

同化雙偏極化雷達差異反射率之新方法：2021 年宜蘭降雨 觀測實驗 IOP2 個案分析

張沁全¹ 鍾高陞*¹ 莊秉學^{1,2} 張偉裕¹ 蔡直謙³ 郭鴻基⁴

國立中央大學大氣科學學系¹ 加拿大麥基爾大學大氣與海洋科學系²

國家災害防救科技中心³ 國立臺灣大學大氣科學系⁴

(中華民國 113 年 7 月 1 日收稿；中華民國 113 年 11 月 18 日定稿)

摘要

本研究利用 LETKF 分析場與預報場，驗證雙偏極化雷達差異反射率資料同化在 2021 年冬季降水個案的表現，進一步評估質量權重平均粒徑更新法同化差異反射率之效益。三組實驗設定如下：第一組只進行傳統雷達觀測資料(Z_H , V_r)同化，第二組(V_rZZ)額外同化差異反射率(Z_{DR})並使用傳統方法直接更新水象粒子。最後一組實驗同樣同化 Z_{DR} ，但在進行模式更新時，使用質量權重平均粒徑更新法。分析場結果顯示， Z_{DR} 資料同化能改善模式分析場水氣混合比、調整雨滴平均粒徑大小，並減少分析場 Z_{DR} 與觀測表現之差異。使用質量權重平均粒徑更新法進行模式更新時，能夠有效且快速調整模式微物理結構，並獲得最接近觀測的 Z_H 與 Z_{DR} 結構。在短期定量降水預報表現上， V_rZ 能改善第一小時的預報表現，但明顯低估第二小時降雨表現，影響 2~6 小時累積降雨表現。相較之下，同化 Z_{DR} 進入模式，能改善預報前 3 小時定量降水表現，並提高不同降雨門檻下的超越機率。此外使用新變數轉換法更新模式，能夠在局部地區增加降雨超越機率，使其更加接近於觀測表現。統整研究結果，同化 Z_{DR} 觀測資訊在冬季個案研究中，可有效調整分析場微物理與熱力結構，並使降水預報能力有所提升。其效益在使用質量權重平均粒徑更新法時，能有更好的表現。

關鍵字：雙偏極化雷達資料同化、宜蘭降雨觀測實驗、質量權重平均粒徑

*通訊作者: 鍾高陞 (kaoshen.chung@gmail.com)

一、前言

降水系統的發展過程，除了受到動力與熱力作用的影響，描述水象粒子交互作用的微物理過程，亦是不可忽略的重要因子。然而現實生活中，微物理過程可能發生在離地表有一定距離的雲、雨系統當中，難以透過儀器直接觀測空間中水象粒子的三維分布情形，也因此遙測系統對於微物理觀測來說是非常重要的。其中，有著高時空解析度的雷達觀測，能夠即時掌握降水系統三維結構的變化，不僅利於追蹤系統動態、增加災害預警時間，更提供了動力與微物理結構研究重要的分析基礎。隨著臺灣雷達觀測網逐漸升級為雙偏極化雷達，有關於雙偏極化雷達的觀測特徵，以及雙偏極化雷達參數的應用成為熱門的研究議題。相較於只能提供徑向風與回波等觀測的傳統都卜勒雷達，雙偏極化雷達能透過發射與接受水平與垂直雙向的電磁波訊號，計算出更多的觀測參數，以提升對於降水系統微物理結構的認知。舉例來說，差異反射率(differential reflectivity, Z_{DR})可以描述空間中水象粒子的形狀表現、比差異相位差(specific differential phase, K_{DP})能反應整體液態水含量分布，而相關係數

(co-polar correlation, ρ_{hv})則代表水象粒子的純度，能夠指出混相是否發生。建立在各參數的微物理特性上，雙偏極化雷達觀測能更方便地進行雷達資料品質管理(quality control, QC)、改善定量降水估計(quantitative precipitation estimation, QPE)的能力(Ryzhkov and Zrníc 1996; Brandes et al. 2002; 陳等人, 2017)、進行空間中水象粒子分類(hydrometeor classification or particle identification; Park et al. 2009)、分析劇烈天氣的特徵結構(Kumjiam and Ryzhkov, 2008)，並有助於改善劇烈災害預警，進而減少生命財產損失。

微物理過程中各個水象粒子的相位轉換，通常在毫米尺度以下進行。然而，模式網格的尺度大多在公尺、公里的量級，遠大於微物理過程所發生的尺度。因此必須使用微物理參數化方案，來描述網格中整體水象粒子的轉換表現。在現今的微物理參數化方案中，總體微物理參數化方案(bulk microphysics schemes, BMS)與spectral microphysics schemes (SMS)為常見的兩種參數化方案型式。其中，BMS利用Gamma形式描述水象粒子粒徑分布譜(Drop Size Distribution, DSD)表現，如式(1)所示(Ulbrich, 1983)：

$$N_x(D_x) = N_{0,x} D_x^\mu \exp(-\Lambda_x D_x) \quad (1)$$

其中 x 為各種類水象粒子， D 為水象粒子粒徑， $N(D)$ 代表在一定粒徑下之粒子個數濃度，為粒徑之函數。BMS 相較於將粒徑分布細分為微小的粒徑區間 SMS，能夠使用較少運算資源進行微物理過程計算。BMS 會先將水象粒子分成不同種類，再個別計算不同粒子 Gamma 形式的 DSD 變數：斜率參數(slope parameter, Λ)、形狀參數(shape parameter, μ)與截距參數(intercept parameter, N_0)以描述模式中水象粒子粒徑分布表現。在模式計算上，單矩量(single moment, SM)微物理參數化方案只會調整斜率參數，並預報水象粒子混合比。相較之下，能夠調整斜率參數與截距參數的雙矩量(double moment, DM)方案，擁有更高的自由度來描述 DSD 的型態，能夠描繪更複雜的微物理過程，像是粒徑淘選(size sorting)與淞附過程(riming process)等等 (Jung et al. 2010; Putnam et al. 2019, 2021; Labriola et al. 2020)，利於進行天氣系統的微物理分析。然而，使用雙矩量微物理參數化方案進行模擬，在固定形狀參數的設定下，DSD 分布表現與現實情況仍有一定落差。此外，BMS 利用 Gamma 型式描述

雨滴粒徑分布，但觀測上真實的 DSD 分布不一定如 Gamma 型式分布，甚至會有多峰的分佈出現。在微物理過程的描述上，各種門檻與轉換公式的假設，以及有限差分帶來的不確定性，也會產生一定的誤差。因此使用雙矩量 BMS 描述微物理過程時，雖然比單矩量有更高的自由度，但仍然存在著不可忽視的偏差。

資料同化能夠利用一定的權重分布，將模式與觀測上的特徵進行結合，建構出接近於真實場的分析場，以利於模式預報與系統結構演變分析。系集卡爾曼濾波器法(Ensemble Kalman Filter, EnKF, Snyder and Zhang 2003; Zhang et al. 2004; Chang et al. 2014)利用系集中不同成員的表現，計算三維空間中各項變數的背景誤差協方差，相較於需要歷經積分過程的四維變分法，能夠更簡單的得到流場相依的結構，已廣泛地使用於傳統雷達資料同化中(Snyder and Zhang, 2003; Zhang et al. 2004; Chang et al. 2014; Labriola et al. 2020; You et al. 2020)。隨著雙偏極化雷達觀測網逐漸建立，愈來愈多研究討論雙偏極化雷達資料同化的議題，以及雙偏極化雷達觀測算符建立 (Jung et al. 2008a, 2010; Pfeifer 2008;

Ryzhkov et al. 2011; Kumjian et al. 2019)。

Jung et al.(2008a, b)利用 power law 函數，擬合 T-matrix method 計算之整體 DSD 背向散射振幅大小，並建立 Polarimetric Radar Data Simulator (PRDS)，以進行雙偏極化雷達資料同化。在觀測系統模擬實驗 (observation system simulation experiments, OSSEs)中，利用 EnKF 架構搭配 PRDS 同化 Z_H 、 Z_{DP} 與 K_{DP} 模擬觀測進入模式中，能夠有效減少誤差表現，並改善模式垂直運動、雨水與水氣混合比結構。此外 PRDS 搭配雙矩量微物理參數化方案，能夠在強對流個案中模擬出強降雨產生之柱狀 Z_{DR} 與 K_{DP} 結構、粒徑篩選(size sorting)產生之弧狀 Z_{DR} (Z_{DR} arc)，以及在中層大氣中，上升氣流(updraft)周圍的環狀 Z_{DR} 與 ρ_{HV} 結構(Jung et al. 2010)。在真實個案上，近年 Putnam et al.(2019)利用 EnKF 系統搭配 Milbrandt and Yau (2005a)雙矩量微物理參數化方案進行資料同化，顯示在同化融化層以下 Z_{DR} 觀測資料後，超級胞系統能有更好的 Z_{DR} 結構，並可利用背景誤差協方差進而調整中高層大氣結構，改善動力場表現。Tsai and Chung(2020)指出在蘇迪勒颱風個案中同化 Z_{DR} 與 K_{DP} 資料可改善預報初始場，並獲得更好的小時累積降雨與

客觀分數。Putnam et al. (2021)指出在超級胞成熟期前同化 Z_{DR} 觀測會影響冷池強度，進而使 DSD 與上升氣流(updraft)強度受到調整，並改善預報的雷達回波超越機率。莊(2021)針對西南氣流颱風個案與午後對流個案進行資料同化，結果顯示雙偏極化雷達參數同化可調整底層水氣分布表現、增強對流上升支(updraft)強度，並改善定量降水預報 (quantitative precipitation forecast, QPF)表現。此外，莊(2021)更提及，相較於 Z_{DR} 與雨水混合比(q_r)、總體粒子個數濃度(N_{Tr})之相關性， Z_{DR} 與雨滴的質量權重平均粒徑 (mass-weighted mean diameter, D_m)有更高的相關性存在。

前人研究已顯示利用 EnKF 同化雙偏極化雷達 Z_{DR} 資料，在夏季個案中有改善模式微物理結構的效果。然而，夏季個案多為強對流系統，與冬季發展較淺的個案微物理結構是截然不同的。舉例來說，林等人(2019)分析 2005-2014 臺灣北部四季降雨特徵，發現冬季降水平均粒徑為 0.97mm，明顯低於夏季降水平均粒徑 (1.5mm)，顯示冬季個案是由更小的雨滴組成。更小的雨滴傾向有更低，甚至接近於 0 的 Z_{DR} 觀測，與夏季個案有明顯的差異，因此冬季個案資料同化是否能夠如夏季個

案研究結果，仍需要進行深入地驗證與分析。另外，目前使用的雙偏極化雷達觀測算符，其冰相粒子軸比關係式為定值，無法有效描述不同粒子形狀的散射強度變化，再加上冰相粒子翻轉、融化等效應影響，使得冰象粒子雙偏極化參數模擬仍有很大的不確定性。因此，使用雙偏極化雷達觀測算符驗證與同化資料時，仍主要以融化層以下、暖雲過程主導的區域為主，淺對流系統便成為非常好地實驗標的。再者，以現階段同化策略主要是使用 WRF-LETKF Radar Assimilation System (WLRAS, 蔡直謙, 2014; Tsai et al., 2014) 進行資料同化，由前人研究(You et al. 2020; 莊, 2021)結果顯示，其大約需要 1~2 小時的同化循環，才能夠有效降低觀測變數誤差表現。如何利用跨變數間相關性之特徵，更新現有雙偏極化雷達資料同化之方法，使資料同化效益提升、更快速地降低誤差，亦是需要研究的課題。

本研究旨在評估冬季淺對流個案中，使用不同策略同化雙偏極化雷達差異反射率(Z_{DR})，對於模式分析場與降水預報的影響。此外，建立在前人研究 Z_{DR} 與 D_m 高的相關性的基礎上，本研究更嘗試使用新

的同化更新方法：質量權重平均粒徑更新法同化直接以觀測資料更新雨水粒子 D_m ，以期能傳輸更多觀測資訊進入模式之中，更有效地調整模式表現。本文架構如下：第二章為冬季淺對流降水個案回顧與雷達資料處理；第三章講述模式與資料同化上的設定方式，並介紹質量權重平均粒徑更新法；第四章為實驗結果與討論；第五章為總結與未來展望。

二、2021YESR IOP2 個案回顧與資料處理

(一)個案回顧

臺灣位在東亞季風氣候區內，四季降水表現時常受到季風影響，因而在各個季節有不一樣的降水分布特徵。在冬季時，盛行東北風與東北部地形交互作用下，使得迎風面北海岸、東北部地區成為冬季主要降水區域(Chen and Chen, 2003)。但在整體大氣結構較為穩定的情況下，冬季臺灣降水多為淺對流或層狀降水事件，相較於夏季強降兩個案，影響較為不顯著，使得過往對於宜蘭降水的研究較少。然而長時間的持續性降水，仍會對於當地居民的生活造成影響。Su et al. (2022) 統計 1961-

2018 臺灣地區冬季降水表現，結果指出蘭陽平原南方山區為最頻繁發生日累積雨量大於 100mm 的區域。此外連續性降水系統背後的物理過程，仍是大氣科學當中非

常重要的課題。為探討宜蘭冬季降水背後的維持機制，以及地形造成的局地環流、降水系統微物理過程、與亂流擾動對於降水的影響，自 2020 年起，中央氣象局、中

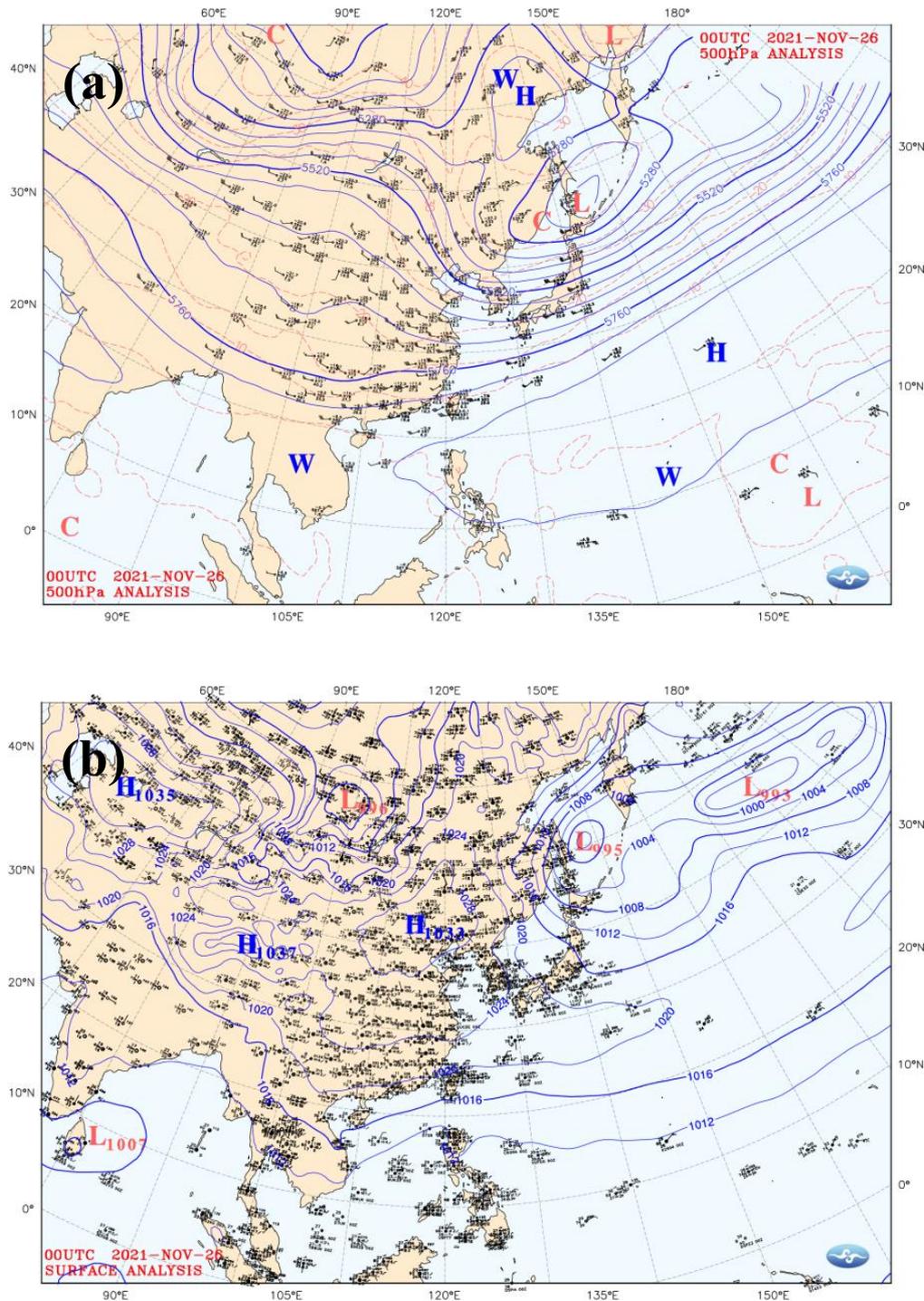


圖 1 2021/11/26 0000UTC (a)500hPa 高空天氣圖與(b)地面天氣圖。資料來源：中央氣象署。

央研究院以及臺灣各大學互相合作，在每年 11 月東北季風影響造成降雨事件發生時，進行宜蘭強降雨觀測實驗 (Yilan Experiment for Severe Rainfall, YESR)，針對冬季降水系統，密集的觀測與分析系統發展(蘇等人，2021；Su et al. 2022)。

本研究選取的個案為 2021YESR 第二次密集觀測期 (Second Intensive Observation Period, IOP2, 2021/11/26-11/28) 間，11/26 日發生的淺對流系統降水個案。綜觀場分析結果顯示 500hPa 重力位高度場在華北地區有槽線東移(圖 1a)，並伴隨近地面高壓向東南方移動(圖 1b)，增強臺灣附近區域的東北風場。在垂直層上，利用密集觀測期，在宜蘭測站(位置如圖 2)所施放的探空資料進行分析，顯示在

850hPa 至 700hPa 層之間有明顯的風向順轉現象，顯示低層有暖平流的風場結構(圖 3)。低層(850hPa 以下)主要受到北方冷高壓影響，風場為東北風與東北東風為主的結構，並有利於系統發展的底層潮濕環境。然而低層至中層(700hPa)明顯的風向與綜觀環境差異，加上中高層受到副熱帶高壓勢力影響，限制系統的發展高度，使其多為淺對流系統。中尺度系統的表現上，在 0400UTC 前有東北風增強的趨勢，並在東北角外海有對流系統發生，而淺對流則不斷地在對流線西南側，臺灣東北部區域肇始並由西南向東北方移動(圖 4)，此外，高層亦不斷有系統從西南方移入並影響淺對流發展。在 0400-1000UTC 期間，對流線

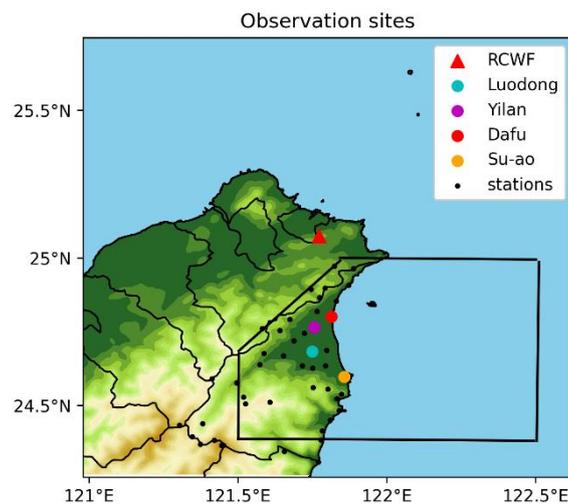


圖 2 宜蘭地區觀測與分析區域分布圖。其中黑色小點為地面觀測點位置；不同顏色的圓形點為 2021YESR IOP2 密集觀測期內，加密探空觀測點位置；紅色三角形為五分山雷達站位置。黑色框線包圍區域，為分析場平均水象粒子時序圖分析區域。

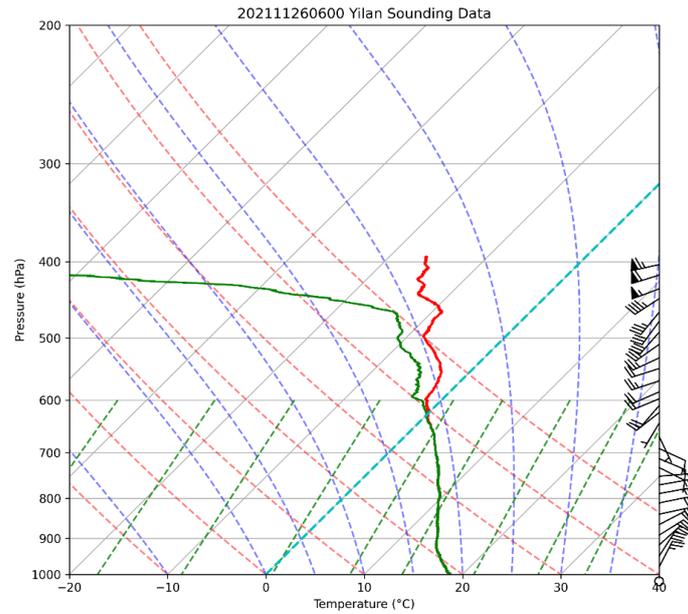


圖 3 2021/11/26 0600UTC 宜蘭觀測站探空資料圖。

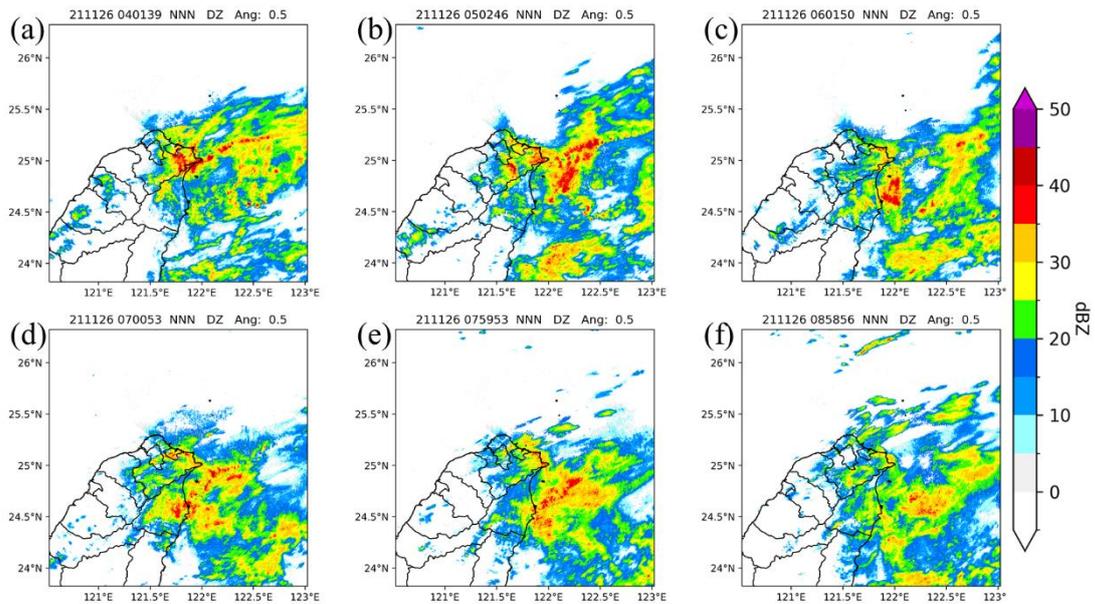


圖 4 2021/11/26 (a) 0401 UTC、(b) 0502 UTC、(c) 0601 UTC、(d) 0700 UTC、(e) 0759 UTC 與 (f) 0858 UTC 時，五分山雷達在 0.5 度仰角回波觀測。

系統逐漸南下，並在 0600 至 0900UTC 在蘭陽平原造成大於 15mm h^{-1} 的降水(圖 5)。本研究為驗證降水個案發生期間的微物理分析場變化，因此選取 0400-0630UTC 的

區間進行雷達資料同化，並選取 0630UTC 作為初始條件進行短期定量降水預報，以驗證模式對於冬季個案降水的可預報度。

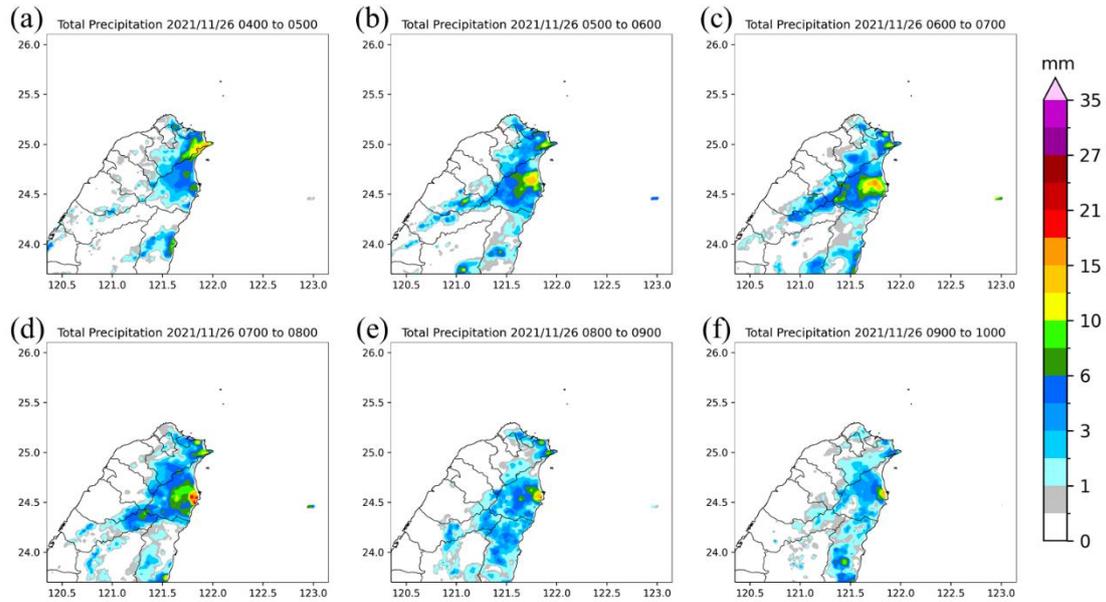


圖 5 2021/11/26 (a) 0400~0500 UTC、(b) 0500~0600 UTC、(c) 0700~0800 UTC、(d) 0800~0900 UTC、(e) 0900~1000 UTC，氣象署 QPESUMS 小時累積降水分布。

(二) 雷達資料使用與品質管理 (Quality Control)

本研究使用中央氣象署五分山雷達站 (Wufenshan Weather Radar Station, RCWF) 觀測資料進行資料同化與模式驗證。五分山雷達為 S 波段雙偏極化都卜勒雷達，除了傳統都卜勒雷達可提供的徑向風(V_r)與回波(Z_H)觀測外，更能透過水平與垂直不同相位的電磁波觀測，提供雙偏極化雷達參數，進而以觀測的角度描述降水系統的微物理特徵。在個案發生期間，五分山雷達的掃描策略主要利用 15 個仰角(0.5° , 0.9° , 1.3° , 1.8° , 2.4° , 3.1° , 4.0° , 5.1° , 6.4° , 8.0° , 10.0° , 12.0° , 14.0° , 16.7° , and 19.5°)進

行掃描，大約 6 分鐘能完成一次體積掃描 (volume scan)。在資料品質管理上，本研究使用中央大學雷達實驗室開發的 Radar Kit(RAKIT)軟體進行資料品質管理，資料處理流程如下：

1. 計算近雷達中心的 Φ_{dp} 數值，並將各仰角的 Φ_{dp} 進行去摺疊。
2. 將 ρ_{hv} 小於 0.9 且 Φ_{dp} 標準差大於 10 的門檻將非氣象回波進行濾除。
3. 將 Φ_{dp} 沿著徑向進行平滑以濾除雜訊。
4. 將風場進行去摺疊。

由於雷達資料解析度較模式高，因此在資料同化進行前，必須進行資料降解析度，以防止過度擬合、減少模式計算時間，

並盡可能滿足資料同化系統中，觀測資料在空間上不相關的假設。本研究使用超級觀測化(superobs)方法進行資料降解析度，在各仰角的觀測上將資料先以 2 度為單位選取特定方位角，並在特定方位角上再以 2 公里作為設定，選取特定觀測位置，最後再以反距離權重內插法，將觀測資料內插至特定觀測位置上以進行後續資料同化。

三、模式設定與同化方法

(一)模式設定

本研究使用 Weather Research and Forecasting (WRF) 區域模式 4.1.3 版本 (Skamarock et al. 2019)進行模擬。模式初始時間為 2021/11/25 1200UTC，在經過 16

小時的起轉後開始進行資料同化。初始條件與邊界條件使用 NCEP FNL $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 再分析資料，並設置四層巢狀網格，解析度分別為 27、9、3 以及 1 公里，如圖 6 所示。垂直層使用地勢追隨座標，模式頂層為 10hPa，一共 52 層。物理參數化方案設定如下：Dudhia 短波輻射參數法(Dudhia 1989)、RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)長波輻射參數法(Mlawer et al. 1997)以及 Yonsei University (YSU) 行星邊界層參數化方案(Hong et al. 2006)，另外在 D01 與 D02 亦有使用 Grell -Devenyi 積雲參數化方案(Grell and Dévényi 2002)。此外，本研究使用 WRF Double-Moment 6-class scheme, WDM6(Lim and Hong 2010)雙矩

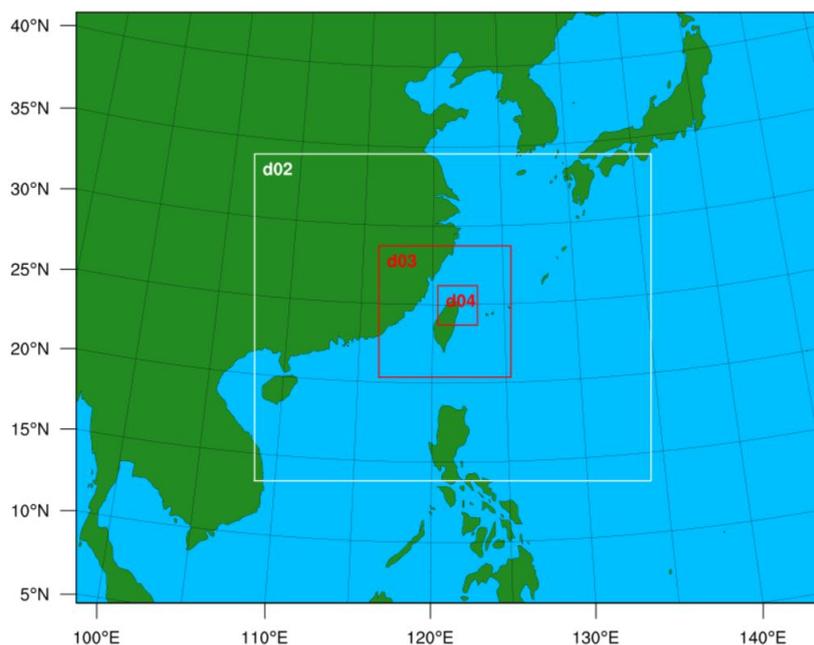


圖 6 WRF 模式網格範圍設定。

量微物理參數化方案。在 WDM6 中除了描述雲滴、雨滴、雲冰、冰雹、雪以及水氣的混合比變化之外，更考慮雲滴與雨滴總體粒子個數濃度造成的影響，以及雲凝結核活化的效應，使其更有能力描述暖雨過程產生的微物理結構。最後，本研究利用 WRF Data Assimilation (WRFDA) 當中的 cv3 option 擾動 D01 的溫度、水平風(U、V)和水氣等參數，產生 128 個成員，並將其降尺度至 D02~D04 中後再進行後續模擬的系集預報，以作為資料同化的背景場。

(二)同化設定

本研究使用 WRF-LETKF Radar Assimilation System (WLRAS, Tsai et al., 2014)進行雷達資料同化。WLRAS 建立在局地系集卡爾曼濾波器(Local Ensemble Transform Kalman Filter, LETKF; Ott et al. 2004; Hunt et al. 2007)上，屬於決定性(deterministic) EnKF，與傳統隨機性(stochastic) EnKF 之差別在於不需要擾動觀測，可以有效地降低抽樣誤差。在實際執行上，WLRAS 會將模式分為平均場與擾動場分別進行更新，兩者更新時皆會受到觀測空間的背景擾動(Y_b)、觀測誤差方差(R)的影響，平均場更新則會增加觀測增

量($y_o - H\bar{x}_b$)，將觀測與模式差異的資訊傳遞進模式中，使模式與觀測表現更加接近。EnKF 進行資料同化時，會使用系集成員描述模式背景場誤差結構，但是在有限的系集數量下，抽樣誤差可能會低估模式誤差大小，使得平均場與擾動場更新權重減少，造成系集離散度不足、系集平均表現無法有效調整，產生 filter divergence。為解決上述問題，本研究參考游(2019)與莊(2021)之設置，使用乘法性協方差擴張因子($\alpha=1.08$)，在系集數量為莊(2021)兩倍的情況下，預期系集成員可以維持一定的離散度，避免 filter divergence 發生。除了模式背景誤差協方差的影響，R 矩陣亦會影響計算結果。LETKF 會在 R 矩陣內加入局地化半徑，在更新待更新網格點時，可以一次同化局地化半徑內所有觀測資料。WLRAS 使用混和局的化法(mixed localization; Tsai et al. 2014)，在不同變數在進行更新時，考慮不同模式變數與觀測變數的背景誤差協方差結構，會有各自的影響半徑設定。除了影響半徑設定，本研究在進行同化時，只同化與背景場相差三倍標準差以內的觀測資料，以避免觀測極端值造成分析場動力嚴重不平衡，而 Vr、

Z_H 與 Z_{DR} 的觀測誤差標準差設置分別為 2m/s、5dBZ 與 0.2dB。此外本研究只同化 3 公里以下大於 0 的 Z_{DR} 觀測資料，以同化單純液相雨滴的資訊進入模式中。最後，本研究在進行同化時，徑向風觀測算符參考莊(2021)之設定，利用模式網格之水平風(U, V)與垂直風(W)進行計算，並考慮雨滴終端落速 V_t 在垂直向造成的影響，如式(2)所示：

$$V_t = 5.4(\rho_a q_r)^{0.125} \left(\frac{p_0}{\bar{p}}\right)^{0.4} \quad (2)$$

其中， ρ_a 為空氣密度， q_r 為雨水混合比， p_0 為地表氣壓， \bar{p} 為該高度層平均氣壓。雙偏極化雷達參數則使用 Jung et al.(2008a) 所開發的 PRDS 系統，將模式水象粒子混合比、總體粒子個數濃度，以及其餘狀態變數包含溫度、壓力、水氣混合比等變數進行轉換，最後得到模式雙偏極化參數，以進行雙偏極化雷達資料同化。表一為本研究更新變數局地化半徑、乘法性協方差擴張因子設定。

表一 WLRAS 同化更新設定

更新變數	U, V	W	PH, T,	q_v, q_c, q_i, N_{Tc}	q_r, q_s, q_g, N_{Tr}
水平局地化半徑	36 km	12 km	12 km	24 km	12 km
垂直局地化半徑	4 km				
擴張係數	1.08				

(三)同化 Z_{DR} 之新方法——質量權重平均粒徑更新法

EnKF 系統在進行資料同化時，能夠利用整體系集成員的背景場，建構擁有流場相依特性的背景誤差協方差結構，並透過背景誤差與觀測誤差的權重結合，調整觀測資訊能夠影響模式的程度。常見的 EnKF 操作通式如下：

$$X_a = X_b + K(y_o - HX_b) \quad (3)$$

$$K = \frac{BH^T}{HBH^T + R} \quad (4)$$

X_a 表示模式分析場， X_b 表示模式背景場， y_o 為真實觀測， K 矩陣為卡爾曼增益 (Kalman gain)， B 矩陣為背景誤差協方差矩陣， R 矩陣為觀測誤差方差矩陣。 H 為觀測算符，用以將模式變數轉換為觀測空間上的觀測變數。由上式可知，在進行模

式更新時，會利用空間上的背景誤差協方差以及觀測誤差方差進行權重結合，以決定有多少觀測增量的資訊能夠傳遞進入模式中。在權重調配上，可以見到在觀測誤差大小不變的情況下，更大的背景誤差能夠有更大的卡爾曼增益，進而讓更多的觀測資訊被傳遞進入模式，以更快速調整模式分析場結構。因此若是要使模式更快速趨近真實觀測結果、需要盡可能地使用所有觀測資訊時，其背景場中，跨觀測變數與更新變數間的協方差必須盡可能增大。

跨變數間的背景誤差協方差結構 (Cross-covariance)，會受到變數間的相關性 (Cross-correlation) 以及各變數的變異量大小影響，當兩者增大時，皆會使背景誤差協方差增大。其中，變異量為各格點上系集背景場之不確定性，大小會受到系集離散程度影響，可透過擴張因子進行調整。變數間的相關性則決定空間上誤差協方差的結構，由變數間在空間上分布的一致性所決定。若選定一個參考點 x 、一個參考變數 A ，則可運用方程式(5)計算空間當中 B 變數與 x 點上 A 變數的相關性：

$$\text{Corr}(A_x, B) = \frac{\text{Cov}(A_x, B)}{\sigma_{A,x} \sigma_B} \quad (5)$$

其中 σ 表示變數標準差。由(5)式可知，在系集離散度不變的情況下，當相關性愈大時，變數間的協方差亦會增大，因此在同化 x 點的 A 變數進入模式時，更高的相關性能讓更多的 A 變數觀測資訊傳入模式當中。莊(2021)以上升氣流中 4 公里以下最大上升速度處做為參考點，計算 Z_{DR} 與模式雨水混合比 (q_r)、總體雨滴粒子個數濃度 (N_{Tr}) 以及質量權重平均粒徑 (D_m) 之相關性，顯示在參考點附近， D_m 與 Z_{DR} 的相關程度最高。建立在前述結果上，莊(2021)提出新的變數轉換雛形，同化時以 Z_{DR} 直接更新背景場 D_m 與標準化截距參數 N_w ，再轉換為模式分析場變數，此方法在夏季個案初步測試中，有優於傳統更新法的表現。

本研究團隊建立在上述的架構與初步測試之上，持續修正更新法之設定，並將此新方法命名為「質量權重平均粒徑更新法」(莊秉學, 2021)。此方法在進行同化時會先直接以 Z_{DR} 更新背景場 D_m ，再將其轉換為模式分析場變數，以期能透過 D_m 與 Z_{DR} 的高相關程度，傳輸更多觀測資訊進入模式中。以下為質量權重平均更新法之主要介紹：

$$\lambda_r = \left[\frac{\pi}{6} \frac{4! N_{Tr}}{\rho_a q_r} \right] \quad (6)$$

$$D_m = \frac{4 + \mu_r}{\Lambda_r} \quad (7)$$

$$N_{Tr} = \left[\frac{1000(4 + \mu)}{D_m} \right]^3 \frac{6 q_r \Gamma(\mu + 1)}{\pi \rho_w \Gamma(\mu + 4)} \quad (8)$$

方程式(6)~(8)為變數轉換主要方程式，其中 ρ_a 為空氣密度、 ρ_w 為液態水密度， λ_r 與 μ_r 則分別為 DSD 在 Gamma 分布情況下，雨水粒子之斜率參數與形狀參數。操作上，質量權重平均粒徑更新法會先利用(6)~(7)式將 q_r 與 N_{Tr} 計算成 D_m ，接下來在進行資料同化時直接更新 D_m ，最後再利用(8)將粒徑調整資訊匯入分析場 N_{Tr} 中。最後，考慮到模式背景場計算可能會預出量值非常小的 N_{Tr} ，以至於有不合理的 D_m 出

現，因此在轉換同時會設置門檻，允許部分格點進行轉換。門檻設置時，會參考 WDM6 中 λ_r 最小值 2000，其會對應到 D_m 最大值為 2.5 mm，因此本研究以 $D_m < 2.5\text{mm}$ 做為轉換門檻，當該格點所有系集成員 D_m 大小在門檻以下時，才進行變數轉換更新，其餘格點則繼續使用傳統方法更新模式。

(四)實驗設計

為了解在冬季個案中雙偏極化雷達資料同化的效益，本研究共設定三組資料同化實驗，其設置如表二所示。第一組實驗為只同化傳統雷達資料(V_r 、 Z_H)的實驗組(實驗名稱： V_rZ)，第二組實驗為加入差異

表二 實驗設定

實驗名稱	同化變數	更新方法
V_rZ	V_r Z_H	N_{Tr} 直接由 Z_H 與 Z_{DR} 進行更新
V_rZZ	V_r Z_H Z_{DR}	
MDU	(Z_{DR} 僅同化 3 公里以下觀測資料)	N_{Tr} 以質量權重平均粒徑更新法進行更新

反射率同化(V_r 、 Z_H 與 Z_{DR})的實驗組(實驗名稱： V_rZZ)，這兩組實驗之目的，主要用來比較冬季個案中同化 Z_{DR} 之效益。第三組實驗與第二組實驗皆同化 V_r 、 Z_H 與 Z_{DR} 三種變數，但使用質量權重平均粒徑更新

法(實驗名稱： $\text{Mean Diameter Updated, MDU}$)，以測試新的變數更新法在真實個案同化的表現。同化實驗時間設定如圖 7 所示，由 0400UTC 開始，每 15 分鐘進行一次資料同化至 0630UTC 停止，以密切追

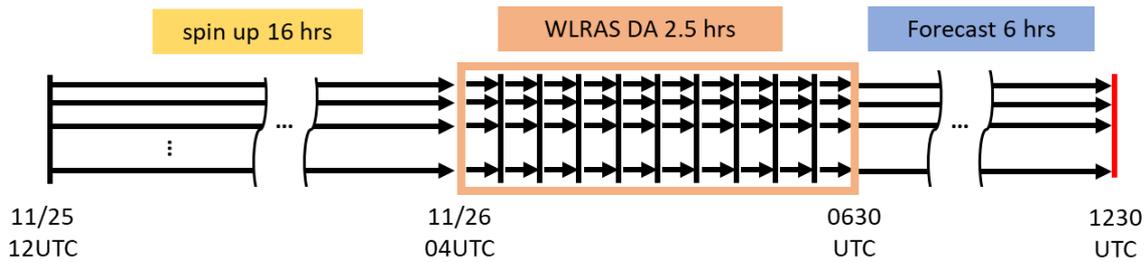


圖 7 資料同化流程圖。

蹤淺對流系統發展。此外本研究更利用 0630UTC 的分析場作為初始場，進行 6 小時短期定量降水預報，以驗證不同實驗組 QPF 表現。

四、結果與討論

(一)分析場之表現與驗證

圖 8 與圖 9 為 0630UTC 時，未同化系集(noDA)平均、各實驗組分析場平均以及觀測上 Z_H 、 Z_{DR} 在 2 km 高度層上的表現。其中，紅色等值線為在四分之三地球半徑假設下，推估五分山雷達在各高度層上的觀測範圍。noDA 系集平均計算時，使用觀測算符對於無效值判斷的門檻值($Z_H > -20$ dBZ; $Z_{DR} > -2.0$ dB)，將有大於門檻之系集成員做加總後，再除以大於門檻總系集數，以得到系集平均的結果。由圖 8 結果顯示，在尚未同化任何雷達資料時，系集預報就有能力掌握在蘇澳地區系統較強的現象，然而其無法掌握系統隨時間的生

消與移動，且回波量值明顯低估。相較之下，所有經過同化的組別，皆可描繪出系統位置，對強度也有一定的掌握能力。然而，各實驗組分析場 Z_{DR} 的結果，則顯示在回波大於 25dBZ 的區域各組實驗皆會高估 Z_{DR} 數值，而在小於 25dBZ(圖 8 中底色為綠色與藍色處)的區域亦出現低估 Z_{DR} 的情形，無法精準地描述觀測所見到量值集中在 0~0.8 dB 的均相 Z_{DR} 結構。未同化任何觀測資料的系集預報平均，雖然有更接近均相 Z_{DR} 的結構與量值，但這是由於系集平均會平滑原有極值表現，忽略系集中各個成員的淺對流系統生長、消散與移動表現，因此仍無法合理地用物理過程描述冬季個案預報的真實結構。

在客觀表現上，可以利用 Root Mean Square Residual (RMSR)表現了解資料同化各組實驗間的表現差異。RMSR 計算如(9)所示，其括號內為餘量(Residual)，為在觀測點上，觀測(y^o)與模式分析場($H\bar{x}^a$)，

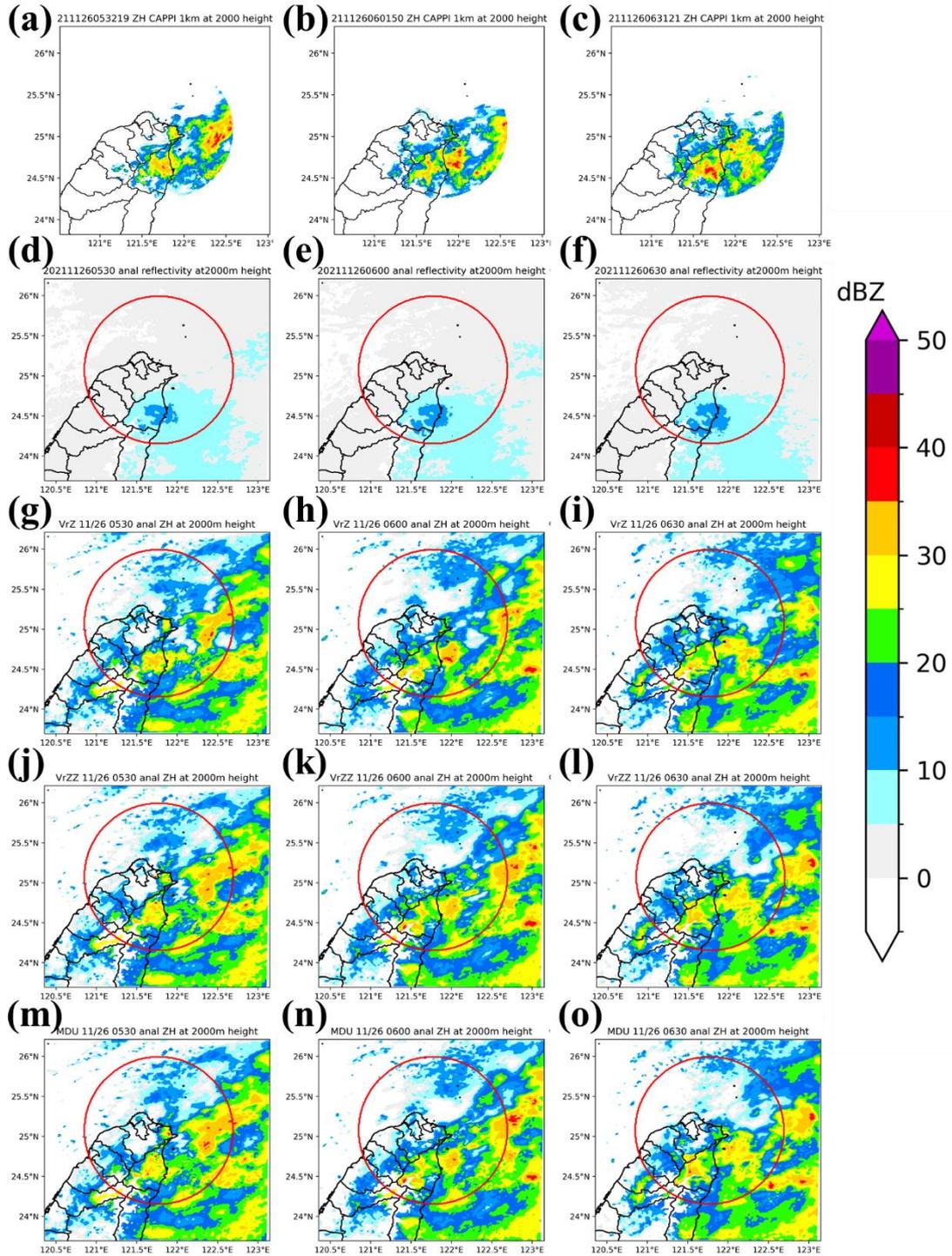


圖 8 2021/11/26 0530、0600、0630UTC (a~c)五分山雷達觀測、(d~f)未同化系集平均(noDA)，以及 (g~i)VrZ、(j~l)VrZZ、(m~o)質量權重平均粒徑更新法分析場在 2 公里高度層回波表現。紅色圓圈範圍內為四分之三地球半徑假設下，五分山雷達觀測範圍。

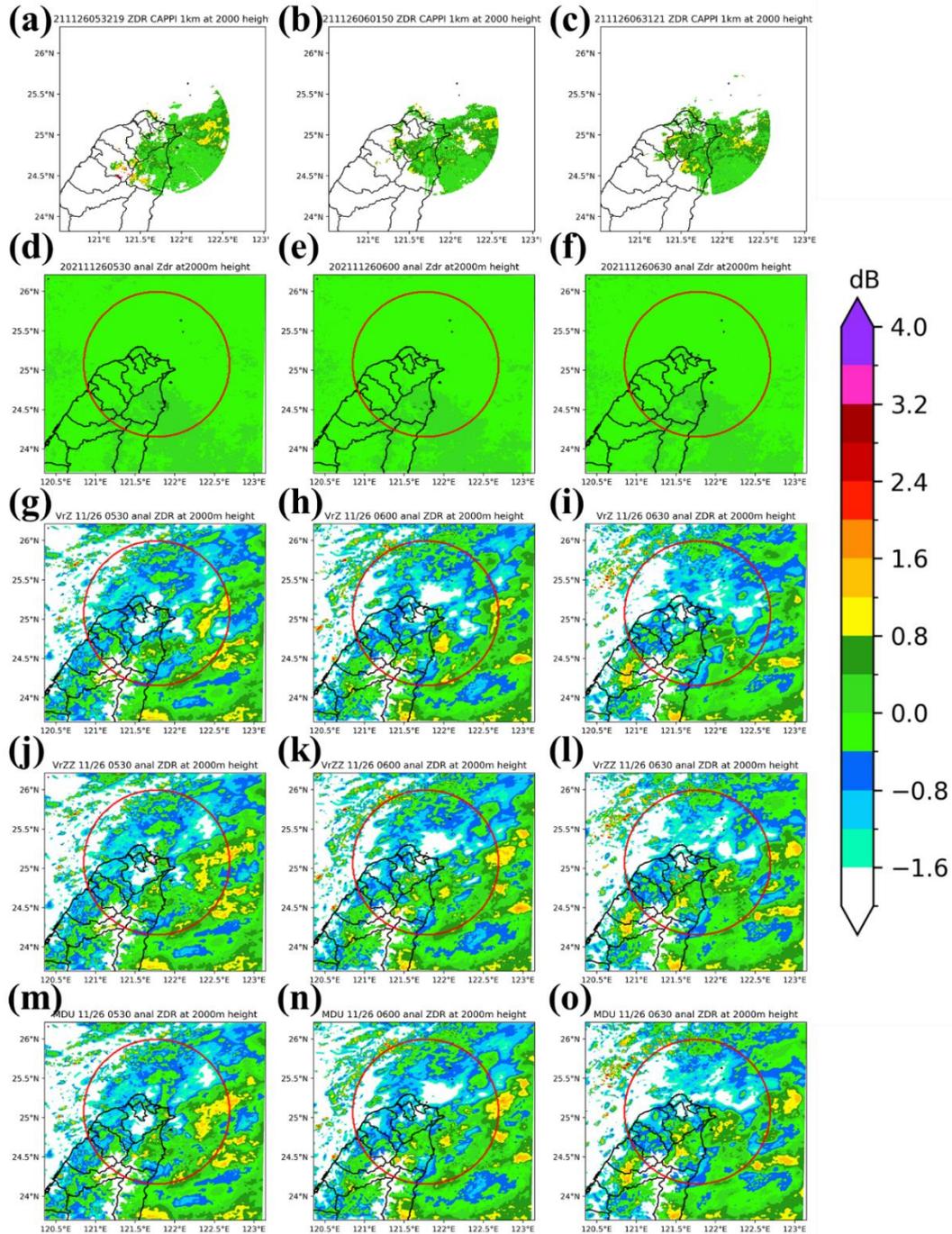


圖 9 2021/11/26 0530、0600、0630UTC (a~c)五分山雷達觀測、(d~f)未同化系集平均(noDA)，以及 (g~i)VrZ、(j~l)VrZZ、(m~o)質量權重平均粒徑更新法分析場在 2 公里高度層 Z_{DR} 表現。紅色圓圈範圍內為四分之三地球半徑假設下，五分山雷達觀測範圍。

其中 H 為觀測算符)之間的差異，當 RMSR 數值愈小時，顯示模式與觀測的表現更加接近。

$$RMSR = \sqrt{\frac{\sum(y^o - H\bar{x}^a)^2}{n}} \quad (9)$$

圖 10 為分析場 Z_H 與 Z_{DR} 之 RMSR 表現，可以見到各實驗組的分析場 Z_H 與 Z_{DR} RMSR 皆有下降趨勢，顯示模式分析場在同化雷達觀測資料以後，更趨近於觀測上的表現，一直到第 8 個同化循環(0545 UTC)後趨近於平衡。由 Z_H 之 RMSR 整體表現可以見到，VrZZ 相較於 VrZ 有較高的數值，顯示多同化了 Z_{DR} 進入模式時，會使得分析場與 Z_H 與觀測差異增大。這是由於同化 Z_{DR} 進入模式時，其調整模式水象粒子變數亦會使得模式分析場 Z_H 量值改變。然而，MDU 時雖然與 VrZZ 都同化 Z_{DR} 進入模式，但 MDU 能夠有效地降低分析場與觀測整體的回波差異，甚至優於 VrZ 表現。在 Z_{DR} RMSR 數值表現上，VrZZ 相較於 VrZ，在大部分的時間有較低的數

值表現，而使用 MDU 的 RMSR 數值降的更低，此外下降趨勢也更加快速。經由上述結果，顯示在同化 Z_{DR} 時使用變數轉換直接更新平均粒徑，能更有效改善整體模式微物理表現，並得到與觀測更接近的 Z_H 與 Z_{DR} 分析場，且整體調整速度比原有更快。

(二)聯合機率分布圖

聯合機率分布圖 (Joint Frequency Diagram)能夠一次將不同變數在不同區間的變量描繪出來，不僅能夠描述各變量出現機率，更可以透過高機率表現的分布，來描述各個變量之間的關係，因此本研究利用 Z_H 與 Z_{DR} 聯合機率分布圖，嘗試來了解模式與觀測整體表現是否有差異。分析

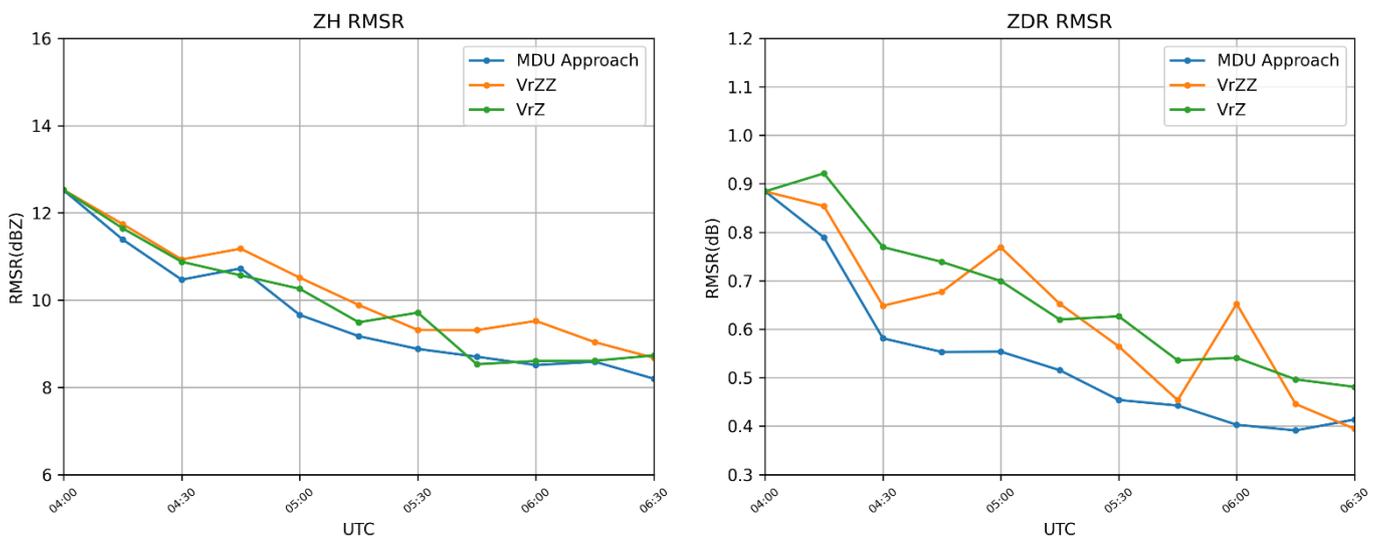


圖 10 各組實驗回波與差異反射率方均根餘量(RMSR)表現。

場 $Z_H - Z_{DR}$ 差異聯合機率分布，差異的計算如下：先將分析場水象粒子與熱力、動力變數內插至超級觀測點上，再利用 PRDS 轉換為雙偏極化雷達參數，最後再減去觀測超級觀測點數值的表現，以得到模式與觀測之差異。由第 2~4 同化循環

(0415~0445 UTC，圖 11)的結果可以看見，各實驗組在同化實驗初期皆高估 Z_H 與 Z_{DR} 的量值，但 Z_H 高估隨著同化進行有減少的趨勢。 VrZ 在 Z_{DR} 差異分布的整體高估在隨著同化循環進行有下修，但是整體機率分布並沒有變緊縮。若要使差異緊縮，則

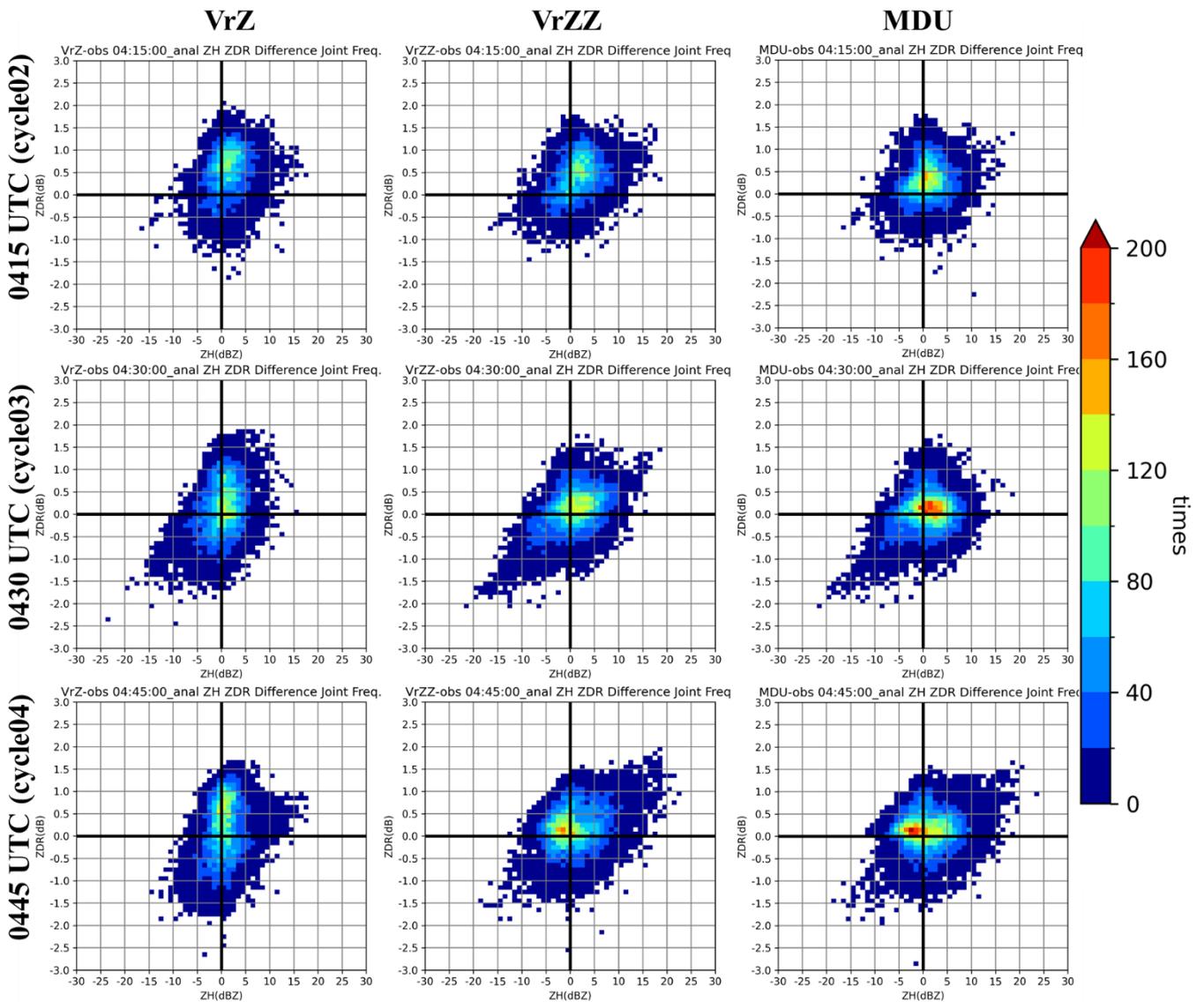


圖 11 VrZ(左直排)、VrZZ(中直排)與 MDU(右直排)分析場驗與真實觀測 $Z_H - Z_{DR}$ 差異聯合機率分布圖在 0415~0445UTC (cycle02~cycle04)表現。其中，橫座標為 Z_H 在各實驗組分析場與真實觀測差異，以 1dBZ 為區間計算次數；縱座標為 Z_{DR} 在各實驗組分析場與真實觀測差異，以 0.1dB 為區間計算次數。顏色則為該差異量區間之出現次數。

必須同化 Z_{DR} 進入模式，以觀測數值修正並限縮模式 Z_{DR} 表現。同樣的緊縮表現在 MDU 分析場亦可以看見，且其聯合機率分布的趨勢較 VrZZ 更加靠近原點。此外，MDU 分析場 Z_{DR} 差異隨著同化循環趨近原點的速度更加快速，此結果可與 RMSR 分析中，MDU 能更有效、更快速地調整模

式微物理結構的結果有所呼應。不同於同化初期的表現，第 9~11 同化循環(圖 12)分析場 Z_H 與觀測的差異已達一定的平衡，隨時間變化程度較小，可以對應到 RMSR 在第八個循環達平衡的表現，而三個實驗組的 Z_H 表現差異在這段時間並不明顯。然而 Z_{DR} 差異表現上可以見到，有別於同化初

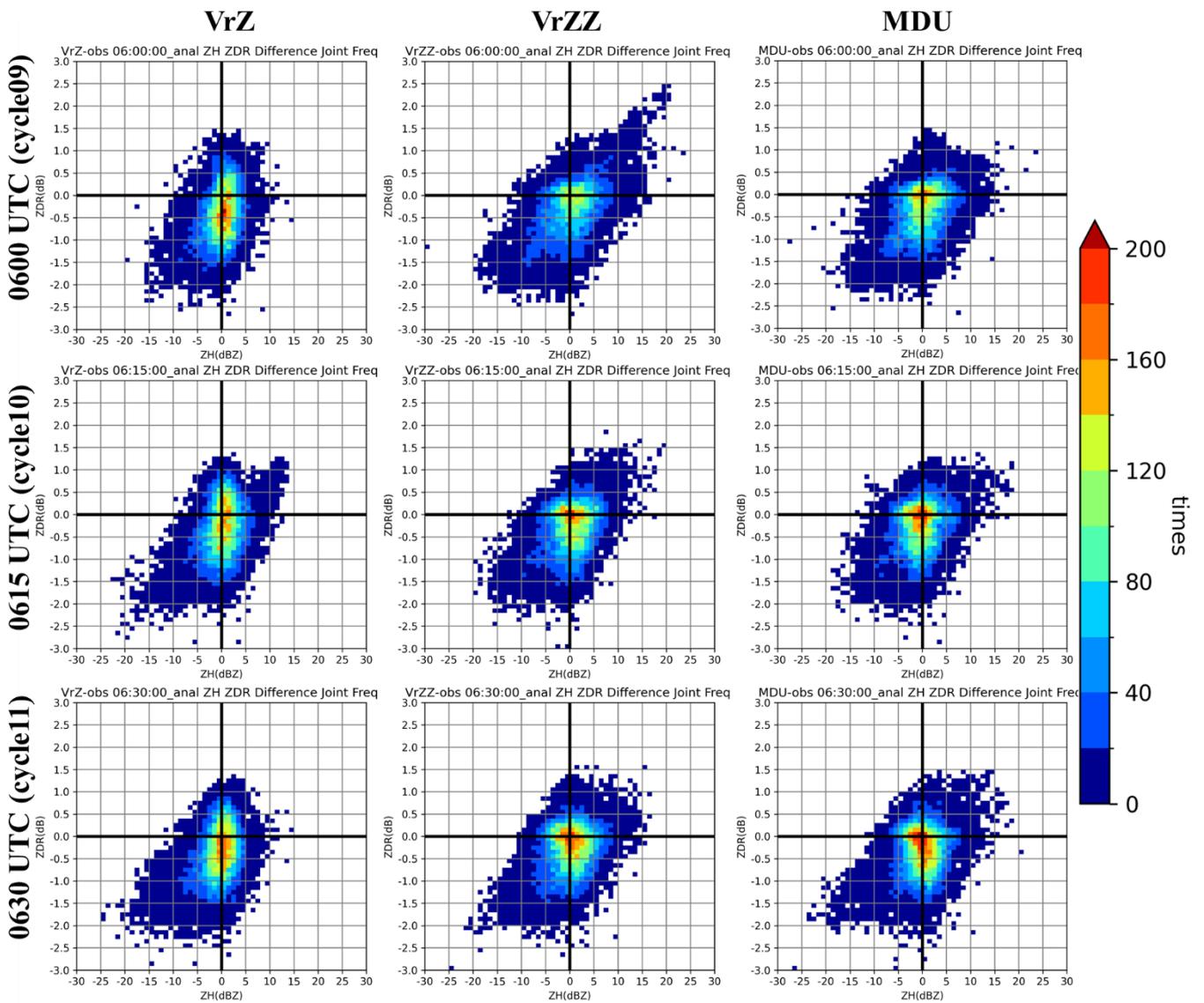


圖 12 VrZ(左直排)、VrZZ(中直排)與 MDU(右直排)分析場與真實觀測 $Z_H - Z_{DR}$ 差異聯合機率分布圖在 0600~0630UTC (cycle09 ~cycle11)表現。其中，橫座標為 Z_H 在各實驗組分析場與真實觀測差異，以 1dBZ 為區間計算次數；縱座標為 Z_{DR} 在各實驗組分析場與真實觀測差異，以 0.1dB 為區間計算次數。底色則為該差異量區間之出現次數。

期高估 Z_{DR} 差異量的表現，在經歷兩個小時的資料同化後分析場整體傾向低估 Z_{DR} 量值，若要改善低估情形，則必須同化 Z_{DR} 後才能有明顯改善，且使用質量權重平均粒徑更新法有更大的改善幅度。不管是 RMSR 或是差異聯合機率分布結果，皆顯示同化 Z_{DR} 能得到與觀測更接近的結構，尤其是利用質量權重平均粒徑更新法時更有效、更快速地調整。

然而計算差異聯合機率分布的前提，必須是有觀測發生，且模式能夠透過觀測算符得到雙偏極化雷達參數的情況，會剔除無觀測但模式有系統發生，或是模式無法掌握觀測系統的情形。若要討論不同同化方法對模式整體 Z_H 與 Z_{DR} 的調整，以及模式本身與觀測是否有偏差，可以直接比較觀測與模式各自的 Z_H 與 Z_{DR} 聯合機率分布圖表現。由 0630UTC 五分山雷達觀測

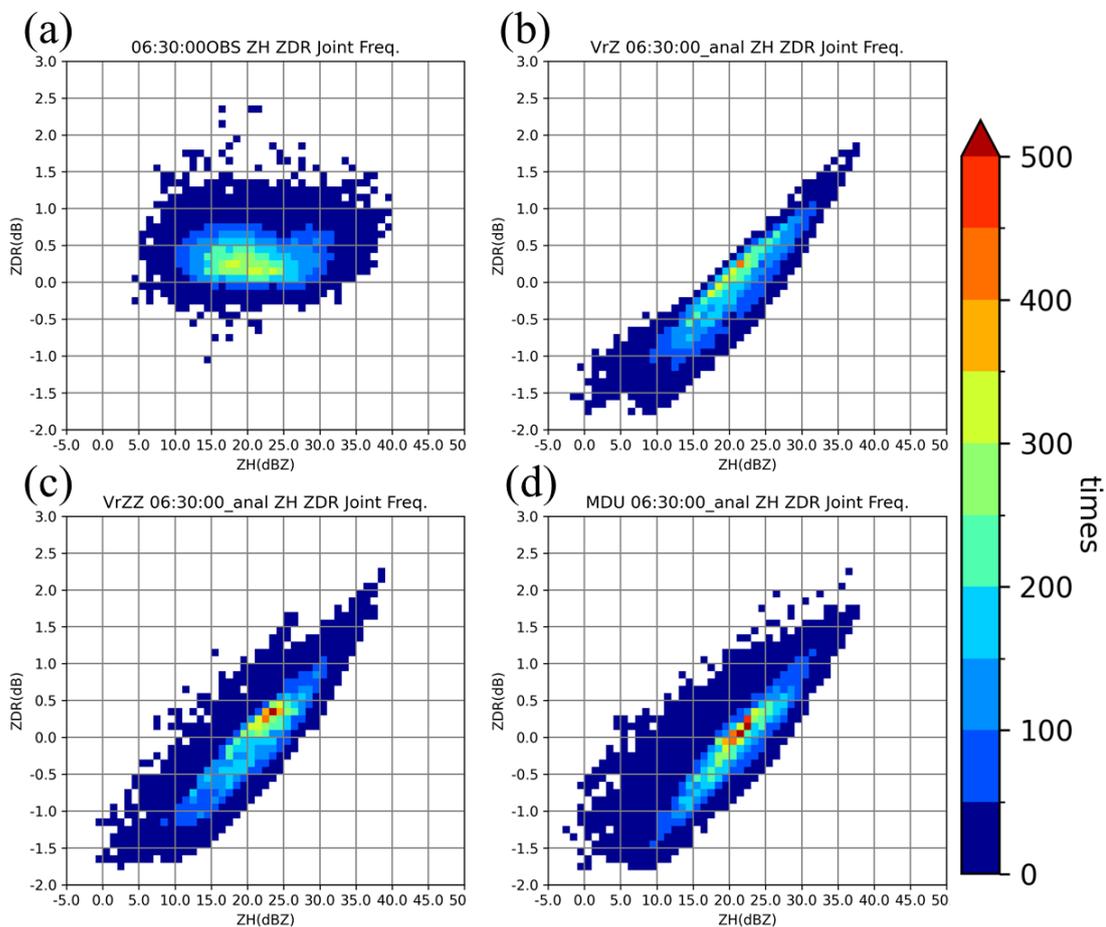


圖 13 0630UTC (cycle11)，3 公里以下(a)RCWF 真實觀測、(b)VrZ、(c)VrZZ 與(d)MDU 分析場 Z_H - Z_{DR} 聯合機率分布圖。其中，橫座標為 Z_H 在各實驗組分析場與真實觀測表現，以 1dBZ 為區間計算次數；縱座標為 Z_{DR} 在各實驗組分析場與真實觀測表現，以 0.1dB 為區間計算次數。底色則為該差異量區間之出現次數。

Z_H 與 Z_{DR} 聯合機率分布圖(圖 13 a)可知，觀測上個案 Z_H 分布集中在 10~30 dBZ 之間，而 Z_{DR} 分布則集中在 0.5dB 以下，以此結果可以推論在此個案中，降水粒子粒徑較小且接近均相，而影響回波大小的原因是由於雨滴粒子的濃度造成。然而，分析場 Z_H 與 Z_{DR} 聯合機率分布表現與觀測有明顯分別(圖 13 b~d)，可以見到所有實驗組的 Z_{DR} 高機率分布區，皆隨著 Z_H 一同增長，使得在 Z_H 較強的時候會產生 Z_{DR} 高估，反之在 Z_H 較弱的時候則出現 Z_{DR} 低估，有此分布的情形是由觀測算符設定的特性，以及總體為物理參數法的限制所造成。首先，不管是垂直與水平背向散射振幅，在觀測算符擬合過程中，粒徑增加皆會造成其成長，然而其增加的幅度會影響雙偏極化參數的量值，尤其是與雙向回波強度皆有相關的 Z_{DR} 計算，使其產生與觀測可能不符的結構。舉例來說，Jung et al. (2008a)中提及，使用 Zhang et al.(2001)提出之軸比關係式，進行 T-matrix method 模擬時，在雨滴粒徑為 1 mm ~ 4 mm 的情況下，會由於更扁平的雨滴形狀，造成整體約 0.2dB 的 Z_{DR} 數值誤差。此外如果利用固定的方程式擬合整個 DSD 的背向散射振幅表現，不是將 DSD 切割為較小的區間

再各自擬合，亦會由於方程式特性而產生限制與偏差。在觀測算符的影響以外，由於雙矩量微物理參數化方案將形狀參數設定為定值，因此模擬微物理表現時，僅能夠調整水象粒子 DSD 的截距參數與斜率參數。在自由度有所限制之下，模式微物理參數化方案不一定能描述真實觀測的 DSD 分布型態，亦會造成偏差產生。因此，雖然同化 Z_{DR} 可以使分析場更接近觀測，但在有限制的條件下， Z_H 與 Z_{DR} 整體結構在觀測與模式中仍有偏差產生，必須改善微物理參數化方案，以及其對應的觀測算符設定，才能由根本改善偏差情形。

(三)水氣場與水象粒子表現

為探討雙偏極化雷達資料同化的影響，本研究關注宜蘭地區水氣與水象粒子的變化，以了解同化實驗如何調整模式，使其 Z_H 與 Z_{DR} 表現更接近觀測。在中尺度系統發展時，地面水氣場的分布亦會影響系統的微物理結構，造成不同的 Z_H 與 Z_{DR} 特徵，也因此地面水氣分析是分析微物理時不可忽略的變因。本研究利用宜蘭觀測實驗 0600UTC 的探空資料，驗證分析場低層水氣表現。在探空資料選擇上，只選擇大福、頂寮、三星、五結與宜蘭五站點探空

資料進行驗證，這是考慮到時間差異大可能會有不同的發展環境，影響驗證表現，因此最後不使用經過重新施放的站點資料。驗證結果表現上，VrZ 在 3 公里以下的水氣混合比 RMSR 為 1.38 g kg^{-1} ，相較於未做任何資料同化之 1.84 g kg^{-1} 更加接近於觀測，顯示傳統雷達資料同化能改善近地表水氣表現。同化 Z_{DR} 進入模式以後，水氣量改善的幅度更加明顯，使得 VrZZ 與 MDU 兩組實驗在 3 公里以下水氣混合比 RMSR 變為 0.81 g kg^{-1} 與 0.80 g kg^{-1} ，顯示多 Z_{DR} 資料同化能透過跨變數之相關性，調整近地表水氣，使分析場與觀測更加接近。除了計算 RMSR 以外，本研究亦計算分析場與探空觀測差異，並將其繪製成 Contoured Frequency by Altitude Diagram (CFAD, Yueter and Houze 1995)，以評估不

同高度層上分析場水氣表現。圖 14 為分析場水氣差異 CFAD 表現，可以得知所有的實驗分析場在 3 公里以下皆低估水氣量值，其中 VrZ 的高發生機率約為 $-0.75 \sim -1.25 \text{ g kg}^{-1}$ 。雖然同化 Z_{DR} 的實驗組亦有低估情形發生，但兩個實驗的高發生機率量值改變為 $-0.25 \sim -0.75 \text{ g kg}^{-1}$ 之間。此結果與 RMSR 能有所呼應，兩者皆顯示 Z_{DR} 資料同化能增加近地表水氣混合比，相較於 VrZ 有更明顯的水氣改善，使低估情形有所減緩。

本研究分析宜蘭地區與近海的分析場水象粒子變數變化，以了解整體微物理結構之演變。其中，關注區域的範圍定義為北緯 24.3~25 度，東經 121.5~122.5 度，並去除雪山山脈西北側，非蘭陽平原與周邊山麓地帶之區域(如圖 2 框線區域所示)。

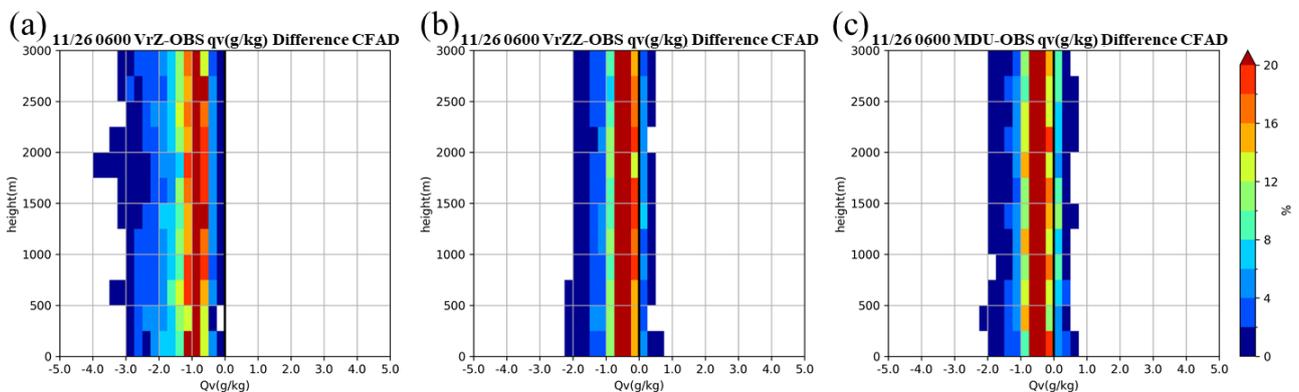


圖 14 0600UTC (a)VrZ、(b)VrZZ、(c)MDU 分析場與探空觀測近地表水氣誤差 CFAD 表現。其中，橫軸為分析場水氣與探空反演水氣之差異，以 0.25 g kg^{-1} 為區間；縱軸為高度，以 250 公尺為區間；底色為該高度層之出現機率。

計算上，會將不同高度上的數值做平均，再以橫軸為時間繪製成時序圖，以利時序分析。首先由水象粒子混合比時序圖(圖 15)顯示，三組實驗的混合比在時間上有相似的趨勢，皆有水氣混合比(q_v)逐漸減少，以及雨水混合比(q_r)、雪混合比(q_s)在 0500UTC 與 0600~0630UTC 有較高的數值等等。在垂直分布上，可以見到雲水混合

比(q_c)最大值會發生在 q_r 與 q_s 最大值的中間層。各組實驗的表現上，主要差異是近地表水氣 q_v 表現，可以見到 VrZ 在經過同化循環後，在 0630UTC 時近地表水氣約為 11.5 g kg^{-1} ，而同化 ZDR 之後的實驗組約增加為 12.5 g kg^{-1} ，印證前一小節水氣增加的趨勢。 q_r 的差異主要發生在 2.0~3.5 公里高度層上，可以見 VrZ 在 0515UTC 有較

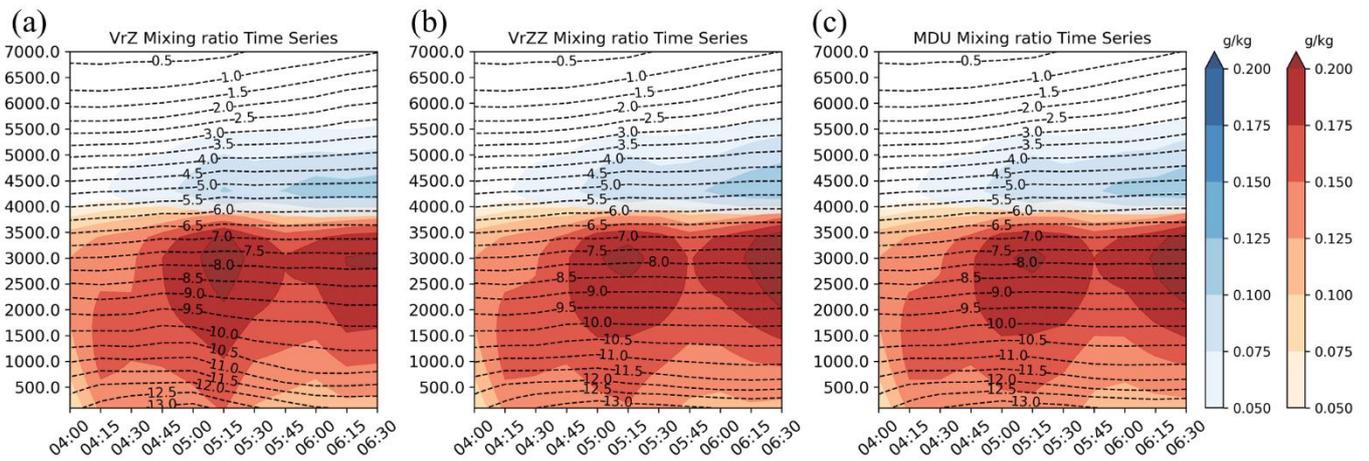


圖 15(a)VrZ、(b)VrZZ 與(c)MDU 宜蘭地區分析場分析場水象粒子混合比時序圖。其中紅色系表示雨水混合比(q_r)、藍色系表示雪混合比(q_s)，黑色線段表示水氣混合比(q_v)。橫軸為時間，縱軸為高度變化。

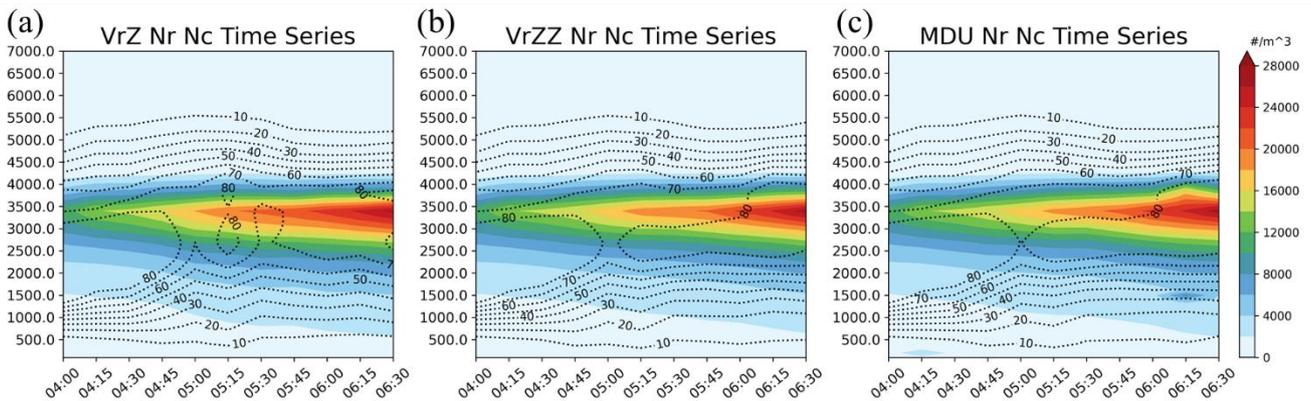


圖 16 (a)VrZ、(b)VrZZ 與(c)MDU 宜蘭地區分析場總體粒子個數濃度時序圖。其中橫軸為時間，縱軸為高度變化，底色為雨水總體粒子個數濃度(N_{Tr} , units = $\# \text{ m}^{-3}$)，線段為雲水總體粒子個數濃度(N_{Tc} , units = $10^8 \# \text{ m}^{-3}$)。

大的 q_r 數值，但在最後一個同化循環的分析場表現中，同化 Z_{DR} 的實驗則有較大的數值發生。在雨水總體粒子個數濃度(N_{Tr})時序表現上(圖 16)，可以看見各實驗組有相似的 N_{Tr} 分布情形，主要的 N_{Tr} 大值發生在 3.0 ~3.5 公里的高度上。在同化 Z_{DR} 進入模式後， N_{Tr} 無明顯的改變，雲滴總體粒子個數濃度(N_{Tc})則有上升的趨勢。將 q_r 與 N_{Tr} 的資訊整合為 D_m 以後再進行分析(圖 17)，可以見到在 04 至 0430UTC 時 VrZ 與 VrZZ 整體表現無明顯差異。然而在 0445UTC 以後，有同化 Z_{DR} 資料的實驗雖然 q_r 與 N_{Tr} 整體修正量並不是非常明顯，但仍有較大的 D_m 發生。這個結果可以對應到 Z_H 與 Z_{DR} 差異聯合機率分布的表現，在同化 Z_{DR} 進入模式以後，分析場傾向有更大的雨滴粒徑出現，使得第 8~10 循環的 Z_{DR} 低估能夠有效被修正，顯示同化系

統能有效調整微物理結構。除了結構整以外，值得一提的是在調整幅度表現上，MDU 的調整量介於 VrZ 與 VrZZ 之間。MDU 的 Z_H RMSR 在第 8~10 循環(0600~0630UTC)間有優於 VrZZ 的趨勢，且差異聯合機率分布的 Z_H 差異也更靠近 0 值線，對應到 D_m 表現也在其餘實驗組之間，推測其因可能是質量權重平均粒徑更新法在進行變數轉換時，亦考慮了 Z_H 與空間當中水象粒子的相關性，因此調整之後的微物理結構會介於 VrZ 與 VrZZ 之間。

(四)短期預報之表現

利用模式進行天氣預報時，由於積分會使得初始場的誤差隨時間逐漸放大，影響預報表現，因此如何取得正確的初始場結構，對預報來說非常重要。資料同化的目的，是希望能夠透過一個權重結合觀測

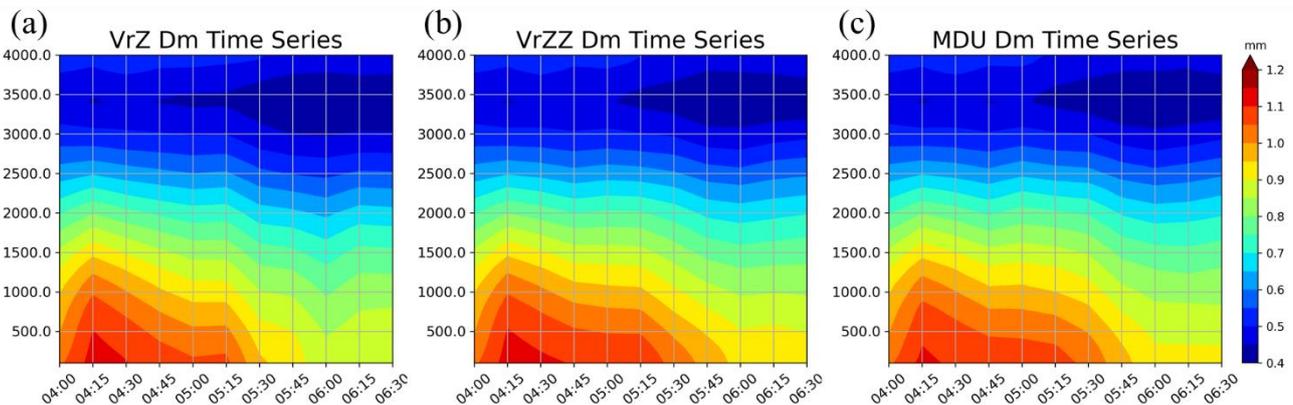


圖 17 (a)VrZ、(b)VrZZ 與(c)MDU 宜蘭地區分析場雨滴質量權重平均粒徑(D_m)時序圖。其中橫軸為時間，縱軸為高度變化，底色為 D_m 表現。

與模式的資訊，以得到接近於真實的分析場，其可做為預報的初始條件，改善預報表現。本研究除了驗證分析場表現以外，更關注各實驗組降水預報表現，以了解雙偏極化雷達資料同化對預報的影響。在雨量驗證上，本研究使用中央氣象局劇烈天氣監測系統 QPESUMS (Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor, 黃等人 2018)資料進行驗證，其運作會利用陳等人(2017)之方法擬合不同雷達的最適雨量關係式，再利用關係式估計降雨，最後再以雨量筒資料進行修正，以得到降水二維分布。此外，由於雷達資料涵蓋範圍有限，只能夠調整

觀測範圍附近的模式表現，而邊界條件所造成的差異，仍會透過平流影響同化範圍內的資訊，影響預報表現。因此本研究除了關注六小時極短期定量降水預報外，更關注第一至第六小時的預報表現，以評估資料同化效益可維持的時長。

圖 18 為 noDA 與三組同化實驗 6 小時累積降雨 Probability of Quantitative Precipitation Forecast (PQPF)在 12 mm 與 30 mm 門檻值底下的表現，其中黑色線段圍住的範圍是 QPESUMS 達到門檻值區域。在以 12 mm 作為門檻值時，可以見到 QPESUMS 幾乎涵蓋蘭陽平原與宜蘭南方山區，而 noDA 則是在蘇澳地區有較大的

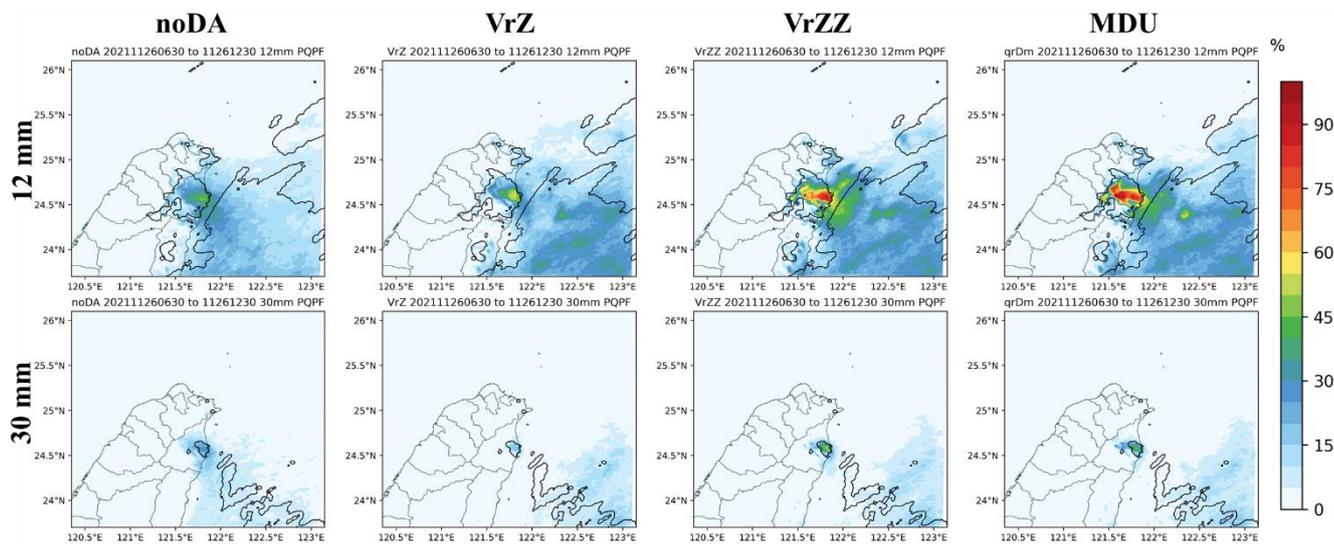


圖 18 未同化系集(noDA，最左直排)與 VrZ(第二直排)、VrZZ(第三直排)以及 MDU(最右直排)預報 6 小時累積降雨表現。上橫排為門檻值在 12mm 之 PQPF 表現，下橫排為門檻值在 30mm 時的 PQPF 表現。其中黑色線段為 QPESUMS 累積降水大於門檻值之區域，底色為降水超越機率。

超越機率發生，數值約達 35 ~ 45%。VrZ 的表現相較於 noDA 在蘇澳地區的發生機率有些微提升，達到 50%以上，顯示同化傳統雷達資料仍能夠提升降雨預報表現。提升的表現在同化 Z_{DR} 的實驗組更加明顯，可以見到 VrZZ 與 MDU 的降水預報在蘭陽平原南方都有大於 50%以上的機率分布，甚至有超過 80%的表現。此外利用質量權重平均粒徑更新法能夠調整更細微的結構，使得蘭陽平原西南側有相較於 VrZZ 更大的機率發生。再來看到以 30 mm 做為門檻時的表現，可以見到 QPESUMS 降雨區域縮小，只剩降雨大值發生的宜蘭南部與蘇澳地區有達到門檻值，因此可以透過此門檻值驗證各組實驗在降雨大值的掌握程度。在 noDA 的表現中可以看見，在未同化任何雷達資料的情況下，模式就有一定的能力掌握降雨極值分布位置，其超越機率量值約為 30%。相較之下，VrZ 對於降雨極值的掌握程度沒有 noDA 來的好，其超越機率量值低於 30%，甚至在 20%以下。同化 Z_{DR} 進入模式的兩個組別可以見到有大於 40%的超越機率發生，且機率分布表現相較 noDA 更加集中在真實發生區域內，顯示 Z_{DR} 同化能有效改善 30 mm 門檻下的

降雨預報機率與兩區分布。

接下來以 2 mm 作為降雨門檻，關注 1~4 小時的 PQPF 表現(圖 19)。可以看見 QPESUMS 的降雨主要在預報前四小時發生，兩區範圍隨著時間有縮小的趨勢。noDA 雖然在六小時累積降雨的發生機率有不錯的表現，但各小時的降雨發生機率隨時間沒有明顯的變化趨勢，顯示系集預報的降雨強度與區域在這六小時內表現相似，無法描述降雨變化的過程。VrZ 在第一個小時的預報表現有高機率發生的表現，顯示同化傳統雷達資料，仍能夠改善第一小時的降雨表現。若將圖 8 分析場回波與 PQPF 結果作比較，可見到預報第一小時降水高機率區，與預報初始場回波分布位置大致重合，顯示雷達資料同化能有效的建構降水系統結構，並改善預報初期降水。然而，VrZ 在第二、三小時無法延續高機率的表現，使得六小時累積降雨表現不如 noDA 的結果。相較 VrZ 的結果，有同化 Z_{DR} 的實驗組不僅在第一小時有更大範圍的高機率分布，在第二、三小時的預報中，也有大於 50%以上的機率發生，甚至達到接近 80%的機率，顯示多同化 Z_{DR} 進入模式中，能夠使降雨改善延長，並獲得更好

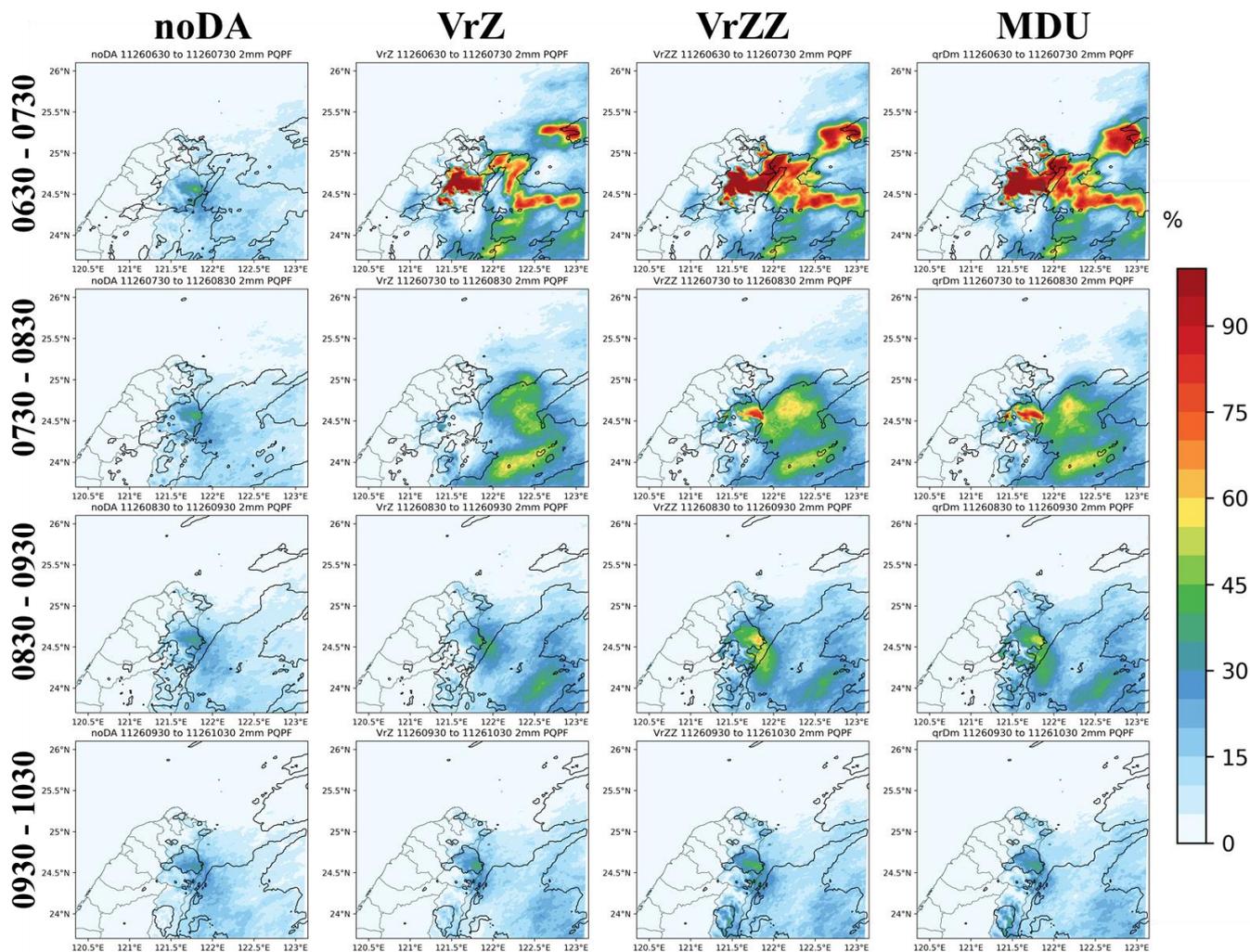


圖 19 未同化系集(noDA，最左直排)與 VrZ(第二直排)、VrZZ(第三直排)以及 MDU(最右直排)在門檻值 2mm h⁻¹ 之下，預報第 1~4 小時各小時累積降雨 PQPF 表現。其中黑色線段為 QPESUMS 累積降水大於門檻值之區域，底色為降水超越機率。

的降雨預報表現。最後比較 MDU 的表現與 VrZZ 的 PQPF 表現，可以見到 MDU 第二個小時在中央山脈前緣有更大的機率發生，使得降雨預報更接近觀測表現。綜合本小節表現，noDA 能夠描述蘇澳地區的持續性降雨，使得其有不錯的 6 小時累積降雨表現，然而其無法掌握淺對流系統的生長、消散與移動。相較之下，傳統雷達

資料同化能夠在預報初始場掌握系統位置，有效提升第一小時的預報結果，但是無法延續其效益至第二小時以後的預報。若要改善第二小時的預報，則必須同化 Z_{DR} 進入模式當中，才能夠改善模式降水低估，使其接近真實降雨表現。

五、結論與未來展望

降水系統的發展，除了受到動力與熱力條件之影響，水象粒子間轉換的微物理過程亦是影響降水不可忽略的因子。在觀測上，雙偏極化雷達除了擁有傳統都卜勒雷達的高時空解析度優勢，更能夠透過雙向電磁波之間的差異，計算雙偏極化雷達參數，以得到降水系統的微物理特徵。在模式中，雙矩量總體微物理參數化方案，能夠調整水象粒子截距參數以及斜率參數，藉以得到各水象粒子在 Gamma function 型式下的 DSD 表現。結合觀測資訊與模式表現，雙偏極化雷達資料同化在前人研究中，已被證明能在夏季個案中改善分析場動力、熱力與微物理結構，並使 QPF 表現有所提升。然而，冬季個案與夏季個案發展過程有明顯之差異，在冬季個案同化雙偏極化雷達觀測是否有相同的效益，仍需要進一步驗證。此外本文亦希望建立新的更新方法，使更多的觀測資訊傳遞進入模式中，提升資料同化的效率。本研究目的在驗證冬季個案中，同化雙偏極化雷達差異反射率觀測之影響，並探討使用質量權重平均粒徑更新法進行資料同化時，是否會有更好的表現。

分析場雙偏極化參數驗證結果顯示，傳統雷達資料同化在冬季個案中能夠有效掌握系統位置，並且降低模式 Z_H 與觀測之差異，但無法調整 Z_{DR} 表現，使其隨著系統發展在不同時間有高估或低估表現。同化 Z_{DR} 觀測資料進入模式中，則能夠降低分析場 Z_{DR} 與觀測差異，並且修正模式 Z_{DR} 在不同時間的高估與低估表現。此外在使用質量權重平均粒徑更新法時，分析場 Z_H 與 Z_{DR} 調整更加有效且快速，使得 MDU 分析場有最接近觀測的 Z_H 與 Z_{DR} 結構。進一步觀察分析場近地表水氣表現，可以見到雷達資料同化能夠提升近地表水氣量值，改善模式水氣低估的情形，並提供系統發展更好的環境，且在同化 Z_{DR} 後，修正量更加明顯。在水象粒子時序表現上，同化 Z_{DR} 能夠提升 2~3 公里平均雨水混合比數值，但在近地表雨水混合比以及總體粒子個數濃度的平均修正量並不明顯。但直接分析 D_m 表現，仍可見到同化 Z_{DR} 會使分析場在 0445UTC 以後傾向有更大的雨滴粒徑出現，進而改善模式 Z_{DR} 整體低估的情形。在定量降雨預報表現上，系集預報在未經過任何資料同化時，已有一定的能力可以描述 6 小時累積降雨表現。然而，

未經過資料同化的系集無法描述降水系統的演變，使得其對於各小時累積降雨預報的差異並不明顯。同化傳統雷達資料進入模式中(VrZ)，能夠掌握系統發展位置，且提升第一小時小雨量門檻的發生機率表現。然而在第二小時的預報中可以看見，VrZ有低估降雨發生機率的情形，這使得在6小時累積降雨表現中，VrZ相較於noDA並沒有明顯的提升。相較之下，同化Z_{DR}的實驗組不僅在第一個小時有優於VrZ與noDA的PQPF表現，更能延續效益至第二、三小時的預報，並改善模式低估降雨表現。最後，在使用質量權重平均粒徑更新法時，在局部區域能夠比VrZZ有更高的發生機率，使其更接近於觀測表現。

綜合所有分析結果，在冬季個案中同化傳統雷達資料，能夠使水氣場提升，並掌握系統位置，提升第一小時定量降雨表現。額外多同化雙偏極化雷達差異反射率(Z_{DR})，能調整分析場雨滴粒徑大小，使得Z_{DR}結構更接近觀測。此外同化Z_{DR}能使水氣場有更多的提升，減緩模式低估情形。在定量降水表現上，同化Z_{DR}能夠提升不同門檻下的降雨發生機率，並延續定量降水預報效益。最後，使用質量權重平均粒徑更新法能夠更有效且快速調整分析場，

得到近似觀測的Z_H與Z_{DR}結構，並且能在預報場中提升局部區域的降水發生機率。

雙偏極化雷達觀測上，Z_{DR}能透過水平與垂直兩個方向偏極化電磁波的背向散射能量差異，解析空間中降水粒子的形狀，而雨滴粒子形狀與粒徑大小高度相關，也使得在融化層以下的Z_{DR}觀測亦包含雨水粒徑等微物理特性存在。本研究已驗證在冬季個案中使用質量權重平均粒徑更新法，能利用模式中雨水粒徑與Z_{DR}之高相關性，將觀測資訊更有效率地傳遞到模式中，改善分析場Z_H與Z_{DR}結構，並提升定量降水預報表現。討論在不同微物理結構下，質量權重平均粒徑更新法使用之效益，除了冬季個案之外，夏季強對流個案的測試亦在進行中。未來希望能歸納不同類型的個案中，同化策略的最佳設定，包含同化變數之先後順序、同化循環間隔與局地化半徑大小等，以提升全年度雙偏極化雷達資料同化效益，更提供作業化參考。此外在雙偏極化雷達資料同化上，有許多能繼續提升的地方。首先，雙偏極化雷達觀測算符仍有不可忽視的誤差存在，其因可能來自背向散射振幅模擬時使用的軸比關係式，以及擬合整體DSD背向散射振幅所使用的方程式。因此未來應進一步優化觀測算

符設定，以得到更符合真實場表現的雙偏極化參數模擬。在預報分析上，初始場的差異如何影響降水系統發展，並提升降水預報表現，背後的物理機制仍須進一步分析。在天氣系統分析上，本研究關注的是宜蘭地區降水系統的演變與發展，但由於五分山雷達站海拔高度 766 公尺，其最低仰角電磁波至蘭陽平原上空已高於 1 公里高，再加上冬季宜蘭降水個案發展高度有限，使得能夠進行資料同化與驗證的雷達資料有限。因此未來若要進一步驗證模式近地表表現，應該要使用更近地表觀測，像是雨滴譜儀、中央大學 Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar (TEAM-R) 的 X 波段觀測資料，才能更深入討論宜蘭個案的三維微物理結構。最後，不同微物理參數化方案，在雨水最大粒徑設定上不盡相同，影響整體雨水粒子的粒徑分布。因此，質量權重平均粒徑更新法與不同微物理參數化方案搭配時，是否能維持相同效益，或是有更佳表現，亦需要進一步驗證。

致謝

感謝兩位審查委員提供寶貴的建議，使本文更加完善。感謝國研院國網中心提

供計算資源，使本研究得以順利進行。本研究由行政院國科會研究計畫 111-2111-M-008-023-、112-2111-M-008-005-與 113-2123-M-002-018-經費資助。

參考文獻

- 蔡直謙，2014：利用局地系集轉換卡爾曼濾波器雷達資料同化系統改善定量降水即時預報：莫拉克颱風(2009)，博士論文，國立中央大學大氣物理研究所，85 頁。
- 林沛練、李孟澤、張偉裕、Balaji Kumar Seela，2019：臺灣北部雨滴粒徑與雷達回波氣候統計分析與定量降水估計研究，中央氣象局 108 年天氣分析與預報研討會。
- 陳如瑜、張偉裕、陳台琦，2017：北台灣 S 與 C 波段雙偏極化雷達定量降雨估計之比較，*大氣科學*，**45(1)**，57-80。
- 黃葳芃、陳嘉榮，2018：中央氣象局劇烈天氣監測系統 (QPESUMS) 防災客製化服務概述。2018 臺灣災害管理研討會，787-794。
- 游承融，2019：利用雙偏極化雷達觀測資料進行極短期天氣預報評估—2008

- 年西南氣流實驗 IOP8 期間飈線系統個案，碩士論文，國立中央大學大氣物理研究所，105 頁。
- 莊秉學，2021：使用局地系集轉換卡爾曼濾波器同化雙偏極化參數的全新方法：夏季真實個案中的分析場與預報場，碩士論文，國立中央大學大氣物理研究所，155 頁。
- 蘇世顥、劉清煌，2021：探索一個既熟悉又陌生問題－2020 年宜蘭劇烈降雨實驗(2020 YESR)簡介。中華民國氣象學會會刊，第 62 期。
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2002: Experiments in Rainfall Estimation with a Polarimetric Radar in a Subtropical Environment. *Journal of Applied Meteorology*, **41**,674-685.
- Chang, W., K.-S. Chung, L. Fillion, and S.-J. Baek, 2014: Radar Data Assimilation in the Canadian High-Resolution Ensemble Kalman Filter System: Performance and Verification with Real Summer Cases. *Monthly Weather Review*, **142**, 2118-2138.
- Chen, C. S. and Y. L. Chen, 2003: The Rainfall Characteristics of Taiwan. *Monthly Weather Review*, **131**,1323-1341.
- 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.
- Grell, G. A., and D. Dévényi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geophys. Res. Lett.*, **29(14)**, doi:10.1029/2002GL015311.
- Hong, S., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, **230**, 112-126.

- Jung, Y., G. Zhang, and M. Xue, 2008a: Assimilation of Simulated Polarimetric Radar Data for a Convective Storm Using the Ensemble Kalman Filter. Part I: Observation Operators for Reflectivity and Polarimetric Variables. *Monthly Weather Review*, **136**, 2228-2245.
- Jung, Y., M. Xue, G. Zhang, and J. M. Straka, 2008b: Assimilation of Simulated Polarimetric Radar Data for a Convective Storm Using the Ensemble Kalman Filter. Part II: Impact of Polarimetric Data on Storm Analysis. *Monthly Weather Review*, **136**, 2246-2260.
- Jung, Y., M. Xue, and G. Zhang, 2010: Simulations of Polarimetric Radar Signatures of a Supercell Storm Using a Two-Moment Bulk Microphysics Scheme. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49**, 146-163.
- Kumjian, M. R., and A. V. Ryzhkov, 2008: Polarimetric Signatures in Supercell Thunderstorms. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 1940-1961.
- Kumjian, M.R., Martinkus, C.P.; Prat, O.P.; Collis, S.; van Lier-Walqui, M.; Morrison, H.C., 2019: A moment-based polarimetric radar forward operator for rain microphysics. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **58**, 113-130.
- Labriola, J., Snook, N., Jung, Y., & Xue, M., 2020: Evaluating Ensemble Kalman Filter Analyses of Severe Hailstorms on 8 May 2017 in Colorado: Effects of State Variable Updating and Multimoment Microphysics Schemes on State Variable Cross Covariances, *Monthly Weather Review*, **148(6)**, 2365-2389.
- Lim, K. S. S., and S.-Y. Hong, 2010: Development of an Effective Double-Moment Cloud Microphysics Scheme with Prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for Weather and Climate Models. *Monthly Weather Review*, **138**, 1587-1612.

- Mlawer, E.J., S. J. Taubman, P. D. Btown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative Transfer for Inhomogeneous Atmospheres: RRTM, a Validated Correlated-k Model for the Longwave. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 16663.
- Milbrandt, J. A., and M. K. Yau, 2005: A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part I: Analysis of the Role of the Spectral Shape Parameter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 3051-3064.
- Ott, E., and Coauthors, 2004: A local ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation. *Tellus A*, **56**, 415-428.
- Park, H. S., A. V. Ryzhkov, D. S. Zrnić, and K.-E. Kim, 2009: The Hydrometeor Classification Algorithm for the Polarimetric WSR-88D: Description and Application to an MCS. *Weather and Forecasting*, **24**, 730-748.
- Pfeifer, M., G. C. Craig, M. Hagen, and C. Keil, 2008: A polarimetric radar forward operator for model evaluation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 3202–3220.
- Putnam, B., M. Xue, Y. Jung, N. Snook, and G. Zhang, 2019: Ensemble Kalman Filter Assimilation of Polarimetric Radar Observations for the 20 May 2013 Oklahoma Tornadic Supercell Case. *Monthly Weather Review*, **147**, 2511-2533.
- Putnam, B. J., Jung, Y., Yussouf, N., Stratman, D., Supinie, T. A., Xue, M., Kuster, C. and Labriola, J. 2021: The Impact of Assimilating ZDR Observations on Storm-Scale Ensemble Forecasts of the 31 May 2013 Oklahoma Storm Event, *Monthly Weather Review*, **149(6)**, 1919-1942
- Ryzhkov, A., and D. Zrnić, 1996: Assessment of Rainfall Measurement That Uses Specific Differential Phase. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **35**, 2080-2090.
- Ryzhkov, A., M. Pinsky, A. Pokrovsky, and A. Khain, 2011: Polarimetric Radar Observation Operator for a Cloud Model with Spectral Microphysics.

- Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **50**, 873-894.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J. G., Duda, M. G., Barker, X. Y., Huang, Y., 2019: A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4.1. *NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR*, 162 pp.
- Snyder, C., and F. Zhang, 2003: Assimilation of Simulated Doppler Radar Observations with an Ensemble Kalman Filter. *Monthly Weather Review*, **131**, 1663-1677.
- Su, S.H., Y. H. Chang, C. H. Liu, W. T. Chen, W. Y. Chang, J. P. Chen, W. N. Chen, K. S. Chung, J. P. Hou, M. K. Hsieh, Y. S. Jang, H. C. Kuo, Y. C. Lee, P. Liam. Lin, P. Y. Lin, P. H. Lin, M. H. Lo, S. H. Wang, C. M. Wu, J. H. Yang, M. J. Yang, 2022: Observing severe precipitation near complex topography during the Yilan Experiment of Severe Rainfall in 2020 (YESR2020). *Q J R Meteorol Soc.*, **2022**, 1–20.
- 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 A*, **66**, 21804.
- Tsai, C.-C., and K.-S. Chung, 2020: Sensitivities of Quantitative Precipitation Forecasts for Typhoon Soudelor (2015) near Landfall to Polarimetric Radar Data Assimilation. *Remote Sensing*, **12**, 3711.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **22**, 1764-1775.
- You, C. R., K. S. Chung, and C. C. Tsai, 2020: Evaluating the Performance of a Convection-Permitting Model by Using Dual-Polarimetric Radar

- Parameters: Case Study of SoWMEX IOP8. *Remote Sensing*, **12**, 3004.
- Yuter, S. E., and R. A. Houze , 1995: Three-Dimensional Kinematic and Microphysical Evolution of Florida Cumulonimbus. Part II: Frequency Distributions of Vertical Velocity, Reflectivity, and Differential Reflectivity. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1941–1963.
- Zhang, G., J. Vivekanandan and E. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39(4)**, 830-841.
- Zhang, F., C. Snyder, and J. Sun, 2004: Impacts of Initial Estimate and Observation Availability on Convective-Scale Data Assimilation with an Ensemble Kalman Filter. *Monthly Weather Review*, **132**, 1238-1253.

New Approach to Assimilate Radar Differential Reflectivity: 2021YESR #IOP2 Wintertime Rainfall Case Study

Chin-Chuan Chang¹, Kao-Shen Chung^{1*}, Bing-Xue Zhuang^{1,2}, Wei-Yu Chang¹,
Chih-Chien Tsai³, Hung-Chi Kuo⁴

¹ Department of Atmospheric Sciences, National Central University, Taiwan

² Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, McGill University, Montreal, Quebec,
Canada

³ National Science and Technology Center for Disaster Reduction, Taiwan

⁴ Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taiwan

(manuscript received 1 July 2024; in final form 18 November 2024)

Abstract

The new approach of assimilating dual-pol radar differential reflectivity (Z_{DR}) is investigated in this study. By using LETKF data assimilation system and selecting wintertime rainfall event, two sets of experiments, which VrZ assimilates reflectivity and radial velocity, and VrZZ assimilates reflectivity, radial velocity and Z_{DR} are conducted. In addition, the impact of assimilating Z_{DR} with the Mean Diameter Update (MDU) Approach has been investigated to understand the performance between the new method and the method proposed by Jung et al. 2008. Results of analyses show that water vapor and raindrops size are enhanced after assimilating Z_{DR} , which modify the Z_{DR} structure toward observations. In addition, updating model by Mean Diameter Update Approach has much more improvement. Assimilating Vr and Z radar data into model improves Quantitative Precipitation Forecast (QPF) in the first hour forecasts. Nevertheless, VrZ underestimates the rainfall intensity in the following hours that leads to the worst extended probability than other experiments. On the contrary, the improvement of QPF would be extended to the third hour in the forecasts after Z_{DR} assimilation. Also, the extend probability of partial rainfall would be enhanced by using Mean Diameter Update Approach. In summary, properly assimilating additional Z_{DR} observations can not only illustrate the uniform Z_{DR} structure better but enhance precipitation prediction in the wintertime rainfall case.

Keywords: Dual-polarimetric Radar Data Assimilation, Yilan Experiment for Severe Rainfall, Mass-Weighted Mean Diameter. doi: 10.53106/025400022024125202002

*Corresponding author: Kao-Shen Chung (E-mail: kaoshen.chung@gmail.com)