

屏東平原海風環流之 SPOL 雷達觀測特徵

周仲島 修榮光

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國一〇三年八月二十九日收稿；中華民國一〇四年二月十七日定稿)

摘 要

2008 年 6 月 20 日在太平洋副熱帶高壓影響下，屏東平原午後發展出一多胞雷暴，帶來顯著局部降雨和落雷。當天除了有 3 小時探空和額外地面測站資料外，NCAR SPOL 雷達對於此現象也有密集觀測資料，記錄了大氣邊界層發展、海風環流移入、以及雷暴激發和演變等過程。本文針對高解析度地面測站和 SPOL 雷達觀測之海風環流結構進行分析並和密集探空進行比對，探討屏東平原海風環流的演變特徵，並針對 SPOL 觀測之各項雙偏極化參數進行分析討論。

利用高時間解析度地面測站資料分析海風鋒面在屏東平原的每小時位置。海風環流前緣有明顯鋒面特徵，包括溫度下降、水氣上升、風速增大、風向變化、以及極大陣性等。屏東平原海風鋒面移動速度大約每小時 7-9 公里（平均移速 2.2m/s），接近山區速度有加快情形。海風環流在鋒前地面平均風速約僅有 1m/s，在鋒後平均風速可以達 4-5m/s。海風環流接觸到地形後不論是地面測站或是 SPOL 雷達都無法有效觀測它的存在。

利用 SPOL 觀測資料，本文特別探討海風環流結構隨時間演變的一些特性。在鋒前、鋒上、和鋒後由於大氣穩定度差異，造成 SPOL 觀測風場結果有很大不同。鋒前以垂直混合流體為主，鋒後以成層流體為主，鋒上則介於兩者之間。鋒上回波可達 5-15dBZ，在水平形成細線回波，可以作為海風環流前緣的指標，其垂直剖面形狀類似重力流。鋒前近地面 1 公里由原本平均為離岸流（東風）轉變成向岸流（西風）約需一個半小時（由 9:00 到 10:30am），之後西風層有明顯抬高情形，但是風速都不大，顯示對流混合邊界層發展特性。鋒後則明顯為兩層流體型式，低層為西風，高層為東風。低層西風厚度由原本 600 公尺增厚至 1000 公尺，速度明顯增強。東風層抬高趨勢更為顯著，由原本 1-2 公里抬高至 1.5-3 公里，顯示較高層環流也受到海風進入的影響。

海風環流在激發雷暴前，大氣邊界層內主要雷達回波反射物屬於生物（昆蟲或鳥類），並非天氣降雨回波，也是我們通稱的晴空回波。本文同時也探討利用 SPOL 觀測之雙偏極化參數處理晴空回波的方法與限制。

關鍵字：西南氣流實驗、SPOL、雙偏極化參數、晴空回波、海風環流

一、前言

過去許多研究顯示，在弱綜觀環境下，臺灣地區雷暴的發生與海風環流有密切關係（Jou 1994；陳與王 2010），但是對於海風環流的結構與演變所知有限，激發雷暴的過程並不清楚。2008年西南氣流實驗期間(SoWMEX/TiMREX, Jou et al., 2011)，有密集探空以及 NCAR S 波段雙偏極化雷達(SPOL)對於屏東地區許多雷暴激發個案進行觀測，這是過去所沒有的資料。本研究針對2008年6月20日，發生在中央山脈南端山腳下發展的午後雷暴系統，利用密集探空和高解析度SPOL雷達資料，進行大氣邊界層以及海風環流結構與演變分析。並同時探討在晴空狀況下，雙偏極化參數(polarimetric observables)的特徵以及使用限制。

海風環流是一個局部中尺度環流系統，幾乎發生在世界各地海岸地區。海風環流將海洋上較冷濕空氣帶入海岸地區，可以減輕持續高溫天氣所帶來的衝擊，可以影響午後雷暴的發生與否，也可以是海岸地區產生霧的重要因素，同時也會對於海岸地區空氣品質的良莠造成差異。這是個古老的科學問題，然而持續深入的認識有其必要性，因為越來越多人口集中在海風環流影響的海岸地區。海風環流發生的大環境在很早就開始進行，大致的結構最少也有近百年的認知，圖1示意圖(Miller et al. 2003)海風環流系統的組成元素。海風環流是一個中尺度垂直旋轉環流系統（水平尺度可達百公里，垂直尺度大約和大氣邊界層相當）。生成主因為海陸加熱差異所形成氣壓梯度力，導致近地層海洋氣團由海洋往陸地流動，故稱之。一般而言，海風環流系統包含下列幾個組成元素(Simpson 1994)：海風重力流(sea breeze

gravity current, SBG)為海風環流底層較潮溼較溫和往陸地流動的氣流稱之；海風鋒面(sea breeze front, SBF)是 SBG 的前緣，經常伴隨溫度、濕度、和風場的快速變化，有時可以利用晴空積雲線來界定；海風前導(sea breeze head, SBH)是海風鋒面後被抬高的部分，是由海洋氣團接觸陸地氣團形成上衝流所致，其高度可以較鋒後氣流厚度高一倍；KH 波(Kelvin-Helmholtz billows, KHBs)產生在 SBG 頂層的一種波動，主要由垂直風切不穩定激發，是靜力穩定度較低的地方；以及對流內邊界層(convective internal boundary layer, CIBL)在海洋氣團內的不穩定地區，由海岸地區開始往內陸發展厚度變高，是污染物主要集中區。

海風環流的強度及特徵與許多環境參數有關，例如地面溫度的日變化、熱擴散效率、盛行風、靜力穩定度、科氏力、亂流動量、以及地形等都有密切相關(Miller et al. 2003)。科氏力會使海風偏向同時也會減弱海風往內陸延伸的距離和強度（許與侯 1997；侯等 2006）。盛行風對海風環流結構影響也很大，不僅是垂直海岸分量甚至平行於海岸分量也很重要。當盛行風平行海岸分量顯著時，可形成螺旋型海風(Corkscrew SB)或後門型海風(Backdoor SB)，其環流結構有明顯差別(Adams 1997)。Banta et al. (1993)曾利用雷射雷達(pulse Doppler lidar)在加州蒙特婁海灣針對海風環流進行觀測分析，結果顯示海風環流呈現多層結構，在主環流出現前有次環流先出現，之後併入主海風環流。同時也發現理論模式若缺乏考慮地形和靜力穩定度，計算結果和雷射雷達觀測結果在尺度比（長度高度比）差距很大。

過去國內論文探討海風環流大都以地面測站、測風氣球、密集探空等觀測設施為主，也有利用數值模式進行模擬分析，但是對於海風環流

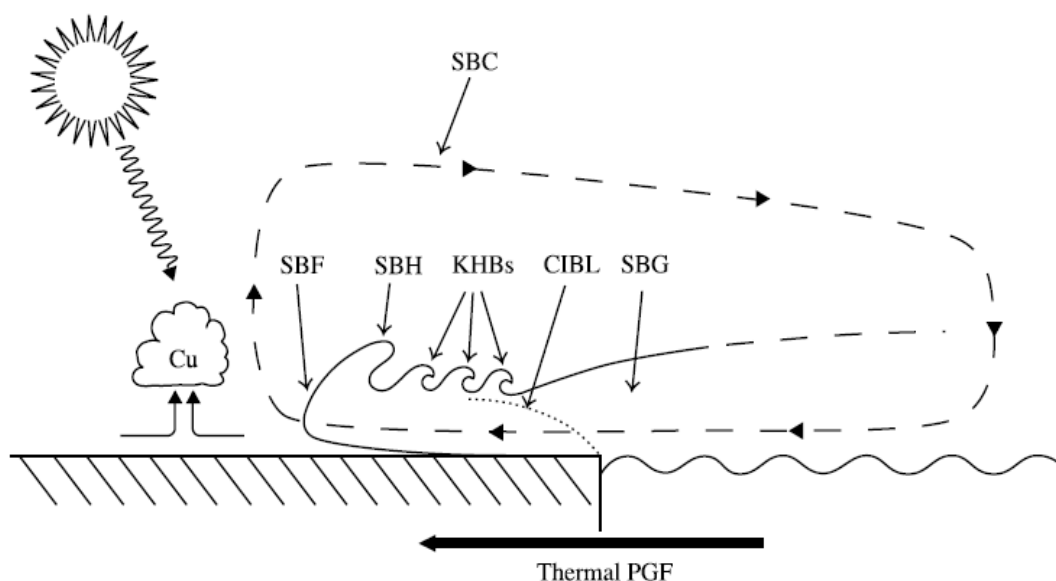


圖 1 海風環流組成元素示意圖（取自 Miller et al. 2003）。

的細微結構以及和雷雨激發的關係並無深入了解。本文利用濾波後 SPOL 雷達資料進行晴空狀況下低層大氣氣流特徵分析，嘗試比較 SPOL 觀測海風環流系統結果和之前觀測結果的差異，並討論雙偏極化參數在晴空觀測的可能限制。本文討論內容以海風鋒面以及鋒前和鋒後環流特徵為主（相關定義見第四節，至於海風環流和雷暴激發關係將另文分析探討）。第二節說明個案綜觀環境和大氣邊界層變化特徵，第三節討論 NCAR SPOL 雷達掃描策略以及晴空回波濾波方法，第四節針對地面測站以及 SPOL 觀測之海風環流系統進行分析與討論，最後為結論。

二、個案綜觀環境和大氣邊界層發展特徵

2008 年 6 月 20 日當天副熱帶高壓壟罩整個台灣地區，天氣晴朗炎熱，台灣地區各地沿地形上都有晴空積雲發展，但唯有屏東地區於 1330

LST 後有雷暴發展（如圖 2 所示，本文中以後都使用地方時），最大時雨量達 30mm，生命期超過 4 小時，有顯著落雷。由早上 8 時屏東探空資料顯示（圖 3a），在 850 至 700hPa 之間溫度有多層結構，在 820 至 770hPa 之間相對濕度大於 80%，

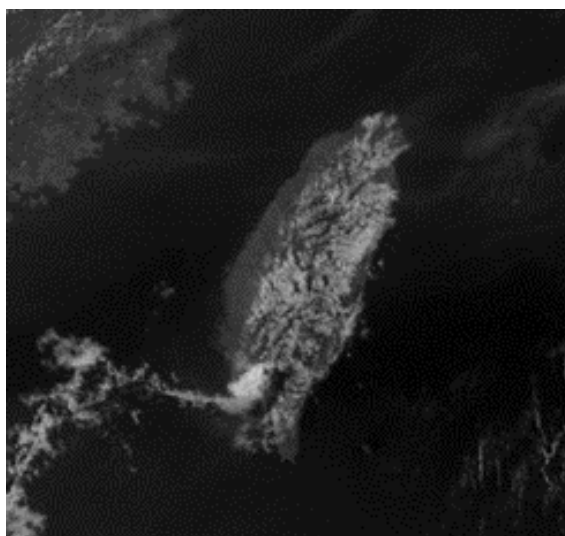


圖 2 2008 年 6 月 20 日 1500LST 可見光衛星雲圖

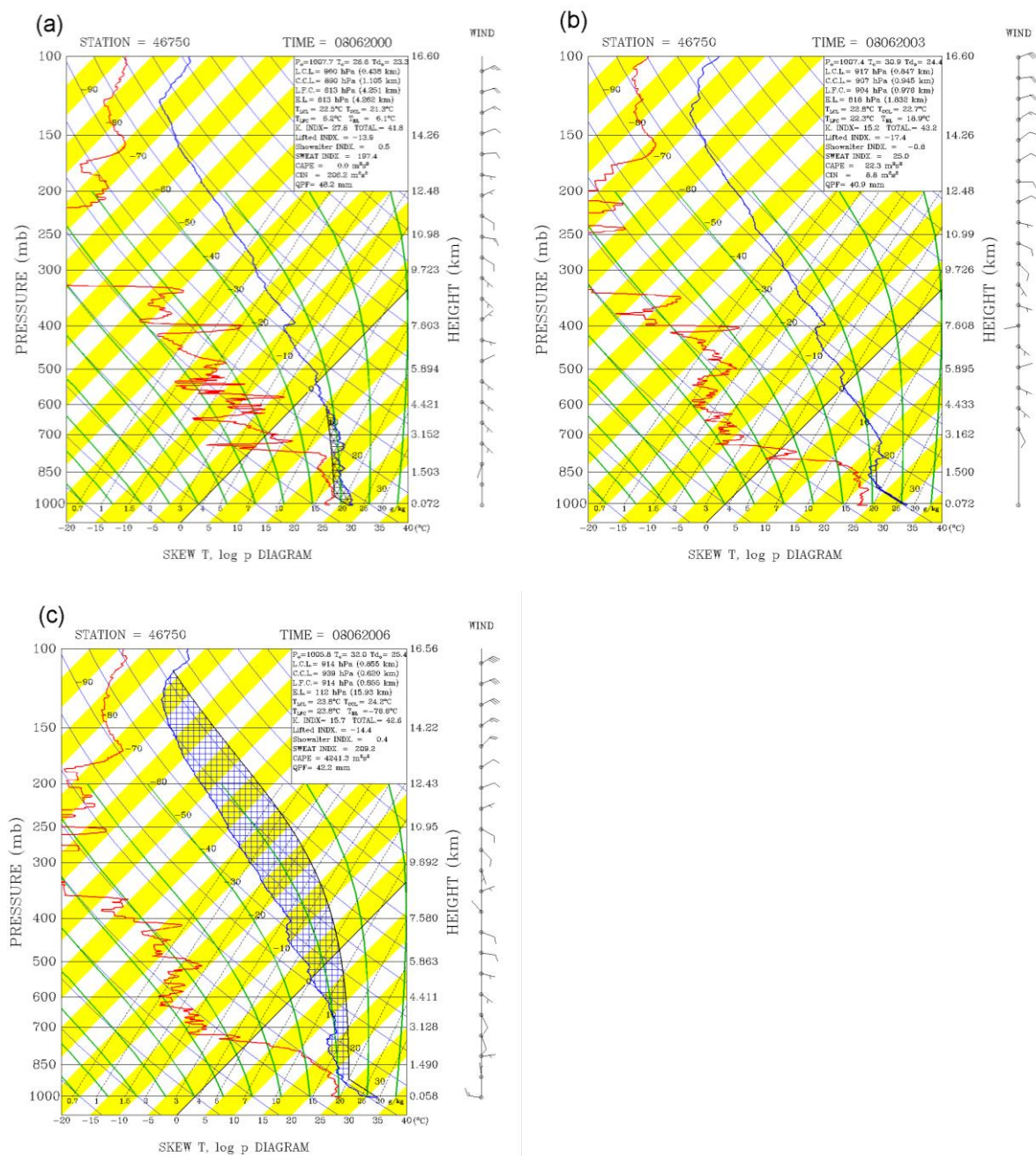


圖3 屏東探空站 2008年6月20日(a) 0800, (b) 1100, (c) 1400 LST 斜溫圖。

由當天所拍攝雲圖相片顯示，當時有薄雲的存在（圖未示）。主要逆溫層在 770hPa 附近，以上大氣溫暖乾燥，顯示太平洋高壓下沉運動顯著。氣塊若由地面抬升，大氣對流可用位能(CAPE)也是相當有限，並不有利於對流活動。至於環境風場，850hPa 以下為靜風或是微弱西南風，其上轉為東南風。

早上 11 時探空（圖 3b）顯示，經過 3 小時強烈日照後，地面氣溫由 27°C 增暖為 31°C，近地面 800 公尺溫度呈明顯乾絕熱降溫率，顯示對流混合邊界層持續在建立中。低層水氣垂直變化不大，但在 1000~950hPa 之間，有高層變乾低層變濕的情形。此時逆溫層底從原本 770hPa 降低至 800hPa，露點也由原本 14°C 快速下降至接近 0°C，大氣層乾化非常明顯，這種乾化情形在地面測站也同時被觀測到，顯示太平洋高壓在過去 3 小時仍有可能在增強中。風場方面，在 690hPa 以上維持原本東南風，風速由原本 5kts 增強為 10kts，然而近地面風場資料有缺失，無法判斷這種變化是否有往下延伸。14 時探空（圖 3c）顯示除了 850 hPa 附近有略微升溫外，3 公里以下大氣邊界層都有顯著降溫現象，降溫幅度大約 1°C，而 800hPa 以上降溫幅度更高達 4°C。水氣方面則略為增加，這個結果造成 800hPa 以下大氣相對濕度明顯升高，達 70%以上。在 880 至 950hPa 之間甚至高達 90%，非常有利於雲的發展。風場方面近地面為微弱西風（由海岸往內陸），850hPa 附近為東風（由山區往海岸），更高層有 10kts 的東南風。

綜合而言，從三小時探空可以看到 6 月 20 日當天早上屏東地區大氣層在 850hPa 以上先變乾再變濕，但是在 850hPa 以下大氣層相對濕度變化不大，且在午後相對濕度可達 90%以上，表示低層有顯著濕化現象，這是有利於雷暴發展的環境。

1400LST 探空測站東南方約 15 公里處已有雷暴發展。此多胞雷暴發展高度達 17 公里高，超過當時對流層頂。圖 4 為該雷暴系統 1454 LST 仰角 3.22 度扇型掃描 PPI 回波分布，北邊與南邊各有大於 50dBZ 之對流胞，中間亦有大於 40dBZ 之對流胞。雷暴主體往西邊移動，但新生胞在北側和西南側發展。此雷暴大約於 1800LST 結束，生命期超過 4 小時，在 1500-1700LST 有明顯落雷。

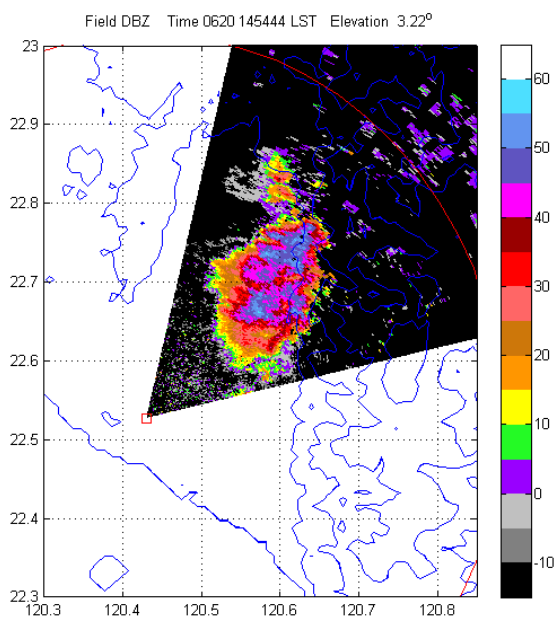


圖 4 2008 年 6 月 20 日 1454LST SPOL 雷達 3.22 度扇形掃描(9 至 76 度方位角)雷達回波，單位為 dBZ。

三、SPOL 掃描策略與資料處理

(一) SPOL 掃描策略

在 6 月 19 日晚上至 20 日午後雷暴發生之前，SPOL 雷達採用一組需時 7.5 分鐘共 9 層 360 度 PPI 掃描策略(A)，另外配合一組也是需時 7.5 分鐘，最低 2 層 360 度 PPI 掃描以及 47 個垂直剖面 RHI 掃描，主要方向在雷達東北方陸地與南方海面(B)，A 和 B 兩種掃描方式交錯使用。因此在

雷暴發生前除了底層兩層 PPI 資料時間解析度為 7.5 分鐘之外，其餘同一層 PPI 或同一方位 RHI 之資料時間解析度為 15 分鐘。在午後兩點雷暴發展後，雷達採用的 C 掃描策略，一組也是 7.5 分鐘，除了最低兩層用 360 度 PPI 掃描外，另外在雷達東北方（雷暴發展區）進行 18 層 PPI 扇形掃描（由方位角 6 至 80 度，隨時間因需要微調）與 15 個方位角的 RHI 掃描。由於雷暴初生位置接近日本雷達所在位置（JDOP，在屏東科技大學屋頂），本研究使用 SPOL 在 JDOP 方位（方位角

57.5 度）進行 RHI 掃描觀測資料做分析，資料點不足時其他相鄰方位角的 RHI 也會被拿來使用。

(二) 晴空回波的資料處理

本研究所使用 SPOL 資料雖為經過雜波削減演算法(Clutter Mitigation Decision, CMD)濾波(Hubbert et al. 2009)結果(圖 5a)。但是在山區仍然存在許多地形雜波，包括東邊中央山脈和北邊大寮山區。本研究嘗試利用雙偏極化雷達觀測參數進行雜波濾除。首先用常態調和功率指數

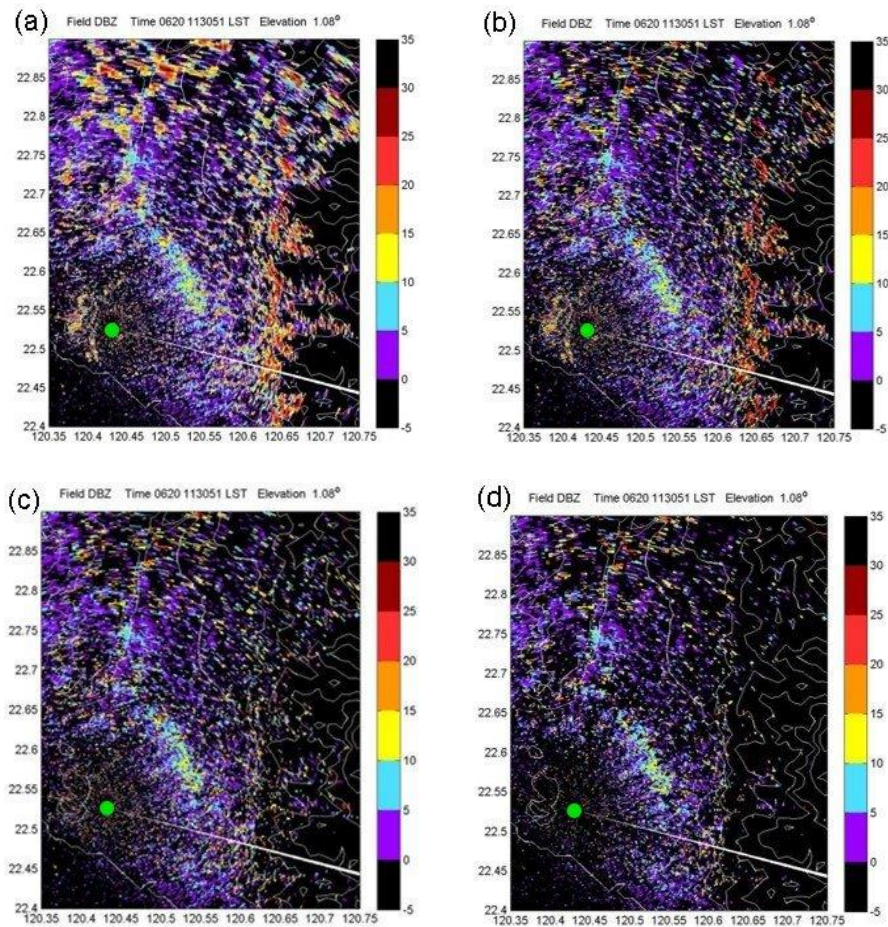


圖 5 經過三種濾波處理後 SPOL 在屏東平原 1.1 度仰角 PPI 回波分布，綠色點為 SPOL 位置（請參閱圖 7 地形等高線值）。(a)為經過 CMD 處理後之回波，(b)為(a)圖經過 NCP 小於 0.6 濾除，(c)為(b)圖經過 Rhv 小於 0.4 濾除，(d)為(c)圖經過單一波束上相鄰觀測區間之徑向速度標準差大於 6m/s 濾除之結果。

(Normalized Coherent Power, NCP), 亦稱為訊號品質指數 (signal quality index), 其值介於 0~1 之間, 可做為判斷是否為雜訊的參數, 值高表示雜訊的機率越低。Wolff et al. (2009) 曾利用 NCP 為 0.2 或 0.4 來濾除飛機雷達雜波, 結果顯示將 0.2 以下的值濾掉, 就可以移除大部分的雜訊。由於 SPOL 低層仰角回波訊號雜亂, 本研究中將標準調高, 將 NCP 小於 0.6 的部分濾除。由圖 5b 可以看到, 經過 NCP 濾波處理, 可以移除晴空回波中較為雜亂訊號的部分, 尤其是北側距離較遠的地方, 另外也可濾除一些地形上與地形後被遮蔽區域的雜波。

其次, 使用交錯偏極化電磁波之相關係數 Rhv (水平與垂直偏極化電場接收功率相關性, 通常其值大於 0.95 為水或冰相粒子, 0.8~0.95 為混合態粒子, 小於 0.8 則多為生物粒子或雜訊)。本研究中利用 $Rhv = 0.3 \sim 0.6$ 來測試, 發現使用 0.4 當閾值, 對於中央山脈上的地形雜波有最大的濾波效果, 且可以留下較多平原上的晴空回波。如圖 5c 所示, 山邊大於 20dBZ 的回波大多被濾除, 效果不錯。

另外, 本研究也嘗試使用單一波束上相鄰 7 個觀測間點 (gate) 的徑向速度場 (Vr), 考慮其平滑和一致性, 計算其標準差進行濾波。本研究也同時使用相鄰 5 或 9 個間點資料計算平均質和標準差為依據, 作為濾除變化大的資料點, 但結果和選取 7 個資料間點差異性不大。測試使用標準差分別為 3~7 來濾波, 發現使用 6 可以濾除較多地形雜波且保留較多平原上的晴空回波 (圖 5d)。不過這個濾波方式是以單一波束進行, 常使得資料沿波束產生斷點, 在晴空回波資料已經缺乏情況下, 會產生更多不完整資料。此種情形在使用 Rhv 濾波器時若選取閾值大於 0.4 亦有類似結果。

因此在本研究中決定不使用徑向風場濾波器。

四、屏東平原的海風環流特徵分析

(一) 海風環流的地面觀測

地面測站資料顯示, 屏東平原分析範圍內各測站風向在 0800 LST 大多為微弱東北風, 至 0900 LST 海邊的測站轉為西南風, 其後由西往東 (海岸至內陸) 各站逐漸轉為有偏西風分量 (其中 12 時與 13 時在高雄市區為西至西北西風, 屏東市以南的屏東平原大多為西南西風)。各地風向轉變有西風分量後, 同時有風速增大露點溫度上升的情況。圖 6 為實驗期間加設在 SPOL 雷達旁地面測站 (距海岸約 4 公里) 的資料 (時間解析度為每 10 秒)。資料顯示在 0945 至 1015 LST 間, 風速加大, 風向由之前偏西南風轉為偏西風 (順轉), 另外溫度下降, 露點上升。在無其他顯著天氣系統影響下, 此地面測站觀測氣象變數的變化和過去研究 (Alpert and Rabinovich-Hadar 2003; Simpson 1994) 所提到海風鋒面通過的特徵相當吻合。

本研究利用屏東平原地面測站資料 (除了氣象局和環保署作業用地面測站外, 還包括實驗增設之測站, 有 SPOL 站、TEAMR 站、以及降雨超級站 Supersite 等); 再配合經過濾波後之 SPOL 雷達 PPI 回波分布 (圖 5), 估計每小時海風鋒面所在位置 (見圖 7)。分析結果顯示海風鋒面成西北東南走向, 南北長度約 30~50 公里, 移動速度每小時約為 7~9 公里 (平均移速約 2.2 m/s)。海風鋒面約在 10 點過後通過 SPOL 測站, 北段速度較慢, 約在 1100 至 1200 LST 之間越過大寮山區 (山區位於屏東平原西北側, 南北走向, 高度約 200 公尺)。海風鋒面南段於中午 1200 LST 過後通過屏東科大附近山腳地區, 到 1300 LST 時影響到北邊

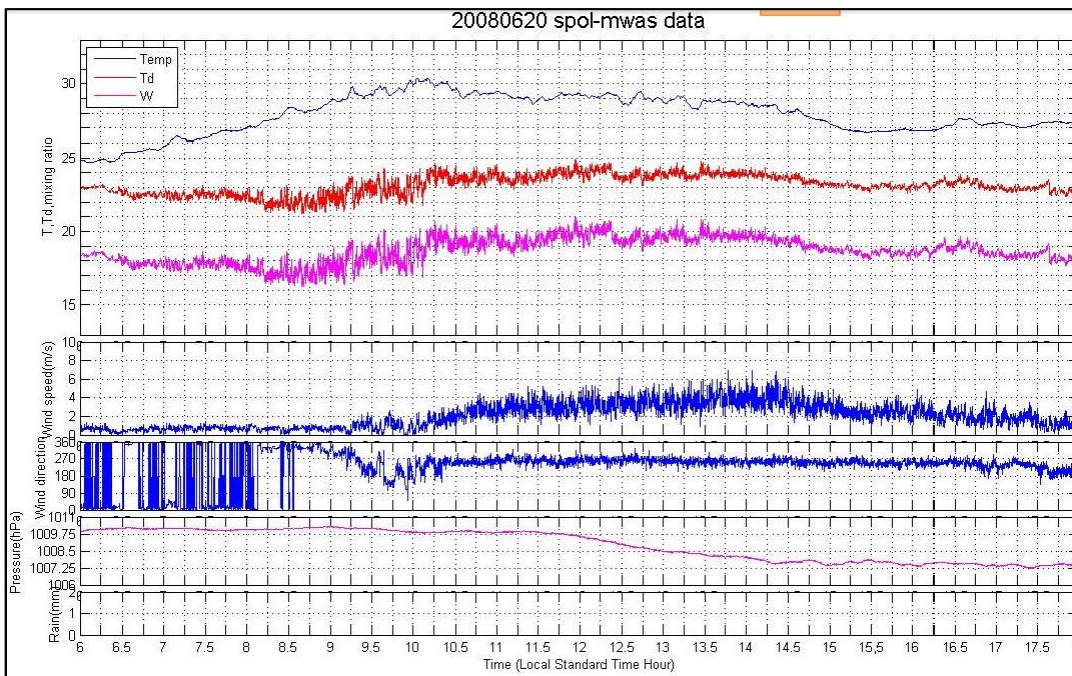


圖 6 2008 年 6 月 20 日 SPOL 雷達之地面測站觀測時序圖，由上往下分別為溫度、露點溫度、混合比、風速、風向、氣壓和降雨，資料為每 10 秒一筆。

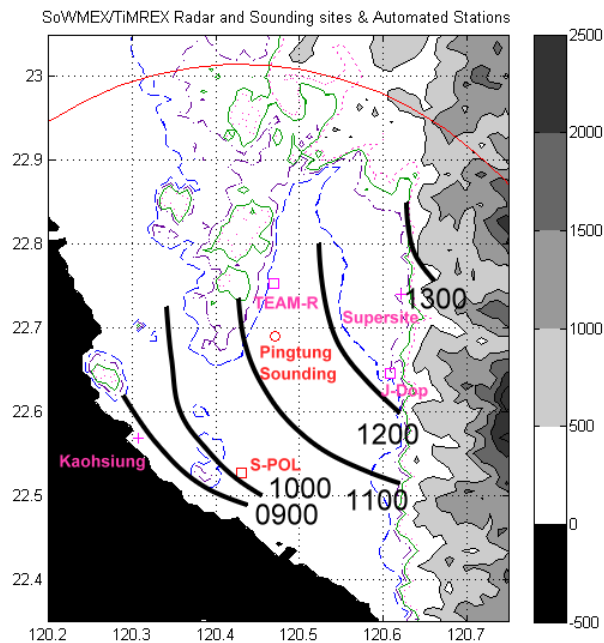


圖 7 2008 年 6 月 20 日每小時海風鋒面位置圖，灰階顏色代表高度，藍色、紫色、綠色及粉紅色虛線代表 50、100、150、200 公尺之地形等高線。咖啡色點線為 SPOL-RHI 觀測 57.5 度之位置，粗藍色點線加上紅星區域為落雷偵測位置，落雷主要發生在 1500-1700LST。

降雨超級站（設在屏東廣興國小屋頂）。由於中央山脈內並無設站，而且雷達觀測受到地形阻擋，大都以雜訊出現，因此無法確認海風鋒面是否有越山過程。不過此處中央山脈地形陡峭，在短短不到 1 公里距離，地形高度由 100 公尺快速增高到超過 1000 公尺，幾乎和海風環流的厚度一般，依此判斷海風鋒面能越過此地形的機率並不大。雷暴系統大約於 1330 LST 左右在 JDOP 南側發展，並往北移動，與海風鋒面移動方向一致，但是時間落後約 1 個小時。因此雷暴初生並非直接在海風鋒面抵達山腳時發生，而是有明顯滯後情形，此種現象在過去台北雷暴研究中有相似結果(Jou 1994)。另外值得一提的，山腳附近地面測站在海風鋒面通過時，有明顯溫度下降露點上升情形，但是並無明顯風速增加或風向轉變的情況。是否因為地形的影響，仍需要進一步探討。

(二) SPOL 雷達觀測之海風環流

SPOL 雷達在西南氣流實驗期間針對屏東平原午後雷暴發展和演變有一系列的觀測（周 2013）。本文利用 2008 年 6 月 20 日 SPOL 雷達一系列觀測結果進行分析說明。圖 8a-d 分別為當天早上 1129 LST SPOL 觀測之雷達回波(Zh)、徑向速度(Vr)、差分反射率(Zdr)、以及相關係數(Rhv)在方位角 57.5 度的 RHI 剖面。由地面測站綜合分析結果（圖 7）顯示在 1130LST 左右，海風鋒面位於 SPOL 雷達東側約 11~13 公里處。為便於討論，將地面測站分析結果作為參考坐標，將海風環流系統分成三個部分，分別為海風鋒面前（鋒前）、鋒面帶上（鋒上）、以及鋒面後（鋒後）。三個部份的區隔是先利用地面測站高時間解析度資料定義海風鋒面所在位置，鋒面帶寬則依據地面資料以及雷達觀測結果，大約在 3~4 公里之間（海風鋒面位置界定可以參考附錄一詳細說明）。

在此鋒面帶前（後）之區域稱之為鋒前（後）。依據此一定義逐一檢視 SPOL 雷達觀測之各參數在不同區塊所具有的特徵。

圖 8a 為雷達回波 RHI 剖面。由於此時並沒有降雨發生，因此這些回波並非天氣回波或是降雨回波，而是我們通稱的晴空回波(clear air echo)。晴空回波在大部分作業雷達將之視為雜訊予以濾除，但是 SPOL 雷達由於發射機功率大(1000kW)，又利用雙偏極化觀測參數發展濾波技術將地形等雜訊去除，因此即使在晴空狀況下，非常弱的回波仍可以反演出有意義的風場訊號(Wilson et al. 1994)，甚至利用資料同化技術進行晴空狀況下模式初始風場反演(Sun and Wilson 2003)。在晴空回波情況下，因為沒有降雨，因此回波強弱對比並無太大意義，主要在強調是否能導出有意義風場，這也是本研究的重點。

在 1130 LST 海風鋒面在 SPOL 東邊約 12 公里處，因此離 SPOL 8~12 公里處定義為鋒上區，其右(> 12km)為鋒前，其左(< 8km)為鋒後。此時除了在鋒上區有顯著回波外（有大於 15dBZ 之回波），在其他地區都很弱，大多介於 -10~10dBZ。有一點值得注意的，雷達回波在低層（低於一公里）和在較高層（約 2 公里高度）有較強回波數值，但在兩層之間反而呈現一個最弱值區。在 2 公里高度附近回波呈波動狀，此一高度回波和近地面強回波連結性並不強，並不是由低層一路向上發展形成（如積雨雲），此高度和 1100LST 屏東探空所示逆溫層所在高度一致，可能是對流混合邊界層頂(top of mixing convective boundary layer)的訊號。

依據當時所拍攝的雲的照片和可見光衛星雲圖，6 月 20 日當天早上屏東平原在 850 至 700hPa

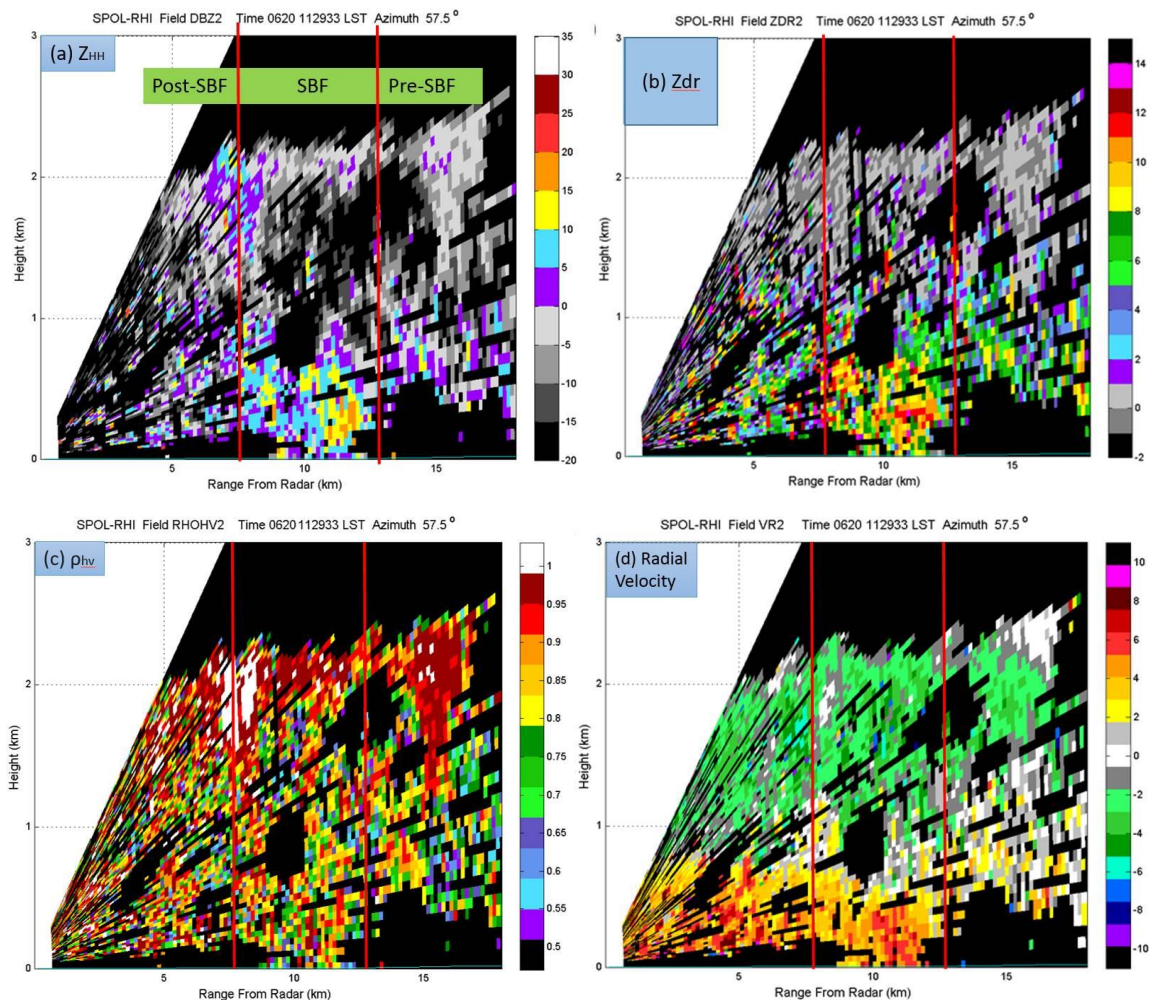


圖 8 2008 年 6 月 20 日 1129LST SPOL 觀測之 57.50 方位角 RHI 顯示，(a)雷達回波 Z_h (dBZ)、(b)差分反射率 Z_{dr} (dB)、(c)相關係數 R_{hv} (0~1)、以及(d)徑向風場 V_r (m/s)。

之間就有多層薄的層雲存在（見早上 0800LST 探空），到了 1100LST 因太平洋高壓增強，沉降也增強，在 800hPa 附近逆溫層增強（在 860-780hPa 形成同溫層，溫度 18~19°C 之間，露點也沒有太大變化約 14.5°C，之上高度溫度和露點快速遞減）。因此可以判斷逆溫層頂大約在 800-750hPa 之間。這個結果和 SPOL 觀測 1130LST 回波相比較，高度 2 公里附近波動狀大回波區應該是對流混合邊界層頂所形成晴空積雲(clear air cumulus)

的訊號。依據 Alpert and Rabinovich-Hadar (2003) 研究以色列在地中海灣海風環流結構，發現除了主海風鋒面外，在鋒前和鋒後都可以找到多條的細線帶狀擾動區，伴隨風變或是溫濕變化，更重要的是顯著的亂流訊號，其中亂流強度可以用風場內部快速變動予以估計(Chiba 1993)。由於他們的研究結果主要依賴密集地面測站，因此對於離開地面後大氣的訊號並沒有探討。SPOL 晴空回波提供了相對證據，在近地面海風鋒面前後（與

近地面強回波區相對應，離 SPOL 約 12 公里處）呈波動狀較大回波區，即是近地面的細線回波（圖 5，thin line echo, Wilson et al. 1994），表示上升運動區，有利於晴空積雲的發展。將來若是有更短波長的毫米波雲雷達，相信可以針對這個問題有更深入的探討。

圖 8b 為 1130LST SPOL 觀測之差分反射率(differential reflectivity, ZDR)。其分布大致可以區分為上下兩層，在 1 公里以上數值大約在 ± 1 之間，而在 1 公里以下其值甚大，大多為 5~10dB，最大值接近 12dB。這種兩層結構在鋒上、鋒前、和鋒後有顯著差異。ZDR 最大值主要出現在鋒上區域，往後延伸到鋒後。隨距離逐漸變小。至於鋒前 ZDR 數值雖偶有大值，但是多數較鋒上要小，而且訊號並不清楚，或許是在濾波過程被濾除過多資料造成。Wilson et al. (1994)的論文中首次提到 SPOL 雷達在大氣邊界層所觀測之晴空回波的可能反射物，他們利用雷達反射率因子(Zh 回波強度)以及差分反射率 ZDR 相互比較得到結論認為，在晴空狀況，大氣邊界層所觀測到大於 5dB 的差分反射率訊號主要是由扁平的昆蟲所導致，在昆蟲的相當直徑為 10mm 時，垂直水平尺度比約為 1:3。另外，昆蟲是良好的被動式目標物，容易被強風帶動。因此在鋒上和鋒後區域，地面風速由鋒前的 1-2 m/s 增強為 3-5 m/s，使得鋒上或是鋒後都有較大的機率驅動昆蟲並予以集中，形成較強的回波線。而在鋒前，由於風速小昆蟲密度低因此回波值也很低。

圖 8c 為 SPOL 觀測之相關係數(correlation coefficient, Rhv)。這裡相關係數指的是雙偏極化雷達接收水平或垂直極化電磁波反射訊號，計算兩者變率(signal variability)的相關性。一般而言假如採樣體積內目標物是均勻的水或冰相粒子，其

數值將非常趨近於 1（多數大於 0.95）。假如是冰水混合狀態如融化中的雪花，此時數值就會變低，大約在 0.8~0.95 之間。若是數值更低，表示並非水或冰相粒子(Vivekanandan et al. 1999)。由於相關係數可以快速區分水相粒子和非水相粒子，因此被大量使用在雙偏極化雷達的資料品管上，在本文第三節中已使用 Rhv 作為濾波標準。1130 LST 所觀測 Rhv 數值不論是鋒上或是鋒前或是鋒後大都低於 0.8，顯示大部分回波都來自非水相粒子，這個結果和前述討論相符合。也就是說雖然雷達反射率因子測得大於 10dBZ 以上的回波數值，但是經過相關係數判斷這些造成電磁波散射的目標物，並非一般我們認知的降水粒子，而可能是在大氣邊界層內經常出沒的生物，以昆蟲和鳥類為主。另外差分反射率 ZDR 告訴我們這些散射粒子的長度厚度比很大，也就是水平尺度遠大於厚度，這也相當符合昆蟲和鳥類的形體特徵。（實驗期間也確實觀察到蜻蜓等昆蟲，鳥類也不少）。

圖 8c 中不論是鋒前鋒上或是鋒後在 1.5~2.2 公里高度之間，有些區域的 Rhv 大於 0.95 甚至接近於 1，由上節討論，有可能是水相粒子。由圖 8b 這些區域的 ZDR 數值大部分在正負 1 之間，表示反射物的形狀趨近於圓形。另外在反射率因子(雷達回波)方面，其數值約在 -5~10dBZ 之間。依據 Vivekanandan et al. (1999)，毛雨的反射率因子(Zh)大多介於 5~25dBZ，而雲大約為 -5~5dBZ，所以 -5~10dBZ 的回波較有可能為雲或毛雨，若接近或是大於 10dBZ，則最有可能為毛雨。在 2 公里高度左右大部分回波為 -5~5dBZ，但是在鋒後（離 SPOL 約 6~7 公里處，也就是在鋒上區後方 1~2 公里處）有回波強度在 5-10dBZ，甚至大於 15dBZ 的回波。這個觀測結果顯示對流混合邊

界層頂發展的積雲已經有不小的水相粒子，可能小雨滴形成並往下落。但因邊界層內並未飽和，小雨滴可能在沒有到達地面前就蒸發殆盡了。探空資料顯示從 1100-1400LST 在 850-950hPa 之間大氣有明顯濕化現象，除了有邊界層擾動由低層往上传送的部分，邊界層頂小雨滴的蒸發也有可能是另一種過程。圖 9 為過去研究飛機觀測之海風鋒面附近比濕(specific humidity)分布(Simpson 1994)。海風鋒面後側回流層由於鋒面區輻合所產生的上升運動，有助於將近地面較潮濕空氣舉升至較高高度的功能。

在此值得說明，晴空回波除了生物目標物外，也可以經由布氏散射(Bragg scattering)被偵測到。布氏散射主要由溫度和水氣梯度所造成(Melnikov et al. 2011)。布氏散射容易和小雨或毛雨下的偏極化參數搞混。當採樣空間以小雨滴為主時，滿足雷利散射(Rayleigh scattering)，雨滴大小垂直水平尺度比接近 1:1，此時 $ZDR \sim 0$ ， $R_{hv} \sim 1$ ，和布氏散

射結果相似，因此難以辨別是小雨滴雷利散射還是水氣梯度所造成的。Melnikov et al. (2011)認為使用 S 波段雷達，偵測不是太遠的目標物，其採樣空間不大，若經由布氏散射，其所反射的能量大約為 -20dBZ 左右，較雷利散射要小很多。因此可以藉由回波值大小來鑑別是小雨滴還是水氣梯度所造成。

圖 8d 為 SPOL 觀測之都卜勒徑向風場(Vr)，其中吹離雷達的風為暖色系，具西風分量，冷色系則反之。基本上徑向風場也是兩層結構，在 1 公里以下為西風分量，在之上以東風為主。由於海風環流具有強烈二度空間特性，為便於討論，之後的描述“分量”二字予以省略。圖 8d 中有些值得注意的細節。在鋒上，低層為顯著西風，風速達 $4\text{--}5\text{m/s}$ ，但僅延伸到 $500\sim 600$ 公尺，之上為微弱東風（若扣除系統移動速度，大約 1.67m/s ，實際西風將更弱）。往上東風增強，到 2 公里處達到最強，約 4m/s 。鋒上 $600\text{--}1000$ 公尺高度東風相

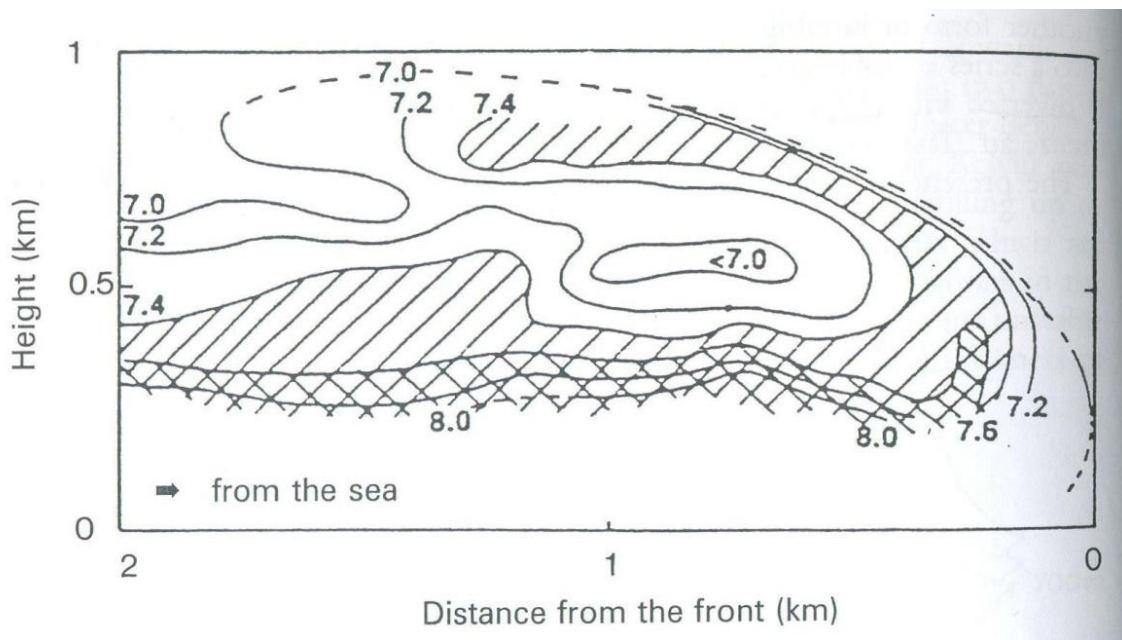


圖 9 飛機在低空穿越海風鋒面濕度剖面，單位為 g/kg 。(取自 Simpson 1994)

對微弱，而鋒後同一高度卻是為西風，此一不連續現象的發生有待稍後釐清。鋒前 1.5 公里以下風向風速都非常微弱且混亂，這現象符合先前的了解。這一部分是海洋氣團尚未碰觸的部分，也就是對流邊界層還在發展階段。和鋒上以及鋒後層狀結構不同，屬於相對垂直混合活躍的大氣，因此水平風場也就顯得凌亂了。由雷達觀測之徑向風場層狀結構可以輕易界定海風環流的位置與厚度。在 1130LST 海風環流前緣（鋒面）在距離雷達 12 公里處，高度約 500~600 公尺，近雷達處較厚，可以達 800 公尺以下。

鋒上區 600~1000 公尺高度的風場經過仔細分析，雖然粗看為微弱東風，但在鋒區平均後，卻得到平均風為西風結果。顯示這一區域東西風夾雜，並非清楚分層結構。也顯示海風環流前緣海風鋒面區，是海洋氣團和陸地氣團的交界區。是主要氣團輻合帶，也經常伴隨顯著上升運動（這個訊號確實在徑向風場也有被觀測到，圖 8d 離 SPOL 13-14 公里處）。也因此部分帶有陸地氣團性質的空氣（東風分量動量）也可能經由此一

上升運動被帶往高處大氣，在海風鋒面上層和西風混合，因此形成較弱西風區，甚至轉為微弱東風區。這種現象越往內陸越是明顯。

實驗期間 SPOL 針對此個案有相當多的觀測，包括每 15 分鐘一組的 PPI 和 RHI。由單一時間的 SPOL 觀測結果對於屏東平原海風環流的結構有大致的了解。在下一節中利用 SPOL 所觀測徑向風場，說明海風環流結構在此一個案中時空變化的特徵。

(三) 海風環流結構的時空變化

由於 SPOL 雷達每 15 分鐘有一組密集 RHI 掃描資料，針對海風環流，本研究將垂直每 100 公尺，由地面到 3 公里高度徑向風場資料，取距離 SPOL 雷達 5~26 公里範圍內，仰角 1 度以上（避開近雷達雜訊區與地形區），配合之前地面測站中尺度分析所定義的海風鋒面位置（圖 7），將其分為海風鋒面的鋒前（圖 10a）、鋒上（圖 10b）、以及鋒後（圖 10c）三個區域分別進行水平平均，並將結果繪製成高度時間剖面，以探討海風環流

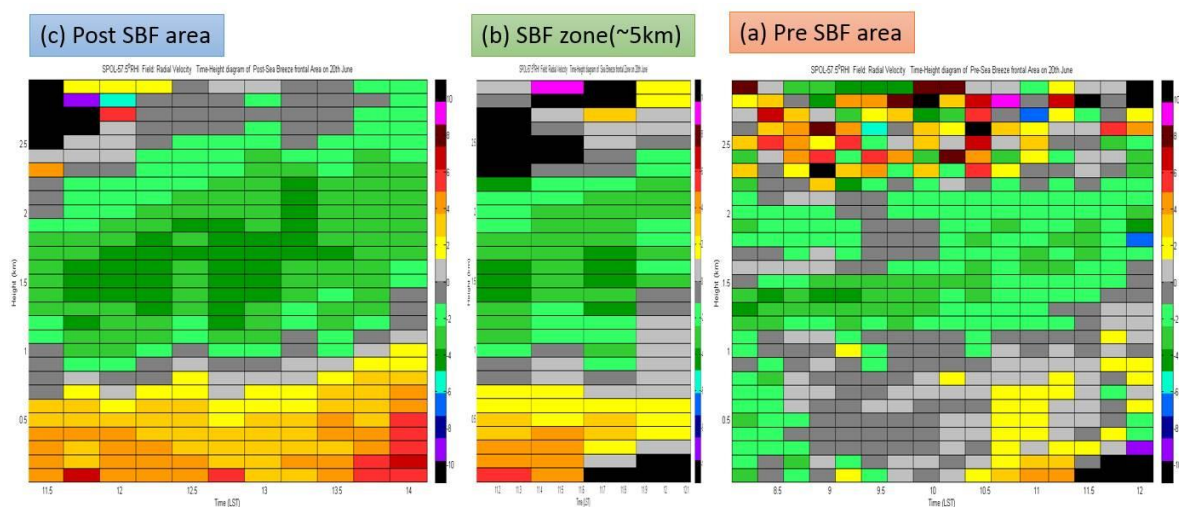


圖 10 2008 年 6 月 20 日 SPOL 雷達 57.5 度方位角 RHI 平均徑向風場高度時間剖面，時間解析度為 15 分鐘，垂直解析度為 0.1 公里。(a)鋒前(0815~1200LST)、(b)鋒上(1115~1200LST)、以及(c)鋒後(1130~1400LST)。

在鋒面區和其前後之時空變化特徵。圖 10 採用的是方位角為 57.5 度 RHI 資料。這裡的風場僅是接近或遠離雷達水平風場的分量，為簡化描述，僅以東（往雷達，由陸地往海洋）西（出雷達，由海洋往陸地）風來表示。由於系統移速並非常數且變動大，為避免增大誤差，系統速度並未扣除。

依據地面分析，海風鋒面大約在 0845LST 通過高雄測站，大約在 1015LST 通過 SPOL 站，之後北側接近大寮山區，速度減慢；南側加速往北，大約在 1300LST 通過位於中央山脈山腳下廣興國小的降雨超級站。海風鋒面前緣大約在 1200LST 接觸到山腳，之後由於地形遮擋，雷達觀測之海風鋒面結構變得不清楚。因此在這分析過程，各區分析時間長短並不一致。鋒上區域分析僅有 1115 至 1200LST 四個時段，而鋒前區域由 0800 LST 分析至 1200LST，鋒後區域則由 1130LST 至 1400LST。

首先針對鋒前進行討論（圖 10a）。由 0800~0900LST，鋒前風場結構大致有三層結構，分別為地面~0.9、1~1.5 以及 1.8~2.2 公里 3 層，皆為偏東風，隨著時間有減弱的趨勢。1 公里以下東風在 0845LST 之後就陸續有西風分量的訊號，顯示穩定層化結構正在產生變化，到 1015LST 之後就完全轉變成偏西風，西風強度和厚度皆有間歇性增大增高但並不持續，到了 1200LST 又出現東風訊號。1 至 2.2 公里的偏東風持續時間長，原本在 1.6~1.7 公里很薄一層偏西風，在 0900LST 之後消失，使得原本三層結構變成兩層結構。東風層相對持續穩定，一直維持到 1200LST 都存在。2.2 公里以上資料量太少也亂，可信度很低，之後就不討論。從中尺度地面測站分析（圖 6）可發現海風鋒面接近前以東北風為主，當鋒面接近時有明顯東西風震盪情形，而山腳測站也觀測到西

風分量在鋒前先出現的現象。這些現象和雷達觀測地面到 1 公里高度結果非常接近，顯示大氣近地面 1 公里內混合相當完整。

將計算結果和探空資料比對，有些有趣的觀察。0800LST 探空顯示，從地面到 840 百帕風向由東北風轉為偏北風，830~770hPa 有一層並不微弱的西南偏南風，之上為東南風（接近 120 度），其風速在 3m/s 以上。從雷達來看確實可以分析出三層結構，主要轉折發生在 1.6~1.7 公里處，和探空觀測到偏南西南風結果一致。但是探空中此西南風厚度約有 500~700 公尺，也就是從 1.6 公里到 2.1 或 2.3 公里都是西南偏南風。然而雷達反演平均風場都屬東風分量，且數值不小（從 1.7 到 2.2 公里）。反倒是 2.3 公里以上有西風分量，這個結果和探空觀測結果並不一致。首先我們從雷達觀測資料品質著手，由資料數量（每 100 公尺厚度大約 10 公里寬度進行平均的資料數量）分析發現，在 0800LST 資料數量超過 150 筆的僅有在 0.2~0.7, 1.3~1.4, 以及 1.8~2.0 公里三個區間，其他資料量都不是很足夠，尤其是最低一層和 1.5~1.7 以及 2.2 公里以上高度，這些地方資料量低於 50 筆樣本，屬於資料品質相對較差的區域。在晴空狀況資料點少表示大氣中可供反射物量少，資料品質差。假使我們在此將探空觀測資料視為真值來討論，那表示 SPOL 雷達在反演晴空狀況下的風場必須非常小心，因為錯誤發生的機率頗高。尤其是離開近地面後，晴空下主要反射物包括昆蟲鳥類數量隨高度減少的情況下，反演結果的可信度相對較低，必須謹慎評估使用。

我們針對可使用資料數量進行計算，結果發現在鋒前區域 0.6 公里以上高度 1000 LST 之前資料品質較差，1115LST 之後整層的資料品質都不好。但是在其間(1000~1100 LST)從 100 公尺

到 2.2 公里資料品質還不錯。在鋒上區域 1115LST 資料最好，1130 LST 次之，之後就很不好。在鋒後區域情況有些不同，1130~1200 LST 資料還可以，但是之後到 1400LST 整層資料都非常好，甚至 2.2 公里以上資料數量也變的很多。鋒前和鋒後資料數量以及品質有顯著差異並不是偶然的。誠如之前討論，晴空回波資料品質和反射物多寡有關，而生物反射物行為和大氣邊界層的狀況有關，包括數量所在高度等，這方面國內經驗少了解有限。這方面的研究近年來在國際上很受到重視(Zhang et al. 2005; Chilson et al. 2012)。

在鋒上(圖 10b)風場呈現兩層結構，低層為偏西風，原本高度僅達 700 公尺，隨著時間風速變化不大，但是偏西風層往上發展至 1.2 公里高度。這顯示鋒面區接近山邊，有被地形影響的情況。相對應之下在上層的偏東風也如同西風層有逐漸升高的趨勢。另外，2.5 公里以上由於資料量變的很少，可信度低。

在鋒後(圖 10c)兩層風場結構愈加清晰，地面到 2.5 公里間，低層為西風高層為東風。西風厚度從 600~700 公尺開始逐步升高，到分析後期(1400LST)可達 1.1 公里。風速的變化較大，先是 2~4m/s，之後增強至 4~6m/s。不過中間有一段時間風速明顯減弱，先是由 400 公尺開始(1215LST)由 4m/s 減至 2m/s，到 1315LST 之後又逐漸恢復回到 4m/s，甚至增強為 6m/s。這個先減速再加速過程，在地面測站僅觀測到後半部加速情形。1300LST 雷暴開始發展時，近山腳之降雨超級地面站確實有出現最強西風分量，與雷達觀測結果一致。探空資料時間解析度太粗，並無法有效觀測到這些變化。

屏東平原在 1400LST 之後，原本在中央山脈

山腳下發展的對流系統迅速發展成複雜的多胞雷暴系統，此時海風環流的訊號已經大部分被伴隨雷暴的降雨粒子所覆蓋，很難區分出其變化。

五、討論與結論

本研究利用西南氣流實驗密集觀測資料，針對屏東平原大氣邊界層的發展以及當地海風環流的特徵進行分析。每 3 小時密集探空資料提供寶貴資訊探討屏東平原大氣邊界層發展特徵，而 NCAR- SPOL 雷達則提供幾乎連續的高時空解析度雙偏極化參數探討海風環流時空變化特徵。

本文主要發現整理如下：

(1)海風環流系統在屏東平原可以有非常複雜的結構。由密集地面測站網和雙偏極化雷達觀測參數可以清楚界定海風環流的一些特徵，譬如海風鋒面(SBF)的存在。海風鋒面可以由地面測站風速風向的變化、溫度的持續下降、露點的持續上升等現象予以辨識，也可以利用 SPOL 雷達所觀測晴空下的細線回波進行確認。這些細線回波的強度有時可高達 10~15 dBZ，其所伴隨差分反射率大都高於 6dB 以上，表示為扁平型體的目標物。這個結果和早期研究結果一致，認為這些晴空反射物以飛行生物如昆蟲或鳥類為主。其實 NEXRAD 型式的作業雷達經常觀測到細線回波，若是對於這些細線回波能深入認識，並且和密集地面測站網資訊結合，對於極短期預報將提供很重要的關鍵資訊。

(2) SPOL 的觀測對於屏東平原海風環流的厚度可以清楚探測，由初始 600 公尺逐漸增厚至 1 公里，速度也明顯增強，高層回流區也由原本 1~2 公里抬高至 1.5~3 公里，顯示較高層環流也受到影響。這些是僅利用地面測站無法獲得的寶

貴資訊。屏東平原海風鋒面移動速度大約每小時 7~9 公里（平均移速 2.2m/s），接近山區速度有加快情形。海風環流接觸到地形後不論是地面測站或是 SPOL 雷達都無法有效觀測它的存在。

(3)在海風鋒面帶（鋒上）所反演的風場，同時顯示清晰層狀結構和垂直方向混合的特性。在海風鋒面尚未到達區域（鋒前），由於對流混合邊界層正在建立中，垂直混合現象明顯，雷達觀測風場隨高度平均風速微弱風向多變。但是在鋒後，較冷之海洋氣團移入，使得大氣邊界層變得較為穩定，因此風場也呈現明顯的層化(stratification)結構。此一環流低層為由海洋移入之海風，高層為由陸地流向海洋的迴流，形成一個垂直環流。此一垂直環流的前緣和海風鋒面帶一致，伴隨有顯著的垂直混合訊號。若假設海風鋒面帶附近為準二度空間結構，觀測結果顯示鋒上區是主要風速輻合區，此輻合區由近地面往上延伸至海風環流頂(SBH)，因此這個區域也將伴隨垂直上升運

動區。這個垂直運動可以將近地面伴隨鋒上區內移的目標物如昆蟲或鳥類帶往高處，隨著垂直環流的迴流帶到鋒上區後側。在此有一值得注意的現象是，伴隨此一上升環流在海風環流頂後側形成口袋狀弱回波區（見圖 8a），可能是由於海風鋒面上較冷空氣被帶往 SBH 後形成局部下沉運動所致，與 Simpson (1994)的飛機觀測研究結果一致。

(4)圖 11 為利用 SPOL 晴空回波觀測之風場整合而成的海風環流示意圖。鋒前區域為對流混合層，平均風速弱，約在 1-2m/s。混合層發展高度可達 1.5 公里，之上是微弱東風，和探空觀測結果一致。海風環流厚度約 600~1000 公尺左右，近地層平均風速可達 4m/s，和地面測站觀測結果一致，風速隨高度減弱。一公里以上為回流區，發展高度隨時間增厚，平均風速約為 4-5m/s。海風環流區風場特性呈層化流體特徵。由地面測站資料協助確認之海風鋒面區伴隨強回波，由雙偏

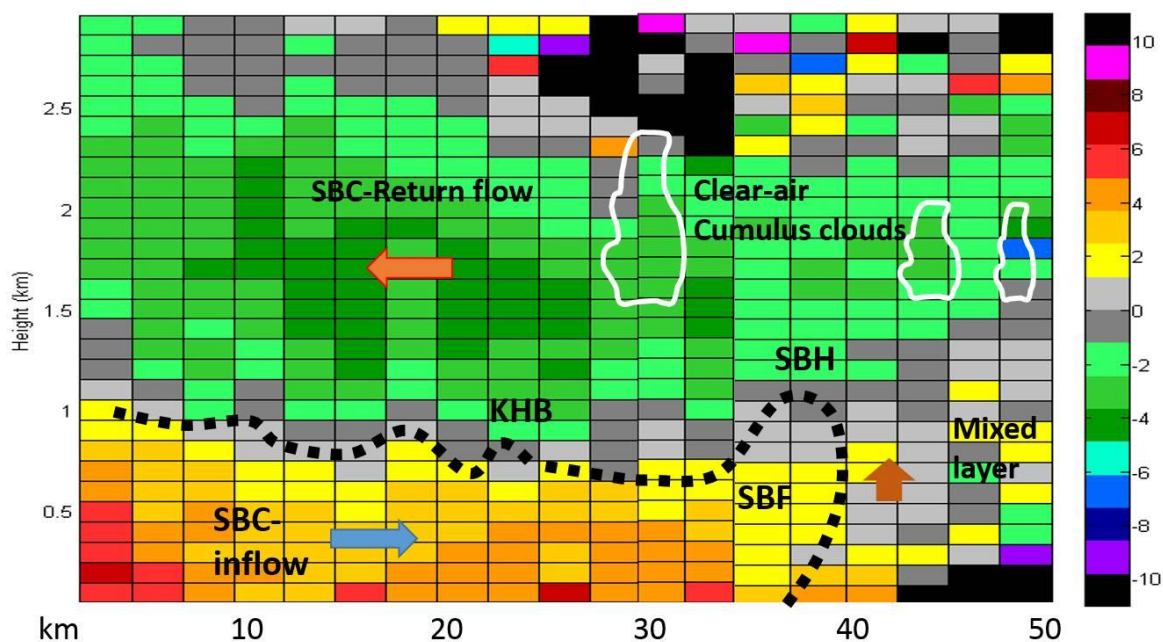


圖 11 晴空大氣下 SPOL 雷達觀測風場整合之海風環流結構示意圖。

極化參數確認為扁平非降雨粒子目標物，符合昆蟲或鳥類散射雷達波特徵。在鋒面頂部有顯著方向交替風場，顯示局部不穩定區域，與海風環流頂部常被討論之 KHBs (Kelvin-Helmholtz billows) 現象一致。

本個案中屏東平原在海風環流進入後除了濕化混合邊界層外，並提供上升運動，使得海風鋒面區有利雲的發展。海風環流結構以及伴隨雲發展之時間變化特徵，在鋒前區域之對流混合層頂發展出晴空積雲，但受限於逆溫層，發展高度大都在兩公里左右且快速消長更迭。但是在海風鋒面附近之積雲發展較深，也存在較大回波，配合雙偏極化參數顯示已經有大雲滴甚至小雨滴的存在。本個案可能是逆溫層的存在，海風鋒面接近山區時本身並沒有直接激發雷暴，而是在海風環流進入山區無法被雷達或地面測站辨識後，雷暴才激發。這個觀測事實表示雷暴激發有其他機制扮演重要的角色，有可能與地形有關，這一部分有待進一步釐清。

利用晴空回波觀測資料反演風場是一個複雜的物理和數學問題(Sun and Wilson 2003)。晴空回波的成因雖然已經相當清楚，但是在反演風場時被動式目標物和主動移行生物體必須先予以區隔。本研究中嘗試利用不同濾波方法去除雜訊，取得有意義的雙偏極化參數進行分析。未來可嘗試將雙偏極化參數以四維變分方法同化入中尺度模式中，以獲取完整四度空間大氣邊界層各變數，作為熱動力診斷分析使用。

致 謝

感謝所有參與西南氣流實驗的氣象界同仁付出的心血，尤其是密集探空和密集雷達觀測。感

謝 NCAR-EOL 協助實驗期間 SPOL 雷達之正常運作以及教導資料處理，中央氣象局衛星中心王碧霞小姐協助提供高解析度可見光衛星雲圖資料，以及劉清煌教授在 SPOL 雷達旁設置的地面測站。本研究在國科會研究計畫編號 NSC 101-2111-M-002-005 及 NSC 102-2111-M-002-002 的支持下完成。第二作者要特別感謝 NCAR 在過去多年所提供的訪問經費和技術協助。

附錄一 海風鋒面所在位置和移動速度的決定

(一) 海風鋒面抵達時間

本文依據 Alpert and Rabinovich-Hadar (2003) 所使用的客觀判定法(AR 法)決定海風鋒面(SBF)到達時間。SBF 到達時會伴隨(1)風向順時鐘旋轉(2)風速增加(3)溫度下降(4)露點增加，在現實狀況並不是所有現象同時發生。和海風鋒面的強度以及生命期有關。由於海風到來各參數會產生變化，至於各參數是採用變化的開始或是變化結束作為海風鋒面到達的界定，主要是以各參數到達時間差異最小為考量，Chiba (1993)也是採取類似手法。因此除了風向之外，其他參數都是採變化開始為海風鋒面到達時間，而風向是特別敏感參數。

AR 法內容是利用 20 分鐘（五點）滑動平均之每 5 分鐘地面觀測資料進行下列分析：

1. 風向：順鐘向旋轉（15 分鐘內最少 45 度）停止之時間，假如找不到，則取 15 分鐘內最大順鐘向旋轉停止之時間定義之；
2. 風速：連續風速增加在 35 分鐘內最少 1.5m/s，假如找不到，則取連續 25 分鐘風場最大增幅者定義之；

3. 溫度：開始減小或是穩定（不再增加）持續超過 15 分鐘以上；
4. 露點（比濕）：開始增加或是穩定（不再減小）持續超過 15 分鐘以上；
5. 紊流強度：最大紊流強度出現的時間；

在此紊流強度定義為風速的標準差和平均值的比值 $G = \sigma / [v]$ ，其中 $[v]$ 是平均風， $\sigma = [v^*]^2$ 為標準差， v^* 是 5 分鐘觀測之順時或紊流風， G 經常又稱之為（風之）陣性指數（可參考 Huschke 1959）。每個時間的 G 是利用七點平均資料（也就是 30 分鐘平均）計算，以免太過雜亂。第 5 項是 Alpert and Rabinovich-Hadar (2003) 特別加入的，他們的研究指出這個參數特別有用。這個客觀方法有些需要注意事項：(a) 有時候大 G 不一定和 SBF 有關，例如一些特別顯著劇烈天氣通過或

接近；(b) 有些測站風向順轉速率太慢，無法滿足第一個條件；(c) 在季節轉換期由於綜觀強迫變化風向可以不是順鐘向而是逆鐘向；(d) 當雲量多時會影響百葉箱溫度(screen temperature)造成困擾；以及(e)海風也會有後退情形（當海陸溫差所導致的氣壓梯度力小於綜觀強迫的氣壓梯度力時），這種情況在冬天特別有可能。

圖 A1 為 2008/6/20 SPOL 雷達所在處地面測站之溫度(T)、露點(Td)、陣性指數(G)、以及風速和風向的時間變化，其中箭頭所指之處為各變數定義之海風鋒面通過時間。此組資料各變數都經過 5 分鐘平均，和原始資料（圖 6）所示有顯著差異。依照上述 AR 方法決定之海風鋒面位置各變數間頗為一致，海風鋒面大約在 1015 LST 左右通過 SPOL 之地面測站。

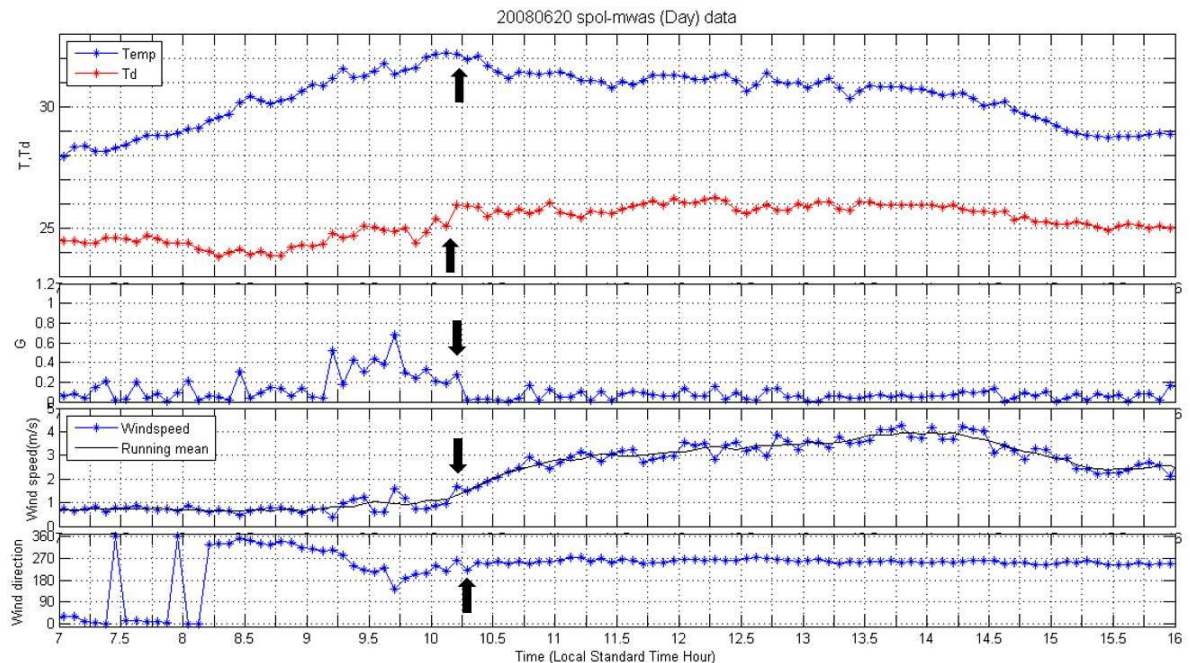


圖 A1 2008/6/20 SPOL 雷達之地面測站每 5 分鐘平均之溫度(T)、露點(Td)、陣性指數(G)、以及風速和風向的時間變化，其中箭頭所指之處為各變數定義之海風鋒面通過時間。

(二) 海風鋒面位置之決定

圖 7 就是利用屏東平原之地面測站所繪出海風鋒面於 2008/6/20 每小時所在位置，圖中也同時標示 SPOL 雷達所在位置以及方位角 57.5 度 RHI 觀測位置。之後依據每小時位置，估計海風鋒面的移動速度（約每小時 7-9 km，平均移速為 2.2 m/s），南北側略微不同。由地面測站資料所決定的海風鋒面位置以及移動速度，再來計算決定 1129LST SPOL 雷達所觀測之雙偏極化參數和地面測站所計算出海風鋒面的相對位置（在 SPOL 東側約 8~12km 處）。本文中海風鋒面區，鋒前區，以及鋒後區是利用該方法予以定義。

參考文獻

- 周仲島，2013：西南氣流實驗紀要。國立台灣大學出版，450 頁。
- 許武榮、侯昭平，1997：海風環流與陸地對流邊界層交互影響之數值模擬。大氣科學，25，397-417。
- 侯昭平、許武榮、吳清吉、謝銘恩、戴志輝、林裕豐，2006：科氏效應與環境風場對海風環流之影響。大氣科學，34，335-350。
- 陳泰然、王子軒，2010：梅雨季台灣東部地區降雨與局部環流之研究。大氣科學，38，165-184。
- Adams, E., 1997: Four ways to win the sea breeze game. *Sailing World*, **March**, 44-49.
- Alpert, P., and E. Eppel, 1985: A proposed index for mesoscale activity. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 472-480.
- Alpert, P., and M. Rabinovich-Hadar, 2003: Pre- and post-sea-breeze frontal lines- A meso- γ -scale analysis over south Israel. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2994-3008.
- Atkinson, B. W., 1981: *Mesoscale Atmospheric Circulation*, Academic Press, 495 pp.
- Banta, R. M., L. D. Olivier, and D. H. Levinson, 1993: Evolution of the Monterey Bay sea breeze layer as observed by pulsed Doppler lidar. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3959-3982.
- Chiba, O., 1993: The turbulence characteristics in the lowest part of the sea breeze in the atmospheric surface layer. *Bound.- Layer Meteor.*, **65**, 181-195.
- Chilson, P. B., W. F. Frick, J. F. Kelly, K. W. Howard, R. P. Larkin, R. H. Diehl, J. K. Westbrook, T. A. Kelly, T. H. Kunz, 2012: Partly cloudy with a chance of migration: Weather, Radars, and Aero-ecology. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 669-686.
- Hubbert, J. C., M. Dixon, S. M. Ellis, G. Meymaris, 2009: Weather radar ground clutter. Part I: Identification, modeling, and simulation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1165-1180.
- Jou, B. J.-D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June 1991. *TAO*, **5**, 169-197.
- Jou, B. J.-D., W. C. Lee, and R. H. Johnson, 2011: An overview of SoWMEX/TiMREX. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*, 2nd ed., Edited by C. P. Chang, World

- Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate, Vol. 5, 303-318.
- Melnikov, V. M., R. J. Doviak, D. S. Zrnić, D. J. Stensrud, 2011: Mapping Bragg scatter with a polarimetric WSR-88D. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **28**, 1273-1285.
- Miller, S. T. K., B. D. Keim, R. W. Talbot, and H. Mao, 2003: Sea breeze: structure, forecasting, and impacts. *Rev. Geophys.*, **41**(3), 1011.
- Simpson J. E., 1994: *Sea breeze and local winds*. Cambridge University Press, 234 pp.
- Sun, J. and J. W. Wilson, 2003: The assimilation of radar data for weather prediction. *Meteorological Monographs*, Vol. **30**, Chap. 7, 175-198.
- Vivekanandan, J., S. M. Ellis, R. Oye, D. S. Zrnic, A. V. Ryzhkov, J. Straka, 1999: Cloud microphysics retrieval using S-band Dual-polarization radar measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 381-388.
- Wakimoto, R. M., and N. T. Atkin, 1994: Observations of the sea breeze front during CaPE. Part I: Single-Doppler, satellite, and cloud photogrammetry. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1092-1113.
- Wilson, J. W., T. M. Weckwerth, J. Vivekanandan, R. M. Wakimoto, R. W. Russell, 1994: Boundary layer clear-air radar echoes: Origin of echoes and accuracy of derived winds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 1184-1206.
- Wolff, C. A., M. M., Bell, and W. -C. Lee, 2009: Automatic quality control of airborne Doppler radar data. *34th Conference on Radar Meteorology*, Williamsburg, VA, American Meteorological Society.
- Zhang, P., S. Liu, and Q. Xu, 2005: Identify Doppler velocity contamination caused by migrating birds. Part I: Feature extraction and quantification. *J. Atmos. Ocean Technol.*, **22**, 1105-1113.

Observations of Sea Breeze Circulation by SPOL over the Pingtung Plain

Ben Jong-Dao JOU and Radiant Rong-Guang HSIU

Department of Atmospheric Science, National Taiwan University

(manuscript received 29 August 2014 ; in final form 17 February 2015)

ABSTRACT

On 20 June 2008, under the influence of Western Pacific subtropical high, a multi-cellular thunderstorm developed over Pingtung plain and brought pronounced local heavy rainfall and lightning. In this study, atmospheric boundary layer evolution and sea breeze circulation were studied using data collected during intensive field observational program SoWMEX/TiMREX. Three-hourly soundings were used to reveal the evolution of convective boundary layer over the Pingtung plain. The mesoscale structure and evolution of the sea breeze circulation was investigated and documented using high-temporal surface observations and polarimetric observables obtained by NCAR SPOL.

The location and timing of sea breeze front (SBF) in the Pingtung plain is identified by using high-temporal surface station observations. The leading edge of sea breeze circulation has shown pronounced frontal-like structure, including temperature drop, humidity and wind speed increase, and wind direction change. The corresponding SPOL observations are analyzed accordingly. It is demonstrated the clear-air echo signal of SPOL can be very useful to identify the location and movement of the sea breeze circulation with proper clutter filtering. The averaged moving speed of SBF is 2.2m/s, the inflow from ocean can reach 4-5 m/s at height 500m and the return flow can reach 6 m/s at height 1.5km. It becomes difficult to identify SBF after the front moved into the mountain area.

The wind field derived from the clear-air echo is consistent with the sounding observations and vertical structure of the sea breeze circulation is described. The flow structures at SBF, pre-SBF and post-SBF show significant differences possibly due to different atmospheric stability conditions. At pre-SBF, the flow was turbulent with pronounced vertical mixing and at post-SBF, the flow revealed two-layer stratified fluid characteristics. The depth of SB circulation increased from 600m to 1000m and the return flow increased from 1-2km to 1.5-3km. Application of polarimetric observables for signal identification and the limitations of using clear-air echo are also discussed in the paper.

Key Words: SoWMEX/TiMREX, SPOL, Polarimetric observables, Clear-air echo, Sea breeze circulation, Sea breeze front

