

國立中央大學

大氣物理研究所
碩士論文

同化多部都卜勒雷達資料以提升模式降水
預報能力之研究-
2008 SoWMEX IOP8 個案分析

研究生：陳尉豪

指導教授：廖宇慶 博士

中華民國 一 百 年 六 月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(98 年 4 月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

同意 (立即開放)

同意 (一年後開放)，原因是：_____

同意 (二年後開放)，原因是：_____

同意 (三年後開放)，原因是：_____

不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學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、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，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： 陳尉豪 學號： 986201017

論文名稱： 同化多部都卜勒雷達資料以提升模式降水預報能力之研究-2008 SoWMEX IOP8 個案分析

指導教授姓名： 廖宇慶

系所： 大氣物理研究所 博士班 碩士班

日期：民國 100 年 06 月 30 日

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，須另行加填聲明書，詳細說明與紙本聲明書請至 <http://thesis.lib.ncu.edu.tw/> 下載。
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. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
4. 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，應依著作權法相關規定辦理。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣物理 學系/研究所 陳尉豪 研究生

所提之論文

同化多部都卜勒雷達資料以提升模式降水預報

能力之研究-2008 SoWMEX IOP8 個案分析

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 廖宇慶 (簽章)

100 年 6 月 10 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 學系/研究所 陳尉豪 研究生所

提之論文

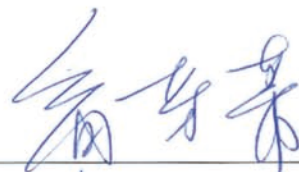
同化多部都卜勒雷達資料以提升模式降水預報能
力之研究-2008 SoWMEX IOP8 個案分析

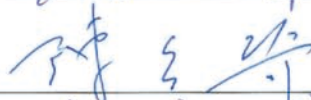
經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人

委

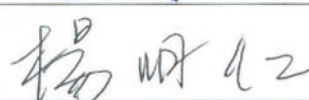
員











中文摘要

雷達觀測具有高時空解析度的優點，常使用於劇烈天氣的監控與觀測。本研究主要目的為利用多部都卜勒雷達觀測資料，改善模式當時的初始場，增進模式降水定量預報(Quantitative Precipitation Forecast: QPF)之能力。此方法主要包含三大部分：(1)多部都卜勒風場合成、(2)熱動力反演、(3)水汽調整。

吾人選取 2008 西南氣流實驗計畫(SoWMEX)中所觀測到的 IOP8 個案，作為本研究的實驗對象。使用中央氣象局七股雷達(RCCG)、墾丁雷達(RCKT)及美國國家大氣研究中心(NCAR)所屬的 SPOL 雷達，於 2008 年 6 月 14 日 1200UTC 當時的回波及徑向風觀測資料，反演出三維風場結構，接著透過動量方程計算大氣熱動力場，並且利用回波等條件對水汽進行調整，最後同化至模式中。本研究使用 NCAR Weather Research and Forecasting (WRF) Model 作為計算平台。

本研究設計了一系列實驗，主要的結果有：(1)Kain-Fritsch 及 WSM6 Scheme 為最佳的積雲參數化與微物理組合、(2)水汽的調整有其必要性、(3)風場合成與熱力反演時需考慮雪的存在、(4)以多部雷達網連增加資料覆蓋量對同化結果有重要的影響。

經過本方法調整模式初始場，實驗顯示模式的預報能力可達三小時，雖然降水有高估之趨勢，但相較未同化前的降水分佈會更趨近於觀測。未來更可將本方法用於測試午後對流或甚至颱風降雨系統的預報上。

Abstract

An important advantage of radar observations is their high temporal and spatial resolutions, which are suitable for heavy weather surveillance. The purpose of this study is to improve the initial field and hence the quantitative precipitation forecast (QPF) of the numerical model by using multiple-Doppler radar observation data. The assimilation technique includes three components: multiple-Doppler radar wind synthesis, thermodynamic retrieval and moisture adjustment. A case during IOP8, Southwest Monsoon Experiment (SoWMEX) 2008 is selected in this study. The radar data in use are the reflectivity and radial wind of the RCCG and RCKT radars from CWB and the SPOL radar from NCAR at June 14, 2008. The 3-D winds, retrieved from the radar and sounding data, are utilized to calculate thermodynamic fields by the momentum equations. The moisture field is updated if some conditions, including a minimum reflectivity of 30 dBZ, occur. The numerical model in use is the Weather Research and Forecasting (WRF) model from NCAR.

Some conclusions are made after a series of experiments: (1) A combination of Kain-Fritsch cumulus parameterization and WSM6 microphysics schemes gives the best result; (2) The moisture adjustment is necessary; (3) Both wind and thermodynamic retrieval algorithms consider the effect of snow; (4) Using multiple-Doppler radar data is necessary because a larger data coverage leads to better results. The above assimilation technique in this case significantly improves the accuracy of the forecast for at least 3 hours compared with the one without data assimilation in spite of overestimated precipitation. We expect applications of this technique to the cases of afternoon convection and even typhoons in the future.

目錄

中文摘要.....	i
英文摘要.....	ii
致謝.....	iii
目錄.....	iv
圖表說明.....	vi
第一章 緒論.....	1
1.1 前言.....	1
1.2 文獻回顧.....	2
1.3 論文架構.....	4
第二章 研究個案介紹.....	5
2.1 2008 年西南氣流實驗.....	5
2.2 IOP8 個案介紹.....	5
2.3 雷達資料覆蓋率.....	6
第三章 研究方法.....	8
3.1 雷達資料品質控管與處理.....	8
3.2 都卜勒雷達風場合成.....	8
3.3 熱動力反演方法.....	11
3.4 熱動力場與水汽調整方法.....	14
3.5 反演分析場與模式結合方法.....	16
第四章 反演結果驗證及分析.....	17
4.1 背景風場.....	17
4.2 反演結果.....	18
4.3 與模式預報場結合.....	19
第五章 實驗設計.....	20
5.1 數值模式簡介.....	20
5.2 WRF 模式設定.....	20
5.3 校驗方法.....	20
5.3.1 降水校驗.....	21
5.3.2 風場校驗.....	22

第六章 實驗結果	24
6.1 雲物理和積雲參數化測試.....	24
6.2 控制組分析.....	25
6.3 水汽調整的影響.....	26
6.4 水汽調整飽和狀態之變化.....	26
6.5 反演時加入雪的影響.....	27
6.6 與模式結合權重改變測試.....	28
6.7 無 SPOL 雷達觀測的影響.....	29
6.8 讓模式未知的微物理重新生長測試.....	30
第七章 結論與未來展望	31
7.1 結論.....	31
7.2 未來展望.....	32
參考文獻	35

圖表說明

- 表 2.1 本研究中使用的觀測資料。
- 表 4.1 反演結果與探空觀測之均方根誤差(RMSE)。
- 表 6.1 WRF 模式中包含的雲微物理過程。
- 表 6.2 使用不同時間 SPOL 雷達觀測的徑向風，對控制組模擬三維風場計算出的 RMSE。
- 表 6.3 不同實驗下 WRF 模式定量降水預報的 RMSE 統計：(a)控制組、(b)純模式(未同化)、(c)無水汽調整、(d)水汽調整時假設 90%飽和、(e)反演時不加入雪，皆假設為暖雲過程、(f)不用權重方式將模式預報和分析場結合、(g)對邊界使用權重方式將模式預報和分析場結合、(h)無 SPOL 雷達資料、(i)讓模式未知的微物理重新生長。
- 圖 2.1 2008 年 6 月 14 日 1130UTC 色調強化紅外線衛星雲圖。
- 圖 2.2 2008 年 6 月 14 日整日(LTC)累積雨量圖。
- 圖 2.3 2008 年 6 月 14 日中央氣象局 QPESUMS 最大回波合成圖，時間分別為：(a)1200 UTC、(b)1230 UTC、(c)1300 UTC、(d)1330 UTC、(e)1400 UTC、(f)1430 UTC、(g)1500 UTC。陰影為回波值，單位為 dBZ。本圖僅顯示 30dBZ 以上的區域，間隔為 10dBZ。
- 圖 2.4 2008 年 6 月 14 日 1200UTC-RCCG、RCKT、SPOL 雷達資料覆蓋量示意圖，高度分別為(a)1 公里、(b)5 公里，灰色和黑色分別代表單座和兩座(含)以上雷達可看到的區域。(c)三度空間上資料比率統計圓餅圖。
- 圖 2.5 2008 年 6 月 14 日 1200UTC-RCCG 及 RCKT 雷達資料覆蓋量示意圖，高度分別為(a)1 公里、(b)5 公里，灰色和黑色分別代表單座和兩座雷達可看到的區域。(c)三度空間上資料比率統計圓餅圖。
- 圖 3.1 (a)本研究所使用的回波與雨水或雪混和比的關係圖(Tong and Xue, 2004)；(b)回波估計雨水或雪的終端落速表現(Lin et al., 1983)。
- 圖 3.2 利用三維風場求得的垂直動量方程(3.19 式-左項)的垂直結構。
- 圖 3.3 氣壓梯度力項與浮力項的總和(3.19 式-中項) 的垂直結構(a)為使用探空壓力及溫度，分別決定三維壓力和溫度結構而計算出；(b)使用探空壓力來決定三維壓力，再求得三維溫度而計算出的。
- 圖 3.4 調整水汽混和比擾動場(Q'_v)的流程。
- 圖 3.5 結合模式與分析場的權重分佈圖，陰影為模式預報變數場權重值。圖上的點分別為氣象局七股(RCCG)與墾丁(RCKT)雷達，以及 NCAR S-POL(SPOL)雷達的位置。

- 圖 4.1 使用於風場背景場中的實際觀測資料，圓點代表探空資料，包含馬公(MK)、南船(SS)、六龜(LG)及綠島(LD)，方塊點代表地面測站位置，包含東吉島、臺南、高雄、嘉義、恆春、成功、蘭嶼、臺東及七股。
- 圖 4.2 使用 ECMWF Atmospheric Model、探空資料及地面測站所產生的背景風場。高度分別為(a)1 公里、(b)5 公里。
- 圖 4.3 於 1200UTC 當時多雷達資料反演出的 1 公里水平剖面資訊，(a)三維風場剖面，紅色粗線代表 0.5 公里地形高度、風標為水平風、陰影為垂直風速，單位為 ms^{-1} ；(b)擾動壓力場，單位為 hPa；(c)擾動溫度場，單位為 $^{\circ}\text{K}$ ；(d)水汽混和比，單位為 gkg^{-1} 。
- 圖 4.4 同(圖 4.3)，但是為高度 5 公里的氣象變數場。
- 圖 4.5 (圖 4.4(a))的垂直東西向剖面結構，位於緯度 22.2° ，僅畫出經度 119.1°E 至 121.2°E 區域。(a)垂直速度垂直剖面，實線代表上升運動、虛線代表下降運動，等值線間距為 1ms^{-1} 但無 0ms^{-1} 的線；(b)水平輻合輻散場垂直剖面，實線代表輻散、虛線代表輻合，等值線間距為 0.3s^{-1} 但無 0s^{-1} 的線。
- 圖 4.6 比較探空觀測(虛線)與反演結果(實線)水平風場 \mathbf{u} ，單位 ms^{-1} 。分別對綠島(Lyudao)、六龜(Liouguei)、馬公(Magong)、屏東(Pingtung)、南船(Ship-SW)及永康(Yongkang)探空做驗證。
- 圖 4.7 同(圖 4.6)但為水平風場 \mathbf{v} ，單位為 ms^{-1} 。
- 圖 4.8 同(圖 4.6)但為擾動壓力 P' ，單位為 Pa。
- 圖 4.9 同(圖 4.6)但為擾動溫度 T' ，單位為 $^{\circ}\text{K}$ 。
- 圖 4.10 水平風場 \mathbf{u} 水平剖面於高度 4.5 公里的位置，單位 ms^{-1} 。(a)模式當時的預報場(同化前)；(b)與模式結合後的初始場(同化後)。
- 圖 4.11 同(圖 4.10)，但為水平風場 \mathbf{v} ，單位為 ms^{-1} 。
- 圖 4.12 同(圖 4.10)，但為水平風場 w ，單位為 ms^{-1} 。
- 圖 4.13 同(圖 4.10)，但為壓力場 P ，單位為 hPa。
- 圖 4.14 同(圖 4.10)，但為位溫場 θ ，單位為 $^{\circ}\text{C}$ 。
- 圖 4.15 同(圖 4.10)，但為水汽混和比，單位為 gkg^{-1} 。
- 圖 4.16 同(圖 4.10)，但為雨水混和比，單位為 gkg^{-1} 。
- 圖 4.17 同(圖 4.10)，但為最大回波值，單位為 dBZ。
- 圖 5.1 WRF 模式中巢狀網格示意圖，D01 解析度為 6km，D02 解析度為 2km。
- 圖 5.2 WRF 模式初始化、同化及模擬流程圖。
- 圖 5.3 中央氣象局自動雨量站於 D02 區域中分佈情況，打點處代表測站位置；陰影為地形高度，單位公尺。

- 圖 5.4 使用中央氣象局自動測站內插出的降雨觀測資料，時間分別為：
(a)1200UTC~1300UTC(累積 1 小時)、(b)1200UTC~1400UTC(累積 2 小時)、(c)1200UTC~1500UTC(累積 3 小時)，單位為 mm。
- 圖 6.1 於 1200UTC 同化雷達資料，模擬 2 小時的累積降雨量分布圖，使用的積雲參數化和雲物理分別為：(a)KF-Lin、(b)KF-WSM6、(c)KF-Grd、(d)BM-Lin、(e)BM-WSM6、(f)BM-Grd、(g)GD-Lin、(h)GD-WSM6、(i)GD-Grd。
- 圖 6.2 同(圖 6.1)，但為模擬 3 小時的累積降雨量。
- 圖 6.3 於 1200UTC 同化雷達資料，使用不同積雲參數化(黃線未使用積雲參數化)和雲物理設定，模擬 3 小時降雨預報校驗，校驗方法分別為：(a)ETS Score、(b)Bias、(c)RMSE。
- 圖 6.4 本研究控制組(KF-WSM6)於 1200UTC 同化雷達資料，模擬 3 小時最大回波變化，模擬時間分別為(a)30 分鐘、(b)60 分鐘、(c)90 分鐘、(d)120 分鐘、(e)150 分鐘、(f)180 分鐘，單位為 dBZ。
- 圖 6.5 同(圖 6.4)，但此模擬無同化雷達資料。
- 圖 6.6 本研究控制組實驗由 1200UTC 開始模擬累積降雨分佈，時間分別為(a)1200UTC~1300UTC(累積 1 小時)、(b)1200UTC~1400UTC(累積 2 小時)、(c)1200UTC~1500UTC(累積 3 小時)，單位為 mm。
- 圖 6.7 同(圖 6.6)但本組無同化雷達資料。
- 圖 6.8 控制組實驗是否同化雷達資料定量降水驗證(無同化-WRF Only)，驗證方法分別為(a)ETS、(b)Bias。
- 圖 6.9 模式於 1200UTC 水汽分佈圖(無水汽調整)，高度分別為(a)1 公里、(b)5 公里，單位為 gkg^{-1} 。
- 圖 6.10 利用雷達資料調整後於 1200UTC 當時模式水汽分佈，高度分別為(a)1 公里、(b)5 公里，單位為 gkg^{-1} 。
- 圖 6.11 同(圖 6.6)但本組無經水汽調整的步驟。
- 圖 6.12 同(圖 6.8)但本組為若不經水汽調整(No qv adj)的差異。
- 圖 6.13 同(圖 6.6)但本組於水汽調整時，假設水汽含量為 90%飽和。
- 圖 6.14 同(圖 6.8)但本組為比較水汽調整時，假設水汽含量為 90%飽和(0.9Qv)的差異。
- 圖 6.15 同(圖 6.6)但本組於反演時假設為暖雨過程。
- 圖 6.16 同(圖 6.8)但本組為比較反演過程中僅考慮暖雲(No Snow)的差異。
- 圖 6.17 結合模式與分析場的權重分佈圖，利用邊界距離來做權重分配，顏色越深模式比例越重，反之越淺越相信分析場。
- 圖 6.18 使用距離邊界作為權重調整分析場所做的模擬，模擬時間分別為(a)0 分鐘、(b)30 分鐘、(c)60 分鐘、(d)90 分鐘、(e)120 分鐘、(f)180

分鐘。

- 圖 6.19 同(圖 6.6)但本組使用距離邊界作為權重調整分析場所做的降水模擬。
- 圖 6.20 同(圖 6.8)但本組為比較模式所需初始場，設立權重的方式。權重設定有(1)無權重(No-W)、(2)邊界做權重(Bd-W)。
- 圖 6.21 同(圖 6.6)但本結果於反演時無 SPOL 雷達。
- 圖 6.22 同(圖 6.8)但本組為比較無同化 SPOL 雷達資料做預報後的差異。
- 圖 6.23 同(圖 6.6)但本結果於預報前先將反演無法求得的微物理參數歸零重新生長。
- 圖 6.24 同(圖 6.8)但本組係比較於預報前將無法反演的微物理參數歸零重新生長的影響。

第一章 緒論

1.1 前言

臺灣四面環海，平均年降雨量為世界的 2.5 倍、降雨量高居全球，但卻為世界前幾名的缺水國。而臺灣降水的主要來源，多為劇烈天氣系統引發的強降水，不是乾旱就是大豪雨，由此可知如何準確地預測降水在臺灣是個迫切的問題。於是近年來許多學者都著手發展定量降水預報(Quantitative Precipitation Forecast: QPF)，將其應用於作業化中，提供防災單位即早預警，減少災害之發生。

資料同化的方法可利用不同型態、時間或空間的觀測資料，改善數值模式初始場，提供一個較為精準的大氣狀態描述，進而改善模式預報能力。此外雷達具有高時間和高空間解析度之特性，能夠充分掌握中小尺度系統的結構。於是早在 90 年代早期，就有許多專家學者嘗試著將雷達資料同化進數值模式中。但由於臺灣作業化的氣象雷達皆為都卜勒雷達，僅能測得徑向風和回波的資訊，無法直接提供數值模式做預報，因此必需藉由各種反演技術獲得模式所需的變數。

本研究使用 2008 年西南氣流實驗觀測資料，用其雷達和探空觀測反演出大氣三維風場、熱動力場(溫度、壓力場)及水汽場，提供模式較完整之大氣狀態做定量降水預報，後續吾人根據真實觀測做校驗。期望未來此方法能夠應用於實際天氣預報作業上，給予較準確的定量降水預報降低豪雨所帶來的損害。

1.2 文獻回顧

有關於同化高解析度雷達觀測資料的方法，不外乎目前常見的三維變分(3DVAR)、四維變分(4DVAR)及系集卡爾曼濾波器(Ensemble Kalman Filter；EnKF)等。利用三維變分(3DVAR)方法同化雷達資料如 Xiao et al.(2005)的研究，使用 3DVAR 系統同化雷達徑向風觀測進入 MM5(Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model)模式當中，預報強降水系統發生。而四維變分(4DVAR)同化系統的研究有 Sun and Crook(1997, 1998, 2001)，使用變分都卜勒雷達分析系統(Variational Doppler Radar Analysis System；VDRAS)同化雷達徑向風和回波的觀測，改善雲解析模式做預報，並於 2000 年雪梨奧運展示計畫中用此技術同化兩座都卜勒雷達及其他觀測資料，分析預報底層風場變化 (Crook and Sun 2002, 2004)，而 Tai et al.(2011)首次將 VDRAS 應用在臺灣地形上，選取發生於 2008 年西南氣流(SoWMEX)強降水系統上，與本研究所探討個案相同。另外在 EnKF 的方法上 Snyder and Zhang(2003)首次利用系集卡爾曼濾波器(EnKF)同化都卜勒雷達徑向風資料，應用於對流尺度上，以及 Tong and Xue(2005)使用 EnKF 的方法同化徑向風和回波的觀測。

發展 4DVAR 同化技術時，同時仍必需發展伴隨模式(adjoint model)與預報模式做搭配，於技術層面上有許多的困難，加上運算時需龐大的計算資源。相較之下 EnKF 對模式依賴性較低，容易進行平行化運算且背景場誤差斜方差矩陣可隨流場改變。至此相較前述方法 3DVAR 同化技術為最節省運算資源的方法，但其背景場誤差僅透過長期統計求得，不如 EnKF 背景場誤差可利用系集估計隨時間做更新，因此較無法掌握模式即時特性。

有關熱力反演技術，傳統上以 Gal-Chen(1978, 以下簡稱 GC78)所提出

的方法透過三維動量方程，進行熱動力場之反演使用上較為廣泛，但其 GC78 方法於反演時僅能求得溫度和壓力場擾動和水平平均的偏差量，因此反演結果只可用來探討水平結構特性。於是 GC78 提出若需求得當時的擾動量，需於反演區域中每一垂直層上皆有溫度和壓力觀測。而後續有許多學者將 GC78 應用於各種天氣系統中，如 Lin et al.(1990)分析 TAMEX (Taiwan Area Meso-scale Experiment, 1978)期間颱風系統之熱動力結構。除此之外 Roux(1985, 1988)改進 GC78 的方法，除了動量方程更加入簡化過後的熱動力方程，僅需有一點溫度與壓力的觀測位於反演區域中，便能求得實際的擾動量。而 Roux and Sun(1990)更改進 Roux(1985, 1988)的方法，進一步獲得各方向的溫度梯度。Liou(2001)則是將三維動量方程和熱動力方程結合於同一個價值函數(Cost Function)中，若擁有雷達觀測合成的風場後，即可藉由三維變分技術獲得三維壓力擾動梯度和位溫擾動場，解決 GC78 於垂直方向上的限制。但以上所介紹熱力反演之研究皆假設於乾性大氣進行，鐘等人 (2002)、Liou et al. (2003)則改進 Liou (2001)的方法，考慮暖雲過程的影響應用於實際個案上。

Crook (1996)透過數值模式，探討邊界層熱動力參數對雷暴的敏感度，結果指出水汽含量和時間變化對對流系統有很高的敏感度。但由於雷達無法觀測到水汽，因此本研究發展一水汽調整方案對水汽進行修正。

經雷達觀測反演出的氣象資訊用來初始化數值模式，改善模式預報非常受科學家所關注。如 Weygandt et al. (2002a, 2002b)研究，使用 Shapiro et al. (1995)提出的單都卜勒雷達風場反演技術得到三維風場，並同時獲得水相資訊，結果顯示經同化模式對風暴掌握度延長約 35 分鐘。Chung et al. (2009)使用 McGill 雷達資料同化系統，同化 McGill 雷達觀測回波和徑向風資訊提供模式預報，結果同化一次的預報能力不到 60 分鐘，但若經過兩次同化的

結果，有助於較長時間維持系統強度，預報能力則提升至 90 分鐘。

1.3 論文架構

都卜勒雷達僅能觀測徑向風及回波的資訊，若要有更多描述天氣系統的氣象參數，則必須藉由些反演技術獲得。因此本研究主要延續尤和廖 (2011) 提出的方法，應用至真實個案系統上，而此方法主要包含三大部分：(1)多都卜勒雷達風場反演、(2)熱動力反演、(3)水汽調整。

本篇研究共有七個章節，前言於第一個章節，第二章節為本研究使用個案和觀測資料的分佈介紹，第三章節介紹研究中使用的反演技術以及如何將結果與模式做結合，而反演驗證結果將於第四章節提出。經過前述流程得到大氣最佳的分析資料，必需進入數值模式做後續之預報，因此第五章會介紹數值模式，並介紹校驗模式預報準確度的辦法。接著在第六章使用上個章節介紹的數值模式做模擬，並針對定量降水預報做校驗，設計些實驗讓吾人更了解此反演同化方法之特性。最後的總結和未來展望則置於第七章。

第二章 研究個案介紹

2.1 2008 年西南氣流實驗

本研究所使用的個案來自於 2008 年西南氣流觀測與豪雨預測實驗，簡稱為西南氣流實驗，英文縮寫為 SoWMEX (Southwest Monsoon Experiment)，又稱 TiMREX (Terrain-influenced Monsoon Rainfall Experiment)，實驗時間為 2008 年 5 月 15 日至 6 月 30 日，實驗地點為南中國海北部和臺灣本島及臨近海域。此實驗總體目標係針對豪雨預警和防災需求，加強西南氣流所引發的豪大雨天氣系統之科學基礎認知，改進現有短期定量降雨估計與預報精確度。實驗內容包括增加南中國海和臺灣海峽大氣探空（機載投落送和船舶探空），針對臺灣梅雨季（東亞夏季西南季風肇始）探討南中國海西南氣流的熱動力性質；並利用環島都卜勒雷達，國科會新增國立中央大學車載 X-波段(3 cm)雙偏極化都卜勒雷達，美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research; NCAR) S-波段(10 cm)雙偏極化都卜勒雷達及測雨雷達、自動氣象測站和地面 GPS 測站等儀器，進行西南季風環境下豪雨個案密集觀測和分析診斷研究。深入了解西南氣流本身的熱動力特徵，引發豪大雨天氣系統的激發機制，以及中尺度對流系統（MCS）本身內部之雲微物理和雲動力結構。該實驗同時也將進行高解析度定量降雨預報數值模擬與雷達資料同化實驗，以改進現有定量降雨預報的精確度。

2.2 IOP8 個案介紹

本研究模擬的個案來自於 2008 年西南氣流實驗 IOP8 (Intensive Observation Period 8)。此密集觀測期間為 2008 年 6 月 14 日 00 UTC 至 6 月

17 日 00UTC，此個案為梅雨鋒面系統所引發的降水。由 1130UTC 色調強化紅外線衛星雲圖(圖 2.1)可看出臺灣此時正受系統所影響，並且對流發展旺盛籠罩臺灣中部以南的地區。而 6 月 14 日當日(LST)的累積雨量圖(圖 2.2)來看，當日雨量多達 100 至 150mm 以上，在西南部沿海及高屏地區累積雨量甚至可達到 200mm 以上。接著看至 1200~1500UTC 中央氣象局 QPESUMS 最大回波圖(圖 2.3)，可看出此系統有主要兩條雨帶(A 及 B)，隨著時間由西向東移動，不斷對臺灣西南部區域造成影響。初始的降水主要由 B 雨帶所造成，到了 1400UTC，B 雨帶從臺灣移開接著換 A 雨帶對西南部產生降水，如此不斷的影響造成主要的降水皆降於西南部地區。而本研究中使用的觀測資料，如(表 2.1)所列。

2.3 雷達資料覆蓋率

本研究使用的雷達資料掃描方式皆為體積掃描(Volume Scan)，由中央氣象局所屬的七股(RCCG)和墾丁(RCKT)作業化雷達，及美國國家大氣研究中心(NCAR)所屬的 SPOL 雙偏極化雷達，皆屬於 S 波段(10 公分)的雷達。

不論何種資料同化方法，觀測資料的覆蓋量必定對結果有決定性的影響，因此要開始使用此個案進行一連串的反演前，必先了解此個案雷達資料的覆蓋情況。可知若使用傳統雷達風場反演辦法合成風場，必需要有兩座雷達資料覆蓋的區域，才有辦法得到其風場結構，雖然吾人使用的風場反演法不受雷達資料覆蓋量的限制，但資料覆蓋較充足結果必定較為準確。因此吾人觀察一座及兩座(含)以上雷達資料覆蓋的區域，如(圖 2.4(a)、(b))分別係 1km 和 5km 高度的情況，可看出在低(中)層處雷達資料覆蓋較少(多)。若計算三度空間雷達資料覆蓋的量(圖 2.4(c))，無雷達資料覆蓋的區域比例高達 68%、兩座(含)雷達以上的區域僅 20%，可發覺本個案可用的資料其實非常稀少。

倘若針對本研究中的作業雷達，即是僅使用 RCCG 和 RCKT 雷達做觀測，其資料分佈情況(圖 2.5(a)、(b))高度分別為 1km 和 5km，去除 SPOL 雷達的觀測資料量明顯的下降，若計算其三維分佈量(圖 2.5(c))無雷達資料覆蓋率升至 71%，值得關注的是兩座雷達覆蓋區域 10% 都不到，可見倘若缺少 SPOL 雷達的觀測，對本研究資料覆蓋情況更顯嚴苛。

第三章 研究方法

3.1 雷達資料品質控管與處理

當前所有的雷達於觀測上皆會遇到濾除地表雜波(Ground Clutter)及風場摺疊(Folding)的問題，因此使用雷達資料前必需做好品質控管(Quality Control)的步驟，以免造成資料誤判的情況。而本研究在雷達資料品質控管部分，使用 RASTA(Radar Analysis System for Taiwan Area)(鄧，2000)進行作業，首先於球座標下先將風場摺疊處做反折疊(Unfolding)，再利用徑向風絕對值小於 2ms^{-1} 和回波高於 30dBZ 的關係濾除 RCCG 和 RCKT 的雜波資料。另外 SPOL 屬於雙偏極化雷達，吾人利用 ρ_{HV} 相關係數(Co-polar correlation coefficient)高於 0.9 作為條件，濾除非氣象訊號。

接著吾人將球座標上的資料，將徑向風及回波內插至垂直網格座標，並且利用 RASTA 內建軟體進行資料水平填補(patching)及平滑(smoothing)，經過以上的處理才利用此觀測資料做後續的反演步驟。

3.2 都卜勒雷達風場合成

目前都卜勒雷達普遍應用於氣象觀測上，而都卜勒雷達僅能觀測到粒子於大氣中的徑向運動，平行於雷達方向的運動則無法觀測，因此無法直接求得大氣中三維風場結構，於是本研究使用 Liou and Chang (2009)提出的多都卜勒雷達風場合成辦法，此方法利用變分的技術合成風場，相較於傳統風場反演辦法主要有以下優勢：(1)可解決傳統方法沿基線(Base line)無法解析風場的問題、(2)提供風場的上下邊界條件時較有彈性、(3)能夠同時納入任何數目雷達的觀測資料來做合成、(4)可用背景資料利用變分的方法與雷達合成風場結合，以彌補雷達資料觀測的不完全、(5)可反演兩時間的風場，

並滿足渦度方程約束，故可進行渦度收支之分析；(6)反演之風場可直接用來進行熱動力反演。

本方法即利用變分的概念，極小化價值函數，如下：

$$J = \sum_{M=1}^5 J_M \quad (3.1)$$

上式為風場反演辦法使用的價值函數，而此函數共包含五項約束條件。以下會逐步介紹各項所代表的意義：

$$J_1 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \sum_{i=1}^N \alpha_1 (T_{1,i,t})^2 \quad (3.2)$$

$$T_{1,i,t} = (V_r)_{i,t} - \frac{(x-P_x^i)}{r_i} u_t - \frac{(y-P_y^i)}{r_i} v_t - \frac{(z-P_z^i)}{r_i} (w_t + W_T) \quad (3.3)$$

$$r_i = \sqrt{(x-P_x^i)^2 + (y-P_y^i)^2 + (z-P_z^i)^2} \quad (3.4)$$

第一項如(3.2)式，利用徑向風和三維風場的關係，做為約束條件，也就是合成的風場 (u_t, v_t, w_t) 和雷達所觀測到的徑向風 $(V_r)_{i,t}$ 必需非常相似。此約束條件需滿足 N 座雷達，且必需滿足兩筆相近時間的觀測。 (P_x^i, P_y^i, P_z^i) 為第 i 座雷達於模擬區域的位置； r_i 係模擬格點與雷達間的距離； α_1 則是判斷有(無)雷達資料，來給予權重 $1.0(0.0)$ ； W_T 係利用雷達回波估計大氣中雨水與雪的量，推算出的終端落速，以下為更詳盡地說明：

$$Z_r(\text{dBZ}) = 31.1 + 17.5 \log(\rho q_r) \quad (3.5)$$

$$Z_s(\text{dBZ}) = 43.1 + 17.5 \log(\rho q_s) \quad (3.6)$$

假設 Marshall-Palmer 的型態分佈下，可推出回波與雨水關係(3.5)式及回波與雪的關係(3.6)式。 q_r 為雨水含量混和比(gkg^{-1})、 q_s 為雪含量混和比(gkg^{-1})、 ρ 為空氣密度(kgm^{-3})。(Tong and Xue, 2004)

吾人利用當時位於反演區域內的探空觀測，判斷區域內垂直各層的溫度狀態，如溫度大於或等於(小於) 0°C ，則該層假設全為雨水(雪)。而雷達回波

估計該層雨水(雪)含量則使用(3.5)式((3.6)式)，如圖 3.1(a)。

本研究利用質量權重之平均終端落速(mass-weighted mean terminal velocity)來估計終端落速參考 Lin et al.(1983)，如下所示：

$$U_R = \frac{a\Gamma(4+b)}{6\lambda_R^b} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5} \quad (3.7)$$

$$\lambda_R = \left(\frac{\pi\rho_w n_{0R}}{\rho l_R}\right)^{0.25} \quad (3.8)$$

$$U_S = \frac{c\Gamma(4+d)}{6\lambda_S^d} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5} \quad (3.9)$$

$$\lambda_S = \left(\frac{\pi\rho_s n_{0S}}{\rho l_S}\right)^{0.25} \quad (3.10)$$

U_R 及 U_S 分別代表雨水和雪的終端落速； $a = 2115\text{cm}^{1-b}\text{s}^{-1}$ 、 $b = 0.8$ ； $c = 152.93\text{cm}^{1-b}\text{s}^{-1}$ 、 $d = 0.25$ ； ρ_w 和 ρ_s 係水和雪的密度，分別為 1gcm^{-3} 和 0.1gcm^{-3} ； n_{0R} 和 n_{0S} 為雨水和雪的截距參數，係 $8 \times 10^{-2}\text{cm}^{-4}$ 和 $3 \times 10^{-2}\text{cm}^{-4}$ ； ρ 為空氣密度； l_R 和 l_S 分別是雨水和雪的混和比； ρ_0 代表環境空氣密度。藉由(3.7)~(3.10)式吾人可透過雷達觀測回波值估計雨水和雪的終端落速，如(圖 3.1(b))。

$$J_2 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_2 (\vec{V}_t - \vec{V}_{B,t})^2 \quad (3.11)$$

第二項為背景場項如(3.11)式，透過背景風場 $\vec{V}_{B,t}$ 可彌補雷達觀測不完全的區域。於此反演辦法中可使用探空的觀測、模式預報或再分析資料做為背景場，而本研究使用的背景場則是利用當時 ECMWF 的再分析資料與探空結合而成，此部分會在後續章節做更詳細的介紹。

$$J_3 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_3 \left[\frac{\partial(\rho_0 u_t)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_0 v_t)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_0 w_t)}{\partial z} \right]^2 \quad (3.12)$$

第三項目的係約束合成之風場符合非彈性連續方程，於是利用非彈性連

續方程做為約束條件。 ρ_0 為空氣密度基本場，僅隨高度變化。

$$J_4 = \sum_{xyz} \alpha_4 \left\{ \frac{\partial \xi}{\partial t} + \left[u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} + w \frac{\partial \xi}{\partial z} + (\xi + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \right\}^2 \quad (3.13)$$

$$\xi = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (3.14)$$

第四項為垂直渦度方程但不考慮混和項與斜壓項，使反演出的方程盡可能地滿足，如(3.13)式。上標橫線代表兩時間內的時間平均。

$$J_5 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_5 \left[\nabla^2 (u_t + v_t + w_t) \right]^2 \quad (3.15)$$

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (3.16)$$

第五項則係 Laplacian 平滑項，如(3.15)式。而本研究透過許多測試決定由第二項至第五項中提及的權重係數， α_2 、 α_3 、 α_4 、 α_5 分別為 10^{-2} 、 4×10^{-7} 、 10^{12} 及 10^9 。吾人透過以上提及的約束方程，組成價值函數做變分極小化，即可得到風的三維分佈結構。

3.3 熱動力反演方法

自然界中流體的流動勢必與流體的密度有非常密切的關係，而密度主要受壓力及溫度決定。因此吾人可利用已知的三維風場結構，反演出大氣的溫度與壓力場。本研究的方法主要建立在 GC78 的方法上，但 GC78 的方法只適用於無水相變化的大氣，但本研究則考量雨水與雪的情況進行熱動力反演，概念如下：

垂直網格座標下，流體動量方程可表示為：

$$\frac{1}{\theta_{V0}} \left[\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u - f v + turb(u) \right] = - \frac{\partial \pi'}{\partial x} \equiv -F \quad (3.17)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla v + fu + turb(v) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \equiv -G \quad (3.18)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial w}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla w + turb(w) + g(q_r + q_s) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} \equiv -H \quad (3.19)$$

方程式中下標 0 代表基本態(basic state)，上標一撇則代表擾動量。 θ_{v0} 代表虛位溫的基本態，定義如下：

$$\theta_{v0} = \theta_0 (1 + 0.61q_{v0}) \quad (3.20)$$

\vec{V} 代表 \mathbf{u} 、 \mathbf{v} 、 \mathbf{w} 三個方向的風； g 為重力加速度； f 係科氏參數，本方法計算會考量網格點緯度做改變，定義如下：

$$f = 2\Omega \sin(\Phi) \quad (3.21)$$

Ω 為地球自轉角速度， $\Omega = 7.292 \times 10^{-5} \text{ rad} \cdot \text{s}^{-1}$ ； Φ 代表網格點緯度。

q_r 與 q_s 為雨水含量混和比與雪含量混和比，利用雷達觀測回波經(3.5)式及(3.6)式所推得，仍是使用探空決定其狀態。 $turb()$ 代表次網格尺度中的亂流，可用參數化方式做估計。 π 係標準化氣壓，即所謂的 Exner function，其定義為：

$$\pi = C_p \left(\frac{P}{1000hPa} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (3.22)$$

R 是氣體常數， $287 \text{ J}(\text{K} \cdot \text{kg})^{-1}$ ； C_p 為等壓比熱， $1004 \text{ J}(\text{K} \cdot \text{kg})^{-1}$ ； θ'_c 代表虛雲位溫擾動量，其中包含雲水與水汽上的影響，其定義如下：

$$\theta'_c = \theta' + (0.61q'_v - q_c)\theta_0 \quad (3.23)$$

θ 代表位溫； q'_v 係水汽擾動之混和比； q_c 為雲水含量混和比。

吾人經上節都卜勒風場合成步驟得到三維風場結構，帶入(3.17)、(3.18)及(3.19)式，再透過較早的探空當做未受系統擾動的基本場而得到 θ_{v0} ，即可求得 F、G、H。接著藉由水平動量方程(3.17)及(3.18)式的水平壓力梯度平衡關係，即可得到此反演技術的價值函數，如下：

$$J = \iint \left[\left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)^2 + \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)^2 \right] dx dy \quad (3.24)$$

利用變分的技術，使價值函數(3.24)式越小越好，代表吾人反演的壓力擾動量能夠滿足水平動量方程。當極小化價值函數後，可得到以下式子：

$$\frac{\partial^2 \pi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \pi'}{\partial y^2} = \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial y} \quad (3.25)$$

$$\pi' = 0 \quad (3.26)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial x} = F \quad \frac{\partial \pi'}{\partial y} = G \quad (3.27)$$

(3.25)式係價值函數解出的包桑方程(Poisson equation)；(3.26)及(3.27)式分別為價值函數的狄氏邊界條件(Dirichlet Boundary Condition)和紐曼邊界條件(Neumann Boundary Condition)。由於氣象雷達無法輕易的觀測天氣系統的全貌，因此很難找到一個合適的區域可假設邊界 $\pi' = 0$ ，於是本研究使用紐曼邊界條件做為價值函數的邊界解。但使用紐曼邊界條件無法求得唯一解，僅能求得某層的 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ ，代表擾動壓力與該層擾動平均壓力的差值。

此時已知 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ 的三維結構，後續步驟可用兩種方式完成，第一種直接將 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ 帶入垂直動量方程(3.19)式，即可求出 $\theta'_c - \langle \theta'_c \rangle$ ，係虛雲位溫擾動與該層虛雲位溫擾動平均之差異值，後續再透過探空測量系統內及環境的溫度與壓力，即可求得溫度和壓力的三維結構，詳細部分請參考尤和廖(2011)。但吾人發現由此方法反演出的溫度及壓力結構並不滿足垂直動量方程(3.19)式，(圖 3.2)為三維風場所計算的(3.19 式-前項)垂直結構，而(圖 3.3a)為使用此種方法計算出的氣壓梯度力和浮力項總和(3.19 式-中項)之垂直結構，兩圖差異甚大且反演結果完全不符合垂直動量方程，可歸咎反演時分別獨立使用探空量測的壓力和溫度來決定的關係。

於是吾人透過第二種方法，首先轉換標準化氣壓，如下：

$$\pi' - \langle \pi' \rangle \approx \frac{R}{P_0} \left(\frac{P_0}{1000hPa} \right)^{\frac{R}{c_p}} (P' - \langle P' \rangle) \quad (3.28)$$

藉由(3.28)式可求得 $P' - \langle P' \rangle$ 三維分佈，接著利用探空測量系統內及環境的壓力，即可求得該點的擾動壓力值，如下所示：

$$P' = P - P_0 \quad (3.29)$$

此時已知該點的擾動壓力 P' 及 $P' - \langle P' \rangle$ ，即可得知該層的壓力水平平均 $\langle P' \rangle$ ，透過此法各層的 $\langle P' \rangle$ 為已知，最後利用求得的 $P' - \langle P' \rangle$ ，即可得知壓力擾動 P' 的三維結構。

$$\pi' \approx \frac{R}{c_p} \frac{\pi_0}{P_0} P' \quad (3.30)$$

透過(3.30)式可反推 π' 的三維分佈，若將 π' 帶回垂直動量方程(3.19)式即可解出 θ'_c ，此時吾人以求得 π' 及 θ'_c 的三維結構。而(圖 3.3b)為此方法計算出的氣壓梯度力和浮力項總和(3.19 式-中項)之垂直結構，與三維風場(3.19 式-前項)計算出的垂直結構(圖 3.2)比較，可看出完全滿足垂直動量方程。因此本研究使用探空觀測壓力，決定三維壓力結構接著再去求得三維溫度的辦法。

3.4 熱動力場與水汽調整方法

由於雷達無法觀測大氣中水汽的分佈狀態，因此吾人透過雷達取得之觀測調整水汽。起先假設水汽不會過飽和，利用兩個條件判斷網格點飽和與否，(1)高度高於舉升凝結層、(2)雷達測量回波達 30dBZ 以上，本研究將滿足此條件的格點視為飽和，為了方便解釋，利用(圖 3.4)表達整個水汽調整流程，而詳細說明如下：

(1)利用模式預報提供水汽混和比 q_v 及雲水混和比 q_c 的分佈，藉由探空提供環境水汽混和比 q_{v0} ，則擾動水汽混和比 q'_v 已知，這時可透過(3.23)式將 θ'_c 轉換為 θ' 。

$$\theta' \approx \left(\frac{1000hPa}{P_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} T' - \frac{R}{c_p} \frac{\theta_0}{P_0} P' \quad (3.31)$$

接著可利用(3.31)式求得溫度擾動 T' 。目前已知溫度擾動 T' 與壓力擾動 P' 三維分佈，加上溫度和壓力的基本場即可得知三維壓力 P 及溫度 T 。

(2)利用反演出的壓力，藉由(3.32)式求得地表的露點溫度。其中 $A = 2.533 \times 10^8 \text{ kPa}$ 、 $B = 5.417 \times 10^3 \text{ K}$ 、 $\varepsilon = 0.622$ 。此時藉由地表溫度和地表露點溫度可估計舉升凝結層(Lifting Condensation Layer, LCL)之高度(Rogers and Yau, 1989)，如(3.33)式。

$$T_d = \frac{B}{\ln\left(\frac{A\varepsilon}{(q_{vo}P)_{sfc}}\right)} \quad (3.32)$$

$$H(\text{km}) \approx \left(\frac{T-T_d}{8}\right)_{sfc} \quad (3.33)$$

當舉升凝結層高度求得後，加上雷達回波的判別，即可決定模擬區域內那些網格點已達標準。

(3)使用溫度資料，可計算出飽和水汽壓 e_s 和飽和水汽混和比 q_{vs} ，如下：

$$e_s(T) = Ae^{-\frac{B}{T}} \quad (3.34)$$

$$q_{vs} = \varepsilon \frac{e_s}{P} \quad (3.35)$$

(4)這時可針對達飽和條件的格點，使水汽含量達飽和，計算經調整過後的水汽混和比擾動量 q'_v 。如下所示：

$$q'_v = q_{vs} - q_{v0} \quad (3.36)$$

(5)此時透過調整過後的水汽混和比擾動量 q'_v ，重新執行(1)可得新的一組溫度場。再將此溫度場帶入(2)即可求得新的一組舉升凝結層高度，重新判斷網格點是否達飽和，再次執行(3)(4)更新水汽混和比擾動量。經由不斷疊代使水汽混和比擾動量及溫度達到預設的門檻值時，則代表完成水汽調整步驟。

3.5 反演分析場與模式結合方法

經使由以上介紹的方法，吾人可藉由都卜勒雷達量測的徑向風反演出該區域的三維風場 u 、 v 、 w ；透過熱動力反演得到溫度 T 及壓力 P ；利用水汽調整方法求得水汽混和比 q_v ；最後藉由雷達的回波觀測得到雨水混和比 q_r 及雪混和比 q_s ，當前吾人所得之資料皆位於垂直網格上。但本研究所使用的數值模式為追隨地形座標，做結合前必需先將垂直網格座標內插至追隨地形座標下與數值模式相同，首先假設模式中最細的網格點基本態皆相同的情況下，吾人利用模式中各格點之重力位除以重力加速度 (9.81ms^{-2}) 得到各格點所在之高度，此時即可利用高度將資料垂直內插結合變數。

垂直內插方法使用最小平方擬合法 (Least square fitting)，內插過程中選擇距離數值模式網格點上下 0.75 公里範圍內的資料點，以這些資料點及其對應模式高度進行內插。至於超過本研究反演資料的高度時，則不再對模式進行內插的動作，保留模式原先的變數值。

為了避免置入模式的資料與模式當時的預報場差距過大，造成不連續的現象，吾人將模式預報場與反演分析場依照距離雷達觀測範圍給予權重，其中距離雷達 100 公里內之資料均來自於分析場 (模式預報場權重為 0)，每增加 1 公里模式權重便增加 0.01，以此法距雷達 200 公里處便皆為模式當時之預報，具體權重可參考 (圖 3.5)，由圖可看出越靠近雷達則分析場權重則越大。值得注意的是模式權重與分析場之權重相加必為 1，經由上述方法將分析場與模式當時預報做結合，更新數值模式初始場向後續時間做預報。

第四章 反演結果驗證及分析

4.1 背景風場

四面環海的臺灣可說是氣象雷達分佈密度極高的國家，但雷達觀測上有距離之限制，並且劇烈天氣系統大多由海面而來，往往需等到系統非常接近才能一窺全貌，加上在臺灣地形如此起伏，雷達觀測上會受其地形限制，造成觀測上資料覆蓋量不足的問題。因此本研究反演風場時必需透過其他的觀測來做彌補，在陸地上吾人可使用地面測站或探空的資料，但測站和探空皆為單點或一條線的觀測並且位於廣大的海洋仍無資料，仍然無法滿足研究上的需求，於是本研究便加入了再分析資料來做補足。

再分析資料部分吾人使用歐洲中期天氣預報中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ; ECMWF)Atmospheric Model，解析度 $1.125^{\circ}\times 1.125^{\circ}$ ，時間為2008年6月14日1200UTC的資料，從中取出多個垂直剖線作為虛擬探空資料，這些虛擬探空資料皆在本研究中吾人要分析的範圍當中，每兩公里就有一筆資料，即是每個網格點皆有虛擬探空。除了虛擬探空還有南船(SS)、馬公(MK)、六龜(LG)及綠島(LD)探空站於當時的探空資料，再加上東吉島、臺南、高雄、嘉義、恆春、成功、蘭嶼、臺東及七股地面測站資料，如(圖 4.1)。

此時資料來源眾多，如何能夠合併並且最佳且平滑的方式呈現，即成為最大的關鍵。此時吾人使用 Barnes 客觀分析法(Barnes, 1973)利用影響半徑10km 將真實探空及虛擬探空資料分析至網格點，而地面測站同樣使用 Barnes 的方法而影響半徑用 200km 內插至地面水平格點。最後使用區域線性最小平方擬合法，將地面測站所分析與高空分析的做結合。

利用前述方法所取得的背景風場(圖 4.2)，可看出風向有很高的一致性，

均為西南風。

4.2 反演結果

由(圖 4.3)與(圖 4.4)分別為 1200UTC 高度 1 公里和 5 公里處，合成的三維風場、熱動力反演的溫度和壓力，以及調整過水汽的結果。首先由(圖 4.3a)離地表 1 公里的水平風可看出，在臺灣西南部洋面均吹著西南風，而到了陸地上則因為中央山脈的阻擋(紅色 0.5 公里地形線)使得風有分流的現象，至 5 公里 (圖 4.4a) 水平風的分佈由於高度已超過中央山脈的頂端，所以並不明顯。不論 1 公里或 5 公里水平風場皆可看出無雷達資料覆蓋(圖 2.4)的區域，主要以背景風場(圖 4.2)做彌補。由於風場反演時將連續方程及 Laplace 平滑項作為約束條件，結果可看出於(圖 4.3a 及 4.4b)水平風皆很平滑，若對緯度 22.2° 切一垂直剖面觀察其垂直速度(圖 4.5a)與水平輻合輻散場垂直結構(圖 4.5b)，可看出於經度 120.6° 中層處有一上升運動，於輻合輻散場有低層輻合、高層輻散的現象，若約於經度 120.45° 處垂直下沉運動處，仍可看出輻合輻散場有很好的搭配。

水平擾動壓力結構與水平風搭配方面，在 1 公里(圖 4.3b)或 5 公里(圖 4.4b)大致上東南方擾動壓力為正而西北為負，整體來說很符合地轉平衡定律。另外看到 1 公里溫度擾動場(圖 4.3c)於洋面上為正值，代表該處的空气較為溫暖，而臺灣西南部地區溫度較低，吾人推測這可能是該處降水所造成的蒸發冷卻，連帶影響於 1 公里壓力擾動場(圖 4.3b)同樣的區域，因為溫度較低造成該區域的相對高壓區。經調整過後的水汽分佈(圖 4.3d 與 4.4d)可看出，經調整過後的水汽呈現若干胞狀結構，並且臺灣西南沿海水汽很充沛。

為了驗證本研究方法反演結果的合理性，吾人將結果於當時有真實探空觀測位置上做一垂直剖線，與當時真實探空觀測比較，探空觀測有綠島、六龜、馬公、屏東、南船及永康，變數為水平風場 u (圖 4.6)、 v (圖 4.7)、擾

動壓力 P' (圖 4.8)和擾動溫度 T' (圖 4.9)，可看出不論何者在數值及垂直結構與真實觀測比較都有不錯的一致性。對其計算反演與觀測的均方根誤差(Root Mean Square Error, RMSE)如(表 4.1)，定量上的驗證誤差表現也很小。

4.3 與模式預報場結合

於本篇研究中將模式當時的預報與反演結果，使用影響半徑的方式做結合，結合變數有三維風場 u 、 v 、 w (圖 4.10、4.11、4.12)、壓力 P (圖 4.13)、位溫 θ (圖 4.14)、水汽混和比(圖 4.15)及雨水混和比(圖 4.16)。由結果可看出同化前和同化後有明顯的改變，藉由同化的步驟可將模式當時的預報，與觀測結合改善分析場，不只於型態上的修正，原先 WRF 高估的量值也將其縮小。而同化過後分析場最大回波(圖 4.17)仍有明顯的修正，由於使用影響半徑的方法與模式預報做結合，所以模擬區域西南部分與當時 QPESUMS 的最大回波(圖 2.3a)有些差異，但主要的 A、B 回波帶皆有呈現出。

第五章 實驗設計

5.1 數值模式簡介

本研究使用的數值模式為 NCAR 所發展的 Weather Research and Forecasting Model(WRF) Advanced Research WRF(ARW) V3.2 版，此模式為可壓縮及非靜力。

5.2 WRF 模式設定

於本研究中 WRF 模式使用兩層的巢狀網格，外層網格簡稱 D01，內層網格簡稱 D02，如(圖 5.1)所示。D01 及 D02 水平網格點設定為 165×183 ，水平中心位於經度 120° 緯度 22.2° ，垂直共 45 層由地面至 50hPa，不同的為水平解析度分別是 6km 及 2km、積分時間間隔為 10s 及 3.33s。並且兩個模擬區域範圍會即時相互影響，稱為 Two-Way Nesting。

初始場使用 ECMWF Atmospheric Model 的資料，時間為 2008 年 6 月 14 日 0600UTC。利用此初始場置入 WRF 模式向下預報至 1200UTC，此時模式 D01 與 D02 區域皆會產生 wrf_3dvar 場，此時吾人利用 RCCG、RCKT 和 SPOL 雷達相鄰 1200UTC 的兩筆觀測資料，利用先前所介紹的反演方法求得分析場，和模式於 1200UTC 當時 D02 區域的 wrf_3dvar 場做結合即完成模式同化的步驟，接著直接將 D01 與更新過 D02 的 wrf_3dvar 當作初始場，而邊界條件仍然沒有改變，讓 WRF 模式向下做模擬，可參考(圖 5.2)。

5.3 校驗方法

本研究嘗試了許多不同的實驗，實驗結果好壞必需與實際觀測有個定性與定量上的比較，於是吾人主要針對 WRF 模式 D02 區域中降水及風來做校

驗，於是使用以下方法：

5.3.1 降水校驗

觀測資料來源為中央氣象局的自動雨量站，吾人挑選位於 D02 區域中的自動站進行計算，可參考(圖 5.3)。本校驗步驟可分為：定性與定量。

● 定性上的校驗

做定性上比較必需將所擁有的觀測資料內插至網格點，後續才有辦法作為比較好壞的標準。本研究使用 Barnes 客觀分析法，來將自動雨量站內插至網格點中，其中影響半徑為 10km。利用內插過的觀測降雨資料，即可畫出觀測降雨分佈圖(圖 5.4)。

模式降水主要分析為 D02 區域，由於解析度只有 2km 本研究當中此區域並沒有使用積雲參數化，所以模式降水只要考慮雲物理所產生的降水，即是 WRF 中網格點上的降水 Rainnc。由於模式為網格點上的資料，不需要再經過任何內插動作，吾人即可將此資料畫成模式降雨分佈圖。

利用觀測與預報的降雨分佈圖，即可進行定性上的比較。

● 定量上的校驗

做定量上的校驗則是在觀測點上來比較模式與觀測上的差異，於是吾人將模式網格點上的降水資料利用 Barnes 客觀分析法，影響半徑設為 10km 將其內插至觀測點上。此時得到空間與時間上所對應的觀測與模式降雨量，後續即可使用各種指數評斷預報的好壞。

本研究所使用的評斷指數有公正預兆得分(Equitable Threat Score, ETS) (Schaefer, 1990)、偏離指數 Bias(Anthes, 1983)及均方根誤差 RMSE，以上這幾種皆是目前各學者和研究及作業單位，經常用來評斷定量降水預報好壞的評比指數。ETS 是在計算除了模式與觀測皆無發生降水，並不是隨機猜中的情況下，模式正確預測降水次數發生的機率，ETS 分數越高則代表模式降水預報越準確，其定義如下：

$$ETS = \frac{H-R}{F+O-H-R} \quad (5.1)$$

上式的 F 代表模式預報降水的次數、O 代表觀測看到的降水次數、H 為預報有觀測也有的次數，也就是有準確預報到的次數、R 則為隨機可正確預測降水的次數 $R = \frac{FO}{N}$ ，N 代表預報次數與觀測次數之總和。一般來說計算 ETS 會設定一個降水門檻值(Threshold)，本研究使用 2、6、10、14 及 18mm 作為 ETS 門檻值，不論觀測或模式如降水量有達吾人所設定的門檻，即在次數上加 1。另外偏離指數 Bias 如下表示：

$$Bias = \frac{F}{O} \quad (5.2)$$

不難看出 Bias 即是預報降水次數與觀測降水次數的比值，當 Bias 大(小)於 1 代表預報次數高(低)於觀測次數，也就是模式高(低)估了。

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Rain_{mod} - Rain_{obs})^2}{N}} \quad (5.3)$$

上式為計算降雨量 RMSE 的方法，即是計算模式於觀測點的降水量 ($Rain_{mod}$) 與觀測點上的觀測降水量 ($Rain_{obs}$) 的差異，N 為所有納入計算的觀測點的個數。綜合 ETS、Bias 及 RMSE 的結果，吾人可判斷降水預報的準確性。

5.3.2 風場校驗

本研究中作風場反演時會用到 RCCG、RCKT 及 SPOL 雷達觀測資料，由於 SPOL 雷達觀測資料覆蓋率在空間和時間上最廣，所以風場校驗使用 SPOL 雷達徑向風場資料作為標準，另外雖然雷達掃描時間無法完全和模式預報的時間相同，但吾人仍選取相近的時間來做比較。但雷達所觀測的徑向風場資料皆位於球座標上，無法與模式直接作比較，於是本研究仍然利用 RASTA 將球座標上的徑向風場資料，轉至與模式相同的網格上。不過此時雖然空間分佈上相同，但兩者資料型態仍有差異，雷達資料為徑向風 (V_r)，

模式則是三維風場(\mathbf{u} 、 \mathbf{v} 、 \mathbf{w})，此時吾人利用(3.3)式將模式三維風場，投影至 SPOL 雷達徑向位置得到模式的徑向風。

此時兩者資料時空型態與變量皆相同即可作比較，本研究在風場校驗上仍使用均方根誤差 RMSE 做校驗，檢視每個網格點平均誤差的大小，定義如下：

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Vr_{mod} - Vr_{obs})^2}{N}} \quad (5.4)$$

上式 Vr_{mod} 為模式的徑向風， Vr_{obs} 為雷達觀測到的徑向風， N 為總計算點數。

第六章 實驗結果

6.1 雲物理和積雲參數化測試

由於 WRF 模式中包含許多雲物理和積雲參數化的組合，吾人後續會對本研究中所使用的步驟做測試比較，於是必需先找尋出一組最好的結果，做為控制組的實驗，也給後人在做模式設定時的參考。積雲參數化部分選取三種較常見的組合，雲物理方面則挑選包含冷雲過程的組合(表 6.1)，選取項目如下(括號內為縮寫)：

- 積雲參數化：
 1. Kain-Fritsch scheme (KF)
 2. Betts-Miller-Janjic scheme (BM)
 3. Grell-Devenyi ensemble scheme (GD)
- 雲微物理：
 1. Lin et al. scheme (Lin)
 2. WRF Single-Moment 6-class scheme (WSM6)
 3. Goddard microphysics scheme (Grd)

利用上述項目交叉配對，便產生九組不同的積雲參數化和雲微物理組合。吾人對其結果檢視降雨分布，根據不同積雲參數化和雲物理模擬 2 小時(圖 6.1)和 3 小時(圖 6.2)累積雨量，和觀測(圖 5.4bc)比較明顯的 BM 和 GD 積雲參數化表現降雨量皆高估許多，後續吾人對其降雨做定量上的校驗，ETS 表現(圖 6.3a)以 KF 積雲參數化表現較好，而 Bias(圖 6.3b)和 RMSE(圖 6.3c)的表現皆以 KF 搭配 WSM6 最為理想，另外圖上的黃線為若無使用積雲參數化，雲物理使用 WSM6 的表現，可看出結果仍較差些。而本個案定量上的表現，以 GD 與 Lin 的搭配表現最不理想，在 Bias 也可明顯的看出使用 BM 和 GD 積雲參數化，雨量高估的情況。於是吾人即以 KF 與 WSM6 作

為本研究的控制組(Control Run)，後續會以此組合做為後續實驗的對照。

6.2 控制組分析(Ctrl Run)

經由前面的實驗找出本研究的控制組，接著吾人比較若同化雷達資料後所造成的差異。首先看到於 1200UTC 同化前與同化後的回波(圖 4.17)，於起始兩者回波就有很大的差異，而同化後模擬 3 小時的回波變化(圖 6.4)，由於初始將雷達反演出的資料同化至模式，造成模式不平衡，於模擬 30 分鐘明顯強回波變強集中，和起初剛同化時有些許差異，但此時看的出 A、B 兩回波帶。到了 60 分鐘，A 回波減弱了許多，而 B 回波的表現和觀測仍有一定的相似，120 分鐘的表現仍是如此。大約到了 180 分鐘左右，A 回波的似乎有重組回來的趨勢，而此時 B 回波則快減弱殆盡了。若無同化雷達資料(圖 6.5)，由於在初始就無 A、B 回波的特徵，只有外海一小條回波加上陸地上些零星的回波，後續時間差異不大。值得注意模擬 180 分鐘(圖 6.5f)後原先的零星回波有重組的情況，與當時實際觀測(圖 2.3)的 A 回波些許相似，但 B 回波由開始至結束皆無出現，此情況和先前有做過同化模擬 180 分鐘(圖 6.4f)的回波分佈很相近。由模擬回波的情況可知，本個案同化雷達資料的效用，大約只可維持 180 分鐘。

風場校驗部分，吾人使用 SPOL 雷達對控制組不同時間模擬風場做 RMSE 校驗(表 6.2)，其誤差值大多位於 3ms^{-1} 之內，相較於 Tai et al. (2011) 使用 VDRAS 的研究風場誤差減小許多。

最後針對降水預報做校驗，仍以同化雷達資料與否做比較，可看出同化雷達資料(圖 6.6)與未同化雷達資料(圖 6.7)每小時降雨累積分佈，同化雷達資料對降雨分佈上有明顯的改善，雖仍有高估的情形，但若無同化雷達資料降雨零星且較偏北。對其做 ETS 校驗(圖 6.8a)或 RMSE 統計(表 6.3-ab)明顯的同化雷達資料表現較佳，而 Bias(圖 6.8b)表現上，不論在任何時間無同化雷達資料皆明顯的低估，同化過雷達資料有顯著的改善。

6.3 水汽調整的影響(No qv adj.)

根據前人研究指出，定量降水預報表現對水汽含量分佈有高敏感度的特性，吾人針對此特性做測試，亦有相同的結論。而本研究於反演過程當中包含了水汽調整的步驟，吾人為了了解藉由此步驟求得水汽三維分佈，同化進模式有何影響，因而設計出本實驗。

若比較 WRF 模式於 1200UTC 當時未經過水汽調整(圖 6.9)與調整過後(圖 6.10)水汽分佈的情況，可看出距地面 1 公里處於台灣西南部及其外海的水汽量，整體來說水汽未調整前較調整過後的值高，但符合吾人做水汽調整的區域內，水汽量值明顯的較高，若不符合則較低，而於 5 公里高度處仍有此情況。

以原先模式於當時 1200UTC 預報的水汽量，不做水汽調整但仍藉由雷達觀測反演風場、熱力場和雨水及雪水分佈，同化進模式當中做預報，為無水汽調整的實驗步驟。其不調整水汽所預報出的降水分佈(圖 6.11)與有經水汽調整的控制組(圖 6.6)的結果，可看出無調整水汽降雨量有明顯的低估，並且分佈上與觀測(圖 5.4)有明顯的差異。而定量上的校驗(圖 6.12)表現仍然不好，不論於任何時間 ETS 分數皆較控制組低、Bias 仍是明顯的低估尤其在較高的門檻值更明顯，另其 RMSE 統計比較(表 6.3-ac)在任何時間，降雨量的誤差仍較高。經由這些結果可得知，水汽調整對降水預報上是有幫助的。

6.4 水汽調整飽和狀態之變化(0.9Qv)

由前述實驗當中，可得知本研究於反演時有做水汽調整之必要性，但做水汽調整同化進模式當中做預報，累積降雨量相較於觀測又有高估的情況。而當前水汽調整做法為以雷達觀測回波與高於舉升凝結層做條件，若滿足其條件便假設水汽完全(100%)飽和，但吾人了解於調整的回波內勢必有凝

結降水的情況發生，此時水汽飽和度假設完全飽和並不是很恰當。因此吾人便設立了本次實驗，假設滿足條件的區域水汽含量為 90%飽和，希望藉由此結果觀察其降水是否改善。值得注意的是本實驗僅於符合調整區域將飽和程度改變，其餘區域皆未改變。

經預報本實驗(圖 6.13)結果可看出與觀測(圖 5.4)，於分佈型態上頗為相近，但 2 和 3 小時累積降水較偏向東半部，整體量來說皆小於控制組(圖 6.6)。定量上 ETS 分析(圖 6.14a)可看出於門檻值為 2 或 10(mm)累積 3 小時較控制組好，較明顯的是門檻值 6(mm)於累積 2 或 3 小時皆優於控制組。至於 Bias 表現(圖 6.14b)本實驗有明顯的低估的情況，RMSE 統計(表 6.3-ad)至 90 分鐘後實驗組誤差皆小於控制組。但整體上來說，此實驗的確明顯的降低雨量高估之情況，但與控制組定量上的校驗各有千秋，無法斷定此實驗是否有改善。但吾人認為未來可多嘗試其他辦法對飽和水汽做調整，如 95%飽和或針對飽和條件做變更。

6.5 反演時加入雪的影響(No Snow)

於本研究當中利用 1200UTC 當時屏東站的探空，判斷該層溫度是否小於攝氏零度，倘若低(高)於零度便假設該層的回波，為雪(水)造成的。由於此假設主要會影響到終端落速，接著影響其垂直速度，因此實驗開始前吾人即可合理的猜測，若反演時皆假設為雨水使終端落速變大，會使最後的模擬降水量增加。因此吾人希望藉由本實驗，了解此假設對預報結果的影響，是否符合吾人所預期。值得注意的是本實驗只有在反演時假設為暖雲過程，但模擬時皆和控制組相同，使用相同有考慮冷雲過程的雲物理設定(WSM6)。

若於反演時不加入雪，皆以暖雲過程來做反演同化進模式當中，降水預報分佈(圖 6.15)和控制組(圖 6.6)相較之下，若實驗組降水預報量值會較高且分佈變廣，明顯的與觀測(圖 5.4)比較下更為高估。在 ETS(圖 6.16a)定量上

比較在累積 1 小時，不論門檻值設為多少皆控制組較佳，但累積 2 小時以上，在門檻值為 2mm(小雨)和 16mm(大雨)控制組皆不如實驗組，但整體來說 ETS 表現皆以控制組較好。而 Bias(圖 6.16b)表現可看出，於累積 1 小時降雨實驗組稍微低估了些，但到了 2 小時之後皆以實驗組較高估。最後統計降水 RMSE (表 6.3-ae)表現，只有在累積 120 分鐘時控制組誤差較實驗組大而已，其餘時間控制組降水誤差皆小於實驗組。經由預報降水定量上與定性上的比較，可看出加入雪對本個案降水預報準確度的確有明顯提升，但確實有其他更好的方式於反演中考慮冷雲過程，例如雖然環境溫度低於 0 °C，但強對流當中常存在過冷水的型態。甚至更可藉由雙偏極化雷達觀測，準確估計大氣中不同型態的水和其分佈。

6.6 與模式結合權重改變測試(No W and Bd W)

由於本研究將反演得到的結果，利用權重的方式與 WRF 模式當時之預報結合，權重分配上用格點與雷達距離做決定(圖 3.5)，吾人希望嘗試不同權重使分析場與預報做結合，因而設計以下兩種實驗：(1)不使用權重分佈、(2)與邊界距離作為權重(圖 6.17)，使用以上兩種不同的權重設定，得到模式初始場使模式預報看其結果。

本實驗使用以上兩種方式設定權重，讓模式做模擬得到最大回波和降水累積隨時間變化圖，由於兩方式的結果過於相近，因此吾人僅呈現利用距離做權重所模擬出的最大回波(圖 6.18)和降水分佈(圖 6.19)。由最大回波可看出於一開始的初始場，和控制組(圖 4.17b)於遠離雷達位置處有些差異，但不是很明顯，較明顯的差異在 180 分鐘預報時(圖 6.18f)，台灣西南部線狀回波 A 沒有出現。而降雨分佈前 2 個小時累計表現，和控制組(圖 6.6)無太大的差異，而 3 小時累計可看出台灣西南部缺少一條降水雨帶，與回波模擬表現很吻合。經由定量降水校驗(圖 6.20)，ETS 表現仍以控制組表現較佳，兩者權重設定結果很相近，在 Bias 部分至累積 2 小時大雨部分稍微低

估，但於累積 3 小時表現較控制組好，兩者權重設定結果仍很相近，而 RMSE(表 6.3-afg)統計可看出於 90、120、150 分鐘的累計，實驗組的誤差稍小了些，後面時間實驗組誤差變增大了些，但不論是控制組或實驗組的 RMSE 都很相近。

經由本實驗可發覺，於本研究中調整模式預報與分析場結合之權重結果不甚明顯，反之於 3 小時的預報更是有變差的跡象，吾人認為與模式結合前於超出雷達觀測範圍的區域，台灣西部外海已有模擬出些對流系統，未來此系統會造成為 A 線狀回波，為影響至 3 小時預報之主因。因此爾後此方式可嘗試於其他個案來做測試，或以更嚴謹的方式來結合模式預報和分析場，例如使用變分的方式將吾人反演出的分析場與模式預報結合。

6.7 無 SPOL 雷達觀測的影響(No SPOL)

由於本研究個案選取 2008 年 SoWMEX 當中的個案，當時有 NCAR 的 SPOL 雷達為此觀測做支援，使本研究擁有較充足的雷達資料做其應用，而吾人研究的方法，最終仍希望推廣至作業化當中，為台灣定量降水預報貢獻心力，於是便設計了本次實驗，以台灣現有作業化雷達的觀測資料來做同化，即便是扣除 SPOL 雷達的觀測資料。由當前所使用的 SPOL、RCCG、RCKT 雷達資料分佈(圖 2.4)及僅有 RCCG、RCKT 雷達觀測資料分佈(圖 2.5)，可看出缺少 SPOL 觀測資料量明顯的減少許多，特別是兩座雷達可觀測到的區域，此部分於先前已有做介紹。

因此本實驗使用 RCCG 和 RCKT 兩座雷達的觀測資料，利用先前的方法得到分析場與模式做結合得到初始場，接著使用 WRF 模式做預報。明顯於各小時累積降水預報分佈(圖 6.21)和控制組(圖 6.6)相較之下，降雨區域明顯偏向北並且量有下降，與觀測(圖 5.4)上差異則增大，不論在任何時間上的預報。若計算 ETS(圖 6.22a)則更明顯的指出控制組優於實驗組，但由於其降雨整體趨勢已和觀測不同，由於 Bias 單純探討次數之高低估情況，因

此吾人認為比較 Bias(圖 6.22b)已不具太大的意義，在 RMSE 統計(表 6.3-ah)控制組誤差皆小於實驗組。

藉由本實驗的知雷達資料覆蓋量對其同化預報有決定性的影響，並且在本研究中 SPOL 雷達觀測資料是必需的。

6.8 讓模式未知的微物理重新生長測試(Reset Mi)

吾人認為原先模式預報至某時間其大氣狀態，肯定與觀測有明顯的不同，而本個案純模式預報至 1200UTC 時的最大回波(圖 4.17a)，在海面上已有系統生成，此時於系統內模式勢必有生成些冰晶、冰雹、雲水等，吾人利用雷達觀測無法反演出的雲物理參數，因此同化時無法將其修正。而本研究控制組使用的方式僅將反演所得參數與模式結合，其餘模式參數皆維持不變，但吾人認為於雲物理部分會有不連續的問題，可能影響降水。因此設計本實驗，於同化時將模式中無法使用雷達資料反演出的雲物理參數(冰晶、雲水、冰雹)歸零，得到初始場使模式重新生長。

後續將此初始場給予模式預報得到累積降水分佈(圖 6.23)，其降水分佈可發覺和控制組(圖 6.6)表現差異不大，但降雨累積量有些許下降的情況。接著做 ETS(圖 6.24a)定量上比較，可看出除了累積 3 小時小雨(2mm)和大雨(16mm)實驗組稍勝過控制組，其餘皆已控制組較優，而 Bias(圖 6.24b)表現則顯示出其實驗稍較控制組低估之情況，RMSE(表 6.3-ai)統計在累積 120 和 150 分鐘實驗組誤差有明顯的小於控制組，其餘誤差情況皆差不多。

此實驗測試於同化時將模式中無法反演的雲物理參數歸零，再使模式重新模擬生長，避免同化進入之觀測與原先模式差異過大之問題，經比較累積降雨表現和控制組差異並不明顯，對於本個案沒有很大的改善。

第七章 結論與未來展望

7.1 結論

本研究透過 2008 年 SoWMEX 實驗計畫 RCCG、RCKT 和 SPOL 三座雷達資料，使用多都卜勒風場合成方法、熱動力反演技術和新發展的水汽調整法，得到分析場即是大氣三維狀態變數之結構，藉此同化雷達觀測資料將此分析場與原先數值模式預報結合，提供數值模式初始場向後續時間模擬，吾人則對最後模擬結果做探討，尤其是在定量降水預報改善程度更是本研究關心的主軸。由先前各章節探討得到以下重點和結論：

- (1) 吾人針對本研究中使用的各種反演方法，反演出的風場、熱動力場做其驗證，和觀測比較後皆有很好的相似性。
- (2) 由於 WRF 模式包含了許多積雲參數化和雲物理組合，而本研究挑選幾組積雲參數化與含有冷雲過程的雲物理進行測試，挑選出使用 Kain-Fritsch scheme 積雲參數化和 WSM6 雲物理的組合表現最佳，此組合即做為本研究中的控制組。
- (3) 藉由本方法同化雷達資料調整模式初始場，控制組實驗顯示模式預報能力可達 3 小時，和純 WRF 模擬比較最大回波、降雨分佈比較後，明顯的同化雷達資料的結果較接近真實觀測。
- (4) 水汽調整雖為很理想的假設，但若無做水汽調整，明顯降雨量和觀測比較少了許多，經實驗結果看來此步驟對降水預報上有很大的幫助。
- (5) 由於控制組中水汽調整假設調整點為飽和的，吾人認為過其理想，因此將調整點設為 90% 飽和，此結果雖使降雨量下降，但仍以控制組做法較佳。

- (6) 為了測試控制組反演時考慮雪項的合理性，設計一組於反演時不考慮雪項的實驗，結果假設全是雨滴使終端落速增加，造成更多的降雨，因此於反演中考慮雪有其必要性。
- (7) 反演出的分析場，需與當時模式預報做結合得到數值模式預報初始場，而本研究使用距離雷達權重分佈，使分析場和預報場結合。經過兩組實驗測試無使用權重，完全用分析場做為初始場，與以距離邊界做權重的結果很相似，與控制組比較仍無顯著之差異。
- (8) 本研究使用兩座中央氣象局和一座美國大氣研究中心 SPOL 雷達觀測資料做反演，但 SPOL 雷達僅支援 2008SoWMEX 期間之觀測。為了考慮實際運用至預報作業上應用情況，因此設計一組僅使用兩座中央氣象局雷達反演同化至模式當中，結果顯示由於觀測資料覆蓋量驟降許多，使實驗結果不盡理想。藉此實驗得到雷達觀測覆蓋量，對於反演同化預報結果有決定性之影響。
- (9) 由於 WRF 模式中包含研究方法無法反演出的微物理參數，而本研究僅將反演所得參數同化進模式中，其餘部分維持不變，會造成微物理不連續情況，吾人認為微物理是影響降雨的重要因子，或許是控制組降雨高估的原因。因此設計出於同化時不只置入反演得到的參數，並且將無法反演求得的參數於初始場中歸零的實驗，此實驗結果雖然降雨量有減少，但成效並不大。
- (10) 相較於 4DVAR 或 EnKF 較需電腦運算資源的同化技術，本方法明顯節省不少運算資源。值得注意的是本研究僅經過一次同化流程，即可對本研究個案有一定的掌握能力。

7.2 未來展望

本研究經過許多測試得到以上之結論，但由於本方法首次應用於真實個案降水預報上，當中仍有些美中不足之處，希望未來能夠更為精進將此方

法發展至實際氣象作業預報上，加強劇烈天氣系統降水預報之表現，以降低嚴重降水所造成的災害。

以下提出幾點吾人認為能夠更為精進或多加測試之處，以利後續本方法之發展。

- (1) 從一開始的風場合成需將雷達的球座標資料，及位於 η 座標上的模式預報資料，內插至垂直網格當中作為觀測和背景資料，接著進行一連串的反演得到分析場，最後將其內插回 η 座標作為初始場，進入模式做預報。這些步驟包含許多內插，未來可將反演過程直接在模式座標上進行，減少內插次數。
- (2) 反演時使用單點探空，決定回波於三維結構下為雨水或雪似乎過於理想，由於劇烈天氣系統中垂直運動較強，因此仍有許多過冷水存在的可能性。未來可於強回波中，考慮過冷水的存在，可透過雙偏極化雷達觀測，可更精確的判斷雲物理結構和含量，或以較簡易的方式做考慮，例如：溫度 $0^{\circ}\text{C} \sim -40^{\circ}\text{C}$ 時利用雨滴與雪花的線性分配，而高於 0°C 都是雨水，低於 -40°C 皆為雪花。
- (3) 水汽調整的部分對於水汽的調整點和調整量，仍可進行些改變或更多的測試，可利用漸進的方式對回波進行調整，如：回波高於 30dBZ 假設水氣 95% 飽和，若高於 40dBZ 則為 100% 飽和。
- (4) 分析場與模式預報結合時，可考慮利用變分的方式做調整，若單純以目前使用雷達距離做為權重的方式做調整，得到的分析場考量上似乎不夠嚴謹，無法充分的代表分析場和模式預報場。
- (5) 同化資料時包含熱力場其中包含的壓力變數，但卻無更新地面氣壓 (P_{sfc})，這會影響到 WRF 模式中追隨座標 η 的定義位置，未來可嘗試改進此問題。
- (6) 研究當中 WRF 模式使用 Two-way 的巢狀網格，但同化時僅針對內

層的模擬區域，未來可嘗試使用 One-way 或僅使用單一模擬區域做模擬。

- (7) 當同化資料後可嘗試執行 WRF 當中的 DFI(Digital Filter)，避免同化雷達資料進入模式當中產生過大的差異。
- (8) 於雲微物理部分可考慮使用 WSM5，相較於本研究當中使用的雲微物理過程缺少了冰雹影響，可減少微物理參數的不一致性，甚至使用 SPOL 雷達的 PID 資料對雲物理進行細分。
- (9) 於 WRF 模式預報最大回波圖(圖 6.4)，可看出模式預報 30 分鐘後已和剛同化時的回波(圖 4.17)有些差異，未來可深入探討此現象。於後續預報中也可進行動力和熱力結構上的分析，找出影響降水定量預報的要素。
- (10) 未來可改進於風場校驗部分，可利用 RCCG、RCKT 和 SPOL 雷達的觀測，進行風場合成求得的三維風場與模式預報的三維風場進行校驗。
- (11) 由於本方法首次使用於真實個案上，未來若能進行更多的測試進行長期統計，勢必能夠更了解方法特性和限制，特別針對些劇烈天氣做同化預報(如：颱風、午後熱對流...等)。
- (12) 由先前的測試可知，同化預報結果對雷達資料覆蓋量有很高的敏感性。未來更可納入台灣九座基座雷達和一座移動式雷達 TEAM-R (Taiwan Experimental Atmospheric Mobile-Radar) 觀測資料，涵蓋的範圍更廣泛，利用本方法提供模式較完整的初始場，改善台灣定量降水預報。
- (13) 目前各種雷達資料同化方法，進行作業化運作時首先會遇到的即是資料品質控管(Quality Control)的問題，此問題於未來很值得討論。
- (14) 由於本研究僅同化一次雷達資料，未來更可測試多次同化之表現。

參考文獻

- 尤心瑜和廖宇慶，2011：使用都卜勒氣象雷達資料改善模式定量降雨預報之可行性研究-以模擬資料測試之實驗結果。大氣科學，第 39 期，1–24。
- 鄧仁星，2000：RASTA(Radar Analysis System for Taiwan Area)使用說明書。
- 鐘高陞、廖宇慶、陳台琦，2002：由都卜勒風場反演三維熱動力場的可行性研究-以台灣地區颱風線個案為例。大氣科學，第 30 期，313–330。
- Anthes, R. A., 1983: Regional models of the atmosphere in middle latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1306–1330.
- Barnes, S. L., 1973: Mesoscale objective map analysis using weighted time series observation. *NOAA Tech. Memo. Erl Nssl-62*, 60pp.
- Chung, K. S., I. Zawadzki, M. K. Yau, and L. Fillion, 2009: Short-Term Forecasting of a Midlatitude Convective Storm by the Assimilation of Single-Doppler Radar Observations. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 4115–4135.
- Crook, N. A., 1996: The sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1767–1785.
- _____, and J. Sun, 2002: Assimilating radar, surface and profiler data for the Sydney 2000 Forecast Demonstration Project. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 888–898.
- _____, and _____, 2004: Analysis and forecasting of the low-level wind during the Sydney 2000 forecast demonstration project. *Wea. Forecasting*, **19**, 151–167.
- Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization of the anelastic equations: Implications for matching models with observations. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 587–606.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the

- snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065–1092.
- Lin, Y.-J., H. Shen, T.-C. C. Wang, Z.-S. Deng, and R. W. Pasken, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part II: Dynamic and thermodynamic structures and momentum budgets. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2382–2399.
- Liou, Y.-C., 2001: The derivation of absolute potential temperature perturbations and pressure gradients from wind measurements in three-dimensional space. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 577–590.
- _____, T.-C. Chen Wang, and K. S. Chung, 2003: A three-dimensional variational approach for deriving the thermodynamic structure using Doppler wind observations—An application to a subtropical squall line. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 1443–1454.
- _____, Y.-J. Chang., 2009: A variational multiple-Doppler radar three-dimensional wind synthesis method and its impacts on thermodynamic retrieval. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3992–4010.
- Rogers R. R., and M.K. Yau, 1989 : A short course in cloud physics, Pergamon, Oxford, England, 293pp.
- Roux, F., 1985: Retrieval of thermodynamic fields from multiple-Doppler radar data using the equations of motion and the thermodynamic equation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 2142–2157.
- _____, 1988: The West African squall line observed on 23 June 1981 during COPT 81: Kinematics and thermodynamics of the convective region. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 406–426.
- _____, and J. Sun, 1990: Single-Doppler observations of a West African squall line on 27–28 May 1981 during COPT 81: Kinematics, thermodynamics and water budget. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1826–1854.
- Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570-575.
- Shapiro, A., S. Ellis, and J. Shaw, 1995: Single-Doppler velocity retrievals with

- Phoenix II data: Clear air and microburst wind retrievals in the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1265–1287.
- Snyder, C., and F. Zhang, 2003: Assimilation of simulated Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1663–1677.
- Sun, J., and N. A. Crook, 1997: Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1642–1661.
- _____, and _____, 1998: Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part II: Retrieval experiments of an observed Florida convective storm. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 835–852.
- _____, and _____, 2001: Real-time low-level wind and temperature analysis using single WSR-88D data. *Wea. Forecasting*, **16**, 117–132.
- Tai, S.-L., Y.-C. Liou, J. Sun, S.-F. Chang, and M.-C. Kuo, 2011: Precipitation Forecast using Doppler Radar Data, a Cloud Model with Adjoint, and the Weather Research and Forecasting Model—Real Case Studies during SoWMEX in Taiwan. *Wea. Forecasting* (Accepted)
- Tong, M., and M. Xue, 2005: Ensemble Kalman filter assimilation of Doppler radar data with a compressible nonhydrostatic model: OSS experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1789–1807.
- Weygandt, S. S., A. Shapiro, and K. K. Droegemeier, 2002a: Retrieval of model initial fields from single-Doppler observations of a supercell thunderstorm. Part I: Single-Doppler velocity retrieval. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 433–453.
- _____, _____, and _____, 2002b: Retrieval of model initial fields from single-Doppler observations of a supercell thunderstorm. Part II: Thermodynamic retrieval and numerical prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 454–476.

Xiao, Q., Y. H. Kuo, J. Sun, W. C. Lee, E. Lim, Y. R. Guo, and D. M. Barker, 2005: Assimilation of Doppler radar observations with a regional 3DVAR System: Impact of Doppler velocities on forecasts of a heavy rainfall case. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 768–788.

表 2.1 本研究中使用的觀測資料。

Type	Station
Radar	Cigu(RCCG)、Kenting(RCKT)、SPOL
Surface Station	Tainan、Kaohsiung、Donji Island、Chiayi、Chenkung、Hengchun、Taitung、Cigu、Lanyu
Sounding	Magong、Liouguei、Yongkang、Pingtung、Lyudao、Ship-SW

表 4.1 反演結果與探空觀測之均方根誤差(RMSE)。

	U(ms^{-1})	V(ms^{-1})	P'(Pa)	T'(°K)
RMSE	3.69	2.92	92.5	0.83

表 6.1 WRF 模式中包含的雲微物理過程。

mp_physics	Scheme	Mass Variables	Number Variables
1	Kessler	Qc Qr	
2	Lin (Purdue)	Qc Qr Qi Qs Qg	
3	WSM3	Qc Qr	
4	WSM5	Qc Qr Qi Qs	
5	Eta (Ferrier)	Qc Qr Qs (Qt*)	
6	WSM6	Qc Qr Qi Qs Qg	
7	Goddard	Qc Qr Qi Qs Qg	
8 (/98)	Thompson(/old)	Qc Qr Qi Qs Qg	Ni Nr (/Ni)
9	Milbrandt 2-mom	Qc Qr Qi Qs Qg Qh	Nc Nr Ni Ns Ng Nh
10	Morrison 2-mom	Qc Qr Qi Qs Qg	Nr Ni Ns Ng
14	WDM5	Qc Qr Qi Qs	Nn** Nc Nr
16	WDM6	Qc Qr Qi Qs Qg	Nn** Nc Nr

表 6.2 使用不同時間 SPOL 雷達觀測的徑向風，對控制組模擬三維風場計算出的 RMSE。

RMSE of Wind(ms^{-1})						
	30mins	60mins	90mins	120mins	150mins	180mins
Ctrl run	1.19	2.33	2.86	2.97	2.92	3.19

表 6.3 不同實驗下 WRF 模式定量降水預報的 RMSE 統計：(a)控制組、(b)純模式(未同化)、(c)無水汽調整、(d)水汽調整時假設 90%飽和、(e)反演時不加入雪，皆假設為暖雲過程、(f)不用權重方式將模式預報和分析場結合、(g)對邊界使用權重方式將模式預報和分析場結合、(h)無 SPOL 雷達資料、(i)讓模式未知的微物理重新生長。

RMSE of QPF							
		30min	60min	90min	120min	150min	180min
a	Ctrl Run	1.68	3.54	5.29	7.12	7.84	8.74
b	WRF Only	2.85	5.35	7.25	9.46	10.97	12.42
c	No qv adj.	2.24	4.25	5.84	7.41	9.03	10.73
d	0.9Qv	2.19	3.81	5.11	6.38	7.17	8.14
e	No Snow	1.81	3.93	5.55	7.06	7.95	9.38
f	No W	1.68	3.54	5.25	7.02	7.84	8.88
g	Bd W	1.69	3.54	5.25	7.00	7.80	8.81
h	No SPOL	1.93	4.17	6.87	8.72	9.64	10.44
i	Reset Mi	1.77	3.63	5.28	6.82	7.62	8.76

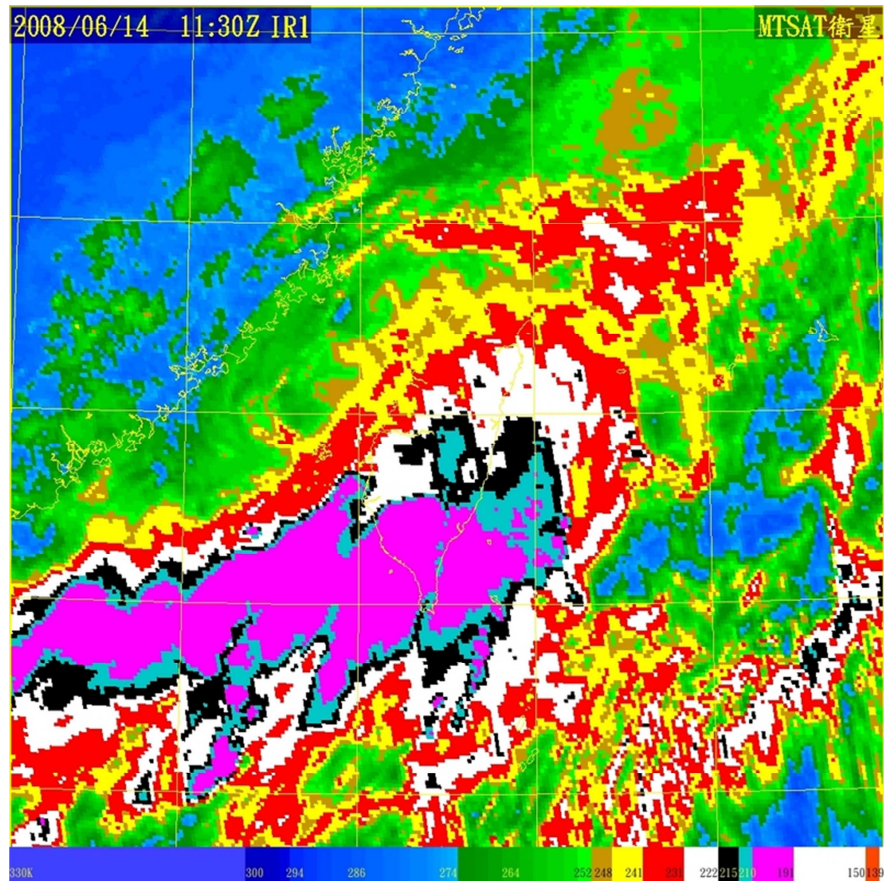


圖 2.1 2008 年 6 月 14 日 1130UTC 色調強化紅外線衛星雲圖。

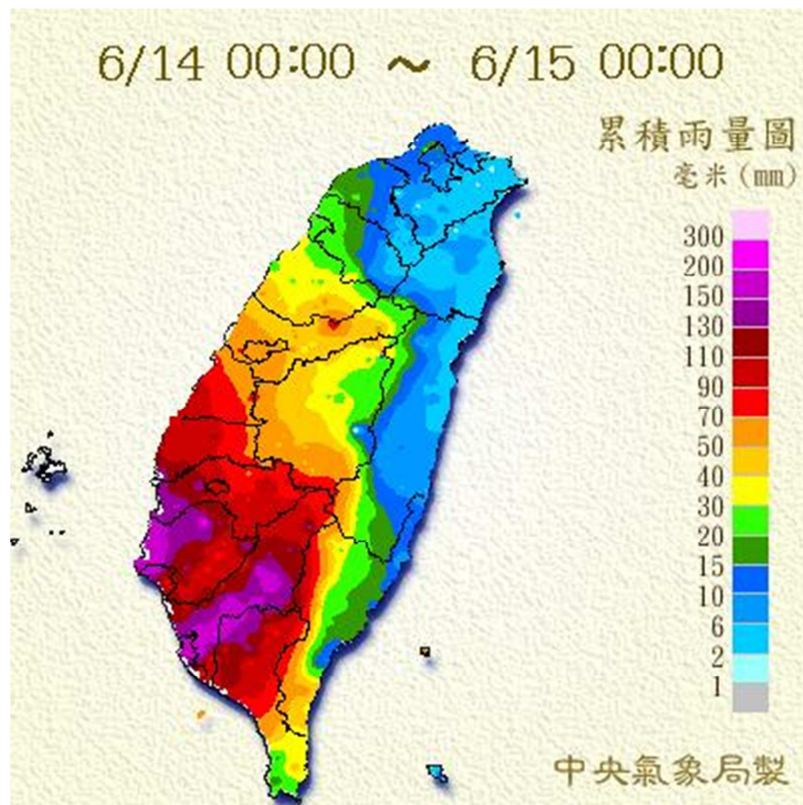
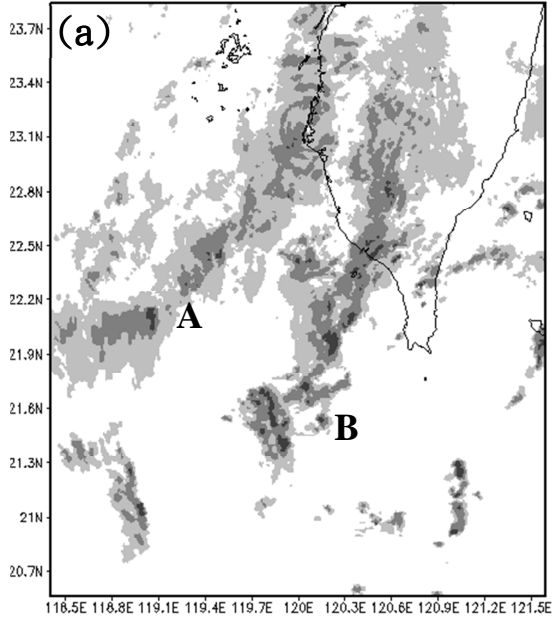
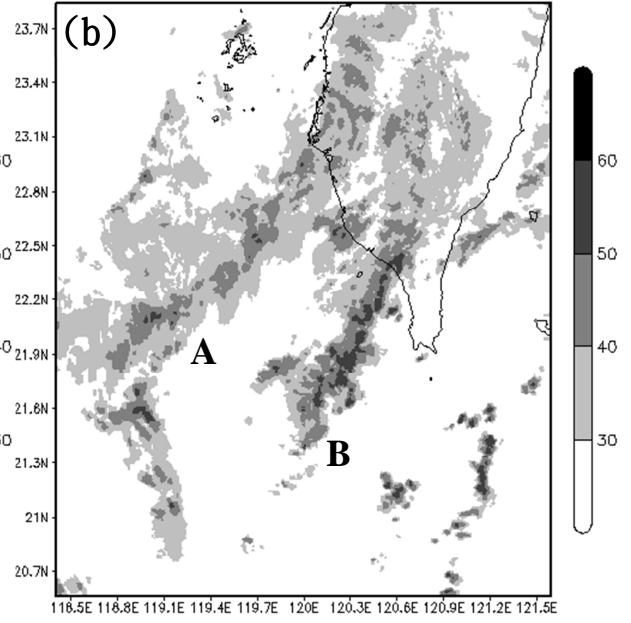


圖 2.2 2008 年 6 月 14 日整日(LTC)累積雨量圖。

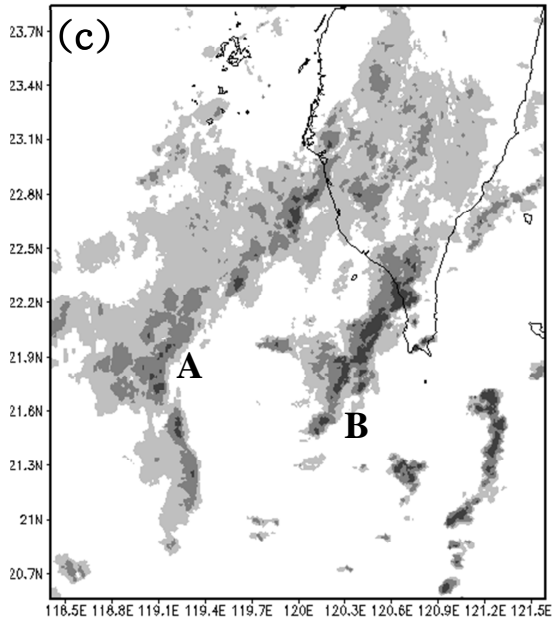
CWB QPESUMS 200806141200



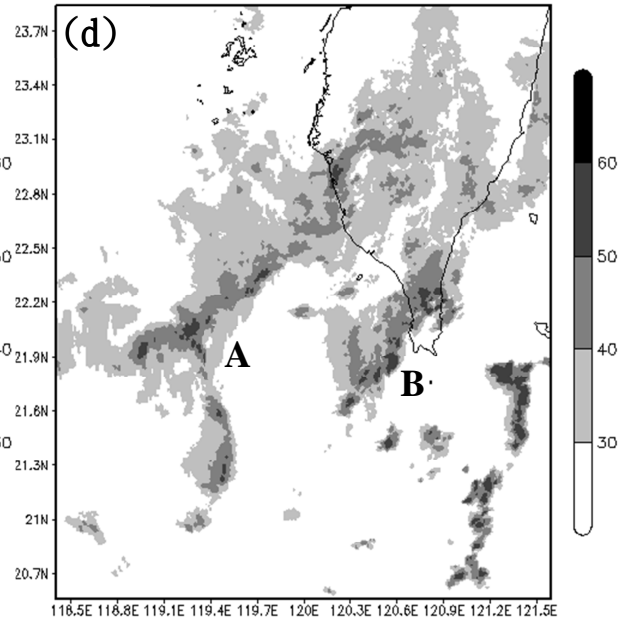
CWB QPESUMS 200806141230



CWB QPESUMS 200806141300



CWB QPESUMS 200806141330



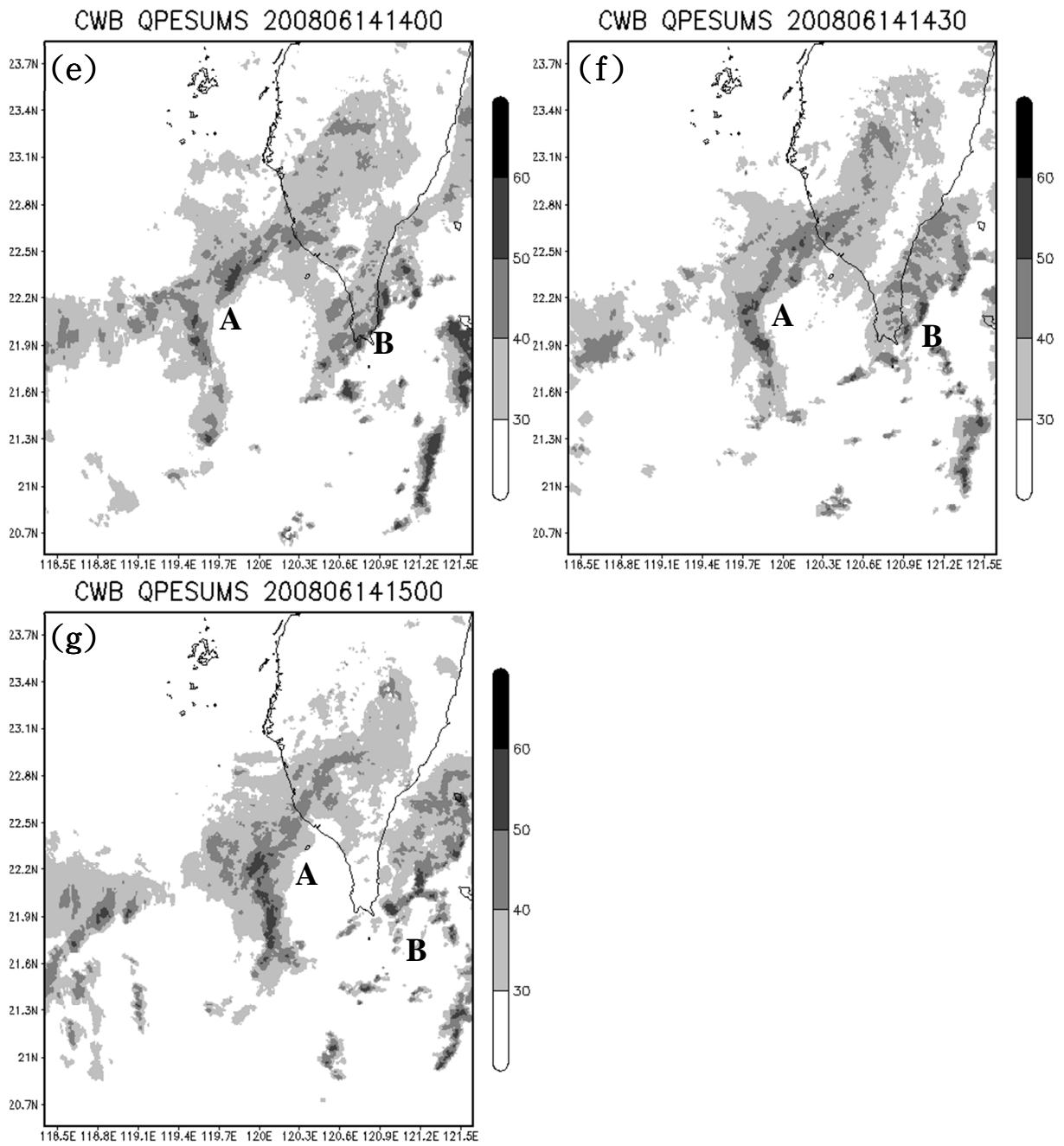


圖 2.3 2008 年 6 月 14 日中央氣象局 QPESUMS 最大回波合成圖，時間分別為：(a)1200 UTC、(b)1230 UTC、(c)1300 UTC、(d)1330 UTC、(e)1400 UTC、(f)1430 UTC、(g)1500 UTC。陰影為回波值，單位為 dBZ。本圖僅顯示 30dBZ 以上的區域，間隔為 10dBZ。

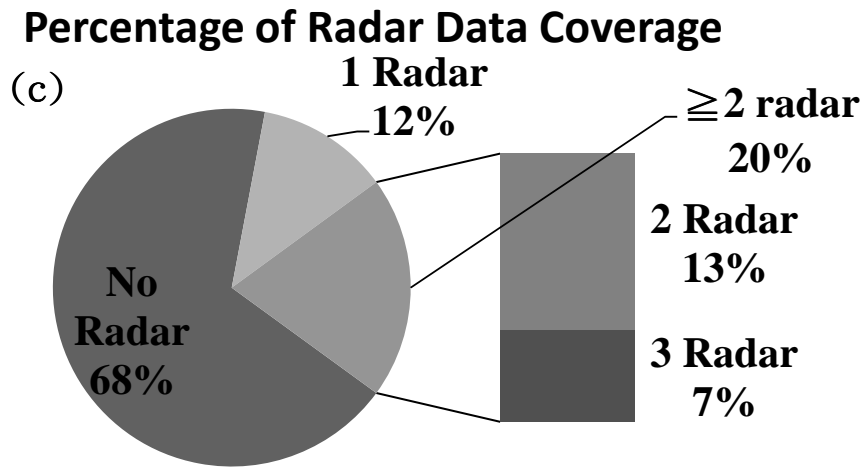
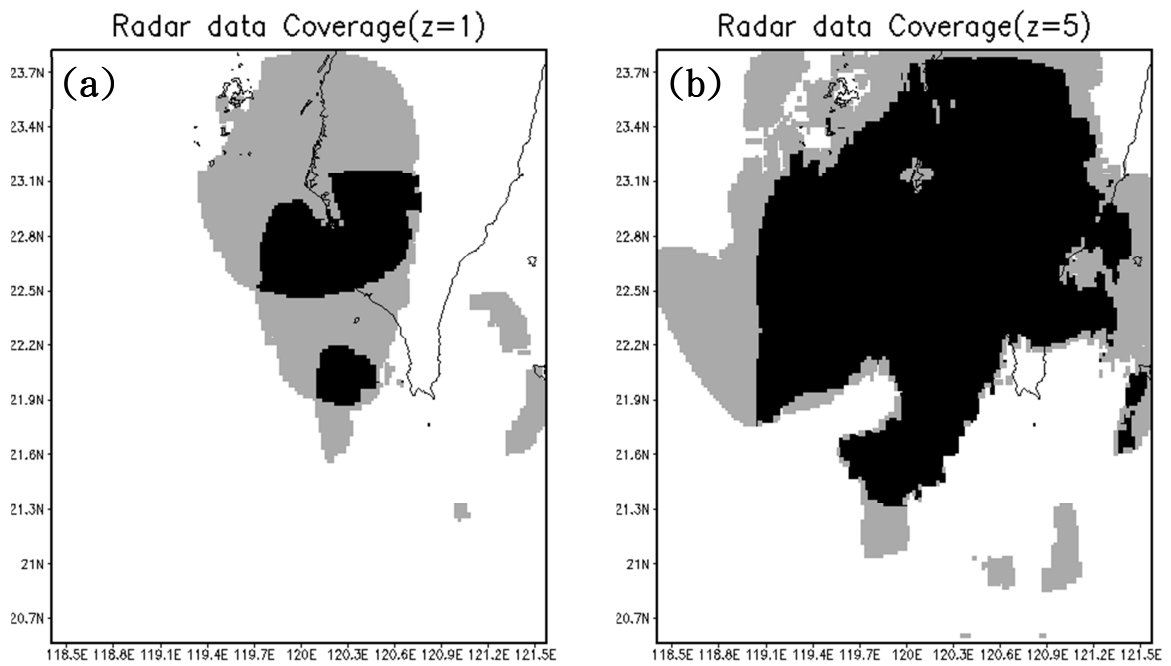
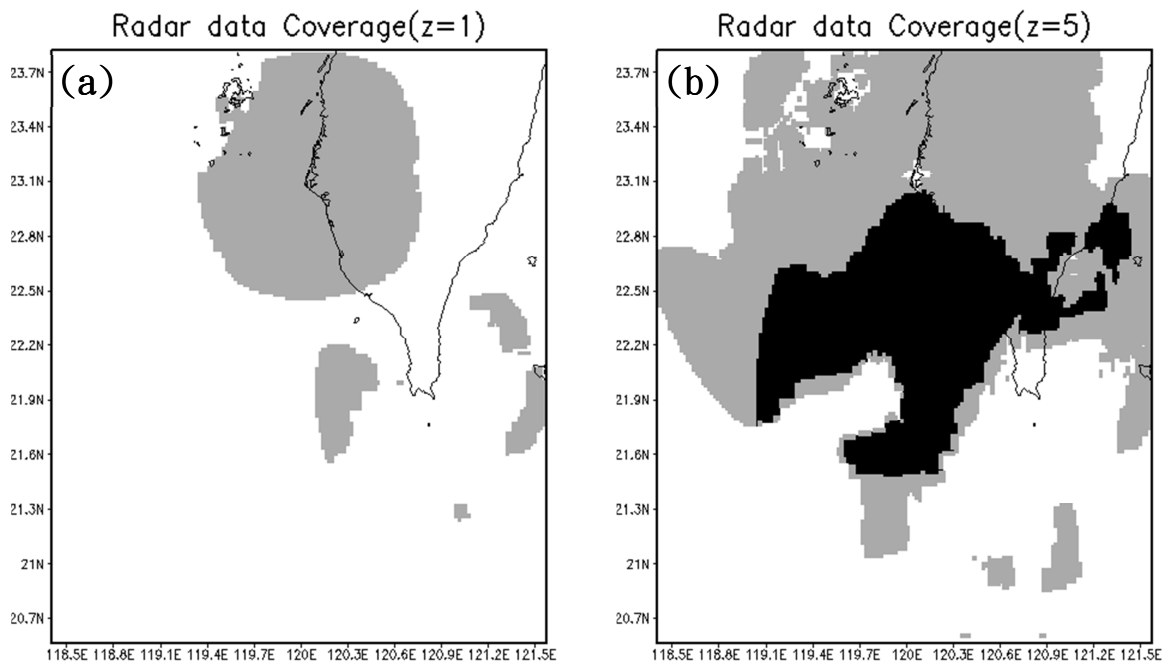


圖 2.4 2008 年 6 月 14 日 1200UTC-RCCG、RCKT、SPOL 雷達資料覆蓋量示意圖，高度分別為(a)1 公里、(b)5 公里，灰色和黑色分別代表單座和兩座(含)以上雷達可看到的區域。(c)三度空間上資料比率統計圓餅圖。



Percentage of only 2 Radar Data Coverage

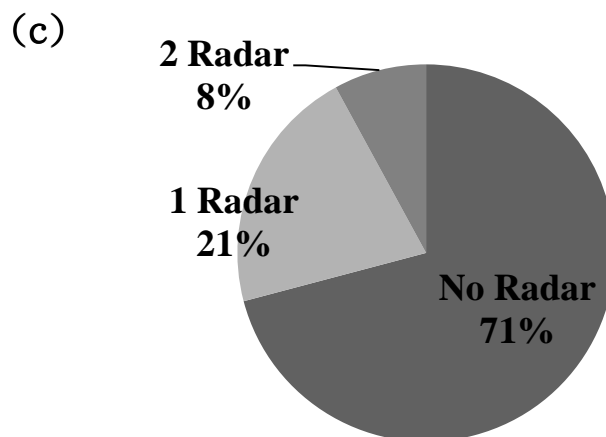


圖 2.5 2008 年 6 月 14 日 1200UTC-RCCG 及 RCKT 雷達資料覆蓋量示意圖，高度分別為(a)1 公里、(b)5 公里，灰色和黑色分別代表單座和兩座雷達可看到的區域。(c)三度空間上資料比率統計圓餅圖。

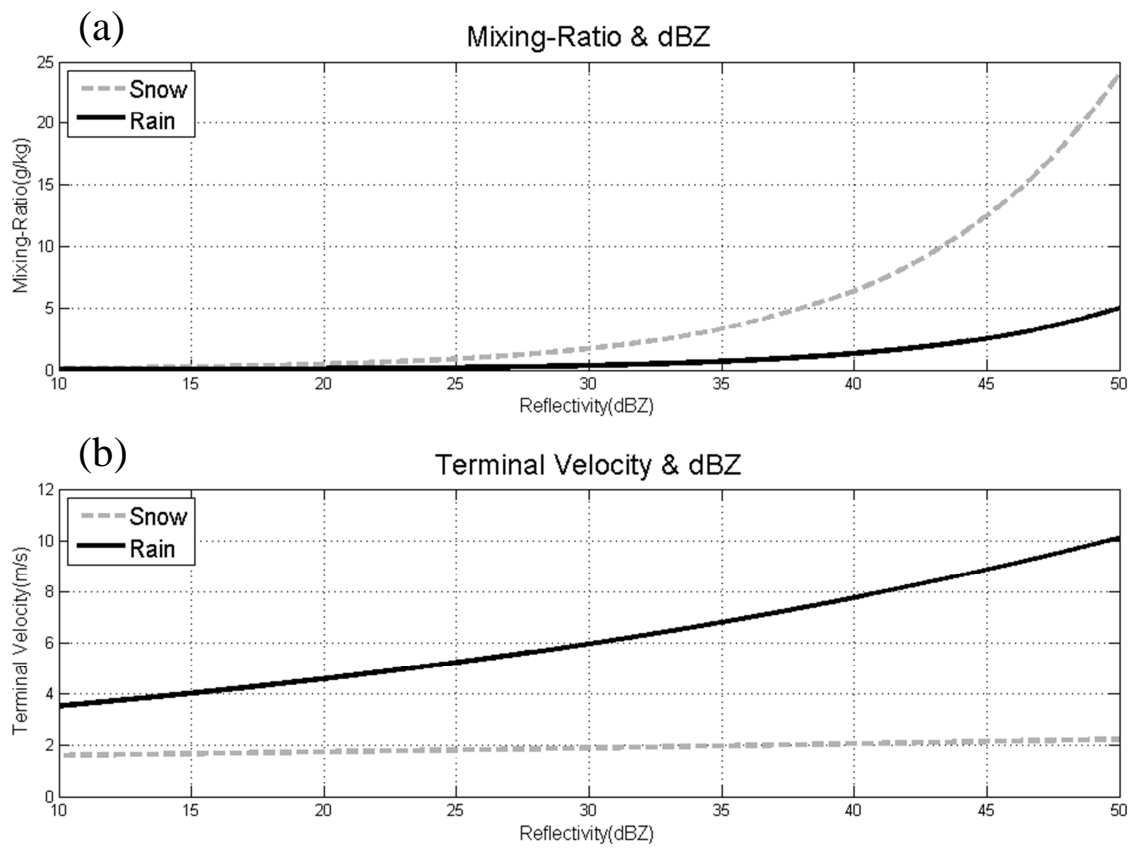


圖 3.1 (a)本研究所使用的回波與雨水或雪混和比的關係圖(Tong and Xue, 2004)；(b)回波估計雨水或雪的終端落速表現(Lin et al., 1983)。

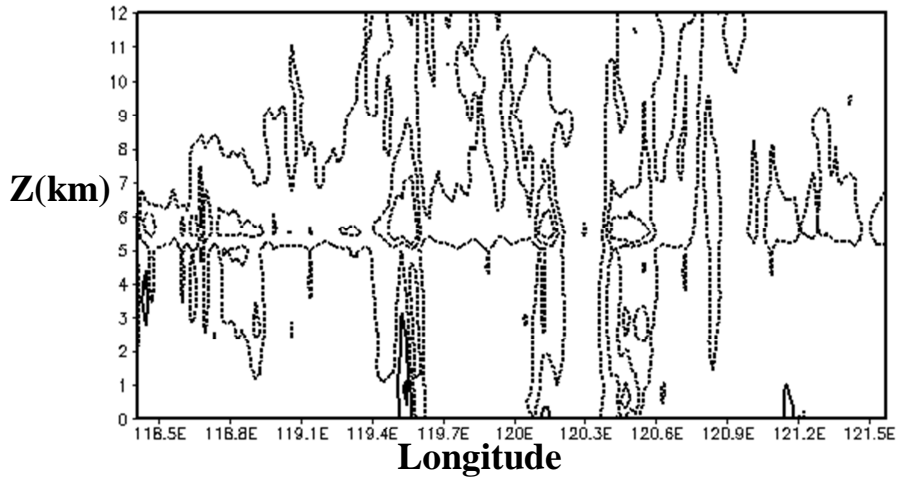


圖 3.2 利用三維風場求得的垂直動量方程(3.19 式-左項)的垂直結構。

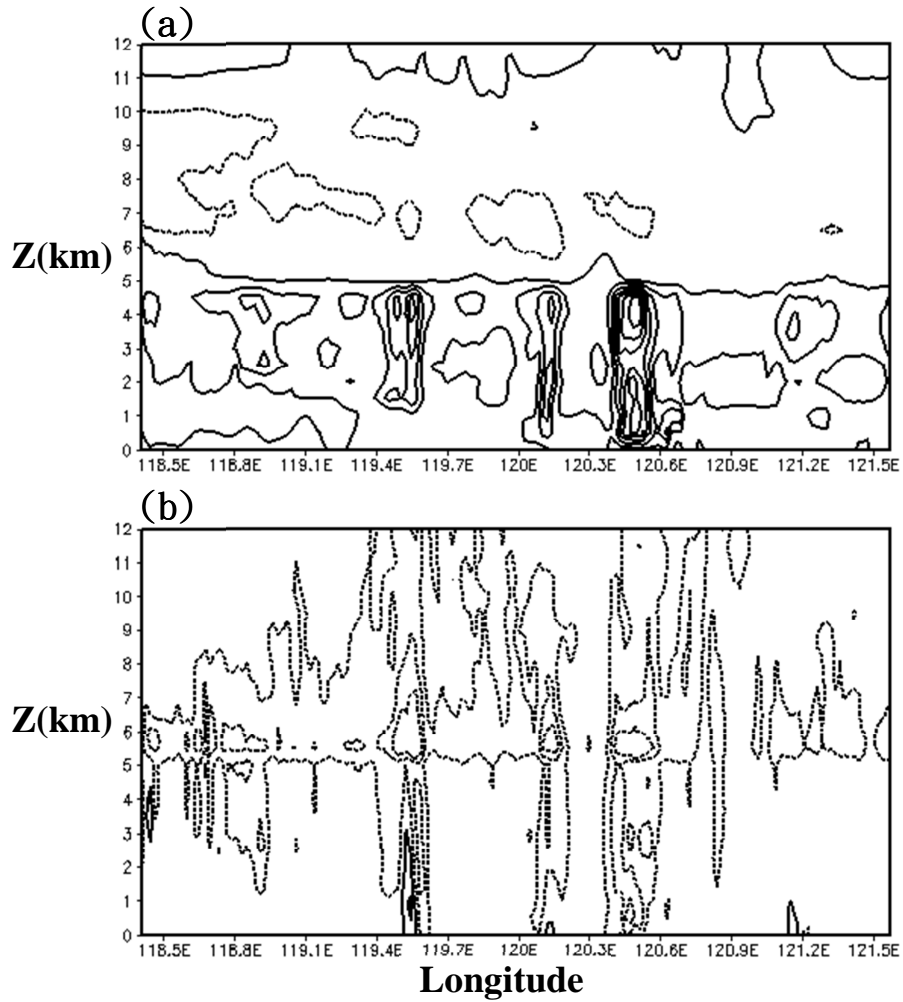


圖 3.3 氣壓梯度力項與浮力項的總和(3.19 式-中項) 的垂直結構(a)為使用探空壓力及溫度，分別決定三維壓力和溫度結構而計算出；(b)使用探空壓力來決定三維壓力，再求得三維溫度而計算出的。

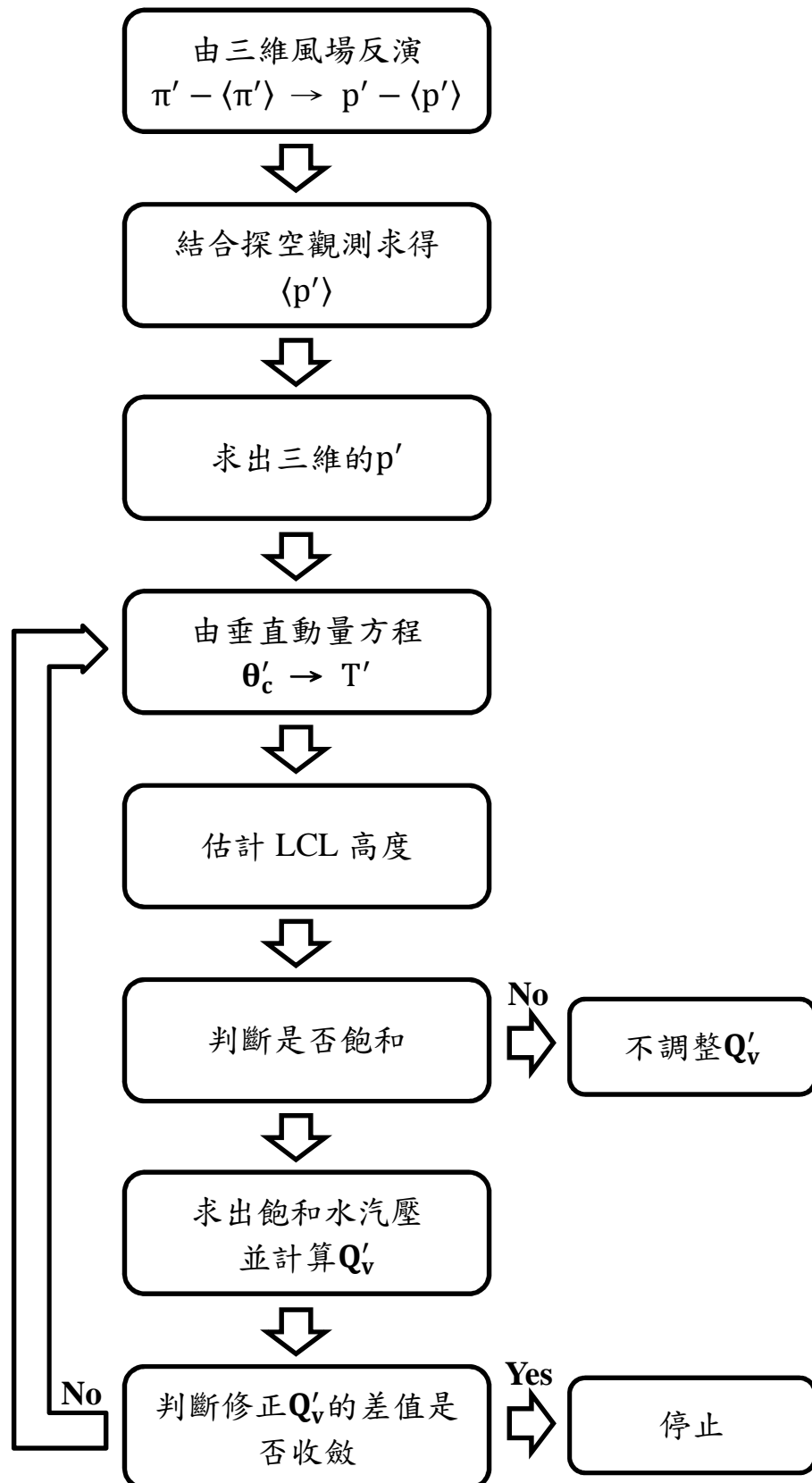


圖 3.4 調整水汽混和比擾動場(Q'_v)的流程。

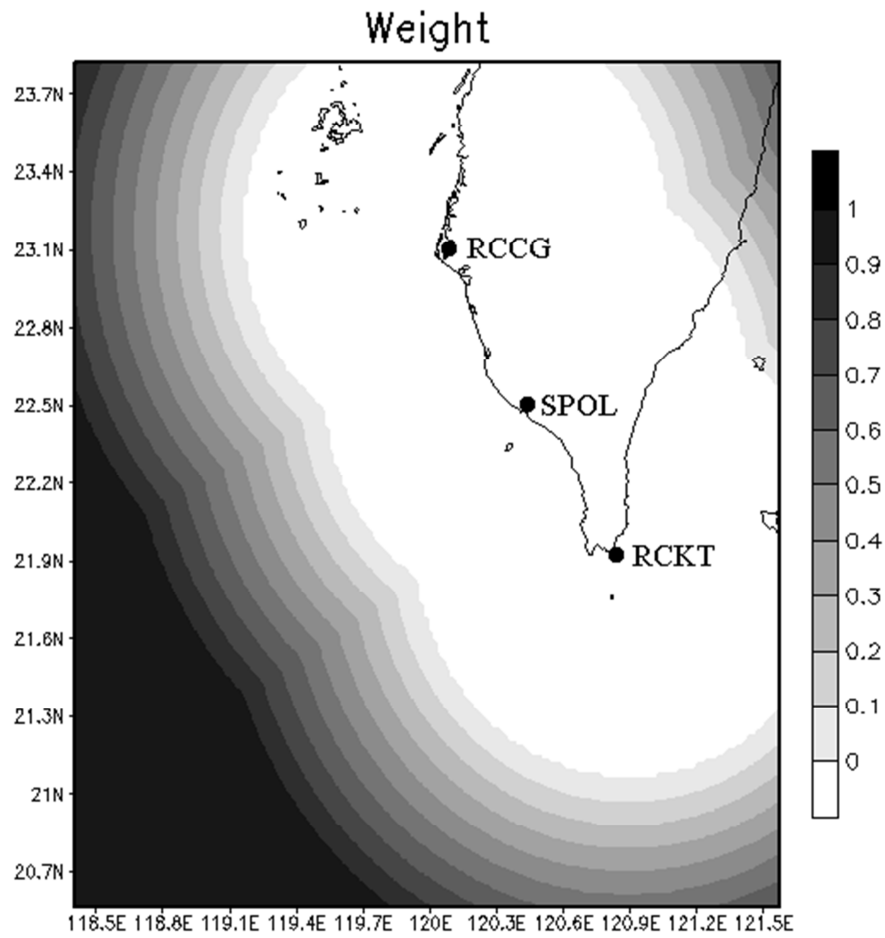


圖 3.5 結合模式與分析場的權重分佈圖，陰影為模式預報變數場權重值。圖上的點分別為氣象局七股(RCCG)與墾丁(RCKT)雷達，以及 NCAR S-POL(SPOL)雷達的位置。

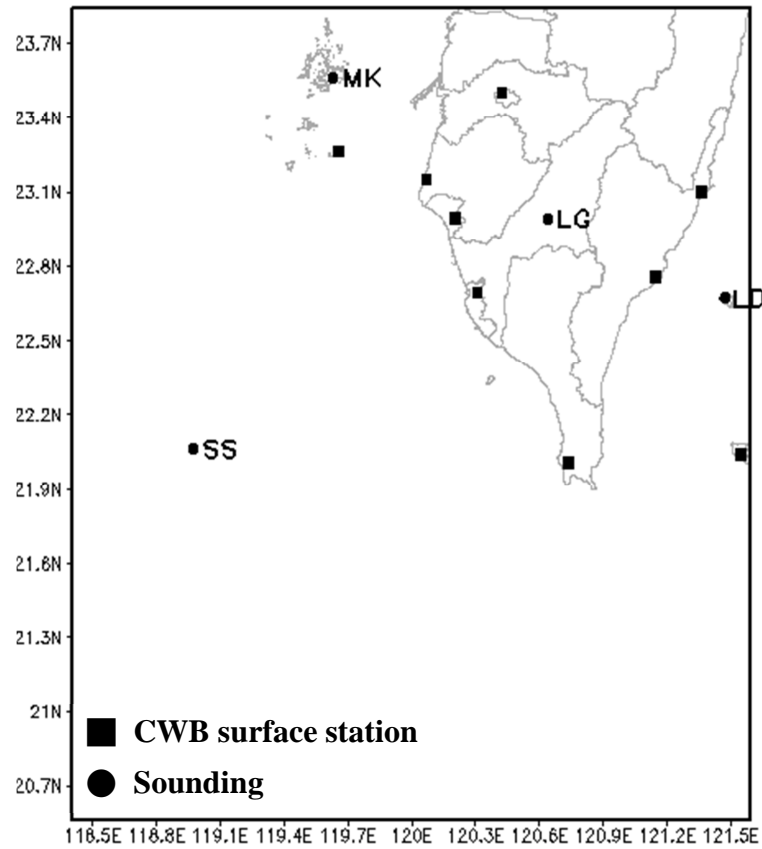


圖 4.1 使用於風場背景場中的實際觀測資料，圓點代表探空資料，包含馬公(MK)、南船(SS)、六龜(LG)及綠島(LD)，方塊點代表地面測站位置，包含東吉島、臺南、高雄、嘉義、恆春、成功、蘭嶼、臺東及七股。

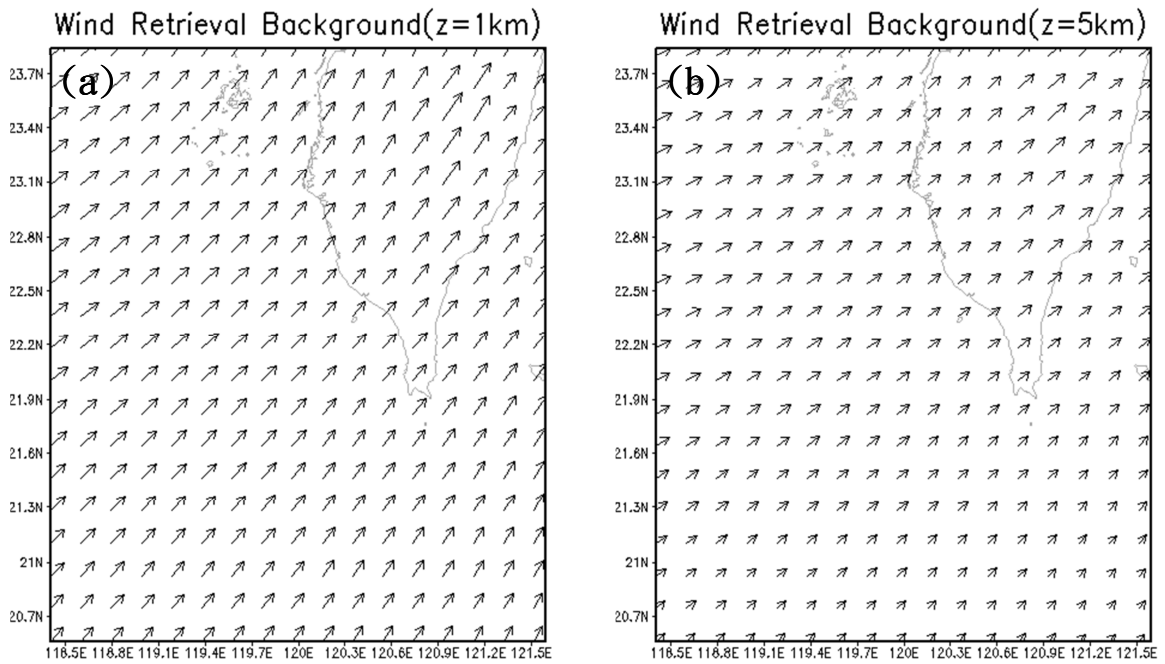


圖 4.2 使用 ECMWF Atmospheric Model、探空資料及地面測站所產生的背景風場。高度分別為(a)1 公里、(b)5 公里。

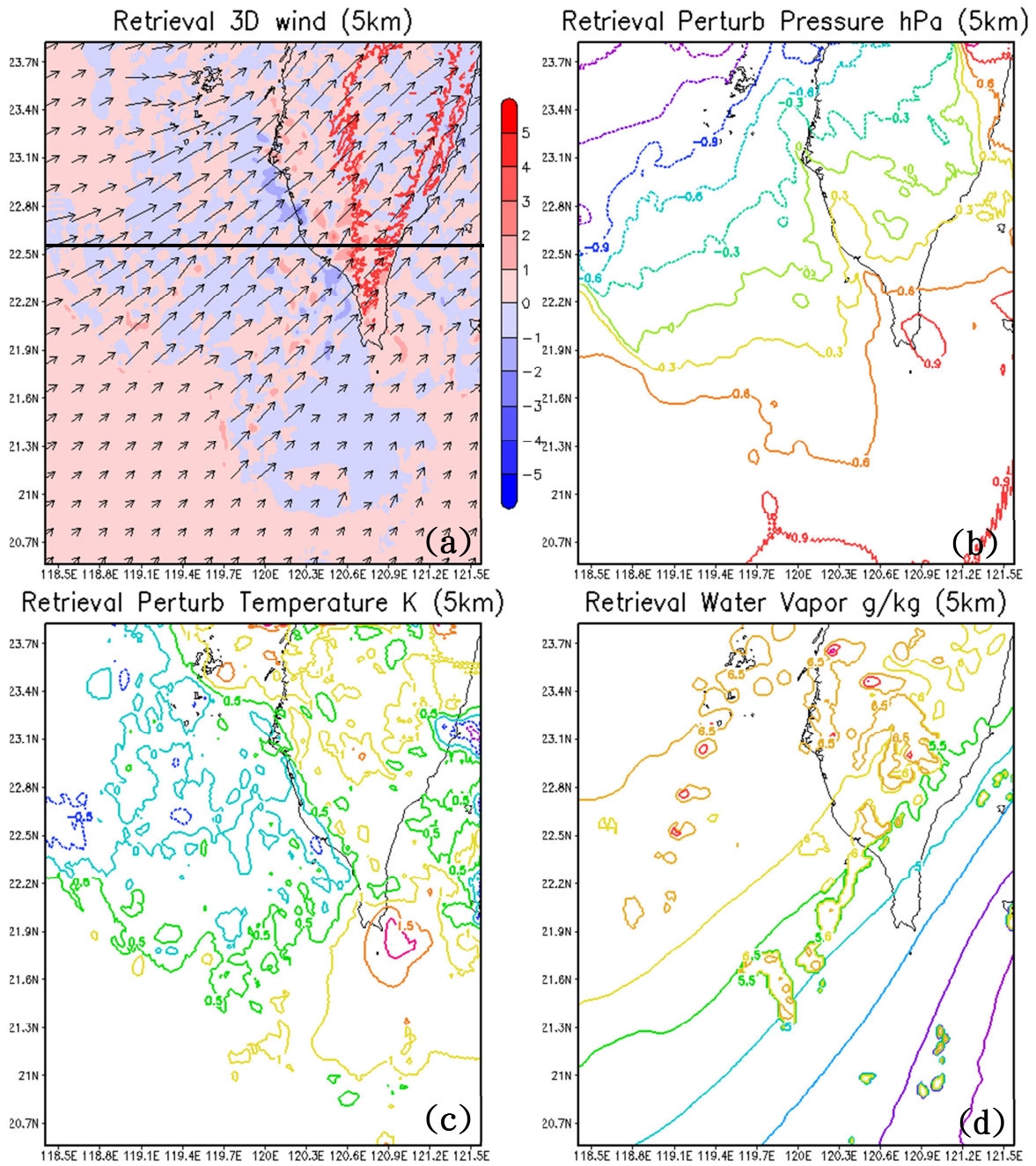


圖 4.4 同(圖 4.3)，但是為高度 5 公里的氣象變數場。

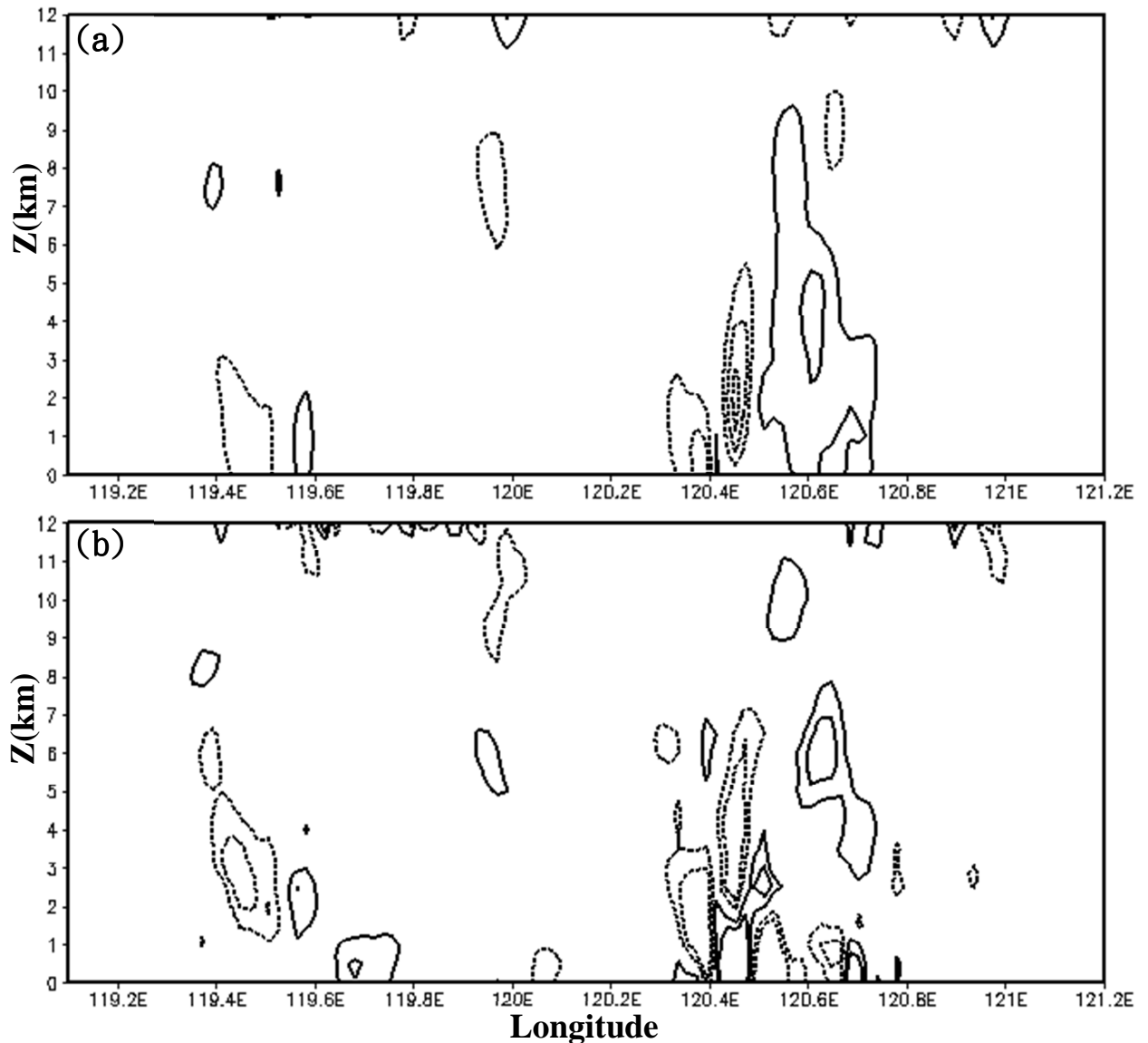


圖 4.5 (圖 4.4(a))的垂直東西向剖面結構，位於緯度 22.2° ，僅畫出經度 119.1°E 至 121.2°E 區域。(a)垂直速度垂直剖面，實線代表上升運動、虛線代表下降運動，等值線間距為 1ms^{-1} 但無 0ms^{-1} 的線；(b)水平輻合輻散場垂直剖面，實線代表輻散、虛線代表輻合，等值線間距為 0.3s^{-1} 但無 0s^{-1} 的線。

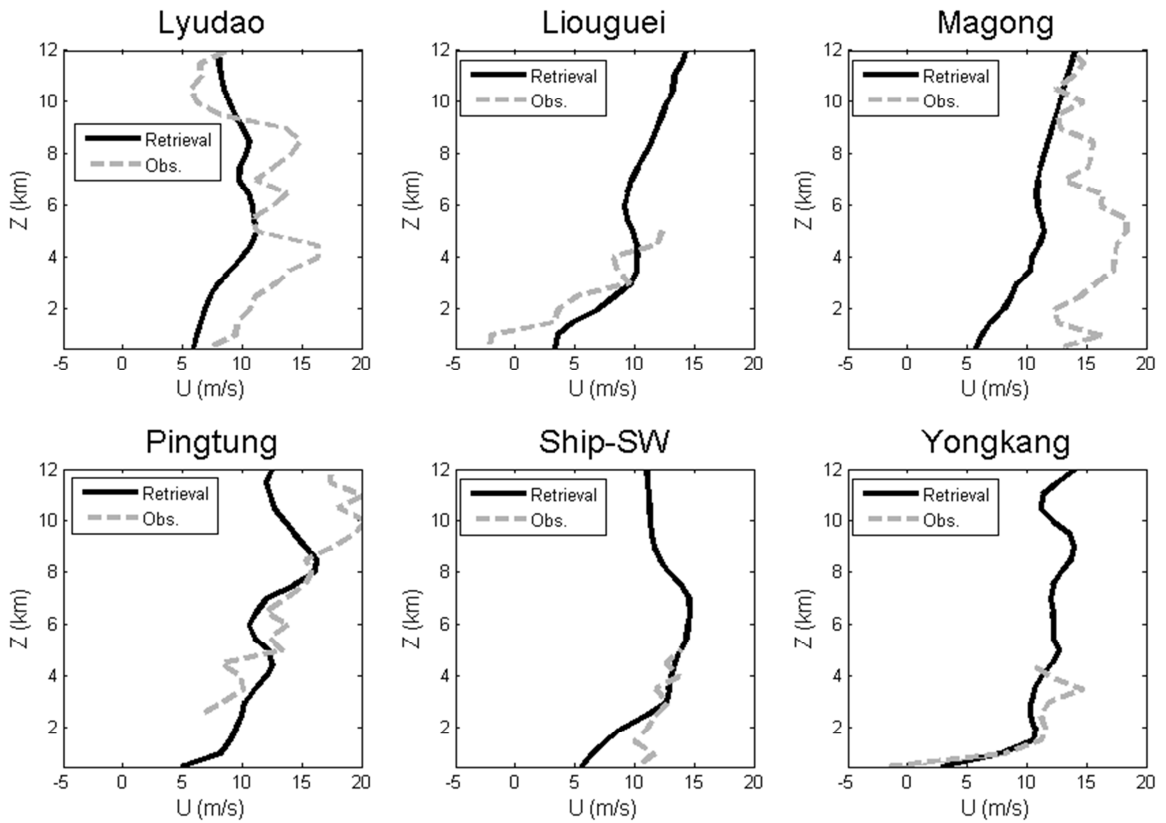


圖 4.6 比較探空觀測(虛線)與反演結果(實線)水平風場 u ，單位 ms^{-1} 。分別對綠島(Lyudao)、六龜(Liouguei)、馬公(Magong)、屏東(Pingtung)、南船(Ship-SW)及永康(Yongkang)探空做驗證。

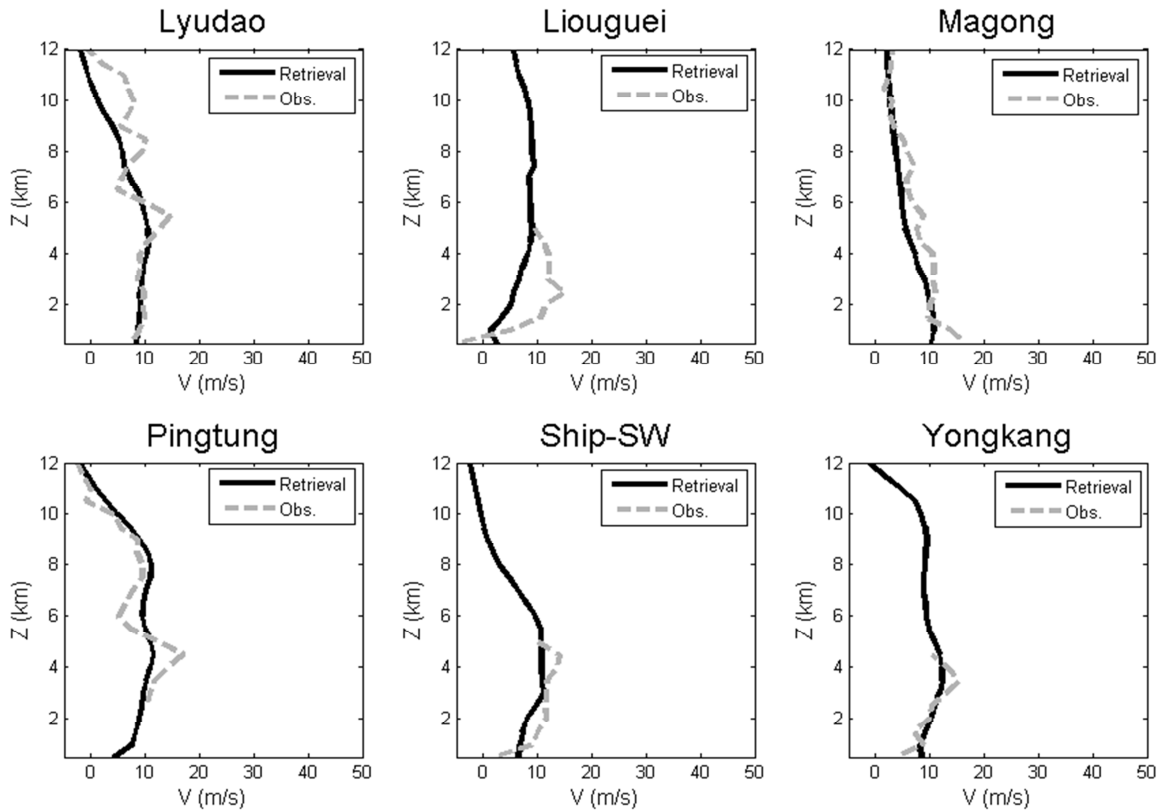


圖 4.7 同(圖 4.6)但為水平風場 v ，單位為 ms^{-1} 。

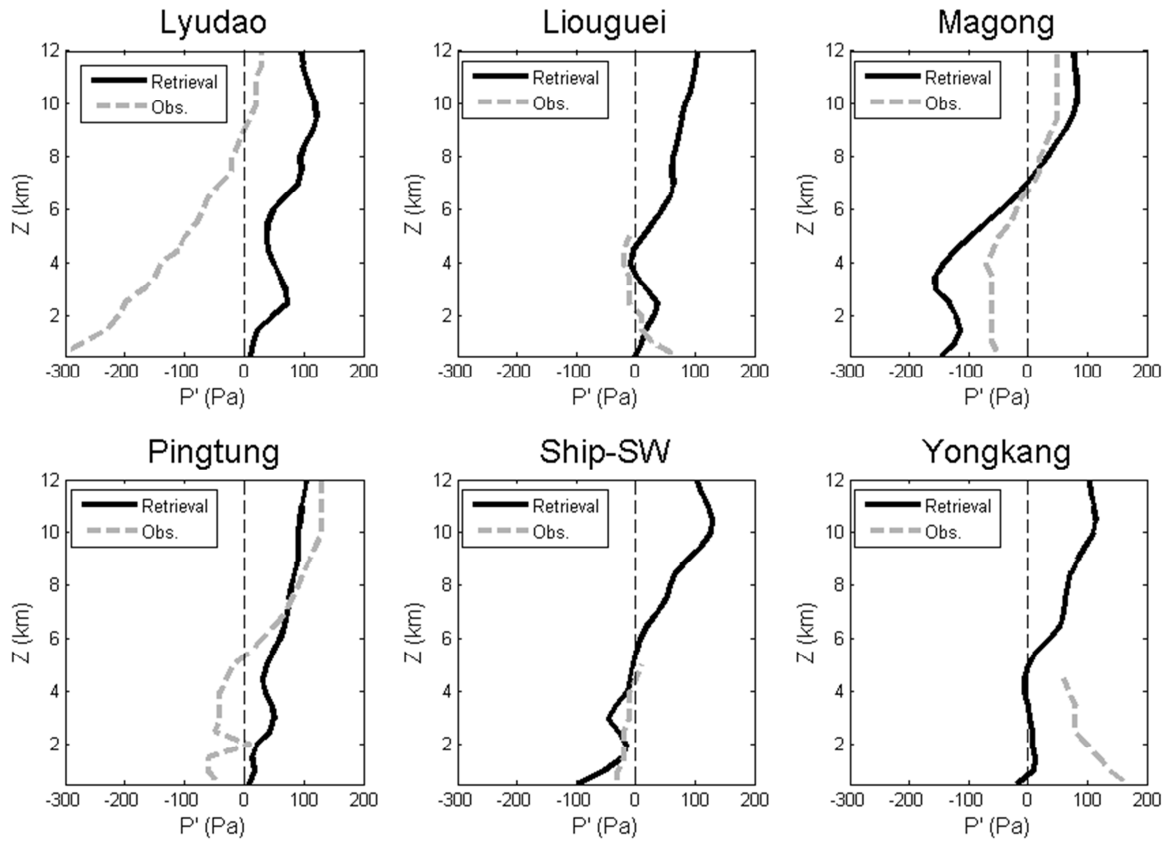


圖 4.8 同(圖 4.6)但為擾動壓力 P' ，單位為 Pa。

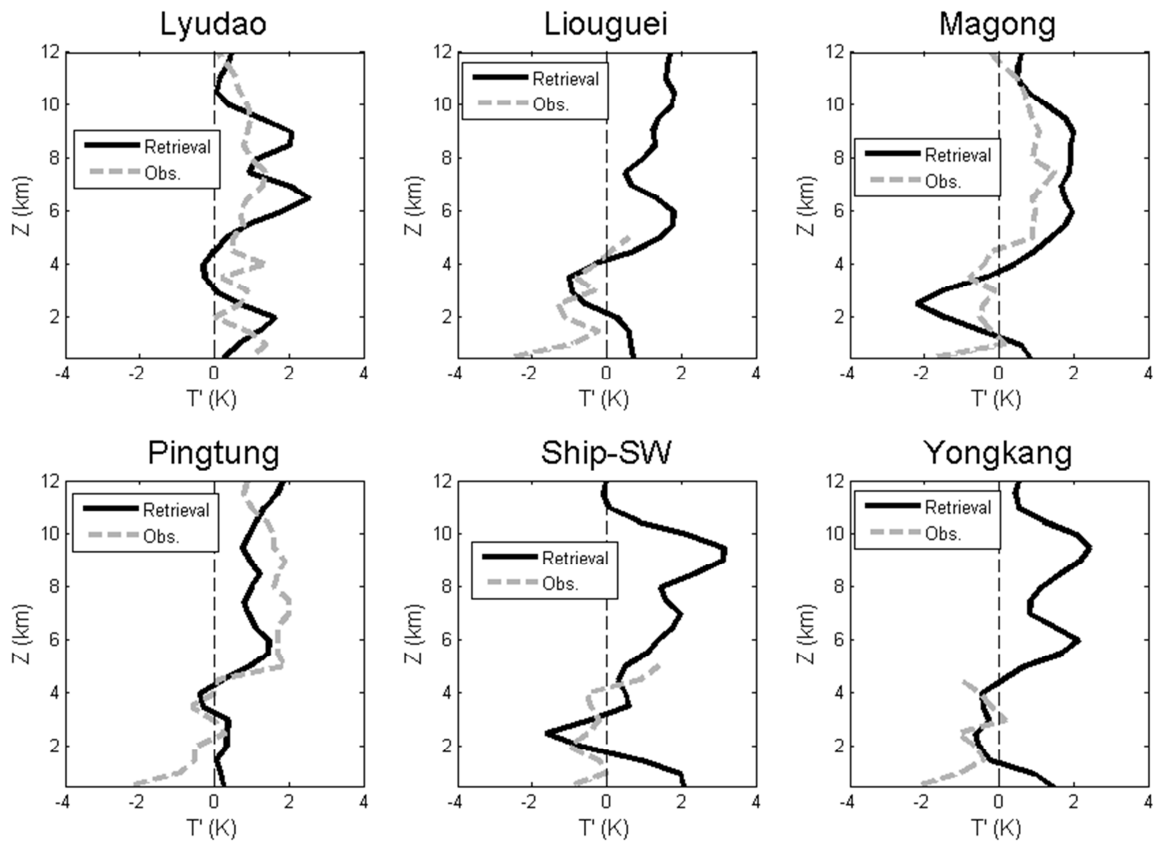


圖 4.9 同(圖 4.6)但為擾動溫度 T' ，單位為 $^{\circ}\text{K}$ 。

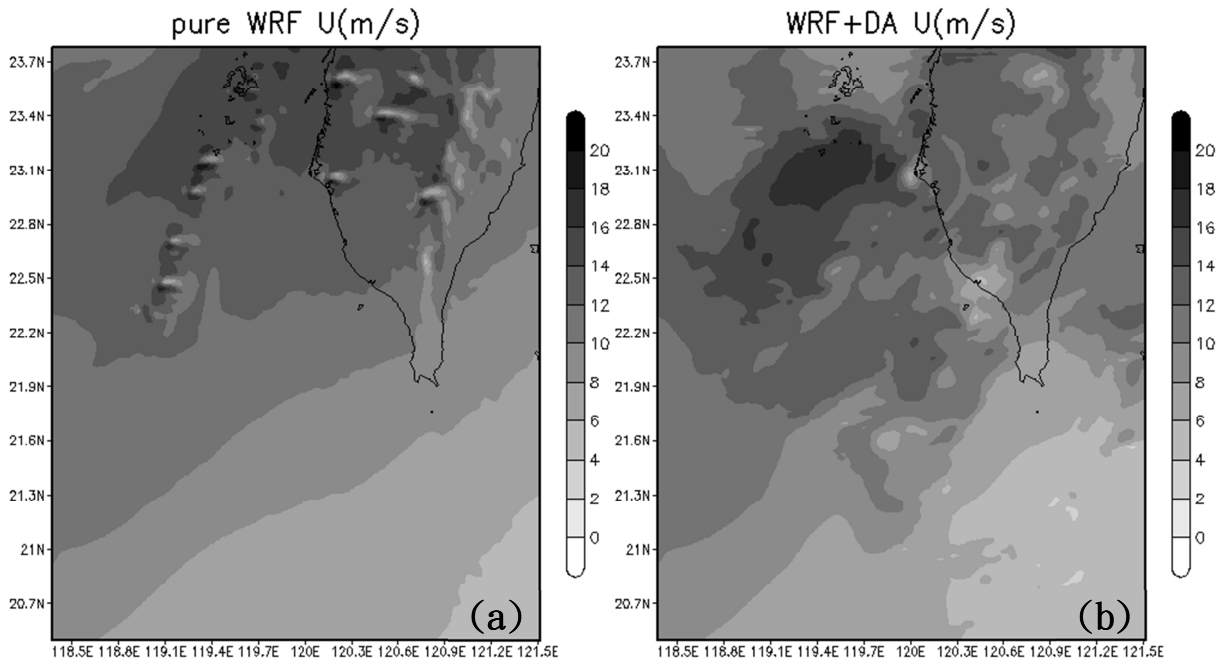


圖 4.10 水平風場 u 水平剖面於高度 4.5 公里的位置，單位 ms^{-1} 。(a)模式當時的預報場(同化前)；(b)與模式結合後的初始場(同化後)。

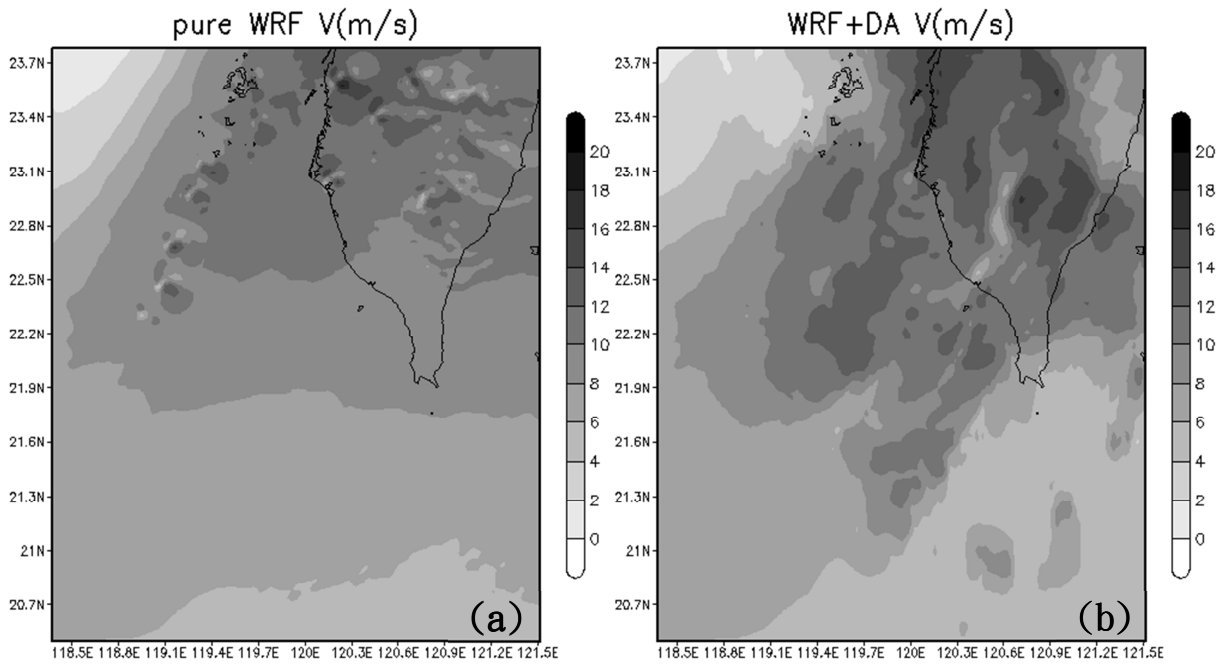


圖 4.11 同(圖 4.10)，但為水平風場 v ，單位為 ms^{-1} 。

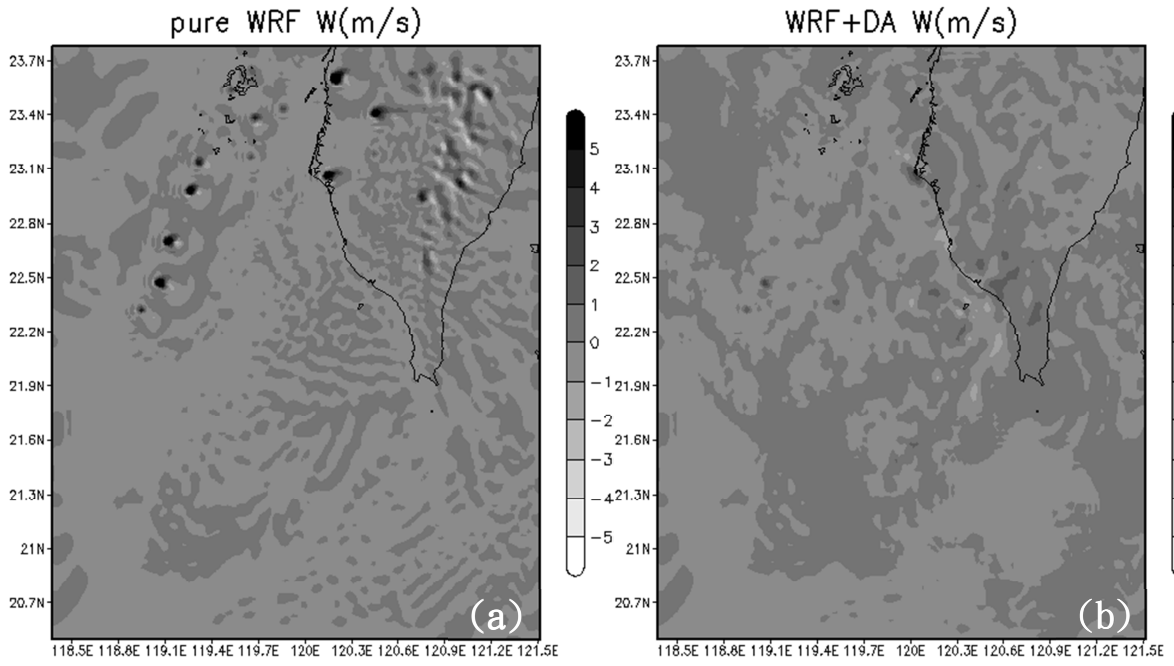


圖 4.12 同(圖 4.10)，但為水平風場 w ，單位為 ms^{-1} 。

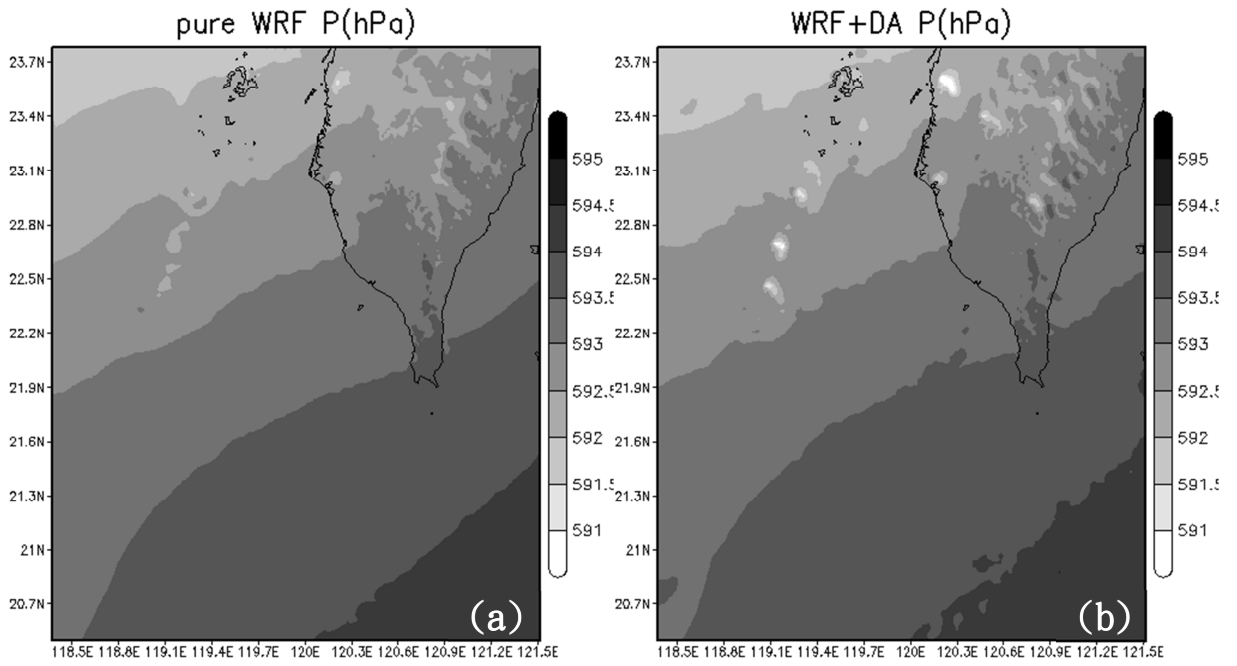


圖 4.13 同(圖 4.10)，但為壓力場 P ，單位為 hPa 。

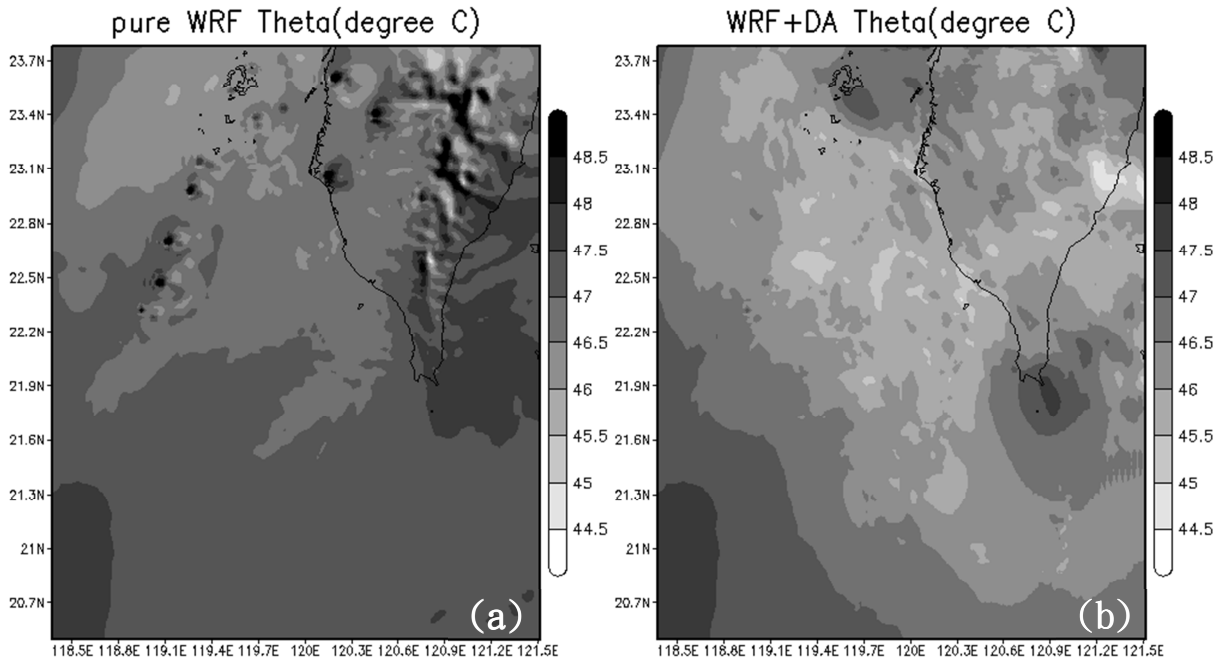


圖 4.14 同(圖 4.10)，但為位溫場 θ ，單位為 $^{\circ}\text{C}$ 。

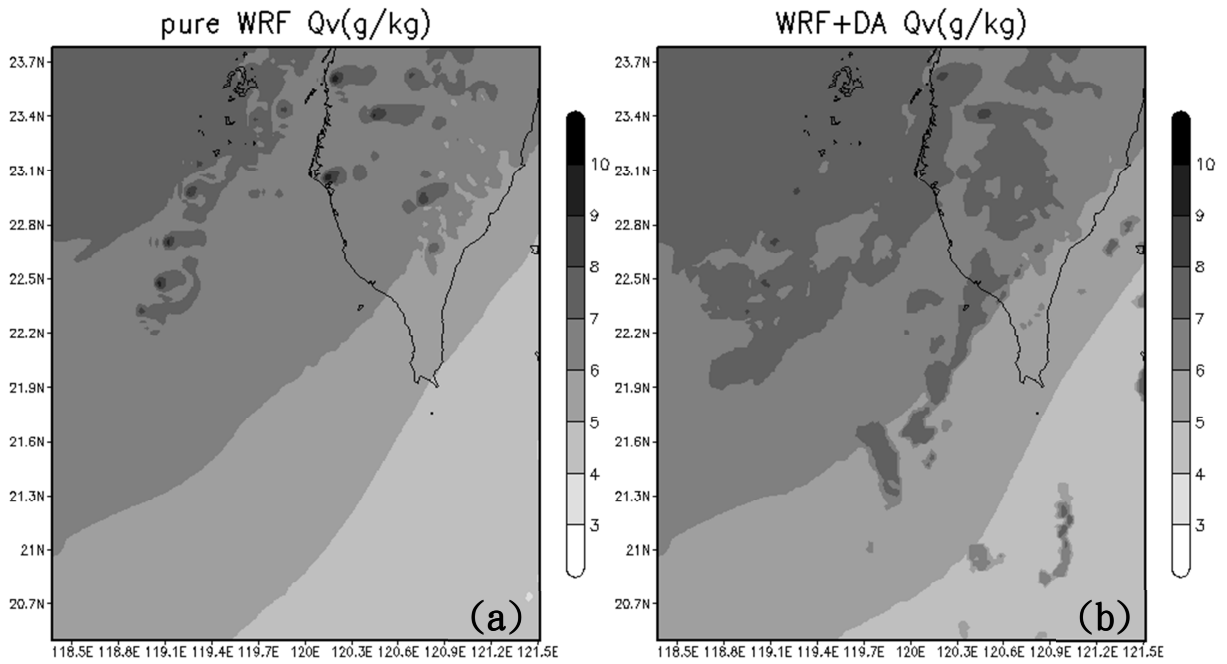


圖 4.15 同(圖 4.10)，但為水汽混和比，單位為 gkg^{-1} 。

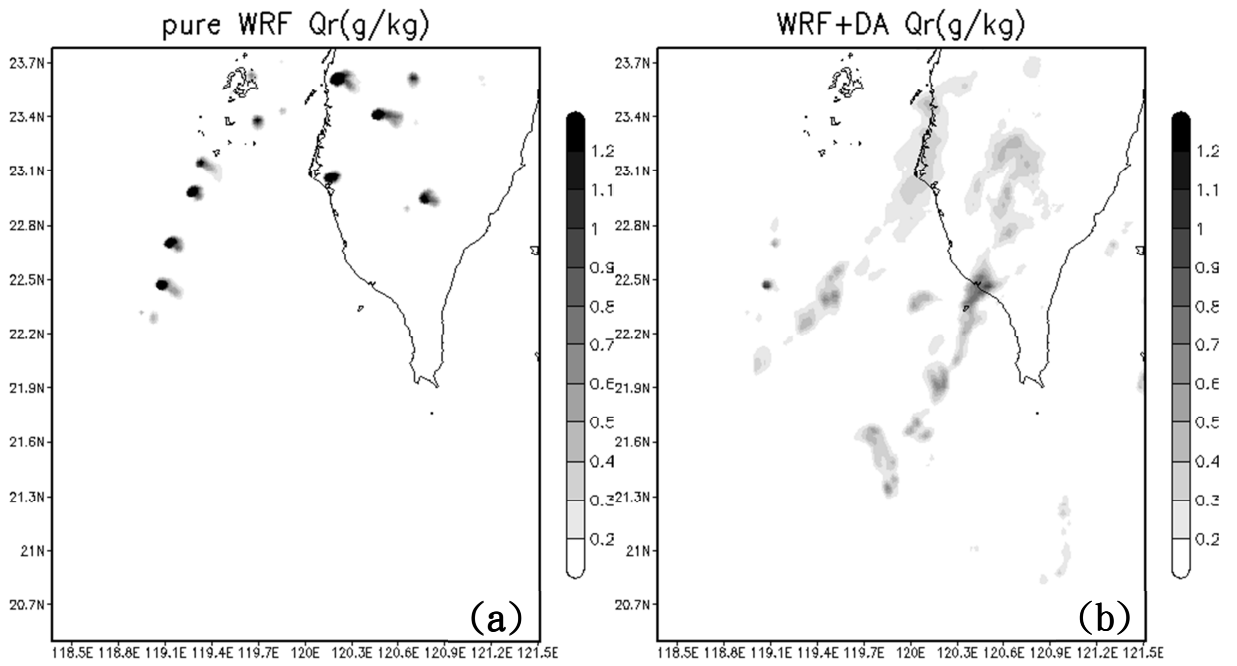


圖 4.16 同(圖 4.10)，但為雨水混和比，單位為 gkg^{-1} 。

WRF 20080614_noDA 12:00 (0 mins)

WRF 20080614_DA 12:00 (0 mins)

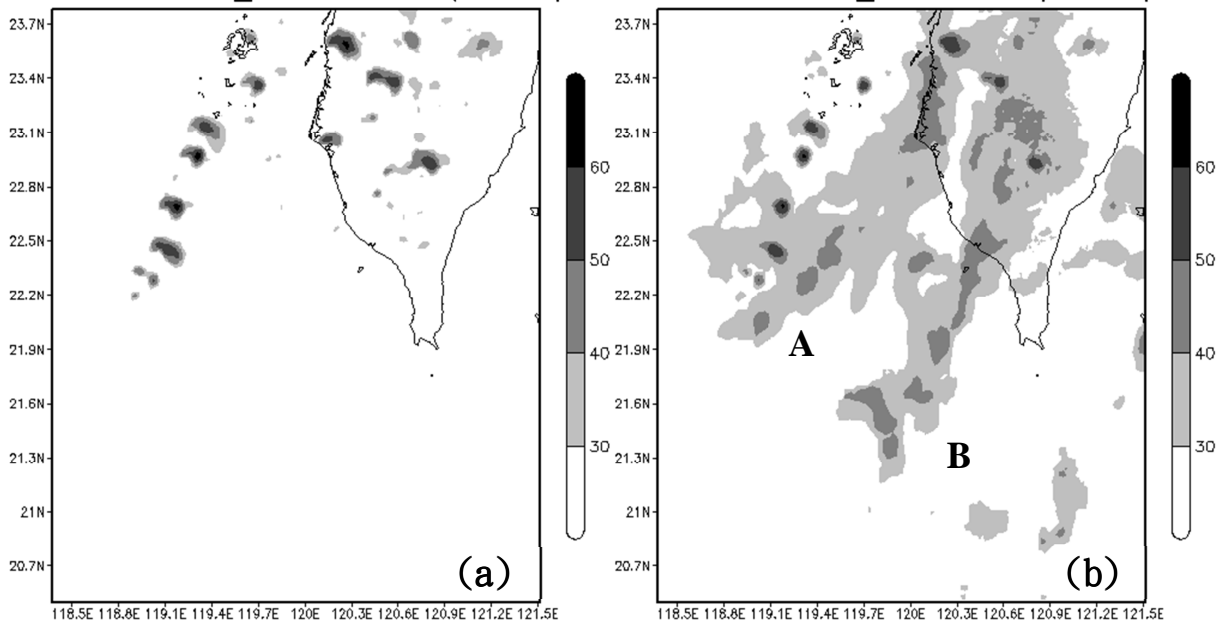


圖 4.17 同(圖 4.10)，但為最大回波值，單位為 dBZ。

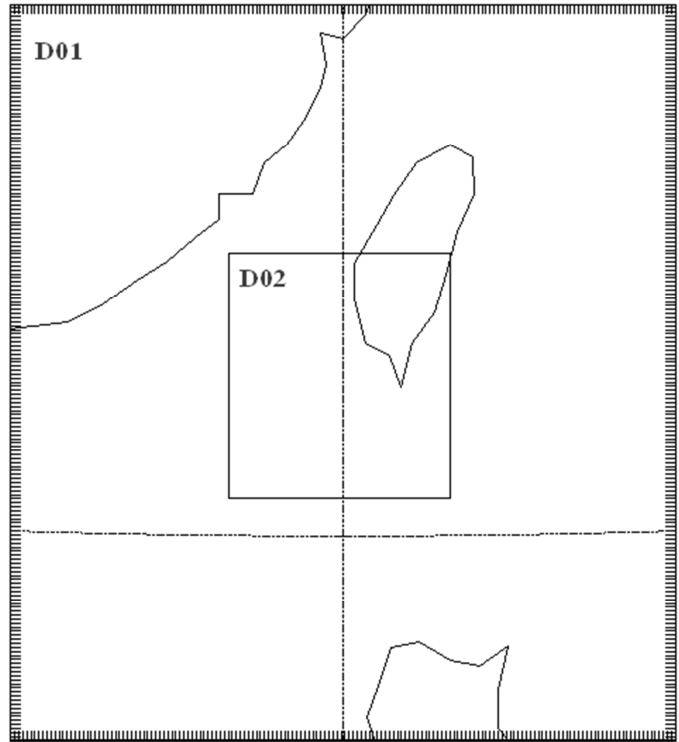


圖 5.1 WRF 模式中巢狀網格示意圖，D01 解析度為 6km，D02 解析度為 2km。

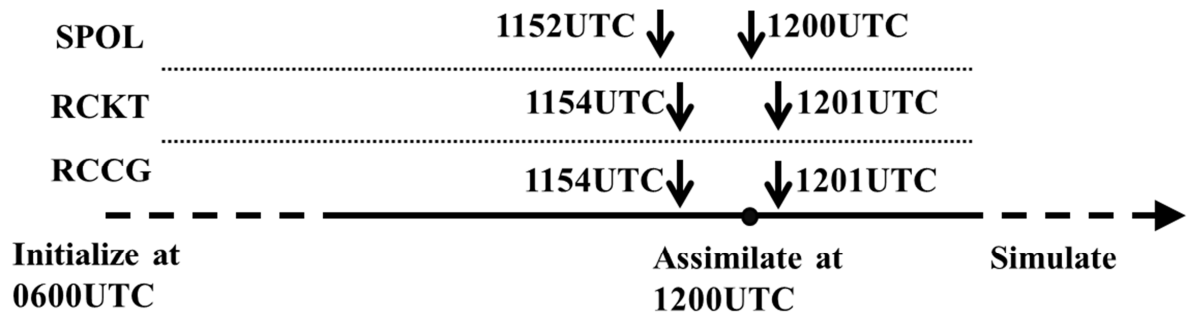


圖 5.2 WRF 模式初始化、同化及模擬流程圖。

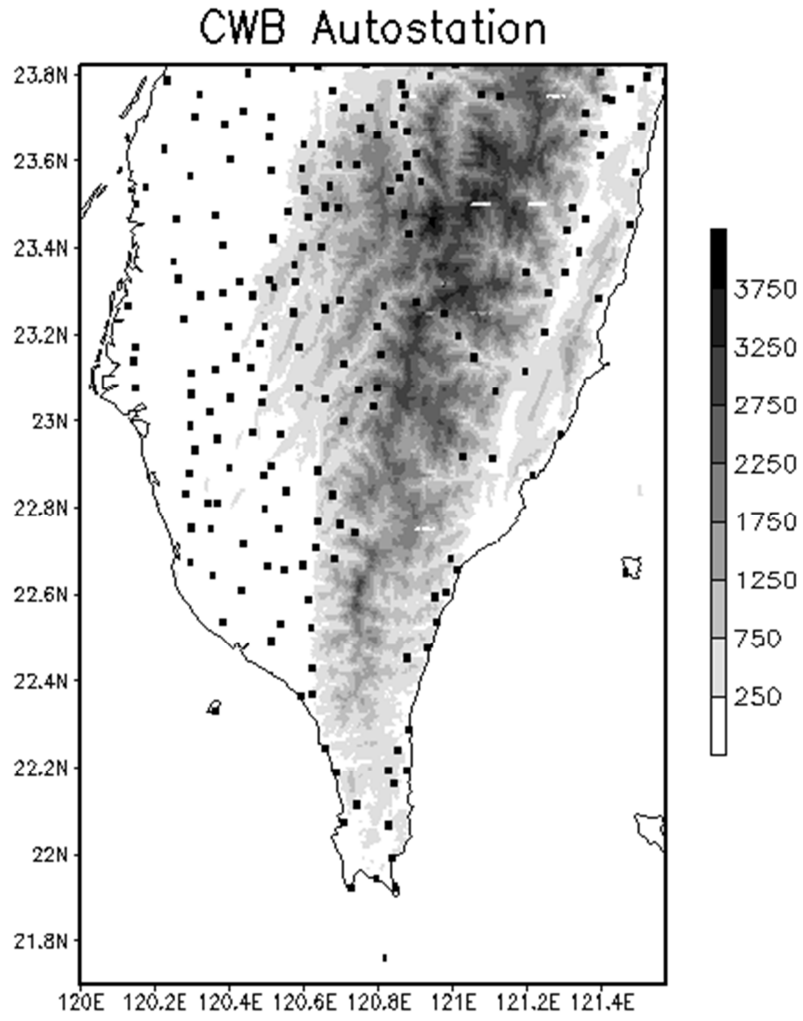


圖 5.3 中央氣象局自動雨量站於 D02 區域中分佈情況，打點處代表測站位置；陰影為地形高度，單位公尺。

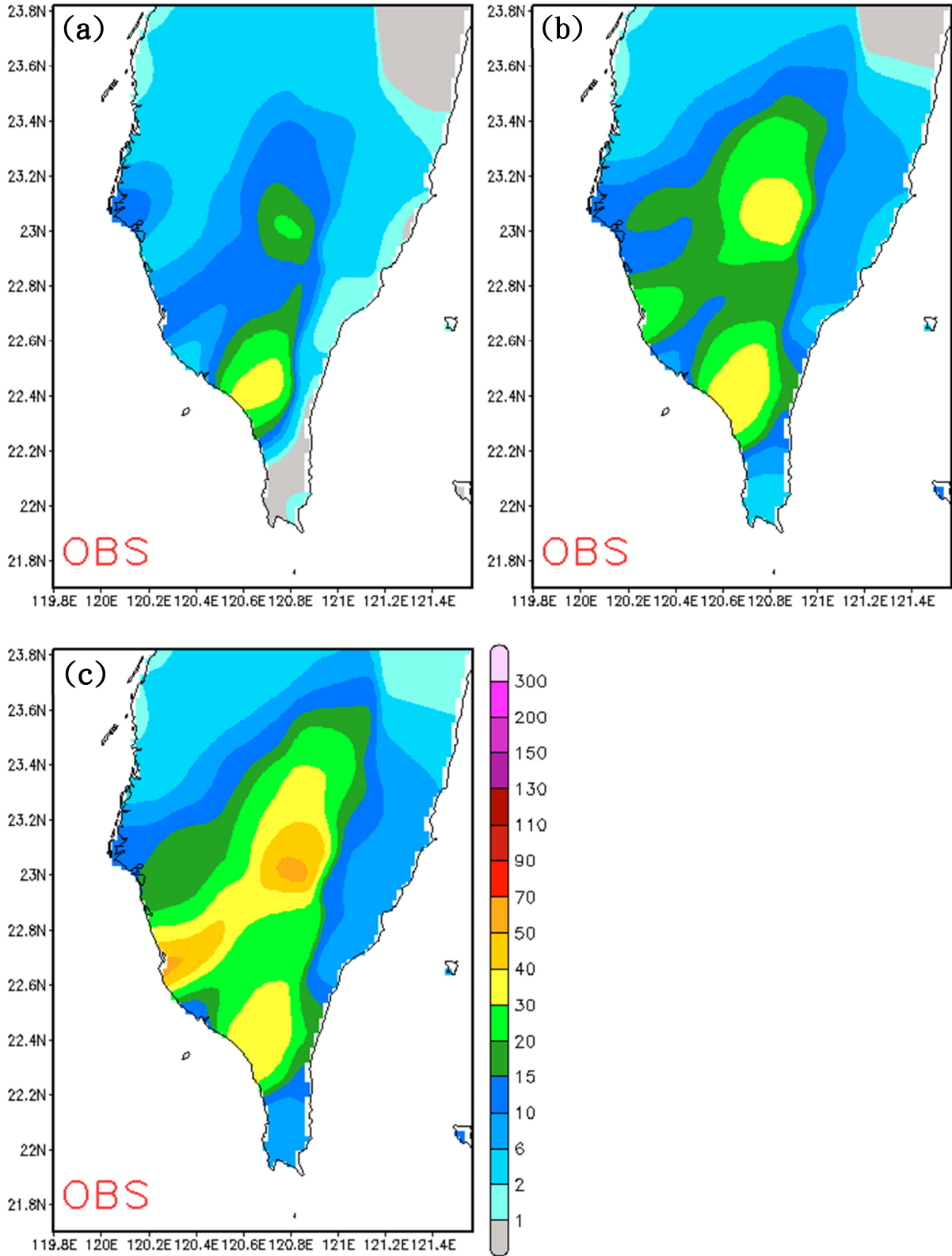


圖 5.4 使用中央氣象局自動測站內插出的降雨觀測資料，時間分別為：
 (a)1200UTC~1300UTC(累積 1 小時)、(b)1200UTC~1400UTC(累積 2 小時)、(c)1200UTC~1500UTC(累積 3 小時)，單位為 mm。

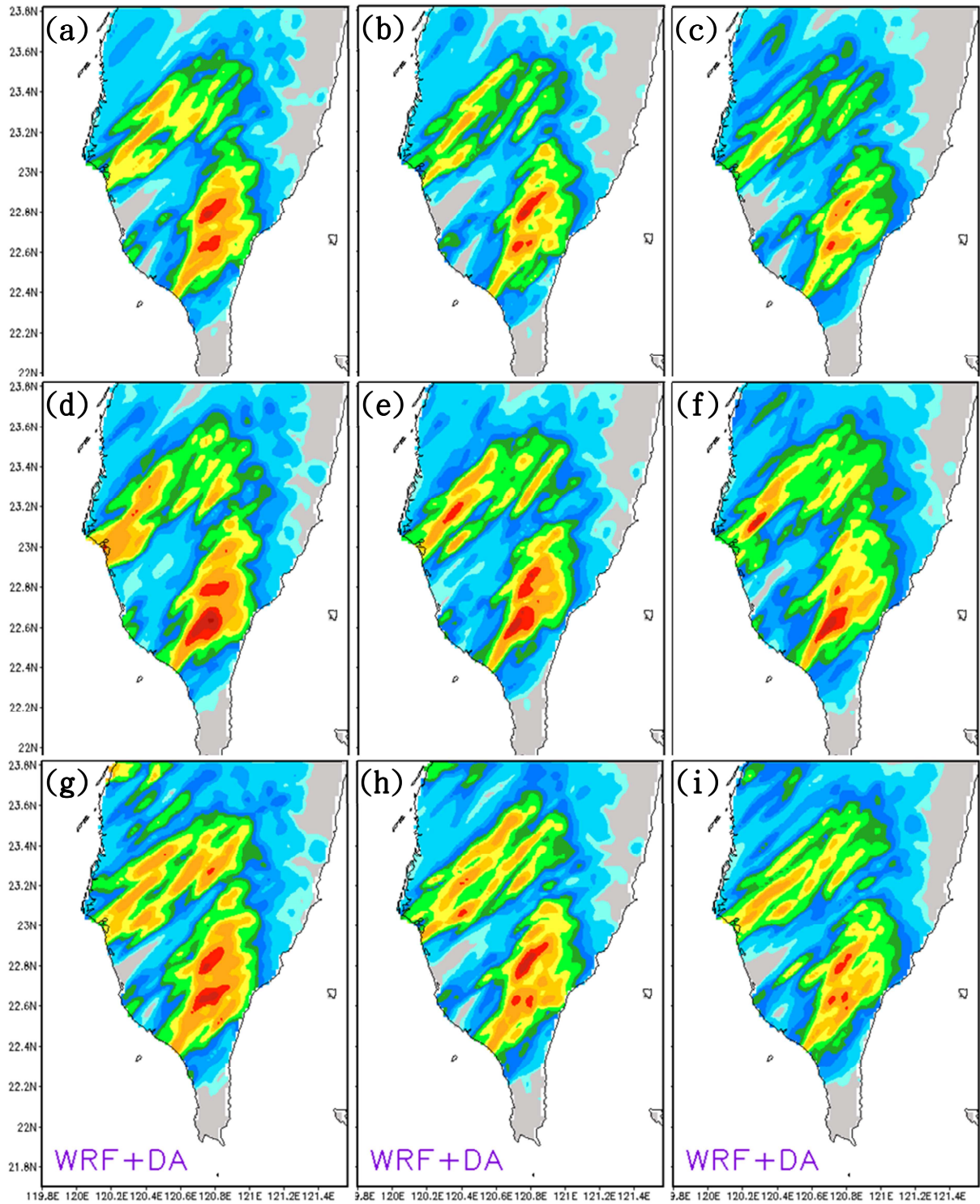


圖 6.1 於 1200UTC 同化雷達資料，模擬 2 小時的累積降雨量分布圖，使用的積雲參數化和雲物理分別為：(a)KF-Lin、(b)KF-WSM6、(c)KF-Grd、(d)BM-Lin、(e)BM-WSM6、(f)BM-Grd、(g)GD-Lin、(h)GD-WSM6、(i)GD-Grd。

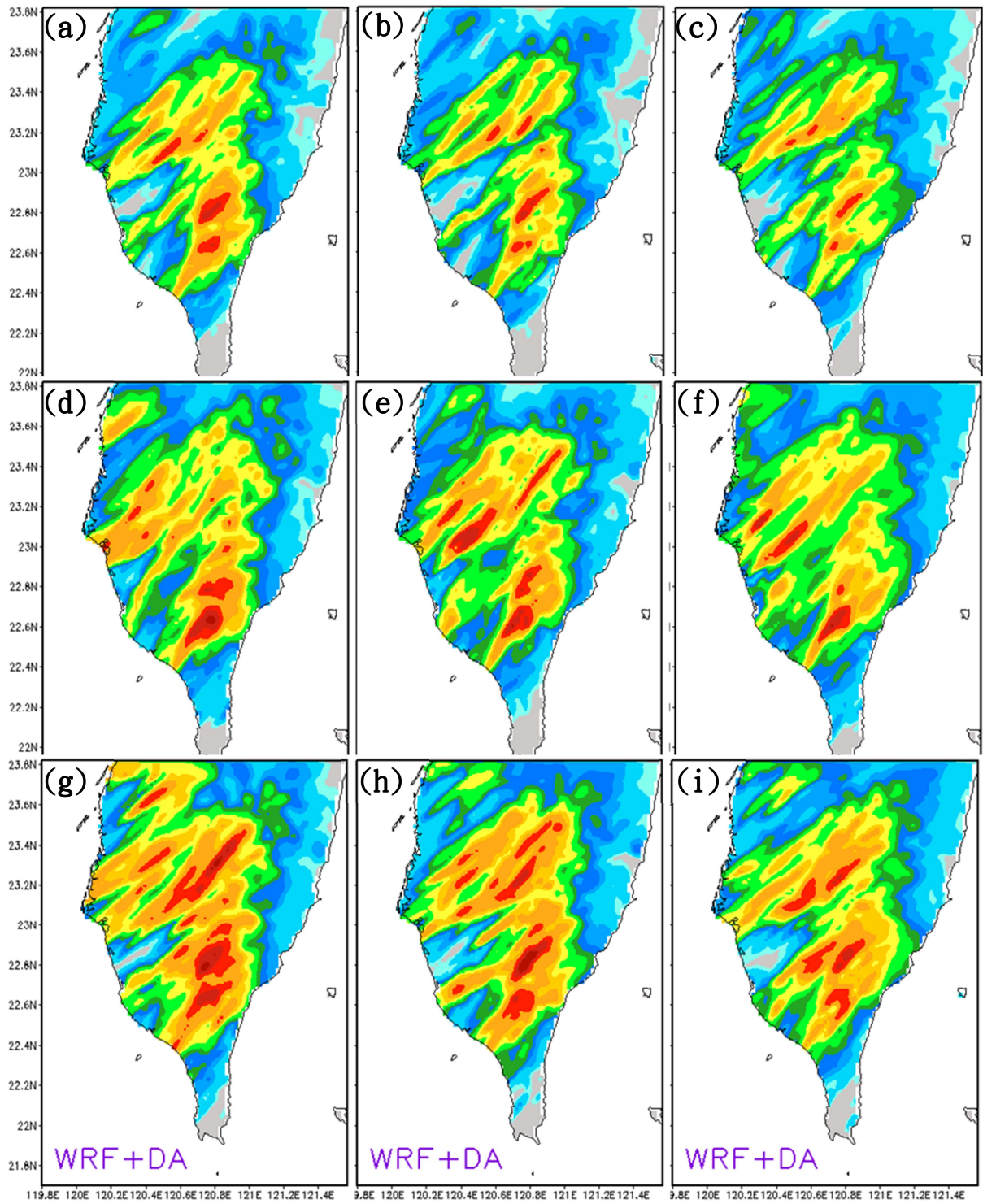


圖 6.2 同(圖 6.1)，但為模擬 3 小時的累積降雨量。

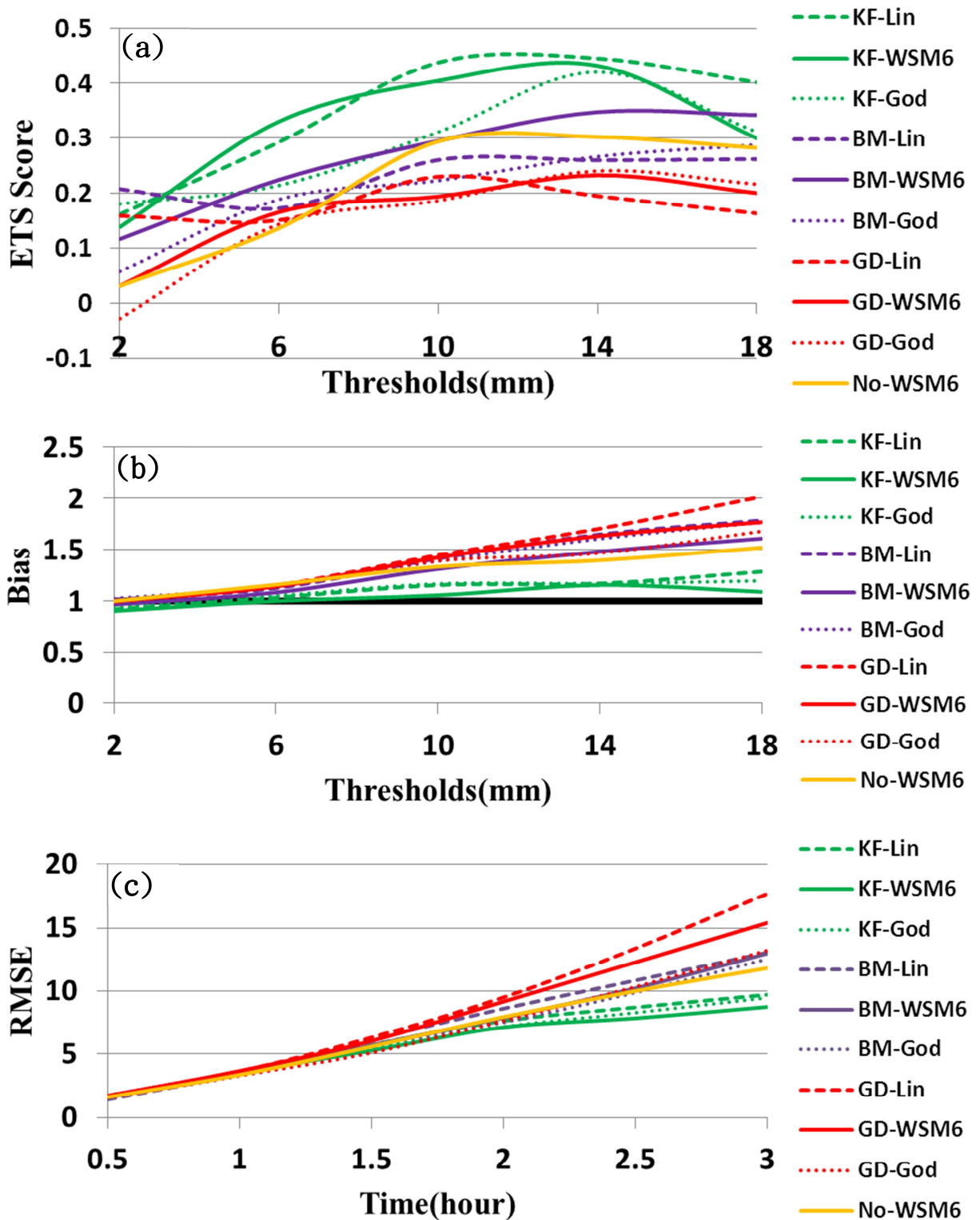


圖 6.3 於 1200UTC 同化雷達資料，使用不同積雲參數化(黃線未使用積雲參數化)和雲物理設定，模擬3小時降雨預報校驗，校驗方法分別為：(a)ETS Score、(b)Bias、(c)RMSE。

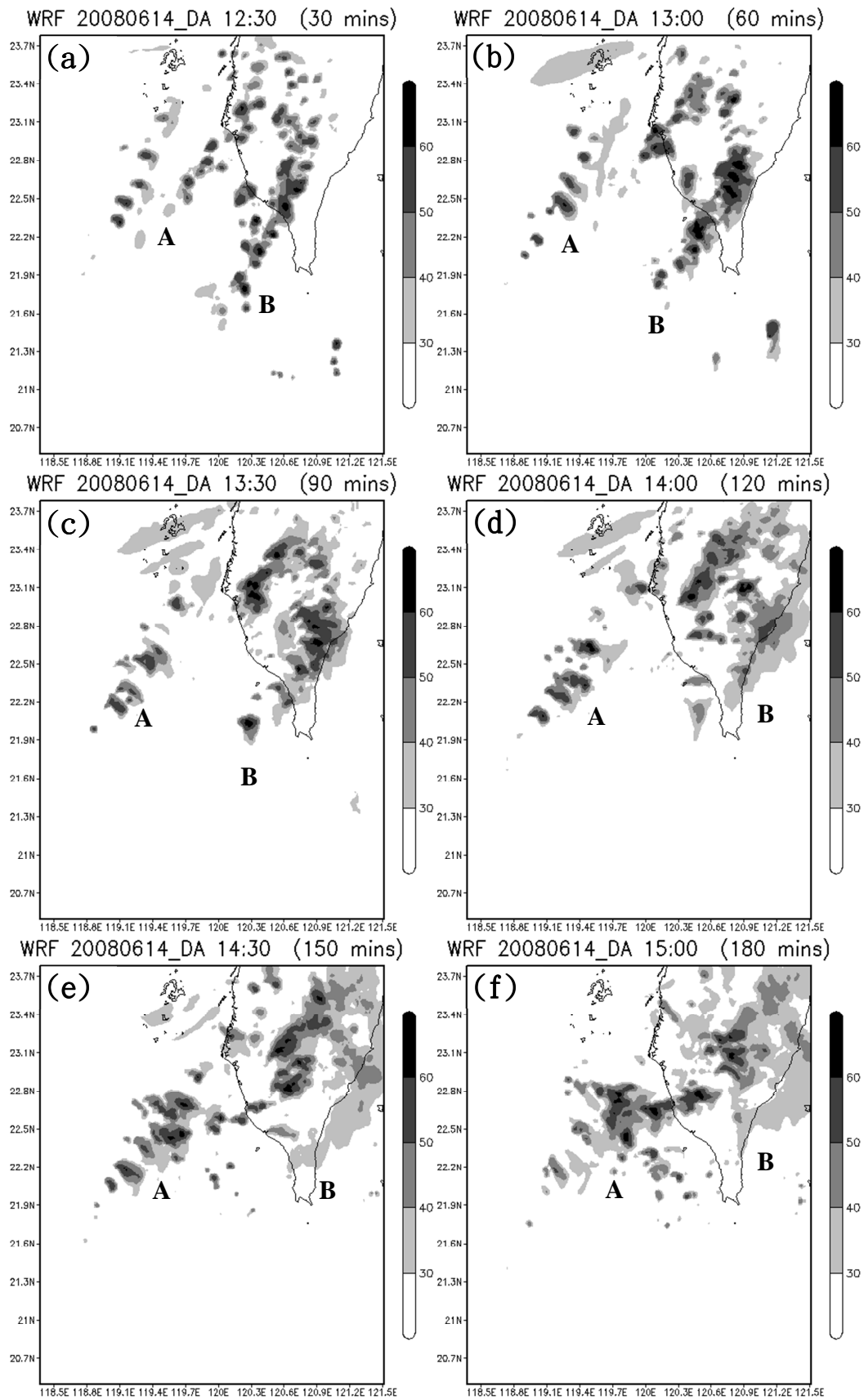


圖 6.4 本研究控制組(KF-WSM6)於 1200UTC 同化雷達資料，模擬 3 小時最大回波變化，模擬時間分別為(a)30 分鐘、(b)60 分鐘、(c)90 分鐘、(d)120 分鐘、(e)150 分鐘、(f)180 分鐘，單位為 dBZ。

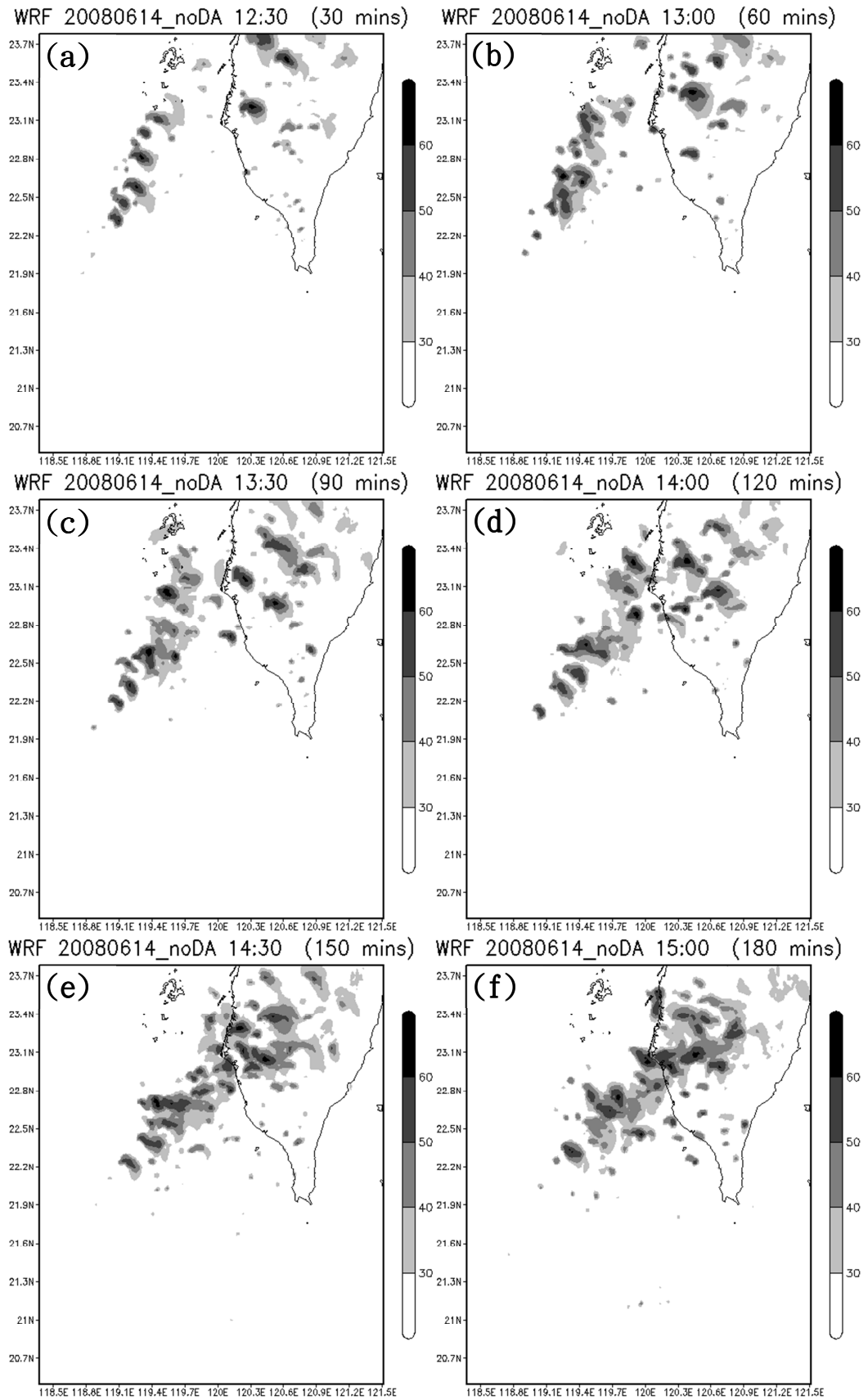


圖 6.5 同(圖 6.4)，但此模擬無同化雷達資料。

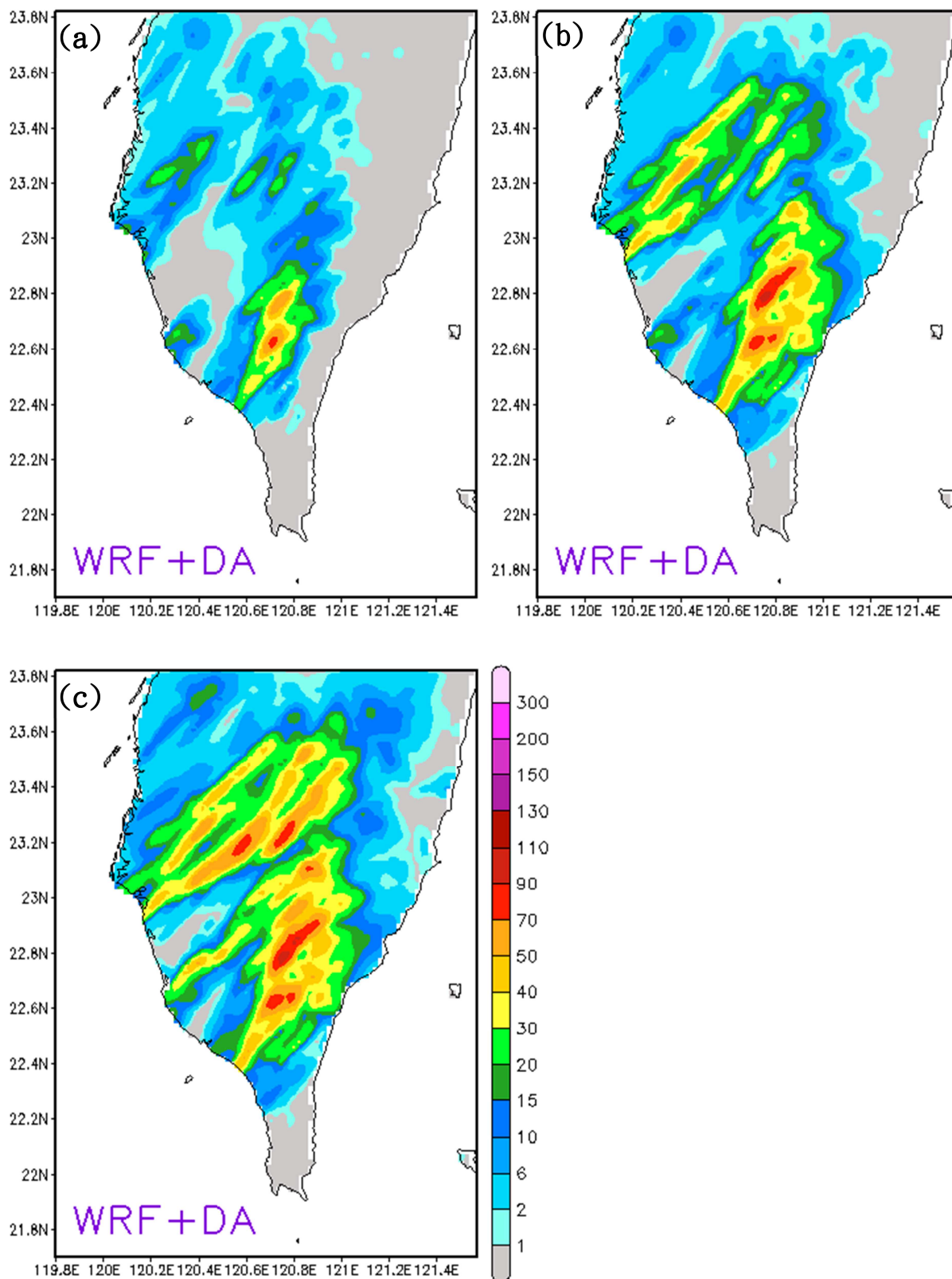


圖 6.6 本研究控制組實驗由 1200UTC 開始模擬累積降雨分佈，時間分別為(a)1200UTC~1300UTC(累積 1 小時)、(b)1200UTC~1400UTC(累積 2 小時)、(c)1200UTC~1500UTC(累積 3 小時)，單位為 mm。

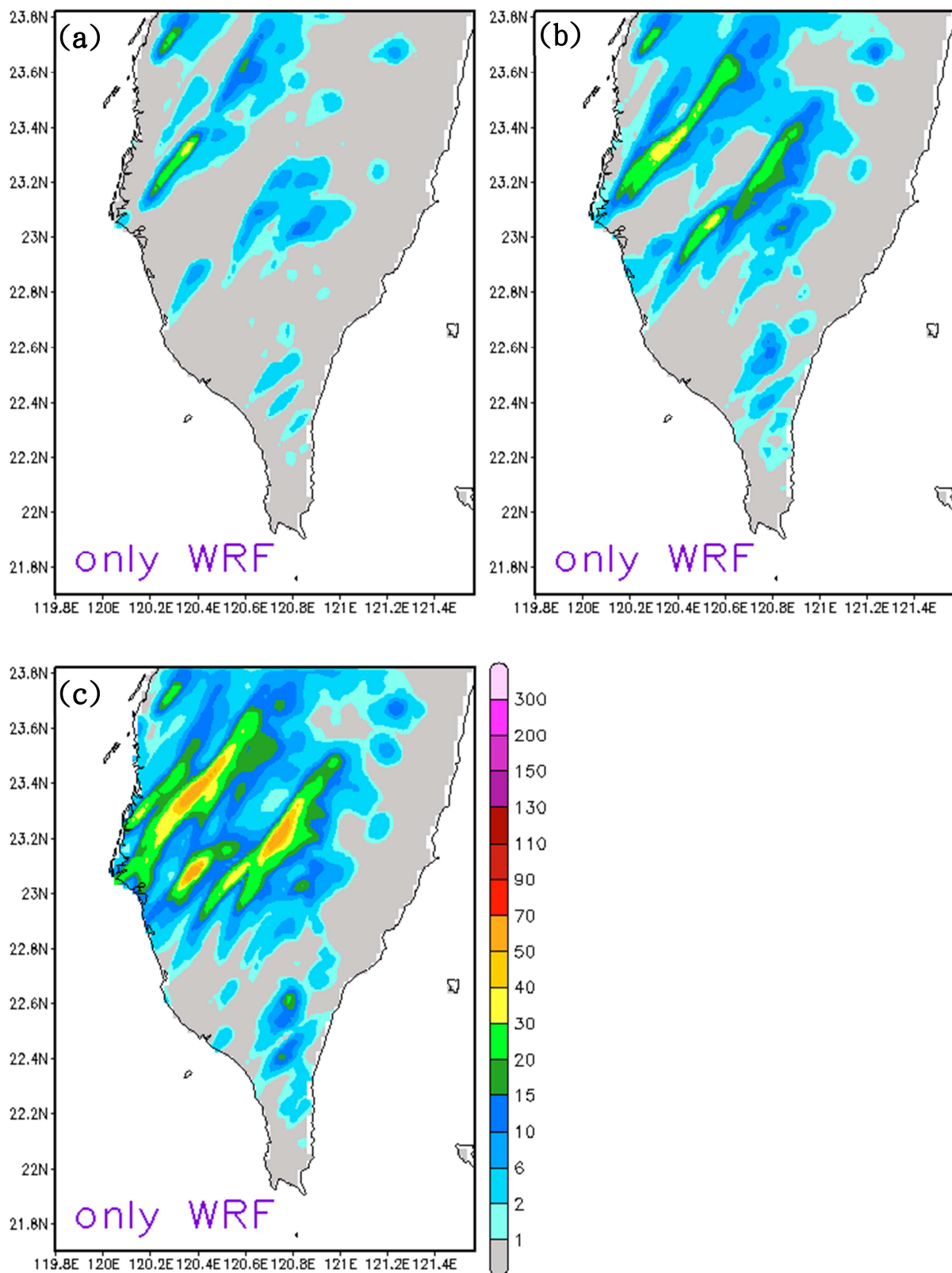


圖 6.7 同(圖 6.6)但本組無同化雷達資料。

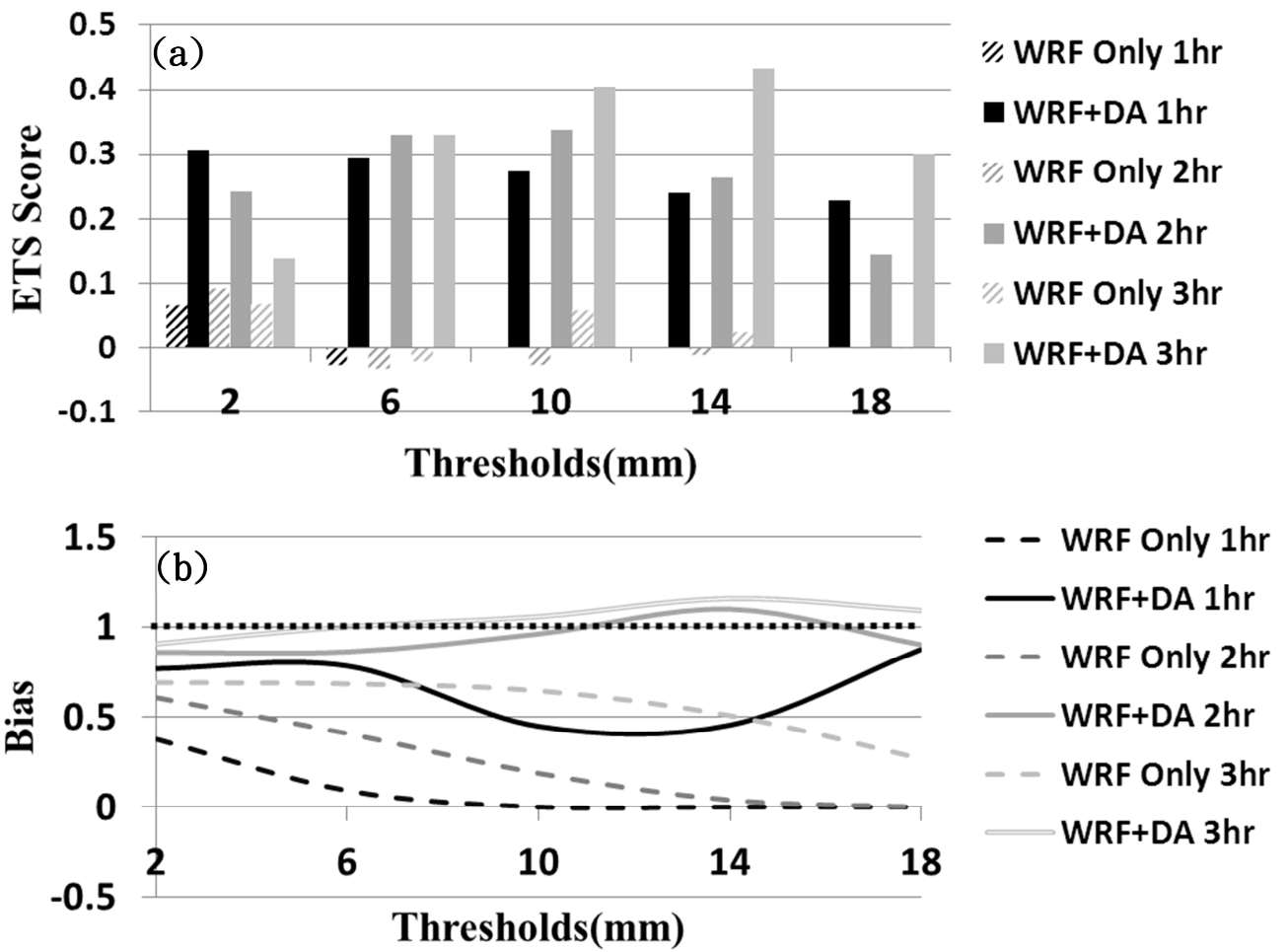


圖 6.8 控制組實驗是否同化雷達資料定量降水驗證(無同化-WRF Only)，驗證方法分別為(a)ETS、(b)Bias。

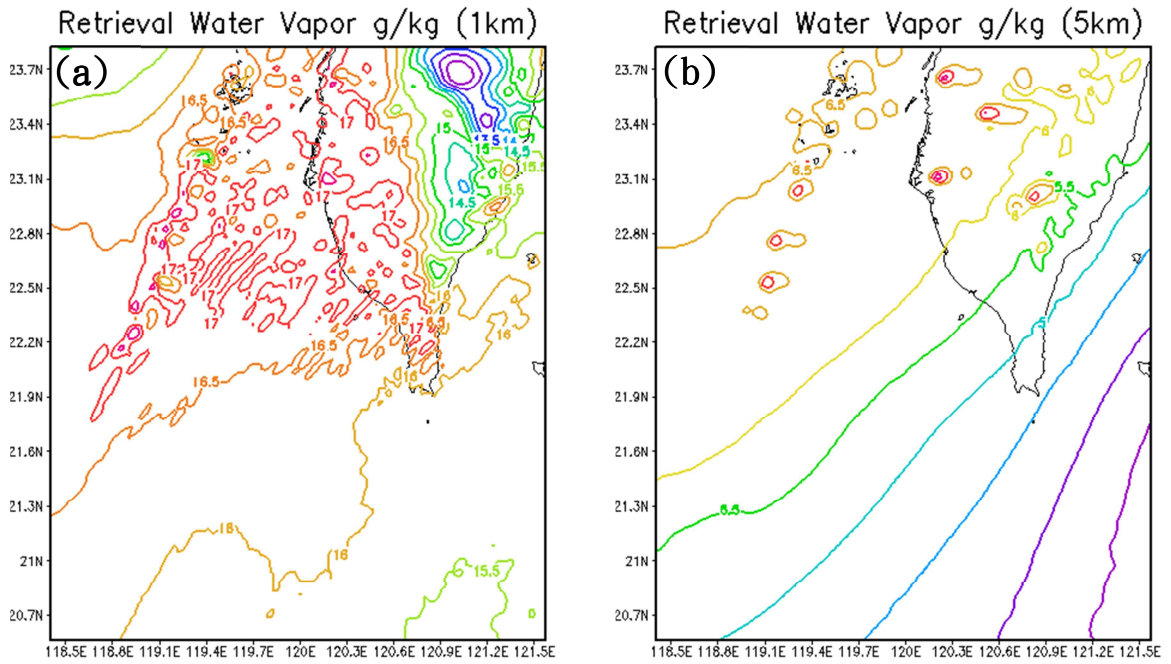


圖 6.9 模式於 1200UTC 水汽分佈圖(無水汽調整)，高度分別為(a)1 公里、(b)5 公里，單位為 gkg^{-1} 。

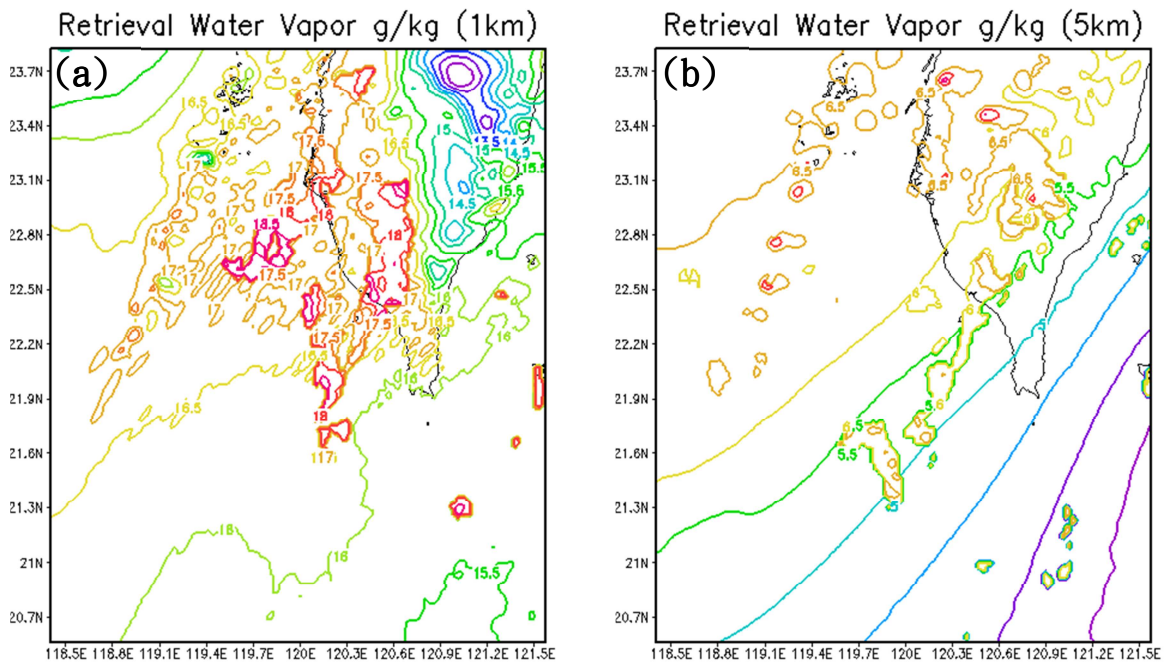


圖 6.10 利用雷達資料調整後於 1200UTC 當時模式水汽分佈，高度分別為(a)1 公里、(b)5 公里，單位為 gkg^{-1} 。

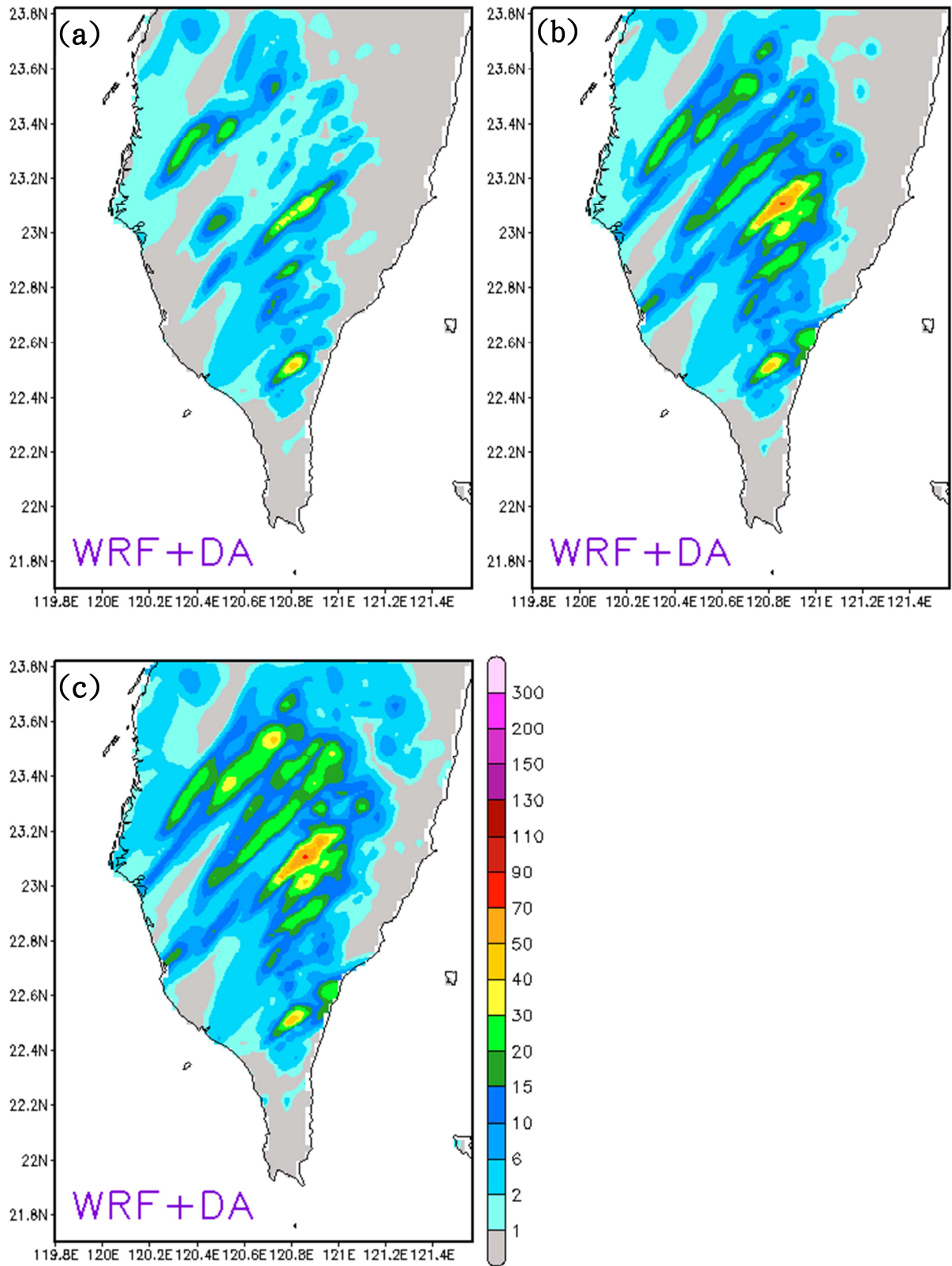


圖 6.11 同(圖 6.6)但本組無經水汽調整的步驟。

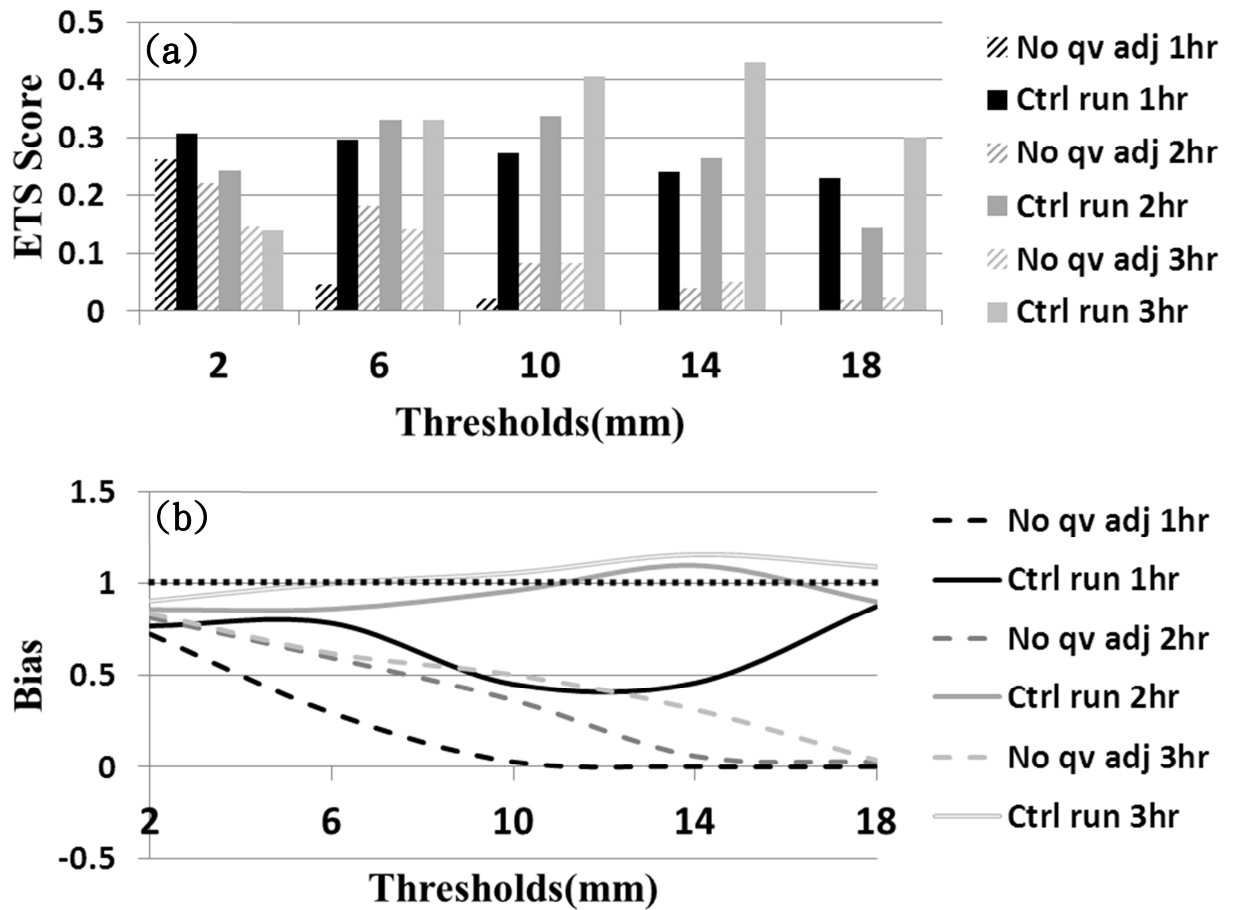


圖 6.12 同(圖 6.8)但本組為若不經水汽調整(No qv adj)的差異。

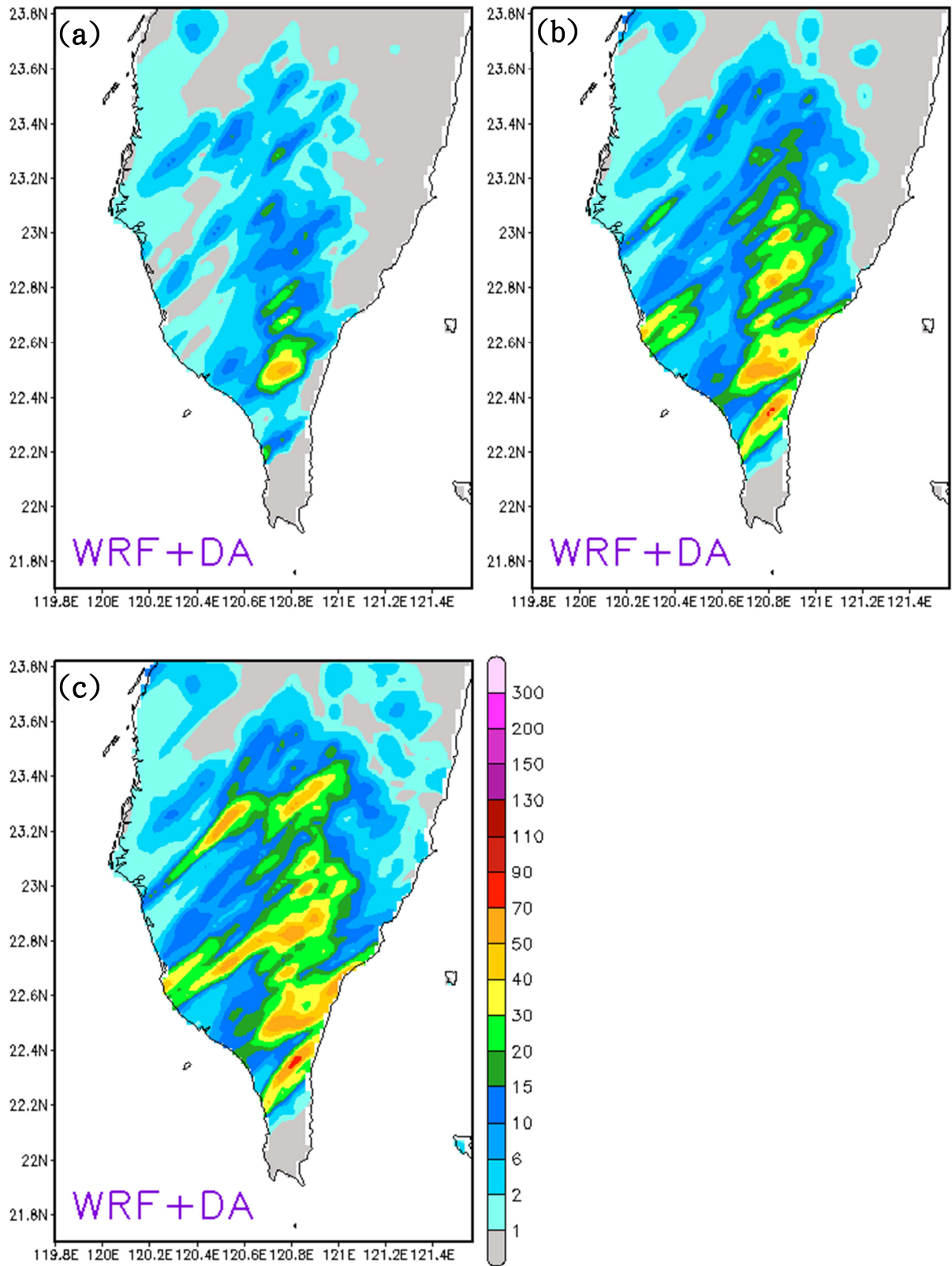


圖 6.13 同(圖 6.6)但本組於水汽調整時，假設水汽含量為 90%飽和。

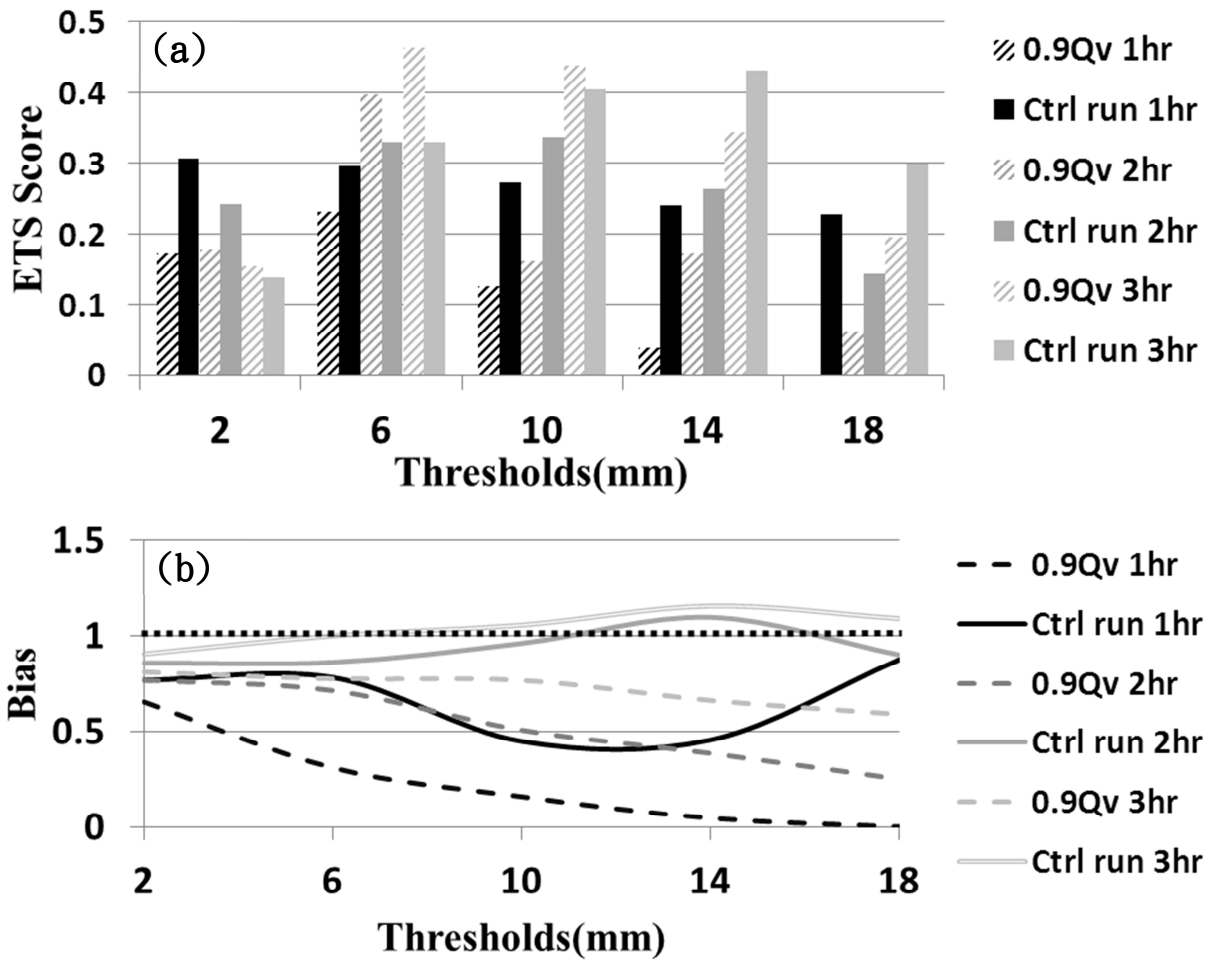


圖 6.14 同(圖 6.8)但本組為比較水汽調整時，假設水汽含量為 90%飽和 (0.9Qv)的差異。

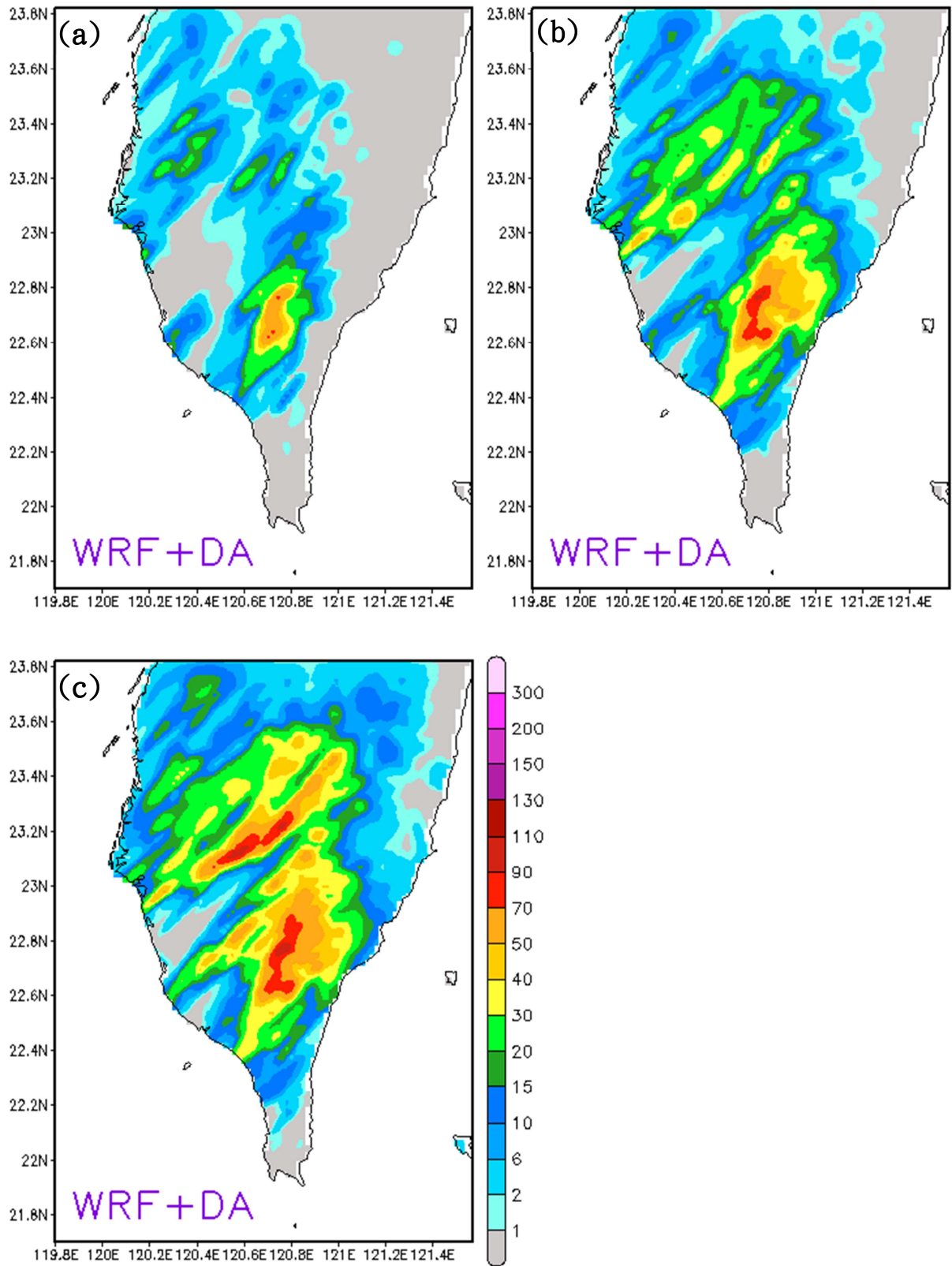


圖 6.15 同(圖 6.6)但本組於反演時假設為暖雨過程。

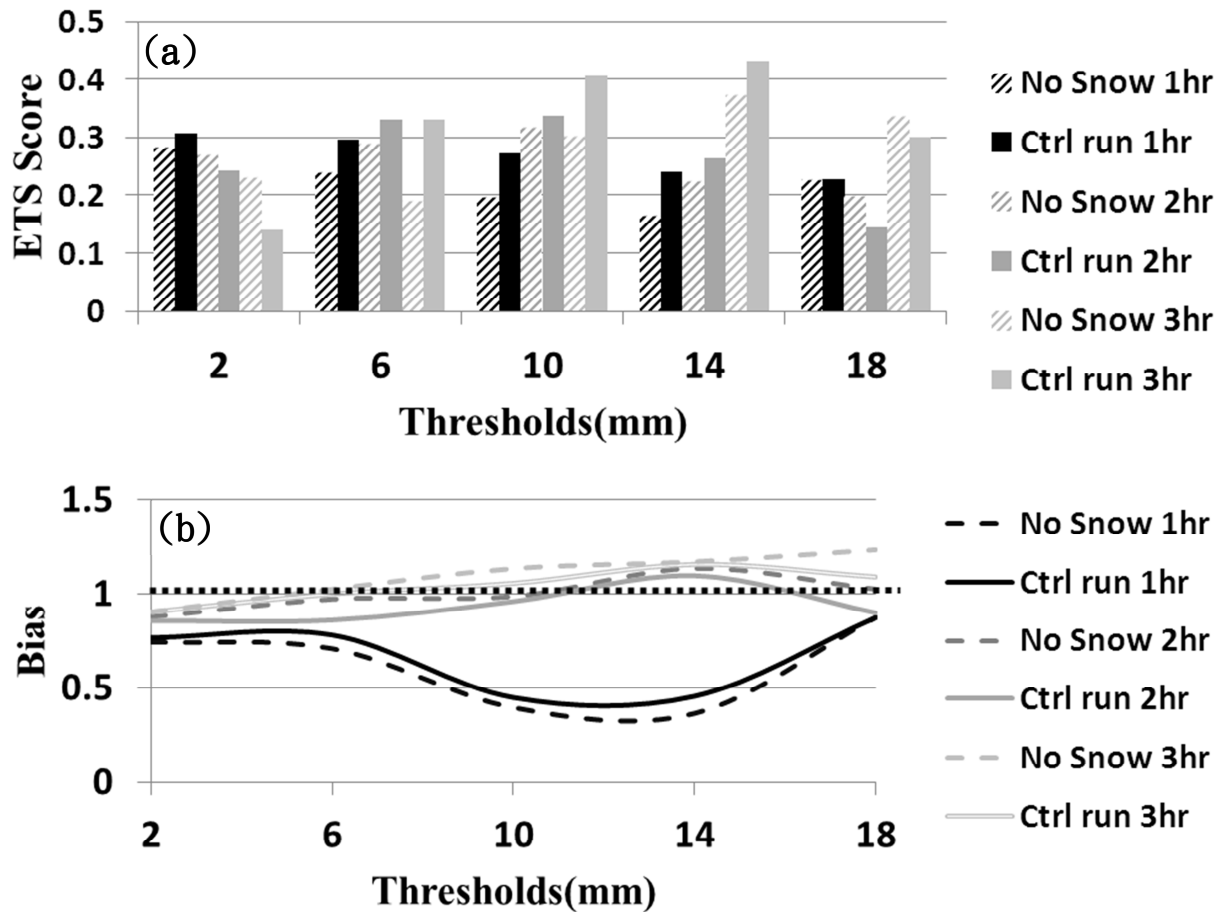


圖 6.16 同(圖 6.8)但本組為比較反演過程中僅考慮暖雲(No Snow)的差異。

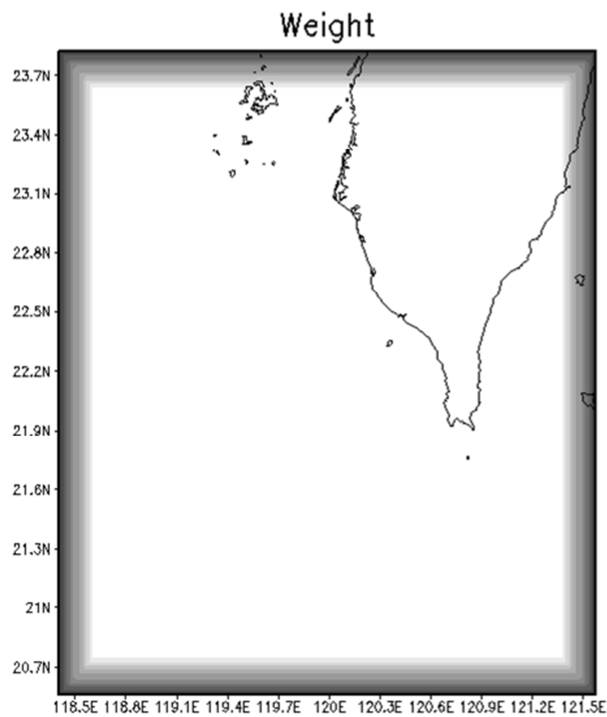


圖 6.17 結合模式與分析場的權重分佈圖，利用邊界距離來做權重分配，顏色越深模式比例越重，反之越淺越相信分析場。

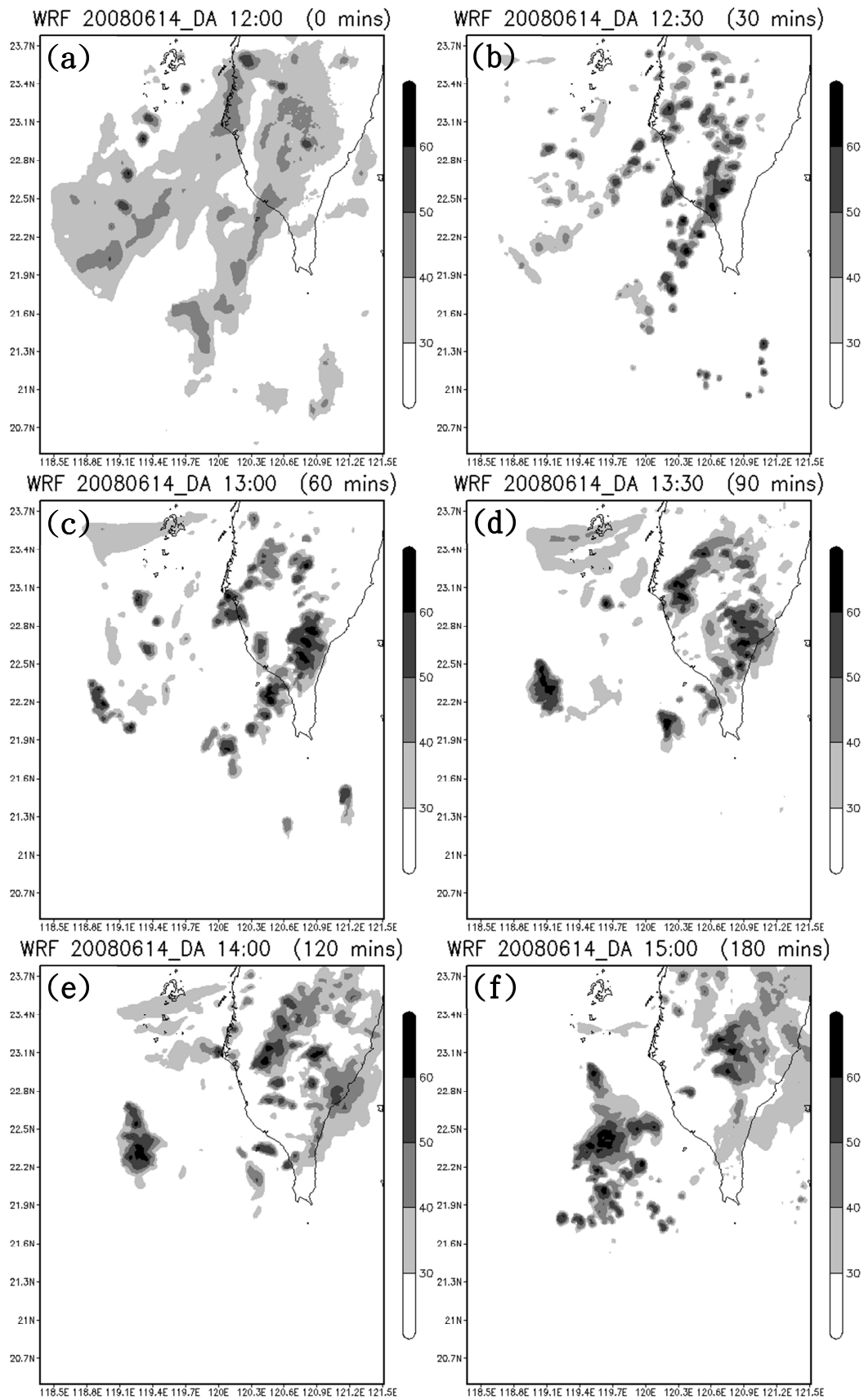


圖 6.18 使用距離邊界作為權重調整分析場所做的模擬，模擬時間分別為 (a)0 分鐘、(b)30 分鐘、(c)60 分鐘、(d)90 分鐘、(e)120 分鐘、(f)180 分鐘。

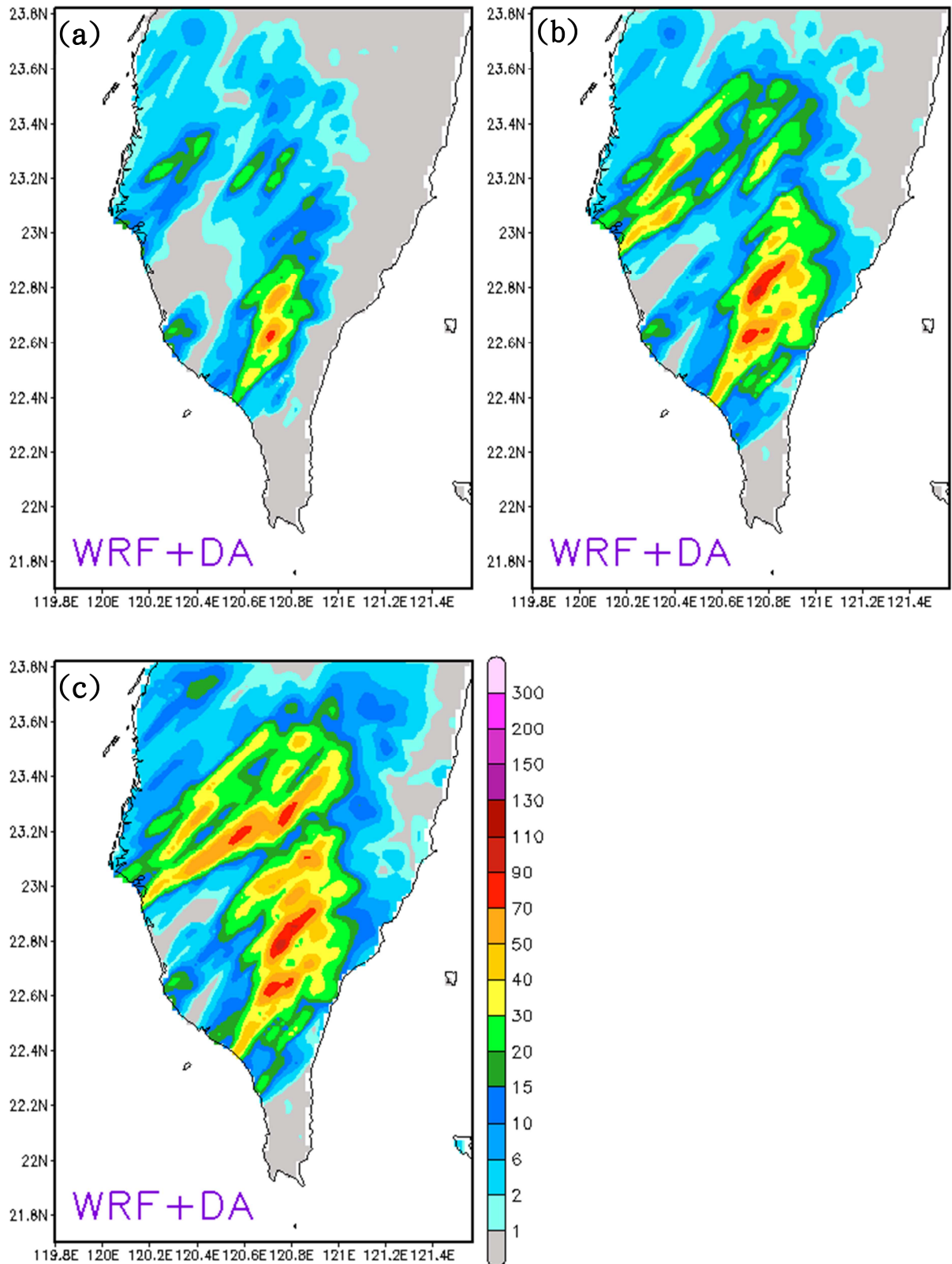


圖 6.19 同(圖 6.6)但本組使用距離邊界作為權重調整分析場所做的降水模擬。

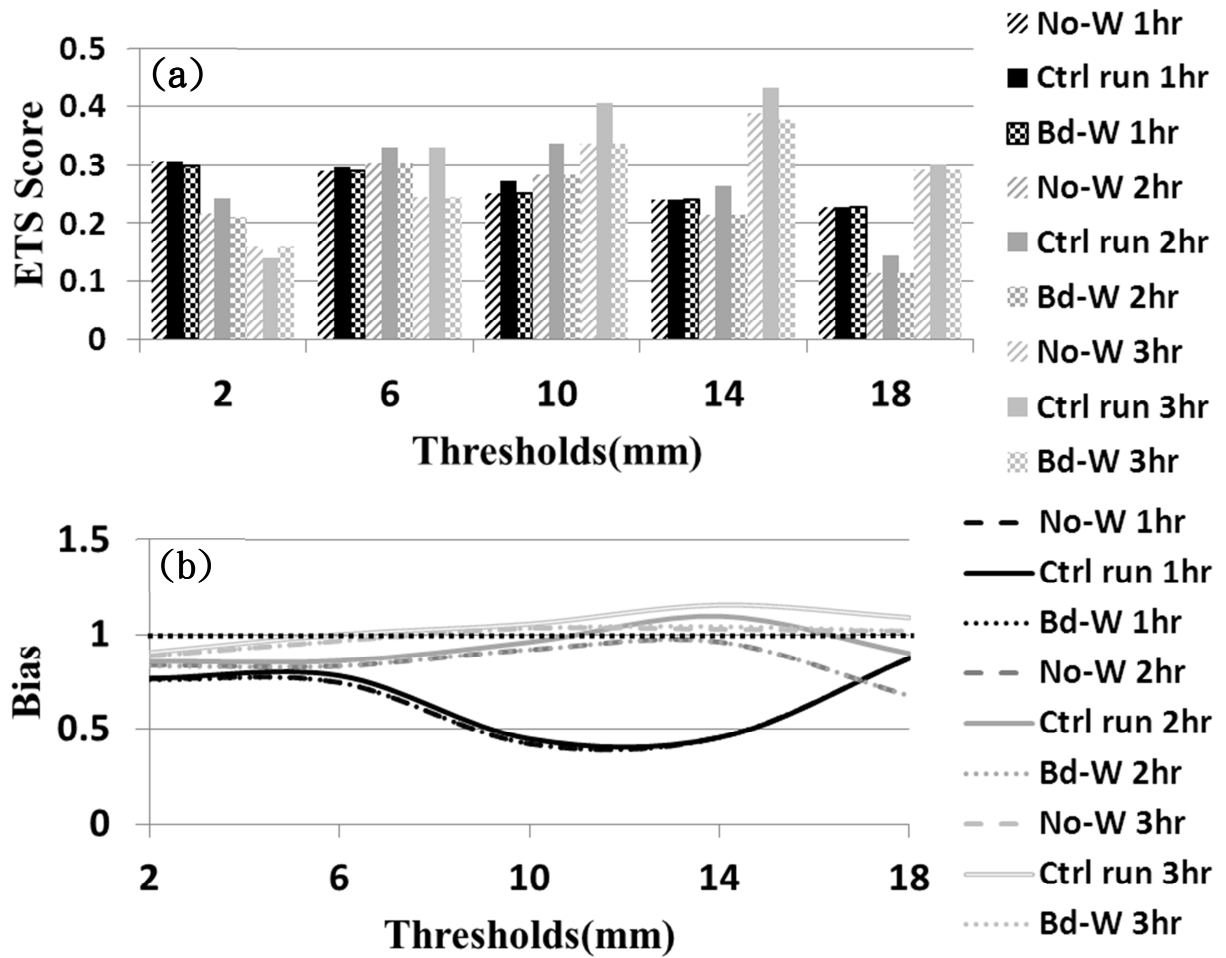


圖 6.20 同(圖 6.8)但本組為比較模式所需初始場，設立權重的方式。权重設定有(1)無权重(No-W)、(2)邊界做权重(Bd-W)。

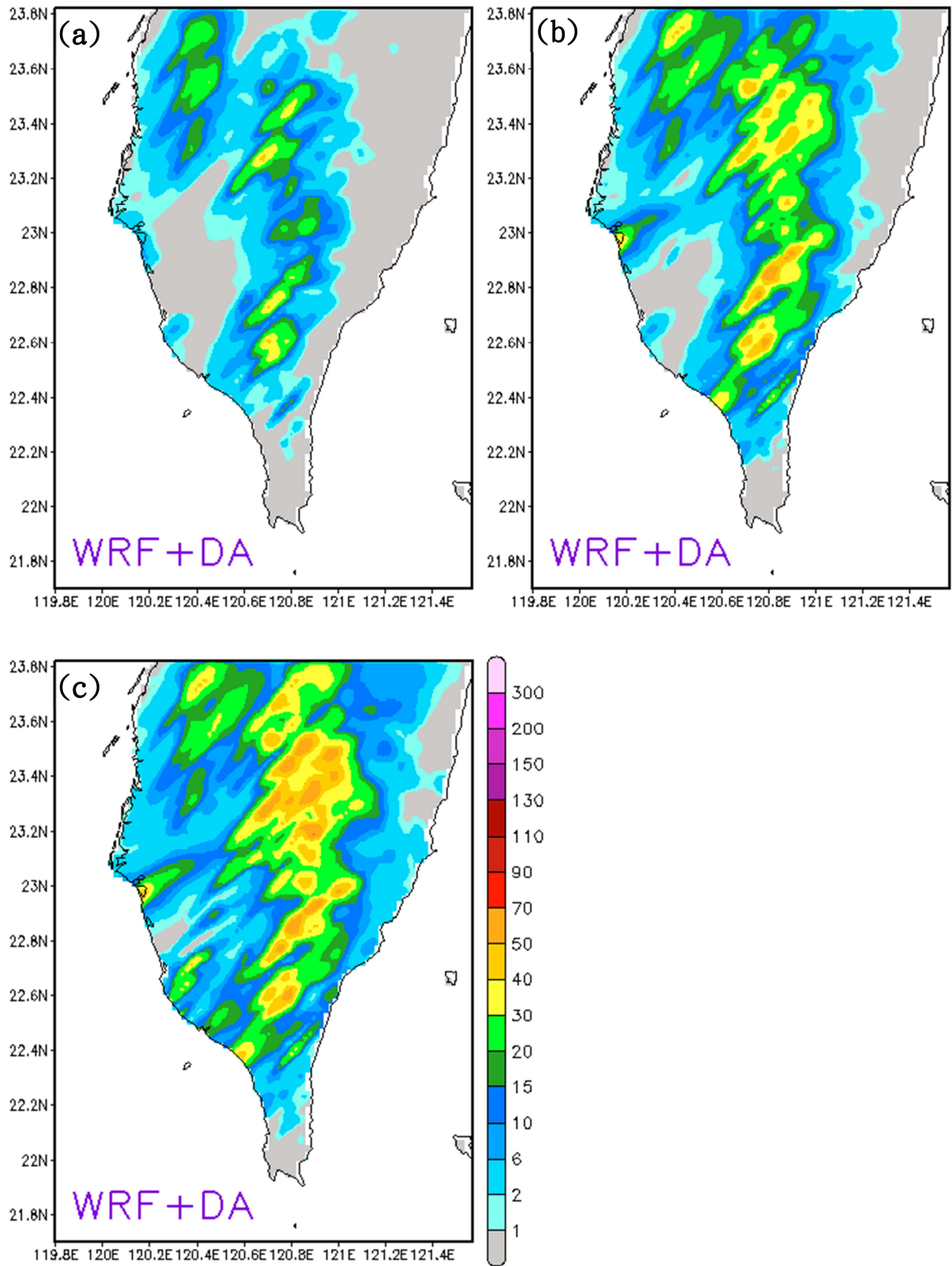


圖 6.21 同(圖 6.6)但本結果於反演時無 SPOL 雷達。

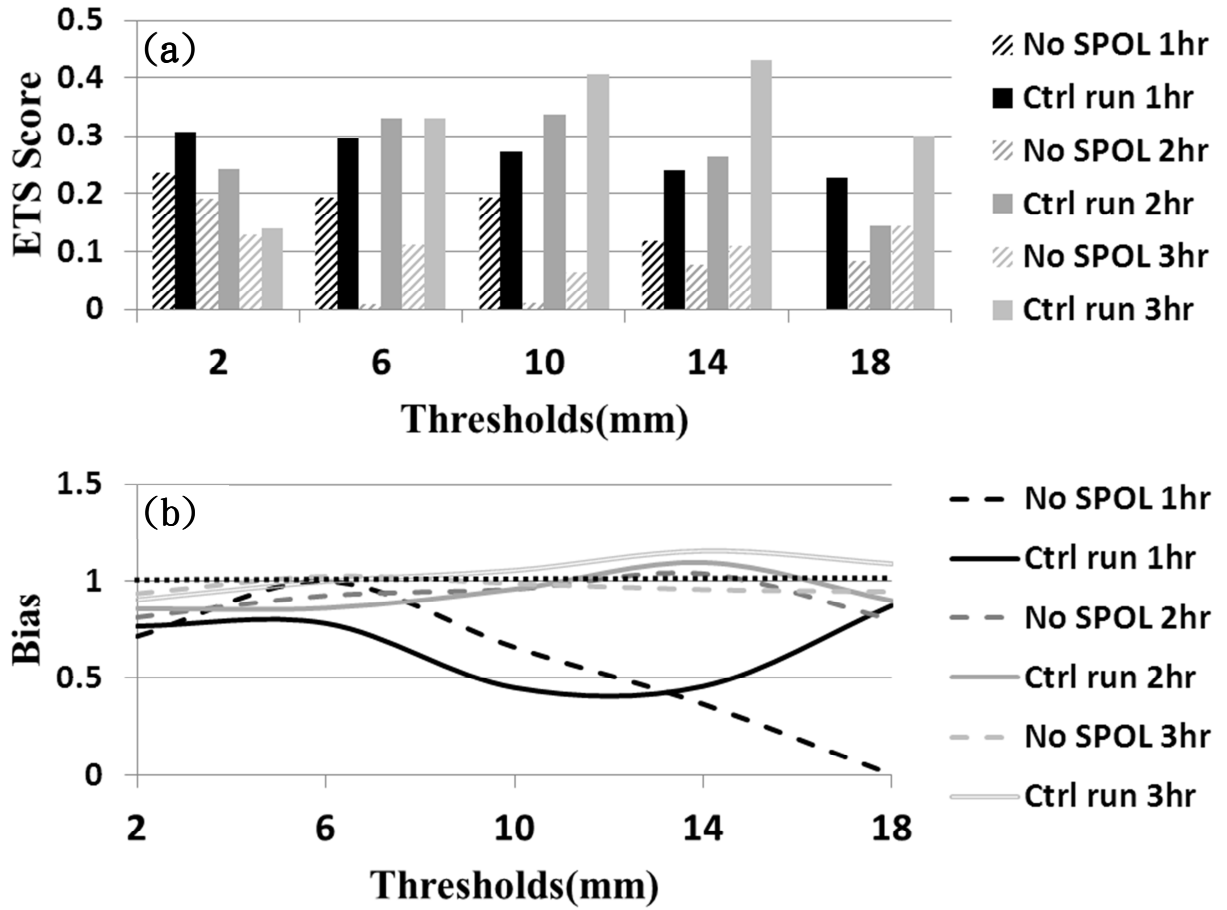


圖 6.22 同(圖 6.8)但本組為比較無同化 SPOL 雷達資料做預報後的差異。

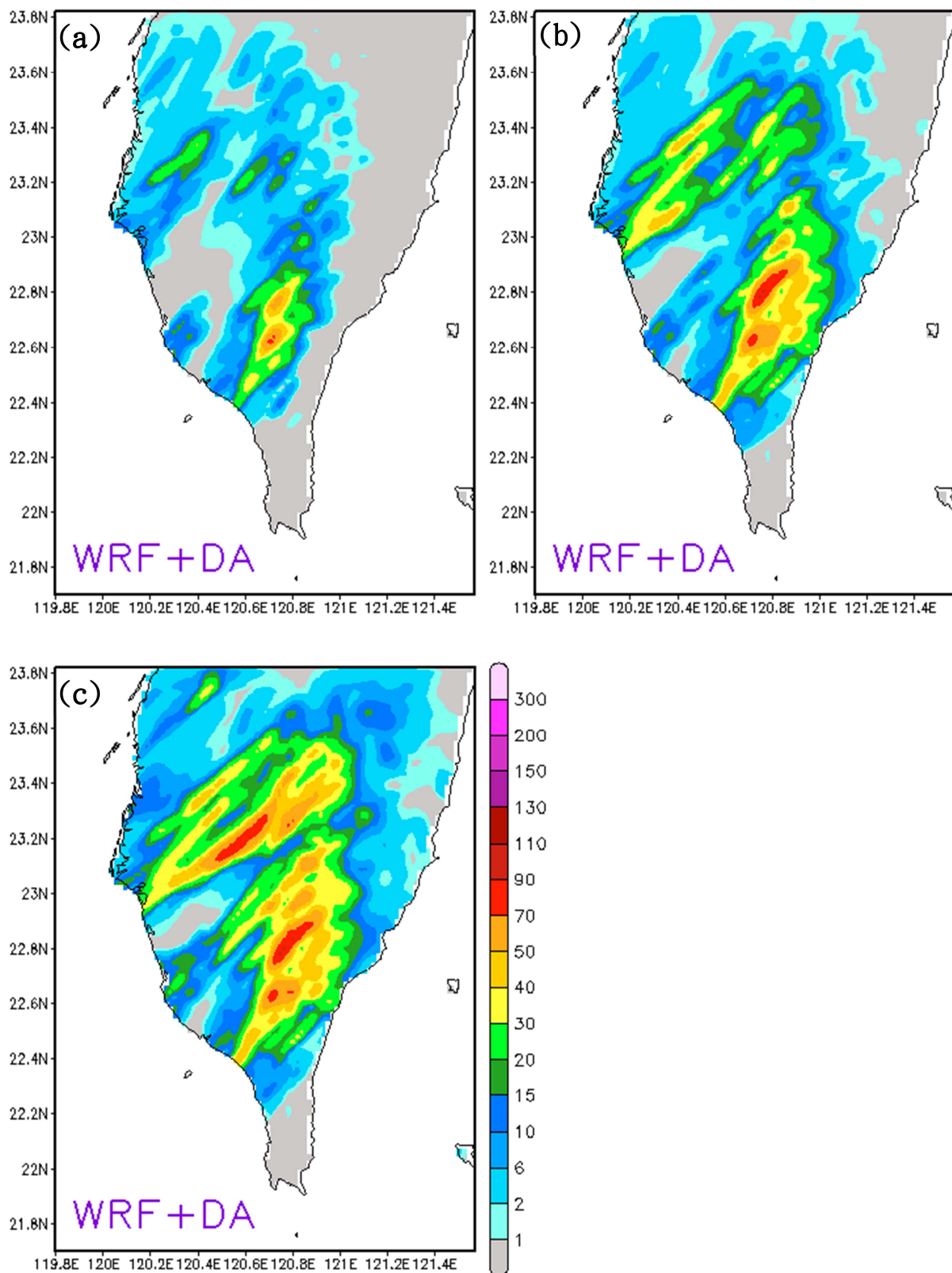


圖 6.23 同(圖 6.6)但本結果於預報前先将反演無法求得的微物理參數歸零重新生長。

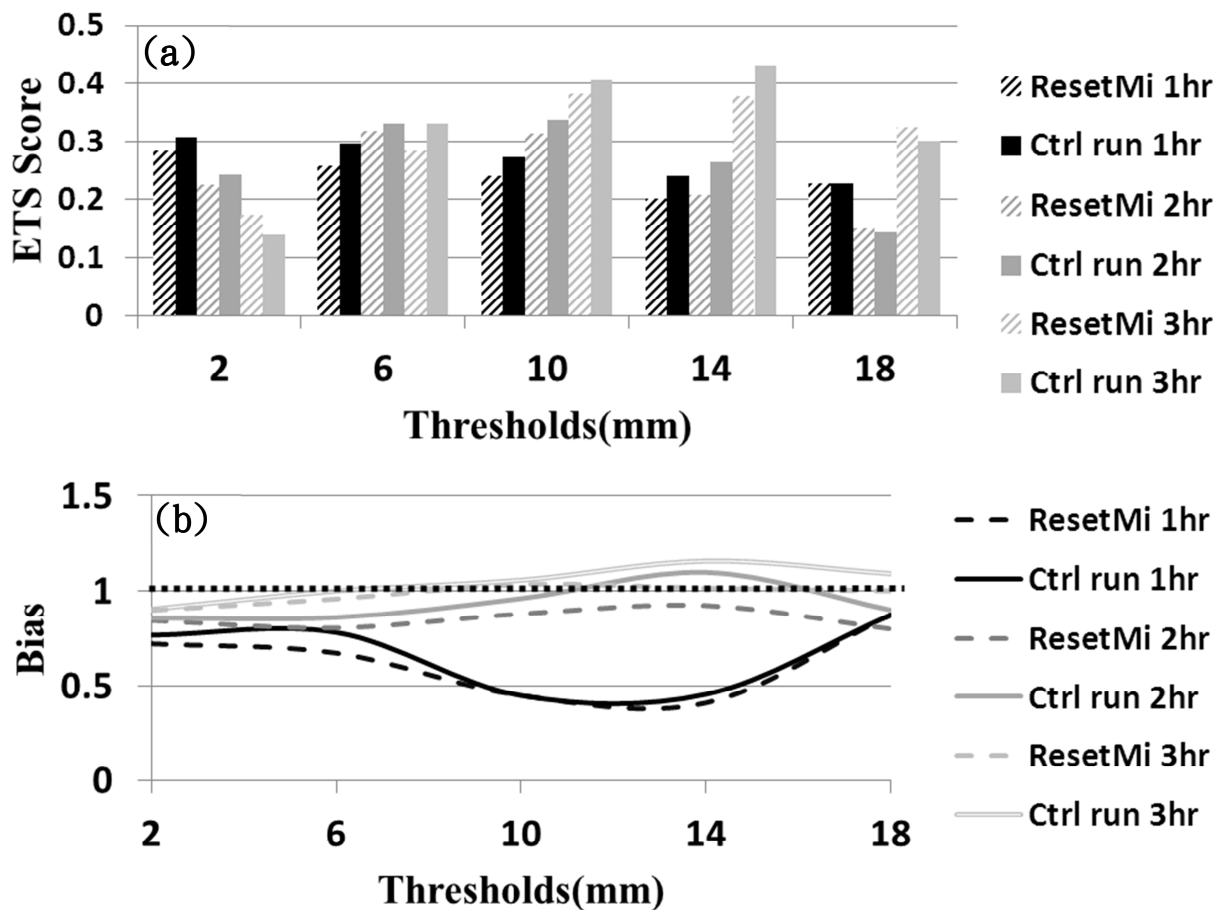


圖 6.24 同(圖 6.8)但本組係比較於預報前將無法反演的微物理參數歸零重新生長的影響。