

氣象預報與分析

(季刊)

(第 239 期)

目 錄

研究論文：

1. 精進低空風切觀測及預報作業方式探討-以馬公機場為例.....
.....劉振甫、高志杰、何應賢 (1-22 頁)
2. 臺南地區雷雨發生之天氣型態.....
.....林志榮、陳建達、陳益盛、黃柏豪、林冠宏 (23-32 頁)
3. 邊界層效應對懸浮微粒傳輸影響性之研究.....
.....宋偉國、石琦堅 (33-42 頁)
4. 花蓮機場夏季雷雨分析.....
.....張俊良、張葉承、秦瑞隆 (43-50 頁)

精進低空風切觀測及預報作業方式探討-以馬公機場為例

劉振甫¹、高志杰²、何應賢³

¹ 國防大學空軍指揮參謀學院

² 空軍氣象聯隊第七天氣中心

³ 國防大學空軍指揮參謀學院

摘要

低空風切對飛航安全影響甚鉅，即使各類觀測儀器不斷發展，氣象人員對其掌握程度依然有限，更遑論迄今仍未架設先進低空風切觀測設備的機場。

本文以馬公機場為研究對象，針對其近10年METAR/SPECI電碼編報低空風切之資料進行統計分析，歸納出容易引發馬公機場出現低空風切之天氣系統，及其發生時之風場分布特徵，再輔以實際天氣個案進行分析探討；所得結論與建議期能作為未來馬公機場針對低空風切預報及觀測作業精進之參考。

關鍵字：低空風切、馬公機場、天氣預報

壹、前言

2014年7月23日晚間，復興航空222號班機由高雄小港國際機場啟程飛往澎湖馬公機場，當時雖然適逢「麥德姆」颱風澎湖地區警報解除，但其後所挾帶之廣大雲雨帶仍籠罩馬公機場。飛機在降落時因風雨過大無法目視跑道選擇重飛，卻在重飛過程中撞擊樹林及住宅，造成機上48人死亡、10人受傷，並另外波及11棟民宅，肇致地面5人輕傷的慘劇，此一經過被稱為「復興航空222

號班機空難」事件；2016年1月29日，飛安會公布本起事故調查報告，雖然將此意外歸因於飛航組員未遵守標準作業程序，但在調查初期，交通部民航局曾初步判定為飛機在重飛階段遭受低空垂直風切（或下爆氣流）影響，使飛機因升力不足以致失速墜毀。

除復航222號班機事件外，回顧國內外航空史，可以發現多起經觀測資料證實，或疑似因低空風切所造成的飛安事件（摘錄部分事故如表1），因此，低空風切對於飛航安

全的危害程度可見一斑；另就軍事作戰角度而言，若臺海發生戰役，我第一要務便是奪取制空權以獲得戰場優勢，因此，空軍氣象作業人員必須隨時提供飛行員最新天氣情資，並對其可能遭遇之危險天氣因子提出預警，及早採取因應作法以降低非戰之損。有鑑於低空風切對飛安危害甚鉅，氣象聯隊若能增進對於低空風切之預測報作業能力，就能使戰機飛航安全多一層保障，降低我空軍作戰風險，進而有效發揚空中火力。

本研究探討對象為馬公軍民合用機場，研究資料以METAR/SPECI電碼為主，並挑選近年實際發生之天氣個案進行分析與探討，預期可得知造成馬公機場出現低空風切主要天氣系統、發生低空風切時風場分布特徵，及所挑選個案之演變過程，以作為未來馬公地區觀測及預報低空風切之參考依據。

貳、資料來源與研究方法

蒐集馬公機場近10(2009~2018)年METAR/SPECI資料，篩選出附加電碼中有編報低空風切者，並對照氣象中心發布之「月長期天氣預報(暨月氣候監測)」，得知各低空風切個案發生時之天氣系統(註：為避免天氣系統態樣過於複雜造成統計困難，本研究將先行依據各系統對馬公地區影響之特徵，簡化歸類為數種主要天氣「類型」)，再利用EXCEL軟體內建「雷達圖」及「直條圖」功能，分別繪製不同天氣類型下發生低

空風切時之「風向」及「風速」圖，瞭解其各別之風場分布特徵；最後，從中挑選近期具代表性之個案，針對其GrADS環境場、JMA預測圖、METAR/SPECI及探空風場等資料進行分析比較。

參、馬公機場近10年METAR/SPECI低空風切資料統計結果

各風切個案及其對應之天氣系統詳如表2所示，統計結果概述如次：

馬公機場近10(2009~2018)年低空風切個案共計38個，其中「東北季風」類型22個(佔57.89%)、「颱風(熱帶低壓)」類型9個(佔23.68%)、「鋒面」類型4個(佔10.53%)、「其他(屬上列3類以外，或由上列3類天氣類型中任2類同時影響者均屬之)」類型3個(佔7.9%)。

此外，在該期間內馬公機場METAR/SPECI電碼共計16萬9,644筆，附加電碼編報低空風切之資料總筆數計393筆(僅佔該期間電碼總筆數約0.23%)；其中屬「東北季風」天氣類型者計210筆，佔風切資料總筆數53.44%；屬「颱風(熱帶低壓)」天氣類型者計149筆，佔風切資料總筆數37.91%；屬「鋒面」天氣類型者計16筆，佔風切資料總筆數4.07%；屬「其他」天氣類型者計18筆，佔風切資料總筆數4.58%。

另各天氣類型與對應之地面風場統計結

果將分別以「地面風向對應出現風切資料筆數分布圖」及「地面平均風速對應出現風切資料筆數分布圖」表示（前者沿圓周方向之曲線為 360° 風向座標，沿徑方向輻射向外之直線為出現風切資料筆數之座標；後者橫軸為風速（kts），縱軸為出現資料之筆數，詳見圖1至4；另本研究未將陣風資料納入統計），所見特徵分述如後：

一、「東北季風」類型（如圖1）：

在此類型個案中，地面風風向均集中在 360 至 040 間；其中，以 020 及 030 方向出現比率最高（分別出現 103 筆及 75 筆），佔該類型資料總筆數 84.76% 。此外，其平均風速分布之範圍為 11 至 36 kts，在 26 kts處出現風切資料筆數之極大值（ 24 筆），並向兩側遞減呈現猶如常態分布之鐘型外觀。

以澎湖地區地理環境而言，其位處臺灣海峽中部。因海面與鄰近地形間高度的落差，使臺灣海峽形成一個以東西兩側地形為管壁、內側海峽為管道，且南北開口寬廣、中間通道緊縮，有如「狹管」一般的地理環境；由於流體運動的連續性，致使東北季風自海峽北部向南吹入、穿過突然緊縮的臺灣海峽後風速遽增。

雖然澎湖位於較接近海峽南側之寬廣開口處，但因東北季風加速後的慣性運動、海面摩擦力較小，及其缺乏地形屏障等因素，使得澎湖地區在東北季風的天氣類型下，經

常受到強風的吹拂，如此底層風場的驟變易引起低空風切現象的發生。

二、「颱風（熱帶低壓）」類型（如圖2）：

在此類型個案中，其地面風風向多為集中自 320 至 030 間之偏北風（共計 124 筆，佔該類型資料總筆數 83.22% ；其中以 360 方向風場為最，計有 55 筆，佔該類型資料總筆數 36.91% ），次為自 150 至 210 間之偏南風（共計 22 筆，佔該類型資料總筆數 14.77% ），餘 3 筆（僅佔該類型資料總筆數 2.01% ）為 280 至 310 之西風分量較明顯的風場。

一般而言，在沒有其他綜觀尺度天氣系統明顯影響下，當颱風（熱帶低壓）接近某處時，該處之風場即由颱風（熱帶低壓）環流直接決定；因此，從颱風（熱帶低壓）接近到遠離的過程中，某處的風場經常隨颱風（熱帶低壓）移動路徑及與其相對位置而有非常劇烈之變化；再加上當地環境與地形影響時，情況就變得十分複雜。

由於臺灣海峽地形狀似一南北向開口之狹管，因此通常除了當颱風（熱帶低壓）中心位在澎湖地區北（南）側附近時會出現偏西（東）方向之地面風場外，多半為偏南及偏北方向風場，從圖2（a）概可窺見此一特徵。

至於在地面吹偏西風情況下產生低空風切之個案，經查為 2018 年 8 月份造成中南部

嚴重水患的熱帶低壓所致。推測低空風切可能由隱含在其中的中小尺度對流系統所引發；此外，在所有颱風（熱帶低壓）類型個案中，未見馬公機場在地面吹偏東風之環境下產生低空風切，推測可能因中央山脈地形阻擋，使得底層東風風場勢力減弱而無法造成顯著之風切變。

在風速部分，其平均風速分布之範圍為8至33kts，並在24kts處出現風切資料筆數之極大值（12筆）。在此需要注意的是，雖然熱帶氣旋在中心平均風速達25 kts時稱為熱帶低壓、達34 kts以上時稱為颱風，但在此類個案中，由未達25kts風速引發低空風切之資料筆數（94筆）佔總筆數（149筆）63.09%，顯示在颱風（熱帶低壓）接近、影響及遠離過程中，所測得地面風速大小並未與風切發生比率呈現明顯正相關性。

三、「鋒面」類型（如圖3）：

在此類型個案中，其地面風風向主要區分為「北至東北風」以及「西南風」兩類。「北至東北風」（360至040方向）資料共計13筆，佔該類型資料總筆數81.25%，「西南風」（210方向）資料共計3筆，佔該類型資料總筆數18.75%。

其中地面風向為「西南風」之個案，乃受滯留鋒面影響而發生低空風切，其餘地面風向為「北至東北風」之個案均由鋒面接近、鋒面影響及鋒面通過等類天氣系統造

成。

經對照本類型個案METAR/SPECI電碼之風場及天氣現象變化，推測當一般冷鋒鋒面過境時，「鋒面伴隨降雨」及「鋒後東北風勢力增強」為造成低空風切發生之主因；而在滯留鋒面天氣系統影響下發生之低空風切，應與鋒前激發之對流系統有關。依此，一般冷鋒鋒面與滯留鋒面在引發低空風切在機制上是有所差異的。

此外，其平均風速分布範圍為12至30kts，並在14kts處出現風切資料筆數之極大值（4筆），且風速數值亦多落在14kts前後；唯因此類型資料筆數較少（僅共16筆），難以窺見其統計上明顯分布特徵。

四、「其他」類型（如圖4）：

在此類型個案中，其地面風風向出現次數仍以350至030方向的偏北風為主（計15筆，佔該類型總筆數83.33%），其中以030方向為最（計11筆，佔該類型總筆數61.11%），其餘為100方向資料2筆（佔該類型總筆數11.11%）、150方向資料1筆（佔該類型總筆數5.56%）。

以北風為主之個案有二，一為2018年6月15日「滯留鋒面及熱帶低壓外圍環流」，另一為2018年11月1日「東北季風及颱風外圍環流」。

就前一個案來看，當時天氣系統配置概

況為有一存在多日的滯留鋒面，其中心位於日本東方洋面，鋒面自此向西南方向延伸數千公里至巴士海峽一帶，形成一個範圍廣大的低壓帶；熱帶低壓處於鋒面尾端低壓區範圍內，並自臺灣海峽南部以東北東方向持續朝臺灣接近；依此，預報當日天氣系統為「滯留鋒面及熱帶低壓外圍環流」。

事實上，滯留鋒面尾端並未北抬直接影響臺灣地區，且熱帶低壓中心已於當日0900時登陸臺灣南部，造成後續臺灣西半部及澎湖地區均受其逆時針環流影響而呈現偏北風狀態，似與前乙類受「颱風（熱帶低壓）」天氣類型影響之個案相仿。

就後一個案來看，雖然當日影響臺灣地區之天氣系統為「東北季風及颱風外圍環流」，但在馬公機場發生低空風切時，玉兔颱風位於其西南方超過500公里（颱風七級風暴風半徑僅180公里），且強度已減弱為輕颱並在北轉過程中因北方較為乾冷空氣的影響而迅速減弱；因此，在本個案中，「東北季風」仍為主導臺灣及澎湖地區之天氣系統。

2018年5月5日，是馬公機場近10年中唯一一個在「偏南氣流」天氣系統影響下發生低空風切的個案。發生低空風切當時之地面風速十分微弱，且風向在150至350間擺盪；本研究預將此例納入後續個案探討，以進行相關分析研究。

至於在風速分布特徵方面，因偏南氣流天氣系統原就明顯較前兩個案天氣系統之風速來得低，因此在偏南氣流影響下的風速僅1至2 kt (s)，其餘兩個案風速均超過20 kts。

肆、相關天氣個案分析與討論

依上述統計結果，由「東北季風」天氣類型造成低空風切之個案佔所有個案之比率高達57.89%，且在22個「東北季風」類型個案中，未發生降雨之個案計有16個，佔該類型個案72.73%；也就是說，馬公機場近10年發生低空風切的個案中，有42.1%的比率是由「未伴隨降雨的『東北季風』」天氣類型所造成。

有鑑於此，本研究將挑選未發生降雨之東北季風天氣系統個案乙例，以提升分析結果在未來運用上之效益；另為使所分析氣象產品貼近現今作業模式，及考慮相關資料取得難易程度，故挑選發生時間距離目前時間最接近之個案（選定2017年11月4日東北季風個案作為研究對象）；此外，針對前節所提，唯一一個受「偏南氣流」天氣系統影響下發生低空風切之個案（2018年5月5日）亦被列入個案探討對象，期能由兩發生比率極端個案之角度出發，發現箇中之普遍性與特殊性。上列個案分析說明如次（文中時間除特別說明外，均為「地方時」時間）：

一、2017年11月4日「東北季風」個案：

(一)低空風切發生情況：

依METAR/SPECI電碼，當日低空風切自10時48分開始發生，之後每筆整、半點資料均有編報WS ALL RWY附加電碼至23時05分結束，持續時間長達12小時17分鐘。

(二) 大氣環境場分析：

1.地面天氣圖（如圖5）：

2017年11月4日08時，高壓中心位於山東省，臺灣地區由北至南處在1023、1020及1017hPa三條等壓線範圍內；位在東海一帶的東北季風在進入臺灣海峽前，風速約為30~35kts，在進入臺灣海峽後風速漸次上升（海峽北部風速約40~45kts、海峽中部風速最高為50kts），海峽南部風速雖略下降，仍普遍達35kts（如圖5（a））。

同日20時，高壓中心恰向東移入黃海，且1026hPa等壓線南壓至北部外海，造成臺灣地區氣壓梯度上升；海峽中部最高風速50kts，且海峽中南部風速普遍增至40kts（如圖5（b））。

承上，自個案發生當日08至20時，海峽一帶地面風場受氣壓梯度上升影響，造成風速一定程度的增強。

2.1000hPa天氣圖（如圖6）：

由於國際民航組織規定「低空風切」是指發生在地面至500公尺（1,600呎）高度間

的風切現象，因此，本研究亦選取個案發生當日臺灣地區1000hPa天氣圖進行分析（依當日探空資料顯示，1000hPa高度約為150公尺）。

將本個案1000hPa與地面天氣圖風場作一比較，前者除在部分網格點上之風速較後者略大（主要受地面摩擦影響程度較小所致），且風向上有些微差異外，餘配置情況均與後者相仿；因此，自個案發生當日08時至20時，海峽一帶1000hPa風速亦有一定程度的增強。

(三)數值預報資料分析：

採用日本氣象廳（JMA）2017年11月3日1200UTC初始場資料繪製之地面數值預報圖（如圖7；分別預測未來12、18、24及30小時臺灣及週邊地區天氣情況）。

比較自2017年11月4日08時（圖7（a））至11月5日02時（圖7（d））期間內預測圖，可以發現臺灣及其週邊地區氣壓梯度自當日08時後有上升趨勢，14時（圖7（b））達到最高（同時馬公地區週邊網格點風速亦達相對最大值），並在20時後開始遞減。

由此個案顯示，雖然JMA模式對於當日風速減弱時機的預測與實際情況略有落差（預測情況：08至14時風速增加，隨後為減弱趨勢；實際情況：08至20時風速呈增加趨勢），但其仍大致掌握到了東北季風類型下臺灣

海峽風速增強的情況。

(四)風場觀測資料分析：

1.METAR/SPECI：

為瞭解本個案低空風切發生前後METAR/SPECI地面風場變化情況並濾除短時間變化波動，將每筆風場資料以簡單移動平均（取前2筆、後2筆，加上自身1筆資料的算術平均值）方式呈現（發生前、中、後分別截取相同筆數之資料，分析時段自106年11月3日1930時至11月5日1300時），所得結果概述如次：

(1)風向：擺幅均在020至030之間。

(2)風速（如圖8）：

平均風速之簡單移動平均值均在23kts以上，於低空風切發生前呈現顯著上升趨勢，在低空風切發生同時達到第一次鋒值（35kts），並在歷經數次鋒值之後呈現緩慢下降趨勢，當下降至30kts以下，低空風切現象亦隨之消失。

(3)陣風：變化趨勢與風速變化趨勢相同。

2.探空資料：

針對2017年11月4日0800時及2000時探空風場進行分析比較，相關作法說明如后（所得結果詳如表3）：

(1)僅擷取500公尺（約1,600呎）以下低空資

料（0800時計47筆，2000時計37筆）。

(2)計算每100公尺高度風向、風速算術平均值，代表該空層之平均風向（速）。

(3)該兩時間點METAR地面風場資料亦列入考量。

比較個案發生當日前後兩筆探空資料，前者自地面至500公尺高度間風向擺幅為10°，風速每上升100公尺約增加5kts；後者平均風向僅有5°擺幅，且在300公尺以下風速隨高度增加幅度較前者明顯（共計增加15kts）。

當飛機以020跑道方向起降時（馬公機場跑道方向為020-200），在後者情況下會遭遇到較明顯之風速增減量；因此，飛行員極有可能向塔台回報有低空風切的存在。

(五)小結：

研判「東北季風風速增強」是造成本個案低空風切發生的原因。在數值模式表現方面，JMA確能掌握到地面氣壓梯度變化情況及風速增強趨勢，唯在風速減弱時機上與實際情況存在數小時落差；而透過METAR/SPECI地面風場簡單移動平均，可以發現低空風切發生（消失）之時機與地面風速增強（減弱）趨勢具有高度關聯性。此外，藉由探空觀測資料分析，得知在低空風切存在情況下，底層東北季風風速隨高度上升有較為明顯之增量。

二、2018年5月5日「偏南氣流」個案：

(一)低空風切發生情況：

依METAR/SPECI電碼，當日低空風切自15時32分開始發生，之後每筆整、半點資料均有編報WS ALL RWY附加電碼至17時43分結束，持續時間2小時11分鐘。

(二)大氣環境場分析：

1.地面天氣圖（如圖9）：

2018年5月5日08時，太平洋高壓中心位於日本南方洋面，臺灣地區位於其西南象限，東部海域主要為東南至偏南風、巴士海峽為偏東風；臺灣海峽一帶位處背風面，自東側繞流而至的氣流在海峽北部形成一逆時針旋轉的背風渦旋，馬公附近網格點風場以微弱偏北風及東北風為主（圖9（a））。

同日20時，太平洋高壓東退，致使海峽北部繞流現象消失，而在海峽南部形成一順時針旋轉之背風渦旋，馬公附近網格點或有微弱偏西及偏南風場的存在（圖9（b））。

承上，個案發生時間介於海峽一帶地面風場變化時期，造成風向一定程度的轉變（馬公機場附近網格點風速微弱，均在10kts（含）以下）。

2.1000hPa天氣圖（如圖10）：

本個案發生當日臺灣地區之1000hPa天氣圖如圖10所示（依當日探空資料顯示，

1000hPa高度約為140公尺）。

將本個案1000hPa與地面天氣圖風場作一比較，兩者同樣除在部分網格點上之風向與風速有些微差異外，餘配置情況均相仿；因此，在個案發生期間，海峽一帶1000hPa風向亦有一定程度的轉變（馬公機場附近網格點風速微弱，均在10kts（含）以下）。

(三)數值預報資料分析：

採用JMA2018年5月4日1200UTC初始場資料繪製之地面數值預報圖（如圖11；分別預測未來12、18及24小時臺灣及週邊地區天氣情況）。

模式預測等壓線分布及變化情況、臺灣及其週邊風場配置情況與實際大致相符，且亦掌握到當日0800及2000時分別發生在海峽北部及海峽南部的背風渦旋現象，唯預測0800時背風渦旋中心位置較實際略為偏北，導致馬公及其週邊地區在預測風場與實際風場間存在較大誤差（預測風場：微弱偏南風；實際風場：微弱偏北風）。

(四)風場觀測資料分析：

1.METAR/SPECI：

因本個案出現低空風切資料筆數較少（僅有5筆），遂將分析時段延長自同日0800時至隔日0800時，以藉由觀察長時間風場演變，探討其與本個案低空風切間之關聯（所得結果概述如次）。

(1)風向：在所分析時段內，風向歷經數階段變化。

a.11月5日0800時至1200時，風向由偏北風轉為偏東風。

b.12時30分後轉回偏北風，並持續至1500時。

c.15時30分出現短暫靜風後，15時32分開始發生低空風切，並於17時43分消失（此期間內風向在150至350之間擺盪）。

d.穩定的南風風場於5月6日0400時開始建立，在這之前歷經了約7個小時的靜風狀態。

(2)風速：分析期間風速微弱，均在7kts（含）以下。

(3)陣風：分析期間內均無編報陣風。

2.探空資料：

針對2018年5月5日0800時及2000時探空風場進行分析比較（相關作法與前一個案相同；0800時資料計46筆，2000時資料計44筆），所得結果詳如表4。

比較個案發生當日前後兩筆探空資料，前者風向自地面起隨高度上升逆轉（由偏北風轉為偏西風，轉幅 90° ），風速在400公尺以下隨高度上升漸次減弱；後者風向亦隨高度上升逆轉（由西北風轉為偏南風，轉幅 110° ），然其風速以大約每100公尺2kts的量級隨高度向上增加。

雖然低空風切發生時無探空資料可稽，

但比較本個案發生當日前後兩筆探空資料可以發現，500公尺以下空層風向正在經歷顯著變化（由北風分量為主轉為南風分量明顯增強），且後者有隨高度上升南風分量增大趨勢。

若飛機以020跑道在上述風場轉變過程中進行起飛，就很有可能因為南風分量隨時間及高度的增強造成其升力下降，而向塔台回報有低空風切的存在。

(五)小結：

雖然偏南氣流為影響本個案之主要天氣系統，但馬公地區實際上是因為背風渦旋發生位置的變化而導致風場上的轉變。研判南北風場的轉換是造成本個案低空風切之主因（METAR/SPECI地面風場及探空資料均可發現此一轉變）；而JMA地面圖未能準確預測海峽一帶此一現象的發生，可能是受到模式解析度限制所致。

伍、低空風切觀測及預報作業方式改善作法之探討

一、觀測作業方面：

依據馬公機場過去10年（2009-2018年）METAR/SPECI電碼，由「鋒面」天氣類型造成低空風切之資料中，幾乎均有降雨發生；由「颱風（熱帶低壓）」天氣類型造成低空風切之個案中，除2015年7月11日「颱風環流遠離」及2015年9月28日「颱風環流」

兩個案發生低空風切時無降雨外，其他個案期間內均有（視區）降雨情況發生。

承上，對馬公機場而言，在「鋒面」及「颱風（熱帶低壓）」天氣類型影響下，因低空風切發生時大多伴隨有降雨現象存，故都卜勒氣象雷達應可發揮其徑向風場觀測功能，由其反演出之低空風切產品亦可供作業人員參考。

但對於人員長期短缺的馬公天氣中心而言，已無法維持雷達班席位經常性全時運作，導致當低空風切發生時往往難以第一時間偵知並主動對外發布警告，多是被動接收塔台轉航機通知後始編寫電碼發報，無法有效發揮裝備所長。

鑑此，若能透過程式編寫，將雷達產製之低空風切產品原始碼依航機所能承受限度設定警報閾值，凡有高於該數值情況，即刻透過專用顯示窗口主動向天氣室作業人員發出警告，如此可以減輕值勤人員經常查看並確認有無低空風切現象之負擔，預留更多裕度予預報長（或氣象官）依個人專業進行判斷並妥善執行後續因應作為。

但即使雷達偵掃到降水回波的存在，若其涵蓋範圍過小，亦無法推算出其範圍外當下的風切情況；更何況根據METAR/SPECI資料顯示，過去10年內38個低空風切個案中，就有20個並未伴隨降雨現象的發生（佔所有個案52.63%），因此都卜勒氣象雷達對

於低空風切的觀測能力仍十分有限。未來為了能更準確即時地觀測到低空風切現象的發生，引進更合適的觀測設備已成為不可避免的趨勢。

氣象聯隊於2016年採購4部車載雷射式剖風儀觀測系統（可提供高度5,000公尺以下，高時間及空間解析度之立體風場資料），此後便不斷精進掃描策略並強化人員教育訓練。目前剖風儀雖未配予馬公機場使用，但未來在其相關作業臻至成熟後，若有機會能支援馬公機場，相信對其低空風切的觀測可提供莫大程度的幫助。

然針對低空風切的觀測與警報發布作業，現行最為先進的設備為美國聯邦航空總署（FAA）所開發的低空風切警報系統（LowLevel Wind-Shear Alert System, LLWAS），其可即時計算出設置於跑道週邊多點感應元件所測得風場間之差異，當強度到達警告標準時，便會立即對相關航管人員發出警報。據悉目前松山及桃園國際機場已完成該系統架設，可藉由適時偵測並報告發生在離到場區域及其附近之風切危害，使航機安全更加強化。

雖然戰機在動力裝置及氣動外型設計方面與一般民航機有所差異，使其在遭遇低空風切時具有較強之應變能力，但對相關飛航作業人員而言，「多一層保障，就是多一分安全」；因此，未來若能在國內各軍用或軍

民合用機場內完成低空風切警報系統建置，相信可以將低空風切引發空難之機率大幅降低。

二、預報作業方面：

針對前述METAR/SPECI統計結果及個案分析資料所見情況，提出建議改善作法如后：

低空風切出現之確切時間及位置雖然難以預測，但統計馬公機場過去10年METAR/SPECI電碼出現低空風切個案資料可以發現，其天氣類型與對應之地面風場特徵間存在一定程度關聯；就比例上而言，以東北季風天氣類型之影響為最（好發風向為020~030；好發風速落在26kts及其附近），颱風及熱帶低壓影響時次之（好發風向為320~030；好發風速為24kts），冷鋒過境及滯留鋒面影響時再次之（冷鋒影響時之好發風向為020~040，且風速相對較大；滯留鋒面影響時之好發風向為210，且風速相對較小）；此外，偏南氣流雖也曾造成馬公機場發生低空風切，但過去10年來僅發生過乙例（佔所有個案2.63%）。馬公氣象預報人員應熟悉上述統計特徵，以作為未來預報低空風切之先備知識。

根據前述個案分析結果，在東北季風天氣系統影響下，JMA模式可以掌握到地面風速開始增強之趨勢；另外依據METAR/SPECI地面風速簡單移動平均值與低空風切

關聯性之表現，可以預期低空風切較有可能在地面風速增強過程中出現，並隨著地面風速的減弱而消失。

在偏南氣流個案中，背風渦旋實為真正影響馬公地區風場變化之原因，但因其風速微弱加上尺度較小，致使JMA模式無法準測預測。另外，觀察METAR/SPECI地面風之演變，可以發現穩定的北風在轉變成穩定的南風之前，會先經歷一個風速微弱且風向不定的階段，以及另一個時間較長的靜風狀態，而低空風切即是在風速微弱且風向不定的階段中發生。

上述徵候均可作為預報低空風切是否發生之依據，如能搭配短時逐筆之中尺度觀測分析資料，對於風場變化掌握亦有一定程度的助益；此外，若可取得高解析度探空模擬及預測資料，便能與個案所分析之垂直風場結構變化特徵進行比對，當情況相符時，預期出現低空風切之機會亦將有所提升。

陸、結論

透過本研究資料統計得知，引發馬公地區出現低空風切之天氣「類型」可區分為「東北季風」、「鋒面」、「颱風（熱帶低壓）」及「其他」等4類，且各天氣類型與對應之地面風場特徵間存在一定程度關聯。

在「鋒面」及「颱風（熱帶低壓）」天氣類型影響下，可多加利用都卜勒氣象雷達針

對低空風切進行風場觀測；唯為提升作業效能，建議可在現有資料及設備基礎上進行自動預警功能提升。另外，囿於雷達先天條件限制，建議可將剖風儀納入支援或規劃採購其他先進設備，以彌補其在「東北季風」及「其他」天氣類型條件下，或在無降水回波時之觀測罅隙；另透過個案分析可以發現，JMA模式、METAR/SPECI地面風場及探空資料之變化趨勢與低空風切發生之時機具有相當程度之關聯性（除JMA模式在偏南氣流個案中對風向變化掌握情況較差外）；據此，上述工具或可作為預報低空風切可能出現之參考依據，但若取得更高時（空）間解析度之分析及預測資料交互比對，方可進一步提升低空風切預報能力。

在統計馬公機場長達10年間、總計16萬9,644筆METAR/SPECI電碼中，低空風切資料僅出現393筆（佔總數0.23%）；且個案天數38天亦僅佔3653天（10年）1.04%。由於天氣室接獲塔台轉知低空風切訊息為馬公機場編報相關電碼之主要依據，因此，推測在無航機離到場之情況下，極有可能錯失編發低空風切電碼之機會。

另外，空軍氣象預報手冊當中已有律定，當預測機場將發生風切，使該基地主要機種低於飛行最低天氣限度時，須編發危險天氣傳報各單位。但囿於現行觀測低空風切現象能力有限，造成即使預報人員認為低空

風切將要發生，但卻經常無法以客觀觀測產品加以印證，導致「看不到、不取報」的結果，最終又回歸到被動接收航機通報低空風切訊息的作業模式。

為改善上述情況，完成低空風切常態自動觀測及預警系統之建置已成為無可避免的趨勢，否則除了所累積之資料庫將無法完全貼近低空風切真實面貌外；更有甚者，將對飛航安全造成直接危害。

最後，本研究所採用之資料統計及個案分析模式，或可作為未來探討其他氣象危險因子之研究架構；唯統計資料須達一定數量，且個案挑選需具有代表性或特別性，如此統計分析結果方能有效體現出該因子之本質。

柒、參考資料

- [1]童茂祥，2009。〈淺談低空風切警示系統〉，《2009 飛行安全冬季刊》，頁 63-68。
- [2]何台華、涂明聖、蒲金標、魏志憲，2005/6。〈2002 年梅雨季中正與松山機場低空風切之個案研究〉，《大氣科學》，第 33 期第 2 號，頁 120。
- [3]《飛航安全調查委員會_事故調查報告》，<https://www.asc.gov.tw/main_ch/docaccident.aspx?uid=219&pid=201&acd_no=99>
- [4]《香港天文台_由雷暴引起的微下擊暴流》<http://www.hko.gov.hk/aviat/amt/cause/microburst_c.htm>

[5] 《Manual on Low-level Wind Shear》

<<https://www.skybrary.aero/bookshelf/books/21194.pdf>

表1低空風切造成之飛安事故列表(摘錄)。

發生時間 (年/月/日)	事件經過
1975/6/24	東方航空編號第 66 號班機於紐約市甘迺迪國際機場受低空風切影響降落失敗，造成 112 人死亡和 12 人受傷。
1982/7/9	汎美航空編號第 759 號班機自路易斯安那州紐奧良市起飛，因遭遇低空風切起飛失敗而墜毀，造成機上 152 人死亡。
1983/9/28	臺灣航空公司所屬 BN-2 島嶼型飛機在蘭嶼附近遭遇不良天氣，導致航機失蹤。
1985/8/2	達美航空編號第 191 號班機在德克薩斯州達拉斯市降落，因遭遇低空風切導致降落失敗，造成 134 人不幸遇難。
1988/1/19	臺灣航空公司所屬 BN-2 島嶼型飛機在蘭嶼附近遭遇不良天氣，導致航機撞山墜毀。
1993/2/28	永興航空公司 DO-228 小型飛機自臺北飛往蘭嶼途中，於綠島與蘭嶼附近失事墜海，當時飛機處於鋒面帶上的低雲、惡劣能見度和極不穩定的氣流中。
1993/11/4	中華航空公司一架編號 B-165 的 B-747-400 型全新客機在香港啟德機場遭遇颱風環流引發的強風暴雨，飛機在 13 號跑道降落時衝出滑行道而落海，造成多人受傷，當時啟德機場確實出現風切，但無法立即發出預警。
1998/12/11	泰國國際航空 261 號班機，由曼谷前往泰國南部城市素叻他尼 (Surat Thani) 途中，在著陸時因受低空風切影響失速墜毀，造成機上 90 名乘客及 11 名機組員罹難。
1999/6/1	美國航空編號第 1420 號班機在阿肯色州小岩城遭遇低空風切降落失敗，造成 11 人死亡及 89 人受傷。

表2各風切個案對應天氣系統統計表。

天氣類型	天氣系統	發生日期 (年/月/日)	個案數
「東北季風」類型	東北季風減弱	2010/10/28 2017/11/5	2
	鋒面通過及東北季風增強	2014/12/8	1
	大陸冷氣團/ 大陸冷高壓	2014/12/22 2015/1/17	2
	大陸冷高壓減弱	2015/1/18	1
	東北季風及華南雲帶接近	2015/3/23	1
	強烈大陸冷氣團 (南下) 及華南雲帶	2016/1/22 2018/1/31	2
	大陸冷氣團及華南雲帶	2016/2/1	1
	鋒面通過及強烈大陸冷氣團南下	2016/2/14	1
	華南雲帶遠離及東北季風	2016/3/14	1
	微弱鋒面通過北部外海及東北季風	2016/10/9	1
	東北季風	2016/10/12 2016/11/28 2017/11/4	3
	東北季風增強	2017/12/16	1
	強烈大陸冷氣團	2017/12/17 2018/2/3	2
	微弱東北季風	2018/2/23	1
分裂高壓出海	2018/2/26	1	
鋒面通過及大陸冷高壓	2018/3/8	1	

表2各風切個案對應天氣系統統計表(續)。

天氣類型	天氣系統	發生日期(年/月/日)	個案數
「颱風(熱帶低壓)」類型	颱風雲系	2011/8/29 2012/8/1 2012/8/24 2013/9/21	4
	颱風外圍雲系	2012/7/31	1
	颱風環流遠離	2015/7/11	1
	颱風環流	2015/9/28	1
	颱風環流及雲系遠離	2016/9/28	1
	熱帶低壓	2018/8/23	1
「鋒面」類型	鋒面接近及其雲系	2016/1/28	1
	鋒面雲系	2016/1/29	1
	鋒面接近及通過	2017/3/31	1
	滯留鋒面	2017/6/3	1
「其他」類型	偏南氣流	2018/5/5	1
	滯留鋒面及熱帶低壓外圍環流	2018/6/15	1
	東北季風及颱風外圍環流	2018/11/1	1
備註	<p>1.由於不同個案大陸冷氣團南移時序、強度程度、水氣含量多寡、高低層系統配置差異等因素，本表中即使在同屬「東北季風」乙類天氣類型下，仍可區分各種不同之天氣系統。</p> <p>2.統計馬公機場 METAR/SPECI 附加電碼編報低空風切資料中，在同一天內或有持續性發生(每兩次電碼時間間隔小於或等於30分鐘)、或有間歇性發生(停止超過30分鐘以上後再發生)；在本研究中，無論持續或間歇性發生，凡於同一日內發生之低空風切，因屬同一天氣系統，故均視為同一個案。</p>		

表3 2017年11月4日個案當日探空500公尺以下平均風向(速)統計表(近似值)。

時間 項目 高度(m)	2017/11/4/0800L		2017/11/4/2000L	
	平均風向(360°方位角)	平均風速(kts)	平均風向(360°方位角)	平均風速(kts)
SFC				
100	030	29	030	32
100				
200	030	34	035	41
200				
300	035	39	035	47
300				
400	035	44	035	50
400				
500	040	48	035	52

表4 2018年5月5日個案當日探空500公尺以下平均風向(速)統計表(近似值)。

時間 項目 高度(m)	2018/5/5/0800L		2018/5/5/2000L	
	平均風向(360°方位角)	平均風速(kts)	平均風向(360°方位角)	平均風速(kts)
SFC				
100	020	8.1	315	2.8
100				
200	020	5.3	240	4.6
200				
300	005	4.5	225	6
300				
400	335	3.9	215	8.1
400				
500	290	4.5	205	10.7

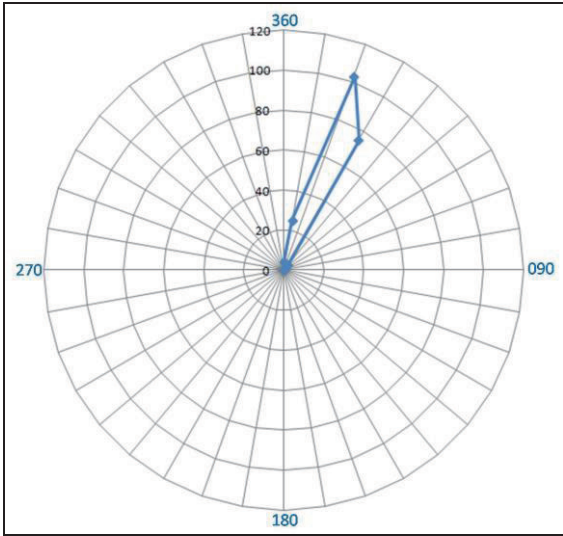


圖 1(a)「東北季風」天氣類型造成低空風切時，地面風向對應出現風切資料筆數分布圖。

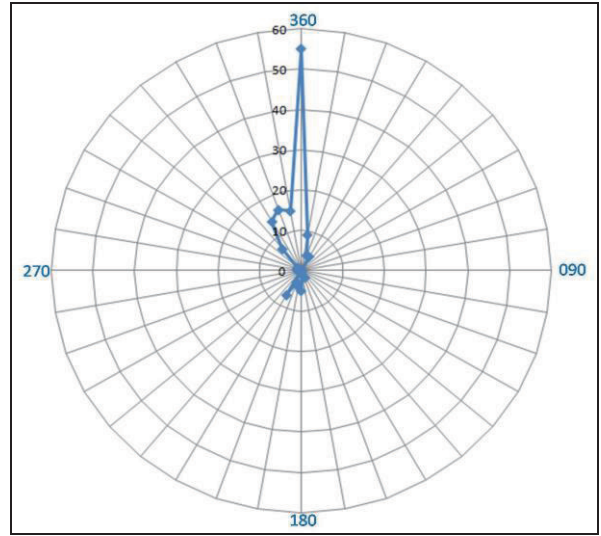


圖 2(a)「颱風(熱帶低壓)」天氣類型造成低空風切時，地面風向對應出現風切資料筆數分布圖。

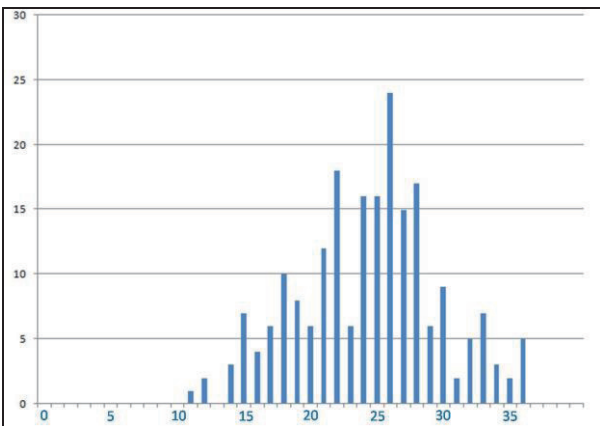


圖 1(b)「東北季風」天氣類型造成低空風切時，地面平均風速對應出現風切資料筆數分布圖。

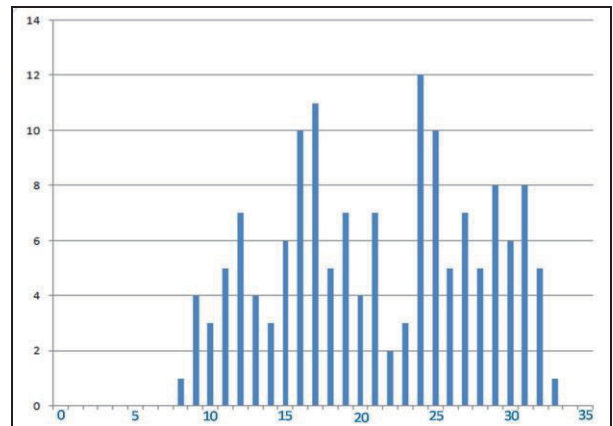


圖 2(b)「颱風(熱帶低壓)」天氣類型造成低空風切時，地面平均風速對應出現風切資料筆數分布圖。

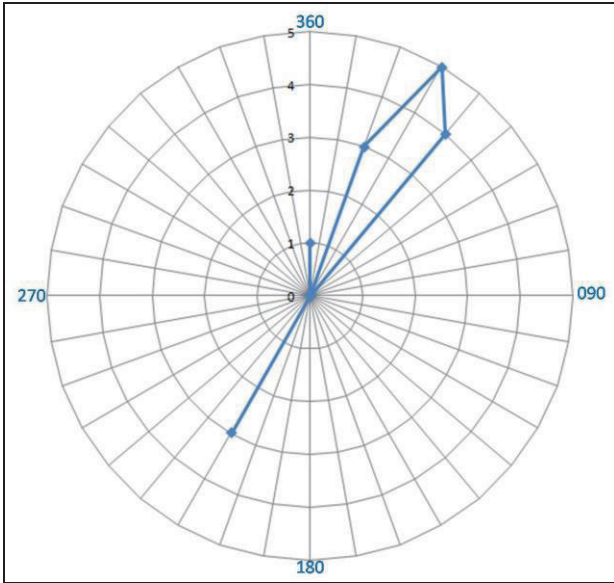


圖 3(a)「鋒面」天氣類型造成低空風切時，
地面風向對應出現風切資料筆數分布
圖。

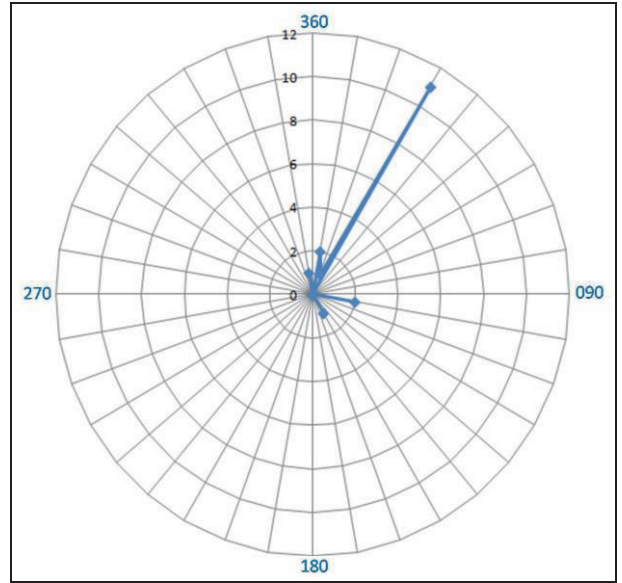


圖 4(a)「其他」天氣類型造成低空風切時，
地面風向對應出現風切資料筆數分布
圖。

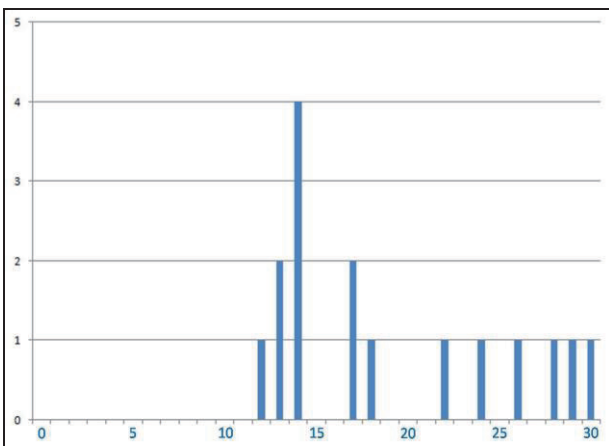


圖 3(b)「鋒面」天氣類型造成低空風切時，
地面平均風速對應出現風切資料筆數
分布圖。

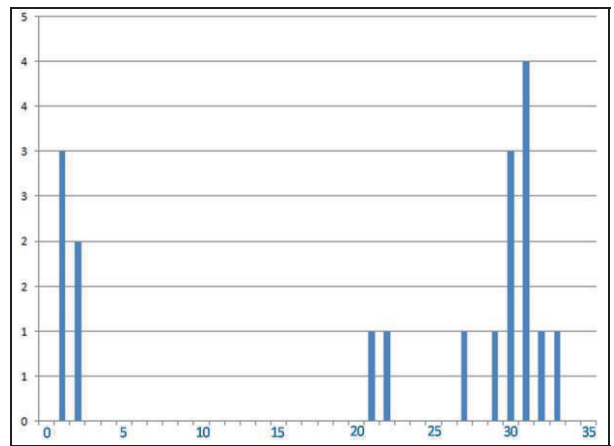


圖 4(b)「其他」天氣類型造成低空風切時，
地面平均風速對應出現風切資料筆數
分布圖。

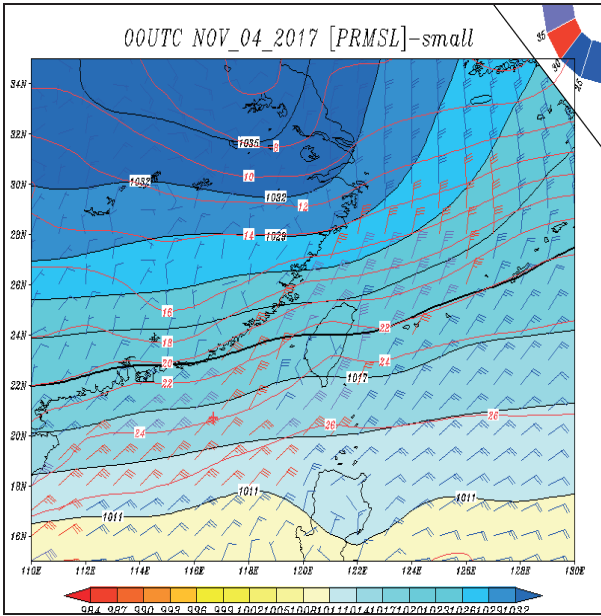


圖 5(a) 2017 年 11 月 4 日 00UTC 臺灣地區地面天氣分析圖。

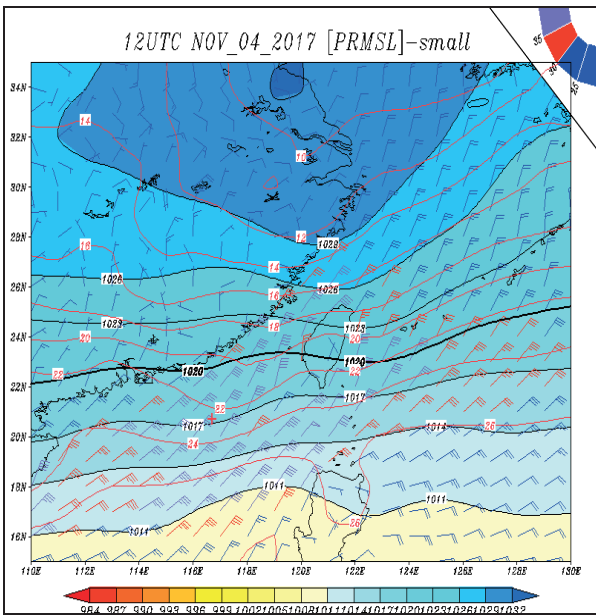


圖 5(b) 2017 年 11 月 4 日 12UTC 臺灣地區地面天氣分析圖。

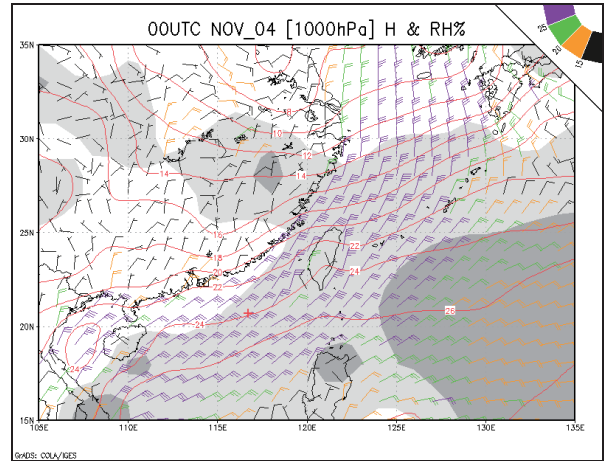


圖 6(a) 2017 年 11 月 4 日 00UTC 臺灣地區 1000hPa 天氣分析圖。

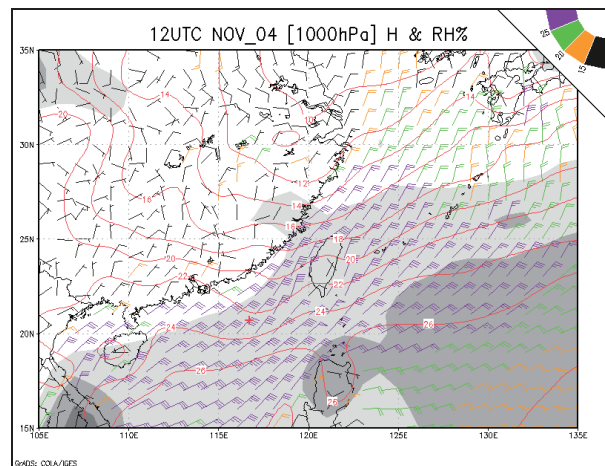


圖 6(b) 2017 年 11 月 4 日 12UTC 臺灣地區 1000hPa 天氣分析圖。

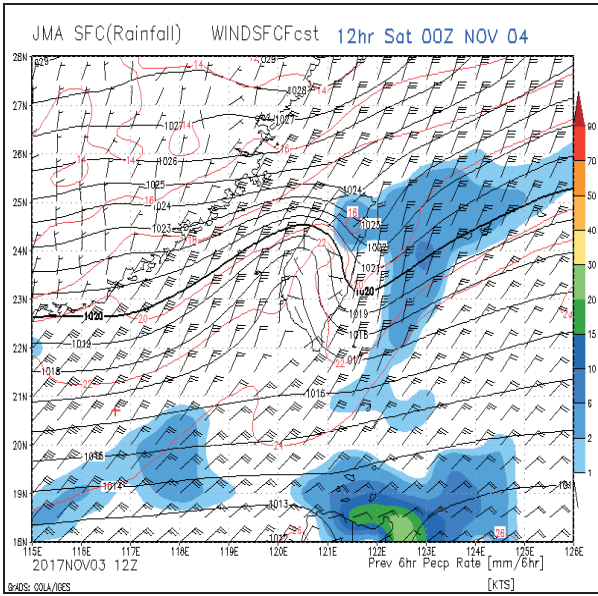


圖 7(a) JMA 預測 2017 年 11 月 4 日 00UTC

地面天氣圖。

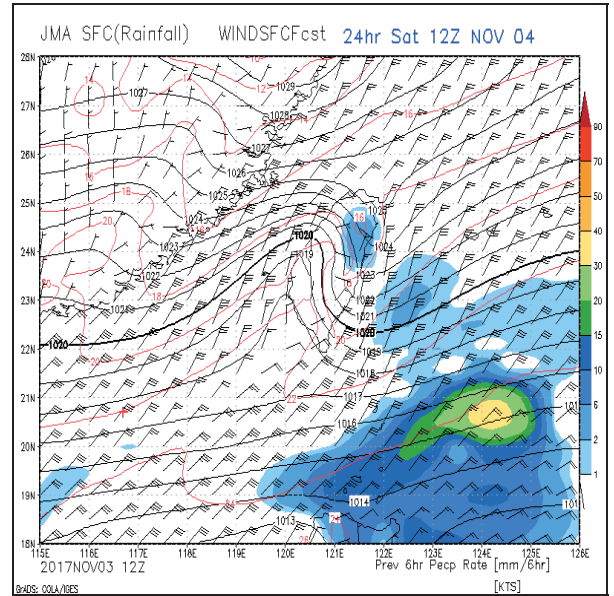


圖 7(c) JMA 預測 2017 年 11 月 4 日 12UTC

地面天氣圖。

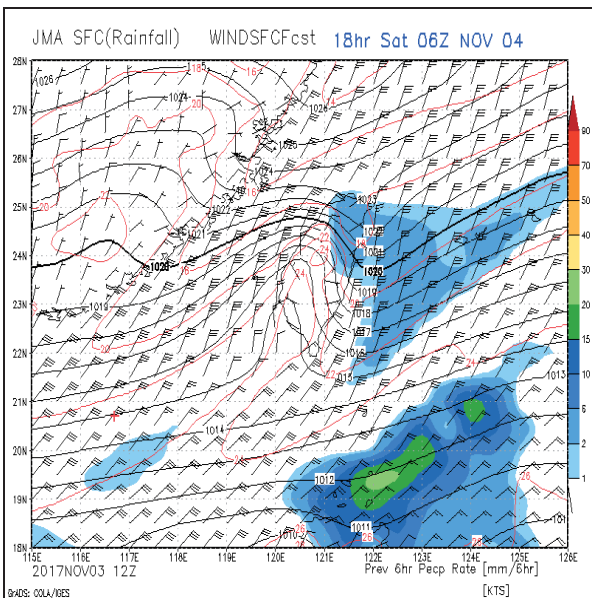


圖 7(b) JMA 預測 2017 年 11 月 4 日 06UTC

地面天氣圖。

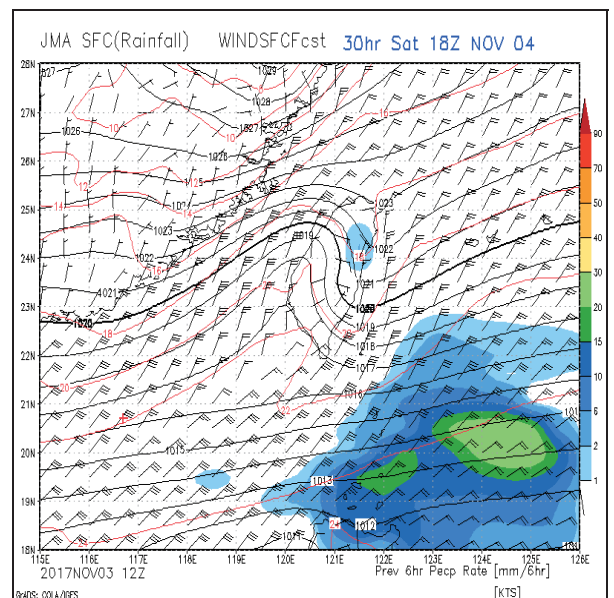


圖 7(d) JMA 預測 2017 年 11 月 4 日 18UTC

地面天氣圖。

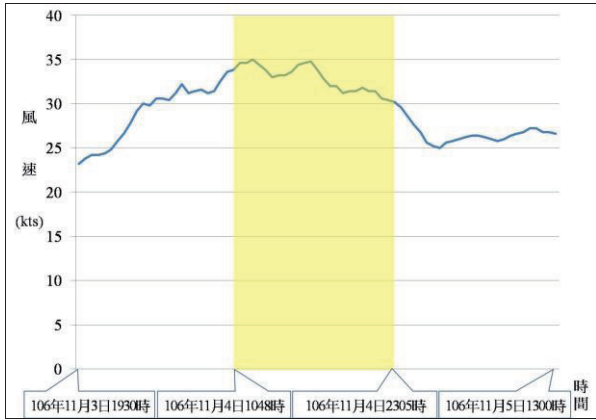


圖 8 2017 年 11 月 4 日個案低空風切發生前、中、後平均風速簡單移動平均圖 (圖中黃色陰影區域為低空風切發生時段)。

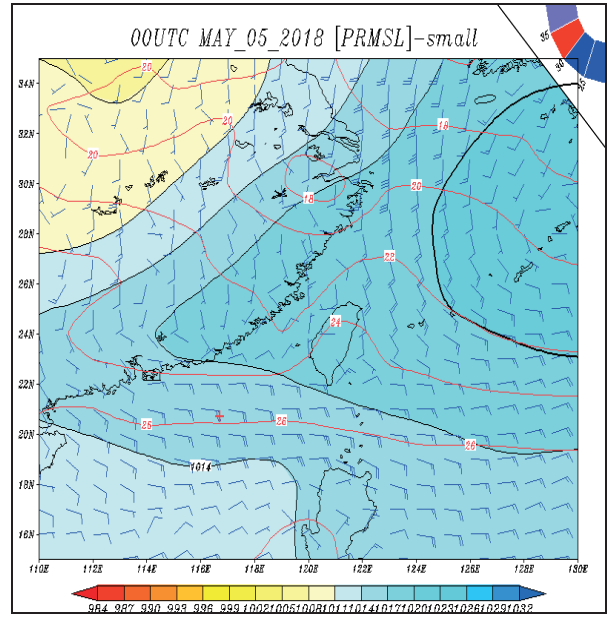


圖 9(a) 2018 年 5 月 5 日 00UTC 臺灣地區地面天氣分析圖。

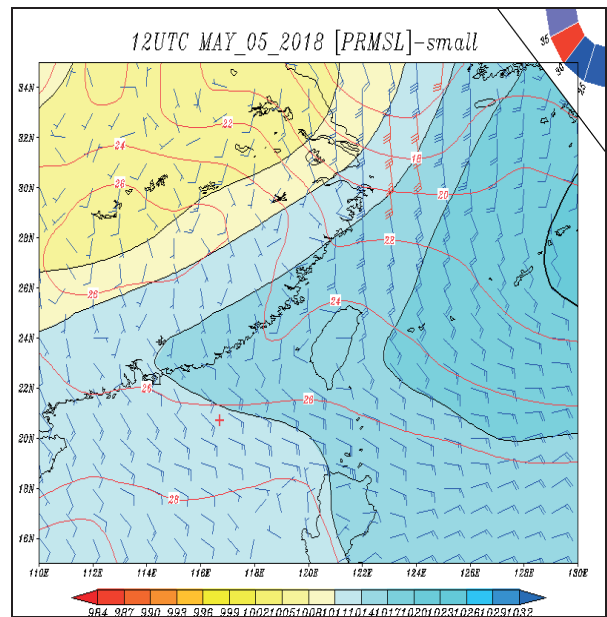


圖 9(b) 2018 年 5 月 5 日 12UTC 臺灣地區地面天氣分析圖。

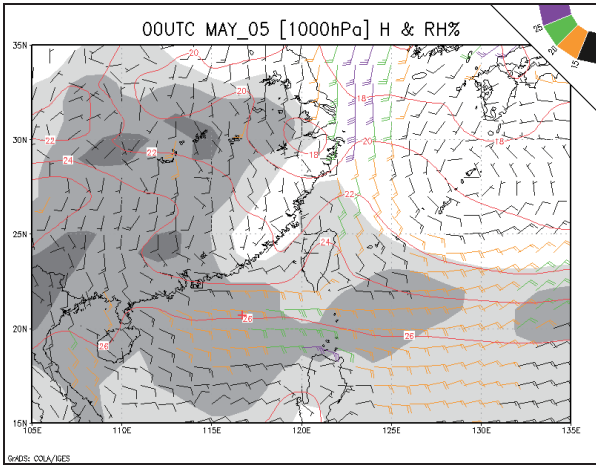


圖 10(a) 2018 年 5 月 5 日 00UTC 臺灣地區
1000hPa 天氣分析圖。

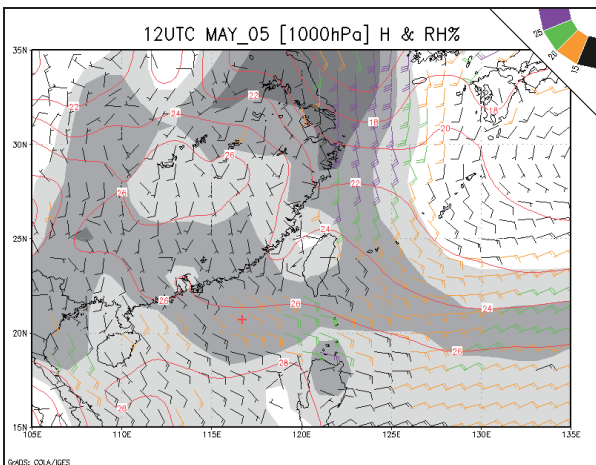


圖 10(b) 2018 年 5 月 5 日 12UTC 臺灣地區
1000hPa 天氣分析圖。

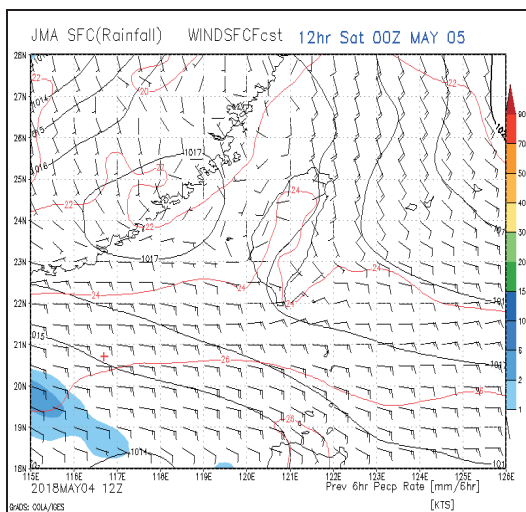


圖 11(a) JMA 預測 2018 年 5 月 5 日 00UTC
地面天氣圖。

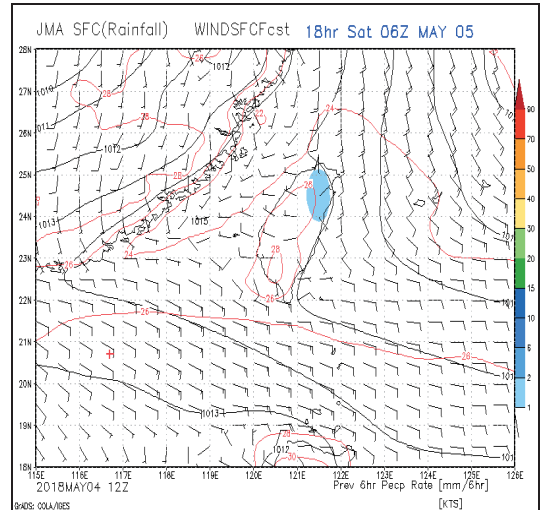


圖 11(b) JMA 預測 2018 年 5 月 5 日 06UTC
地面天氣圖。

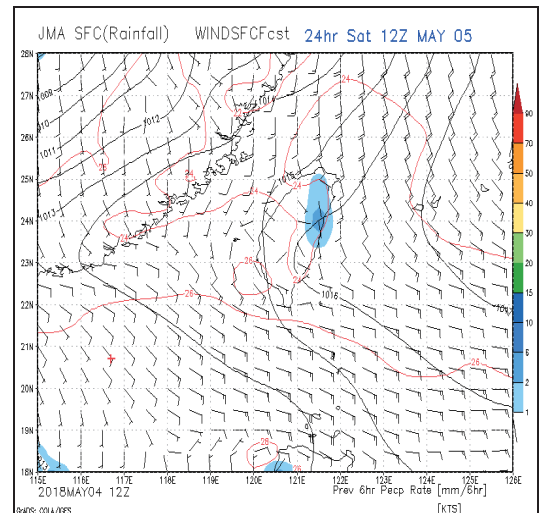


圖 11(c) JMA 預測 2018 年 5 月 5 日 12UTC
地面天氣圖。

臺南地區雷雨發生之天氣型態

林志榮、陳建達、陳益盛、黃柏豪、林冠宏

空軍氣象聯隊第一基地天氣中心

摘要

本研究使用近五年臺南機場氣象資料之統計資料，校驗臺南機場全年雷雨發展之天氣型態，並供氣象人員遇該類天氣系統時能適時應變。研究結果顯示臺南地區於3月至10月均有落雷天氣產生，好發期為7至8月，進一步分析其落雷天氣型態，可分為春、秋季之：鋒面、西南氣流及華南雲帶，及夏季之低壓帶、西南氣流、熱帶擾動、南方雲系、太平洋高壓環流等六類；春、秋二季發生落雷次數雖有鋒面通過，但所佔比例較低，多數發生多集中在夏季，以西南氣流及低壓帶所佔比例最高，當月份於機場上發生落雷日數可達全月份40%左右，而其中並不包括於山區發展未影響臺南機場對流天氣形態，若能加上此一參數，則夏季午後對流發展機率應可接近80%，對飛行實有相當大之影響，不可不慎。

關鍵字：臺南、午後對流、落雷、鋒面、華南雲帶、梅雨、西南氣流

壹、前言

影響臺南機場飛安因素主要為低能見度及落雷，然而現今臺南機場無針對落雷之天氣形態研析報告，無法有效運用於落雷天氣預報，故此藉統計內容並增修訂，做為後續預報落雷發生參考。

一、研究目的

臺灣屬於海島型氣候，水氣充足，且西半部地區多屬平原及臺地地形，臺南機場西側為臺灣海峽，東側為中央山脈，其地形有利於春、秋二季鋒面或華南雲帶對流

雲系抬昇，東面山區有助於夏季午後對流形成，故有效掌握落雷形成時機對於臺南機場甚為重要。隨著氣候逐漸的不穩定，臺灣的地形陡峭複雜，部分的山勢在50公里以內拔起3000公尺以上。如圖1所示，中央山脈由北到南縱貫全島，山脈東側斜坡陡峭，山脈以西坡度較緩(1994年夏季南臺灣午後對流之研究 1994)[1]。

夏季期間，在太平洋副熱帶高壓籠罩下，因海陸及地形斜坡受太陽輻射差異加熱，所引發的海風及上坡風等局部環流的作用，南臺灣午後常有對流性降水發生。

在適當的環流風場及垂直不穩定條件的配合，經常有長生命期(約8 小時左右)的組織性對流系統發生於中南部山區斜坡 (Smolarkiewicz and Rotunno 1990)[2]。

本研究資料來源主要以臺南機場為主，統計近5年來(2014-2018年)的地面落雷危險天氣觀測資料，使用統計學方法及天氣學理論來進行研究，歸納出地區特性及形成落雷天氣特徵，並藉由統計學法了解臺南機場落雷發生時段，調整校驗標準，使落雷校驗表更臻完善。

二、文獻探討

由於午後對流是屬於非常局部性的現象，因此在不同的環境條件下，對流的分布區域、激發、發展及維持的過程均會有所差異。1994 年夏季臺灣地區普遍盛行微弱東風，午後對流大都發生在微弱東或東南風的背風面，最大降雨區的分布明顯偏南(圖2)。

根據個案分析與模擬的結果，將南部地區午後對流的發展過程，分成三個階段以三張簡化的示意圖(圖3)表示，是為中央山脈的東西剖面圖，用來說明對流的初生過程。微弱的環境東風受地形阻擋，在迎風面的低層會產生停滯點以及逆向回流 (Smolarkiewicz and Rotunno 1990)[2]。

因為上波風的建立比海風早，有地表加

熱仍得以越過中央山脈的東風，可以與山脈西側的上坡風產生輻合，在山脈西斜坡激發對流。圖3b 為東西剖面圖，但略偏東北—西南走向，用來說明對流的發展過程。在迎風面的停滯點以及逆向回流，會因地表持續加熱而減弱或消失(Reisener J. M. and P. K. Smolarkiewicz 1994)[3]。

三、專題結構

本研究第貳章為年際分佈，說明年度雷雨天氣大概率分佈之季節；第參章為天氣系統分析，將近五年分析統計結果配合實際天氣系統之雷雨天情形態；第肆章為結論，總結分析結果；第伍章為未來展望；第六章為參考文獻。

貳、臺南機場落雷年際分佈

參考2014至2018年，臺南機場守視範圍內，因雷(TS)、雷雨(TSRA)，不含視區雷(VCTS)等落雷天氣現象，發佈機場危險天氣(HAZAT)之統計日數。

臺南機場守視範圍內月平均落雷日數分布如圖4，最高為8月平均每月佔12.5日，次高為7月平均每月佔12.33次，這二個月份於臺南機場發生落雷日數達當月份之40%之譜，相當於平均每兩日就有乙日有雷雨天氣發生，顯示夏季落雷對飛安影響甚鉅。

再次為5、6及9月，分別為6、7.83及6.67日，達每月之23%機佔當月份之四分之

一；再次為較少之3、4及10月，發生雷雨次數在3次以下，最低為1、2、11及12月均為0次，顯示冬季時未發生雷雨天氣現象。

參、臺南機場落雷天氣系統分析

一、資料來源

本研究收集使用臺南機場測站2014至2018年共5年之機場定時天氣報告(METAR)逐時天氣資料，由天氣現象欄位執行篩選，挑出具有雷雨(TS、TSRA)之天氣現象發生日期與時間，比對每日臺南機場發布危險天氣(HAZAT)紀錄資料，確認為雷雨天氣。

再依據空軍氣象聯隊氣象中心發布之每日預報單比對當日天氣系統，結合當日地面天氣圖及高空天氣圖之各項天氣資料，確認當日天氣系統，俾維資料來源之正確性。

二、資料分析

在資料分析方面，因午後山區對流天氣形態較不穩定，發生雷雨起始時間、起始位置與持續時間均難以掌握，原初步構想以7、8及9月等三個月份之夏季季節做為分析重點，然深入研究後發現，落雷天氣現象僅於1、2、11及12月等冬季月份無發生，故增加統計春、夏及秋等三季均列為研究範圍。

三、分析結果

以近五年資料分析由3月至10月雷雨天氣系統，資料分析結果如下：

3月份，月平均發展雷雨日數0.83日，造成雷雨之天氣系統均為鋒面系統通過臺南地區造之鋒面雷雨，佔100%(圖5)。

4月份，月平均發展雷雨日數2.5日，造成雷雨之天氣系統為：鋒面系統通過及華南雲帶造成臺南地區之雷雨天氣，各佔50%(圖6)。

劉等(1988)[4]，在初冬時期，亞洲大陸為冷高壓所盤據，如華南及臺灣地區為盛行的東北季風所籠罩，往往在華南地區形成雲雨帶而影響臺灣天氣。由於華南的雲帶形成之初，地面系統為無可辨認之綜觀天氣尺度之系統，因此高層的系統為此雲帶生成發展機制，形成雲帶所需的水汽，在低層是因大陸冷氣團經海洋變性，其氣團之溫度及溼度皆增加，水汽含量增多，加上850hPa及700hPa的平流所帶來的暖溼空氣在華南地區匯合，並受動力作用使得雲帶發展，而低對流層的平流層亦有於雲帶的發展，從生成到影響臺灣天氣的時間不一，有時在12時之內就影響，有時最遲至四天之久才影響臺灣，其影響的快慢端視700hPa層上的槽、脊系統的變化而定。因此春初季節，與4月與3月份造成雷雨天氣系統之差異在於影響地面系統之鋒面與低、中層系統之華南雲帶，顯示自4月份開

始，南方較暖之勢力開始增強，在華南一帶形成之擾動亦會隨著700hPa氣流走向進而影響臺灣之雷雨天氣。

5月份，月平均發展雷雨日數2.5日，造成臺南機場雷雨天氣系統為鋒面系統通過，佔100%(圖7)。

經比對4月份天氣形態，5月份僅有鋒面系統，經研判造成原因有以下二點：其一為統計樣本數量不足，其二為5月份至6月份為梅雨季節；張等(2018)[5]指出，臺灣附近及南海地區受到滯留鋒面影響，低層風場呈現不均勻分布的狀況，配合水氣與低層風場輻合加強，致使中尺度對流系統生，在中尺度對流系統發展過程中，其受低層噴流影響，在MCS發展過程中除促進其發展，並使對系統發展旺盛，進而移入臺灣南部，形成劇烈降水。張等(2001)[6]指出，臺灣每年約五月至六月中旬間，存在一明顯降水極值，此極大值由北部地區次高峰往南轉變為主高峰，即為臺灣之梅雨，此期間降水性質屬連續性，間或夾帶雷陣雨及豪雨。故華南雲帶影響時間較久之情況下，視為梅雨天氣形態並結合華南雲帶，以在天氣系統選擇上，由空軍氣象聯隊氣象中心所提供之天氣系統內容有「鋒面及華南雲帶影響」之表現方式，然為求研究單純性，排除過於複雜之複合式天氣系統造成統計上之混亂，又無法達到

研究之目的，故最終決擇以鋒面為主體表現方式呈現。

6月份，月平均發展雷雨日數7.83日，造成雷雨之天氣系統為：鋒面系統佔33.3%，西南氣流佔67.7%(圖8)。

由天氣系統比例可知，6月份鋒面影響大幅度減少，進而取代雷雨發展之天氣系統轉變為西南氣流，童等(2009)[7]指出，盛行於此期間之降水系統可依據其初生之區域分成三大類：陸生型、海生型及混合型，其中又以前兩類為主要群，且兩者個案數發生比率相當，於發展時間上，陸生型主要起始於日間，其發展延時較短，海生型則多於夜間生成，並擁有較長的延時。此外，陸生型多與午後雷雨系統密切相關並無明顯日變化訊息，海生型則無。平均而言，陸生型降水特徵為系統集中，含較大的對流性降比率與閃電密度。海生型則常為大範圍的降水並伴隨較大比率的層狀性降水較小的閃電密度。陸生型多發生於西南氣流較弱的弱綜觀環境下，伴隨有較高的對流可用位能(CAPE)與較低的對流抑制能(CIN)，而海生型則多展展於強盛的西南氣流與較溼潤的大氣條件下，且伴隨著較小的CAPE與較大的CIN。

因此當天氣形態的轉變由北方系統轉變為南方系統影響，對實際守視雷雨天氣現象需要更加具有警覺性。

7 月份，月平均發展雷雨日數 12.33 日，造成雷雨之天氣系統為：西南氣流佔 57.1%，熱帶低壓環流與太平洋高壓環流佔 14.3%，低壓帶與南方雲系佔 7.1% (圖 9)。

由天氣系統比例可知，北方勢力造成之鋒面系統在 7 月份已不復存在，且除了西南氣流、太平洋高壓環流、低壓帶與南方雲系等弱綜觀天氣系統造成的雷雨之外，熱帶擾動(包含颱風、TD 等)亦是造成雷雨之成因之一，且比例不低估了 14.1%。依據氣象應用推廣基金會[8]，西北太平洋颱風大多形成於間熱帶輻合區(ITCZ)內，在此區內，一對流旺盛，可發展成高聳的積雨雲(Cb)，雲中有強烈的雷雨胞，颱風環流內特別是雲牆(Wall Clouds)中都是積雨雲。

8 月份，月平均發展雷雨日數 12.5 日，造成雷雨之天氣系統為：低壓帶佔 50%，西南氣流佔及熱帶低壓環流佔 21.4%，太平洋高壓環流佔 7.1% (圖 10)。

由天氣系統比例可知，8 月份由熱帶低壓環流系統造成之雷雨天氣，較 7 月份大幅度上升 15.5%，達到了 21.5%，佔去雷雨天氣達五分之一強。

9 月份，月平均發展雷雨日數 6.67 日，造成雷雨之天氣系統為：鋒面及西南氣流佔 30%，熱帶低壓環流佔 20%，太平洋高壓環流及低壓帶各佔 10% (圖 11)。

由天氣系統比例可知，9 月份鋒面系統造成之雷雨又重回年際循環當中比例達 30%，另本月份亦有熱帶低壓環流造成之雷雨，其配比亦不低估了 20%，顯示在入秋時節，仍不能低估熱帶擾動對臺灣地區降雨、落雷之影響力。

10 月份，月平均發展雷雨日數 1 日，均為鋒面系統通過臺南地區造之鋒面雷雨佔 100% (圖 12)。

相較於 9 月份之天氣系統，10 月份就只有鋒面系統而顯得單純許多，歸究其原因為熱帶擾動影響臺灣地區快速的減少與南方暖溼形態的天氣系統受到大陸高壓快速的增強，進而抑制西南氣流及低壓帶，使其影響範圍向低緯度地帶區移動有關。

肆、結論

研究結果顯示臺南地區於全年當中之 3 月至 10 月均有落雷天氣產生，好發期為 7 至 8 月，其中 8 月平均每月佔 12.5 日，次高為 7 月平均每月佔 12.33 次，這二個月份於臺南機場發生落雷日數達當月份之 40% 之譜，相當於平均每兩日就有乙日有雷雨天氣發生。

好發於夏季(7 至 9 月)之落雷天氣系統(表 1)，依統計資料顯示主要由低壓帶、西南氣流、熱帶低壓及太平洋高壓環流組成，且發生次數較春、秋兩季顯著增加，

顯示夏季造成之落雷對飛安影響甚鉅。

再次為5、6及9月，分別為6、7.83及6.67日，達每月之23%機佔當月份之四分之一；再次為較少之3、4及10月，發生雷兩次數在3次以下，最低為1、2、11及12月均為0次，顯示冬季時未發生雷雨天氣現象。

另分析熱帶低壓環流(包含颱風、熱帶擾動等)，於7月至9月夏季期間，亦為好發成因之一，所佔比例為14.3%至21.4%，故於熱帶低壓影響期間，仍不能低估熱帶擾動對臺灣地區降雨、落雷之影響力。

進一步分析其落雷天氣型態，可分為春、秋季之：鋒面及西南氣流，及夏季之低壓帶、西南氣流、熱帶擾動、南方雲系、太平洋高壓環流等六類；春、秋二季發生落雷次數雖有鋒面通過，但所佔比例較低，多數發生多集中在夏季，以西南氣流及低壓帶所佔比例最高，當月份於機場上發生落雷日數可達全月份之40%左右。

伍、未來展望

一、增加研究統計資料庫

本次研究僅針對於臺南機場近5年觀測資料進行統計，來了解機場發佈落雷天氣之特性，可作為臺南機場預報上之參考，使預報人員能更掌握臺南機場之氣候特徵，惟囿於觀測資料僅以近五年資料來進行統計，所歸納出的校驗項目有待實際運

用，期許未來以每五年校驗經驗來進行調整修訂，並可利用資料庫進行十年以上統計分析，有利於提升資料之可靠度，俾使落雷校驗表可望達到所預期的預報工具。

二、增加天氣系統之嚴謹性

本次研究為求簡化，僅依據空軍氣象聯隊氣象中心所發布預報單內容，做為天氣系統分析，爾後期能增加中央氣象局所供應之天氣系統，比對本軍發布資料，並結合當日地面天氣圖及高空天氣圖之各項天氣資料，確認落雷當日之天氣系統，俾維資料來源之可靠度。

三、針對天氣系統分析差異

本次研究僅為針對年際落雷天氣進行統計之結果，並未詳細探討不同天氣系統造成之落雷成因，列舉如下：

因4月份起造成雷雨之天氣系統為：鋒面系統通過及華南雲帶通過臺南地區造成之鋒面雷雨，與3月份之差異在於地面系統之鋒面與低、中層系統之華南雲帶，爾後期能深入研析比較鋒面與華南系統通過臺南機場所造成之雷雨天氣時，針對地面層、850hPa、700hPa及500hPa等天氣圖及斜溫圖分析，比較各空層之差異，以進一步增加對中、大型尺度造成落雷天氣現象氣時大氣垂直結構之瞭解。

再如由7月起至9月，開始出現因低壓帶及太平洋高壓環流等弱綜觀系統，所造成之落雷天氣，本篇研究僅統計發生落雷日數，未能詳加探討日變化，實為不足之處，爾後期能針對夏季弱綜觀系統下，針對午後對流、山區對流或海陸風對流造成之垂直大氣變化造成之落雷，對好發時段、發展地區及移動方向詳加分析，能更有效維護飛行安全。

陸、參考文獻

- [1]林熹閔、郭鴻基，「1994 年夏季南臺灣午後對流之研究」，大氣科學，249-280。
- [2]Smolarkiewicz, P., and R. Rotunno, 1990: Low Froude number flow past threedimensional obstacles. Part II: Upwind flow reversal zone. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1498-1511。
- [3]Reisener, J. M., and P. K. Smolarkiewicz, 1994: Thermally forced low Froude number flow past three dimensional obstacles. *J Atmos. Sci.*, 51, 117-133。
- [4]劉煥湘、曾忠一，初冬華南雲帶之生成發展及對臺灣北部天氣之變異，1988。
- [5]張文弘、楊宏宇，劇烈降水模擬預報之研究-以西南部梅雨季降水個案為例，2018。
- [6]張培臣、劉廣英，臺灣梅雨季豪雨個案之分析與模擬，(2001)。
- [7]童崇旗、周仲島，西南氣流實驗期間之降水特徵與相關環境型境，2009。
- [8]氣象應用推廣基金會，颱風的生成、發展、生命史
(www.metapp.org.tw/index.php/weatherknowledge/37-typeoon/47-2008-12-24-07-19-37)。
- [9]陳明毅、許恒韶、翁少于、張函，「臺南機場濃霧校驗表分析及修訂」。

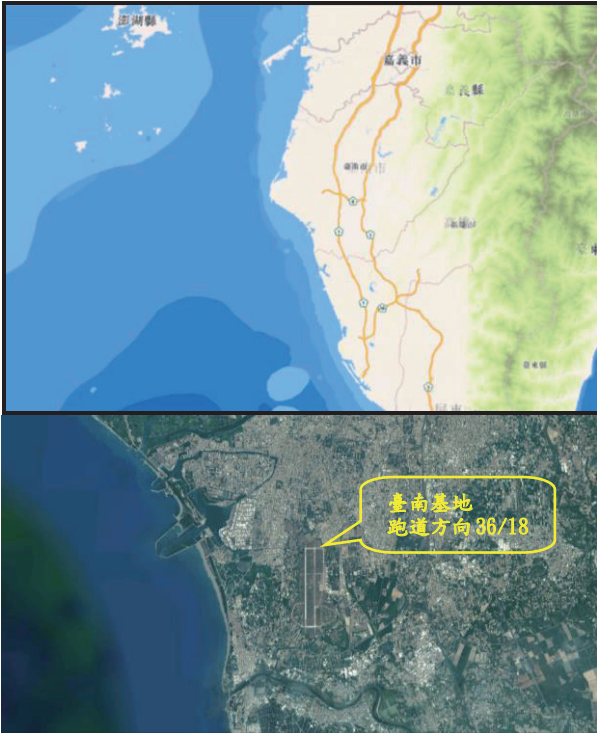


圖1 臺南機場及其週邊地型圖

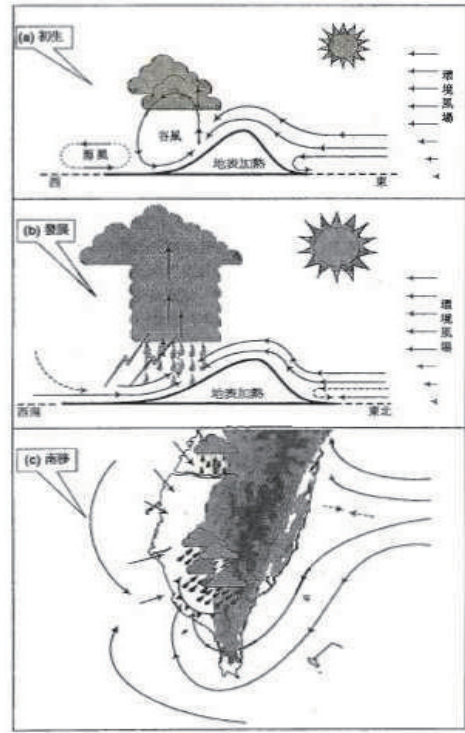


圖3 1994年7、8 月之午後對流總降雨量分布，左上角分別標示日期、總雨量及單站最大降雨量；右下角的灰階表高度是以單位最大降雨量為參考值所繪



圖2 1994年7、8 月之午後對流總降雨量分布，左上角分別標示日期、總雨量及單站最大降雨量；右下角的灰階表高度是以單位最大降雨量為參考值所繪製

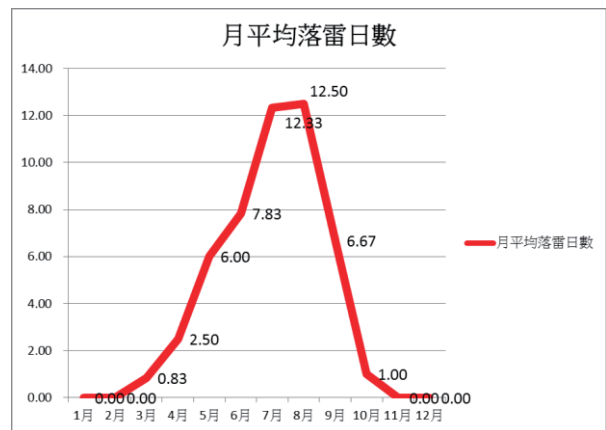


圖4 2014-2018 臺南機場守視範圍內月平均落雷日數分布，最高為8月平均每月佔12.5次，最低為1、2、11及12月均為0次

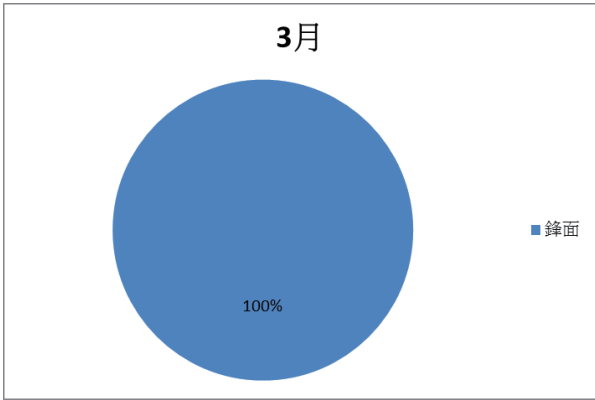


圖5 2014-2018 3月落雷天氣系統比例圖

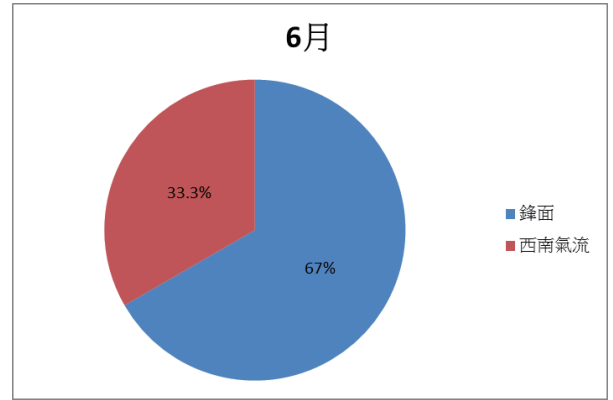


圖8 2014-2018 6月落雷天氣系統比例圖

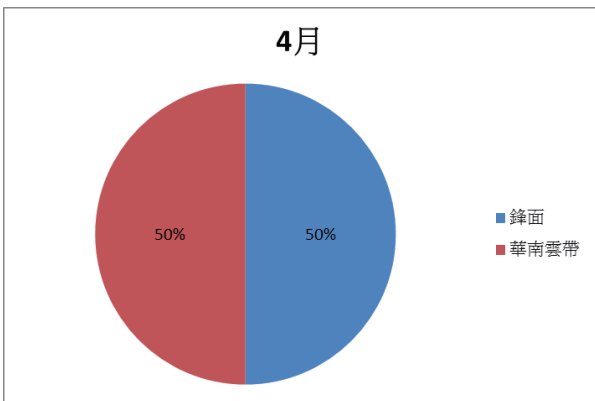


圖6 2014-2018 4月落雷天氣系統比例圖

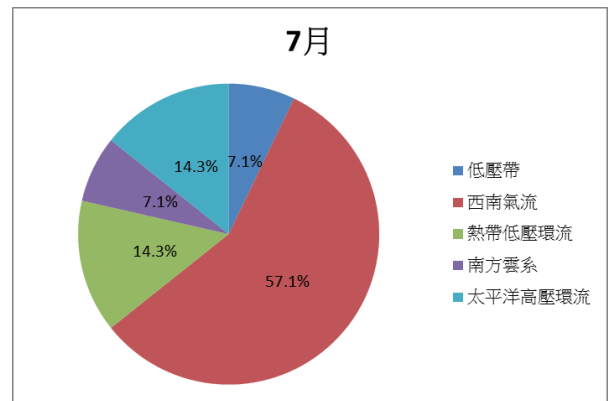


圖9 2014-2018 7月落雷天氣系統比例圖

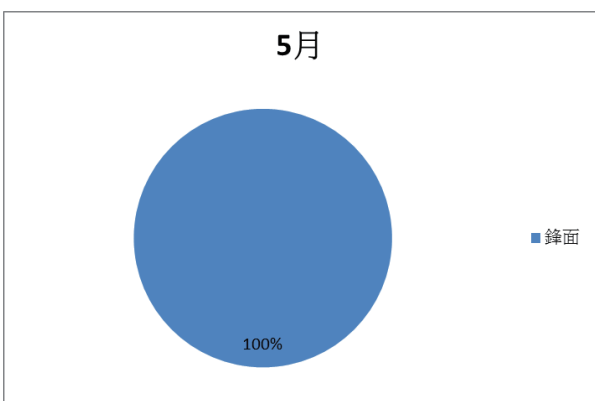


圖7 2014-2018 5月落雷天氣系統比例圖

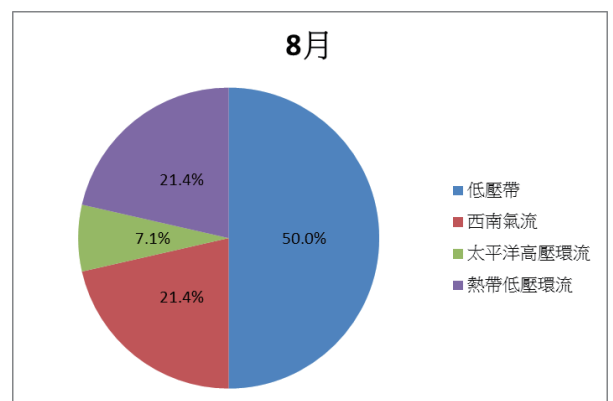


圖10 2014-2018 8月落雷天氣系統比例圖

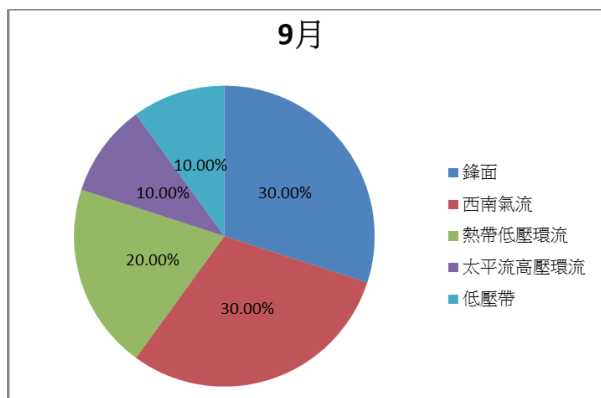


圖11 2014-2018 9月落雷天氣系統比例圖

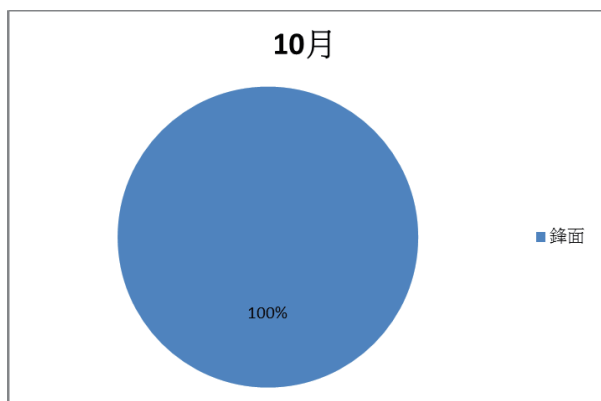


圖12 2014-2018 10月落雷天氣系統比例圖

表1 落雷天氣系統比例 單位：百分比%

	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月
鋒面	100.0	50.0	100.0	66.7			30.0	100.0
華南雲帶		50.0			7.1			
低壓帶					7.1	50.0	10.0	
西南氣流				33.3	57.1	21.4	30.0	
熱帶低壓環流					14.3	21.4	20.0	
太平洋高壓環流					14.3	7.1	10.0	

邊界層效應對懸浮微粒傳輸影響性之研究

宋偉國¹、石琦堅²

¹ 空軍航空技術學院

² 空軍氣象聯隊氣象中心

摘要

本文運用高斯擴散模式與網格空氣汙染模式，模擬高雄地區懸浮微粒擴散情形，高斯擴散模式，透過汙染源排放條件、邊界層高度、穩定度類別，以及風速、風向值輸入，求出地面濃度隨時間擴散情形。模式所使用邊界層高度係由中尺度準靜力模式模擬結果，顯示不同時間，邊界層高度有顯著變化。另外，同一時間邊界層高度亦因受地形影響而有不同。擴散模式分別設定風為東北風與西南風，模擬煙團擴散情形，並在不同邊界層高度情況下，模擬煙團濃度差異，結果顯示不同邊界層高度對煙團有重要影響。透過2018年10月22日實際個案分析，高雄都會區濃度主要仍與移動汙染源之汽機車有關，自尖峰時間出現高濃度值，之後隨時間濃度下降。本個案對懸浮微粒之模擬，透過WRF與CAMx模式模擬，顯示模擬風場與實際觀測接近，PM10濃度則模擬隨時間增加，此與觀測結果不同，模式引進三維同化後，結果改善許多，顯示提供更精確氣象條件，對於PM10濃度的掌握很重要。如何正確觀測邊界層高度，受限於高空資料缺乏，未來透過無人觀測載具、氣象聯隊發展之剖風儀，修正模式邊界層高度的推估，預期對高雄地區汙染物濃度預報有顯著貢獻。

關鍵字：懸浮微粒，WRF模式、CAMx模式、邊界層

壹、前言

大氣邊界層是指紊流影響高度的範圍，邊界層受地形摩擦力影響，引發的風切紊流，以及地面熱力效應產生的熱力紊流，使邊界層熱量、水汽量以及動量有效地上下傳送，這種邊界層影響範圍可達

1000多公尺，甚至可以影響自由大氣環流結構，也對於對流系統的發生以及空氣汙染有顯著影響。邊界層特性與地表特徵、地形高度有密切關係，台灣地區四面環海，又有中央山脈佔全島三分之二面積，

海陸風效應以及地形效應下，邊界層特性值得進一步探討。

貳、資料收集與處理

本文收集環保署空氣品質站風場、溫度、濕度、懸浮微粒資料，分析個案懸浮微粒分布情形。氣象模式採用中尺度準靜力模式及WRF模式，中尺度準靜力模式介紹如宋等 [7]所示，該模式優點是計算快，模式內部物理過程容易診斷。中尺度模式採用理想模擬方式，初始風場為東北風或西南風，溫度場則海溫設為常數300K，陸地地面溫度則隨日出/日落而升高/降低，以正弦函數表達地面溫度日夜變化。模擬範圍為全省，水平網格點數為35*55，解析度9公里，座標起始點為UTM座標(72000，2330000)，模式範圍如圖1。WRF模式則是實際個案模擬，選取2018年10月22日，並採用三維變分同化方式加入觀測資料模擬。空氣污染模式方面採用二種模式，第一種為高斯擴散模式，模擬單點污染源之懸浮微粒隨時間演變情況，模擬水平解析度分別1km, 5km情況。第二類為網格點空氣污染模式CAMx6.5，該模式前置處理包含污染源排放資料、氣象條件，氣象條件為WRF模擬的輸出值，WRF模擬之水平解析度為45km，CAMx6.5水平解析度則為9km，不同模式所用之解析度各有不同，擴散模式最小可達1km，中尺度模式、CAMx模式為9km，

WRF則45km，主因是電腦資源受限，故針對不同科學議題有不同的水平解析度之設定。

參、邊界層模擬及與空氣污染擴散分析

本文先以理想狀況下模擬擴散情形，煙流排放高度設定為10公尺高度，排放源在座標中心，以106mg固定量排放，排放高度86公尺，風場東北風。六小時後地面煙流濃度分布如圖2所示，顯示污染源隨風場往下游移動。由於污染源受大氣水平風與垂直紊流效應影響顯著，本文假設水平風場均為西南風情況下，透過不同邊界層高度對污染源模擬，圖3a, 3b顯示邊界層高度為900公尺之污染物濃度減去邊界層為500公尺、100公尺時之污染物濃度差值，結果顯示邊界層越高，污染物地面濃度越低，且邊界層差值已與污染物擴散濃度接近，顯示邊界層高度對污染物濃度分布有重要影響。

本文模擬邊界層變化情形，模式取圖1顯示之Y-Z剖面，其地形分布如圖4所示，分析該剖面邊界層高度於東西向分布情形。圖4a橫軸1800處為山脈中央處，圖4a顯示清晨三點近地層位溫隨高度遞減，顯示此時大氣處於不穩定狀態。中午1200邊界層呈現中性大氣(圖4b)，對流發展之邊界層高度以山脈為中心，往東西二側邊界層高度逐漸降低，山區邊界層500公尺，往

東、西下降最低為300公尺。下午四點山區附近邊界層已成長至1200-1300公尺，山脈二側邊界層高度逐漸下降，最低值約200-300公尺。

透過理想情況之模擬，顯示邊界層高度有日夜變化與地形變化。本模擬水平解析度5公里，透過風場、溫度與地形交互作用，顯示邊界層有不同結構，實際邊界層演變情況，透過機動探空觀測系統，例如無人飛行載具、剖風儀的觀測，可以對模式做校驗，了解台灣南部地形影響下，邊界層演變情形。

肆、實際個案模擬

本研究選取2018年10月22日為研究案例，其綜觀天氣為微弱東北季風天氣型態，高屏地區天氣晴朗，以仁武為例，地面溫度隨日出增溫(圖7a)，上午十一點達最高溫28.8C。風向清晨為東北東風(圖7b)，風速在2m/s以下(圖7c)；白天為東南風，風速約在2-3m/s間，傍晚轉為西北風，風速可達4m/s左右。

仁武PM10濃度分布顯示(圖7a)，有出現二個高蜂值，分別是早上九時及下午五時，當天為星期一上班日，顯示此為上下班汽機車所造成的污染源。高雄地區左營地面站PM濃度隨時間升高(圖7b)，早上六點達最大值73 ug/m³，顯然此高蜂值亦為交通因素造成。美濃懸浮微粒濃度PM10八

點以後逐漸升高(圖7c)，隨時間變化不大，晚上八點達最大值，濃度67 ug/m³。美濃並非都會區或工業區，然而美濃東北側之仁武、鳳山等地之風向為東南風，故美濃濃度升高並非與外來污染源擴散有關。

本研究採用WRF模式與CAMx模擬PM10濃度，顯示2018年10月22日上午十一時高屏地區處於東南風型態(圖8)，與觀測結果一致。CAMx6.5模擬之PM10濃度約50 ug/m³，與左營、仁武觀測結果接近。

模式模擬2018年10月22日下午一時PM10濃度(圖9)，此時PM10值已到70 ug/m³左右，顯係PM10濃度隨時間增加中，此與觀測結果不符，左營與仁武均顯示PM10濃度已下降至40-50 ug/m³。美濃PM10濃度雖仍上升，但僅約60 ug/m³，顯係CAMx模擬PM10有高估情形。

本文採用3D同化處理，模式於2018年10月22日0000UTC模擬三小時後，加入氣象觀測資料做同化處理，本文稱為同化組，模式未同化之控制組所得PM10濃度減去同化組模擬之PM10濃度分布如圖10，顯示同化組PM10濃度於高屏地區比控制組低10-20 ug/m³，同化組之PM10濃度接近觀測結果。顯示氣象資料進入模式，有較精確之初始場後，PM10濃度的預報改進很多。

伍、結論

本文運用高斯擴散模式與網格空氣污染模式，模擬高雄地區懸浮微粒擴散情形，高斯擴散模式，透過污染源排放條件、邊界層高度、穩定度類別，以及風速、風向值輸入，求出地面濃度隨時間擴散情形。模式所使用邊界層高度係由中尺度準靜力模式模擬結果，顯示不同時間，邊界層高度有顯著變化。而在同一時間，邊界層高度亦因受地形影響而有不同。擴散模式分別設定風為東北風與西南風，模擬煙團擴散情形，並在不同邊界層高度情況下，模擬煙團濃度差異，結果顯示不同邊界層高度對煙團有重要影響。透過2018年10月22日實際個案分析，高雄都會區濃度主要仍與移動污染源之汽機車有關，自尖峰時間出現高濃度值，之後隨時間逐次下降。本個案對懸浮微粒之模擬，透過WRF與CAMx模式模擬，顯示模擬風場與實際觀測接近，PM10濃度則模擬隨時間增加，此與觀測結果不同，模式引進三維同化後，結果改善許多，顯示精確氣象預報，對於PM10濃度得掌握很重要。如何正確觀測邊界層高度，受限於高空資料缺乏，未來透過無人觀測載具、氣象聯隊發展之剖風儀，修正模式邊界層高度的推估，預期對高雄地區污染物濃度預報有顯著貢獻。

陸、參考文獻

- [1]江智偉，倪簡白，2007:光達遙測中壠地區夜間邊界層變化和低層噴流之討論，大氣科學，35，1-12。
- [2]呂佳穎，林博雄，李育棋，游志淇，2016：雷射雲幕儀應用於台灣各種地貌之混合層高度量測，大氣科學，44，149-172。
- [3]吳清吉，吳志宏，1998: 大氣邊界層污染物擴散之日夜變化，大氣科學，26，181-204。
- [4]洪逸文，1994：台北混合層高度之氣候研究。國立台灣師範大學碩士論文，pp91。
- [5]洪崇軒、袁中新、楊宏宇、宋偉國、張凱軍：“氣象條件對高雄地區空氣品質之預測與分析計劃”，高雄市環保局研究報告，2001。
- [6]Soong, Wei-Kuo, C-H Hung, C-S Yuan, H-Y Yang, 2005: Effects of Local Atmospheric Circulation on the Formation of High Ozone Concentration in Confined Area- A Case Study in Southern Taiwan, journal of the Chinese Institute of Environmental Engineering, Vol. 15, No.3 163-172.
- [7]宋偉國、馬屏龍、羅國誠、周文信、顏富山、郭政泰、馮信璋，2005：南部區域天候模擬分析，空軍航空技術學院學報，第四卷，第一期，157-165。

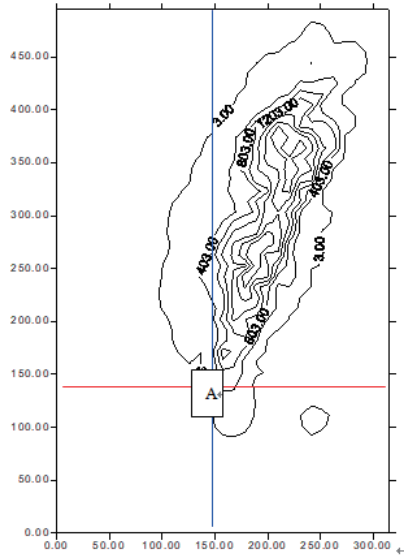


圖 1(a) 模式模擬範圍(UTM 座標)與地形分布

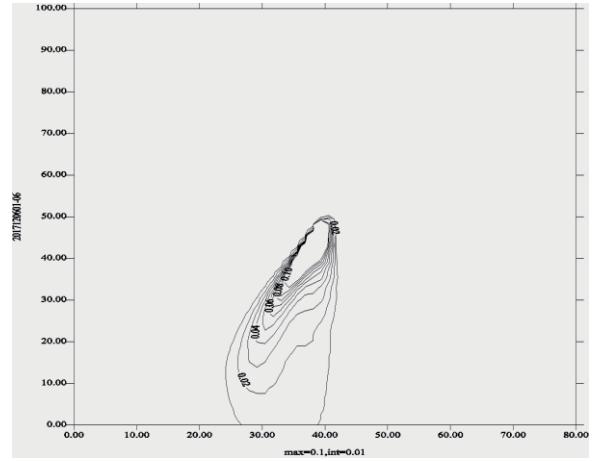


圖 2 地面六小時劑量模擬

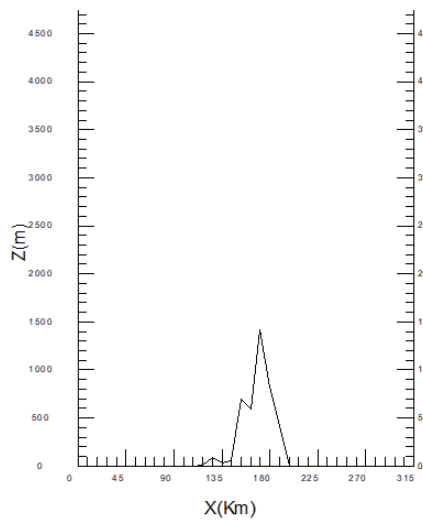


圖 1(b) X-Z 地形剖面分布(Y 值取圖 1(a)紅線剖面)

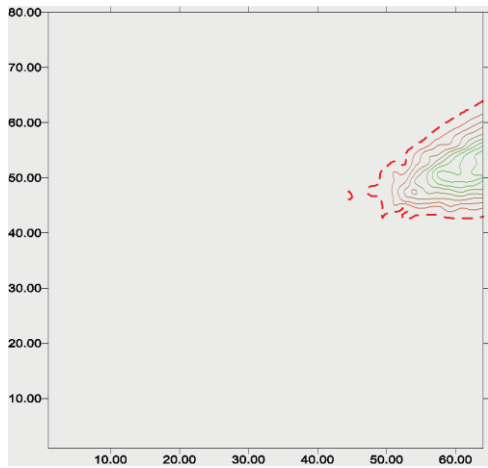


圖 3(a) 西南風邊界層 900m 之煙團模擬減去邊界層 500m 之地面 4 小時濃度差值(虛線為 -5×10^{-6})

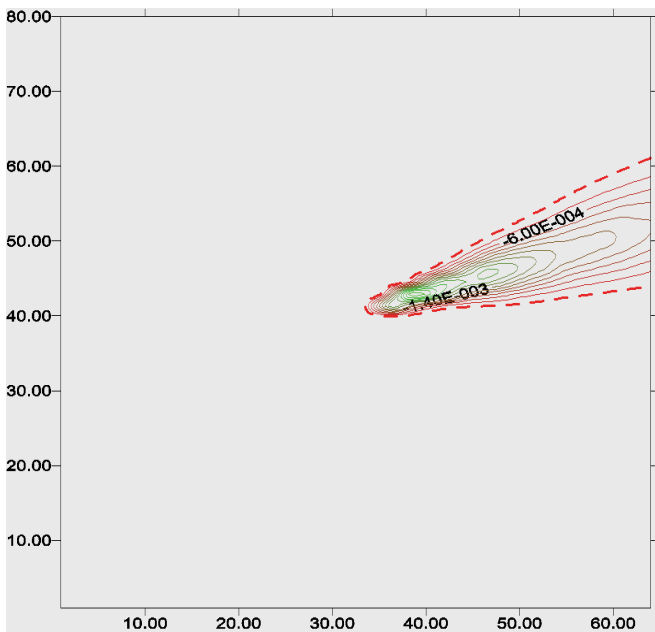


圖 3(b) 西南風邊界層 900m 之煙團模擬減去邊界層 500m 之地面 4 小時濃度差值 (虛線為 -2×10^{-4})

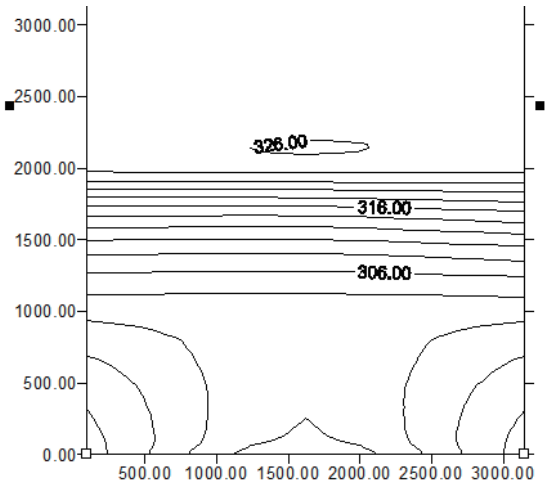


圖 4(a) 模式模擬至 0300L 的 Y-Z 位溫

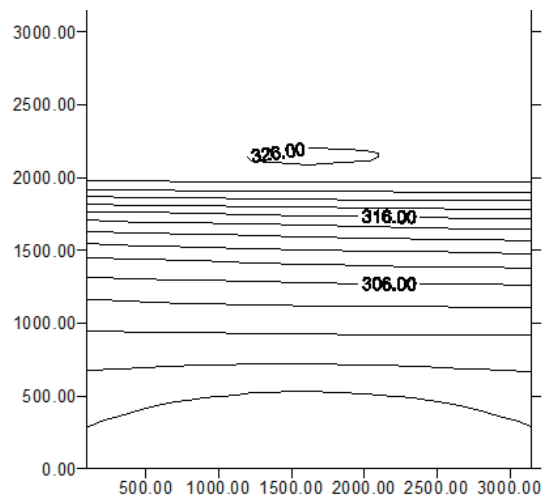


圖 4(b) 模式模擬至 1200L 的 Y-Z 位溫

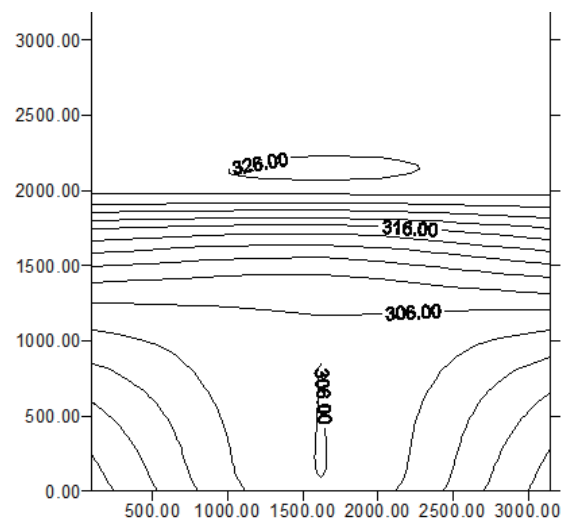


圖 4(c) 模式模擬至 1600L 的 Y-Z 位溫

日期/Date: 22.10.2018 香港時間/HK Time: 08:00 香港天文台 Hong Kong Observatory

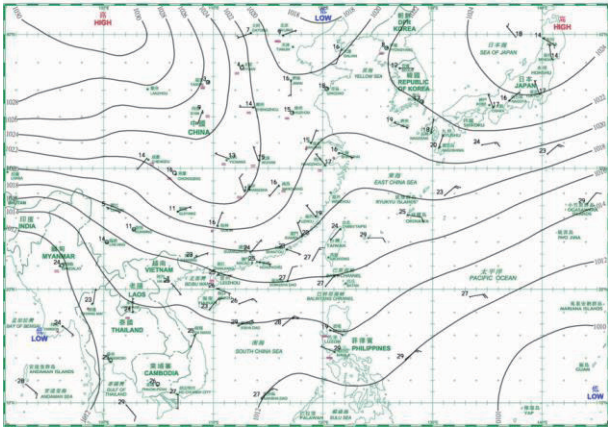


圖 5(a) 2018 年 10 月 22 日 0000UTC 地面天氣

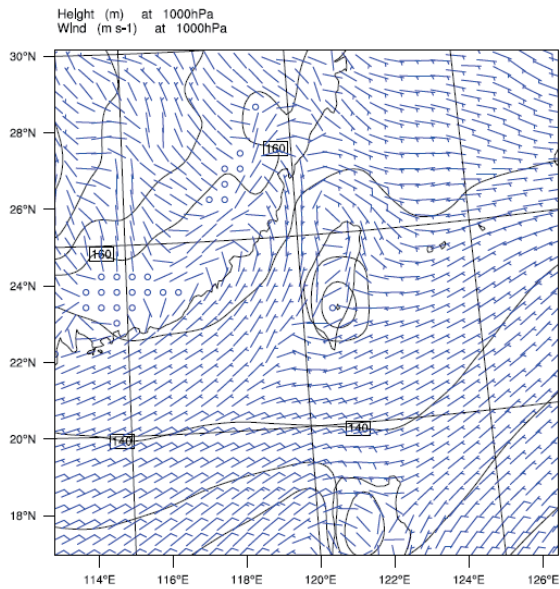


圖 5(b) 2018 年 10 月 22 日 0000UTC 1000hPa 天氣圖

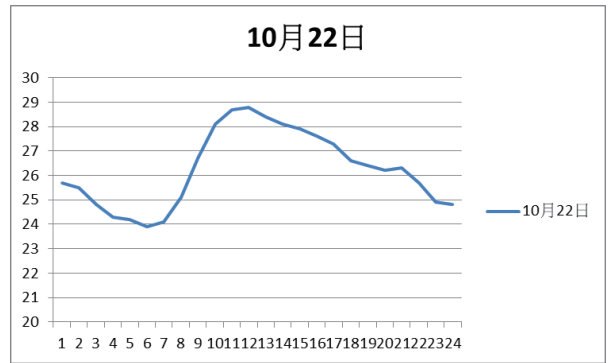


圖 6(a) 2018 年 10 月 22 日仁武地面溫度

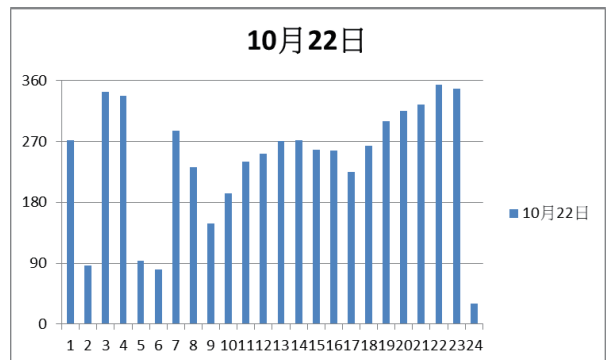


圖 6(b) 2018 年 10 月 22 日仁武地面風向

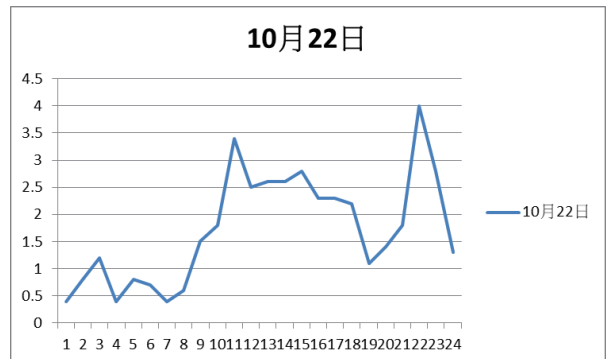


圖 6(c) 2018 年 10 月 22 日仁武地面風速

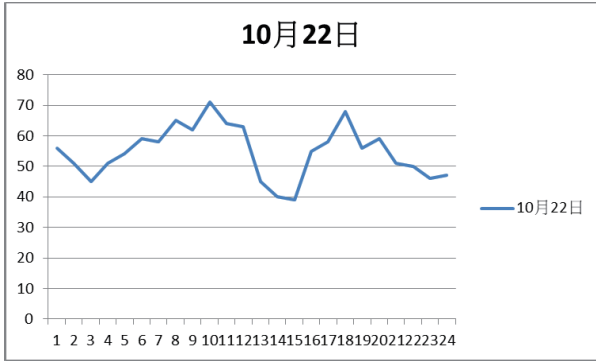


圖 7(a) 2018 年 10 月 22 日仁武 pm10 分布

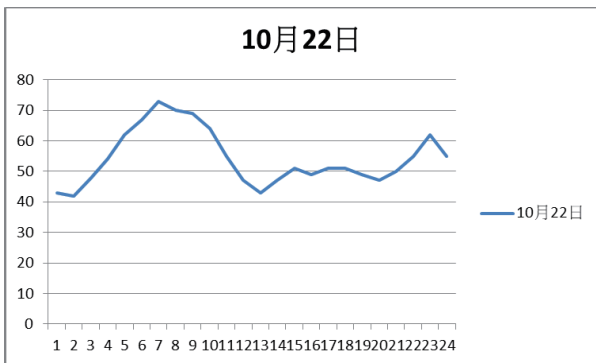


圖 7(b) 2018 年 10 月 22 日左營 pm10 分布

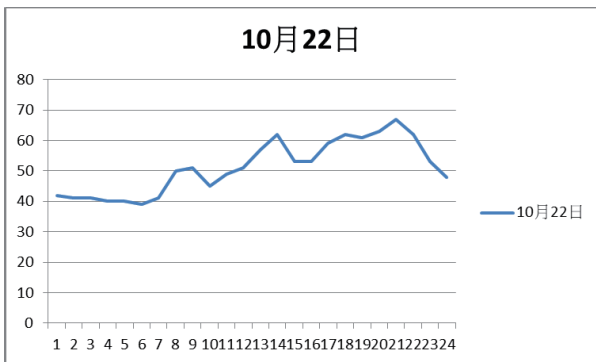


圖 7(c) 2018 年 10 月 22 日美濃 pm10 分布

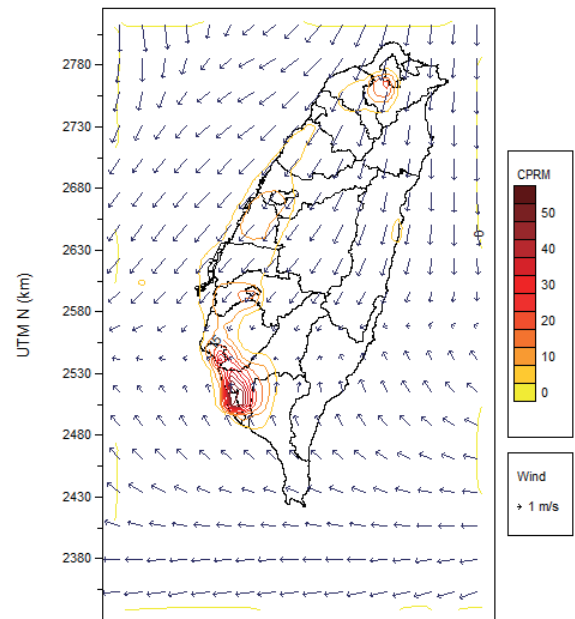


圖 8 2018 年 10 月 22 日 1100 時風場與 PM10 濃度模擬

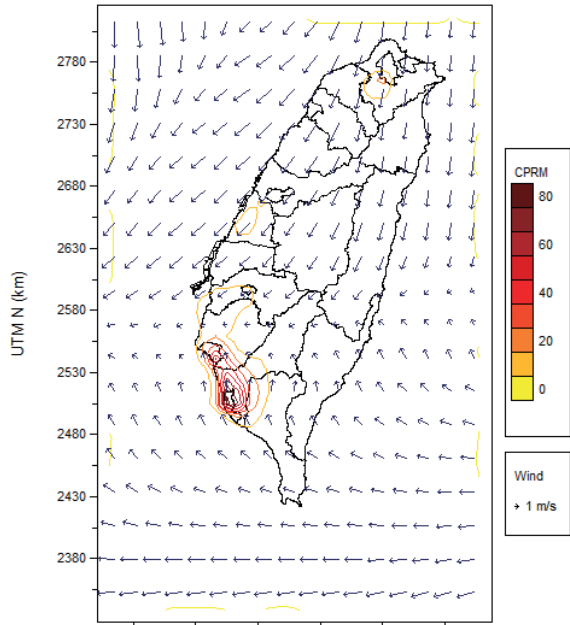


圖 9(a) 2018 年 10 月 22 日 1300 時風場與 PM10 濃度模擬

濃度

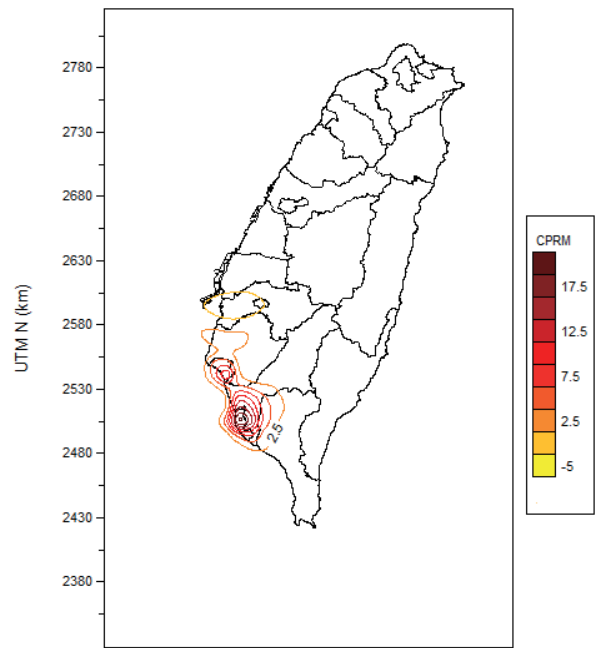


圖 10 2018 年 10 月 22 日 1300 時模擬控制組減去同化組之 PM10 濃度差值

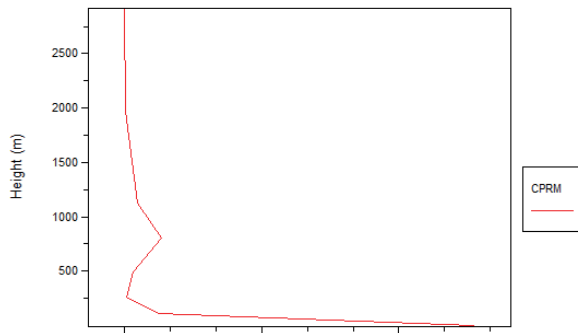


圖 9(b) 模式 2018 年 10 月 22 日 1300 時模擬高屏地區 PM10 隨高度變化之

The Study of Boundary Layer Effect on Air Pollution Transport

¹Wei-Kuo Soong、²Chi-Chien Shih

¹Airforce Institute of Technology

²Weather Center, Weather Wing, R.O.C. A.F.

Abstract

In this paper, Gaussian diffusion model and grid air pollution model are used to simulate the diffusion of suspended particles in Kaohsiung area. We run Gaussian diffusion mode to determine the ground concentration with time and model is need meteorological data through the boundary layer height, stability category, and wind speed and wind direction. The boundary layer height used in the model is simulated by the mesoscale quasi-static model, showing that the boundary layer height changes significantly at different times. At the same time, the height of the boundary layer is also affected by the terrain. The diffusion mode sets the wind as the northeast wind and the southwest wind respectively, simulates the diffusion of the air pollution, and simulates the difference of the concentration under different boundary layer heights. The results show that the height of different boundary layers has an important influence on the air pollution. Through the real case on October 22, 2018, the Kaohsiung metropolitan area concentration is still mainly related to the mobile pollution sources. High concentration values appear from the peak time, and then decrease with time. In this case, the simulation of aerosols, through WRF and CAMx mode simulation, shows that the simulated wind field is close to the actual observation. However, the PM10 concentration is different from the observation. After the model introduces three-dimensional assimilation, the results are improved a lot and the display is accurate. How to correctly observe the height of the boundary layer is limited by the lack of high-altitude data. In the future, through the unmanned observation vehicle and the wind instrument supported by the Weather Wing C.A.F, the estimation of the boundary height of the model boundary is expected to contribute significantly to the prediction of pollutant concentration in Kaohsiung.

Keywords: Aerosol, WRF model, CAMx model, Planet Boundary Layer

花蓮機場夏季雷雨分析

張俊良、張葉承、秦瑞隆

空軍氣象聯隊第九天氣中心

摘要

- 雷雨是大氣中在極端不穩定狀況下，所產生的劇烈天氣現象，發展的成因多半可分為：
- (一)地形的因子，由海面上來的暖溼氣流遇到山脈被抬升，於高空中遇冷凝結，造成局部性的降雨亦有機會伴隨雷雨的情形。
 - (二)熱力作用，當暖濕的空氣受熱上升，於高空中遇冷凝結成雲，造成局部氣流的不穩定，此種情形多半發生在夏季午後的山區。
 - (三)動力舉升，如暖濕空氣被鋒面抬升，引起強烈對流，造成局部區域的不穩定，導致降水亦有機會伴隨雷雨的情形。

雷雨造成的威脅非同小可，其對飛航安全造成的危險亦不可輕忽，航機如在雷雨中飛行，可能會引雷，對航機之航電等系統及飛行員所形成的威脅及造成的後果不可忽視，輕者遭長官責難，重者則可能會危害到生命安全，故雷雨天氣預報對於飛安極為重要，不可不慎。

花蓮機場因地形因素(三面環山)及風場(850hPa及700hPa常為西至西南風)關係，於夏季時常受雷雨天氣影響，故本研究分析民國103至107年夏季期間(6~8月)午後山區熱對流發展造成花蓮機場受雷雨天氣影響各項要素，其結果顯示不必然與斜溫圖中之CAPE、CIN或各項指數呈現正相關，亦即中央山脈發展之午後對流要能夠影響花蓮機場，對流發展強度並非首要關鍵，而是以850hPa及700hPa空層風場若為西至西南向風場，則較具有關鍵之因素。

關鍵字：午後對流、熱力對流

壹、前言

花蓮基地地理位置面山臨海，山區雷雨影響甚鉅，且午後山區對流雲系於本場西側佳山、砂婆礑山或加禮宛山之山區生

成後直接對本場造成影響(圖1)，應變時間短，故本研究將藉由統計近三年的氣象資料，排除鋒面系統、颱風以及海面對流雲系移入等所造成的雷雨個案，僅針對山區雷雨個案利用分析及比較的方式，從中找

尋相同或者可能的因子；且參考相關文獻，均以研究臺灣北部及西半部較多，東半部地區之研究較少，因此本研究可作為爾後花蓮機場午後山區對流造成雷雨預報之參考。

貳、文獻回顧

戴等(2008)分析臺灣北部午後對流結果顯示：

- 一、午後對流閃電日數以雪山山脈左側、高度約海拔500公尺的山坡最多。
- 二、午後對流閃電日數在七、八月份最多、九月份最少(圖2)。
- 三、在本文所定義的午後對流個案中，雖然部份個案的雲對地閃電次數極少，甚至不曾出現雲對地閃電，但仍然伴隨大量的雲中與雲間閃電，這個現象說明了在討論與對流相關的議題時，一併分析雲中及雲間閃電的重要性。
- 四、午後對流閃電經常發生的位置，在五至九月間有隨季節逐漸沿著雪山山脈左側向西南轉移的特徵。
- 五、925 hPa 盛行偏南風時，雪山山脈左側是有利於午後對流閃電出現的位置，進一步分析風向，在925 hPa 盛行西南風，且500 hPa 的導引風為西南風時，午後對流閃電多半分布在121.4° E以東，當925 hPa 盛行東南

風，且500hPa 的導引風為東南風時，午後對流閃電多半分布在121.4° E以西。

梅雨季與夏季午後對流之綜觀環境條件，依據陳等(2009)研究顯示有明顯差異，梅雨季對流日相較於前一日而言，有較強暖濕西南氣流，較大的CAPE，較有利對流發展。夏季對流日相較於前一日而言，暖濕西南氣流稍弱，但有較大的CAPE，此較大的CAPE與午後對流顯係由局部環流之發展而來(表1)，故本研究將著重點於非梅雨季環境系統下，CAPE值之變化。

陳等(2010)研究北台灣東西區夏季對流活躍度情況，皆高於梅雨季，但梅雨季對流日之對流活躍度皆較夏季為大。西區各月與對流日午後對流，除5月呈滯留發展外，其他各月皆有從山區向西向地形較低地區移動及/或發展之勢，東區午後對流有由山坡向東向地形較低地區移動及/或發展之勢。此外，發現雪山山脈東西區之夏季對流活躍度亦皆較梅雨季為大，而西區對流活躍度與對流發展速率，不論梅雨季或夏季皆較東區為大。西區各月與對流日之對流活躍度最大均發生在山坡與山區，且呈滯留發展型態。中央山脈西區各月對流主要在緩坡與山區上形成，並呈滯留發展型態。且在弱綜觀環境下的暖季，其平均小時雨量最大值發生於1500 - 1600 LST

間，且降雨頻率最大值主要分布於沿著平行山脈走向的斜坡帶上(林等，2012)，發展ATOPFLO所使用相關參考因子如表2。

參、花蓮機場夏季雷雨分析

本研究收集花蓮基地測站105至107年共3年期間，7至8月之機場定時天氣報告(METAR)統計資料及各項氣象圖等針對雷雨天氣進行分析，計16個雷雨個案，在排除鋒面系統、颱風及海面對流雲系移入等所造成的雷雨個案後，共有3個個案為午後山區熱對流造成之雷雨，時間分別105年8月19日1501時至1750時、107年8月3日1544時至1622時、107年8月30日1607時至1854時(表3)。

一、105年8月19日及107年8月3日及8月30日斜溫圖分析：

分析花蓮地區105年8月19日及其前後二日之斜溫圖(圖3)，可見8月19日自地面層至700hPa相對溼度較前後二日為高；8月18日700hPa以下風場為東北風，700至600hPa為西風，600hPa以上為東風，8月19日700hPa以下為西風，500hPa以上為東風；對流指數CAPE僅花蓮機場雷雨日8月19日達1546之譜。

分析花蓮地區107年8月3日及其前後二日之斜溫圖(圖4)，可見8月3日自地面層至700hPa相對溼度較前後二日為高；500hPa

以下風場不明顯，500hPa以上與8月3日較亦均為西風，研判對於中央山脈山區形成之午後對流雲系影響較大；對流指數CAPE，三日均未達1000以上。

分析花蓮地區107年8月30日及其前後二日之斜溫圖(圖5)，可見8月30日自地面層至700hPa相對溼度較前後二日為高；8月18日500hPa以下風場為西南風；對流指數CAPE，三日均未達1000以上。

二、105年8月19日及107年8月3日及8月30日低層風場分析：

由105年8月19日850及700hPa天氣圖及達雷回波圖(圖6、7)分析，臺灣地區位處二低壓間之鞍型場，屬弱統觀系統，花蓮地區及西側中央山脈一帶風場為西南風，相對溼度均在80%以上；回波自中、北部山脈生成後向東北方向移動影響花蓮地區。

由107年8月3日850及700hPa天氣圖及達雷回波圖(圖8、9)分析，臺灣地區位低壓帶邊緣受微弱西南氣流影響，屬弱綜觀系統，花蓮地區及西側中央山脈一帶風場為西南風，相對溼度均在80%以上；回波自西南山區生成後向東北方向移動影響花蓮地區。

由107年8月30日850及700hPa天氣圖及達雷回波圖(圖10、11)分析，臺灣地區受低壓帶及西南氣流減弱影響，屬弱統觀系

統，花蓮地區及西側中央山脈一帶風場為西南風，相對溼度均在80%以上；回波自西南縱谷生成後向東北方向移動影響花蓮地區。

肆、結論

經分析105至107年間，夏季午後山區熱對流造成花蓮機場之雷雨形態時，可發現實際中央山脈山區午後對流雖經常發生，但要造成花蓮機場實際受到對流雲系影響並發佈危險天氣情況，不必然與斜溫圖中之CAPE、CIN或各項指數呈現正相關(表4)，在與各項對流指數均分析後，並將CAPE值與北部、西部地區相關參考文獻研究結果比較3日皆未達1000以上，因此只能做為中央山脈是否有對流發展，而不能做為是否影響花蓮機場之依據，這些數值與過去相關之研究均著重點於午後對流發展機制是否完整及其有利條件具有相當大的差異性，故研判中央山脈發展之午後對流要能夠影響花蓮機場，對流發展強度並非首要關鍵。

經分析高空風場及配合對中央山脈山區午後對流發展及其移動方向，並由斜溫圖之風場分析，此次3個案例的400hPa以上高空風場和對流後發展方向相反，故可研判400hPa以上風場無影響；經與850至500hPa風場比較後相關性較大，可做為爾後花蓮地區午後對流發是否造成機場地區

雷雨之參考依據。

經分析個案系統資料，夏季午後山區熱對流造成花蓮機場之雷雨形態時，可發現發生雷雨前當日最高溫皆超過31°C(表5)，可做為爾後花蓮地區午後對流發是否形成雷雨之參考依據，並且850hPa及700hPa空層風場若為西至西南向風場，則更具有關鍵之因素。

伍、參考文獻

- [1]林熹閔、郭鴻基，臺灣南部夏季午後對流個案模擬。大氣科學，1996。
- [2]戴志輝、林得恩、賴世運，臺灣北部午後對流閃電與綜觀氣流風向之關係，大氣科學期刊，2008。
- [3]陳泰然、周鴻祺、廖珮娟、楊進賢，暖季台灣中北部午後對流活躍度與發展速率探討，大氣科學期刊，2010。
- [4]陳泰然、周鴻祺、廖珮娟、楊進賢，暖季弱綜觀強迫下中北台灣午後對流的氣候特徵，大氣科學期刊，2009。
- [5]林品芳、張保亮、周仲島，弱綜觀環境下台灣午後對流特徵及其客觀預報，大氣科學期刊，2012。



圖 1 花蓮基地西面山區地理位置圖

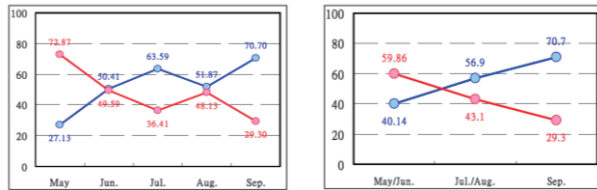


圖 2 東 (紅色)、西 (藍色) 區域內的 (a) 逐月、(b) 逐季節平均標準化閃電次數。(縱座標為百分比值)

表 1 各月、梅雨季及夏季之對流日板橋站合成探空之 850hPa 風向風速 (kts)、LFC、EL、CIN 及 CAPE 值。

時間	五月		六月		梅雨季		七月		八月		夏季	
	對流日	前一日	對流日	前一日	對流日	前一日	對流日	前一日	對流日	前一日	對流日	前一日
850hPa 風向	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SSW	SSW	SSW	SW	SW	SW
風速 (kts)	10	15	10	15	10	15	10	10	10	15	10	15
LFC (hPa)	707	606	763	792	747	698	727	736	780	658	758	687
EL (hPa)	246	305	224	226	230	235	193	197	211	203	198	199
CIN (m ² s ⁻²)	86	123	59	41	67	67	75	73	65	139	72	105
CAPE (m ² s ⁻²)	375	49	524	405	478	208	865	764	620	582	740	692

表 2 各項預報因子及其參考文獻

邊界層	研究成果
水汽壓	Crook (1996): 在邊界層中, 有發生及無發生對流的溫度濕度差異性。
相對濕度	Huntrieser et al. (1997): 相對濕度對於預報劇烈對流是否發生可作為其參考依據。
風向	Fuelberg and Biggar (1994): 低層風向可影響水汽量, 可作為是否有對流活動及其強度之參考。
風速	Tucker and Crook (2005): 弱風速可使空氣有較長時間及集中加熱而有劇烈對流的發展。
總觀環境	研究成果
對流可用位能(CAPE)	Adams and Souza (2009): 由於 CAPE 可估計垂直運動速度大小, 因此時常被利用來當作預報是否有劇烈對流發生的可能性。
溫度露點差	陳零(2001): 中層較濕的環境將可降低乾空氣進入成長中積雲之效應。
風向	Fuelberg and Biggar (1994): 較強的對流活動通常伴隨潮濕的西南風。
風速	Carleton et al. (2008): 較弱的中低層風速, 近地面有利深對流發展的條件較容易傳達至中高層。

表 3 個案系統分析

日期	當日最高溫	當日最高溫時間	本場雷雨發生時間	當日天氣系統	對流發展地點
1050702	31.8	1300	21-22	偏南氣流	海面
1050708	非午後			颱風	海面
1050709	非午後			颱風環流及遠離	颱風
1050719	32.5	1230	23-01	偏南氣流	海面
1050720	32.3	1530	23-00	太平洋高壓西伸	海面
1050721	33.1	1430	22-23	太平洋高壓西伸	海面
1050731	非午後			颱風外圍雲系	颱風
1050801	非午後			颱風外圍雲系	颱風
1050818	31.8	1000	21-00	低壓帶	海面
1050819	32.2	1300	15-18	低壓帶	山區
1060703	非午後	1000	20-21	颱風外圍雲系遠離	海面
1060822	非午後	1330	05-06	颱風雲系	海面
1070803	34.1	1330	15-16	微弱西南氣流	山區
1070814	32.6	1130	15-17	低壓帶	山區-海面
1070818	31.7	1000	15-18	低壓帶	山區-海面
1070830	31.4	1230	16-18	低壓帶及西南氣流減弱	山區

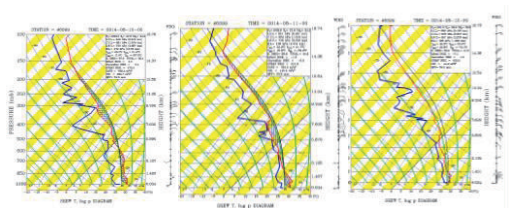


圖 3 105 年 08 月 18 至 20 日 46699 00Z 斜
溫圖

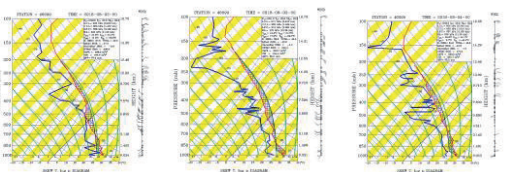


圖 4 107 年 08 月 02 至 04 日 46699 00Z 斜
溫圖

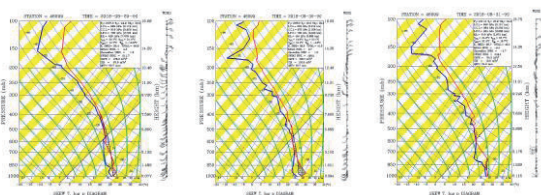


圖 5 107 年 08 月 29 至 31 日 46699 00Z 斜
溫圖

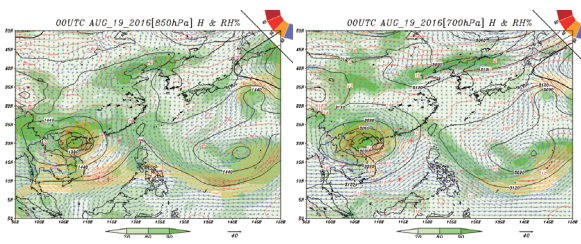


圖 6 105 年 08 月 19 日 850 hPa 及 700 hPa
高空圖

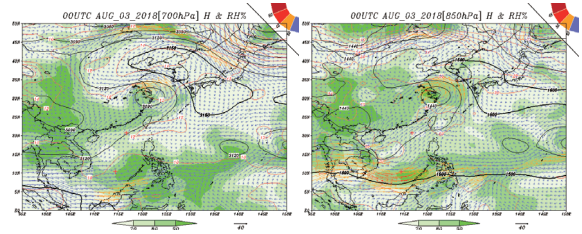


圖 8 107 年 08 月 03 日 850 hPa 及 700 hPa
高空圖

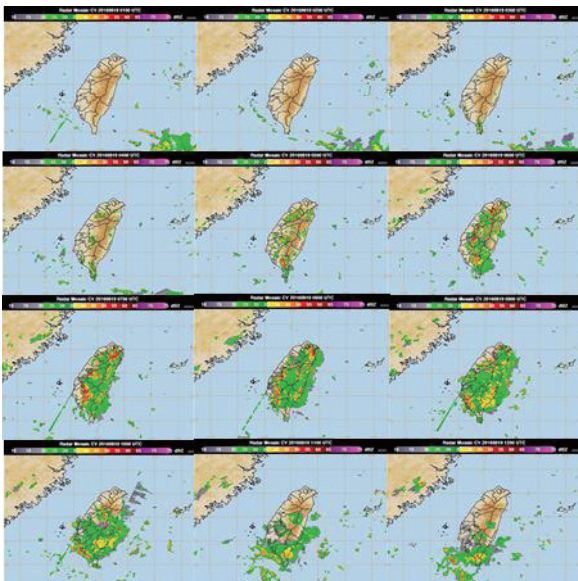


圖 7 105 年 08 月 19 日 13-18 時雷達回波圖

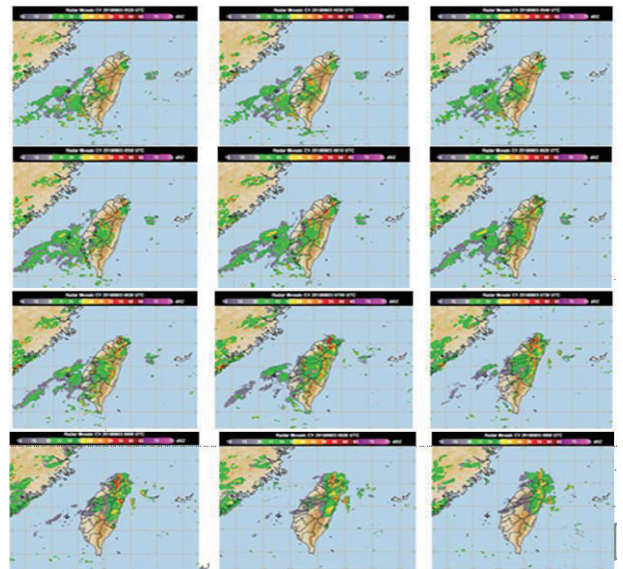


圖 9 103 年 08 月 16 日 08-20 時雷達回波圖

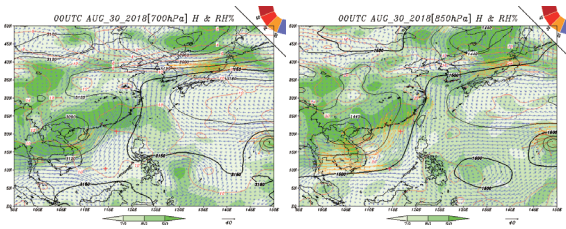


圖 10 107 年 08 月 30 日 850hPa 及 700hPa 高空圖

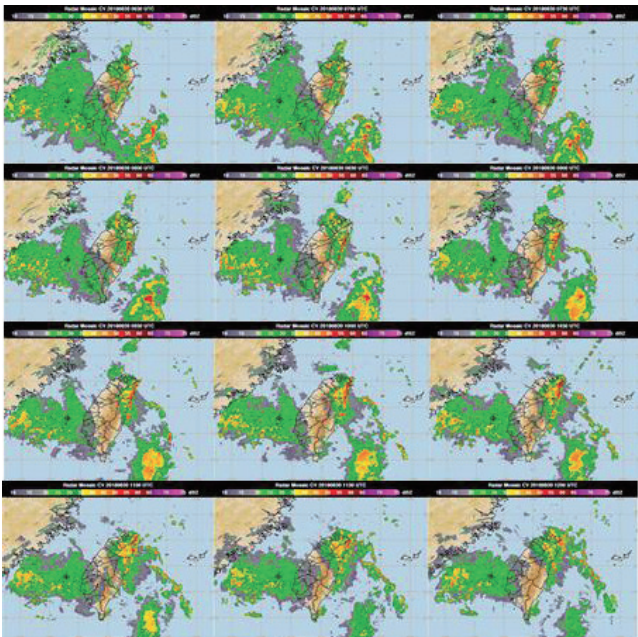


圖 7 107 年 08 月 30 日 14-19 時雷達回波圖

表 4 個案斜溫圖數值

年		CAP	CIN	LFC
105 年	8 月 18 日	37.3	52.1	848
	8 月 19 日	1546	22.8	895
	8 月 20 日	0.3	191.0	678
年		CAP	CIN	LFC
107 年	8 月 02 日	498.0	165.6	699
	8 月 03 日	891.7	154.4	813
	8 月 04 日	560.0	269.3	627
年		CAP	CIN	LFC
107 年	8 月 29 日	178.2	93.9	730
	8 月 30 日	325.7	153.8	766
	8 月 31 日	24.3	10.0	924

表 5 個案溫度分析表

時間 日期	1000	1100	1200	1300	1400	1500	1600
105 年 08 月 19 日	30	31	31	32	30	29	28
107 年 08 月 03 日	33	33	33	34	34	32	28
107 年 08 月 30 日	28	29	30	31	30	29	26