



交通部中央氣象局

自行研究計畫成果報告

梅雨季及颱風季期間臺南地區弱綜觀天氣
降雨分析及其機率指引模組作業統計

107 年 度 研 究 報 告 第 CWB 107-1A-13 號

研究主持人：易聖博

共同／助理研究員：楊旻憲、黃文亭

研究單位：臺灣南區氣象中心

「梅雨季及颱風季期間臺南地區弱綜觀天氣降雨分析 及其機率指引模組作業統計」

報告摘要

本研究分析 2012-2016 年弱綜觀環境下臺南地區 5-6 月清晨陸風降雨及 7-9 月午後對流降雨的環境特徵，以作為在地預報服務之參考。

結果發現清晨 4 點臺南氣壓值或許可做為清晨陸風降雨發展與否的預報參考因子。在午後對流降雨的環境分析結果發現，屏東機場(46750)00Z 探空資料的 500 hPa 溫度露點差、700 hPa 溫度露點差和 CAPE 可作為判斷午後對流發展的預報參考因子，臺灣南區氣象中心(46741)當日最高溫發生時間，以及 500h Pa 和 700 hPa 太平洋高壓脊的位置也有助於判斷午後對流發展。

最後本研究制定的臺南地區午後對流降雨檢核表，發現依此檢核表檢核今(2018)年 7-9 月的資料，結果顯示上述預報參考因子已有些許能力可作為臺南地區 7-9 月是否有午後對流發展的參考依據，但 CAPE 值相較於其他條件表現較差，未來暫不列入參考。

一、研究緣起

每年 5-9 月是南部地區的主要雨季，梅雨鋒面、颱風或西南氣流等強綜觀天氣系統，常造成南部地區大量的降雨。現今的數值預報模式對於強綜觀系統的模擬有相當的能力，因此預報上對於強綜觀系統造成的降雨通常也能掌握大致的型態。然而，在沒有強綜觀天氣系統的弱綜觀天氣環境下，也會因為區域性的環流變化造成較局部的降雨，例如午後熱對流、海陸風輻合降雨等。這些弱綜觀天氣，偶有引發局部地方的災情，但在降雨預報技術上因其範圍小、發生時間短，加上目前數值模式對局部環流模擬較無法掌握其準確性，因此對弱綜觀天氣下較小區域之地域性降雨的分析也是天氣預報中相當重要的一環。

為提升區域性預報服務，本研究以筆者工作之臺南地區為研究目標，分析弱綜觀天氣下因為局部環流造成降雨的情況，分別探討 5-6 月梅雨季時清晨的陸風降雨及 7-9 月午後對流發展的環境特徵，以綜觀資料、區域觀測資料進行分析，預計由呈現較大不同之環境差異作為預報參考因子。

二、主要研究方法及途徑

本研究分析 2012-2016 年 5-9 月地面天氣圖、高空圖、衛星雲圖、雷達回波圖等圖資，參考陳等(2009)、林等(2012)、Chang and Chen(1995)文獻，及主觀判定剔除伴隨鋒面、颱風或其外圍環流、低壓、西南氣流、或其他外來雲系移入之影響，僅探討在弱綜觀環境下之降雨。再區分兩種降雨類型，分別為 5-6 月於西南部近海清晨發展之降雨(往後簡稱清晨陸風降雨)及 7-9 月於臺南陸地上午後發展之對流降雨(往後簡稱午後對流降雨)。

在弱綜觀環境下，上述兩種降雨型態的定義分別為：(1)以臺南沿海地區臺南(46741)、七股(46778)、安平(C0X19)在清晨 5 時之前均沒有降雨，但在 5 時至 10 時間任 1 站有降雨，定義為有發生清晨陸風降雨日(LR DAY)，若不符合上述條件則為非清晨陸風降雨日(NLR DAY)。(2)以臺南(46741)13 時至 20 時間任一小時時雨量超過 5mm，定義為有午後對流降雨日(TS Day)，反之，臺南(46741)13 時至 20 時任一小時時雨量均未達 5mm，則定義為非午後對流降雨日(NTS

Day)。

三、研究發現或結論

分析結果發現，清晨陸風降雨日(LR DAY)和非清晨陸風降雨日(NLR DAY)臺南的溫度、陸風風速的差異不大，但 LR DAY 臺南的氣壓比 NLR DAY 低 2-3 hPa，兩者差異最大的時間在清晨 4 點，相差 3hPa，分析清晨 4 點的氣壓顯示，顯示清晨 4 點氣壓值或許可做為清晨陸風降雨發展與否的預報參考因子。

在午後對流降雨的環境分析結果發現，屏東機場(46750)00Z 探空資料的 500 hPa 溫度露點差、700 hPa 溫度露點差和 CAPE 可作為判斷午後對流發展的預報參考因子，臺灣南區氣象中心(46741)當日最高溫發生時間，以及 500h Pa 和 700 hPa 太平洋高壓脊的位置也有助於判斷午後對流發展。本研究依此制定臺南地區午後對流降雨檢核表，依此檢核表檢核今(2018)年 7-9 月的資料，結果顯示上述預報參考因子已有些許能力可作為臺南地區 7-9 月是否有午後對流發展的參考依據，但 CAPE 值相較於其他條件表現較差，未來暫不列入參考。

四、建議事項

在本研究分析午後對流降雨的環境條件時，原鎖定以山區易有午後雷陣雨發生區域的自動氣象站(關子嶺)時資料進行分析，但結果卻不盡理想，例如午後雷陣雨發生後溫度不降反升、沒有降雨後中尺度高壓造成的氣壓突升、午後雷陣雨發生前後風速風向未有明顯改變等。自動氣象站的觀測資料未能反映前人論文研究中預期的降雨前後特徵，因此，本研究捨棄以自動站資料作為預報參考因子。

另，由今(2018)年的資料，校驗本研究建置之檢核表，發現屏東的 CAPE 值相較於其他條件表現較差，可能因為屏東與臺南地區的近地層的大氣條件仍有差異，而近地層的幾筆探空資料就可能造成 CAPE 值很大的差異，建議未來暫不列入參考。但也建議可於暖季在永康氣象站進行數月的探空施放，比對屏東與永康近地層資料的差異，再評估是否能以屏東資料作為臺南有無午後對流之參考。

「梅雨季及颱風季期間臺南地區弱綜觀天氣降雨分析 及其機率指引模組作業統計」

目錄

一、前言	2
二、資料及個案選取	3
三、清晨陸風降雨	7
(一) 資料分析	7
(二) 小結	10
四、午後對流降雨	10
(一) 綜觀環境比較	10
(二) 午後對流預報參考因子	18
(三) 校驗結果	19
五、結論	21
參考文獻	23
致謝	24

一、前言

每年 5-9 月是南部地區的主要雨季，梅雨鋒面、颱風或西南氣流等強綜觀天氣系統，常造成南部地區大量的降雨。現今的數值預報模式對於綜觀系統的模擬有相當的能力，因此預報上對於綜觀系統造成的降雨通常也能掌握大致的型態。然而，在無強綜觀天氣系統的弱綜觀天氣環境下，也會因為區域性的環流變化造成較局部的降雨，例如午後熱對流、海陸風輻合降雨等。這些弱綜觀天氣，偶有引發局部地方的災情，但在降雨預報技術上因其範圍小、發生時間短，加上目前數值模式對局部環流模擬常無法掌握其準確性，因此對弱綜觀天氣下較小區域之地域性降雨的分析也是天氣預報中相當重要的一環。

林等(2012)分析顯示，在弱綜觀天氣下，暖季午後降雨最大值傾向發生於 1500-1600LST 間，主要降雨區域多沿著平行山脈走向的斜坡。北台灣發生午後熱對流時間較中南部早，但中南部對流強度明顯高於北臺灣，持續時間亦較長。陳與楊(1988)、陳等(2001)、陳和張(2002)、陳等(2009)指出，北台灣梅雨季午後熱對流主要發生於沿著山脈西側 500-1000m 的斜坡區，源自於海風與盛行風輻合而有最高降雨機率，白天局部環流與地形效應可影響降水強度。在無明顯山勢斜坡的沿岸區，午後熱對流之降雨機制則降低(陳和張(2002)，陳等(2005))，Chen et al.(1999)亦指出，發生於 1500-1600LST 的最大降水，係由午後熱對流所導致，於夏季最明顯，歸因於海陸風局部環流與山脈地形的交互作用。

沿海地區局部環流主要呈現之特性為海陸風，海風大都從 1000-1100LST 開始，到 1400-1500LST 時，隨著氣溫上升到最高而達到最強盛時期，通常可深入陸地約 20-25km(中央氣象局 2006)。侯與范(2014)指出，臺灣西部夏季常會因海風強盛而引發午後降雨事件。McPherson et al. (1970)指出凸的海岸線在陸地上會出現海風輻合，凹的海岸線在陸地上會出現海風輻散。臺南地區的濱海北區相較高雄地區正是呈現凸的海岸線，其海陸風環流與午後降雨之特性，值得注意。臺灣的海陸風一般可分為離岸風與向岸風，夏季之向岸風(海風)最強時間為 1400LST，離岸風(陸風)最強時間為 0600LST(e.g., Chen et al. 1999)。陳與林(2015)分析指出，台灣西部夏季海陸風盛行區域為桃園新屋到臺南七股的沿海地區。

紀與陳(1989)在 1986 年 6 月的個案分析中指出夜間陸風與中尺度

對流系統(Mesoscale convective systems ; MCSs)前緣外流邊界造成的低層輻合式 MCSs 生成與加強的重要機制。紀等(1998)探討 1992-1995 年臺灣梅雨季西南部對流發展與海陸風關係，則發現白天陸上對流於海風及/或上坡風出現後開始發展，而西南部海上對流於夜間陸風發生後開始發展。陳與楊(1988)發現在梅雨季，台灣中南部地區的豪雨發生頻率具有明顯的日夜變化，分別在清晨和午後出現相對最大值，深夜最小值的特徵，並認為局部環流(例如：陸風、下坡風和山風)和清晨豪雨頻率極大有重要關係。蔡與童(1987)指出海陸風或山谷風環流均是一種局部性的熱力直接環流，在弱綜觀強迫情況下是臺灣南部地區一種盛行的大氣現象。

Chen et al. (1999)分析 1993 至 1996 年的觀測資料，發現臺灣地區降雨呈現兩個雙峰值，最大在 16-17 時，發生在地面的水平氣流輻合之後 2-3 小時；次高峰的清晨降雨是由西半部地形造成的夜間下波風氣流所引發。Kerns et al. (2010)針對臺灣 1997 至 2002 年的資料進行氣候統計，顯示在梅雨季中(5 月 16 日~6 月 15 日)，臺灣西南部在清晨和中午都有最大降雨頻率和時雨量，中午最大降雨頻率和時雨量的現象在山區最為明顯；而清晨降雨頻率和時雨量相對較大的現象，則是在西南部沿海及平原區域最為明顯，並指出接近清晨在西南部近海，低於 273K 的冷雲頂出現 機率也顯著上升。

依上述文獻回顧可看出，南部地區降雨的兩大高峰值分別在午後及清晨，除了綜觀環境的影響，局部環流的影響亦是因素之一。本研究以筆者工作之臺南地區為研究目標，分析弱綜觀天氣下因為局部環流造成降雨的情況，為避免季節因素的差異影響結果，故區分為 5-6 月與 7-9 月，分別分析 5-6 月梅雨季時清晨的陸風降雨及 7-9 月午後對流發展的環境特徵，以綜觀資料、區域觀測資料進行分析研究，預計由呈現較大不同之環境差異作為預報參考因子，進而建立臺南地區弱綜觀環境下清晨陸風降雨和午後對流降雨之檢核表。

二、資料及個案選取

本研究欲探討暖季無強綜觀天氣系統的環境下，臺南地區的降雨情況，包含 5-6 月於西南部外海清晨發展之降雨(往後簡稱清晨陸風降雨)及 7-9 月於臺南陸地上午後發展之對流降雨(往後簡稱午後對流降雨)。分析 2012-2016 年 5-9 月地面天氣圖、高空圖、衛星雲圖、雷達

回波圖等圖資，參考陳等(2009)、林等(2012)、Chang and Chen(1995)文獻，及主觀判定剔除伴隨鋒面、颱風或其外圍環流、低壓、西南氣流、或其他外來雲系移入之影響，僅探討在弱綜觀環境下發展之降雨。

在清晨陸風降雨部分，因為清晨陸風降雨可能與前一天的環境條件有關，故若前一日不為弱綜觀環境，並不列入後續分析。為區分是由夜間陸風作用造成的降雨，並影響至臺南地沿海地區，個案選取的條件是前述弱綜觀環境下，臺南沿海地區臺南(46741)、七股(46778)、安平(C0X19)在清晨 5 時之前均沒有降雨，但在 5 時至 10 時間任 1 站有降雨，定義為有發生清晨陸風降雨日(LR DAY)，若不符合上述條件則為非清晨陸風降雨日(NLR DAY)。2012-2016 年 5-6 月清晨陸風降雨日(LR DAY)，和非清晨陸風降雨日(NLR DAY)分別有 7 天和 76 天，日期如表 1 和表 2 所示。

表 1 2012-2016 年 5-6 月弱綜觀環境下臺南地區清晨陸風降雨日(LR DAY)日期。

個案編號	年	月	日	個案編號	年	月	日
1	2013	05	28	5	2014	06	28
2	2013	06	8	6	2015	05	28
3	2014	06	21	7	2015	05	30
4	2014	06	26				

表 2 2012-2016 年 5-6 月弱綜觀環境下臺南地區清晨非陸風降雨日(NLR DAY)日期。

個案編號	年	月	日	個案編號	年	月	日
1	2012	05	6	38	2015	06	9
2	2012	05	7	39	2015	06	10
3	2012	05	8	40	2015	06	11
4	2012	05	13	41	2015	06	12
5	2012	05	14	42	2015	06	13
6	2012	05	23	43	2015	06	14
7	2012	05	24	44	2015	06	15
8	2012	05	25	45	2015	06	16
9	2012	06	2	46	2015	06	17

10	2012	06	6	47	2015	06	18
11	2012	06	7	48	2016	05	3
12	2012	06	27	49	2016	05	4
13	2012	06	28	50	2016	05	5
14	2013	05	15	51	2016	05	6
15	2013	05	26	52	2016	05	7
16	2013	05	27	53	2016	05	8
17	2013	05	30	54	2016	05	9
18	2013	05	31	55	2016	05	10
19	2013	06	2	56	2016	05	15
20	2013	06	7	57	2016	05	18
21	2013	06	18	58	2016	05	19
22	2013	06	19	59	2016	05	20
23	2013	06	27	60	2016	05	26
24	2013	06	28	61	2016	05	27
25	2013	06	29	62	2016	06	16
26	2013	06	30	63	2016	06	17
27	2014	05	25	64	2016	06	18
28	2014	05	26	65	2016	06	19
29	2014	06	2	66	2016	06	20
30	2014	06	19	67	2016	06	21
31	2014	06	20	68	2016	06	22
32	2015	05	2	69	2016	06	23
33	2015	05	14	70	2016	06	24
34	2015	05	15	71	2016	06	25
35	2015	05	16	72	2016	06	26
36	2015	06	3	73	2016	06	27
37	2015	06	8	74	2016	06	28

而在午後對流降雨部分，為區分是由熱力對流發展造成的降雨，降雨須具備對流特性，前人研究多採取時雨量超過 10mm 為對流性降雨的定義，因以 Z-R 關係式，對流回波 35~40dBz 的降雨強度約為 10mm/hrm。因本研究以本局氣候資料庫之小時資料分析，強降雨可能分別落在兩筆相連的小時資料，故本研究降低標準至時雨量超過 5mm 作為達對流性降雨的標準。在午後對流降雨個案選取的條件是前述弱綜觀環境下，若臺南(46741)13 時至 20 時間任一小時時雨量超

過 5mm，定義為有午後對流降雨日(TS Day)，反之，臺南(46741)13時至 20 時任一小時時雨量均未達 5mm，則定義為非午後對流降雨日(NTS Day)。2012-2016 年 7-9 月午後對流降雨日(TS Day)和非午後對流降雨日(NTS Day)分別有 9 天和 56 天，日期如表 3 和表 4 所示。

表 3 2012-2016 年 7-9 月弱綜觀環境下臺南地區午後對流降雨日(TS Day)日期。

個案編號	年	月	日	個案編號	年	月	日
1	2012	7	5	6	2013	9	15
2	2012	8	18	7	2014	8	25
3	2012	9	24	8	2014	8	31
4	2013	7	9	9	2015	9	21
5	2013	7	31	-	-	-	-

表 4 2012-2016 年 7-9 月弱綜觀環境下臺南地區非午後對流降雨日(NTS Day)日期。

個案編號	年	月	日	個案編號	年	月	日
1	2012	7	2	29	2014	7	15
2	2012	7	3	30	2014	8	15
3	2012	7	7	31	2014	8	21
4	2012	7	10	32	2014	8	23
5	2012	7	11	33	2014	8	24
6	2012	7	12	34	2014	8	26
7	2012	7	13	35	2014	9	5
8	2012	9	9	36	2014	9	28
9	2012	9	13	37	2014	9	29
10	2012	9	17	38	2014	9	30
11	2012	9	18	39	2015	7	3
12	2012	9	22	40	2015	7	4
13	2012	9	30	41	2015	7	23
14	2013	7	11	42	2015	7	24
15	2013	7	20	43	2015	8	4
16	2013	7	22	44	2015	8	11
17	2013	8	5	45	2015	9	11

18	2013	8	6	46	2015	9	12
19	2013	8	8	47	2015	9	13
20	2013	8	26	48	2015	9	14
21	2013	9	2	49	2015	9	18
22	2013	9	3	50	2016	7	4
23	2013	9	18	51	2016	7	16
24	2013	9	27	52	2016	7	21
25	2014	7	2	53	2016	7	23
26	2014	7	12	54	2016	8	25
27	2014	7	13	55	2016	9	24
28	2014	7	14	56	2016	9	25

在綜觀環境配置上，本研究使用 EC 重分析場 0.75 度網格資料分析繪圖。高空資料則採用空軍屏東機場(46750)00Z 的探空資料分析，因臺南地區周邊固定探空觀測僅有空軍所屬的屏東(46750)及馬公(46734)，而本研究探討午後對流之發展，乃受陸地上熱力作用影響大，因此環境條境應較類似同樣位於南部陸地的屏東，與位於海島之馬公近地層環境差異較大，故在本研究中採用屏東(46750)的探空資料代表臺南高空的大氣環境。

三、清晨陸風降雨

(一)資料分析

分析清晨陸風降雨時發生與否的環境差異，2012-2016 年 5-6 月 LR DAY 與 NLR DAY 臺南逐時的溫度分布如圖 1 所示，在清晨 LR DAY 的溫度比 NLR DAY 略高，但差異不到 1°C，因此無法作為預報參考因子。

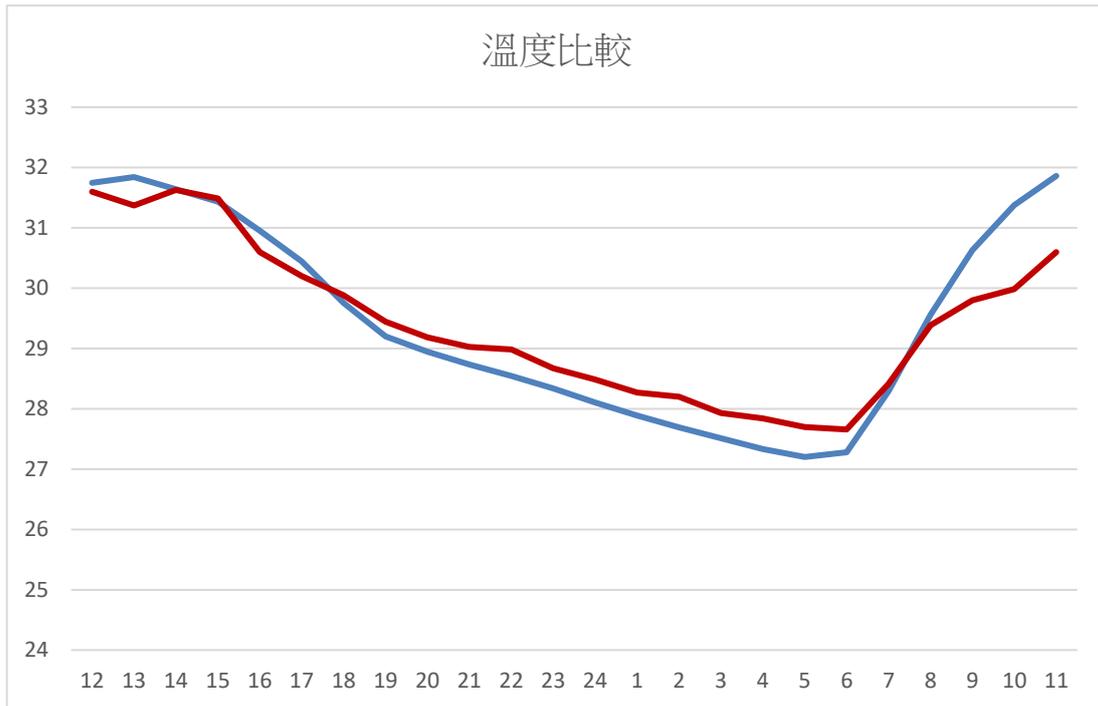


圖 1 2012-2016 年 5-6 月 LR DAY (紅線)與 NLR DAY (藍線)逐時溫度分布。縱軸為溫度(單位：°C)，橫軸為時間(單位：時)。

分析清晨陸風的強度，本研究分析臺南逐時海陸風風速的變化，因臺南海岸線接近南北向，為日後判斷方便及簡化，將風分解為東西分量，西風分量代表海風、東風分量代表陸風，圖 2 即為 2012-2016 年 5-6 月 LR DAY 與 NLR DAY 臺南逐時的陸風風速分布，在清晨 LR DAY 的陸風比 NLR DAY 略大，以清晨 4 點的差異最大，但仍不足 0.5 ms^{-2} ，因此無法作為預報參考因子。

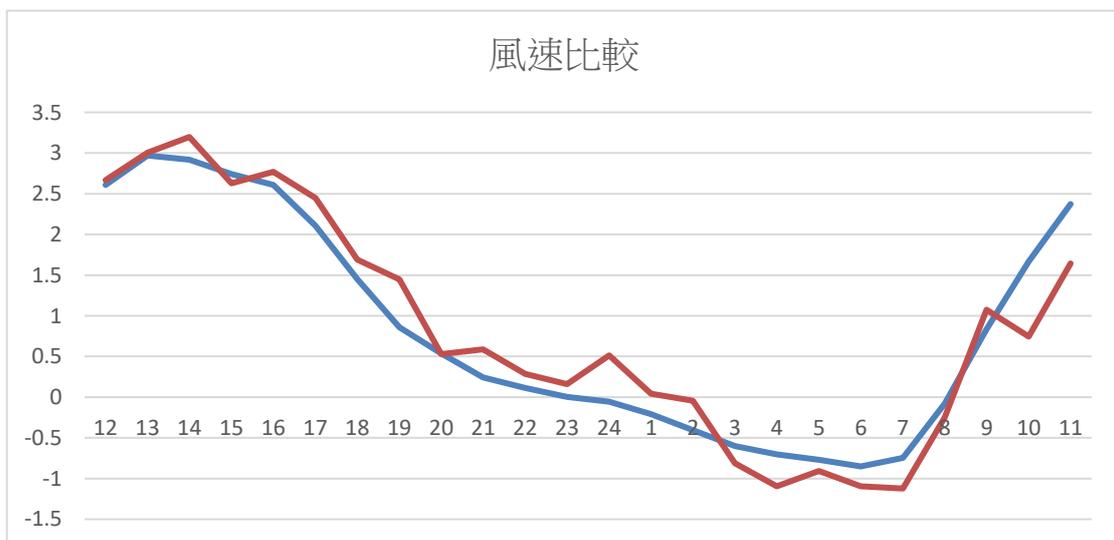


圖 2 2012-2016 年 5-6 月 LR DAY (紅線)與 NLR DAY (藍線)陸風風速逐時分布。縱軸為風速(單位： ms^{-2})，風速正為西風分量，表海風；風速負為東風分量，表陸風。橫軸為時間(單位：時)。

分析清晨臺南氣壓的變化，圖 3 即為 2012-2016 年 5-6 月 LR DAY 與 NLR DAY 臺南逐時的氣壓分布，LR DAY 與 NLR DAY 均呈現半日波的形式，LR DAY 比 NLR DAY 低 2-3 hPa，兩者差異最大的時間在清晨 4 點，相差 3hPa。因此分析清晨 4 點 LR DAY 與 NLR DAY 的氣壓差異，如圖 4 所示，綠線為 LR DAY 平均加上標準差，LR DAY 個案僅 1 個在綠線之上，其餘均在綠線之下，NLR DAY 的分佈則多數在綠線之上，顯示 LR DAY 個案中僅 1 個個案清晨 4 點的氣壓大於氣壓平均加上標準差，而 NLR DAY 的個案清晨 4 點的氣壓則多大於氣壓平均加上標準差，因此清晨 4 點氣壓值或許可做為清晨陸風降雨發展與否的預報參考因子。

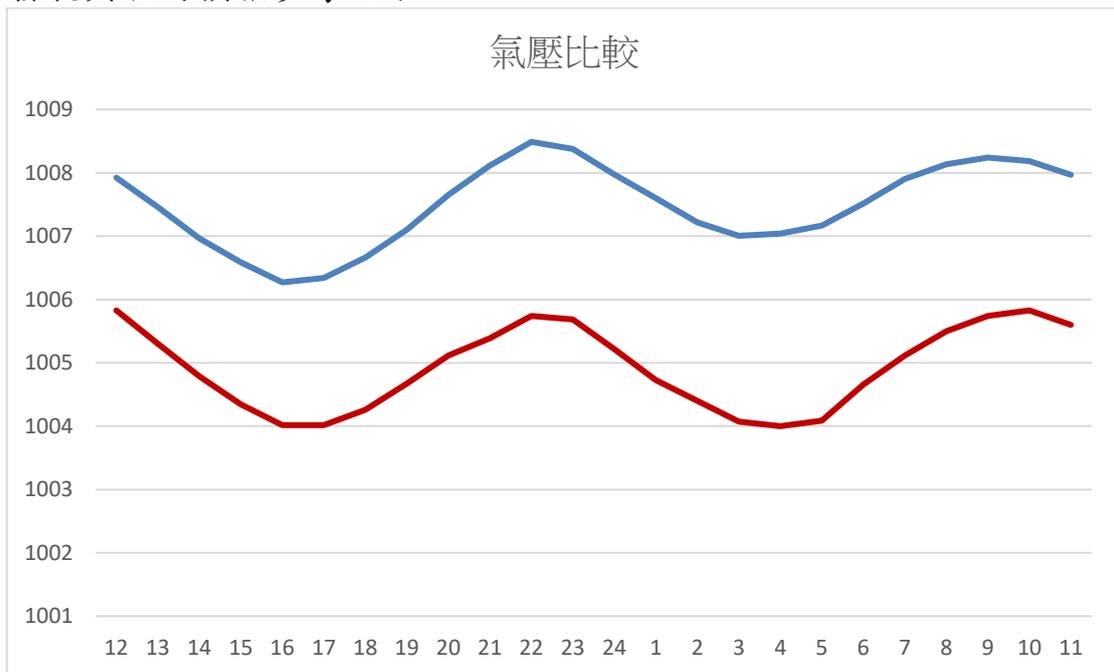


圖 3 2012-2016 年 5-6 月 LR DAY (紅線)與 NLR DAY (藍線)氣壓逐時分布。縱軸為氣壓(單位：hPa)，橫軸為時間(單位：時)。

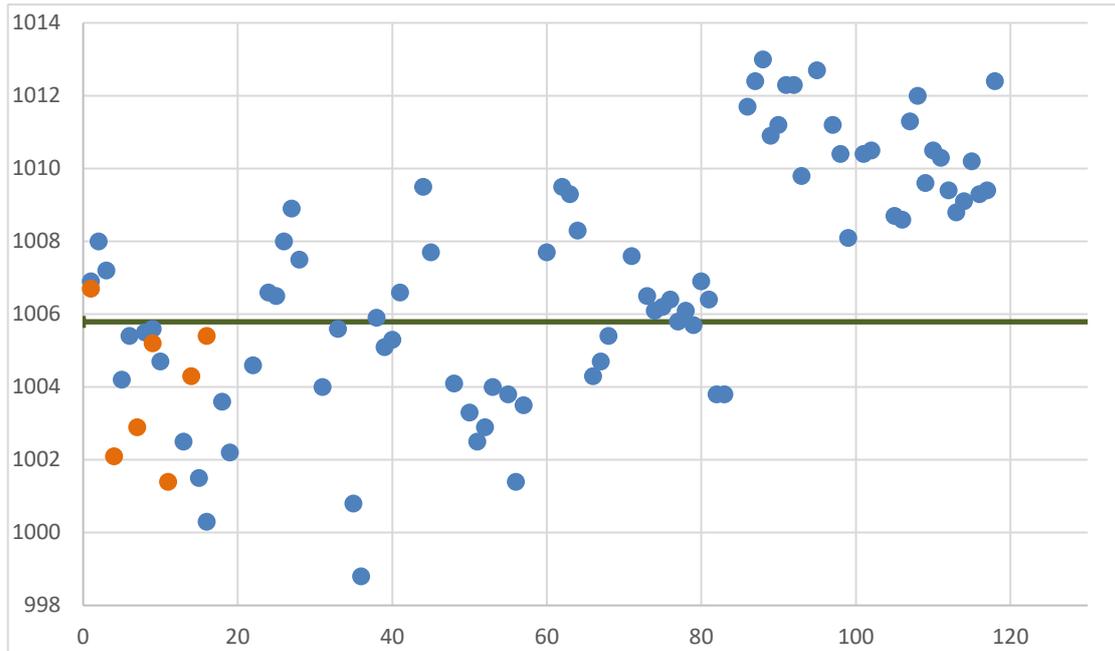


圖 4 2012-2016 年 5-6 月 LR DAY (橘色圓形) 與 NLR DAY (藍色圓形) 清晨 4 點的氣壓分布。縱軸為氣壓(單位：hPa)，橫軸為個案編號。

(二) 小結

依本研究所選之溫度、陸風風速、氣壓等參數，目前僅有氣壓略能反映出 LR DAY 與 NLR DAY 的差異。

四、午後對流降雨

(一) 綜觀環境比較

分析對流發生與否的綜觀環境條件，圖 5 和圖 6 分別為 2012-2016 年 7-9 月 TS Day 和 NTS Day 500 hPa 高度場與風場合成。兩圖明顯在太平洋高壓的強度上有極大差異，圖 5 中 5880 等高線範圍小，且幾乎在 140°E 以東；反之，圖 6 中 5880 等高線範圍大，且包含整個臺灣，向西延伸至接近 110°E。

TS Day 與 NTS Day 太平洋高壓強度的差異同樣反映在 700 hPa 的高度場上，由圖 7 和圖 8 中 3150 等高線的範圍可清楚顯示。

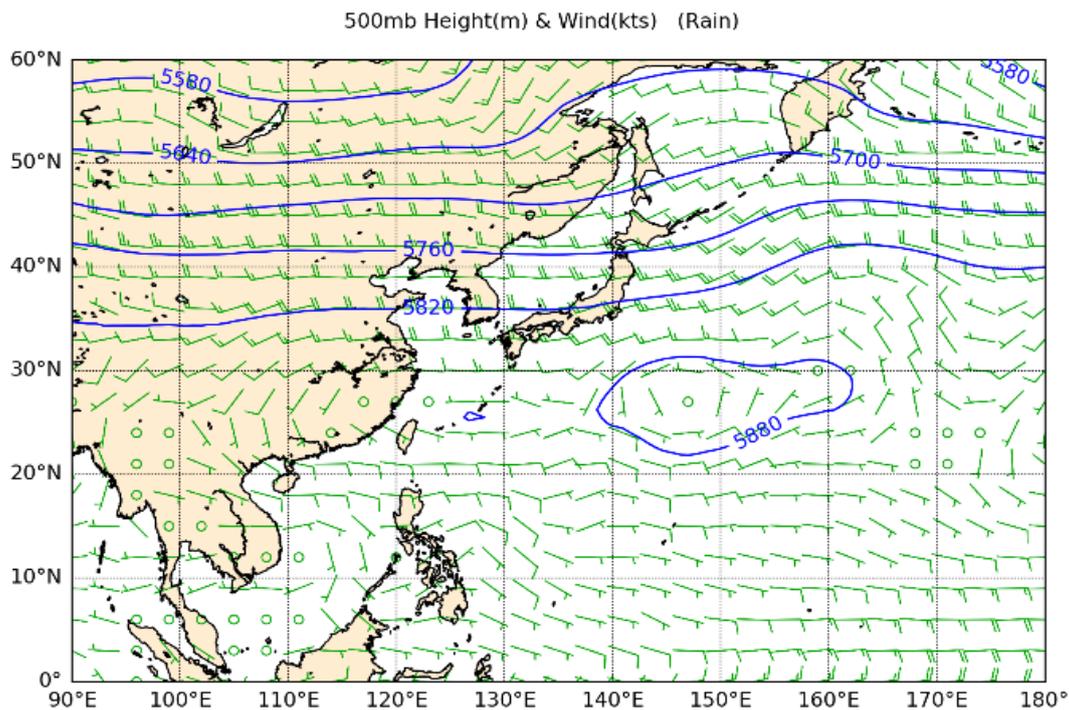


圖5 2012-2016年7-9月TS Day的500 hPa高度場與風場合成。

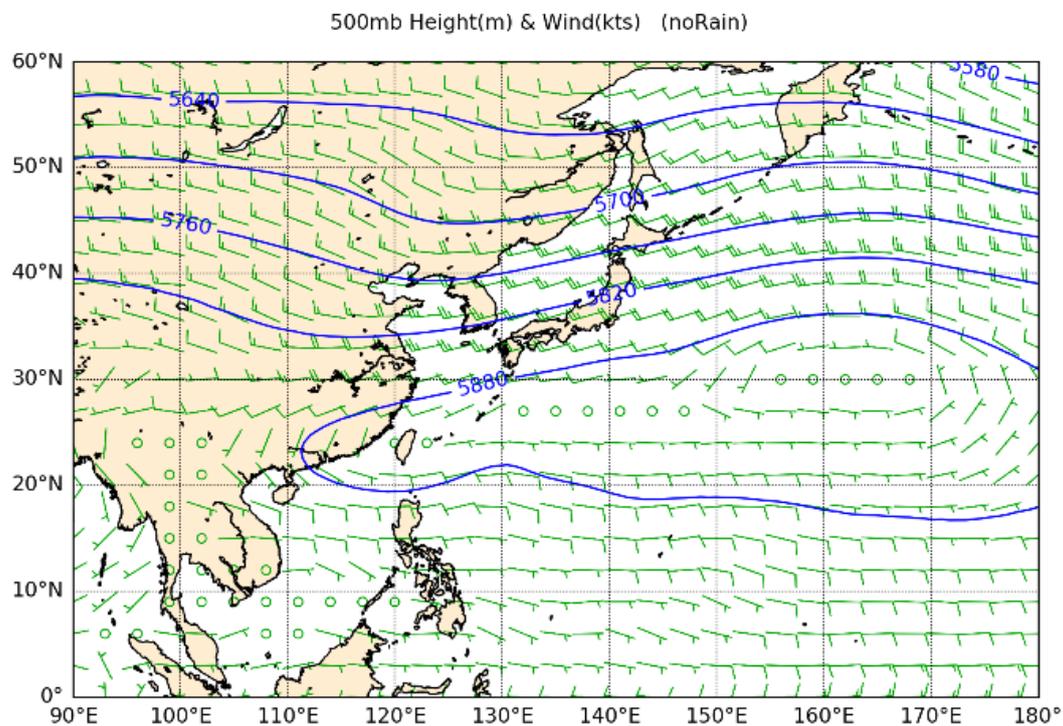


圖6 同圖5，但為NTS Day。

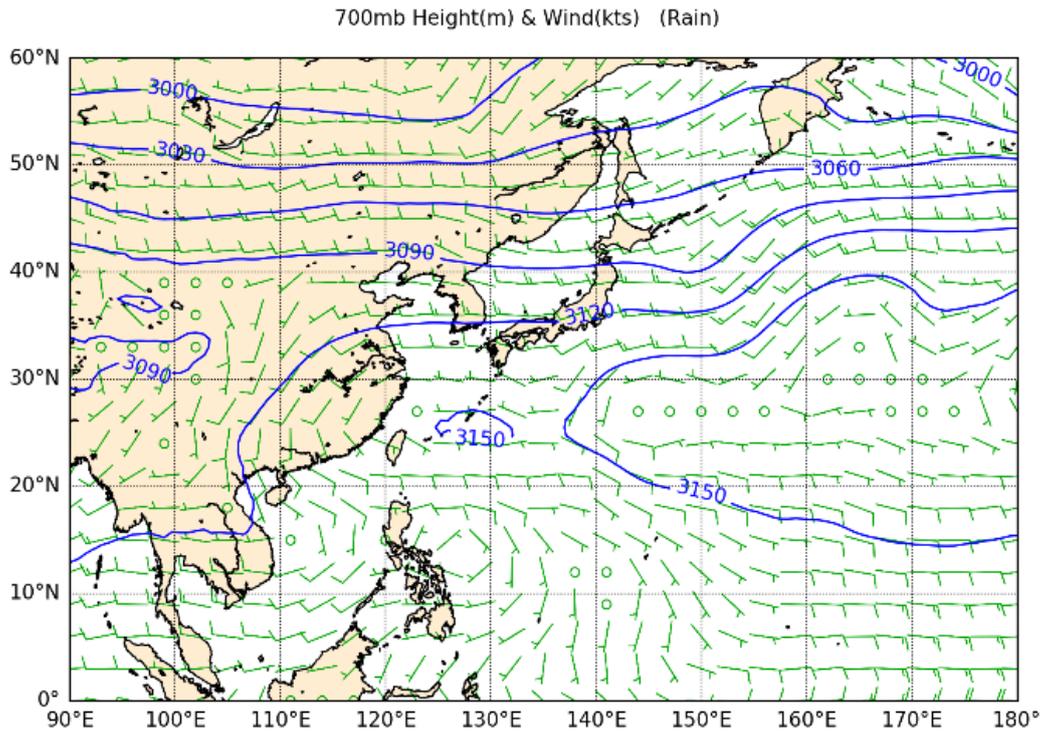


圖 7 2012-2016年7-9月TS Day的700 hPa高度場與風場合成。

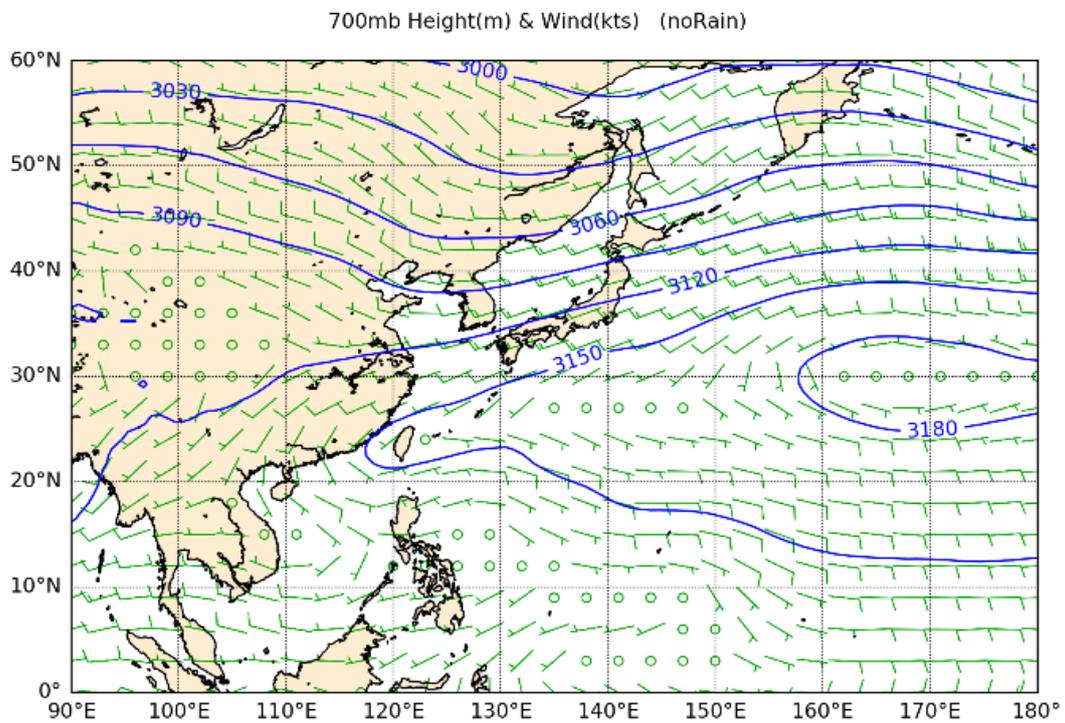


圖 8 同圖 7，但為 NTS Day。

以屏東探空資料代表臺南高空的環境，2012-2016年7-9月所有弱綜觀個案，TS Day與NTS Day的屏東探空500 hPa溫度露點差值如圖9所示，TS Day的500 hPa溫度露點差平均為10.2度，標準差為1.96度。圖9紅線所示為TS Day的500 hPa溫度露點差平均，褐線所示為平均加上標準差，由圖中TS Day的500 hPa溫度露點差均在褐線之下，而NTS Day的500 hPa溫度露點差多數不在褐線之下，顯示500 hPa溫度露點差可作為對流發展與否的預報參考因子。

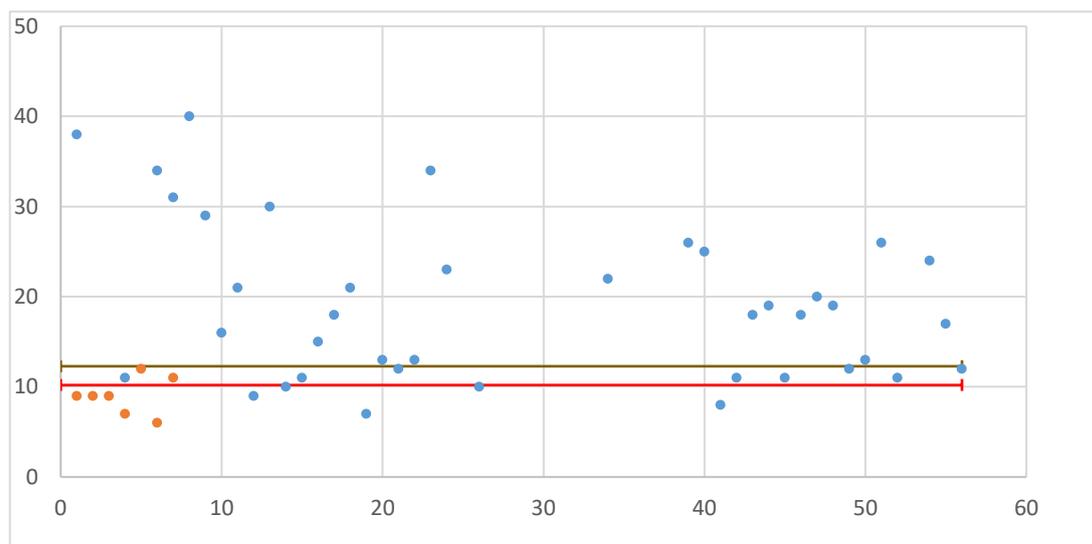


圖9 2012-2016年7-9月TS Day(橘色圓形)與NTS Day(藍色圓形)的500 hPa溫度露點差。縱軸為溫度露點差(單位：°C)，橫軸為個案編號。

同樣的差異在700 hPa亦同，2012-2016年7-9月所有弱綜觀個案，NTS Day與TS Day的700 hPa溫度露點差值如圖10所示，TS Day的700 hPa溫度露點差平均為8.85度，標準差為1.95度。圖10紅線所示為TS Day的700 hPa溫度露點差平均，褐線所示為平均加上標準差，圖7中TS Day的700 hPa溫度露點差多數在褐線之下，而NTS Day的700 hPa溫度露點差多數不在褐線之下，顯示700 hPa溫度露點差可作為對流發展與否的預報參考因子。

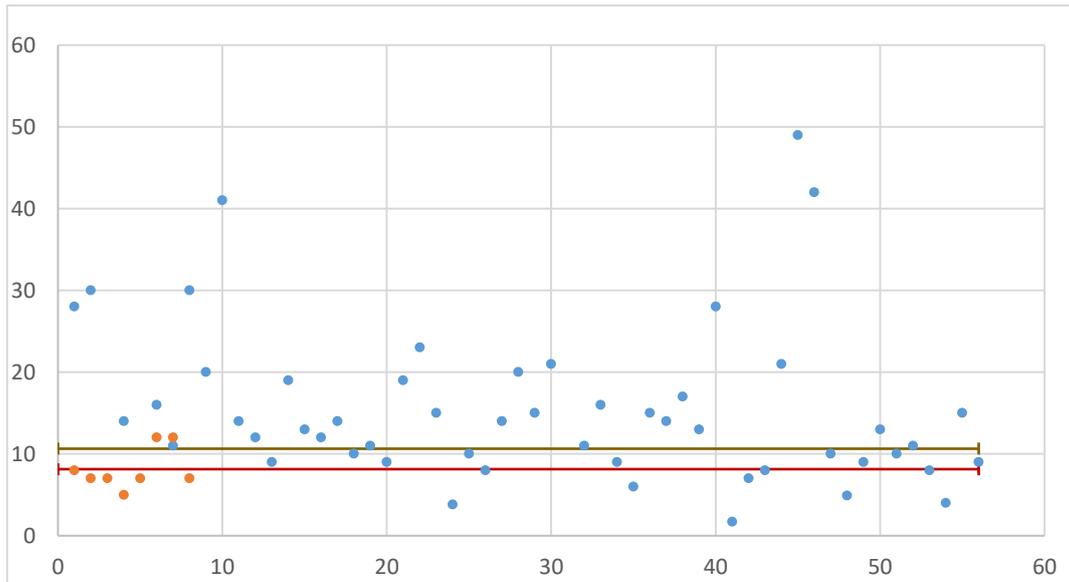


圖 10 同圖 9，但為 700h Pa 溫度露點差。

對流可用位能(Convective Available Potential Energy, CAPE)為午後對流發展的重要熱力環境指標，分析 2012-2016 年 7-9 月弱綜觀個案的屏東探空資料，NTS Day 與 TS Day 的 CAPE 如圖 11 所示，TS Day 的 CAPE 平均為 715.6，標準差為 615.2。圖 11 紅線所示為 CAPE 平均，褐線所示為平均減去標準差，由圖 11 顯見，個案間 CAPE 差異頗大，大多數 NTS Day 個案 CAPE 很小，但仍有少數 CAPE 達 1000 以上；TS Day 個案僅有 1 個 CAPE 偏小，其餘均在平均值減 0.5 個標準差(307.6)以上，故可用 CAPE 作為對流發展與否的預報參考因子。

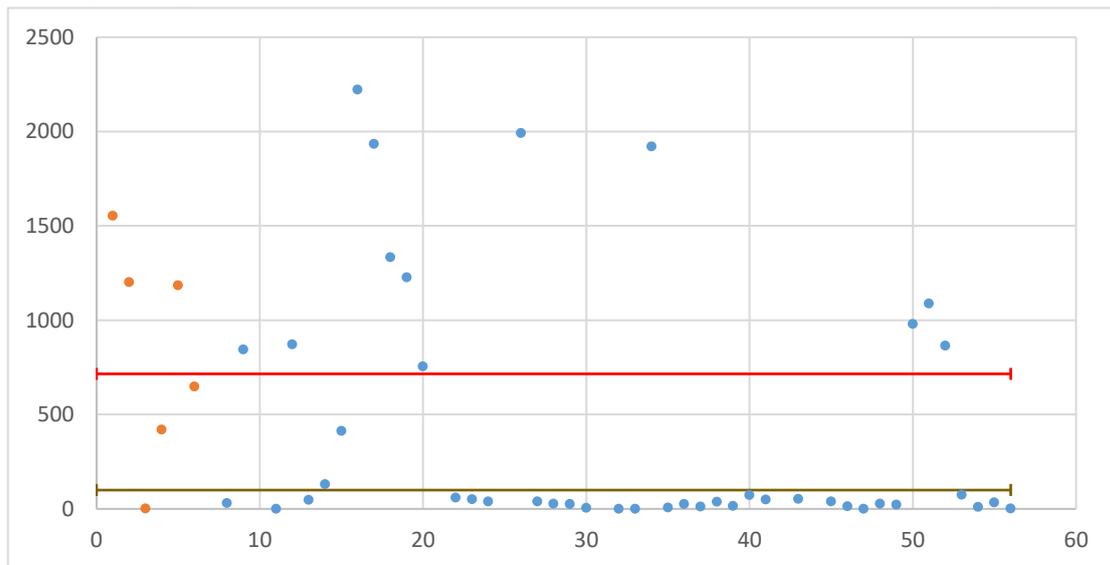


圖 11 2012-2016 年 7-9 月 NTS Day(藍色圓形)與 TS Day(橘色圓形)的 CAPE。縱軸為 CAPE (單位： m^2s^2)，橫軸為個案編號。

本研究亦分析探空資料之 CIN(圖未顯示)，但在 TS Day 與 NTS Day 之條件有差異上明顯之差異，因此未能作為預報參考因子。

(二)地面測站資料比較

圖 12 為 TS Day 與 NTS Day 臺南溫度逐時分布，日出前地面長波輻射冷卻達到最低溫時，TS Day 與 NTS Day 氣溫相差不大，發生時間也相近，不存在時間上的明顯超前或落後關係，皆無法作為預報參考指標。日出後短波輻射加熱，TS Day 達到最高溫的時間在 12 點 8 分，對比 NTS Day 達到最高溫的時間在 13 點 30 分，兩者間存在 TS Day 白天最高溫發生時間超前 NTS Day 約 1 小時 22 分，似乎可以作為預報參考因子，但 TS Day 與 NTS Day 白天最高溫數值相差不大，則不能作為預報參考因子。

另，TS Day 白天高溫出現的比較早有可能是有比較溫暖潮濕的西南風平流，由圖 12 也可知道 TS Day 達到最高溫後有較 NTS Day 氣溫明顯下降的情形。

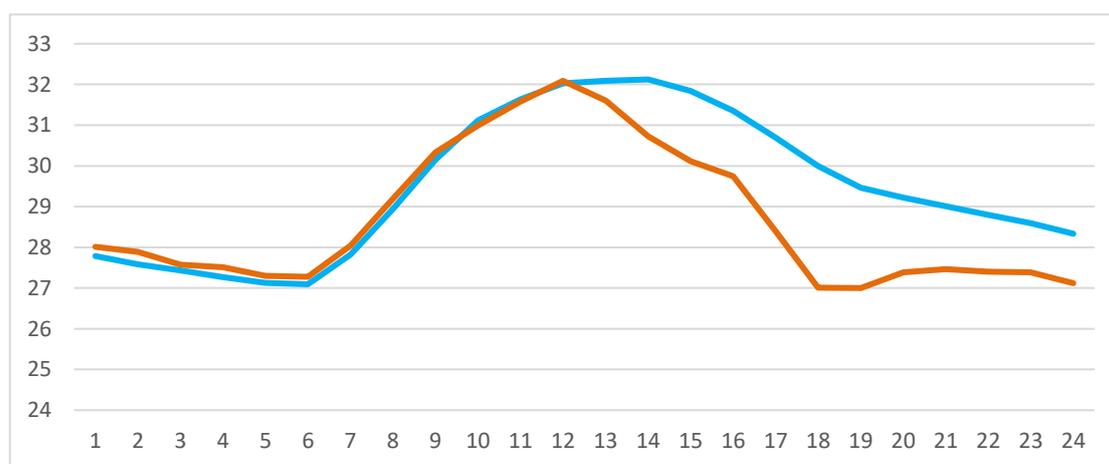


圖 12 2012-2016 年 7-9 月 TS Day(橘線)與 NTS Day(藍線)臺南溫度逐時分布。縱軸為溫度(單位：°C)，橫軸為時間(單位：時)。

圖 13 為 TS Day 與 NTS Day 臺南當日最高溫發生時間，TS Day 的日最高溫發生時間平均為 12 點 08 分，標準差為 52 分，圖 13 中紅線所示為日最高溫發生時間平均，褐線所示為平均加上標準差，NTS Day 的日最高溫發生時間則分布較廣，而 TS Day 的日最高溫發生時間多在褐線之下，故可用日最高溫發生時間作為對流發展與否的預報

參考因子。

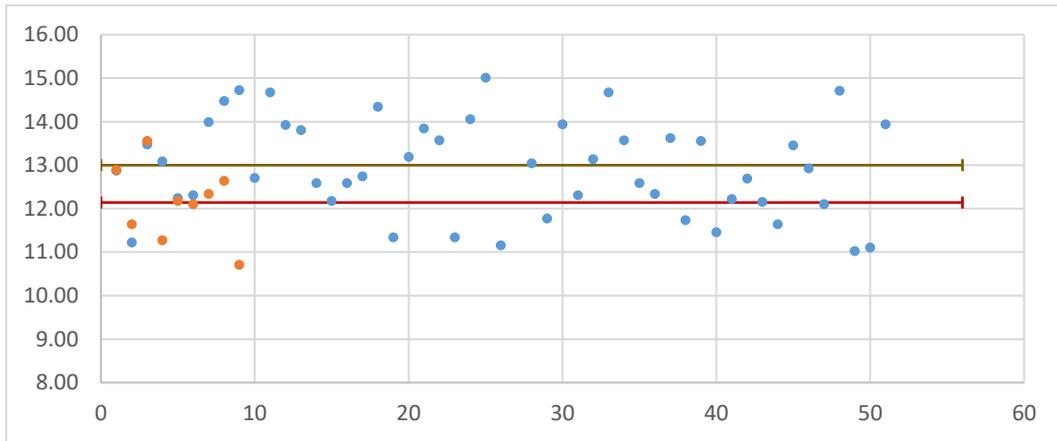


圖 13 2012-2016 年 7-9 月 NTS Day(藍色圓形)與 TS Day(橘色圓形)的臺灣南區氣象中心當日最高溫發生時間。縱軸為時間(單位：時)，橫軸為個案編號。

圖 14 為 TS Day 與 NTS Day 臺南氣壓逐時分布。由圖顯示，在清晨 4 點兩者氣壓差最大，但也僅有 1.5hPa，由於無顯著差異，無法作為預報參考指標。另在 16 點左右，TS Day 氣壓有一顯著的氣壓躍升現象，主要是因為雷暴下衝流形成一中尺度高壓所致。

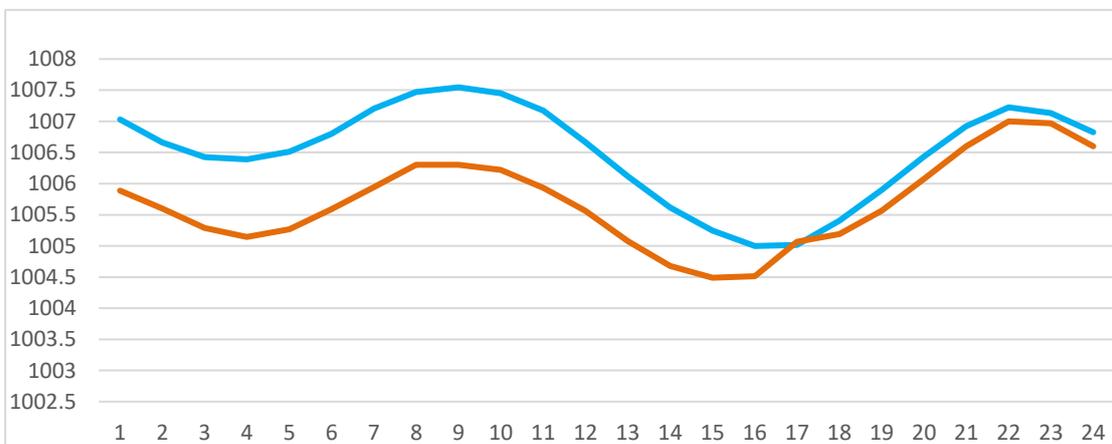


圖 14 2012-2016 年 7-9 月 TS Day(橘線)與 NTS Day(藍線)臺南氣壓逐時分布。縱軸為氣壓(單位：hPa)，橫軸為時間(單位：時)。

代表動力方面，我們也計算了臺南平地的輻合量，取三條線的線積分計算輻合量，所選區域如圖 15 所示，每一邊分別取一站代表該邊風向風速，所取三站分別為臺南、永康、七股，計算水平散度 D ，公式如下：

$$D = \nabla \cdot \vec{V} = \frac{1}{A} \frac{dA}{dt} = \frac{1}{A} \int_A \nabla \cdot \vec{V} dA = \frac{1}{A} \oint \vec{V} \cdot \vec{n} dl$$

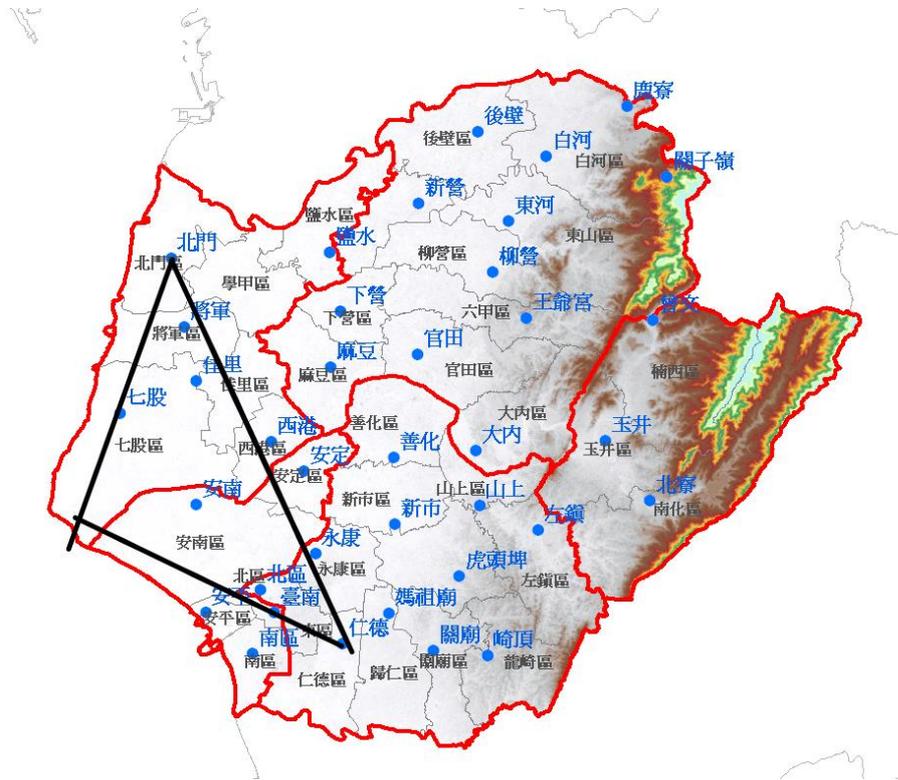


圖 15 臺南平地之輻合量計算區域。

TS Day 水平散度 D 的逐時分布如圖 16，由於其最大輻合出現在 14 點以後，已超過預報截止時間，而未能成為預報參考指標。

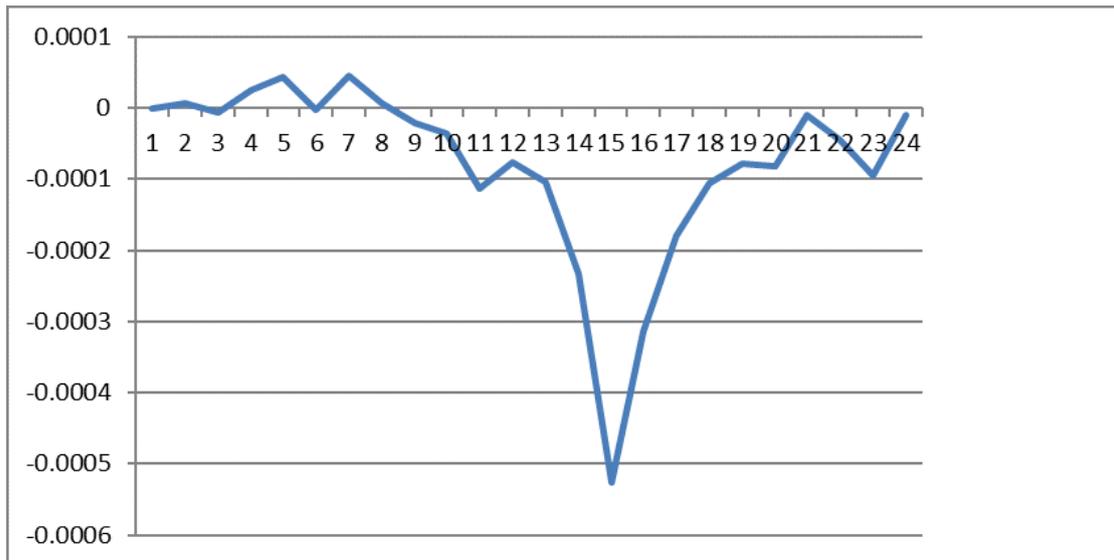


圖 16 2012-2016 年 7-9 月 TS Day 臺南地區輻合逐時分布。縱軸為水平散度(單位： S^{-1})，橫軸為時間(單位：時)。

由圖 12 臺南在 TS Day 時高溫較早出現，約在 12 點 08 分。之後臺南平地輻合量持續增大，並在下午 2 點左右達到最大值(如圖 16)，此時上升運動也最快。約在 16 點左右，由於雷暴下衝流形成的中尺度高壓而有氣壓躍升的現象(如圖 14)，符合午後對流發生後的區域降雨的特徵。

本研究參考相關弱綜觀環境下午後對流研究(如 Chen et al. 2016、Lin et al. 2011)，亦分析測站之風速、相對溼度的變化，也嘗試分析臺南地區境內其他自動氣象站資料，但並未在 TS Day 與 NTS Day 之條件有差異上明顯之差異。

(三)午後對流預報參考因子

將上述研究中有助於判斷午後對流發展的預報參考因子建立為檢核表(如表 5 所示)，其中 500h Pa 和 700 hPa 溫度露點差的條件是以平均加 1 個標準差為門檻，若溫度露點差小於門檻值即為滿足。CAPE 則以平均減 0.5 個標準差為門檻，當 CAPE 大於門檻值則為滿足。臺南站日最高溫亦以平均加 0.5 個標準差為門檻，當日最高溫發生於門檻值之前則為滿足。太平洋高壓強度分別以 500 hPa 和 700 hPa 圖中 5880 和 3150 等高線是否壟罩臺灣為判斷條件。

表 5 臺南地區午後對流檢核表，表中之數值即為門檻值。

檢核條件	滿足條件	未滿足條件
700hpa(T-Td)<10.8		
500hpa(T-Td)<12.2		
CAPE 值>408		
台南最高溫在 12:30 前		
500 hpa 之 5880 等高線未壟罩台灣		
700hpa 之 3150 等高線未壟罩台灣		

在本研究分析午後對流降雨的環境條件時，原鎖定以山區易有午後雷陣雨發生區域的自動氣象站(關子嶺)時資料進行分析，但結果卻不盡理想，例如午後雷陣雨發生後溫度不降反升、沒有降雨後中尺度高壓造成的氣壓突升、午後雷陣雨發生前後風速風向未有明顯改變等。自動氣象站的觀測資料未能反映前人論文研究中預期的降雨前後特徵，因此，本研究捨棄以自動站資料作為預報參考因子。

(四)校驗結果

為校驗上述檢核表能否協助判定臺南地區午後對流發展與否，在本研究期間(2018年7-9月)，由臺灣南區氣象中心觀測課觀測值班同仁每日下午1點前進行檢核表的勾選，2018年7-9月弱綜觀天氣日數共有42天。若依原設定義臺南地區有午後對流降雨的條件，即臺南(46741)13時至20時間任一小時雨量超過5mm，則僅有1天滿足TS Day的條件。因此將臺南地區有午後對流降雨的條件放寬，不只限定在臺南下雨，也考慮山區有雨的狀況，在此定義為臺南(46741)或山區自動雨量站(關子嶺、大棟山、關山、北寮)的任兩站13時至20時間任一小時雨量超過5mm，即為有午後對流降雨的日子，反之則為無午後對流降雨的日子，日期分別如表6和表7。

表6 2018年7-9月弱綜觀環境下臺南地區有午後對流降雨日期。

個案編號	年	月	日	個案編號	年	月	日
1	2018	7	1	13	2018	7	30
2	2018	7	8	14	2018	7	31
3	2018	7	13	15	2018	8	6
4	2018	7	14	16	2018	8	8
5	2018	7	18	17	2018	8	9
6	2018	7	19	18	2018	8	20
7	2018	7	21	19	2018	9	1
8	2018	7	24	20	2018	9	5
9	2018	7	25	21	2018	9	6
10	2018	7	26	22	2018	9	7
11	2018	7	27	23	2018	9	23
12	2018	7	28				

表 7 2018 年 7-9 月弱綜觀環境下臺南地區無午後對流降雨日期。

個案編號	年	月	日	個案編號	年	月	日
1	2018	7	1	13	2018	7	30
2	2018	7	8	14	2018	7	31
3	2018	7	13	15	2018	8	6
4	2018	7	14	16	2018	8	8
5	2018	7	18	17	2018	8	9
6	2018	7	19	18	2018	8	20
7	2018	7	21	19	2018	9	1
8	2018	7	24	20	2018	9	5
9	2018	7	25	21	2018	9	6
10	2018	7	26	22	2018	9	7
11	2018	7	27	23	2018	9	23
12	2018	7	28				

以 2018 年 7-9 月資料分別檢核在有無午後對流降雨是否滿足表 5 的條件，結果如表 8 所示。由表 8 中有午後對流降雨的日子，除 CAPE 條件外，滿足(○)的個數均遠高於未滿足(X)的個數；而在無午後對流降雨的日子，滿足(○)的個數仍接近半數，但未滿足(X)的個數相較於有午後對流降雨日子多。

表 8 臺南地區 2018 年 7-9 月弱綜觀天氣下午後對流預報參考因子檢核結果。(○表滿足條件，X表未滿足條件)

檢核	有午後對流降雨	無午後對流降雨
700hpa(T-Td)<10.8	○○○○○○○○○○○○○○ ○○○X○○X○○○○ ○	○X○X○○X○○XXXX X○○○○○
500hpa(T-Td)<12.2	○X○XXX○○○XX○ ○XXX○○○○○○○○	○○○X○X○○X○XX ○○○XX○○
CAPE 值>408	XXXXXXXXXX○○X○ XXXX○XXX	XXXX○○X○○XXXXX XX
台南最高溫在 12:30 前	○○X○X○○○○○○ ○X○○X○○○○○○X	○X○○X○XX○X○○ XXXX○○○

500 hpa 之 5880 等高線未壟罩台灣	○○○○○○○○○○○○○○○ ○○○○○○○X○○○○○ ○	○X○○○○○○○XXXXXX XX○○○○X
700hpa 之 3150 等高線未壟罩台灣	○○○○○○○○○○○○○○○ ○○○○○○○X○○○○X ○	○X○○○○○○○XXXXXX XX○○○○X

因此在本研究建立檢核表已有些許能力可作為臺南地區 7-9 月是否有午後對流發展的參考依據，但 CAPE 值相較於其他條件表現較差，可能因為屏東與臺南地區的近地層的大氣條件仍有差異，而近地層的幾筆探空資料就可能造成 CAPE 值很大的差異，建議未來暫不列入參考。

但也建議可於暖季在永康氣象站進行數月的探空施放，比對屏東與永康近地層資料的差異，再評估是否能以屏東資料作為臺南有無午後對流之參考。

五、結論

本研究探討弱綜觀天氣下臺南地區 5-6 月清晨陸風降雨和 7-9 月午後對流降雨發展之特徵，以 2012-2016 年的資料進行分析。清晨陸風降雨部分，依本研究所選之溫度、陸風風速、氣壓等參數，僅有清晨氣壓差異略能作為 5-6 月是否有清晨陸風降雨的參考依據。

午後對流降雨部分，本研究結果顯示屏東機場(46750)00Z 探空資料的 500 hPa 溫度露點差、700 hPa 溫度露點差和 CAPE 可作為判斷午後對流發展的預報參考因子，臺灣南區氣象中心(46741)當日最高溫發生時間，以及 500h Pa 和 700 hPa 太平洋高壓脊的位置也有助於判斷午後對流發展。本研究依此制定臺南地區午後對流降雨檢核表，依此檢核表檢核今(2018)年 7-9 月的資料，結果顯示已有些許能力可作為臺南地區 7-9 月是否有午後對流發展的參考依據，但 CAPE 值相較於其他條件表現較差，未來暫不列入參考。

另外，本研究在午後對流降雨的預報參考因子，多代表環境及高空的熱力條件，雖然也計算了臺南平地風場的輻合量，但因臺南平地的輻合量最大值出現在下午 2 點，已超過本研究預定之午後對流預報時間，無法作為午後對流降雨的預報參考因子。未來將嘗試計算南部

地區(含嘉義、臺南或高雄)的輻合量或水氣輻合量等，並以實際個案檢核，期待建立更完善之檢核表，進一步提升臺南在地預報服務。

參考文獻

- 林品芳、張保亮、周仲島，2012，弱綜觀環境下台灣午後熱對流特徵及其客觀預報。大氣科學，40，77-108。
- 紀水上與陳泰然，1898，第一階段TAMEX密集觀測之個案對流系統與降水研究。大氣科學，17，59-75。
- 紀水上、陳泰然及郭世昌，1998，梅雨季台灣地區平均雲頂溫度之時空分布特徵探討。大氣科學，26，1-17。
- 侯昭平、范凱翔，2014，台灣中部環流導致劇烈降水之數值研究。103年中央氣象局天氣分析與預報研討會。
- 侯昭平、范凱翔，2014，台灣中部環流導致劇烈降水之數值研究。103年中央氣象局天氣分析與預報研討會。
- 楊姵桂，2000，台灣地區午後對流降水特性之分析。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
- 陳泰然、楊進賢，1988，台灣梅雨期豪雨之時空分布特徵。大氣科學，16，151-162。
- 陳泰然、周鴻祺、張子琦、劉志信，2001，梅雨季台灣北部地區鋒面型與非鋒面型午後熱對流研究。大氣科學，29，37-52。
- 陳泰然、張子琦，2002，梅雨季台灣中北部地區豪(大)雨之氣候特徵研究。大氣科學，30，171-186。
- 陳泰然、王重傑、張智昇、王子軒，2005。梅雨季台灣中部地區降水與豪(大)雨之中尺度氣候特徵。大氣科學，33，49-76。
- 陳泰然、周鴻祺、廖佩娟、楊進賢，2009，暖季弱綜觀強迫下中北台灣午後熱對流的氣候特徵。大氣科學，37，69-108。
- 陳鑫濤、林博雄，2015，臺灣環島海陸風指標建立及其特性分析。104年中央氣象局天氣分析與預報研討會。
- 張子琦、陳泰然，2001，TAMEX期間台灣西南部地區弱綜觀強迫下之垂直運動研究。大氣科學，29，171-190。
- 蔡清彥與童雅卿，1987，台灣南端局部環流之研究。大氣科學，15，69-88。
- Brandon, W. J. K., Y. – L. Chen, and M. –Y. Chang. 2010: The Diurnal Cycle of Winds, Rain, and Clouds over Taiwan during the Mei-Yu, Summer, and Autumn Rainfall Regimes. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 497-516.
- Chen, T. C., J. D. Tsay, and E. S. Takle, 2016: A Forecast Advisory for Afternoon Thunderstorm Occurrence in the Taipei Basin during Summer Developed from Diagnostic Analysis. *Wea. Forecasting*, 31, 531-552.

- Chang, C. P., and G. T. Chen, 1995: Tropical circulation associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3254-3267.
- Chen, T. C., M. C. Yen, J. C. Hsieh, and R. W. Arritt, 1999: Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the automatic rainfall and meteorological telemetry system in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2299-2312.
- Lin, P. -F., P. L. Chang, B. J. -D. Jou, J. W. Wilson, and R. D. Roberts, 2011: Warm season after thunderstorm characteristics under weak synoptic-scale forcing over Taiean Island. *Wea. Forecasting*, 26, 44-60.
- McPherson, R. D., 1970: A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze. *J. Appl. Meteor.*, 9, 767-777.

致謝

感謝中央氣象局氣象預報中心蔡宜珊技士協助網格資料繪圖、臺灣南區氣象中心觀測課洪俊煌課長、厲學成技士、楊昌峰技士、黃振輝技士、李建德技佐、陳家餘技佐等人給予本研究的意見及協助進行預報參考因子檢核。