

利用系集法分析台灣地區中尺度對流系統預報誤差結構：SoWMEX IOP8 個案

陳立昕 鍾高陞 楊舒芝

國立中央大學大氣科學系

(中華民國 108 年 1 月 25 日 收稿；中華民國 108 年 5 月 10 日定稿)

摘 要

本研究採用系集法(Ensemble-based method)，首次在臺灣藉由天氣個案之短期系集預報，針對中尺度天氣系統預報誤差結構進行分析。個案選取為 2008 年西南氣流聯合觀測實驗(SoWMEX IOP8)期間，於 06 月 15 至 16 日之間生成之中尺度對流系統。使用 WRF 區域模式 3.2.1 版，以 72 組系集預報結果作為樣本，運用統計方法估算出預報誤差協方差(Forecast Error Covariance)。在降水天氣系統期間，比較不同解析度(9-km 與 3-km)之誤差結構，顯示高解析度的方差量值較大，較能呈現中尺度對流系統在數值預報中之不確定性。同時，檢驗濕對流過程(Moist processes)對於誤差的影響，發現中高層風場以及溫度場之方差，與潛熱釋放作用有關。而近地表的風場受到摩擦效應使其方差受到抑制而減小。本研究同時探討時間與空間上的誤差相關性，動力相關變數影響範圍較大(約 36 公里以上)且時長較長(2 小時)，熱力相關變數則較為局地(約 12 公里左右)且在模式向後積分 30 分鐘後相關性遞減迅速。臺灣周邊之水平風場誤差特徵具有地形相依(Topography-dependent)結構，能夠提供臺灣地區進行觀測時之索引，以及評估資料同化的最佳策略，達到改善臺灣地區短期天氣預報之能力。

關鍵字：中尺度對流系統、預報誤差協方差、方差、誤差相關性

一、前言

數值天氣預報(Numerical Weather Prediction, NWP)模式的架構為一渾沌(非線性)系統，在模式積分過程中，初始條件(Initial Condition, IC)的誤差，因非線性作用下，誤差隨時間累積放大，使其大幅地影響預報能力的表現。為了減少 IC 的誤差，可使用良好的資料同化(Data Assimilation, DA)的技術達成，其核心概念為採用權重分配之方式，將觀測資料與模式預報的結果進行結合，客觀地修正 IC，目的在於期望得到更加趨近於真實大氣狀態之分析場，如此一來方能提升可預報度以及預報之準確性。由此可知，對於 NWP 來說，資料同化是相當重要的一門研究課題，而在資料同化的運算過程中，觀測資料修正初始場的能力，即觀測與背景場之權衡分配，除了與給定的觀測誤差(Observation Error)有關之外，也透過預報誤差(亦稱背景誤差)所建構之預報誤差協方差(Forecast Error Covariance)，過濾(Filter)與傳遞(Propagation)觀測資訊。然而，在系集卡爾曼濾波器(Ensemble Kalman Filter, EnKF)之架構下，實際上進行資料同化後，最終僅會得到所謂「最佳化」分析場，並無法瞭解預報誤差如何影響觀測資料修正背景場的效力。本篇主

軸將專注在分析與瞭解預報誤差之結構，嘗試提供有利於資料同化能力提升之策略，進而得到最佳化分析場。

研究與作業單位主要有三種取得預報(背景)誤差的方式：(a)觀測法(Innovation-based method，亦稱作 Hollingsworth-Lönnberg method，Hollingsworth and Lönnberg 1986)，藉由觀測增量直接取得觀測空間上的誤差。此方法必須要有足夠稠密且大範圍的均勻觀測網，不利於在資料同化系統中使用；(b) NMC 法(National Meteorological Center method，亦稱 NCEP method, Parrish and Derber 1992)，此方法假設兩個不同初始時間進行之短期預報，在相同預報時間(Valid time)上的差異值，可以呈現因為初始場不確定性所產生之誤差，以此估計預報誤差。一般使用上，利用多組預報樣本(一個月以上)進行估計，其預報誤差具有氣候統計上的特性。由於利用 NMC 法相對簡單即可進行預報誤差之估計，故現今大部分作業預報中心廣泛使用此方式，尤其在三維變分同化系統(3D-VAR)上。NMC 法提供預報誤差為靜態的結構，但實際上誤差結構並非固定的，而是隨時間不斷演變，因此衍生出另一個方法估計非靜態的誤差結構；(c)系集法(Ensemble-based method，Houtekamer et al. 1996)，此方

式之預報誤差協方差乃由系集樣本，利用多組不同 IC 的系集成員之預報結果，進行估計。與前述兩方法相比較，最大優勢在於能夠提供流場相依 (Flow-dependent) 的誤差結構。Pereira and Berre (2006) 使用 NMC 法與系集法估計全球預報之誤差結構，顯示系集法的預報誤差能夠顯現大尺度天氣系統以外的特徵，誤差結構具有非均質性 (Heterogeneity) 與非等向性 (Anisotropy)。因此，若要掌握中、小尺度之天氣系統，系集法所估計之誤差結構較 NMC 法更具有代表性。在前人對於系集法的研究中，Zhang (2005) 利用系集法，分析北美東岸溫帶氣旋個案來探討中尺度誤差結構，進而檢視熱力與動力相關變數的誤差。其結果發現：大氣動力平衡的機制與誤差的成長有關。而誤差隨時間的變化上，誤差結構的流場相依性與非等向性，以及濕對流過程 (Moist processes)，均為誤差成長之主要來源。在對流尺度誤差結構的分析中，Brousseau et al. (2011) 比較不同空間解析度 (9.5 與 2.5 公里) 誤差結構的差異。研究結果顯示：較高的空間解析度，其系集較能夠呈現在對流尺度天氣系統之不確定性，方差量值高於低解析度之結果，且空間上誤差相關性較為局地。Ménétrier et al. (2014) 也發現在高解析度下，方差結構

更接近天氣系統特徵，在劇烈對流發生的區域，方差量值顯著，另外在相同解析度下，若使用過少系集數，樣本誤差 (Sampling error) 會導致局地的不確定性被高估。Chung et al. (2013) 利用加拿大發展之 High Resolution Ensemble Kalman Filter (HREnKF) 系統，在 1 公里之水平解析度，檢視探討短期預報誤差之結構。研究結果呈現對流天氣系統具有狀態相依 (Situation-dependent) 的結構。此外，降雨區的誤差結構，除了受到動力的影響，亦深受雲物理過程的影響，使得誤差結構與非降雨區的誤差，在水平與垂直方向上，差異甚大。Jacques et al. (2017) 在加拿大西岸之複雜地形測試 HREnKF，發現到誤差的結構會受到地形的影響，使得對流尺度其狀態變數之誤差相關性延伸能力受到侷限，表示無法以少量觀測仰賴相關性傳遞觀測資訊，而是需要更加密集的觀測資料，才能有效地修正背景場。其結論再次強調高時空解析度觀測資料 (如雷達與衛星觀測)，在對流尺度資料同化上的重要性。此外，從誤差相關性的垂直分布發現，傳統的局地化方法可能將真正的誤差特性濾除，因此認為發展流場相依的局地化方法有其必要性。另外，不同於系集法，Fabry and Sun (2010) 以能量差異 (Energy Difference) 的角度探討，分析北

美大平原之中尺度對流天氣系統，找出不同氣象變數之不確定性所在的高度，另外在非線性評估中，提出水象變數應須更短的同化區間。

在臺灣對於資料同化的研究已相當豐富(e.g., Tai et al. 2011; Schwartz et al. 2012; Tsai et al. 2014; Yang et al. 2014)，但對於藉由系集法探討對流尺度預報誤差的研究少之又少，相較於國際上各區域的天氣系統之個案，已有對於中小尺度預報誤差深入的分析與探討(Zhang 2005; Poterjoy and Zhang 2011; Ménétrier et al. 2014; Chung et al. 2013; Pu et al. 2016; Jacques et al. 2017)。預報誤差的結構會隨地域性與不同天氣系統而有所不同，Pu et al. 2013 指出在北美西岸以系集法估計之預報誤差，不同於 3D-VAR 之 NMC 法為均質與等向性誤差結構，其與北美地形的交互作用下，流場相依之誤差結構是複雜且局部。與其他地區相比，臺灣地理環境四面環海，地形錯綜複雜，天氣系統在海上與陸地誤差結構的差異，以及在與地形交互作用下出現的誤差特徵，值得我們研究與討論。瞭解誤差結構能夠找出預報不確定性大的區域，與提供資料同化的設定，如方差較大的區域或高度，更需要有觀測資料的提供，以及誤差相關係數能判斷局地化半徑的給定範圍，因此針對臺

灣探究與分析短期預報誤差之特性有其必要性。本研究採用先前介紹之系集法，在臺灣首次深入探討中尺度對流天氣系統，其在對流尺度預報誤差上之結構，診斷與瞭解臺灣在短期天氣預報誤差之不確定性，以及誤差在時空上之特徵。藉由確切地掌握對流天氣系統預報誤差的時空結構，提供利用系集卡爾曼濾波器(EnKF)資料同化系統中在各個氣象參數上的資訊，達到最佳化的設定與最佳同化觀測之策略，有效地同化雷達與衛星觀測等，具有高時空解析度資料，提升分析場品質。下一節將首先說明研究方法，包含預報誤差之評估方式和系集成員的建置等，第三節介紹研究個案，包括綜觀環境與天氣系統之特徵等。第四節為此個案不同解析度降雨模擬的結果、預報誤差結構分析，包括多種氣象變數之方差，以及誤差相關性的結構等。第五節則為結論與未來展望。

二、研究方法

(一)預報誤差之重要性與評估方法

在資料同化中，觀測誤差和背景誤差的協方差矩陣(Covariance)之給定，

決定增益(權重)矩陣 \mathbf{K} ，主導分析結果的品質， \mathbf{K} 表示為：

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

\mathbf{H} 為線性觀測算符。 \mathbf{B} 為背景誤差協方差矩陣與 \mathbf{R} 為觀測誤差協方差矩陣，其定義如下：

$$\mathbf{B} = \langle (\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_t)(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_t)^T \rangle \quad (2)$$

$$\mathbf{R} = \langle (\mathbf{y}_o - \mathbf{y}_t)(\mathbf{y}_o - \mathbf{y}_t)^T \rangle \quad (3)$$

其中， $\langle \rangle$ 表示期望值， \mathbf{x} 為狀態變數行向量， \mathbf{y} 為觀測行向量，下標 b 、 o 分別代表背景、觀測， t 表示真實值(Truth)， T 為矩陣轉置符號。

觀測誤差協方差 \mathbf{R} 通常為對角矩陣，即假設觀測資料在水平面上各自獨立，不具有相關性；觀測誤差的方差根據儀器特性的認知決定，除了儀器本身的誤差，另外需考慮代表性誤差，高解析度觀測資料網格化過程中，取樣造成的誤差，以及觀測算符誤差(向前模式誤差)，將狀態向量變換到可觀測量的運算造成的誤差。

背景誤差協方差 \mathbf{B} 為本研究之重點，若將其建構之矩陣拆解，則對角項元素為方差，其決定誤差的大小，影響背景場能否有效地向觀測值調整，舉例來說，當方差較大，權重將使得分析結果往觀測值修正；而在非對角項元素為協方差，由誤差相關係數乘以標準差得到，誤差相關係數的重要性在於當觀測資訊被同化後，能夠決

定資訊向周圍格點或變數之間交換傳遞的能力，Bouttier (1994)提到特別是在觀測資料稀少(Data-void)之地區，誤差相關性格外重要。在一般傳統觀測上，背景誤差的狀態向量維數可達 10^7 ，協方差矩陣的維數是 $10^7 \times 10^7$ ，觀測量約為 10^5 ，可見即便在假設觀測內插至背景空間下為真實值，背景誤差仍無法根據觀測值估計所有的元素，協方差的估計相當困難。

以系集法取得背景誤差協方差是系集卡爾曼濾波器(EnKF)同化系統之核心，在此架構下的背景誤差協方差稱為預報誤差協方差(Forecast Error Covariance, \mathbf{P}^f)，(2)式已提到預報誤差的定義為：真實場與預報場之間的差異。前述已知，在實際上，由於無法真正得到真實場的三維資訊，在利用系集法估計預報誤差時，不考慮模式誤差，假設模式為完美模式，系集所得到的平均場(Ensemble mean)，其結果接近真實值，則估計 \mathbf{P}^f 可表示為：

$$\mathbf{P}^f = \langle \boldsymbol{\varepsilon}\boldsymbol{\varepsilon}^T \rangle \approx \frac{1}{K-1} \sum_{k=1}^K (\mathbf{x}_f^k - \bar{\mathbf{x}}_f)(\mathbf{x}_f^k - \bar{\mathbf{x}}_f)^T \quad (4)$$

其中 $\langle \rangle$ 表示期望值，誤差 $\boldsymbol{\varepsilon} \approx \mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}$ ， \mathbf{x} 為狀態變數行向量，上標橫線代表系集平均， K 代表總系集個數(Ensemble size)， k 表示系集成員的編號($k = 1, 2,$

3, ..., K)。當系集樣本數越多，估計出的預報誤差協方差，更能代表當下的誤差協方差結構。協方差的組成可表示為：

$$\text{Cov}(m, n) = \text{Corr}(m, n) \sqrt{\text{Var}(m) \text{Var}(n)} \quad (5)$$

在此 m 與 n 可以是不同位置、變數或時間點。為了方便討論與瞭解 P^f 在同化系統中如何運作，將其拆解成方差 (Variance) 與誤差相關係數 (Error correlation)，分別進行討論。

(二)系集初始場來源

本個案之研究採用暖啟動 (Warm start) 之系集分析場，其初始系集來自於 Yang et al. (2014) 之最佳化的區域系集分析場 (範圍為圖 1b 之 D01)，時間為 2008 年 06 月 15 日 1200 UTC。其分析場為在 WRF-LETKF 架構下，使用美國國家環境預報中心 (NCEP) 產出之 FNL 再分析資料 ($1^\circ \times 1^\circ$)，利用 WRF 的三維變分同化系統 (WRF-3DVar) 加入隨機擾動生成 36 組系集，接著以 36 組系集同化衛星 GPS-RO 的偏折角 (Bending angle) 觀測、大氣運動向量 (Atmospheric Motion Vector, AMV) 與傳統觀測，自 2008 年 06 月 11 日 1800 UTC 開始，每 6 小時進行同化，進行 16 次

同化循環後 (即 06 月 15 日 1200 UTC) 所得之最佳分析場 (見圖 1a 之同化流程圖)。在 Yang et al. (2014) 的研究中顯示，改進區域模式當中水氣場的分佈後，其 36 組系集平均後所獲得之分析場，在水平內插 (Nest-down) 至水平解析 3 公里所進行之 24 小時定量降水預報，比對陸地上之地面雨量站的結果，在預報上有相當程度之改善。

本研究的目的是在分析了解預報誤差的結構。因此，為了減小取樣誤差 (Sampling error) 的影響，將原本所獲得之 36 組系集分析場，採用 Toth and Kalnay (1993) 培養向量法 (Breeding Vector) 之方式，將原本系集擾動量做鏡像處理，取得等值異號的 36 組擾動量，與系集平均相加後，獲得 72 組初始系集，並確保擴增為 72 組系集後，偏差 (Bias) 維持不變。儘管由此方式擴展所得之 72 組系集並非各自獨立，與原先 36 組系集間存有一定的關連性，其初始的誤差結構並不會有明顯的差別。然而，透過 WRF 數值天氣預報模式，在 72 組系集隨時間向後積分的過程中，非線性作用能使鏡像的 36 組系集脫離原有的關聯性，進而達到統計學概念上獨立樣本之定義與要求。

採用 Houtekamer and Mitchell (1998) 中所使用下列方程式 (6)，可以了解當系集由原來 36 組增加至 72 組時，對於

系集樣本在相關性上的估計誤差：

$$\overline{(\rho - \hat{\rho})^2} = \frac{1}{K}(1 - \rho^2)^2 \approx \frac{1}{K}(1 - \hat{\rho}^2)^2 \quad (6)$$

其中， ρ 為真實的誤差相關係數， $\hat{\rho}$ 由 K 個樣本數估計之誤差相關係數，等號左邊表示相關係數的不確定性 $\sigma^2(\hat{\rho}) \equiv \overline{(\rho - \hat{\rho})^2}$ ，在 95%信心水準下，估計的相關係數為 $\hat{\rho} \pm 2\sigma(\hat{\rho})$ ，以本研究來說，36 組系集樣本($K = 36$)，當相關係數為 0 時，得到 $\sigma(\hat{\rho}) = [36^{-1}(1 - 0^2)^2]^{0.5}$ ，估計的相關係數之 95%信賴區間為[-0.33, 0.33]；而相關係數為 0.7 時，信賴區間為[-0.17, 0.17]。當系集樣本為 72 時($K = 72$)，若相關係數為 0 時，95%信賴區間為[-0.24, 0.24]；相關係數為 0.7 時，信賴區間為[-0.12, 0.12]。由此可知，使用 72 組系集進行誤差結構分析時，在計算相關性時，因為樣本有限所產生之取樣誤差能夠有效降低，使估計的誤差結構更具有代表性。

(三)模式設定

此研究使用區域模式 WRF (Weather Research and Forecasting)，為一個可壓縮的非靜力模式，選用的版本為 3.2.1，給定三層模式網格組(D01, D02, D03)，網格解析度分別為 27、9

和 3 公里，格點數依序為 180×150、159×150 與 150×150，中心點約位於東經 121.0 度，北緯 25.5 度(圖 1b)，為了探討不同解析度之誤差結構，D02 與 D03 採用單向巢狀網格，垂直層數為 27 層，50 hPa 高度為模式層頂。採用的物理方法包括 Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) 長波輻射方法 (Mlawer et al. 1997)，Dudhia 短波輻射方法(Dudhia 1989)，Yonsei University (YSU) 邊界層參數化方法(Hong et al. 2006)，Grell-Devenyi ensemble 積雲參數化方法(Grell and Dévényi 2002)，Goddard Cumulus Ensemble (GCE) 雲微物理方法 (Tao et al. 2003)，Monin-Obukhov 近地表參數化方法 (Monin and Obukhov 1954)，地表模式為 thermal diffusion 方法(Dudhia 1996)等，最內層的網格(D03)不使用積雲參數化方法。上述之模式設定與 Yang et al. (2014)一致，唯一的差別在本研究之地形解析度，原先 D03 之最大高度為 2309 m，本研究之最大高度達 3315 m，由 27 km 內插至 9 與 3 km 的過程中，隨網格解析度增加而地形解析度提升。所有系集一共進行 24 小時的預報，且每 30 分鐘輸出一筆資料，以利於進行短期預報誤差之分析。

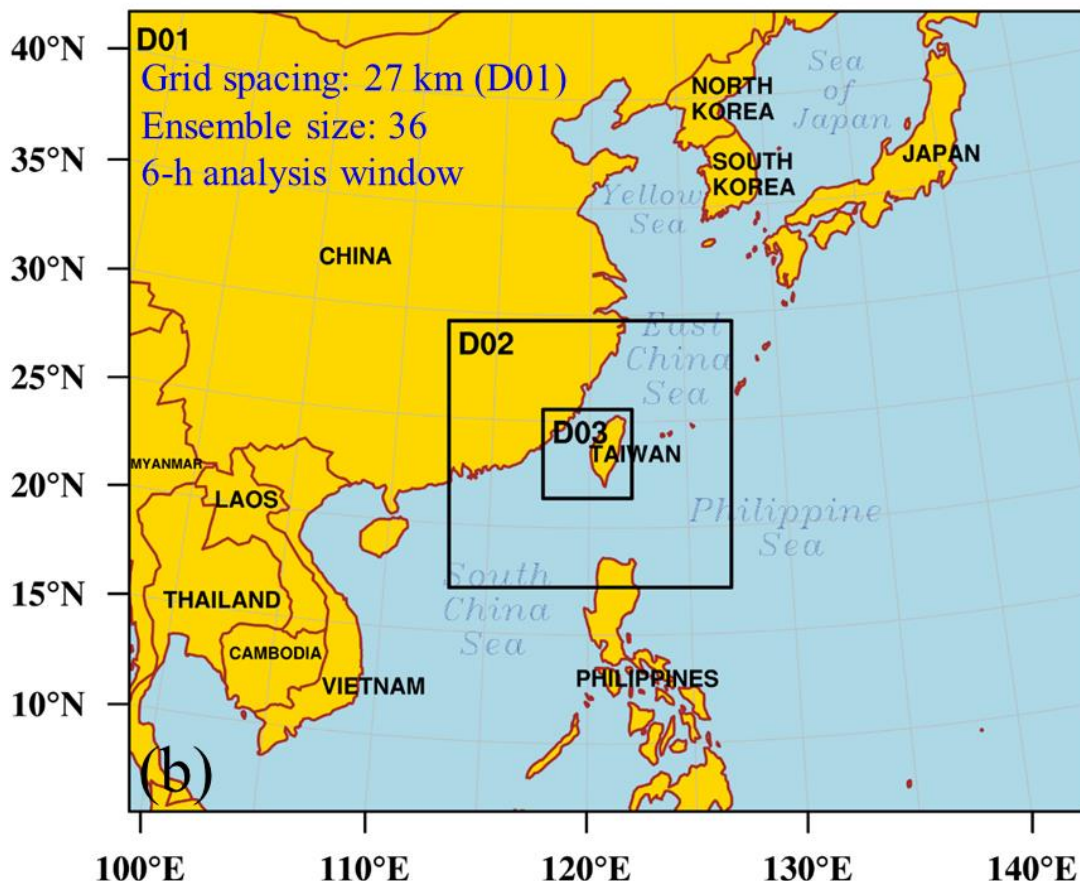
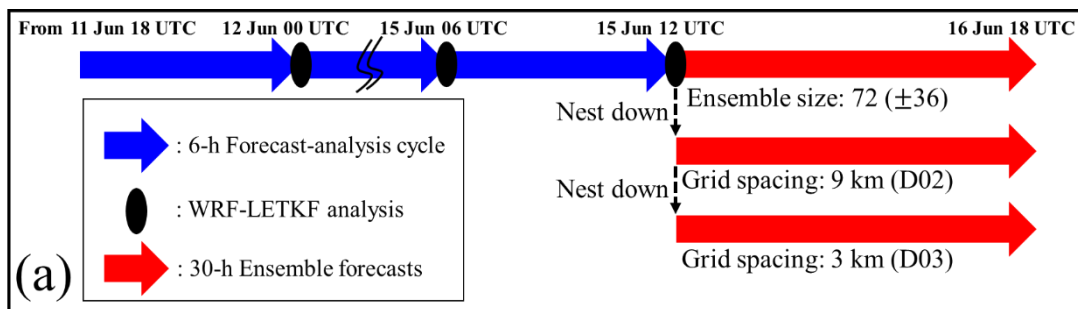


圖 1 WRF-LETKF(a)運作流程圖與(b)模式網格配置圖，D01 網格間距 27 公里；D02 網格間距 9 公里；D03 網格間距 3 公里。

三、個案簡介

本研究之個案為 2008 年西南氣流觀測實驗 (Southwest Monsoon Experiment, SoWMEX) 期間的 IOP8 (Intensive Observation Period 8)，其密集觀測期間為 6 月 14 日 0000 UTC 至 17

日 1200 UTC。在 6 月 15 日至 16 日期間，有一滯留鋒面伴隨西南氣流生成之中尺度對流系統 (Mesoscale Convective Systems, MCSs)，根據中央氣象局之最大雷達合成回波圖(圖 2)，MCSs 於 6 月 15 日 1500 UTC 在臺灣西

南方海面發展成形，維持準靜止(Quasi-stationary)的狀態，系統發展之新生對流胞持續向東北方傳遞，至 1700 UTC 降水系統接觸臺灣陸地，對流胞移動至陸地之過程中產生降雨，並且在2100至2300 UTC 進入到內陸後逐漸消散。觀測顯示此 MCSs 具有相當長的生命期，為臺灣西南部帶來大量的降雨，特別在沿岸地區降水最為劇烈，當地時間6月16日的24小時累積雨量(圖 3a)中，高雄沿岸地區觀測到大於300毫米以上之降水。

綜觀天氣環境上，2008年6月16日0000 UTC 之200 hPa 天氣圖(圖 4a)中，臺灣位於北方低壓槽槽前的位置，加上處在南亞高壓外緣，臺灣西南部屬於外流區，為利於垂直對流的環境。500 hPa 天氣圖(圖 4b)中，華北有一割離低壓，在臺灣北方有東西向的低壓槽，槽的北方有一阻塞高壓(Blocking height)使天氣系統移動緩慢；在臺灣西南方海面有一短波槽(5850 gpm)，Tu et al. (2014)提到暖濕的西南氣流引發的對流雲系在槽前發展，並且其潛熱釋放機制產生位渦，造成槽增強加深，使對流雲系能夠持續發展。地面綜觀天氣圖(圖 4c)中，鋒面帶由海南島西側之華南低壓延伸至日本東側，位於臺灣的北方，華南低壓的氣旋式環流引導西南風吹向臺灣，產生低層噴流

(Low level jet, LLJ)，夾帶溫暖豐沛的水氣。整體來說，臺灣西南邊綜觀環境能提供對流系統良好的發展(簡與洪 2010)。

在此個案之 MCSs 生成機制中，綜觀環境提供的 LLJ 為此系統發展的重要條件(簡與洪 2010; Xu et al. 2012; Wang et al. 2014)，Xu et al. (2012)由雷達觀測資料觀察到不斷有新生的對流系統向臺灣靠近並在沿岸消散，反應 MCSs 演變過程中準靜止之特性，以及探空資料顯示近地面具有冷池特徵，推測新生對流是由暖濕的 LLJ 受到地形阻滯效應之冷池(Terrain-tied Cold Pool)抬升所誘發，冷池可視為地形效應之延伸(Cold Pool Extending Orographic Effect)，並利用此特性解釋劇烈的降雨發生在沿岸地區而非內陸的原因。Tu et al. (2014)藉由觀測與數值模擬發現LLJ與陸風(離岸流)的輻合，對於系統增強有所貢獻。Wang et al. (2014)與 Tu et al. (2017)在敏感度測試中，更進一步確定冷池與地形阻滯對此個案降雨有重要的影響。在 MCSs 之微物理特性中，Chang et al. (2015)運用雷達觀測之偏極化參數分析，顯示相對於鋒前飈線的劇烈上升運動，MCSs 對流發展較為和緩，且在融解層以上主要為濕雪(Wet snow)組成，而非冰相的軟雹(Graupel)，對流的發展以暖

雲過程為主。

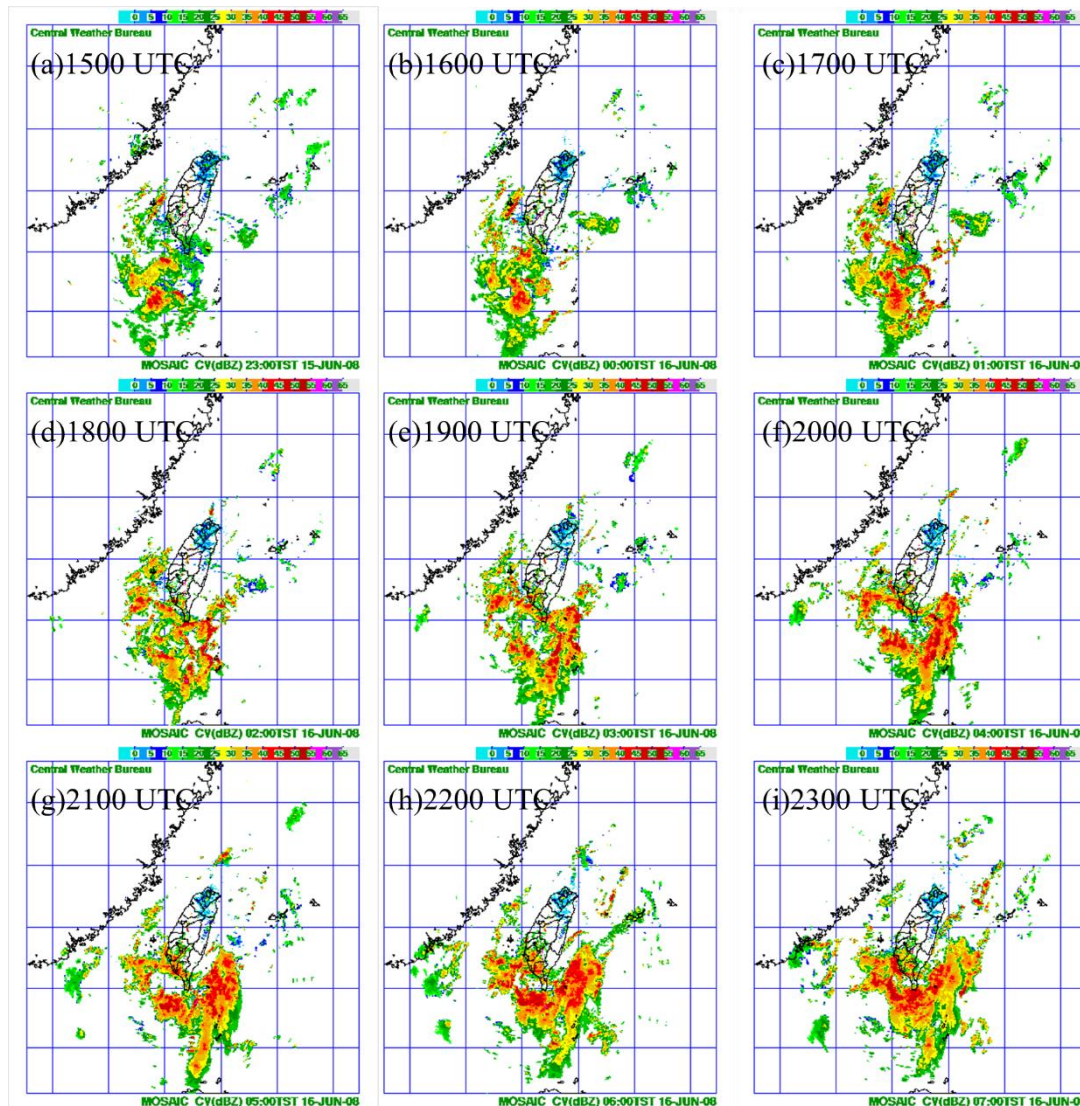


圖 2 每小時最大雷達合成回波圖，單位為 dBZ，時間為 2008 年 6 月 15 日 1500-2300 UTC。(取自 中央氣象局)。

四、結果與分析

本研究將呈現不同空間解析度之降雨模擬結果，並且比較其氣象場之間的差異，接著著眼於短期預報誤差協方差之結構，將其分成方差與誤差相關係數各自進行探討。在降雨影響期間，分析動力與熱力氣象變數在垂

直高度上的方差特徵，以及空間與時間上誤差相關性的訊號強度，進而瞭解觀測資料的同化效益。

(一)降水模擬結果

首先，檢驗系集平均在降雨預報之表現。圖 3 為日累積降雨量在地面觀測與模式不同解析度之結果，模式

的結果為系集平均所獲得分析場之決定性預報(Deterministic forecast)。在 3-km 解析度的模擬中，系集平均 IC 之 24 小時累積降雨量(圖 3b)顯示臺灣西南部地區有超過 150 毫米以上之降雨；而 9-km 解析度的結果(圖 3c)，與 3 公里之差異顯著：累積雨量的強度不及 3-km 解析度的模擬，且極大值的分布主要在山區。對照觀測(圖 3a)可以發現 3-km 的表現較為接近觀測，能夠模擬出高屏地區的局部之強降雨；而 9-km 的模擬結果則無法掌握此個案降水的位置與強度，並且在高雄山區有出現過度預報的結果。

利用模式不同解析度下，其決定性預報在 3-km 與 9-km 分析降雨位置與強度之差異，顯示此個案於高解析度的結果較接近真實降水分布後，進一步追溯分析不同解析度下，其風場與溫度場由系集平均的分析場在決定性預報上的表現。圖 5a 為 3-km 之 6 小時(1800 UTC)系集平均單一預報，風速(色階)與風場分布(向量)在 850hPa 高度之結果。低層風場顯示，臺灣西南方海域上有顯著的西南氣流(大於 12 m/s 以上)分布。而氣流在移往臺灣陸地的過程中，受到地形的影響，風速

明顯減弱。相較之下，模式解析度 9-km 與 3-km 的水平風(U, V)差異(圖 5b 與 5c)，其結果顯示西南方海上之西風與南風分量，3-km 之模擬皆呈現較強的風速，表示 9-km 模擬之 LLJ 強度相對較弱。LLJ 進入陸地時，3-km 則顯示較弱的風速，特別是在陸地上 9-km 之西風分量高於 3-km 達 4 m/s 以上。9-km 與 3-km 之 2-m 位溫(圖 6)，顯示隨著 1600 至 1800 UTC，由於 9-km 的降雨表現不佳，使其無法模擬出西南部陸地上冷池的特徵，而 3-km 則是可看到西南部陸地上有冷池的形成，且隨時間增強，此結果與前述的風場結果吻合，3-km 因冷池的阻擋，LLJ 在進入至內陸前，沿岸地區產生減速的現象(圖 5a)，9-km 的西南風則無受到冷池阻滯效應影響，使暖濕的水氣隨西南風接觸地形抬升，在迎風面山區產生降雨(圖 3c)，如果將 9-km 之臺灣地形移除，則可以看到位於高雄山區之地形作用產生的降水無法生成(圖 3d)。綜合上述，在 LLJ 與冷池模擬上同時表現不佳的情況下，9-km 無法有效地掌握此 MCSs 特徵，以致於降雨位置大幅偏離且降雨量低估。

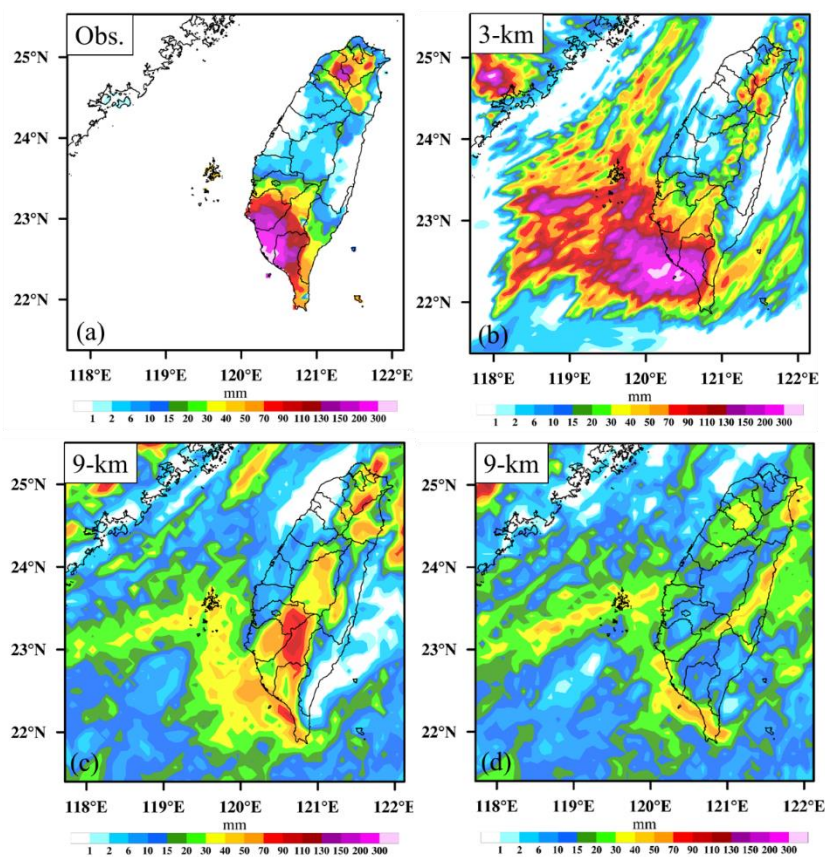
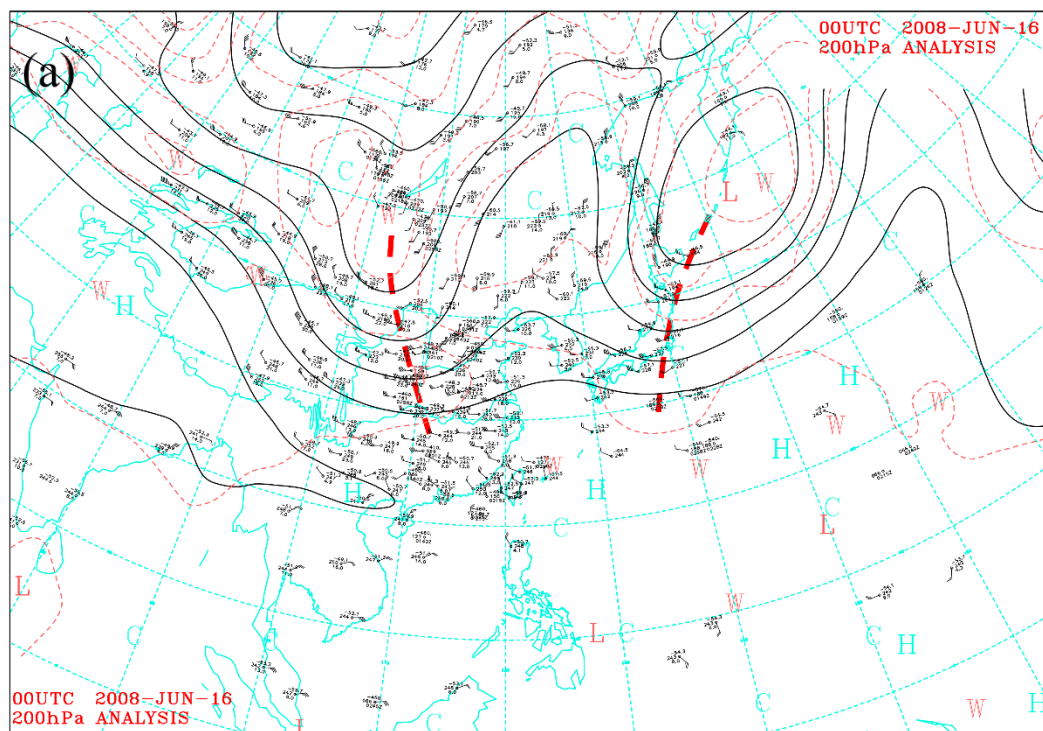


圖 3 日累積降雨圖，單位為 mm，時間為 2008 年 6 月 15 日 1600 UTC 至 6 月 16 日 1600 UTC。(a)地面站觀測、系集平均單一預報(b)3-km，(c)9-km，(d) 移除臺灣地形之 9-km。



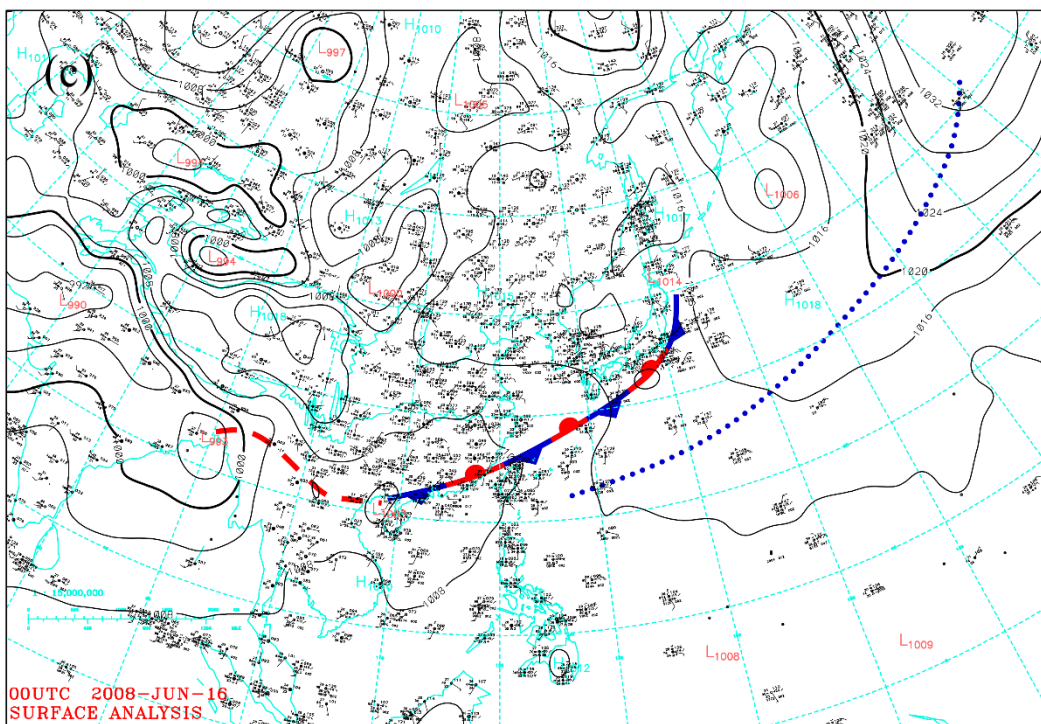
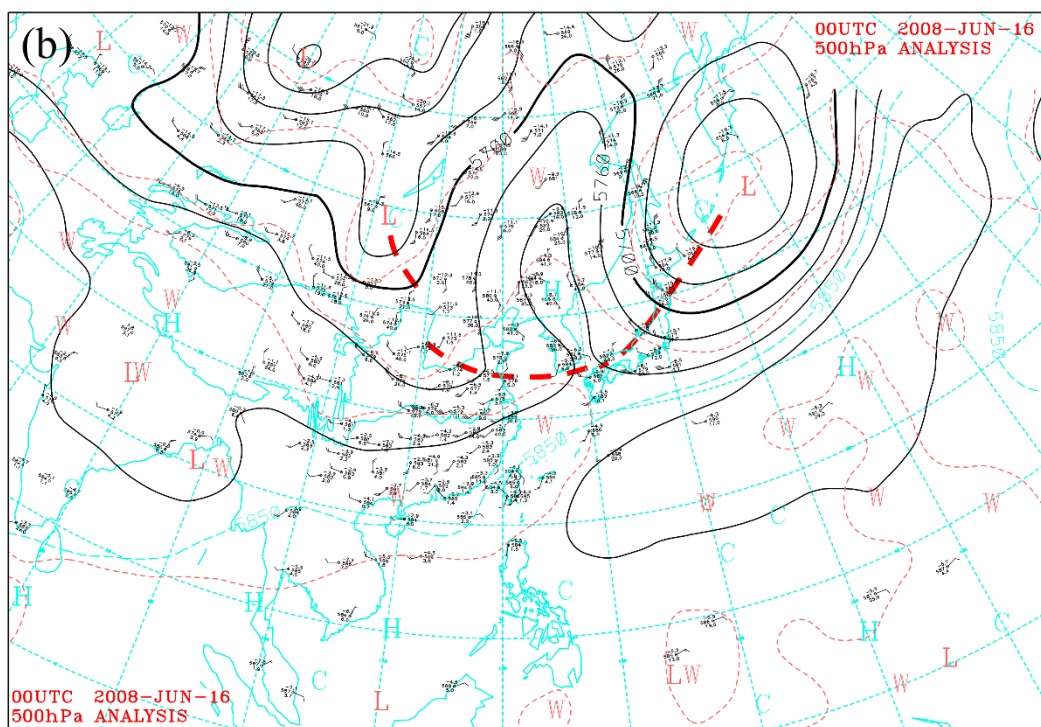


圖4 2008年6月16日0000 UTC之(a)200 hPa綜觀天氣圖，(b) 500 hPa綜觀天氣圖，(c) 地面綜觀天氣圖(取自 簡與洪 2010)。

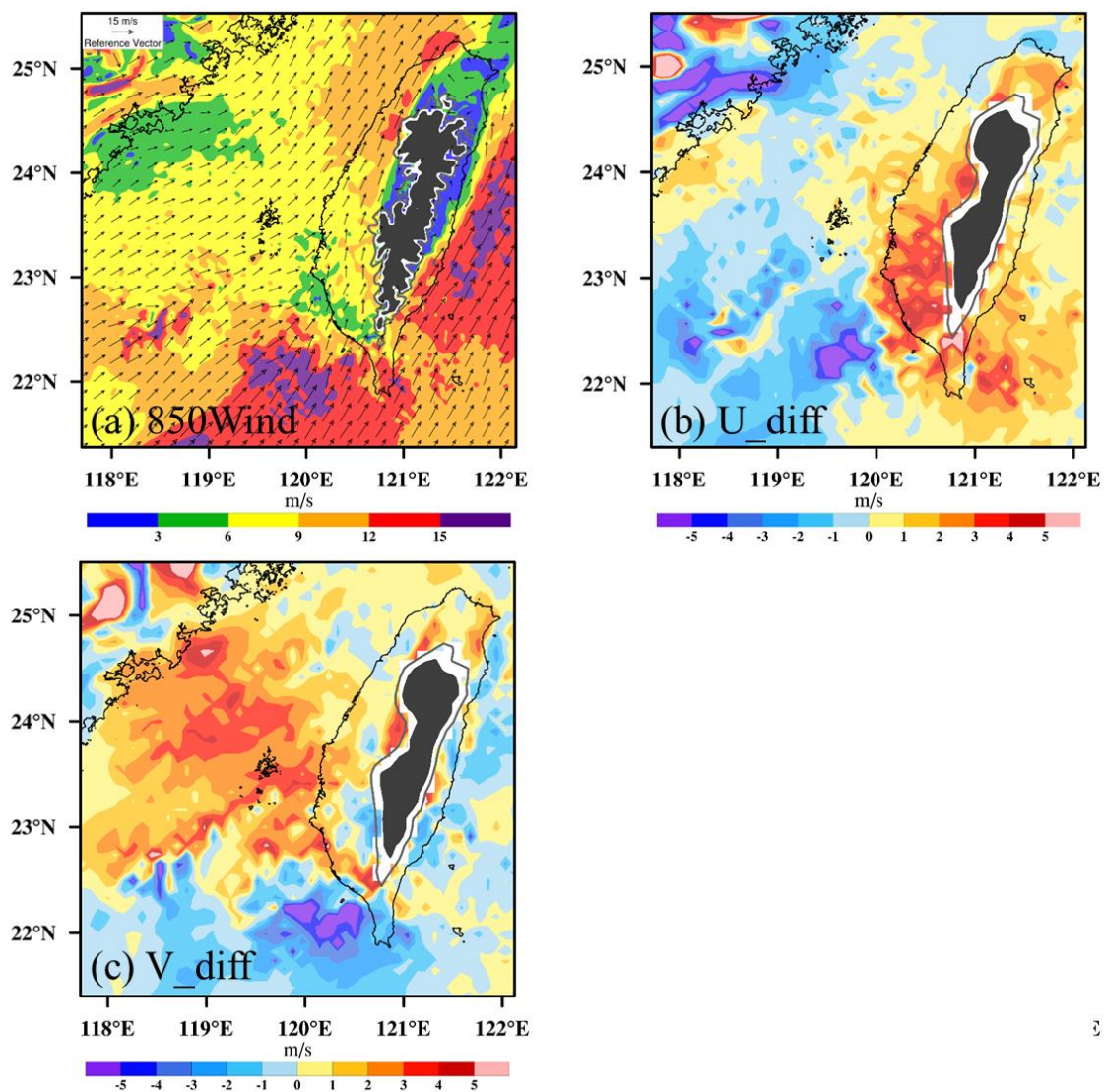


圖 5 6 小時系集平均單一預報(a)3-km 之 850 hPa 風場，色階為水平風速。9-km 與 3-km 差值(b)850 hPa 水平風 U、(c)850 hPa 水平風 V，模擬時間為 2008 年 6 月 15 日 1800 UTC，灰線為 1000 m 等高線。

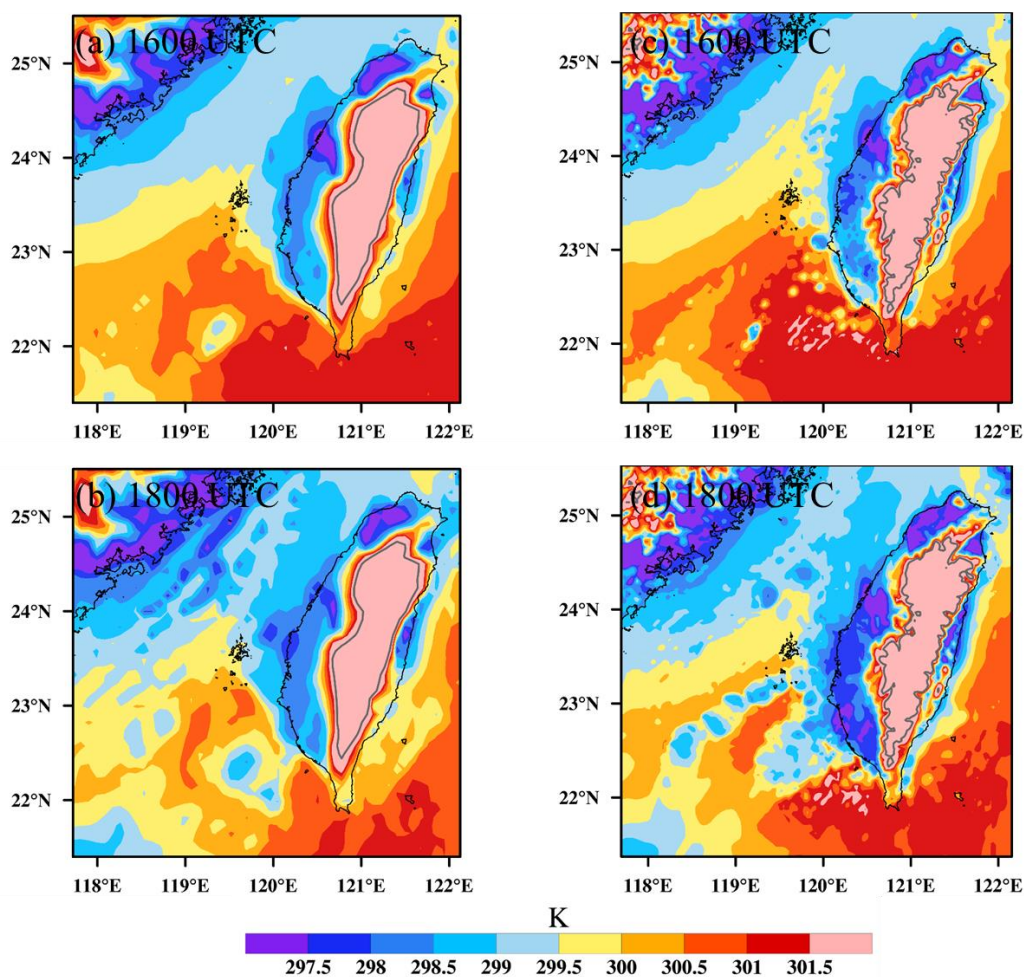


圖 6 系集平均單一預報之 2-m 位溫，(a)-(b)9-km，(c)-(d)3-km，模擬時間為 2008 年 6 月 15 日 1600-1800 UTC，灰線為 1000 m 等高線。

(二)系集預報方差結構之表現

針對 9-km 與 3-km 降雨區，探討其方差結構，試圖瞭解降雨區在不同解析度下，同化觀測資料的能力，方差作用在於其越顯著，則越有利於觀測資料修正背景場。降雨區的選擇由系集降雨機率(圖 7)決定，降雨率門檻達 2 mm/hr 以上之系集成員比例達 50% 以上的格點(格點數 9-km 為 110；而 3-km 為 1879)，即 72 組系集成員中有 36 組以上之成員達降雨率門檻，認定為降雨區，估計格點上之方差垂直分

布，且計算等壓面上之平均，由於 9-km 與 3-km 強降雨發生時間不一致，因此圖 7 分別為 1900 與 1800 UTC 之結果。在呈現系集預報在方差結構的特性時，採用 4 種氣象變數進行討論，分別有水平風速、溫度、比濕與雨水混合比。圖 8 為探討方差在不同網格解析度下，不同氣象變數的垂直分布；為避免模式海綿層(Sponge layer)的影響，因此僅呈現從地面至 150 hPa 之間的結果。比較 9-km(藍虛線)與 3-km(藍實線)的方差，4 種氣象變數均顯示模式在網格解

析度較高的情況，擁有較大的方差量值。這是由於真實大氣本身為一非線性系統，當提高網格解析度時，模式具有模擬出更小尺度天氣特徵的能力，9-km 無法真實的模擬出臺灣西南部的對流之強度，而對流尺度天氣現象的非線性過程明顯，因此反映在高空間解析度(對流尺度)模擬之方差具有較大的量值，表現出對流系統之高不確定性。此結果與前人研究(Brousseau et al. 2011; Jacques et al. 2017)之結果一致，指出高空間解析度之資料同化能夠更有效地以觀測資料修正背景場。

另一部分，由於陸地之觀測資料相對於海上豐富，因此針對觀測到降雨最劇烈之位置，評估台灣西南部陸地上之範圍平均方差(見圖 7b，虛線三角形圍成之區域，格點數 9-km 為 21；而 3-km 有 153)，探討在同一時間(1800 UTC)之 9-km(紅虛線)與 3-km(紅實線)解析度下，陸地上觀測資料之同化效力，藉由觀察氣象變數之方差的垂直分布，瞭解此個案之觀測資料在哪些高度相對重要。如同前述降雨區之結果，同樣地可以看到 3-km 之方差皆大於 9-km，3-km 同化觀測資料的能力優於 9-km。接著進一步瞭解 3-km 之方差，在不同氣象變數上，極值所在的高度：水平風速(圖 8a)在低層(約 950hPa)、中

層(約 400hPa) 與高層(約 150 hPa) 三處有明顯的極值發生；而溫度(圖 8b)的部分，極值位於低層(約 950hPa)與高層(約 300 hPa)；比濕與雨水混合比(圖 8c 與 8d)則在中層(約 800 至 600hPa)有極值發生。方差極值出現的高度，可以以天氣系統之特徵試圖解釋，風速在低層與高層的極值，可能對應到對流系統的低層輻合區與高層輻散區。而風速與溫度在中層方差極值的產生，則是與對流系統當中，成雲降雨過程中產生的渦旋和潛熱釋放有關。另外，Yang et al. 2014 指出 2 至 5 km 之水氣場對此 MCSs 發展有重要的影響，在水氣藉由上升氣流從低層抬升至中層的過程中，氣塊在垂直方向上運動穩定度的不確定性，對應到比濕以及雨水混合比極值的位置，出現在水氣抬升至飽和，始於發生相態轉變的高度。圖 9 分別呈現 9-km 與 3-km 網格解析度下，各個系集成員凝結加熱率在垂直方向上之分布。圖 9a 為模式在 9-km 的結果，其潛熱釋放不夠顯著(小於 2×10^{-3} K/s)，反應前述 MCSs 降雨模擬不佳的情形(圖 3c)，圖 9b 顯示模式 3-km 解析度，位於 500 hPa 至 300 hPa 之間具有強烈的潛熱釋放發生，呼應溫度方差極值所出現的高度。

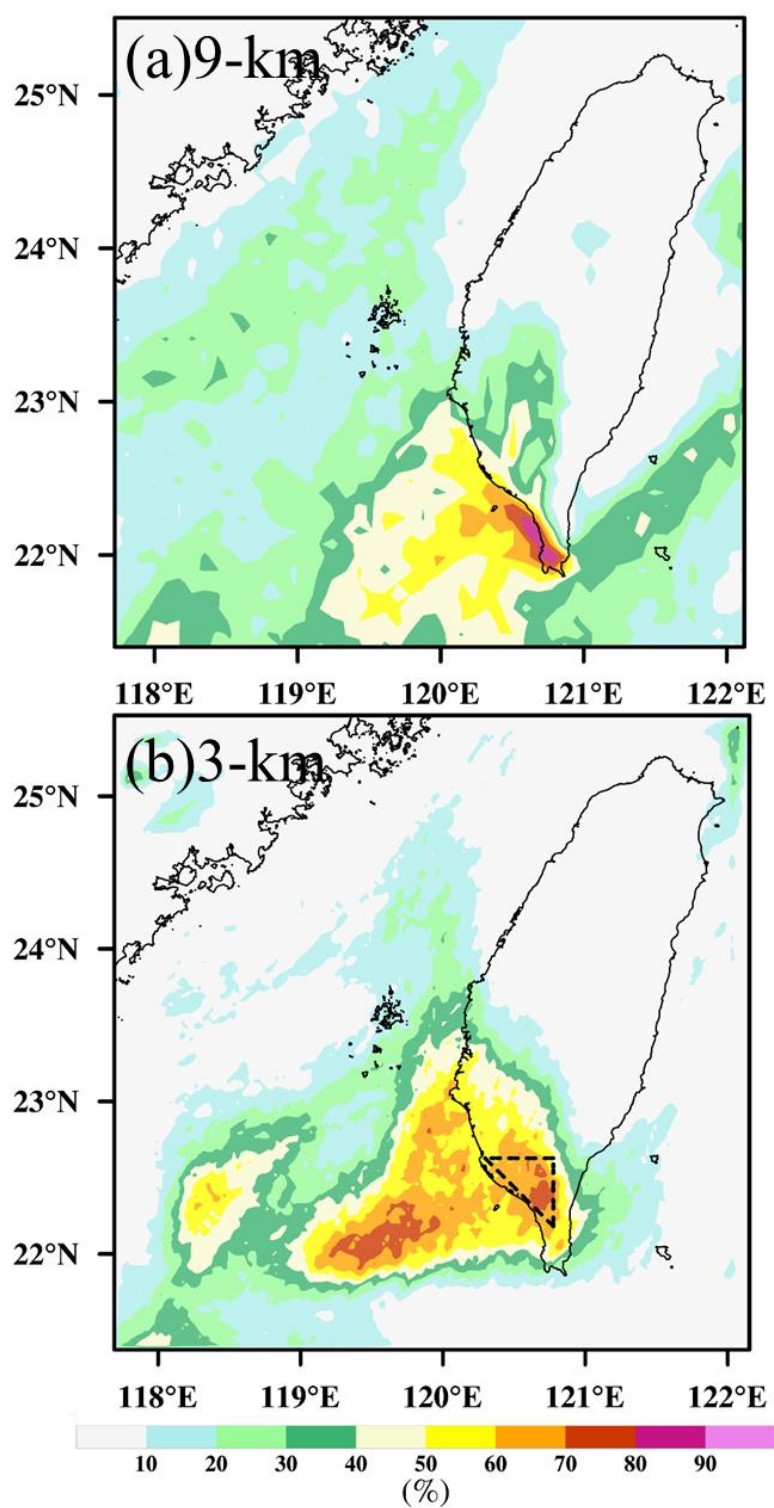


圖7 系集預報瞬時降雨率門檻達 2 mm/hr 之系集成員比例(%), (a)9-km, 時間1900 UTC, (b)3-km, 時間1800 UTC, 三角形虛框涵蓋格點數為153。

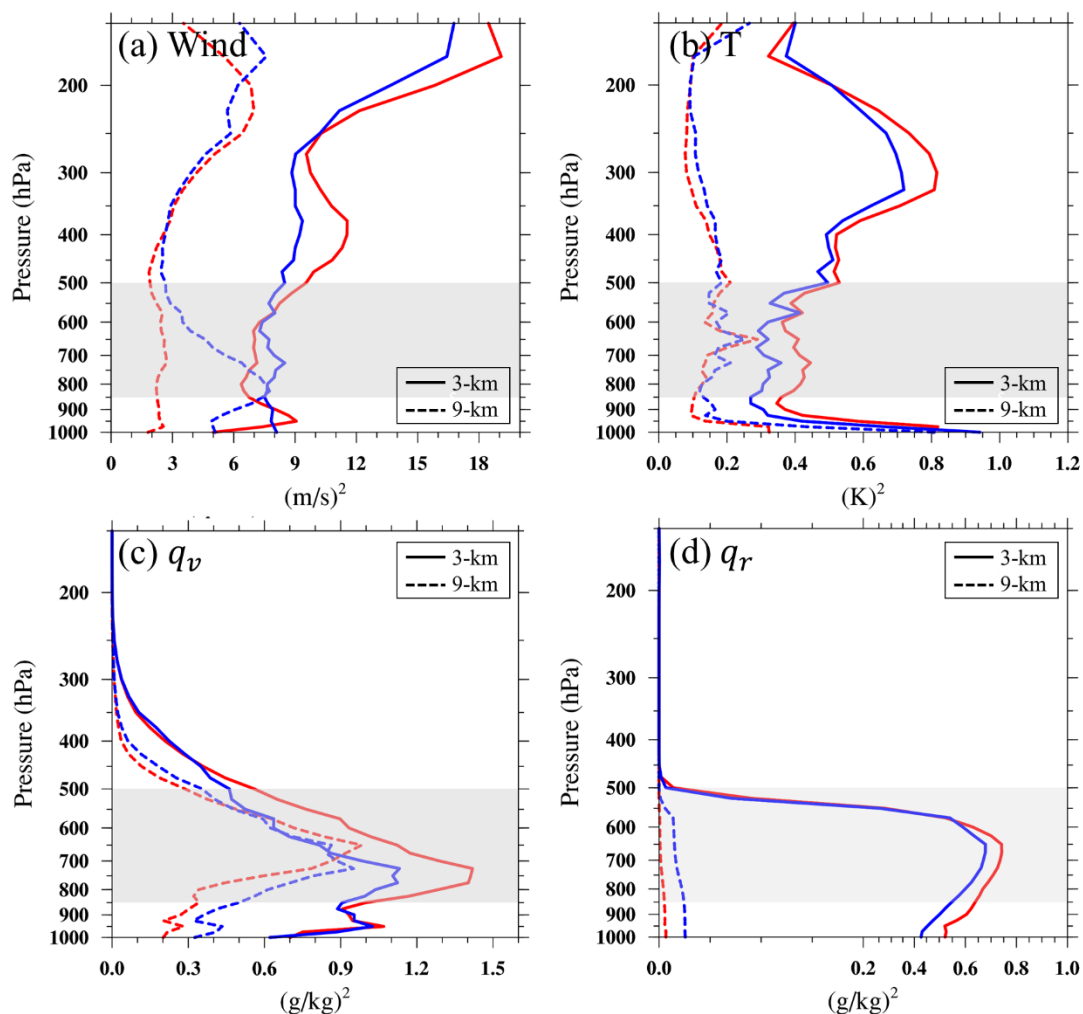


圖 8 系集預報估計之方差垂直分布圖，(a)水平風速 $(m/s)^2$ 、(b)溫度 $(K)^2$ 、(c)比濕 $(g/kg)^2$ 、(d)雨水混合比 $(g/kg)^2$ ，藍線為降雨區(圖 7 系集成員比例大於 50%之區域平均，格點數 9-km 為 110，3-km 為 1879)，紅線為臺灣西南部陸地(圖 7b 虛線三角形框，格點數 9-km 為 21，3-km 為 153)，9-km (虛線)，3-km(實線)，灰色區域為 850(約 1.5 km)到 500 hPa(約 5.0 km)高度範圍。

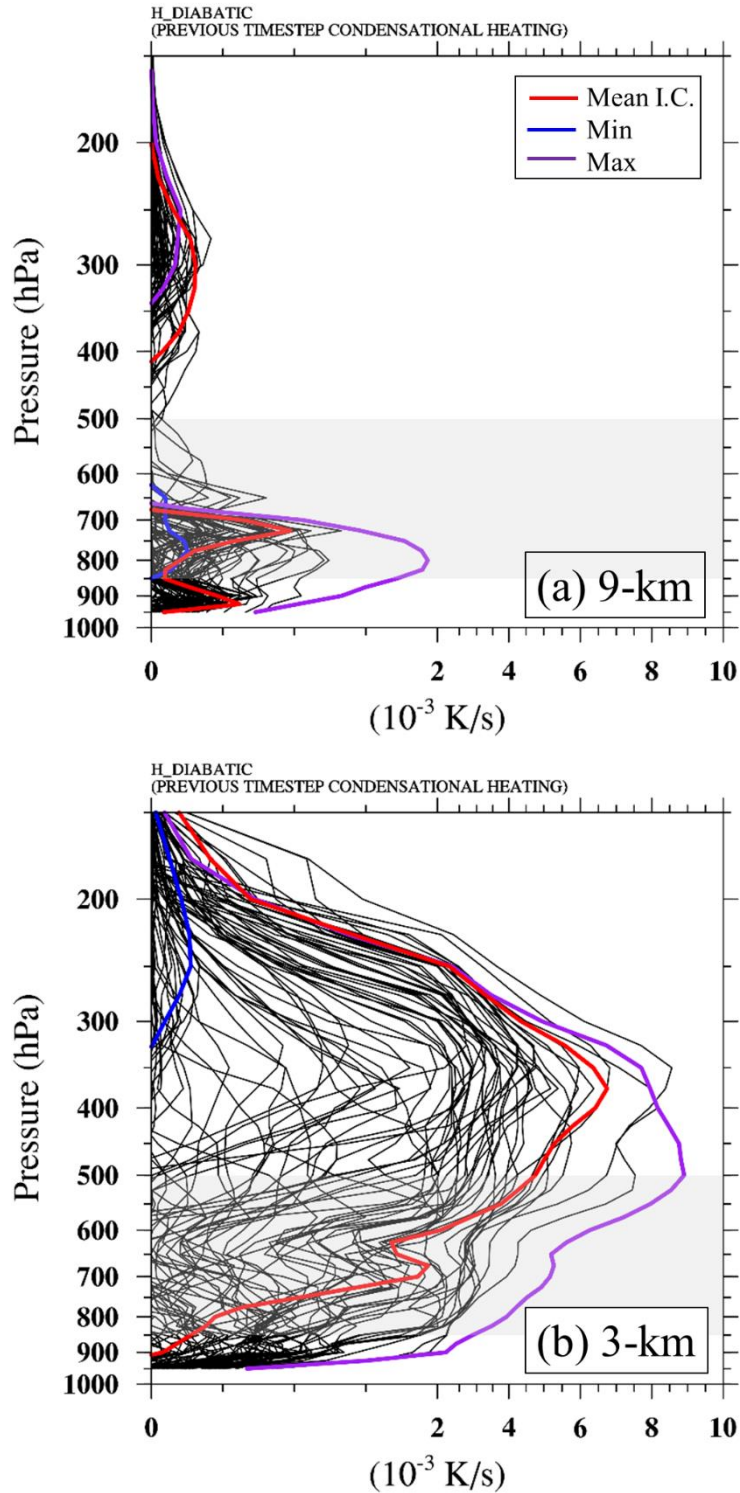


圖9 範圍平均之凝結加熱率垂直分布圖(圖7b虛線三角形框,格點數9-km為21,3-km為153), (a) 9-km、(b) 3-km, 系集平均單一預報(紅色), 系集中氣柱平均最小量值之成員(藍色), 最大量值之成員(紫色), 模擬時間為6小時。

方差特徵垂直上的分布, 除了能夠顯示天氣系統在對流降雨過程的特性, 亦可顯現數值模式在自由大氣與邊界層的不同。圖 8a 在陸地上(紅

線)9-km 與 3-km 之水平風速，在接近地表(950 hPa 以下)時，量值便隨高度減少而下降，即為受到地表摩擦效應的作用，造成風速的變異性受到抑制，與前人的研究結果吻合(Hacker and Snyder 2005; Ancell et al. 2011; Poterjoy and Zhang 2011; Jacques et al. 2017)，不利於近地表風場之資料同化。

另外，在溫度方面需要注意的是：垂直分布上，3-km 溫度方差(圖 8b)之最大值約 $0.95 K^2$ ，但一般觀測誤差中，標準差範圍給定在 1.0 至 1.5 K ，即方差為 1.0 到 2.25 K^2 之間(Ancell et al. 2011; Schwartz and Liu 2014; Jacques et al. 2017)，在上述情形下，表示即便是在高解析度數值預報下，本個案估計之溫度方差其實仍是偏低的結果，可能使同化溫度觀測資料遇到困難。

下一節將會探討誤差相關性之特徵，Zhang et al. (2005)指出即使相關係數強度足夠(> 0.5)，表示在空間或時間上觀測資訊具有良好的傳遞能力，但當方差(不確定性)過小時，計算出之預報誤差協方差仍是偏小，對於資料同化的效益有限。由於 9-km 之方差表現不佳，因此在下一節誤差相關性中，不會呈現 9-km 之結果，僅檢驗與分析 3-km 之結果。

(三)空間上誤差相關性之特徵

誤差相關性能夠提供我們瞭解資料同化中觀測資訊的傳遞能力，本研究參考 Chung et al. (2013)對於空間上誤差相關性(Spatial Correlation)的評估方式，在 3-km 網格中，西南氣流影響之區域，劃分出 36 個次區塊(每個區塊面積 $36 \times 36 \text{ km}^2$)，以區塊中心為參考點計算誤差自相關，評估不同空間位置上誤差自相關的特徵(圖 10)，850 hPa 之結果顯示位於臺灣西南部降雨區，相較於無降雨的臺灣中部地區(圖 7b)，西南部誤差自相關的延伸能力較弱，其中熱力相關的變數(T, q_v)的相關性較動力相關的變數(U, V)更為局地且破碎，雨水混合比 q_r 的相關性局地性尤其明顯。在臺灣西南部陸上與海上的誤差相關性結構之差異並不顯著，風場 U 與 V 在陸地上可看到些微的差異(圖 10a 與 b)， V 的相關性大於 0.7 以上的區域較廣且以南北向延伸，表現西南氣流接觸到陸地後轉向為南風的流場相依(Flow-dependent)特性，誤差結構為非均質與非等向性結構，即在不同位置上有不同分布，且相關性並非隨距離增加而減少之同心圓分布。在定量上的評估中，將虛線方框內每個格點皆做為參考點，計算自相關之空間平均(樣本參考點共 2401)，圖 11

為各變數在不同高度上的誤差相關係數半徑(Correlation length)。結果顯示在低層(圖 11a-c)動力與熱力變數有明顯不同的表現，U 與 V 在距離 45 km 的範圍內仍可維持在 0.4 至 0.6 之間，而 q_v 在約 18 km 相關性減至 $1/e$ (~ 0.368) 以下，T 於 12 km， q_r 則在 9 km， q_r 相關性遞減最快。在中層與高層(圖 11d 與 e)，由於 500 hPa 以上幾乎沒有 q_r 與 q_v ，故 q_r 與 q_v 不呈現，可以看到動力變數 U 與 V 以及熱力變數 T 隨高度提升，相關性分布之差異逐漸變小，500 hPa 之 U 與 V 相關性延伸能力減弱，可能是因對流系統產生的渦旋與亂流引起。至 200 hPa 可發現 U、V 與 T 的結果相當接近，超過 45 km 相關性能維持在 0.5 以上，特別是 T 在此高度的相關性有明顯地提升。分析誤差自相關性的結果，其降雨區誤差相關性在空間上相對侷限，此結果反應在資料同化上，將影響觀測資訊傳遞的範圍。因此，在劇烈天氣現象當中，若要藉由少量觀測來進行修正並不容易，需要密集的觀測資料才能有效地改善 MCSs 結構。U 與 V 的相關性較佳，但須考慮取樣誤差的影響，建議局地化的半徑設定為 36 km，另外溫度 T 與濕度 q_v 範圍應當更小，特別是在低層，動力與熱力的變數分開設定(如 Tsai et al. 2014; 邵 2015)，而 q_v 與 T 可給予 12

km， q_r 則是 9 km。

(四)時間上誤差相關性之特徵

此節探討誤差相關性在時間上的特性。首先，同樣利用 36 個次區塊，以區塊中心為參考點，計算氣象變數在 1800 UTC 之參考點與下個時間點上不同空間位置上之自相關，呈現時間延遲相關(Temporal-spatial correlation)在臺灣地區分布的特徵。圖 12 分別計算 850 hPa 之 V 與 q_v ，其預報誤差在相隔 30 分鐘(圖 12a 與 12c)與 60 分鐘(圖 12b 與 12d)的相關性。在 V 的延遲 30 分鐘結果中，降雨區仍能保有 0.5 以上的量值， q_v 則絕大多數已降至 0.3 以下，在 1 小時後， q_v 的相關性已相當微弱。另外，V 的延遲 30 分鐘之相關性特徵中，在臺灣西南部海上相關性較強的訊號位於各個次區塊中之右上部，有向東北方移動的趨勢，而進入到陸地後則是偏向北方移動，顯示相關性的移動與風場有關，在海上為西南風，進入至陸地則偏轉為南風(圖 5a)，推測是由於誤差特性相似的氣塊會順著風場往下游移動，因此在下個時間點，參考點的下風處會有較高的相關性， q_v 則無法明顯看到此特徵。定量分析上，圖 13 為降雨區預報誤差之時間相關性平均的結果(樣本參考點共 2401)。在低

層(圖 13a-c)，風場 U 與 V 可維持達 2 小時以上，T、 q_v 與 q_r 之相關性則在 30 分鐘內已小於 $1/e$ 。在中層(圖 13d)，類似空間上的結果(圖 11d)，U、V 變數之相關性減弱，大致上在 1.0 至 1.5 小時後，相關性小於 $1/e$ 。在高層(圖 13e)則變數間的差異較小，相關性可維持 1.5 至 2 小時。

時間延遲相關性分析結果說明相較於 U 與 V，熱力相關變數 T、 q_v 與 q_r 需要更加頻繁的同化區間，才能適時的修正誤差。特別是同化 q_r 相關之變數，由於資訊傳遞能力受限，因此雷達資料同化需要較長的時間(多次的分析循環)，才能得到較良好的分析場。在 Fabry and Sun (2010)針對不同變數同化頻率的評估中，也提到水象變數需較非降水直接相關的變數更頻繁，也反應出其效益不易維持的問題。動力與熱力的變數同化窗區間距之設定上，建議 U 與 V 低於 1 小時，而 T、 q_v 與 q_r 低於 30 分鐘以下。

(五)地形上誤差相關性之特徵

由計算 3-km 水平風 U 與 V 交相關(Cross correlation)的結果，即每個格點

上 U 與 V 兩者之相關性，顯示在低層 850 hPa 之相關性為破碎的點狀分布(圖 14a-c)，可看到在臺灣西北部與東部陸地具有正相關的特徵，相關性強度為 0.5 以上，西北部內陸可達 0.9 以上，反應水平風 U 增強，水平風 V 增強，亦或是 U 減弱，V 減弱的趨勢；而西南部陸地則為負相關，強度約為 -0.1 至 -0.5，即 U 與 V 兩者變化趨勢相反。我們推測此誤差結構與地形效應有關，為了瞭解地形之作用，將 72 組系集初始場之台灣地形皆移除(地形高度設為 0)作為實驗組，進行系集模擬測試，以系集法估計其 850 hPa 水平風 U 與 V 之交相關(圖 14d-f)，顯示當假設台灣為平地時，西北部陸地之正相關強度減弱至低於 0.7，而東部之正相關特徵完全消失，另外西南部之負相關則往內陸偏移，此結果說明水平風 U 與 V 之誤差交相關結構確實受到地形的影響，具有地形相依(Topography-dependent)的特性。另外可以發現誤差結構並非靜態，而是隨時間推移下，風場分布(圖 15)改變而誤差結構也隨之改變，此誤差結構也具有流場相依(Flow-dependent)的特性。

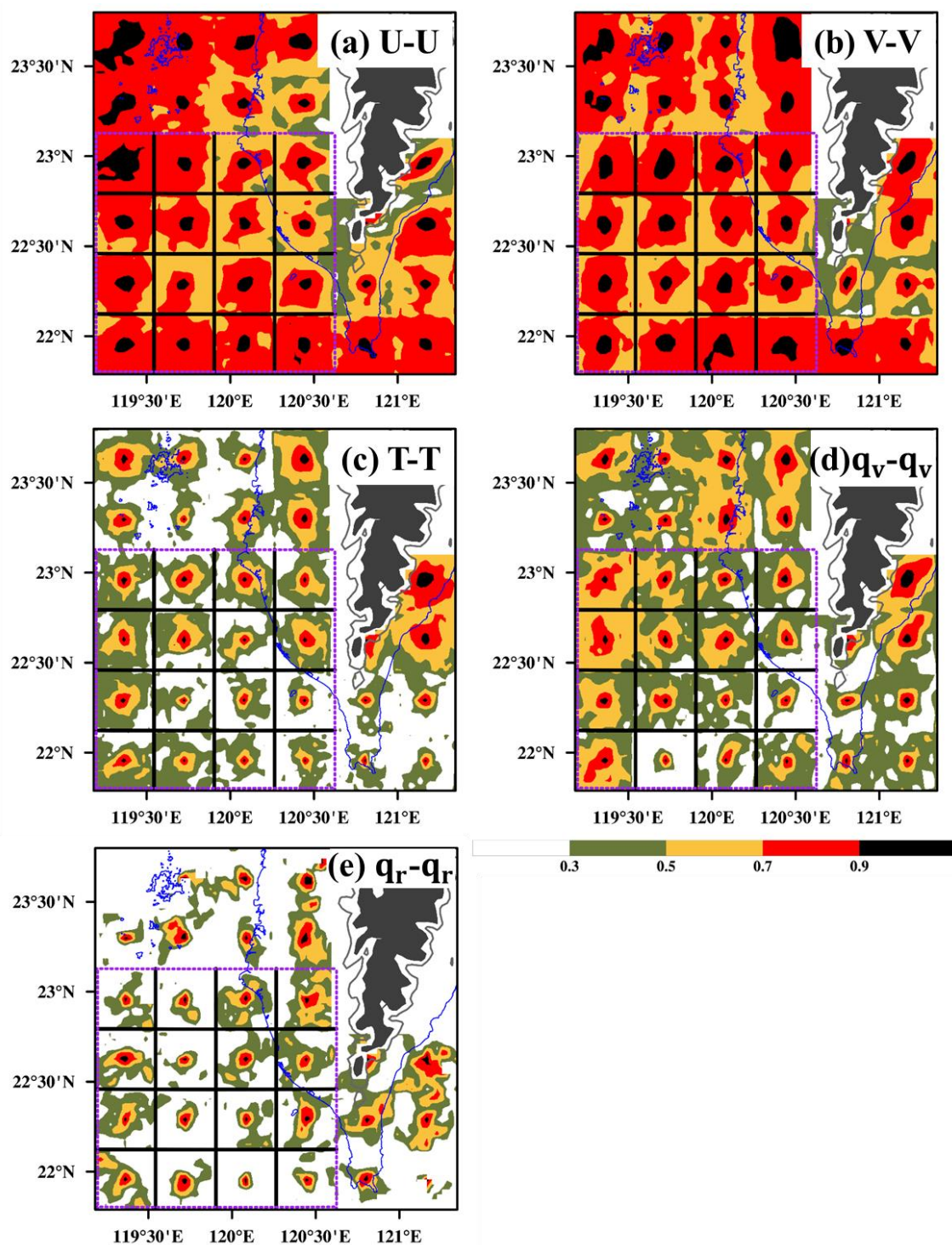


圖 10 3-km 之 6 小時系集預報估計之 850 hPa 空間自相關係數，(a)水平風 U 、(b)水平風 V 、(c)溫度 T 、(d)比濕 q_v 、(e)雨水混合比 q_r ，紫色虛線方框為降雨區的 16 個次區塊。

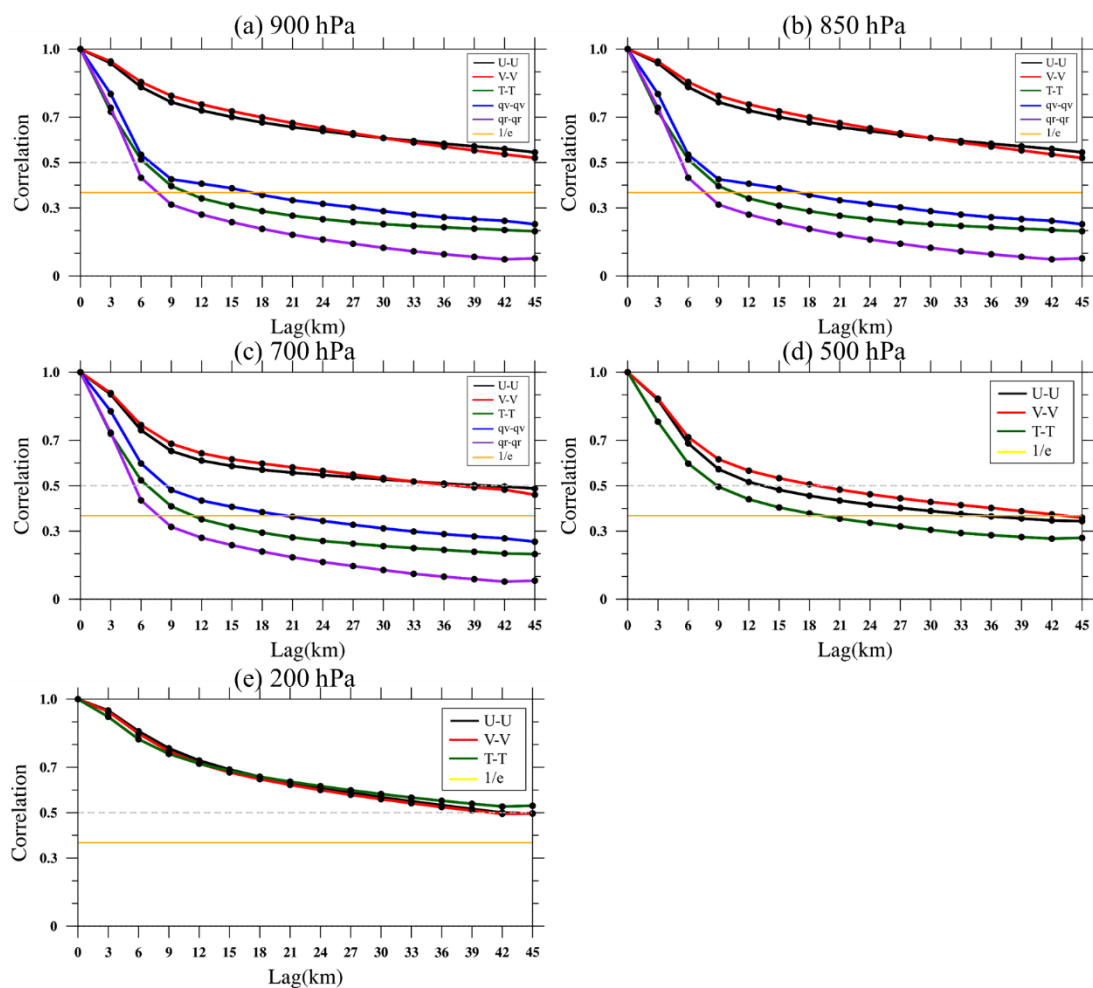


圖 11 3-km 之 6 小時系集預報估計之範圍平均自相關係數半徑(圖 10 紫色虛線方框，樣本數 2401)，U (黑色)、V (紅色)、T (綠色)、 q_v (藍色)、 q_r (紫色)與 $1/e$ (黃色)，高度為(a) 900、(b) 850、(c) 700、(d) 500 與 (e) 200 hPa。

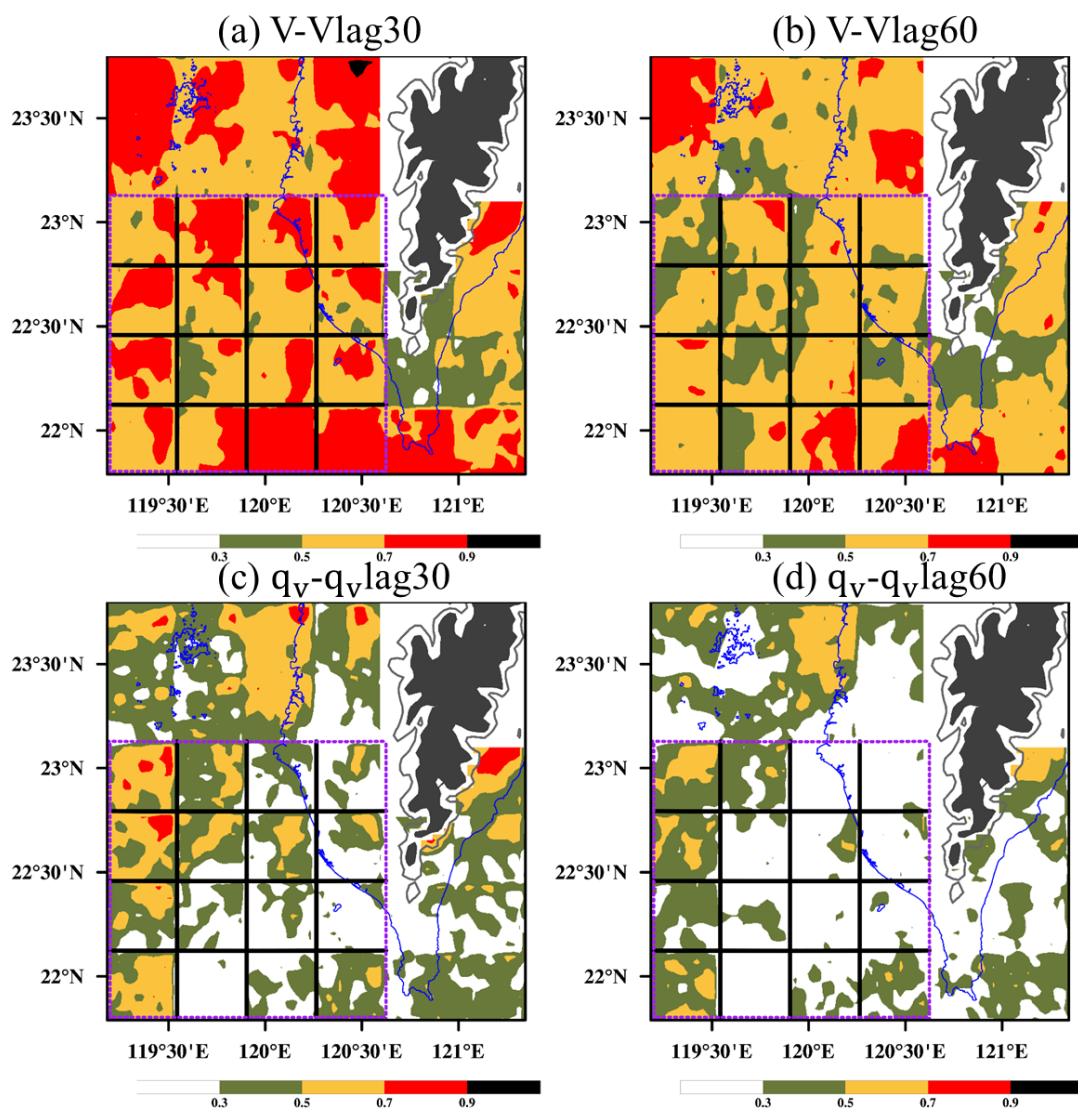


圖 12 3-km 之 850 hPa 延遲自相關係數，水平風 V(上圖)、比濕 q_v (下圖)，(a)(c)延遲 30 分鐘、(b)(d)延遲 60 分鐘。

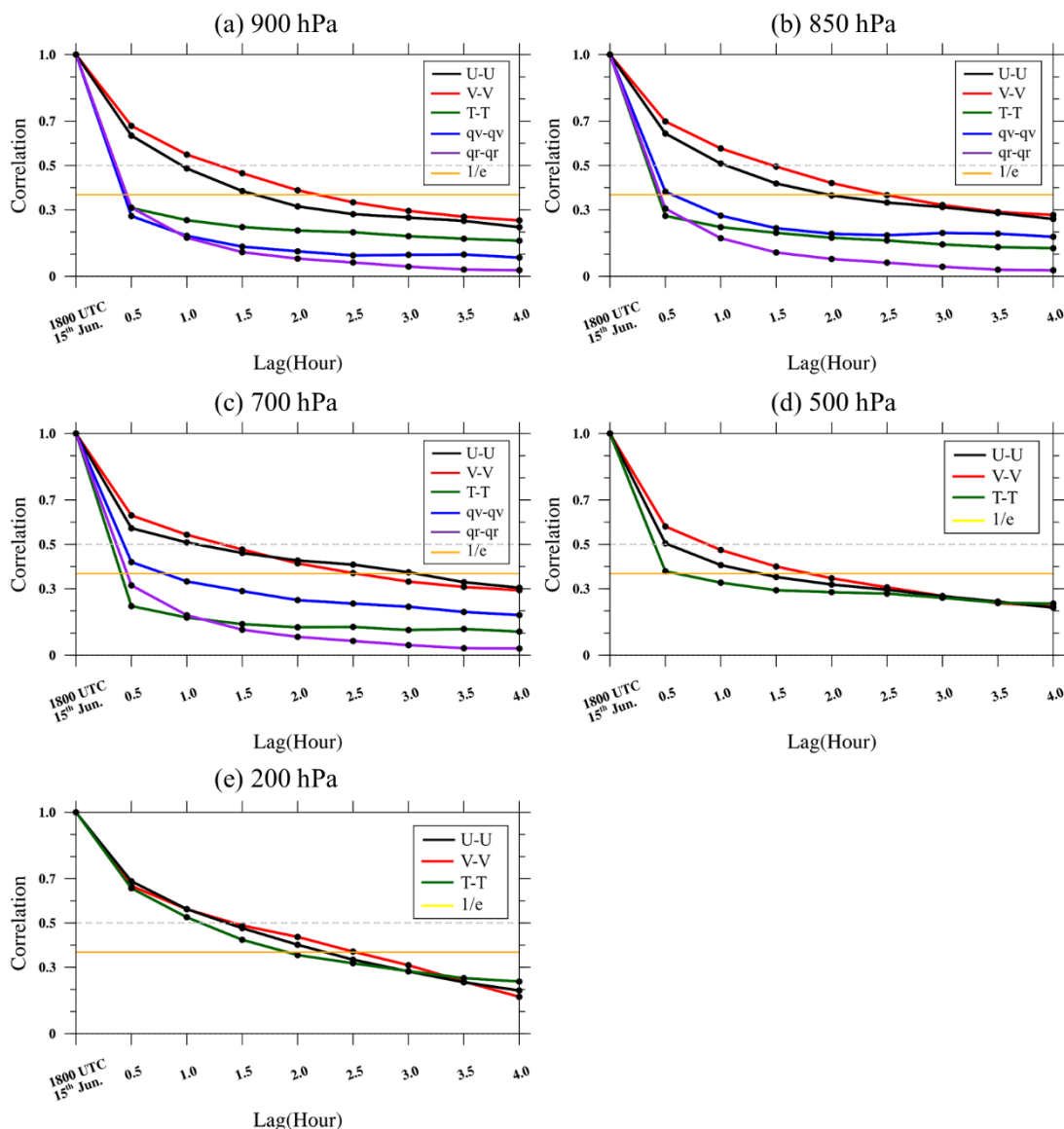


圖 13 3-km 之 6 小時系集預報估計之範圍平均延遲自相關係數 (圖 10 紫色虛線方框，樣本數 2401)，U (黑色)、V (紅色)、T (綠色)、 q_v (藍色)、 q_r (紫色)與 $1/e$ (黃色)，高度為(a) 900、(b) 850、(c) 700、(d) 500 與 (e) 200 hPa。

藉由在臺灣地區之尺度分析可以加以驗證，根據 Yeh and Chen (2002):

$$h_m \sim 2 \text{ km}, u \sim 10 \text{ m s}^{-1},$$

$$N \sim 10^{-2} \text{ s}^{-1}, f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

$$Fr = \frac{U}{h_m N}, L_R = \frac{N h_m}{f} Fr$$

h_m 為地形高度， u 為水平風速， N 為靜力穩定度參數， f 為科氏參數，得到福祿數(Froude number, Fr)等於 0.5 小於 1，

為沿地形繞流之特性，羅士比影響半徑(Rossby radius, L_R)為 100 公里。由圖 14a 以西南氣流接觸到地形後，偏轉為南風的區域，約略標定為中心，向外延伸 100 公里的範圍，顯示其能夠涵蓋負相關的區域，表示此負相關的結構，與 LLJ 和地形交互作用產生的繞流有關，負相關可解釋西南風受地形阻隔，

西風分量減弱，南風增強的趨勢。隨著模擬時間向後(圖 14b 與 14c)，地形相依之負相關結構逐漸往外海移動，推測是由於降雨蒸發效應產生之冷池，對於氣流的阻滯使地形效應的作用向外延伸所造成。

另外，前述位於臺灣其他地區(圖 14a-c)兩處正相關性較強的區域，在臺灣海峽上與西北部陸地的正相關，可能是由於狹管效應的作用下產生氣流加速，使西風與南風皆有增強的趨勢，特別是在桃竹苗地區，在移除地形的測試中，若假設為平地，則相關性減弱(圖 14d-f)，顯示地形能夠增強此正相關強度。在東部地區的正相關則是因 LLJ 與地形的交互作用造成，如果移除地形則此正相關不復存在。

五、結論與未來展望

本研究使用系集法估計與檢驗對流尺度之預報誤差。藉由 SoWMEX IOP8 之 MCSs 個案，以 72 組系集模擬所得之誤差結構，首次探討分析臺灣地區在短期預報上流場相依的誤差特徵。除了與前人研究在北美地區進行短期誤差分析獲得類似的誤差特性外，我們進一步發現，臺灣複雜地形下獨有之誤差特徵。本篇研究在對流尺度之誤差結構其時間與空間上之分析結論如下：

1. 在前人研究中，Pu et al. (2016)在同化颶風 Earl 個案，發現較高解析度之誤差結構較為精細，能夠反映渦旋周圍局地的不確定性，且能得到渦旋結構較佳之分析場，改善原先渦旋提早減弱的問題；然而，在 Schwartz et al. (2015) 同化颶風 Sinlaku 個案中，不同解析度之預報誤差結構雖有差異，但差異不顯著，因此在此颶風個案建議使用較低解析度之誤差結構，內插至高解析度進行資料同化，以節省大量的計算資源與時間。在本研究中，MCSs 在不同模式解析度(9-km 與 3-km)之方差有顯著差異，高解析度能夠表現出更大的不確定性，對資料同化來說，提高模式解析度有利於觀測資料調整背景場，發揮觀測資料的價值。

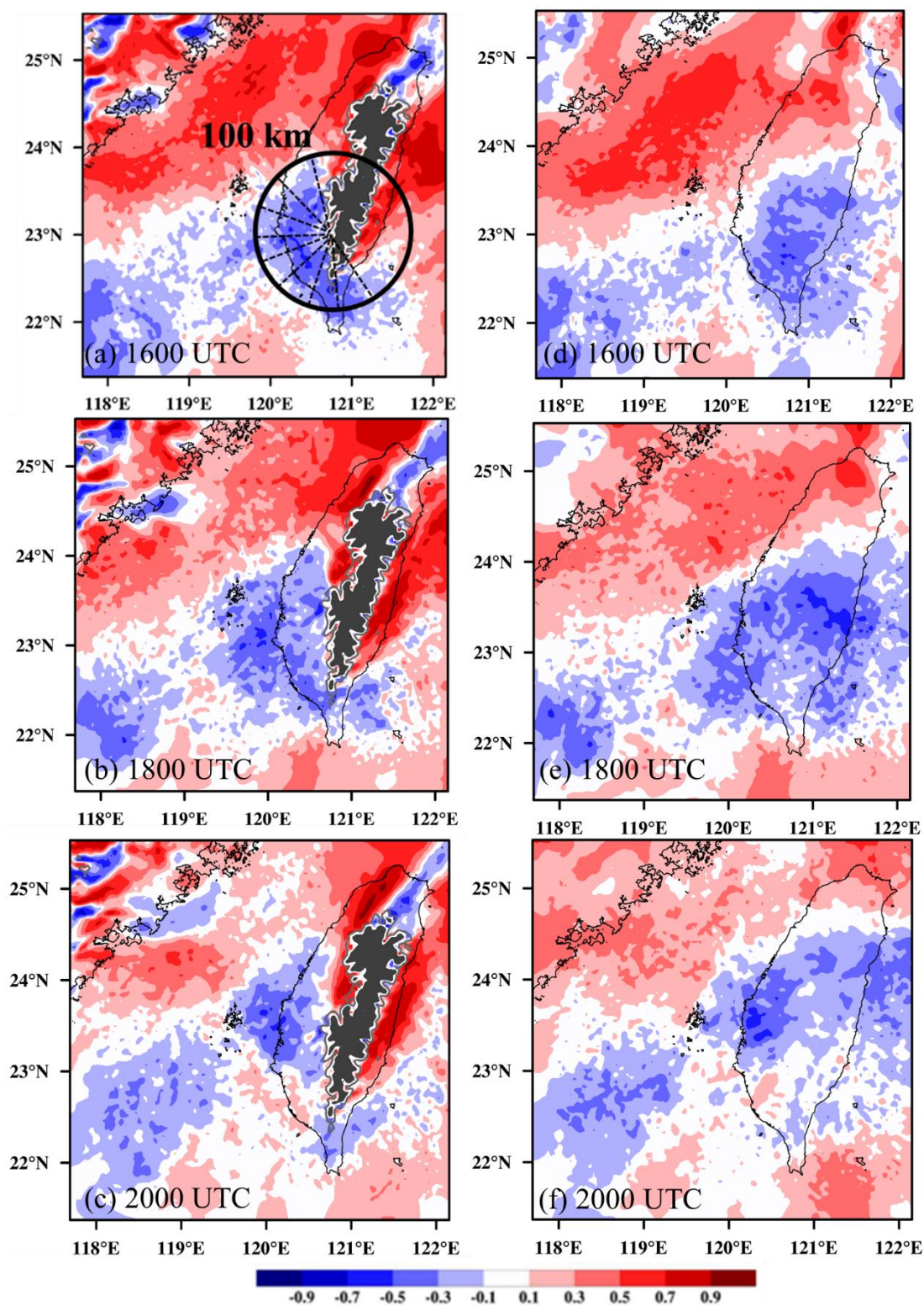


圖 14 850 hPa 水平風 U 與 V 之交相關係數，(a)-(c) 3-km，(d)-(f) 移除臺灣地形之 3-km，時間為 6 月 15 日 1600、1800 與 2000 UTC。虛線表示 100 km 的影響半徑，灰線為 1000 m 等高線。

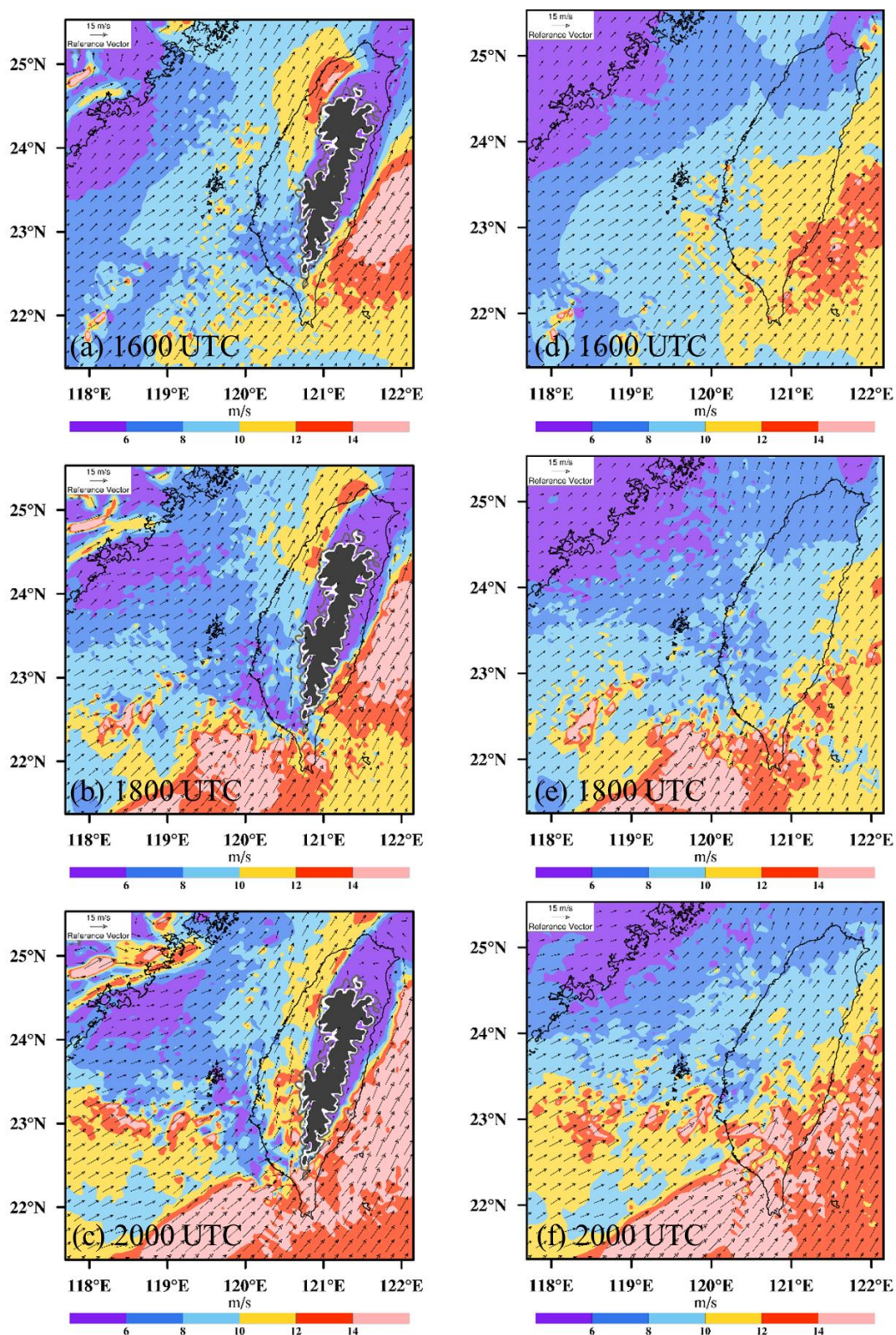


圖 15 系集平均單一預報 3-km 之 850 hPa 風場，色階為水平風速，(a)-(c) 3-km，(d)-(f) 移除臺灣地形之 3-km，時間為 6 月 15 日 1600、1800 與 2000 UTC，灰線為 1000 m 等高線。

2. 在近地表水平風場之方差，由於摩擦效應，可以觀察到方差受到抑制的現象，而溫度之方差量值同樣也是偏低的情況，使得觀測資料不利於同化。改善方式為調整權重矩陣(見第二之一節)，想方設法減少觀測誤差方差，或是增加預報誤差方差。Ancell et al. (2011) 在北美西岸地區的複雜地形中，實行同化地面觀測實驗時，也遇到方差偏低的問題，其提出兩種提升預報誤差方差的方法，第一種是修改參數化方法，第二種則是使用協方差擴張法(Covariance inflation)。
 3. 誤差自相關性分析上，無降雨區的相关性能延伸較遠，強降雨區相关性則不佳，對於在高解析度(對流尺度)，想要藉由少量觀測，修正 MCSs 是一大考驗，觀測資訊傳遞能力相當有限，需要高密度的觀測資料。Chung et al. (2013) 在加拿大地區的對流天氣系統之誤差結構中，也發現到降雨區相关性較為破碎且局地，具有狀態相依 (Situation-dependent) 的特性，與前人不同的是，本研究針對相关性進行定量上的評估，瞭解誤差相关性的延伸距離。在局地化半徑的設定中，建議 U 與 V 可給予 36 km，T 與 q_v 為 12 km， q_r 為 9 km。
 4. 誤差在時間延遲相关性上的表現，反應 T、 q_v 與 q_r 之資料同化需要相當頻繁的執行，方能維繫預報品質。同化窗區間距之設定上，建議 U 與 V 低於 1 小時，而 T、 q_v 與 q_r 低於 30 分鐘以下。
 5. 在空間與時間上的誤差相關分布中，顯示其與西南氣流的關聯，V 之自相關在陸地上以南北方向延伸，其反應西南氣流接觸到地形後風場偏轉的特徵。接著，時間延遲相關的部分，較高的相关性往東與東北方移動，表現出氣塊受西南風的影響，往下游移動的特徵。最後，U 與 V 交相關是由地形交互作用下產生，氣流遇到地形阻滯形成繞流，以及西南風通過臺灣海峽受狹管效應的影響，可看到以系集法估計得到的預報誤差，隱含有物理特性在其中，使背景場能被合理的修正，具有流場相依(Flow-dependent)與地形相依(Topography-dependent)的特性，此為在臺灣複雜地形下獨特之誤差特徵。
- 目前的研究，針對水象變數之誤差結構，尚未有深入的研究。而衛星與雷達遙測高解析度資料，在劇烈天氣現象上的應用極為重要，因此瞭解水象變數的誤差特性與成雲降雨過程的關聯，是後續研究

的目標。此外，若能檢驗觀測變數與模式變數之間的誤差特性，可直接瞭解同化產生的效益。未來，期望以長期統計臺灣地區相似天氣系統(MCSs)之個案，藉由大量的個案分析，歸納出具有共同特徵的誤差結構。

參考文獻

- 簡芳菁、洪玉秀，2010：梅雨季西南氣流氣候平均與個案之數值研究。《大氣科學》，**38**，237-267。
- 邵彥銘，2015：利用局地系集轉換卡爾曼濾波器雷達資料同化系統改善短期定量降雨預報：SoWMEX IOP8 個案分析。國立中央大學大氣物理所碩士論文，78 頁。
- Ancell, B. C., C. F. Mass and G. J. Hakim, 2011: Evaluation of surface analyses and forecasts with a multiscale ensemble Kalman filter in regions of complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 2008-2024.
- Bouttier, F., 1994: A dynamical estimation of forecast error covariances in an assimilation system. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2376-2390.
- Brousseau, P., L. Berre, F. Bouttier and G. Desroziers, 2011: Background-error covariances for a convective-scale data-assimilation system: AROME-France 3D-Var. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 409-422.
- Chang, W. Y., W. C. Lee and Y. C. Liou, 2015: The Kinematic and Microphysical Characteristics and Associated Precipitation Efficiency of Subtropical Convection during SoWMEX/TiMREX. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 317-340.
- Chung, K. S., W. G. Chang, L. Fillion and M. Tanguay, 2013: Examination of situation-dependent background error covariances at the convective scale in the context of the ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 3369-3387.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077 - 3107.
- , 1996: A multilayer soil temperature model for MM5. Preprints, *Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop*, Boulder, CO, PSU/NCAR, 49 - 50.
- Fabry, F. and J. Z. Sun, 2010: For how long should what data be assimilated

- for the mesoscale forecasting of convection and why? Part I: On the propagation of initial condition errors and their implications for data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 242-255.
- Grell, G. A. and D. Dévényi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, **29**.
- Hacker, J. P. and C. Snyder, 2005: Ensemble Kalman filter assimilation of fixed screen-height observations in a parameterized PBL. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 3260-3275.
- Hollingsworth, A., and P. Lönnberg, 1986: The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part I: The wind field. *Tellus*, **38A**, 111 - 136.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318 - 2341.
- Houtekamer, P. L., L. Lefaiivre, J. Derome, H. Ritchie, and H. L. Mitchell, 1996: A system simulation approach to ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1225 - 1242.
- , and S. E. Sand H. L. Mitchell, 1998: Data assimilation using an ensemble Kalman filter technique. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 796-811.
- Jacques, D., W. G. Chang, S. J. Baek, T. Milewski, L. Fillion, K. S. Chung and H. Ritchie, 2017: Developing a convective-Scale EnKF data assimilation system for the Canadian MEOPAR Project. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 1473-1494.
- Ménétrier, B., T. Montmerle, L. Berre and Y. Michel, 2014: Estimation and diagnosis of heterogeneous flow-dependent background-error covariances at the convective scale using either large or small ensembles. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 2050-2061.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM,a validated correlated-kmodel for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16 663 - 16 682.
- Monin, A. S., and A. M. Obukhov, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci.*

- USSR*, **151**, 163-187 (in Russian).
- Parrish, D. F. and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Centers spectral statistical-interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747-1763.
- Pereira, M. B., and L. Berre, 2006: The use of an ensemble approach to study the background error covariances in a global NWP model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2466 - 2489.
- Poterjoy, J. and F. Q. Zhang, 2011: Dynamics and structure of forecast error covariance in the core of a developing hurricane. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 1586-1606.
- Pu, Z., H. Zhang, and J. A. Anderson, 2013: Ensemble Kalman filter assimilation of near-surface observations over complex terrain: Comparison with 3DVAR for short-range forecasts. *Tellus*, **65A**, 19620.
- Pu, Z. X., S. X. Zhang, M. J. Tong and V. Tallapragada, 2016: Influence of the Self-Consistent Regional Ensemble Background Error Covariance on Hurricane Inner-Core Data Assimilation with the GSI-Based Hybrid System for HWRF. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 4911-4925.
- Schwartz, C. S., Z. Q. Liu, Y. S. Chen and X. Y. Huang, 2012: Impact of Assimilating Microwave Radiances with a Limited-Area Ensemble Data Assimilation System on Forecasts of Typhoon Morakot. *Weather Forecast*, **27**, 424-437.
- , and Z. Liu, 2014: Convection-permitting forecasts initialized with continuously cycling limited-area 3DVAR, ensemble Kalman filter, and ‘ ‘hybrid’ ’ variational - ensemble data assimilation systems. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 716 - 738.
- , Z. Q. Liu and X. Y. Huang, 2015: Sensitivity of limited-area hybrid variational- ensemble analyses and forecasts to ensemble perturbation resolution. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 3454-3477.
- Tai, S. L., Y. C. Liou, J. Z. Sun, S. F. Chang and M. C. Kuo, 2011: Precipitation Forecasting Using Doppler Radar Data, a Cloud Model with Adjoint, and the Weather Research and Forecasting Model: Real Case Studies during SoWMEX in Taiwan. *Wea. Forecasting*, **26**,

- 975-992.
- Tao, W.-K., and Coauthors, 2003: Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model. *Meteor. Atmos. Phys.*, **82**, 97 – 137.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317-2330.
- Tsai, C. C., S. C. Yang and Y. C. Liou, 2014: Improving quantitative precipitation nowcasting with a local ensemble transform Kalman filter radar data assimilation system: observing system simulation experiments. *Tellus*, **66A**, 21804.
- Tu, C. C., Y. L. Chen, C. S. Chen, P. L. Lin and P. H. Lin, 2014: A comparison of two heavy rainfall events during the Terrain-Influenced Monsoon Rainfall Experiment (TiMREX) 2008. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 2436-2463.
- , Y. L. Chen, S. Y. Chen, Y. H. Kuo and P. L. Lin, 2017: Impacts of Including Rain-Evaporative Cooling in the Initial Conditions on the Prediction of a Coastal Heavy Rainfall Event during TiMREX. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 253-277.
- Wang, C. C., J. C. S. Hsu, G. T. J. Chen and D. I. Lee, 2014: A Study of Two Propagating Heavy-Rainfall Episodes near Taiwan during SoWMEX/TiMREX IOP-8 in June 2008. Part II: Sensitivity Tests on the Roles of Synoptic Conditions and Topographic Effects. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 2644-2664.
- Xu, W. X., E. J. Zipser, Y. L. Chen, C. T. Liu, Y. C. Liou, W. C. Lee and B. J. D. Jou, 2012: An orography-associated extreme rainfall event during TiMREX: Initiation, storm evolution, and maintenance. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2555-2574.
- Yang, S. C., S. H. Chen, S. Y. Chen, C. Y. Huang and C. S. Chen, 2014: Evaluating the impact of the COSMIC RO bending angle data on predicting the heavy precipitation episode on 16 June 2008 during SoWMEX-IOP8. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 4139-4163.
- Yeh, H. C. and Y. L. Chen, 2002: The role of offshore convergence on coastal rainfall during TAMEX IOP 3. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2709-2730.
- Zhang, F. Q., 2005: Dynamics and

structure of mesoscale error ensemble forecasts. *Mon. Wea. Rev.*,
covariance of a winter cyclone 133, 2876-2893.
estimated through short-range

Using an Ensemble-based Method to Analyze the Forecast Error at Convective Scale over Taiwan: A Case Study of the SOWMEX-IOP8

Li-Hsin Chen Kao-Shen Chung Shu-Chih Yang

Department of Atmospheric Sciences, National Central University, Taiwan

(manuscript received 25 January 2019 ; in final form 10 May 2019)

Abstract

This study focuses on the short-term forecast error structures at convective scale. With a set of 72-member ensemble forecasts by Weather Research and Forecasting (WRF) model, the error covariances are presented. A case study during Southwest Monsoon Experiment intensive observing period 8 (SoWMEX-IOP8) in 2008 is investigated. The characteristics of forecast error covariances are examined by the variance and error correlation in state variables.

Compared with different resolution, the variance of state variables are larger in higher resolution, particularly in rain mixing ratio. It indicates higher resolution run (3-km) can better-represent the smaller scale uncertainties in this severe weather event. The variance of horizontal wind and temperature at mid and high level are dominated by latent heat release. Additionally, frictional effect leads to near-surface wind variance suppressed. Moist processes not only impact on the distribution of variance, but play important role of error correlation in temporal and spatial structure. The dynamic and thermodynamic variables indicate different performance of correlation length. The information of topography-dependent forecast error provides optimal strategies of data assimilation, especially for assimilating radar network over Taiwan area.

Key words: Mesoscale Convective Systems, Forecast Error Covariance, Variance, Error Correlation. doi: 10.3966/025400022019034701002