

風漂現象對校驗雷達降雨之影響

鳳雷¹ 周仲島²

¹ 國家災害防救科技中心

² 國立台灣大學大氣科學系

摘要

大部份雷達與雨量計之比較都假設雷達所觀測的空中降水會垂直落至正下方的雨量計中。然而，如大家所熟知的水平風會將雨滴向水平方向平流一段距離。若將雷達估計雨量直接輸入高解析度的都市水文模式時，就突顯空間位置不一致問題的重要性。本文提出尋找雷達降雨水平位移量的一個新方法，並利用尋得的最佳位移量修正雷達降雨的空間位置後再與地面雨量進行比對。尋找雷達降雨水平位移量的方法稱為最佳位移向量法，其主要假設為：同一掃描面(sweep)的雷達觀測降水會在同一個時間降至地面；同一掃描面具有相同的水平位移量；經水平位移調整後，雨量計上方的雷達估計降雨率與地面降雨率會有最高的相關性。

澳洲達爾文地區的三個對流事件的分析結果顯示，用 C-Pol 雷達比相位偏移差(K_{DP})為主的雨量估計方法具有非常好的精確度。用傳統雨量計校驗雷達估計雨量的標準化誤差(normalized error)為 43.9%，經最佳位移向量修正後的標準化誤差為 27.0%。即運用最佳位移向量修正後的雷達降雨估計之標準化誤差有 17% 的改善。這表示雷達降雨空間上的誤差量在移動性的對流降雨中是相當大的，對 3 分鐘地面累積雨量這樣的時間尺度，用同一組掃描面雷達資料進行雨量比對工作時，空間誤差是必需加以考量的。

關鍵詞：雷達雨量估計、風漂效應

一、前言

傳統量測降雨量的方法是使用地面雨量計，其所量測的是單點雨量，其觀測量在空間上之代表範圍依降水系統之空間分佈而異。一般而言，地面雨量計所觀測之雨量對層狀性均勻降雨的代表範圍較大，對劇烈對流性降雨的代表範圍較小。使用氣象雷達的主要優點是可以對大範圍區域近行高空間及高時間解析度的雨量觀測，此特性可補傳統地面雨量計觀測之不足。

進行雷達降雨估計準確性的評估時，最常見的方式就是使用地面雨量計的觀測雨量與雷達估計雨量直接比較。這種

比較方法雖然簡單直接，但卻存在許多的不確定性。地面雨量計為單點觀測量，雷達估計之雨量為大範圍($\sim 1 \text{ km}^2$)之平均雨量。除了這種本質上的差異外，還需要處理一個重要的問題，即降雨率在空間(包含水平方向及垂直方向)及時間上的變化。雷達觀測為高空中的降雨資訊(一般約 500 ~ 1500 公尺高)，它不必然會垂直落至其正下方的地面雨量計中，且降落的過程中降雨的強度也可能會改變。Lack and Fox (2004)即指出，現代雷達雨量估計的技術越來越準確(例如使用偏振氣象雷達)，以及應用更高空間解析度的都市

水文模式時，高空降雨落下時之平移問題將越來越重要。

雷達估計雨量與地面雨量計量測的雨量比較是一個非常複雜的問題，這是兩種不同特徵的觀測量的比較。雨量計為單點降雨率的持續累積量，而雷達估計之量則是相對於某一取樣容積的瞬間平均降雨率，這是兩種不同的測量方式。兩者之比較有數種誤差來源，例如：雷達及雨量計的時間-空間平均問題、低層風造成的漂移、降落過程的蒸發及粒徑分類過程等等原因。此外，仍存在雷達與雨量計測量之時間延遲問題，對一個快速改變降雨率的系統，時間延遲問題會使兩種測量的不一致性更加擴大(Zawadzki 1975, 1984)。一般認為，雷達與雨量計之比較只有對數小時之總降雨量這種情況才会有好的比較結果。除了由雷達觀測轉換成降雨率的過程有數個問題存在之外，兩種不同量測特性的降雨率進行瞬間比較也是造成兩者出現很大不一致的原因。然而，地面雨量計永遠是用來評估雷達降雨推估能力好壞的指標。

大部份水文上的應用都採用這樣一個假設，即某處雷達所觀測的空中降水會直接衝擊其正下方的地表(Lack and Fox, 2004)。然而，降水在落下的過程很可能會被水平風平移一段水平距離。若將正上方雷達所觀測的雨量視為地表降雨量而直接代入分散式水文模式(distributed hydrological models)中，則不論雷達所估計的降雨是多麼準確，水文模式也會產生不正確的結果。在比較極端的情況下，被觀測在某一個集水區上方的降雨，但卻下在另外一個集水區中。現今雷達(例如，偏極化雷達)估計降雨率的準確度越來越高的趨勢，以及更高解析度的水文模式(例如，都市水文模式)之應用，降水下落過程中的水平位移(或稱為風漂效應)是

必需加以重視的。

在氣象雷達的水文學應用中，結合準確的地面降雨分佈是最主要的關鍵。準確的雨量分佈不僅僅是量的準確，空間分佈的準確也是一樣的重要。降雨落下的過程若乎略風漂效應，可能導致河川流量(streamflow)及其它水文研究重要參數的誤差(Lack and Fox, 2004)。討論風漂效應問題的第一篇論文可追溯自 Gunn and Marshall (1955)。他們確認了在固定風切環境中雨滴的拋物線軌跡，並提及水滴從原始位置到落下地面的過程中，其相對於地面的位移距離可能相當的遠。較近期有關風漂效應的文獻是關於都市水文學的(Collier, 1999)。

Bolen et al. (1998) 提出一個類似 Aydin et al. (1987)原理的一種客觀分析方法，該法可尋找出最佳的橢圓面積，以使在適當時間間隔下的雷達估計雨量 $R(K_{DP})$ 與地面雨量計雨量間差值之平方根誤差(RMS)最小。根據 RMS 差值場的空間相關結構可推得橢圓面積的大小及形狀。這種方法基本上是假設雷達雨量估算子 $R(K_{DP})$ 是屬於無偏的(unbiased)估算子。比相位偏移差(specific differential phase shift, K_{DP})的雨量估算法對雨滴譜(drop size distribution, DSD)的變動相對於反射率因子(reflectivity factor)的雨量估計算法是較不敏感的。此外，使用比相位偏移差(K_{DP})的雷達雨量估計法尚有數種實用上的好處(Chandrasekar et al. 1990; Zrnica and Ryzhkov 1996)。

Lack and Fox (2004) 描述了一系列的風漂效應的實驗，主要是使用實測的資料再以都卜勒雷達反演的風場去估計雷達觀測容積之下降雨的平移情況。他們的實驗顯示，在標準 2km 解析度下誤差就會擴大，更高解析度或更高的高度(更高的

仰角)誤差會變的更大。誤差之評估是使用不同的 Z-R 關係式及 0.5km 的最高的解析度。其實驗結果顯示隨著水平解析度的增加誤差會愈來愈顯著。

本文提出一個雷達估計雨量與地面雨量計比較時之空間平移修正方法,並利用澳洲氣象局在達爾文地區的 C-Pol 雷達及地面雨量網的資料進行研究。使用傳統比較方法分析雷達估計雨量與地面雨量計觀測雨量的標準化誤差(normalized error)為 43.9%,雷達估計雨量經位置平移修正後之標準化誤差為 27.0%。這個結果顯示使用氣象雷達估計雨量時,空間平移為一重要誤差來源,在高空間解析度的雨量應用時是不應該被忽略的。

二、資料來源

本研究係以澳洲北部達爾文地區 1999 年 1 月 15 日、3 月 1 日及 3 月 17 日三天的降水事件為分析樣本。雨量計網在雷達站東南方約 40km 處,在大約 110 km² 的面積內共有 18 個地面雨量計。雨量計為傾斗式,集水口的直徑為 203mm,雨量計在累積 0.2 mm 雨量時就會記錄乙次。利用這組資料可計算雨量計之 3 分鐘平均降雨率。

雷達資料則為澳洲氣象局研究中心(BMRC)與美國大氣研究中心(NCAR)合作研發的 C 頻偏極化氣象雷達(C-Pol),雷達系統特性詳細說明可參考 Keenan et al. (1998)之文章。雷達的觀測資料包含 Z_H 、 Z_{DR} 、 V_r 、 SW 、 Φ_{DP} 及 $\rho_{hv}(0)$,雷達觀測頻率為十分鐘一組體積掃描(volume scan),有關偏極化雷達觀測參數之詳細說明可參考鳳(2002)。圖 1 為地面雨量計網與雷達站相關位置分佈圖。

研究中的三個個案之降雨系統通過地面校驗雨量站網的時間分別為 1999 年 1 月 15 日、3 月 1 日及 3 月 17 日三天,

這三個個案之雷達回波與地面雨量站網的關係如圖 2。圖 3 則為放大雨量站網附近的雷達回波圖,圖中可見一對流系統(強回波區)正好通過地面雨量站網。

三、降雨率估算法

地面平均降雨率的計算方式,是以單一地面雨量計的 3 分鐘降雨量累加平均而得,時間平均是以雷達觀測時間為其中心點,3 分鐘平均的時間範圍為向前及向後各延伸 1.5 分鐘。

雷達雨量估計採用比相位偏移差(specific differential propagation phase, K_{DP} , 簡稱比相差)估算法,根據 Zrnice and Ryzhkov (1996)、May et al. (1999)及鳳雷(2002)等人之研究,均認為使用比相差雷達雨量估算法在強降雨率的估計上表現都較傳統以雷達反射率因子為基礎的估算法 $R(Z)$ 來的好。Zrnice and Ryzhkov (1996)認為雷達雨量估算法中,以相差為基礎的方法相較於以能量為基礎的方法,在實用上有免於雷達系統增益變動、衰減效應及波束遮蔽等數個優點。

由於 K_{DP} 對弱降雨之敏感度對不足,故本文採用之 $R(K_{DP})$ 估算法及 $R(Z)$ 估算法合成的估算公式,當雷達資料滿足 $Z_H > 30$ dBZ、 $Z_{DR} > 0.2$ dB 及 $K_{DP} > 0.02$ °km⁻¹ 時採用 $R(K_{DP})$ 估算法,否則採用 $R(Z)$ 估算法,公式分別如下:

$$R(K_{DP}) = 32.4 K_{DP}^{0.83} \quad (1a)$$

$$R(Z_H) = 0.015 Z_H^{0.734} \quad (1b)$$

雷達平均降雨率的計算則以 0.5° 仰角的雷達資料,以 Cressman 方法(影響半徑 800 m)內插至 18 個網格系統,每一個網格系統對應一個雨量站,網格系統的範圍為 8 km x 8 km,網格間距為 200 m,雨量站位於網格系統的正中央。因為雷達雨量估計時使用了雷達反射率因子,所以

在換算雨量前必需先進行雷達反射率之衰減訂正，本文採用 Bringi et al. (2001b) 所提出之方法訂正雷達反射率的衰減。

四、位置平移量尋找方法及分析結果

對一個降水系統，特別是對流性的系統，有許多因子可造成降雨率在垂直方向上的改變(Austin, 1987)，例如：雨滴碰併結合、雨滴破裂、凝結增長、蒸發等等。此外，垂直運動速度也會對雷達估計的降雨率造成很大的影響，例如，上衝流造成雷達降雨率高估、下衝流造成雷達降雨率低估。水平風速則會造成降雨在空間上的移動，使得高層的降雨在落至地面前改變其水平位置，甚至改變降雨率的空間分佈。一般而言，地面雨量站正上方所觀測的降雨是不會正好落在雨量計中的。要找出落入雨量計的高空降雨位置(如雷達觀測之降雨)是非常困難的。

為了簡化問題，我們假設同一個雷達掃描(PPI)的部份區域(例如 15 km x 15 km 的範圍)，其所觀測的降雨率空間分佈在降落的過程保持不變、降雨受風漂移的位移量各點均相同、並且不同位置的降雨降落至地面的時間也相同。根據上述之假設，被雷達觀測到的某一層 PPI 的降雨率空間分佈在經過一段時間後會同時落在地面，並位移一段相同的距離。若上述之假設能成立且雷達估計的雨量無誤差，則可以找到一個位移量，使得地面雨量計的雨量與雷達估計之雨量均相等。

但是，上述各個假設並無法真的成立，因此在尋找水平位移量時採用下面的方法。首先將雷達估計的降雨率平移一段距離，再與正下方的 18 個雨量計所觀測的降雨率做相關係數的計算，計算平移的範圍為 8 km x 8 km，網格間距為 200 m。接下來在這在 8 km x 8 km 範圍內尋找具有最高相關係數之點(若使用的雷達雨量

估計法具有不偏估的特性時，可增加另一個尋找條件—最小標準差)，找到最高相關係數之點時所平移之量即可代表高空降雨落至地表的水平位移量。圖 4 為尋找最佳水平位移量之意圖。圖中之彩色陰影代表不同位置的雷達估計降雨率與地面降雨率的相關係數分佈，等值線為兩者之標準差，具有最高相關係數之點(-1.2, 0)至原點(0,0)的向量稱為最佳位移向量，代表高空之降雨落至地面時所走的方位與距離。

圖 5 為地面雨量計 3 分鐘平均降雨率(箭頭所指處為地面雨量站位置，旁邊的數字為該站的降雨率)及雷達估計降雨率(以灰階陰影表示)，箭號為最佳位移向量。在箭號尾端處的雷達觀測降雨率會依最佳位移向量落至地面雨量站上。根據同一時間的都卜勒徑向速度觀測所顯示的風向與最佳位移向量是一致的，這也表示此方法所找出的水平位移量是合理的。圖 6 為 1999 年 1 月 15 日、3 月 1 日及 3 月 17 日的三次降水事件最佳位移向量分析結果。圖中可見最佳位移向量分成三個聚落，每個聚落都正好對應至不同的降水事件，且與各個降水事件的系統移動方向近似。這表示最佳位移向量的尋找方法是合適的方法。

圖 7 為雷達估計降雨率與地面雨量站觀測 3 分鐘平均降雨率之散佈分析圖，(a)及(b)為 1999 年 1 月 15 日個案；(c)及(d)為 1999 年 3 月 1 日個案；(e)及(f)為 1999 年 3 月 17 日個案。圖中可見，在經過水平位移修正後，雷達估計之降雨率與地面測站之觀測降雨率均更為接近。1 月 15 日及 3 月 1 日兩個案改進的最為顯著，3 月 17 日個案改善並不顯著，且降雨率有嚴重低估現象。造成降雨率低估現象可能與分析時段的對流強度較弱，降雨之平均雨滴的粒徑較小造成 $R(K_{DP})$ 估算

法的低估有關。

為了比較修正水平位移前後的雷達估計降雨率與地面觀測降雨率間的差異，分別定義標準化誤差(Normalized error, NE)及標準化偏估(normalized bias, NB)如下：

$$NE = \frac{\left(\frac{1}{N}\right) \sum_{i=1}^N |R_{radar} - R_{gauge}|}{\left(\frac{1}{N}\right) \sum_{i=1}^N R_{gauge}} \quad (2)$$

$$NB = \frac{\left(\frac{1}{N}\right) \sum_{i=1}^N R_{radar} - R_{gauge}}{\left(\frac{1}{N}\right) \sum_{i=1}^N R_{gauge}} \quad (3)$$

三個案的標準化誤差及標準化偏估分析結果如表 1。經水平位移修正後的雷達估計降雨率與單點雨量站之比較分析結果顯示，1 月 15 日個案的結果與 Bringi et al. (2001a) 利用面積雨量分析法(Areal $R(\Phi_{DP})$)的 100 km² 雷達估計平均降雨率與地面 18 個雨量站平均降雨率的結果相當。3 月 1 日個案則優於 Bringi et al. (2001a)面積平均的結果，3 月 17 日個案的結果較差。

3 月 17 日個案的 $R(K_{DP})$ 估算法的嚴重低估問題，初步的猜測是與對流系統之對流深度較前兩個案為淺，在較淺的對流中或許其雨滴譜的平均粒徑較小，使得 $R(K_{DP})$ 估算法的係數不恰當。有關對流深度與降水系統之中數體積直徑大小的相關研究仍持續進行中。

對較精確的降雨估計及較高雨量空間解析度需求的應用，例如都市水文模式。雷達估計雨量的空間均滑化在未來將是需要被討論的問題。我們採用相同的資料集來測試空間均滑化中使用不同內插影響半徑之差異。測試不同內插影響半徑時並不會再尋找一次最佳位移向量，而是採用 0.8km 影響半徑所求得的最佳位移

向量。表 2 為傳統法及經最佳位移向量法對不同影響半徑之內插雷達估計雨量與地面雨量間的相關係數分析結果。

傳統法的雷達-雨量站雨量比較，若使用較大的影響半徑則相關係數會隨之提高，標準化誤差也隨之減小。這表示當不知降雨落下前的正確位置，需借由擴大雷達降雨平均範圍的方式來降低雷達與雨量站間的不一致。相反的，最佳位移向量法的雷達-雨量站雨量比較，在使用較小的影響半徑相關係數會隨之提高，標準化誤差也隨之減小。這表示若知道降雨落下前的空間位置，愈小的影響半徑會得到愈準確的雷達估計雨量，增大影響半徑只會增加錯誤資訊的比例而使相關性降低。

五、結論

雷達估計雨量與地面雨量計量測的雨量比較是一個非常複雜的問題，因為這是兩種不同觀測特徵量之間的比較。雨量計為單點降雨率的持續累積量，而雷達估計之量則是相對於某一取樣容積的瞬間平均降雨率，這是兩種不同的測量方式。兩者之比較有數種誤差來源，例如：雷達及雨量計的時間-空間平均問題、低層風造成的漂移、降落過程的蒸發及粒徑分類過程等等原因。對一個降水系統，特別是對流性的系統，有許多因子可造成降雨率在垂直方向上的改變(Austin, 1987)，例如：雨滴碰併結合、雨滴破裂、凝結增長、蒸發等等。此外，垂直運動速度也會對雷達估計的降雨率造成很大的影響，例如，上衝流造成雷達降雨率高估、下衝流造成雷達降雨率低估。水平風速則會造成降雨在空間上的移動，使得高層的降雨在落至地面前改變其水平位置，甚至改變降雨率的空間分佈。一般而言，地面雨量站正上方所觀測的降雨是不會正好落在雨量計中的。要找出落入雨量計的高空降雨位置

(如雷達觀測之降雨)是非常困難的。

即使雨量計及雷達估計的降雨均相當準確而沒有誤差,但雨量計量測的雨量代表單點降雨率的持續累積量,而雷達估計的瞬間平均降雨率其取樣容積投影至地面可能接近 1 平方公里,而觀測時間的間隔可能是數分鐘。在大多數的情形下,某一瞬間的降雨率通常在小於 1km 的距離內就有顯著的變化。若對應於某一點,則降雨率在 1 分鐘或小於 1 分鐘內的時間就會有明顯的變化。

本文提出一個用於雷達估計雨量與地面雨量計比較時之空間平移修正方法—最佳位移向量法,並利用澳洲氣象局在達爾文地區的 C-Pol 雷達及地面雨量網的資料進行研究。這個方法假設同一個雷達掃描(PPI)的部份區域(例如 15 km x 15 km 的範圍),其所觀測的降雨率空間分佈在降落的過程保持不變、降雨受風漂移的位移量各點均相同、並且不同位置的降雨降落至地面的時間也相同。根據上述之假設,被雷達觀測到的某一層 PPI 的降雨率空間分佈在經過一段時間後會同時落在地面,並位移一段相同的距離。若上述之假設能成立且雷達估計的雨量無誤差,則可以找到一個位移量,使得地面雨量計的雨量與雷達估計之雨量均相等。

使用傳統比較方法分析雷達估計雨量與地面雨量計觀測雨量 1 月 15 日個案的標準化誤差(normalized error)為 46.7%,雷達估計雨量經位置平移修正後之標準化誤差為 25.8%,3 月 1 日個案的標準化誤差為 31.8%,雷達估計雨量經位置平移修正後之標準化誤差為 16.1%,3 月 17 日個案的標準化誤差為 54.1%,雷達估計雨量經位置平移修正後之標準化誤差為 44.2%。此方法在對流性主導的個案有比較顯著的改進,層狀性降水所主導的個案雖然也有改進,但不如對流性個案

顯著。

澳洲達爾文地區的三个對流事件的分析結果顯示,用 C-Pol 雷達比相位偏移差(K_{DP})為主的雨量估計方法具有非常好的精確度。用傳統雨量計校驗雷達估計雨量的標準化誤差為 43.9%,經最佳位移向量修正後的標準化誤差為 27.0%。即運用最佳位移向量修正後的雷達降雨估計之標準化誤差有 17%的改善。這表示雷達降雨空間上的誤差量在移動性的對流降雨中是相當大的,對 3 分鐘地面累積雨量這樣的時間尺度,用同一組掃描面雷達資料進行雨量比對工作時,空間誤差是必需加以考量的。

傳統法的雷達—雨量站雨量比較,若使用較大的影響半徑則相關係數會隨之提高,標準化誤差也隨之減小。這表示當不知降雨落下前的正確位置,需借由擴大雷達降雨平均範圍的方式來降低雷達與雨量站間的不一致。相反的,最佳位移向量法的雷達—雨量站雨量比較,在使用較小的影響半徑相關係數會隨之提高,標準化誤差也隨之減小。這表示若知道降雨落下前的空間位置,愈小的影響半徑會得到愈準確的雷達估計雨量,增大影響半徑只會增加錯誤資訊的比例而使相關性降低。這個結果再一次顯示對雷達估計降雨有更高空間解析度需求時(如都市水文模式),雷達觀測降雨落下過程中的水平位移量是必需加以考慮的。

六、致謝

首先感謝澳洲氣象局研究中心(BMRC)提供的 C-Pol 雷達資料及地面雨量網資料。感謝美國科羅拉多州立大學 Bringi 教授提供偏振雷達資料處理程式的使用。

七、參考文獻

- 鳳雷, 2002: 熱帶降水系統之雙偏振雷達觀測研究。台灣大學大氣科學博士論文, 台北, 台灣。
- Austin, P.M., 1987: Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1053-1070.
- Aydin, K., H. Direskeneli, and T. A. Seliga, 1987: Dual-polarization radar estimation of rainfall parameters compared with ground-based disdrometer measurements: 29 October 1982, Central Illinois experiment. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **GE-25**, 834-844.
- Bolen, S., V.N. Bringi and V. Chandrasekar, 1998: An optimal area approach to intercomparing polarimetric radar rain-rate algorithms with gauge data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 605-623.
- Bringi, V.N., G.H. Huang, V. Chandrasekar and T. Keenan 2001a : An areal rainfall estimator using differential propagation phase: Evaluation using a C-band radar and a dense gauge network in tropics. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 1810-1818.
- Bringi, V.N., T. Keenan and V. Chandrasekar 2001b: Correcting C-Band Radar Reflectivity and Differential Reflectivity Data For Rain Attenuation: A Self Consistent Method with Constraints. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* Vol.39, No. 9, 1906-1915.
- Chandrasekar, V., V. N. Bringi, N. Balakrishnan, and D. S. Zrnica, 1990: Error structure of multiparameter radar and surface measurements of rainfall. Part III: Specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 621-629.
- Collier, C.G., 1999: The impact of wind drift on the utility of very high spatial resolution radar data over urban areas. *Phys. Chem. Earth (B)*, **24(8)**, 889-893.
- Gunn, K.L.S. and Marshall, J.S., 1955: The effect of wind shear on falling precipitation. *Journal of Meteorology*, **12**, 339-349.
- Feng L., B. J.-D. Jou, and T.D. Keenan, 2007: Consider the wind drift effects in the radar-raingauge comparisons. *Proc. on Joint 33rd International Conference on Radar Meteorology, Cairns, Australia, P2.4.*
- Lack, S.A. and N.I. Fox, 2004: Errors in surface rainfall rates retrieved from radar due to wind drift. *Proc. 6th International Symposium on Hydrological Application of Weather Radar*, Melbourne, Australia.
- Keenan T.D., K. Glasson, and F. Cumming, 1998: The BMRC/NCAR C-band polarimetric (C-Pol) radar system. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 871-886.
- May, P.M., T.D. Keenan, D.S. Zrnica, L.D. Carey, and S.A. Rutledge, 1999: Polarimetric radar measurements of tropical rain at a 5-cm wavelength. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 750-765.
- Zawadzki, I., 1975: On radar-rain gage comparison. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1430-1436.

Zawadzki, I., 1984: Factors affecting the precision of radar measurements of rain. *Preprints, 22nd Conf. on Radar Meteorology*, Zurich, Switzerland, Amer. Meteor. Soc., 251-256.

Zrníc D.S., and A. Ryzhkov, 1996: Advantages of rain measurements using differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **13**,454-464.

表1a 傳統法及最佳位移向量法之標準化誤差(NE)分析表。

	1月15日個案	3月1日個案	3月17日個案	三個案合併
傳統法	46.7%	31.8%	54.1%	43.9%
最佳位移向量法	25.8%	16.1%	44.2%	27.0%

表1b 傳統法及最佳位移向量法之標準化偏差(NB)分析表。

	1月15日個案	3月1日個案	3月17日個案	三個案合併
傳統法	-11.2%	0.0%	-35.9%	-14.1%
最佳位移向量法	-4.6%	2.1%	-35.0%	-10.7%

表2 傳統法與最佳位移向量法在不同內插影響半徑下雷達與雨量計雨量相關性係數。

r Radius	15-Jan-99		1-Mar-99		17-Mar-99		3 cases	
	traditional	optimal	traditional	optimal	traditional	optimal	traditional	optimal
0.4 km	0.83	0.92	0.88	0.99	0.69	0.90	0.84	0.93
0.6 km	0.76	0.93	0.81	0.98	0.76	0.87	0.80	0.94
0.8 km	0.78	0.93	0.84	0.97	0.75	0.87	0.81	0.93
1.0 km	0.79	0.93	0.85	0.96	0.74	0.87	0.82	0.93
1.2 km	0.79	0.92	0.86	0.96	0.74	0.85	0.82	0.92
1.5 km	0.79	0.92	0.87	0.95	0.73	0.83	0.82	0.91

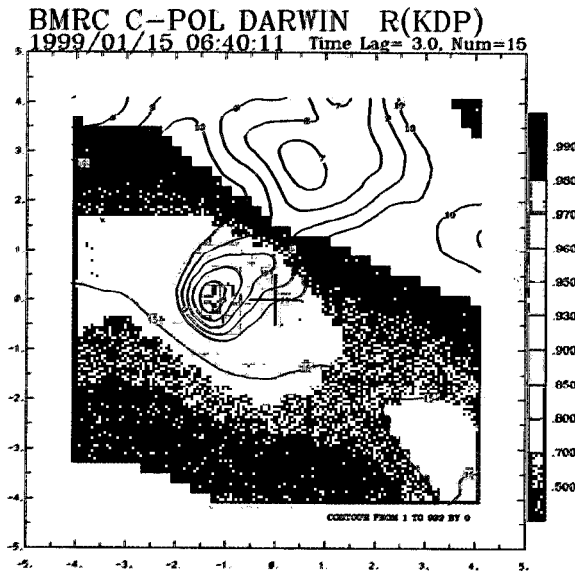


圖4 為尋找最佳水平位移量之意圖。

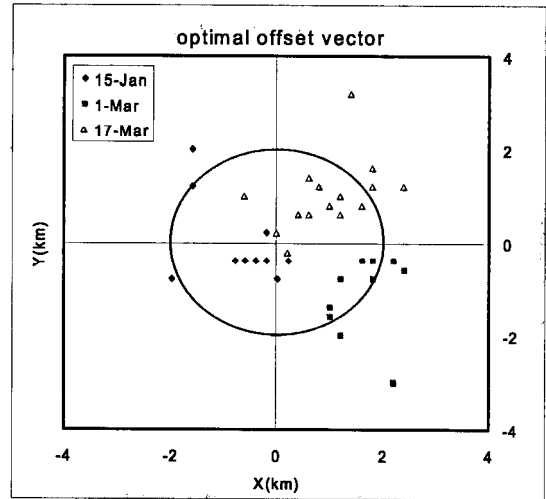


圖6 三降雨個案之最佳位移向量分析果。

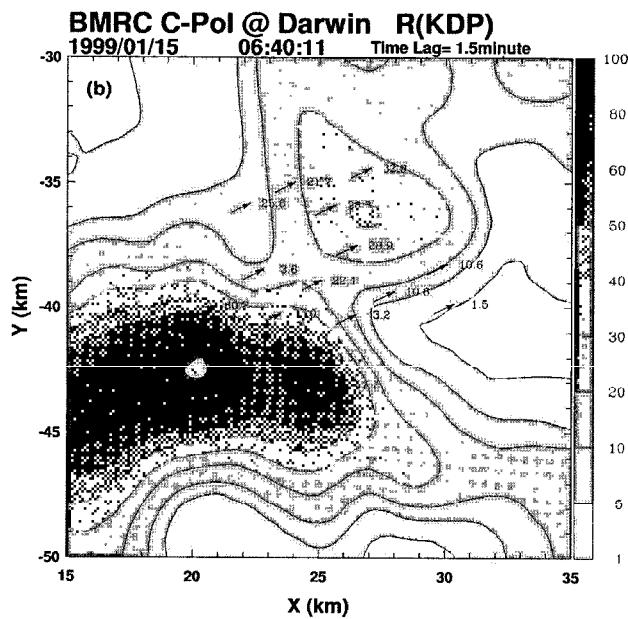


圖5 地面降雨率、雷達估計降雨率及最佳位移向量之個案分析圖。

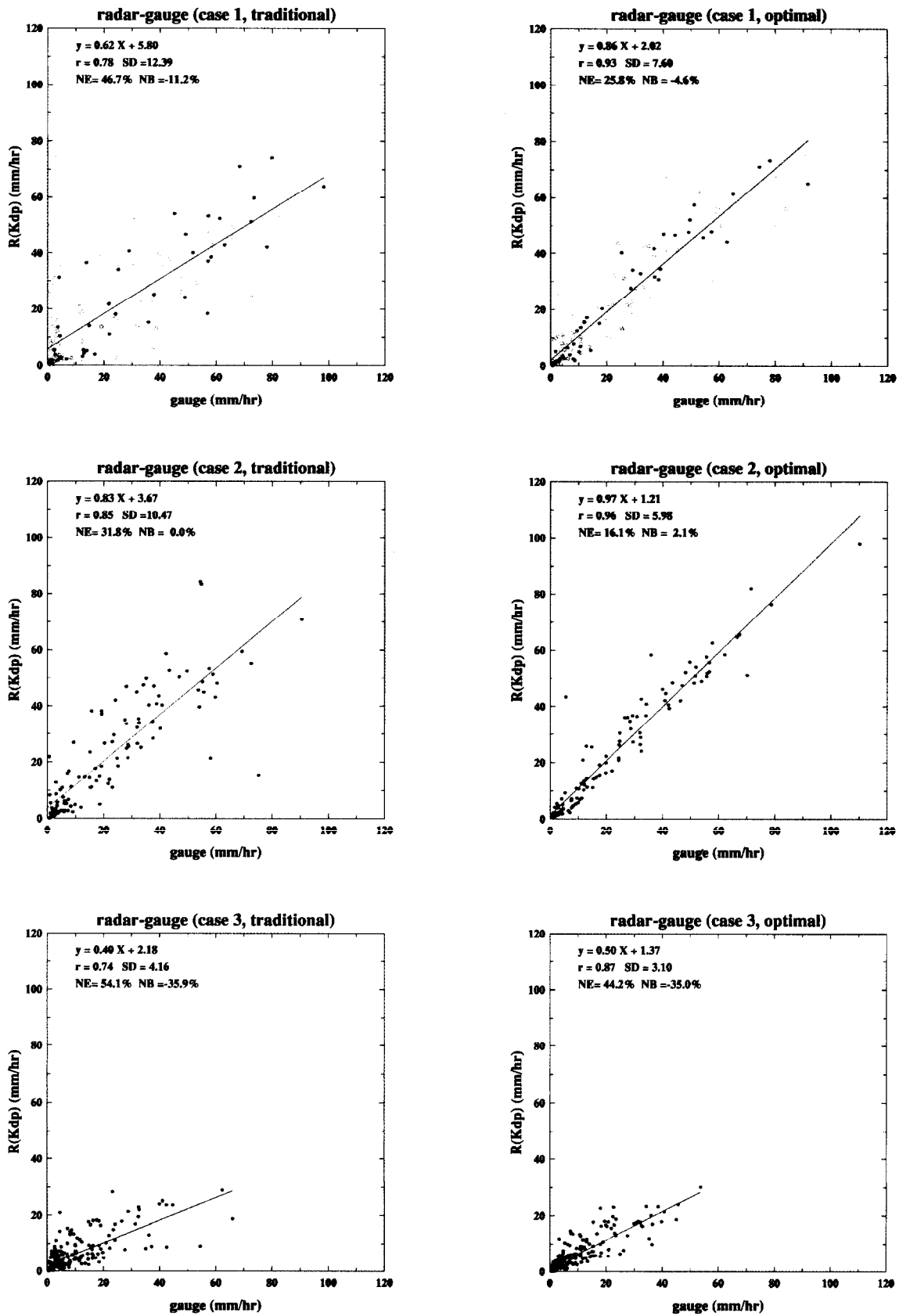


圖 7 雷達估計降雨率與地面雨量站觀測 3 分鐘平均降雨率之散佈分析圖，左側圖為使用傳統法的比較結果，右側圖為經最佳位移向量修正後的比較結果。其中， r 為相關係數， SD 為標準差， NE 表示標準化誤差， NB 表示標準化偏估。

The calibration influence of radar estimated rainfall from the wind drift effect

Lei Feng¹ Ben Jong-Dao Jou²

¹*National Science and Technology Center for Disaster Reduction*

²*National Taiwan University*

Abstract

Most radar-raingauge comparisons follow a major assumption that the precipitation observed aloft impacts the surface directly below the volume sampled by the radar. However, it is well known that rain may be advected laterally considerable distances by the horizontal wind. This is a serious problem when high resolution urban hydrology model are utilized as an input parameter. A new comparison method considering the horizontal displacement is proposed which is to find an optimal horizontal displacement of the radar data above the surface raingauges. After the horizontal adjustment, the radar estimated rain rates aloft will have maximum correlation with the rain rates of surface raingauges. The main assumption is that the precipitation observed by radar within the same sweep will fall down to the ground in the same time and shift with same horizontal displacement.

Three convective events in Darwin, Australia were analyzed; the analysis shows that excellent results could be achieved using KDP-based rain-rate estimator by C-band polarimetric radar. The normalized error (normalized bias) of radar-raingauge comparisons for the traditional method is 43.9% (-14.1%) and for the optimal method is 27.0% (-10.7%). It's about 17% improvement of the normalized error when the optimal method is applied.

Keywords: radar rainfall estimation, wind drift effect

在地形上使用系集卡曼濾波器同化都卜勒雷達資料

黃國禎¹ 廖宇慶²¹空軍氣象聯隊第一氣象分隊²國立中央大學大氣物理研究所

摘要

系集卡曼濾波器 (Ensemble Kalman Filter) (EnKF) 是一種資料同化方法。本研究是利用 EnKF 技術來做同化都卜勒雷達資料的觀測系統模擬實驗 (OSSE)。假設為非靜力可壓縮模式，可包含多種冰微物理變數。採用 1977 年 5 月 20 日發生在美國中部的 Del City Storm 觀測個案，加入理想地形，設計多組實驗，分別探討不同「同化次數」與不同「同化空間範圍」對模式各氣象場預報誤差的影響。為了改善定量降水預報的精確度，本研究也計算 GS 等估算預報準確度的指數以了解其預報能力。主要的研究結果顯示，使用系集卡曼濾波器同化雷達資料的確對降低預報誤差具有顯著的改進。

關鍵詞：觀測系統模擬實驗、GS 得分

一、前言

系集卡曼濾波器 (Ensemble Kalman Filter) (EnKF) 技術最初是由 Evensen (1994) 引進，用於非線性準地轉海洋模式的資料同化上。其後，Snyder and Zhang (2003) 將 EnKF 應用在模擬都卜勒雷達觀測暴風對流尺度的徑向風資料同化。而 Tong and Xue (2005) 使用非靜力可壓縮模式 (ARPS model)，以 EnKF 同化都卜勒雷達資料 (包含徑向風與/或回波)，模式中 also 包含六種微物理變數。為了改善定量降水預報的精確度，並考慮有地形條件上的 EnKF 資料同化，本研究加入理想地形，且在最後計算 GS，以評估同化後的降水預報水準。

二、研究方法

方法介紹：

都卜勒雷達可以觀測到徑向風與回波，而分別與模式變數有以下函數關係：

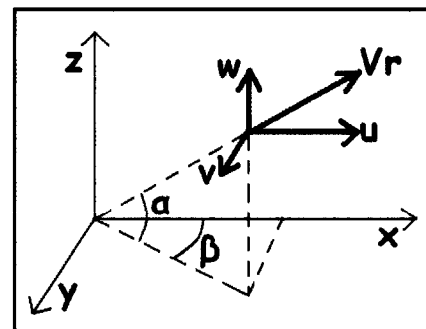
$$V_r = u \cos \alpha \sin \beta + v \cos \alpha \cos \beta + w \sin \alpha + a \text{ random error} \quad \dots(1)$$

$$Z = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_e}{1 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}} \right) + a \text{ random error} \quad \dots(2)$$

其中 $Z_e = Z_{er} + Z_{es} + Z_{eh}$

式(1)中， V_r 為徑向風，為模式變數 u 、 v 、 w 的函數， α 、 β 分別為雷達到目標點的

仰角與方位角，其幾何關係可以以下圖表示：



式(2)中， Z 為回波，主要包含 qr 、 qs 、 qh 等三個模式微物理變數，分別為雨水混合比、雪混合比、冰雹混合比。而式(1)、式(2)在最後皆有包含隨機誤差項。

系集卡曼濾波器 (EnKF) 的觀測更新方程式主要以式(3)表示：

$$\mathbf{x}_i^a = \mathbf{x}_i^f + \mathbf{K}(\mathbf{y}_i^o - \mathbf{H}\mathbf{x}_i^f) \quad \dots(3)$$

其中 $\mathbf{K} = \mathbf{P}^f \mathbf{H}^T [\mathbf{H}\mathbf{P}^f \mathbf{H}^T + \mathbf{R}]^{-1}$

下標 i 代表各系集成員，上標 a 、 f 、 o 分別表示分析場、預報場與觀測。 \mathbf{x} 為模式狀態變數， \mathbf{y} 為雷達觀測變數 (ex: V_r 、 Z)。 \mathbf{H} 為觀測算子，包括空間的內插、時間的內插、變數的轉換等。 \mathbf{K} 為增益矩陣，由預報誤差協方差 (\mathbf{P})、觀測算子 (\mathbf{H})、觀測誤差協方差 (\mathbf{R}) 所決定。

EnKF 對模式狀態變數所做的修正量為

$\mathbf{K}(y_i^o - Hx_i^f)$ 。藉由觀測算子，將 x 轉換為 y ，與實際觀測之 y 的差異量，再乘以一個增益矩陣，作為修正量。其好處在於，可以利用「各個雷達觀測變數」與「各個模式狀態變數」的相關性來做修正。當同化次數越多，則預期有更好的結果。

增益矩陣(K)中的 PH 與 HPH 可以用下列算式估計出來：

$$\mathbf{P}'\mathbf{H}'^T \cong \frac{1}{N-1} \sum_i^N (x_i^f - \bar{x}^f) [H(x_i^f) - \overline{H(x_i^f)}]^T$$

$$\mathbf{H}\mathbf{P}'\mathbf{H}'^T \cong \frac{1}{N-1} \sum_i^N (H(x_i^f) - \overline{H(x_i^f)}) [H(x_i^f) - \overline{H(x_i^f)}]^T \dots(4)$$

其中 N 表示系集數量。計算 K 值時，只須直接計算 PH 與 HPH，而不需要個別計算出 P 與 H，但若要了解預報誤差協方差(P)的數值變化時，也是可以再個別求出。值得注意的是，使用「非線性」觀測算子來求取協方差，是 EnKF 的好處（相較於傳統卡曼濾波器(KF)，為線性）。

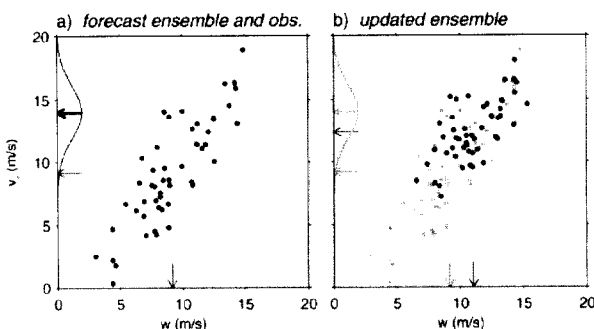
觀測誤差協方差(R)又可由下式計算：

$$y_i^o = y_i^o + \varepsilon_i$$

$$\mathbf{R} \approx \mathbf{R}_\varepsilon = \overline{\varepsilon\varepsilon^T} \dots(5)$$

ε 表示觀測誤差。式(5)中，將原本的雷達觀測(y_i^o)加上 i 種擾動 (i : 系集成員)，使成為 i 種的雷達觀測值，作為各系集成員的同化資料。而所加入的觀測誤差(ε)，經由計算協方差，便可以求得觀測誤差協方差(R)。在 OSSE 中，我們加入已知的觀測誤差(ε)，所以觀測誤差協方差(R)也已知。但若在真實個案中，則 R 需要另作估計。

以下是 EnKF 同化示意圖(摘自 Snyder and Zhang 2003)：



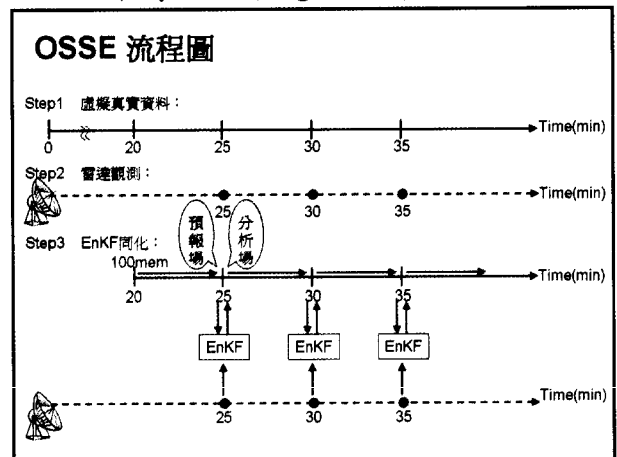
左圖，考慮在空間中的某一點徑向風

(Vr)與空間中另一點垂直速度(w)的系集分布情形。從系集分布圖上，可以發現徑向風與垂直速度有正相關特性。徑向風的系集平均是 9 m/s，垂直速度的系集平均是 9 m/s。若現在有一個徑向風的觀測資料，其值為 14 m/s，我們利用 EnKF 同化這筆資料後，使得徑向風向上修正成為 12.5 m/s(右圖)，而垂直速度也因正相關(由系集表現出來)而被調整，提高至 11 m/s。

實驗流程與設定：

觀測系統模擬實驗主要的架構，是先以數值模式建立虛擬的真實大氣情況與(雷達)觀測資料。再配合實驗目的修改模式或同化資料，重新預報，最後可與虛擬真實大氣做比較，藉以了解各實驗的預報能力。

以下為 OSSE 概念流程圖：



第一步驟：先以模式模擬一段時間，作為「虛擬真實大氣」。第二步驟：假設空間中有一座都卜勒雷達，每五分鐘做一次體積掃描，可得到一筆筆觀測資料。第三步驟：將第一步驟的虛擬真實大氣作 100 種誤差擾動，成為 100 個系集成員的初始場。再分別向前預報一小段時間，平均起來，作為此時刻的「預報場」。再利用系集卡曼濾波器(EnKF)同化雷達資料，更新模式變數，成為同一時刻的「分析場」，使誤差降低，得到更好的結果。再繼續向前預報，持續此同化循環的過程，便是 OSSE 的基本流程。最後還可與虛擬真實大氣作比較。

在觀測系統模擬實驗(OSSE)中，我們使用的模式為非靜力可壓縮 ARPS Model (Xue et al. 2001, 2003)(Advanced Regional Prediction System)(先進區域預報系統)，

同化的都卜勒雷達資料可包含 Vr 與/或 Z。模式模擬的個案為發生在美國奧克拉荷馬州的 Del City Storm (1977/05/20 15:00:00CST)。網格點間距為 2000 × 2000 × 500 (m)。可以更新的「模式狀態變數」包括三維風場(u、v、w)、位溫擾動場(θ')、氣壓擾動場(p')，與六種微物理變數，分別為水氣混合比(qv)、雲水混合比(qc)、雨水混合比(qr)、雲冰混合比(qi)、雪混合比(qs)、冰雹混合比(qh)，共 11 個。

三、實驗設計與結果

實驗 1、2、3：

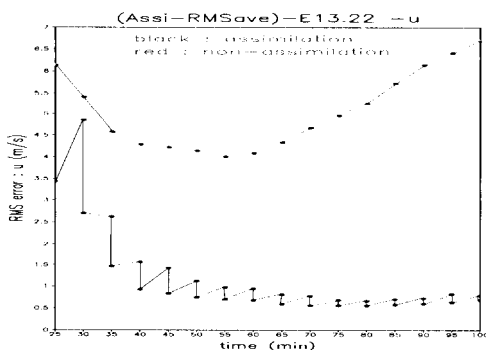
本研究中，總共做了六組的實驗，以下是前三組實驗設計：

實驗編號	是否同化Vr,Z	系集數(個)	雷達掃描時間(mins)	實驗目的
1-a	Yes	20	5	不同系集數的比較
1-b		30		
1-c		40		
1-d		80		
1-e		160		
2-a	Yes	40	5	不同掃描時間的比較
2-b			10	
3-a	Yes	40	5	是否同化Vr,Z的比較
3-b	No			

這三組實驗，主要是測試性質，用來決定之後實驗的基本設定。為了測試使用多少系集數才合宜，實驗 1 比較了不同系集數的影響。結果表示，系集數目越多，結果越好，但降低誤差效率將越來越不明顯。考慮機器運算時間，最後採用 40 個系集作為以後 OSSE 的基本設定。

第二組實驗做不同雷達掃描時間的比較，發現當雷達體積掃描時間越短，則同化的結果較好。之後我們就以每五分鐘完成一次體積掃描作為基本設定。

第三組實驗做是否同化徑向風和回波的比較。下圖為實驗 3 的結果：



橫軸為時間，縱軸為模式狀態變數 u，此圖是 u 的均方根誤差(Root Mean Square error)隨時間的變化。紅色線表示不做同化而只做系集預報，其誤差先下降後上升。黑色線表示每五分鐘都有同化徑向風和回波，所以可以看到在同一時間有兩個值，包括「預報場」與「分析場」，呈現鋸齒狀的型態，經多次同化之後，RMS 誤差大大降低。
實驗 4：

為了考慮地形並了解暴風過山情形，實驗 4 將範圍增大到 128 × 128 km，伴隨微弱的南風(u, v)=(0, 5) (m/s)作為環境風場，並加入一個 2000m 高的理想圓形鐘型山脈。比較「不同同化次數」的差異：

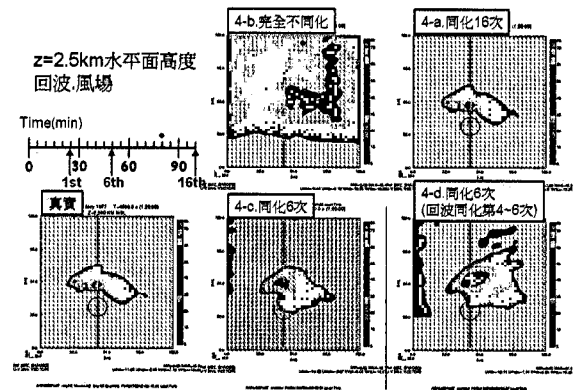
	Vr (Z>10dBZ)	Z	
	For : all variables	For : qr,qs,qh	For : u,v,w,ptprt,pprt,qv, qc,qi
4-a	Yes (第1~16次)	Yes (第1~16次)	Yes (第1~16次)
4-b	No	No	No
4-c	Yes (第1~6次)	Yes (第1~6次)	Yes (第1~6次)
4-d	Yes (第1~6次)	Yes (第1~6次)	Yes (第4~6次)

本實驗考慮同化兩區的徑向風 Vr (Z>10dBZ)與回波(Z)，4-a 表示連續同化 16 次(16 筆雷達資料)，同化時間從第 25 分鐘至第 100 分鐘。4-b 則都不同化。4-c 同化前 6 次後便不再同化，只做系集預報。4-d 則針對「與回波非直接相關變數」做修正，對於這些變數，不在一開始就做更新，而選擇第 4~6 次才以回波更新這些變數。以下的圖是各實驗與真實情況的比較：

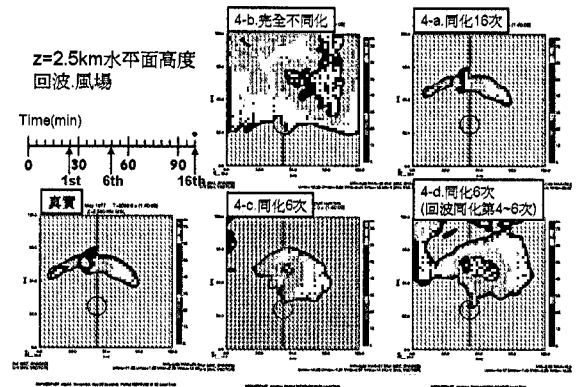
下(圖 1)~(圖 4)分別為第 40、60、80、100 分鐘時的回波場與風場，紅色圓圈表示鐘型山脈的位置。真實情況下，熱胞在南側生成為暴風並北移過山繼續發展，過山後逐漸消散並在其左側生成另一個暴風往西北移動。若完全不同化雷達資料，則如圖上(4-b)，因系集各自發展，在所有區域都產生很多假胞與假降水，回波分散凌亂，始終無法分辨系統位置。(4-d)利用徑向風同化了前面 6 次，回波同化 qr、qs、qh 前面 6 次，回波同化 u、v、w、ptprt、pprt、qv、qc、qi 等非直接相關變數於第 4~6 次。結果發現，一旦開始同化，就能準確造抓到暴風，雖然形狀有些不同，在後期由於不再同化，有些區域的假胞也增大起來，原本的天

氣系統也開始散亂且擴大。(4-c)為皆同化前6次，結果與(4-d)相近，但在暴風形狀上更能趨近真實的情況，後期產生的假胞也不會比(4-d)多，系統分散的範圍也比較小。(4-a)一直到第100分鐘都有同化，共16次，結果是與真實情況最接近。由於一直有同化，所以可以持續抓住暴風的移動與範圍，後期在左側分裂出來的暴風也能因為有同化雷達資料而能準確預報出來。

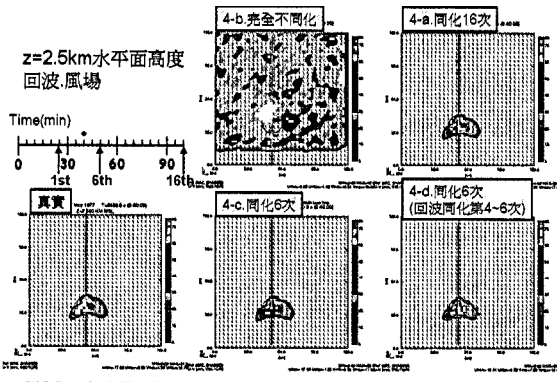
(圖5)為以上4個實驗的RMS誤差隨時間變化情形，由左至右分別為u、v、w，由圖中大致上可以看出，最能有效且持續降低誤差的是(4-a)，而其他3個實驗，誤差由小而大依序是(4-c)、(4-d)、(4-b)。誤差在後期有增大，推測應該是系統消散造成同化無法有效降低誤差。



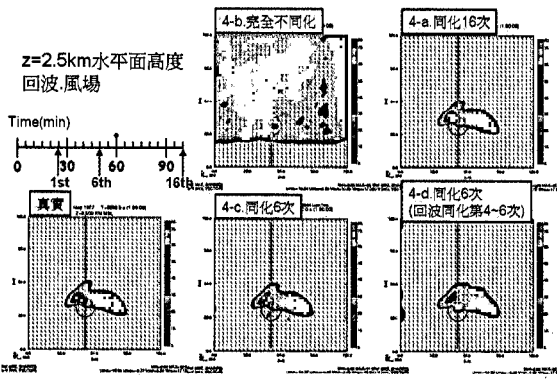
(圖3)



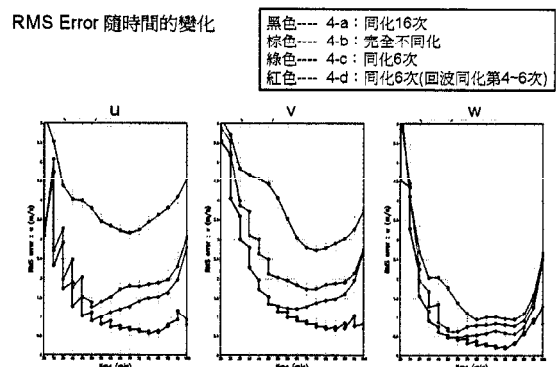
(圖4)



(圖1)



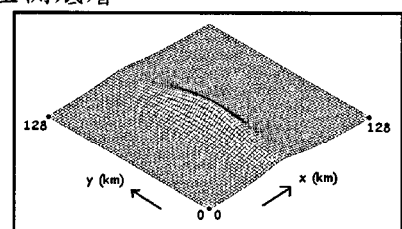
(圖2)



(圖5)

實驗5:

我們知道當有山脈阻擋，雷達便無法觀測到山後面的情形，所以本實驗設計了一個南北向有如中央山脈的理想地形，高度為3000m，如下圖，雷達位在原點，有個西風(u,v)=(10,0) (m/s)的環境風場，起始熱胞在山脈左側底層。



我們做各種「同化 domain」的比較：

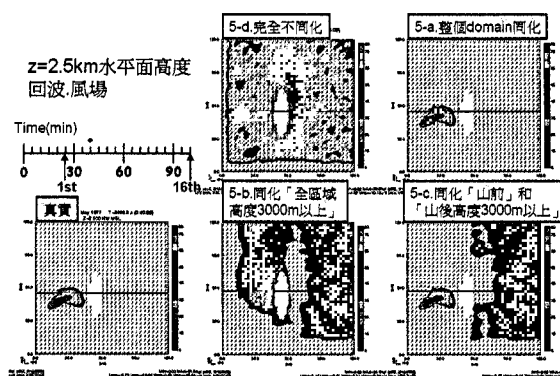
同化 domain	
5-a	整個 domain 同化
5-b	同化「全區域高度 3000m 以上」
5-c	同化「山前」和「山後高度 3000m 以上」
5-d	完全不同化

(5-a) 是一個較不貼近現實的情況，即使有山脈阻擋，我們依然建立所有範圍的雷達資料，也就是說即使在山的後面，雷達也看得到。(5-b) 則是只同化「全區域高度 3000m 以上」，對於山的高度以下皆不同化。(5-c) 最符合現實的情況，對於「山前」和「山後高度 3000m 以上」都可以觀測得到，而山後底層則無法測得，便不同化。以上 3 個實驗，在 25~100 分鐘內，全部都同化 16 次。(5-d) 則是所有範圍皆不同化。

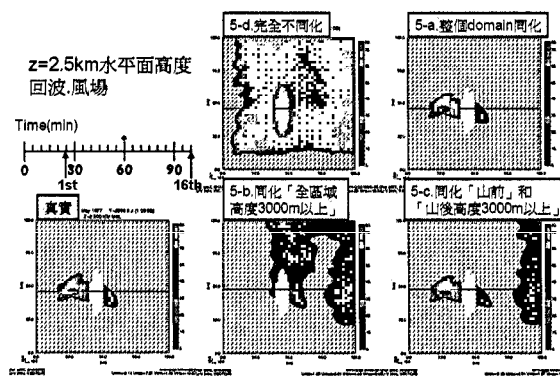
下(圖 6)~(圖 9)分別為第 40、60、80、100 分鐘時的回波場與風場，中央南北向空白的區域為山脈的位置，因為切 2.5km 高度的水平面，所以此區並無資料。真實情況下，熱胞在左側生成為暴風並往東移過山繼續發展，後來逐漸消散並在其左側分裂出另一個暴風。若完全不同化雷達資料，則如圖上(5-d)，系集各自發展，在所有區域都產生很多假胞與假降水，回波到處散佈，找不出系統位置。(5-b) 同化「全區域高度 3000m 以上」，結果發現，在山前底層的初始熱胞並沒有完全被同化到，系統附近和山後還是有很多散亂的回波，一開始雖能夠在山前同化出微弱的系統，但後來還是無法持續，回波全都消散掉了，剩下山後的微弱假胞。(5-c) 同化「山前」和「山後高度 3000m 以上」，對於山前的系統能準確抓住其位置和大小，雖然山後有部分微弱假胞，但隨著時間變化，山前暴風系統都還是能有效預測。(5-a) 對於整個範圍皆有同化，雖然從開始到結束，都有最佳的結果，但此實驗並不符合現實的情況，雷達是無法看到山後的資訊的。

為了要了解定量降水預報的準確度，本研究再計算「5 分鐘內累積雨量」相關係數(CC) (correlation coefficient) 隨時間的變化，與 GS(Gilbert Skill Score) 隨時間

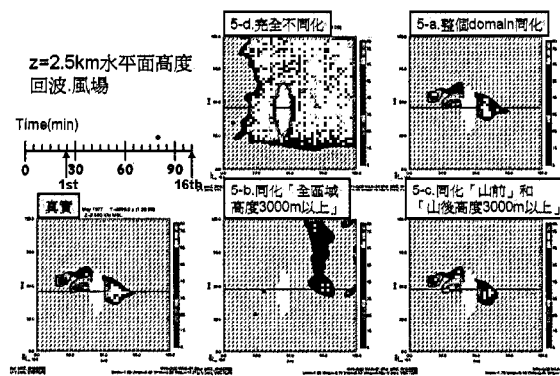
的變化。如(圖 10)，在相關係數上，可以看到(5-a)與(5-c)在同化後，皆有很高的相關，表示降雨量與真實大氣情況越接近。(5-b)與(5-d)則結果較差，相關係數都在 0.3 以下。再看 GS 隨時間的變化，也是有相同的情形，(5-c)的結果不輸(5-a)太多。這顯示出，只要雷達有掃描到天氣系統並加入同化，就能使模式準確預報出此系統的位置，降雨預報也能一樣準確。



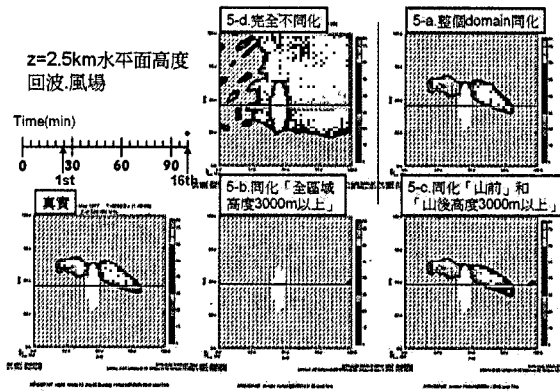
(圖 6)



(圖 7)

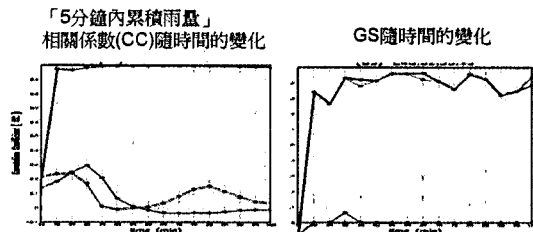


(圖 8)



(圖 9)

黑色——5-a：整個domain同化
 紅色——5-b：同化「全區域高度3000m以上」
 綠色——5-c：同化「山前」和「山後高度3000m以上」
 棕色——5-d：完全不同化

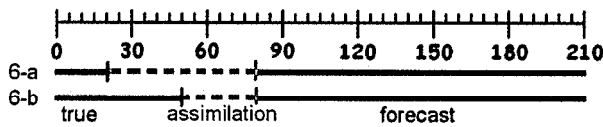


(圖 10)

實驗 6：

為了再了解同化之後的長期預報能力，本實驗先不加入地形，維持一個微弱的南風(u, v)=(0, 5)(m/s)，作「同化次數」的比較，設計此實驗如下：

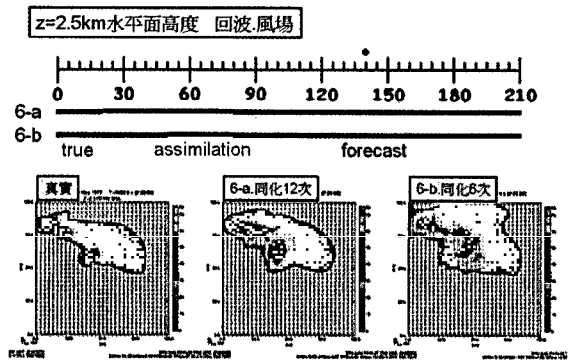
	同化次數	同化區間
6-a	同化12次(共一小時雷達觀測)	第20~80分鐘
6-b	同化6次(共半小時雷達觀測)	第50~80分鐘



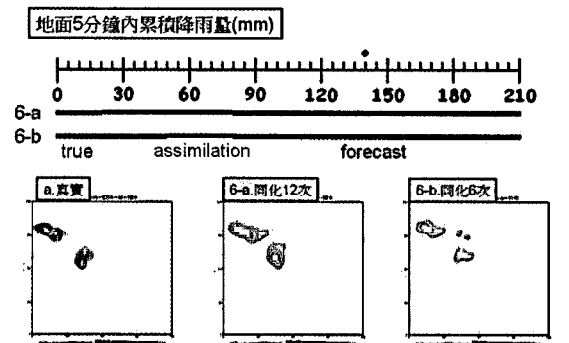
(6-a)是將第 20 分鐘時的真實大氣做一個系集散佈成為 40 個系集，同化時間是在第 25~80 分鐘，共同化一小時雷達觀測資料。(6-b)則是在第 50 分鐘散佈成為 40 個系集，同化時間是在第 55~80 分鐘，共同化半小時雷達觀測資料。為了要比較長期預報的情況，所以讓此兩個實驗在同一個時刻開始系集預報，以了解長期預報的能力。

下(圖 11)為第 140 分鐘時的回波場與風場，可以看出，同化 12 次(6-a)後的長期預

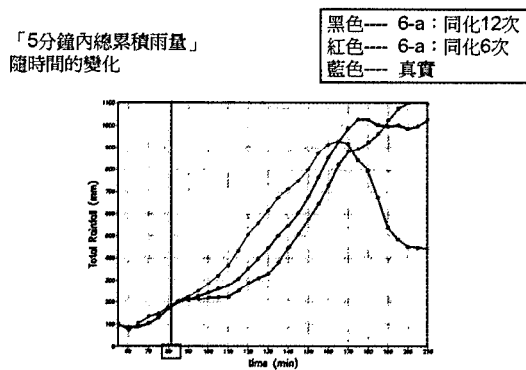
報能力是較同化 6 次(6-b)的好。(6-b)的系統範圍擴張的較嚴重，假胞與假降水在後期都在增加。(圖 12)為第 135~140 分鐘(5 分鐘內)的地面累積降雨量分布，可以看出此時的雨量，這兩個實驗皆比真實情況還微弱。(圖 13)是「5 分鐘內總累積雨量」隨時間的變化，綠色線表示在第 80 分鐘後，就不再同化而只做系集長期預報。在第 80~160 分鐘左右，兩個實驗的降雨量皆小於真實情況，但後期由於暴風消散且移出，真實情況雨量變少，而兩個實驗持續因有假胞產生假降水，使雨量繼續增大。再比較 CC 與 GS 隨時間的變化情形，如(圖 14)，在同化之後，CC 與 GS 都隨時間再慢慢降低。以(6-a)為例，在同化後 80 分鐘(第 160 分鐘)，相關係數降至 0.5。至於 GS，(6-a)大約可在 60 分鐘內維持 GS 在 0.5 以上，而在 90 分鐘後，還能維持 GS 在 0.3。由此實驗結果知，若要做到短期定量降水預報，則最少約需要一個小時的雷達觀測資料。



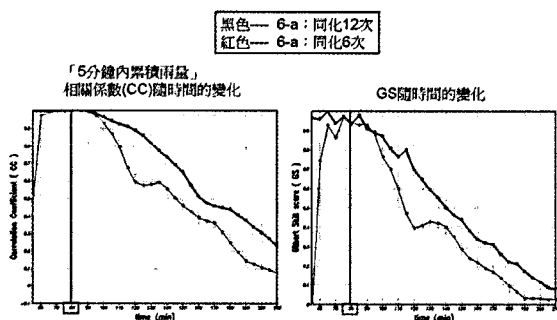
(圖 11)



(圖 12)



(圖 13)



(圖 14)

Snyder, C. and F. Zhang, 2003:

Assimilation of simulated Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 1663-1677.

Tong, M., and M. Xue, 2005: Ensemble Kalman filter assimilation of Doppler radar data with a compressible nonhydrostatic model: OSS experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 1789 - 1807.

Xue, M., M. Tong, and K. K. Droegemeier, 2006: An OSSE Framework Based on the Ensemble Square Root Kalman Filter for Evaluating the Impact of Data from Radar Networks on Thunderstorm Analysis and Forecasting. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 23, 46-66.

四、結論

1. 利用觀測系統模擬實驗(OSSE)結果顯示：

- a. 同化次數越多，結果越好。若可以同時有徑向風和回波的觀測，則最好都能加入更新，可以獲得較好的結果。
- b. 加入長條地形後，山後沒有雷達觀測資料，則無法消除山後假胞。不過若雷達能在山前便掃描到天氣系統，則對於同化過程中有很大助益。
- c. 若要做到短期定量降水預報，則最少約需要一個小時的雷達觀測資料。

2. 未來將結合 EnKF 與台灣真實個案研究，期望有助於台灣定量降水預報的發展。

五、參考文獻

Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, 99(C5), 10 143-10 162.

Schaefer, J.T., 1990: The Critical Success Index as an Indicator of Warning Skill. *Wea. Forecasting*, 5, 570 - 575.

Doppler Radar Data Assimilation Using Ensemble Kalman Filter

Guo-Jhen Huang¹ Yu-Chieng Liou²

¹*The First Weather Division, Weather Wing, CAF, R.O.C*

²*The Graduate Institute of Atmospheric Physics, National Central University*

Abstract

Ensemble Kalman filter (EnKF) is a method for data assimilation. In this study, we apply the Observation System Simulation Experiments (OSSE) type of experimental designs. A general purpose non-hydrostatic compressible model with complex multi-class microphysics is employed for conducting all the experiments. Artificial data sets are from a simulated classic storm case that occurred on 20 May 1977 in Del City, Oklahoma. With terrain, we investigate the impact of several factors on the model forecasts, with the emphasis on the issue of quantitative precipitation forecast (QPF). These factors consider the frequency of data injection, the area of data availability, and so on. In order to improve the precision, we also calculate GS score to investigate the ability of forecasting. The major results show the assimilation of Doppler radar data does reveal significant improvements on reducing the forecast errors.

Keyword: ensemble Kalman filter, Doppler radar, observation system simulation experiments, data assimilation