

交通部中央氣象局九十七年度委託研究計畫

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-97-2M-05

計畫主持人：廖宇慶

執行單位：國立中央大學大氣物理研究所

中華民國九十七年十二月

97 年度政府部門科技計畫期末摘要報告

計畫名稱：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

審議編號：	x	部會署原計畫編號：	MOTC-CWB-97-2M-05
主管機關：	交通部中央氣象局	執行單位：	國立中央大學
計畫主持人：	廖宇慶	聯絡人：	張雅亭
電話號碼：	03-4227151 轉 65505	傳真號碼：	03-4256841
期程：	97 年 03 月 12 日至 97 年 12 月 31 日		
經費：(全程)	1,255 仟元	經費(年度)	1,255 仟元

執行情形：

1.執行進度：

	預定 (%)	實際 (%)	比較 (%)
當年	100	100	0
全程	100	100	0

2.經費支用：

	預定	實際	支用率 (%)
當年	1,255,000	1,254,500	100%
全程	1,255,000	1,254,500	100%

3.主要執行成果：

- (3.1) 發展完成一多雷達風場合成演算法之程式撰寫，此演算法採用變分最佳化分析，加入的主要約束條件包含(a)反演風場與各雷達所觀測之徑向風之間的幾何關係；(b)連續方程式；(c)垂直渦度方程；(d)背景風場；(e)平滑項。
- (3.2)完成熱動力反演演算法的程式撰寫。
- (3.3)完成水汽調整方案的程式撰寫。
- (3.4)完成同化方案與數值預報模式的整合。

4.計畫變更說明：無

5.落後原因：無

6.主管機關之因應對策（檢討與建議）：

1. 摘要

本計畫擬採用一高解析度(網格間距小於 4.0 公里)之數值模式為一計算平台，發展針對風暴/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(1~3 小時)定量降水預報的改進程度。吾人計畫使用的數值模式為 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。

本年度的工作目標為完成風場合成、熱動力場反演、水汽調整、以及與數值模式的結合。本期末報告的重點在於說明研究中所使用的方法，以及展示研究成果。

目錄

97 年度政府部門科技計畫期末摘要報告	I
1. 摘要	II
目錄	III
圖目錄	IV
2. 背景分析	1
3. 研究方法與執行步驟.....	4
3.1 實驗設計與模式設定	4
3.2 多都卜勒雷達風場合成方法	4
3.3 熱動力反演方法.....	11
3.4 都卜勒資料同化結果.....	13
4. 結論與未來工作	15
5. 參考文獻	46

圖目錄

- 圖 1：Z=5.75km 處的風場分佈，垂直(水平)風場由等值線(箭頭)代表，等值線間隔 3.0m/s，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。兩座雷達的 X 座標位於 48.0km 處。..... 7
- 圖 2：同圖 1，但是是 Z=1.75km 處的風場分佈，此層為有雷達資料的最低層邊界。..... 8
- 圖 3：同圖 2，但是是 Z=12.75km 處的風場分佈，此層為有雷達資料的最高層邊界。..... 9
- 圖 4：Y=36km 處穿過對流胞之垂直剖面上的風場分佈，垂直(水平)風場由等值線(箭頭)代表，等值線間隔 4.0m/s，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。..... 10
- 圖 5：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。..... 16
- 圖 6：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。..... 17
- 圖 7：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。..... 18
- 圖 8：在 T=42 分鐘時，Z=3km 處壓力擾動場的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。..... 19
- 圖 9：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的位溫擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達合成風場反演的結果，單位為 k。..... 20
- 圖 10：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的水汽場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場資訊調整後的結果，單位為 g/kg。..... 21
- 圖 11：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。..... 22
- 圖 12：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。..... 23
- 圖 13：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，

下圖為雙雷達合成的結果。	24
圖 14: 在 $T=42$ 分鐘時, 於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的壓力擾動場, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為使用雙雷達風場反演的結果。	25
圖 15: 在 $T=42$ 分鐘時, 於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的位溫擾動場, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為使用雙雷達風場反演的結果。	26
圖 16: 在 $T=42$ 分鐘時, 於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的水汽場, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為使用風場反演資訊調整後的結果。	27
圖 17: 在 $T=57$ 分鐘時, 於 $Z=3\text{km}$ 的 u 風場, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為雙雷達合成的結果。	28
圖 18: 在 $T=57$ 分鐘時, 於 $Z=3\text{km}$ 的 v 風場, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為雙雷達合成的結果。	29
圖 19: 在 $T=57$ 分鐘時, 於 $Z=3\text{km}$ 的 w 風場, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為雙雷達合成的結果。	30
圖 20: 在 $T=57$ 分鐘時, $Z=3\text{km}$ 處壓力擾動場的水平分佈, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。	31
圖 21: 在 $T=57$ 分鐘時, $Z=3\text{km}$ 處, 位溫擾動場的水平分佈, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。	32
圖 22: 在 $T=57$ 分鐘時, $Z=3\text{km}$ 處, 水汽的水平分佈, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。	33
圖 23: 在 $T=57$ 分鐘時, 於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的 u 風場, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為雙雷達合成的結果。	34
圖 24: 在 $T=57$ 分鐘時, 於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的 v 風場, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為雙雷達合成的結果。	35
圖 25: 在 $T=57$ 分鐘時, 於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的 w 風場, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為雙雷達合成的結果。	36
圖 26: 在 $T=57$ 分鐘時, 於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的壓力擾動場, 上圖為模式模擬的結果, 下圖為使用雙雷達風場反演的結果。	37
圖 27: 在 $T=57$ 分鐘時, 於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的位溫擾動場, 上圖為模式模擬的	

結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。	38
圖 28：在 T=57 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的水汽場，上圖為模式模擬的結果， 下圖為使用風場反演資訊調整後的結果。	39
圖 29：經過 T=42 與 57 分鐘時的兩次資料同化後，在 T=58.2 分鐘時的雷達回 波圖，上圖為控制組模式模擬的結果，下圖為同化組的結果。	40
圖 30：同圖 29，但是為 T=73.2 分鐘時的結果。	41
圖 31：同圖 29，但是為 T=88.2 分鐘時的結果。	42
圖 32：同圖 29，但是為 T=103.2 分鐘時的結果。	43
圖 33：同圖 29，但是為 T=118.2 分鐘時的結果。	44
圖 34：總累積雨量時序圖。紫線為控制組，紅線為未加任何資料，且初始熱胞 強度為 0.5k，水汽量僅為控制組一半模擬之結果，綠線為只在 T=42 分鐘 同化資料一次，藍線為在 T=42 與 57 分鐘同化資料兩次後模擬之結果。	45

2. 背景分析

對全世界的氣象研究人員與作業單位而言，如何給予災害性的強降雨準確的定量預報，一直都是個極為尖端、重要、且困難的課題。台灣因為其特殊的地理位置與地形條件，使得這個問題更為棘手與具有挑戰性。目前全台共有八部陸基式氣象雷達，2008 年 3 月中央大學大氣系已完成建置國科會補助、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)，另外空軍也將在 2008 年完成換裝馬公與清泉崗的氣象雷達為雙偏極化雷達，因此全台灣將會有高密度的雷達網。

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。

近 20 年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 的論文仍以理想的 Observation System Simulation Experiment (OSSE)方式進行測試。Dowell et al. (2004) 則是以一個發生於 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。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可能，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，由於採用了適當的邊界條件，被證明極為有效，因此被廣為使用，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 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，發現的確具有效果。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。

本次期末報告將說明今年度完成的工作項目，包括發展一個新的多都卜勒雷達風場合成方法、完成熱動力場反演、水汽調整、以及與數值模式的整合，並做成果展示。

3. 研究方法與執行步驟

3.1 實驗設計與模式設定

本次報告的實驗資料來自於一個理想個案的數值模擬，使用的模式為 Weather Research and Forecasting (WRF) model 2.2 版。控制實驗(Control Run Experiment)模擬的是一獨立的雷暴(thunderstorm)，模式的水平解析度與垂直解析度分別為 2 公里與 0.5 公里，時步為 10 秒鐘，模式的初始場以一個鐘型熱胞開始成長，在模式模擬到某個時間點時，吾人取出前後兩個時刻(如:相隔 3~6 分鐘)的模式三維風場，將此三維風場投影到兩座假想的雷達，產生該雷達所會觀測到的徑向風，此即為觀測資料。利用本研究中所發展的多都卜勒雷達風場合成技術，來解析出此兩時間點的合成風場，並且與模式的風場相互比較，以了解該合成方法的準確度。接下來，再使用此合成風場進行熱動力反演，以求出該中間時刻的溫度與壓力資訊，也與模式模擬到當時的溫度壓力相比較。最後，溫度壓力的資訊可進一步用來修正水汽場。

該數值模式再使用另一個不同的初始場開始重新進行時間積分，稱為同化實驗(Assimilation Run Experiment)。吾人可將前述的雷達觀測與反演資料，同化至模式中，以修正模擬的結果，並比較其與控制實驗的差異，此種研究步驟亦稱為 Observational System Simulation Experiment (OSSE)，為測試資料同化方法中常用的手段。

3.2 多都卜勒雷達風場合成方法

傳統的都卜勒雷達風場合成方法，先忽略垂直風場的貢獻，求出水平風

場，再計算水平幅合/幅散場，然後需要選擇一層，通常為靠近地表，或是越過回波的頂層(echo top)，假設該層之垂直風速為零，再使用連續方程與水平幅合/幅散場的資訊從該層開始，沿垂直方向積分，求出每一層的垂直風速，再利用此垂直風速回去修正水平風場，形成一疊代過程，直到風場的解收斂。但在實際的情形，雷達往往從某一個仰角(如:0.5 度)開始掃描，最底層的資料到地表也有一段距離，而掃描結束的仰角，也未必達到回波的頂層，因此前述的垂直風速為零之假設較難成立。此外，對模式而言，如欲加入雷達資料，有的格點有一到多部雷達的觀測資料，也有的格點完全沒有資料覆蓋。在本計畫中，吾人針對這些問題，並考慮觀測資料與模式預報的結合，重新發展一都卜勒雷達風場合成方法，以極小化下列之價值函數表示：

$$\begin{aligned}
 J = & \frac{1}{2} \sum_x \sum_y \sum_z \sum_{t=1}^2 \left\{ \alpha_1 \sum_{i=1}^N \left[(V_r)_t^i - (\vec{V}_t \cdot \vec{r}_i) \right]^2 \right. \\
 & + \alpha_2 (\vec{V}_t - \vec{V}_{B,t})^2 + \alpha_3 (\nabla \cdot \rho_0 \vec{V}_t)^2 + \alpha_4 (\nabla \times \vec{V}_t \cdot \vec{k})^2 \\
 & \left. + \alpha_5 (\nabla^2 \vec{V}_t)^2 + \alpha_6 \overline{w}_{top} + \alpha_7 \overline{w}_{bottom} \right\} \quad (1)
 \end{aligned}$$

上式中包含兩個時間，可合成 N 座雷達的觀測資料。等號右邊的第一項代表合成的風場($\vec{V}_t$) 在兩個時間，沿每個雷達徑向方向($\vec{r}_i$) 的投影，需等於該雷達在該時間觀測的徑向風($(V_r)_t^i$)，此項也可以用來代表每一個格點上雷達資料的有效性。第二項代表背景場，是用來彌補當模式的格點沒有被任何一座雷達的資料覆蓋時的空白。第三項代表合成的風場要滿足連續方程。第四項代表合成的風場要滿足垂直渦度方程，前人之研究顯示加入此項會使得反演的熱力場更為準確。第五項為平滑項。公式(1)中仍然可以再加上其他的約束條件，例如：吾人可以令垂直風場在水平面上的平均，在上下邊界處為零，

如公式(1)中的第六與第七項所示。上式的分析區域涵蓋範圍與數值模式相等，以便後續資料同化之用。

目前已完成風場合成程式的撰寫，以下展示一個 OSSE 測試實驗的結果。在此個案中成熟對流胞的位置在 $X=48\text{km}$ 處，吾人將兩部雷達分別放在 $(48\text{km}, 80\text{km})$ 與 $(48\text{km}, 0\text{km})$ 處，因此該對流胞就位在雷達的基線(base line)上。此外，令在 $1.75\text{km} \leq Z \leq 12.75\text{km}$ 的高度內才有雷達資料，這是用來模擬雷達因地形阻擋或掃描仰角所造成的資料空白。圖 1 為 $Z=5.75\text{km}$ 處真實與合成的風場水平結構，可以看到雷暴的主體已經分裂，產生一個向右以及一個向左移行的對流胞，而向右的胞強度會較強，這是因為垂直風場與環境風切交互作用下的結果(Rotunno and Klemp, 1982)。圖 1 顯示出合成的風場與真實結果極為相近，此外，在基線上以及附近的風場結構，也可以被成功地合成出來，沒有任何的不連續分佈，或是異常的數值出現，這是比傳統合成方法相較下的一大優點。圖 2 與圖 3 分別為 $Z=1.75\text{km}$ 與 12.75km 處的風場結構，這兩層是有雷達資料存在的下、上邊界，如依照傳統的算法，在垂直積分連續方程時，這兩層的其中一層會被視為邊界，因此其垂直風場會被假設為零，但本方法中仍然可以把這兩層的垂直風場完整的合成出來。圖 4 則為穿過南方對流胞的風場垂直分佈，經由比對發現，合成之垂直風場的強度會較真實的結果偏弱。至於定量的計算顯示，合成與真實水平風場的相關係數可達 0.99，相對均方根誤差小於 0.1，而合成之垂直風場與真實結果的相關係數更可達 0.95，相對均方根誤差約為 0.30-0.35，這顯示合成風場的分布型態極為準確。

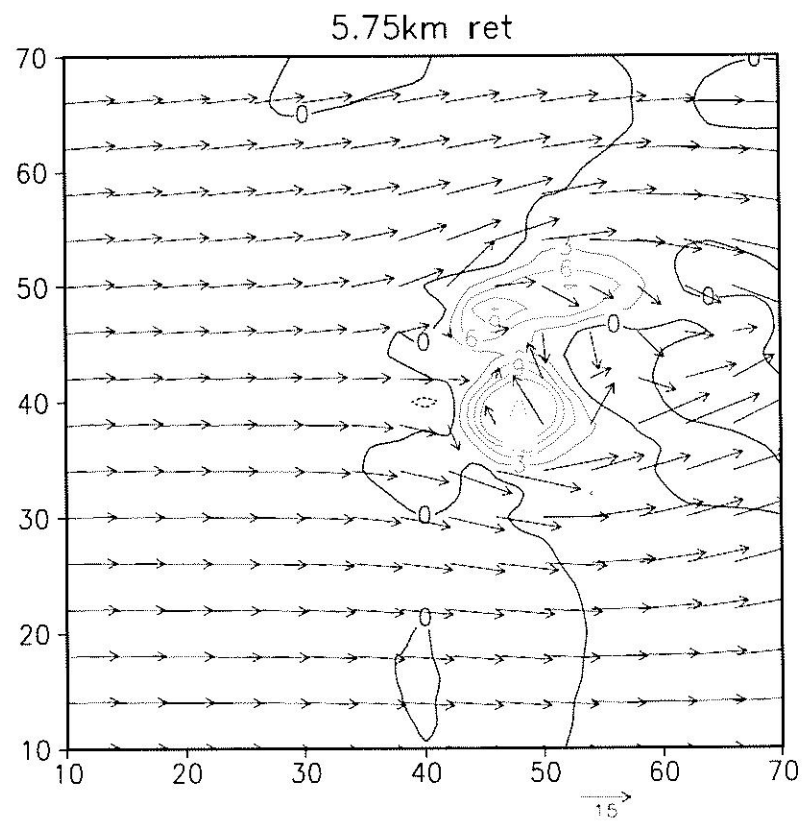
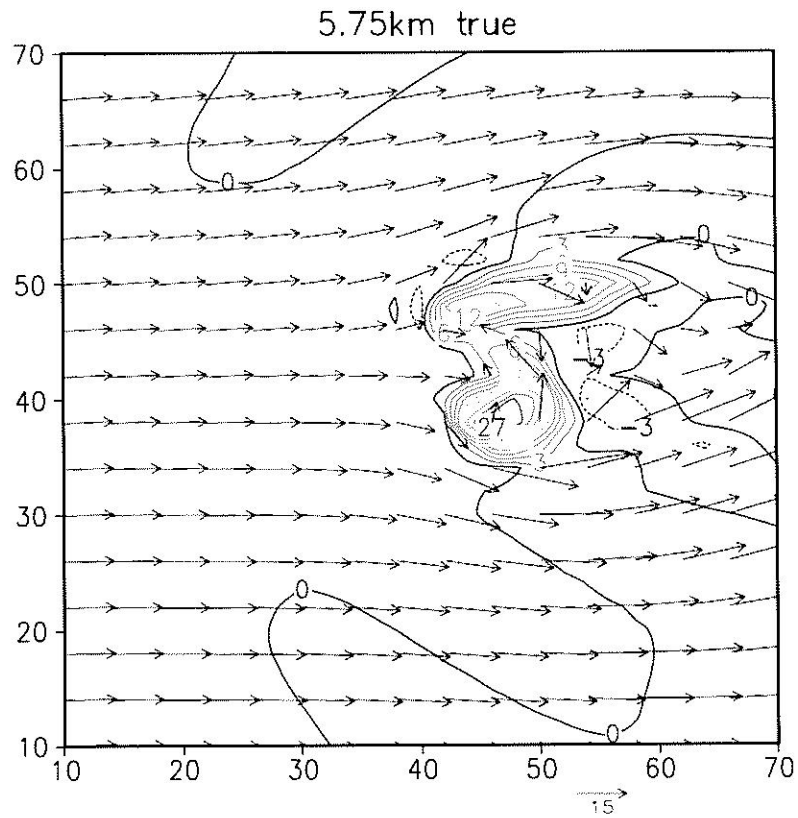


圖 1: $Z=5.75\text{km}$ 處的风場分佈，垂直(水平)風場由等值線(箭頭)代表，等值線間隔 3.0m/s ，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。兩座雷達的 X 座標位於 48.0km 處。

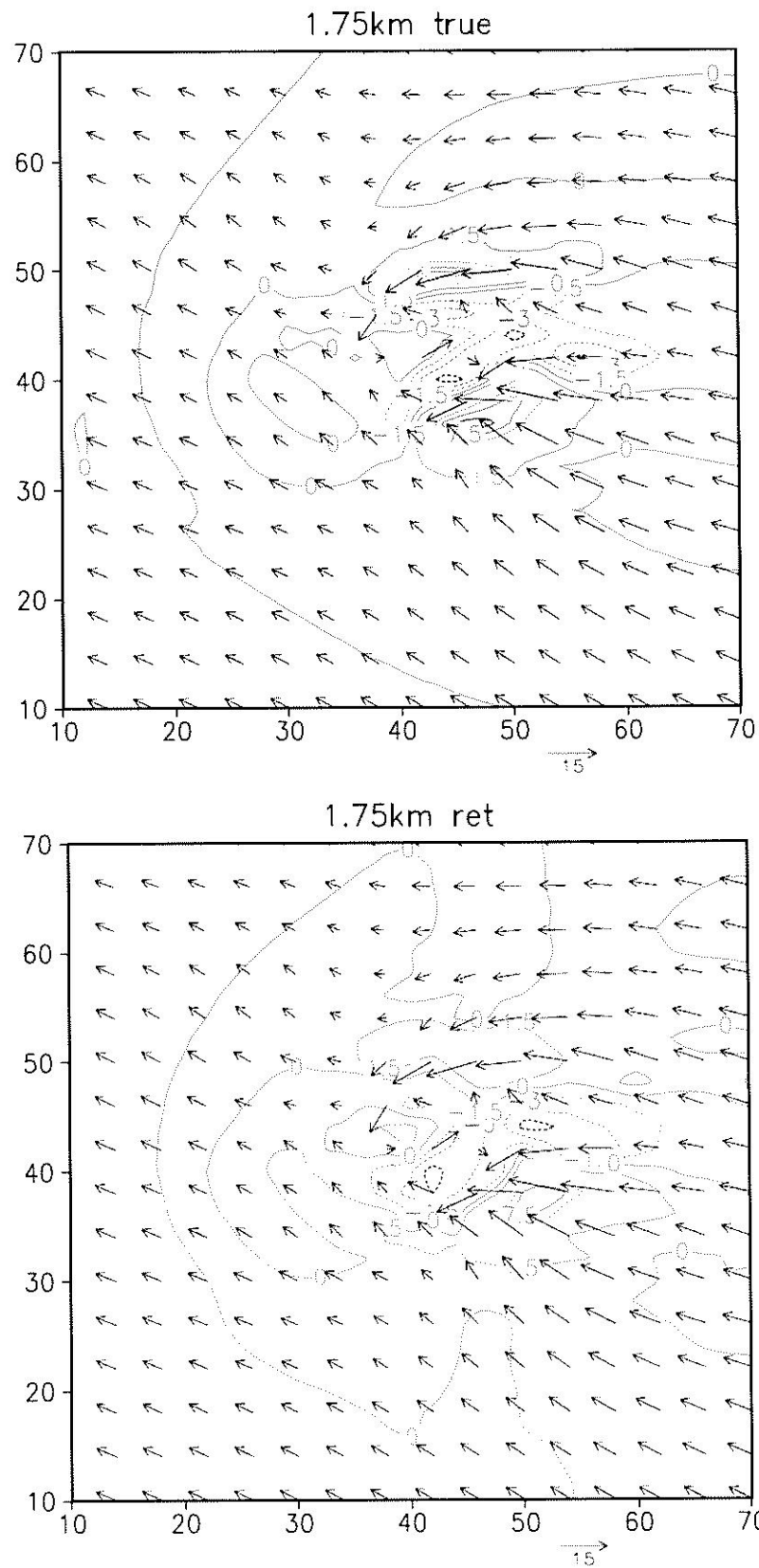


圖 2：同圖 1，但是是 $Z=1.75\text{km}$ 處的风場分佈，此層為有雷達資料的最低層邊界。

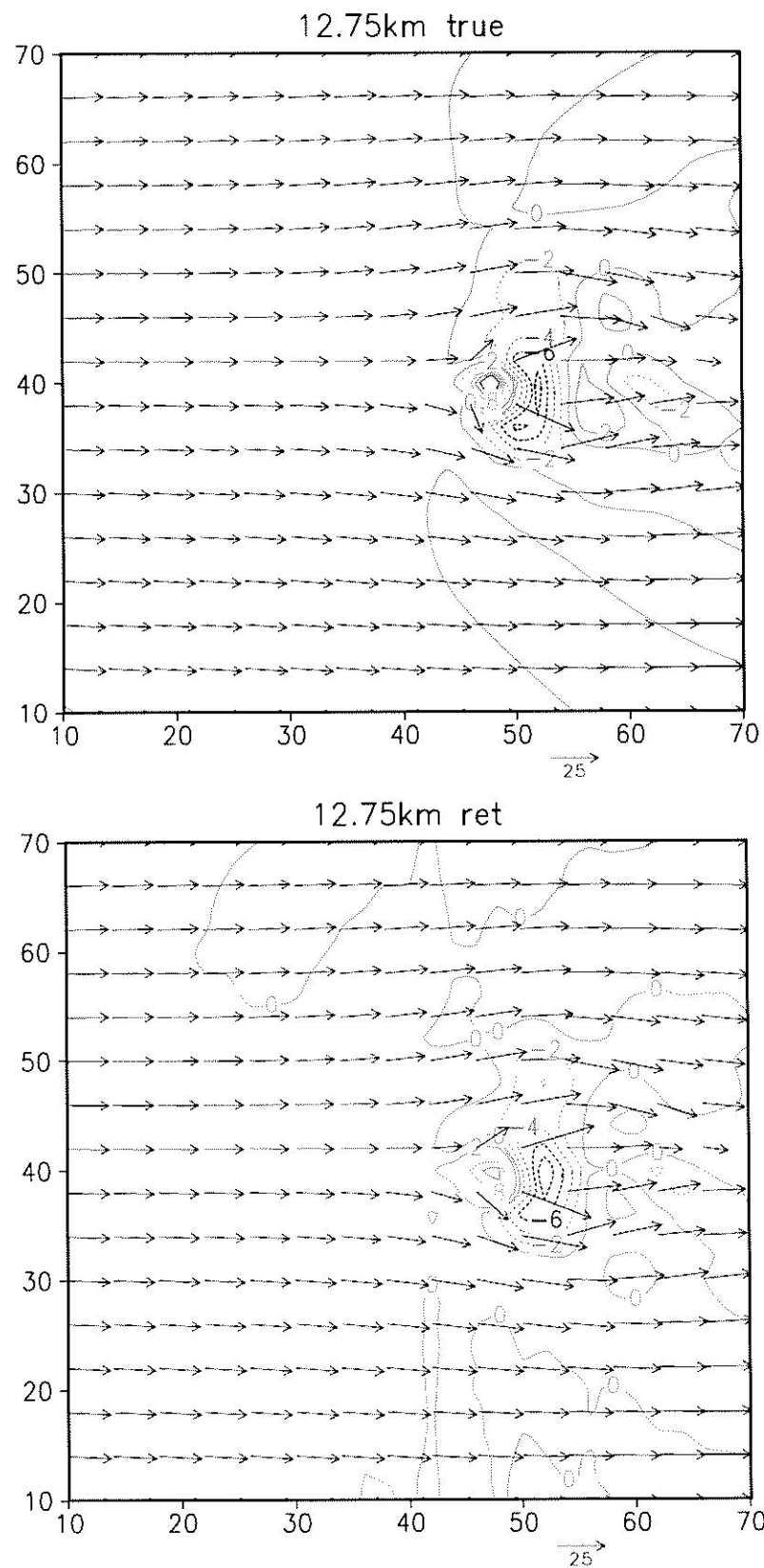


圖 3：同圖 2，但是是 $Z=12.75\text{km}$ 處的风場分佈，此層為有雷達資料的最高層邊界。

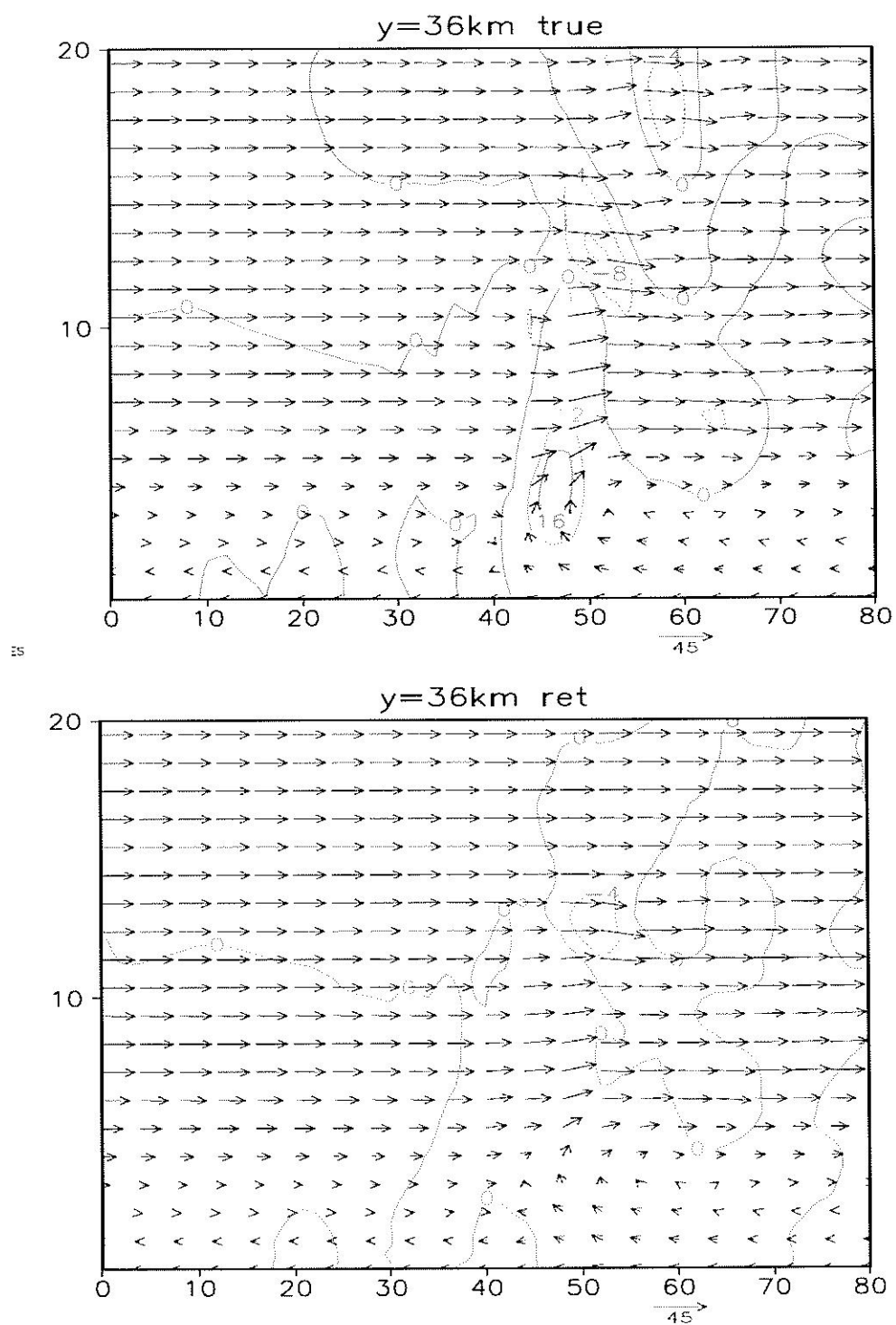


圖 4：Y=36km 處穿過對流胞之垂直剖面上的風場分佈，垂直(水平)風場由等值線(箭頭)代表，等值線間隔 4.0m/s，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

本年度計畫執行期間，針對上述之風場合成方案進行大量測試，與傳統之方法比較，本方法的優點如下：

- (a) 在公式(1)所示的價值函數中，可輕易加入第三、四座雷達的觀測資料，此特點並非每一種雷達風場合成方法都可以達到，如 Mewes and Shapiro(2002)。
- (b) 不需要像在傳統的方法中，給定垂直風場的上下邊界條件 (O'Brien 1970; Ray et al. 1980)。
- (c) 不須對連續方程做垂直積分，所以避免了因不當上下邊界條件所引入的誤差累積 (O'Brien, 1970; Ray 1980)。
- (d) 加入渦度方程可增加熱動力反演的準確性 (Protat and Zawadzki, 2000)。
- (e) 可合成出基線上的風場結構。

3.3 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(2)-(4)出發，吾人可得：

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left(\frac{d\bar{u}}{dt} \right) = -F = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \quad (2)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left(\frac{d\bar{v}}{dt} \right) = -G = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \quad (3)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left(\frac{d\bar{w}}{dt} + gq_r \right) = -H = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} \quad (4)$$

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(Exner Function)，兩者的定義分別如下：

$$\theta'_c = \theta' + (0.01q'_v - q_c)\theta_v \quad (5)$$

$$\pi = C_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/C_p} \quad (6)$$

(2)-(4)式中等號左邊的項可由都卜勒雷達風場的觀測結果求得。吾人極小化如下的價值函數：

$$J = \iint \left[\left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)^2 + \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)^2 \right] dx dy \quad (7)$$

可得出公式(8)以 Poisson 方程型態表示的壓力方程，以及如公式(9)所示的 Neumann 邊界條件

$$\frac{\partial^2 \pi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \pi'}{\partial y^2} = \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial y} \quad (8)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial x} = F \quad \frac{\partial \pi'}{\partial y} = G \quad (9)$$

公式(8)-(9)可以解出某一層的 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ ，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(4)，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 π' 與 θ'_c ，如果沒有此額外探空資料，則用模式當時的模擬資料來計算 $\langle \pi' \rangle$ 與 $\langle \theta'_c \rangle$ 。

3.4 都卜勒資料同化結果

本節展示一同化都卜勒雷達資料的實驗結果。在本實驗中的控制組，模擬區域為 $80\text{km} \times 80\text{km} \times 19.75\text{km}$ ，模式先由一強度為 3K 的熱胞初始化，該熱胞逐漸生長為成熟的雷暴，當模擬到第 42 分鐘與第 57 分鐘時，假設有兩座雷達，分別位於 $(100\text{km}, 80\text{km})$ 與 $(100\text{km}, 0\text{km})$ ，對此區域進行掃描，當成兩筆相隔 15 分鐘的雙雷達觀測資料。吾人將雷達觀測的徑向風用來合成出三維空間中的風場，並據以反演出與之相對應的熱動力場與水汽場，此外，我們也假設在第 42 分鐘時，有一探空可測出該雷暴內部溫度與壓力的垂直剖線。

在同化組的實驗中，模式由強度 0.5K 的熱胞開始進行模擬，且水汽設定為控制組的一半，這代表模式對該雷暴的演化無法做出準確的預測，因此將前述的雷達觀測與反演的結果同化至模式中，並比較同化後模式的表現向控制組改善的幅度。

圖 5-圖 7 比較的是在 $T=42$ 分鐘時，在低層 ($Z=3\text{km}$) u, v, w 的水平分佈，圖中顯示雙雷達合成的風場與控制組模式的模擬結果十分相似，在定量上的比較發現合成風場與真實風場的空間相關係數(顯示兩者相似的程度，1.0 代表完全相同)都在 0.91 以上，而相對均方根誤差在水平風場小於 0.1，垂直風場則約為 0.4。由於吾人假設在此時刻有一探空可確定 $\langle \pi' \rangle$ 與 $\langle \theta'_c \rangle$ ，因此圖 8 與圖 9 分別比較 $Z=3\text{km}$ 處真實的與反演的壓力擾動場與位溫擾動場，其結果亦具有一致性，空間相關係數約為 0.8~0.9，且在南邊的對流胞可看到一明顯的低壓中心，其強度大於北邊的對流胞，此與文獻上的理論與數值模擬結果均相符(Rotunno and Klemp, 1982)。圖 10 則為使用熱力場的資訊，對水汽場進行調整後，該層的水汽分佈。

吾人選擇 $Y=36\text{ km}$ 的垂直剖面，此剖面穿過南邊對流胞，圖 10-圖 16 則比較此垂直剖面上風場、壓力擾動場、位溫擾動場、水汽場的分布，可看出每種氣象場與控制組的真實結果，均具有高度的相似性。

同化組的模式在 $T=42$ 分鐘時進行第一次資料同化後，繼續積分 15 分鐘到 $T=57$ 分鐘，假設有第二筆雙雷達觀測資料，所以可再進行第二次資料同化，其步驟與第一次的大致相同，但不同處在於(a)風場合成時的背景風場使用模式在 $T=57$ 分鐘預報的風場；(b)水汽調整時的雲水混合比 q_c 使用模式在該時間的結果；(c)由於在此時刻無探空資料，因此壓力與虛雲位溫擾動場的水平平均，亦即 $\langle \pi' \rangle$ 與 $\langle \theta'_c \rangle$ ，就使用模式當時的結果。吾人將真實的與合成/反演的風場、壓力擾動場、位溫擾動場、水汽場的水平與垂直空間分布，分別進行定量與定性的比對，均獲得相當不錯的一致性，圖 17-圖 28 則逐項展示這些結果。

圖 29-圖 33 顯示在 $T=57$ 分鐘作完第二次同化後，模式再積分 60 分鐘到 $T=118$ 分鐘，這期間每 15 分鐘雷達回波的比較，基本上同化的結果對該雷暴的演變，均有良好的掌握。圖 34 計算在區域內累積總雨量隨時間的變化，圖中的紫色線為控制組，代表正確的參考值，紅線為未加任何資料，且初始熱胞強度為 0.5 K ，水汽量僅為控制組一半模擬之結果，可發現在模擬的全期都沒有降雨產生。綠線為只在 $T=42$ 分鐘同化資料一次，藍線為在 $T=42$ 與 57 分鐘同化資料兩次後模擬之結果，可見到兩個同化組實驗的結果均可掌握住雨量逐時增加的趨勢，而同化兩次的結果在定量上更為接近控制組的真實解。

4. 結論與未來工作

本計畫自今年年初開始執行以來，依照合約已完成之進度如下：

1. 發展完成一多雷達風場合成演算法之程式撰寫，此演算法採用變分最佳化分析，加入的主要約束條件包含：(a)反演風場投影至任一雷達所得之結果需等於該雷達所觀測之徑向風；(b)適合深對流系統之連續方程式；(c)垂直渦度方程；(d)背景風場；(e)平滑項。
2. 與傳統方法相較，該多雷達風場合成演算法之優點有：(a)可輕易加入第三、四座雷達的觀測資料；(b)不需要給定垂直風場的上下邊界條件；(c)不須對連續方程做垂直積分，所以避免了因上下邊界條件所導致的誤差累積；(d)加入渦度方程可增加熱動力反演的準確性；(e)可合成出基線上的風場結構。
3. 完成熱動力反演演算法的程式撰寫，可利用合成的風場計算出與之相對應的熱力場(溫度、壓力)。
4. 完成水汽調整方案的程式撰寫。
5. 完成同化方案與數值預報模式的整合，並以理想個案加以驗證。

未來的工作項目將以今年工作之成果為基礎，進行更多的測試，以了解本同化流程在較接近真實狀態下的整體表現。這些會影響同化結果的因子包括：觀測誤差、資料不完整覆蓋、背景場、掃描策略、同化窗口、同化頻率等。

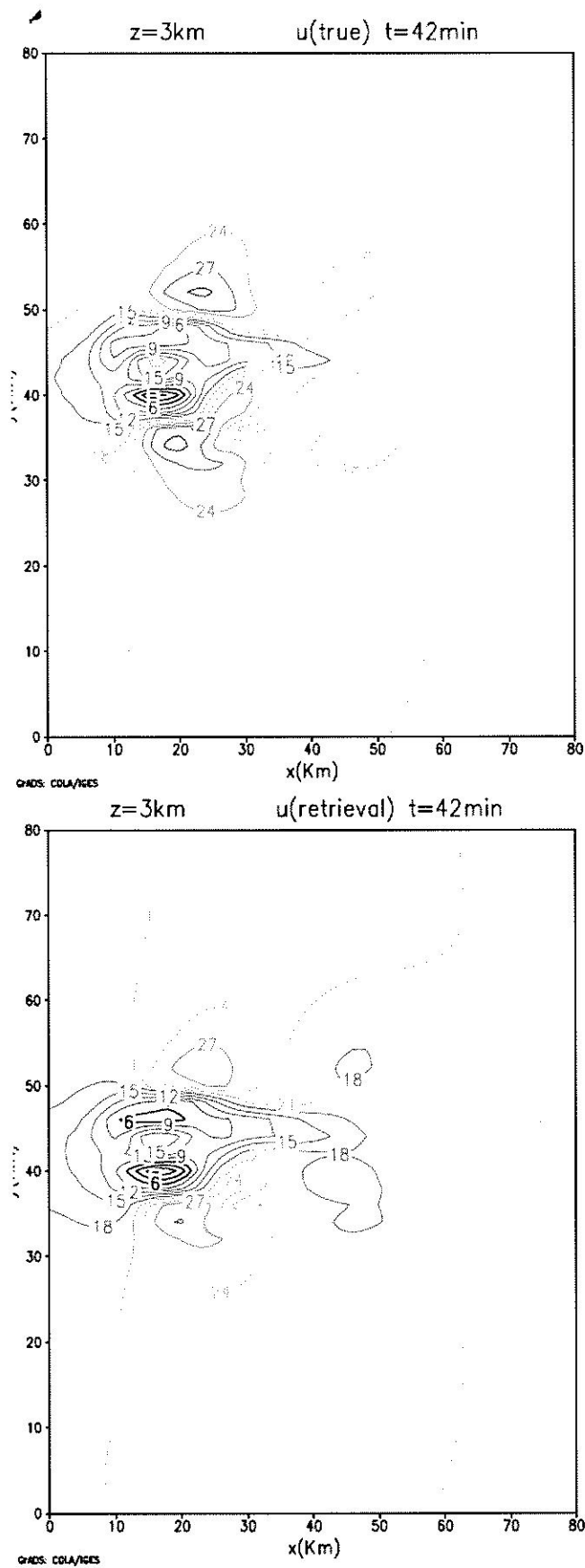


圖 5：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

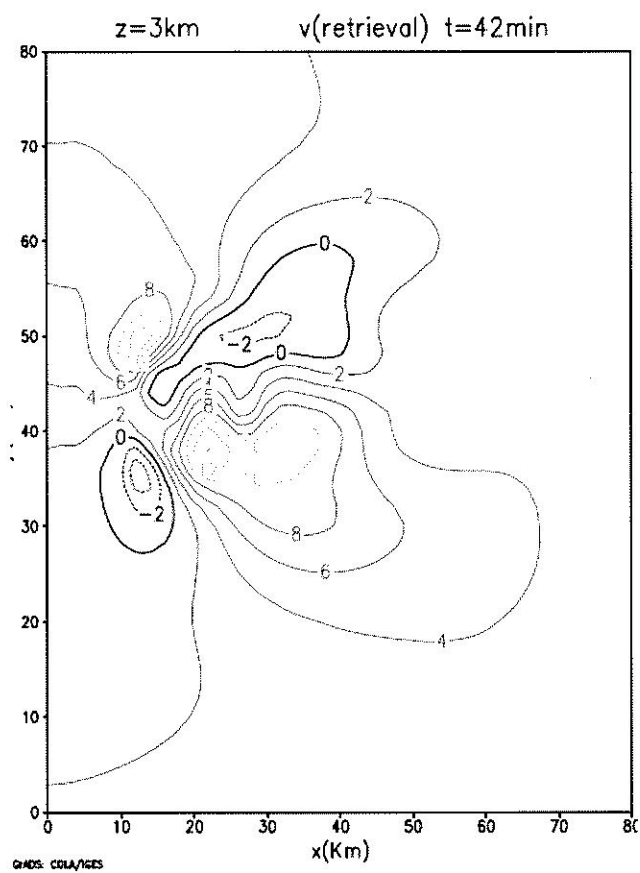
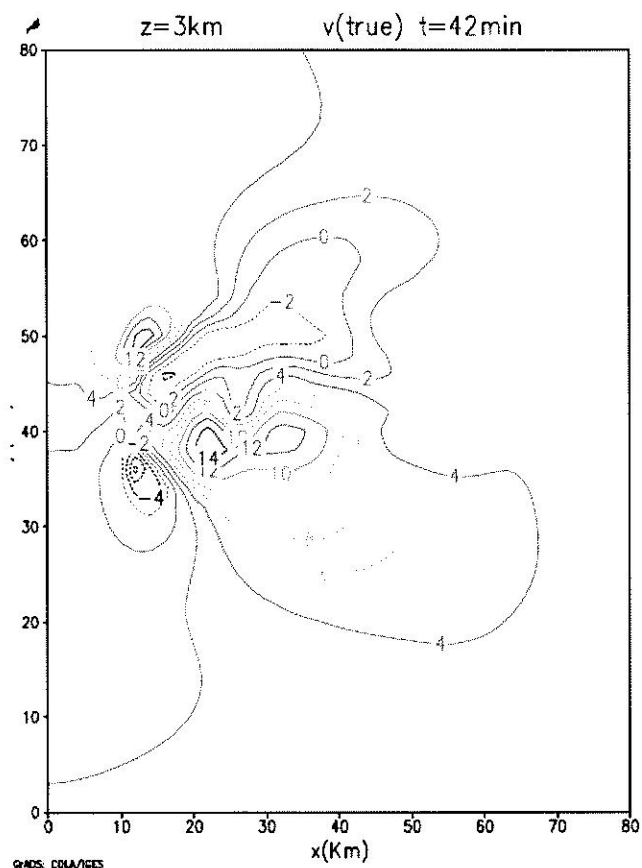


圖 6: 在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

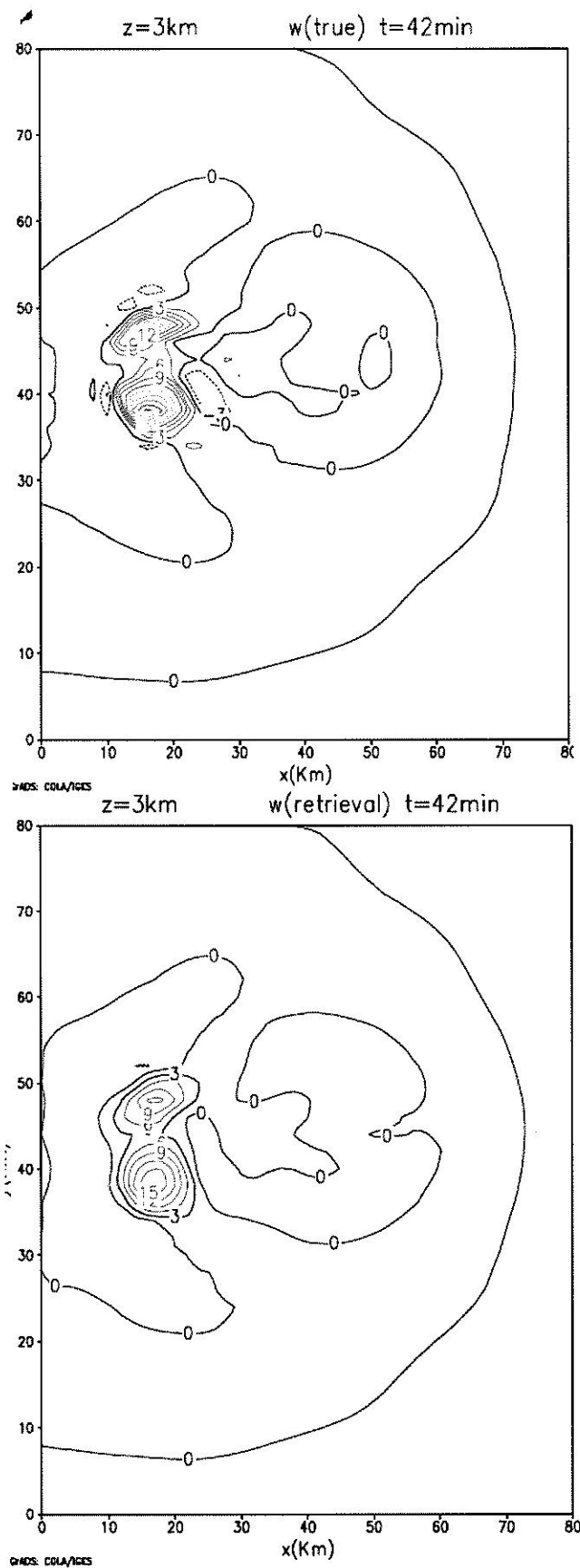


圖 7：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

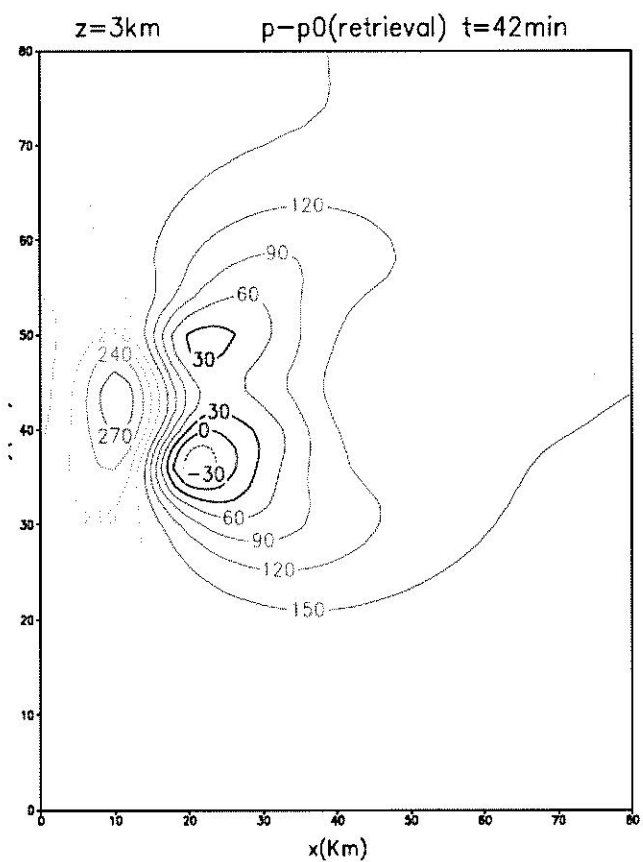
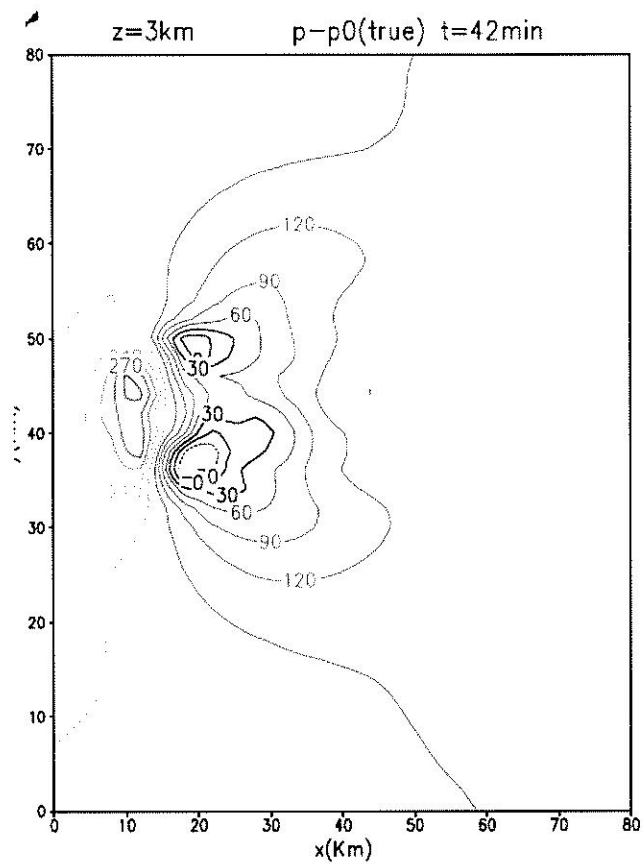


圖 8：在 $T=42$ 分鐘時， $Z=3\text{km}$ 處壓力擾動場的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。

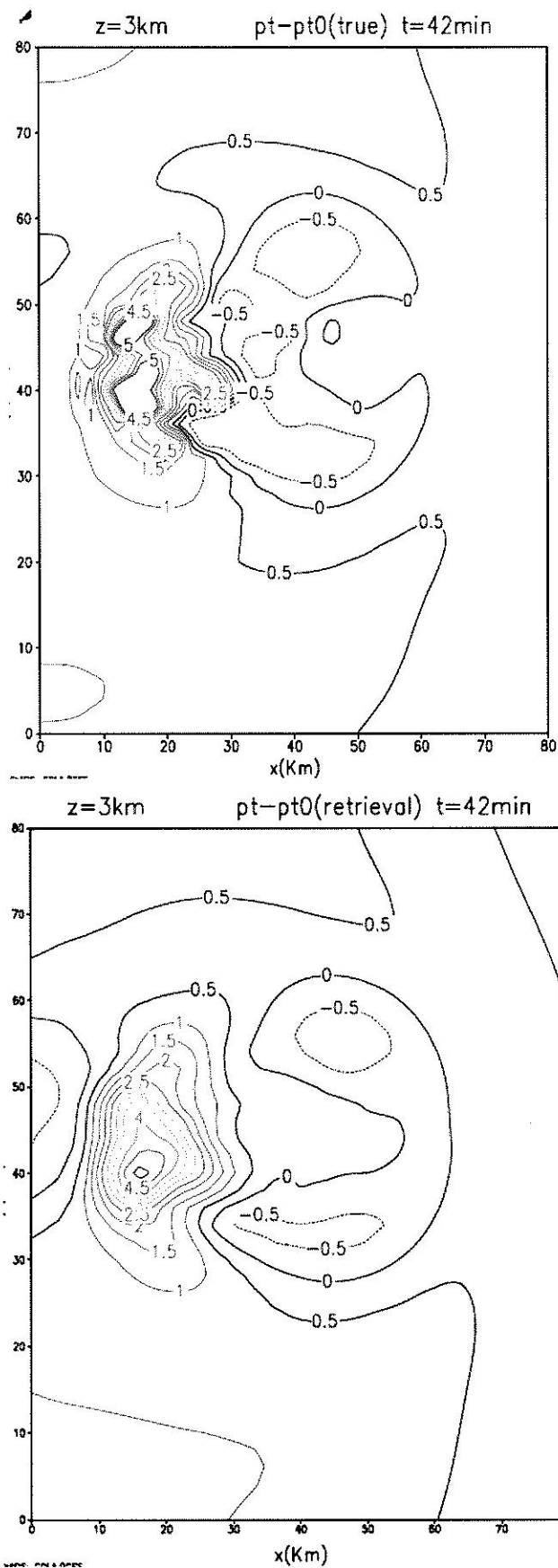


圖 9：在 $T=42$ 分鐘時，於 $Z=3\text{km}$ 的位溫擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達合成風場反演的結果，單位為 k 。

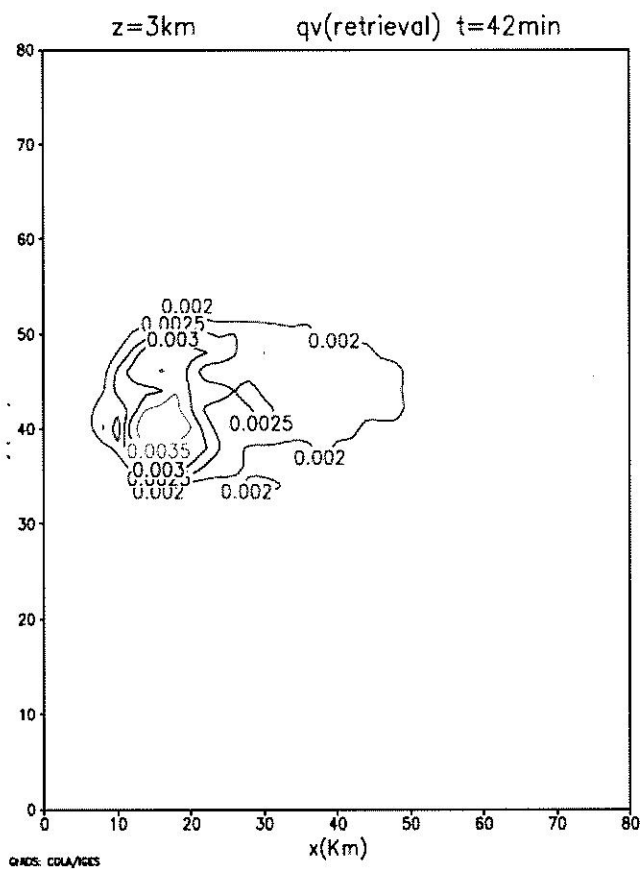
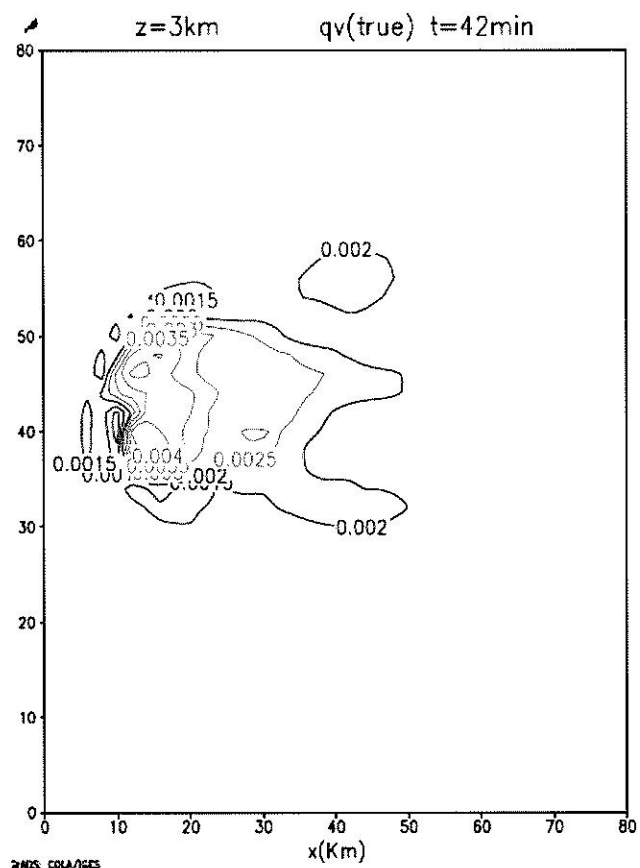


圖 10：在 T=42 分鐘時，於 Z=3km 的水汽場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場資訊調整後的結果，單位為 g/kg。

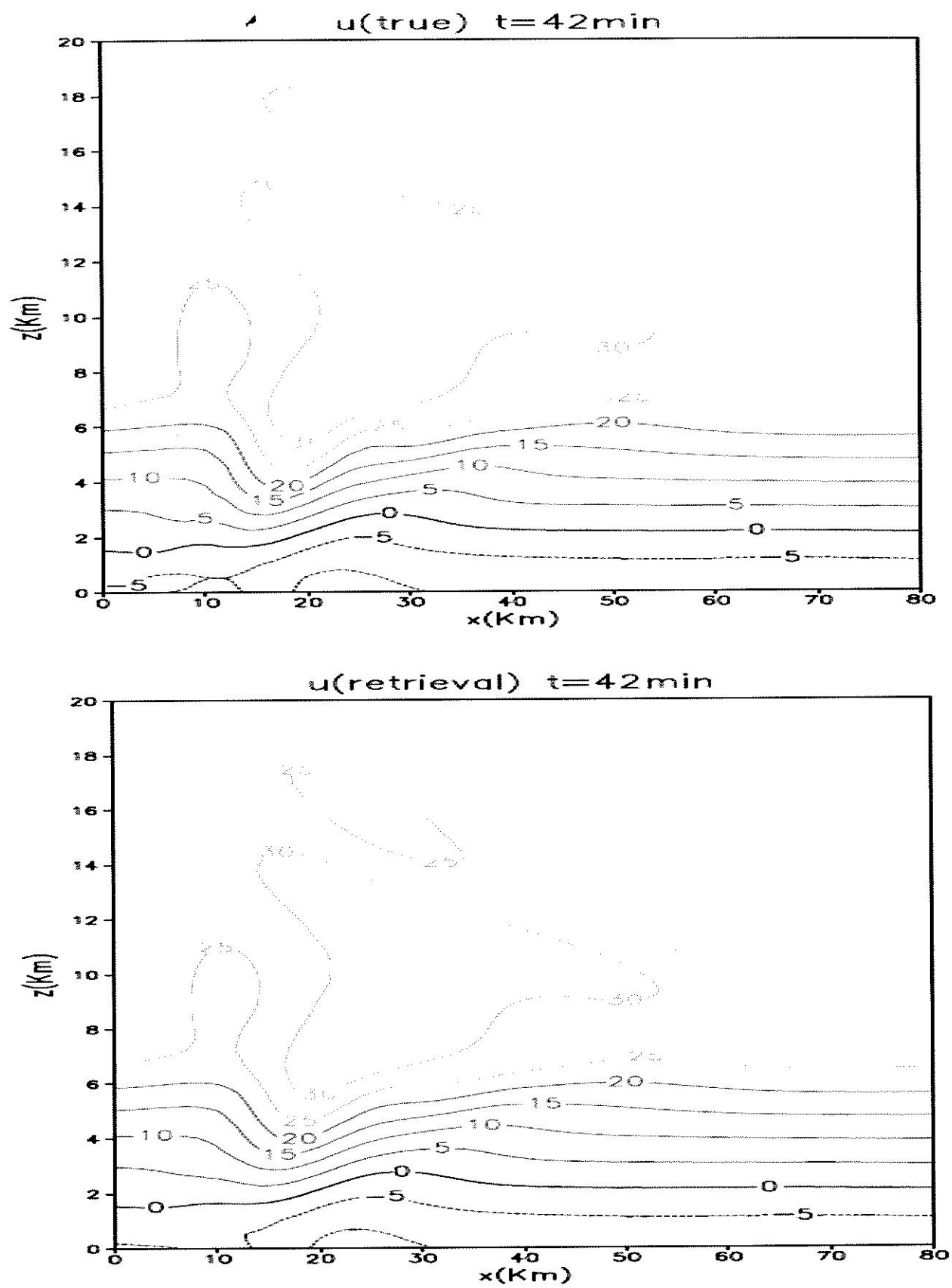


圖 11：在 $T=42$ 分鐘時，於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

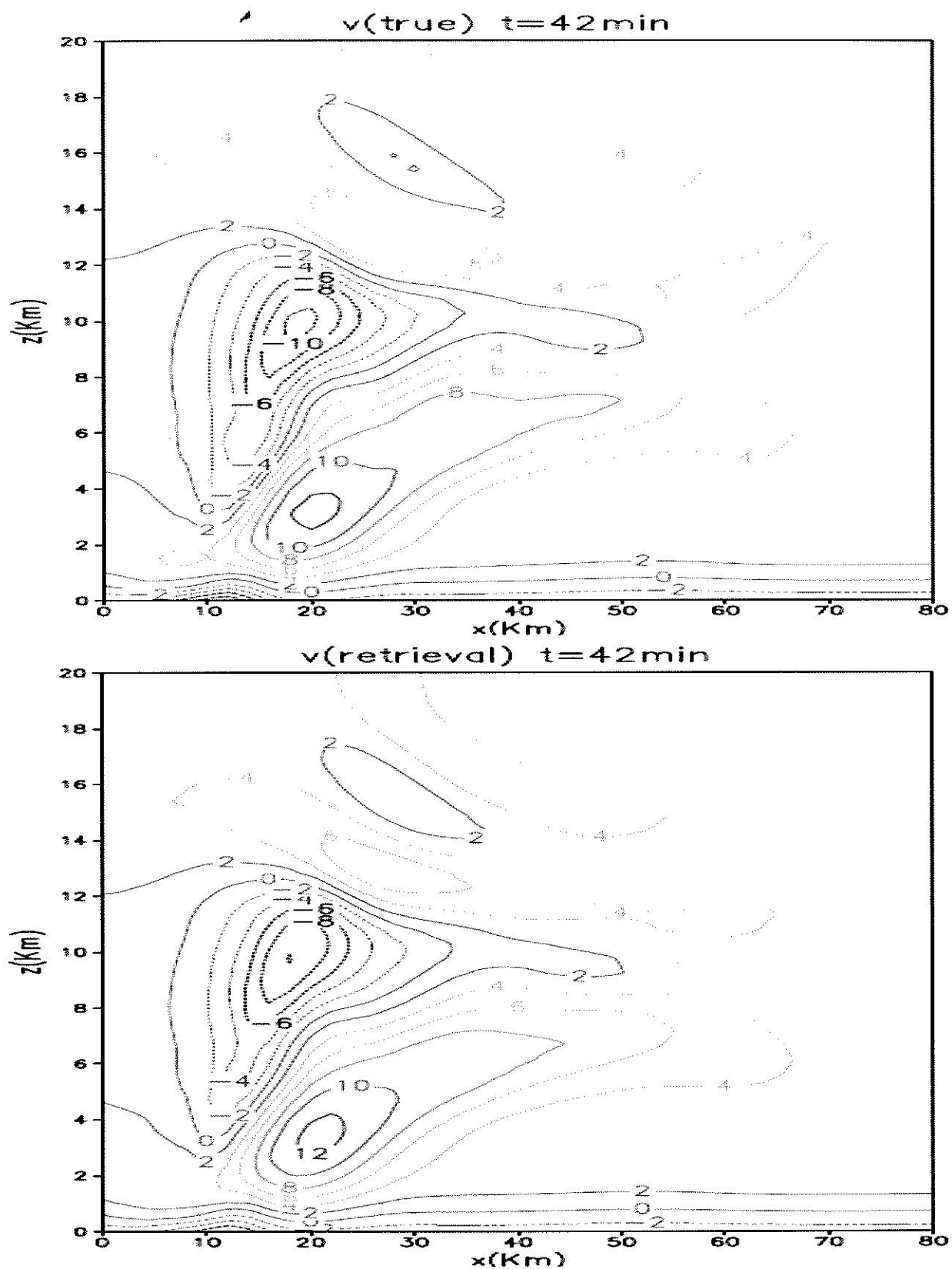


圖 12：在 $T=42$ 分鐘時，於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，
下圖為雙雷達合成的結果。

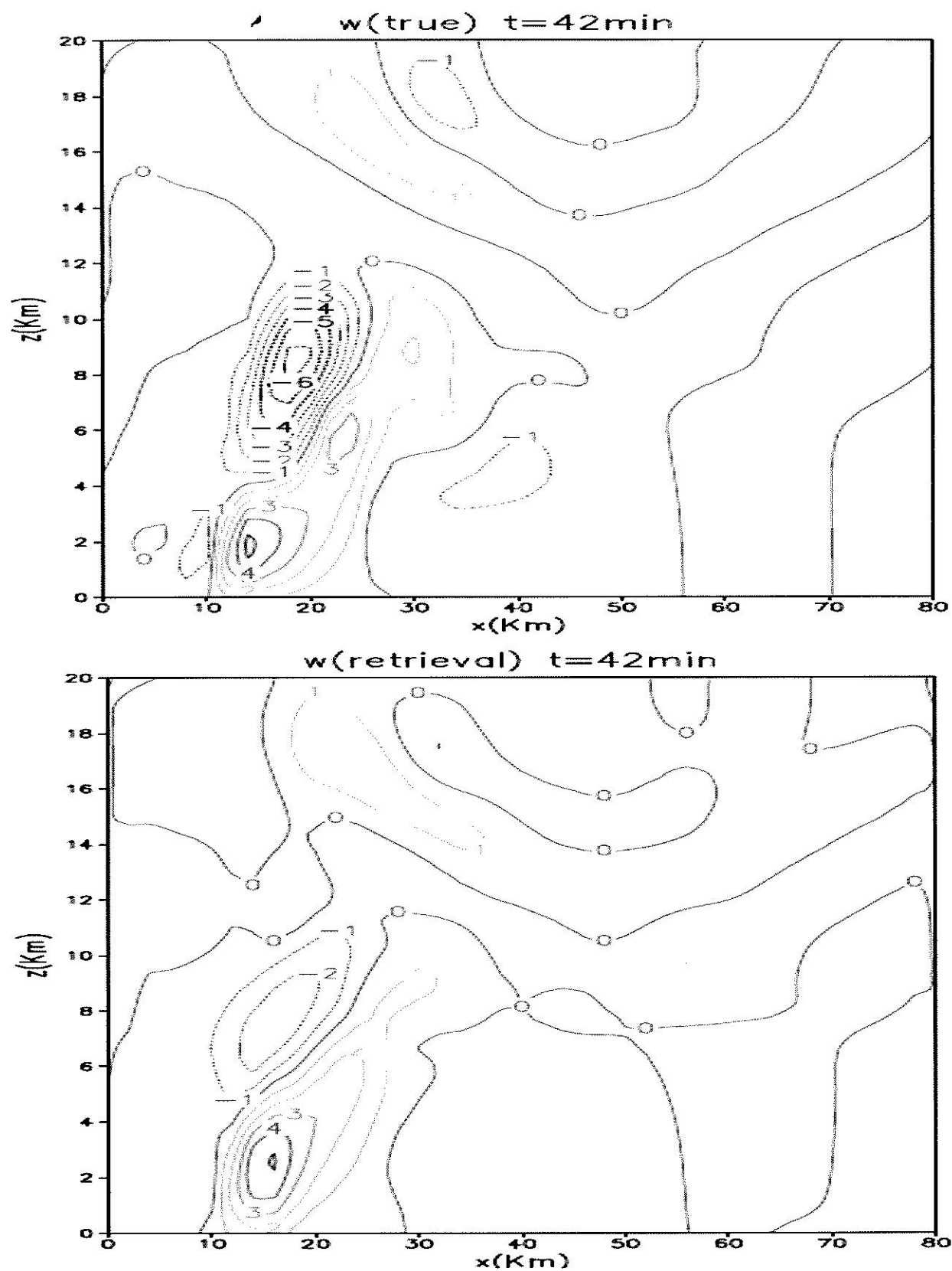


圖 13：在 $T=42$ 分鐘時，於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

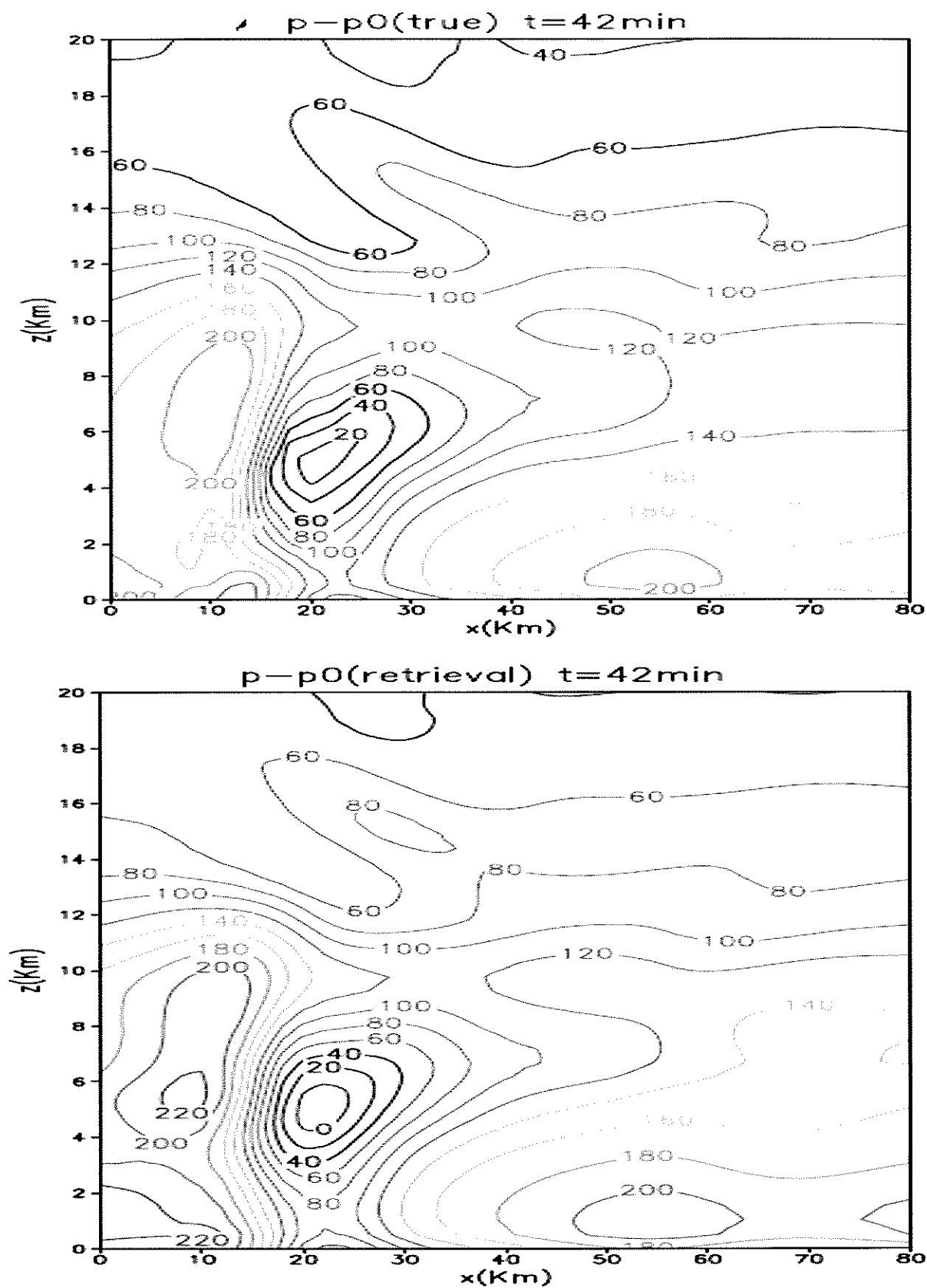


圖 14：在 $T=42$ 分鐘時，於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的壓力擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。

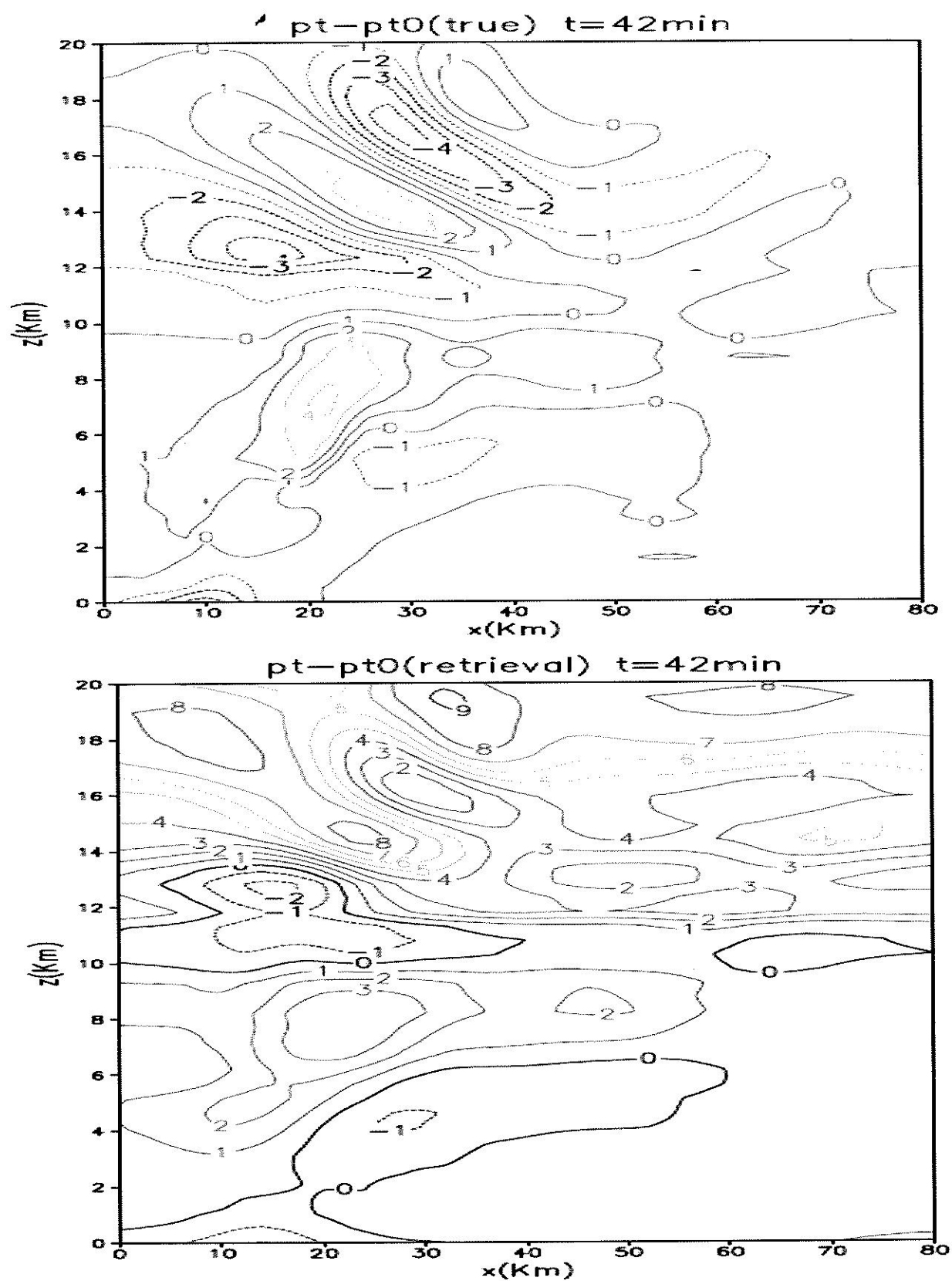


圖 15：在 T=42 分鐘時，於 Y=36km 垂直剖面的位溫擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。

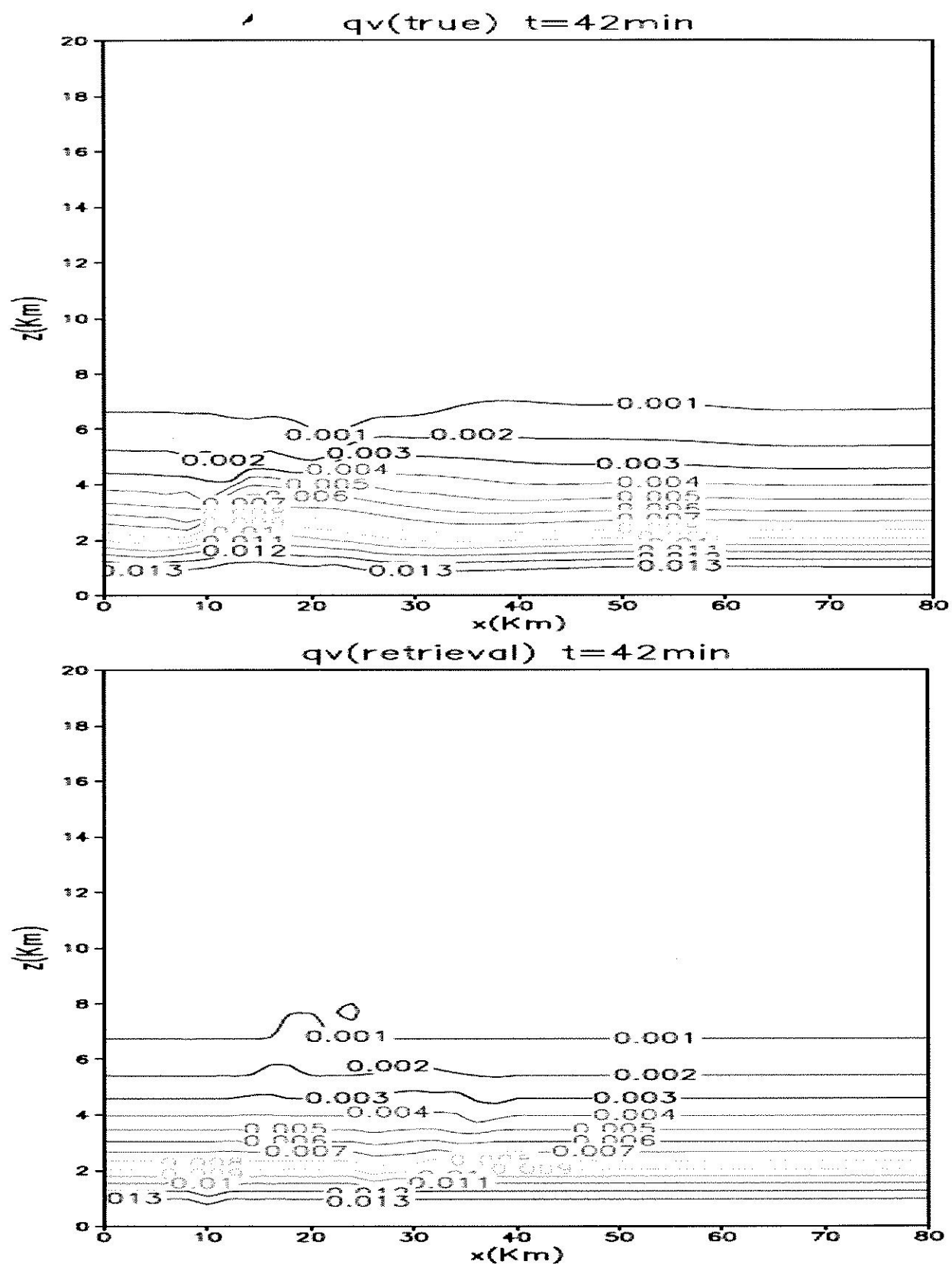


圖 16：在 $T=42$ 分鐘時，於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的水汽場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場反演資訊調整後的結果。

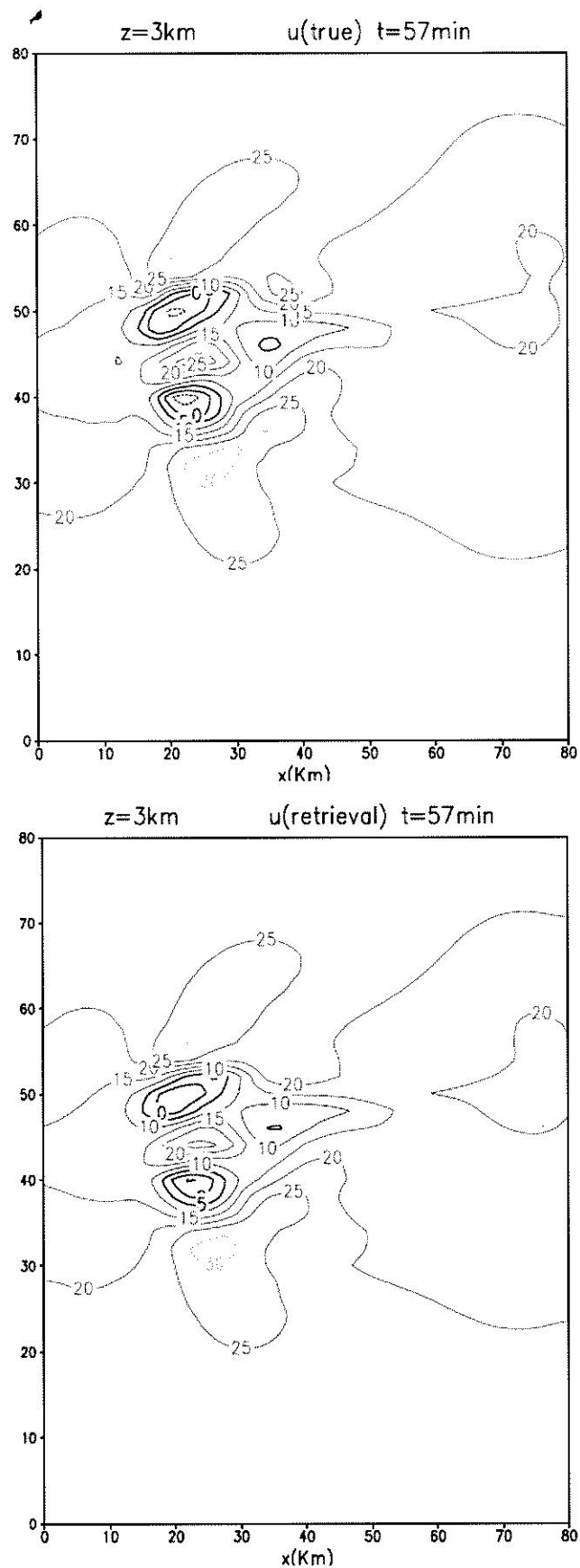


圖 17: 在 $T=57$ 分鐘時，於 $Z=3\text{km}$ 的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

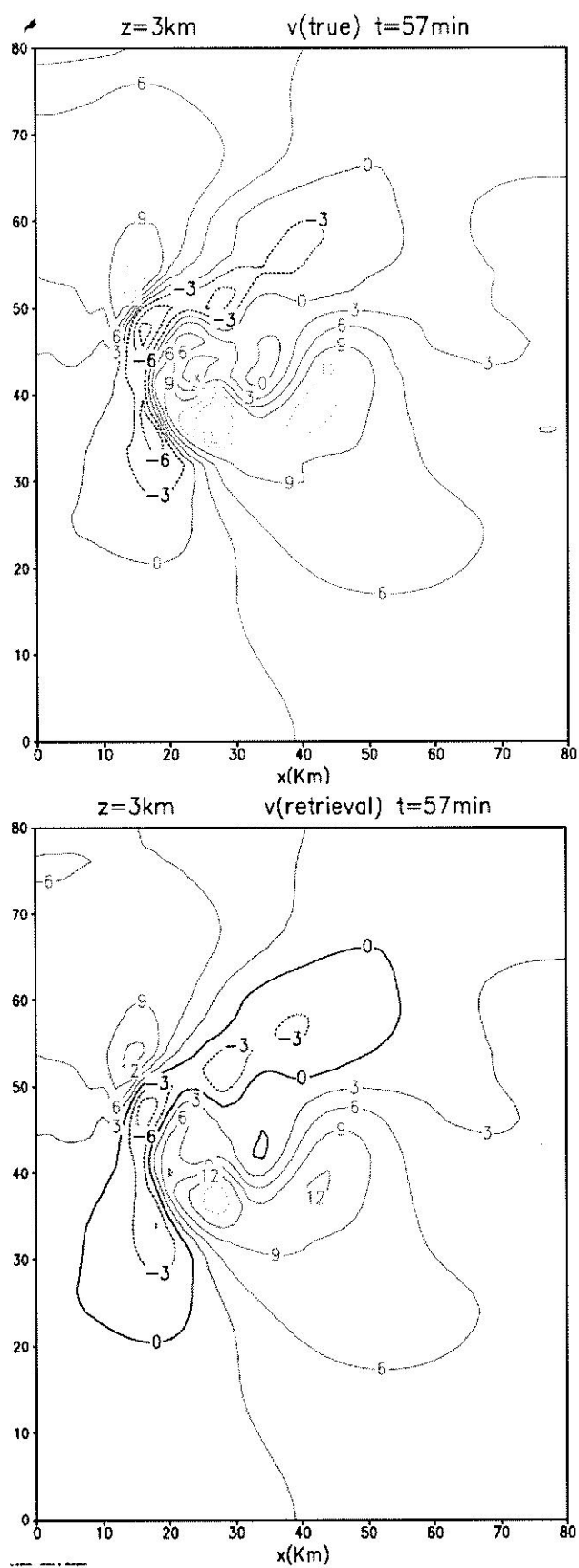


圖 18：在 $T=57$ 分鐘時，於 $Z=3\text{km}$ 的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

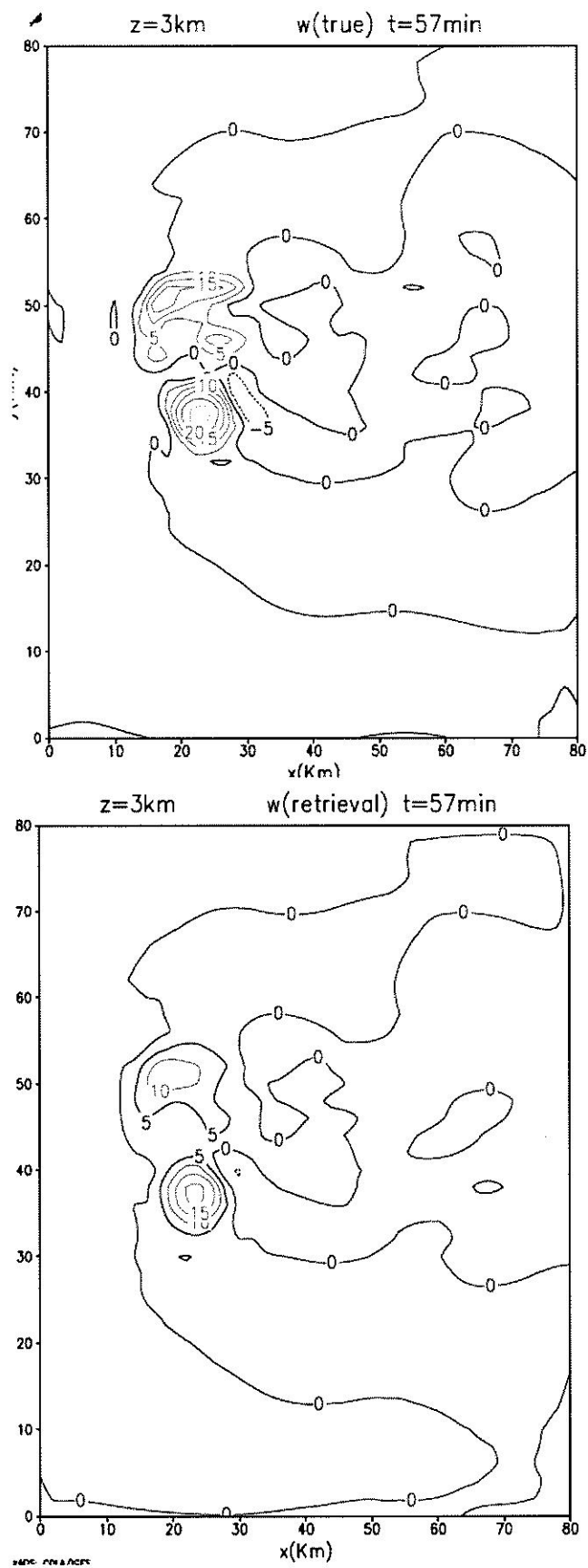


圖 19：在 $T=57$ 分鐘時，於 $Z=3\text{km}$ 的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

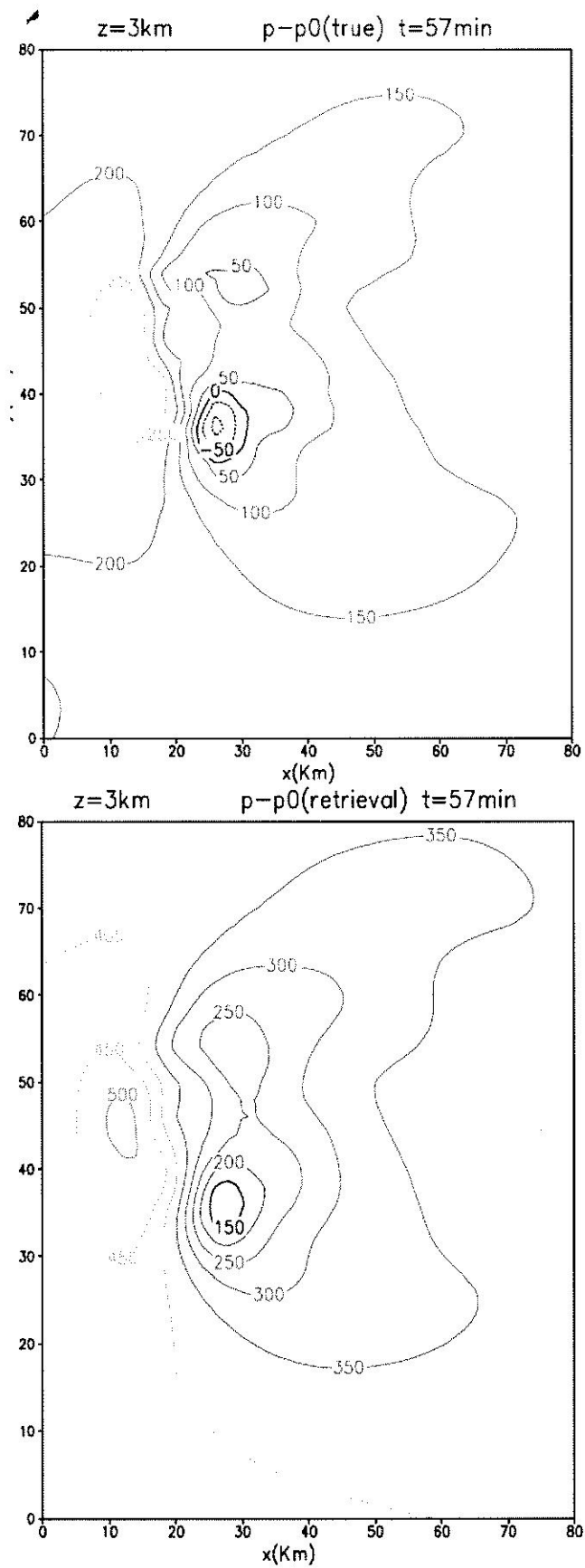


圖 20：在 $T=57$ 分鐘時， $Z=3\text{km}$ 處壓力擾動場的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。

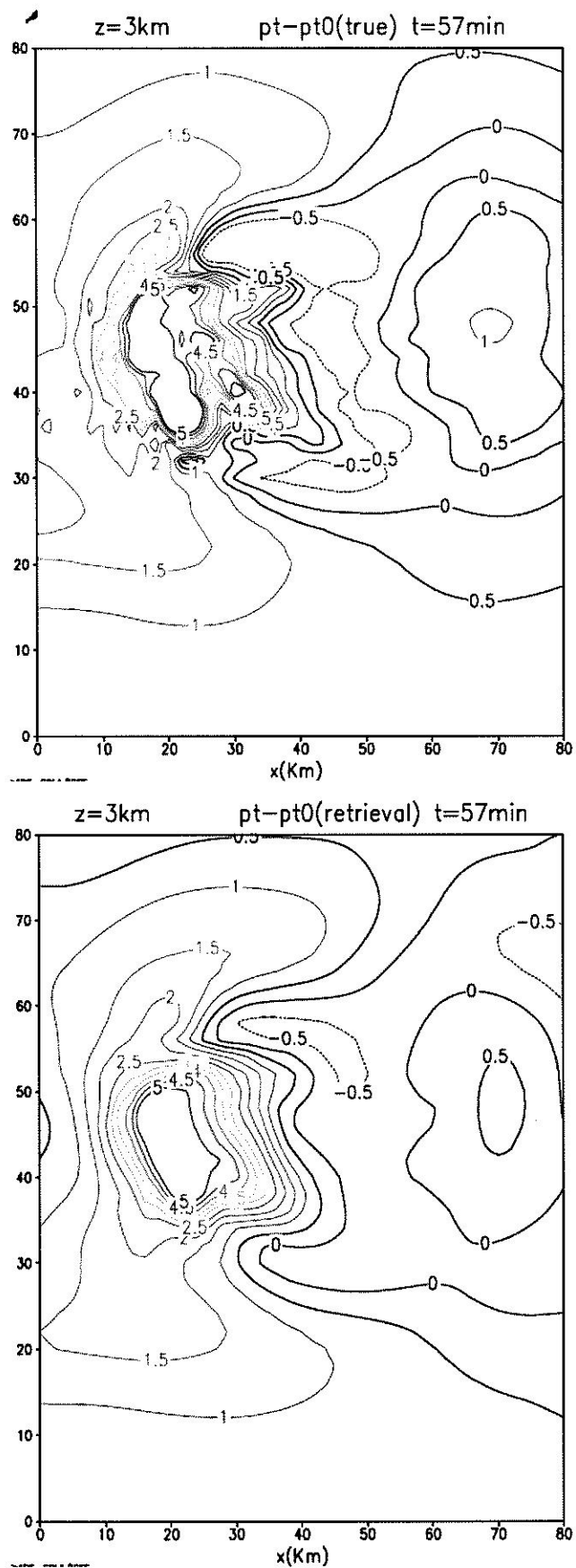


圖 21：在 $T=57$ 分鐘時， $Z=3\text{km}$ 處，位溫擾動場的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。

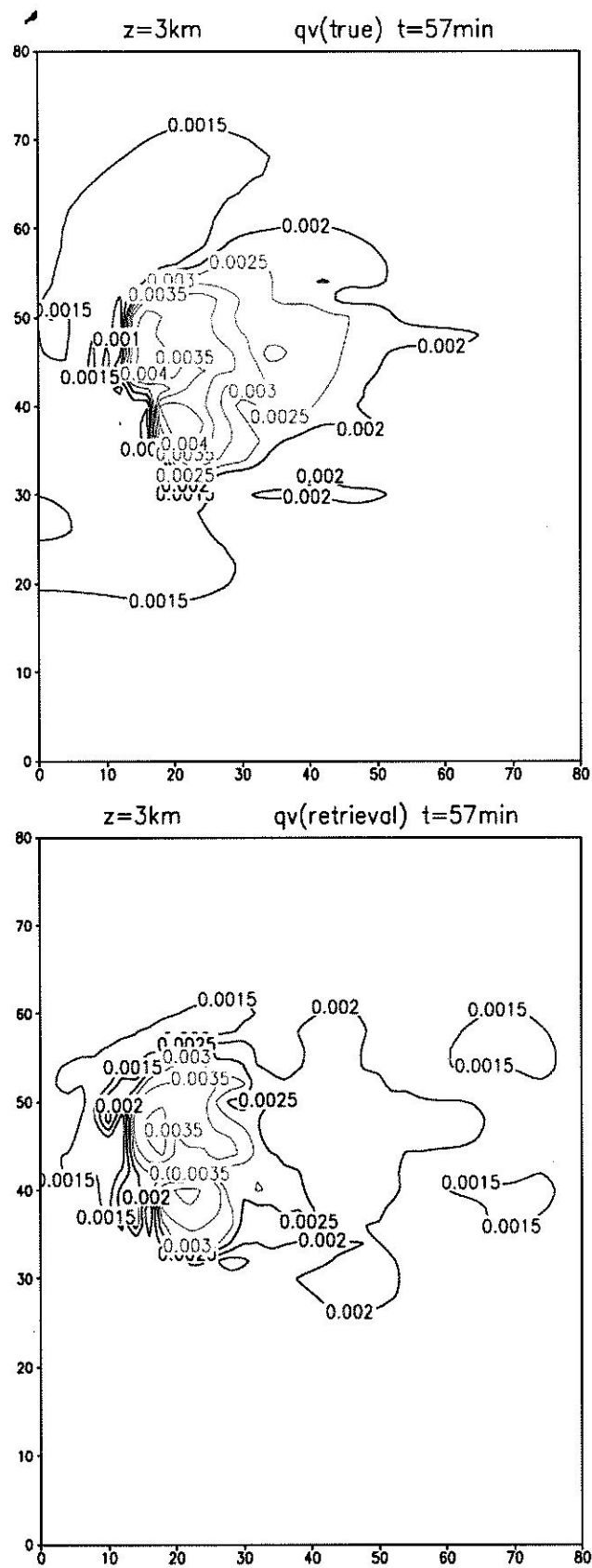


圖 22：在 T=57 分鐘時，Z=3km 處，水汽的水平分佈，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場經熱動力反演後的結果。

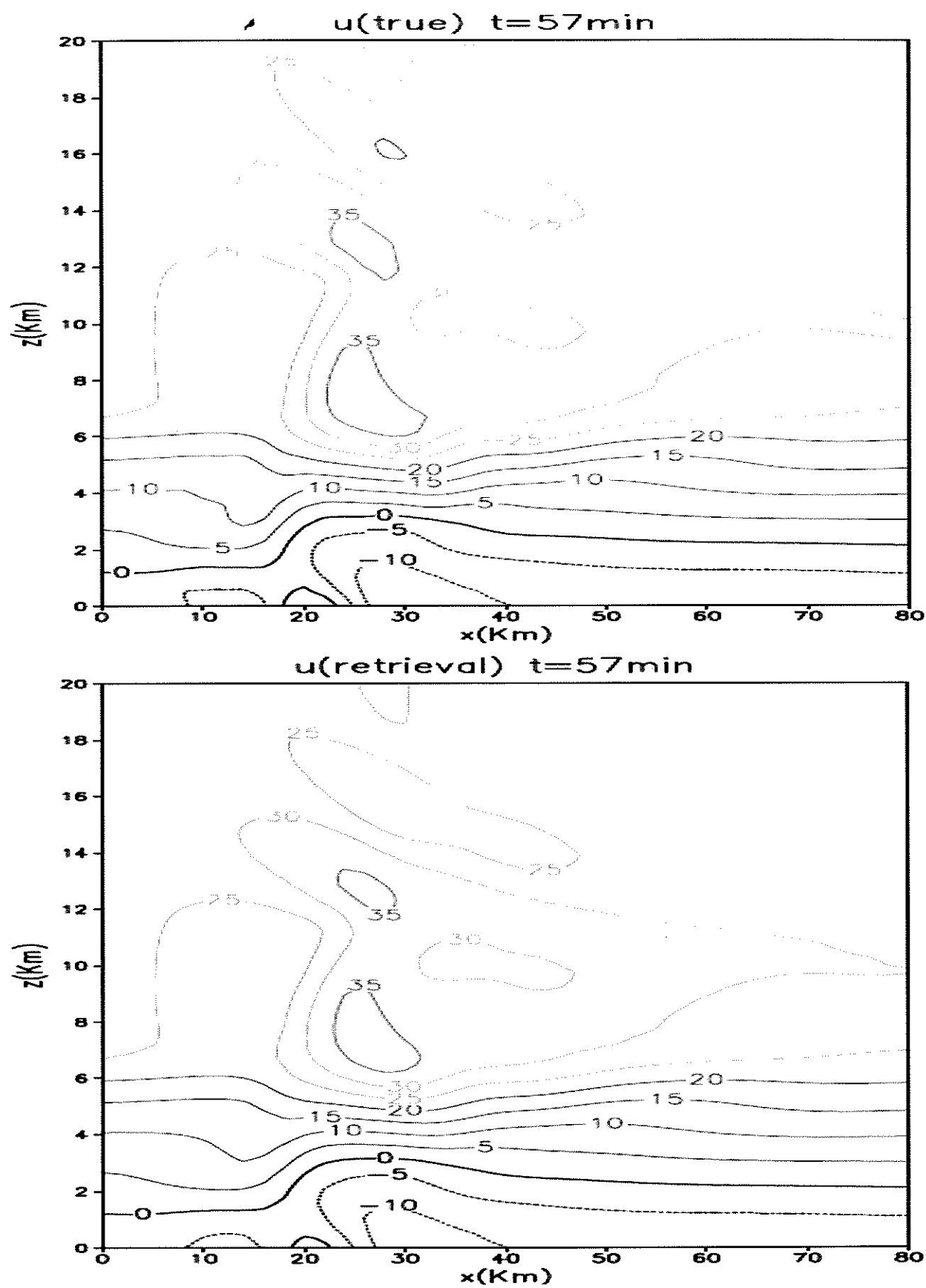


圖 23：在 $T=57$ 分鐘時，於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的 u 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

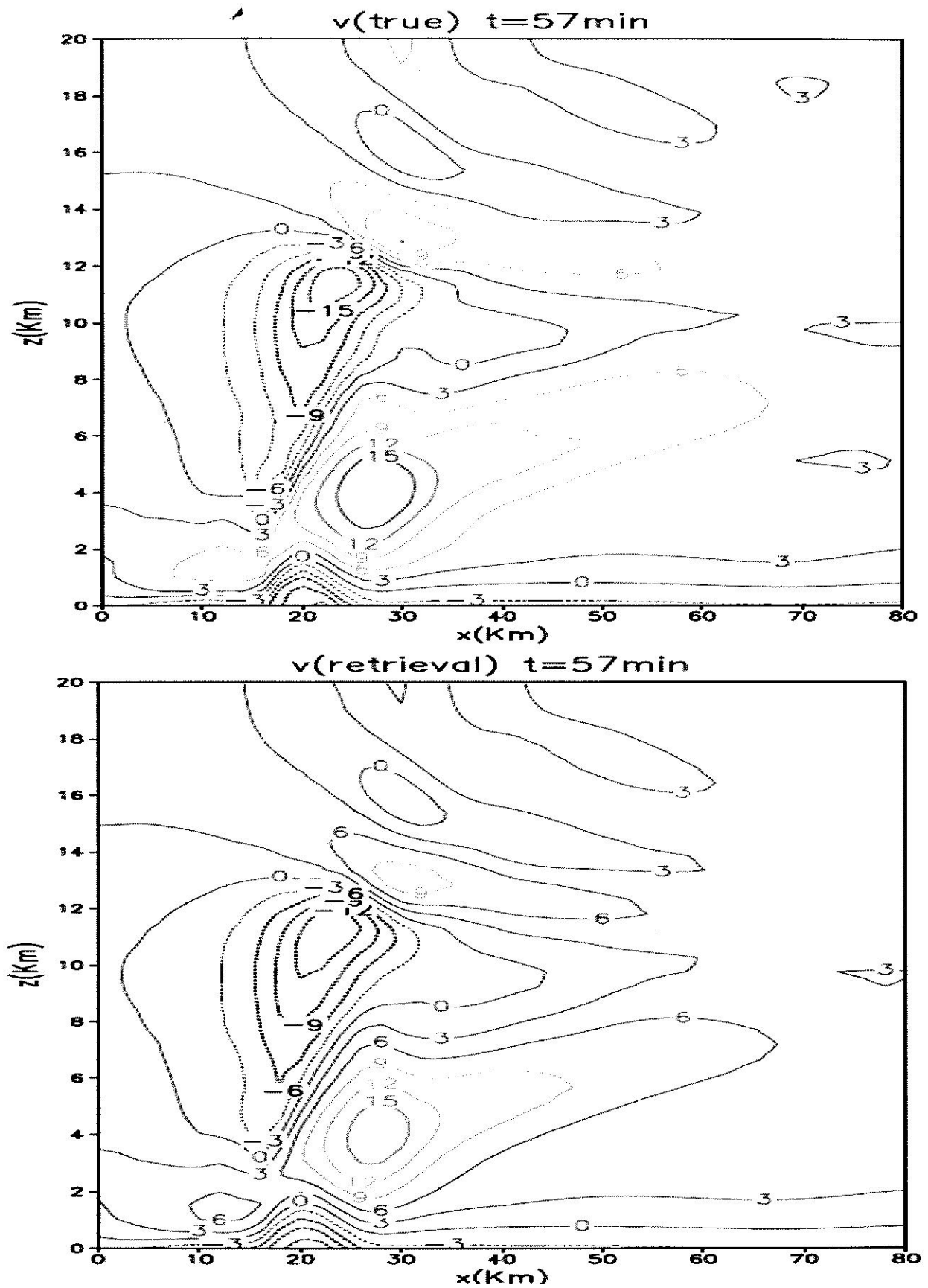


圖 24：在 $T=57$ 分鐘時，於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的 v 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

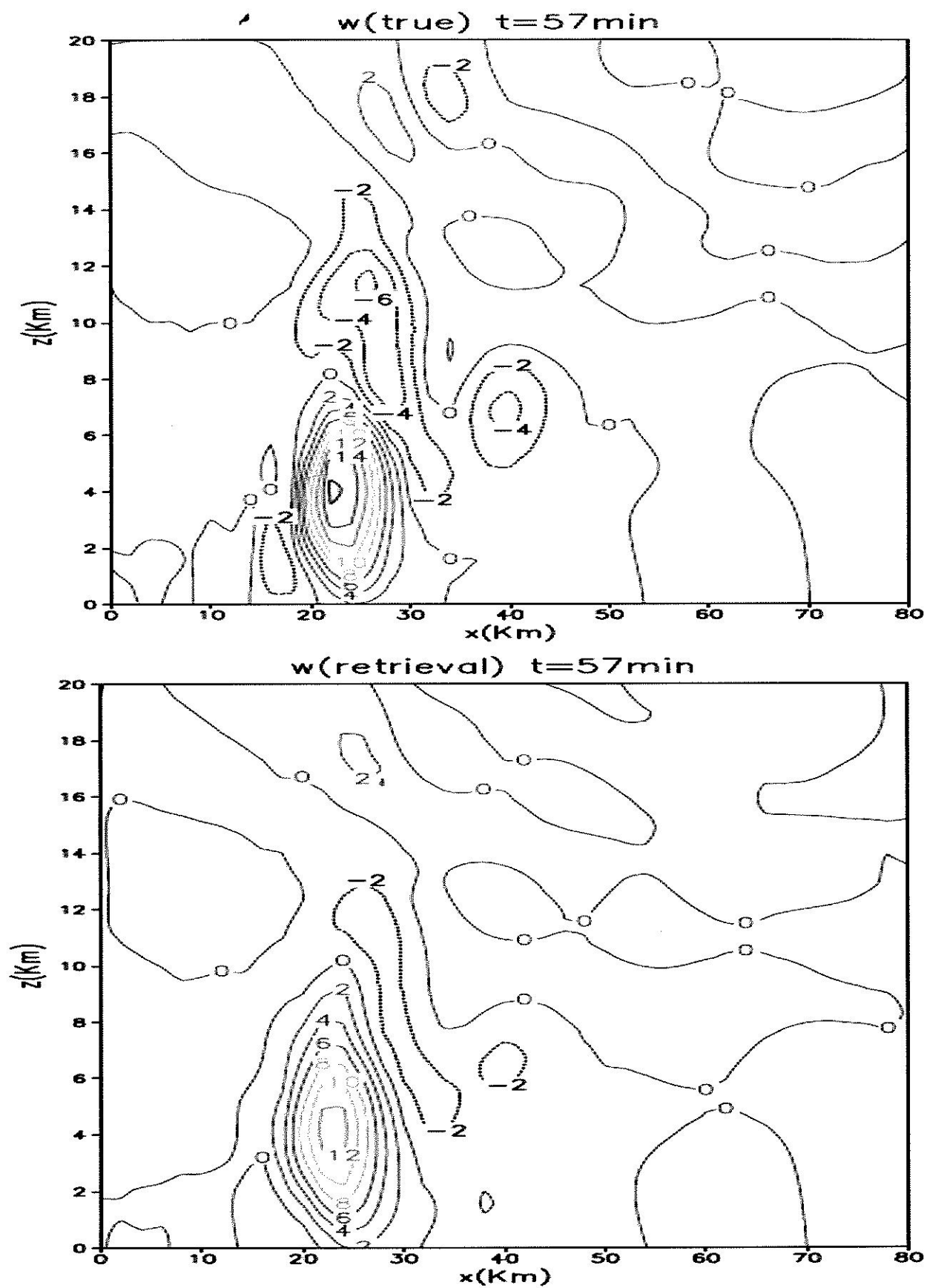


圖 25：在 $T=57$ 分鐘時，於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的 w 風場，上圖為模式模擬的結果，下圖為雙雷達合成的結果。

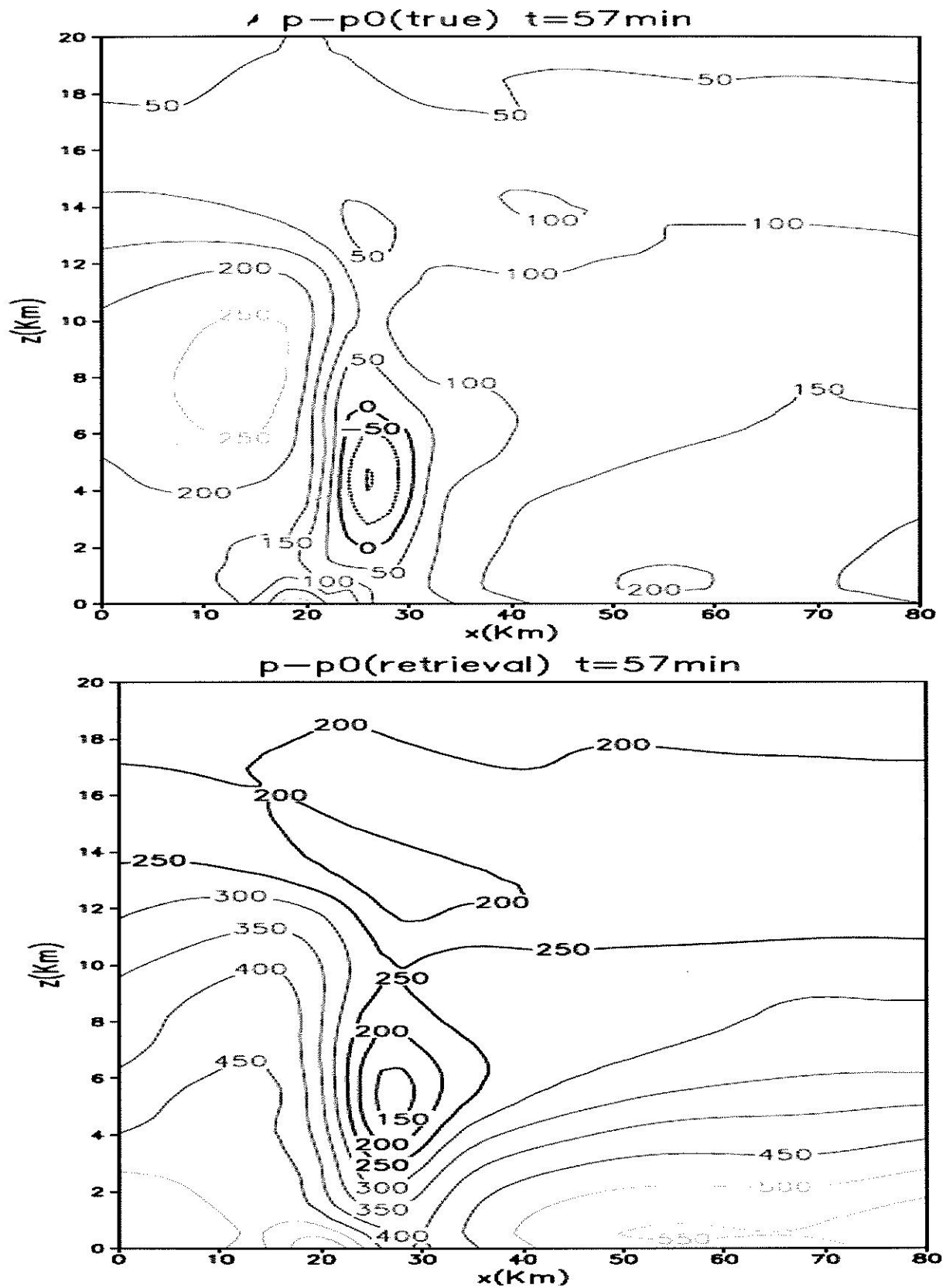


圖 26：在 $T=57$ 分鐘時，於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的壓力擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。

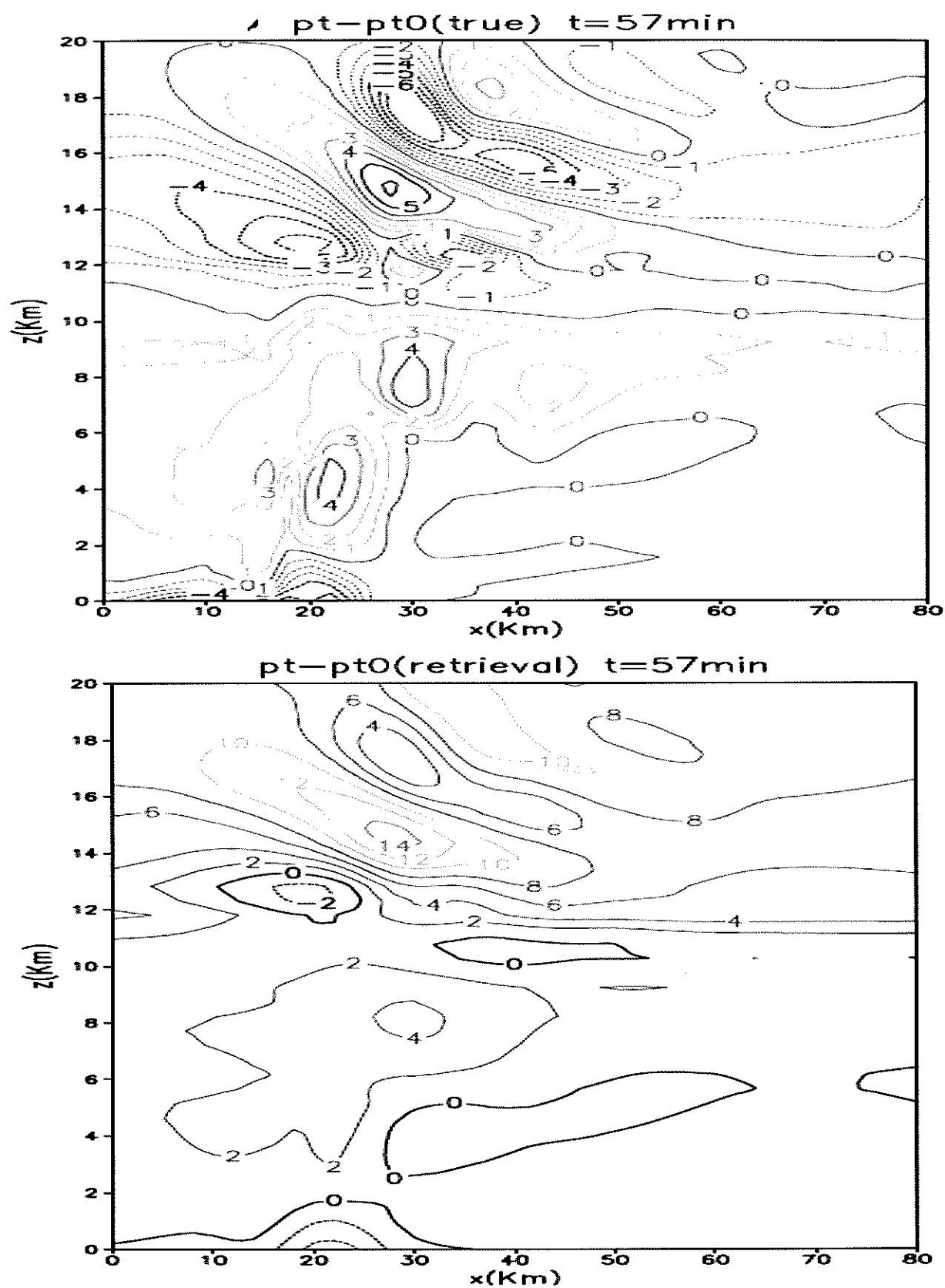


圖 27：在 $T=57$ 分鐘時，於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的位溫擾動場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用雙雷達風場反演的結果。

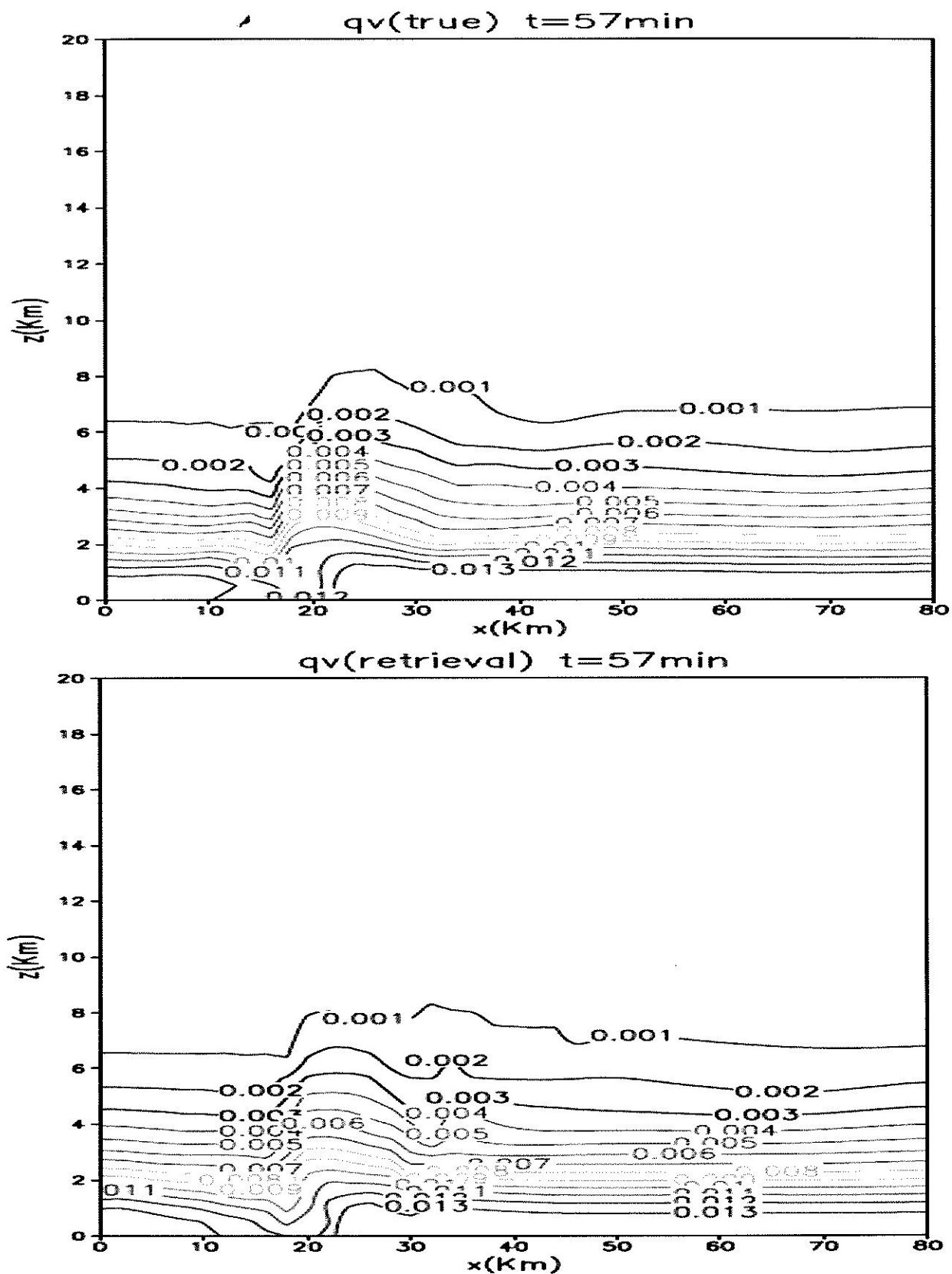
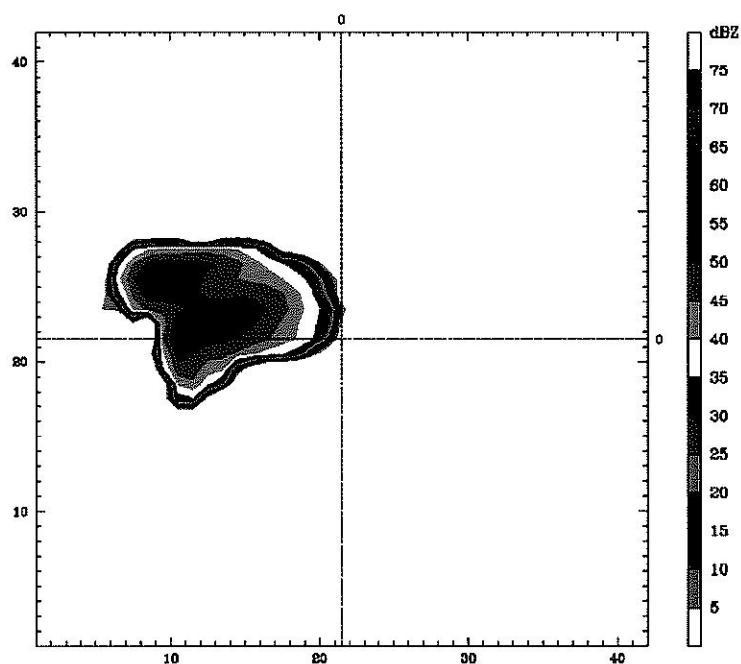


圖 28：在 $T=57$ 分鐘時，於 $Y=36\text{km}$ 垂直剖面的水汽場，上圖為模式模擬的結果，下圖為使用風場反演資訊調整後的結果。

Dataset: 3k RIP: print dbz
Reflectivity

at k-index = 39

Fcst: 0.97 h

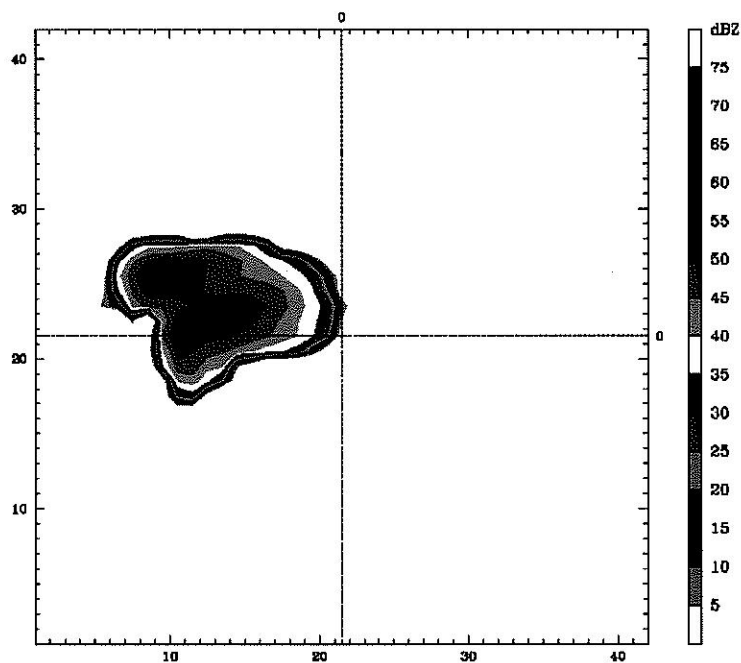


Model info: V2.8 M No Cu No PBL Kessler No SFC 2.0 km, 40 levels, 10 sec
LW: none SW: none DIFF: full RM: 3D TKE

Dataset: as2 RIP: print dbz
Reflectivity

at k-index = 39

Fcst: 0.97 h



Model info: V2.8 M No Cu No PBL Kessler No SFC 2.0 km, 40 levels, 10 sec
LW: none SW: none DIFF: full RM: 3D TKE

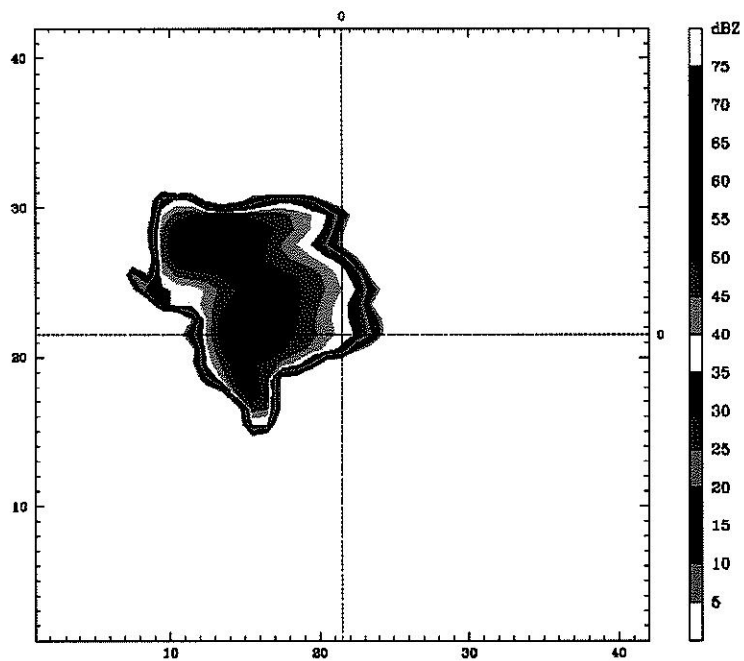
圖 29：經過 T=42 與 57 分鐘時的兩次資料同化後，在 T=58.2 分鐘時的雷達回波圖，上圖為控制組模式模擬的結果，下圖為同化組的結果。

Dataset: 3k
Reflectivity

RIP: print dbz

at k-index = 39

Fcst: 1.22 h



Dataset: as2
Reflectivity

RIP: print dbz

at k-index = 39

Fcst: 1.22 h

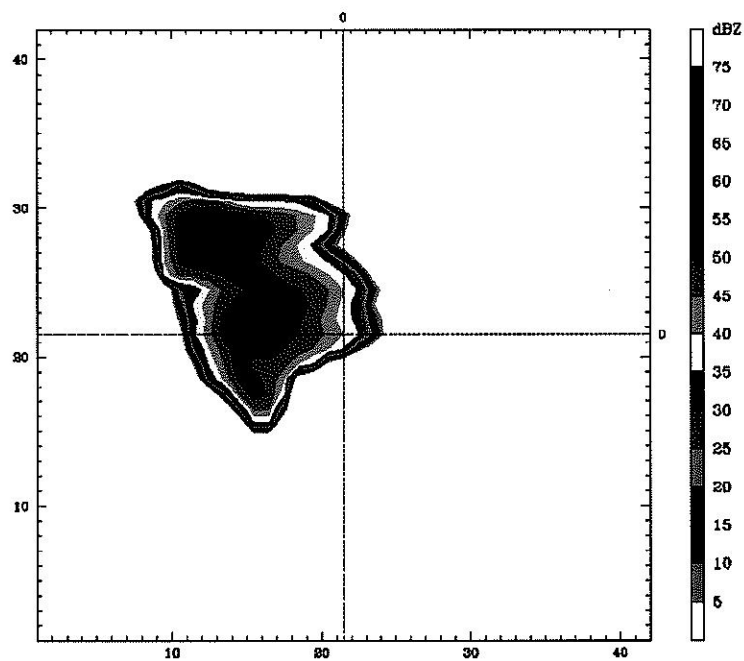


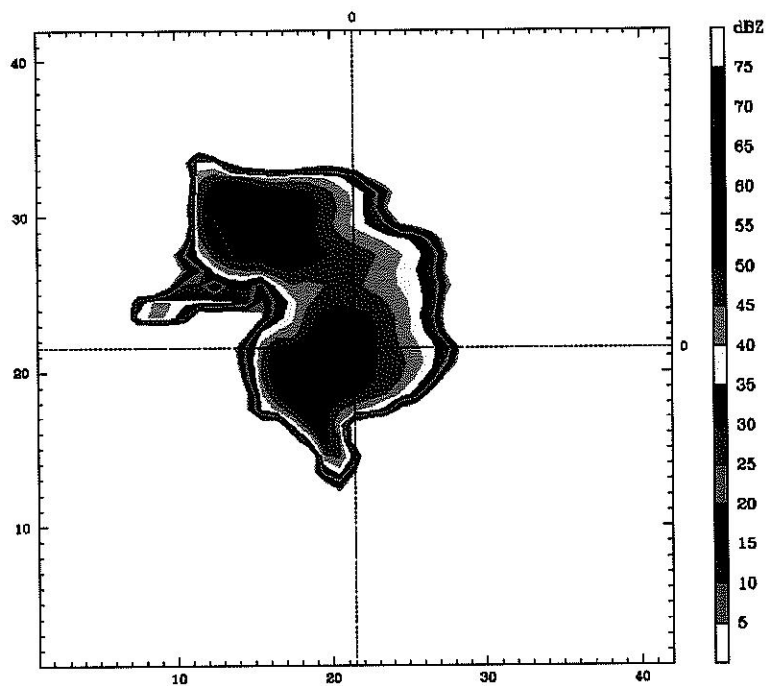
圖 30：同圖 29，但是為 T=73.2 分鐘時的結果。

Dataset: 3k
Reflectivity

RIP: print dbz

at k-index = 39

Fcst: 1.47 h



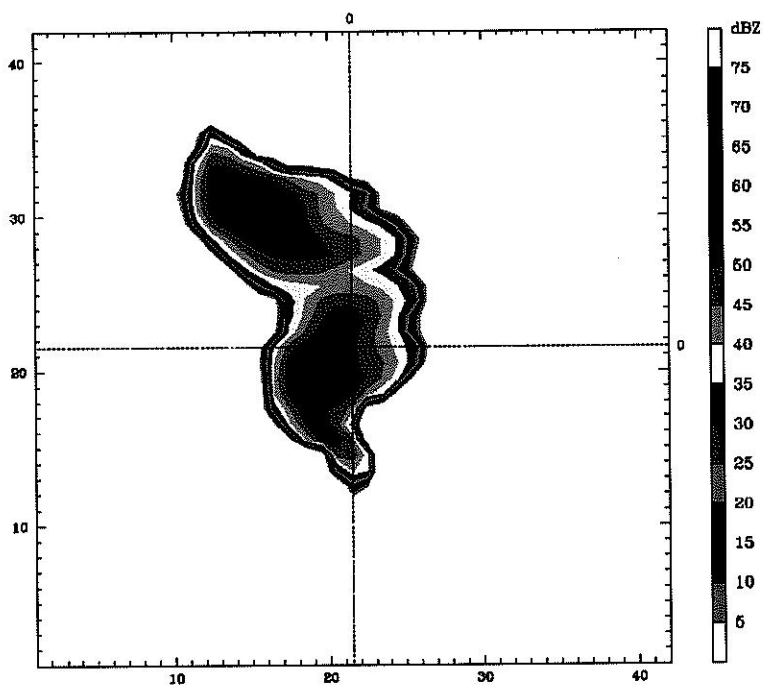
Model Info: V2.2 M No Cu No PBL Kessler No SFC 2.0 km, 40 levels, 10 sec
LW: none SW: none DIFF: full KM: 3D TKE

Dataset: as2
Reflectivity

RIP: print dbz

at k-index = 39

Fcst: 1.47 h



Model Info: V2.2 M No Cu No PBL Kessler No SFC 2.0 km, 40 levels, 10 sec
LW: none SW: none DIFF: full KM: 3D TKE

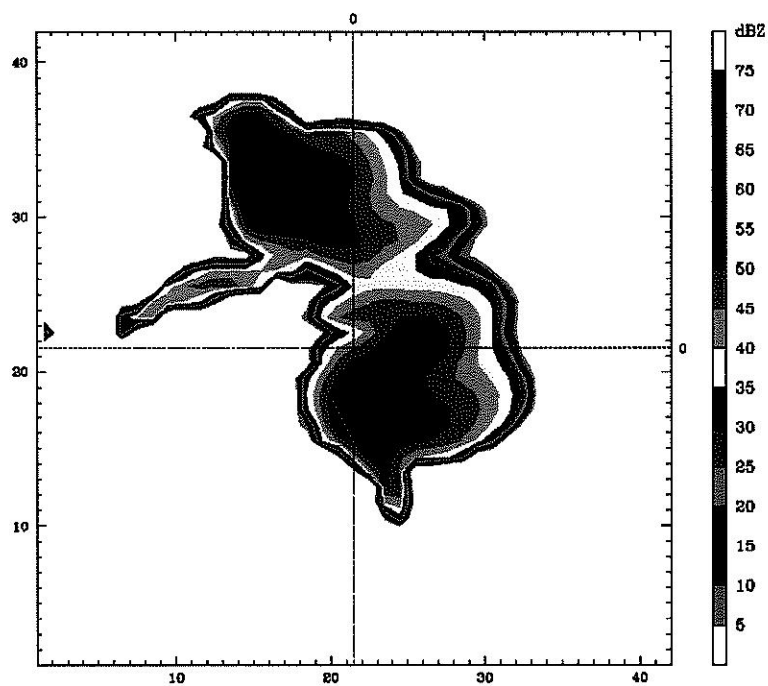
圖 31：同圖 29，但是為 $T=88.2$ 分鐘時的結果。

Dataset: 3k
Reflectivity

RIP: print dbz

at k-index = 39

Fcst: 1.72 h



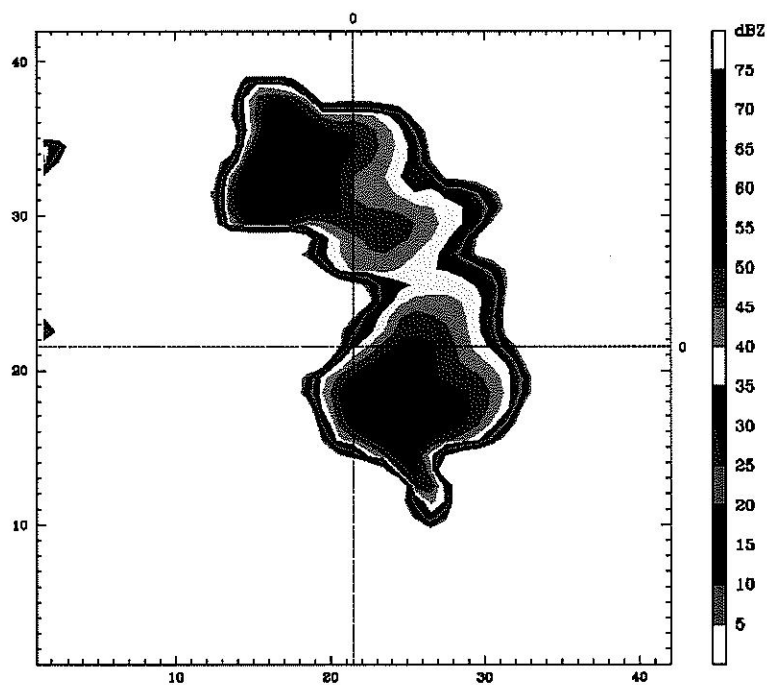
Model Info: V2.2 M No Cu No PBL Kessler No SFC 2.0 km, 40 levels, 10 sec
LW: none SW: none DIFF: full KM: 3D TKE

Dataset: as2
Reflectivity

RIP: print dbz

at k-index = 39

Fcst: 1.72 h



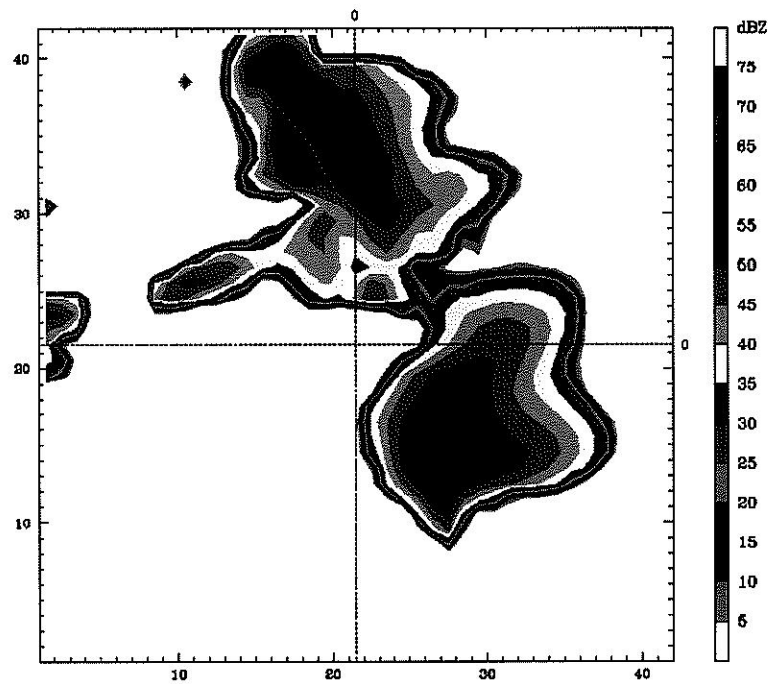
Model Info: V2.2 M No Cu No PBL Kessler No SFC 2.0 km, 40 levels, 10 sec
LW: none SW: none DIFF: full KM: 3D TKE

圖 32：同圖 29，但是為 T=103.2 分鐘時的結果。

Dataset: 3k
Reflectivity

RIP: print dbz
at k-index = 39

Fcst: 1.97 h



Dataset: as2
Reflectivity

RIP: print dbz
at k-index = 39

Fcst: 1.97 h

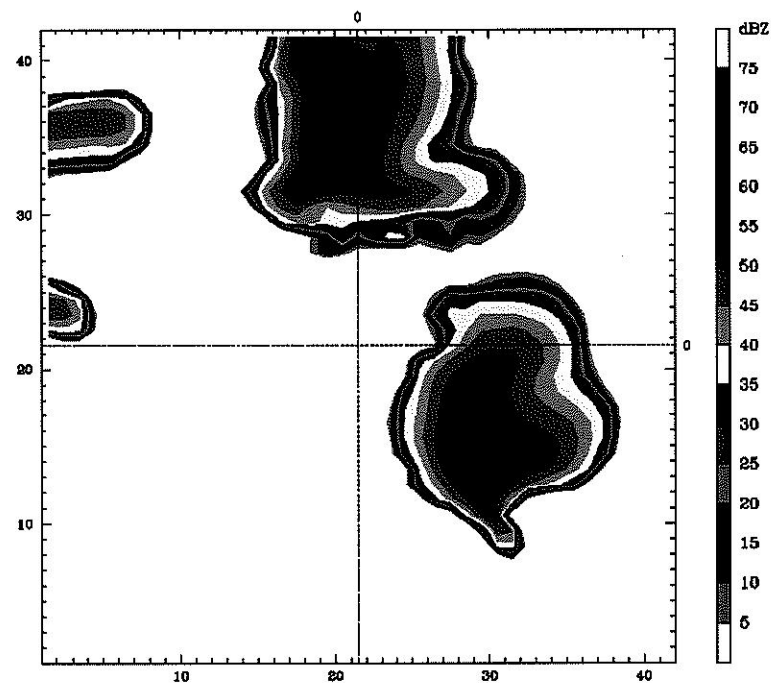


圖 33：同圖 29，但是為 T=118.2 分鐘時的結果。

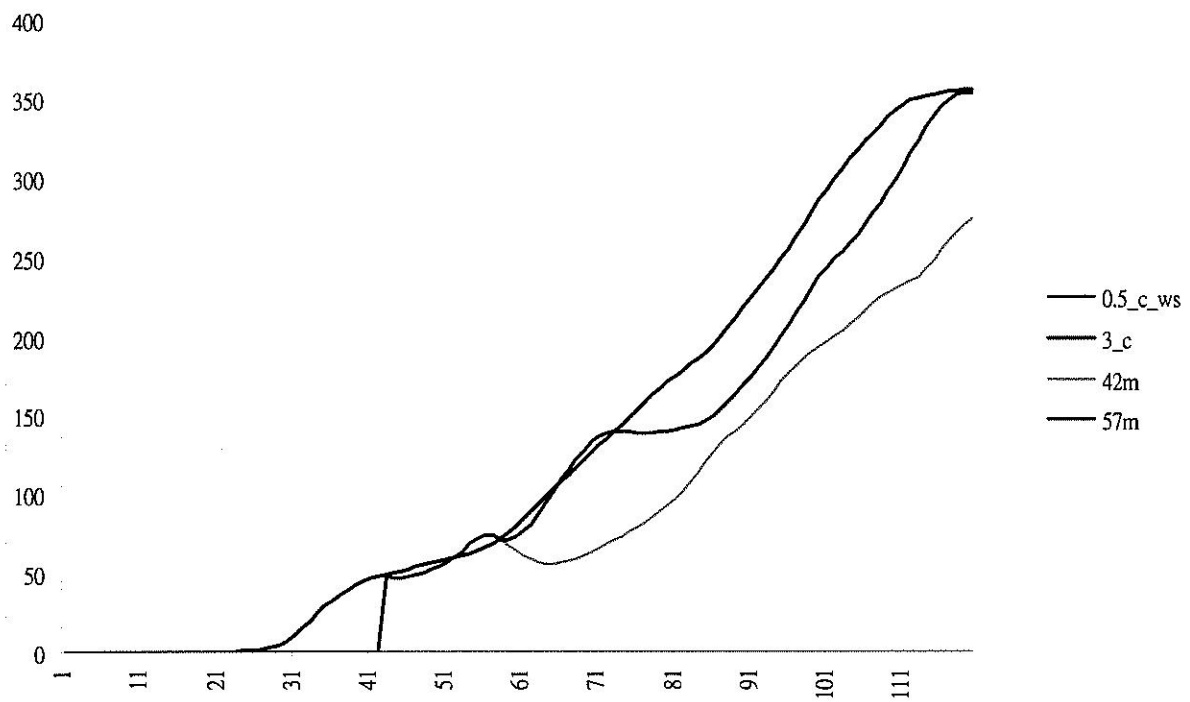


圖 34：總累積雨量時序圖。紫線為控制組，紅線為未加任何資料，且初始熱胞強度為 0.5k，水汽量僅為控制組一半模擬之結果，綠線為只在 T=42 分鐘同化資料一次，藍線為在 T=42 與 57 分鐘同化資料兩次後模擬之結果。

5. 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.
- 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.

- 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.
- Liou, Y.-C., 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.
- Mewes J. J., and A. Shapiro, 2002: Use of the vorticity equation in dual-Doppler analysis of the vertical velocity field, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 543-567.
- O'Brien, J. J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem, *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197-203.
- Protat, A., and I. Zawadzki, 2000: Optimization of dynamic retrievals from a multiple-Doppler radar network, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 753-760.
- Ray, P., C. Ziegler and W. Bumgarner, 1980: Single- and Multiple-Doppler radar observations of tornadic storms, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1607-1625.
- 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.
- 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.
- 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.

- 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.