

對流尺度預報誤差特性分析與資料同化影響評估

陳立昕 鍾高陞 柯靜吟

國立中央大學大氣科學系

摘要

台灣在擁有複雜的地形和處於四面環海之下，造就觀測資料分布不佳的現狀下，相較於前人之研究，更顯其獨特性，值得深入研究與探討背景誤差在時間與空間上的結構。瞭解誤差之特性有助於資料同化的改進，使修正初始場能獲得更佳理想之分析場，進而在進行預報後，減緩非線性作用之影響。

本研究採用系集方法(Ensemble scheme)，藉由個案分析對對流尺度之預報誤差結構進行分析，個案選取 2008 年西南氣流聯合觀測實驗(SoWMEX IOP8)期間，06 月 15 至 16 日之間生成之中尺度對流系統(MCSs)，使用 WRF 雙向巢狀網格，高解析度(3-km)之網格涵蓋台灣本島與台灣海峽，以及部分巴士海峽；以 72 組系集預報結果作為樣本，運用統計方法估算出背景場之誤差協方差(Background Error Covariance)，其提供我們瞭解系集卡爾曼濾波器(EnKF)，作為在同化應用上之索引，藉此推斷觀測資料在同化期間，資訊導入與傳遞的情況。

我們比較不同解析度之誤差結構，發現高解析度能更有效地同化觀測資料；以局地對流的誤差結構與中尺度對流系統做對照，看到中尺度對流系統的方差結構，為多重尺度作用下的結果；在降雨區與非降雨區之相關係數差異，顯示降雨區在資訊傳遞能力的不足；最後，時間上的相關係數，說明同化後的表現效益風場在 1 到 1.5 小時內，而溫度與濕度則僅維持 30 分鐘。

一、前言

中小尺度的劇烈天氣現象時常對於台灣造成嚴重的氣象災害，局部範圍的強降雨和風害造成人身財產安全受到威脅；因此，改善我國即時／短期天氣預報之品質，提供決策者盡可能將災害風險降至最低，是我們期許之目標。

數值天氣預報(NWP)模式的架構為一渾沌系統，初始狀態的些微差異即能使預報隨時間「差之毫釐，失之千里」，藉由資料同化(DA)技術修正初始狀態，一直是相當重要的研究課題，資料同化結合觀測與數值模式之資訊，使其能更忠實地描述當時的大氣狀態。近年來應用系集系統(Ensemble system)的概念(如 Ensemble Kalman Filter)在資料同化上，利用多組不同初始狀態的系集成員之預報結果，亦能

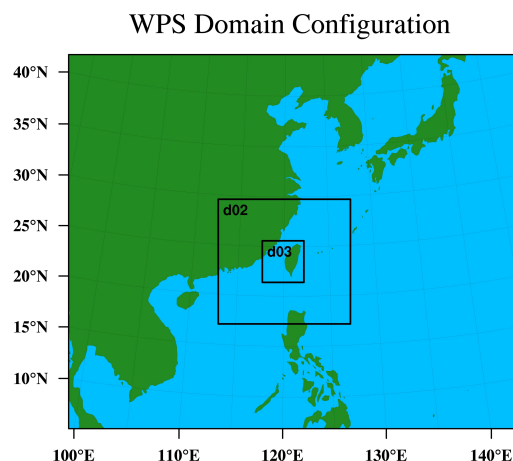
估算分析此模式的背景場之誤差協方差(Background Error Covariance)，背景誤差協方差的結構影響觀測資料修正模式效力，其定位在於過濾(filter)與傳遞(propagate)觀測資訊，Boutter (1994)提到特別是在觀測資料稀少之地區，觀測資訊會依循著背景誤差相關的特性傳遞；尤其台灣地理環境四面環海，地形錯綜複雜，觀測資料分配不均，凸顯出背景誤差結構的分析更加需要。

背景誤差協方差結構之診斷與分析，為本篇研究之主幹，同化系統仰賴它來決定最佳分析場，前人之研究 Zhang(2005) 以溫帶氣旋個案，探討熱力與動力相關之變數的中尺度誤差結構，觀察到誤差的成長可用大氣動力平衡的

機制進行解讀，顯現流場相依(flow-dependent)之特性與非均向性(anisotropy)，以及濕對流過程(moist processes)為誤差成長主要來源；Brousseau et al. (2011)比較不同模式解析度下誤差結構的差異，反映出中尺度與對流尺度誤差之明顯不同；Hacker and Snyder (2005)背景誤差在垂直維度上的結果，瞭解到同化的地面觀測，資訊能夠在邊界層之內有效地傳遞；Chung et al. (2013)利用加拿大之系集卡爾曼濾波(EnKF)與其預報模式，探討短期預報誤差在對流尺度上空間相依(situation-dependent)的結構。然而，目前針對對流尺度之背景誤差結構的研究，所知仍有限，本篇依循前人之脈絡，以台灣在西元 2008 年西南氣流聯合觀測實驗(SoWMEX IOP8)，06 月 15 到 16 日期間之梅雨鋒面個案，分析其背景誤差結構，提供此類天氣系統之資料同化的策略與索引，提升短期天氣預報之能力。

二、模式設定與研究方法

此研究使用區域模式 WRF，版本為 3.2.1，採用雙向巢狀網格，具有三個模式網格組(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、160×150 與 150×150，D01 的中心點約位於東經 121.0 度，北緯 25.5 度(圖一)，垂直維度為 27 層，50 hPa 高度為模式層頂，初始場時間為 2008 年 06 月 15 日 1200 UTC，是同化 GPS-RO 掩星觀測、大氣運動向量(Atmospheric Motion Vector, AMV)與傳統觀測，得到之解析度 27 公里的分析場，關於同化的細節詳見 Yang et al. (2014)；參數化方法的選用：長波輻射物理參數化使用 RRTM 法、短波輻射物理參數化為 Dudhia 法、邊界層物理參數化採 YSU 法、積雲參數化 G-D 系集法(D01、D02)以及 GCE 法之微物理參數化(僅 D03)；共有 72 組系集成員向後模擬 31 小時，每 30 分鐘輸出一個結果。



圖一. 模式巢狀網格配置圖

本研究利用系集方法(Ensemble sch-eme)，藉由統計的方式，解析高解析短期天氣預報的誤差結構，根據每位系集成員與系集平均之間的誤差，計算背景誤差協方差，公式如下：

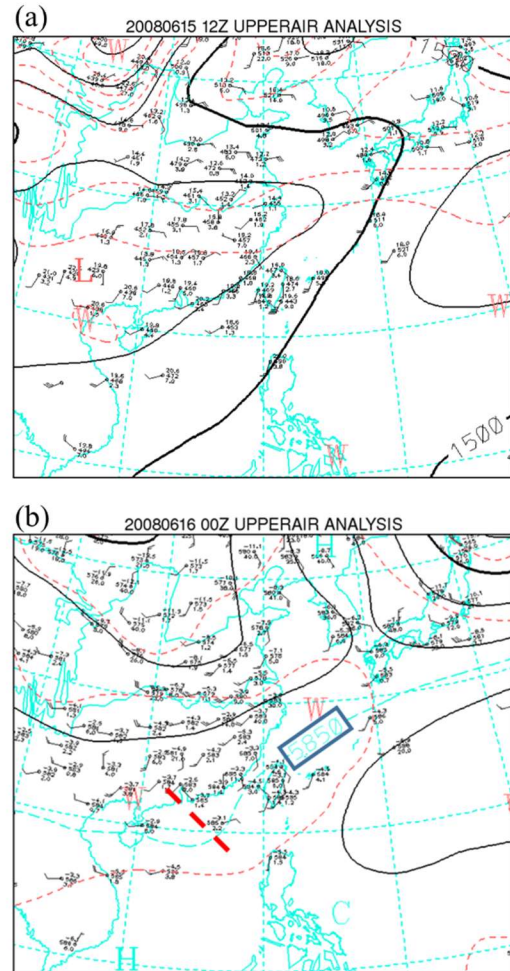
$$Pf = \overline{\varepsilon_b \varepsilon_b^T} \cong \frac{1}{K-1} \sum_{k=1}^K (x_k^f - \bar{x}^f)(x_k^f - \bar{x}^f)^T$$

Pf 即背景誤差之協方差， $\varepsilon_b = x_b - x_t$ 是預報與真實場之間的誤差， x_k^f 代表系集預報中第 k 位成員之預報結果， \bar{x}^f 由系集總數(K)所得的平均場；上標 T 為矩陣轉置符號。真實個案中，三維的真實大氣狀態(x_t)是無法完全得知的，因此在研究天氣預報誤差結構時，假設資料同化後之系集平均為最接近真實場的狀態，以統計的角度，藉由採樣分析(來自於系集預報各個成員)估計預報誤差。透過上述公式，本篇針對鋒面系統通過台灣之個案，探討其誤差協方差之特性，包含方差(Variance)表現的預報不確定性，與相關係數(Correlation)透露之誤差相關性，試圖瞭解在風場、溫度、濕度以及水象(hydrometeor)氣象變數的對流尺度誤差結構。

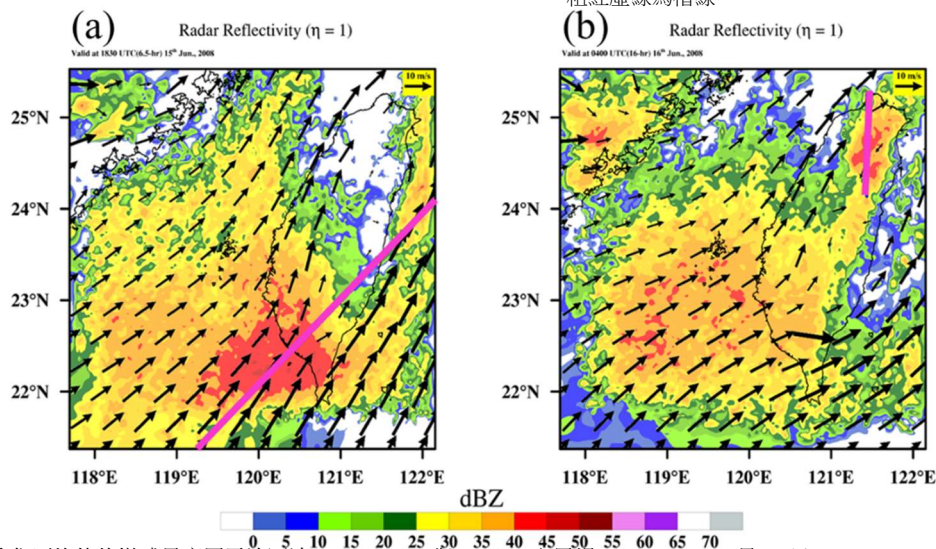
三、個案概述

本篇選用個案之降雨特徵，由模式最底層系集平均之雷達回波圖(圖二(a))，時間為西元 2008 年 06 月 15 日 1830 UTC，當地時間 06 月 16 日 0230 LST，可以看到位於台灣西南側，台灣海峽與巴士海峽交界區，旺盛的西南氣流從海上引入，夾帶豐沛水氣之中尺度對流系統 (MCSs) 在海上發展，產生劇烈的降雨，隨時間向後推移，觀察到天氣系統朝東北方移動至陸地，與複雜地形交互作用下，造成相當可觀的降雨(圖未示)，由 500 hPa 等高線(圖三)顯示位於台灣西南方海面有一相對的低壓槽，在 15 日 1200 UTC 至 16 日 0000 UTC 有明顯的加深，槽前提供的不穩定環境，為支持此中尺度對流發展的有利條件。

本研究於 06 月 16 日 0400 UTC(圖二(b))，當地時間 1200 LST，其為一局地對流系統，於台灣東北部山區生成，相較於前述中尺度對流，是一個單純受地表加熱驅動之情形，正因為在非線性作用下，物理機制與誤差存有一定的連結強度。以此局部對流作為對照，藉由瞭解不同天氣型態的誤差，更能幫助解讀誤差之結構。

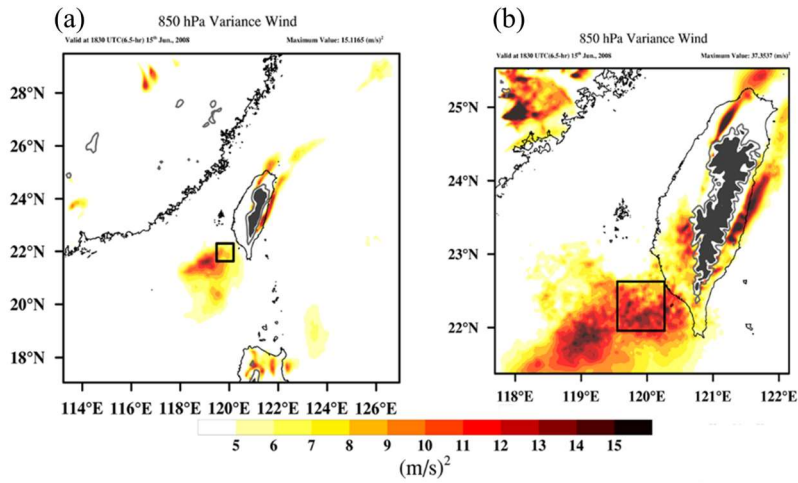


圖三. 500 hPa 綜觀天氣圖，(a) 時間 2008 年 06 月 15 日 1200 UTC (b) 06 月 16 日 0000 UTC，黑實線為重力位高度，淺藍粗虛線為 5850 m 高度之等值線，粗紅虛線為槽線。



圖二. 系集平均後的模式最底層雷達回波(color shaded)與 850 hPa 之風場(vector)：(a)06 月 15 日 1830 UTC (MCS 系統) (b)06 月 16 日 0400 UTC (局地對流系統)。

四、結果分析

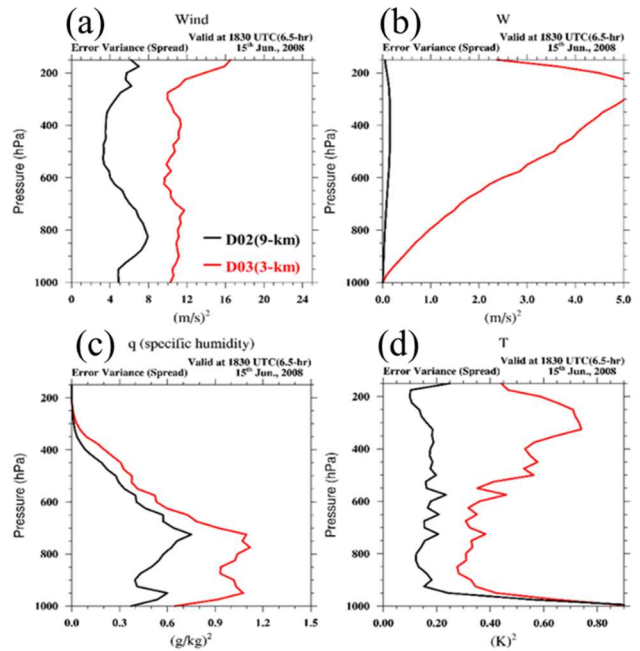


圖四. 850 hPa 方差圖(color shaded)，(a)為 D02(9-km)之結果，(b)為 D03(3-km)；單位由左至右 $(m/s)^2$ ，灰線為 1 km 之地形等值線，黑色區塊的部分表示高於 850 hPa 之地形(無資料區)，黑色方框涵蓋面積為 72^2 平方公里

(1) 方差結構

首先，圖四為 850 hPa 等壓面高度之純量水平風方差圖，分別(a) D02(9-km)與(b) D03(3-km)，可以看到水平風的方差在位於天氣系統的位置上(圖二)，出現相對明顯的高值，垂直速度與溫度也有類似的結果(圖未示)；另外還可發現到高解析度 D03 之結果，相較於 D02 之方差量值，明顯高出許多。

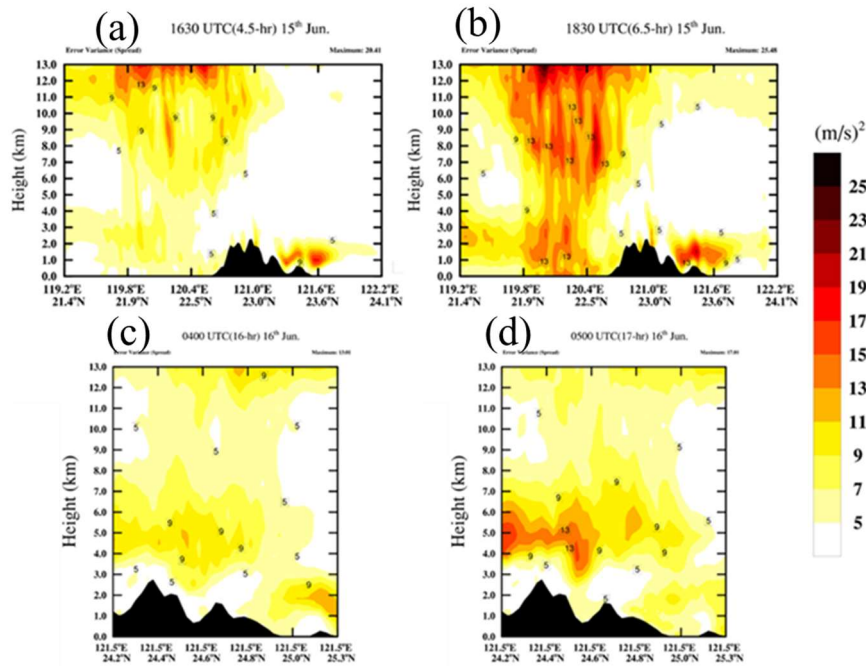
接著，為了能夠更全面地瞭解此個案不同解析度下的方差差異，在圖四之中，可以看到一黑色方框(72 km×72 km)，對應到強降雨區(圖二(a))，在垂直維度上對該方框範圍內之方差，計算每一層的平均，如此得到圖五之結果，橫軸表示方差之量值；縱軸表示等壓高度，紅線為 D03(3-km)；黑線為對照組 D02(9-km)，清楚可見較高解析度反映出較大的方差量值，呼應 Brousseau et al. (2011)之結果，高解析度能夠模擬出更精細天氣特徵，因此在誤差上可以表現得較粗解析度明顯，而對於資料同化來說，方差越大顯示背景場在對流尺度之不定性增高時，有助於觀測資料更易融入模式之中，



圖五. 範圍平均的方差之垂直分布圖，紅線為 D03；黑線為 D02，(a) 純量風 $(m/s)^2$ (b) 垂直速度 $(m/s)^2$ (c) 比濕 $(g/kg)^2$ (d) 溫度 $(K)^2$ 。

達到修正新分析場接近真實大氣狀態的目標。

第二部分，我們對強降雨系統(圖二)的區域沿西南-東北方向剖面(粉色線)；對照組沿南北向，觀察其隨系統發展下，方差分布變



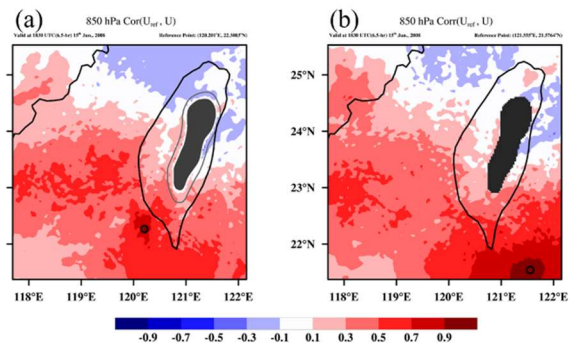
圖六. 純量風之方差剖面(color shaded)上半部為中尺度對流系統，(a) 為 15 日 1630 UTC，(b) 為 1830 UTC；下半部為局地對流，(c)為 16 日 0400 UTC，(d)為 0500 UTC。

化的情形，圖六(a)、(b)為中尺度對流系統之純量風方差；(c)、(d)為局地對流的結果，可以看到純量風的不確定性，先由 10 公里以上之高層出現，隨時間向後中層與低層也相繼量值有所增加，對應圖三來看，中尺度對流系統在 500 hPa 槽加深的環境下發展，此過程中，使風場的方差在垂直方向上，出現由高層向下延伸的現象，溫度之方差也有同樣之情形(未附圖)，另外在背風側低層也有出現較大的量值，為西南風過山下沉，複雜地形作用下產生；對照到局地對流，其並沒有在高層出現較高的方差，僅在中層約 5 公里左右(~500 hPa)有高值，反映出方差的分布受到天氣尺度的影響，在中尺度對流系統之方差中含有綜觀尺度的訊號。

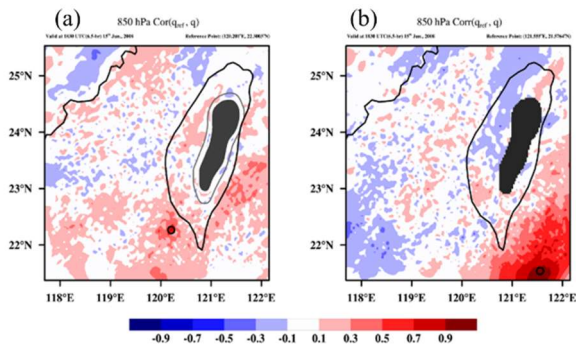
(2) 誤差相關係數

誤差相關係數能夠表現觀測資料在同化過後，資訊傳遞的情形，本篇延續 Chung et al. (2013)之研究，不僅計算強降雨位置與非降雨位置，還有將降水分為層狀降雨區、海上強降雨區與陸地強降雨區，進行等壓面上相關係數

的比較，得到的結果發現到不論是在 U、V、W、T 與 qv 變數上，層狀降雨與非降雨的自相關係數結構類似(未附圖)，在空間上具有相當不錯的相關性；海上與陸地強降雨相關性則是破碎的結構，以 850 hPa 為例顯示風場 U 之結果，參考點為海上強降雨區(圖七(a))，與非降雨區(圖七(b))，可看到兩者顯著的差異，與 Chung et al. (2013)的結果相符，在水氣方面(圖八)，也有類似的表現，但相較於風場，在強降雨區的相關性隨距離遞減更嚴重，溫度同樣較風場差(未附圖)。

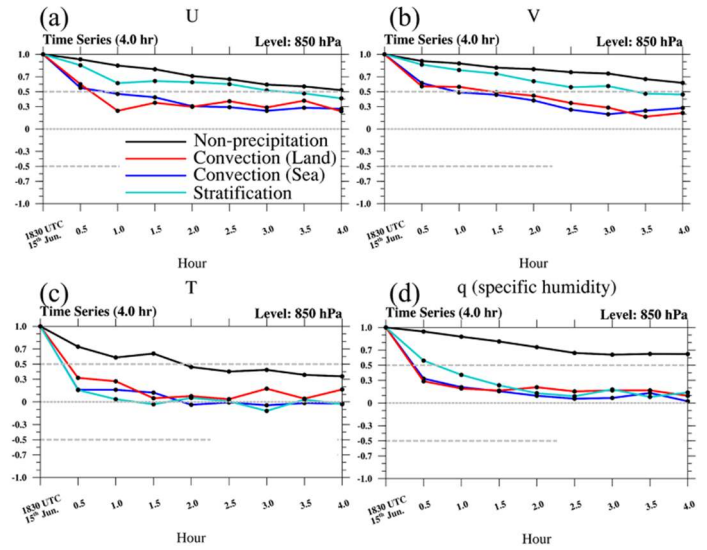


圖七. 850 hPa 風場 U 自相關係數圖(color shaded)，(a) 為海上強降雨參考點(黑色圓圈中心)；(b)為非降雨之參考點。

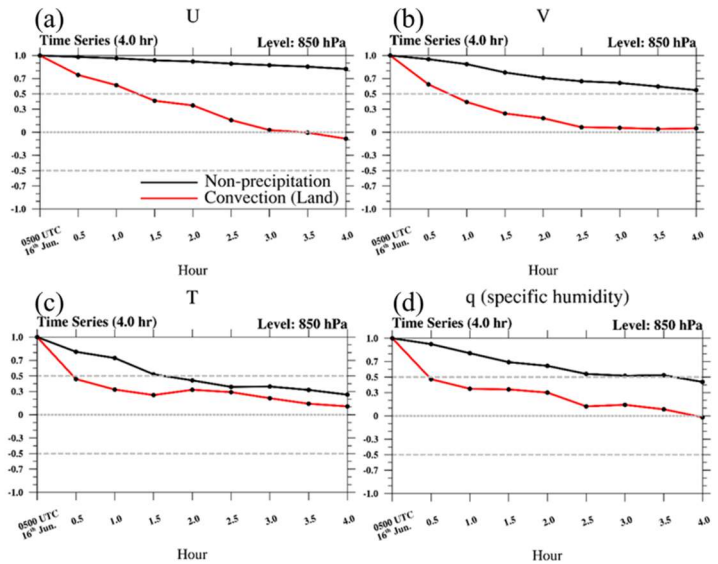


圖八. 850 hPa 比濕自相關係數圖(color shaded), (a) 為海上強降雨參考點(黑色圓圈中心); (b) 為非降雨之參考點。

最後，我們嘗試在時間維度上背景誤差持續時間，選擇前面所提到的四個參考點(無降雨區、陸地與海上之強降雨以及層狀降雨區)，以 06 月 15 日 1830 UTC(6.5 小時預報)，向後計算 4 小時之時間上的相關係數，圖九為其中尺度對流個案，850 hPa 高度的資料；對照組(圖十)則是局地對流，06 月 16 日 0500 UTC(17 小時預報)，只計算無降雨區和降雨區，在計算的過程中，為避免選取到失真的參考點，呈現的結果都是以參考點為中心，周圍 9 點的平均值。圖九中可以看到無降雨區的相關係數，遞減較為緩慢，強降雨區陸地與海上走勢接近，風場能在 1 到 1.5 小時之間，相關係數維持在 0.5 以上，溫度與比濕則是 30 分鐘後便低於 0.5；而層狀降雨之結果在無降雨與強降雨之間(除溫度外)，在局地對流的部分，風場上維持在接近 1 小時左右，溫度與比濕也是在 30 分鐘，由於局地對流並無穩定西南風，因此風場誤差在相關性上維持較中尺度對流系統稍短。整體來說，在對流尺度，時間上誤差的相關性，間接說明同化循環的時間，風場需在 1 至 1.5 小時內；溫度與比濕則需在半小時內，才能適時的修正誤差。



圖九. 中尺度對流系統 850 hPa 時間相關係數圖，橫坐標為時間；縱座標為相關係數值。



圖十. 局地對流系統 850 hPa 時間相關係數圖，橫坐標為時間；縱座標為相關係數值。

五、結論

本篇對高解析度之誤差結構進行時間與空間上之分析：

- (1) 不同模式解析度之方差有所差異，高解析度能夠表現出更大的不確定性，對資料同化來說，有利於觀測資料取代原先背景場，發揮資料的價值。
- (2) 在方差之西南-東北剖面上，觀察到此系統

獨特的結構，誤差在綜觀尺度的不穩定環境下成長，純量風方差由高層隨時間逐漸向下延伸的現象，不同於局地對流系統僅在中層出現較大的量值，顯示多重尺度交互作用之特性。

- (3) 誤差自相關性分析上，無降雨區的相關性能延伸較遠，層狀降雨結果與其類似，強降雨區相關性則不佳，對於在高解析度，想要藉由少量觀測，修正中尺度對流系統是一大考驗，觀測資訊傳遞能力相當有限，並顯示高密度觀測之必要性。
- (4) 誤差在時間相關性上顯示風場為 1 到 1.5 小時，溫度與濕度在半小時內，中尺度對流系統由於強盛的西南風，相較局地對流系統時間相關性能維持較長時間，不過也僅多出 30 分鐘，整體來說時間相關性顯示，對流尺度資料同化需要相當頻繁的執行，方能維繫預報品質。

六、參考文獻

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.

Brousseau P, Berre L, Desroziers G, Bouttier F. 2011. Background error covariances for a convective scale data assimilation system: AROME-France 3D-Var. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137**: 409–422.

Chung, K.-S., I. Zawadzki, M. K. Yau, and L. Fillion, 2009: Shortterm forecasting of a midlatitude convective storm by the assimilation of single-Doppler radar observations. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 4115–4135.

Frédéric Fabry and Juanzhen Sun, 2009: 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.

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.

Zhang, F., and C. Snyder, 2007: Ensemble-based data assimilation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 565–568.