

國立中央大學

大氣科學學系

碩士論文

利用 IBM_VDRAS 分析 TASSE 實驗期間劇烈午後雷暴降

水事件：2019 年 7 月 22 日個案分析

IBM_VDRAS analysis of a severe afternoon thunderstorm
event during TAipei Summer Storm Experiment (TASSE) on

22 July 2019

研究生：陳鈞澤

指導教授：廖宇慶 博士

中華民國 110 年 01 月

國立中央大學圖書館學位論文授權書

填單日期：_2021_/_01/_/25_

2019.9 版

授權人姓名	陳鈞澤	學號	107621021
系所名稱	大氣科學學系大氣物理碩士班	學位類別	<input checked="" type="checkbox"/> 碩士 <input type="checkbox"/> 博士
論文名稱	利用 IBM_VDRAS 分析 TASSE 實驗期間劇烈午後雷暴降水事件：2019 年 7 月 22 日個案分析	指導教授	廖宇慶教授

學位論文網路公開授權

授權本人撰寫之學位論文全文電子檔：

· 在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。

() 同意立即網路公開

() 同意 於西元__2022__年__2__月__1__日網路公開

() 不同意網路公開，原因是：_____

· 在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

() 同意立即網路公開

() 同意 於西元__2022__年__2__月__1__日網路公開

() 不同意網路公開，原因是：_____

依著作權法規定，非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統與國家圖書館，不限地域、時間與次數，以文件、錄影帶、錄音帶、光碟、微縮、數位化或其他方式將上列授權標的基於非營利目的進行重製。

學位論文紙本延後公開申請 (紙本學位論文立即公開者此欄免填)

本人撰寫之學位論文紙本因以下原因將延後公開

· 延後原因

() 已申請專利並檢附證明，專利申請案號：

() 準備以上列論文投稿期刊

() 涉國家機密

() 依法不得提供，請說明：_____

· 公開日期：西元__2022__年__2__月__1__日

※繳交教務處註冊組之紙本論文(送繳國家圖書館)若不立即公開，請加填「國家圖書館學位論文延後公開申請書」

研究生簽名： 陳鈞澤

指導教授簽名： 廖宇慶

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 學系/研究所 陳

鈞澤 研究生所提之論文 利用 IBM VDRAS 分析

TASSE 實驗期間劇烈午後雷暴降水事件：2019 年 7

月 22 日個案分析 係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 廖宇慶 (簽章)

109 年 11 月 17 日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

大氣科學學系大氣物理碩士班 學系/研究所 陳
鈞澤 研究生所提之論文 利用 IBM VDRAS 分析
TASSE 實驗期間劇烈午後雷暴降水事件：2019 年 7
月 22 日個案分析 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

郭鴻基

廖宇慶

林沛練

楊明仁

鍾高陞

中華民國 109 年 12 月 2 日

摘要

2019 年 TASSE 於 6、7 月展開，其中 2019 年 7 月 22 日午後雷暴事件，造成台北都會區淹水，降雨中心在大安森林公園測站，最大降水時雨量接近 200 mmhr^{-1} ，本研究利用 IBM_VDRAS(Variational Doppler Radar Analysis System based on immersed boundary method)系統、中央氣象局測站以及台灣大學 storm tracker 觀測資料對此個案進行分析。

分析結果顯示，初始階段海風將暖濕空氣帶入內陸，在桃園、新竹以及雙北山區形成零星對流胞，發展階段各對流胞包圍台北盆地，冷池外流加上地形效應使得台北盆地中心輻合狀況良好，加上中層水氣充足以及條件不穩定，此時台北盆地環境十分有利對流生成，至成熟階段時，主要對流於台北盆地中心（大安森林公園）上空長起，在後續的一個小時下了超過 100 毫米的累積降水，期間經歷了胞合併，使得上升運動增強，並延長強降水時間，造成大安森林公園周邊地區淹水，到了消散階段，台北盆地改吹陸風，盆地中心由輻合場轉為輻散，且中心地表為下沉運動，新的對流經台北盆地西南方往桃園、新竹傳遞。

本研究亦利用 IBM_VDRAS 分析場計算發展、成熟、消散階段時，此午後雷暴個案在視熱源(Q1)以及視水氣匯(Q2)的垂直分佈，結果顯示 Q1 呈單峰結構，在成熟期最大加熱高度約在 5km(575mb) 左右，大小約在 $3\sim 4 \text{ }^\circ\text{C/hr}$ ，Q2 在成熟期呈現雙峰結構，底層最大乾化高度約在 1.75km(824mb)，大小約在 $4 \text{ }^\circ\text{C/hr}$ ，上層最大乾化高度約在 5.25km(540mb)左右，大小在 $3\sim 4 \text{ }^\circ\text{C/hr}$ 。

從結果來看，IBM_VDRAS 藉由同化雷達資料，得到完整的三維氣象場，可以清楚分析對流胞傳遞、合併時，垂直剖面的變化，以及水氣、雨水混合比等參數的定量變化，也可以得到午後雷暴發展、成熟、消散期 Q1、Q2 的垂直分佈，是非常好的分析工具。

Abstract

During the TASSE(Taipei Summer Storm Experiment), a severe afternoon thunderstorm developed within Taipei basin on 22 July 2019, which produced intense rainfall in Daan Forest Park(max rainfall rate $\sim 200\text{mm hr}^{-1}$) and caused urban-scale flooding. This study utilized IBM_VDRAS (Variational Doppler Radar Analysis System based on immersed boundary method), radar data, CWB weather station data and stormtracker data to analysis this case

At initial stage, sea breeze brought moist air into inland, and caused convection initiation at mountain region of Taipei, Taoyuan, Hsinchu. At developing stage, The environment was suitable for main convection developing because 1).Taipei basin was surrounded by scattered convection, the outflow of these convection converged with sea breeze and terrain, 2).sufficient mid-level water vapor and conditional unstable environment. At mature stage, the main convection initiated at center of Taipei basin and produced over 100mm accumulated precipitation within one hour, cell merge happened at this stage and increased the vertical velocity, extended the lifetime of this main convection, also caused a severe flooding in Daan Forest Park and its adjacent areas. At dissipation stage, land breeze happened, the divergence filed of Taipei basin center transformed from convergence to divergence, and new initiated convection propagated from Taipei basin to Taoyuan and Hsinchu.

This study also took advantage of IBM_VDRAS three-dimensional analysis to calculate the developing, mature and dissipation stage Q1, Q2 vertical profile, which could analyze the relationship between this afternoon thunderstorm case and environment. The result showed that Q1 had one peak pattern with max heating layer about 5km(575mb) on mature stage, Q2 had

double peak pattern with low level max drying layer about 1.75km(824mb) and high level max drying layer about 5.25km(540mb) .

From the result we mentioned, by assimilating radar data, IBM_VDRAS is a very powerful ,useful system which can retrieve analysis well, and can help us to analyze the process of cell propagation , cell merge and other parameter quantitatively .

誌謝

研究所兩年半的時光裡面眨眼即過，在這兩年半中，經歷了很多的第一次，第一次的 group meeting、第一次的暑期雷達課程、第一次出觀測實驗、第一次出國參加研討會、第一次跟老師去結案報告等等，很慶幸自己能加入雷達氣象實驗室，才能體驗到這些多采多姿的經歷。

在這兩年中，也受到了許多人的幫助，首先要感謝我的指導教授-廖宇慶老師，每當我研究上有任何需求時，老師總是為我們找到各種資源以及辦法，在研究上遇到困難時，老師也會提供方向與想法讓我去嘗試，印象最深刻的就是分散窗區的部分了！此外也要感謝雷達氣象實驗室陳台琦老師、阿練老師、鍾高陞老師、張偉裕老師，總是在 group meeting 的時候給我許多的建議，也感謝口試委員郭鴻基老師、廖宇慶老師、林沛練老師、楊明仁老師、鍾高陞老師在口試時針對胞合併以及 Q1、Q2 的分析給予許多方向。

另外我也要感謝實驗室的學長姐，羅翊銓、吳英璋學長在我剛開始跑 VDRAS 時給了許多的幫助，小那也常常幫我們處理很多行政的事務，在我遇到困難時多虧有你們才能解決，也感謝我許多朋友及同學們：安安、益豪、小豪、Dennis、翔裕、猩猩、Brenda、蘇瑋、澤邑、健恩、顯榮、子恩、映蓁、彥誠等等，能在枯燥的研究生生活一起吃飯聊天大笑就是最幸福的事情了。

最後要感謝的就是我的父母以及女朋友了，謝謝我的父母支持我讀書的費用，讓我能夠毫無後顧之憂的在學校中追尋自己想做的事情，盡情地研究、打球、上課，不用為了學費而煩惱，也謝謝我可愛的女朋友總是陪著我，在我難過時鼓勵我，一起運動一起出去玩一起經歷了許多事情。

目錄

摘要.....	i
ABSTRACT.....	ii
誌謝.....	iv
目錄.....	v
表目錄.....	vii
圖目錄.....	vii
第一章 緒論.....	1
1-1. 午後雷暴.....	1
1-2. 資料同化.....	2
1-3. 研究動機與目標.....	3
第二章 IBM_VDRAS.....	5
2-1. CLOUD RESOLVING MODEL.....	5
2-2. COST FUNCTION AND THE ADJOINT MODEL.....	7
2-3. GCIBM.....	8
第三章 個案簡介與模擬介紹.....	11
3-1. TASSE.....	11
3-2. 2019 年 7 月 22 號案例.....	11
3-2-1. 雷達回波.....	12
3-2-2. 累積降水.....	12
3-3. 觀測資料.....	13
3-3-1. 雷達資料.....	13
1. RCWF.....	13
2. RCMD.....	14
3. TEAM-R.....	14
4. RCTP.....	15
3-3-2. 地面測站資料.....	16
3-3-3. Storm tracker.....	16
3-4. IBM-VDRAS 設定.....	16

3-4-1. 連續窗區 vs 分散窗區	17
3-4-2. 背景場 & 雷達資料	17
3-4-3. 同化實驗	17
第四章 IBM_VDRAS 同化結果校驗	19
4-1. STORM TRACKER	19
4-1-1. 溫度	19
4-1-2. 水氣	20
4-2. 雷達回波	21
4-3. 累計降水	22
第五章 個案分析	23
5-1. 綜觀分析	23
5-2. 初始階段	24
5-3. 發展階段	26
5-4. 成熟階段	29
5-5. 消散階段	32
5-6. Q1, Q2 分析	33
第六章 總結	34
6-1. 結論	34
6-2. 未來展望	36
參考資料	37
附表	40
附圖	42

表目錄

表格 1, IBM_VDRAS 同化實驗.....	40
表格 2, IBM_VDRAS 八種模擬結果 STORM TRACKER 溫度 RMSE	40
表格 3, IBM_VDRAS 八種模擬結果 STORM TRACKER 水氣混合比 RMSE.....	40
表格 4 台北都會區初始階段水氣變化.....	41

圖目錄

圖 2-1, GCIBM 示意圖, 綠色虛線為實際地形, 黑色實心三角形為流體範圍, 黑色空心正方形為地形範圍, 紅色 G 為虛網格, 咖啡色 I 為鏡像點, 藍色 B 為地形邊界點。.....	42
圖 3-1, 2019/07/22 (A)1230-(J)1700LST 氣象局最大雷達合成回波圖。.....	43
圖 3-2, 2019/07/22 (A)1200-(E)1700LST 氣象局小時累積雨量圖。.....	44
圖 3-3, IBM_VDRAS 模擬範圍及觀測資料分佈圖, 正方形為雷達資料, 圓形為台大 STORM-TRACKER, 菱形為 CWB 局屬、自動觀測站; 黃色虛線分別代表了林口台地、陽明山、雪山山脈; 背景色階代表台灣地形高度, 單位為公尺; 藍色方框區域為大台北都會區, 為後續利用 IBM_VDRAS 分析的主要區域。.....	45
圖 3-4, IBM_VDRAS 同化窗區設定, 本圖展現的為連續窗區, 黃框為 16 分鐘同化窗區, 藍框代表分析場, 綠框為 5 分鐘短預報時間, 黑色箭頭為同化雷達資料, 藍字為 TEAM-R, 綠字為 RCTP, 紅字為五分山雷達(RCMD/RCWF)。.....	46
圖 3-5, IBM_VDRAS 同化窗區設定, 本圖展現的為分散窗區, 黃框為 16 分鐘同化窗區, 藍框代表分析場, 綠框為 5 分鐘短預報時間, 2CYCLE RUN 代表分析場為經過兩個同化窗區的結果, 3CYCLE RUN 代表分析場為經過三個同化窗區的結果。.....	47
圖 4-1, 八組 IBM_VDRAS 分析場對應到 1400LST STORM TRACKER 之(A)溫度(B)水氣混合比、1500LST STORM TRACKER 之(C)溫度(D)水氣混合比、1658LST STORM TRACKER 之(E)溫度(F)水氣混合比之校驗結果, 實線為各模擬結果, 棕色點則是 STORM TRACKER 的觀測資料。.....	48
圖 4-2, (A)五分山 1627LST 最大雷達合成回波圖, (B)N_2R_3C(C)N_2R_2C(D)N_3R_3C(E)N_3R_2C 為 IBM_VDRAS 分析場 1626LST 之最大雷達合成回波圖, (F)為五分山 1645LST 最大雷達合成回波圖, (G)N_2R_3C(H)N_2R_2C(I)N_3R_3C(J)N_3R_2C 為 IBM_VDRAS 分析場 1647LST 之最大雷達合成回波圖。.....	49
圖 4-3, 三小時累積雨量, (A)為 2019/07/22 1500LST-1800LST 雨量客觀分析結果, (B)為 N_3R_2C 模擬	

1502-1810LST 的雨量結果，(C)為 N_2R_2CN_3R_2C 模擬 1502-1810LST 的雨量結果。.....	50
圖 5-1，2019/07/22(A)850hPA、(B)500hPA 東亞綜觀天氣分析圖.....	51
圖 5-2，2019/07/22(A)300hPA、(B)200hPA 東亞綜觀天氣分析圖.....	52
圖 5-3，2019/07/22 0800LST 板橋探空斜溫圖。.....	53
圖 5-4，2019/07/22 大台北都會區(A)1100LST (B)1210LST (C)1300LST (D)1400LST 測站風場，點的颜色為水氣混合比，黑色粗實線為縣市邊界，黑色細實線為 500 公尺地形等高線，46690 為淡水測站，46694 為基隆測站。.....	54
圖 5-5，2019/07/22 台灣北部(A)1100LST、(B)1200LST、(C)1300LST、(D)1400LST 測站客觀分析輻散場，藍色實線為測站客觀分析得到的風場，黑色粗實線為縣市邊界，黑色細實線為 500 公尺地形等高線。.....	55
圖 5-6，2019/07/22(A)1210LST、(C)1330LST、(E)1340LST 衛星色調強化圖以及(B)1230LST、(D)1400LST、(F)1410LST 最大雷達合成回波圖。.....	56
圖 5-7，2019/07/22 台灣北部(A)1100LST、(B)1200LST、(C)1300LST、(D)1400LST 測站客觀分析溫度場，黑色粗實線為縣市邊界，黑色細實線為 500 公尺地形等高線。.....	57
圖 5-8，IBM_VDRAS 大台北都會區(A)1420LST、(C)1441LST、(E)1502LST 分析場最大雷達合成回波圖以及(B)1420LST、(D)1441LST、(F)1502LST 模式地表上第一層的擾動溫度場，紅色線段 E 為後續剖面分析所選的位置。.....	58
圖 5-9，IBM_VDRAS 大台北都會區(A)1420LST、(C)1441LST、(E)1502LST 分析場輻合輻散圖，紅色實線為最大合成回波 35、45dBZ 的等值線，藍色實線為擾動溫度零度線，擾動溫度<0 度的區域為冷池區域，(B)1420LST、(D)1441LST、(F)1502LST 為模式地表上第一層的垂直速度場，紫色實線為輻散場為 $-5*10^{-4}$ 的等值線，綠色實線為輻散場為 $5*10^{-4}$ 的等值線。.....	59
圖 5-10，IBM_VDRAS 大台北都會區 1502LST 之(A)CAPE 場、(B)LFC 高度、(C)CIN 值，(D)相對濕度區域水平平均垂直剖線，藍點為 1420LST、紅色為 1441LST、橘點為 1502LST，(E)、(F)為 IBM_VDRAS 在 4.25 公里高的相對濕度場。.....	60
圖 5-11，IBM_VDRAS 大台北都會區 1502LST(A)4.25 公里整體水氣通量($G M^{-3} S^{-1}$)輻散場(B)0.75 公里整體水氣通量輻散場(C)4.25 公里水平水氣通量輻散場(D)0.75 公里水平水氣通量輻散場(E)4.25 公里垂直水氣通量輻散場(F)0.75 公里垂直水氣通量輻散場，黑色菱形為大安森林公園測站的位置。.....	61
圖 5-12，IBM_VDRAS 大台北都會區 E 剖面(A)1420LST、(B)1441LST、(C)1502LST 垂直不穩定度(定義為上層相當位溫減去下層相當位溫)。.....	62
圖 5-13，IBM_VDRAS 大台北都會區(A)1523LST、(B)1544LST、(C)1605LST、(D) 1626LST 分析場最大雷達合成回波圖，黑色菱形為大安森林公園測站的位置。.....	63
圖 5-14，IBM_VDRAS 大台北都會區(A)1523LST、(B)1544LST、(C)1605LST、(D) 1626LST 分析場輻合輻散圖，紅色實線為最大合成回波 35dBZ、45dBZ 等值線，藍色實線為擾動溫度零度線，擾動溫度<0 度的區域為冷池區域，(E)1523LST、(F)1544LST、(G)1605LST、(H) 1626LST 為模式地表上第一	

層的垂直速度場，紫色實線為輻散場為 $-5*10^{-4}$ 的等值線，綠色實線為輻散場為 $5*10^{-4}$ 的等值線。	64
圖 5-15，大安森林公園測站 1500LST-165LST 的十分鐘累計雨量 (MMHR-1) 及總累計降水量 (MM)，藍色 BAR 為十分鐘降雨量換算成時雨量的數值，橘色線為 1500LST 開始計算的總累計雨量。.....	65
圖 5-16 RCMD(A)1516LST、(B)1526LST、(C)1536LST、(D) 1546ST 最大雷達回波圖，黑色線段 E 為後續垂直剖面分析所選的位置，黑色菱形為大安森林公園測站的位置，(E)-(H) 為(A)-(D)線段 E 的雷達回波垂直剖面，藍色方框為台北盆地區域。.....	66
圖 5-17 RCMD(A)1516LST、(B)1526LST、(C)1536LST、(D) 1546ST 在垂直剖面線段 E 之 ZDR(DBZ)以及(E)1516LST、(F)1526LST、(G)1536LST、(H) 1546ST 在垂直剖面線段 E 之 KDP(DEG KM ⁻¹)，藍色方框為台北盆地區域。.....	67
圖 5-18，IBM_VDRAS 大台北都會區(A)1520LST、(B)1530LST、(C)1540LST 分析場最大雷達合成回波圖，紅色線段 E 為後續剖面分析所選的位置，黑色菱形為大安森林公園測站的位置。.....	68
圖 5-19，IBM_VDRAS 大台北都會區 1520LST 分析場 E 剖面(A)水平擾動溫度、(B)垂直速度、(C)水平輻合輻散，(A)中線線為 10、35、45dBZ 等值線、黃線為雲水混合比.....	69
圖 5-20，IIBM_VDRAS 大台北都會區 1530LST 分析場 E 剖面(A)水平擾動溫度、(B)垂直速度、(C)水平輻合輻散，(A)中線線為 10、35、45dBZ 等值線、黃線為雲水混合比.....	70
圖 5-21，IBM_VDRAS 大台北都會區 1540LST 分析場 E 剖面(A)水平擾動溫度、(B)垂直速度、(C)水平輻合輻散，(A)中線線為 10、35、45dBZ 等值線、黃線為雲水混合比.....	71
圖 5-22，IBM_VDRAS 大台北都會區 1500LST-1550LST 分析場 (A)垂直速度、(B)雨水混合比、(C)雲水混合比時序圖，橘色線為最大值，藍色線為平均值。.....	72
圖 5-23，IBM_VDRAS 大台北都會區(A)1647LST、(B)1708LST、(C)1729LST、(D) 1750LST 分析場最大雷達合成回波圖，黑色菱形為大安森林公園測站的位置。.....	73
圖 5-24，IBM_VDRAS 大台北都會區 1647LST 分析場(A)輻合輻散圖，紅色實線為最大合成回波 35、45dBZ 的等值線，藍色實線為擾動溫度零度線，擾動溫度<0 度的區域為冷池區域，(B)模式地表上第一層的垂直速度場，紫色實線為輻散場為 $-5*10^{-4}$ 的等值線，綠色實線為輻散場為 $5*10^{-4}$ 的等值線。.....	74
圖 5-25，2019/07/22 台灣北部 1700LST(A)測站客觀分析溫度場、(B)測站客觀分析輻合輻散場，藍色實線為測站客觀分析得到的風場，黑色粗實線為縣市邊界，黑色細實線為 500 公尺地形等高線。...	75
圖 5-26，IBM_VDRAS 大台北都會區發展、成熟、消散階段(A)Q1、(B)Q2 垂直剖面.....	76

第一章 緒論

1-1. 午後雷暴

台灣夏季降水主要來源為鋒面、颱風、以及午後雷暴，其中在弱綜觀夏季時，最大的來源又以午後雷暴系統為主，Chen et al. (2007)亦指出台北盆地的午後雷暴是由海風環流將潮濕溫暖的空氣帶入台北盆地後，和都市熱島、盆地南側山區地形交互作用，於山坡處形成對流，並藉由對流形成的冷池外流與海風的輻合，將整個對流系統與降水自南向北移入台北盆地。

在觀測方面，Lin et al. (2011)利用雷達回波、閃電觀測、探空以及測站資料分析 2005 至 2008 夏季弱綜觀午後雷暴系統的時空間特性，結果顯示在北台灣最大降雨頻率出現在 1500-1600LST，而最大回波出現頻率的位置則是在平行雪山山脈的山坡地上；Chen et al. (2014)亦利用雷達回波、測站、探空、綜觀天氣圖探討適合午後雷暴發生的綜觀環境，發現在中低層(700hPa 左右)大氣為西南風且相對濕度較高時，較易有午後雷暴發生的機會。

在模式模擬方面，Kuo and Wu (2019)利用 VVM(Vector Vorticity equation cloud-resolving Model)的理想案例探討北台灣地形、海陸風環流及都市熱島效應對於午後對流發生的重要性，結果顯示海陸風局部環流在台北午後雷暴肇始扮演了關鍵的角色，且熱島效應更加強了海風與盆地南方的輻合，後續對流傳播機制則是與冷池有關；Miao and Yang (2020)亦利用 WRF(Weather Research and Forecasting Model)來分析 2015 年 6 月 14 日午後雷暴降水事件，完整分析冷池傳播、對流演進等過程，並針對雲微物理過程、陽明山地形做敏感性實驗，結果顯示雨水蒸發冷卻效應對於冷池形成扮演關鍵的角色，陽

明山地形造成淡水、基隆兩河谷的窄管效應更有利海風將潮濕的空氣傳遞至盆地內陸，造成適合對流生長的环境。

1-2. 資料同化

由 NCAR(National Center for Atmospheric Research)所發展的四維變分都卜勒雷達資料同化系統(four-dimensional Variational Doppler Radar Analysis System ,VDRAS)，利用雲解析模式同化雷達回波以及徑向風，反演出最理想的三維分析場，對於對流尺度天氣現象的分析以及預報都有很大的幫助。VDRAS 曾被應用在低層風場以及溫度場的反演(Sun and Crook, 2001)；也曾在 2000 年雪梨奧運、2008 年北京奧運會上進行即時預報(Crook and Sun, 2002; Sun et al., 2010)；而近年 VDRAS 則是用來研究大豪雨事件的成因以及發展機制(Friedrich et al., 2016)。

中央大學雷達氣象實驗室將 VDRAS 做了許多的改進，Chang et al. (2016)將冰相物理過程加入 VDRAS，得到更好的水相粒子分佈以及定量降水預報；為了彌補近地面雷達掃描死角缺乏觀測的問題，陳依涵 (2016)將地面資料同化方法加入 VDRAS，改善底層風場、溫度場；黃熠程 (2017)進一步同化衛星產品 ASCAT 10 米風場資料，結果顯示同化衛星地面風場對於熱力、動力、和雲物理結構都有顯著改善；為了解決台灣地形複雜的問題，Tai et al. (2017)利用沈浸邊界法(Immersed boundary method)將地形加入 VDRAS，結果顯示加入地形效應後的 VDRAS 可以模擬出更好的分析場，並稱此新版 VDRAS 為 IBM_VDRAS(Variational Doppler Radar Analysis System based on immersed boundary method)；吳英璋 (2019)改進地面資料同化策略並分析午後對流真實案例；羅翊銓 (2019)在 IBM_VDRAS 中加入科氏力、雷達波束遮擋以及晴空回波同化，並採用了新的極小化法 L-BFGS_B(Limited-memory BFGS for boundary-constrained)，在本篇研

究中使用了晴空回波同化，晴空回波同化可抑制 IBM_VDRAS 長出假對流從而使模式更加穩定。

1-3. 研究動機與目標

根據前文，對於台北午後雷暴生成發展的機制與要素，目前已經有許多的研究及分析，然而真實發生的午後雷暴往往來得更複雜，不只在台北盆地南方長起後往北傳播，有時甚至會與其他縣市傳播過來的對流胞交互作用，Miao and Yang (2020)亦提到需要更多的案例分析針對豪雨型午後雷暴強降雨過程做探討，因此面對較複雜的午後雷暴案例仍有探討的必要。

在分析午後雷暴時，使用觀測資料可以得到午後雷暴較長期、定性的特徵，卻無法完整描述對流胞與其氣象場的詳細三維結構；使用模式資料時，可以得到午後雷暴詳細三維結構，計算各項氣象參數，但模擬結果可能受到初始場誤差、空間解析度、參數化方法等因素，在時空間與真實對流有些微的差異，而如果使用資料同化方法，結合模式以及觀測資料，不只能得到詳細的午後雷暴三維結構場，也因為同化雷達資料，能得到與真實對流差異更小的分析場。

2019 年 6-7 月中，中央大學雷達氣象實驗室 X-band 行動雷達 TEAM-R 參與了 TASSE(Taipei Summer Storm Experiment)，取得了珍貴的雷達觀測資料，根據上述動機和工具選取方法，本文將利用此次 TASSE 之資料加上 IBM_VDRAS 針對 2019 年 7 月 22 日午後雷暴強降水事件進行分析探討。

論文共分為六個章節，第一章是緒論，介紹午後雷暴、資料同化、研究動機與目的；第二章是研究方法，介紹最新版 IBM_VDRAS 的架構、原理；第三章為個案與模擬介紹，介紹 TASSE 計畫、2019 年 7 月 22 日個案以及 IBM_VDRAS 的同化策略以及本次研究使用到的觀測資料；第四章為 IBM_VDRAS 同化結果校驗，利用各觀測資料校驗

IBM_VDRAS 分析場，選取最佳分析場；第五章為個案分析，利用測站資料、選取出來之 IBM_VDRAS 分析場，對 2019 年 7 月 22 日的個案，進行詳細的分析探討；第六章為總結，對於本篇內容作總結以及結論。

第二章 IBM_VDRAS

根據前文，VDRAS 為一卡式座標上的四維變分資料同化雲解析模式，是由 Sun and Crook (1997), Sun and Crook (1998) 在 NCAR 發展的同化和預報系統，IBM_VDRAS 是由 Tai et al. (2017) 應用 Tseng and Ferziger (2003) 提出的 ghost-cell immersed boundary method (GCIBM)，將地形效應加入 VDRAS，再經中央大學雷達實驗室改善與新增眾多功能(吳英璋, 2019; 陳依涵, 2016; 黃熠程, 2017; 羅翊銓, 2019; Chang et al., 2016)，本章將簡單介紹本次研究所用 IBM_VDRAS 應用原理。

2-1. Cloud resolving model

IBM_VDRAS 之雲解析模式參考 Kessler (1969) 的暖雨微物理過程，預報變數為 $\bar{\rho}u$ 、 $\bar{\rho}v$ 、 $\bar{\rho}w$ 、 $\bar{\rho}\theta'_l$ 、 $\bar{\rho}q_r$ 、 $\bar{\rho}q_t$ ，其中 $\bar{\rho}$ 為基本態密度， $u(\text{m s}^{-1})$ 、 $v(\text{m s}^{-1})$ 、 $w(\text{m s}^{-1})$ 為緯向風、經向風、垂直風速； $\theta'_l(\text{K})$ 為液態水位溫擾動，在凝結或蒸發的情況下，液態水位溫為守恆的； $q_r(\text{g kg}^{-1})$ 、 $q_t(\text{g kg}^{-1})$ 則代表雨水混合比以及總水含量混合比，風場的預報方程式如下：

$$\frac{d\bar{\rho}u}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial x} + \nu \nabla^2 \bar{\rho}u, \quad (2.1)$$

$$\frac{d\bar{\rho}v}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial y} + \nu \nabla^2 \bar{\rho}v, \quad (2.2)$$

$$\frac{d\bar{\rho}w}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial z} + g\bar{\rho} \left(\frac{T'}{\bar{T}} + 0.61q'_v - q_c - q_r \right) + \nu \nabla^2 \bar{\rho}w, \quad (2.3)$$

式中 p' 為氣壓擾動， T' 為溫度擾動， \bar{T} 為環境溫度， $q'_v(\text{g kg}^{-1})$ 為水氣擾動、 $q_c(\text{g kg}^{-1})$ 為雲水混合比， $\nu(\text{m}^2 \text{s}^{-1})$ 為擴散係數，而羅翊銓 (2019) 所新增的科氏力項則是加在(2.1)-(2.3) 後，本次研究因為分析範圍較小，沒有開啟科氏力項，故不詳加說明。IBM_VDRAS 亦

要求風場滿足連續方程式(2.4)，且將(2.1)、(2.2)、(2.3)分別對 x、y、z 方向做微分後，可以得到擾動壓力的診斷方程式(2.5):

$$\frac{d\bar{\rho}u}{dx} + \frac{d\bar{\rho}v}{dy} + \frac{d\bar{\rho}w}{dz} = 0. \quad (2.4)$$

$$\nabla^2 p' = -\nabla \cdot (\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla(\bar{\rho}\bar{\mathbf{V}})) + g\bar{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{T'}{T} + 0.61q'_v - q_c - q_r \right) \quad (2.5)$$

而熱力預報方程式(2.6)則是：

$$\frac{d\bar{\rho}\theta_l}{dt} = -\frac{L_v}{c_p \max(T, 253)} \frac{\theta_l^2}{\theta} \left(\frac{dV_{TM}\bar{\rho}q_r}{dz} \right) + v\nabla^2 \bar{\rho}\theta_l, \quad (2.6)$$

其中 $L_v=2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ 為水的蒸發潛熱， $C_p=1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ 為定壓比熱， $V_{TM}(\text{m s}^{-1})$ 為雨水的終端落速，根據 Sun and Crook (1997)，假設雨滴粒徑為 Marshall-Palmer，可以表示為(2.7)：

$$V_{TM} = 5.4 \left(\frac{p_0}{\bar{p}} \right)^{0.4} (\bar{\rho}q_r)^{0.125} \quad (2.7)$$

式中 p_0 為 1000hPa， \bar{p} 為基本態氣壓。此外，根據 Tripoli and Cotton (1981)，液態水位溫可以表示成(2.8)：

$$\theta_l = \theta \left[1 - \frac{L_v}{c_p T} (q_c + q_r) \right]. \quad (2.8)$$

模式雲微物理的預報方程式則是(2.9)和(2.10)：

$$\frac{d\bar{\rho}q_r}{dt} = R_a + R_c + R_e + \frac{dV_{TM}\bar{\rho}q_r}{dz} + v\nabla^2 \bar{\rho}q_r, \quad (2.9)$$

$$\frac{d\bar{\rho}q_t}{dt} = \bar{\rho}_a \frac{dV_{TM}q_r}{dz} + \kappa \nabla^2 \bar{\rho}q_r. \quad (2.10)$$

式中 R_a 為雲水轉雨水項，代表雲滴和雲滴碰撞合併為雨水的物理過程，根據 Kessler (1969)可以表示為(2.11)：

$$R_a = \begin{cases} \alpha(q_c - q_{crit}) & , \text{for } q_c > q_{crit} \\ 0 & , \text{for } q_c < q_{crit} \end{cases} \quad (2.11)$$

其中 α 為 0.001 s^{-1} ， q_{crit} 為 1.5 g kg^{-1} 。 R_c 為碰併項，代表雨水往下掉落時搜集四周雲滴的物理過程，可以表示為(2.12)：

$$R_c = \gamma q_c q_r^{0.95}, \quad (2.12)$$

根據 Miller and Pearce (1974)，將 γ 設為 0.002 s^{-1} 。 R_e 為蒸發項，代表雨水蒸發為水蒸氣的物理過程，可以表示為(2.13)：

$$R_e = \beta (q_v - q_{vs}) (\bar{\rho} q_r)^{0.65}, \quad (2.13)$$

其中 q_{vs} 為飽和混合比， β 為 0.02 s^{-1} ， $\bar{\rho}$ 為水平平均密度。

IBM_VDRAS 中的雲水混合比、水氣混合比以及溫度則是藉由上述的預報變數經過診斷方程式而得到，其關係式為(2.14)-(2.16)：

$$T = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{R/c_p} \theta_l \left[1 + \frac{L_v}{c_p} (q_c + q_r)\right], \quad (2.14)$$

$$q_{vs} = \frac{3.8}{p} \exp\left(17.27 \frac{T - 273.16}{T - 35.86}\right). \quad (2.15)$$

$$q_c = \begin{cases} (q_t - q_{vs} - q_r), & \text{if } q_v \geq q_{vs} \\ 0, & \text{if } q_v < q_{vs} \end{cases}, \quad (2.16)$$

藉由給定預報變數 q_t 、 q_r 以及 θ_l ，並結合(2.14)-(2.16)，羅翊銓 (2019)為了增加計算效率，採用 Newton-Raphson method 求根算法，藉此得到 q_v 、 q_c 、 T 。

2-2. Cost function and the adjoint model

在四維變分資料同化系統中，目標為尋找一個最佳的初始場，使得此初始場在同化窗區內積分時，能夠得到最小的價值函數(cost function)，而在 IBM_VDRAS 中，價值函數的定義如下式(2.17):

$$J = J_{mb} + \sum_{v,t,i} [\eta_v (V_r - V_r^o)^2 + \eta_q (q_r - q_r^o)^2] + J_p \quad (2.17)$$

價值函數由三項組成，第一項 J_{mb} 為中尺度背景場，由於觀測資料無法完整覆蓋到整個分析場範圍，所以缺乏觀測資料的點就會受到背景場所約束；第二項則是觀測項， v 是三維空間、 t 是時間、 i 為雷達編號， V_r 是分析場的雷達徑向風， V_r^o 是雷達觀測徑向風， q_r 是分析場的雨水混合比， q_r^o 是雷達觀測回波值轉換的雨水混合比， η_v 和 η_q 分別是雷達徑向風和雨水混合比的權重， η_q 由 0 至 20 (由雷達中心向外遞增)， η_v 由 0 至 1 (由雷達中心向外遞增)，第三項 J_p 則是時空間平滑項。由於 IBM_VDRAS 並沒有預報雷達回波，只有預報雨水混合比 q_r ，因此 Sun and Crook (1997) 使用 Marshall-Palmer 分佈 (Marshall and Palmer, 1948) 下的 Z - q_r 關係式 (2.18) 將回波轉成 q_r 進行同化，

$$q_r = \frac{1}{\rho} 10^{\left[\frac{Z-43.1}{17.5} \right]}, \quad (2.18)$$

式中 q_r 單位為 g kg^{-1} ，而在同化雷達徑向風的部分，則是利用 (2.19) 將 IBM_VDRAS 之風場轉換成雷達徑向風進行同化，

$$V_r = \frac{x - x_r}{r_d} u + \frac{y - y_r}{r_d} v + \frac{z - z_r}{r_d} (w - V_{TM}). \quad (2.19)$$

式中 (x, y, z) 為模式網格點的位置， (x_r, y_r, z_r) 為雷達的位置， r_d 則是雷達和模式網格點的距離。

在 IBM_VDRAS 同化窗區中，伴隨模式 (adjoint model) 可以得到價值函數對初始場各預報變數的梯度，藉此計算出最佳的初始場，伴隨模式為切線性模式 (Tangent Linear Model, TLM) 的轉置矩陣，切線性模式又與預報模式互相關聯，因此伴隨模式是建立在預報模式之上完成的，IBM_VDRAS 的伴隨模式詳細推導可參考 (吳英璋, 2019)。

2-3. GCIBM

本章將介紹由 Tai et al. (2017) 加入 VDRAS 的 GCIBM 原理。GCIBM 是將複雜地形加入原 VDRAS 已存在卡式座標的方法，第一步是需要將整個分析場範圍分成三種網格

點，如圖 2-1 在地形（綠色虛線）外面的點（黑實心三角）為流體的範圍，會進行模式的積分運算，而在地形內部的第一層網格點(G)即為虛網格(ghost cell)的位置，虛網格為模式積分的邊界，而地形更內部的網格點（黑空心正方形）為地形的範圍，不會進行模式的積分。

藉由更新虛網格，可以將地形效應帶入模式積分，此處使用的方法為鏡像法(Image point method)，鏡像法需要先找出各地形邊界(B)的法線向量，沿此法線分量，以地形邊界為對稱軸，和虛網格(G)對稱，在流體範圍內的格點便是鏡像點(image point)，利用鏡像點更新虛網格時，根據邊界條件的設定分為兩種方法，第一種是給定地形邊界量值的 Dirichlet 邊界條件，如(2.20):

$$\varphi_G = 2\varphi_B - \varphi_I, \quad (2.20)$$

第二種則是給定地形邊界梯度量值的 Neumann 邊界條件，如(2.21)：

$$\varphi_G = \varphi_I - L \frac{\partial \varphi}{\partial n} \Big|_B, \quad (2.21)$$

式中 φ 為 IBM_VDRAS 之預報變數，L 為鏡像點與虛網格的垂直距離，鏡像點之數值是利用附近流體範圍內的網格點進行內插而得，內插方法使用 Franke (1982)所提出之反距離權重法(Inverse distance weighting method, IDW)，如(2.22)-(2.23)

$$W_n = \left(\frac{R_{max} - R_n}{R_{max} R_n} \right)^p \quad (2.22)$$

$$\varphi_I = \frac{\sum_n W_n \varphi_n}{\sum_n W_n} \quad (2.23)$$

式中 R_{max} 為搜尋範圍中最遠的網格點離鏡像點的距離， R_n 為第 n 個網格點離鏡像點的距離，p 設定為 0.5。

本篇研究採用滑動邊界條件，鏡像點之搜尋範圍在水平方向是以虛網格為中心水平 10x10 的範圍，垂直方向則為虛網格當層以及上一層作為搜尋範圍，若搜尋範圍內流體範圍的點數不到六個則加大水平搜尋範圍，直到超過六個點為止，在邊界條件的設定上

u 、 v 、 θ'_i 、 q_r 、 q_t 採取 Neumann 邊界條件 ($\frac{\partial \varphi}{\partial n}|_B = 0$) 更新， w 則採用 Dirichlet 邊界條件更新，如式(2.24):

$$w_B = u_B \frac{\partial h}{\partial x} + v_B \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2.24)$$

式中 h 為地形高度， u_B 、 v_B 則找最接近 w_I 且位於流體範圍的 u 、 v 來代替。

第三章 個案簡介與模擬介紹

3-1. TASSE

TASSE(Taipei Summer Storm Experiment)為雙北都會區夏季暴雨觀測預報實驗，2016年為預實驗，2017-2019年則是進行觀測實驗、分析，目的為利用雷達、探空、增設自動氣象站和雨滴譜儀等儀器，進一步了解夏季雙北都會區邊界層變化特性和豪雨型雷暴發展動力及特徵，其中包括大台北地區午後雷暴環境特性的分類、大臺北地區周遭雷暴發生的熱點與路徑、形成豪雨型雷暴的結構與運動場特徵、豪雨型午後雷暴的可預報度等等。

中央大學於2019年參與了TASSE的觀測實驗，地點為新北市五股自行車道，觀測儀器包括了移動式X-band雷達TEAM-R、雨滴譜儀、自動氣象站等，由於測站位置海拔較低，且面向台北市區，可以完整地觀測台北大都會區內對流的演進過程，不論是對於觀測分析或是資料同化，都有很大的幫助。

3-2. 2019年7月22號案例

在2019年TASSE期間，發生最大的午後雷暴案例就是7月22號了，在當天下午兩點，零星對流生長在陽明山以及雪山山脈北段，再加上從桃園、新竹移入台北盆地的移動對流，在下午三點時包圍住了台北盆地，並於三點二十分在台北盆地長起一最大回波超過55dBz之午後雷暴，也在未來一小時內降下了超過100mm的豪雨，造成大安森林公園附近區域嚴重淹水。本節將利用雷達回波圖以及累積降水來對此案例做概略的介紹，第五章則會進行後續詳細的分析。

3-2-1. 雷達回波

圖 3-1 為 2019 年 7 月 22 日 1230LST 至 1700LST 氣象局最大雷達合成回波圖，在 1230LST 時，零星對流在桃園、新竹山區開始形成(圖 3-1a)，1300LST 時對流增強並開始往平地傳播(圖 3-1b)，1330LST、1400LST 兩對流胞在桃園、新竹平地合併並增強，且在新北市烏來形成的對流也移動至林口台地(圖 3-1c、d)，1430LST 時桃園、新竹之對流與林口台地之對流在桃園激發對流生成並合併，在此研究稱此對流胞以及後續其後續移往台北盆地之部分稱為 A 對流胞，另一方面，陽明山及雪山山脈北段各長出新的對流胞，在此研究稱陽明山、雪山山脈北段二對流胞及其後續移往台北盆地之部分為 B、C 對流胞(圖 3-1e)，1500LST 時 A 對流胞分裂為南北兩胞，北端的 A 對流胞與 B、C 兩胞往台北市西南方靠近，並包圍住台北盆地(圖 3-1f)，1530LST 時台北盆地中心長出的新對流胞並與原本周圍的對流胞合併，造成大量的降雨，持續了一個半小時(圖 3-1g,h,i)，1700LST 時台北盆地中心對流減弱並在台北市西南方激發新的對流往桃園、新竹移動(圖 3-1j)。

3-2-2. 累積降水

圖 3-2 為 2019 年 7 月 22 日 1200LST 至 1700LST 氣象局小時累積雨量圖，在 1200LST-1300LST 時，無明顯降水系統產生(圖 3-2a)；而到 1300LST-1400LST 時，降水對應到圖 3-1b,c,d 雷達回波，由山坡往平地移動，主要位置發生在桃園、新竹雪山山脈山坡、桃園新竹平地以及林口台地，最強時雨量在 20-30mm(圖 3-2b)，而到 1400LST-1500LST 時，降水對應到圖 3-1d,e,f 雷達回波 A、B、C 對流胞的位置，降水位置與前一小時差異不大，但時雨量增強，最高達到 30-40mm(圖 3-2c)，而到 1500LST-1600LST 時，降水對應到圖 3-1f,g,h 的雷達回波，位置為台北盆地中心的台北市西南方，此時降

水強度達到高峰，時雨量高達 90-110mm (圖 3-2d)，而到 1600LST-1700LST 時，降水對應到圖 3-1h,i,j 的雷達回波，位置為台北盆地的西南方，此時降水強度減弱，時雨量最高達到 30-40mm (圖 3-2e)。

3-3. 觀測資料

圖 3-3 為本篇研究之 IBM_VDRAS 模擬範圍及觀測資料分佈圖，本節將介紹使用的雷達資料、地面測站、以及台大所研發的 storm tracker 資料內容以及處理流程等等。

3-3-1. 雷達資料

本篇研究使用的雷達資料有五分山雷達(RCWF/RCMD)、中央大學移動式雷達 (TEAM-R)、機場雷達(RCTP)，RCMD 為波長 5 公分的 C-band 雙偏極化都卜勒雷達，RCWF 為波長 10 公分的 S-band 雙偏極化都卜勒雷達，TEAM-R 為波長 3 公分的 X-band 雙偏極化都卜勒雷達，RCTP 為波長 5 公分的 C-band 都卜勒雷達。同時使用 RCWF 以及 RCMD 的原因為 2019 年 7 月 22 日上午 RCWF 進行檢修維護，1600LST 後才有資料，因此 1600LST 前之五分山雷達資料採用 RCMD，1600LST 後則採用 RCWF。

在雷達資料處理的部份，本篇研究採用中央大學雷達實驗室開發的雷達資訊編修系統 Rakit，以下將介紹各個雷達掃描策略以及 QC(quality control)流程。

1. RCWF

RCWF 掃描總共有 15 個仰角，分別為 0.5, 0.9, 1.3, 1.8, 2.4, 3.1, 4.0, 5.0, 6.4, 8.0, 10.0, 12.0, 14.0, 16.7, 19.5 度，半徑上的解析度為 250 公尺，第一到第三個仰角之摺錯風速為 28.7ms^{-1} ，第四到第九個仰角的摺錯風速為 26.6ms^{-1} ，第十個仰角的摺

錯風速為 28.7ms^{-1} ，第十一到第十五個仰角的摺錯風速為 33.6ms^{-1} ，RCWF 的 QC 流程為：

- (1) 利用地形資料，去除地形回波
- (2) 去除 $\rho_{hv} < 0.95$ 的雷達觀測資料
- (3) 利用時空間連續法將徑向風去摺錯

2. RCMD

RCMD 掃描總共有 9 個仰角，分別為 0.5, 1.4, 2.4, 3.4, 4.3, 6.0, 9.0, 14.6, 19.5 度，半徑上的解析度為 500 公尺，所有仰角的摺錯風速為 33.3ms^{-1} ，RCMD 的 QC 流程為：

- (1) 找到 θ_0
- (2) 利用地形資料，去除地形回波
- (3) 去除 $\rho_{hv} < 0.85$ 的雷達觀測資料
- (4) 把 θ_{dp} 去折疊，並利用去折疊後的 θ_{dp} 計算 K_{dp}
- (5) 由於 RCMD 為 C-band 雷達，會遭遇衰減的問題，因此利用 $A_H = \alpha \Delta\theta_{dp}$ 預估回波衰減量，此處設 $\alpha = 0.0721$ ，並將衰減量加回原本觀測的回波。
- (6) 利用時空間連續法將徑向風去摺錯

3. TEAM-R

TEAM-R 掃描總共有 11 個仰角，分別為 0.5, 1.3, 2.3, 3.5, 5.5, 7.1, 8.5, 11.0, 13.5, 16.0, 18.5 度，半徑上的解析度為 125 公尺，所有仰角的摺錯風速為 31.1ms^{-1} ，TEAM-R 的 QC 流程為：

- (1) 找到 θ_0

- (2) 利用地形資料，去除地形回波
- (3) 去除 $\rho_{hv} < 0.85$ 的雷達觀測資料
- (4) 修正 TEAM-R 系統性誤差 5dBZ
- (5) 把 Φ_{dp} 去折疊，並利用去折疊後的 Φ_{dp} 計算 K_{dp}
- (6) 由於 TEAM-R 為 X-band 雷達，會遭遇衰減的問題，因此利用 $A_H = \alpha \Delta\Phi_{dp}$ 預估回波衰減量，此處設 $\alpha = 0.3124$ ，並將衰減量加回原本觀測的回波
- (7) 利用時空間連續法將徑向風去摺錯

4. RCTP

RCTP 掃描總共有 13 個仰角，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, 20.0 度，半徑上的解析度為 250 公尺，所有仰角的摺錯風速為 16.8ms^{-1} ，RCTP 的 QC 流程為：

- (1) 利用時空間連續法將徑向風去摺錯
- (2) 利用 $(ZH > 15\text{dBZ} \ \& \ VR < 2\text{m s}^{-1} \ \& \ \text{波譜寬} < 1 \text{ m s}^{-1})$ 或 $(ZH > 15\text{dBZ} \ \& \ VR < 2\text{m s}^{-1} \ \& \ \text{波譜寬} > 8 \text{ m s}^{-1})$ 的方式濾除海上雜波
- (3) 利用 $(ZH > 15\text{dBZ} \ \& \ VR < 0.5\text{m s}^{-1} \ \& \ \text{波譜寬} < 0.5 \text{ m s}^{-1})$ 或 $(ZH > 15\text{dBZ} \ \& \ VR < 0.5 \text{ m s}^{-1} \ \& \ \text{波譜寬} > 8 \text{ m s}^{-1})$ 的方式濾除地形回波

3-3-2. 地面測站資料

本研究中，總共使用了中央氣象局 14 個局屬地面觀測站及 108 個自動地面觀測站，觀測的變數有氣壓、溫度、濕度、風速、風向及降水資料，測站時間解析度為十分鐘一筆。

3-3-3. Storm tracker

本研究也使用了台灣大學所開發的 storm tracker 觀測資料，storm tracker 可以得到單點垂直剖線上的氣象變數，包含了壓力、高度、溫度、露點溫度、相對濕度、風向風速，相當位溫等等，在 2019 年 7 月 22 日，台大自早上八點開始，每隔一小時施放一次，施放到下午六點，除了下午四點沒有資料之外，總共有十筆探空剖線。

3-4. IBM-VDRAS 設定

圖 3-3 為本篇研究之 IBM_VDRAS 模擬範圍，模擬中心為東經 121.3 度、北緯 25.0 度，東西方向 161 個網格，南北方向 141 個網格，水平解析度 1 公里，垂直方向上有 41 層，上方十層為海綿層，最底層為 0.25 公里，垂直解析度 0.5 公里。

在同化的選項上，使用暖雨微物理過程、自由滑動邊界，並加入同化晴空回波，藉此抑制假對流的產生，根據圖 3-4，在同化窗區設定上為 16 分鐘，短預報時間 5 分鐘，分析場時間間隔 21 分鐘，分別為 1420LST、1441LST、1502LST、1523LST、1544LST、1605LST、1626LST、1647LST、1708LST、1729LST、1750LST，每一個同化窗區的迭代次數為 40 次。

3-4-1. 連續窗區 vs 分散窗區

根據圖 3-4 同化的流程圖，導入背景場後，會先進行十六分鐘的預報，同化雷達資料後得到第一個分析場，而此分析場的五分鐘預報場會做為第二個同化窗區的初始場，並以此流程同化到最後一個分析時間 1750LST，此種同化方法稱為「連續窗區」，按照此流程，由於同化窗區高達十一個，後段窗區的分析場會引入前段的誤差，造成假對流、模式不穩定等問題，因此本篇研究將同化策略改為圖 3-5 所示的「分散窗區」，並測試了 2CYCLE 以及 3CYCLE 兩種同化策略，以分析場 1441LST 為例，2CYCLE 代表此分析場為經歷兩個同化窗區得到的分析場，3CYCLE 則是此分析場為經歷三個同化窗區得到的分析場。

3-4-2. 背景場 & 雷達資料

在背景場的部分，本篇研究測試了使用 ERA-Interim $0.25^{\circ} * 0.25^{\circ}$ 及 NCEP-GDAS $0.25^{\circ} * 0.25^{\circ}$ 再分析資料的模擬；而在雷達資料的部分，由於機場雷達並非雙偏極雷達，QC 過後的資料仍然受海雜波以及地形雜波影響，因此測試了同化兩座雷達資料 (RCWF/RCMD、TEAM-R) 與三座雷達資料 (RCWF/RCMD、TEAM-R、RCTP) 的模擬。

3-4-3. 同化實驗

根據前面的介紹，本篇研究測試了八種不同的同化實驗，如表格 1 所示，以 N_3r_2c 為例，第一個字母代表的是 ERA-Interim $0.25^{\circ} * 0.25^{\circ}$ 或者 NCEP-GDAS $0.25^{\circ} * 0.25^{\circ}$ 再分析資料的背景場，第二個字母代表的是同化兩座雷達資料 (RCWF/RCMD、TEAM-R) 或三座雷達資料 (RCWF/RCMD、TEAM-R、RCTP)，第三個字母代表同化策略為

2CYCLE 或是 3CYCLE，而 Continuous 與 N_2r_f 則是以連續窗區的方式，同化三座或兩座雷達的實驗，第四章會用不同的觀測資料對此八種同化實驗進行校驗，選取最佳的分析場做後續的分析。

第四章 IBM_VDRAS 同化結果校驗

根據前章表格 1 所示，本篇研究模擬了不同背景場、不同同化策略以及同化不同雷達的結果，為找到最佳的分析場，本章利用 storm tracker 的溫度、水氣場以及雷達回波、累積降水來對不同 IBM_VDRAS 的分析場進行校驗。

4-1. storm tracker

IBM_VDRAS 之分析時間為 1420LST-1750LST，因此選擇 1400LST、1500LST、1658LST 之 storm-tracker 來做校驗，本研究選擇 storm tracker 之溫度、水氣混合比作為校驗變數，利用雙線性內插將 IBM_VDRAS 模式網格上的溫度、水氣混合比內插至 storm tracker 觀測點的位置上進行校驗。

4-1-1. 溫度

圖 4-1a,c,e 為 1400LST、1500LST、1658LST 在台大施放的 storm tracker 觀測溫度對應到 IBM_VDRAS 八組分析場的結果，校驗的 RMSE 結果如表格 2 所示，在不同模擬的 1420LST 分析場中，根據圖 4-1a 及表格 2 顯示 IBM_VDRAS 有負的溫度偏差，其中以 E_3r_2c (黃線) 的結果最好，其 RMSE 為 1.97°C，與 E_3r_2c 較接近的為 E_3r_3c (綠線) 的 2.12°C，其餘 RMSE 都高於 2.5°C；在不同模擬的 1502LST 分析場中，根據圖 4-1c 及表格 2 顯示 IBM_VDRAS 與 storm tracker 的結果十分接近，其中以 N_3r_3c (藍線) 的結果最好，其 RMSE 為 1.19°C，與 N_3r_3c 較接近的為其他利用 NCEP-GDAS 背景場模擬的結果，而用 ERA-Interim 背景場模擬的 RMSE 都高於 2°C；在不同模擬的 1708LST 分析場中，根據圖 4-1e 及表格 2 顯示 IBM_VDRAS 有正的溫度偏差，其中以

N_2r_2c (淺藍線) 的結果最好，其 RMSE 為 3.17°C ，與 N_2r_2c 較接近的為其他利用 NCEP-GDAS 背景場模擬的結果，而用 ERA-Interim 背景場模擬的 RMSE 都高於 4°C 。

根據以上校驗結果，可以發現 IBM_VDRAS 之溫度表現與 storm tracker 顯示的趨勢一致，且在三個時間點中，以 1502LST 的分析場表現較好，其原因為 1502LST 時 storm tracker 觀測位置上空的對流已長起，雷達資料完整，所以同化雷達資料所得到的分析場也更準確，而在 1420LST 以及 1708LST 時，由於對流尚未出現在 storm tracker 觀測位置上空，因此同化雷達的改善相對較有限，此時的校驗結果就受背景場影響更多，從不同背景場的模擬結果來比較，1420LST 的溫度校驗結果以 ERA-Interim 背景場較優異，而在 1502LST 及 1708LST 以 NCEP-GDAS 背景場表現較優異。

4-1-2. 水氣

圖 4-1b、d、f 為 1400LST、1500LST、1658LST 在台大施放的 storm tracker 觀測水氣混合比對應到 IBM_VDRAS 八組分析場的結果，其校驗的方均根誤差結果如表格 3 所示，在不同模擬的 1420LST 分析場中，根據圖 4-1b 及表格 3 顯示，在八組模擬中以 N_2r_3c (紫線) 的結果最好，其 RMSE 為 1.93 gkg^{-1} ，與 N_2r_3c 較接近的為其他利用 NCEP-GDAS 背景場模擬的結果，而用 ERA-Interim 背景場模擬的 RMSE 則較大；在不同模擬的 1502LST 分析場中，根據圖 4-1d 及表格 3 顯示，IBM_VDRAS 在高度小於兩公里有負的水氣偏差，其中以 N_3r_2c (紅線) 的結果最好，其 RMSE 為 1.77 gkg^{-1} ，與 N_3r_2c 較接近的為 N_3r_3c (藍線) 的 1.82 gkg^{-1} ，而用 ERA-Interim 背景場模擬的 RMSE 則大於 2.1 gkg^{-1} ；在不同模擬的 1708LST 分析場中，根據圖 4-1f 及表格 3 顯示 IBM_VDRAS 有負的水氣偏差，其中以 N_2r_2c (淺藍線) 的結果最好，其 RMSE 為 0.64 gkg^{-1} ，與 N_2r_2c 較接近的為 N_3r_2c (紅線) 的 0.81 gkg^{-1} ，而其他模擬結果則大於 1 gkg^{-1}

根據以上校驗結果，可以發現 IBM_VDRAS 之水氣混合比表現與 storm tracker 顯示的趨勢一致，從不同背景場的模擬結果來比較，1420LST、1502LST 及 1708LST 以 NCEP-GDAS 背景場表現較優異，綜合前述溫度校驗的結果，後續分析選擇以 NCEP GDAS 作為 IBM_VDRAS 的背景場，然而使用 2CYCLE、3CYCLE 的策略以及同化兩座雷達或是三座雷達的差異在 storm tracker 校驗的部分仍無明顯差異，因此後續將繼續以雷達回波、累計雨量來進行校驗。

4-2. 雷達回波

如上一節所示，後續分析選擇以 NCEP GDAS 作為 IBM_VDRAS 的背景場，在本節，為了比較同化策略採用 2CYCLE 以及 3CYCLE 的差別，選用雷達回波進行校驗，圖 4-2a,f 分別五分山雷達 1627LST、1645LST 之最大雷達合成回波圖，而圖 4-2b-e、g-j 為 1626LST、1647LST 時，N_2r_3c、N_2r_2c、N_3r_3c、N_3r_2c 模擬之最大雷達合成回波圖。

在 1626LST 時，從圖 4-2b,d 與圖 4-2c,e 比較，可以看出採用 3CYCLE 策略的模擬回波範圍較大，在林口台地（白色圓圈）的位置有回波產生，然而 2CYCLE 策略的模擬在相同的位置卻沒有回波產生，再與五分山雷達真實觀測圖 4-2a 比較，可以發現採用 2CYCLE 策略的回波場比採用 3CYCLE 策略來的更接近真實場；在 1647LST 也可以看到同樣的情況，從圖 4-2g,i 與圖 4-2h,j 比較，可以看出採用 3CYCLE 策略的模擬回波範圍較大，在淡水出海口（白色圓圈）的位置都有較強的回波產生，然而再與五分山雷達真實觀測圖 4-2f 與 2CYCLE 策略的模擬比較，卻沒有看到強回波的產生。根據以上比較，可以發現採用 2CYCLE 策略的分析場得到的雷達回波較 3CYCLE 策略的分析場來得更接近觀測，因此後續的分析場會採用 2CYCLE 策略的分析場。

4-3. 累計降水

根據上述兩節，後續 IBM_VDRAS 分析場將採用 NCEP GDAS 當作初始背景場，並利用分散窗區 2CYCLE 的同化窗區策略，本節將探討是否同化 RCTP，採用累計降水來比較同化 RCTP(N_3r_2c)以及沒有同化 RCTP(N_2r_2c)的分析場，本處分析場雨量計算方式採用 Tai et al. (2017)中利用最底層雨水混合比計算的方式，結果如圖 4-3 所示，圖 4-3a 為當天 1500LST-1800LST 三小時累積降水，觀測顯示當天降雨極值位在台北市西南方大安森林公園的位置，三小時累計雨量達到 90-110mm，而圖 4-3b,c 則是分析場 N_3r_2c、N_2r_2c 從 1502LST 開始計算到 1810LST 的累計降水，兩分析場 N_3r_2c、N_2r_2c 在降水的位置以及分佈上與實際觀測十分接近，極值位置一樣位於台北市西南方，而從降水量來看，N_2r_2c 的結果比 N_3r_2c 來得更加接近，因此後續的分析將採用 N_2r_2c 同化策略。

根據圖 4-3c，N_2r_2c 三小時累計降水量值約在 40-50mm 中間，與實際的觀測比有低估的情形，低估原因可能來自於模式 Z-qr 關係式對回波大小有 55dBZ 的上限、物理過程只有考慮暖雨物理過程等因素，所以無法模擬出下午三點到四點台北市西南方時雨量超過 100mm 的強降水，導致累計降水與實際觀測有所差異。

第五章 個案分析

根據第三章介紹，本次午後雷暴案例起始時間為 1230LST，對流從後續傳播、合併再到離開台北市約為 1750LST，本篇研究將此案例分為四個階段，第一階段為初始階段，時間約為 1100LST-1420LST，介紹桃園、新竹山區對流 (A 對流胞)、陽明山對流 (B 對流胞) 以及雪山山脈北端對流 (C 對流胞) 的初始及其大氣環境；第二階段為發展階段，時間約為 1420LST-1502LST，介紹 A、B、C 對流胞在台北都會區的發展以及分析有利後續成熟階段對流發展的各種因素；第三階段為成熟階段，時間約為 1502LST-1626LST，介紹在台北都會區新生成的主要對流胞，分析胞合併過程及其大氣環境；第四階段為消散階段，時間約為 1626LST-1750LST，介紹對流胞消散及其大氣環境；此外將針對發展、成熟階段之水氣、位溫趨勢進行收支分析，藉此更了解對流之熱、動力過程。

5-1. 綜觀分析

圖 5-1 以及為 2019 年 7 月 22 日早上八點的東亞綜觀天氣分析場，850hPa 台灣受副熱帶高壓及西南季風影響，整體吹東南風、南風 (圖 5-1a)；500hPa 副熱帶高壓位於台灣東北方，為台灣帶來東南風、東風 (圖 5-1b)；在 300hPa，南亞高壓籠罩在台灣北方，為台灣帶來東風，且有一高層冷心低壓位於台灣上空，根據 Chen and Chen (1988) 顯示，高層冷心低壓可引發低層輻合及上升運動，致使對流生長 (圖 5-2a)；而在 200hPa 受到南亞高壓影響，風場與 300hPa 大致相同 (圖 5-2b)。

圖 5-3 為 2019 年 7 月 22 日早上八點板橋探空站的探空圖，可以看到底層 850hPa-700hPa 吹西南風，將水氣帶入台灣上空，而到 600hPa 以上則多吹東風；在濕度的部分，除了 850hPa 以下，整個剖線上的露點溫度以及溫度線差異不超過五度；舉升凝結高度 (LCL)、對流凝結高度 (CCL)、自由對流高度 (LFC) 則在 270 公尺、1057 公尺高、1530

公尺，對流可用位能（CAPE）值為 $1042.8 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，對流抑制能（CIN）值為 $78.8 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ；綜合以上結果，良好的高層輻散場，配上水氣充足的環境，2019 年 7 月 22 日的綜觀環境是非常適合對流發展的。

5-2. 初始階段

在初始階段，由於對流剛剛開始發展，雷達資料不夠多，因此利用地面測站資料分析地表大氣環境、並配合 CWB 衛星色調強化圖以及最大雷達合成回波圖分析對流發展。

根據前人的研究，海陸風環流在雙北地區的對流肇始扮演了重要的角色(Chen et al., 2007; Chen et al., 2014; Kuo and Wu, 2019)，圖 5-4 為台北都會區 2019 年 7 月 22 日對流初始環境的地面測站風場，點的顏色代表測站觀測的水氣混合比(g kg^{-1})，表格 4 是雙北地區中水氣混合比隨時間的變化，qv_average 為 500 公尺以下測站平均水氣混合比，qv_max 則是兩河谷測站中最大水氣混合比。

本篇研究定義海風肇始的時間以淡水測站(46690)及基隆測站(46694)的風為準，在 1100LST 圖 5-4a 顯示淡水測站吹南南東風，基隆測站吹南風，此時海陸環流仍為陸風，到了 1210LST 時淡水測站吹西北風，基隆測站吹東北風，此時海風肇始，海邊的測站開始吹海風，但台北盆地內（台北市西南方）的測站風向分佈仍較紊亂，直到 1300LST 及 1400LST 時，海風強度逐漸增強，淡水測站以及基隆測站風速皆比 1200LST 來的高，且台北盆地內風向也較統一，台北市西邊為淡水河谷吹進的西北海風，東邊為基隆河谷吹進的海風，比較表格 4 中水氣的變化，不論是測站水氣最大值或水氣平均值，1400LST 的水氣混合比都比 1100LST 來的大，代表在 1210LST 肇始的海風，確實有將水氣輸送進入內陸，使得台北盆地低層水氣更加充足。

為了更進一步探討桃園、新竹山區對流（A 對流胞）、陽明山對流（B 對流胞）以及雪山山脈北段對流（C 對流胞）的肇始，本篇研究參考吳英璋（2019）的方法將測站資料

的風場以及溫度場進行客觀分析，圖 5-5 為風場客觀分析後得到的輻合輻散場，圖 5-6 為 A、B、C 對流胞在肇始時間的衛星色調強化雲圖以及最大合成雷達回波圖，圖 5-7 為溫度場客觀分析的結果。

選定新竹山坡處為 A1 框，桃園、新北交界山坡處為 A2 框，在 A 對流胞的部分，1100LST 時桃竹沿岸加熱明顯，溫度來到 31-35 度左右，由於海陸溫度差異，海風肇始，但尚未進入桃竹內陸（圖 5-7a），直到 1200LST 時，海風進入桃竹內陸，在新竹山腳下（A1 框西側）轉吹為西風、桃園山腳下（A2 框西側）轉吹為西北風，海風在桃竹山坡（A1、A2 框）形成輻合（圖 5-5b），1210LST 時在衛星色調強化圖顯示 A 對流胞在桃竹山區（A 框東側）成長（圖 5-6a），並在 1230LST 時，於最大雷達合成回波圖可以觀測到桃竹山區（A 紅框東側）形成的 A 對流有 15dBZ 以上的零星回波出現，A 對流於此時開始向平地移動（圖 5-6b），在 1400LST 時，桃竹山坡（A1、A2 白框）與其西側的平地的溫度下降許多，其中在新竹山坡地（A1 框）與 1200LST 相比甚至降了 6-8 度（圖 5-7d），這是由 A 對流胞通過時降水蒸發冷卻造成的冷池所致，此外也可以看到新竹山坡地（A1 框）在此時由原先 1200LST 的輻合場轉為輻散場。

選定陽明山區域為 B 框，雪山山脈北段山區為 C 框，在 B 對流胞以及 C 對流胞的部分，1200LST 時台北盆地加熱明顯，溫度來到 31-35 度左右（圖 5-7b），海陸溫度差異造成海風肇始，但海風尚未進入雙北內陸，且風速大約在 $1-2 \text{ ms}^{-1}$ ，直到 1300LST 海風風速加強至 $2-3 \text{ ms}^{-1}$ ，與陽明山山脈（B 框）、雪山山脈北端（C 框）的輻合增強（圖 5-5c），1330LST（1340LST）時衛星色調強化圖顯示 B（C）對流胞開始成長（圖 5-6c），並在 1400LST（1410LST）時於最大雷達合成回波圖已可觀測到陽明山（雪山山脈北段）形成的 B（C）對流（圖 5-6d、f），在 1400LST 時，由於 C 對流胞的冷池效應，雪山山脈北段的溫度與 1300LST 比較下降了約 2-4 度（圖 5-7d）。

5-3. 發展階段

圖 5-8 為 IBM_VDRAS 在圖 3-3 大台北都會區範圍 1420LST、1441LST、1502LST 分析場的最大雷達合成回波圖及模式地表上第一層的擾動溫度，1420LST 時在桃竹的 A 對流胞往北傳遞，最大回波約 48dBZ，陽明山的 B 對流胞長起後朝平地移動，最大回波約 42dBZ，雪山山脈北段的 C 對流胞則是剛剛長起，最大回波還未超過 30dBZ (圖 5-8a)，本篇研究定義冷池為擾動溫度小於零的範圍，1420LST 時 A、B 冷池位置與 A、B 對流胞相符，B 對流冷池擾動溫度約為 0.5 度，A 對流冷池則是為-1 度 (圖 5-8b)；到 1441LST 時 A 對流胞強對流中心北移至林口台地，最大回波約 42dBZ，對流範圍和 1420LST 相比更大，B 對流胞在原位置的西北方激發一個新的對流，雪山山脈北段的零星對流則是合併並靠向台北盆地 (圖 5-8c)，由於 A、B 對流範圍增加，A、B 對流的冷池也變強，A 對流冷池擾動溫度最多達到-1.5 度，B 對流冷池擾動溫度則最多達到-1 度 (圖 5-8d)；到 1502LST 時如圖 5-8e 所示，A 對流胞越過林口台地，東移致至台北盆地西側，B 對流胞持續向西北移動並逐漸併入 A 對流胞，C 對流胞強度增強，最大回波來到 42dBZ，並移至台北盆地東南側，此時台北盆地被 A、B、C 胞所包圍，A 對流冷池在台北盆地西側，溫度擾動約-1 度，C 對流冷池在台北盆地東側，溫度擾動約-1~-1.5 度，兩對流冷池將台北盆地中心圍住 (圖 5-8f)。

根據前人的研究，冷池外流與環境風場的輻合，與新對流胞生成有很大的關係，因此本篇研究亦藉由 IBM_VDRAS 的分析場來分析主要對流發生前模式的輻合輻散情況，圖 5-9 為 IBM_VDRAS 在圖 3-3 大台北都會區範圍 1420LST、1441LST、1502LST 分析場地地表上第一層的水平輻合輻散及垂直速度場，藍色實線為擾動溫度 0 度線，線內擾動溫度 <0 的區域代表冷池，在 1420LST 時輻散的位置與圖 5-8b 冷池位置一致，此時主要輻散區為 A、B、C 對流胞的位置，輻合區則在台北盆地的西側，由淡水河谷的海風與

A 對流胞冷池外流所形成 (圖 5-9a), 此時主要下沉運動的位置 (黑實線框), 對應到了強對流 (>35dBZ) 地表輻散的區域, 而在主要輻合區域, 則有上升運動的出現 (黑虛線框), 這也是後續 A 對流胞能向北移動的原因: 冷池外流和海風輻合, 進而形成上升運動, 激發新的對流胞向外移動 (圖 5-9b); 到 1441LST 時由於 A、B、C 對流胞向台北盆地靠近, 各對流胞形成的冷池輻散區亦往台北盆地靠近, A 對流輻散中心位於林口台地、B 對流輻散中心位於陽明山南方, C 對流輻散中心位於雪山山脈北端, 三對流之外流中間則形成輻合場, 位置主要在淡水、基隆河谷, 而各對流外流和海風也在台北盆地南方的山坡地上輻合, 上升運動 (下沉運動) 亦和輻合 (輻散) 區域一致 (圖 5-9c、d); 到了 1502LST 時 B 對流胞往海岸發展, 主要圍住台北盆地的為 A、C 兩對流胞, 而 A、C 兩對流胞的冷池隨著對流靠近台北盆地, 也往平地移動, A 對流胞的冷池邊緣移動到台北盆地中間的位置, C 對流胞的冷池邊緣則是移動到台北盆地東南方山坡地的山腳, 此時主要的輻合位置為台北盆地中心與台北盆地東南方山坡地上, 台北盆地中心輻合場由海風與外流形成, 東南方山坡地上輻合場則由外流加上海風加上地形效應而成 (圖 5-9e), 對應到輻合場中心, 上升運動的位置也是在台北盆地中心與台北盆地東南方山坡地上, (圖 5-9f), 從以上的分析可以知道, 台北盆地周圍的零星對流胞形成的冷池, 使得台北盆地中心輻合情況更佳, 進而產生垂直運動並形成對流肇始。

本篇研究亦利用 IBM_VDRAS 的分析場資料來計算 1502LST 的 CAPE、CIN、LFC 高度等數值, 藉此了解主要對流生成之前的氣象環境, 在 1502LST 時的 CAPE 值約為 400-600 m^2s^2 , 最大值約在台北盆地南方的位置 (圖 5-10a), LFC 高度則在 800-900 公尺 (圖 5-10b), 且 CIN 值非常的小 (圖 5-10c), 圖 5-10d 為 IBM_VDRAS 在 1420LST、1441LST、1502LST 分析場相對濕度區域水平平均垂直剖線, 可以看到從 1420LST 到 1502LST, 大台北都會區整層的相對濕度不斷增加, 且相對濕度最大值約在 4.25 公里高的位置, 圖 5-10e 為 1420LST 高度 4.25 公里的相對濕度場, 此時 A、B 對流胞由於對流

已發展到一定強度(大於 30dBZ), 所以有較高的相對濕度, 量值超過 90%, 圖 5-10f 為 1502LST 高度 4.25 公里的相對濕度場, 此時 C 對流胞已經發展完全, 因此雪山山脈北段的相對濕度增強, 量值亦超過 90%, 從以上分析顯示 A、B、C 三個對流胞的存在使得台北盆地中層大氣有充足的水氣, 對於主要對流的發展有很大的幫助。

為了分析 1502LST 中層水氣來源, 本論文針對該時間之 IBM_VDRAS 分析場水氣通量輻散進行計算, 圖 5-11 為 IBM_VDRAS 在圖 3-3 大台北都會區範圍 1502LST 分析場在 4.25km 以及 0.25km 的整體、水平、垂直水氣通量($\text{g m}^{-3} \text{s}^{-1}$), 其中整體水氣通量為水平水氣通量加上垂直水氣通量, 結果顯示在 1502LST 時, 大安森林公園測站上空不論是中層 4.25 公里高或是低層 0.75 公里高的位置, 都有水氣通量的輻合(圖 5-11a、b), 在水平水氣通量的部分, 4.25 公里為輻散, 0.75 公里為輻散, 代表中層水氣藉由水平輻散將水氣往四周傳輸, 而底層水氣則是藉由海風傳輸至台北盆地(圖 5-11c、d), 在垂直水氣通量的部分, 4.25 公里為輻合, 0.75 公里為輻散, 代表垂直運動將底層的水氣往中層傳輸(圖 5-11e、f), 結合以上結果, 海風將充足的水氣帶入台北盆地, 垂直運動將水氣傳輸至中層, 中低層水氣充足的情況下為後續對流初始、發展提供了良好的環境。

圖 5-12 為 1420LST、1441LST、1502LST 圖 5-8a,c,e 中紅色線段 E 的不穩定度垂直剖面, 此處定義不穩定度為上層的相當位溫減去下層的相當位溫, 如果量值大於零代表大氣環境穩定, 小於零則是大氣環境不穩定, 在 1420LST 以及 1441LST 時, 台北盆地處於大氣不穩定的狀態, 且不穩定層約到達 3-4 公里的高度(圖 5-12a、b), 而到 1502LST 時, 台北盆地南方的不穩定層增強, 最高可以到 6 公里左右(圖 5-12c), 與前述分析相符, 到達此時台北盆地上空的環境對於主要對流的發展十分有利。

5-4. 成熟階段

圖 5-13 為 IBM_VDRAS 在圖 3-3 大台北都會區範圍中 1523LST、1544LST、1605LST、1626LST 分析場的最大雷達合成回波圖，1523LST 時台北盆地中心長出主要對流，對流中心位於大安森林公園（菱形）上方，且回波強度超過 54dBZ，原先的 A、B、C 對流胞減弱併入主要對流中（圖 5-13a）；到 1544LST 時原 A、B、C 對流消失，主要對流往北、西發展，此時強對流中心仍在大安森林公園上方（圖 5-13b），到 1605LST 時強對流中心北移至大安森林公園北方（圖 5-13c），到 1626LST 時台北盆地北端強對流消散，南端山區激發出新的對流胞（圖 5-13d）。

圖 5-14 為 IBM_VDRAS 在圖 3-3 大台北都會區範圍中 1523LST、1544LST、1605LST、1626LST 分析場地表面上第一層的水平輻合輻散以及垂直速度場，在 1523LST 時台北盆地西邊有淡水河谷海風、主要對流的冷池外流造成的西風分量，東邊有基隆河谷海風和 C 對流胞的冷池外流造成東風分量，兩分量在台北盆地東側形成強輻合帶，其量值超過了 -2.5×10^{-4} （圖 5-14a），此輻合帶形成一強上升運動區，量值超過 1 ms^{-1} （圖 5-14e）；在 1544LST 和 1605LST 時強對流中心呈南北走向，冷池位於台北盆地，底層由輻合場轉變為輻散場，並在周圍山區形成輻合場（圖 5-14b、c），此時台北盆地中心轉為下沉運動，周邊陽明山南側、林口台地、雪山山脈北段則是上升運動（圖 5-14f、g）；而到 1626LST 時盆地北邊的對流中心已經減弱，台北盆地西邊海風停止，轉為對流形成的外流東風，台北盆地東邊風場轉為西風，外流風場與環境的南風在台北盆地南方山坡輻合（圖 5-14d），此時主要上升運動區域在台北盆地南方（圖 5-14h）。

圖 5-15 為大安森林公園測站 1500LST-1650LST 的十分鐘累計雨量（ mmhr^{-1} ）及總累計降水量（mm），可以看到在 1500LST-1600LST 於大安森林公園測站降下超過 100mm 的降水，且在 1520LST-1550LST 累計雨量換算時雨量接近 200 mmhr^{-1} ，能在短時間內

造成如此大量的降水，根據繆炯恩 and 楊明仁 (2018)的研究，其原因可能為對流胞合併，圖 5-16 為 RCMD 在 1516LST-1546LST 所觀測到之最大雷達回波圖以及線段 E 的雷達回波垂直剖面，圖 5-17 則是線段 E 的 ZDR(dBZ)垂直剖面以及 Kdp(deg km⁻¹)的垂直剖面，1516LST 時主要對流在台北盆地形成，最大強度約在 50-55dBZ，且在大安森林公園(range 為-4km 處)上空，有明顯的 ZDR 柱，量值最大可到 4~5dBZ，顯示有較大的水相粒子以及較強的上衝流，而在 ZDR 柱的上方則有較強的 Kdp 柱，量值最大可到 3~3.5 deg km⁻¹(圖 5-16a、e，圖 5-17 a、e)；到了 1526LST 時，主要對流和 D 對流胞合併，從垂直剖面可以看到超過 35dBZ 的回波範圍明顯變大，對流深度亦加高，此時大安森林上空 ZDR 及 Kdp 柱範圍亦加大(圖 5-16b、f，圖 5-17 b、f)；到了 1536LST 時，兩胞分離，回波開始減弱，ZDR 柱消失，Kdp 柱增強，量值最大可到 5~5.5 deg km⁻¹，顯示對流系統中大雨滴數量減少，小雨滴數量增加(圖 5-16c、g，圖 5-17 c、g)；到了 1546LST 時，回波強度以及範圍再度增加，且 ZDR 及 Kdp 極值皆增大(圖 5-16d、h，圖 5-17 d、h)，為了解此胞合併過程垂直運動、水相粒子等氣象參數的變化，後續將以 IBM_VDRAS 之分析場分析 1520LST-1540LST 時台北盆地主要對流的發展與變化，由於原本分析場時間解析度較低，無法完整解析 1520LST-1540LST 的胞合併過程，因此本篇研究利用前述 N_2r_2c 同化策略，重新模擬了 1520LST-1540LST 每十分鐘一筆的 IBM_VDRAS 分析場。

圖 5-18 為 IBM_VDRAS 大台北都會區 1520LST、1530LST、1540LST 分析場最大雷達合成回波圖，圖 5-19、圖 5-20、圖 5-21 則是圖 5-18 中 1520LST、1530LST、1540LST 線段 E 的水平溫度擾動、垂直速度、輻合輻散垂直剖面，在 1520LST 時，主要對流發展旺盛，位於大安森林公園上空，最大回波超過 48dBz，南邊山坡則有對流胞 D 開始發展(圖 5-18a)，台北盆地低層(0.25-2.75 公里)因蒸發冷卻有負的溫度擾動，最冷約到-2 度，中層(2.75-5.75 公里)因潛熱釋放有正的溫度擾動，最暖約到+2 度(圖 5-19a)，上

升運動區在台北盆地及南邊山坡地上，其中主要對流在 4~5 公里高的垂直速度更高達 6 ms^{-1} 以上 (圖 5-19b)，在台北盆地及南邊山坡地上，兩對流底層(0.25-4.25 公里)有各自的輻合帶，對應到中高層 (4.25-8.25 公里) 有各自的輻散帶 (圖 5-19c)，此時主要對流超過 35dBZ 的部分發展到 6~7 公里，而 D 對流超過 35dBZ 的部分則發展到 4~5 公里；到 1530LST 時，主要對流減弱，對流 D 增強且往北移動 (圖 5-18b)，台北盆地底層冷池增強，最冷約到 -2.5 度，而中層加熱減弱，最暖約到 +1.5 度，(圖 5-20a)，主要對流垂直速度減弱，最強約只到 5 ms^{-1} ，D 對流垂直速度增強 (圖 5-20b)，兩對流底層(0.25-4.25 公里)各自的輻合帶及中高層 (4.25-7.25 公里) 輻散帶已經合併在一起 (圖 5-20c)，此時主要對流及 D 對流超過 35dBZ 的部分都發展到 5~6 公里，且從雷達回波數值可以看到兩對流胞已經開始合併；到 1540LST 時，主要對流及 D 對流完全合併且強度增加 (圖 5-18c)，兩對流超過 45dBz 的強回波區增大，雲頂增高，雲水混合比增加，潛熱釋放造成台北盆地中層加熱增強，最暖約來到 +2 度 (圖 5-21a)，兩對流上衝流合併且增強，超過 6 ms^{-1} 的網格點亦明顯增加，(圖 5-21b)，底層(0.25-5.25 公里)輻合帶增強增厚，中高層 (5.25-9.25 公里) 輻散帶亦增強增厚。

圖 5-22 為 IBM_VDRAS 大台北都會區 1500LST 至 1550LST 分析場範圍平均以及最大垂直速度、雨水混合比、雲水混合比時序圖，從圖 5-22a 可以看到，不論是垂直速度極值或是平均垂直速度，極大值皆發生在兩對流胞合併的 1540LST，代表對流胞合併能造成更強的上升運動，圖 5-22b 顯示，最大平均雨水混合比亦發生在對流胞合併的 1540LST，然而最大雨水混合比極值發生在 1520LST，第二大雨水混合比極值才是 1540LST，此結果是因為當天對流生長環境良好，1520LST 於大安森林公園上空長起時雨水混合比高達 3.5 gm^{-3} ，到 1530LST 時，主要對流已經開始減弱，最大的雨水混合比只有到 1.5 gm^{-3} ，直到 1540LST，因為胞合併的關係，輻合場合併，垂直速度增加，使得強對流得已延續，雨水混合比達到 3 gm^{-3} ，並繼續造成大雨，此結果與圖 5-15 所示累

計降水時序圖也是十分吻合的，以上分析代表胞合併過程能夠延長對流強降雨時間，進而增大降雨量，而從圖 5-22c 顯示，最大雲水混合比極值及平均雲水混合比發生在對流胞合併的 1540LST，也證明了對流胞合併能增強增廣對流雲範圍。

5-5. 消散階段

圖 5-23 為 IBM_VDRAS 在圖 3-3 大台北都會區範圍 1647LST、1708LST、1729LST、1750LST 分析場的最大雷達合成回波圖，1647LST 時台北盆地北邊對流消散，大安森林公園上空回波強度約 24dBZ 左右 (圖 5-23a)，對應到圖 5-15，降水減緩，到 1708LST 及 1729LST 時對流胞減弱並繼續向西傳遞 (圖 5-23b、c)，到 1750LST 時舊的對流胞消散並離開台北盆地，新的對流胞被激發並往西南方傳遞 (圖 5-23d)。

圖 5-24 為 IBM_VDRAS 在圖 3-3 大台北都會區範圍中 1647LST 分析場地表上第一層的水平輻合輻散以及垂直速度場，此時可以看到台北盆地中心地表轉為輻散場 (圖 5-24a)，且有下降運動 (圖 5-24b)，而在冷池邊緣則有輻合，此輻合帶將對流激發在西邊、南邊並繼續向外傳遞。

由於消散階段可同化之雷達回波減少，在缺少雷達資料的地方，分析場的風場可能因為來自背景場而有較大的誤差，因此本研究利用前述客觀分析的方法，再次比較初始階段對流發生前與消散階段對流消散後在台北盆地不同，圖 5-25 為 1700LST 溫度場客觀分析的結果，可以看到在 1700LST 時，由於午後對流的關係，有降雨的大台北都會區、桃竹苗沿海地帶溫度明顯比當天沒有午後對流的宜蘭地區低了五度以上，此外，與當天沒有午後對流的宜蘭，還在吹海風的情況相比，基隆、淡水河谷也因午後對流的關係，陸風肇始的時間來的更早，這種午後對流的關係造成陸風肇始提早的現象與(Chen et al., 2014)有同樣的結果 (圖 5-25a)，此外在 1700LST 時，由於大台北都會區已改吹陸風，且午後對流剛剛消散，台北盆地中心由原先的輻合改為輻散 (圖 5-25b)。

5-6. Q1, Q2 分析

環境在午後對流的發生扮演了重要的角色，而午後對流系統亦藉由水氣凝結加熱以及上升運動將能量、水氣、動量做垂直傳送來影響環境，為了解積雲對流對環境的影響，Yanai et al. (1973)定義了視熱源(Q1)和視水氣匯(Q2)兩種參數，其式可以表示成：

$$Q1 = \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot s \mathbf{V}} + \frac{\partial \bar{s} \bar{\omega}}{\partial p} \quad (5.1)$$

$$Q2 = -L_v \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot q \mathbf{V}} + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p} \right) \quad (5.2)$$

其中，(5.1)式中 s 為乾淨能：

$$s = c_p T + gz \quad (5.3)$$

$C_p=1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ 為定壓比熱， T 為絕對溫度(K)， $g=9.8\text{ms}^{-2}$ 為重力加速度， z 為高度(m)， ω 為等壓座標下的垂直速度(m hPa^{-1})，而(5.2)式中 $L_v=2.5*10^6 \text{ J kg}^{-1}$ 為水的蒸發潛熱， q 為水氣混合比(g kg^{-1})，上方橫線代表選定區域內的水平平均。

有許多學者利用該法研究不同區域的對流與環境交互作用，在 Yanai et al. (1973)及 Johnson (1976)的研究中，熱帶地區和副熱帶地區 Q1 最大加熱高度約在 400-500mb 間，且為單峰結構，在整個對流層均為正值；而在 Ninomiya (1971)和 Lewis (1975)的研究中，中緯度地區 Q1 垂直分佈則為雙峰加熱結構，且在底層 850mb 下有明顯的冷卻效應。

而在 Q2 的部分，比較特別的便是雙峰乾化結構的垂直分佈，根據 Johnson and Young (1983)及 Johnson (1984)的研究，此雙峰結構為對流區域以及層狀降水(砧狀雲)區域合併貢獻，層狀降水(砧狀雲)區域乾化極大值在 350mb(8km)、濕化極大值在 800mb(2km)，對流區域乾化極大值在 750mb(2.5km)，使得整體 Q2 的垂直剖面形成在 500mb 及 850mb 的高度有雙層乾化的結構。此外在 Yanai et al. (1973)曾提出，Q1 及 Q2 極值在垂直剖面上的分離，代表的是有較強的亂流濕靜能垂直通量，且此量可以描述對流雲之活躍程度；

前述研究計算 Q1、Q2 大多使用探空資料，而在本篇論文因有 IBM_VDRAS 三維空間分析場，可以分別計算出時間趨勢項、水平及垂直平流項，在選定圖 3-3 中藍色方框大台北地區做為水平平均的範圍後，利用 IBM_VDRAS 的三維空間分析場，可以計算出發展期、成熟期以及消散期的 Q1 以及 Q2。

圖 5-26 為 IBM_VDRAS 大台北都會區發展、成熟、消散階段的 Q1、Q2 垂直剖面，結果顯示在三個不同階段中，Q1 除了最底層 0.75 公里之外，其餘對流層均為正值，呈單峰結構，發展期以及消散期的最大加熱高度約在 3.75(650mb)，大小約在 $1\sim 2^{\circ}\text{C/hr}$ ，而在成熟期最大加熱高度約在 5km(575mb) 左右，大小約在 $3\sim 4^{\circ}\text{C/hr}$ ，以上結果顯示成熟期的最大加熱高度比發展期、消散期的高度還高，且加熱強度更大，此現象亦符合 Esbensen et al. (1988) 的研究；在 Q2 的部分，發展期及成熟期呈現雙峰結構，底層最大乾化高度約在 1.75km(824mb)，大小約在 4°C/hr ，來源為底層對流水氣凝結釋放潛熱有關，上層最大乾化高度約在 5.25km(540mb) 左右，發展期時大小約在 $1\sim 2^{\circ}\text{C/hr}$ ，成熟期時則在 $3\sim 4^{\circ}\text{C/hr}$ ，來源與層狀降水（砧狀雲）區域發展有關，此結果顯示成熟期時垂直速度增強，砧狀雲伴隨深對流形成，造成上層乾化作用明顯，到了消散期時，呈現單峰結構，底層最大乾化高度約在 1.75km(824mb)，大小約在 4°C/hr ，顯示此時只剩下部分對流雲的存在，層狀降水（砧狀雲）區域減少。

第六章 總結

6-1. 結論

2019 年 TASSE 於 6、7 月展開，其中 2019 年 7 月 22 日午後雷暴事件，造成台北都會區淹水，降雨中心在大安森林公園測站，最大降水時雨量接近 200 mmhr^{-1} ，本研究利用中央氣象局測站、台灣大學 storm-tracker 觀測資料、以及 IBM_VDRAS 系統對此個

案進行分析，在 IBM_VDRAS 的同化策略上，經過 storm-tracker、雷達回波、累計降水的校驗下，使用 NCEP-GDAS 再分析資料當作背景場、分散窗區 2CYCLE 同化策略同化五分山雷達、TEAM-R，藉此得到最真實之分析場。

在初始階段，中午 12 點時淡水、基隆河谷由陸風轉為海風，將海上潮濕的空氣帶入台北都會區內陸，同時海風在桃園、新竹山坡輻合，在山區形成降水後往平地傳播，形成 A 對流胞，下午 1 點時海風加強，在陽明山以及雪山山脈北段（台北盆地南方坡）輻合，充足的水氣以及輻合帶造成 B、C 對流胞肇始，同時 A 對流胞北端與淡水河谷海風輻合，使得 A 對流胞北移，往台北盆地靠近

在發展階段，A、B、C 對流胞增強且往台北盆地靠近，於 1502LST 時，A (C) 對流胞冷池包圍在台北盆地西 (東) 側，與常見的午後雷暴在台北盆地南方山坡地形成後北傳的情況不同，A 對流胞的冷池加強了海風輻合的範圍，不只原本台北盆地南方山坡地，連台北盆地中心也是輻合的範圍，當時台北盆地的 CAPE 值為 $400-600 \text{ m}^2\text{s}^2$ ，LFC 高度為 800-900 公尺，CIN 值非常的小，且因為 A、B、C 對流圍住台北盆地的關係，中層(4.25 公里)水氣充足，再加上條件不穩定，輻合造成的上升運動是非常有利新的對流在台北盆地發展的。

在成熟階段，1510LST 時主要對流在大安森林公園上方長起，到 1520LST 時最大回波可到達 54dBZ，上升運動最強可達 5 ms^{-1} ，且此對流在 1540LST 時，與台北盆地南方對流合併，在合併的過程，雨水、雲水混合比增加、對流雲體以及回波範圍增廣增大，且上衝流合併，最大垂直速度可達 8 ms^{-1} ，胞合併不但增強、增廣對流的範圍，也延長強對流的時間，使得強降水能延續 30 分鐘左右，造成如此大量的降水。

在消散階段，1647LST 時台北盆地中心轉為輻散場，中心有下沉運動，對流於 1508LST 時離開大安森林公園上空，新的對流在台北盆地外圍西南方誘發並向外傳遞，且午後雷暴造成的冷池外流使得台北都會區陸風肇始，至此本個案告一段落。

本研究亦利用 IBM_VDRAS 大台北地區之三維氣象場，計算發展、成熟、消散階段時，此午後雷暴個案在視熱源(Q1)以及視水氣匯(Q2)的垂直分佈，結果顯示 Q1 呈單峰結構，在成熟期最大加熱高度約在 5km(575mb) 左右，大小約在 3~4 °C/hr，Q2 在成熟期呈現雙峰結構，底層最大乾化高度約在 1.75km(824mb)，大小約在 4 °C/hr，上層最大乾化高度約在 5.25km(540mb)左右，大小在 3~4 °C/hr。

6-2. 未來展望

在本研究中，僅針對大台北地區對流做分析，如果能將分析範圍增加到整個 IBM_VDRAS 模擬範圍(北台灣部分)，可能將發展階段時環境以及對流胞的移動做更好的分析；此外在 Q1、Q2 的部分亦可嘗試利用不同指標，分析出層狀與對流的部分；和前人的研究做比較，在胞合併的部分，可將 1520LST 至 1540LST 之 IBM_VDRAS 的三維氣象場做軌跡分析，對胞合併的物理機制能有更好的分析與了解。

參考資料

- 吳英璋, 2019. 對 IBM_VDRAS 四維變分資料同化系統的改進以及在探討複雜地形上劇烈降雨過程的應用: 北台灣午後對流個案分析, National Central University.
- 陳依涵, 2016. 發展地面資料同化方法以改善都卜勒雷達變分分析系統之分析及預報能力, National Central University.
- 黃熠程, 2017. 四維變分資料同化系統與衛星資料整合以重建台灣與周圍地區的高解析度氣象場, National Central University.
- 繆炯恩 and 楊明仁, 2018. 2015 年 6 月 14 日台北盆地劇烈午後雷暴個案研究: 對流胞合併機制與強降雨過程探討. 大氣科學, 46(4): 427-454.
- 羅翊銓, 2019. IBM_VDRAS 系統功能的擴充與個案模擬- 以 2017 年 7 月 7 日午後對流為例, National Central University.
- Chang, S.-F., Liou, Y.-C., Sun, J. and Tai, S.-L., 2016. The implementation of the ice-phase microphysical process into a four-dimensional Variational Doppler Radar Analysis System (VDRAS) and its impact on parameter retrieval and quantitative precipitation nowcasting. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(3): 1015-1038.
- Chen, T.-C., Wang, S.-Y. and Yen, M.-C., 2007. Enhancement of afternoon thunderstorm activity by urbanization in a valley: Taipei. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(9): 1324-1340.
- Chen, T.-C., Yen, M.-C., Tsay, J.-D., Liao, C.-C. and Takle, E.S., 2014. Impact of afternoon thunderstorms on the land-sea breeze in the Taipei basin during summer: An experiment. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(7): 1714-1738.
- Chen, T.-J. and Chen, L.-F., 1988. 1985 年與 1986 年暖季西太平洋高層冷心低壓之初步分析. 臺北市: 交通部中央氣象局, pp. 605-616.
- Crook, N.A. and Sun, J., 2002. Assimilating radar, surface, and profiler data for the Sydney 2000 Forecast Demonstration Project. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 19(6): 888-898.
- Esbensen, S.K., Wang, J.-T. and Tollerud, E.I., 1988. A composite life cycle of nonsquall mesoscale convective systems over the tropical ocean. Part II: Heat and moisture budgets. *Journal of the atmospheric sciences*, 45(3): 537-548.
- Franke, R., 1982. Scattered data interpolation: tests of some methods. *Mathematics of computation*, 38(157): 181-200.
- Friedrich, K. et al., 2016. Raindrop size distribution and rain characteristics during the 2013 Great Colorado Flood. *Journal of Hydrometeorology*, 17(1): 53-72.
- Johnson, R.H., 1976. The role of convective-scale precipitation downdrafts in cumulus and synoptic-scale interactions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(10): 1890-1910.

- Johnson, R.H., 1984. Partitioning tropical heat and moisture budgets into cumulus and mesoscale components: Implications for cumulus parameterization. *Monthly weather review*, 112(8): 1590-1601.
- Johnson, R.H. and Young, G.S., 1983. Heat and moisture budgets of tropical mesoscale anvil clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, 40(9): 2138-2147.
- Kessler, E., 1969. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations, On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. Springer, pp. 1-84.
- Kuo, K.-T. and Wu, C.-M., 2019. The precipitation hotspots of afternoon thunderstorms over the Taipei Basin: Idealized numerical simulations. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*.
- Lewis, J.M., 1975. Test of the Ogura-Cho Model on a-Prefrontal Squall Line Case. *Monthly Weather Review*, 103(9): 764-778.
- Lin, P.-F., Chang, P.-L., Jou, B.J.-D., Wilson, J.W. and Roberts, R.D., 2011. Warm season afternoon thunderstorm characteristics under weak synoptic-scale forcing over Taiwan Island. *Weather and forecasting*, 26(1): 44-60.
- Marshall, J.S. and Palmer, W.M.K., 1948. The distribution of raindrops with size. *Journal of meteorology*, 5(4): 165-166.
- Miao, J.-E. and Yang, M.-J., 2020. A modeling study of the severe afternoon thunderstorm event at Taipei on 14 June 2015: The roles of sea breeze, microphysics, and terrain. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*.
- Miller, M. and Pearce, R., 1974. A three-dimensional primitive equation model of cumulonimbus convection. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 100(424): 133-154.
- Ninomiya, K., 1971. Dynamical analysis of outflow from tornado-producing thunderstorms as revealed by ATS III pictures. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 10(2): 275-294.
- Sun, J., Chen, M. and Wang, Y., 2010. A frequent-updating analysis system based on radar, surface, and mesoscale model data for the Beijing 2008 forecast demonstration project. *Weather and forecasting*, 25(6): 1715-1735.
- Sun, J. and Crook, N.A., 1997. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(12): 1642-1661.
- Sun, J. and Crook, N.A., 1998. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part II: Retrieval experiments of an observed Florida convective storm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(5): 835-852.
- Sun, J. and Crook, N.A., 2001. Real-time low-level wind and temperature analysis using single WSR-88D data. *Weather and Forecasting*, 16(1): 117-132.
- Tai, S.-L., Liou, Y.-C., Sun, J. and Chang, S.-F., 2017. The development of a terrain-resolving scheme for the forward model and its adjoint in the four-dimensional Variational Doppler Radar Analysis System

- (VDRAS). *Monthly Weather Review*, 145(1): 289-306.
- Tripoli, G.J. and Cotton, W.R., 1981. The use of ice-liquid water potential temperature as a thermodynamic variable in deep atmospheric models. *Monthly Weather Review*, 109(5): 1094-1102.
- Tseng, Y.-H. and Ferziger, J.H., 2003. A ghost-cell immersed boundary method for flow in complex geometry. *Journal of computational physics*, 192(2): 593-623.
- Yanai, M., Esbensen, S. and Chu, J.-H., 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30(4): 611-627.

附表

表格 1，IBM_VDRAS 同化實驗

	ERA-Interim (0.25*0.25) 3 radar	NCEP-GDAS (0.25*0.25) 3 radar	NCEP-GDAS (0.25*0.25) 2 radar
2cycle	E_3r_2c	N_3r_2c	N_2r_2c
3cycle	E_3r_3c	N_3r_3c	N_2r_3c
Continuous	X	Continuous	N_2r_f

表格 2，IBM_VDRAS 八種模擬結果 storm tracker 溫度 RMSE

T($^{\circ}C$)	Con	N_3r_2c	N_3r_3c	E_3r_2c	E_3r_3c	N_2r_f	N_2r_2c	N_2r_3c
LST1420	2.62	2.96	3.33	1.97	2.1	2.59	3.03	3.35
LST1502	1.19	1.49	1.19	2.53	2.07	1.25	1.4	1.25
LST1708	X	3.2	3.49	4.36	4.65	3.82	3.17	3.23

表格 3，IBM_VDRAS 八種模擬結果 storm tracker 水氣混合比 RMSE

qv(g kg ⁻¹)	Continuous	NCEP_2cycle	NCEP_3cycle	ERA_2cycle	ERA_3cycle
LST1420	2.05	2.05	2.03	2.38	2.7
LST1502	1.82	1.77	1.82	2.56	2.15
LST1708	X	0.81	1.71	1.2	1.62

表格 4 台北都會區初始階段水氣變化

	1100LST	1210LST	1300LST	1400LST
qv_average (g kg ⁻¹)	19.2	19.0	19.1	19.7
qv_max (g kg ⁻¹)	24.9	24.6	24.1	25.4

附圖

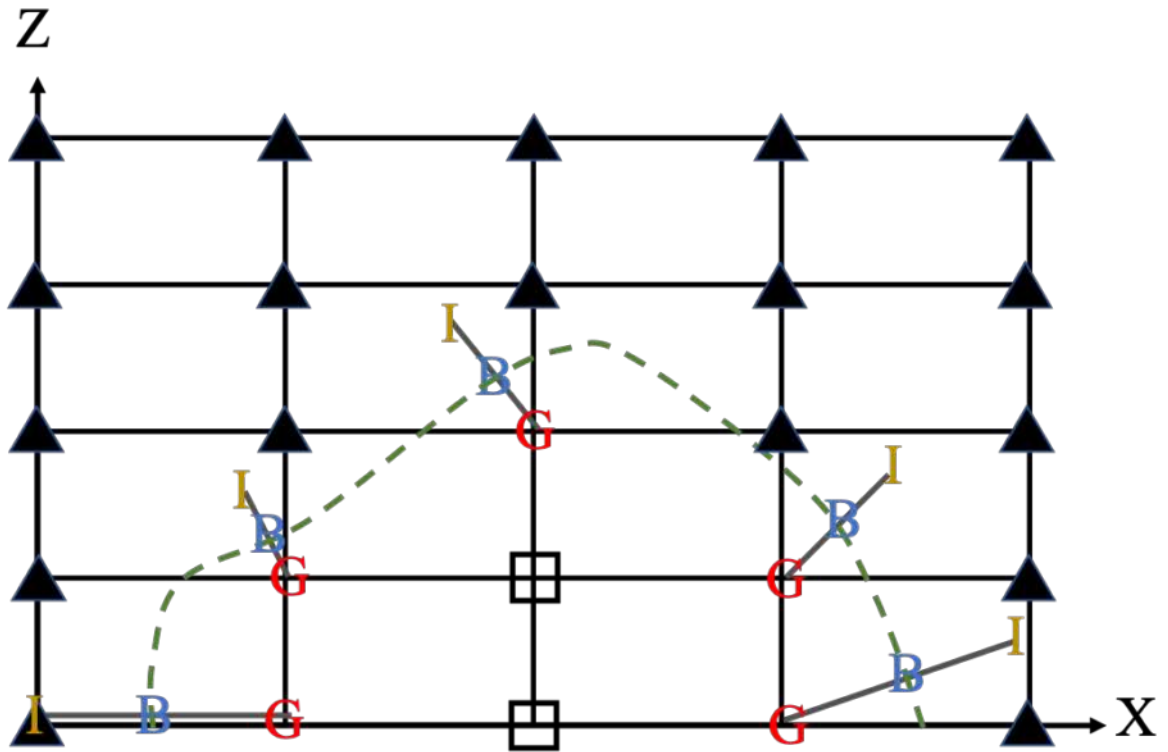


圖 2-1，GCIBM 示意圖，綠色虛線為實際地形，黑色實心三角形為流體範圍，黑色空心正方形為地形範圍，紅色 G 為虛網格，咖啡色 I 為鏡像點，藍色 B 為地形邊界點。

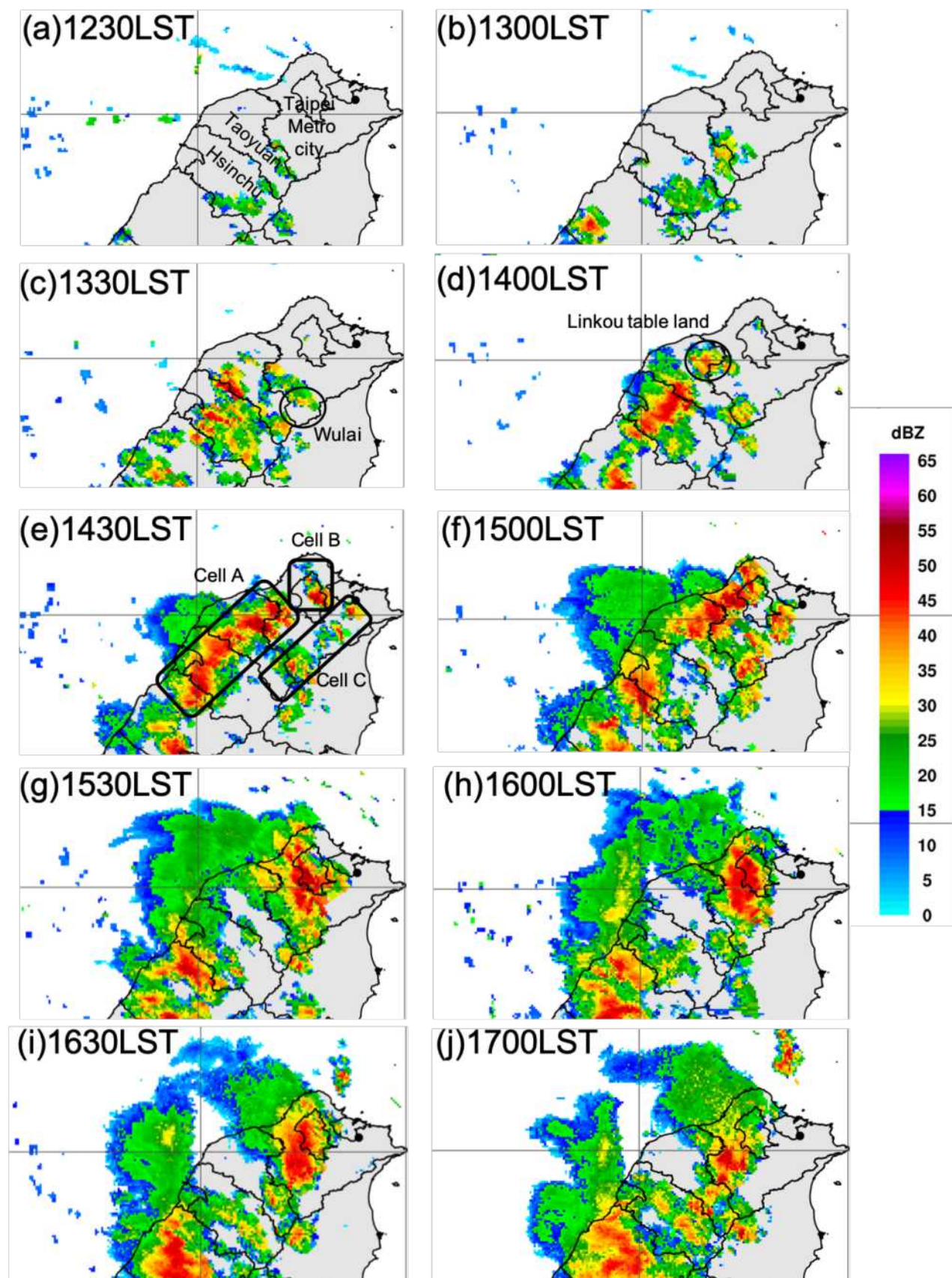
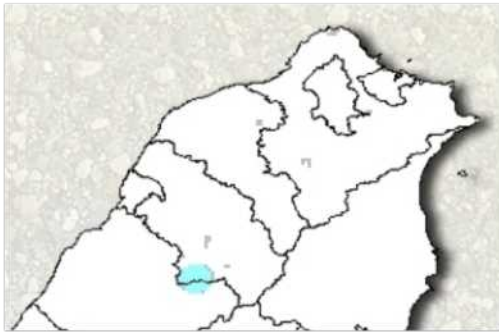
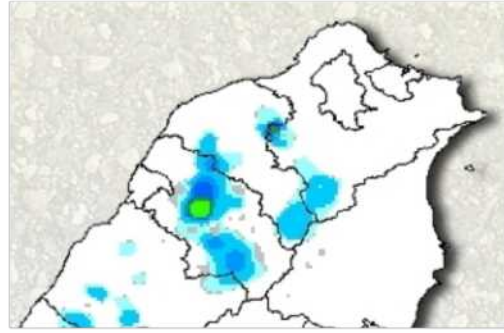


圖 3-1，2019/07/22 (a)1230-(j)1700LST 氣象局最大雷達合成回波圖。

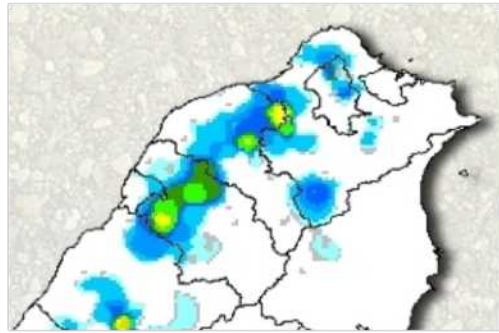
(a)1200LST-1300LST



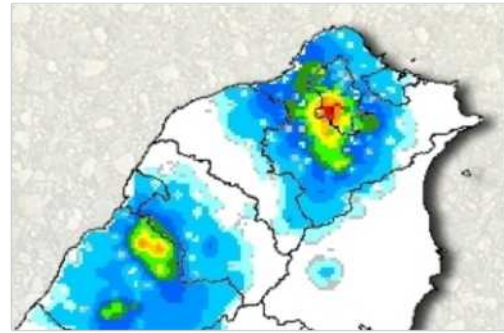
(b)1300LST-1400LST



(c)1400LST-1500LST



(d)1500LST-1600LST



(e)1600LST-1700LST

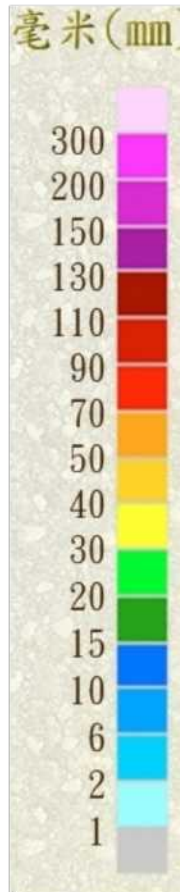
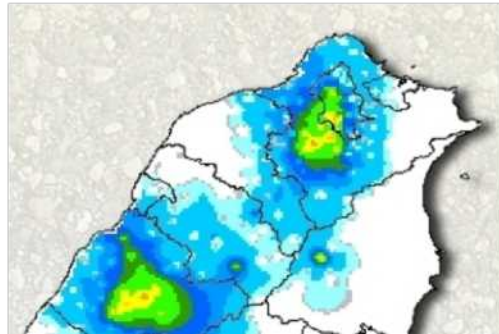


圖 3-2，2019/07/22 (a)1200-(e)1700LST 氣象局小時累積雨量圖。

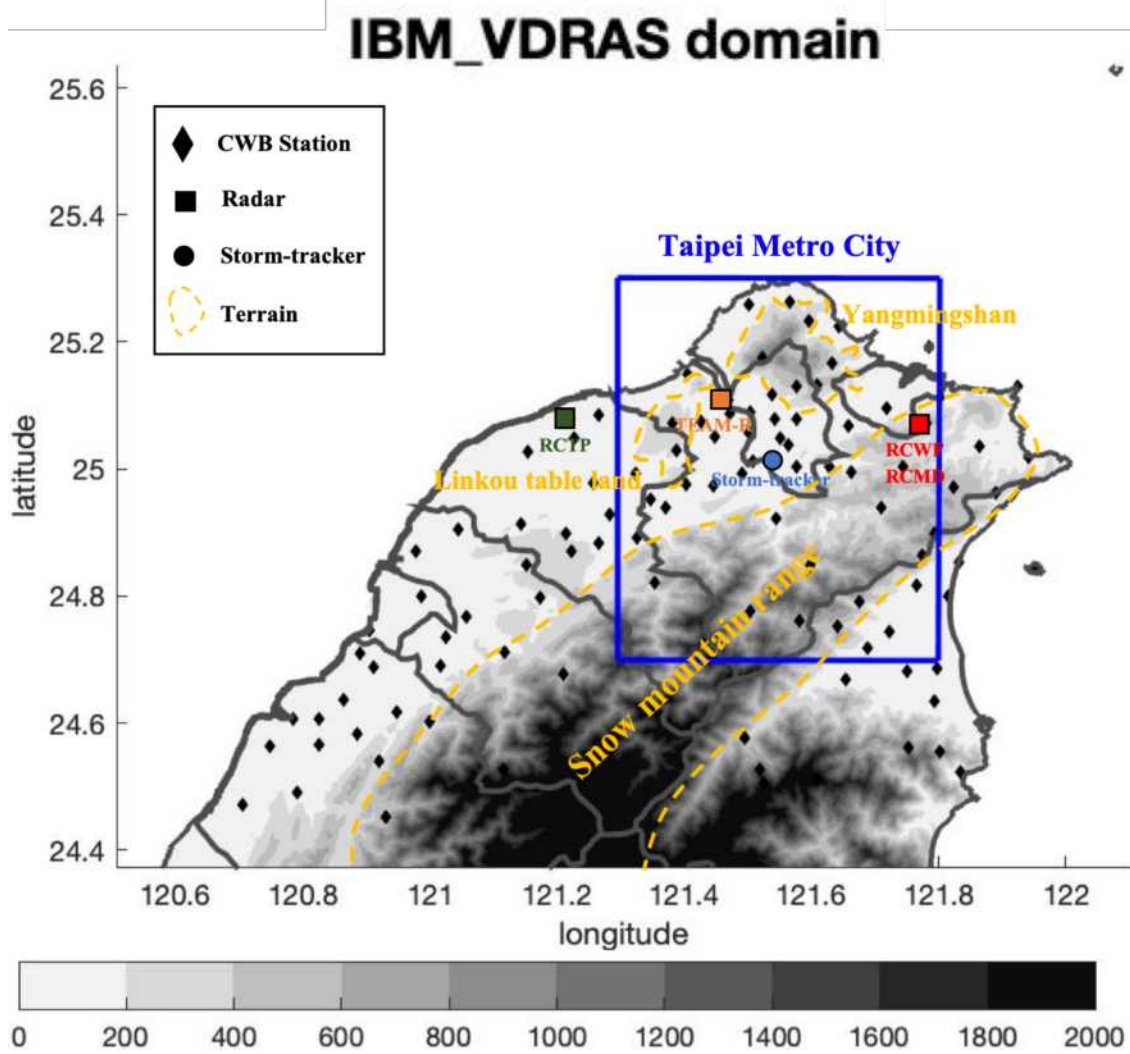


圖 3-3，IBM_VDRAS 模擬範圍及觀測資料分佈圖，正方形為雷達資料，圓形為台大 storm-tracker，菱形為 CWB 局屬、自動觀測站；黃色虛線分別代表了林口台地、陽明山、雪山山脈；背景色階代表台灣地形高度，單位為公尺；藍色方框區域為大台北都會區，為後續利用 IBM_VDRAS 分析的主要區域。

Assimilation cycle

藍：TEAM-R
 綠：RCTP
 紅：RCMD、RCWF

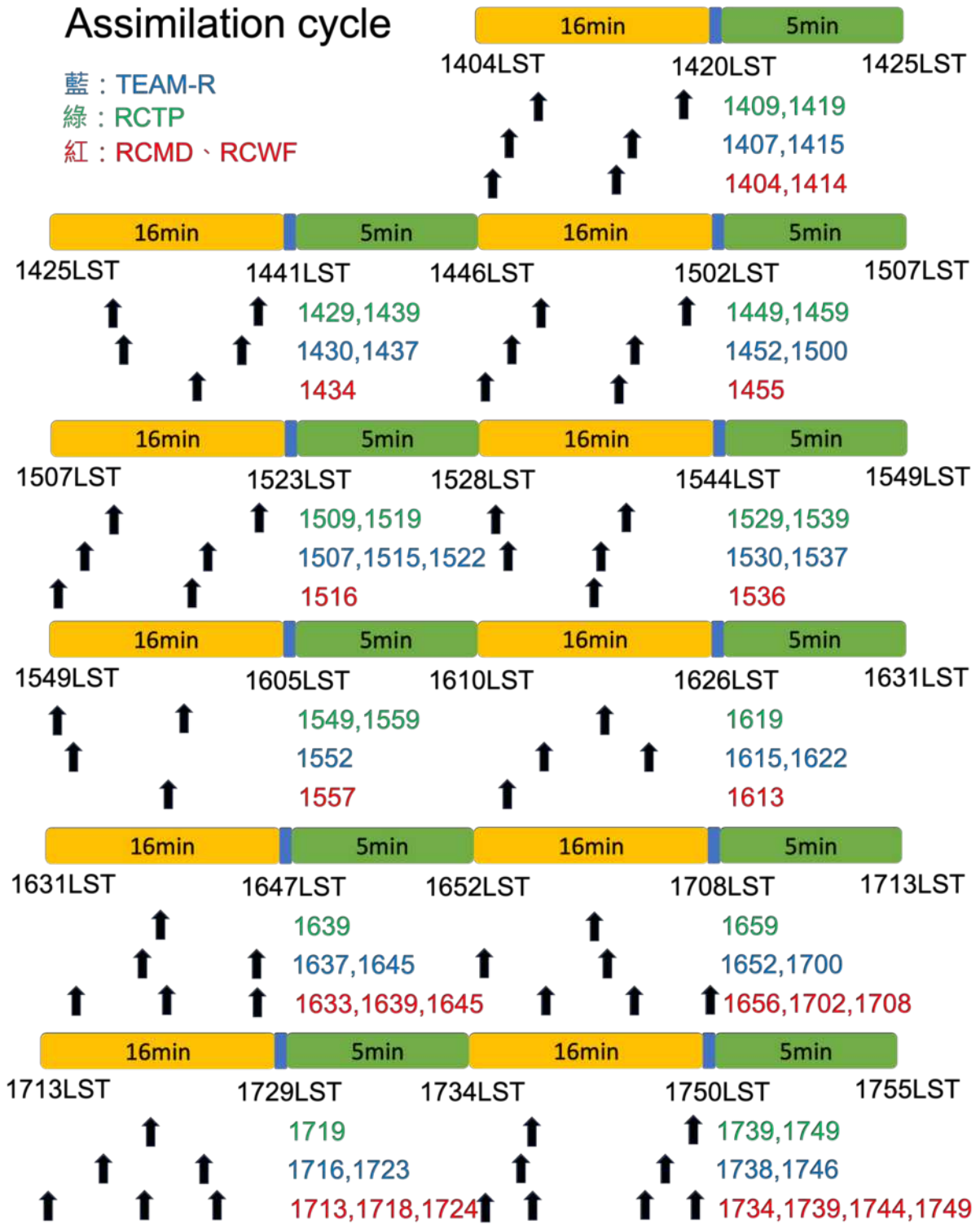
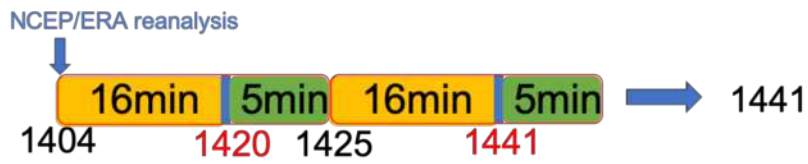


圖 3-4，IBM_VDRAS 同化窗區設定，本圖展現的為連續窗區，黃框為 16 分鐘同化窗區，藍框代表分析場，綠框為 5 分鐘短預報時間，黑色箭頭為同化雷達資料，藍字為

TEAM-R，綠字為 RCTP，紅字為五分山雷達(RCMD/RCWF)。

16min:Assimilation window | :Analysis time 5min:Forecast time

➤ 2CYCLE RUN



➤ 3CYCLE RUN

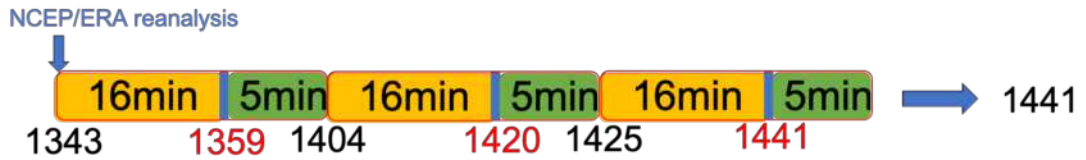


圖 3-5，IBM_VDRAS 同化窗區設定，本圖展現的為分散窗區，黃框為 16 分鐘同化窗區，藍框代表分析場，綠框為 5 分鐘短預報時間，2CYCLE RUN 代表分析場為經過兩個同化窗區的結果，3CYCLE RUN 代表分析場為經過三個同化窗區的結果。

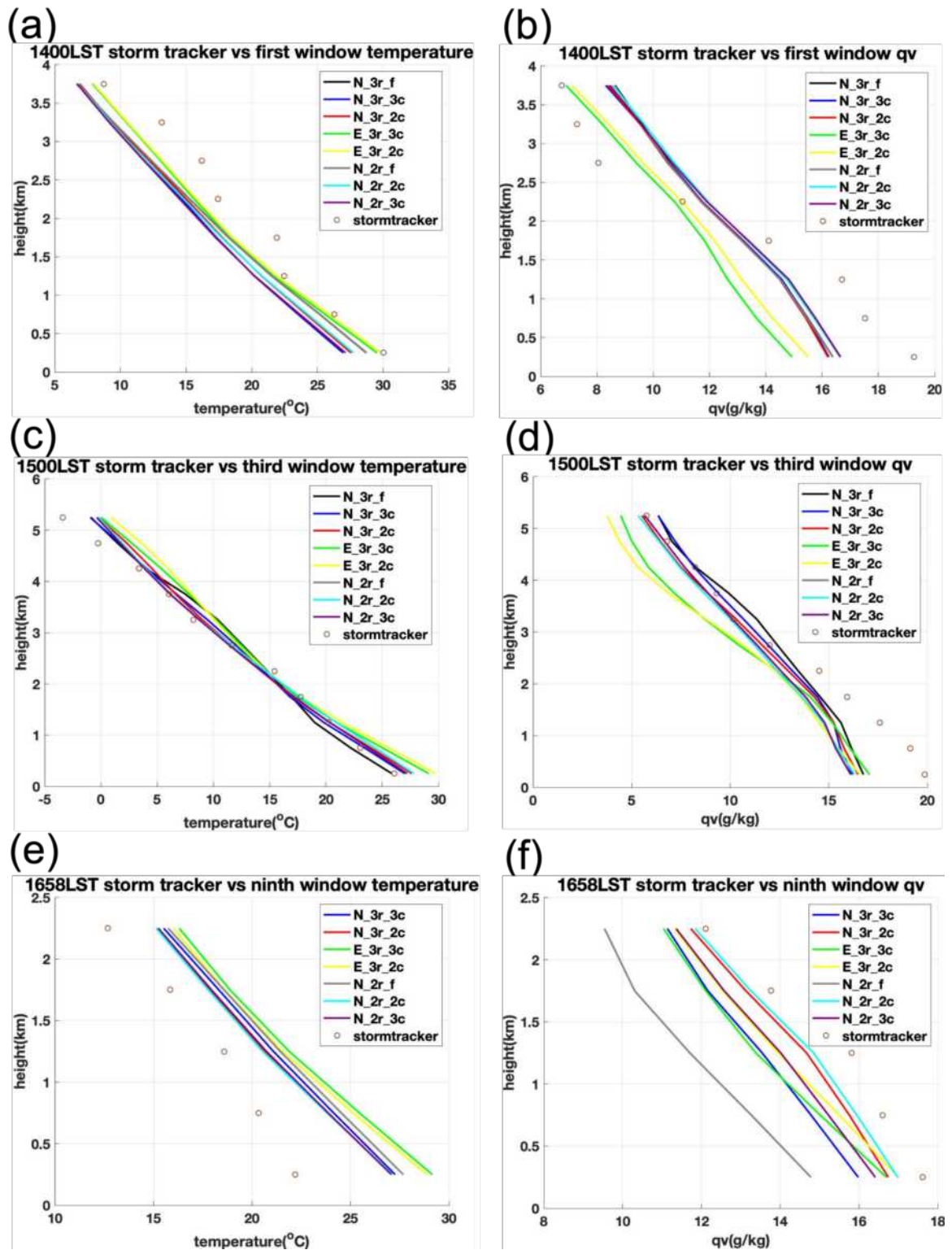


圖 4-1，八組 IBM_VDRAS 分析場對應到 1400LST storm tracker 之(a)溫度(b)水氣混合比、1500LST storm tracker 之(c)溫度(d)水氣混合比、1658LST storm tracker 之(e)溫度(f)水氣混合比之校驗結果，實線為各模擬結果，棕色點則是 storm tracker 的觀測資料。

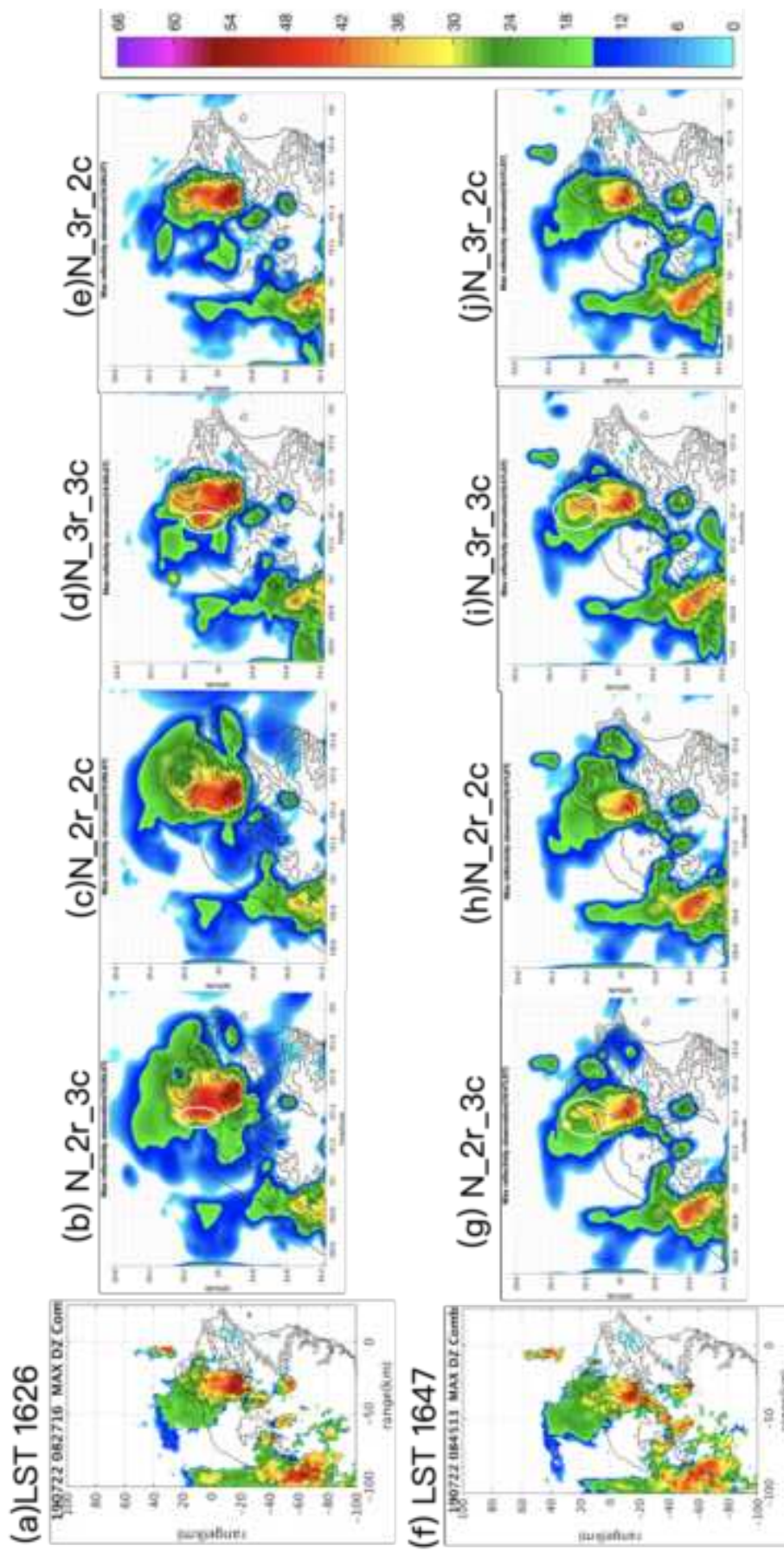
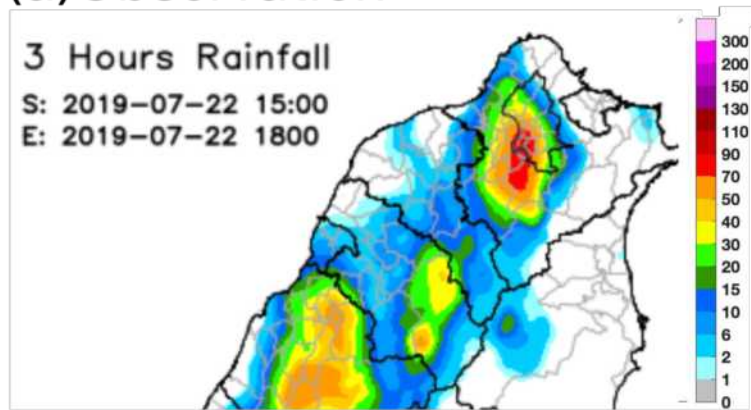
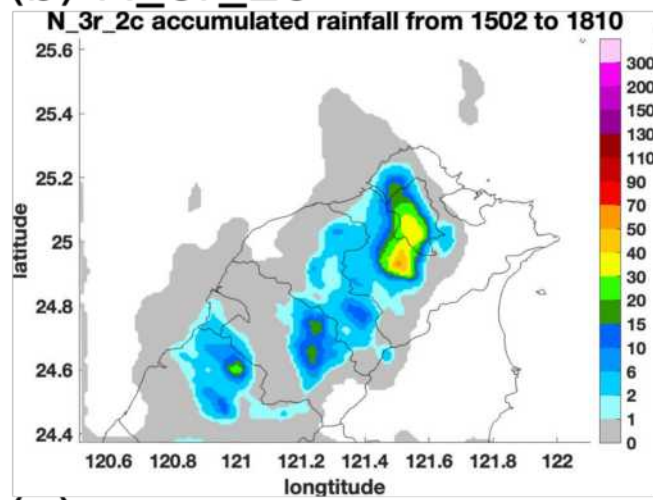


圖 4-2，(a)五分山 1627LST 最大雷達合成回波圖，(b)N_2r_3c(c)N_2r_2c(d)N_3r_3c(e)N_3r_2c 為 IBM_VDRAS 分析場 1626LST 之最大雷達合成回波圖，(f)為五分山 1645LST 最大雷達合成回波圖，(g)N_2r_3c(h)N_2r_2c(i)N_3r_3c(j)N_3r_2c 為 IBM_VDRAS 分析場 1647LST 之最大雷達合成回波圖。

(a) Observation



(b) N_3r_2c



(c) N_2r_2c

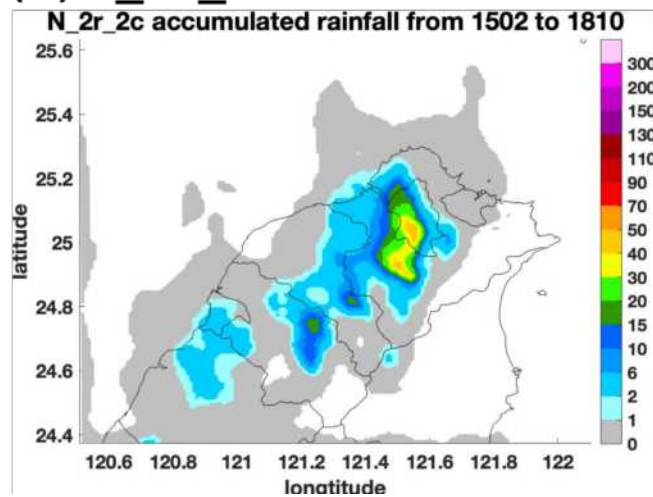
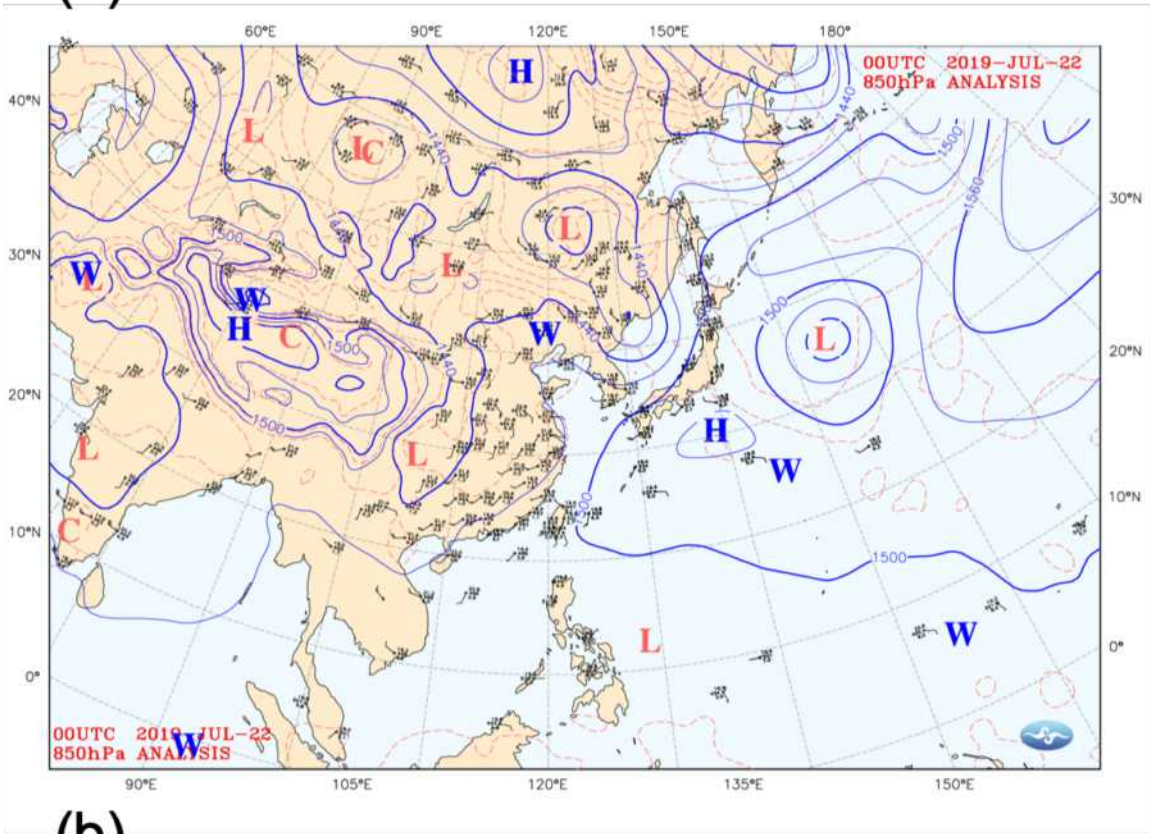


圖 4-3，三小時累積雨量，(a)為 2019/07/22 1500LST-1800LST 雨量客觀分析結果，(b)為 N_3r_2c 模擬 1502-1810LST 的雨量結果，(c)為 N_2r_2cN_3r_2c 模擬 1502-1810LST 的雨量結果。

(a)



(b)

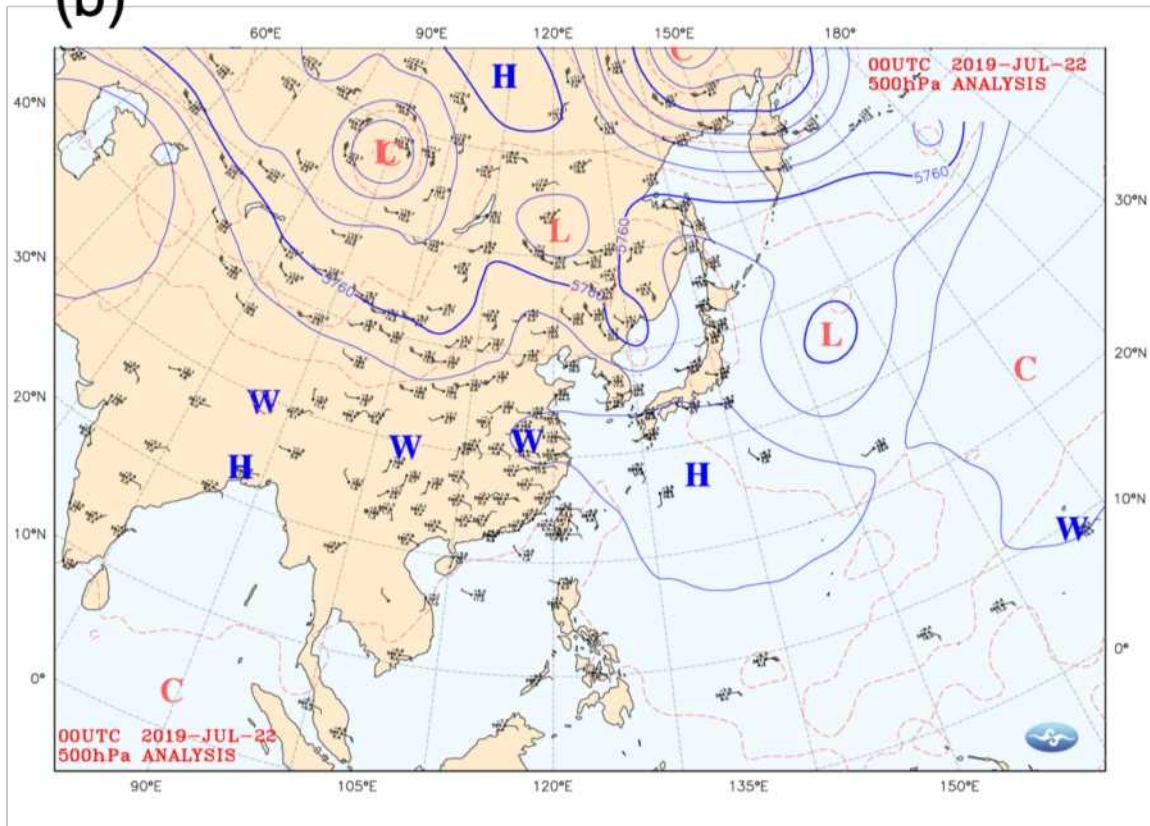
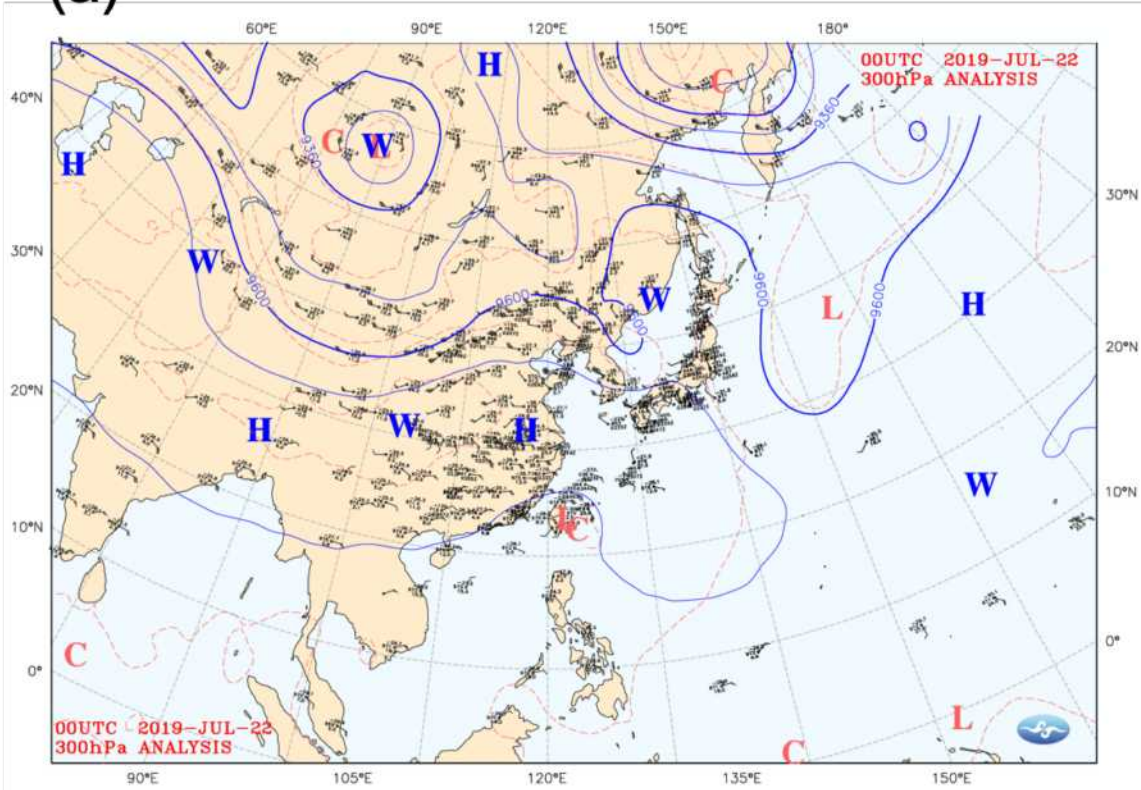


圖 5-1，2019/07/22(a)850hPa、(b)500hPa 東亞綜觀天氣分析圖

(a)



(b)

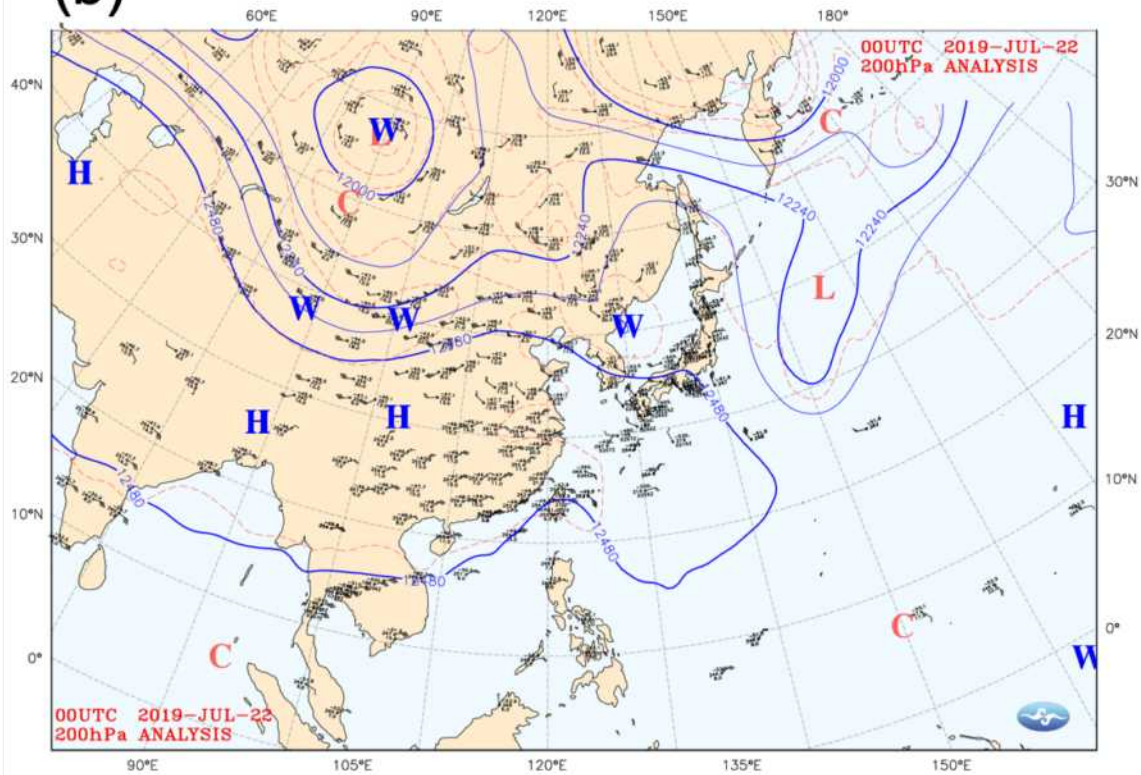


圖 5-2，2019/07/22(a)300hPa、(b)200hPa 東亞綜觀天氣分析圖

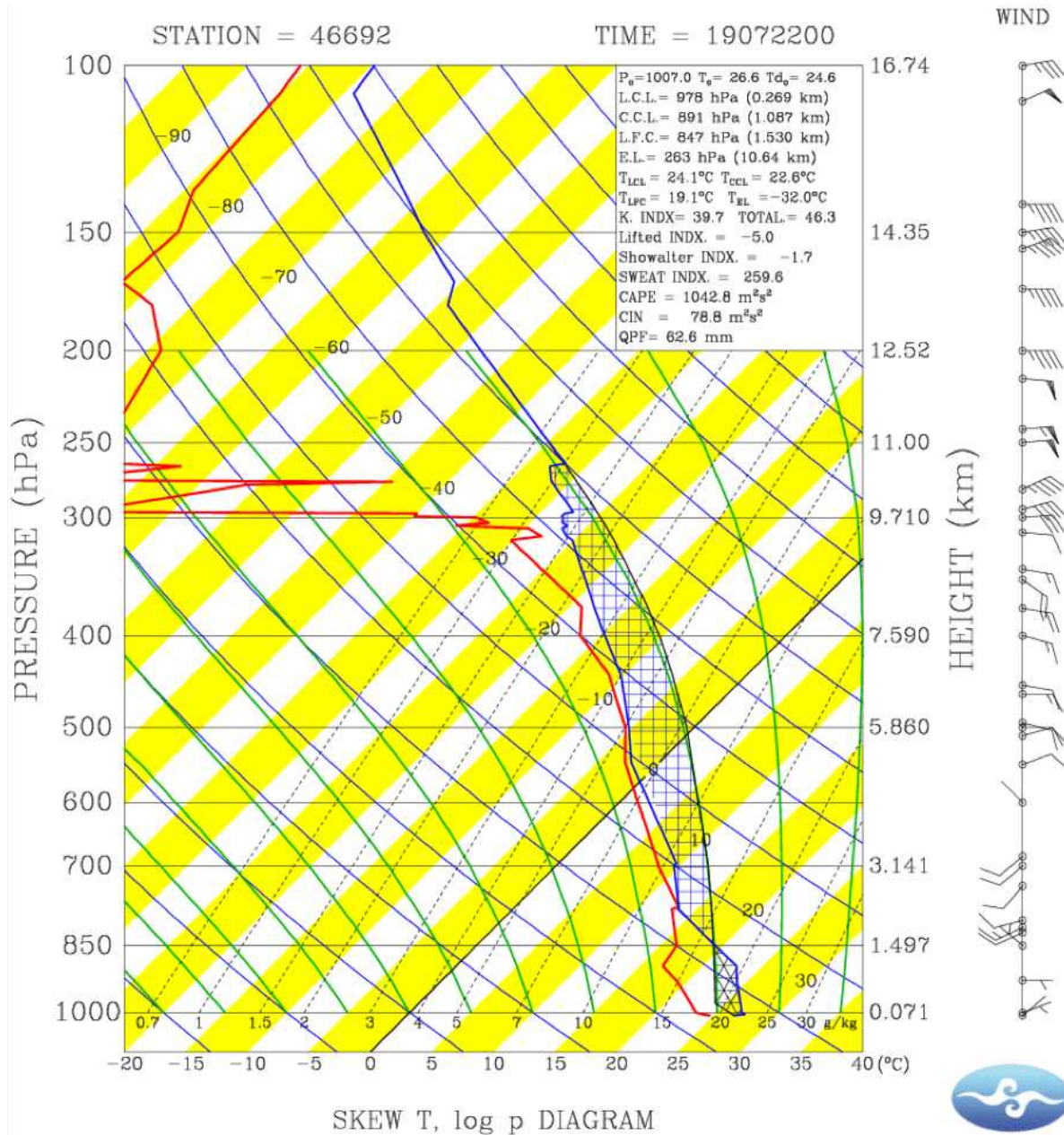


圖 5-3，2019/07/22 0800LST 板橋探空斜溫圖。

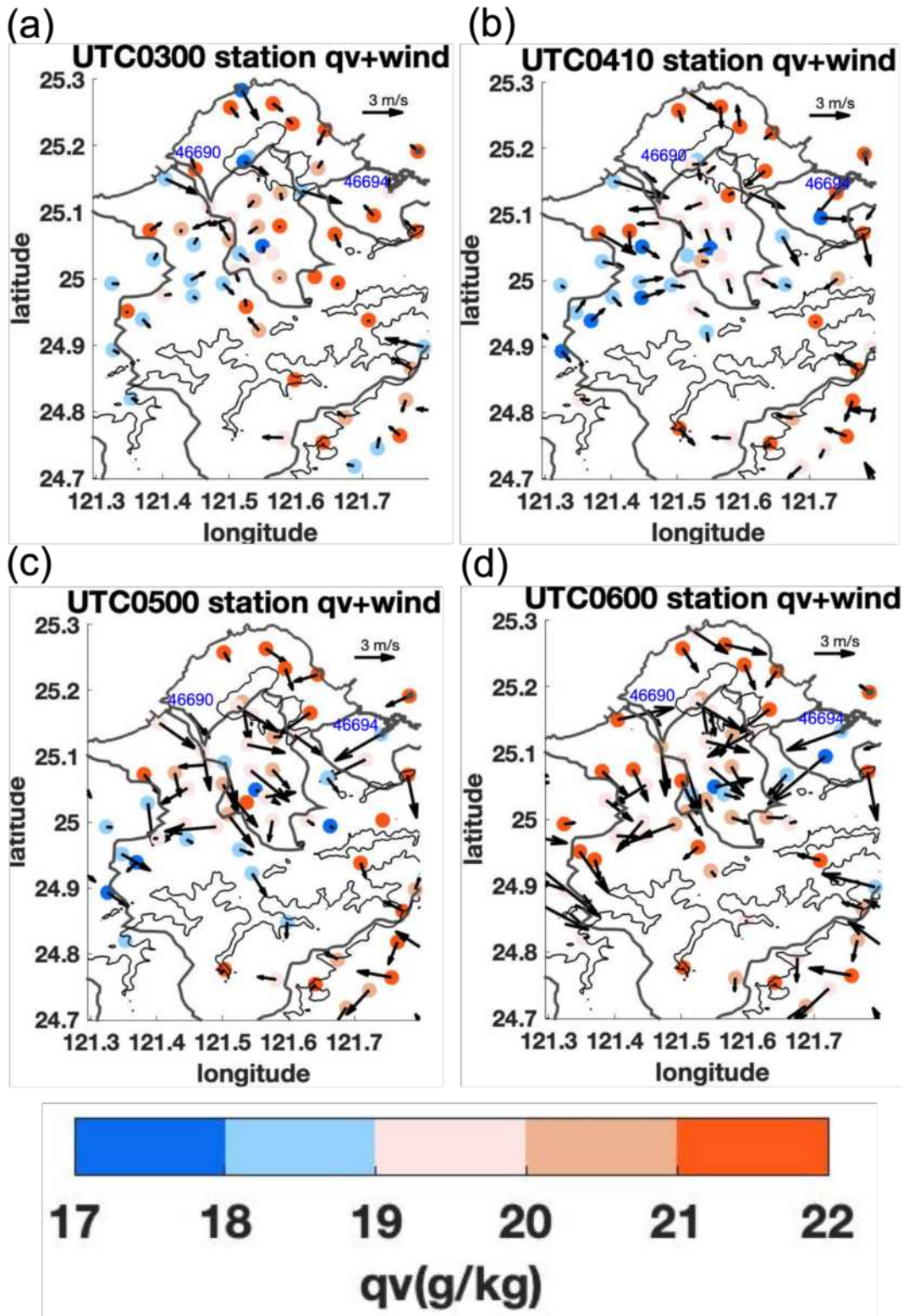


圖 5-4，2019/07/22 大台北都會區(a)1100LST (b)1210LST (c)1300LST(d)1400LST 測站風場，點的顏色為水氣混合比，黑色粗實線為縣市邊界，黑色細實線為 500 公尺地形等高線，46690 為淡水測站，46694 為基隆測站。

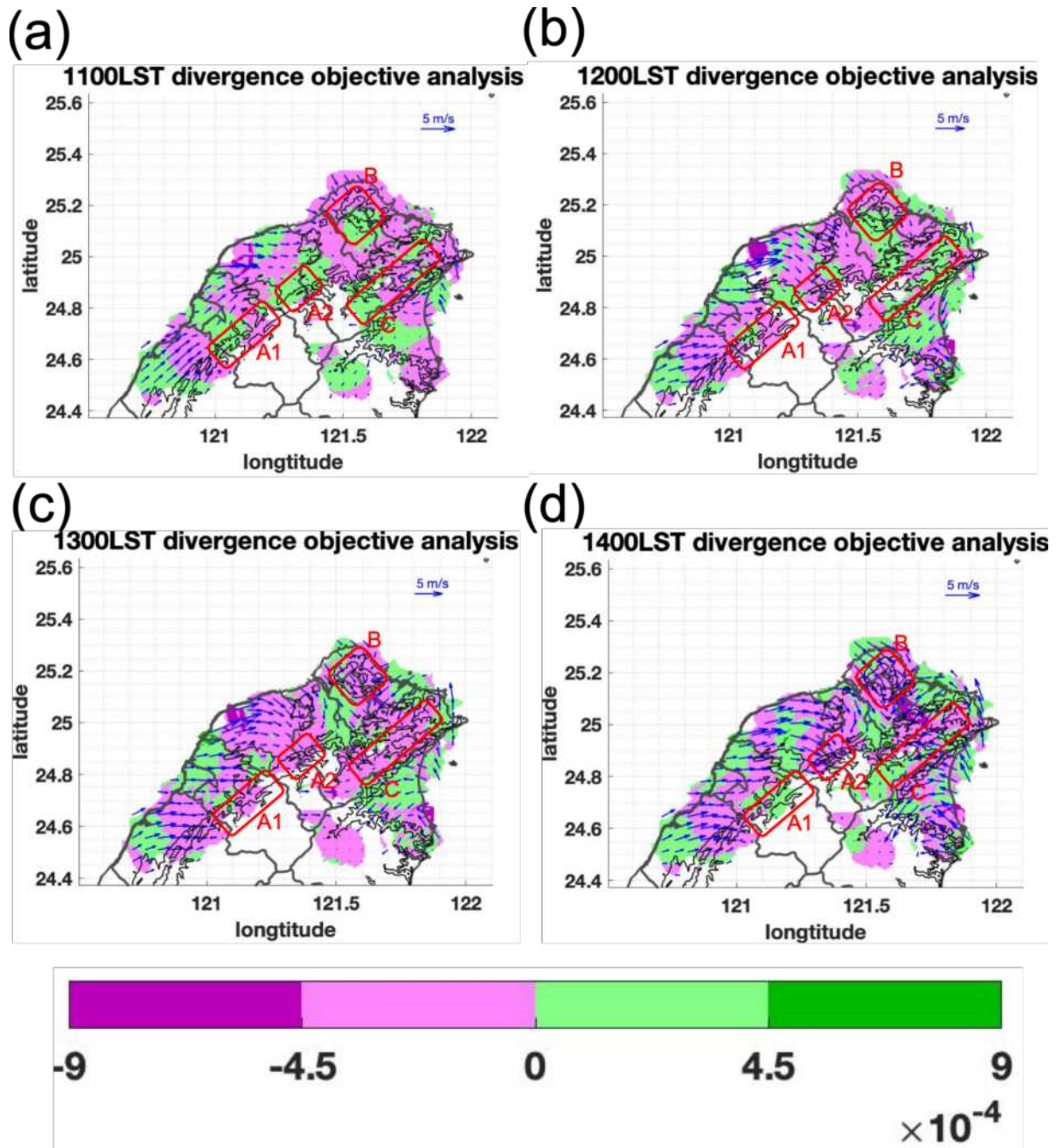
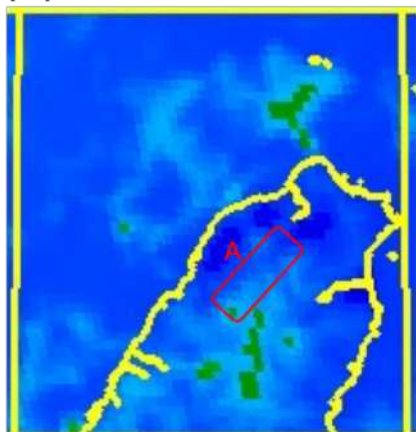
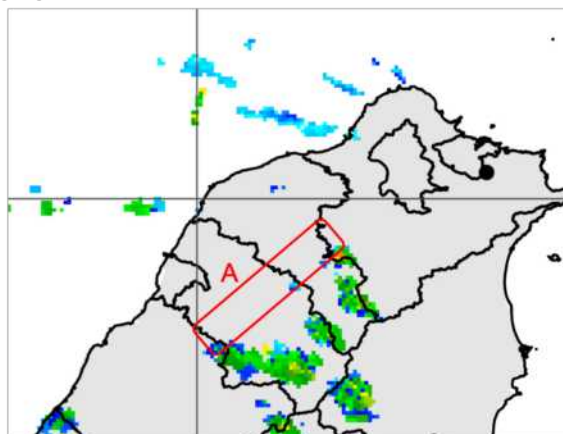


圖 5-5，2019/07/22 台灣北部(a)1100LST、(b)1200LST、(c)1300LST、(d)1400LST 測站客觀分析輻散場，藍色實線為測站客觀分析得到的風場，黑色粗實線為縣市邊界，黑色細實線為 500 公尺地形等高線。

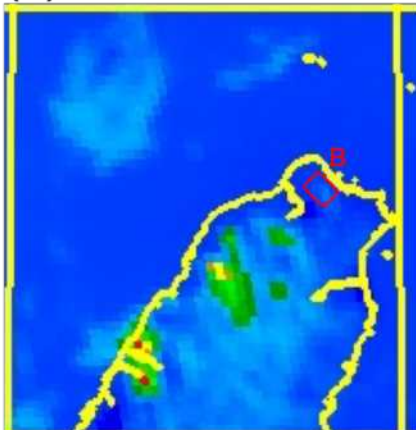
(a)1210LST



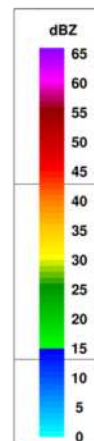
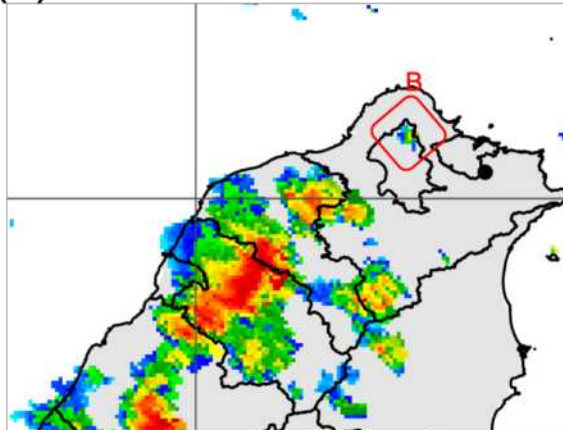
(b)1230LST



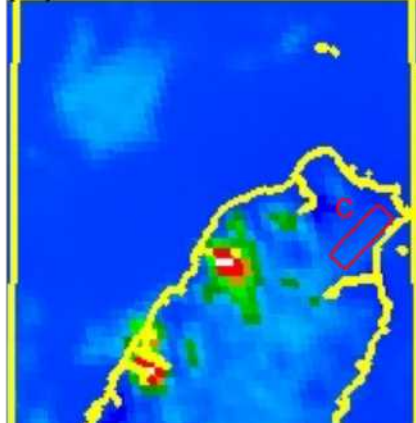
(c)1330LST



(d)1400LST



(e)1340LST



(f)1410LST



圖 5-6，2019/07/22(a)1210LST、(c)1330LST、(e)1340LST 衛星色調強化圖以及 (b)1230LST、(d)1400LST、(f)1410LST 最大雷達合成回波圖。

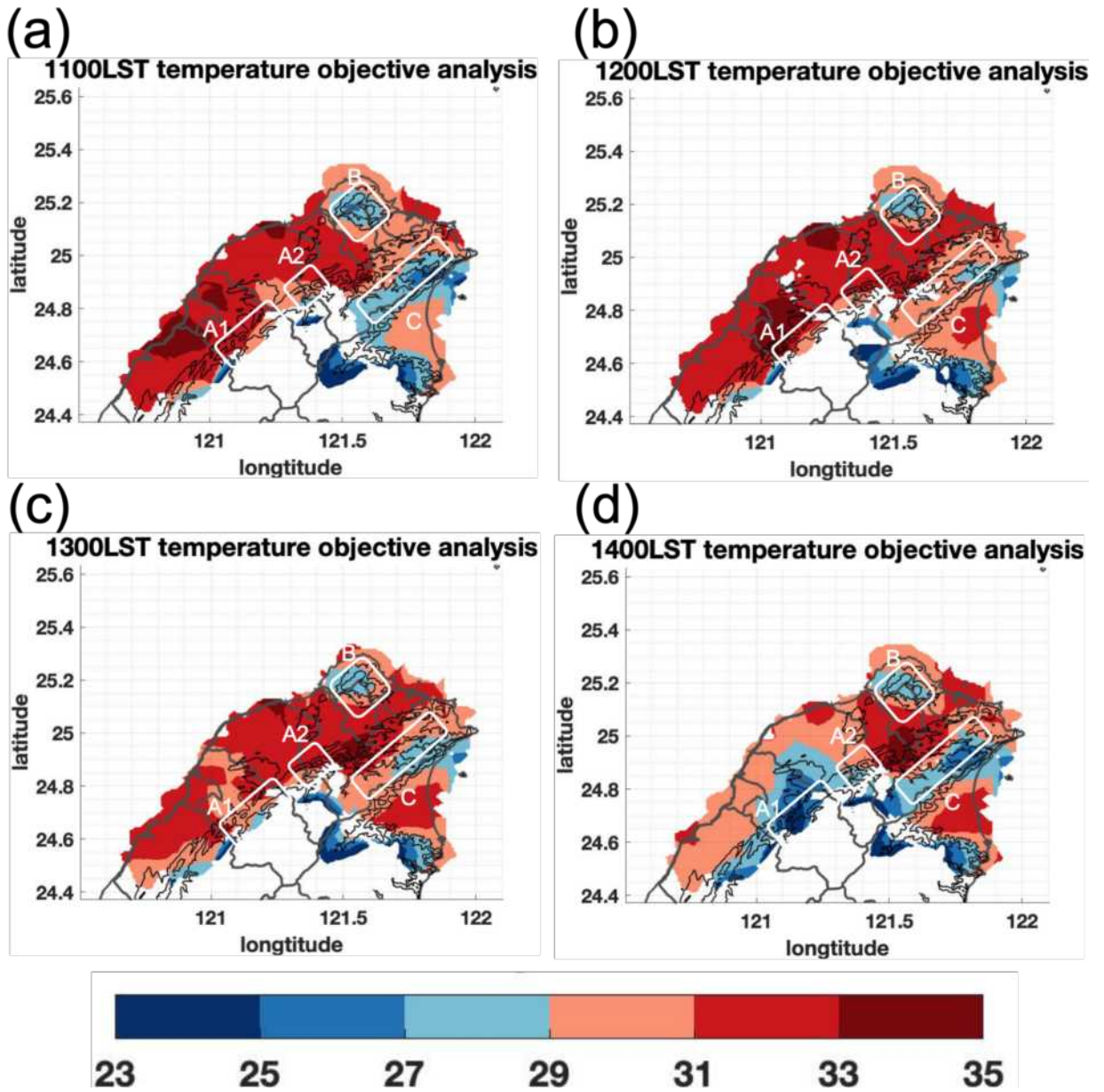


圖 5-7，2019/07/22 台灣北部(a)1100LST、(b)1200LST、(c)1300LST、(d)1400LST 測站客觀分析溫度場，黑色粗實線為縣市邊界，黑色細實線為 500 公尺地形等高線。

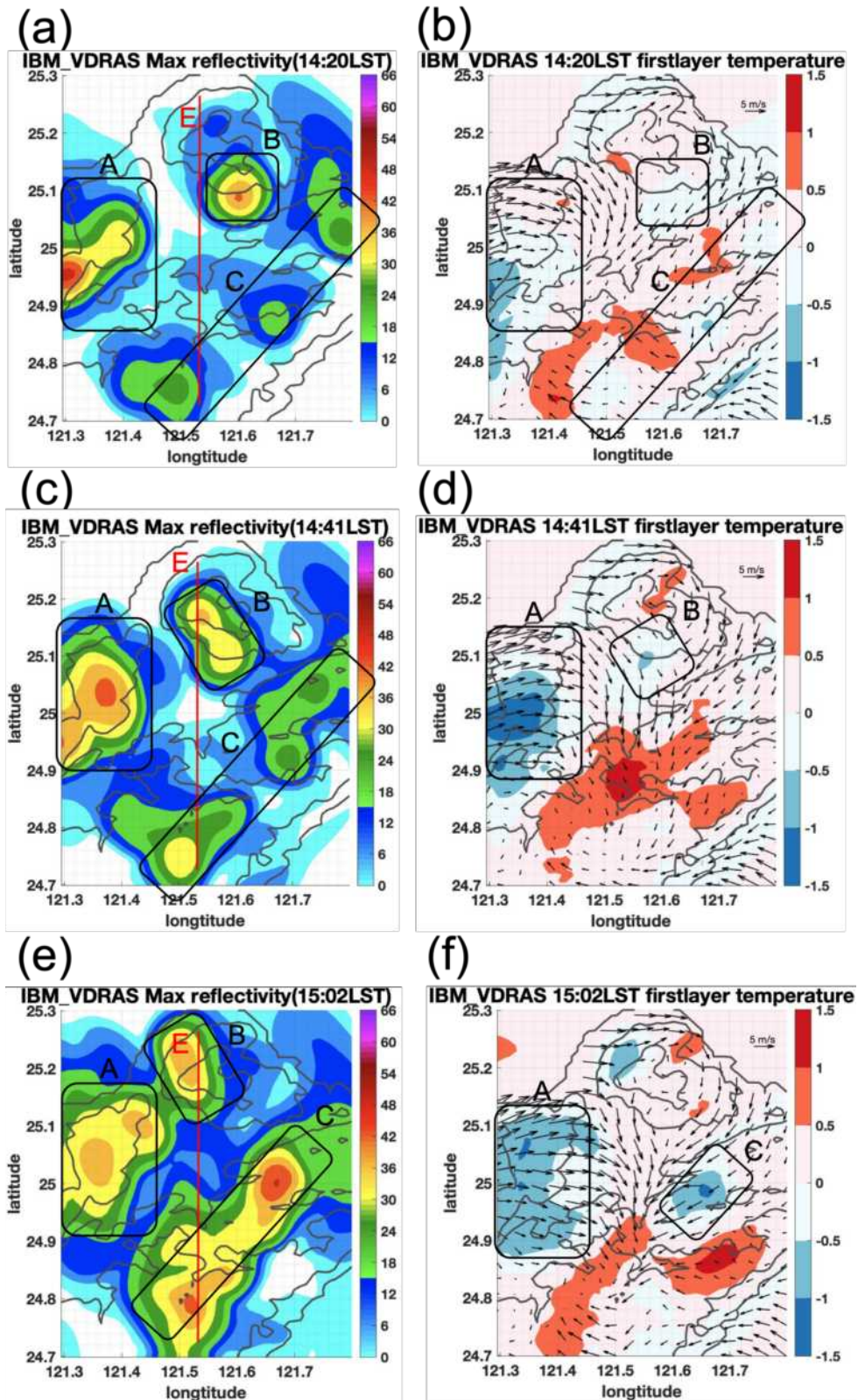


圖 5-8，IBM_VDRAS 大台北都會區(a)1420LST、(c)1441LST、(e)1502LST 分析場最大雷達合成回波圖以及(b)1420LST、(d)1441LST、(f)1502LST 模式地表上第一層的擾動溫度場，紅色線段 E 為後續剖面分析所選的位置。

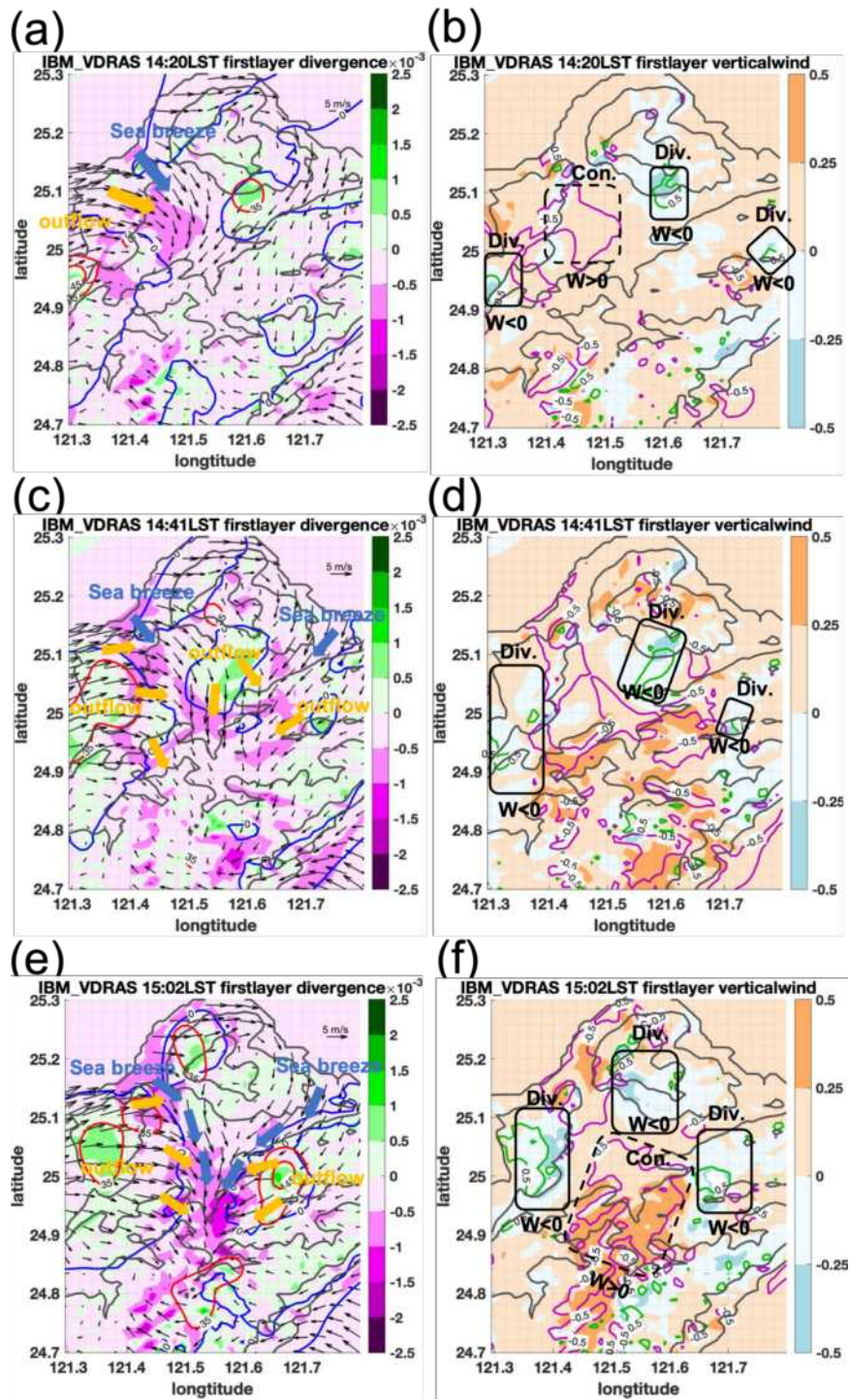


圖 5-9，IBM_VDRAS 大台北都會區(a)1420LST、(c)1441LST、(e)1502LST 分析場輻合輻散圖，紅色實線為最大合成回波 35、45dBZ 的等值線，藍色實線為擾動溫度零度線，擾動溫度<0 度的區域為冷池區域，(b)1420LST、(d)1441LST、(f)1502LST 為模式地表上第一層的垂直速度場，紫色實線為輻散場為 -5×10^{-4} 的等值線，綠色實線為輻散場為 5×10^{-4} 的等值線。

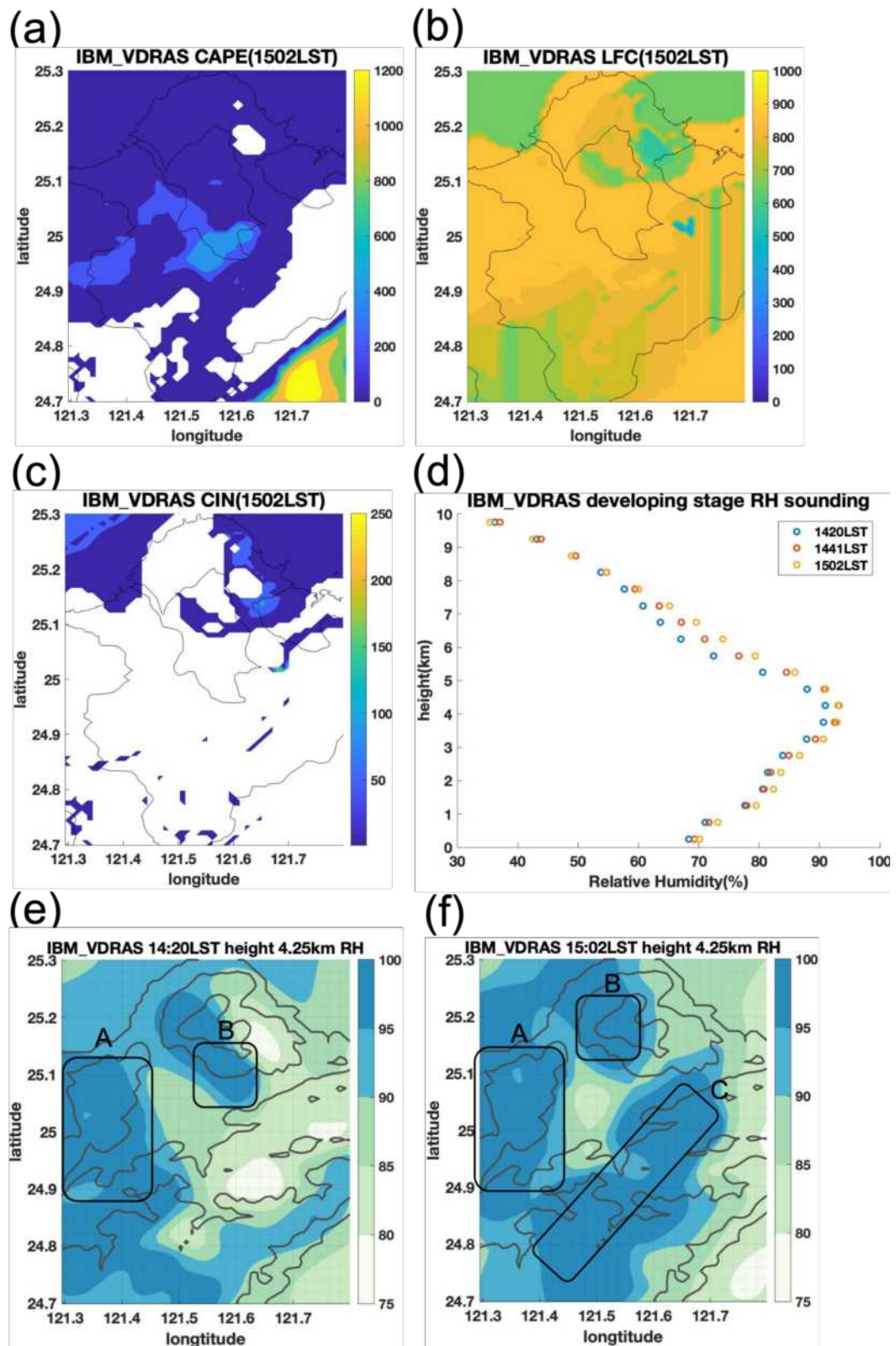


圖 5-10，IBM_VDRAS 大台北都會區 1502LST 之(a)CAPE 場、(b)LFC 高度、(c)CIN 值，(d)相對濕度區域水平平均垂直剖線，藍點為 1420LST、紅色為 1441LST、橘點為 1502LST，(e)、(f)為 IBM_VDRAS 在 4.25 公里高的相對濕度場。

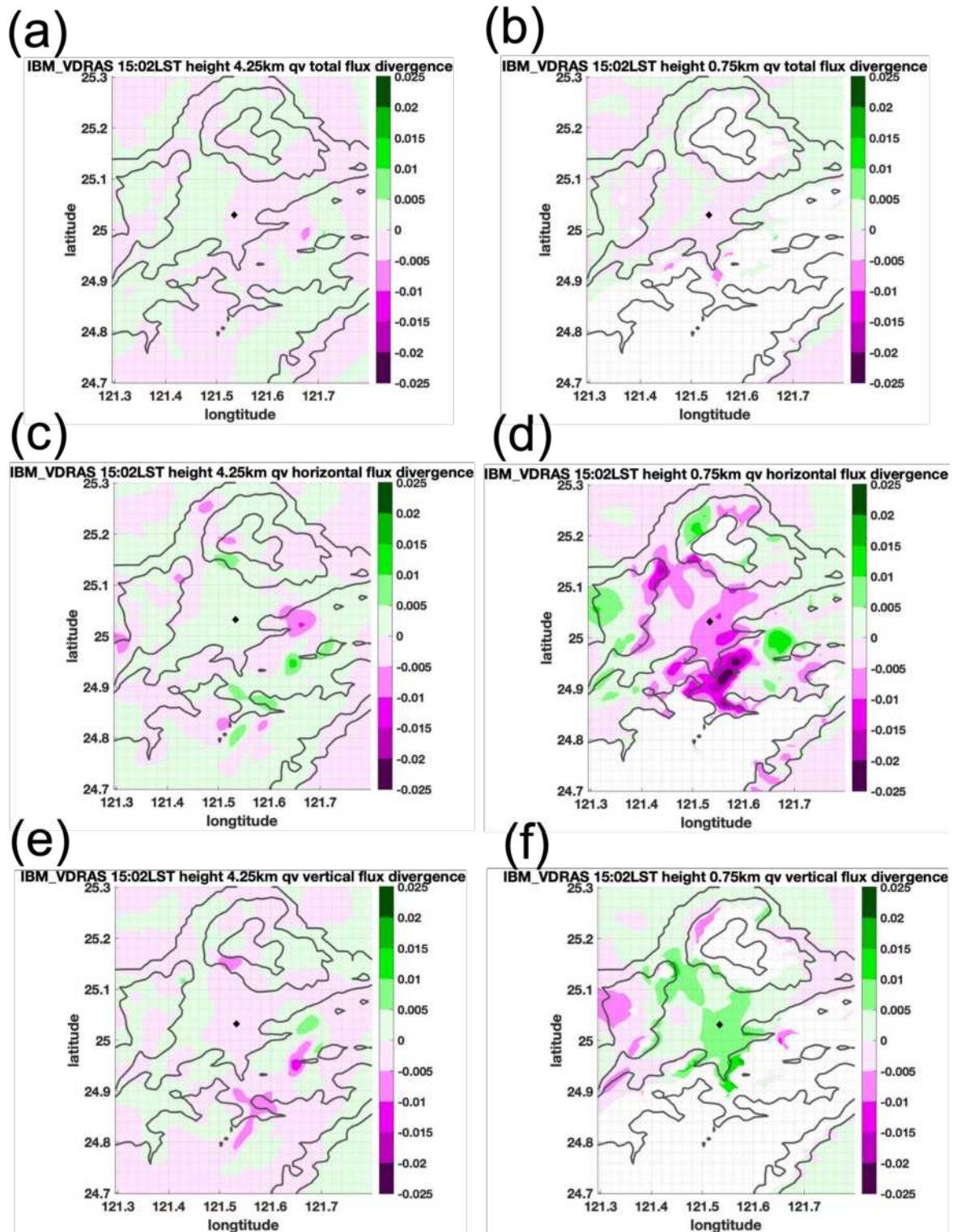


圖 5-11，IBM_VDRAS 大台北都會區 1502LST(a)4.25 公里整體水氣通量($\text{g m}^{-3} \text{s}^{-1}$)輻散場(b)0.75 公里整體水氣通量輻散場(c)4.25 公里水平水氣通量輻散場(d)0.75 公里水平水氣通量輻散場(e)4.25 公里垂直水氣通量輻散場(f)0.75 公里垂直水氣通量輻散場，黑色菱形為大安森林公園測站的位置。

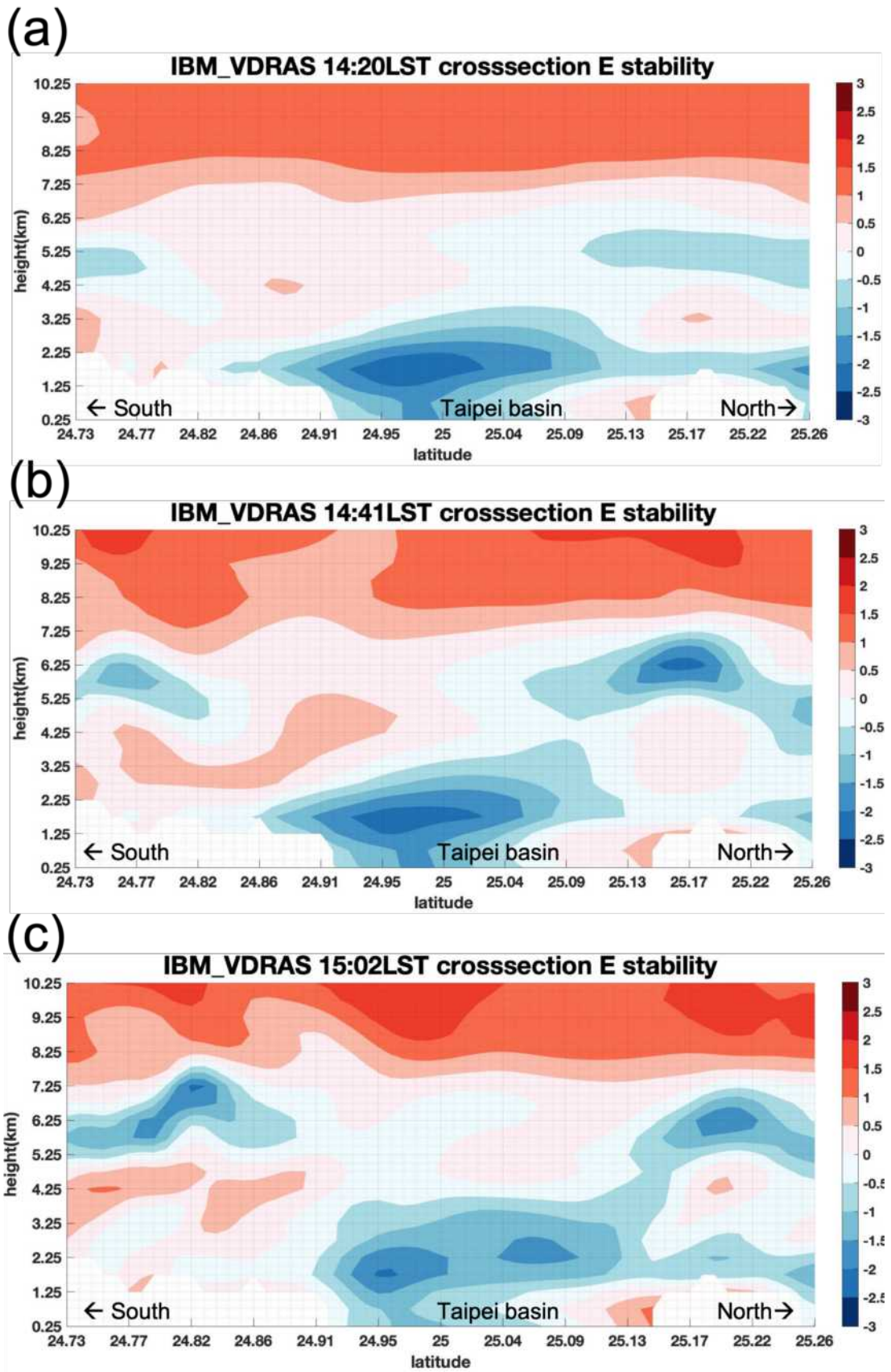


圖 5-12，IBM_VDRAS 大台北都會區 E 剖面(a)1420LST、(b)1441LST、(c)1502LST 垂直不穩定度（定義為上層相當位溫減去下層相當位溫）。

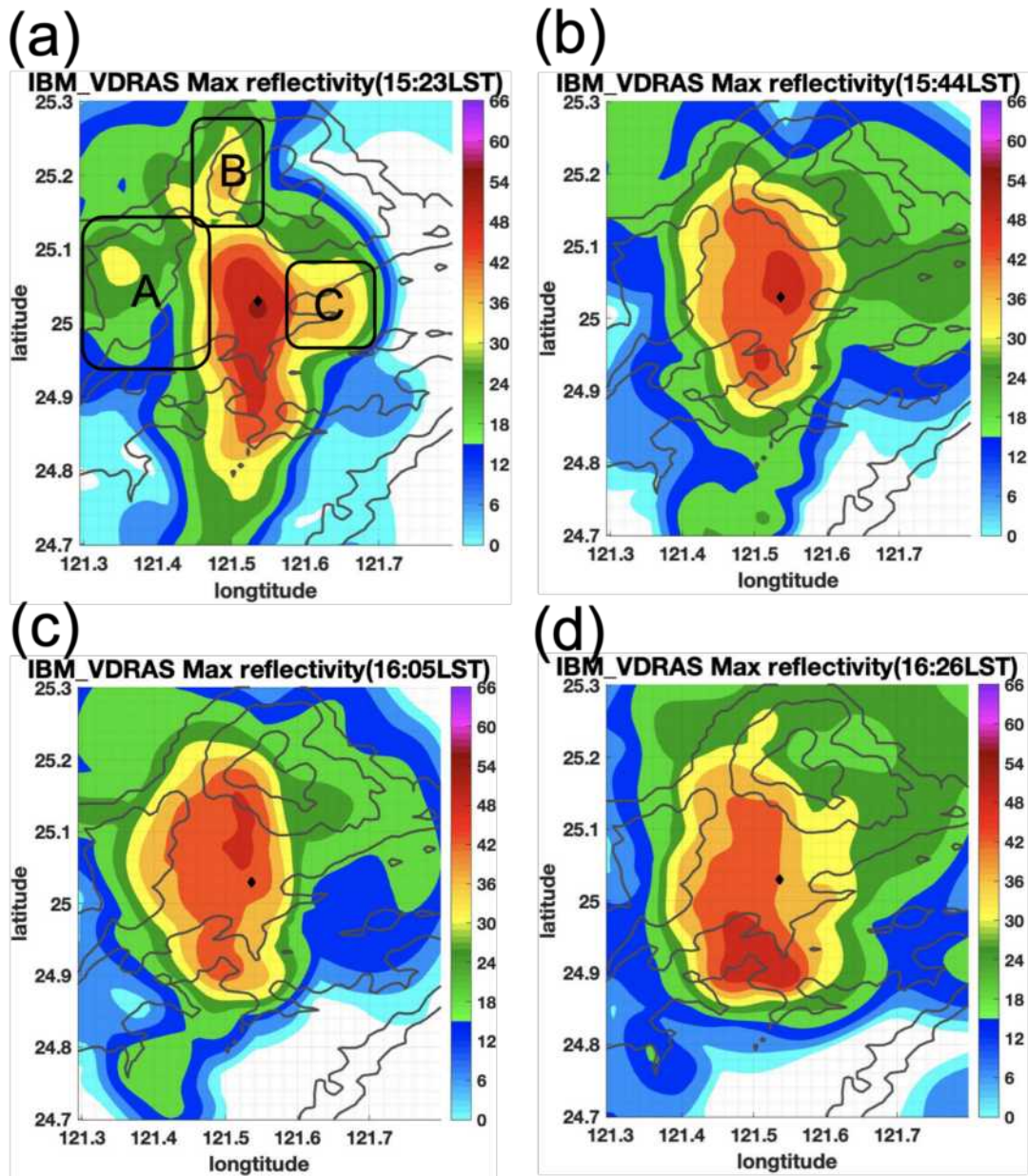


圖 5-13，IBM_VDRAS 大台北都會區(a)1523LST、(b)1544LST、(c)1605LST、(d) 1626LST 分析場最大雷達合成回波圖，黑色菱形為大安森林公園測站的位置。

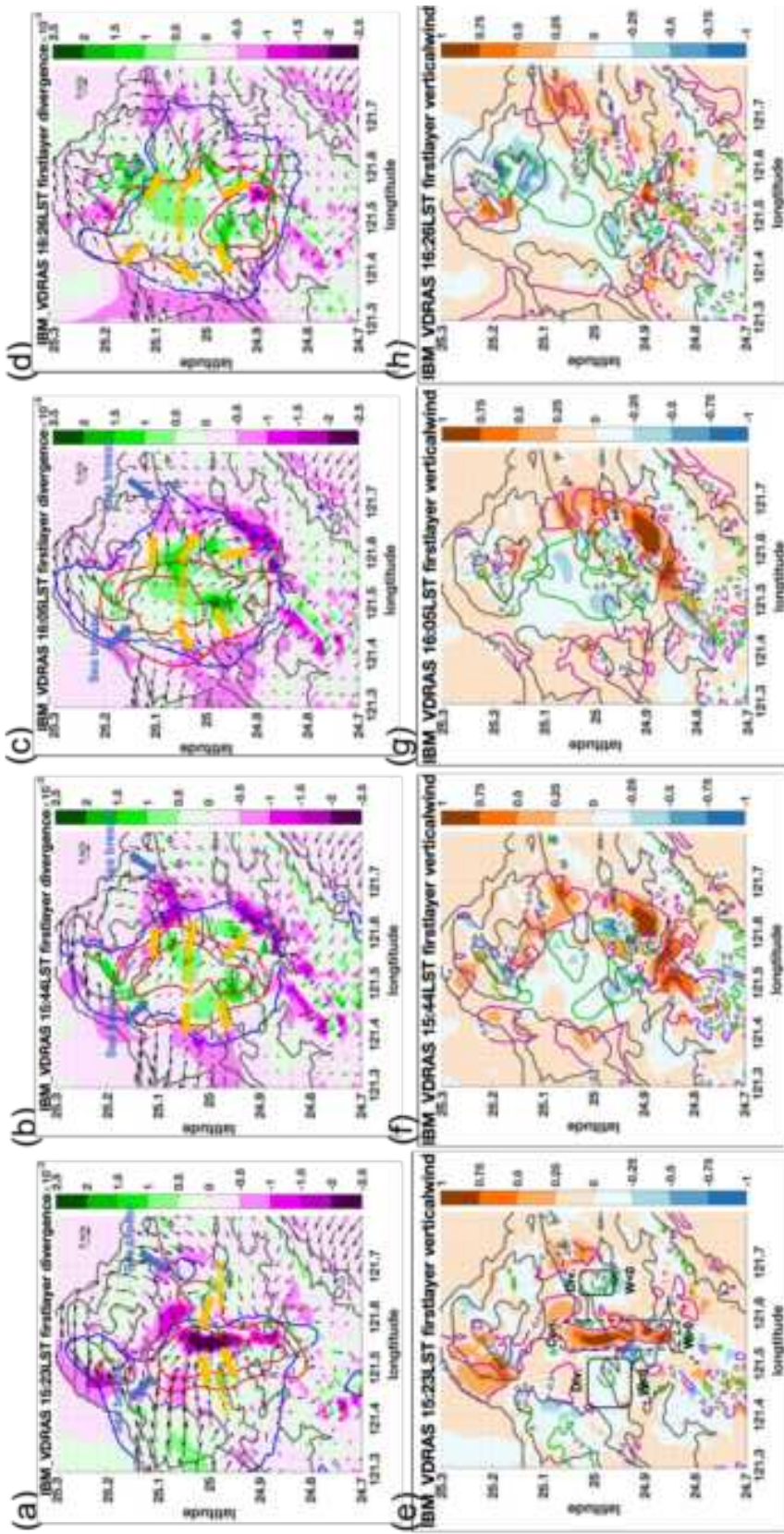


圖 5-14, IBM_VDRAS 大台北都會區(a)1523LST、(b)1544LST、(c)1605LST、(d)1626LST 分析場輻合輻散圖，紅色實線為最大合成回波 35dBz、45dBz 等值線，藍色實線為擾動溫度零度線，擾動溫度 < 0 度的區域為冷池區域，(e)1523LST、(f)1544LST、(g)1605LST、(h)1626LST 為模式地表上第一層的垂直速度場，紫色實線為輻散場為 -5×10^{-4} 的等值線，綠色實線為輻散場為 5×10^{-4} 的等值線。

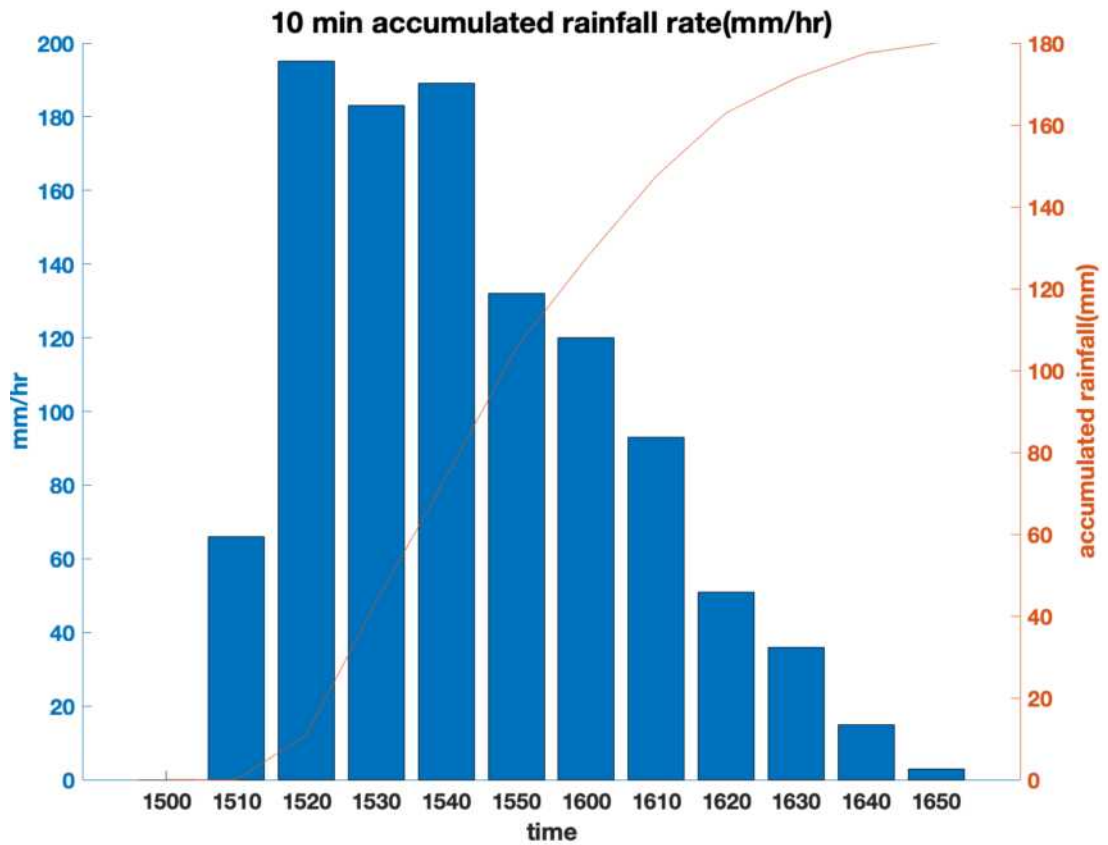


圖 5-15，大安森林公園測站 1500LST-165LST 的十分鐘累計雨量 (mmhr^{-1}) 及總累計降水量 (mm)，藍色 bar 為十分鐘降雨量換算成時雨量的數值，橘色線為 1500LST 開始計算的總累計雨量。

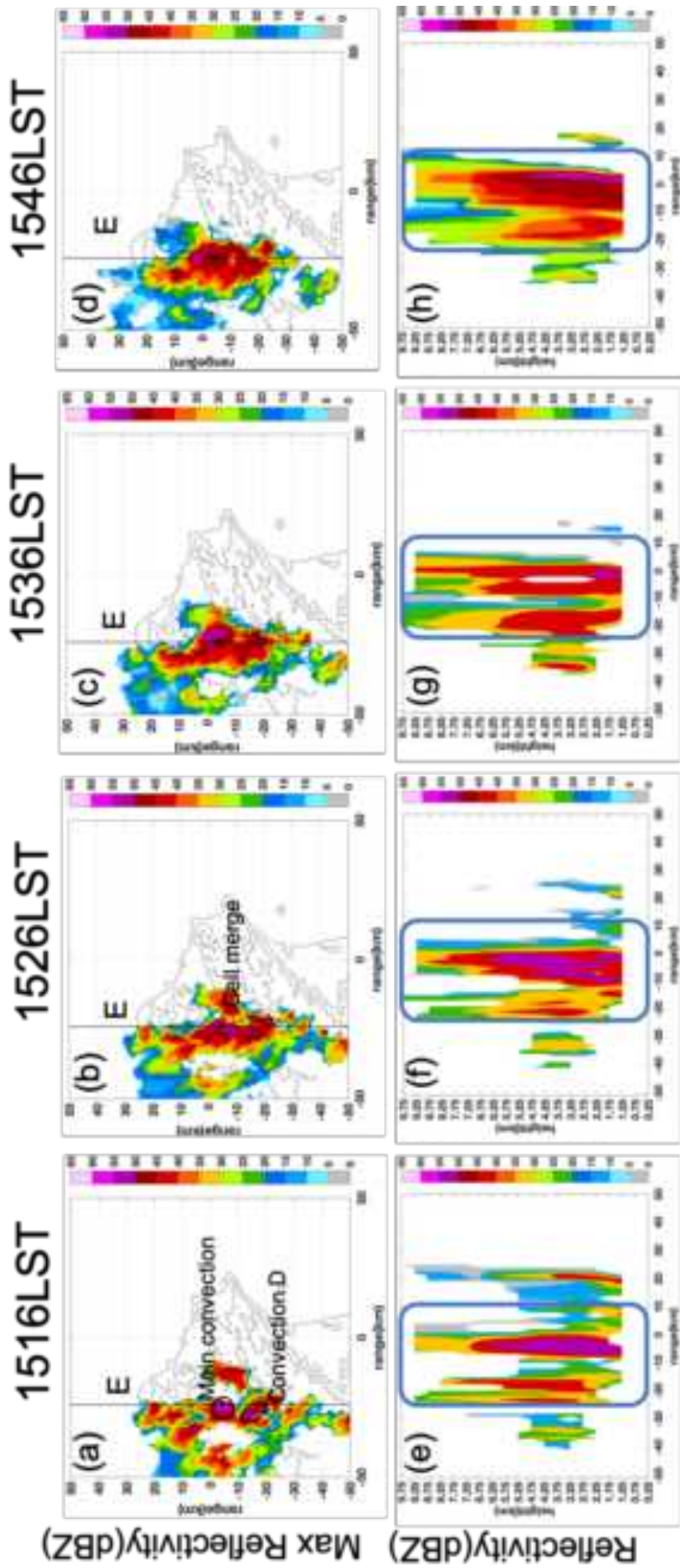


圖 5-16 RCMD (a)1516LST、(b)1526LST、(c)1536LST、(d)1546LST 最大雷達回波圖，黑色線段 E 為後續垂直剖面分析所選的位置，黑色菱形為大安森林公園測站的位置，(e)-(h) 為(a)-(d)線段 E 的雷達回波垂直剖面，藍色方框為台北盆地區域。

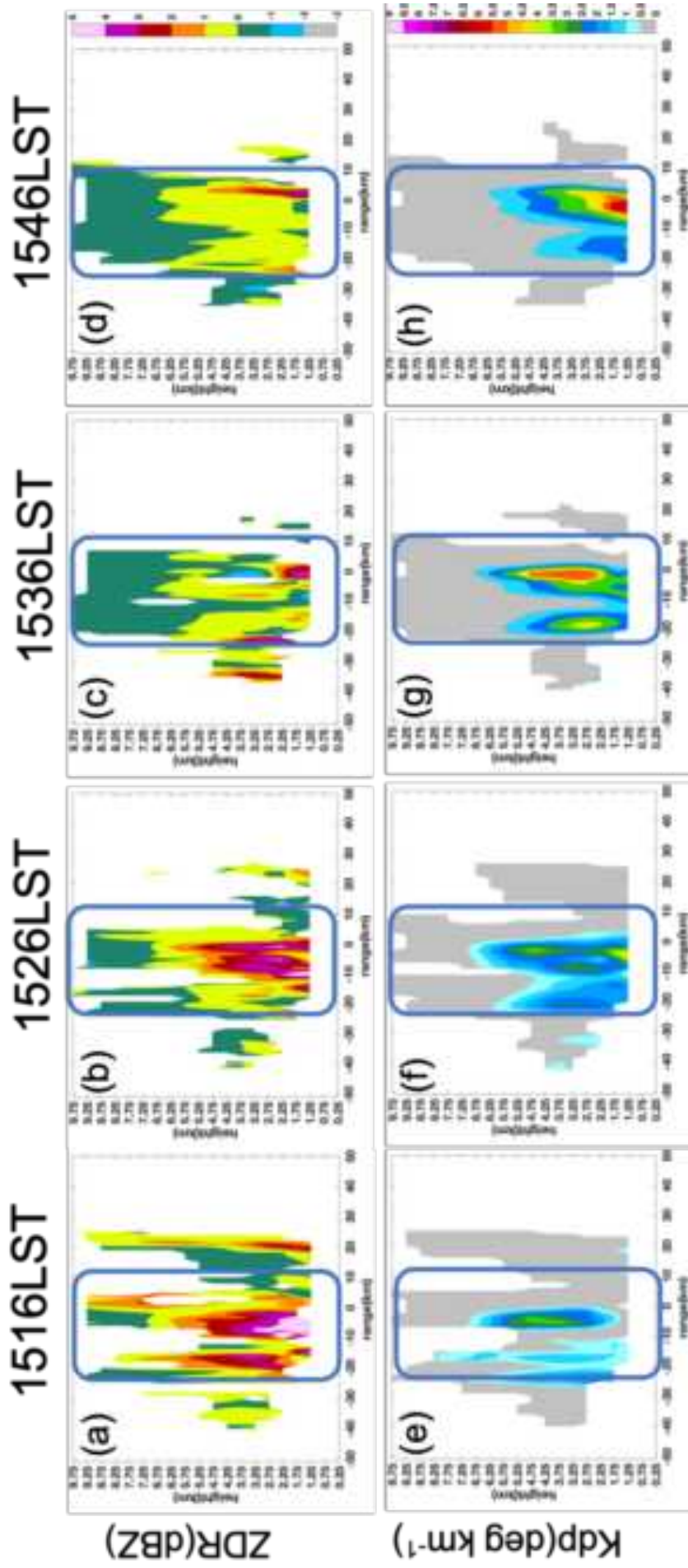


圖 5-17 RCMD (a)1516LST、(b)1526LST、(c)1536LST、(d) 1546LST 在垂直剖面線段 E 之 ZDR(dBZ)以及(e)1516LST、(f)1526LST、(g)1536LST、(h) 1546LST 在垂直剖面線段 E 之 Kdp(deg km⁻¹)，藍色方框為台北盆地區域。

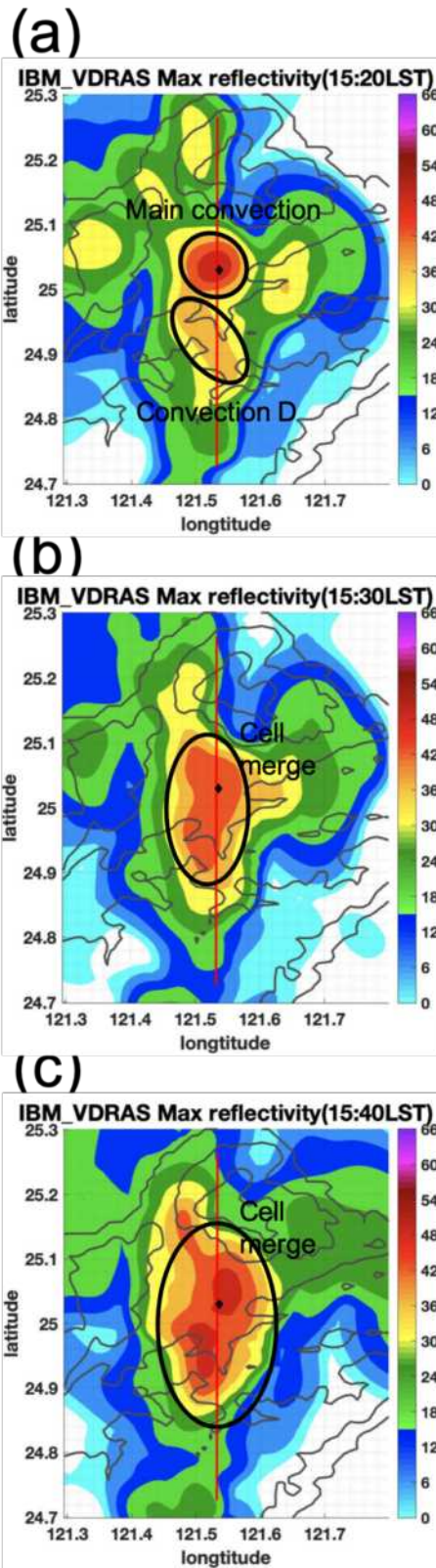


圖 5-18，IBM_VDRAS 大台北都會區(a)1520LST、(b)1530LST、(c)1540LST 分析場最大雷達合成回波圖，紅色線段 E 為後續剖面分析所選的位置，黑色菱形為大安森林公園測站的位置。

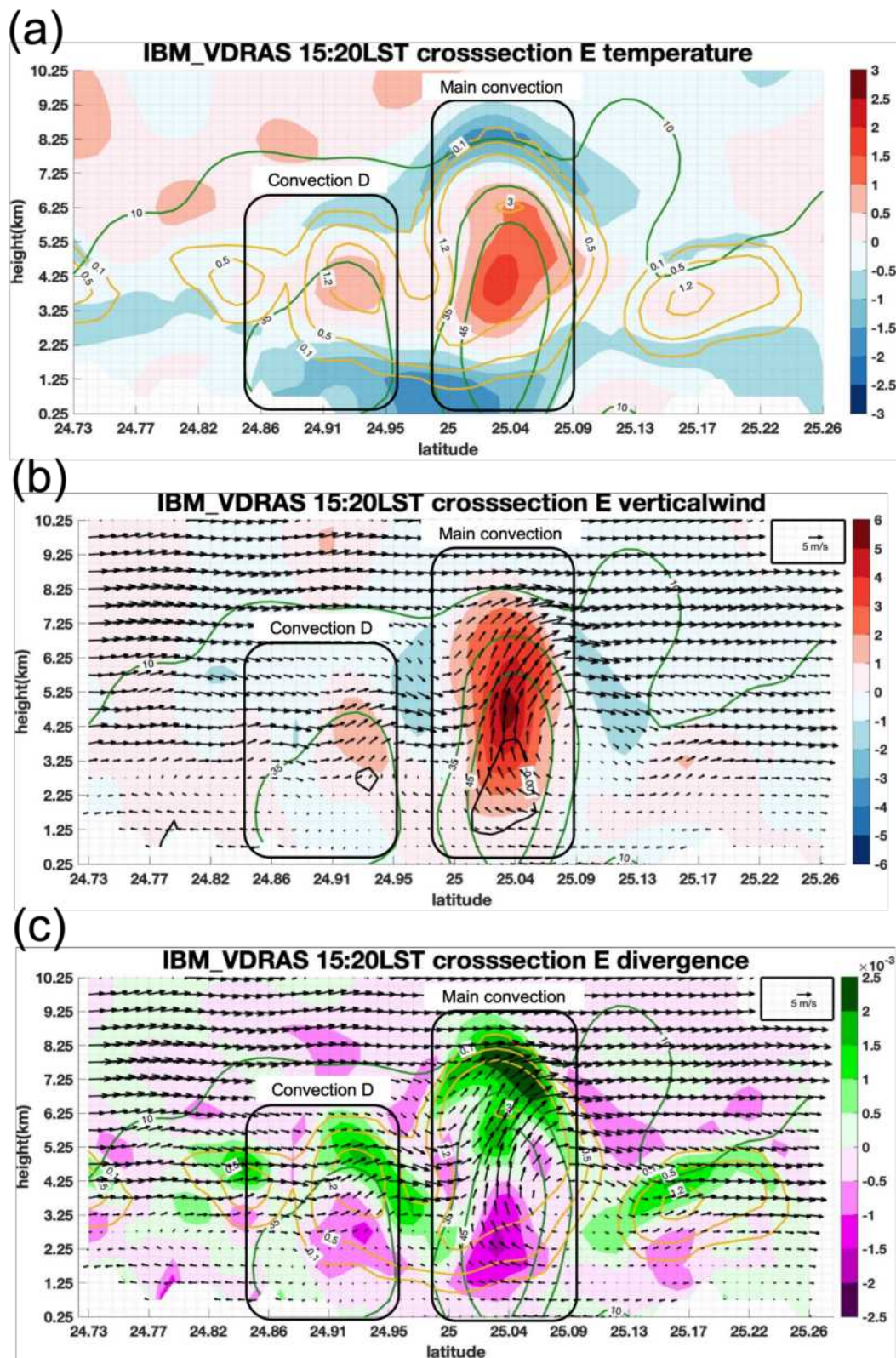


圖 5-19，IBM_VDRAS 大台北都會區 1520LST 分析場 E 剖面(a)水平擾動溫度、(b)垂直速度、(c)水平輻合輻散，(a)中綠線為 10、35、45dBZ 等值線、黃線為雲水混合比 0.1、0.5、1.2、3.0. gkg^{-1} 等值線，(b)中黑色實線為輻散場為 -1×10^{-3} 的等值線。

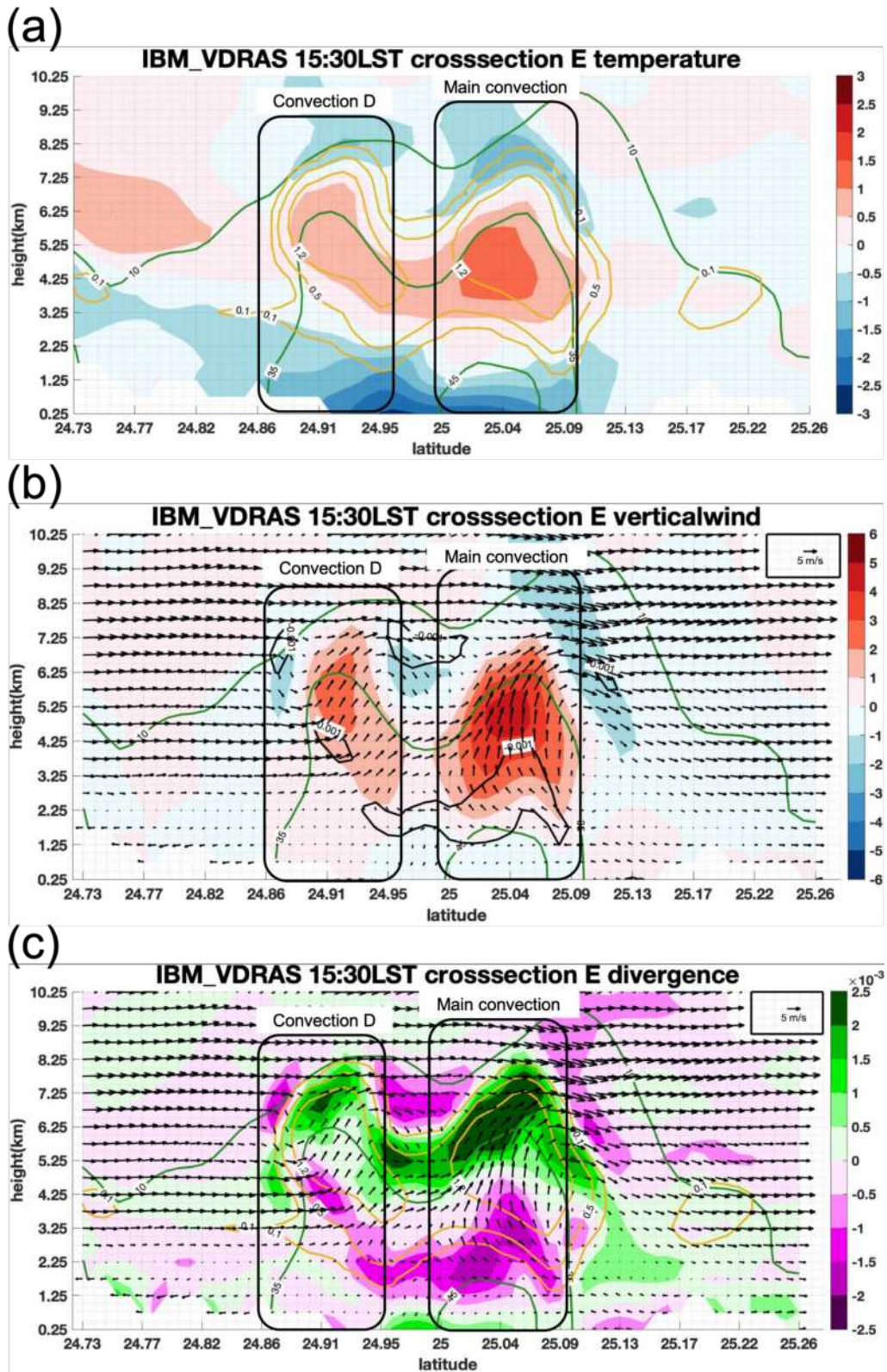


圖 5-20，I IBM_VDRAS 大台北都會區 1530LST 分析場 E 剖面(a)水平擾動溫度、(b)垂直速度、(c)水平輻合輻散，(a)中綠線為 10、35、45dBZ 等值線、黃線為雲水混合比 0.1、0.5、1.2、3.0. gkg⁻¹ 等值線，(b)中黑色實線為輻散場為-1*10⁻³ 的等值線。

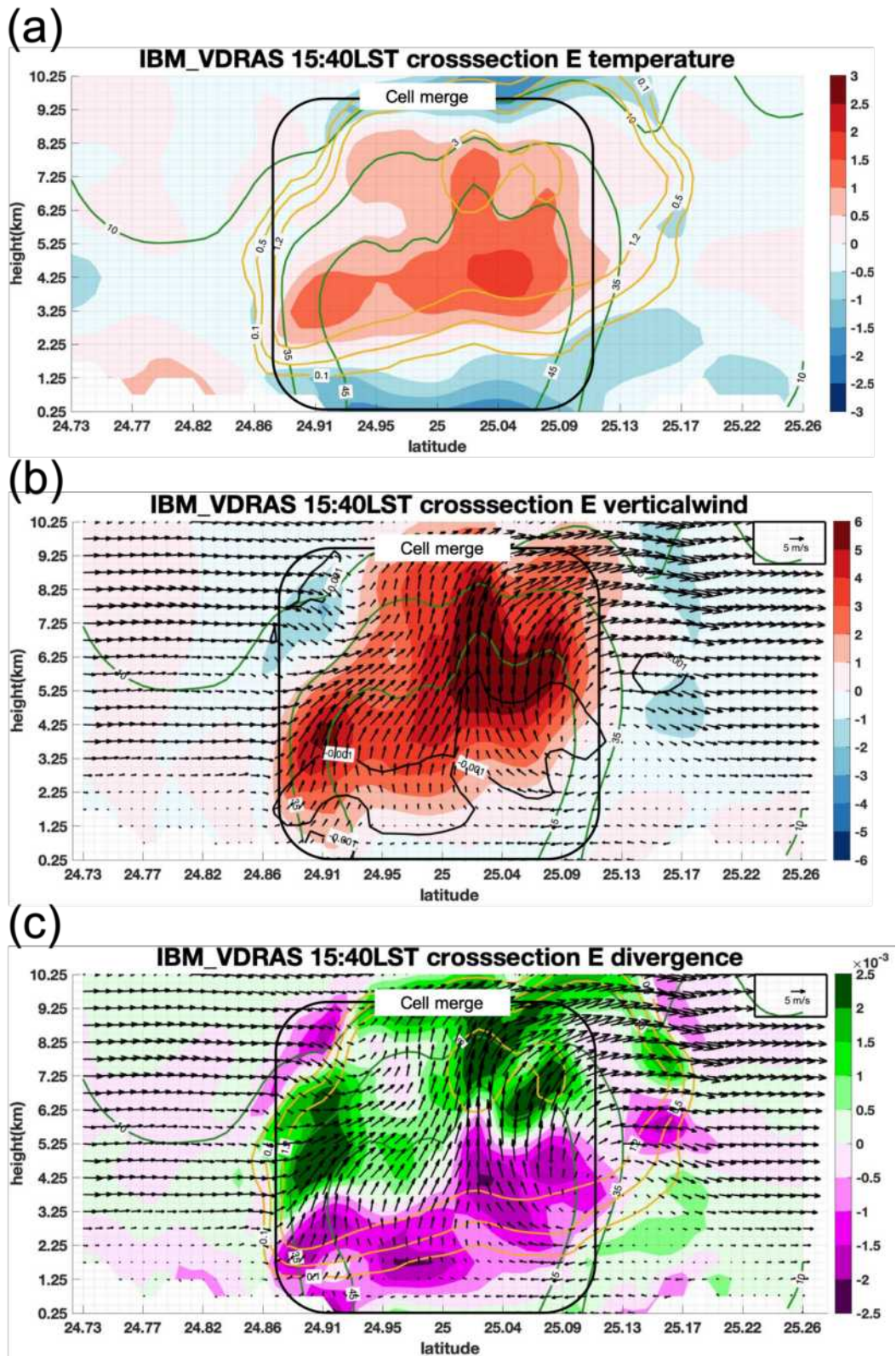


圖 5-21，IBM_VDRAS 大台北都會區 1540LST 分析場 E 剖面(a)水平擾動溫度、(b)垂直速度、(c)水平輻合輻散，(a)中綠線為 10、35、45dBZ 等值線、黃線為雲水混合比 0.1、0.5、1.2、3.0. gkg^{-1} 等值線，(b)中黑色實線為輻散場為 -1×10^{-3} 的等值線。

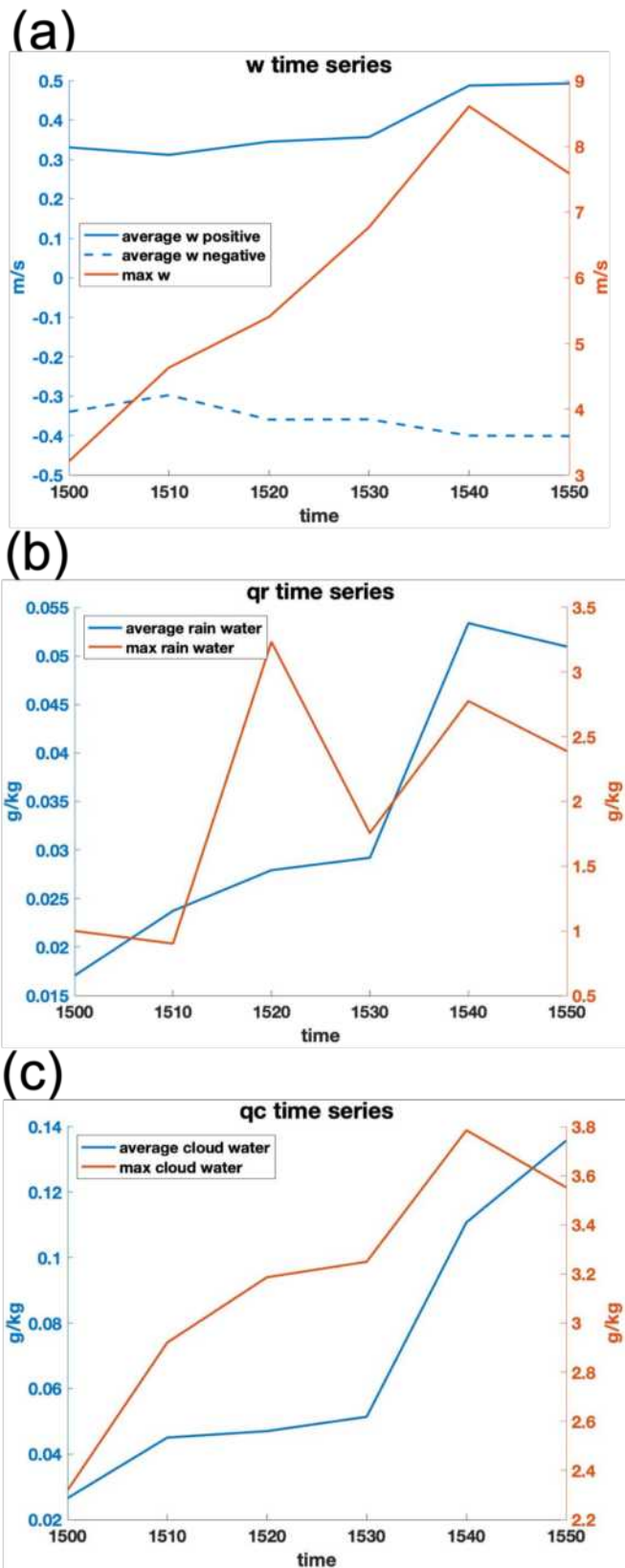


圖 5-22，IBM_VDRAS 大台北都會區 1500LST-1550LST 分析場 (a)垂直速度、(b)雨水混合比、(c)雲水混合比時序圖，橘色線為最大值，藍色線為平均值。

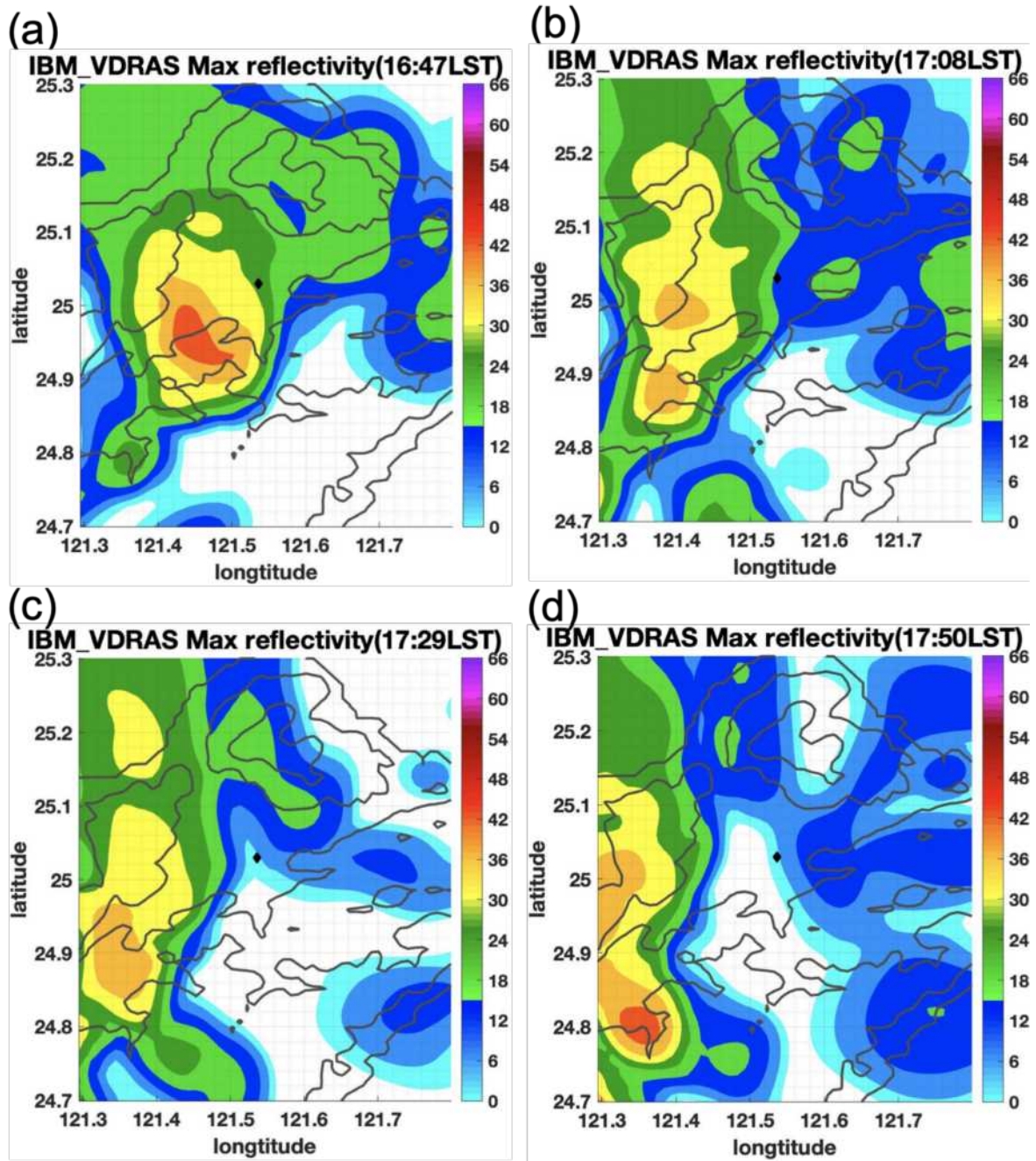


圖 5-23，IBM_VDRAS 大台北都會區(a)1647LST、(b)1708LST、(c)1729LST、(d)

1750LST 分析場最大雷達合成回波圖，黑色菱形為大安森林公園測站的位置。

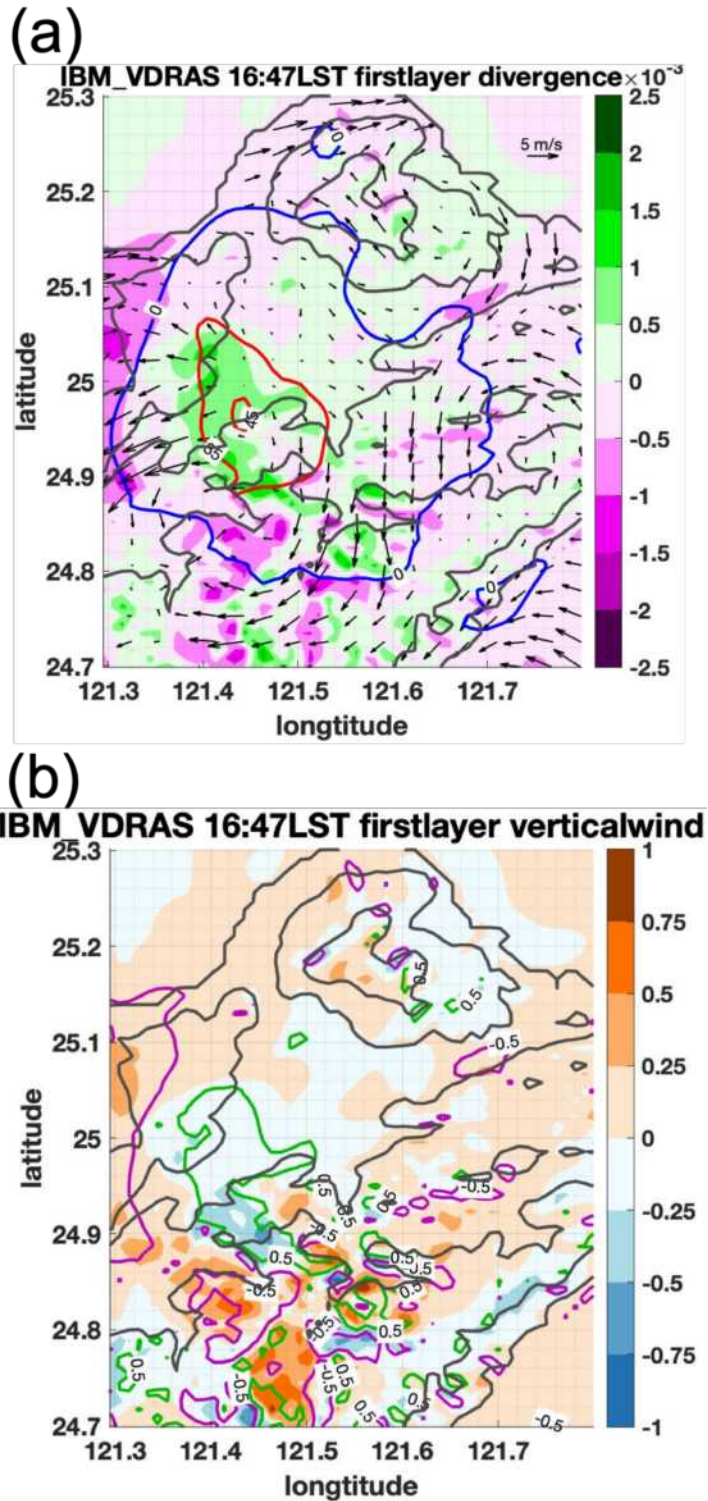
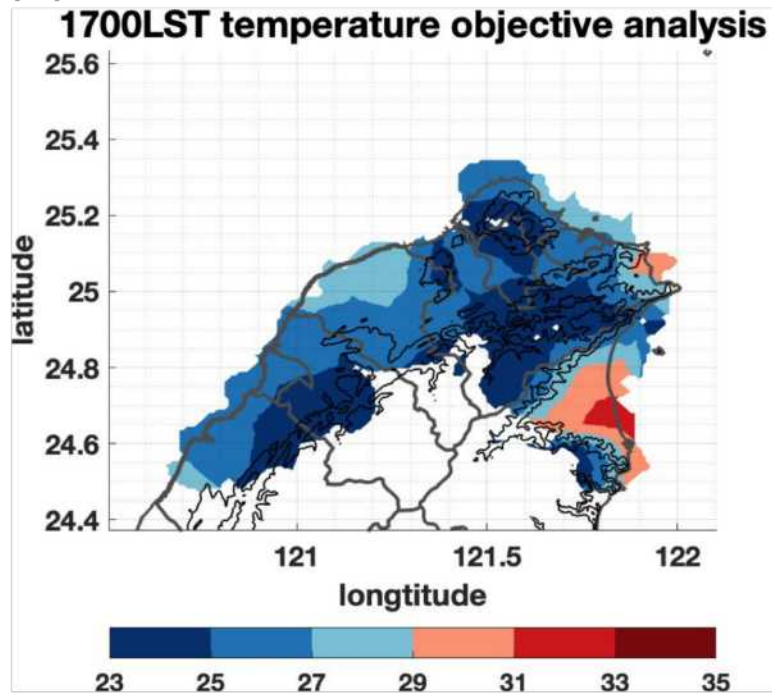


圖 5-24，IBM_VDRAS 大台北都會區 1647LST 分析場(a)輻合輻散圖，紅色實線為最大合成回波 35、45dBz 的等值線，藍色實線為擾動溫度零度線，擾動溫度 < 0 度的區域為冷池區域，(b)模式地表上第一層的垂直速度場，紫色實線為輻散場為 -5×10^{-4} 的等值線，綠色實線為輻散場為 5×10^{-4} 的等值線。

(a)



(b)

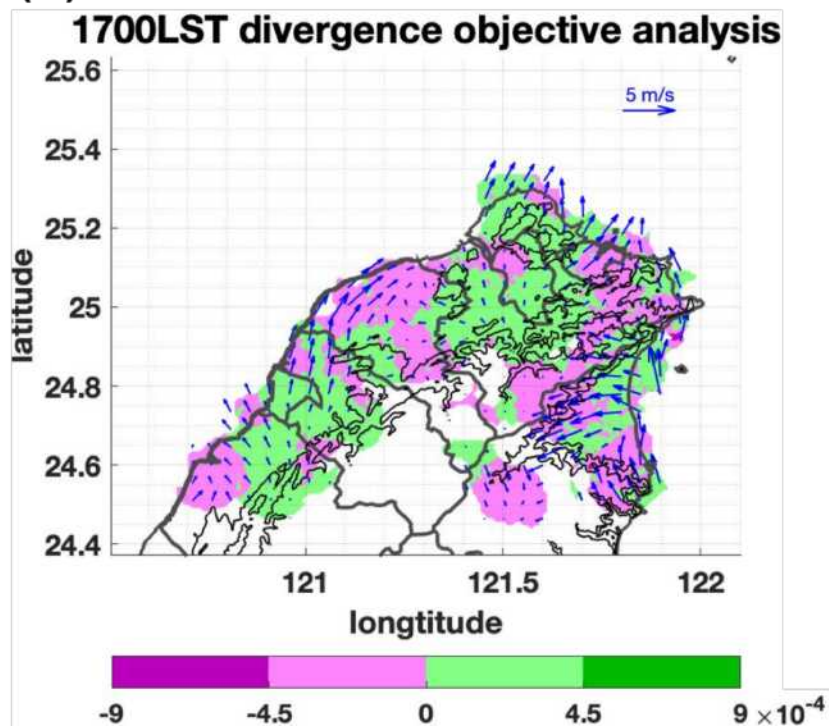


圖 5-25，2019/07/22 台灣北部 1700LST(a)測站客觀分析溫度場、(b)測站客觀分析輻合輻散場，藍色實線為測站客觀分析得到的風場，黑色粗實線為縣市邊界，黑色細實線為 500 公尺地形等高線。

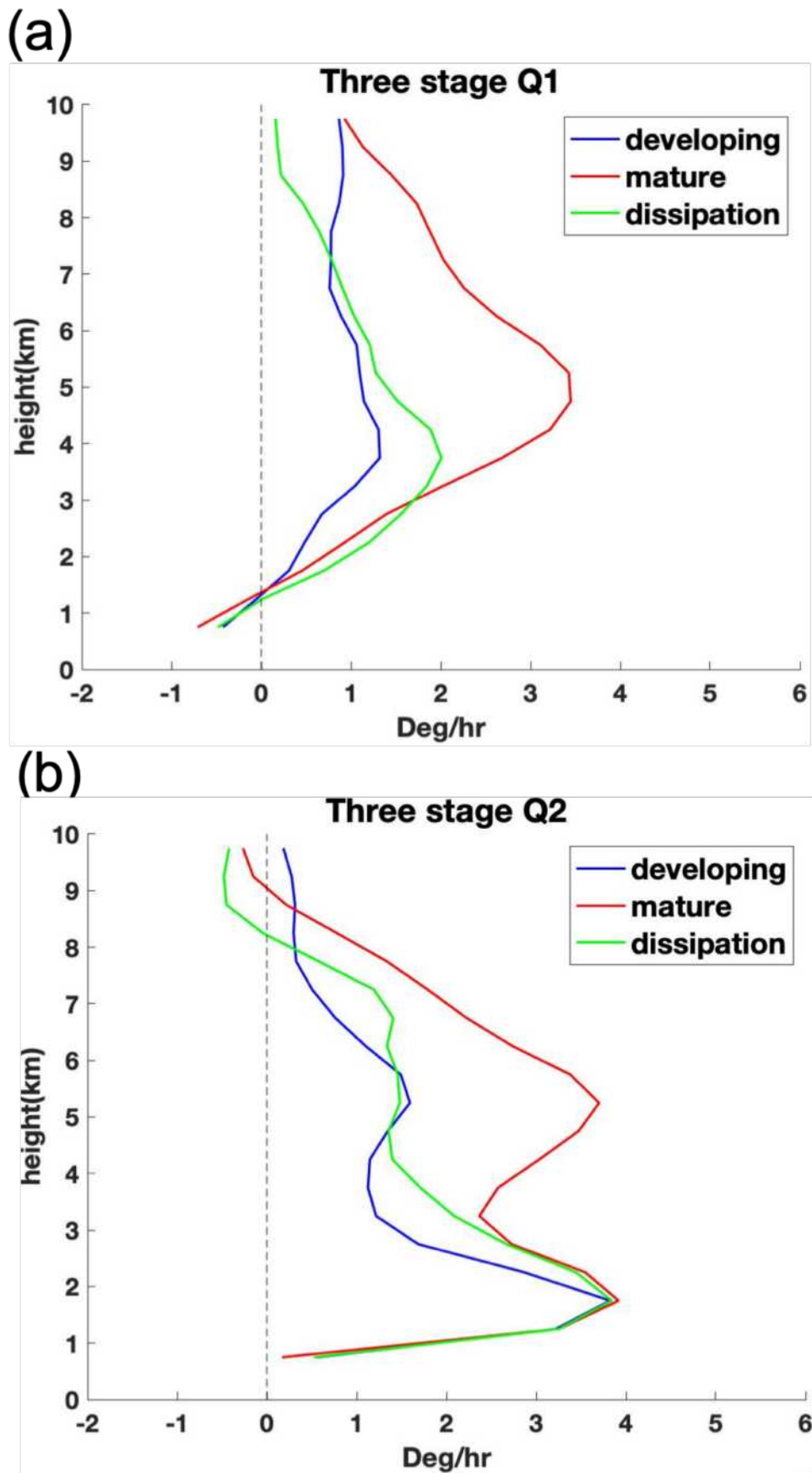


圖 5-26，IBM_VDRAS 大台北都會區發展、成熟、消散階段(a)Q1、(b)Q2 垂直剖面