

國立中央大學

大氣科學學系
碩士論文

利用模糊邏輯法預報
臺灣地區午後對流肇始事件

研究生：李泓寬

指導教授：張偉裕 博士

中華民國 一一二 年 六 月

國立中央大學圖書館學位論文授權書

填單日期：112/7/14

2019.9 版

授權人姓名	李泓寬	學 號	110621019
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	利用模糊邏輯法預報臺灣地區午後對流肇始事件	指導教授	張偉裕

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_____年_____月_____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_____年_____月_____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_____年_____月_____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：李泓寬

指導教授簽名：張偉裕

*本授權書請完整填寫並親筆簽名後，裝訂於論文封面之次頁。

國立中央大學碩士班研究生
論文指導教授推薦書

大氣科學學系大氣物理碩士班 學系/研究所 李泓寬 研究生
所提之論文 利用模糊邏輯法預報臺灣地區午後對流肇始事件
係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授

張偉銘

(簽章)

112 年 6 月 21 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 李泓寬 研究生
所提之論文 利用模糊邏輯法預報臺灣地區午後對流肇始事件
經由委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人

蔡直謙

委

員

林沛練

張偉瑛

林品芳

中 華 民 國 112 年 7 月 11 日

摘要

本研究使用 2011-2021 年七至九月之中央氣象局全臺地面氣象站觀測資料，研究弱綜觀條件下之午後對流肇始(convection initiation, CI)事件環境特徵，並建立模糊邏輯法午後對流肇始事件(cluster of convection initiation, CCI)之預報。一般而言，對流肇始(CI)表示單一對流被雷達偵測到的時空間資訊，但臺灣地區的 CI 常以成群的方式在相似的時空間發生，故本研究將時空間相近之 CI 是為群體事件，即對流肇始事件(CCI)。

研究中使用 Storm Motion Analysis by Radar Tracking (SMART)系統找出午後對流肇始資訊，以群體事件之角度審視當日午後對流之肇始，若有群體的午後對流發生，則該日視為午後對流肇始事件(CCI)，反之為空事件(Null)。統計結果顯示 CCI 事件發生時間落在午後時段(13-17 LST)，並以 14-16 LST 為主要發生時段，並以中臺灣有最高之發生頻率。地面環境分析顯示水氣相關的變數與東西風分量(U 風)有較明顯的差異。以北部區域為例，午後對流肇始事件中，水氣較多且隨海風向內陸傳播，使相當位溫較高。U 風則反映海風特徵，不論在 CCI 事件或 Null 事件中，皆有明顯的邊界存在。該邊界在 CCI 事件中較為北邊，Null 事件則較為南邊，顯示海風在 Null 事件被侷限南邊的區域。探空資料則顯示 CCI 事件中，中低層風向為西南風與較高的水氣混合比(簡稱混合比)約 0.5-1.5 g/kg 與相當位溫約 1.5-3.4 K，顯示環境較為潮濕並具有較多能量，有利於對流發展。

將模糊邏輯法與全臺地面氣象站及地面分析所看到之特徵差異結合，計算機率密度函數(probability of density function, PDF)與標準化機率密度函數(normalized probability of density function, NPDF)，並以 PDF 重疊面積之倒數為權重進行午後對流肇始事件的預報。結果具有較高的臨界成功指數(critical success index, CSI)約 0.63-0.83、偵測率(probability of detection, POD)約 0.73-0.96 與公正預兆得分(equitable threat score, ETS)約 0.16-0.53，以及較低的誤報率(false alarm ratio, FAR)約 0.14-0.25 與接近 1 的偏倚得分(bias score, BS)，顯示透過模糊邏輯法簡單地結合大量地面觀測資料進行預報有其實用價值與發展潛力。

取用頻率較高的測站與變數顯示中臺灣與北臺灣之水氣相關變數為模糊邏輯法判斷

是否 CCI 事件的主要依據，代表中臺灣與北臺灣之水氣相關變數對於 CCI 事件有重大的影響力。而其他變數則扮演輔助的角色，其中又以與風有關之變數如 U 風分量、V 風分量、風速與風向等較為重要。

ABSTRACT

A fuzzy logic algorithm for convection initiation (CI) forecast utilizing 11-year surface observation data in July, August, and September in Taiwan is developed and investigated. The location and time of 10-year (2011-2020) weak-synoptic CI and non-CI events were identified by the tracking results of convective thunderstorms by Storm Motion Analysis by Radar Tracking (SMART). The surface characteristics from 191-232 automatic weather stations, namely temperature, relative humidity, water vapor mixing ratio (mixing ratio), equivalent potential temperature (θ_e), U-wind, V-wind, wind speed and wind direction, for CI and non-CI events were investigated.

The statistical results show that the CI event, under the weak-synoptic condition, mainly occurred during the afternoon hours (13-17 LST) with a peak occurrence between 14-16 LST with the highest occurrence frequency in the central Taiwan regions in Chiayi, Yunlin, and Changhua. The surface environment analysis revealed significant differences in moisture-related variables and the zonal wind component (U-wind). In north Taiwan, CI events have higher moisture propagated inland with the sea breeze, resulting in higher equivalent potential temperature (θ_e). Both CI and non-CI events have evident boundaries of the U-wind, indicating the confinement of sea breeze to the southern region during null events. Sounding data show that during CI events, the lower to mid-level winds were southwest winds, the water vapor mixing ratio was $\sim 0.5-1.5$ g/kg higher and the equivalent potential temperature was $\sim 1.5-3.4$ K higher. These indicate a more humid environment with higher energy that favors convection initiations.

The probability density functions (PDFs) of all variables were calculated for CI and non-CI events. The normalized PDFs of each variable are derived as membership functions. The weighting of each membership function is determined by the reciprocal of the overlapping area of PDF. The self-check results from the fuzzy logic algorithm show high value of probability of detection (POD), success ratio (SR), and critical success ratio (CSI), as well as low probability of false

detection (POFD). An independent year (2021) of CI and non-CI events was applied to examine the applicability of the fuzzy logic algorithm. The results indicate that the scores gradually increase as the time approaching to afternoon (CSI: 0.60~0.70, POD: 0.76~0.84, FAR: 0.25~0.18). The results suggest the potential of utilizing the fuzzy logic algorithm for the CI forecast.

Additionally, the usage frequency of each station of each variable demonstrated that water vapor the mixing ratio and the θ_e in central and northern Taiwan were the primary variables for the fuzzy logic algorithm to determine CI events. This suggests that moisture-related variables in central and northern Taiwan have a significant influence on CI events. Other variables played auxiliary roles, with wind-related variables such as the U-wind component, V-wind component, wind speed, and wind direction.

表目錄

表 2.1、模糊邏輯法篩選弱綜觀日子使用之參數與對應之權重。.....	39
表 2.2、觀測與預報間關係之列聯表。.....	39
表 2.3、各指標之分數範圍與最佳分數。.....	39
表 3.1、10 個山腳區域之逐月 CCI 事件天數與其相對於弱綜觀天數之百分比(四捨五入至小 數點後二位)。.....	40

圖目錄

圖 2.1、當日最大對流面積之隸屬函數。橫軸為當日最大對流面積，單位為平方公里；縱軸為該項目之得分。.....	41
圖 2.2、小琉球、彭佳嶼、蘭嶼之日均風風速隸屬函數。橫軸為日均風速，單位為 m/s；縱軸為該項目之得分。.....	41
圖 2.3、統計期間之每日 0000-2359 LST 之 CI 分布。每個點皆為獨立之 CI，顏色為發生時間，午後時段 12-18 LST 以橘黃色系表示，夜間 19-23 SLT 以紅色系表示，深夜至清晨 00-04 SLT 以藍紫色系表示。黑色等值線分別為海岸線、海拔 500 公尺與 2500 公尺等高線。.....	42
圖 2.4、午後 CI 密度分布圖。陰影為地形高度；黑色等值線為海岸線與海拔 500 公尺等高線；彩色等值線為等密度線，間隔為 $5/0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ，並用粗青色、紅色線分別標示 $10/0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 與 $20/0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 之等值線。.....	43
圖 2.5、如圖 2.4，但為北臺灣之放大圖。.....	44
圖 2.6、如圖 2.4，但為中臺灣之放大圖。.....	45
圖 2.7、如圖 2.4，但為南臺灣之放大圖。.....	46
圖 2.8、CCI 事件判斷流程圖。.....	47
圖 2.9、模糊邏輯法之架構圖。 MF 為隸屬函數， w 為對應之權重。.....	47
圖 2.10、 PDF (上圖)與 MF (下圖)之示意圖。橘線表示 CCI 事件，藍線表示 Null 事件。..	48
圖 2.11、權重分配之示意圖。橘線表示 CCI 事件，藍線表示 Null 事件，粉色網狀線為 PDF 之重疊面積。.....	48
圖 3.1、各區域之 CCI 事件發生時間與緯度關係圖。.....	49
圖 3.2、山腳地區 CCI 事件發生時間之盒狀圖。橫軸為分區，縱軸為發生時間。.....	49
圖 3.3、如圖 3.2，但為山脊區域的 CCI 事件發生時間盒狀圖。.....	50
圖 3.4、7-9 月 CCI 事件發生頻率。藍、橘、黃色分別代表七、八、九月之單月發生頻率，而整個長條代表該區域之整體發生頻率。.....	51

圖 3.5、北、中、南臺灣與山脊區域之自身區域內 CCI 事件關係階梯圖，黑框代表討論區域。左上為整個 7-9 月，右上為七月、左下八月、右下為九月。縱軸為 B 區域，橫軸為 A 區域。顏色表示當 B 區域有 CCI 事件時，A 區域同一日也有 CCI 事件之機率，即 $P(A B)$ 。	52
圖 3.6、如圖 3.5，但為北、中、南臺灣對於其餘兩地區之 CCI 事件關係階梯圖。	53
圖 3.7、如圖 3.5，但為山腳區域與山脊區域彼此之 CCI 事件關係階梯圖。	54
圖 4.1、N1 區之 CCI 事件平均氣溫。每個點皆為測站，顏色為距平，粉色矩形為目標區域，左上方為參考平均值。風標的短桿為 2.5 m/s，長桿為 5 m/s。	55
圖 4.2、N1 區之 Null 事件平均氣溫。每個點皆為測站，顏色為距平，粉色矩形為目標區域，左上方為參考平均值。風標的短桿為 2.5 m/s，長桿為 5 m/s。	56
圖 4.3、如圖 4.1，但為 N1 區 CCI 事件之平均相對濕度。	57
圖 4.4、如圖 4.3，但為 Null 事件之平均相對濕度。	58
圖 4.5、如圖 4.1，但為 CCI 事件之平均混合比。	59
圖 4.6、如圖 4.5，但為 Null 事件之混合比。	60
圖 4.7、如圖 4.1，但為 CCI 事件之平均相當位溫。	61
圖 4.8、如圖 4.7，但為 Null 事件之平均相當位溫。	62
圖 4.9、如圖 4.1，但為 CCI 事件之平均 U 風。	63
圖 4.10、如圖 4.9，但為 Null 事件之平均 U 風。	64
圖 4.11、如圖 4.1，但為 CCI 事件之平均 V 風。	65
圖 4.12、如圖 4.11，但為 Null 事件之平均 V 風。	66
圖 4.13、N1 區之新屋測站(467050)混合比 PDF 與 NPDF，由左上至右下依序為 06-14 LST。 橘線與藍線分別代表 CCI 事件與 Null 事件，實線與虛線分別代表 PDF 與 NPDF。	67
圖 4.14、統計期間內之板橋 08 LST (00 Z)之探空。紅線為 CCI 事件，藍線為 Null 事件；實線為氣溫，虛線為露點溫度。橫軸為溫度，縱軸為對數氣壓座標。	68
圖 4.15、如圖 4.14，但為相對濕度。紅線為 CCI 事件，藍線為 Null 事件。	68
圖 4.16、如圖 4.14，但為混合比。	69

圖 4.17、如圖 4.14，但為相當位溫。	69
圖 4.18、如圖 4.14，但為 U 風與 V 風。紅線與藍線分別為 CCI 事件與 Null 事件；實線為 U 風，虛線為 V 風。	70
圖 5.1、N1 區之 CCI 事件自我驗證實際得分。橫軸為統計期間(2011-2020)內，每個 CCI 事件之日期；縱軸為預報產生的時間，範圍為 06-14 LST。顏色代表模糊邏輯法之得分。	71
圖 5.2、如圖 5.1，但為 Null 事件之自我驗證實際得分。	71
圖 5.3、N1 區之自我驗證模糊邏輯法得分之發生頻率隨時間分布圖。橫軸為模糊邏輯法之得分，縱軸為預報產生時間，範圍為 06-14 LST。顏色為發生頻率，粗黑線為閾值 0.5 分。	72
圖 5.4、N1 區以閾值 0.5 分之自我驗證性能表現圖。橫軸為 SR，縱軸為 POD，藍色虛線為 CSI，灰色實線為 BS。每個點為不同之預報產生時間，並以顏色標示之。	73
圖 5.5、如圖 5.1，但為實際驗證之 CCI 事件模糊邏輯法得分。	74
圖 5.6、如圖 5.5，但為實際驗證之 Null 事件模糊邏輯法得分。	75
圖 5.7、如圖 5.3，但為 S1 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。	76
圖 5.8、如圖 5.3，但為 S2 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。	77
圖 5.9、如圖 5.3，但為 S3 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。	78
圖 5.10、如圖 5.3，但為 C1W 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。	79
圖 5.11、如圖 5.3，但為 C1E 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。	80
圖 5.12、如圖 5.3，但為 CC 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。	81

圖 5.13、如圖 5.3，但為 C2E 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。	82
圖 5.14、如圖 5.3，但為 C2W 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。	83
圖 5.15、如圖 5.3，但為 N1 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。	84
圖 5.16、如圖 5.3，但為 N2 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。	85
圖 5.17、如圖 5.4，但為 N1 區實際驗證之性能表現圖。	86
圖 5.18、10 個山腳區域之技術得分。由上至下依序為 CSI、POD、POFD、FAR 與 ETS。	87
圖 5.19、S1 區的 CCI 事件中，前 50%模糊邏輯法得分之測站與變數之取用頻率。每個點皆為不同測站並區分不同變數，顏色為取用頻率。由左至右，由上而下依序為氣溫、相對濕度、混合比、相當位溫、U 風、V 風、風速與風向。	88
圖 5.20、如圖 5.19，但為 S2 區 CCI 事件之取用頻率。	89
圖 5.21、如圖 5.19，但為 S3 區 CCI 事件之取用頻率。	90
圖 5.22、如圖 5.19，但為 C1W 區 CCI 事件之取用頻率。	91
圖 5.23、如圖 5.19，但為 C1E 區 CCI 事件之取用頻率。	92
圖 5.24、如圖 5.19，但為 CC 區 CCI 事件之取用頻率。	93
圖 5.25、如圖 5.19，但為 C2E 區 CCI 事件之取用頻率。	94
圖 5.26、如圖 5.19，但為 C2W 區 CCI 事件之取用頻率。	95
圖 5.27、如圖 5.19，但為 N1 區 CCI 事件之取用頻率。	96
圖 5.28、如圖 5.19，但為 N2 區 CCI 事件之取用頻率。	97
圖 5.29、如圖 5.19，但為 S1 區的 Null 事件中，前 50%模糊邏輯法得分之測站與變數之取用頻率。每個點皆為不同測站並區分不同變數，顏色為取用頻率。由左至右，由上而下依序為氣溫、相對濕度、混合比、相當位溫、U 風、V 風、風速與風向。	98

圖 5.30、如圖 5.29，但為 S2 區 Null 事件之取用頻率。.....	99
圖 5.31、如圖 5.29，但為 S3 區 Null 事件之取用頻率。.....	100
圖 5.32、如圖 5.29，但為 C1W 區 Null 事件之取用頻率。.....	101
圖 5.33、如圖 5.29，但為 C1E 區 Null 事件之取用頻率。.....	102
圖 5.34、如圖 5.29，但為 CC 區 Null 事件之取用頻率。.....	103
圖 5.35、如圖 5.29，但為 C2E 區 Null 事件之取用頻率。.....	104
圖 5.36、如圖 5.29，但為 C2W 區 Null 事件之取用頻率。.....	105
圖 5.37、如圖 5.29，但為 N1 區 Null 事件之取用頻率。.....	106
圖 5.38、如圖 5.29，但為 N2 區 Null 事件之取用頻率。.....	107

誌謝

不知不覺地在中央度過了六個年頭，最後兩年的碩班就這樣——啪！沒了！

首先感謝指導教授張偉裕老師，從大三專題課第一次見面，到現在碩班畢業一直悉心指導。研究過程中，給予許多寶貴的建議與觀點，以及自由發揮的空間，適時修正研究方向，使我順利完成學業。也謝謝老師適當的壓力，讓我能跨出舒適圈，到校外闖蕩。雖然還沒從煤炭變成鑽石，但已經從炭灰變成煤炭了。此外，謝謝陳台琦老師、廖宇慶老師、鍾高陞老師在課業與實驗室討論中的指點及建議。也謝謝林品芳博士、蔡直謙博士、林沛練老師擔任我的口試委員，給予許多建議，讓我知道研究上有何細節須多加琢磨。

感謝雷達實驗室的學長姐兩年來的照顧，不論是研究、觀測、日常生活上的各種罩。謝謝 Haidy、大柯、晨語學姊們，以及許修維、丁囧、晨豪、BX 學長們研究上的建議與幫忙。謝謝承泰學長教我如何使用 SMART 並持續維護好長一段時間。謝謝羽球團的 8000、安安、捲毛學長們與 Peggy 學姊一起運動和後續吃飯的聊天，讓我在研究之外還有喘息的空間。謝謝 TAHOPE 2022 實驗與 Precip 2022 實驗，以及 TEAM-R 與 SPOL 雷達，讓我能參與十年一次的臺美大型觀測實驗，為碩班增添更多回憶。

感謝實驗室的夥伴沁全、華恩、思婷、育蕎及倩瑜，一起出觀測、抓資料、當助教、監考還抓到作弊仔、吃飯唱歌，還有一年四次燒腦的做卡片時間。謝謝龍哥常在 603 待到天亮，讓我知道人外有人，天外有天。謝謝好鄰居翊彬，陪我抓寶打團體戰，包容我深夜回家發出的聲響，期望你繼續向前衝。

感謝我的家人在我求學階段給予的支持，讓我能無後顧之憂專心在課業上。最後，感謝自己撐過兩年的研究所，讓我知道人(還有肝臟)的極限就是沒有極限。

學生的身分將在這裡告一段落，謹以此感謝所有幫助過我的人。

李泓寬 謹致

國立中央大學大氣科學系

中華民國一一二年七月二十六日

目錄

摘要.....	i
Abstract	iii
表目錄.....	v
圖目錄.....	vi
誌謝.....	xi
目錄.....	xii
第一章 緒論.....	1
1.1 前言.....	1
1.2 文獻回顧.....	1
1.3 研究目的.....	3
第二章 資料與研究方法.....	5
2.1 使用資料.....	5
2.1.1 中央氣象局 QPESUM 雷達資料.....	5
2.1.2 中央氣象局地面氣象站.....	5
2.1.3 探空資料.....	6
2.1.4 對流胞辨識與追蹤.....	6
2.2 弱綜觀定義與篩選.....	6
2.3 午後對流肇始事件(CCI)之定義.....	9
2.3.1 對流肇始(CI)與分區.....	9
2.3.2 對流肇始事件(CCI 事件)之定義與判斷.....	10
2.4 模糊邏輯法之架構.....	11
2.4.1 隸屬函數(membership function, MF).....	11
2.4.2 權重(weight, w).....	12
2.4.3 閾值.....	13

2.5 預報驗證	13
第三章 臺灣地區 CCI 事件統計特性	16
第四章 N1 區氣象特徵分析	19
4.1 地面特徵	19
4.2 高空特徵	21
第五章 模糊邏輯法預報午後對流肇始事件	23
5.1 自我驗證	23
5.2 實際驗證	24
5.3 關鍵測站	25
5.4 模糊邏輯法表現之探討	27
5.4.1 遙相關效應	27
5.4.2 分區之影響	28
5.4.3 資料樣本數之影響	28
第六章 結論與未來展望	29
6.1 結論	29
6.1.1 臺灣地區 CCI 事件統計特性	29
6.1.2 地面與高空之氣象特徵	30
6.1.3 模糊邏輯法之表現	30
6.2 未來展望	31
參考文獻	32
附表	39
附圖	41

第一章 緒論

1.1 前言

臺灣位處熱帶與副熱帶交界，四周環海，地形複雜，夏季常有午後對流發生並帶來可觀降水。午後對流屬於中小尺度天氣系統，生命期短，卻有可觀的降水量與強度，可能造成山洪暴發、淹水、雷擊等災害，導致社會經濟上的損失，因此得知午後對流發生的時間與地點相當重要，有利於防災作業之進行。

午後對流肇始在中尺度氣象中是長久以來的挑戰，受限於觀測及模式的能力，目前數值模式對於午後對流雖有一定的掌握，但仍有相當大的改善空間，特別是缺乏明顯觸發機制的弱綜觀條件下之午後對流。因此，若能找出掌握午後對流肇始是否發生的關鍵因素並以此發展即時預報系統，對於預報作業於防災需求有莫大的助益。

1.2 文獻回顧

邊界層內的各種作用對於對流肇始的影響非常大，多數對流肇始相關研究為冷鋒(Wilson and Mueller 1993)、陣風鋒面(Wilson and Schreiber 1986; Carbone et al. 1990)、乾線(Owen 1996; Ziegler 1998)等強綜觀條件下之對流肇始，少數為地面輻合(Cooper et al. 1982; Wilson and Schreiber 1986)與海風鋒面(Byers and Rodebush 1948)等弱綜觀環境下的相關研究。陳等人(2009a)與林等人(2012)的研究指出弱綜觀條件下，午後對流事件發生與否並非單一因素決定，而是諸多條件互相搭配形成有利的發展環境，故良好的午後對流預報需結合所有環境條件。

許多研究統計對流的位置、發生時間與頻率(Karr and Wooten 1976; Banta and Schaaf 1987; Huang et al. 2017)，發現對流的發生時間集中在中午過後且發生位置與地形特徵及風向有極大的關聯。Karr and Wooten (1976)利用雷達資料分析美國科羅拉多州對流發生頻率分布，指出對流經常發生在洛磯山脈東側，並且高頻率的區域以軸狀的方式由極大值沿著山脊向平原地區延伸。Banta 與 Schaaf(1987)利用衛星雲圖定位對流初生的位置，發現對流

初生位置與地形及大尺度的風向有關。Huang et al. (2017)使用風雲二號衛星定位中國東部對流初生位置及時間並進行統計分析，結果顯示當地時間 12 至 15 時有最多對流初生發生。而且對流初生的位置大致可分為山區、水域、山水交界及其他區域，顯示對流初生與地形特徵有相當大的關聯性。

除此之外，弱綜觀環境下的海風鋒面也可作為對流的觸發機制(Pielke 1974; Ulanski and Garstang 1978)。Byers and Rodebush (1948)指出沒有綜觀尺度擾動下，海風的輻合與午後對流有很大的關聯。而 Gentry and Moore(1954)指出海風與綜觀風的交互作用與午後對流的型態有關。類似的情形也可在湖風環流中發現，Wang et al. (2011)研究北美大湖區南部湖風碰撞所引起的對流個案，其結果指出近地面風場、大尺度垂直運動等因素會對湖風鋒面的傳播及對流生命期與強度造成影響。

除了海風鋒面提供觸發機制外，海風環流也能使近地表的環境更有利於對流發展(Watson and Blanchard 1984; Lin et al. 2011; Soderholm et al. 2017)。Lin et al. (2011)使用 2005-2008 年之雷達、閃電、探空與地面測站資料統計分析弱綜觀條件下臺灣地區午後對流回波強度等特徵之表現，並指出大臺北地區午後對流肇始前環境有顯著差異。有午後對流事件時，海風由淡水河與基隆河將暖濕空氣帶入臺北盆地，使地面氣溫與露點溫度較高，環境較為溫暖潮濕，並在盆地內輻合形成有利對流發展之環境。Soderholm et al. (2017)發現海風將水氣帶入陸地，並透過都市熱島效應的加溫形成不穩定的暖濕氣塊。而內陸灌溉地區則會提供水氣，透過邊界層的加厚使水氣向上傳輸，再由上空的西風平流至沿海地區，使沿海地區上空加濕，形成有利於對流發展的環境。過去的研究指出，對流的肇始與水氣有相當大的關聯(Xue and Martin 2006a, b)，邊界層內水氣僅需約 1 g/kg 的變化即可造成當日有無午後對流之差異(Weckwerth et al. 1996)。Weckwerth (2000)也指出弱綜觀下，準確的邊界層水氣與其變化資訊有助於對流肇始的預報。顯示邊界層內的水氣變化對於對流之發生相當敏感，若有良好的邊界層水氣資訊則可以改善對流的預報(Crook 1996; Fritsch and Carbone 2004)。

過去的研究也指出高層環境也必須有相應的條件配合才能使對流成功發展，若上空環境過於乾燥、有強烈的逆溫或垂直風切，則會抑制對流進一步的增強(Ziegler and Rasmussen

1998; Cai et al. 2006; Wakimoto and Murphey 2009)。Trier et al. (2017)指出不利對流的因素可藉由垂直抬升，與低層水氣平流消除，使大氣產生深厚的不穩定層。Lin et al. (2011)則指出中層大氣以下之氣溫與露點溫度在有午後對流的日子較高，特別是中低層之露點溫度明顯較高。

早期的相關研究以外延法進行對流的肇始與預報，如 Wilson et al. (1998)透過偵測輻合區進行對流的即時預報或 Dixon and Wiener (1993)藉由辨識與追蹤對流胞預測未來對流可能發生的位置。但這些方法並無法提供對流生成或是消散的預報，直到 Mueller et al. (2003)發展 ANC (Auto-Nowcast System)系統，結合多種觀測與模式資料進行即時預報，才能提供短時間內對流可能發生位置。Lin et al. (2012)則是使用臺北、淡水與基隆等三個地面測站與板橋 00 Z 之探空搭配模糊邏輯法進行 08-12 SLT 逐時預報大臺北地區午後之對流。Chang et al (2017)於 Mueller et al. (2003)與 Lin et al. (2011、2012)的基礎上，使用地面觀測資料、探空資料與雷達回波結合模糊邏輯法，發展臺灣地區網格化的即時午後對流預報。其概念與 Mueller et al. (2003)類似，但使用資料主要參考 Lin et al. (2011、2012)的研究結果將其與模糊邏輯法結合，進行一小時之即時預報。

1.3 研究目的

中央氣象局在全臺有密集的地面測站，能提供高時間及空間解度的地面觀測資料。Lin et al. (2011)針對大臺北地區對流肇始前的邊界層演變有完整研究，但臺灣地形複雜，其他地區有關對流肇始的研究仍然缺乏。此外，多數研究為個案分析或大型實驗之研究，極少數為長期統計分析。為瞭解其他地區午後對流肇始環境特徵差異，本研究使用中央氣象局雷達觀測資料，搭配地面觀測資料，進行 2011-2020 年間臺灣地區午後對流肇始事件之環境特徵分析並找出關鍵之地面測站。在前人的研究中指出邊界層內的變化深刻影響對流是否發生，故研究中使用具有高時空間解析度且長時間連續觀測的地面資料，將其統計特徵差異與模糊邏輯法結合，發展午後對流肇始事件之預報方法。

本研究共有六章，第一章為緒論。第二章為資料與研究方法，介紹研究中使用資料、對流肇始事件之定義，以及模糊邏輯法之架構。第三章為臺灣地區 CCI 事件統計特性，初

步探討臺灣地區午後對流肇始事件(CCI 事件)的時空間統計與特徵。第四章為 N1 區氣象特徵，分析與探討北臺灣有無 CCI 事件之環境特徵差異。第五章為模糊邏輯法預報午後對流肇始事件，利用模糊邏輯法進行午後對流肇始事件之預報結果與討論。第六章為結論與未來展望。

第二章 資料與研究方法

2.1 使用資料

2.1.1 中央氣象局 QPESUM 雷達資料

劇烈天氣降雨監測系統(Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor; QPESUMS)為中央氣象局因應政府防災需求所開發之即時降水監測系統(Chang et al. 2009, 2021)，內容包括即時雷達、閃電、雨量站資料及雷達相關衍生產品(如：定量降水估計)。QPESUMS 整合臺灣作業及防災氣象雷達，範圍涵蓋臺灣本島及周遭海域，並在西元 2004 年上線作業化。

QPESUMS 提供網格化的二維及三維雷達資料，資料範圍為東經 118° - 123.5° ，北緯 20° - 27° ，空間解析度為 0.0125° ，共 441×561 個格點。垂直層共 21 層(高度 1-5 公里間隔為 0.5 公里，6-17 公里間隔為 1 公里)，時間解析度為 10 分鐘。

本研究使用 QPESUMS 三維雷達資料取垂直上之最大值做成二維的雷達回波資料，進行對流胞辨識與追蹤，並使用當日最大對流面積篩選弱綜觀日子。

2.1.2 中央氣象局地面氣象站

本研究地面觀測資訊來自中央氣象局所設置之全臺氣象觀測網，包含傳統綜觀氣象站及自動氣象站，兩者皆提供氣壓(P)、氣溫(T)、相對濕度(RH)、風速(WS)、風向(WD)之觀測資料。此外，前人研究顯示水氣對午後對流環境有明顯影響(Lin et al. 2011 與 Soderholm et al. 2017)，故本研究額外計算水氣混合比(以下簡稱混合比，MR)、相當位溫(θ_e)、東西風分量(U 風)與南北風分量(V 風)，進一步探討地面相關變數之特徵。

地面氣象站之觀測資料除了用於篩選弱綜觀日子之外，主要用於探討地面環境特徵差異，以及後續模糊邏輯法預報午後對流肇始事件之應用。

2.1.3 探空資料

中央氣象局於研究期間內設有板橋(46692)與花蓮(46699)兩個探空氣象站，每日進行 2 次標準高空大氣之觀測作業。本研究使用板橋站之探空資料分析垂直之氣溫、相對濕度、水氣層厚度、風速風向之差異。

2.1.4 對流胞辨識與追蹤

Dixon and Weiner (1993)提出一套關於對流胞辨識與追蹤的演算法，中央大學雷達氣象實驗室根據此演算法加以改良、發展 SMART(Storm Motion Analysis by Radar Tracking)系統(吳冠伯 2019；葉玉婕 2021；楊承泰 2022)。SMART 系統可以根據給定的回波門檻(T_Z)及面積(三維則為體積)門檻(T_V)進行對流胞辨識。當降水系統回波值大於 T_Z ，SMART 系統會將該部份辨識為對流胞，並利用橢圓進行幾何擬合，進而提供對流胞的特徵參數(如中心位置、面積、長短軸軸長、軸傾角等)。整體而言，較大的 T_Z 會得到較破碎的對流胞，而較小的 T_Z 會得到較完整的對流系統。為使對流肇始(CI)發生初期即被 SMART 系統辨識，故將 T_Z 與 T_V 分別設為 30 dBZ 與 5 km^2 ，使對流盡早在發生初期即被偵測到，減少時間上之誤差，並避免非氣象回波造成的誤判，以利後續分析。

SMART 系統亦可進行對流胞追蹤，並判斷是否為分裂之對流胞。其概念為根據 Dixon and Weiner (1993)所提出的方法，由距離、面積等條件建立成本函數(cost function)，並加入動差不變量(吳冠伯 2019)的概念，極小化成本函數，即找出前後時間對流胞的最佳組合。而判斷是否為分裂之對流胞則是根據 Dixon and Weiner (1993)提出的方法，利用預測及回推的概念，推估對流胞於下一時間點或前一時間點的位置，藉此判斷該對流胞是否為分裂之對流胞。本研究僅使用 SMART 系統追蹤之結果，是因目標為當日午後首個發生對流肇始事件，而分列是發生在對流形成之後，故對流胞分裂對於 CI 認定影響不大。

2.2 弱綜觀定義與篩選

本研究旨在瞭解弱綜觀條件下臺灣地區長期午後對流肇始的特性，需有效地從長期時

間範圍(2011-2021 的 7-9 月)內篩選出弱綜觀的日子，故藉由模糊邏輯法(吳冠伯 2019)搭配 QPESUMS 雷達資料與中央氣象局地面測站找出並濾除強綜觀日子，以留下弱綜觀日子。本研究先使用 2020 年的資料進行統計分析與檢驗，藉此定義合適的隸屬函數形狀，並透過最佳化關鍵成功指數找出適當之參考值與權重，各參數之意義與隸屬函數如下：

1. 當日最大對流面積

SMART 進行對流胞辨識後會計算風暴參數，其中之對流面積會被用來考慮是否為強綜觀條件。對流面積深受系統尺度的影響，在強綜觀條件下易有較大的對流發生，而弱綜觀條件則相反。如圖 2.1 所示，本參數之參考值 24,000 平方公里時(三分之二個臺灣面積)，對應之隸屬函數定義如方程式(2.1)所示：

面積小於等於 24,000 平方公里時，此項分數為 0-1 之線性內插；若面積大於 24,000 平方公里時，則分數固定為 1。

$$\text{隸屬函數} = \begin{cases} \frac{\text{當日最大對流面積}}{24000}, & \text{當日最大對流面積} \leq 24000 \\ 1, & \text{當日最大對流面積} > 24000 \end{cases} \quad (2.1)$$

2. 彭佳嶼測站之日均風速

強綜觀定義上的直接依據為氣壓梯度之大小，此定義可對應至風速強弱。若當日風速較強，則為強綜觀條件的機會較大(如西南氣流、颱風等)；反之，若當日風速較弱，則為弱綜觀條件的機會較大。但是，本研究之研究期間為每年 7-9 月，可能會受到副熱帶高壓影響而使日均風速較弱，故隸屬函數略為複雜。本參數之參考值 4.5 m/s 與 11.5 m/s，分別代表受到副熱帶高壓影響之微弱風速與其他天氣系統所造成的較強風速。對應之隸屬函數如圖 2.2 所示，定義如方程式(2.2)所示：

當風速小於等於 11.5 m/s 時，以風速 4.5 m/s 為 0 向兩側線性增加至 1；若風速大於 11.5 m/s 時，則分數固定為 1。當風速小於 4.5 m/s 時，可能是明顯受到副熱帶高壓影響，而使風速非常微弱；而風速大於 11.5 m/s 時，則可能是受到東北季風或熱帶氣旋等系統影響。

$$\text{隸屬函數} = \begin{cases} \frac{\text{日均風速}-4.5}{0-4.5}, & \text{日均風速} \leq 4.5 \\ \frac{11.5-\text{日均風速}}{11.5-4.5}, & 4.5 < \text{日均風速} \leq 11.5 \\ 1, & \text{日均風速} > 11.5 \end{cases} \quad (2.2)$$

3. 蘭嶼測站之日均風速

蘭嶼測站之參考值 6 m/s 與 10 m/s，與彭佳嶼測站相同，分別對應副熱帶高壓與其他天氣系統所造成的風速。對應之隸屬函數如圖 2.2 所示，定義如方程式(2.3)所示：

當風速小於等於 10 m/s 時，以風速 6 m/s 為 0 向兩側線性增加至 1；若風速大於 10 m/s 時，則分數固定為 1。類似於彭佳嶼測站，當風速小於 6 m/s 時，可能是明顯受到副熱帶高壓影響，而使風速非常微弱；而風速大於 10 m/s 時，則可能是受到東北季風、西南季風或熱帶氣旋等系統影響。

$$\text{隸屬函數} = \begin{cases} \frac{\text{日均風速}-6}{0-6}, & \text{日均風速} \leq 6 \\ \frac{10-\text{日均風速}}{10-6}, & 6 < \text{日均風速} \leq 10 \\ 1, & \text{日均風速} > 10 \end{cases} \quad (2.3)$$

4. 小琉球測站之日均風速

小琉球測站之參考值為 3 m/s，因為其位於屏東外海，較少受到颱風影響，且氣流遇到臺灣本島後會繞流，使統計之上風速較為微弱，因而若有較強的風速發生，則代表有天氣系統影響。如圖 2.2 所示，對應之隸屬函數定義如方程式(2.4)所示：

當風速小於等於 3 m/s 時，分數以線性的方式由 0 增加至 1；若風速大於 3 m/s 時，則分數固定為 1。當風速大於 3 m/s 時，可能明顯受到西南季風或熱帶氣旋等系統影響。

$$\text{隸屬函數} = \begin{cases} \frac{\text{日均風速}}{3}, & \text{日均風速} \leq 3 \\ 1, & \text{日均風速} > 3 \end{cases} \quad (2.4)$$

最後將四個項目的分數乘上對應之權重(表 2.1)進行加權平均，即可得到當日的總分。使用 2020 年的資料驗證後，發現將閾值設定為 0.3 分時，判斷結果最佳。即總當日總分大於等於 0.3 分會被視為強綜觀條件，反之則為弱綜觀條件。本研究 2011-2020 年間之統計分析期間共有 164 天弱綜觀條件，用於統計分析與模糊邏輯法之訓練，而 2021 年之 39 天弱綜觀條件日用於模糊邏輯法之實際驗證。

2.3 午後對流肇始事件(CCI)之定義

2.3.1 對流肇始(CI)與分區

對流肇始(CI)之定義會根據不同的資料特性及研究目的而改變，一般可分為對流系統之雲系生成時間與對流系統達到特定強度之時間，前者為生成時間，通常以雲滴為主，無法被天氣雷達偵測到，後者為肇始時間，開始有雨滴產生，可被雷達偵測到。本研究使用天氣雷達之資料進行 CI 之判斷，故為肇始時間。多數研究使用回波值作為基礎的篩選門檻 (Wilson and Schreiber 1986; Wilson and Mueller 1993; Medlin and Croft 1998; Outlaw and Murphy 2000; Dixon and Mote 2003; Roberts and Rutledge 2003; Mecikalski and Bedka 2006; Lima and Wilson 2008; Frye and Mote 2010; Davini et al. 2011; Weckwerth et al. 2011; Duda and Gallus 2013; Kain et al 2013; Burghardt et al. 2014; Clark et al. 2014; Lock and Houston 2014; Chang et al. 2017)，少數使用降水率進行篩選。但是，CI 容易被已經發生的對流事件的外溢氣流觸發，若要將此類型的 CI 排除則需要額外的附加條件。多數研究會判斷 CI 是否為獨立對流或計算其與已經存在的對流之距離做為篩選條件，若非獨立對流或是距離小於設定門檻值則會被濾除。本研究使用 SMART 系統進行對流胞辨識與追蹤後，將每個追蹤結果的第一個時間點視為初步的 CI。此外，為了濾除受到外溢氣流影響而產生的 CI，本研究進一步將每一個初步的 CI 進行交叉比對，找出發生時間晚 20 分鐘以上(含)且距離小於 5 公里之 CI，藉此找出受到外溢氣流影響的 CI。而此條件亦將一段時間後，類似位置之 CI 濾除，但本研究旨在探討首個對流事件之環境條件，故此條件排除之 CI 與其對應之環境不在本研究討論範圍。最後將初步的 CI 扣除上述受影響的 CI 後，即為本研究認為之純粹的 CI 資訊。

此外，前人的研究指出 CI 發生的位置與頻率與地形特徵有相當大的關聯(Karr and Wooten 1976; Banta and Schaaf 1987)，而臺灣的山脈走向與海岸線分布變化極大，即使相隔數個縣市，故本研究根據地理特徵與 CI 分布情形進行分區(Romatschke and Houze 2010; Lin et al. 2011; Huang et al. 2017)，藉此獨立每個區域，避免互相干擾而影響統計結果，以利後

續統計。圖 2.3 為統計期間內之 CI 散布圖，其顯示陸地上之 CI 多發生在午後且集中在山腳地區(約海拔 500 m)，而海上 CI 主要發生在深夜並以東方與南方海域為主。進一步將午後 CI 繪製成密度分布圖(圖 2.4、圖 2.5、圖 2.6 與圖 2.7)並找出熱區，其大致可分為山腳地區的 S、C1、CC、C2 及 N 等五個母區域與各自若干個位於其內的子區域共 10 個，以及山區(M 區)的 9 個子區域。每個子區域被賦予二至三碼之代號，命名規則如下：

1. 首碼表示臺灣的地理分區：

依據南、中、北臺灣與山脊區域分別給予對應的 S、C、N 與 M 英文字母。

2. 次碼代表南北相對位置：

a. 南臺灣(首碼為 S)、北臺灣(首碼為 N)與山脊區域(首碼為 M)代表子區域南北相對位置：

由南至北以阿拉伯數字 1 開始標示各個母區域內之子區域南北相對位置。

b. 中臺灣(首碼為 C)，代表母區域南北相對位置：

由南至北依序為阿拉伯數字 1、英文字母 C(取 center 之意涵)與阿拉伯數字 2。

3. 第三碼只用於中臺灣的母區內，在 C1 與 C2 的母區域中，以英文字母 W 與 E 分別代表西側與東側。

2.3.2 對流肇始事件(CCI 事件)之定義與判斷

過去的研究多以美國大平原的 CI 為研究目標，且大多數 CI 是以單點的方式出現。然而臺灣複雜多變的地形使 CI 的特徵與美國大平原有極大的差異，臺灣的 CI 多以「成群」的方式發生，故單點 CI 的觀點並不適用。本研究找出每日時空間相近之 CI，並將「首先發生的 CI 群集」定義為對流肇始事件(cluster of convection initiation, CCI)；而沒有 CCI 事件的日子則為視空事件日(Null)。

以下為 CCI 事件之判斷流程，圖 2.8 為流程圖。將其套用置圖 2.4 中的每個子區域即可得到 CCI 事件日與 Null 事件日之資訊：

1. 將 SMART 之對流胞辨識與追蹤結果進行篩選，每個追蹤結果視為獨立之 CI 並濾除受外溢氣流影響之 CI(即 2.3.1 節)。

2. 判斷該區域在第一個 CI 出現前是否已有回波存在，若有預先存在之回波存在，則該日不被視為 CCI 事件日(即 Null 事件日)並結束判斷；若無預先存在之回波，則進入步驟 3。
3. 使用一小時的移動窗區計算每個時間點的 CI 數量，得到 CI 數量隨時間之變化。將第一個數量相對極大值發生之時間點所匡列之 CI 視為首個 CI 群集(CCI)。若第一個相對極大值橫跨數個時間點，則取最早的時間點之 CI 群集(CCI)。
4. 為了方便後續統計分析，取出步驟 3 之 CI 群集(CCI)每個 CI 的時間計算平均值，以此平均值為 CCI 事件之發生時間。

2.4 模糊邏輯法之架構

相較於前人研究(Lin et al. 2012 與 Chang et al. 2017)使用多種資料(如回波發生頻率、地面測站、探空資料等)進行預報，本研究僅使用全臺地面氣象站之觀測資料進行預報，除了因為地面氣象站觀測資料具有高時空間解析度並有長時間連續觀測之資料，也因為本研究分析目標為首個 CCI 事件，其發生前雷達回波提供之資訊極其有限。

本研究採用之變數為氣溫、相對濕度、混合比、相當位溫、U 風、V 風、風速與風向。研究中針對各個區域計算對應之隸屬函數與權重，並將使用之每個測站每個變數視為獨立之預報因子，並考量資料完整度須大於(含)50%，共約有 191-232 個測站(隨目標區域變動)及八個變數。由於資料數量龐大，本研究利用模糊邏輯法有效地將大量資料結合，進行午後對流肇始事件之預報。整體架構如圖 2.9 所示，2.4.1 節與 2.4.2 節將介紹如何定義隸屬函數與權重，並且於 2.4.3 節介紹得分之計算方式與閾值之設定。

2.4.1 隸屬函數(membership function, *MF*)

隸屬函數用於判斷輸入變數所對應之可能性。分數越接近 1，表示可能性越高；反之，越接近 0 則可能性越低。隸屬函數可由統計資料之機率密度函數(probability density function, PDF)的分布而定，傳統上多為梯形、三角形、線段或高斯分布(Mendel 1995)。但是，本研究預報因子甚多，無法逐一人工定義。故求取標準化機率密度函數(normalized probability

density function, NPDF), 並以此為每個預報因子之隸屬函數(Cho et al. 2006), 藉此達到自動化針對各區域計算各測站個變數之隸屬函數, 並同時考慮事件發生機率與條件機率之目的。圖 2.10 為示意圖, 而方法如方程式(2.5)與(2.6)所示:

$$PDF(x) = \frac{n(a \leq x \leq b)}{N} \quad (2.5)$$

x 為變數量值; a 為變數區間之下邊界; b 為變數區間之上邊界; n 與 N 分別為落在區間內之事件數與整體事件發生數。獲得 PDF 後, 即可透過方程式(2.6)進行標準, 求取 NPDF:

$$MF_{i,j}(x) = NPDF_{i,j}(x) = \frac{PDF_{i,j}^{CCI}(x)}{PDF_{i,j}^{CCI}(x) + PDF_{i,j}^{Null}(x)} \quad (2.6)$$

x 為變數量值; i 為測站; j 為變數類別。分數越高, 表示該預報因子認為當日為 CCI 事件的可能性越大; 反之, 分數越小則為 CCI 事件的可能性越小。

2.4.2 權重(weight, w)

每個預報因子之重要程度不盡相同, 故引入權重增加關鍵預報因子之影響力。如圖 2.11 所示, 若 CCI 事件與 Null 事件之 PDF 重疊面積越小, 表示鑑別度較高, 即重要性較大。此方法可由 Cho et al. (2006) 提出之重疊面積之反比達成, 方法如方程式(2.7)與(2.8)所示:

$$A = \sum \min(PDF^{CCI}, PDF^{Null}) \quad (2.7)$$

$$S = \sum_i^M \sum_j^N \frac{1}{A_{i,j}}, \quad w_{i,j} = \frac{1/A_{i,j}}{S} \quad (2.8)$$

A 為重疊面積, 介於 0-1 之間; S 為所有測站所有變數之重疊面積反比之總和; w 為每個測站每個變數之權重。

此方法優點為高度自動化, 能夠自動調配各隸屬函數之權種大小, 若變數間之關係並非獨立, 模糊邏輯法能透過重疊面積大小, 自動調整變數之權種大小, 使其不會過於依賴特定類別之變數。本研究之預報因子共有八個, 並非每個變數各自獨立而彼此有關聯, 但此方法會透過統計的 PDF 之重疊面積自動調整權重, 避免過度依賴特定種類之變數。以相當位溫為例, 其與氣溫、相對濕度有關, 但統計分析結果顯示其鑑別 CCI 事件與 Null 事件之能力遠高於氣溫與相對濕度。權重分配上自然會給予相當位溫較大的權重, 氣溫與相對濕度則有較小的權重, 藉此減少對於氣溫與相對濕度之依賴, 藉此達到類似只取用相當位

溫之概念。

2.4.3 閾值

將對應之隸屬函數與權重相乘後，即可得到模糊邏輯法之得分(fuzzy score, FS)，計算方法如方程式(2.9)所示。因隸屬函數與權重皆介於 0-1 之間，得分為加權平均之概念，故可將閾值設為 0.5 分，以利判斷。若該日得分大於等於 0.5 分，則視為 CCI 事件；反之，若得分小於 0.5 分，則會被視為 Null 事件。

$$FS = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N w_{i,j} \cdot MF_{i,j} \quad (2.9)$$

2.5 預報驗證

為量化模糊邏輯法之預報結果，除了展示實際得分與其發生頻率之外，也使用計算偵測率(probability of detection, POD)、錯誤偵測率(probability of false detection, POFD)、誤報率(false alarm ratio, FAR)、成功率(success ratio, SR)、偏倚得分(bias score, BS)，以及 Schaefer (1990)提出之關鍵成功指數(critical success ratio, CSI)與公正預兆得分(equitable threat score, ETS)等指標進行量化。預報結果依據模糊邏輯法之得分是否超過閾值區分為四類，彼此間關係如表 2.2 所示，各項定義如下所示：

- 命中(hit, H)：該日為 CCI 事件日且模糊邏輯法得分大於等於 0.5 分。
- 漏報(miss, M)：該日為 CCI 事件日，但模糊邏輯法得分小於 0.5 分。
- 誤報(false alarm, FA)：該日為 Null 事件日，模糊邏輯法得分大於等於 0.5 分。
- 正確識別(correct reject, CR)：該日為 Null 事件日且模糊邏輯法得分小於 0.5 分。

將預報結果分類後，即可根據各指標之定義計算指標之分數，以下為各指標之定義(方程式 2.10 至 2.17)與其意涵，而指標之範圍如表 2.3 所示：

- 偵測率(POD)：

$$POD = \frac{H}{H+M} \quad (2.10)$$

POD 為模糊邏輯法正確預報 CCI 事件之能力，分數介於 0-1 之間，越接近 1 分表現越好。

- 錯誤偵測率(POFD)：

$$POFD = \frac{FA}{FA+CR} \quad (2.11)$$

類似於 POD，POFD 代表模糊邏輯法誤報之程度，即將 Null 事件誤判為 CCI 事件之程度。

POFD 之分數介於 0-1 之間，越接近 0 分表現越好。

- 誤報率(FAR)：

$$FAR = \frac{FA}{H+FA} \quad (2.12)$$

FAR 同樣呈現模糊邏輯法誤報之程度，但著重於預報結果為 CCI 事件時的誤報程度。分數介於 0-1 之間，越接近 0 分表現越好。

- 成功率(SR)：

$$SR = 1 - FAR = \frac{H}{H+FA} \quad (2.13)$$

SR 代表模糊邏輯法預報為 CCI 事件中，成功命中之表現。分數介於 0-1 之間，越接近 1 表現越好。SR 與 FAR 為互補關係，SR 主要用於性能圖繪製(如圖 5.4)。

- 關鍵成功指數(CSI)：

$$CSI = \frac{H}{H+M+FA} \quad (2.14)$$

CSI 也稱為預兆得分(threat score, TS)，為綜合考量模糊邏輯法之命中、漏報與誤報後之正確率。分數介於 0-1 之間，越接近 1 分表現越好。

- 偏倚得分(BS)：

$$BS = \frac{H+FA}{H+M} \quad (2.15)$$

BS 呈現模糊邏輯法過度預報之程度，分數介於 0 至無限大，最佳分數為 1 分。當 BS 大於 1 分時，表示誤報較多；BS 小於 1 分時，表示漏報較多。

- 公正預兆得分(ETS)：

$$ETS = \frac{H-R}{H+M+FA-R} \quad (2.16)$$

$$R = \frac{(H+FA)(H+M)}{N} \quad (2.17)$$

N 為總樣本數， R 表示藉由隨機預報命中之數量，即期望值之概念，故 ETS 為扣除隨機預報後之表現，能更為客觀表示模糊邏輯法之預報能力。其得分介於 $-1/3$ 至 1 分之間，分數越接近 1 分表現越好，分數 0 分為隨機預報， $-1/3$ 表示隨機預報之表現較模糊邏輯法佳。

藉由上述之各指標可量化預報結果，並繪製性能圖(Roebber 2009)展示 POD、SR、CSI 與 BS，將各項得分視覺化以利判讀。

第三章 臺灣地區 CCI 事件統計特性

由圖 2.3 可知臺灣地區的陸地 CI 集中發生在午後(12-18 LST)的山腳周圍，而海上 CI 則廣泛分布在海上並以深夜至清晨(22-06 LST)為主，且又以東方與南方海域居多。圖 3.1 為 CCI 事件發生時間與緯度之關係圖，可見北臺灣與南臺灣的發生時間隨緯度增加而延後，但北臺灣的趨勢較不明顯。中臺灣則呈現隨緯度震盪的情形，可能原因為中臺灣的分區有較明顯經向上(東西方向上)之差異，但不論是北、中、南臺灣之實際物理成因仍需進一步分析。

以圖 2.4 至圖 2.7 之 10 個山腳熱區與 9 個山脊熱區，進一步分析各區域內 CCI 事件的統計特性。圖 3.2 與圖 3.3 分別為山腳與山脊區域之 CCI 事件發生時間之盒狀圖，第一四分位數與第三四分位數顯示 CCI 事件主要發生時間大約落在 13-17 LST，並且中位數則顯示以 14-16 LST 為主要發生時段。發生頻率之定義如方程式(3.1)所示，CCI 事件發生頻率隨月份變化之結果如圖 3.4 所示，各區域逐月之 CCI 事件天數如表 3.1 所示：

$$\text{發生頻率} = \frac{\text{CCI 事件日數}}{\text{弱綜觀日數}} \times 100\% \quad (3.1)$$

結果顯示 S2 區至 N1 區整體發生頻率較高，約 30-65%，且平均分散在各個月份。山脊區域整體發生頻率明顯較低，約 5-15%。結合 CI 密度分布圖(圖 2.4)與發生頻率分析，可發現中臺灣有最高發生頻率與密度，此結果與 Lin et al. (2011)的結果相似。

進一步利用條件機率討論各區域 CCI 事件之關係，探討不同區域是否會在同一天發生 CCI 事件，定義如方程式(3.2)所示：

$$P(A|B) = \frac{P(A \cap B)}{P(B)} \times 100\% \quad (3.2)$$

A 與 B 分別為兩不同區域； $P(B)$ 為 B 區域之 CCI 事件發生率； $P(A \cap B)$ 為 A 區域與 B 區域同一日皆有 CCI 事件之發生率； $P(A|B)$ 表示 B 區域該日有 CCI 事件時，A 區域也有 CCI 事件之機率。結果如圖 3.5、圖 3.6 與圖 3.7 所示，其表示方式為縱軸的區域 CCI 事件中 ($P(B)$)，橫軸區域同一日也有 CCI 事件之機率 ($P(A|B)$)。

首先探討南臺灣的三個區域中(S1 區至 S3 區)彼此間的關係(圖 3.5)，整體與個別月份

的結果皆顯示南方的區域有 CCI 事件發生時，北側的區域也傾向有 CCI 事件，即 S1 區有 CCI 事件發生，S2 區與 S3 區也傾向(大於 50%)有 CCI 事件。當 S2 區有 CCI 事件發生時，S3 區也傾向有 CCI 事件。而 S2 區與 S3 區有 CCI 事件時，S1 區較無特定的傾向(約 25-30%)。除此之外，S2 區與 S3 區彼此間有 40-65% 的機率會同時有 CCI 事件。

中臺灣(C1W 區至 C2W 區)彼此間的關係(圖 3.5)則有較明顯的月份差異，七月傾向同一天皆有 CCI 事件發生，僅 C1W 區對 C2E 區、CC 區對 C2W 區與 C2E 區對 C1W 區同一天發生 CCI 事件之機率較低(小於 50%)。八月與九月則有類似的特徵，當 C1W 區有 CCI 事件時，C1E 區與 CC 也傾向有 CCI 事件，但若其他區域有 CCI 事件時，C1W 區反而不易有 CCI 事件。此外，結果也顯示其他區域有 CCI 事件時，CC 區也傾向有 CCI 事件發生，並且在九月時達到峰值。值得一提的是，C1W 區與其他區域在同一天內有 CCI 事件的機率較低，此現象也可在九月時的 C2W 區看見。

北臺灣(N1 區與 N2 區)的情形類似於南臺灣(圖 3.5)，但趨勢相反，呈現北側區域有 CCI 事件發生，南側區域也傾向有 CCI 事件，即 N2 區有 CCI 事件，N1 區也傾向於當日有 CCI 事件。此外，發生頻率有隨月份增加而提高的趨勢。

山脊區域(M1 區至 M9 區)彼此間的關係較為混亂(圖 3.5)，各個月份皆不同，僅七、八月時，M1 區對上 M2 區、M3 區和 M5 區有較明顯的同一天有 CCI 事件的關係，以及 M1 區對上 M4 區、M6 區和 M7 區的傾向同一天沒有 CCI 事件。

除了考慮北、中、南臺灣各母區域內的子區域間彼此之關係，也可探討全臺子區域彼此之交互關係(圖 3.6)。首先檢視南臺灣各個子區域與其他子區域的交互關係，結果顯示南臺灣與 C1E 區和 CC 區傾向在同一天內皆有 CCI 事件發生，其中又以 CC 區的關聯性最強。而 S2 區、S3 區對上 C1W 區時，結果顯示七月有較明顯的關聯性，但隨月份減弱。中臺灣的子區域與其他子區域的關係顯示中臺灣有 CCI 事件時，S2 區、S3 區和 N1 區也傾向於有 CCI 事件，但 N1 區的關係較弱。類似的情形也發生在北臺灣，當北臺灣有 CCI 事件時，中臺灣和南臺灣的 S3 區也傾向有 CCI 事件，特別是 N1 區對上 CC 區、C2E 區和 C2W 區時更為明顯。最後比較山腳區域與山脊區域之關係(圖 3.7)，結果顯示當山脊區域有 CCI 事件時，山腳區域也傾向有 CCI 事件，但反向關係並不成立。

本章節除初步探討各區域本身之統計特徵之外，更深入探討各區間彼此之關係。不論是整體發生頻率(圖 3.4)或探討各區域間是否同一天皆有 CCI 事件(圖 3.5 至圖 3.7)，皆可發現山腳區域發生頻率高於山脊區域，故可將集中討論山腳區域即可。而造成此差異可能是環境條件有利山脊區域發生 CCI 事件時，也暗示山腳區域的環境同樣有利 CCI 事件發生。如海風較強而得以觸發山脊區域之 CCI 事件，此環境也代表山腳區域有很強的觸發機制存在，但實際之物理解釋仍有待進一步討論。

第四章 N1 區氣象特徵分析

在 10 個山腳區域中，本研究選用 N1 區域進行地面與高空的氣象特徵分析，其原因是北臺灣的地面觀測資料於統計分析期間較為完整，可取得的探空資料僅有板橋與花蓮，使可分析的區域並不多。CCI 事件與 Null 事件的數量上(表 3.1)，兩者在 N1 區較為足夠，沒有明顯失衡，可避免統計上的偏差。此外，Lin et al. (2011, 2012)詳細分析北臺灣相似區域的地面環境特徵，並使用模糊邏輯法預報此區域之午後對流事件，提供本研究之基礎與比較的依據。

4.1 地面特徵

過去的研究指出北臺灣地區有無午後對流之環境特徵差異主要是水氣相關變數與海風分布，而本研究依序詳細討論氣溫、相對濕度、水氣混合比(混合比)、相當位溫、U 風與 V 風於 06-14 LST 之逐時演變。此外，為了同時呈現時空間之變化，本研究以距平的方式呈現，其所需之平均值為目標區域內海拔小於等於 500 公尺之測站在 CCI 事件日 14 LST 之平均。

圖 4.1 與圖 4.2 分別為 CCI 事件與 Null 事件中之氣溫統計特徵，兩者於 06-07 LST 及 11-14 LST 並沒有明顯之差異。06-07 LST 時，氣溫大約為 27-28 °C 並呈現沿海較山腳地區溫暖，這是受到海洋調節與陸地夜間輻射冷卻影響所導致；11-14 LST 時，氣溫約為 32-34 °C 且呈現山腳較陸地涼，其可能原因是山腳地區受到已經發展的積雲遮蔽太陽輻射使氣溫較低。在 08-11 LST 期間，CCI 事件之氣溫較 Null 事件高約 0.8-1.6 °C，顯示 CCI 事件上午地面氣溫較為溫暖。氣溫除了受到太陽輻射加熱影響，也會受到海風環流影響，通常海風帶來的氣塊溫度相對較低，應會使氣溫略微降低。但統計結果顯示 CCI 事件的氣溫在此期間穩定高於 Null 事件且無氣溫降低的現象，推測是太陽輻射造成的增溫大於海風平流造成的降溫所致。

圖 4.3 與圖 4.4 分別為 CCI 事件與 Null 事件之相對濕度統計特徵，結果顯示兩者隨時間的變化大致相同。06-07 LST 時整個新竹地區與桃園地區的山腳呈現接近飽和狀態($\geq 85\%$)，

但隨太陽開始加熱地面，而逐漸降低至 50-60%。約 09 LST 後，兩者間仍有些微差異，新竹地區與桃園地區的相對濕度在 CCI 事件中分別較 Null 事件高約 2.5-5% 與 0-2.5%，顯示 CCI 事件中地面較接近飽和。風向顯示 CCI 事件中有明顯的海風存在，海風將較潮溼的氣塊平流至內陸而使 CCI 事件的相對濕度略高於 Null 事件。

圖 4.5 與圖 4.6 分別為 CCI 事件與 Null 事件之混合比統計特徵，CCI 事件整體的混合比較 Null 事件高。CCI 事件中，06-08 LST 的混合比約 16-18 g/kg，12-14 LST 的混合比約 18-24 g/kg，增加約 2-6 g/kg，並以新竹地區及沿海地區有較大的增量。Null 事件 06-08 LST 的混合比則是由 16-18 g/kg，甚至低於 16 g/kg，12-14 LST 約 17-19 g/kg，些許增加約 1-2 g/kg，而且許多桃園地區測站的混合比明顯較 CCI 事件低。此外，在 Null 事件中也可以看到有一股較乾燥的氣流由臺北盆地流向桃園台地，可能導致地面氣塊無法有充足的水氣。而 CCI 事件中可以看到海風環流完整發展後，將水氣由沿海地區平流至內陸的山腳地區，使 CCI 事件與 Null 事件混合比差異由 0.8-1.6 g/kg 加大至 1.6-2.4 g/kg。

圖 4.7 與圖 4.8 分別為 CCI 事件與 Null 事件之相當位溫統計特徵，由於兩者氣溫差異不大，相當位溫之差異主要由水氣差異導致，故相當位溫分布情形類似於混合比。整體而言，CCI 事件與 Null 事件於 06-08 LST 皆有明顯之負距平，表示相當位溫明顯較低，約為 340-345 K，但其中 CCI 事件的沿海地區因水氣較多，故相當位溫較內陸略高 2 K。隨時間接近中午，CCI 事件明顯增溫 8-10 K，達到 348-354 K，甚至少數測站達到 356 K 以上，並且有隨著海風環流建立而向內陸延伸的趨勢，顯示 CCI 事件的近地面氣塊具有較多能量。

圖 4.9 與圖 4.10 分別為 CCI 事件與 Null 事件之 U 風統計特徵，由於臺灣的海岸線與山脈大致呈現南北走向，故可用 U 風代表海陸風情形。U 風若為正值，則為海風；若為負值，則為陸風。不論是 CCI 事件或 Null 事件，06-07 LST 時皆為微弱的陸風，直到 08 LST 時 CCI 事件風向才開始轉變為海風，而 Null 事件則要到 09 LST 時才開始轉為海風。在 CCI 事件中，桃園與新竹地於 09-14 LST 期間內，海風逐漸由沿海地區向內陸延伸至山腳地區，並呈顯明顯之正距平，表示 CCI 事件中的風場受到海風環流主導。Null 事件中，新竹地區同樣呈現海風環流的特徵，但風速較 CCI 事件弱約 0.25 m/s，但桃園地區的 U 風則的正距平明顯較小，甚至為負距平，顯示海風被侷限在新竹地區。此外，根據上述的差異與風標

的差異可發現 CCI 事件與 Null 事件皆有明顯且穩定的邊界存在，該邊界在 CCI 事件中較為北邊，約在桃園及新北之交界，而 Null 事件則較為南邊，約在桃園及新竹之交界。

圖 4.11 與圖 4.12 分別為 CCI 事件與 Null 事件之 V 風統計特徵，V 風正值表示南風，負值表示北風。整體而言，CCI 事件與 Null 事件之差異並不明顯，僅新竹地區在 CCI 事件中較 Null 事件多 0.25 m/s 的南風。造成此結果可能是因為新竹地區多為丘陵，且走向垂直於海岸線，進而導致南北風特徵差異不明顯。

結果顯示水氣相關的變數與 U 風有較明顯的差異，此結果與 Lin et al. 2011 相似。CCI 事件中的 U 風正距平代表海風吹入內陸，並將水氣平流至向山腳地區使目標區域有較高的混合比與相當位溫，即地面氣塊有較高的能量而有利於對流肇始。

地面分析可見特定變數(混合比、相當位溫、U 風)在 CCI 事件與 Null 事件中有明顯的差異，此統計上之差異可透過 PDF 與 NPDF 的方式呈現，即 2.4 節所提到之方法。以新屋測站(測站代碼：467050)之混合比為例(圖 4.13)，在 06-08 LST 時，CCI 事件與 Null 事件的 PDF 幾乎重疊，僅 16-17 g/kg 以下的部分兩者有較明顯的差異。此時段海風處於發展階段，尚未成熟，反應大環境在 Null 事件中普遍有較低的水氣量。而此階段之 CCI 事件 NPDF 在低混合比的區域為 0 分，Null 事件為 1 分，顯示低混合比的區域能較好的區別 CCI 事件或 Null 事件。09 LST 開始，CCI 事件的 PDF 與其峰值明顯較 Null 事件更為右側，位於較高的混合比區域，顯示 CCI 事件具有較多的水氣，此為海風成熟後，將水氣帶入內陸的情形。此時 CCI 事件之 NPDF 呈現隨混合比增加而由 0 分增加至 1 分的趨勢，特別是在高混合比的區域 NPDF 維持在 1 分，凸顯 CCI 事件與 Null 事件之差異。此結果與地面分析相似，兩者皆呈現 CCI 事件中，早晨差異較微弱，但海風成熟並吹入陸地後，將水氣帶入內陸，使地面測站觀測到明顯的水氣差異，進而使模糊邏輯法有機會判斷該日為 CCI 事件或 Null 事件。

4.2 高空特徵

使用板橋探空 08 LST (00 Z)之探空進行統計，嘗試找出 CCI 事件與 Null 事件在午後對流發生前之垂直環境差異。圖 4.14 為氣溫與露點溫度、圖 4.15 為相對濕度、圖 4.16 為

混合比、圖 4.17 為相當位溫，以及圖 4.18 為 U 風與 V 風。

圖 4.14 顯示 CCI 事件在 750-1000 hPa 之氣溫些微高於 Null 事件約 0.5-1 °C，而露點溫度略高約 1 °C。750 hPa 以上之高度氣溫幾乎無差異，但 Null 事件之 700-750 hPa 露點溫度明顯下降明顯，與 CCI 事件之差異約為 2-5 °C，顯示該層空氣較為乾燥。類似的結果也可在相對濕度(圖 4.15)中看到，750-1000 hPa 的相對濕度差異不大，小於 3 %，但 700-750 hPa 之差距擴大至 6-12 %，而 700 hPa 以上則又再度縮小。

圖 4.16 顯示 700 hPa 以下的高度，CCI 事件之混合比整體高於 Null 事件約 0.5-1.5 g/kg，代表 CCI 事件的環境較為潮濕，氣塊較容易達到飽和。圖 4.17 同樣顯示 700 hPa 以下的高度，CCI 事件之相當位溫高於 Null 事件約 1.5-3.4 K，而近地面(1000 hPa)約高 2.5 K，表示 CCI 事件之環境具有較多的能量，有利於對流肇始。

圖 4.18 為 U 風與 V 風，風向上 CCI 事件與 Null 事件有明顯之差異。CCI 事件中，近地面之 1000 hPa 呈現為微弱之東南風，風速約為 0.75-1 m/s，可能是清晨的陸風。約 950-850 hPa 呈現微弱之南風至西南風，風速約 0.25-1.5 m/s；850 hPa 以上之高度則轉為深厚之東南風。Null 事件中，1000-700 hPa 為東南風，風速約為 0.75-1.5 m/s，而 700 hPa 以上則轉為東北風，風速約 0.5-0.75 m/s。

綜合探空分析結果，CCI 事件低層之西南風可將暖濕的空氣送入陸地，使氣塊之水氣與相當位溫較高而有利對流發展。此發現與 Lin et al. (2011)相似，顯示垂直環境對午後對流肇始有一定之重要性。

第五章 模糊邏輯法預報午後對流肇始事件

第四章的地面特徵分析中可看到 N1 區在 CCI 事件與 Null 事件有明顯差異，因此本研究使用模糊邏輯法將統計分析中的特徵與地面測站資料結合進行預報。此章節共分為兩個部分。自我驗證之目的為確認此方法是否可行，其使用 2011-2020 年間的統計資料計算隸屬函數與權重，並以此檢查此方法在統計期間內的表現。實際驗證則是檢驗此方法在實際的觀測資料中的表現如何，其使用 2021 年的統計資料模擬實際觀測資料並套用至此方法中，進一步檢視實際成果。此外，為量化模糊邏輯法之表現，將使用 2.5 節所提到之指標進行驗證。

5.1 自我驗證

圖 5.1 與圖 5.2 分別為 N1 區於統計期間內之 CCI 事件與 Null 事件模糊邏輯法得分，對 CCI 事件而言，分數要越高越好，表示模糊邏輯法認為該日有較高的可能性有午後對流肇始事件發生，而 Null 事件之分數要越低越好，表示模糊邏輯法認為該日發生午後對流肇始事件的可能性較低。圖 5.1 顯示 CCI 事件中，模糊邏輯法得分皆大於 0.5 分，落在 0.5-0.6 分之間，代表模糊邏輯法能準確地預報 CCI 事件的發生。圖 5.2 顯示 Null 事件中，模糊邏輯法得分主要落在 0.35-0.5 分之間。少數日子有明顯較低的得分，約 0.25-0.35 分之間。但是，部分日子的得分高於 0.5 分，約 0.5-0.55 分之間，表示模糊邏輯法對 Null 事件有輕微的誤報。

進一步檢視模糊邏輯法得分之發生頻率與時間變化，圖 5.3 顯示 CCI 事件分數集中發生在 0.52-0.56 分之間，且整體分數有些微隨時間增加的趨勢。Null 事件的得分除了少數誤報的日子使部份分數落在 0.5-0.52 分之間，多數分數皆落在 0.46-0.5 分之間，且有隨時間減少之趨勢。綜合兩者之表現，結果顯示模糊邏輯法具有良好的鑑別度，且鑑別能力隨時間些微提升。

圖 5.4 為模糊邏輯法之性能表現圖，結果顯示整體 CSI 得分高於 0.7 分，並且隨時間增加至 0.9 分以上。POD 則因為沒有漏報，故維持 1 分。FAR 隨時間由 0.3 分逐漸減少至

0.1 分，BS 由 1.4 分逐漸減少至接近 1 分，顯示誤報的情形隨時間逐漸改善。整體而言，模糊邏輯法的表現呈現隨時間改善的情形，顯示此方法具有可行性。

5.2 實際驗證

自我驗證的結果顯示模糊邏輯法具有可行性與鑑別度，故將此方法套用至統計期間外之 2021 年的資料進行實際驗證，檢驗其實際應用上之表現。圖 5.5 圖 5.6 分別為 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法實際得分，其顯示模糊邏輯法對於 CCI 事件有些微漏報的情形，而對於 Null 事件則有較為明顯但仍可接受之誤報情形。

圖 5.7 至圖 5.16 為 S1 區至 N2 區之 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法實際得分發生頻率分布圖。其中圖 5.15 為 N1 區之 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法實際得分發生頻率分布圖，CCI 事件得分非常集中在 0.5-0.52 分之間，少數低於 0.5 分；Null 事件則是集中在 0.47-0.51 分之間，特別是 06-09 LST 期間之多數得分高於 0.5 分，顯示該期間有較明顯之誤報情形。但是，10 LST 過後，模糊邏輯法得分隨時間增加與減少的趨勢皆可在 CCI 事件與 Null 事件中看見，又以 Null 事件較為明顯，顯示此方法在 10 LST 過後的鑑別度隨時間增加。

圖 5.17 為 N1 區實際驗證之性能表現圖，其顯示模糊邏輯法的表現隨時間逐漸改善。整體的 CSI 分數落在 0.6-0.9 分之間，POD 大致隨時間由 0.7 分增加至 0.95 分，表示命中率隨時間逐漸增加。FAR 由 0.25 分逐漸減少至 0.15 分，而 BS 則大致在介於 0.8-1.2 分之間，顯示輕微的誤報或漏報，並在 10 LST 穩定隨時間改善。綜合上述的結果，其顯示模糊邏輯法搭配地面觀測資料具有其可行性與發展潛力。

在 N1 區的實際驗證中，結果顯示模糊邏輯法有相當不錯的表現，因此將此方法進一步套用至其他區域檢視其成效。圖 5.18 呈現 10 山腳區域之 06-14 LST 技術得分。其顯示 C2W 區之表現與 N1 區相當，CSI 約 0.5-0.8 分與 POD 約 0.6-1 分，且 10 LST 後隨時間穩定增加。POFD 則維持 0.3-0.45 之間，FAR 約由 0.3 分隨時間遞減至約 0.15 分，顯示誤報的情形隨時間逐漸改善。此結果對應至 ETS 不錯的表現，由約 0.1 分逐漸增加至約 0.45 分，同樣在 10 LST 後分數隨時間穩定增加。其他區域如 C1E 區至 C2E 區雖有高分的 CSI 約

0.6-0.8 分，POD 約 0.65-1 分。但是，同時 POFD 也很高，約 0.65-1 分，顯示模糊邏輯法於這些區域為隨機預報，此特徵也呈現在接近 0 分的 ETS 上。而 S2 區至 C1W 區則是整體 CSI 與 POD 分數明顯較低，但 POD 與 POFD 相近且 FAR 明顯較高，以及接近 0 分之 ETS，顯示模糊邏輯法於這些區域同樣接近隨機預報。而 S1 區與 N2 區則是表現最差的區域，CSI、POD 與 ETS 非常低而 POFD 非常高，呈現模糊邏輯法對於這兩個區域沒有預報能力。這樣的結果同樣呈現在模糊邏輯法實際得分發生頻率分布圖上(圖 5.7 至圖 5.13 與圖 5.16)，雖然每個區域的得分並非集中在 0.5 分左右，但 CCI 事件與 Null 事件之得分分布皆沒有明顯差異，鑑別度也沒有隨時間逐漸增加的情形，顯示模糊邏輯法於 C2W 區與 N1 區以外的區域無法區別 CCI 事件與 Null 事件。

5.3 關鍵測站

為了探討哪些測站與變數對午後對流肇始較為關鍵，而在模糊邏輯法中有較大的得分，故使用自我驗證之資料逐日將所有模糊邏輯法成員(即 $w_{i,j} \cdot MF_{i,j}$)按照分數由大至小排列，並取前 50% 的成員計算每個測站每個變數被取用之頻率。計算方式如方程式(5.1)所示：

$$Frequency_{i,j} = \frac{\sum_{t=1}^9 (Count)_{i,j,t}}{9 \times Days} \times 100\% \quad (5.1)$$

Frequency 為取用頻率；*Count* 為該成員落在前 50% 成員之次數；*Days* 為 CCI 事件或 Null 事件之天數；*i* 為測站；*j* 為變數種類(1-8)；*t* 為時間點(06-14 LST)。如此即可算出每個測站每個變數整體使用頻率。在計算模糊邏輯法之總分時，會將所有成員之分數加總，故前 50% 高分的成員具有較高的影響力，可以決定該日是否為 CCI 事件日或 Null 事件日。而若是某測站之變數經常落在前 50% 高分的成員中，即取用頻率越高，表示該測站之變數對於 CCI 事件日或 Null 事件日之判斷有較大的影響力，重要性越高。結果如圖 5.19 至圖 5.38 所示。經檢視每個時間點之取用頻率並與整體取用頻率比較後，發現兩者未有明顯差異，故未單獨探討每個時間點之取用頻率。此外，S3 區至 N2 區在雲林至臺南北側缺少許多測站是因該地區之測站資料完整度低於 50%，故統計分析與模糊邏輯法應用中並未納入。

由 CCI 事件之整體取用頻率(圖 5.19 至圖 5.28)可發現所有區域皆以混合比與相當位溫

有最高的取用頻率，且臺中以北之測站有較高的頻率，約 60-95%，顯示中、北部的水氣相關項對於午後對流肇始扮演相當重要之角色。其他變數之取用頻率則視各區域有所差異，故分區進行詳細討論。

S1 區至 S3 區(圖 5.19、圖 5.20 與圖 5.21)之結果顯示氣溫、相對濕度與 U 風之取用頻率約為 0-40%，顯示重要性較低。而 V 風、風速與風向則顯示臺南至屏東一帶，以及臺中以北的沿海地區有略高的取用頻率約為 40-60%。顯示 V 風是在 S1 區至 S3 區之重要性僅次於混合比與相當位溫，而氣溫、相對濕度與 U 風則相對不重要。

C1W 區與 C1E 區(圖 5.22 與圖 5.23)雖然兩者緯度相差不多，但經向上之差異使其關鍵測站有明顯之差異。C1W 區以中北部之氣溫為次要關鍵變數，取用頻率約 40-60%，且重要之混合比與相當位溫取用頻率約 70-90%，皆落在臺中以北。C1E 區之相對濕度、V 風、風速與風向為次要關鍵變數，且包含混合比與相當位溫在內之六項變數於南部地區之取用頻率明顯較高(約 40-60%)，顯示 C1E 區受到南部測站之影響較多。這可能是因 C1E 區較靠近山區且山谷向西南方開口，南部地區為上游地區而有較大之影響力。

CC 區之取用頻率分布(圖 5.24)大致與 C1W 區相同，中北部之混合比與相當位溫仍為最重要之變數，取用頻率約 60-80%，但南部地區之取用頻率也提高至 40-60%。中北部之氣溫與相對濕度，以及彰化地區與臺南地區之 V 風為次要關鍵變數，取用頻率約 40-60%。

C2E 區至 C2W 區(圖 5.25 與圖 5.26)仍以中北部之混合比與相當位溫最重要，取用頻率約 60-80%，次要變數為中北部沿海地區之其他六種變數，取用頻率約 40-60%。除了混合比與相當位溫之外，南部測站之取用頻率多為 0-40%，顯示重要性非常低。

N1 區(圖 5.27)最重要的變數仍然是中北部之混合比與相當位溫，次要變數則為臺中以北沿海地區之其他六種變數，大致類似於 C2E 區與 C2W 區。N2 區(圖 5.28)類似於 N1 區，但中北部之混合比與相當位溫取用頻率些微降低至約 50-70%，而南部之混合比與相當位溫取用頻率些微提高至約 40-50%。此外，這兩個區域於桃園地區之 U 風取用頻率約為 55-70%，些微高於其他變數 10-15%，顯示桃園地區之 U 風之影響力僅次於混合比與相當位溫。

Null 事件(圖 5.29 至圖 5.38)則不像 CCI 事件在各個區域上有不同的分布型態，大致上

以中北部之混合比與相當位溫最重要，取用頻率約 40-70 %，明顯較 CCI 事件降低許多。而缺少的取用頻率大至分散到各項變數中，使其他變數之取用頻率略為上升。重要測站之位置則與 CCI 事件分布雷同，未有明顯之差異。顯示 Null 事件無法由少數變數決定，而是綜合所有變數的表現後所得出之結果。

5.4 模糊邏輯法表現之探討

5.4.1 遙相關效應

在 5.2 節之實際驗證中，結果顯示除了 N1 區與 C2W 區有較好的表現之外，其他區域表現皆不如預期，此現象可由 5.3 節之關鍵測站的結果解釋。不管任何區域，CCI 事件中之關鍵測站與變數皆以中北部之混合比與相當位溫為主，而 Null 事件雖然仍以中北部之混合比與相當位溫為主，但取用頻率明顯降低並分散至其他變數。此現象表示模糊邏輯法在判斷是否為 CCI 事件時，高度仰賴臺中以北之混合比與相當位溫。

午後對流的空間尺度上大約為數十公里，故可合理推測 S1 區至 C2E 區實際驗證結果不佳可能是因為其高度仰賴數十公里，乃至數百公里遠之測站所導致，受到遙相關之影響所導致。而 N2 區雖然位於北臺灣，但圖 5.28 顯示其周圍測站之取用頻率不如 N1 區高且集中於目標區域周圍，可能是導致 N2 區表現不佳的原因之一。此外，關鍵測站與變數是使用自我檢驗的結果進行分析，此階段即顯示中南部得區域大幅度使用中臺灣以北的測站之混合比與相當位溫，即使自我檢驗結果良好，但已暗示實際驗證表現結果可能不佳。除了使用測站之影響外，分區方式與資料樣本數的分布也會影響表現結果，分別於 5.4.2 與 5.4.3 討論。

此問題代表目前使用的變數無法鑑別中南部地區 CCI 事件與 Null 事件，若要解決此問題，則可嘗試增加不同種類的變數，如時間趨勢項、距平項或輻合輻散等變數。目前使用的變數為絕對的量值，但中南部地區 CCI 事件與 Null 事件可能在時間變化與空間之相對量有較明顯之差異。

5.4.2 分區之影響

本研究之分區為根據 CI 之密度分布圖與地形特徵進行分區，因此每個區域涵蓋之空間範圍較小，造成預報驗證之結果表現不佳。若要進行改善，可依據區域間彼此之關係(圖 3.5 至圖 3.7)，以及驗證不同區域間之相關性(correlation)重新劃分後，將驗證之空間範圍適當放寬，再進行模糊邏輯法之預報，如此可降低過於嚴苛之驗證條件所造成是負面結果。但整體而言，現今預報朝向網格化、區域化發展，中央氣象局近年推廣鄉鎮預報，顯示此為未來發展趨勢。因此，發展小區域之預報仍有其必要性，而模糊邏輯法之表現可透過增加不同類別之資料或對現有資料進行加值，藉此彌補此方法的不足。

5.4.3 資料樣本數之影響

模糊邏輯法訓練與驗證時，CCI 事件與 Null 事件分布之比例也會影響其表現。由表 3.1 與圖 3.4 可知，此項影響最明顯的是 CCI 事件與 Null 事件日數比例差異明顯較極端之 S1 區與 N2 區。當訓練時 CCI 事件日數與 Null 事件日數差異過大時，會導致模糊邏輯法之隸屬函數在代表性不足，無法完整反映該區域之統計特徵，進而使表現結果較差。

此外，實際驗證使用之樣本的 CCI 事件日數與 Null 事件日數比例也會影響預報結果驗證的表現。假若訓練時之樣本數有較多 CCI 事件日，而實際驗證使用之樣本數 Null 事件日較多，表示兩樣本的特性有所差異，可能導致模糊邏輯法無法將訓練時捕捉到的統計特徵應用至實際驗證的樣本。但統計上認為造成 CCI 事件與 Null 事件的環境類似，會重複發生，因此訓練時兩種事件之樣本數足夠，則此影像應不大。若要避免此問題，可將所有資料合併且隨機抽樣，以此劃分訓練與驗證使用之樣本，確保兩者在 CCI 事件日數與 Null 事件日數之比例無明顯差異。

第六章 結論與未來展望

6.1 結論

本研究使用 2011-2020 年間每年七至九月之地面氣象站與板橋探空觀測資料統計分析臺灣地區 CCI 事件與 Null 事件之統計特徵，發現兩者環境有明顯差異。此外，研究中也透過自動化針對各個山腳區域計算對應之隸屬函數與權重，將統計分析所發現之特徵與模糊邏輯法結合，發展 CCI 事件之預報，並以 2021 年之資料進行驗證。

6.1.1 臺灣地區 CCI 事件統計特性

研究中討論臺灣西半部午後 CCI 事件之發生頻率、發生時間，以及發生時間與緯度間之關係，並深入討論各區域間彼此之關聯性。重點如下：

- 北、南臺灣之發生時間(圖 3.1)呈現隨緯度增加而延後，但北臺灣的趨勢較弱；中臺灣(圖 3.1)之發生時間隨緯度震盪之變化。
- CCI 事件發生時間之盒狀圖(圖 3.2)顯示山腳與山脊區域之 CCI 事件大多發生在 13-17 LST，並以 14-16 LST 為主要發生時間。
- 整體的 CCI 事件發生頻率(圖 3.4)顯示山腳之 S2 區至 N1 區有較高的發生頻率，並以中臺灣最高，此結果與 Lin et al (2011)之研究類似。

除了 CCI 事件的基本統計分析之外，本研究深入探討各個山腳區域彼此間之關係(圖 3.5 至圖 3.7)。

- 深入探討各個區域間是否同一日皆有 CCI 事件，發現南臺灣(S1 區至 S3 區)、中臺灣(C1W 區至 C2W 區)與北臺灣(N1 區與 N2 區)內的區域有明顯關係。
- 山腳區域與山脊區域的交互分析中，結果顯示山脊區域有 CCI 事件時，山腳區域也傾向(大於 50%)於同一日內有 CCI 事件，但反向關係不成立。

6.1.2 地面與高空之氣象特徵

北臺灣 N1 區之地面與高空氣象統計分析顯示水氣相關項有較為明顯之差異，特別是水氣相關之變數(如相對濕度、混合比與相當位溫)。

- CCI 事件中，海風將水氣由沿海地區平流至山腳地區，使其與 Null 事件產生明顯之差異。而 Null 事件中則可看到一股乾燥的氣流由臺北盆地沿大漢溪河谷向桃園地區傳送，使桃園地區的混合比較小。
- U 風在 CCI 事件與 Null 事件中皆有明顯且穩定的邊界存在。CCI 事件中，該邊界較為北邊，位於桃園與新北之交界；Null 事件則較為南邊，位於桃園與新竹之交界。
- CCI 事件中之 U 風於桃園地區有明顯之正距平，顯示海風環流發展較為完全且向內陸延伸至山腳地區。
- 探空資料則顯示 N1 區 CCI 事件之地層大氣較 Null 事件溫暖且水氣較多、相當位溫較高，使氣塊具有較多之能量。
- CCI 事件低層為西南風，可以將暖濕空氣送入陸地，使對流較容易發展。Null 事件低層為東南風為主，表示有乾冷之陸風，且高層為較乾燥之東北風，不利對流發展。

6.1.3 模糊邏輯法之表現

透過模糊邏輯法將大量地面觀測資料結合，並藉由標準化機率密度函數與重疊面積之反比將定義隸屬函數與權重之過程自動化，大幅降低人工所需時間並將資料使用率最大化。模糊邏輯法之表現在北臺灣之 C2W 區與 N1 區表現較佳，其餘區域則有改善空間。但透過關鍵測站與變數之分析，可得知表現不佳之原因。

- N1 區之自我檢驗顯示非常高的 CSI、POD 與 ETS，以及相當低的 POFD 與 FAR，且鑑別能力隨時間逐漸提升，顯示此方法距可行性。
- C2W 區與 N1 區的實際驗證表現較佳，且預報結果於 10 LST 後隨時間穩定改善。
- 其餘區域表現則有改善空間，普遍呈現隨機預報的情形，顯示仍有改善空間。
- 關鍵測站與變數分析結果顯示中臺灣以北之混合比與相當位溫為最重要變數。與風相

關之變數次之，為輔助變數。

- S1 區至 C2E 區表現較差可能是因遙相關效應導致，而 N2 區的關鍵測站與變數雖集中於北臺灣，但取用頻率略為下降，可能是表現較差的原因之一。
- S1 區與 N2 區的訓練時使用的資料在 CCI 事件與 Null 事件日數之比例有明顯落差，可能導致統計的結果代表性不足，進而使其表現不佳。

6.2 未來展望

本研究除了統計分析臺灣地區 CCI 事件之特徵，也將地面氣象站觀測資料結合模糊邏輯法進行每個山腳區域之預報，其系統架構為未來的延伸應用與作業化發展提供基礎。而關鍵測站與變數提供科學分析上，初步了解影響各個區域有無 CCI 事件之主要變數。

未來發展可分為短、中與長期發展，短期發展可藉由加入不同種類之變數，如時間趨勢項、距平項或輻合輻散等變數，盡可能納入所有可用之資訊，並嘗試改善中南部之預報表現。過去研究指出垂直的大氣環境也會影響 CCI 事件發展，故中期發展可以加入探空資料與綜觀環境之資訊為主，並以同樣的訓練方式將資訊納入模糊邏輯法內進行預報。此外，目前是針對 CCI 事件(對流的初生階段)進行預報，未來可將地面資料使用的時間範圍往後延伸，並加入雷達回波的資訊。除了預報首個 CCI 事件外，也可預報後續(如第二個、第三個等)的對流事件。本研究是以山腳熱區為預報目標，但午後對流並非侷限發生於這些區域中，故長期發展則可在收集足夠多樣本數後，朝向鄉鎮化與網格化預報發展。

參考文獻

- 林熿閔、郭鴻基，1996：「1994 年南台灣夏季午後對流之研究」，大氣科學，24 卷，249–280。
- 陳泰然、周鴻祺、廖珮娟及楊進賢，2009a：「暖季台灣中北部午後連續對流的氣候特徵研究」，大氣科學，37 卷，49–86。
- 、——、——、——，2009b：「暖季弱綜觀強迫下中北臺灣午後熱對流的氣候特徵」，大氣科學，37 卷，155–194。
- 林品芳、張保亮、周仲島，2012：「弱綜觀環境下臺灣午後熱對流特徵及其客觀預報」，大氣科學，40 卷，77–108。
- 吳冠伯，2019：「2015-2015 年暖季弱綜觀環境下對流降水系統之特徵統計」，中國文化大學碩士論文，87 頁。
- 葉玉婕，2021：「統計分析 2008 年西南氣流實驗期間對流系統的雙偏極化雷達拉格朗日特徵」，國立中央大學碩士論文，109 頁。
- 楊承泰，2022：「台灣周邊中尺度對流系統及綜觀環境特徵統計分析」，國立中央大學碩士論文，103 頁。
- Baker, R. D., B. H. Lynn, A. Boone, W. Tao, and J. Simpson, 2001: The Influence of Soil Moisture, Coastline Curvature, and Land-Breeze Circulations on Sea-Breeze-Initiated Precipitation. *J. Hydrometeor.*, **2(2)**, 193–211.
- Banta, R. M., and C. Barker Schaaf, 1987: Thunderstorm Genesis Zones in the Colorado Rocky Mountains as Determined by Traceback of Geosynchronous Satellite Images. *Mon. Wea. Rev.*, **115(2)**, 463–476.
- Burghardt, B. J., C. Evans, and P. J. Roebber, 2014: Assessing the Predictability of Convection Initiation in the High Plains Using an Object-Based Approach. *Wea. Forecasting*, **29(2)**, 403–418.
- Byers, H. R., and H. R. Rodebush, 1948: CAUSES OF THUNDERSTORMS OF THE FLORIDA

PENINSULA. *J. Atmos. Sci.*, **5(6)**, 275–280

Cai, H., W.-C. Lee, T. M. Weckwerth, C. Flamant, and H. V. Murphey, 2006: Observations of the 11 June Dryline during IHOP_2002—A Null Case for Convection Initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **134(1)**, 336–354.

Carbone, R. E., J. W. Conway, N. A. Crook, and M. W. Moncrieff, 1990: The Generation and Propagation of a Nocturnal Squall Line. Part I: Observations and Implications for Mesoscale Predictability. *Mon. Wea. Rev.*, **118(1)**, 26–49.

Chang, H.-L., B. G. Brown, P.-S. Chu, Y.-C. Liou, and W.-H. Wang, 2017: Nowcast Guidance of Afternoon Convection Initiation for Taiwan. *Wea. Forecasting*, **32(5)**, 1801–1817.

Chang, P.-L., P.-F. Lin, B. J.-D. Jou, and J. Zhang, 2009: An Application of Reflectivity Climatology in Constructing Radar Hybrid Scans over Complex Terrain. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26(7)**, 1315–1327.

———, J. Zhang, Y.-S. Tang, T. Lin, P.-F. Lin, C. Langston, B. Kaney, C.-R. Chen, and K. Howard, 2021: An Operational Multi-Radar Multi-Sensor QPE System in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **102(3)**, E555–E577.

Chen, T.-C., M.-C. Yen, J.-D. Tsay, C.-C. Liao, and E. S. Takle, 2014: Impact of Afternoon Thunderstorms on the Land–Sea Breeze in the Taipei Basin during Summer: An Experiment. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **53(7)**, 1714–1738.

Cho, Y.-H., G. W. Lee, K.-E. Kim, and I. Zawadzki, 2006: Identification and Removal of Ground Echoes and Anomalous Propagation Using the Characteristics of Radar Echoes. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23(9)**, 1206–1222.

Clark, A. J., R. G. Bullock, T. L. Jensen, M. Xue, and F. Kong, 2014: Application of Object-Based Time-Domain Diagnostics for Tracking Precipitation Systems in Convection-Allowing Models. *Wea. Forecasting*, **29(3)**, 517–542.

Cooper, H. J., M. Garstang, and J. Simpson, 1982: The Diurnal Interaction Between Convection and Peninsular-Scale Forcing Over South Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **110(6)**, 486–503.

- Crook, N. A., 1996: Sensitivity of Moist Convection Forced by Boundary Layer Processes to Low-Level Thermodynamic Fields. *Mon. Wea. Rev.*, **124(8)**, 1767–1785.
- Dabberdt, W. F., T. W. Schlatter, and with contributions from the rest of the PDT-2, 1996: Research Opportunities from Emerging Atmospheric Observing and Modeling Capabilities. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77(2)**, 305–324.
- Davini, P., R. Bechini, R. Cremonini, and C. Cassardo, 2012: Radar-Based Analysis of Convective Storms over Northwestern Italy. *Atmosphere*, **3(1)**, 33–58.
- Dixon, M., and G. Wiener, 1993: TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting—A Radar-based Methodology. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **10(6)**, 785–797.
- Dixon, P. G., and T. L. Mote, 2003: Patterns and Causes of Atlanta's Urban Heat Island–Initiated Precipitation. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **42(9)**, 1273–1284.
- Duda, J. D., and W. A. Gallus, 2013: The Impact of Large-Scale Forcing on Skill of Simulated Convective Initiation and Upscale Evolution with Convection-Allowing Grid Spacings in the WRF. *Wea. Forecasting*, **28(4)**, 994–1018.
- Fritsch, J. M., and R. E. Carbone, 2004: Improving Quantitative Precipitation Forecasts in the Warm Season: A USWRP Research and Development Strategy. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85(7)**, 955–966.
- Frye, J. D., and T. L. Mote, 2010: Convection Initiation along Soil Moisture Boundaries in the Southern Great Plains. *Mon. Wea. Rev.*, **138(4)**, 1140–1151.
- Gasperoni, N. A., M. Xue, R. D. Palmer, and J. Gao, 2013: Sensitivity of Convective Initiation Prediction to Near-Surface Moisture When Assimilating Radar Refractivity: Impact Tests Using OSSEs. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **30(10)**, 2281–2302.
- Gentry, R. C., and P. L. Moore, 1954: RELATION OF LOCAL AND GENERAL WIND INTERACTION NEAR THE SEA COAST TO TIME AND LOCATION OF AIR-MASS SHOWERS. *J. Atmos. Sci.*, **11(6)**, 507–511.
- Haberlie, A. M., W.S. Ashley, and T. J. Pingel, 2015: The effect of urbanisation on the climatology

- of thunderstorm initiation. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **141(688)**, 663–675.
- Huang, Y., Z. Meng, J. Li, W. Li, L. Bai, M. Zhang, and X. Wang, 2017: Distribution and variability of satellite-derived signals of isolated convection initiation events over central Eastern China. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122(21)**, 11–357.
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed Characteristics of Precipitation Systems over Taiwan during the May–June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **119(11)**, 2540–2557.
- Kain, J. S., and Coauthors, 2013: A Feasibility Study for Probabilistic Convection Initiation Forecasts Based on Explicit Numerical Guidance. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94(8)**, 1213–1225.
- Karr, T. W., and R. L. Wooten, 1976: Summer Radar Echo Distribution Around Limon, Colorado. *Mon. Wea. Rev.*, **104(6)**, 728–734.
- Kuo, J.-T., and H. D. Orville, 1973: A Radar Climatology of Summertime Convective Clouds in the Black Hills. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **12(2)**, 359–368.
- Lima, M. A., and J. W. Wilson, 2008: Convective Storm Initiation in a Moist Tropical Environment. *Mon. Wea. Rev.*, **136(6)**, 1847–1864.
- Lin, C.-Y., and C.-S. Chen, 2002: A study of orographic effects on mountain-generated precipitation systems under weak synoptic forcing. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **81**, 1–25.
- Lin, P.-F., P.-L. Chang, B. J.-D. Jou, J. W. Wilson, and R. D. Roberts, 2011: Warm Season Afternoon Thunderstorm Characteristics under Weak Synoptic-Scale Forcing over Taiwan Island. *Wea. Forecasting*, **26(1)**, 44–60.
- , ———. ———, ———, and ———, 2012: Objective Prediction of Warm Season Afternoon Thunderstorms in Northern Taiwan Using a Fuzzy Logic Approach. *Wea. Forecasting*, **27(5)**, 1178–1197.
- Lock, N. A., and A. L. Houston, 2014: Empirical Examination of the Factors Regulating Thunderstorm Initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **142(1)**, 240–258.
- Mecikalski, J. R., and K. M. Bedka, 2006: Forecasting Convective Initiation by Monitoring the Evolution of Moving Cumulus in Daytime GOES Imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **134(1)**, 49–78.

- Mendel, J. M., 1995: Fuzzy logic systems for engineering: A tutorial. *Proc. IEEE*, **83**, 345–377.
- Medlin, J. M., and P. J. Croft, 1998: A Preliminary Investigation and Diagnosis of Weak Shear Summertime Convective Initiation for Extreme Southwest Alabama. *Wea. Forecasting*, **13(3)**, 717–728.
- Mueller, C., T. Saxen, R. Roberts, J. Wilson, T. Betancourt, S. Dettling, N. Oien, and J. Yee, 2003: NCAR Auto-Nowcast System. *Wea. Forecasting*, **18(4)**, 545–561.
- Outlaw, D. E., and M. P. Murphy, 2000: *A Radar-Based Climatology of July Convective Initiation in Georgia and Surrounding Area*. NOAA Eastern Region Technical Attachment No. 2000-04. US National Weather Service: Greenville-Spartanburg, SC.
- Owen, J., 1966: A Study of Thunderstorm Formation Along Dry Lines. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **5(1)**, 58–63.
- Roberts, R. D., and S. Rutledge, 2003: Nowcasting Storm Initiation and Growth Using GOES-8 and WSR-88D Data. *Wea. Forecasting*, **18(4)**, 562–584.
- Roebber, P. J., 2009: Visualizing Multiple Measures of Forecast Quality. *Wea. Forecasting*, **24(2)**, 601–608.
- Romatschke, U., and Houze, R. A., Jr., 2010: Extreme Summer Convection in South America. *J. Climate*, **23(14)**, 3761–3791.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A Theory for Strong, Long-Lived Squall Lines. *J. Atmos. Sci.*, **45(3)**, 463–485.
- Schaefer, J. T., 1990: The Critical Success Index as an Indicator of Warning Skill. *Wea. Forecasting*, **5(4)**, 570–575.
- Soderholm, J. S., H. A. McGowan, H. Richter, K. Walsh, T. Wedd, and T. M. Weckwerth, 2017: Diurnal Preconditioning of Subtropical Coastal Convective Storm Environments. *Mon. Wea. Rev.*, **145(9)**, 3839–3859.
- Trier, S. B., J. W. Wilson, D. A. Ahijevych, and R. A. Sobash, 2017: Mesoscale Vertical Motions near Nocturnal Convection Initiation in PECAN. *Mon. Wea. Rev.*, **145(8)**, 2919–2941.

- Ulanski, S. L., and M. Garstang, 1978: The Role of Surface Divergence and Vorticity in the Life Cycle of Convective Rainfall. Part I: Observation and Analysis. *J. Atmos. Sci.*, **35(6)**, 1047–1062.
- Wakimoto, R. M., and H. V. Murphey, 2009: Analysis of a Dryline during IHOP: Implications for Convection Initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **137(2)**, 912–936.
- Wang, C.-C., D. J. Kirshbaum, and D. M. L. Sills, 2019: Convection Initiation Aided by Lake-Breeze Convergence over the Niagara Peninsula. *Mon. Wea. Rev.*, **147(11)**, 3955–3979.
- Watson, A. I., and D. O. Blanchard, 1984: The Relationship between Total Area Divergence and Convective Precipitation in South Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **112(4)**, 673–685.
- Weckwerth, T. M., Wilson J. W., and Wakimoto R. M., 1996: Thermodynamic variability within the convective boundary layer due to horizontal convective rolls. *Mon. Wea. Rev.*, **124(5)**, 769–784.
- Weckwerth, T. M., 2000: The Effect of Small-Scale Moisture Variability on Thunderstorm Initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **128(12)**, 4017–4030.
- Weckwerth, T. M., and Coauthors, 2004: An Overview of the International H2O Project (IHOP_2002) and Some Preliminary Highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85(2)**, 253–278.
- Weckwerth, T. M., J. W. Wilson, M. Hagen, T. J. Emerson, J. O. Pinto, D. L. Rife, and L. Grebe, 2011: Radar climatology of the COPS region. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **137(S1)**, 31–41.
- Weckwerth, T. M., L. J. Bennett, L. Jay Miller, J. Van Baelen, P. Di Girolamo, A. M. Blyth, and T. J. Hertnecky, 2014: An Observational and Modeling Study of the Processes Leading to Deep, Moist Convection in Complex Terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **142(8)**, 2687–2708.
- Wilson, J. W., and W. E. Schreiber, 1986: Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Mon. Wea. Rev.*, **114(12)**, 2516–2536.
- Wilson, J. W., and C. K. Mueller, 1993: Nowcasts of Thunderstorm Initiation and Evolution. *Wea. Forecasting*, **8(1)**, 113–131.
- Wilson, J. W., N. A. Crook, C. K. Mueller, J. Sun, and M. Dixon, 1998: Nowcasting Thunderstorms:

A Status Report. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79(10)**, 2079–2100.

Wilson, J. W., and R. D. Roberts, 2006: Summary of Convective Storm Initiation and Evolution during IHOP: Observational and Modeling Perspective. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 23–47.

Xue, M., and W. J. Martin, 2006a: A High-Resolution Modeling Study of the 24 May 2002 Dryline Case during IHOP. Part I: Numerical Simulation and General Evolution of the Dryline and Convection. *Mon. Wea. Rev.*, **134(1)**, 149–171.

——, and ——, 2006b: A High-Resolution Modeling Study of the 24 May 2002 Dryline Case during IHOP. Part II: Horizontal Convective Rolls and Convective Initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **134(1)**, 172–191.

Ziegler, C. L., and E. N. Rasmussen, 1998: The Initiation of Moist Convection at the Dryline: Forecasting Issues from a Case Study Perspective. *Wea. Forecasting*, **13(4)**, 1106–1131.

附表

表 2.1、模糊邏輯法篩選弱綜觀日子使用之參數與對應之權重。

參數	權重(%)
當日最大對流面積	20
彭佳嶼測站日均風速	45
蘭嶼測站日均風速	20
小琉球測站日均風速	15

表 2.2、觀測與預報間關係之列聯表。

		觀測	
		CCI 事件	Null 事件
預報	CCI 事件	命中 (Hit)	誤報 (False Alarm)
	Null 事件	漏報 (Miss)	正確識別 (Correct Reject)

表 2.3、各指標之分數範圍與最佳分數。

指標	分數範圍	最佳分數
偵測率(POD)	0~1	1
錯誤偵測率(POFD)		0
誤報率(FAR)		0
關鍵成功指數(CSI)		1
公正預兆得分(ETS)	-1/3~1	1

表 3.1、10 個山腳區域之逐月 CCI 事件天數與其相對於弱綜觀天數之百分比(四捨五入至小數點後二位)。

子區域	七月	八月	九月	總計
N2	5 (3.05%)	7 (4.27%)	7 (4.27%)	19 (11.59%)
N1	17 (10.37%)	14 (8.54%)	15 (9.15%)	46 (28.05%)
C2W	19 (11.59%)	18 (10.98%)	20 (12.20%)	57 (34.76%)
C2E	19 (11.58%)	21 (12.80%)	27 (16.46%)	67 (40.85%)
CC	35 (21.34%)	28 (17.07%)	43 (26.22%)	106 (64.63%)
C1E	23 (14.02%)	19 (11.59%)	29 (17.68%)	71 (43.29%)
C1W	25 (15.24%)	13 (7.93%)	14 (8.54%)	52 (31.71%)
S3	24 (14.63%)	22 (13.41%)	29 (17.68%)	75 (45.73%)
S2	23 (14.02%)	20 (12.20%)	29 (17.68%)	72 (43.90%)
S1	7 (4.27%)	12 (7.32%)	13 (7.93%)	32 (19.51%)

附圖

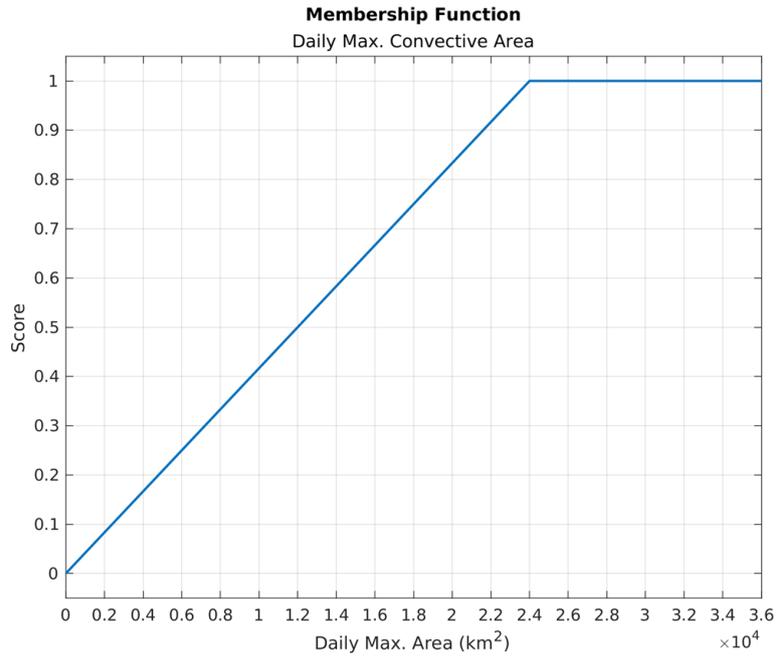


圖 2.1、當日最大對流面積之隸屬函數。橫軸為當日最大對流面積，單位為平方公里；縱軸為該項目之得分。

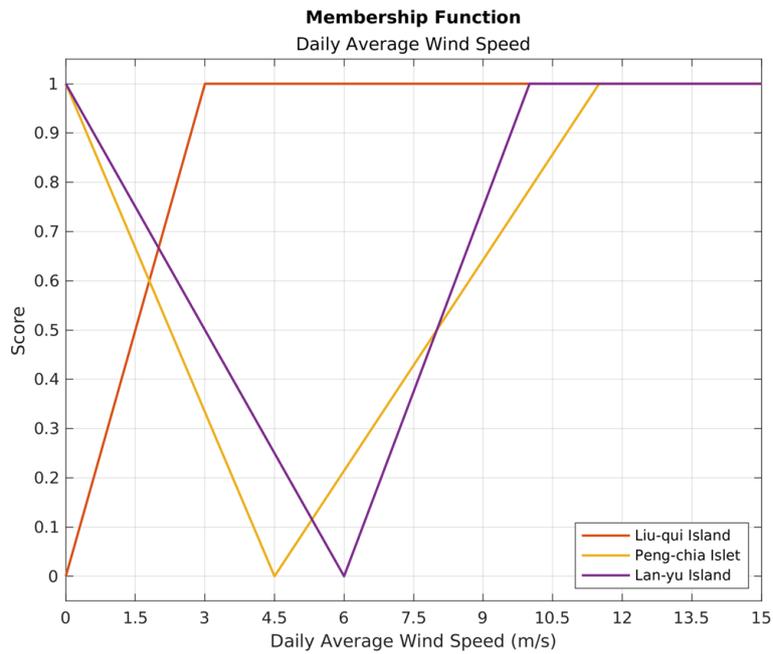


圖 2.2、小琉球、彭佳嶼、蘭嶼之日均風風速隸屬函數。橫軸為日均風速，單位為 m/s；縱軸為該項目之得分。

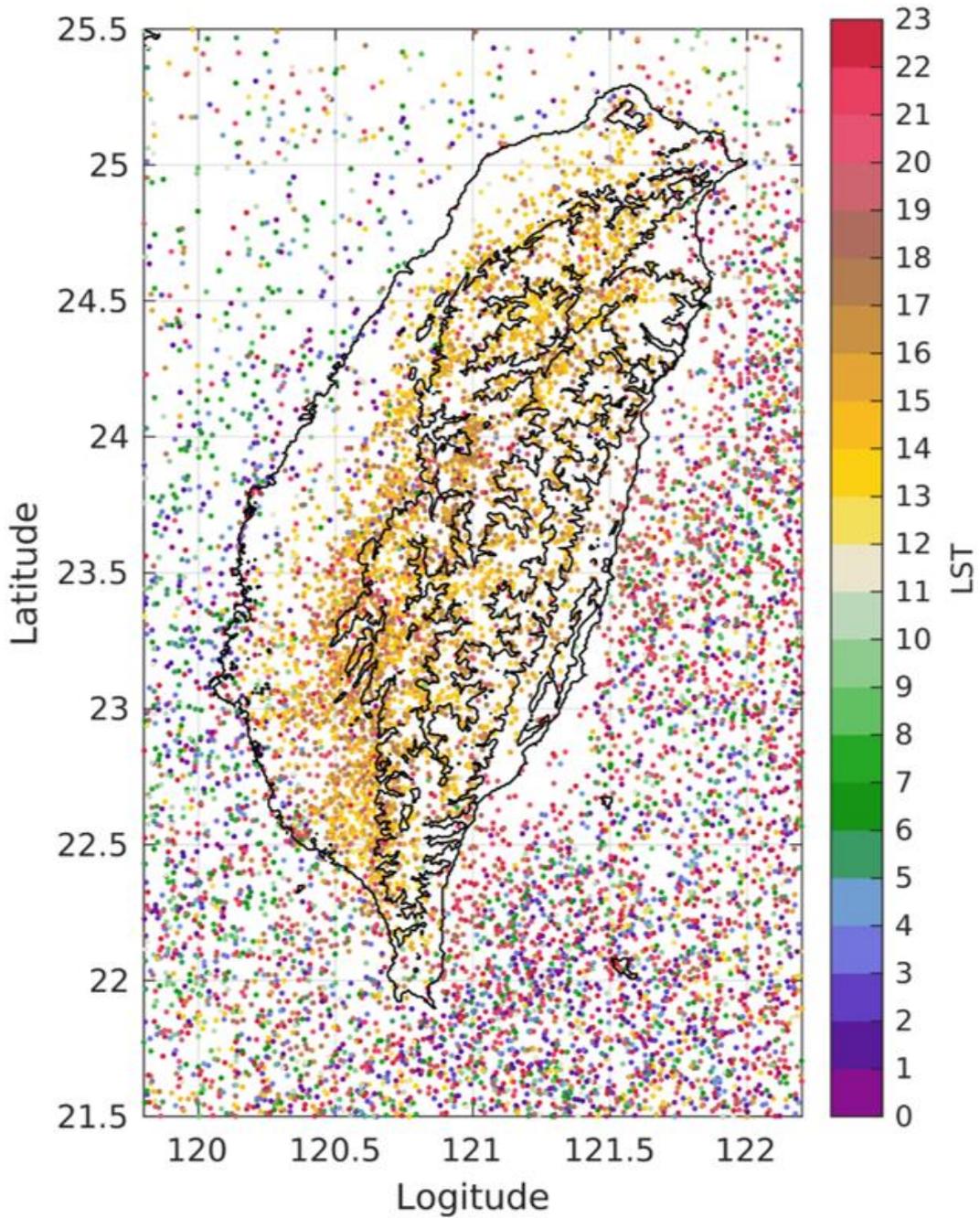


圖 2.3、統計期間之每日 0000-2359 LST 之 CI 分布。每個點皆為獨立之 CI，顏色為發生時間，午後時段 12-18 LST 以橘黃色系表示，夜間 19-23 SLT 以紅色系表示，深夜至清晨 00-04 SLT 以藍紫色系表示。黑色等值線分別為海岸線、海拔 500 公尺與 2500 公尺等高線。

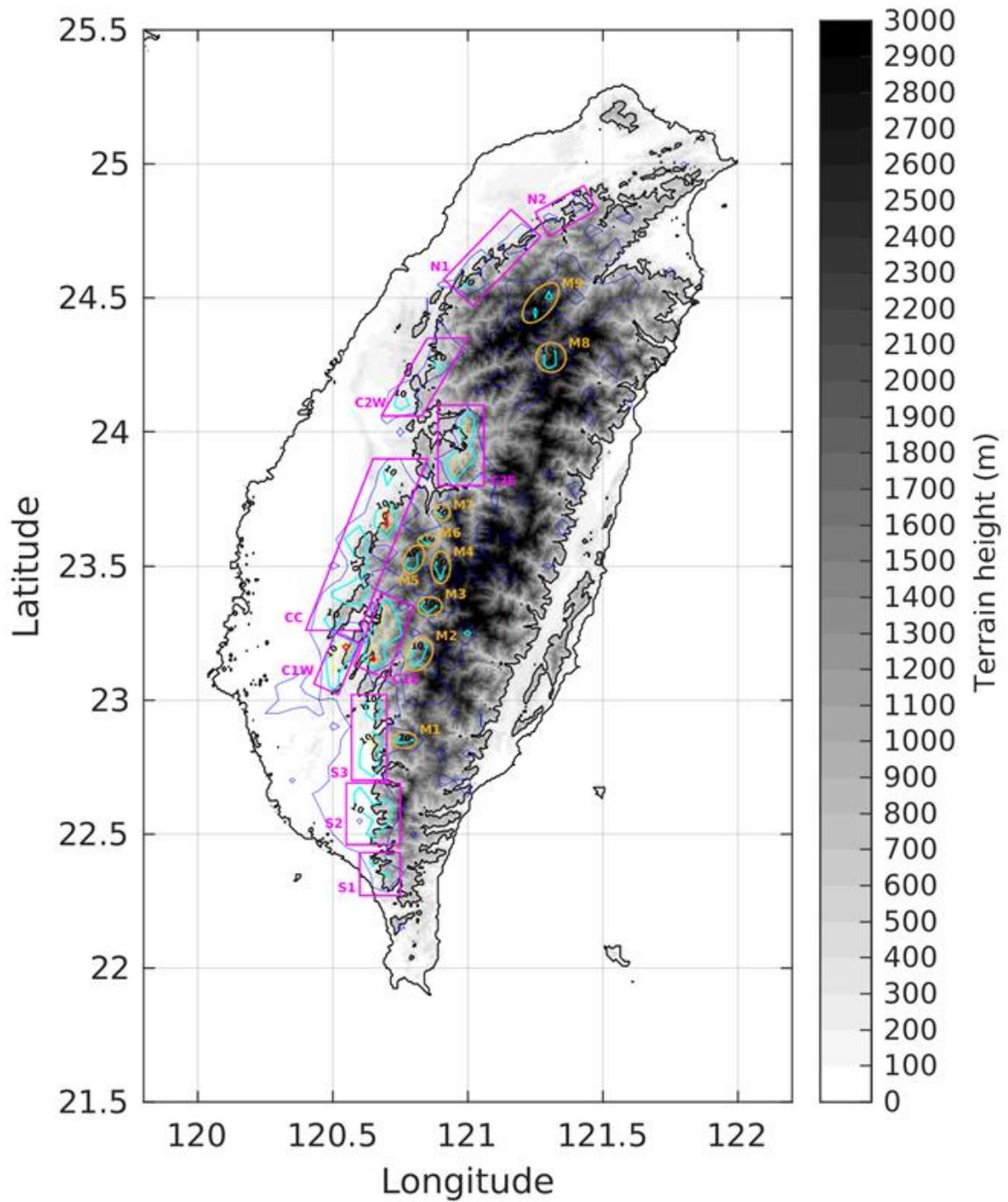


圖 2.4、午後 CI 密度分布圖。陰影為地形高度；黑色等值線為海岸線與海拔 500 公尺等高線；彩色等值線為等密度線，間隔為 $5/0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ，並用粗青色、紅色線分別標示 $10/0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 與 $20/0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 之等值線。

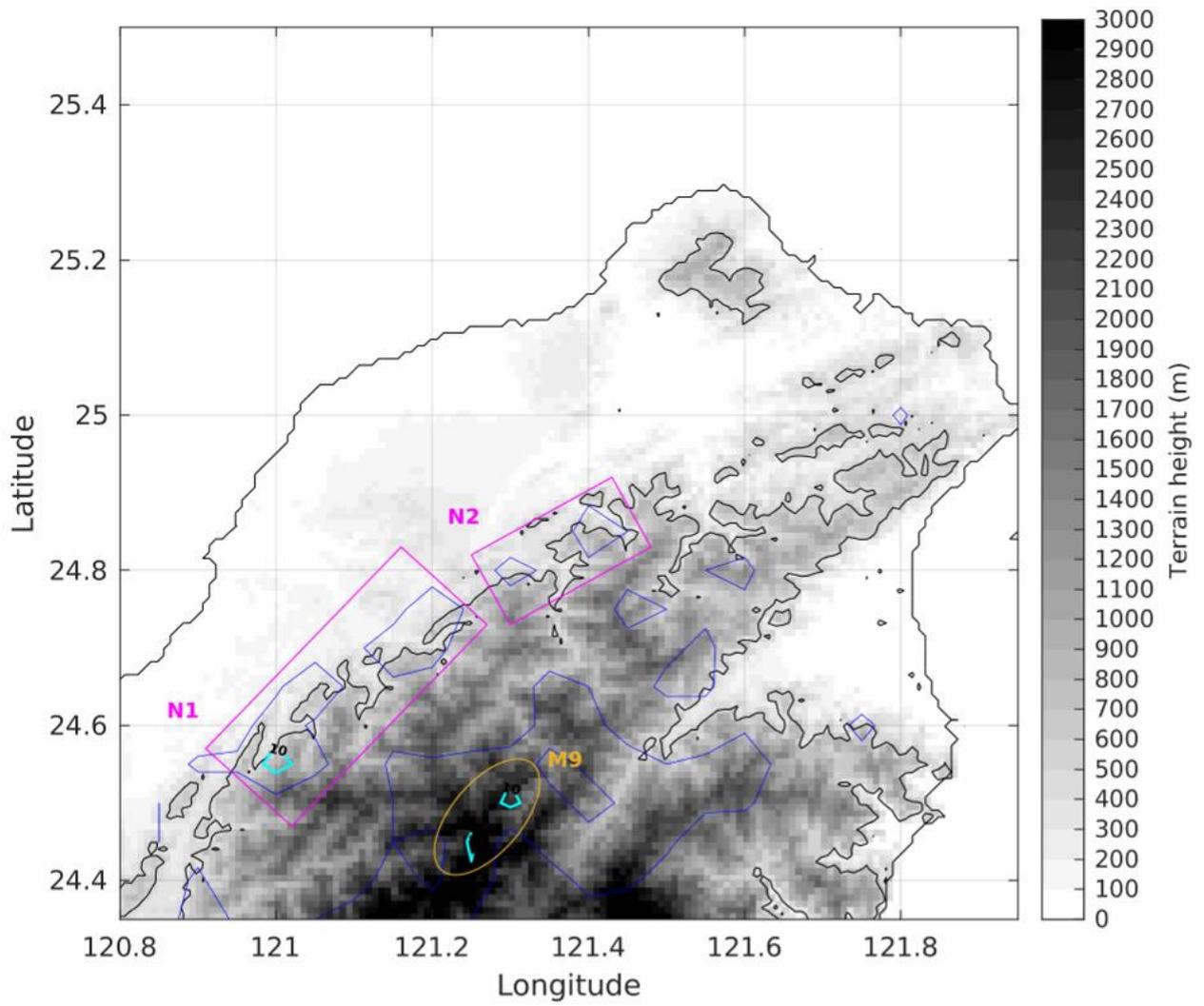


圖 2.5、如圖 2.4，但為北臺灣之放大圖。

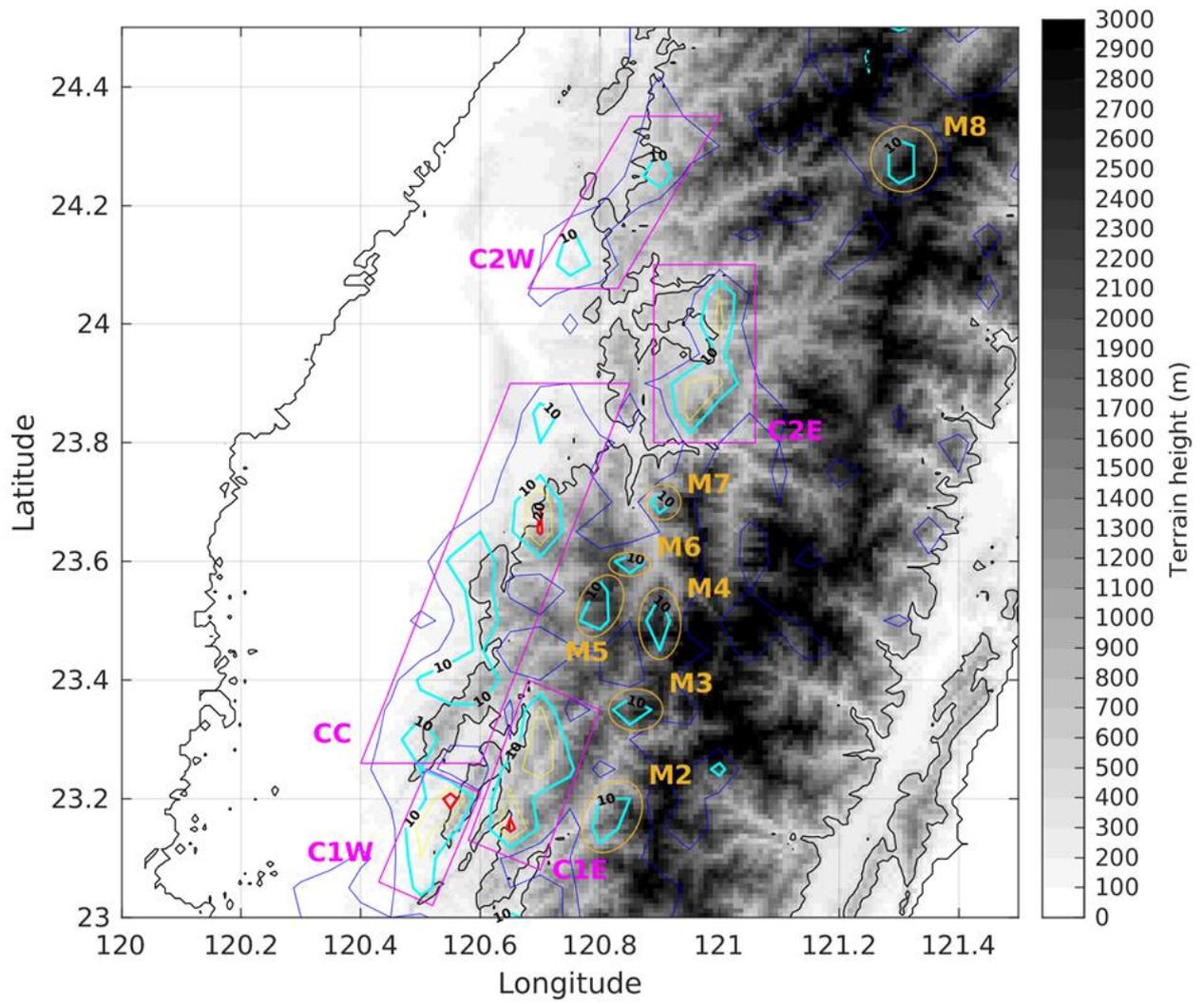


圖 2.6、如圖 2.4，但為中臺灣之放大圖。

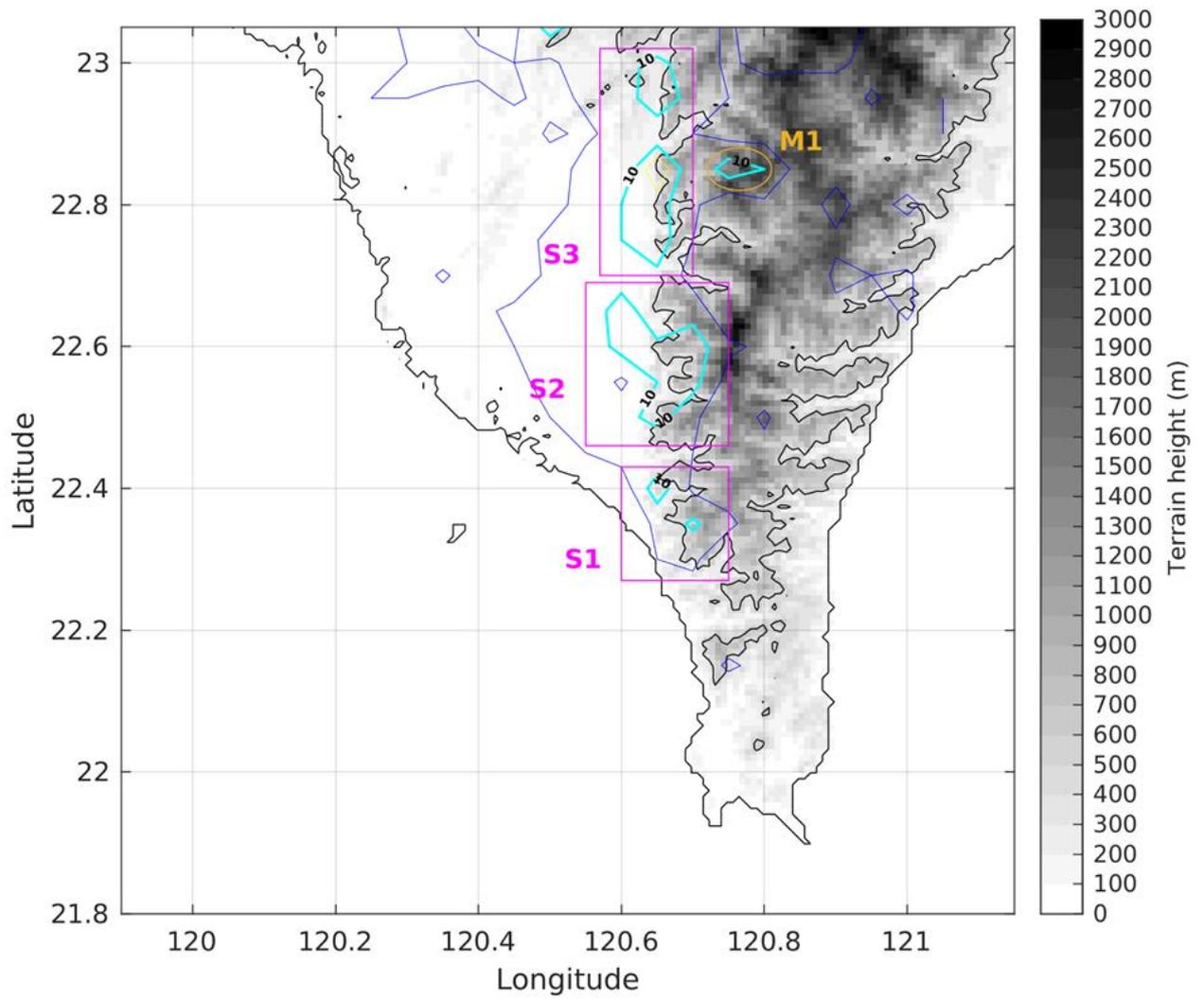


圖 2.7、如圖 2.4，但為南臺灣之放大圖。

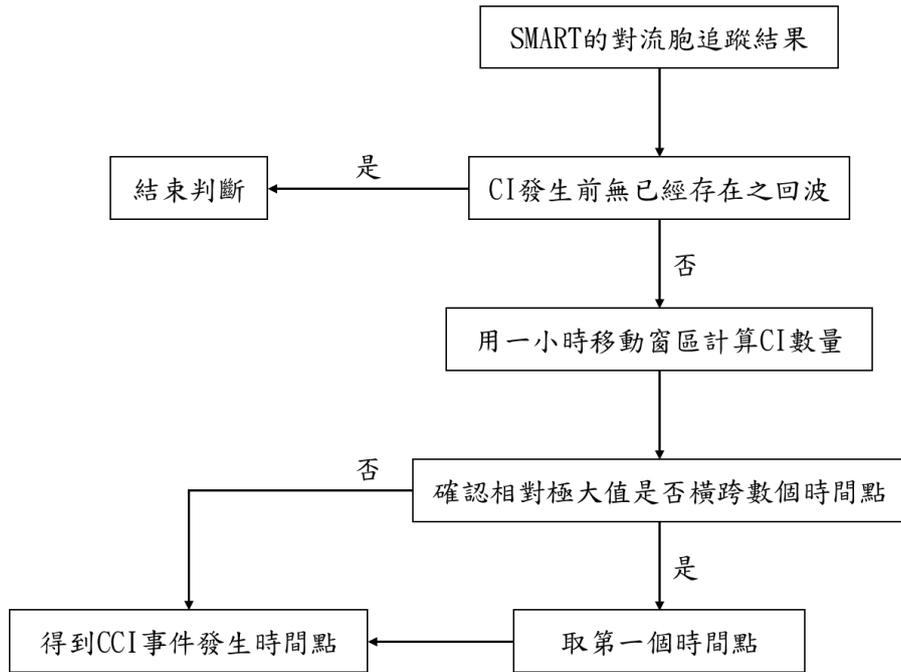


圖 2.8、CCI 事件判斷流程圖。

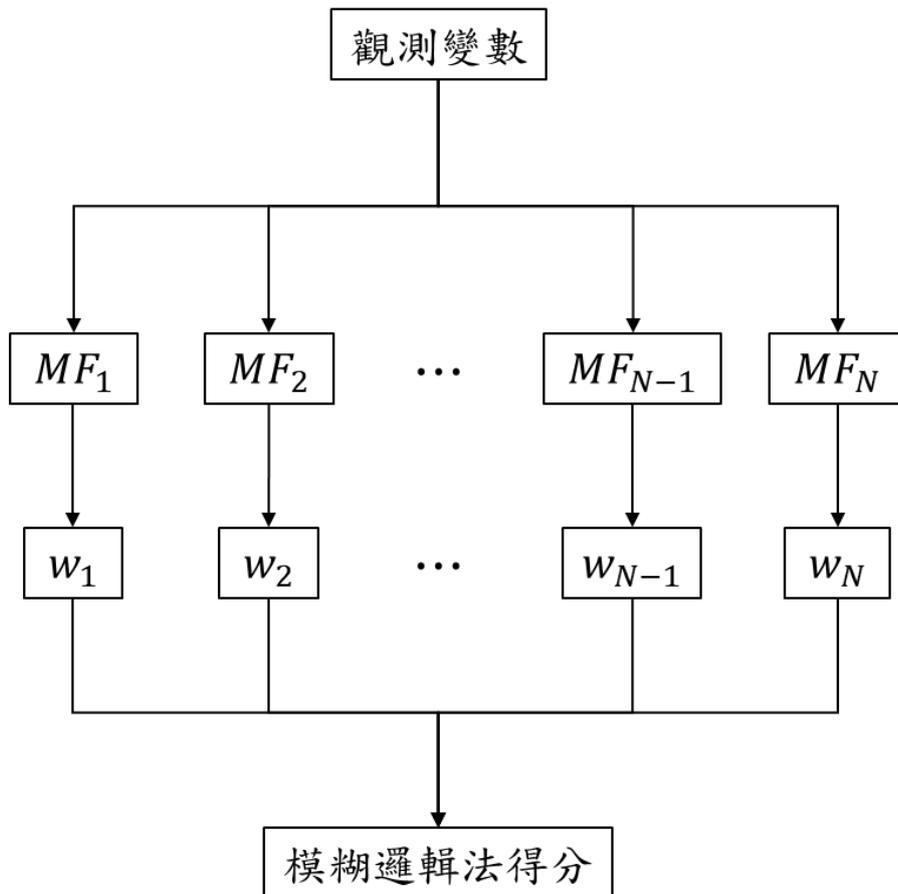


圖 2.9、模糊邏輯法之架構圖。 MF 為隸屬函數， w 為對應之權重。

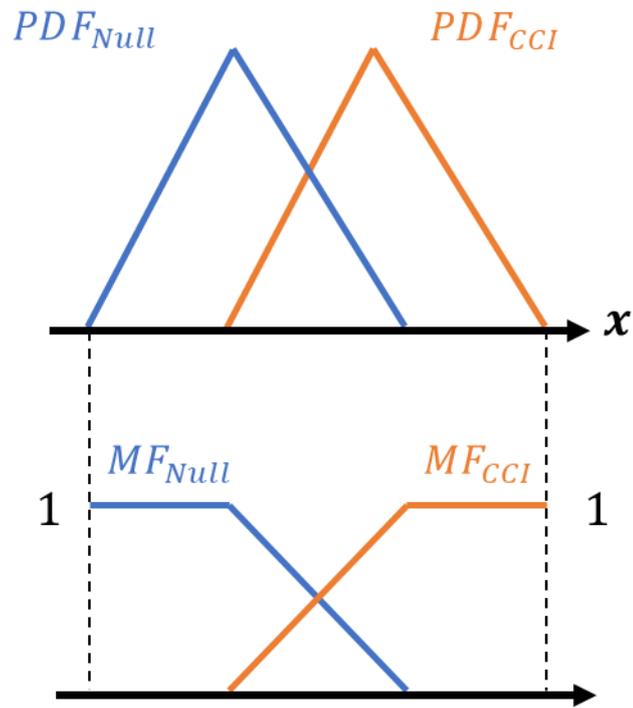


圖 2.10、PDF(上圖)與MF(下圖)之示意圖。橘線表示 CCI 事件，藍線表示 Null 事件。

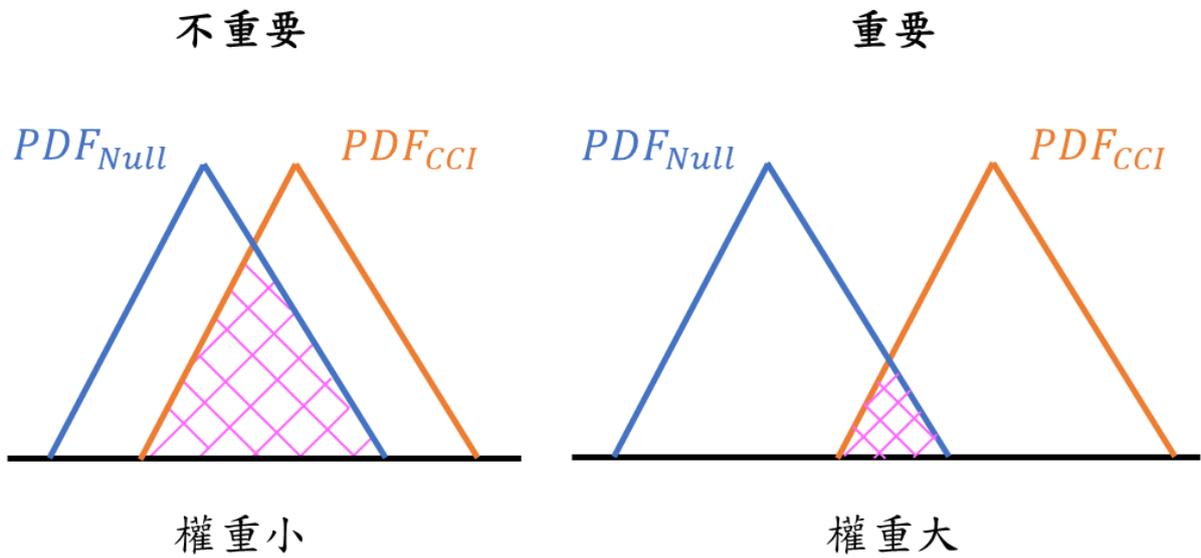


圖 2.11、權重分配之示意圖。橘線表示 CCI 事件，藍線表示 Null 事件，粉色網狀線為 PDF 之重疊面積。

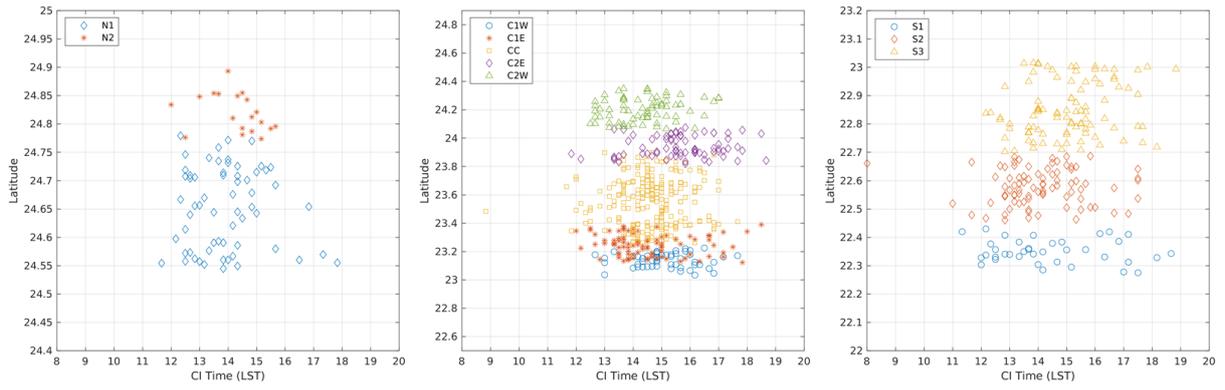


圖 3.1、各區域之 CCI 事件發生時間與緯度關係圖。

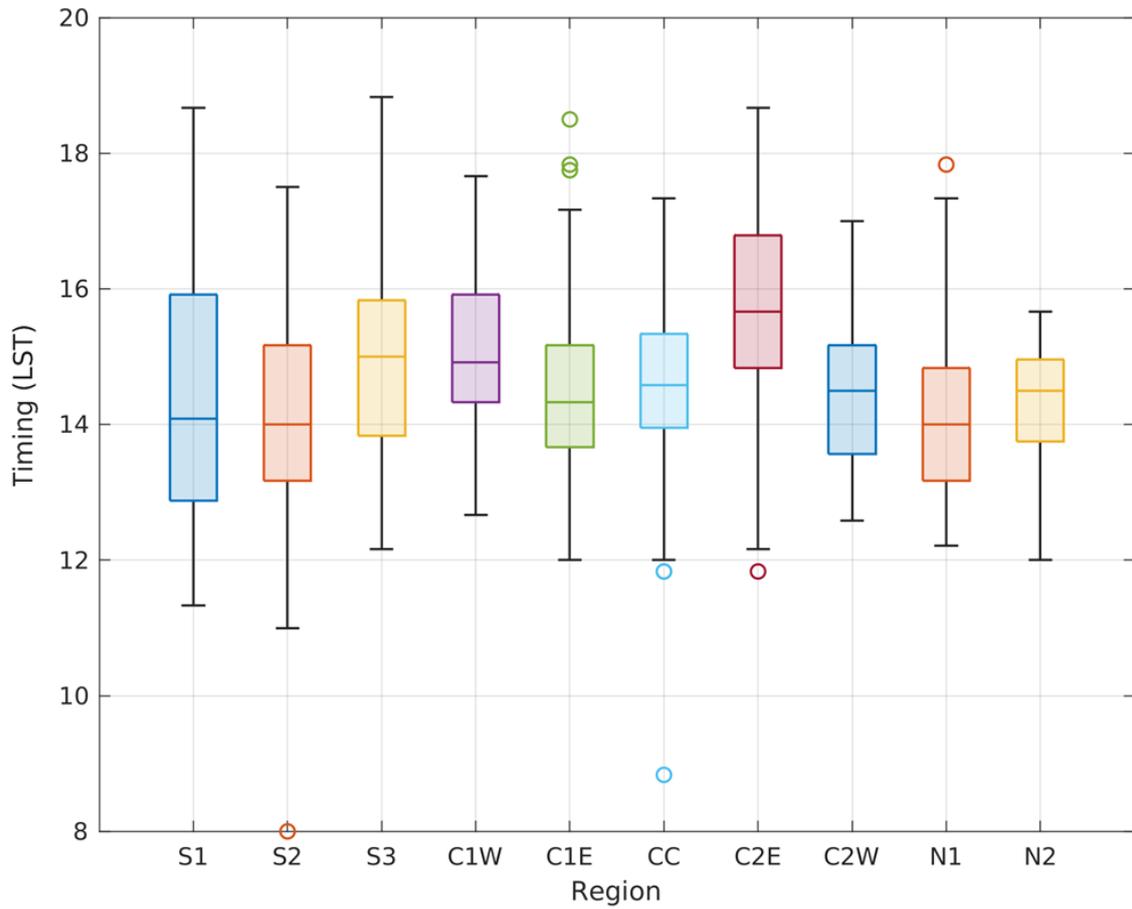


圖 3.2、山腳地區 CCI 事件發生時間之盒狀圖。橫軸為分區，縱軸為發生時間。

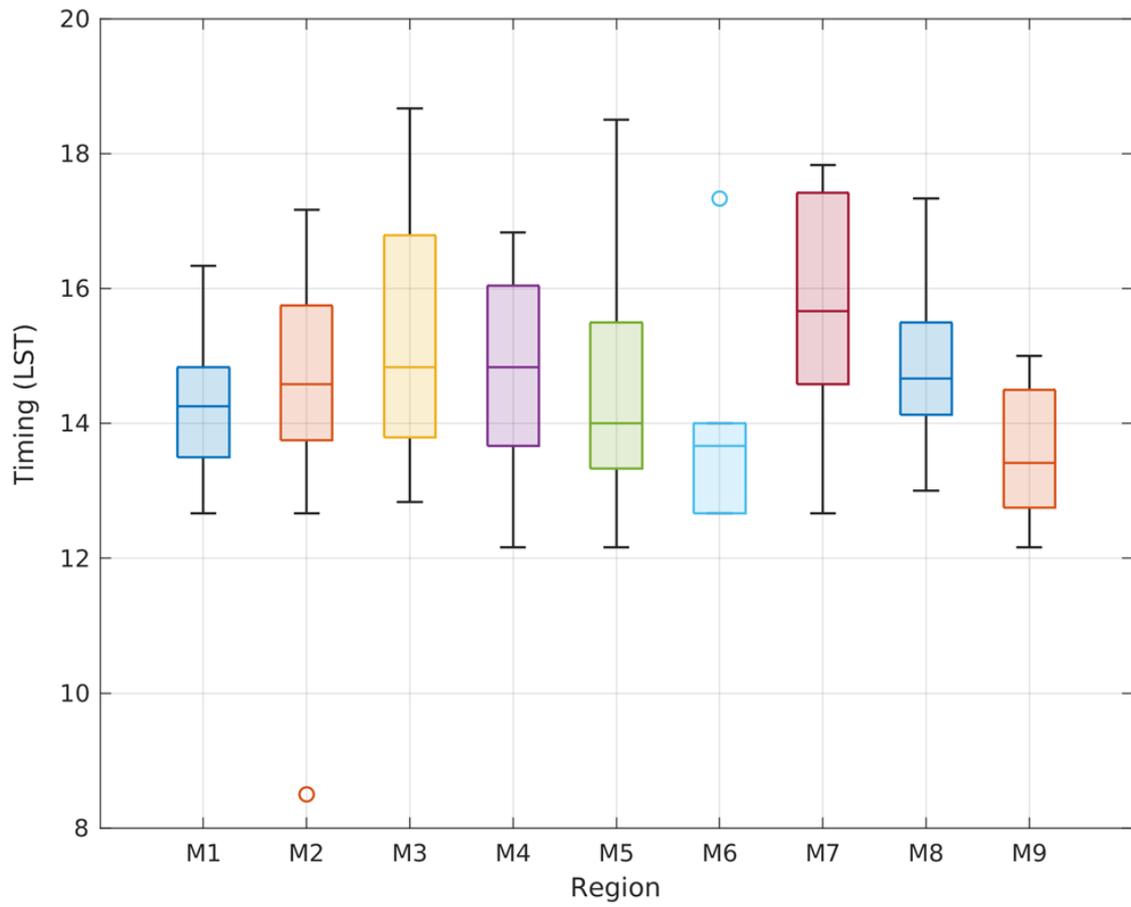


圖 3.3、如圖 3.2，但為山脊區域的 CCI 事件發生時間盒狀圖。

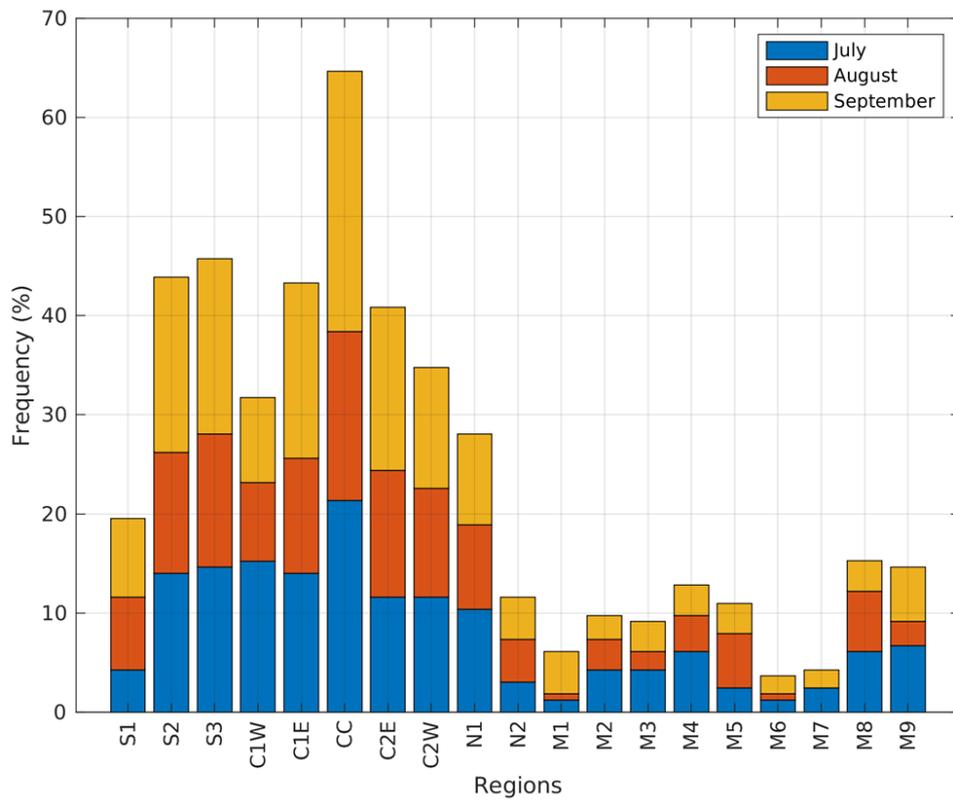


圖 3.4、7-9 月 CCI 事件發生頻率。藍、橘、黃色分別代表七、八、九月之單月發生頻率，而整個長條代表該區域之整體發生頻率。

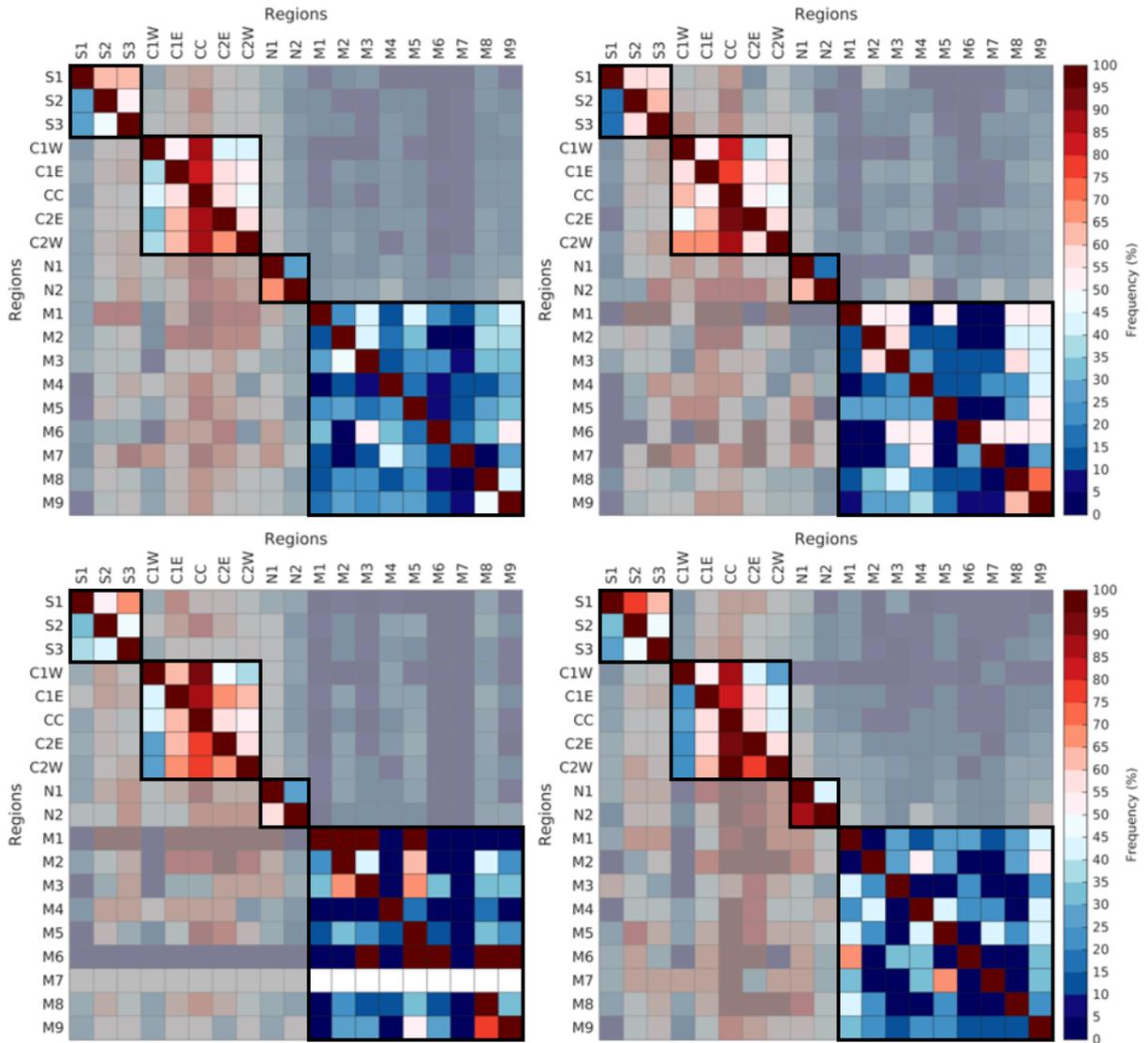


圖 3.5、北、中、南臺灣與山脊區域之自身區域內 CCI 事件關係階梯圖，黑框代表討論區域。左上為整個 7-9 月，右上為七月、左下八月、右下為九月。縱軸為 B 區域，橫軸為 A 區域。顏色表示當 B 區域有 CCI 事件時，A 區域同一日也有 CCI 事件之機率，即 $P(A|B)$ 。

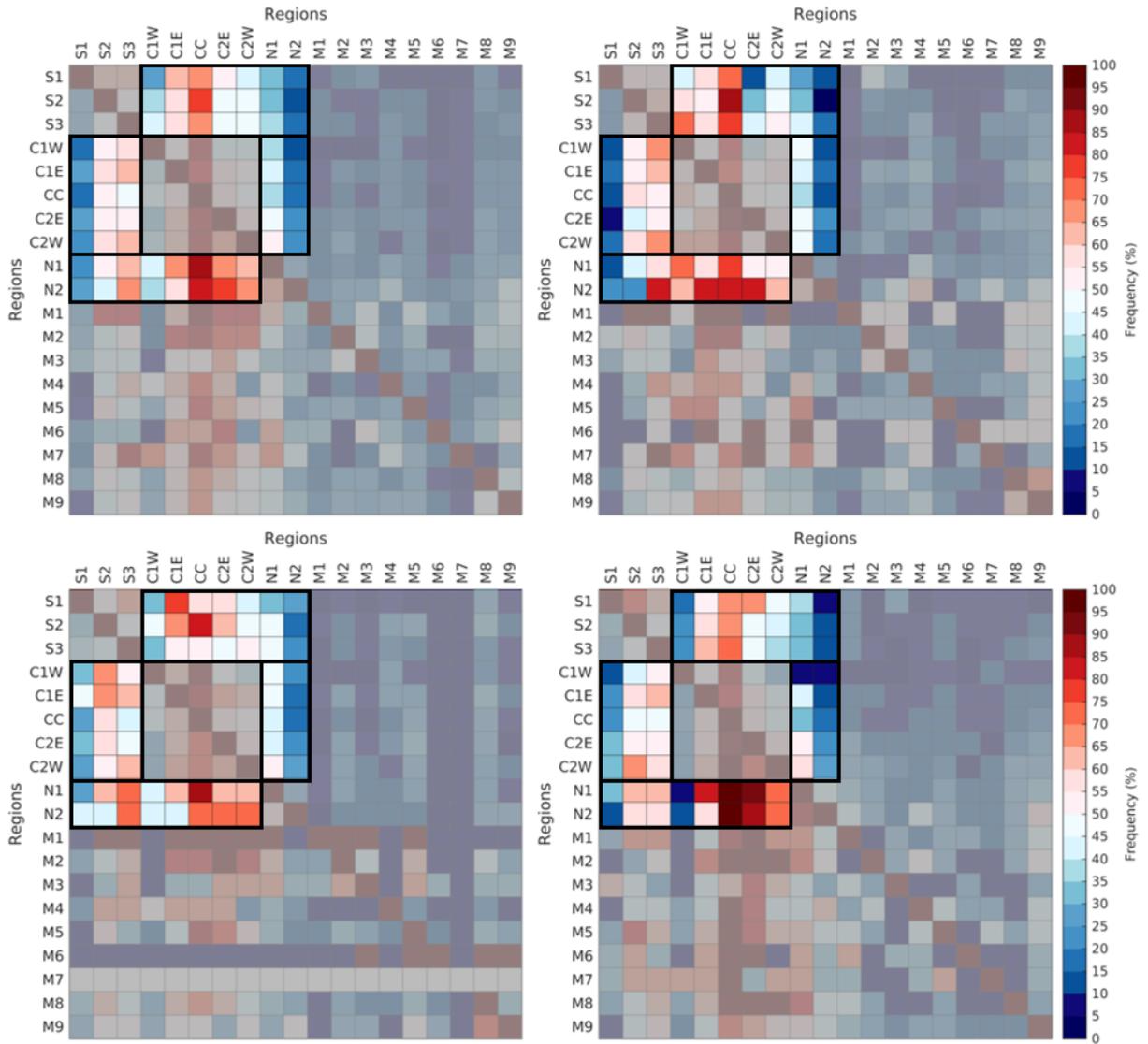


圖 3.6、如圖 3.5，但為北、中、南臺灣對於其餘兩地區之 CCI 事件關係階梯圖。

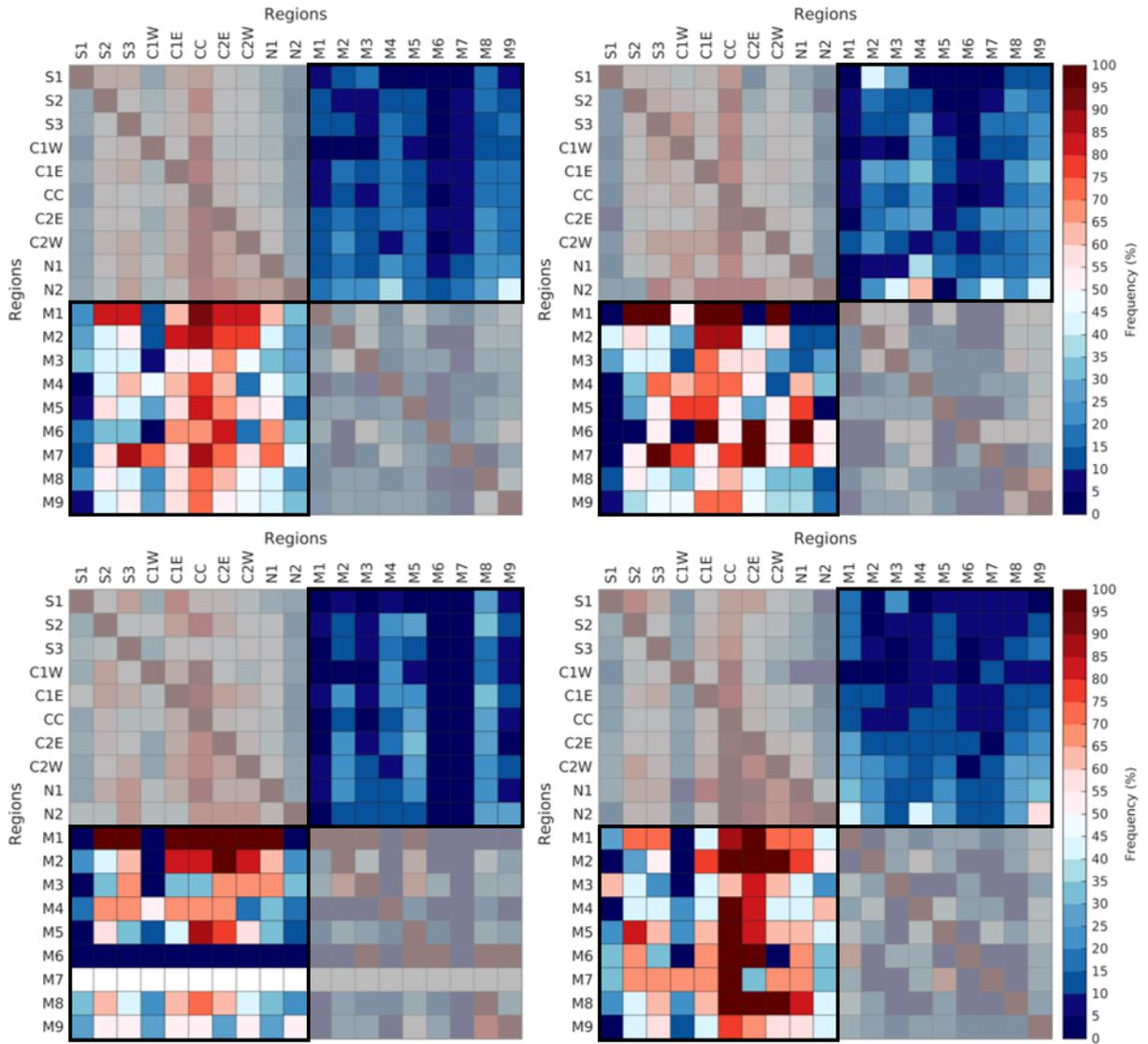


圖 3.7、如圖 3.5，但為山腳區域與山脊區域彼此之 CCI 事件關係階梯圖。

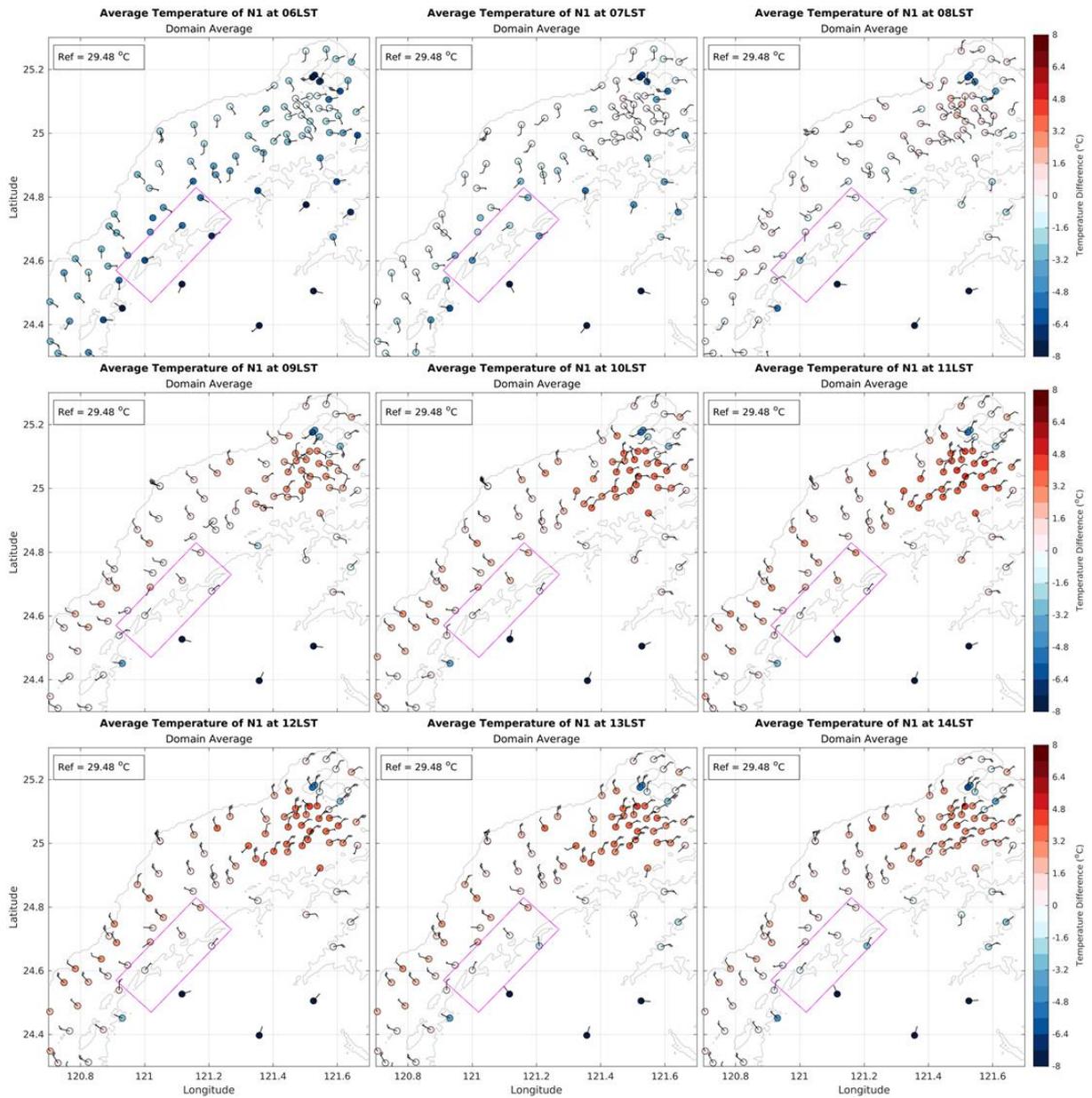


圖 4.1、N1 區之 CCI 事件平均氣溫。每個點皆為測站，顏色為距平，粉色矩形為目標區域，左上方為參考平均值。風標的短桿為 2.5 m/s，長桿為 5 m/s。

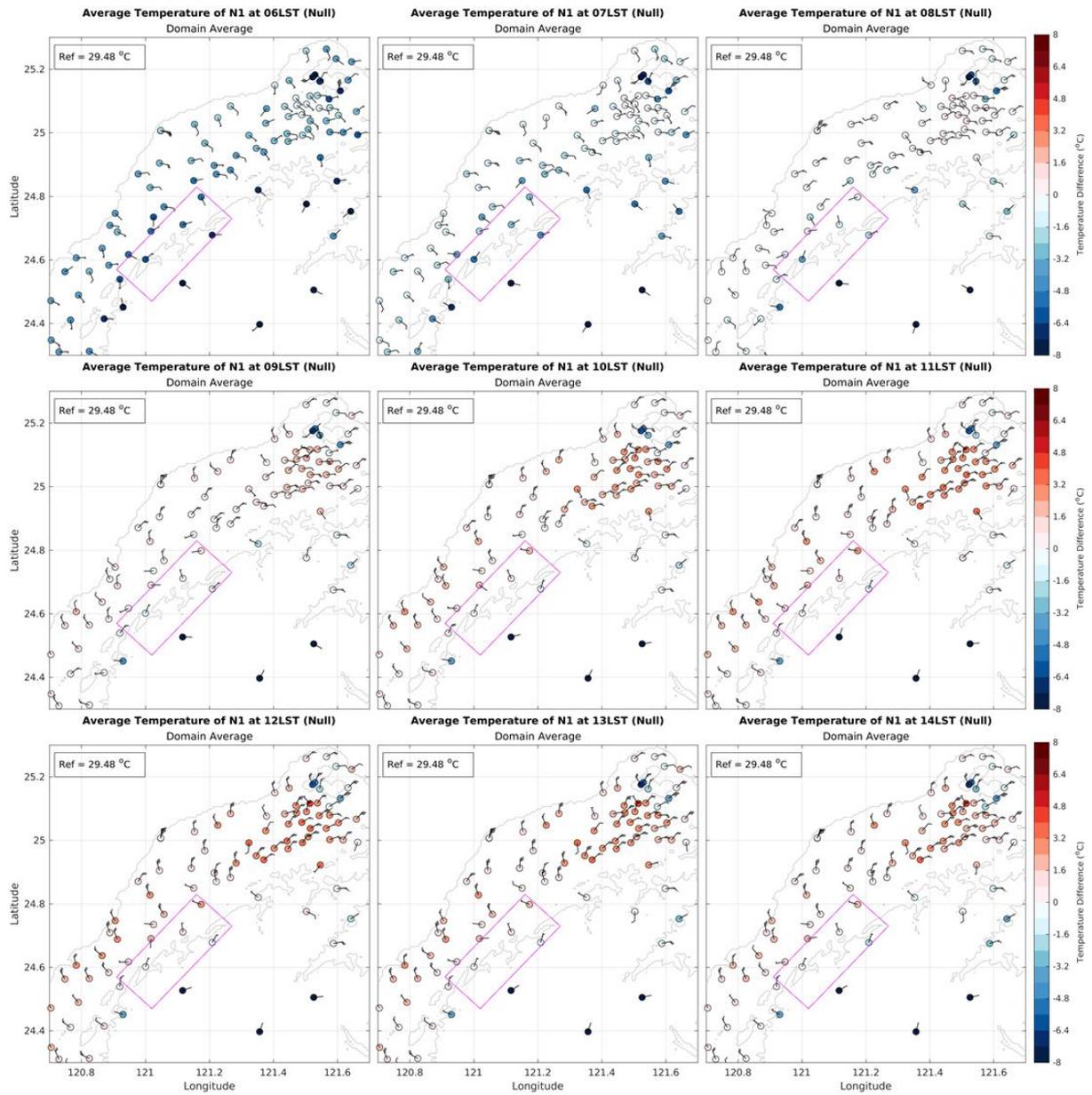


圖 4.2、N1 區之 Null 事件平均氣溫。每個點皆為測站，顏色為距平，粉色矩形為目標區域，左上方為參考平均值。風標的短桿為 2.5 m/s，長桿為 5 m/s。

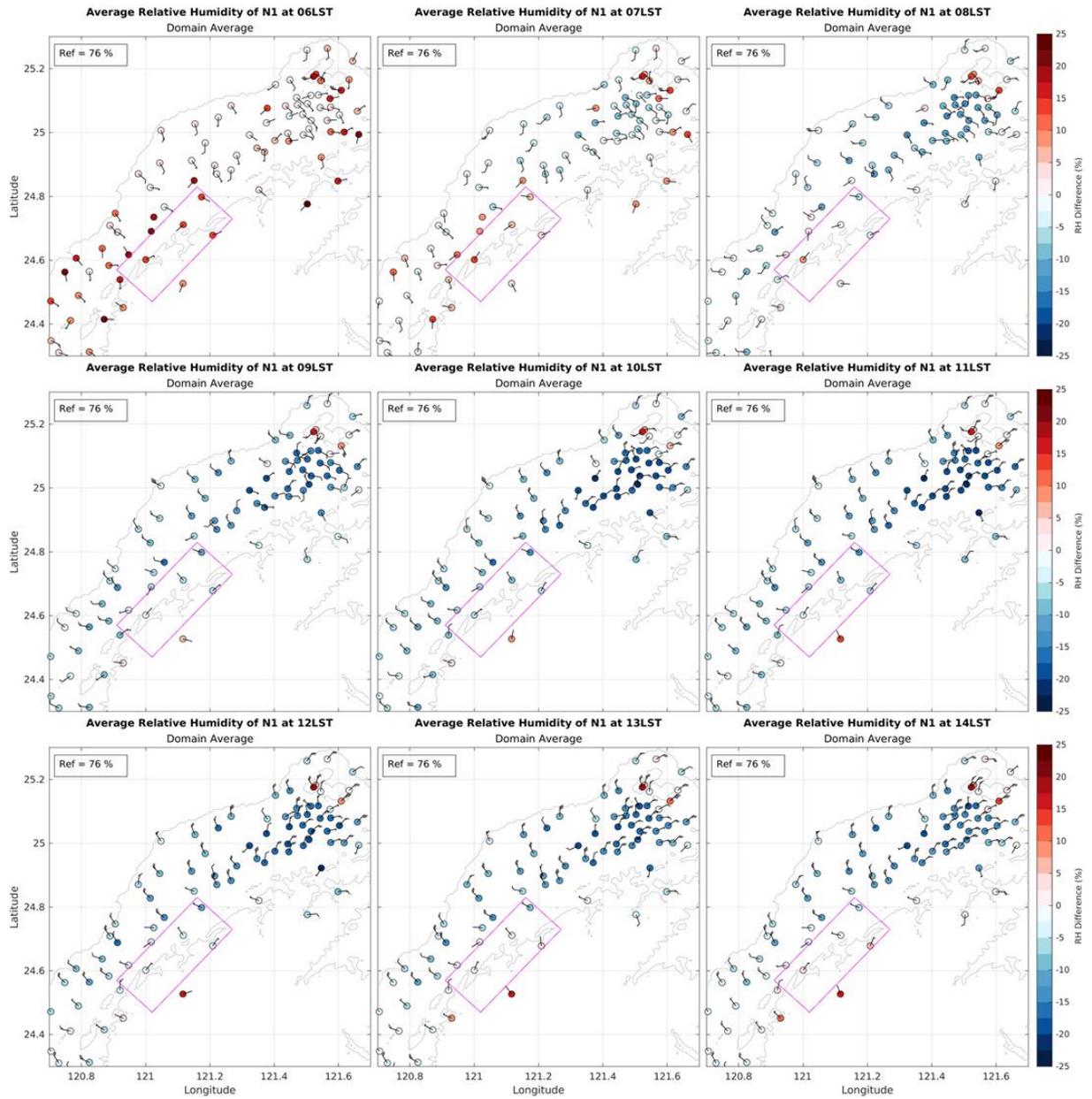


圖 4.3、如圖 4.1，但為 N1 區 CCI 事件之平均相對濕度。

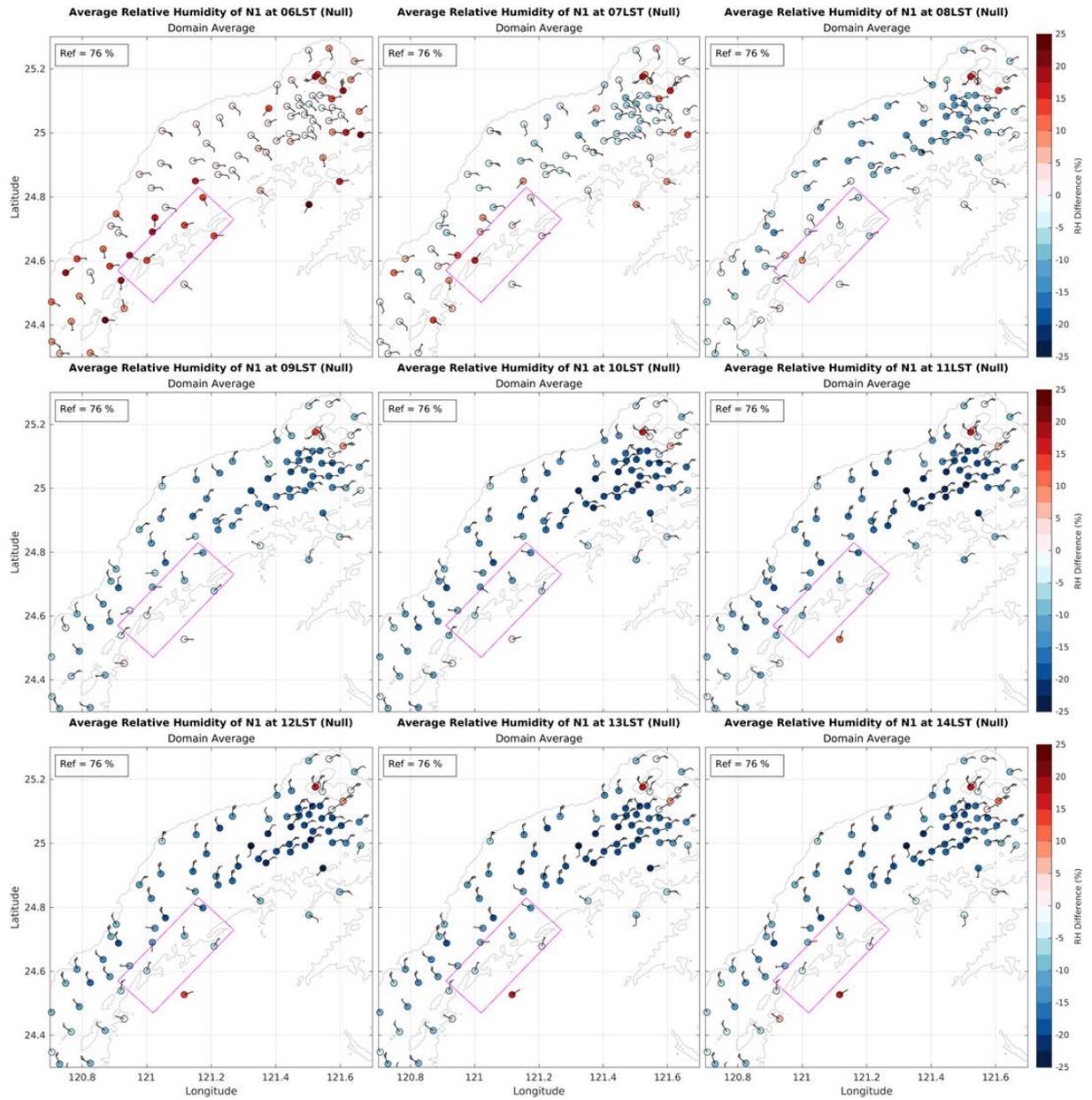


圖 4.4、如圖 4.3，但為 Null 事件之平均相對濕度。

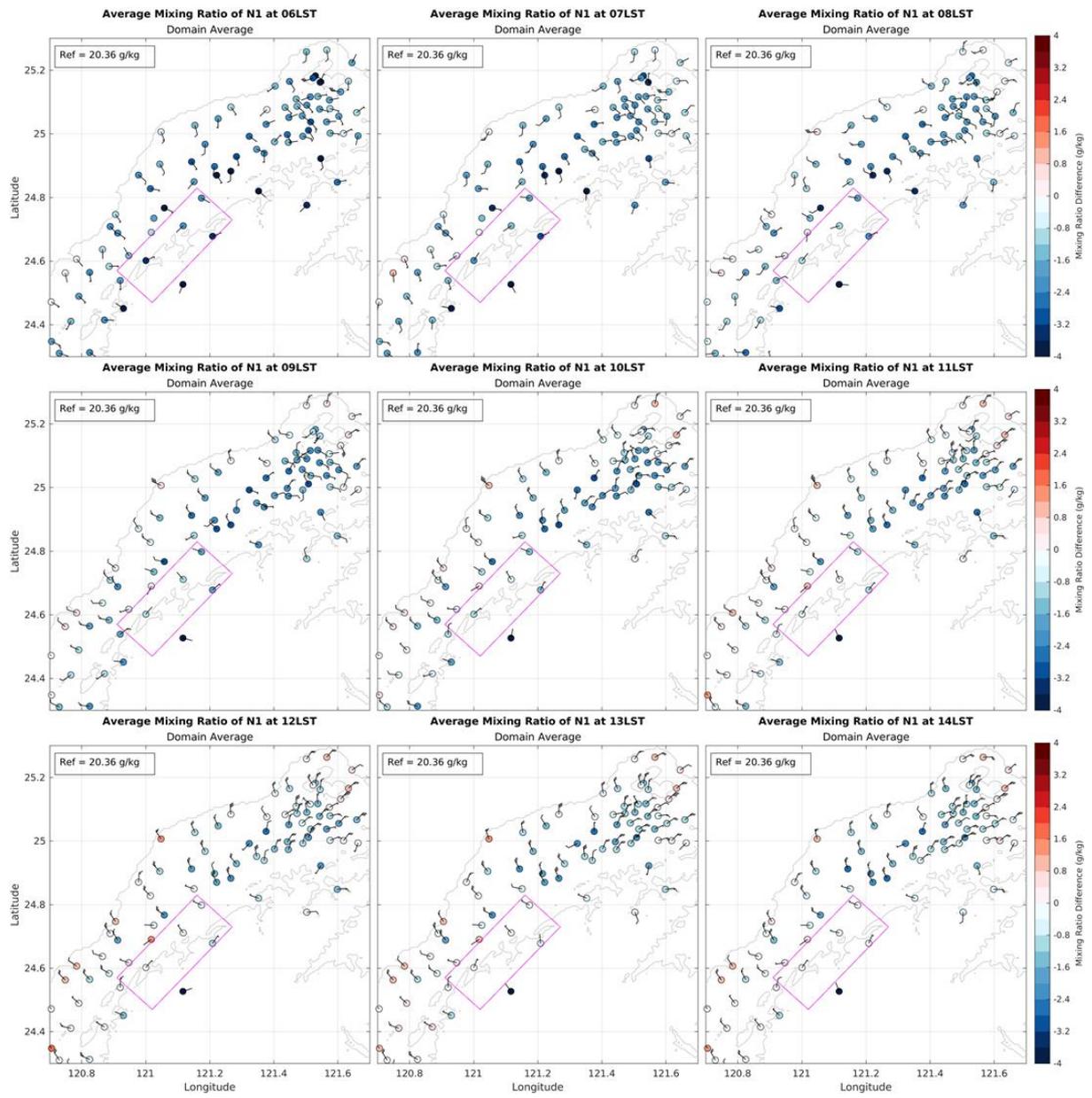


圖 4.5、如圖 4.1，但為 CCI 事件之平均混合比。

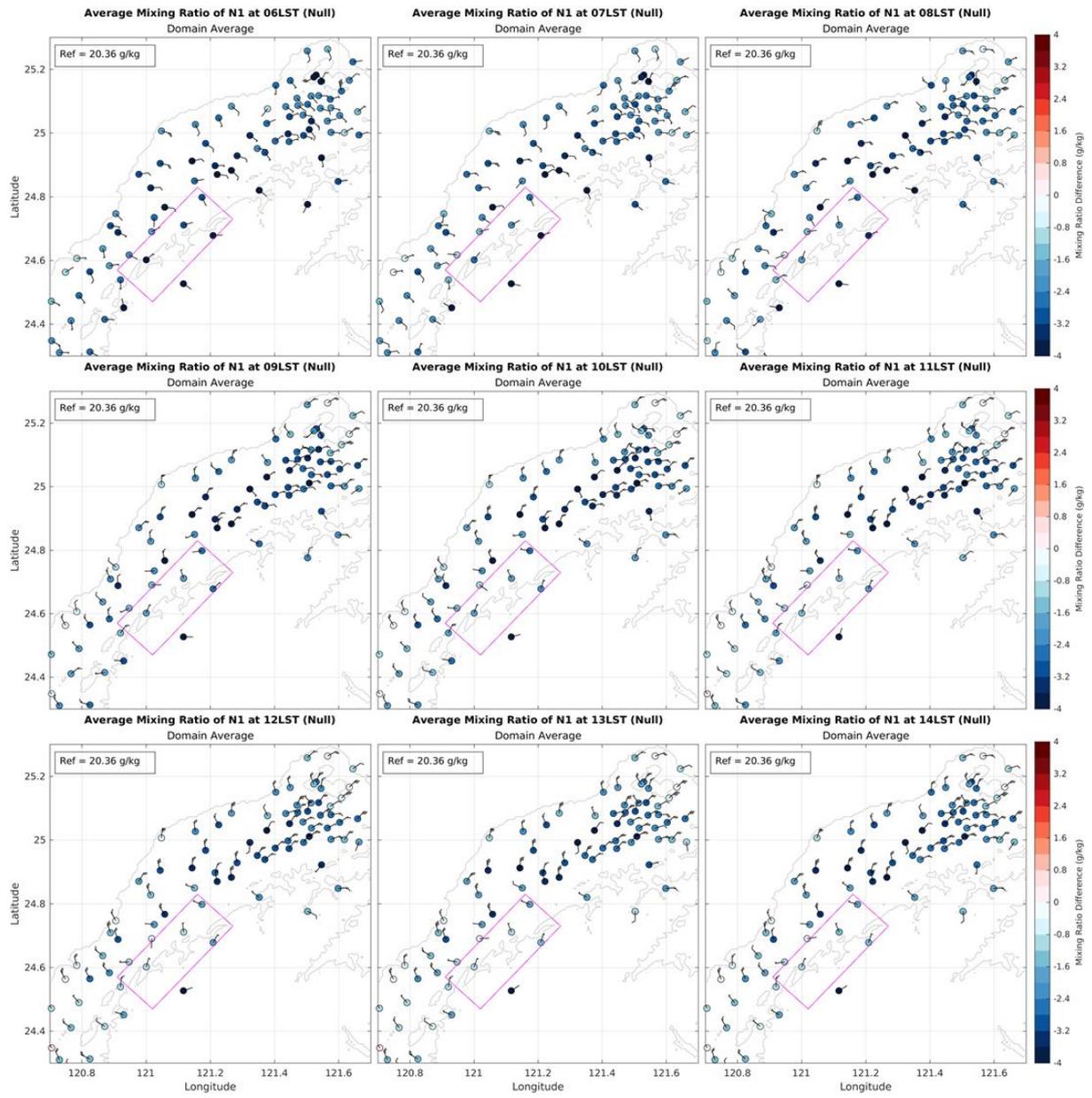


圖 4.6、如圖 4.5，但為 Null 事件之混合比。

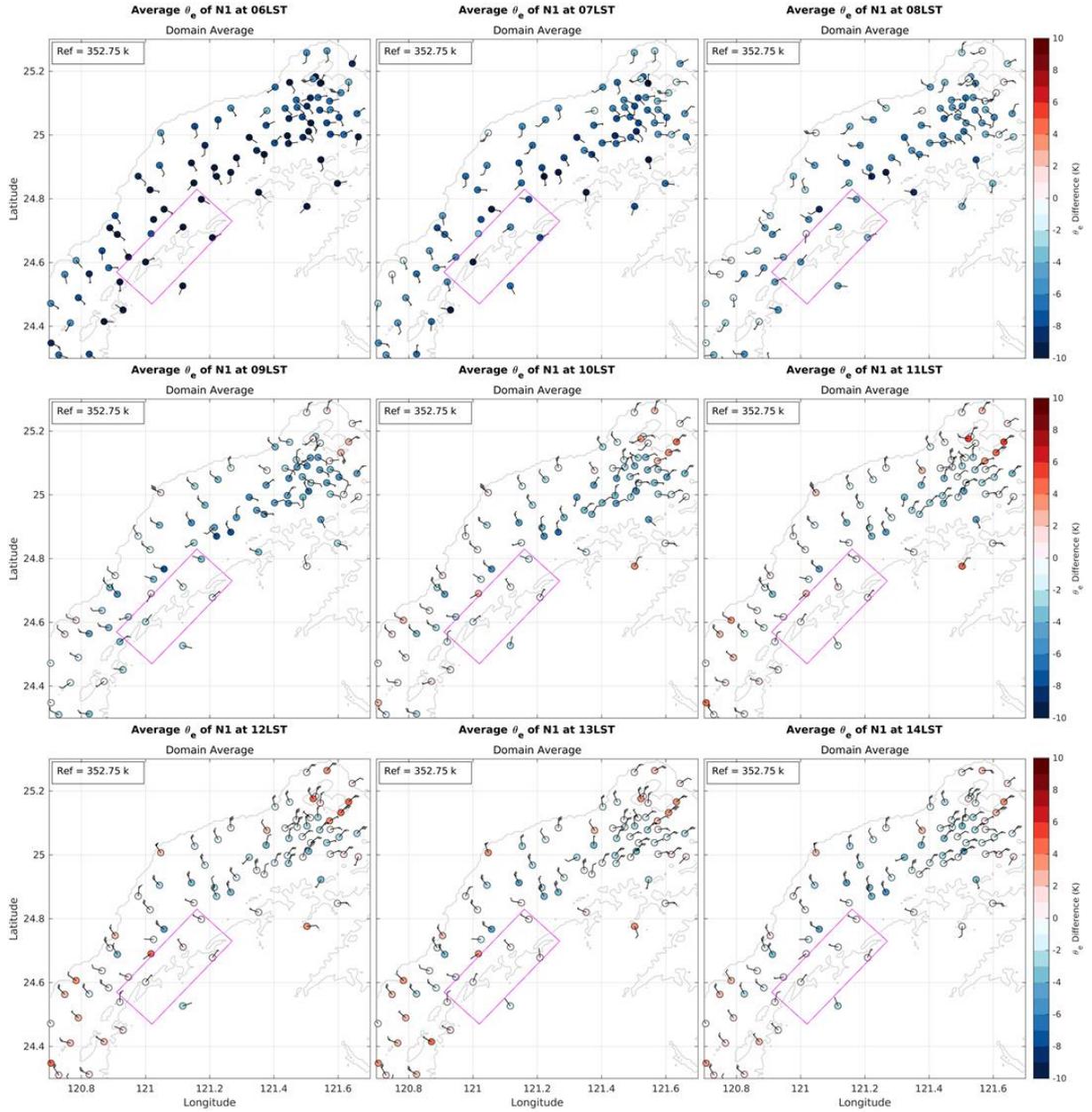


圖 4.7、如圖 4.1，但為 CCI 事件之平均相當位溫。

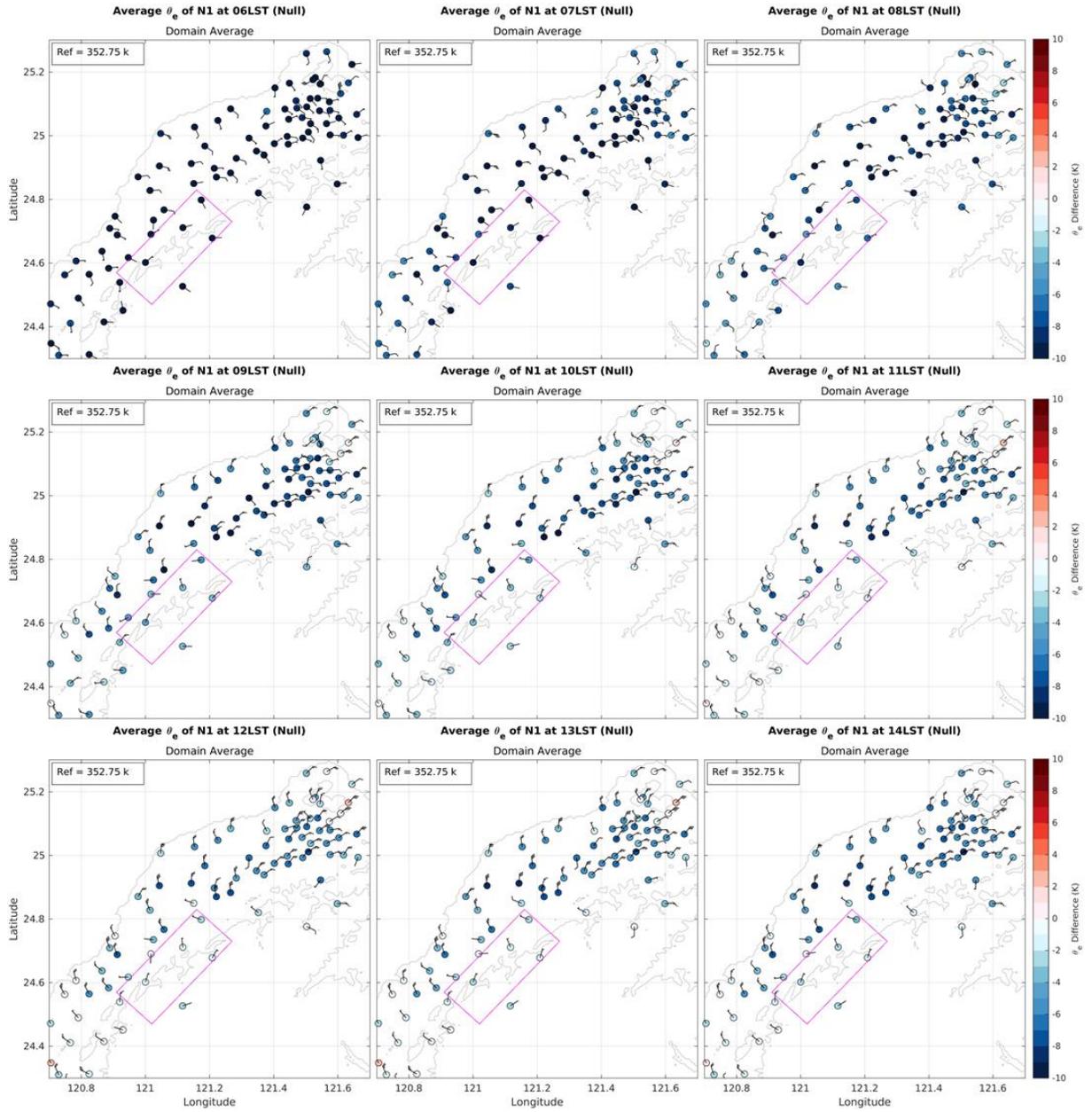


圖 4.8、如圖 4.7，但為 Null 事件之平均相當位溫。

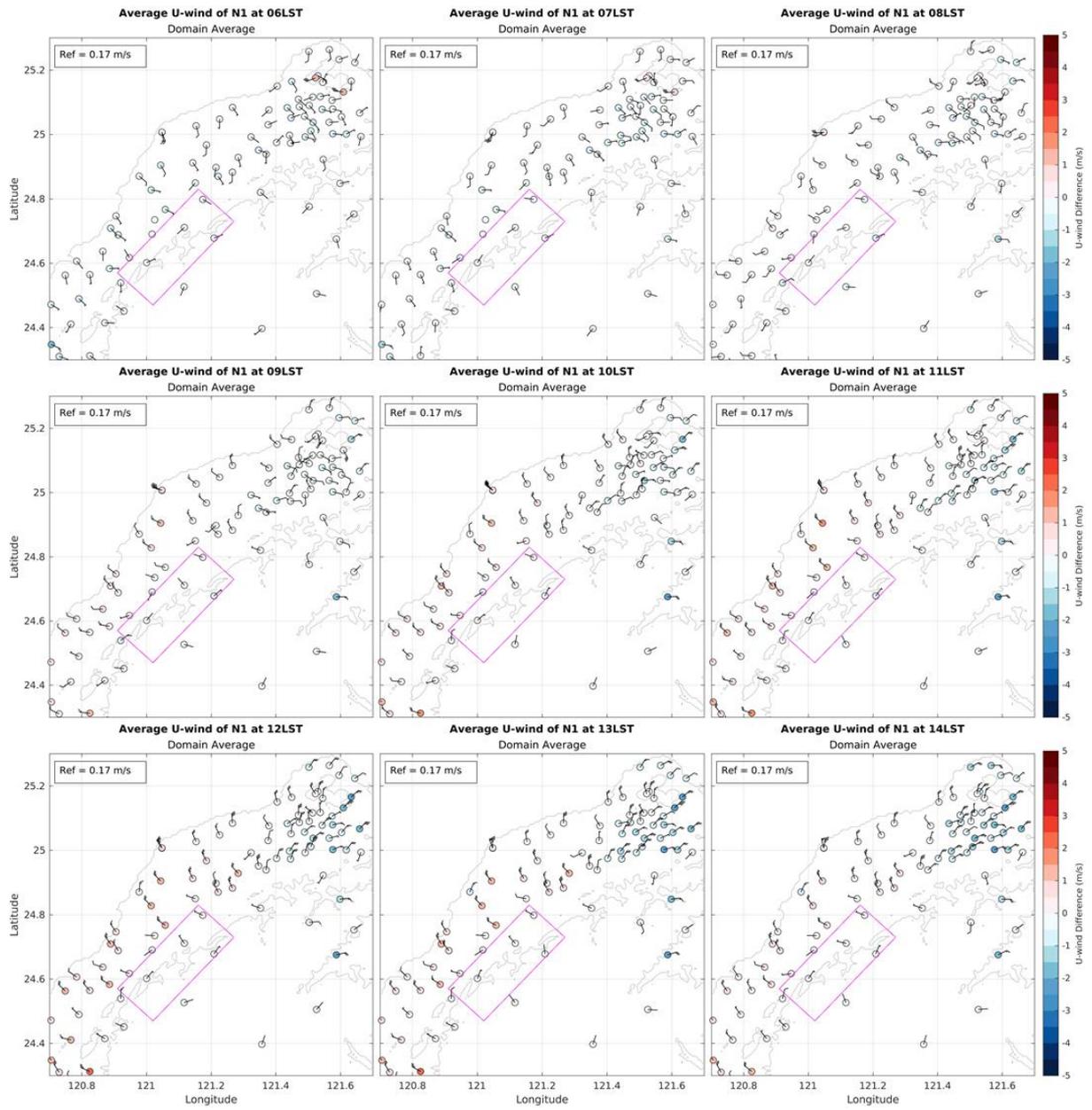


圖 4.9、如圖 4.1，但為 CCI 事件之平均 U 風。

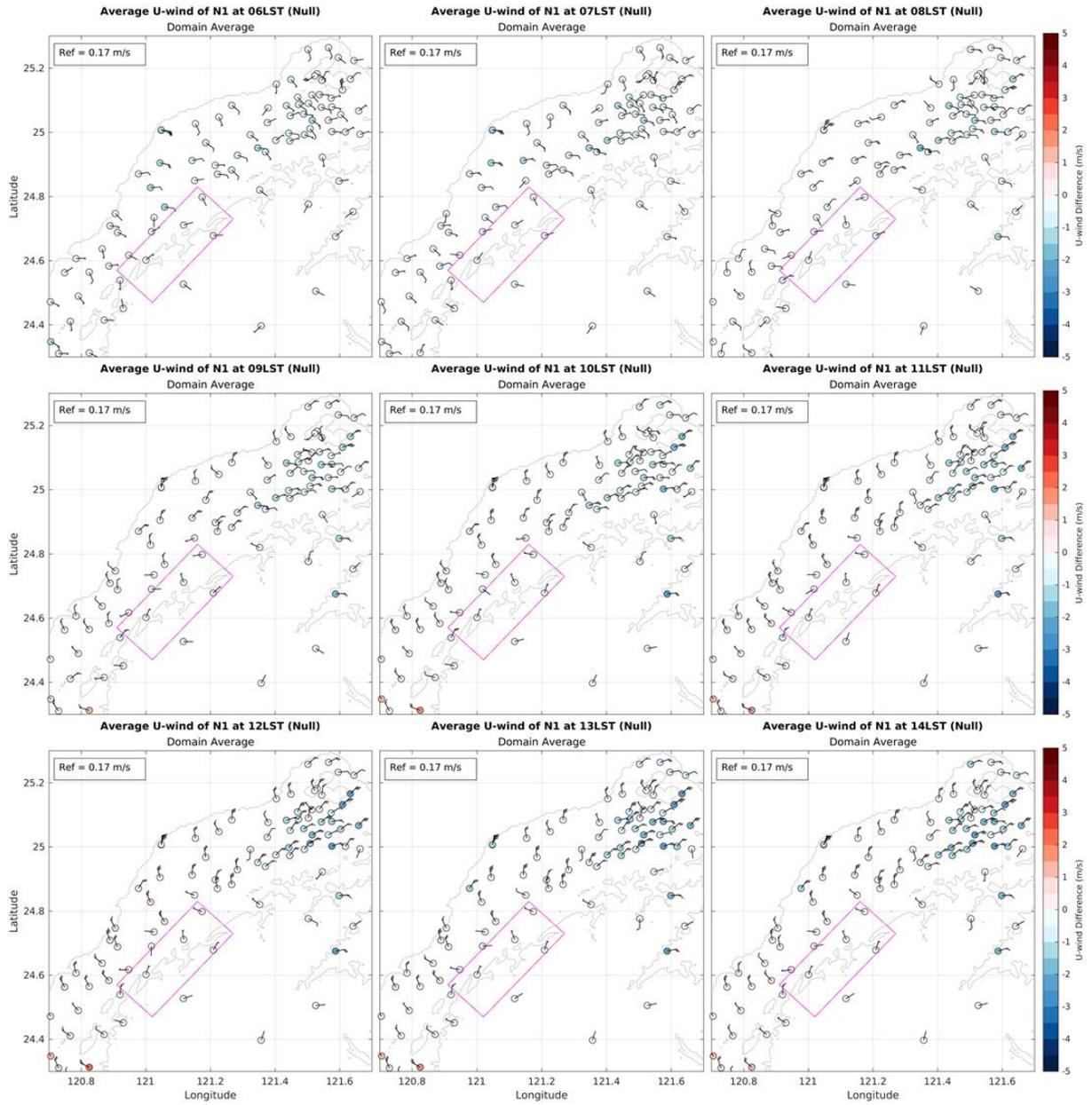


圖 4.10、如圖 4.9，但為 Null 事件之平均 U 風。

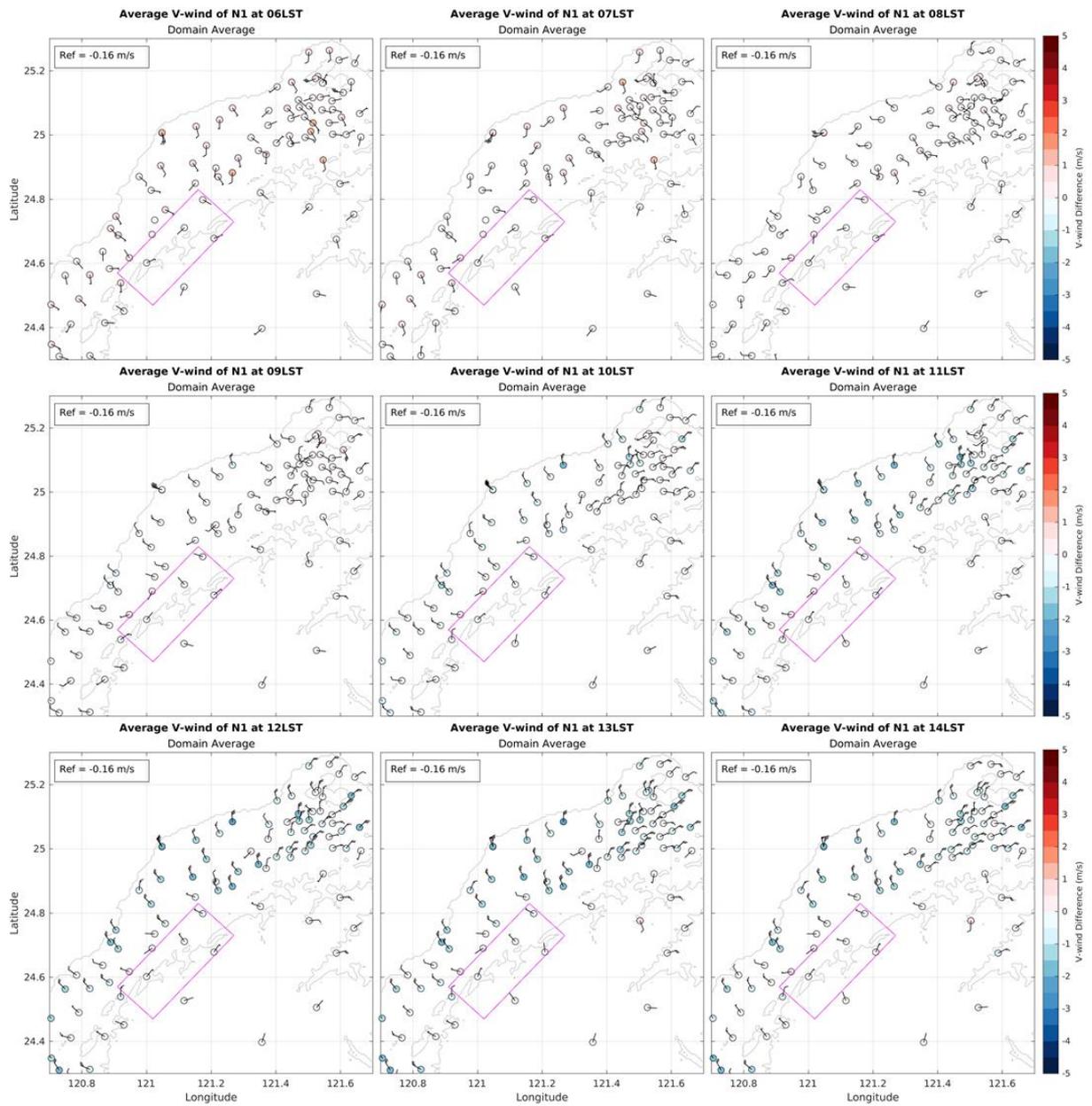


圖 4.11、如圖 4.1，但為 CCI 事件之平均 V 風。

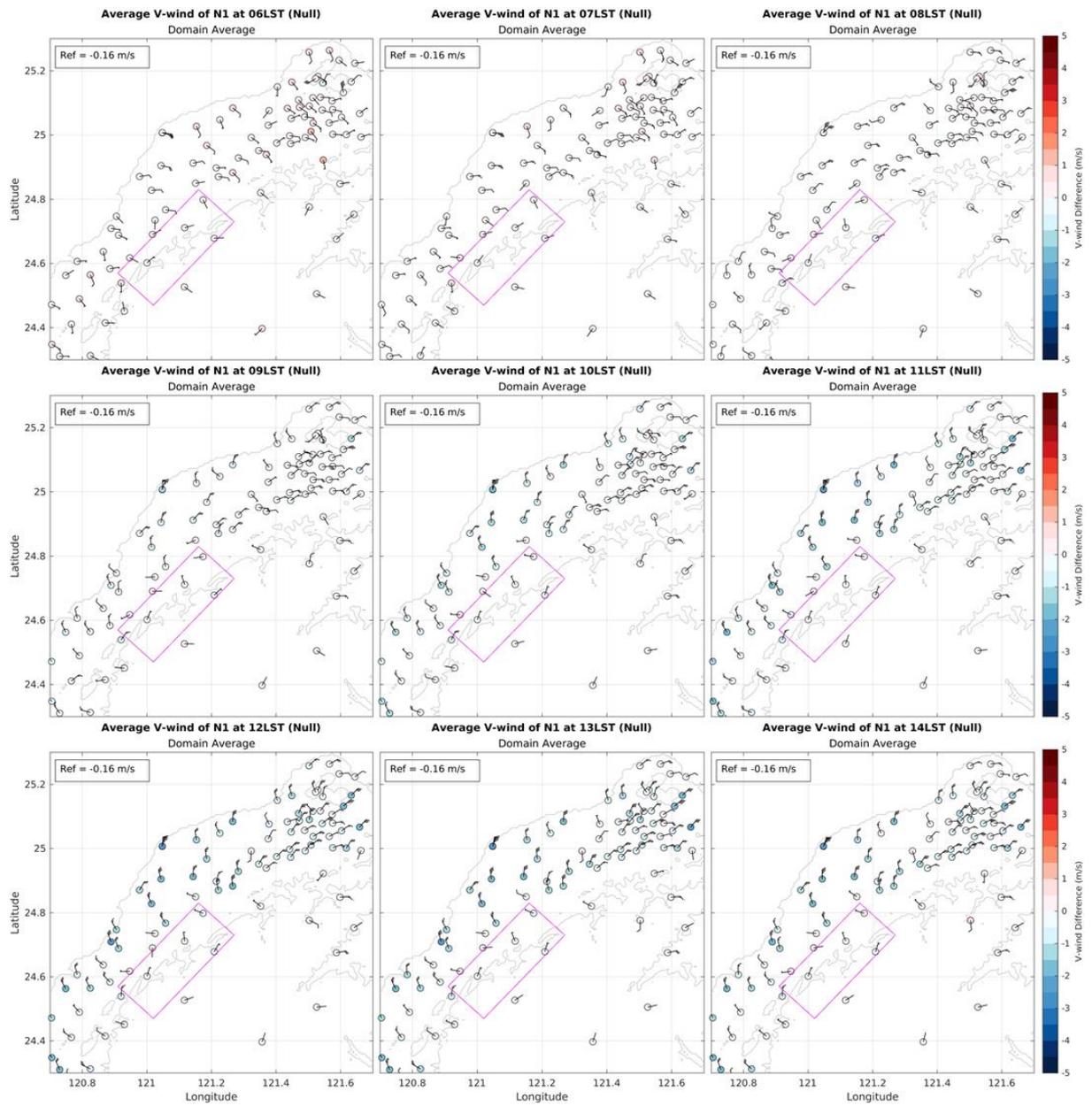


圖 4.12、如圖 4.11，但為 Null 事件之平均 V 風。

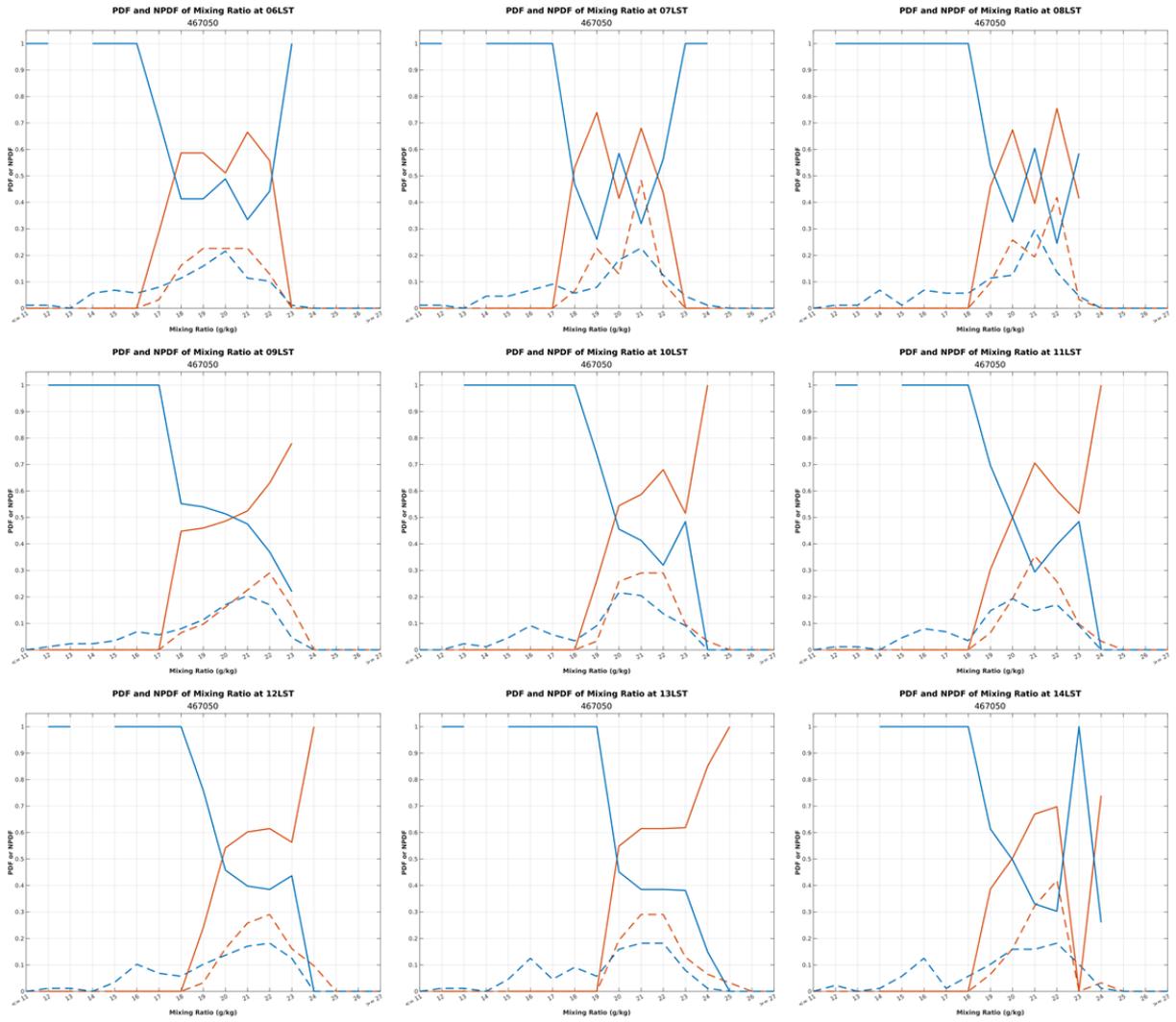


圖 4.13、N1 區之新屋測站(467050)混合比 PDF 與 NPDF，由左上至右下依序為 06-14 LST。橘線與藍線分別代表 CCI 事件與 Null 事件，實線與虛線分別代表 PDF 與 NPDF。

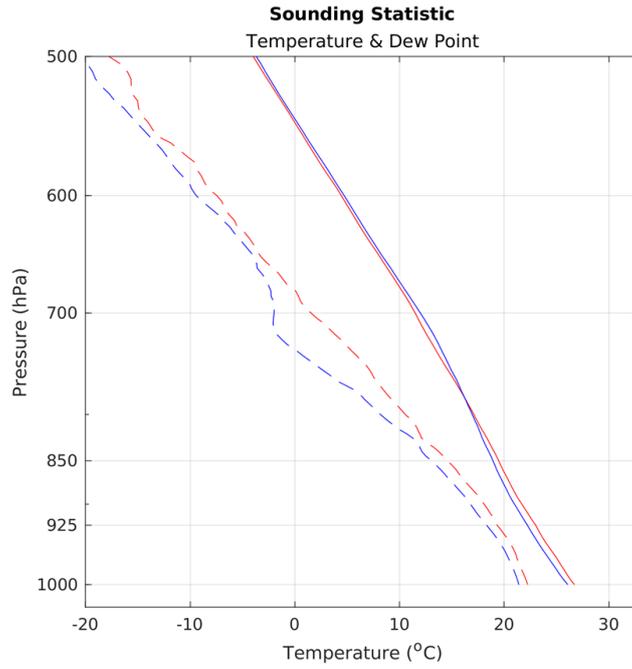


圖 4.14、統計期間內之板橋 08 LST (00 Z)之探空。紅線為 CCI 事件，藍線為 Null 事件；實線為氣溫，虛線為露點溫度。橫軸為溫度，縱軸為對數氣壓座標。

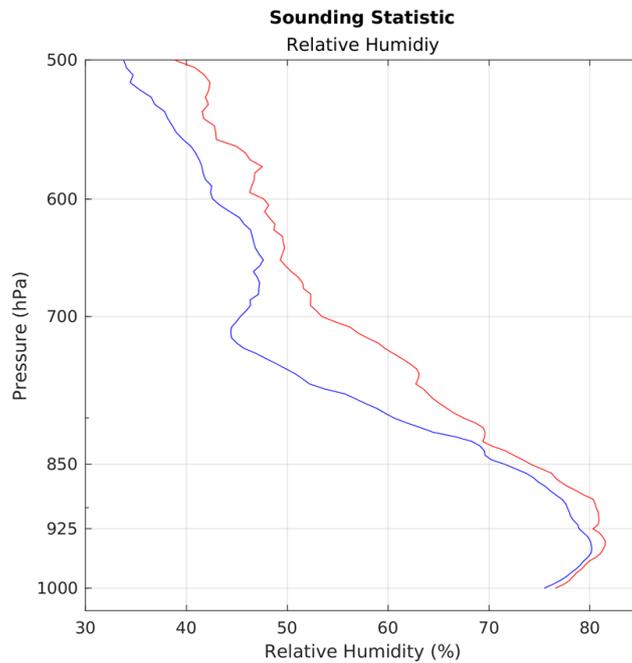


圖 4.15、如圖 4.14，但為相對濕度。紅線為 CCI 事件，藍線為 Null 事件。

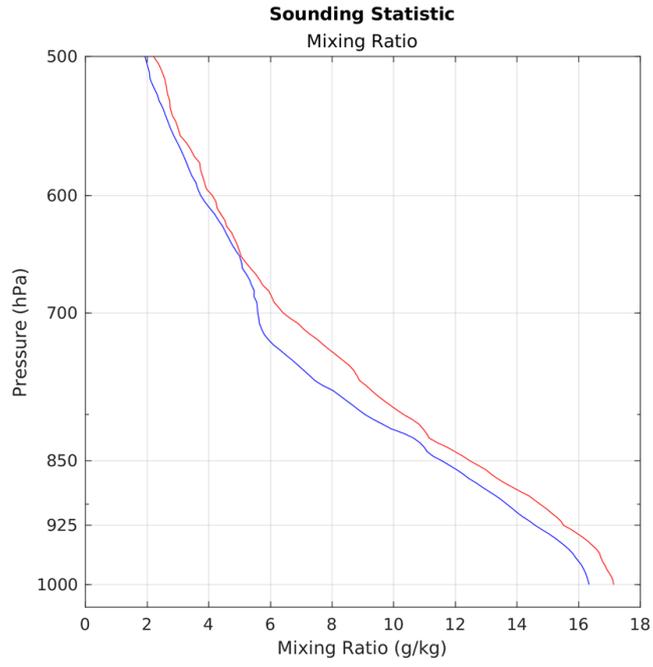


圖 4.16、如圖 4.14，但為混合比。

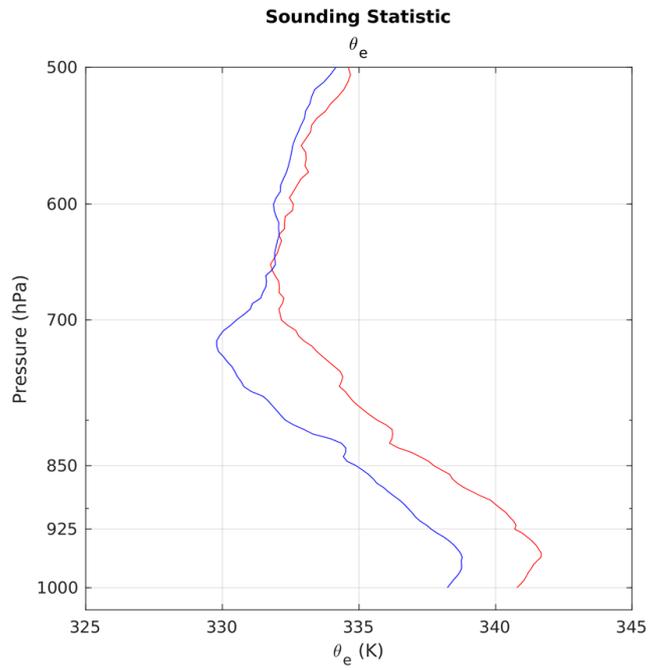


圖 4.17、如圖 4.14，但為相當位溫。

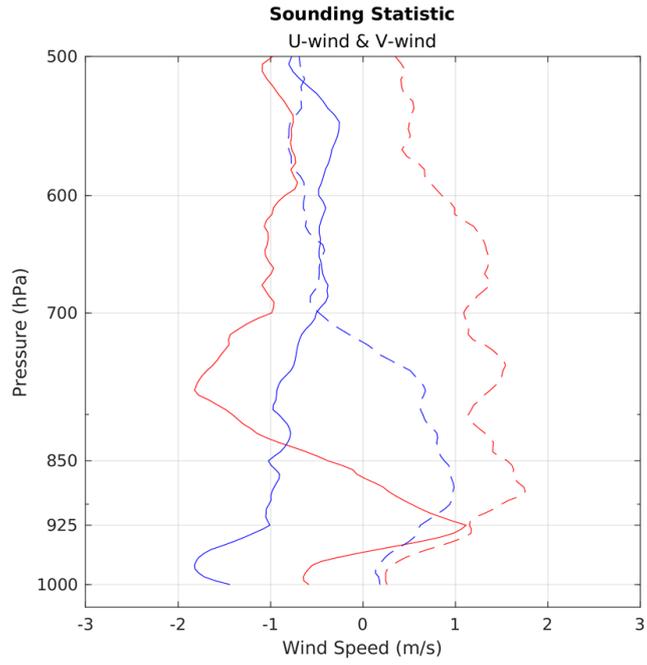


圖 4.18、如圖 4.14，但為 U 風與 V 風。紅線與藍線分別為 CCI 事件與 Null 事件；實線為 U 風，虛線為 V 風。

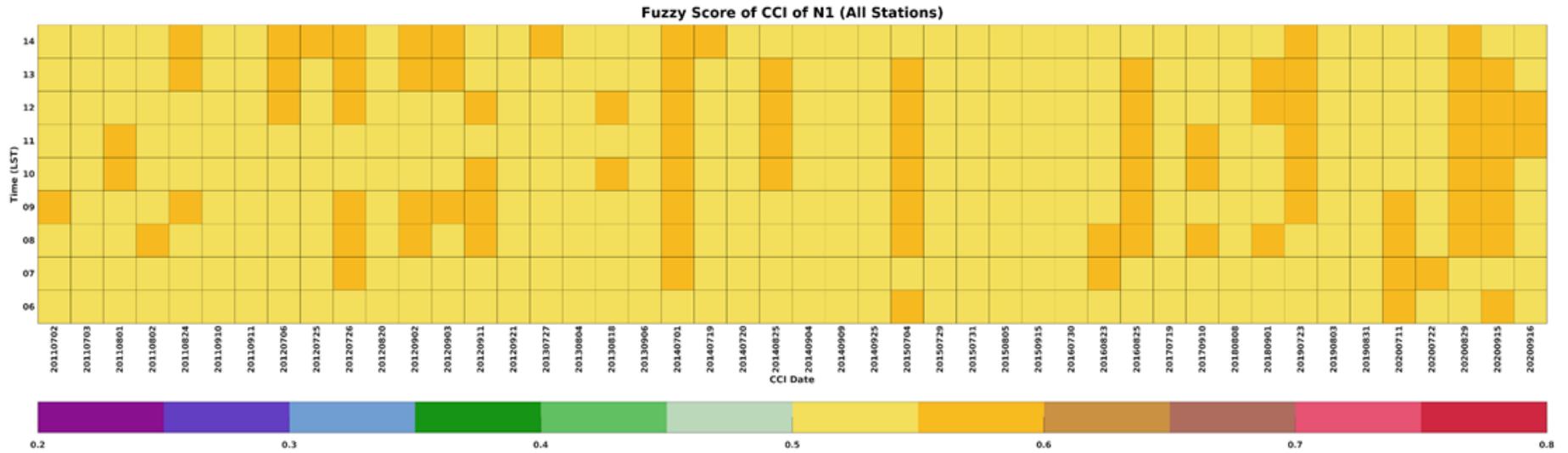


圖 5.1、N1 區之 CCI 事件自我驗證實際得分。橫軸為統計期間(2011-2020)內，每個 CCI 事件之日期；縱軸為預報產生的時間，範圍為 06-14 LST。顏色代表模糊邏輯法之得分。

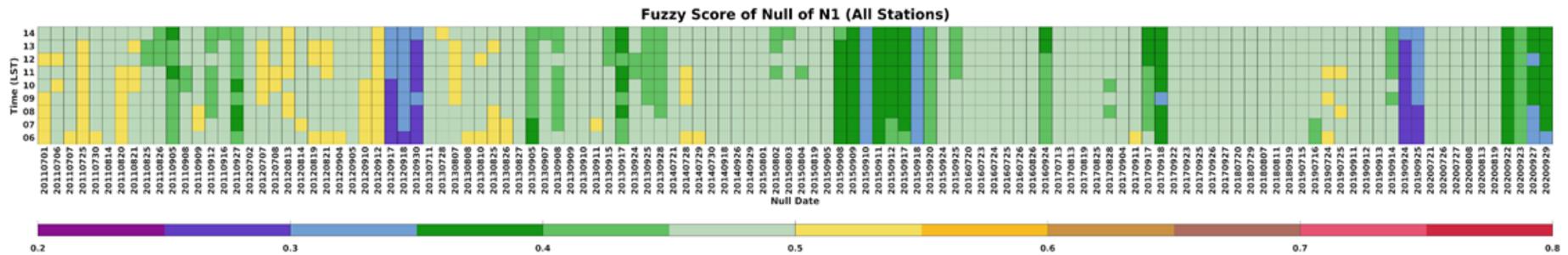


圖 5.2、如圖 5.1，但為 Null 事件之自我驗證實際得分。

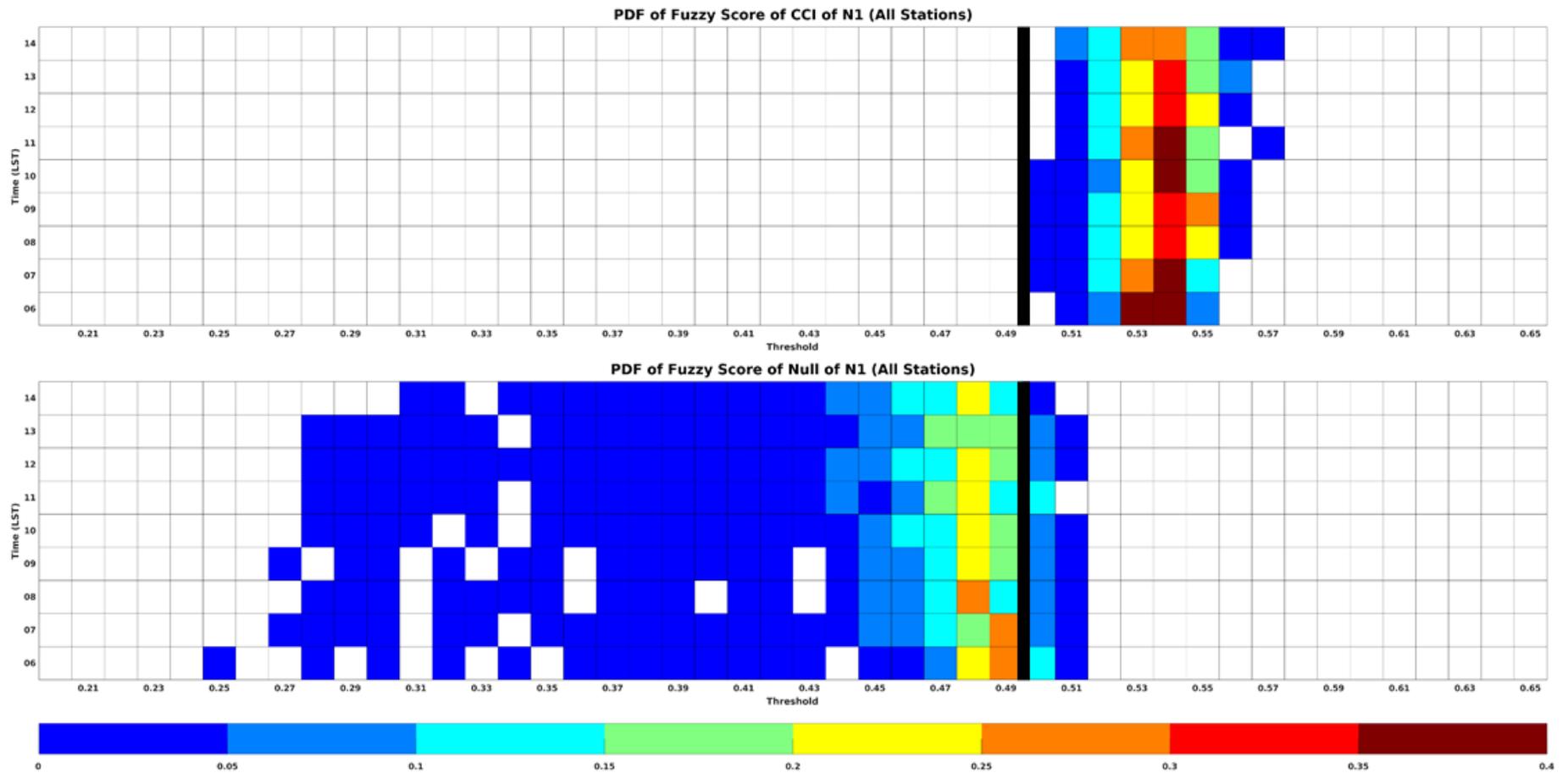


圖 5.3、N1 區之自我驗證模糊邏輯法得分之發生頻率隨時間分布圖。橫軸為模糊邏輯法之得分，縱軸為預報產生時間，範圍為 06-14 LST。顏色為發生頻率，粗黑線為閾值 0.5 分。

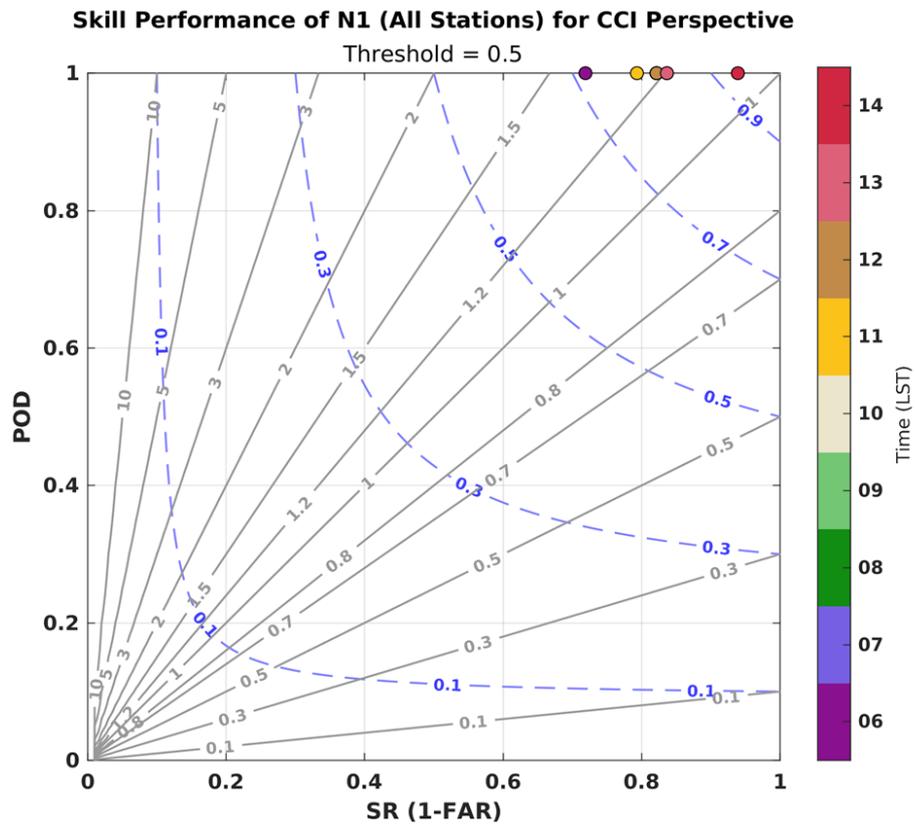


圖 5.4、N1 區以閾值 0.5 分之自我驗證性能表現圖。橫軸為 SR，縱軸為 POD，藍色虛線為 CSI，灰色實線為 BS。每個點為不同之預報產生時間，並以顏色標示之。

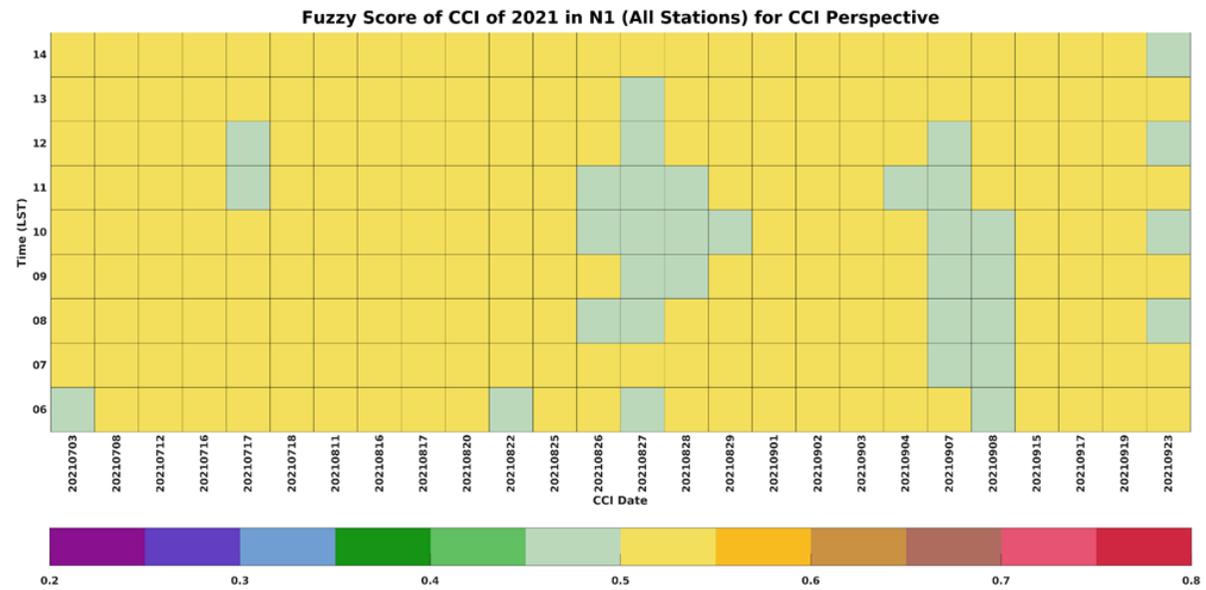


圖 5.5、如圖 5.1，但為實際驗證之 CCI 事件模糊邏輯法得分。

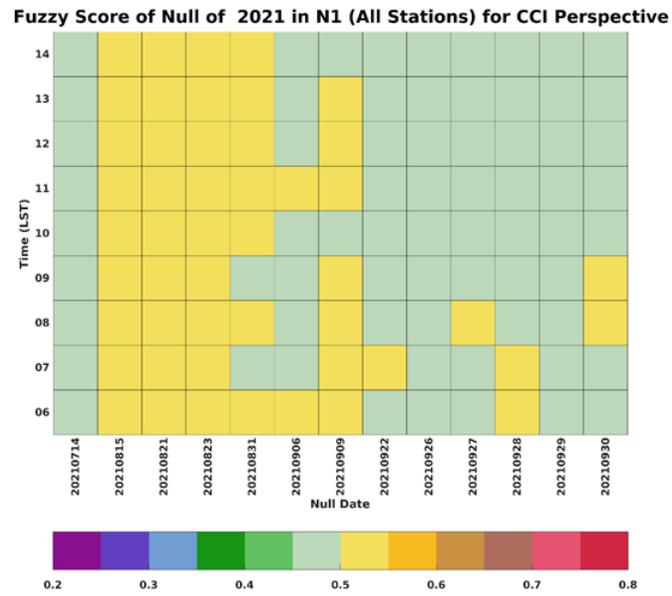


圖 5.6、如圖 5.5，但為實際驗證之 Null 事件模糊邏輯法得分。

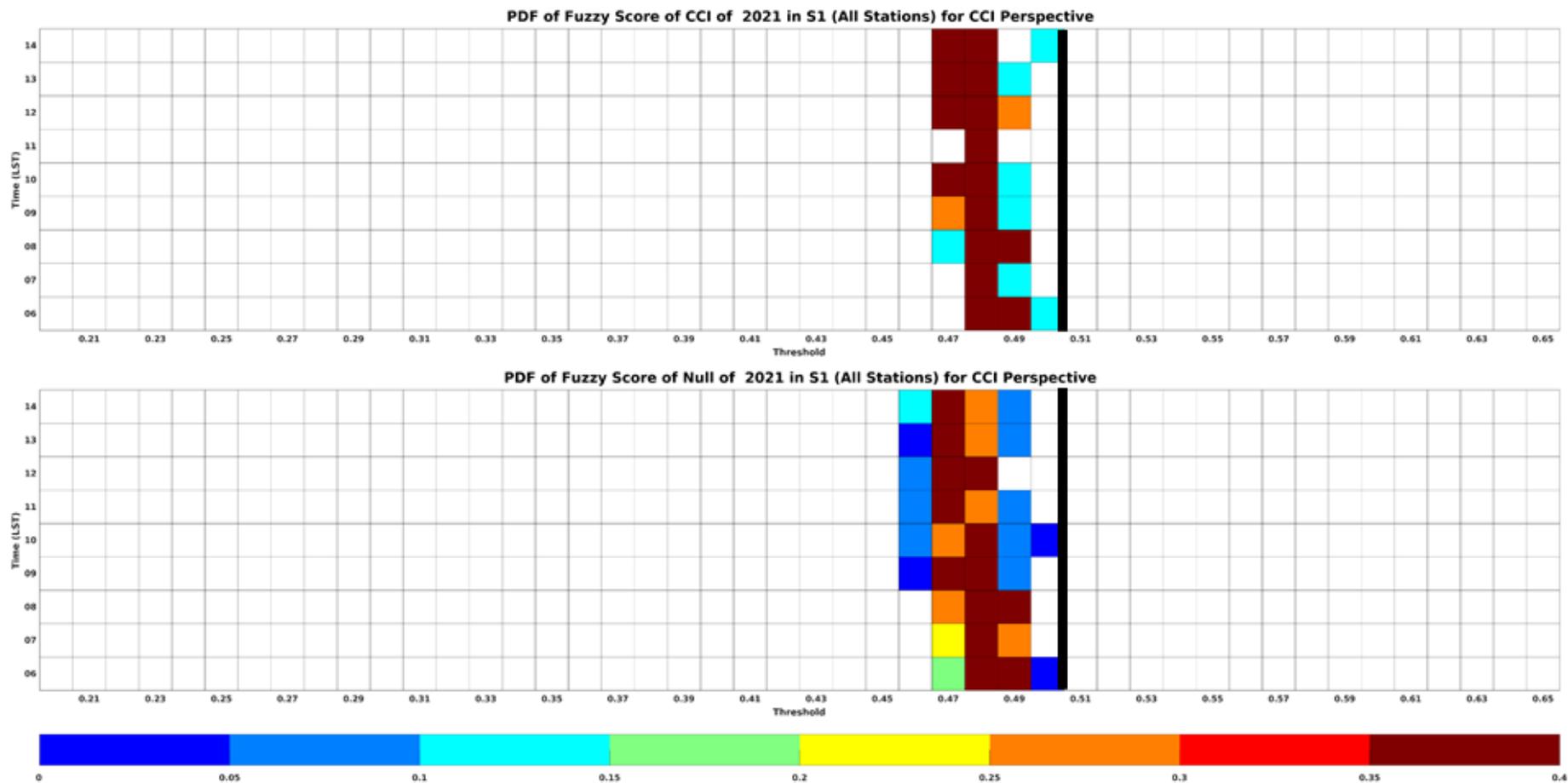


圖 5.7、如圖 5.3，但為 S1 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。

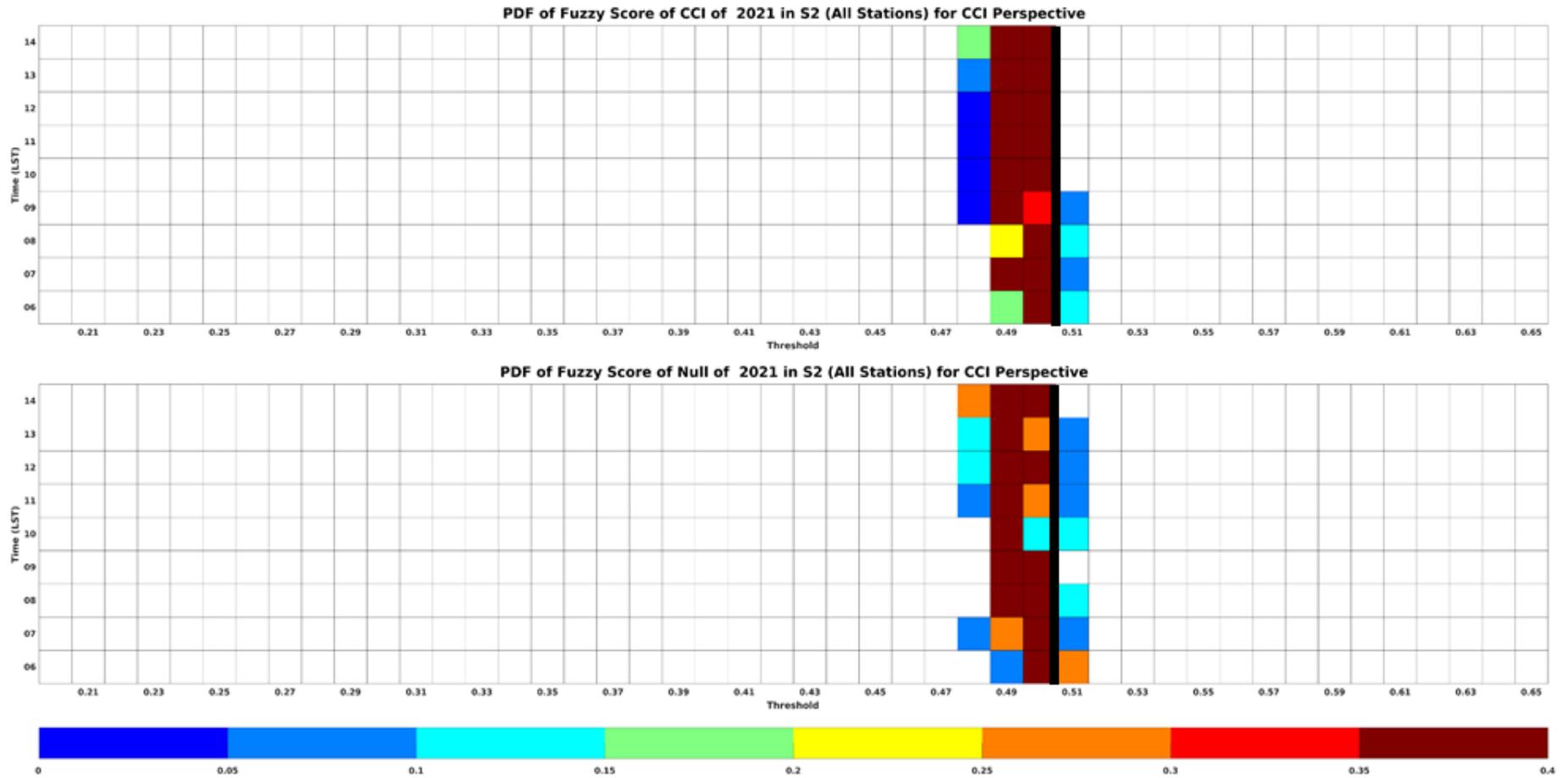


圖 5.8、如圖 5.3，但為 S2 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。

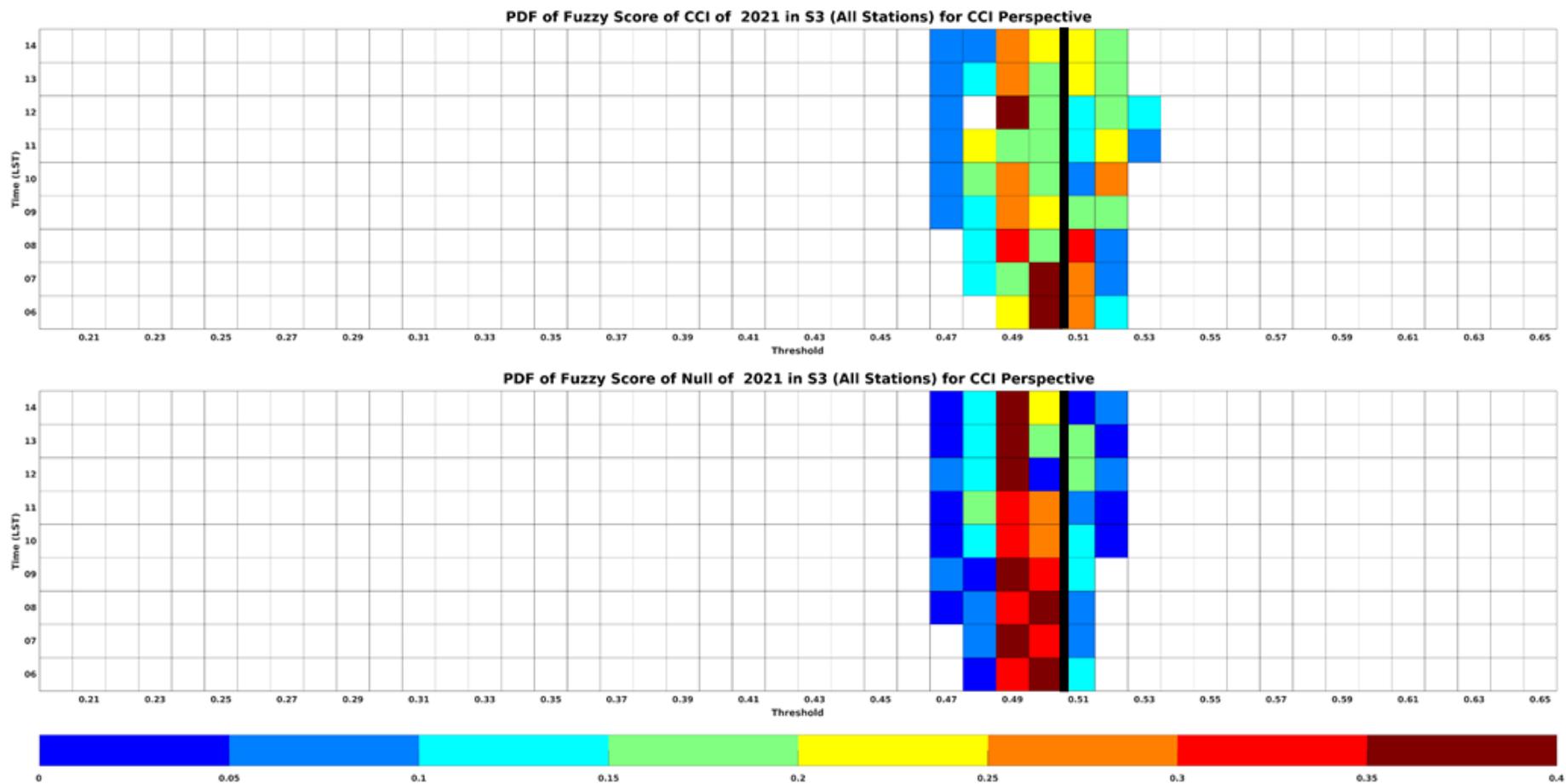


圖 5.9、如圖 5.3，但為 S3 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。

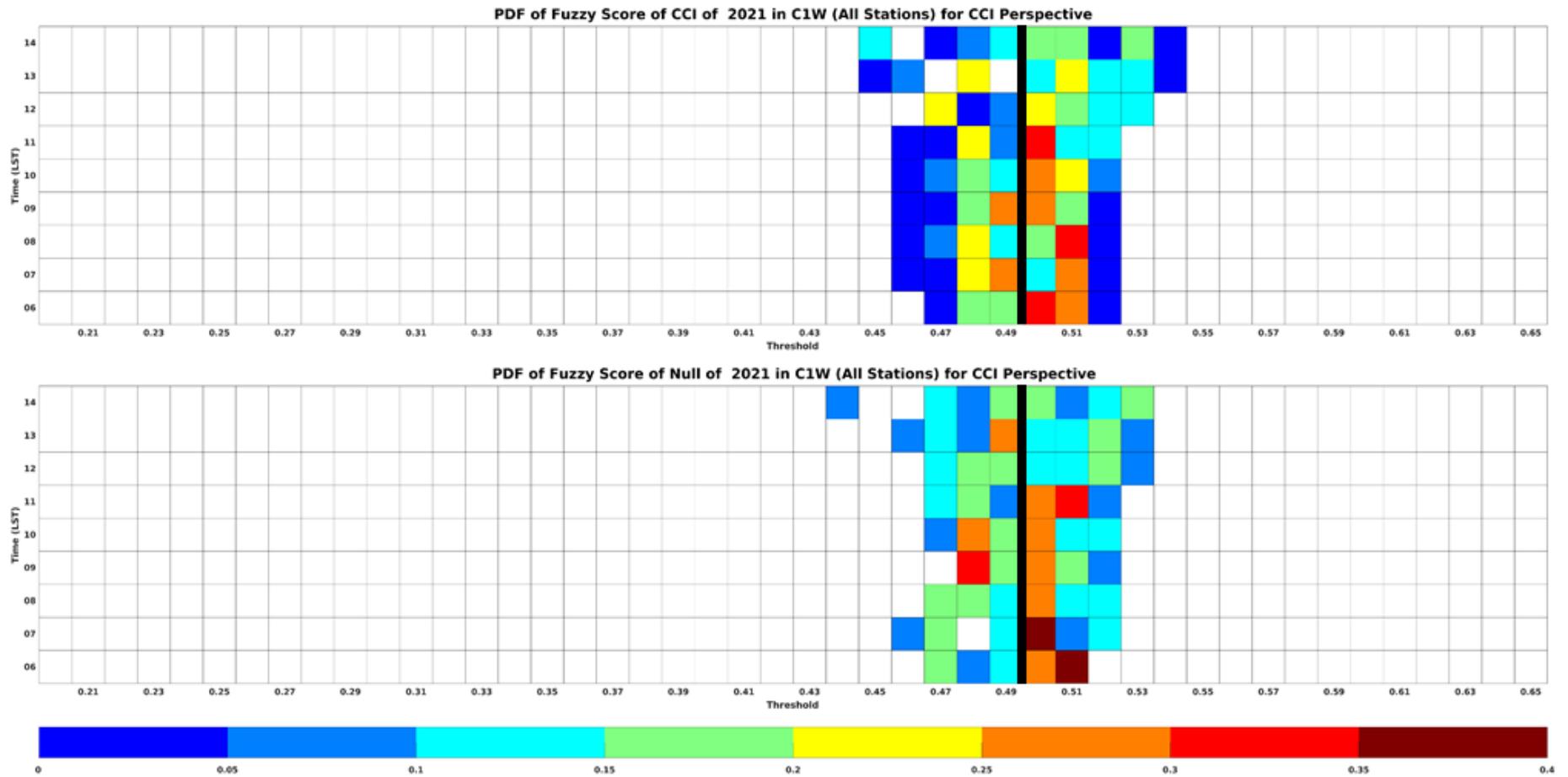


圖 5.10、如圖 5.3，但為 C1W 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。

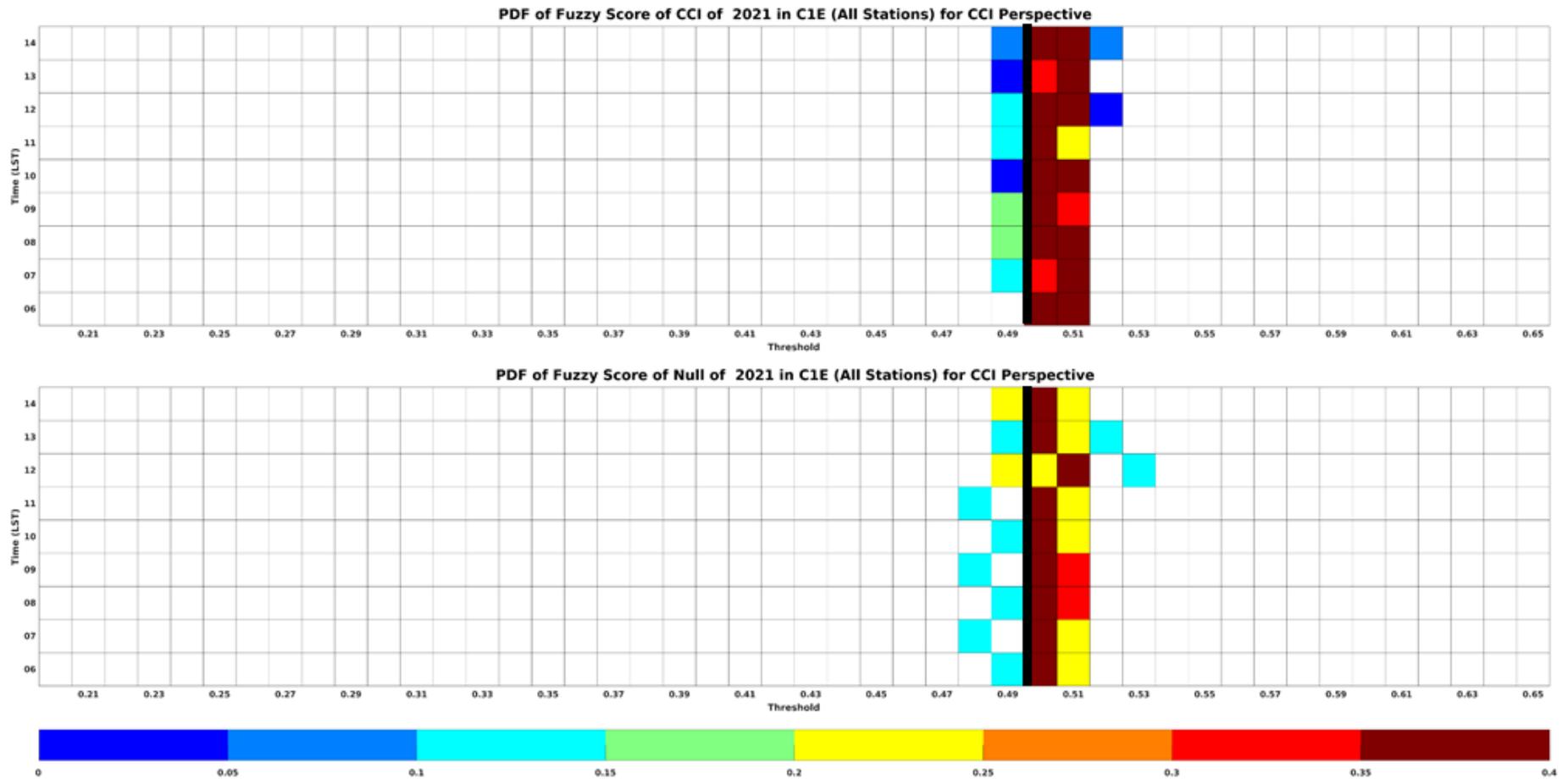


圖 5.11、如圖 5.3，但為 C1E 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。

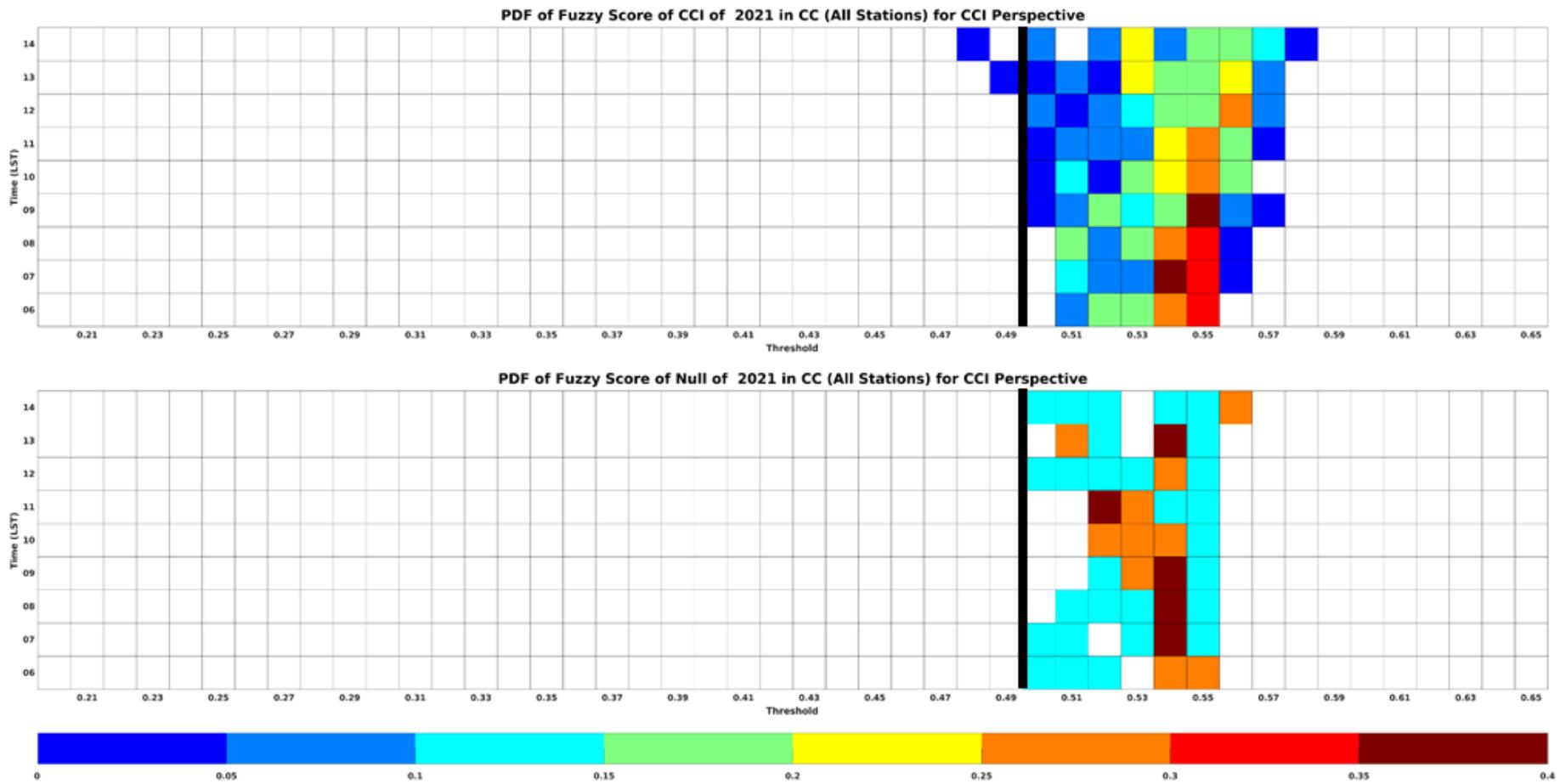


圖 5.12、如圖 5.3，但為 CC 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。

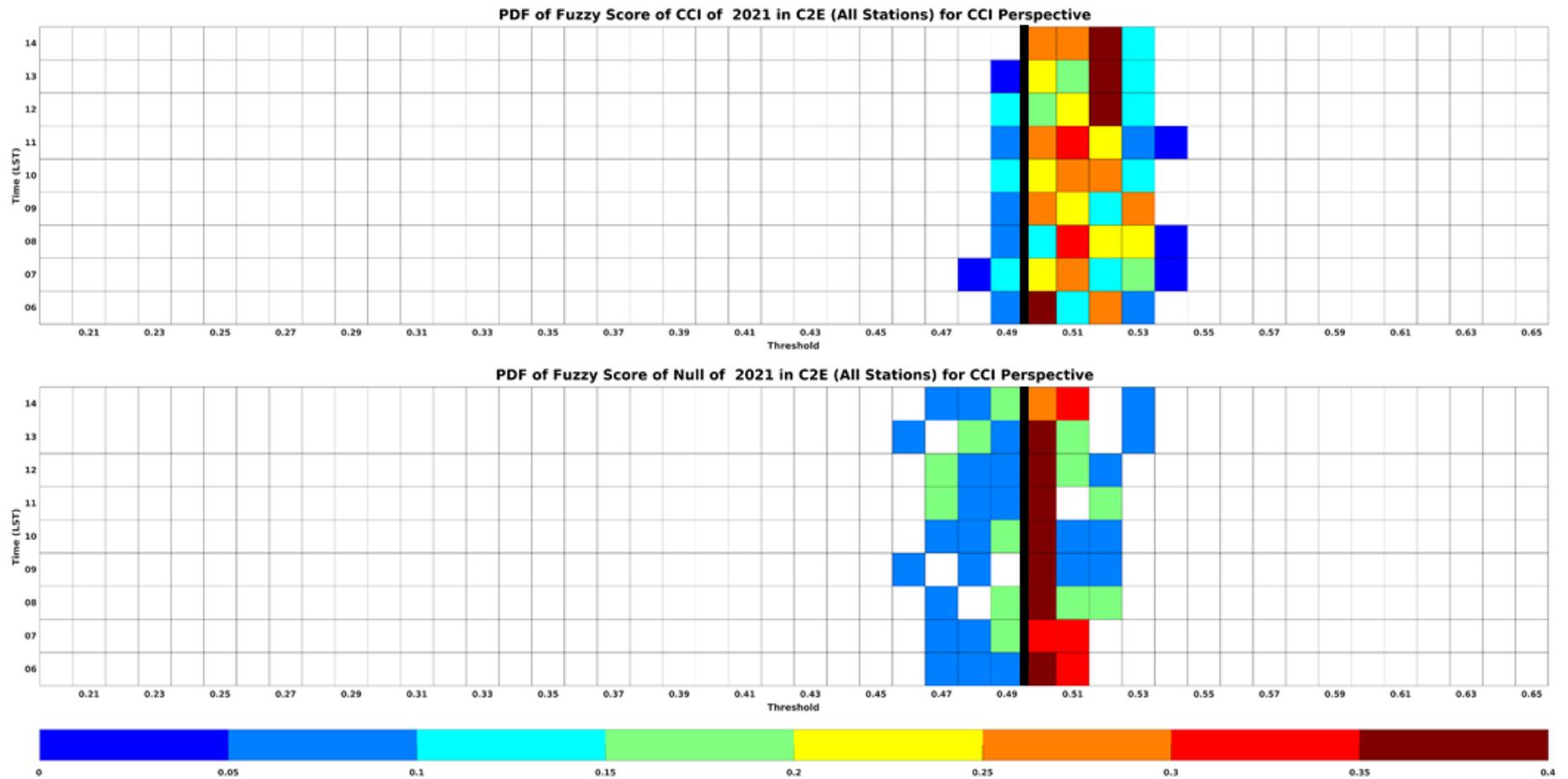


圖 5.13、如圖 5.3，但為 C2E 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。

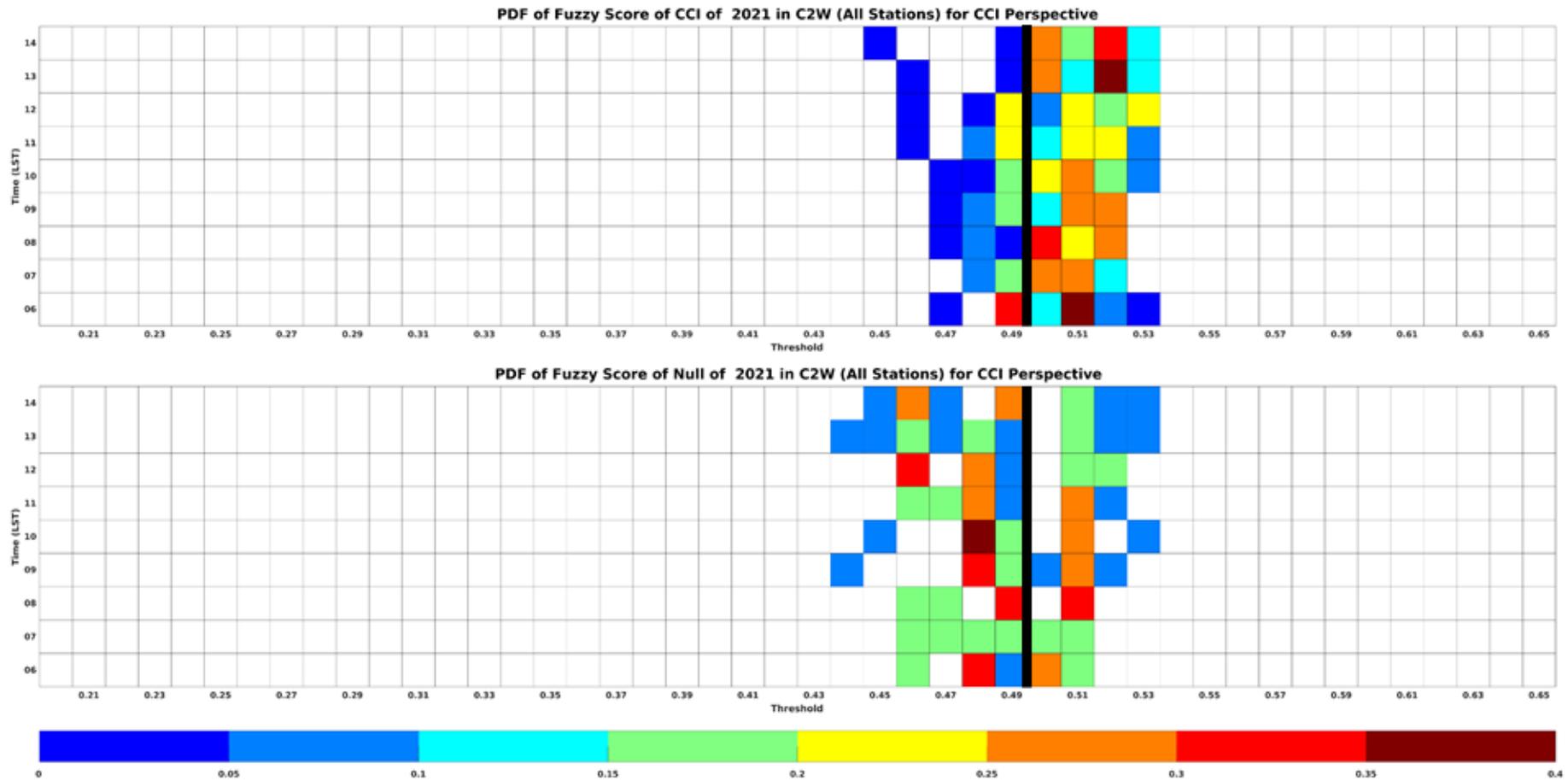


圖 5.14、如圖 5.3，但為 C2W 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。

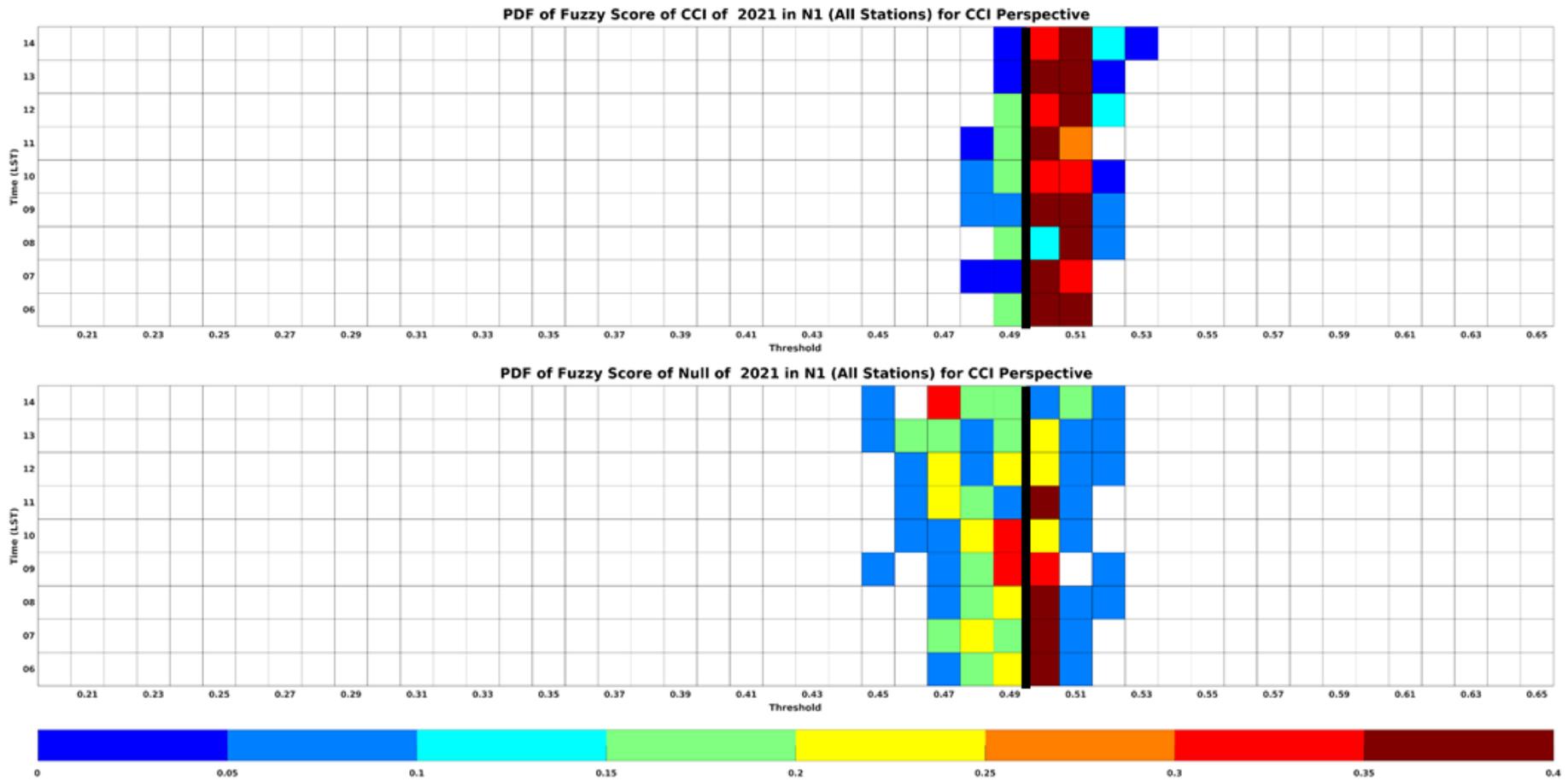


圖 5.15、如圖 5.3，但為 N1 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。

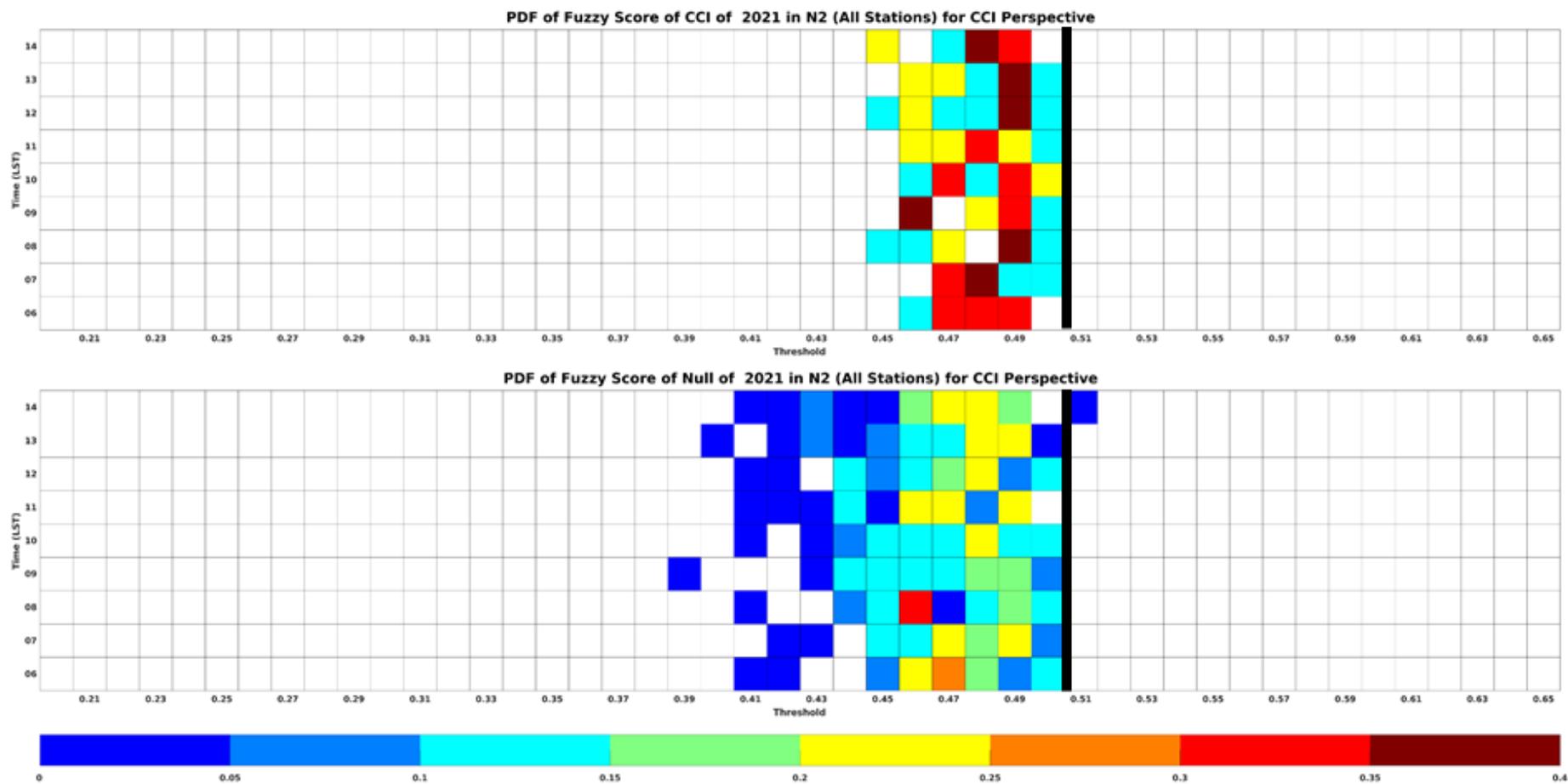


圖 5.16、如圖 5.3，但為 N2 區實際驗證 CCI 事件與 Null 事件之模糊邏輯法發生頻率分布圖。

Skill Performance of 2021 in N1 (All Stations) for CCI Perspective

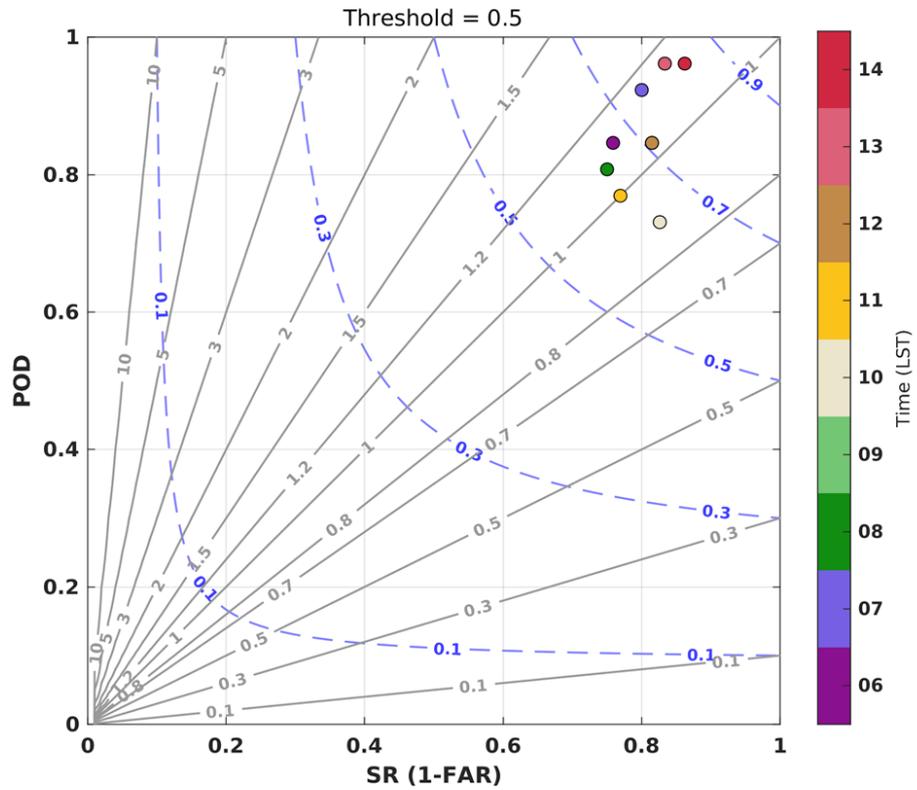


圖 5.17、如圖 5.4，但為 N1 區實際驗證之性能表現圖。

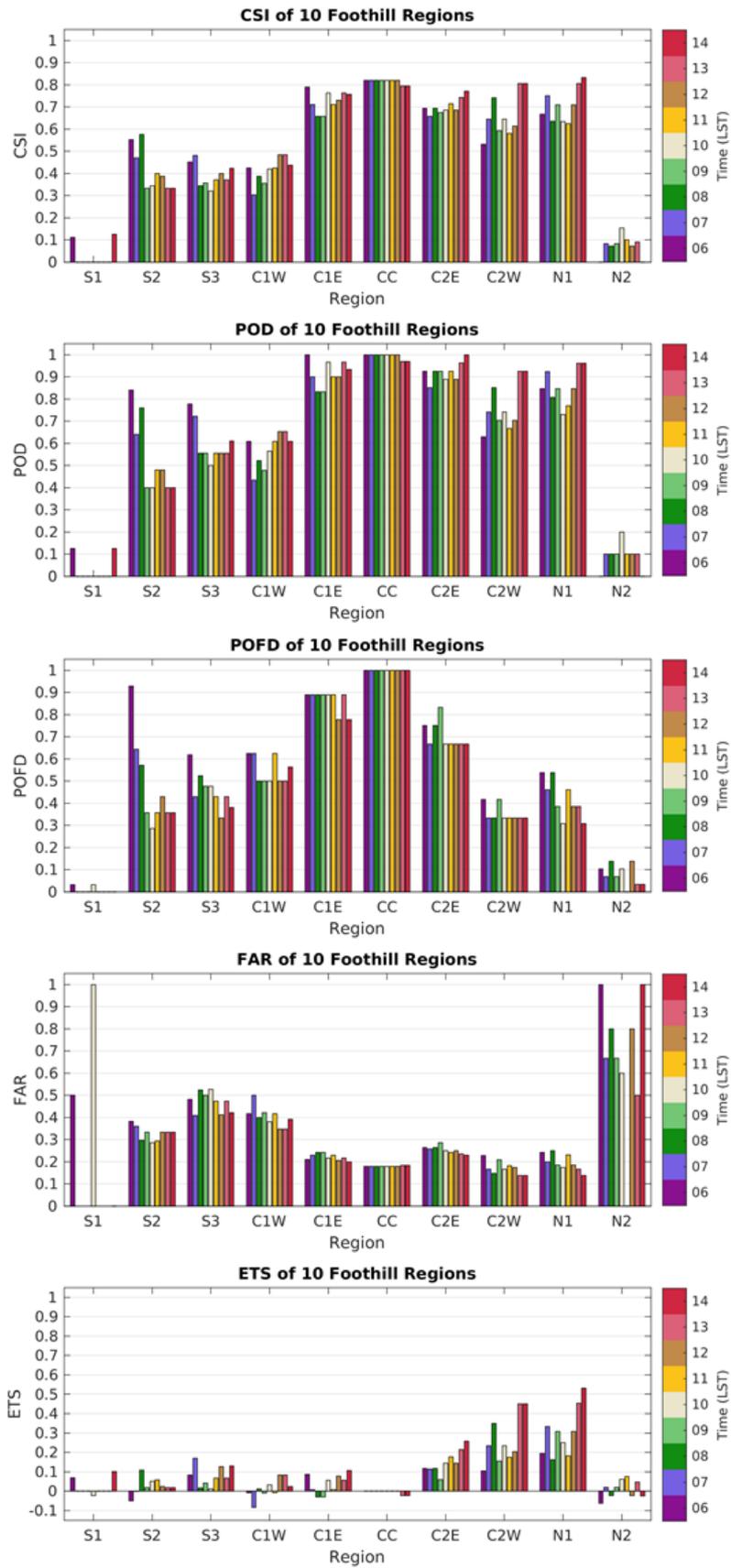


圖 5.18、10 個山腳區域之技術得分。由上至下依序為 CSI、POD、POFD、FAR 與 ETS。

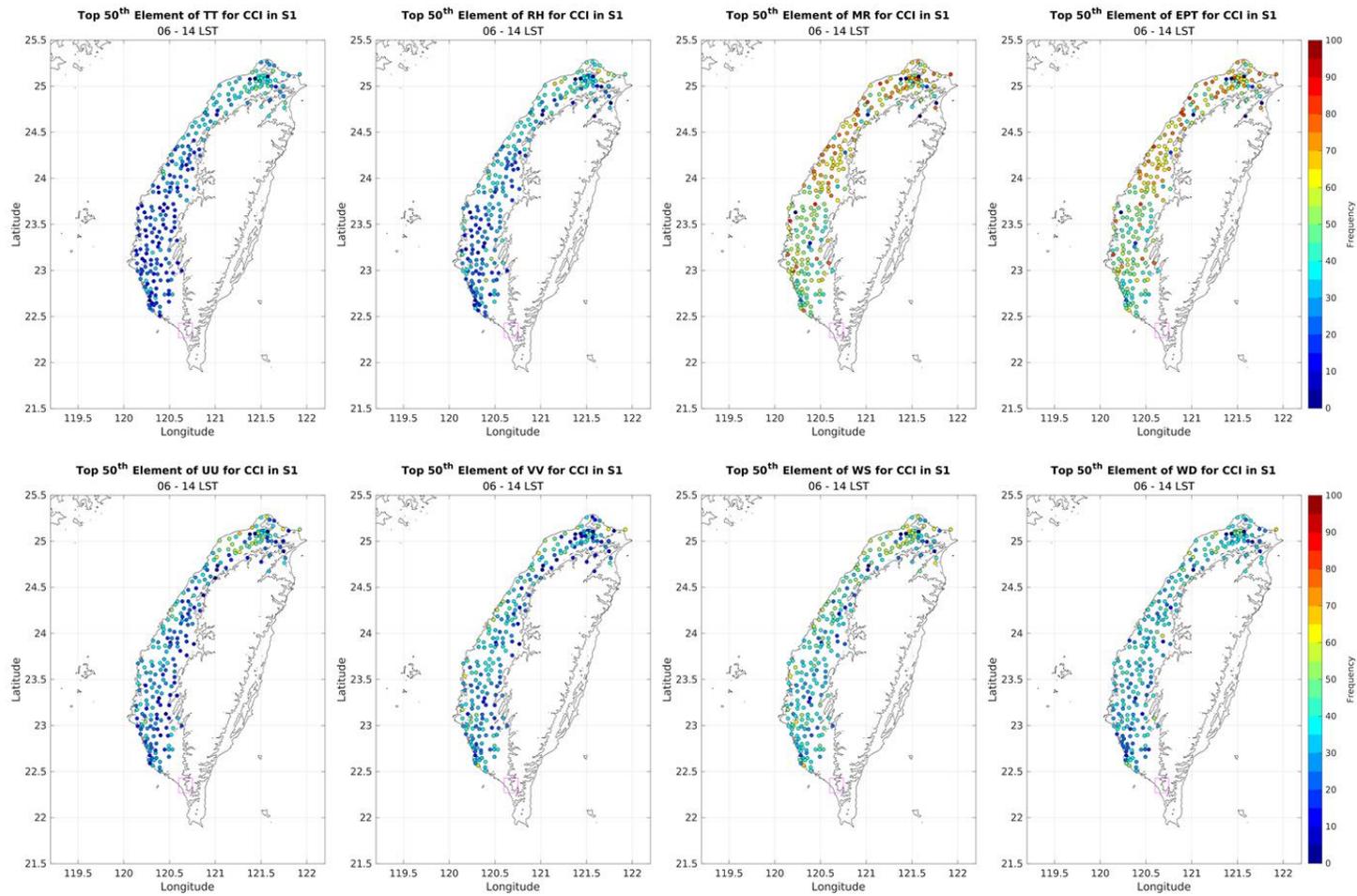


圖 5.19、S1 區的 CCI 事件中，前 50%模糊邏輯法得分之測站與變數之取用頻率。每個點皆為不同測站並區分不同變數，顏色為取用頻率。由左至右，由上而下依序為氣溫、相對濕度、混合比、相當位溫、U 風、V 風、風速與風向。

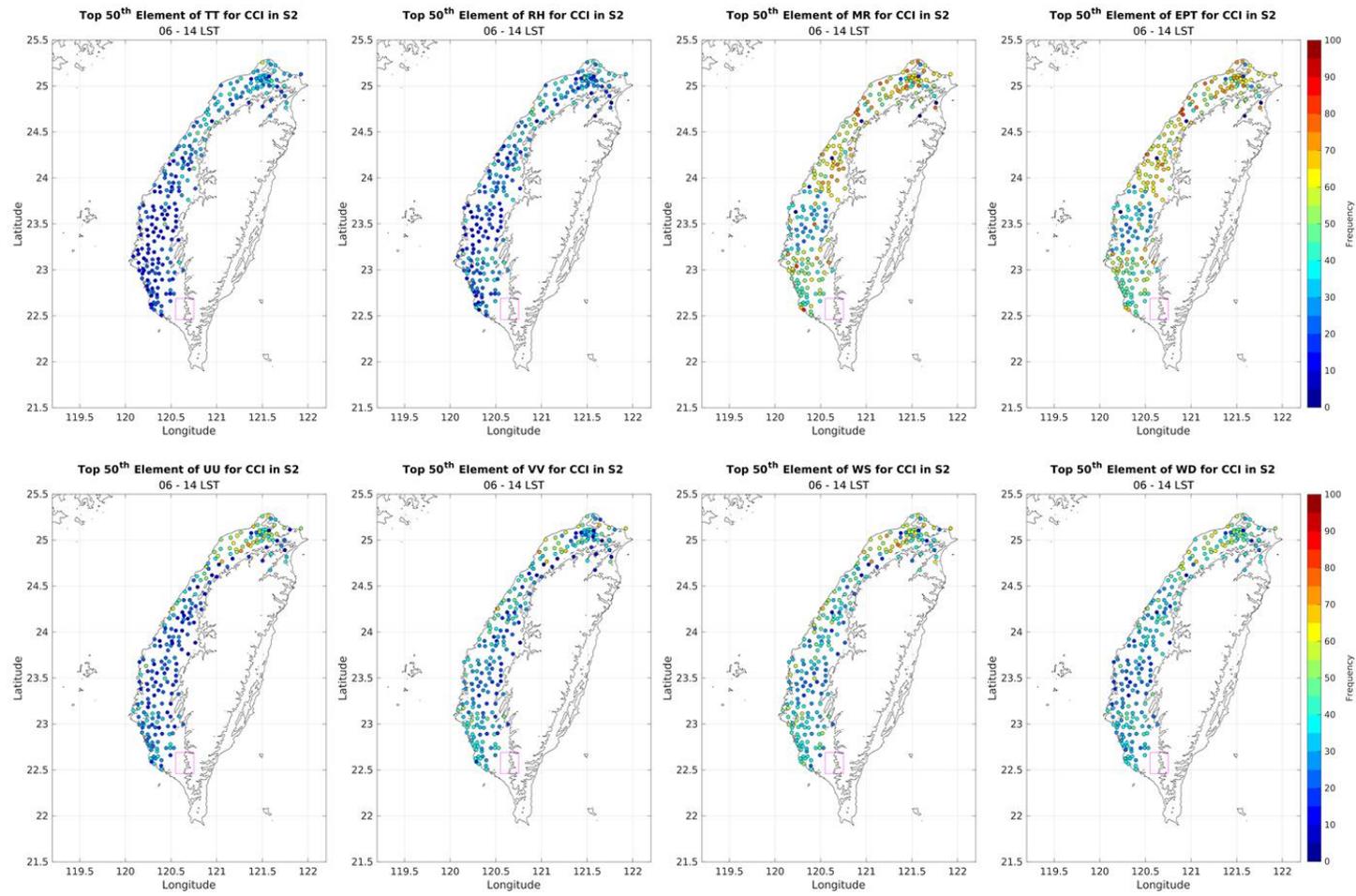


圖 5.20、如圖 5.19，但為 S2 區 CCI 事件之取用頻率。

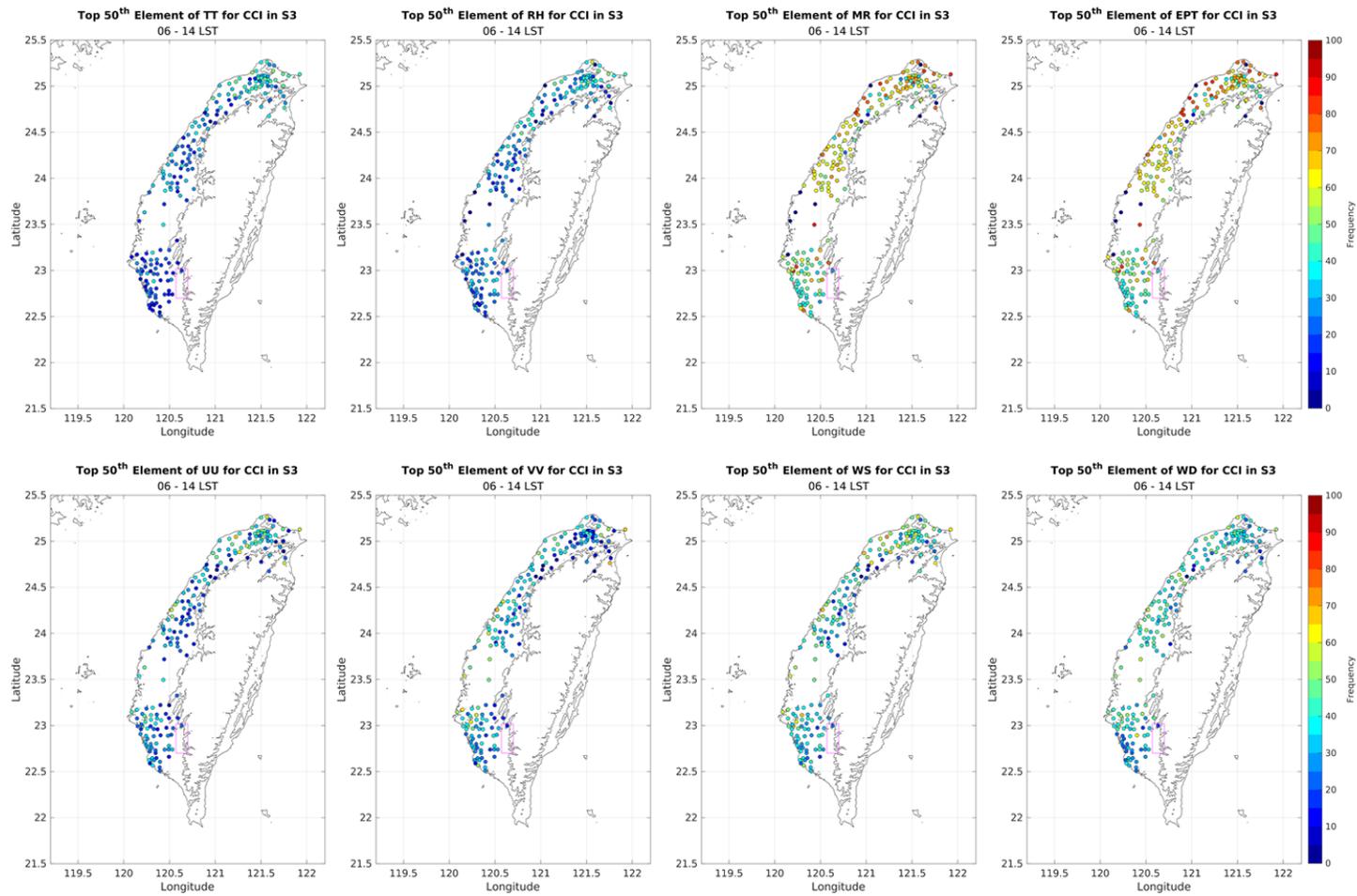


圖 5.21、如圖 5.19，但為 S3 區 CCI 事件之取用頻率。

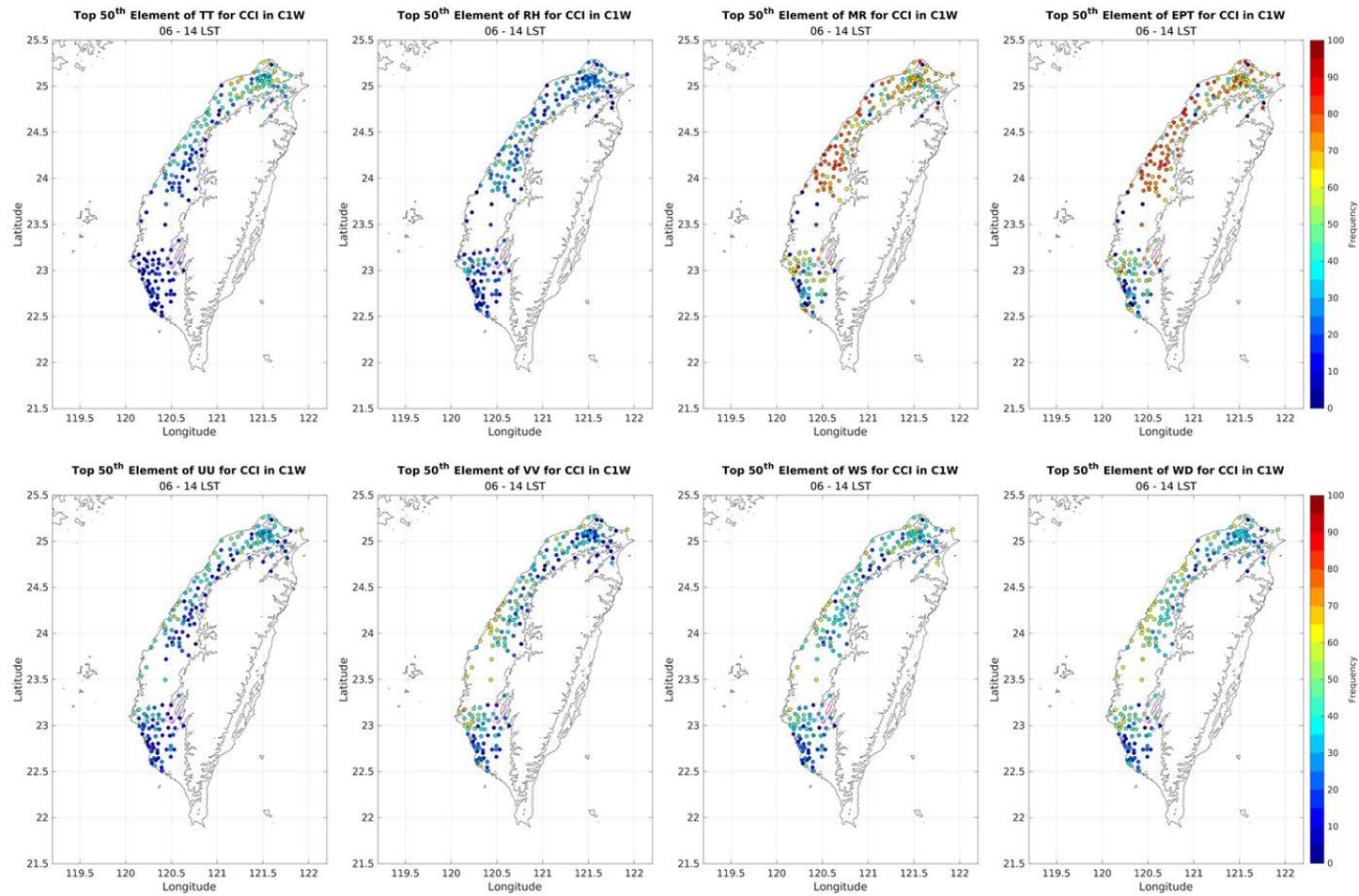


圖 5.22、如圖 5.19，但為 C1W 區 CCI 事件之取用頻率。

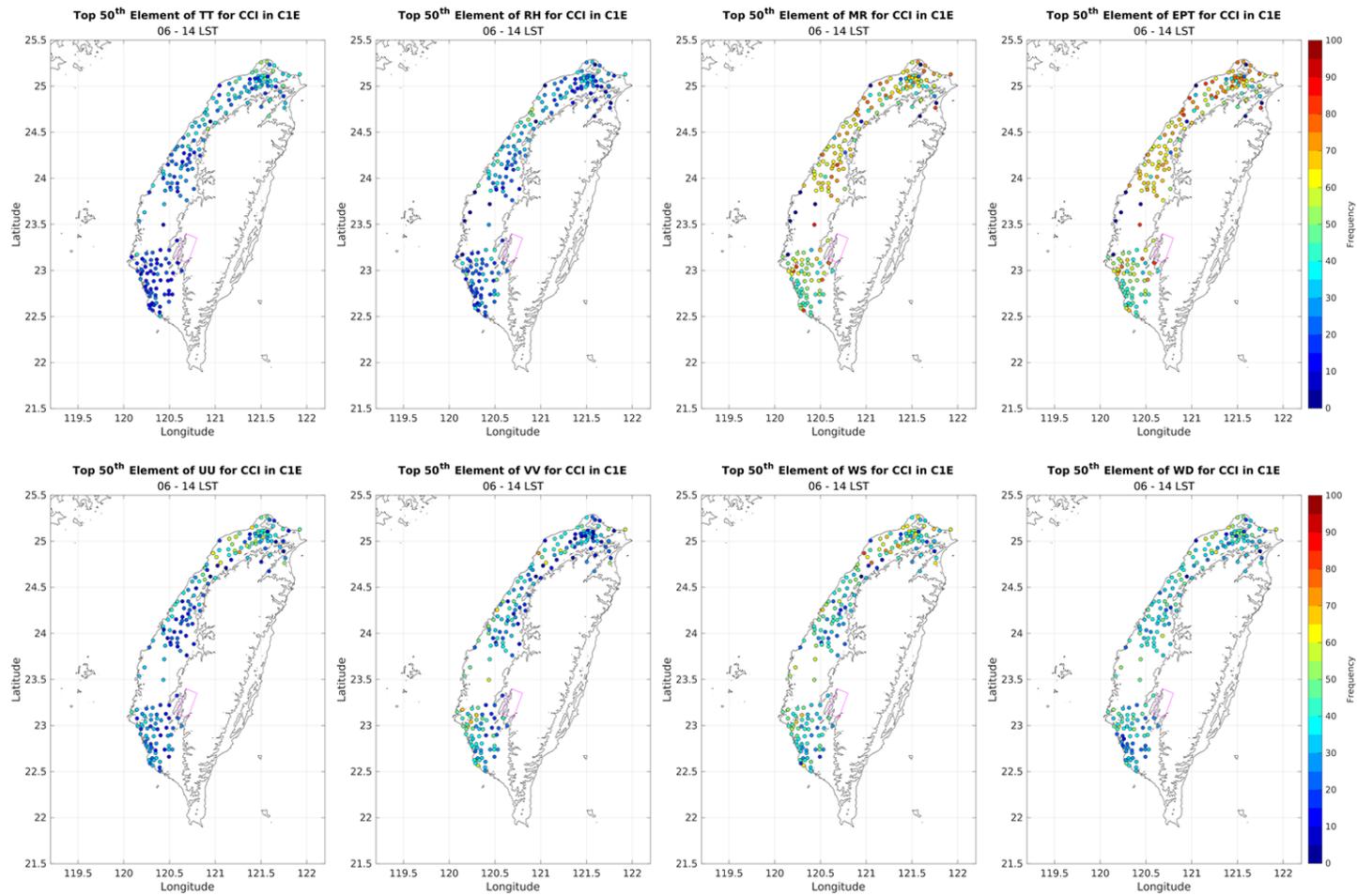


圖 5.23、如圖 5.19，但為 C1E 區 CCI 事件之取用頻率。

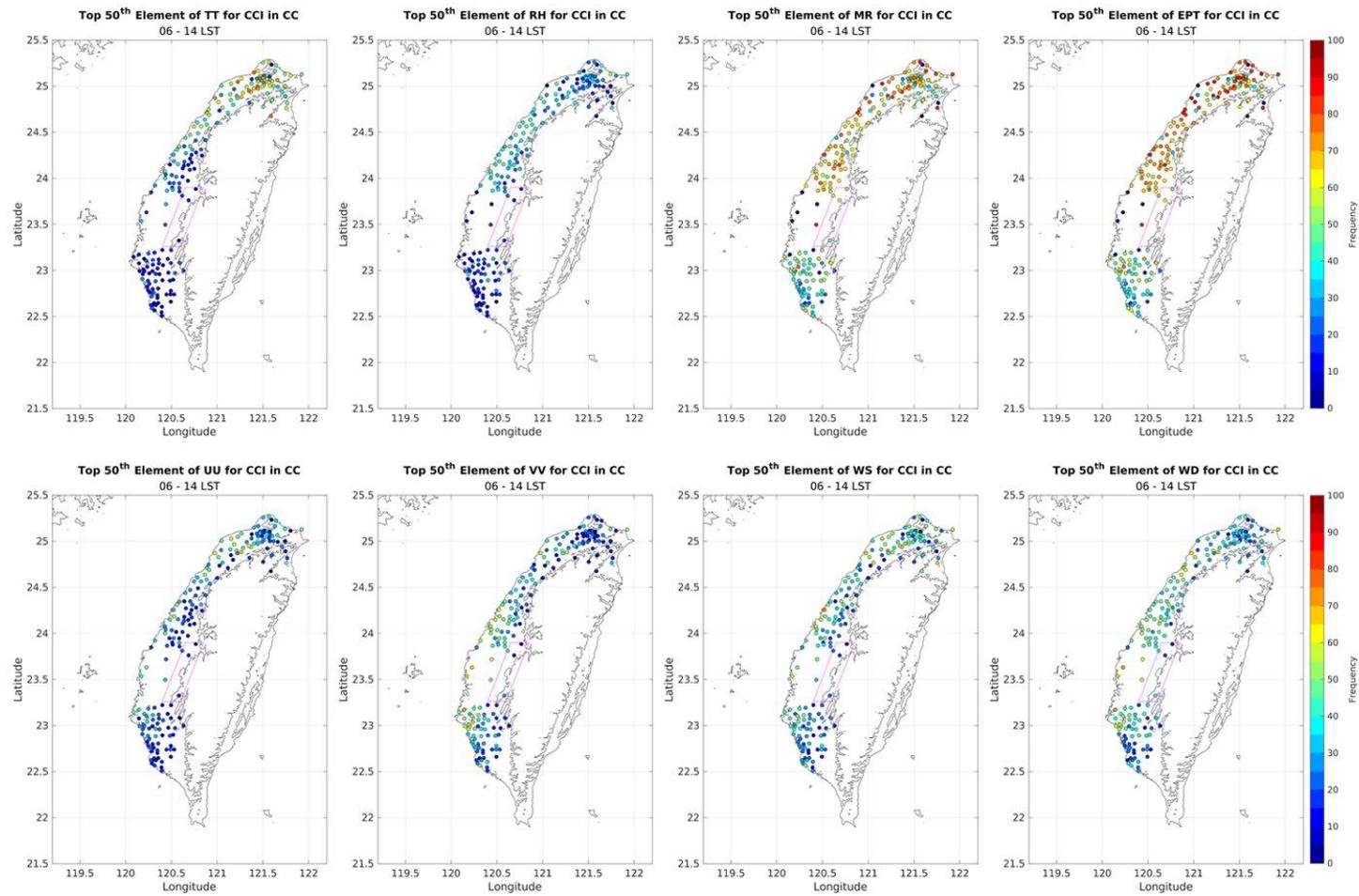


圖 5.24、如圖 5.19，但為 CC 區 CCI 事件之取用頻率。

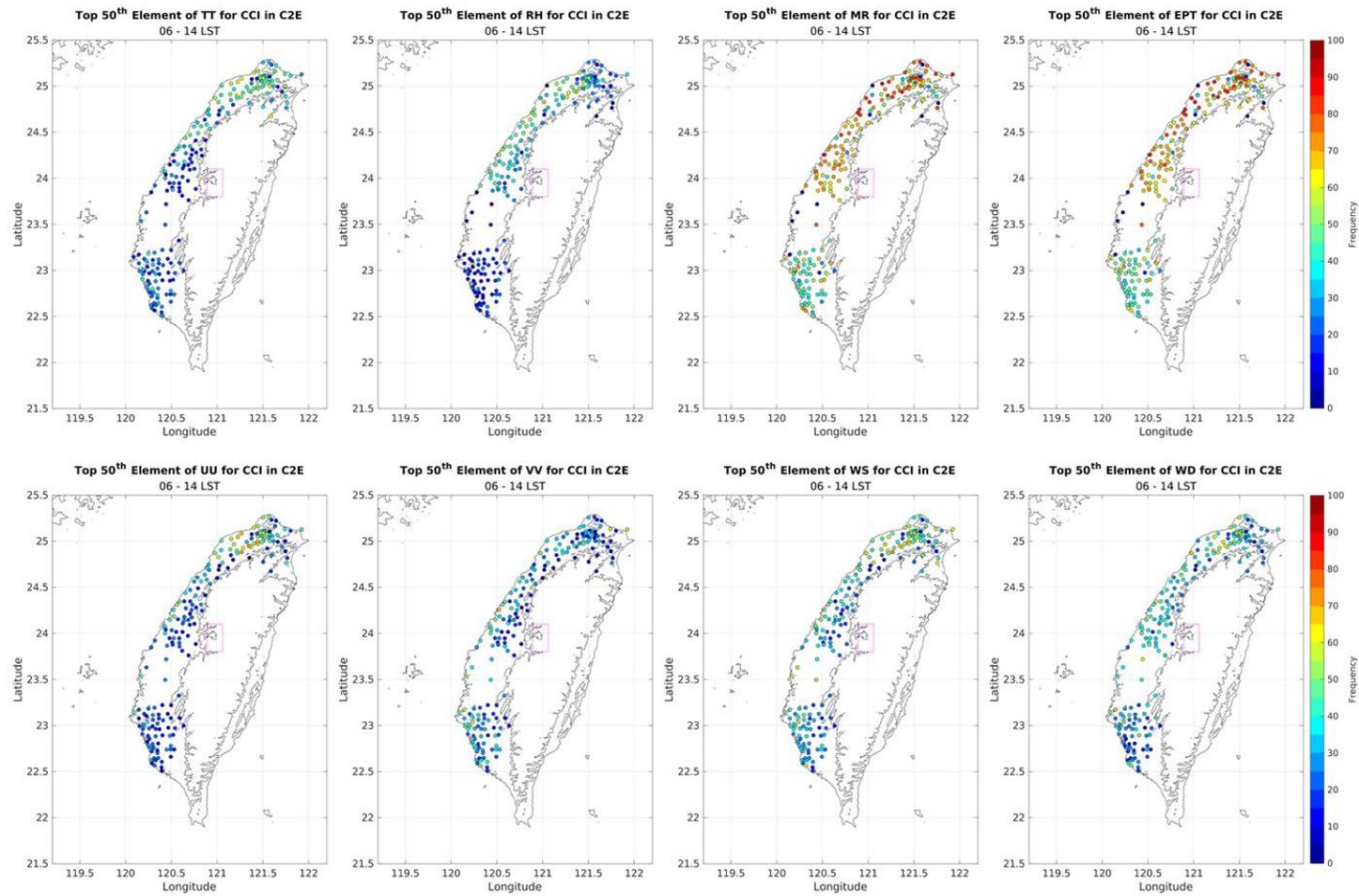


圖 5.25、如圖 5.19，但為 C2E 區 CCI 事件之取用頻率。

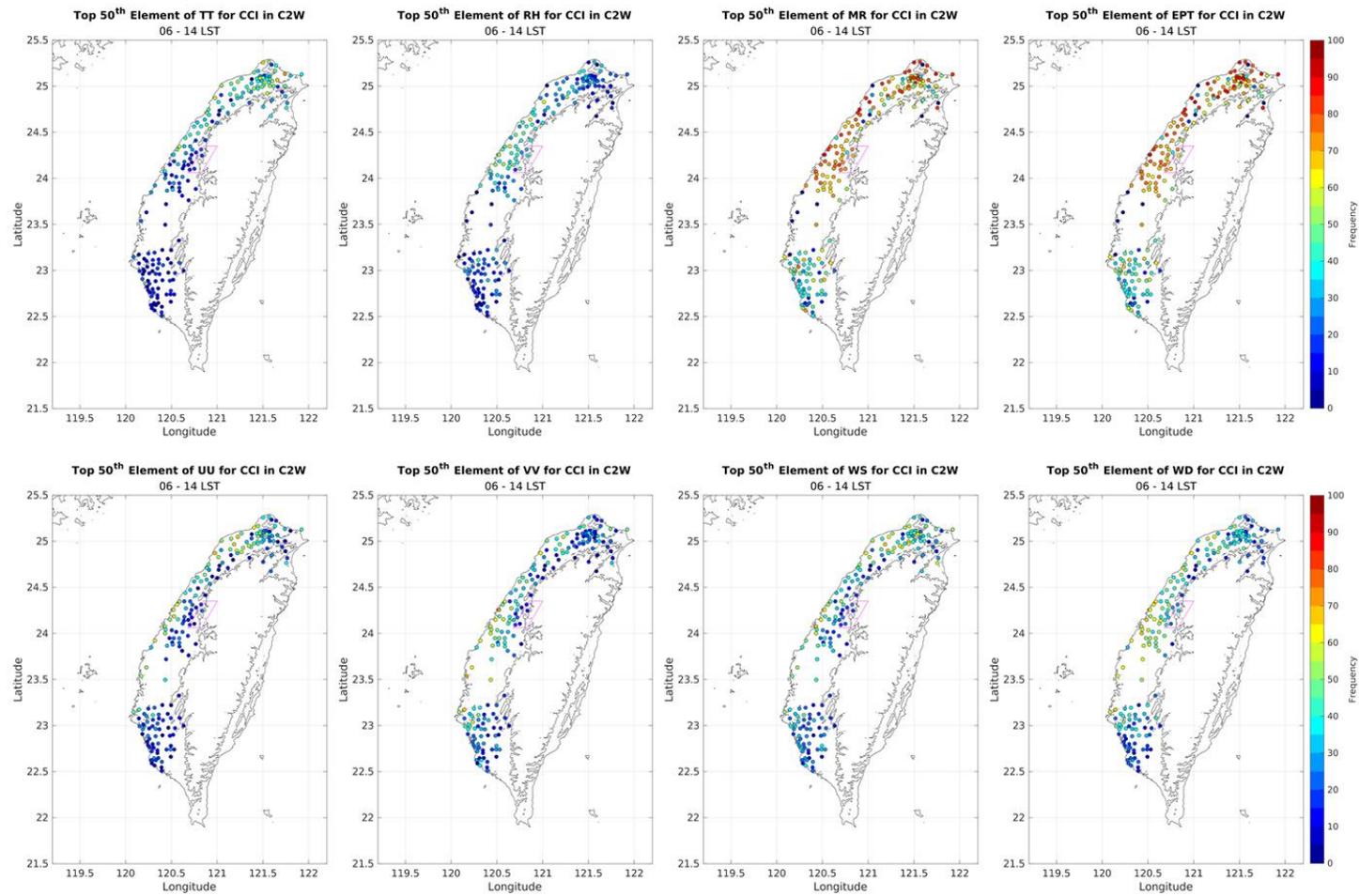


圖 5.26、如圖 5.19，但為 C2W 區 CCI 事件之取用頻率。

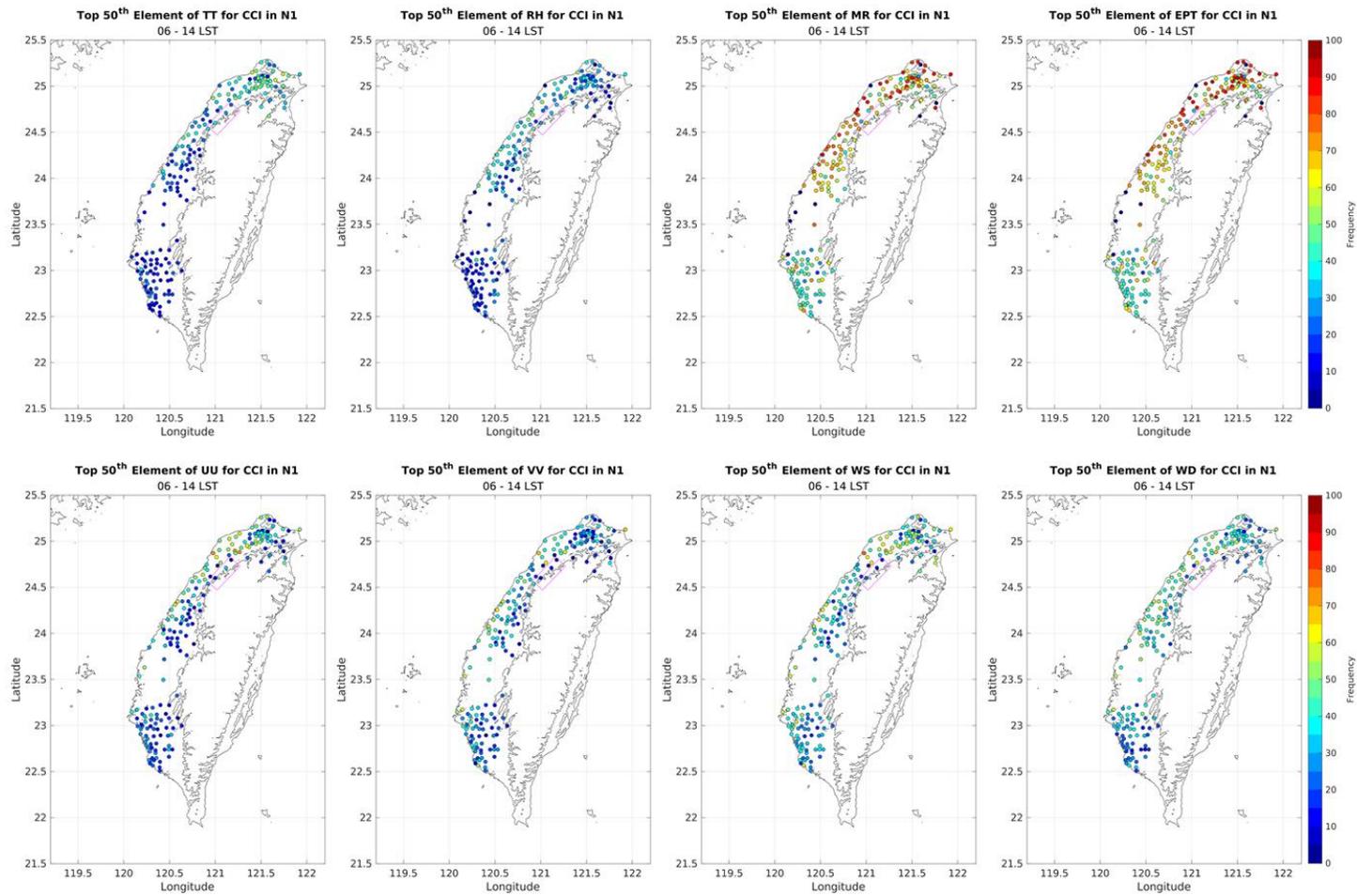


圖 5.27、如圖 5.19，但為 N1 區 CCI 事件之取用頻率。

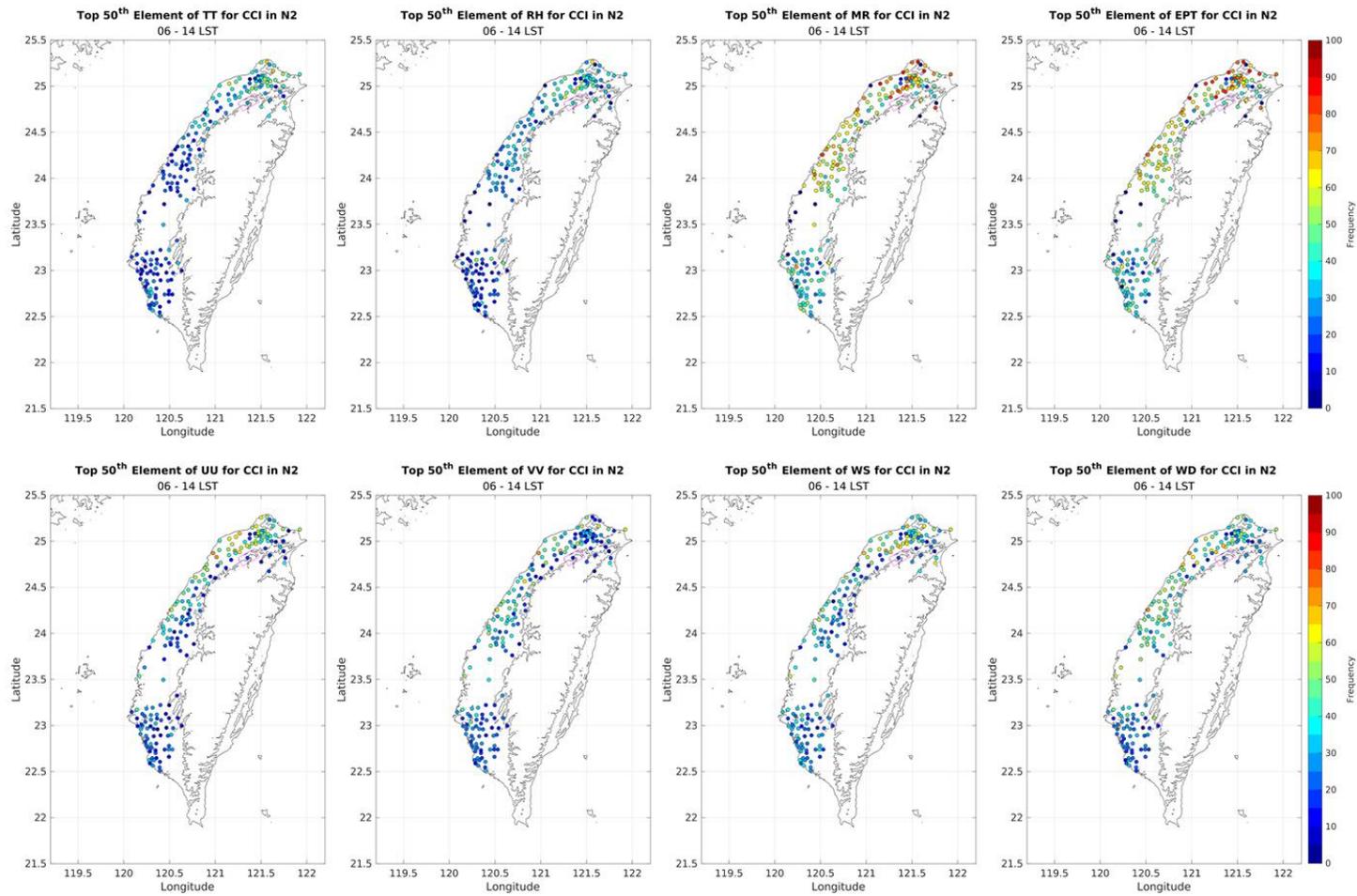


圖 5.28、如圖 5.19，但為 N2 區 CCI 事件之取用頻率。

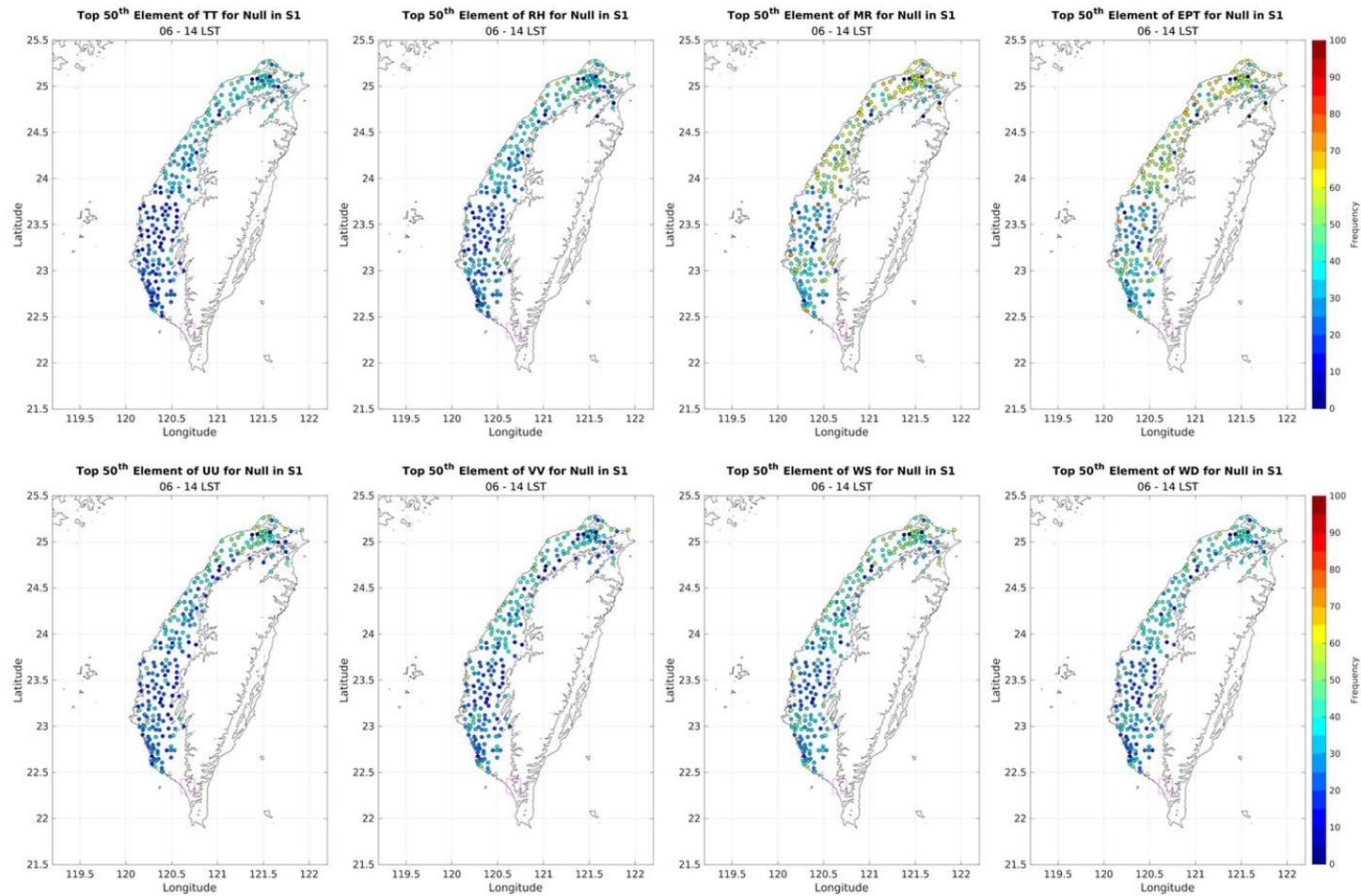


圖 5.29、如圖 5.19，但為 S1 區的 Null 事件中，前 50%模糊邏輯法得分之測站與變數之取用頻率。每個點皆為不同測站並區分不同變數，顏色為取用頻率。由左至右，由上而下依序為氣溫、相對濕度、混合比、相當位溫、U 風、V 風、風速與風向。

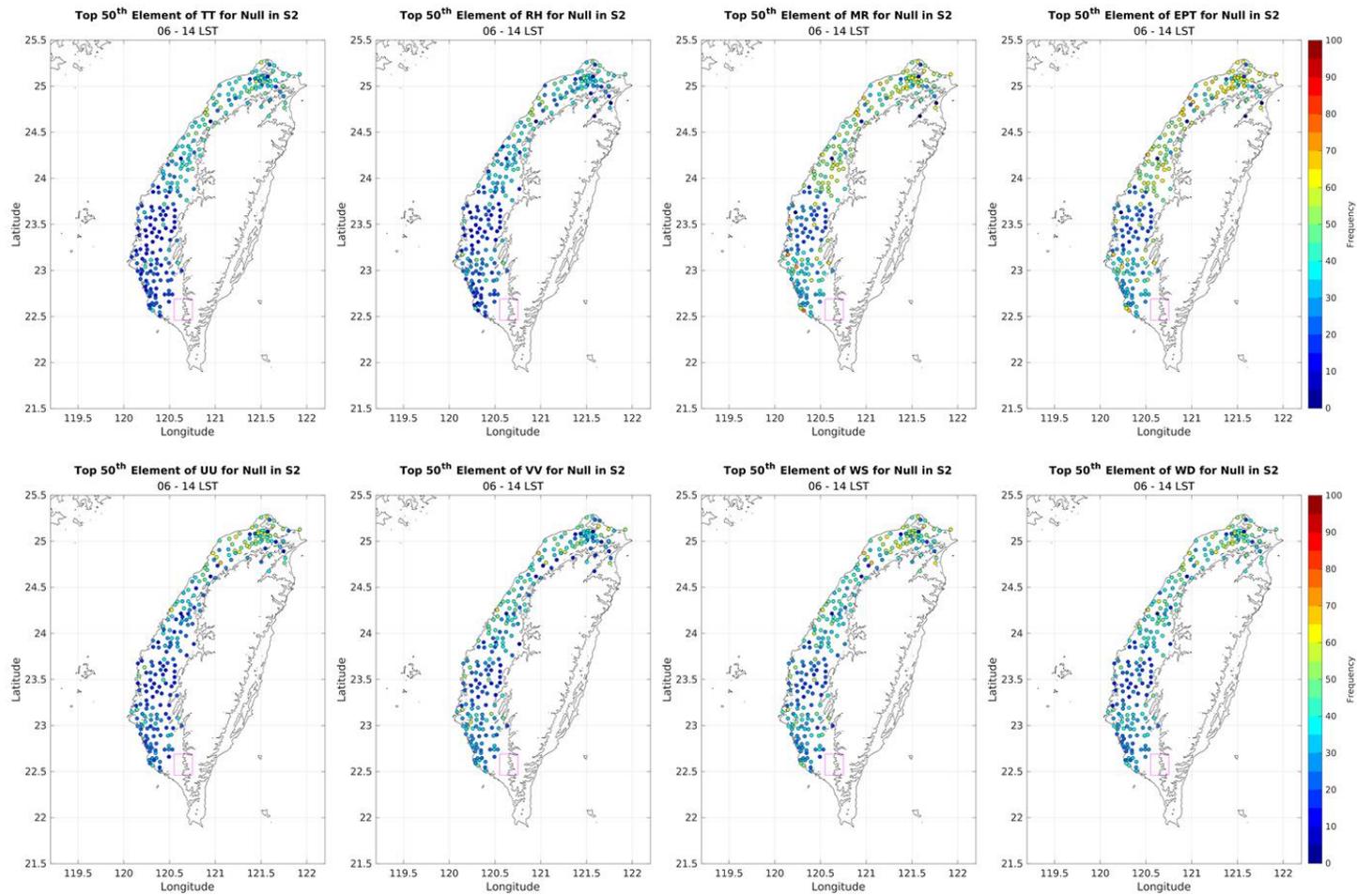


圖 5.30、如圖 5.29，但為 S2 區 Null 事件之取用頻率。

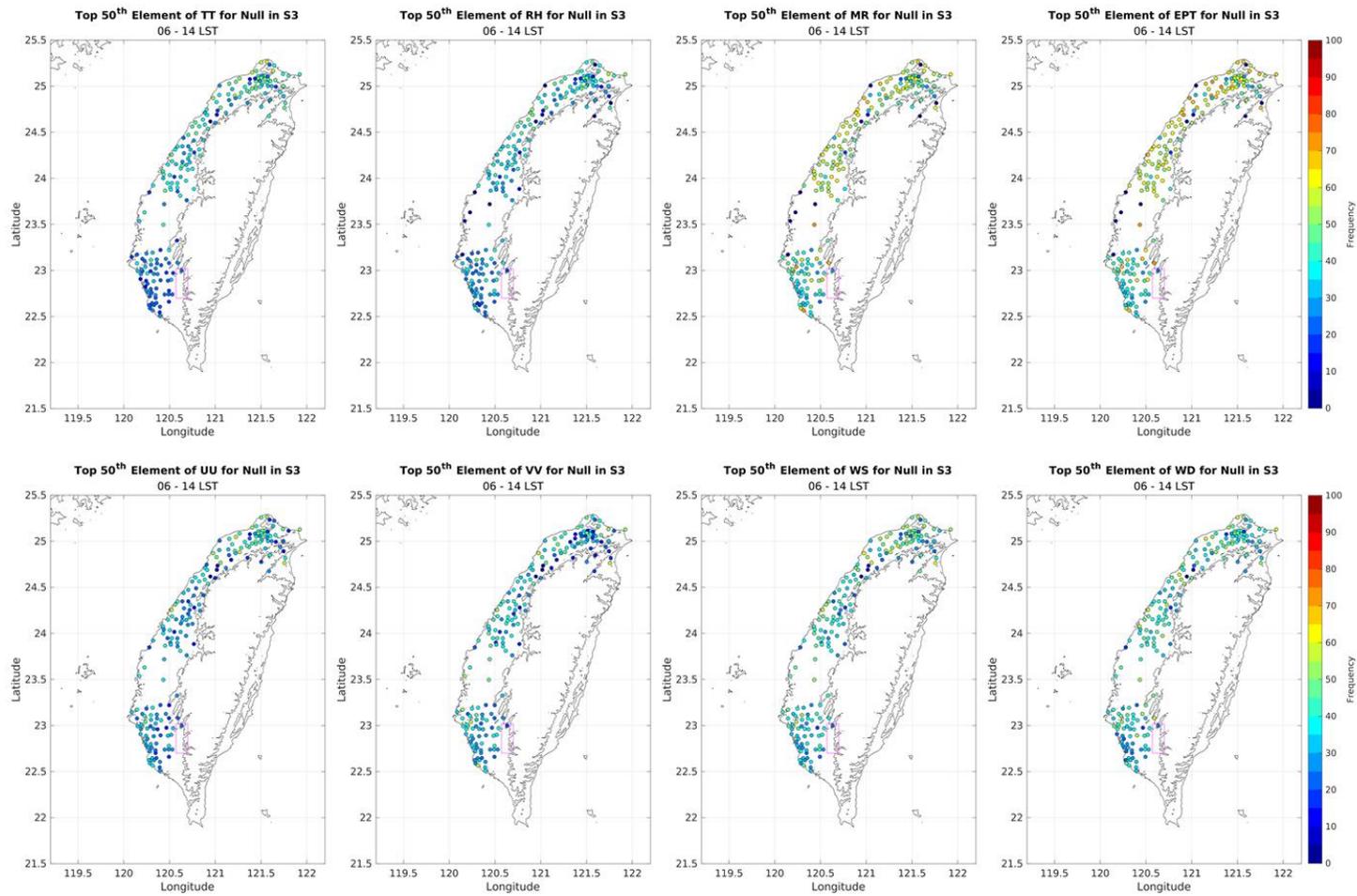


圖 5.31、如圖 5.29，但為 S3 區 Null 事件之取用頻率。

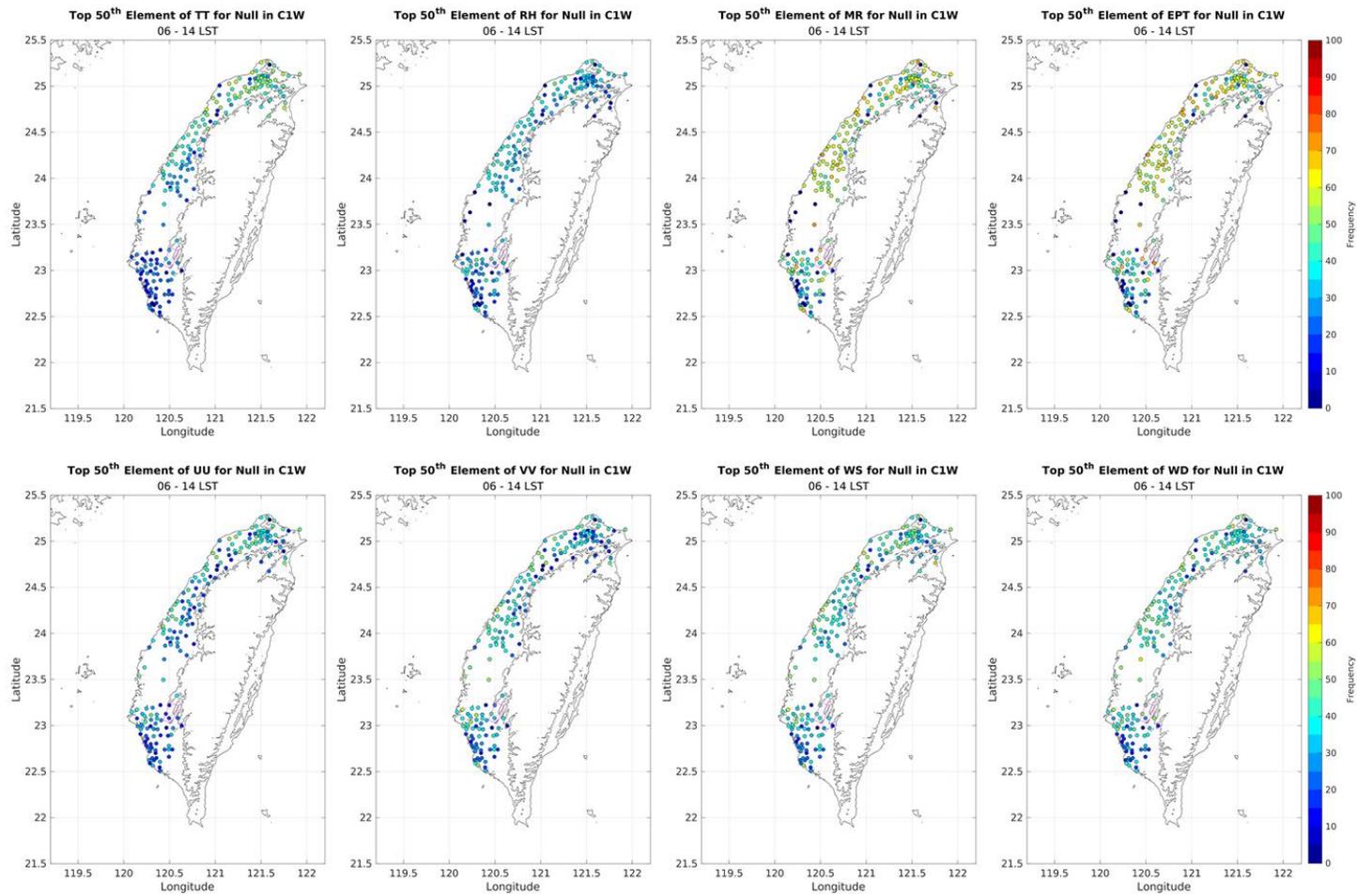


圖 5.32、如圖 5.29，但為 C1W 區 Null 事件之取用頻率。

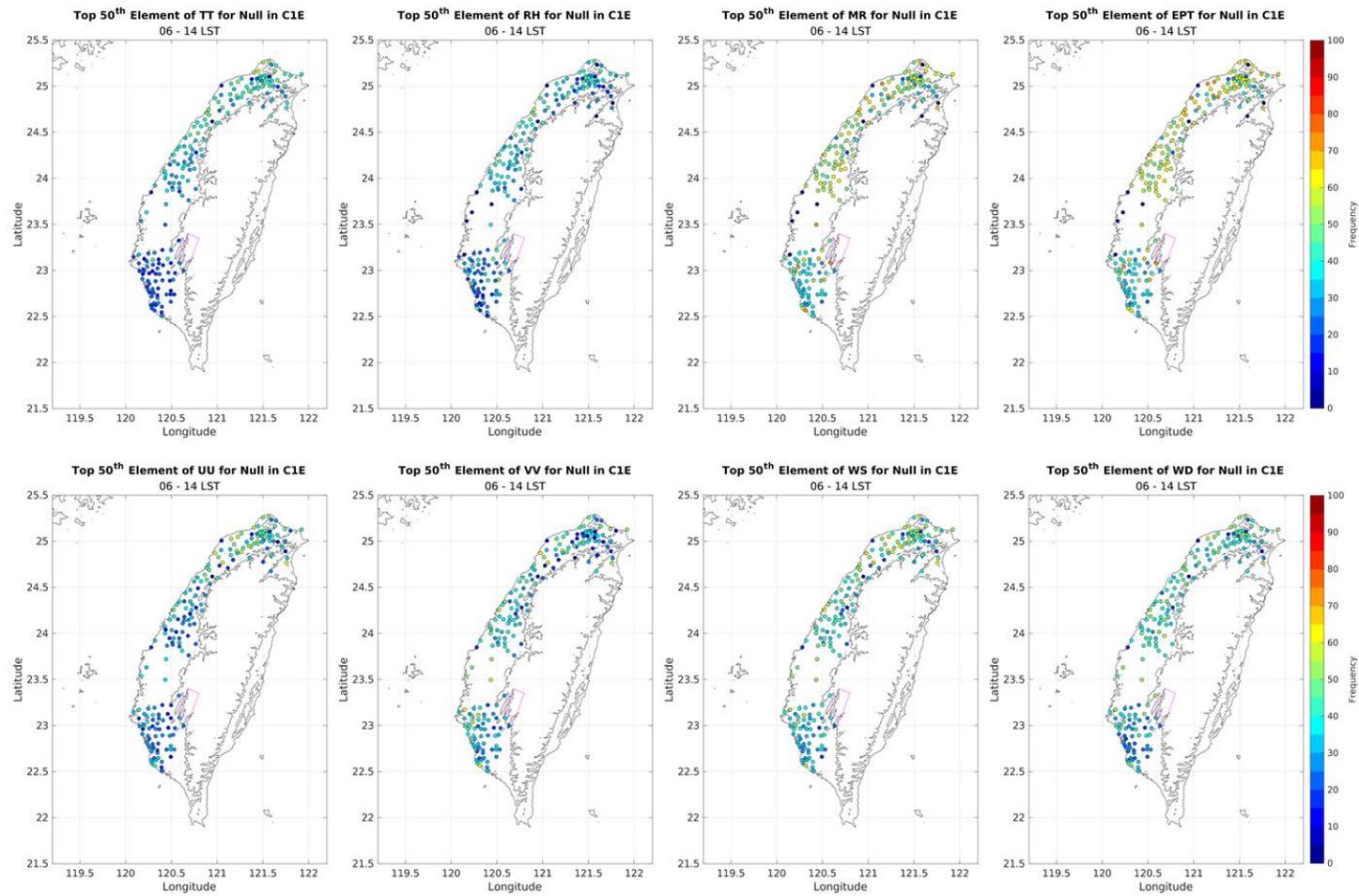


圖 5.33、如圖 5.29，但為 C1E 區 Null 事件之取用頻率。

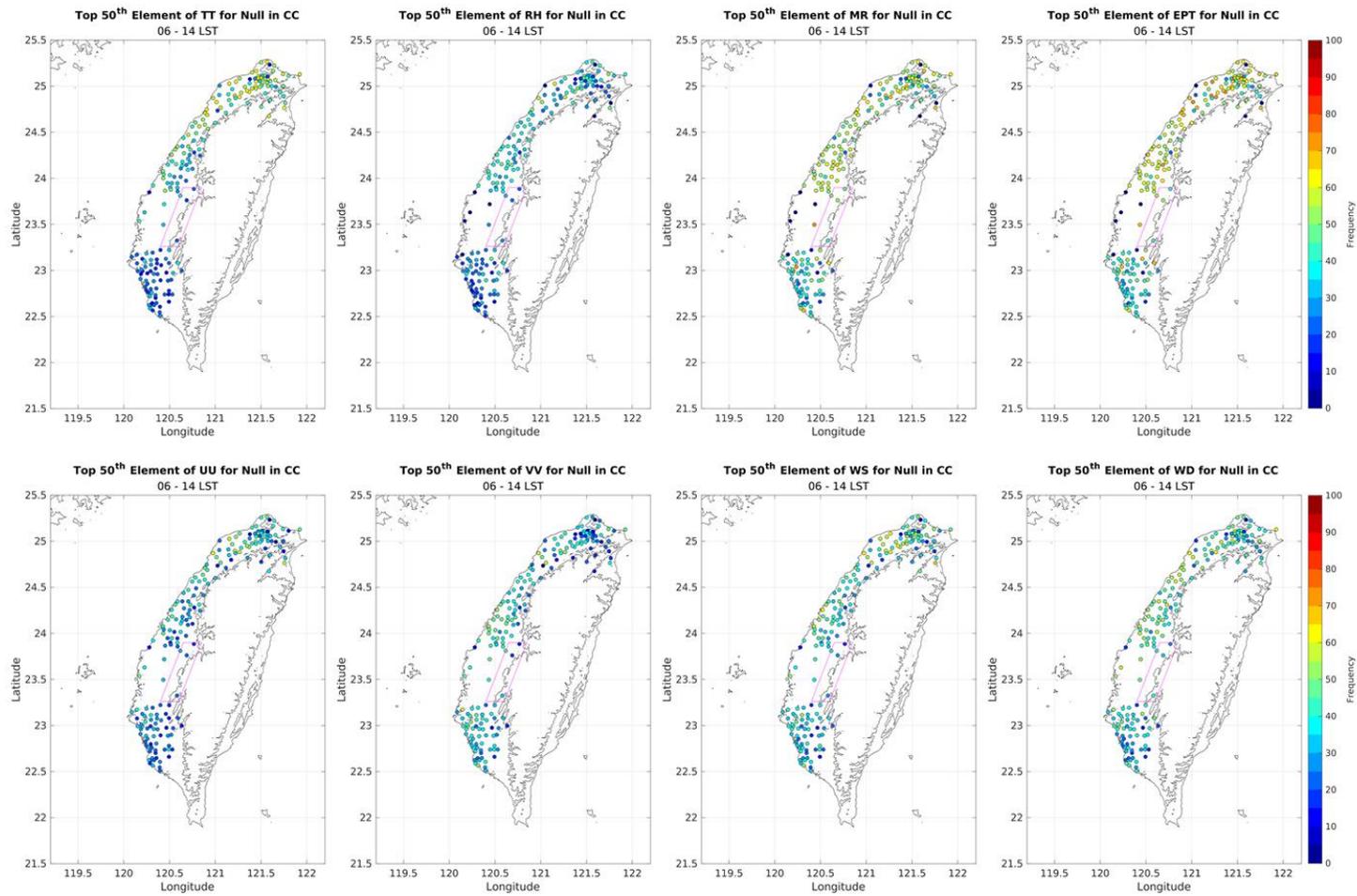


圖 5.34、如圖 5.29，但為 CC 區 Null 事件之取用頻率。

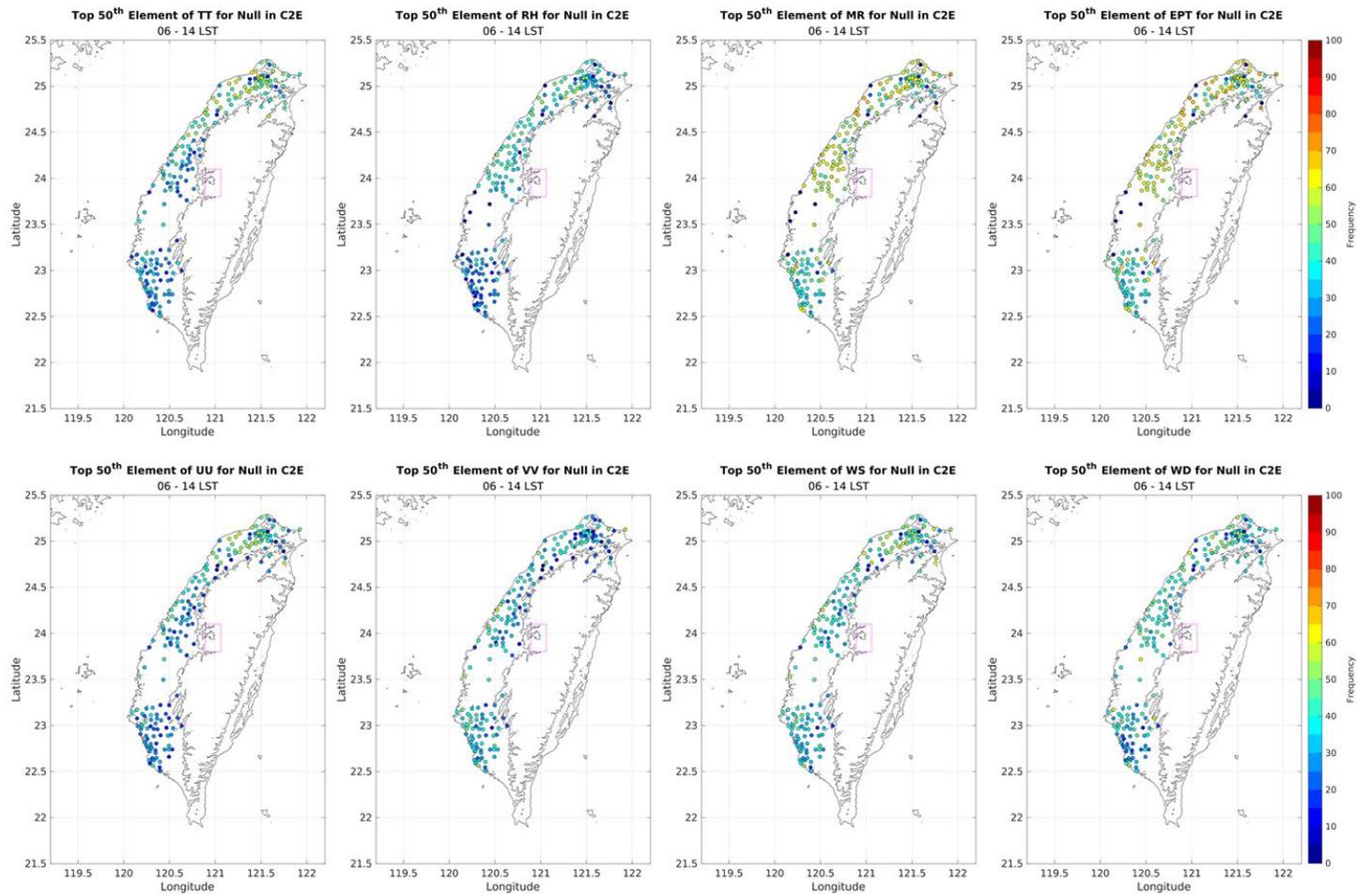


圖 5.35、如圖 5.29，但為 C2E 區 Null 事件之取用頻率。

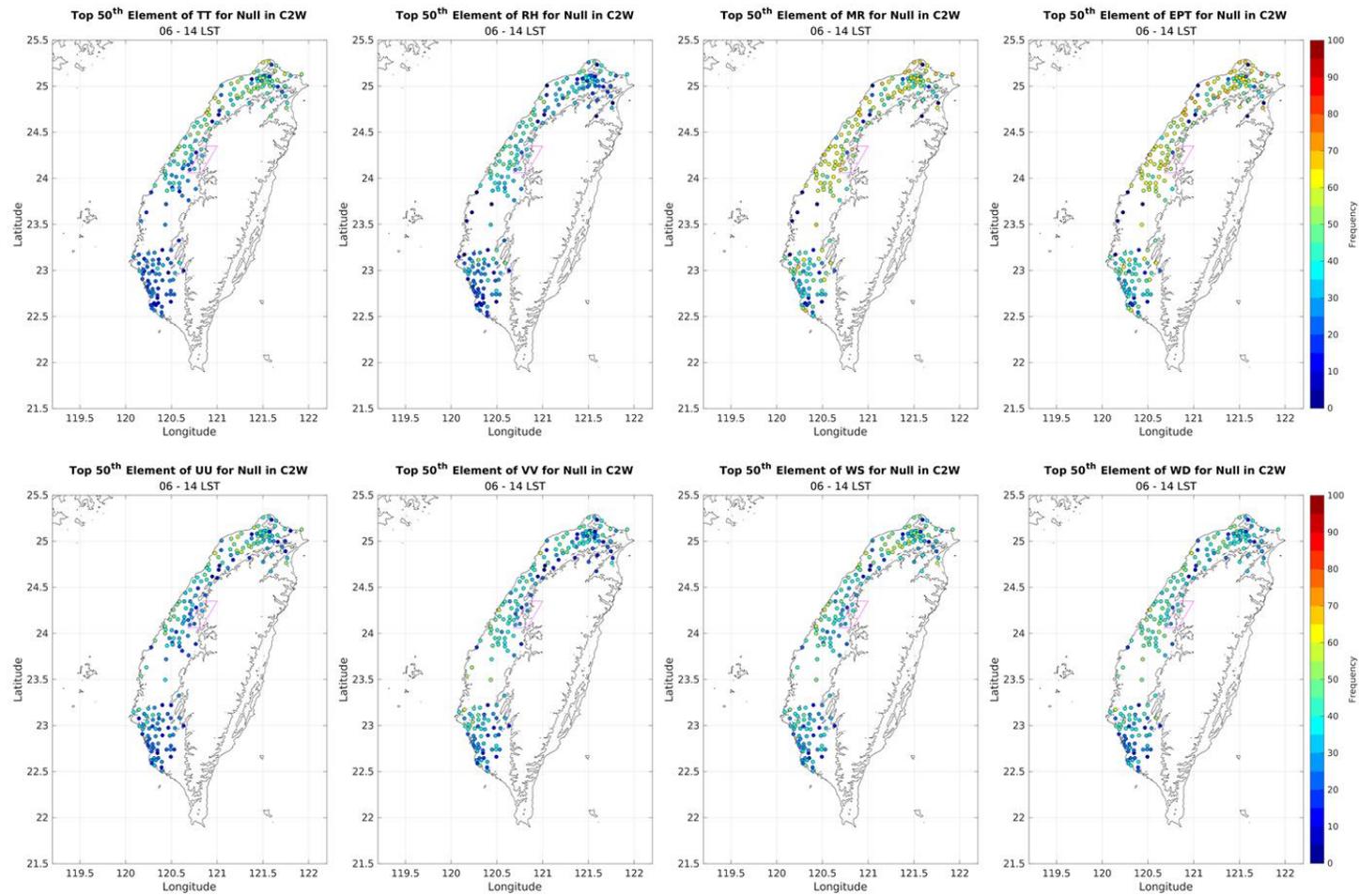


圖 5.36、如圖 5.29，但為 C2W 區 Null 事件之取用頻率。

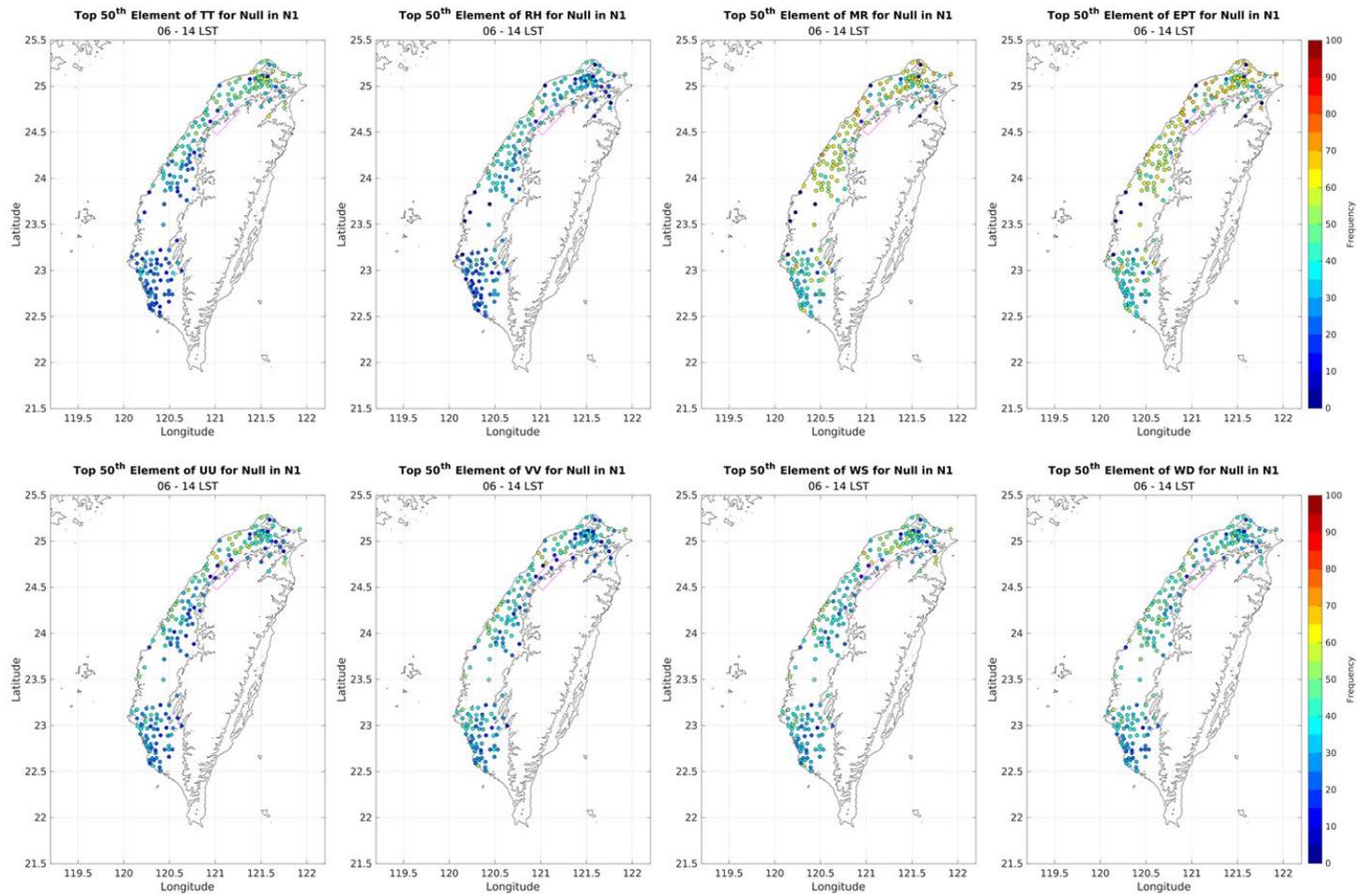


圖 5.37、如圖 5.29，但為 N1 區 Null 事件之取用頻率。

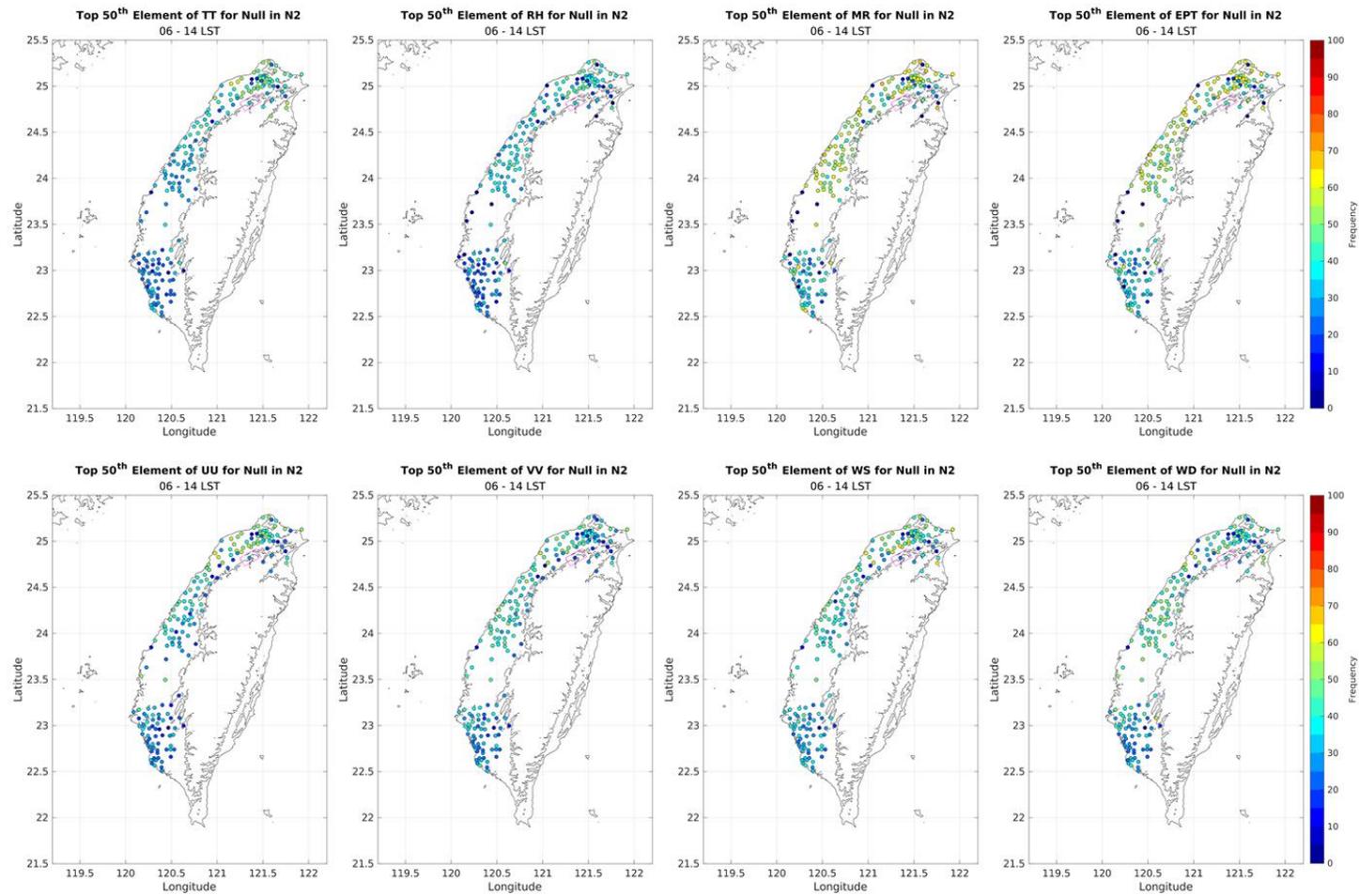


圖 5.38、如圖 5.29，但為 N2 區 Null 事件之取用頻率。