

交通部中央氣象局

九十九年度委託研究計畫期末成果報告

利用風暴(對流)尺度數值模式模擬台灣災害性
天氣系統之可行性研究

計畫類別：氣象 海象

計畫編號：MOTC-CWB-99-2M-02-

執行期間：99年01月01日至99年12月31日

計畫主持人：廖宇慶

執行機構：國立中央大學大氣物理研究所

本成果報告包括以下應繳交之附件(或附錄)：

赴國外出差或研習心得報告1份

赴大陸地區出差或研習心得報告1份

出席國際學術會議心得報告及發表之論文各1份

中華民國 99 年 11 月 30 日

政府研究計畫期末報告摘要資料表

計畫中文名稱	利用風暴(對流)尺度數值模式模擬台灣災害性天氣系統之可行性研究		
計畫編號	MOTC-CWB-99-2M-02		
主管機關	交通部中央氣象局		
執行機構	國立中央大學大氣物理所		
年度	99 年度	執行期間	99 年 01 月 01 日至 99 年 12 月 31 日
本期經費 (單位：千元)	1,270 仟元		
執行進度	預定 (%)	實際 (%)	比較 (%)
	100%	100%	0
經費支用	預定(千元)	實際(千元)	支用率 (%)
	1,277 仟元	1,277 仟元	100%
研究人員	計畫主持人	協同主持人	研究助理
	廖宇慶	陳台琦	李正紀、葉威廷
報告頁數	44 頁	使用語言	中文
中英文關鍵詞	多都卜勒雷達、熱動力反演、熱動力場、風場合成		
研究目的	<p>本計畫採用一高解析度(網格間距 2.0 公里)之數值模式為一計算平台，發展一適用於台灣地區，針對風暴/對流尺度(storm/convective scale)劇烈降雨系統之氣象雷達資料同化方案，並著重在探討此方案對於極短期(< 3 小時)定量降水預報的改進程度。計畫採用的數值模式為 Weather Research and Forecasting (WRF) model，使用的資料同化方法則以三維變分法為基礎。主要的工作項目在改進現有之多雷達風場合成技術，以提供較佳的三維風場資訊，並設計合適的熱動力反演與水汽調整方案。本報告內容為真實個案之測試，個案的資料來源為 2008 年西南氣流實驗 IOP#8 當中，由 NCAR S-POL、氣象局七股與墾丁雷達所觀測到的劇烈降水系統。</p>		
研究成果	<p>(1)完成 2008 年 SoWMEX 實驗 IOP8 風場合成，熱力場反演與水汽調整。</p> <p>(2)同化反演的資料於 WRF 中並評估對降雨預報的改善。</p>		

具體落實應用情形	<p>本次報告內容為使用 2008 年 SoWMEX 西南氣流實驗中 IOP 8 的觀測個案進行資料的反演與分析，結果顯示使用本計畫中新發展的多雷達風場合成方法所得到的三維風場，以及經由此風場所計算出來的熱力場與水汽結構，與探空觀測到的結果，基本上是相互一致且合理的。如將此多組觀測與反演的各種氣象變數場，加入到 WRF 模式中，發現其對模式短期定量降水預報，較純粹的 WRF 模擬有明顯的改善。</p>
計畫變更說明	無
落後原因	無
檢討與建議 (變更或落後之因應對策)	

目錄

報告摘要資料表.....	II
目錄.....	IV
圖目錄.....	VI
1. 摘要.....	7
2. 背景分析.....	8
3. 研究方法與執行步驟.....	11
3.1 多都卜勒雷達風場合成方法.....	11
3.2 熱動力反演方法.....	13
3.3 熱動力場及水汽調整方法.....	14
4. 同化結果檢驗方法.....	18
4.1 ETS (Equitable Threat Score)值.....	18
5. 模式設定.....	19
6. 分析場結果.....	20
7. 資料同化後的預報結果.....	21
8. 結論.....	22
9. 參考文獻.....	42

圖目錄

- 圖 1: WRF 模式巢狀網格範圍, D01、D02 分別為解析度 6 公里與 2 公里之網格。……23
- 圖 2 結合權重分佈圖, 陰影值為 WRF 預報變數場權重值。每一網格點上, 分析場 D02 權重值與 WRF 的 D01 預報變數場權重值相加將等於 1。越靠近雷達, 則 D02 分析場權重越大。圖上的點分別為馬公(MK)、六龜(LG)、屏東(PT)及南船(SS)探空站的位置。……23
- 圖 3: 1050 UTC 時的最大回波圖, (a)QPESUMS 實際觀測結果, (b)經同化後要置入模式的回波場, 單位為 dBZ。……24
- 圖 4: 1050 UTC 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, 紅色粗線為 0.5 公里地形高度線、風標為水平風、陰影為垂直風速, 單位為 m/s。(b)壓力擾動場, 單位 hPa。(c)擾動溫度場, 單位度 K。(d)水氣混和比, 單位 g/kg。……25
- 圖 5: 同圖 4, 但是為高度 5 公里處的氣象變數場。……26
- 圖 6: 1050 UTC 時經風場反演的三維結構, 左上圖為最大回波圖, 單位為 dBZ。左下圖則是 3 公里垂直風速的水平剖面, 單位為 m/s。左邊圖上的灰虛線代表北緯 22.2984° 垂直剖面的位置。右上圖為垂直速度垂直剖面, 單位為 m/s。右下圖為水平幅合幅散場垂直剖面, 單位為 10^{-3} s^{-1} 。……27
- 圖 7: 反演與各探空站所觀測到的擾動壓力場比對, 圖中的黑線為反演擾動壓力、綠線為探空站觀測, 單位均為 hPa。(a)六龜探空;(b)南船;(c)馬公。……28
- 圖 8: 同圖 7, 但是是擾動溫度的比較。……29
- 圖 9: 同圖 7, 但是是水氣混合比(g/kg)的比較。……30
- 圖 10: 模式預報 0.5 小時後, 於 1120 UTC 的最大回波圖, (a) QPESUMS 實際觀測回波。(b)純粹 WRF 的預報。(c)有在 1050 UTC 同化雷達資料後的預報結果。陰影為回波, 單位為 dBZ。……31
- 圖 11: 同圖 10, 但是是模式預報 1.0 小時後, 於 1150 UTC 的最大回波圖。……32
- 圖 12: 同圖 10, 但是是模式預報 1.5 小時後, 於 1220 UTC 的最大回波圖。……33
- 圖 13: 同圖 10, 但是是模式預報 2.0 小時後, 於 1250 UTC 的最大回波圖。……34
- 圖 14: 同圖 10, 但是是模式預報 2.5 小時後, 於 1320 UTC 的最大回波圖。……35
- 圖 15: 同圖 10, 但是是模式預報 3.0 小時後, 於 1350 UTC 的最大回波圖。……36
- 圖 16、由 1050 UTC 至 1150 UTC 累積 1 小時的觀測與預報雨量比對, (a)中央氣象局自動

觀測站的累積雨量。(b)純粹 WRF 模擬的累積雨;(c)於 1050 UTC 有做雷達資料同化後的
累積雨量。單位為 mm。.....37

圖 17: 同圖 16,但是是由 1150 UTC 至 1250 UTC 累積 1 小時雨量的比較。.....38

圖 18: 同圖 16,但是是由 1250 UTC 至 1350 UTC 累積 1 小時雨量的比較。.....39

圖 19: (a)沒有同化與(b)有同化雷達資料對 WRF 預報的結果,利用公正得分(ETS)的方
法驗證每 1 小時累積降雨量的分析圖,橫軸為降雨門檻值、垂直軸為得分值。.....40

圖 20: (a)沒有同化與(b)有同化雷達資料對 WRF 預報的結果,利用降雨公正得分(ETS)
的方法驗證由 1050 UTC 開始累積不同時間降雨量的分析圖,橫軸為降雨門檻值、垂直軸
為得分值。.....41

1. 摘要:

本計畫採用一高解析度(水平網格間距 2.0 公里)之數值模式為一計算平台，發展一適用於台灣地區，針對風暴/對流尺度(storm/convective scale)劇烈降雨系統之氣象雷達資料同化方案，並著重在探討此方案對於極短期(1~2 小時)定量降水預報的改進程度。吾人使用的數值模式為 Weather Research and Forecasting (WRF) model，準備使用的資料同化方法則以三維變分法為基礎，當中包括三個主要步驟，分別為一重新設計的多都卜勒雷達風場合成技術、熱動力反演、以及水汽調整。

本期末報告的重點在於完成一真實個案分析，吾人選取 2008 年 SoWMEX (Southwest Monsoon Experiment; 西南氣流實驗)IOP8 (Intensive Observation Period 8; 第八次密集觀測期) 中 6 月 14 日的鋒面系統作為研究個案，匯集探空、地面測站的觀測建立一背景風場，並且同化 NCAR S-POL 與中央氣象局七股及墾丁兩座作業用 S-band 都卜勒雷達之回波以及徑向風觀測資料，藉此獲得三維的風場，再據以計算溫度、壓力、水汽場，完成模式初始化得到一完整的分析場，再由此分析場進行預報。同時，為了較為妥善地處理地形對於降水預報的影響，吾人將分析場與具有地形解析能力的 WRF 模式進行結合，並比較結合前後對定量降雨預報的差異。

2. 背景分析:

交通部中央氣象局為了改善對劇烈降水的監測與預報，積極投入發展短期定量降水預報系統，來加強對強降水事件的預報能力。而「資料同化」是將不同型態、不同時間及地點的觀測資料，加入到預報模式中，可提供模式預報時，一個對大氣狀態精確的描述。

目前全台共有九部陸基式氣象雷達，2008 年 3 月中央大學大氣科學系已完成建置由國科會補助、全台第一部移動式雙偏極化都卜勒氣象雷達 (Taiwan Experimental Atmospheric Mobile – Radar; TEAM-R)，另外空軍也已完成換裝馬公與清泉崗的氣象雷達為雙偏極化雷達。都卜勒氣象雷達可以提供高時空解析度的風場與回波場資料，而雙偏極化雷達更可以估計精確的降雨與雲物理的資訊，因此是監測對流尺度劇烈天氣系統的重要設備，如何最佳化的使用這些多樣與大量的雷達資料，以改進數值天氣預報的準確度，滿足中央氣象局對進行精緻化劇烈天氣預報的需求，提升國內相關單位防救災的能力，是國內氣象界長期努力的目標。

自 1980 年代以來隨著計算機高速運算能力的大幅進步，Lilly (1990)提出了要預報雷暴(thunderstorm)時所須克服的問題，並指出可能的解決方案，而同化雷達資料來迅速地調整模式所產生的狀態變數(state variables)，以便及時修正預報的誤差，便是該文中所指出非常重要的一環。

目前氣象學界或作業單位所採用的雷達資料同化方法主要有 3DVAR、4DVAR、以及系集卡曼濾波器(Ensemble Kalman Filter; EnKF)。4DVAR (Sun et al. 1991; Crook and Sun, 2002)的理論架構在數學上相當嚴謹，但是必須依照原有的預報模式，發展與之相對應的伴隨模式，此過程極為複雜，且 4DVAR 所需的計算機資源相當龐大，目前尚不易作業化。將 EnKF 應用在雷達資料同化上的歷史則相對較為短淺，Snyder and Zhang(2003)首次將 EnKF 用在含暖雨過程對流的都卜勒雷達徑向風資料同化。Tong and Xue (2005)則使用 EnKF 同時同化雷達徑向風以及回波，其模式中的微物理變數還包含了冰相。目前許多關於 EnKF 的論文係以理想的 Observation System Simulation Experiment (OSSE)方式進行測試。Dowell et al. (2004) 則以一個發生於 1981 年美國 Oklahoma 州 Arcadia 市的 super cell 實際個案來測試 EnKF 在反演真實風暴中風場與溫度場的表現，Zhang et al. (2009)利用 EnKF 同化雷達資料來改進大西洋颶風的預

報。由於 EnKF 在運算中必須建構許多筆樣本，雖然具有平行化處理的潛力，但仍然有很高的計算機資源需求。

Xiao et al. (2005) 使用 MM5 3DVAR 同化雷達徑向風，且以 Richardson equation 來聯結風場與熱力場，然而該方程式的推導過程中引入了靜力平衡的假設，因此在對流旺盛的區域會產生低估垂直風速的情形。

所謂熱動力反演是指經由三維風場(可由都卜勒雷達觀測得到)，反求出當時與之相對應的熱力場三維結構。文獻上指出 1978 年共有四篇論文不約而同的討論如何進行這種反演 (Bonesteel and Lin 1978; Hane and Scott 1978; Gal-Chen 1978; Leise 1978)，其中只有由 Gal-Chen(1978)所提出方法，由於採取了適當的邊界條件，被證明極為有效，因此被廣泛的使用，該文並指出這是使用雷達資料初始化數值模式的關鍵步驟。Gal-Chen 方法的優點在於其計算過程中，壓力是由求解一 Poisson 方程式而來，不必預設任何未知係數，而此壓力方程式的邊界條件卻可由風場來給定。但 Gal-Chen 方法的限制在於只能求得溫度與壓力擾動場相對於水平平均的偏差值。Lin et al. (1993)首次將 Gal-Chen 方法初始化模式的概念付諸實行，用來改善對 1977 年發生在美國 Oklahoma 州 Del City 一個 tornadic storm 的預報，發現確實具有效果。Crook(1994)與 Crook and Tuttle(1994)也採用此方法來初始化一個乾模式，以預報三個陣風鋒面的個案，如與持續法相比較，對地表風場、溫度場的預報改善可達至少 25% 以上。Crook(1996)亦採用類似的方法初始化模式，並探討濕對流的發展對於邊界層熱力場、水汽場的敏感度。Weygandt et al. (2002a)、Weygandt et al. (2002b)結合 Shapiro et al. (1995)的單一雷達風場反演技術，與熱動力反演，發現對雷暴變化的掌握可達至少 35 分鐘。Liu et al. (2005) 也設計一以 Gal-Chen 法為核心的都卜勒雷達分析技術，並將其應用在 2002 年 6 月位於長江流域的梅雨鋒面真實個案分析。

在本研究中將以 3DVAR 做為使用之同化方案。基本上，吾人擬發展一新的多雷達風場合成演算法，再結合傳統的熱動力反演法，以及搭配一重新設計的水汽調整方案，來估算雷達所無法觀測到的水汽與雲水場，在此情況下，天氣系統的運動場、熱力場(含溫度與壓力)、以

及微物理場(含水汽、雲水、雨水)均已確定，因此可大幅縮短模式的 Spin-up time，並降低預報誤差。

本期末報告的重點在於完成一真實個案分析，吾人選取 2008 年 SoWMEX (Southwest Monsoon Experiment；西南氣流實驗) IOP8 (Intensive Observation Period 8；第八次密集觀測期) 中 6 月 14 日的鋒面系統作為研究個案，匯集探空、地面測站，並且同化 NCAR S-POL 與中央氣象局七股及墾丁兩座 S-band 都卜勒雷達之回波以及徑向風觀測資料，藉此完成模式初始化得到一最佳的分析場，再由此分析場進行預報。同時，為了較為妥善地處理地形對於降水預報的影響，吾人將分析場與具有地形解析能力的 WRF 模式進行結合，並比較結合前後對預報降雨的差異。

3. 研究方法與執行步驟:

3.1 多都卜勒雷達風場合成方法:

由於都卜勒雷達僅能提供回波場及徑向風場等資訊，無法得知風場的三維分佈情形，故於本研究中採用 Liou and Chang (2009)所提出的多都卜勒雷達風場合成技術來進行風場合成。

此法主要是藉由變分的概念，極小化下列之價值函數:

$$J = \sum_{M=1}^7 J_M \quad (1)$$

上式中包含兩個時間，有 N 座雷達可進行合成，於本研究中則假設有兩座雷達進行風場合成($N=2$)。價值函數中共有 5 項約束條件，各項代表意義解釋如下:

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

$$T_{1,i,t} = (V_r)_{i,t} - \frac{(x - P_x^i)}{r_i} u_t - \frac{(y - P_y^i)}{r_i} v_t - \frac{(z - P_z^i)}{r_i} (w_t + W_{T,t}) \quad (3)$$

$$r_i = \sqrt{(x - P_x^i)^2 + (y - P_y^i)^2 + (z - P_z^i)^2} \quad (4)$$

第一項如公式(2)-(4)所示，代表合成的風場(u_t, v_t, w_t)在兩個時間，沿每座雷達徑向方向的投影，需等於該雷達於該時間觀測的徑向風 $(V_r)_{i,t}$ 。 (P_x^i, P_y^i, P_z^i) 代表第 i 個雷達的坐標； r_i 為格點到第 i 個雷達之間的距離； $W_{T,t}$ 為終端落速，可利用雷達回波估計，而權重係數 α_1 在有(無)該座雷達資料的格點上設為 1.0 (0.0)。

$$J_2 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_2 (\vec{V}_t - \vec{V}_{B,t})^2 \quad (5)$$

第二項代表背景場項如(5)式，是用來處理當模式的格點沒有被任何一座雷達的資料覆蓋時，這些點的風場需由背景場的值來填補。在本研究中第一次同化時，是使用初始化模式的探空資料，而第二次以後的同化則是以模式當時預報的風場來提供背景場資料。

$$J_3 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_3 \left[\frac{\partial(\rho_0 u_t)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_0 v_t)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_0 w_t)}{\partial z} \right]^2 \quad (6)$$

第三項定義如(6)式，代表合成的風場要滿足非彈性連續方程。其中 ρ_0 是空氣密度，僅為高度的函數。

$$J_4 = \sum_{xyz} \alpha_4 \left\{ \frac{\partial \xi}{\partial t} + \left[u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} + w \frac{\partial \xi}{\partial z} + (\xi + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \right\}^2 \quad (7)$$

$$\xi = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (8)$$

在忽略混合項及斜壓項的作用下，第四項由公式(7)代表合成的風場要滿足垂直渦度方程。上標橫線代表於兩個時間間隔內的時間平均。這個方程式給予了風場更多的約束關係，可進一步提高合成風場的精確度。

$$J_5 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_5 \left[\nabla^2 (u_t + v_t + w_t) \right]^2 \quad (9)$$

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (10)$$

公式(9)為 Laplacian 平滑項。

$$J_6 = \frac{1}{N_x \cdot N_y} \sum_{t=1}^2 \sum_{xy} \alpha_6 \left[(w_t)_{top} \right]^2 \quad (11)$$

$$J_7 = \frac{1}{N_x \cdot N_y} \sum_{t=1}^2 \sum_{xy} \alpha_7 \left[(w_t)_{bottom} \right]^2 \quad (12)$$

公式(11)與(12)表示吾人不必要像傳統方法中，令 w 在某個氣柱的底或頂端為零，而是可以令 w 在區域底或頂部的水平平均很小。但是如果分析區域的底部確實是從地表開始，則傳統的邊界條件仍然可以經由(12)式納入。前述各項的權重係數，是經由一系列的測試過程而決定。上

式涵蓋的區域與模式範圍相等，以方便同化的進行。藉由極小化以上的價值函數，可以得到風場的三維分佈結構。

本方法優於傳統風場反演技術的主要特點如下：(1)於沿著雷達基線及其附近的風場仍能藉由此新方法獲得；(2)可以反演出兩個時間的風場，而它們對時間的變化，會滿足垂直渦度方程(公式 7)，這使得反演的風場可直接拿來計算渦度平流項、抽拉項、與傾斜項之間的收支平衡；(3)反演的兩個時間的風場，可直接用於熱動力反演；(4)給定水平與垂直風場的上下邊界條件較有彈性；(5)可輕易納入任何數目的都卜勒雷達觀測資料。

3.2 熱動力反演方法:

原始的熱動力反演法僅適用於無水相變化的大氣，但本研究中則加上暖雨過程的考慮。由如下的流體力學公式(13)-(15)出發，吾人可得：

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left(\frac{d\bar{u}}{dt} \right) = -F = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \quad (13)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left(\frac{d\bar{v}}{dt} \right) = -G = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \quad (14)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left(\frac{d\bar{w}}{dt} + gq_r \right) = -H = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} \quad (15)$$

其中的上標一撇代表相對於基本態的擾動量，下標 0 代表基本態， q_r 為雨水混合比，可由雷達回波估計之， θ'_c 是虛雲位溫擾動，已納入了來自水汽與雲水的貢獻， π 為標準化以後的壓力，兩者的定義分別如下：

$$\theta'_c = \theta' + (0.01q'_v - q'_c)\theta_v \quad (16)$$

$$\pi = C_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \quad (17)$$

(13)-(15)式中等號左邊的項可由都卜勒雷達風場的合成結果求得。吾人極小化如下的價值函數：

$$J = \iint \left[\left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)^2 + \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)^2 \right] dx dy \quad (18)$$

可得出公式(18)以 Poisson 方程型態表示的壓力方程，以及如公式(19)所示的 Neumann 邊界條件

$$\frac{\partial^2 \pi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \pi'}{\partial y^2} = \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial y} \quad (19)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial x} = F \quad \frac{\partial \pi'}{\partial y} = G \quad (20)$$

由公式(18)-(20)所得的解會相差一個未知待定常數，但可以唯一地解出某一層的 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ ，亦即壓力擾動場相對於水平平均的偏差值。將每一層的 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ 都算出來後，再應用公式(15)，可求出 $\theta'_c - \langle \theta'_c \rangle$ 。若在系統內有額外加放的探空資料，則可以求出各層之 $\langle \pi' \rangle$ 與 $\langle \theta'_c \rangle$ ，再進一步確定每一點的 π' 與 θ'_c ，如果沒有此額外探空資料，本研究中則用模式的模擬資料來計算 $\langle \pi' \rangle$ 與 $\langle \theta'_c \rangle$ 。

3.3 熱動力場及水汽調整方法：

由於都卜勒雷達無法測得水汽的資訊，故在本研究中使用新發展的水汽調整方法，並假設水汽不會過飽和，只會正好達到飽和，此時只要判斷那個格點已經飽和了，就可以進行水汽混合比的修正。本研究中乃以高度大於舉升凝結層(Lifting Condensation Layer; LCL)、有雷達回波且垂直速度絕對值大於 3ms^{-1} 的格點視為達飽和狀態。因為在調整水汽場的過程中，需要溫度場及氣壓場的資訊，但根據 3.3 所介紹的熱動力反演技術，主要是得到氣壓擾動量、溫度

擾動量相對於其水平平均值的偏差量，即 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ 與 $\theta_c' - \langle \theta_c' \rangle$ ，其中每一層的 $\langle \pi' \rangle$ 、 $\langle \theta_c' \rangle$ 是未知的待定常數，故此反演結果只能用來討論天氣系統的水平結構，在垂直結構的分析上將很可能出現錯誤。如果能在每個高度層都有一單點壓力與溫度的實際觀測值，便可得到大氣真正的擾動量在三度空間的分布情形。本研究使用兩種方法來解決，其中一種為使用探空資料，其二則使用模式預報結果來計算 $\langle \pi' \rangle$ 、 $\langle \theta_c' \rangle$ 。首先以探空資料解決 $\langle \pi' \rangle$ 、 $\langle \theta_c' \rangle$ 等未知待定常數為例，調整水汽場步驟如下：

(1) 由熱動力反演過程求出 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ 、 $\theta_c' - \langle \theta_c' \rangle$ ，經由公式推導後可得：

$$\pi' - \langle \pi' \rangle \approx \frac{R}{p_0} \left(\frac{p_0}{p_{00}} \right)^{R/C_p} (p' - \langle p' \rangle) \quad (21)$$

$$\theta_c' - \langle \theta_c' \rangle = \theta' - \langle \theta' \rangle + [0.61(q_v' - \langle q_v' \rangle) - (q_c - \langle q_c \rangle)] \theta_0 \quad (22)$$

$$\theta' - \langle \theta' \rangle = \left(\frac{p_{00}}{p} \right)^k (T' - \langle T' \rangle) - \kappa \frac{\theta_0}{p_0} (p' - \langle p' \rangle) \quad (23)$$

於開始調整水汽時，先令擾動水汽混合比 (q_v') 及擾動雲水混合比 (q_c) 為零 (q_c 亦可以使用模式當時預報的結果)，便可得到每一高度層 $p' - \langle p' \rangle$ 、 $T' - \langle T' \rangle$ 的結果，其中 $k = R/C_p$ 。假設此時，有一通過模擬區域內的探空，則可以得到通過此地各個高度層上單點的氣壓及溫度場 (p , T)。再將此氣壓場及溫度場扣除大氣基本場 (P_0 , T_0) 後，得到此點每一高度層的氣壓及溫度擾動量 (p' , T')，因為此點上每一高度層的 $p' - \langle p' \rangle$ 、 $T' - \langle T' \rangle$ 已知，故將該點得到的 (p' , T') 代入後，便可獲得每一層的 $\langle p' \rangle$ 、 $\langle T' \rangle$ ，而在該層每點的 $p' - \langle p' \rangle$ 、 $T' - \langle T' \rangle$ 被反演為已知項的情形下，則可求得該高度層上每一点的 p' 、 T' 。吾人對每一高度層都進行相同的步驟，最後加上大氣基本場 (P_0 , T_0) 後，就可得到 p 、 T 的三維分布情形。如在同化過程中無探空資料，則採用模式預報到同化當時的結果去計算氣壓擾動及溫度擾動水平平均場 $\langle \pi' \rangle$ 、 $\langle \theta_c' \rangle$ 。

(2) 利用熱力反演之壓力場資訊，可計算出地表的露點溫度，其公式如 (24)，其中 $A = 2.533 \times 10^8 \text{ kPa}$ 、 $B = 5.417 \times 10^3 \text{ K}$ 、 $\varepsilon = 0.622$ 。

$$T_d = \frac{B}{\ln\left(\frac{A\varepsilon}{(q_{v0}p)_{sfc}}\right)} \quad (24)$$

由地表溫度與露點溫度之差值可估計舉升凝結層的高度(Rogers and Yau, 1989) H ，定義如下：

$$H(km) \approx \left(\frac{T - T_d}{8}\right) \quad (25)$$

其中溫度 T 為步驟(1)所得到的結果。當舉升凝結高度已知後，加上以雷達回波及垂直速度閾值的判別，可估計模擬區域內那些格點已達到飽和標準。

(3)取得完整溫度場後，可由公式(26)、(27)針對飽合的格點計算飽合水汽壓 e_s ，及飽合水汽混合比(q_{vs})

$$e_s(T) = A e^{-B/T} \quad (26)$$

$$q_{vs} = \varepsilon \frac{e_s}{p} \quad (27)$$

(4)對於達飽和的格點，計算其調整後的水汽混合比擾動量 q_v'

$$q_v' = q_{vs} - q_{v0} \quad (28)$$

其中 q_{v0} 為大氣基本水汽混合比。

(5) 將步驟(4)調整後的水汽混合比擾動量 q_v' ，代入步驟(1)的公式(22)，此時 q_v' 不再為零，最後得到一組新的溫度場。接下來將此溫度場再代入步驟(2)，可得到一組新的舉升凝結高度，即可重新進行判別網格點是否達飽和的動作。之後，繼續重覆步驟(1)~(5)的疊代過程，使水汽混合比及溫度場達到我們所設定的收斂門檻值，即完成水汽調整動作，並且得到最佳的水汽混合比分布情形。

另外必須指出的是，在調整水汽過程中，於第一次同化時都是假設 $q_v' = 0$ 為初始猜測值，亦即不滿足飽合條件的網格點，其 $q_v' = 0$ ，表示這些點的水汽場僅為大氣基本水汽場 q_{v0} ；而在第一次同化以後再做的後續同化過程中，則是採用模式預報的水汽混合比擾動量， $q_v' = q_v - q_{v0}$ (其中 q_v 為模式預報至同化當時的水汽混合比)來做為初始猜測值，則此時不滿

足飽合條件的網格點不再是只有大氣的基本水汽場資訊，而是加入了預報的結果，其餘達飽和的各點，則使用以上所介紹的概念去進行調整。

經由以上所介紹的流程，該天氣系統加入雷達所觀測的回波場、合成的三維風場及反演的熱力場等資訊，其運動場、熱力場(含溫度與壓力)、以及微物理場(含水汽、雲水、雨水)均已確定，可繼續往下預報，或進行下一次同化。

4. 同化結果檢驗方法

4.1 ETS (Equitable Threat Score)值

ETS 利用「預報」與「事件」是否發生的可能性，做交叉統計計算得之。根據 Schaefer(1990) 與 Rogers et al. (1996)所提出的四種「預報」與「事件」發生可能性，並以以下的公式可求得 ETS 得分：

$$ETS = \frac{(X - C)}{(X - C + Y + Z)} \quad (29)$$

$$C = P \times \frac{E}{T} \quad (30)$$

在本研究中，考慮地面上的某一點，若預報模式的降水超過某一門檻值，而實際觀測也確實有超過該門檻值的降水，則此點為正確預報，屬於 X。若模式預報無降水，而實際觀測值顯示有降水，則是錯誤預報，歸為 Y。若模式表現有降水，而實際觀測卻無降水，則是錯誤警報，計入 Z。ETS 還考慮了以隨機猜測的方式預報成功的機率，並將其排除在外，由(30)式表示，其中 E 表示觀測中合乎某降水門檻值的點數，P 代表預報中合乎該門檻值的點數，T 為所有地面的點數，C 則為修正量。ETS 得分的值介於 0~1 之間，愈大表示降水預報愈準確。根據前人對台灣地區模式 0-12 小時降雨預報能力的研究顯示，ETS 值大都維持在 0.1-0.3 之間 (Chien et al. 2002, Hong 2003, Yang et al. 2004)。

5. 模式設定：

本次報告的實驗內容來自於一個真實個案的數值實驗，使用的模式為NCAR所發展的Weather Research and Forecasting (WRF) model，本研究使用巢狀網格，如圖1所示，D02是預備放入雷達資料的區域，水平與垂直解析度分別為2.0公里與0.5公里，網格點數目為 $165 \times 183 \times 25$ ，時步為10秒鐘。經過同化雷達資料並調整後的D02氣象場，再與D01結合，為了避免兩區域結合時交界處不平滑的現象，吾人依照距離雷達觀測的範圍給予各別的權重，距離雷達100公里內之資料均來自D02分析場變數（即D01預報變數場的權重為0），每一網格點上，D02分析場變數權重值與D01預報變數場之權重值相加等於1，具體之權重值分佈可參考圖2。此結合後之變數場會更新WRF原來D02之氣象場，並繼續預報。本研究中共使用了三座S-band雷達，分別為氣象局七股(RCCG)與墾丁(RCKT)雷達，以及NCAR S-POL雷達。圖2當中同時呈現出四個探空站的位置，其中屏東站(PT)的探空是用來當作熱動力反演時的輔助資料，而六龜(LG)、馬公(MK)與南船(SS)的探空則用來當作驗證結果之用。

結合的變數包括風場 (u, v, w)、位溫擾動 (θ')、水氣混合比 (q_v)、雨水混合比 (q_r)、雲水混合比 (q_c) 等。由於我們的分析法並無冰相微物理變數（冰、雪、雹），但是在WRF模式中，可選擇較複雜之微物理過程（即包含水相及冰相變數），因此在結合微物理變數時，吾人雖然僅結合水相變數，但仍須將冰相變數在所有格點上都設為零，以避免WRF模式預報場所含之冰相粒子影響結合後之預報表現。

6. 分析場結果：

圖 3 為 1050 UTC 時 QPESUMS 呈現的雷達最大回波值，以及當時要同化進入模式的回波，由於後者是 D02 與 WRF 當時預報的 D01 回波場經權重平均後的結果，所以兩者不會完全相同。圖 3(a)中在台灣海峽南端有兩道明顯的線狀對流，其移動方向為朝東至東南方向，在登陸後造成台灣本島西南部強烈的降水。圖 4 與圖 5 分別為高度 1 公里及 5 公里處，合成的三維風場以及反演的溫度、壓力與水汽場。由圖 4(a)的 1 公里水平風場可看到，在洋面上均為西南風，在陸地上則因為中央山脈的阻擋使得風場有分流的傾向，這個現象在 5 公里的風場分佈(圖 5a)，則因為已超過中央山脈的頂端，所以並不明顯。底層的溫度擾動場在洋面上為正值，代表在該處的空氣較為溫暖，在陸地上為負值，吾人推測這可能是降水所造成的冷卻，另外陸地上的壓力擾動場為正值，代表陸上因較冷的空氣所形成的相對高壓區。圖 4(d)為調整後的水汽場，基本上台灣本島及鄰近地區均富含水汽，但仍然可見到若干胞狀的結構。圖 6 為一沿東西向垂直剖面上的垂直風場與水平幅合幅散場，在強上升氣流的下方大多伴隨著幅合區，表示合成的運動場結構呈現合理的配置。為了驗證反演的溫度、壓力與水汽場的正確性，圖 7、8、9 使用六龜(LG)、南船(SS)與馬公(MK)的探空資料作為驗證，圖中可見反演的擾動溫度與壓力場無論在數值以及垂直的結構上，都與探空的觀測具有不錯的一致性。值得一提的是圖 9 中所呈現的水汽場，因為這是一個雷達無法直接觀測且利用傳統的熱動力反演法無法得到的變數，但在本研究中可以使用我們所發展的方法將其調整出來，並且與探空的實際量測亦相當吻合。

7. 資料同化後的預報結果：

本節介紹經同化雷達資料後，WRF 模式的預報結果。圖 10 為 0.5 小時之後於 1120 UTC 的雷達觀測、純粹 WRF 模擬，以及有同化雷達資料後 WRF 的模擬結果。純粹 WRF 模擬是利用 ECMWF 再分析資料場於 0600 UTC 初始化後預報的結果。圖 10 中可見純粹的 WRF 模擬中只有在台灣本島有零星的對流胞，但有同化雷達資料的結果則可以呈現出 A、B 線對流的結構，只是水平延伸的距離較短，這是因為吾人同化的雷達資料只限於 100 公里的範圍之內。圖 11 是模擬到 1.0 小時的結果，其中 A 胞與 B 胞在靠近台灣西南部的海，仍然與觀測的結果呈現較相似的結構，這個現象基本上維持到大約 1.5 小時左右，如圖 12 所示。在 2 小時以後(圖 13~15)，模式即無法明確的分辨 A、B 兩個對流系統，與觀測結果比較出現較大的差異。在圖 15 顯示的第 3 小時的模擬結果，吾人發現純 WRF 模擬的雷達回波與有同化雷達資料的模擬出現類似的結構，這可能代表同化雷達的效果在 2 小時以後已逐漸消失。

圖 16 至 19 分別為觀測、純粹 WRF 模擬，以及有同化雷達資料後，在模擬 3 小時內，每 1.0 小時的累積降雨量分佈圖，有同化雷達資料的結果，其降雨量雖然有高估，但是其分佈的範圍在前 1-2 小時集中在台灣西南部，而在第 3 小時有向內陸移動的趨勢，與純粹 WRF 模擬的結果相比，會更接近觀測的結果。圖 20 為不同的門檻值下的降雨 ETS 得分，有同化雷達資料的結果會遠優於純粹 WRF 的結果。圖 21 則為從 1050 UTC 開始累積 1、2、3 小時的預報降雨量，同樣顯示有同化雷達資料的模擬較純粹 WRF 的模擬，有很顯著的高得分，預報的 2 小時累積雨量在 6.0、10.0、14.0 mm 的門檻值下，其得分可以達到 0.4 以上。

8. 結論：

本研究採用一高解析度(水平網格間距 2.0 公里)之數值模式為一計算平台，發展一適用於台灣地區，針對風暴/對流尺度(storm/convective scale)劇烈降雨系統之氣象雷達資料同化方案，並著重在探討此方案對於極短期(1~2 小時)定量降水預報的改進程度。吾人使用的數值模式為 Weather Research and Forecasting (WRF) model，使用的資料同化方法則以三維變分法為基礎，包括三個主要步驟，分別為多都卜勒雷達風場合成、熱動力反演、以及水汽調整。

本報告的內容在於完成一真實個案分析，吾人選取 2008 年 SoWMEX (Southwest Monsoon Experiment；西南氣流實驗) IOP8 (Intensive Observation Period 8；第八次密集觀測期) 中 6 月 14 日的鋒面系統作為研究個案，匯集探空、地面測站，並且同化 NCAR S-POL 與中央氣象局七股及墾丁兩座作業用 S-band 都卜勒雷達之回波以及徑向風觀測資料，藉此完成模式初始化得到一最佳的分析場，藉此獲得三維的風場，再據以計算溫度、壓力、水汽場，完成模式初始化得到一完整的分析場，再由此分析場進行預報。同時，為了較為妥善地處理地形對於降水預報的影響，吾人將分析場與具有地形解析能力的 WRF 模式進行結合，並比較結合前後對定量降雨預報的差異。

測試的結果顯示同化雷達資料後，有助於縮短模式的 spin-up 時間，由降雨的分佈與 ETS 得分來判斷，降雨的預報會比沒有同化雷達資料的純粹模式模擬，有相當顯著的改善，但同化的效果在 2 小時後就逐漸消失。在本研究中吾人亦發現由於雷達掃描距離的限制，造成資料的覆蓋量不足，以至於掃描距離外的資訊無法進入到模式中，因而降低反演氣象場的準確度，連帶影響同化後模式可持續模擬對流演化的時間長度，在未來的工作中，吾人將計畫以經由多次同化的方式，來嘗試延長預報的時效。

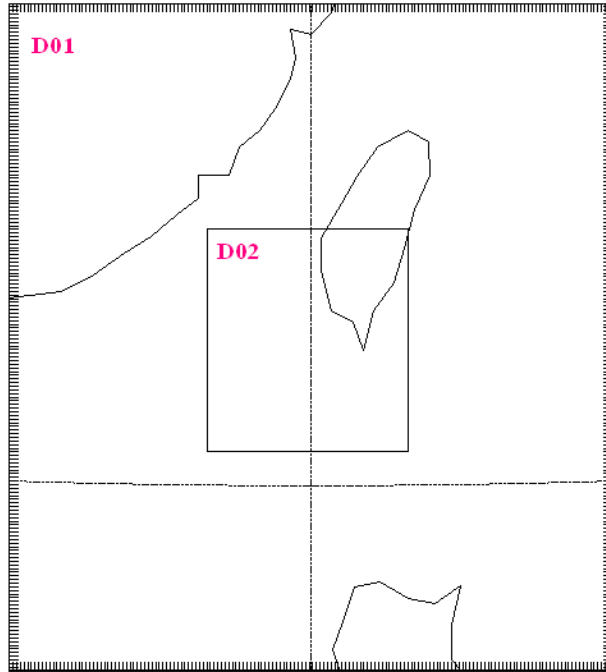


圖 1: WRF 模式巢狀網格範圍，D01、D02 分別為解析度 6 公里與 2 公里之網格。

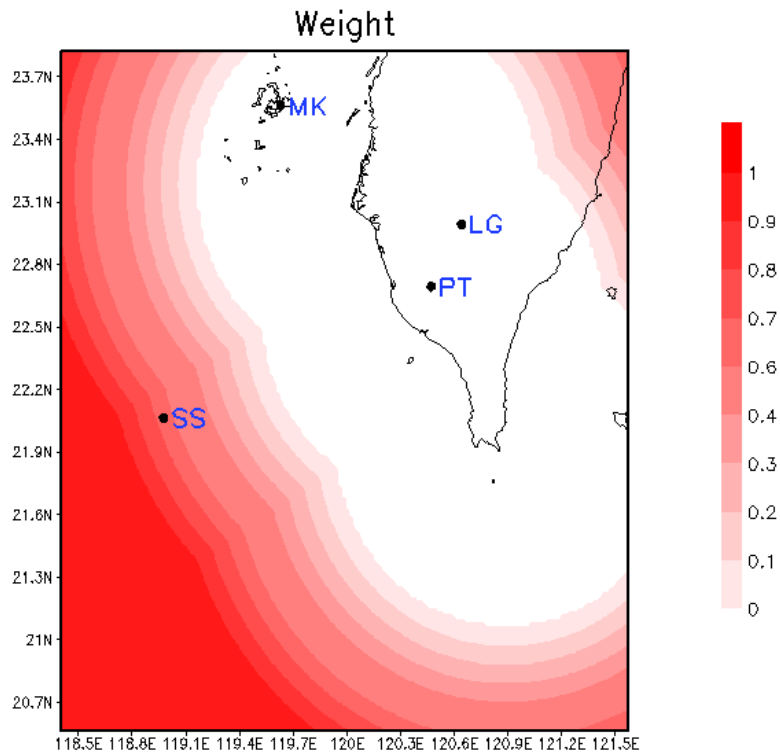


圖 2 結合權重分佈圖，陰影值為 WRF 預報變數場權重值。每一網格點上，分析場 D02 權重值與 WRF 的 D01 預報變數場權重值相加將等於 1。越靠近雷達，則 D02 分析場權重越大。圖上的點分別為馬公(MK)、六龜(LG)、屏東(PT)及南船(SS)探空站的位置。

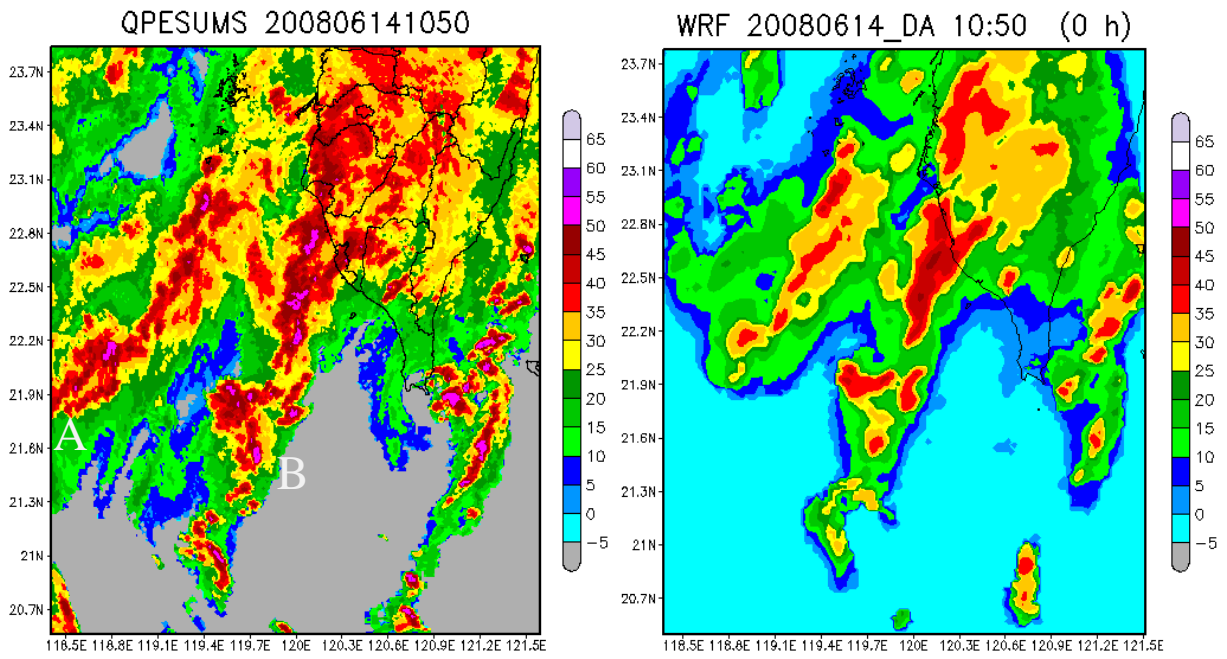


圖 3: 1050 UTC 時的最大回波圖，(a)QPESUMS 實際觀測結果，(b)經同化後要置入模式的回波場，單位為 dBZ。

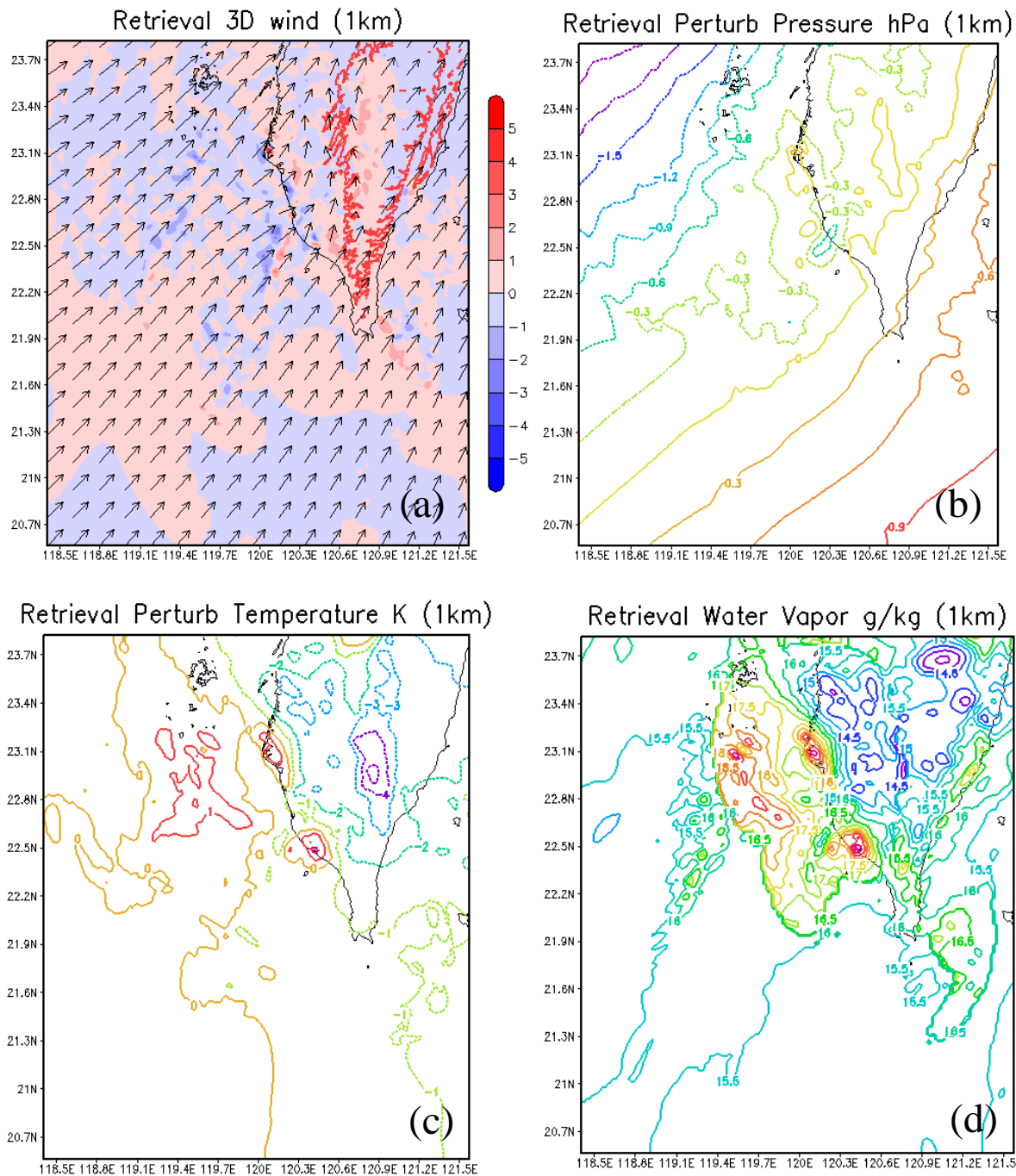


圖 4: 1050 UTC 時多雷達資料反演出的 1 公里水平剖面資訊，(a)三維風場剖面，紅色粗線為 0.5 公里地形高度線、風標為水平風、陰影為垂直風速，單位為 m/s。(b)壓力擾動場，單位 hPa。(c)擾動溫度場，單位度 K。(d)水氣混和比，單位 g/kg。

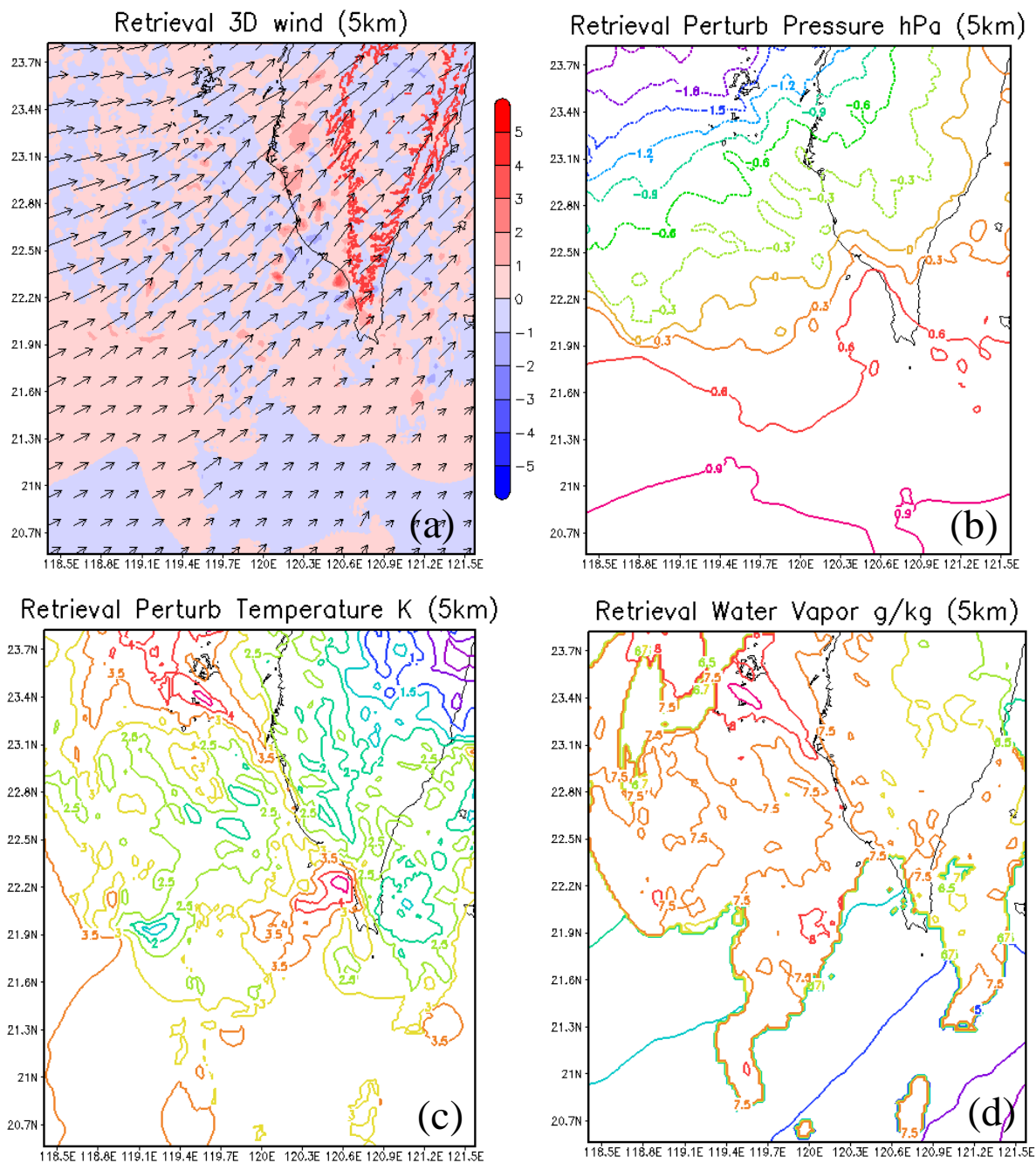


圖 5: 同圖 4, 但是為高度 5 公里處的氣象變數場。

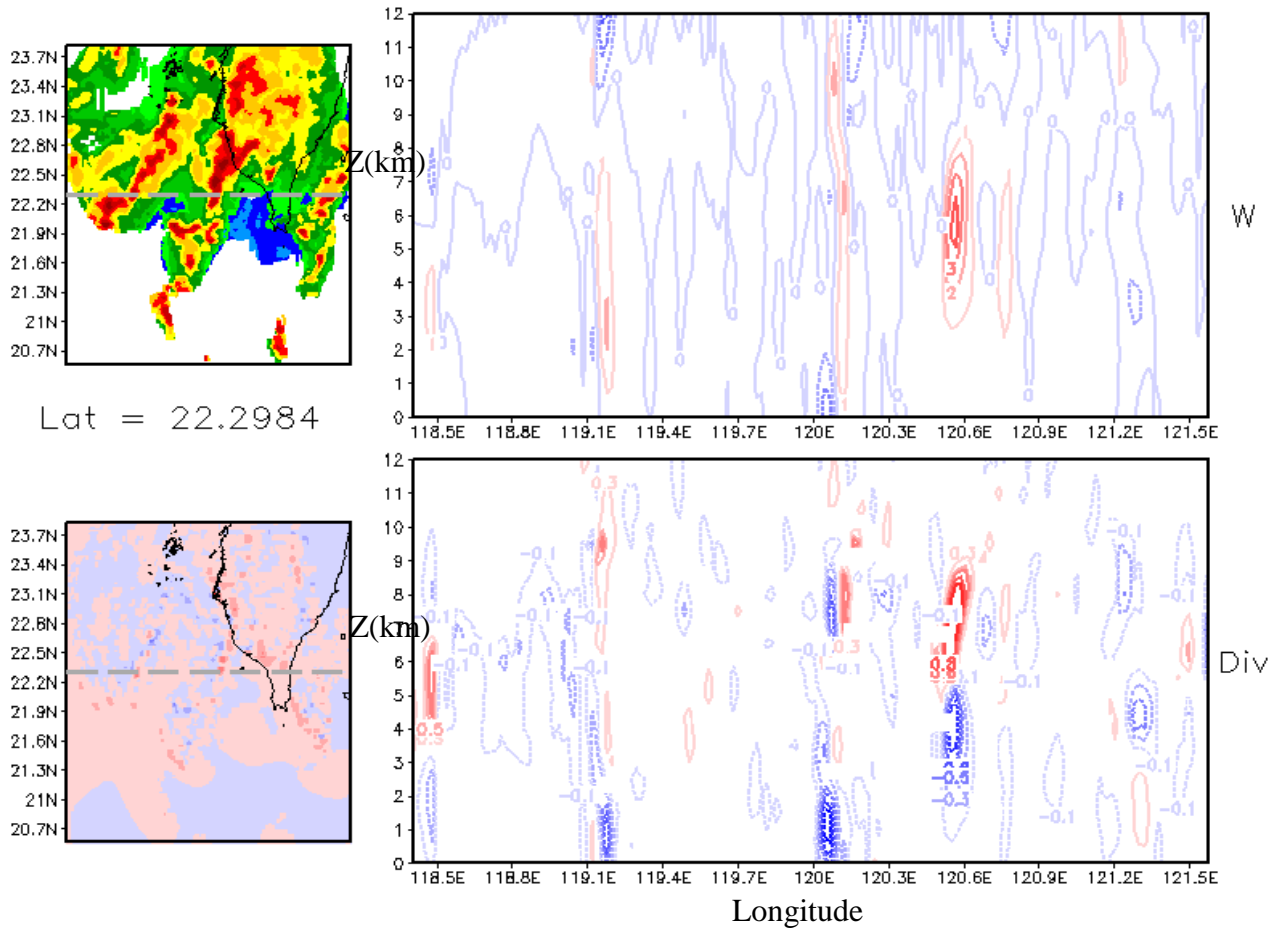


圖 6: 1050 UTC 時經風場反演的三維結構，左上圖為最大回波圖，單位為 dBZ。左下圖則是 3 公里垂直風速的水平剖面，單位為 m/s。左邊圖上的灰虛線代表北緯 22.2984° 垂直剖面的位置。右上圖為垂直速度垂直剖面，單位為 m/s。右下圖為水平幅合幅散場垂直剖面，單位為 10^{-3} s^{-1} 。

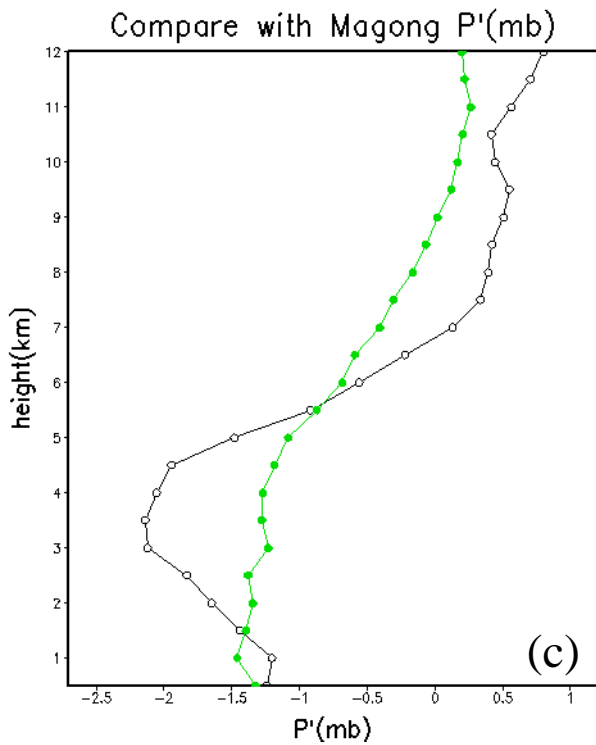
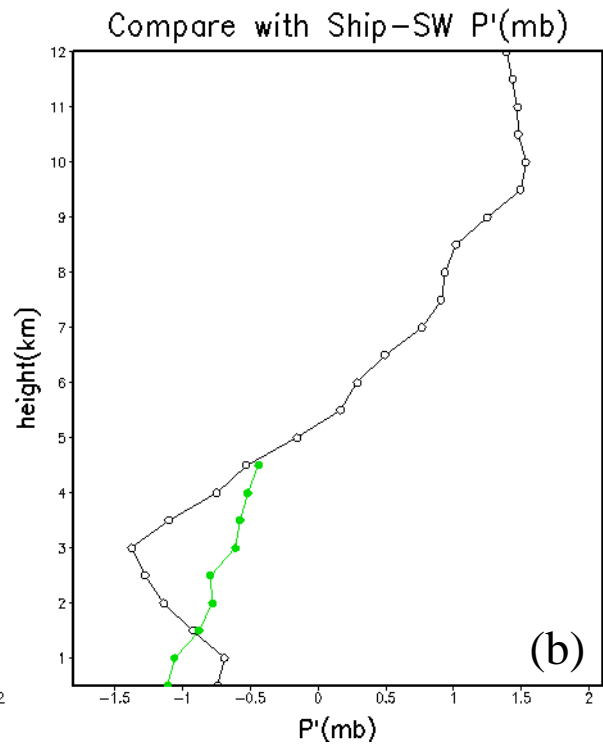
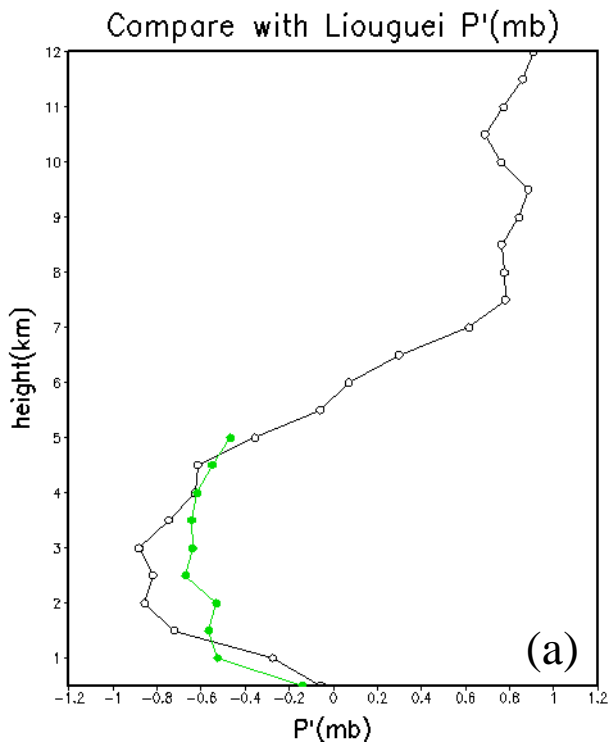


圖 7: 反演與各探空站所觀測到的擾動壓力場比對，圖中的黑線為反演擾動壓力、綠線為探空站觀測，單位均為 hPa。(a)六龜探空;(b)南船;(c)馬公。

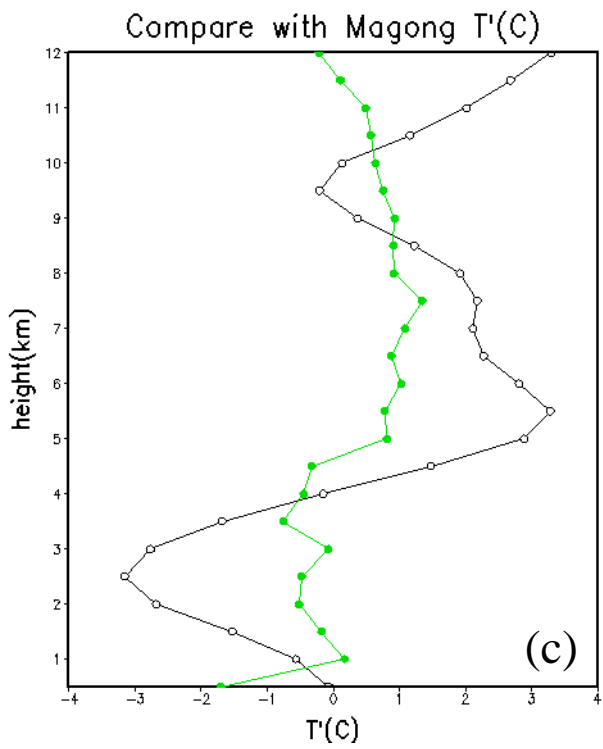
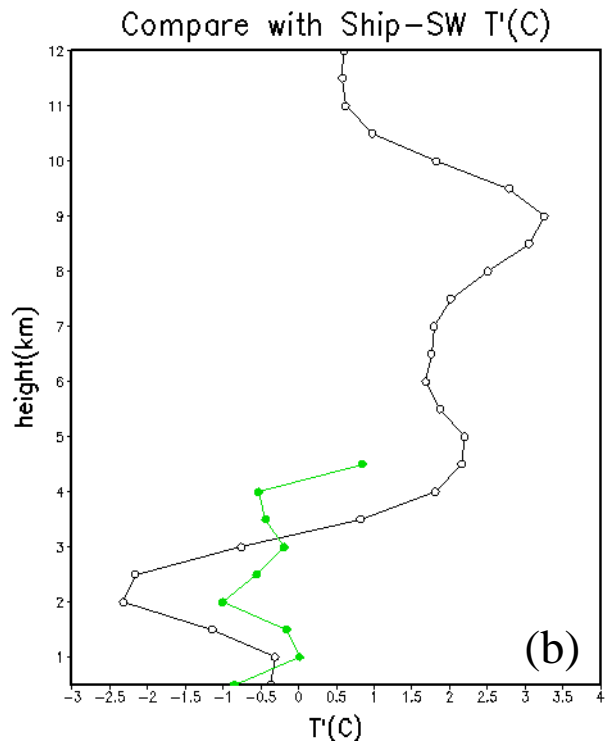
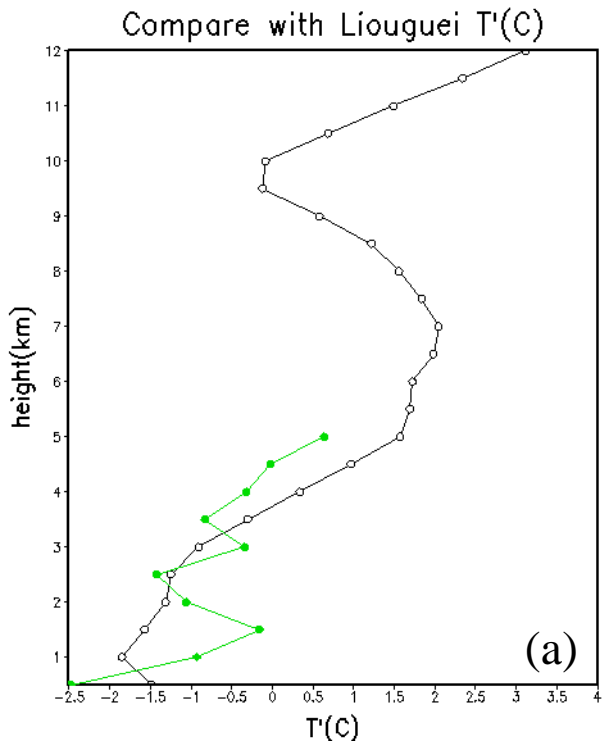


圖 8: 同圖 7, 但是是擾動溫度的比較。

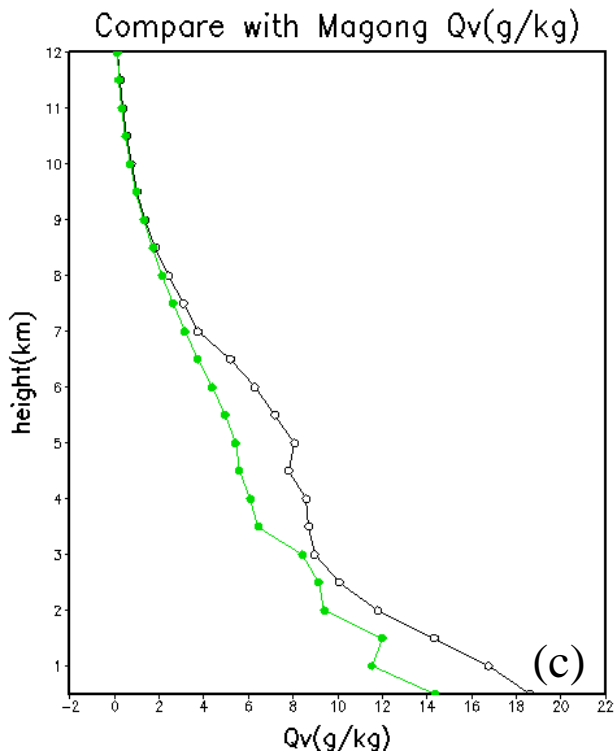
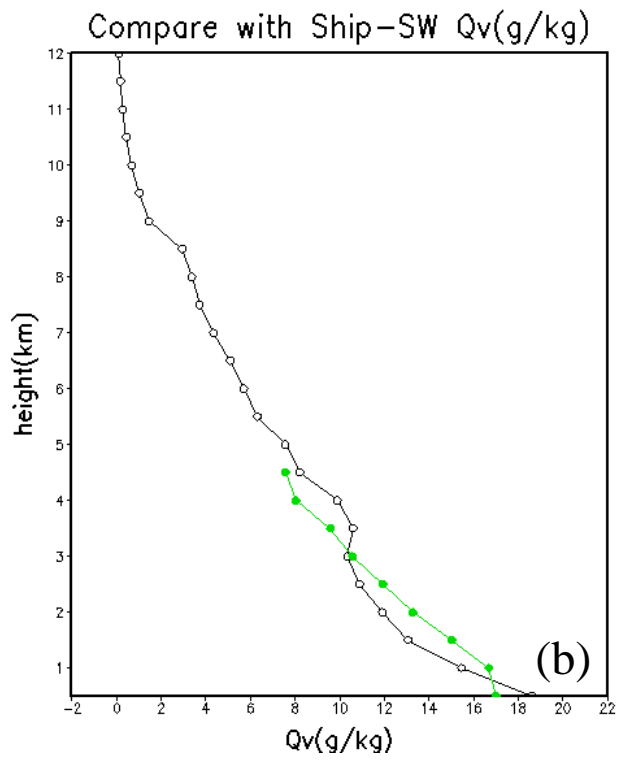
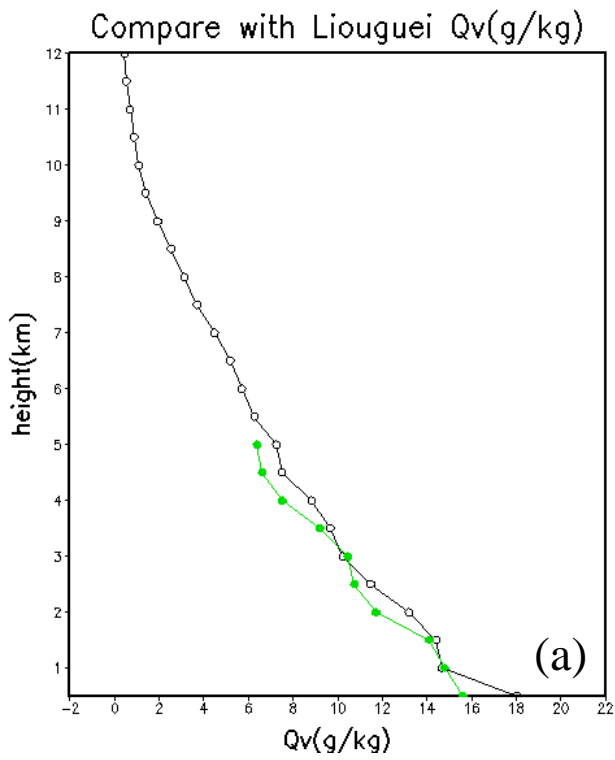


圖 9: 同圖 7，但是是水氣混合比(g/kg)的比較。

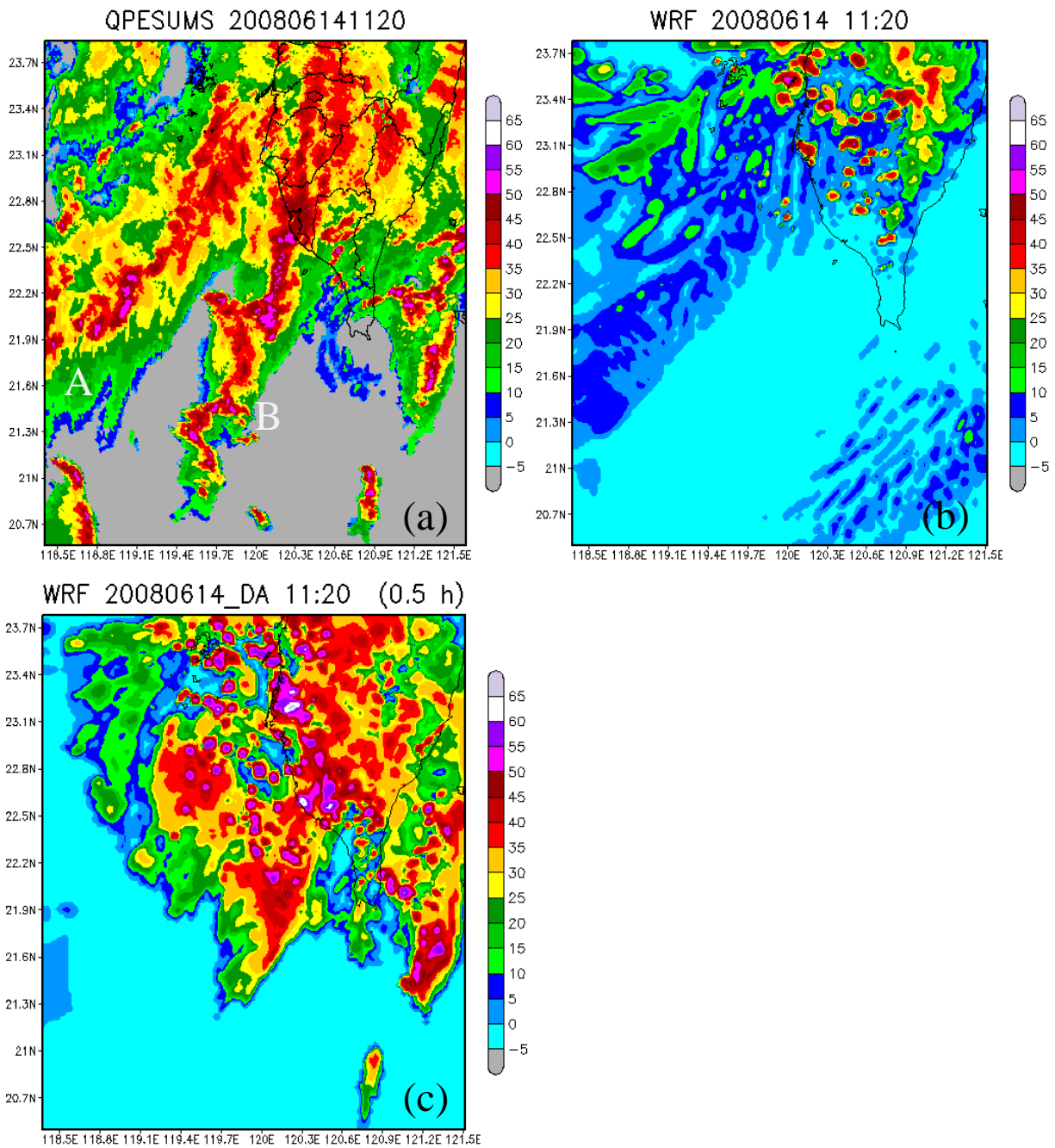


圖 10: 模式預報 0.5 小時後，於 1120 UTC 的最大回波圖，(a) QPESUMS 實際觀測回波。(b) 純粹 WRF 的預報。(c) 有在 1050 UTC 同化雷達資料後的預報結果。陰影為回波，單位為 dBZ。

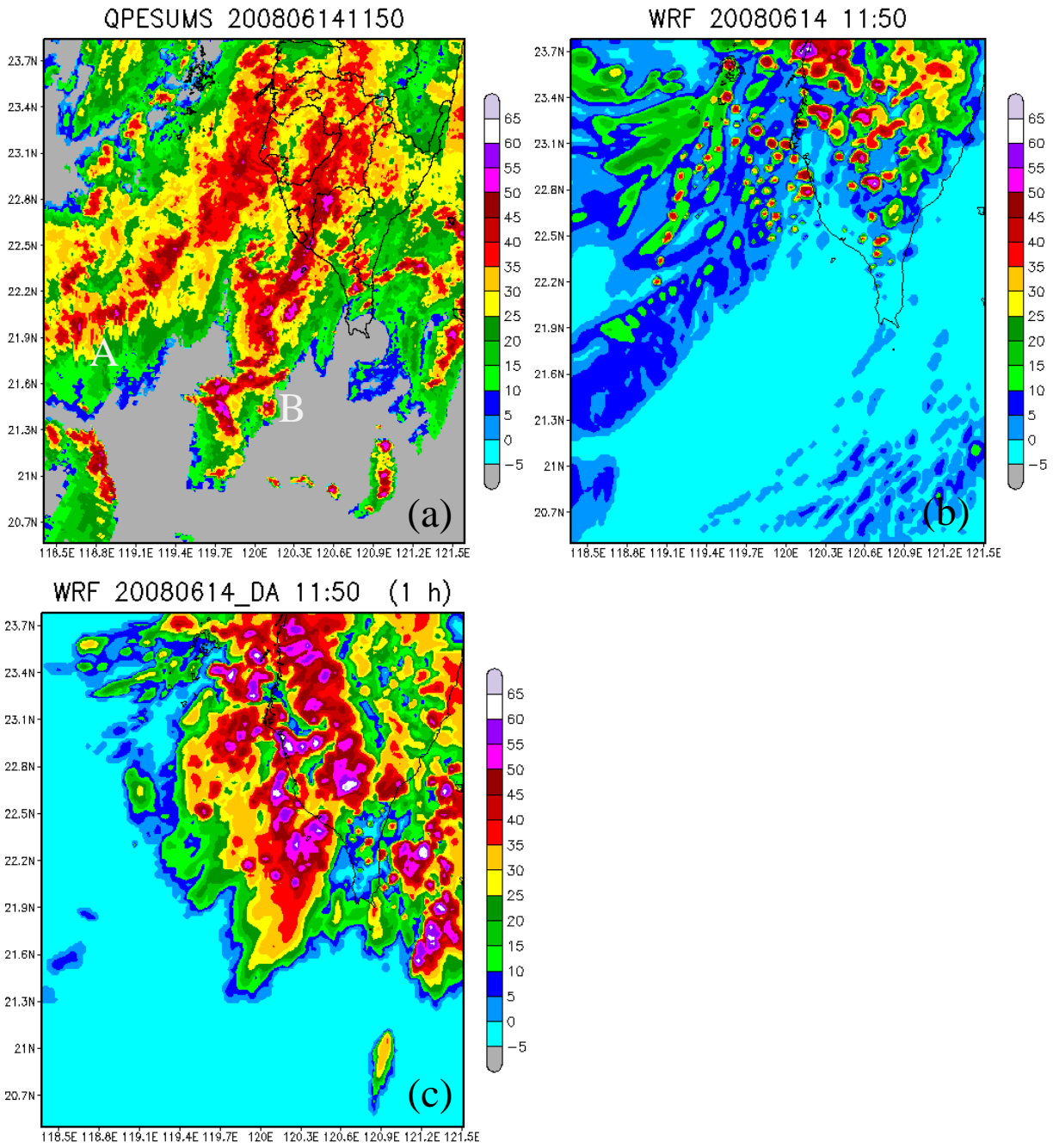


圖 11: 同圖 10, 但是是模式預報 1.0 小時後, 於 1150 UTC 的最大回波圖。

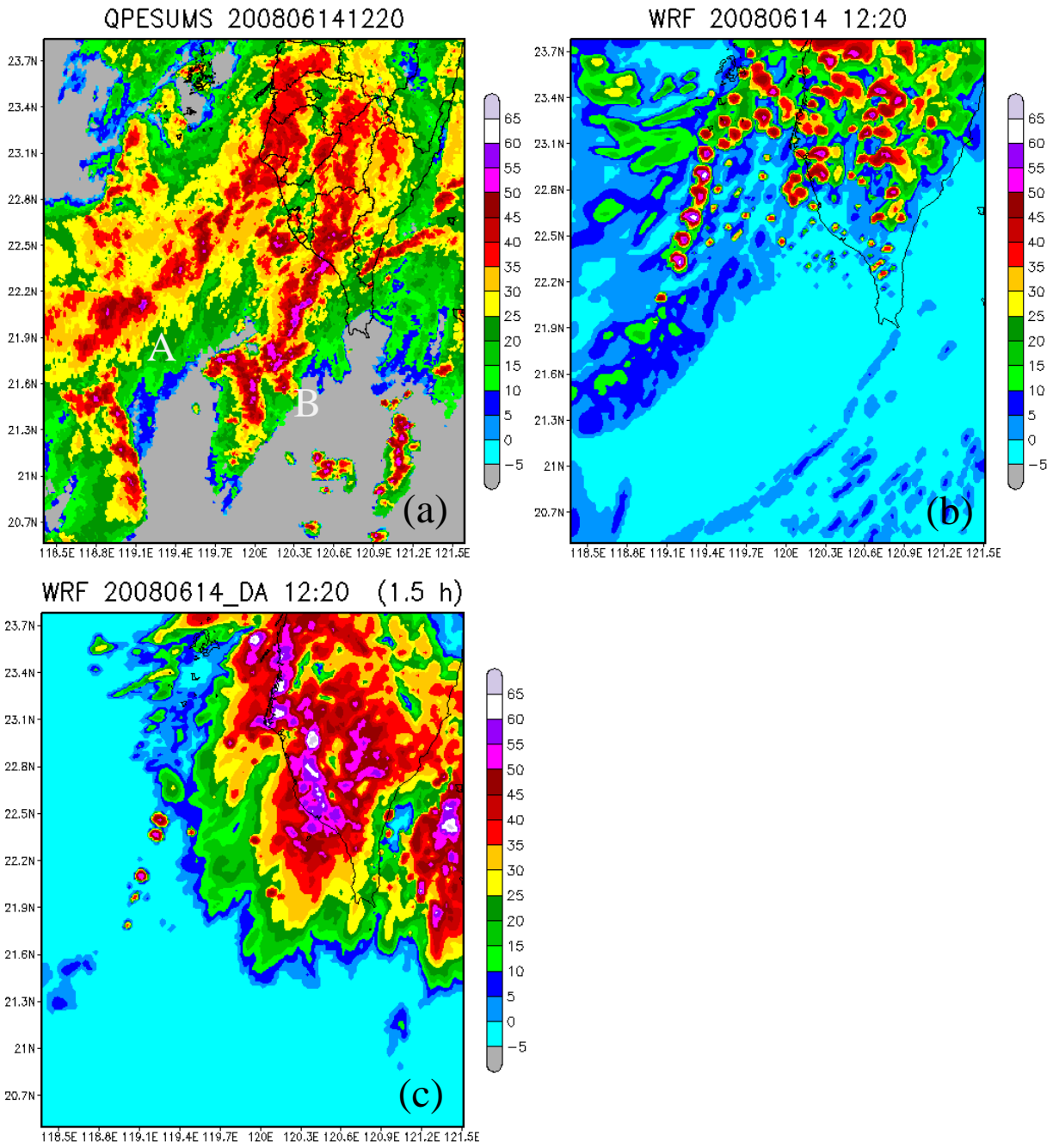


圖 12: 同圖 10, 但是是模式預報 1.5 小時後, 於 1220 UTC 的最大回波圖。

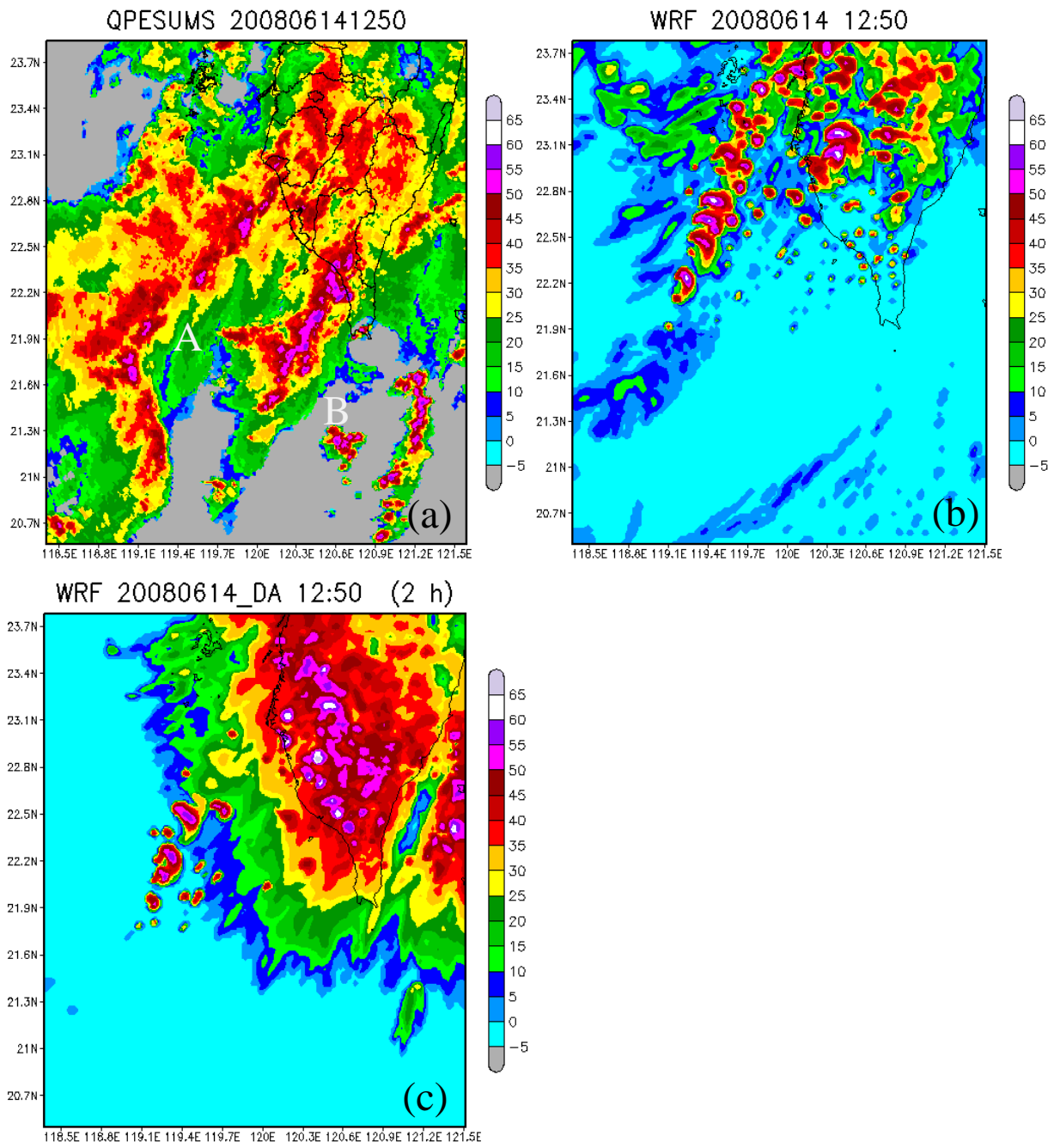


圖 13: 同圖 10, 但是是模式預報 2.0 小時後, 於 1250 UTC 的最大回波圖。

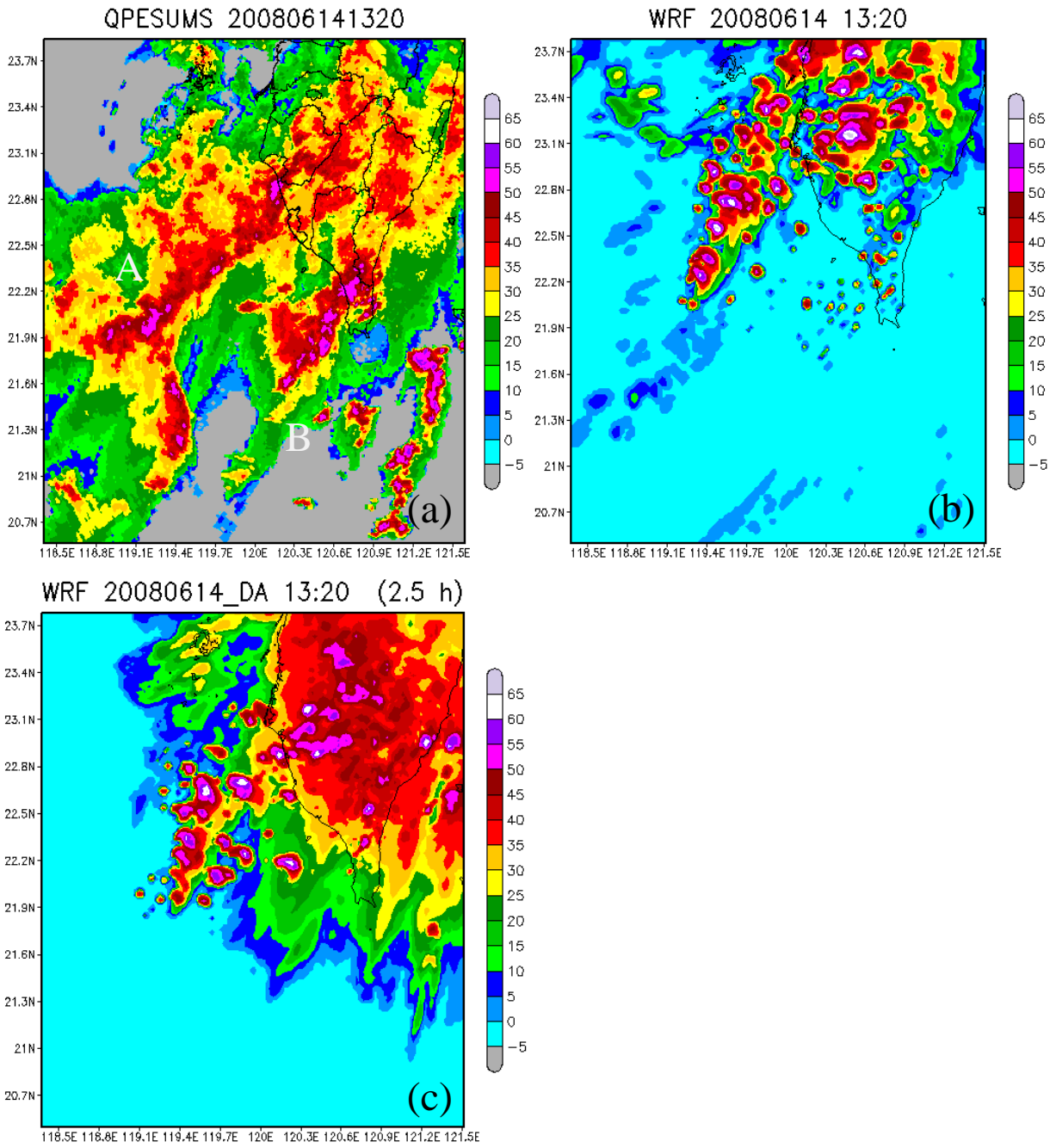


圖 14: 同圖 10，但是是模式預報 2.5 小時後，於 1320 UTC 的最大回波圖。

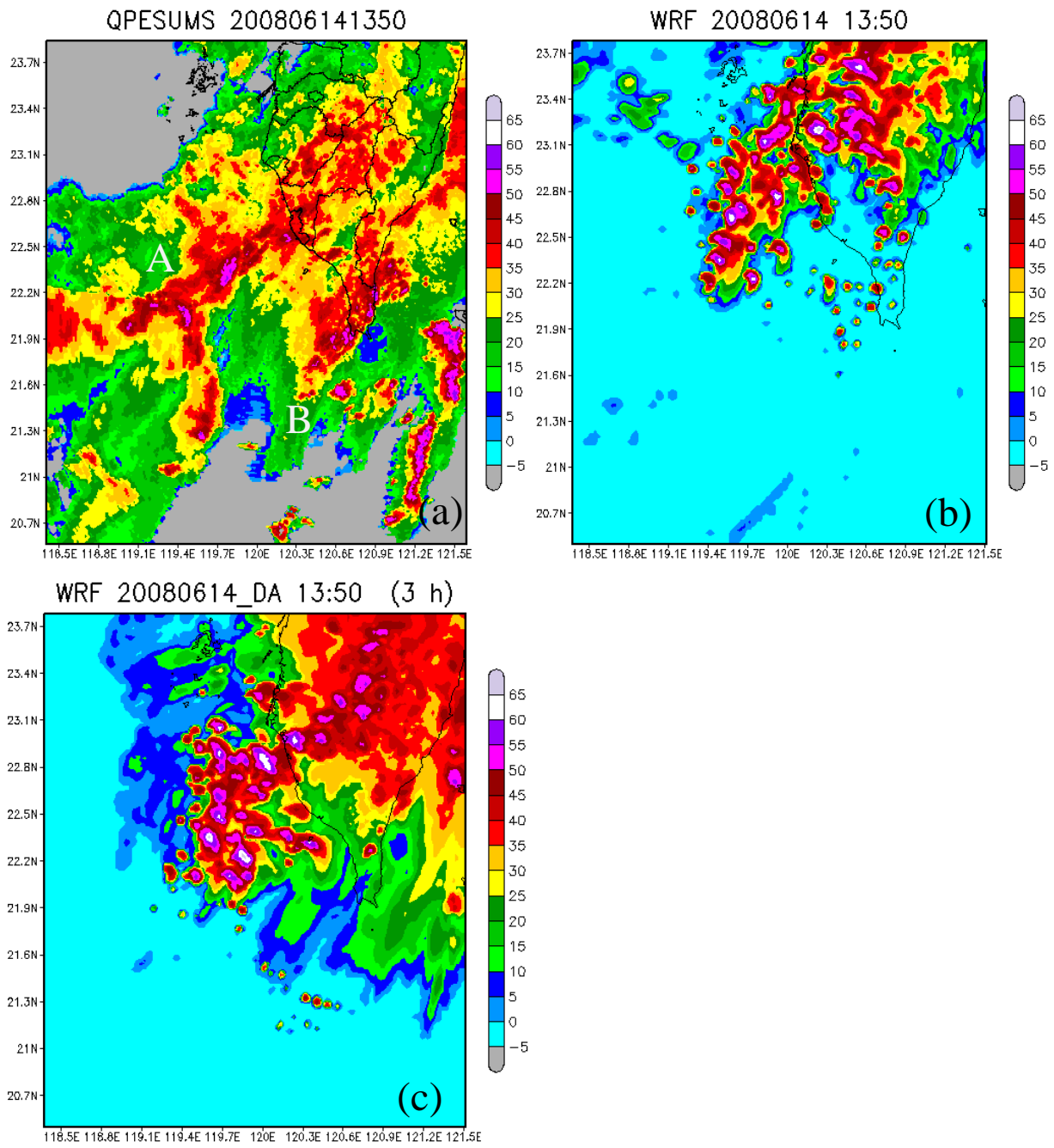


圖 15: 同圖 10，但是是模式預報 3.0 小時後，於 1350 UTC 的最大回波圖。

Rainfall 1050~1150(60mins)

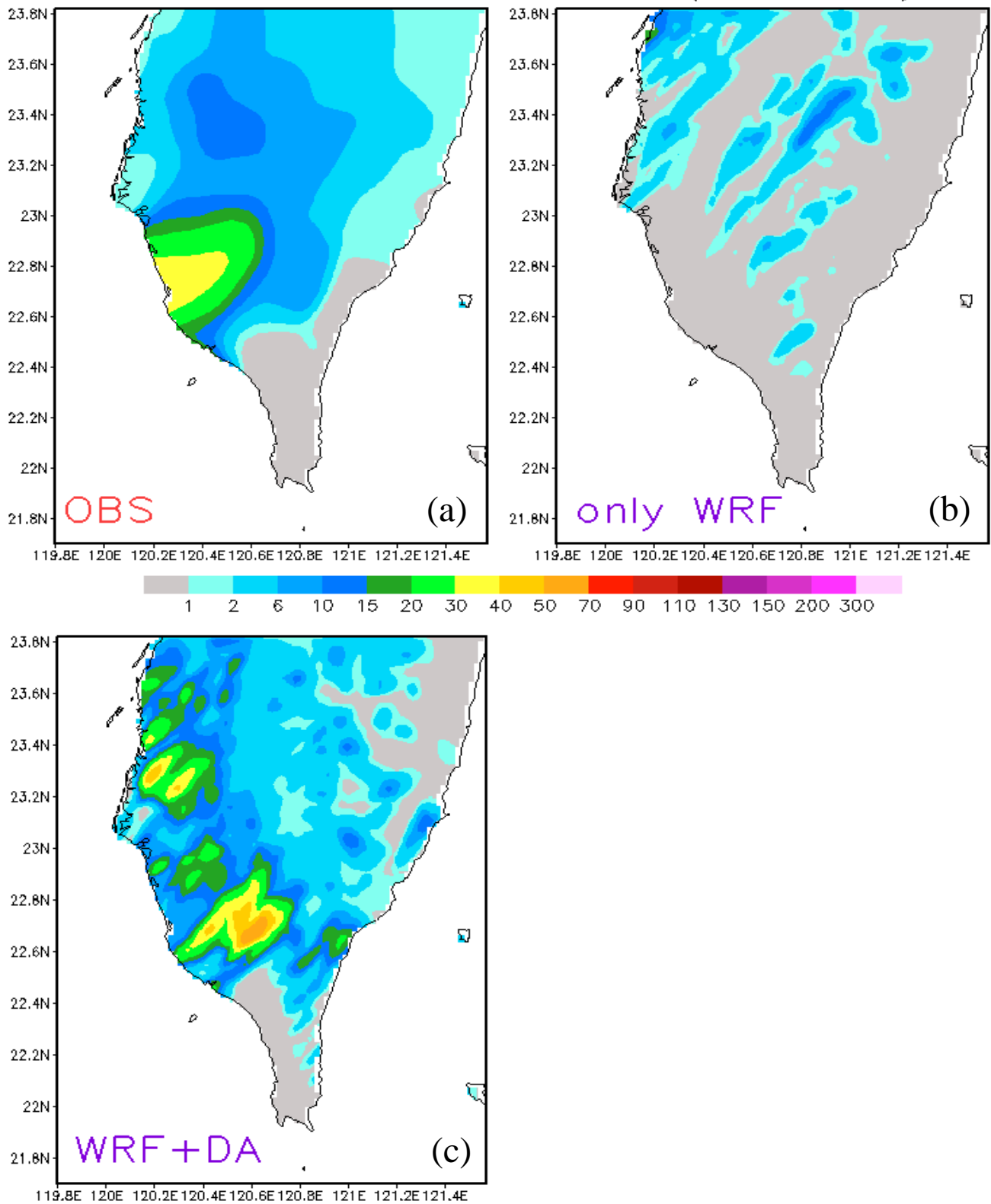


圖 16、由 1050 UTC 至 1150 UTC 累積 1 小時的觀測與預報雨量比對，(a)中央氣象局自動觀測站的累積雨量。(b)純粹 WRF 模擬的累積雨；(c)於 1050 UTC 有做雷達資料同化後的累積雨量。單位為 mm。

Rainfall 1150~1250(60mins)

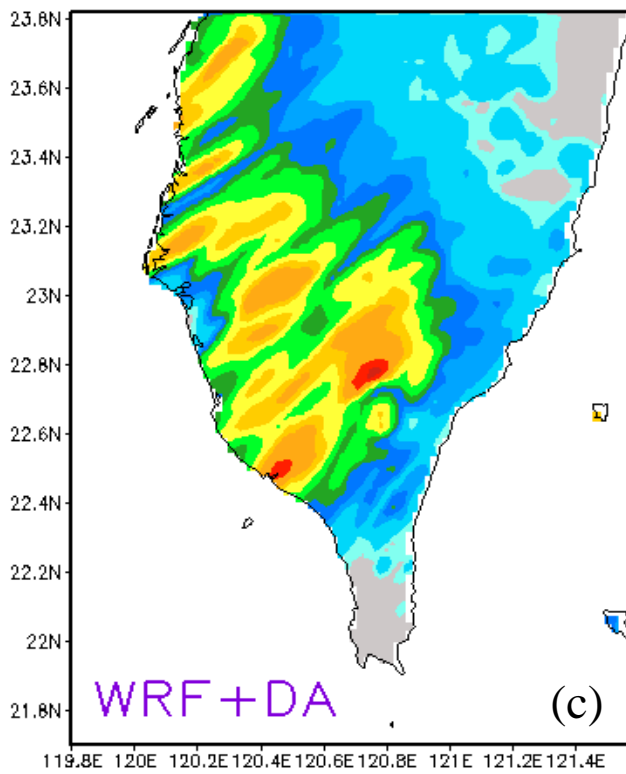
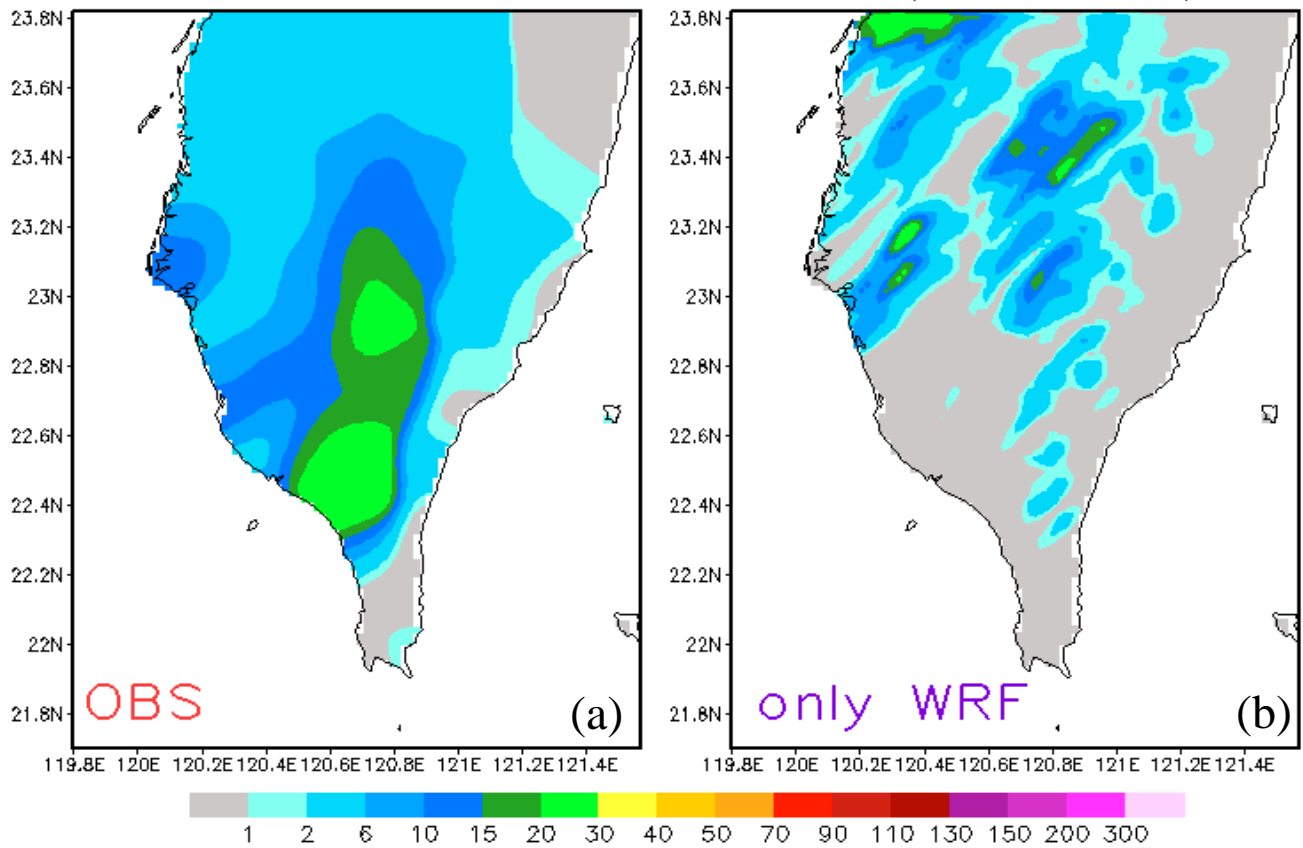


圖 17: 同圖 16, 但是是由 1150 UTC 至 1250 UTC 累積 1 小時雨量的比較。

Rainfall 1250~1350(60mins)

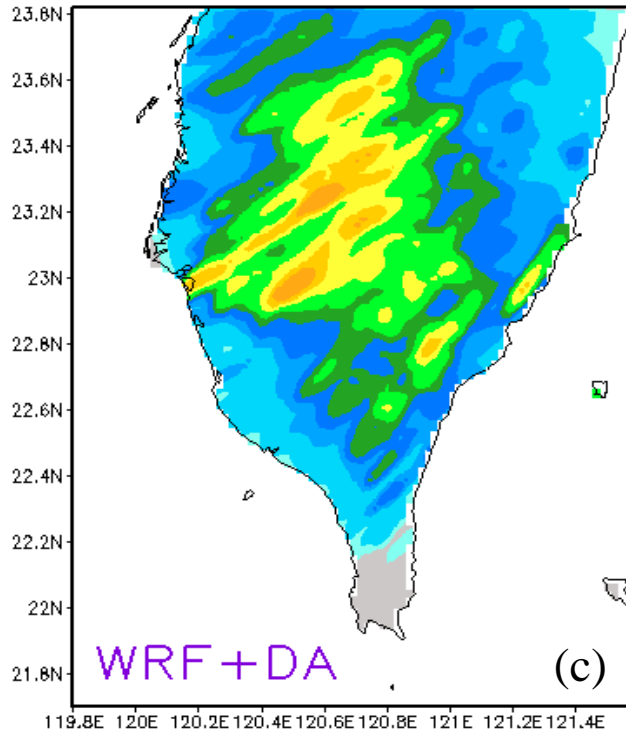
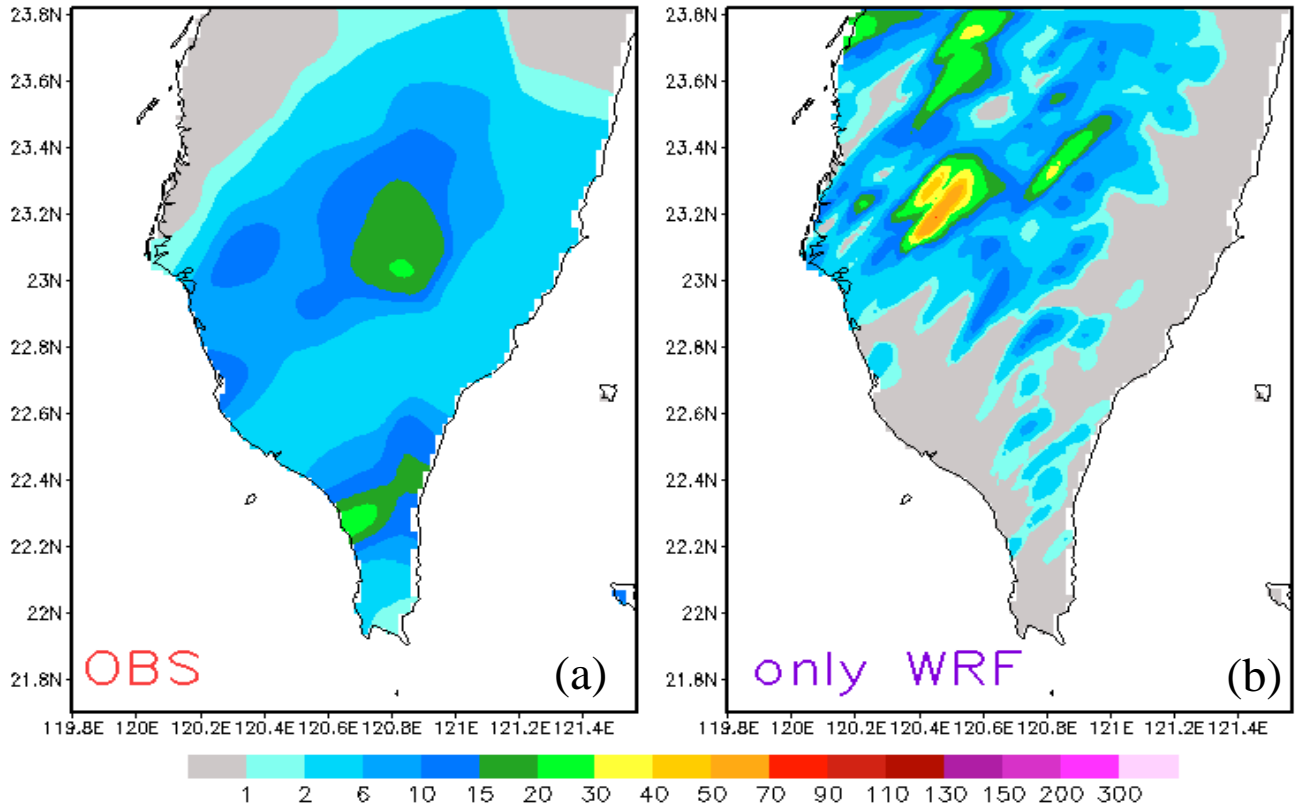
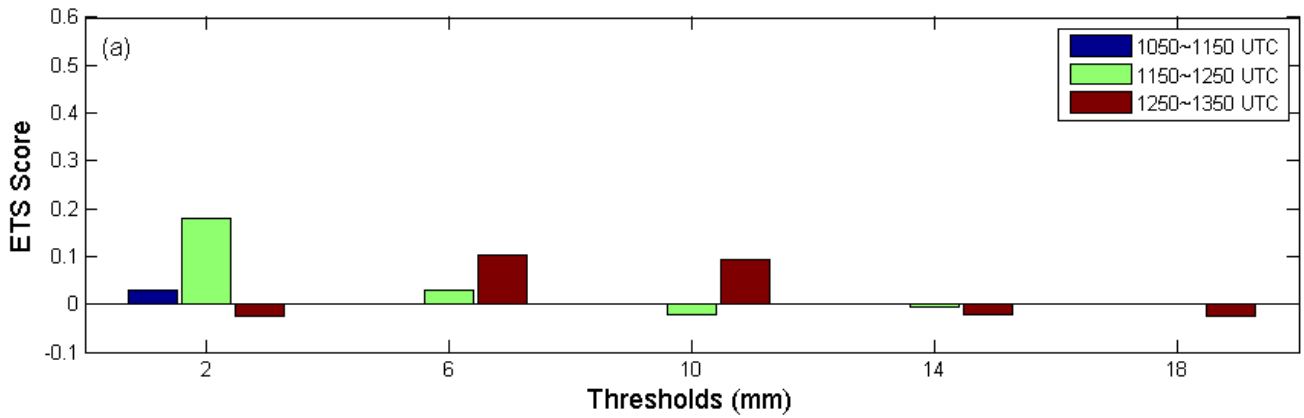


圖 18: 同圖 16, 但是是由 1250 UTC 至 1350 UTC 累積 1 小時雨量的比較。

WRF Result Without Data Assimilation



WRF Result With Data Assimilation

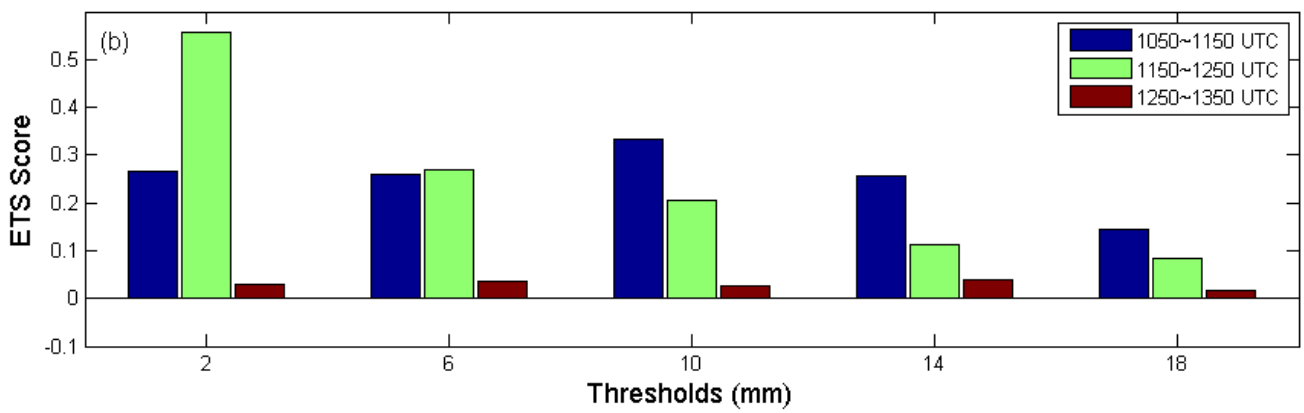


圖 19: (a)沒有同化與(b)有同化雷達資料對 WRF 預報的結果，利用公正得分(ETS)的方法驗證每 1 小時累積降雨量的分析圖，橫軸為降雨門檻值、垂直軸為得分值。

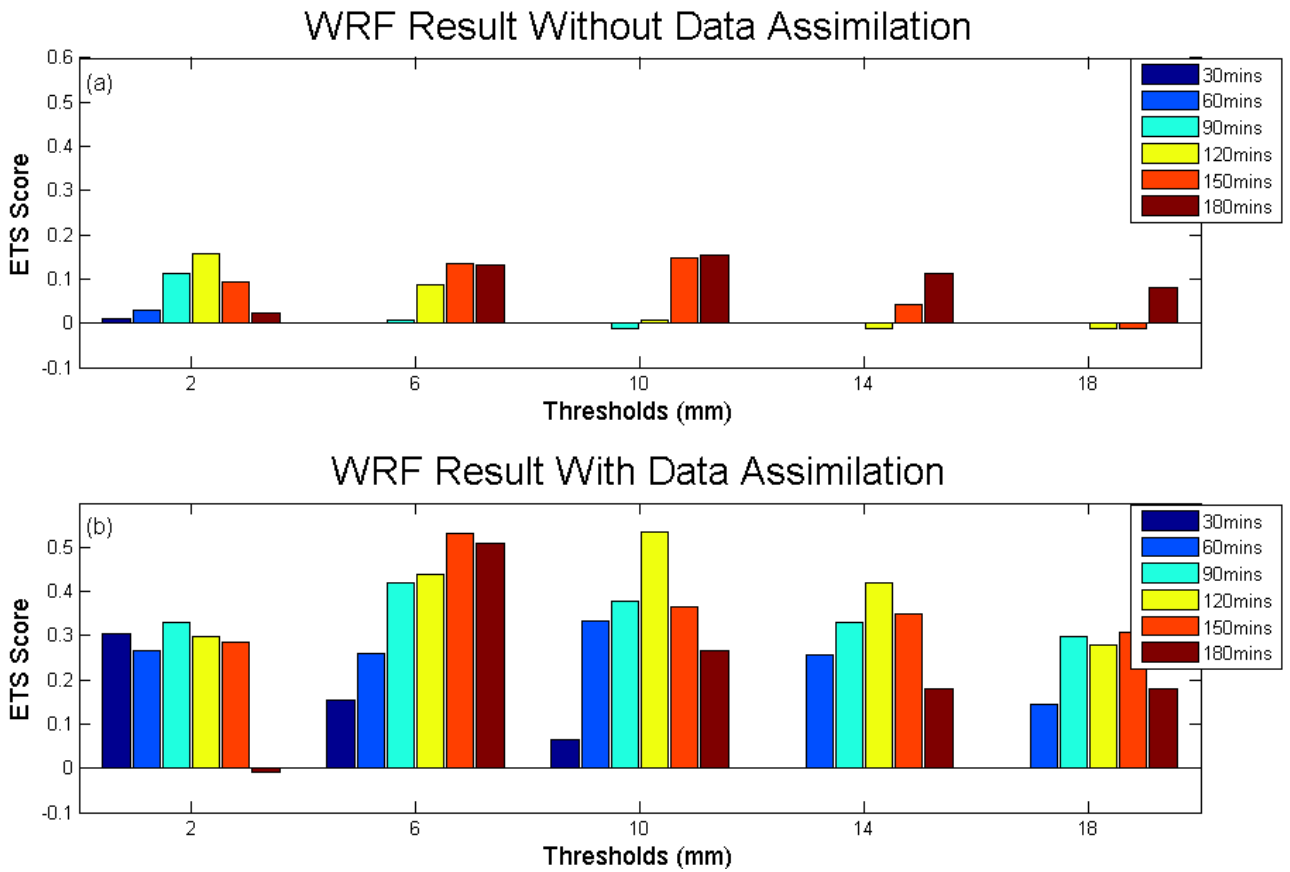


圖 20: (a)沒有同化與(b)有同化雷達資料對 WRF 預報的結果，利用降雨公正得分(ETS)的方法驗證由 1050 UTC 開始累積不同時間降雨量的分析圖，橫軸為降雨門檻值、垂直軸為得分值。

9. 參考文獻:

- Bonesteel, R. G., and Y. J. Lin, 1978: A study of updraft-downdraft interaction based on perturbation pressure and single-Doppler radar data, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 62-68.
- Crook, N. A., 1994: Numerical simulation initialized with radar-derived winds, Part I: Simulated data experiments, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1189-1203.
- Crook, N. A., and J. Sun, 2002: Assimilating radar, surface, and profiler data for the Sydney 2000 forecast demonstration project, *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **19**, 888-898.
- Crook, N. A., and J. Tuttle, 1994: Numerical simulation initialized with radar-derived winds, Part II: Forecasts of three gust-front cases, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1204-1217.
- Chien F.-C., Y.-H. Kuo, and M.-J. Yang, 2002: Precipitation forecast of MM5 in the Taiwan area during the 1998 Mei-yu season, *Wea. Forecasting*, **17**, 739-754.
- Dowell, D.C., F. Zhang, L.J. Wicker, 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.
- 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.
- Hane, C. E., and B. C. Scott, 1978: Temperature and pressure perturbations within convective clouds derived from detailed air motion information: Preliminary testing, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 654-661.
- Hane, C., R. B. Wilhelmson, and T. Gal-Chen, 1981: Retrieval of thermodynamic variables within deep convective clouds: experiments in three dimensions, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 564-576.
- Hong, J.-S., 2003: Evaluation of the high-resolution model forecasts over the Taiwan area during GIMEX, *Wea. Forecasting*, **18**, 836-846.
- Leise, J. A., 1978: Temperature retrieval from dual-Doppler radar wind field data, Preprints, *18th Conf. on radar meteorology*, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc., 94-99.
- Lilly, D. K., 1990: Numerical prediction of thunderstorms – has its time come?, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 779-798.

- Lin, Y., P. S. Ray, and K. W. Johnson, 1993: Initialization of a modeled convective storm using Doppler radar-derived fields, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2757-2775.
- 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**, No. 4, 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. Meteo.*, **42**, 1443-1454.
- _____, Y. J. Chang, 2009: A variational multiple-Doppler radar three -dimensional wind synthesis method and its impact on thermodynamic retrieval, *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3992-4010.
- Liu, S., C. Qiu, Q. Xu, P. Zhang, J. Gao and A. Shao, 2005: An improved method for Doppler wind and thermodynamic retrievals, *Adv. Atmos. Sci.*, **22**, No. 1, 90-102.
- Rogers, R. R., and M. K. Yau: A short course in cloud physics, Pergamon Press, 293 pp.
- Rotunno, R. and J. Klemp, 1982: The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 136-151.
- Roux, F., J. Testud, M. Payen and B. Pinty, 1984: West African squall-line thermodynamic structure retrieved from Dual-Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3104-3121.
- 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.
- 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.
- Schaefer, J. T., 1990 : The Critical Success Index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570-575.
- 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., D. W. Flicker, and D. K. Lilly, 1991: Recovery of three-dimensional wind and temperature fields from single-Doppler radar data, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 876-890.
- Sun, J., and N. A. Crook, 1996: Comparison of thermodynamic retrieval by the adjoint method with the traditional retrieval method. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 308-324.
- 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. Droegemeier, 2002(a): 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.
- Weygandt, S. S., A. Shapiro, and K. Droegemeier, 2002(b): 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. 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. Meteo.*, **44**, 768-788.
- Yang, M.-J., B. J.-D. Jou, S.-C. Wang, J.-S. Hong, P.-L. Lin, J.-H. Teng, and H.-C. Lin, 2004: Ensemble prediction of rainfall during the 2000-2002 Mei-yu seasons: Evaluation over the Taiwan area, *J. Geophys. Res.*, 109, 18203-18219.
- Zhang F., Y. Weng, J. Sippel, Z. Meng, and C. Bishop, 2009: Cloud-resolution hurricane initialization and prediction through assimilation of Doppler radar observations with an Ensemble Kalman Filter, *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2105-2125.