

國立中央大學

大氣物理研究所
碩士論文

於複雜地形上結合多都卜勒雷達合成風場反演
三維熱動力場之研究

研究生：王 文 源
指導教授：廖 宇 慶 教授

中 華 民 國 105 年 6 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： 王文源 學號： 104621021

論文名稱：於複雜地形上結合多都卜勒雷達合成風場反演三維熱動力場之研究

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：105.7.12

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

大氣科學學系大氣物理研究所 王文源 研究生

所提之論文 於複雜地形上結合多都卜勒雷達合成風場反演三維熱動力場之研究 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7月12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 王文源 研究生
所提之論文
於複雜地形上結合多都卜勒雷達合成風場反演三
維熱動力場之研究

經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人
委員

陳台琦
劉清煌
張仲亮
廖宇慶

中華民國 105 年 7 月 8 日

於複雜地形上結合多都卜勒雷達合成風場反演 三維熱動力場之研究

摘要

都卜勒氣象雷達能提供對流演變高時空解度之觀測資訊，除降水物與風場觀測外，結合風場資訊實施的熱動力反演更能得到溫度、壓力擾動的三維分布，並以其對複雜尺度天氣系統演變過程有更深入的理解。

傳統熱力反演法僅以風場推導之水平壓力擾動梯度力作為強勢約束條件並以二維變分求解一與壓力擾動相關之波桑方程式(Poisson equation)，有著難以於多山地區實行、反演產品為扣除水平平均之偏差量，直接以之分析垂直熱力結構將有誤判發生等缺點。搭配反演範圍中額外垂直觀測，如探空和飛機觀測，能得絕對擾動量，並解決垂直分析的問題，卻將因此受到額外觀測的時、空限制。

為克服上述缺陷，本研究擬開發一結合三維動量、熱動力方程式作為三維變分之弱勢約束條件的新熱動力反演法，能直接獲得絕對擾動量，消除垂直結構誤判之情形。利用弱勢約束條件能調整各點權重之特性，僅極小化地形外之流域點，更能在保有無人為邊界條件下，使其運用於複雜地形上。

實行一系列 Observation System Simulation Experiment(OSSE)檢測新反演法的表現，將模擬之大氣變數分布視為真值，在無資料缺漏且各變數滿足控制方程式情況下，檢驗方法、程式的正確性與方法之敏感度。主要實施兩組相異實驗，一為乾山嶽波；二為濕對流，後者由於微物理過程的納入使反演方法面臨更嚴峻的挑戰。

並將新反演運用於實際個案分析，為 2008 年西南氣流實驗 6 月 14 日 IOP#8 1500 UTC 之線狀對流個案。在無額外探空觀測下，分析海上對流系統以及山區局部強回波區

的熱力結構。並與地面、探空觀測和傳統方法之反演結果交叉比對驗證。

透過 **OSSE** 與實例之佐證顯示，新方法加入熱力方程式並由弱勢約束條件求解，利用弱勢約束條件可調整任一格點之約束強度大小的特性，僅極小化非地形內部、邊界的流域點，能成功反演地形上的熱動力結構，除有助研究者理解地形效應與對流演變之關係外，保有同雷達資料之高時空解析度特性的熱力資訊亦有放入資料同化(data assimilation)系統改善降水預報之潛力，更可依其計算相關之氣象預報因子，強化對流風暴強度增強、削弱之預報，進一步改善對流發展預報之技巧。

**RECOVERY OF THE THERMODYNAMIC FIELDS USING MULTIPLE-DOPPLER-
RADAR SYNTHESIZED WINDS OVER COMPLEX TERRAIN**

ABSTRACT

RADAR can provide observations of distributions of hydrometers and winds with high resolutions in both time and space. With multiple-Doppler-RADAR synthesized winds, thermodynamic parameters (i.e., pressure and temperature) can be retrieved.

Solving a Poisson equation for the pressure over each horizontal plane with strong constraints of variational analysis results in the ambiguity of the vertical structure due to the existence of unknown constants at each horizontal layers and forces user avoid terrain when utilizing traditional thermodynamic retrieval method..

In this study, a new method retrieving the thermodynamic fields over terrain has been developed. The unknown constants can be eliminated which means the three-dimensional thermodynamic structures can be accurately reconstructed. The aforementioned goals are accomplished by using three momentum equations and a simplified thermodynamic equation.as strong constraints. Via adjustable weighting at each grid points of feature of weak constraints, the minimization is handled differently at points in the flow regime and terrain.

A series of **Observation System Simulation Experiment (OSSE)** tests are conducted to examine the correctness of the method, and the sensitivity of the retrieved fields with respect to the input data and weighting of constraints. Besides, a real case study from 2008 Taiwan **SoWMEX** field experiment is carried out to assess the performance of new scheme in recovering the pressure and temperature fields over mountainous area under a realistic scenario.

Overall, the new retrieval algorithm can provide researchers a more comprehensive understanding of the convection evolution particularly over complex topography and be used in data assimilation system to enhance performance of weather prediction potentially.

致謝

時光芒苒，第五個在中央大學的年頭，將隨著碩士班畢業一起完結，能成為第一位大氣科學系於期限內完成五年學碩的人，此刻心中只有無限感慨，這是身為高中社會組的自己想也不敢想的。兩年前的六月，悶熱的天氣不僅濡濕衣衫、伴隨著期末考的壓力更使人煩躁，不知哪來的勇氣促使自己將五年雙學位的申請書完成……

時隔兩年的夏天，您的辦公室仍然如冰箱般的沁涼。「我想，我們給彼此一點時間考慮一下吧，你下禮拜來找我。」，剎那間絕望湧上心頭，沒想到您仍於申請書上簽名—廖宇慶教授，也代表將共同完成屬於我們的奇幻旅程。感謝您的殷勤指導與無私的分享，使自己在碩士班階段砥礪心志面對未知、挫折擁有更大的勇氣，以及身為戰無不勝的雷達實驗室一員的驕傲。倒數第二個畢業典禮，碩士帽緣上的穗由右而左的那一刻，彼此緊握的手，發自內心的感到身為您的指導學生的幸運。

亦要感謝陳台琦教授於雲物理的啟蒙，本應式結合熱力、動力學的地獄，卻妙語如珠的啟發自己對於對流演變的無限想像。感激鍾高陞博士兼大學長對於出國經驗與待人接物的分享，以及林沛練教授不時的關心並願意傾聽學生訴求的用心。當然也要謝謝劉清煌老師與張保亮博士於百忙間撥冗擔任口試委員，於定稿前給與寶貴的意見。

此外，感謝雷達實驗室，裏頭有一群研究超群，玩耍不落人後好夥伴們，謝謝信廷、黑輪、少凡、大柯、小那、詠霖、如瑜，學長姐們在研究上一路的支持與關照。在此也向實驗室的同學們致敬，特別是依涵、俊瑋幫忙銷毀自己在研究困頓時期而簽下的休學單。糟糟、小花，兩位鄰居與室友，沒有你們在天氣分析上的幫助，不會有今日的完成。

感謝親愛的家人與致廷、賀萱，沒有你們的陪伴與寬容，碩士班這段時光不知如何慘淡。佳穎，感謝你至始至終的不離不棄與無微不至呵護，使得這段感情沒有被畢業在即而結果難產的黑暗洪流擊垮，也祝妳面臨將至的碩二人生無所畏懼。最後，希冀自己在未來成為擁有中華情、人文心、科技腦的大氣人，於漫漫的研究路上不忘初衷。

目錄

頁次

摘要	
ABSTRACT	ii
致謝	iii
目錄	iv
表目錄	vii
圖目錄	vii
第一章 前言	1
1.1 文獻回顧	1
1.2 研究動機與目的	2
1.3 論文架構	3
第二章 資料來源與研究方法	4
2.1 資料來源	4
2.1.1 七股雷達(RCCG)	4
2.1.2 SOPL 雷達(SPOL)	4
2.1.3 墾丁雷達(RCKT)	5
2.1.4 剖風儀(NCU ISS)	5
2.2 多都卜勒雷達風場合成	5
2.2.1 徑向風方程式	6

2.2.2	非彈性連續方程式	7
2.2.3	渦度方程式	8
2.2.4	價值函數與地形邊界條件設定	8
2.3	熱動力反演	11
2.3.1	非彈性動量方程式	11
2.3.2	熱動力方程式	13
2.3.3	價值函數與複雜地形之處理	13
第三章	觀測系統模擬實驗	18
3.1	數值模式與模擬	18
3.2	反演表現之檢視	19
3.2.1	近似理想實驗	19
3.2.2	時步敏感度實驗	21
3.2.3	熱動力方程式係數敏感度實驗	21
3.2.4	亂流項誤差引入敏感度實驗	22
第四章	個案介紹與資料處理	23
4.1	2008 SoWMEX IOP#8 1500 UTC 線狀對流個案	23
4.2	雷達資料品質管理	25
4.3	風場合成背景場製作	25
第五章	驗證、分析反演結果	27

5.1	直接驗證.....	27
5.2	分析與討論.....	28
5.2.1	三維風場結構.....	28
5.2.2	三維熱動力場結構.....	30
5.3	間接驗證.....	32
5.3.1	風場驗證-剖風儀.....	32
5.3.2	熱動力驗證-探空觀測.....	33
5.3.3	熱動力驗證-地面測站.....	34
5.3.4	熱動力驗證-新、舊熱動力反演比較.....	34
第六章	結論與未來展望.....	36
6.1	結語.....	36
6.2	未來展望.....	37
	參考文獻.....	39
	附表與附圖.....	42

表目錄

- 表1. 熱動力場(Thermo)、風場(Wind)計算 F 、 G 、 H 之反演乾、溼個案比較
- 表2. 時步敏感度測試
- 表3. 熱動力方程式係數敏感度測試
- 表4. 亂流項誤差敏感度測試
- 表5. 風場合成極小化合理性檢驗(續雷達名稱之數字代表第1、2筆時間)
- 表6. 熱動力反演極小化合理性檢驗

圖目錄

- 圖1. 利用剖風儀建構三方向風場之垂直剖線示意圖，淺藍色箭號代表波束行進方向， V_r 為徑向風資訊
- 圖2. 鏡像點與虛網格點之關係，粗黑線表示地形邊界，首先依格點和地形之相對位置可分為三類，分別為 ● 流域點、▲ 虛網格點與 ■ 內部點，其中任一虛網格點以垂直地形邊界之法向量延伸至最近之流域點，此流域點則定義為鏡像點，即虛網格點與其呈現一對一之關係，如A點(鏡像點)對應到B點(虛網格點)。流域點、虛網格點與內部點
- 圖3. 使用反比距離權重內插法鏡像點O之資訊，以鏡像點為中心將數點資訊依距離給予不同權重。 r_m 代表各第 m 個資料點與目標鏡像點之距離
- 圖4. 實施熱動力反演之流程圖
- 圖5. 邊界、中間點判斷方式示意圖， x - z 剖面中，黑色陰影部分為地形，依淺藍色線沿 x 方向由左而右之灰色、橙色、抹茶色圈圈分別代表左端點、中間點與右端點；而沿 z 方向由上至下之紅色、黃色、綠色圈圈則是上端點、中間點、下端點
- 圖6. 乾山嶽波個案之1.5km高度處的水平熱動力結構，黑色陰影為地形，(a) 模式輸出(視為真值)、(b) 熱力參數計算、(c) 風場估算的 F 、 G 、 H 反演之壓力(等值線，間距為

0.1mb)與溫度(色階，單位:K)擾動分布，綠色箭號代表水平風場

圖7. 乾山嶽波個案之4km高度處的水平熱動力結構，黑色陰影為地形，(a) 模式輸出(視為真值)、(b) 熱力參數計算、(c) 風場估算的 F 、 G 、 H 反演之壓力(等值線，間距為0.05mb)與溫度(色階，單位:K)擾動分布，綠色箭號代表水平風場

圖8. 乾山嶽波個案之通過中心的垂直剖面，黑色陰影為地形，(a) 模式輸出(視為真值)、(b) 熱力參數計算、(c) 風場估算的 F 、 G 、 H 反演之壓力(等值線，間距為0.15mb)與溫度(色階，單位:K)擾動分布，綠色箭號代表u-w風場

圖9. 乾山嶽波個案之通過中心的垂直剖面，黑色陰影為地形，(a) 模式輸出(視為真值)、(b) 熱力參數計算、(c) 風場估算的 F 、 G 、 H 反演之熱動力方程式源匯項 S

圖10. 同圖6，但為濕對流個案，等值線為反演壓力擾動，間距為0.1mb

圖11. 同圖7，但為濕對流個案，等值線為反演壓力擾動，間距為0.075mb

圖12. 同圖8，但為濕對流個案，等值線為反演壓力擾動，間距為0.2mb

圖13. 同圖9，但為濕對流個案

圖14. 中央氣象局繪製之東亞地面天氣分析圖，分析時間為2008年6月14日1200 (a)與1800 (b) UTC。滯留鋒面隨時間東方移動，臺灣位於鋒面前側之暖溼地區。黑色實線為重力位高度(單位：m)；風標為水平風場(單位：半節為5knots)

圖15. (a) 由探空觀測製作的200hpa分析場，黑色實線為重力位高度(單位：m)、風標為水平風場(單位：半節為5knots)；(b) **CWB WRF 3DVAR**輸出的500hpa溫度(色階，單位： $^{\circ}\text{C}$)及重力位高度分析場(等值線，間距為25m)，淺藍實線為槽線位置，分析時間為2008年6月14日1200 UTC

圖16. **CWB WRF 3DVAR**輸出之分析場 (a) 850hpa相對濕度(色階，單位:%)及重力位高度(等值線，間距為15m)分析場；(b) 850hpa等風速線(色階，單位： m s^{-1})及重力位高度分析場，分析時間為2008年6月14日1200 UTC

圖17. 2008年6月14日 **QPESUMS**之合成最大回波圖(單位:dBZ), 時間分別為:(a) 1200;(b) 1300;(c) 1400;(d) 1500;(e) 1600;(f) 1700 UTC。黑色實線代表欲觀察雨帶之位置, 於反演熱動力場時間1500 UTC位於臺灣西南部

圖18. (a) 和 (b) 為2008年6月14日1457 UTC 日本地球同步氣象衛星MTSAT之紅外線色調強化、水氣頻道圖。(c) 為1500 UTC中央氣象局合成雷達回波圖(單位:dBZ)。(d) 為臺灣地區由14日1430至1530 UTC之1小時累積降水分布圖(單位:mm)

圖19. 2008年6月14日1500 UTC之RCCG、RCKT以及SPOL雷達資料覆蓋量示意圖, 黑色陰影部分為地形。高度分別為 (a) 1.5km、(b) 3km、(c) 5km、(d) 7km, 紅色、黃色、綠色和藍色代表無、單、兩、及三座雷達可觀測之區域

圖20. **WRF**之模擬區域設定, 三層巢狀網域, 解析度分別為9、3、1km, **D03**(紅色矩形)位於於西南部包含陸地與海洋地區, 並將其設為風場合成並實施熱動力反演之範圍

圖21. 七股雷達第一筆時間之徑向風觀測(左排)與反演風場(右排)之投影徑向風(單位: m s^{-1})比較, 黑色陰影部分為地形。(a) 和 (b) 為1km;(c) 和 (d) 為3km;(e) 和(f) 為5km;(g) 和(h) 為7km高度

圖22. SPOL雷達第一筆時間之徑向風觀測(左排)與反演風場(右排)之投影徑向風(單位: m s^{-1})比較, 黑色陰影部分為地形。(a) 和 (b) 為1km;(c) 和 (d) 為3km;(e) 和(f) 為5km;(g) 和 (h) 為7km高度

圖23. 墾丁雷達第一筆時間之徑向風觀測(左排)與反演風場(右排)之投影徑向風(單位: m s^{-1})比較, 黑色陰影部分為地形。(a) 和 (b) 為1km;(c) 和 (d) 為3km;(e) 和(f) 為5km;(g) 和 (h) 為7km高度

圖24. 風場計算(左排)之 x 方向之擾動氣壓梯度力 F (視為真值), 黑色陰影部分為地形, 與反演熱動力場(右排)推估之 F 比較($\times 10^5$)。(a) 和 (b) 為1.5km;(c) 和 (d) 為3km;(e) 和 (f) 為5km;(g) 和 (h) 為7km高度

圖25. 風場計算(左排)之 y 方向之擾動氣壓梯度力 G (視為真值)，黑色陰影部分為地形，與反演熱動力場(右排)推估之 G 比較比較($\times 10^5$)。(a)和(b)為1.5km；(c)和(d)為3km；(e)和(f)為5km；(g)和(h)為7km高度

圖26. 風場計算(左排)之 z 方向之擾動氣壓梯度力 H (視為真值)，黑色陰影部分為地形，與反演熱動力場(右排)推估之 H 比較比較($\times 10^5$)。(a)和(b)為1.5km；(c)和(d)為3km；(e)和(f)為5km；(g)和(h)為7km高度

圖27. 2008年6月14日1500 UTC之RCCG、RCKT以及SPOL之合成最大回波圖疊加1km高度之地形，黑色方框為欲使用合成風場與熱力反演做細部分析之範圍；墨綠色矩形為做垂直剖面之平均範圍；灰色實線為欲分析複雜地形上之風場與熱動力場之垂直緯向剖面

圖28. 由合成風場所計算之1.5至3km的水平風速大小

圖29. 1.5km高度合成風場結果分析，(a)合成回波(色階)與反演風場(箭號)；(b)水平風速大小；(c)散度(色階， $\times 10^5$)和垂直速度(等值線，間距 0.2m s^{-1})，黑色矩形用以標示對流區之輻合帶，黑色虛線箭號為水平風速遞減方向

圖30. 5km高度合成風場結果分析，(a)合成回波(色階)與反演風場(箭號)，黑色矩形用以標示相比圖11.1(a)回波分布，回波強度加強區域；(b)水平風速分布；(c)散度(色階， $\times 10^5$)和垂直速度(等值線，間距為 0.5m s^{-1})，黑色虛線箭號代表水平風速遞減方向

圖31. 7km高度合成風場結果分析，(a)合成回波(色階)與反演風場(箭號)；(b)水平風速分布；(c)散度(色階， $\times 10^5$)和垂直速度(等值線，間距 0.2m s^{-1})

圖32. 海面上之風場經向平均垂直剖面分析，範圍見圖27.之墨綠色矩形。(a)為合成回波(色階)與相對系統移速之風場(箭號)，淺藍色矩形標示出亮帶範圍，藍色橢圓處顯示一逆時針渦漩存在；(b)u風場分布；(c)散度分布($\times 10^5$)

圖33. 地形上垂直剖面分析，範圍見圖27.之灰色實線，黑色陰影部分為地形，(a)回波

(色階)與u-w風速大小；(b) 垂直風速分布(等值線，間距為 0.5 m s^{-1})；(c) 散度分布($\times 10^5$)

續圖33. 地形上垂直剖面分析，黑色陰影部分為地形，範圍見圖27.之灰色實線。(d)

雷達資料覆蓋率示意圖，紅、黃、綠分別代表該格點有零、一、兩座雷達觀測。

圖34. 1.5km高度合成風場與熱動力反演結果之綜合分析，(a) 合成回波(色階)與系統相

對移速之水平風場(箭號)，黑色矩形用以標示相對風場旋轉處；(b) 反演壓力(等值線，

間距為 0.05 mb)、溫度(色階)擾動

圖35. 同34.，但為5公里高度處

圖36. 同34.，但為7公里高度處

圖37. 海面上之熱力場平均垂直剖面分析，範圍詳見圖27.之墨綠色矩形。(a)合成回波

(色階)垂直速度大小(等值線)；(b)為反演溫度(色階)、壓力(等值線)擾動；(c)浮力擾動項

($\times 10^4$)；(d)氣壓擾動梯度力($\times 10^4$)

續圖37. 海面上之熱力場平均垂直剖面分析，範圍詳見圖27.之墨綠色矩形。(e)垂直速

度趨勢項($\times 10^4$ ，單位： m s^{-2})

圖38. 陸地上之熱力場平均垂直剖面分析，範圍詳見圖27.之灰色實線。(a)為回波(色階)

與垂直速度分布；(b)為反演溫度(色階)、壓力(等值線，間距為 0.05 mb)擾動

圖39. 驗證反演熱動力場測站、儀器與欲平均之範圍位置示意圖，黑色陰影部分為 1 km

高度之地形。深綠色矩形為欲做垂直剖面之區域平均的範圍，與平均風場平行；紫色矩

形為計算反演熱動力資訊之區域平均範圍；灰色矩形為與欲與剖風儀比較之合成風場平

均範圍。紅色星號、藍色圈圈、土色三角分別為高雄與屏東測站、剖風儀之位置。

圖40. 剖風儀觀測，1445與1515UTC之水平風場垂直變化

圖41. 剖風儀觀測，1445與1515UTC垂直速度之垂直變化

圖42. 多雷達風場合成結果，1500UTC之範圍平均反演水平風場(左)與垂直速度(右)垂

直變化

圖43. 探空觀測(左)與範圍平均反演壓力擾動(右)比對

圖44. 探空觀測(左)與範圍平均反演溫度擾動(右)比對

圖45. 測站觀測與範圍平均反演熱動力場之時空轉換比對，(a)黑色實線為反演壓力擾動斜切面之水平變化對應左縱軸；綠色叉號是測站觀測壓力時序分布對應右縱軸。(b)黑色實線代表反演溫度擾動斜切面之水平變化；綠色叉號則為溫度時序分布

圖46. 新、舊熱動力反演之壓力擾動水平偏差量(單位: $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$)。(a) 和 (b) 1.5km；(c) 和 (d) 3km；(e) 和 (f) 5km；(g) 和 (h) 為7km高度，左(右)排為新(舊)法之結果

圖47. 新、舊熱動力反演之溫度擾動水平偏差量(單位:K)。(a) 和 (b) 1.5km；(c) 和 (d) 3km；(e) 和 (f) 5km；(g) 和 (h) 為7km高度，左(右)排為新(舊)法之結果

第一章 前言

1.1 文獻回顧

熱動力場(壓力、溫度)的三維分布與隨時間之演變和對流系統之發展息息相關，為克服現存觀測系統中三維熱動力資訊缺乏的問題，熱動力反演方法(Thermodynamic retrieval)為此而生。現存廣為人知的熱力反演產品來自衛星以及雷達(RADAR)，其特性分別如下所述。衛星，觀測幅員廣大並由折射率(refractivity)推估晴空下的熱動力資訊，約十二小時提供一筆觀測資訊，相較陸地於海洋上的觀測資料可信度高；雷達，相較衛星擁有較之高時空解析度並可反演降雨區的熱力情況，約每五至十分鐘可完成一次體積掃描(volume scan)，但風場觀測為徑向速度(radial velocity，簡稱 Vr)須搭配都卜勒雷達風場合成(Doppler-RADAR wnd Synthesis)轉為三維風場分布，方能實施熱動力反演，且觀測範圍相對小。欲得真實大氣中熱力參數的三維分布，能透過兩者之結合，晴空區使用衛星產品；降雨區則使用雷達產品，得到完整的三維空間熱動力場。

過去數十年間，利用雷達提供的風場資訊建構出與熱動力場相關之物理量，並以其反推壓力、溫度場之熱動力反演技術蓬勃發展。Bonesteele and Lin (1978)以反演壓力擾動計算的壓力梯度力探討超級胞之垂直運動機制；Hane and Scott (1978)則使用反演熱動力場希冀對微物理過程有更深入的理解，但此兩法皆有人工邊界條件假設，並非適用於任何情況。Gal-Chen (1978)提出的方法(簡稱 **GC78**)因其邊界條件與觀測風場相關，最終被廣為運用。實行上述之方法能得到三維熱動力參數分佈，但於極小化的過程中，僅使用水平動量方程式作為約束條件，因此反演產品將包含一隨高度變化之常數，所得的唯一解是扣除熱動力擾動量之水平平均的水平平均偏差量(deviation)，僅能用以解析水平結構，以其分析垂直結構時將有誤判的情形。Gal-Chen(1978)提出利用反演範圍中各垂直分層上至少一點的熱動力場觀測(例如:飛機、探空)，能推得擾動量的水平平均進而

推求絕對擾動量，卻也意味將受到欲使用傳統熱力反演法分析垂直大氣之熱動力結構將受到額外垂直觀測時間與空間之限制。

為解決此一問題，Roux (1985)提出以熱動力方程式作為約束條件之一，先以熱動力方程式、水平(垂直)氣壓擾動梯度力的垂直(水平)微分運算推得三方向的溫度擾動梯度關係式並作極小化，能求得溫度絕對擾動量並將其代回三維動量方程式反推壓力擾動量，能消弭使用傳統方法而產生垂直分層之常數，即不需額外觀測即可分析垂直結構，Sun and Houze (1992)，以模式模擬二維颶線系統並進行 OSSE，驗證此法能直接得到三維熱力絕對擾動量，但由於熱動力方程式中之源匯項(source and sink term)需進行參數化，於真實個案中，難以驗證參數化假設之合理性。

Liou (2001)以三維動量和簡化熱動力方程式作為三維變分之弱勢約束條件(weak constraints)開發新熱動力反演方法，同時極小化三維動量方程式與熱力方程式，並將熱動力方程式中的源匯項視為一待求變數，而非參數化，藉此確保其於各個案之適用性。鍾等人(2002)則納入暖雲微物理過程於此法中並將其應用在 1987 年 TAMEX(Taiwan Area Mesoscale EXperiment)的 IOP#2 颶線個案，分析此系統的熱動力結構並以概念化模組驗證反演結果的合理性。

1.2 研究動機與目的

地形效應和對流系統的交互作用對降水強度與分布有相應關係，Yeh and Chen(1998)利用 TAMEX 期間雨量觀測指出由海上移入的對流系統於山區迎風側受地形影響導致上坡風延長系統的生命期，降雨持續時間明顯高於背風側，並造成該區有較大的累積雨量。Teng and Chen(2000)則探討 TAMEX 期間一由海上移入陸地之颶線個案進行時序分析，提出降水系統進入山區後，來自後方的水氣通量將被破壞，導致系統的快速削弱。上述兩者分別認為地形效應對對流系統扮演著輔助、破壞者的角色，但皆認同地形對降雨系統有不小的影響，若能取得複雜地形上的三維熱動力場分布，將使人們對於地形上

降水系統演變過程有更深入的了解，但熱動力反演法發展至今仍有無法運用於複雜地形上的限制，

本研究目的在開發克服傳統方法的缺點之新方法，開發之初，以 OSSE 檢驗方法正確性以及約束條件權重係數等敏感度測試，並將新方法運用於實際個案之探討中，是為 2008 年 SoWMEX(Southwest Monsoon Experiment，簡稱 SoWMEX) 6 月 14 日 IOP(Intensity Observation Period，簡稱 IOP)#8 1500 UTC 之線狀對流個案。藉由收集地面、探空觀測資料與反演之熱動力資訊互相比對以期驗證熱動力反演結果之合理性，同時亦與傳統方法所反演之結果比較，並檢視兩者之差異性以及可能原因。

經由 OSSE 和實際個案中各種資料比對之佐證，加入熱動力方程式作為約束條件並改由弱勢約束條件做三維變分(Three-Dimensional VARIational analysis，簡稱 3DVAR)求解的新熱動力反演方法，得以運用於複雜地形區域並獲得三維熱力資訊分布。結合反演資訊，除能增進人們對於對流風暴與地形效應之交互作用成為一項天氣分析利器外，利用其與雷達資料相同擁有高時空解析度之特性，亦能嘗試將其作為資料同化系統之資料來源，進而改善定量降雨預報(Quantitative Precipitation Forecast，簡稱 QPF)之能力，期望增進強降水事件預警能力，達成減災與防災的目的。挑選與反演熱動力參數相關的氣象預報因子，由統計方法檢驗各預報因子與對流增強與延續的關聯性，希冀能以之改善對流系統發展之預報技巧。

1.3 論文架構

本論文共分六章。第一章:前言；第二章:資料來源與研究方法；第三章:觀測系統模擬實驗；第四章:個案介紹與資料處理；第五章:驗證、分析反演結果；第六章:結論與未來展望。

第二章 資料來源與研究方法

此章包含三部分，首先簡介欲使用的雷達分別有七股、SPOL 與墾丁雷達以及驗證反演風場合理性的剖風儀，接續將介紹多雷達風場合成(multiple Doppler RADAR wind synthesis)方法以及熱動力反演方法。

2.1 資料來源

2.1.1 七股雷達(RCCG)

七股雷達為中央氣象局(Central Weather Bureau，簡稱 **CWB**)所屬，是 S-band(波長 10 公分)的陸基式都卜勒氣象雷達，其都卜勒徑向風摺錯風速大小(nyquist velocity)為 21.2 m s^{-1} ，理想最大觀測距離為 176.8km，共有 9 個觀測仰角分別為 0.5、1.4、2.4、3.4、4.3、6.0、9.9、14.6、以及 19.5° ，此座雷達位於臺南市七股區($120.09^\circ \text{ E } 23.15^\circ \text{ N}$ ，海拔 53 公尺)。

2.1.2 SOPL 雷達(SPOL)

SPOL 雷達為美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research，簡稱 **NCAR**)所屬，是 S-band(波長 10.7 公分)的陸基式雙偏極化都卜勒氣象雷達，其都卜勒徑向風摺錯風速大小為 26.9 m s^{-1} ，理想最大觀測距離為 149.1km，共有 9 個觀測仰角分別為 0.5、1.1、1.8、2.6、3.6、4.7、6.5、9.1、以及 12.8° ，此座雷達於 **SoWMEX** 計畫執行期間置放於屏東市新園鄉($120.43^\circ \text{ E } 22.53^\circ \text{ N}$ ，海拔 45 公尺)，相較於單偏極化(single polarization)雷達，此雷達能提供更多可描述降雨物結構的觀測資訊，如 ρ_{HV} (co-polar correlation coefficient，相關係數)，為濾除非氣象資訊之利器；ZDR(specific differential reflectivity，比差異反射率)，能利用水平與垂直反射率之差異得降水物的軸比關係(扁平程度與大小相關)；KDP(specific differential phase shift，比差異相位差)，提供三維空間下之含水量資訊。

2.1.3 墾丁雷達(RCKT)

墾丁雷達為中央氣象局所屬，是 S-band(波長 10 公分)的陸基式都卜勒氣象雷達，其都卜勒徑向風摺錯風速大小為 21.2 m s^{-1} ，理想最大觀測距離為 176.8km，共有 9 個觀測仰角分別為 0.5° 、 1.4° 、 2.4° 、 3.4° 、 4.3° 、 6.0° 、 9.9° 、 14.6° 、以及 19.5° ，此座雷達坐落於屏東市恆春鎮($120.85^\circ \text{ E } 21.90^\circ \text{ N}$ ，海拔 40 公尺)。

2.1.4 剖風儀(NCU ISS)

本研究中將使用隸屬國立中央大學之剖風儀佐證合成風場之合理性，於 SoWMEX 計畫執行期置放於屏東市高樹鄉($120.62^\circ \text{ E } 22.73^\circ \text{ N}$)，此儀器每 30 分鐘完成一次觀測。同樣利用都卜勒效應觀測徑向速度，但相比雷達，剖風儀觀測回波機制可分成兩種，一為儀器發射電磁波，經過大氣中折射指數不均勻分布造成散射或反射，而接受的回波訊號，其回波機制包括 Friend(1949)提出成層狀結構的部分反射(Partial Reflection)和 Tatarskii(1961)，Basley and Gage(1980)等指出大氣折射指數的不均勻擾動形成亂流散射(Turbulent Scattering)。二為於降水現象發生時，包含降水物貢獻之反射回波，同雷達之觀測原理。依據 Larsen and Rottger(1987)之理論，波長 6 公尺之電磁波能同時觀測降水物與大氣亂流，而剖風儀之電磁波波長為 32.5cm，對降水回波較敏感，適用於解析降水個案之風場剖線。

搭載三個獨立電磁波發射源，分別以垂直向上及兩個方位角互相垂直且仰角 69° 發射，共三種不同的波束方向，如圖 1.所示，得以建構出三組徑向風關係式並令儀器位置為原點，即可得圖中之徑向風關係式，其中 r 代表剖風儀與觀測格點之距離，運用垂直指向觀測直接能直接估算垂直運動的垂直變化，接著將其代入其餘二式解聯立即可得三方向風場的垂直分布。

2.2 多都卜勒雷達風場合成

都卜勒雷達擁有高時空解析度之風場資訊，但觀測量徑向風為沿雷達波束之風場投

影量，為得到三維風場結構，雷達風場合成方法孕育而生。

本研究使運用 Liou et al.(2014)的多都卜勒雷達風場合成方法(**W**Ind **S**ynthesis **S**ystem using **D**Opler **M**easurement，簡稱 **WISSDOM**)，利用數個都卜勒雷達之徑向風場資訊重建風場的三維分布。相比 Armijo(1969)依幾何概念結合徑向風與連續方程式反演風場的傳統方法，此法有以下優點：(a)傳統方法中，無法反演之雷達基線(base line)周圍風場能被修復；(b)使用渦度方程式做為約束條件之一，Protat and Zawadzki(2000)提及此方程式的加入將消弭使用傳統方法合成風場進行渦度收支分析會出現的剩餘項(residual term)，並有助於增進熱力反演的精準度；(c)參考 Tseng and Ferziger(2003)的沉浸邊界法(**I**mmersed **B**oundary **M**ethod，又稱 **IBM**)，以地勢高度梯度計算相應邊界條件，得到受複雜地形地形效應影響的風場結構；(d) 可以納入不同背景場資料(例如：探空、模式預報等)，填補無雷達資料覆蓋之盲區(blind area)，；(e)任意數目的雷達能被擺放。

2.2.1 徑向風方程式

$$V_r = \frac{(x - P_x)}{R}u - \frac{(y - P_y)}{R}v - \frac{(z - P_z)}{R}(w + W_T) \quad (1)$$

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

透過幾何投影轉換，此方程式建構出徑向風與 u 、 v 、 w 之關係，其中 (x, y, z) 為網格位置； R 為雷達與網格點間的直線距離； (P_x, P_y, P_z) 為雷達之網格座標。 W_T 為終端落速(terminal velocity)，利用雷達回波估計大氣中雨水與雪的混合比(mixing ratio)而推算出來的，如下所述：

在 Marshall-Palmer 型態之雨滴粒徑分佈(**D**rop **S**ize **D**istribution，簡稱 **DSD**)下，可建構出與回波和密度之關係式，即利用回波和密度可推估水氣資訊於三維空間的分布，其關係式如下：

$$dBZ = 43.4 + 17.5 \log_{10}(\rho q_r) \quad \text{if } temp \geq 0^\circ C \quad (3)$$

$$dBZ = 37.3 + 17.5 \log_{10}(\rho q_s) \quad \text{if } temp < 0^\circ C \quad (4)$$

ρ 為空氣密度(單位： kg m^{-3})； $temp$ 是攝氏溫度(單位： $^\circ C$)； q_r 與 q_s 分別代表雨水、雪水混合比(單位： g kg^{-1})，運用反演區域內的探空觀測，可判斷溫度和密度垂直分布，無探空情況下，則使用模式預報之每層平均溫度、密度。並參考 Lin et al. (1983) 質量權重之平均終端落速(mass-weighted mean terminal velocity)來估計終端落速，詳細如下：

$$U_r = \frac{a\Gamma(4+b)}{6\lambda_r^b} \left(\frac{\rho_0}{\rho_a} \right)^{0.5} \quad (5)$$

$$\lambda_r = \left(\frac{\pi\rho_r n_{0r}}{\rho_a q'_r} \right)^{0.25} \quad (6)$$

$$U_s = \frac{c\Gamma(4+d)}{6\lambda_s^d} \left(\frac{\rho_0}{\rho_a} \right)^{0.5} \quad (7)$$

$$\lambda_s = \left(\frac{\pi\rho_s n_{0s}}{\rho_a q'_s} \right)^{0.25} \quad (8)$$

U_r 及 U_s 則分別代表雨水、雪之終端落速(單位： m s^{-1})； $a=2115.0 \text{ cm}^{1-b} \text{ s}^{-1}$ ； $b=0.8$ ； $vc=152.93 \text{ cm}^{1-d} \text{ s}^{-1}$ ； $d=0.25$ ； ρ_r 及 ρ_s 為雨水和雪的密度(單位： g cm^{-3})，為 1.0 g cm^{-3} 和 0.1 g cm^{-3} ； n_{0r} 及 n_{0s} 為雨水和雪的截距參數(intersection parameter)，是 $8.0 \times 10^{-2} \text{ cm}^{-4}$ 和 $3.0 \times 10^{-2} \text{ cm}^{-4}$ ； ρ 為空氣密度(單位： kg m^{-3})； ρ_0 為環境空氣密度(單位： kg m^{-3})，以反演區域內觀測探空最低層的空氣密度來估計；此式中， q_r 與 q_s 包含上標一撇代表與(3、4)式之混合比做區分(單位： kg kg^{-1})。簡言之，依上述關係式，運用雷達回波能推估雨和雪的終端落速。

2.2.2 非彈性連續方程式

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \quad (9)$$

連續方程式經尺度分析後可得(9)式，傳統上常利用此式來濾除聲波，其中 ρ 為空氣密度(單位： kg m^{-3})，由探空或模式預報得之，為一隨高度變化之函數。

2.2.3 渦度方程式

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left\{ u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + w \frac{\partial \zeta}{\partial z} + (\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right\} \quad (10)$$

$$\zeta \equiv \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (11)$$

$$f \equiv 2\Omega \sin \phi \quad (12)$$

(10)式為忽略力管項之簡化垂直渦度方程式， ζ 為相對渦度之垂直分量(單位： m s^{-2})， f 為科氏參數，為緯度之函數， $\Omega=7.292 \times 10^{-5} \text{rad s}^{-1}$ 為地球自轉角速度 ϕ 為網格點之緯度。左側項為渦度趨勢項(tendency term)，右側項依序為分別為渦度平流項(advection term)、抽拉項(stretching term)以及傾斜項(tilting term)。

2.2.4 價值函數與地形邊界條件設定

WISSDOM 運用變分學，使一價值函數(cost function)極小化，同時滿足一系列的弱勢約束條件得到數學上三維風場之最佳分布，價值函數表示為：

$$J = \sum_{i=1}^5 J_i \quad (13)$$

J 為總價值函數， J_i 為各約束條件之價值函數，共五項，各約束條件如下：

$$J_1 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \sum_{k=1}^3 \alpha_1 \left((V_r)_{k,t} - \frac{(x-P_x^k)}{R_k} u_t - \frac{(y-P_y^k)}{R_k} v_t - \frac{(z-P_z^k)}{R_k} (w_t + W_T) \right)^2 \quad (14)$$

$$R_k = \sqrt{(x-P_x^k)^2 + (y-P_y^k)^2 + (z-P_z^k)^2} \quad (15)$$

第一項約束條件為徑向風方程式(14)式， α_1 依雷達資料覆蓋有無而設定(有則為 1，無則為 0)。欲合成之風場(u_t, v_t, w_t)，下標 t 為 1 和 2，表示分析時間前後兩筆時間，

(P_x^k, P_y^k, P_z^k) 為第 k 座雷達之座標； (x, y, z) 為反演網格點之位置； R_k 為第 k 座雷達與各網格點間的直線距離。此條件代表利用合成風場投影至各雷達上推估之徑向風場須符合該雷達之觀測。

$$J_2 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_2 \left[\frac{\partial(\rho u_t)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v_t)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w_t)}{\partial z} \right]^2 \quad (16)$$

第二項約束條件為非彈性連續方程式(16)式，可參考 2.2.2 小節，下標 t 為 1 和 2，表示分析時間前後兩筆時間， α_2 此項之為權重係數，可隨位置而變化。利用兩不同雷達的徑向風觀測搭配連續方程式風能於數學上合理求解 u 、 v 、 w ，故此式對風場重建佔有一定的重要性，特別在低仰角處，徑向風包含之垂直風速資訊有限，連續方程式將主導 w 的反演結果。

$$J_3 = \sum_{xyz} \alpha_3 \left\{ \frac{\partial \zeta_t}{\partial t} + \left[\overline{u \frac{\partial \zeta_t}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta_t}{\partial y} + w \frac{\partial \zeta_t}{\partial z}} \right] + (\zeta_t + f) \left(\frac{\partial u_t}{\partial x} + \frac{\partial v_t}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial w_t}{\partial x} \frac{\partial v_t}{\partial y} + \frac{\partial w_t}{\partial y} \frac{\partial u_t}{\partial z} \right) \right\}^2 \quad (17)$$

第三項約束條件是忽略力管項之簡化垂直渦度方程式(17)式，可參考 2.2.3 小節。下標 t 為 1 和 2，表示分析時間前後兩筆時間， α_3 為權重係數。趨勢項以反演時間前後兩筆時間做差分計算；上標橫線代表兩筆時間的平均值。由於此約束的加入，有能進行渦度收支診斷、消弭剩餘項，並改善熱力反演表現的優點。

$$J_4 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_4 (\bar{V}_t - \bar{V}_{B,t})^2 \quad (18)$$

第四項約束條件為背景場項(18)式。 α_4 為權重係數，下標 t 為 1 和 2 表示接近分析時間前後的兩筆時間。本研究以模式預報場結合探空觀測資料與地面測站資料進行距離反比權重法之客觀分析得之三維風場當作背景風場 \bar{V}_B ，補足雷達觀測不完全之區域。

$$J_5 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_5 \left[\nabla^2 (u_t + v_t + w_t) \right]^2 \quad (19)$$

第五項約束條件為平滑項(19)式。下標 t 為 1 和 2，表示分析時間前後兩筆時間， α_5 為權重係數，用以去除風場不連續的現象。(16)至(18)式的權重係數由數個敏感度測試決定，主要依據各項量值大小決定，並且結果並不會隨係數的微調有劇烈的變化。 α_{1-3} 為 10 、 4.0×10^4 和 4.0×10^{14} ； α_4 ，水平(垂直)向為 $10^{-1}(0.0)$ ； α_5 ，水平(垂直)向為 $10^{12}(10^{15})$ 。各約束條件之價值函數能透過係數調整而達到相當的量值，此研究中則給予徑向風方程式較高權重；連續方程式、背景項較低的權重，由敏感度測試得調降連續方程式之係數，垂直速度量值將有所增加。

此風場合成方法最大之特色在於使用沉浸邊界法，使地形效應能體現在反演之風場。參照 Tseng and Ferziger (2003) 之虛網格(ghost cell)沉浸邊界法依照地形梯度給定邊界條件，流程如下所示：

1. 定義網格點類別

依據格點和地形之關係可分為三類，分別為 ● 流域點、▲ 虛網格點與 ■ 內部點，如圖 2.所示，簡言之，與流域點距離最近之地形內部點設為虛網格點。

2. 定位虛網格與其鏡像點

關於鏡像點與虛網格點之定位，可參照圖 2.，需找任一虛網格點並以垂直地形邊界之法向量延伸至最近之流域點，此流域點則定義為鏡像點，虛網格點與其呈現一對一之關係，如 A 點(鏡像點)對應到 B 點(虛網格點)。

計算鏡像點之值

使用反比距離權重內插法，先給定最遠可內插距離 R ，以鏡像點為中心將數點資訊依距離遠(近)給予小(大)係數。圖 3.中，■ 為目標鏡像點，● 是各資料點， r_m 代表各資料點與 O 之距離，帶入(20)式即可得到權重值 w_m ，經由(21 式)計算出 n 點之權重值

總合 q 後，再利用式得到內插值 ϕ_0 ，其中 ϕ_m 表資料點之變數值。

3. 更新虛網格點資訊

經過上述步驟後，即完成了虛網格點的更新，亦代表地形之邊界條件的更新。疊代

$$W_m = \left(\frac{R - r_m}{Rr_m} \right)^a \quad (20)$$

$$q = \sum_{i=1}^n \left(\frac{R - r_i}{Rr_i} \right)^a \quad (21)$$

$$\phi_0 = \frac{1}{q} \sum_{m=1}^n (W_m \phi_m)^a \quad (22)$$

過程中，流域點資訊將隨之改變，並更新虛網格點值，地形效應將逐漸顯現在流域點，

在足夠的疊代次數後，即可得複雜地形上之三維風場。

2.3 熱動力反演

反演熱動力場需結合前述之風場合成方法，其流程之示意圖如圖 4.，包含收集徑向風觀測，以模式模擬之風場與觀測資料做客觀分析(objective analysis)製作背景風場，並利用 *WISDOM* 得到三維風場後，方能進行熱動力參數反演。

2.3.1 非彈性動量方程式

非彈性近似(anelastic approximation)指令初始態位溫之水平變化近乎零，時間尺度為浮揚頻率，此近似能在無靜力平衡假設下濾除聲波。使用此近似動量方程式可改為一特殊形式，並能建構出三維風場與熱動力場之關係，

卡式座標(Cartesian coordinate system)下，非彈性動量方程式可寫為：

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u - fv + turb(u) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \equiv -F \quad (23)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla v + fu + turb(v) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \equiv -G \quad (24)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial w}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla w + turb(u) + g(q_r + q_s) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'_c}{\theta_{v0} \theta_0} \equiv -H \quad (25)$$

等號左式以三維風場和以未降雨前探空觀測給定之基本態組成，即以風場能定義出與熱動力資訊相關的 F 、 G 、 H 。(23)至(25)式中 \bar{V} 為 u 、 v 、 w ； f 代表科氏參數，可參考 2.2.3 小節； g 是重力； π 為標準化氣壓，是無因次量，定義如下：

$$\pi = C_p \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (26)$$

P 為壓力(單位:hpa)， P_0 則代表地表氣壓 1000hpa； C_p 是等壓比熱常數 $1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ；而 R 則為氣體常數 $287.03 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 。而(23)至(25)式中的 π' 為熱動力反演之壓力資訊，上標一撇代表反演當下標準化壓力扣除降水系統尚未發生前的基本態之擾動量。 θ 為位溫(單位:K)； θ_v 代表虛位溫(單位:K)； θ_c 是虛雲位溫(單位:K)，上標一撇為相較基本態之擾動量，為熱動力反演之溫度資訊，之後將其稱為溫度擾動，其定義為：

$$\theta'_c = \theta' + (0.61q'_v - q_c)\theta_0 \quad (27)$$

上式中 q_v 、 q_c 是水氣與雲水混合比(單位:kg kg⁻¹)，依 Tong and Xue(2005)方法可求得。方程式中下標 0 代表基本態，並假設物理量在水平上均勻分布，僅隨高度變化。

$turb()$ 之括號內可為認一方向之風場表示次網格亂流項(單位: m⁻¹ s⁻¹)，使用參數化計算，計算方式如下：

$$turb() = K \left(\frac{\partial^2()}{\partial x^2} + \frac{\partial^2()}{\partial y^2} + \frac{\partial^2()}{\partial z^2} \right) \quad (28)$$

K 為次網格黏滯係數，此次兩模擬個案皆設定為 100，實際個案中亦同。

2.3.2 熱動力方程式

卡式座標下，熱動力方程式為：

$$u \frac{\partial \theta'_c}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'_c}{\partial y} + w \frac{\partial \theta'_c}{\partial z} + w \frac{d\theta_0}{dz} + S = 0 \quad (29)$$

$$S = \frac{\partial \theta'_c}{\partial t} + \text{turb}(\theta'_c) - \frac{dq}{dt} \quad (30)$$

S 包含 θ'_c 之趨勢項、擴散項以及各混合比趨勢項之總和，將其簡稱為源匯項(Source and Sink term)。相對於傳統上對 S 參數化，有發生假設錯誤的可能，本研究則將其視為未知數進行反演，避免參數化不合理的情況。

2.3.3 價值函數與複雜地形之處理

熱動力反演運用變分中之弱勢約束條件極小化風場提供的熱動力資訊 F 、 G 、 H 和熱動力方程式，透過對 π' (壓力) 三方向梯度和 θ'_c (溫度) 本身與三方向梯度約束，得到絕對擾動量的最佳三維分布，其價值函數表示為：

$$J = \sum_{i=1}^4 J_i \quad (31)$$

J 為總價值函數， J_i 為各約束條件之價值函數，共四項，各約束條件如下：

$$J_1 = \sum_{xyz} \alpha_1 \left[\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right]^2 \quad (32)$$

$$J_2 = \sum_{xyz} \alpha_2 \left[\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right]^2 \quad (33)$$

$$J_3 = \sum_{xyz} \alpha_3 \left[\frac{\partial \pi'}{\partial z} - g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} - H \right]^2 \quad (34)$$

$$J_4 = \sum_{xyz} \alpha_4 \left[u \frac{\partial \theta'_c}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'_c}{\partial y} + w \frac{\partial \theta'_c}{\partial z} + w \frac{d\theta_0}{dz} + S \right]^2 \quad (35)$$

(32)至(35)式中， α 為權重係數，下標分別代表各約束條件的權重，非流域點之網格

點權重皆設為零。流域點的 α_{1-3} 約束係數皆為 1，而 α_4 則參考 Liou(2001)的係數設定，隨風速大小而變動，如下所示：

$$\alpha_4(V) = \frac{V^a}{V_0^b + V^b} \times 10^{-5}$$

其中 V 為任一格點之風速； V_0 是參考風速設為 1.5m s^{-1} ， $a = 2$ 且 $b = 2a$ 將使 $V = V_0$ 時，此係數有極大值。此係數設定用以弱化(強化)風速強(弱)區域的約束程度，維持熱力方程式約束於各格點為相當的。

新方法使用弱勢約束條件進行極小化，運用其能調整任一格點權重之特性，極小化非地形邊界、內部的流域點，故能在無邊界條件假設的情況下，於地形上反演熱動力資訊。極小化的方法使用 Liu and Nocedal(1988)所提出的準牛頓共軛梯度法(quasi-Newtonian conjugate-gradient)，於求解過程中需要知道欲求量(π' ， θ_c' ， S)於每一格點對價值函數之梯度，並持續疊代更新至收斂。

首先必須依網格點與地形的相對位置分類，若格點高度高於地勢高度定義為流域點，反之為非流域點，接著分別由反演邊界(地形邊界)東至西、南至北、上至下延伸至反演邊界(地形邊界)，依此判定該流域點屬於左端點、中間點或是右端點，圖 5. 為格點分類示意圖， x - z 剖面中，黑色陰影代表地形，淺藍色直線分別沿 x 、 z 方向延伸，由左(上)而右(下)，灰(紅)色圓圈代表左(上)端點；橙(黃)色圓圈代表中間點；抹茶(深綠)色圓圈代表右(下)端點。

分類格點的用意在於前述提到求解過程中必須推導待求量於任一格點之梯度並進行疊代更新，此方法於左、右端點使用單邊差分計算各點對應各變數梯度，而中間點由中間差分求得，利用變分分析推導，於內部點、邊界點的梯度如下所述：

$$C_l = \left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right) \quad (36)$$

$$C_2 = \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right) \quad (37)$$

$$C_3 = \left(\frac{\partial \pi'}{\partial z} - g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} - H \right) \quad (38)$$

$$C_4 = \left(u \frac{\partial \theta'_c}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'_c}{\partial y} + w \frac{\partial \theta'_c}{\partial z} + w \frac{d\theta_0}{dz} + S \right) \quad (39)$$

內部區域:

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = -\alpha_1 \frac{\partial C_1}{\partial x} - \alpha_2 \frac{\partial C_2}{\partial y} - \alpha_3 \frac{\partial C_3}{\partial z}$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = -g \frac{\alpha_3 C_3}{\theta_0 \theta_{v0}} - \alpha_4 \left(u \frac{\partial C_4}{\partial x} + v \frac{\partial C_4}{\partial y} + w \frac{\partial C_4}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial J}{\partial S} = \alpha_4 C_4$$

反演、地形邊界:

$x=x$ 左邊界

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = -\alpha_1 \frac{\partial C_1}{\partial x}$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = -\alpha_4 u \frac{\partial C_4}{\partial x}$$

$$\frac{\partial J}{\partial S} = 0$$

$x=x$ 右邊界

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = \alpha_1 \frac{\partial C_1}{\partial x}$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = \alpha_4 u \frac{\partial C_4}{\partial x}$$

$$\frac{\partial J}{\partial S} = 0$$

$y=y$ 左邊界

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = -\alpha_2 \frac{\partial C_2}{\partial y}$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = -\alpha_4 v \frac{\partial C_4}{\partial y}$$

$$\frac{\partial J}{\partial S} = 0$$

$y=y$ 右邊界

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = \alpha_2 \frac{\partial C_2}{\partial y}$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = \alpha_4 v \frac{\partial C_4}{\partial y}$$

$$\frac{\partial J}{\partial S} = 0$$

$z=z$ 上邊界

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = -\alpha_3 \frac{\partial C_3}{\partial z}$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = -\alpha_4 w \frac{\partial C_4}{\partial z}$$

$$\frac{\partial J}{\partial S} = 0$$

$z=z$ 下邊界

$$\frac{\partial J}{\partial \pi'} = \alpha_3 \frac{\partial C_3}{\partial z}$$

$$\frac{\partial J}{\partial \theta'_c} = \alpha_4 w \frac{\partial C_4}{\partial z}$$

$$\frac{\partial J}{\partial S} = 0$$

熱動力反演程式中，將給予0為三個欲反演量(π' ， θ_c' ，S)初始猜值，經由重複疊代使價值函數趨近最小化，即得到最佳解。本研究熱動力反演結果之疊代次數為3000次。

第三章 觀測系統模擬實驗

新方法研發需先確認該法之正確性，礙於欲在真實大氣收集覆蓋完整、符合物理方程式之大氣變量是不可能的。利用數值模擬提供完美三維風場，比對反演結果與模式熱動力場(視為真值)，即為 OSSE，藉此確認程式正確性以及進行敏感度測試。

3.1 數值模式與模擬

本研究使用 NCAR 發展之天氣研究與預報模式系統(Weather Research and Forecasting, 簡稱 WRF)的 3.3.1 版本，以之進行理想化個案分別為乾山嶽波、濕對流。內插網格設計為 $71 \times 41 \times 30$ ，水平、垂直解析度為 1 公里、0.5 公里。皆不使用積雲、邊界層參數化，濕對流個案使用暖雨過程，消散項使用常數形式，設為 100；積分時步為 5s；模式層頂為 18km，阻尼層(damping layre)自頂層向下延伸 2km，目的在於避免上邊界條件之影響傳輸至下層，於此層各變數滿足控制方程式之程度將會下降；邊界條件部分，水平向之四邊皆為開放邊界條件，兩個案區別如下：

乾山嶽波，初始探空設定為地表位溫 288K，以 2.95K km^{-1} 向上遞增，水氣混合比為 0 g kg^{-1} ，風場部分為 10 m s^{-1} 之均勻西風，取模擬時間 30 分鐘做熱動力反演。

濕對流，初始探空設定為地表位溫 300K，位溫梯度遞增率為 1 K km^{-2} ，水氣混合比由 14 g kg^{-1} ，至 10 公里高遞減至 0.1 g kg^{-1} 並保持常數，取模擬時間 15 分鐘做熱動力反演，目的在於將 $\Delta T=1\text{ K}$ 之水平延伸 10km、垂直 1.5km 之熱胞(thermal bubble)與對流現象留在山區，理想個案中，初始資料已符合控制方程式，故沒有初始化問題。

山型設定皆為高度 2.5km；東西、南北向半山寬(mountain half width)5km，使用理想鐘型山形公式。

$$H(x,y) = \frac{h}{\left[\left(\frac{x-x_0}{a}\right)^2 + \left(\frac{y-y_0}{b}\right)^2 + 1\right]^{1.5}} \quad (40)$$

$H(x,y)$ 為各格點地形高度， h 是山頂高度(單位:m)； x_0 、 y_0 代表山脈中心座標； a 、 b 則為東西、南北向之半山寬(單位:km)，山頂水平延伸此距離，地勢降為山頂之一半高度。

3.2 反演表現之檢視

在此實驗中，將略過風場合成步驟，直接使用模式輸出風場，並使用 5s，即最小積分時步做為 Δt ，用意在於盡可能消除各種誤差源，並使用空間相關係數(spatial correlation coefficient，簡稱 **SCC**)、相對方均根誤差(relative root mean square error，簡稱 **R_RMSE**)定性、定量比較反演結果與模式輸出，定義如下：

$$SCC(A) = \frac{\sum (A_r - \bar{A}_r)(A_t - \bar{A}_t)}{\sqrt{\sum (A_r - \bar{A}_r)^2 \sum (A_t - \bar{A}_t)^2}} \quad (41)$$

$$R_RMSE(A) = \frac{\sqrt{\frac{\sum (A_r - A_t)^2}{N}}}{\sqrt{\frac{\sum A_t^2}{N}}} \quad (42)$$

A 可為壓力、溫度，下標 r 代表反演； t 為模式， $\bar{\quad}$ 是該物理量之三維平均， N 為三維反演區之格點數。**SCC** 越趨於 1 越佳，用以定性描述反演和模式之相似度；相對方均根誤差越近 0 越好，用以定量分析反演和模式之誤差百分比。

3.2.1 近似理想實驗

由(23)至(25)式可知。在數值模擬中，能分別由得到熱動力資訊與風場的三維分布，即 F 、 G 、 H 能由兩相異資訊求得，即吾人能分別以兩種 F 、 G 、 H 進行極小化。此部分將以最小積分時步以及與模式相同的次網格黏滯係數 K 嘗試將誤差降至最小比較並以

模式輸出；熱動力、風場計算之 F 、 G 、 H 的反演熱動力場。

首先對乾山嶽波個案的反演結果進行分析，由水平剖面可以看出低層迎風側 (windward side) 存在一冷區；背風側 (leeward side) 有暖區與低壓耦合，係由於初始態之位溫為層狀分布且隨高度遞增，故地形迎風側之上升運動將造成垂直向之冷平流 (cold advection)，使該處有相應的冷區；背風側則有下沉運動造成垂直向之暖平流，並有暖區與對應之低壓生成。對照反演結果與模式輸出，除迎風側的低壓，反演結果相對壓力、溫度擾動的量值與分布皆有良好的掌握(圖 6.)。中層則有氣流過山後形成的船型擾動 (ship-shaped turbulence)，於背風側的反演壓力擾動有高估的現象，但在量值與迎風側的熱動力擾動分布仍有良好的表現(圖 7.)。垂直剖面部分，因山嶽波造成熱動力參數以波動形式分布，比對反演結果與真值，可得反演熱動力資訊與參考值分布呈現一致性，量值則有錯估的情況，但於背風側(右)擁有較強擾動處，熱動力反演有良好的表現(圖 8.)。反演熱力方程式中的源匯項也和參考值有不錯的吻合(圖 9.)

接續將進行納入微物理過程之溼模擬，使用暖雨過程，於模擬中將不產生冰相粒子，此實驗組由於水氣的納入，將使控制方程式的平衡關係更為複雜，即運用熱動力、風場資訊計算之 F 、 G 、 H 的差異更大。水平剖面顯示低層迎風、背風側分別受到熱胞和垂直平流之影響有暖區存在並對應到低壓(圖 10.)。4km 高度之熱動力擾動強度則明顯下降，反演結果在系統所在位置($x \sim 45\text{km}$, $y \sim 0\text{km}$) 有不錯的表現，而下游($x > 55\text{km}$) 處的正值壓力擾動則沒有被掌握(圖 11.)。垂直剖面部分，於暖區下方(上方)有相對高壓(低壓)，與暖區上方垂直速度隨高度遞減相應，相比運用熱動力資訊推估的 F 、 G 、 H 之反演，使用風場資訊的反演結果明顯較不平滑，而溫度擾動的量值也不如前者掌握得好，但整體的分布仍保有一定的掌握度(圖 12.)。至於源匯項的部分由於微物理過程的納入，該項除有溫度擾動的趨勢項外，亦有水氣資訊的消長包含在內，而反演結果顯示出與參考值的高度一致性(圖 13.)

儘管在給定理想資料情況下，熱動力反演結果與模式輸出略有差異，但擾動分布與量值並沒有過多的偏差，特別在擾動量較大區域，有極高的相似性。參考表 1，反演之壓力與溫度之 *SCC* 皆高於 0.95；*R_RMSE* 表現與乾山嶽波相同，熱動力計算之 *F*、*G*、*H* 有較好的反演結果。此實驗組顯露出引入微物理過程雖導致更大的不確定性，此一反演方法仍成功反演迎風側的由熱胞造成之暖區以及低層低壓，以及中層的高壓，且反演源匯項的量值與分布和真值接近，顯示出新熱動力反演運用於濕個案中仍有合理的表現，並且不會出現垂直結構誤判的情況。儘管於真實個案中，吾人無法以熱動力計算之 *F*、*G*、*H* 實施熱動力反演，但經由此實驗可知利用風場推算之 *F*、*G*、*H* 所進行的反演結果仍有合理的表現。

3.2.2 時步敏感度實驗

由於現行作業化雷達系統需要 5 至 10 分鐘完成一次體積掃描，由於 *F*、*G*、*H* 計算中包含速度趨勢項，過長的 Δt 是否將引入過大之誤差至 *F*、*G*、*H* 中是有待驗證的。此部分以不同時步檢測差分誤差對應反演結果的影響。於乾山嶽波個案分別選用 5s(最小積分時步)、60s、120s 和 600s，由表 2 之分數檢視，儘管 Δt 是達 10 分鐘，相比目前作業化雷達網絡平均約 7.5 分鐘之時間解析度更長，反演結果仍有良好的表現，*SCC* 皆維持在 0.9 以上，*R_RMSE* 也無顯著成長，由此可結論出此方法應用於作業化雷達觀測系統之可行性。

3.2.3 熱動力方程式係數敏感度實驗

由於現實中，無法定義熱力方程式中源匯項之大小，設定與其量值相對的係數大小有一定的難度，此一係數的設定是否相當敏感亦為待檢視之問題，此部分將以不同係數調整熱動力方程式之約束程度檢視誤差。於乾山嶽波個案分別將原定係數乘以 10^2 、 10^{-2} 與原係數共比較三組不同係數之表現，如表 3 所示。最後選定原係數作為一固定設定並運用於實際個案中，其依據原因於乾山嶽波個案將此係數乘上熱動力方程式之源匯項

能與 F 、 G 、 H 之量值相當，而此實驗亦得到儘管過分放大該係數的權重，反演的熱動力場 SCC 仍維持 0.7 以上，具有一定的可信度存在。

3.2.4 亂流項誤差引入敏感度實驗

由於動量方程式內含一需進行參數化的亂流項，此部分引入大小不一的誤差至亂流項中並檢測其對於反演結果的敏感度。於乾山嶽波個案中調整次網格黏滯係數 K 分別是與模式設定相同、乘以 200、500 以及 1000%，如表 4.所示。儘管壓力擾動部分沒有隨著誤差的引入而增大反而有略為減小的趨勢，但溫度擾動之反演有相對明顯的下滑，但 SCC 仍保持良好表現，且由於亂流項為經過兩次微分的物理量，其量值相對速度趨勢項、平流項小，由此實驗可得到熱動力反演的結果並不會因為亂流項的估計錯誤而有明顯的差別，並於實際個案中設定 K 為 100。

第四章 個案介紹與資料處理

在現實中運用熱動力反演需要經過一系列流程，其中包含雷達資料品質管理，多雷達風場合成，方能反演熱動力場，不同於數值模擬，上述步驟均無可避免地引入誤差，故好的資料處理是相當重要的。

4.1 2008 SoWMEX IOP#8 1500 UTC 線狀對流個案

2008 SoWMEX 為一探討臺灣梅雨季(東亞夏季西南季風肇始)南中國海西南氣流動力性質之台美合作實驗，實驗區間 5 月 15 日至 6 月 30 日，目標特重於理解西南氣流影響下，強降水系統之物理與降水機制，進行海陸空密集氣象觀測。於屏東廣興國小增設降雨監測超級站，配有剖風儀(wind profiler)、撞擊式雨滴譜儀(JWD)、二維光學雨滴譜儀(2DVD)、超短波微降雨雷達，於屏東九如增設移動式 X-band(波長 3 公分)雙偏極化雷達；屏東新園放置美國 NCAR S-band(波長 10.7 公分)雙偏極化雷達(SPOL)，且於臺灣海執行垂直觀測(機載投落送和船舶探空)與陸地之加密探空觀測，擁有相當豐富的觀測資料。

觀測期間，當數值天氣預報模式模擬結果預期未來 24 小時有連續超大豪雨發生的機會時，將討論實行密集觀測期(IOP)與否，期間將進行加密探空觀測，每 3 小時即施放一次探空。實驗期間總共進行 9 次密集觀測，時間分別為 5 月 19 日至 22 日、5 月 27 日至 29 日、5 月 29 日至 31 日、6 月 1 日至 3 日、6 月 3 日至 4 日、6 月 4 日至 6 日、6 月 12 日至 13 日、6 月 14 日至 16 日、以及 6 月 23 日至 26 日。本研究探討之個案為第 8 次密集觀測期(即 IOP#8)的 6 月 14 日，在 1500UTC 的降水系統為梅雨鋒面前側之強線狀對流系統，為臺灣西南部帶來強降水。

首先，進行綜觀天氣分析，時間為 6 月 14 日 1200 UTC。一東北-西南走向之滯留鋒延伸至海南島北方，並伴隨低壓系統。鋒面上由於暖空氣爬升，且前側之西南風提供良好的能量來源，易生成如飆線、中尺度對流系統等強降水系統(圖 14.)，此外，鋒面前

側往往有由鋒面傳送至下游的斜壓擾動亦有助於對流之發生，此時臺灣地區正位於天氣不穩定的滯留鋒前側，比較 1200 UTC 與欲分析時間 1500 UTC 前後，鋒面皆處於臺灣西北方，亦有對流從進鋒面處發展並被平流至臺灣地區造成強降水。

至於中、高層大氣之環境特性。由 1200 UTC 200hpa 分析場可見東伸的南亞高壓盤據於台灣南方(圖 15.(a))，係由於南亞高壓尚未發展至足以北跳至中國西南部地區。圖 15.(b)為中央氣象局 WRF 三維變分資料同化系統(簡稱 CWB WRF 3DVAR)500hpa 分析場(源於 2008 SoWMEX 官網，<http://p3rd.as.ntu.edu.tw/2008/Mission.php>)，可看出臺灣地區則位於槽前之正渦度平流區，將有利於降水系統的生成，

低層環境分析部分，850hpa CWB WRF 3DVAR 分析場來看，臺灣海峽有強勁且暖溼的西南風吹拂，且相對濕度達 80% 以上(圖 16.(a))。並由等風速線可看出風速大小於臺灣西南海域有減速現象，即有水平輻合的現象(圖 16.(b)之咖啡色矩形)

總的來說，此時臺灣地區的綜觀尺度大氣環境，特別在臺灣海峽一帶，有由底層暖濕空氣輻合並對應中、高層的槽前與高壓輻散，是有助於對流的發展的。

由回波演變時序圖，可見數個雨帶接連侵襲南部地區(圖 17.)。黑色實線為本研究討論之雨帶，比對 1300 與 1400UTC 之觀測，可發現雨帶幾乎呈現停滯狀態；1500 UTC 則可觀察到雨帶發生斷裂。接著雨帶向東移行，登陸後受地形效應影響，慢慢轉為平行山脈走向，此結果與 Teng et al.(2000)於 1987 年 TAMEX(TAIwan Mesoscale Experiment)之颱風個案吻合；1700 至 1800 UTC 雨帶過山後再次加強，並與西南外海之回波合併。

由日本地球同步氣象衛星 MTSAT 於 2008 年 6 月 14 日 1457 UTC 的之觀測，亦可見臺灣地區對流發展旺盛(圖 18.(a)、(b))。色調強化紅外線頻道，顏色鮮豔程度與代表雲頂溫度呈反比，並正比於雲頂高度，臺灣南部被紫色區塊包圍，代表該區域之雲系有良好發展。水氣頻道部分，越鮮豔表示該地區越潮濕，比對紅外線頻道，與其有很好的耦合。於 1500 UTC，欲進行熱力反演的雨區由台南向南延伸至西南外海，並在外海有

局部線狀強回波(圖 18.(c))。由 1430 至 1530 UTC 之 1 小時累積雨量(圖 18.(d))，可知該事件的主要降雨集中於高屏地區，屏東之溪埔站之時雨量超過 40mm，達大雨等級。

4.2 雷達資料品質管理

由於雷達在觀測上會遇到地、海表雜訊及風場摺疊問題，欲運用熱力反演於實際個案探討需經一系列流程確保雷達資料品質之正確性及合成三維風場後，方可實施。

本研究使用七股、SPOL、墾丁雷達資料並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**)進行資除。墾丁與七股之雷達資料，先利用地形高度濾除受地形影響而成的地表雜波；低風速高回波去除非氣象資訊，墾丁(七股)以 2m/s(2m/s)、40dBz(30dBz)作為濾除門檻。SPOL(雙偏極化雷達)，則運用地形高度濾除受地形影響造成的地表雜波之外，接著以相關係數小於 0.9 為門檻濾除非氣象資訊。最後皆透過空間連續法去除風場摺疊。

由於雷達掃描策略緣故，原始資料之格式為平面位置顯示(Plan Position Indicator，簡稱 **PPI**)的格式，由於多雷達合成、熱動力反演方法需在卡式座標下實行，利用 **Rakit** 軟體將資料內插至等高面 **PPI**(Constant Altitude Plan Position Indicator，簡稱 **CAPPI**)。圖 19.為經過 mosaic 之後雷達資料覆蓋率之情形，在臺灣西南部地區至沿海至多有 3 座雷達所觀測，表示該區域的觀測資料之可用性高，同時也是天氣系統正影響的區域，後續亦將以該區作為海上強回波的分析區域。

4.3 風場合成背景場製作

由於風場合成方法需給予卡氏座標下之背景風場，此研究使用 2008 年 6 月 14 日 0600 UTC 之 **ECMWF**(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts，簡稱 **ECMWF**) 0.25° 解析度之再分析資料作為初始場，利用 **WRF Ver3.3.1** 進行模擬，取第 9 小時作為背景場使用。模擬範圍設定為，三層巢狀網域，解析度分別為 9、3、1km，eta 垂直分層 28 層，如圖 20.所示。由於 **WRF** 使用地勢追隨座標(terrain following

coordinate)，模擬結果需經過垂直內插至卡式座標下，使用之內插方法為三次仿樣曲線內插法(cubic spline interpolation)。風場合成之三維空間 **D03** 為 162*162*37 個網格點，水平間距 1km；垂直間距 0.25km，實際空間為 162×162×9km³。接著將 1500 UTC 之模擬結果內插至卡式座標上，並以每 5 個網格點為間距製作虛擬探空，使用 Barnes(1973) 之客觀分析方法將探空、地面觀測資料結合，即可得背景風場，並放入風場合成程式中。

第五章 驗證、分析反演結果

誠如前所提及，熱動力反演需配合風場合成使用，欲對反演結果進行分析，事先驗證風場、熱動力場是不可或缺的。除利用空間相關係數、方均根誤差(root mean square error，簡稱 *RMSE*)與相對方均根誤差檢視極小化之合理性，與觀測資料、物理概念之相應性也極為重要的。

5.1 直接驗證

由於反演的三維風場與熱動力場分別之主要依據為徑向風與 F 、 G 、 H ，此節將分別以空間相關係數、方均根誤差與相對方均根誤差定性、定量比對合成風場投影之徑向風與觀測徑向風、熱動力場反算之 F 、 G 、 H 與風場計算的 F 、 G 、 H ，由此流程確認極小化對約束條件的滿足程度。

第一部分為徑向風場比較，圖 21.至 23.是各雷達不同高度之徑向風場比較，由於價值函數中含有平滑項，可以明顯看出反演風場之投影徑向風與觀測相比平滑許多，但兩者相似度相當高。比對風場投影至各雷達與觀測徑向風之 *SCC* 皆達 0.98 以上；*RMSE* 保持在 0.15m s^{-1} 左右，*R_RMSE* 約 15%(表 5.)，其誤差主因為合成風場受各式約束條件限制，需在數個限制中取得平衡，但仍可知使用 *WISSDOM* 進行風場反演的對主要徑向風關係式的極小化過程是合理的。

第二部分為 F 、 G 、 H 校驗，較圖 24.至 26.是不同高度風場、反演熱動力資訊計算之 F 、 G 、 H 的比較，可看出反演與參考值有極高的一致性。參照 Gal-Chen and Kropfli (1984)提出的動量確認(momentum checking)參數來驗證結果、量化反演產品與動量方程式的誤差百分比，是為(43)式，由於新方法使用三維動量方程式，故將其改寫為(44)式。Gal-Chen and Kropfli(1984)以 0.5 為標準，而 Hane and Ray(1985)以 0.25 做為極小化合理之指標。

$$E_{2D} = \frac{\iiint \left[\left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)^2 + \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)^2 \right] dx dy dz}{\iiint (F^2 + G^2) dx dy dz} \quad (43)$$

$$E_{3D} = \frac{\iiint \left[\left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)^2 + \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)^2 + \left(\frac{\partial \pi'}{\partial z} - g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} - H \right)^2 \right] dx dy dz}{\iiint (F^2 + G^2 + H^2) dx dy dz} \quad (44)$$

由分數分析反演結果(表 6.)，相對方均根誤差達 0.34，其原因和反演產品需同時滿足數個約束條件且 F 、 G 、 H 之量值相當小約 10^{-7} ， F 、 G 、 H 的空間相關係數則皆維持於 0.9 以上，至於動量確認參數部分， E_{2D} 為 0.09，低於參考門檻，說明此反演結果之極小化程度是可以接受的； E_{3D} 則為 0.03，比對鍾等人(2002)颶線個案熱動力反演結果的 E_{3D} 是 0.23，低上許多，由此可知風場合成、熱力反演的結果皆體現出程式成功極小化各約束條件的情況。

5.2 分析與討論

此部分將著重於將合成風場、反演之熱動力場搭配雷達回波與物理概念連接，使用高空間解析度的動力資訊探討此一個案之特性。

5.2.1 三維風場結構

如 4.3 節所述，本次風場合成範圍位於臺灣西南部之 Domain3，該範圍之雷達回波如圖 27.，圖 28.為 1.5 至 3km 的水平風速大小之垂直平均分布，整體風速大且伴隨強的水平風切存在於高雄沿岸。

首先進行海上強回波帶的水平剖面分析，分析範圍為圖 27.之黑色矩形(119.6~120.3 °E 22.0~22.6 °N)。於 1.5km 高度處，有強勁的西南風吹拂，並在東北側有顯著的風場變化(圖 29.(b))。整體來看，分析範圍內之水平風速主要由西南向東北遞減，並形成一條明顯的輻合帶，如圖 29.(c)中黑色矩形所示，呈東北-西南走向於分析範圍東側並幾乎

與強回波帶重合。垂直速度部分，則位於輻合處下游。

中層 5km 高度處，此層風場仍以西南風主導，強回波區($\geq 40\text{dbz}$)面積相較於低層少，但圖 30.(a)中黑色矩形區域($119.75\sim 119.93^\circ\text{E}$ $22.13\sim 22.28^\circ\text{N}$)之回波強度相比圖 29.(a)同一位置之有回波強度隨高度略微增加的現象，依溫度遞減率(lapse rate) 6°C km^{-1} 推定推測此層位於融解層(melting layer)附近，回波強度的增加極可能與亮帶(bright band)有關，此結論將於後續進行的垂直結構分析佐證。水平風於此層相比 1.5km 處有更大的風速切變(比對圖 29.(b)與 30.(b))。至於散度與垂直速度分布，輻合極大值於 5km 高度處相較於 1.5km 位置更為西邊，垂直速度亦同(圖 29.(c)與 30.(c))，由於輻合造成的上升運動往往體現於略高於輻合現象發生之高度，此趨勢說此對流系統的結構相當可能為傾斜的，後續之垂直結構分析將有更好的佐證。

最後是 7km 部分(圖 31.)，此層之回波強度明顯降低，僅 120.5°E 22.5°N 附近有一局部極值($\sim 35\text{dBz}$)，並伴有明顯風向變化。且平均風由西南轉為偏西風，風速減低對應之輻散帶出現在 1.5km 之強對流的上方，成為一質量出口。

垂直結構分析(圖 32.)，分析範圍詳見圖 27.之綠色矩形($119.6\sim 120.9^\circ\text{E}$ $22.3\sim 22.37^\circ\text{N}$)，此部分的剖面圖皆為經向之平均過後結果，平均範圍為 $22.3\sim 22.37^\circ\text{N}$ 。圖 32.之橫坐標由 0(西)延伸 70km(東)，縱座標則由 1.5 至 8km。剖面中，東側為線狀對流前緣強對流區，西側則為後緣的層狀區，可見一局部回波極大值位於 $x\sim 50\text{km}$ 處，而在 $x\sim 15\text{km}$ ，約高度 4.5km 處亦有一明顯局部極值，圖 32.(a)淺藍色矩形標示處，呼應圖 30.(a)中回波強度在對流系統後緣之層狀區於 5km 高度處有增強之情形，至於亮帶之成因融解層溫度趨近 0°C 造成冰水共存，隨冰相粒子融化，此層可能形成水包覆冰之現象。一般而言，冰相粒子對於雷達回波的反射率相對水滴低，但此層的水包冰現象可能導致雷達誤判其為大水滴，故產生較強的回波。由相對系統移速風場來看，主要氣流可以分為兩支，一為向後緣(front to rear)流；一為向前緣(rear to front)流，前緣主要由向後緣流(東風)

主導；後緣主要由向前緣流(西風)控制，且兩支流之交會處有隨高度向西傾斜的現象，且有一渦漩存在。由水平散度亦可觀察到隨高度西傾的現象，且輻合區和強對流區有很好的對應。根據 Rotunno et al.(1988)之研究，西傾的結構將有助於系統產生與環境抗衡的渦度並使垂直運動之結構不被環境風場破壞並使其生命週期更加延伸。

最後檢視複雜地形上風場特性(圖 33.)，分析範圍詳見圖 27.之灰色實線(119.6~120.3°E 23.03°N)做垂直剖面分析，可見一強回波盤據於地勢高度超過 3km 之山頭，風速由於地表摩擦力作用呈現隨高度增加的趨勢。由垂直速度分布可看出由 *WISSDOM* 合成之風場受沉浸邊界法作用，於迎風(背風)側出現上升(下降)運動，且呈現與水平風速不同的特性，垂直速度有著隨高度遞減現象，係由於地形效應之影響隨高度增加而減弱。局部輻合極大值出現在山前($x = 5\sim 20\text{km}$)約 3km 高度處，與該處局部回波極值相呼應。圖 33.(d)為雷達資料覆蓋率之示意圖，可看出於近地表層多為無雷達資料覆蓋，透過 *WISSDOM* 中的背景項資料與平滑項的擴散作用，可以將無資料覆蓋處補齊且不會在有、無雷達資料覆蓋之區域邊界出現不連續的現象。

5.2.2 三維熱動力場結構

此部分將延續 5.2.1 節中之分析範圍，首先進行海上局部強回波區之水平剖面分析(範圍如圖 27.中的黑色矩形)，於 1.5km 高度處之分析，於強回波帶北方相對系統移速風場為東北風，並近乎平行線狀對流，而南方則有偏南風的分量並伴有旋轉現象(如圖 34.(a)中黑色矩形)，最後於 120.1°E 22.3°N 處合流並向移向前緣。由壓力擾動部分可看出強回波與弱回波區之差異，強對流區(東側)擁有較高的壓力擾動，並在合流中心有擾動極值出現，並向西遞減至弱對流區。溫度擾動部分，可見一明顯冷舌由北向南延伸，可呼應相對移速之風場中將北側對流系統底層由降水冷卻造成的冷區空氣經平流作用傳往南方，南方出現旋轉風場處亦有一暖區存在並連接至對流系統前側，於前緣之東風造成系統前相對暖濕的空氣吹入導致暖平流可能為其成因之一。

中層 5km 高度處，相對系統移速之風場顯示出線狀對流前、後側有東、西風對吹情形，並於強回波周圍輻合，西北(西南)側吹西北(西)風並於 22°N 附近合流，而在東北側則為相對東風(圖 35.(a))。至於反演之熱動力參數部分，壓力擾動於回波帶前緣為相對高壓，於 120.15°E 22.35°N 系統前緣出現負值擾動，後緣為相對低壓。至於溫度擾動，參考垂直運動分布，可見上升運動區呼應該區的正值溫度擾動(比對圖 35.(b)與 30.(c))，是由於空氣被抬升後達到飽和並且釋放潛熱的緣故。

高層 7km 高度的部分，於強回波附近保有緯向風對吹之特形，其餘為西、西南風(圖 36.(a))。反演之熱動力結構則顯示對流系統前側的高壓位於中層強上升運動區產生向下的垂直氣壓擾動梯度力傾向抑制上升氣流，其餘部分多由潛熱釋放主導形成低壓並與正值溫度擾動耦合。

經向平均垂直熱動力結構分析，範圍詳見圖 27.之灰色實線(119.6~120.3°E 23.03°N)。於剖面前側(x > 40km)的強回波區與上升運動有很好的耦合關係，位於對流區後方的是層狀區，則幾乎無垂直速度(圖 37.(a))。而對流區的上(下)方分別具有相對暖區與冷池，並且底層為高壓而中、高層則為低壓，係由於下層之降雨冷卻產生之冷高壓與上升運動促使氣塊受抬升降溫達飽和而凝結釋放潛熱。熱能釋放的效應也體現在層狀區之部分，低壓也隨之而生(圖 37.(b))，總的來說，這樣的分布和熱力學的理想化概念模組有良好的呼應。吾人亦嘗試以反演熱動力資訊計算浮力擾動、氣壓擾動梯度力並反求垂直速度趨勢項，如(45)至(47)式。

$$B' = g \left(\frac{\theta'_c}{\theta_0} - q_r \right) \quad (45)$$

$$F_{P'GF} = \theta_{v0} \left(-\frac{\partial \pi'}{\partial z} \right) \quad (46)$$

$$\frac{dw}{dt} = F_{P'GF} + B' \quad (47)$$

(45)式為浮力擾動項， q_r 為雨水混合比(單位: kg kg^{-1})，若該項為負則代表環境溫度造成之浮力不足無法克服降水造成向下之作用力，正值則反之。(46)式為氣壓擾動梯度力， θ_v 為虛位溫(單位:K)，下標 0 代表初始狀態，使用探空給定。將兩式相加即可得到垂直速度趨勢項如(47)式所示。

由反演熱動力資訊計算之浮力擾動於對流區下方冷池有明顯的負值擾動，而上層則為正，層狀區則趨近於 0，而氣壓擾動梯度力則呈現與之相似的分佈但正負號相反的情形(圖 37(c)和(d))。垂直速度趨勢項分佈則在對流區有明顯的垂直加速度存在，介於層狀區與對流區間的轉變區(transition area)亦呈現正值垂直加速度，層狀區則趨近於 0(圖 37(e))，如此分佈和反演垂直速度極值出現的位置擁有很好的對應(比對圖 37.(a)和(e))。

至於複雜地形上反演的熱動力結構部分，分析範圍詳見圖 27.之灰色實線(119.6~120.3°E 23.03°N)做垂直剖面分析，垂直速度隨高度而遞減(圖 38.(a))，於兩山頂部皆存在局部回波極大值。在 $x = 0 \sim 10\text{km}$ 處之低層有冷區且為相對高壓(與東側相比)存在，而山前迎風側為對應上升運動而成的暖區，且由於垂直速度隨高度遞減，於山頂處 $x \sim 28\text{km}$ ，5km 高度處有一相對底層的高壓產生相應的向下氣壓擾動梯度力，比對此分佈與濕對流個案的熱力結構(圖 12.)有良好的相似性。

5.3 間接驗證

除了確認極小化的滿足程度與反演產品與現存概念化模組之一致性外，使用來自不同儀器的觀測資料做交叉比對，兩者之相似程度亦能作為驗證方式之一，所使用之測站、儀器位置如圖 39.所示，包含高雄地面測站、屏東探空站與剖風儀。

5.3.1 風場驗證—剖風儀

此部分使用剖風儀觀測之風場垂直剖線和風場合成結果比對，因近風場合成時間 1500UTC 之剖風儀觀測分別是 1445 與 1515 UTC，故將兩時間同時對風場合成結果作比對。圖 40.為 1445 與 1515 UTC 之水平風場垂直剖線，受地形效應的影響，底層主要

以南風為主，係由該地之山脈多呈南-北走向所導致，隨高度而轉為西南風主導，並且在約 6km 處有極值發生，兩時間在 7km 以上風場於風速與風向均有較大的相異性，但總體而言水平風場之垂直變化不離底層南風、中層西南風之架構。垂直速度部分，由於剖風儀提供之資料為流體之垂直運動，其中包含降水物的終端落速貢獻，需將其消除才能得到大氣的垂直運動，終端落速採用 2.2.1 小節提到的運用回波推估之方法，即和風場合成之終端落速完全相同，並透過計算剖風儀附近 10km×10km 之水平平均可得終端落速隨高度之區域平均分布，圖 41.為兩時間之扣除區域平均終端落速的垂直風場剖線。

為公平起見，*WISSDOM* 之合成風場同樣也前述之範圍作水平平均並繪出垂直剖線將其與剖風儀資料比較。圖 42.分別為範圍平均的水平風場與垂直風場剖線，水平風場與剖風儀觀測相似呈現底層南風隨高度轉為西南風，且風速大小部分也與彼此相當。垂直速度相比則有明顯低估的現象。雷達反演之垂直速度低估問題根本在於其觀測方式，垂直向風場之觀測資訊隨高度增加而增多，至於底、中層的垂直速度主要由水平風場與連續方程式的約束而來，總的來說，使用 *WISSDOM* 反演之水平風場的可信度是相對高的，垂直速度部分則待更多的驗證。

5.3.2 熱動力驗證—探空觀測

將續將以 1500 UTC 之屏東探空觀測做熱動力反演之佐證，測站位置與欲取之水平平均範圍如圖 39. 中的紫色矩形 (120.4~120.75°E 22.55~22.7°N)，此範圍參考探空搭載之 GPS (Global Positioning System，簡稱 GPS) 紀錄之經緯度而定，且將探空觀測之壓力與溫度資訊轉為和反演產品相同的壓力和溫度擾動並做比較。

圖 43. 探空觀測 (左) 與範圍平均反演壓力擾動 (右) 比對，縱軸為高度，橫軸為壓力擾動之量值，於底層從觀測與反演資訊都有局部極大值的發生，隨著高度上升於中層 5km 處則出現局部極小值，接著隨高度遞增。圖 44. 則為溫度比較，兩者提供之資訊皆顯露低層的負值溫度擾動至中層轉為增溫。

不論探空或熱動力反演皆顯露出底層有相對高的壓力且對應到降溫，其原因極有可能是降水造成的蒸發冷卻於低層生成與冷高壓；中層有相對低壓而有增溫的現象，則和降水系統於範圍有凝結潛熱釋放而造成暖低壓有關，整體而言，熱動力反演產品的隨高度變化之趨勢和探空觀測有良好的一致性。

5.3.3 熱動力驗證-地面測站

此部分以高雄測站每分鐘一筆的溫度、壓力觀測作為熱動力反演結果之對照組。高雄測站位於 120.31°E 22.56°N ，如圖 39.所示，由於反演產品提供當下時間的熱動力場，假設近海的高雄測站周遭熱動力演變在短時間僅受風場平移，以測站為右上角取一 $10\text{km}\times 10\text{km}$ 矩形範圍計算區域平均風場 $u\sim 5.17\text{m s}^{-1}$ ； $v\sim 2.4\text{m s}^{-1}$ ，並以平流時間 30 分鐘推估風場之平流距離為 11km，以平行風場方向向上游處延伸 11km，並以垂直平均風場方向水平延伸 4km 得區域平均之垂直剖面。

圖 45.(a)為範圍平均之反演壓力擾動與觀測壓力，左縱軸為反演值(黑色實線)；右縱軸是觀測值(綠色叉號)，測站資料顯示，此時壓力隨時間推移而下降，並於 2315LST 左右轉折向上增加，將之和反演資訊比對可發現壓力擾動與觀測資訊的趨勢相同，皆有隨時間遞減的現象，其差異主要在於觀測壓力值的向上轉折現象沒有被掌握。圖 45.(b)為範圍平均之反演溫度擾動與觀測溫度，由測站觀測可得，該時間區間的溫度趨勢向上，和反演產品相比有相異的表現，反演溫度擾動顯示該測站將先後經歷降溫與回升的過程，而測站資料是隨時間向上遞增。

5.3.4 熱動力驗證-新、舊熱動力反演比較

最後進行新、舊方法之比較，首先將新方法所得的熱動力資訊轉換為水平偏差量形式，比較範圍為圖 27.之黑色矩形。圖 46.為各高度的壓力擾動水平偏差量，如同 5.2.2 節所述，於強對流區 ($\text{lon}\sim 120.1^{\circ}\text{E}$) 之底層有相對高壓，隨高度上升強度下降，而對流區的后緣則是相對低壓，由各層極值相比，與新方法相比，舊方法得到的壓力擾動變動量較

大，並於3km高度之比較可以發現兩者的結果於對流系統後方(lon < 119.8° E)有不同的表現。

接著由圖47.進行兩方法所反演之溫度擾動資訊比對，由1.5、3km之反演結果可發現兩者於量值和分布上皆有極大差異，新法所提供的結果相比舊法結構較為破碎且變化小，於5、7km處兩者之結構則相對相似，5km處，於對流區對應上升運動的暖區之結構有高的一致性，後緣的冷區亦同。

新、舊方法之主體皆使用三維動量方程式做為約束條件，但使用方式不同，如下所述，舊方法先以強勢約束條件極小化二維空間下之水平動量方程式求得壓力擾動水平偏差量，並將之代入垂直方向動量方程式求解；新方法納入簡化熱動力方程式並將強勢約束條件改為弱勢約束條件且同時極小化三維空間下之三方向動量方程式與熱動力方程式，欲求得同時最大程度滿足各條件之熱動力參數分布，儘管如此，透過反演資訊的比對卻發現結果不盡相同，其可能原因如下，第一，熱動力方程式的納入提供溫度擾動而外的約束，並能透過垂直方向動量方程式間接影響壓力擾動，進而改變反演結果之結構；第二，新方法採用弱勢約束條件求解三維空間下熱動力場的最佳分布，而舊方法則是分層求解各層之資訊，對於水平向之氣壓擾動梯度力之約束程度將強於新法；第三，舊方法以強勢約束條件求得之水平壓力擾動偏差量代入垂直方向動量方程式進行代數求解，即傳統熱動力反演法之反演產品完全滿足垂直向的動量方程式，而新方法則否。

第六章 結論與未來展望

6.1 結語

本研究旨在開發一能克服傳統方法難以運用於複雜地形區域的新熱動力反演方法，相比使用水平壓力擾動力做為強勢約束條件分層求解熱動力資訊的舊方法，此法結合弱勢約束條件可調整任一網格點各約束條件權重之特性，僅極小化非地形內部、邊界的流域點，保有傳統方法無人工邊界條件假設的優點，使之能被應用於複雜地形上。此外，熱動力方程式的納入於數學上能成功消弭迫使傳統方法無法直接進行垂直熱力結構分析之垂直變化的常數。

為檢測新熱動力反演方法的表現，首先實行OSSE，利用數值模式模擬乾山嶽波、濕對流個案在無資料缺漏且控制方程式三維風場下，檢驗方法、程式的正確性與方法之敏感度，結果顯示反演之熱動力場與模式模擬有良好的一致性。

接著將其運用在實例個案中，選取2008年西南氣流實驗6月14日之線狀對流個案。進行分析可以得到以下結論：

(1) 在無額外探空觀測下，分析海上對流系統以及山區局部強對流的垂直熱動力結構。於海上強對流區有著和理想飆線系統類似的結構，至於觀察複雜地形上的反眼表現可發現邊界點不會由於待求變數對價值函數梯度改為使用單邊差分而造成不連續的現象。

(2) 使用範圍平均反演熱動力資訊與探空觀測比較於趨勢上擁有良好的相似性，低層的冷高壓與中層暖低壓皆被成功反演。

(3) 透過估計平均風場的平流貢獻將反演產品做時空轉換並與觀測資料進行時序分析，亦可得到反演之熱動力結構能捕捉到熱動力資訊的變化。

(4) 儘管新熱動力反演方法經由與探空、測站比對可佐證其反演合理性，但亦發現反演的熱動力資訊有明顯低估的情形。

(5) 新、舊方法所反演的熱動力結構有其差異性存在

透過 OSSE 與實例之佐證顯示，新方法能被合理反演複雜地形上之三維熱動力場，將有助於研究者理解地形效應對對流熱動力結構的影響。

6.2 未來展望

開發新一代熱動力反演方法，意味著使用環臺灣雷達網絡進行熱動力反演之複雜地形區域盲区將成功補足，儘管如此對於此方法吾人認為仍需進行以下驗證與改善：

(1) 實施熱動力反演方法前，需進行雷達資料品質控管、內插並實行多都卜勒雷達風場合成(*WISSDOM*)，此研究中經由剖風儀之三方向風場的垂直剖線與範圍平均之合成風場垂直變化比對，發現兩者於水平風場之差異不大，但垂直速度的部分則有明顯不同，而垂直速度的正確性將影響計算(25)式中的 H ，進而改變反演結果，因此需對於風場合成之垂直速度低估進行探討、改善並進一步驗證其合理性。

(2) 運用氣象衛星反演熱動力場之技術日漸成熟，像是經由無線電掩星(GPS Radio Occultation，簡稱GPS RO)方法得到的反演探空資料；利用衛星上的高級微波探測器與大氣紅外線探測儀(Advanced Microwave Sounding Unit and Atmospheric Infrared Sounder，簡稱AMSU與AIRS)的反演探空資料等。上述之衛星熱動力反演產品能提供大氣熱動力參數之三維空間分布，然而低軌道衛星的反演產品相對雷達反演之熱動力場有觀測時間較長(~12hr一筆觀測資料)以及空間解析度較低，且容易受到雲層覆蓋而影響資料品質等缺點。吾人認為能挑選一衛星經過臺灣地區且有足夠雷達覆蓋之區域的層狀降水之個案，並交叉比對衛星、雷達反演之熱動力場。

(3) 將反演結果與探空、測站觀測比較，降水區之垂直熱力結構特性儘管被成功反演，其量值卻不相當，預計未來將加入測站、探空資料做為額外的約束，希望納入地表多點、每層單點的觀測資訊優化熱動力反演的結果。

並希冀此方法的完成能對臺灣地區之氣象科學研究有下列應用：

- (1) 以此反演方式對於各尺度之天氣現象與複雜地形之交互作用有更深入的理解。
- (2) 高時空解析度熱動力資訊可成為資料同化系統的資料來源，並擁有改善模式的定量降水預報(Quantitative Precipitation Forecast，簡稱 QPF)的潛力。
- (3) 透過參考、統計並篩選氣象預報因子與熱動力資訊相關的天氣預報因子，檢視其與對流系統強度加強、削弱之相關性，進一步增進對流系統發展之預報技巧。

參考文獻

- Armijo, L., 1969: A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radars. *J. Atmos. Sci.*, 26, 570–573.
- Balsley, B. B., and K. S. Gage, 1980: The MST radar technique: Potential for middle atmospheric studies. *Pure Appl. Geophys.*, 118, 452–493.
- Barnes SL. 1973. Mesoscale objective map analysis using weighted time-series observations. *NOAA Tech. Mem. ERL NSSL-62*.
- Bonesteele, R. G., and Y. J. Lin, 1978: A study of updraft-downdraft interaction based on perturbation pressure and single-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 62–68.
- Brandes, E. A., 1984: Relationships between radar-derived thermodynamic variables and tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1033–1052.
- Larsen, M. F., and J. Rottger, 1987: Observation of thunderstorm reflectivities and Doppler velocities measured at VHF and UHF, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 4, 151–159.
- 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.
- Liou, Y.-C., 2001: The derivation of absolute potential temperature perturbations and pressure gradients from wind measurements in three-dimensional space. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 577–590.
- _____, 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.
- Liu, D. C., and J. Nocedal, 1988: On the limited memory BGFS method for large scale optimization. Dept. of Electric Engineering and Computer Science Tech. Rep. NAM 03, Northwestern University, 26 pp.

- Friend, A. W., 1949: Theory and practice of tropospheric sounding by radar, *Proc. IEEE*, **37**, 116–138
- Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization of the anelastic equations: Implications for matching models with observations. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 587–606.
- _____, R. A. Kropfli, 1984: Buoyancy and pressure perturbations derived from Dual-Doppler radar observations of the planetary boundary layer: Applications for matching models with observations. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3007–3020.
- Hane, C. E., and B. C. Scott, 1978: Temperature and pressure perturbations within convective clouds derived from detailed air motion information: Preliminary testing. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 654–661.
- _____, P. S. Ray, 1985: Pressure and buoyancy fields derived from Doppler radar data in a tornadic thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 33 18–35.
- Protat, A., and I. Zawadzki, 2000: Optimization of dynamic retrievals from a multiple-Doppler radar network. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 753–760.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463–485.
- Roux, F., 1985: Retrieval of thermodynamic fields from multiple Doppler radar data using the equations of motion and the thermodynamic equation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 2142–2157.
- Sun, J., and R. A. Houze, Jr., 1992: Validation of a thermodynamic retrieval technique by application to a simulated squall line with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1003–1018.
- Tatarskii, V.I., 1961: Wave propagation in a turbulent media, pp285., McGraw-Hill, New York.
- Teng, J.-H., C.-S. Chen, T.-C. C. Wang, and Y.-L. Chen, 2000: Orographic effects on a squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 495–506.
- Tong, M., and M. Xue, 2005: Ensemble Kalman filter assimilation of Doppler radar data with a compressible nonhydrostatic model: OSS experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1789–

1807.

Tseng, Y., and J. Ferziger, 2003: A ghost-cell immersed boundary method for flow in complex geometry. *J. Comput. Phys.*, 192, 593–623.

Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 1998: Characteristics of the rainfall distribution over Taiwan during TAMEX. *J. Appl. Meteor.*, 37, 1457–1469.

鐘高陞、廖宇慶、陳台琦，2002：由都卜勒風場反演三維熱動力場的可行性研究—以臺灣地區颱風個案為例。大氣科學，第30期，313–330。

附表與附圖

表1. 熱動力場、風場計算 F 、 G 、 H 之反演比較

	Thermo_Dry	Wind_Dry	Thermo_Moist	Wind_Moist
SCC_P'	0.99	0.99	0.99	0.99
R_RMSE_P'	0.28	0.28	0.48	0.50
SCC_T'	0.99	0.99	0.99	0.97
R_RMSE_T'	0.03	0.09	0.23	0.35

表2. 時步敏感度測試

	5s	60s	120s	600s
SCC_P'	0.99	0.99	0.98	0.92
R_RMSE_P'	0.28	0.28	0.27	0.27
SCC_T'	0.99	0.99	0.99	0.94
R_RMSE_T'	0.09	0.09	0.1	0.13

表3. 熱動力方程式係數敏感度測試

	Original	$*10^3$	$*10^{-3}$
SCC_P'	0.99	0.72	0.99
R_RMSE_P'	0.28	0.45	0.28
SCC_T'	0.99	0.76	0.99
R_RMSE_T'	0.09	0.57	0.09

表4. 亂流項誤差引入敏感度測試

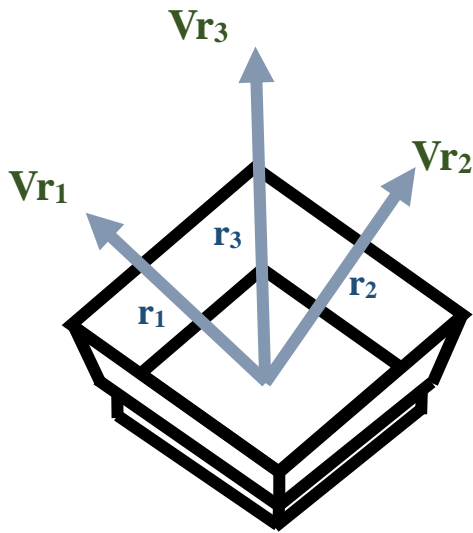
	Original	100%	400%	900%
SCC_P'	0.99	0.99	0.98	0.96
R_RMSE_P'	0.28	0.26	0.25	0.24
SCC_T'	0.99	0.98	0.98	0.94
R_RMSE_T'	0.09	0.11	0.09	0.25

表5. 風場合成極小化合理性檢驗(續雷達名稱之數字代表第1、2筆時間)

	RCCG1	RCCG2	SPOL1	SPOL2	RCKT1	RCKT2
SCC_Vr	0.99	0.98	0.98	0.99	0.99	0.99
RMSE_Vr (m/s)	1.29	1.37	1.38	1.51	1.51	1.25
R_RMSE_Vr	0.12	0.15	0.15	0.13	0.13	0.12

表6. 熱動力反演極小化合理性檢驗

	<i>F</i>	<i>G</i>	<i>H</i>
SCC	0.95	0.93	0.98
R_RMSE	0.29	0.34	0.14



$$Vr_1 = \frac{(x - P_x^1)}{r_1} \mathbf{u} + \frac{(y - P_y^1)}{r_1} \mathbf{v} + \frac{(z - P_z^1)}{r_1} \mathbf{w}$$

$$Vr_2 = \frac{(x - P_x^2)}{r_2} \mathbf{u} + \frac{(y - P_y^2)}{r_2} \mathbf{v} + \frac{(z - P_z^2)}{r_2} \mathbf{w}$$

$$Vr_3 = \frac{(z - P_z^3)}{r_3} \mathbf{w}$$

圖1. 利用剖風儀建構三方向風場之垂直剖線示意圖，淺藍色箭號代表波束行進方向，Vr為徑向風資訊

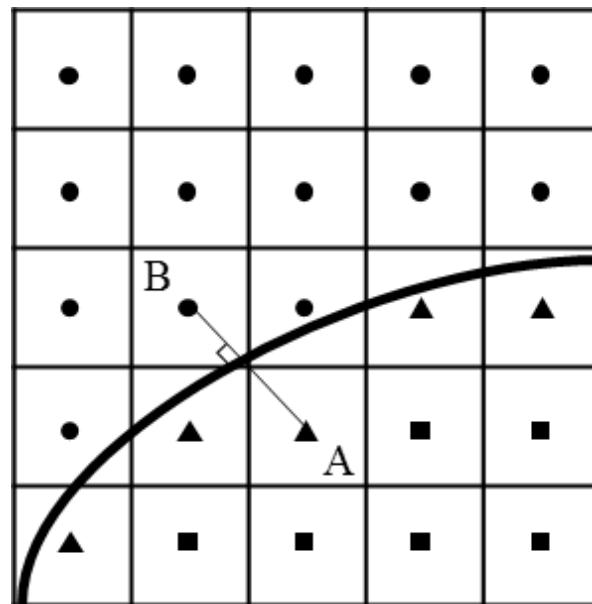


圖2. 鏡像點與虛網格點之關係，粗黑線表示地形邊界，首先依格點和地形之相對位置可分為三類，分別為 ● 流域點、▲ 虛網格點與 ■ 內部點，其中任一虛網格點以垂直地形邊界之法向量延伸至最近之流域點，此流域點則定義為鏡像點，即虛網格點與其呈現一對一之關係，如A點(鏡像點)對應到B點(虛網格點)。流域點、虛網格點與內部點

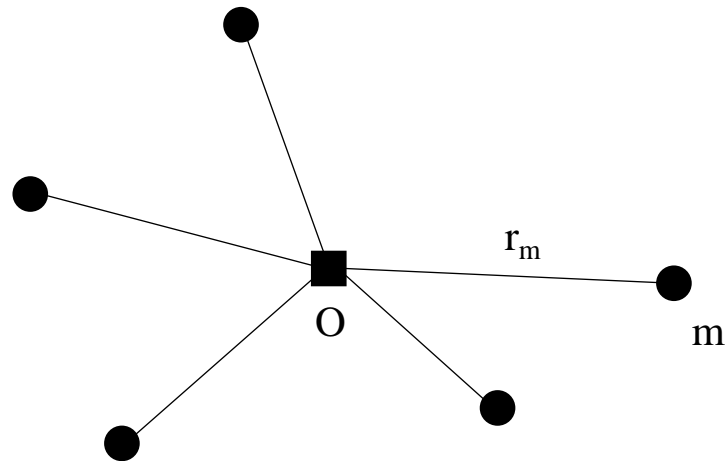


圖3. 使用反比距離權重內插法鏡像點O之資訊，以鏡像點為中心將數點資訊依距離給予不同權重。 r_m 代表各第m個資料點與目標鏡像點之距離

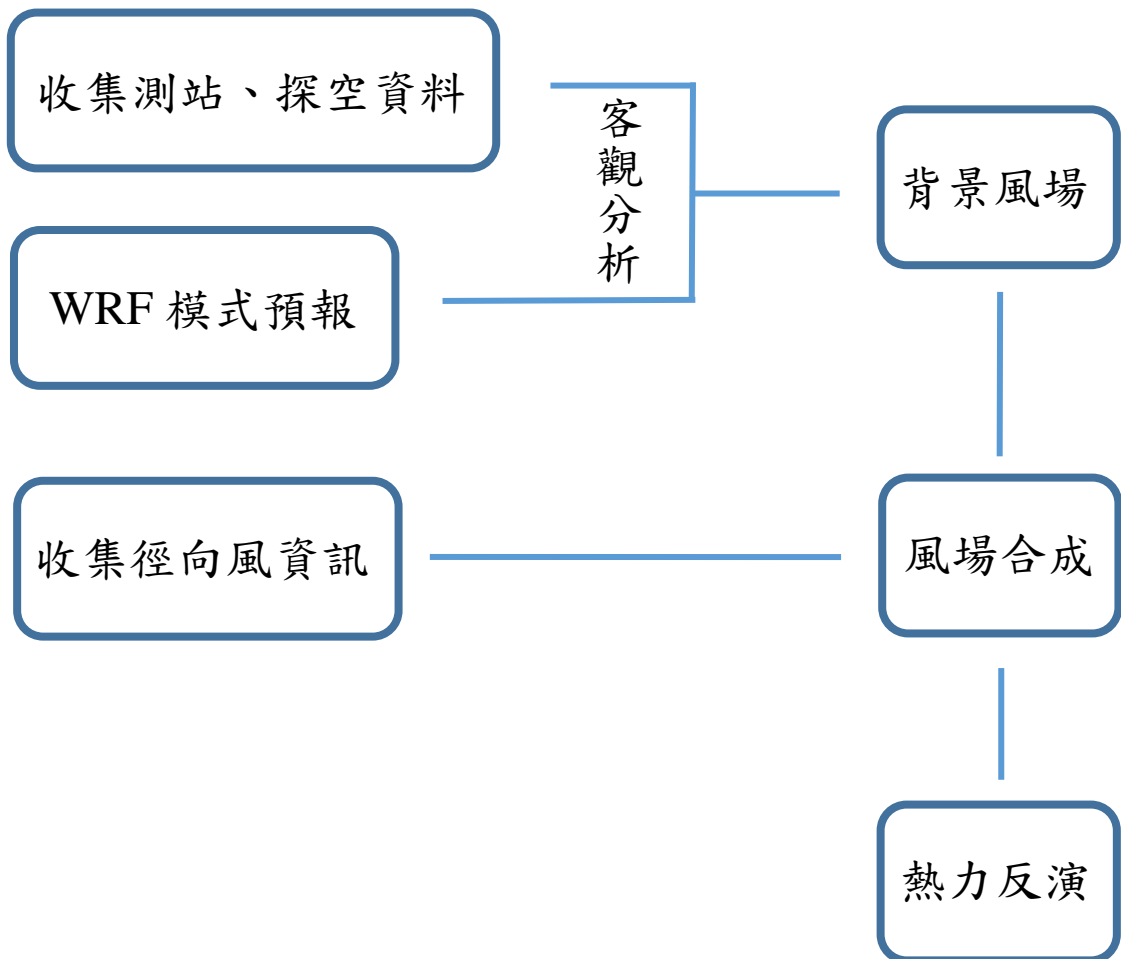


圖4. 實施熱動力反演之流程圖

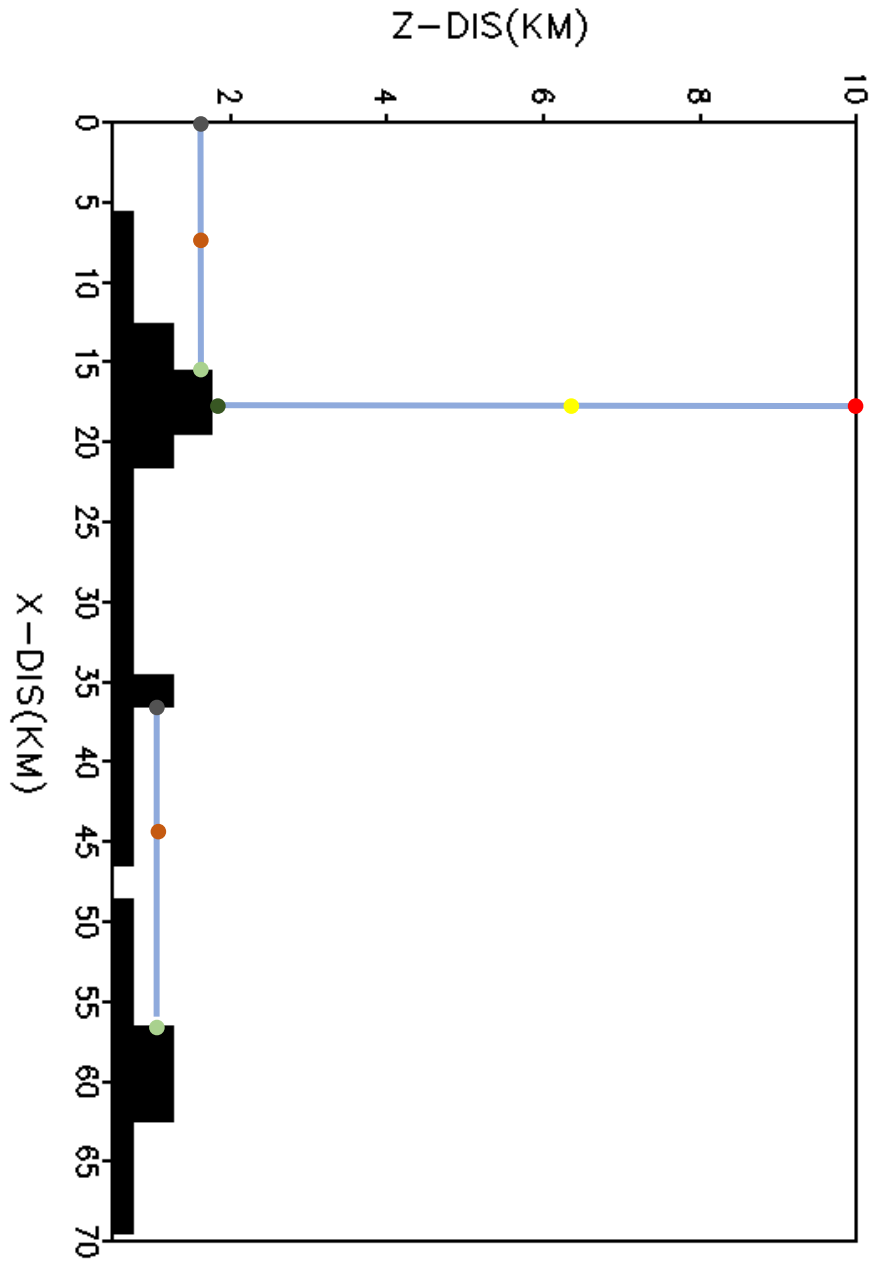


圖5. 邊界、中間點判斷方式示意圖， x - z 剖面中，黑色陰影部分為地形，依淺藍色線沿 x 方向由左而右之灰色、橙色、抹茶色圈圈分別代表左端點、中間點與右端點；而沿 z 方向由上至下之紅色、黃色、綠色圈圈則是上端點、中間點、下端點

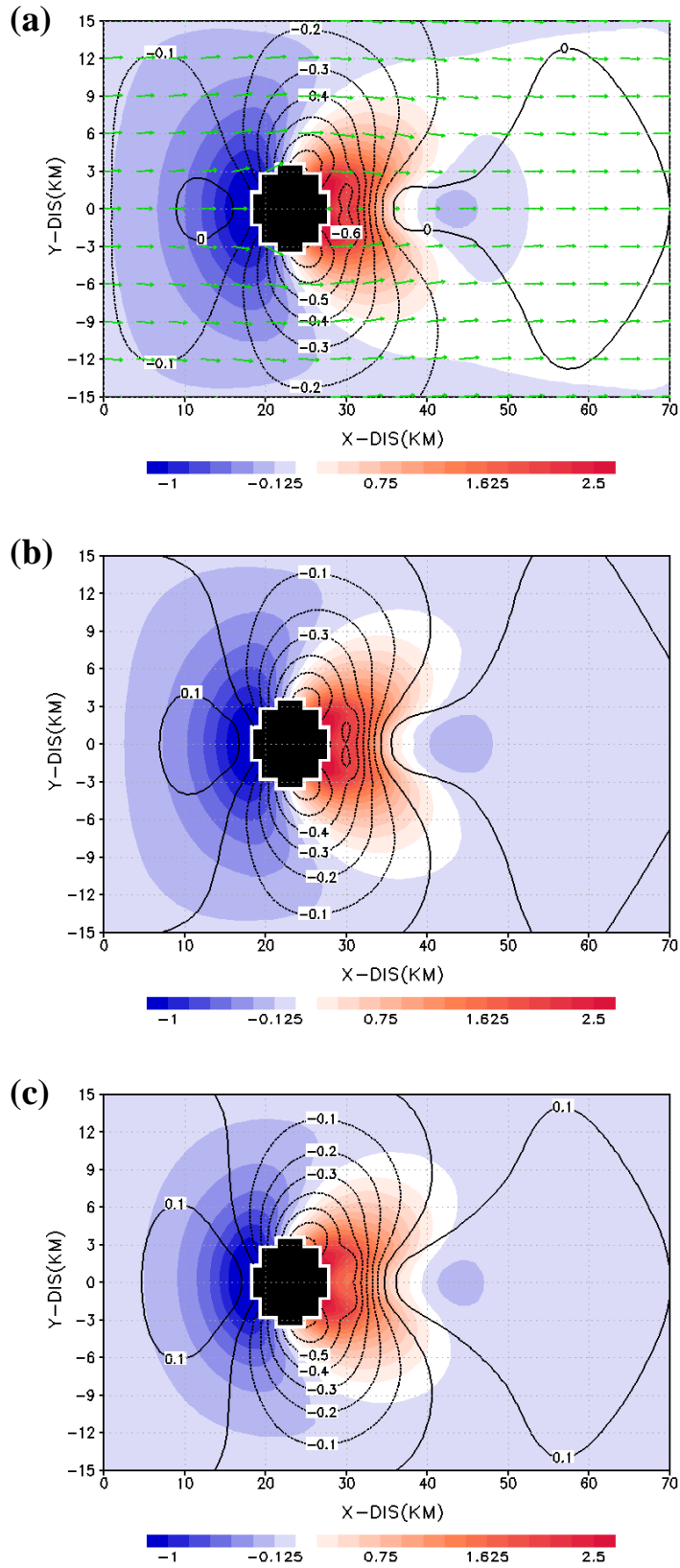


圖6. 乾山嶽波個案之1.5km高度處的水平熱動力結構，黑色陰影為地形，(a) 模式輸出(視為真值)、(b) 熱力參數計算、(c) 風場估算的 F 、 G 、 H 反演之壓力(等值線，間距為0.1mb)與溫度(色階，單位:K)擾動分布，綠色箭號代表水平風場

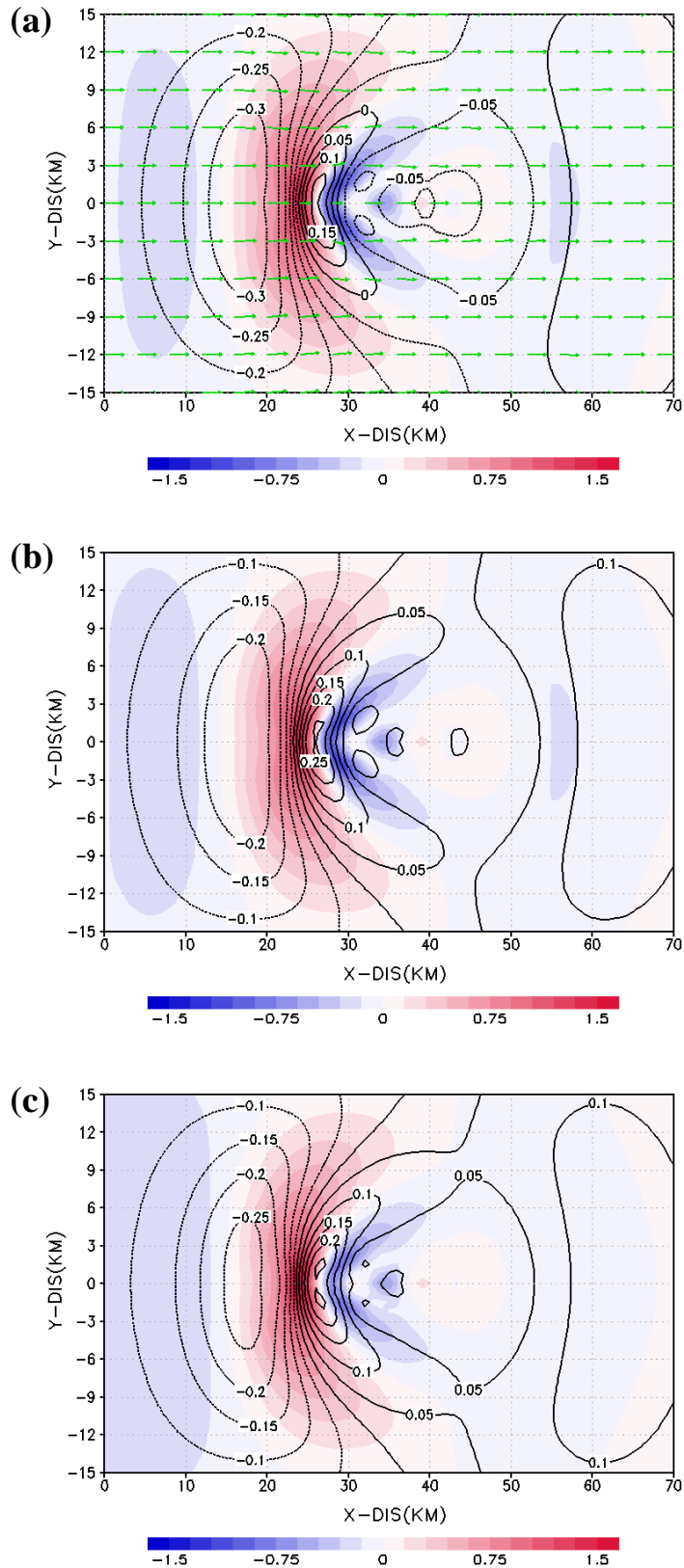


圖7. 乾山嶽波個案之4km高度處的水平熱動力結構，黑色陰影為地形，(a) 模式輸出(視為真值)、(b) 熱力參數計算、(c) 風場估算的 F 、 G 、 H 反演之壓力(等值線，間距為0.05mb)與溫度(色階，單位:K)擾動分布，綠色箭號代表水平風場

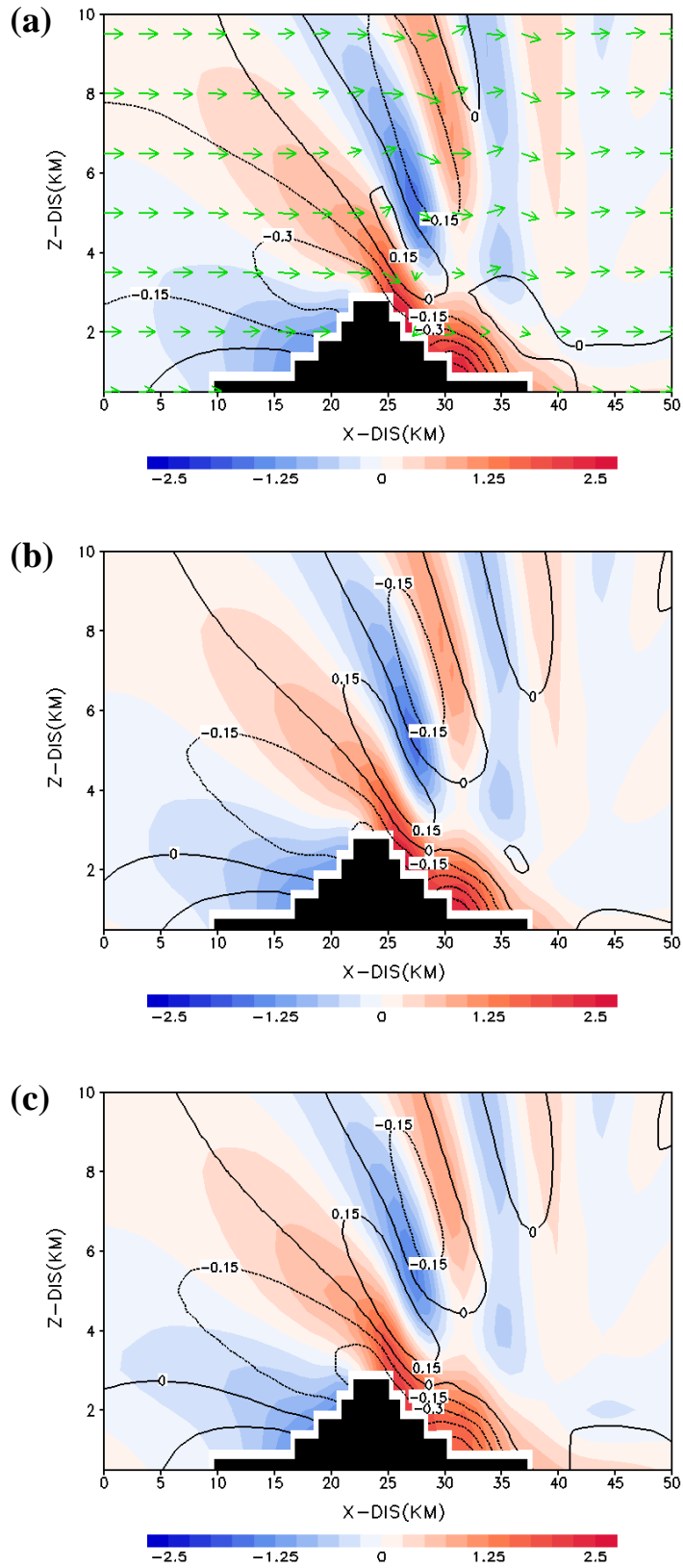


圖8. 乾山嶽波個案之通過中心的垂直剖面，黑色陰影為地形，(a) 模式輸出(視為真值)、(b) 熱力參數計算、(c) 風場估算的 F 、 G 、 H 反演之壓力(等值線，間距為0.15mb)與溫度(色階，單位:K)擾動分布，綠色箭號代表u-w風場

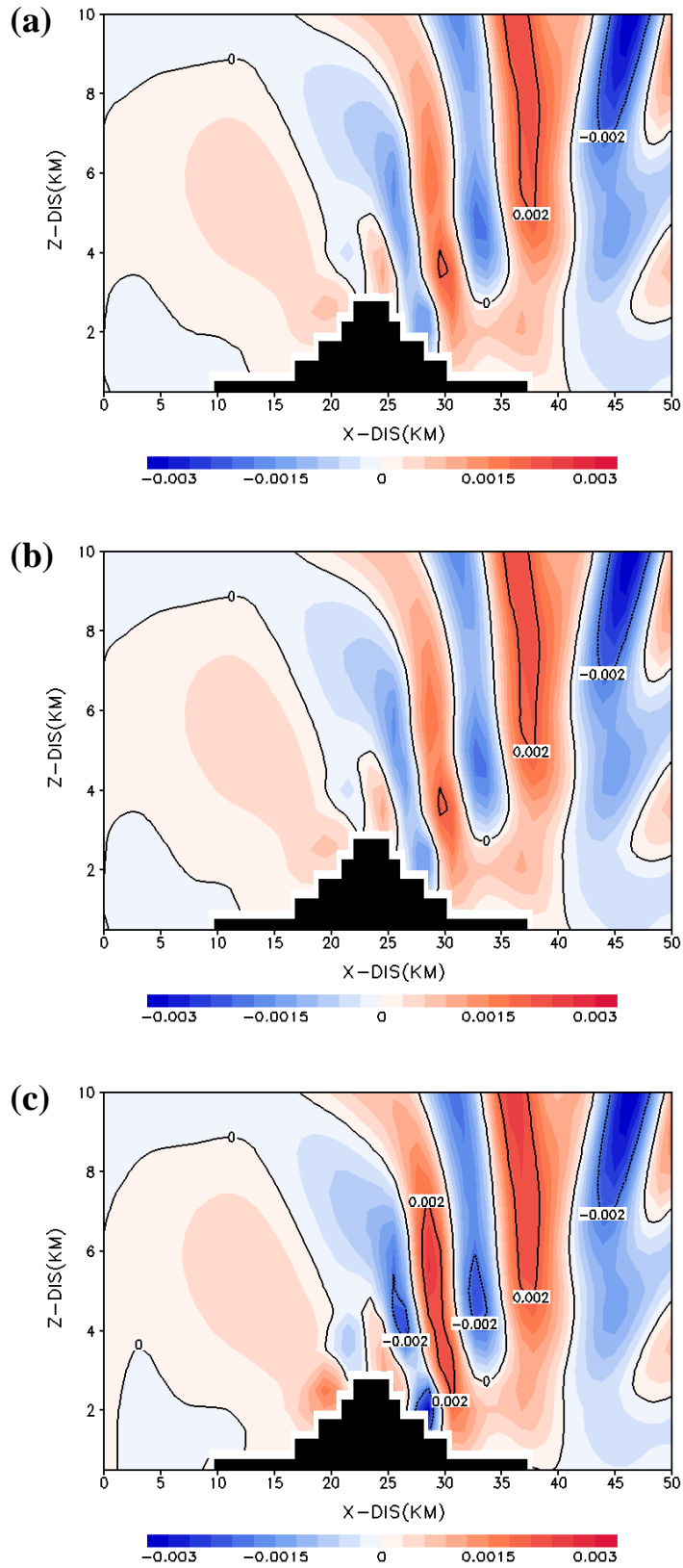


圖9. 乾山嶽波個案之通過中心的垂直剖面，黑色陰影為地形，(a) 模式輸出(視為真值)、(b) 熱力參數計算、(c) 風場估算的 F 、 G 、 H 反演之熱動力方程式源匯項 S

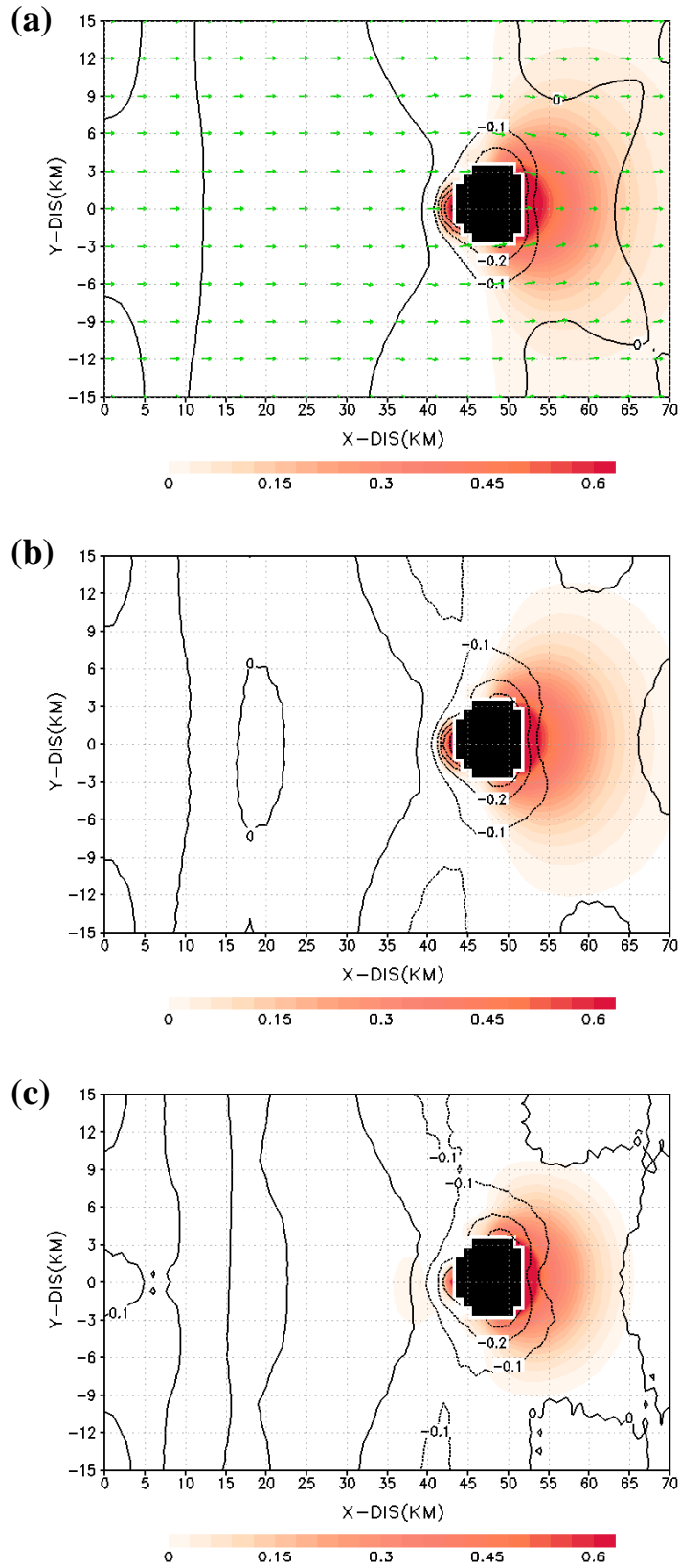


圖10. 同圖6. 但為濕對流個案，等值線為反演壓力擾動，間距為0.1mb

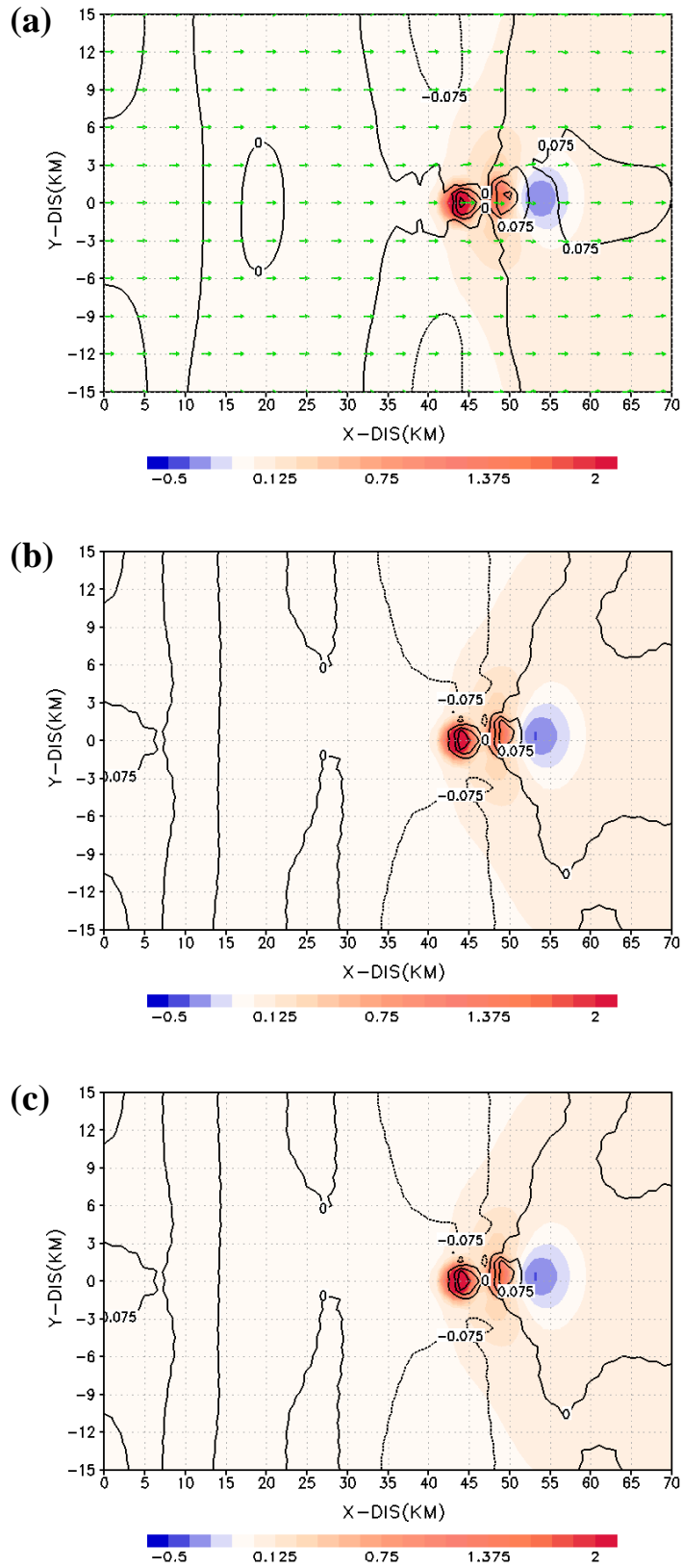


圖11. 同圖7，但為濕對流個案，等值線為反演壓力擾動，間距為0.075mb

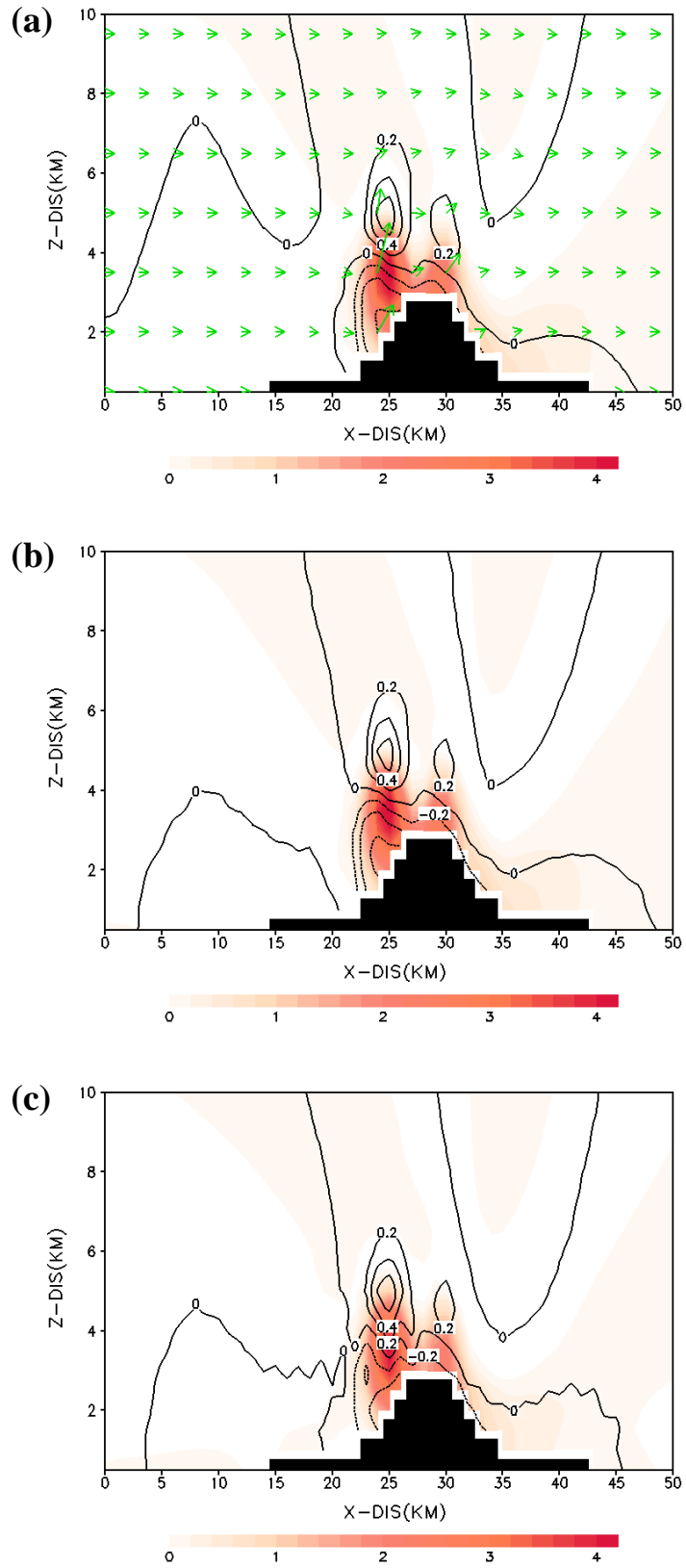


圖12. 同圖8，但為濕對流個案，等值線為反演壓力擾動，間距為0.2mb

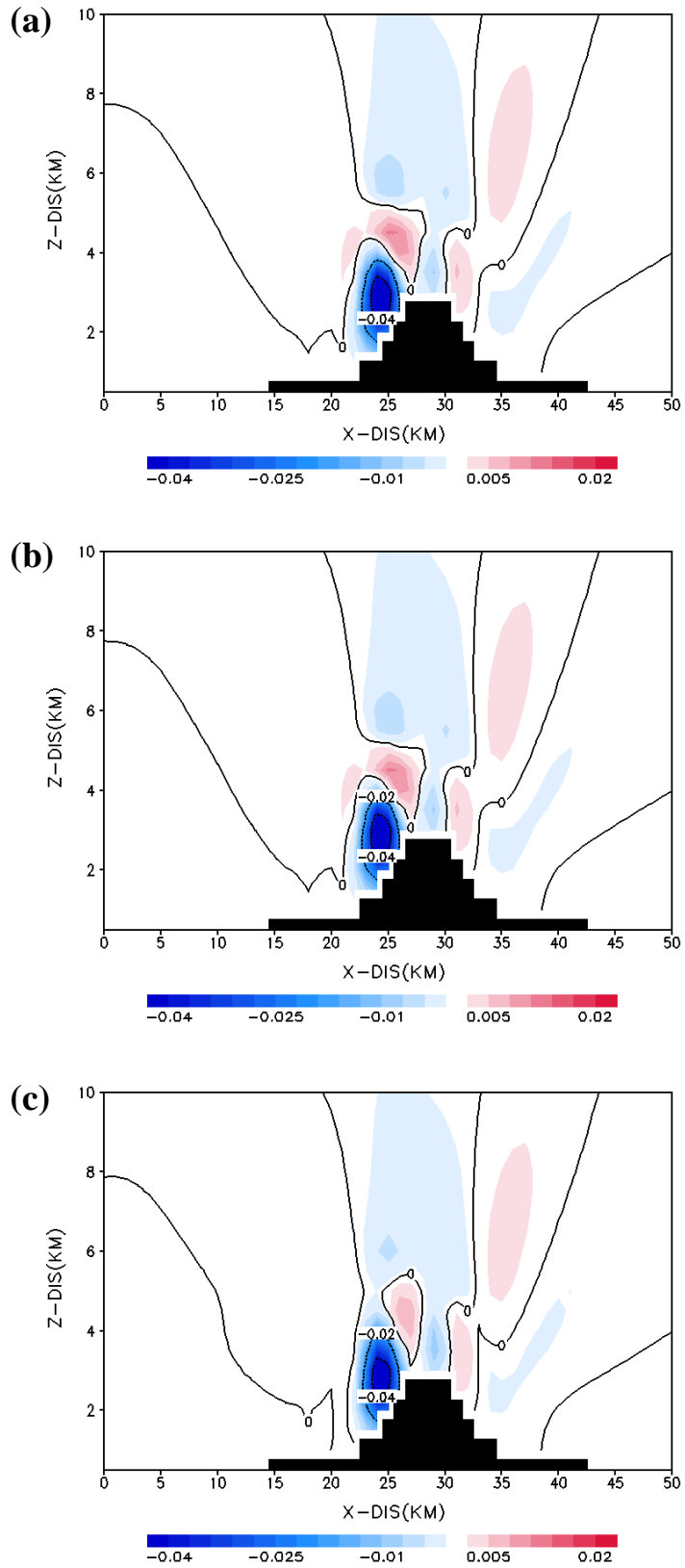


圖13. 同圖9，但為濕對流個案

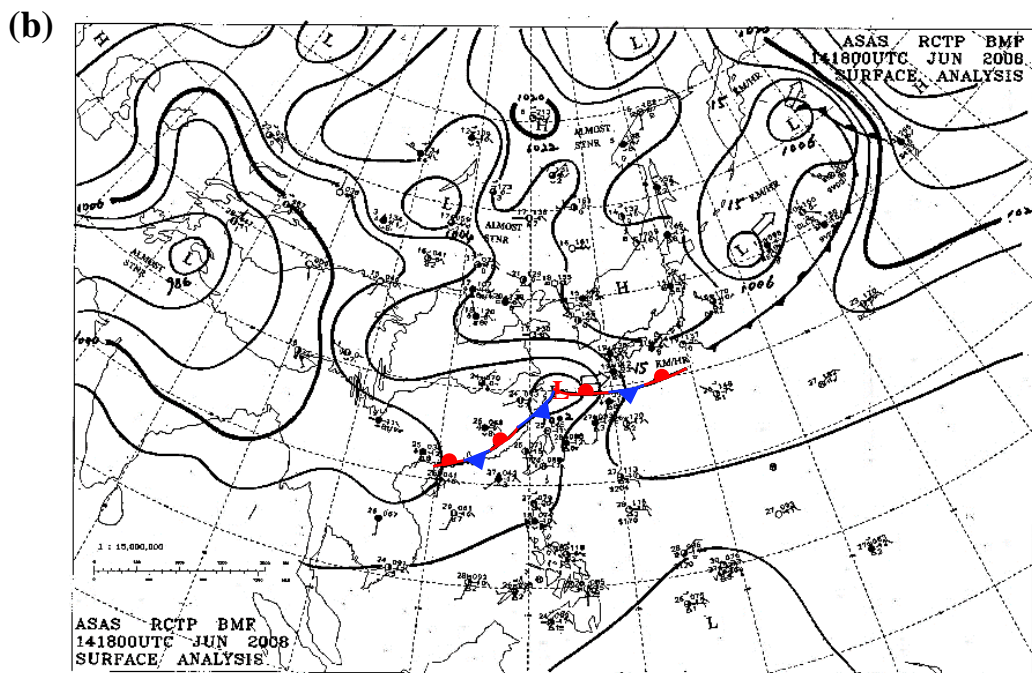
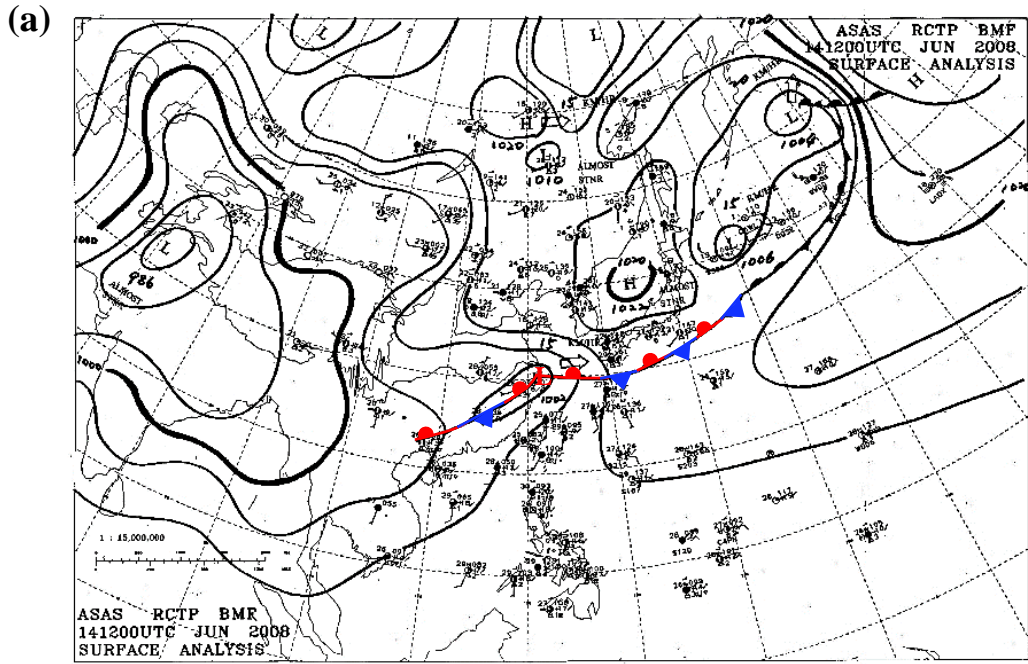
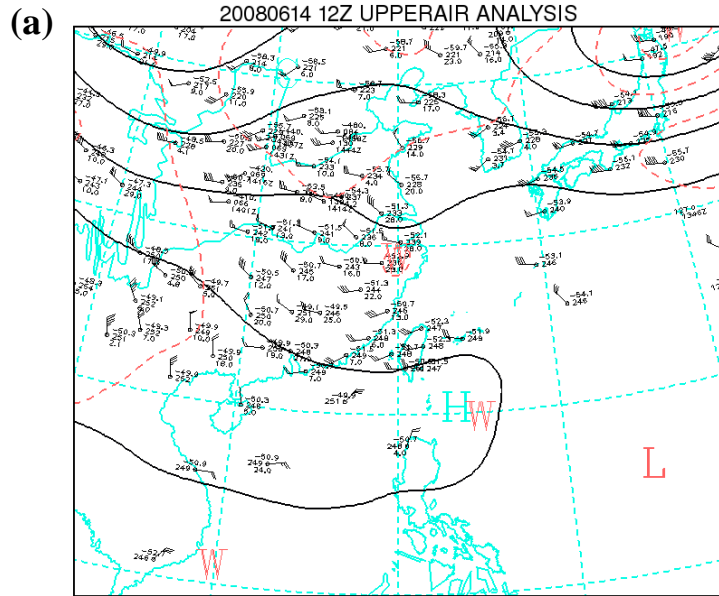


圖14. 中央氣象局繪製之東亞地面天氣分析圖，分析時間為2008年6月14日1200 (a)與1800 (b) UTC。滯留鋒面隨時間東方移動，臺灣位於鋒面前側之暖溼地區。黑色實線為重力位高度(單位：m)；風標為水平風場(單位：半節為5knots)



CWB WRF Analysis
 Initial at 1200 UTC 14 Jun 2008 Valid at 1200 UTC 14 Jun 2008

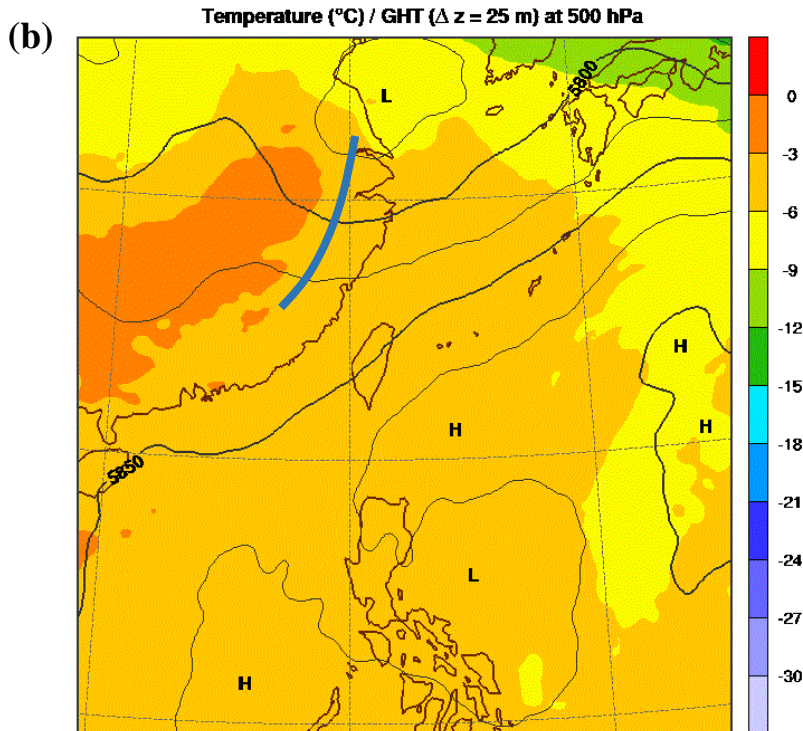


圖15. (a) 由探空觀測製作的200hpa分析場，黑色實線為重力位高度(單位：m)、風標為水平風場(單位：半節為5knots)；(b) CWB WRF 3DVAR輸出的500hpa溫度(色階，單位： $^{\circ}\text{C}$)及重力位高度分析場(等值線，間距為25m)，淺藍實線為槽線位置，分析時間為2008年6月14日1200 UTC

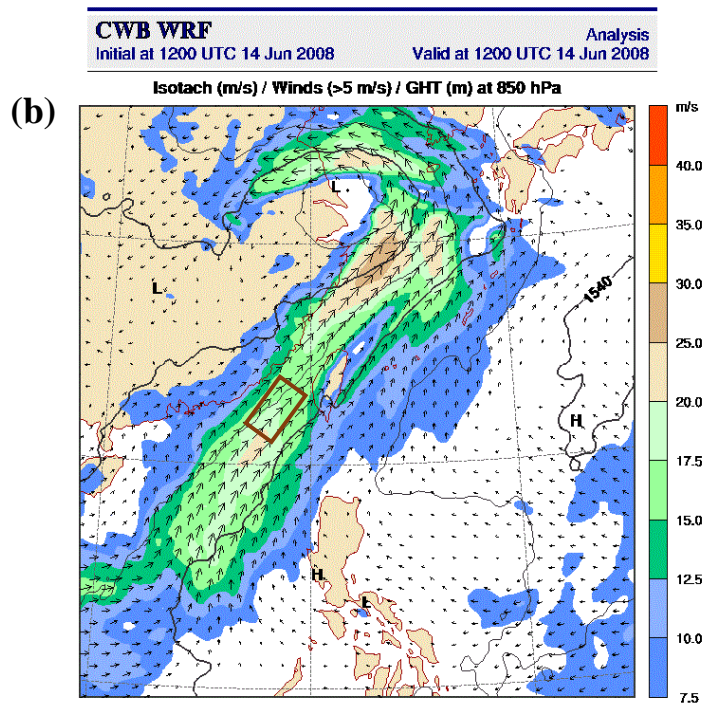
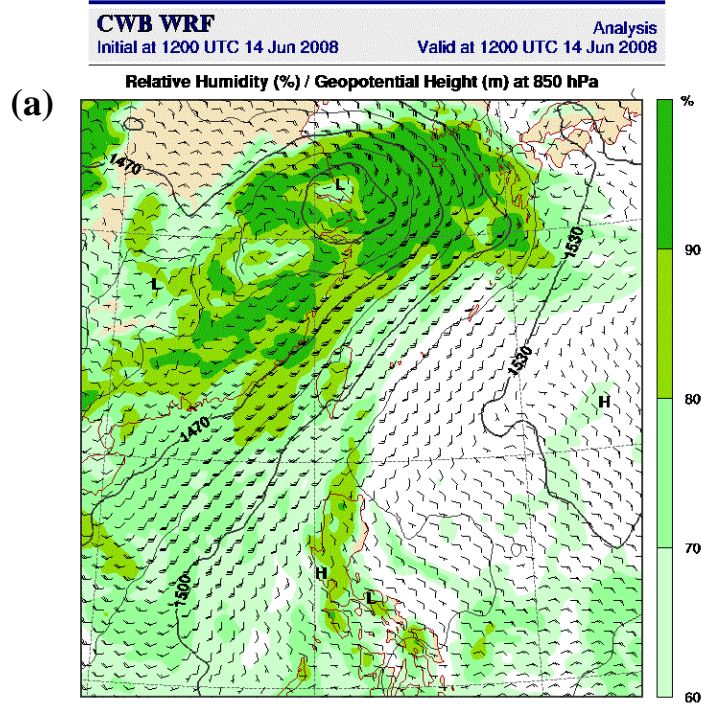


圖16. CWB WRF 3DVAR輸出之分析場 (a) 850hpa相對濕度(色階，單位:%)及重力位高度(等值線，間距為15m)分析場；(b) 850hpa等風速線(色階，單位: m s^{-1})及重力位高度分析場，分析時間為2008年6月14日1200 UTC

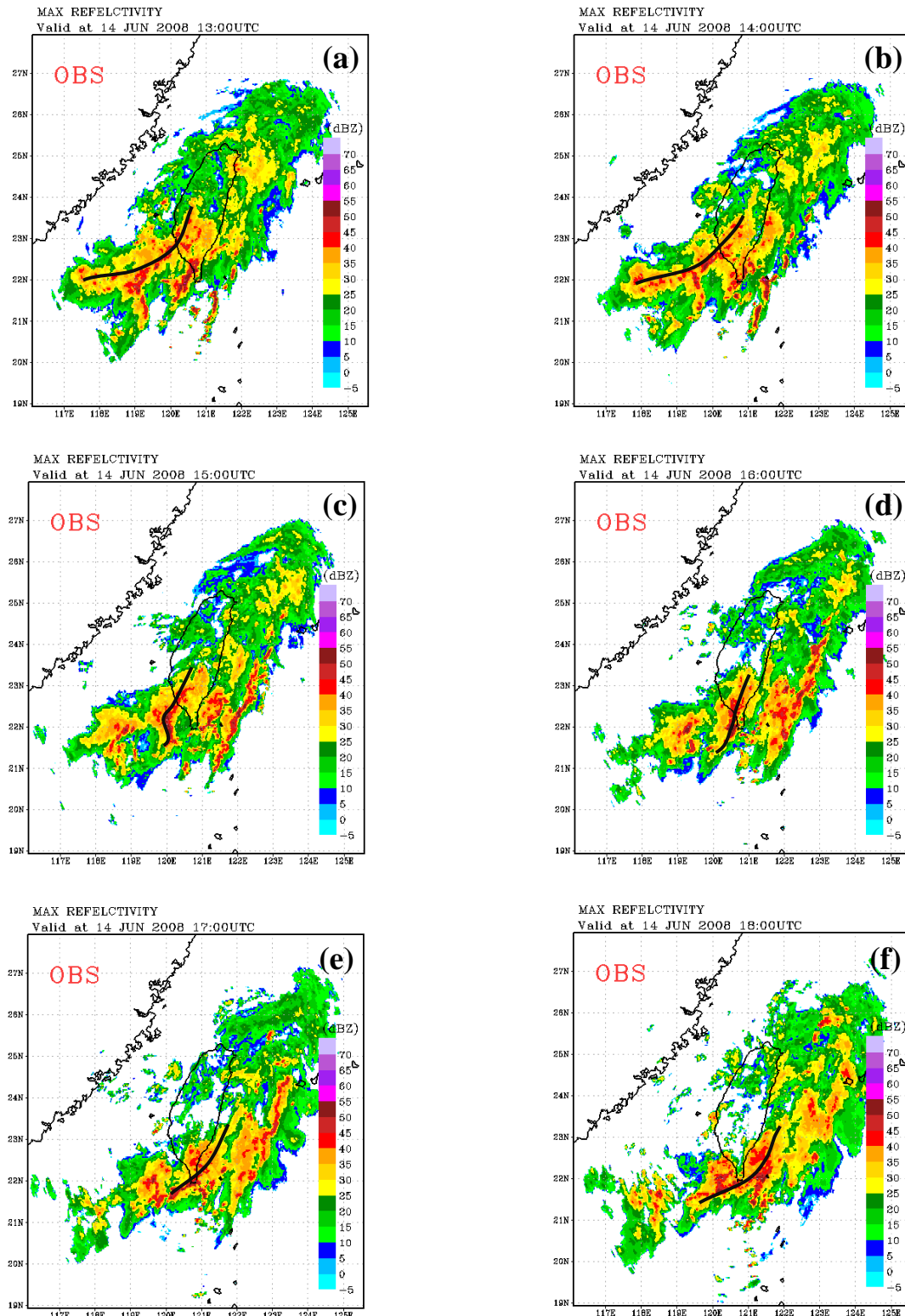


圖17. 2008年6月14日QPESUMS之合成最大回波圖(單位:dBZ),時間分別為:(a) 1200;(b) 1300;(c) 1400;(d) 1500;(e) 1600;(f) 1700 UTC。黑色實線代表欲觀察雨帶之位置,於反演熱動力場時間1500 UTC位於臺灣西南部

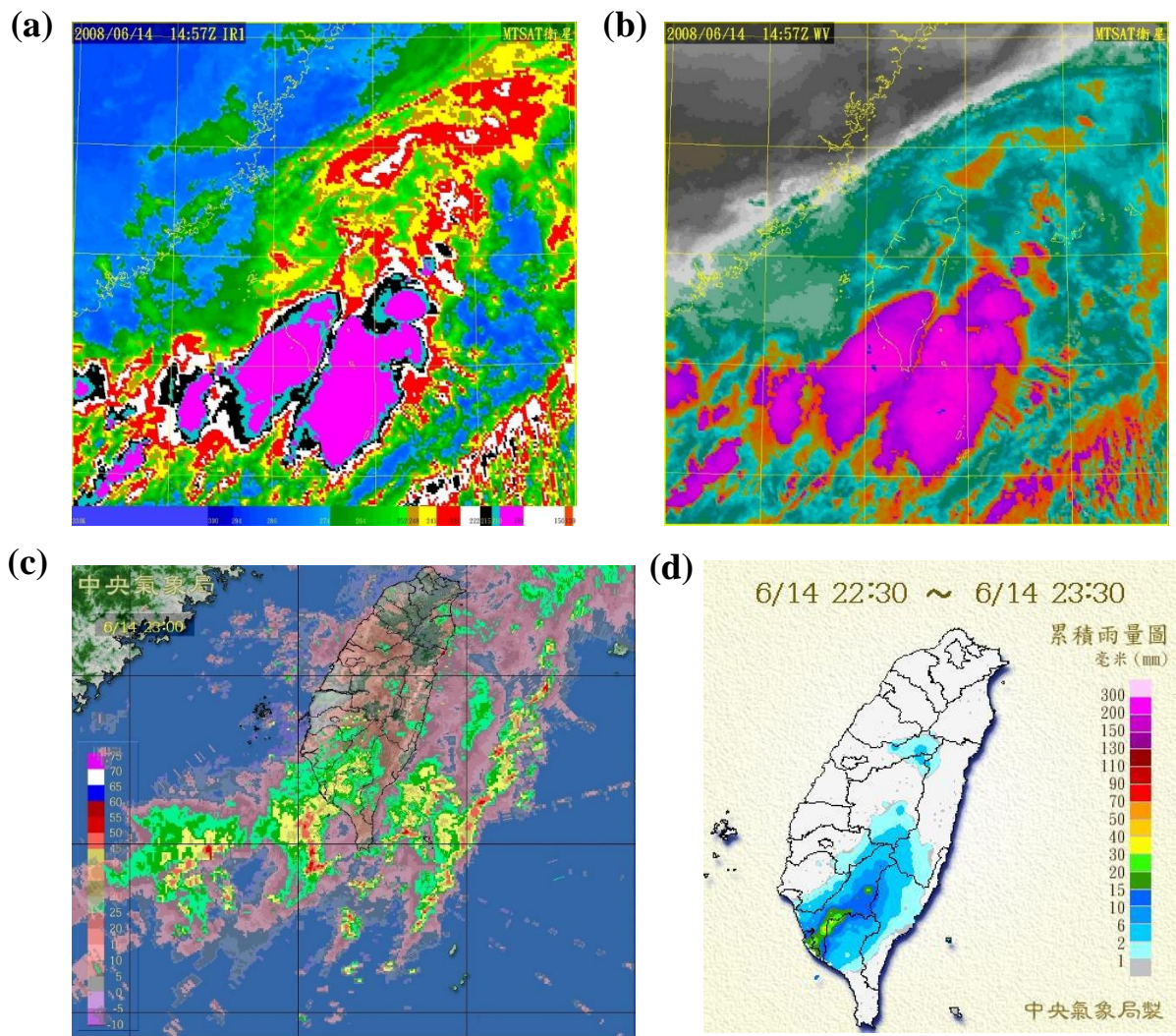


圖18. (a) 和 (b) 為2008年6月14日1457 UTC 日本地球同步氣象衛星MTSAT之紅外線色調強化、水氣頻道圖。(c) 為1500 UTC中央氣象局合成雷達回波圖(單位：dBZ)。(d) 為臺灣地區由14日1430至1530 UTC之1小時累積降水分布圖(單位：mm)

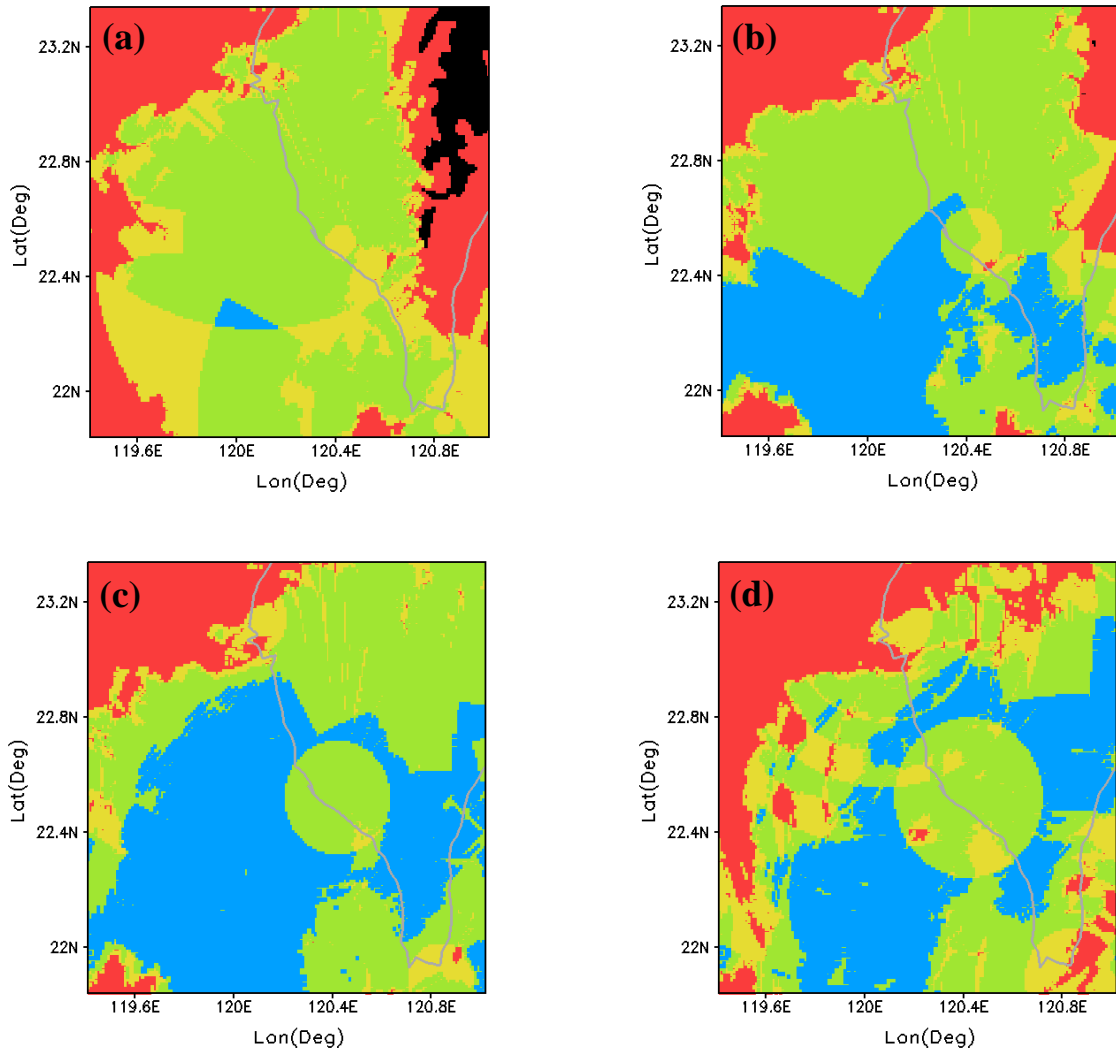


圖19. 2008年6月14日1500 UTC之RCCG、RCKT以及SPOL雷達資料覆蓋量示意圖，黑色陰影部分為地形。高度分別為 (a) 1.5km、(b) 3km、(c) 5km、(d) 7km，紅色、黃色、綠色和藍色代表無、單、兩、及三座雷達可觀測之區域

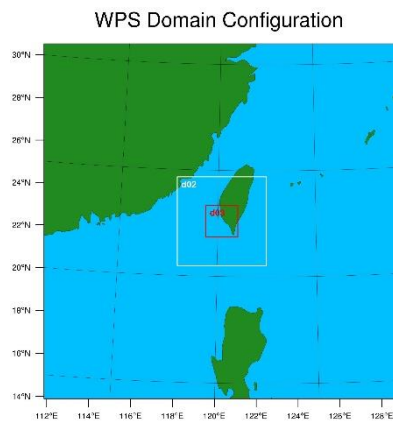


圖20. WRF之模擬區域設定，三層巢狀網域，解析度分別為9、3、1km，D03(紅色矩形)位於於西南部包含陸地與海洋地區，並將其設為風場合成並實施熱動力反演之範圍

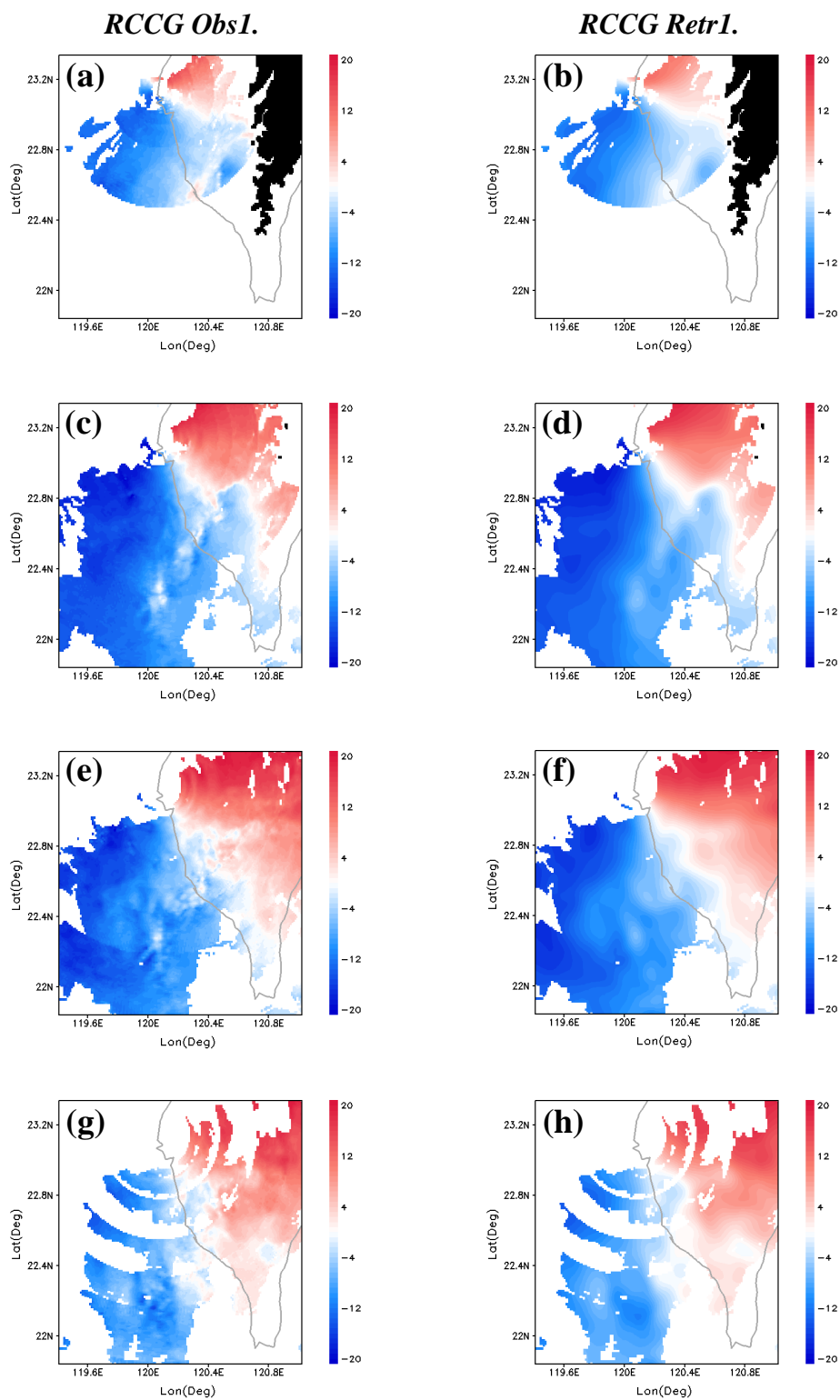


圖21. 七股雷達第一筆時間之徑向風觀測(左排)與反演風場(右排)之投影徑向風(單位: m s^{-1})比較，黑色陰影部分為地形。(a) 和 (b) 為1km；(c) 和 (d) 為3km；(e) 和 (f) 為5km；(g) 和 (h) 為7km高度

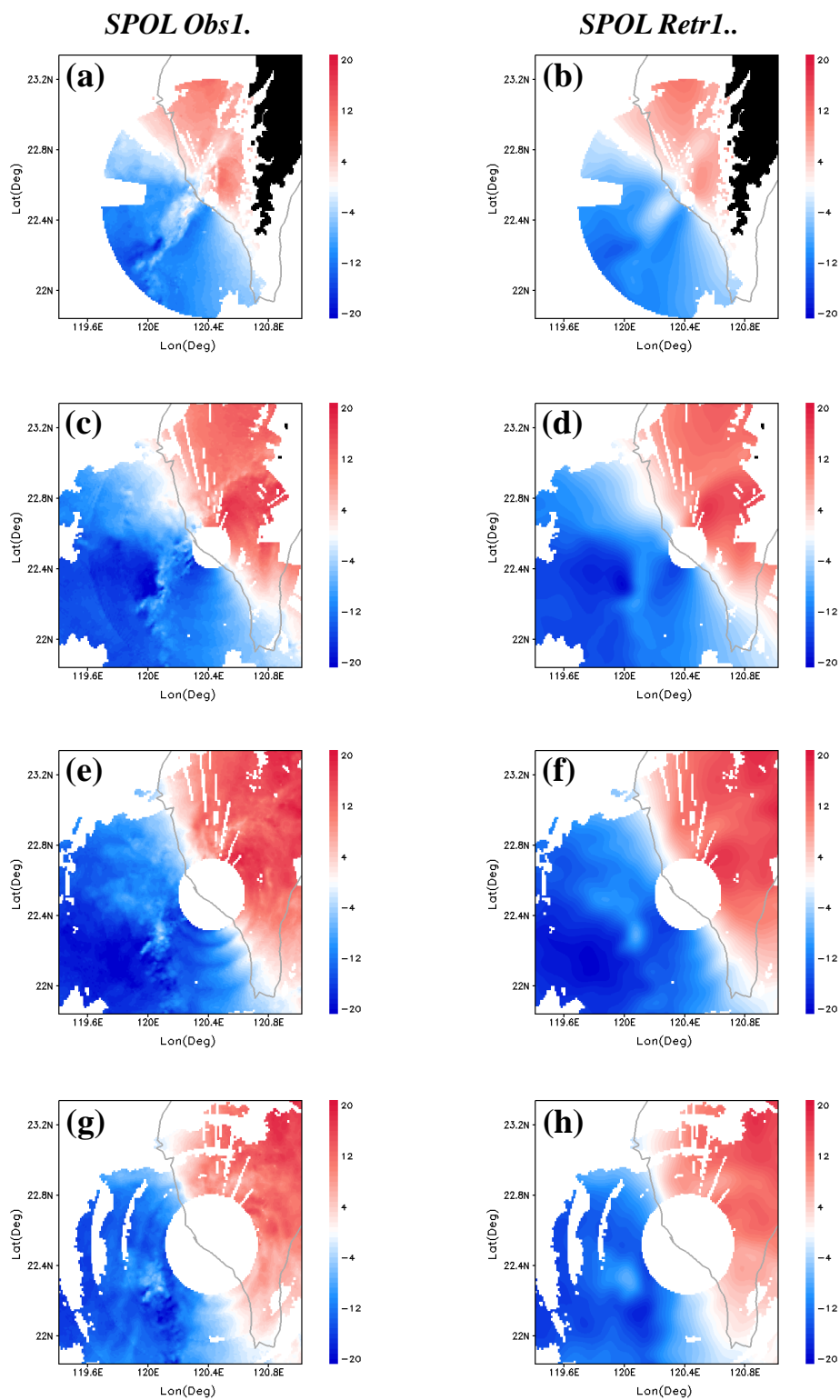


圖22. SPOL雷達第一筆時間之徑向風觀測(左排)與反演風場(右排)之投影徑向風(單位: m s^{-1})比較，黑色陰影部分為地形。(a) 和 (b) 為1km；(c) 和 (d) 為3km；(e) 和 (f) 為5km；(g) 和 (h) 為7km高度

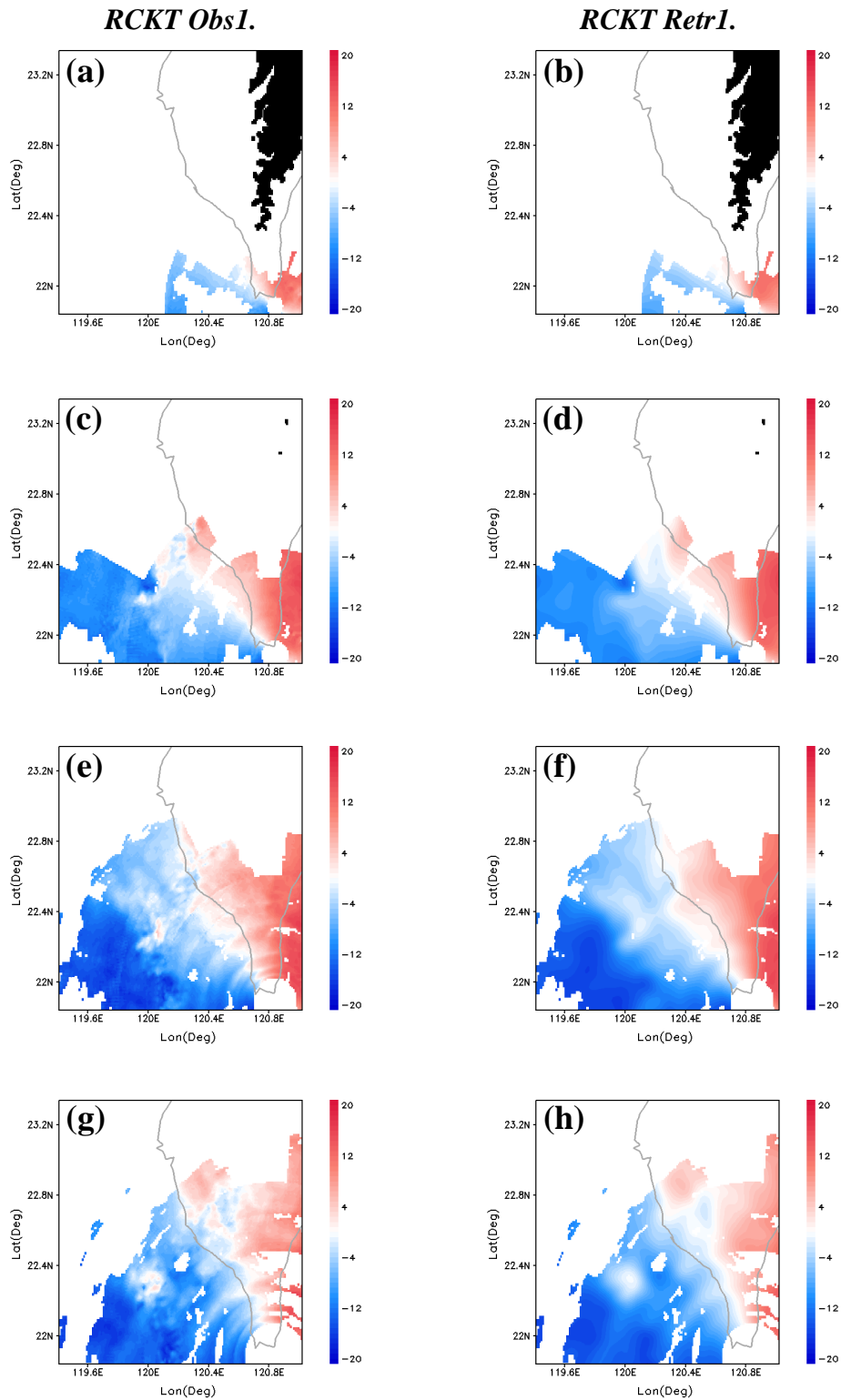


圖23. 墾丁雷達第一筆時間之徑向風觀測(左排)與反演風場(右排)之投影徑向風(單位: m s^{-1})比較，黑色陰影部分為地形。(a) 和 (b) 為1km；(c) 和 (d) 為3km；(e) 和 (f) 為5km；(g) 和 (h) 為7km高度

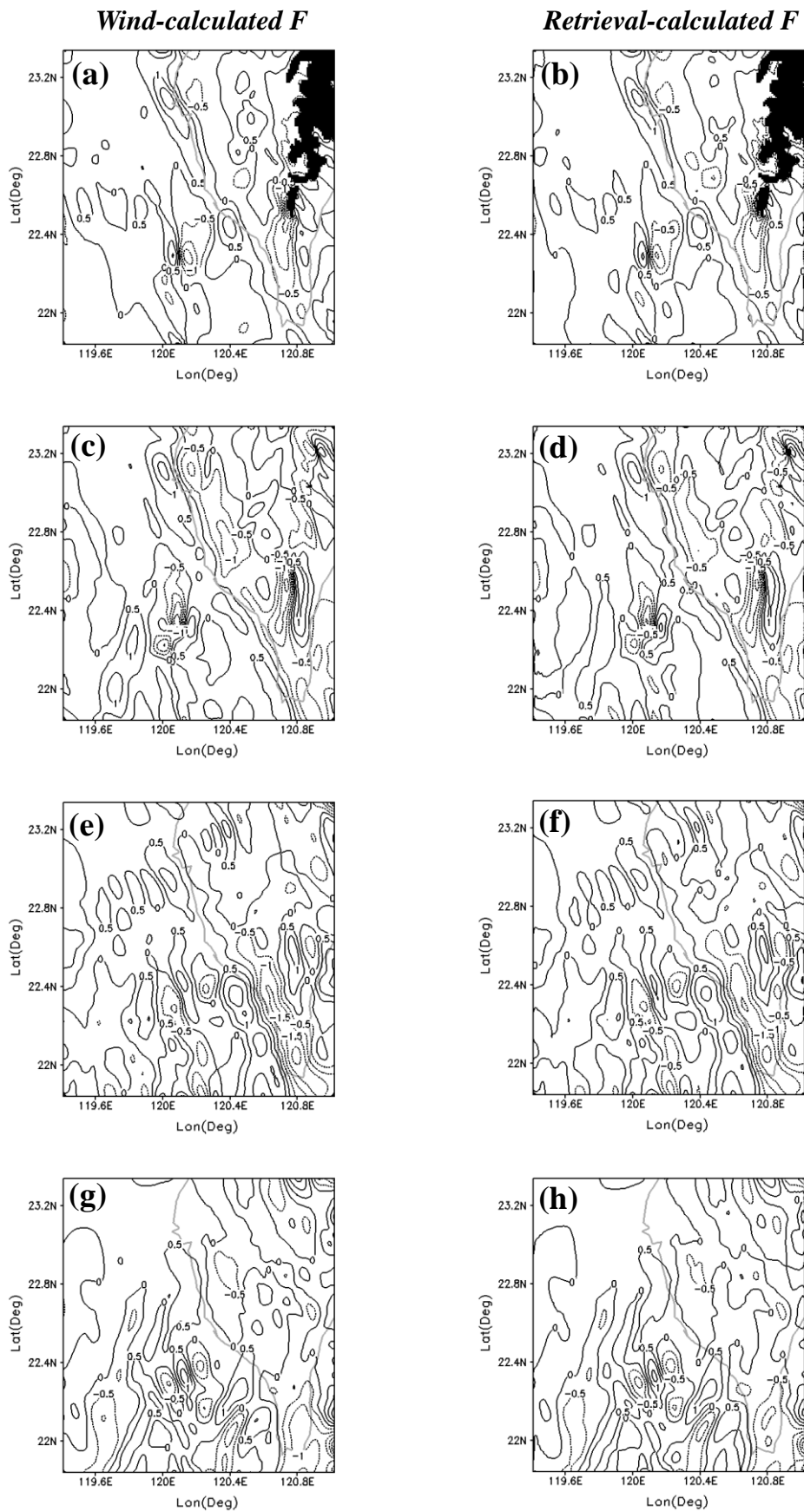


圖24. 風場計算(左排)之 x 方向之擾動氣壓梯度力 F (視為真值)，黑色陰影部分為地形，與反演熱動力場(右排)推估之 F 比較($\times 10^5$)。(a)和(b)為1.5km；(c)和(d)為3km；(e)和(f)為5km；(g)和(h)為7km高度

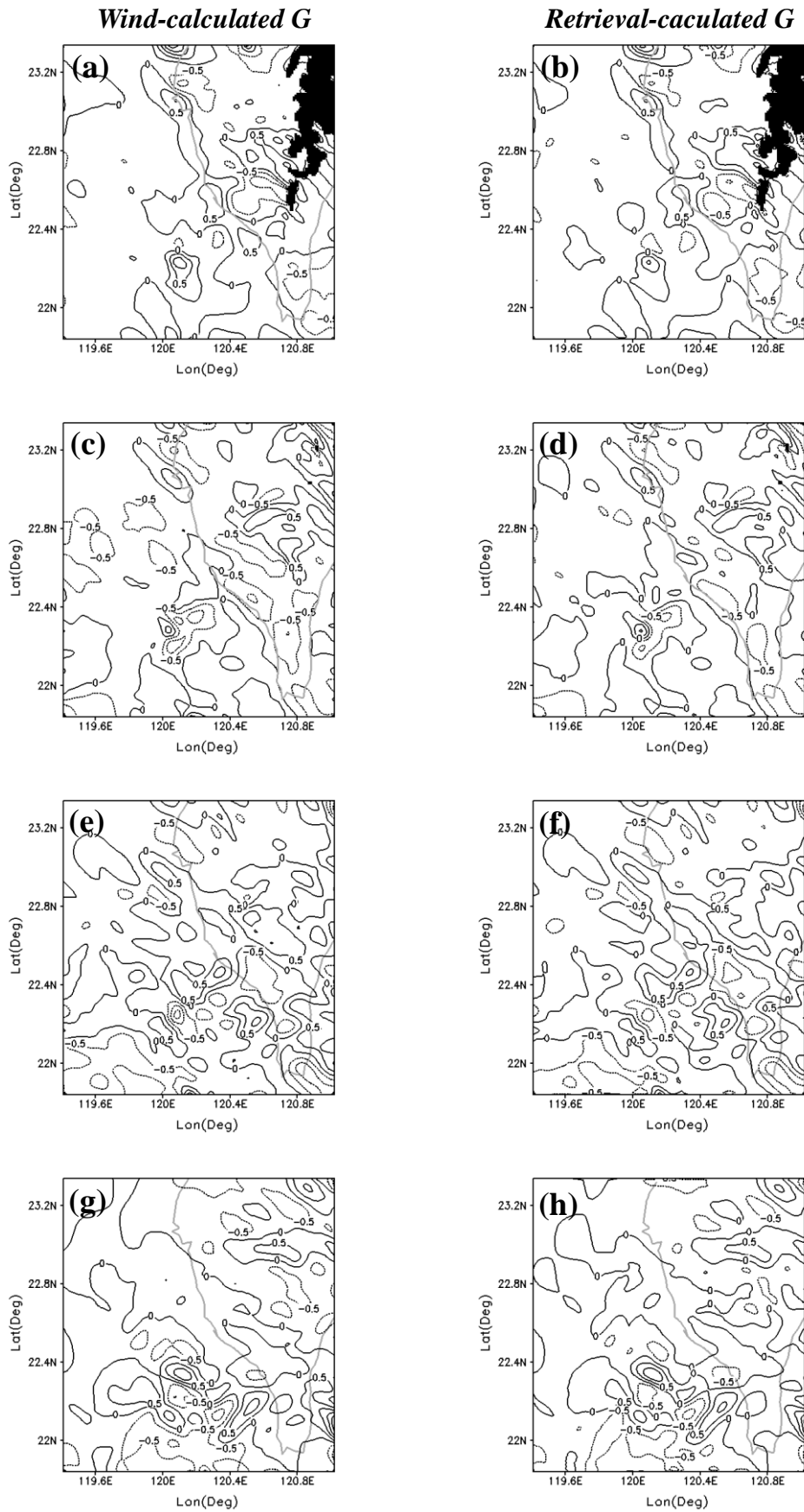


圖25. 風場計算(左排)之y方向之擾動氣壓梯度力 G (視為真值)，黑色陰影部分為地形，與反演熱動力場(右排)推估之 G 比較比較($\times 10^5$)。(a)和(b)為1.5km；(c)和(d)為3km；(e)和(f)為5km；(g)和(h)為7km高度

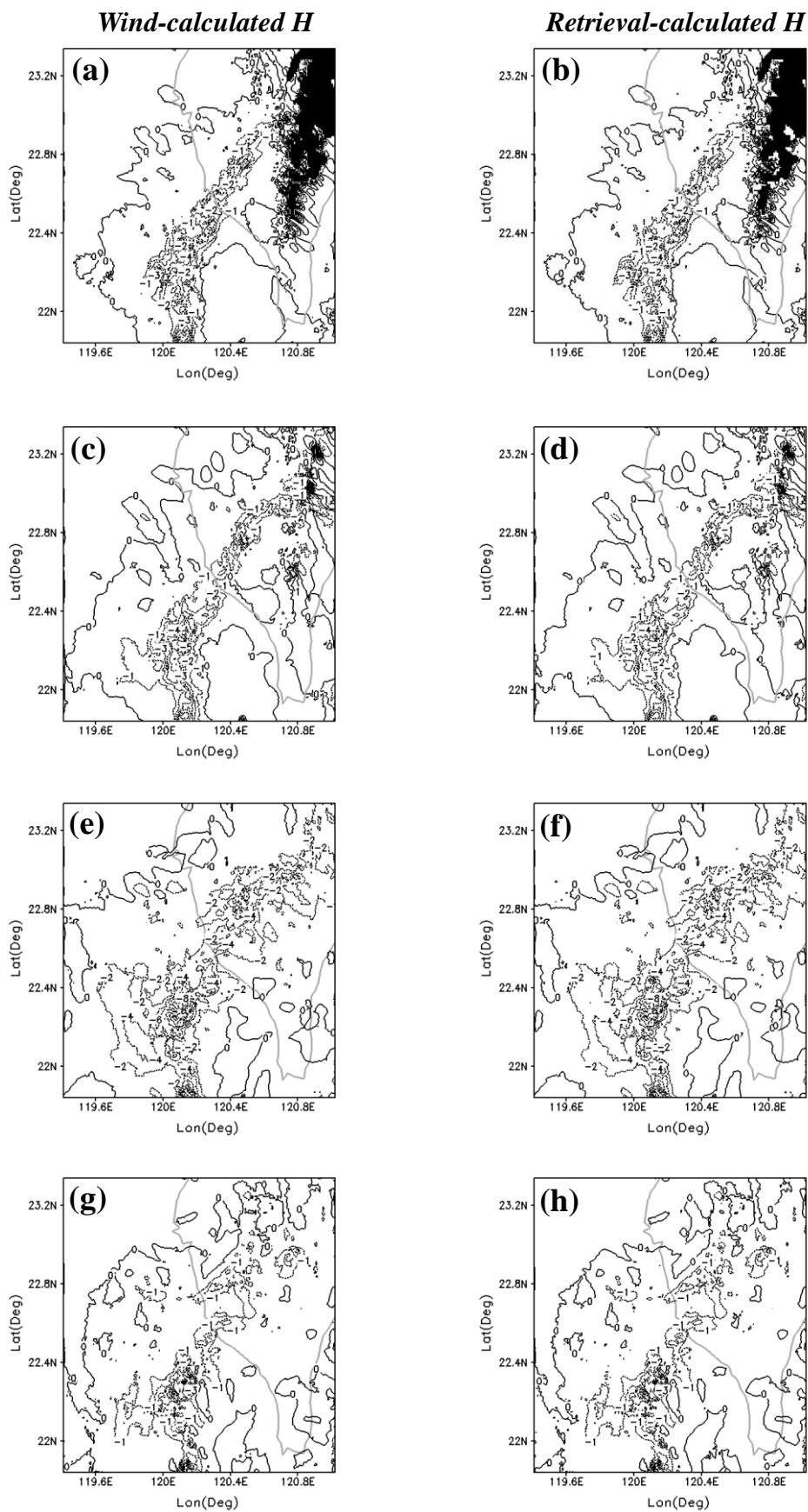


圖26. 風場計算(左排)之 z 方向之擾動氣壓梯度力 H (視為真值)，黑色陰影部分為地形，與反演熱動力場(右排)推估之 H 比較($\times 10^5$)。(a)和(b)為1.5km；(c)和(d)為3km；(e)和(f)為5km；(g)和(h)為7km高度

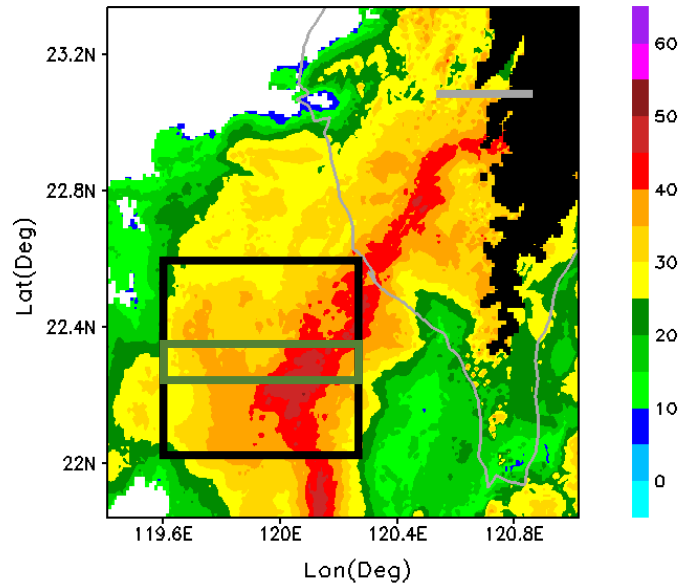


圖27. 2008年6月14日1500 UTC之RCCG、RCKT以及SPOL之合成最大回波圖疊加1km高度之地形，黑色方框為欲使用合成風場與熱力反演做細部分析之範圍；墨綠色矩形為做垂直剖面之平均範圍；灰色實線為欲分析複雜地形上之風場與熱動力場之垂直緯向剖面

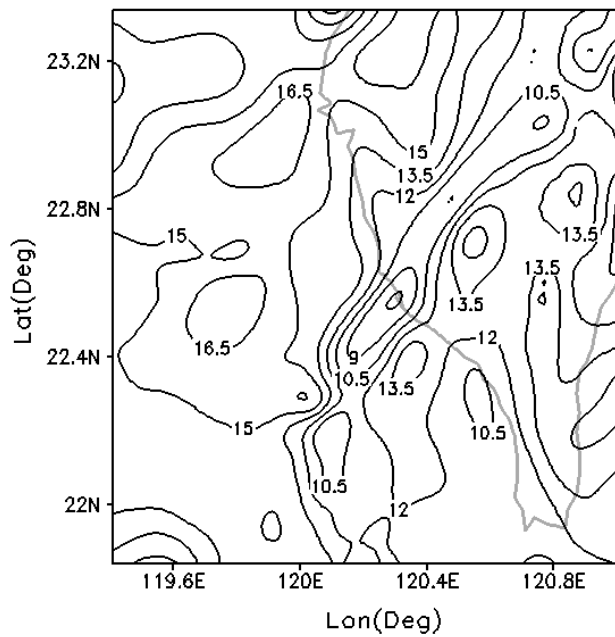


圖28. 由合成風場所計算之1.5至3km的水平風速大小

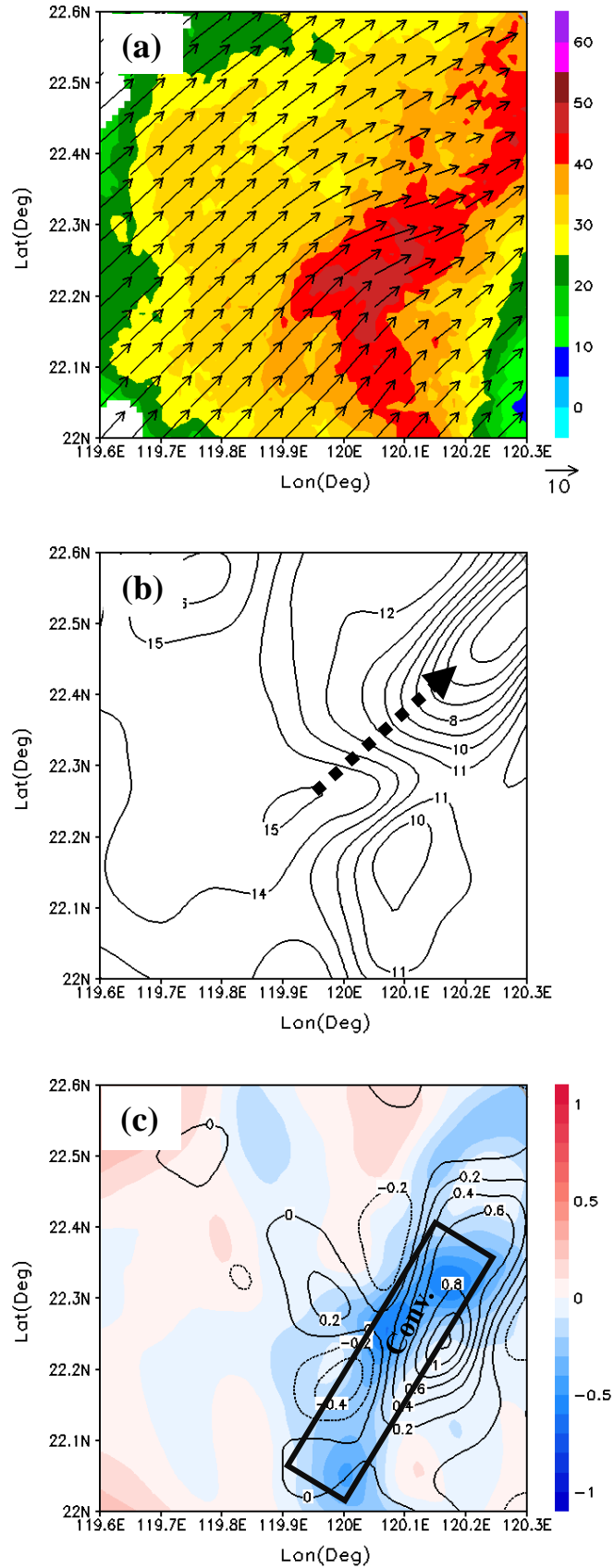


圖29. 1.5km高度合成風場結果分析，(a) 合成回波(色階)與反演風場(箭號)；(b) 水平風速大小；(c) 散度(色階， $\times 10^5$)和垂直速度(等值線，間距 0.2m s^{-1})，黑色矩形用以標示對流區之輻合帶，黑色虛線箭號為水平風速遞減方向

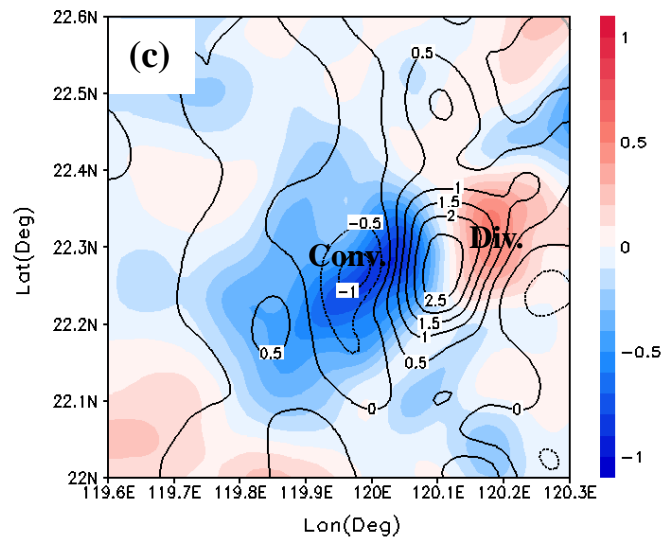
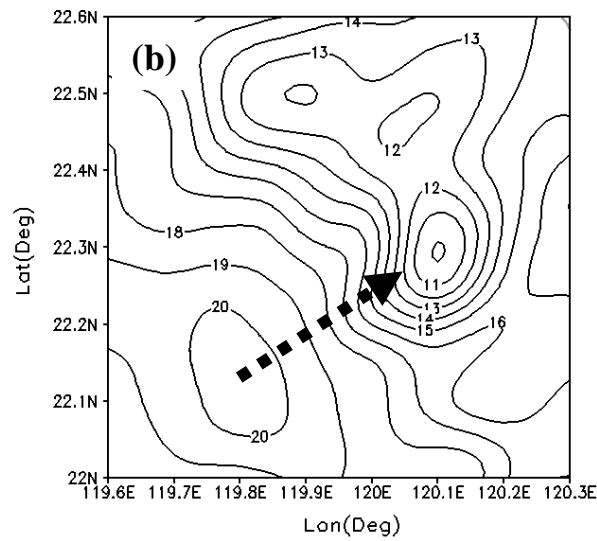
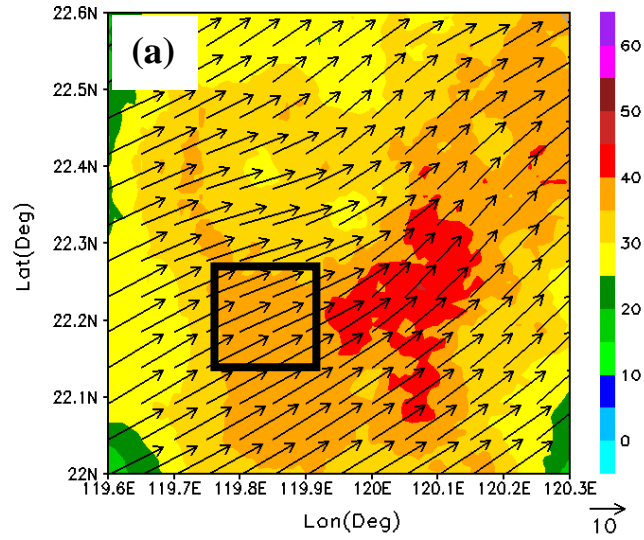


圖30. 5km高度合成風場結果分析，(a) 合成回波(色階)與反演風場(箭號)，黑色矩形用以標示相比圖11.1(a) 回波分布，回波強度加強區域；(b) 水平風速分布；(c)散度(色階， $\times 10^5$)和垂直速度(等值線，間距為 0.5m s^{-1})，黑色虛線箭號代表水平風速遞減方向

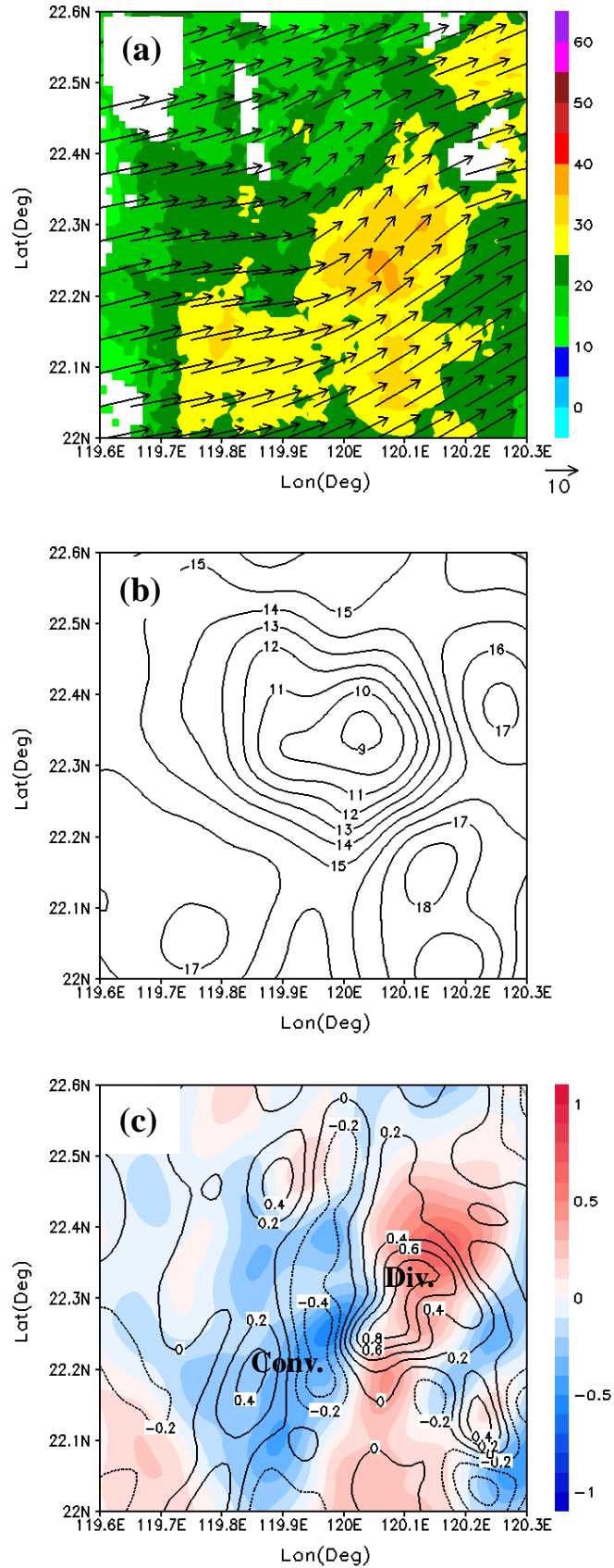


圖31. 7km高度合成風場結果分析，(a) 合成回波(色階)與反演風場(箭號)；(b) 水平風速分布；(c) 散度(色階， $\times 10^5$)和垂直速度(等值線，間距 0.2m s^{-1})

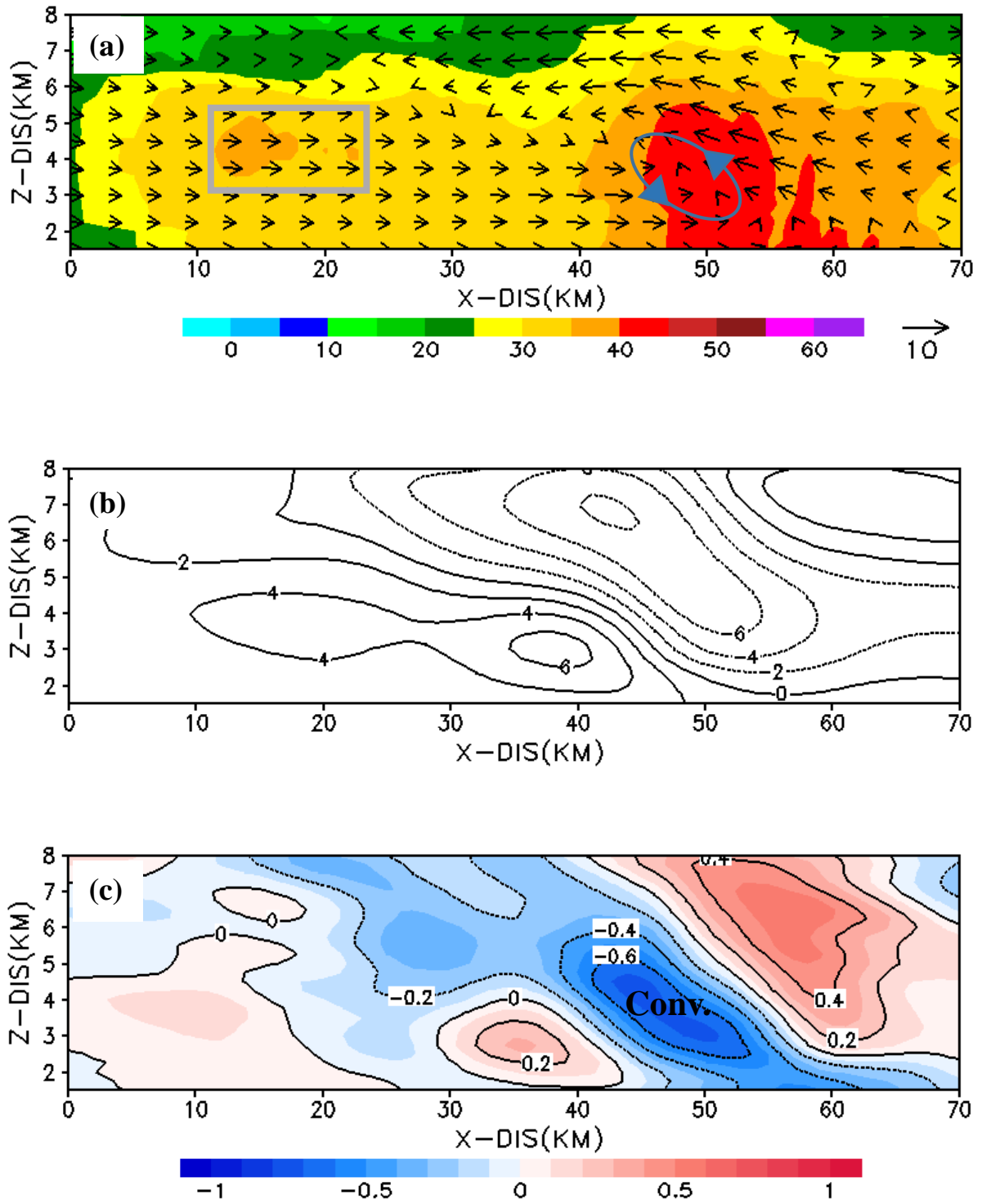


圖32. 海面上之風場經向平均垂直剖面分析，範圍見圖27之墨綠色矩形。(a) 為合成回波(色階)與相對系統移速之風場(箭號)，淺藍色矩形標示出亮帶範圍，藍色橢圓處顯示一逆時針渦旋存在；(b) u風場分布；(c) 散度分布($\times 10^5$)

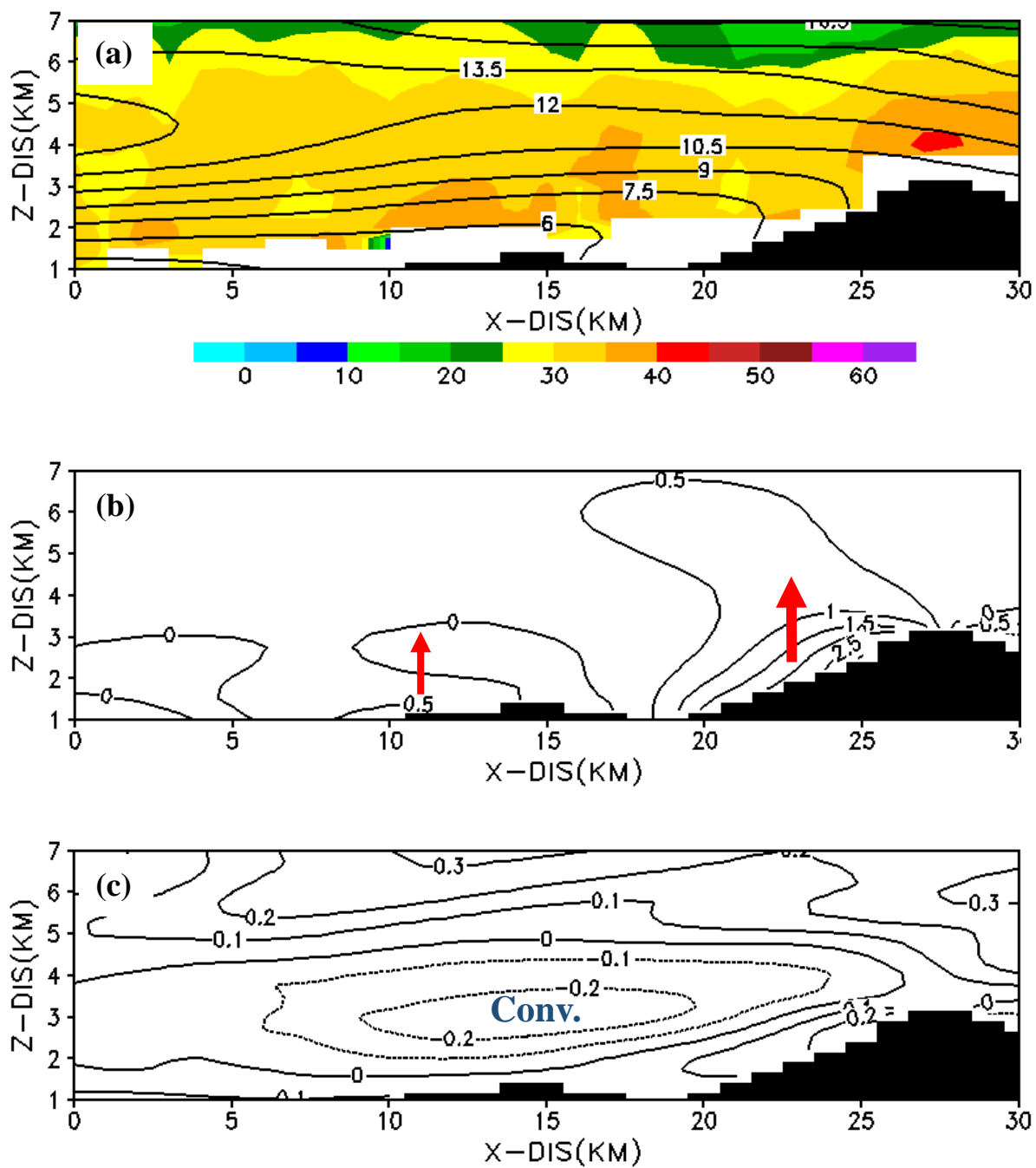
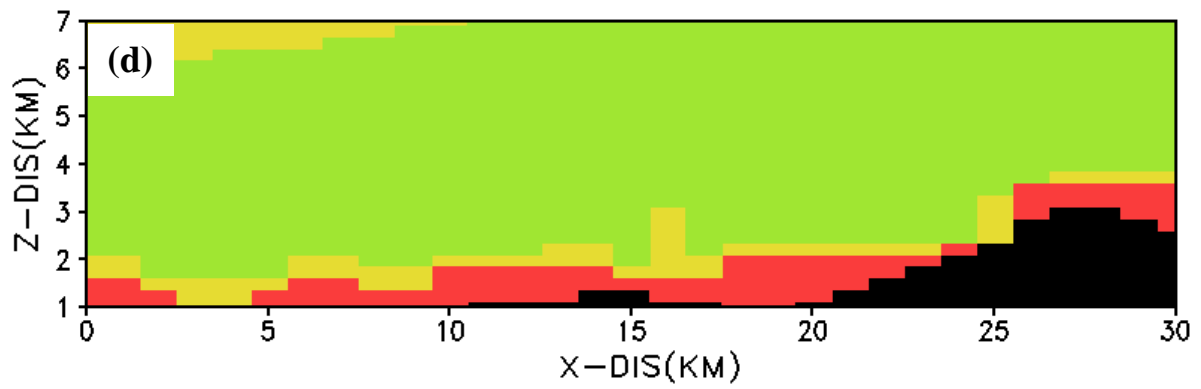


圖33. 地形上垂直剖面分析，範圍見圖27之灰色實線，黑色陰影部分為地形，(a) 回波(色階)與u-w風速大小；(b) 垂直風速分布(等值線，間距為 0.5m s^{-1})；(c) 散度分布($\times 10^5$)



續圖33. 地形上垂直剖面分析，黑色陰影部分為地形，範圍見圖27之灰色實線。(d) 雷達資料覆蓋率示意圖，紅、黃、綠分別代表該格點有零、一、兩座雷達觀測。

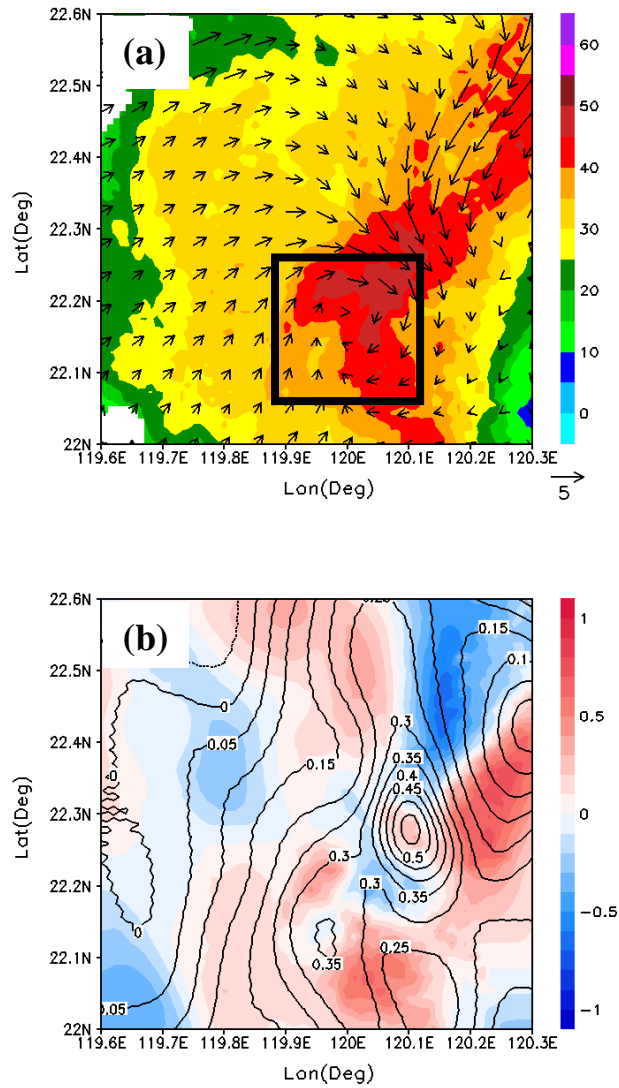


圖34. 1.5km高度合成風場與熱動力反演結果之綜合分析，(a) 合成回波(色階)與系統相對移速之水平風場(箭號)，黑色矩形用以標示相對風場旋轉處；(b) 反演壓力(等值線，間距為0.05mb)、溫度(色階)擾動

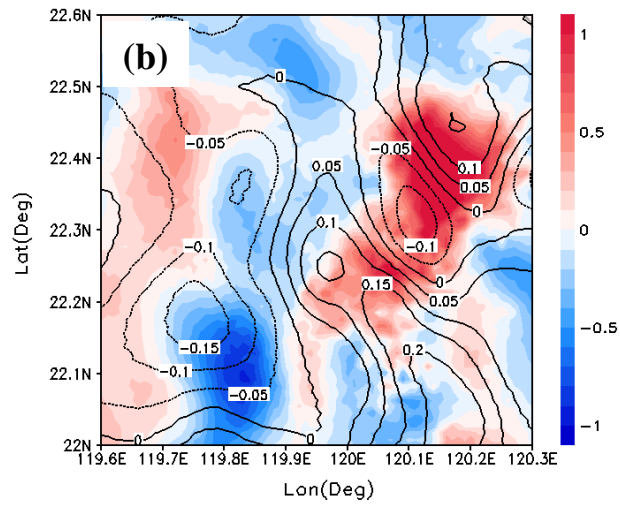
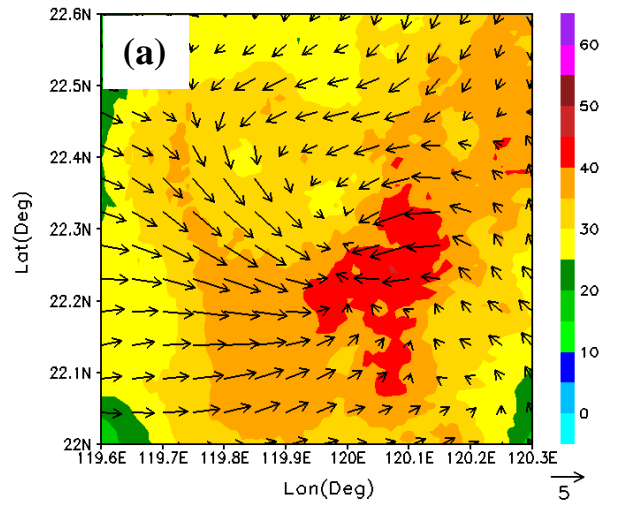


圖35. 同34.，但為5公里高度處

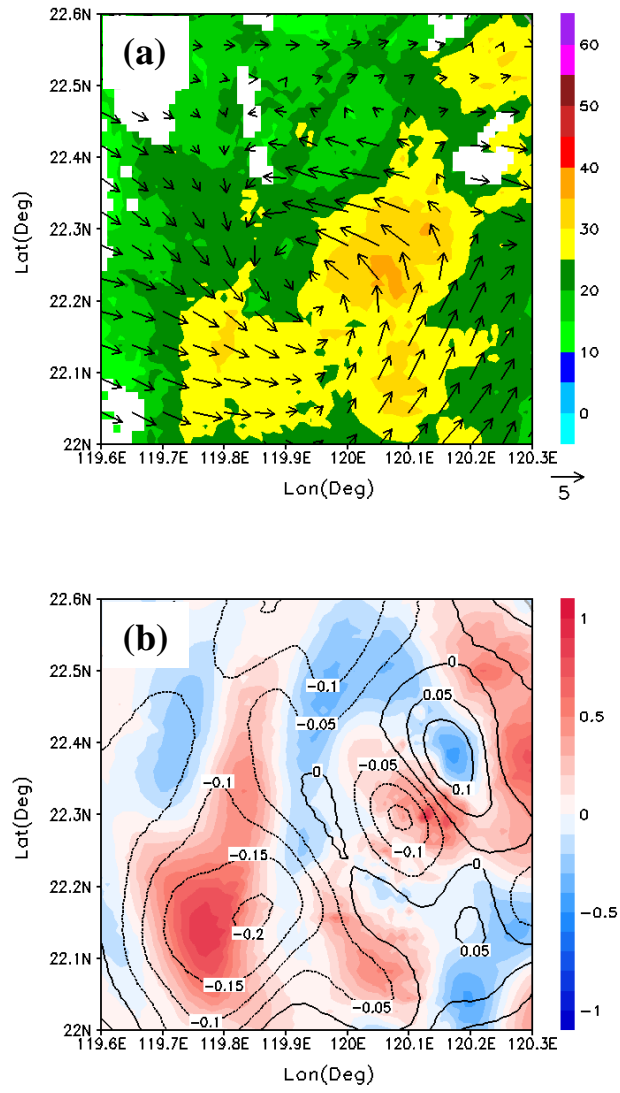


圖36. 同34.，但為7公里高度處

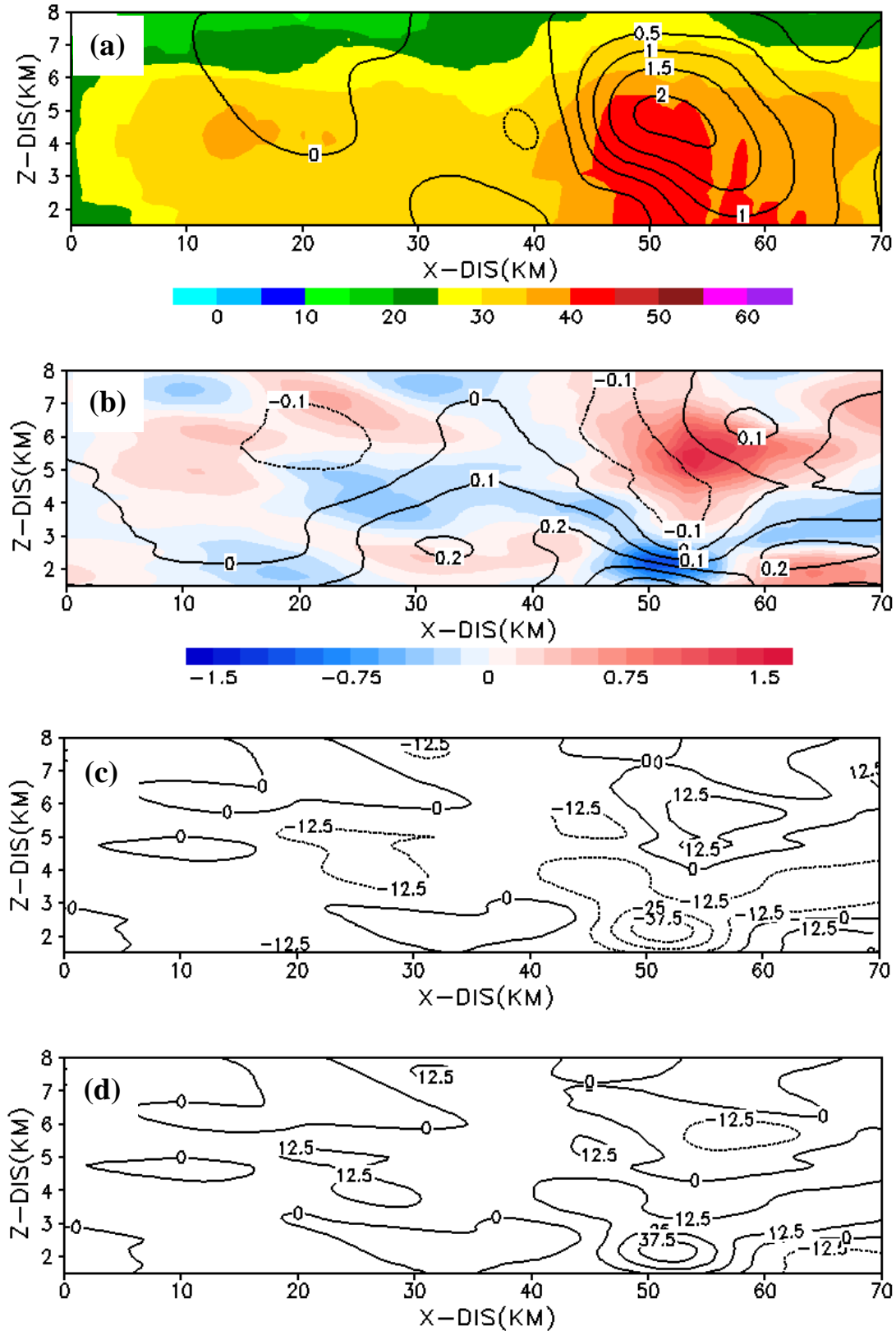
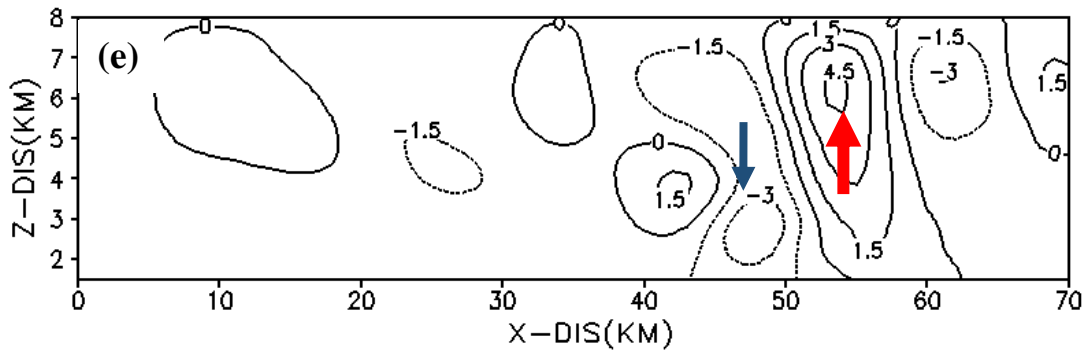


圖37. 海面上之熱力場平均垂直剖面分析，範圍詳見圖27之墨綠色矩形。(a)合成回波(色階)垂直速度大小(等值線)；(b)為反演溫度(色階)、壓力(等值線)擾動；(c)浮力擾動項($\times 10^4$)；(d)氣壓擾動梯度力($\times 10^4$)



續圖37. 海面上之熱力場平均垂直剖面分析，範圍詳見圖27之墨綠色矩形。(e)垂直速度趨勢項($\times 10^4$ ，單位： m s^{-2})

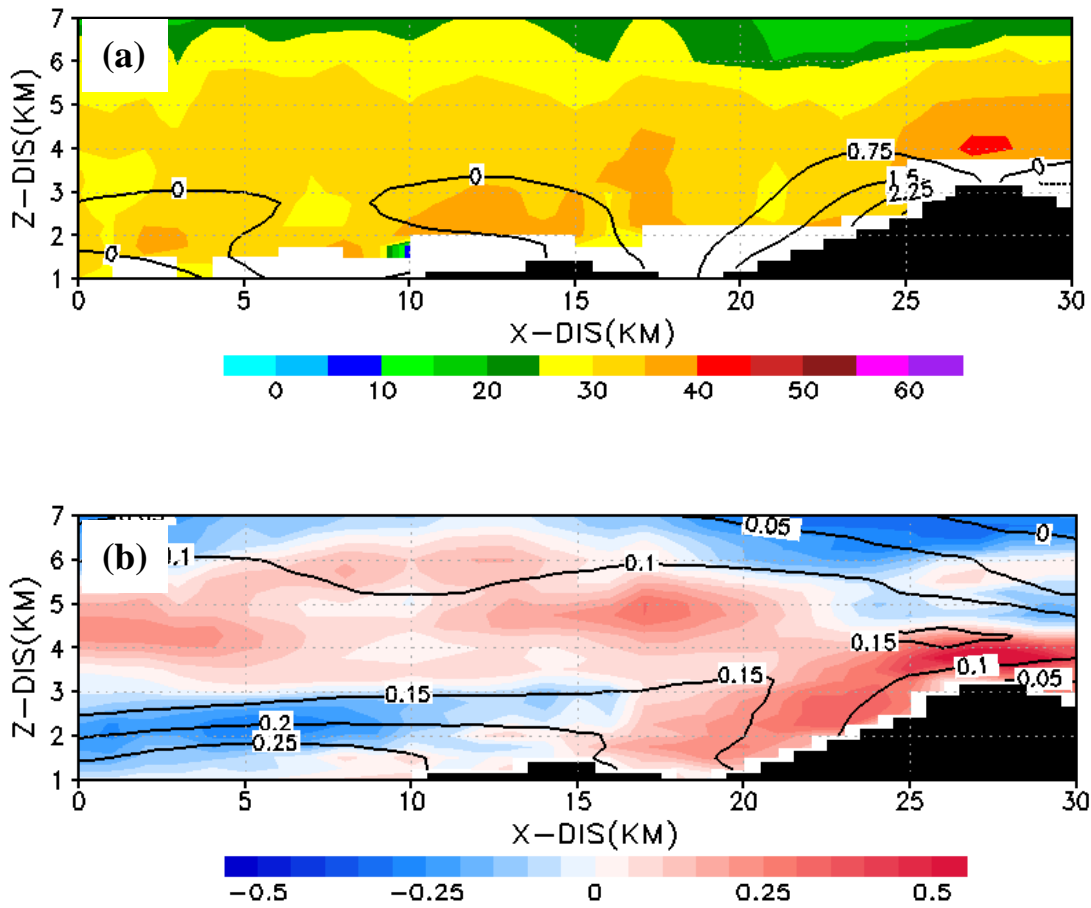


圖38. 陸地上之熱力場平均垂直剖面分析，範圍詳見圖27之灰色實線。(a)為回波(色階)與垂直速度分布；(b)為反演溫度(色階)、壓力(等值線，間距為0.05mb)擾動

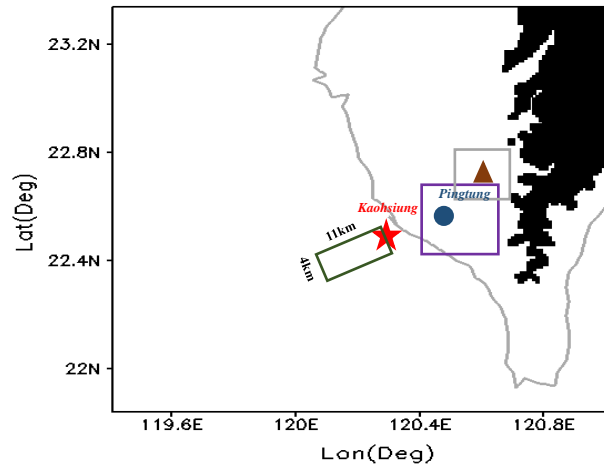


圖39. 驗證反演熱動力場測站、儀器與欲平均之範圍位置示意圖，黑色陰影部分為1km高度之地形。深綠色矩形為欲做垂直剖面之區域平均的範圍，與平均風場平行；紫色矩形為計算反演熱動力資訊之區域平均範圍；灰色矩形為與欲與剖風儀比較之合成風場平均範圍。紅色星號、藍色圈圈、土色三角分別為高雄與屏東測站、剖風儀之位置。

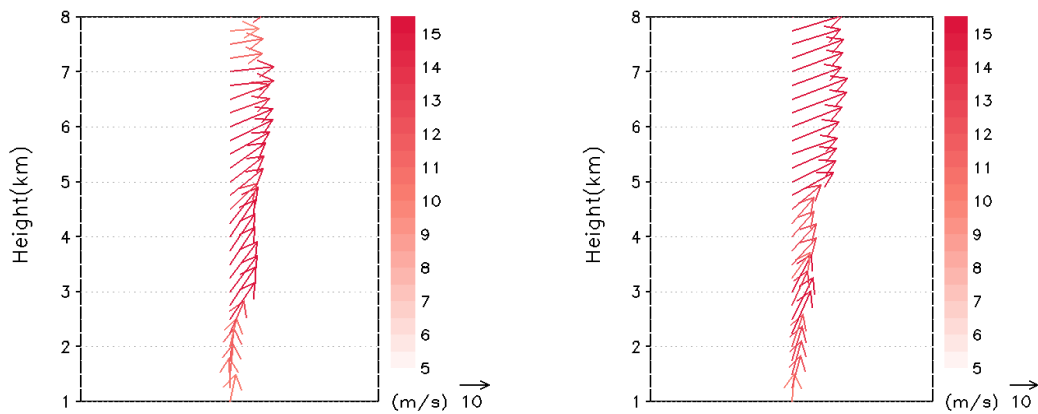


圖40. 剖風儀觀測，1445與1515UTC之水平風場垂直變化

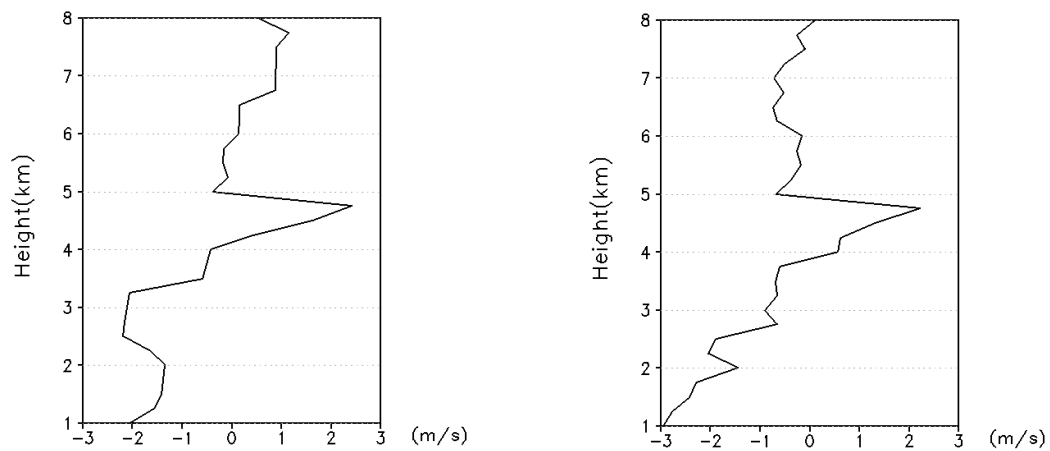


圖41. 剖風儀觀測，1445與1515UTC垂直速度之垂直變化

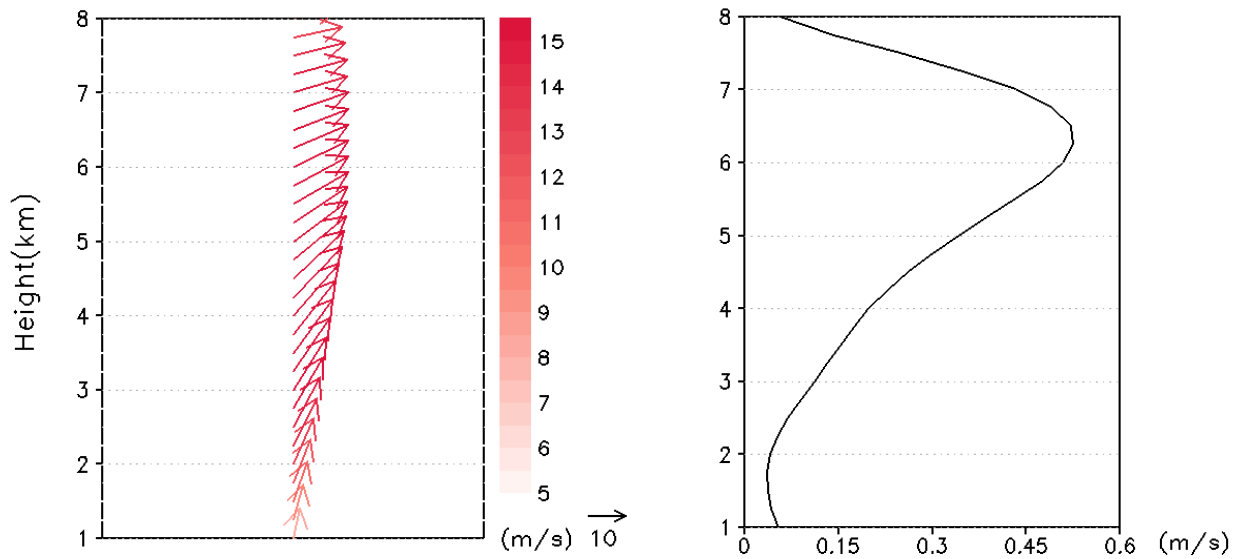


圖42. 多雷達風場合成結果，1500UTC之範圍平均反演水平風場(左)與垂直速度(右)垂直變化

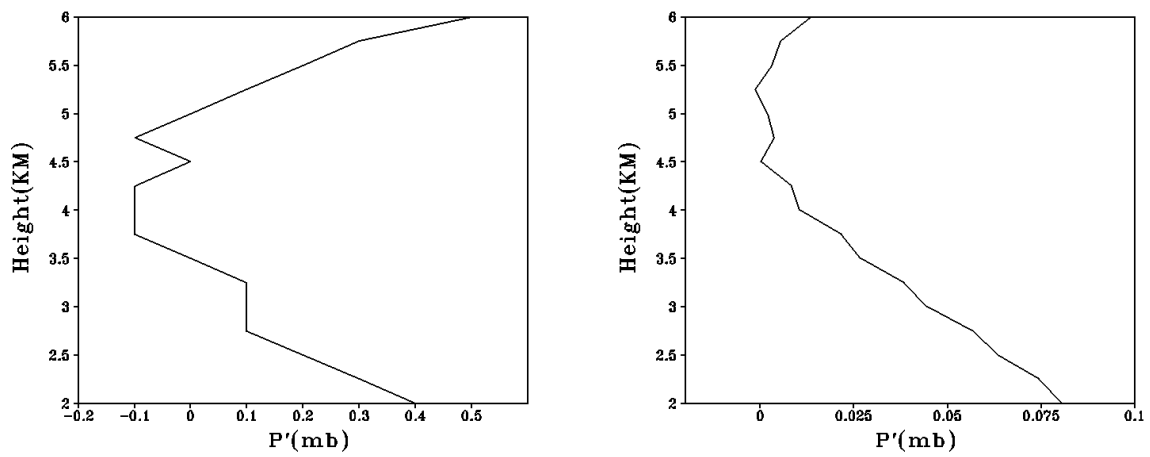


圖43. 探空觀測(左)與範圍平均反演壓力擾動(右)比對

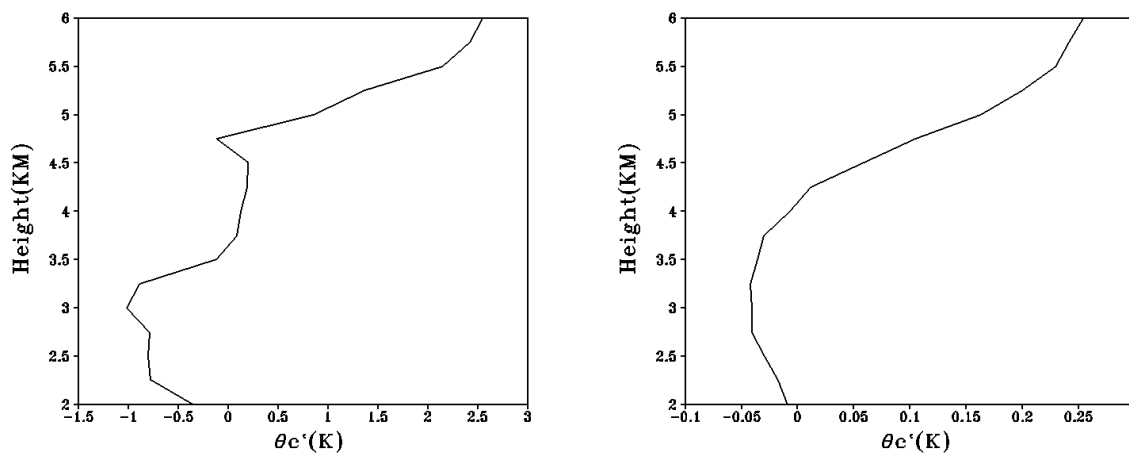


圖44. 探空觀測(左)與範圍平均反演溫度擾動(右)比對

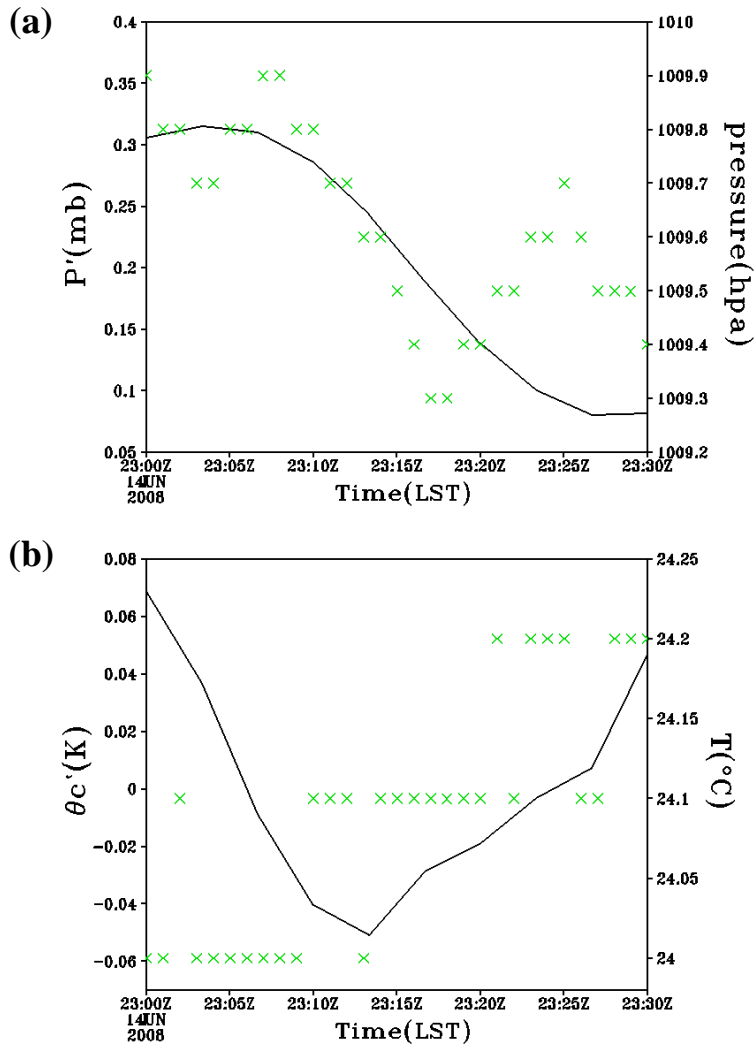


圖45. 測站觀測與範圍平均反演熱動力場之時空轉換比對，(a)黑色實線為反演壓力擾動斜切面之水平變化對應左縱軸；綠色叉號是測站觀測壓力時序分布對應右縱軸。(b)黑色實線代表反演溫度擾動斜切面之水平變化；綠色叉號則為溫度時序分布

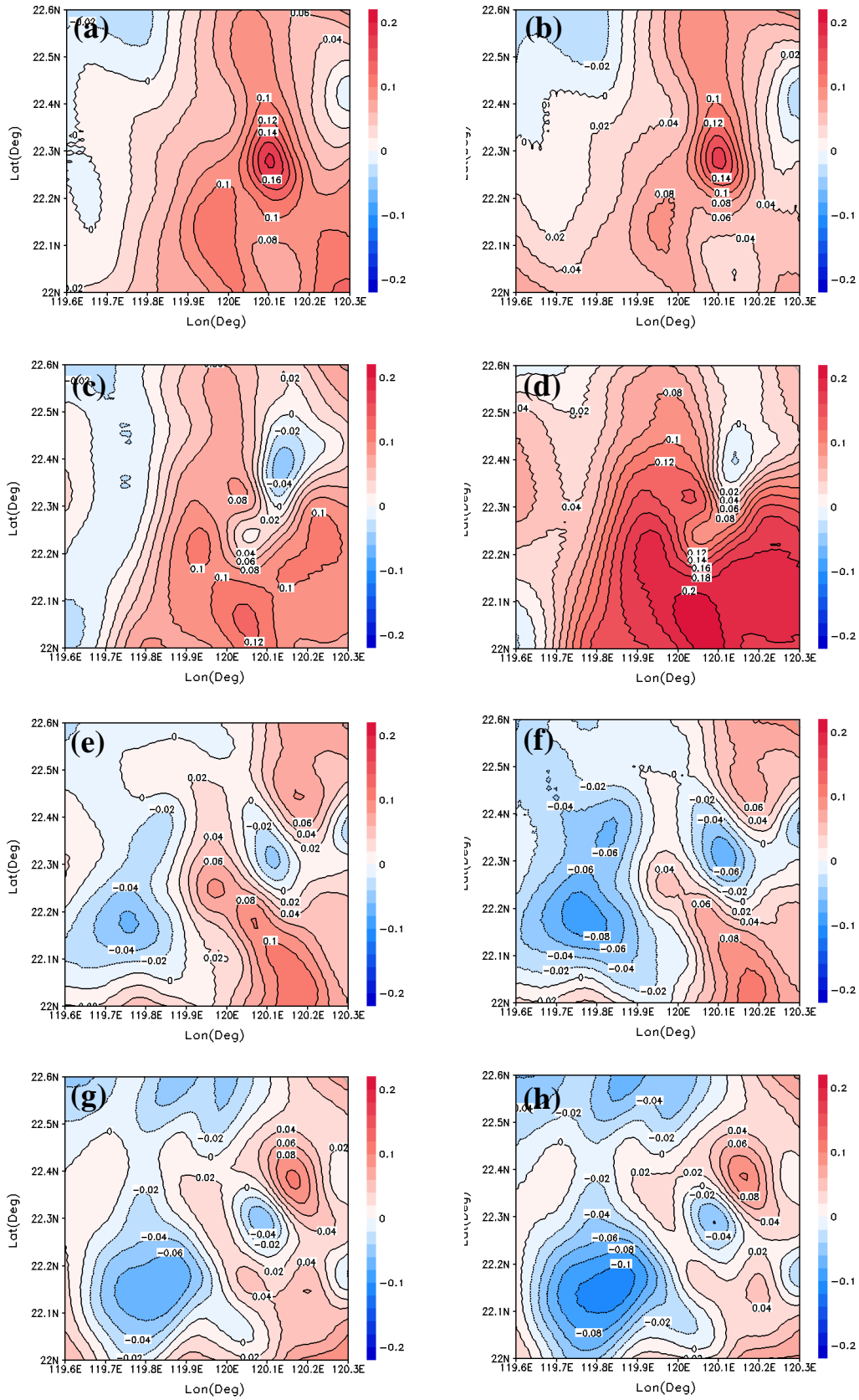


圖46. 新、舊熱動力反演之壓力擾動水平偏差量(單位: $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)。(a) 和 (b) 1.5km；(c) 和 (d) 3km；(e) 和 (f) 5km；(g) 和 (h) 為7km高度，左(右)排為新(舊)法之結果

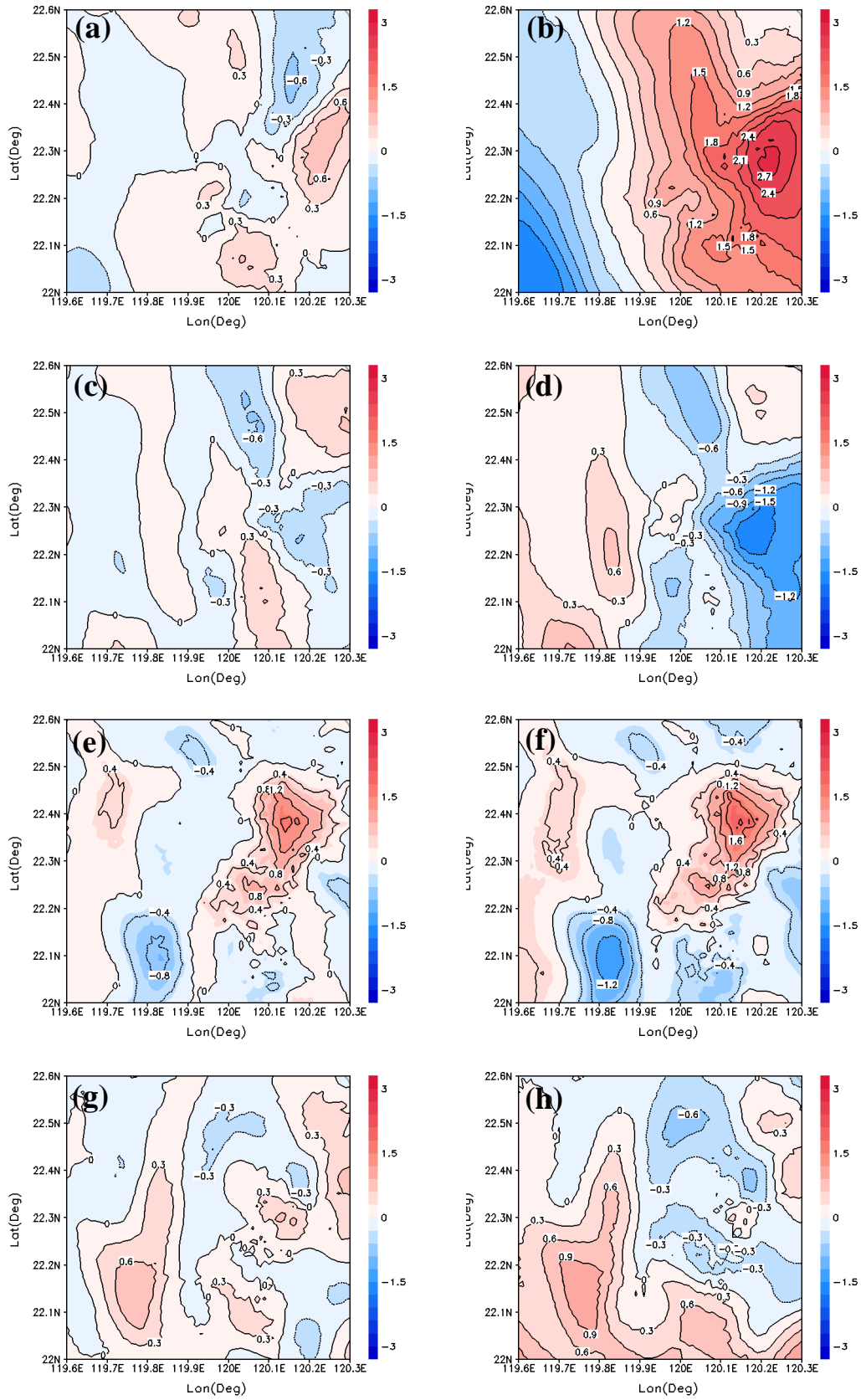


圖47. 新、舊熱動力反演之溫度擾動水平偏差量(單位:K)。(a) 和 (b) 1.5km；(c) 和 (d) 3km；(e) 和 (f) 5km；(g) 和 (h) 為7km高度，左(右)排為新(舊)法之結果