國 立 中 央 大 學

大 氣 科 學 系

碩 士 論 文

多都卜勒氣象雷達反演之垂直速度的剖風儀驗證及高解析度三維風場反演能力的測試

研 究 生：陳 奕 安

指導教授：廖 宇 慶 博士

中 華 民 國 一 零 八 年 六 月

國立中央大學圖書館
碩博士論文電子檔授權書

(104 年 5 月最新修正版)

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

(　　)同意 (立即開放)

(v　)同意 (請於西元 109 年 8 月 14 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)

(v　)同意 (請於西元 109 年 8 月 14 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: 陳奕安　　學號：106621022

論文名稱: 多都卜勒氣象雷達反演之垂直速度的剖風儀驗證及高解析度三維風場反演能力的測試

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：108 年 8 月 14 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。

編號：

國立中央大學暨國家圖書館博碩士學位紙本論文【延後公開】申請書
Application for delayed public release of thesis/dissertation

申請日期：108 / 08 / 14
Application Date (YYYY/MM/DD)

2018.9.1 版

申請人姓名 Applicant	陳奕安	畢業年月 Graduation Date (YYYY/MM)	108 / 08
系所名稱 Schools or Departments	大氣科學學系	學位類別 Graduate Degree	■碩士 Master □博士 Doctor
論文名稱 Thesis/Dissertation Title	多都卜勒氣象雷達反演之垂直速度的剖風儀驗證及高解析度三維風場反演能力的測試		
延後原因 Reason for delay	□已申請專利並檢附證明，專利申請案號： Filing for patent registration. Registration number: _____ ■準備以上列論文投稿期刊 Submission for publication □涉商業機密 Business confidentiality □後續研究需要 Follow-up research needed	公開日期 Delayed Until	2020 / 08 / 14 (YYYY / MM / DD) (依教育部來函，延後公開最多 5 年) (The delay should be a reasonable period of no more than 5 years)

申請人簽名：
Applicant Signature 陳奕安

研究所所長簽名：(可免填 Optional)
Dean of Graduate School Signature _____

指導教授簽名：廖宇慶
Advisor Signature _____

學校圖書館章戳：(可免填 Optional)
University Library Seal _____

系所章戳：
Schools or Department Seal 國立中央大學 氣象學科 系所

【說明】
1. 以上表格依國家圖書館來函辦理，所有欄位請據實填寫，缺項或簽章不全，恕不受理。
2. 本申請書請裝訂於論文電子授權之次頁。
3. 依「教育部 100 年 7 月 1 日臺高(二)字第 1000108377 號函文」，延後公開須訂定合理期限，請依實際需求設定延後公開日期，自申請日期起算至多 5 年，若超過 5 年或未填寫延後公開日期，將逕以函定 5 年辦理。

【Notes】
1. Please fill in all blanks. The application form will not be accepted for processing until all information, signatures, and stamps are included.
2. Please attach this form right after the electronic authorization page when submitting your thesis/dissertation.
3. Following the instructions from the Ministry of Education, the delay should be a reasonable period of no more than 5 years. If the applicant fills in a date that creates a period longer than 5 years, the delayed period for public viewing period will be fixed at 5 years.

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣科學學系大氣物理碩士班 陳奕安研究生所提之論文 多都卜勒氣象雷達反演之垂直速度的剖風儀驗證及高解析度三維風場反演能力的測試

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 廖宇慶 (簽章)

108 年 6 月 19 日

國立中央大學碩士班研究生

論文口試委員審定書

大氣科學學系大氣物理碩士班 陳奕安研究生

所提之論文

多都卜勒氣象雷達反演之垂直速度的剖風儀驗證及

高解析度三維風場反演能力的測試

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 劉清煌

委　　員 侯昭平

張保亮

廖宇慶

中華民國 108 年 7 月 15 日

101.06.15

中文摘要

本研究運用兩個剖風儀觀測(UHF 和 L-band)驗證垂直速度的準確性，所選取的個案為 2017 年 9 月 12 日至 13 日的泰利颱風及 2018 年 7 月 10 日的瑪麗亞颱風，使用三維變分方法發展的多都卜勒風場反演系統(WInd Synthesis System using DOppler Measurement，簡稱 WISSDOM) 加入一個 S-band 雷達(五分山雷達)及兩個 C-band 雷達(桃園機場及中央大學的雷達)來反演垂直速度。結果顯示，WISSDOM 所反演的垂直速度和剖風儀所量測的相當吻合，且 WISSDOM 和 L-band 剖風儀垂直指向的模式所觀測到的垂直速度有最高的相關性及最小的方均根誤差，此 WISSDOM 反演的結果總體而言相較 North (2017)等人在 Oklahoma 利用 ARM 雷達網驗證的研究來得好。

此外，為了提升 WISSDOM 在垂直速度的反演能力，將 L-band 剖風儀所觀測的風場設定 750 公尺的影響範圍並利用高斯分布的權重同化進 WISSDOM 中，首先利用 UHF 剖風儀進行此方法的風場驗證，結果顯示加入剖風儀後能有效改善 WISSDOM 在較低高度的風場，並且發現加入剖風儀後影響不僅在半徑 750 公尺內，實質可影響整個模式網格，使用桃園機場雷達進行風場驗證，結果顯示 WISSDOM 同化 L-band 剖風儀風場後能提升和桃園機場雷達徑向風的相關性並降低誤差，證明此同化方法能確切改善 WISSDOM 的風場。

最後，測試 WISSDOM 在高解析度(100 公尺)於複雜地形上的風場反演能力，本項為 OSSE 實驗，假定兩座雷達於模式外進行反演測試，首先針對高解析度無明顯地形區域進行測試，發現 WISSDOM 能將風場良好的反演出來，再來將區域移置陽明山進行複雜地形測試，結果顯示 WISSDOM 也能反演出於複雜地形上高解析度的風場結構。

Abstract

The retrieval of vertical velocity using Doppler radar data always contains large uncertainty. In this study the quality of the vertical velocity retrieved by a 3DVar-based multiple-Doppler wind analysis system named WISSDOM (WInd Synthesis System using DOppler Measurement) is investigated. Data from one S-band (RCWF) radar and two C-band radars (RCTP and NCU) in northern Taiwan are utilized.

The accuracy of the vertical velocity from WISSDOM is examined using two profilers (L-band and UHF) observations. The inter-comparison shows that WISSDOM-derived vertical velocity agrees reasonably well with the profiler data. The highest correlation and the smallest RMSD (Root-Mean-Square Deviation) take place when comparing against the L-band profiler data obtained under vertical beam scanning mode. The WISSDOM-derived results are generally better than those reported in a previous study using ARM scanning radar network in Oklahoma.

The winds from the L-band profiler are also merged into WISSDOM, resulting in an overall improvement of the three-dimension wind field at low levels. UHF and RCTP are applied to verify the accuracy of the method. It is shown that WISSDOM assimilating the L-band can reduce RMSD and enhance correlation with UHF and RCTP. The result suggests that the method can get better three-dimension wind field.

Finally, WISSDOM retrieved wind field in different terrain with high resolution (100m) is tested. A true wind field is simulated by WRF and two virtual radars are put outside the domain in an OSSE experiment. Both the domain set in a plain and in a mountain show that WISSDOM can retrieve a well-organized wind field.

致謝

自從大學畢業後，在軍中服役了五年，再回來念書，在這碩士的兩年中真的學到很多。我特別要感謝一路上指導我的廖宇慶老師的幫助，在碩一的時候，因為畢業後脫離學術研究太久，在程式撰寫及簡報技巧上顯得生疏，感謝廖老師總是不厭其煩地指導及關心，尤其在口頭報告方面，讓我在簡報製作及講解上有明顯得改進，也感謝廖老師一直提供我研究方向，讓我的研究能順利完成，特別在跟老師討論研究的過程中總是能學到很多；謝謝陳台綺老師總是在 meeting 時給予很多建議及指導，讓我的研究能更臻完整，陳老師總是微笑得面對我，給予我很大的鼓勵；也謝謝鍾高陞老師，總是能在模式的設定上給予很好的建議及指導。

除了老師們的幫助，在雷達實驗室這個大家庭中總是能互相幫助，一起解決各種問題及困難。感謝信廷對樓頂雷達及 TEAMR 的照顧，讓我們有良好的資料可以分析；感謝小娜處理行政相關事務，讓我們不管在出差和各種任務上無後顧之憂；感謝詠霖及柏謙總是耐心的協助我處理程式上的問題及解決研究上的疑問，也謝謝英璋、勁宏及可昕學長姐給予我研究上的許多幫助，此外，也特別感謝同學奕安、承融、羽廷、翊銓、晏彰及修維一起分享各式各樣研究的趣事及討論彼此遇到的問題，讓我的研究生活不會感到苦悶。

最後我也要謝謝其他實驗室的好朋友姿穎、承泰、巧均和淳安，大家一起吃飯、講幹話、唱歌、旅行及玩桌遊的快樂日子，我永遠不會忘記，在那段時間總是能暫時忘記研究的煩悶，讓我短暫休息後能繼續奮發前進，這是除了研究之外最可貴及歡樂的時光；還有要感謝我的家人們，總是給我支持的力量，讓我能一直能朝著我的目標前進，之後就要回到軍中繼續我的人生，相信還有許多挑戰繼續等著我，我會帶著廖老師的期待，讓老師的程式在軍中能得到發揮，並帶著自己的理想持續往未來邁進。

目錄

中文摘要..... I
英文摘要.....II
致謝.....III
目錄.....V
表目錄..... VI
圖目錄..... VII
第一章 緒論.....1
1.1 前言.....1
1.2 文獻回顧.....2
1.3 論文架構.....5
第二章 剖風儀觀測與研究方法 6
2.1 剖風儀簡介.....6
2.2 雷達觀測資料.....7
2.2.1 五分山雷達(中央氣象局).....7
2.2.2 中央大學雷達.....8
2.2.3 桃園機場雷達.....8
2.3 雷達資料品質控管與處理.....9
2.4 多都卜勒雷達風場合成.....10
2.5 定量校驗垂直速度方法.....15
2.5.1 方均根誤差(RMSE) 15
2.5.2 相對方均根誤差(RRMSE).....16
2.5.3 空間相關係(SCC) 16
第三章 實驗設計 17
3.1 個案簡介 17
3.1.1 泰利颱風(2017).....18
3.1.2 瑪莉亞颱風(2018).....18
3.2 WISSDOM 設定.....19
3.3 WRF 設定.....19
3.3.1 模式初始化與背景場.....20
3.4 校驗方法.....20
3.4.1 時間.....21
3.4.2 高度.....21
3.4.3 空間.....22

第四章 校驗結果 23
4.1 校驗流程.....23
4.2 泰利颱風(2017).....24
4.3 瑪莉亞颱風(2018).....25
4.4 結果比較.....26
4.5 討論.....27
第五章 同化方法及結果 28
5.1 同化方法.....28
5.2 同化結果.....29
5.2.1 U 風場.....29
5.2.2 V 風場.....30
5.2.3 W 風場.....30
5.3 校驗同化方法.....31
5.3.1 UHF 剖風儀校驗.....31
5.3.2 桃園機場雷達校驗.....32
第六章 高解析度虛擬實驗.....33
6.1 虛擬實驗步驟.....33
6.2 模式設定.....34
6.3 平原地區.....35
6.4 高山地區.....36
第七章 結論及未來展望.....37
7.1 垂直速度校驗.....37
7.2 剖風儀同化.....38
7.3 虛擬實驗.....39
7.4 未來展望.....40
參考文獻.....41
附表.....45
附圖.....46

表目錄

表 2.1 剖風儀性能諸元表。

表 3.1 WRF3.8 版本模式基本設定。

表 4.1 奧克拉荷馬州雷達網掃描與剖風儀觀測比較結果(摘自 North et al.,2017)

表 6.1 WRF3.8 版本模式基本設定。

圖目錄

圖 2.1　本研究所使用的剖風儀，(a)為中央氣象局所屬的 UHF 剖風儀，(b) 為台灣颱風洪水研究中心所屬的 L-band 剖風儀。

圖 2.2　本篇使用剖風儀 VAD 反演風場示意圖。α 為仰角；β為方位角；θ為風的吹向與正東逆時針夾角；V_R為徑向風量；V_f為風場垂直分量(摘自鄭啟明 2014:台灣地區強風作用時之大氣邊界層特性)。

圖 2.3　各方位都卜勒速度與方位角擬和圖。

圖 2.4　雷達地理相對位置圖與其掃描範圍圖。紅點為中央氣象局所屬五分山雷達；綠點為桃園機場雷達；藍點為中央大學雷達。

圖 2.5 本研究所使用的回波與雨水或雪混合比關係圖，紅線為雨水，藍線為雪。

圖 2.6 雨水及雪的回波對於終端落速的表現，藍線為雨水，紅線為雪。

圖 3.1 泰利颱風路徑圖，影響台灣的時間為 2017 年 9 月 12 日 1800 UTC 至 14 日 0800UTC(摘自中央氣象局)。

圖 3.2 泰利颱風於 2017 年 9 月 13 日 0000 UTC 至 9 月 14 日 0000 UTC 累積雨量圖。陽明山地區造成的最高累積雨量為 50 mm (摘自中央氣象局)。

圖 3.3 泰利颱風期間 L-band 剖風儀垂直模式所觀測的徑向風時序圖。(a)時間點為 1800 UTC-2400 UTC；(b)時間點為 0800 UTC-1600 UTC；(c)時間點為 1600 UTC-2400 UTC。

圖 3.4 瑪莉亞颱風路徑圖，影響台灣的時間為 2018 年 7 月 10 日 0600 UTC 至 11 日 0700 UTC(摘自中央氣象局)。

圖 3.5 瑪莉亞颱風於 2018 年 7 月 10 日 0000 UTC 至 7 月 11 日 0000 UTC 累積雨量圖。當日對台灣北部造成最高累積雨量為 130 mm (摘自中央氣象局)。

圖 3.6 瑪莉亞颱風於 2018 年 7 月 10 日 1200 UTC 至 1800 UTC 期間，UHF 剖風儀所反演的垂直速度時序圖。

圖 3.7　WISSDOM 網格計算範圍示意圖。紅點為剖風儀擺放位置，為網格中央，藍點分別為中央大學雷達及桃園機場雷達，總範圍為 30 公里×30 公里×17.5 公里。

圖 3.8　雷達與 WISSDOM 對應的相關位置圖，其中五分山雷達不在 WISSDOM 網格內，但仍有使用其資料。

圖 3.9　WRF3.8 三層巢狀網格圖。D01 涵蓋整個北台灣，網格數為 100 格×100 格，解析度為 3.75km×3.75km，D02 的網格數為 88 格×88 格，解析度為 1.25km×1.25km，D03 的網格數為 126 格×126 格，解析度為 250m×250m。

圖 3.10 WISSDOM 所使用的背景場誤差圖。為取和雷達觀測相對方均根誤差最小的風場，此圖的所選取的時間點為第 18 個時間點風場，相對誤差為 0.165。

圖 3.11 挑選 WISSDOM 背景場流程示意圖。首先使 WRF3.8 模式 spin-up 共 6 小時，在 WISSDOM 欲反演的時間點(紅點)前後抓取兩個小時的區間，並將這兩個小時輸出成每 10 分鐘一筆的風場(總共 25 個)，後續將模式的風場投影到相對時間的五分山雷達、中央大學雷達及桃園機場雷達進行徑向風比較。

圖 3.12 雷達及剖風儀時間調整示意圖。紅點為所平均的時間，兩者可互相對應。

圖 3.13 剖風儀與 WISSDOM 高度調整示意圖。紅點為剖風儀在高度上的解析度(55 公尺)，藍點為雷達內插到 WISSDOM 的高度解析度。

圖 3.14 剖風儀和 WISSDOM 空間調整示意圖。紅點為剖風儀的位置；WISSDOM 網格內其他有雷達資料(藍點)的格點則設定為空間性誤差。

圖 4.1 2017 年 9 月 12 日 2050UTC 最大合成回波及風向圖。

圖 4.2 緯向及經向的雷達覆蓋垂直剖面。(a)東經 121.19 度雷達覆蓋剖面(b)北緯 24.96 度雷達覆蓋剖面。藍色為一個雷達覆蓋，綠色為兩個雷達覆蓋，紅色為三個雷達覆蓋，紅點為剖風儀放置位置，依此雷達覆蓋狀況 1820UTC 時間點所選取校驗的高度為 4km。

圖 4.3 大氣信號分別和雷達回波進行回歸分析圖。(a)雷達回波及 L-band 剖風儀垂直模式觀測的大氣信號，相關性為 0.97(b)雷達回波及 UHF 剖風儀觀測的大氣信號，相關性為 0.92。

圖 4.4 剖風儀與 WISSDOM 反演的垂直速度校驗圖。紅線為 WISSDOM 反演的垂直速度，紅點為中位數值，箱型圖的範圍為空間誤差；黑線為 L-band 剖風儀垂直模式所觀測到的垂直速度；綠線為 L-band 剖風儀傾斜模式所觀測到的垂直速度；藍線為 UHF 剖風儀傾斜模式所觀測到的垂直速度。

圖 4.5 泰利颱風個案，WISSDOM 所反演的垂直速度與剖風儀觀測(總計 117 筆)統計回歸圖。(a)WISSDOM 和 L-band 剖風儀垂直模式回歸圖(b)WISSDOM 和 L-band 剖風儀傾斜模式回歸圖(c)WISSDOM 和 UHF 剖風儀傾斜模式回歸圖。

圖 4.6 2018 年 7 月 10 日 1340UTC 最大合成回波及風向圖。

圖 4.7 緯向及經向的雷達覆蓋垂直剖面。(a)東經 121.19 度雷達覆蓋剖面(b)北緯 24.96 度雷達覆蓋剖面。藍色為一個雷達覆蓋，綠色為兩個雷達覆蓋，紅點為剖風儀放置位置，此 1348UTC 時間點所選取校驗的高度為 8.25km。

圖 4.8 UHF 剖風儀觀測的大氣信號分別和雷達回波進行回歸分析圖，相關性為 0.92。

圖 4.9 UHF 剖風儀與 WISSDOM 反演的垂直速度校驗圖。紅線為 WISSDOM 反演的垂直速度，紅點為中位數值，箱型圖的範圍為空間誤差；藍線為 UHF 剖風儀傾斜模式所觀測到的垂直速度。

圖 4.10 瑪莉亞颱風個案，WISSDOM 所反演的垂直速度與 UHF 剖風儀觀測(總計 293 筆)統計回歸圖。

圖 4.11 瑪莉亞颱風個案，WISSDOM 及 UHF 剖風儀高度各層的垂直速度發生頻率圖(CFAD)。(a)UHF 剖風儀垂直速度頻率圖(b)WISSDOM 反演的垂直速度頻率圖。

圖 4.12 於國際熱帶暖池實驗 3 個時間點進行垂直速度校驗圖。藍線、綠線及紅線分別為雷達反演和剖風儀觀測的最小值、平均值及最大值(摘自 Collis2013)。

圖 4.13 針對圖 4.12 進行統計回歸圖。3 種顏色代表 3 個時間點，圓點代表最小值；三角形代表平均；菱形代表最大值(摘自 Collis2013)。

圖 4.14 本研究針對泰利颱風及瑪莉亞颱風相同利用 Collis (2013)選取方法所進行垂直速度校驗圖。藍線、綠線及紅線分別為雷達反演和剖風儀觀測的最小值、平均值及最大值。(a)-(b)為泰利颱風個案，(c)-(e)為瑪莉亞颱風個案。

圖 4.15 統計圖 4.14 中 5 個時間點的回歸圖。藍色代表泰利颱風個案；黑色為瑪莉亞颱風個案，圓點代表最小值；三角形代表平均；菱形代表最大值。

圖 4.16 針對泰利颱風個案，將渦度方程權重設為 0，進行統計回歸圖。(a)WISSDOM 和 L-band 剖風儀垂直模式回歸圖(b)WISSDOM 和 L-band 剖風儀傾斜模式回歸圖(c)WISSDOM 和 UHF 剖風儀傾斜模式回歸圖。

圖 5.1 高斯分布示意圖。

圖 5.2 高斯權重向外遞減示意圖。格點 60 為剖風儀所放置的位置，權重依據距離漸漸向外遞減。

圖 5.3 L-band 設定 750 公尺的影響半徑同化至 WISSDOM 示意圖。A 區域的風場資訊為 L-band 剖風儀觀測的風場乘高斯權重加上背景場乘剩餘的高斯權重；B 區域則只有背景場風場。

圖 5.4　WISSDOM 同化 L-band 剖風儀風場前後 U 風場示意圖。
(a)WISSDOM 同化前(b) WISSDOM 同化後(c) 同化 L-band 剖風儀 U 風場前後差異圖。白色區域為設定的同化半徑。

圖 5.5 剖風儀格點上 U 風場示意圖。紅線及綠線分別代表 WISSDOM 同化 L-band 剖風儀前後所反演的垂直速度；藍線及黑色則分別代表 UHF 剖風儀及 L-band 所觀測到垂直速度。

圖 5.6　WISSDOM 同化 L-band 剖風儀風場前後 V 風場示意圖。
(a)WISSDOM 同化前 (b) WISSDOM 同化後 (c)同化 L-band 剖風儀 V 風場前後差異圖。

圖 5.7 剖風儀格點上 V 風場示意圖。紅線及綠線分別代表 WISSDOM 同化 L-band 剖風儀前後所反演的垂直速度；藍線及黑色則分別代表 UHF 剖風儀及 L-band 所觀測到垂直速度。

圖 5.8　WISSDOM 同化 L-band 剖風儀風場前後 W 風場垂直剖面圖。紅點代表剖風儀擺放位置 (a)WISSDOM 同化前 (b) WISSDOM 同化後 (c)同化 L-band 剖風儀 W 風場前後差異剖面圖。

圖 5.9 剖風儀格點上 W 風場示意圖。紅線及綠線分別代表 WISSDOM 同化 L-band 剖風儀前後所反演的垂直速度；藍線及黑色則分別代表 UHF 剖風儀及 L-band 所觀測到垂直速度。

圖 5.10 統計泰利颱風個案風場三分量同化 L-band 剖風儀風場資訊前後與 UHF 剖風儀觀測回歸圖。(a)及(b)為 U 風場；(c)及(d)為 V 風場；(e)及(f)為 W 風場。

圖 5.11 同 L-band 剖風儀風場資料後對桃園機場雷達徑向風差異圖。(a)桃園機場雷達徑向風原始資料(b)WISSDOM 不使用桃園機場雷達反演，投影回桃園機場雷達徑向風示意圖(c) WISSDOM 不使用桃園機場雷達反演，但同化 L-band 剖風儀風場資料，投影回桃園機場雷達徑向風示意圖。

圖 5.12 同化 L-band 剖風儀風場資訊後對桃園機場雷達徑向風定量統計差異圖。(a)WISSDOM 和桃園機場雷達空間分佈關係時序圖(b) WISSDOM 和桃園機場雷達方均根誤差時序圖(c)WISSDOM 和桃園機場雷達相對方均根誤差時序圖。

圖 6.1 虛擬實驗流程圖。

圖 6.2 WRF3.8 模式網格設定圖(台中港地區)。(a)為 D01 至 D04(b)為 D05 (c)為 D06。

圖 6.3 WRF3.8 模式網格設定圖(陽明山地區)。(a)為 D01 至 D04 (b)為 D05 (c)為 D06。

圖 6.4 WISSDOM 設定網格圖。紅點為 WISSDOM 中心點；藍點為兩個虛擬雷達，兩顆虛擬雷達距離為 25km。

圖 6.5 WRF 模擬及 WISSDOM 反演示意圖。(a)及(b)為 U 風場；(c)及(d)為 V 風場；(e)及(f)為 W 風場。

圖 6.6 WRF 模擬及 WISSDOM 反演 W 風場剖面圖(於圖 6.5(e)及(f)的紅線處，y=-14)。(a)為 WRF 模擬；(b)為 WISSDOM 反演圖 6.7 WRF 模擬及 WISSDOM 反演 W 風場剖面圖(於 y=-14)。(a)為 WRF 模擬；(b)為 WISSDOM 反演。

圖 6.7 WRF 模擬及 WISSDOM 反演示意圖。(a)及(b)為輻合輻散場；(c)及(d)為渦度場。

圖 6.8 WRF 模擬及 WISSDOM 反演垂直剖面示意圖(於圖 6.7 紅線處，y=0)。(a)及(b)為輻合輻散場；(c)及(d)為渦度場。

圖 6.9 渦度收支方程診斷圖，左側為渦度趨勢項，右側為平流項、抽拉項以及傾斜項的總和。(a)及(b) y 軸等於 0，高度為 0.4 公里；(c)及(d) y 軸等於 0，高度為 2 公里。

圖 6.10 WISSDOM 設定網格圖。紅點為 WISSDOM 中心點；藍點為兩個虛擬雷達，兩顆虛擬雷達距離為 25km。

圖 6.11 WISSDOM 雷達覆蓋圖。白色為地形區域，綠色代表兩顆雷達覆蓋。

圖 6.12 WRF 模擬及 WISSDOM 反演示意圖。(a)及(b)為 U 風場；(c)及(d)為 V 風場；(e)及(f)為 W 風場。

圖 6.13 WRF 模擬及 WISSDOM 反演 W 風場剖面圖(於圖 6.11(e)及(f)紅線處，y=-5)。(a)為 WRF 模擬；(b)為 WISSDOM 反演。

圖 6.14 WRF 模擬及 WISSDOM 反演示意圖。(a)及(b)為輻合輻散場；(c)及(d)為渦度場。

圖 6.15 WRF 模擬及 WISSDOM 反演垂直剖面示意圖(於圖 6.13 紅線處，y=-10)。(a)及(b)為輻合輻散場；(c)及(d)為渦度場。

第一章 緒論

1.1 前言

垂直速度對於劇烈天氣系統的成生成有非常大的影響，如果能掌握垂直速度的發展，不僅能改善預報的準確度，進而減少生命財產的損失，因此許多前人都致力於研究以得到更正確的垂直速度(Shapiro2009 利用理想實驗，在變分方法中添加渦度方程的約束條件以增進垂直速度的準確性)，不過仍然缺乏實際的觀測資料去驗證此垂直速度，而現今的觀測工具中也很難大範圍直接量測深對流系統中的垂直速度，雖然飛機量測是最直接的方法，但這個方法既昂貴又很危險，也無法進行長時間的觀測，因此使用剖風儀的觀測來得到單點上方的垂直速度相較起來便宜及安全很多，雖然剖風儀可能存在 1-2 m s^{-1}的誤差，但仍是很可靠的觀測資料來源。

雷達(RAdio Detection And Ranging，簡稱 RADAR) 最早是利用於軍事作戰，主要是運用無線電波對於物體進行探測，而後人們進而針對天氣實施觀測及監控，透過雷達掃描可以得到高時間且高空間解析度的觀測資訊，以利了解對流尺度下的天氣系統結構。透過現今的雷達觀測中可以得到三維空間的回波及徑向風資訊，而在徑向風反演成水平及垂直速度的公式中，垂直速度因為空間尺度的關係，其反演的好壞很難直接由徑向風看出，為了要結合模式及都卜勒雷達提供的回波和徑向風資訊，資料同化的技術是現今氣象發展的趨勢，透過此方法能更能得到一個對當時大氣最佳的描述。

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)，主要是使用數學上三維變分法透過五項約束條件結合雷達資料反演出一組三維風場。

因為剖風儀所得到的只是一維空間上的風場，無法得到整個三維空間的風場，本研究主要就是使用剖風儀和 WISSDOM 做垂直速度上的驗證與比較，想探討

WISSSDOM 所反演的垂直速度與剖風儀所觀測的相關性，倘若 WISSDOM 能掌握三維的空間垂直速度結構，對於後續天氣系統生成及發展的研究，能提供很好的參考資料，此外本研究為了提升 WISSDOM 在垂直速度的反演能力，將剖風儀所觀測的風場利用高斯分布的權重同化進 WISSDOM 中，再分別利用另一部剖風儀及雷達驗證此同化效果，最後針對 WISSDOM 進行不同地形的高解析度虛擬測試(100 公尺)，測試 WISSDOM 於高解析度的反演能力，以利掌握天氣系統發展前的風場狀況。

1.2 文獻回顧

為了要更掌握天氣系統發展狀況，垂直速度的量測顯得相當重要，過去最直接方法即是利用飛機直接穿透對流雲以測量空氣中的垂直運動，Lenschow(1976)利用飛機推估上升的氣流運動，然而飛機觀測的危險性和昂貴的成本，導致觀測資料量較少，因此最近使用剖風儀取代飛機來反演垂直速度的研究逐漸增多，例如:Cefelli 和 Rutledge (1994)即利用剖風儀觀測中尺度對流系統在海洋大陸中的垂直運動結構，May 和 Rajopadhyaya (1999)也利用剖風儀觀測澳大利亞 Darwin 地區的深層對流垂直速度特徵，Giangrande (2013)彙整了在 Oklahoma 利用 UHF 剖風儀觀測的對流特性，Kumar (2015)利用剖風儀觀測在澳大利亞 Darwin 地區的熱帶積雲的質量通量特徵，Giangrande (2016)利用剖風儀觀測 2014 年 5 月在亞馬遜流域的對流雲垂直速度和質量流量特徵，主要原因為剖風儀可以在時間和高度上提供很高的解析度，以利進行系統垂直運動的特徵分析。

都卜勒雷達能彌補剖風儀只能進行單點剖面觀測的缺點，但是都卜勒雷達所觀測的徑向風為平行於雷達電磁波的投影向量，因此只能得知當時的風場是遠離或是接近雷達，並無法直接得到三維結構的風場，單可利用數學方法進行計算。不過垂直速度仍是最難估計的量，主要原因如後詳述：

$$V_r = \frac{x}{r}u + \frac{y}{r}v + \frac{z}{r}(w + V_T) \tag{1.1}$$

在(1.1)式中，V_r為雷達觀測的逕向風，r 為雷達投影到網格點的距離，(x,y,z)為雷達與網格點距離三個座標軸的分量，(u,v,w)為反演的風場，V_T為雨滴終端落速，由此公式可發現在實際投影的過程中，x 及 y 的單位通常為公里，但 z 的單位為公尺，故會造成徑向風的改變主要是被水平風場(u,v)所主導，因此反演水平風場的好壞可輕易由徑向風顯示；但於垂直風場(w)中，其反演的好壞並不會對徑向風造成明顯的改變，故垂直速度是最難估計的量，因此後續產生許多研究，主要為利用都卜勒雷達反演大氣中三維風場及試圖解決反演垂直速度的困難。

在 1960 至 1990 時期很多利用都卜勒雷達來發展並重建三維風場的研究，(eg., Armijo (1969), Ray et al (1975),Doviak et al (1976), Brandes (1977),and Ray et al (1978))。這些方法在設定一個邊界條件後，基本上是從一組閉合方程中求得風場的唯一解，此風場（u,v,w）主要為每個雷達所觀測到的徑向風分量、質量連續方程及粒子終端落速的估計的幾何關係所組成。而在 O'Brien (1970), Ray et al (1978), Chong 和 Testud (1983), Ziegler et al (1983)的研究中證明變分技術也被是一種有效的手段，用於調整由垂直速度的頂部或底部邊界條件的不充分規範引入的誤差，或者用於強制滿足連續性方程，變分方法已經開始在各種研究中發揮更加重要的作用如 Shapiro 和 Mewes (1999), Gao et al (1999), Gao et al (2004). 在這些方法中，通常首先設定價值函數。在價值函數中，進行多都卜勒風合成，其主要的約束條件，如徑向速度觀測，質量守恆方程及低通濾波器，用作弱約束或強約束，最後通過極小化該價值函數，獲得最佳調整的風場。

為了讓連續方程的積分能夠順利進行，上述的方法都需要給定上層和下層有效的邊界條件，但是實際上地表附近與最頂層雷達資料是缺乏的，因此會有誤差的產生。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，Shapiro et al (2009)進行了一連串 OSSE 的理想實驗，證實渦度方程影響垂直速度反演的準確度的重要性。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)，此系統主要是利用約束條件的極小化，來反演出一組最佳的三維風場，所運用的約束條件包含連續方程、徑向風方程、渦度方程、背景場項、平滑項等五項，此外也加入 Tseng 和 Ferziger (2003)發表的 Immersed Boundary Method（IBM）來判斷要反演的區域是否在地形內，透過此方法及可以在複雜地形上進行風場反演，尤和廖(2009)、Lee et al (2014)分別使用 WISSDOM 進行 OSSE 實驗及韓國真實個案反演，結果顯示 WISSDOM 能夠掌握天氣系統的風場結構。

在垂直速度校正方面，Reasor (2009)於 1997 年 Guillermo 龍捲風個案中利用 Gamache (2006)所使用的都卜勒反演系統，其中包含連續方程、徑向風方程、背景場項、平滑項等 4 項，進行雷達風場反演，和飛機在 3 公里及 6 公里高度觀測到垂直速度進行校驗，結果顯示透過都卜勒系統反演的垂直速度大致能掌握飛機量測的垂直速度。Collis (2013)則利用 Portat 和 Zawadzki (2000)所提出的都卜勒反演系統(包含連續方程、徑向風方程及平滑項等 3 項約束條件)和剖風儀針對 May et al (2008)進行的國際熱帶暖池實驗進行垂直速度的校驗，在 3 公里 x 3 公里的網格中，收集 20 分鐘內的剖風儀和雷達風場反演資料進行最大值、最小值及平均值的校驗，統計的結果顯示所使用的雷達風場反演系統能良好的掌握剖風儀所觀測到的垂直速度。Notrh (2017)利用 3DVAR 的都卜勒雷達反演系統(包含連續方程、徑向風方程、地表不滲透項、背景場項、平滑項等五項)所得到的垂直速度和剖風儀進行單點時間的校證，結果顯示 3DVAR 能良好呈現剖風儀所量測到垂直速度的變化趨勢。蘇(2016)利用 WISSDOM 和 TEAM-R 及 VHF 剖風儀進行垂直速度的校驗，WISSDOM 反演出來的數值和兩個觀測(TEAM-R 及 VHF)差異量化不大，且垂直速度隨高度的增大與減小具有一致性。

雖然在垂直速度校正方面，上述研究已證實利用都卜勒雷達反演系統和觀測所得到的垂直速度有一定的相似性，但仍有改善的空間:

(1) Reasor (2009)、Collis (2013)及 Notrh (2017)使用的都卜勒雷達反演系統並沒有渦度方程的約束條件，進而可能造成垂直速度的誤差增大，本研究使用 WISSDOM(包含渦度方程)來進行風場合成，目的為降低垂直速度的誤差，並探討渦度方程對於垂直速度的重要性。

(2) 蘇(2016)利用 WISSDOM 和 TEAM-R 及 VHF 剖風儀進行校驗，其網格解析度為 1 公里 x 1 公里 x 250 公尺，而本研究提高 WISSDOM 的水平解析度為 250 公尺，進而降低在空間上的不一致所造成誤差。

(3)本研究在 WISSDOM 的價值函數中額外新增一項剖風儀觀測約束條件，並將其中一部剖風儀所測量的風場同化進 WISSDOM 中，並使用另一部剖風儀及桃園機場雷達進行校驗，目的為讓 WISSDOM 所反演的風場更接近觀測。

總結來說，本研究主要目的為透過兩個個案檢視 WISSDOM 在垂直速度的反演能力，並和上述相關研究進行比較，並嘗試透過新增的約束條件提高 WISSDOM 的在三維風場反演能力。

1.3 論文架構

本篇論文共分成七章。第一章為緒論。第二章為本研究所使用的剖風儀簡介、雷達介紹及 WISSDOM 風場反演的方法。第三章為實驗設計包含 WISSDOM 背景場選取方法及剖風儀和 WISSDOM 校驗的方法。第四章為兩個個案的校驗結果和過去研究結果的比較，依序分別為泰利颱風(2017 年 9 月 12 日-13 日)及瑪莉亞颱風(2018 年 7 月 10 日)。第五章區分兩個部分，第一部份為同化剖風儀的方法及結果，第二部份為利用另一部剖風儀及桃園機場驗證此方法的結果。第六章為 WISSDOM 高解析度的虛擬實驗設定及結果。第七章為結論及未來展望。

第二章 剖風儀觀測與研究方法

雷達所觀測到的資訊存在著一些雜訊和非氣象場的訊息，為了避免這些非氣象場資訊影響風場反演的結果，如何濾除這些訊號顯得特別重要，因此 WISSDOM 進行風場反演前必須先進行品質管控。在本章節將詳述剖風儀的風場反演方法、所使用的雷達簡介及雷達資料品質控管流程，最後也會說明本研究所使用的 WISSDOM 風場反演方法。

2.1 剖風儀簡介

本研究所使用的剖風儀資料分別來自於 L-band (1290MHz)及 UHF (449MHz)兩種不同的波長的剖風儀(如圖 2.1)，兩個剖風儀詳細細節如(表 2.1)，其中 L-band 會同時進行兩種掃描模式，一種為垂直指向掃描，另一種為傾斜掃描，傾斜的角度為 14.1°，並會同時針對 37˚、97˚、157˚、217˚、277˚、337˚的角度方向量測徑向風，而 UHF 則只有傾斜掃描模式，傾斜的角度也相同為 14.1°，且同時進行 52.6˚、112.6˚、172.6˚、232.6˚、292.6˚、352.6˚的角度風向量測徑向風。其主要反演風場(u、v、w)的方式為 Velocity Azimuth Display(VAD)方法，此方法可以更深入地用來研究風場的變形項或風切項 Browning and Wexler(1968)，在此簡化了 VAD 方法(如圖 2.2)，假設在固定仰角α，雷達波束隨著方位角β改變時，這段期間經過雷達體積(Radar Volume)的風場為均勻不變，可以將經訊號處理計算出的各方位之都卜勒速度(Doppler Velocity)與方位角用正弦曲線擬和(如圖 2.3)，透過擬和後的正弦曲線之振幅、相位及偏差，就可以推算出當時雷達波束體積內風場的水平分量V_h、風的吹向與正東逆時針夾角θ，及風場垂直分量V_f，公式如下：

$$V_R(\beta) = V_h(\beta-\theta)\cos\alpha + V_f(\beta)\sin\alpha$$

$$= V_x(\beta)\cos\beta\cos\alpha + V_y(\beta)\sin\beta\cos\alpha + V_f(\beta)\sin\alpha$$

$$= b\cos(\beta-\theta) + \alpha \qquad (2.1)$$

本篇研究中的泰利颱風個案 L-band 及 UHF 剖風儀同時放於中央大學(北緯 24.965 度，東經 121.1966 度)，將會分別進行垂直風場校驗及剖風儀同化實驗，但在瑪莉亞颱風個案時，L-band 剖風儀已經撤離，故只使用 UHF 剖風儀進行風場校驗。

2.2 雷達觀測資料

本研究使用的雷達資料來源，主要為台灣北部區域，依序分別為五分山雷達、中央大學雷達、桃園機場雷達等 3 座。雷達所處地理相對位置圖與其掃描範圍請參閱(圖 2.4)。

2.2.1 五分山雷達(中央氣象局)

五分山雷達位於新北市平溪區(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，負責單位為中央氣象局，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，都卜勒徑向風折錯風速中低層(仰角 0.5、1.5、2.4、3.4、4.3、6.0)為 26.6 m s^{-1}、高層(仰角 9.9、14.6、19.5)為 31.0 m s^{-1}，可觀測範圍最大為 178.3 公里。五分山雷達主要觀測臺灣北部地區，本研究使用的觀測參數為回波與徑向風。

2.2.2 中央大學雷達

中央大學雷達位於桃園市中壢區(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，負責單位為國立中央大學，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， 都卜勒徑向風摺錯風速大小為 31.9 m s^{-1}，可用範圍最大為 165.3 公里。共 9 個仰角。中央大學雷達主要觀測北台灣，本研究使用的觀測參數為回波與徑向風。

2.2.3 桃園機場雷達

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，掃描策略為體積掃描，觀測仰角分別為 0.3、1.0、1.8、2.5、3.8、5.0、6.0、7.0、9.0、11.0、14.0、17.0 以及 20.0 度，共 13 個仰角。都卜勒徑向風摺錯風速大小為 15.9 m s^{-1}，可用範圍最大為 149.4 公里。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。

2.3 雷達資料品質控管與處理

雷達在沒有進行品質管控前，時常都會遇到地表雜波(ground clutter)及海面雜波(sea clutter)或是風場摺疊(folding)問題，為了避免這些非氣象參數造成風場反演不正確，當在進行 WISSDOM 風場反演前會透過品質控管(Quality Control，簡稱 QC)步驟，以免造成資料誤判。所使用品質管控的軟體是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)9.1 版進行雷達資料品質控管，以下為資料處理流程:

(1)利用地形高度濾除因為地形影響產生的地形雜波。

(2)利用雙偏極化參數(Correlation coefficient，RH)，將值低於 0.85 以下的非降水資訊濾除(桃園機場雷達為都卜勒雷達，無此步驟)。

(3)利用空間連續法進行風場去摺疊。

(4)濾除地面上徑向風絕對值小於 2m s^{-1}，且回波值大於 30dBZ 的資料。

(5)濾除海面上徑向風絕對值小於 2m s^{-1}，且回波值大於 15dBZ 的資料。

因 WISSDOM 進行多雷達合成需要在等高面 CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator，簡稱 CAPPI)的格式上進行，但是原始雷達資料儲存的格式為 PPI(Plan Position Indicator，簡稱 PPI)，因此利用 Rakit 軟體將回波與徑向風內插至垂直網格座標，最後將 3 座雷達的回波資料做二維方向的填補與合成。經過上述對多座雷達資料的品質控管處理後，我們便可作後續之反演與同化。

2.4 多都卜勒雷達風場合成

本研究使用風場合成方法是採用 Liou et al(2009、2012、2014)所提出的多都卜勒雷達風場合成方法(WISSDOM)，主要利用雷達觀測到的徑向風場透過數學變分方法來求得大氣中三維風場結構。其反演方法是利用數學上的變分學原理，極小化一個價值函數，讓反演得到的三維風場同時滿足一系列的約束條件。WISSDOM 主要包含 5 個弱約束條件，分別為(1)三維風場與徑向風的關係式(2)非彈性連續方程式(3)垂直渦度方程式(4)背景場項(5)Laplacian 平滑項。此價值函數表示為：

$$J(u,v,w)=\sum_{M=1}^{5}J_M \tag{2.1}$$

上式等號左邊的 J 為總價值函數，等號右式有下標 M 的為 WISSDOM 所使用的 5 個價值函數，此總價值函數為 5 項價值函數的總和，所使用的 5 個價值函數的各項意義如後詳述。

$$J_1=\sum_{t=1}^{2}\sum_{xyz}\sum_{i=1}^{N}\alpha_1\left(T_{1,i,t}\right)^2 \tag{2.2}$$

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

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

(2.2)式為第 1 項價值函數，N 為 WISSDOM 會使用的雷達個數，t 為雷達掃描的兩個時間，α_1為權重係數，有雷達資料則為 100，無雷達資料則為 0。T 為徑向風與三維風場的關係式，見(2.3)式。(P_x^i，P_y^i，P_z^i)為第 i 座雷達之位置坐標，(u_t，v_t，w_t)為待合成的風場，下標 t 相同表示為雷達掃描的兩個時間，W_T為利用雷達回波估計大氣中雨水與雪的混合比而推算出來的終端落速。見(2.4)式，r_i為第 i 座雷達與卡式座標網格點距離的直線距離，(x, y, z)即為要反演風場中網格點的位置坐標。

在(2.3)式中，W_T為終端落速，主要的換算公式是由雷達所觀測到的 dBZ，在假設 Marshall-Palmer 型態的雨粒大小分佈之下，利用雪和雨的特性估計出來的，詳細描述如下：

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

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

(2.5)式為回波與雨水之間的關係，界定的標準為溫度在以0°C 以上，其中dBZ_r為雨水的回波值(單位:dBZ)，ρ_a為空氣密度(單位:$k\ \ gm^{-3}$)，q_r為雨水含量混和比(單位:$g\ \ kg^{-1}$)。(2.6)式為回波與雪之間的關係，界定的標準為溫度在以0°C 以下，dBZ_s為雪的回波值(單位：dBZ)，ρ_a相同為空氣密度(單位:$k\ \ gm^{-3}$)，q_s為雪含量混合比(單位:$g\ \ kg^{-1}$)，其中隨高度變化的溫度來源主要是以位於反演區域內的探空觀測所得到，不過要反演的時間並不一定會有當時的探空觀測，假使反演的時間點區域內有探空觀測，則直接使用其探空資料來得到當時垂直分層的空氣密度和溫度，但是假使在要反演的時間點的區域內並沒有任何探空資料的情況下，本研究則會使用中尺度模式預報模式系統(Weather Research and Forecasting，簡稱 WRF)得到該時間點的垂直每層的平均空氣密度及溫度，並運用此來估算當時0°C 的高度位置以利當時為雨水或是雪，如此一來，在(2.5)式及(2.6)式中利用以上的描述在已知雷達回波及空氣密度的狀況下估計出每層高度的雨水的混和比q_r和雪的混和比q_s，估計出來的雨水和雪混和比如圖 2.4。

接下來，本研究利用 Lin et al (1983)所提出的質量權重之平均終端落速(mass-weighted mean terminal velocity)來估計終端落速W_T，如下所示：

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

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

$$U_s = \frac{c\Gamma(4+d)}{6\lambda_s^d}(\frac{\rho_0}{\rho_a})^{0.5} \tag{2.9}$$

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

(2.7)式中，U_r為雨水的終端落速(單位：m s^{-1})，其中a = 2115.0c$m^{1-b}s^{-1}$，b=0.8，ρ_0為環境空氣密度(單位:$k\ gm^{-3}$)，ρ_a為空氣密度(單位:$k\ gm^{-3}$)。(2.8)式中，ρ_r為為雨水和雪的密度，為1.0g cm^{-3}，n_{0r}為雨水的截距參數(intersection)，其值為8.0x10^{-2}cm^{-4}，q_r為雨水的含量混合比(單位：$g\ kg^{-1}$)，可由(2.5)式中得知。(2.9)式中，U_s雪的終端落速(單位：ms^{-1})，c = 152.93c$m^{1-d}\ s^{-1}$，d=0.8，ρ_0同上為環境空氣密度，ρ_a為空氣密度。(2.10)式中，ρ_s為雪的密度，其值為 0.1g cm^{-3}，n_{0s}為雪的截距參數，其值為3.0x10^{-2}cm^{-4}，q_s為雪的含量混合比(單位：$g\ kg^{-1}$)，可由(2.6)式中得知。由上述的說明，即可透過(2.5)式至(2.10)式，利用雷達觀測所得到的回波值來估算雨水和雪的終端落速，最後代入(2.3)式的W_T，由圖 2.5 可以發現雨水和雪的終端落速會隨著回波增加而增加，相較雨水的終端落速隨著回波增加的幅度較雪劇烈。

$$J_2 = \sum_{t=1}^{2}\sum_{xyz}\alpha_2\left(\vec{V}_t - \vec{V}_{B,t}\right)^2 \tag{2.11}$$

(2.11)式為第 2 項價值函數，為背景場項，主要的目的為透過背景風場$\bar{V}_B$來彌補雷達觀測不到的區域，下標 t 同樣為雷達掃描的兩個時間；α_2為權重係數，其值的設定為10^{-1}。此背景風場$\bar{V}_B$可特過探空觀測資料、再分析場資料或 WRF 中尺度預報所得到，本研究以 WRF 中尺度模式預透過一段時間的模擬，再將模擬後得到的風場投影回各雷達中進行比較，取誤差最小時段的風場當作 WISSDOM 的背景場，詳細的背景風場的製作將會在第三章中詳細說明。

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

(2.12)式第 3 項價值函數，為非彈性連續方程式項，主要目的為使反演得到的風場(u_t, v_t, w_t)滿足此連續方程式的約束，其中α_3為權重係數，其值的設定為 4×10^8，ρ_a為空氣密度(單位:$kg\ m^{-3}$)。取得方式如(2.5)式中的方法相同，主要來源為探空觀測或 WRF 中尺度預報模式所模擬。

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

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

$$f \equiv 2\Omega \sin\phi \tag{2.15}$$

(2.13)式為第 4 項價值函數，為垂直渦度方程式項，主要目的為讓反演得到的風場(u, v, w)滿足此連續方程式的約束。α_4為權重係數，其值設定為 4×10^{13}，等號右邊第一項為趨勢項(tendency term)，主要是利用反演時間前後的兩筆時間進行做差分計算，依序第二、三和四項分別為平流項(advection term)、抽拉項(stretching term)以及傾斜項(tilting term) ，其中的上標橫線代表兩筆時間的平均值。(2.13)式中，ζ為相對渦度，其定義詳如(2.14)式。(2.15)式中的f為科氏參數，Ω為地球自轉角速度，其值為 7.292×10^{-5}rad s^{-1}，ϕ為網格點之緯度。為了不產生物理上不易解釋的剩餘項(residual term)，會針對所反演的風場進行渦度收支診斷。

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

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \tag{2.17}$$

(2.16)式為第 5 項價值函數，為 Laplacian 平滑項，主要目的為濾除風場的極值和雜訊，讓風場之間產生連續且平滑的作用，α_5為權重係數，水平風沿水平(垂直)方向為$10^{15}(10^{11})$，垂直風沿水平(垂直)方向為$10^{14}(10^{12})$，等號右邊的 ∇^2 為 Laplace 運算子，即如為(2.17)式所表示。

WISSDOM 透過滿足上述 5 個約束條件，讓所反演出來的風場即可得到一組最接近真實大氣的三維風場結構，而此 WISSDOM 相較過去傳統利用幾何概念反演的風場合成方法，WISSDOM 具有以下優點：

(1)能解決沿基線上無法解析風場的問題，詳如 Liou et al (2009)。

(2)有加入渦度方程當作約束條件，讓反演後的三維風場滿足渦度方程式，並可以進行渦度收支的診斷，此項為其他研究利用相同數學變分進行的風場合成方法(Reasor2009、Collis2013 及 Notrh2017)所沒有。

(3)利用 Tseng and Ferziger (2003)的 Immersed Boundary Method，可於複雜地形上進行三維風場反演。

(4)能利用模式模擬的背景場與雷達資料的結合，以彌補雷達資料觀測不完全的區域。

(5)能針對任何數目的雷達同時進行風場反演。

(6)能進行兩筆時間的風場反演及提供風場較有彈性的上下邊界條件，本實驗主要利用 WISSDOM 進行三維風場合成，並將變分迭代的次數設定為 1000 次，讓此價值函數能良好的收斂，藉由變分極小化的疊代過程(iterations)，以得到一組最接近真實大氣的三維風場結構。

2.5 定量校驗垂直速度方法

本研究主要針對 WISSDOM 反演出來的垂直速度和兩個剖風儀量測到的垂直速度進行校驗，以判斷 WISSDOM 反演的準確性，此外，也會利用空間相關係數，針對在第五章的同化方法進行 WISSDOM 和桃園機場的風場以及第六章中高解析度虛擬實驗中進行 WISSDOM 和 WRF 的風場空間相關性校驗，以利了解同化方法的合宜性及虛擬實驗的正確性。

在此使用的量化指標有：方均根誤差(Root Mean Square Error,RMSE)、相對方均根誤差(Relative Root Mean Square Error,RRMSE)、相關係數(Correlation Coefficient,ρ)、空間相關係數(Spatial Correlation Coefficient,SCC)，詳細說明如下。

2.5.1 方均根誤差(RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(\varphi_{MOD} - \varphi_{OBS})^2}{N}} \tag{2.18}$$

上式中φ為待校驗的變數，用於計算 WISSDOM 內插至觀測空間上的變數φ_{MOD}與觀測值φ_{OBS}之間的差異表現，N 為所有納入計算的觀測點個數，RMSE 愈小代表模式表現愈佳。

2.5.2 相對方均根誤差(RRMSE)

$$RRMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(\varphi_{MOD} - \varphi_{OBS})^2}{\sum_{i=1}^{N}(\varphi_{OBS})^2}} \tag{2.19}$$

與方均根誤差相似，φ為待校驗的變數，用於計算 WISSDOM 內插至觀測空間上的φ_{MOD}和觀測間φ_{OBS}的差異，N 為所有納入計算的觀測點個數，不同點在於相對方均根誤差分母為觀測值，主要為表現兩者差異和觀測值間的比值，相同的 RRMSE 愈小代表模式表現愈佳。

2.5.3 空間相關係數(SCC)

$$SCC = \frac{\sum_{i=1}^{n}(\varphi_i^{MOD} - \overline{\varphi})(\varphi_i^{OBS} - \overline{\varphi})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(\varphi_i^{MOD} - \overline{\varphi})^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(\varphi_i^{OBS} - \overline{\varphi})^2}} \tag{2.20}$$

上式中φ為待校驗的變數，用於計算 WISSDOM 內插至觀測空間上的φ_{MOD}和觀測間φ_{OBS}的差異，n 為所有納入計算的觀測點個數，變數上方加上一橫代表平均值，用於計算模式內插至觀測空間上的變數φ_{MOD}與觀測值φ_{OBS}之間的三維空間分布表現，相關係數ρ與 SCC 的公式相同，本研究使用ρ來表示WISSDOM 和剖風儀所反演的垂直速度在垂直高度上的相關性，和示其值介於 0 到 1 之間，愈接近於 1 則表示模式表現愈佳。

第三章 實驗設計

本章節分為四個部分，第一個部份為所選取的個案簡介，個案分別為 2017 年 9 月 12 日至 13 日的泰利颱風及 2018 年 7 月 10 日的瑪麗亞颱風。第二部分為 WISSDOM 的相關設定。第三部分為中尺度預報模式 WRF3.8 的設定及背景場選取方式。第四部份為剖風儀和 WISSDOM 的校驗方式，主要為調整剖風儀的解析度以利和 WISSDOM 進行校驗。

3.1 個案簡介

本研究所挑選的個案為泰利颱風(2017)及瑪莉亞颱風(2018)，選取泰利颱風的個案原因，為個案期間在中央大學(東經 121.1966 度及北緯 24.96 度)處同時放置 UHF 及 L-band 兩部剖風儀進行觀測，本研究即可運用兩部剖風儀分別進行校驗及同化，選取瑪莉亞颱風個案的原因為加強 WISSDOM 垂直速度校驗的樣本數，以增進結果的說服力。由於剖風儀在強降雨時容易產生很大的誤差，但在無降雨系統時，雷達無法得到觀測資料，因此本研究所挑選剖風儀和 WISSDOM 校驗的時段主要是以有天氣系統但不劇烈的時間點為主。

3.1.1 泰利颱風(2017)

泰利颱風於 2017 年 9 月 8 日 0200 UTC 在大平洋東岸形成熱帶性低氣壓，並漸漸往西北方移動，於 9 月 10 日 0200 UTC 升格為輕度颱風，並於 9 月 12 日 1800 UTC 增強為中度颱風並開始影響台灣，最後於 9 月 14 日 0800 UTC 北轉前往日本(相關路徑如圖 3.1)，主要影響台灣的系統為颱風外圍環流，9 月 13 日當日於陽明山地區造成的最高累積雨量為 50mm(如圖 3.2)。

在泰利颱風影響期間 L-band 及 UHF 剖風儀所觀測到的時序圖(如圖 3.3)，透過篩選剖風儀資料品質和雷達覆蓋的考量，本次實驗所選取的校驗時間點為 9 月 12 日 1820 UTC 及 2050 UTC，和 9 月 13 日 1220 UTC、1250 UTC、1720 UTC、1750 UTC、1850 UTC、1920 UTC、2220 UTC、2350 UTC，總計 10 個時間點。

3.1.2 瑪莉亞颱風(2018)

瑪莉亞颱風於 2018 年 7 月 3 日 0800 UTC 在大平洋東岸形成熱帶性低氣壓，並漸漸往西北方移動，於 7 月 5 日 0800 UTC 轉為輕度颱風，並於 7 月 10 日 0600 UTC 轉為強烈颱風且並無北轉，對台灣北部造成明顯降雨，最後於 7 月 11 日 0700 UTC 移往至大陸地區(如圖 3.4)，7 月 10 日當日對台灣北部造成最高累積雨量為 130mm(如圖 3.5)。

在瑪莉亞颱風影響期間 UHF 剖風儀所觀測到的相關時序圖(如圖 3.6)，本次實驗所校驗的時間點為 7 月 10 日 1250 UTC、1318 UTC、1340 UTC、1348 UTC、1540 UTC、1548 UTC、1610 UTC、1618 UTC、1640 UTC、1648 UTC，總計 10 個時間點。

3.2 WISSDOM 設定

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，本篇研究所使用 WISSDOM 所選取的網格主要以兩部剖風儀放置地點為中心，並設定三維空間為 120×120×70 個網格點，解析度為 250 公尺×250 公尺×250 公尺，所設定的總範圍為 30 公里×30 公里×17.5 公里，詳如(圖 3.7)，所使用的雷達資料為五分山雷達、中央大學雷達及桃園機場雷達，中央大學雷達及桃園機場雷達均在 WISSDOM 網格內，惟五分山雷達不在網格內，但仍有運用其資料，雷達與 WISSDOM 對應的相關位置(如圖 3.8)，WISSDOM 所使用的背景場來源為中尺度預報模式 WRF3.8，詳細模式設定及背景場選取流程於 3.3 中介紹。

3.3 WRF 模式設定

本篇所使用的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 WRF3.8 版本，本次實驗主要使用三層巢狀網格(詳如圖 3.9)，D01 涵蓋整個北台灣，網格數為 100 格×100 格，解析度為 3.75km×3.75km，D02 的網格數為 88 格×88 格，解析度為 1.25km×1.25km，D03 的網格數為 126 格×126 格，解析度為 250m×250m，模擬網格的地圖投影採用蘭伯特正形圓錐投影.，所設中心點與 WISSDOM 相同為兩部剖風儀放置地點(東經 121.1966 度及北緯 24.96 度)，地形解析度皆為 30 秒，模式設定的垂直分層由地表至等壓面 30hPa 高度皆為 45 層σ levels，D01、D02 及 D03 的積分時間間隔(time step)分別為 60 秒、12 秒及 5 秒。3 個模擬區域會互相影響，稱為 two-way nesting。參數化部分，邊界層選用 YSU scheme、微物理選用 Goddard GCE scheme，以上所述的模式設定可參照表 3.1。

3.3.1 模式初始化與背景場

泰利颱風個案和瑪麗亞颱風個案初始場分別是使用 2017 年 9 月 12 日 0000 UTC 及 2018 年 7 月 10 日 0000 UTC 的美國國家環境預報中心(National Centers for Environment Prediction,縮寫為 NCEP) 0.25°×0.25°全球再分析資料，由 3.3 的 WRF 模式設定並先進行 6 個小時的模擬，使模式 spin-up 一段時間，讓其內部自行調整在模式中應有的局部大氣環流結構，再持續進行 48 小時的模擬。

由於模式所得到的風場和最相近真實大氣風場的時間點不會完全一致，因此本研究為了得到一組最接近真實觀測的背景風場，所利用的方法主要是在 WISSDOM 欲反演的時間點前後截取兩個小時的區間，並將這兩個小時輸出成每 10 分鐘一筆的風場(總共 25 個)，後續將模式的風場投影到相對時間的五分山雷達、中央大學雷達及桃園機場雷達進行徑向風比較，找出相對方均根誤差最小的風場當作 WISSDOM 所使用的背景場(如圖 3.10)，代表此背景場最符合實際的雷達觀測，流程示意圖(如圖 3.11)。

3.4 校驗方法

剖風儀和雷達的在時間、高度及空間解析度均有所不同，剖風儀的解析度比雷達要來得高，為了要利用剖風儀校驗雷達所反演的垂直速度，首先必須調整剖風儀的解析度讓其符合雷達觀測的解析度，如此才能進行客觀的校驗。

3.4.1 時間

每個雷達完成一個體積掃描的時間均不同，五分山雷達約為 6 分鐘，中央大學雷達及桃園機場雷達則約為 10 分鐘完成。而用來校驗的兩種剖風儀均會在內部自動進行資料平均及品質管控，並於每 10 分鐘彙整出一筆資料。為了要讓剖風儀所觀測時間和雷達的時間相同，本研究校驗所選取的時間點為雷達及剖風儀平均的時間中間值。以 2017 年 9 月 12 日 1820 UTC 為例，當時得到的五分山雷達資料時間點為 1817 UTC 及 1823 UTC，中央大學雷達的時間點為 1813 UTC 及 1824 UTC，桃園機場雷達的時間點為 1820 UTC，主要原因為桃園機場雷達每 30 分鐘才儲存一筆。所使用剖風儀的時間為 1825 UTC。如此一來，雷達和剖風儀的平均時間均為 1820 UTC，即可運用此時間點來進行垂直速度的校驗，讓在時間上造成的誤差降低，比較示意圖如(圖 3.12)。

3.4.2 高度

剖風儀的垂直解析度為 55 公尺，而雷達在高度方面則是依體積掃描所抬升的仰角而定，高度越高所抬升的角度越大，解析度也就越粗，為了在高度上有客觀的校驗，本研究將雷達資料內插成垂直解析度 250 公尺的卡式座標，針對剖風儀每個高度點進行 9 點平滑法進行處理，平均剖風儀每層高度的上下各 4 組高度資料，也就是平均上下 220 公尺高度內的資料，詳細如(圖 3.13)，再利用三次樣條插值(Cubic Spline Interpolation)內插到雷達所反演的相同高度上，以利降低高度上的誤差，並能有效的和 WISSDOM 使用雷達所反演的垂直速度進行校驗。

3.4.3 空間

因為剖風儀和雷達所觀測到的天氣系統會存在一定空間上的誤差，為了降低此空間上的誤差，本研究參考 North (2017)年的研究，在 WISSDOM 中心(即為剖風儀的位置)設定半徑 750 公尺的範圍，選取此範圍內具有雷達資料的格點，進行數值大小順序排列，最後選取中位數，再利用剖風儀所觀測的數值和此中位數實施校驗(詳如圖 3.14)，WISSDOM 網格內其他有雷達資料的格點則設定為空間性誤差，將會以在第 4 章以箱形圖(Box plot)表示。

第四章 校驗結果

本章節主要分為三個部分，第一部份為說明剖風儀校驗 WISSDOM 所反演垂值速度的流程及詳述泰利颱風及瑪莉亞颱風兩者個案利用剖風移校驗 WISSDOM 所反演的垂直速度的結果，第二部份為將 WISSDOM 的結果和過去做類似實驗(Reasor2009、Collis2013 及 North2017)的結果進行比較，第三部分為分析 WISSDOM 表現較佳的原因分析。

4.1 校驗流程

校驗流程主要分為三個步驟，第一步驟要先決定剖風儀所需校驗的高度，因此針對 WISSDOM 放置剖風儀的格點上方，繪製緯向及經向的雷達覆蓋垂直剖面圖，將具有雷達覆蓋的高度設定為剖風儀所需校驗的高度，主要原因為其餘沒有雷達覆蓋的風場資訊為模式所模擬出來，並無校驗的意義。第二步驟為判斷終端落速相關性，因為剖風儀所量測到的垂直速度包含大氣中空氣的垂直速度加上雨滴的終端落速，由(2.5 式)中發現主要雨滴的終端落速是由回波所反演，但兩部剖風儀皆無法觀測出降雨回波(dBZ)，只能觀測出當時大氣信號的能量(dB)，為了要避免所校驗的垂直速度都被終端落速所主導，本研究參考 May (2001)的文章針對雷達觀測的降雨回波(dBZ)和剖風儀觀測的大氣信號的能量(dB)進行回歸分析，確認每個時間點雷達和剖風儀觀測到回波的一致性，即可假定兩者的終端落速相同，如此所校正的大氣中空氣的垂直速度。第三步驟即進行剖風儀和 WISSDOM 反演的垂直速度校驗，於泰利颱風個案中 L-band 剖風儀所反演的值會區分為垂直模式和傾斜模式，而 WISSDOM 每層的值會用箱型圖表示，中間值表示中位數，其餘顯示的範圍為 WISSDOM 和剖風儀間的空間性誤差。

4.2 泰利颱風(2017)

泰利颱風期間校驗 2017 年 9 月 12 日 1820 UTC 及 2050 UTC，和 9 月 13 日 1220 UTC、1250 UTC、1720 UTC、1750 UTC、1850 UTC、1920 UTC、2220 UTC、2350 UTC，總計 10 個時間點，以 2050 UTC 為例，由最大合成回波圖可以看出在中間剖風儀格點(紅點)上方有明顯的天氣系統，風向為東北風向如圖 4.1。針對 WISSDOM 上剖風儀的格點進行緯向及經向的雷達覆蓋垂直剖面如圖 4.2，依此圖可判斷出校驗的垂直高度為 4 公里，再來將剖風儀(L-band 及 UHF)觀測到的大氣信號分別和雷達回波進行回歸分析(如圖 4.3)，發現兩者的相關性相當高，其值分別為 0.97 及 0.92，因此本研究假定兩者所量測的終端速度相同，最後校驗 WISSDOM 在剖風儀格點上方由雷達反演的垂直速度，其中剖風儀 L-band(區分為垂直模式即傾斜模式)如圖 4.4。由圖中可以發現 L-band 的垂直模式、傾斜模式及 UHF 所反演的垂直速度和 WISSDOM 反演的垂直速度的方均根誤差分別為 1.04 m s^{-1}、1.26 m s^{-1}及 1.06 m s^{-1}，在 2050 UTC 時間點中 WISSDOM 和 L-band 的垂直模式有最低的誤差。接著將泰利颱風個案所有時間點剖風儀和 WISSDOM 所反演的垂直速度(總計 117 筆)校驗進行統計回歸分析，可發現 L-band 的垂直模式和 WISSDOM 的相關性為 0.56，方均根誤差為 1.13m s^{-1}；L-band 的傾斜模式和 WISSDOM 的相關性 0.51，方均根誤差為 1.18 m s^{-1}；UHF 和 WISSDOM 的相關性為 0.49，方均根誤差為 1.31 m s^{-1} (如圖 4.5)，在此個案整體的校驗中可歸納出反演的垂直速度在 L-band 的垂直模式和 WISSDOM 中有最高的相關性和最小的誤差，其主要原因為剖風儀在傾斜模式中使用 VAD 方法所反演的垂直速度，需假定剖風儀掃描的體積內風場為均勻不變，因此造成本身所存在的不確定性，導致誤差會較大。

4.3 瑪莉亞颱風(2018)

瑪莉亞颱風期間校驗 7 月 10 日 1250 UTC、1318 UTC、1340 UTC、1348 UTC、1540 UTC、1548 UTC、1610 UTC、1618 UTC、1640 UTC、1648 UTC，總計 10 個時間點，以 1340 UTC 為例，由最大合成回波圖可以看出在剖風儀格點(紅點)上方有明顯的天氣系統，風向為北北東風(如圖 4.6)，和泰利颱風個案相同，首先針對 WISSDOM 上剖風儀的格點進行緯向及經向的雷達覆蓋垂直剖面(如圖 4.7)，依此圖可判斷出校驗的垂直高度為 8.25 公里，再來將 UHF 剖風儀觀測到的大氣信號分別和雷達回波進行回歸分析(如圖 4.8)，發現兩者的相關性高達 0.93，即假定兩者所量測的終端速度相同，最後校驗 WISSDOM 在剖風儀格點上方由雷達反演的垂直速度，UHF 剖風儀所反演的垂直速度和 WISSDOM 反演的垂直速度的方均根誤差分別為 0.72 m s^{-1} (如圖 4.9)，依序將瑪麗亞颱風個案所有時間點剖風儀和 WISSDOM 所反演的垂直速度(總計 293 筆)校驗進行統計回歸分析，可得出垂直速度在 UHF 剖風儀和 WISSDOM 中的相關性為 0.78，方均根誤差為 2.12 m s^{-1} (如圖 4.10)，為了進一步審視 WISSDOM 所反演的垂直速度在各層的掌握能力，此個案透過 CFAD(Contoured Frequency by Altitude Diagram)統計每段時間來探討 WISSDOM 及剖風儀高度各層的垂直速度發生頻率(如圖 4.11)，由圖可發現 WISSDOM 能確切掌握 UHF 所反演的垂直速度隨高度的變化，從結果也可發現，WISSDOM 反演的垂直速度在瑪莉亞颱風個案相較泰利颱風的結果來得好，主要原因為瑪莉亞颱風個案中的整體的雷達覆蓋率為 47%，而泰利颱風的雷達覆蓋率為 14%，因此瑪莉亞颱風個案中有更多的資訊提供給 WISSDOM 進行風場反演，進而可得到更好的結果。

4.4 結果比較

經由上述校驗的結果發現 WISSDOM 能掌握大氣中垂直速度的變化，在泰利颱風個案中經統計最好的結果為 L-band 的垂直模式和 WISSDOM，其相關性為 0.56，方均根誤差為 1.13 m s^{-1}，而在瑪莉亞颱風個案中 UHF 剖風儀和 WISSDOM 中的相關性為 0.78，方均根誤差為 2.12 m s^{-1}，但結果的好壞仍需從過去相同校驗垂直速度的研究結果進行比較，以增進結果的說服力，因此本研究會比較過去三篇相同校驗垂直速度的結果，其中依序為 Reasor (2009)、Collis (2013)及 Notrh (2017)。

在 Reasor (2009)的文章中，利用 Gamache (2006)針對 1997 年 Guillermo 龍捲風個案中利用所使用的都卜勒雷達反演系統進行風場反演，並和飛機於 3 公里及 6 公里的高度所觀測到的垂直速度進行校驗，其方均根誤差為 1.5 m s^{-1}，相關性為 0.56，此結果和本研究的結果相比，WISSDOM 所反演的垂直速度在相關性部分的表現均比較好，在方均根誤差方面瑪莉亞颱風個案稍大於 Reasor (2009)的結果，原因為飛機量測所得到的垂直速度本身存在的誤差會比用 UHF 剖風儀要來得小。

於 Collis (2013)的文章中，利用 Portat 和 Zawadzki (2000)所提出的都卜勒雷達反演系統和 50-MHz 剖風儀(VHF)針對 May et al. (2008)進行的國際熱帶暖池實驗(Tropical Warm Pool–International Cloud Experiment)的三個時間點進行垂直速度的校驗，在 3 公里 x 3 公里的網格中，收集 20 分鐘內的剖風儀和雷達風場反演資料進行最大值、最小值及平均值的垂直速度比較，由 Collis (2013)在 3 個時間點得到的結果(如圖 4.12)可看出此反演系統能良好掌握 VHF 剖風儀觀測的垂直速度變化，最後統計此三個時間點(如圖 4.13)，可得到其方均根誤差為 1.9 m s^{-1}，相關性為 0.85，而本研究也進行相同的分析，針對泰利颱風及瑪莉亞颱風個案 5 個時間點，於 3 公里 x 3 公里的範圍中，收集 30 分鐘內的剖風儀和雷達風場反演的垂直速度進行最大值、最小值及平均值的校驗，改變為 30 分鐘主要原因為所能取得的桃園機場雷達資料為 30 分鐘一筆，結果(如圖 4.14)，可以發現 WISSDOM 也能良好的

掌握剖風儀觀測的垂直速度變化，並也統計這 5 個時間點資料(如圖 4.15)，得到方均根誤差為 1.53m s^{-1}，相關性為 0.86，此結果相較 Collis (2013)結果來得好。

在 North(2017)的研究中，利用 3DVAR 雷達同化系統和 UAZR 剖風儀進行垂直速度的校驗，在此研究中 North 和本研究相同進行各時間點的驗證，在空間性誤差部分也都取 750 公尺並取其中位數對剖風儀進行校驗，North 驗證五個案的資料(如表 4.1)，結果平均相關性為 0.34，方均根誤差為 1.74 m s^{-1}，而本研究所得平均相關性為 0.67，方均根誤差為 1.62 m s^{-1}，結果也相較 North (2017)來得好。

4.5 討論

由上述過已發表的研究中可發現，本研究利用 WISSDOM 所得到的結果均較好，原因主要為 Reasor (2009)、Collis (2013)及 Notrh (2017)所使用的都卜勒雷達反演系統中的約束條件相較 WISSDOM 少了渦度方程的影響，而透過 Shapiro (2009)的 OSSE 實驗結果可得知渦度方程對垂直速度反演的重要性。

為了驗證此結果，本實驗針對泰利颱風個案重新進行風場反演，在此次實驗中將渦度方程式的權重設為 0，即所反演的風場將不滿足渦度方程的約束條件，結果(如圖 4.16)，可以發現在 L-band 的垂直模式中相關性由原本的 0.56 降低為 0.45，方均根誤差由 1.13 m s^{-1}上升為 1.17 m s^{-1}；L-band 的傾斜模式中相關性由原本的 0.54 降低為 0.42，方均根誤差由 1.18 m s^{-1}上升為 1.23 m s^{-1}；UHF 剖風儀的相關性由原本的 0.49 降低為 0.39，方均根誤差由 1.31 m s^{-1}上升為 1.65 m s^{-1}，將渦度方程式的權重設為 0 會導致 WISSDOM 和剖風儀觀測的垂直速度相似度變低且誤差變大，由此結果可說明渦度方程對雷達風場反演真實大氣中垂直速度的重要性。

第五章 同化方法及結果

透過第四章的實驗結果顯示，WISSDOM 能掌握大氣中垂直速度的變化，為了進一步再提升 WISSDOM 反演垂直速度的準確性，本研究在 WISSDOM 新增一項剖風儀風場的約束條件，將 L-band 剖風儀所得到的風場資訊(u,v,w)同化進 WISSDOM 中，讓 WISSDOM 能同時滿足雷達及剖風儀的觀測，以利更接近真實大氣狀態，本章節區分為三個部份，第一部份為 WISSDOM 同化剖風儀的方法，第二部份為 WISSDOM 同化剖風儀後的結果，第三部分則是利用 UHF 剖風儀及桃園機場雷達來校驗此方法的正確性。

5.1 同化方法

本研究在 WISSDOM 中新增一項剖風儀的約束條件如(5.1)式所呈現。

$$J_6 = \sum_{t=1}^{2} \sum_{xyz} \alpha_6 \left(\vec{V}_t - \vec{V}_P \right)^2 \tag{5.1}$$

J_6為新增的第 6 項價值函數，為剖風儀項，和第 2 項背景場項類似，主要的目的為透過剖風儀風場$\bar{V}_p$來彌補雷達觀測不到及雷達較少覆蓋的區域，下標 t 為雷達掃描的兩個時間；α_6為權重係數，其值的設定為 200。針對剖風儀風場資訊如何加入到此價值函數部分，本研究設定一組高斯分布的權重(weight)(如圖 5.1)，詳細為(5.2)式，為同化剖風儀風場資料的權重，此權重主要隨距離而改變，距離 WISSDOM 放置剖風的格點越近權重越大，反之越小。

$$\boldsymbol{weight} = \boldsymbol{e}^{-\left[\left(\frac{(x-x_S)^2}{2\sigma^2}\right)+\left(\frac{(y-y_S)^2}{2\sigma^2}\right)\right]} \tag{5.2}$$

根據此高斯分布，在 WISSDOM 中間放置剖風儀的格點上方，剖風儀影響的權重為 1，並依據距離漸漸向外遞減(如圖 5.2)，高斯權重中的σ設定為 750，此外

本實驗所同化的垂直速度為空氣的垂直速度，來源為 L-band 剖風儀所反演的垂直速度扣除 WISSDOM 利用回波所算出的終端落速。

本次實驗針對泰利颱風個案(有兩部剖風儀)，將期間 L-band 剖風儀所觀測到的風場(u,v,w)設定 750 公尺的影響半徑同化進 WISSDOM 網格點中(如圖 5.3)，A 區域的風場資訊為 L-band 剖風儀觀測的風場乘高斯權重加上背景場乘剩餘的高斯權重；B 區域則只有背景場風場。

5.2 同化結果

本節檢視的時間點為泰利颱風個案 1820UTC，同化結果主要探討 WISSDOM 同化 L-band 剖風儀風場後在風場三個分量的(u,v,w)變化，同時也會計算同化剖風儀前後的誤差變化，初步檢驗此同化方法的成效。

5.2.1 U 風場

針對 U 風場，同化 L-band 剖風儀後的結果顯示整個 WISSDOM 網格內有明顯的調整，在網格中間處，U 風場明顯有增強的狀況，將同化前後的結果相減(如圖 5.4)，發現利用此方法後，儘管所同化的範圍只有設定 750 公尺，但其所能影響的範圍為整個 WISSDOM 網格，主要原因為受到 WISSDOM 中連續方程及渦度方程約束條件的影響。接著由 WISSDOM 剖風儀格點上方 U 風場的改變(如圖 5.5)的結果顯示，U 風場同化前後 WISSDOM 與 L-band 剖風儀所反演的 U 風場的方均根誤差分別為 6.96 ms^{-1}及 4.86 m s^{-1}；WISSDOM 與 UHF 剖風儀所反演的 U 風場的方均根誤差分別為 6.97 m s^{-1}及 4.87 m s^{-1}，WISSDOM 將 L-band 剖風儀同化

後，其 U 風場值均更能接近兩部剖風儀觀測值，透過未經同化的 UHF 剖風儀的 U 風場改善狀況，證實此方法在 U 風場的初步成效。

5.2.2 V 風場

在 V 風場方面，同化 L-band 剖風儀後的結果顯示整個 WISSDOM 網格內有明顯的調整，在網格右上方處，V 風場明顯有增強的狀況，此結果也能從同化前後相減的結果顯示(如圖 5.6)。接著由 WISSDOM 剖風儀格點上方觀察 V 風場的改變(如圖 5.7)的結果顯示，V 風場同化前後 WISSDOM 與 L-band 剖風儀所反演的 V 風場的方均根誤差分別為 1.98 m s^{-1}及 0.79 m s^{-1}；WISSDOM 與 UHF 剖風儀所反演的 V 風場的方均根誤差分別為 1.34 m s^{-1}及 0.54 m s^{-1}。WISSDOM 將 L-band 剖風儀同化後，其 V 風場值也均更能接近兩部剖風儀觀測值，也證實此方法在 V 風場的效果。

5.2.3 W 風場

最後在 W 風場方面，為了呈現垂直速度在剖面上的改變，將 WISSDOM 的網格沿著北緯 24.96 度(兩部剖風儀所放置的緯度)，切垂直頗面(如圖 5.8)，顯示在 1.5 公里高度以上同化前後垂直速度調整為正的垂直速度，主要原因為剖風儀觀測的垂直速度扣除 WISSDOM 透過回波換算的終端落速後為正值，此結果也能從同化前後相減的結果圖 5.8 所呈現。由 WISSDOM 剖風儀格點上的垂直速度同化前後的變化(如圖 5.9)發現垂直速度同化前後和 L-band 剖風儀的方均根誤差分別為 0.65 m s^{-1}及 0.6 m s^{-1}，和 UHF 剖風儀的方均根誤差分別為 1.22 m s^{-1}及 1.01 m s^{-1}。

雖然誤差的降低沒有 U 及 V 風場來得明顯，但結果顯示其垂直速度也均更能接近兩部剖風儀觀測值。

5.3 校驗同化方法

由上述實驗的結果顯示，在泰利颱風 1820 UTC 時間點中，同化 L-band 剖風儀對風場有很明顯的改善，為了增加此同化效果的成效，本節將泰利颱風個案總共 10 個時間點依序利用 UHF 剖風儀及桃園機場雷達分別實施單點及三維空間的風場校驗，並將結果進行統計，以顯示此同化方法的成效。

5.3.1 UHF 剖風儀校驗

在同化實驗中所使用的為 L-band 剖風儀的風場資料，故可利用未同化 UHF 剖風儀進行校驗，檢驗此同化方法的合理性，在本項校驗中，將泰利颱風 10 個時間點(總計 117 筆資料)同化前後和 UHF 剖風儀的風場的三個分量進行統計回歸(如圖 5.10)。

由圖 5.10 顯示，在 U 風場方面，相關性由 0.84 提升至 0.92，方均根誤差由 3.16m s^{-1}下降為 2.72m s^{-1}；在 V 風場方面，相關性由 0.79 提升至 0.92，方均根誤差由 2.54 m s^{-1}下降為 2.15 m s^{-1}；在 W 風場方面，相關性由 0.49 提升至 0.65，方均根誤差由 1.31 m s^{-1}下降為 1.3 m s^{-1}，由此結果可以顯示兩個結果。

(1)原本同化前水平風場(U,V 風場)與 UHF 剖風儀的水平風場統計回歸結果，相關性及誤差均優於垂直速度，說明風場在垂直速度相較水平運動更難反演。

(2)透過 UHF 剖風儀所反演的風場分量校驗，在三個風場部分與 UHF 剖風儀觀測的風場的誤差均產生明顯下降，也證實了此同化方法能有效的改善 WISSDOM 反演的風場。

5.3.2 桃園機場雷達校驗

透過上述 UHF 剖風儀的校驗，顯示此同化方法能有效的改善 WISSDOM 反演的風場，但只能代表一維高度上風場的改善，故本研究為了檢視此同化方法在三維風場上的改善，故運用桃園機場雷達進行校驗，使用此雷達的主要原因為桃園機場雷達資料時間和 L-band 剖風儀資料的時間點相同，故同化 L-band 剖風儀風場後應會更接近桃園機場的風場資訊，本節校驗中主要分為三個步驟:

(1)針對泰利颱風 10 個時間點，使用 WISSDOM 重新進行風場反演，所利用的雷達資料為中央大學雷達及五分山雷達，使桃園機場雷達獨立出來進行校驗。

(2)進行 WISSDOM 同化 L-band 剖風儀資料的流程，將 WISSDOM 同化 L-band 剖風儀風場前後的結果投影回桃園機場徑向風。

(3)將步驟(2)的徑向風和桃園機場觀測到的徑向風進行空間相關性及方均根誤差的定量上統計，檢驗此同化方法前後對 WISSDOM 反演的三維風場影響。

首先可從泰利颱風 9 月 12 日 1820 UTC 投影回桃園機場雷達於 0.75 公里的徑向風場可看出(如圖 5.11)，在圖 5.14 中間處顯示經 L-band 剖風儀風場同化修正後，徑向風場更接近原始桃園機場資料，空間相關係數由 0.91 提高至 0.93，方均根誤差由 4.06 m s^{-1}降低為 2.51 m s^{-1}。最後針對泰利颱風 10 個時間點也利用桃園機場雷達進行校驗(如圖 5.12)，結果顯示，同化完 L-band 剖風儀風場資訊後空間相關係數(SCC)均有提升，平均由 0.58 提升至 0.68；在方均根誤差及相對方均跟方面，整體平均分別由 2.42 m s^{-1}下降至 2.27 m s^{-1}及由 0.84 下降至 0.83，結果呈現此同化方法也能改善 WISSDOM 所反演的三維風場。

第六章 高解析度虛擬實驗

本章節主要目的為測試 WISSDOM 於 100 公尺高解析度的反演能力，探討未來同化掃描式光達資料的可行性，其中主要分為四個部份，第一部份為此虛擬實驗的步驟，第二部份為 WRF3.8 模式的相關設定，第三部分為測試 WISSDOM 在無明顯地形中 100 公尺高解析度的反演能力，第四部份為測試 WISSDOM 在複雜地形中 100 公尺高解析度的反演能力。

6.1 虛擬實驗步驟

本實驗主要是使用中尺度預報模式 WRF3.8 版本，實驗步驟如圖(6.1)，其中主要分為 5 個步驟:

(1)使用 WRF3.8 模式針對台中平原及台北陽明山地區進行 100 公尺高解析度模擬，並利用模擬後產生的風場視為真實風場。

(2)在 WISSDOM 中設立兩個虛擬雷達在 WISSDOM 網格外。

(3)投影 WRF3.8 模式所產生的真實風場至兩個虛擬雷達中，並利用徑向風轉換公式，將模式的(u,v,w)換算成真實徑向風觀測資料。

(4)使用 WISSDOM 和(3)產生的徑向風場資料反演三維風場。

(5)比較由(4)反演的三維風場(u,v,w)及由(1)所模擬出的三維風場(u,v,w)。

6.2 模式設定

本次實驗所使用的模式為 3.8 版本，主要使用六層巢狀網格，最外層為 D01，並順序增加至最內層 D06，網格中心分別為東經 120.52 度，北緯 24.31 度(台中港區域)及東經 121.62 度，北緯 25.24 度(陽明山區域)，如(圖 6.2)及(圖 6.3)所示。模擬網格的地圖投影採用 Lambert comformal conic projection，D01 涵蓋整個東亞，網格數為 120 格×120 格，解析度為 24.3km×24.3km，D02 的網格數為 120 格×120 格，解析度為 8.1km×8.1km，D03 的網格數為 120 格×120 格，解析度為 2.7km×2.7km，D04 的網格數為 120 格×120 格，解析度為 0.9km×0.9km，D05 的網格數為 120 格×120 格，解析度為 300m×300m，D06 的網格數為 150 格×150 格，解析度為 100m×100m。模式設定的垂直分層由地表至等壓面 30hPa 高度皆為 70 層σ levels，D01 至 D06 的積分時間間隔(time step)分別為 120 秒、120 秒、120 秒、120 秒、1.5 秒及 0.5 秒，區域範圍不會互相影響，為 one-way nesting。參數化部分，微物理選用 GoddardGCE scheme、邊界層選用 MYNN scheme、積雲參數化僅外層網格使用 Kain-Fritsh scheme，內層因解析度較細緻則不使用積雲參數化(詳如附表 6.1)。

6.3 平原區域

首先測試 WISSDOM 反演無明顯地形的區域，地區位於台中港附近，主要為平原地形，WISSDOM 所設定的網格為 15 公里×15 公里×10 公里，兩個虛擬雷達分別放置於網格外，彼此的距離為 25 公里(如附圖 6.4)，所有網格點均被兩個虛擬雷達覆蓋。在迭代過程中，WISSDOM 各項約束條件均可收斂，前後總價值函數比值為 0.09。由反演結果(如圖 6.5)顯示，WRF3.8 模擬的水平及垂直風場和 WISSDOM 反演的風場具有高度相關性，經定量統計比較結果顯示，U 風場的三維空間相關係數為 0.9，方均根誤差為 1.32 m s^{-1}；V 風場的三維風場的空間相關係數為 0.94，方均根誤差 1.28 m s^{-1}；W 風場的三維風場相關係數為 0.56，方均根誤差為 0.83 m s^{-1}。此外，因 W 風場較不易反演正確，針對 W 風場在 y 軸等於-14 處進行垂直剖面(如附圖 6.6)，主要原因為該處在 x 等於 12 至 15 處仍有些地形存在，結果顯示，WISSDOM 也能合理掌握 WRF3.8 所模擬的 W 風場。在輻合輻散場及渦度場方面，由水平(圖 6.7)及垂直剖面圖(圖 6.8)呈現，WISSDOM 所反演的風場也能掌握 WRF3.8 模擬出來較細微變化的風場變化。(圖 6.9)則是渦度收支方程診斷圖，在此以 y 等於 0 且高度為 0.4 公里及 2 公里為例，由於 WISSDOM 能使流場滿足渦度方程式，因此渦度趨勢項(渦度方程式左手項)大致與平流項、抽拉項以及傾斜項的總和(渦度方程式右手項)相等，詳見(2.13)式。可以清楚發現，左右兩項的值相當接近，且右手項主要貢獻來自於平流項，換句話說，合成風場具有滿足渦度方程式特性。

6.4 高山地區

由於6.3平原實驗的成功結果接著進行於複雜地形的100公尺高解析度測試，所選取的地點位於台北陽明山靠海區域，特別針對海風吹入高山的狀況進行測試，WISSDOM 所設定的網格相同為 15km×15km×10km，兩個虛擬雷達彼此的距離為 25km(如附圖 6.10)，所有除地形外的網格點也均能被兩個虛擬雷達覆蓋(如圖 6.11)，在迭代過程中，WISSDOM 各項約束條件均可收斂，前後總價值函數比值為 0.13。由反演結果(如圖 6.12)顯示，WRF3.8 模擬的水平及垂直風場和 WISSDOM 反演的風場仍具有高度相關性，經定量統計比較結果顯示，U 風場的三維空間相關係數為 0.92，方均根誤差為 1.32 m s^{-1}；V 風場的三維風場的空間相關係數為 0.9，方均根誤差 0.97 m s^{-1}；W 風場的三維風場相關係數為 0.49，方均根誤差為 0.74 m s^{-1}，針對 y 等於-5 的地區進行垂直剖面(如圖 6.13)，結果顯示，WISSDOM 也能合理掌握 WRF3.8 所模擬的 W 風場。在輻合輻散場及渦度場方面，由水平(圖 6.14)及垂直剖面圖(圖 6.15)呈現，WISSDOM 所反演的風場也能掌握 WRF3.8 模擬出來較細微變化的風場變化，但在靠近地形處因受到地形梯度的影響會產生較多細微的擾動。

第七章 結論及未來展望

本章主要分為四個部分，依序為校驗垂直速度結果、同化剖風儀資料結果、虛擬模擬實驗結果及未來展望，希望透過垂直速度校驗結果讓後續研究更能掌握大氣中垂直速度的分布狀況，進一步增進天氣預報能力；在虛擬實驗的部份，後續會嘗試在真實個案中加入光達資料，讓 WISSDOM 掌握天氣系統發展前的風場變化。

7.1 垂直速度校驗

本實驗主要目的為校驗 WISSDOM 反演的垂直速度準確性，並透過泰利颱風及瑪莉亞颱風兩個個案的多都卜勒風場合成與剖風儀觀測資料(L-band 及 UHF)做垂直速度上的驗證與比較，彙整重點如下:

(1)經定量統計分析結果顯示 WISSDOM 針對兩個個案所反演的風場和剖風儀所反演的結果具有一定的相似性。

(2)WISSDOM 在泰利颱風個案中所得相關性為 0.56，其方均根誤差為 1.13 m s^{-1}，結果相較 Reasor (2009)利用飛機校驗垂直速度，其方均根誤差為 1.5 m s^{-1}，相關性為 0.56，結果要來得好。

(3)WISSDOM 進行與 Collis (2013)相同的設定分析，針對泰利颱風及瑪莉亞颱風個案 5 個時間點，進行垂直速度的校驗，得到方均根誤差為 1.53 m s^{-1}，相關性為 0.86，相較 Collis (2013)於國際熱帶暖池實驗中統計 3 個時間點，其方均根誤差為 1.9 m s^{-1}，相關性為 0.84，WISSDOM 所反演的結果也較好。

(4)針對 North (2017)年的研究，使用同樣的校驗設定，WISSDOM 所得平均相關性為 0.67，方均根誤差為 1.62 m s^{-1}，North (2017)研究中平均相關性為 0.34，方均根誤差為 1.74 m s^{-1}，WISSDOM 反演的結果也較好。

(5)透過不使用 WISSDOM 約束條件中的渦度方程項，其結果降低了垂直速度間的相關性及增加了誤差，顯示 WISSDOM 反演較好的原因相較過去研究較好的原因為其約束條件包含渦度方程項，也間接證明渦度方程對於垂直速度反演的重要性。

7.2 剖風儀同化

為了讓 WISSDOM 更能掌握大氣中垂直速度的變化，將 WISSDOM 新增一項剖風儀風場的約束條件，將 L-band 剖風儀所得到的風場資訊(u,v,w)同化進 WISSDOM 中，結論重點如下:

(1)同化 L-band 剖風儀風場資訊(u,v,w)能確實讓修正 WISSDOM 的風場(u,v,w)，讓反演的三維風場更接近觀測。

(2)透過滿足 WISSDOM 約束條件中的連續方程及渦度方程，設定 750 公尺半徑的同化範圍實質可影響 WISSDOM 整體網格。

(3)同化前水平風場 U,V 風場與 UHF 剖風儀的水平風場統計回歸結果，相關性及誤差均優於垂直速度，驗證風場在垂直速度相較水平運動更難反演。

(4)透過 UHF 剖風儀所反演的風場分量校驗，在三個風場部分與 UHF 剖風儀觀側的風場的誤差均產生明顯下降，也證實了此同化方法能有效的改善 WISSDOM 反演的風場。

(5)利用桃園機場雷達校驗此同化方法結果顯示，同化完 L-band 剖風儀風場資訊後空間相關係數均有提升，平均由 0.58 提升至 0.68；在方均根誤差及相對方均根方面，整體平均分別由 2.42 m s^{-1}下降至 2.27 m s^{-1}及由 0.84 下降至 0.83，證明此同化方法也能改善 WISSDOM 所反演的三維風場。

7.3 虛擬實驗

本實驗主要目的為測試 WISSDOM 於 100 公尺高解析度的反演能力，探討未來同化掃描式光達資料的可行性，結論重點如下:

(1)在平原及高山地區中，WISSDOM 的價值函數均能有效的收斂，且所反演的風場三個分量和 WRF3.8 模式所模擬出來的風場三個分量具有高度的相似性。

(2)在輻合輻散及渦度場方面，WISSDOM 也能有效掌握 WRF3.8 模式所模擬出的輻和輻散及渦度場，惟 WISSDOM 在有地形梯度處會產生較明顯的擾動。

(3)針對 WISSDOM 反演的風場進行渦度方程收支診斷，渦度趨勢項與平流項、抽拉項以及傾斜項的總和幾乎相等。

(4)由此次 WISSDOM 高解析度虛擬實驗中結果顯示，WISSDOM 能有效於 100 公尺高解析度中進行風場反演。

7.4 未來展望

本研究透過利用剖風儀的校驗，認證 WISSDOM 在垂直速度的反演能力，也經由同化剖風儀的驗證，再次增進 WISSDOM 反演垂直速度的能力，最後經由高解析度模擬實驗，確認 WISSDOM 於高解析度複雜地形的反演能力。未來希望能進一步運用這些結果持續進行研究:

(1) 因 WISSDOM 所反演的垂直速度具有一定的可靠性，故可利用 WISSDOM 所反演的垂直速度解釋更多中尺度對流系統的結構。

(2) 擴大 WISSDOM 網格範圍，利用相同方法同化網格內存在的剖風儀及探空，檢視天氣系統發生前的大氣變化。

(3) 透過虛擬模擬實驗，未來可建議在機場區域建置掃描式光達(Scanning Lidar)，使用其資料於 WISSDOM 中，檢視天氣系統發生前的大氣風場結構，利用 WISSDOM 分析資料進行作業化預報應用，以提升預報準確度，減少生命財產的損失。

參考文獻

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。

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 。

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。

黃沛瑜，2012 使用多部都卜勒/偏極化雷達分析凡那比颱風分析凡那比颱風(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。

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。

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。

蘇俊偉，2016: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。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，1－74。

Armijo, L., 1969: A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radars. *J. Atmos. Sci*., **26,** 570–573.

Beck, J., and O. Bousquet, 2013: Using gap-filling radars in mountainous regions to complement a national radar network: Improvements in multiple-Doppler wind syntheses.*J. Appl. Meteor. Climatol*., **52**, 1836–1850, doi:10.1175/JAMC-D-12-0187.1.

Bousquet, O., and Chong, M. 1998: A multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT) to recover wind components from Doppler radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **15**: 343–359.

_____, O., and Tabary, P. 2013: Development of a nationwide, real-Time, 3-D wind and reflectivity radar composite in France, *Q. J. R. Meteorol. Soc*. **140**: 611–625.

Brandes, E., 1977: Flow in severe thunderstorms observed by dual Doppler radar. *Mon. Wea. Rev*., **105**, 113—120.

Chong, M., and J. Testud, 1983: Three-dimensional wind field analysis from dual-Doppler radar data. Part III: The boundary condition: An optimum determination based on a variational concept. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22,** 1227–1241.

Cifelli, R., and Rutledge, S. A. 1994: Vertical motion structure in maritime continent mesoscale convective systems: Results from a 50-MHz profiler, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2631–2652.

Collis, S., Protat, A., May, P. T., and Williams, C. 2014: Statistics of storm updraft velocities from TWP-ICE including verification with profiling measurements, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, **52**, 1909–1922, 2013.

Doviak, R. J., and P. Ray, 1976: Error estimation in wind fields derived from dual Doppler radar measurement. *J. Appl. Meteor. Meteor.*, **15** , 868-878.

Giangrande, S. E., Toto, T., Jensen, M. P., Bartholomew, M. J.,Feng, Z., Protat, A., Williams, C. R., Schumacher, C., and Machado, L. 2016: Convective cloud vertical velocity and massflux characteristics from radar wind profiler observations during GoAmazon2014/5, *J. Geophys. Res.-Atmos*., **121**, 12891–12913.

Gao, J., M. Xue, A. Shapiro, and K. K. Droegemeier, 1999: A variational method for the analysis of three-dimensional wind fields from two Doppler radars. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2128–2142.

____, ___, K. Brewster, and K. K. Droegemeier, 2004: A three dimensional variational data analysis method with recursive filter for Doppler radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 457–469.

Kumar, V. V., Jakob, C., Protat, A., Williams, C. R., and May, P. T. 2015: Mass-flux characteristics of tropical cumulus clouds from wind profiler observations at Darwin, Australia, *J. Atmos. Sci.*, **72**, 1837–1855.

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.

Lenschow, D. H,1976: Estimating updraft velocity from an airplane response, *Mon Weather Rev.*, **104**, 618–627.

Liou, Y.-C., and 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.

_____, Y.-C., 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.,* **142,** 1603–1619.

_____, Y.-C., L. Chiou, W. H. Chen, H. Y. Yu, 2014 : Improving the model convective storm quantitative precipitation nowcasting by assimilating state variables retrieved from multiple retrieved from multiple-Doppler radar observations. *Mon. Wea. Rev*., **142** , 4017—4035.

May, P. T. and Rajopadhyaya, D. K. 1999: Vertical velocity characteristics of deep convection over Darwin, Australia, *Mon. Weather Rev.*,**127**, 1056–1071.

___, A. R. Jameson, T. D. Keenan, and P. E. Johnston, 2001: A comparison between polarimetric radar and wind profiler observations of precipitation in tropical showers. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1702–1717.

North, K. W., Oue, M., Kollias, P., Giangrande, S. E., Collis, S., & Potvin, C. K. 2017: Vertical air motion retrievals in deep convectiveclouds using the ARM scanning radar network in Oklahoma during MC3E. *Atmospheric Measurement Techniques,* **10,** 2785–2806.

O'Brien, J. J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197–203.

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.

Reasor, P. D., M. D. Eastin, and J. F. Gamache, 2009: Rapidly intensifying Hurricane Guillermo (1997). Part I: Lowwavenumber structure and evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **137**,603–631.

Shapiro, C. K. Potvin, and J. Gao, 2009: Use of a vertical vorticity equation in variational dual-Doppler wind analysis. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26,** 2089–2106.

附表

表 2.1 剖風儀性能諸元表

剖風儀	UHF	L-band
頻率	449MHz	1290MHz
天線指向	52.6°， 112.6°，172.6° 232.6°，292.6°，352.6°	37°， 97°， 157° 217°，277°，337°
傾斜角度	14.1°	14.1°
脈衝期間	32 μs	32 μs
脈波寬	0.752 μs	1.546 μs
平均時間	600s	600s

表 3.1 WRF 3.8 版本模式基本設定

WRF 3.8			
Domain 名稱	D01	D02	D03
初始場來源	NCEP 0.25°×0.25°全球再分析資料		
實際範圍	100 格×100 格	88 格×88 格	126 格×126 格
地形解析度	30 秒	30 秒	30 秒
土地利用資料	臺灣地區 CTCI，其餘 USGS		
水平網格間距	3.75 公里	1.25 公里	0.25 公里
垂直分層	45 層σlevels(地表至 10hPa)		
積分時間間隔	60 秒	12 秒	5 秒
是否為 two-way nesting	True		
微物理參數化	Goddard GCE scheme		
邊界層參數化	YSU scheme		
模擬或預報時間	泰利颱風(201709120000UTC-201709141200UTC) 瑪莉亞颱風(20180710000UTC-201708102400UTC)		

表 4.1 奧克拉荷馬州雷達網掃描與剖風儀觀測比較結果(摘自 North et al.,2017)

不同個案 3DVAR 和 UAZR 剖風儀垂直速度校驗表			
事件	樣本數	方均根誤差 ms^{-1}	相關性
2011 年 4 月 25 日	676	2.22	0.14
2011 年 5 月 11 日	897	1.07	0.48
2011 年 5 月 20 日	1871	1.27	0.32
2011 年 5 月 23 日	398	2.11	0.29
2011 年 5 月 24 日	557	2.01	0.49

表 6.1 WRF3.8 版本模式基本設定

WRF3.8			
Domain 名稱	D01-D04	D05	D06
初始場來源	NCEP 0.25°×0.25°全球再分析資料		
實際範圍	120 格×120 格	120 格×120 格	150 格×150 格
地形解析度	30 秒	30 秒	30 秒
土地利用資料	臺灣地區 CTCI，其餘 USGS		
水平網格間距	24.3,8.1,2.7,0.9 公里	300 公尺	100 公尺
垂直分層	70 層σlevels(地表至 10hPa)		
積分時間間隔	120 秒	1.5 秒	0.5 秒
是否為 two-way nesting	False		
微物理參數化	Goddard GCE scheme		
邊界層參數化	MYNN scheme		
積雲參數化	Kain-Fritsch(new Eta) Scheme(opt=1) 只有在 D01 及 D02	無使用	
模擬或預報時間	台中港地區(201806190000UTC-201806191200UTC) 陽明山地區(201709120000UTC-201709121200UTC)		

附圖

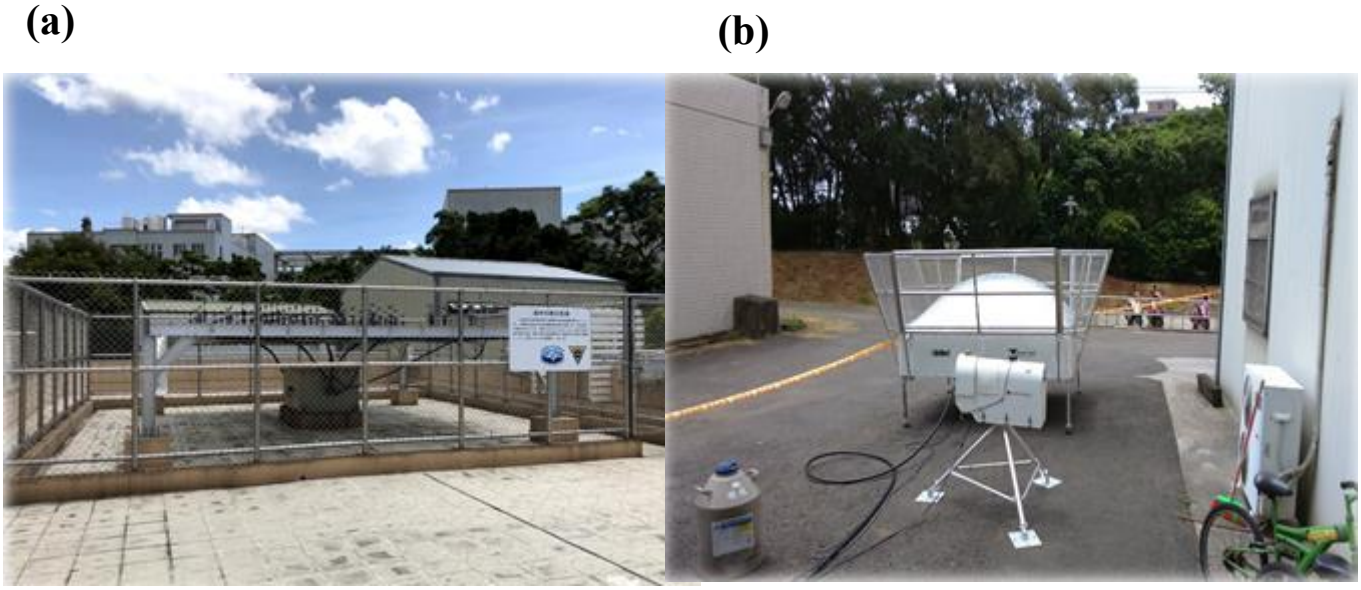

圖 2.1　本研究所使用的剖風儀外觀，(a)為中央氣象局所屬的 UHF 剖風儀 (b)為台灣洪水中心所屬的 L-band 剖風儀。

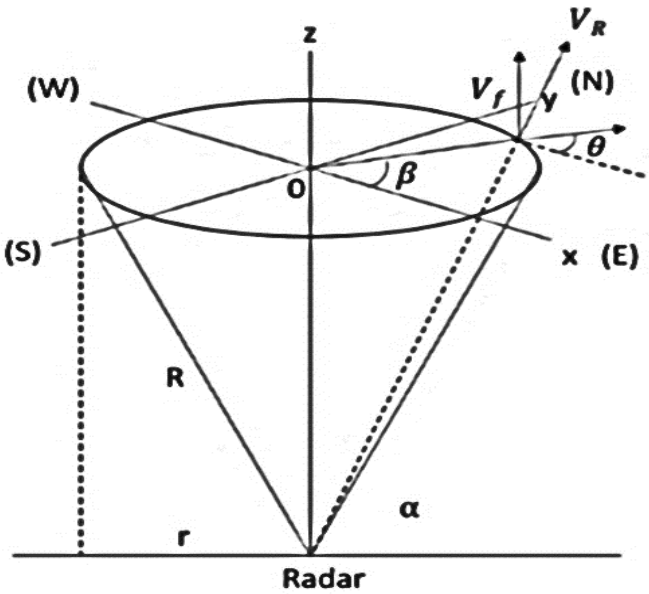

圖 2.2　本篇使用剖風儀 VAD 反演風場示意圖。α 為仰角；β為方位角；θ為風的吹向與正東逆時針夾角；V_R為徑向風量；V_f為風場垂直分量(摘自鄭啟明 2014:台灣地區強風作用時之大氣邊界層特性)。

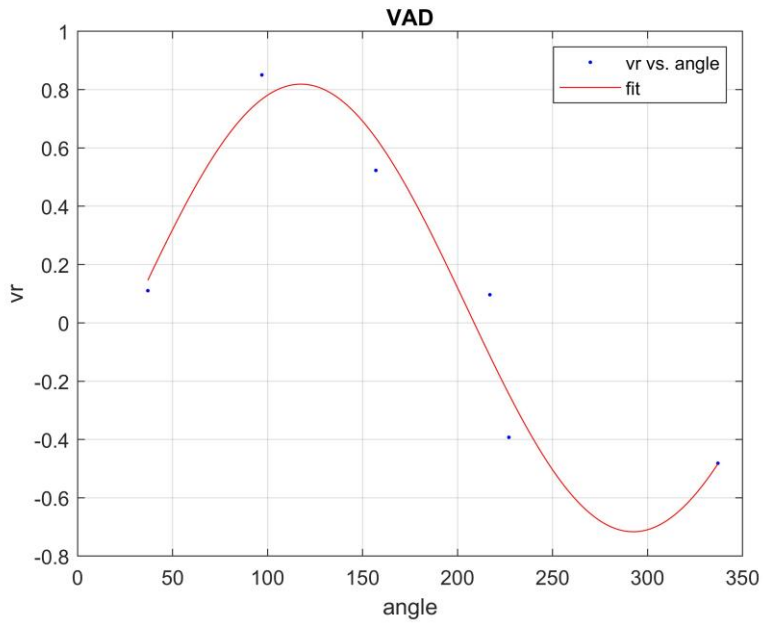

圖 2.3　各方位都卜勒速度與方位角擬和圖。

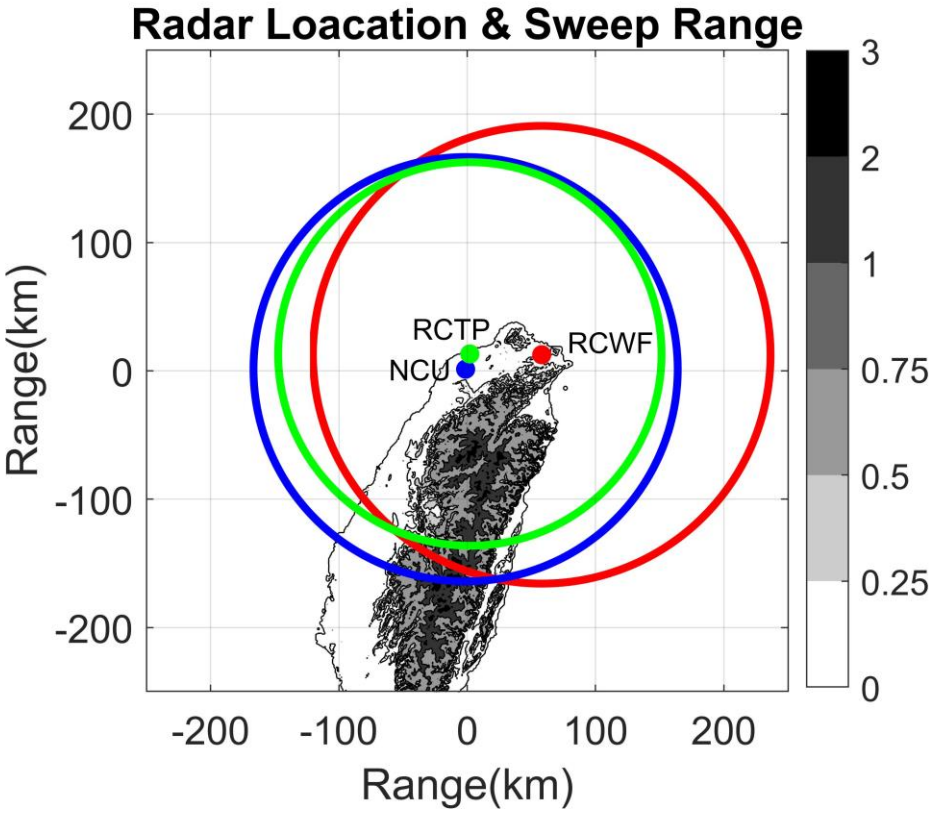

圖 2.4 雷達地理相對位置圖與其掃描範圍圖。紅點為中央氣象局所屬五分山雷達；綠點為桃園機場雷達；藍點為中央大學雷達。

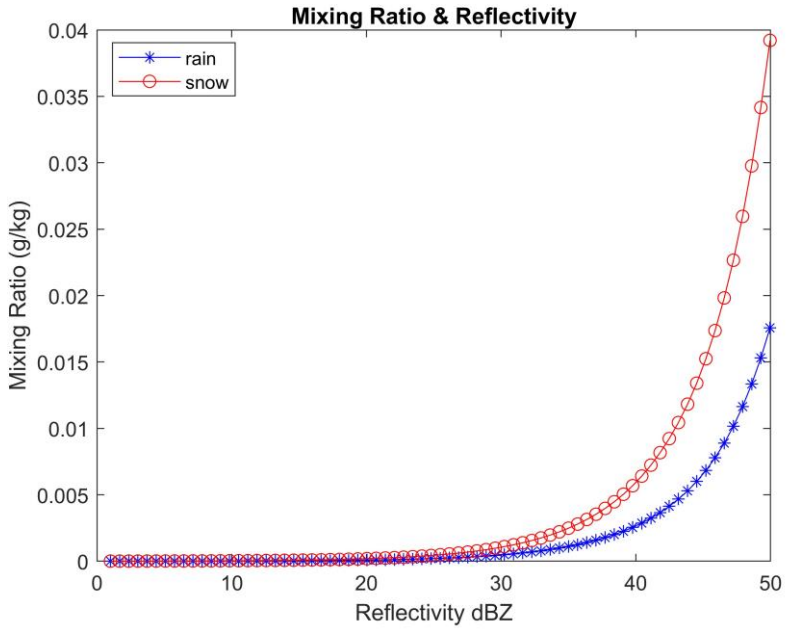

圖 2.5 本研究所使用的回波與雨水或雪混合比關係圖，紅線為雨水，藍線為雪。

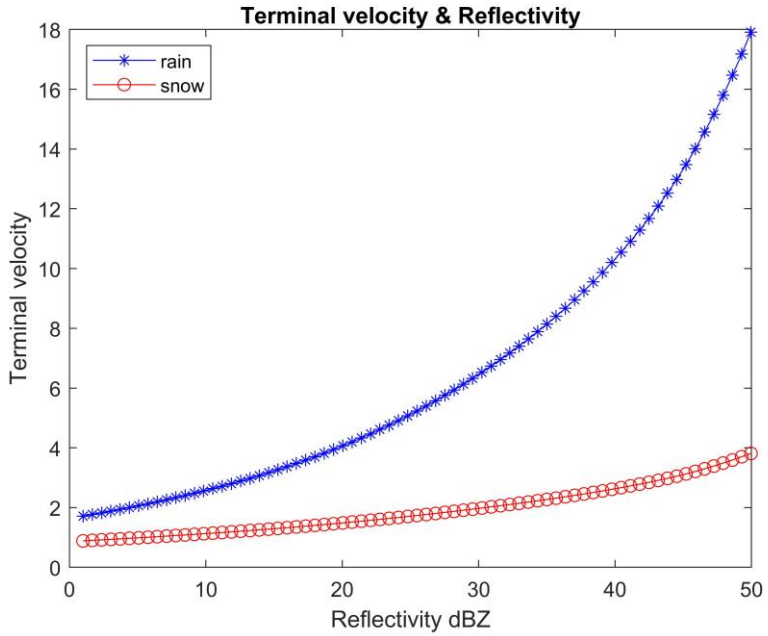

圖 2.6 雨水及雪的回波對於終端落速的表現，藍線為雨水，紅線為雪。

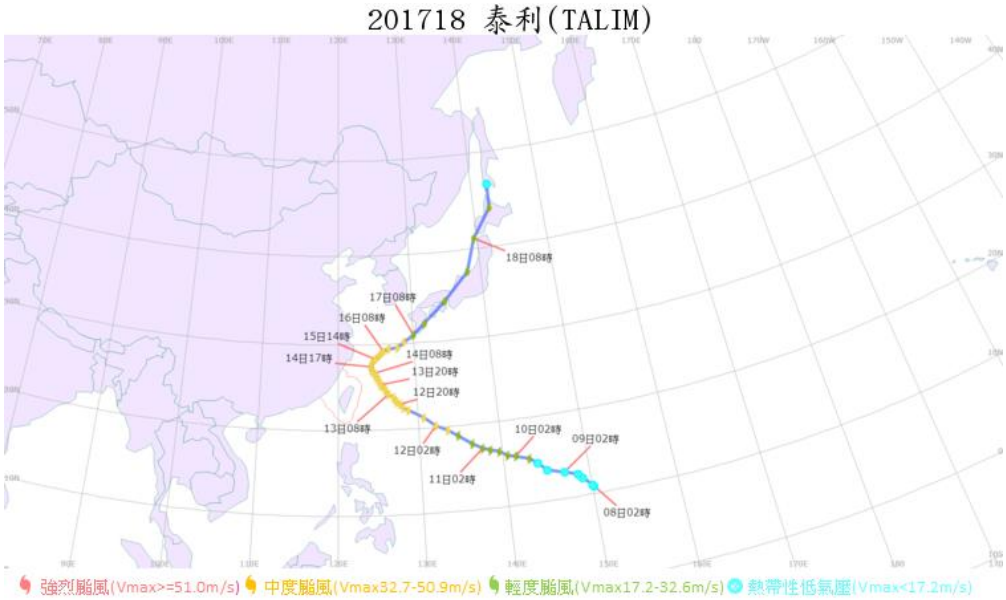

圖 3.1 泰利颱風路徑圖，影響台灣的時間為 2017 年 9 月 12 日 1800 UTC 至 14 日 0800UTC(摘自中央氣象局)。

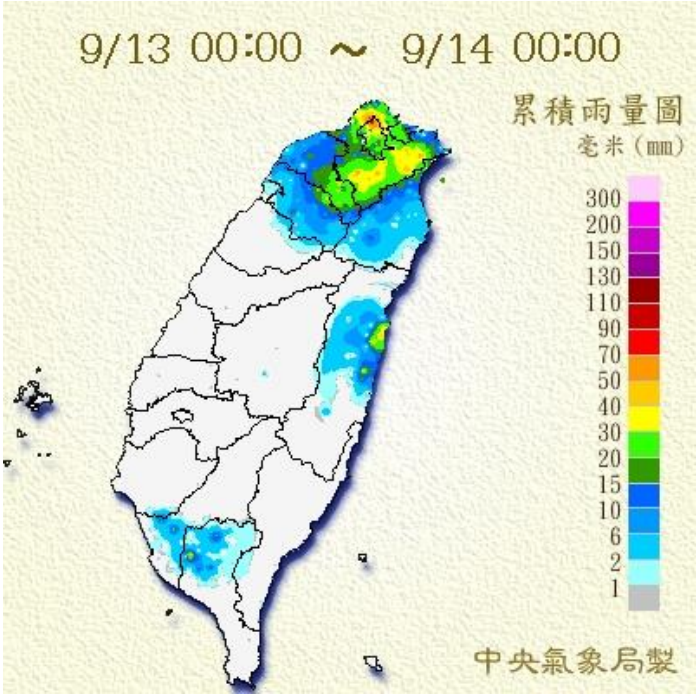

圖 3.2 泰利颱風於 2017 年 9 月 13 日 0000 UTC 至 9 月 14 日 0000 UTC 累積雨量圖。陽明山地區造成的最高累積雨量為 50 mm (摘自中央氣象局)。

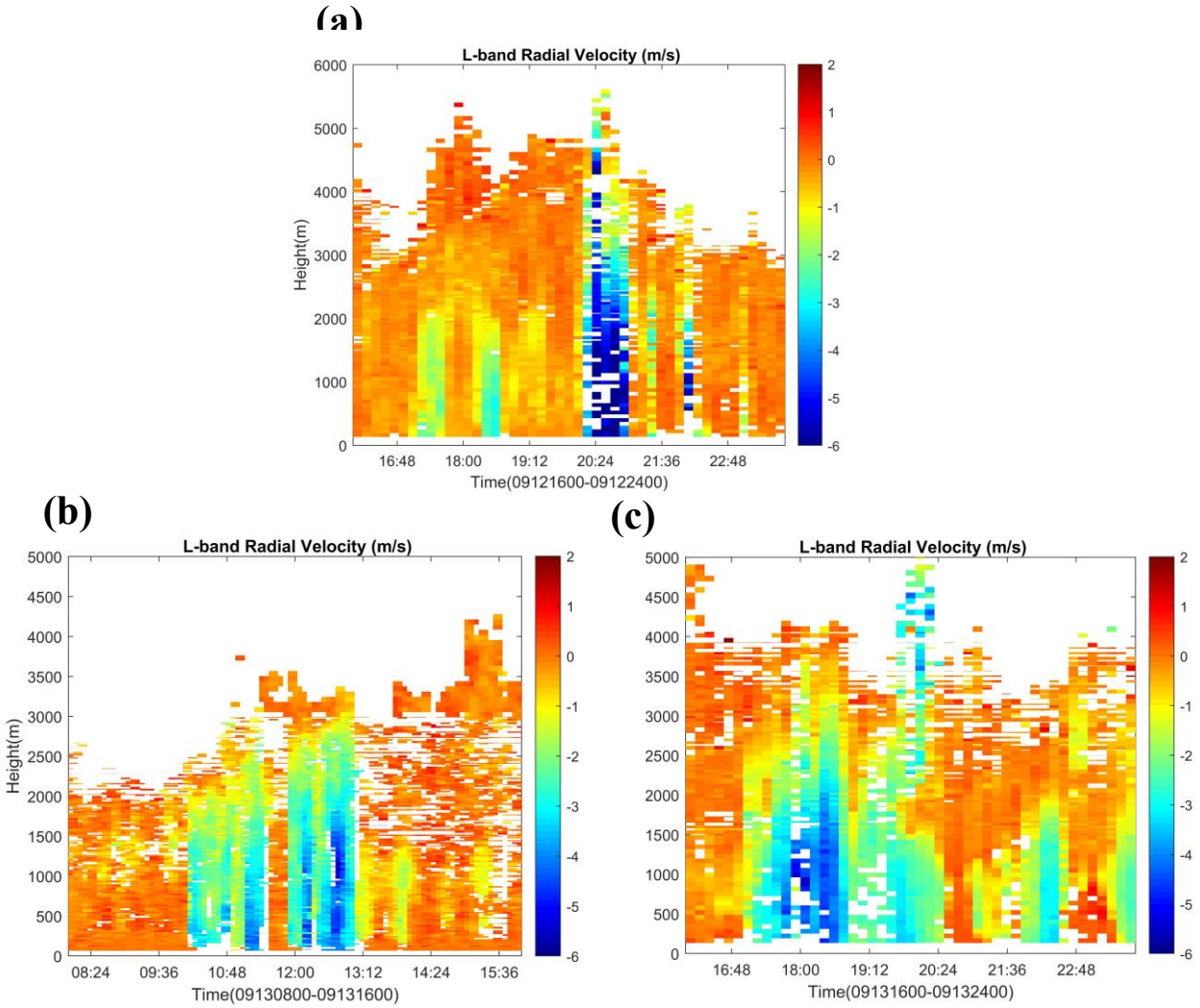

圖 3.3 泰利颱風期間 L-band 剖風儀垂直模式所觀測的徑向風時序圖。(a)時間點為 1800 UTC-2400 UTC；(b)時間點為 0800 UTC-1600 UTC；(c)時間點為 1600 UTC-2400 UTC。

圖 3.4 瑪莉亞颱風路徑圖，影響台灣的時間為 2018 年 7 月 10 日 0600 UTC 至 11 日 0700 UTC(摘自中央氣象局)。

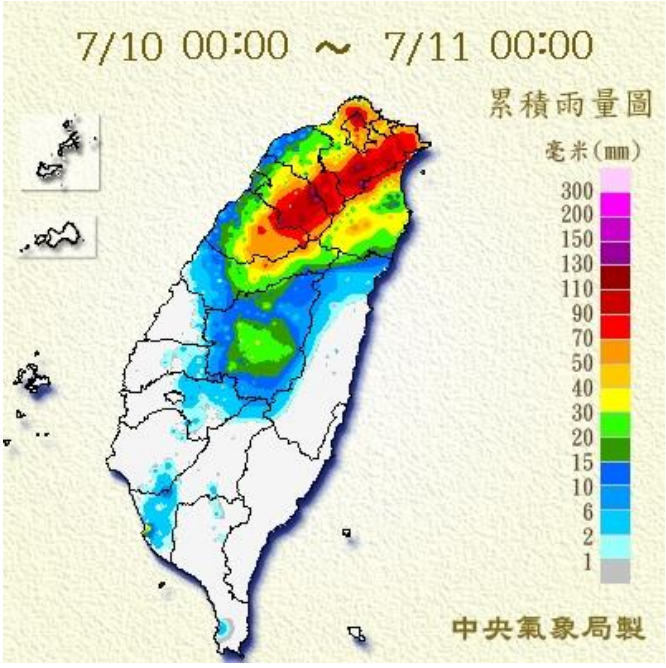

圖 3.5 瑪莉亞颱風於 2018 年 7 月 10 日 0000 UTC 至 7 月 11 日 0000 UTC 累積雨量圖。當日對台灣北部造成最高累積雨量為 130 mm (摘自中央氣象局)。

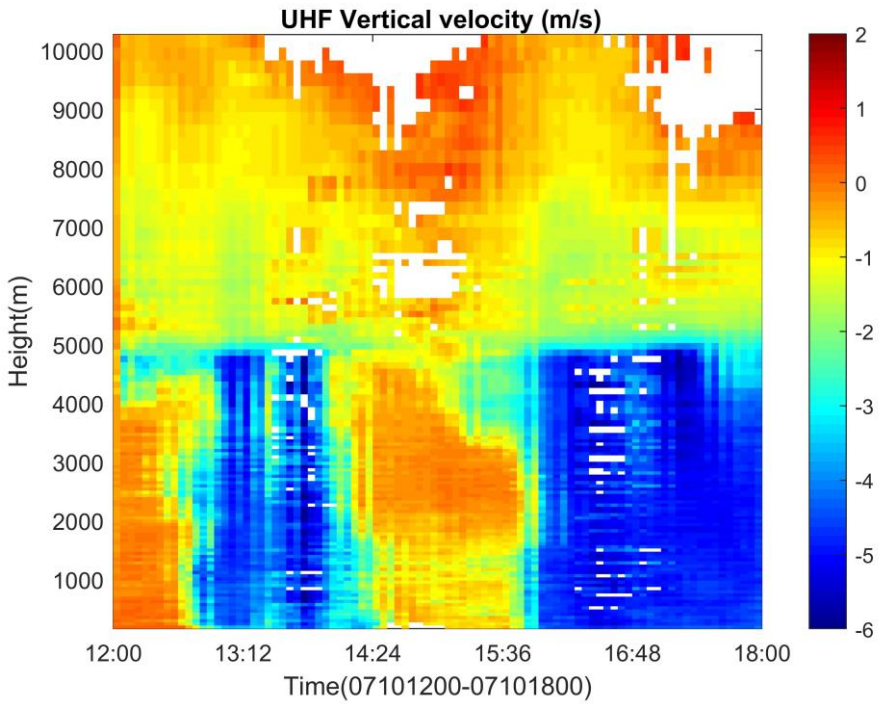

圖 3.6 瑪莉亞颱風於 2018 年 7 月 10 日 1200 UTC 至 1800 UTC 期間，UHF 剖風儀所反演的垂直速度時序圖。

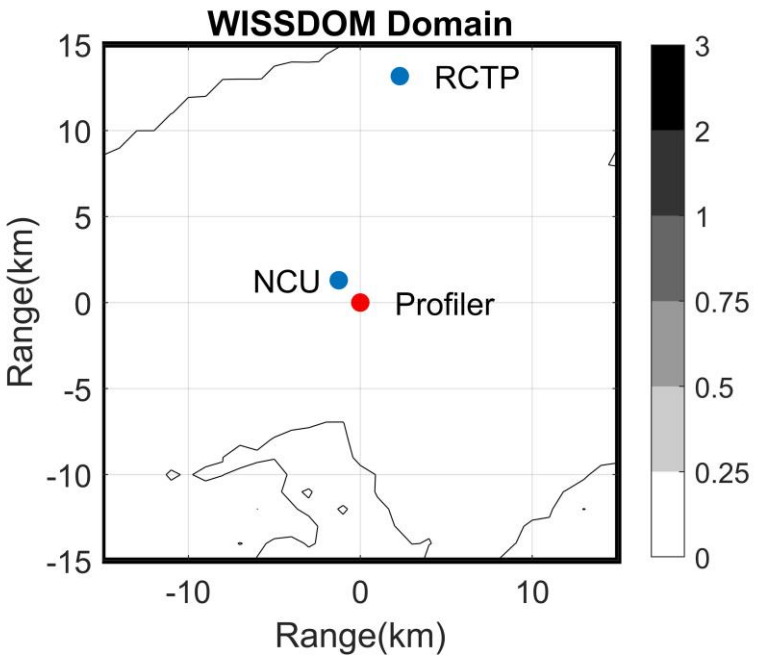

圖 3.7　WISSDOM 網格計算範圍示意圖。紅點為剖風儀擺放位置，為網格中央，藍點分別為中央大學雷達及桃園機場雷達，總範圍為 30 公里×30 公里×17.5 公里。

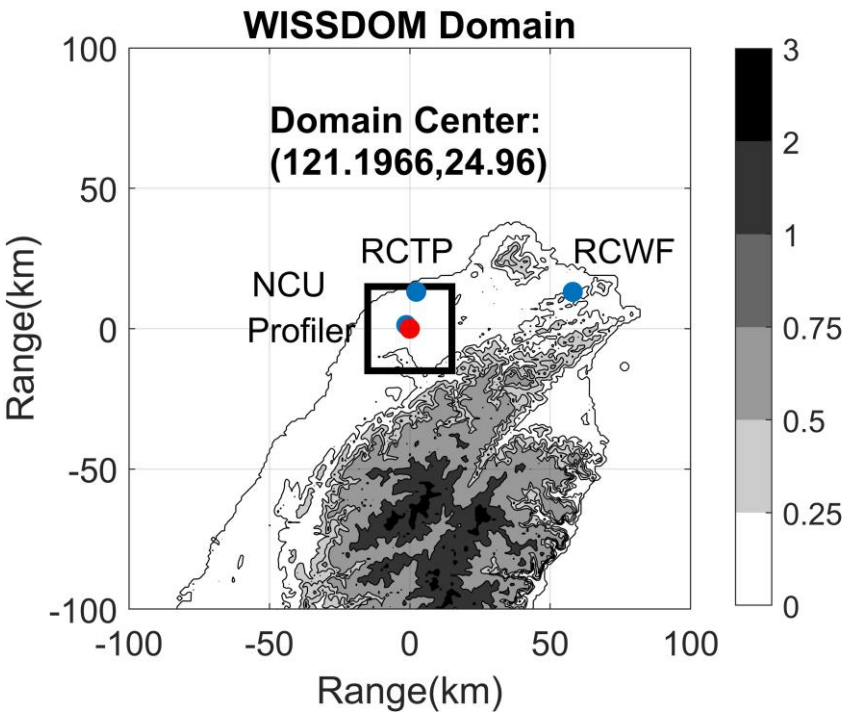

圖 3.8　雷達與 WISSDOM 對應的相關位置圖，其中五分山雷達不在 WISSDOM 網格內，但仍有使用其資料。

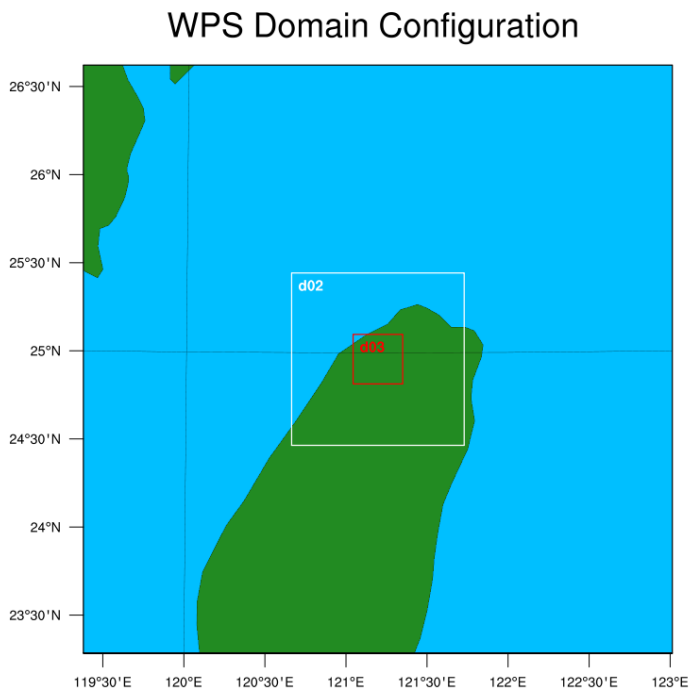

圖 3.9　WRF3.8 三層巢狀網格圖。D01 涵蓋整個北台灣，網格數為 100 格×100 格，解析度為 3.75km×3.75km，D02 的網格數為 88 格×88 格，解析度為 1.25km×1.25km，D03 的網格數為 126 格×126 格，解析度為 250m×250m。

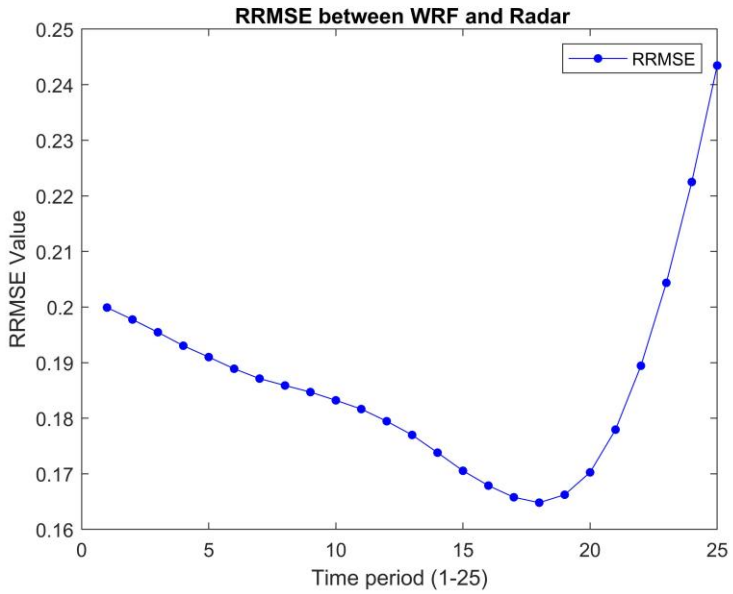

圖 3.10　WISSDOM 所使用的背景場誤差圖。為取和雷達觀測相對方均根誤差最小的風場，此圖的所選取的時間點為第 18 個時間點風場，相對誤差為 0.165。

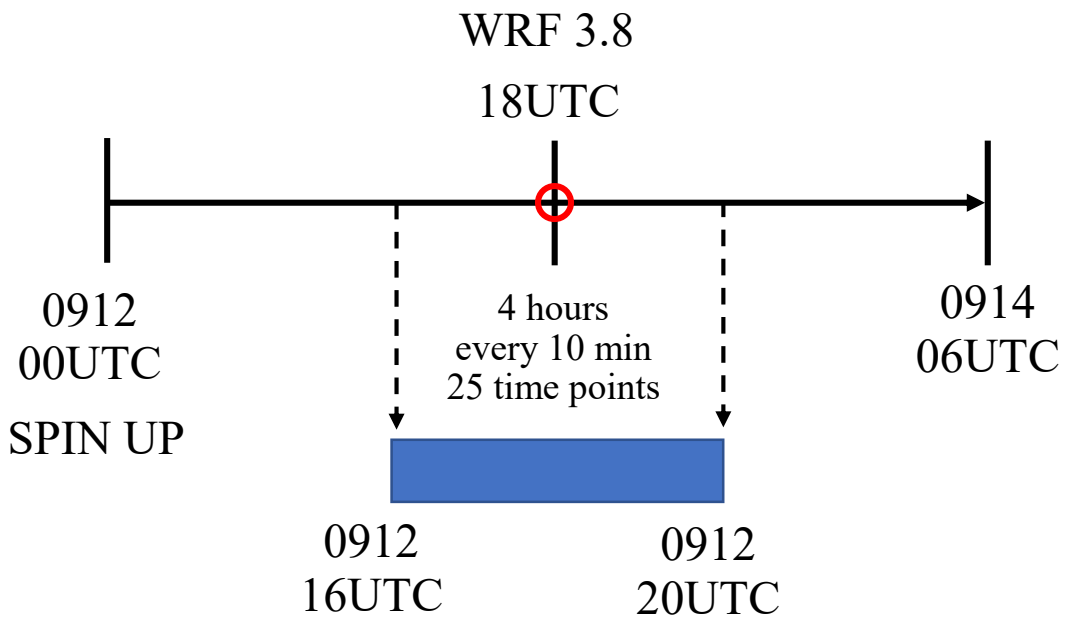

圖 3.11 挑選 WISSDOM 背景場流程示意圖。首先使 WRF3.8 模式 spin-up 共 6 小時，在 WISSDOM 欲反演的時間點(紅點)前後抓取兩個小時的區間，並將這兩個小時輸出成每 10 分鐘一筆的風場(總共 25 個)，後續將模式的風場投影到相對時間的五分山雷達、中央大學雷達及桃園機場雷達進行徑向風比較。

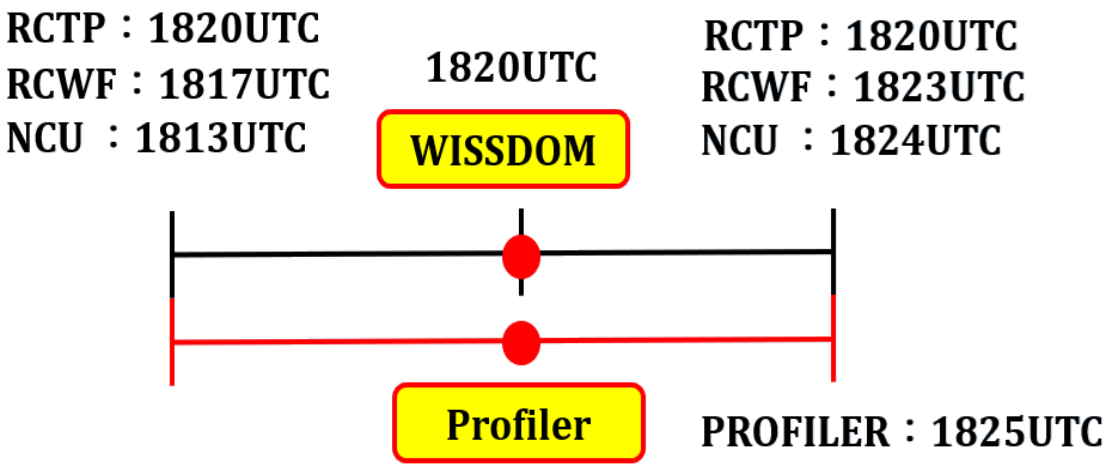

圖 3.12 雷達及剖風儀時間調整示意圖。紅點為所平均的時間，兩者可互相對應。

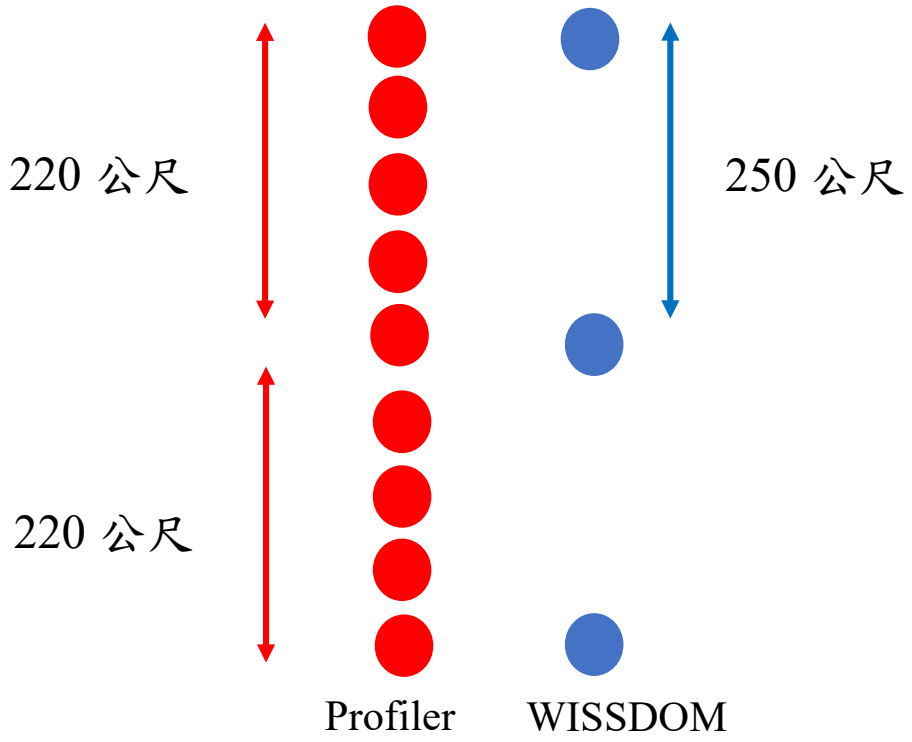

圖 3.13 剖風儀與 WISSDOM 高度調整示意圖。紅點為剖風儀在高度上的解析度(55 公尺)，藍點為雷達內插到 WISSDOM 的高度解析度。

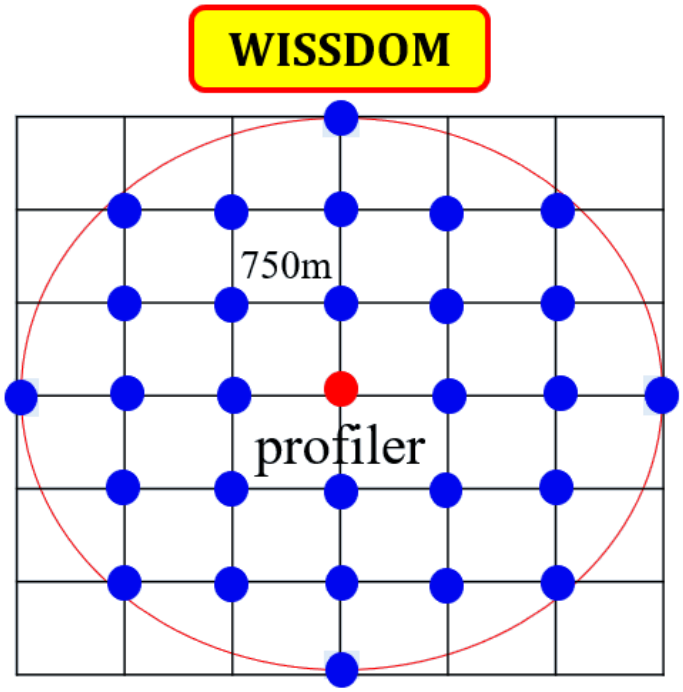

圖 3.14 剖風儀和 WISSDOM 空間調整示意圖。紅點為剖風儀的位置；WISSDOM 網格內其他有雷達資料(藍點)的格點則設定為空間性誤差。

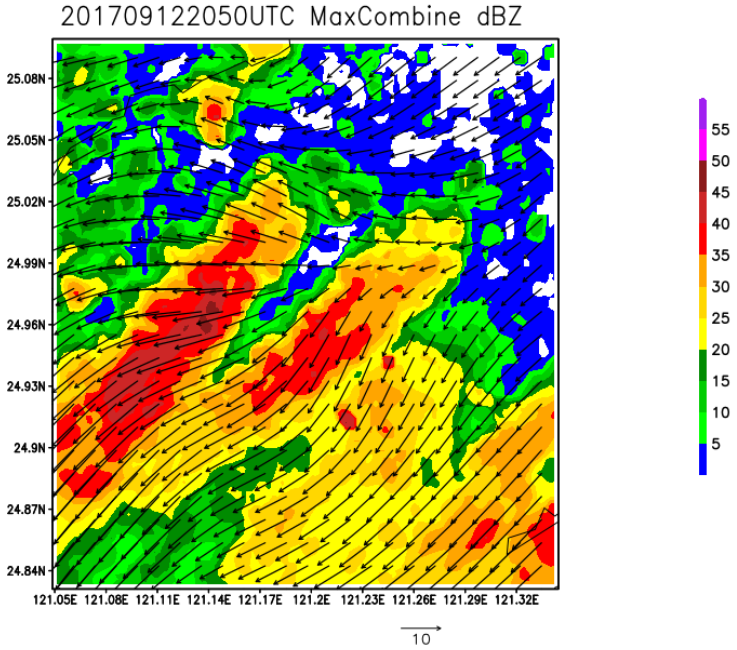

圖 4.1 2017 年 9 月 12 日 2050 UTC 最大合成回波及風向圖。

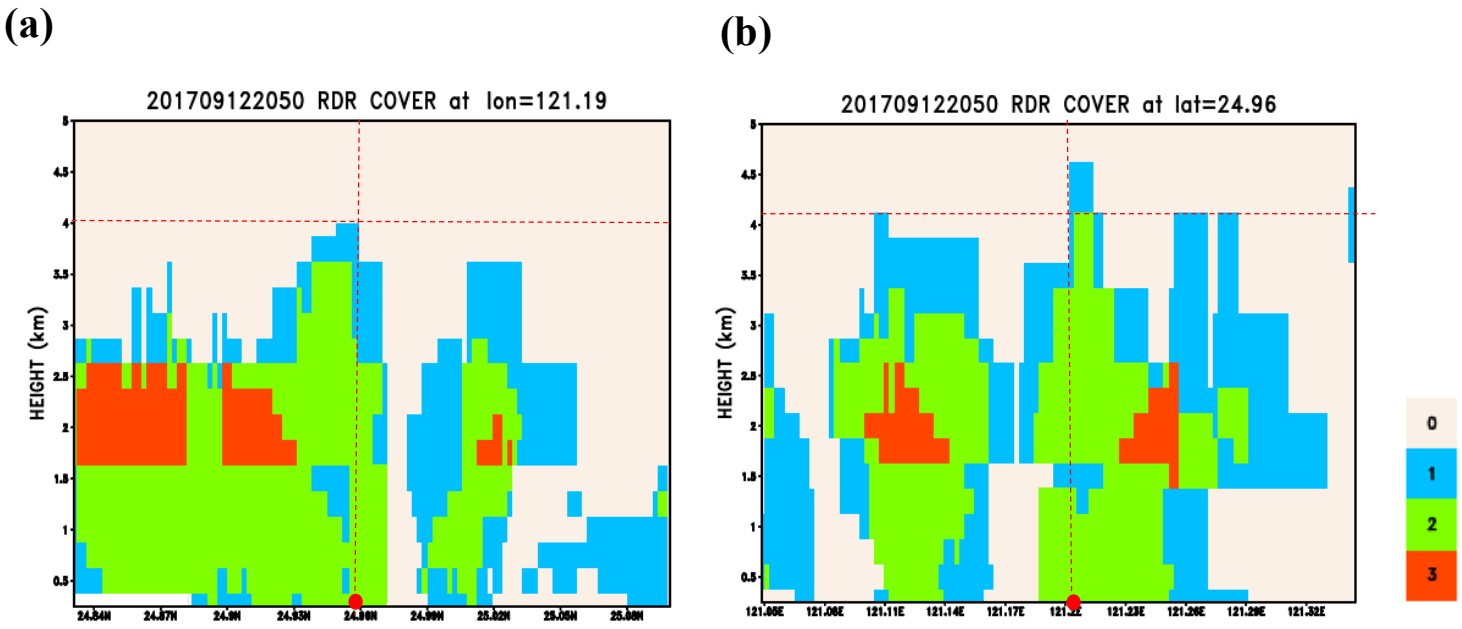

圖 4.2 緯向及經向的雷達覆蓋垂直剖面。(a)東經 121.19 度雷達覆蓋剖面(b)北緯 24.96 度雷達覆蓋剖面。藍色為一個雷達覆蓋，綠色為兩個雷達覆蓋，紅色為三個雷達覆蓋，紅點為剖風儀放置位置，依覆蓋狀況，2050 UTC 時間點所選取校驗的高度為 4 km。

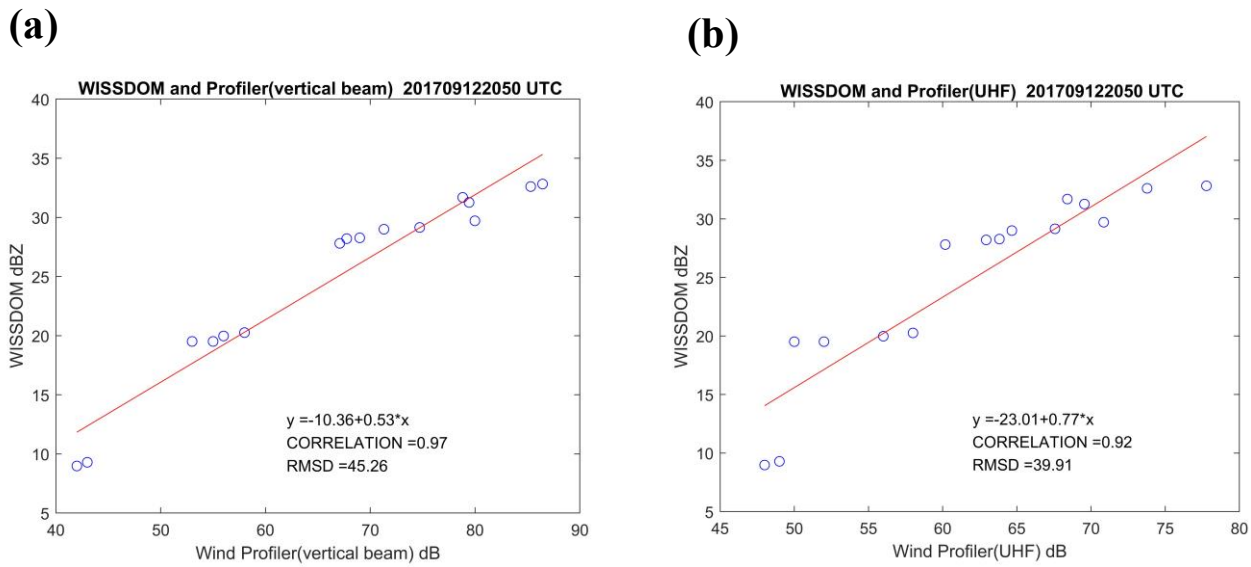

圖 4.3 大氣信號分別和雷達回波於 2017 年 9 月 12 日 2050 UTC 進行回歸分析圖。(a)雷達回波及 L-band 剖風儀垂直模式觀測的大氣信號，相關性為 0.97 (b)雷達回波及 UHF 剖風儀觀測的大氣信號，相關性為 0.92。

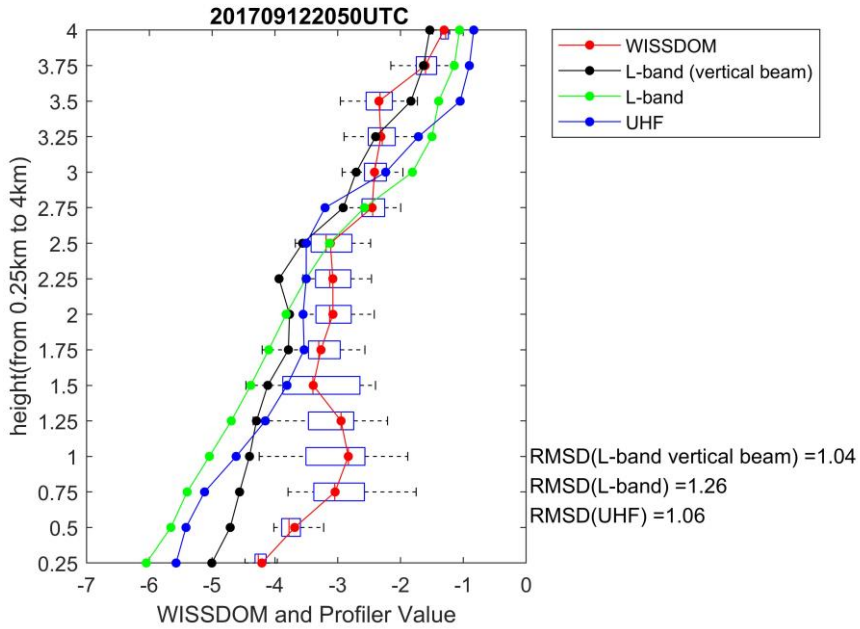

圖 4.4 剖風儀與 WISSDOM 反演的垂直速度校驗圖。紅線為 WISSDOM 反演的垂直速度，紅點為中位數值，箱型圖的範圍為空間誤差；黑線為 L-band 剖風儀垂直模式所觀測到的垂直速度；綠線為 L-band 剖風儀傾斜模式所觀測到的垂直速度；藍線為 UHF 剖風儀傾斜模式所觀測到的垂直速度。

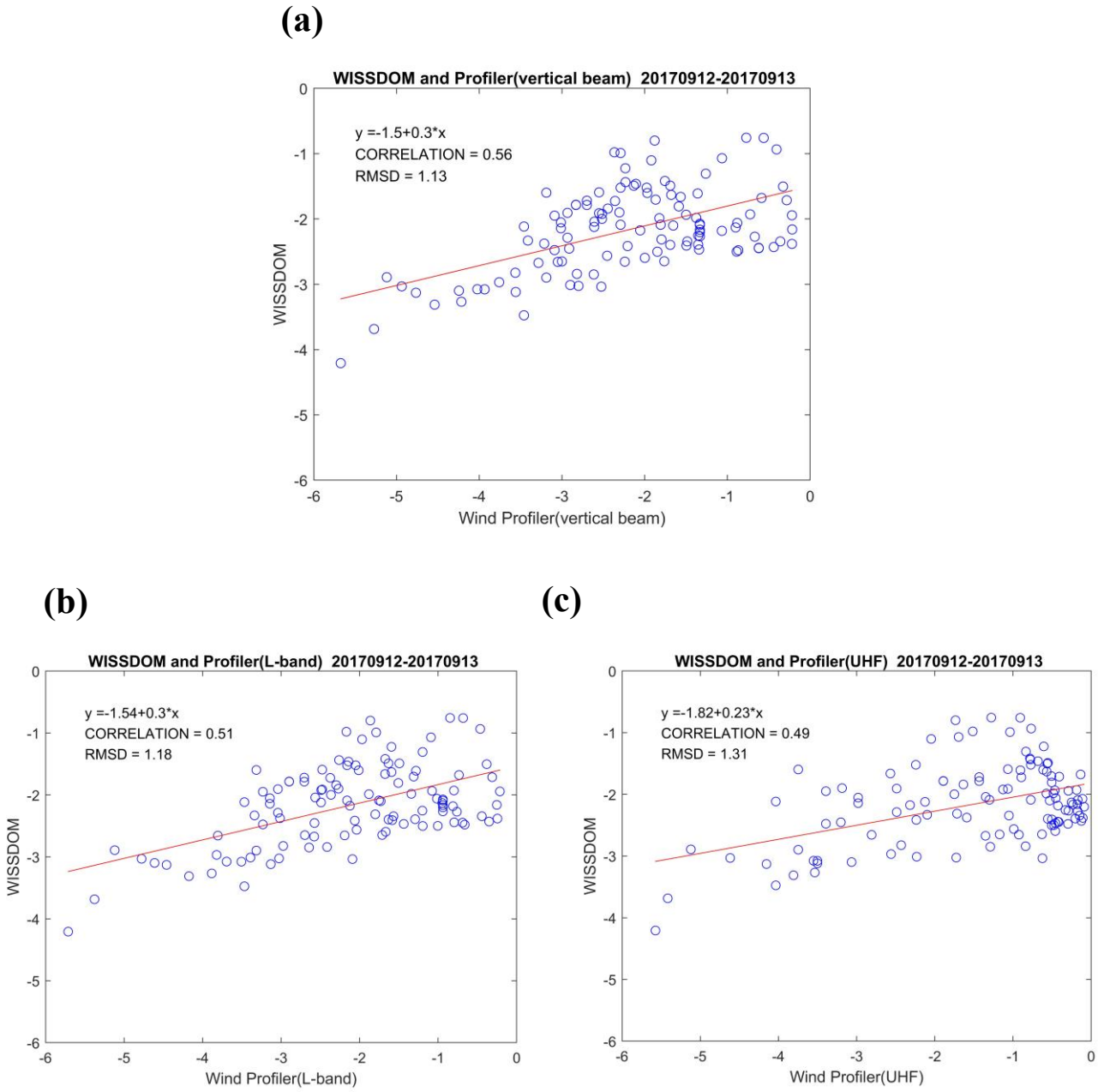

圖 4.5 泰利颱風個案，WISSDOM 所反演的垂直速度與剖風儀觀測(總計 117 筆)統計回歸圖。(a)WISSDOM 和 L-band 剖風儀垂直模式回歸圖(b)WISSDOM 和 L-band 剖風儀傾斜模式回歸圖(c)WISSDOM 和 UHF 剖風儀傾斜模式回歸圖。

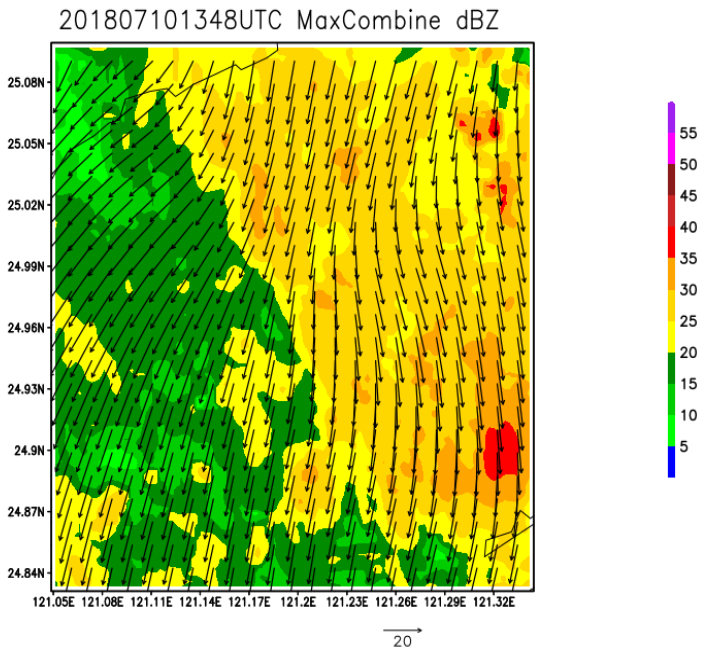

圖 4.6 2018 年 7 月 10 日 1348 UTC 最大合成回波及風向圖。

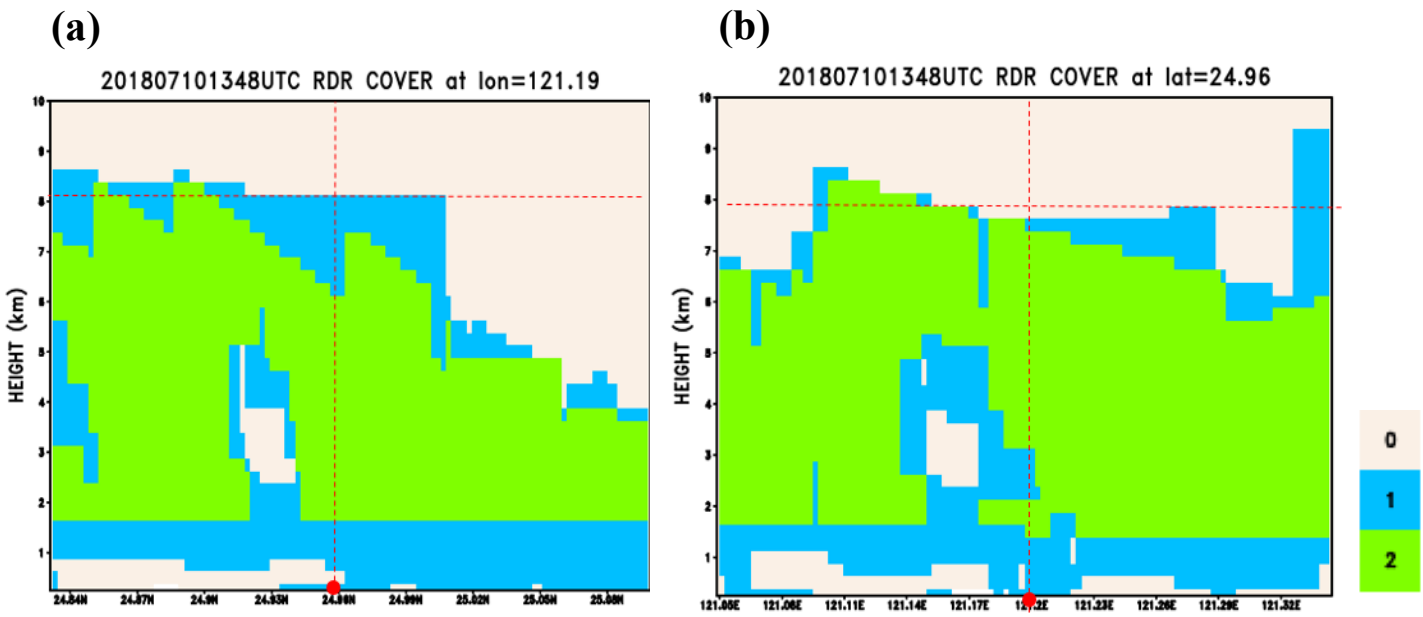

圖 4.7 緯向及經向的雷達覆蓋垂直剖面。(a)東經 121.19 度雷達覆蓋剖面(b)北緯 24.96 度雷達覆蓋剖面。藍色為一個雷達覆蓋，綠色為兩個雷達覆蓋，紅點為剖風儀放置位置，依附蓋狀況 1348 UTC 時間點所選取校驗的高度為 8.25km。

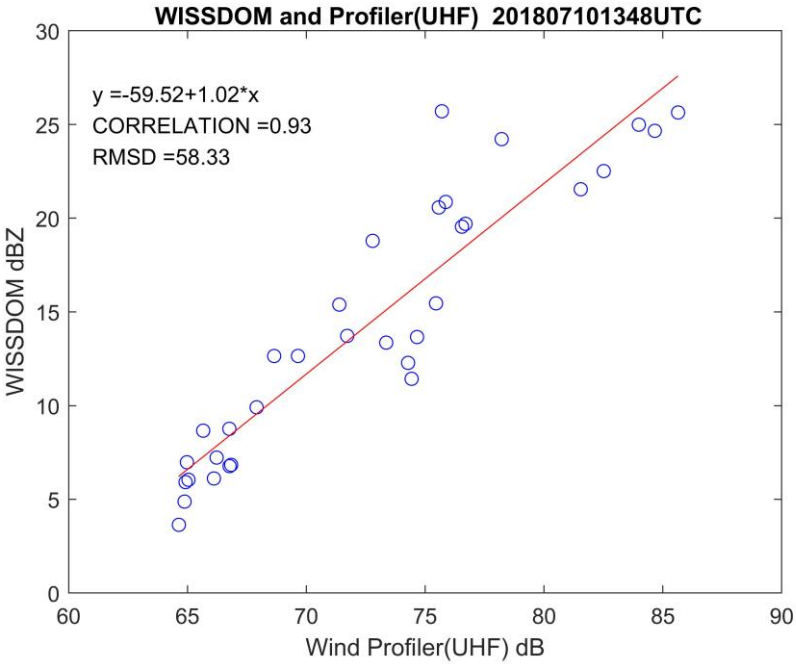

圖 4.8 UHF 剖風儀觀測的大氣信號分別和雷達回波進行回歸分析圖，相關性為 0.93。

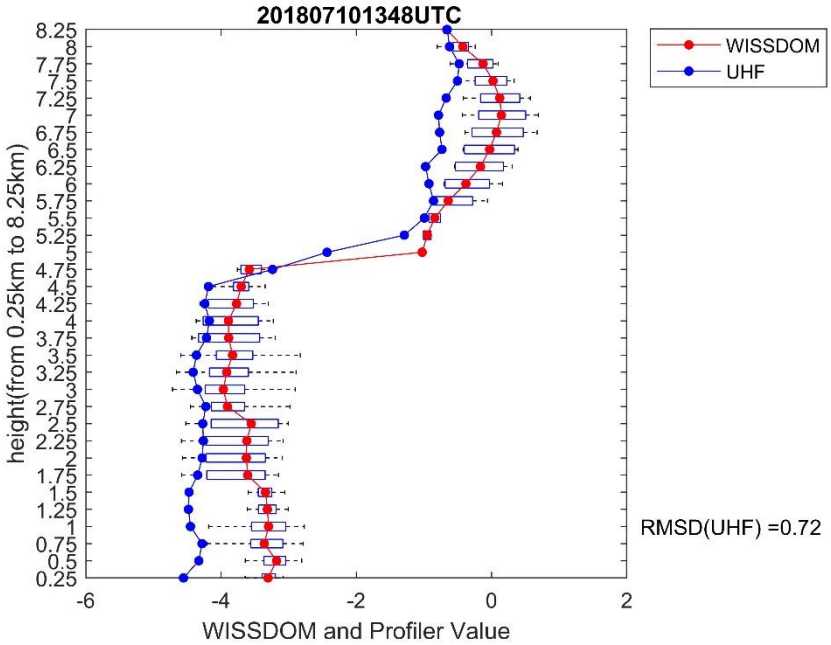

圖 4.9 UHF 剖風儀與 WISSDOM 反演的垂直速度校驗圖。紅線為 WISSDOM 反演的垂直速度，紅點為中位數值，箱型圖的範圍為空間誤差；藍線為 UHF 剖風儀傾斜模式所觀測到的垂直速度。

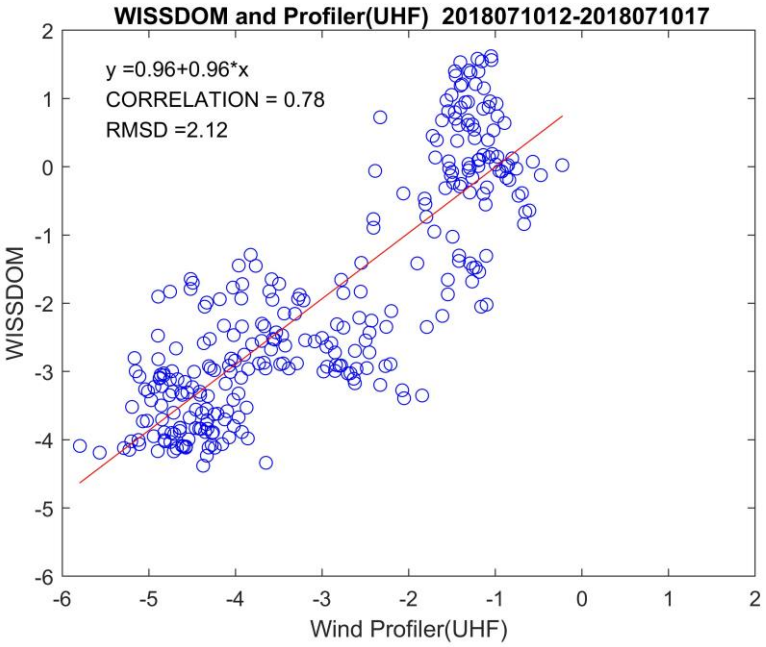

圖 4.10 瑪莉亞颱風個案，WISSDOM 所反演的垂直速度與 UHF 剖風儀觀測(總計 293 筆)統計回歸圖。

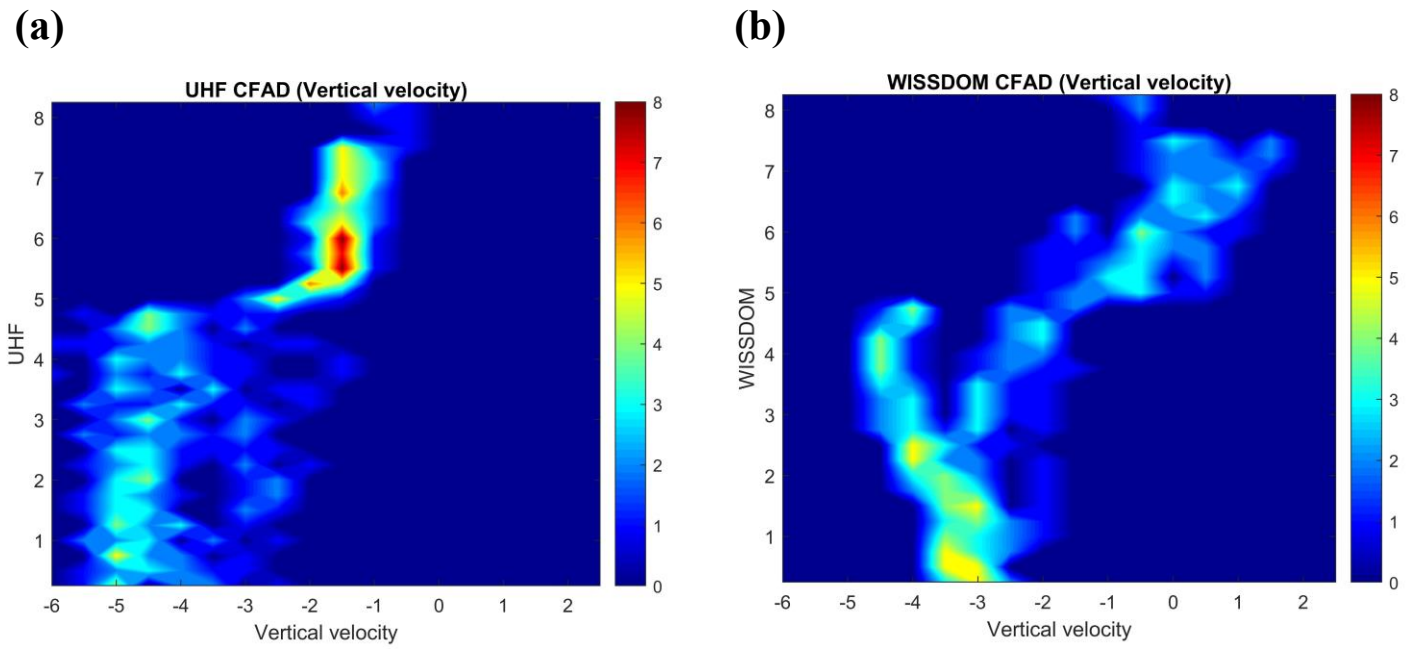

圖 4.11 瑪莉亞颱風個案，WISSDOM 及 UHF 剖風儀高度各層的垂直速度發生頻率圖(CFAD)。(a)UHF 剖風儀垂直速度頻率圖(b)WISSDOM 反演的垂直速度頻率圖

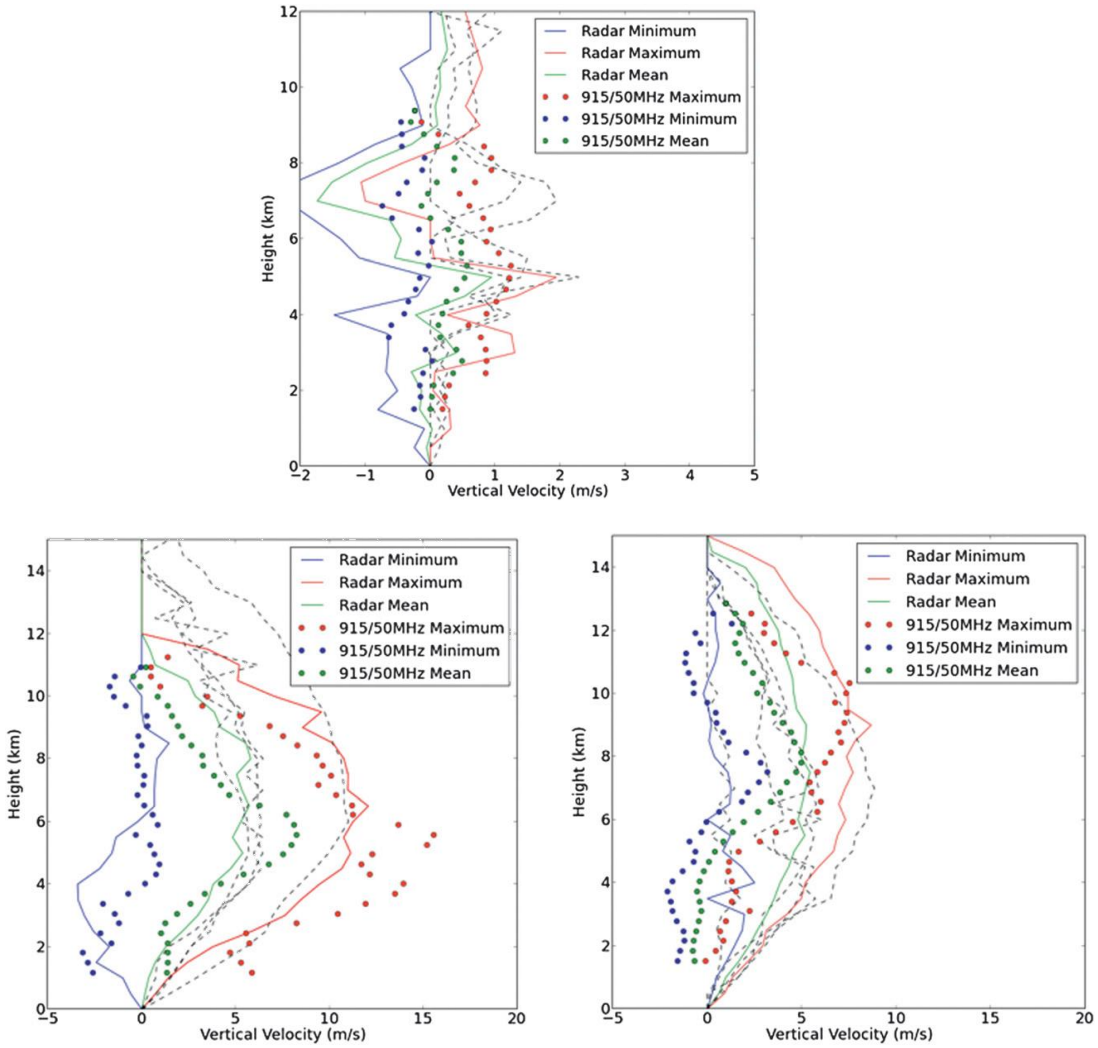

圖 4.12 國際熱帶暖池實驗 3 個時間點進行垂直速度校驗圖。藍線、綠線及紅線分別為雷達反演和剖風儀觀測的最小值、平均值及最大值(摘自 Collis 2013)。

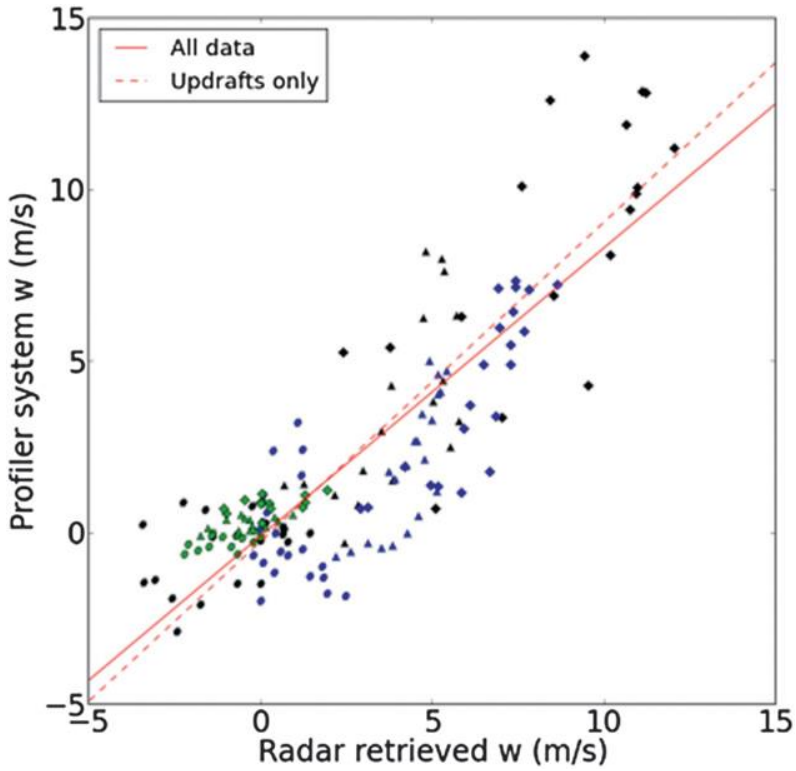

圖 4.13 針對圖 4.12 進行統計回歸圖。3 種顏色代表 3 個時間點，圓點代表最小值；三角形代表平均；菱形代表最大值(摘自 Collis 2013)。

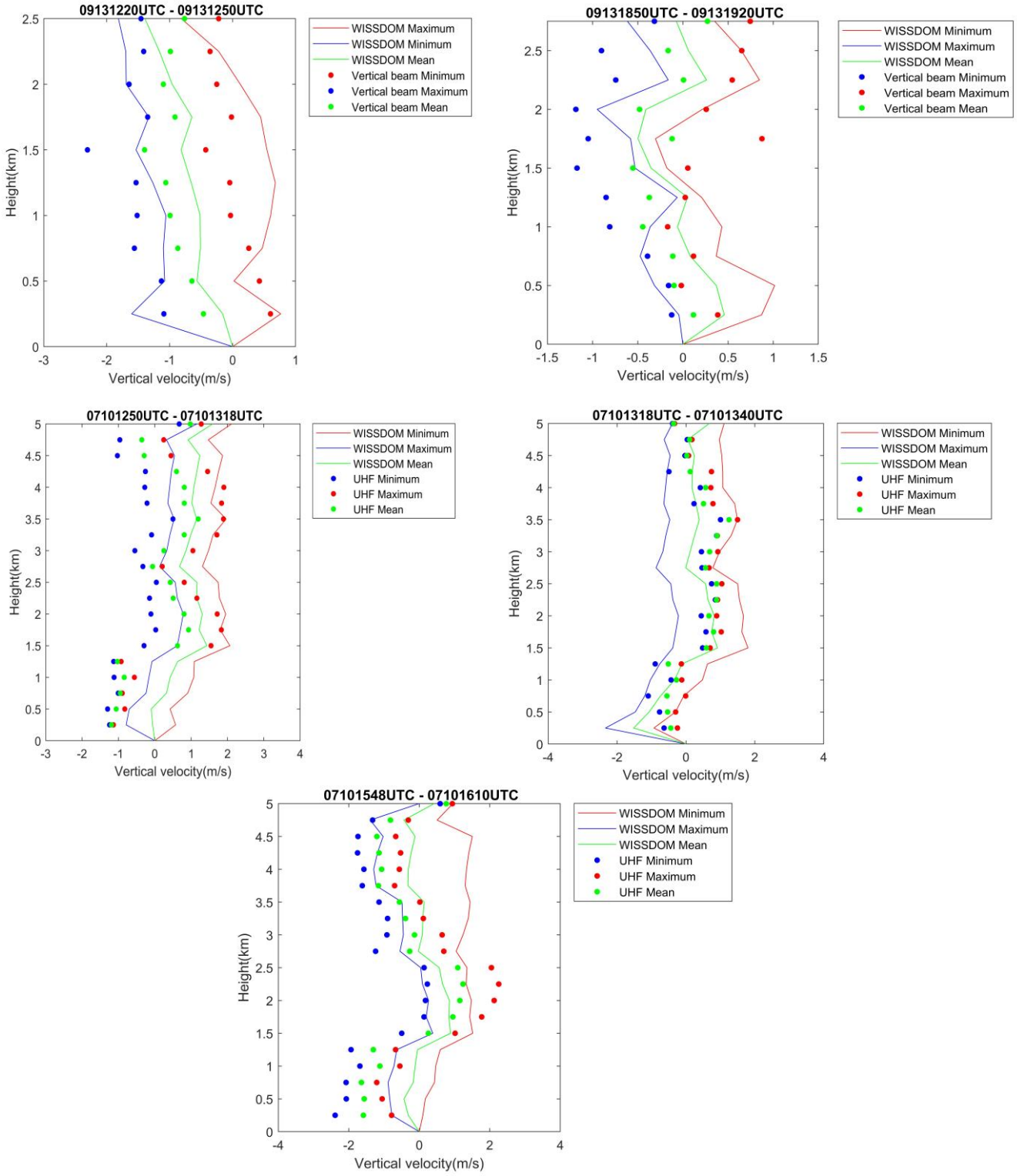

圖 4.14 本研究針對泰利颱風及瑪莉亞颱風相同利用 Collis (2013)選取方法進行垂直速度校驗圖。藍線、綠線及紅線分別為雷達反演和剖風儀觀測的最小值、平均值及最大值。(a)-(b)為泰利颱風，(c)-(e)為瑪莉亞颱風。

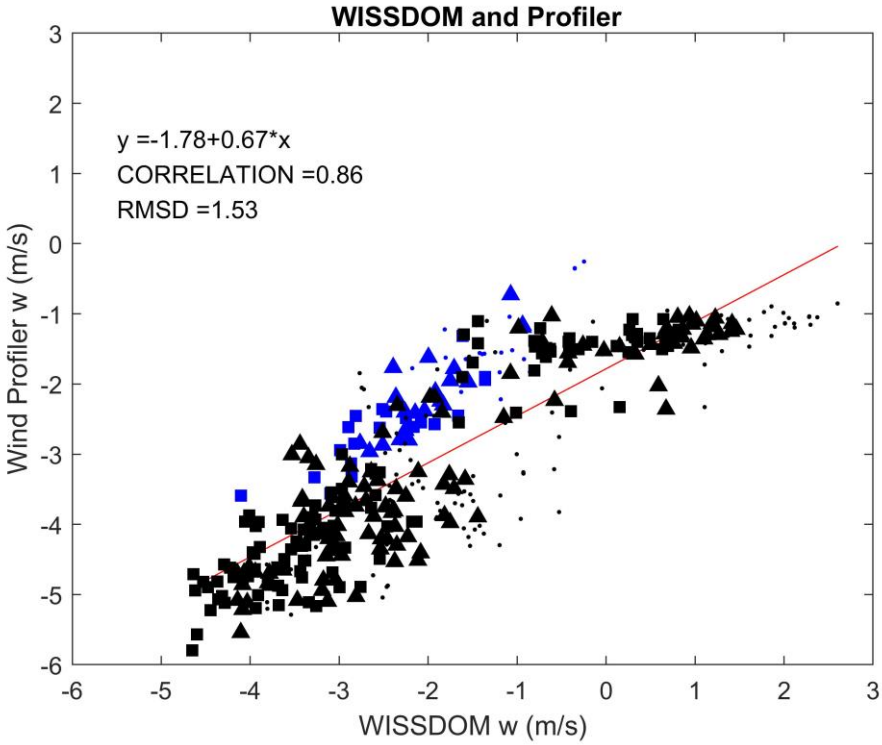

圖 4.15 統計圖 4.14 中 5 個時間點的回歸圖。藍色代表泰利颱風個案；黑色為瑪莉亞颱風個案，圓點代表最小值；三角形代表平均；菱形代表最大值。

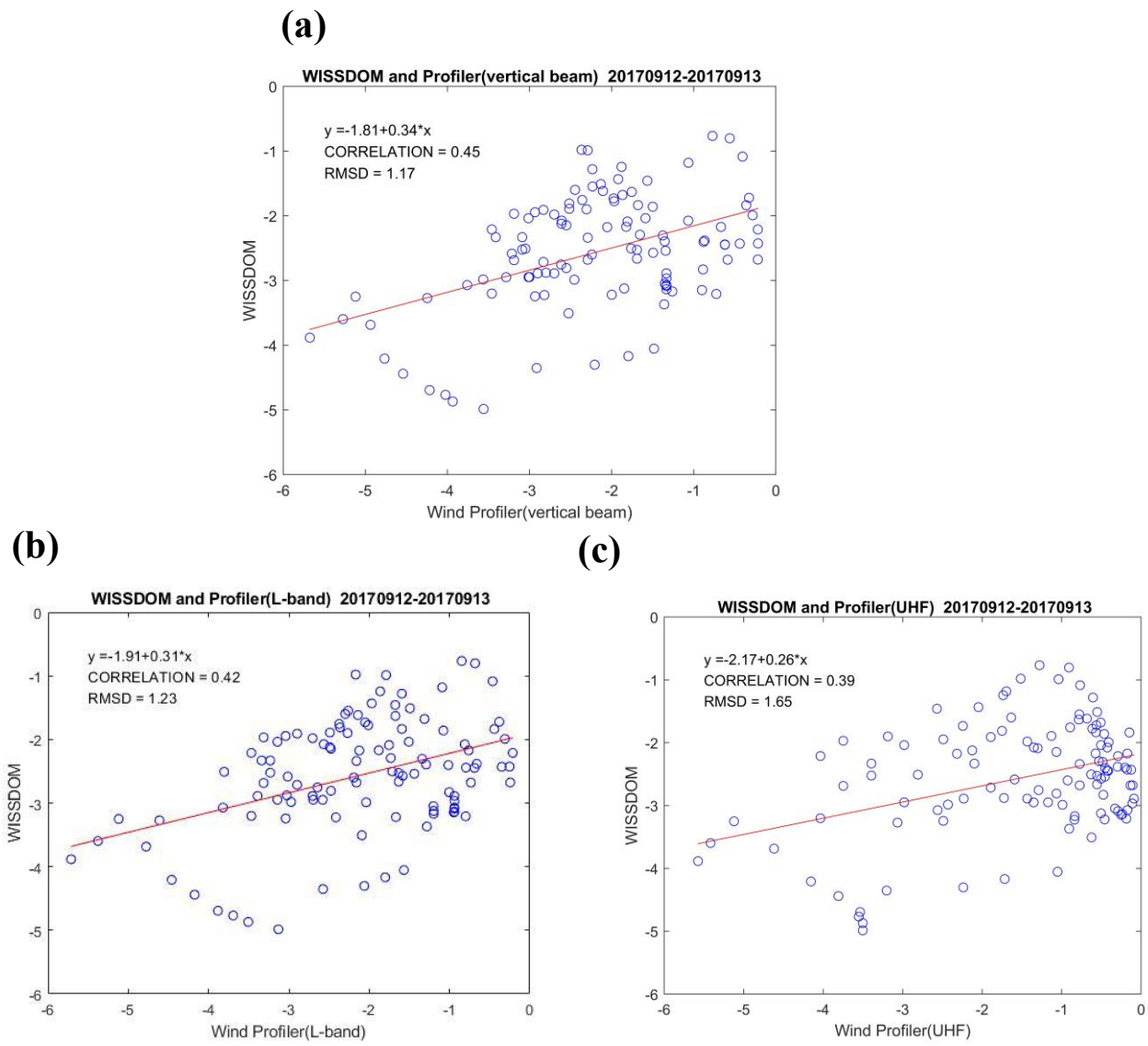

圖 4.16 針對泰利颱風個案，將渦度方程權重設為 0，進行統計回歸圖。

(a)WISSDOM 和 L-band 剖風儀垂直模式回歸圖(b)WISSDOM 和 L-band 剖風儀傾斜模式回歸圖(c)WISSDOM 和 UHF 剖風儀傾斜模式回歸圖。

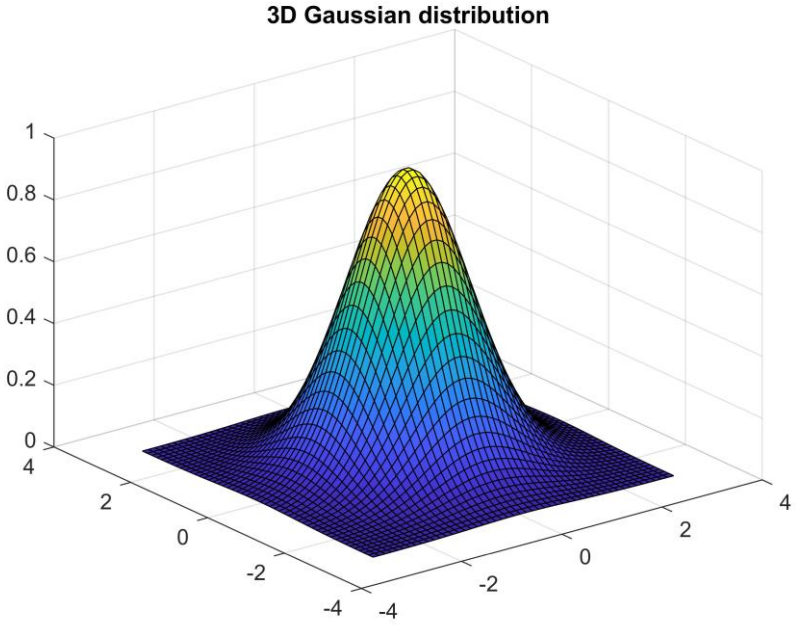

圖 5.1　高斯分布示意圖

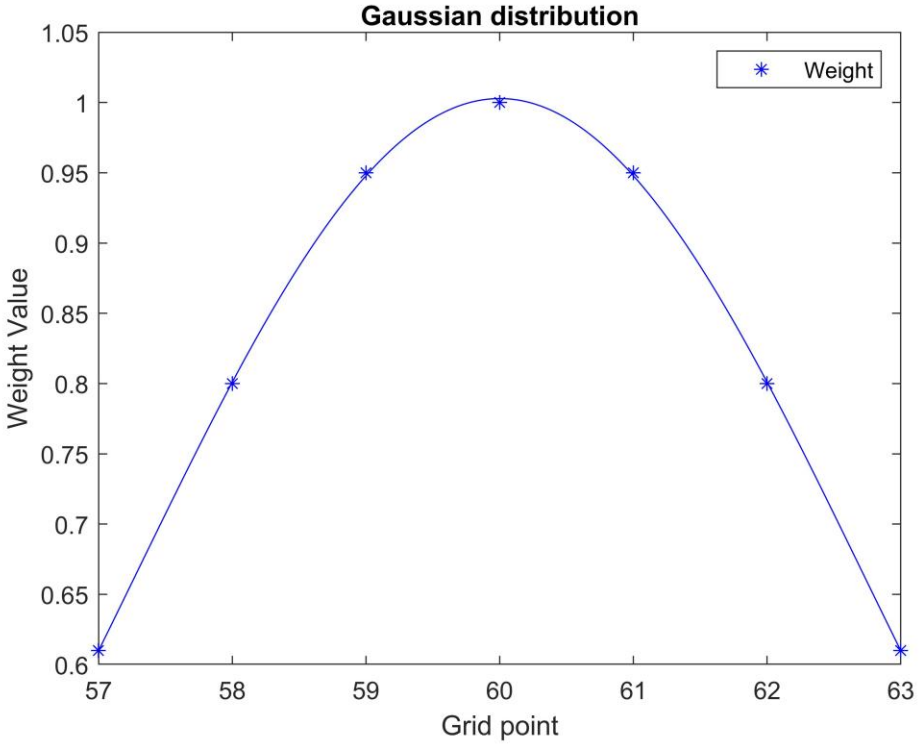

圖 5.2　高斯權重向外遞減示意圖。格點 60 為剖風儀所放置的位置，權重依據距離漸漸向外遞減。

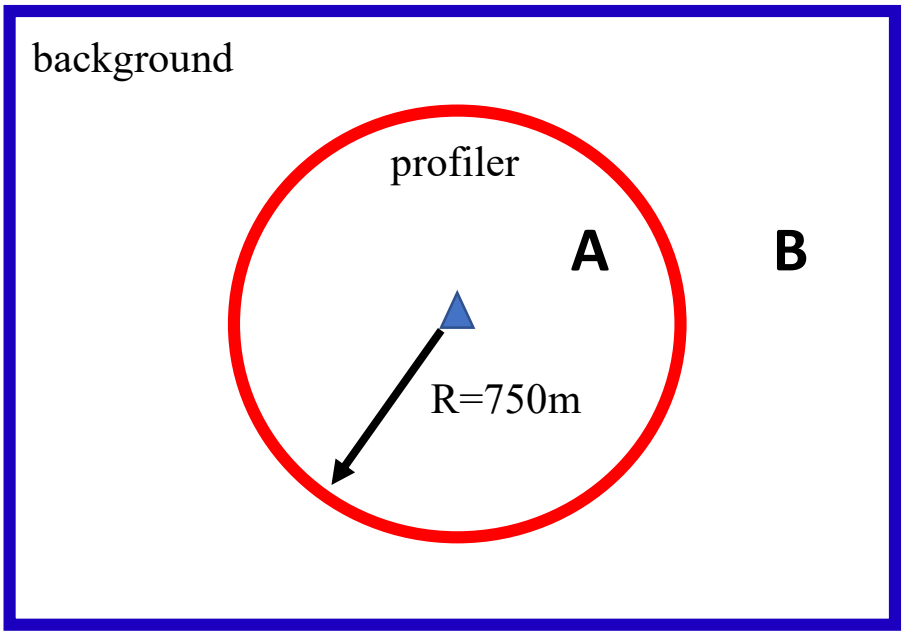

圖 5.3　L-band 設定 750 公尺的影響半徑同化至 WISSDOM 示意圖。A 區域的風場資訊為 L-band 剖風儀觀測的風場乘高斯權重加上背景場乘剩餘的高斯權重；B 區域則只有背景場風場。

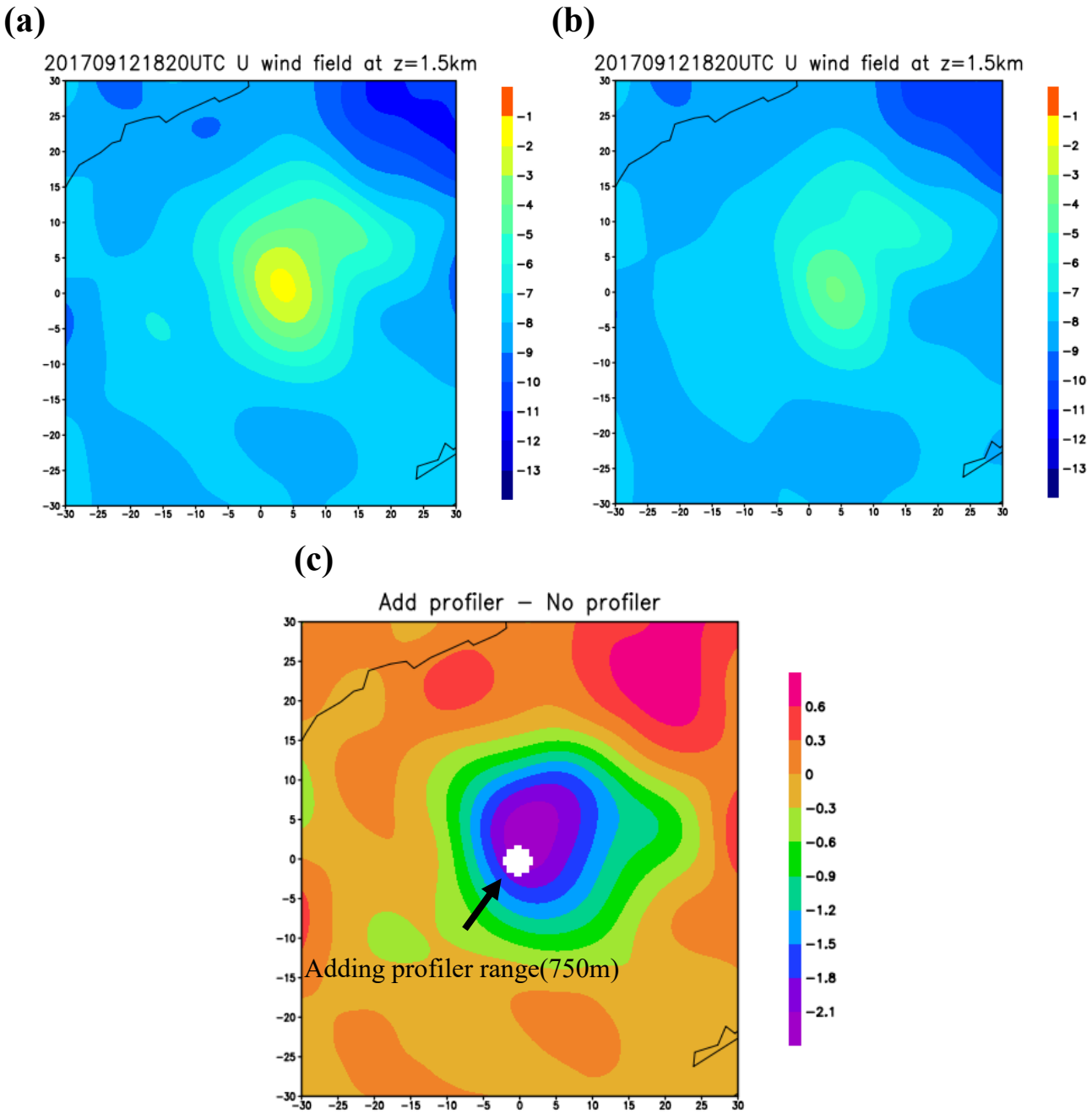

圖 5.4　WISSDOM 同化 L-band 剖風儀風場前後 U 風場示意圖。

(a)WISSDOM 同化前(b) WISSDOM 同化後(c) 同化 L-band 剖風儀 U 風場前後差異圖。白色區域為設定的同化半徑。

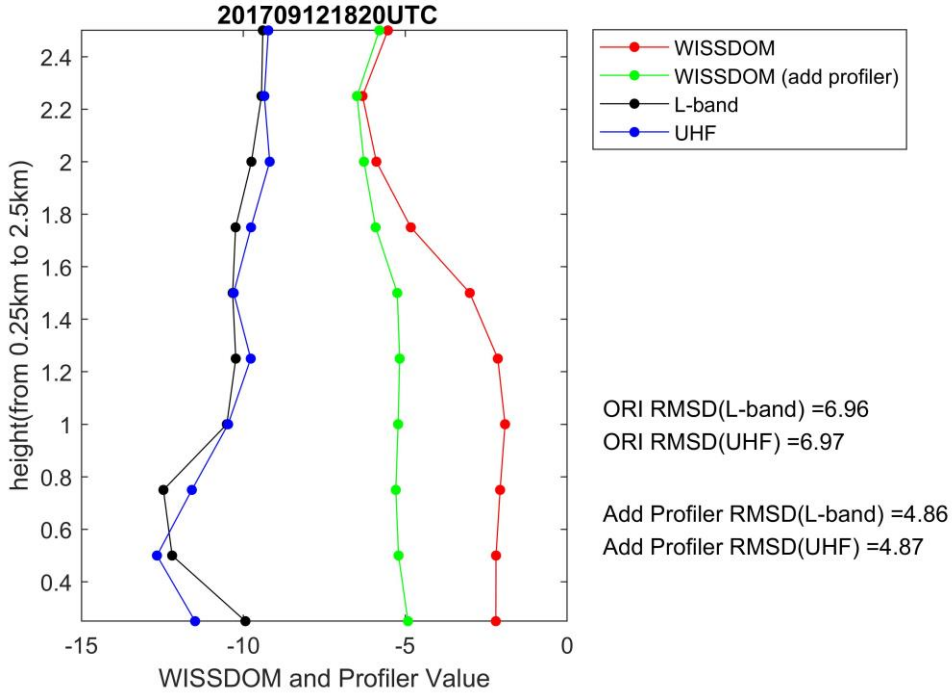

圖 5.5　剖風儀格點上 U 風場示意圖。紅線及綠線分別代表 WISSDOM 同化 L-band 剖風儀前後所反演的垂直速度；藍線及黑色則分別代表 UHF 剖風儀及 L-band 所觀測到垂直速度。

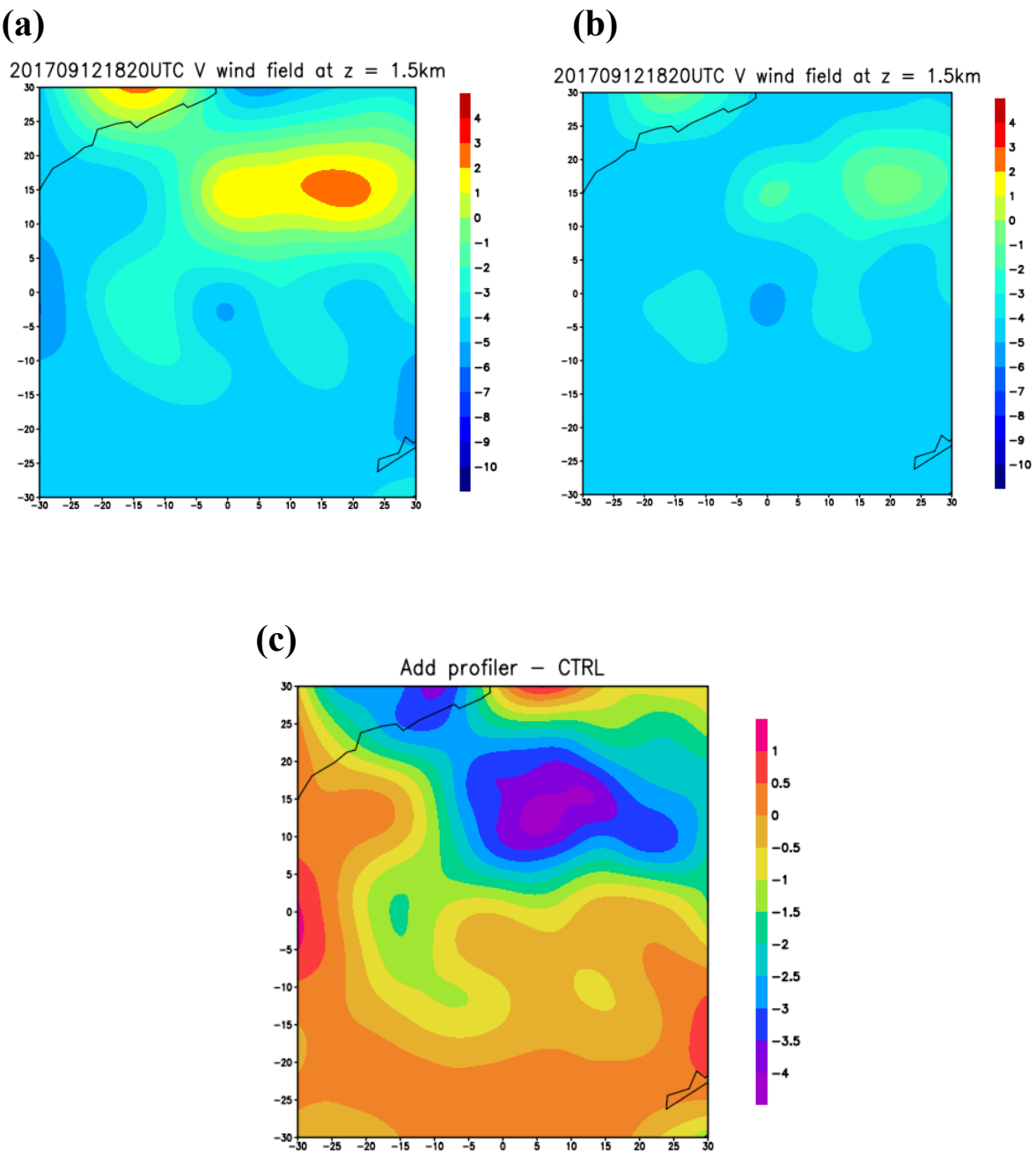

圖 5.6　WISSDOM 同化 L-band 剖風儀風場前後 V 風場示意圖。

(a)WISSDOM 同化前(b) WISSDOM 同化後(c) 同化 L-band 剖風儀 V 風場前後差異圖。

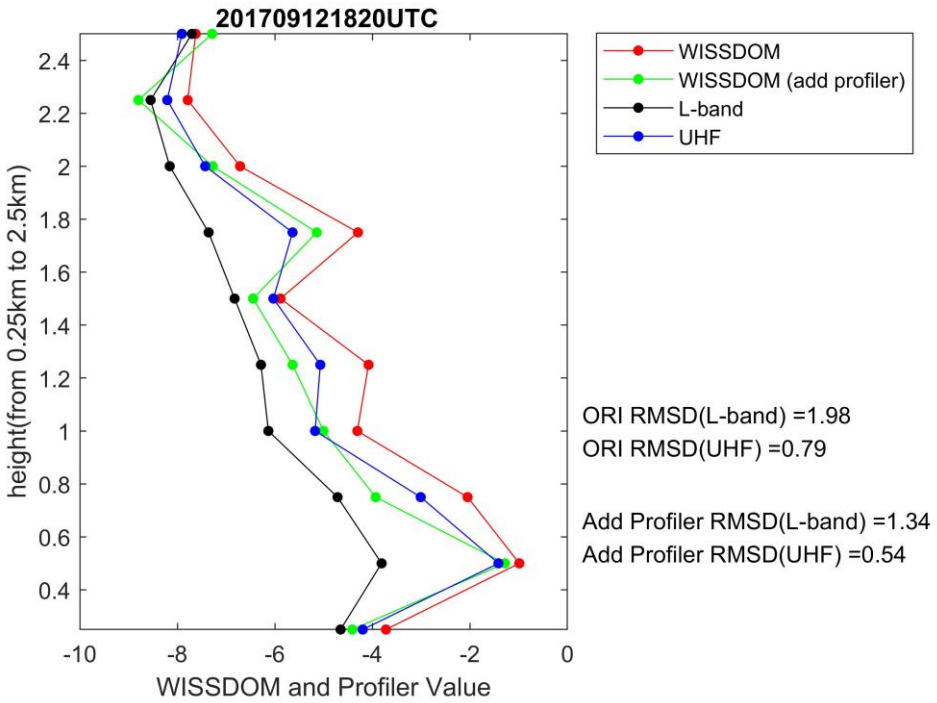

圖 5.7　剖風儀格點上 V 風場示意圖。紅線及綠線分別代表 WISSDOM 同化 L-band 剖風儀前後所反演的垂直速度；藍線及黑色則分別代表 UHF 剖風儀及 L-band 所觀測到垂直速度。

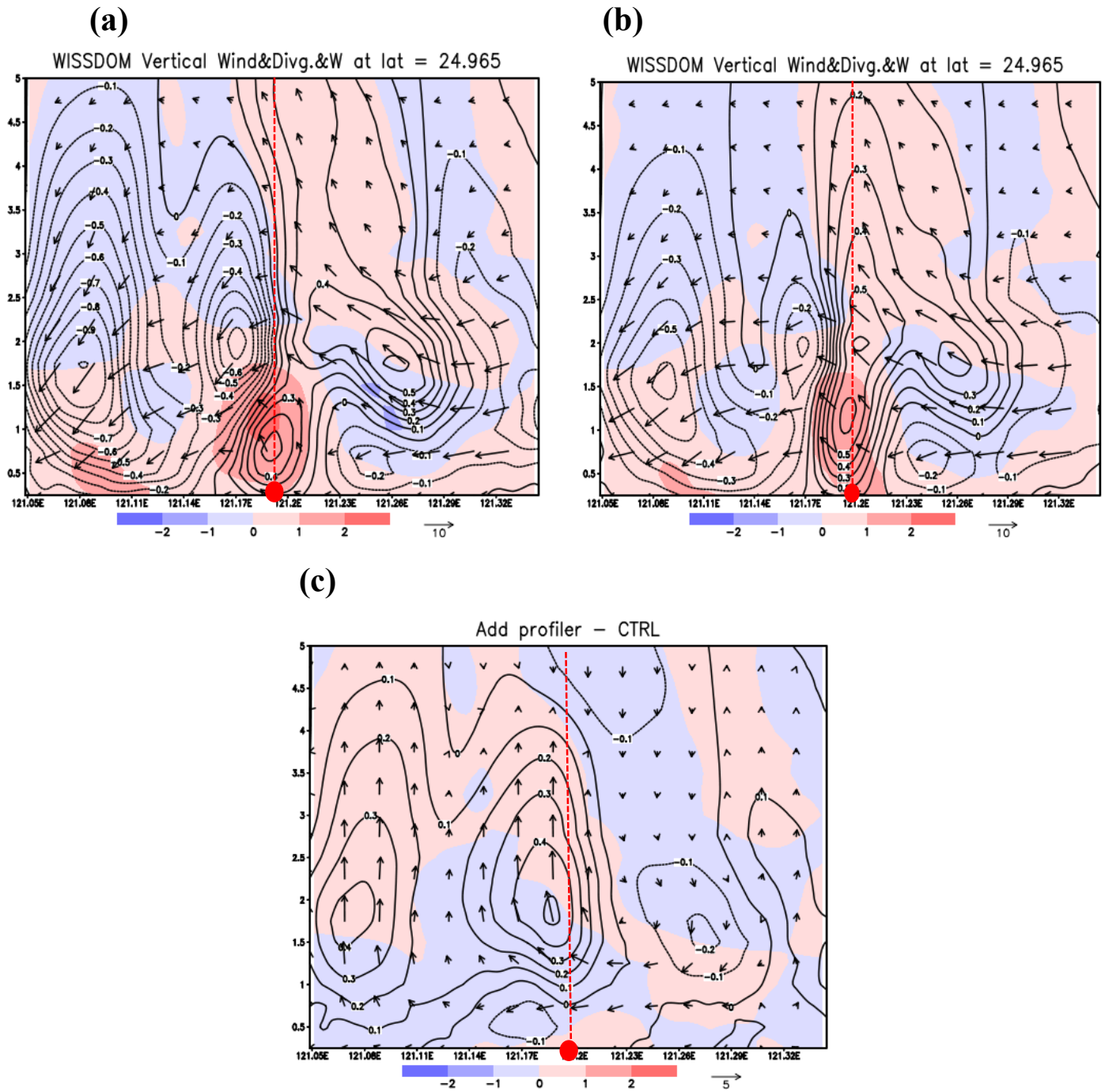

圖 5.8　WISSDOM 同化 L-band 剖風儀風場前後 W 風場垂直剖面圖。紅點代表剖風儀擺放位置 (a)WISSDOM 同化前 (b) WISSDOM 同化後 (c)同化 L-band 剖風儀 W 風場前後差異剖面圖。

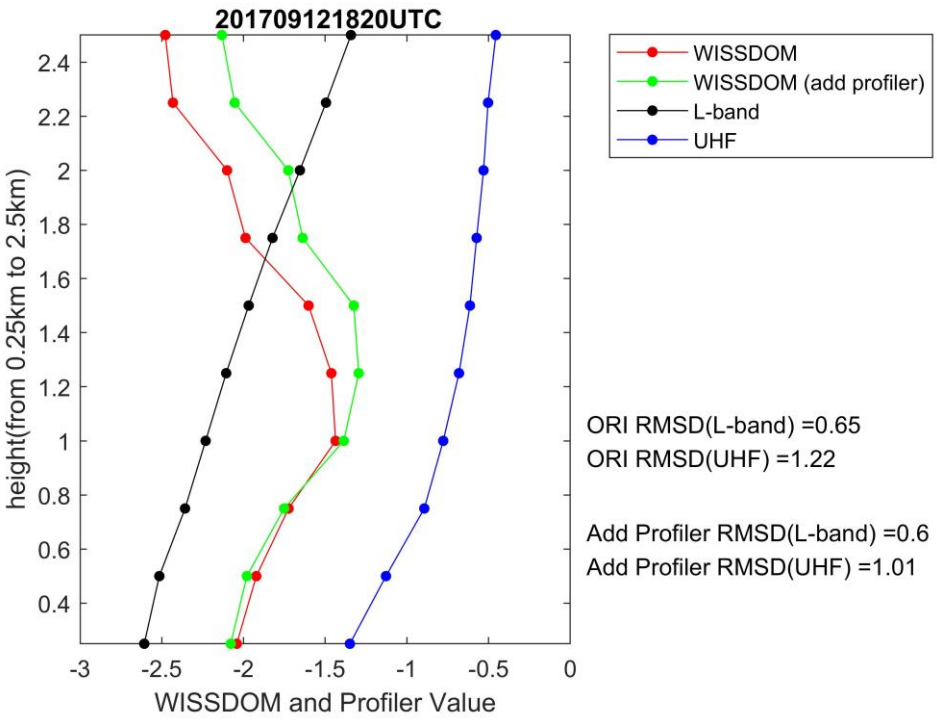

圖 5.9　剖風儀格點上 W 風場示意圖。紅線及綠線分別代表 WISSDOM 同化 L-band 剖風儀前後所反演的垂直速度；藍線及黑色則分別代表 UHF 剖風儀及 L-band 所觀測到垂直速度。

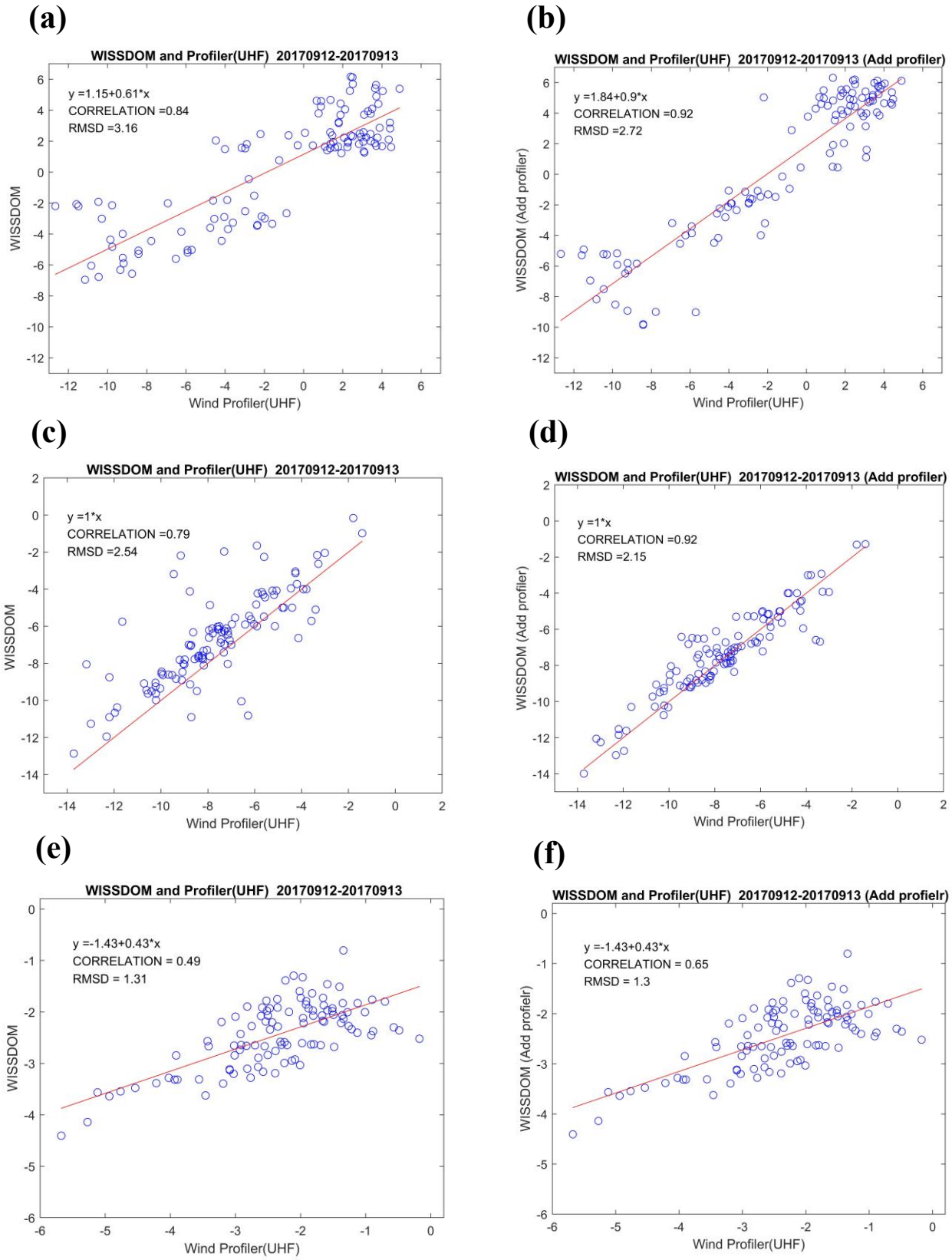

圖 5.10　統計泰利颱風個案風場三分量同化 L-band 剖風儀風場資訊前後與 UHF 剖風儀觀測回歸圖。(a)及(b)為 U 風場；(c)及(d)為 V 風場；(e)及(f)為 W 風場。

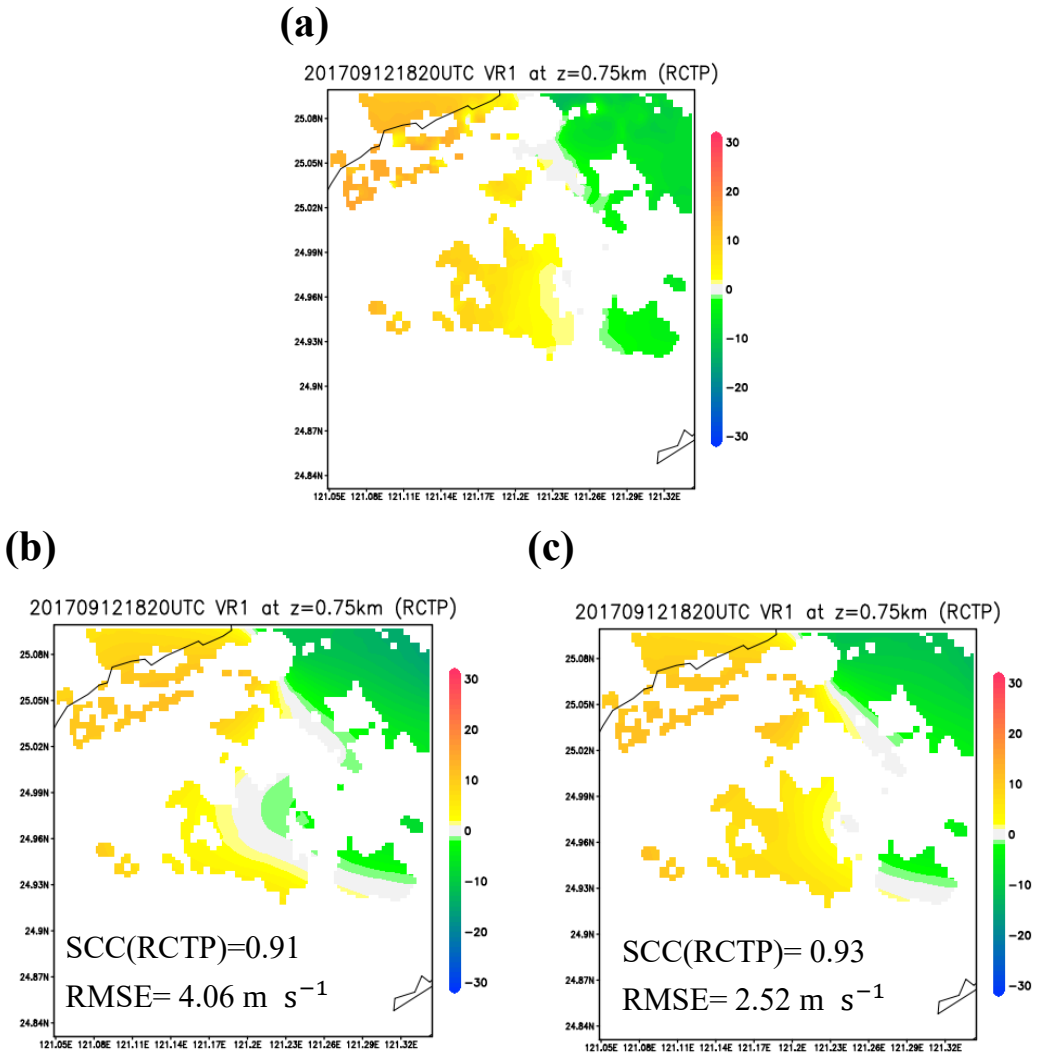

圖 5.11　同化 L-band 剖風儀風場資料後對桃園機場雷達於 0.75 公里高度徑向風差異圖，色階代表徑向風值。(a)桃園機場雷達徑向風原始資料(b)WISSDOM 不使用桃園機場雷達反演，投影回桃園機場雷達徑向風示意圖(c) WISSDOM 不使用桃園機場雷達反演，但同化 L-band 剖風儀風場資料，投影回桃園機場雷達徑向風示意圖。

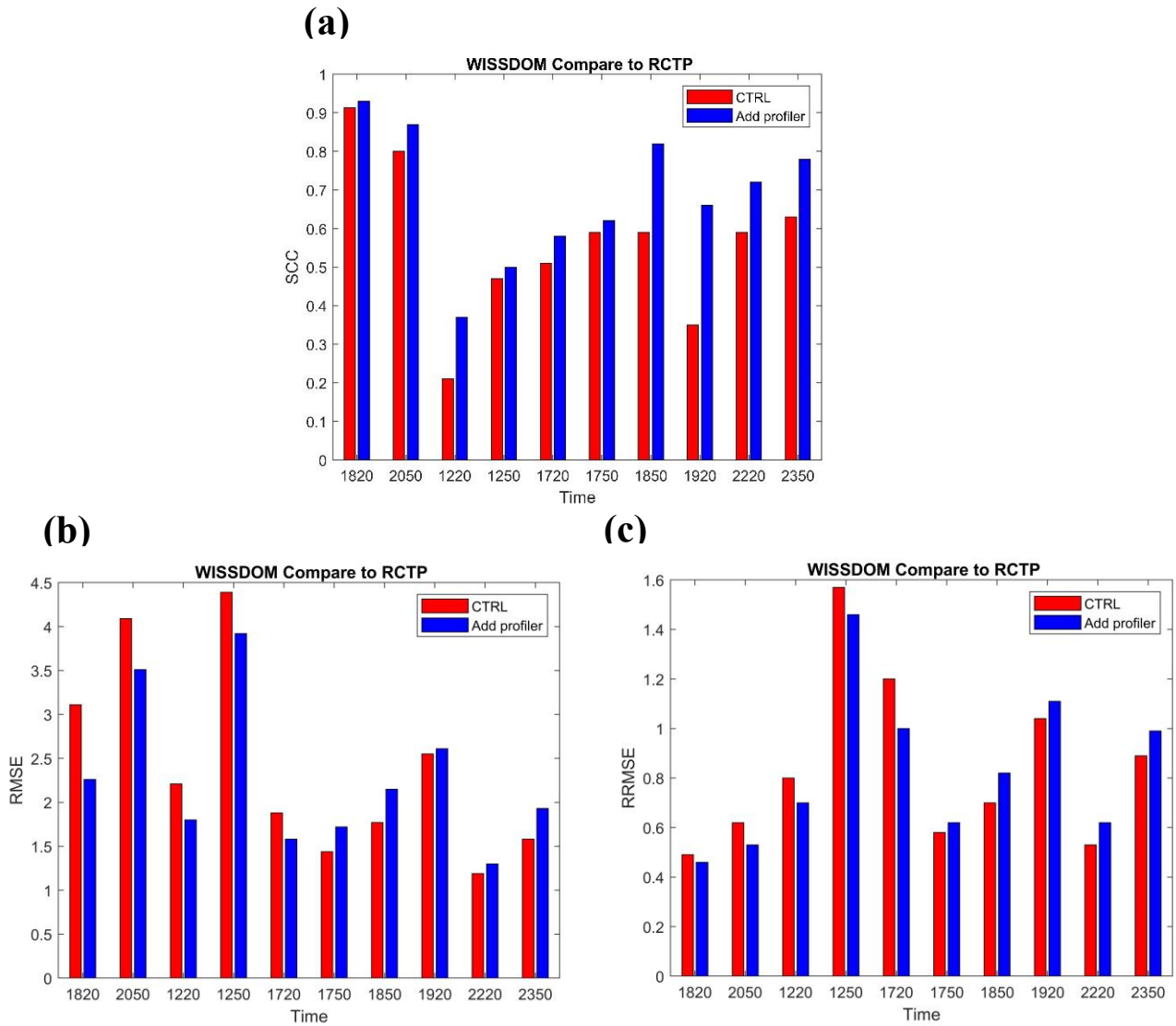

圖 5.12　同化 L-band 剖風儀風場資訊後對桃園機場雷達徑向風定量統計差異圖。(a)WISSDOM 和桃園機場雷達空間分佈關係時序圖(b) WISSDOM 和桃園機場雷達方均根誤差時序圖(c)WISSDOM 和桃園機場雷達相對方均根誤差時序圖。

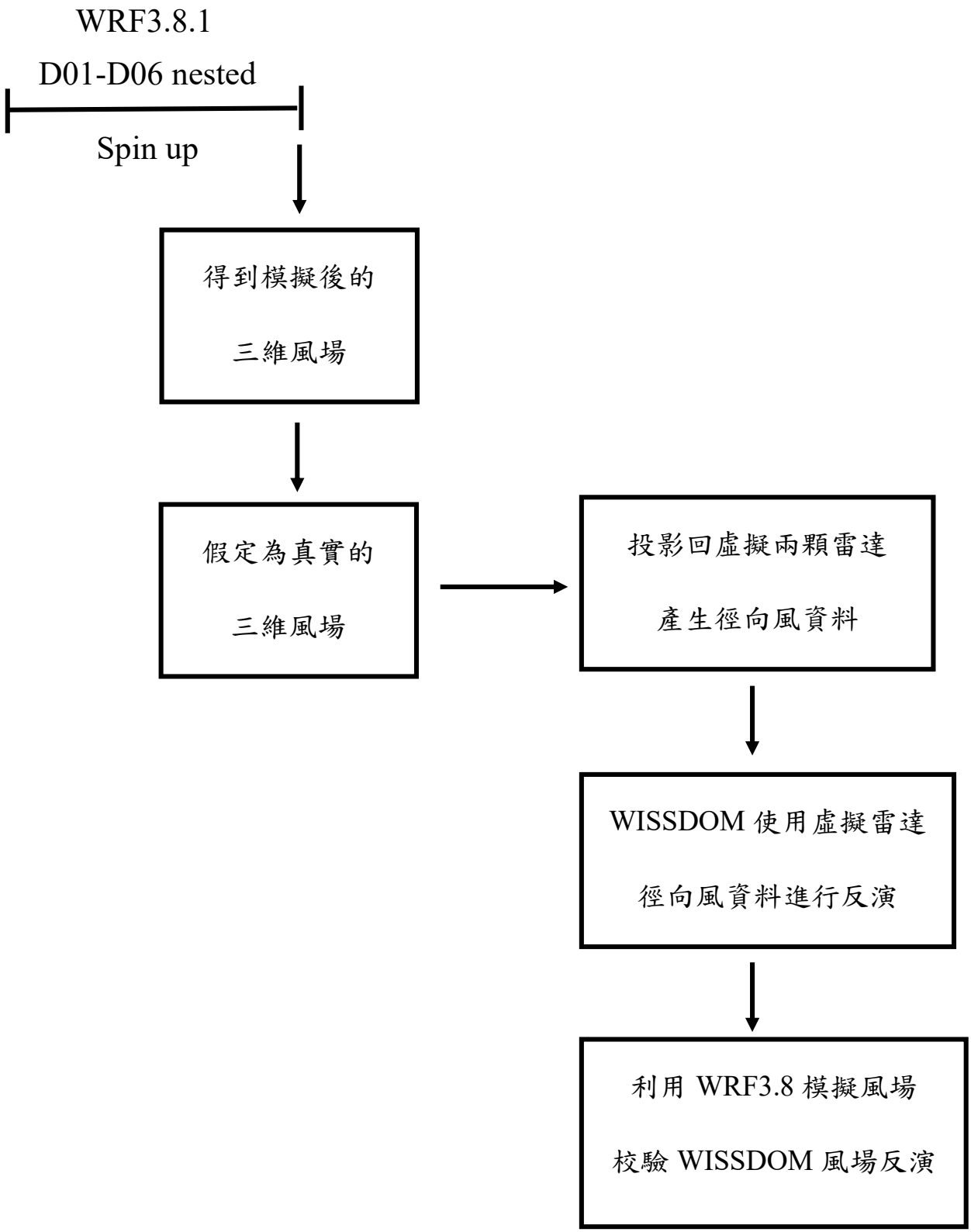
WRF3.8.1
D01-D06 nested
Spin up
得到模擬後的
三維風場
假定為真實的
三維風場
投影回虛擬兩顆雷達
產生徑向風資料
WISSDOM 使用虛擬雷達
徑向風資料進行反演
利用 WRF3.8 模擬風場
校驗 WISSDOM 風場反演

圖 6.1　虛擬實驗流程圖

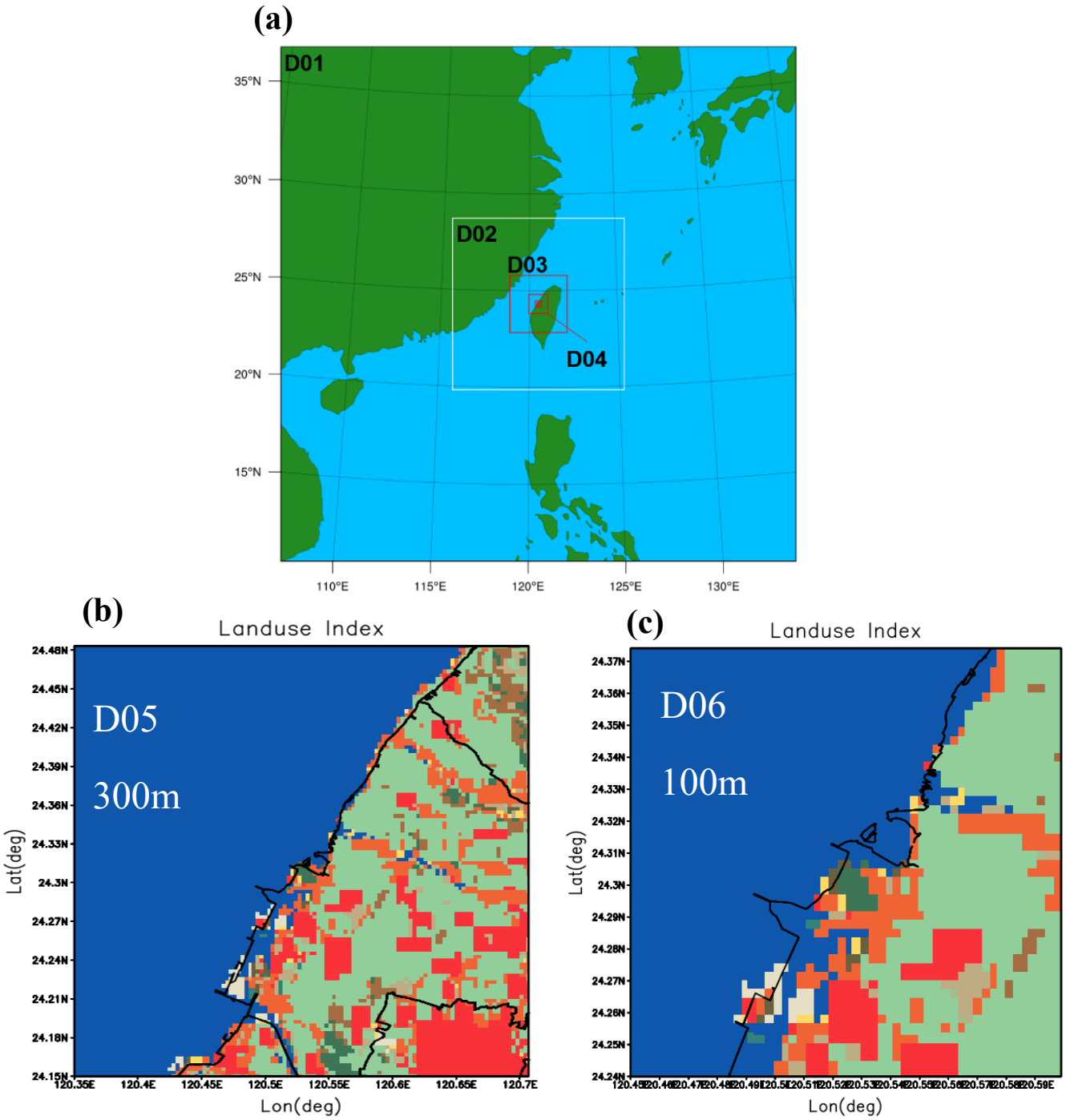

圖 6.2　WRF3.8 模式網格設定圖(台中港地區)，圖(b)及圖(c)的色階為模式所使用的土地利用。(a)為 D01 至 D04　(b)為 D05　(c)為 D06。

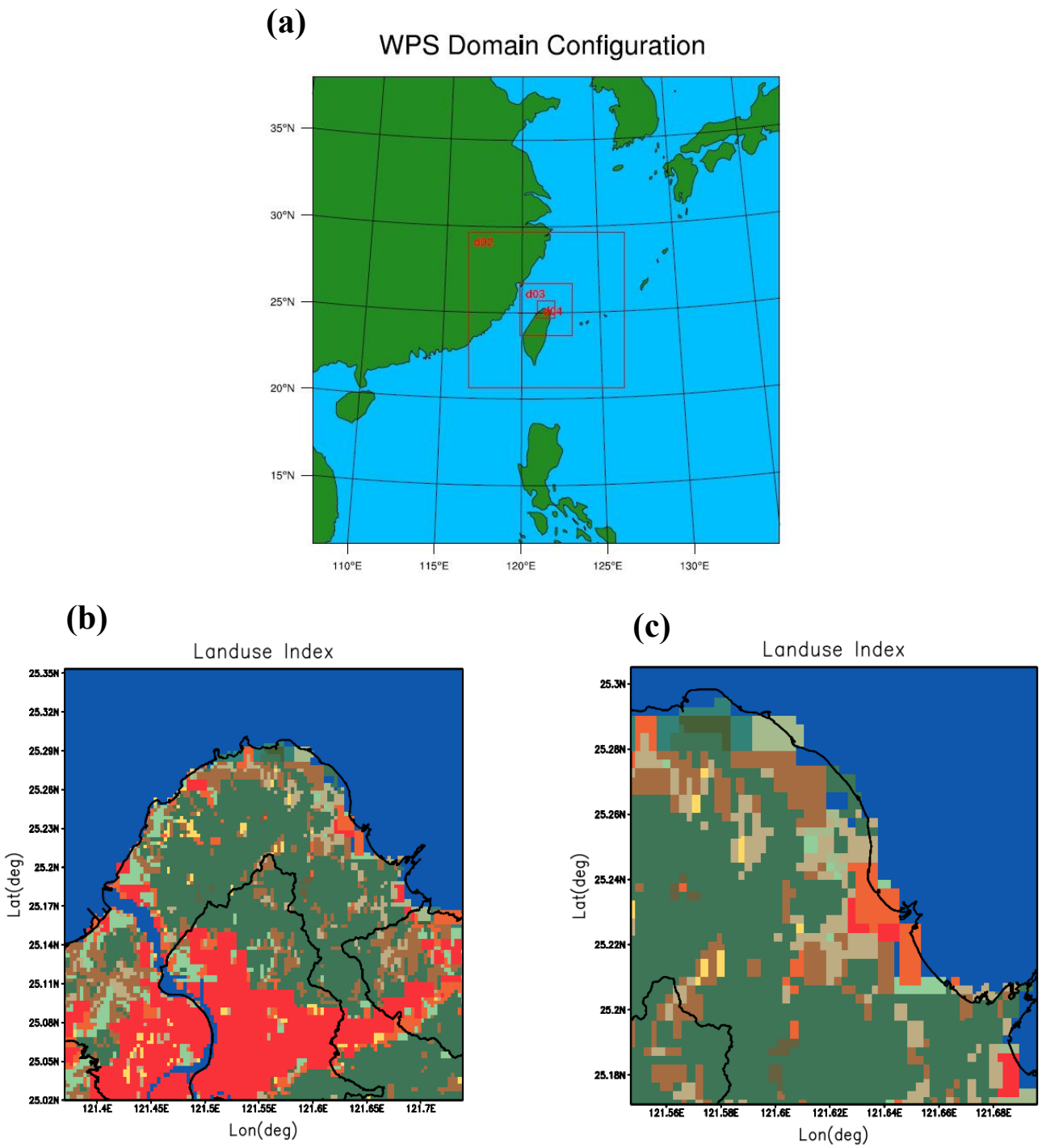

圖 6.3　WRF3.8 模式網格設定圖(陽明山地區)，圖(b)及圖(c)的色階為模式所使用的土地利用。(a)為 D01 至 D04　(b)為 D05　(c)為 D06。

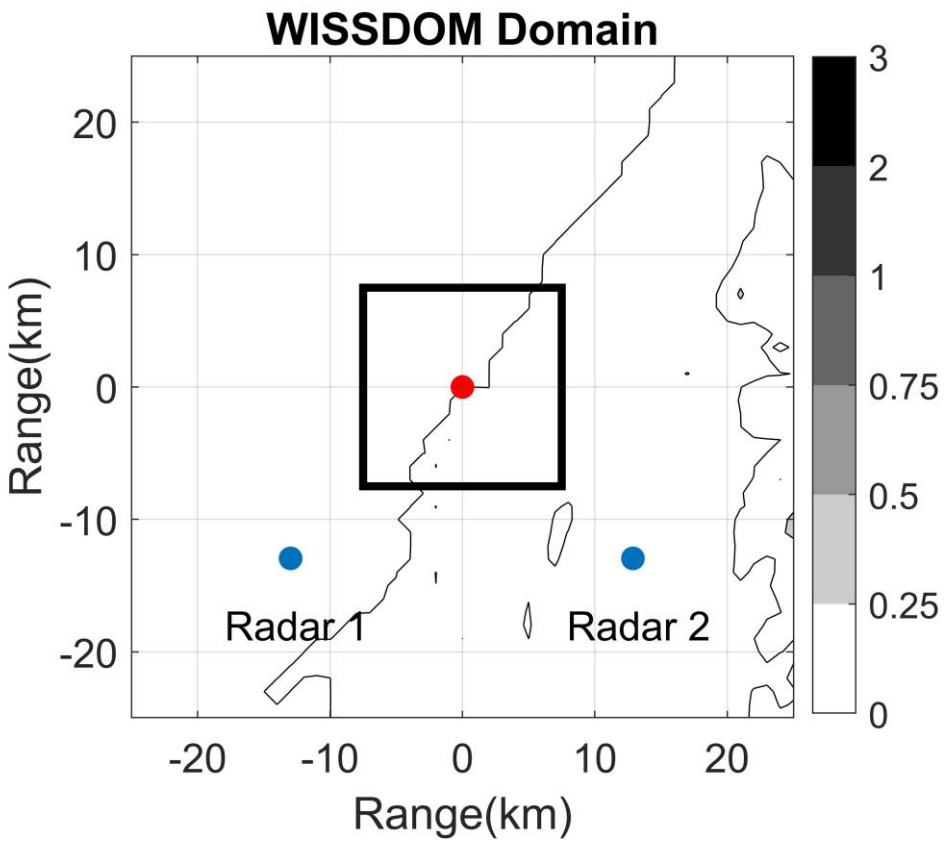

圖 6.4　WISSDOM 設定網格圖。紅點為 WISSDOM 中心點；藍點為兩個虛擬雷達，兩顆虛擬雷達距離為 25km。

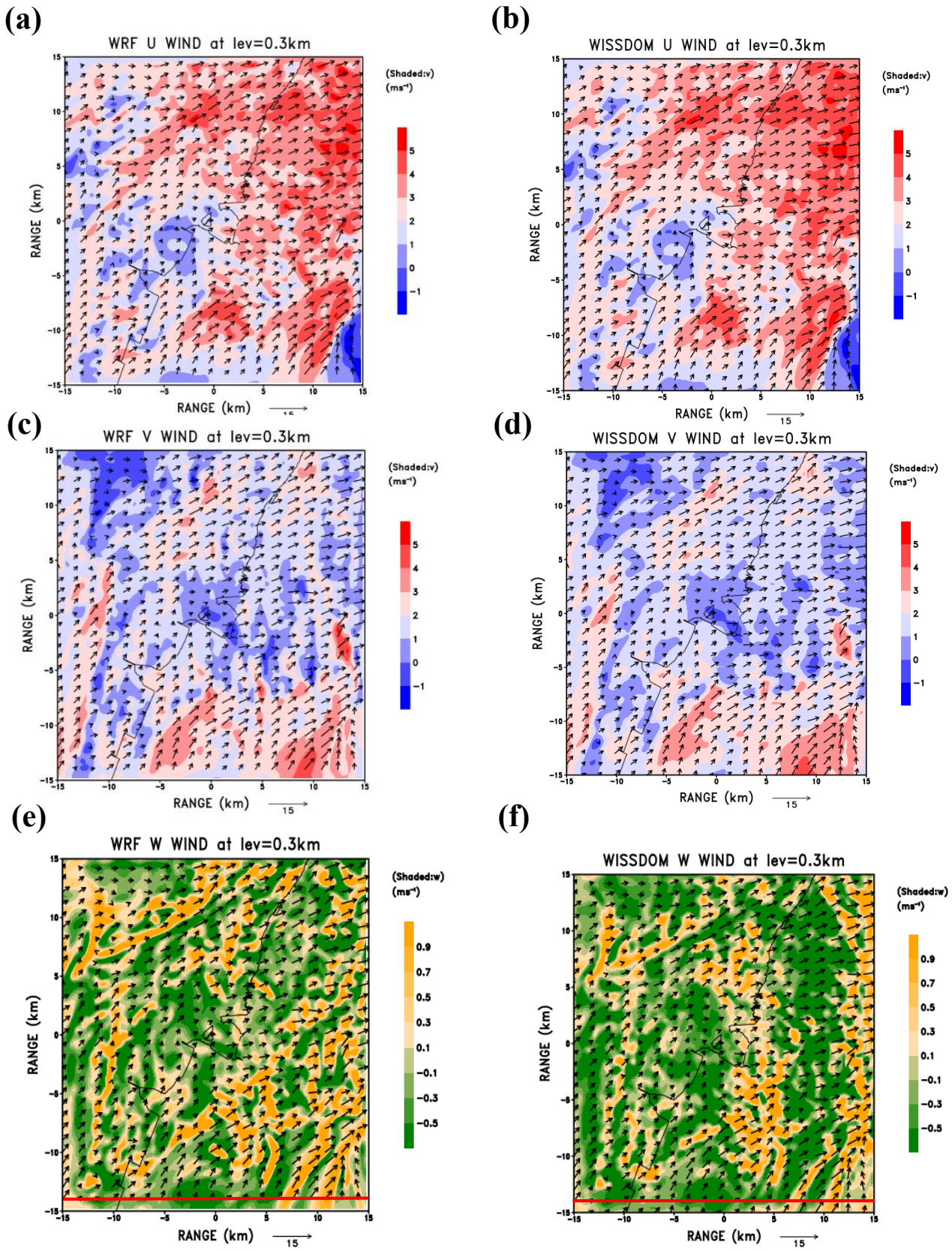

圖 6.5　WRF 模擬及 WISSDOM 反演示意圖。(a)及(b)為 U 風場；(c)及(d)為 V 風場；(e)及(f)為 W 風場。

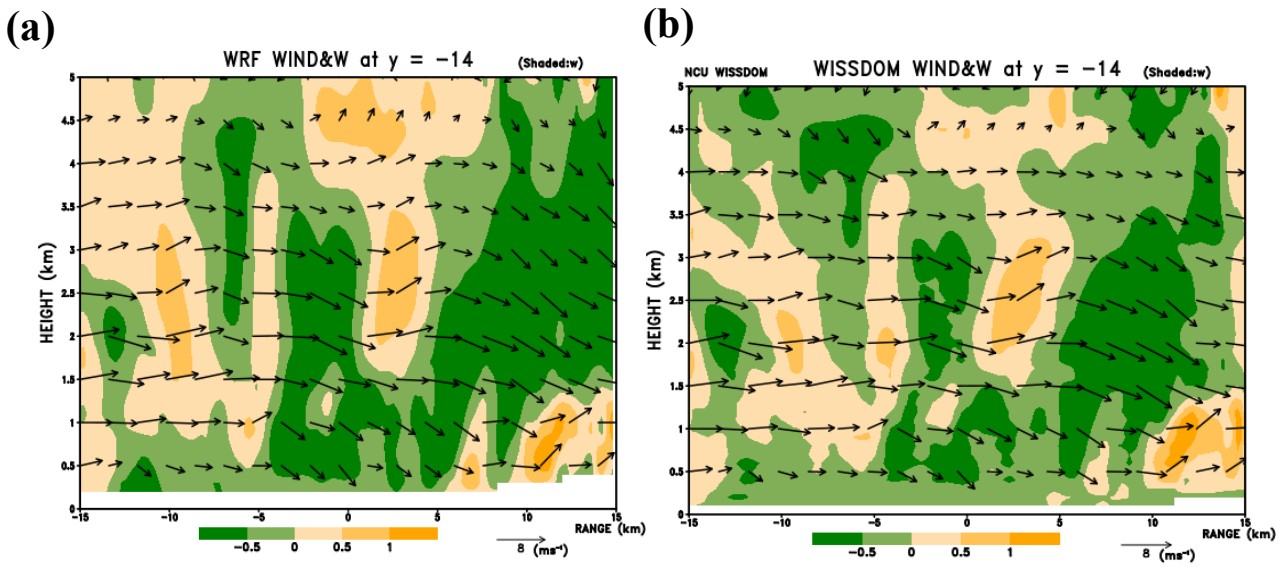

圖 6.6　WRF 模擬及 WISSDOM 反演 W 風場剖面圖(於圖 6.5(e)及(f)的紅線處，y=-14)。(a)為 WRF 模擬；(b)為 WISSDOM 反演

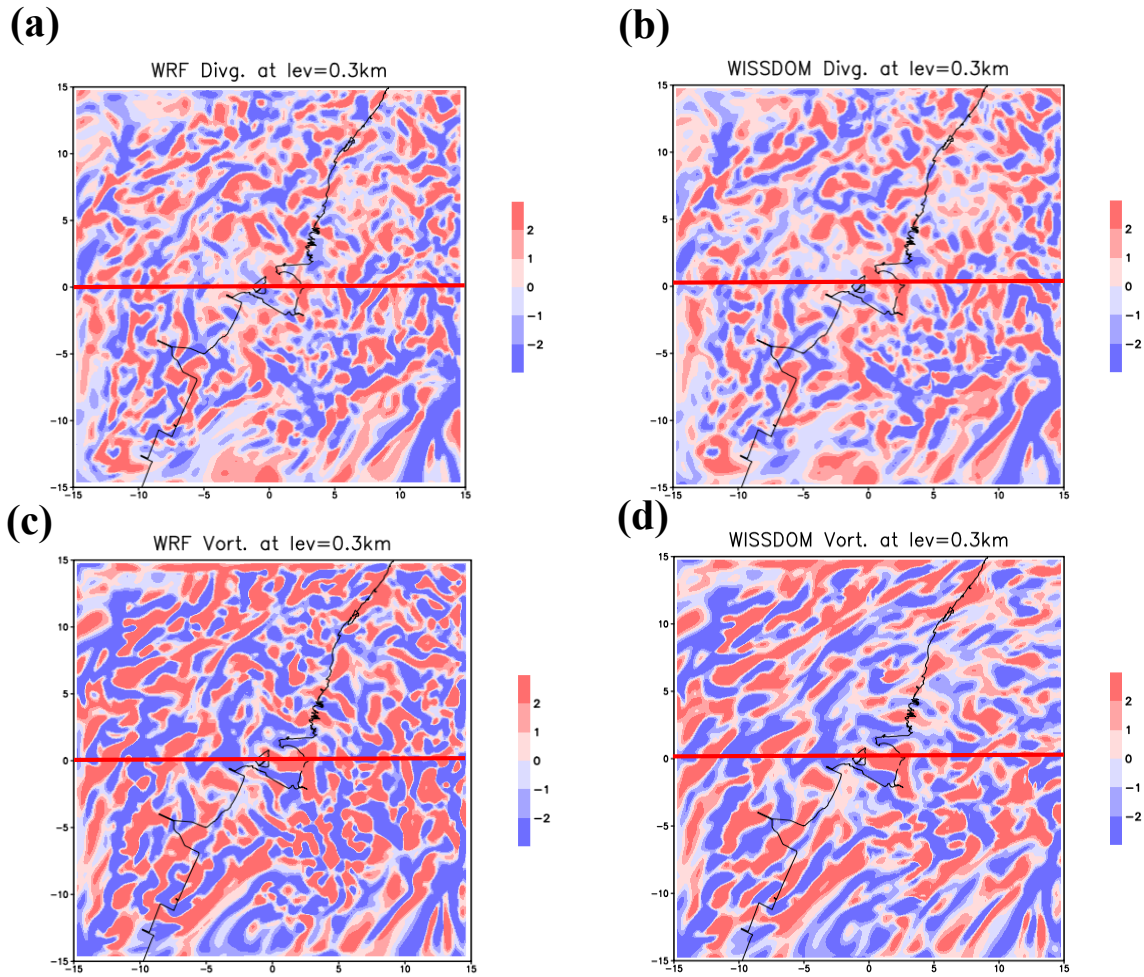

圖 6.7　WRF 模擬及 WISSDOM 反演示意圖。(a)及(b)為輻合輻散場；(c)及(d)為渦度場。

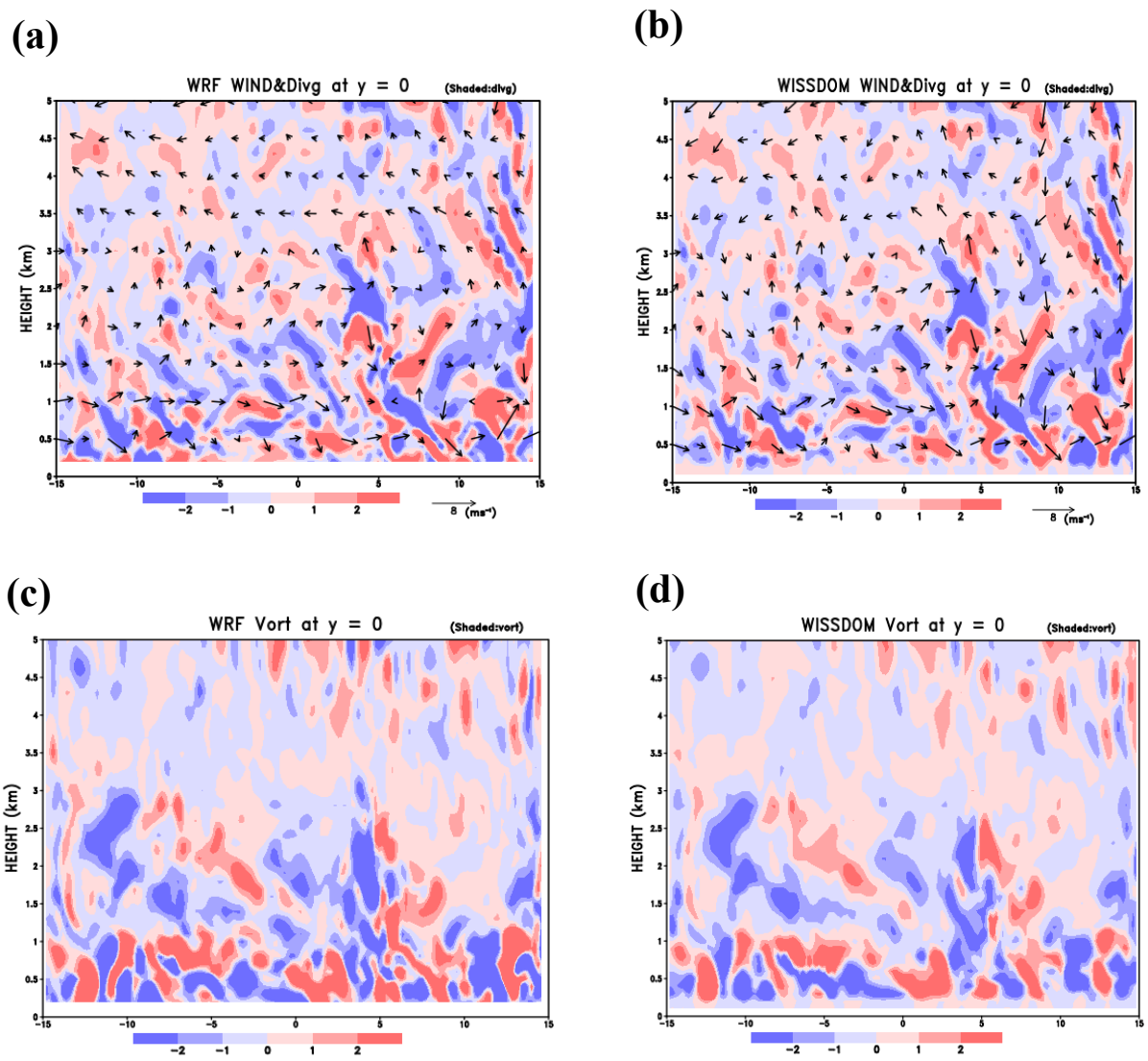

圖 6.8　WRF 模擬及 WISSDOM 反演垂直剖面示意圖(於圖 6.7 紅線處，y=0)。(a)及(b)為輻合輻散場；(c)及(d)為渦度場。

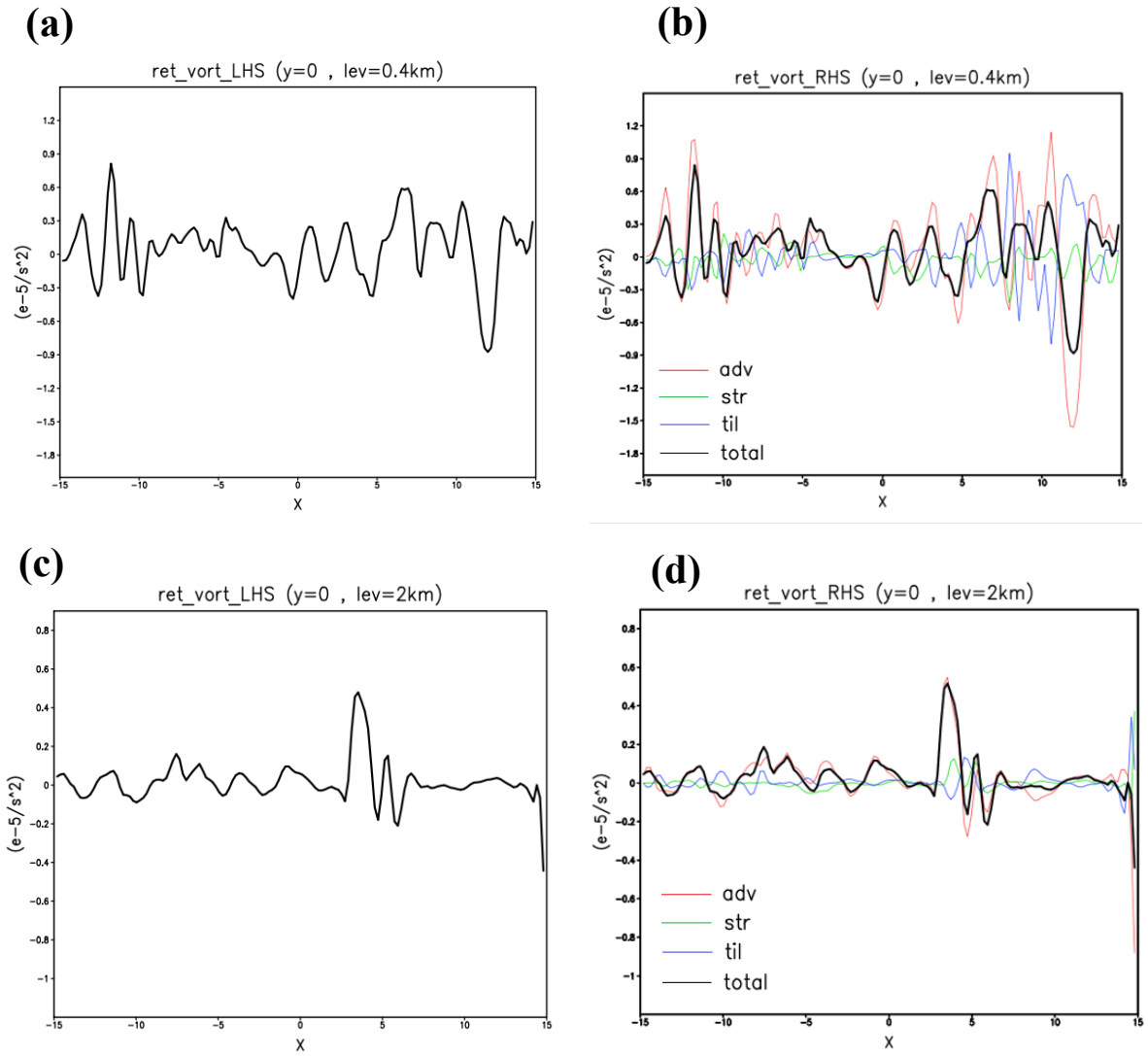

圖 6.9　渦度收支方程診斷圖，左側為渦度趨勢項，右側為平流項、抽拉項以及傾斜項的總和。(a)及(b) y 軸等於 0，高度為 0.4 公里；(c)及(d) y 軸等於 0，高度為 2 公里

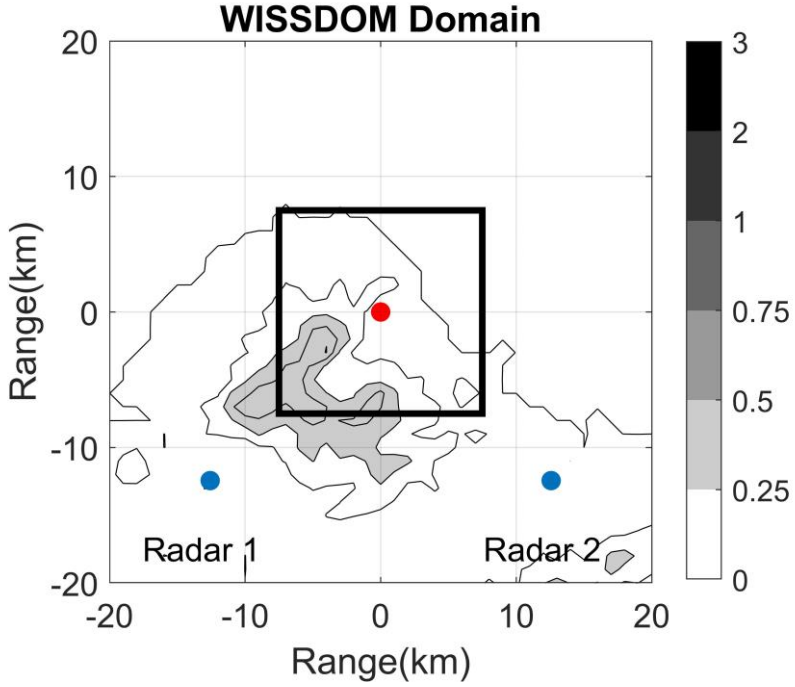

圖 6.10　WISSDOM 設定網格圖。紅點為 WISSDOM 中心點；藍點為兩個虛擬雷達，兩顆虛擬雷達距離為 25km。

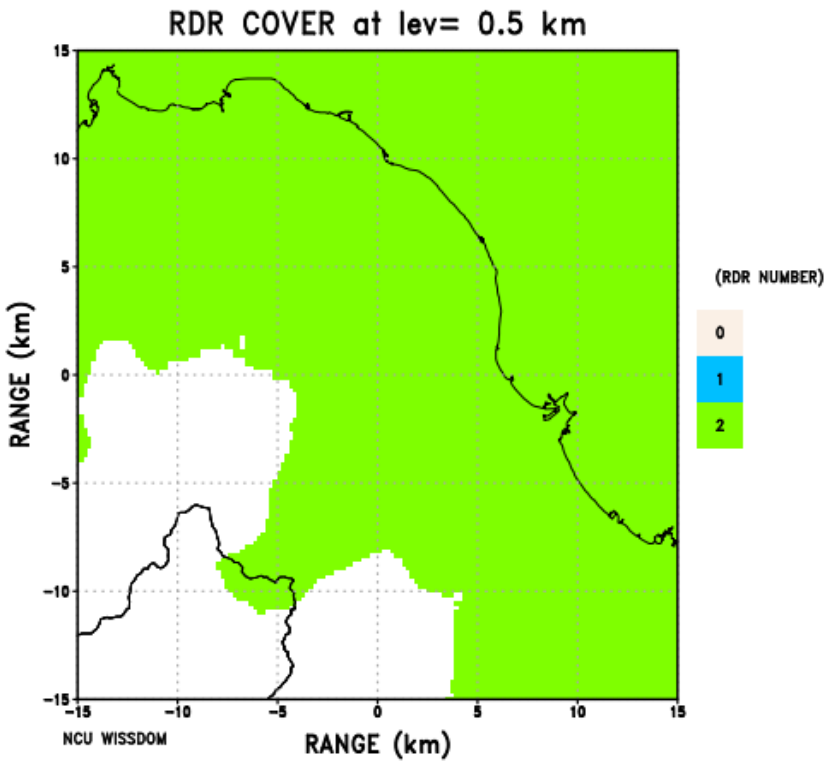

圖 6.11　WISSDOM 雷達覆蓋圖。白色為地形區域，綠色代表兩顆雷達覆蓋。

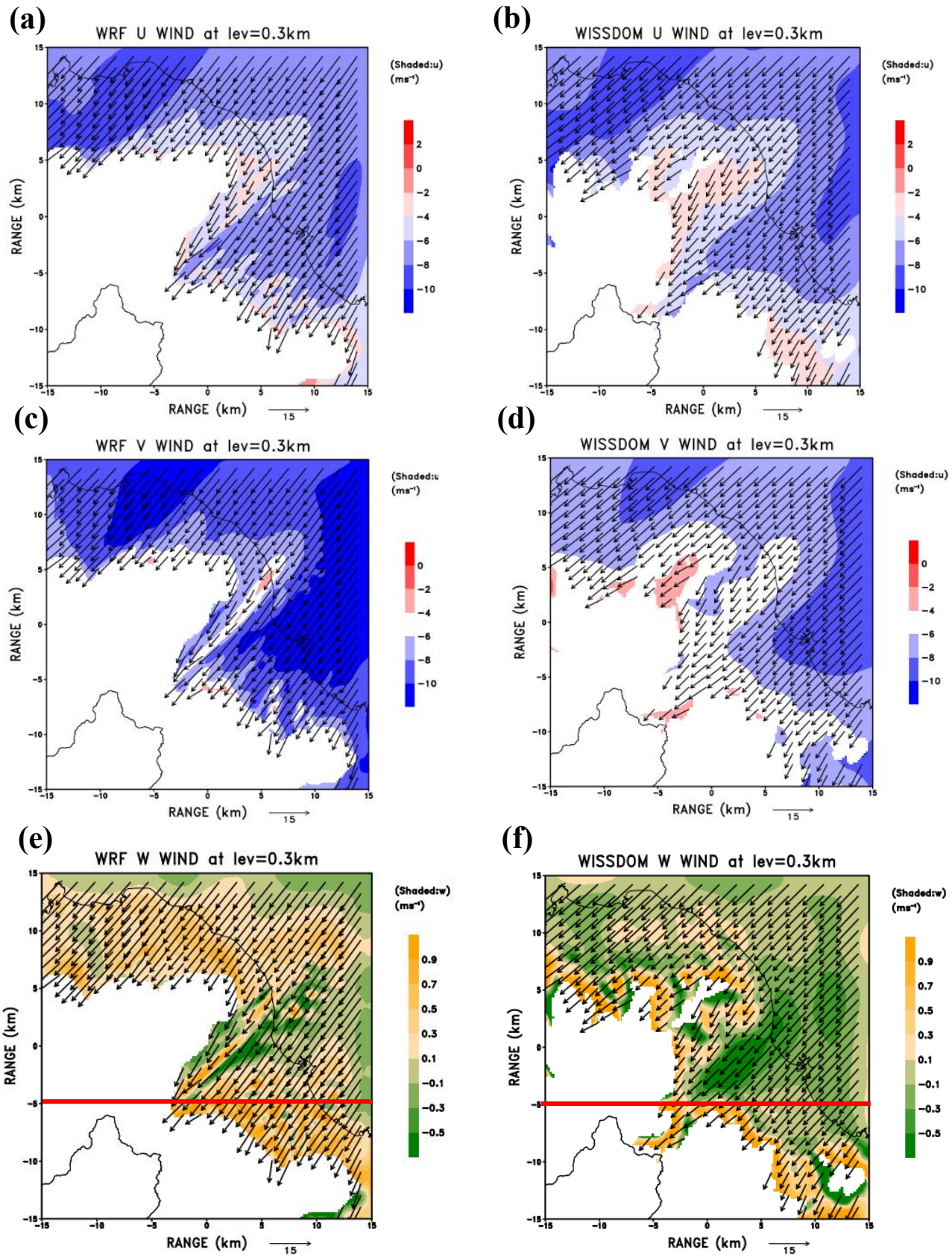

圖 6.12　WRF 模擬及 WISSDOM 反演示意圖。(a)及(b)為 U 風場；(c)及(d)為 V 風場；(e)及(f)為 W 風場。

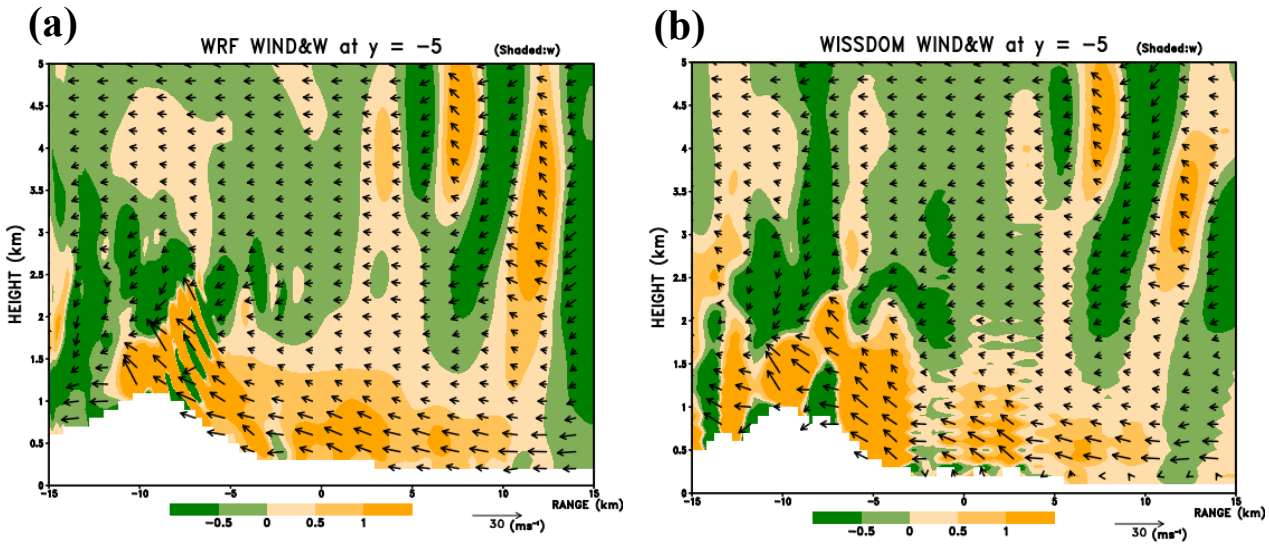

圖 6.13　WRF 模擬及 WISSDOM 反演 W 風場剖面圖(於圖 6.11(e)及(f)紅線處，y=-5)。(a)為 WRF 模擬；(b)為 WISSDOM 反演。

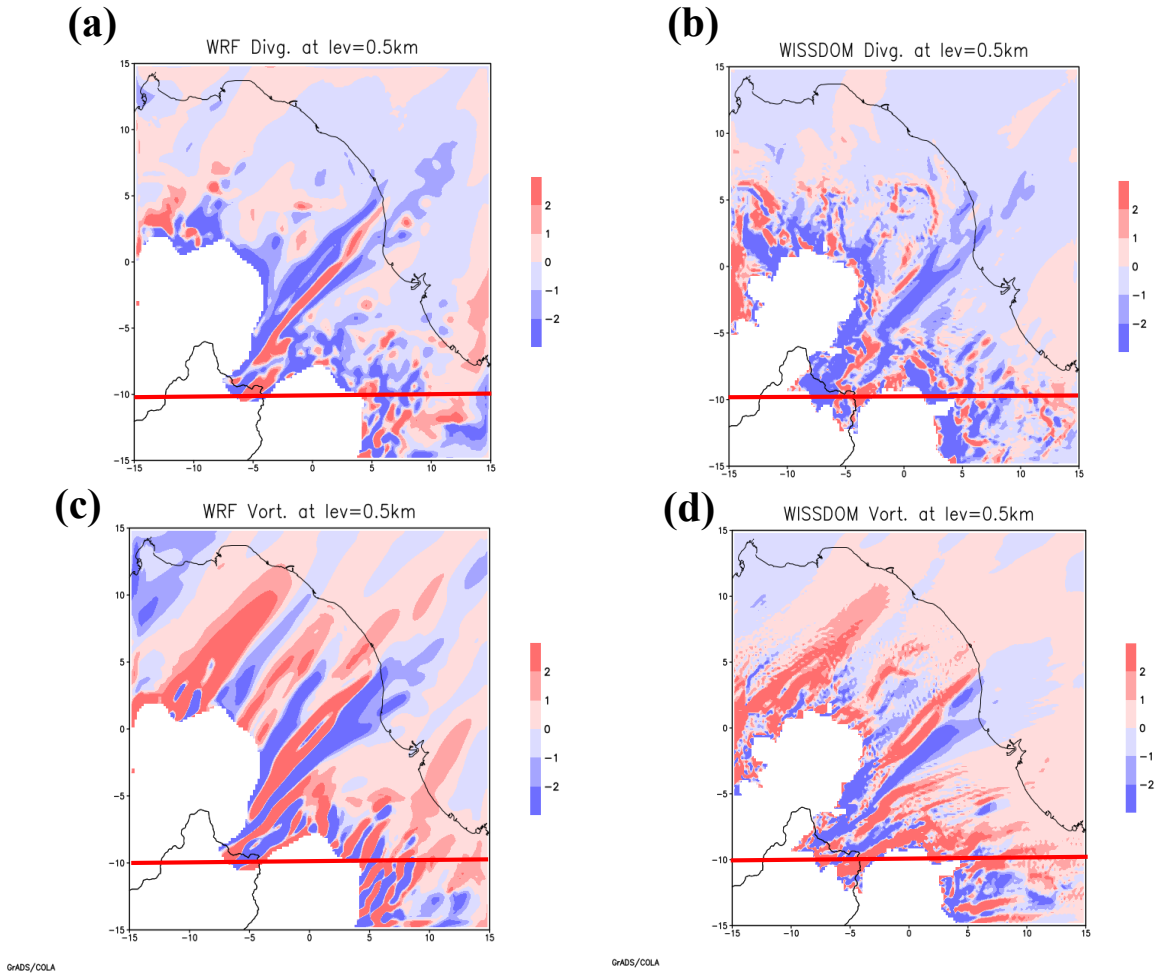

圖 6.14　WRF 模擬及 WISSDOM 反演示意圖。(a)及(b)為輻合輻散場；(c)及(d)為渦度場。

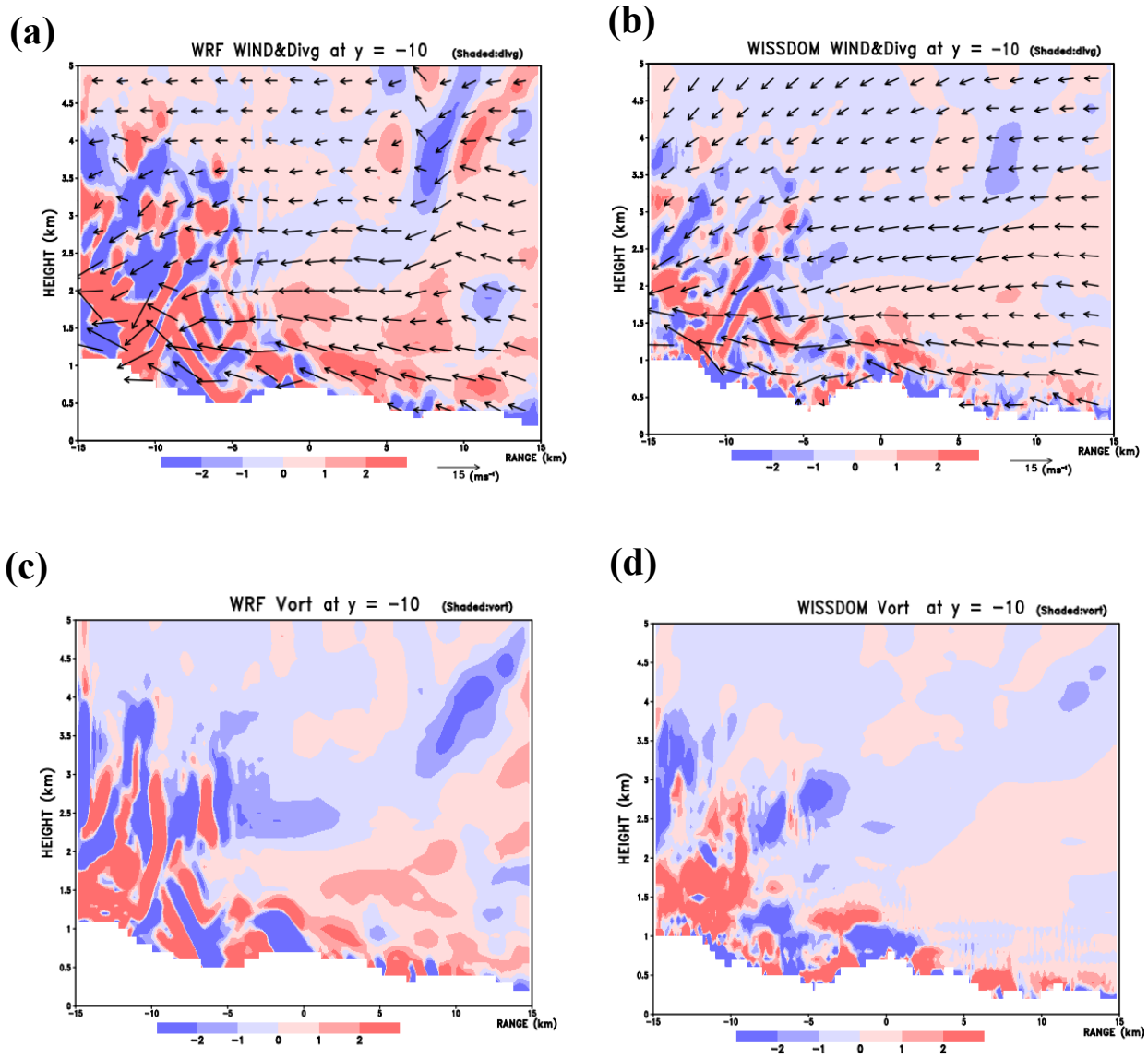

圖 6.15　WRF 模擬及 WISSDOM 反演垂直剖面示意圖(於圖 6.13 紅線處，y=-10)。(a)及(b)為輻合輻散場；(c)及(d)為渦度場。