綜觀分析結果吻合。風場第一階 段時,從垂直剖面圖(圖 14)顯示,對應至(圖 13)CD 剖面,盛行風受到地形阻擋無法過山 (Fr~0.26),低層氣流在山前形成地形回流(離岸 流),此離岸流再與盛行風(向岸流)在外海相遇 輻合,激發對流線。而第二階段期間,台灣本 島受盛行東南風壟範圍加大,由氣流線分布 (圖 15)及剖面分析(圖 16)顯示,盛行東南風在 台灣東部產生南北方向分流,往北的分流沿著 台灣東北部地形產生地形繞流,此時地形繞流 主導離岸流並且和上游盛行風場在台灣東北 部外海生成對流線。(個案 2)中,由以上兩種 因地形作用產生不同類型的離岸流,導致對流 線生成。

敏感度實驗中,將地形減半後(TER50 RUN)之模擬結果,(個案1)與(個案2)皆顯示, 地形減半後,地形阻擋效應不明顯,Fr增加至 0.6 左右,部分向岸氣流將跨越山脈,因此降 低地形高度後由地形效應所引起之離岸流比 CTRL RUN 弱,間接導致對流線發生位置較靠 近岸邊,生命期也較短(圖17)(圖18)。

#### 五、結論與未來工作

綜合以上討論,對流線主要生成機制為兩 不同方向氣流在底層輻合,提供上升運動,激 發出對流線,但對流線左側的離岸流生成因素 在不同的個案中並不完全相同,不同風場之大 尺度盛行風(向岸流)會與東部陡峭地形交互作 用後,引起不同類型之離岸流(如地形噴流, 地形繞流,地形回流),由此可知外海對流線 生成位置與機制間接受到盛行風場之影響。

希望將來能把模式中地表熱通量傳輸項 關掉,做熱力敏感度實驗,釐清局部環流使對 流線生成機制之影響。另外也可使用此類式模 式設定,選定其他特殊個案進行模擬,探討是 否有其他機制能導致對流生成,或者將模式解 析度再提高,配合更詳細觀測資料,對於對流 線內部結構做更細部分析。

# 六、參考文獻

- Alpers, W., J.-P. Chen, C. -J. Pi, and I. -I. Lin 2010: On the Origin of Atmospheric Frontal Lines off the East Coast of Taiwan Observed on Spaceborne Synthetic Aperture Radar Images. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 475-496.
- Yu, C. -K., and B. J. -D. Jou, 2005: Radar observation of diurnally forced, offshore convective lines along the southeastern

coast of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **133,**1613-1636.

, and C. -Y. Lin, 2008 : Statistical location and timing of the convective Lines off the mountainous coast of southeastern Taiwan from long-term radar observations. *Mon .Wea. Rev.*, **136**, 5077-5094.

\_\_\_\_\_, and Y. -H. Hsieh, 2009: Formation of the convective Lines off the mountainous coast of southeastern Taiwan : A case study of 3 January 2004. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3072-3091.



圖 1-模式四層巢狀網格,其範圍和網格間距分 別為:D1-180x105, 40.5km; D2-151x151, 13.5km; D3-112x121, 4.5km; D4-172x241, 1.5km。







圖 3-日本氣象廳(JMA)地面天氣圖,(個案 1) 2004年1月2日 18UTC。





圖 4-QuikSCAT 海面資料,(個案 1) 2004 年1

月3日 06LST。



圖 5-花蓮站(RCHL)PPI(0.5°仰角)雷達回波圖, (個案 1) 2004 年 1 月 3 日 06 LST。



圖 6-色階為雷達回波最大值(dBZ),風向為 10m 風場(全根風標為 5m/s,半根風標為 2.5m/s),時間為 2004 年 1 月 3 日 06 LST。A 點位置為(23.1°N,120.7°E),B 點為(22.1°N, 122.5°E),C 點為(23.7°N,121.6°E),D 點 為(21.9°N,121.7°E)。



圖 7-實線箭頭為 950 hPa 氣流線,色階為水氣 輻合場,單位為10<sup>-5</sup> 1/s,台灣上方陰影為地 形高度超過 950 hPa,時間為 2004 年 1 月 3 日 06 LST。



圖 8-為(圖 6)中 CD 線段之剖面圖,陰影為垂 直速度放大 10 倍(m/s),虛線等值線為雲水混 合比(g/kg),實線箭頭為氣流線,色階為氣流 線的風速值(m/s),時間為 2004 年 1 月 3 日 06 LST。



圖 9-同圖 8,但為(圖 6)中 AB 剖線,時間為 2004 年 1 月 3 日 04 LST。





2006年12月11日12UTC。





圖 11-QuikSCAT 海面資料,(個案 2) 2006 年

12月12日 06LST。



圖 12-花蓮站(RCHL)PPI(0.5°仰角)雷達回波 圖,(個案 2)2006 年 12 月 12 日 02 LST。



圖 13-色階為雷達回波最大值(dBZ),風向為 10m 風場(全根風標為 5m/s,半根風標為 2.5m/s),時間為 2006 年 12 月 12 日 02 LST。 C 點為(24.25 °N, 122.701° E), D 點為(23.8 °N, 122.701° E)。



圖 14-同圖 8, 但為(圖 13)中 CD 剖線, 時間為 2006 年 12 月 11 日 21 LST。



圖 15-同圖 7,但時間為 2006 年 12 月 12 日 02





圖 16-同圖 8, 但為(圖 13)中 CD 剖線, 時間為 2006 年 12 月 12 日 02 LST。



圖 17-同圖 6, 但為 TER50 RUN 之模擬結果。



圖 18-同圖 13,但為 TER50 RUN 之模擬結果。

# 定量降雨預報校驗方法

#### 陳嬿竹 江宙君 黃麗蓉 吳明璋 鳳雷

#### 國研院台灣颱風洪水研究中心

### 摘要

颱風所帶來的豪大雨是台灣地區主要的天然災害之一,而台灣山脈地形陡峭,河流湍急且 集流時間較短,加上山坡地過度開發,一旦有豪大雨發生,常導致山區土石流氾濫以及河川中下 游嚴重水患,對人民的生命財產影響甚鉅。為有效提供災前整備與預警,提供可操作之定量降雨 預報為重要的關鍵;近年來,有相當多的技術與方法,其目的即為提供定量降雨預報資訊。而為 了有效評估預報表現,雨量預報的校驗方法亦是相當重要。目前雨量預報之校驗大都使用幾種常 用之校驗得分來評估,往往會有解釋不足的現象,故本研究將先針對強降雨個案測試常用之雨量 校驗得分(如 Threat Score、誤報率、可偵測機率…等),再評估其他新發展之雨量校驗技術之 可行性。

# 定量降雨系集預報加值分析-最佳化雨量測試

#### 江宙君 陳嬿竹 吳明璋

#### 國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心

### 摘要

2010 年開始颱洪中心與各學界與研究單位與作業單位合作並結合國網中心計算資源與災防中心實務經驗,建構定量降雨預報實驗平台(Taiwan Cooperative Precipitation Ensemble Forecast Experiment, TAPEX)。TEPEX 成員共有 22 組,每日模擬 4 次,每次預報 78 小時。TEPEX 除顯示各成員模擬結果外,亦呈現各成員平均(MEAN)之颱風路徑以及累積雨量。在累積雨量方面,實驗結果常顯示 MEAN 能掌握整體趨勢,但對極值與量值卻常有低估的狀況。本研究測試機率撮合/匹配(probability-matched, PM) 之方法,其目的爲保留系集平均之降雨型態、趨勢並同時維持各成員極端值,個案測試顯示,其方法明顯改善系集平均雨量低估的現象,且在系集平均高估處也略有修正。

# 應用雷達定量降雨估計改進雨量檢覈技術

鄭安孺<sup>2</sup> 李天浩<sup>1</sup> 顧欣怡<sup>3</sup> 陳怡彣<sup>2</sup> 林忠義<sup>4</sup> 國立臺灣大學水工試驗所<sup>1</sup> 多采科技有限公司<sup>2</sup> 交通部中央氣象局<sup>3</sup> 台灣颱風洪水研究中心<sup>4</sup>

### 摘要

雨量空間分布與時變化性均大,不易建立可靠的檢覈機制。鄭等(2010)應用普通克利金法(Ordinary Kriging technique)有效篩檢出因傳輸失敗而「累積於後」以及因雨量站故障而始終回傳「零雨量」的兩類錯誤雨量。本研究進一步應用雷達定量降雨估計資料改進雨量檢覈技術。雷達定量降雨估計資料可提供降雨在空間及時間上連續變化的趨勢,但雷達資料變化性大,進行資料檢覈前須掌握不同氣候狀態下各局部區域雷達降雨之特性, 及其與地面雨量站觀測降雨之差異性與相關性,歸納出合理的資料檢覈邏輯。

雨量站故障的異常「零雨量」值,除了同時間其他正常測站均有雨量紀錄外,另外伴隨的訊息是該站有雷 達降雨紀錄;「累積於後」的異常雨量值,其值普遍高於同時間其他正常測站雨量紀錄,且前一時間的紀錄為負 值的錯誤代碼,另外,其雷達降雨量較測站雨量小;對於其他降雨事件,若測站觀測雨量與克利金法的估計雨 量的誤差值大於4倍平均估計誤差,且觀測條件滿足前述錯誤訊息時,雨量可能爲異常。

以 2011 年雨量資料進行比較,本研究提出應用雷達定量降雨估計資料改進雨量檢覈技術的方法可更有效篩 檢出錯誤的雨量紀錄。

### 一、前言

雨量觀測對於民生用水、農業灌漑、工業發展、 乃至於防災策略的擬定是必要的資訊,正確的即時降 雨觀測對於防救災尤其重要。鄭等(2010)根據中央氣 象局即時資料,「事件觸發(event triggering)」與「定時 確認」的組合通訊邏輯,歸納因爲傳輸失敗而「累積 於後」以及因爲雨量站故障而始終回傳「零雨量」兩 類雨量錯誤類型的伴隨訊息,發展出應用克利金法 (Kriging technique)篩檢「累積於後」及「零雨量」兩 種錯誤雨量資料之即時雨量檢覈法。「累積於後」的異 常雨量值,除了其值普遍高於同時間其他正常測站雨 量記錄外,另外伴隨的訊息是該站前一時間的記錄為 「-98」(即時觀測)或「-9996」或「-9999」(歷史記錄) 的錯誤代號。雨量站故障的異常「零雨量」值,除了 同時間其他正常測站均有雨量記錄外,另外伴隨的訊 息是該站前一時間的記錄亦為「零雨量」。此檢覈方法 已可有效檢覈出異常雨量資料。但部分地區雨量站密 度稀疏,檢覈站與其參考站相距較遠、相關性不佳, 使得檢覈結果不理想。

而雷達估計降雨資料(Quantitative Precipitation Estimation, QPE)於觀測降水空間分布有較高解析 度,具降水於空間上的定性關係。本研究應用雷達估 計降雨資料,整合其與測站降雨資料間的相關性,改 進現有雨量檢覈技術,歸納出零雨量檢覈、累積於後 初步檢覈及應用通用聯合克利金法(Kriging technique) 篩檢出錯誤雨量資料之即時雨量檢覈法。

二、雨量資料品質檢覈方法

由於雨量檢覈的目標是要篩檢出「累積於後」以 及測站故障「零雨量」異常資料,因此將只對強降雨 事件進行檢覈。事件的篩選標準是,同時間的雨量記 錄中,至少有1筆資料是超過10mm/hr。本研究設計 雨量資料檢覈分為四個程序,首先是資料要通過雨量 合理性檢覈,之後,對於通過雨量合理範圍的資料利 用雷達 QPE 資料進行零雨量及累積於後資料初步篩 檢,未通過初步篩檢的資料再進行通用聯合克利金法 空間分布合理性檢覈。

本研究使用的雷達資料為氣象局現有雷達定量降 雨估計(Quantitative Precipitation Estimation, QPE)資 料,資料為整合五分山、七股、花蓮、墾丁等四組雷 達最接近地面且不受地形及地面影響之最低仰角合成 回波(Mosaic Hybird Scan Reflectivity, Hybird)(Zhang et al.2005),再利用  $Z = 32.5R^{1.64}$ ,其中 Z 表示回波,R 代表回波-降雨關係式估計得的降雨強度。

茲說明研究方法如下。

(一) 雨量合理範圍檢覈

雨量資料檢覈的第一步為檢查資料是否在合理範 圍內。圖1為統計2009年至2011年分鐘雨量測站的 歷史資料所得到的最大降雨(紅色+字)與次大降雨記 錄(藍色)分佈,橫軸為測站數,縱軸為降雨量。以人 工方式檢視其中最大降雨超過200mm/hr以上的記錄 前後時間的資料,可以發現這些記錄應均為「累積於 後」的錯誤。篩除這些資料後,可發現2009年至2011 年間最大降雨事發生在2010年10月21日14時20 分梅姬颱風期間467060蘇澳站,其值為200mm/hr。 統計結果顯示,雨量超過 200 mm/hr 的可能性極低,因此將雨量的上限門檻取為 200mm/hr+10%,即 220mm/hr。



圖 1 根據 2009 至 2011 年資料統計得各雨量站最大與 次大降雨記錄

(二)零雨量資料及累積於後資料初步篩檢

零雨量及累積於後異常値初步檢覈,是利用雷達 QPE 資料篩檢測站雨量資料,若雷達 QPE 資料與測站 資料差異甚大,推測雨量站可能有誤。而單一時間雷 達 QPE 資料可能受外在因素影響,會有誤差,因此本 研究利用歷史雷達 QPE 資料統計合理的誤差範圍進 行初步篩檢。

資料檢覈前,先分別建立零雨量資料檢覈標準及 累積於後資料檢覈標準參數檔。考慮到各季節降雨的 成因不同,將一年分為五期,分別為12-2月、3-4月、 5-6月、7-9月、及10-11月,逐期建立檢覈標準。建 立檢覈標準較嚴謹的做法,為每一年使用前3年歷史 觀測資料建立檢覈門檻,而各期資料選取範圍為加上 該期所含月份前後10天的資料。各期所含資料加上前 後10天的意義為減少人為分期對分期的交接時節資 料的連續性檢覈造成影響。

茲說明參數檔建置及篩檢步驟如下:

1.零雨量資料初步篩檢

取 2009~2011 年資料,統計各測站雨量紀錄為零時,正上空雷達 QPE 資料的平均值  $\overline{R}$  及標準偏差 $\sigma$ ,圖 2 所示為以第四期為例零雨量時雷達 QPE 資料分布統計圖。圖中黑色圓點為雷達 QPE 平均值  $\overline{R}$ ,紅色十字為雷達 QPE 標準偏差 $\sigma$ 。由圖可知,當測站觀測為零雨量時,雷達 QPE 資料平均值落於 5mm/hr內,而標準偏差受到部分異常值影響變動幅度較大。

當測站為零雨量時,查表,檢查其上空雷達 QPE 資料是否落於 *R*±σ範圍內,若是,則接受零雨量資 料為真,否則繼續檢覈。

以第四期(7-9 月)COU710 太平山站為例,其測站 為零雨量時,雷達 QPE 平均值 7.1mm/hr,標準偏差 8.4mm/hr。由零雨量時雷達 QPE 分布圖(圖 3)可知, 圖中綠色圈選區塊的資料落在合理範圍外,初步判定 為零雨量異常資料,需進一步利用聯合克利金法進行 空間上的檢覈。圖中,紅線為零雨量時雷達 QPE 平均 值,淺灰色虛線為初步檢覈合理範圍(**R**±σ)。



圖 3 COU710 太平山站 7-9 月零雨量時雷達 QPE 分布

2.累積於後資料初步篩檢

取 2009~2011 年資料,計算各測站觀測降雨與上 空網格雷達 QPE 的差值  $\Delta R$ ,  $\Delta R$  =觀測降雨-雷達 QPE。將雷達區間分為 12 個區間,逐站統計當雷達 QPE 雨量落在區間時,  $\Delta R$  的平均  $\Delta \overline{R}$  及標準偏差  $\Delta \sigma$ 。表 1 所示以 467530 阿里山站為例的雨量站與雷 達資料差值平均及標準偏差統計分區資料。

雷達	雨量站與雷達資料差值									
QPE 強	第一期		第二期		第三期		第四期		第五期	
度分區	$\overline{R}$	σ	$\overline{R}$	σ	$\overline{R}$	σ	$\overline{R}$	σ	$\overline{R}$	σ
0-1	0.2	2.5	0.4	2.7	0.4	4.1	0.3	3.6	-0.2	1.4
1-5	0.2	3.7	0.8	5.0	0.8	6.0	1.0	7.1	-0.1	4.4
5-10	1	-	0.8	10.3	0.8	9.2	1.6	12.7	1.9	11.9
10-15	1	-	1	1	-1.5	14.2	2.6	17.2	9.6	21.5
15-20	-	-	-	-	-1.6	20.9	0.7	19.3	8.9	26.4
20-30	1	-	-	-	-13.2	15.5	-7.7	18.3	-2	28.9
30-40	1	-	1	1	-	-	-18.5	23.2	1	-
40-60	1	-	1	1	-	-	-29.1	20	1	-
60-90	1	-	1	1	-	-	-29.1	20	1	-
90-130	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
130-180	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
180-230	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

※ R 為平均值, σ為標準偏差

表1雷達分區資料篩檢參數檔(以阿里山為例) 比對測站上空網格雷達 QPE 是落在哪個區間,查

表,檢查 $\Delta R$ 差值是否落在 $\Delta R \pm \Delta \sigma$ 範圍內,若是則 接受測站觀測資料為真;否則繼續檢覈。以阿里山站 為例,取 2011 年 7 月 29 日測站雨量及雷達 QPE 資料, 繪出其時序圖,如圖 4 所示。圖中藍色菱形為雨量站 資料,灰色柱狀為雷達 QPE 資料。雨量紀錄顯示 13 時測站無觀測資料,13 時 10 分觀測資料為 27mm/hr, 雷達 QPE 資料為 15.0 mm/hr,對照表 1 第四期雷達分 區資料,當雷達 QPE 資料落在 20~30mm/hr 區間時,  $\Delta R$  合理範圍應介於-26~10.6mm/hr 間,而 13 時 10 分 阿里山站  $\Delta R$  為 12mm/hr,初步判定為累積於後異常 値,需進一步利用聯合克利金法進行空間上的檢覈。



QPE 資料時序圖

(三)聯合克利金法篩檢錯誤資料

聯合克利金法(Co-Kriging technique)是線性權重 鄰近估計網格的雨量測站和雷達兩種觀測值,利用最 小均方差和不偏估原理導出最佳權重係數計算整合估 計值的方法。氣象局於 2009 年「發展成鄉鎭逐時天氣 預報」計畫中(中央氣象局,2009),曾對應用通用聯 合克利金法建立高解析度網格點雨量場進行遮蔽測站 試驗(Observation System Simulation Experiment)效果 評估,研究結果顯示通用聯合克利金法可適用於內插 雨量資料。

利用通用聯合克利金法進行雨量資料檢覈的作法,是由鄰近雨量站觀測値及雷達 QPE 資料估計每個 測站的降雨量和信賴區間,若觀測資料值落在信賴區 間之內,則通過檢覈;若觀測資料值落在信賴區間之 外,且滿足且符合「累計於後」或「零雨量」異常站 的特性者,則給予異常檢覈代碼,並且在後續進行網 格雨量內插時,不使用該雨量站的資料。

若事件發生時間有雷達觀測資料,即利用通用聯 合克利金法進行資料檢覈;反之,則利用普通克利金 法進行檢覈。說明檢覈步驟如下:

(1)計算該時間雨量不爲零的「有效」分鐘雨量平均値 和變異數:

$$\mu_{t} = \sum_{i=1}^{k_{t}} p_{i,t} / k_{t} \quad ; \quad \sigma_{t}^{2} = \sum_{i=1}^{k_{t}} (p_{i,t} - \mu_{t})^{2} / (k_{t} - 1)$$

$$p_{i,t} > 0; \quad \forall i$$

k, 為不爲零的有效分鐘雨量站數。

(2)篩選參考站。以待檢覈測站為中心,篩選距離0.3 度範圍內的有效雨量測站數m<sub>t,i</sub>,如搜尋到的站數 小於30站,則將搜尋半徑擴大0.05度,直到搜尋 至30座參考站為止。

- (3)計算各雨量站上空最接近9個QPESUMS網格的雷 達觀測平均值R<sub>j</sub>。
- (4) 計算欲檢覈站上空最接近 9 個QPESUMS網格的雷 達觀測平均值R<sub>0</sub>。
- (5) 通用聯合克利金法,內插估計第i站的雨量值 $\hat{p}_{i,t}$ 。

$$\hat{p}_{i,t} = \sum_{j=1}^{m_{t,i}} \lambda_j p_{j,i}$$

其中, $\lambda_j$ 為第j個參考站的權重係數, $p_{j,i}$ 為第j個參考站的有效降雨。將雷達觀測值加入限制條件中,並根據不偏估理論

$$\sum_{j=1}^{m_{t,i}} \lambda_j = 1$$
$$\sum_{j=1}^{m_{t,i}} \lambda_j R_j = R_0$$

及最小估計誤差原理,利用 Lagrange multiplier 可 導出通用聯合克利金法協變異數矩陣方程式為:

$\sigma_t^2$		$\text{cov}_{1,m_{t,i}}$	1	$R_1$	[ λ <sub>1</sub> ]		$\begin{bmatrix} \operatorname{cov}_{i,1} \end{bmatrix}$
cov <sub>2,1</sub>		$\operatorname{cov}_{2,m_{t,i}}$	1	$R_2$	$\lambda_2$		$cov_{i,2}$
÷	·.	:	÷	:	:		:
$\operatorname{cov}_{m_{t,i},1}$		$\sigma_t^2$	1	$R_{m_{t,i}}$	$\lambda_{m_{t,i}-1}$	=	$\operatorname{cov}_{i,m_{t,i}}$
1		1	0	0	$\nu_1$		1
$R_1$		$R_{m_{t,i}}$	0	0			$R_0$

(6) 計算估計點的估計誤差變異數。

$$s^{2} = \sigma_{\hat{z}_{i,t}}^{2} = \sigma_{t}^{2} - \nu_{1} - \nu_{2}R_{0} - \sum_{j=1}^{m_{t,i}} \lambda_{j} \operatorname{cov}_{0j} \quad \text{for } \forall i$$

(7) 設定信賴區間為4倍的估計誤差,其中4是經測 試,認為較合理的係數。當 p<sub>i,t</sub> - p<sub>i,t</sub> < 4s,接受 觀測值為真,否則觀測值可能有誤。

本研究所提出的資料檢覈法僅適用於強降雨事件:同時間的雨量記錄中,至少有1筆資料是超過10mm/hr。因為如果所有站的雨量都不大時,則可能因為站與站的雨量差異不大,導致誤判的情形發生, 尤其是對於「零雨量」型錯誤的研判,可能會將真正 無雨量的資料誤判為是錯誤資料。

# 三、分析結果

本研究利用 2011 年歷史雨量資料,比較兩組檢覈 技術得到的結果。第一組為鄭等(2010)發展的應用克 利金法(Kriging technique)篩檢「累積於後」及「零雨 量」兩種錯誤雨量資料之即時雨量檢覈法,僅使用雨 量站資料爲參考站進行檢覈。第二組爲應用雷達估計 降雨資料呈現的降雨在空間上變化資訊,整合其與測 站降雨資料間的相關性,歸納出零雨量檢覈、累積於 後檢覈及應用通用聯合克利金法(Kriging technique)篩 檢出錯誤雨量資料之即時雨量檢覈法。

表 2 為 2011 年雨量資料檢覈結果比較表。表中可 知有 2 筆資料通過第一組檢覈技術檢覈,未通過第二 組檢覈技術檢覈;有28筆資料為「零雨量」異常值; 19 筆資料為「累積於後」異常値。本研究將挑選幾筆 個案進行討論。

#### 表2 2011年雨量資料檢覈結果相異列表

時間	站碼	站名	雨量	第一組	第二組
2011052419	C1R170	屏東	0	零雨量異常	通過檢覈
2011071715	466920	臺北	30.5	累積於後異常	通過檢覈
2011051303	C0C610	龍潭	0	通過檢覈	零雨量異常
2011051627	82H840	凍頂工作站	0	通過檢覈	零雨量異常
2011061016	82H840	凍頂工作站	0	通過檢覈	零雨量異常
2011061816	82H840	凍頂工作站	0	通過檢覈	零雨量異常
2011061817	82H840	凍頂工作站	0	通過檢覈	零雨量異常
2011061819	C1V190	南天池	0	通過檢覈	零雨量異常
2011062105	72S590	賓朗果園	0	通過檢覈	零雨量異常
2011062119	72S590	賓朗果園	0	通過檢覈	零雨量異常
2011062501	C1E480	鳳美	0	通過檢覈	零雨量異常
2011062503	C1E480	鳳美	0	通過檢覈	零雨量異常
2011062608	C1V390	尖山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011071213	C1R200	龍泉	0	通過檢覈	零雨量異常
2011071911	72S200	斑鳩分場	0	通過檢覈	零雨量異常
2011072916	K2E360	苗栗農改場	0	通過檢覈	零雨量異常
2011081016	C1T990	高寮	0	通過檢覈	零雨量異常
2011090115	C1H880	凌霄	0	通過檢覈	零雨量異常
2011090628	C0V490	新興	0	通過檢覈	零雨量異常
2011091115	72Q010	高雄農改場	0	通過檢覈	零雨量異常
2011091918	C0V370	古亭坑	0	通過檢覈	零雨量異常
2011101421	B2Q810	恆春分所	0	通過檢覈	零雨量異常
2011111518	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011111519	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011111520	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011111521	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011111917	C0M530	奮起湖	0	通過檢覈	零雨量異常
2011120701	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011120702	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011120703	C0U680	冬山	0	通過檢覈	零雨量異常
2011052117	C1I230	九份二山	52.5	通過檢覈	累積於後異常
2011060114	C1V300	御油山	21	通過檢覈	累積於後異常
2011061516	C1I030	武界	59	通過檢覈	累積於後異常
2011062717	C0O810	曾文	30	通過檢覈	累積於後異常
2011071317	C1T940	大觀	36	通過檢覈	累積於後異常
2011072818	C1I290	豐丘	25	通過檢覈	累積於後異常
2011072915	C1H880	凌霄	59	通過檢覈	累積於後異常
2011082812	C1O880	關山	28	通過檢覈	累積於後異常
2011082814	C0T9M0	靜浦	47.5	通過檢覈	累積於後異常
2011083111	C1R290	石門山	153.5	通過檢覈	累積於後異常
2011090314	C1R310	壽卡	99.5	通過檢覈	累積於後異常
2011100200	C0Z061	王里	53.5	通過檢覈	累積於後異常
2011100217	C0Z061	玉里	40.5	通過檢覈	累積於後異常
2011101115	C1I230	九份二山	29.5	通過檢覈	累積於後異常
2011101415	C0T9M0	靜浦	56	通過檢覈	累積於後異常
2011111215	C1D410	白蘭	174	通過檢覈	累積於後異常
2011111715	C0T900	西林	31	通過檢覈	累積於後異常
2011111715	C1T930	鳳林	27	通過檢覈	累積於後異常
2011111919	C1E480	鳳美	47	通過檢覈	累積於後異常

※第一組爲鄭等(2010)建置雨量檢覈技術; 第二組爲應用雷達定量降雨估計改進雨量檢覈技術

2011 年 5 月 24 日 19 時 C1R170 屏東站及 7 月 17 日 15 時 466920 台北站未通過鄭等(2010)檢覈方法, 但通過新建檢覈方法檢覈。圖 5 為氣象局 C1R170 屏 東站及上空網格點雷達 OPE 資料、與其鄰沂環保署 Ze000059 屏東站時序圖,圖中圈選的時段為氣象局屏

東站檢覈結果相異的資料,同時段雷達 QPE 資料及鄰 近環保署屏東站測站紀錄不超過2mm/hr,因此屏東站 19時資料通過檢覈應為可信。圖 6 為氣象局 466920 台北站及上空網格點雷達 QPE 資料、及其鄰近環保署 Ze000013 萬華站與 Ze000070 永和站 7 月 17 日降雨資 料時序圖,圖中圈選時段為檢覈結果相異的資料,同 時段台北站雷達 QPE 資料及鄰近站皆有降雨發生,且 降雨強度超過15mm/hr,顯示台北站15時通過檢覈應 爲可信。



圖 6 2011 年 7 月 17 日 466920 台北站與 Ze000013 萬 華站及 Ze000070 永和站降雨時間序列比較

氣象局 COU680 冬山站有「零雨量」的異常值。 將 2011 年 11 月 15 日氣象局 COU680 冬山站測站資料 及上空網格點雷達 QPE 資料,與鄰近環保署 Ze000066 冬山站、氣象局 C1U690 新寮站測站資料取出,繪製 時間序列圖,結果如圖7所示。圖中圈選的時段為氣 象局冬山站被篩檢出零雨量異常的資料,而同時段環 保署冬山站及新寮站皆有降雨發生,且氣象局冬山站 上空雷達 QPE 資料顯示有降雨,因此氣象局冬山站的 「零雨量」錯誤檢覈結果應為可信。

圖 8 為「零雨量」異常範例。圖中所示 2011 年 6 月18日農業站82H840凍頂工作站測站資料及其上空 雷達 QPE 資料,與鄰近環保署 Ze000069 竹山站測站 資料時序圖。圖中圈選時段為凍頂工作站被篩檢出零 雨量異常的資料,同時段上空雷達 QPE 資料超過 15mm/hr,且鄰近環保署竹山站測站紀錄皆有降雨,





圖 9 為一「累積於後」錯誤資料的範例。圖中所 示 2011 年 11 月 11 日至 13 日氣象局 C1D410 白蘭站 測站資料及上空網格點雷達 QPE 資料,與鄰近 C1E480 鳳美站、C0D550 雪霸站測站資料時序圖。其 中白蘭站於 11 日 0 時至 12 日 14 時共 39 個小時無雨 量紀錄,同時段鳳美站與雪霸站及白蘭站雷達 QPE 皆 有零星降雨,其 15 時雨量紀錄分別是 0mm/hr、 0.5mm/hr 及 3.5mm/hr,但白蘭站雨量紀錄卻高達 174mm/hr,因此白蘭站 15 時被判定為「累積於後」 錯誤檢覈為可信。

另一「累積於後」個案為 C1R290 石門山站。取 2011 年 8 月 30 至 31 日石門山測站及上空網格點雷達 QPE 資料繪製時序圖,如圖 10 所示。圈選區塊為未 通過空間檢覈異常資料,圖中顯示石門山站 30 日 12 時至 31 日 10 時皆無雨量站觀測紀錄,而 11 時雨量紀 錄高達 153.5mm/hr,雷達 QPE 資料僅 3mm/hr,因此 石門山 11 時資料被判定為「累積於後」錯誤檢覈應為 可信。



### 四、結論

由上述討論可知,本研究根據雷達估計降雨資料 呈現的降雨在空間上變化資訊,整合其與測站降雨資 料間的相關性,歸納出零雨量及累積於後初步篩檢、 並應用通用聯合克利金法(Kriging technique)篩檢出錯 誤雨量資料之即時雨量檢覈法,可有效提升「累積於 後」以及「零雨量」兩類錯誤資料檢覈效益。

# 五、參考文獻

- 鄭安孺、李天浩、顧欣怡、高慧萱、陳怡彣,"即時雨 量資料品質檢覈"。交通部中央氣象局建國百年天 氣分析預報與地震測報演討會,2010。
- 交通部中央氣象局,"應用克利金法建立高解析度網格 點氣象數據研究"期末報告書,2009。
- Zhang, J., K. Howard and J. J. Gourley," Constructing three-dimensional multiple radar reflectivity mosaics: examples of convective storms and stratiform rain echoes. "J. Atmos.Ocean. Tech., 22, 30-42., 2005

# 客觀分析法地面溫度案例分析與CUDA技術應用

馮智勇<sup>1</sup>、劉家豪<sup>1</sup>、林佑蓉<sup>1</sup>、蔡雅婷<sup>1</sup>、陳雲蘭<sup>2</sup> 多采科技<sup>1</sup>、中央氣象局預報中心<sup>2</sup>

#### 摘 要

本研究除比較LST法、BCDG法及UK法等客觀分析方法的原理差異及特性外,並透過近期天氣案例之遮蔽 測站實驗分析三種方法地面溫度面化結果,以期了解各方法的特性及其優缺點。2012年12月30日20時嘉義以北 出現低於10度低溫,以BCDG法及UK法面化結果能不錯地表現各地溫度分布。熱天氣系統方面,2012年8月2 日蘇拉颱風期間臺東地區發生焚風,以及2012年8月8日12時北部出現36度以上的高溫的個案可知,LST法、UK 法及BCDG法都表現出高溫的情況。整體來說,以UK法的面化結果較佳,LST法面化結果在高山會有低估的情 況出現,且LST法需有測站氣壓資料,相較於僅需測站溫度資料即可計算的UK法,其可用於面化計算的測站數 較多。

由於UK法需藉由矩陣相乘完成權重係數與估計值計算步驟,本研究亦應用NVIDIA CUDA技術(Compute Unified Device Architecture)結合NVIDIA GTX260圖形處理器(Graphic Processing Unit, GPU)高速平行計算資源,可於0.372秒完成一個案例的權重係數與估計值計算作業,較使用Intel® Core™ I7 860 2.8GHz中央處理器(Central Processing Unit, CPU)需時32.219秒而言,加速比達86.6倍。

關鍵字:客觀分析法、LST、BCDG、Kriging、CUDA、GPU

### 一、前言

為瞭解各種面化方法估計原理不同可能造成之面化差異,本研究首先說明逐次修正法(successive correction)及克利金法兩類面化方法,再針對常用於地面溫度場的LST法(Land Surface Temperature)、BCDG法及通用克利金法(Universal Kriging,以下稱UK)三種客觀分析法做介紹,並蒐集2012年地面溫度場特色個案,分析面化結果與遮蔽則站實驗差異,探討不同方法在估計誤差上的表現。此外,本研究亦將應用NVIDIACUDA技術結合GPU高速平行計算能力,提升UK法計算效率。

# 二、面化方法介紹與比較

(一) 逐次修正法

逐次修正法利用逐次迭代方式,縮小每次的迭代的誤 差,以其得到最終的估計值,其步驟如下:

- 「「「「「「「「「「「」」」」」」
   1次的清測値」、則對於各測站所在位置、取測站四 周網格點請測値、應用雙線性內括計算測站的分析値、然 後將分析結果與測站實際觀測値比較、計算差異量。圖1
- 若µ-1=0,且沒有背景場或初始淸則值,最簡單的替代方案, 是以所有測址觀測值的算術平均當成所有網格的首次淸測值。

所示為內插示意圖, 假設測站 k 周圍四周網格點編號分別 為 1,2,3,4, 圖中A點和B點的  $\hat{\theta}$  值各由 3,4 和 1,2 兩點的 變數值線性內插計算, 測站 k 點的分析值  $\hat{\theta}_{k}^{(\mu-1)}$  再由A 點和B點的值線性內插:

$$\hat{q}_{k}^{(m-1)} = \hat{q}_{1}^{(m-1)} + (\hat{q}_{4}^{(m-1)} - \hat{q}_{1}^{(m-1)}) \cdot b/Dy \\
+ (\hat{q}_{2}^{(m-1)} - \hat{q}_{1}^{(m-1)}) \cdot a/Dx \\
+ (\hat{q}_{2}^{(m-1)} - \hat{q}_{3}^{(m-1)} + \hat{q}_{4}^{(m-1)} - \hat{q}_{1}^{(m-1)}) \frac{ab}{DxDy}$$
(1)

 $\Delta x$  和 $\Delta y$  分別代表 x 和 y 方向的網格距(grid interval),長度 a 和 b 的定義如圖 1。



圖1利用雙線性內插法由網格點個計算測站值示意圖

 利用權重計算式計算的權重係數值W<sub>k</sub>,由影響半徑 R內 的所有測站差異值,權重平均計算各格點第μ次修正值:

$$C_{ij}^{(\mu-1)} = \sum_{k=1}^{n} w_k D_k^{(\mu-1)} / \sum_{k=1}^{n} w_k$$
(2)

其中, $r_k$  為順站 k 至網格點的距離;  $D_k^{(\mu-1)} = \theta_k - \hat{\theta}_k^{(\mu-1)}$ 為第k 測站的差異值;  $C_{ij}^{(\mu-1)}$  為網格ij 的修正值。計算某 ij 網格點更新值的方法, 是將ij 網格點的修正值, 代入(2) 式,計算網格ij 的更新值。

$$\hat{\theta}_{ij}^{\mu} = \hat{\theta}_{ij}^{(\mu-1)} + C_{ij}^{(\mu-1)} \tag{3}$$

3. 重覆步驟 1和 2, 直到得到最終分析場。 $\hat{\theta}_{j}^{\mu}$  為格點 ij 上 第  $\mu$  次迭代後的分析值,  $\hat{\theta}_{j}^{(\mu-1)}$  為 ij 格點上第 $(\mu-1)$  次迭 代後的分析值。

本研究在逐次修正方面採用(175km, 125km, 85km, 45km)為影響半徑組合進行4次逐次修正。以下介紹使用逐次修正法的權重計算式。

1. Cressman 權重計算式(以下簡稱 Cressman 權重式)

$$w_{k} = \begin{cases} \frac{R^{2} - r_{k}^{2}}{R^{2} + r_{k}^{2}} & \text{if} \quad r_{k} < R\\ 0 & \text{if} \quad r_{k} \ge R \end{cases}$$
(4)

(5)

- 2. Barnes 權重計算式(以下簡稱 Barnes 權重式)  $w_k = e^{-r_k^2/R^2}$
- 3. 距離平方倒數權重計算式(以下簡稱 ID 權重式)  $w_k = 1/r_k^2$  (6)

上述權重式中, $r_k$ 為測站k至網格黑的距離,R單位和  $r_k$ 相同;選擇很小的R値,則分析場容許短距離內變數變化 梯度大的「短皮」訊號存在;若R値很大,則會將短波濾掉, 客觀分析場相對而言會比較平滑。Cressman 權重式、Bames 權重式及ID 權重式面化結果皆會受到影響半徑範圍的影響。使用逐次修正的方法,皆會依造逐次修正而嘗試減少估 計誤差,進而得到最終的面化結果。圖2為在影響半徑範圍 為175km時,三權重計算式權重係數( $w_k$ )隨測站及網格點 距離( $r_k$ )的影響。



由圖2可知,ID 權重式受測站和網格點間的距薄影響較大,在測站和網格點距離約在5 公里內時有較大的權重係數,當超過約20 公里後,權重係數就趨近於0。Cressman 權重式和Barnes 權重式則在60 公里以內的距離,其權重係

數變化不大。Cressman 權重式在 達到約 150 公里後權重係 數就趨近於0,但 Barnes 權重式仍給予該測站一定比例的權 重,即 Barnes 權重式為三權重式中權重係數隨距離曾加的遞 減率較小。

#### (二) 克利金法

克利金法(Kriging technique)又名地質統計法(Geostatistics technique)是根據資料在空間中分佈的統計特性,決定線性內 插係數的一種技術(Bras and Rodriguez-Iturbe, 1985)。在不同的 趨勢條件假設下,又可分爲數學上不包含「不偏估條件」的 「簡單克利金法」(Simple Kriging);包含「平均值爲常數」 假設的「普通克利金法」(Ordinary Kriging);以及包含平均值 爲某種空間趨勢逐數假設的「通用克利金法」。克利金法估計 的步驟可分爲二部份:

- 1. 結構分析(structural analysis) 一由歷史資料,迴議結1協變 異數(covariance)隨距離變化的情形,決定「變異圖」或「半 變異圖」(variogram or semi-variogram)的函數。
- 2. 最佳線性不偏估估計(Best Linear Unbiased Estimation)是假設估計值已知的線性權重平均,根據不偏估和最小估計誤差變異數兩項原則,根據結構分析導出權重係數值。

令**u** = u(x, y) 為空間位置座標,  $Z(\mathbf{u})$  為空間隨機變 數,定義變異圖函數為:  $2\gamma(d_i) = E[(Z(\mathbf{u}_i) - Z(\mathbf{u}_i))^2]$ , 即距離等於 $d_{ij}$ 的兩兩組合變數差異平方的「期望值」。其中,  $\gamma(d_i)$ 稱為半變異圖函數。圖 3 所示為一牛變異圖的範例, o 中空圓形符號為觀測樣本資料的原始半變異數;  $\Delta$ 三角形所 示為實驗牛變異數;實線所示為以實驗半變異數所套酒的半 變異圖函數。如圖所示,等距離的原始半變異數在不同的時 空點可能會有很大的差異。因此在進行迴歸之前,通常會將 距離軸分為幾個區間,然後將同區間內距離相近半變異數取 平均求得實驗半變異數,由實驗半變異數就可以看到在排除 了局部干擾的因素下,兩測站的相關性隨距離變化的情形, 並且可以用一簡單的函數來描述這種關係。



若隨機場為定常性,則半變異圖 $\gamma(\mathbf{d}_{ij})$ 和協變異數  $cov(\mathbf{u}_{i} - \mathbf{u}_{j}) = cov(\mathbf{d}_{ij})$ 互補,即 $\gamma(\mathbf{d}_{ij}) + cov(\mathbf{d}_{ij}) = \sigma^{2}$ ,  $\sigma^{2}$ 為定常性空間變數 $Z(\mathbf{u})$ 的變異數,基於定常性隱分乃為 常數。

# 三、溫度客觀分析方法原理介紹

針對溫度的客觀分析方法,包含 LST 法、BCDG 法及 UK 法,茲說明如下。

(一)LST法

LST 法採用乾絕熱 Poisson 方程式計算位溫,計算位溫 必須先有壓力値後才能進行估算,然而台灣地形格網上沒有 壓力値且部分測站缺少壓力之觀則,所以需要知道高度與壓 力間的關係,藉以估計某高度上之壓力,進而求取位溫。其 相關理論說明,可參考「應用克利金法建立高解析度網格點 氣象數據之研究(2009)」。

LST 法在計算測站位溫後,將位溫以前述之 ID 權重式、 Cressman 權重式及 Bames 權重式進行面化後,再將面化之網 格位溫轉換回地面溫度以下。以 2012 年 8 月 8 日 12 時為例, 說明以 LST 法配合此三權重式面化地面溫度之結果(見圖 4)。結果以 Cressman 權重式和 Bames 權重式結果較相似,也 說明了圖 2 所述此兩式在權重係數變化趨勢較相近。不過三 者在高山地區皆出現面化結果溫度較低的狀況,由圖 5 的遮 蔽測站結果亦可說明此狀況。以 LST 法估計高山測站時皆會 有低估的情況,說明了可能使用 LST 法估計1,500m 以上高 山時會有較大的估計誤差。整體來說,以 ID 權重式在整體 面化誤差表現上較好,其面化結果也和氣象局官方公布之地 面溫度分布圖較相似。吻合本研究於「客觀分析法地面溫度案 例分析(2012)」針對冷天氣系統比較結果。故之後的 LST 法、 BCDG 法及 UK 法的案例比較,LST 法部分將以 ID 權重式 作為主要比較之權重計算式。







圖 5 以 2012/08/08 12 時溫度場為例,利用逐次修正法採(a)ID 權重式、(b)Cressman 權重式及(c)Barnes 權重式進行遮蔽測站 實驗結果。藍色點、紅色點與綠色點分別表示估計誤差低於 -1 度、高於1 度以及在正負1 度內。

#### (二) BCDG 客觀分析法

BCDG 法係 Glahn 等人 (Glahn et. al, 2009) 改良 BCD 法 以發展網格化模式輸出統計技術 (Model Output Statistic) 而 來,廣為美國氣象作業單位使用。BCD 法為 Bergthorssen 與 Doos (Bergthorssen and Doos, 1955)所提出,隨後由 Cressman (Cressman, 1959)實作逐次修正步驟迭代修正之面化方法。 BCDG 法主要特色在於透過計算溫度隨高度變化率 (Vertical Change with Elevation,以下簡稱 VCE)的方式,無須 進行高度轉換即可應用於地表溫度場面化作業。

VCE的計算方式首先以各測站為中心,計算鄰近測站對於該中心測站之溫度隨高程變化率。舉例來說,第%站觀測値為0k、以座標原點為基準的水平位置為uk(x,y)、高程為hk;在測站k影響半徑Rvce內,與hk高程差大於公hvce之鄰近測站, 觀測値為0k,以座標原點為基準水平位置為uk(x,y)、高程為 hk,則鄰近測站須滿足以下條件:

$$\begin{aligned} \left| \left| u_{kl} - u_{k} \right| &\leq R_{VCE} \\ \left| h_{kl} - h_{k} \right| &\geq \Delta h_{VCE} \end{aligned} \tag{7}$$

此時鄰近測站對測站k之VCE 值定義如下:

$$VCE_{k} = \frac{\sum_{l}(\theta_{kl} - \theta_{k})}{\sum_{l}(h_{kl} - h_{k})}$$
(8)

並用於第k測站估計誤差值 $D_{k}^{(\mu-1)}$ 計算:

$$D_k^{\prime\prime}$$

$$=\begin{cases} \theta_{k} - \theta_{k}^{(\mu-1)}, & \forall VCE_{k} = 0 \text{ or } h_{ij} - h_{k} = 0 \\ \theta_{k} - \hat{\theta}_{k}^{(\mu-1)} + \alpha_{VCE} \Big[ (\hat{\theta}_{k}^{(\mu-1)} - \hat{\theta}_{ij}^{(\mu-1)}) + VCE_{k} (h_{ij} - h_{k}) \Big] \end{cases}$$
(9)

其中, $\mathbf{h}_{ij}$ 爲估計網格點ij之高程, $\mathbf{h}_{k}$ 爲第k測站之高程, $\alpha_{vce}$ 爲調整係數。

#### (三)UK法

本研究分析臺灣地表溫度特性,認為地表溫度是緯度和 海拔高度的線性趨勢逐數,去除此二趨勢後的溫度殘差值的 二階統計逐數(即協變異圖)具有定常性。於是融合 Bras 和 Rodriguez-Iturbe (1985)的通用協變異函數,和 Kitanidis (1993) 建議的 UK 法,再導出 UK 法。使用這種方法的主要理念是 臺灣山區地表溫度隨海拔高度變化的趨勢為主控因子,必須 去除半變異圖中的趨勢逐數,才能深顯真實的地表溫度協變 異圖。若要避免迭代求取協變異圖過程中,趨勢逐數係數值 可能偏估的問題,且直接使用測站溫度觀測值權重估計,乃 使用 Kitanidis (1993)要求權重係數使各個趨勢逐數係數原的 座標值權重組合為不偏估條件認計。

根據上述理念,UK 法線性估計方程式為:  
$$\hat{Z}(\mathbf{u}_{o}) = \sum_{i}^{n} \lambda_{i} Z(\mathbf{u}_{i})$$
 (10)

(院设地表溫度 $Z(\mathbf{u})$ 的趨勢逐數迴歸方程式如下,其中,y為 緯度,h為海拔高度, $\beta_0$ 、 $\beta_v$ 和  $\beta_b$ 是未知的趨勢(孫數。

$$\boldsymbol{E}[\boldsymbol{Z}(\mathbf{u})] = \boldsymbol{m}(\mathbf{u}) = \beta_0 + \beta_v \cdot \boldsymbol{y} + \beta_h \cdot \boldsymbol{h}$$
(11)

不偏估條件要求:  

$$E[\hat{Z}(\mathbf{u}_{0})] = E\left[\sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} Z(\mathbf{u}_{i})\right] = \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} m(\mathbf{u}_{i})$$

$$\Rightarrow \beta_{0} + \beta_{y} \cdot \mathbf{y}_{0} + \beta_{h} \cdot \mathbf{h}_{0} = \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} (\beta_{0} + \beta_{y} \cdot \mathbf{y}_{i} + \beta_{h} \cdot \mathbf{h}_{i})$$

$$\Rightarrow \beta_{0} \left(1 - \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i}\right) + \beta_{y} \left(\mathbf{y}_{0} - \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} \mathbf{y}_{i}\right) + \beta_{h} \left(\mathbf{h}_{0} - \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} \mathbf{h}_{i}\right) = \mathbf{0}$$
(12)

Kitanidis (1993)要求權重係數使各個趨勢函數係數乘的 座標值權重組合都符合不偏估條件設計為:

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} = \mathbf{1}, \quad \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} \mathbf{y}_{i} = \mathbf{y}_{0}, \quad \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} \mathbf{h}_{i} = \mathbf{h}$$
(13)

利用Lagrange multiplier結合最小估計誤差變異數條件的 n 個方程式(n 無測定數)與比3 個不偏估條件式,得到<math>n+3組 聯立方程式,解n+3 個未知數 $\lambda_1, \dots, \lambda_n, v_1, v_2, v_3$ (如式(14),其 矩陣式馬式(15))

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^{n} \lambda_{j} \operatorname{cov}(d_{ij}) + v_{1} + v_{2}y_{i} + v_{3}h_{i} = \operatorname{cov}(d_{i0}) \text{ for } i = 1 \sim n \\ \sum_{j=1}^{n} \lambda_{j} = 1, \ \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i}y_{i} = y_{0}, \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i}h_{i} = h_{0} \end{cases}$$
(14)

# 四、溫度客觀分析方法比較

LST 法·BCDG 法與UK 法之間的差異主要可分為匹點:

#### (一) 定義估計點變數值與測站觀測資料關係

LST 法及 BCDG 法之信計點變數值與影響半徑內之測 站觀則資料權重係數核心函數為距離倒數,UK 法則是以(14) 式之協變異數 cov(*d<sub>io</sub>*) 定義「測站觀測資料」和「估計點未 知變數值」間關係,由不同測站之間觀測資料隨距離變化的 數據,迴歸決定核心函數與參數,較爲使用者任意決定核心 函數的方式合理。

#### (二) 定義測站觀測資料間之關係

測站觀測資料間關係的定義,可以反應各測站彼此是相互獨立或相依,UK 法利用(14)式之協變異數 cov(*d*<sub>i</sub>)定義「測站觀測資料」間關係,使得即使估計點與測站1 及測站2 距離相同,增加與測站2 共點之測站3 並未影響測站1 的權重係數,而測站2 與3 的權重係數總和也未增加。然而, 由於 LST 法及 BCDG 法無此項定義,一旦增加測站3 時, 則權重係數均為 1/3。

#### (三) 溫度趨勢函數比較

LST 法的權重計算僅以測站與網格間的距離關(器計算 得到,距離越近的測站則)給予較大的權重,並未加入趨勢函 數的概念; BCDG 法利用 VCE 代表測站溫度隨高度變化之 趨勢函數; UK 法則加入測站溫度隨高度及緯度變化之趨勢 函數。因此,相較於LST法, BCDG 法及 UK 法均已考量高 度對於估計點溫度的影響,而 UK 則進一步考量估計點緯度 的影響,亦可依區域特性納入其他因子(如海岸距離)。

此外,由於UK使用之趨勢函數迴歸方程式代表目標區 域內的一致特性,與BCDG法允許各測站存在差異之VCE 趨勢函數有所不同,可能需參考台灣氣候分區分別建立趨勢 函數以更具有應用彈性。 (四) 不偏估條件

各種客觀分析法,都包含權重係數總和等於1的不偏估 條件,但是只有UK法,可透過趨勢逐數整合如本研究採用 的高度與緯度兩種與溫度不同性質之物理量,並可增加如[(13) 式所示趨勢逐數物理量不偏估條件。

# 五、案例分析

#### (一) 2012年12月30日20時

圖6為2012年12月30日20時以LST法、BCDG法及UK法面化結果及遮蔽則站實驗結果。各方法均反應全台溫度低, 且北部有10度以下低溫。由遮蔽則站結果可知,LST法在台 北地區估計較佳,但於桃竹苗地區、中部江區及中央山脈測 站出現低估的現象;BCDG法則在東南沿海有較多測站誤差 較大;UK法則在北部地區有高估情況。整體而言,UK法整 體表現較好,大於絕對值1度的誤差數量(紅點及藍點總和D較 少,均方根差(RMSE)及平均絕對誤差(MAE)也較佳。說明了 雖然UK法雖然北部零星測站有高估現象,但其並不會高估太 多,使得整體統計值表現較其他二方法好。



圖6利用(a)LST法、(b)BCDG法及(c)UK法面化2012年12月30 日20時之地面溫度場及遮蔽測站結果

#### (二)2012年8月2日04時

圖7為以2012年8月2日04時蘇拉颱風期間臺東發生焚風 爲個案的面化結果。各方法的結果皆有表現出臺東地區的高 溫狀況,BCDG法和UK法的面化結果相似,而LST法在中央 山脈溫度較兩者爲低。由遮蔽即站實驗檢視,UK於誤差數 量、RMSE及MAE表現均較佳。

#### (三)2012年8月8日12時

圖8為以2012年8月8日12時台北大武地區超過35度的溫度面化結果。BCDG法和UK法的面化結果相似,於北部的高溫表現以UK法及LST法表現較佳,而LST法在台中以南、嘉義以北及花蓮臺東地區沿海溫度較另二者高,在中央山脈結果則較兩者低。由遮蔽脚站實驗檢視,LST法在臺東花蓮沿

海有高估情況,BCDG則有低估情況,UK表現則較平均;高 山地區LST則有低估情況。BCDG法因Cressmann權重式之平 滑化特性而無法細膩描述臺灣西部沿海地區可能的變化。熱 天氣系統中,北部地區則較看不出哪個方法表現較佳。誤差 較大的測站個數(紅點和藍點總和),以三方法相差不大,不 過RMSE及MAE表現以UK表現較佳。



圖7 利用(a)LST法、(b)BCDG法及(c)UK法面化2012年8月2 日04時之地面溫度場及遮蔽測站結果



圖8 利用(a)LS1法、(b)BCDG法及(c)UK法面化2012年8月 日12時之地面溫度場及遮蔽則站結果

# 六、CUDA技術應用

綜合本研究上述個案以及於「客觀分析法地面溫度案例 分析(2012)」個案分析結果可知,UK法於冷、熱天氣系統之 地面溫度場面化表現均較LST法與BCDG法為佳,惟求解估 計點各測站權重係數之(14)式與計算估計值之(10)式均需透 過矩陣與向量相乘計算而需較長計算時間。以臺東焚風個案 為例,以251個測站溫度觀測值面化中央氣象局圖形預韓協編輯器(Graphic Forecast Editor)範圍共67,600個網格黑溫度値時,使用Intel® Core™I7 860 2.8GHz中央處理器(CPU)計算平均需時 32.219秒,若測站據如會加或網格點解析度提高則未必可以滿足作業需求。有鑑於此,本研究藉由NVIDIA CUDA技術利用NVIDIA圖形處理器具備之雙精確度浮點讓結算能力提升UK法計算效率。

GPU與CPU同為現今個人電腦、筆記型電腦、伺服器乃至超級電腦的標準配備,藉由在硬體設計上提供大量算術邏輯單元(Arithmetic Logic Unit, ALU)以滿足影後處理所需計算密集(compute-intensive)與高度平行計算(highly parallel computation)需求。由於無論是簡易或複雜的演算法最終仍須透過基礎四則運算方可利用電腦求得解析解或者近似值,與影像處理所需運算方式無異,因此,GPU具有應用於平行計算的能力。

為提升科學研究與數値計算所需之雙精確度浮點數運 算能力,NVIDIA於2010年發表Fermi圖形處理器架構,使得 具448個時紙1.15 GHz計算核心的Tesla C2050大幅提升雙精 確度每秒浮點運算數(FLoating-point OPerations per Second, FLOPS)高達5,150億次(515 GFLOPS),並且同時提升記意體 傳輸頻寬達每秒144GB。而NVIDIA於2012年發表之Kepler 架構Tesla K20X更提升雙精確度每秒浮點運算數達1.31兆 次,更新增Hyper-Q、Dynamic Parallelism與GPUDirect等三項 功能,使得GPU應用程式開發更能符合實際物理問題模擬應 用需求。

CUDA(Compute Unified Device Archi-tecture)為NVIDIA 針對旗下圖形處理器所提出「統一計算架構」技術,設計執 行緒(thread)、執行緒區塊(thread block)與執行緒區塊群組(grid) 三層架構如圖9),提供使用者以C、Fortran、Java、Python、.Net 以及OpenCL等程式語言管理執行期之執行緒,對應利用 GPU的計算核心(thread processor)、串流複合處理器(multiprocessor)與晶片(device)三層硬體架構進行高速平行計算。



圖9 CUDA技術執行緒管理方式與GPU硬體對應關係

GPU應用程式於作業系統運作原理係採GPU協同CPU 作業方式,運作流程如圖10所示,包含CPU複製系統主記憶 體資料到GPU、啓動GPU上之CUDA計算核心、CUDA計算 核心平行執行計算程序(kemel),以及CPU將計算結果複製回 系統主記憶體等四個步驟。其中,在平行執行計算程序步驟中,每個CUDA計算核心係由GPU上的單一執行緒(thread)所控制,透過該執行緒唯一編號取得相關資料後,執行相同之計算程序。



圖10 GPU協同CPU作業運作流程

若以矩陣 A 代表測站間協變異數與不偏估條件, 矩陣 B 代表估計點( $p_i$ )與測站間之協變異數及不偏估條件(如(15)式), 待求之估計點權重係數與拉格朗日乘子向量則組成矩陣 X , 則可一次求解所有估計點權重係數 X = A<sup>-1</sup>B。同理亦可應用於(10)式。CUDA程式需利用執行緒批次讀取矩陣 A<sup>-1</sup> 與 B 並存入GPU共享記憶體(shared memory), 供執行緒區塊內所有執行緒使用, 以減少資料傳輸並加速資料存取速度。

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \cot(d_{11}) & \cdots & \cot(d_{1n}) & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \cot(d_{n1}) & \cdots & \cot(d_{nn}) & 1 \\ 1 & \cdots & 1 & 0 \\ y_1 & \cdots & y_n & 0 \\ h_1 & \cdots & h_n & 0 \end{bmatrix}$$
(15)  
$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} \lambda_{1\rho_1} & \cdots & \lambda_{1\rho_m} \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ \lambda_{n\rho_1} & \cdots & \lambda_{n\rho_m} \\ v_{1\rho_1} & \cdots & v_{1\rho_m} \\ v_{2\rho_1} & \cdots & v_{2\rho_m} \\ v_{3\rho_1} & \cdots & v_{3\rho_m} \end{bmatrix}, \mathbf{B} = \begin{bmatrix} \cot(d_{1\rho_1}) & \cdots & \cot(d_{1\rho_m}) \\ \vdots & \cdots & \vdots \\ \cot(d_{n\rho_2}) & \cdots & \cot(d_{n\rho_m}) \\ 1 & \cdots & 1 \\ y_{\rho_1} & \cdots & y_{\rho_m} \\ h_{\rho_1} & \cdots & h_{\rho_m} \end{bmatrix}$$

經GPU化後之UK法程式,利用NVIDIA第一代圖形處理 器GTX260計算資源平均,可於0.372秒完成臺東焚風個案地 面溫度場面化作業,加速比達86.6倍;若採用 NVIDIA 第二 代圖形處理器Tesla C2050,可於0.141秒內完成計算作業,加 速比可達230.1倍。此外,CPU版本採用BLAS數學逐式車副 程式dgemv加速矩車運算時,仍需時 4.303秒,則GPU化UK 法程式仍分別有11.5倍與30.5倍的加速比效益。GPU版本與 CPU版本計算之溫度估計值相聲誤差均小於10<sup>6</sup>。

# 七、結論

綜合本研究分析結果,可歸納幾點結果:

- (一)LST在高山有低估的現象,可能是由於乾絕熱計算公式 在攀訪社,500m以上之高山估計會產生較大誤差。而BCDG 法包含VCE概念,UK也加入緯度及高度的趨勢平均,故 此二方法在高山測站估計較LST方法佳。
- (二)冷天氣系統案例,LST法在北部地區有較佳的估計,但 在嘉南地區會有高估的現象。可能自於北部地區測追較密 集,ID權重式對於測追較密集的地區能有較佳的估計,但 在測追較稀疏的嘉南區域,則表現較差。熱天氣系統案例 中,也同樣會看到測追密集的北部LST法估計不錯的現象。
- (三) BCDG法雖然包含了VCE的方法估計溫度,但其使用了 和Cressman權重式,而在面化表現上有較平滑的現象,而 無法更細膩描述測站溫度差異對於局部地區造成的影 響。若以ID權重式取代Cressman,應較適合台灣使用。
- (四)整體遮蔽脚站結果,UK在RMSE和MAE表現稍優於 LST及UK法。且UK法僅需測站溫度即可進行面化計算, 相較於LST法,UK法可用於面化的測站畫較多。
- (五)UK法權重係數與估計值等計算,可藉由CUDA技術結合 GPU高速平行計算資源大幅提升計算速率。

# 八、參考文獻

- 應用克利金法建立高解析度網格點氣象數據之研究,交通部 中央氣象局委託研究計畫成果報告,2009。
- 發展網鎖逐時天氣預報—高解析度網格統計降尺度建置案 統計降尺度天氣預報子系統,交通部中央氣象局委託研究 計畫成果報告,2011。
- 客觀分析法地面溫度案例分析,101年天氣分析與預辨研制 會,2012。
- Barnes, S. L., 1964 "A Technique for Maximizing Details in Numerical Weather Map Analysis", Journal of Applied Meteorology, 3, 396-409.
- Cressman, G.P., 1959: "An Operational Objective Analysis System", Monthly Weather Review, 87(10), 367-374.
- Glahn, B., K. Gilbert, R. Cosgrove, D. P. Ruth, and K. Sheets, 2009: "The Gridding of MOS", Wea. and Fore., 24, 520-529 http://www.nvidia.com/cuda

# 利用地基GPS推求大氣可降水及年變化分析

### 葉大綱<sup>1</sup> 陳淑菁<sup>2</sup> 王傳盛<sup>1</sup> 洪景山<sup>3</sup>

國立台北大學 不動產與城鄉環境學系<sup>1</sup> 健行科技大學 空間資訊與防災科技研究所<sup>2</sup> 中央氣象局 氣象資訊中心<sup>3</sup>

### 摘要

對於天氣預報來說水氣扮演著相當重要的角色,藉由觀測水氣的分佈,有助於評估天氣系 統的變化,因此利用GPS訊號穿過大氣層的天頂向濕延遲量(zenithal wet delay, ZWD),進而計算 大氣可降水量(precipitable water vapor, PWV),對於掌握特定天氣現象具有相當大的幫助。本研 究利用分為5區的台灣100個GPS連續觀測站,計算2006-2011年間每小時一筆之ZWD資料,並整合 地面500個氣象站,將ZWD轉換為PWV,再與地面實際降雨量進行比較,最後以調和分析計算各 區之振幅及相位,藉以分析這六年間台灣PWV與降雨量之變化情形。結果發現各區的PWV振幅介 於10.98~13.10 mm,最大值都發生在七月底,而各區PWV年增率介於0.68~0.83 mm/yr,且六年累 計上升了9.45~13.40%。而降雨量振幅的量級大小大致上與PWV相符,唯獨西區PWV的振幅在五 區中最大,但其降雨量的振幅卻排名第四,說明了西區上空的水氣雖然很充足,但因有中央山脈 的庇護,所以西區受到颱風所引起的降雨較為緩和。降雨量最大值的時間基本上亦與PWV相符, 但東區與北區波峰的時間皆比PWV延後了兩個月,應與臺灣冬季受到東北季風的影響,使得這兩 區在冬季也有一定程度的降雨有關。而在這六年間,各區降雨情形大致上有逐年減少的趨勢,不 過其量級並不明顯。此外,降雨量的高值則都發生在颱風侵襲的月份,而PWV的高值多發生在梅 雨季。梅雨雖然長時間影響並拉高PWV的月平均值,但所帶來的降雨卻遠比不上短時間影響的颱 風事件;颱風來襲雖然也會伴隨著PWV的增加,但由於多是短時間的影響,對於當月份的PWV 月平均值並無太大的貢獻,而使得降雨量與PWV異常高值兩者間並無絕對的關係。

關鍵字:全球定位系統、濕延遲量、可降水量、降雨量。

# Numerical simulation on the effects of increasing hygroscopic aerosols and rain embryos on precipitation: Focusing on warm-cloud seeding

Ka-Kit WONG 黃家傑

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taiwan

#### Abstract

Taiwan has conducted cloud seeding operations for more than 60 years. However, most of those seeding operations were carried out when hydrological drought (i.e. the associated effects of precipitation shortfalls on surface or subsurface water supply within a watershed basin) already taken place, in which seeding isusually unsatisfactory (AMS, 1992). More efforts are needed to focus up precipitation system prior to potential drought. Cloud seeding strategyshould be based on scientific evaluations to better estimate the magnitude of the expected effects, and cloud seeding should be considered as a long-term hydrological planning, rather than one of the emergency measures for drought.

In this study, we applied the Weather Research and Forecast Model (WRF) that coupled with a two-moment bulkwatercloud microphysics scheme(Cheng et al., 2010) evaluate the effects of seeding in a warm cloud. The seeding effects by either sprinklingsmall water droplets orreleasing giant hygroscopic aerosol are evaluated by comparing the development of hydrometeors and rain production between the seeded and unseeded simulations under different environmental conditions. Preliminary results verified the effectiveness of the sprinkling method, whereas hygroscopic seeding by flare is found to be more effective for dirtier background. Further investigations focus on the size spectrum of seeding particles, seeding amounts and rates, seeding time and location, on cloud seeding. The ultimate goals of this study, are to explore our understandings on the interaction between artificial aerosol, clouds and precipitation during seeding operations, and to establish a physically based rain enhancement strategy applicable in Taiwan.

#### REFERENCES

- 1. American Meteorological Society. Planned and inadvertent weather modification. <u>Bulletin of the American Meteorological Society</u>, 73:331--337, 1992.
- 2. C.-T. Cheng, W.-C. Wang, and J.-P. Chen. Simulation of the effects of increasing cloud condensation nuclei on mixed-phase clouds and precipitation of a front system. <u>Atmospheric Research</u>, 96:461--476, 2010.

# The Effect of Cloud Microphysics on Hydrogen Isotope

# **Fractionation in Precipitation**

Wan-Yu Chen

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taiwan

#### Abstract

The mass difference between isotopes causes their fractionation during phase changes as heavier isotopes prefer to stay in the condensed phase while the lighter isotopes stay in the vapor phase. The measurement data of isotope fractionation in precipitation shows a significant temporal and spatial variation. According to previous analysis studies, this variation depends on the distance from main water vapor sources (Epstein, 1956), condensation temperature (Dansgaard, 1953) and the water vapor transport paths. The latter involves the sources such as supplements from lower boundary and sinks such as precipitation or evaporation of cloud drops of water vapor.

While earlier modeling studies on isotope fraction in precipitation applied global scale models with simple cloud physics and with the assumption that isotope exchange between liquid and gas phase is under equilibrium state (e.g. Joussame et al., 1984), this study focuses on regional model with detailed cloud microphysical processes that govern the phase change without assuming an equilibrium state.

To achieve this objective, we add both equilibrium and non-equilibrium methods in a cloud microphysical scheme (the CLR-scheme, Cheng et al., 2010) coupled into WRF (V3.2.1) meteorological model to simulate isotope fractionation in clouds. In previous studies using GCM (Joussame et al., 1984), the equilibrium method assumes a constant isotope gas-liquid partition during phase change which tends to be inaccurate in describing the highly imbalance condensation processes in clouds. Non-equilibrium method here is to treat the condensation is calculated using fundamental diffusion growth equation in which isotope has diffusion coefficient and saturation vapor pressure obtained under gas-liquid equilibrium.

We carried out a simulation for a precipitation case from June 9<sup>th</sup> to 17<sup>th</sup>, 2012. The results indicate that the relationship between the isotope fractionation and precipitation is found in roughly good agreement with those derived from measurements by Academia Sinica. However, differences exist in the initial value and the amplitude of isotope fractionation. Improvements are still needed in the initialization of isotope fractionation in the air and soil water which vary significantly with time and space. Also need to be considered is the difference for isotope water vapor to condense into ice phase as the cold cloud processes are critical to

precipitation formation. Final we will show quantitative the analysis of cloud processes that contribute the isotope fractionation and the effect of non-equilibrium condensation processes in clouds.

### Reference

Cheng, C.-T., Wang, W.-C., and Chen, J.-P., Simulation of the effects of increasing cloud condensation nuclei on mixed-phase clouds and precipitation of a front system, Atmos. Res., **96**, 461–476, 2010

Dansgaard, W., The abundance of  ${}^{18}$ O in atmospheric water and water vapour. Tellus, 5, 461–469, 1963.

Dansgaard, W., Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16, 436-468, 1964.

Epstein, S., Variations of the <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O ratios of fresh water and ice. Nat. Acad. Sci., Nucl. Sei. Ser., Rep. No. **19**, pp. 20-25, 1956.

Horita, J., and D. J. Wesolowski, Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature, Geochim. Cosmochim. Acta, **58(16)**, 3425 – 3437, 1994.

Int.At.Energ.Agency, Statistical treatment of data on environment isotopes in precipitation, Tech. Rep. **331**, Vienna, Austria, 1992, 1994.

Jussaume, S., R. Sadourny, and J. Jouzel, A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere, Nature, **311**, 24-29, 1984.

# 集水區定量降水空間解析度對於 水位模擬影響之研究

#### 江志鵬<sup>1</sup> 張哲豪<sup>1</sup> 沈志全<sup>1</sup> 吳祥禎<sup>2</sup> 國立臺北科技大學<sup>1</sup> 國家實驗研究院國家高速網路與計算機中心<sup>2</sup>

## 摘要

在水位預報的運算過程中,必須倚賴水文、氣象等各種觀測、預報資料進行完整的物理 計算。爲盡可能掌握水文氣象資料高變異性以提升預報準確度,目前在世界主要進行防洪測 預報之先進國家,在水文氣象資料來源上均採用多種水文氣象資料來源的結合,以增加水情 演算與推斷的可靠度。而在實務應用上,由於整合了多種資料,使其資料內容在輸出格式、 空間維度、與時間維度等,都存有相當差異,而面臨資料格式與維度處理對於水位模擬影響 之課題。

本研究以中央氣象局 QPESUMS 所提供之雷達定量降水資料,探討其網格資料不同空間解 析度對於集水區平均雨量求算時之敏感度。QPESUMS 為一網格式觀測降雨數値資料,可提供約 高達 1.3 公里之網格解析度雨量數値。而將雨量資料應用於水文、水理模式計算時,並非一 蹴可幾,除了需將網格式觀測降雨數値換算至各集水區平均雨量,還必須考慮模式的時序設 定,如 QPESUMS 為 10 分鐘一筆之時序資料。因此在網格雨量空間解析度變化下,將對水位預 報造成間接性的影響。為探求觀測降雨數値、空間反應於水位計算時之敏感度,研究中採用 2008 卡玫基颱風及 2010 凡那比颱風之降雨事件,以高屏溪中上游集水區(分別有六龜、月眉 大橋、興農橋、三地門、美濃溪、埔羌溪、里嶺大橋)為例,將網格解析度以雙線性內插法將 原 1.3km 之網格雨量數値內插至 3km、5km、9km、15km 等四種解析度,並探討其敏感度。

#### 關鍵詞:雷達定量降水估計、雷達定量降水預報、水位預報模式、多網格解析度

### 一、前言

台灣屬於亞熱帶海島型氣候,每逢颱風季節(6 月至 10 月),必須面臨颱風所夾帶的強風、豪雨侵 襲。在 2009 的莫拉克風災及 2010 的凡那比風災 中,皆重創了南台灣,降下的超大豪雨屢屢打破了 過去的單日降雨量紀錄;所造成的淹水、土石流等 災害,亦使大眾生命財產構成重大威脅及損失。因 洪水位預測値高估或低估都會使災害防救業務主管 機關於災害應變決策上有所影響,高估則會對災害 應變資源有所消耗,低估則對高度發生災害可能性 之地區無法獲得充裕的救災資源。倘若在洪水位預 測準確度能夠有所提升,勢必能爭取更充裕的應變 時間,對災害應變資源有效率的分配,進而降低災 害程度。

在現階段防洪預警作業技術,已可藉由即時水 文氣象觀測或預測資料內容,銜接水文水理模式, 模擬計算得到現況與預測河川水位高程,如水利署 目前已正式上線的「洪水早期預警系統」。就系統 之預測準確度而言,大多數預測水位站未來一小時 的水位高程誤差可以在 20~50 公分以內;但系統於 實務應用上,受限於預測數值在空間、時間等多重 因素影響,使預測水位仍有不確定性。

預報上為盡可能掌握水文氣象資料高變異之不 確定性,目前在世界主要進行防洪測預報之先進國 家,採用多種水文氣象資料來源的結合,以增加水 情演算與推斷的可靠度。在此概念下,本研究進一 步探討降雨數値與空間於水位計算時之敏感度,可 有助於研究流域使用降雨數值應用於水位模擬計算 時之獨特性,也利未來在增加多來源水文氣象資料 時,能更有效率地使用資料。

## 二、研究方法

本研究以 2008 卡玫基颱風及 2010 凡那比颱風 爲例,將研究區域設定為高屏溪流域中上游集水區 (如圖 1 所示),探討集水區定量降水空間解析度對 於水位模擬影響。其集水區分別為:三地門(面積: 410 平方公里)、六龜(面積:891 平方公里)、里嶺大 橋(面積:2875 平方公里)、興農橋(面積:369 平方 公里)、月眉大橋(面積:537 平方公里)、埔羌溪(面積:203 平方公里)、美濃溪(面積:124 平方公里)。



圖 1 高屏溪流域中上游集水區

(一)研究流程

研究流程可歸納為五大部份(如圖2所示),分 別為資料取得、解析度轉換、平均降雨計算、模式 計算、成果分析。資料取得部分係指進行資料模擬 前所需資料處理,其中包含了降雨事件及研究區域 的確立、資料格式的處理。考慮資料在空間的特性, 將解析度轉換,並以集水區空間內插求得平均降 雨。最後採用由荷蘭 WLIDelft Hydraulics 所開發的 Sobek 水文模式、水理模式計算水位。綜合計算結 果,分析各影響因子於進行水位預報之不確定性。



圖 2 研究流程

#### (二) 資料取得

卡玫基颱風及凡那比颱風為本研究所使用之兩 場降雨事件,其降雨時間分別為2008年7月16日 14時至18日20時,以及2010年9月19日0 時至20日14時,來源為中央氣象局QPESUMS所 提供之雷達定量降水資料,為高解析度之多時序網 格式雨量資料。其資料係由經濟部水利署、中央氣 象局、農委會水土保持局與美國國家劇烈風暴實驗 室(National Severe Storms Laboratory, NSSL),自2002 年起合作開發「多重觀測工具之定量降水估計與分 類技術QPESUMS」。QPESUMS 自2005年起開 始提供具有定量降水預報功能之產品,每10分鐘 更新一次之0至3小時定量降水預報產品。

QPESUMS 目前提供資料之空間解析度約為 1.3 ×1.3 公里 (0.0125°×0.0125°),資料的起始點為北緯 27°N,西經 118°E,資料範圍在北緯 20°~27°N,西經 118°~123.5°E,其中南北向與東西向之資料範圍邊界 網格數分別為 561 與 441 個網格點。

#### (三) 解析度轉換

在 Sobek 水文模式的水位預報模擬過程中,其 架構採用集水區為運算單元,因此必須將網格式雨 量資料內插計算為集水區平均雨量。為探討因網格 雨量資料解析度不同,造成集水區平均降雨量、河 川水位高程、以及稽延時間的變化,本研究將中央 氣象局所提供每十分鐘之 QPESUMS 定量降水估 計,以雙線性內插法將原 1.3 公里之網格進行內插 轉換。重新取樣(resampling)後之網格大小分別為 3 公里、5 公里、9 公里、15 公里。雙線性內插法可 表示如(式 1),示意圖如圖 3,其中 P 點為重新取樣 之網格點,Q 為原始網格點,f(x,y)為每一對應點之 雨量數值。

不同網格解析度所造成之降雨誤差量以兩部分 進行分析,一為比較不同尺度 QPESUMS 於集水區 之平均雨量;二為將多尺度集水區平均雨量以降雨 逕流模式與河川水理模式求得水位高程,並比較與 觀測水位高程之差異量。圖 4 為卡玫基颱風之定量 降水估計降解析度至 15 公里網格,可以比較圖 5 定量降水估計原網格解析度(1.3 公里),從視覺上即 可辨識空間解析度所造成格網的粗略程度明顯不 同。

$$\begin{aligned} \tilde{z}'_{1}(\mathbf{x}, \mathbf{y}) &\simeq \frac{m_{1}}{(\mathbf{x}_{1} - \mathbf{x}_{1})(y_{2} - \mathbf{y}_{2})} \left(\mathbf{x}_{1} - \mathbf{x}\right) \left(\mathbf{y}_{1} - \mathbf{y}\right) + \frac{m_{1}\omega}{(\mathbf{x}_{1} - \mathbf{x}_{1})(y_{1} - \mathbf{y}_{2})} \left(\mathbf{x} - \mathbf{x}_{1}\right) \left(\mathbf{y}_{2} - \mathbf{y}\right) + \frac{m_{2}\omega}{(x_{2} - x_{1})(y_{2} - \mathbf{y}_{2})} \left(\mathbf{x} - \mathbf{x}_{1}\right) \left(\mathbf{y} - \mathbf{y}_{1}\right) + \frac{m_{2}\omega}{(x_{2} - x_{1})(y_{2} - \mathbf{y}_{2})} \left(\mathbf{x} - \mathbf{x}_{1}\right) \left(\mathbf{y} - \mathbf{y}_{1}\right) + \frac{m_{2}\omega}{(x_{2} - x_{1})(y_{2} - \mathbf{y}_{2})} \left(\mathbf{x} - \mathbf{x}_{1}\right) \left(\mathbf{y} - \mathbf{y}_{1}\right) + \frac{m_{2}\omega}{(x_{2} - x_{1})(y_{2} - \mathbf{y}_{2})} \left(\mathbf{x} - \mathbf{x}_{1}\right) \left(\mathbf{y} - \mathbf{y}_{1}\right) + \frac{m_{2}\omega}{(x_{2} - x_{1})(y_{2} - \mathbf{y}_{2})} \left(\mathbf{x} - \mathbf{x}_{1}\right) \left(\mathbf{x} - \mathbf{x}_{2}\right) \left(\mathbf{x} - \mathbf{x}_{2}\right)$$



圖 4 卡玫基颱風之定量降水估計分布圖(15 公里解 析度)



圖 5卡玫基颱風之定量降水估計分布圖(原始解析 度)

#### (四) 平均降雨計算

進行水位預報模擬過程前,必須將網格式降雨 量內插至以集水區為單位之平均降雨。常用集水區 平均降雨內插方式有算術平均法(arithmetic average)、徐昇多邊形法(Thiessen polygon)、高度平 衡多邊形法(height-balance polygon)、等雨量線法 (Isohyetal)、克利金法(Kriging)、迴歸分析法 (regression analysis)等。而在本研究中所使用之雨量 資料為網格式雨量,因此數值並無空間分配不均的 情況,故集水區平均降雨內插計算時採用算術平均 法最爲適當。算術平均內插平均降雨過程中必須考 慮集水區之邊界,因集水區邊界在上游山區即爲山 脊線,也是颱風雨量變化差異明顯之處,承圖1所 示即為其集水區劃分範圍。

集水區範圍所涵蓋的網格數,通常會因邊界選 取規則有所不同,在「海象資訊及多模式庫整合於 水文氣象觀測整合平台之應用研究」(經濟部水利 署,2009) 報告中,曾探討格網位置在集水區邊界內 的多種邊界規則,是否會影響平均雨量計算,獲取 兩種於各集水區之平均雨量資料,並探討兩者平均 雨量之差異,以了解不同邊界規則對集水區雨量預 報之影響。其分析結果顯示較小網格解析度之網格 式雨量資料,內插於小範圍之集水區時,會因不同 的邊界選取規則有較大的敏感度;而較高解析度之 網格式雨量資料內插時,則敏感度較小。而本研究 中使用之網格式雨量資料為中央氣象局所提供的雷 達觀測降雨及定量降水預報,其格式皆為 1.3 公里 高解析度網格雨量資料,因此在邊界規則對內插計 算之影響較小,在研究中採用之選取方式為 □ Intersect 1 °

#### (五) 模式計算

整體模擬環境中,是基於集水區概念,結合降 雨逕流模式與河川水理模式,而將雨量匯總計算得 到河川入流量與對應位置的水位高程。研究中採用 Sobek 之 Sacramento 模式,在進行水文模式演算前, 其模式有 20 種物理參數需加以設定及率定,目前所 使用之參數值為水利署「海象資訊及多模式庫整合 於水文氣象觀測整合平台之應用研究」(2011)所率 定之結果,高屏溪集水區水文、水理參數值如表1。

模式計算工具採用了由 Deltares 與水利署所共同開發之 FEWS\_Taiwan。其運作概念為 FEWS\_Taiwan 平台中利用 General Adapter 連結 SOBEK模式,計算各集水區降雨分布狀況,並將結 果輸出作為模式的上游邊界資訊。利用潮位資訊輸 出作為模式下游邊界資訊,搭配模式之降雨逕流水 文模組與河道水理演算模組,計算節點之水位高程 流量資訊作為後續水位高程比對參考。

表 1 水文、水理參數值 (資料來源:海象資訊及 多模式庫整合於水文氣象觀測整合平台之應用研 究, 2011)

參數	定義	參數値
PCTIM	永不透水面積比例	6.542
ADIMP	額外不透水面積比例	271.300
SARVA	透水飽和面積比例	0.029
UZTWM	上層張力水最大値(mm)	0.290
UZFWM	上層自由水最大値(mm)	0.058
UZK	上層自由水排水係數(1/day)	0.010
ZPERC	下層區域最大入滲需求量係數	18.291
REXP	入滲指數	1.586
PFREE	直接進入下層自由水之滲透水比重	10.621

LZTWM	下層張力水最大値(mm)	23.000
LZFSM	下層淺層自由水最大値(mm)	40.000
LZSK	下層淺層自由水日排出係數(1/day)	0.043
LZFPM	下層深層自由水最大値(mm)	0.009
LZPK	下層深層自由水日排出係數(1/day)	0.063
RESERV	下層自由水容量不參與蒸發之比例	0.000
SIDE	基流量傳送損失係數	0.300
SSOUT	河川損失量(m3/s/km2)	0.001
	主深槽曼寧 n	0.03
	高灘地曼寧 n	0.06

# 三、研究成果

當考慮多解析度:1.3、3、5、9、15 公里網格大 小,在進行集水區平均降雨內插計算時,會受集水 區劃設之範圍而影響計算數值。圖 6 為凡那比颱風 事件於里嶺大橋集水區平均降雨組體圖,成果中可 發現網格度大小與雨量數值無絕對關係,當網格大 小遞增,雨量數值並非保持相對增加或減少。但整 體來看,無論是凡那比颱風事件或是卡玫基颱風事 件,當降低解析度後之總降雨量,都較原始解析度 之總降雨量高或相當,如表 2、表 3分別為卡玫基 颱風事件與凡那比颱風事件之各解析度總雨量表, 從成果中可發現,僅有埔羌溪集水區之總雨量明顯 較低,其降雨組體圖如圖 7、圖 8 所示。

進一步將不同網格解析度雷達降水估計所計算 之集水區平均降雨量,匯入 Sobek 降雨徑流水文模 式計算後,求得模擬水位。在凡那比颱風事件中, 其洪峰模擬水位發生時間在三地門為 2010/09/19 04:50、里嶺大橋為 2010/09/19 06:40,顯示模擬水位 在每一個集水區中對解析度有一致的反應,當解析 度降低時,模擬水位高程會隨之降低,在3公里解 析度與9公里解析度有較明顯的降低趨勢,如圖9、 圖 10分為三地門、里嶺大橋集水區多解析度網格模 擬水位;在卡玫基颱風事件中,其洪峰計算水位發 牛時間在三地門為 2008/07/17 18:30、里嶺大橋為

2008/07/17 19:20,其結果顯示模擬水位高程亦會 因解析度隨之降低,但與凡那比事件不同,受其降 雨資料在空間的分布狀況影響,3 公里解析度與 5 公里解析度之模擬水位有微幅的上升趨勢,如圖 11、圖 12 分為三地門、里嶺大橋集水區多解析度網 格模擬水位。

綜合以上結果所述,在凡那比颱風事件中各集 水區平均降雨因網格解析度所導致之總雨量最大誤 差分布在18.4~102公釐;卡玫基颱風事件最大誤差 則分布在40~79.4公釐。依其不同網格解析度計算 之各集水區結果匯入水文、水理模式後,在凡那比 颱風事件中洪峰模擬水位差値約19~45公分,在卡 玫基颱風事件中洪峰模擬水位差値約9~28 公分。藉 由研究成果,可歸納出在研究區域里嶺大橋中上游 集水區之水位計算時,使用5公里以內網格解析度 之水位計算與原始解析度結果近乎無誤差;使用5 公里以上網格解析度之水位計算則有大約45公分誤 差。



#### 圖 6里嶺大橋集水區多解析度網格平均降雨組 體圖(凡那比颱風)

#### 表 2 卡玫基颱風事件各解析度總雨量表

	各解析度總雨量							
集水區	(單位:公釐,卡玫基颱風事件,共24時)							
	原始網格	3公里	5公里	9公里	15公里			
三地門	586.6	609.6	625.7	636.8	629.1			
六龜	313.3	315.8	295.4	331	293.1			
里嶺大橋	434.7	439.5	424.1	452.3	415			
興農橋	550.9	563.9	550.8	603.2	552			
月眉大橋	301.4	301.9	288.3	307	292.1			
埔羌溪	667.9	655.8	612.3	627.6	565.9			
美濃溪	456.5	450	444.2	462	422.4			

#### 表 3 凡那比颱風事件各解析度總雨量表

	各解析度總雨量							
集水區	(單位:公釐,凡那比颱風事件,共 24 時)							
	原始網格	3公里	5公里	9公里	15 公里			
三地門	277.1	275.8	295.4	267.5	298.7			
六龜	269.8	266.1	260.3	292.9	288.4			
里嶺大橋	321.5	315.7	327.3	318	338.4			
興農橋	423.3	416.3	439.1	413.8	437.5			
月眉大橋	344.9	341.3	348.2	351.2	371.5			
埔羌溪	324.7	314.9	319.2	280.3	317.5			
美濃溪	344.7	332.4	368.1	297	360.6			




圖 10 里嶺大橋集水區多解析度網格模擬水位(卡 玫基颱風)







圖 12 里嶺大橋集水區多解析度網格模擬水位(凡 那比颱風)

# 四、參考文獻

- [1] 張哲豪、連和政(2009),「<u>海象資訊及多模</u> 式庫整合於水文氣象觀測整合平台之應 <u>用研究(1/2)</u>」,經濟部水利署
- [2] 連和政、張哲豪(2008),「水文氣象觀測 整合平台擴充建置計畫(2/2)」,經濟部 水利署
- [3] 江志鵬、張哲豪、沈志全,2010,「基於不同解析度多時序網格雨量資料探討水文 模式於高屏溪流域上游集水區之差異」, 第14屆海峽兩岸水利科技交流研討會,A 10

# 應用最小絕對壓縮挑選機制法建置溫度迴歸模型之研究

馮智勇<sup>1</sup>、林佑蓉<sup>1</sup>、劉家豪<sup>1</sup>、陳雲蘭<sup>2</sup> 多宋科技<sup>1</sup>

中央氣象局預報中心2

#### 摘 要

本研究應用最小絕對壓縮挑選機制法(Least Absolute Shrinkage and Selection Operator, LASSO)與動力模式格點層場資料,研究台灣測站溫度統計迴歸模型建置方式。LASSO利用最小平方估計法 (Ordinary Least Square, OLS)與一維限制式,透過壓縮變數因子係數方式同時完成模型因子挑選與建置工作。由於LASSO的原理在於允許模型變數因子間存在共線性(Collinearity)特性,因此使用測站四 周動力模式格點層場資料具有提高模型預報成效潛力。

藉由使用ECTIGGE模式2007~2009年2月資料建置測站00Z溫度迴歸模型,與2011年JMA模式資料 事後預報結果,利用(1)最大調整判定係數、(2)相關係數、(3)平均誤差與(4)均方根誤差與標準差比値 等統計指標評估LASSO模型建置與預報成效。結果顯示LASSO使用測站點四周動力模式格點層場資 料建置之溫度模型,除可避免測站點層場資料內插資料值因台灣地形而產生錯誤解讀以致影響預報 結果外,的確可提升多數測站點溫度預報成效。本研究亦利用R統計軟體提供之LASSO相關函式改 良模型交叉檢驗流程,確保迴歸模型具有重製性以利校驗。

關鍵字:LASSO、溫度迴歸模型、R統計軟體

### 一、前言

現行溫度迴歸方程式採用複線性迴歸模式,迴歸模型變 數挑選邏輯(私以前進選擇去(Forward selection, FS)為主,並參 考氣象局預報中心研發計畫成果,增加由使用者設定發生機 率門檻値(p-value)與模型解釋能力寬容値(tolerance)輔助篩選 預報因子機制。氣象變數層場在大尺度(Large-scale pattem)下 的變化通常有限,利用內插至預報選貼是升層場解析度再行統 計迴歸模型建置的方式,可能因台灣地形變化急遽反而產生 錯誤解讀,影響天氣預報時的參考價值。因此,探求逕行 利用預報點的(參考圖1)問邊匹點的1、P2、P3與P4動力模式 格點層場資料進行統計迴聽建模的方式是否能維持甚至改善 預報水準可能性。

假使模式有N個層場作為建模挑選預報因子,若逕行利 用預幹課品PO(參考圖1)周邊匹點資料建模,共有4\*N個層場, 選入某一層場如tBO2時,同層場tBO2的其他3個格點與其有 高共線性,但相較於其他層場,則可能營預幹器結果有正面幫 助,此時尋求方法保留共線性高的預報因子以提高預報成 效。前進選擇法因會剔除存在共線性的層場,強迫同層場不 同格點共線性高的預報因子被排除篩選名單外,故引入最小 絕對壓縮選取機制法(Least Absolute Shrinkage and Selection Operator, LASSO),試圖改變變數挑選邏輯改善可能造成建模 預報成效不佳的原因。



## 二、最小絕對壓縮挑選機制法原理

最小絕對壓縮選取機制法是由Tibshirani(1996)所提出的 方法,此方法與處理迴歸問題時常用的最小平方估計法 (Ordinary Least Square,以下簡稱OLS)類似。OLS法作法為估 計一組係數 $\beta_i$ ,使得 $\sum_{i=1}^{N} (y_i - \beta_0 - \beta_1 \mathbf{x}_{1i} - \cdots - \beta_k \mathbf{x}_{ki})^2$ 有 最小值,LASSO除了同樣在尋找滿足前式的 $\beta_i$ 外,還加上 一組限制式 $\sum_{j=1}^{k} |\beta_j| \le t$ 。此處的 $t \ge 0$ 為一個調整係數,此係 數在決定壓縮變數的個數。當 $t \to \infty$ ,也代表係數 $\beta_i$ 不受 到限制式 $\sum_{j=1}^{k} |\beta_j| \le t$ 的限制,此時LASSO法就等同於OLS 法。當設定為O時,則所有係數 $\beta_i$ 則被強制壓縮至10。若慢 慢增加 t值,則模型將逐一選入和反應變數 $y_i$ 相關性較高的 變數,而該變數的係數值也會變爲非零數,非零係數的個數 也會慢慢增加;當 t達到某個值,使得模型的估計誤差最小 時,則建置完成。

圖2爲變數因子 $X_1$ 及 $X_2$ 的係數 $\beta_1$ 與 $\beta_2$ 所構成平面空

間。<br/>
信設橢圓線代表函數  $\sum_{i=1}^{N} (y_i - \beta_0 - \beta_1 x_{1i} - \beta_2 x_{2i})^2$ 的等<br/>
信線,灰色菱形代表  $|\beta_1| + |\beta_2| \le 1$  區域,而黑色圓點為利用<br/>
OLS法求解最小函數值時的解  $\hat{\beta}^{oLS}$ 。由於LASSO法求解時<br/>
除要求函數值為最小時,係數值必須落於灰色菱形上,故解<br/>  $\hat{\beta}^{LASSO}$  必須落於橢圓線與與灰色菱形交點,亦即發生於灰色<br/>
菱形邊界  $|\beta_1| + |\beta_2| = 1$ 或頂點。若設定變數因子個數為1,則解必須發生於頂點上,亦即必有一係數為零,代表模型剔<br/>
除該變數因子;若發生於菱形邊界上,則模型同時選入兩個<br/>
變數找因子並決定係數值。LASSO法的優點在於,迴歸模式的<br/>
變數挑選完成的同時,其係數也同時計算完成。



圖2 以LASSO法與OLS法求解函數極值所得之最佳解示意

由於LASSO法是利用允許模型建置時存在部分偏誤 (bias)的方式,以期間於模型應用時產生最小估計誤差,因此 需藉由將建模資料分成n份而交叉檢驗(cross validation)的方 式,繪製如圖3所示之均方差(mean squared error)隨變數因子 個數增減之變化曲線後,再設定t值並利用完整建模資料建置 迴歸模型。



log(Lambda)

圖3 模型均方差(縱軸)隨變數因子個數(上方橫軸)變化示意

## 三、以LASSO法建置溫度迴歸模型

本研究利用 R 統計軟體的 glmnet 套件建置 LASSO 法溫度迴講模型。套件中藉由改變與前述 t 參數等價的  $\lambda$  (lambda) 參數,控制非零係數的增減,並可利用 cv.glmnet 函式決定 合適的  $\lambda$  參數值。

cv.glmnet 函式是將資料隨機分成 n 等分,並且利用其

中n-1等分建置模式,然後用剩下的一份估計並計算估計誤差,如此步驟重複m次後,可計算出m個估計誤差,而直接選取具最小估計誤差時的λ作爲參數,再代入ghmet函式完成迴講模型建置。然而,因 cv.ghmet 函式採隨機方式分割建模資料,因此每次執行時的最佳參數略有差異,使得迴歸模型也略有差異,無法確保模型具有重製性亦不利後續校驗。

本研究因此提出兩種使用 glmnet 函式配合固定資料分 割方式進行交叉檢驗的 CV-A 與 CV-B 方案,同樣設定資料 分割為 10 組,估計  $\lambda$  參數為 50 個,圖 4 為 CV-A 與 CV-B 方案流程比較。CV-A 與 CV-B 最大的不同在於取得  $\lambda$  參數 的方式。CV-A 是以所有輸入資料計算出的 50 個  $\lambda$  作為固定 參數,並以這 50 個  $\lambda$  作為 10 組分割資料的校驗基準,各組 求出的 50 個誤差的對應  $\lambda$  也皆相同,故最後在求取一組 10 組分割資料的平均誤差時也較容易計算。但逐一代入  $\lambda$  訓練 及計算誤差的動作相當耗時,以此例來說,資料切割成 10 組,也就是需進行 10 次的訓練及校驗運算,每次運算又需 分別代入 50 個  $\lambda$  計算係數及誤差,故產製一個站搵的迴歸 係數至少需進行 500 次的迴歸係數估計及誤差計算,使得表 1 中的 CV-A 方案建置 151 測站溫度模型所需時間幾乎為使 用 cv.glmnet 者的 3 倍。



#### 圖4 CV-A方案和CV-B方案流程比較

表1 不同交叉檢驗方案所需建模時間比較

+ =	1 /	CTL A	CULD
刀条	cv.glmnet	CV-A	CV-B
建模時間	17分5秒	45分20秒	17分55秒

另一方面, CV-B 方案則不以固定的 50 個  $\lambda$  代入, 而是 10 組訓練資料皆各產生 50 個  $\lambda_i$ , , 雖然各組的 50 個  $\lambda_i$  會有 差異無法直接計算平均, 但若將此 50 個  $\lambda_i$  分類到各區間內 (如(1)式及圖 5), 即可求得分類後的 50 個固定 lambda 的平 均誤差值。以上述方法, 可减少逐一代入所需的運算時間, 可看出 CV-B 方案所需模型建置時間已和 cv.glmnet 相當接近。

$$\begin{cases} \lambda(1) \leftarrow \lambda_i & \text{if } \lambda_i < \lambda(2) \\ \lambda(j) \leftarrow \lambda_i & \text{if } \lambda(j) \le \lambda_i < \lambda(j+1), j = 2, ..., n-1 \\ \lambda(n) \leftarrow \lambda_i & \text{if } \lambda_i \ge \lambda(n) \end{cases}$$
(1)



圖 5 CV-B 方案各組(lambda\_i)參數分類示意

在「強化災害性即時天氣預報—資料處理與統計降尺度 建置案(2012)」計畫中曾比較三種方案建置7月JMA模式 30人工站將數的建模擬合度及交叉檢驗結果,可知無論是擬 合度統計值或交叉檢驗結計值,三種方案的模型成效相當。 因此,本研究採用CV-B方案進行資料切割建置LASSO迴 歸模型以確保迴歸係數具有重製性(reproducibility)以利後續 校驗與應用,並可維持和使用cv.glmnet函數相后運算時間。

# 四、溫度迴歸模型建置實驗

(一) 實驗設計

本研究將以前進選擇法使用測站點內插資料建置之2月 份PP策略00Z溫度迴講模型為基礎(代號FS+P0),比較(1)前進 選擇法使用測站點四周格點資料(代號FS+4P)與(2)LASSO法 使用測站點四周格點資料(代號LA+4P)兩種方式建置之模型 成效。其中,設定前進選擇法建模參數之預報子個數為10、 發生機率門檻值為1.001以及解釋能力寬容值為0.005。

建模資料採用2007-2009年ECTIGGE動力模式於925百 帕、850百帕、700百帕、500百帕以及300百帕之高度(H)、溫 度(T)、水平風分量(U)、垂直風分量(V)與濕度(Q)等5個基本 場,共25個預報因子,針對台灣本島如圖6所示之山區5站和 平地10站測站建置溫度迴講模型,並以2011年JMA模式資料 進行事後預報。

#### (二) 模型成效分析指標

- 1. 最大調整判定係數(Adjusted R2, 簡寫為 AdjR2), 用以瞭 解建模擬合度情况。
- 2. 相關係數(Correlation Coefficient, 簡寫為 CORR),用於掌握事後預報值與觀測值時間序列變化趨勢。

- 3. 平均誤差(Mean Error, 簡寫為 ME),用於量化事後預報値 與觀測值誤差平均值。
- 均方根誤差與標準差比値(簡寫為 RMSE/YSD),用以掌握 事後預報值變異度與不同氣候特性觀測值/預報值的比 較。



#### 圖6溫度迴歸模型建置實驗選用測站

#### (三)統計迴歸模型成效比較

三種模型建置方式建置之溫度模型擬合度比較如表2所式,以灰底表示「FS+4P」相較「FS+P0」為佳或差異不大者,而再以深灰底反白字表示「LA+4P」相較「FS+4P」為 佳或差異不大者。

」 遺話 端	FS+P0	FS+4P	LA+4P
466910	0.964	0.964	0.962
466920	0.890	0.894	0.914
466930	0.952	0.954	0.955
466940	0.821	0.840	0.850
466990	0.834	0.838	0.830
467080	0.906	0.917	0.924
467410	0.857	0.867	0.889
467440	0.826	0.851	0.864
467480	0.859	0.880	0.882
467490	0.873	0.880	0.896
467530	0.843	0.857	0.853
467550	0.813	0.841	0.848
467610	0.885	0.901	0.900
467650	0.860	0.876	0.889
467660	0.876	0.894	0.908

表2	「FS+P0」、「FS+4P」與「LA+4P」2月份PP策略00Z溫
	度迴歸模型擬合度比較

由表2可知除了鞍部站(466910)擬合度不變外,其餘測站 採用「FS+4P」方式建置之擬合度皆略優於「FS+P0」,而部 分測站使用「LA+4P」方式建置之模型因預報子個數高於前 進選擇去設定的10個,使得建模擬合度略優於「FS+4P」。 整理利用2011年JMA模式資料進行三種溫度模型事後 預報的ME、CORR與RMSE/YSD統計值指標如表3所示。對 照表2可知,雖然以「FS+4P」方式建置之模型擬合度全面優 於採「FS+PO」方式建置者,但事後預幹結果卻未有全面提 升(例如ME指標僅直蘭、高雄、台中、阿里山、玉山與日月 潭站有顯著改善),甚至部分測站反而顯著降低。本研究認為 雖然建模擬合度未必可完全代表預報成效,但利用ECTIGGE 模式建模並以JMA模式進行預幹的方式,必然將兩種動力模 式的系統性差異轉換為預報值的高、低估現象,因此未來可 進一步比較採用相同模式建模與預報的結果,以消除模式差 異的影響。整體而言,逕用測站四周格點資料進行建模的確 可獲得與使用測站點內插資料建模相近的結果。

另一方面,以「LA+4P」方式建置之溫度模型則使得大部分測站之統計指標均優於以「FS+4P」方式建置者,例如鞍部、竹子湖、基隆、花蓮、臺南、阿里山、玉山、日月潭與臺東等站的ME指標均較低,且其中如花蓮與日月潭站甚至遠低於採「FS+P0」方式建置者。此外,亦可觀察到ME、CORR與RMSE/YSD三項統計指標改善情況未必同時提升,僅較部、竹子湖、基隆、花蓮、阿里山、日月潭與臺東等站均同時優於以「FS+4P」方式建置者,並且鞍部、基隆、花蓮與日月潭等站亦優於以「FS+P0」方式建置者。

表3 「FS+P0」、「FS+4P」與「LA+4P」2月份PP策略00Z溫 度迴講模型JMA模式事後確認結果統計指標計較

統捕	ME		CORR			RMSE/YSD			
建置试	F	S		I	-S	IA IAD	F	-S	IA 14D
ᆅ	P0	4P	L/A+4F	PO	4P	LA+4F	PO	4P	L/A+4r
466910	-0.698	-0.712	-0.547	0.978	0.976	0.983	0.309	0.306	0.262
466920	0.439	0.495	0.599	0.909	0.926	0.888	0.448	0.425	0.516
466930	0.205	0.427	0.218	0.975	0.975	0.977	0.239	0.276	0.237
466940	0.052	0.234	0.044	0.849	0.852	0.884	0.523	0.525	0.460
466990	-0.607	-0.842	0.383	0.880	0.840	0.887	0.561	0.705	0.494
467080	0.055	0.034	0.083	0.943	0.915	0.933	0.329	0.408	0.359
467410	0.547	0.843	0.795	0.839	0.837	0.823	0.587	0.640	0.651
467440	0.107	0.019	0.052	0.849	0.859	0.892	0.521	0.511	0.455
467480	0.064	0.277	0.381	0.841	0.829	0.834	0.661	0.663	0.647
467490	0.335	0.030	0.037	0.864	0.833	0.877	0.541	0.587	0.499
467530	-1.015	-0.616	-0.493	0.875	0.858	0.858	0.708	0.600	0.565
467550	0.322	0.256	0.234	0.897	0.897	0.888	0.440	0.443	0.457
467610	0.649	0.699	0.808	0.945	0.947	0.943	0.444	0.458	0.507
467650	-0.651	-0.310	-0.130	0.911	0.890	0.940	0.498	0.469	0.345
467660	0.304	1.243	0.224	0.931	0.903	0.921	0.414	0.738	0.398

圖7為繪製裝部、花蓮(466990)、阿里山(467530)和日月 潭(467650)匹站以「FS+P0」方式建置之溫度模型事後預報値 與觀測値的散佈圖與時間序列圖,利用以「FS+4P」方式建 置之溫度模型事後預報值與觀測値的序列圖8進行比較可 知,預報個時序變化形式相近,代表前進選擇法於兩種建模 資料建模挑選到的預報因子相近;另一方面以「LA+4P」方 式建置者的預報個時序變化形式(圖9)則有不同,可以反應預 報因子自身特性,並且使得預報個與觀測值的散佈情況更集 中於對角線。

由於前進選擇法挑選預報因子的原理是避免挑選存在

共線性的變數進入模型,然而測站四周動力模式格點相同層場資料必然存在相依特性,因此,若模型已挑選任一格點之925百帕溫度場,則應無法再選入其餘三格點相同層場變數,可能無法藉由使用四點資料大幅提升預報成效。反觀LASSO法模型建置原理即是要求預辞凝裝差最低,允許預幹因子間存在共線性,並且經交叉檢驗結果決定變數個數,因此,四個格點的所有層場變數只要有助於降低模式預整誤差者,均可被挑選為預幹因子,使得以「LA+4P」方式建置之模型具有大幅改善預報成效的潛力。





圖9「LA+4P」溫度迴歸模型事後預報值與觀測值比較圖

# 五、結論

綜合以上測站溫度模型建置研究初步成果可得幾項結 論:

- (一)由整點溫度迴講模型的最大調整判定係數與事後預報 各站相關係數得知, 逕行採用動力模式四周網格點建模與 內插至PO建模的擬合度與預報成效相當。
- (二)採用前進選擇去建模時,建議巡用預幹選出部邊P1~P4動 力模式網格點資料,除可避免內插步驟因台灣地形而產生 不合理資訊以致影響預幹器果外,亦可節省資料儲存所需 硬體空間。
- (三) 採用最小絕對運縮挑選機制法建模時,建議運用預幹器 四周格點通力模式網格點資料,確實可由LASSO原理獲得 大幅提升預報成效的結果。
- (四) 各測站的最佳PP策略溫度模型建置方式可能存在差 異,除了前進選擇法與LASSO法的差異外,可能亦需要考 量動力模式資料特性。

# 六、參考文獻

- 統計迴歸模式季內時間取樣差異測試,交通部中央氣象局中 央氣象局自行研發計畫成果報告第CWB98-1A-03號,陳 雲蘭、王政忠與張琬玉,2009。
- 「發展網鎖逐時天氣預報—高解析度網格統計降尺度建置 案」統計降尺度天氣預報子系統,交通部中央氣象局委託 研究計畫期末報告,2011。
- 「強化災害性即時天氣預報-資料處理與統計降尺度建置 案」統計降尺度天氣預報子系統,交通部中央氣象局委託

研究計畫期未報告,2012。

# 台灣海域暴潮模式2維與3維計算結果之探討

于嘉順、尤皓正 國立中山大學海洋環境及工程系

### 摘要

台灣海域暴潮模式透過非結構性網格建構,模式範圍包含台灣周邊海域(如圖 1),北邊至長江口南側,南邊至菲律賓,東邊至宮古島東側,西至香港東側作為 邊界,網格大小透過水深分布控制,可符合近岸之高解析,並保有計算效率。除 透過天文潮之模擬率定外(圖2),並藉由颱風案例探討2維與3維之計算結果對 於暴潮模擬之影響。



圖1 模式網格分布



# 梅姬颱風引發局部劇烈降水之數值研究

侯昭平<sup>1</sup> 黃靖容<sup>1</sup> 汪建良<sup>1</sup> 張龍耀<sup>2</sup> 黃椿喜<sup>3</sup> 許淳浩<sup>1</sup> 國防大學理工學院環境資訊及工程學系<sup>1</sup> 國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心<sup>2</sup> 中央氣象局<sup>3</sup>

#### 摘要

過去的地面測站降水觀測顯示,台灣地區受颱風影響所產生的劇別降水具有小區域極端降水的特性,往往水平空間僅幾十公里距離,就有著數倍的總累積降水或瞬間降水的差異,山區與平地的降水對比更是明顯,由於劇別天氣的過程和不穩定的對流邊界層及地形有很大的關連,而不穩定對流邊界層(convective boundary layer)之發展會受到許多因素所影響。本研究使用動力統計法,以WRF 3.3版模式為運算基礎,探高速電腦平行化計算之系集迴歸預報方式,針對其盛行環流和台灣地形交互作用後,引發局部地區中小尺度劇別降水之非絕熱效應和動力過程實施探討,並期望掌握地形透過阻擋氣流(blocking)與與改變氣流方向(deflection)所伴隨的上生與下沈運動,對於地面氣壓、風場、溫度、濕度,以及雨量所產生之不同型態的影響。

關鍵字:對流邊界層、非絕熱效應。

## 一、前言

瞭解並掌握山脈附近降水系統的形成原因和移動方向,對於和地形有關的降水是非常重要的,而影響地形降水和移動方向的原因很多,例如環境風速(U)、潮濕的浮力震盪頻率(Brunt-Väisälä frequency, Nw)、地形高度(h)、對流性條件不穩定度(CAPE)、環境場的水靜,對常時不是有意度的小學。 份演了重要的角色,因此當颱風環流和共伴的環境大氣提供源原不絕的水氣時,更會因此造成不同型態和分佈的劇別降水;Chen et. al(2005)[1]曾以WRF模式在二維中尺度山脈上,以改變環境風速和CAPE方式測試潮濕夫如數(Froude Number, Fw=U/Nwh)對地形降水所造成的影響,結果發現在條件性不穩定的大氣條件下,不同的CAPE和不同的U所造成不同的Fw會影響降雨系統的種類和傳播方向,進而影響地形降水的位置。

Chen et al.(2005)[1]使用WRF模式針對二維中尺度山脈 探討環境與降雨系統之間的關係時,除得到和Chu et al.(2000)[2]使用ARPS(Advanced Research Prediction System) 模式利用不同的Fw模擬氣流通過中尺度山脈的三種共同的 地形降水型態結論以外,另外推估了第四種可能的地形降水 的型態(圖一),其中第一種降水機制(Regime I)會在CAPE 介於1800~3625 J Kg<sup>-1</sup>而Fw介於0至0.5間出現,而這類環 境大氣和地形交互作用後產生和盛行風向相反(上游傳遞) 的對流降水系統(圖二a)、第二種降水機制(Regime II)在 CAPE介於750~3625 J Kg<sup>-1</sup>而Fw介於0.13~0.524 間會在山 I頂附近的迎風坡或背風坡有長時間滯留的對流系統(圖二 b)、第三種降水機制(Regime III)在CAPE介於1800~3625 J Kg<sup>-1</sup>而Fw介於 0.52~1.4 間會在山頂附近產生對流降水系統 和向下游傳遞的對流系統(圖二c)、最後一種降水機制 (Regime IV)在CAPE介於750~3625 J Kg<sup>-1</sup>而Fw介於0.29 ~1.572 間,氣流在跨越山脈時,具有一長延時的地形層狀降 雨系統,並且在下游產生雲系(圖二d),上述的四種降水機制 在環境大氣具有相同的CAPE時,對於相同的地形,不同的 降水型態和位置則完全由盛行風場和風速決定,也就是隨風 速曾強,地形降水型態逐漸呈現第一至第四種機制。

針對中尺度山脈的研究,Jiang(2003)[3]也使用了 ARPS 模式針對同樣的環境氣流參數,只改變了山的高度去做降雨 與地形的模擬,發現在山高為 800 公尺時(圖三a),主要發生 降雨的地方會在山頂附近,但是將山提高到 3000 公尺時(圖 三b),過高的地形將會使氣流無法過山而產生繞流,進而使 山前迎風面產生降水。Smolarkiewicz et al.(1990)[4] 和 Pierrehumbert et al.(1985)[5]也提到當氣流接近障礙時,如果沒 有足夠的動能使它翻越過障礙,那氣流就會在障礙的迎風面 發生阻塞的情况,這樣的情況可能會加強障礙迎風面的降雨。

Mimi Hughes et al.(2009)[6]則使用WRF模式模擬並檢視 美國南加州複雜地形(圖四)下造成的地形降水情形,其運用 Fr<sup>2</sup>的大小算出不同的風速,使不同的水氣平流過程和南加州 不同坡度的地形交互作用後,產生不同的降雨分佈,從圖五 (a)可以看到大Fr<sup>2</sup>的降雨分佈緊貼著沿岸山脈,最大值出 現在海岸的山邊,海洋的降雨相對比較少,在小Fr<sup>2</sup>的降雨分 佈圖中(圖五(b))降水則多分佈在沿海地區,藉由山區地 形舉升造成的降水相對較少,探究其因,顯然和水氣平流的 強度有關,另作者爲瞭解降水強度和地形的關係,在圖五(c) 中運用地形坡度和Fr<sup>2</sup>的關係得出二點結論:一、地形降水強 度和風速及地形坡度有關,當較大的Fr<sup>2</sup>出現時,意味著水氣 平流較強,此時地形坡度越大,地形降水強度越明顯。二、 在較小Fr<sup>2</sup>的影響下,降水強度和地形坡度沒有太大的關係, 也就是此時捷峭的地形並沒有辦去造成較爲明顯的降水。

從不同風速造成的Fr<sup>2</sup>來看,受到同樣環境場影響,氣 流出現西至西南風,但這些環境風進入陸地後,受摩擦力影 響,流速咸緩,並有越過地形和繞過地形而偏向的兩種趨勢 (圖六(a)(b));在圖六(a)中,氣流進入陸地後, 風速咸弱並稍微的改變風向,但越過近岸山脈後,則呈現加 速情形;圖六(b)氣流則因流速較慢,當其進入陸地除風 速减弱以外,風向沿地形的兩側擁行,也因此該區地形降水 的分佈出現極大的差異。在圖七北緯33.33度垂直剖面圖可 以看到Fr較大時(圖七(a)),環境風場除接近地形,而出 現動力舉升向上吹外,餘各位置風場平行地面,Fr<sup>2</sup>較小時, 圖七(b)環境風場則出現地形狙塞的情況,且阻塞效應多 發生在低層大氣,符合氣流動能不足,碰到較劇別的地形, 會出現阻塞和繞流轉向的預期。

# 二、研究方法與設定

洪景山等(1996)進行WRF模式之敏感度測試中,測試 了不同的物理參數化設定對於WRF數值模式結果的影響, 指出不同邊界層參數法對模式預發展美影響最顯著、積雲參 數法次之、微物理參數法更次之,並建議應用WRF模式於 東亞地區進行數值天氣預報時,邊界層參數(Planetary Boundary layer)使用Yonsei University scheme,微物理參數 (Microphysics)使用WRF Single-Moment 5-class scheme,以及 積雲參數(Cumulus Parame -terization)使用Kain-Fritsch scheme,是爲最佳的物理參數法組合,本次模擬議採用之設 定略有不同,除了微物裡參數使用Goddard GCE scheme以 外,其餘參數設定相同,而在個案模擬的設定,本次模擬使 用三層巢狀網格,模擬的區域為東經70度到東經150度,北 緯50度到南緯10度,網格解析度分別為45km、15km、5km, 地研解析度分别為10m、2m、30s,垂直分層19層,積分時 間6小時,使用初始場資料為NCEP real time 0.5° x 0.5°的資 料。

# 三、觀測資料與分析

本次研究的個案為梅姬颱風,此颱風在台灣時間西元 2010年10月13日晚間於關島西南西方海面上生成,為編號第 13颱風,生成後先向西北轉西北西方向移動,在16日下午轉 為中度颱風,接著在17日強度逐漸轉為強烈颱風之後,移動 方向由西轉西南西方向,且在18日穿過菲律賓本島後強度減 弱為中度颱風,移動方向由西北西轉向偏北行進,此時7級 風暴風半徑為250公里,10級風暴風半徑為100公里,近中心 最大風速維45m/s,進入台灣海峽後轉向北北西移動,台灣 中央氣象局在21日凌晨2時30分發布第一次海上颱風警報, 到了21日下午5時30分發布第一次陸上颱風警報,影響台灣 從21日到23日,在23日下午1時10分左右轉為輕度颱風並由 福建進入大陸,同日晚上11時30分解涂海上陸上颱風警報 (圖八)。

主要針對20日到23日影響台灣之時間做描述圖十一、 十二、十三),由20日00UTC地面天氣圖顯示,梅始已颱風位 於17.2°N、117.3°E的菲律賓東邊海面上往北北西移動,此 時台灣北部地區有一到鋒面滯留。影響台灣之降雨,主要集 中在台灣北部、東北部、東部及東南部地區,強降水發生時 間在21日到22日期間,而最大降水發生在21日06UTC的宜 蘭蘇奧地區,其次恆春地區及花蓮東部地區(圖九、十)。

# 四、模擬結果與討論

本研究模擬之梅姬颱風路徑除了23日的路徑有明顯差 異以外,其餘兩天模擬路徑接近實際路徑,本次研究運用模 擬颱風在21日和22日的強降雨,以區分強降雨發生的前、 中、後三個時段去做探討,強降雨前的時間選在20日 00UTC,強降雨發生期間選擇21日06UTC,強降雨後的時 間選擇23日00UTC。

降水方面,分別以21日到22日單日累積降雨量之模擬和 實際做比較。21日(圖十四)模擬部分主要的降水區包含宜蘭 地區、花蓮中部地區及恆春地區,降雨情況也和觀測(圖九) 型態相當一致,模擬之累積降雨量也接近觀測值,但模擬之 降雨區範圍較觀測區域為大。而22日觀測資料(圖十)中, 宜蘭地區的累積降雨量從300mm降到150~200mm之間,恆 春地區的累積降雨量也同樣有趨緩的情況,且在花蓮中部 雨區有擴大的情況,而在22日的模擬(圖十五)圖中,在花蓮 中部的雨區有模擬出擴大的情況,但卻擴大到台南、高雄地 區,在北部地區的雨區也擴大到桃竹苗地區,整體來看在22 日這天的模擬只有台灣中部模擬和觀測一致。

由21日00UTC的850hpa風場(圖十六)分析,主要降水的區域都同樣吹著東北風,最小風速均達到20m/s以上,如此的風速在加上風向,吹向台灣的中央山脈、以及河口地區,產生了主要雨區,但在圖十七中,21日1800UTC的850hpa風場明顯從原本的東北風轉爲東南風,且在之後的時

間,東南風的風速從原本最低10m/s增展到最低20m/s,風速的增強在加上東南風通樣吹向台灣的中央山脈,才會使模擬到的累積降雨在22日仍沒有趨緩。

順著圖十八在官蘭地區吹的風向切除剖面(圖十九), 分強降雨發生的前、中、後來分析。從圖二十和圖二十一斜 剖面之水氣場和風場來看,在東部宜蘭地區從20日00UTC 地形前緣風速在5m/s,水氣分部是比較平緩的且紅色高值 0.016kg/kg約在925hpa,到了21日06UTC,風速最高增強到 18m/s,剛好位在950hpa以下以及以上左右的水氣高值區, 最後23日00UTC,風速增鉅35m/s~40m/s,水氣紅色高值 的部分也突破900hpa的高度。接著看經度為121.44°E的垂直 剖面(圖二十二),20日00UTC在925hpa的地方也同樣看到 0.016kg/kg的高值,在23.7°N的地方有看到0.018kg/kg的最高 值,在加上吹向地形之風速比彩剖面的強一點,幾乎都有在 5m/s以上,可能是東北季風與颱風環流輻合使得這個印風面 地區水氣加劇,21日06UTC南邊的水氣厚度到達900hpa, 高值仍是在0.016kg/kg,風速的部分幾乎也都有20m/s,而在 前一個時間點看到的0.018kg/kg之最高水氣值,可能因為隨 著颱風的接近,東北季風和颱風外圍環流的輻合面積增加, 造成水氣往南邊擴散,然而隨著颱風移動到台灣西部,由圖 十六顯示在21日00UTC的850hpa風場,主要降水的區域都 同樣吹著東北風,風速最低都有達到20m/s,如此的風速在 加上風向,吹向台灣的中央山脈、以及河口地區,才產生主 要雨區,但在圖十七21日18UTC的850hpa風場明顯從原本 的東北風轉爲東南風,且在之後的時間,東南風的風速從原 本最低10m/s增强到最低20m/s,風速的增強在加上東南風通 橡坎向台灣的中央山脈,才會使模擬到的累積降雨在22日仍 沒有趨緩,到是23日00UTC,台灣東北部的風向已轉為東 南風,水氣0.018kg/kg之高值出現在宜蘭南邊(圖二十二), 風速也在20m/s以上。最後看lat=24.07°N之水平剖面,20日 00UTC,水氣最高值0.018kg/kg是出現在121.65°E的地方, 風速也有10m/s,21日06UTC水氣最高值0.018kg/kg開始往外 移, 風速也來到了20m/s, 23日00UTC水氣最高值0.018kg/kg 推回到地形前緣,且在西北部地區有有出現最高值 0.018kg/kg,可能因爲颱風接近台灣西部往大陸移動(圖二十 四),所以西北部地區為西南風之迎風面,故在此地區模式 也有預測到強降水。

# 五、結論

從本研究之初步結果看來,可能因為地形的解析度不高,使得模式中的水氣容易過上造成雨區擴大,未來會把地形解析度提高到2km,來比較這次初步的研究結果是否和地形解析度有關,且還會針對水氣平流的狀況以及算出Fr值,仔細了解環流、地形的熱力和動力的過程,探討其與颱風降水之間的關係。

# 六、致謝

感謝台灣國科會對我們的研究在經濟上的支持,計畫編

號為 NSC 102-2111-M-606-001-MY2、台灣颱風洪水中心及 國家高速計算中心計算資源支援,另對所有協助 102 年度天 氣分析與預解研討會的相關人員,一併致謝。

# 七、參考文獻

- [1]Chen, S.-H., and Y.-L. Lin,2005: Effects of moist Froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *J. Atmos.Sci.*, **62**, 331-350.
- [2]Chu, C.-M., and Y.-L. Lin, 1998: Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems. Preprints, *Eighth Conf. on Mountain Meteorology*, Flagstaff,AZ, Amer. Meteor. Soc., 302–309.
- [3]Jiang, Q., 2003: Moist dynamics and orographic precipitation.
   Tellus, 55, 301–316, doi:10.1034/j.1600-0870.2003.00025.x.
- [4]Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno, 1990: Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part II: Upwind flow. reversal zone. J. Atmos. Sci., 47, 1498–1511.
- [5]Pierrehumbert, R. T., and B. Wyman, 1985: Upstream effects of mesoscale mountains. J. Atmos. Sci., 42, 977–1003.
- [6]Mimi Hughes, Alex Hall, and Robert G. Fovell, 2009: Blocking in Areas of Complex Topography, and Its Influence on Rainfall Distribution. Atmos. Sci.,66, 508–518.





圖一 Regime的控制參數形和CAPE (摘自Chen et al., 2005)。



圖二 環境氣流和地形降水的關係。(a)為向上游傳遞的對流系統。(b)為在山頂付近的迎風坡或背風坡有長時間滯留的對流系統。(c)為在山頂付近產生對流降水系統和向下游傳遞的對流系統。(d)為氣流在跨越山脈時,具有一長延時的地形層狀降雨系統。圖中下方Fw的箭頭為強度,FD為CAPE的強度,空心箭頭為冷空氣外流的傳遞方向,實心箭頭為降雨系統的傳遞方向,S代表層狀降水、C代表對流降水、N代表混合降水(摘自Chen et al., 2005)。



圖三 地形與潮濕環境氣流交互作用圖。 $(a)h_m = 800 \text{ m}$ (正 圓形等值線為地形) $(b)h_m = 3000 \text{ m} \circ N_d = 0.011 \text{ s}^{-1} \cdot U_0 = 10 \text{ m} \text{ s}^{-1} \cdot T_0 = 270 \text{ k} \cdot \text{RH} = 95\% \cdot 半山寬 a = 10 \text{ km} \circ 陰影的部分為降雨率(mm h^{-1}) , 色階間距為降雨率(mm h^{-1}) (摘自Jiang, 2003) 。$ 



圖四 作者所模擬美國南加州之區域圖(摘自 Mimi Hughes et al.2009)。



圖五 降雨分佈及其與高度的關係。(a)Fr2>3.7 造成的降雨分佈(b) 0<Fr2<0.61 造成的降雨分佈 (c)Fr2的大小和降雨 率及海拔梯度的關係,(a)(b)contour的部分為地形,陰 影的部分為降雨率(cmh<sup>-1</sup>),間隔為 0.2cm h<sup>-1</sup>,粗黑線 為海岸線(摘自Mimi Hughes et al.2009)。



圖六 平均10-m的風。(a) Fr<sup>2</sup>>3.7 所算出來的風速為6.17 ms<sup>-1</sup>(b)0<Fr<sup>2</sup><0.61 所算出來的風速為2.09 ms<sup>-1</sup>, 粗黑線 為海岸線,白色contour為地形(摘自Mimi Hughes et al.2009)。



圖七 在圖九切壯緯 33.33 度剖面,陰影為位溫,箭頭爲風, 白色部分爲地形(摘自 Mimi Hughes et al. 2009)。



圖八 2010年梅姆颱風路徑圖(中央氣象局)。



圖九 2010年10月21日之累積降雨圖(中央氣象局)。



圖十 2010年10月22日之累積降雨圖(中央氣象局)。



圖十一 2010 年 10 月 20 日 08 時地面天氣分析圖(中央氣象 局)。



圖十二 2010年10月21日06UTC之地面天氣圖(中央氣象



圖十三 2010年10月23日08時地面天氣分析圖(中央氣象

局)。 20101021 00UTC-20101021 18UTC raintotal(mm)



圖十四 模擬2010年10月21日單日累積雨量圖,色階爲累

積降雨量,單位為mm。





圖十五 模擬2010年10月21日單日累積雨量圖,色階為累 積降雨量,單位為mm。





圖十七 同圖十六,但為22日00時。



圖十八 同圖十六,但為21日14時台灣周邊地區。



圖十九 紅線為選取產生垂直剖面之區域(其端點座標為北 緯24.5度、東經 122.3度及北緯23.0度、東經119.3 度)。



圖二十 模擬20日00時(圖(a))、21日06時(圖(b))及 23日00時(圖(c)),位於圖十九之垂直剖面水氣 場(色階間距0.002gKg<sup>-1</sup>)。





圖二十一 同圖二十,但爲垂直風場。



圖二十二 以東經121.44度切垂直剖面且和除剖面在直蘭 之強降雨地區有交點,緯度範圍從北緯23度到 北緯24.5度,模擬20日08時(圖(a))、21日14時 (圖(b))及23日08時(圖(c))之水氣場(色階 間距0.002gKg<sup>-1</sup>)以及垂直風場(風向量,圖(a) 為5m s<sup>-1</sup>、圖(b)和圖(c)為20m s<sup>-1</sup>)。



圖二十三 以北緯24.07切垂直剖面且和除剖面在直蘭之強 降雨地區有交點,模擬20日08時(圖(a))、21 日14時(圖(b))及23日08時(圖(c))之水氣場 (色階間距0.002gKg<sup>-1</sup>)以及垂直風場(風向



圖二十四 同圖十六,但爲23日8時台灣周邊地區。

# 颱風地形降雨趨勢分析及其對山區雨量估計影響之探討

#### 李天浩<sup>1</sup>陳翠玲<sup>1</sup>陳品妤<sup>1</sup>陳孟詩<sup>2</sup>李明營<sup>2</sup>陳雲蘭<sup>2</sup>

#### 國立臺灣大學土木工程學系<sup>1</sup> 中央氣象局預報中心<sup>2</sup>

#### 摘要

台灣山區地形陡峻、雨量站密度低,並且測站多設於河谷。利用普通克利金法內插估計颱 風在山區的降雨氣候值,會有低估的問題。若擬利用通用克利金法估計,則必須利用客觀方法, 找出颱風造成山區地形降雨多過平地降雨的趨勢規則,或是趨勢函數。

本論文以台灣西南部地區為例,首先,利用最大協變異數分析法(Maximum Covariance Analysis, MCA),分析多場颱風事件、多個平地風測站、多個山區雨測站的小時紀錄資料,找出 MCA主成分的風分量和對應的雨分量,以及各個分量解釋的變異數百分比。其次,利用數值地 形和MCA主成分風,組創能有效解釋山區和平地測站降雨強度差異的「地形受風降雨影響變數」 及兩者間的函數關係,初步取得海拔高度、迎風因子和河谷匯聚因子等。第三,利用「測站小 時降雨量」和「地形受風降雨影響變數」的函數(迴歸)關係,作為替選趨勢函數,每小時判斷,去除函數關係統計不顯著的「地形受風降雨影響變數」,選擇顯著的「地形受風降雨影響變數」,選擇顯著的「地形受風降雨影響變數」,於別以普通克利金法和通用克利金法,估計內插點的降雨量,且 以莫拉克颱風在曾文水庫集水區的降雨量,研判兩種方法內插估計颱風在山區降雨量的合理性。

關鍵詞:颱風、地形降雨、最大協變異分析、主成分風、趨勢函數、普通克利金法、通用克利 金法

# 地形激發對流影響侵台颱風運動之位渦趨勢診斷分析

#### 徐理寰<sup>1</sup> 郭鴻基<sup>2</sup>

## 國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心<sup>1</sup> 國立台灣大學大氣科學系<sup>2</sup>

## 摘要

本研究探討受地形激發對流造成之非絕熱加熱影響侵襲台灣之颱風通過台灣的移速變化。 分析1960-2011年61個登陸颱風個案,在陸期間慢速移行颱風個案多登陸在台灣北部,登陸前平 均移速較慢,登陸後平均會減速約3 m s<sup>-1</sup>,平均滯留時間達到16小時,累積降雨量較多,降雨極 值位在台灣中南部山區;而快速移行颱風多登陸在台灣南部,平均登陸後會加速,累積降雨量較 少,無明顯極值分布。利用Weather Research and Forecasting Model (WRF)進行理想數值實驗, 並以位渦趨勢診斷工具(Potential vorticity tendency diagnosis)進行分析。數值實驗顯示,北邊登 陸颱風由於受到台灣中南部地形相位鎖定的深對流影響,不對稱加熱分布位置與颱風移行方向相 反,因此可以減速約3 m s<sup>-1</sup>,在駛流微弱的環境中更爲顯著。強駛流環境中,登陸南部台灣颱風 並無顯著不對稱降雨極值,也無明顯減速發生。實驗結果可得知慢速颱風登陸台灣北部時,存在 一正回饋效應,滯留台灣時間長,帶來較大降雨量;而降雨量大則使颱風減速效應更爲顯著。

關鍵詞:颱風移行速度、地形相位鎖定對流降雨、非絕熱加熱、位渦趨勢診斷

# 海谷風之數值研究

# 侯昭平<sup>1</sup> 許淳皓<sup>1</sup> 廖杞昌<sup>1</sup> 黃靖容<sup>1</sup> 謝銘恩<sup>1</sup> 張龍耀<sup>1</sup> 國防大學理工學院環境資訊及工程學系<sup>1</sup> 國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心<sup>2</sup>

#### 摘要

台灣四面環海,且地形崎嶇複雜,山區快速的氣象變化(能見度、雲幕高及局部降水) 往往是國軍航空及地面部隊實施救災任務時極大的不利因素;而造成山區天氣變化的主要 原因,除環境風場、穩定度和地表情況外,局部環流(海谷風、谷風及山風)的改變是關鍵 的要素之一;事實上,當弱綜觀天氣條件出現時,海風環流、陸風環流、谷風環流,甚至 是海谷風環流,均可能是激發雷雨,進而引發局部地區強降雨的重要機制。海風形成後隨 著時間向內陸穿透,而在海風前緣(海風鋒面)區域,低層來自海上的潮濕空氣,在海風鋒 面會在成較強的上升氣流,成爲激發深對流的機制;但當內陸存在地形時,地形對海風環 流和海風鋒面的強度,以及海風環流向內陸推行的速度都會產生影響,在海岸線距離地形 出現位置較短時,甚至會使海風環流和谷風環流合而為一,形成「海谷風環流」;以台灣 四周環海但海岸線至地形出現的距離推測,很多地點都可能出現海谷風環流,而此環流可 能成為山區激發較強之深對流的真正原因。本文使用台大-普度三維非靜力模式 (NTU-Purdue 3D nonhydrostatic model),以二維高空間解析度( $\Delta x = \Delta z = 50m$ )模擬此局部環 流,期望能瞭解海谷風環流的內部結構和相關的物理過程,進而前置掌握山區氣象變化, 提供國軍救災部隊參考運用。

關鍵字:海風鋒面、海谷風環流、深對流。

## 一、前言

在弱綜觀的天氣環境條件下,區域性局部環流成了影響 當日天氣演變的關鍵角色。臺灣的地理位於亞熱帶地區,且 四面環海,因此,夏季容易因熱力作用造成區域性海陸風環 流;又臺灣地形起伏劇烈,臺灣東西寬度不超過150公里的 距離,海拔卻有將近4000公尺的落差變化,類似於山谷風一 類的局部環流,常主導著局部區域的天氣變化;由於地形對 於局部環流的強度和發展,常扮演關鍵角色,而局部環流又 和激發區域性劇烈降水直接相關,其內部物理過程實有進一 步瞭解的必要。本研究期藉台大普度模式高時空解析模擬之 優勢,掌握更爲完整的海谷風肇始、合併及反轉過程,並更 進一步瞭解海谷風內部結構和激發深對流的物理機制,另也 以此個案測試此「小範圍、低空層、高精度」模式,使用東 西開放性邊界條件、南北週期性邊界條件的方式,使用三維 模式模擬二維結果之可行性及穩定性。

Banta et al(1993, 1995, 2002)[1] [2] [8]曾於美國西岸蒙特 利海灣 (Monterey Bay)LASBEX (Land-Sea Breeze Experiment) 實驗期間研究顯示,局部地區的水平溫度對比, 驅動了海岸線附近較淺之海風,而大尺度的溫度對比,則來 自海水和加州內陸中部凵谷的溫度對比所造成,如此造成之 海風厚度約為1公里,地表面到500公尺之風速最大可達6 m/s,另發現海風的主要結構涂了受海陸分佈所誘導啓動,近 海岸山脈對海風結構亦有相當大程度的影響。Mahrer and Pielke(1977)[20]使用二維模式探討海陸分佈時的海陸風情 形,並且在內陸地區加入地形來探討山谷風環流,其結果發 現海風環流與谷風環流合成時的環流強度比任一環流單獨存 在時還要強。

Darby and Banta(2002)[2]模擬加州地區地形攀抗治海陸風 的影響,除了亦有上述研究的情形外,透過和光達所觀測的 資料加以比對,也發現海風的主要結構受到海陸分佈和近海 岸山脈所影響;經由模式敏感度測試結果得知,由觀測所得 到海風的雙層結構是由於海陸分佈及海岸山脈影響的結 果,早期發展厚度較淺且強度較強的海風是由海陸對比產 生,而午後發展厚度較淺且強度較弱的海風是海岸山脈所造 成。模擬防發現離海岸300㎞的內陸山脈仍會影響向岸之風 場,尤其是高層的迴流部分,由此可知地形會使海風環流的 強度和結構發生改變,而谷風和海風的雙重影響會增加深對 流的機會。

#### 二、研究工具

研究使用台大-普度非靜力模式(NTU-Purdue nonhydrostatic model),為一「雙重」前差-後差 (forward-backward)中尺度數値模式。「雙重」指的是:如果 由線性的角度來看,無論是聲波或是重力波的計算都是 forward-backward的計算方法。此方法是屬於Ikawa (1988)所 分類之全壓縮 HE-VE 模式(Horizontal explicit-vertical explicit)。而垂直坐標則是採用跟隨地所的**σ**坐標:

$$\sigma = \frac{p_0(z) - p_0(z_{top})}{p_0(z_{surface}) - p_0(z_{top})} = \frac{p_0(z) - p_0(z_{top})}{p^*}$$
(1)

由於此類模式類似於HE-VI模式,具計算簡單、容易考 慮地形效應的優點,但避免了HE-VI模式在Δx,Δy接近於Δz 時的計算不穩定問題。在Hsu and Sun (2001)中即以線性分析 的方式證明了此模式的穩定性。

積分域水平方向可以使用開放性或週期性邊界條件。開放性側邊界條件使用 Sun et al.(1991)的方法:週期性側邊界條件使用 Sun et al.(1991)的方法:週期性側邊界條件,但為避免聲波或重力波反射仍設定一吸收層,阻尼係數在海綿層內由頂端向內部線性減少至 0。地表可設定為無擊擦(free-slip)或無流動下邊界條件。無流動下邊界條件僅需指定風速為0,而無擊擦下邊界條件為:

$$\dot{\sigma} = u \left( \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right)_z + v \left( \frac{\partial \sigma}{\partial y} \right)_z + w \frac{\partial \sigma}{\partial z} = 0 \quad at \quad \sigma = 1 \quad (2)$$

這表示下邊界的動量方程彼此相關。

## 三、實驗設計

本次模擬認計了包含海洋、平原及台地地形,以瞭解地 形高低及地形與海洋的距離之間與局部環流的關係,模式中 定義x方向為海風前進方向,地表的初始大氣壓力為 1000  $hPa \circ di溫隨高度線性增加,Brunt-Väisälä frequency平方(N<sup>2</sup>)$  $為 <math>10^4s^2$ , N<sup>2</sup>定義為

$$N^{2} = \frac{g}{\theta_{0}} \frac{d\overline{\theta}}{dz}$$
(3)

海面溫度設為298K,陸地溫度則依(2)式隨時間处變。

$$T_{land} = 298 + 5 \sin\left[\frac{2\pi t}{24*3600}\right]$$
$$T_{land} = 298 + 8 \sin\left[\frac{2\pi t}{24*3600}\right]$$

爲單純討論日間由熱力引起的海谷風環流,僅透過地表的增 溫以及地形的存在作爲影響環流發展的兩個因素。有關大氣 輻射作用、地表反照率、十壤過程及科氏力作用等都先省略。

上邊界設定 40 層的吸收層,以牛頓阻尼(Newtonian damping)的方式,使所有預報量逐漸越近初始值,以減少內 重力波經由邊界反射而對模擬結果產生影響;模式的最高及 最低層垂直速度均設為零。在提升模式效率上所使用的時間 分離法(time-splitting technique; Gadd 1978)中,聲波積分時步 Ats為0.1秒,平流、擴了的指發積分步長則分別為Ats的4倍及 5倍。模式目前尚未加入冰相過程,僅考慮水氣(water vapor)、 雲水(cloud water)和雨滴(raindrop)。預報量僅有總水量(q<sub>w</sub>), 並藉由假定相當位溫為定值來診猶所雲水(q)的量,雨滴的診斷 是參考Nagata and Ogura(1991)。雲微物理參數化則以Hsie et al.(1980)、Lin et al.(1983)和Rutledge and Hobbs(1983, 1984)為 基礎。

積分域水平方向可以使用開放性或週期性邊界條件。開放性側邊界條件使用 Sun et al.(1991)的方法:週期性側邊界條件使用 Sun et al.(1991)的方法:週期性側邊界條件,但為避免聲波或重力波反射仍設定一吸收層,阻尼係數在海綿層內由頂端向內部線性減少至 0。地表可設定為無擊擦(free-slip)或無流動下邊界條件。無流動下邊界條件僅需指定風速為0,而無擊擦下邊界條件為:

$$\dot{\sigma} = u \left( \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right)_z + v \left( \frac{\partial \sigma}{\partial y} \right)_z + w \frac{\partial \sigma}{\partial z} = 0 \quad at \quad \sigma = 1$$
(5)

這表示下邊界的動量方程彼此相關。

模式計算時使用資料切割的多CPU 平行計算環境,且要求各分工的CPU 能彼此快速交換計算結果,才能有效率地執行大型計算。

隨著解析度的提高,地表附近採用了 Monin-Obukhov similarity theory(以下簡稱為MO),這個理論是假設在水平 均質的表面層中,平均流和紊流的特性會受u,,z,β,Q。的影響 從而建立動量、熱量和水氣的無因次梯度關係式:

(4)

$$\frac{kz}{u_*}\frac{\partial U}{\partial z} = \phi_m(\varsigma) \tag{6}$$

$$\frac{kz}{\theta_*}\frac{\partial\Theta}{\partial z} = \phi_h(\varsigma) \tag{7}$$

$$\frac{kz}{q_*}\frac{\partial Q}{\partial z} = \phi_q(\varsigma) \tag{8}$$

海面上的粗糙長度z是以下式來進行估計:

$$z_0 = \frac{0.018}{g} u_*^2 + 0.11 \frac{1.5 \times 10^{-5}}{u_*} + 0.088 \times \left(\frac{1.5 \times 10^{-5}}{u_*}\right)^{0.5}$$
(9)

,陸地上的粗糙長度為1公分。

由於顯式差分法具適合空間切割平行運算的特性,因此 本模式相當適合作這樣的特殊處理,以增進計算效率。因為 本模式有許多一維(垂直方向)的模組(如雲物理、垂直擴 散過程、邊界層參數化等),因此僅能在水平方向作積分域 切割。切割後的子區域(水平)差分計算需要的鄰近點資訊 若不在此CPU記憶體中,則需要作CPU間的資料交換。

計算範圍的左方四分之一的部分設置為海洋,如圖1, 在地形方面植入一理想化的鐘形山地形,此理想化鐘形山地 形中心點位於A點(x=145公里)處,兩側除被各有水平寬度 15公里斜坡地形,其斜坡與高度的設定為:

$$Z_s = \frac{h}{\frac{x^2}{a^2} + 1} \tag{10}$$

其中,h<sub>max</sub>為山頂的高度値設定為500公尺,a為半山寬 (half-width length)即除地的水平距離,除了理想化鐘形山地 形以外均設定為平坦地形。

## 四、模擬結果與討論

數值模式從早上6時開始積分,日初之後開始加熱地 表,積分到6小時30分鐘達到海陸溫差最大(8K),至14時停 止積分。初始爲穩定靜止的大氣,受到模式給予地表加熱的 結果,溫度開始上升,個案積分2小時、3小時、4小時及5 小時,對於四個分別不同區域(海上、山前平地、臺地上、 山後平地的平均位溫隨高度的分佈(圖2)中,位於0至20公里 處,設置爲海水上方的溫度,由於受到海水比熱大的影響結 果,溫度的變化並不明顯,可以看到此處一直呈現爲一個相 對穩定的大氣狀態。位於25至40公里的平原位置,在剛開始 受到太陽的加熱,此時海風尚未推進到此內陸,可以從圖4 積分2小時間看到,對流邊界層在受到加熱之後,已隨機發 展對流運動,產生多個低層輻合高層輻散,並且大小不一的 對流胞,可以從圖2中看到,積分2小時的平均位溫有混合的 現象發生,而在積分至3小時之後到5小時,受到海風通過的 影響,底層轉變成不穩定的大氣狀態,混合運動無法完整。 而在50至70公里為臺地位置處,在積分到3小時之前,可以 從圖4看到臺地上方,經太陽的加熱也產生了相當多的對流 胞,並從圖2中的平均位溫看到混合的高度達2公里左右,而 在積分4小時之後開始受到海風通過的影響,造成底層不穩 定之情況發生。而在90至110公里處的平原,由於受到海風 的影響已經是在積分5小時之後,其邊界層混合的發展高度 最高可達到3公里,並且溫度從初始設定的298K增加至最高 307K左右。

圖5及圖6皆為積分至2小時30分鐘時,尚未合併成海谷 風之前海風級谷風各自的發展的狀態,從圖5中可以看見海 風厚度發展到約為500公尺,風速越底層越強,最強可達8 m/s,並在其海風上方形成一深厚的回流,厚度達到1公里, 此時海風已向內推進了約15公里,在海風前緣(海風鋒面), 與前方的對流胞的相互運動,在37.5公里處造成了一強的上 升運動。但在海風通過的區域,受到海風引進的冷空氣看不 到對流的發展。圖6中的谷風發展厚度比海風淺約為300公尺 左右,風速也小了2 m/s,最大只到6 m/s左右。

圖7及圖8分別為4小時海風與谷風始合併對抗另一處斜 坡的谷風與4小時30分鐘合併之後海谷風持續向內陸推進的 模擬結果,於圖7中海谷風方始合併,厚度約為700公尺,風 速最強達到16 m/s,與另一谷風接近形成一相當強的輻合運 動(圖3),此時可以看到海谷風上方回流(圖3)主導了離地1公 里以上的區域。到了積分時間2小時30分鐘,可以看到海谷 風持續向內陸推進,原本在其前方的谷風已經消失,此時的 海谷風風速最強達到18 m/s,並且厚度達到1公里厚。

# 五、結論

台灣為一海島國家型國家,四面環海,又地形錯綜複 雜,在受到日照的加熱之後,因海陸溫差導致的海陸風或地 形起伏所同廢的谷風環流,與加熱療原的內陸地區,三者之 間的相互影響,海風在通過的時後對於邊界層的混合產生抑 制的效果並造成大氣不穩定,海風前緣海風鋒面)與隨機產 生的對流紊流的相互作用也會造成海風鋒面的上升運動加 強有和於激發對流雲系的發展)或阻礙海風行進的速度,而 在海風通過之後,因引進了海上的冷空氣,海風後方無對流 的發生。

另外在單獨的海風環流的風速約為6 m/s,而當海風與谷風合併之後的風速可高達18 m/s,並且與另一側的谷風發

生輻合的現象時,此時,挾帶了海上潮濕的空氣,於前人的研究當中,這些條件有可能造成強隆水的發生。

# 六、致謝

感謝台灣國科會對我們的研究在經濟上的支持,計畫 編號為NSC 102-2111-M-606-001-MY2、台灣颱風洪水中心 及國家高速計算中心計算資源支援,另對所有協助102年度 天氣分析與預報研局會的相關人員,一併致謝。

## 七、參考文獻

- [1] Banta, R. M., Olivier, L. D., and Levinson, D. H., 'Evolution of the Monterey Bay Sea-Breeze Layer As Observed by Pulsed Doppler Lidar,' *J. Atmos. Sci.*, Vol. 50, No.24 pp.3959-3982,1993.
- [2] Darby, L. S., Banta, R. M., and Pielke SR, R. A., "Comparisons between Mesoscale Model Terrain Sensitivity Studies and Doppler Lidar Mesurements of the Sea Breeze at Monterey Bay," *Mon. Wea. Rev.*, Vol.130, No.12 pp.2813-2838, 2002.
- [3]Schmidli, J., Billings, B., Chow, F. K., DE Wekker, S. F. J., Doyle, J., Grubisic V., Holt, T., Jiang, Q., Lundquist, K. A., Sheridan, P., Vosper, S., Whiteman, C. D., Wyszogrodzki, A. A., and Zangl, G., "Intercomparison of Mesoscale Model Simulations of the Daytime Valley Wind System," *Mon. Wea. Rev.*, Vol.139, No.5 pp.1389-1409, 2010.
- [5]Lin, Y.-L., Chiao, S. Wang, T.-A., Kaplan, M. L., and Weglarz, R. P., "Some Common Ingredients for Heavy Orographic Rainfall," *Wea. Forecasting*, Vol.16, No.6 pp.633-660,2001.
- [5]林奕銓, "北台灣海/谷風環流發展之數值研究",國立 臺灣大學理學院大氣科學研究所碩士論文,台北,第 26-33頁,2007。
- [6]羅旭峰, "三維潮濕山岳波的數值研究",國立臺灣大學 理工學院大氣科學研究所碩士論文,台北,第18-27頁, 2007。
- [7]Chen, S.-H., and Lin, Y.-L., "Effects of Moist Froude Number and CAPE on a Conditionally Unstable Flow over a Mesoscale Mountain Ridge," *J. Atmos. Sci.*, Vol. 62, No.2 pp.331-350,2005.

- [8] Banta, R. M., "Sea Breezes Shallow and Deep on the California Coast," *Mon. Wea. Rev.*, Vol.123, No.12 pp.3614-3622, 1995.
- [9]曾慧婷,"地形效應對台灣東北部秋季豪雨的影響:2009 年10月11日個案之研究",國立中央大學大氣物理研究 所碩士論文,中壢,第13-24頁,2011。
- [10]林裕豐, "谷風環流與對流邊界層發展關係之數值研究",國立臺灣大學理學院大氣科學研究所碩士論文,台北,第26-33頁,2003。
- [11]Atkinson, L. p., Pietrafesa, L. J., "A Flushing Model of Onslow Bay, North Carolina, Based on Intrusion Volumes," *Jour. Phy. Oce.*, Vol.10, No.3 pp.472-474, 1981.
- [12]許武榮與侯昭平,"海風環流與陸地對流邊界層交互影響 之數值研究",大氣科學,第25期,397-417,1997。
- [13]Gadd, A. J., 1978: A split explicit integration scheme for numerical weather prediction. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 104, 569-582.
- [14]Nakane, N., and Y. Sasano, 1986: Structure of a sea-breeze front revealed by scanning lidar observation. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 787-792.
- [15]Hsie, E. Y., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1980: Numerical simulation of ice phase convective cloud seeding. J. Appl. Meteor., 19, 950–977.
- [16]Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J. Climate Appl. Meteor., 22, 1065–1092.
- [17]Sun, W. Y., 1980: J. D. Chern, C. C. Wu, and W. R. Hsu, 1991: Numerical simulation of mesoscale circulation in Taiwan and surrounding area. Mon. Wea. Rev., 119, 2558–2573.
- [18]Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the "seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands. J. Atmos. Sci., 40, 1185–1206.
- [19]Fovell, R. G, and P. S. Dailey, 2001: Numerical simulation of the interaction between the sea-breeze front and horizontal convective rolls. Part II: Alongshore ambient flow. Mon. Wea.

Rev., 129, 2057–2072. [20]Mahrer, Y, and R. A. Pielke, 'The Effects of Topography on Sea and Land Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model,'' *Mon. Wea. Rev.*, Vol.105, No.9 pp.1151-1162, 1997.

# 八、圖表彙整



圖 11987年9月16日美國西岸蒙特利灣近岸處,使用光達垂 直掃瞄結果,綠至藍代表接近光達,橘至紅代表遠離 光達,箭頭代表空氣流動方向,圖中黑十字間距為1公 里(摘自Darby and Banta, 2002)。





圖 3 個案積分時間2小時、3小時、4小時及第5小時後,x=0 km至120km,水平風場(u)垂直分佈圖。



圖 4 同圖3,但爲垂直運動場(w)。



圖 5 個案積分2小時30分鐘後,x=30km至40km,水平風場 (u)垂直分佈圖,等值線間距 1ms<sup>-1</sup>。







圖 7 個案積分4小時後,x = 40 km至80 km,水平風場(u)垂 直分佈圖,色階間距  $3 \text{ m s}^{-1}$ 。



圖 8 同上圖,但個案積分為4小時30分鐘。

# Logistic MOS模式與傳統MOS模式降水機率比較

蔡孟峰

中央氣象局預報中心

陳孟詩

陳重功 羅存文 中央氣象局科技中心

## 摘要

本文主要呈現中央氣象局長期預報第二週的統計降尺度降水機率預報之技術發展。所使用的統計降尺度 方法,主要是延續本局短、中期 MOS(Model Output Statistics)模式的降水機率預報做為開發之技術基礎,並引 用 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)的 GEFS(Global Ensemble Forecast System)預報產品進行 模式開發。文中闡明 MOS 模式的開發推演論述,和統計模型與預報模式之結構計論;為了改善傳統 MOS 模式降水機率預報中,多元迴歸模型之機率預報值會超出正常範圍 [0, 1] 的情況,我們藉由邏輯斯迴歸 (Logistic Regression)模型搭配前進選擇法(Forward Selection),選取 MOS 模式中各預報時段之預報因子。另外 以 Brier Score、準確率、ROC 曲線,評比邏輯斯迴歸模型與多元迴歸模型各別建立之 MOS 模式,預報台北 站降水機率的差異。分析結果顯示,兩種模型在預裝儲定力的表現上,差異並不顯著,其原因可能在 GEFS 模 式預報變數過少且欠缺足以描述地面降水的層場變數所導致。

關鍵字: MOS模式、邏輯斯迴歸、ROC 曲線。

## 一、前言

在支援天氣預報作業的動力統計預報指引中,以 MOS(Model Output Statistics)模式(Glahn和Lowry, 1972)與 PP(Perfect Prog.)模式(Klein等, 1959),這兩種方法最被廣為 使用。經由長期的分析研究(Carter, 1989)後,顯示出MOS 模式比PP模式具有更準確的預報能力,其特性在於MOS模 式使用特定的動力數值預報模式之各個預報時段的模擬大 氣環流場的歷史資料,來了解各別預報時段的大氣環流場與 特定區域地面天氣變數的相關情形。而MOS模式在中尺度 上的應用也被證實有相當程度的參考價值(Hart等, 2004)。 此外,MOS模式更深具有修正動力數值預報模式,所產生 的線性系統性誤差與偏差的優勢(Dallavalle, 1988)。

其中, 在降水機率預報當中, 傳統 MOS 上使用的統計 模型為將降水觀則資料轉換為降水事件的二元資料(y), 定義

> $y = \{ \begin{cases} 1 & , &$ 降水量大於 0.1 mm 0 & , & 降水量小於 0.1 mm \end{cases}

將其與預報因子建立線性機率之迴歸模型(Linear Probability Model)。然而,以此模型來預幹路水機率,存在著不符合常 理的缺失,其所預幹的降水機率值會有超出正常範圍[0,1] 的狀況;在統計上,當反應變數為二元資料時,我們會將其 視為類別資料(Categorical Data),使用邏輯斯迴講模型(Logistic Regression Model)來建模並進行分析,改善傳統模型不合理的狀況(Agresti, 2007)。

本研究主要是延續本局短、中期MOS模式的降 水機率預報,作為第二週台灣地區降水機率模式開發 之技術基礎,並引用NCEP(National Centers for Environmental Prediction)的GEFS(Global Ensemble Forecast System)預解產 品進行MOS模式降水機率預報之技術發展,文中並以 台北測站日降水資料作為代表,呈現技術發展的過程 與結果。

## 二、資料來源和研究方法

#### (一) 資料來源

本文使用2009至2011年,NCEP所發展之GEFS系集預 報資料,搭酌計暨加德台北觀測站各季日降水量資料;冬季定 義為前一年的12月與當年的1月、2月。GEFS系集預報資料 中包含20個系集成員及單一控制組(Control Run),格點距 離為2.5度x2.5度,並由起始(00Z)後每12小時超前預報至384 小時,預報產品輸出間隔為12小時,預報長度達16天。所採 用之層場變數,有海平面氣壓場(MSLP)、850百帕溫度場 (850T)、850百帕水平風場(850U)、850百帕垂直風場(850V)、 700百帕高度場(700H)、700百帕相營持濕度場(700Rh)、500百 帕高度場(500H)、250百帕水平風場(250U)、250百帕垂直風 場(250V)與累積雨量場(TRS90),等此10個大氣層場資料。

此外,台北测站之預報迴歸方程中的候選預報因子,係 由鄰近台北測站之4個網格點的10個大氣層場資料,使用線 性內插方法加以計算至台北測站的經、緯度位置上所產生。 (二)研究方法

# 1.MOS模式

MOS模式主要是在於各個超前預幹時段中,藉由迴歸 模型,建立動力數值預報模式資料和對應的測站觀測資料 (如溫度、降水量等)間的統計關聯性。其中,觀測資料稱為 反應變數(Dependent Variables),而數值模式預報層場資料測 稱爲解釋變數(Independent Variables)。

首先,令 $x_{ijk}$  為第*i* 個觀測時間(Date),超前預報時段 (Tau Time)為j,第k 個層場變數之格點內插值;而觀測資 料 $y_{ij}$  為在數值模式之超前預報時段j所對應的觀測資 料。其中,i=1,...,N(j)、j=1,...,J、k=1,...,K。 N(j)代表在超前預報時段j時的樣本個數。J代表超前 預報時段長度,即j=1,為超前12小時預報;j=2, 為超前24小時預報,以此規則至j=J;K則代表所採用 的層場個數。本文中所使用的兩個區轉模型,於下個小衛作 介紹。

#### 2. 迴歸模型

#### (1) 多元迴歸模型 (Mutiple Regression Model)

MOS模式於各個超前預韓時段中,多元迴歸模型表示 式如下:

$$P(y_{ij} = 1) = \alpha + \beta_{j1} x_{ij1} + \dots + \beta_{jK} x_{ijK} + \varepsilon_{ij} ,$$

其中  $\varepsilon_{ij} \stackrel{i.i.d.}{\sim} (0,\sigma^2)$ ,  $\varepsilon_{ij}$  為一平均數為0、變異數為 $\sigma^2$ 

的白噪音(White Noise)。模型中的參數 $\bar{\beta}_{i} = (\alpha, \beta_{i1}, \beta_{i2}, \beta_{i2})$ 

…, $\beta_{jK}$ ),則使用最小平方法(Least Squares Method)進行估

計。

#### (2) 邏輯其行回歸模型 (Logistic Regression Model)

MOS模式於各個超前預韓限時段中,邏輯期间連講模型表示式如下:

$$logit[P(y_{ij} = 1)] = log\left(\frac{P(y_{ij} = 1)}{1 - P(y_{ij} = 1)}\right) = X\bar{\beta}_{j};$$

同時,也可以表示為下列式子:

$$P(y_{ij} = 1) = \frac{\exp(X\beta_j)}{1 + \exp(X\overline{\beta}_i)}$$

上述模型藉由Logit函數,將降水機率值界定在 [0, 1] 之間。其中,參數 $\bar{\beta}_i$ 使用其概似函數(Likelihood Function)進

行最大概似法估計;由於此式無法得到一組封閉式(Closed Form) ,所以我們利用牛頓迭代演算法(Newton-Raphson Algorithm)取得最佳近似解。

#### 3.預報方式

在建立迴講模型的過程中,如何去選出一些對反應變 數有顯著意義的解釋變數是很重要的;選取的解釋變數愈 多,迴歸模型的解釋度愈高,但是容易產生過度配適 (Over-Fitting)的狀況。同時,若解釋變數間存在多元共線性 (Multicollineariity)時,會造成迴歸參數模型的估計量變異 (Mean Square Error, MSE)較大。

本研究採用前進變數選擇法(Forward Selection)搭配共線性審核機制,作為模式技術開發工具。在建立MOS模式中,考慮上述兩種鴄講模型皆搭配NCEP GEFS控制組模式預報資料進行模型的配適與預報測試。

#### 三、資料分析

本章探討使用 2009 年 1 月、2 月至 2011 年冬季,共八 個月的 GEFS 單一控制組資料,與台北測站此八個月的冬季 日降水量資料,建構 Logistic MOS 模式與傳統 MOS 模式。 並使用 2012 年冬季的台北測站日降水量資料進行預報校 驗,觀察以這兩種迴歸模型建置 MOS 模式,預報成果之間 的差異。

#### (一)校驗準則

#### 1. Brier Score

假設超前薛時段的模型推估值為 fi、觀測資料

為 $y_i$ ,則,

Brier Score: 
$$\frac{\sum_{i=1}^{n} (f_i - y_i)^2}{n}$$

其中*i*=1,…,*n*,其值介於 [0,1] 之間,數值愈小表示 模型確略的愈好。

#### 2. 分類準確性—ROC 曲線 (Receiver Operating Characteristic Curve)

每一個超前預幹時段的模型配適完成後,可以利用配 適階段的模式資料與觀測資料,於不同的切點 (Cut-off point,機容臨界值),分別建立不同的二維列聯表(2x2 Contingency Table)。

	y = 1	y = 0	
$\hat{y} = 1$	TP	FP	N <sub>3</sub>
$\hat{y} = 0$	FN	TN	$N_4$
	N <sub>1</sub>	N <sub>2</sub>	N

其中, TP 為 True Positive 數、FN 為 False Negative 數、FP 為 False Positive 數與 TN 為 True Negative 數。藉由上述的數 值,可以得到靈敏度(Sensitivity)與特異度(Specificity);

∫靈敏度 = 
$$P(\hat{y} = 1 | y = 1)$$
  
|特異度 =  $P(\hat{y} = 0 | y = 0)$ 

利用不同的切點,得到各別的靈敏度與特異度,可以繪出 每個超前預解時段模型的 ROC 曲線。(曲線的畫法是以靈 敏度為縱軸,以 (1-特異度)為橫軸,變動所有可能的切點 值而畫出。)於 ROC 曲線中,可以藉由以下兩種方式來診 斷每個迴歸模型的分類機制是否良好。

#### (1) ROC 曲線下面積(Area Under ROC Curve, AUC)

由AUC的大小,可以診斷模型的有用性或區辨能力, 面積愈大,模型就愈有區辨效果,代表分類準確率愈高。當 靈敏度和特異度均為1時,此時AUC等於1,ROC曲線為 最完美(Hanley and McNeil, 1982; Rao, 2003)的情境。 一般而論,當AUC大於0.8時,模型最具篩檢或診斷的效果 (Chong and Karlberg, 2004)。

#### (2) 準確率(Accuracy Rate)

準確率可直接表示每個超前預期時段模型的預報準確 率,表示式如下:

準確率 = P(
$$\hat{y}$$
 = 1 and y = 1) + P( $\hat{y}$  = 0 and y = 0)  
=  $\frac{TP + TN}{N}$ 

最後,本研究中,最主要藉由ROC 曲線,從所有的 切點中,找出審查機制中的臨界值(Threshold Value, TV), 利用此臨界值去判斷機率預報值的分類狀況。尋找最佳臨界 值的方法,我們採取常用的Youden Index方法,其表示式如 下:

Youden Index = 靈敏度+特異度-1, 其方法為從每一個切點的Youden Index中,找出當最大的數 值時的切點,當作審查機制中的臨界值;其原理在於使靈 敏度加上特異度達到最大。

#### (二)分析結果

兩種迴歸模型中,主要選取的解釋變數為700百 帕的相對溼度場。圖一呈現兩種迴歸模型建立 MOS 模式的預報產品,圖中顯示出在此案例中,邏輯斯迴歸模 型與傳統 MOS 模式,所薛的降水機率值與趨勢相差不顯 著;另外,兩種模型藉由臨界值判斷出是否降雨的結果,大 致上亦相同。圖二表現出兩種模型分別在不同超前預算時段 下,ROC曲線的變化;而圖三呈現兩種模型分別找出的 臨界值與 ROC 曲線下面積,可以發覺其實兩個模型的臨界 值其實是相近,而在 ROC 曲線下面積方面一週前的面積均呈 現在0.8以上,到了一週期末、二週期初以後,均下降至0.7 左右,突顯出隨著超前預期時段的增加,預開能力也隨之下 降;詳細數值均形表一。圖四則是呈列出兩個模型分別在 配適階段與校驗階段的 Brier Score, 在配適階段,兩個模型 的數值互有高低,且大多數落於0.2至0.25之間;在校驗階 段,兩個模型表現也是相差不遠的,且均有隨著超前預解時 段的增加,數值也有隨之增加的趨勢。最後,圖五列出了兩 個模型在配適階段與校驗階段的準確率,在配適階段看來, 兩個模型在一週以前,數值大多落於0.7上下,到了第二週 以後,則是不太穩定的震盪;校驗階段看來,兩個結果也是 相近的,並且隨著預測時間的增加,準確率也隨之下降。

歸納上述探討,兩個模型所建構的MOS模式,在預報產品、ROC曲線下面積、Brier Score與準確度的表現上,其結果是類似的。

## 四、結論

藉由GEFS預報產品,文中呈現MOS模式二週降水

機率預報之技術發展過程,文中也描述MOS模式的原 理與兩種迴歸模型的建立方式,與其預報方法,並以 預報台北測站日降水機率作為評比結果的呈現。

在校驗成果上,分別以Brier Score、ROC曲線下面 積與準確度,此三種校驗準則進行評估。結果顯示,無 論是在臨界値的選取方面,或是ROC曲線下面積,所呈 現出的結果是相似的;而在Brier Score和準確度方面,也是類 似的結果,同時,也可以發現,隨著超前所葉即時段的增加, 預幹能力也跟著下降。

經由初步的探討,在MOS模式降水機率二週預幹的發展上,雖然,兩個模型的校驗結果是類似的,但是,邏輯斯 迴歸模型確實能改善傳統MOS在統計上的不合理性。而在預 報能力方面看來,其結果並不是非常好,原因可能在於模式 資料的不完整所導致這樣的結果,未來二週降水預幹的方 向,仍可以就邏輯斯迴歸模型方向搭配其他模式資料繼續發展,並思考如何改善在二週的預報能力。

## 五、參考文獻

- Agresti, A., 2007: An Introduction to Categorical Data Analysis, 2nd ed., Chapter 4-5, Wiley, New York, 99-172.
- 陳重功、羅存文、王惠民、賀介圭,2000,中央氣象局 統計預報系統的發展,氣象學報,43,18-33。
- 羅存文與陳重功,2001,87年度最高/低溫度統計預報 成果分析,氣象學報,43,12-27。
- 羅存文與陳重功,2003,2001年最高/低溫統計預報結
   果分析,氣象學報,45,33-50。
- 陳重功、羅存文、施佩君與賀介圭,2005,統計預報模 式相位調整預報研出,天氣分析與預報研制會論文彙 編,中央氣象局,臺灣,臺北,157-162。
- 陳重功與羅存文,2009,中央氣象局LAFS MOS
   2000~2003年冬季最高/低溫度之預報回顧與評比,氣象
   學報,48,1-16。
- 7. 王政忠與陳雲蘭,2010,邏輯與紀雪濤(Logistic Regression) 模型輔以最小絕對壓縮挑選機制(LASSO)於降水機率 預報之應用,天氣分析與預報研問會論文彙編,中央氣 象局,臺灣,臺北,236-241。
- 李柏宏、賈新興、陳孟詩、王嬿蘭、陳重功與羅存文, 2011, CWB 2<sup>nd</sup> Week日均溫MOS系集預報模式開

發之技術探討(I),天氣分析與預報研討會論文彙編, 中央氣象局,臺灣,臺北,364-369。

Tau	<b>TV</b> -1	<b>TV</b> -2	AUC-1	AUC-2
036	0.43	0.50	0.86	0.86
060	0.50	0.54	0.84	0.84
084	0.52	0.51	0.86	0.86
108	0.41	0.44	0.83	0.83
132	0.46	0.48	0.83	0.83
156	0.60	0.58	0.79	0.82
180	0.47	0.47	0.79	0.79
204	0.38	0.46	0.77	0.77
228	0.52	0.51	0.71	0.72
252	0.47	0.50	0.69	0.71
276	0.53	0.49	0.69	0.69
300	0.36	0.44	0.69	0.72
324	0.36	0.38	0.72	0.72
348	0.49	0.41	0.70	0.70
372	0.46	0.46	0.70	0.74

表一、在不同超前預幹時段下,兩種MOS 模式之臨界值選取與ROC曲線下面積。 (編號1代表Logistic MOS,編號2代表傳統MOS。)



圖一、傳統 MOS 與 Logistic MOS 對於台北測站之兩週降水機率預報產品。



圖二、兩種MOS模式下,ROC 曲線在不同超前預開時段的變化。

46692 Winter Daily PoP GEFS MGR MOS vs. MLR MOS Threshold Value and AUC







46692 Winter Daily PoP GEFS MGR MOS vs. MLR MOS Brier Score

圖四、在不同超前預報時段下,兩種MOS模式在配適階段與校驗階段之 Brier Score 變化。



圖五、在不同超前預報時段下,兩種MOS模式在配適階段與校驗階段之準確率變化。

# 應用類神經網路於整合定量降雨系集預報實驗產品之初步研究

#### 吳明璋 陳嬿竹 江宙君 黃麗蓉

財團法人國家實驗研究院 台灣颱風洪水研究中心

## 摘要

為提升颱風侵台期間定量降雨預報能力,國研院台灣颱風洪水研究中心整合學研界與作業單位研發 能量與資源,執行定量降雨系集預報實驗(Taiwan Cooperative Precipitation Ensemble Forecast Experiment, TAPEX),提供颱風期間定量降雨系集預估資料,供防救災相關管理單位應變作業時參考與應用。但因系 集預報實驗成員個數眾多,導致後續水文端在流量或淹水預報工作時使用上的困難。現階段,為方便後 續水文端快速使用,多以所有成員預估結果的平均值,提供使用者參考。但使用平均值可能會低估極大 值,對防災應用上較為不利。為解決低估極大值的問題,本研究嘗試應用近年來廣泛運用於不同層面研 究的類神經網路(Artificial Neural Networks, ANNs),發展 TAPEX 系集成員預估產品整合技術,並藉由實 際颱風事件,測試與評估類神經網路的整合能力。實際測試結果顯示,應用類神經網路對系集預估結果 進行整合確可改善極大值低估問題。對於預估大豪雨雨量值(大於 200 mm 以上),整合後預估值整體上的 表現比未整合前的系集預估平均值有較高的預兆得分分數(Threat Score, TS)與較佳的可偵測率(Probability of Detection, POD),然而卻也會有較高的誤報率(False Alarm Ratio, FAR)。依據本研究測試結果,應用類 神經網路於整合系集成員預估產品確有不錯的潛力。未來可朝調整與改進類神經網路的學習策略,並配 合最佳化理論選擇最佳輸入組合,增進類神經網路的整合表現。期望最佳化之定量降雨預估結果有助於 防救災相關管理單位應變決策作業。

關鍵字:定量降雨系集預報實驗、最佳化、類神經網路

## 一、前言

颱風侵台期間,降雨預報資料是防救災相關 管理單位應變作業上十分重要且必要的資訊。因 此,國研院台灣颱風洪水研究中心整合學研界與 作業單位資源,執行定量降雨系集預報實驗 (Taiwan Cooperative Precipitation Ensemble Forecast Experiment, TAPEX),提供颱風期間颱風 路徑與降雨預報資料供防救災相關管理單位應變 作業時參考與應用。TAPEX每天進行4次預報, 每次預報未來78小時的時雨量,目前成員數已超 過20個。然而,因系集成員個數多,且各成員雨 量預報結果有時變異大,造成使用者不易直接使 用,亦導致流量預報或淹水預報工作上出現困難。 現階段,為節省時間,仍多以所有系集成員預估 結果的平均値(ensemble mean)供防救災相關管理 單位應變作業時快速參考。然而,僅使用平均値 往往會有低估極大値的問題,對於防災應用上較 為不利。因此,為解決低估極大値的問題,提升 極大値的預估表現,本報告嘗試應用近年來廣泛 運用於不同層面研究的類神經網路(Artificial Neural Networks)技術,整合TAPEX系集成員產品, 並藉由實際颱風事件,測試與評估類神經網路的 整合能力,結果可供後續研發TAPEX成員產品整 合技術研究時之參考。

類神經網路是一種模仿生物大腦與神經網路 系統所建構出來之資訊處理系統,能夠對於外界 輸入之訊號有儲存、學習及回想等一系列動作。

由於類神經網路係針對人腦作簡化之模擬,利用 數學的方式建立模式達到儲存、學習及回想之作 用,其行為與統計之概念相當類似,因此也可將 其視爲一種特殊之統計模式。類神經網路的最大 優點即是不需事先做過多假設,只要經過神經元 (neuron)之反覆學習訓練即可,且其脫離了傳統統 計模型,具有理論簡明、結構單純,並具有快速 計算、學習能力及容錯能力等優點,因此類神經 網路具有可處理大量且複雜資料之能力。近年來, 類神經網路技術已被廣泛運用於不同層面研究, 包括訊號分析(Kelly et al., 1990; Baxt, 1990)、樣本 辨識(Han and Xi, 2004)、最佳化控制(Becerikli et al., 2003), 以及時間序列的模擬與預報 (Brownstone, 1996; Sahoo et al., 2005; Lin et al., 2009; Lin and Wu, 2011)等等。應用類神經網路技 術於整合系集預報結果的研究有Kumar et al. (2012)與Krasnopolsky and Lin (2012)。

## 二、資料蒐集

為測試類神經網路技術於整合TAPEX系集 成員產品的能力,本報告蒐集TAPEX對2012年中 7場颱風事件期間,未來24小時累積雨量的預估資 料。表1為此7場颱風事件之警報期間,各場颱風 雨量預估資料的蒐集時段。

編號	名稱	警報期間 (LST)	預報資料蒐集 時段 (UTC)
1	泰利	6/10 = 6/21	6/18 18:00~
1	(Talim)	0/19/~0/21	6/20 18:00
2	杜蘇芮	6/28~6/20	6/27 18:00~
2	(Doksuri)	0/28/~0/29	6/29 06:00
3	蘇拉	7/20 = .9/02	7/30 00:00~
	(Saola)	//30/~8/03	8/02 18:00
4	海葵	8/06~8/07	8/06 00:00~
	(Haikui)	8/00/~8/07	8/07 12:00
5	啓德	$\frac{9}{14} \approx \frac{9}{15}$	8/14 00:00~
	(Kai-Tak)	0/14/~0/15	8/16 00:00
6	天秤	8/21~8/25 &	8/23 00:00~
0	(Tembin)	8/26~8/28	8/28 18:00
7	杰拉華	$0/27 \sim 0/28$	9/27 00:00~
	(Jelawat)	9/27 ~ 9/20	9/28 18:00

表1、颱	風期間系集實驗預估資料蒐集時段
------	-----------------

對於表1中預估資料的內容,則以泰利颱風的資料蒐集時段爲例進行說明。表中泰利颱風的預報 資料蒐集時段爲6/18 18:00~6/20 18:00,由於每 個成員每天皆執行4次預報(起始時間分別為 00Z、06Z、12Z、18Z),因此表示於該颱風期間 共蒐集9次預報結果。且本報告在每次預報,均 蒐集21個成員對台灣567個雨量測站位置點的未 來24小時累積雨量的預報資料。因此,對於泰利 颱風事件,共蒐集了9\*567\*21筆資料,其中9表 示預報次數,567為雨量測站個數,21則為系集 成員個數。567個雨量觀測站的空間分布,則如 圖1所示。



圖1、567個雨量觀測站空間分布 除蒐集TAPEX對未來24小時累積雨量的預 估資料外,亦蒐集對應時間中央氣象局實際觀測 之24小時累積雨量資料,並排除觀測雨量缺測的 資料部分,對應時間之預估資料亦排除不計。

# 三、雨量整合方法

為探討應用類神經網路技術於整合TAPEX 系集成員雨量預估結果的能力,在本報告中嘗試 使用3種常見但不同類型的類神經網路。採用的3 種網路分別為倒傳遞類神經(Back Propagation Neural, BPN)、支援向量機(Support Vector Machine, SVM)與自組織映射線性輸出 (Self-Organizing Linear Output, SOLO)網路,進行 TAPEX產品整合工作。有關這3種類神經網路的 介紹與說明,請參見(Haykin, 1999; Vapnik, 1998; Cristianini and Shaw-Taylor, 2000; Hsu et al., 2002)。
在類神經網路的設計上,輸入項為21個系集 成員對某一雨量測站未來24小時累積雨量的預估 資料,亦即輸入項維度為21,而輸出項為該雨量 站對應時間之實際觀測24小時累積雨量資料,亦 即輸出項維度為1。故應用類神經網路整合21個系 集成員雨量預估結果之概念,可用ŷ=  $f(x_1, x_2, ..., x_{21})$ 之通式表示。其中,  $x_1, x_2, ..., x_{21}$ 分 別為21個系集成員各自對某一雨量測站未來24小 時累積雨量的預估資料, ŷ 爲經類神經網路整合後 的預報。依據上述通式可知,應用類神經網路技 術整合TAPEX成員產品即是藉由類神經網路技 術,對於輸入變數x1,x2,...,x21與目標變數y間進 行統計回歸分析。一般而言,在應用類神經網路 時可概分成網路訓練(training)階段與網路測試 (testing)階段。類神經網路的訓練階段係藉由訓練 資料反覆調整該回歸式的權重,以期在訓練階段 最小化下述目標函數:

$$\text{OF} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (y_i - \widehat{y}_i)^2}$$

其中, y為實際觀測之24小時累積雨量資料, n為 訓練資料筆數。當訓練階段結束時,權重則固定 不再改變。接下來,在類神經網路的測試階段, 則以測試資料評估該回歸式的表現。對於BPN、 SVM與SOLO這3種類神經網路使用之數學回歸 式,可簡單表示如下:

【3層架構的BPN】

$$\hat{y} = f\left(\sum_{j=1}^{J} w_j^{O} f\left(\sum_{i=1}^{I} w_{ij}^{H} x_i\right)\right)$$
$$= \left(1 + \exp\left(-\sum_{j=1}^{J} w_j^{O} \left(1 + \exp\left(-\sum_{i=1}^{I} w_{ij}^{H} x_i\right)\right)^{-1}\right)\right)^{-1}$$

式中y為輸出項,x為輸入項,w<sup>H</sup>與w<sup>0</sup>分別為輸入層到隱藏層及隱藏層到輸出層連結權重,I為輸入項個數,J為隱藏層神經元個數。

[SVM]

$$\hat{y} = \sum_{k=1}^{N_{SV}} w_k^* f(\mathbf{x}, \mathbf{x}_k) \\ = \sum_{k=1}^{N_{SV}} w_k^* \exp\left(-(I)^{-1} \sum_{i=1}^{I} (x_i - x_{ki})^2\right)$$

式中y爲輸出項, $x_k$ 爲支援向量(support vector),  $w^*$ 爲連結權重,I爲支援向量個數。 【SOLO】

$$\hat{y} = \mathbf{w}\mathbf{x} = \begin{cases} \sum_{i=1}^{I} w_i^1 x_i & \text{if } \mathbf{x} \in \text{cluster } 1\\ \sum_{i=1}^{I} w_i^2 x_i & \text{if } \mathbf{x} \in \text{cluster } 2\\ & \vdots\\ \sum_{i=1}^{I} w_i^n x_i & \text{if } \mathbf{x} \in \text{cluster } n \end{cases}$$

式中y為輸出項,x為輸入項,w<sup>n</sup>為第n個群集回歸式中的權重,n為群集個數,亦即為神經元個數。

由以上之數學回歸式形式可知,BPN與SVM 均爲非線性的回歸分析技術,但兩者有不同的回 歸式形式與採用不同的機制決定權重。而SOLO 則為片段的線性回歸分析技術。此外,值得一提 的是有時部分成員的輸出預報值會有所缺漏,在 網路訓練階段雖可以直接將缺漏部分略去不計, 但是在網路測試階段則可能會因輸入項個數不同 而造成類神經網路輸出時產生錯誤。因此,對於 某些成員預報缺漏的部分,此處則以剩餘系集成 員有資料部分的平均值加以補足。而本報告使用 BPN、SVM與SOLO類神經網路的參數設定上, 本報告是使用3層架構的BPN,10個隱藏層神經元, 學習速率(learning rate)為0.8,最大學習次數為 5000。SVM使用的成本係數(cost function)為1, 誤 差容忍度(tolerance)為1%。至於SOLO則採用2\*2 的拓模(topology)結構,亦即表示使用4個神經元 進行分析。

### 四、初步試驗結果

依據上述類神經網路的輸入項設計與參數設定,即可對應用3種類神經網路技術於整合TAPEX 多個成員產品的能力進行實際試驗。本報告使用 的實際試驗方式為「以過去歷史颱風事件資料事 先訓練好類神經網路,接著使用新發生的一場颱 風事件資料對此訓練好的類神經網路進行測試」。 因此,以7場蒐集的颱風事件資料,可依上述的試 驗方式對於類神經網路設計6次實際測試實驗,如 下圖2所示:

Training Testing								
Test_1	Event 1	Event 2						
Test_2	Event 1	Event 2	Event 3					
Test_3	Event 1	Event 2	Event 3	Event 4	]			
Test_4	Event 1	Event 2	Event 3	Event 4	Event 5			
Test_5	Event 1	Event 2	Event 3	Event 4	Event 5	Event 6		
Test_6	Event 1	Event 2	Event 3	Event 4	Event 5	Event 6	Event 7	

圖2 類神經網路訓練與測試資料示意圖 以圖中Test\_1為例,表示使用較早發生之Event 1 資料訓練類神經網路,而以新發生之Event 2資料 對該類神經網路進行測試。以此類推,Test\_6則 表示使用較早發生之Event 1~Event 6資料訓練 類神經網路,而以新發生之Event 7資料對該類神 經網路進行測試。使用此試驗方法,可得到與真 實操作狀況最接近的結果,亦可較客觀地評估類 神經網路技術的整合能力。

經由上述的試驗方法,可分別得到對Event 2 ~Event 7共6場颱風事件的實際測試結果。圖3為 此6場颱風事件測試結果與實際觀測雨量的散佈 圖;其中,橫軸為實際觀測之24小時累積雨量, 縱軸則為預估結果。越接近45度線,表示預估值 與觀測值越接近。圖3(a)的結果顯示,直接使用 TAPEX ensemble mean大致上趨勢與觀測値相似, 然而對較大雨量的預估則呈現低估的情形。圖3(b) ~3(d)的結果則顯示,除BPN外,SVM與SOLO均 可有效提升對極大值的預報。舉例而言,本報告 蒐集的7場颱風資料中,最大之24小時累積雨量資 料為太平山雨量站於蘇拉颱風期間的觀測值: 1024 mm (UTC 8/01 00:00~8/02 00:00),即為圖3 中紅色虛線圓圈處。而在預估值的表現上, TAPEX之預估值為534 mm,約低估近500 mm; 而經SVM與SOLO整合後,預估結果分別為726 mm與945 mm,分別低估約300 mm與80 mm。故 針對雨量極大值,透過SVM與SOLO整合TAPEX 的預估,確實可有效減少極大值的誤差,以增進 防災應用上的效益。然而,圖3結果亦顯示,透過 SVM與SOLO整合TAPEX的預估值相較於 ensemble mean,卻有較為高估的情況發生,即為 有較多的預報點落於45度線的上方。



圖3 (a) Ensemble mean預估、(b) BPN、(c) SVM及 (d) SOLO整合預估結果與實際觀測散佈圖

其次,本報告使用雨量校驗時常用的預兆得 分(Threat Score, TS)、公正預兆得分(Equitable Threat Score, ETS)、可偵測機率(Probability of Detection, POD)及誤報率(False Alarm Ratio, FAR) 等4個指標,對上述預估整合結果進行量化評估。 指標TS、POD與FAR值的理論範圍爲0~1,ETS 值的理論範圍則為-1/3~1之間。上述4個指標中, 除FAR值越接近0表示預估結果表現越好外,其餘 三個指標值均越接近1表示預估結果表現越好。由 於圖3(b)的結果顯示,利用BPN整合TAPEX系集 成員產品並無法有效提升極大值的預估表現,故 此處不對BPN的整合結果進行量化評估。

圖4為對TAPEX的ensemble mean、以及使用 SVM及SOLO進行整合預報的量化評估結果。圖 4(a)的結果顯示,對於6場測試事件的未來24小時 累積降雨預報值,在門檻值為130 mm (豪雨)條件 下,TS值均高於0.5,顯示3種方法對第一天雨量 預估於豪雨標準下有不錯的掌握度。但隨著雨量 門檻值增加,TS值則會逐漸下降。而圖4(b)中ETS 結果與圖4(a)中TS結果相似。另外,由圖4(a)與4(b) 的結果亦可知,當門檻值在130 mm以下時, ensemble mean的表現均優於透過類神經的整合 預估;但是當門檻值在200 mm以上時,透過類神 經的整合預估則優於ensemble mean,其中又以 SOLO的表現較SVM佳。至於圖4(c)的POD與4(d) 的FAR結果則顯示,對於較大雨量值(門檻值大於 200 mm),透過類神經的整合預估相較於ensemble mean有較大的POD值,亦即有較佳的偵測能力; 然而卻也會出現較大的FAR值,亦即有較高的誤 報率。

由於我們希望預估結果能有較高的POD值, 同時亦有較低的FAR值,所以此處亦以POD減去 FAR的數值來評估ensemble mean,以及使用SVM 及SOLO的整合預估結果。POD減去FAR的結果如 圖5所示,POD與FAR差值越大表示預估表現較佳。 圖5的結果顯示,當門檻值為50 mm與130 mm時, 均以ensemble mean的表現最佳,而當門檻值為 200 mm與350 mm時,則以SOLO整合預估表現最 佳。



圖4 (a) TS、(b) ETS、(c) POD及(d) FAR在不同降 雨門檻値的結果



圖5 POD和FAR之差值在不同降雨門檻值的結 果。,其中紅色線為ensemble mean,藍色線為 SOLO,綠色線為SVM

為進一步呈現ensemble mean以及SVM及 SOLO的整合預估效果,此處以本報告蒐集的7場 颱風事件期間,觀測到最大之24小時累積雨量資 料的時段為例(蘇拉颱風期間,080100UTC~ 080200UTC)做探討。圖6(a)為該時段之全台實際 觀測雨量的空間分布,圖中顯示,雨量最大值出 現在太平山雨量站,24小時累積雨量為1024 mm。 圖6(b)~圖6(d)則分別為ensemble mean、SVM及 SOLO的整合預估結果與實際觀測間誤差的空間 分布,正值表示預估值高於實際觀測值,反之則 表示預估值低於實際觀測值。因此,由圖6(b)可知, ensemble mean明顯低估台灣東北部區域的降雨, 而且低估的幅度超過300 mm。而圖6(c)與圖6(d) 的結果則顯示,SVM與SOLO的整合預估技術可 大幅減少該地區雨量預報嚴重低估問題,且低估 幅度由450~600 mm降低為300~450 mm,改進幅 度約為30%。然而,此2種方法皆高估了台灣中北 部山區的降雨,高估幅度約300~450 mm。



圖6 蘇拉颱風期間,最大24小時累積雨量時段 (080100UTC~080200UTC)之(a)觀測降雨空間分 布及(b)ensemble mean、(c)SVM及(d)SOLO預估誤 差空間分布

## 五、結論與後續方向

本報告應用3種常見但不同類型之類神經網路技術於整合TAPEX系集成員產品,並藉由設計 試驗,以6場實際事件測試類神經網路對未來24 小時累積雨量預估的整合能力。結果顯示,3種類 神經網路整合預估方法中以SVM與SOLO對於提 升極値預估的表現較佳。而依據4個指標的量化結 果可知,當門檻値為50 mm與130 mm時,ensemble mean的表現均優於透過類神經的整合預報,但是 當門檻値為200 mm與350 mm時,透過類神經的整 合預報則優於ensemble mean,其中又以SOLO的 表現較SVM佳。整體而言,對於大豪雨雨量値(門 檻値大於200 mm),類神經的整合預估方法相較於 ensemble mean有較佳的可值測率(POD),然而卻 也會有較高的誤報率(FAR)。

故依據本報告測試結果,未來對於應用類神 經網路技術於整合TAPEX系集成員產品之技術 研發上,仍有持續努力的空間。例如,在本報告 中類神經技術仍僅為直接應用,尙未對類神經網 路進行學習策略的調整與改進,未來可朝此方向 持續研究。另外,在類神經網路輸入項的選擇上, 本報告係直接使用全部系集成員,未來可配合最 佳化理論選擇最佳輸入組合,亦可配合其他輸入 變數,例如系集成員預估值的相關統計特性、氣 候模式法的預估結果、測站的地文資料等等,以 期增進類神經網路的整合表現,改進之整合預估 結果期望能有助於防救災相關管理單位應變作 業。

## 六、參考文獻

- Baxt, W.G., 1990. Use of an artificial neural network for data analysis in clinical decision-making: the diagnosis of acute coronary occlusion. Neural Computation 2(4), 480-489.
- Becerikli, Y., Konar, A.F., Samad, T., 2003. Intelligent optimal control with dynamic neural networks. Neural Networks 16(2), 251-9.

- Brownstone, D., 1996. Using percentage accuracy to measure neural network predictions in stock market movements. Neurocomputing 10(3), 237-250.
- Cristianini, N., Shaw-Taylor, J., 2000. An introduction to support vector machines and other Kernel-based learning methods. Cambridge Univ. Press, New York.
- Han, M., Xi, J., 2004. Efficient clustering of radial basis perceptron neural network for pattern recognition. Pattern Recognition 37(10), 2059-2067.
- Haykin, S., 1999. Neural Networks: A Comprehensive Foundation. Prentice Hall, New Jersey.
- Hsu, K.L., Gupta, H.V., Gao, X., Sorooshian, S., Imam, B., 2002. Self-organizing linear output map (SOLO): an artificial neural network suitable for hydrologic modeling and analysis. Water Resources Research, 38(12), doi: 10.1029/2001WR000795.
- Kelly, M.F., Parker, P.A., Scott, R.N., 1990. The application of neural networks to myoelectric signal analysis: A preliminary study. IEEE Transactions on Biomedical Engineering 37(3), 221-230.
- Krasnopolsky, V.M., Lin, Y., 2012. A neural network nonlinear multimodel ensemble to improve precipitation forecasts over continental US. Advances in Meteorology 2012, 649450, doi: 10.1155/2012/649450.
- Kumar, A., Mitra, A.K., Bohra, A.K., Iyengar, G.R., Durai, V.R., 2012. Multi-model ensemble (MME) prediction of rainfall using neural networks during monsoon season in India. Meteorological Application 19, 161-169.
- Lin, G.F., Chen, G.R., Wu, M.C., Chou, Y.C., 2009. Effective forecasting of hourly typhoon rainfall using support vector machines. Water

Resources Research 45(8), W08440, doi: 10.1029/2009WR007911.

- Lin, G.F., Wu, M.C., 2011. An RBF network with a two-step learning algorithm for developing a reservoir inflow forecasting model. Journal of Hydrology 405(3-4), 439-450.
- Sahoo, G.B., Raya, C., Wadeb, H.F., 2005. Pesticide prediction in groundwater in North Carolina domestic wells using artificial neural network. Ecological Modelling 183, 29-46.
- Vapnik, V., 1998. Statistical Learning Theory. John Wiley, New York.

## 應用QPESUMS資料迴歸估計台灣地區降雨系統移速場

#### 李天浩<sup>1</sup> 張鳳吟<sup>1</sup> 丘君翹<sup>1</sup> 蔡雅婷<sup>2</sup> 黃椿喜<sup>3</sup> 劉承昕<sup>1</sup>

#### 國立臺灣大學土木工程學系1多采科技公司2中央氣象局3

### 摘要

基於雷達觀測降雨的正確性,和數值天氣預報模式具備解式動力發展的能力,擬研發結合兩 種資料的算式技術,同時評估以其建立0-12小時定量降雨預報的可行性。本論文為其中使用 QPESUMS的dbZ回波CAPPI資料,以迴歸法估計降雨系統移速場的算式部分。迴歸方法是參考 Takasao和Shiiba(1984),假設降雨系統移速場和源滅場為水平二維座標自變數的線性函數,利用顯 式差分的二維移流方程式,以連續兩張或多張降雨觀測網格資料,迴歸估計移速場係數值。

因為台灣地形影響,線性函數往往不足以描述雷達觀測範圍內降雨系統移速的局部變化。針對此問題,本研究將其擴充,發展出全域迴歸、分區線性(piece-wise linear)迴歸和區塊(block) 迴歸等三種不同尺度算式,搭配使用。雖然分區線性法仍然使用線性基底函數,唯分區估計可使 移速場更具變化和彈性;比較不同面積的分區線性移速場估計,由兩者差異可以評估是否還有必 要針對誤差降幅較大的區域,再作局部細化。區塊迴歸法應用於速度場空間變化率較大的近地形 區域,或是追蹤雨胞,區塊面積與Tracking Radar Echo by Correlation (TREC)法類似,但由於是採 用迴歸原則,移速估計值可以是實數,不須是  $\Delta x / \Delta t$  的整數倍,因此更具優勢。

另外,Takasao和Shiiba(1984)法因為是用一個網格距離以內的數據作空間差分,速度估計值的 上限是使Courant數為1的速度;因為QPESUMS資料時間間隔10分鐘、空間解析度為0.0125經緯度, 即相當於0.075度/小時或8 km/hr。針對此問題,本研究擴充原方法,發展出結合類似TREC的 Lagrangian概念,和Eulerian概念的迴歸法,進行多次迴歸,再選擇其中R-square值最高者的方式, 決定移速場係數。

關鍵詞:降雨系統、移速場、迴歸、移流方程式、回波 dbZ、雷達

# 颱風降雨動力統計預報指引系統之建立

### 黃麗蓉 陳嫌竹 李清勝 國研院台灣颱風洪水研究中心

### 摘要

颱風是台灣地區最主要的氣象災害來源,侵台颱風所導致的災害,主要肇因於其所伴隨之 豪雨。此外由於經濟發展,颱風所導致的損失似乎有增加的趨勢,因此,加強對侵台颱風之研究, 藉以提供正確之預報指引,進而改進定量降雨預報與提高災害預警能力,是台灣地區颱風防災課 題中的重要工作。

本研究利用現有動力模式(MM5、WRF),針對 1990-2009 年 9 大類路徑之侵台颱風個案, 進行中尺度(鄉鎭尺度)降雨數值模擬,共完成 54 個控制組模擬及各 11 組系集模擬。其次,利 用所完成之 648 個模擬成員,建立動力統計預報模式;並利用颱風路徑、強度、暴風半徑、太陽 日、颱風登陸地點及颱風移速等六個參數,提供動力統計模式預報指引。而針對相依颱風個案進 行陸上颱風警報期間,所有測站之累積雨量的校驗結果顯示,此動力統計預報指引系統,對於降 雨量或降雨分布的表現大多有改善。此外,本動力統計模式整合了統計模式與動力模式的優點, 但可提供鄉鎭尺度之颱風降雨預報,此亦爲氣候模式無法提供之資訊。 關鍵字:颱風降雨、動力模式、統計法

### 一、前言

目前颱風降雨預報技術,大致可分為氣候統計法(含類比法)和數值模式預報法兩大類。 氣候統計法建基於歷史颱風資料的統計應用, 考慮的是歷史案例的重現性,因此對於特殊颱 風個案(如2008年的卡玫基颱風),較缺少預 報能力。數值模式預報法,雖然在完整物理架 構下,很可能可以模擬出合理的颱風降雨分佈; 但由於諸多因素的影響,在實際預報作業時, 卻常存在難以掌握的不確定性,尤其是模式之 颱風路徑預報有所偏差時,降雨分布將顯著偏 離實際觀測。本研究即希望藉由數值模式預報 法動力一致的合理性,合併統計預報的穩定及 重現性的優點,改善侵台颱風降雨預報技術。

二、侵台颱風降雨動力統計預報

指引系統之建立

本研究利用現有動力模式(MM5、WRF), 針對 1990-2009 年 9 大類路徑之侵台颱風個案, 進行中尺度(鄉鎮尺度)降雨數值模擬,為使 模擬結果具代表性,控制組模擬之颱風於侵台 期間,最大累積雨量值與觀測雨量值比較之誤 差須在 25%以內。而為獲得類似環境下,不同 影響因子之全台雨量分布,亦利用不同積雲參 數化、雲微物理參數化及初始時間,設定 11 組系集成員進行模擬。本研究共完成 54 個侵 台颱風個案之控制組模擬,表 1 為所有控制組 模擬之最佳參數化組合設定及模擬結果。

其次,參考 Lee et al. (2006)之方法,利 用 648 個模擬成員的降雨結果,做為背景資料, 建立颱風降雨動力統計模式;此模式之預報網 格解析度設定為 0.05 度,約為台灣地區之城 鄉尺度,範圍則涵蓋整個台灣地區,為北緯 21.5-25.5 度、東經 120-122 度,共 3200 個網 格點。因此,每個網格可視為一個測站,皆有 一降雨潛勢圖,故總共有 3200張降雨潛勢圖。 在歷史資料的建立方面,背景資料範圍為北緯 19-27 度、東經 118-126 度;本研究利用所有 模擬結果計算背景資料範圍內,每 0.5x0.5 度 的網格中,當歷史颱風個案通過該網格時,每 個預報網格點的時雨量平均值、最大值、最小 值、颱風過境次數及標準偏差(圖 1)。再利 用雙線性內插法,將上述時雨量平均值內插至 0.1x0.1 度的經緯度網格內,以得到一組空間 分布均匀的網格資料,如圖 2 即為接近台北站 網格之降雨潛勢圖。實際使用動力統計模式時, 必須根據中央氣象局預報之颱風定位找出颱 風中心所在的網格;再利用欲預報網格的降雨 潛勢圖上,找到颱風中心網格位置相對應的時 雨量,即為該欲預報網格之降雨預估值,而累 積雨量即為沿颱風路徑之逐時雨量累加。

### 三、各項預報指引對降雨預報結

### 果影響之分析

李(2008)所建立之集水區颱風降雨模式, 可根據颱風特徵即時調整模式計算時採用的 降雨門檻值,以凸顯颱風個案間的降雨特徵; 此外,亦同時透過分析不同颱風的降雨特徴, 給予使用者藉由分析颱風降雨特徵,獲得颱風 降雨模式調整之參考指引。本研究參考李 (2008)之方法,利用颱風路徑、強度、暴風 半徑、太陽日、颱風登陸地點及颱風移速等六 個參數,提供動力統計模式預報指引,建置完 整之動力統計預報指引系統。其次,利用上述 各項預報指引,針對所有相依颱風個案進行陸 上颱風警報期間,所有測站之累積雨量預估, 並與未加入預報指引之結果比較,以了解各項 預報指引對颱風降雨預報結果之影響。

(一) 颱風路徑

本研究利用「颱風路徑」做為預報指引, 針對不同路徑類型之相依颱風個案,計算測站 整體之各項統計參數(表 2)。在西行路徑的 相依個案方面,有無加入預報指引,所預估之

測站總累積雨量,其與實際觀測之相關係數皆 為 0.77, 顯示加入預報指引後對於西行颱風降 雨預估之分布差異影響不大,但在降雨量值上 則有明顯的提升。在北行颱風個案方面,加入 預報指引後,相依個案之降雨分布差異因預報 指引之加入而减小,但平均降雨率及最大降雨 率的結果則顯示,加入預報指引會導致低估相 依北行颱風個案之雨量。而在特殊路徑類型個 案中,本研究之特殊路徑類型個案僅 1991 年 耐特 (Nat)、2000 年寶發 (Bopha) 與 2001 年納莉(Nari)三個,且背景資料亦只有 33 個成員,相對於西行及北行個案是較少的。加 入預報指引後,特殊路徑類型相依個案的平均 降雨率及最大降雨率皆由高估轉爲明顯低估, 但預估之測站總累積雨量,與實際觀測之相關 係數則由 0.6 提高為 0.74, 且平均絕對誤差及 均方根誤差皆明顯減小,顯示加入預報指引可 顯著減少降雨之分布差異。

(二)颱風強度

表3為利用「颱風強度」做為預報指引之 計算結果。由於本研究所模擬的個案,強度大 多較實際個案偏弱,因此除利用單一強度做為 預報指引外,亦同時考慮兩種強度做為預報指 引,即預估強烈颱風之降雨時,使用強烈及中 度颱風之背景資料,而預估中度颱風之降雨時, 則使用中度及輕度颱風之背景資料。

在強烈颱風的相依個案方面,表3的結果 顯示,僅使用強烈颱風模擬成員做為背景資料 時,模式會明顯高估平均及最大降雨率,且平 均絕對誤差與均方根誤差皆較未加入預報指 引之預估結果大。而當使用強烈及中度颱風模 擬成員為背景資料時,則可避免過度高估降雨 量的情況發生,且平均絕對誤差與均方根誤差 皆較未使用預報指引之模式來得小。而在中度 颱風的相依個案結果方面,僅使用中度颱風模 擬成員做為背景資料時,雖然平均降雨率與最 大降雨率皆較未加入預報指引時之結果接近 觀測値,但降雨分布差異卻較大。由於模擬成 員中僅 29 個歸類為強烈颱風個案,因此使用 中度及輕度颱風模擬成員為背景資料時,預報 結果與未使用預報指引之結果相當接近。而在 輕度颱風之相依個案預報結果方面,未加入預 報指引之模式在降雨量的表現較好,但加入預 報指引後則可明顯使降雨的分布差異減小。

(三) 颱風暴風半徑

利用「颱風暴風半徑」做為預報指引,針 對大颱風及小颱風之相依個案,計算測站整體 之各項統計參數的結果顯示(表未示),加入 預報指引後,平均絕對誤差與均方根誤差均較 未加入預報指引時減小,且在平均降雨率與最 大降雨率的表現皆有提升。而在小颱風的相依 個案方面,加入預報指引後,可使原本高估的 平均降雨率較接近觀測值,但最大降雨率則變 為低估,而預估之測站總累積雨量,與實際觀 測之相關係數由 0.61 提升至 0.67,且平均絕 對誤差與均方根誤差皆較未加入預報指引時 小,顯示加入預報指引可改善小颱風相依個案 的降雨分布差異。

(四)太陽日

本研究使用太陽日做為預報指引時,為使 背景資料的成員不致於過少,同時將該月份前 後各一個月的模擬成員考慮進來。整體來看 (表未示),此項預報指引對8月、9月11月 及12月相依颱風個案的降雨預估結果,相對 於未加入預報指引時有些微改善,但在其他月 分相依颱風個案的表現,並未較未加入此項預 報指引時來得好。此結果顯示,此項預報指引 單獨使用時,可能較無法凸顯其特性,須配合 其他項預報指引共同使用。

(五)颱風登陸地點

利用「颱風登陸地點」(圖 3)做為預報 指引,針對不同登陸地點之相依颱風個案,測 站整體之各項統計參數的計算結果顯示(表未 示),對於登陸地點於第一區、第三區集第四 區之相依颱風個案,加入此項預報指引,對於 降雨量值(平均降雨率及最大降雨率)及降雨 分布差異(相關係數、平均絕對誤差及均方根 誤差),均較未加入預報指引時來得好。

(六)颱風移動速度

利用「颱風移動速度」做為預報指引,針 對慢速、中速及快速之相依颱風個案,測站整 體之各項統計參數的計算結果顯示(表未示), 有無加入預報指引,對於慢速與中速颱風降雨 預估之分布差異影響不大,但可減緩高估平均 降雨率的情形。在快速颱風相依個案方面,加 入預報指引後,相依個案之降雨分布差異減小, 而在平均降雨率的表現上,加入預報指引可改 善未加入預報指引時容易低估的情形。

綜合以上的分析結果顯示,利用預報指引 系統進行降雨預估時,可修正容易低估雨量的 情形,然而利用此系統挑選模擬成員建立背景 資料之動力統計模式,雖可提高降雨量的預報 準確度,但卻可能因爲個案的挑選,使得降雨 分布的預報準確度降低。

### 四、總結

本研究透過整合數值動力模式預報法之 動力一致合理性,與統計預報的穩定與重現性 之優點,改善侵台颱風降雨預報技術並提供做 為鄉鎮尺度颱風降雨預報的參考工具。此外, 颱洪中心於 2010 年進行「颱風定量降雨數值 模式系集預報實驗」,結合國家高速網路與計 算中心的計算資源,及災防中心的實務經驗, 進行每日4次、每次20組的高解析度大氣模 擬,即時模擬台灣地區未來72小時之天氣狀 況。雖然系集預報對降雨預報的成果良好,但 所耗之計算資源相當龐大;而本研究所發展的 動力統計模式於預報作業應用時,有耗費資源 很少、計算快速的優點,且可做爲降雨預報的 初估值。預報員可參考此模式結果並與系集預 報實驗結果互相比較,以增加預報信心度。

參考文獻

李清勝,2008:颱風中尺度定量降雨預報技術

之改進(I)。行政院國家科學委員會自然 處永續學門防災科技研究報告, NSC96-2625-Z-002-004-,共132頁。

李清勝,2008:梅雨季及颱風期間之流域集水 區定量降雨預報技術之改進(3/3)。經濟部 水利署,MOEAWRA0970050,233 頁。

Lee, C.S.,L.R. Hwang, H.S. Shen, and S.T. Wang, 2006 : A Climatology Model for Forecasting Typhoon Rainfall in Taiwan. Natural Hazards, 37, 87-105 °

		積雲參數化								雲微物理參數化						最大雨量						
年份	胎風夕稲			W	RF			MM5				WRF				MM5			(mm)			
		BMI	KF	GD	G3	SAS	nKF	Kuo	KF	BM	KF2	Lin	FM	WSM5	WSM6	GCE	Thom	WR	MP	GS	盧擬	重潮
1000	選杀(Vanav)	21110		V	0.5	UIID	PILI	ILUO		2111		210		V		002	тиош			00	474	270
1000	微伸(Talley) 管告(Dat)	V		Y										v	V						425	425
1001	新始(Nat)	Y		V										V							270	206
1002	町伯(Abe)		V														V				134	567
100/	並向(Roo) 道格(Doug)		•								V						v	V			8/1	068
1005	追信(Doug) 省结(Kent)		V								v				V			v			308	203
1005	青刊(Rent) 萎珊(Gary)		v				V								v	V					102	124
1005	解因(Pven)						V							V		•					211	220
1006	劉姆(Cam)						v	V						v				V			78	03
1006	新伯(Herb)					V		v						V				v			1114	1117
1997	安珀(Amber)				V									v							712	948
1007	奥妮(Winnie)						V										V				603	510
1008	掘豌((Winho)	v			-		·										V				186	211
1998	鬼托(Otto)	v													V						402	428
1998	美门(Ollo) 蛋伯(Zeb)		V														V				752	775
1999	事版(Maggie)		v												V						388	395
1999	小泉(Dan)									V										V	366	358
2000	考發(Bonha)	V										V									186	193
2000	啓德(Kai-Tak)		V		-									V							398	387
2000	費利斯(Bilis)			V	-										V						907	952
2000	巴比倫(Praniroon)		V											V							406	398
2000	参神(Xangsane)	V												v							831	1091
2001	納朝(Nari)		V											v							1452	1475
2001	尤特(Utor)		V												V						394	379
2001	西馬隆(Cimaron)			V										V							344	340
2001	奇比(Chebi)										V							V			285	237
2001	桃芝(Toraii)		V											V							685	716
2002	娜克莉(Nakri)							V										V			258	261
2002	辛樂克(Sinlaku)			V											V						308	294
2003	米勒(Melor)										V								V		505	459
2003	杜鵑(Dujuan)	V										V									523	525
2003	莫拉克(Morakot)	V											V								446	554
2004	敏督利(Mindulle)		V														V				1205	1072
2004	海馬(Haima)		V											V							339	331
2004	納坦(Nock-Ten)		V											V							373	384
2004	南瑪都(Nanmadol)								V										V		659	693
2005	海棠(Haitang)	V													V						1589	1711
2005	泰利(Talim)	V													V						682	732
2005	龍王(Longwang)		V												V						680	693
2005	馬莎(Matsa)										V									V	1089	1070
2006	珍珠(Chanchu)									V										V	263	273
2006	薯利斯(Bilis)		V											V							989	841
2006	凱米(Kaemi)		V												V						468	530
2006	實發(Bopha)	V										V									252	217
2007	梧提(Wutip)			V										V							297	240
2007	帕布(Pabuk)	V												V							333	373
2007	聖帕(Sepat)		V											V							931	959
2007	韋帕(Wipha)		V											V							670	736
2007	柯羅莎(Krosa)			V										V							1108	1079
2008	卡玫基(Kalmaegi)	V												V							717	909
2008	鳳凰(Fungwong)		V											V							620	789
2008	辛樂克(Sinlaku)			V											V						1293	1498
2008	蕃蜜(Jangmi)		V											V							563	625
2009	莫拉克(Morakot)								V									V			2548	2767

#### 表1 控制組模擬最佳參數化組合及模擬結果

表 2 利用「颱風路徑」為預報指引,針對西行、北行及特殊路徑類型之相依颱風個案,測站整 體之各項統計參數校驗結果。

西行	平均降	锋雨率	最大階	降雨率	平均絕對誤差	均方根誤差	相關係數	
	模式	觀測	模式	觀測				
加入預 報指引	195	197.2	1476.3	2950	92	155.8	0.77	
未加預 報指引	159.8	187.2	1186.8	2850	90.9	161.2	0.77	
北行	平均降	锋雨率	最大降雨率		平均絕對誤差	均方根誤差	相關係數	
加入預 報指引	68.6	04.2	545.9	1000	70.2	119	0.47	
未加預 報指引	100.3	94.3	913.2	1088	77.2	125.9	0.43	
特殊	平均降	条雨率	最大陸	和率	平均絕對誤差	均方根誤差	相關係數	
加入預 報指引	176.8	202.1	749.8	1462	115	198.8	0.74	
未加預 報指引	279.6	203.1	1604.8	1462	179.8	268.3	0.6	

表 3 利用「颱風強度」為預報指引,針對強烈、中度及輕度之相依颱風個案,測站整體之各項 統計參數校驗結果。

強烈	平均降雨率		最大降雨率		平均絕對誤差	均方根誤差	相關係數
	模式	觀測	模式	觀測			
預報指引	445		3525.4		227	357.4	0.7
預報指引 (強烈及 中度)	219.9	264.6	1114.9	1987	114.6	170.7	0.72
未加預報 指引	213.4		1133.6		116.7	172.5	0.72
中度	平均降雨率		最大降雨率		平均絕對誤差	均方根誤差	相關係數
預報指引	157.5		1989.3		101.5	187.3	0.64
預報指引 (中度及 輕度)	142.4	165.8	1563.1	2850	96.2	175.8	0.69
未加預報 指引	141.2		1604.8		95.5	177.7	0.68
輕度	平均隔	降雨率	最大隊	锋雨率	平均絕對誤差	均方根誤差	相關係數
預報指引	72		495.8		48	72	0.63
未加預報 指引	98.9	60.1	913.2	911	63.2	98.5	0.56



圖 1 接近台北站網格之降雨潛勢圖, 0.5x0.5 度。



圖 2 接近台北站網格之降雨潛勢圖,0.1x0.1度。



圖 3 颱風登陸點分區圖。

# CWB ARPS 預報系統之發展及初步評估

#### 黃葳芃 鄭龍聰 陳嘉榮

#### 中央氣象局氣象衛星中心

### 摘 要

對流系統之生成與發展迅速,且常伴隨豪、大雨發生,有鑑於其每每造成重大災害以及預 警時間之急迫性,本局自 2010 年起與美國奧克拉荷馬大學風暴分析與預報中心(CAPS)合作,引 進先進區域預報系統(Advanced Regional Prediction System; ARPS),以增進災害性天氣伴隨之 對流尺度系統的即時預報能力。

ARPS 系統之特性為包含雲診斷模組,利用地面的雲觀測、都卜勒雷達的反射率以及衛星的 紅外線與可見光資料,進行三維雲分析。此種善用高時空解析度雷達資料之能力,具有對流尺度 天氣系統預報之潛力。

過去三年間本局持續進行 ARPS 系統之本土化,已完成臺灣在地即時觀測資料源之導入, 並於本局架設完成,刻正於本局進行作業化測試,每3小時產生1筆未來4小時之資料。針對即時預報結果,亦自動化進行即時校驗,以了解預報表現狀況。

從初步之個案分析可發現,CWB ARPS 模式在颱風的預報上,可有效掌握其伴隨之不同強 度降雨,且其具有之偏差(bias)過大之現象,可藉由簡易之偏差校正方法修正。

關鍵字:先進區域預報系統(ARPS)、偏差(bias)

## 一、前言

為增進災害性天氣伴隨之對流尺度系統 的即時預報能力,本中心自2010年起引進美 國奧克拉荷馬大學風暴分析與預報中心 (CAPS)發展之先進區域預報系統(Advanced Regional Prediction System; ARPS),其特 性為善用高時空解析度之雷達資料,進行對流 尺度天氣系統之預報。此系統包含輸入資料前 處理模組、3D-VAR 資料同化模組、雲診斷模 組、模式預報部分以及預報資料後處理與繪圖 部份。

ARPS 之資料前處理模組簡稱

ADAS(ARPS Data Analysis System),主要功 能是將觀測資料和背景場初始化,再透過客觀 分析,將資料內插至網格點上。目前於中央氣 象局進行作業化測試之 CWB ARPS 所使用之 背景場為 CWB WRF 15km 預報場,所導入的 觀測資料包括全球電信系統(GTS)資料(例 如:台灣地區密集地面觀測網(surface mesonet)、METAR 資料、浮標(buoy)、船舶報 告(ship)、綜觀觀測(SYNOP)、探空(sounding)、 飛機觀測(ACARS))、自動氣象站(Automatic Weather Station; AWS)資料以及氣象局所屬 之五分山、墾丁、花蓮及七股四顆雷達資料(如 圖1),最終將分析輸出五個重要氣象變數(水 平風場、壓力、位溫和比濕)。ARPS 資料同化 模組則是採用三維變分(3D-VAR)方式。

ARPS 之雲診斷模組利用地面的雲觀 測、雷達的回波以及同步衛星 MTSAT2 衛星 之紅外線與可見光資料(導入衛星資料功能於 2012年底完成,本研究之結果尚未採用),進 行三維雲分析,以調整雲水、雨水及垂直速 度。主要程序有4步驟:(1)透過一個經驗指數 函數,把初始場中的相對濕度,轉變為相應網 格點上的雲覆蓋量,配合客觀分析方法,內插 到網格上,產生一連續的雲場,形成三維雲覆 蓋量背景場。(2)加入地面觀測資料中的雲底高 度和雲覆蓋量。(3)加入紅外衛星雲圖資料,由 前兩步得到的三維雲覆蓋量,加上初始溫度 場,可以推算出一個雲頂亮溫,把推算出的雲 頂亮溫與衛星觀測到的亮溫資料進行比較,對 雲高分析做修正。(4)將雷達資料內插到模式網 格座標上,再將雷達掃描範圍內格點上的反射 率值與門檻值進行比較,如反射率低於門檻 值,則視爲晴空;高於門檻值,則進行三維空 間上降水的反演。雷達回波在模式的微物理過 程以類似 Z-R 關係式的方法,由回波大小估 算出雲水和雲冰的混合比,以計算雲水含量與 雲冰含量,再以雷達回波判斷降水類型,例如 大於0dBz 判斷有雪,大於13dBz 是非雪的 降水,小於13dBz 則判斷沒有降水。若回波 大於 45dBz 時,則判斷此區有嚴重對流風暴 或是冰雹。(5)使用衛星之可見光資料用以修正 雲量,其具有較高的空間解析度,可看到薄、 稀少的雲。

由前述步可得到三維雲覆蓋量,透過線 性關係,將雲覆蓋量轉化為相對濕度,得到修 正的水汽含量。亦根據不同的雲種,結合雲厚 度與水平網格大小可決定雲內的垂直速度。其 初始化過程對於大氣之分析已包含雲、雨等非 絕熱作用,可有效解決傳統模式在積分初期的 調整問題(spin-up problem),因此於模式預報 初期即可獲得較準確的雨量預報資料。

ARPS 模式預報部分為三維非靜力數值

預報系統,尺度涵蓋微觀至區域,採用 Arakawa-C 交錯水平網格和二階跳蛙時間積 分,含有微物理、次網格尺度湍流過程。目前 於中央氣象局進行作業化測試之 CWB ARPS 的初始及邊界條件來自 CWB WRF 15km 預報 場,水平解析度為 2.5 公里,水平網格點數為 363x363,水平範圍為 905x905 公里。現階段 每3 小時(00Z、03Z、06Z、09Z、12Z、15Z、 18Z、21Z)產生1報,每次預報4小時。

### 二、研究方法

對於預報結果之修正,除可以針對模式本 身各項設定進行調校外,對預報結果具有系統 性誤差之模式,則可採用偏差校正(Bias correction)技術對預報結果進行修正。在此使 用之偏差校正方法是藉由訓練樣本,利用數學 最小平方原理,計算出一條回歸直線,將誤差 的預報值拉回接近觀測,進而改善模式預報的 準確度。本研究是以過去 12 報做爲訓練樣 本,進行偏差校正測試。

進行雨量校驗之資料,因考量傳統自動雨 量站之資料僅涵蓋台灣地區並未包括周圍海 面,無法完整反映整個區域之降雨狀況,因此 本研究以涵蓋台灣及周圍海面之劇烈天氣監 測系統(QPESUMS)經過自動雨量站雨量校 正之估計降雨爲觀測資料,進行降雨預報校 驗。

## 三、結果分析

圖 2、圖 3 及圖 4 為 2012 年蘇拉(Saola) 颱風於 7 月 30 至 8 月 2 日的校驗結果(部分 略過),整體來說預報成績皆表現不錯。初期 颱風往西北方向移動接近台灣時,颱風環流範 圍大,降雨分布廣,,模式雨量預報於15mm 門檻以下的 TS 值大部分皆大於 0.3,對於颱風 降雨有不錯之掌握,而 bias 值隨降雨強度增加 而增加,可見對於強降雨有過度預報。當颱風 從東北部登陸侵襲至通過台灣期間,整體預報 得分亦高,bias 接近1,模式可準確掌握降雨。 當颱風過山,結構遇到地形破壞,環流變形, 強度減弱,降雨區域隨之改變,整體模式表現 得分仍高,對於颱風伴隨之雨區,模式仍可準 確預報。

由上述針對蘇拉颱風之預報結果可見,雨 量預報有明顯過度預報之情形,特別是降雨門 檻愈高,過度預報愈爲明顯。因此採用研究方 法所述之偏差修正方法,測試是否可得到更具 有參考性之雨量預報結果。圖 5、圖 6 及圖 7 為蘇拉颱風時雨量(分為0-1小時、1-2小時、 2-3 小時及 3-4 小時) 校驗結果,橫軸為降雨 門檻值(mm);縱軸為成績,藍色線為原雨量 **預報;紅色線爲經偏差校驗之結果。比較有無** 校正的預報得分,在TS和ETS方面,經偏差 修正過後的數值皆略低於未修正的。但 bias 部分卻可明顯發現,經由偏差校正可使 bias 趨近於1,表示預報向觀測接近。若比較時雨 量預報之表現,可發現無論有無經過偏差校 正,0至1小時的預報,15mm以下門檻值的 得分皆明顯優於之後的 1-2 小時、2-3 小時及 3-4 小時,由此可見模式之熱啓動功能可以使 得預報之初始1小時內,掌握到符合實際降雨 狀況,但時間進入2小時之後,此優勢即逐漸 消失。

綜上所述,進行偏差校正在統計上可以有效的將過大之 bias 修正至接近 1,但如將所有個案逐一檢視,可發現某些個案校正後 bias
變佳(如圖 8),但某些個案 bias 反而更差(如圖 9)。此可能是因為採用過去 12 報做為訓練

之樣本數量過少,偏差之表現不夠穩定所導 致。此外,此偏差校正方法並無法針對雨區位 置進行修正,因此僅有原預報已能準確掌握雨 區的位置(如蘇拉颱風),進行偏差校正進行 雨量修正才有意義。

### 四、結論及展望

從蘇拉颱風個案分析可以發現,ARPS 模 式在颱風的預報上,可以有效掌握其伴隨之不 同強度降雨,此可能是因颱風伴隨之降雨位置 因與地形鎖定之相關性高所致,因此只要在原 預報之颱風位置與實際狀況相去不遠的條件 下,進行雨量偏差校正就有可能得到更佳之雨 量預報結果。但根據其他天氣個案之測試結果 可發現(例如:梅雨),偏差校正應用於預報 結果卻不是很理想,其中最大之因素即爲對梅 雨鋒面所伴隨之對流系統之位置預報原本就 有相當大的困難,一旦預報位置偏離,進行雨 量偏差修正即無意義。

針對颱風個案,目前已完成整理 2012 年 所有颱風個案之預報結果,未來將採用此大量 資料做為訓練樣本進行測試比較,以期有更佳 之偏差校正結果。

在模式功能強化方面,於2012年底已新 增導入MSAT2衛星資料,以加強雲分析,未 來將可能進行導入 GPS 可降水量資料 (Precipitable Water; PW),以及導入雙偏極化 雷達資料之評估。此外,針對預報在1小時後 表現即漸差之問題,亦將進行雷達資料同化之 策略在時間上之調整與評估,以期對臺灣地區 快速更新之雷達資料有最佳之利用,以有效提 升定量降雨預報之合理性。



圖1CWB ARPS 導入之觀測資料種類。



圖 2 CWB ARPS 針對 2012 年蘇拉颱風之累積雨量校驗。



圖 3 CWB ARPS 針對 2012 年蘇拉颱風之累積雨量校驗(續)。



圖 4 CWB ARPS 針對 2012 年蘇拉颱風之累積雨量校驗(續)。



圖 5 CWB ARPS 針對 2012 年蘇拉颱風時雨量校驗之 TS。藍色線為原未經 偏差校正之預報結果;紅色線為經偏差校正之預報結果。



圖 6 同上圖,但為 ETS。







圖 8 CWB ARPS 針對 2012 年蘇拉颱風之累積雨量校驗。左邊為原未經偏差校正之預報結果; 右邊為經偏差校正之預報結果。



圖 9 CWB ARPS 針對 2012 年蘇拉颱風之累積雨量校驗。左邊為原未經偏差校正之預報結果; 右邊為經偏差校正之預報結果(續)。

# 新版 SAS 積雲參數化於中央氣象局全球預報系統的

測試評估

### 汪鳳如馮欽賜 中央氣象局科技中心中央氣象局資訊中心

### 摘要

中央氣象局全球模式(CWB GFS)於 2009 年引進美國 NCEP 全球模式使用之 SAS(Simple Arakawa Schubert)積雲參數化版本,此版本積雲參數化於雲頂對雲水逸出的考慮,提升了當時作 業模式原本過低之網格尺度降雨比例;而原本於熱帶區 5880 hPa 範圍的預報過度趨勢亦朝減小 方向改善。但經過三年作業校驗,發現此版本積雲參數化之更新,使得本局全球模式的颱風預 報產生較弱的偏差,因此本研究引進 NCEP 於 2010 年上線的新版 SAS 積雲參數化版本,以氣象 局全球模式配合資料同化進行夏季一個月短期(五天)數值預報實驗,希望從全球的角度對此 新版 SAS 積雲參數化作進一步評估,評估的重點除了颱風發展強度,同時包含預報之大範圍系 統性偏差及統計得分的變化。

關鍵字:積雲參數化,全球模式,颱風

## 一、前言

在大氣系統中,對流扮演了調整大氣不穩定的重 要角色,藉由對流將能量重新分配,讓大氣回復至穩 定狀態,另外對流過程中產生的降水更是數値天氣模 式的預報重點。過去的理論、觀測及模式研究顯示, 正確的處理對流過程,對模式的降雨預報及其所伴隨 的熱力、動力過程均有相當重要的影響。

為改善中央氣象局全球模式(CWB GFS)對流 過程的處理,於2009年引進美國 NCEP 全球模式使 用之 SAS(Simple Arakawa Schubert)積雲參數化(汪和 馮,2011),此版本積雲參數化於雲頂的逸出,納入雲 水之考慮,提升了當時作業模式過低之網格尺度降雨 比例,而原本於熱帶區預報過度的5880 hPa 範圍亦有 縮減的改善;但經過三年作業及校驗,發現此版本積 雲參數化之更新,使得本局全球模式的颱風發展預報 有較弱的偏差。由於台灣地理位置特殊,正好處於颱 風發生頻率最高的西太平洋,所以颱風預報一直是中 央氣象局的重點項目,因此是否能正確模擬颱風發展 成爲數値模式的重要參考指標。過去研究顯示,數値 天氣模式中颱風的發展模擬和對流參數化有密不可分 的關係,因此本研究嘗試引進 NCEP 於 2010 年上線 的新版 SAS 積雲參數化,此新版本以舊版爲基礎,但 對雲底質量通量及雲頂的決定方式進行了調整,Han and Pan(2011)的研究論文顯示,這些調整加強了積雲 對流的發展,因此希望藉由此新版 SAS 積雲參數化的 引進,能對氣象局全球模式的颱風預報能力有所改 善。

本論文第二節將針對此次引進之 SAS 積雲參數 化新版本作進一步說明,重點為新版與舊版的差異, 第三節為實驗設計,第四節為測試結果與分析。

二、SAS 新舊版本差異說明

新版本 SAS 積雲參數化 Han and Pan(2011)是以 舊版 SAS (Simplified Arakawa and Schubert)方案為 基礎,舊版源自於 NCEP GFS 在 2010 年七月前使用 之版本 (Pan and Wu 1995),其理論架構依據 Arakawa and Schubert(AS,1974)的研究,但參考了 Grell(1993) 提出的簡化假設,將模式做了相當的簡化,此次新版 修改主要目的是希望能強化對流。

#### (一) 對流驅始條件

在 SAS 積雲參數化方案裡,對流是否能順利驅動, 取決於大氣是否滿足設定的驅始條件。第一個必須滿 足的條件爲對流起始層(CSL,Convection Start Level) 至自由對流層(LFC)的厚度不能大於設定值,舊版 的設定值為 150hPa,新版則是根據大尺度垂直速度做 調整,上升速度愈大其值愈大,下沈速度愈大其值愈 小,值域範圍在 120hPa 至 180hPa 之間;新版的調整 設計是企圖讓輻合上升區有更多機會發展對流,同時 讓輻散下沈區對流機會降低。其中對流起始層(CSL) 在 SAS 積雲參數化方案中的定義為 700hPa 以下最大 溼靜能所在。

在 SAS 積雲參數化方案中必須考慮的第二個對 流驅始條件, 為雲底以下大氣環境濕度的影響, 方案 中從對流起始層開始即考慮了逸入, 當周圍有較乾的 環境大氣逸入後,將使得對流格點的自由對流層(LFC) 提高。舊版 SAS 方案限定自由對流層(LFC) 受逸入 影響後,提高的上限為二層模式層,此種限制方法將 隨模式垂直解析度提高而變得更嚴格,對流發展的機 會將因此被限制; 新版 SAS 方案則降限制改為自由對 流層的提高不能超過 25 hPa。

#### (二) 雲底最大質量通量

在SAS積雲對流參數化過程,雲底的質量通量設 有最大上限,舊版SAS積雲參數化將此上限設為定值 0.1kg(m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>)<sup>-1</sup>。新版SAS積雲參數化則參考Jakob and Siebesma(2003)定義的局地

CFL(Courant-Friedrichs-Lewy)限制,設定雲底最大質 量通量為:

$$M_{b\max} = \frac{\Delta p}{g\Delta t} \tag{1}$$

(1)式中  $\Delta p$  表示雲底所在的模式大氣層厚度,  $\Delta t$  為 模式的積分間距(time step), g 為地球重力加速度。 Han and Pan(2011)的研究論文指出,測試發現新版定義 之値可以達到舊版所設定値( $0.1 \text{kg}(\text{m}^2 \text{s}^{-1})^{-1}$ )的五倍; 表示在一定時間及一定面積內,新版可容許更大質量 的氣流穿越雲底,因此具有更強的對流發展潛勢。

#### (三) 雲頂處理

原本於舊版以亂數決定雲頂的方式,平均而言有 低估的趨勢,雲頂的低估會因而抑制對流強度,因此 在新版將此部分作了修改。新版決定雲頂的方式分二 步驟,第一步首先定義氣塊浮力由正值轉為負值的高 度為首次猜測雲頂,第二步接著考慮氣塊因慣性而沖 出中性浮力層的作用(overshooting),依此假設氣塊 於中性浮力層仍具有能量,此能量以第一步驟所計算 雲底至雲頂的雲功函數之10%為估計值,當氣塊從中 性層持續上升,能量將因負的浮力作負功而抵銷,最 後當氣塊能量趨近至零的高度則定為最終雲頂。

#### (四) 逸入(entrainment)與逸出(detrainment)

在新版 SAS 積雲參數化方案中,逸入率的計算於 雲底之下(包含雲底)和雲底之上使用了不同的方法。 雲底和雲底以下參考了 Siebesma and Cuijpers(1995)在 淺積雲的研究,設定逸入率(*ε*)和高度成反比關係:

$$\varepsilon = c_e \frac{1}{z} \tag{2}$$

其中 $c_e$ 爲常數 0.1, z 爲高度。雲底之上的逸入率計 算則參考了 Bechtold et al.(2008)的研究:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 F_0 + d_1 (1 - RH) F_1 \tag{3}$$

$$F_0 = \left(\frac{\overline{q_s}}{\overline{q_{sb}}}\right)^2 \cdot F_1 = \left(\frac{\overline{q_s}}{\overline{q_{sb}}}\right)^3$$

(3) 式中 $\varepsilon_0$  為雲底的逸入率, *RH* 為環境的相對濕度,  $d_1$  為一個可調整參數, 此版本設為  $1.0x10^4$ ,  $q_s$ 和 $q_{sb}$  為氣塊層和雲底的飽和比濕。而整個對流層的逸出率假設均相同, 並以雲底的逸入率作為其設定值。

#### (五) 積雲對流之動量傳送

在 SAS 積雲參數化新舊方案中,均考慮了積雲對 流產生的動量傳送,而新方案參考 Zhang and Wu(2003) 的研究,另外加入對流引起之壓力梯度對動量傳送的 減弱作用,積雲對流對環境動量的影響可以下式表 示:

$$\frac{\partial \overline{V}}{\partial t} = (1 - f_1)M \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{V}}{\partial z} + \delta(V - \overline{V})$$
<sup>(5)</sup>

(5) 式中V為水平風場,M為上沖流質量通量, $\delta$ 為逸出率, $f_1$ 為一實驗常數,代表對流引起之壓力梯 度對動量交換的減弱作用,於舊版 SAS 方案中其值設 為0,於新版 SAS 方案改設為0.55。

### 三、實驗設計

本研究測試採用 CWB GFS 作業全球預報模式, 為一解析度 T319L40 的典型波譜模式,垂直為 sigma  $\left(=\frac{(p-p_{top})}{(p_{sfc}-p_{top})}\right)$ 座標,模式預報變數包 含渦度場、幅散場、虛位溫、比濕、雲水及地面氣壓。 模式的物理模組包含多層土壤模式(Mahrt and Pan 1984),相似理論地表通量參數法(Miyakoda and Sirutis 1986),非局部邊界層參數法(Troen and Mahrt 1986),淺積雲參數法(Li 1994),SAS 積雲參數法(Pan and Wu 1995),雲水預報決定網格尺度降水參數法 (Zhao and Frederick 1997),重力波拖曳參數法

(Palmer et al 1986)及輻射參數法(Fu 1997;Fu and Liou1992;1993)。模式之客觀分析採用3維變分方法, 此方法源自 NCEP-GSI 版本(Wu et al 2002)。

考量對流過程在夏季較為活躍,因此初步評估先 針對夏季月份進行測試。測試規劃選取了 2010 年 7 月 1 至 31 日進行一個月擬作業程序測試;亦即模擬作 業程序,進行每天四次(00 UTC,06 UTC,12 UTC, 18 UTC)資料同化分析及預報,除了於 12 UTC 和 00 UTC 進行 120 小時預報,其餘二個分析時間(06 UTC,18 UTC)則僅預報 6 小時,並以每一次 6 小時 預報場,作為下一次(6 小時之後)觀測資料同化分 析之猜測場。此測試架構的設計,目的是將預報的影 響藉由 6 小時預測場帶入下一次分析,藉此累積模式 差異產生的影響,最後以整個測試期的平均預報得分 進行評比,其結果將較單一個案具代表性。 測試分二組進行,控制組採用舊版 SAS 積雲對流方案, 測試組採用新版 SAS 積雲對流方案,其餘部分均維持 相同。

## 四、結果與討論



圖 1:為北半球(20°N-80°N)第5天預報的(a)高度場距平相關, (b)為溫度均方根誤差。實線為控制組結果,圈虛線為測試 組結果。

測試評估乃依循傳統校驗系統,分別針對距平相 關(Anomaly Correlation,),均方根誤差(root mean square error)進行分析比較,詳細的相關定義及計算 式請參考陳等(1989)的文獻。由於垂直校驗層大於 10層,爲簡化校驗圖集,因此先將各層得分作時間平 均,再針對北半球(20°N-80°N)及熱帶(20°S-20°N)) 直接進行垂直分佈比較,而不分別對每一層作分析。

由於降水直接受對流過程影響,因此亦將降水列 為評比對象。另外對颱風的發展影響,是此次測試的 關注重點,因此選取了2012年5月於西太平洋生成發 展的珊瑚颱風為校驗個案。

#### (一)預報得分評比

首先針對北半球(20°N-80°N)第5天預報的高 度場距平相關(ACH)做檢驗,北半球範圍的平均垂 直分佈示於圖1a,圖上的實線為控制組結果,圈虛線 為測試組結果,結果顯示測試組於各層高度的距平相 關均高於控制組,提高的幅度介於1%至2%。於同樣 的範圍,針對溫度均方根誤差(root mean square error) 做校驗,其垂直分佈(圖1b)顯示從700hPa至200hPa 的溫度均方根誤差有明顯減小,減小的幅度大約有5%, 其餘高度層則幾乎相當。整體而言,測試組在北半球 的預報得分表現有顯著進步。



圖 2: 為赤道區(20°S-20°N)第5天預報的(a)為 X 方向風場均 方根誤差,(b)為溫度均方根誤差。實線為控制組結果,圈 虛線為測試組結果。

熱帶是積雲對流發展主要區域,因此針對熱帶 (20°S-20°N)的溫度場及風場也分別進行了校驗,其 中風場的均方根誤差變化(圖 2a)並不明顯,溫度場 的均方根誤差(圖 2b)於700hPa 至 200hPa 則顯著的 減小。所以從預報得分角度來看,SAS 新版於熱帶和 北半球一樣有正向的影響。

(二)降水評比



圖 3:24 小時預報之積雲降水月平均(mm/day)(a) 為控制組結果
 (b) 為測試組結果,(c) 為 ERA-interimy 資料。

從一個月月平均的 24 小時預報積雲降水分佈來 看,氣象局作業模式於海上的主要積雲降水區普遍有 高估的傾向(圖 3a),測試組於西太平洋大於 9mm/day 降雨量的範圍明顯的減少(圖 3b);全球平均降水量 則從控制組的 2.13mm/day 減少為測試組 1.98mm/day, 同一時段的 ECMWF 再分析資料(ERA-interim)(圖 3c)顯示,其全球平均對流降水量為 1.91mm/day,若 以此爲參考標準,控制組的積雲降水明顯偏多,測試 組的全球平均值減小後則較爲靠近 ERA-interim 參考 值。雖然新版 SAS 主要修改目的是為強化積雲對流, 但有關驅使條件的修改,除了使得上升區較易發生對 流,也使得下沈區或弱上升區較不易發生對流,所以 對氣象局全球作業模式而言,原本於海上有過多對流 降水的區域,得到向下修正的機會,因此反應在全球 平均對流降水量為減小趨勢。

雖然此次測試對象為對流參數化,但網格尺度降水和對流降水之間有互補關係,因此可看到網格尺度降水亦受到間接影響,從網格尺度降水分佈比較,可以看到西太平洋上對流降水減少區,測試組網格尺度降水大於 0.1mm/day 範圍則顯著擴增(圖4b),擴增後與 ERA-interim 較為相似;另外一個値得注意的變化,赤道區的網格尺度降水於作業模式一直有過弱的偏差(圖4a),此次新版 SAS 測試組於此區的網格尺度降水則有明顯增多現象,呈現出正面的影響。從全球平均角度來看,網格尺度降水量亦從控制組的1.116mm/day 增加為1.154mm/day,若以 ERA-interim 資料所顯示 1.158mm/day 為標準(圖4c),測試組的網格尺度降水量增加後與其較為接近。



圖 4: 24 小時預報之網格尺度降水月平均(mm/day)(a) 為控制
 組結果(b) 為測試組結果,(c) 為 ERA\_\_\_interimy 資料。

整體而言,測試組的全球平均積雲降水減少,網格尺度降水增加,此改變趨勢使模式的降水表現與 ERA-interim 更為接近。

### (三)颱風發展初步評估

珊瑚為 2012 年 5 月 22 日 00Z 於東經 144 度,北 緯 13.4 度洋面上生成的輕度颱風,從生成至消散其強 度均保持為輕度颱風。本局全球模式對珊瑚颱風的預 報,以5月22日12Z為初始時間之72小時預報作評 估,發現本局全球模式對颱風低壓中心的強度及範圍 預報(圖5b)較NCEPGFS(圖5a)偏弱許多。

當模式更換新版 SAS 積雲參數化方案後,同樣從 5月22日12Z開始預報,颱風低壓中心於72小時預 報雖仍是偏弱(圖5c),但較作業版加深了約3hPa, 低壓範圍也有些許擴增。



圖 5:2012 年 5 月 22 日 12Z 的 72 小時海平面氣壓預報,(a)為 NCEP GFS 預報,(b)為控制組預報,(c)為測試組預報。

從初步測試可以看到,新版 SAS 積雲參數化方案 對颱風的發展的確有一些助益,但是效果未如預期, 所以針對颱風的發展改進,應該繼續嘗試其他思考方 向。但從預報得分及降水的評估來看,新版 SAS 積雲 參數化方案對模式的影響均是相當正向,因此建議可 做進一步測試。

### 參考文獻

- 陳雯美、林松錦與蔡清彥,1989:中央氣象局全球數 値天氣預報系統1988-1989預報校驗評估。氣象學 報,35,263-279。
- 汪鳳如與馮欽賜,2011:中央氣象局全球模式物理參數化之更新:邊界層及積雲參數化。大氣科學, 213-236。
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. J. Atmos. Sci., 31, 674-701.
- Bechtold, P., M. Kohler, T. Jung, F. Doblas-Reyes, M. Leubecher, M. J. Rodwell, F. Vitart, and G. Balsamo,

2008: Advances in simulating atmospheric variability with the ECMWF model: From synoptic to decadal time-scales. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 1337-1351.

- Fu, Q., and K. N. Liou, 1992: On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomgenuous atmospheres. J. Atmos. Sci., 49, 2139-2156.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1993: Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. J. Atmos. Sci., 50, 2008-2025.
- Fu, Q., K. N. Liou, M. C. Cribb, T. P. Charlock, and A. Grossman, 1997: Multiple scattering parameterization in thermal infrared radiative transfer. J. Atmos. Sci., 54, 2799-2812.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Han, J., and H.-L. Pan, 2011: Revision of convection and vertical diffuseion schemes in thr NCEP Global Forecast System. *Wea. Forecasting*, 26,520-533.
- Jakob, C., and A. P. Siebesma, 2003: A new subcloud model for mass-flux convection schemes: Influence on triggering, updraft propertyes, and model climate. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2765-2778.
- Li, J.-L., 1994: On shallow cumulus parameterization scheme for large-scale planetary boundary layers, Ph.D. thesis, University of Wisconsin-Madison, pp203.
- Mahrt, l., and H.-L. Pan, 1984: A two layer model of soil hydrology. *Bound.-Layer Meteor.*, **29**, 1-20.
- Miyakoda, K., and J. Sirutis, 1986: Manual of the E-physics.[Available from Feophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton University, P.O. Box 308, Princeton, NJ 08542.]
- Palmer, T. N., G. Shutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001-1039.
- Pan, and W.-S. Wu, 1995: Implementing a mass flux convective parameterization package for the NMC Medium-Range Forecast model. NMC Office Note 409, 40pp.
- Troen, I., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensivity to surface evaporation. *Bound. Layer Meteor.*, 37, 129-148.
- Wu. W.-S., R. J. Purser, and D. F. Parrish, 2002: Three-dimension variational analysis with spatially in homogeneous covariances. Mon.Wea. Rev., 130, 2905-2916.
- Zhang, G. J., and X. Wu, 2003: Convective momentum transport and perturbation pressure field from a cloud-resolving model simulateon. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1120-1139.
- Zhao, Q., and F. H. Carr, 1997: A prognostic cloud scheme for operational NWP models. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1931-1953.

## 中央氣象局氣象資料新塡繪圖系統建置與應用

張庭槐<sup>1</sup> 郭姝涵<sup>2</sup> 李香蘭<sup>1</sup> 張騰駿<sup>2</sup> 何傳忠<sup>1</sup> 蔡凱翔<sup>2</sup> 王志嘉<sup>1</sup> 王美雲<sup>2</sup> 馮欽賜<sup>1</sup> 中央氣象局氣象資訊中心<sup>1</sup> 資拓宏宇國際股份有限公司<sup>2</sup>

### 摘 要

不論是觀測或是數值天氣預報模式產製的網格資料,均需藉由圖形展示才能提供明確、 清晰的天氣現象,以利進一步的分析運用,中央氣象局的氣象資料圖形繪製是由塡繪圖系統 執行。

氣象局新建置的填繪圖系統所提供的服務可概分為兩大部分,其一為配合數值天氣預報 現行作業,建置數值模式網格資料及全球即時氣象觀測資料之圖檔產製作業,其產製的圖形 產品廣泛應用在各個層面,不僅提供是預報人員進行預報分析之重要參考,颱風期間更提供 颱風天氣圖於防、救災中心使用。

其二,提供兩種類型的填繪圖工具,包括填繪圖套件軟體及互動式繪圖網頁介面,前者 使用者可藉由此套件軟體批次產製自訂的數值圖形產品;使用者可藉由後者之網頁介面產製 單一張符合使用者期待的網格圖形產品。

藉由新系統的建立,將使本局的填繪圖系統達到系統維運流暢化、圖形產品精緻化的預期目標。

關鍵字:填繪圖系統、觀測資料、網格資料

### 一、前言

不論是位置不規則的分布於世界各地的觀測資 料或是數値天氣預報模式所產製空間分布均匀的網 格資料,均需藉由圖形展示才能提供明確、清晰的 天氣現象,以利進一步的分析運用,中央氣象局(以 下簡稱本局)的氣象資料圖形繪製是由填繪圖系統執 行。

本局自 1984 年起推行氣象業務全面電腦化計 劃,致力發展數値天氣預報並於 1987 年引進第一部 超級電腦(葉等人,2012)。計劃推行前,填繪圖的工 作流程極爲繁瑣,資料接收後的解碼、除錯、填圖 及繪製分析均以人工方式進行,經過 1975 年於租購 的迷你型電腦上進行預報電腦化之研究與設計(郭與 胡,1975)後,1978 年始於同型電腦上建置自動化資 料蒐集與處理系統(胡,1979)、於繪圖機上建立填繪 圖系統(徐與胡,1976)。

在氣象業務全面電腦化的計劃下,配合數値天 氣預報作業的發展,本局積極建置自動化的填繪圖 作業,於1986年完成與第一代超級電腦結合的自動 作業填繪圖系統,系統所產生之成品主要以批次方 式繪製於紙面上提供。後經修正、加強系統功能及 作業平台更換,並改由於電腦螢幕上直接展示圖形 產品,於1993年建置了現行填繪圖系統的原始運作 模式,之後陸續依需求及功能的增刪進行部分的調 整而運作至今。

本局自 2010 年開始執行 「災害性天氣監測與 預報作業建置」計畫,鑒於填繪圖系統建置已久, 現今上游提供的資料,不論是網格或是觀測資料, 和系統建置之初相較其種類及數量均已大幅增加, 使得系統運作效能需大幅提升才能滿足災害性天氣 監測與預報作業的需求,因此啓動新填繪圖系統的 建置作業,希望藉由完成後的新系統提供更符合氣 象預報專業人員及研究發展人員需求的圖形。

## 二、系統架構介紹

填繪圖系統主要接收本局氣象資料處理系統 (MDPS, Meteorological Data Processing System)所提 供的國外氣象作業中心的數值天氣預報(NWP, Numerical Weather Prediction)及觀測資料、本局 NWP 產製的資料,進行圖形產品的產製;產製完成的圖



圖1 填繪圖系統運作架構。

檔,透過網路傳送給下游單位使用,除了本局資訊 中心、預報中心、科技中心、局屬官網等單位外, 亦提供局外防救災單位、國際廣播及教育學術等單 位,運作架構如圖1。

(一) 軟、硬體架構

系統開發採用 Intel Xeon 伺服器級之中央處理器,多個處理器可各自獨立運作,作業系統採用 RedHat Enterprise Linux ES 5.5,均有與主作業機相 同等級之備援機,主、備機有各自獨立的儲存空間。 網頁伺服器(Web Server)建構在 Apache 2.2.14、PHP 5.1.6 以上、SQLite 資料庫的環境下發展。

系統的軟體架構如圖 2,共分成 6 大部分,包含 繪圖套件、作業流程、設定檔、作業紀錄檔、作業 資料檔及觀測資料產製功能。

觀測資料產製功能是因應多元的觀測資料源而 設計,主要目的是讓繪圖套件輸入的資料格式一致 且簡單化,觀測資料因其種類繁多且格式的統一性 並不高,透過此一資料格式的轉換功能,將觀測資 料轉換成繪圖套件所需的輸入格式,如此不僅可以 讓系統在繪圖套件的開發上簡化,不需因資料的差 異而有個別的繪圖套件,亦可以避免系統往後因觀 測資料格式的轉變或是因爲新增觀測資料時而需進 行繪圖套件的修改,如此可以降低系統日後維護上 的困難度。

GRA\_HOME(/pj/grapher)



圖 2 填繪圖系統的軟體架構。

繪圖套件的開發及作業流程的設計是為系統的 主幹,更細緻的架構描述如圖 3、4。自動化作業流 程採用 Python 語言及命令解譯器的描述語言(shell script),圖形產品繪製的套件則是採用 Fortran 77 / 90、C、NCL V5.2.1 (NCAR Command Language)等 程式語言進行開發,網頁採用 JAVAScript、Jquery 開發,產製數值圖形產品所使用的資料透過本局網 格 點 資 料 管 理 系 統 (DMS 系 統, Grid Data Management System)進行資料傳遞作業。

RA_p	lot(\$GRA_	HOME/GRA_	_plot)
	1		

bin 存放執行繪圖套作	牛的執行檔
lib 存放程式庫檔	
colormap	存放所有Color Bar設定檔
function	存放所有NCL Scripts檔案
plot_setting	存放所有控制圖形產品樣 式的NCL檔案
	- 2D_map_package 存放繪圖細項設定檔
read_data	存放所有與讀檔相關的檔案
python	存放自行開發的python lib程式
圖 3 填繪圖系統	充的繪圖套件架構。





(二) 作業流程

當上游資料源傳送訊息進入填繪圖系統所指定 的訊息儲存倉儲後,系統透過流程控制程式驅動作 業核心軟體(Linux Kernel)所支援的偵測機制 (Inotify),自動偵測訊息是否到位併解析訊息內 容,而後系統依據對上游訊息的定義,將訊息重新 組合成特定動作,以固定觸發的運作模式進行圖形 產品產製程序、圖形產品檔案格式轉換程序、檔案 傳送程序及監控機制。 為支援大量數值圖形產品的產出(現行作業系統 每日約產製 43,000 張的網格資料圖形產品),於圖形 產品產製作業、圖形產品檔案格式轉換作業時系統 採用 Python 語言提供的多處理器處理 (Multi-processing)功能,是當下系統資源狀況將工作 負載均勻地分配到所有可用處理器上,以達充分利 用系統硬體資源,進而提高產製效能的作業目標。

圖形產製完成後以兩種服務方式進行即時作業 提供,一是以約定的檔案傳輸協定(FTP,File Transfer Portocol)方式將產品傳送與使用者,二是以約定的訊 息知會方式告知使用者至系統的資料池(data pool)取 用。

### 三、系統功能

建置新填繪圖系統的基礎工作是在發展滿足氣 象資料的填繪圖套件, 套件的設計概念如圖 5, 以繪 圖套件的功能可以與作業流程完全切割、分開應用 爲目標。



圖 5 填繪圖系統的繪圖套件設計概念。

在填繪圖套件發展完成後以其為基礎,系統提 供的服務可概分為兩大部分,分別說明如下:

(一) 即時作業圖形產製

此為配合數値天氣預報現行作業,建置數値模式網格資料及全球即時氣象觀測資料之圖檔產製作



圖 6 新填繪圖系統圖形產製流程設計圖。

業(圖 6),其產製的圖形產品廣泛應用在各個層面, 不僅是預報人員進行預報分析之重要參考,颱風期 間更提供颱風天氣圖於防、救災中心使用。

#### (二) 繪圖工具提供

提供兩種類型的填繪圖工具,包括填繪圖套件 軟體及互動式繪圖網頁介面。

1. 塡繪圖套件軟體

使用者可藉由此套件軟體進行批次產製自訂的 圖形產品,而套件亦有安裝容易之優點,適合研發 人員進行研發過程結果的比對及預報結果的校驗。

2. 互動式繪圖網頁

使用者可藉由後者之網頁介面(圖 7)產製單一 張符合使用者期待的網格圖形品。

具有多種功能的選擇及調整,在模式資料挑選 頁簽,有資料挑選可決定是否為自訂資料、選取模 式資料、地形投影方式與範圍、疊加的層場數等設 定項目。 進入繪圖細項設定頁簽,可有更細緻圖形設定 選項,不僅可以選取各層要繪製的氣象參數、高度、 繪圖類型及設定平滑處理,也能進行多模式層場相 疊,只要於不同的圖層中,使用者選取互動式網頁 所提供的資料(圖 8),並針對每一特定資料設定欲繪 製的氣象參數、高度、繪圖類型、模式初始時間和 預報時間即可。使用者亦可透過自訂色調(Color Bar)、字型等功能加強圖形於視覺上的效果。

## 四、結論

新填繪圖系統不論在繪圖套件的開發及作業流 程的設計上均加入新的運作慨念及技術,亦提供填 繪圖套件軟體及互動式繪圖網頁的功能,使用者可 產製大量及精緻的圖形,更可將產品圖檔繪製參數 回饋給系統維護人員,以進行填繪圖產品的修改, 期盼透過使用者及系統維護人員的雙向溝通,使本 局的填繪圖系統提供的服務更符合使用者的需求。



圖 7 新填繪圖系統互動式繪圖網頁介面。

* * * *	丁ム制之志	可繪製的繪圖類型						
汛参参数	<b>引</b> 糟聚尚度	第一層	第二層	第三層				
高度場	850hPa,700hPa,500hPa,300hPa,200hPa	1. 等值線(不隨值變	1. 等值線(不隨值	1. 等值線(不隨值				
壓力場	海平面(SSL),地表	化顏色)(contour line	變化顏 金)(contour line	變化顏				
溫度場	地表(2m),850hPa,700hPa,500hPa, 300hPa,200hPa	2. 等值線(隨值變化 顏色)(contour line	only) 2. 等值線(隨值變	only) 2. 等值線(隨值變				
相對溼度場	地表(2m),850hPa,700hPa,500hPa, 300hPa,200hPa	only) 3. 等值填圖(shading	化顏色)(contour line only)	化顏色)(contour line only)				
渦度場	850hPa,700hPa,500hPa,300hPa,200hPa	only)						
累積降水場	地表	<ol> <li>4. 等值線(个隨值變 化顏色)+等值填圖</li> </ol>						
U分量	地表(10m),850hPa,700hPa,500hPa, 300hPa,200hPa	(contour line & shading)						
V分量	地表(10m),850hPa,700hPa,500hPa, 300hPa,200hPa	5. 等值線(隨值變化 顏色)+等值填圖						
垂直速度場	850hPa,700hPa,500hPa,300hPa,200hPa	(contour line &						
風速	地表(10m),850hPa,700hPa,500hPa, 300hPa,200hPa	snaung)						

圖 8 新填繪圖系統互動式繪圖網頁可繪製之氣象參數、高度、繪圖類型。

# 五 、參考文獻

- 郭文鑠、胡仲英,1975:預報電腦化之研究與設計。 氣象學報,21卷,2期,18-24。
- 徐月娟、胡仲英,1976:用電腦繪製天氣圖之研究。 氣象學報,22卷,4期,32-38。
- 胡仲英,1979:ADAPS之研究與設計。氣象學報, 25-01,9-24。
- 葉天降、滕春慈、黃麗玫、馮欽賜、張庭槐,2012: 中央氣象局數値天氣預報作業系統(一)歷史 演進。氣象學報,48卷,4期,53-67。

## 中央氣象局數值天氣預報產品顯示系統

江晉孝<sup>1</sup> 郭姝涵<sup>2</sup> 王志嘉<sup>1</sup> 賴司平<sup>2</sup> 張庭槐<sup>1</sup> 馮欽賜<sup>1</sup>

中央氣象局氣象資訊中心<sup>1</sup> 資拓宏宇國際股份有限公司<sup>2</sup>

### 摘 要

氣候變遷與全球暖化使得人類開始重視地球環境改變之趨勢,對於氣象資訊的需求亦日益增加,即時的氣象資訊如何能快速的傳播更是防救災單位爭取時效的重要指標。

中央氣象局在提供民眾更多氣象資訊與提升學術交流的目標下,建置數值天氣預報產品的專業顯示系統,提供多 種數值模式的預報產品,並依使用者需求進行群組區分,藉此讓使用者依不同需求掌握所需的氣象資訊與知識。

本系統預期能加速氣象資訊活用化,增進氣象資料之應用經濟價值。期盼藉由此氣象從業人員與學者之溝通平臺, 互相交流提升局內數值天氣預報發展人員的技術。

關鍵詞:數值天氣預報、氣象資訊活用化、防災

### 一、前言

氣候變遷與其伴隨的極端天氣事件對於人類生 命財產與經濟發展構成極大之威脅,因此為近年來 全球關心與矚目的議題,而如何因應愈趨頻繁發生 的災害性極端天氣則為各國所需立即面對的壓力與 挑戰,臺灣位處亞洲大陸與太平洋交界且擁有複雜 及陡峭的地理環境,加上地狹人稠的人口分布結 構,對於極端天氣預報的掌握實屬不易。

中央氣象局數值天氣預報(NWP)作業系統發展 至今已近37年,葉等人(2012)曾闡述其發展過程,在 1984年至1989年間發展第一代數值天氣預報系統, 包括在1987年6月建置第一代超級電腦CDC-CYBER 205,同時也開始發展客觀分析、全球模式、區域模 式、颱風路徑預報等技術,並於1990年正式上線作 業。從此每5至6年皆改進與提升數值天氣預報系 統,至今已發展至第五代,中間歷經CRAY YMP8I、 FUJITSU VPP5000、IBM P5-575 Cluster 1600、 FUJITSU FX10等超級電腦系統之升級與建置。

為了提供社會大眾更佳的氣象測報資訊,本局 在強化氣象應用專業服務之宗旨下建置數値天氣預 報產品顯示系統(Numerical Products Display System,NPD),期望這些產品資訊能協助民眾降低 天然災害所造成之損失,進而推廣運用創造出更高 的經濟價値,同時藉由學術交流來提升數値天氣預 報人員之技術。

### 二、系統架構

數值天氣預報產品顯示系統為氣象應用專業服 務之延伸,以網頁方式作呈現。 (一) 軟、硬體及網路作業環境

硬體:

- 1. CPU Intel Xeon E5310 1.6GHZ (4/4 cores; 4 threads)\*2
- 2. 記憶體 2GB\*2
- 3. 硬碟146GB\*2 (raid 1)
- 4. 1GB網路介面\*2
- 軟體:

Linux 、 PHP 、 JavaScript 、 Python 、 CI Framework 、 MySQL 、 Apache

建議使用瀏覽器 : Google Chrome、IE8.0以上、 FireFox14.0以上

(二)網頁架構呈現方式

本網頁架構主要以五大部分作呈現,分別為首 頁登入畫面、依群組管理帳號瀏覽權限、版型一顯 示、版型二顯示、KMZ產品。

- 首頁登入畫面(圖1):本介面提供使用者申請 帳號、已有帳號使用者之登入、未申請帳號使 用者直接登入瀏覽等三大功能。
- 依群組管理帳號瀏覽權限(圖2與圖3):未申請 帳號之使用者仍可進入本網頁,但僅限瀏覽與 中央氣象局官方網頁相同之模式預報產品;申 請帳號完成審查通過之使用者,則可瀏覽網頁 所提供較多元的氣象資訊。
- 版型一顯示方式(圖4):此顯示方式主要提供 使用者依序點擊日期、時間、產品即可快速取 得所需訊息。
- 版型二顯示方式(圖5與圖6):此顯示方式主要 用於顯示模式預報相關產品,使用者依序點選 日期、模式解析度後,網頁將呈現出預報變數

及預報長度供使用者點選,本頁面亦支援隨選 輪播與PDF檔顯示,可便於更細微查看圖上之 資訊,模式預報產品資訊藉由此版型能讓使用 者非常容易上手運用。

5. KMZ(Keyhole Markup Language Zipped)產品 (圖7):目前我們將中央氣象局全球與區域模 式預報產品投影疊加至Google Earth上,讓使 用者能在3D空間上得到相關氣象資訊。已申 請帳號之使用者必須自行下載與安裝Google Earth套件才能瀏覽KMZ產品。

### 三、網頁內容

本網頁主要提供五大項產品:模式預報產品、 模式時間序列產品、天氣分析圖、觀測接收及統計 分布產品、KMZ產品,以下分別詳述各大項提供之 氣象資訊之細節。

(一) 模式預報產品

提供中央氣象局全球預報模式、區域預報模式、 系集預報模式。美國國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)全球預報 模式、歐洲中期天氣預報中心(European Centre for Medium – Range Weather Forecasts, ECMWF)全球預 報模式、日本氣象廳(Japan Meteorology Agency, JMA) 全球預報模式、颱風路徑預報等氣象資訊。

中央氣象局全球預報模式提供全球、北半球、 東亞三種區域範圍的預報產品,在00與12Z其預報長 度為192小時;06、18Z則為72小時(預報間距為12小時)。

區域預報模式有三組天氣研究與預報模式 (Weather Research and Forecasting Model,WRF)預報 產品,分別為WRF、TWRF、WRF\_M02,皆含三種 網格解析度(45、15、5KM),每天四次(00、06、12、 18Z)之預報,預報長度皆為84小時(預報間距為6小時),其中WRF即為目前中央氣象局官方網頁提供之 區域預報模式,取NCEP全球模式分析與預報場作為 WRF之初始與邊界條件;TWRF之初始場與邊界條 件皆與WRF一致,但其模式背景誤差統計值則與 WRF不同;WRF\_M02則是使用中央氣象局全球預報 模式作為其模式之初始與邊界條件。

系集預報模式提供全球、東亞、系集分歧圖三 種與中央氣象局官網一致之產品,每天12Z進行預 報,預報長度為168小時(預報間距為24小時)。

我們將NCEP全球模式預報產品差分至區域預 報範圍,每天提供四次(00、06、12、18Z)預報產品, 其預報長度為72小時(預報間距為12小時);將 ECMWF全球模式預報產品差分至區域預報範圍,每 天提供二次(00、12Z)產品,預報長度則為168小時(預 報間距為24小時);將JMA全球預報模式差分至區域 預報範圍,每天提供四次(00、06、12、18Z)之預報, 預報長度為192小時,(預報間距為6小時)。

颱風路徑預報提供多種區域模式預測之颱風路徑,讓使用者可利用此資訊進行未來颱風路徑走向之參考與研究,但仍應以中央氣象局官方網站之颱風預報路徑爲最後依據。 (二)模式時間序列產品

本系列產品提供系集預報模式在單點測站(例:臺 北、基隆、臺東、嘉義等)上之氣象變數(風場、氣壓、溫 度、相對濕度)預報之時間序列圖,同時也提供不同模式在 不同區域(北、中、南)的氣象變數好時限時間序列,讓預報 人員作爲判斷未來天氣之參考。

#### (三) 天氣分析圖

主要提供以下幾類天氣資訊:(1)可見光與紅外線衛星 雲圖(全球、東亞、臺灣),(2)雷達回波圖(有地形、無地 形),(3)臺灣雨量觀測圖(大間距、小間距),(4) 涂溫圖(中 央氣象局:臺北、花蓮,空軍:馬公、屏東,海軍:東沙), (5) 地面天氣圖與高空天氣圖,(6)若在颱風期間有進行飛機 觀測實驗,則會提供投落送涂溫圖。

(四) 觀測接收及分佈統計產品

本系列產品主要顯示目前中央氣象局觀測資料 (SYNOP、METAR、AIREP、BUOY、SATEM、 SATOB、PILOT、TEMP、TEMPSHIP、BATHY、 SHIP)資料到達時間分析圖、有效資料分佈與統計分 析圖,讓模式資料同化研發人員能了解觀測資料的 情況,進而改進與提升資料同化之效益。

(五) KMZ產品

我們利用Google Earth Plug-in的功能將中央氣 象局全球模式預報產品疊加在Google Earth上,讓使 用者能以立體空間與視覺感受體驗氣象資訊的另一 種呈現方式,使用者第一次點選本產品時必須先安 裝Google Earth套件,安裝完成後即可瀏覽KMZ產 品。

本系統目前每日提供產品數量如下:(1)模式預 報產品約25000張,(2)模式時間序列產品約300張, (3)天氣分析圖約2000張,(4)觀測接收及分佈統計產 品約100張,(5)KMZ產品約1200張。

### 四、未來展望與規劃

數值天氣預報產品顯示系統每日提供約29000 張氣象產品,其中以模式預報產品居多(約九成以 上),相信氣象專業研究人員以及社會大眾皆能藉由 此頁面得到更多元與豐富的氣象資訊,然而數值模 式的正確性、長時間積分造成的累積誤差、觀測資 料分佈不均勻等因素皆會導致氣象預報充滿不確定 性,因此在應用上仍需秉持著相信但不全盡信的原 則,搭配其他氣象資訊之輔助才能得到最適當的預 報結果。

本系統定位為專業的氣象服務應用平臺,未來將朝向增加更多氣象預報產品之目標邁進,同時也

利用使用者意見回饋的機制,定期修改與調整系統效能。希望藉此頁面能加速氣象資訊活用化,增進氣象 資料應用之經濟價值。期盼成爲氣象從業人員與學界之 溝通平臺,互相交流提升局內數值天氣預報發展人員的技術。

## 五、參考文獻

- 葉天降、滕春慈、黃麗玫、馮欽賜、張庭槐,2012: 中央氣象局數值天氣預報作業系統(一)歷史演 進。氣象學報,48,53-68。
- 葉天降、馮欽賜、柳再明、陳得松、黃康寧、陳雯 美、汪鳳如、洪景山,2012:中央氣象局數値天 氣預報作業系統(二)預報模式概況。氣象學報, 48,69-95。

六、附圖



圖1:數值天氣預報產品顯示網頁登入畫面











圖 4:版型一網頁顯示方式



#### 圖 5:版型二網頁顯示方式(1)



圖 6: 版型二網頁顯示方式 (2)



圖7:KMZ產品

# 預報衛星反演之海面通量對梅雨鋒面案例模擬改善研究

### 楊翊紳1 劉千義1,2 劉崇治3 劉振榮1,2

<sup>1</sup>國立中央大學大氣物理研究所 <sup>2</sup>國立中央大學太空及遙測研究中心 <sup>3</sup>明新科技大學自然科學教學中心

### 摘要

過往研究指出,海面通量對於梅雨期間中尺度對流系統(MCS)之發展或消散,扮演重要角 色,另外一方面,由衛星觀測及反演之資料準確度,也於近十年來有長足進展。然數值模擬預報 中,特別是對於衛星資料同化方面,往往將此下邊界條件,與地形等其他參數,考量為不隨時間 變化之固定值,這點在較大區域之數值預報模擬中,為可行方案,但對於因為海面通量改變而快 速發展或消散的 MCS,此一設定就必須以較真實的方式進行,尤以南海、臺灣海峽等海表洋流 流速快速的區域,更需考慮此一因子。本研究嘗試以 Weather Research Forecasting (WRF)與其 Gridpoint Statistical Interpolation (GSI)資料同化系統,將由衛星觀測反演而得之海水表面溫度(Sea Surface Temperature),以衛星觀測的原始時間、空間解析度,納入數值模擬預報實驗中,選定 SoWMEX 實驗期間之 IOP-4 個案進行海面通量敏感性測試。初步結果顯示,當系統同化由衛星 反演而得之 SST 後,案例模擬預報的效能較定值設定之下邊界 SST 為佳,凸顯了可提供大範圍、 多時序衛星觀測之重要性。
# GPS 衛星訊號於水庫防洪運轉之應用-以曾文水庫爲例

## 李赫 吳銘志 國立成功大學地球科學系研究所

## 前 言

台灣地區位於亞帶氣候區,雖年雨量達2500mm以上,為世界平均值的3倍(973mm),但由於 地形陡峭,河流短促,降水在地表停留時間短暫,又降雨型態在時空分布上極度不均,造成水資 源利用相對不易,因此必須非常依賴水庫來儲存水量以供經濟發展及民生所需。而水庫除了供水 外,亦具有防洪功能,如何掌握即時、正確的集水區降雨量進入水庫,並與防洪運轉應變保持平 衡,兼顧水分儲存及確保水庫壩體安全,以增進水庫之功效。

目前防洪運轉決策資訊系統,多利用中央氣象局提供總降雨量之預測,再透過即時預估未來 各時段可能之降雨及水庫進水量,但因集水區降雨之時空分布極不均勻,影響降雨量與預估値之 誤差範圍。近年來學者利用GPS全球定位系統的精度應用於中、小尺度可降水量之觀察,發現其 具有高度正相關。本研究以曾文水庫爲例,以曾文地區GPS觀測站之觀測資料,利用解算軟體反 演大氣可降水量,提高集水區內雨量觀測準確性及精確度,以提高短期降雨量之觀測與分析,並 與水庫進水量進行分析比對,預估洪水即時進水量,以利採行適切的防洪運轉策略。

## 方 法

GPS 載波相位觀測方程式(Leick, 2004)的表示式如式1所示:

$$\varphi = \frac{f}{c}\rho + \frac{f}{c}[Trop - Ion] + N + f(\delta t - \delta T) + \varepsilon_{\varphi}$$
(1)

式中

arphi:載波相位觀測量(cycles)。	I:電離層遲延量(m)。
f:載波頻率(Hz)。	N :整周波數(cycles)。
c :光速(m/s)	$\delta t$ :接收儀的時錶誤差
ho:測站至衛星之幾何距離(m)。	$\delta T$ :衛星的時錶誤差
T:對流層總遲延量(m)。	$m{arepsilon}_{arphi}:$ 載波相位量之雜訊(cycles)。

其中,由非電離層大氣所折射造成的延遲可稱為中性延遲(Neutral delay),由於這部分的大氣 折射造成的延遲約80%主要集中在對流層,故又稱對流層延遲(Tropospheric delay)。由於它屬於非 色散大氣所造成的延遲(Non-dispersive delay),故電磁波在該層傳播速度與頻率無關,而訊號於 此主要受到大氣壓力、溫度與水汽的改變影響,而造成傳播路徑上折射率發生變化,此影響稱為 對流層折射誤差(Tropospheric Refraction Error)。 由折射效應所造成的延遲量,其天頂方向可表示如下(Bauersima,1983):

$$\Delta L^{z} = \int (n-1)ds = 10^{-6} \int Nds \tag{2a}$$

$$N = N_d + N_w = k_1 \frac{P_d}{T} + (k_2 + \frac{k_3}{T}) \frac{P_w}{T}$$
(2b)

式中

$\Delta L^{z}$	:對流層折射效應在天頂方向的延遲量	$N_w$	:溼空氣折射率
n	:路徑上空氣介質之折射係數	$P_d$	:乾空氣分壓
Ν	:空氣折射率	$P_{w}$	:溼空氣分壓
$N_d$	:乾空氣折射率	Т	:氣溫( $\degree K$ )
		$k_1$ ·	$k_2$ 、 $k_3$ : 折射常數

首先就曾文水庫集水區選定達大雨標準(中央氣象局定義之豪大雨標準如表一)之降雨日作 為研究個案,並依此先行就地面天氣圖進行天氣系統分析,確定為本研究所需之數據,將降雨前 一日至降雨當日GPS觀測資料,進行分析與資料同化,利用GAMIT解算軟體進行解算GPS觀測資料 與氣象資料以求得GPS/ZTD,使用台灣地區二十年的探空氣球資料所計算而成的大氣加權平均溫 度導出台灣地區各月份的轉換因子求解GPS-PWV。就可降水量(GPS/PWV)與降雨關係進行探討分 析,其後將GPS/PWV解算資料轉換為ASCII檔,輸入WRF V3.0版模式,應用三維變分方法 (3DVAR,Three-Dimensional Variational method) 同化大氣可降水量,並以美國NCEP Global Final Analyses 1.0°×1.0°(簡稱FNL)解析度的全球模式分析場為初始邊界條件,進行數值模式模擬,最 後就資料同化實驗結果進行比較與分析。

降水類型	定義		
1.大雨	24 小時累積雨量達 50 毫米以上,且其中至少有		
(heavy rain)	1 小時雨量達 15 毫米以上之降雨現象。		
2.豪雨	24 小時累積雨量達 130 毫米以上之降雨現象。		
(extremely heavy rain)			
3.大豪雨	24 小時累積雨量達 200 毫米以上之降雨現象。		
(torrential rain)			
4.超大豪雨	24 小時累積雨量達 350 毫米以上之降雨現象。		
(extremely torrential rain)			

表一 中央氣象局93年11月25日修訂之「大雨」及「豪雨」定義

## 預期結果

集水區內之降雨在空間上具有相當的不均勻性,以目前GPS觀測網所覆蓋範 圍的高空間及時間解析度,成本明顯較為低廉,利用GPS演算在局部地區及中、 小尺度對流性降水的定量降雨預報之準確率,能有效改善模式在降雨量上之精度。藉初始場資料網格密度的改善,提高模式對中尺度降雨預測之精度,改善降水強度及定量降水之預報,降低水庫進水量之預測誤差值。

# WRF 模式地面風速預報過強改善方案

#### Fixing the Over-estimate of Surface Wind Speed in WRF Model

魏士偉<sup>1</sup> J. Bresch<sup>2</sup> 洪于珺<sup>1</sup> 洪景山<sup>1</sup> <sup>1</sup>中央氣象局 氣象資訊中心 <sup>2</sup>National Center for Atmospheric Research

#### 摘要

WRF 模式普遍有著地面風速預報過強的情形,本研究嘗試使用兩種考慮次網格 地形效應以增加邊界層參數法中地表摩擦力的改善方案,並透過與地面觀測資料校驗 來評估 WRF 模式地面風速預報過強的改善程度。

## 一、前言

WRF模式的邊界層參數法在 10 公尺地面風速 (U<sub>10m</sub>)一直以來都有著預報過強的問題(圖1),大 約高估 2 m/s。廖與顧(2012)使用WRF模式進行的 2011年台灣北部區域環流之模擬研究中,將WRF模式 模擬結果與測站觀測進行校驗,在台灣地區冬季地面 風速(U<sub>10m</sub>)預報過強的情形較夏季更爲嚴重,大約 4 m/s。WRF模式地面風速(U<sub>10m</sub>)預報過強的情形與 模式地面層參數法的設計以及模式地形解析度不足有 關。在較粗的網格間距下,地形無法完全被解析,會 造成模式地勢較低也較平坦,這情形在網格間距越大 時越明顯,如此一來會使得模式下邊界的摩擦力不足, 動量消耗較少,進而導致與觀測資料校驗的地面風速 (U<sub>10m</sub>) 過強。Mass and Ovens (2011) 對於WRF模 式地面風速(U<sub>10m</sub>)預報過強的情況發表透過次網格 地形差異增加邊界層參數法中的動量消散,另外 Jimenez and Dudhia (2011) 在測站觀測校驗結果中得 知WRF模式在平原及谷地地區風速有高估,而山丘峰 頂則是低估,因此提出另一種透過次網格地形 (Sub-grid Scale Orography) 以及Lapacian Height進行 地形分類,進而降低平地的風速以及增加峰頂的風速。 因此,我們嘗試應用這兩種改善方案至作業模式中, 透過地面氣象要素觀測校驗評估兩者對於模式預報的 影響。

二、研究過程與結果分析

在本篇研究中我們將Mass and Ovens(2011)的 方法稱呼為Ustar, Jimenez and Dudhia (2011)的改善 方案稱呼為Pedro,即是WRF V3.4 之後的Topowind, 控制組為中央氣象局作業之WRF模式以OP24 表之。 圖(2)是使用Ustar及Pedro改善方案後,72小時預報 與OP24 的差異。圖中顯示Ustar可明顯的降低陸地上 的地面風速  $(U_{10m})$ , 而Pedro改善方案因其目標是降 低平原風速及增加峰頂風速,所以較無一致性的改變。 而兩種改善方案在冬季的效果與夏季相似(圖未示)。 進一步,我們透過地面測站進行氣象要素校驗,圖(3) 是台灣地區預報72小時的地面風速(U10m)校驗,可 以明顯看見Ustar能夠有效地降低風速,Pedro則在大部 分地區能夠降低風速誤差,除了屏東東側地區,不過 這是因爲依據Laplacian Height的分類中這地區是屬於 峰頂,導致這裡的風速不減反增。在初始時間 00UTC 的個案預報時序統計(圖 4)中可以看見兩種改善方 案在夜晚地表氣溫的預報上多半有較OP24 低的預報 誤差,白天則是Ustar能有較好的預報。在混合比的校 驗,基本上兩種改善方案與OP24 並無太大的差異。最 後,風速的預報校驗(圖5)中可以明顯地看見差異, Ustar大幅降低了預報誤差,而Pedro雖然能夠一定程度 的降低風速的Mean Error,但其RMSE卻與OP24 相去 不遠,這主要有兩個因素影響此結果,(1) Jimenez 的文章中是在水平網格間距2km的模式中進行測試, 而氣象局作業模式最小的網格間距是5km,而其中用 來判斷地形種類的Laplacian Height是經驗給定的,未

必適用於台灣地區,可能會導致誤判。(2)在做地面 測站校驗時,校驗點的選擇亦會影響校驗結果。

## 三、結論與未來展望

Ustar改善方案能夠有效地降低地面風速(U<sub>10m</sub>) 預報過強的問題,而且對於地表氣溫與混合比並無太 大影響,甚至在夜晚也能降低預報誤差。Pedro改善方 案Topowind未來如要應用在氣象局作業模式,需要更 進一步的調校,使其適合使用在氣象局的網格設計。 另外,在進行地面測站校驗時,我們也須更合理與審 慎的選擇校驗點,否則可能會出現校驗點與測站地形 差異過大的情形。

### 四、參考文獻

五、圖表

- 廖杞昌與顧凱維,2012:2011年台灣北部區 域環流之模擬研究,101年天氣分析與預 報研討會,209-213
- Jimenez, P. and J. Dudhia, 2011: Improving the Representation of Resolved and Unresolved Topographic Effects on Surface Wind in the WRF Model. *Jour. of App. Met. and Clim.*, 51, 300-315
- Mass, C. and D. Ovens, 2011: Fixing WRF's High Speed Wind Bias A New Subgrid Scale Drag Parameterization and the Role of Detailed Verification, *91st American Meteorological Society Annual Meeting*, 615-617



圖(1) WRF模式地面風速( $U_{10m}$ )預報誤差,(a)與NCEP GFS的差異,(b)與地面觀測校驗結果。



圖(2)2012 年 12 月 15 天 30 個個案 72 小時地面風速( $U_{10m}$ )預報與OP24 間的差異(E)Ustar( $\Xi$ ) Pedro。



圖(3)12月份 00UTC預報 72 小時地面風速( $U_{10m}$ )校驗結果,( $\pm$ )為Pedro(中)為OP24(右)為Ustar, 淡紫色以上表示風速為高估。



圖(4)12 月份初始時間 00UTC 預報 72 小時地面氣項要素校驗結果,上排為 Mean Error,下排為 RMSE, 其中(左)為地表氣溫(右)混合比,紅色線段代表 Pedro,綠色線段為 OP24,藍色線段為 Ustar。



圖(5)12月份初始時間00UTC預報72小時地面風速(U<sub>10m</sub>)校驗結果,(左)為Mean Error,(右)為 RMSE,其中紅色線段代表Pedro,綠色線段為OP24,藍色線段為Ustar。