

# 國立中央大學

大氣科學學系大氣物理碩士班  
碩士論文

利用觀測資料與多都卜勒風場反演系統  
做垂直速度上的驗證

研究生：蘇俊瑋  
指導教授：廖宇慶 博士

中華民國 一百零五 年 六 月



# 國立中央大學圖書館

## 碩博士論文電子檔授權書

(104 年 5 月最新修正版)

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

(  )同意 (立即開放)

(  )同意 (請於西元 \_\_\_\_\_年\_\_\_\_月\_\_\_\_日開放)

(  )不同意，原因是：\_\_\_\_\_

在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

(  )同意 (立即開放)

(  )同意 (請於西元 \_\_\_\_\_年\_\_\_\_月\_\_\_\_日開放)

(  )不同意，原因是：\_\_\_\_\_

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

研究生簽名：蘇俊瑋 學號：103621012

論文名稱：利用觀測資料與多都卜勒風場反演系統做垂直速度上的驗證

指導教授姓名：廖宇慶

系所：大氣物理所 博士班 碩士班

填單日期：105 年 7 月 20 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，須另行加填申請書，詳細說明與紙本申請書下載請至本館數位博碩論文網頁。
2. 本授權書請填寫並**親筆**簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應遵守著作權法規定。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣物理 學系/研究所 蘇俊瑋 研究生所提  
之論文

利用觀測資料與多都卜勒風場反演系統做垂直速度  
上的驗證

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 廖宇慶 (簽章)

105年6月17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 蘇俊瑋 研究生  
所提之論文  
利用觀測資料與多都卜勒風場反演系統做垂直速  
度上的驗證

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

陳台奇

委

員

廖宇慶

林沛緯

中華民國 105 年 7 月 11 日

# 中文摘要

垂直速度會影響對流系統的生成與消散，對於天氣系統也會有一定的影響，例如：垂直速度大的話，會有利於對流的發展；但由於觀測儀器主要為水平上的觀測，較無法直接得知垂直上的風場結構，因此垂直上的風場結構訊息對我們來講是很需要但卻很難得到的資訊。

雷達觀測資料具有高時空解析度的特性，可以讓我們知道回波與徑向風，但從徑向風的觀測中我們只能得知風場是靠近雷達還是遠離雷達，而無法真正的知道三維的風場結構。

為了從徑向風找回三維的風場結構 Liou 和 Chang(2009)、Liou et al. (2012)、Liou et al. (2014)利用三維變分方法發展了多都卜勒風場反演系統 (Wind Synthesis Using Doppler Measurement，簡稱 WISSDOM)，它可以在複雜地形上做反演，也解決了傳統雷達所遇到的基線問題，同時也把渦度方程加入約束條件中，在近期的研究中 WISSDOM 對於天氣系統都能有好的反演結果，但在垂直速度反演部分還沒有真正的利用觀測資料來做驗證比較，無法去判斷反演出來的垂直速度的正確性。

為了了解 WISSDOM 垂直速度所反演出來的好壞，吾人選了三個案例去做驗證，分別是 2010 年的凡那比颱風、銅鑼梅雨鋒面的觀測實驗、2013 年的潭美颱風，前面兩個個案都有 TEAM-R 在做觀測且都有做垂直指向的掃描策略，因此可以利用垂直指向的觀測來做驗證，而在潭美颱風的個案中則是利用中壠特高頻雷達 (VHF)去做驗證比較。

根據 WISSDOM 反演出來的結果，在這三個個案中，垂直運動在一些區域內能反演出較好的結果，會有這樣的結果是由於觀測點上方的雷達覆蓋率與雷達本身對於整體的覆蓋率有關，當覆蓋率高時，就會有較好的反演結果，而且也發現終端落速對於垂直速度的反演也是有一定的影響力。

# Abstract

The vertical velocity has strong correlation with deep convections in weather system , but due to limitation of observation , the three-dimensional vertical wind distribution is difficult to know. The radial wind observation from Doppler radar can provide three-dimensional wind information , but compare to horizontal wind , the direct vertical wind component is of minor percentage in the radar wind observation is rather rare.

To retrieve the three-dimensional wind structure from Doppler wind observation , a Wind Synthesis Using Doppler Measurement (WISSDOM) based on variational method is developed by Liou and Chang(2009) 、Liou et al. (2012) 、Liou et al. (2014). WISSDOM performed reasonably well on recent application , however , the vertical velocity retrieval has never been verified by real observation accurately.

In order to statistically understand the retrieval performance , three cases including typhoon Fanapi (2010) 、Mei-yu front experiment in Tonluo observed by NCU X-band mobile radar (TEAM-R) and typhoon Trimi(2013) observed by VHF , are employed to perform the verifications on vertical velocity. The result show WISSDOM retrieval has good agreement with radar vertical pointing wind observation in this three cases. In addition , it is found the radar data coverage plays an important role on the accuracy of vertical wind retrieval and the terminal velocity is also sensitive .

# 致謝

時間過得真快，兩年一下子就過了，六年的中大生活將告一段落，要往下一段旅程邁進，在這兩年讀碩班的過程裡，首先要好好感謝指導教授廖宇慶老師，我一開始不是個做研究的好底子，但在老師的訓斥與教導下，慢慢的對研究有熱忱，且學會對任何事情要有負責任的態度，對任何事情要戰戰兢兢仔仔細細，且在老師的要求下，對於做簡報與口頭報告有一定的成長；陳台琦老師也在這兩年裡幫助我許多，研究上有不懂的大氣現象都能一一的解釋清楚，讓我豁然開朗，老師也像實驗室的媽媽一樣，對大家非常照顧；鍾高陞老師也會對於我們的研究給建議，讓我們更清楚自己的研究方向如何前進；也謝謝林沛練老師抽空來聽我的口試報告。

雷達實驗室就像一個大家庭一樣，這兩年裡受到大家無數的幫忙與指導，謝謝詠霖、彥銘能忍受我常常問一些白癡的問題，在研究上也會給我許多的意見，也謝謝恰恰、如瑜、澄暘在自己做研究苦悶時，一起講屁話、八卦，也謝謝Olan、少凡、大科、小那、信廷、伯謙、沛瑜、豪大等各位學長姐與助理們在研究的路上給予我許多幫助，此外，也謝謝昭昭、俊瑋、家豪、立昕、熠程、筱倩能分享許許多多研究生活的趣事，讓我在研究生生活中不會苦悶，最後也要謝謝坐在我後面的依涵，常常唱歌、講屁話、對於研究的抱怨、解決程式的困難…等，讓研究生生活中不無聊。

也要謝謝班上的同學，他們是做研究中紓壓的來源，凱翊、孟澤、承錡、秉儒、俊寓、自宥、承勳、柏翰、立原、佑晟、皓群、曄晴、文柔，大家一起吃飯、唱歌、玩桌遊、運動，這是除了研究以外，最寶貴且最歡樂的時候。

最後要謝謝我的家人們，給予我這麼好的環境讓我念書，是我最重要的後盾，如果沒有你們的支援與支持，可能無法走的這麼順遂。碩班只是人生中的一段小旅程，未來的路還很長，還有許許多多的挑戰在等著我，繼續保持著這戰戰兢兢的精神繼續我的旅程。

# 目錄

中文摘要.....	I
英文摘要.....	II
致謝.....	III
目錄.....	IV
圖表說明.....	VII
<b>第一章 緒論.....</b>	<b>1</b>
1.1 前言.....	1
1.2 文獻回顧 .....	2
1.3 論文架構 .....	4
<b>第二章 雷達資料與研究方法.....</b>	<b>5</b>
2.1 雷達資料觀測.....	5
2.1.1 七股雷達(RCCG).....	5
2.1.2 墾丁雷達(RCKT) .....	5
2.1.3 中大雷達(NCU) .....	6
2.1.4 五分山雷達(RCWF) .....	6
2.1.5 清泉崗機場雷達(RCCK) .....	6
2.1.6 桃園機場雷達(TIA) .....	6
2.1.7 移動式 X-波段雙偏極化雷達(Team-R).....	7

2.1.8	中壢特高頻雷達(VHF).....	7
2.2	雷達資料品質控管與處理.....	8
2.3	多都卜勒風場合成.....	9
<b>第三章</b>	<b>研究個案介紹.....</b>	<b>14</b>
3.1	2010年9月19號凡那比颱風.....	14
3.2	2015年5月21號銅鑼科學園區梅雨實驗.....	14
3.3	2013年8月21號潭美颱風.....	15
<b>第四章</b>	<b>實驗架構.....</b>	<b>16</b>
4.1	數值模式簡介.....	16
4.2	WRF 模式設定.....	16
4.2.1	凡那比颱風 WRF 設定.....	16
4.2.2	銅鑼科學園區梅雨觀測實驗 WRF 設定.....	16
4.2.3	潭美颱風 WRF 設定.....	17
4.3	模式初始化與背景場.....	17
4.3.1	凡那比颱風初始化、背景場及雷達配置.....	17
4.3.2	銅鑼個案初始化、背景場及雷達配置.....	17
4.3.3	潭美颱風初始化、背景場及雷達配置.....	18
<b>第五章</b>	<b>反演結果與驗證結果.....</b>	<b>19</b>
5.1	凡那比颱風.....	19

5.2	銅鑼梅雨觀測實驗.....	20
5.3	潭美颱風.....	22
<b>第六章</b>	<b>結論與未來展望.....</b>	<b>24</b>
6.1	結論.....	24
6.2	未來展望.....	25
	<b>參考文獻.....</b>	<b>27</b>
	<b>附表與附圖.....</b>	<b>31</b>

## 圖表說明

- 表 5.1 凡那比颱風三座雷達的三維覆蓋率
- 表 5.2 銅鑼梅雨觀測實驗四座雷達的三維覆蓋率
- 表 5.3 潭美颱風三座雷達的三維覆蓋率
- 圖 2.1 X 波段移動式雷達(Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar ,TEAM-R)
- 圖 2.2 (a) PPI 掃描示意圖 (b)TEAM-R 垂直指向掃描示意圖
- 圖 2.3 (a)中壢特高頻雷達全景圖 (b) 52MHz 雷達電離層天線陣列  
(c) 52MHz 雷達單根 ST 天線
- 圖 2.4 本研究所使用的回波與雨水或雪混合比關係圖
- 圖 2.5 回波估計雨水或雪的終端落速表現
- 圖 3.1 凡那比颱風路徑圖
- 圖 3.2 凡那比颱風期間(9/17~9/20)累積降雨
- 圖 3.3 銅鑼梅雨實驗中氣象局最大回波圖(5/22 0000 LST)。
- 圖 3.4 潭美颱風路徑圖
- 圖 3.5 潭美颱風 8/21 累積降雨
- 圖 4.1 各實驗反演區域(a)凡那比颱風反演區域大小 (b)銅鑼梅雨  
實驗反演區域大小 (c)潭美颱風反演區域大小
- 圖 4.2 各實驗雷達位置(a)凡那比颱風反演個雷達位置 (b)銅鑼梅

雨實驗反演個雷達位置 (c)潭美颱風反演個雷達位置

圖 5.1 2010 年 9 月 19 日 120717 UTC 凡那比颱風 TEAM-R 垂直指向觀測結果 (a)回波圖 (b)徑向風 (c)相關係數

圖 5.2 凡那比颱風的反演結果，陰影部分為最大回波，風標為 2 公里高的水平風。

圖 5.3 凡那比颱風反演結果中，TEAM-R 點上的(a)經向(b)緯向剖面圖，黑色圓點為 TEAM-R 所在位置，黑色陰影為地形，等值線為垂直空氣速度。

圖 5.4 1207 UTC 時 WISSDOM 與 TEAM-R 回波比較，黑色小圓點為雷達每個 gate 所觀測的值，紅色線為每個高度上的平均

圖 5.5 1207 UTC 時 WISSDOM 與 TEAM-R 終端落速比較。

圖 5.6 1207 UTC TEAM-R 觀測到的垂直速度。

圖 5.7 1207 UTC 時 WISSDOM 與 TEAM-R 垂直速度比較。

圖 5.8 1207 UTC 時 WISSDOM 使用 TEAM-R 的終端落速算出的空氣速度與 TEAM-R 比較。

圖 5.9 1207 UTC 時 WISSDOM 使用兩種不同終端落速求得的空氣速度比較。

圖 5.10 1207 UTC 時 TEAM-R 上方的雷達覆蓋率

圖 5.11 2015 年 5 月 21 日 161113 UTC 凡那比颱風 TEAM-R

垂直指向觀測結果 (a)回波圖 (b)徑向風 (c)相關係數

圖 5.12 銅鑼梅雨實驗反演結果，陰影部分為最大回波，風標為 2 公里高的水平風。

圖 5.13 銅鑼梅雨實驗反演結果中，TEAM-R 點上的(a)經向(b)緯向剖面圖，黑色圓點為 TEAM-R 所在位置，黑色陰影為地形，等值線為垂直空氣速度。

圖 5.14 1113 UTC 時 WISSDOM 與 TEAM-R 回波比較。

圖 5.15 1113 UTC 時 WISSDOM 與 TEAM-R 終端落速比較。

圖 5.16 1113 UTC TEAM-R 觀測到的垂直速度。

圖 5.17 1113 UTC 時 WISSDOM 與 TEAM-R 垂直速度比較。

圖 5.18 1113 UTC 時 WISSDOM 使用 TEAM-R 的終端落速算出的空氣速度與 TEAM-R 比較。

圖 5.19 1113 UTC 時 WISSDOM 使用兩種不同終端落速求得的空氣速度比較。

圖 5.20 1113 UTC 時 TEAM-R 上方的雷達覆蓋率。

圖 5.21 2013 年 8 月 21 日 VHF 觀測到的雨水終端落速。

圖 5.22 2013 年 8 月 21 日 VHF 觀測到的空氣速度。

圖 5.23 潭美颱風反演結果，陰影部分為最大回波，風標為 2 公里高的水平風。

圖 5.24 潭美颱風反演結果中，VHF 點上的(a)經向(b)緯向剖面圖，黑色圓點為 VHF 所在位置，黑色陰影為地形，等值線為垂直空氣速度。

圖 5.25 0835 UTC 時 WISSDOM 與 VHF 終端落速比較。

圖 5.26 0835 UTC 時 WISSDOM 與 VHF 空氣速度比較。

圖 5.27 0835 UTC 時 WISSDOM 與 VHF 垂直速度比較。

圖 5.28 0835 UTC 時 VHF 上方的雷達覆蓋率。

# 第一章 緒論

## 1.1 前言

台灣屬於海島國家，四面環海且地勢起伏變化大，屬於副熱帶季風氣候區，因此經常受到劇烈天氣系統(颱風、梅雨、鋒面、寒流...等)所引發的強降水影響而造成重大傷害，而在劇烈天氣系統中垂直速度對於對流的發展有非常大的影響力(垂直速度大會對於對流有好的發展)，會影響系統的生成與消散，因此有許多前人都致力於垂直運動上的探討，但由於觀測上的限制，垂直風場結構很難被觀測出來，因此需要靠模式去模擬出來再作分析，但模式模擬出來的垂直速度並不一定是正確或合乎常理的，因此需要用觀測資料去做驗證與確認，驗證過後我們就能相信模式所模擬出來的垂直運動。

雷達(RADio Detection And Ranging, 簡稱RADAR) 意指以無線電波對物體進行的探測及測距，因此可以提供高時間及高空間解析度的觀測資訊，雷達的用途非常廣，最初是使用在軍事方面，而後人們拿雷達來對天氣做監控，讓我們可以了解氣流發展或降水之大氣物理特性。雷達的掃描策略大致有三種：(1) PPI (Plan Position Indicator)、(2) RHI(Range-height Indicator)、(3)垂直指向(vertical pointing)，PPI 為固定某一仰角做 360 度的掃描，RHI 為固定某一方位角做垂直上的掃描，垂直指向為以仰角 90 度做 360 度的掃描，垂直指向原本的應用是能讓我們做雷達的品質管理，找出回波的偏差並校正，而由於此掃描策略是垂直上的觀測，因此我們也可以從垂直指向中得知垂直上的降水結構與垂直速度分布。

由於都卜勒雷達僅能提供回波和徑向風資訊，徑向風是三維風場中沿著雷達電磁波方向上的投影分量，而無法真正地顯示出三維的風場，因此需要使用各種反演方法來獲得三維風場或其他大氣的變數，Liou et al. (2009、2012、2014) 發展了一套多都卜勒風場反演系統(WInd Synthesis System using DOppler

Measurement, 簡稱 WISSDOM), 使用數學上三維變分法成功的反演出三維風場。

本研究使用 X-band 的移動式雙偏極化雷達(TEAM-R)與中壠特高頻雷達(VHF)來跟 WISSDOM 來做垂直速度上的驗證與比較, 想探討 WISSDOM 所反演的垂直速度與雷達所觀測的結果是否有一致性, 讓我們更能掌握三維的風場結構, 使我們更能了解大氣狀態, 對於對流系統的掌握能更明確。

## 1.2 文獻回顧

都卜勒雷達屬於高時空解析度的觀測工具, 它能觀測到回波與徑向風, 而徑向風是平行於雷達電磁波方向的投影向量, 所以只能知道是遠離或靠近雷達的風, 無法得知三維風場, 因此想從都卜勒雷達的徑向風知道三維的風場, 我們需要使用一些數學方法去計算求取, 而在三維風場中, 垂直速度是讓我們最難以估算的量, 因此科學家陸續的想辦法解決垂直速度上的困難與利用都卜勒雷達反演出大氣中三維風場。

Armi jo(1969)第一次使用連續方程的計算並結合雷達的觀測, 而成功的得知三維風場, 如果把邊界條件給定, 則可以得知唯一解。之後 Ray et al.(1975)應用前人的方法利用兩座都卜勒雷達去解析一場龍捲風的三維風場, 並同時分析誤差, 而發現在垂直速度上存在了較大誤差, 而這誤差的來源就是我們無法給定一個好的邊界條件讓系統去做積分。Ray et al.(1980)指出在連續方程的積分中, 我們從高層積分到底層比低層積分到高層所來的誤差還要小, 是因為低層中雷達的資料量比較少所致, 在這之後, Brandes (1977), Ray et al.(1980)以及 Ziegler et al.(1983)使用迭代的方法去求取三維的風場, 而 Ray et al. 和 Ziegler et al. 則是使用變分調整的方法去求取三維風場, 其中使用垂直積分水平散度與連續方程當作強約束調去做極小化的動作。Protat 和 Zawadzki(1999)發表了一套三維變分風場反演的方法, 利用連續方程的向上和向下積分當作約束條件, 並且使用權重去調整兩者的影響。Shapiro 和 Mewes (1999)利用質量守恆方程和徑向風的觀測兩者做約束條件設計三種方法, (1)質量守恆方程當弱勢條件, 徑向風方

程當強勢約束條件、(2)質量守恆方程當強勢條件，徑向風方程當弱勢條件、(3)質量守恆方程當弱勢條件，徑向風方程當弱勢條件，此方法只能使用兩座雷達去做反演。

以上的作法都需要給定上層和下層有效的邊界條件讓連續方程的積分能夠順利進行，但是真實的雷達觀測是無法觀測到全部的三維範圍，尤其是地表附近與最頂層雷達資料是缺乏的，而會有誤差的產生。Mewes 和 Shapiro(2002)使用渦度方程去決定邊界的條件，此方法讓我們更能掌握垂直速度，Protat 和 Zawadzki(2000)提出加入渦度方程成為約束條件能讓我們更準確地做熱動力上的反演。

根據以上前人的研究，可以知道使用變分方法去做雷達三維風場的反演比傳統積分方法能更有效的改善反演的好壞，也可以知道加入了渦度方程當作變分系統的約束條件能讓我們解決邊界的問題，也可以讓反演出來的風場做熱動力上的反演工作。

Liou 和 Chang(2009)、Liou et al.(2012)、Liou et al.(2014)陸續發表了一套利用變分方法的多都卜勒風場反演系統(WISSDOM)，此系統利用約束條件的極小化能順利的反演出三維風場來，此反演系統利用五個弱勢約束條件分別為：連續方程、徑向風方程、渦度方程、背景場項、平滑項，也使用 Tseng 和 Ferziger (2003)所提出的 Immersed Boundary Method (IBM) 來判別反演的區域是地形還是流場，讓此反演方法可以直接在複雜地形上做三維風場反演。

尤和廖(2009)、陳和廖(2012)、黃(2012)、邱(2013)、廖(2014)及鄧(2015)分別使用此反演方法做了 OSSE 實驗、分析 2008 年 6 月 14 日的個案、2010 年 9 月 19 日凡那比颱風個案，Lee et al.(2014)也使用此方法對 2011 年 7 月 27 日的南韓個案做分析，上述等人的研究都顯示 WISSDOM 都能對天氣系統有好的反演能力，能夠掌握當時大氣的風場結構，但在垂直速度反演部分，我們都無法正確得知 WISSDOM 的反演是好是壞，因此本研究主要想探討 WISSDOM 的垂直速度反演

是否真的跟觀測的結果有一致性。

### 1.3 論文架構

本篇論文共分為六章，第一章為緒論，第二章為本研究所使用的雷達介紹與風場反演方法，第三章為本研究所使用的三個個案簡介，分別為凡那比颱風(2010年9月19日)、銅鑼梅雨實驗觀測(2015年5月21日)、潭美颱風(2013年8月21日)，第四章為WRF的設定與WISSDOM的設定與每個個案所使用雷達的配置介紹，第五章為反演結果與TEAM-R的觀測，並且做垂直速度上的比較，最後一章為結論以及未來展望。

## 第二章 雷達資料與研究方法

雷達的原始觀測資料並不一定是完美的，存在著一些雜訊與不是氣象場的訊息，因此在進行雷達風場反演前，我們需要對雷達觀測資料進行一些品質控管。在本節將詳述使用的雷達觀測資料以及如何對雷達資料做品質控管，最後也會詳述本研究所使用的風場反演方法。

### 2.1 雷達觀測資料

本研究使用的雷達資料來源依序有七股雷達(RCCG)、墾丁雷達(RCKT)、中大雷達(NCU)、五分山雷達(RCWF)、清泉崗機場雷達(RCCK)、桃園機場雷達(TIA)、X 波段移動式雷達(TEAM-R)以及中壢特高頻雷達(VHF)。

#### 2.1.1 七股雷達(RCCG)

七股雷達為中央氣象局所屬，位於臺南市七股區(北緯 23.15 度，東經 120.09 度，海拔 53 公尺)，為 S 波段(波長 10 公分)陸基式都卜勒氣象雷達，都卜勒徑向風摺錯風速大小為 21.2 m/s，可觀測範圍最大為 176.8 公里。掃描策略為體積掃描，觀測仰角分別為 0.5、1.4、2.4、3.4、4.3、6.0、9.9、14.6、以及 19.5 度，共 9 個仰角。七股雷達主要觀測臺灣海峽南部至臺灣西南部，使用的觀測參數為回波與徑向風。

#### 2.1.2 墾丁雷達(RCKT)

墾丁雷達為中央氣象局所屬，位於屏東縣恆春鎮(北緯 21.90 度，東經 120.85 度，海拔 40 公尺)，為 S 波段(波長 10 公分)陸基式都卜勒氣象雷達，都卜勒徑向風摺錯風速大小為 49.5 m/s，可觀測範圍最大為 160.8 公里。掃描策略為體積掃描，觀測仰角分別為 0.5、1.4、2.4、3.4、4.3、6.0、9.9、14.6、以及 19.5 度，共 9 個仰角。墾丁雷達主要觀測巴士海峽至恆春半島南段，使用的觀測參數

為回波與徑向風。

### 2.1.3 中大雷達(NCU)

中大雷達為國立中央大學所屬，位於桃園市中壢區(北緯 24.97 度，東經 121.18 度，海拔 196 公尺)，為 C 波段(波長 5.3 公分)陸基式雙偏極化氣象雷達，都卜勒徑向風摺錯風速大小為 31.9 m/s，可用範圍最大為 165.3 公里。掃描策略為體積掃描，觀測仰角分別為 0.5、1.4、2.4、3.4、4.3、6.0、9.9、14.6、以及 19.5 度，共 9 個仰角。中大雷達主要觀測北台灣，使用的觀測參數為回波與徑向風。

### 2.1.4 五分山雷達(RCWF)

五分山雷達為中央氣象局所屬，位於新北市平溪區(北緯 25.07 度，東經 121.77 度，海拔 766 公尺)，為 S 波段(波長 10.7 公分)陸基式都卜勒氣象雷達，都卜勒徑向風摺錯風速底層(仰角 0.5、1.5)為 26.6 m/s、中層(仰角 2.4、3.4、4.3、6.0)為 22.5m/s、高層(仰角 9.9、14.6、19.5)為 31.0m/s，可觀測範圍最大為 178.3 公里。掃描策略為體積掃描，觀測仰角分別為 0.5、1.4、2.4、3.4、4.3、6.0、9.9、14.6、以及 19.5 度，共 9 個仰角。五分山雷達主要觀測臺灣東北部海面以及臺灣北部地區，使用的觀測參數為回波與徑向風。

### 2.1.5 清泉崗機場雷達(RCCK)

清泉崗機場雷達為空軍所屬，位於台中市沙鹿區(北緯 24.25 度，東經 120.63 度，海拔 203 公尺)，為 C 波段(波長 5.0 公分)陸基式雙偏極化機場雷達，都卜勒徑向風摺錯風速大小為 37.5 m/s，可用範圍最大為 150.0 公里。掃描策略為體積掃描，觀測仰角分別為 0.5、1.4、2.4、3.4、4.3、6.0、9.9、14.6、19.5、以及 25.0 度，共 10 個仰角。清泉崗雷達主要觀測臺灣中部平原及臺灣海峽部分，使用的觀測參數為回波與徑向風。

### 2.1.6 桃園機場雷達(TIA)

桃園機場雷達位於桃園市大園區(北緯 25.08 度，東經 121.21 度，海拔 10 公尺)，為 C 波段(波長 5.3 公分) 陸基式都卜勒機場雷達，都卜勒徑向風摺錯風速大小為 13.3 m/s，可用範圍最大為 149.4 公里。掃描策略為體積掃描，觀測仰角分別為 0.3、0.8、1.3、1.8、2.5、3.0、4.0、5.0、6.0、7.0、9.0、12.0、15.0、18.0 以及 21.0 度，共 15 個仰角。桃園機場雷達主要觀測臺灣桃竹苗區域及臺灣海峽部分，使用的觀測參數為回波與徑向風。

### 2.1.7 移動式 X-波段雙偏極化雷達(Team-R)

TEAM-R(圖 2.1)全名為 Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar，為 X 波段(波長 3 公分)移動式雙偏極化雷達，其為國科會補助，由中央大學負責執行，在 2008 年建構完成，同年六月進行觀測，為全台第一部移動式雙偏極化都卜勒雷達。不同於作業用雷達僅有 PPI 掃描策略，TEAM-R 的掃描策略有 PPI(Plan Position)、RHI(Range-height Indicator)和垂直指向(vertical pointing)(圖 2.2)三種，PPI 為固定某一仰角做 360 度的掃描，RHI 為固定某一方位角做垂直上的掃描，垂直指向為以仰角 90 度做 360 度的掃描，垂直指向原本的應用是讓我們做雷達的品質管理，找出回波的偏差並校正，而由於此掃描策略是垂直上的觀測，因此我們也可以從垂直指向中得知垂直上的降水結構與垂直速度分布，在垂直指向掃描結果裡徑向風可以代表著垂直速度(終端落速+空氣速度)，因此可以拿垂直指向的徑向風來做垂直方向上的驗證。

TEAM-R 可以觀測到的參數除了回波(ZH)、徑向風(VR) 和波譜寬(SW)三個參數外，還可以得到偏極化參數:差異反射率( $Z_{DR}$ )、差異相位差( $\phi_{DP}$ )、相關係數( $\rho_{HV}$ )、比差異相位差( $K_{DP}$ )，偏極化的參數可以使我們更了解降水系統的微物理過程。

### 2.1.8 中壢特高頻雷達(VHF)

中壢特高頻雷達(VHF)(圖 2.3)於 1985 年 6 月在中央大學校區內(北緯 24.58 度，東經 121.11 度)成立，為一單態(Monostatic)脈波雷達，是東南亞第一座加

入全球性觀測中層大氣的雷達，國際上稱之為” Chung-Li VHF Radar” 。由於 VHF 雷達有能力觀測對流層、平流層及中氣層，故又稱為 MST 雷達，之後中壢 VHF 雷達常用來觀測鋒面降水，可以成功得到亂流散射回波與降水例子的散射回波；而 VHF 雷達還可觀測許多降水環境之資訊，如雨滴粒徑大小、雨滴之終端落速、背景大氣的三維風場及融解層高度等。

## 2.2 雷達資料品質控管與處理

雷達在觀測上都會遇到地表雜波(ground clutter)、海面雜波(sea clutter)及風場摺疊(folding)問題，因此當我們在使用雷達資料前，我們須經過品質控管(Quality Control，簡稱 QC)步驟，以免造成資料誤判。

本研究所使用的雷達資料來源為第 2.1 節所介紹的 8 座雷達所提供，並經由國立中央大學雷達氣象實驗室開發之氣象雷達資料編修軟體(Radar kit，簡稱 Rakit)進行品質控管。

RCCG、RCKT 屬於都卜勒雷達且掃描策略相同，因此在做品質控管的程序大致相同，先利用地形高度濾除受地形影響造成的地表雜波，再利用空間連續法進行風場去摺疊(unfolding)，前者還會使用低風速( $\leq 0.4 \text{ ms}^{-1}$ )與高回波( $\geq 10 \text{ dBZ}$ )的門檻濾除非氣象場的雜波資訊及風速( $\geq 10 \text{ ms}^{-1}$ )與回波( $\leq 10 \text{ dBZ}$ )的門檻濾除因海洋所造成的雜訊。

RCWF、RCCK、NCU、TIA、TEAM-R 都屬於雙偏極化雷達，除了利用地形高度濾除受地形影響所造成的地表雜波以外，還會使用相關係數去濾除非氣象資訊(RCWF 門檻為 0.97、RCCK 門檻為 0.85、NCU 門檻為 0.85)，TEAM-R 在本研究中是拿垂直指向來做驗證，在凡那比颱風個案中品質控管部分需要把回波(6.5 dBZ)與 ZDR(0.45)的偏差加回去。

通常雷達資料儲存的格式為 PPI 格式，而多雷達合成需要在等高面 PPI(Constant Altitude Plan Position Indicator，簡稱 CAPPI)的格式上進行，因此我們利用 Rakit 軟體將回波與徑向風內插至垂直網格座標，以利風場合成所需要的格

式。經過上述對多座雷達資料的品質控管處理後，我們便可作後續反演動作。

## 2.3 多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，可以得知回波場資訊與徑向風資訊，但徑向風為沿著雷達電磁波發射方向上風場的投影量，只能得知觀測到的風是遠離雷達還是靠近雷達的，而無法得知大氣中的三維風場，因此若我們想從徑向風的資訊得知三維風場，我們就需要使用數學方法去求取，於是本研究採用 Liou et al. (2009、2012、2014)所提出的多都卜勒雷達風場合成方法(WInd Synthesis System using DOppler Measurement，簡稱 WISSDOM)，以兩筆時間及兩座雷達以上的都卜勒徑向風場來求得大氣中三維風場結構。相較於以幾何概念反演風場的傳統方法，WISSDOM 有主要以下優點：(1)可解決傳統方法沿基線上無法解析風場的問題 (2)加入 the Immersed Boundary Method (Tseng and Ferziger 2003)，可直接沿複雜地形上合成三維風場 (3)加入渦度方程當作約束條件，因此合成後的三維風場滿足渦度方程式，使我們可直接以風場進行渦度收支的診斷，且反演的風場也可以直接進行熱動力反演 (4)利用再分析資料與雷達資料的變分結合，可以彌補雷達資料觀測的不完全 (5)可同時使用任何數目的雷達資料進行反演 (6)可反演兩筆時間的風場 (7)提供風場的上下邊界條件較有彈性。

本反演方法是利用數學上的變分學原理，使一個價值函數極小化，同時滿足一系列的約束條件以取得最佳化的三維風場。WISSDOM 使用 5 個弱勢約束條件要求三維風場必須滿足，分別為徑向風與三維風場的關係式、非彈性連續方程式、垂直渦度方程式、背景場項以及 Laplacian 平滑項。此價值函數表示為：

$$J = \sum_{M=1}^5 J_M \quad (2.1)$$

其中等號左邊的  $J$  為總價值函數，等號右式有下標  $M$  的  $J$  為各約束條件滿足之下的價值函數，即總價值函數為 5 項價值函數的總和，使用的 5 個約束條件之各項意義如下：

$$J_1 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \sum_{i=1}^5 \alpha_1 (T_{1,i,t})^2 \quad (2.2)$$

$$T_{1,i,t} = (V_r)_{i,t} - \frac{(x - P_x^i)}{r_i} u_t - \frac{(y - P_y^i)}{r_i} v_t - \frac{(z - P_z^i)}{r_i} (w_t + W_T) \quad (2.3)$$

$$r_i = \sqrt{(x - P_x^i)^2 + (y - P_y^i)^2 + (z - P_z^i)^2} \quad (2.4)$$

(2.2)式為第1項價值函數， $\alpha_1$ 為權重係數有雷達資料則為1，無雷達資料則為0。約束條件 $T$ 為徑向風與三維風場的關係式，見(2.3)式，此式代表著希望待合成的風場 $(u_t, v_t, w_t)$ 和觀測到的雷達徑向風要非常接近，下標 $t$ 為1和2，表示接近分析時間前後的兩筆時間編號， $(P_x^i, P_y^i, P_z^i)$ 為第 $i$ 座雷達之位置坐標； $(x, y, z)$ 為模擬網格點的位置坐標， $r_i$ 為第 $i$ 座雷達與模擬網格點之間的直線距離，見(2.4)式， $W_T$ 為利用雷達回波估計大氣中雨水與雪的混合比，進而再由混合比推算出終端落速，以下為換算公式：

$$dBZ_r = 43.4 + 17.5 \log_{10}(\rho_a q_r) \quad (2.5)$$

$$dBZ_s = 37.3 + 17.5 \log_{10}(\rho_a q_s) \quad (2.6)$$

假設在Marshall-Palmer型態的雨粒大小分佈之下，可推算出回波與雨水之間的關係(2.5)式以及回波與雪之間的關係(2.6)式。其中 $dBZ_r$ 為雨水的回波值(單位：dBZ)， $q_r$ 為雨水含量混合比(單位： $g\ kg^{-1}$ )； $dBZ_s$ 為雪的回波值(單位：dBZ)， $q_s$ 為雪含量混合比(單位： $g\ kg^{-1}$ )，上述兩者是使用溫度來做區分，當溫度等於或大於 $0^\circ\text{C}$ 時使用雨水的公式，小於 $0^\circ\text{C}$ 則使用雪的公式； $\rho_a$ 為空氣密度(單位： $kg\ m^{-3}$ )，在此以位於反演區域內的虛擬探空所估計，僅隨高度變化。

若反演的該時間恰好有當時位於反演區域內的探空觀測，則直接用探空來判斷出各垂直分層的溫度狀態與空氣密度。若反演的該時間處於沒有探空觀測的情

況之下，則使用中尺度模式預報到該時間之預報場每一層的平均溫度與空氣密度，來估算 $0^{\circ}\text{C}$ 高度位置以判斷雨水及雪。而該層雨水與雪含量混合比則用雷達回波(2.5)式與(2.6)式估計，而估計出來的雨水和雪混合比如圖 2.4 所示。

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

$$W_{rt} = \frac{a\Gamma(4+b)}{6\lambda_r^b} \left( \frac{\rho_0}{\rho_a} \right)^{0.5} \quad (2.7)$$

$$\lambda_r = \left( \frac{\pi\rho_r n_{0r}}{\rho_a q_r} \right)^{0.25} \quad (2.8)$$

$$W_{st} = \frac{c\Gamma(4+d)}{6\lambda_s^d} \left( \frac{\rho_0}{\rho_a} \right)^{0.5} \quad (2.9)$$

$$\lambda_s = \left( \frac{\pi\rho_s n_{0s}}{\rho_a q_s} \right)^{0.25} \quad (2.10)$$

其中 $W_{rt}$ 及 $W_{st}$ 分別代表雨水和雪的終端落速(單位： $\text{cm s}^{-1}$ )； $a = 2115 \text{ cm}^{1-b}\text{s}^{-1}$ 、 $b = 0.8$ ； $c = 152.93 \text{ cm}^{1-d}\text{s}^{-1}$ 、 $d = 0.25$ ； $\rho_r$ 及 $\rho_s$ 為雨水和雪的密度，分別為 $1000 \text{ kg m}^{-3}$ 和 $100 \text{ kg m}^{-3}$ ； $n_{0r}$ 及 $n_{0s}$ 為雨水和雪的截距參數，分別為 $8.0 \times 10^{-2} \text{ cm}^{-4}$ 和 $3.0 \times 10^{-2} \text{ cm}^{-4}$ ； $\rho_a$ 為空氣密度(單位： $\text{kg m}^{-3}$ )； $q_r$ 和 $q_s$ 分別為雨水和雪的含  
量混合比(單位： $\text{kg kg}^{-1}$ )； $\rho_0$ 為環境空氣密度(單位： $\text{kg m}^{-3}$ )，在此以反演  
區域內虛擬探空最低層的空气密度來估計。簡而言之，我們可以透過(2.7)式至  
(2.10)式，利用雷達觀測的回波值來估算雨水和雪的終端落速，然後代入(2.3)  
式的 $W_t$ 。從圖 2.5 可以知道雨水與雪的終端落速都會隨著回波增加而增加，但  
是雨水的終端落速隨著回波的增加是較劇烈，而雪是較平緩的。

$$J_2 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_2 (\bar{V}_t - \bar{V}_{B,t})^2 \quad (2.11)$$

(2.11)式為第2項價值函數，即背景場項， $t$ 所表示的是接近分析時間前後兩筆時間雷達資料的編號； $\alpha_2$ 為權重係數。該式可透過背景風場 $\bar{V}_B$ 來彌補雷達觀測風場不完全的區域。在反演方法中可以使用探空觀測資料、中尺度模式預報場、再分析資料…等作為背景風場，本研究以中尺度模式預報場內插至垂直座標中的虛擬探空當作背景風場，背景風場的製作將會在第四章詳細說明。

$$J_3 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_3 \left[ \frac{\partial(\rho_a u_t)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_a v_t)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_a w_t)}{\partial z} \right]^2 \quad (2.12)$$

(2.12)式為第3項價值函數，即約束條件為合成風場須符合非彈性連續方程式，其中 $\rho_a$ 為空氣密度(單位： $kg\ m^{-3}$ )， $\alpha_3$ 為權重係數。在此以位於反演區域內的虛擬探空所估計，僅隨高度變化。

$$J_4 = \sum_{xyz} \alpha_4 \left\{ \frac{\partial \xi}{\partial t} + \left[ \left( u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} + w \frac{\partial \xi}{\partial z} \right) + (\xi + f) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left( \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \right\}^2 \quad (2.13)$$

$$\xi \equiv \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (2.14)$$

$$f \equiv 2\Omega \sin\phi \quad (2.15)$$

(2.13)式為第4項價值函數，即約束條件為合成風場須符合垂直渦度方程式，但不考慮混合項及斜壓項，等式的右手邊第一項為趨勢項，須以反演的該時間前後兩筆時間做差分計算，第二、三和四項分別為平流項、抽拉項以及傾斜項。(2.13)式中的 $\xi$ 為相對渦度的垂直分量，定義見(2.14)式； $f$ 為科氏參數，定義見(2.15)式，其中 $\Omega = 7.292 * 10^{-5} rad\ s^{-1}$ 為地球自轉角速度， $\phi$ 為網格點之緯度；上標橫線代表兩筆時間的平均值； $\alpha_4$ 為權重係數。由於合成風場會滿足此渦度方程式，因此我們可以進行渦度收支診斷，不會產生物理上不易解釋的剩餘項，對後

續的熱力反演也會較準確。

$$J_5 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_5 [\nabla^2 (u_t + v_t + w_t)]^2 \quad (2.16)$$

$$\nabla^2 \equiv \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (2.17)$$

(2.16)式為第5項價值函數，即Laplacian平滑項，有使風場之間連續且平滑的作用。其中 $\nabla^2$ 為Laplace運算子，定義為(2.17)式； $\alpha_5$ 為權重係數。

上述第2項至第4項價值函數中之權重係數由經驗判別後決定， $\alpha_2$ 、 $\alpha_3$ 、 $\alpha_4$ 分別為 $10^{-1}$ 、 $4.0 \times 10^{10}$ 、 $4 \times 10^{14}$ ， $\alpha_5$ 經過經驗判別後，水平風沿水平為 $10^{15}$ 、水平風沿著垂直為 $10^{11}$ ，垂直風沿著水平為 $10^{14}$ 、垂直風沿垂直為 $10^{12}$ 。透過以上的約束條件，藉由1000次迭代變分極小化過程，最後則可得到一組最接近真實大氣的三維風場結構。

## 第三章 研究個案介紹

TEAM-R 為移動式的雷達，因此若有天氣系統時，TEAM-R 會有觀測任務，例如：颱風的觀測、梅雨的觀測、西南氣流的觀測…等，本研究利用 TEAM-R 的個案有凡那比颱風個案、銅鑼梅雨觀測實驗；同時也使用了中壢特高頻雷達(VHF)在潭美颱風期間所觀測到的資料去分析與比較。以下會對這三個個案做簡單的描述。

### 3.1 2010 年 9 月 19 號凡那比颱風

凡那比颱風(圖 3.1)在 2010 年 9 月 15 日於琉球南方海面生成並往東北緩慢移動，之後轉為偏西移動。暴風圈接觸台灣陸地後逐漸轉向西南西至西南方向移動，19 日 8 時 40 分(0040 UTC)在花蓮豐濱鄉附近登陸，18 時(1000 UTC)左右由台南附近進入台灣海峽，20 日 7 時左右由福建進入大陸。

於 9 月 17 日 23 時 30 分與 9 月 18 日 5 時 30 分，分別發布海上與陸上警報。其最大強度為中度颱風，近中心最大風速每秒 45 公尺(14 級風)，七級暴風半徑 200 公里，十級暴風半徑 80 公里。受颱風影響，台灣南部及東部地區降下豪雨(圖 3.2)，造成台南、高雄及屏東等地區淹水，部分地區鐵、公路受阻。計有 2 人死亡，農損逾 45 億元

在凡那比颱風期間，TEAM-R 前往高雄縣甲仙鄉集來農場進行颱風觀測，在 9 月 19 日 1200 UTC 附近 TEAM-R 有做垂直指向的掃描策略，吾人使用此垂直指向來與 WISSDOM 做垂直速度的驗證比較。

### 3.2 2015 年 5 月 21 號銅鑼科學園區梅雨實驗

在 2015 年的 4 月 27 日到 4 月 30 日與 5 月 18 日到 5 月 25 日 TEAM-R 到苗栗

縣的銅鑼科學園區進行梅雨觀測實驗，而在此時間內 TEAM-R 分別使用了 PPI、RHI、垂直指向三種策略去對對流系統做觀測，希望能掌握梅雨系統的生成與消散結構，吾人則使用了 5 月 21 日 1600 UTC 附近時間點 TEAM-R 垂直指向與 WISSDOM 做垂直速度上的驗證與比較，此時間點銅鑼附近屬於層狀降雨(圖 3.3)。

### 3.3 2013 年 8 月 21 號潭美颱風

潭美颱風(圖 3.4)在 2013 年 8 月 16 日於台灣東南方海域上生成並往南移動，之後經過整合後於 8 月 19 日開始北移並往西北方移動，暴風圈最接近台灣的時間為 8 月 21 日 1200 UTC 附近，此時颱風在台灣西北海域附近，8 月 22 日 0000 UTC 由福建進入大陸。

於 8 月 20 日 11 時 30 分與 8 月 20 日 20 時 30 分，分別發布海上與陸上警報。其最大強度為輕度颱風，近中心最大風速每秒 18 公尺，七級暴風半徑 100 公里，台灣西半部與北部在 8 月 21 日時降下豪雨(圖 3.5)，在颱風期間造成農林漁牧損失逾 9.5 億元。

在潭美颱風期間，VHF 在 8 月 20 日 15 時到 8 月 23 日 00 時潭對潭美颱風做大氣場的觀測，而 VHF 也是屬於垂直上的觀測，因此吾人也把它拿來與 WISSDOM 做垂直速度上的驗證與比較。

# 第四章 實驗架構

## 4.1 數值模式簡介

本研究使用的數值模式為美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR) 所發展的天氣研究與預報模式系統 (Weather Research and Forecasting, 簡稱 WRF) 之 3.3.1 版本。此模式可以用於模擬大氣狀態，可以適用的尺度範圍廣泛，從數公尺到數千公里都可以被模擬，例如：熱對流、熱帶氣旋、區域氣候等，此模式被廣泛的應用在研究與作業上。

## 4.2 WRF 模式設定

於本研究中 WRF 模式使用一層的巢狀網格，此層網格簡稱 D01，模擬網格的地圖投影採用 Lambert conformal conic projection，切點為北緯 10 度與北緯 40 度，網格 y 軸與東經 121 度互相平行，WRF 之土地利用部分則使用中央氣象局作業 WRF 模式中的 CTCI 臺灣地區高解析度土地利用資料，目的在於給予較接近臺灣地區現況的陸地特性，D01 垂直分層由地表至等壓面 1 hPa 高度為 38 層  $\sigma$  levels，D01 的積分時間(time step)間隔為 6 秒。

### 4.2.1 凡那比颱風 WRF 設定

凡那比颱風個案中 D01 的水平網格點為  $100 \times 100$  格，中心座標為(東經 120.58 度，北緯 23.01 度)，水平網格間距為 1 公里，地形解析度為 30 秒(圖 4.1 (b))。

### 4.2.2 銅鑼科學園區梅雨觀測實驗 WRF 設定

銅鑼個案中 D01 的水平網格點為  $100 \times 100$  格，中心座標為(東經 120.756 度，北緯 24.46 度)，水平網格間距為 1 公里，地形解析度為 30 秒(圖 4.1 (c))。

### 4.2.3 潭美颱風 WRF 設定

潭美颱風個案中 D01 的水平網格點為  $100 \times 100$  格，中心座標為(東經 121.186 度，北緯 24.97 度)，水平網格間距為 1 公里，地形解析度為 30 秒(圖 4.1 (c))。

## 4.3 模式初始化與背景場

本研究中初始場都是使用歐洲中期天氣預報中心(the European Centre for Medium-range Weather Forecasts，簡稱 ECMWF)  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$  全球再分析資料，將此由上述的 WRF 設定並進行一段時間的模擬，而模式 D01 會產生接近分析時間的再分析資料。進行一段時間的模擬是因為我們想讓模式 spin-up 一段時間，使其自行內部調整在模式中應有的局部大氣環流結構。

### 4.3.1 凡那比颱風初始化、背景場及雷達配置

初始場使用 2010 年 9 月 19 日 0600 UTC ECMWF 的  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$  全球再分析資料，進行 6 小時的模擬，取 1200 UTC 的模擬結果進行背景場的製作。

由於 WISSDOM 風場合成系統需要一個三維垂直座標下的背景風場，在此設定三維空間為  $100 \times 100 \times 50$  個網格點，水平網格間距為 1 公里，垂直網格間距為 0.25 公里，最低層為 0.25 公里，最高層為 12.5 公里，模擬完之後使用 1200 UTC 的風場結果內插至垂直座標中，製作每 5 個網格點的虛擬探空，而可以得到較合理的背景風場，提供 WISSDOM 系統作為迭代的初始猜值，隨後便可進行 WISSDOM 風場合成；本實驗使用 RCCG、RCCK、RCKT 三座雷達做反演(圖 4.2 (a))。

### 4.3.2 銅鑼個案初始化、背景場及雷達配置

初始場使用 2015 年 5 月 21 日 1200 UTC ECMWF 的  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$  全球再分析資料，進行 4 小時的模擬，使用 1600 UTC 的模擬結果進行背景場的製作。

由於 WISSDOM 風場合成系統需要一個三維垂直座標下的背景風場，在此設定三維空間為 $100 \times 100 \times 30$ 個網格點，水平網格間距為 1 公里，垂直網格間距為 0.25 公里，最低層為 0.25 公里，最高層為 7.5 公里，模擬完之後拿 1600 UTC 的風場結果內插至垂直座標中，製作每 5 個網格點的虛擬探空，而可以得到較合理的背景風場，提供 WISSDOM 系統作為迭代的初始猜值，隨後便可進行 WISSDOM 風場合成；本實驗使用 RCCG、RCWF、RCCK、NCU 四座雷達做反演(圖 4.2 (b))。

### 4.3.3 潭美颱風初始化、背景場及雷達配置

初始場使用 2013 年 8 月 21 日 0600 UTC ECMWF 的 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 全球再分析資料，進行 2 小時的模擬，使用 0800 UTC 的模擬結果進行背景場的製作。

由於 WISSDOM 風場合成系統需要一個三維垂直座標下的背景風場，在此設定三維空間為 $100 \times 100 \times 50$ 個網格點，水平網格間距為 1 公里，垂直網格間距為 0.25 公里，最低層為 0.25 公里，最高層為 12.5 公里，模擬完之後拿 0800 UTC 的風場結果內插至垂直座標中，製作每 5 個網格點的虛擬探空，而可以得到較合理的背景風場，提供 WISSDOM 系統作為迭代的初始猜值，隨後便可進行 WISSDOM 風場合成；本實驗使用 RCWF、NCU、TIA 三座雷達做反演(圖 4.2 (c))。

# 第五章 反演結果與驗證結果

吾人的研究使用了三個個案，本章節將會對這三個個案分別從觀測的資料 (TEAM-R 與 VHF) 與多都卜勒風場反演系統(WISSDOM)去做垂直上的分析與比較，比較的內容為回波、終端落速、空氣速度。

## 5.1 凡那比颱風

首先從 TEAM-R 的觀測中可以看到此時在雷達的上空屬於強回波(大於 30 dBZ)通過(圖 5.1 (a))；徑向風則透過風場去折疊後可以看到在垂直速度(終端落速+空氣速度)上主要為下降運動(圖 5.1 (b))；在雙偏極化雷達的相關係數中越接近 1 時所代表的為物理相關性是高的(純水或純雪)，此案例中(圖 5.1 (c))可以看到大約在五公里附近相關係數有偏低的一圈存在，吾人判定它為融解層為冰水混合的區域，在之後的計算吾人以 5.3 公里當作分界，小於 5.3 公里利用雨水回波公式算終端落速，5.3 公里以上利用雪的回波公式算終端落速，以此做區分。

從 WISSDOM 的反演結果(圖 5.2)，吾人利用 WISSDOM 第二筆時間與 TEAM-R 垂直指向最近的時間點(1207 UTC)來分析，此時颱風已出海在台灣西南海域上，由 2 公里高度的風場可以看到此時主要吹西南風且從最大回波來看西南部有一強回波帶的移入，這些現象都與現實觀測一致，代表著反演出來的結果是好的，吾人接著沿著 TEAM-R 所在位置(高雄縣集來農場:東經 120.58 度 北緯 23.01 度)做經向與緯向的剖面分析，可以得知在經向(圖 5.3 (a))時的風場主要為南風分量，在緯向時(圖 5.3 (b))的風場主要為西風分量，在 TEAM-R 所在的觀測點上從經向與緯向來看都可以看到此時沒有很強的垂直空氣速度(air motion)，在此點屬於均勻一致的西南風。

接下來拿兩者來做比較與驗證，從回波(圖 5.4)可以看到兩者在低層的差距

沒有很大(5 dBZ 以內)，而高層雖然差距很多，但是 5.3 公里以上已經是雪，當我們算回終端落速(圖 5.5)時差距就沒那麼明顯，而低層的終端落速兩者誤差在  $1 \text{ m s}^{-1}$  以內。在垂直速度(終端落速+空氣速度)部分(圖 5.6、圖 5.7)，WISSDOM 反演出來的值偏小，但是 WISSDOM 與 TEAM-R 在 0.5 公里-2.25 公里有隨高度遞減的趨勢，3.25 公里-5.25 公里有隨高度遞增的趨勢，高層部分則是有隨高度遞減的趨勢，代表著 WISSDOM 在此個案中能掌握垂直速度隨高度的變化情形，而在高層(8.25 公里 - 10.25 公里)反演出來的值與觀測的值是接近的；垂直空氣速度部分(圖 5.8)，吾人使用 WISSDOM 的垂直速度與 TEAM-R 回波算出來的終端落速相減求得空氣速度，可以看到使用此方法算出來的空氣速度與 TEAM-R 所算出來的結果有一致性，且速度隨高度的變化在兩者中也是一致的，而可以看出終端落速對於反演也是有一定的影響；若從 WISSDOM 反演的垂直空氣速度來看(圖 5.9 黑線部分)，值是偏低的且很接近  $0 \text{ m s}^{-1}$ ，可能是因為終端落速與垂直速度的值很相似，相減後的值就與  $0 \text{ m s}^{-1}$  接近，WISSDOM 在速度較大(5.25 公里-7.5 公里)的地方沒有反演出來，但在高層(8.25 公里-10.25 公里)是有好的反演結果；最後我們看在 WISSDOM 中 TEAM-R 此點上方的雷達覆蓋率(圖 5.10)，可以看到在 6.5 公里以下為一座雷達(RCCG)覆蓋，6.5 公里-10 公里為 2 到 3 座雷達覆蓋，高層為一座雷達覆蓋；而三座雷達對於整個反演區域的雷達覆蓋(表 5.1)為：RCCG - 57.8%、RCCK - 28.5%、RCKT - 23.6%，從以上雷達覆蓋率的情形，我們可以得知垂直速度反演的好是由於在低層雖然只有一座雷達的覆蓋，但 RCCG 對於整個區域的覆蓋是高的，而在高層則是有多座雷達的覆蓋才能使得垂直速度與空氣速度的反演與 TEAM-R 相似。

## 5.2 銅鑼梅雨觀測實驗

首先從 TEAM-R 觀測中的回波(圖 5.11 (a))可以看到此時銅鑼的降雨偏向層狀降雨，回波值介於 15 dBZ-30 dBZ 之間；徑向風的觀測(圖 5.11 (b))顯示此

時屬於下降運動，大約在 3.5 公里附近相關係數(圖 5.11 (c))有一圈偏小的地方，吾人判定它為融解層為冰水混合層，在之後的計算吾人使用 3.7 公里當作分界，小於 3.7 公里利用雨水回波公式算終端落速，3.7 公里以上利用雪的回波公式算終端落速，以此做區分。

從 WISSDOM 的反演結果(圖 5.12)，吾人利用 WISSDOM 第一筆時間與 TEAM-R 做分析，從 WISSDOM 2 公里高度的風場可以看到此時台灣主要是吹西南風，從最大回波場來看在苗栗銅鑼的上方有一層狀降水移入，是此時降水的主因；吾人接著沿著 TEAM-R 的位置(苗栗縣銅鑼科學園區:東經 120.75 度 北緯 24.46 度)做經向與緯向的剖面分析，從經向(圖 5.13 (a))來看，在 TEAM-R 上方對流發展沒有很高，整體的風場屬於均勻一致的南風分量；從緯向(圖 5.13 (b))來看，TEAM-R 上方的對流也沒有很高，整體的風場屬於均勻一致的西風，綜合以上，TEAM-R 的所在位置上方屬於層狀的降水，垂直速度沒有很明顯。

接下來拿兩者來做比較，從回波(圖 5.14)可以看到兩者的誤差都在 5 dBZ 以內，因此當回波算出終端落速(圖 5.15)時，兩者的誤差也都在  $1m s^{-1}$  以內，而在高層，因為 TEAM-R 3.7 公里以上我們使用雪的終端落速公式計算，因此才會造成 WISSDOM 與 TEAM-R 會有這麼大的誤差存在；在垂直速度(終端落速+空氣速度)部分(圖 5.16、圖 5.17)，WISSDOM 在 2 公里-3.25 公里反演的很好，整體的數值與速度走向都很一致；垂直空氣速度(圖 5.18)部分，吾人一樣使用 WISSDOM 的垂直速度與 TEAM-R 回波所算出來的終端落速相減求得空氣速度，可以看到使用此方法算出來的空氣速度與 TEAM-R 的結果呈現一致性，無論是數值與走向都很接近，此結果也可以顯示出終端落速對於空氣速度的反演是有影響的；若從 WISSDOM 反演出來垂直空氣速度來看(圖 5.19 黑線部分)，整體的數值都在  $0 m s^{-1}$  附近與 TEAM-R 的誤差都在  $1m s^{-1}$  左右，但整體趨勢走向是沒有一致性的；最後我們看在 WISSDOM 中 TEAM-R 此點上方的雷達覆蓋率(圖 5.20)，在 1.25 公里-2.5 公里為一座雷達所覆蓋，2.75 公里-4 公里為兩座雷達覆蓋；四座雷達對

於整個區域的覆蓋(表 5.2):RCCG - 3%、RCWF-6.3%、RCCK-9%、NCU-7%，從以上雷達的覆蓋率來看，我們可以知道 WISSDOM 在中層有好的垂直速度反演是由於垂直上的雷達覆蓋率高(主要為兩座)，而低層與高層的垂直速度與空氣速度反演的不好，是因為垂直上的雷達覆蓋只有一座且四座雷達對於整個區域的覆蓋也都沒有很高，這會造成反演時無法給 WISSDOM 足夠的雷達資料去做計算，因此反演出來的結果就沒有很好。

### 5.3 潭美颱風

在潭美颱風個案中，吾人拿中壢特高頻雷達(VHF)來做驗證，由於此雷達約 50 秒會有一筆觀測資料，如果只拿一筆資料來分析，則可能會有誤差過大的問題，因此吾人使用欲分析時間(8 月 21 日 0835 UTC)點前後一筆共三筆資料平均，然後做分析。從 8 月 21 日雨水的終端落速圖(圖 5.21)可以看出主要的降水大致有四個時段，這四個時段的終端落速都有  $4 \text{ m s}^{-1}$  以上，屬於強的降水；而 8 月 21 日的空氣速度圖(圖 5.22)可以看出在這一整天裡大氣都屬於偏弱的上升或下降運動。

從 WISSDOM 反演的結果來看(圖 5.23)，由於此時潭美颱風從台灣的東北海域經過，在 2 公里高的風場可以看到受颱風外圍雲系影響台灣北部主要是吹西北風，且從最大回波場可以看到北部都籠罩在颱風外圍雲系的影響中，北台灣都有降雨發生；吾人接著沿著 VHF 雷達所在位置(東經 121.18 度 北緯 24.96 度)做經向與緯向的剖面，從經向(圖 5.24(a))來看，VHF 上方的對流發展到 8 公里且吹的是均勻一致的北風分量，而從緯向(圖 5.24(b))來看，對流也是發展到 7-8 公里，低層主要是西風分量，而高層是東風分量，不管是從緯向還經向來看在 VHF 的上方空氣的垂直速度沒有多大的起伏。

接下來利用 VHF 與 WISSDOM 做比較，從終端落速來看(圖 5.25)，兩者在各層的差異接在  $1 \text{ m s}^{-1}$  以內，且兩者的趨勢是類似的；垂直空氣速度部分(圖 5.26)

兩者在各層間都在 $-0.5 \text{ m s}^{-1} - 0 \text{ m s}^{-1}$ 之間，誤差都非常的小且速度隨高度的趨勢是類似；垂直速度部分(圖 5.27)兩者所呈現的誤差接在 $1 \text{ m s}^{-1}$ 以內且兩者速度隨高度的趨勢走向也是類似的，綜合以上的結果，可以知道 WISSDOM 在此次個案中所反演的結果與 VHF 的觀測是有一致性的。

最後來看在 WISSDOM 中 VHF 此點上方的雷達覆蓋率(圖 5.28)，因為中大的 C-POL 雷達與 VHF 很接近，所以 C-POL 在 VHF 上方是沒有雷達資料的，因此 VHF 垂直上的雷達覆蓋主要是由桃園機場雷達與五分山雷達所提供，而由垂直上的覆蓋率來看，VHF 上方都有 1 座到 2 座雷達所覆蓋，而兩座雷達覆蓋的網格點較多；三座雷達對於整個反演區域的覆蓋情形(表 5.3):RCWF-26.9%、NCU-23.4%、TIA-31.2%，三座雷達對於整個區域的覆蓋情形都很高，因此根據上述垂直上的覆蓋率與整個區域的覆蓋情形來看，WISSDOM 能反演較準確的垂直速度是由於 VHF 上方的雷達資料充足，能讓 WISSDOM 做準確的計算，反演出來的產品會比較好。

# 第六章 結論與未來展望

## 6.1 結論

本研究透過凡那比颱風、銅鑼梅雨觀測實驗與潭美颱風三個個案的多都卜勒風場合成與觀測資料(TEAM-R 與 VHF)做垂直速度上的驗證與比較，希望未來在使用 WISSDOM 反演時，能讓使用者更準確的掌握天氣系統中的垂直速度，且能透過手中現有的資訊來判斷反演的結果是否合理。由先前各章節探討得到以下重點和結論：

- (1) 從三個個案中都可以看到 WISSDOM 能在複雜的地形上做風場反演。
- (2) 吾人對這三個個案反演的風場和觀測的結果皆有很好的相似性。
- (3) 在凡那比颱風與銅鑼梅雨觀測實驗中 WISSDOM 反演出來的垂直速度與垂直空氣速度對於 TEAM-R 的觀測都有偏小的現象。
- (4) 在三個個案中 WISSDOM 反演出來的垂直速度(終端落速+空氣速度)都能與觀測(TEAM-R 和 VHF)有好的結果；反演出來的數值與觀測結果兩者的差異沒有很大且垂直速度隨高度的增大與減小是有一致性。
- (5) 在三個個案中，從垂直上的雷達覆蓋率來看，如果欲分析的點上方雷達覆蓋率高，則此時 WISSOM 反演的結果會比較好；若從雷達對於反演區域的覆蓋率來看，如果有兩到三座雷達對於整個區域的覆蓋性是高的，那麼反演出來的垂直速度也會是好的。
- (6) 從凡那比颱風個案中我們可以得知若垂直上的雷達覆蓋率不好，但雷達對於整個反演區域的覆蓋率是高的，而這結果也會使得反演出來的垂直速度是好的。
- (7) 反演的過程中，需要計算到終端落速，在上述凡那比颱風與梅雨個案研究中可以看到如果使用 WISSDOM 的垂直速度減掉 TEAM-R 回波算出來的終端落速時，WISSDOM 反演出來較不好的垂直空氣速度可以被調整回來，

讓 WISSDOM 反演出來的值與觀測接近，因此可以知道在反演過程中，終端落速的計算方法與終端落速公式的使用會影響整個反演的結果好壞。

吾人的研究中，可以看到在上述個案中有時候會有反演不好的情況，而反演不好的原因可能有以下幾種原因：

- (1) WISSDOM 能反演出兩個時間點的風場且能納入多座雷達做反演，但在反演時雷達時間上的選擇就會有所誤差，我們只能說合成出來的風場是較接近某個時間點，而當我們與觀測雷達去做比較與驗證時，觀測的時間點也與 WISSDOM 的時間又有所落差，因此時間上的不一致是有可能造成反演出來的產品跟觀測有所不同的原因。
- (2) 要進行風場反演前，我們會對要風場合成反演的雷達做內插至垂直網格 (CAPPI) 的動作，而這動作會因為設定的網格間距不同而內插出來的結果會有所不一樣，造成網格點上的值不一樣而對反演的結果也會有所不同，因此網格間距的不同也是會造成反演結果好壞的原因。
- (3) 雷達的觀測是有觀測誤差存在的，雖然已經有做品質控管的動作，但仍然存在誤差，因此此誤差也是會造成反演結果與觀測有所不同的原因，但我們仍然是比較相信觀測的結果。
- (4) WISSDOM 的反演是使用弱勢約束條件去做變分，而在弱勢約束條件中的權重係數是使用經驗式去給定的值，因此係數給定的大小是會影響反演結果的好壞。

## 6.2 未來展望

本研究利用凡那比颱風、銅鑼梅雨觀測、潭美颱風三個個案來探討 WISSDOM 反演出來的垂直速度是否與雷達垂直觀測的結果有一致性，從以上的結論來看，我們是可以相信 WISSDOM 合成出來的垂直速度，但有時候也是會有美中不足的地

方，希望未來能夠更為精進將此反演方法的結果更為精確，以提供使用者更能精確的分析天氣系統。

以下提出幾點吾人認為能夠更為精進或多加測試之處，以利後續本反演系統的發展。

- (1) 影響垂直速度的因素很多，例如：輻合輻散、大氣穩定度…等，在原本此系統中已有五個約束條件來約束，未來或許可將大氣穩定度量化或其他方程式作為約束條件以增進反演結果。
- (2) 在 WISSDOM 反演系統中對於上下邊界的設定還沒有統一的設定方法，而會造成垂直速度會因邊界的條件而有所變動，未來可以測試不同的條件，找到最好的結果並統一使用。
- (3) 本研究中 TEAM-R 的垂直指向策略原本都是要來做雷達的偏差校正，因此垂直指向的時間點都是屬於天氣系統降小雨的時候，而無法真正的知道其他較強系統的垂直速度情況，未來 TEAM-R 有出觀測時，可以針對較強系統做垂直指向的掃描策略，以利後人對於垂直速度的掌握。

# 參考文獻

- 鄧詠霖, 2015: 利用雷達觀測與反演變數改善 模式定量降水預報之能力 — 2008 年西南氣流實驗 IOP#8 個案分析。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文, 1 - 111。
- 羅一堯, 2006: 特高頻雷達降水回波功率與終端速度相關性之觀測與模擬。國立中央大學太空科學研究所碩士論文, 1-75。
- 廖浩彥, 2014: 利用雷達觀測直接反演氣象變數進行資料同化以改進短期定量降水預報-2008 SoWMEX IOP8 個案分析。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文, 1-104
- 郭思辰, 2013: 台灣環島雷達網多雷達風場合成方法測試-凡那比颱風(2010)個案分析。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文, 1 - 79。
- 黃沛瑜, 2012: 使用多部都卜勒/偏極化雷達分析凡那比颱風(2010)的眼牆重建過程。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文, 1 - 90。
- 邱健倫, 2013: 使用氣象雷達改善對流尺度定量降水預報研究—理想和真實個案之分析結果。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文, 1-96
- 陳尉豪、廖宇慶, 2012: 同化多都卜勒雷達資料以改善模式定量降水預報—2008 SoWMEX IOP8 個案分析。大氣科學, 第 40 期, 323-348。
- 陳孟遠, 2014: 利用中壢特高頻雷達觀測潭美颱風的降雨現象。國立中央大學太空科學研究所碩士論文, 1-134。
- 尤心瑜, 2009: 同化都卜勒雷達資料改善模式預報之研究。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文, 1-93
- Armijo, L., 1969: A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radars. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 570-573.
- Brandes, E., 1977: Flow in severe thunderstorms observed by dual Doppler radar.

- Mon. Wea. Rev.*, **105**, 113–120.
- Doviak, R. J., and P. Ray, 1976: Error estimation in wind fields derived from dual-Doppler radar measurement. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 868–878.
- 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.
- \_\_\_\_\_, 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., 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.
- \_\_\_\_\_, S.-F. Chang, and J. Sun, 2012: An application of the immersed boundary method for recovering the three-dimensional wind fields over complex terrain using multiple-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1603–1619
- \_\_\_\_\_, T.-C. Chen Wang, Y.-C. Tsai, Y.-S. Tang, P.-L. Lin, and Y.-A. Lee, 2013: Structure of precipitating systems over Taiwan's complex terrain during Typhoon Morakot (2009) as revealed by weather radar and rain gauge observations, *J. Hydrology*, **506**, 14–25
- \_\_\_\_\_, J.-L. Chiou, W.-H. Chen, H.-Y. Yu, 2014: Improving the model convective storm quantitative precipitation nowcasting by assimilating state variables

- retrieved from multiple-Doppler radar observations. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 4017–4035.
- Lee, J.-T., D.-I. Lee, C.-H. You, H. Uyeda, Y.-C. Liou, I.-S. Han, 2014: Dual-Doppler radar analysis of a near-shore line-shaped convective system on 27 July 2011, Korea: a case study. *Tellus A*, **66**, 23453,
- Matejka, T., 2002: Estimating the most steady frame of reference from Doppler radar data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 1035–1048.
- \_\_\_\_\_, and D. L. Bartels, 1998: The accuracy of vertical air velocities from Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 92–117.
- 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, 1999: A variational method for realtime retrieval of three-dimensional wind field from multiple Doppler bistatic radar network data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 432–449.
- Ray, P. S., R. J. Doviak, G. B. Walker, D. Sirmans, J. Carter, and B. Bumgarner, 1975: Dual-Doppler observation of a tornadic storm. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1521–1530.
- \_\_\_\_\_, K. K. Wagner, K. W. Johnson, J. J. Stephens, W. C. Bumgarner, and E. A. Mueller, 1978: Triple-Doppler observations of a convective storm. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1201–1212.
- \_\_\_\_\_, C. L. Ziegler, W. Bumgarner, and R. J. Serafin, 1980: Single and multiple-Doppler radar observations of tornadic storms. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1607–1625.
- Tseng, Y., and J. Ferziger, 2003: A ghost-cell immersed boundary method for flow in

complex geometry. *J. Comput. Phys.*, **192**, 593–623

Ziegler, C. L., P. S. Ray, and N. C. Knight, 1983: Hail growth in an Oklahoma multicell storm. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1768–1791.

## 附表

表 5.1 凡那比颱風三座雷達的三維覆蓋率

雷達名稱	雷達覆蓋率
RCCG	57.80%
RCCK	28.50%
RCKT	23.60%

表 5.2 銅鑼梅雨觀測實驗四座雷達的三維覆蓋率

雷達名稱	雷達覆蓋率
RCCG	3.00%
RCWF	6.30%
RCCK	9.00%
NCU	7%

表 5.3 潭美颱風三座雷達的三維覆蓋率

雷達名稱	雷達覆蓋率
RCWF	26.90%
NCU	23.40%
TIA	31.20%

## 附圖



圖 2.1 X 波段移動式雷達(Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar ,TEAM-R)

(a)



(b)



圖 2.2 (a) PPI 掃描示意圖 (b)TEAM-R 垂直指向掃描示意圖

(a)



(c)

(b)



圖 2.3 (a)中壢特高頻雷達全景圖 (b) 52MHz 雷達電離層天線陣列

(c) 52MHz 雷達單根 ST 天線

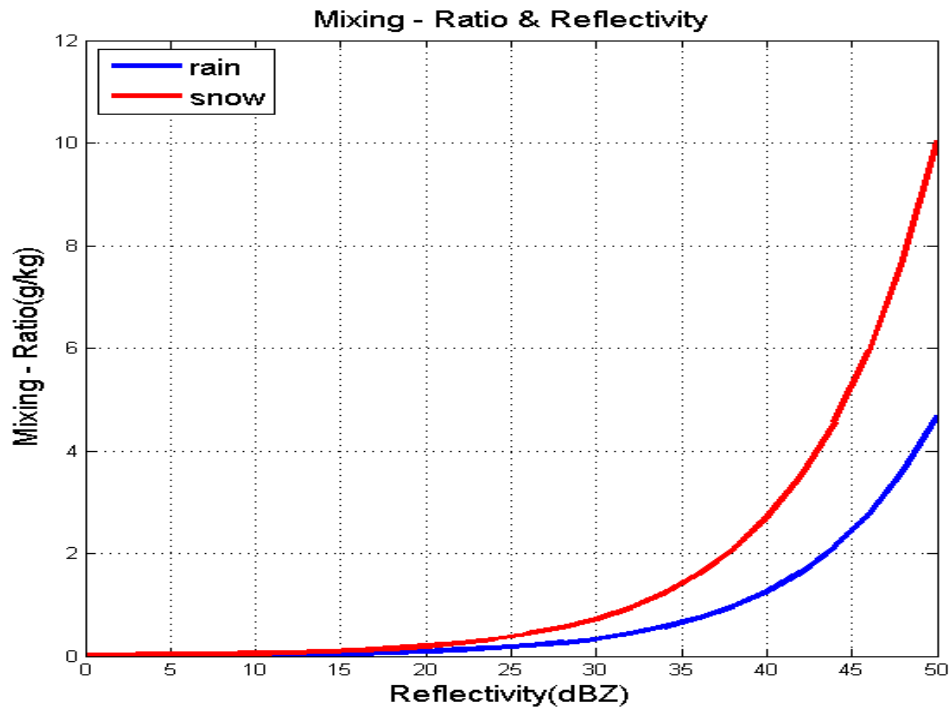


圖 2.4 本研究所使用的回波與雨水或雪混合比關係圖

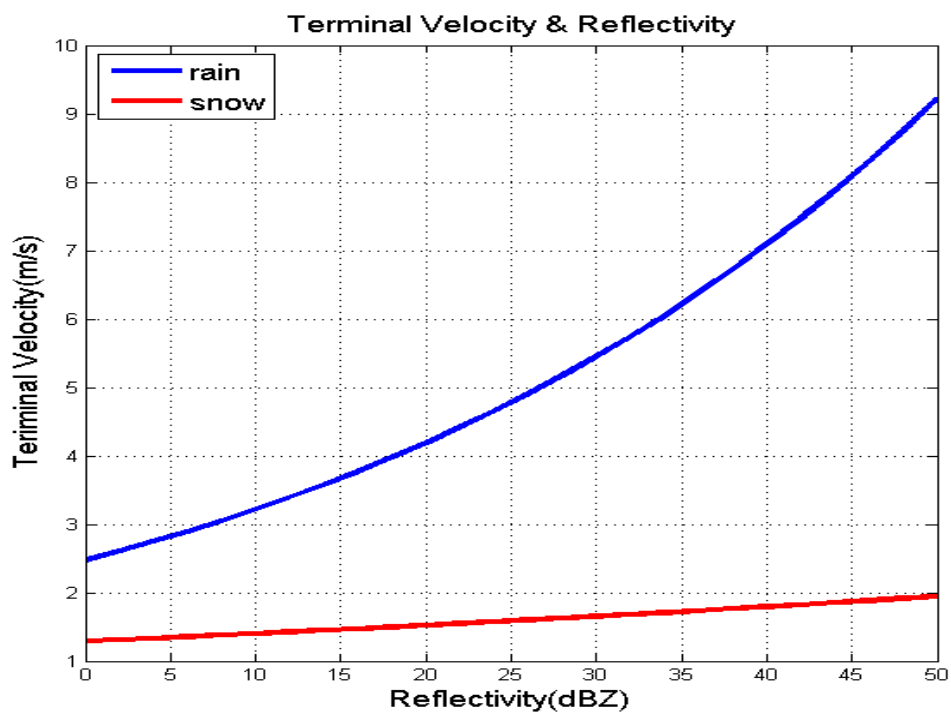


圖 2.5 回波估計雨水或雪的終端落速表現

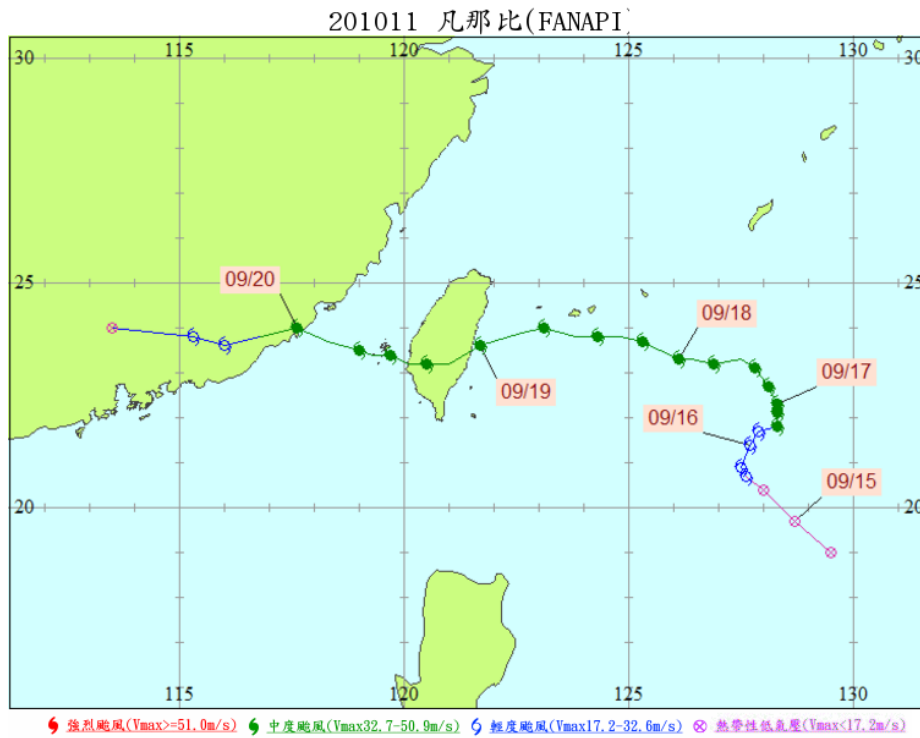


圖 3.1 凡那比颱風路徑圖

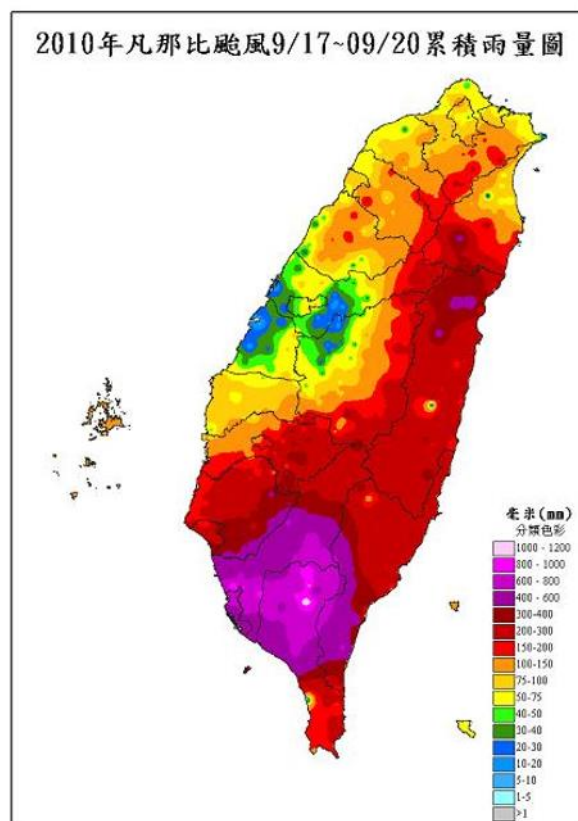


圖 3.2 凡那比颱風期間(9/17~9/20)累積降雨

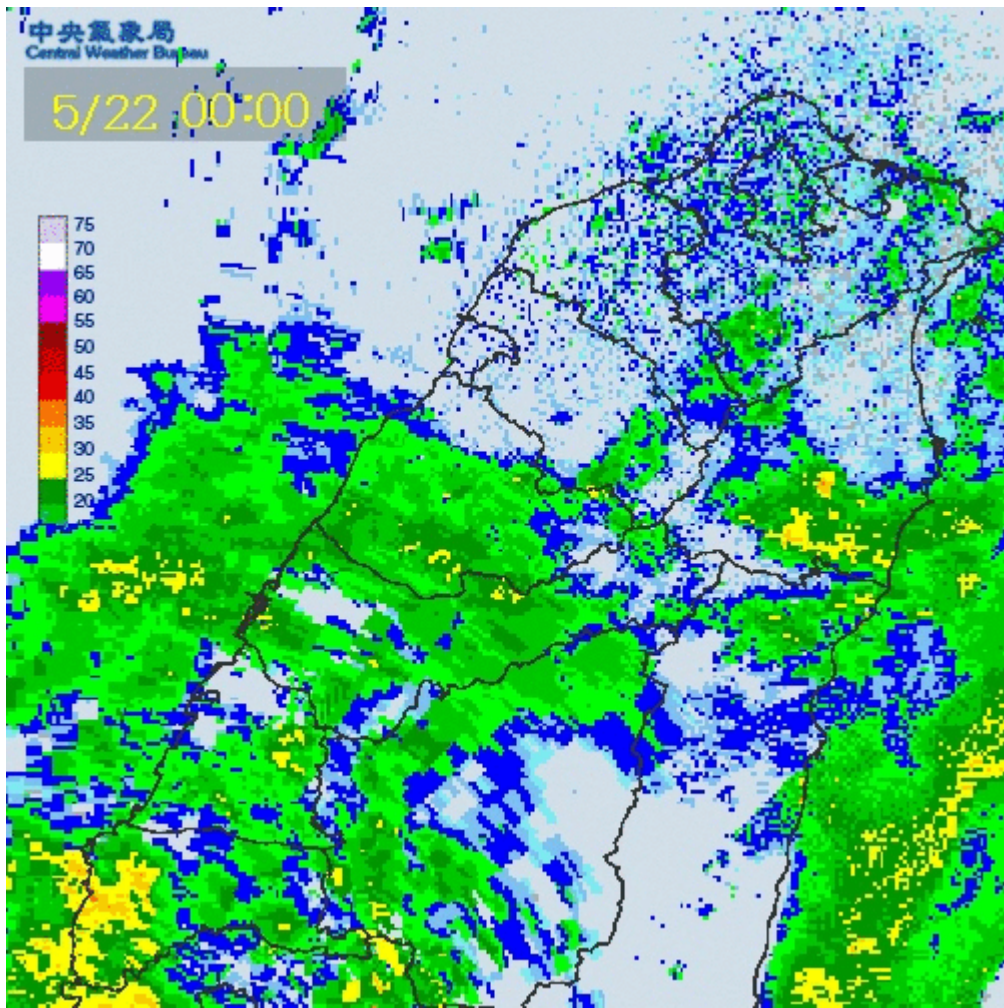


圖 3.3 銅鑼梅雨實驗中氣象局最大回波圖(5/22 0000 LST)。

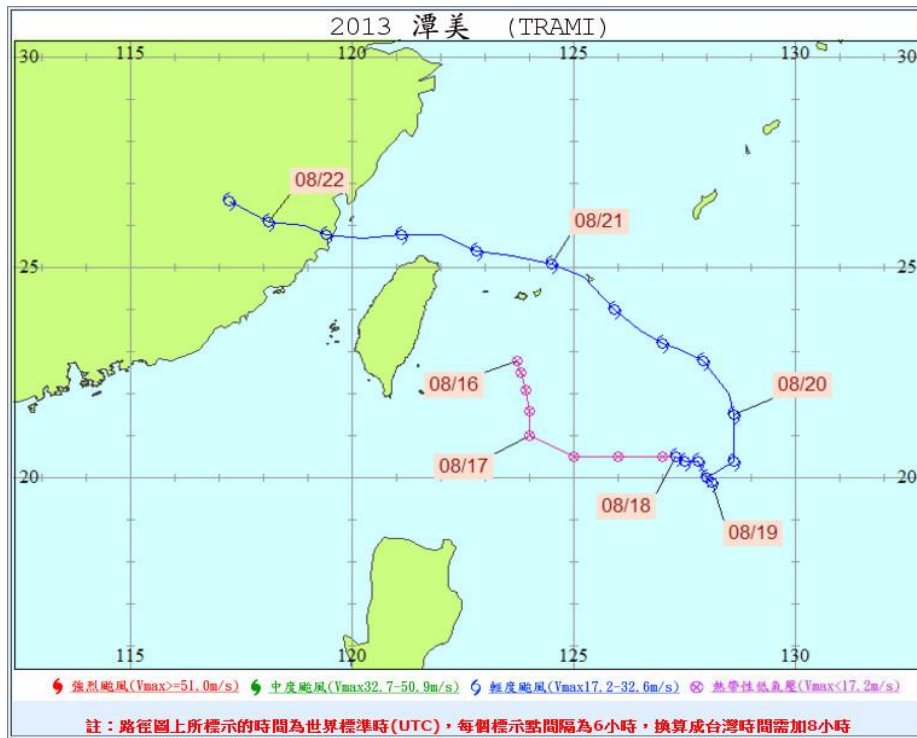


圖 3.4 潭美颱風路徑圖

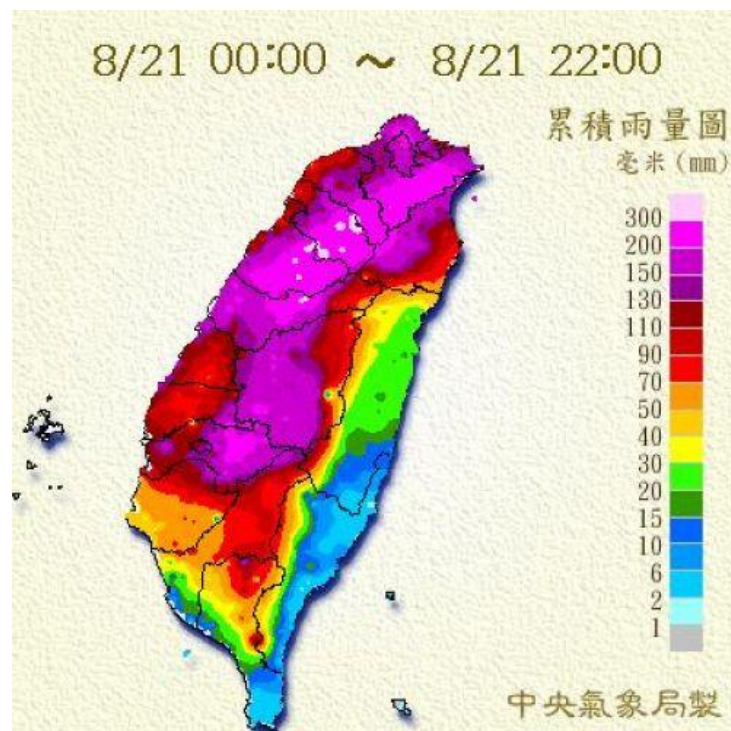
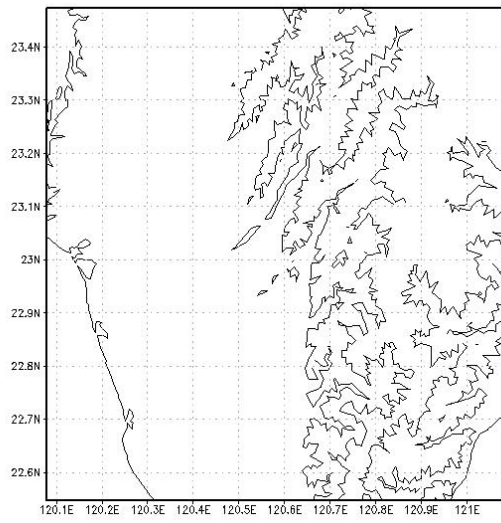
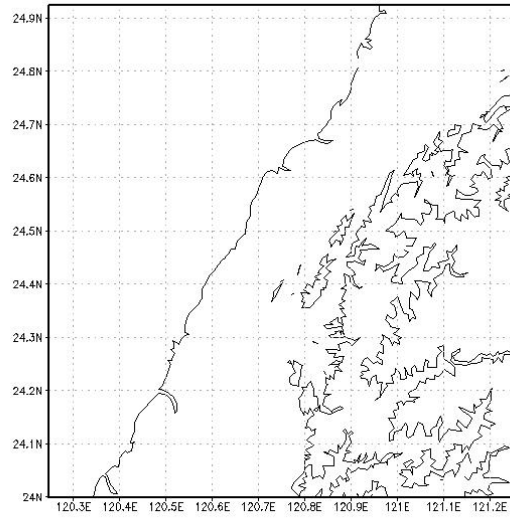


圖 3.5 潭美颱風 8/21 累積降雨

(a)



(b)



(c)

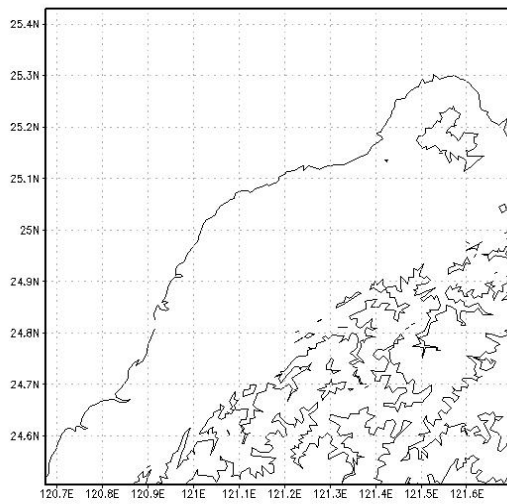


圖 4.1 各實驗反演區域 (a)凡那比颱風反演區域大小 (b)銅鑼梅  
雨實驗反演區域大小 (c)潭美颱風反演區域大小

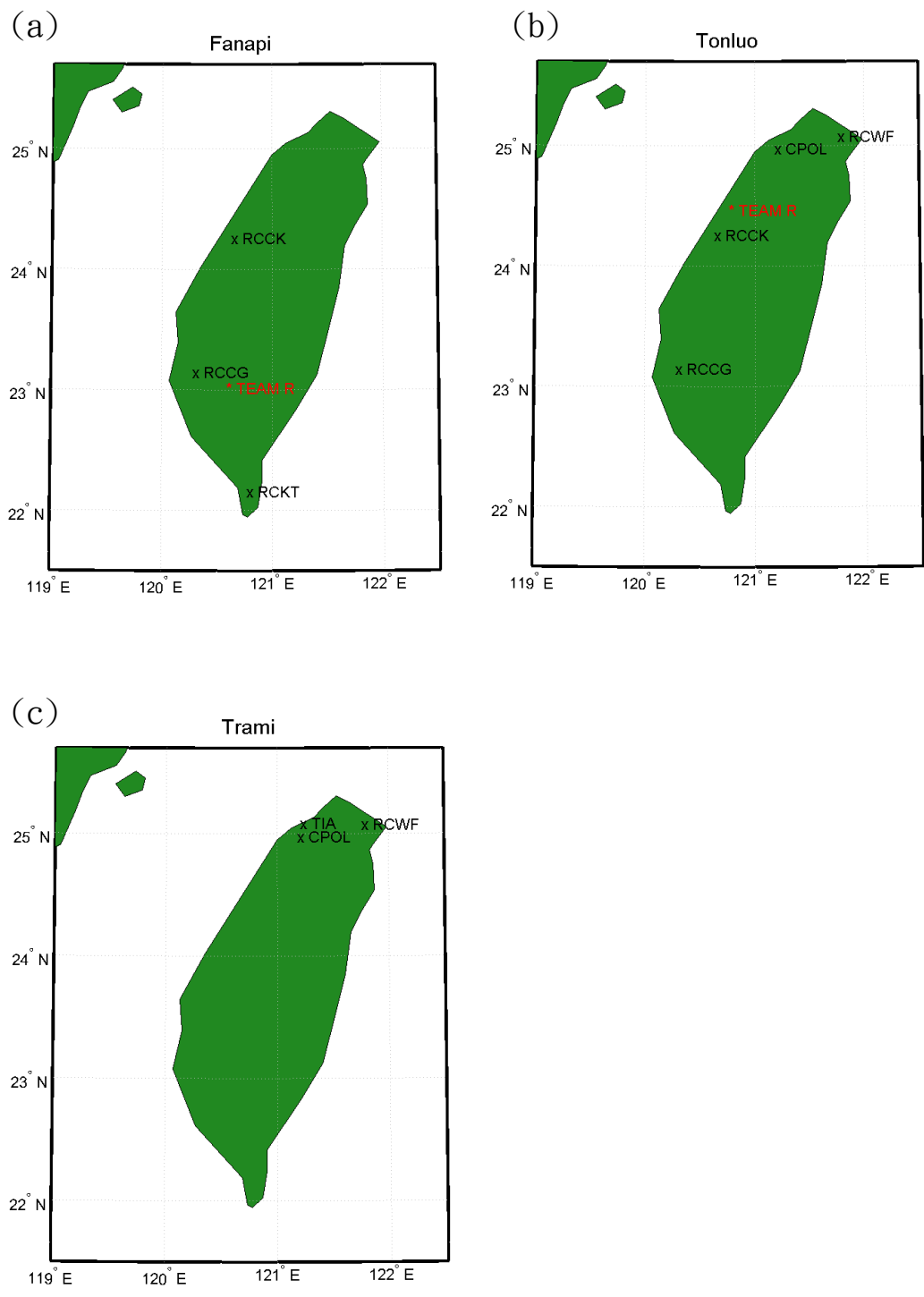


圖 4.2 各實驗雷達位置 (a) 凡那比颱風反演個雷達位置 (b) 銅鑼梅  
兩實驗反演個雷達位置 (c) 潭美颱風反演個雷達位置

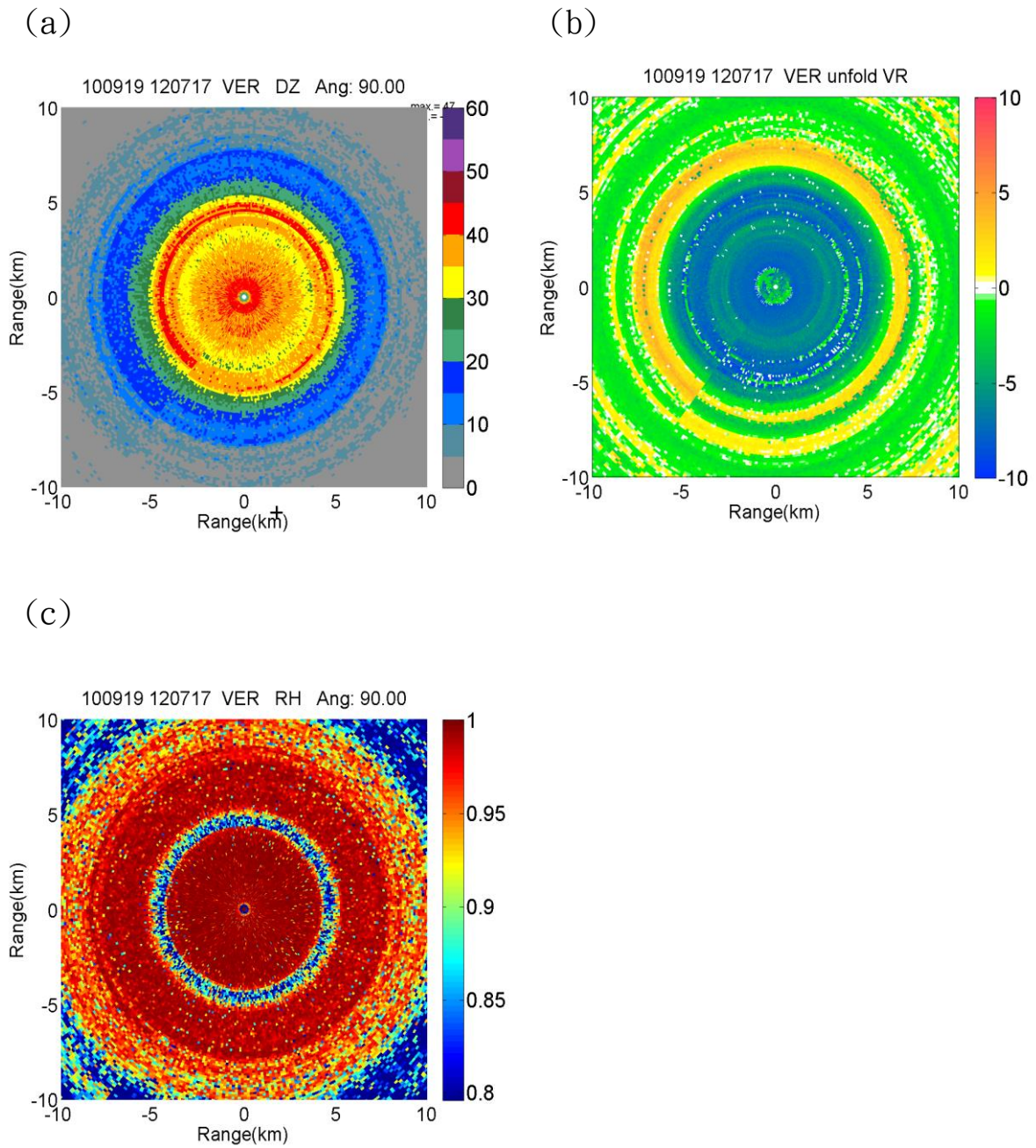


圖 5.1 2010 年 9 月 19 日 120717 UTC 凡那比颱風 TEAM-R 垂直指向

觀測結果 (a)回波圖 (b)徑向風 (c)相關係數

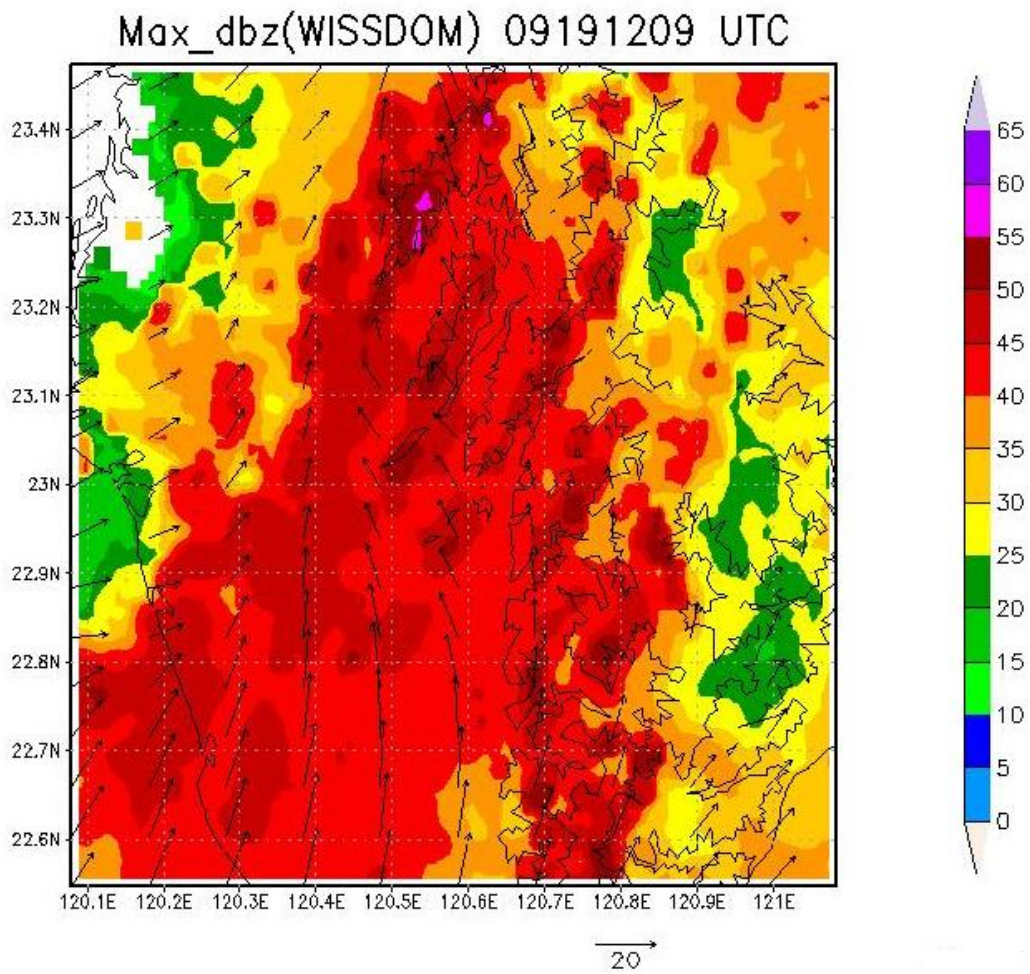


圖 5.2 凡那比颱風的反演結果，陰影部分為最大回波，風標為 2 公里高的水平風。

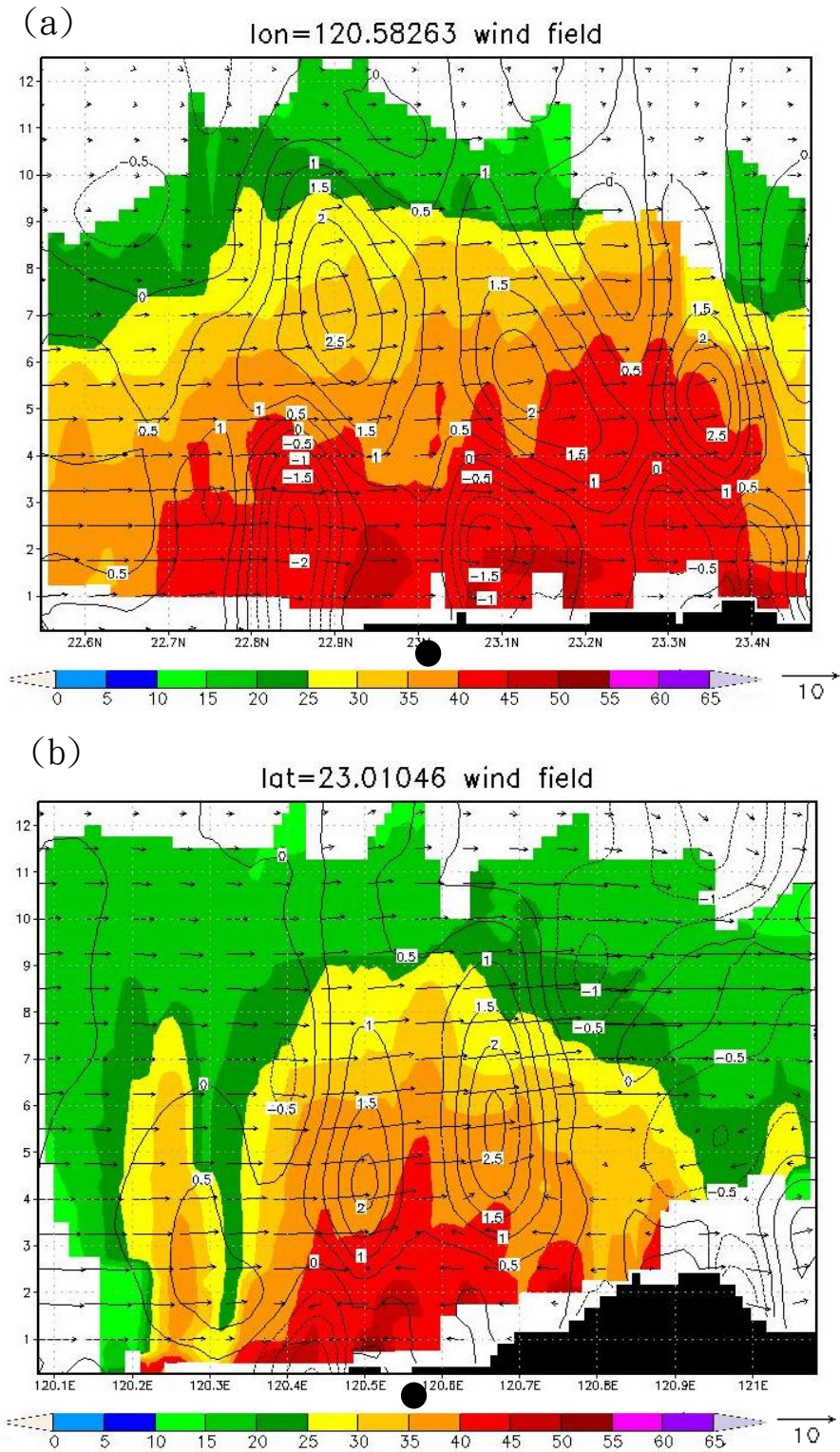


圖 5.3 凡那比颱風反演結果中，TEAM-R 點上的(a)經向(b)緯向剖面圖，黑色圓點為 TEAM-R 所在位置，黑色陰影為地形，等值線為垂直空氣速度。

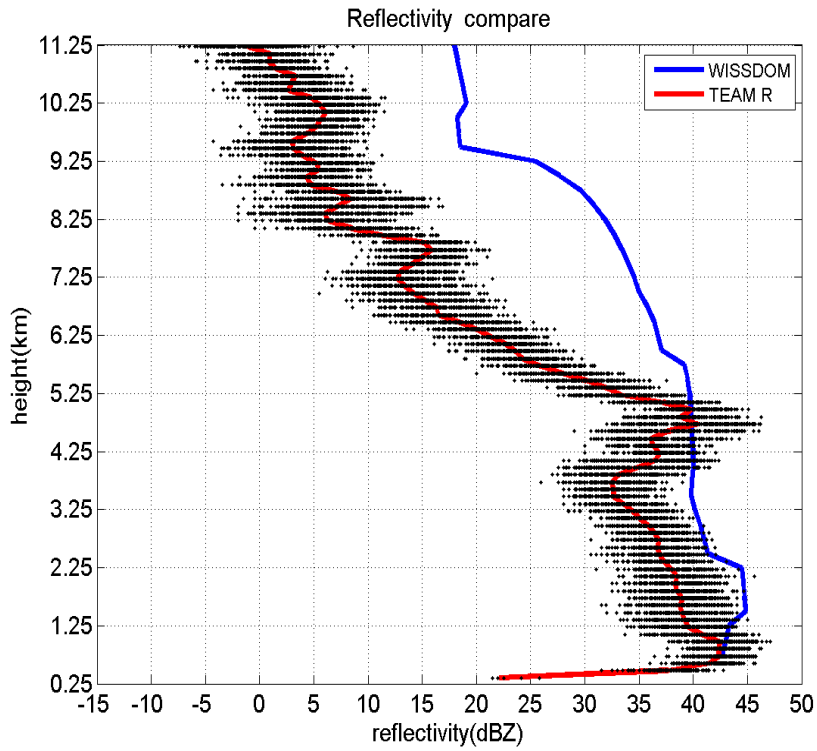


圖 5.4 1207 UTC 時 WISSDOM 與 TEAM-R 回波比較，黑色小圓點為雷達每個 gate 所觀測的值，紅色線為每個高度上的平均。

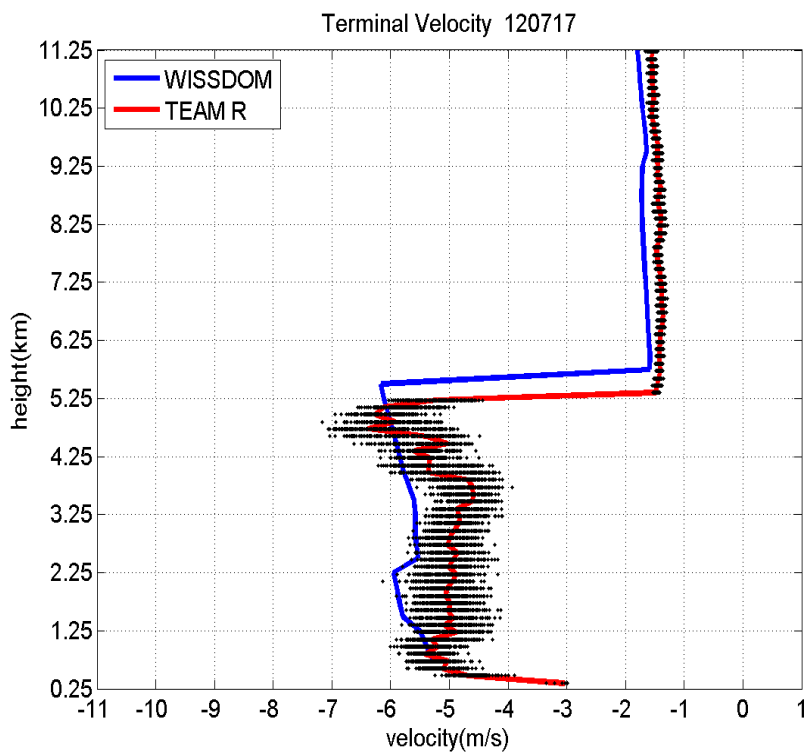


圖 5.5 1207 UTC 時 WISSDOM 與 TEAM-R 終端落速比較。

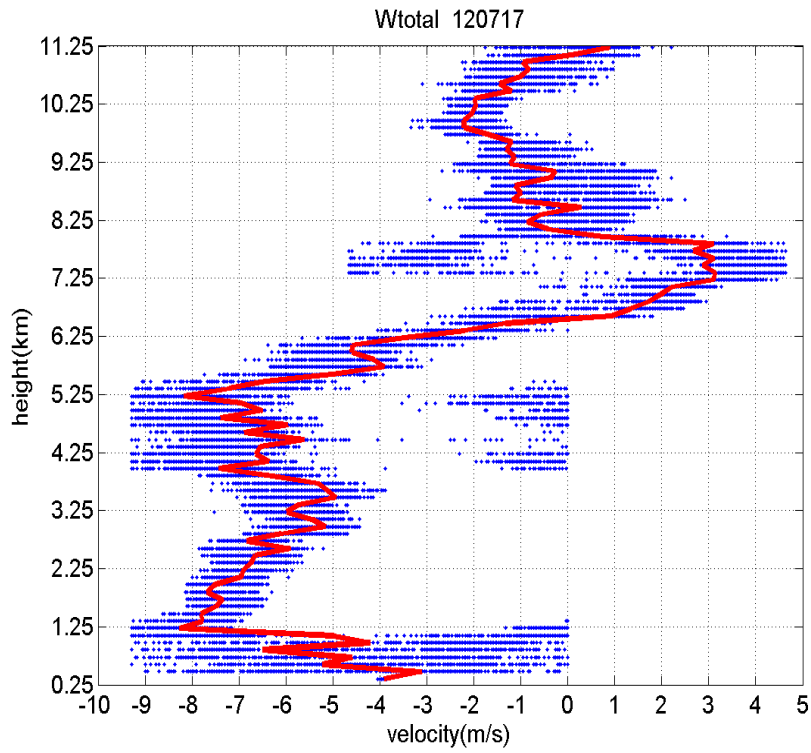


圖 5.6 1207 UTC TEAM-R 觀測到的垂直速度。

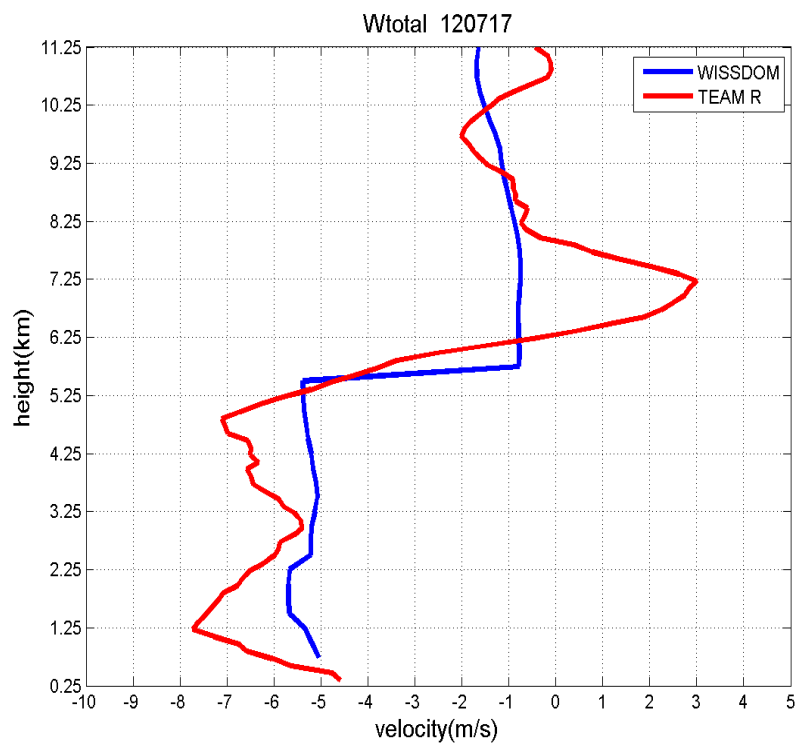


圖 5.7 1207 UTC 時 WISSDOM 與 TEAM-R 垂直速度比較。

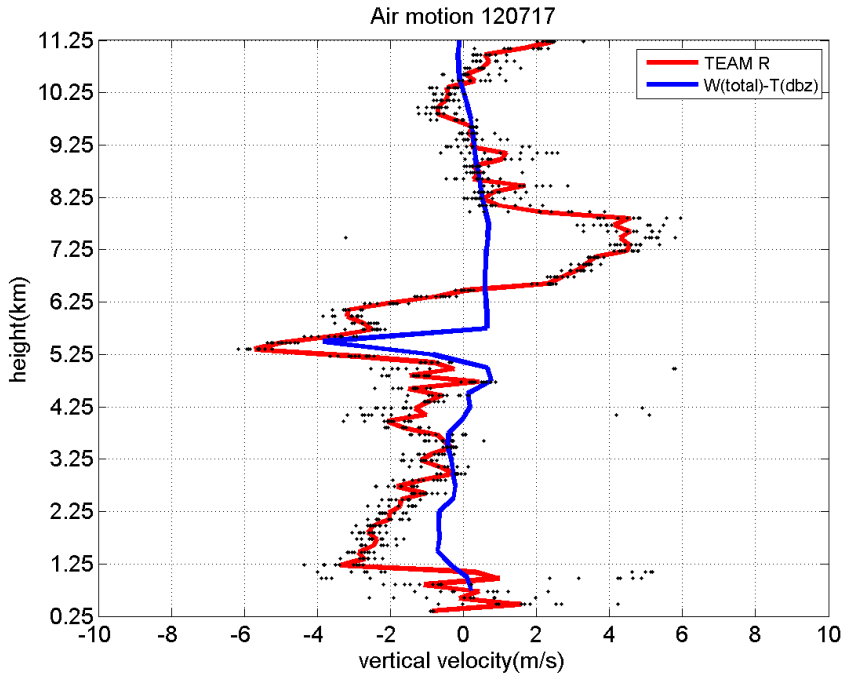


圖 5.8 1207 UTC 時 WISSDOM 使用 TEAM-R 的終端落速算出的空氣速度與 TEAM-R 比較。

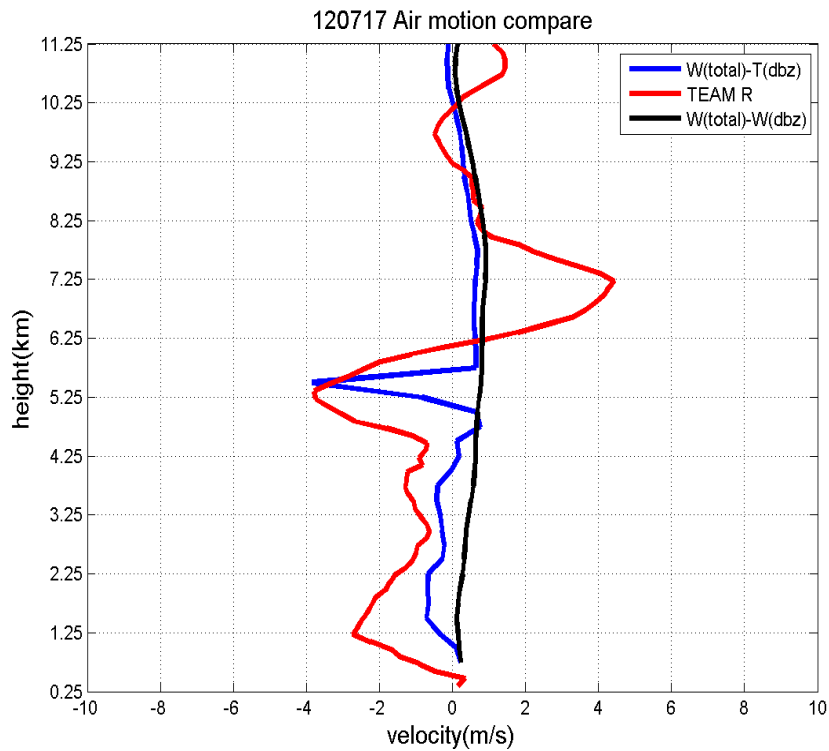


圖 5.9 1207 UTC 時 WISSDOM 使用兩種不同終端落速求得的空氣速度比較。

3radar cover time2 lon120.58263 lat 23.01046

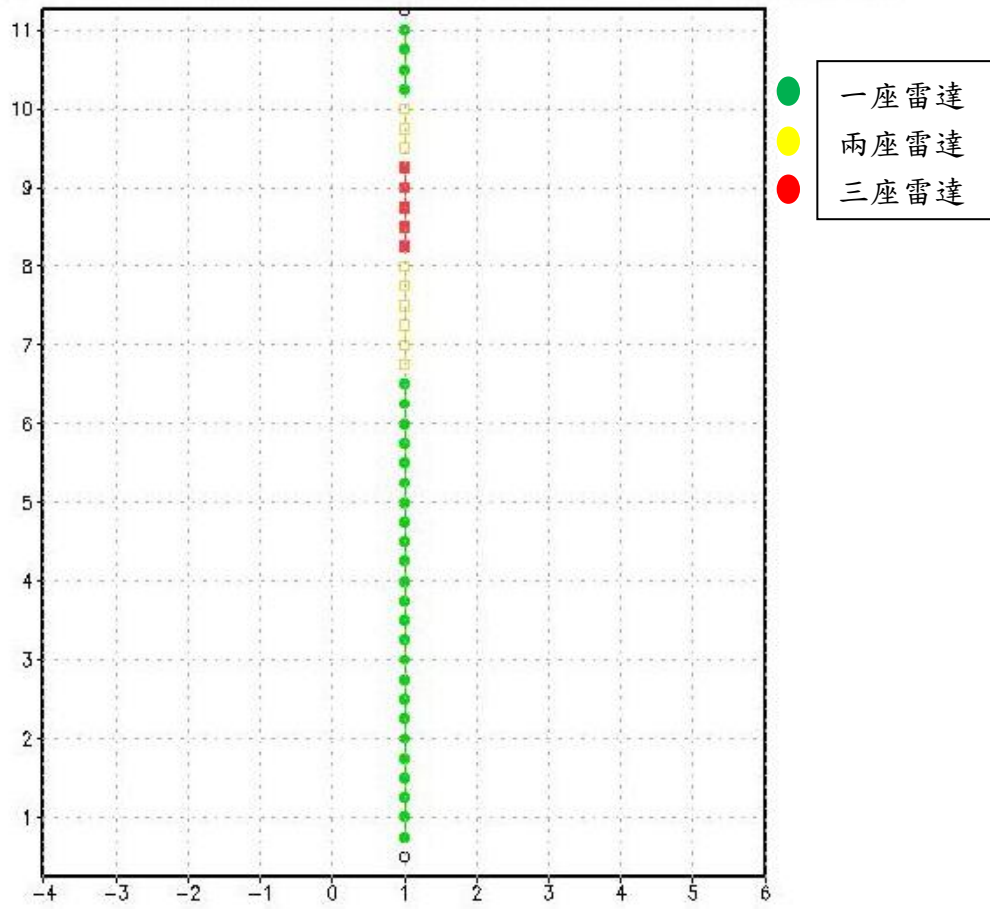


圖 5.10 1207 UTC 時 TEAM-R 上方的雷達覆蓋率

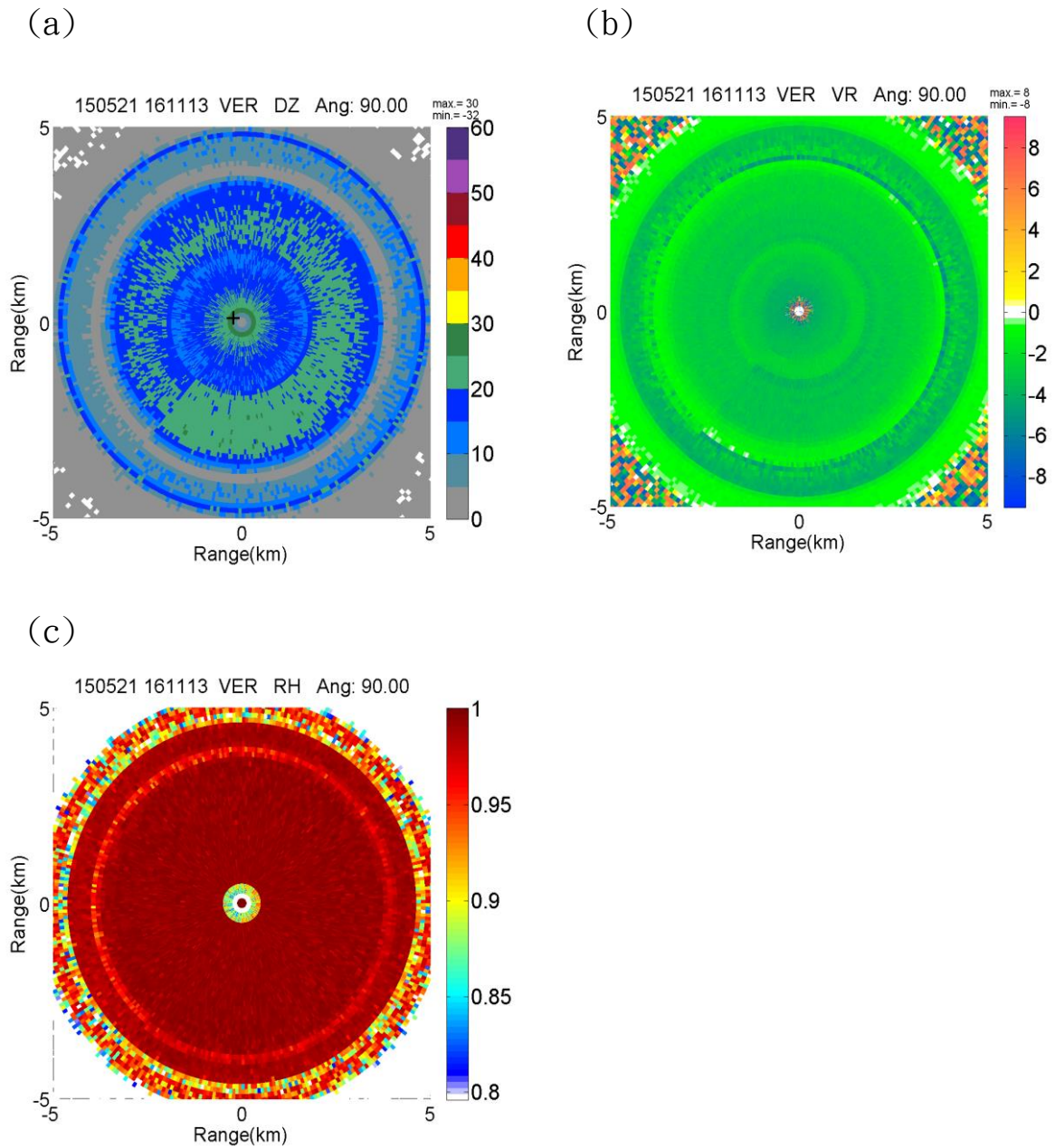


圖 5.11 2015 年 5 月 21 日 161113 UTC 凡那比颱風 TEAM-R 垂直指向觀測結果 (a)回波圖 (b)徑向風 (c)相關係數

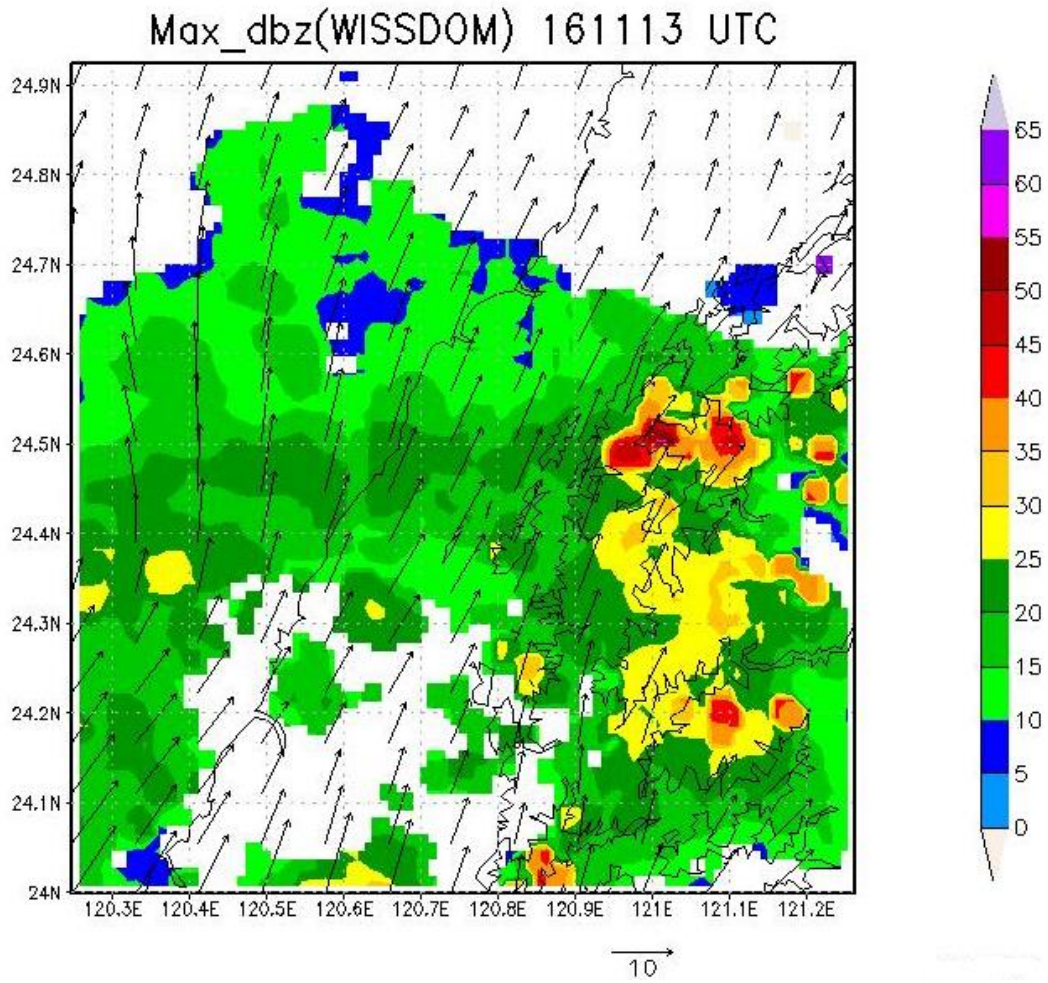


圖 5.12 銅鑼梅雨實驗反演結果，陰影部分為最大回波，風標為 2 公里高的水平風。

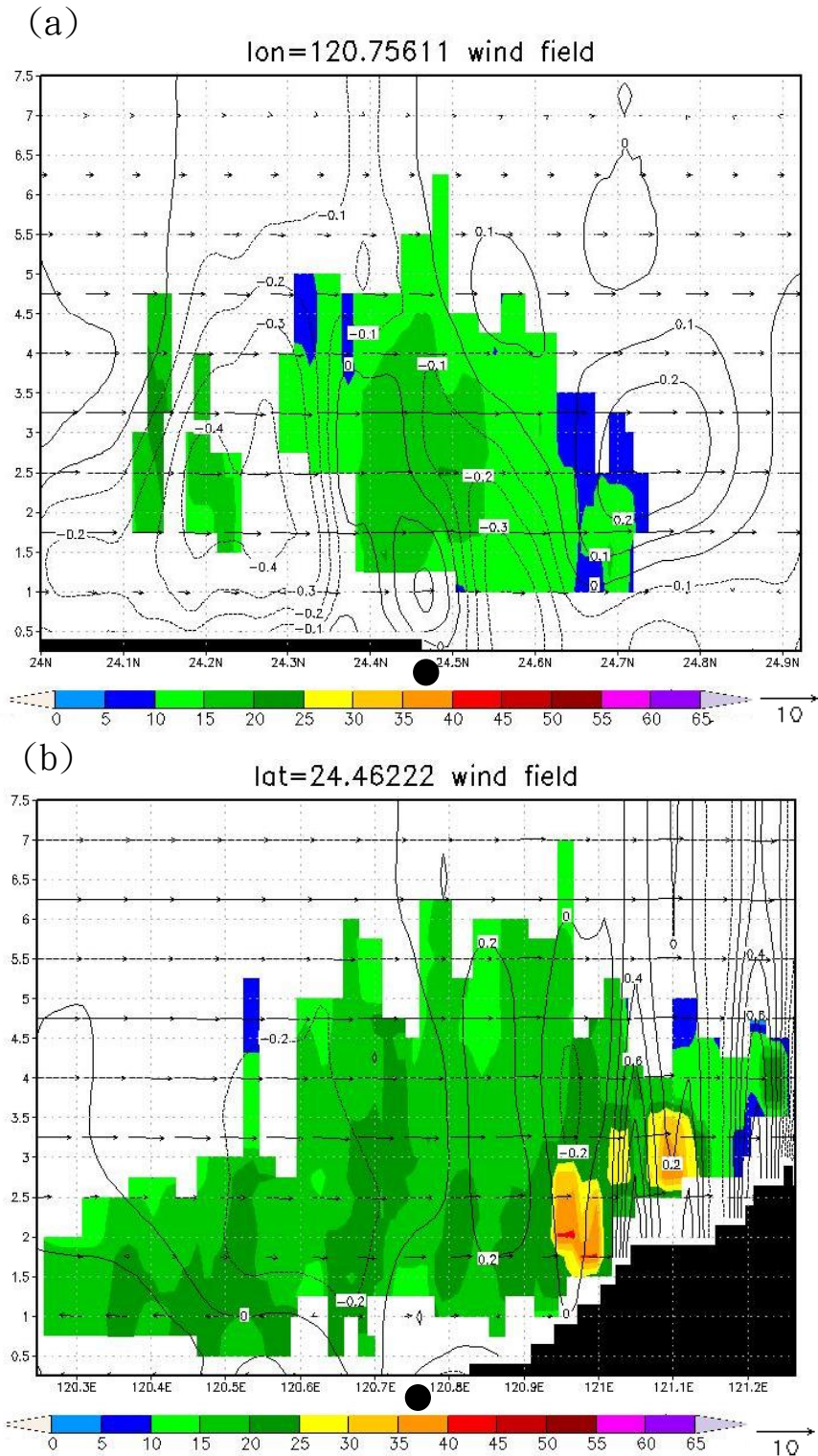


圖 5.13 銅鑼梅雨實驗反演結果中，TEAM-R 點上的(a)經向(b)緯向剖面圖，黑色圓點為 TEAM-R 所在位置，黑色陰影為地形，等值線為垂直空氣速度。

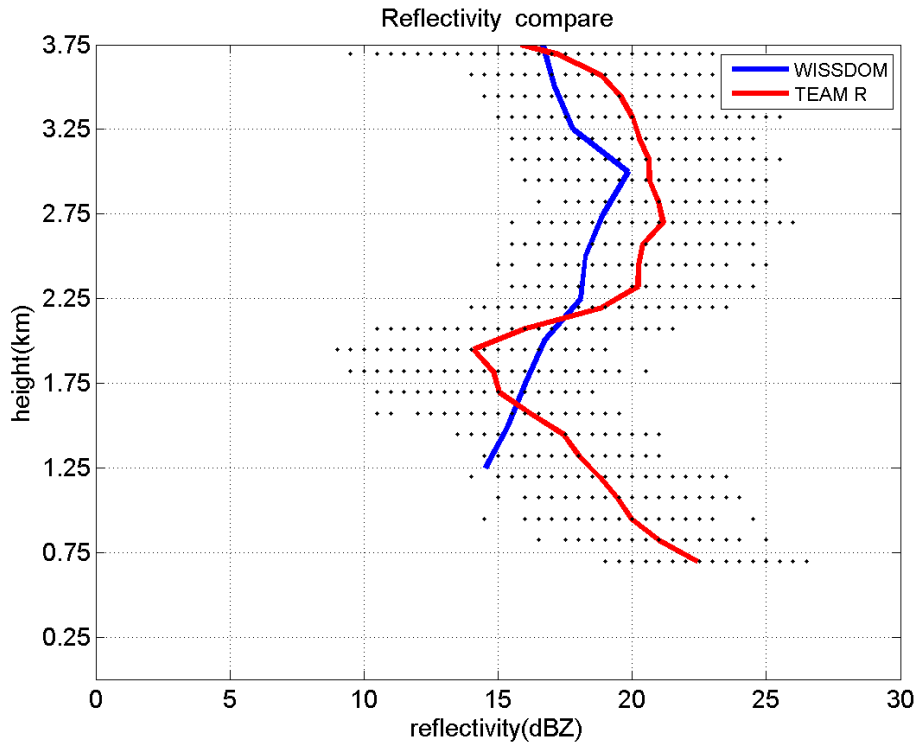


圖 5.14 1113 UTC 時 WISSDOM 與 TEAM-R 回波比較。

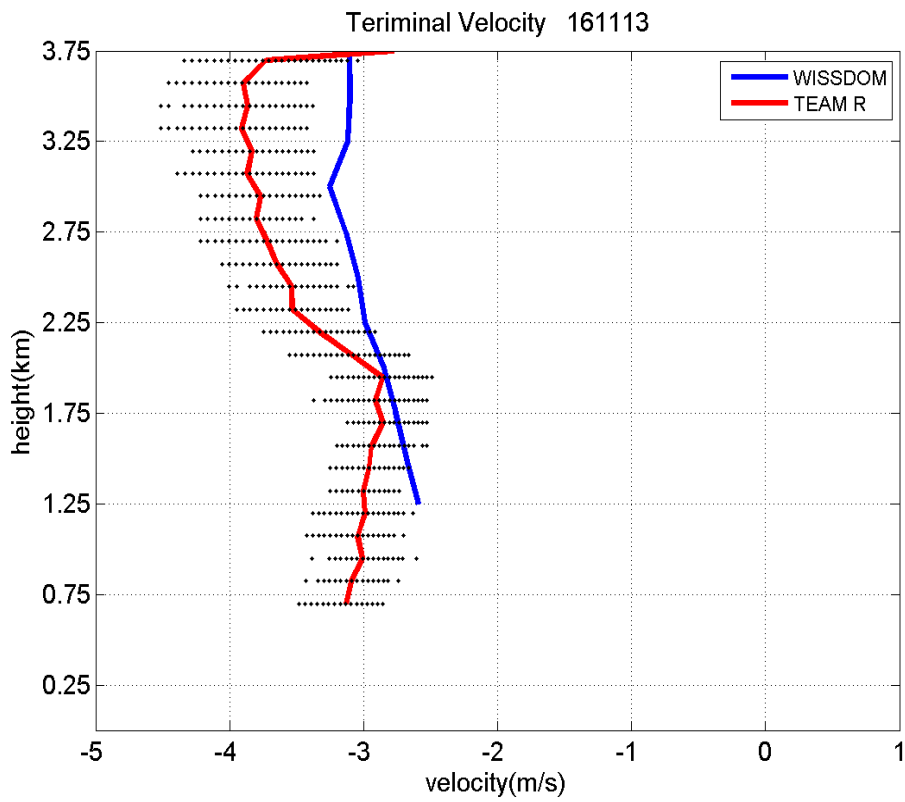


圖 5.15 1113 UTC 時 WISSDOM 與 TEAM-R 終端落速比較。

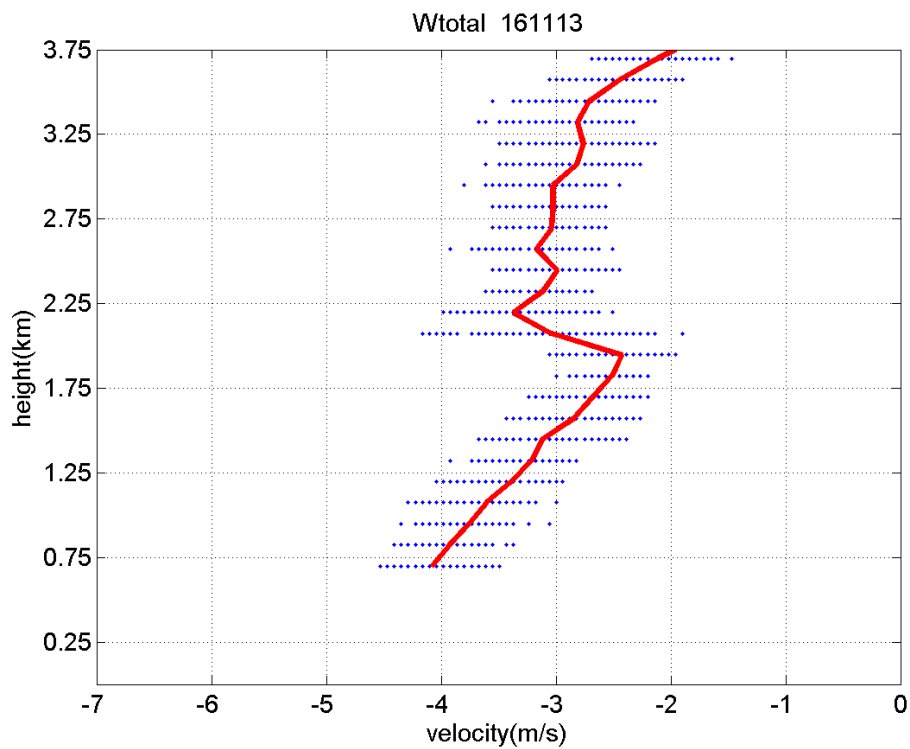


圖 5.16 1113 UTC TEAM-R 觀測到的垂直速度。

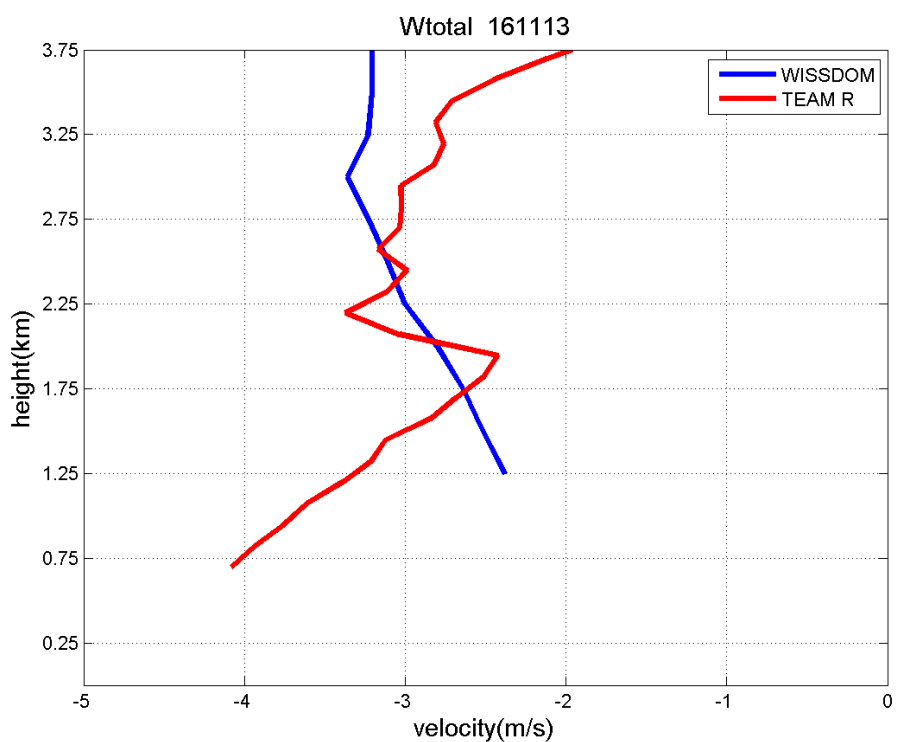


圖 5.17 1113 UTC 時 WISSDOM 與 TEAM-R 垂直速度比較。

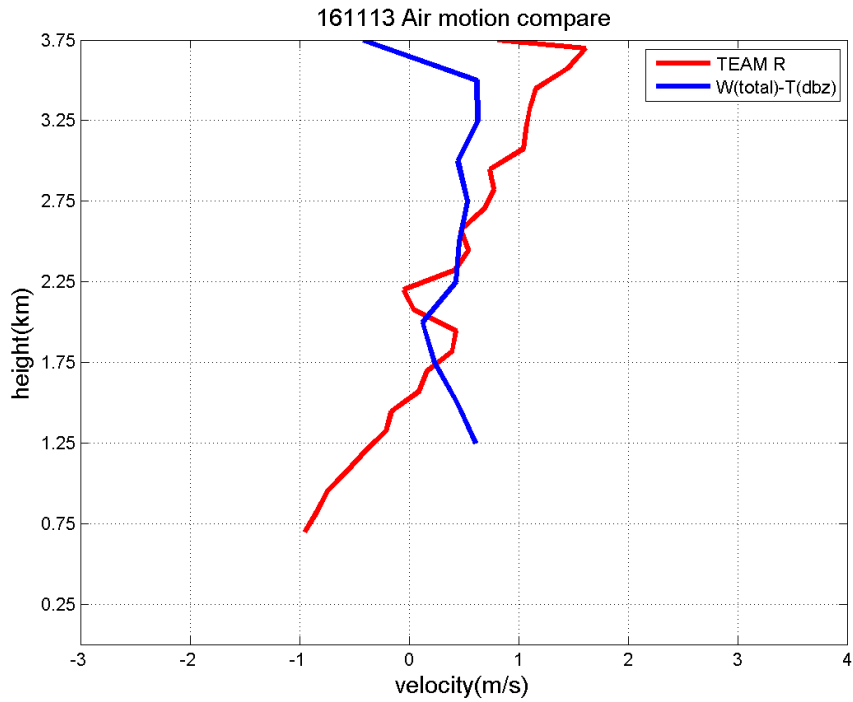


圖 5.18 1113 UTC 時 WISSDOM 使用 TEAM-R 的終端落速算出的空氣速度與 TEAM-R 比較。

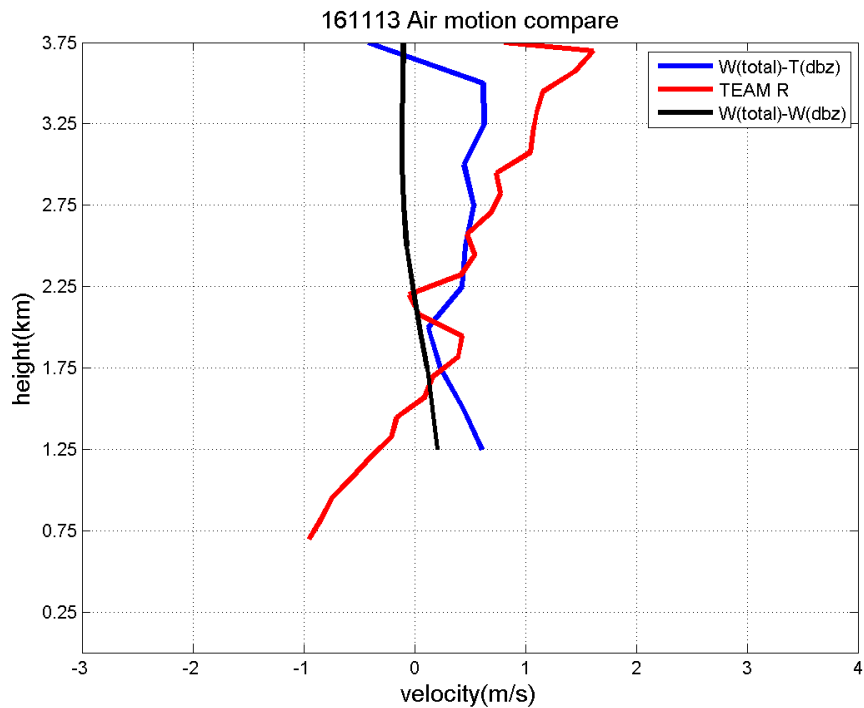


圖 5.19 1113 UTC 時 WISSDOM 使用兩種不同終端落速求得的空氣速度比較。

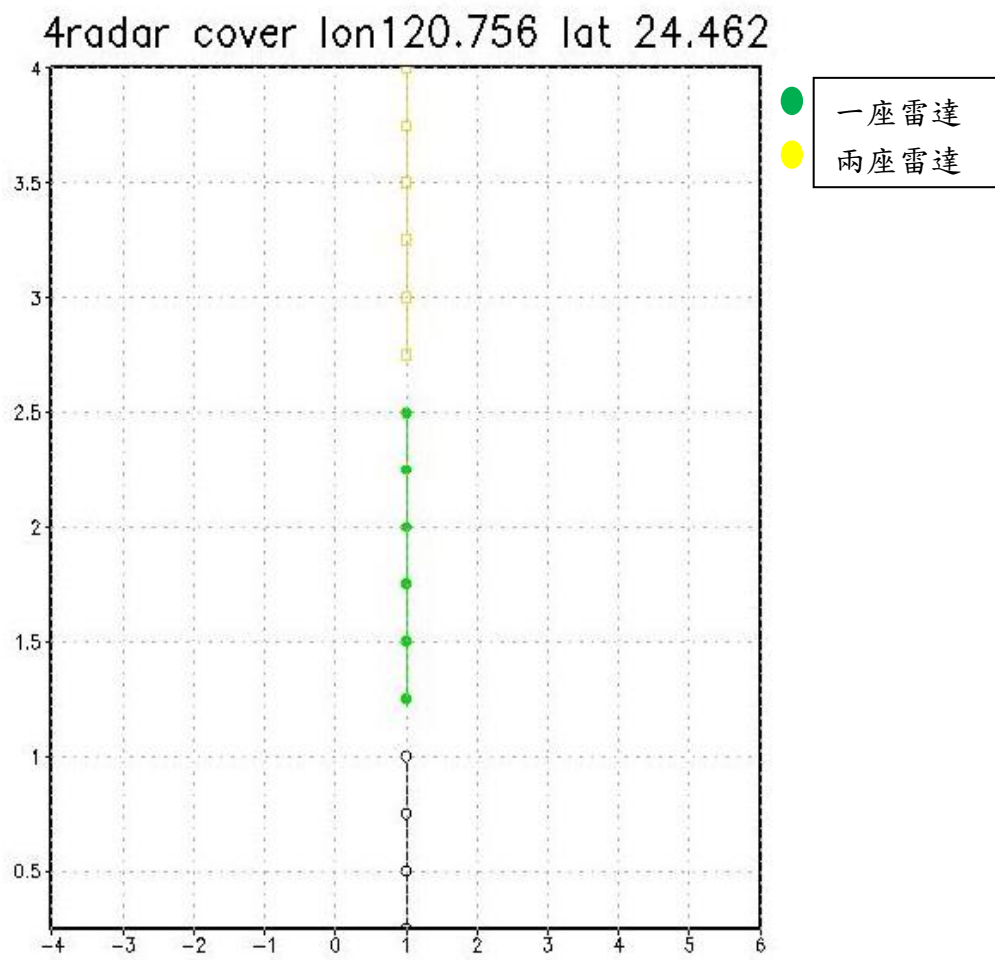


圖 5.20 1113 UTC 時 TEAM-R 上方的雷達覆蓋率。

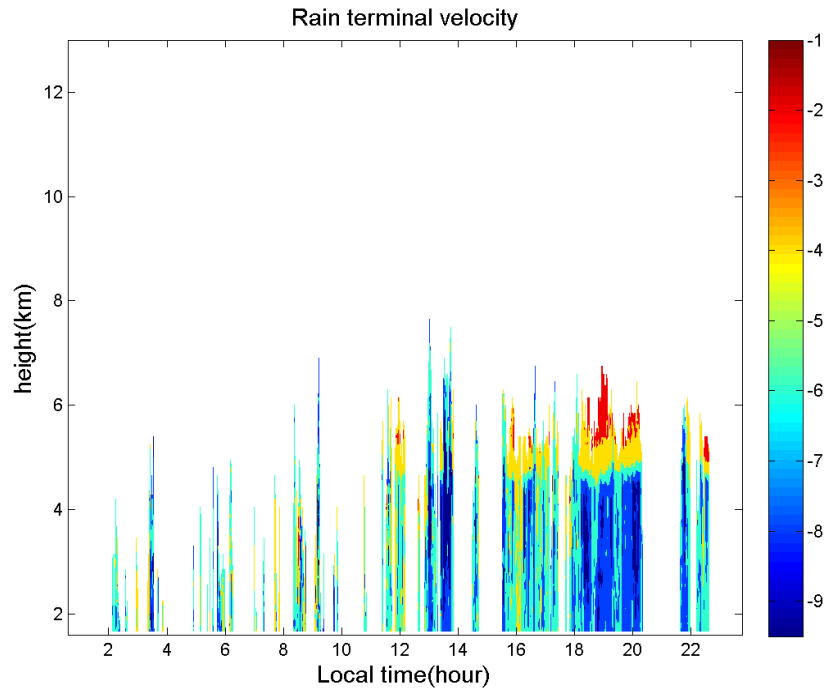


圖 5.21 2013 年 8 月 21 日 VHF 觀測到的雨水終端落速。

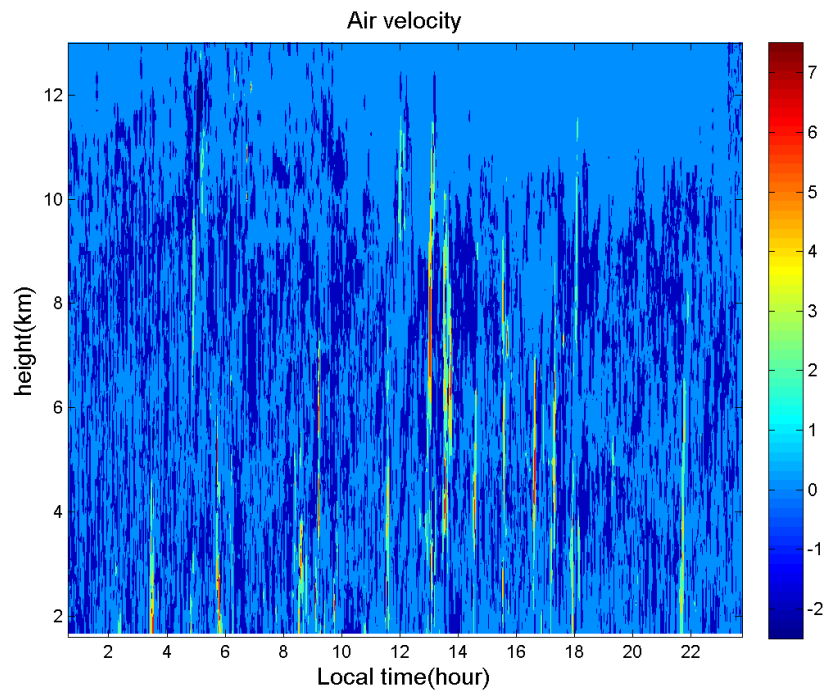


圖 5.22 2013 年 8 月 21 日 VHF 觀測到的空氣速度。

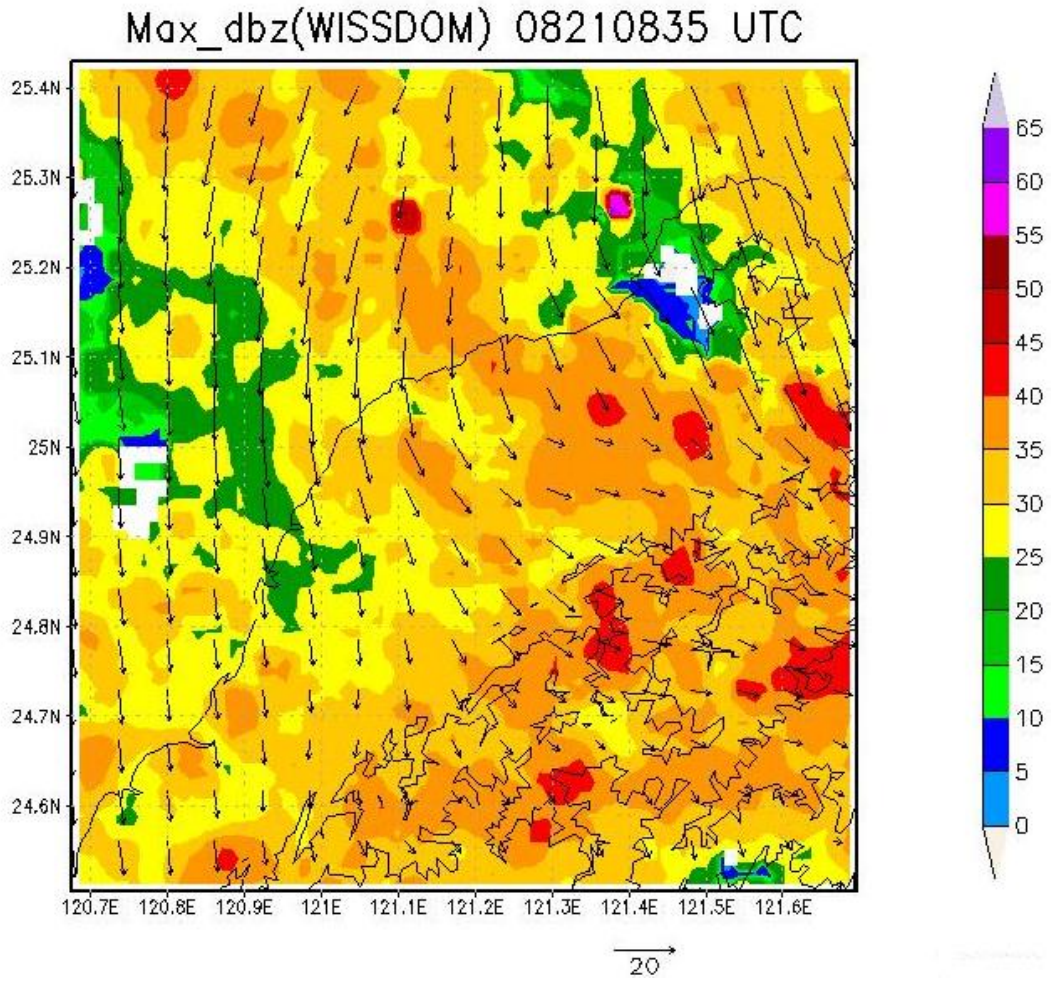


圖 5.23 潭美颱風反演結果，陰影部分為最大回波，風標為 2 公里高的水平風。

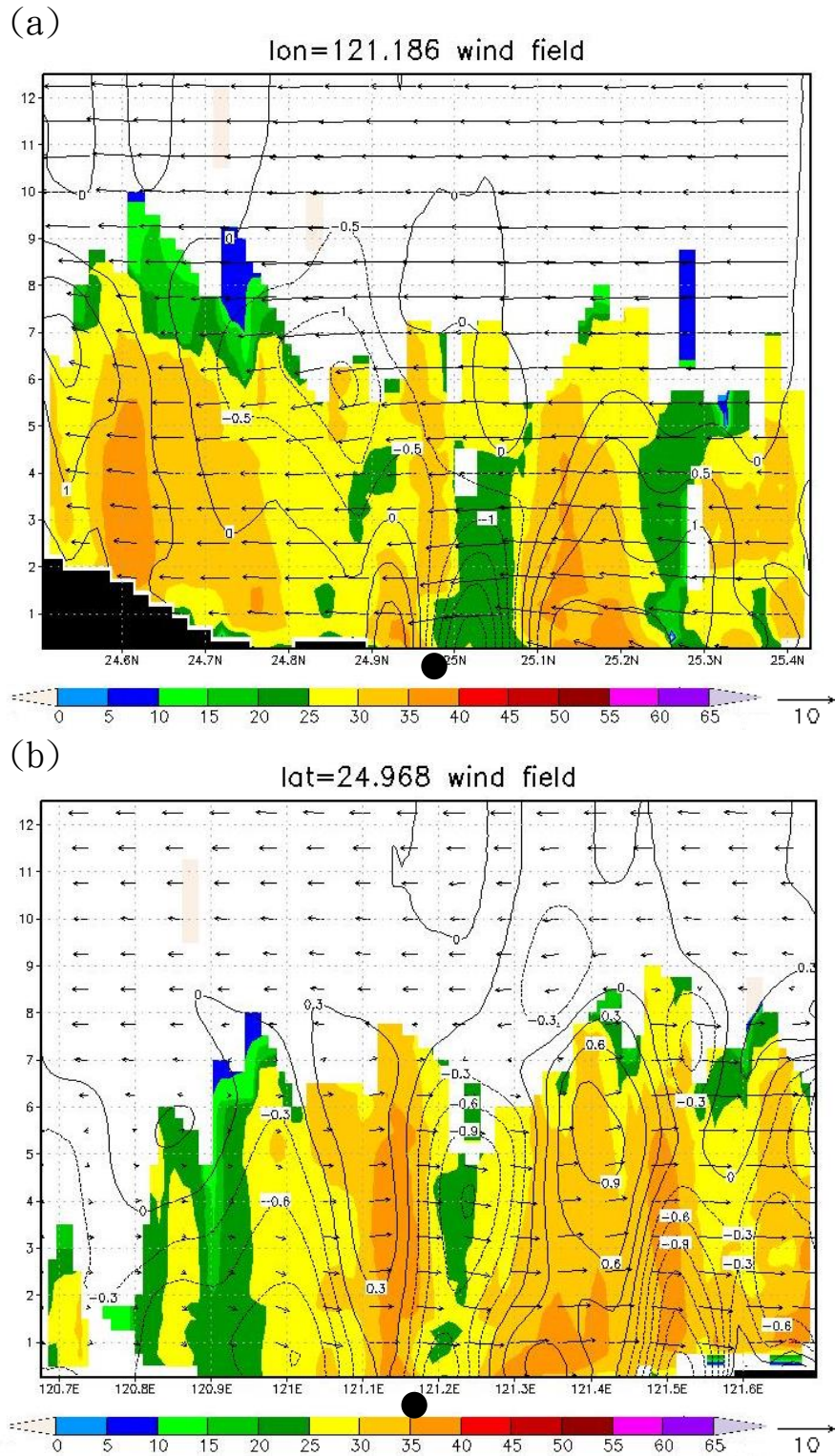


圖 5.24 潭美颱風反演結果中，VHF 點上的(a)經向(b)緯向剖面圖，黑色圓點為 VHF 所在位置，黑色陰影為地形，等值線為垂直空氣速度。

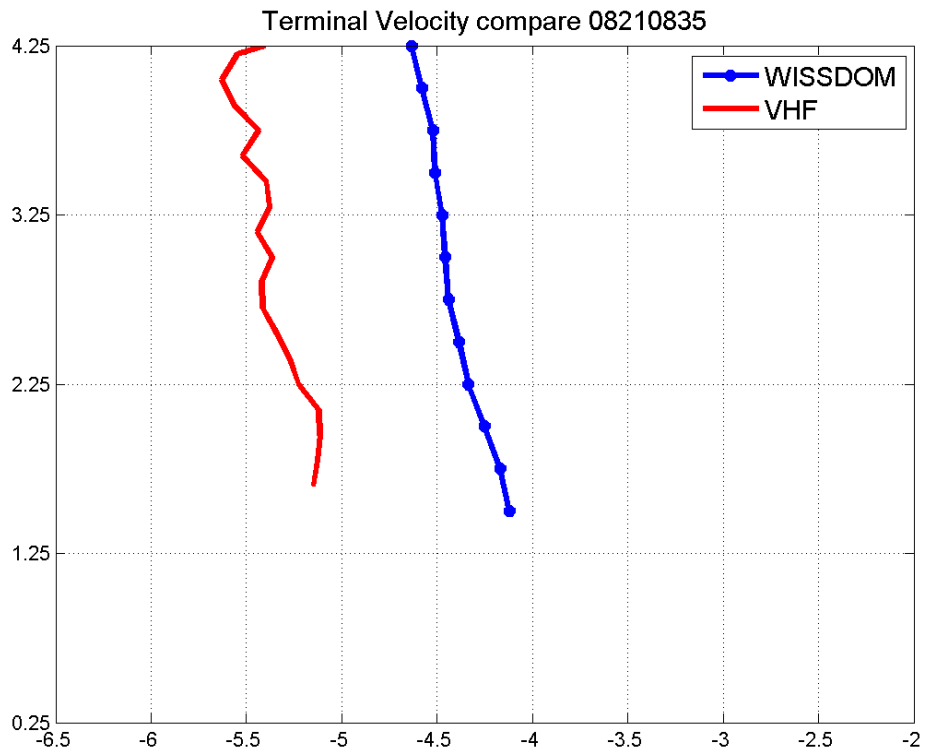


圖 5.25 0835 UTC 時 WISSDOM 與 VHF 終端落速比較。

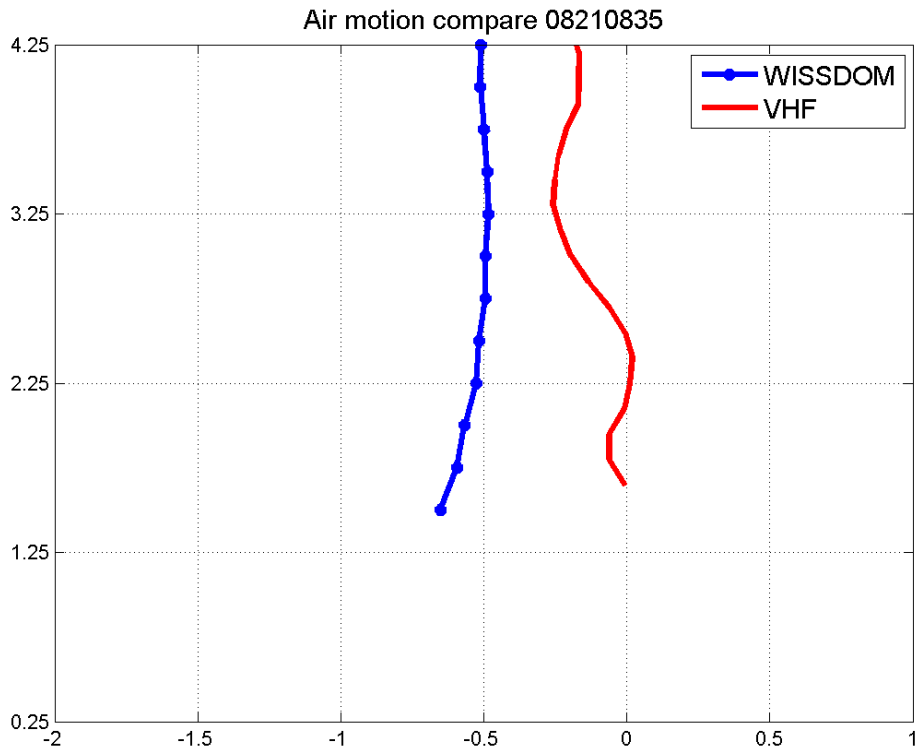


圖 5.26 0835 UTC 時 WISSDOM 與 VHF 空氣速度比較。

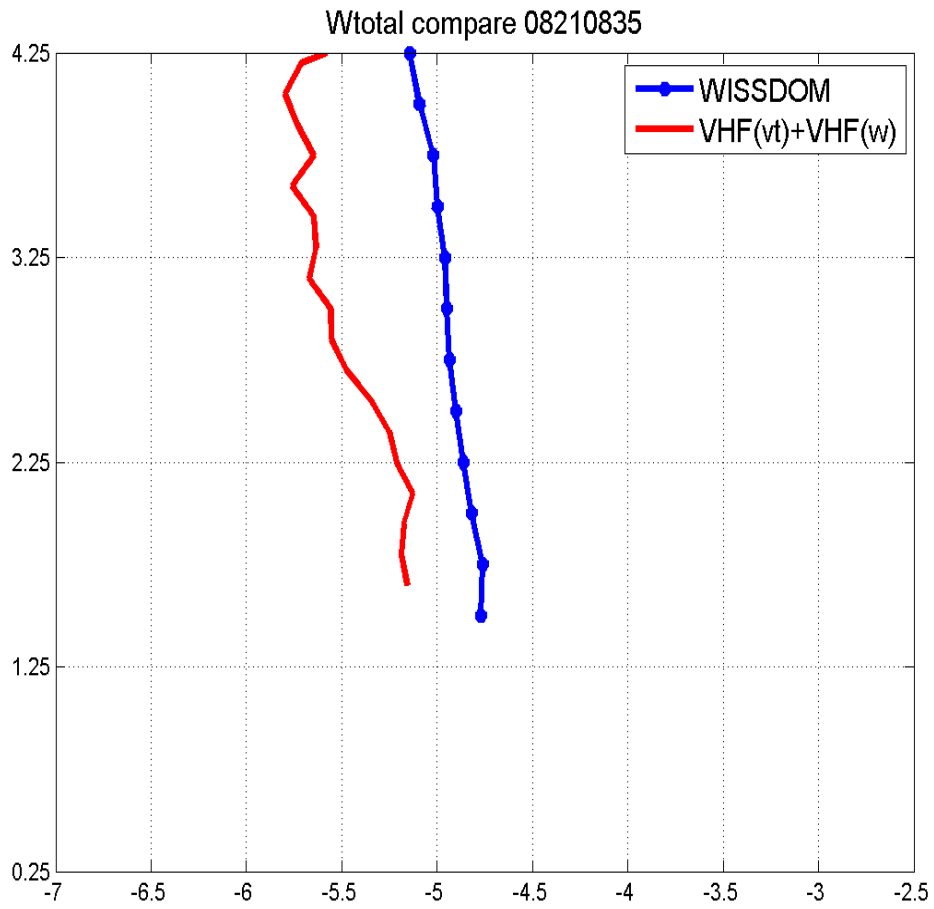


圖 5.27 0835 UTC 時 WISSDOM 與 VHF 垂直速度比較。

3radar cover lon121.1860 lat 24.967714

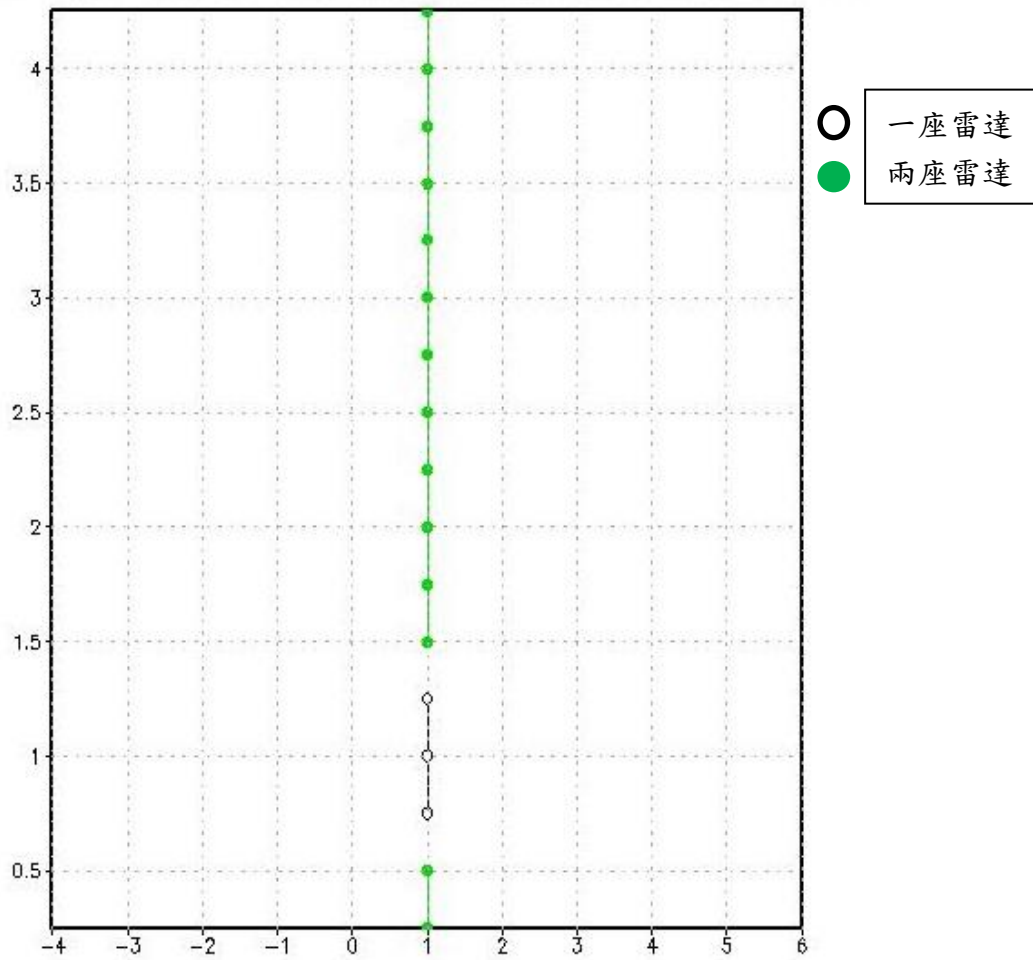


圖 5.28 0835 UTC 時 VHF 上方的雷達覆蓋率。