國 立 中 央 大 學

大 氣 科 學 學 系

碩 士 論 文

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 期間颮線系統個案

Evaluating the Performance of Very Short-term Forecast

by Dual-Polarimetric Radar Observations

─2008 SoWMEX-IOP8 Squall Line Case

研究生：游承融

指導教授：鍾高陞　博士、蔡直謙　博士

中 華 民 國 一零八 年 六 月

國立中央大學圖書館
碩博士論文電子檔授權書

(104 年 5 月最新修正版)

本授權書授權本人撰寫之碩/博士學位論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(以下請擇一勾選)

(✓)同意 (立即開放)

(　　)同意 (請於西元 _____年_____月_____日開放)

(　　)不同意，原因是：_____

在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

(✓)同意 (立即開放)

(　　)同意 (請於西元 _____年_____月_____日開放)

(　　)不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館，基於推動「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名: 游承融　　學號：106621005

論文名稱: 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 期間颱線系統個案

指導教授姓名：鍾高陞、蔡直謙

系所 ：大氣科學系大氣物理所　☐博士班　■碩士班

填單日期：2019/07/26

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限**電子檔**，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填申請書，詳細說明與紙本申請書下載請至本館數位博碩論文網頁。
2. 本授權書請填寫並**親筆**簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應遵守著作權法規定。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣科學系大氣物理碩士班 游承融 研究生所提之論文 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 期間颱線系統個案

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 鍾高陞 蔡直謙 (簽章)

108 年 7 月 8 日

國立中央大學碩士班研究生

論文口試委員審定書

大氣物理所碩士班 游承融 研究生所提之論文

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 期間颱線系統個案

經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人 _____

委　　員 _____

_____

_____

_____

中 華 民 國　108 年　7 月　8 日

101.06.15

摘要

本研究使用雙偏極化雷達資料模擬器(polarimetric radar data simulator, PRDS)將模式輸出轉換成雙偏極化雷達參數後，與 NCAR S 波段雙偏極化雷達之雙偏極化雷達參數進行分析場與極短期數值天氣預報的比較。此外，使用 Goddard、WSM6、WDM6 和 Morrison 四種雲微物理參數化方案進行模擬。進行短預報前，使用 WRF-LETKF 雷達資料同化系統同化雷達回波與徑向風，以獲取最佳分析場。目的在於掌握較佳雲動力結構後，利用雙偏極化雷達參數驗證數值模式在雲微物理方面的表現，並了解不同雲微物理參數化方案對於雙偏極化雷達參數之模擬狀況。

經資料同化後，系集平均分析場雨帶的強度與分佈和雷達觀測結果相近。後續則利用單一決定性預報與系集平均場短期預報進行同化效益的討論，以傳統列聯表分數之累積雨量校驗結果顯現同化後結果較佳。此外，利用 contoured frequency by altitude diagrams (CFADs)進行系集平均分析場與每小時之累積預報結果，回波在四個方案中的 CFAD 分布和觀測相似，其中單矩量的 Goddard 和 WSM6 更接近觀測。而差異反射率在單矩量模擬中，表現較佳，但四種方案皆有高估的狀況。比差異相位差則是在對流區的掌握度較好，層狀區的改進差異不大。模式預報後第一小時結果與觀測相比後，顯示仍能維持雷達參數良好的垂直分布狀況，但隨著預報時間拉長至第三小時，垂直分布結果已和觀測大相逕庭，與未同化之單一決定性預報之分佈無異。研究結果顯示，利用雙偏極化雷達參數驗證模式表現，可以了解模式在雲微物理過程的掌握能力外，亦可了解到雷達資料同化的效益與同化傳統雷達資料對於雙偏極化雷達參數的影響。此外，也顯示同化雙偏極化雷達參數之必要，並可提供模式更佳的初始場。

Abstract

In this research, a polarimetric radar data simulator (PRDS) is used to validate analysis results and short-term forecast outputs that have been converted to polarimetric radar data by comparing with the NCAR S-Pol dual-pol parameters. The WRF-LETKF system is utilized to assimilate radar reflectivity and Doppler wind to obtain the optimal analysis. And then the analysis is used as the initial condition of short-term forecasts. In addition, four different microphysics parameterization schemes are used in the study. After making sure the analysis resembles to true atmospheric state, we try to use polarimetric radar data to validate model performance, especially focusing on microphysics processes. Additionally, we also can understand the difference among microphysics schemes when it comes to simulating polarimetric radar data.

The analysis fields quite resemble to the observation. The traditional forecast skill scores prove that the short-term forecasts are much better after radar data assimilation. By examining contour frequency by altitude diagrams (CFADs), results of reflectivity (Z_H) are improved in four schemes. The single moment schemes such as Goddard and WSM6 perform better than the other two. The improvements of differential reflectivity (Z_{DR}) are obvious in single moment simulations, but all four schemes are overestimate the value. And specific differential phase (K_{DP}) distributions are better in convective areas. The first-hour forecast agrees with the observation, and the general vertical structure can be held well. But after a three-hour forecast, there is no resemblance between observation and model. To sum up, we can know that polarimetric radar data can help us validate the model and impact on polarimetric data when assimilating transitional radar data. Last, It is shown that polarimetric radar data are necessary to be assimilated for providing better analysis fields.

致謝

時間過得非常快，在中央大學求學六年的歲月終要畫下句點。在研究所兩年歲月中，首先要謝謝鍾高陞老師以及蔡直謙博士對我的指導。鍾老師總是很有耐心地聆聽報告，並時時給予建議，使我更有方向的完成這篇論文。在老師指導下學到了很多新知識，無論在雲物理或是資料同化的議題上皆有很大的收穫。此外，能夠在碩士生涯中，出國參加研討會，也賴於鍾老師的幫助下，讓我能夠見見世面，了解各國氣象研究的方向。而蔡直謙博士對於 PRDS 的仔細教導，使得我能夠順利的完成這篇研究，每到您辦公室詢問時，都能耐心地教導我，與我討論 PRDS 的細節與奧妙。也謝謝口試委員洪景山博士，與張偉裕老師，有了你們的寶貴建議，使得我的論文能夠更加完整，有其架構。而張偉裕老師對於偏極化雷達資料觀測上也提供了很多的意見，亦使我受惠良多。洪景山博士也提出了論述不足之處，詳加檢視後，讓文章脈絡更清楚。

此外，謝謝實驗室的各位學長姊，與老師，也謝謝信廷平時對於雷達的維護與照顧，使得我們在中大與觀測期間，雷達都能夠正常的運作。謝謝研究所同屆的同學，不少是大學時期就認識的好友，當初一起奮鬥考上研究所，因為有你們所以在考研路上並不孤單。

最後則是謝謝我的家人。感謝爸爸媽媽對我的栽培，雖然你們遠在台南，不能常常回去陪伴你們。平時對我的打氣，便是我研究前進的最好動力。也謝謝兩位哥哥在我大學或碩班的時候不時帶我出去玩或請我吃飯，平時都靠你們照顧爸媽，現在我也可以貢獻我的一份力量，讓爸媽能夠好好的享樂。也謝謝鈺慈這幾年的陪伴，低落時互相鼓勵打氣，扶持彼此，順利完成學業。

目錄

摘要 i

Abstract ii

致謝 iii

圖目錄 vi

表目錄 ix

一、緒論 1

1-1 前言 1

1-2 文獻回顧 2

1-3 研究目的 5

二、 SoWMEX IOP8 個案檢視與文獻回顧 6

2-1 研究個案介紹 6

2-2 IOP#8 相關文獻回顧 7

三、模式設定與資料同化策略 8

3-1 研究模式與介紹 8

3-2 同化系統介紹 9

3-3 雷達資料使用與處理 11

四、總體微物理方案簡介 13

五、雙偏極化雷達觀測資料模擬器 16

5-1 概念介紹 16

5-2 敏感度測試 19

六、校驗方式 21

6-1 累積降雨校驗分數計算 21

6-2 方均根誤差(root mean square error) 22

6-3 CFAD (Contoured Frequency by Altitude Diagram) 23

七、實驗結果與討論 24

7-1 同化前後回波場分布與傳統分數校驗 24

7-2 CFAD 比較—分析場表現 27

7-3　CFAD 比較—模式預報場表現 30
7-4 CFAD 在層狀與對流區的比較 32
7-5 以 Morrison 方案討論同化變數調整的差異 34
八、結論與未來展望 36
參考文獻 39
附圖 44
附表 89

圖目錄

圖 2- 1 2008 年 6 月 14 日 0000UTC 地面天氣圖。取自於中央氣象局。 44
圖 2- 2 2008 年 6 月 14 日 0000UTC 850 百帕天氣圖。取自於中央氣象局。 44
圖 2- 3 2008 年 6 月 14 日 0000UTC 500 百帕天氣圖。取自於中央氣象局。 45
圖 2- 4 2008 年 6 月 14 日 0000UTC 200 百帕天氣圖。取自於中央氣象局。 45
圖 2- 5 2008 年 6 月 14 日 0000UTC 東沙島探空。取自於中央氣象局。 46
圖 2- 6 臺灣時間 2008 年 6 月 14 日日累積雨量分布圖，取自於中央氣象局。 .46
圖 3- 1 本實驗網格涵蓋範圍與配置，D01 為畫面所示全範圍。.....47
圖 3- 2 同化流程圖。 47
圖 3- 3 七股雷達 0.5 度仰角雷達資料分佈。 48
圖 3- 4 七股雷達 0.5 度仰角之超級觀測化格點分佈。 48
圖 5- 1 最大轉換比例之敏感度測試 (a) 考慮無混和態粒子 (b) Jung et al 2008 年文章中預設值 (c) 最大轉換比例減半。 49
圖 5- 2 混相態粒子之總體個數濃度限制。(a) NT少於 10 $\#m3$則不轉換。(b) NT少於 100 $\#m3$則不轉換。(c) NT少於 1000 $\#m3$則不轉換。 50
圖 6- 1 全島自動與局屬雨量站分布圖。 51
圖 7- 1 6 月 14 日 1100UTC 單一模式預報結果與 S-POL 雷達觀測之比較。(a) S-POL 最大合成回波疊合觀測結果。(b-e) 單一決定性預報於 1100UTC 的最大回波疊合圖，順序分別為 GCE、WSM6、WDM6、Morrison。.....52
圖 7- 2 6 月 14 日 1030UTC 分析場結果與 S-POL 雷達觀測之比較。(a) S-POL 1.1 度仰角觀測結果。(b-e) 第三同化窗區之分析場於 1030UTC 的 1.1 度仰角回波圖，順序分別為 GCE、WSM6、WDM6、Morrison。.....53
圖 7- 3 6 月 14 日 1100UTC 分析場結果與 S-POL 雷達觀測之比較。(a) S-POL 1.1 度仰角觀測結果。(b-e) 第五同化窗區之分析場於 1100UTC 的 1.1 度仰角回波圖，順序分別為 GCE、WSM6、WDM6、Morrison。.....54
圖 7- 4 五個同化循環中，回波方均根誤差的摺線圖。(a) GCE (b) WSM6 (c) WDM6 (d) Morrison。 55
圖 7- 5 五個同化循環中，徑向風方均根誤差的摺線圖。(a) GCE (b) WSM6 (c) WDM6 (d) Morrison。 56
圖 7- 6 6 月 14 日 1100UTC-1400UTC 決定預報之三小時累積雨量圖。(a) 觀測雨量之分布 (b-e)單一決定性預報三小時累積雨量，分別為 GCE、WSM6、WDM6、Morrison。.....57
圖 7- 7 6 月 14 日 1100UTC-1400UTC 三小時累積雨量圖。(a) 觀測雨量之分布 (b-e) 系集平均預報三小時累積雨量，分別為 GCE、WSM6、WDM6、Morrison。 58
圖 7- 8 四種微物理參數化方案之 1 到 5 小時累積雨量性能圖(Performance

Diagram)，雨量閾值為 0.5 毫米。紅色線為單一決定性預報的表現，藍線則是經過資料同化的預報場表現。(a) GCE (b) WSM6 (c) WDM6 (d) Morrison。 59
圖 7- 9 四種微物理參數化方案之 1 到 5 小時累積雨量 ETS 折線圖。虛線代表無同化之單一決定性預報，實線則是同化後的系集平均預報。紅色線表示 GCE、綠色線—WSM6、藍色線—WDM6、黑色線—Morrison 方案。(a)門檻值為 0.5 mm。(b)門檻值為 5 mm。(c)門檻值為 10 mm。(d)門檻值為 20 mm。 60
圖 7- 10 CFAD 繪圖所需之資料範圍。(a) S-POL 觀測資料選取範圍。(b) 同化後，分析場或預報場之資料選取範圍。 61
圖 7- 11 單一決定預報之 CFAD 製圖所需之資料範圍。 61
圖 7- 12 差異反射率與比差異相位差在高層 CFAD 的省略。(a) 差異反射率從 1-15 公里之 CFAD (b) 同(a)，變數則換成，比差異相位差。(c-d)1-6 公里 CFAD，變數與(a-b)同。 62
圖 7- 13 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與未同化單一決定性預報之回波 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison。 63
圖 7- 14 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之回波 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison。 64
圖 7- 15 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與未同化單一決定性預報之差異反射率 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 65
圖 7- 16 雨水之總體粒子個數濃度在 CFAD 選取範圍內的水平面平均之垂直分布圖。圖中數字為該範圍內的最大值。 66
圖 7- 17 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之差異反射率 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 67
圖 7- 18 不同微物理參數化方案之單一決定性預報模擬於 1100UTC 與觀測之回波對差異反射率之散佈圖(a)S-POL (b) GCE (c)WSM6 (d) WDM6 (e)Morrison。 68
圖 7- 19 不同微物理參數化方案之 1100UTC 分析場與觀測之回波對差異反射率之散佈圖(a)S-POL (b) GCE (c)WSM6 (d) WDM6 (e)Morrison。 69
圖 7- 20 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與未同化單一決定性預報之比差異相位差 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 70
圖 7- 21 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之比差異相位差 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison。 71
圖 7- 22 不同微物理參數化方案之單一決定性預報模擬於 1100UTC 與觀測之回波對比差異相位差之散佈圖(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison。 72
圖 7- 23 不同微物理參數化方案之分析場於 1100UTC 與觀測之回波對比差異相位差之散佈圖(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison。 73

圖 7- 24 2008 年 6 月 14 日 1100-1200UTC 觀測與系集平均第一小時預報之回波 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 74
圖 7- 25 2008 年 6 月 14 日 1100-1200UTC 觀測與系集平均第一小時預報之差異反射率 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 75
圖 7- 26 2008 年 6 月 14 日 1100-1200UTC 觀測與系集平均第一小時預報之比差異相位差 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison .76
圖 7- 27 2008 年 6 月 14 日 1300-1400UTC 觀測與系集平均第三小時預報之回波 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 77
圖 7- 28 2008 年 6 月 14 日 1300-1400UTC 觀測與系集平均第三小時預報之差異反射率 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 78
圖 7- 29 2008 年 6 月 14 日 1300-1400UTC 觀測與系集平均第三小時預報之比差異相位差 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison .79
圖 7- 30 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之層狀區回波 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 80
圖 7- 31 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之對流區回波 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 81
圖 7- 32 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之層狀區差異反射率 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 82
圖 7- 33 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之對流區差異反射率 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 83
圖 7- 34 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之層狀區比差異相位差 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 84
圖 7- 35 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之對流區比差異相位差 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison 85
圖 7- 36 Morrison 微物理參數化方案之 1 到 5 小時累積雨量 ETS 折線圖。虛線代表無同化之單一決定性預報，實線則是同化後的系集平均預報。綠色線—同時更新水象粒子混合比與總體粒子個數。藍色線—只更新水象粒子混合比。 (a)門檻值為 0.5 mm。(b)門檻值為 5 mm。(c)門檻值為 10 mm。(d)門檻值為 20 mm。 86
圖 7- 37 2008 年 6 月 14 日 1100UTC Morrison 系集平均分析場。(a)-(c)為回波、差異反射率、比差異相位差。(d)-(f)與(a)-(c)同，但為只同化水象粒子混合比之實驗。 87
圖 7- 38 為 Morrison 方案不同同化策略，利用系集平均分析場進行一小時預報後的 CFAD 結果。(a)-(c)為回波、差異反射率、比差異相位差。(d)-(f)與(a)-(c)同，但為只同化水象粒子混合比之實驗。 88

表目錄

表 3- 1 WRF-LETKF 變數水平局地化半徑、垂直局地化半徑與擴張係數設定。 89
表 3- 2 同化變數與被修正變數的關係。 89
表 4- 1 微物理參數化方案之預報變數與常數設定。 90
表 5- 1 水象粒子之背向散射振幅係數。 90
表 5- 2 平均傾角與標準差的設定 91
表 6- 1 列聯表含意。 92
表 7- 1 CFAD 繪製時，雷達參數的挑選範圍與分組區間。 92

一、緒論

1-1 前言

臺灣位處歐亞大陸邊陲，東鄰太平洋，屬於亞熱帶地區，夏季多受西南季風影響，冬季則受東北季風吹拂。夏季時有颱風影響臺灣。臺灣地形複雜陡峭，主要山脈成南北向，因此在季風吹拂時，降雨多集中在迎風面處。且與臺灣地形交互作用後，容易加強天氣系統的強度，或是系統生命時間。而近年來，對於劇烈天氣的預報準確度是個重要的課題，能夠幫助提前預警民眾做好防備，將災害損失減低至最小。

由於雷達的高時間、空間解析度，能夠幫助氣象界了解系統結構，也提供了三維的風場以及回波場。而科技的日新月異，氣象雷達的種類也更多，能夠給予的氣象資訊也更多元，例如雙偏極化雷達，除了傳統的回波與徑向風外，偏極化雷達參數將能夠幫助氣象界了解雲微物理過程，天氣系統生命周期的特徵等，或可與防災結合，估計降水發生位置與強度。

由於臺灣地形複雜，高山羣立，單一座雷達不足以涵蓋臺灣全島，中央氣象局便在臺灣地區設立雷達網，提供更多更完整的三維氣象場資訊。近年來，五分山已經完成雙偏極化雷達參數的升級，而七股雷達站也進行更新中。此外，於高雄林園、臺中南屯的 C 波段防災降雨雷達已經建置完成，且於樹林、宜蘭、雲林的防災降雨雷達也正在設置當中。在未來，就有不同波段且資料多元的雷達資料可以讓臺灣氣象界進行研究或是防災之應用。

臺灣氣象界對於同化及校驗傳統雷達資料已經有一定的基礎和經驗，而隨著偏極化雷達的建立，雷達資料也會日益豐富，對於資料的應用與新同化技術的開發，也是未來可發展的範疇。

1-2 文獻回顧

利用雷達資料進行數值天氣預報的改善行之有年，亦即雷達資料同化(data assimilation, DA)技術。而利用傳統雷達進行資料同化的技術也相當成熟。現行資料同化技術有以下數種：變分法(variational method)、系集卡爾曼濾波系統(ensemble karman filter, EnKF)、混合法(hybrid scheme)以及粒子濾波(partical filters)。變分法又分為三維變分資料同化(three-dimensional variational, 3DVAR)與四維變分資料同化系統(four-dimensional variational, 4DVAR)。而三維變分資料同化系統利用長期統計得到其背景誤差結構，含有均質及均向性，但其結構誤差沒有隨著時間而變動的特性，即是不含流場相依性。Sun and Crook (1997)建立的四維變分同化系統，即variational Doppler radar analysis system (VDRAS)，利用伴隨模式(adjoint model)反覆積分，且以模式中的預報公式為約束條件，藉此使得分析場和真實大氣接近，具有流體相依性，但缺點為計算時間較長，且需要繁複的積分過程與伴隨模式。Snyder and Zhang(2003)首次利用系集卡爾曼濾波系統進行雷達資料同化的觀測系統模擬實驗(observing system simulation experiments，簡稱 OSSEs)，相對於四維變分資料同化系統，EnKF 資料同化系統則不需要進行複雜的伴隨模式，以及繁複的最小化程序，且也保有流場相依性的特質，而 EnKF 則是利用變數之間的背景誤差協方差矩陣進行預報變數的修正，以達到資料同化的目的。而 Dowell et al.(2004)則是將EnKF 利用於實際個案之上，而其同化結果能夠精準的掌握超級胞的結構與特性。在臺灣，Tsai et al.(2014)建立的 WRF-LETKF 系統，乃是結合 WRF 模式以及局地系集卡爾曼濾波系統(local ensemble transform kalman filter, LETKF)，以 OSSE 與莫拉克颱風真實個案，皆顯示同化後能夠有效改善定量降水預報。而邵(2015)則是應用 WRF-LETKF 於 2008 年 SoWMEX IOP8 其間梅雨鋒面個案，而結果亦是能夠改善模式的定量降雨，以及對流雨帶的掌握。而鄭(2017)則是討論 WRF-LETKF 於對流尺度下同化雷達資料，搭配不同的中尺度資料同化後的初始場進行討論，認為含有 AMV (atmospheric motion vector)反演風場與衛星偏折角(GPSRO, Radio

Occulation from Global Position System)資訊的表現最佳。

由於雙偏極化雷達的建立，使得觀測資料多元化，而衍生相當多的用途。除了提供傳統的風場以及回波場資訊外，進一步提供差異反射率(differential reflectivity, Z_{DR})、比差異相位差(specific differential phase, K_{DP})、相關係數(co-polar correlation coefficient, ρ_{HV})等雙偏極化雷達參數。藉此可了解水象粒子的形狀資訊、液態水含量的分布以及天氣資訊之辨別。由於傳統雷達給予的資訊相當有限，只能提供回波資訊。而雙偏極化雷達參數的出現，根據雙偏極化參數中的涵義，便能幫助氣象界了解雲物理過程(如碰撞結合，淞附過程)與機制(如粒徑分選[size sorting])。且雙偏極化雷達參數的應用極廣，能運用於定量降水估計(quantitative precipitation estimation, QPE)、水象粒子分類(precipitation identified, PID)，或是進行雷達資料品質控管(quality control, QC)等。此外，Kumjiam and Ryzhkov (2008)提出雙偏極化雷達參數在劇烈天氣系統如超級胞(supercell)中之特徵與分布。例如差異反射率柱(Z_{DR} column)、差異反射率弧(Z_{DR} arc)以及龍捲風雜物殘骸訊號(tornado debris signature)等。利用偏極化雷達資料，除了在定量降水預報與估計的提升，亦是使用於在防災預警等功能。

雙偏極化雷達參數亦可進行模式的校驗或是資料同化的用途。但數值模式中並無法輸出雙偏極化雷達參數，因此近年來學者提出數種轉換方式，便可將模式輸出變數轉成雙偏極化雷達參數。Jung et al(2008a)首先提出雙偏極化雷達觀測模擬器(polarimetric radar data simulator, PRDS)，可將數值模式輸出的水象粒子混合比(mixing ratio)和總體粒子個數濃度(total number concentration)經公式轉換成偏極化參數。同一年，Pfeifer(2008)提出 synthesis polarimetric radar (SynPolRad)，利用 T-matrix 法進行雷達波在大氣中傳遞的情形，再將模式變數轉換成雙偏極化參數如差異反射率、線退偏極比(linear depolarization ratio, L_{DR})，以及回波值，與觀測比對後，認為對於天氣系統的特徵與水象粒子分類之掌握度佳，但在冰相粒子的分佈就些許誤差。Ryzhkov et al.(2011)提出以適用於 spectrum (bin) microphysics scheme 的雙偏極化雷達算符，並進行真實個案模擬，結果顯示對於偏極化雷達參數化方案之

模擬結果較總體水物模式(bulk model)佳，且亦指出模擬之雨滴粒徑譜(drop size distribution, DSD)較 bulk model 佳。但目前由於計算資源的侷限，spectrum (bin) model 的微物理參數化方案太過複雜，需要的模式積分時間過長。而 Kumjian et al(2019)提出以 DSD 之矩量法(moment)進行暖雨的偏極化雷達變數觀測算符，方法為蒐集全球的雨滴譜儀觀測，為數超過 200 萬的觀測資料已具有統計意義且減少不確定性，建立矩量與雙偏極化雷達參數間的關係，結果顯示以第 6 矩量和第 9 矩量的組合最佳，比起 bulk model 之第 3 與第 0 矩量結果還要好。如此眾多的觀測算符便可瞭解偏極化雷達資料的使用是個趨勢。此外，微物理方案與觀測算符也尚未發展完全，因此仍有進步的空間。例如 Dawson 等人對於 Jung 的 PRDS 進行修正，認為濕冰雹傾斜角度會隨著冰雹大小而變異，且以公式反覆迭代出適合的混相態水象粒子之水含量，使得 PRDS 更為正確。偏極化雷達資料觀測算符的出現，便可進一步使用於模式校驗以及資料同化，且藉由模擬雙偏極化雷達參數，也可以幫助氣象界了解各個不同微物理參數化方案的優缺點。例如許多文獻，如 Jung et al.(2010), Jung et al. (2012), Johnson et al (2016), Putnam et al. (2014)都指出，由於單矩量微物理參數化方案只預報混合比，只能改變雨滴粒徑譜的斜率參數(slope parameter, Λ)下，和真實大氣的雨滴粒徑譜有些許落差，導致在進行雙偏極化雷達觀測算符的模擬時，造成一定程度的偏差，而利用雙矩量微物理參數化進行模擬時，能夠獲得較好的偏極化雷達觀測變數特徵與降雨結構。此外，在 Putnam et al.(2017)的文章指出，利用偏極化雷達參數的模擬，除了了解單雙矩量之差異，亦可對微物理參數化中的設定進行調整。在資料同化用途上，Jung et al(2008b)以 OSSE 架構與 EnKF 進行偏極化雷達資料同化，結果顯示同化雙偏極化雷達觀測變數將有助於提升分析場結果，而 Tsai et al.(2017)則利用 LETKF 同化系統對於蘇迪勒颱風個案進行雙偏極化雷達資料同化，Augros et al.(2018)利用變分同化系同進行偏極化雷達資料同化。Putnam et al. (2019)則是同化 2 公里以下的Z_{DR}資料，與只同化徑向風與回波的分析場相比下，同化雙偏極化參數後，除了掌握對流結構外，Z_{DR} arc 的特徵亦被凸顯出來，顯示偏極化雷達資料對於分析場有所助益。無論是以變分同化系統

或是以卡爾曼濾波器進行同化，皆有效改善分析場與降雨表現，顯示雙偏極化雷達資料在同化用途也有一席之地。

1-3 研究目的

由於臺灣偏極化雷達網的建立，使得雙偏極化雷達資料資訊越來越豐富，這些偏極化資料除了幫助了解複雜的微物理過程外以及提升定量降雨估計外，也可以用來進行模式的校驗，評估模式的表現。以往在使用不同微物理方案時，僅能降雨或回波分布進行評估，但藉由模擬雙偏極化雷達資料後，便可以知道各微物理參數化方案之間的差異。並且臺灣特殊的地理位置，不同天氣系統便有不同的雙偏極化參數特徵，本研究中則是先從梅雨鋒開始著手。此外，也為臺灣建立一套雙偏極化雷達資料模擬器，以便模式校驗或是後續的偏極化雷達資料同化。本文的主要目的是利用雙偏極化雷達資料模擬器(PRDS)轉換模式輸出變數至雙偏極化雷達觀測變數後和 NCAR S 波段雙偏極化雷達觀測值比較，檢視模式與不同微物理方案在雲物理過程的表現為何。且使用 WRF-LETKF 資料同化系統，進行傳統雷達資料的同化，藉此改善數值模式之雲動力場量，確保雲動力資訊與真實場相近。除了利用累積雨量進行模式校驗外，並利用藉此探討同化傳統雷達資料對於雙偏極化雷達參數的影響，以及雷達資料同化對於預報的表現與影響能力。

二、SoWMEX IOP8 個案檢視與文獻回顧

2-1 研究個案介紹

本研究個案發生於 2008 年的西南氣流觀測與豪雨預報實驗，簡稱西南氣流實驗(Southwest Monsoon Experiment, SoWMEX)，美方則稱為 Terrain-influenced Monsoon Rainfall Experiment, TiMREX)。實驗期間自 2008 年 5 月 15 日開始，6 月 30 日結束，主要觀測地點為臺灣和南中國海地區。臺灣位於亞洲季風區，而在梅雨季時，西南氣流的影響下，容易有劇烈天氣系統如中尺度對流系統(mesoscale convective systems, MCSs)，或颮線(squall line)系統為臺灣帶來強降雨，而造成部分地區淹水或是經濟損失。因此，西南氣流實驗目的是深入了解臺灣梅雨季時，西南氣流之動力與熱力結構，以及與臺灣地形交互作用下的機制，進而改善定量降水預報，以達到防災預警的效果。

SoWMEX 是個大型的國際合作實驗，因此在這段期間的觀測資料極為豐富與完整，例如 NCAR S 波段雙偏極化都卜勒雷達、中央大學的 X 波段雙偏極化都卜勒移動式雷達(Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar, TEAM-R)、加放探空、雨量站、雨滴譜儀等。密集觀測期(intensive operation period, IOP)是西南氣流實驗期間，當有豪大雨發生機會時，便會開始啟動，加放探空等觀測。而本論文中的個案是 IOP#8，也就是第八次密集觀測實驗，時間自 6 月 14 日開始到 17 日結束。圖 2-1 為 6 月 14 日 0000UTC 的地面天氣圖，可以看到梅雨鋒面自長江出海口附近連綿至中國廣西省南部。由圖 2-2 同時間點 850 百帕天氣圖顯示，一股強而濕暖的西南氣流自南中國海而來，在圖 2-3 中，500 百帕天氣圖，顯示臺灣在一槽前，顯示有利於系統發展。圖 2-4 的 200 百帕天氣圖亦是顯示了高空分流在台灣海域附近，圖 2-5 的東沙島探空則是指出大氣垂直剖面是相當潮溼的，而種種天氣要素將顯示有助於劇烈天氣系統的生成。6 月 14 日當天係由梅雨鋒前的颮線系統經過臺灣，造成台灣西南部劇烈降雨，圖 2-1 為 6 月 14 日日累積雨量圖，台灣西南部部分沿

海地區累積降雨量超過 200 毫米，相當驚人。

2-2 IOP#8 相關文獻回顧

而此次西南氣流實驗由於資料非常豐富，因此為臺灣氣象界拿來做為研究的個案，而西南氣流實驗之目的在於改善定量降雨預報與降水估計、了解地形與天氣系統交互作用、西南氣流之熱動力結構、低層噴流生成機制，以及發展資料同化之技術等。因此有許多的論文便以此為出發點，對於此個案進行研究。例如，邵(2015)與鄭(2017)利用 WRF-LETKF 系統探討雷達資料同化的效益，皆有效改善降水預報的表現。此外，鄧(2015)則利用多都卜勒雷達風場反演、熱動力氣象場反演與水氣調整，改善 WRF 模式的預報，達到快速，且降低計算資源的目的。而楊(2012)則是利用四維變分同化系統(VDRAS)同化多座都卜勒雷達資料反演出最佳分析場，並結合 WRF，藉此改善模式預報結果。上述例子皆是改善定量降水預報的論文。此外，陳(2011)則是使用 NCAR S 波段雷達資料，對於雷達折射指數(refractivity)進行研究，藉此了解大氣底層水氣分佈狀況，而水氣為系統生成個重要因素，因此對於水氣場的利用與了解也是有助模式的預報。最後，盧(2018)則是利用雨滴譜儀與雙偏極化雷達資料，對於西南氣流實驗，不同個案之雲物理過程進行探討。而 Xu et al(2012)則是提出此個案之長生命週期 MCS 的維持機制，低層噴流引入溫暖、潮濕且不穩定的空氣和冷池 out flow 的交互作用下，使得對流不斷於海外生長，造成降雨不斷的情形。此外，Tu et al(2014)則是說明離岸流與海陸風環流的輻合作用下，使得對流加強，形成對流適合發展的區域。

三、模式設定與資料同化策略

3-1 研究模式與介紹

本研究使用 WRF3.9.1 版，WRF 全名為 Weather Research and Forecasting，係由美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR) 所發展。是一個三維、非靜力模式，可用於區域或全球模式，且廣泛被運用於研究或是作業單位的數值天氣預報模式(numerical weather prediction)。而 WRF 模式中包含完整的三維動量方程、靜力方程等。亦有微物理參數化、邊界層參數化、積雲參數化及長、短波輻射等，補足模式解析度的問題，使模式更接近真實大氣中的物理過程。此外，亦可以對於多種天氣系統進行模擬，或是進行資料同化，或是與其他模式進行耦合。

本次實驗採用三層巢狀網格，水平解析度為 27-9-3 公里。採用地勢追隨座標(eta level)，垂直方向共有 52 層。模式層頂為 10 百帕。而網格配置如圖 3-1 所示，最內層(D03)的水平網格點數為 210＊210 個格點。所使用的物理參數化方案如下：Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) 長波輻射傳輸模式(Mlawer et al. 1997)、Dudhia 短波傳輸模式(Dudhia 1989)、延世大學 (YSU) 行星邊界層參數化方案(Hong and Dudhia, 2006)、以及 Grell-Freitas 積雲參數化方案 (Grell and Devenyi, 2002)。另外，本實驗使用了四種不同的微物理參數化方案，分別是 Goddard GCE(Tao et al., 2003)、WSM6(Lim and Hong, 2010)、WDM6 (Hong and Lim, 2006)和 Morrison (Morrison and Thompson, 2009)微物理參數化方案。初始條件和邊界條件則是利用 NCEP FNL 1 度*1 度的資料。由於本研究利用系集資料同化，則是利用 WRFDA3.9.1 版以 CV3 方式對 D01 初始條件中的 U、V、T、Qvapor 進行擾動。擾動出系集成員後，再將之內插到 D02 和 D03，進行預報。

3-2 同化系統介紹

本文中所使用的同化系統是 Tsai et al.(2014)年建置的 WRF-LETKF 系統。進行分析步階 (analysis step)時，其核心概念是 Hunt et al.(2007)年提出的局地轉換卡爾曼濾波器，在進行預報步階(forecast step)時，則是利用 WRF 模式進行同化窗區間的短預報。WRF-LETKF 能夠使用多部雷達的徑向風或回波資訊對模式中的水平風(U、V)、垂直風(W)、以及水象粒子混合比(q)、重力位擾動(PH)、溫度(T)依序進行更新，水象粒子混合比的細項為水氣(vapour)、雲冰(cloud ice)、雲水(cloud water)、雨水(rain)、雪(snow)、軟雹 (grauple) 或冰雹(hail)。進行同化時，則是會以某一點為中心，選取局地化半徑內的所有觀測點，依照同化變數和模式變數之間的交相關關係，來進行模式變數的修正。本研究將利用回波與徑向風資訊，對於 U、V、W、溫度、重力位擾動與水象粒子混合比進行修正。若是雙矩量微物理方案中，則額外修正總體粒子個數濃度。而不同模式變數之間的水平局地化半徑(horizontal localization raduis)設定也略有不同，如表 3-1 所示。而垂直局地化半徑(vertical localization radius)以及擴張係數(inflation factor)的設定如 Tsai et al. (2014)和邵(2015)中的文章的相同。進行資料同化時，在回波的觀測誤差假設為 5 dBZ ，徑向風則是 $3m/s$。

WRF-LETKF 同化策略如下：各實驗中 50 個系集成員從 6 月 14 日 0000 UTC 開始進行 10 小時的起轉 (spin up) 後，進行五次的資料同化，每 15 分鐘進行一次同化循環，因此在 1100UTC 結束同化的過程。而在結束同化的時候，將系集成員做平均，利用系集平均進行五小時的預報。另外，每一組實驗中進行一組單一決定性預報，從 6 月 14 日 0000UTC 預報到 1600UTC。另外，進行微物理方案實驗之起轉時，會利用同一種微物理參數化方案進行模擬，亦即維持同一組實驗中單一決定性預報與系集預報之參數設定與預報起始至結束時間皆相同。而本論文後續的討論將針對單一決定性預報和系集平均預報的比較，了解同化前後的雙偏極化雷達參數比較，以及預報表現之討論(如圖 3-2)。

此外，在雙矩量的微物理方案中(WDM6、Morrison)中，由於同一種水象粒子中有兩個狀態變數—即混合比和總體粒子個數濃度，因此在進行資料同化時，利用兩種同化方案進行測試：一、在不確定總體粒子個數濃度所建立的背景誤差協方差矩陣正確與否的狀況下，只更新水象粒子的混合比。調整水象粒子混合比後，讓模式自行調適總體粒子個數濃度。二、水象粒子混合比與總體粒子個數濃度都更新。而在有更新總體粒子個數濃度的實驗中，其水平局地化半徑則和相對應的水象粒子混合比相同。

進行資料同化時，需要雷達觀測算符將模式變數內插至觀測空間和觀測變數。而本實驗中首先將模式變數內插置觀測面上後，再利用觀測算符轉換至觀測變數。而內插到觀測空間的方法是將狀態變數 (如 U、V、W、溫度、壓力、水象粒子混合比、總體粒子個數濃度等)內插到 PPI (plan position indicator)面上，而內插的高度計算方式是由 $\frac{4}{3}$ 地球半徑模型求得，而水平方向則是內插到相對的雷達觀測格點上。而內插的方式是利用雷達觀測格點之周圍八個格點，利用距離權重內插至觀測格點的位置。而在本實驗中，同化的變數有徑向風(radial wind, V_r)與雷達回波(reflectivity, Z_H)。以下則介紹徑向風的觀測算符：

式 3-1 則為徑向風的轉換公式，能夠將三維風場轉換成徑向風的資訊。

$$V_r = [ux + vy + (w - v_t)z]/(x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{1}{2}} \qquad (3\text{-}1)$$

x,y 和 z 代表的是在直角坐標下，該格點與雷達位置中心的東西、南北、高度上的距離，分母則是格點與雷達中心的距離。而 u,v 和 w 代表的是三維風場。v_t代表的是雨滴的終端落速(terminal velocity)。而雨滴終端落速可以利用式 3-2 求得。

$$v_t = 5.4(p_0/\bar{p})^{0.4}(\rho_a q_r)^{0.125} \qquad (3\text{-}2)$$

式 3-2 中，p_0表示地表的氣壓值，$\bar{p}$表示該高度下的平均氣壓場，ρ_a代表該處的空氣密度，而q_r則是雨水混合比。

至於雷達回波的觀測算符則是利用 Jung et al(2008)的觀測算符，利用水象粒子混合比與密度進行回波值的計算。各微物理參數化方案同化實驗中，除了先前提到

起轉接使用相同的設定外，雷達回波之觀測算符也和該實驗一致。因此將會依照不同的微物理方案，進行觀測算符的調整，而詳細的觀測算符內容於第五章第一節進行介紹。

3-3 雷達資料使用與處理

本研究中同化的雷達資料來源自五座雷達，分別是中央氣象局(Central Weather Bureau)的五分山雷達(RCWF)、七股雷達(RCCG)、墾丁雷達(RCKT)，美國 NCAR S 波段雷達(S-POL)，以及中央大學 C 波段雷達(NCU)。其中三座中央氣象局所屬雷達波長皆是 10 公分的 S 波段雷達。掃描策略共 9 個仰角，分別是 0.5 度、1.4 度、2.4 度、3.4 度、4.3 度、6.0 度、9.9 度、14.6 度、19.5 度。完成一次體積掃描(volumn scan)的時間為 7.5 分鐘。掃描距離約為 200 公里，折錯風速(nyquist velocity)為 21.2 m/s。方位角解析度為 1 度，每個波束(beam)有 1500 個距閘(gate)，空間解析度為 250 公尺。NCAR S-POL 雷達是一座雙偏極化雷達，於西南氣流實驗期間來台觀測，為一研究用的雷達，可進行水平向 PPI 掃描，以及特定方位角之垂直向 RHI(range hight indicator)掃描。PPI 掃描策略為 0.5 度、1.1 度、1.8 度、2.6 度、3.6 度、4.7 度、6.5 度、9.1 度、12.8 度。完成一次體積掃描的時間為 7.5 分鐘。掃描距離約為 150 公里。折錯風速為 26.9 m/s。方位角解析度為 0.75 度，每個波束有 996 個距閘，空間解析度為 150 公尺。雷達波長為 10.7 公分。S-POL 雷達除了傳統的徑向風、回波外，另有雙偏極化雷達變數如差異反射率、相位差(Differential Phase, Φ_{DP})、比差異相位差、相關係數、線退偏極比等參數。而本研究將會利用 S-POL 觀測到之雙偏極化雷達參數為參考，進行不同微物理方案同化實驗，經偏極化雷達資料模擬器(PRDS)將模式輸出轉換至偏極化參數後，進行比較。最後是中央大學 C 波段雷達，波長為 5.3 公分。體積掃描共有 11 個仰角，分別是 0.5 度、1 度、1.5 度、2 度、3 度、4 度、5 度、7 度、9 度、12 度與 15 度，完成一次體積掃描約 9.5 分鐘。折錯風速為 5.3 m/s。

雷達資料皆須要經過品質控管才能使用，否則同化錯誤的資訊將會使模式預

報出現問題。本論文中，利用中央大學雷達實驗室所開發的氣象雷達資料編修軟體—Rakit 進行品質控管。中央氣象局所屬雷達皆為都卜勒雷達，僅有徑向風和回波資訊。首先先去除地形阻擋訊號後，再利用回波大於 30dBZ、風速小於 $2m/s$ 來進行地形雜波(ground clutter)濾除。此外，七股與墾丁雷達的徑向風都有風速折疊的情形發生，因此需要進行風場去折疊。S-POL 雷達和 NCU 雷達是雙偏極化雷達，因此可用ρ_{HV}進行非天氣資訊資料濾除，但兩座雷達的波段不同，使用不同的ρ_{HV}門檻值進行濾除，其值分別是 0.85 和 0.92，接著再進行風場去折疊。

經過品質控管後，由於雷達資料的解析度較高，資料點數過多。為了節省資料同化時的計算時間，通常會進行資料稀化(data thinning)或超級觀測化(superobservation)，本文中將使用後者。資料稀化的作法是依照適當的間距選出部分距閘，而捨去掉其他大部分資料，此法雖然可以保留較多的對流尺度特性，但挑選資料的方式會使得觀測資料誤差增大。超級觀測化的作法如下：先選取特定方位角內的徑向資料(沿 beam)，接著在徑向資料挑選特定距閘內的資料。接著以該範圍為中心，進行高斯權重分配、計算出代表該範圍的超級觀測值，但仍需要注意經過平均後，會使得資料過度平滑，未必能保留系統特性。在本研究中，以每 5 度方位角、5 公里的範圍內，計算出一個超級觀測點。圖 3-3 則是七股雷達 1.4 度經過 QC 後的雷達資料分佈，圖 3-4 則是七股雷達資料之超級觀測點在 1.4 度仰角上的分佈。經過超級觀測化後，資料點數明顯變少了，且仍保有對流特徵。

四、總體微物理方案簡介

隨著模式解析度的提升，總體雲微物理方案 (bulk microphysics scheme, 以下簡稱 BMS) 的重要性也趨於顯著。雲微物理過程將會影響降雨，輻射及能量的收支、冷池強度等等。以下則簡介現今常使用的微物理參數化方案的主要內容。首先，會將水象粒子分為數個種類，例如：水蒸氣、雲水、雲冰、雨、雪以及冰雹或軟雹。每種水象粒子皆有屬於其本身的粒徑分布譜，而通常是以指數函數型式或 gamma 函數形式表示。

$$\mathrm{N(D)} = N_0 \mathrm{e}^{-\lambda D} \qquad (4\text{-}1)$$

$$\mathrm{N(D)} = N_0 D^{\mu} \mathrm{e}^{-\lambda D} \qquad (4\text{-}2)$$

式 4-1 表示的是指數函數型式的粒徑分布譜，而式 4-2 代表的是 gamma 函數形式的粒徑分布譜。而在式 4-1 與式 4-2 中，各符號的含意分別為：N_0是截距參數(intercept parameter)、λ是斜率參數(slope parameter)、μ是形狀參數(shape parameter)。而式 4-2 中，若μ為零，此時將會使雨滴粒徑譜公式成為式 4-1 的形式。而現今氣象界中，較常使用的微物理參數化方案多分為單矩量(single moment, SM)，與多矩量(multi moment, MM)微物理參數化方案，其中雙矩量(double moment, DM)微物理方案較為常見。而在單矩量微物理參數化方案中，僅對水象粒子的混合比(在模式中通常以 q 表示，單位是kg/kg)進行預報並且將截距參數定為一個常數，且形狀參數多設定為零，因此唯一改變的參數即是斜率參數。而斜率參數在雨滴粒徑譜中，將會改變中至大顆雨滴的數量多寡。斜率參數大時，中、大雨滴的數量較少，反之，斜率參數小時，中、大雨滴各數則偏多，但由於截距參數固定，將會使得較小粒子的數量偏多。而在雙矩量微物理參數化方案中，將會對水象粒子的混合比以及總體粒子個數濃度(N_T, 單位：$\#/m^3$)。如此一來，截距參數和斜率參數將會有所變化，會使得粒徑分布譜更貼近於真實降雨的情況。

而在微物理過程中，分為暖雨和冷雨過程。在不同微物理參數化方案間，根據

其作者依據觀測或經驗上之相關資訊，微物理過程間的設定也有所不同。因此，在同樣架構下的微物理方案中，例如同樣都是單矩量微物理參數化方案，在水象粒子轉換效率不同的設定下，便可能使模式預報結果產生迥然不同的效益。

在微物理參數化方案中，對於水象粒子的分類亦有所調整。例如 Kessler (1969) 水象粒子分類只簡單分為水汽、雲水、雨。在 WSM3 方案，考慮到溫度和相態轉變後，在攝氏零度以上則將水象粒子設定為雲水和雨、攝氏零度以下則是雲冰和雪，以及水汽。而 Hong et al(2004)設計 WSM5 方案時，進一步則是分出水汽、雲水、雲冰、雨水、雪，共五種水象粒子。由於中小尺度天氣現象的垂直速度較強，足夠的上升氣流維持小質量的水象粒子在空中，再加上淞附(rimming)過程，使得雹類水象粒子在天氣系統中產生。為了能夠模擬這種情況，所以加入了冰雹或軟雹這種水象粒子。而現今多種微物理參數化方案中，在冰相粒子的部分多為雲冰、雪、冰雹或軟雹三種，而是使用者依照需要，可自由選擇模式中是否要利用冰雹這種水象粒子進行天氣預報，例如 Lin 方案(Lin et al(1987))、Morrison 方案(Morrison and Thompson(2009))。而 Milbrandt and Yau 方案(Milbrandt and Yau(2005))近年來，將冰雹和軟雹分開預報，因此在冰相粒子共有四種分類的微物理參數化方案。而最新的概念如 Morrison and Milbrandt(2015)提出的 P3 方案，則將冰相粒子作為同一分類，預報出質量與其密度的微物理參數化方案。這也是因為冰相過程的不確定與複雜性，使得微物理參數化方案仍不斷在更新與調整。

由於雙矩量微物理參數化方案多預報總體粒子個數濃度，因此在模式預報過程中，會比單矩量微物理參數化方案更消耗電腦資源。近年來，電腦資源與運算速度的提升，雙矩量微物理參數化方案開始較常被利用在數值模式中。有許多論文對於單矩量微物理參數化方案的討論，發現固定截距參數的設定會使模擬結果較不符合觀測。在 Dawson et al.(2010)年的文章中，以美國地區超級胞(supercell)個案進行模擬，使用單矩量和雙矩量參數化方案進行實驗。而經過相當位溫擾動，以及檢視冷池(cold pool)強度後，發現單矩量微物理方案模擬的冷池有過強的情形。此因乃是在單矩量微物理參數化方案中，固定截距參數使得小雨滴粒子偏多，而曲率越

大將會影響水滴蒸發效益。因此在降雨過程中，小雨滴的迅速蒸發使得降溫迅速，因此在接近地面處產生過強的冷池，而利用雙矩量微物理方案的實驗則具有較好的超級胞結構。此外，於 1-2 節時，亦有相當多的文獻指出，單矩量微物理參數化方案對於雙偏極化雷達參數特徵的模擬掌握度較低，是由於單矩量方案中無法調整截距參數，且粒徑分選之現象不明顯所造成。

五、雙偏極化雷達觀測資料模擬器

5-1 概念介紹

此概念是由 Jung et al(2008)年所提出，其最重要的功用是在於將模式的輸出變數，轉換成雙偏極化雷達觀測變數。而最大的兩個用途是模式校驗和做為資料同化中的觀測算符。以下則對 PRDS 進行介紹：

雨水、雪、雹的反射雷達波能量的能力有所不同，使得反射的回波強度也有所差異，且由於粒子的形狀不同也會造成垂直與水平的反射率也有所差異。利用 T-matrix method，反衍出雷達波在大氣中傳遞的狀況。而利用 T-matrix 反衍雷達波的傳遞與背向散射振幅時，則需要水象粒子的軸比資訊，例如雨水的軸比關係如式 5-1 所示。此外還需要當地溫度資訊以及雷達波長的資訊，才能模擬反演出雷達波的水平以及垂直的背向散射振幅。在此使用 10.7 公分的 S 波段雷達，以及 10℃進行模擬。

$$\mathrm{r} = 1.0148 - 2.0465 * 10^{-2}D - 2.0048 * 10^{-2}D^2 + 3.095 * 10^{-3}D^3 - 1.453 * 10^{-4}D^4 \qquad (5\text{-}1)$$

而雹與雪亦有屬於他們的軸比關係，因此亦可以反衍出其背向散射振幅。而後續計算便利，將背向散射振幅擬合成一個冪次函數的形式。如式 5-2 與 5-3 所示。

$$|f_a| = \alpha_{xa} D^{\beta_{xa}} \ \ (unit : mm) \qquad (5\text{-}2)$$

$$|f_b| = \alpha_{xb} D^{\beta_{xb}} \ \ (unit : mm) \qquad (5\text{-}3)$$

而 f_a 表示水平方向的背向散射振幅，f_B 表示垂直方向的背向散射振幅。D 則水象粒子的直徑大小。α_{xa} 和 β_{xa}則是擬合後的係數，表 5-1 中列出不同之水象粒子的背向散射振幅係數。經由 5-2、5-3 兩式可以了解到，散射振幅的強度和物體粒子的直徑大小有關聯，粒子直徑越大的情況下，接收到的反射回來的雷達波能量越強。

此外，亦考慮了冰相的雪及雹在落下時會有翻滾或旋轉現象，使得粒子的水平向直徑有所增減，造成反射的雷達波能量強度差異。$\bar{\phi}$表示的是平均傾斜角度，而σ則是平均傾角的標準差。而不同粒子的平均傾角與標準差的設定也不同(表 5-2)。注意在濕冰雹的部分，其傾角標準差會與濕冰雹的混合比有所關聯。後續計算時則會依照式 5-4 至 5-6 進行傾角效應，進行以下係數的調整。在計算回波步驟時，將會利用以下三項參數。

$$A = \frac{1}{8}(3 + 4\cos 2\bar{\phi} * e^{-2\sigma^2} + \cos 4\bar{\phi} * e^{-8\sigma^2}) \quad (5\text{-}4)$$

$$B = \frac{1}{8}(3 - 4\cos 2\bar{\phi} * e^{-2\sigma^2} + \cos 4\bar{\phi} * e^{-8\sigma^2}) \quad (5\text{-}5)$$

$$C = \frac{1}{8}\left(1 - 4\cos 4\bar{\phi} * e^{-8\sigma^2}\right) \quad (5\text{-}6)$$

PRDS 亦考慮了於融化層附近，因為冰相粒子的相態轉變，使得該處冰水共存。且冰相粒子在融化時，由表層開始融化，使得一層水覆蓋在冰相粒子的表面，由於冰、水對於雷達波反射能力的不同，對於融化中的冰相粒子而言，會被誤認為直徑較大的水象粒子，使得回波值增大，出現在雷達氣象觀測中，融化層上下容易出現的亮帶(bright band)結構。對於共存粒子的處理方法是將模式輸出的雨水、冰雹/軟雹以及雪，進行運算後，額外考慮兩種粒子─濕雪(rain-snow)、濕雹(rain-hail/rain-grauple)。而其做法如下：

根據各個微物理方案中冰相粒子的分類多寡，對最大轉換比例(F_{max})，也有所不同。若微物理方案中，只有雪與雹分類，那麼對於雪的F_{max}設定為 0.5，雹類則是 0.4(軟雹)或是 0.3(冰雹)。倘若在某一個網格點，同時有雨水(rain)和雪(snow)，則會利用式 5-7，計算出轉換比例。將雨水和雪的混合比之和，乘上轉換比例後，即可得出濕雪的混合比值，如式 5-8。此外，混相態粒子的密度計算方式為式 5-9 所示。且為了質量平衡，須將原本的雨水與雪的混合比進行調整。而在雙矩量微物理參數化方案中，多了總體粒子個數濃度這項變數，而轉換的個數則是以式 5-10 來計算。和混合比計算方式略微不同的原因是，由於雪花在融化時，是以冰相粒子為主體，而水則是附著於冰相粒子的表面。因此在混相態粒子個數僅將原有的冰相

粒子個數乘上轉換比例求得。

$$F = F_{max}[\min(q_s/q_r, q_r/q_s)]^{0.3} \quad (5\text{-}7)$$

$$q_{rs} = F * (q_r + q_s) \quad (5\text{-}8)$$

$$\rho_{rs} = \rho_r f_w^2 + \rho_s(1 - f_w^2) \quad (5\text{-}9)$$

$$N_{t,rs} = F * (N_{t,s}) \quad (5\text{-}10)$$

接著，將五種水象粒子：雨水(rain)、雪(snow)、雹(grauple/hail)、濕雪(rain-snow)、濕雹(rain-hail/rain-grauple)，依照式 5-11 至式 5-16 進行雷達回波及偏極化參數的轉換，其中式 5-11 至 5-13 為雨水的轉換公式，而式 5-14 至式 5-16 為雪與雹的轉換公式，式中包含了粒子傾斜翻轉效益的計算。λ 代表雷達波長、K_w 代表的是水的介電常數、Λ 表示的是雨滴粒徑公式中的斜率參數、N_0 則是截距參數。最後，再將各粒子的貢獻值加總及運算後，即可得到該格點的參數值式 5-17 至式 5-20。根據所使用的微物理參數化方案不同，Λ和N_0的求法也不相同。在單矩量的微物理參數化方案中，只會預報水象粒子的混合比(q)，且N_0是為定值，因此只要從式 5-21 中，反求Λ即可。若使用雙矩量微物理參數化方案，模式會預報水象粒子的混合比(q)，和總體粒子個數濃度(N_t)。因此需要式 5-22 與式 5-23 來進行運算。其中μ表示雨滴粒徑公式中的形狀參數，多數的微物理參數化方案中，會設定此值為零。

$$Z_{h,r} = \frac{4\lambda^4 {\alpha_{ra}}^2 N_{0r}}{\pi^4 |K_w|^2} {\Lambda_r}^{-(2\beta_{ra}+1)} \Gamma(2\beta_{ra} + 1)(mm^6 m^{-3}) \quad (5\text{-}11)$$

$$Z_{v,r} = \frac{4\lambda^4 {\alpha_{rb}}^2 N_{0r}}{\pi^4 |K_w|^2} {\Lambda_r}^{-(2\beta_{rb}+1)} \Gamma(2\beta_{rb} + 1)(mm^6 m^{-3}) \quad (5\text{-}12)$$

$$K_{DP,r} = \frac{180\lambda}{\pi} \alpha_{rk} N_{0r} {\Lambda_r}^{-(\beta_{rk}+1)} \Gamma(\beta_{rk} + 1) \ (\ ^\circ km^{-1}\ ) \quad (5\text{-}13)$$

$$Z_{h,x} = \frac{2880\lambda^4 N_{0x}}{\pi^4 |K_w|^2} {\Lambda_x}^{-7} (A{\alpha_{xa}}^2 + B{\alpha_{xb}}^2 + 2C\alpha_{xa}\alpha_{xb}) \quad (5\text{-}14)$$

$$Z_{v,x} = \frac{2880\lambda^4 N_{0x}}{\pi^4 |K_w|^2} {\Lambda_x}^{-7} \left(B{\alpha_{xa}}^2 + A\,{\alpha_{xb}}^2 + 2C\alpha_{xa}\alpha_{xb}\right) \quad (5\text{-}15)$$

$$K_{DP,x} = \frac{180\lambda}{\pi} \alpha_{xk} N_{0x} {\Lambda_x}^{-4} \Gamma(4) \quad (5\text{-}16)$$

$$Z_h = 10\log_{10}(Z_{h,r} + Z_{h,h} + Z_{h,s} + Z_{h,rs} + Z_{h,rh}) \quad (5\text{-}17)$$

$$Z_v = 10\log_{10}(Z_{v,r} + Z_{v,h} + Z_{v,s} + Z_{v,rs} + Z_{v,rh}) \quad (5\text{-}18)$$

$$Z_{DR} = 10\log_{10}(\frac{Z_h}{Z_v}) = 10\log_{10}(\frac{Z_{h,r}+Z_{h,h}+Z_{h,s}+Z_{h,rs}+Z_{h,rh}}{Z_{v,r}+Z_{v,h}+Z_{v,s}+Z_{v,rs}+Z_{v,rh}}) \quad (5\text{-}19)$$

$$K_{DP} = K_{DP,r} + K_{DP,h} + K_{DP,s} + K_{DP,rs} + K_{DP,rh} \quad (5\text{-}20)$$

$$\Lambda = \left[\frac{\pi\rho N_0\Gamma(\mu+4)}{6\rho_a q}\right]^{\frac{1}{\mu+4}} \quad (5\text{-}21)$$

$$\Lambda = \left[\frac{\pi\rho N_t\Gamma(\mu+4)}{6\rho_a q\Gamma(\mu+1)}\right]^{\frac{1}{3}} \quad (5\text{-}22)$$

$$N_0 = N_t * \Lambda^{\mu+1}/\Gamma(\mu+1) \quad (5\text{-}23)$$

Dawson et al(2014)則對 PRDS 的濕冰雹做出了調整。文獻中提到，偏大的冰雹粒子較不容易融化，而本文中，依照其論文之敘述，利用模式輸出的混合比與粒子個數濃度，可以算出冰雹的平均粒子直徑，只要平均粒子直徑小於 2 毫米，即考慮其融化之效應。

5-2 敏感度測試

本小節將對於 PRDS 進行敏感度測試，由於 Jung 的觀測算符中，考慮到融化層相態改變中的水象粒子，因此要決定將多少比例的液態與固態水量粒子質量轉換至混相態粒子的質量是一個值得討論的重點，將影響到資料同化與模式模擬的表現。

圖 5-1 是最大轉換比例之測試，以 contoured frequency by altitude diagram (CFAD) 進行解釋。圖 5-1 與 5-2 為本文模擬個案，單一決定性預報的 Morrison 方案在 1200UTC 的模擬結果，而本小節只單純討論 PRDS 的敏感度測試，便任選一個時間點的資料進行繪圖與比較。圖 5-1(a)是未考慮混相態水象粒子之結果，而可以看到機率分布非常連續且平滑，但無法分辨何處是融化層，難以判斷其高度。(b)則是使用 PRDS 之預設值，可以看到其機率分布很明顯的向外突出，產生一個不連續的亮帶結構，而此結果與過往的觀測結果，顯得些許不自然。而(c)則是將最大轉換比例減半後的結果，可以發現將最大轉換比例減半後對於不連續帶的改善沒有很明顯的助益，在融化層之回波值有明顯被加強的狀態。在調整最大轉換比例的測試

中，發現了另一個造成不連續帶明顯的原因，在 5-1 節提到，雙矩量實驗的總體粒子個數是可能造成的原因。

而經過檢驗後，認為是在融化層處理時，由於雙矩量實驗中多一項預報變數N_T，使得計算轉換比例時也需要考慮N_T的轉換數量。但此將會衍生一個問題，即是會計算出過低的N_T，導致計算後的回波太大。同樣質量(q)下，若粒子個數(N_T)少，類似真實界中水象粒子直徑偏大的狀況，會使回波計算結果增大，而反之亦然。因此在對於轉換後N_T值，進行調整，剔除較不符合現實的粒子個數，即轉換後的N_T值，若低於門檻值，就不進行混相態粒子的考量。圖 5-2 中，是對於N_T進行調整後的敏感度測試結果，(a-c)則是將N_T進行不同門檻值的修正。可以發現，經過濾除過低N_T後，亮帶回波不連續的狀況有明顯的改善，較預設值也不那麼連續了，而本文後續將使用N_T=100$\#/m^3$進行模式比較的設定。

六、校驗方式

6-1 累積降雨校驗分數計算

本文中進行不同參數化方案的校驗方式乃是採用中央氣象局自動測站和局屬測站的每小時累積雨量資料進行累積雨量的檢驗，將會尋找四個最接近某個測站的網格點進行平均，即代表模式在該測站的累積雨量資料。圖 6-1 表示氣象局無人測站和局屬測站之分布。而此研究將集中研究 S-POL 雷達覆蓋範圍內之測站進行校驗。使用的分數有公正預兆得分 (Equitable Threat Score, ETS)、預兆得分 (Threat Score, TS)、偏倚得分 (Bias)、誤報率(False Alarm Rate, FAR)、可偵測機率(Possibility Of Detection, POD)。表 6-1 為列聯表(contingency table)，根據模式與觀測是否有達到門檻值的格點數目以檢驗降雨的正確性、偏差程度和預報成功率等。以下則是表內代表的意義。命中(hit, H)代表模式與觀測皆超過門檻的格點。錯誤預報(false Alarm, F)則是模式超過門檻，觀測沒超過門檻的情形。失誤(miss, M)代表的是觀測超過門檻，但預報沒超過門檻的情況。正確識別(correct negative /correct rejection)則是觀測和預報都沒有過門檻的格點。而(式 6-1)到(式 6-5)則是 TS、ETS、Bias、POD、FAR 的定義。

$$\mathrm{TS} = \frac{H}{H+F+M} \qquad (6\text{-}1)$$

$$\mathrm{ETS} = \frac{H-R}{H+F+M-R} \qquad (6\text{-}2)$$

$$\mathrm{Bias} = \frac{H+F}{H+M} \qquad (6\text{-}3)$$

$$\mathrm{POD} = \frac{H}{H+M} \qquad (6\text{-}4)$$

$$\mathrm{FAR} = \frac{F}{H+F} \qquad (6\text{-}5)$$

其中(式 6-2)中的 R 代表隨機預報數，計算方式如式 6-6

$$R = \frac{(H+F)*(H+M)}{Total\ \ grids} \qquad (6\text{-}6)$$

預兆得分(TS)可描述模式預報降水的正確率，其值介於 0 到 1 之間。TS 值越接近 1，模式的預報越準確。而公正預兆得分(ETS)則表示排除隨機預報後，能夠更客觀描述降水預報準確率。ETS 值介於$-1/3$至 1 之間，值越大表式模式預報越準確。偏倚得分(Bias)則表示模式對於降雨是否過度預報的指標。其值可從 0 到無限大，若其值大於 1 則表示模式高估降雨，反之，其值小於 1 則是低估降雨。且 Bias 分數只能了解模式對於降雨得高估或低估，無法得知降雨分布狀況。誤報率(FAR)則表示模式預報降雨時，錯誤預報的機率，其值介於 0 至 1 之間，而越接近 0 表示錯誤預報的狀況越少。可偵測率(POD)則表示降雨事件能夠被模式所預報正確的機率，其值介於 0 到 1 之間，越接近 1 則代表模式表現越好。而為了同時檢視 TS、Bias、FAR、POD 四個分數、且也避免分數高低誤導對模式表現好壞的情形，將利用 Robber(2009)所提出的性能圖(Performance diagram)進行分數的彙整與視覺化，例如圖 7-4 所示。而橫軸表示的是預報成功率(Success Ratio)定義則如式(6-7)所示

$$SR = 1 - FAR = \frac{H}{H+F} \qquad (6\text{-}7)$$

縱軸表示的是 POD，圖中直線代表 Bias，曲線則是 TS。越靠近圖 7-4 的右上角，表示分數越好，模式表現佳。以 Bias 為 1 之等值線切割，右半邊表示模式低估，左半邊則是模式產生高估的情形。

6-2 方均根誤差(root mean square error)

本文中利用 WRF-LETKF 資料同化技術，同化傳統雷達資料，為了確保每一個同化窗區結束後，分析場更趨近於觀測場，因此利用方均根誤差進行檢驗。而檢驗的方式是將模式和超級觀測化資料進行比較，將所有超級觀測點，計算出在模式中相對應位置，以及其模式變數在觀測面上之值。最後再以式(6-8)進行該時間點的方均根誤差之計算。

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(F_i - O_i)^2}{N}} \qquad (6\text{-}8)$$

6-3 CFAD (Contoured Frequency by Altitude Diagram)

此概念由 Yuter and House (1994)提出，主要用途是可以用來檢視某時間點的資料隨垂直不同高度的分布情形。而其作法如下，首先是將某一的高度的資料，分成數個小組。例如以雷達回波值 0 至 5 dBZ、5 至 10 dBZ、…、60 至 65 dBZ，分為數組，進行觀測資料分類。分組完成後計算出每一個小組的格點數量，接著將這些計算好的格點數量除以總格點數目，最後再乘上 100%，就可以知道該組別在某高度上的出現機率。接著則是將不同高度層進行上述方式計算，即可獲得各組之間在高度上分布的機率。因此，若以 x 軸為組別，y 軸為高度作圖，就可以畫出一張 CFAD。而色階的部分則表示某一個群組在某個高度上，出現的機率。以圖 7-8 為例，X 軸方向表示雷達回波值，每 1dBZ 為一組，Y 軸則是高度資訊，從 1 公里開始到 15 公里，0.25 公里一層。而在 1 公里至 3 公里等高面的觀測資料，因為雷達仰角掃描策略的關係，低層離雷達較遠的地方是觀測不到的。而模式中底層的部分皆移除了 S-POL 觀測不到的格點，以確保每一等高面中模式與觀測的格點數目皆相同。

Min et al.(2015)中特別在 CFAD 中標示出了機率累積至 25%、50%、75%的線。這個概念和四分位數相當類似。也就是說，25%線代表第一四分位數，50%線則是第二四分位數或是中位數，75%線則是第三四分位數。如圖 7-8 中由左到右的長虛線、實線及短虛線。藉此可以了解到資料的在某一層的離散程度。而後續討論將會利用四分位線的分布狀況以及中位數數值的比較，藉此比較模式與觀測的差異。

此外，於進行 CFAD 比較，討論對流區和層狀區的差異時，區別對流區和層狀區的條件參考盧(2018)中的判斷法。但本研究簡化其第二、三步驟，只採取 3 公里高，回波值介於 10dBZ 至 30dBZ 為層狀區。大於 40dBZ 則為對流區，30 dBZ 至 40dBZ 的層狀對流過渡帶則不採計。

七、實驗結果與討論

7-1 同化前後回波場分布與傳統分數校驗

本研究在進行模式與雙偏極化雷達參數校驗前，利用資料同化技術，使模式初始場得到改善，希望分析場之雲動力、熱力結構更接近真實大氣後再進行分析場與極短期預報校驗。圖 7-1 為觀測與不同微物理參數化方案之單一決定性預報的表現，時間點是 6 月 14 日的 1100 UTC。圖 7-1 中(a)是 S-POL 雷達、(b)至(e)分別是 GCE、WSM6、WDM6、Morrison 的最大回波圖。在 S-POL 觀測中，有一道颮線系統正在臺南、高雄上空，另一道颮線則是位於外海不遠處。而在不同微物理方案之單一決定性預報表現，颮線系統的位置於臺灣外海處，且沒有模擬出兩道明顯的颮線系統。可以了解到未經過資料同化的模擬是有時間和空間上的誤差，且系統的掌握度也有待改善，四個微物理方案所模擬的強回波區域分布和觀測類似，但在 Morrison 中，強回波區域比其他三者高上許多。圖 7-2 是進行資料同化時的第三個窗區回波分布，時間是 6 月 14 日 1030UTC。(a)是 SPOL 雷達 1.1 度仰角的回波圖，圖 7-2(b)至(d)則是 GCE、WSM6、WDM6、Morrison 1.1 度仰角雷達回波圖。而模式回波場已經依據4/3地球半徑模型，將模式資料內插至1.1度仰角掃描面上。在第三個同化窗區結束時，可以發現颮線的輪廓已經可以初步的被掌握了，其中又以 GCE 與 WSM6 兩個方案的分析場和觀測最為類似。而圖 7-3 則是經過五個同化窗區，共一小時的雷達資料同化後，四個方案實驗之分析場結果皆能夠掌握住颮線系統大部分的特徵。如圖 7-3(b)至(e)中，四種微物理方案的實驗，對於颮線位置改善有相當大的幫助。GCE 和 WSM6 的同化結果和觀測最為相似，強度位置都相當接近觀測。經由同化結果顯示，單矩量微物理方案的 GCE 與 WSM6 的效果比較佳，而雙矩量的 WDM6 與 Morrison 對於颮線系統的掌握度較差。認為可能造成的原因是每個實驗中，使用不同的微物理方案進行起轉 10 小時，在綜觀至中尺度氣

象場如風與溫度場差異不大的情況下，水象粒子的分佈隨著不同微物理方案而有所差異。即使利用相同的觀測資料進行資料同化，因回波與水象粒子變數之交相關在各個實驗中皆有些許不同，可能就會造成更新量的差異。並且經過每次同化循環，於模式的預報步階中，因為雙矩量微物理參數化方案中，多了一項總體粒子個數濃度的預報，使得模式的不確定性增加，經由模式積分後，引入了模式中的微物理過程，進而改變水象粒子的分布狀況。且在各微物理參數化方案中，微物理過程的考量以及門檻值皆有些微的不同，因此在 15 分鐘的預報步階時，就會有可能引入些微的模式誤差，使得 WDM6 與 Morrison 的分析場結果，較不如 GCE 與 WSM6 佳。圖 7-4 與圖 7-5 表示同化循環中的回波與徑向風方均根誤差變化趨勢，經過資料同化的作用後，可以看到在每一個同化循環中，皆有下降的趨勢，且兩變數都有漸漸收斂，顯示 WRF-LETKF 對於改善初始場是有所作用，且也說明同化結果是可信的。

在確認資料同化是有助於改善初始條件後，本篇論文將比較短期天氣預報，同化前後的差異、同化效益與持續時間，以及雙偏極化雷達參數的驗證。圖 7-6 是三小時觀測累積雨量與單一決定性預報中模式累積雨量的結果，從 1100UTC 累積至 1400UTC。圖 7-6(a)臺灣南部自動測站與局屬測站累積雨量結果，(b)至(e)代表的 GCE、WSM6、WDM6、Morrison 單一性預報的三小時累積雨量情形。可以發現單一性決定性預報和觀測結果差異極大，位置也偏差，顯示未同化時的系統偏移狀況嚴重。圖 7-7 為經過同化後的系集平均分析場短極預報三小時累積雨量。圖 7-7(a)臺灣南部自動測站與局屬測站累積雨量結果，(b)至(e)代表的 GCE、WSM6、WDM6、Morrison 系集平均預報的三小時累積雨量情形。資料同化過後的降雨預報表現顯示掌握到更精確地降雨分布。但其中 WDM6，如圖 7-7(d)中，在屏東南部、臺南嘉義一帶，鄰近區域降雨的量值分布有明顯的差值，且花東及南投南部雨量也較少，而在 WSM6 方案中，分布卻和觀測較為相近，此結果與 Hong et al(2012)年提到，WDM6 方案中有小雨強度減低，且大雨強度增加的狀況。而定性上較無法判別和者表現較佳，因此將利用降雨分數進行模式間的比較，較為客觀。

圖 7-8 為四種微物理參數化方案的累積雨量性能圖，門檻值為 0.5mm，此圖結合 TS、POD、FAR、Bias 等分數，能夠將校驗分數視覺化展示。首先將門檻值設定於 0.5 毫米，檢驗自 1100UTC 開始預報，至整點之累積雨量校驗(例：1300Z 表示從 1100UTC 累積至 1300UTC 的降雨情形)。在圖 7-8 中，藍色線是經過資料同化的實驗，紅線則是單一決定性預報的表現。經過資料同化後，在分數上的表現明顯較佳。性能圖的含意在第六章第一節已有稍作介紹，越靠近右上角的模式表現較佳。在三小時(1100-1400UTC)累積降雨表現中，TS 在四者的表現約在 0.6-0.8 之間，都有相當不錯的表現。其中又以 GCE、WSM6、Morrison 的 POD、SR、TS 皆有 0.8 以上的水準。至於 WDM6 方案中分數表現則無其他三者理想，而此原因則是和小雨區的減弱，大雨區增強有所關係。而四者在 Bias 的部分皆有低估的狀況。

在公正預兆得分的比較下，能夠區別哪種方案表現較優。前三小時的累積雨量表現為 GCE 方案較佳，其次為 WSM6、Morrison 與 WDM6。而到第四及第五小時的累積雨量 ETS 時，GCE 和 WSM6 兩者的分數來的比 Morrison 還低，可以從圖 7-8(a-b)中了解到，GCE 和 WSM6 在模式預報四至五小時後，在性能圖上的位置越遠離右上方區域，且從圖中可以看出兩個方案有明顯過度預報的狀況，且 SR 也不如前三個小時高，因此在考慮隨機預報命中的狀況下，GCE 和 WSM6 反映在 ETS 上的表現便開始降低。

利用不同門檻值累積雨量進行 ETS 校驗後，可了解模式經過同化後，對於強降雨發生機會的掌握度。圖 7-9(c-d)為門檻值 10mm 與 20mm 的 ETS 折線圖，可以發現到 WSM6 的表現仍是最高，而 WDM6、GCE 的表現次之，Morrison 方案在強降雨的掌握度差強人意。WSM6 與 WDM6 在掌握強降雨區域較為準確，從圖 7-7 中的平面分布圖可以了解，其雨量分布較深入內陸，和觀測較為接近。而 GCE 方案在進行預報時，系統多在海岸邊生成，使得降雨多在海岸附近發生，系統進入內陸就開始減弱和消散。Morrison 方案則是在開始預報後，系統快速向內陸移動，並且開始消散，使得累積降雨偏弱，且無系統持續移入的現象。

7-2 CFAD 比較—分析場表現

在開始比較分析場與預報表現 CFAD 前，首先需要選取特定範圍的雷達資料進行 CFAD 繪製。圖 7-10 表示 CFAD 選取範圍。水平解析度為三公里，垂直解析度為 0.25 公里，自高度 1 公里至 15 公里處。觀測資料的選取範圍大概是以圖 7-10(a)中的紅色範圍所示，而模式的選取範圍如圖 7-10(b)黑色框框範圍所示，且以 S-POL 雷達為中心 135 公里以外的雷達資訊將捨去不用。由於單一決定性預報中的系統位置有所偏移，倘若選取到無系統的區域，再進行模式表現的比較時，將會有失公平。因此將會把資料選取範圍微調，微調後的資料選取範圍是如圖 7-11 黑色框所示，此範圍大小與圖 7-10 (b)之大小相同，黑框中有明顯的天氣系統。本文中將使用回波(Z_H)、差異反射率(Z_{DR})與比差異相位差(K_{DP})進行後續的討論。各雷達參數的資料挑選與分組如表 7-1 所示。而以下 CFAD 中三條線代表的意義如第六章第三節所提到，25%、50 %以及 75%的累積機率線，也就類似於四分位數的概念。在 PRDS 轉換結果中，由於將雪和雹之水平與垂直背向散射振幅公式的次方項設定為 3，使得在高層差異反射率的量值差異不大，如圖 7-12 所示。此外，由於冷雲過程的複雜度使高層比差異相位差的不確定性高，微小的雲冰也可能使得比差異相位差的量值有所變化。因此本文也先針對暖雨的部分進行這兩者的討論，而大於六公里以上的差異反射率與比差異相位差就省略不比較。。

圖 7-13 是實際雷達觀測與未同化之單一決定性預報中 6 月 14 日 1100UTC 的 CFAD。圖 7-13 (a)代表 SPOL 觀測結果，(b)-(e)分別是 GCE、WSM6、WDM6 與 Morrison 方案的 CFAD。從 SPOL 觀測 CFAD 結果，推測融化層約在 5 公里高。5 公里以下，回波中位數值落在 25dBZ，回波分布也較高層離散，約落在 20 至 35dBZ。高於 5 公里處回波中位數越往高層越低，且分布較為集中。在單一決定性預報表現則是在 5 公里以下，中位數線大概都維持在 30dBZ 的位置。而高層的雷達回波出現機率也頗為離散。而在模式表現，GCE、WSM6、Morrison 的中位數值偏高，高層回波分布也較觀測離散。至於 WDM6 在近地表的回波分布又比其他三者分布

更為離散，認為造成這差異與前小節提到大雨強度越強，小雨強度偏弱有關。

圖 7-14 為經過資料同化的系集平均分析場結果，(a)代表 SPOL 觀測結果，(b)-(e)分別是 GCE、WSM6、WDM6 與 Morrison 方案。明顯的發現，四個方案在經過資料同化後，五公里以上的回波分布與離散度趨近於觀測。GCE、WSM6、Morrison 五公里以下的回波中位數線大致落在 25 dBZ 左右，和觀測較為接近。而 WDM6 的回波中位數落在 20 dBZ 左右，稍微低估了一些，但在回波離散度有顯顯得被改善。此外，在 GCE 和 WSM6 實驗中，一樣都是單矩量的微物理方案，約 8 公里上空高層的 CFAD 也有些微的不同。由於 WSM6 在雪的截距參數(N_0)為溫度有關的指數函數，使得越往高層，截距參數會越大，而此概念就類似於在空中有很多小雪花，使得 WSM6 在高層的回波出現機率分布多數介於 5 至 10dBZ 之間。WSM6 與 WDM6 在冰相粒子的處理方式完全相同，只是 WDM6 考慮雙矩量的雲水與雨水，在圖 7-13 時，可以發現這兩方案在高層回波分布雷同，而低層則是跟 WDM6 在雨水進行雙矩量處理有關，使得兩者在回波上的差異。

本研究只同化雷達回波與徑向風，藉此改變水象粒子的分佈狀況，可了解雙偏極化雷達參數在同化前後會有甚麼變化。圖 7-15 是 SPOL 觀測與沒有進行同化的單一決定性預報Z_{DR} CFAD，時間在 1100 UTC，(a)代表 SPOL 觀測結果，(b)-(e)分別是 GCE、WSM6、WDM6 與 Morrison 方案。SPOL 觀測 CFAD 結果顯示，低層降水的Z_{DR}值約略落在 0.5dB 之間，也就是中小雨滴偏多的狀況。而在單一決定性預報之 GCE 和 WSM6 的四分位線的分布情形類似，Z_{DR}中位數值多出觀測場約 1dB，底層四分位線與觀測相比則離散許多。WDM6 方案Z_{DR}的 CFAD 分布上則是有先下降，在慢慢上升的狀況。而此狀況顯示，由於雪和雹都是單矩量的設定，在考量經過融化層後，相態的轉化下，使得多數的雪、雹粒子轉化成雨水，經過轉化後，使得雨水粒子有所增長，碰撞結合的作用下，使得 WDM6 在近地表的Z_{DR}的出現機率分布上往高值移動。最後則是 Morrison 的分布，有隨著明顯高度降低而Z_{DR}值升高的狀況。在雨水以單矩量處理的 GCE、WSM6 與雙矩量之 WDM6、Morrison，單、雙矩量參數化方案在Z_{DR}的垂直分布上有很大的不同。造成 CFAD

結構表現不同的原因則是，在單矩量參數化方案中，由於截距參數固定，只有斜率參數能自由變動。而雙矩量參數化方案之截距參數、形狀參數皆可變動，故兩者相比下，雙矩量參數化方案的自由度較高。且雙矩量微物理參數化中，由於碰撞結合作用能夠改變整體粒子個數濃度(N_T)，模擬出實際大氣微物理過程，減少直徑小的粒子，使大粒子增加，因此可以看到雙矩量微物理方案在地表附近看到Z_{DR}的高值。未同化前的Z_{DR}中位數值約高估觀測 1.0-2.5dBZ 左右。而由圖 7-16 可以解釋差異反射率在各微物理方案的變化情形。圖 7-16 表示的是在 CFAD 選取範圍內，N_T之水平平均隨高度變化趨勢圖。可以看到 WDM6 擁有最多的N_T，使得其粒子的平均直徑偏小，因此在計算Z_{DR}時，就會計算出較小的Z_{DR}值。而 Morrison 則是和 WDM6 相反，N_T偏少，使得Z_{DR}較大。

圖 7-17 則是差異反射率 CFAD 在觀測與系集平均分析場的結果，時間點為 1100 UTC。圖 7-17 (b)-(e)是經過資料同化的改善後的 CFAD。兩個單矩量參數化方案 GCE 和 WSM6 方案的Z_{DR}中位數值都有降低，可較接近觀測的數值，無論是機率分布，或是四分位線，兩個單矩量方案都更集中與收斂。而在 WDM6 中，則是出現過多Z_{DR}負值。最後 Morrison 方案中，可以發現經由同化系統的調整，使得近地表原本較大的Z_{DR}值，修正為較低的值，使得高估的現象減緩。因此可以了解到，經過資料同化之後，對於Z_{DR}的表現也有所改善。圖 7-18 為觀測與各微物理方案之單一決定性預報的回波—差異反射率散佈圖。可以用來解釋在 WDM6 與 Morrison 的改善程度卻沒有比 GCE 與 WSM6 好的原因。由於Z_H與Z_{DR}的對應關係在 GCE 與 WSM6 中，較偏向一對一的關係，使得 WRF-LETKF 系統在改變水象粒子混合比後，便能夠很直接的影響到Z_{DR}的表現。且在 Morrison 與 WDM6 中，Z_{DR}是利用兩個變數計算得來，因此若沒有提供額外的雙偏極化參數同化，僅利用Z_H與模式變數的交相關關係進行修正，可能沒辦法提供正確且有效的訊息給模式，進行修正。圖 7-19 則是同化結束後，1100UTC 的分析場回波—差異反射率散佈圖，但在經過資料同化修正微物理變數後，可以看到 WDM6 與 Morrison 與觀測分佈慢慢靠近，也再次證明同化系統仍是可以將部分資訊帶入分析場中。

比差異相位差(K_{DP})與液態水含量的分布有所關聯，因此在大雨發生時，利用雙偏極化雷達觀測時，就容易在該處觀測到高K_{DP}值。圖 7-20 為 SPOL 觀測與未同化單一決定性預報之K_{DP} CFAD。圖 7-20(a) SPOL 觀測結果顯示，低層的K_{DP}值中位數值約 0.1°/km，由於K_{DP}對於小雨勢較不敏感，故其值變動不大。而圖 7-20(b-e)為四個微物理方案在 1100UTC 的模擬結果，四者的特點是K_{DP}中位數值越落在 0.01°/km左右，甚至更小，且出現機率分布也落在 0 附近居多。而在 Putnam et al(2017)的文章指出微物理參數化方案略低估液態水含量的論點，跟本研究的結果相似。圖 7-21 則是 SPOL 觀測與經過資料同化的系集平均分析場。圖 7-21(b)-(e)則是四種微物理方案經過同化後的結果。四者在低K_{DP}值機率分布提升了，表示資料同化對於K_{DP}的影響亦有一定的程度存在。但是，整體而言K_{DP}的值量值仍是低估的，由圖 7-22 與圖 7-23 中可以發現，利用Z_H對K_{DP}散佈圖可以發現，在觀測的散佈圖偏弱回波值對應到的K_{DP}值是有所變化的，其值約在 0-0.5 °/km左右浮動，而圖 7-19(b-e)則是模式模擬的結果，可以看到其分佈和觀測差異是很大的，同樣是低回波區域，對應到的K_{DP}值卻接近 0 °/km，因此進行 CFAD 繪圖時，極低K_{DP}占了很大一部分的出現比率，使得與觀測結果有所出入。且在圖 7-22 與 7-23 中，可以了解到，同化系統對於K_{DP}的改善，是有所幫助的。

同化徑向風與回波，對於雙偏極化雷達參數的修正有一定程度的幫助，例如Z_{DR}與K_{DP}值的表現。資料同化系統嘗試著將較大的Z_{DR}值修正至到接近觀測值，不過，傳統回波能夠提供的資訊有限，對於Z_{DR}值修正仍有所侷限，在未來若同化雙偏極化雷達資料，相信就能夠有效的提升。

7-3 CFAD 比較—模式預報場表現

本研究中亦利用 CFAD 進行模式每小時預報的表現。首先，選取一段預報時間，例如 1100-1200UTC，而模式預報每 15 分鐘輸出一筆預報場，共有四筆不同時間的資料，利用此四個不同時間的預報場畫出一張 CFAD，而觀測也挑選相同時間

的進行 CFAD 繪製。由於經過同化後，預報場將會和觀測場開始有所偏差，利用此方法繪製 CFAD 的第一個原因則是要消除系統在時間方面的錯位，其次則是可以增加每一層資料的樣本數。

圖 7-24 至圖 7-26 是資料同化後，利用系集平均分析場進行短期預報的第一小時模式的回波、差異反射率與比差異相位差的表現，時間為 1100UTC 至 1200UTC。圖 7-24 (a)是 SPOL 觀測 CFAD 結果。(b-e)為 GCE、WSM6、WDM6、Morrison 第一小時預報結果。SPOL 觀測在低層之回波中位數約為 30 dBZ，但在模式預報中，大多落在 25 dBZ 左右，顯示模式在第一小時預報中，低層回波場皆有低估的情形。而在中、高層部分，觀測到的回波離散度低，隨高度減低。模式在中、高層的回波表現較佳，分佈和離散度與觀測較為接近。圖 7-25 是差異反射率的 CFAD 表現。圖 7-25(a)為 SPOL 觀測，在低層的差異反射率值約接近 0.5 dB，且四分位距約為 0.5 dB，表示Z_{DR}值之分布較為相近。而在模式預報的部分，單矩量微物理參數化方案的 GCE 與 WSM6 方案所預報結果之垂直分布與觀測較為類似。但是在中位數Z_{DR}值略高估 0.3 dB 左右，且四分位距較觀測大，表示其分布較為離散。在 WDM6 方案中，仍是有負的 Z_{DR}值出現且 Z_{DR}中位數也高估許多。Morrison 方案中亦有高估 Z_{DR}值的現象，但以四分位距來看，其離散程度和 GCE、WSM6 的離散程度類似。圖 7-26 則是第一小時預報之K_{DP} CFAD 表現，圖 7-26 (a) 為 SPOL 觀測。SPOL 觀測顯示，在低層之K_{DP}分布前 50%資料皆在 0.1°$/km$以下，而第三四分位數則是在 0.2°$/km$左右。但在模式預報顯示，模擬出來的K_{DP}值，都有明顯的低估現象，第三四分位線的值接近於 0.02 °$/km$。而經過同化的系集平均預報到第三小時，模擬之天氣系統的位置和強度和實際觀測已有段差距。且從 CFAD 的結構也可略知一二。圖 7-27 至 7-29 為模式預報後第三小時(1300 至 1400 UTC)的回波、差異反射率與比差異相位差 CFAD，(a)表示 SPOL，(b-e)分別表示 GCE、WSM6、WDM6、Morrison 方案。而在模式預報的部分，可以很明顯的看出與觀測的差異性，無論在底層或是中高層的部分，皆和未進行資料同化的 CFAD 分布類似，如同圖 7-13 之尚未進行資料同化的背景場 CFAD 分布。而在 WDM6 與 Morrison 的

部分，因選取 CFAD 繪製的範圍內天氣系統的消散與不完整，因此其 CFAD 結構與未進行資料同化之垂直分布又相差更遠。顯示進行資料同化後，雖然使得分析場與真實大氣最為接近，但是在經過模式以及各微物理參數化積分後，使得模式誤差漸漸引入，因此在預報時間拉長後，就漸漸看不到資料同化的效益了。

7-4 CFAD 在層狀與對流區的比較

前一節對於颱線系統整體面上的檢視，而本小節將討論經過資料同化後，分析場在層狀區與對流區的差異為何。而本文將利用第四章第三節提到的方法區分對流與層狀區。圖 7-30 是資料同化後分析場(1100UTC)之層狀區的回波 CFAD 分布，(a)為 SPOL 觀測結果，(b-e)為 GCE、WSM6、WDM6、Morrison 方案之 CFAD，本小節以下圖片安排方式皆同，就不再贅述。在(a)中，可以明顯看到在五公里處，回波的頻率分布與四分位數線的量值都有上升的趨勢，過融化層後，就稍微下降一些，即是於雷達觀測上容易見到的亮帶結構。(b)-(e)為微物理方案間之同化結果，中、高層的回波出現機率與斜率分布和觀測類似，但在較高層的部分低估約 5 dBZ 左右。融化層以下的分布也有類似的一致性，第三四分位線約在 26 dBZ，和觀測值接近，而在 GCE、WSM6 與 Morrison 在前 50%的層狀區強度有高估的現象。WDM6 在層狀區和觀測最為相似，但在融化層處(約五公里高的位置)，卻有高估 5 dBZ 的狀況，可能是由於冰相粒子較多，融化後提高反射雷達波的能力，而使得該處回波值較其他三者高。

圖 7-31 表示分析場在 1100UTC 時，對流區回波 CFAD 分布。SPOL 觀測來看，對流區回波的分布結構和 Yuter and house 在 1995 年提到對流區的垂直分布特徵類似，自地表到融化層出現較大的回波值，而到了融化層以上則是往高層遞減。四種微物理參數化方案的實驗亦有類似的分布，而單矩量實驗的 GCE 與 WSM6 在高層回波的機率分布略有不同。原因是 GCE 在高層的軟雹較多，使得對流區的回波值較 WSM6 來的大。而 Morrison 在對流區的表現比觀測高估一些，中位數線與第

三四分位線的分布較觀測分布大 5 dBZ 左右，且最大的回波值也大上 5 dBZ。而造成此原因則是因為在 Morrison 方案中，由於該方案在雨滴破碎效應的門檻值的設定較高，因此使得大雨滴較不容易分裂成數顆小雨滴，因此造成 Morrison 在對流區有較大的回波值。

接著討論差異反射率在對流層狀區的差異，圖 7-32 與 7-33 為觀測與分析場在 1100UTC 時，層狀區與對流區的 CFAD。從觀測而言，圖 7-32(a)與 7-33 (b)的為 SPOL 觀測到的差異反射率垂直分布。層狀區為綿綿降水，因為上層雪花經融化層融化成水滴後再掉落至地面，由於層狀區上升運動較弱，因此較無法維持住較大顆的雨滴，故此處的雨滴偏小，從 CFAD 的分布就可得知，中位數值約落在 0.3dB 左右。而對流區就有機會出現較大的雨滴了，由於垂直運動較高，且碰撞結合效應明顯，可以發現經過融化層後，中位數的垂直分布有隨高度減少而差異反射率增加的狀況。而模式在層狀區的表現，在單矩量的 GCE、WSM6 方案，兩者在垂直分布有類似的結構，然而出現機率多分布在 1dB 左右，約高估 0.5dB。WDM6 卻有負值的差異反射率出現，表示其總體粒子個數過少的事實。而在 Morrison 中，則是有明顯的高估狀況，差異反射率中位數略高估 1dB 左右，且隨高度減少而遞增。至於對流區的表現，單矩量的 GCE 與 WSM6 分布狀況相當類似，約集中於 2.5dB 處，與觀測相比約高估 1.5 dB 左右。而 WDM6 中，由於經過同化後，對流區域格點數少，其分布可能無法給予正確的對流區結構，因此不討論同化結束後在對流區的效益。而 Morrison 方案中，其垂直分布與層狀區略同，越接近地表其差異反射率值越高，表示雙矩量微物理參數化方案對於碰撞結合效益的考慮，但約高估 2dB 左右。至於 Morrison 在層狀與對流區皆高估差異反射率的理由與回波分布相同，Morrison 方案中，本身就允許較大的雨滴粒子出現，而大雨滴對應到的回波值與差異反射率皆會較高一些，此也符合常理。

比差異相位差與液態水含量的出現相關性高，能夠偵測可能有大雨發生的位置，但對於層狀降水的訊號較不敏感，因此看到圖 7-34(a)SPOL 觀測結果，可以發現比差異相位差的量值幾乎都分布於 $0.1°/km$以下。而在模式方面也有類似的結

果，在四個微物理方案間，比差異相位差的分布更是集中於 0.05°/km之下。若由模式中的第三四分位數來檢驗，顯示模式在層狀降雨區仍有低估的狀態。而圖 7-35 則是對流區的比差異相位差分布，(a)為 SPOL 觀測結果，可以發現其分布極廣，約從 0.2 °/km至 0.6 °/km左右。而模式中的表現亦有類似的分布狀態，除了 WDM6 對流區格點數不足外，皆可以看出和觀測類似的比差異相位差分布狀況，特別是 GCE、WSM6 兩者與觀測最為相像。而 Morrison 則是在第三四分位線的部分有些低估比差異相位差的狀況，但其回波與差異反射率卻高估，此是因為計算比差異相位差時，對於總體粒子個數濃度較不敏感，而計算另外兩者(回波與差異反射率)時，總體粒子個數濃度就會明顯得影響到其值的表現。

7-5 以 Morrison 方案討論同化變數調整的差異

使用雙矩量微物理方案時，模式將會預報水象粒子混合比與總體粒子個數濃度，而利用 WRF-LETKF 進行資料同化時，即可利用回波或徑向風與上述兩個預報變數的背景誤差協方差進行該變數的修正。而本文將利用 Morrison 方案進行同化策略的測試，目前文獻上先少有人對此討論，故對於同化變數對於預報的影響也較無從得知，本文將拋磚引玉，希望後進能夠對不同同化策略進行更深入的研究。

圖 7-36 為經同化後，利用系集平均之分析場進行短期預報雨量校驗結果。在預報的第一小時，只同化混合比的實驗中，在雨量門檻值較大的摺線圖中，ETS 較另外一者高，而雨量門檻值較小的摺線圖，則是兩者都同化的實驗的 ETS 較高。圖 7-37 則是兩種同化策略在同化後 1100UTC 的系集平均分析場雷達參數 CFAD。在融化層之下，回波的差異性不大。但在中層只同化混合比的實驗中，其回波機率分布往弱回波處靠近。而對於差異相位差而言，融化層附近的差異較大，在兩變數皆同化的實驗中，第三四分位線的分布較往大值突出，而另一者則是較為平滑。接著在比差異相位差的部分則是一樣在融化層附近有明顯的差異性。綜合以上三個雷達參數，認為只同化混合比的狀態下，將冰相粒子的平均粒子直徑下修，使得中層回波減弱，融化層的特徵也較不明顯。而圖 7-38 是進行一小時預報的 CFAD 結

果，經比較三個雷達參數後，幾乎是沒有太大的差別，只有回波在中層的分布較為離散一些。

八、結論與未來展望

本文利用 PRDS 將模式變數轉換為雙偏極化雷達參數後，與觀測之雙偏極化雷達參數進行比較，藉此進行模式的校驗，了解模式的雲物理過程的表現。且經過 WRF-LETKF 資料同化系統同化雷達回波與徑向風，確保模式的雲動力場與真實場相近，再進行短期預報。經過傳統分數校驗後，可以了解到同化後有效的提升預報能力。而在 ETS 的校驗中，除了雨量門檻值為 0.5mm 的校驗折線圖顯示 WSM6 的表現不佳外，門檻值較高的每小時折線圖皆顯示 WSM6 有較好的表現。而 WDM6 在小雨量的校驗表現極差，認為與前人研究提到的抑制層狀降水的表現有關。而 Morrison 在高門檻累積雨量的校驗上，表現相對較差。

而利用 PRDS 進行雙偏極化雷達參數的比較，可以了解到各微物理參數化方案之間的差異，而藉此可挑選出較適合臺灣地區的參數化方案進行研究。本實驗中利用 GCE、WSM6、WDM6 與 Morrison 進行模擬。而普遍認為，較複雜的雙矩量微物理參數化方案應該能夠對於天氣系統能夠有更好的掌握程度，而本文模擬結果則是單矩量的 WSM6 擁有較好的模式降雨結果與偏極化雷達參數模擬。經由同化後，發現到單矩量微物理參數化方案在整體而言，對於回波、差異反射率、比差異相位差的表現都較其他兩個雙矩量微物理參數化方案佳。Morrison 方案中高估回波與差異反射率的狀況非常嚴重，而此現象乃是於源於其微物理參數化本身設定，Morrison 方案允許較大雨滴的出現，而此現象和台灣的觀測特性不同，因此進行模擬時則需要注意，瞭解微物理參數化方案的設定與該地的觀測特性是否相似。而經過資料同化的調整，可以看到 WRF-LETKF 仍有其功能，將過大的回波以及差異反射率進行修正，但效果有限。

本研究利用每小時預報之 CFAD 進行模式校驗結果發現，經過資料同化後，想要了解資料同化的效益能夠持續多久，也可以了解模式預報對於雲物理結構掌握度。經過第一小時的預報結果和觀測結果類似，結構沒有太大的改變。大多數的

特徵都能夠掌握住，而第二小時的結果(未附圖)則是開始失去資料同化的效益，垂直分布與觀測結果有所差異，而到了第三小時，可以發現其預報結果已經和觀測的結果差距甚遠，表示在本次實驗中四個微物理方案對於資料同化的效果能夠維持2-3 小時左右。

藉由比較層狀區與對流區的結果後，可了解同化傳統雷達資料對於該區域特性的掌握。回波於兩個區域的掌握與觀測接近，其雷達參數的特徵如平均垂直分布與亮帶結構都類似前人所述的狀況，但在差異反射率的高估，以及層狀區域比差異相位差的低估仍然有改進的空間。由於回波分布的特性能夠較好掌握，因此藉由模擬偏極化雷達參數，便能夠瞭解到微物理參數化的問題，以及可改善的地方。

進行同化時只調整水象粒子混合比以及調整水象粒子混合比與整體粒子個數濃度兩個同化策略的比較，可以發現在 CFAD 的結構上，只有在中層回波與融化層有明顯的差異，而預報 CFAD 結果的差異更是微小。利用 ETS 雨量校驗後，則是可了解不同同化策略對於降雨量的不同影響。

而研究結果顯示，雙偏極化雷達參數在同化前後雖有差異，但仍有進步空間，Xue et al(2010)提到，若模式預報變數增多，則需要更多觀測資訊，如觀測之比差異相位差與差異反射率來進行資料同化，可能會有較佳的結果。由於雙矩量微物理參數化方案在本研究模擬雙偏極化參數的準確度較差，認為可能是因為回波中所含的資訊較少，因此進行變數間的交相關背景誤差協方差時，較無法傳遞正確的資訊。因此，使用雙矩量微物理方案進行同化時，也應該同化雙偏極化雷達參數，利用差異反射率等傳遞出更正確的訊息，以修正混合比與粒子個數濃度。

本篇研究認為單矩量微物理參數化方案在此個案模擬結果最佳，但在 Jung et al(2012)中，亦是利用同化傳統雷達回波與徑向風，再比較分析場之雙偏極化雷達參數。結果顯示雙矩量的 MY 方案比單矩量的 Lin 方案表現更佳，和本研究結論不同。認為造成的原因可能是因為天氣型態的不同，以及該論文進行多次的且不同尺度的資料同化，對於熱動力場的掌握度相當高，使得搭配上雙矩量微物理參數化方案模擬後，能和觀測場有相近的結果，對於此值得再深入討論臺灣個案，找出可

能的原因。

未來展望——鑒於越來越多雙偏極化雷達的設置，觀測資料趨於豐富下，能夠進行模式校驗以及資料同化用途。由於文章中的設定完全參考 PRDS 在美國的預設值，例如雨水軸比關係以及氣溫資訊，希望在未來能夠利用 T-matrix 方法重新擬合雷達波傳遞的背向散射振幅，以及引入臺灣的平均溫度資訊，希望使得 PRDS 能夠更加準確。藉由 PRDS 的敏感度測試，本文也大略測試出目前最適合臺灣天氣型態的版本，使得在進行模式驗證，或是後續資料同化用途能夠更正確的呈現雙偏極化雷達資料，此外，對於混相態水象粒子占比的掌握也需要更多觀測資料來參考與調整。例如使用 PID 技術，區別融化層之水象粒子分布狀況。

目前五分山的 S、C 波段雙偏極化雷達已經建置完成，且各地的降雨雷達雷達也漸漸設立完成。本篇研究是針對梅雨個案進行雙偏極化雷達參數的模擬與模式校驗，由於臺灣會受不同天氣系統影響，如颱風或午後熱對流，都可能會有其獨特的偏極化雷達參數特徵，而藉由模式模擬，亦能了解不同天氣系統的特性。此外，因臺灣位處亞熱帶地區，微物理過程和美國之特性也不同，因此藉由模擬雙偏極化雷達參數，也能幫助改善微物理參數化方案或找出一個適合臺灣的微物理方案，以便作業單位或研究單位利用，進一步亦可改善 PRDS 的設定。

建立 PRDS 後，在未來可進行雙偏極化雷達參數的資料同化，便可探討額外變數對於分析場的效益，也可對於利用雙矩量微物理參數化方案時，需搭配偏極化資料的額外資訊進行同化，才有較佳的同化結果。

最後，進行微物理變數的同化策略討論在本研究中尚未非常完整。由於微物理方案中，各微物理過程的錯綜複雜，難以在短時間內得到完好的結論，而更細部的討論將需要更完整的檢驗，如潛熱釋放等結果進行探討。

參考文獻

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，1-78 頁。

陳薇鈞，2011：2008 年西南氣流實驗 IOP8 雷達折射指數場特性之研究。國立中央大學大氣物理所碩士論文，1-73 頁。

楊靜伃，2012：使用四維變分都卜勒雷達變分分析系統(VDRAS)與 WRF 改善短期定量降水預報。國立中央大學大氣物理所碩士論文，1-83 頁。

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)。國立中央大學大氣物理所博士論文，1-71 頁。

鄧詠霖，2015：利用雷達觀測與反演變數改善模式定量降水預報之能力－2008 年西南氣流實驗 IOP#8 個案分析。國立中央大學大氣物理所碩士論文，1-95 頁。

鄭翔文，2017：雷達資料同化於多重尺度天氣系統(梅雨)的強降雨預報影響：SoWMEX IOP#8 個案研究國立中央大學大氣物理所碩士論文，1-68 頁。

盧可昕，2018：利用雙偏極化雷達及雨滴譜儀觀測資料分析 2008 年西南氣流實驗期間強降雨事件的雲物理過程。國立中央大學大氣物理所碩士論文，1-91 頁。

Augros, C, Caumont, O, Ducrocq, V, Gaussiat, N. Assimilation of radar dual polarization observations in the AROME model. *Q J R Meteorol Soc.* 2018; **144**: 1352– 1368.

Dawson, D.T., M. Xue, J.A. Milbrandt, and M.K. Yau, 2010: Comparison of Evaporation and Cold Pool Development between Single-Moment and Multi-moment Bulk Microphysics Schemes in Idealized Simulations of Tornadic Thunderstorms. *Mon. Wea. Rev.,* **138**, 1152–1171

——, E.R. Mansell, Y. Jung, L.J. Wicker, M.R. Kumjian, and M. Xue, 2014: Low Level Z_{DR} Signatures in Supercell Forward Flanks: The Role of Size Sorting and Melting of Hail. *J. Atmos. Sci.,* **71**, 276–299,

Dowell, D. C., F. Zhang, L. J. Wicher, C. Snyder, and N. A. Crook, 2004: Wind and temperature retrievals in the 17 May 1981 Arcadia, Oklahoma, supercell: Ensemble Kalman filter experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1982-2005.

Hong, Song–You, Jimy Dudhia, and Shu–Hua Chen, 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **132,** 103–120.

Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: a local ensemble transform Kalman filter. *Physica D*, **230**, 112-126.

Johnson, M., Y. Jung, D. Dawson, and M. Xue, 2016: Comparison of simulated polarimetric signatures in idealized supercell storms using two-moment bulk microphysics schemes in WRF. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 971–996,

Jung, Y., G. Zhang, and M. Xue, 2008: Assimilation of simulated polarimetric radar data for a convective storm using ensemble Kalman filter. Part I: Observation operators for reflectivity and polarimetric variables. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2228–2245.

Jung, Y., M. Xue, G. Zhang, and J.M. Straka, 2008: Assimilation of Simulated Polarimetric Radar Data for a Convective Storm Using the Ensemble Kalman Filter. Part II: Impact of Polarimetric Data on Storm Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2246–2260,

——, ——, and G. Zhang, 2010: Simulations of polarimetric radar signatures of a supercell storm using a two-moment bulk microphysics scheme. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 146–163.

——, ——, and M. Tong, 2012: Ensemble Kalman filter analyses of the 29–30 May 2004

Oklahoma tornadic thunderstorm using one- and two-moment bulk microphysics schemes, with verification against polarimetric radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1457–1475.

Kumjian, M.R. and A.V. Ryzhkov, 2008: Polarimetric Signatures in Supercell Thunderstorms. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 1940–1961,

——, C.P. Martinkus, O.P. Prat, S. Collis, M. van Lier-Walqui, and H.C. Morrison, 2019: A Moment-Based Polarimetric Radar Forward Operator for Rain Microphysics. *J. Appl. Meteor. Climatol.,* **58**, 113–130,

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. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1587–1612.

Milbrandt, J. A., and M. K. Yau, 2005: A multimoment bulk microphysics parameterization. Part I: Analysis of the role of the spectral shape parameter. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3051–3064.

Min, K., S. Choo, D. Lee, and G. Lee, 2015: Evaluation of WRF Cloud Microphysics Schemes Using Radar Observations. *Wea. Forecasting*, **30**, 1571–1589,

Morrison, H., G. Thompson, V. Tatarskii, 2009: Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One– and Two–Moment Schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 991–1007

——, and Jason A. Milbrandt, 2015: Parameterization of cloud microphysics based on the prediction of bulk ice particle properties. Part I: Scheme description and idealized tests. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 287-311.

Pfeifer, M., G. C. Craig, M. Hagen, and C. Keil, 2008: A polarimetric radar forward operator for model evaluation. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 3202–3220

Putnam, B.J., M. Xue, Y. Jung, N. Snook, and G. Zhang, 2014: The Analysis and Prediction of Microphysical States and Polarimetric Radar Variables in a Mesoscale

Convective System Using Double-Moment Microphysics, Multinetwork Radar Data, and the Ensemble Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev.,* **142**, 141–162

——, ——, ——, G. Zhang, and F. Kong, 2017: Simulation of Polarimetric Radar Variables from 2013 CAPS Spring Experiment Storm-Scale Ensemble Forecasts and Evaluation of Microphysics Schemes. *Mon. Wea. Rev.,* **145**, 49–73

——, ——, ——, N. Snook, and G. Zhang, 2019: Ensemble Kalman Filter Assimilation of Polarimetric Radar Observations for the 20 May 2013 Oklahoma Tornadic Supercell Case. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 2511–2533,

Ryzhkov, A. V., M. Pinsky, A. Pokrovsky, and A. P. Khain, 2011: Polarimetric radar observation operator for a cloud model with spectral microphysics. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **50**, 873– 894,

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G Duda, X.- Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. *NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR,* 113 pp.

Snyder, C. and F. Zhang, 2003: Assimilation of simulated Doppler radar observations with and ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1663-1677.

Sun, J., and N. A. Crook, 1997: Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observation using a cloud model and its adjoint. Part I:Model development and simulated data experiments. *J. Atmos. Sci*., **54**, 1642-1661.

Tsai, C. C. ,Y. Jung, 2017:Sensitivities of Very Short-Term Numerical Prediction to Polarimetric Radar Data Assimilation: Typhoon Soudelor (2015) *38th Conference on Radar Meteorology.*

——, 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,

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.

Xu, W., E. J. Zipser, Y.-L. Chen, C. 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.

附圖

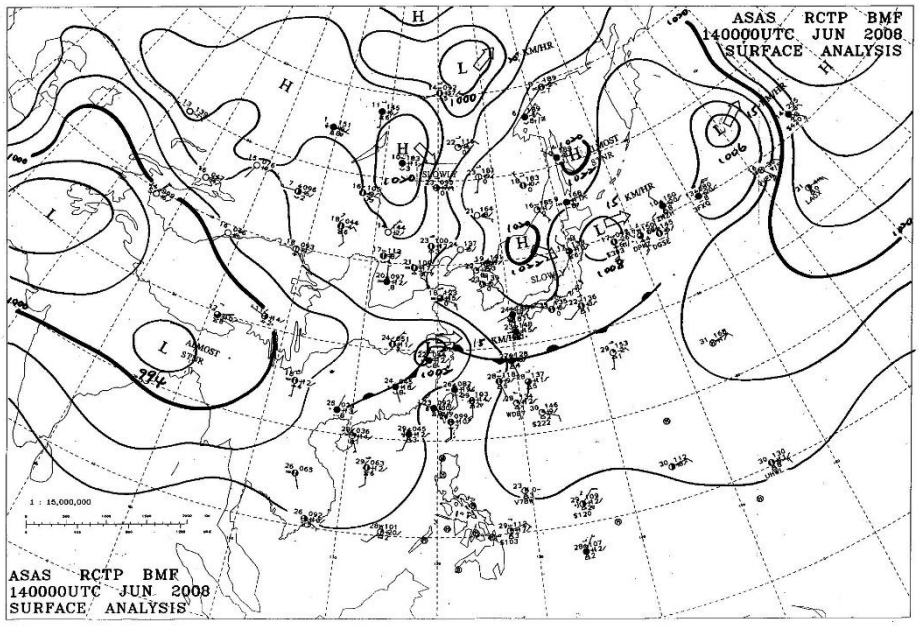

圖 2- 1　2008 年 6 月 14 日 0000UTC 地面天氣圖。取自於中央氣象局。

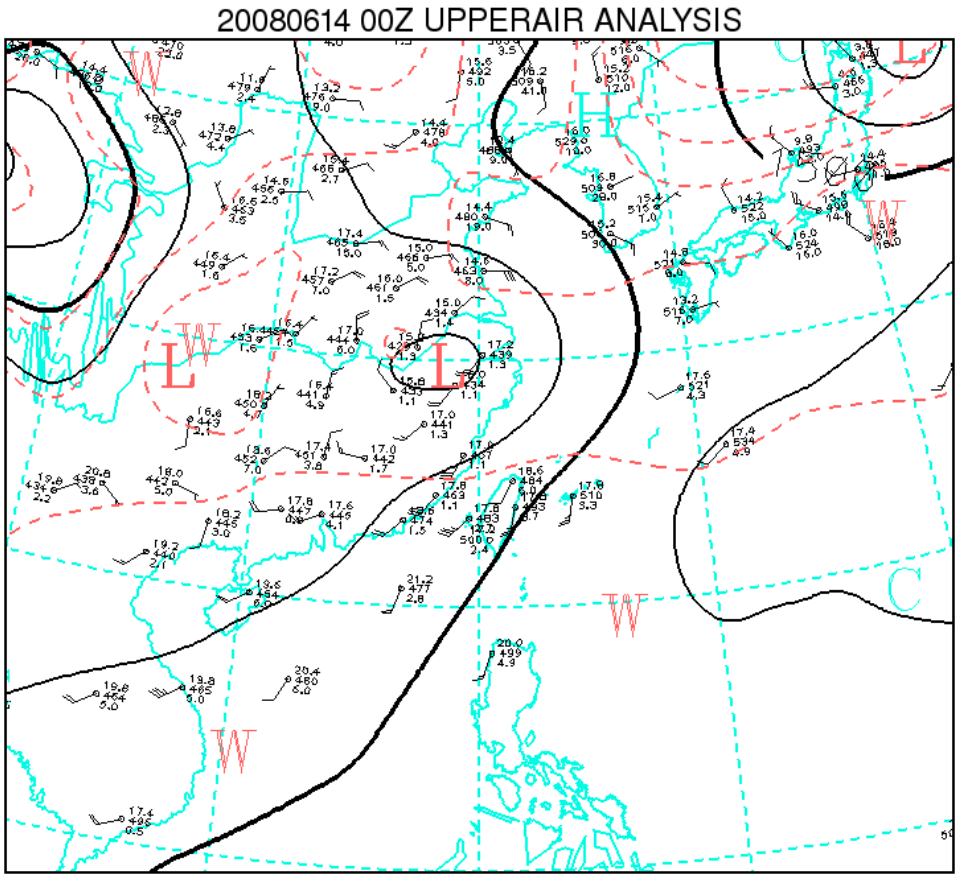

圖 2- 2　2008 年 6 月 14 日 0000UTC 850 百帕天氣圖。取自於中央氣象局。

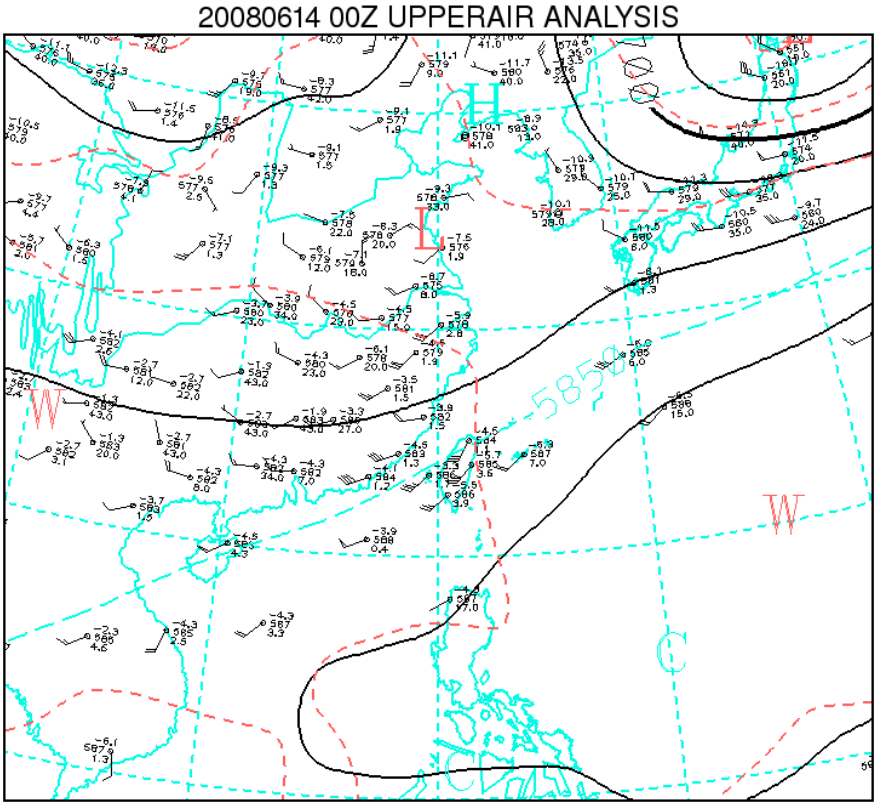

圖 2- 3　2008 年 6 月 14 日 0000UTC 500 百帕天氣圖。取自於中央氣象局。

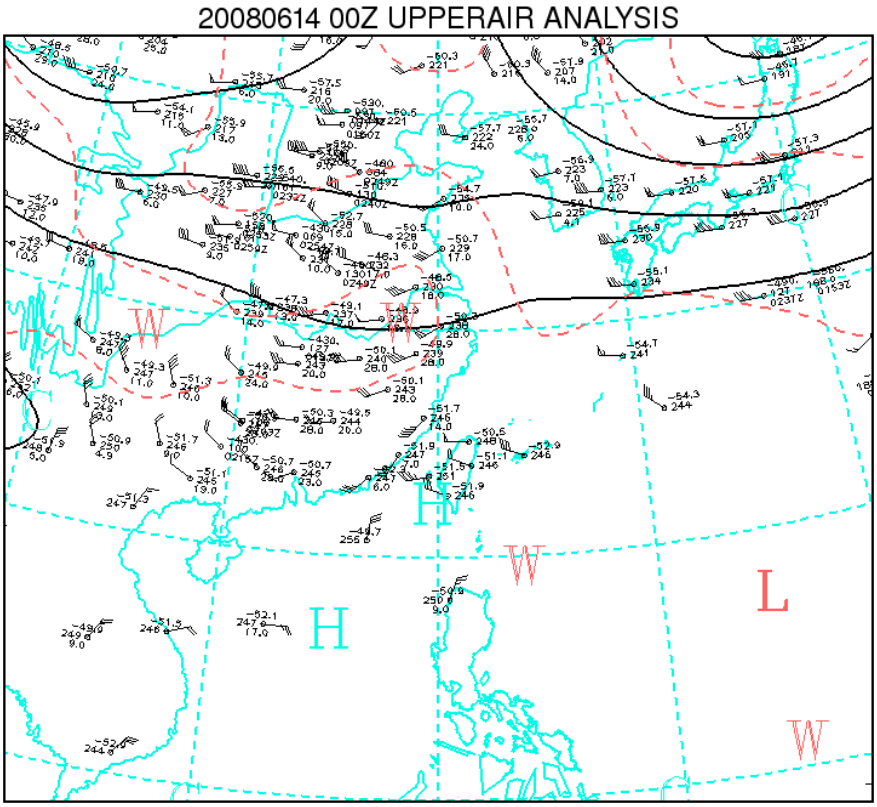

圖 2- 4　2008 年 6 月 14 日 0000UTC 200 百帕天氣圖。取自於中央氣象局。

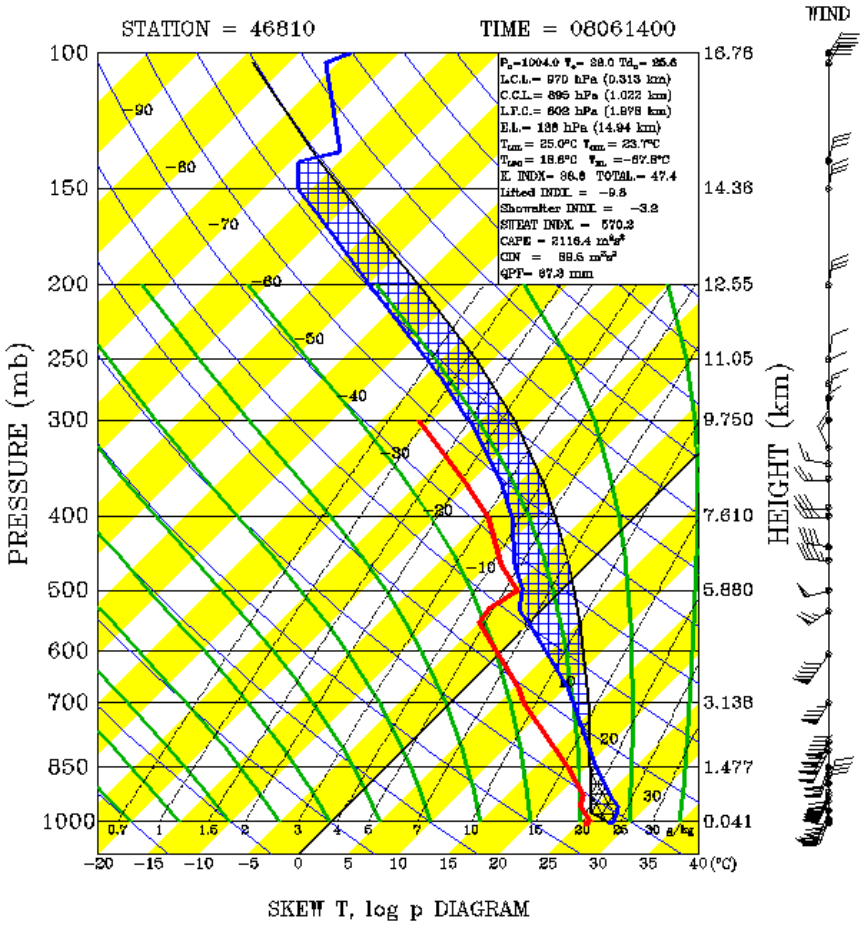

圖 2- 5　2008 年 6 月 14 日 0000UTC 東沙島探空。取自於中央氣象局。

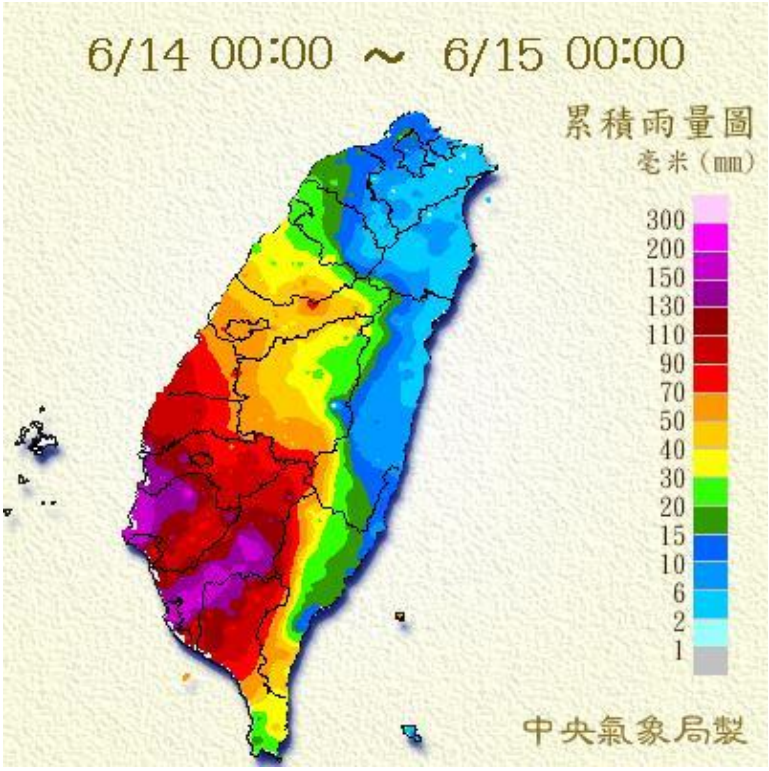

圖 2- 6　臺灣時間 2008 年 6 月 14 日日累積雨量分布圖，取自於中央氣象局。

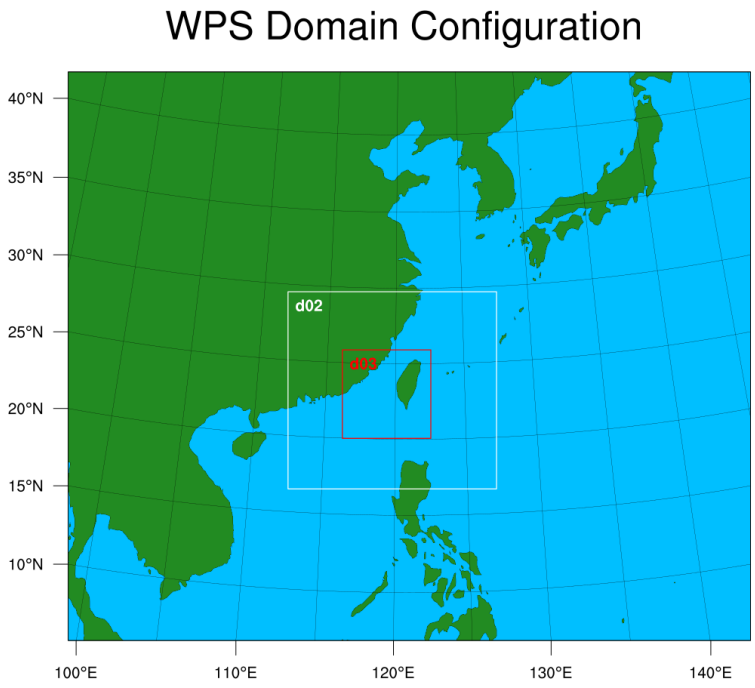

圖 3- 1　本實驗網格涵蓋範圍與配置，D01 為畫面所示全範圍。

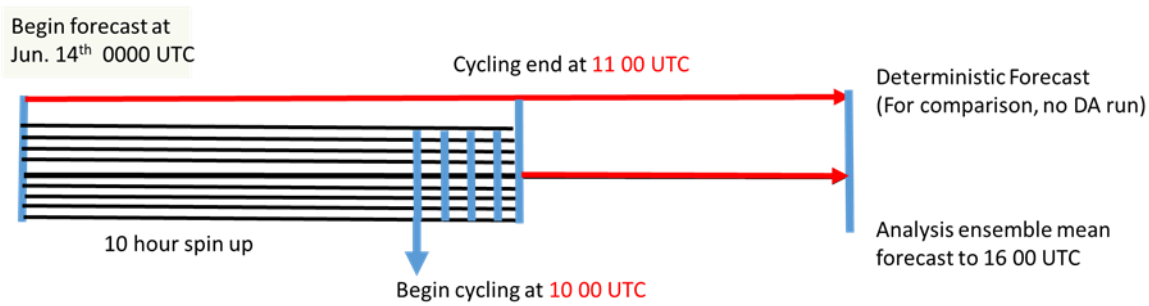

圖 3- 2　同化流程圖。

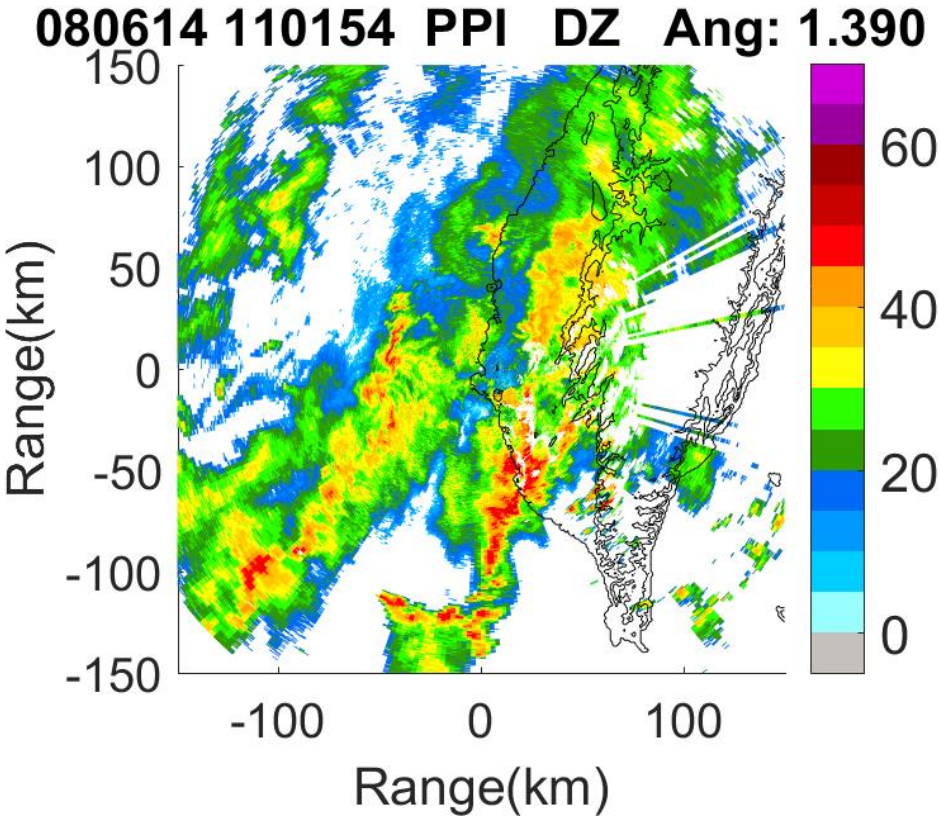

圖 3- 3　七股雷達 1.4 度仰角雷達資料分佈。

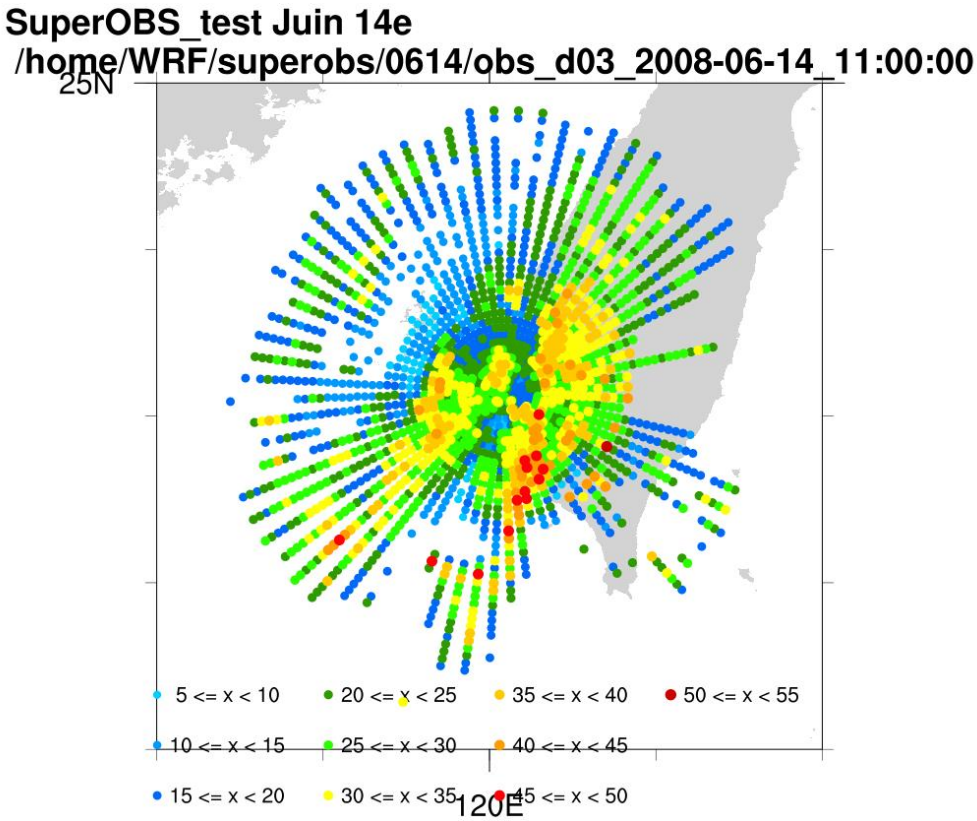

圖 3- 4　七股雷達 1.4 度仰角之超級觀測化格點分佈。

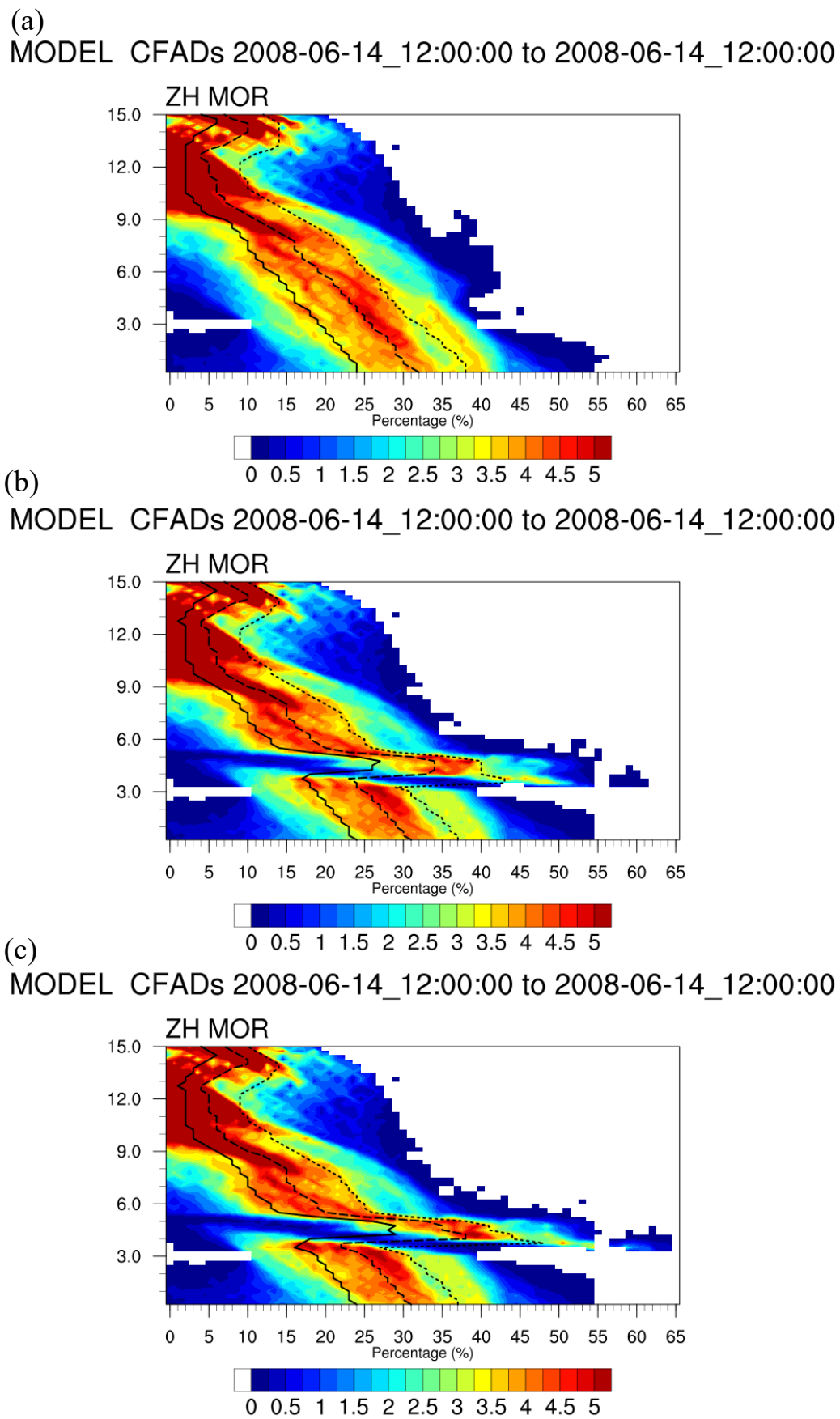

圖 5- 1 最大轉換比例之敏感度測試 (a) 考慮無混和態粒子 (b) Jung et al 2008 年文章中預設值 (c) 最大轉換比例減半。

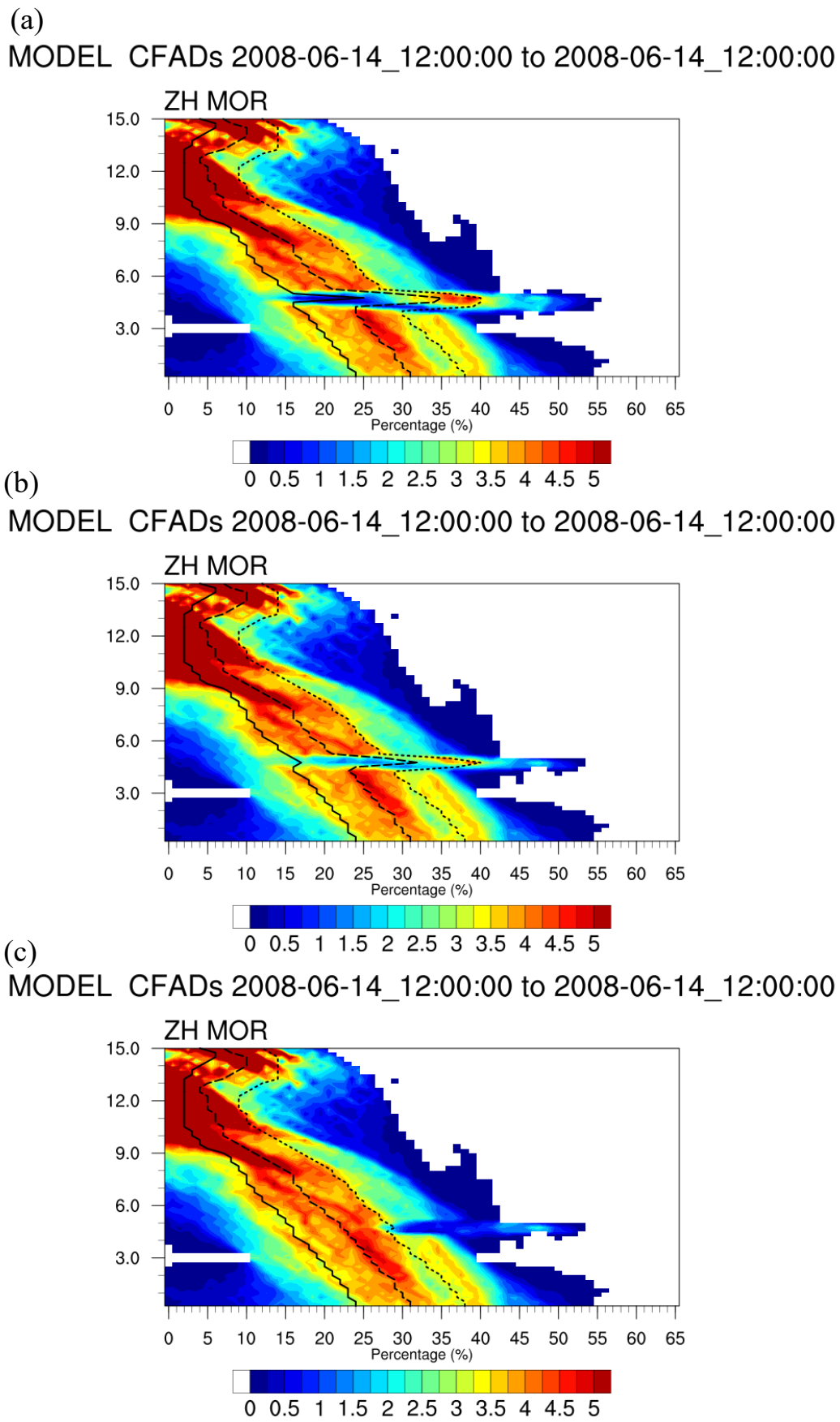

圖 5- 2 混相態粒子之總體個數濃度限制。(a) N_T少於 10 $\#/m^3$則不轉換。(b) N_T少於 100 $\#/m^3$則不轉換。(c) N_T少於 1000 $\#/m^3$則不轉換。

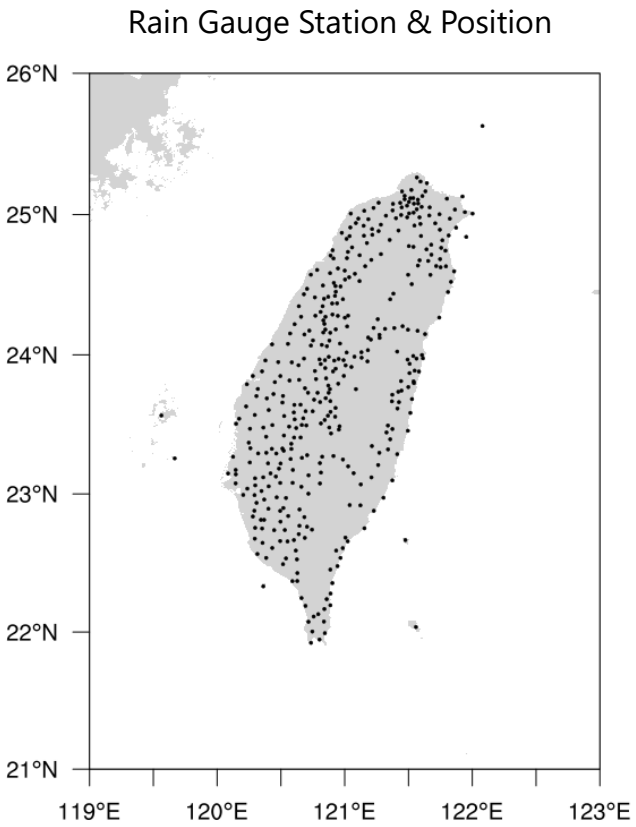

圖 6- 1 全島自動與局屬雨量站分布圖。

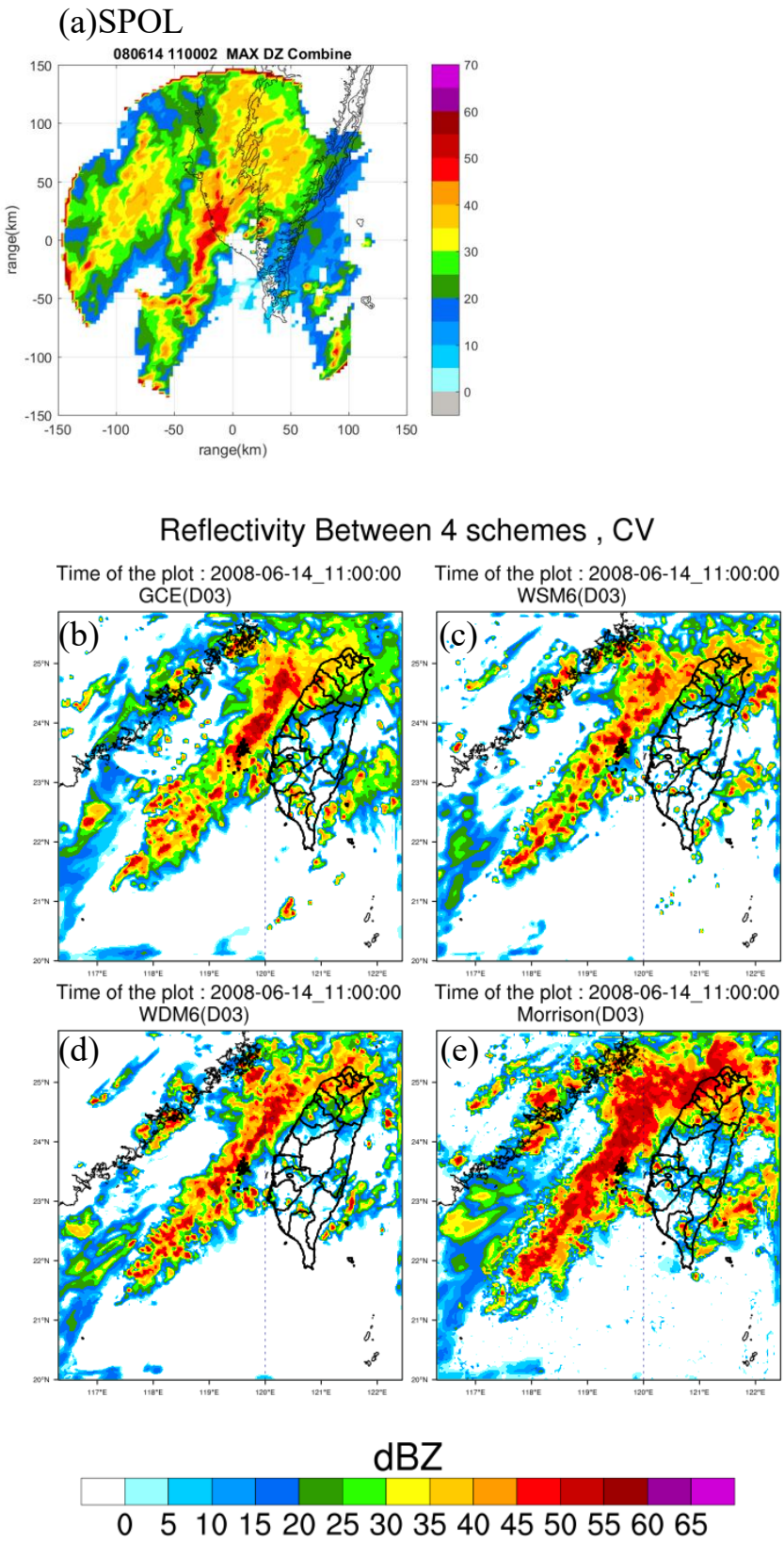

圖 7-1 6 月 14 日 1100UTC 單一模式預報結果與 S-POL 雷達觀測之比較。(a) S-POL 最大合成回波疊合觀測結果。(b-e) 單一決定性預報於 1100UTC 的最大回波疊合圖，順序分別為 GCE、WSM6、WDM6、Morrison。

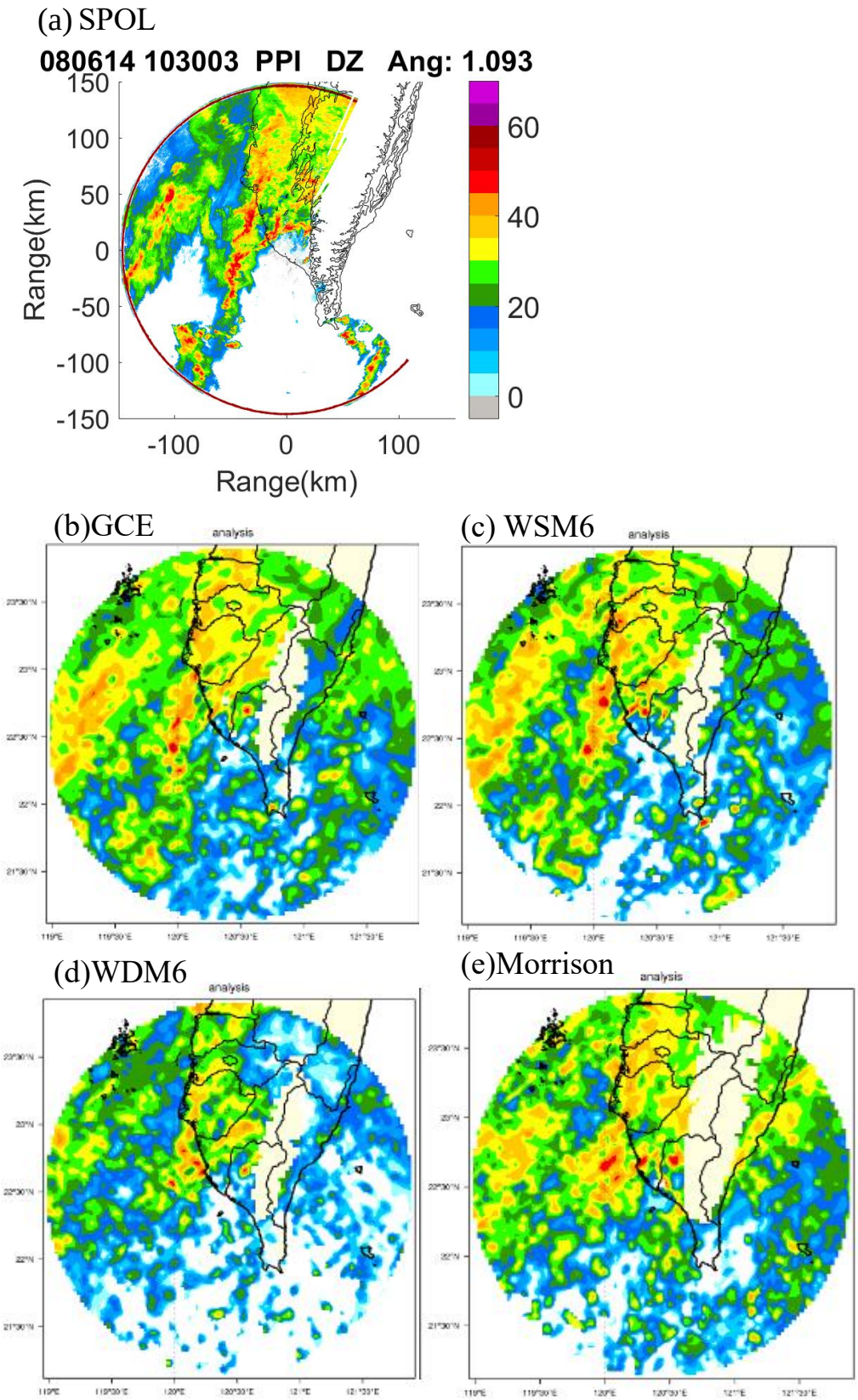

圖 7- 2 6 月 14 日 1030UTC 分析場結果與 S-POL 雷達觀測之比較。(a) S-POL 1.1 度仰角觀測結果。(b-e) 第三同化窗區之分析場於 1030UTC 的 1.1 度仰角回波圖，順序分別為 GCE、WSM6、WDM6、Morrison。

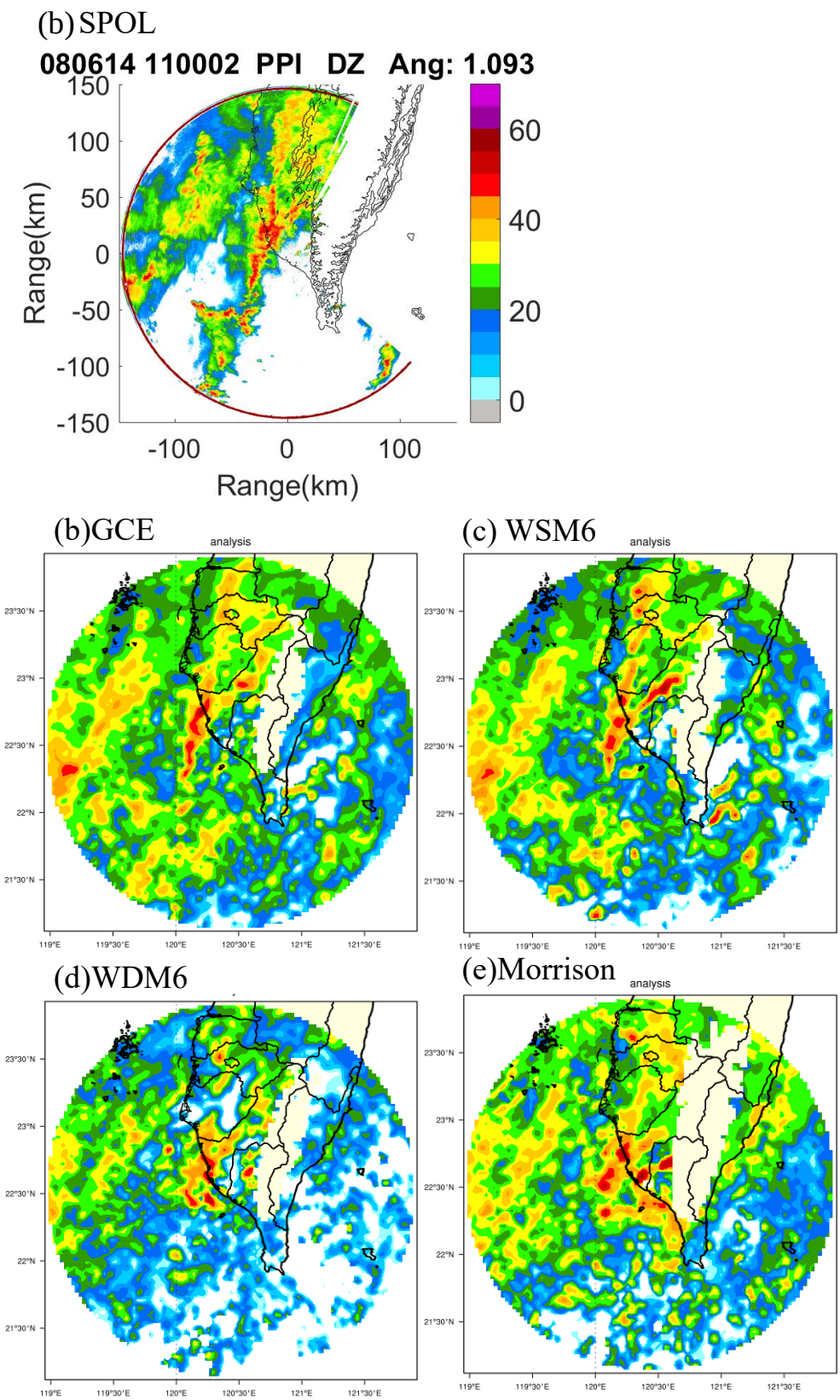

圖 7- 3 6 月 14 日 1100UTC 分析場結果與 S-POL 雷達觀測之比較。(a) S-POL 1.1 度仰角觀測結果。(b-e) 第五同化窗區之分析場於 1100UTC 的 1.1 度仰角回波圖，順序分別為 GCE、WSM6、WDM6、Morrison。

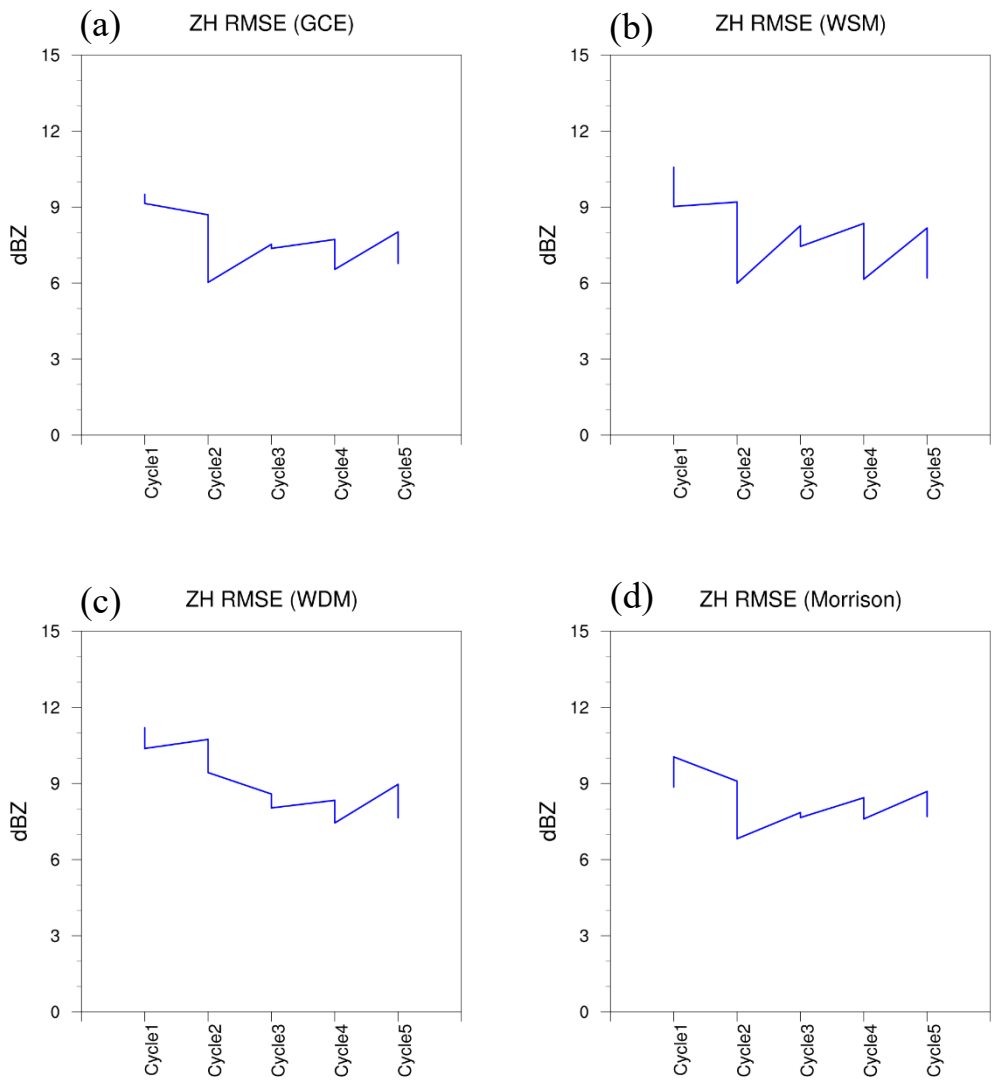

圖 7- 4 五個同化循環中，回波方均根誤差的摺線圖。(a) GCE (b) WSM6 (c) WDM6 (d) Morrison。

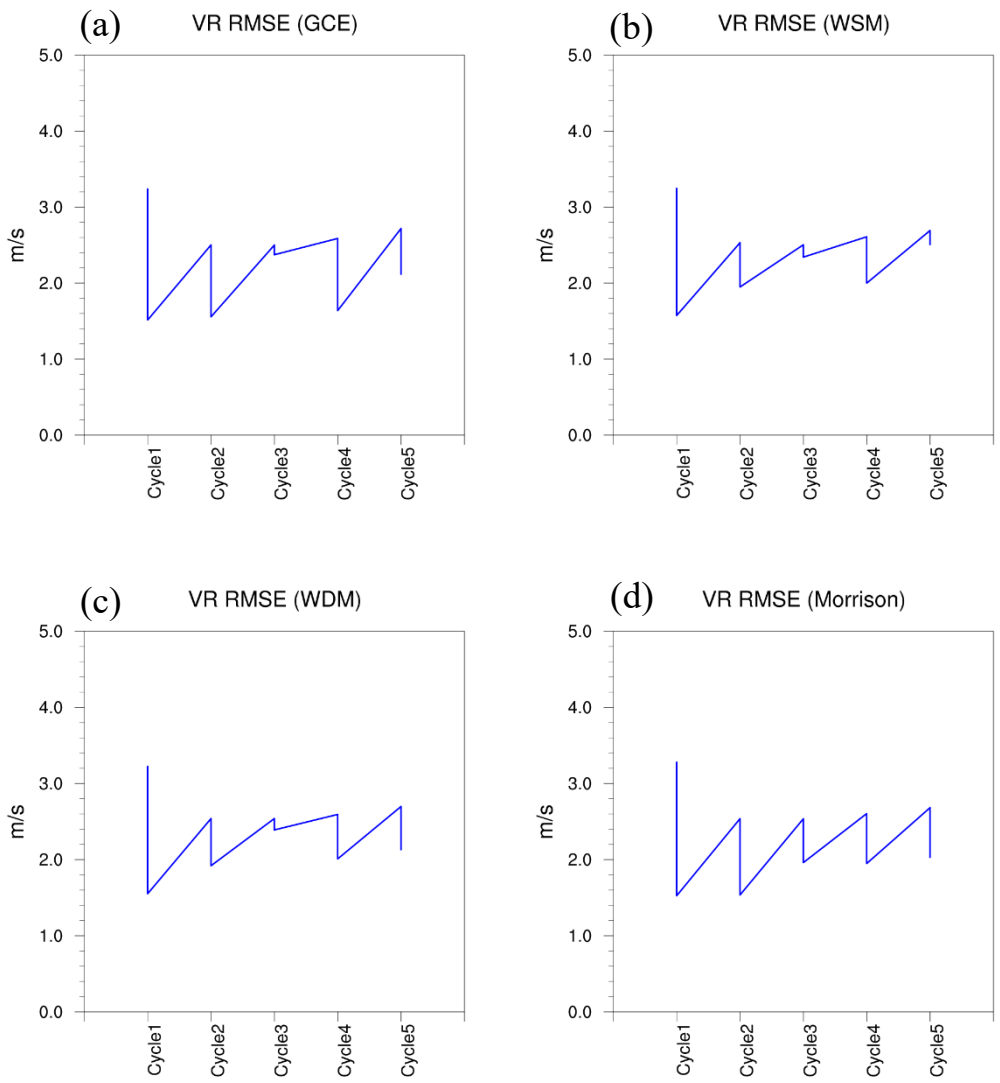

圖 7- 5 五個同化循環中，徑向風方均根誤差的摺線圖。(a) GCE (b) WSM6 (c) WDM6 (d) Morrison。

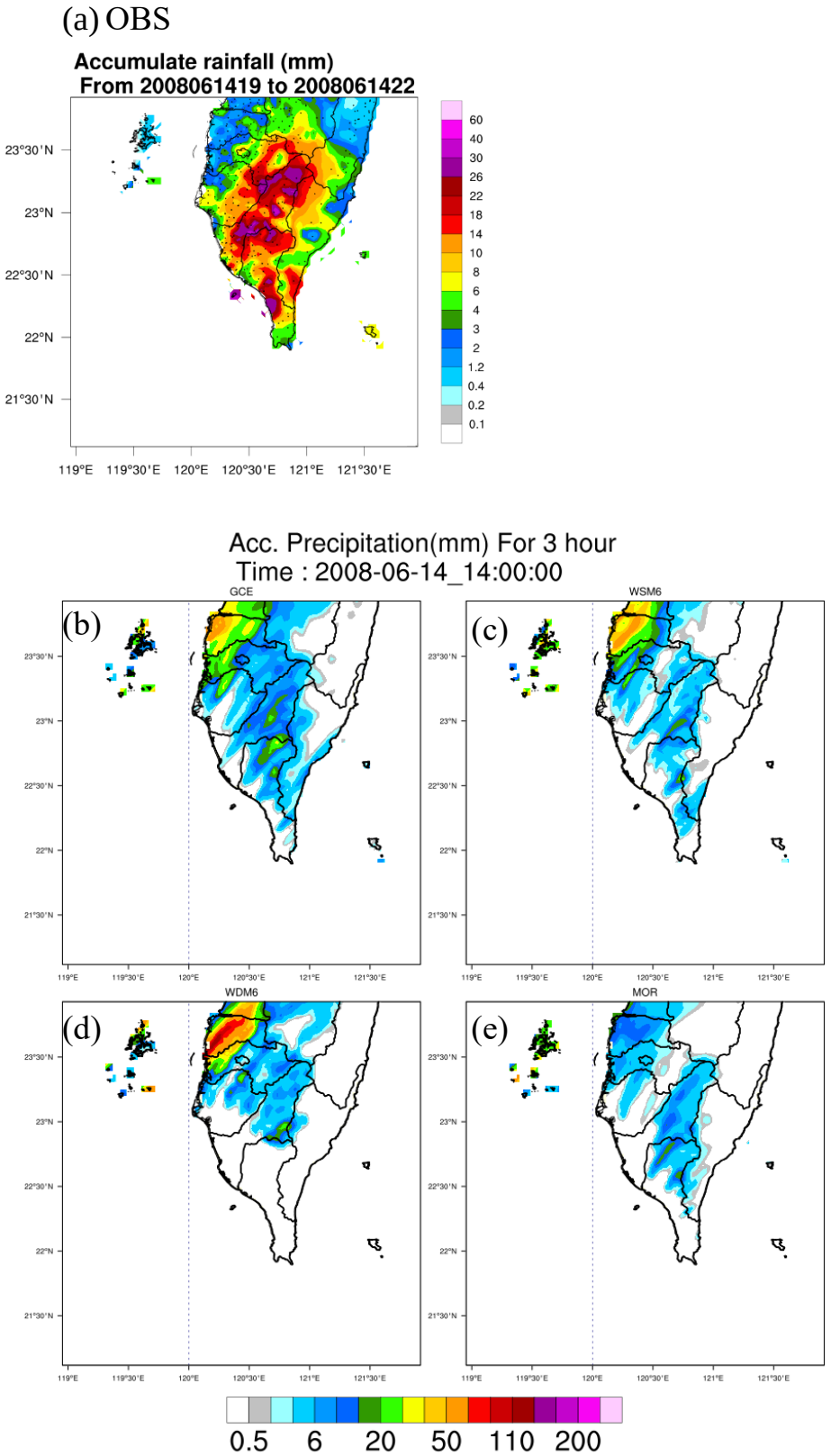

圖 7- 6 6 月 14 日 1100UTC-1400UTC 決定預報之三小時累積雨量圖。(a) 觀測雨量之分布 (b-e)單一決定性預報三小時累積雨量，分別為 GCE、WSM6、WDM6、Morrison。

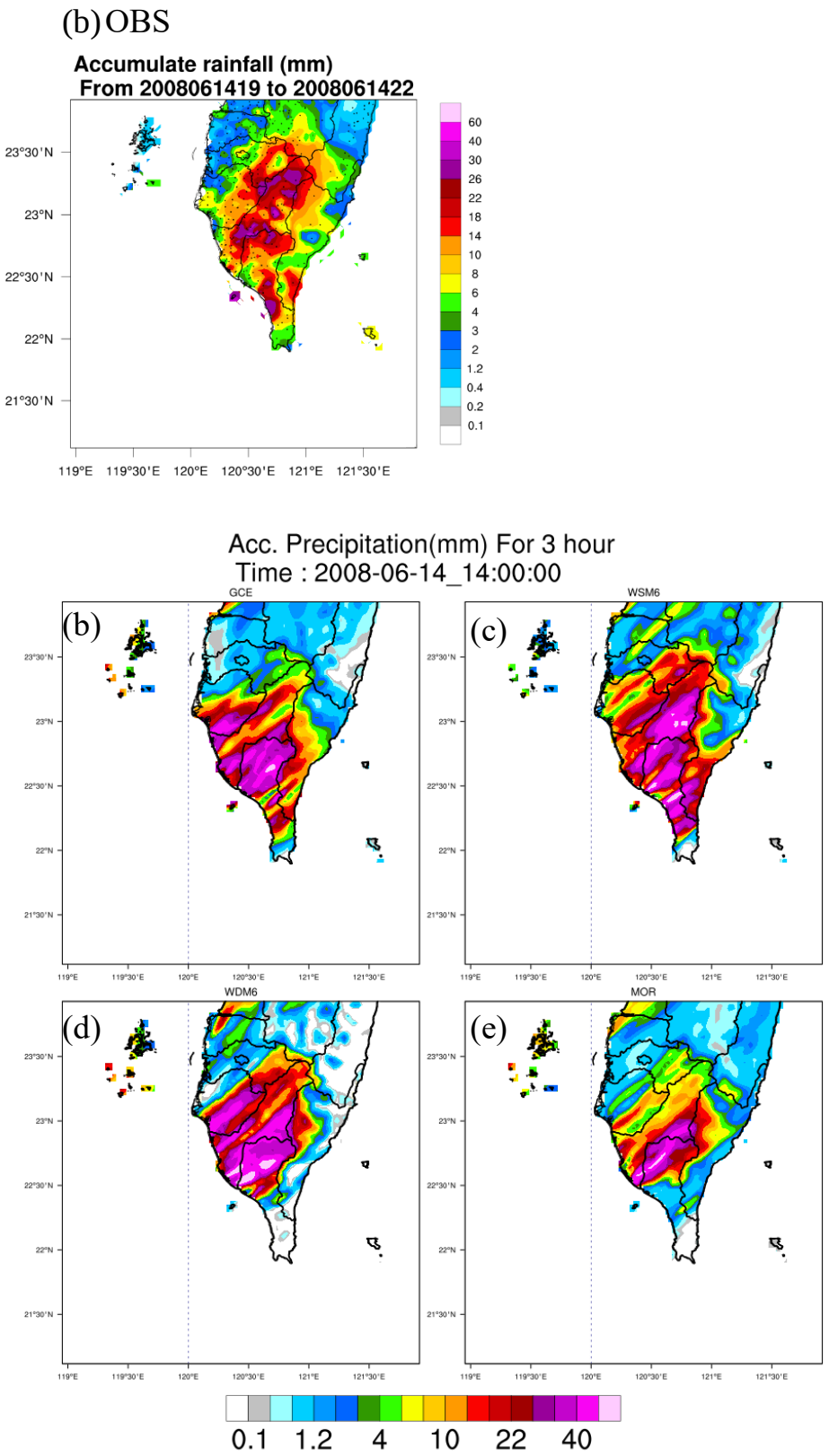

圖 7-7 6 月 14 日 1100UTC-1400UTC 三小時累積雨量圖。(a) 觀測雨量之分布 (b-e) 系集平均預報三小時累積雨量，分別為 GCE、WSM6、WDM6、Morrison。

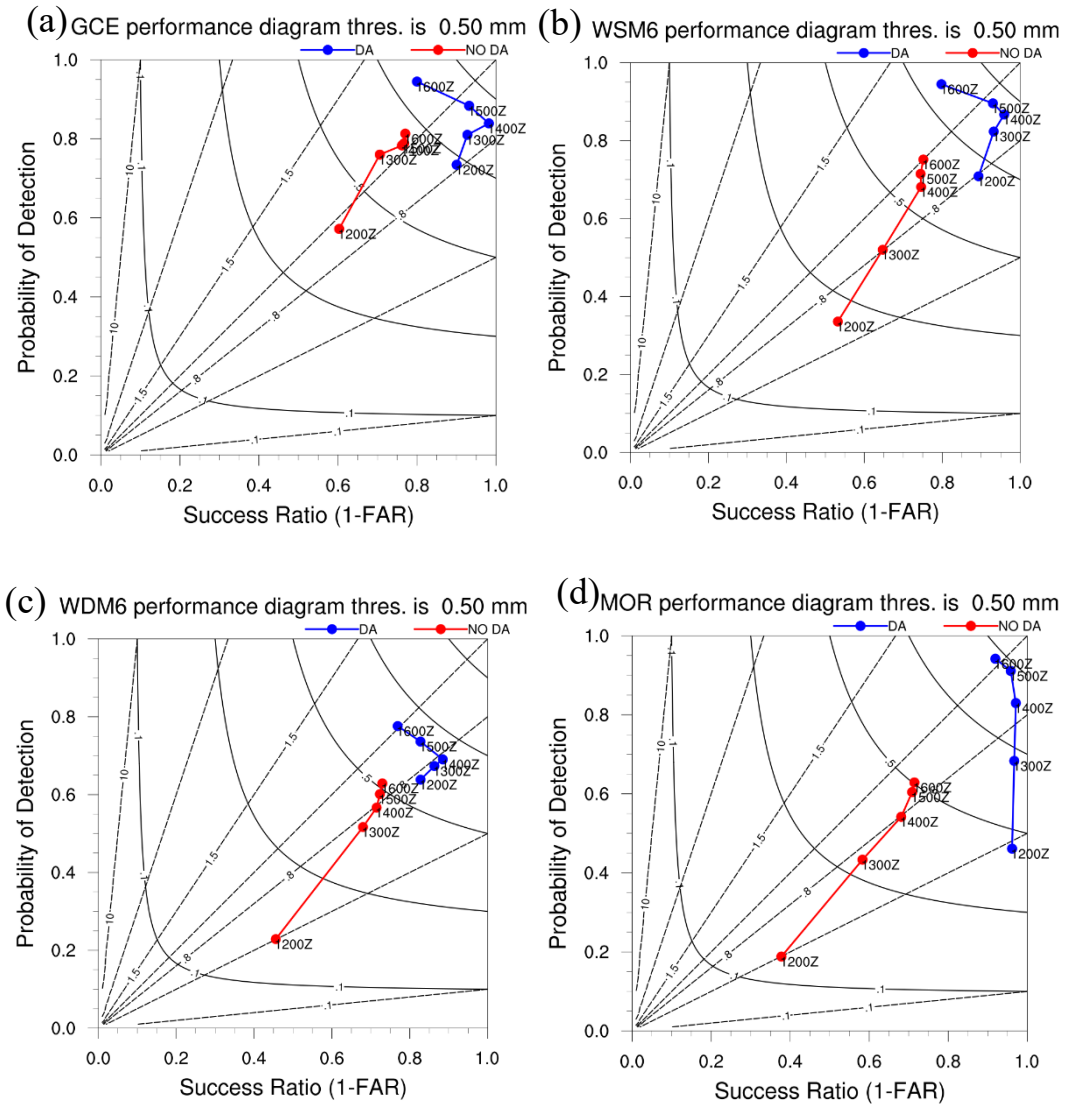

圖 7- 8　四種微物理參數化方案之 1 到 5 小時累積雨量性能圖(Performance Diagram)，雨量閾值為 0.5 毫米。紅色線為單一決定性預報的表現，藍線則是經過資料同化的預報場表現。(a) GCE (b) WSM6 (c) WDM6 (d) Morrison。

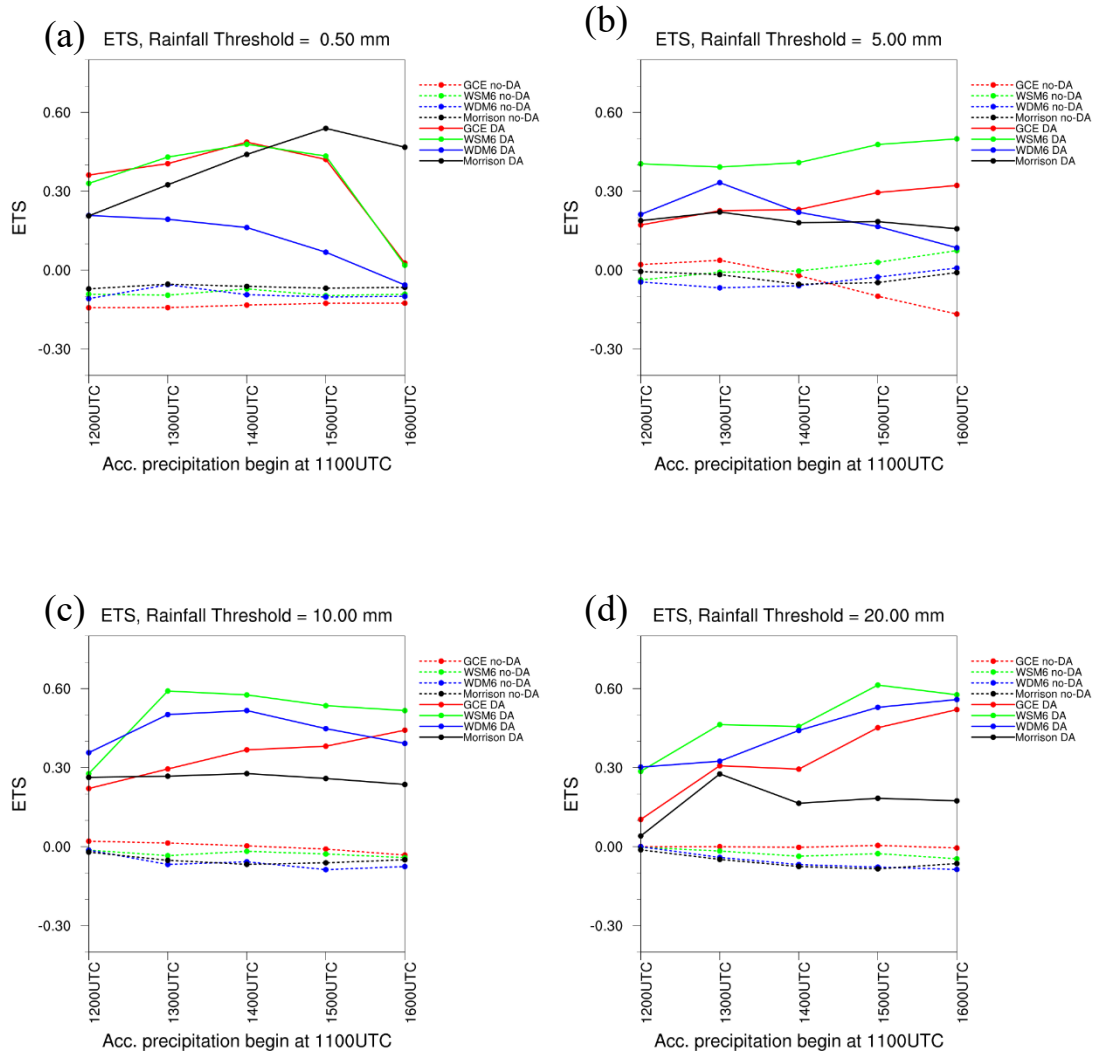

圖 7-9 四種微物理參數化方案之 1 到 5 小時累積雨量 ETS 折線圖。虛線代表無同化之單一決定性預報，實線則是同化後的系集平均預報。紅色線表示 GCE、綠色線—WSM6、藍色線—WDM6、黑色線—Morrison 方案。(a)門檻值為 0.5 mm。(b)門檻值為 5 mm。(c)門檻值為 10 mm。(d)門檻值為 20 mm。

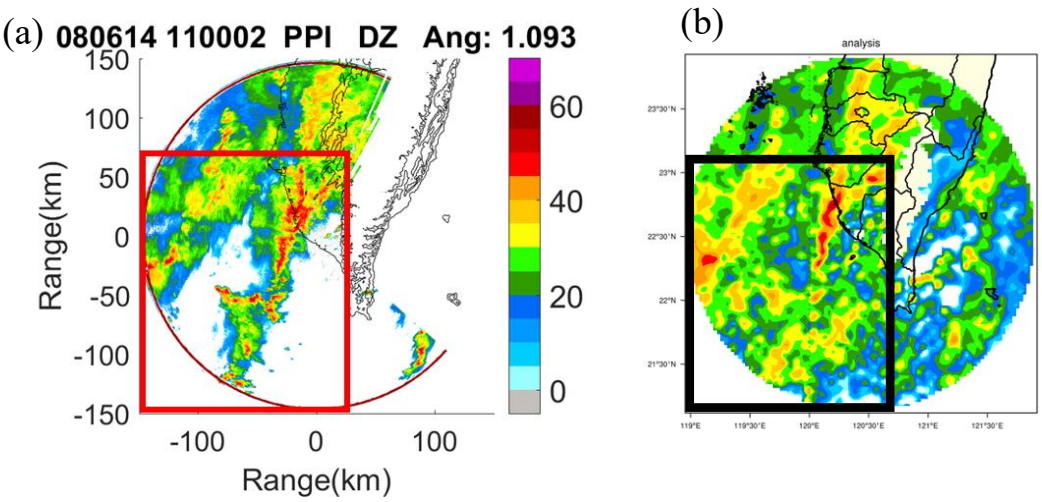

圖 7- 10 CFAD 繪圖所需之資料範圍。(a) S-POL 觀測資料選取範圍。(b) 同化後，分析場或預報場之資料選取範圍。

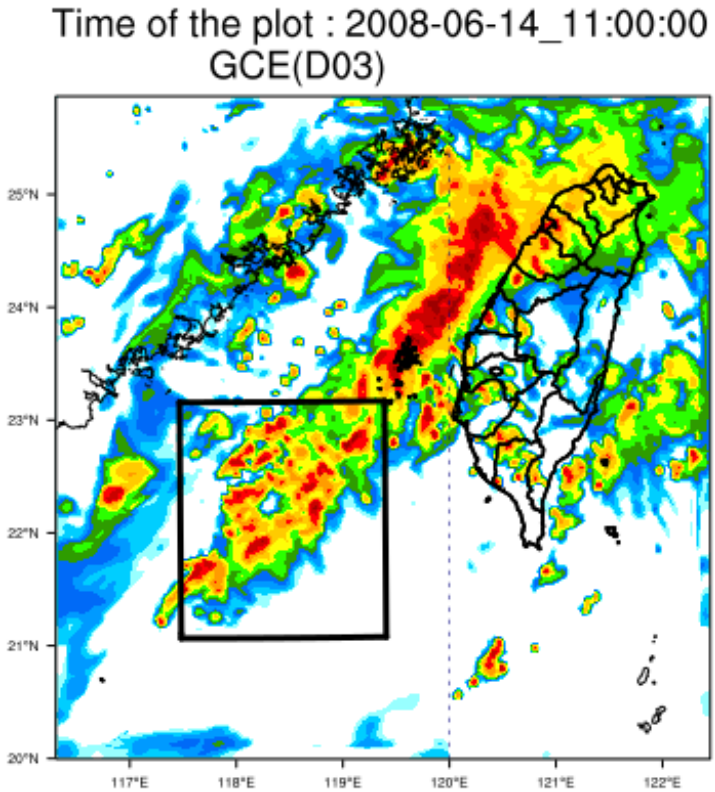

圖 7- 11 單一決定預報之 CFAD 製圖所需之資料範圍。

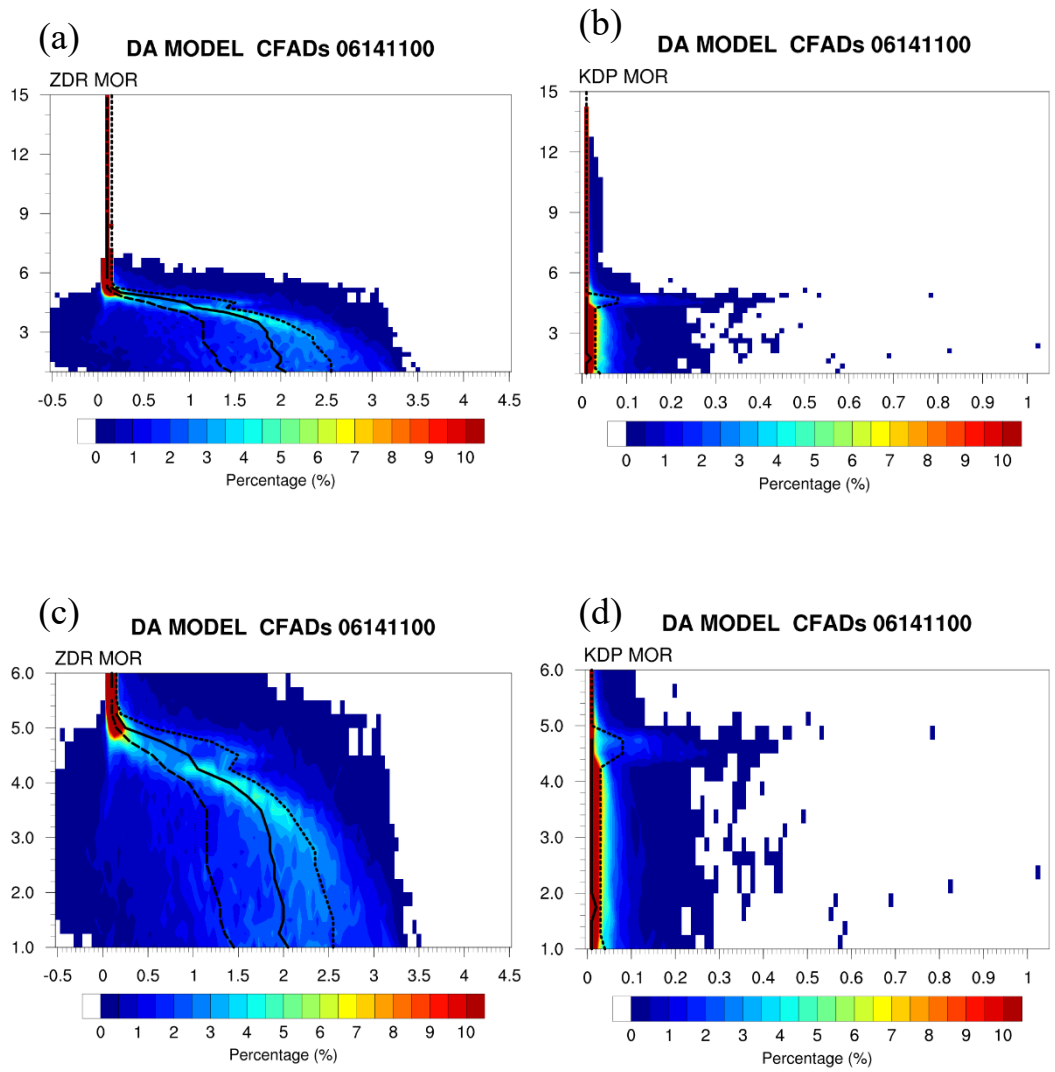

圖 7- 12 差異反射率與比差異相位差在高層 CFAD 的省略。(a) 差異反射率從 1-15 公里之 CFAD (b) 同(a)，變數則換成，比差異相位差。(c-d)1-6 公里 CFAD，變數與(a-b)同。

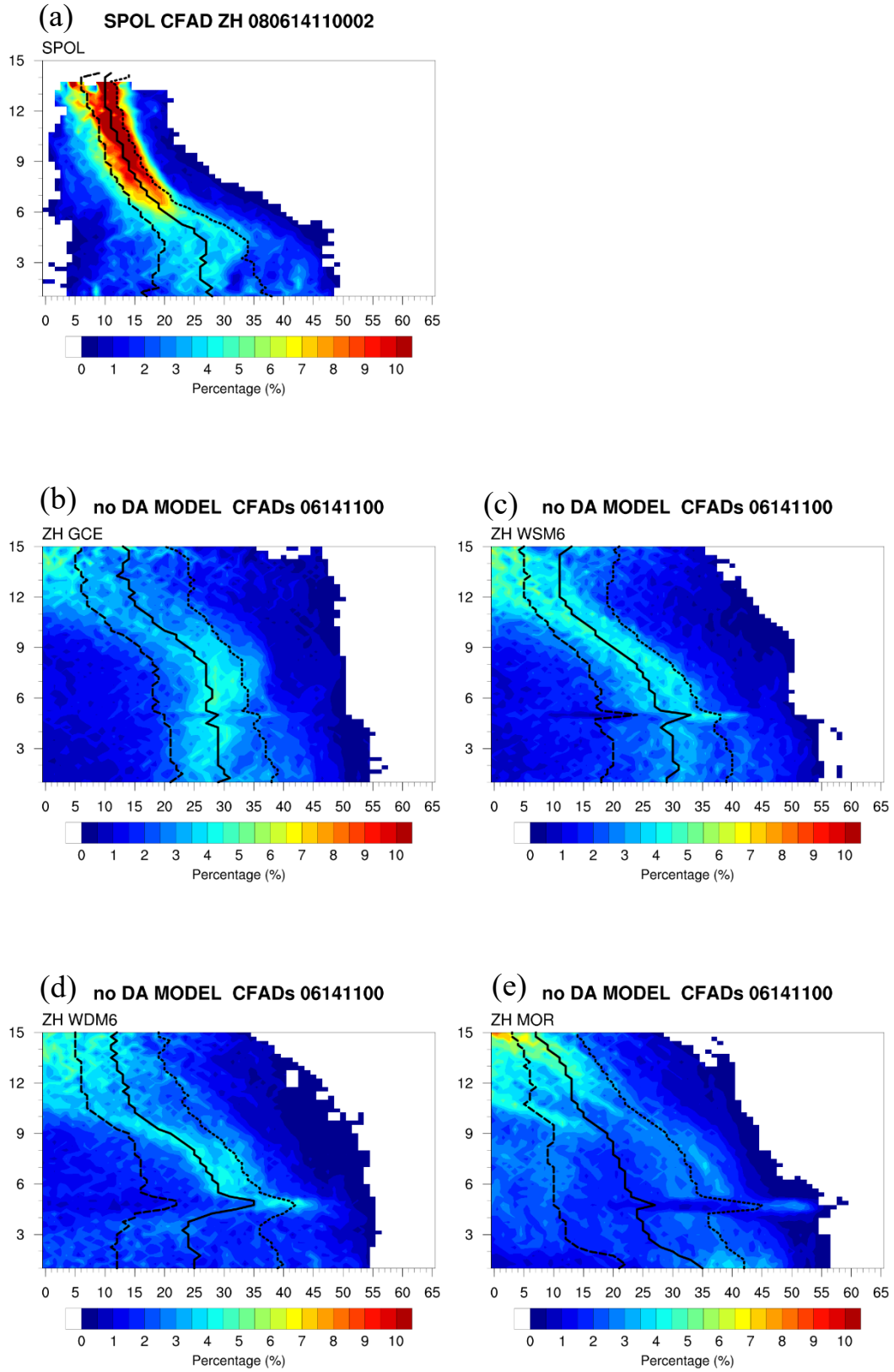

圖 7- 13 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與未同化單一決定性預報之回波 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison。

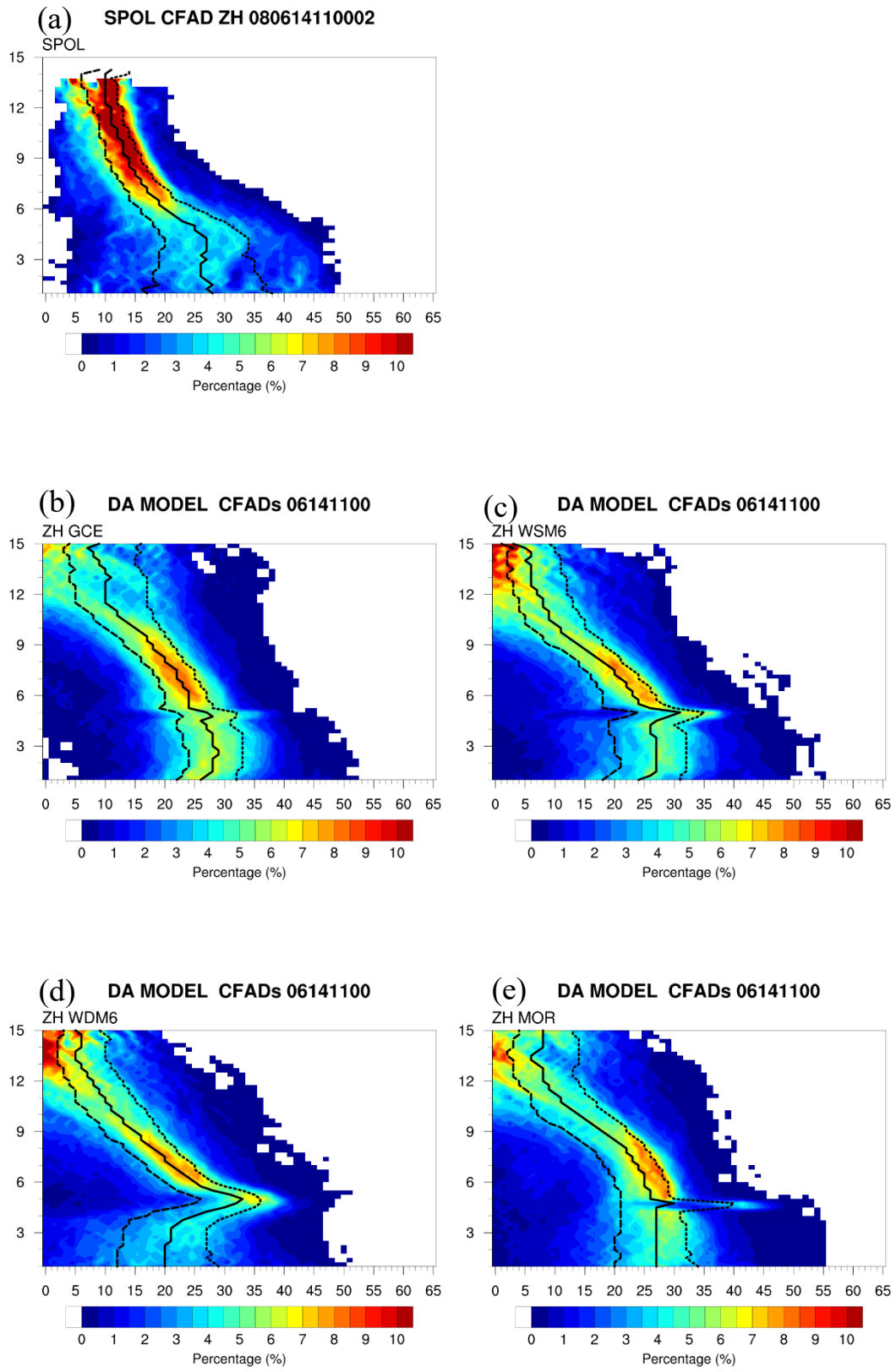

圖 7- 14 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之回波 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison。

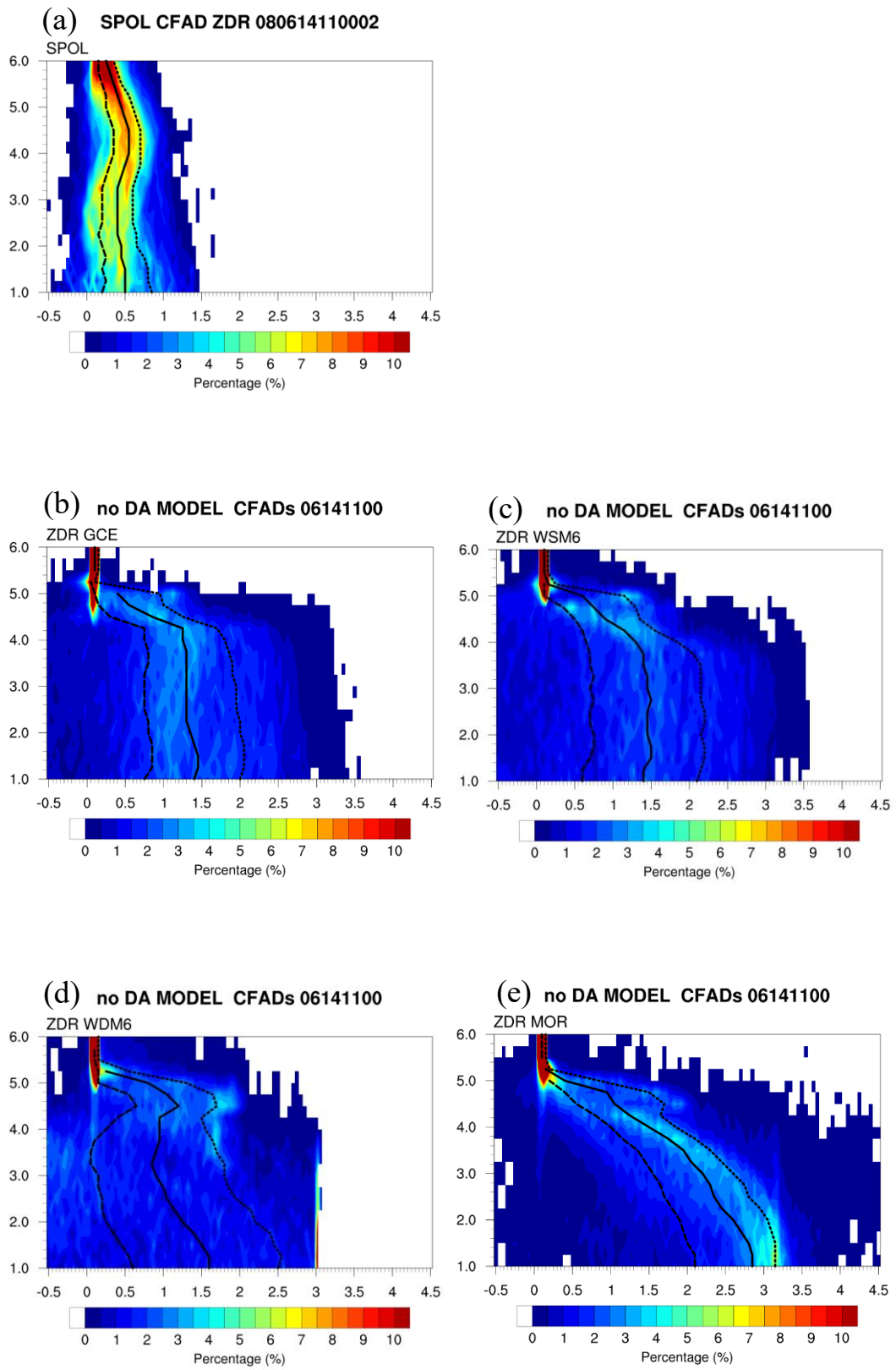

圖 7- 15 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與未同化單一決定性預報之差異反射率 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

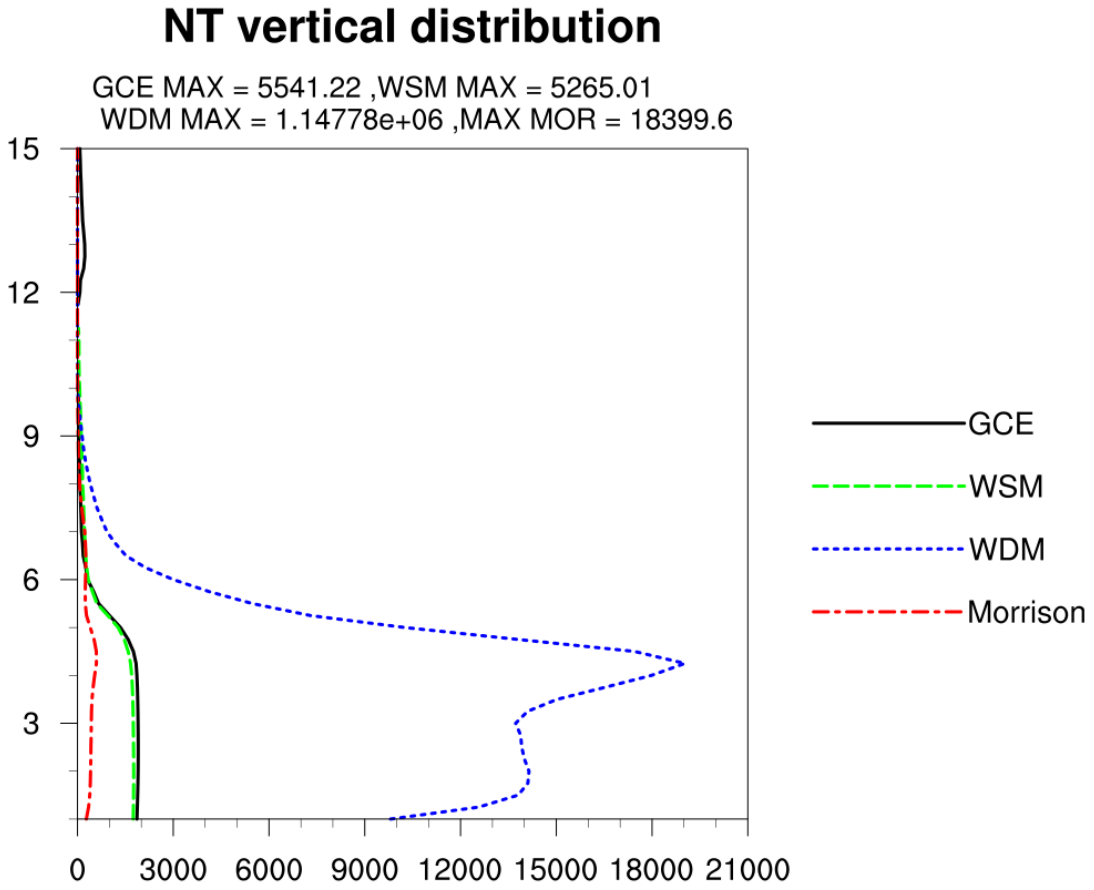

圖 7- 16 雨水之總體粒子個數濃度在 CFAD 選取範圍內的水平面平均之垂直分布圖。圖中數字為該範圍內的最大值。

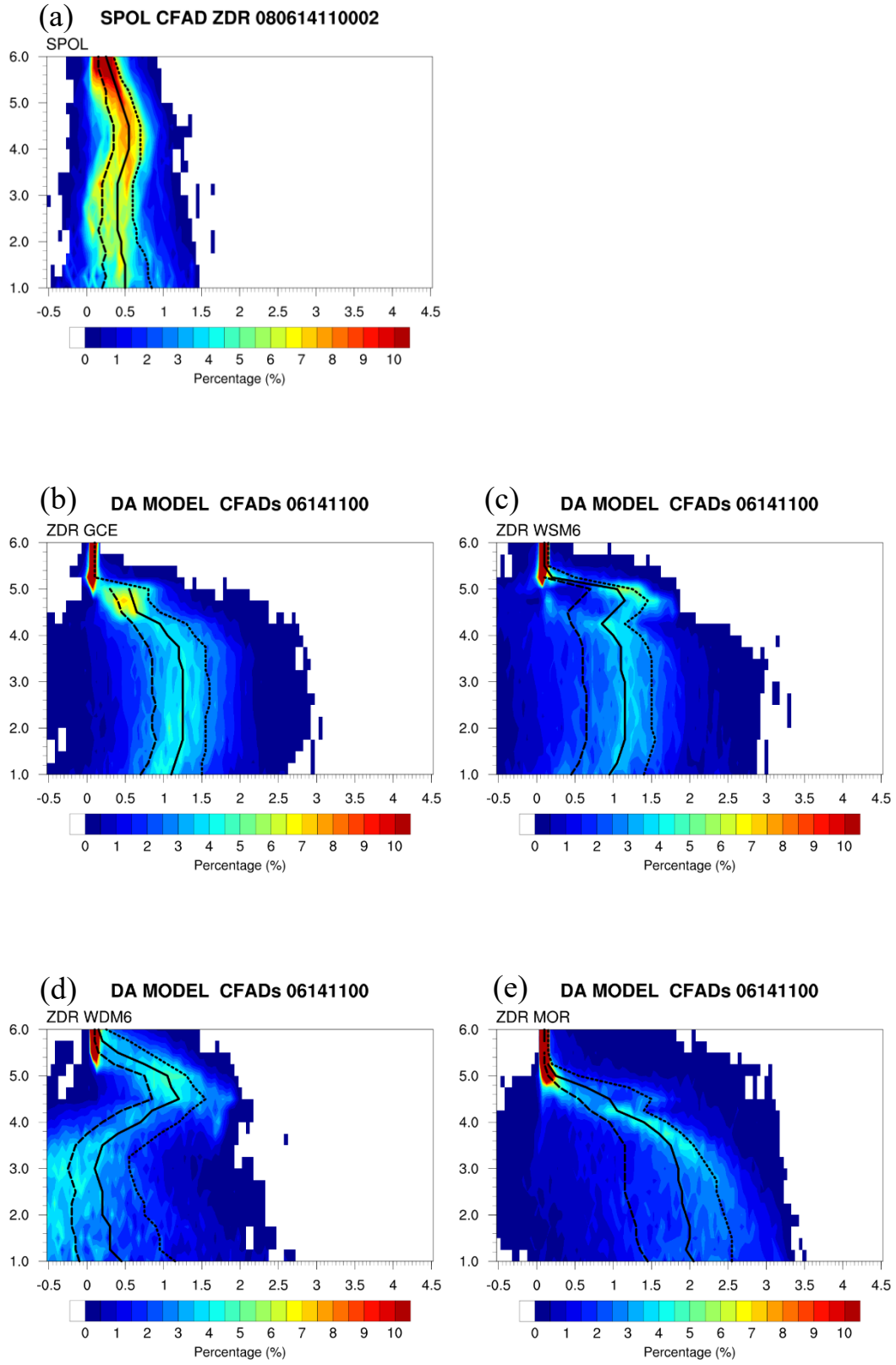

圖 7- 17 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之差異反射率 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

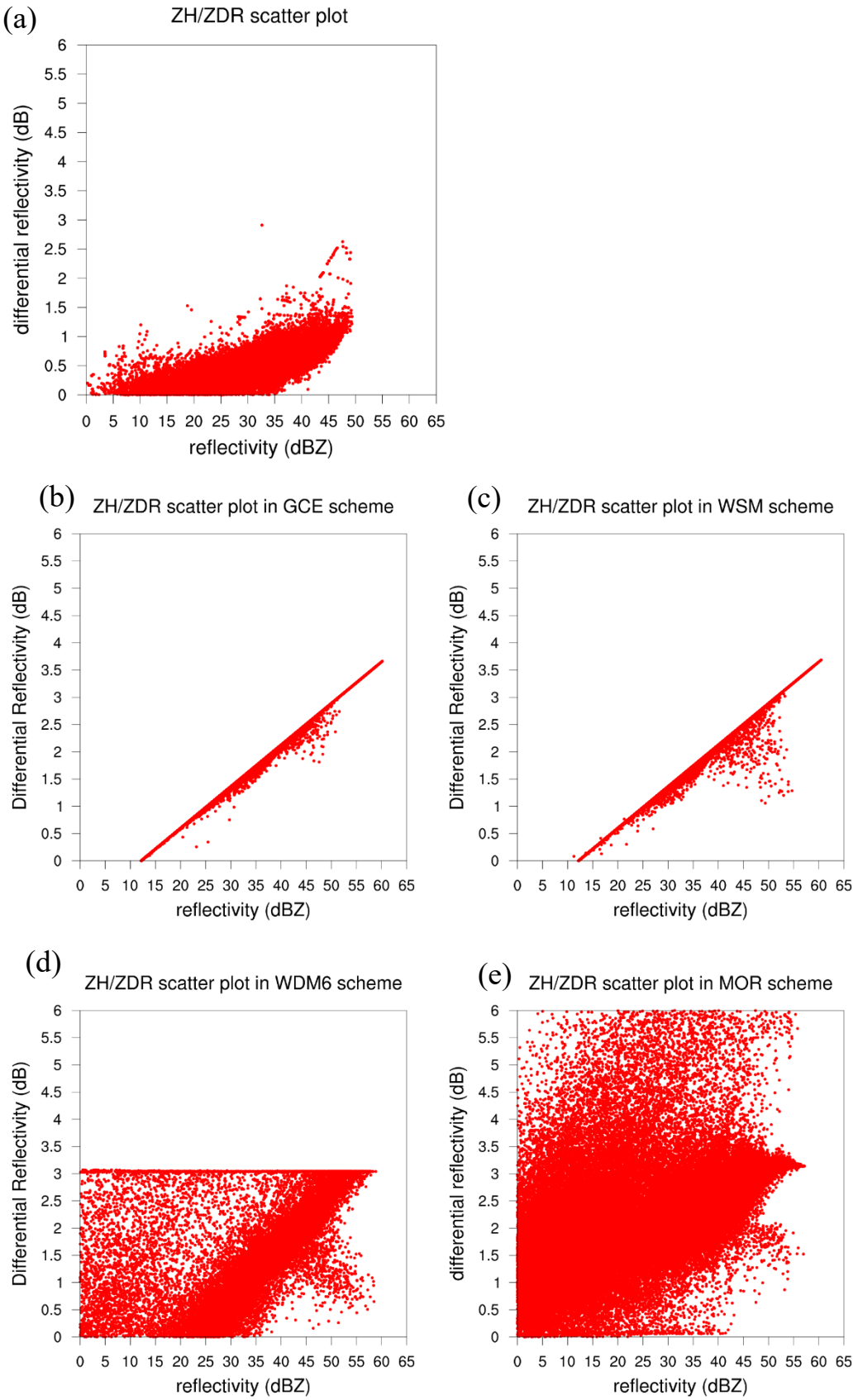

圖 7- 18 不同微物理參數化方案之單一決定性預報模擬於 1100UTC 與觀測之回波對差異反射率之散佈圖(a)S-POL (b) GCE (c)WSM6 (d) WDM6 (e)Morrison。

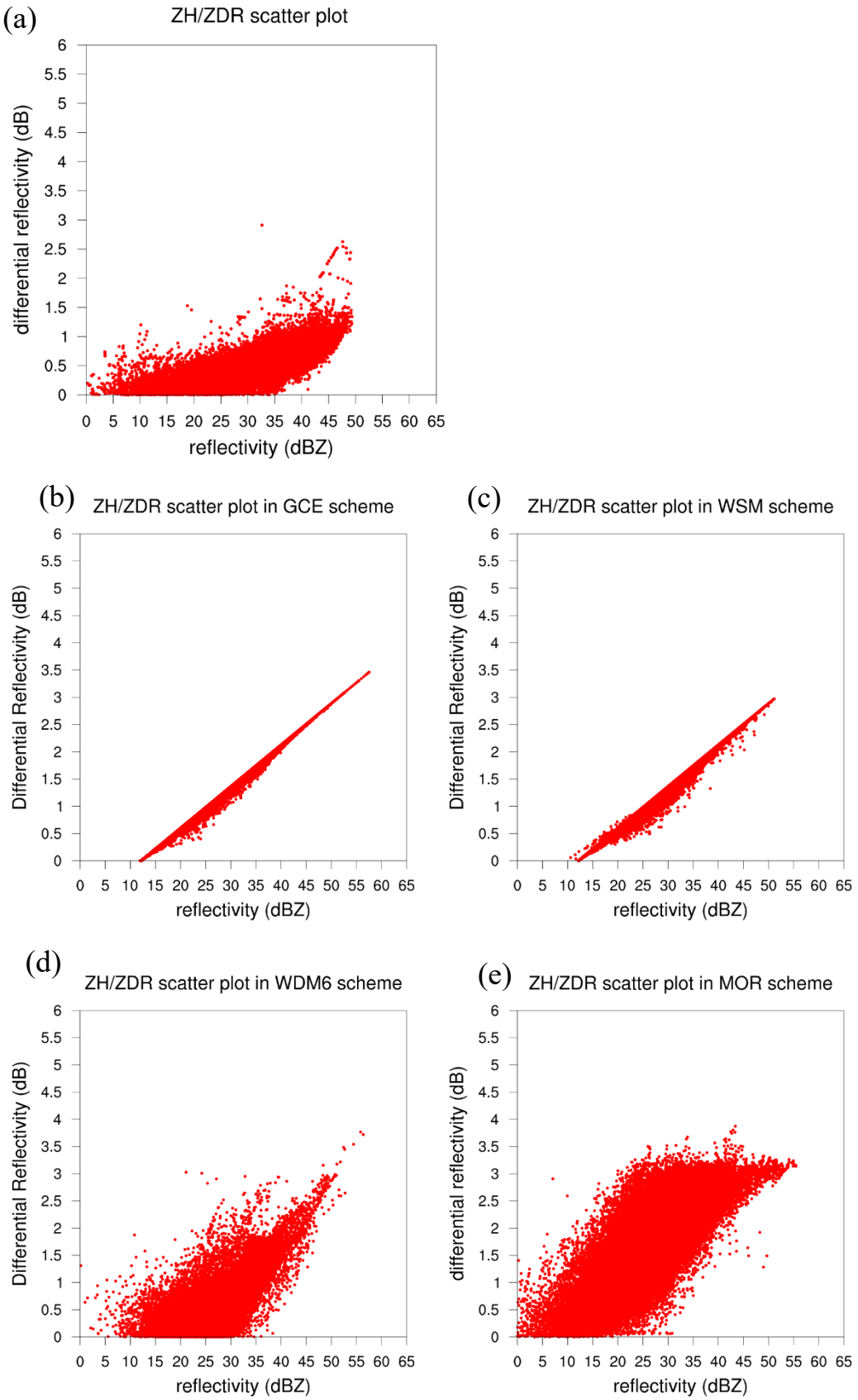

圖 7- 19 不同微物理參數化方案之 1100UTC 分析場與觀測之回波對差異反射率之散佈圖(a)S-POL (b) GCE (c)WSM6 (d) WDM6 (e)Morrison。

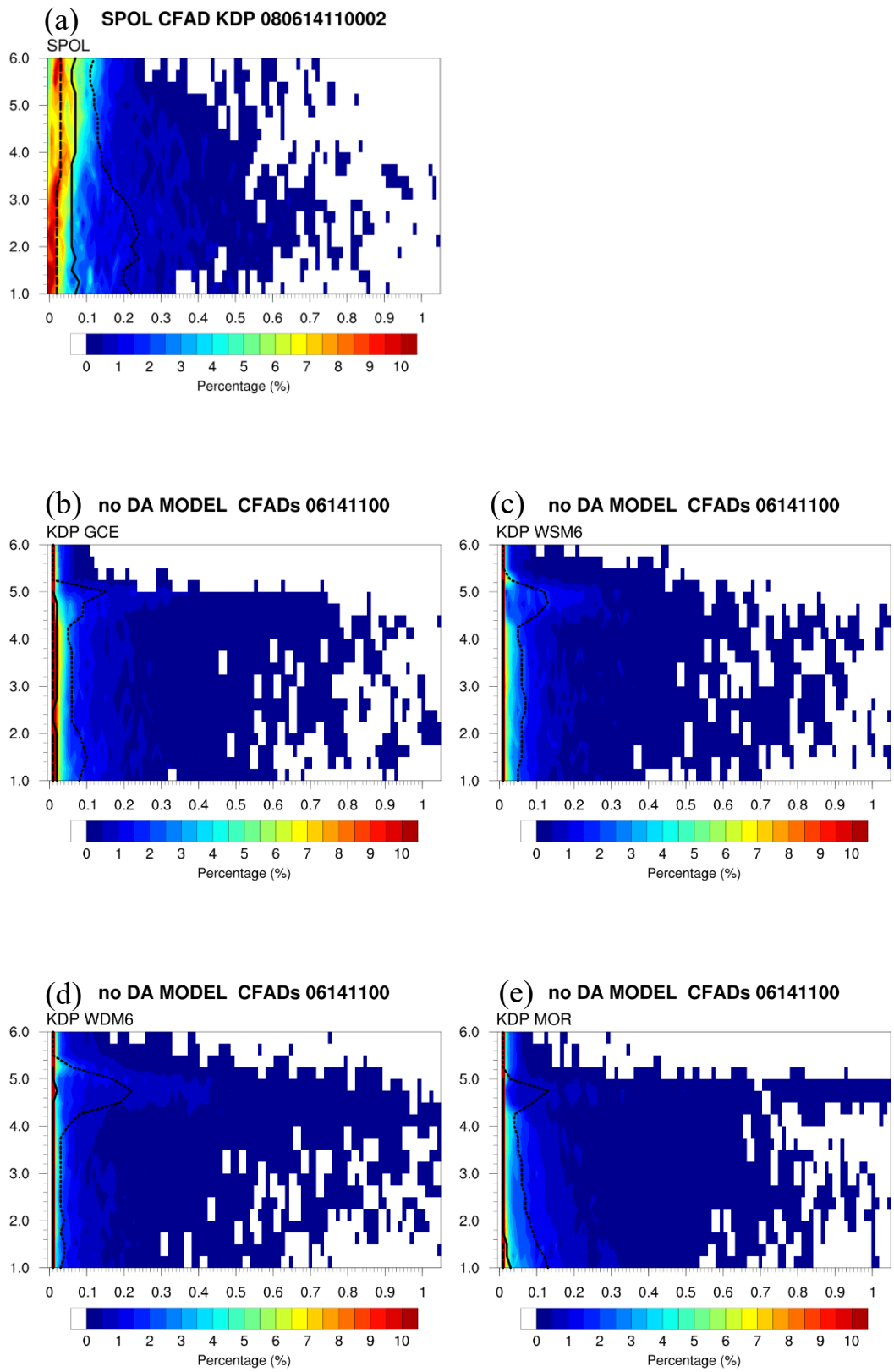

圖 7- 20 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與未同化單一決定性預報之比差異相位差 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

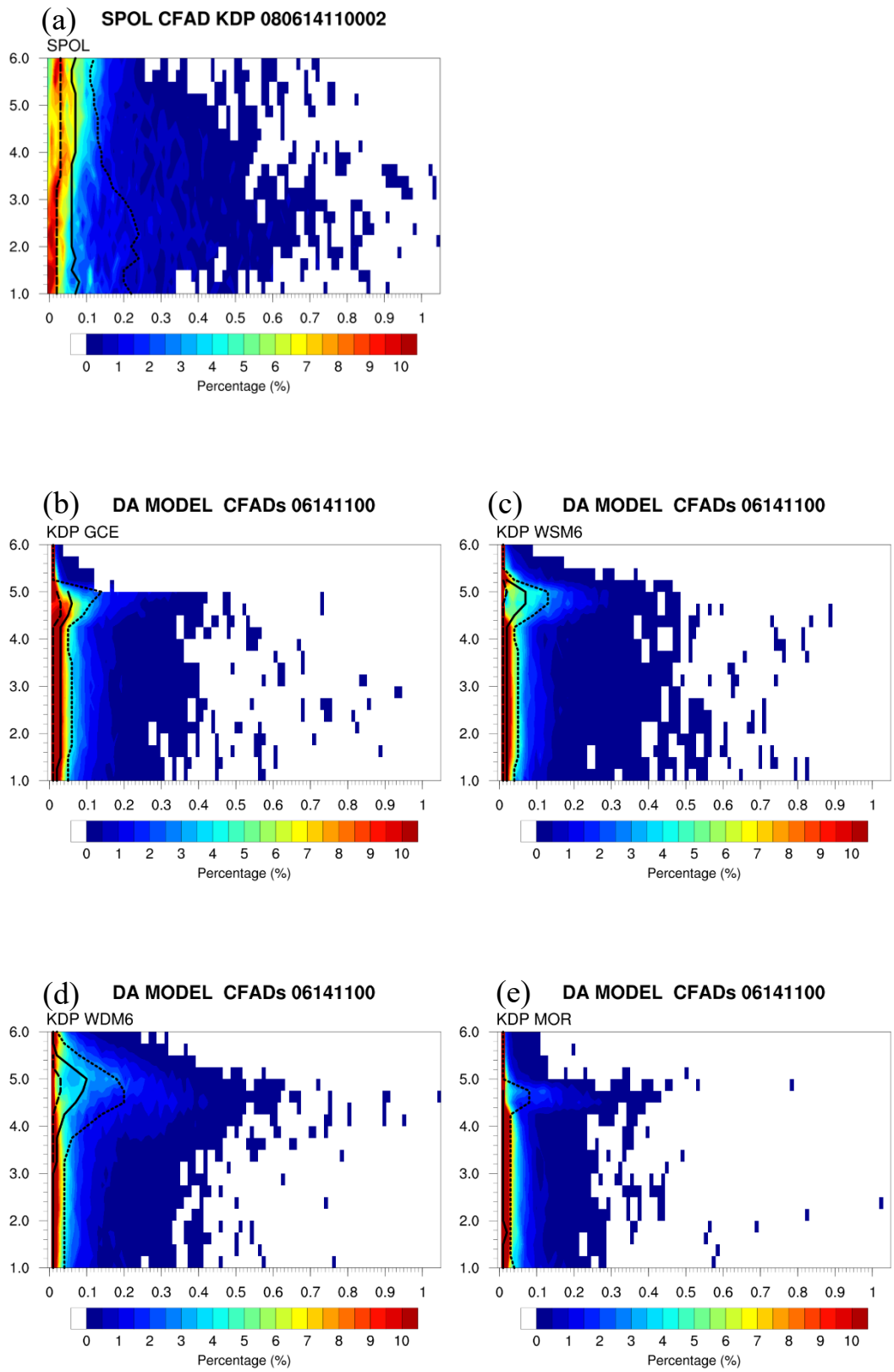

圖 7- 21 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之比差異相位差 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison。

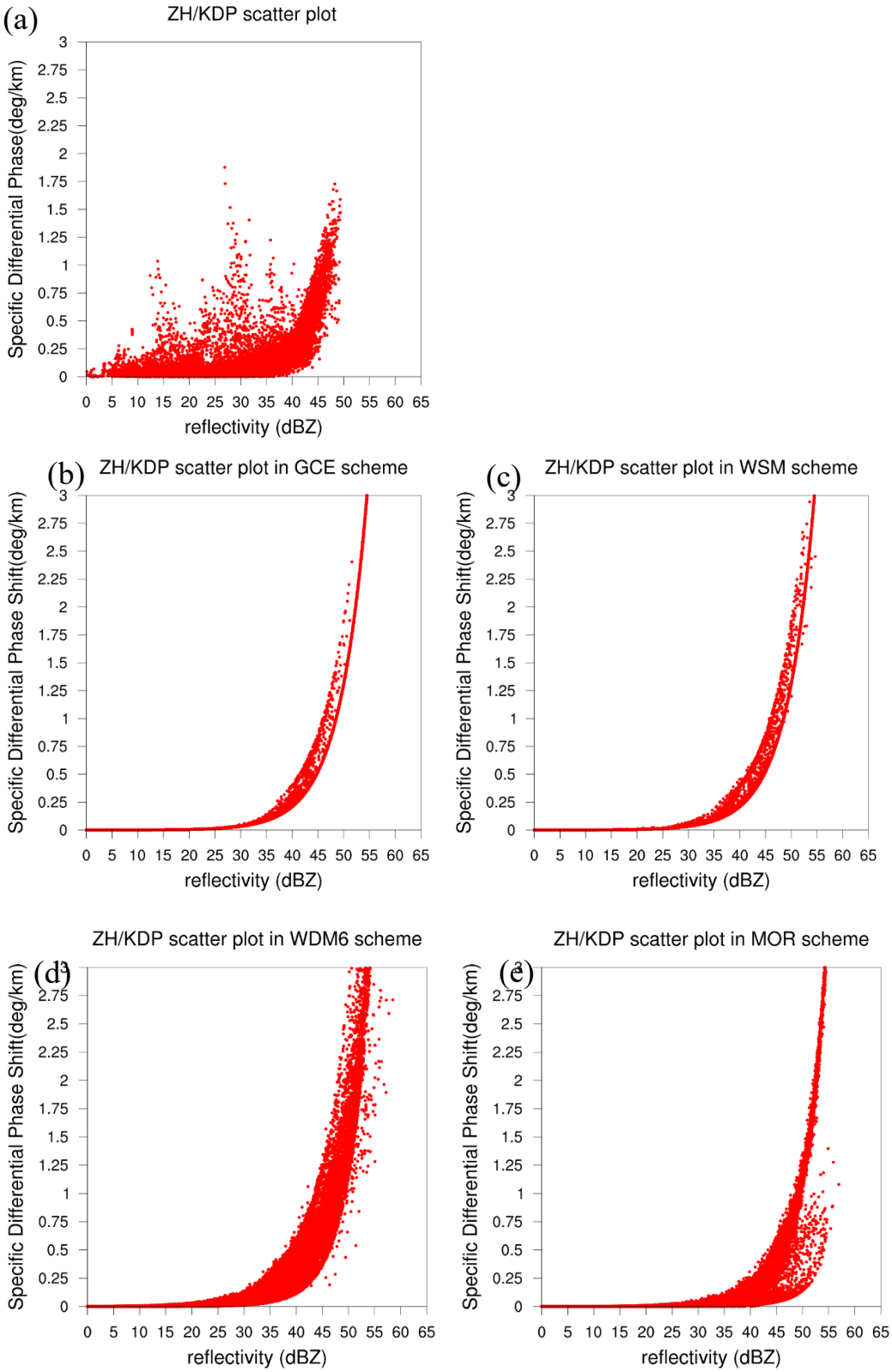

圖 7- 22 不同微物理參數化方案之單一決定性預報模擬於 1100UTC 與觀測之回波對比差異相位差之散佈圖(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison。

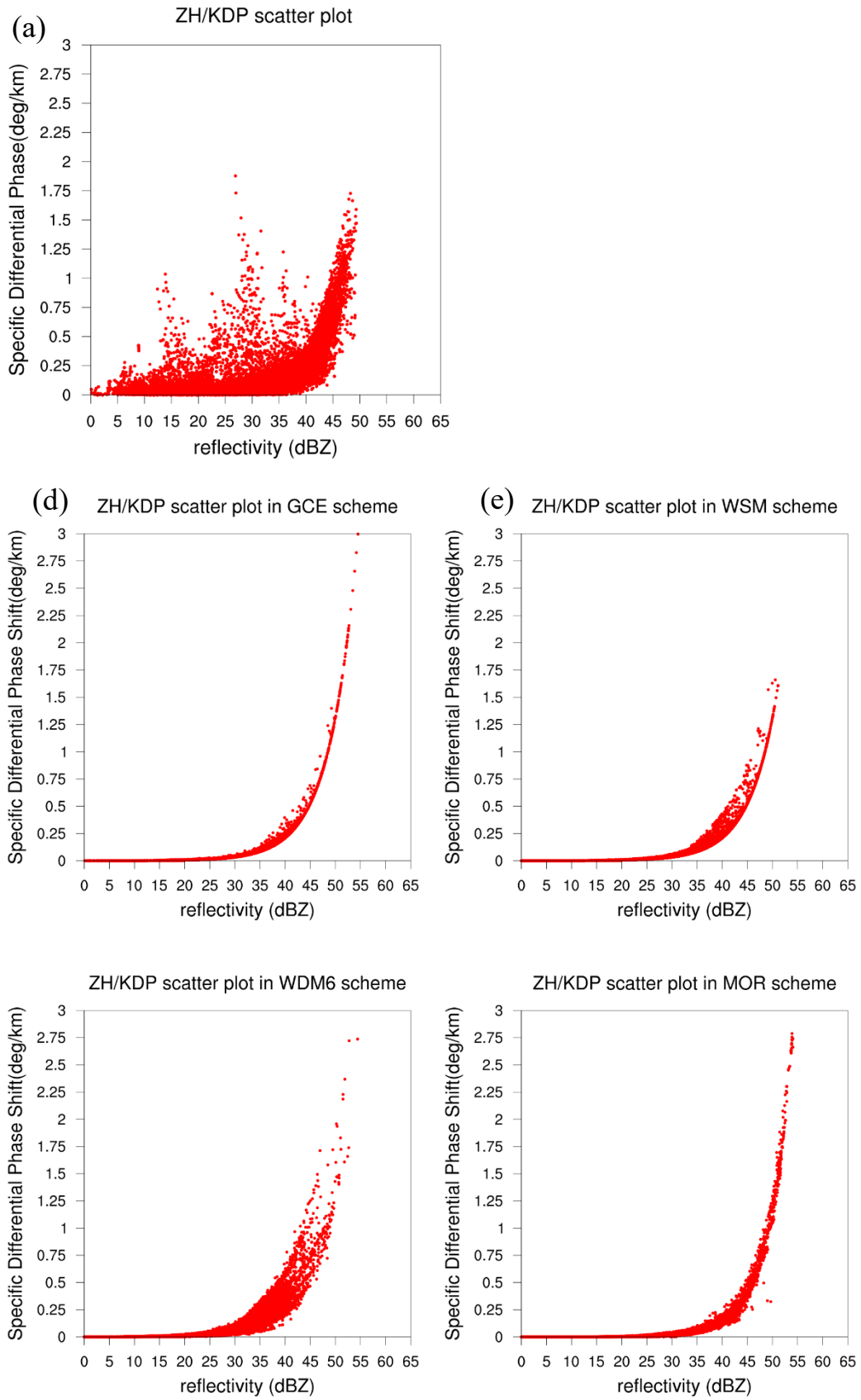

圖 7- 23 不同微物理參數化方案之分析場於 1100UTC 與觀測之回波對比差異相位差之散佈圖(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison。

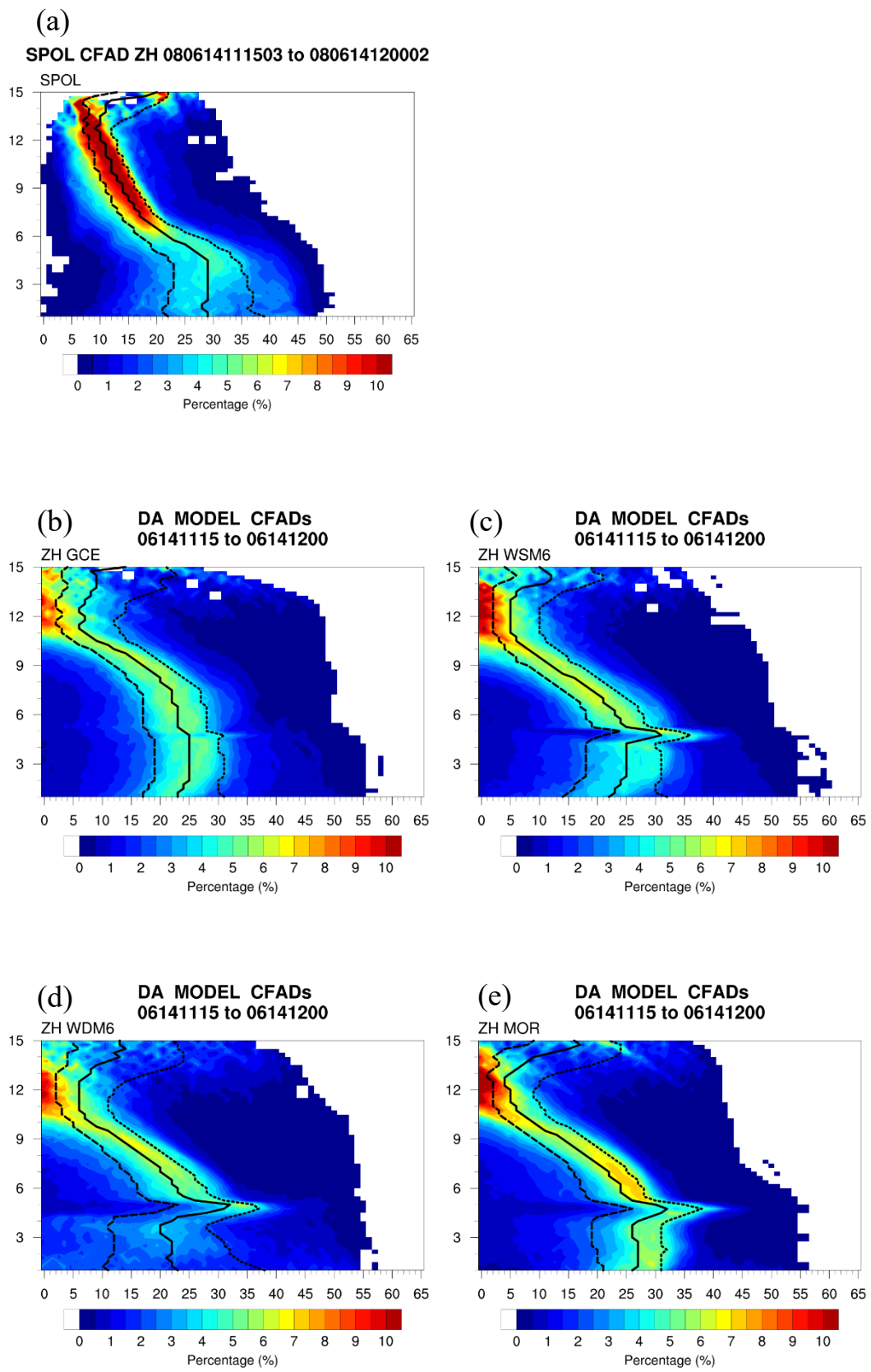

圖 7- 24 2008 年 6 月 14 日 1100-1200UTC 觀測與系集平均第一小時預報之回波 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

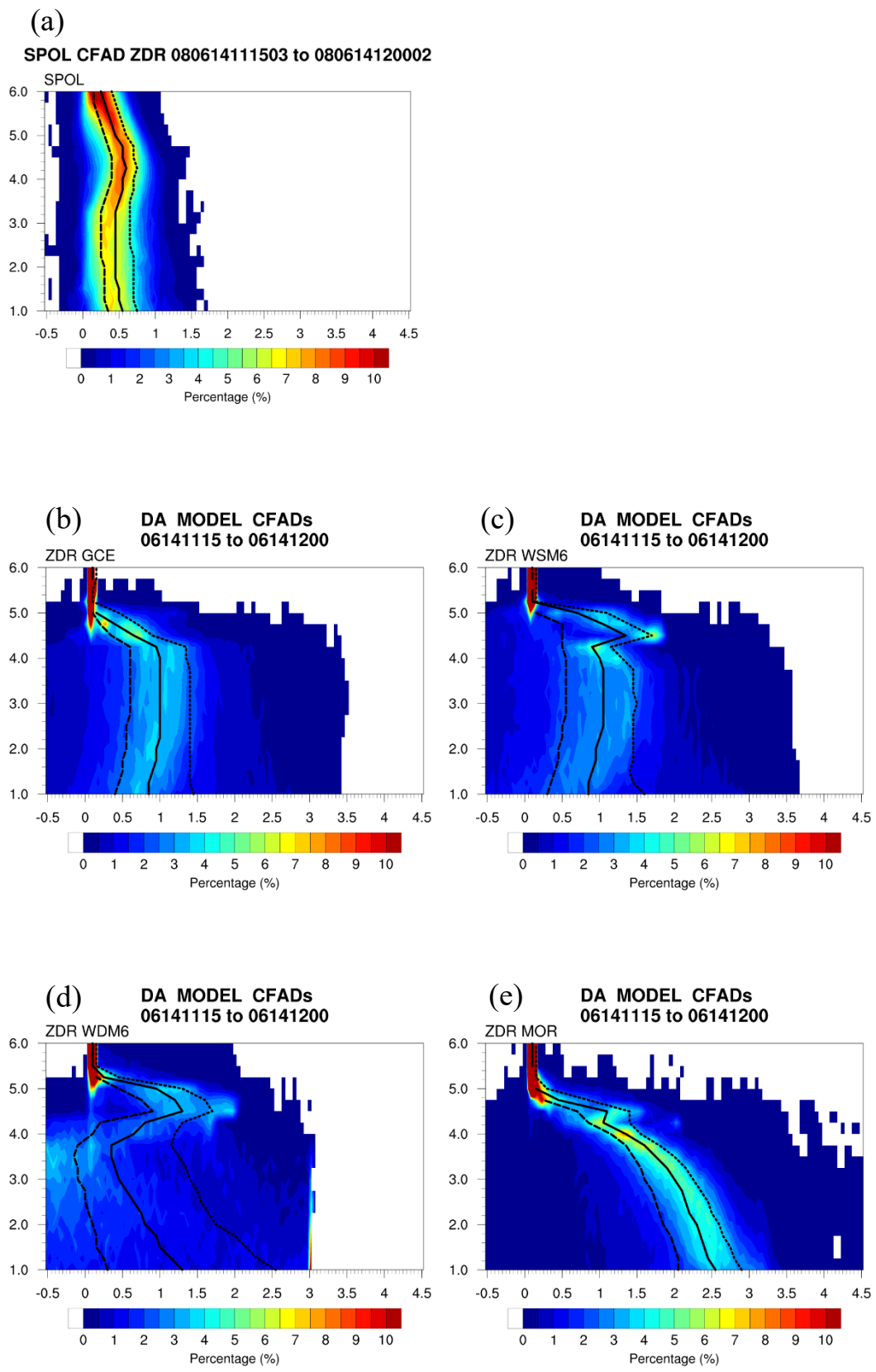

圖 7- 25 2008 年 6 月 14 日 1100-1200UTC 觀測與系集平均第一小時預報之差異反射率 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

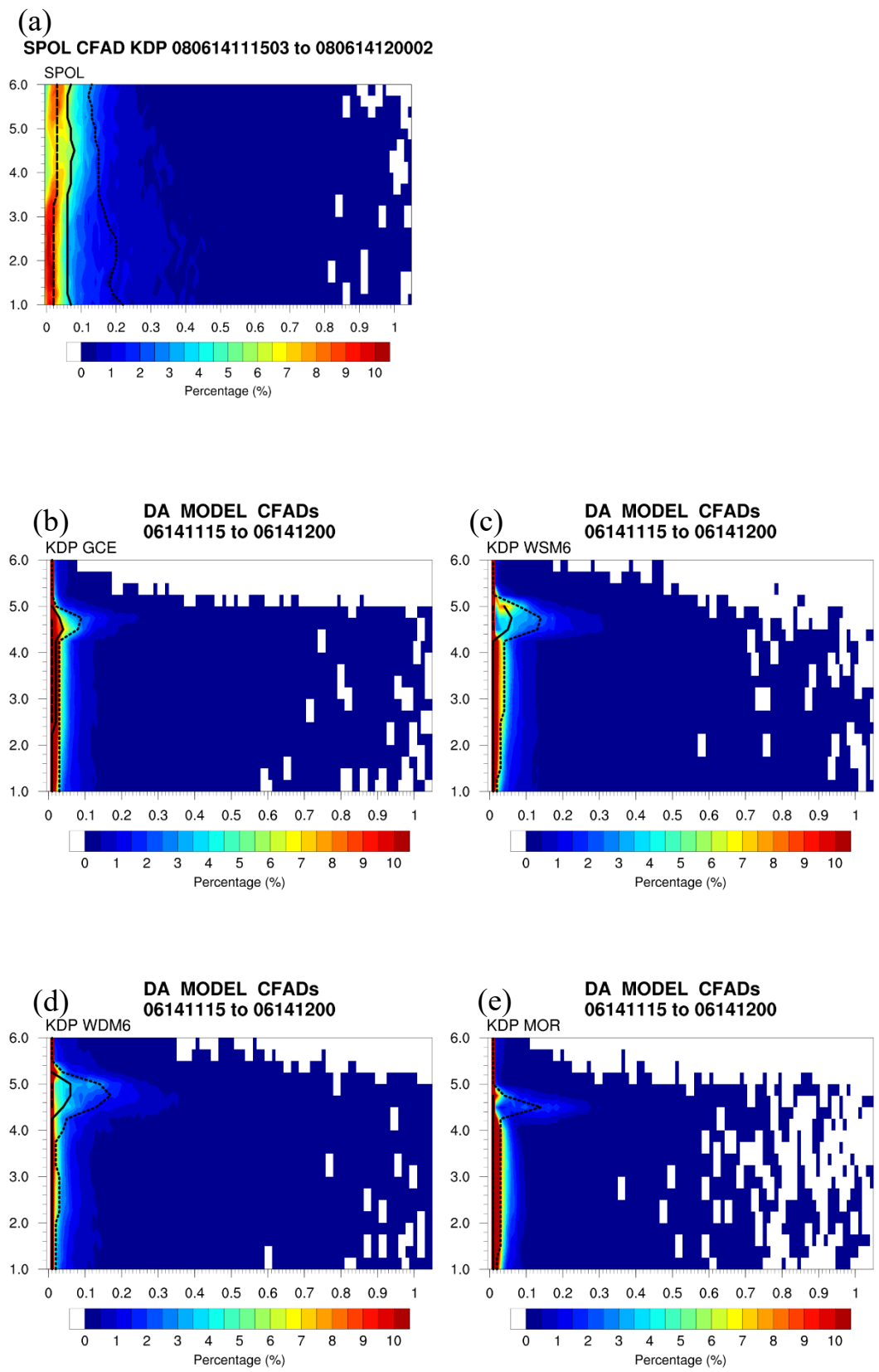

圖 7- 26 2008 年 6 月 14 日 1100-1200UTC 觀測與系集平均第一小時預報之比差異相位差 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

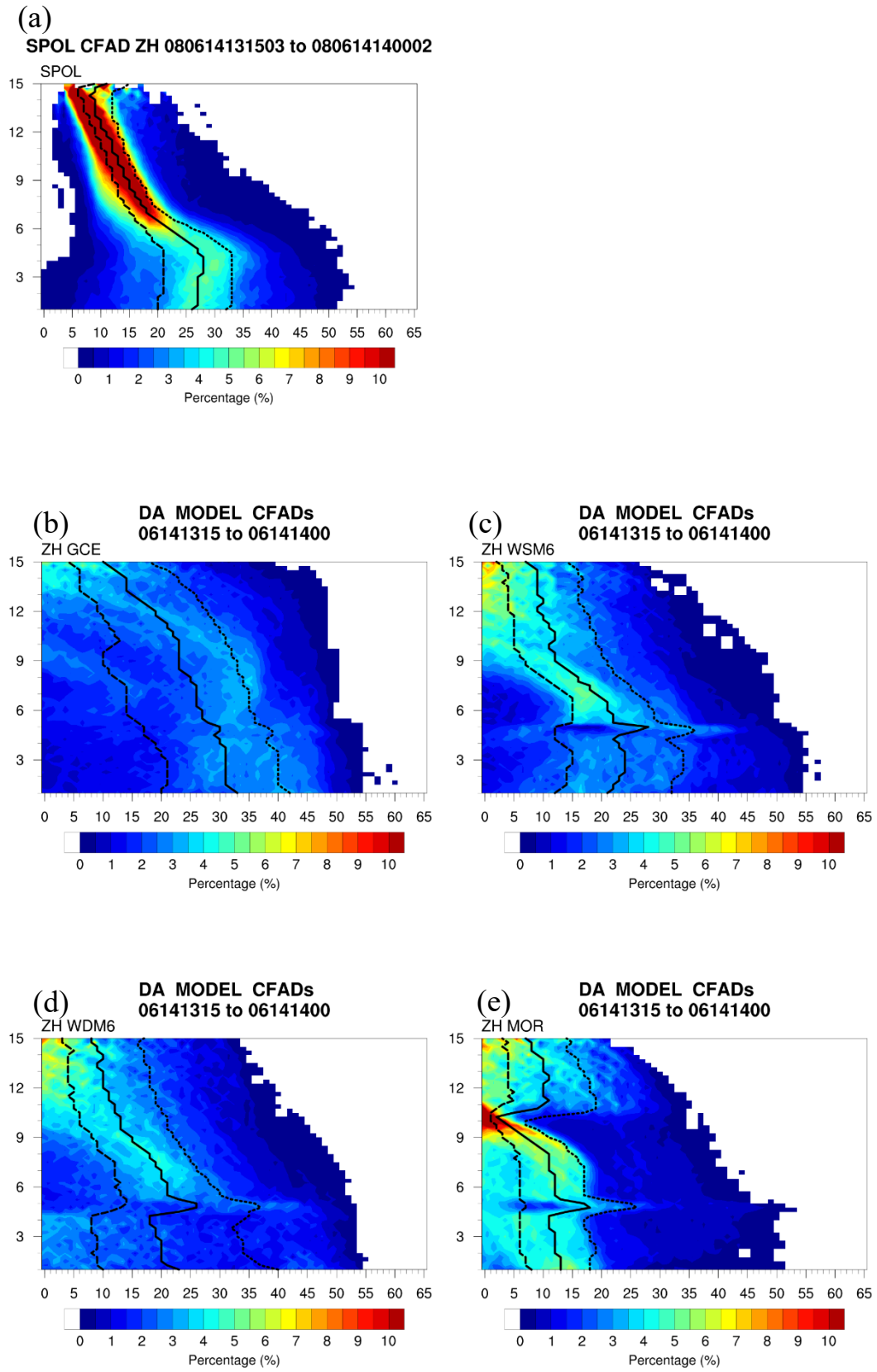

圖 7- 27 2008 年 6 月 14 日 1300-1400UTC 觀測與系集平均第三小時預報之回波 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

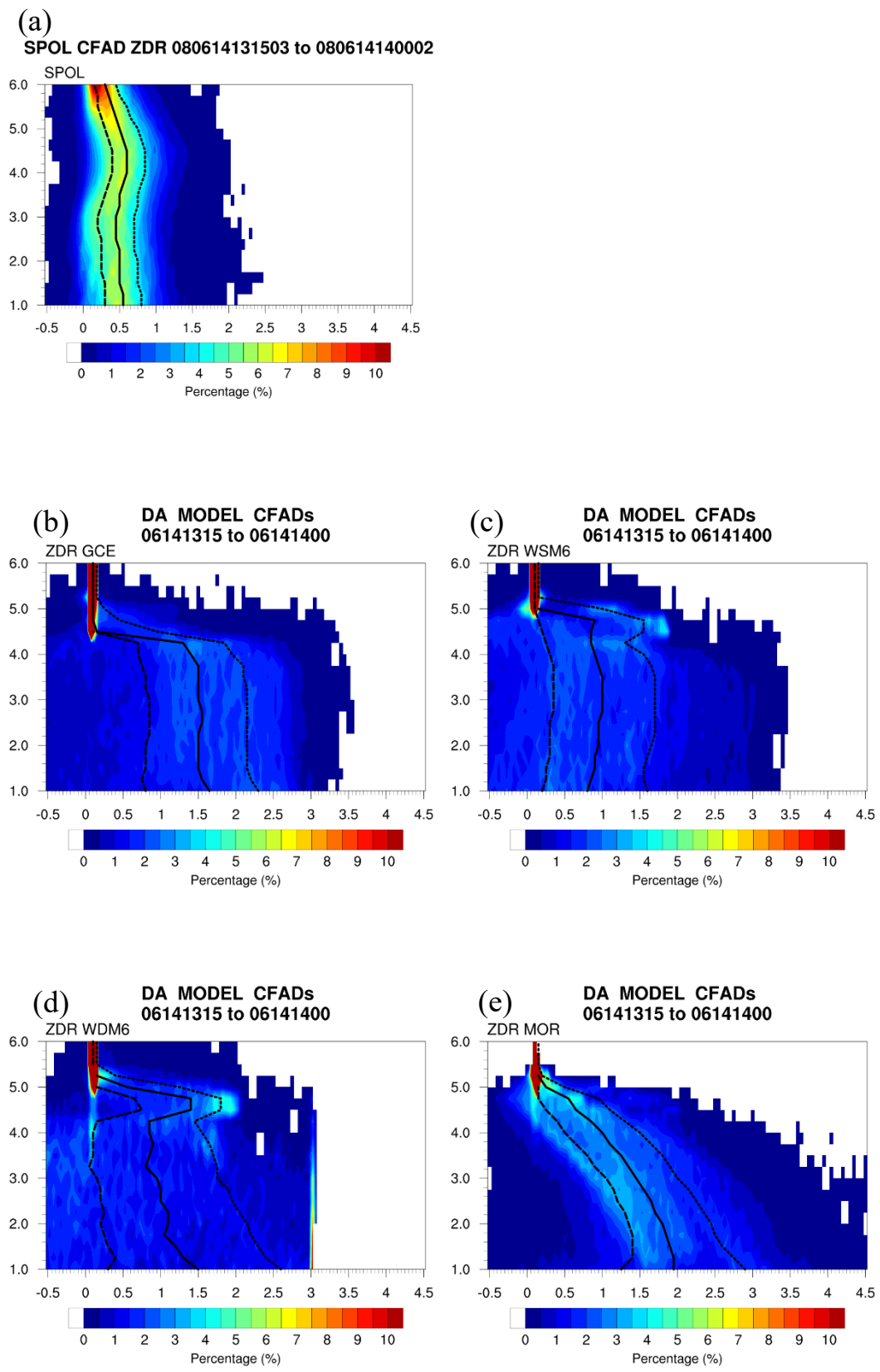

圖 7- 28 2008 年 6 月 14 日 1300-1400UTC 觀測與系集平均第三小時預報之差異反射率 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

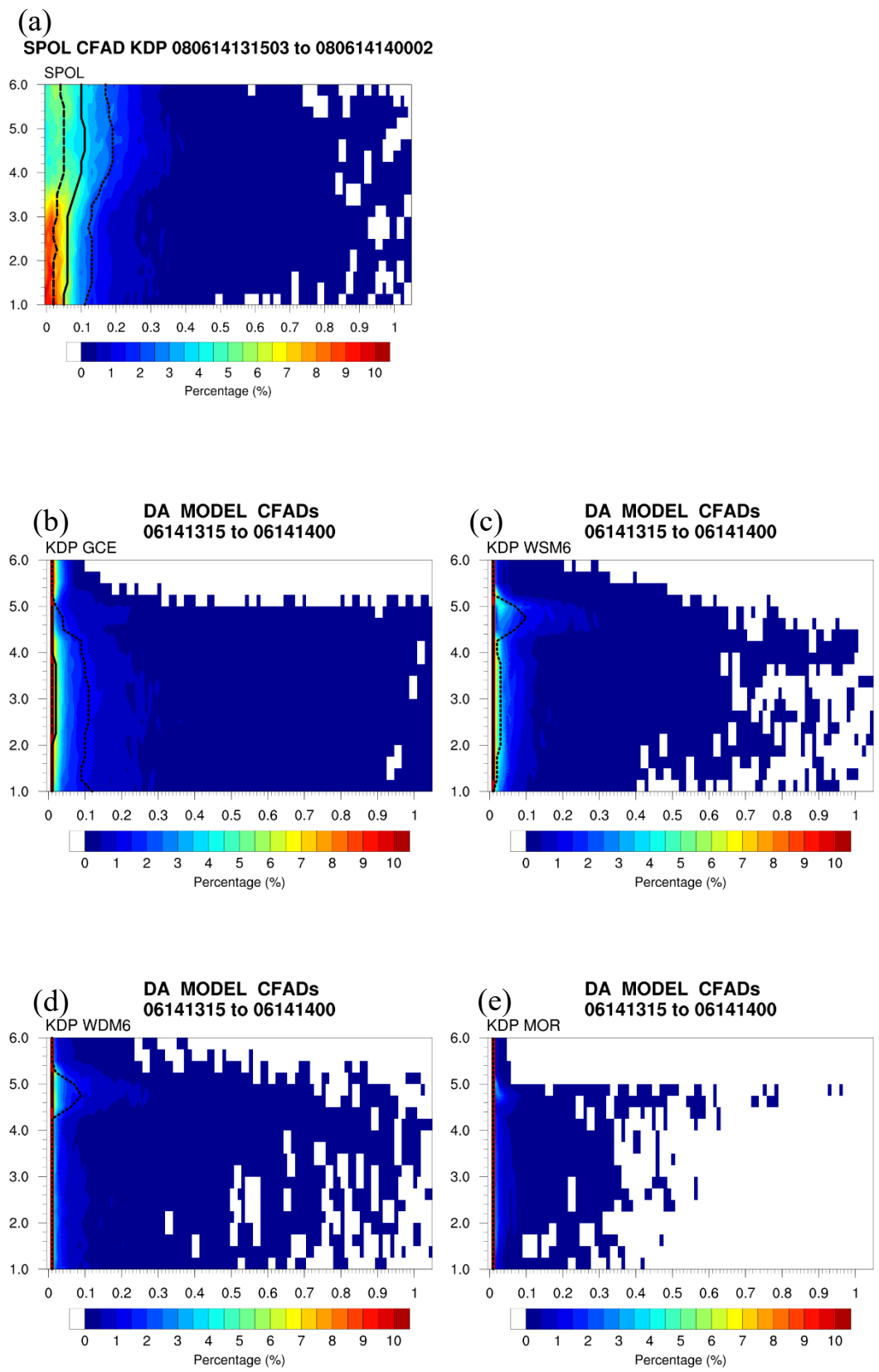

圖 7- 29 2008 年 6 月 14 日 1300-1400UTC 觀測與系集平均第三小時預報之比差異相位差 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

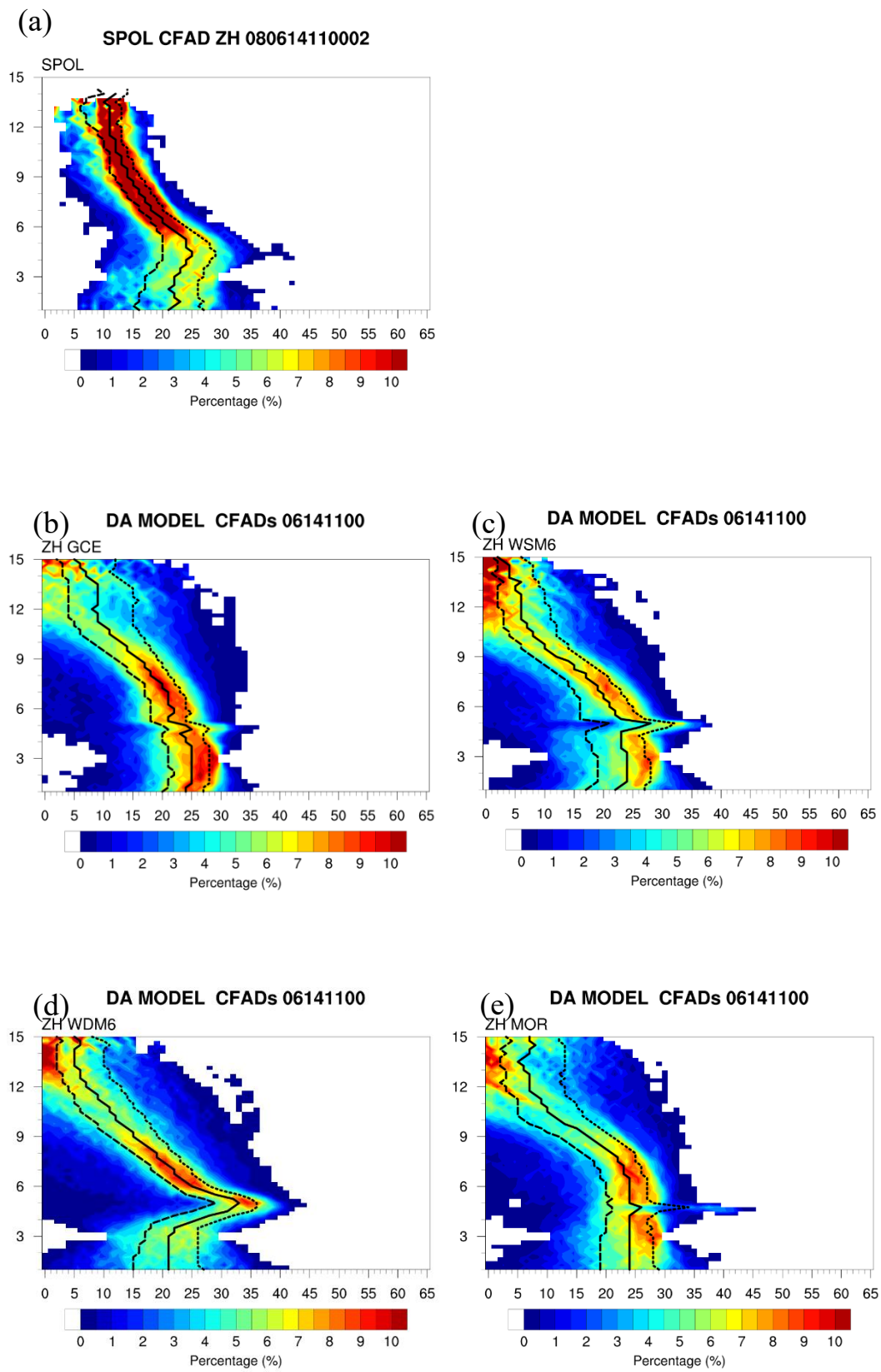

圖 7- 30 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之層狀區回波 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

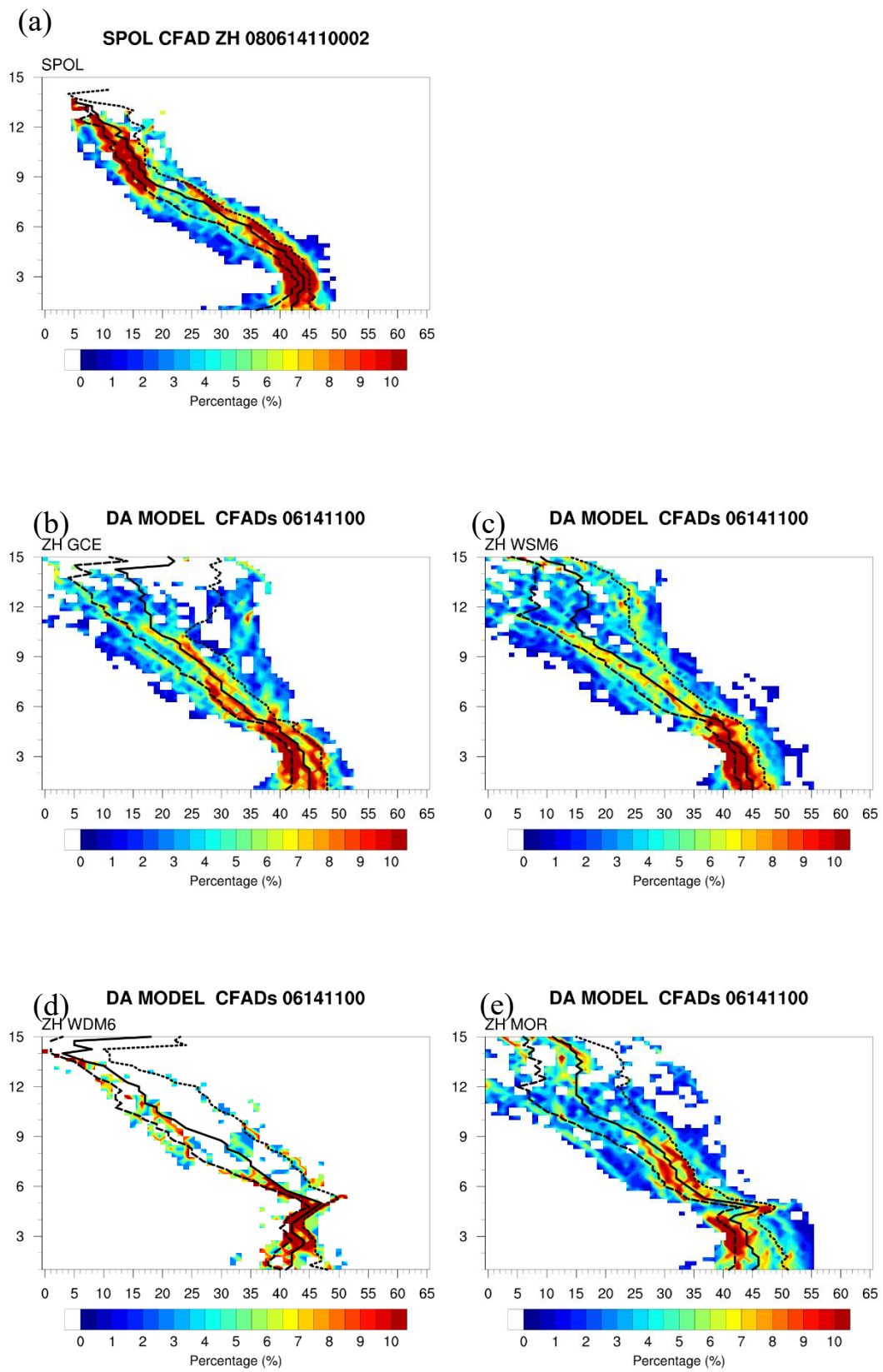

圖 7- 31 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之對流區回波 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

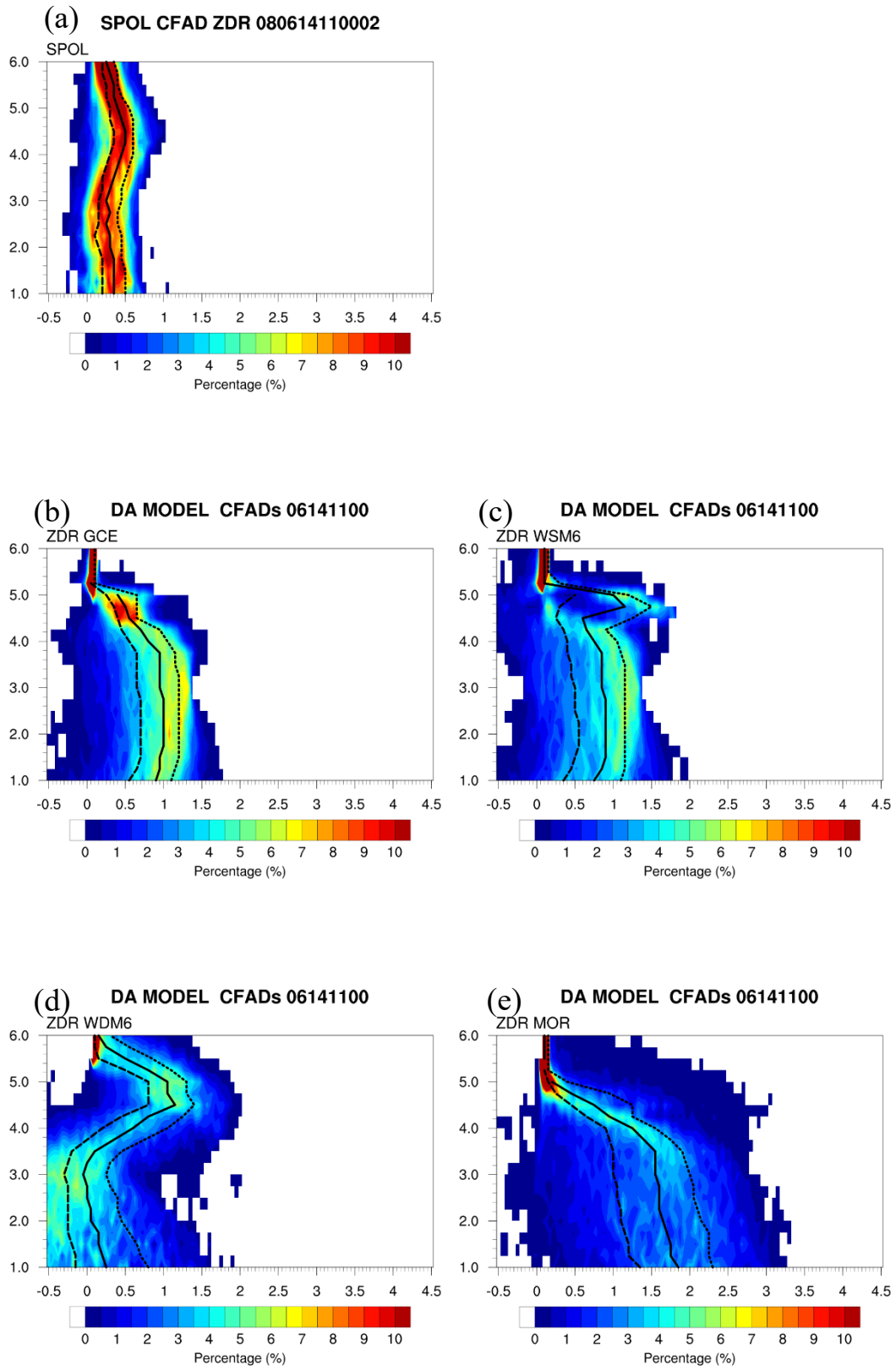

圖 7- 32 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之層狀區差異反射率 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

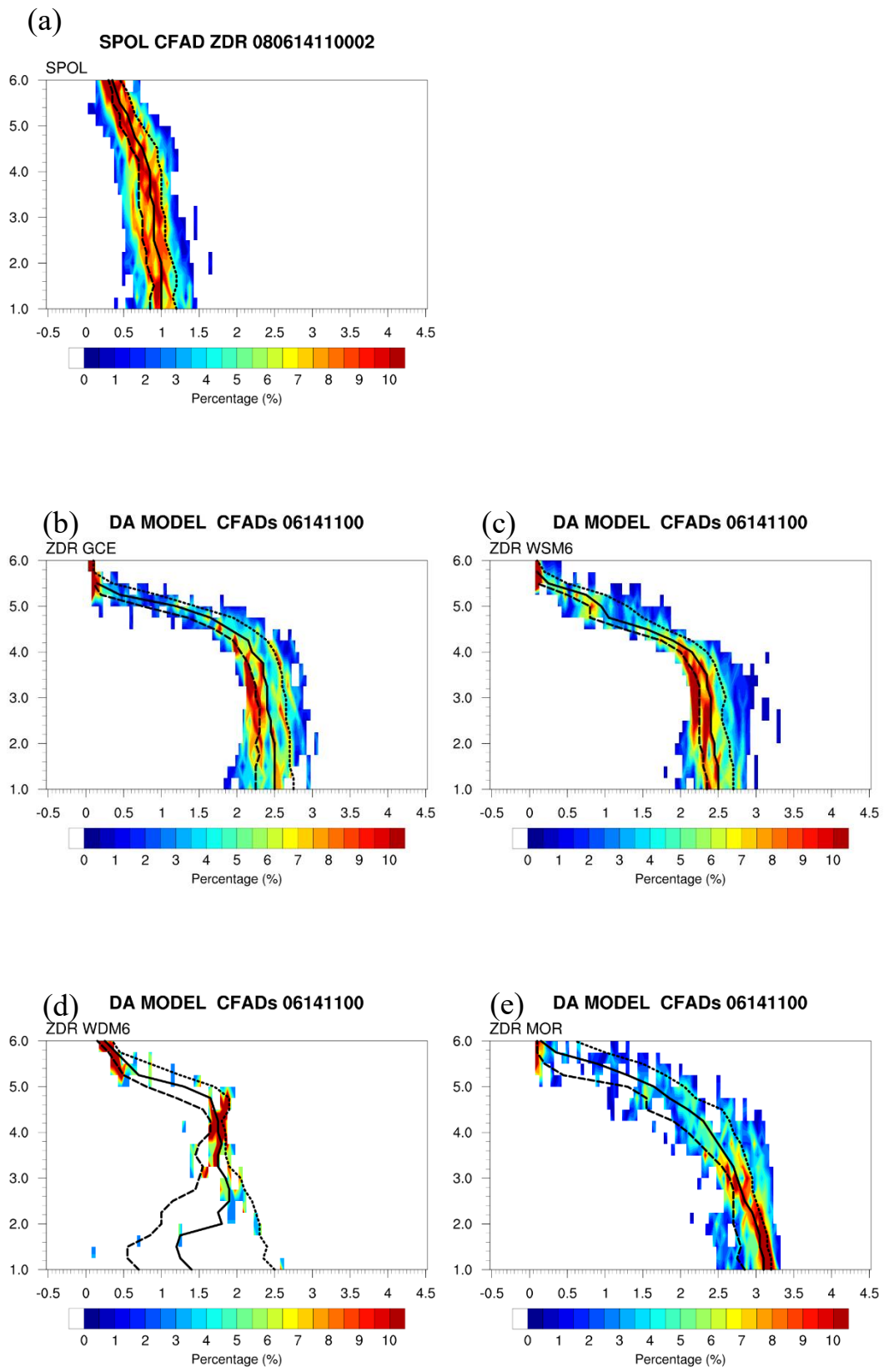

圖 7- 33 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之對流區差異反射率 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

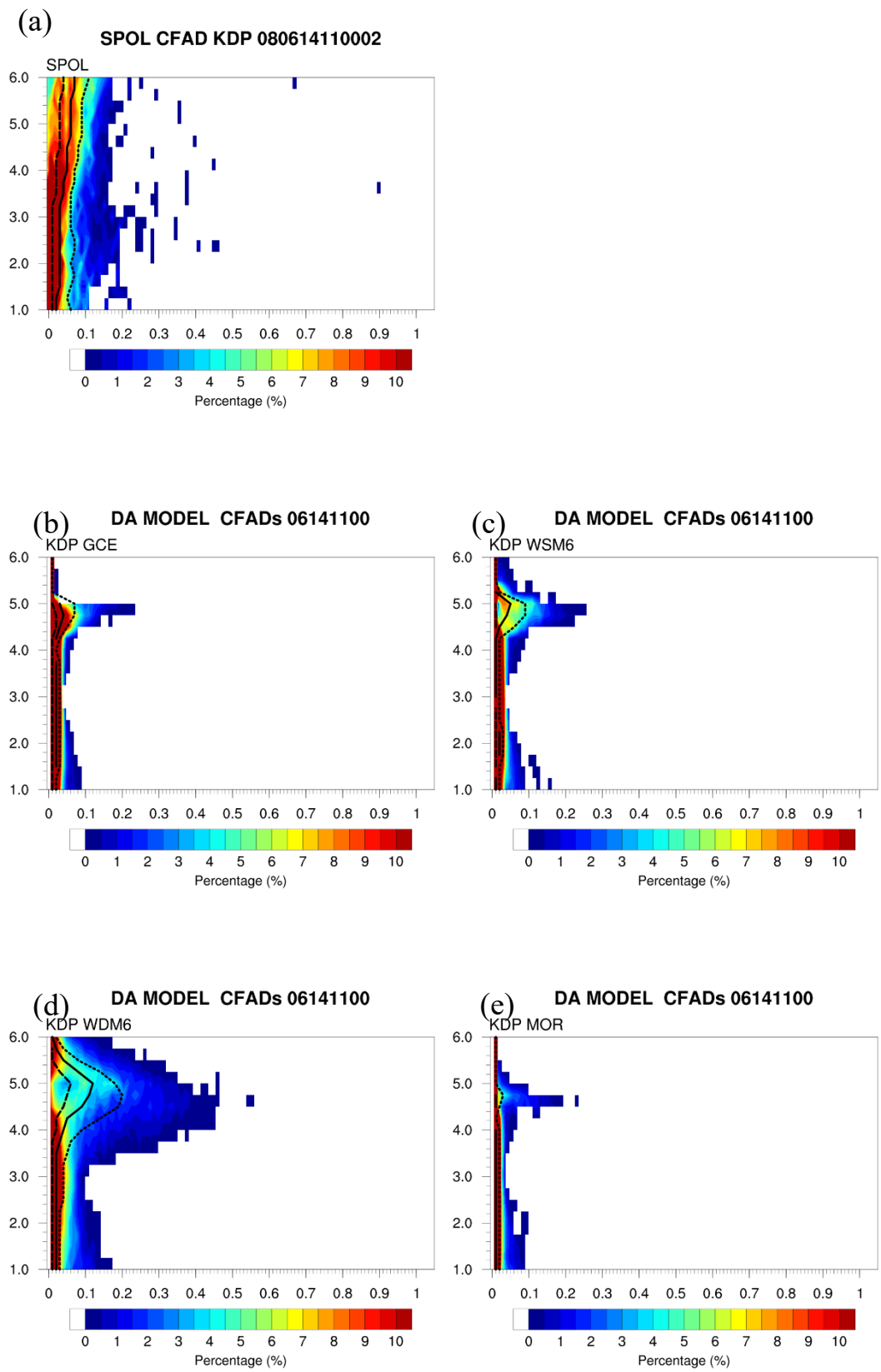

圖 7- 34 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之層狀區比差異相位差 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

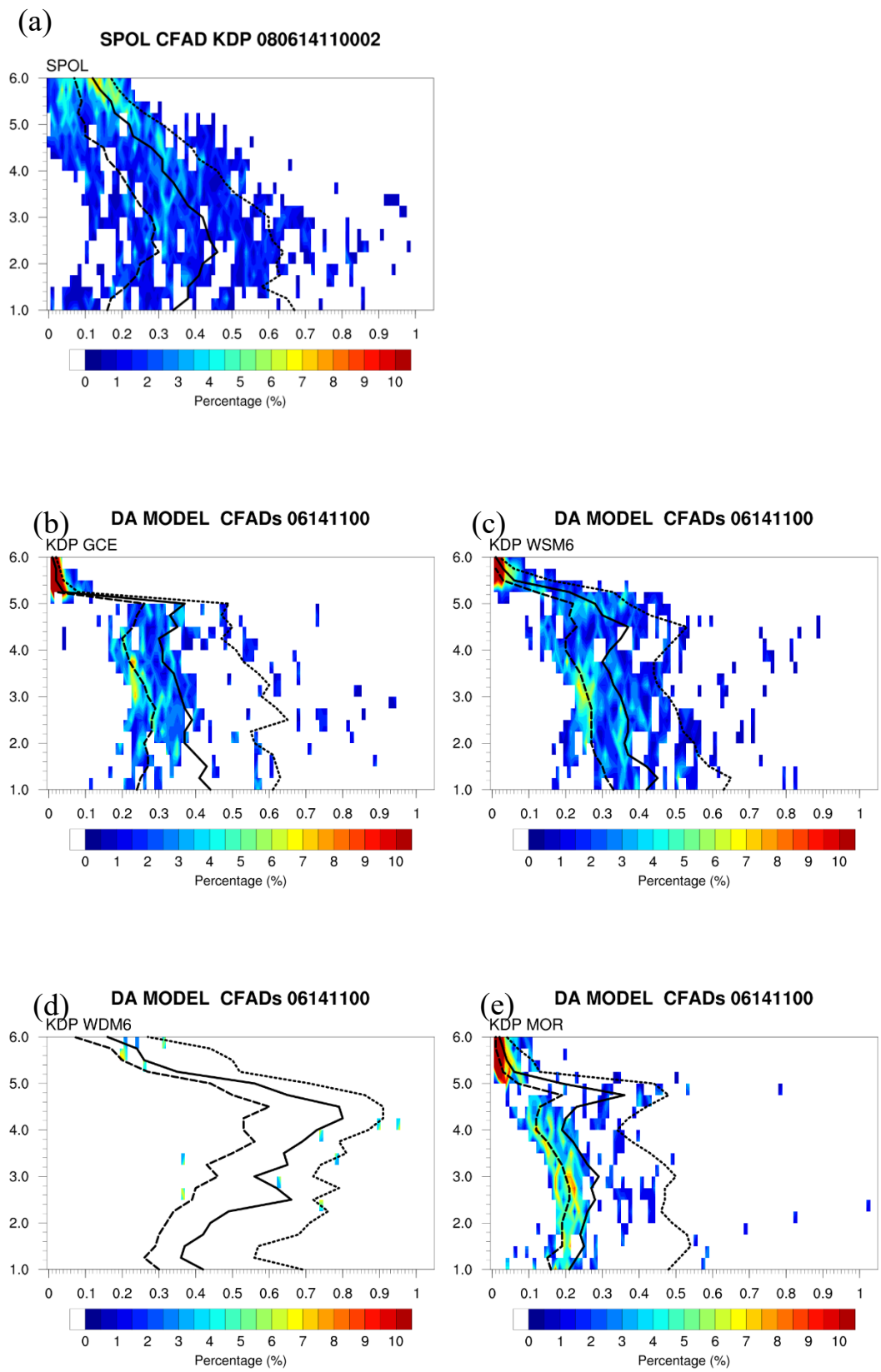

圖 7- 35 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 觀測與系集平均分析場之對流區比差異相位差 CFAD。(a) SPOL (b) GCE (c) WSM6 (d) WDM6 (e) Morrison

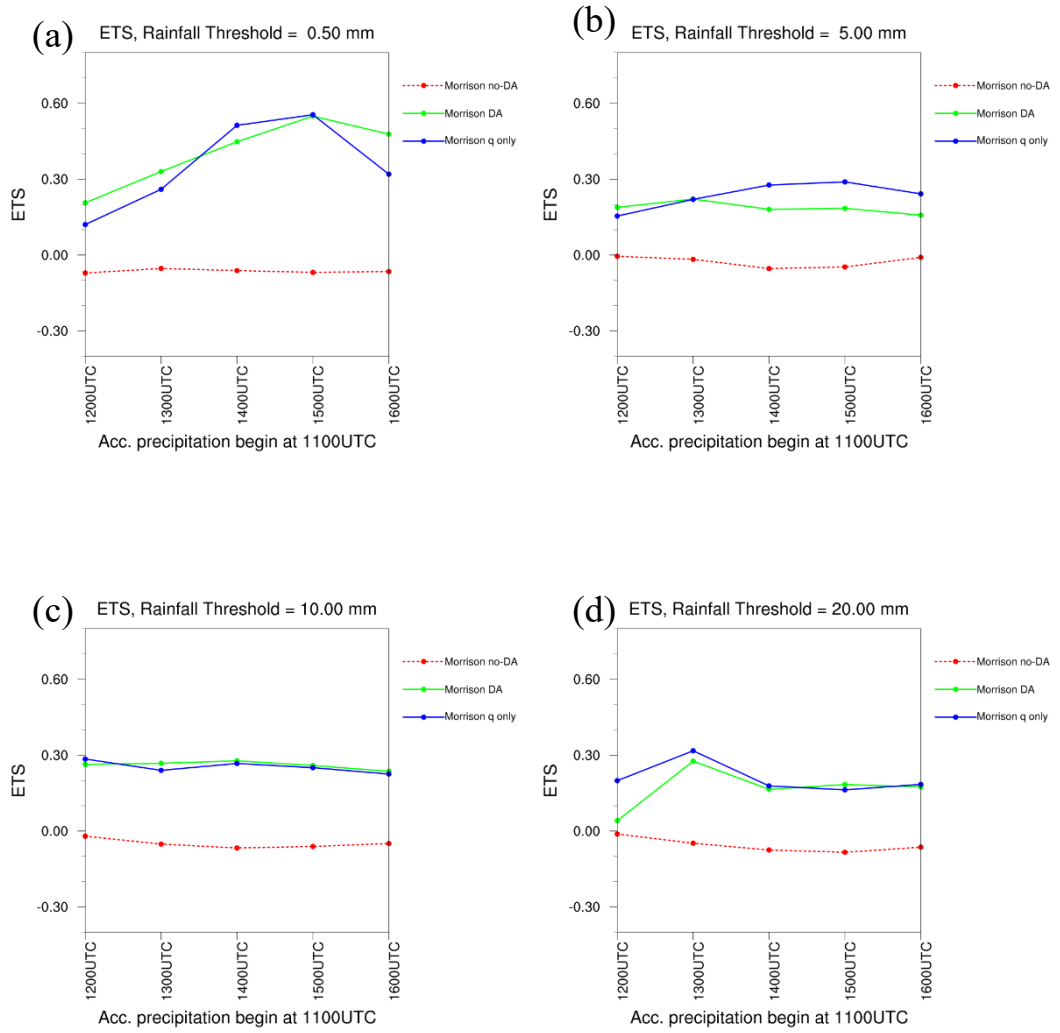

圖 7- 36 Morrison 微物理參數化方案之 1 到 5 小時累積雨量 ETS 折線圖。虛線代表無同化之單一決定性預報，實線則是同化後的系集平均預報。綠色線—同時更新水象粒子混合比與總體粒子個數。藍色線—只更新水象粒子混合比。(a)門檻值為 0.5 mm。(b)門檻值為 5 mm。(c)門檻值為 10 mm。(d)門檻值為 20 mm。

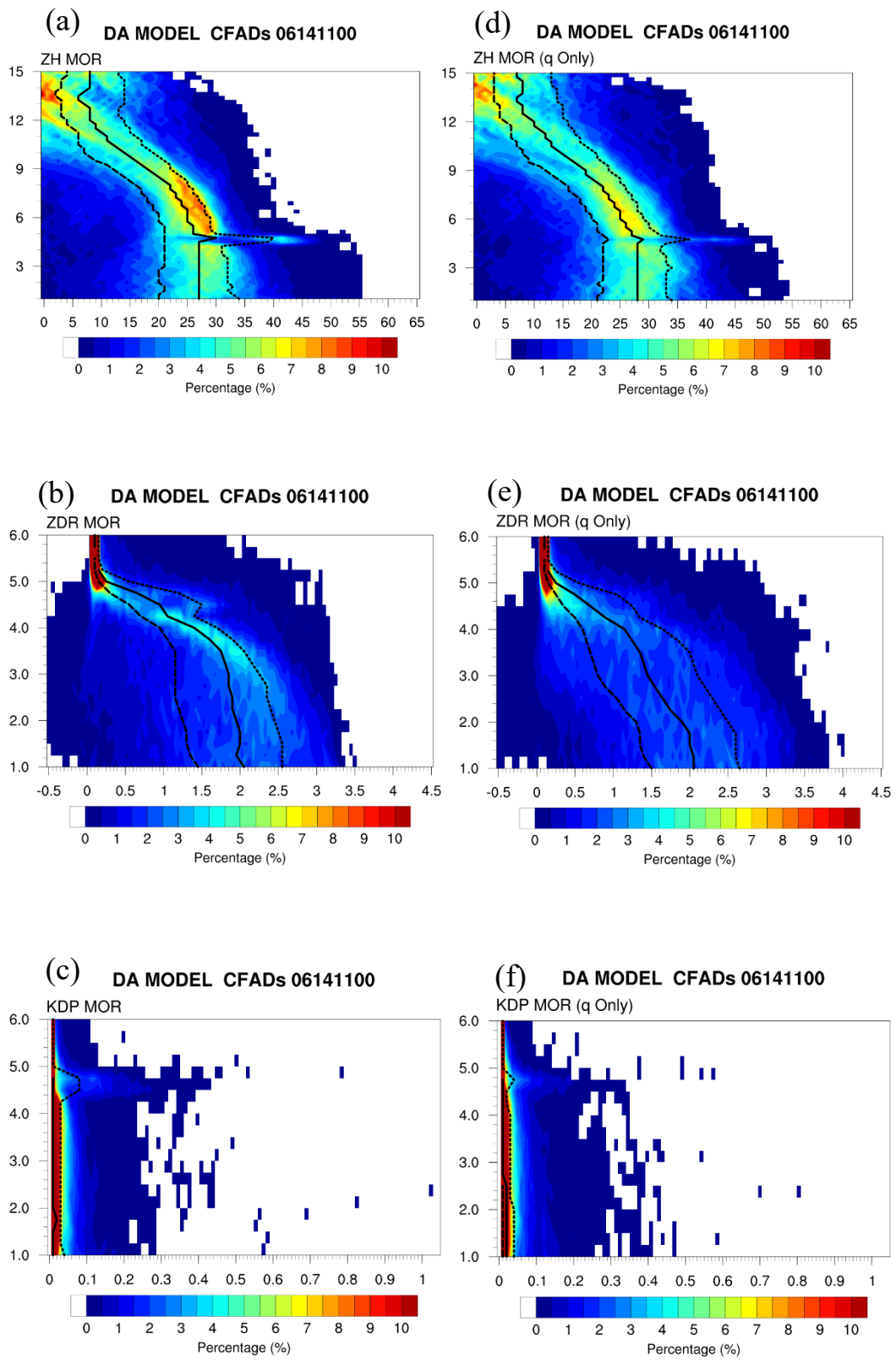

圖 7- 37 2008 年 6 月 14 日 1100UTC Morrison 系集平均分析場。(a)-(c)為回波、差異反射率、比差異相位差。(d)-(f)與(a)-(c)同，但為只同化水象粒子混合比之實驗。

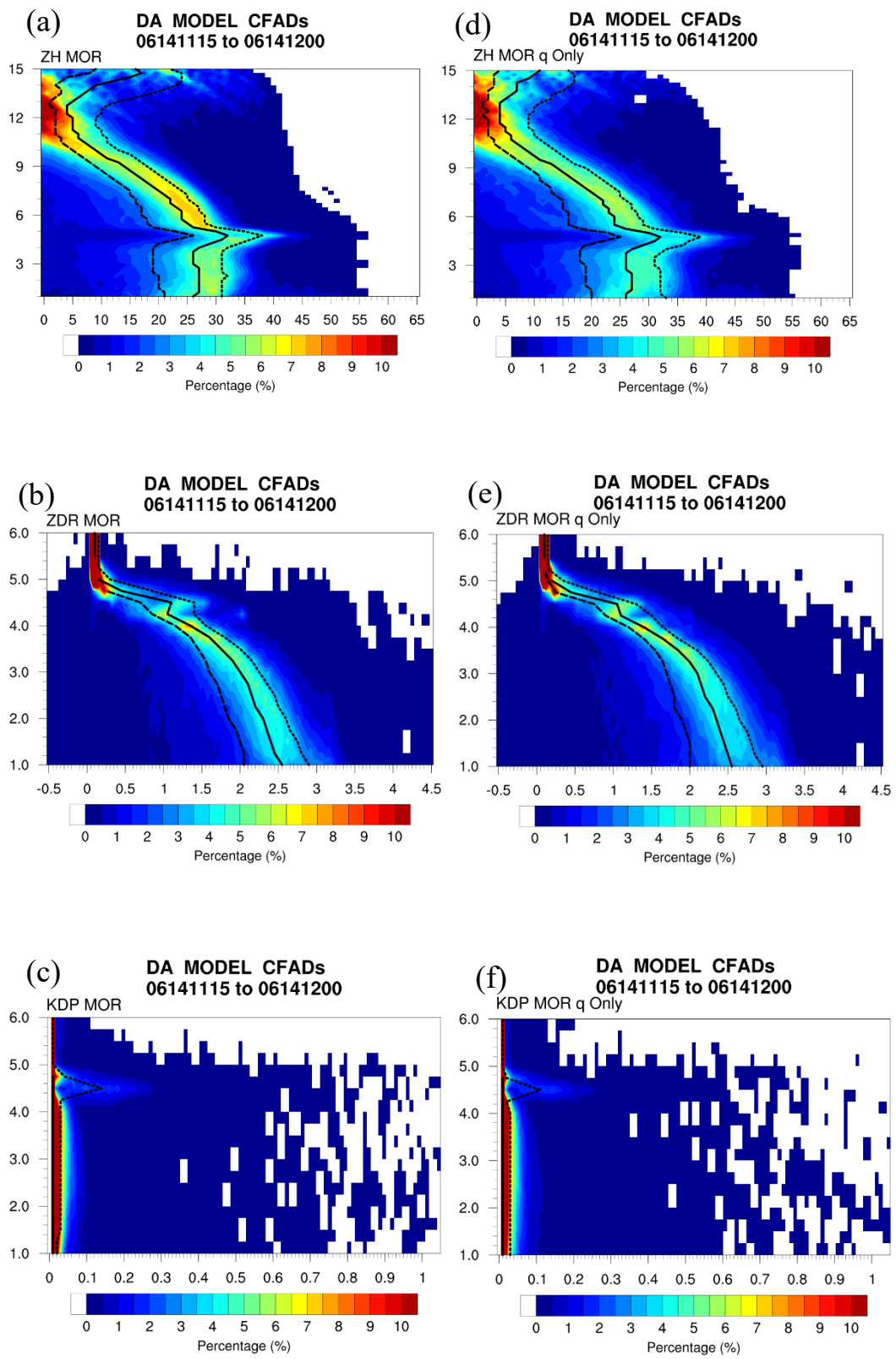

圖 7- 38 為 Morrison 方案不同同化策略，利用系集平均分析場進行一小時預報後的 CFAD 結果。(a)-(c)為回波、差異反射率、比差異相位差。(d)-(f)與(a)-(c)同，但為只同化水象粒子混合比之實驗。

附表

預報變數	U、V	W	PH、T	Qvapor、Qcloud、Qice	Qrain、QSnow、Qgraupel
水平局地化半徑(km)	36	12	12	24	12
垂直局地化半徑(km)	4				
擴張係數	1.08				

表 3- 1　WRF-LETKF 變數水平局地化半徑、垂直局地化半徑與擴張係數設定。

同化變數	回波	徑向風
修正變數	U、V、W、PH、T Qvapor、Qcloud、Qice Qrain、QSnow、Qgraupel	U、V、W、PH、T Qvapor、Qcloud、Qice Qrain、QSnow、Qgraupel

表 3- 2 同化變數與被修正變數的關係。

微物理方案	水相粒子混和比(q)	總體粒子個數濃度(N_t)	截距參數	形狀參數	密度(kg m^{-3})
Goddard	q_c q_r q_i q_s $q_{g(h)}$		N_{0r}:8e6 N_{0s}:1.6e7 N_{0g}:4e6 (N_{0h}:2e5)	μ_{rsgh}:0	ρ_r:1000 ρ_s:100 ρ_g:400 ρ_h:917
WSM6			N_{0r}:8e6 N_{0s}:2e6 N_{0g}:4e6 (N_{0h}:4e4)		ρ_r:1000 ρ_s:100 ρ_g:500 ρ_h:700
WDM6		N_n N_c N_r	N_{0s}:2e6 N_{0g}:4e6 (N_{0h}:4e4)	μ_r:1 μ_{sgh}:0	ρ_r:1000 ρ_s:100 ρ_g:500 ρ_h:700
Morrison		N_r N_i N_s $N_{g(h)}$		μ_{rsgh}:0	ρ_r:997 ρ_s:100 ρ_g:400 ρ_h:900

表 4- 1 微物理參數化方案之預報變數與常數設定。

	雨水	冰雹	軟雹	雪
α_{xa}	4.28×10^{-4}	0.191×10^{-3}	8.1×10^{-5}	0.194×10^{-4}
β_{xa}	3.04	3	3	3
α_{xb}	4.28×10^{-4}	0.165×10^{-3}	7.6×10^{-5}	0.191×10^{-4}
β_{xb}	2.77	3	3	3

表 5- 1 水象粒子之背向散射振幅係數。

續 **表 5-1**

	濕雪	濕冰雹	濕軟雹
α_{xa}	(0.194+7.094f_w-2.135${f_w}^2$ − 5.225${f_w}^3$) $\times 10^{-4}$	(0.191+23.9f_w-12.57${f_w}^2$+38.71${f_w}^3$-65.53${f_w}^4$+56.16${f_w}^5$-18.98${f_w}^6$) $\times 10^{-3}$	(0.081+2.04f_w-7.39${f_w}^2$+18.14${f_w}^3$-26.02${f_w}^4$+19.37${f_w}^5$-5.75${f_w}^6$) $\times 10^{-3}$
β_{xa}	3	3	3
α_{xb}	(0.191+6.916f_w-2.841${f_w}^2$ − 1.160${f_w}^3$) $\times 10^{-4}$	(0.165+1.72f_w-9.92${f_w}^2$+32.15${f_w}^3$-56.0${f_w}^4$ + 48.83${f_w}^5$-16.69${f_w}^6$) $\times 10^{-3}$	(0.076+1.74f_w-7.52${f_w}^2$+20.22${f_w}^3$-30.42${f_w}^4$+23.31${f_w}^5$-7.06${f_w}^6$) $\times 10^{-3}$
β_{xb}	3	3	3

	平均傾角	傾角標準差
雨	$\bar{\phi} = 0^o$	σ= 0°
雪	$\bar{\phi} = 0^o$	σ= 20°
濕雪	$\bar{\phi} = 0^o$	σ= 20°
冰雹/軟雹	$\bar{\phi} = 0^o$	σ= 60°
濕冰雹 濕軟雹	$\bar{\phi} = 0^o$	σ= $60^o(1\text{-}cf_w)$ $c = 4q_{rg,rh}\left(當q_{rg,rh}小於0.2\,{}^{g}/_{kg}\right)$ $c = 0.8\left(當q_{rg,rh}大於0.2\,{}^{g}/_{kg}\right)$

表 5- 2 平均傾角與標準差的設定

		觀測(observation)	
		有	無
預報 (forecast)	有	命中(Hit)	錯誤預報(False Alarm)
	無	失誤(Miss)	正確識別(Correct negative)

表 6- 1　列聯表含意。

雙偏極化雷達變數	資料選取範圍	組間距離
回波(reflectivity)	-1至66 dBZ	1 dBZ
差異反射率(Differential Reflectivity)	-0.6至4.6dBZ	0.1 dB
比差異相位差(Specific Differential Phase)	-0.01至1.01 $°/km$	0.01 $°/km$

表 7- 1　CFAD 繪製時，雷達參數的挑選範圍與分組區間。