

# 弱綜觀環境下台灣午後對流特徵及其客觀預報

林品芳<sup>1</sup> 張保亮<sup>1</sup> 周仲島<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 中央氣象局氣象衛星中心

<sup>2</sup> 國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國一〇一年二月十六日收稿；中華民國一〇一年三月三十一日定稿)

## 摘 要

本研究分析 2005–2008 年暖季(5–10 月)弱綜觀環境下之午後對流(afternoon thunderstorm, TS<sub>A</sub>)時空分佈特徵及有利北台灣 TS<sub>A</sub> 發展的對流前環境(preconvective environment)，並發展模糊邏輯客觀潛勢預報午後對流方法(Afternoon Thunderstorm Occurrence Potential forecast using Fuzzy Logic, ATOPFLO) 結合有利 TS<sub>A</sub> 發展的環境因子，進行北台灣 TS<sub>A</sub> 的客觀預報。

研究結果發現，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。此外，北台灣發生對流的時間較台灣中南部為早，但中南部的對流活動明顯較北台灣活躍，持續時間較長，對流強度也較強。地面測站與探空觀測分析顯示，在相對較暖且濕的大尺度環境下，沿著淡水河與基隆河河谷富有水氣的海風在台北盆地輻合，提供了激發對流的有利環境。經 ATOPFLO 的整合結果，進一步確認且量化了上述環境特性因子的重要性，同時也顯示內陸的弱風速條件對於 TS<sub>A</sub> 的發生也扮演著關鍵的角色。

由臨界成功指數(Critical Success Index, CSI)評估 ATOPFLO 方法與目前中央氣象局(Central Weather Bureau, CWB)預報 TS<sub>A</sub> 的表現，顯示現有 CWB 主觀預報有過度預報的趨勢，而 ATOPFLO 則可有效地整合對流前環境特徵，因此具有較準確的預報度。ATOPFLO 目前已完成作業設計並進行線上平行測試，未來希望可提供弱綜觀環境下北台灣地區逐時的 TS<sub>A</sub> 客觀機率預報資訊，並進而整合至實際作業預報中。

關鍵字：午後對流特徵、對流前環境因子、模糊邏輯、ATOPFLO 客觀潛勢預報方法

## 一、前言

本研究主要目的為研究台灣本島暖季（2005–2008 年 5–10 月）在弱綜觀環境下的午後對流 (afternoon thunderstorm,  $TS_A$ ) 特徵，並利用模糊邏輯 (fuzzy logic) 概念發展北台灣地區  $TS_A$  的客觀潛勢預報方法 (Afternoon Thunderstorm Occurrence Potential forecast using Fuzzy Logic, ATOPFLO)。

對流天氣現象，尤其是對流強度，在中央氣象局 (Central Weather Bureau, CWB) 的預報與預警作業上佔非常重要的一環，對於預報員而言，預測中小尺度對流的發生時間與地點仍具有挑戰性，特別是有中央山脈縱貫南北的台灣地區 (圖 1)。山脈不僅能產生局部環流，也可能與大尺度環境的低層風交互作用而產生局部對流 (Akaeda et al. 1995; Li et al. 1997)。海陸風或上升與下降氣流對

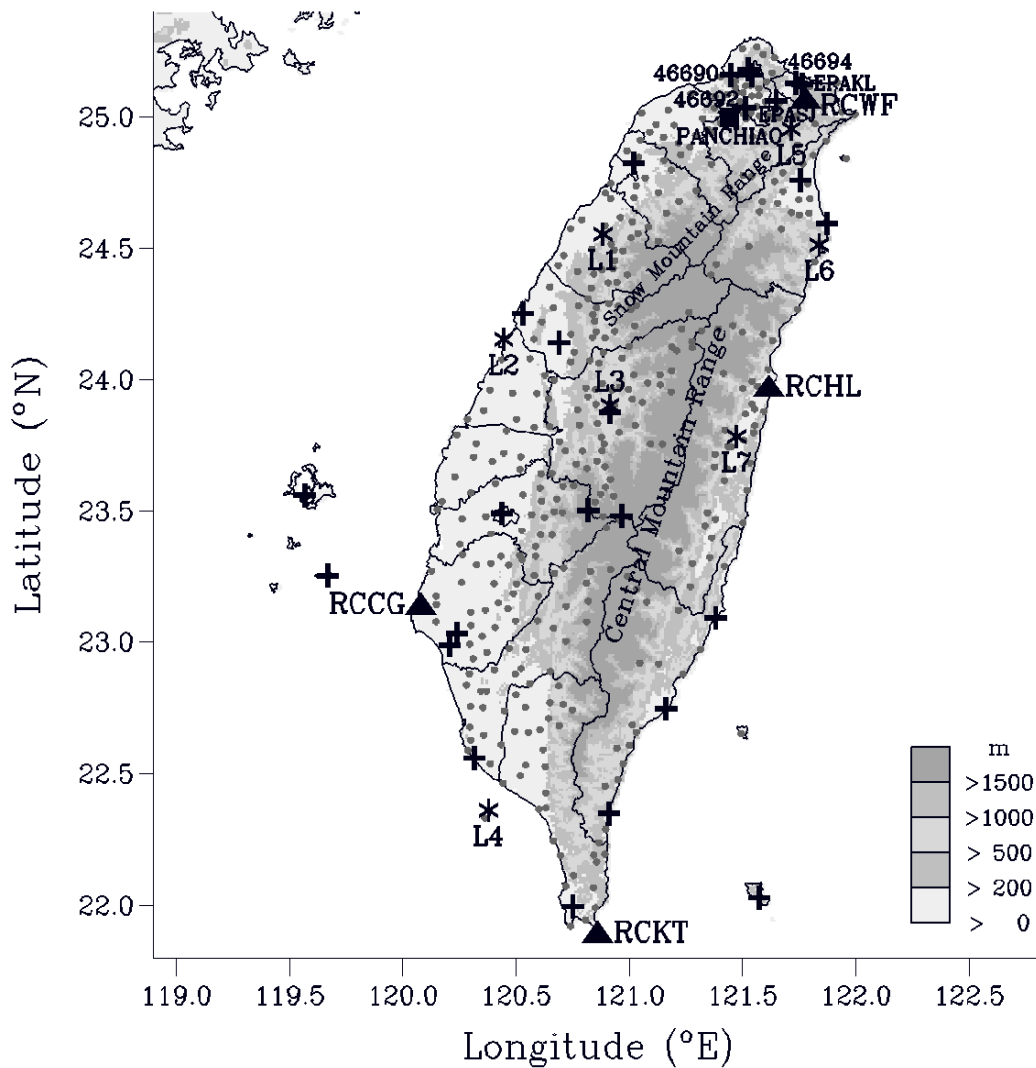


圖 1 資料觀測站的地理分布位置，灰色陰影代表地形高度。三角形與星號分別代表雷達站與整合型閃電落雷偵測系統 (Vaisala Total Lightning Detection System, TLDS) 觀測站，正方形、正號與圓點則分別代表探空、地面測站與雨量站。本研究中所使用之地面測站代碼亦標示於圖中。

於邊界層的濕化，可提供適合發生  $TS_A$  的有利條件(Johnson and Bresch 1991; Chen and Li 1995)。因此，在具複雜地形的台灣地區，其地形效應在降雨分布的變化具有相當程度的影響(Chen and Chen 2003)。

劇烈對流所引起的閃電、強風、豪大雨、具危險性的冰雹與龍捲風等，常導致人類生命財產的損失(Huntrieser et al. 1997)。針對這些中小尺度對流系統，在目前地面觀測資料解析度不足(Weckwerth 2000)以及模式預報能力的限制(Lynn et al. 2001)下，要達到正確地預報  $TS_A$  的時空分布，仍具有相當大的挑戰性。為了能夠預報  $TS_A$ ，一些熱動力上的對流前環境(preconvective environment)因子，如穩定度、風切和相對濕度(Fuelberg and Biggar 1994; Huntrieser et al. 1997)等，皆可利用其特性來發展預報方法。另外，利用雷達回波與閃電的氣候特徵，亦有助於改善對流系統時空預報的精確度(Watson et al. 1994; Shafer and Fuelberg 2006)。

Jou (1994)針對發生於北台灣山區的對流進行個案分析，發現當對流系統發生於山區時，因其降雨所產生的外流(outflow)與上坡風形成的輻合作用，將有利對流系統往較低海拔地區傳播並加強(Wilson and Schreiber 1986)，且為盆地和平原地區帶來豪大雨。因此，在暖季的午後，對流活動最常發生的區域通常為沿著山脈走向的迎風面上，而不是發生在較高海拔的山區(林與郭 1996; 陳等 2001; Lin et al. 2011)。

一些研究(Chen and Chen 2003; Chen et al. 2007; Kerns et al. 2010)已經指出，因為缺乏高解析度的長期觀測資料，使關於  $TS_A$  時空分佈的研究受到限制。因此本研究將利用具較高解析度的

雷達觀測資料來統計分析這些  $TS_A$  的時空特徵，並利用探空與地面觀測資料，分析在弱綜觀環境下，有發生對流( $TS_A$  days)和無發生對流(non- $TS_A$  days)的對流前環境之特徵差異。如果同時整合具局部特徵的熱動力對流前環境因子和  $TS_A$  氣候特徵，預期在對流的時空預報準確度上可獲得改善外，更可提供定量的機率預報資訊。

目前已經有許多預報對流天氣系統的技術，包括這些對流系統的定量降水預報(quantitative precipitation forecast, QPF)，如局部區域的數值天氣預報模式、模擬預報(analogue forecasting; Panziera et al. 2011)、拉格朗日外延法(Lagrangian extrapolation; Germann et al. 2006)以及結合雷達資料的數值天氣預報(Atencia et al. 2010)等。另一個則是模糊邏輯技術，模糊邏輯概念是一個相對較簡單且可避免天氣系統與環境條件間非線性相關的分析技術(Klir and Folger 1988; Kosko 1992)，且有能力利用空間與時間的資訊進行可能發生機率的分析(Mueller et al. 2003; Cho et al. 2006)，近十年已被廣泛應用於大氣科學研究上，包括利用雷達觀測資料發展雲粒子分類技術(Vivekanandan et al. 1999; Liu and Chandrasekar 2000)、邊界層厚度量測(Bianco and Wilczak 2002)、非降水回波的探測及濾除(Berenguer et al. 2006; Cho et al. 2006; Gourley et al. 2007)、邊界弱回波區(bounded weak-echo region)的偵測(Lakshmanan 2000; Pal et al. 2006)以及閃電的預報(Kuk et al. 2012)等。模糊邏輯技術更是已經運用於預報劇烈對流的即時作業中，如即時預報系統 ANC (Auto-Nowcast System; Mueller et al. 2003)，此系統藉由整合多種即時觀測資料，使用多種不同探測算則的運算技術分辨劇烈對流的初生、發展與減弱等特徵來進行其不同發展階段的

預報。

本研究將統計  $TS_A$  特徵外，並分析有無發生  $TS_A$  的對流前環境之特徵差異，進而發展模糊邏輯客觀潛勢預報方法 ATOPFLO 來預報北台灣的  $TS_A$  發生機率。第二節描述資料與分析方法；第三節描述台灣地區  $TS_A$  的時空變化特徵；第四節分析在弱綜觀環境下，有無發生  $TS_A$  的對流前環境之差異；第五節將描述 ATOPFLO 方法的建立及評估；第六節則是結論。

## 二、資料與分析方法

為了能針對主要由地形效應與局部環流所影響的對流個案，本研究藉由檢視 CWB 天氣圖，濾除位於台灣本島周遭緯度 1.5 度以內的綜觀尺度擾動個案(如鋒面、颱風等)，如此，在四年的暖季期間(2005–2008 年的 5–10 月，共 736 天)，共有 277 天屬於弱綜觀環境。

在這 277 天的弱綜觀環境下，利用雨量站資料分析降雨量的空間分布和日變化，雷達回波和雲對地(cloud-to-ground, CG)閃電氣候值提供降雨的時空變化和  $TS_A$  的特徵(Tapia et al. 1998; Murphy and Konrad 2005; Steiger et al. 2007)，其中閃電資料為台灣電力公司整合型閃電落雷偵測系統(Vaisala Total Lightning Detection System, TLDS)所提供，而對流發生與否的判斷，則主要由雷達回波觀測來定義〔請見四(一)小節〕。地面測站和探空資料則分別分析有利於  $TS_A$  發展的局部環流變化與綜觀尺度條件，並找出對流前環境的預報因子(predictor)。圖 1 中標示了上述資料觀測站的地理分布位置。

### (一) 雷達資料

雷達資料來源為 CWB 於 2001 年起陸續完成

建置的四座都卜勒作業化雷達—五分山(RCWF)、花蓮(RCHL)、七股(RCCG)和墾丁(RCKT) (圖 1)，並利用 Chang et al. (2009)所建立之極座標可用最低仰角觀測層(hybrid scan)來進行資料品質控制(quality control, QC)，以濾除非降水回波，並產生每 10 分鐘一筆、解析度為  $0.0125^\circ$  經緯度的三維整合網格回波資料(Zhang et al. 2005)，此資料將用來定義與分析  $TS_A$  的氣候特徵。更多關於雷達觀測資料品質控制之細節可參考 Chang et al. (2009)。

### (二) 模糊邏輯客觀潛勢預報 $TS_A$ 方法：

#### ATOPFLO

ATOPFLO 技術中最重要的部份—隸屬函數(membership function)—主要是由個別的對流前環境因子特徵所建構，預報因子主要分為地面測站(代表局部效應)、探空(代表綜觀環境)及持續性(persistence)等三大類(預報因子的選取請見第五(一)小節)，經由最大的臨界成功指數(Critical Success Index, CSI; Donaldson et al. 1975)所得各項因子的權重，便能獲得  $TS_A$  發生的機率。CSI 技術得分(skill score)已在許多研究中(Huntrieser et al. 1997; Mitchell et al. 1998; Mueller et al. 2003; Mazur et al. 2009)被普遍用來評估預報中小尺度對流系統的準確度，因此本研究亦利用 CSI 技術得分作為決定各項預報因子權重的指標及評定標準。本研究由 2005–2008 年 5–10 月的資料(校正資料, calibration dataset)來建立 ATOPFLO 技術，2009–2010 年 5–10 月的資料(驗證資料, validation dataset)則用來評估其預報能力。ATOPFLO 的發展流程如圖 2 所示，主要發展步驟如下(其細節說明於第五節中描述)：



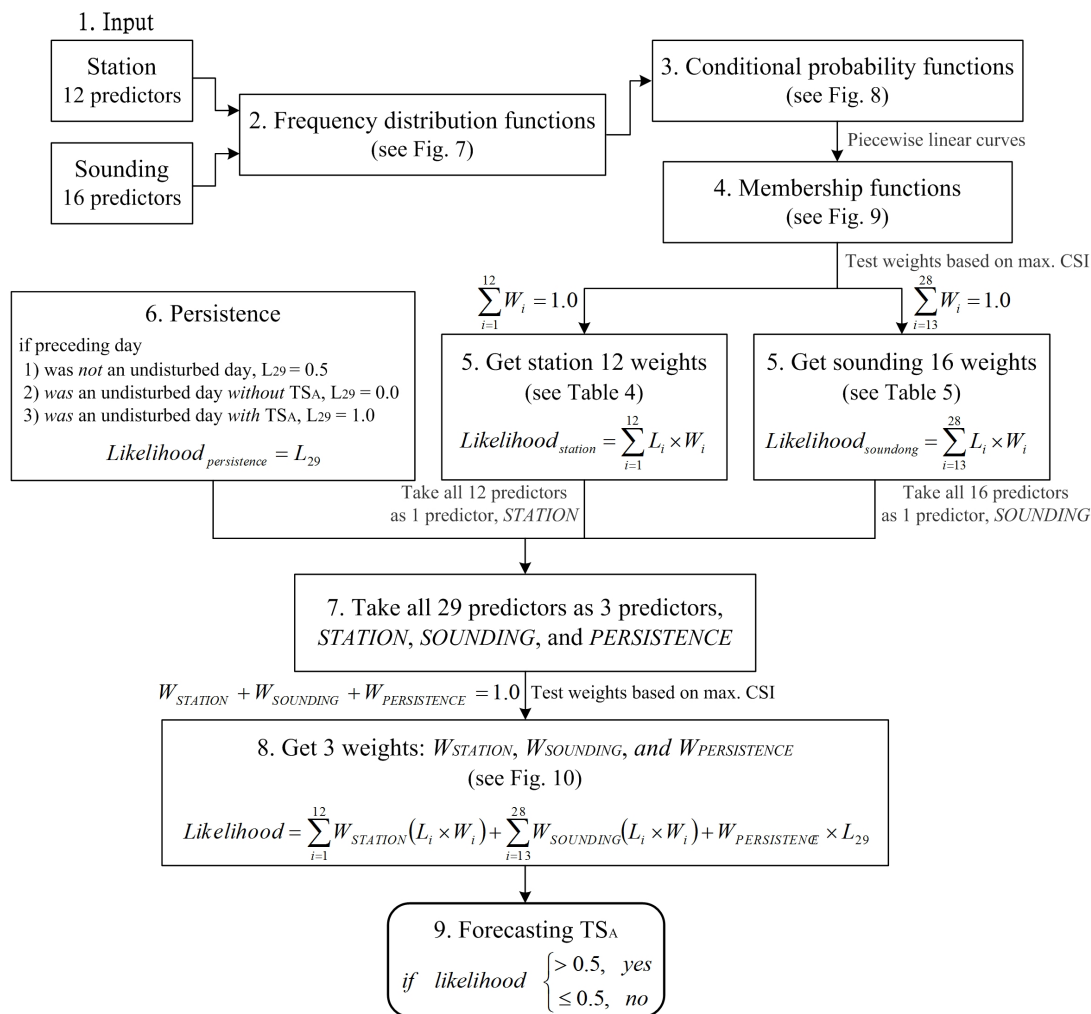


圖2 ATOPFLO 客觀潛勢預報方法流程圖。圖中“L”和“W”分別代表可能發生機率(likelihood)和權重(weight)。

1. 頻率分布函數 (frequency distribution function; 圖 2 之 Step 2) —弱綜觀環境下，分別針對 TS<sub>A</sub> days 與 non-TS<sub>A</sub> days 兩類[分類定義請見四(一)小節]，建立每一個預報因子在對流前發生的頻率分布〔請見五(二) 1.小節或圖 7〕。
2. 條件機率函數(conditional probability function; 圖 2 之 Step 3) —針對 TS<sub>A</sub> days，將每一個預報因子的頻率分布函數轉換為值介於 0–1 之間的條件機率函數，如此，若將 1 扣除 TS<sub>A</sub>

- days 的機率值，即為 non-TS<sub>A</sub> days 的條件機率值〔請見五(二) 2.小節或圖 8〕。
3. 隸屬函數(membership function; 圖 2 之 Step 4) —主要由分段線性(piecewise linear)的方法將如上的每一個預報因子的條件機率函數轉換為隸屬函數〔請見五(三)小節或圖 9〕。
4. 預報因子的權重-由最大的 CSI 技術得分，決定每一個隸屬函數最適當的權重。首先分別決定地面測站及探空各預報因子的權重 (圖 2

之 Step 5，請見五(四)1.小節或表 4-5)，再決定地面測站、探空、持續性等三大類因子的權重(圖 2 之 Step 8，請見五(四)2.小節或圖 10)，整合兩者權重後，即得各預報因子所應具有之權重。

5. 模糊邏輯客觀潛勢預報—由上所獲得各預報因子的權重，可得一  $TS_A$  可能發生機率值(likelihood)，若此機率值大於 0.5 則代表有發生  $TS_A$  的機會。

### 三、午後對流特徵

#### (一) 雨量分布

圖 3 為雨量站(圖 1)觀測資料經由距離反比權重(Inverse Distance Weighting, IDW)所得之弱綜觀環境下的總累積雨量圖。圖中可見總雨量超過 1000 mm 的區域多位於雪山山脈與中央山脈的西側(圖 3a)，局部最大雨量值為 3500 mm(圖 3a 中的“A”)，位在中央山脈中段；第二大值為 2400 mm，分別為中央山脈的南段西側斜坡上(圖 3a 中的“B”)與中央山脈最北端(圖 3a 中的“C”)；另一大值則為 1800 mm(圖 3a 中的“D”)，位於雪山山脈的西側斜坡上。整體而言，沿岸地區有較少的雨量值。圖 3(b)顯示在這 277 天中平均時雨量的日變化。平均時雨量除了在午後(1200–2100 LST)顯著增加外，並於 1500–1600 LST 間達到最大值，顯示此發生在下午的較大雨量來自於午後的對流性降雨(林與郭 1996；陳等 2001)。

#### (二) 回波與閃電統計特性

雷達回波氣候統計已常被應用於降雨空間分布(Steenburgh et al. 2000; Heinselman and Schultz 2006)的分析研究中，故本研究利用雷達回波 40

dBZ 來定義對流雷雨胞(Tapia et al. 1998; MacGorman et al. 2008)，Livingston et al. (1996)也利用此門檻值(threshold)當作對流降雨之標準，並可用來區分對流與層狀降水。

雷達回波氣候頻率值的計算為以每 10 分鐘 1 筆的回波資料為主，計算在每個網格點(0.0125° 經緯度)上發生 40 dBZ 以上回波值的頻率；對於 CG 閃電資料而言，由於其時間解析度相對回波資料而言精細許多，故將閃電資料降為每 10 分鐘 1 筆之時間解析度，來計算在每個網格點上發生 CG 閃電的頻率，因此，若在 10 分鐘內發生超過 1 次之閃電，將只以 1 次計。由弱綜觀環境下雷達回波(圖 4a)與 CG 閃電(圖 4b)在 1200–2100 LST 間發生頻率分布圖顯示，兩者在空間分布上有相當大的相關性，兩個局部大值主要位於沿著雪山山脈西側和中央山脈中南段的西側斜坡上，且 Lin et al. (2011)指出其回波垂直結構有利於 CG 閃電的發生(Krehbiel et al. 1983; Hondl and Eilts 1994; Gremillion and Orville 1999)，使 40 dBZ 與 CG 閃電有良好的空間分布相關(Tapia et al. 1998; Murphy and Konrad 2005; Steiger et al. 2007)。如此，由圖 3 與圖 4，可知在弱綜觀環境下的暖季，較大降雨主要由  $TS_A$  所貢獻。

#### (三) 時間變化

圖 5 為 1400–1900 LST 間，弱綜觀環境下回波發生頻率( $\geq 40$  dBZ)的逐時變化。整體而言，和圖 3 與圖 4 的空間分布相似，主要的發生地點皆位於沿著平行山脈走向的西側斜坡帶上。1400 LST 時(圖 5a)，對流活動已發生於雪山和中央山脈的西側斜坡上，一小時候(1500 LST，圖 5b)，對流區域逐漸擴大且對流活動更頻繁，此現象持續至 1600 LST(圖 5c)，1700 LST(圖 5d)

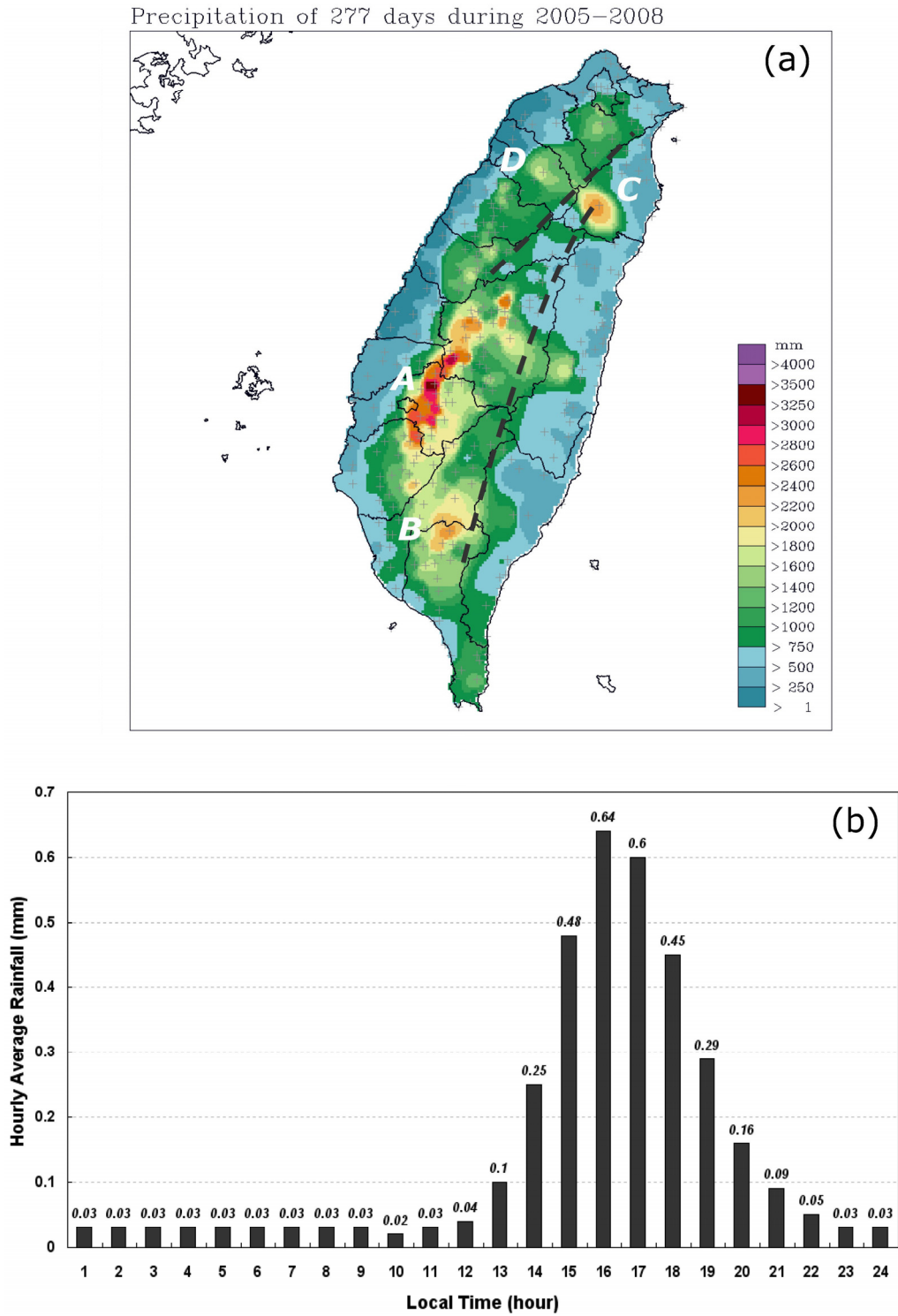


圖3 (a)在2005–2008年暖季(5–10月)弱綜觀環境下(277天)之累積雨量分布圖。虛線分別代表圖1中雪山與中央山脈之脊線；(b)為所有雨量站之平均時雨量之日變化。

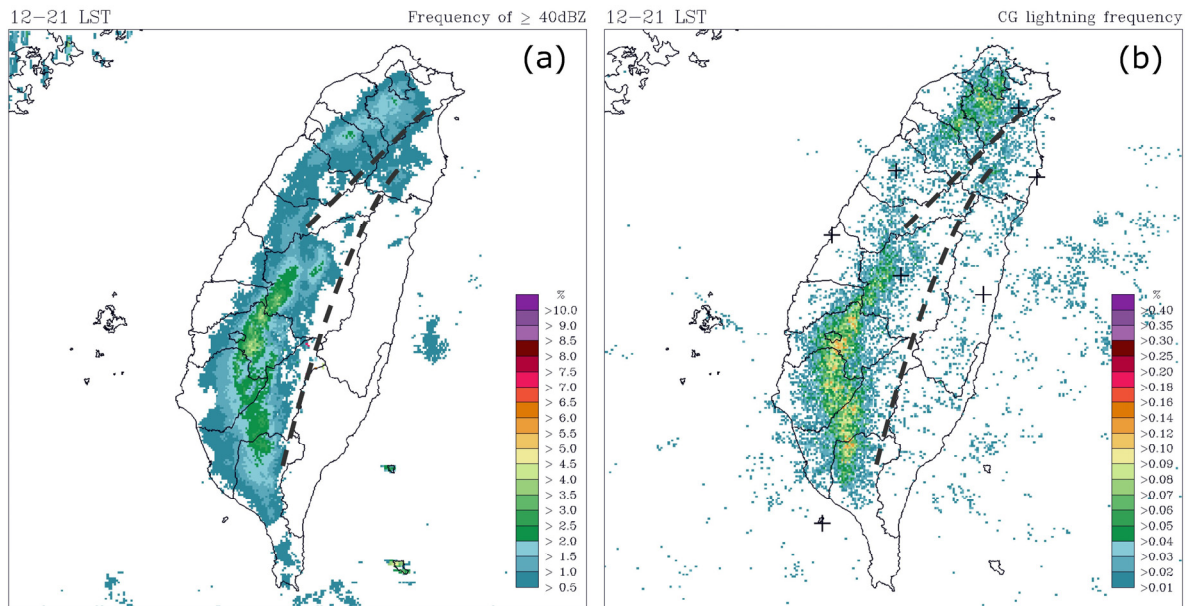


圖 4 弱綜觀環境下 1200–2100 LST 之(a)回波值 $\geq 40$  dBZ 與(b) CG 閃電之發生頻率圖(%)。其中星號代表 TLDS 閃電觀測站之地理位置。

後，北台灣的對流活動開始減少，然而，在台灣中南部則是 1800 LST (圖 5e 和圖 5f) 後，對流活動才逐漸減少。由圖 5 可見，北台灣發生對流的時間較早，但中南部的對流活動持續時間則較長。由圖 3–5 顯示，中南部對流發生頻率明顯較北部地區活躍。

#### 四、對流前環境特徵

於 2005 年至 2008 年暖季 (5 月至 10 月) 的弱綜觀環境下，根據雷達回波分成有午後對流 ( $TS_A$  days) 和沒有午後對流 (non- $TS_A$  days) 兩類，由於台灣中南部地區相對於北台灣而言，具有較廣闊的平原，其測站密度也相對較為稀疏 (圖 1)，且測站位置大多遠離地形斜坡處，同時，該區域亦缺乏具代表性的探空觀測，在如此的觀測限制下，用以分析並描述中南部廣大平原與地形斜坡地區對流前環境之演變特徵以及相關預報因

子，均具有其困難度與不確定性。因此，將利用氣象局所屬之淡水、台北與基隆等地面測站，以及板橋探空觀測資料來進行針對北台灣地區 (台北市、新北市與基隆市) 的對流前環境特徵分析。

##### (一) 定義 $TS_A$ day

如第三(二)小節所述，40 dBZ 以上的回波發生頻率與 CG 閃電頻率的資訊可說明台灣  $TS_A$  的時空分佈，因此，在弱綜觀環境條件下的北台灣地區，於 1200–2100 LST 間，若雷達回波達 40 dBZ 以上且覆蓋區域達  $10 \text{ km}^2$ ，並且持續 30 分鐘以上，則將被定義為  $TS_A$  day。以此定義，277 天的弱綜觀環境下，有 148 天為  $TS_A$  day，127 天為 non- $TS_A$  days，期間有 2 天因缺乏雷達資料而無法定義。

##### (二) 對流前環境

本研究中對於  $TS_A$  對流前環境的探討，主要是根據 Lin et al. (2011) 的研究，Lin et al. (2011)

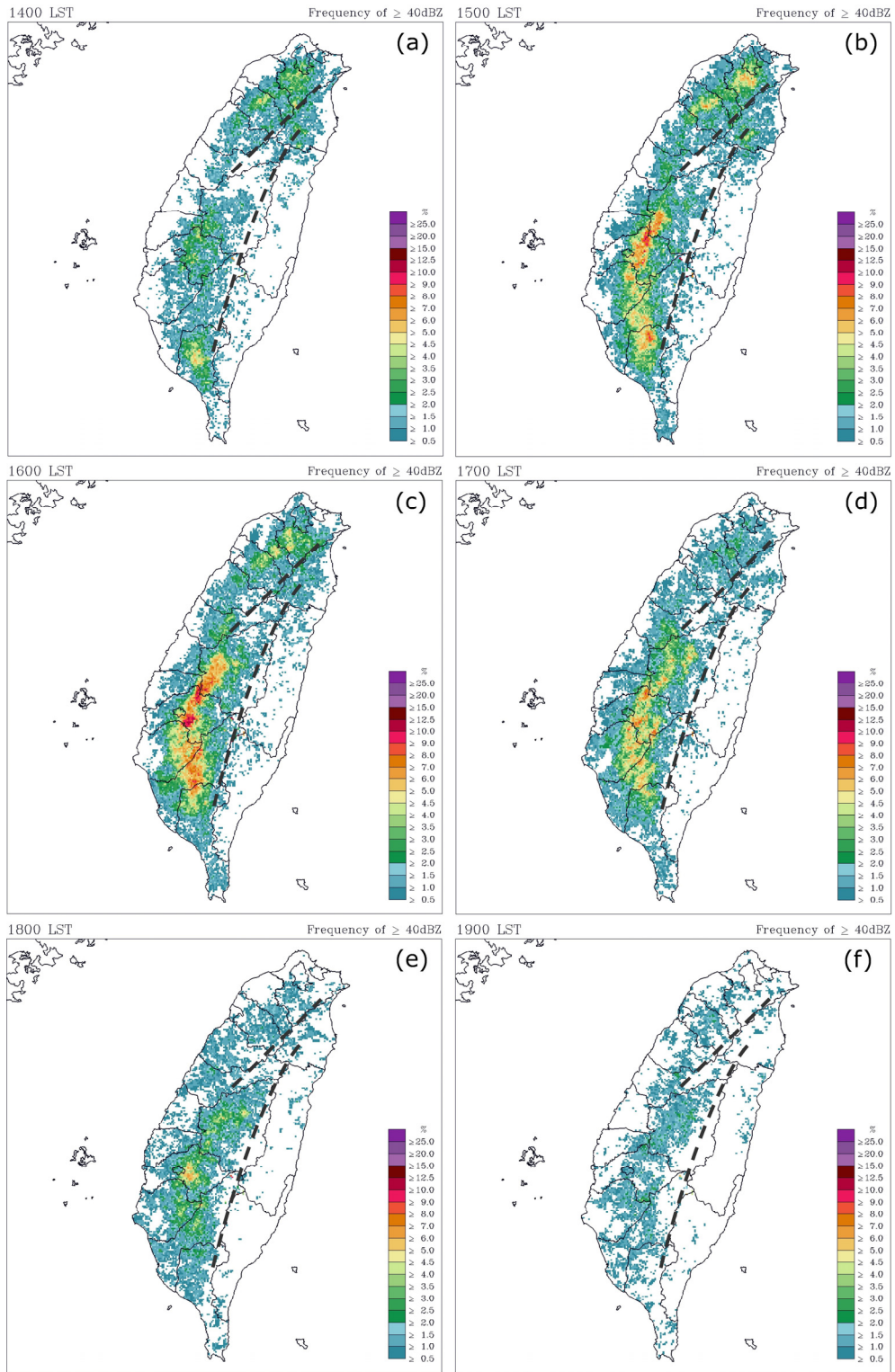


圖 5 弱綜觀環境下回波  $\geq 40$  dBZ 之發生頻率圖(%), 分別為(a) 1400、(b) 1500、(c) 1600、(d) 1700、(e) 1800 及 (f) 1900 LST。

使用相同的資料分析在  $TS_A$  和 non- $TS_A$  days 間的對流前環境差異，其分析結果整理如表 1。由地面觀測站淡水(46690)、台北(46692)和基隆(46694)等資料顯示，在  $TS_A$  days，台北盆地具有較多的西北風分量的風，而在 non- $TS_A$  days，則主要具有較多的東風分量的風，且在  $TS_A$  days 期間，西北沿岸的海風建立時間較 non- $TS_A$  days 為早。由

此三個地面測站的地面溫度和露點溫度（或水氣壓），以及探空站的地面溫度和溫度露點差皆顯示在  $TS_A$  days 有較暖濕的條件，若再比較此三個地面測站所觀測的露點溫度可見，東北沿岸基隆站的水氣含量低於內陸台北站的水氣含量，這些觀測結果顯示內陸的水氣主要由海陸風傳送外，且主要則由沿淡水河河谷吹進的海風所傳送。

表 1 北台灣在有發生對流(148  $TS_A$  days)及無發生對流(127 non- $TS_A$  days)環境下，地面測站及板橋探空所呈現對流前環境的差異。

<b>地面測站</b>		
	<b><math>TS_A</math></b>	<b>non-<math>TS_A</math></b>
台北盆地(46692)之風向	較多的西北風分量	較多的東風分量
西北沿岸(46690)海風起始時間	0900–1000 LST	1000–1100 LST
東北沿岸(46694)海風起始時間	0900–1000 LST	0900–1000 LST
<b>0800–1200 LST</b>		
西北沿岸平均氣溫(46690)	28.9–31.1 °C	27.8–30.8 °C
東北沿岸平均氣溫(46694)	29.8–31.3 °C	28.1–30.2 °C
內陸平均氣溫(46692)	29.2–33.5 °C	28.0–32.1 °C
西北沿岸平均露點溫度(水氣壓)(46690)	24.7–26.2 °C (31.1–34.0 hPa)	22.6–23.5 °C (27.4–28.9 hPa)
東北沿岸平均露點溫度(水氣壓)(46694)	23.8–24.2 °C (29.5–30.2 hPa)	21.9–22.2 °C (26.3–26.8 hPa)
內陸之平均露點溫度(水氣壓)(46692)	24.0–24.7 °C (29.8–31.1 hPa)	22.3–22.5 °C (26.9–27.2 hPa)
<b>0800 LST 合成探空</b>		
	<b><math>TS_A</math></b>	<b>non-<math>TS_A</math></b>
地面氣溫	27.1 °C	26.1 °C
地面溫度露點差	3.9 °C	4.9 °C
較大溫度露點差氣壓層	850–650 hPa	850–650 hPa
對流可用位能(CAPE)	584 $m^2 s^{-2}$	0 $m^2 s^{-2}$
對流抑制能(CIN)	79 $m^2 s^{-2}$	254 $m^2 s^{-2}$
舉升凝結層(LCL)	951 hPa	938 hPa
高度 0–3 km 間盛行風向及其平均風速	西南風/3.4 $m s^{-1}$	東風/5.0 $m s^{-1}$
高度 3–6 km 間盛行風向及其平均風速	西南風/5.0 $m s^{-1}$	西風/6.3 $m s^{-1}$

圖 6 為整合 Lin et al. (2011) 所分析的對流前環境差異，並額外利用環保署 (Environmental Protection Administration, EPA) 的兩個地面觀測站 (圖 1 的 EPAKL 和 EPASJ) 來改善 Lin et al. (2011) 的分析結果。為著重分析海風對內陸風的影響，圖 6 中風及水氣的分析將只侷限於海拔低於 300 公尺之區域。在  $TS_A$  days (圖 6a)，沿淡水及基隆河河谷吹進的海風在台北盆地輻合的區域 (台北盆地西南側) 與發生於雪山山脈西側斜坡上的較活躍對流活動區域一致，Esteban and Chen (2008) 指出，山區迎風面上的輻合效應有利於地形上上升流的形成，並有助於對流的發展。圖 6 除了顯示在  $TS_A$  days 的地面風配置與 non- $TS_A$  days 有顯著的不同外，同時也顯示，因為不同的地面風配置，也影響了地面水氣的分布狀況，再次說明內陸的水氣主要由海風所供應，Chen et al. (2007) 也指出類似的分析結果，顯見海風的存在，對於台北盆地午後雷陣雨發生具有重要的影響。

在綜觀環境方面，由 148 天的  $TS_A$  days 和 127 天的 non- $TS_A$  days 所得的 0800 LST 板橋合成探空 (表 1) 表示，於 non- $TS_A$  days，環境並無存在對流可用位能 (convective available potential energy, CAPE; Moncrieff and Miller 1976)，而且具有較多的對流抑制能 (convective inhibition, CIN; Colby 1984)。由平均的溫度、露點溫度距平及風剖面 (圖 6) 可以發現， $TS_A$  days 具有較顯著且深厚的西南風 (表 1 與圖 6)，可提供較暖濕的大環境條件，且在 0-6 km 間具有較弱的風速 (表 1)。由以上分析可見，低層較暖濕的環境可提供較大的不穩度，中層較濕的環境亦可降低環境乾空氣的逸入，而有利於對流的穩定發展 (陳等 2001; Fuelberg and Biggar 1994; Zehnder et al.

2006)，且因為中低層較弱的風速，使近地面這些有利深對流發展的條件較容易影響至中高層環境 (Carleton et al. 2008)。

## 五、模糊邏輯客觀潛勢預報 $TS_A$ 方法：ATOPFLO

### (一) 預報因子

對流初生所需的環境條件，Johns and Doswell (1992) 認為需要有條件不穩定度、中低層較豐沛的水氣以及舉升機制，Huntrieser et al. (1997) 則由探空資料所反演出的熱動力參數來進行對流胞的預報，這些參數皆可被用來定義有利於對流胞初生或發展的對流前環境 (Fuelberg and Biggar 1994; Huntrieser et al. 1997; Adams and Souza 2009)。本研究將基於一些先前的研究 (表 2) 以及第四(二)小節的對流前環境特徵分析結果 (表 1 與圖 6)，利用 0800-1200 LST 間共 29 個預報因子來發展模糊邏輯的客觀潛勢預報  $TS_A$  方法—ATOPFLO，這些參數包含：1) 三個地面測站 (淡水 46690、台北 46692 與基隆 46694) 的水氣壓 (vapor pressure, VPRES)、相對濕度 (relative humidity, HUMD)、風向 (wind direction, WDIR) 及風速 (wind speed, WSD) 等共 12 個預報因子 (圖 2 之 Step 1)；2) 板橋探空標準層 (1000、925、850、700 和 500 hPa) 之溫度露點差 ( $T-T_d$ )、風向、風速以及 CAPE 等 16 個預報因子 (圖 2 之 Step 1)；3) 持續性 (persistence, PRST)，即假設對流前的環境條件與前一天相似。

測站資料雖顯示地面溫度在  $TS_A$  days 和 non- $TS_A$  days 間具有差異性 (表 1)，但因判斷何為適當溫度範圍為有利  $TS_A$  發生的條件具有困難度，因此利用相對濕度的參數來反應溫度的影響 [ $RH \approx 100 - 5(T - T_d)$ ]；其中  $T$  和  $T_d$  分別為



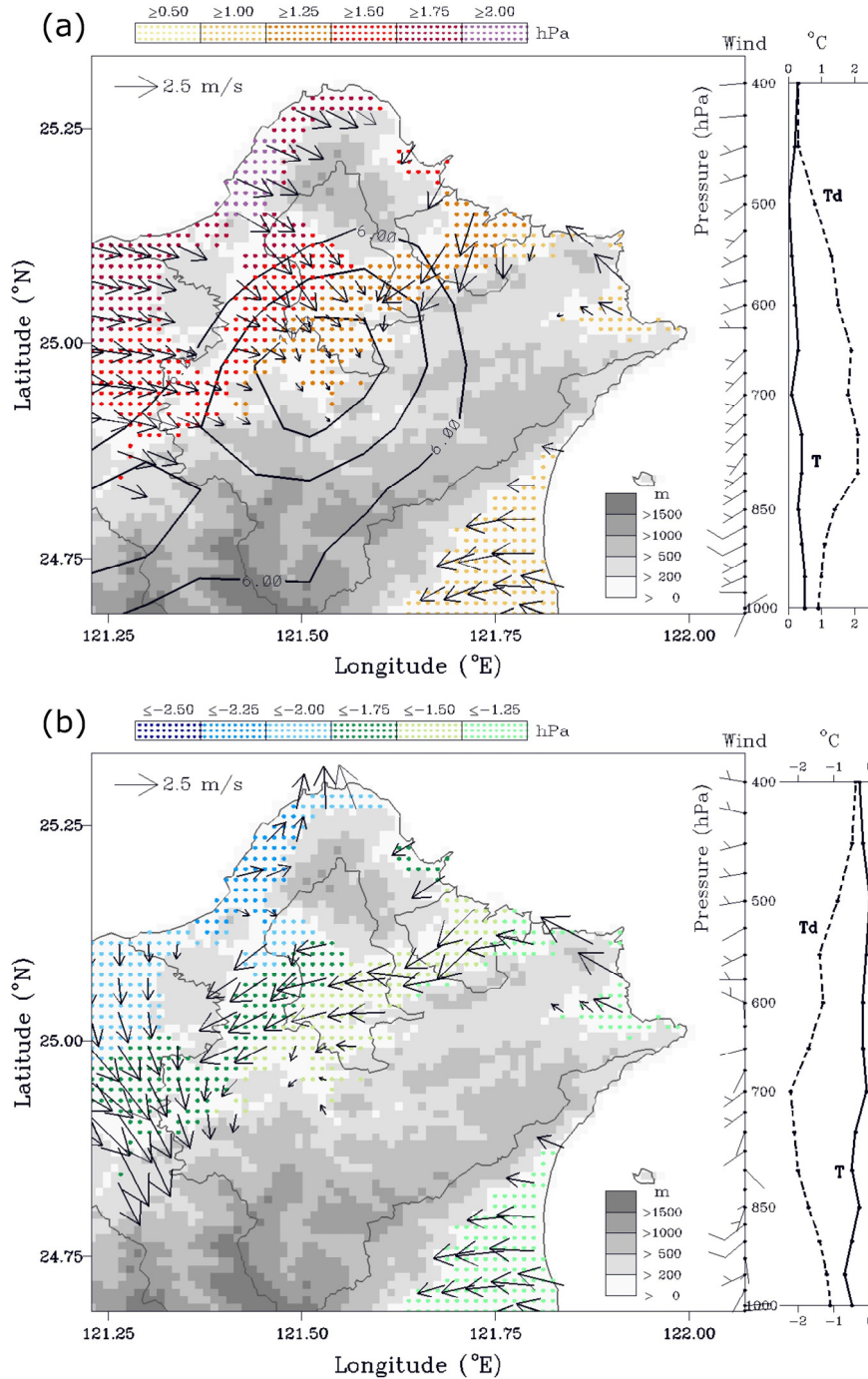


圖 6 (a)有利於北台灣 TS<sub>A</sub> (148 天) 發生之對流前環境示意圖。等值線代表在 1200–2100 LST 回波  $\geq 40$  dBZ 之發生頻率，起始值為 6%，間隔為 2%。灰階為地形高度。水氣壓差(點區)為 148 TS<sub>A</sub> days 和所有 277 天弱綜觀之平均差異，水氣壓及風向分布皆由地面測站及自動氣象站資料經客觀分析而得。風速大小比例尺標示於圖左上角。圖右側為由 0800 LST 板橋探空所得的平均溫度(實線)和平均露點溫度(虛線)垂直剖面，表示和所有 277 天的弱綜觀之平均差異，以及 148 TS<sub>A</sub> days 的向量平均風向。風標長桿為  $5 \text{ m s}^{-1}$ ，短桿為  $2.5 \text{ m s}^{-1}$ 。(b)如圖(a)，但為 non-TS<sub>A</sub> (127 天) 之對流前環境示意圖。



表 2 發展 ATOPFLO 方法所使用之各項預報因子的參考文獻。

邊界層	研究成果
水氣壓	<b>Crook (1996)</b> ：在邊界層中，有發生及無發生對流的溫濕度具差異性。
相對濕度	<b>Huntrieser et al. (1997)</b> ：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	<b>Fuelberg and Biggar (1994)</b> ：低層風向可影響水氣量，可作為是否有對流活動及其強度之參考。
風速	<b>Tucker and Crook (2005)</b> ：弱風速可使空氣有較長時間及集中加熱而有利劇烈對流的發展。
綜觀環境	研究成果
對流可用位能(CAPE)	<b>Adams and Souza (2009)</b> ：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	<b>陳等(2001)</b> ：中層較濕的環境將可降低乾空氣逸入成長中積雲之效應。
風向	<b>Fuelberg and Biggar (1994)</b> ：較強的對流活動通常伴隨潮濕的西南風。
風速	<b>Carleton et al. (2008)</b> ：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。

溫度與露點( $^{\circ}\text{C}$ )， $RH$  為相對濕度(%)；Lawrence 2005；WMO 2008〕。此外，由於露點和水氣壓皆可表示邊界層的水氣(water vapor)含量，在多山區域可視為可轉換的雲量或可降雨量(Richardson et al. 2003)，亦可視為地面的降雨量(WMO 1986)。在等壓情況下，露點和水氣壓可由克勞修士-克拉佩龍方程(Clausius-Clapeyron equation; Marvin 1909; Washburn 1924)所推導之近似式而互為函數 $\{e_s \approx 6.112 \exp[17.67T_d / (T_d + 243.5)]\}$ ；其中， $e_s$  為實際水氣壓(hPa)}，如此，使用露點或水氣壓為預報因子，其意義相同。另外，探空資料中，預報因子  $T-T_d$  的選用主要是考量此參數除了可代表整層環境的濕度條件外，亦可利用簡單式子  $Z_{LCL} \approx 125(T - T_d)$ 〔其中  $Z$  為高度(公尺)；Lawrence 2005〕表示舉升凝結層高度(lifting

condensation level, LCL)來呈現舉升條件。如上所述，四(二)小節中所分析的  $TS_A$  days 和 non- $TS_A$  days 對流前環境差異(表 1 與圖 6)，除了海陸風的時間變化以及 CIN 將於未來研究納入為預報因子外，其餘因子已考慮在發展 ATOPFLO 方法中。

實際上，與發生  $TS_A$  相關的所有對流前環境條件並無法全盤考量，在陳等(2009)的研究中已指出，弱綜觀環境下連續性  $TS_A$  的發生，是由多重環境條件之綜合結果所造成，而非由單一因子所能決定。在本研究中的所有 148  $TS_A$  days 中，只有 24 天(16.2%)為單一日的  $TS_A$  day；而在 127 non- $TS_A$  days 中，連續為弱綜觀環境亦高達 110 天(86.6%)。而陳等(2009)所研究的 177 天台灣中北部的  $TS_A$  個案中，亦有相近的連續性  $TS_A$  days

發生的比例(82.5%)。因此，持續性於本研究中，可用來降低因為地面觀測資料解析度不足以及有限的預報因子對於  $TS_A$  預報的不確定性，以期改進預報的準確度。

## (二) 頻率分布函數與條件機率函數

ATOPFLO 最主要目的為利用 0800–1200 LST 間所觀測的氣象參數(預報因子)值，轉換為對流於午後所可能發生的機率值。例如，若上午 0800 LST 探空資料之 CAPE 為  $500 \text{ m}^2 \text{ s}^2$  時，有多少的機率下午會發生  $TS_A$ ？在決定每一預報因子的隸屬函數之前，必須先決定其頻率分布函數與條件機率函數。

### 1. 頻率分布函數

頻率分布函數為對任一個預報因子  $k$  (如水氣壓、風向或 CAPE... 等)，當其數值  $X_k = x$  時，發生分類  $s$  ( $TS_A$  或 non- $TS_A$  day) 的頻率  $f_{k,s}(x)$ ，可表示為(Berenguer et al. 2006)：

$$f_{k,s}(x) = \frac{n(X_k = x \cap \text{day type} = s)}{n(\text{day type} = s)}$$

其中， $n(\text{day type} = s)$  為  $TS_A$  day 或 non- $TS_A$  day 的天數。

圖 7 顯示部份預報因子分別在  $TS_A$  和 non- $TS_A$  days，從 0800–1200 LST 的頻率分布函數圖。位於西北沿海的淡水站在  $TS_A$  days 的水氣壓(圖 7a)隨著時間增加逐漸上升，而在 non- $TS_A$  days，時間變異並不顯著。淡水站的風向(圖 7b)在  $TS_A$  和 non- $TS_A$  days，風向皆由南南東風轉成西北風，但風向轉變的情況在  $TS_A$  days 較 non- $TS_A$  days 顯著，此現象呈現海風建立的訊息。而位於東北沿岸的基隆站風向(圖 7c)則是隨時間從西南風轉成東北風，同樣指出在  $TS_A$

days 早上海風的建立，而且也較 non- $TS_A$  days 顯著。這些頻率分布再次驗證在  $TS_A$  days 下，沿著淡水河河谷與基隆河河谷的海風在台北盆地的輻合(圖 6a)，為  $TS_A$  發生之重要機制。

圖 7(d)–(g)顯示出位於內陸的台北站之預報因子頻率分布圖。水氣壓(圖 7d)頻率極值在  $TS_A$  days 皆大於 non- $TS_A$  days，相對濕度(圖 7e)雖隨著溫度(圖未示)增加而漸減，但在  $TS_A$  days 仍較 non- $TS_A$  days 為大。風向(圖 7f)如表 1 及圖 6 所示，顯示台北站在  $TS_A$  days 主要為西北風，在 non- $TS_A$  days 則主要為東北東風，且在  $TS_A$  days 的風速(圖 7g)大致都小於  $3 \text{ m s}^{-1}$ ，大風速較 non- $TS_A$  days 發生的頻率為小，這樣的較弱風速有助於空氣的加熱而激發午後對流(Tucker and Crook 2005)。

圖 7(h)–(j)為 0800 LST 板橋探空之預報因子頻率分布圖。圖 7(h)顯示在  $TS_A$  days，CAPE 頻率極值為  $1000 \text{ m}^2 \text{ s}^2$ ，高於 non- $TS_A$  days 的  $250 \text{ m}^2 \text{ s}^2$ ，此結果與表 1 所示之 non- $TS_A$  days 為無 CAPE 環境似乎有所差異，主要是因為表 1 之分析結果是來自所有 127 non- $TS_A$  days 的整合(composite)探空，而頻率分布圖則是統計每個探空所計算之 CAPE 值。但無可否認的，兩者結果皆呈現 CAPE 對於發生  $TS_A$  的重要性。探空資料也顯示，在  $TS_A$  days，在地面層之上因有較高頻率的西南風(圖 7i)而有較小的溫度露點差異(圖 7j)，此結果表示在對流積雲發展過程中，相對較潮濕的大氣環境有利於減緩乾空氣的逸入作用，可有助於  $TS_A$  的持續發展。

### 2. 條件機率函數

條件機率函數為針對任一個預報因子  $k$ ，當其數值  $X_k = x$  時，計算發生  $TS_A$  之機率  $p_{k,s}(x)$ ，可

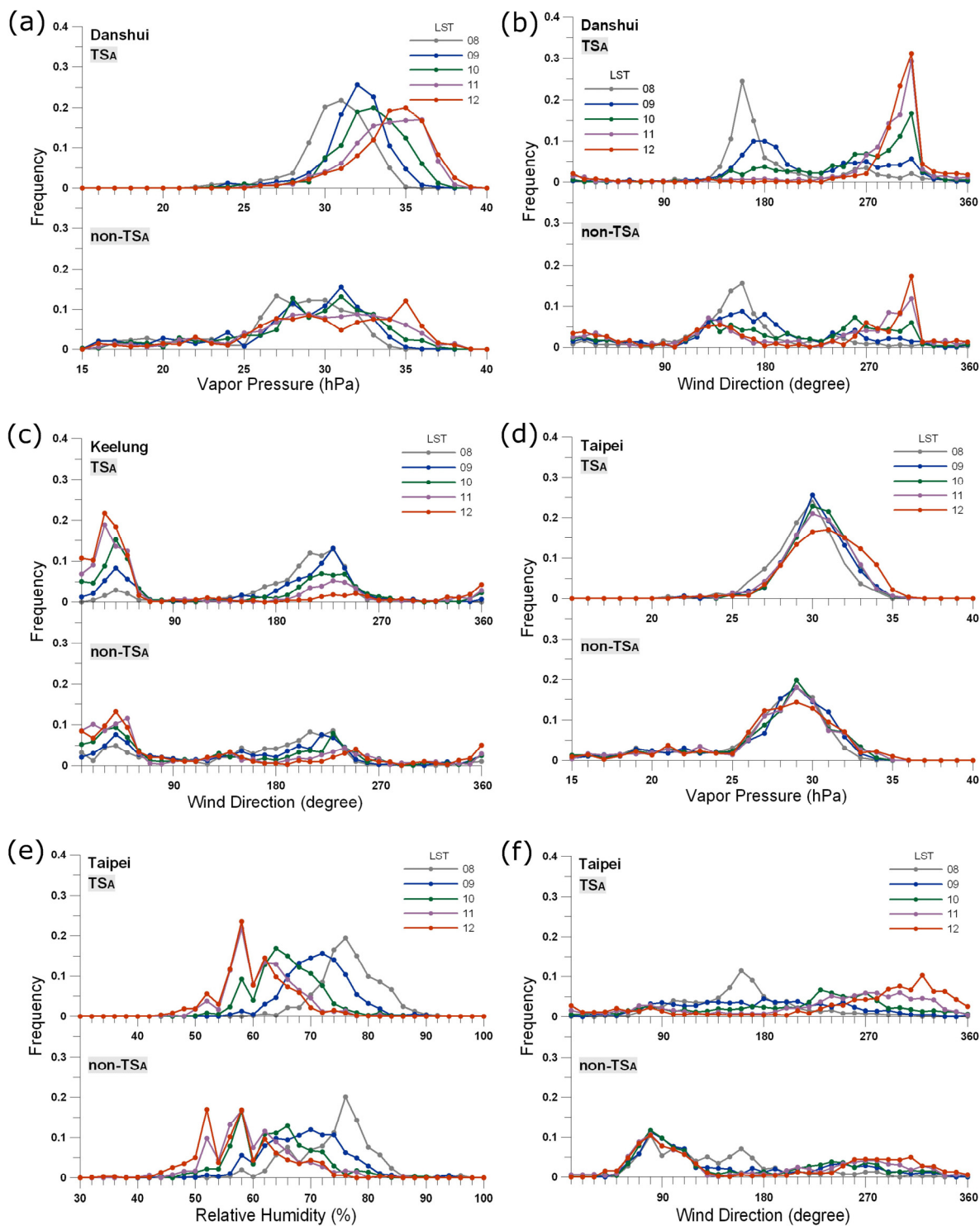


圖 7 測站與探空預報因子於 TSA days (上圖) 與 non-TSA days (下圖) 之頻率分布函數圖。

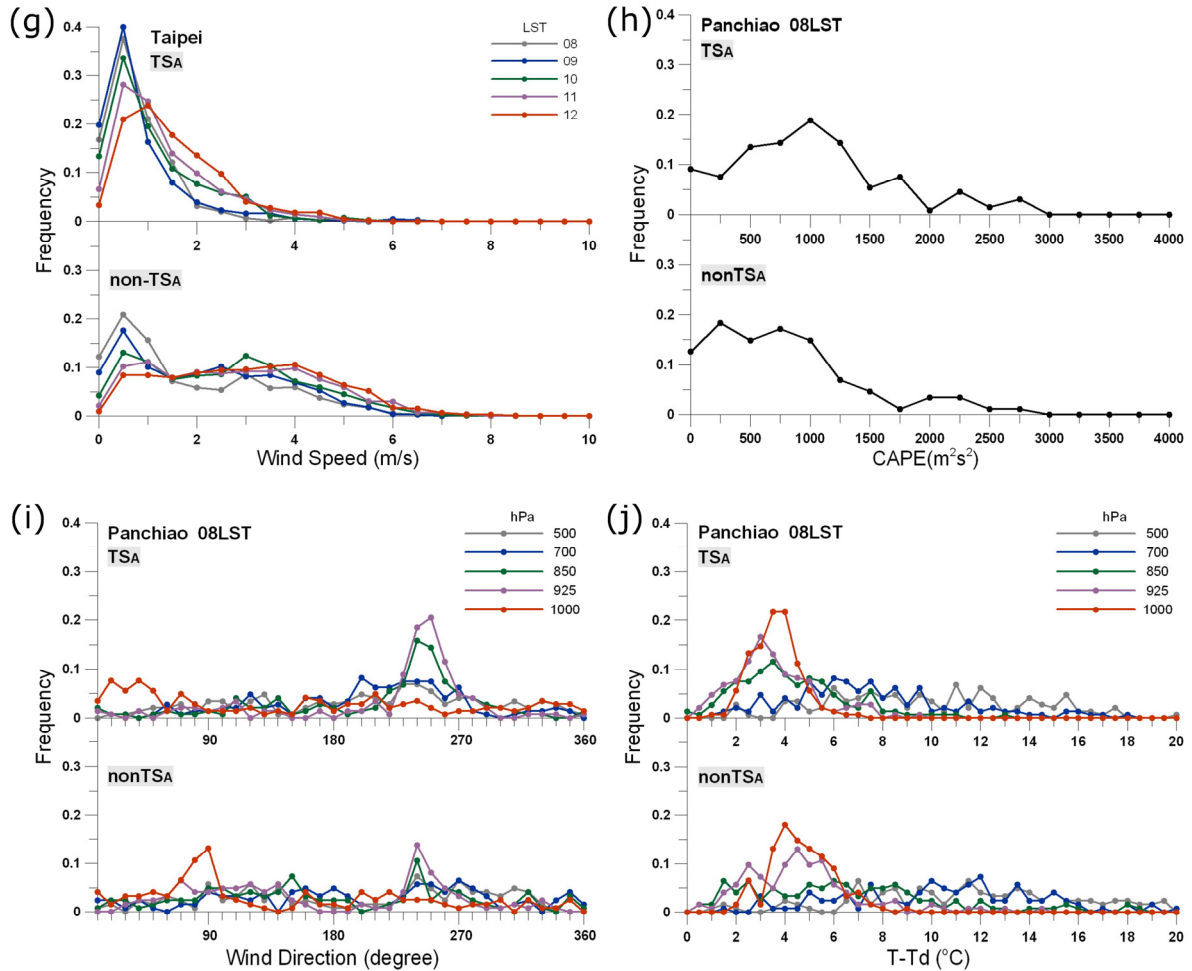


圖 7 (續)。

如下表示(Berenguer et al. 2006)：

$$p_{k,s}(x) = \frac{n(X_k = x \cap \text{day type} = s)}{n(X_k = x)}$$

其中， $n(X_k = x)$ 為  $X_k = x$  的總天數，因此  $n(X_k = x)$  在不同的預報因子及不同數值，皆非固定值。另外，因為在本研究中條件機率函數為針對  $TS_A$  days，因此， $1 - p_{k,s}(x)$  則為 non- $TS_A$  days 的條件機率值。

部份地面測站與探空站之預報因子的條件機率函數圖如圖 8 所示， $p_{k,s}(x) > 0.5$  表示有發生  $TS_A$  的機會。以淡水站水氣壓(圖 8a)為例，在  $p_{k,s}(x)$

= 0.5 時，可見其水氣壓值隨時間由 29 hPa 增加至 31 hPa，加上風向(圖 8b)隨時間由南南東風轉為西北風，兩者顯示了海風通過淡水站。其它的測站預報因子的條件機率函數皆顯示了與圖 7 相同的天氣條件特徵。由探空 CAPE 條件機率函數(圖 8h)，可見 CAPE 逐漸增加時，相對地， $TS_A$  發生的機率也逐漸增加，且當  $CAPE \geq 1750 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  時， $TS_A$  發生的機率已達到 1，亦即  $TS_A$  一定會發生。同樣地，地面層以上較多的西南風(圖 8i)及其所伴隨的較低的溫度露點差(圖 8j)都是有利  $TS_A$  發生的大環境條件。

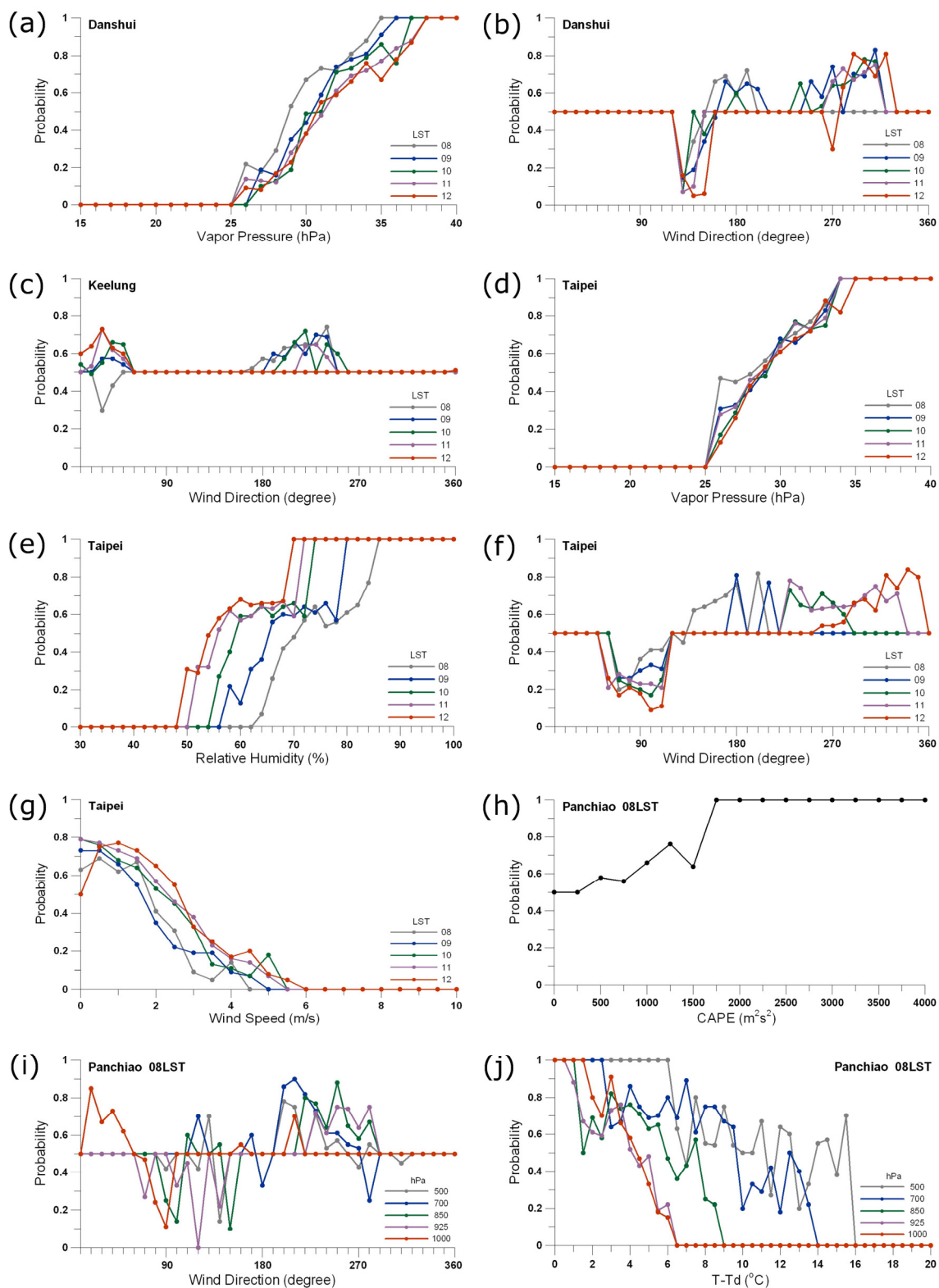


圖 8 測站與探空預報因子於  $TS_A$  days 之條件機率函數圖。

表 3 利用條件機率函數 (圖 8) 的分析, 總結各別預報因子在對流前環境所具有的有利  $TS_A$  發生的條件 ( $p_{k,s}(x) > 0.5$ ), 這些預報因子的數值雖可做為分辨是否會有  $TS_A$  發生之依據, 但若由單一因子來判斷, 仍存在有很大的不確定性, 因此可藉由模糊邏輯方法來整合不同參數的各別差異特性, 並建立客觀的  $TS_A$  潛勢預報方法 — ATOPFLO。

### (三) 隸屬函數

隸屬函數在 ATOPFLO 方法中是最重要的部分, 主要是將條件機率函數 (圖 8) 藉由相關氣

象科學之主觀經驗 (Lakshmanan 2000; Shao 2000; Mueller et al. 2003; Berenguer et al. 2006) 轉換為值介於 0–1 的  $TS_A$  可能發生機率 [likelihood,  $L_{k,s}(X_k)$ ], 其函數形式應相似於條件機率函數的曲線, 大致上隸屬函數的主要型態有三角形、梯形、分段線性曲線及高斯分布 (Lakshmanan 2000; Berenguer et al. 2006) 等, 在本研究中則是由分段線性來決定隸屬函數。圖 9 為部份由條件機率函數 (圖 8) 經由分段線性過程所得之預報因子的隸屬函數。由於決定不同風向間的非線性相關具相當大的困難度, 因此保持風向的條件機率函數作為其隸屬函數。

表 3 由條件機率函數 (圖 8) 所得之有利  $TS_A$  發展 ( $p_{k,s}(x) > 0.5$ ) 的逐時條件。

測站	Hour (LST)	08	09	10	11	12
淡水	VPRE (hPa)	29	30.5	31	31.5	31
	HUMD (%)	74	70.5	69	67.5	67
	WDIR (degree)	160–190	250–310	240–310	270–310	280–320
	WDSD ( $m s^{-1}$ )	< 1.5	< 2.0	< 2.0	< 3.5	< 4.5
基隆	VPRE (hPa)	28.5	28	28.5	28.5	28.5
	HUMD (%)	68	61	61.5	59	62
	WDIR (degree)	170–240	30–50	10–50	20–50	0–50
	WDSD ( $m s^{-1}$ )	< 3.0	< 2.5	< 3.5	< 4.0	< 4.5
台北	VPRE (hPa)	28	29	29.5	28.5	28.5
	HUMD (%)	70.5	65.5	59	56	54
	WDIR (degree)	140–200	180–210	230–280	230–330	260–350
	WDSD ( $m s^{-1}$ )	< 1.5	< 1.5	< 2.0	< 2.0	< 2.5
<b>0800 LST 探空</b>	<b>hPa</b>	<b>1000</b>	<b>925</b>	<b>850</b>	<b>700</b>	<b>500</b>
板橋	CAPE ( $m^2 s^{-2}$ )			> 500		
	T–T <sub>d</sub> (°C)	< 4.0	< 4.0	< 6.0	< 9.5	< 11.0
	WDIR (degree)	210	230–280	220–280	200–270	200–250
	WDSD ( $m s^{-1}$ )	< 1.5	< 4.0	< 4.5	< 6.5	< 6.5

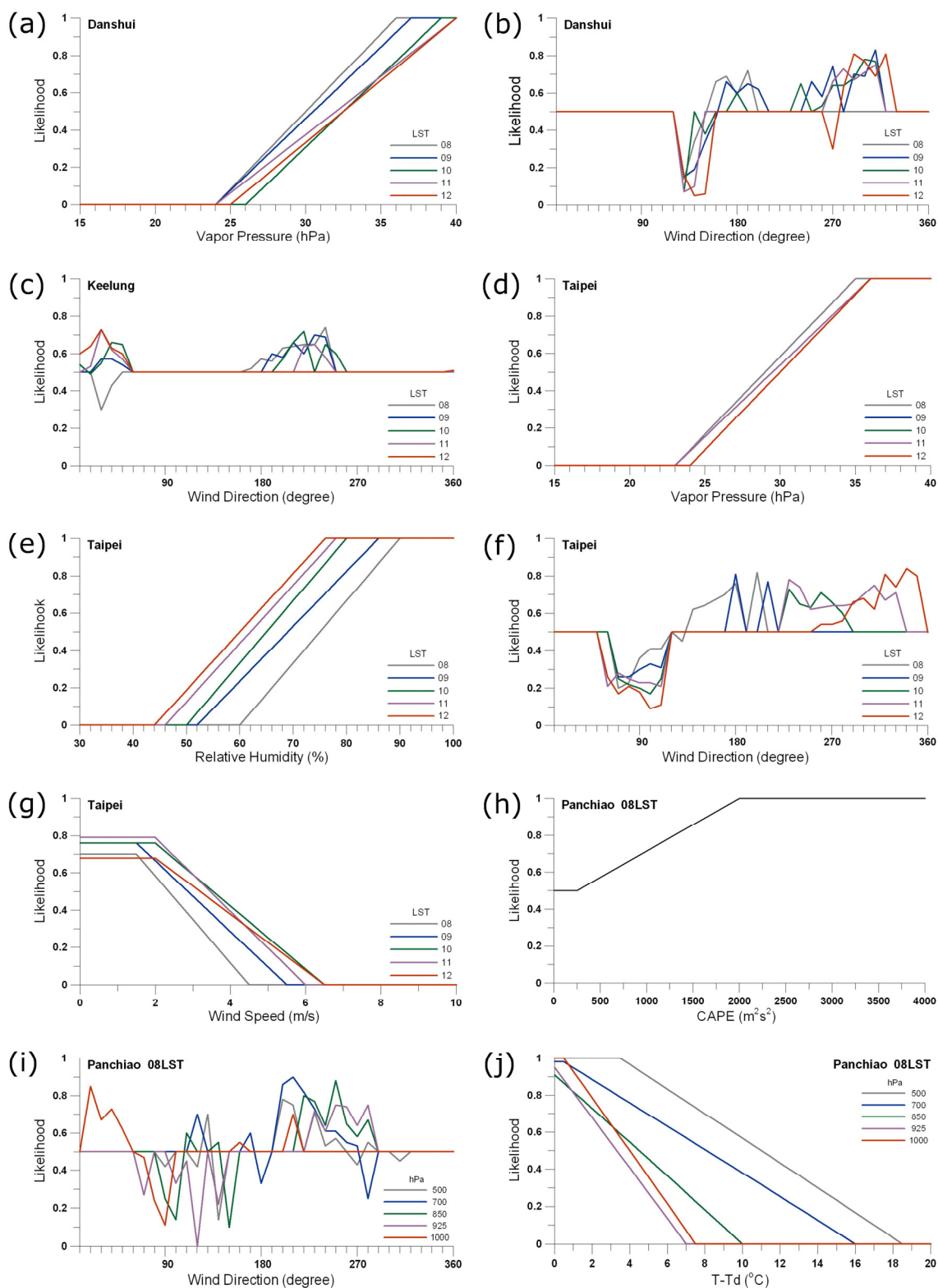


圖 9 測站與探空預報因子於  $TS_A$  days，由條件機率函數（圖 8）所得之隸屬函數圖。

#### (四) 權重

當決定每一個預報因子的隸屬函數〔 $L_{k,s}(X_k)$ ，圖 9〕，經由其所具有的權重( $W_{k,s}$ )，累加其經權重化後所得之可能發生機率，便可得當天可能發生的  $TS_A$  機率值( $Y_s$ )，可表示為：

$$Y_s = \frac{\sum L_{k,s}(x_k) \times W_{k,s}}{\sum W_{k,s}}$$

在本研究中，28 個預報因子及持續性將經由上式計算在弱綜觀環境下的每一天，其  $TS_A$  可能發生的機率，當  $Y_s > 0.5$ ，將預報會有  $TS_A$  發生。而權重的決定則是每一個預報因子皆由 0–1，間隔 0.1 進行 CSI 技術得分（或可稱為 threat score, TS; Bermowitz and Zurndorfer 1979）的計算，以最大 CSI 值時之各權重為其各項預報因子的權重，並用來評估 ATOPFLO 預報之能力。另外兩個常用的技術得分：探測機率(probability of detection, POD)與誤報率(false alarm rate, FAR) (Panofsky and Brier 1965)，以及 CSI 可以下列式子表示：

$$POD = \frac{h}{(h+m)} ; FAR = \frac{f}{(h+f)} ;$$

$$CSI = \frac{h}{(h+m+f)}$$

其中， $h$ 、 $m$  和  $f$  分別為預報的命中率(hits)，未預報率(misses)及錯誤率(false alarms)。

##### 1. 地面測站與探空預報因子的權重

由於在本研究中，共使用了 29 個預報因子，如上所述，權重的決定是每一個預報因子皆由 0–1，間隔 0.1 進行計算，如此將會造成計算量過度龐大(11<sup>29</sup>)，因此，除了持續性外，對於地面測站（12 個預報因子，11<sup>12</sup>）和探空（16 個預報因

子，11<sup>16</sup>）的權重進行分別計算（圖 2 之 Step 5）。表 4 為 0800–1200 LST 地面測站隸屬函數的權重。從逐時的權重變化可見，淡水水氣壓與台北風速具有高度的相關，在 1000 LST 時，因基隆站風向權重的突然增加，而使淡水水氣壓與台北風速這兩個因子的權重相對應地降低，正如五(二)小節所討論，這可能表示海風經過基隆站且沿著基隆河河谷往台北盆地前進。同時(1000 LST)，台北風向的權重亦突然增加，也正表示著海風經過淡水站且沿著淡水河河谷往台北盆地前進。1000 LST 過後，當海風已經過淡水和基隆時，台北和淡水站水氣壓的權重開始增加，說明了海風伴隨著較多的水氣，再次說明如四(二)小節所討論的，內陸在  $TS_A$  days 所具有的較高水氣含量，主要是由沿著淡水河河谷的海風所傳送。加上內陸台北盆地的弱風速，可使近地面邊界層的空氣具有較長時間的加熱而增加不穩度(Tucker and Crook 2005)，因而加強環繞台北盆地山區斜坡的上坡風，進一步形成有利於  $TS_A$  發生的機制。

表 5 則是 0800 LST 探空隸屬函數的權重。權重值顯示最具影響性的因子為 1000 hPa 的  $T-T_d$ ，而非預期中的 CAPE，而表 1 中合成探空資料所顯示較具影響性的  $T-T_d$  層則是位於 850–650 hPa 層，此兩者的差異可能是在 non- $TS_A$  days 中，部分較極端的乾燥個案影響了合成探空資料（表 1）的代表性。

##### 2. 整合地面測站、探空與持續性等預報因子的權重

在此階段中，29 個預報因子將先被歸類為只有三個預報因子：12 個測站預報因子只視為一個預報因子 *STATION*、16 個探空預報因子只視為一個預報因子 *SOUNDING* 與持續性 *PERSISTENCE*，



表 4 由最大的 CSI 技術得分所得之逐時地面測站預報因子對於預報  $TS_A$  是否發生所具有的權重。粗斜體表示具有較高的權重。

測站	Hour (LST)	08	09	10	11	12
淡水	VPRE (hPa)	<u>0.171</u>	<u>0.136</u>	0.020	<u>0.143</u>	<u>0.171</u>
	HUMD (%)	0.026	0.0	0.0	0.0	0.082
	WDIR (degree)	0.051	<u>0.097</u>	<u>0.097</u>	<u>0.196</u>	<u>0.140</u>
	WSDS ( $m s^{-1}$ )	<u>0.188</u>	<u>0.113</u>	<u>0.099</u>	0.041	<u>0.110</u>
基隆	VPRE (hPa)	0.034	0.030	0.044	0.013	0.038
	HUMD (%)	0.004	0.0	0.0	0.0	0.057
	WDIR (degree)	0.008	<u>0.111</u>	<u>0.226</u>	0.0	0.0
	WSDS ( $m s^{-1}$ )	0.047	0.075	<u>0.127</u>	<u>0.136</u>	<u>0.099</u>
台北	VPRE (hPa)	0.088	0.083	<u>0.097</u>	<u>0.157</u>	<u>0.093</u>
	HUMD (%)	0.059	<u>0.167</u>	<u>0.097</u>	<u>0.137</u>	0.047
	WDIR (degree)	0.059	0.042	<u>0.161</u>	0.020	0.023
	WSDS ( $m s^{-1}$ )	<u>0.265</u>	<u>0.146</u>	0.032	<u>0.157</u>	<u>0.140</u>
CSI		<u>0.682</u>	<u>0.690</u>	<u>0.703</u>	<u>0.722</u>	<u>0.726</u>

表 5 同表 4，但為探空預報因子的權重。

0800 LST 探空	hPa	1000	925	850	700	500
板橋	CAPE ( $m^2 s^2$ )			<u>0.210</u>		
	T-T <sub>d</sub> (°C)	<u>0.291</u>	0.036	0.036	0.036	<u>0.073</u>
	WDIR (degree)	0.033	0.038	<u>0.057</u>	0.033	<u>0.051</u>
	WSDS ( $m s^{-1}$ )	<u>0.077</u>	0.0	0.0	0.0	0.029
CSI				<u>0.702</u>		

如圖 2 的 Step 7 所示，決定此三大項預報因子的權重後，再結合各項預報因子的權重(圖 2 的 Step 8)，便可獲得最後  $TS_A$  可能發生的機率值(圖 2 的 Step 9)。 $STATION$  主要代表局部環流的影響， $SOUNDING$  則代表綜觀尺度大環境的影響，此三大項權重( $W_{STATION}$ ,  $W_{SOUNDING}$ ,  $W_{PERSISTENCE}$ ,  $11^3$ )的決定方法同五(四)1.小節所述。

圖 10 表示了此三大項預報因子的權重，可見大尺度條件( $SOUNDING$ )隨時間的影響性漸漸減弱，而局部區域( $STATION$ )影響性則隨時間漸漸增加，且其 CSI 技術得分由 0800 LST 的 0.709 提高至 1200 LST 的 0.760，此結果顯示綜觀尺度環境提供有利  $TS_A$  發生的環境條件(Adang and Gall 1989; Fuller and Stensrud 2000)，而局部環流則對

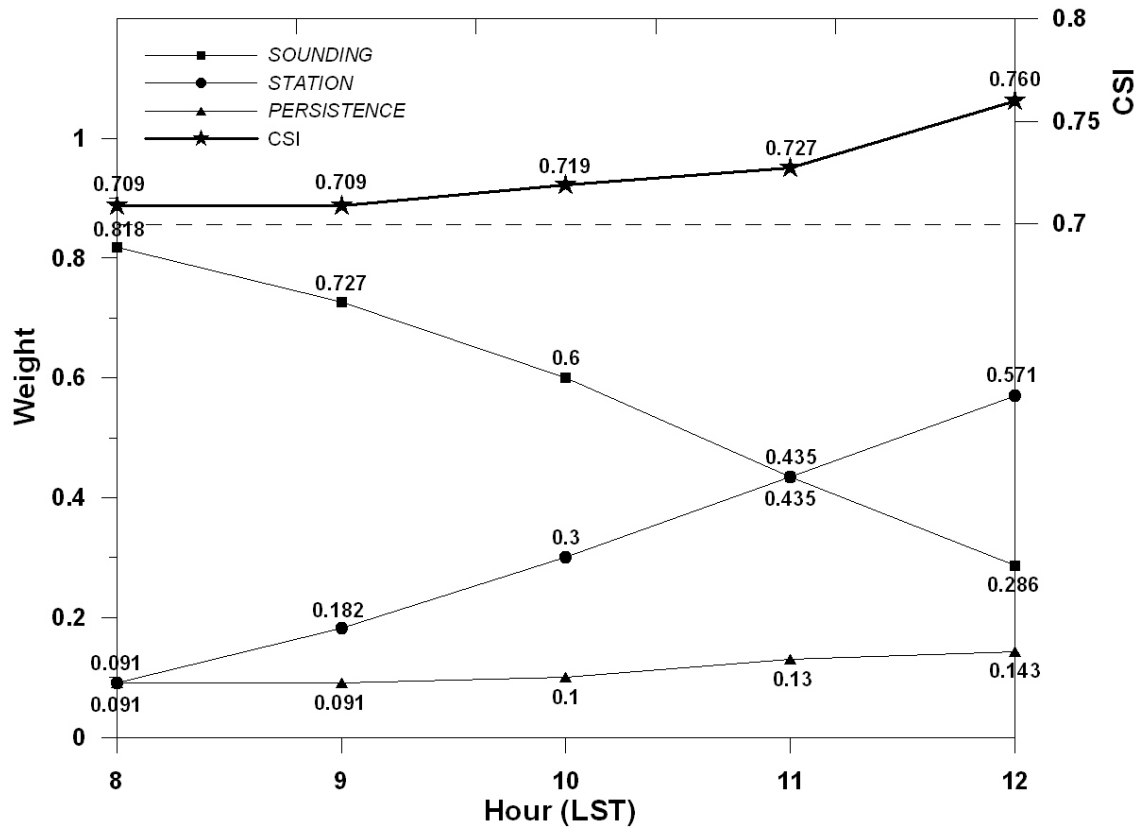


圖 10 由最大的 CSI 技術得分所得 *STATION*、*SOUNDING* 及 *PERSISTENCE* 對於預報  $TS_A$  是否發生所具有的權重。CSI 技術得分之縱座標軸位於圖的右上方。

於  $TS_A$  的激發扮演著關鍵的角色。Doswell (1987) 也指出大環境過程主要提供有利對流系統發展的熱力條件，但中尺度過程卻是主要激發對流生成的主要過程。

### (五) 評估

表 6 為 2005–2008 年 5–10 月 (校正資料) 期間，ATOPFLO 方法與 CWB 主觀預報結果之評估比較。可見 ATOPFLO 具有較高的 POD ( $> 0.9$ ) 以及較低的 FAR ( $< 0.25$ )，因此具有較佳的 CSI 值 ( $> 0.7$ )。由於 CWB 主觀預報於 1030 LST 發佈  $TS_A$  預報，故與 1000 LST 的 ATOPFLO 預報結果相比較 (分別為 0.602 與 0.719)，可見主觀預報具有過度預報之傾向。

若利用 2009–2010 年 5–10 月 (驗證資料) 期間 (共 368 天，118 天屬於弱綜觀環境，在北台灣則有 45 天發生  $TS_A$ ) 的資料來評估 ATOPFLO 的預報成效，如表 7 所示，雖然大部份的 POD 均高於 0.85，但因為具有較高的 FAR ( $> 0.35$ )，因此只有 0.54–0.60 的 CSI 技術得分。可預期的是，校正資料的評定結果較驗證資料來的好。相對於 ATOPFLO 預報結果而言，CWB 主觀預報仍有過度預報之傾向。不論是校正資料或是驗證資料，皆顯示 ATOPFLO 的客觀潛勢預報方法具有較高的預報準確度。

表 6 ATOPFLO 方法與 CWB 於校正資料 (2005–2008 年 5–10 月) 之逐時預報成效評估, 其命中率(Hit)、未預報率(Miss)、錯誤率(False alarm)、正棄率(Correct rejection)、探測機率(POD)、誤報率(FAR)及臨界成功指數(CSI)皆列於表中。

時間 (LST)	Hit	Miss	False alarm	Correct rejection	POD	FAR	CSI
<b>0800</b>	134	14	41	86	0.905	0.234	<b>0.709</b>
<b>0900</b>	134	14	41	86	0.905	0.234	<b>0.709</b>
<b>ATOPFLO 1000</b>	133	15	37	90	0.899	0.218	<b>0.719</b>
<b>1100</b>	136	12	39	88	0.919	0.223	<b>0.727</b>
<b>1200</b>	136	12	31	96	0.919	0.186	<b>0.760</b>
<b>CWB 1030</b>	124	24	58	69	0.838	0.319	<b>0.602</b>

表 7 同表 6, 但為針對驗證資料 (2009–2010 年 5–10 月)。

時間 (LST)	Hit	Miss	False alarm	Correct rejection	POD	FAR	CSI
<b>0800</b>	40	5	27	46	0.889	0.403	<b>0.556</b>
<b>0900</b>	39	6	27	46	0.867	0.409	<b>0.542</b>
<b>ATOPFLO 1000</b>	39	6	25	48	0.867	0.391	<b>0.557</b>
<b>1100</b>	39	6	21	52	0.867	0.350	<b>0.591</b>
<b>1200</b>	38	7	19	54	0.844	0.333	<b>0.594</b>
<b>CWB 1030</b>	35	10	29	44	0.778	0.453	<b>0.473</b>

## 五、結論

本研究分析四年 (2005–2008 年) 暖季 (5–10 月) 的雨量站、雷達、閃電、地面測站與探空資料, 研究台灣地區  $TS_A$  的時空變化, 並針對北台灣地區發展客觀潛勢預報  $TS_A$  方法–ATOPFLO。雷達回波統計資料顯示不同區域的  $TS_A$  最大發生頻率時間皆於 1500–1600 LST, 且位於平行於雪山和中央山脈的西側較低斜坡上, CG 閃電資料也顯示相似的空間分布特徵, 這些特徵顯示台灣地區的對流活動受地形分布之影響顯著。此外, 北台灣發生對流的時間較台灣中南部為早, 但中

南部的對流活動明顯較北台灣活躍, 持續時間較長, 對流強度也較強。

測站資料所提供的局部環流特徵顯示, 在弱綜觀條件下, 海風和上坡風支配著邊界層內風的分布型態。北台灣在  $TS_A$  days 時, 沿淡水河河谷而進的西北海風與沿著基隆河河谷而進的東北海風於北盆地的輻合, 提供了有利  $TS_A$  發生的條件, 且  $TS_A$  days 比 non- $TS_A$  days 具有較暖濕的環境。而探空資料所提供的綜觀環境特徵顯示, 在中低對流層,  $TS_A$  days 除了具有較暖濕的環境外, 尤其在 850–650 hPa 層, 與 non- $TS_A$  days 的差異性最大。在有利的綜觀條件下, 加上分別沿

著兩個河谷而進的海風在台北盆地的輻合，激發了局部的對流，利用這些地面測站與探空資料間的相關性，以及模糊邏輯技術的概念，發展針對北台灣地區  $TS_A$  的客觀潛勢預報方法—ATOPFLO。

利用北台灣 3 個測站（淡水、基隆和台北）和板橋探空資料，共使用 28 個預報因子得其隸屬函數與權重，持續性則為第 29 個預報因子。0800 LST 的探空預報因子權重隨時間降低，但地面測站卻逐漸增加，顯示在適當的大環境條件下，中小尺度的有利條件，如局部環流所產生的斜壓邊界層環境，可輔助評估對流初始發生的時間和位置。

ATOPFLO 方法的預報結果評估，不論是由發展此方法的 2005–2008 年 5–10 月的校正資料，或是利用 2009–2010 年 5–10 月的驗證資料，皆顯示除了 CWB 主觀預報有過度預報的趨勢外，亦表示出 ATOPFLO 方法具有較高的預報準確度，目前 ATOPFLO 方法已完成作業化設計，並在 QPESUMS (Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor) 系統中進行線上平行測試，希望未來可列入中小尺度  $TS_A$  的預報作業中，以即時提供北台灣地區逐時 (0800–1200 LST) 的  $TS_A$  客觀潛勢預報。

由於 CSI 技術得分並未考慮正棄率 (Correct rejection)，也就是正確預報 non- $TS_A$  day 之結果並未納入評估 ATOPFLO 預報準確度的計算中，並非為一個公正且公平的評估指標 (Gandin and Murphy 1992)。因此在未來研究中，將使用具考慮正棄率之技術得分來評估此預報方法之準確度，如 Heidke 技術得分 (Heidke skill score, HSS) 和 Hanssen-Kuipers 技術得分 (Hanssen-Kuipers

skill score, KSS) (Wilks 2006)，這些技術得分皆考慮了正確的預報會發生和不會發生的個案，並且不會因個案數的多寡而影響評估的敏感度及其標準。

此外，可預期若再增加其它的預報因子，將能進一步改善預報的準確度。因此未來研究將考慮其它的穩定度參數來提高其預報準確度，尤其是 CIN，其它如風切、海風建立及其到達內陸時間、衛星所觀測積雲的紅外線溫度變化程度 (Roberts and Rutledge 2003) 以及雷達回波所觀測之初始積雲回波 (Mueller et al. 2003) 等。未來如能在北台灣進行午後對流的中尺度觀測實驗，針對海風、於台北盆地的風的輻合及其沿著雪山山脈的上坡風等進行高時空解析度的觀測，將有助於了解這些因子對於對流初生和發展所扮演的角色，進而有效改善中小尺度對流時空預報的準確度。

## 致謝

感謝中央氣象局提供本研究所需相關資料及電腦資源。本研究於國科會計畫 NSC 98-2625-M-052-005 及 NSC 99-2625-M-052-004-MY3 支助下完成。

## 參考文獻

- 林熿閔與郭鴻基，1996：1994 年南台灣夏季午後對流之研究。大氣科學，24，249–280。
- 陳泰然、周鴻祺、張子琦及劉志信，2001：梅雨季台灣北部地區鋒面型與非鋒面型午後對流研究。大氣科學，29，37–52。

- 陳泰然、周鴻祺、廖珮娟及楊進賢，2009：暖季台灣中北部午後連續對流的氣候特徵研究。大氣科學，37，49–86。
- Adams, D. K., and E. P. Souza, 2009: CAPE and convective events in the southwest during the North American monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 83–98.
- Adang, T. C., and R. L. Gall, 1989: Structure and dynamics of the Arizona monsoon boundary. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1423–1437.
- Akaeda, K., J. Reisner, and D. Parsons, 1995: The role of mesoscale and topographically induced circulations initiating a flash flood observed during the TAMEX project. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1720–1739.
- Atencia, A., T. Rigo, A. Sairouni, J. Moré, J. Bech, E. Vilaclara, J. Cunillera, M. C. Llasat, and L. Garrote, 2010: Improving QPF by blending techniques at the Meteorological Service of Catalonia. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **10**, 1443–1455.
- Berenguer, M., D. Sempere-Torres, C. Corral, and R. Sánchez-Diezma, 2006: A fuzzy logic technique for identifying nonprecipitating echoes in radar scans. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23**, 1157–1180.
- Bermowitz, R. J., and E. A. Zurndorfer, 1979: Automated guidance for predicting quantitative precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 122–128.
- Bianco, L., and J. M. Wilczak, 2002: Convective boundary layer depth: Improved measurement by Doppler radar wind profiler using fuzzy logic methods. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 1745–1758.
- Carleton, A. M., D. L. Arnold, D. J. Travis, S. Curran, and J. O. Adegoke, 2008: Synoptic circulation and land surface influences on convection in the Midwest U.S. “Corn Belt” during the summers of 1999 and 2000. Part I: Composite synoptic environments. *J. Climate*, **21**, 3389–3415.
- Chang, P. L., P. F. Lin, B. J.-D. Jou, and J. Zhang, 2009: An application of reflectivity climatology in constructing radar hybrid scans over complex terrains. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1315–1327.
- Chen, C. S., and Y. L. Chen, 2003: The rainfall characteristic of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323–1341.
- Chen, T. C., S. Y. Wang, and M. C. Yen, 2007: Enhancement of afternoon thunderstorm activity by urbanization in a valley: Taipei. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 1324–1340.
- Chen, Y. L., and J. Li, 1995: Characteristics of surface airflow and pressure patterns over the island of Taiwan during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 695–716.
- Cho, Y. H., G. W. Lee, K. E. Kim, and I. Zawadzki, 2006: Identification and removal of ground echoes and anomalous propagation using the characteristics of radar echoes. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23**, 1206–1222.

- Colby, F. P., 1984: Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME -2. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2239–2252.
- Crook, N. A., 1996: Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1767–1785.
- Donaldson, R. J., R. M. Dyer, and M. J. Krauss, 1975: An objective evaluator of techniques for predicting severe weather events. Preprints, 9<sup>th</sup> Conf. Severe Local Storm (Norman, OK), Amer. Meteor. Soc., 321–326.
- Doswell, C. A., III, 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting*, **2**, 3–16.
- Esteban, M. A., and Y. L. Chen, 2008: The impact of trade wind strength on precipitation over the windward side of the island of Hawaii. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 913–928.
- Fuelberg, H. E., and D. G. Biggar, 1994: The preconvective environment of summer thunderstorms over the Florida panhandle. *Wea. Forecasting*, **9**, 316–326.
- Fuller, R. D., and D. J. Stensrud, 2000: The relationship between tropical easterly waves and surges over the Gulf of California during the North American Monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2983–2989.
- Gandin, L. S., and A. H. Murphy, 1992: Equitable skill scores for categorical forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 361–370.
- Germann, U., I. Zawadzki, and B. Turner, 2006: Predictability of precipitation from continental radar images. Part IV: Limits to prediction. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2092–2108.
- Gremillion, M. S., and R. E. Orville, 1999: Thunderstorm characteristics of cloud-to-ground lightning at Kennedy Space Flight Center, Florida: A study of lightning initiation signatures as indicated by WSR-88D. *Wea. Forecasting*, **14**, 640–649.
- Gourley, J. J., P. Tabary, and J. P.-D. Chatelet, 2007: A fuzzy logic algorithm for the separation of precipitating from nonprecipitating echoes using polarimetric radar observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 1439–1451.
- Heinselman, P. L., and D. M. Schultz, 2006: Intraseasonal variability of summer storms over Central Arizona during 1997 and 1999. *Wea. Forecasting*, **21**, 559–578.
- Hondl, K. D., and M. D. Eilts, 1994: Doppler radar signatures of developing thunderstorms and their potential to indicate the onset of cloud-to-ground lightning. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1818–1836.
- Huntrieser, H., H. H. Schiesser, W. Schmid, and A. Waldvogel, 1997: Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland. *Wea. Forecasting*, **12**, 108–125.
- Johns, R. H. and C. A. Doswell III, 1992: Severe local storms forecasting. *Wea. Forecasting*, **7**, 588–612.

- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May–June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2540–2557.
- Jou, B. J.-D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June 1991. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **5**, 169–197.
- Kerns B. W. J., 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.
- Klir, G. J., and T. A. Folger, 1988: *Fuzzy sets, uncertainty and information*. Prentice Hall, 355 pp.
- Kosko, B., 1992: *Neural networks and systems: A dynamical systems approach to machine intelligence*. Prentice Hall, 449 pp.
- Krehbiel, P. R., Brook, M., Lhermitte, R. L., and Lennon, C. L. 1983, Lightning charge structure in thunderstorms. *Proceedings in Atmospheric Electricity*, Eds., A. Deepak Publishing, 408–410.
- Kuk, B. J., H. I. Kim, J. S. Ha, H. K. Lee, and G. Lee, 2012: A fuzzy logic method for lightning prediction using thermodynamic and kinematic parameters from radio sounding observations in South Korea. *Wea. Forecasting*, **27**, 205–217.
- Lakshmanan, V., 2000: Using a genetic algorithm to tune a bounded weak echo region detection algorithm. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 222–230.
- Lawrence, M. G., 2005: The relationship between relative humidity and the dewpoint temperature in moist air. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, 225–233.
- Li, J., Y. L. Chen, and W. C. Lee, 1997: Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1060–1081.
- Lin, P. F., P. L. Chang, B. J.-D. Jou, J. W. Wilson, and R. D. Roberts, 2011: Warm season afternoon thunderstorm characteristics under weak synoptic-scale forcing over Taiwan Island. *Wea. Forecasting*, **26**, 44–60.
- Liu, H., and V. Chandrasekar, 2000: Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurements: Development of fuzzy logic and neuro-fuzzy systems, and in situ verification. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 140–164.
- Livingston, E. S., J. W. Nielsen-Gammon, and R. E. Orville, 1996: A climatology, synoptic assessment, and thermodynamic evaluation for cloud-to-ground lightning in Georgia: A study for the 1996 Summer Olympics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1483–1495.
- Lynn, B. H., D. R. Stauffer, P. J. Wetzell, W. K. Tao, P. Alpert, N. Perlin, R. D. Baker, R. Muñoz, A. Boone, and Y. Jia, 2001: Improved simulation of Florida summer convection using the PLACE land model and a 1.5 order turbulence

- parameterization coupled to the Penn State NCAR mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1441–1461.
- MacGorman, D. R., W. D. Rust, T. J. Schuur, M. I. Biggerstaff, J. M. Straka, C. L. Ziegler, E. R. Mansell, E. C. Bruning, K. M. Kuhlman, N. R. Lund, N. S. Biermann, C. Payne, L. D. Carey, P. R. Krehbiel, W. Rison, K. B. Eack, and W. H. Beasley, 2008: TELEX the thunderstorm electrification and lightning experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 997–1013.
- Marvin, C. F., 1909: The pressure of saturated vapor from water and ice as measured by different authorities. *Mon. Wea. Rev.*, **37**, 3–9.
- Mazur, R. J., J. F. Weaver, and T. H. Vonder Haar, 2009: A preliminary statistical study of correlations between inflow feeder clouds, supercell or multicell thunderstorms, and severe weather. *Wea. Forecasting*, **24**, 921–934.
- Mitchell, E. D., S. V. Vasiloff, G. J. Stumpf, A. Witt, M. D. Eilts, J. T. Johnson, and K. W. Thomas, 1998: The National Severe Storms Laboratory tornado detection algorithm. *Wea. Forecasting*, **13**, 352–366.
- Moncrieff, M., and M. J. Miller, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 373–394.
- Mueller, C., T. Saxen, R. Roberts, J. Wilson, T. Betancourt, S. Dettling, N. Oien, and J. Yee, 2003: NCAR Auto-Nowcast System. *Wea. Forecasting*, **18**, 545–561.
- Murphy, M. S., and C. E. Konrad II, 2005: Spatial and temporal patterns of thunderstorm events that produce cloud-to-ground lightning in the interior southeastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1417–1430.
- Pal, N. R., A. K. Mandal, S. Pal, J. Das, and V. Lakshmanan, 2006: Fuzzy rule-based approach for detection of bounded weak-echo regions in radar images. *J. Appl. Meteor. Climato.*, **45**, 1304–1312.
- Panofsky, H. A., and G. W. Brier, 1965: *Some applications of statistics to meteorology*. The Pennsylvania State University, University Park, PA, 224 pp.
- Panziera, L., U. Germann, P. V. Mandapaka, and M. Gabella, 2011: NORA – Nowcasting of orographic rainfall by means of analogues. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 2106–2123.
- Richardson, A. D., E. G. Denny, T. G. Siccama, and X. Lee, 2003: Evidence for a rising cloud ceiling in eastern North America. *J. Climate*, **16**, 2093–2098.
- Roberts, R. D., and S. Rutledge, 2003: Nowcasting storm initiation and growth using GOES-8 and WSR-88D data. *Wea. Forecasting*, **18**, 562–584.
- Shafer, P. E., and H. E. Fuelberg, 2006: A statistical procedure to forecast warm season lightning



- over portions of the Florida Peninsula. *Wea. Forecasting*, **21**, 851–868.
- Shao, J., 2000: Fuzzy categorization of weather conditions for thermal mapping. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1784–1790.
- Steenburgh, W. J., S. F. Halvorson, and D. J. Onton, 2000: Climatology of lake-effect snowstorms of the Great Salt Lake. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 709–727.
- Steiger, S. M., R. E. Orville, and L. D. Carey, 2007: Total lightning signatures of thunderstorm intensity over North Texas. Part I: Supercells. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3281–3302.
- Tapia, A., J. A. Smith, and M. Dixon, 1998: Estimation of convective rainfall from lightning observations. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1497–1509.
- Tucker, D. F., and N. A. Crook, 2005: Flow over heated terrain. Part II: Generation of convective precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2565–2582.
- Vivekanandan, J., D. S. Zrnic, S. M. Ellis, R. Oye, A. V. Ryzhkov, and J. Straka, 1999: Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 381–388.
- Washburn, E. W., 1924: The vapor pressure of ice and of water below the freezing point. *Mon. Wea. Rev.*, **52**, 488–490.
- Watson, A. I., R. E. López, and R. L. Holle, 1994: Diurnal cloud-to-ground lightning patterns in Arizona during the southwest monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1716–1725.
- Weckwerth, T. M., 2000: The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 4017–4030.
- Wilks, D. S., 2006: *Statistical methods in the atmospheric sciences*. 2<sup>nd</sup> Eds., Academic Press, 627 pp.
- Wilson, J. W., and W. E. Schreiber, 1986: Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2516–2536.
- World Meteorological Organization, 1986: *Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation*. Operational Hydrology Report No. 1, 2<sup>nd</sup> Eds., WMO–No. 332, Geneva.
- , 2008: *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. 7<sup>th</sup> Eds. WMO–No. 8, World Meteorological Organization, 681 pp.
- Zehnder, J. A., L. Zhang, D. Hansford, A. Radzan, N. Selover, and C. M. Brown, 2006: Using digital cloud photogrammetry to characterize the onset and transition from shallow to deep convection over orography. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2527–2546.
- Zhang, J., K. Howard, and J. J. Gourley, 2005: Constructing three-dimensional multiple-radar reflectivity mosaics: Examples of convective storms and stratiform rain echoes. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 30–42.

# Warm Season Afternoon Thunderstorm Characteristics under Weak Synoptic-Scale Forcing over Taiwan Island and Its Objective Prediction

Pin-Fang Lin<sup>1</sup> Pao-Liang Chang<sup>1</sup> Ben Jong-Dao Jou<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Meteorological Satellite Center, Central Weather Bureau

<sup>2</sup> Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(manuscript received 16 February 2012 ; in final form 31 March 2012)

## ABSTRACT

The spatial and temporal characteristics and distributions of afternoon thunderstorms ( $TS_{AS}$ ) in Taiwan during the warm season (May–October) from 2005–2008 and under weak synoptic-scale forcing are documented, and a approach, Afternoon Thunderstorm Occurrence Potential forecast using Fuzzy LOGic (ATOPFLO), is developed to provide objective guidance for the prediction of afternoon thunderstorm ( $TS_A$ ) in northern Taiwan using preconvective predictors.

Under weak synoptic-scale forcing, average hourly rainfall amounts peaked in mid-afternoon (1500–1600 LST). The maximum frequency of rain was located in a narrow strip, parallel to the orientation of the mountains, along the lower western slopes of the mountains. Although  $TS_{AS}$  occurred earlier in northern Taiwan, the duration of thunderstorm activity and its intensity in central to southern Taiwan was longer and stronger respectively than in the north. The Analyses from surface stations and sounding observations show that a local trigger for initiating thunderstorms under a favorable large scale environment appears to be the convergence of moist sea breeze air into the Taipei Basin from two separate valleys that open towards the sea. Relationships between observations from three surface stations and a sounding established the following scenario favorable for  $TS_{AS}$  in northern Taiwan. The most important predictors revealed from ATOPFLO approach illustrate that under relatively warm and moist synoptic conditions, sea breeze transport of moisture into the Taipei Basin along with weak winds inland provide favorable conditions for the occurrence of afternoon convective storms.

Skill score CSI (Critical Success Index) comparison between the ATOPFLO approach and forecasters

from the Taiwan Central Weather Bureau showed that for forecasting  $TS_A$ , the ATOPFLO approach outperformed the operational forecasters. This was the case for both the calibration and independent datasets. There was a tendency for the forecasters to over-forecast the number of  $TS_A$  days. The ATOPFLO approach of objective prediction is able to integrate the preconvective predictors and provide probability guidance for the prediction of  $TS_A$  under weak synoptic-scale conditions, and therefore there is the forecasting ability with more accurate predictand. Currently, the ATOPFLO approach has been implemented and put into a real-time test-bed's operation. It is expected that the ATOPFLO can provide the hourly information of objectively potential prediction of  $TS_A$  in northern Taiwan and a practical application as a forecaster aid.

**Key Words: Afternoon Thunderstorm Characteristics, Preconvective Predictors, Fuzzy Logic, ATOPFLO Approach**

