

臺北都會區豪雨型午後雷暴的觀測特徵與預報挑戰： 2015 年 6 月 14 日個案研究

周仲島¹ 高聿正^{1,2} 修榮光¹ 鍾吉俊^{1,3} 李宗融⁴ 郭鴻基¹

¹ 國立臺灣大學大氣科學系

² 台北市政府消防局

³ 國家實驗研究院臺灣颱風洪水研究中心

⁴ 國家災害防救科技中心

(中華民國一〇五年一月十三日收稿；中華民國一〇五年三月八日定稿)

摘 要

本論文針對 2015 年 6 月 14 日台北都會區豪雨型午後雷暴進行觀測與特徵分析，主要發現有：(1) 豪雨型午後雷暴的特徵為短延時強降雨，伴隨顯著對流胞的合併，胞合併不僅加大對流面積，也顯著增大強回波厚度。(2) 有利胞合併之環境條件主要為強化的低層輻合場，在本個案中強化的低層輻合是由潮濕的海風環流和稍早對流降雨蒸發所導致的冷池-外流邊界所形成。(3) 胞合併前後雙偏極化雷達參數產生顯著變化，包括 Zdr 的柱狀結構，為正且大值之 Zdr 往上延伸超過融解層 2~3 公里，是混合態水象粒子存在的特徵，和強上衝流密切相關。Kdp 也呈現柱狀結構，和回波反射率有很好的相關，有潛力成為劇烈降雨的預報指標。低層 Kdp 和劇烈降雨強度有很好的相關，表示 Kdp 是很好的定量降雨估計的參數。本論文最後也針對豪雨型午後雷暴的可預測度問題進行討論。

關鍵字：都會區閃洪、豪雨型午後雷暴、對流胞合併、海風環流、冷池、柱狀 ZDR、柱狀 KDP

一、前言

台灣地區發生的豪雨，可以簡單區分成**颱風豪雨**和**非颱風豪雨**兩類(Chen and Chen 2003)。一般颱風豪雨的發生可以是颱風近中心環流所造成，譬如桃芝(2001)、龍王(2005)、蘇力(2012)等，主要災害發生在近颱風中心內核區。此種類型颱風豪雨，正確的路徑和強度預報對於豪大雨發生時間和地點至為重要。同時近中心環流因為受到地形影響產生變化，對於豪大雨的預報造成很大的不確定性(Wu and Kuo 1999)。除此之外，颱風豪雨也可以是颱風環流和環境交互作用所產生，譬如東北季風共伴(Wu et al. 2009)或是西南季風共伴(Fang et al. 2011; Wu et al. 2011)所造成的豪雨。這種豪雨發生位置可以離颱風中心甚遠，有時又稱颱風的遠距豪雨(distant heavy rain) (Wang et al. 2009; Schumacher et al. 2011)。此時除了颱風路徑和強度外，綜觀環境特徵的掌握扮演重要關鍵(Bao et al. 2015)。

至於非颱風所造成的豪雨，情況較為複雜，主要以中尺度對流系統以及類型複雜的中尺度過程為主(Chen et al. 2001; Kuo and Chen 1990; Jou et al. 2011)。簡單來說可以分成下面三類：(一)鋒面豪雨，每年五六月為主，又稱梅雨季豪雨，秋天偶也有之；(二)熱帶低壓豪雨，也可以稱之西南氣流豪雨，一般發生在七~九月，與季風槽關係密切；(三)午後雷暴豪雨，一般從六月下旬開始，可以持續至九月初。這三種豪雨的差異，可以用綜觀天氣條件的顯著性來區隔，前兩者可以稱之為強綜觀環境豪雨，而第三類為弱綜觀環境豪雨。

非颱風豪雨三者的特徵與差異可以大致說明如下。(一)鋒面豪雨：與鋒面帶所在位置息息相關，鋒前、鋒上、鋒後都有可能發生，持續時間

一般超過 6 小時，長者可以數天，視鋒面的動態而定，譬如鋒面移動速度、冷空氣強度、鋒面北退更會拉長時間，鋒後冷空氣的行為至為重要。(二)熱帶低壓豪雨：與熱帶低壓擾動位置和移動很有關係，一般當低壓所在位置於大陸華南沿岸，台灣西南方威脅特別大，通常和西南季風(西南氣流)一起，持續時間可以超過 2~3 天，經常伴隨顯著中尺度對流系統，中尺度過程顯著。(三)午後雷暴豪雨：一般發生在午後太陽加熱之不穩定大氣環境下產生，生命期一般不超過 6 小時，持續時間短，局部地區地形和區域環流的影響顯著，一般無法通案處理，數值預報能力差，對模式模擬的要求甚高(Chen et al. 2001; Jou et al. 2011)。

依據龔等(2015)有關台灣地區極端降雨事件的統計資料(1992~2013 年)，颱風豪雨約佔 60%，非颱風豪雨佔 40%。在非颱風豪雨部分，鋒面豪雨發生的次數最多，約 50%；而熱帶低壓豪雨(包括西南氣流)次之，約 45%。至於午後雷暴豪雨由於降雨延時短，總累積雨量無法進入到前面排名，因此沒有個案被收錄。現階段數值預報模式對前兩者豪雨都有一定的掌握(Wang 2014)，但是對於午後雷暴豪雨的掌握能力非常有限。現有都會地區人口密集，對於集中式極短期強降雨的韌度(resilience)非常有限，又缺乏準確的事前預警方法，無法有效防禦，很容易造成民怨。

有關臺灣午後雷暴的發生和發展，在有利環境場分析以及雷暴發展特徵已經有不錯的基礎(Akaeda et al. 1995; Chen et al. 1999; Chen and Chen 2003; Johnson and Bresch 1991; Jou 1994; Lin et al. 2011; Xu et al. 2012; Ruppert Jr. et al. 2013)，甚至也已經有午後雷暴是否發生的雛形預報系統(Lin et al. 2012; 林等 2012)。然而現階段最大的問題在於，此種預報系統無法事前區分一般型午後雷

暴和豪雨型午後雷暴。這方面不僅僅是相關的數值模式預報準確度低，對於造成豪雨型午後雷暴個案的分析，也非常有限。從災害角度來定義造成局部地區積淹水之豪雨型午後雷暴個案是較簡易且實用的。然而必須注意的是，都會區每次積淹水的原因不一而足，有些個例並不一定和降雨強弱成正比，因此必須將此狀況另外考慮。

依據現行中央氣象局有關豪大雨分級的定義（中央氣象局 2015 年 9 月新修訂），分別為：1 小時雨量大於 40mm 或 24 小時雨量大於 80mm 稱之大雨；3 小時累積降雨大於 100mm 或 24 小時雨量大於 200mm 稱之豪雨。至於大豪雨（350mm/24 小時）或超大豪雨（500mm/24 小時），就只針對 24 小時累積雨量進行分級。然而對於都會區短延時強降雨造成的積淹水災害，24 小時累積雨量或傳統整點時雨量並無法提供防災所需要的資訊，採用更短時距的雨量資料是必要的手段。在 2015 年夏季大台北地區就曾發生四次顯著午後雷雨所帶來的劇烈降雨事件，時間分別為 2015/6/7；2015/6/14；2015/7/23；以及 2015/8/18，也都導致不同程度的都會區積淹水災害。為了凸顯這些個案短促但特別劇烈的降雨，本研究採用 10 分鐘雨量進行類似個案的定義。當連續發生 2 次 10 分鐘雨量超過 20mm，或是連續發生 3 次 60 分鐘累積雨量超過 80mm，將之稱為都會區豪雨型午後雷暴。這個定義的選取主要在凸顯短延時強降雨特徵，充分利用 10 分鐘雨量觀測值，同時也考量都市排水系統設計背景（台北市區地下排水系統最高可以排除 78 mm/h 的降雨），在都市防減災有最佳應用。因此不同都會區由於設計差異，可以依需要採用不同的閾值。

利用雙偏極化雷達觀測參數的特殊訊號進行劇烈天氣的辨識，包括雷雨系統是否下雹、雹暴

粒子的大小、龍捲是否觸地、以及結冰層所在高度等，都是過去使用單極化都卜勒雷達很難確切獲得的資訊。台灣雖然從本世紀開始就已經擁有研究用雙偏極化雷達，並在定量降雨估計和資料同化技術方面進行一系列研究（Liou et al. 2013；Chang et al. 2014；Wang et al. 2013；廖與陳 2013；周等 2015），但是在針對劇烈天氣偵測與辨識方面的工作至今仍付之闕如。

2014 年 3 月中央氣象局五分山雷達升級為雙偏極化雷達，對於區分一般型午後雷暴和豪雨型午後雷暴提供了關鍵的資訊。本論文將針對這個課題，利用五分山雷達所觀測到的台北都會區午後雷暴個例提出一些分析結果。本論文內容將分成下面幾部分，第二節說明五分山雙偏極化雷達觀測參數的特性，第三節針對個案環境特徵予以說明，第四節針對豪雨型午後雷暴之中尺度特徵以及雙偏極化參數特徵進行探討，第五節為討論與結論。

二、五分山雙偏極化雷達資料特性

五分山雷達為 WSR-88D 升級之雙偏極化雷達，其規格包括 750 千瓦 Klystron 發射機，8.35 公尺大型天線，此雷達是採用雙偏極化電磁波同時發射同時接收技術（周等 2015；Doviak et al. 2000），此一方法和雙偏極化交替式發射接收技術相當大的不同，最主要有兩個部分。(1)發射能量減半，接受的能量也減半，對於一些較弱回波將無法有效探測，譬如晴空積雲回波。(2)對於一些跨極(cross-polar)參數無法接收處理，譬如線退比(linear depolarization ratio: Ldr)，由於同時發射接收僅能對共極(co-polar)部分進行接收，因此對於跨極部分將無法像交替式雷達進行反散射回波的接收與處理。一般情形在純水或是純冰狀態，Ldr

都是很大的負值，大約在 $-25\sim-35\text{dB}$ ，也就是反散射跨極能量遠小於反散射共極能量。但是在混合態降水情況下，如雨雹粒子或是雨霰粒子， L_{dr} 特別敏感，會產生異常大值。

五分山雙偏極化雷達主要觀測參數有 Z_{hh} 水平極化反射率， Z_{dr} 為差異反射率 ($= Z_{hh}/Z_{vv}$ ，其中 Z_{vv} 為垂直極化反射率)， R_{hv} 共極相關係數， Φ_{dp} 為水平和垂直極化波總相位差異，以及 K_{dp} 為比相位差異，是總相位差異對距離的微分項。本文將著重討論當豪雨型午後雷暴發生時，這些參數的分布與變化特徵。

三、2015 年 6 月 14 日豪雨型午後雷暴個案分析

(一) 降雨特徵

圖 1 為 2015 年 6 月 14 日台北盆地發生豪雨型午後雷暴之雨量分布。主要降雨發生在大安、信義、文山及中正區，有多個測站 180 分鐘累積雨量超過 100 毫米（符合氣象局最新豪雨等級定義），其中文山區公館雨量站測得最大 10 分鐘雨量 33 毫米，60 分鐘雨量達 131.5 毫米，180 分鐘累積雨量達 189 毫米，已經接近大豪雨標準。圖 1 和表 1 分別顯示 180 分鐘雨量超過 100 毫米測站分布及數值，這些測站主要分布在台北市南區。為清楚顯示這一段期間降雨特徵，圖 2 以柱狀表示從 1300 到 2000 LST 公館雨量站每 10 分鐘累積雨量變化，而其中黑實線為每 10 分鐘更新之 60 分鐘累積雨量，藍色線為每 10 分鐘更新之 180 分鐘累積雨量。6 月 14 日午後雷暴 10 分鐘累積雨量最大值發生在 1440-1450 和 1450-1500 LST，兩段時間都超過 30 毫米。因此可以粗略估計瞬間降雨率(rain rate)最大值應該發生在 1440-1500

LST 之間，此時分鐘雨量觀測，可以協助定義最大降雨率發生時間。

(二) 綜觀環境特徵

2015 年 6 月 14 日 0000 UTC (+8 為當地時間，為方便討論以後皆使用當地時間) 地面天氣圖顯示，滯留鋒面系統位於長江流域一帶 (圖 3a)，離臺灣有一段距離。500hPa 天氣圖顯示臺灣主要受太平洋高壓影響，處於大範圍下沉區 (圖 3b)，屬於弱綜觀環境。同一時間板橋探空 (圖 3c) 顯示整層大氣風場微弱，受地形效應影響低層偏東風，850hPa 以上則轉為偏西南風。整層大氣並無明顯逆溫層，700 和 600hPa 同時有微弱逆溫，700hPa 以上大氣層相對乾燥，顯示當天是個相對穩定的大氣。很可惜當時並沒有加放探空，無法獲知經過幾個小時太陽加熱後的大氣狀況。不過由地面測站可以得知，台北站溫度/露點從早上 8 點的 $29.5^{\circ}\text{C}/24.8^{\circ}\text{C}$ 到正午增加成 $33.5^{\circ}\text{C}/26.5^{\circ}\text{C}$ ，顯示大氣不穩定度有大幅增加情形，因此在午後發生雷暴是可以預期的。

(三) 雷達整合降雨回波發展演變

本節利用氣象局 QPESUMS 系統雷達整合回波資料，針對雷暴發展演變進行分析說明。於 1300LST 新北市烏來山區有超過 40dBZ 回波存在 (圖 4a)，在此同時雪山山脈西側已經開始有回波發展但非常微弱。30 分鐘後 (1330LST 圖 4b) 位於台北新北交界處的回波已經快速發展至相當強度，最大回波值出現在文山區達 50dBZ，此時原本烏來山區的回波已經開始減弱，並往西往北方向移動。至 1400LST (圖 4c)，北市南區與新北交界處回波持續發展，部分回波往北移入台北信義內湖地區，同時和桃園新竹也已經發展之回波結合成一帶狀組織對流系統，不過此時連接兩

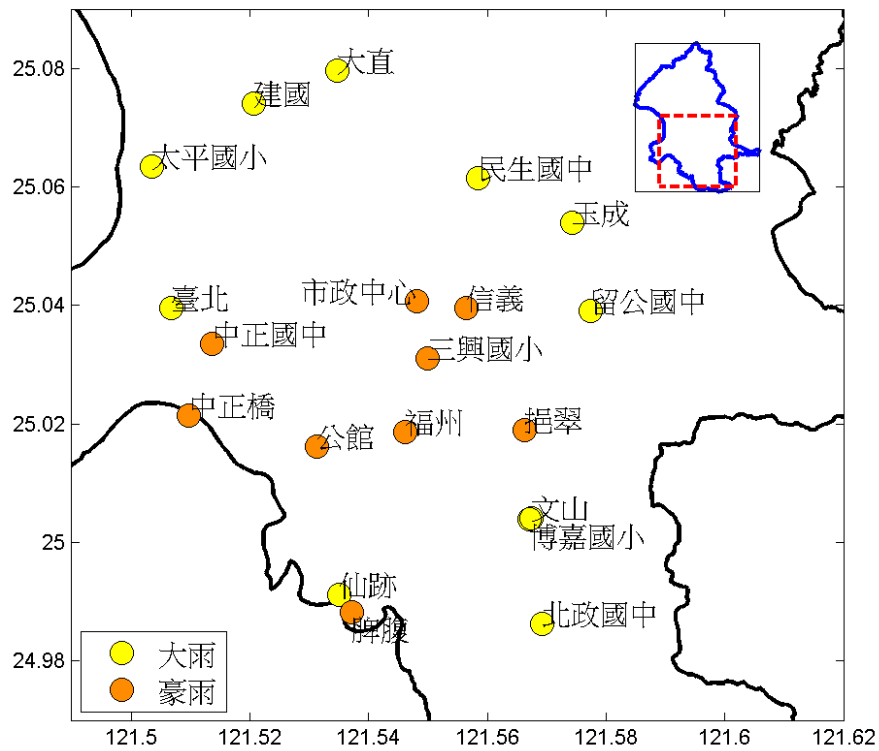


圖 1 2015 年 6 月 14 日台北盆地發生豪雨型午後雷暴之雨量空間分布，橘色點代表 3 小時累積雨量超過 100 mm 測站，黃色點則代表 3 小時累積雨量未達到 100 mm 之測站。

表 1 圖 1 中各雨量測站每 10 分鐘、每 60 分鐘、以及每 180 分鐘累加雨量最大值(mm)。

站名	脾腹	中正橋	公館	福州	挹翠	中正國中	三興國小	市政中心	信義
10 分鐘	29	22	33	24	22	26	24	19	19
60 分鐘	73	82	131	81	78	81	93	83	84
180 分鐘	128	110	189	113	110	103	135	125	128

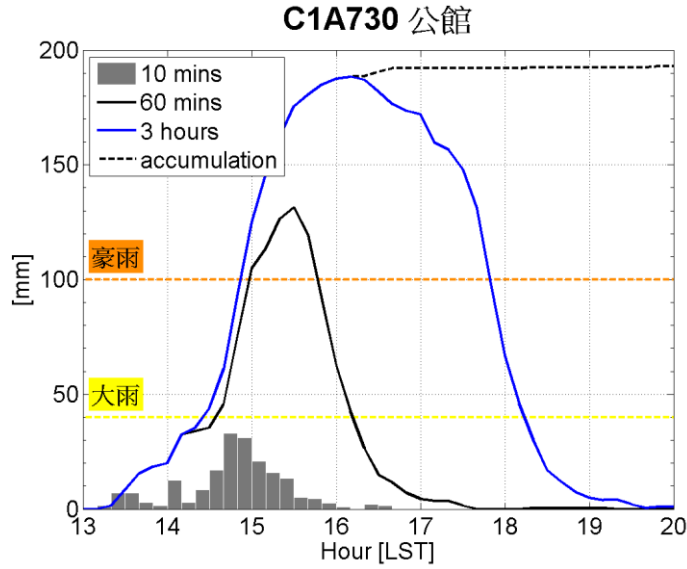
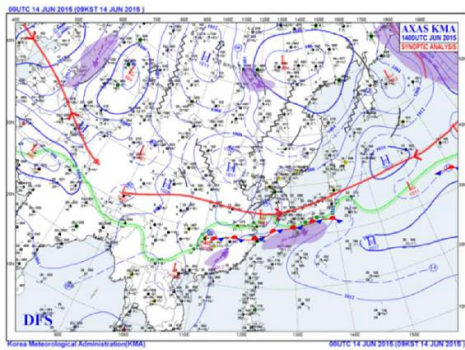
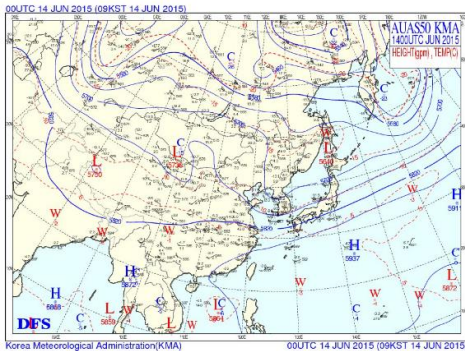


圖 2 2015 年 6 月 14 日豪雨型午後雷暴公館站所測 10 分鐘累積雨量 (柱狀圖)，最大值發生在 1440-1500 LST，連續兩個 10 分鐘雨量都超過 30 mm。以每 10 分鐘累加 60 分鐘之雨量歷線 (粗黑線) 和累加 180 分鐘之雨量歷線 (粗藍線)。

(a)



(b)



(c)

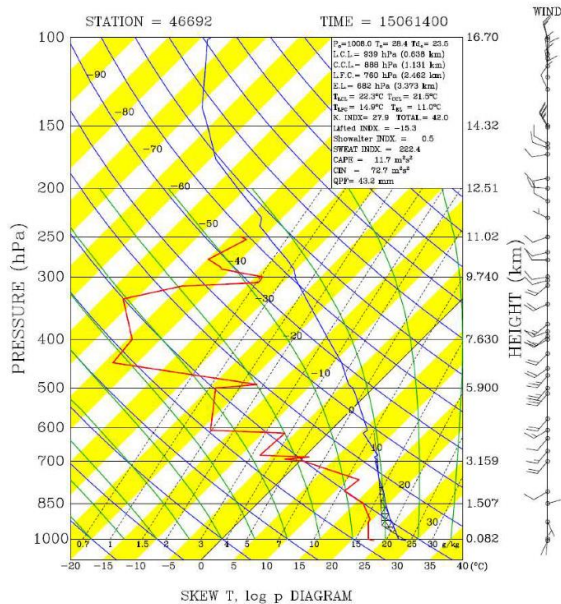


圖 3 2015 年 6 月 14 日 0000UTC 各層天氣圖。(a)為地面天氣圖；(b)為 500 百帕天氣圖 (天氣分析圖取自韓國氣象局網頁)；(c)為當日 0000 UTC 板橋探空。

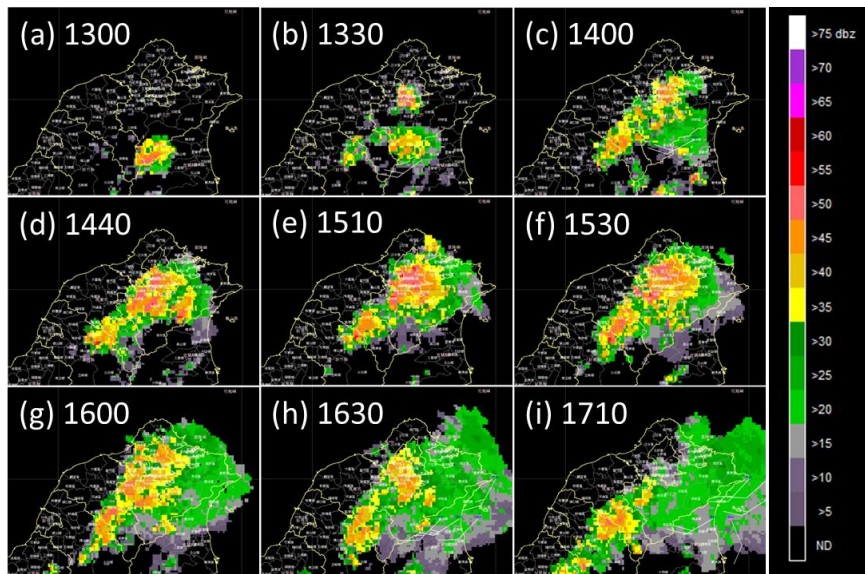


圖 4 2015 年 6 月 14 日北台灣區域 QPESUMS 合成雷達回波圖。

者間的回波並不強。

1440LST 回波圖顯示(圖 4d)，在新北市分別於中和、新店以及坪林區有三條東西南走向強回波帶，其中新店區強回波帶往北移動，中和區強回波帶持續往東北移動，兩者在大安中正區與原先就已存在的回波合併，形成一大型強回波區(1510LST 圖 4e)。此大型強回波區涵蓋台北市文山、中正、大安、信義、內湖等區，回波強度超過 60dBZ，也正是這個時間大安區公館站 10 分鐘累積雨量高達 33 mm。該大型強回波區持續時間並不長，較強回波往北往西北延伸，較弱回波往東往東北方向延伸之後快速減弱(圖 4f 和 4g)。雖然在 1630LST 由新店、中和及三重等地又有一波強回波移入，但其強度較弱，最大回波只有 45dBZ(圖 4h)，且移入台北市後便逐漸減弱，到 1710LST 台北市各區已經沒有明顯降雨(圖 4i)。

(四) 小結

2015 年 6 月 14 日雷暴個案發生在綜觀環境屬於穩定大氣，雖然預期有雷雨的發展，但是卻很難事前預估該雷暴系統會帶來豪雨等級降雨。從 QPESUMS 雷達整合回波演變得知，主要強回波發生在台北市南區和新北市交界處，由多個原本獨立強回波合併成一個大範圍強回波區，是造成台北市部分地區在短時間內出現超大雨量的原因。由於環境並不是特別潮溼，在第一波強降雨後雖然還有後續回波發展，但是都不顯著，因此很快降雨就停歇。

本個案有幾個有趣的問題，例如：(1)早上八點的探空並沒有顯著的不穩定度，大氣也不是特別潮溼，雷暴激發機制為何並不清楚，其中海風的角色以及地形的角色，都是值得進一步深入探討的問題。(2)雷達回波合併形成大型強回波區的過程是必然還是偶然？合併的條件為何？本文將針對這一課題經由中尺度分析進行討論。(3)胞合

併後大範圍強回波區有何特徵，尤其是雙偏極化參數？這些額外觀測參數可否作為豪雨型午後雷暴的預報指引？本文也將針對這個問題經由雙偏極化雷達資料分析提出一些建議。

四、中尺度特徵

本節特別針對 2015 年 6 月 14 日 1400-1500 LST 特大降雨伴隨之雷達回波變化進行中尺度分析，分析內容包括胞合併回波分析，伴隨之都卜勒風場分析，以及地面測站變化分析。

(一) 五分山雷達降雨回波分析

圖 5 為 2015 年 6 月 14 日 1353-1521 LST 平均間隔約每 6~12 分鐘一張五分山雷達 0.5°仰角平面位置顯示(Plan Position Indicator, PPI)回波分布。在 1411LST，多個雷暴在台北市新北市以及桃園市同時獨立發展，到 1422-1435 LST (圖 5b-5c)，台北 (A 胞) 和 新北 (B 胞) 發展較為強烈，到 1446 LST (圖 5d) A 和 B 胞合併，此時桃園新竹交界之對流胞持續發展，但是和 AB 胞合併並無關係。

胞合併最明顯之回波特徵有強回波 (大於 50dBZ) 區的出現，且強度和範圍可以維持達 30 分鐘。從 1446-1503 LST 也就是公館雨量站量測到連續兩個 10 分鐘雨量大於 30mm 時間，這一段時間強回波區並沒有明顯的移動跡象，一直到 1509 LST 強回波區稍減弱後，才明顯往西北西方向移動。原本降雨不強外流風場也不強，此時外流風場主要在舉升暖濕空氣維持對流。等合併後，降雨顯著增強，外流風場也顯著增強，可能是造成降雨系統顯著移動的原因。

圖 6 為相同時間五分山雷達觀測回波沿圖 5 之 C1 垂直剖面。在這一系圖中，A 胞和 B 胞

之合併被清楚呈現 (圖 6b 和 6c)。合併前後回波顯著增強範圍增大，大回波區 (> 40dBZ) 也由原本 4~5 公里高度直衝 7~8 公里。令人好奇的是此種回波變化似乎並無法由前期回波結構予以預期，是否每一個回波合併後都有類似增大增強結果，還是在特定環境條件下才成立，這是下一步要分析探討的。

胞合併(cell merge)是一個古老的氣象問題，可以追溯到二次世界大戰結束後，軍事用雷達轉移目標用來監測追蹤影響天氣甚鉅的雷雨胞，Byers and Braham (1949)的雷暴實驗可以說就是開端。Byers and Braham (1949)，Scorer and Ludlam (1953)，Malkus (1954)認為胞合併是一種胞與胞交互作用(cell interaction)的中間產物，經常結果是在同一地點舊胞被新胞取代。另外，Dennis et al. (1970)，Browning et al. (1976)，Lemon (1976)，Barnes (1978)也有很類似的看法，認為胞合併過程後期發展的子胞(daughter cell)最後會取代母胞(mother cell)成為新胞的核心。不過這些討論比較屬於定性的描述，缺乏定量的討論。

早期討論胞合併其實和種雲實驗很有關聯。Simpson and Woodley (1971)在佛羅里達地區積雲實驗 (Florida Area Cumulus Experiment: FACE)針對暖雲進行種雲實驗，當時使用“動力種雲”(dynamic seeding)這個名詞，認為促成積雲合併會使雲體加強，有利降雨發生。Simpson (1980)針對佛羅里達州積雲對流研究，成熟對流系統下衝流前緣互撞後，在原本兩個強回波體中間形成所謂“雲橋”(cloud bridge)，新對流胞在橋區發展導致胞合併。

Westcott (1984)對胞合併之早期研究結果進行整理，基本上認為胞合併在早期被研究人員過

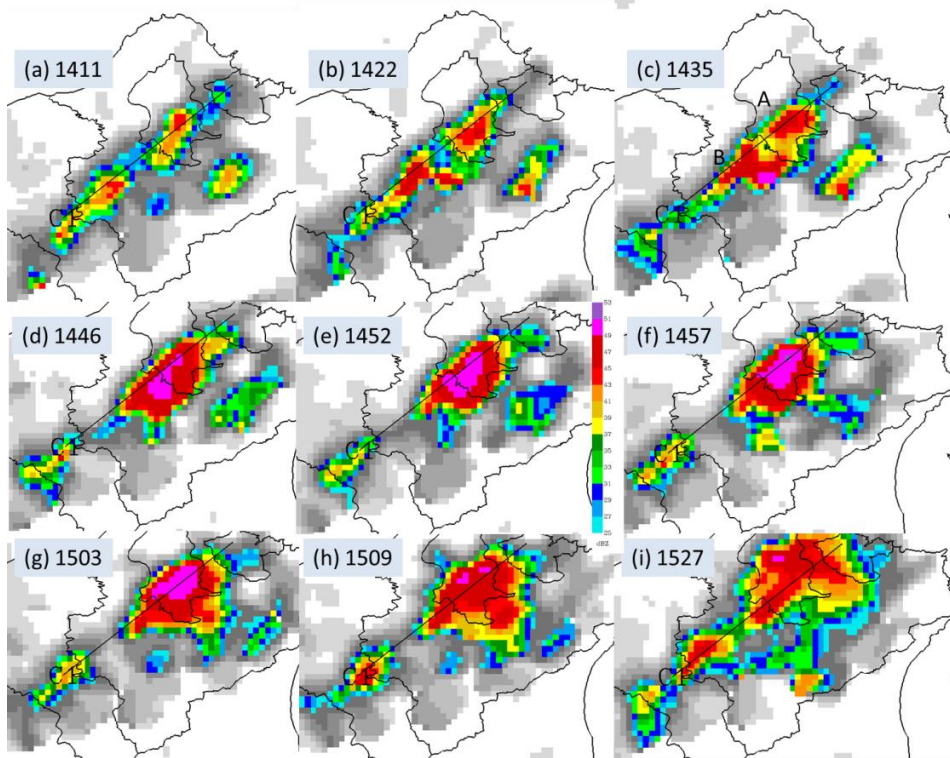


圖 5 2015 年 6 月 14 日五分山雷達觀測回波 0.5 PPI，時間分別為：(a) 1411 (b) 1422 (c) 1435 (d) 1446 (e)1452 (f) 1457 (g) 1503 (h) 1509 以及(i) 1527 LST。

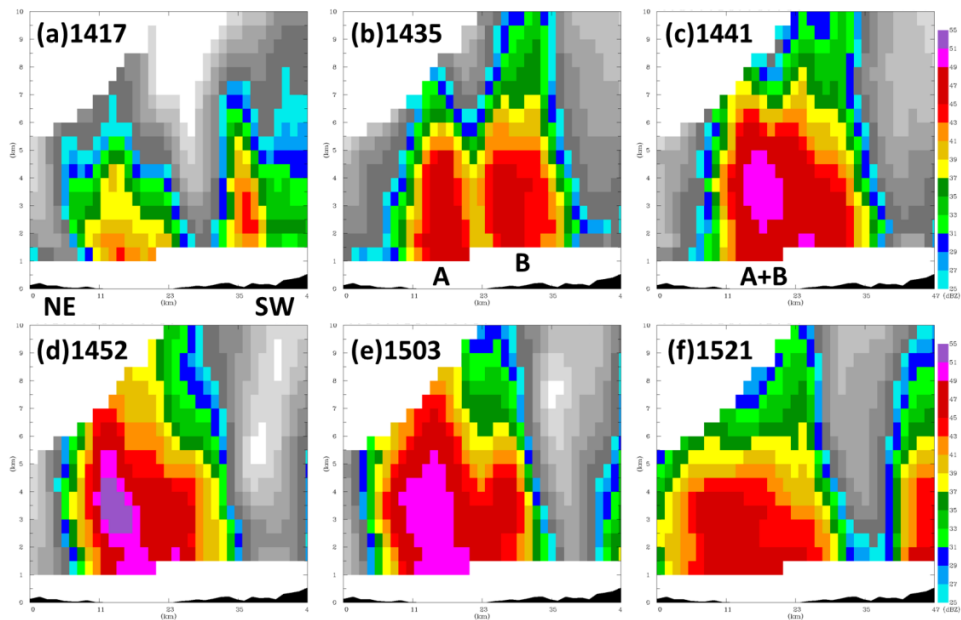


圖 6 沿圖 5 之 C1 五分山雷達回波垂直剖面：(a) 1417 (b) 1435 (c) 1441 (d) 1452 (e) 1503 以及 (f) 1521 LST。

度自由使用，並沒有被精準定義。早期主要在描述雲與雲間的交互作用，可以是上下衝流的合併，也可以是降雨區域的合併，也有針對非降雨積雲（熱泡）的合併，鉤狀回波的合併，甚至多個雷達回波的合併。有些人認為上述都可以用合併(merge)此一字眼，也有人認為應該更確切，有些研究認為上衝流的合併，或是對流胞環流的合併是較為嚴謹的。但是為方便起見，許多統計研究使用雷達回波進行分析，當然這主要是以降雨區來定義。需要注意的是合併可以發生在熱泡尺度，或是雷暴尺度，甚至中尺度，因此是一個多尺度的現象，也因此容易產生南轅北轍的對話。最早“胞合併”主要應用在發展中積雲，事實上這也是對流胞其動力結構和雲體結構得以被完整描述的狀況。至於對於成熟對流胞或是較大的中尺度對流系統，其胞合併也存在，當時對於相關的動力理論並不清楚。

Westcott and Kennedy (1989)利用三雷達分析胞合併，文中特別提到有兩種胞演變特徵，一種是在旺盛對流胞發展邊緣，當旺盛胞減弱時，其降雨蒸發形成的冷池和周圍環境風場產生的輻合有利新（子）胞開始發展，他們稱此為弱演化胞(weak evolution, Foote and Frank 1982; Peterson 1984)。另外一種是生成時原本與母胞遠離的新胞和母胞合併過程，稱之為強演化胞(strong evolution)。從雷達回波來分辨也有兩種形式，新的回波發展在兩個原本存在的大回波中間，之後產生合併；另一種為兩回波區移動速度不同形成胞合併。Westcott and Kennedy (1989)針對新（子）胞在舊（母）胞周圍發展之後產生胞合併，提出四種可能形成條件：(1)冷池外流舉升周圍較暖空氣；(2)由母胞逸入之飽和空氣形成較周邊乾空氣受保護之有利胞成長環境；(3)母胞往外延伸之砧

狀雲區因降雨蒸發增加周邊環境水氣量；以及(4)局部地區地面輻合和高空輻散造成上衝流的形成。

胞合併是一種複雜且非線性動力－雲物理過程，使的兩個毗鄰的對流胞合併成一個，合併後的對流胞其雲體厚度和雲體範圍顯著增加、上升運動增強、降雨區範圍和強度都增大等現象，尤其是降雨區範圍和強度增大這個現象，是引起氣象研究人員很大興趣的主要原因。譬如強地面風暴、閃電潛勢、以及都市閃洪(urban flash flood)等災害的發生。Stalker and Knupp (2003)研究指出了解胞合併對降雨影響，以及了解胞合併前環境條件與胞合併的關聯，對於預報雷暴劇烈度可提供重要線索。並提出胞合併在後期要使用較高層的上衝流來判斷，那是一般上衝流極大值出現高度，若是要知道降雨特徵，則需要用較低層的雨水(rain water)數值。

針對胞合併所牽涉之動力過程（對流上衝流之合併）或僅是水象粒子外貌的改變（雷達回波合併），Tao and Simpson (1984 and 1989)分別利用二維和三維雲尺度模式模擬進行討論，說明胞與胞交互作用以及胞合併的動力特性。垂直運動大部分是在雲橋區新生激發的，疊加的佔少數。至於風切效應，對流發展成線狀，與低對流層風切平行，胞合併傾向沿著對流線進行，新胞也在對流線上游發展，胞間速度差異也容易造成胞合併。

對流活動增加以及降雨量增大和大尺度舉升強度增大有直接關係，因此胞合併頻率增加和大尺度舉升強度增大也就有直接關係。最不利於胞合併的環境條件為較小的大氣不穩度和弱的大範圍舉升(Tao and Simpson 1984)。本個案環境在午後有利發展，但是並未持續，所以胞合併僅僅發

生很短時間，不像梅雨鋒存在之環境有持續大範圍舉升條件，利於大豪雨維持。

胞合併過程 Simpson (1980)認為積雲下衝流伴隨之冷外流，加強周邊局部輻合造成胞合併是最主要過程。Tao and Simpson (1984)曾經描述二維模擬胞合併的過程，頗值得參考。(1)首先有一至二個雲尺度下衝流伴隨兩個交互作用雲體發展；(2)在雲底形成連接兩個雲體之雲橋是低層輻合存在的證據；(3)一個或多個新胞在雲橋區開始發展，新胞的激發主要和雲尺度下衝流伴隨之冷池外流有關；(4)經由底層水平輻合新胞持續快速發展，在一些特殊情況下動力合併過程可能發生在新胞和其中之一的母胞；最後(5)新胞發展成熟後有可能連續生成一些新胞，整個雲系統範圍增大，生命期加長，因此製造出更多降雨。

Tao and Simpson (1989)利用三維雲動力模式討論大尺度舉升強迫以及環境風切和雲微物理過程對於胞合併的影響。他們認為胞合併有兩種，平行環境風切之胞合併和垂直環境風切之胞合併。兩者最大不同是垂直胞合併胞間距離較平行胞合併胞間距離要短很多，前者約 5~6 km，後者可以達 10 km 或更長。也有可能胞合併牽動到三個胞，既有平行也有垂直胞合併同時發生。Tao and Simpson (1989)認為雲橋是胞合併的先兆。雲橋是胞合併前在胞間形成的一些低雲，連結即將合併的胞，也可以視為胞合併之必要條件：低層輻合的表徵。軌跡研究顯示雲橋的產生和雲尺度下衝流以及伴隨之外流邊界有關，此區會伴隨氣壓梯度力強迫。此觀念後來被 Schumacher and Johnson (2008)和 Wang et al. (2014)等用來解釋梅雨季產生豪大雨之往後發展(back-building)降雨系統發生的動力機制。另外，Tao and Simpson (1989)他們的實驗認為冰相微物理過程在熱帶胞

合併並不重要，這個論點和之後大量觀測到熱帶對流內也有劇烈相符，需要更多的研究來澄清。

(二) 台北市區地面測站風場和氣溫分析

圖 7 為大台北地區地面測站 1200 和 1400LST 風場、溫度場、以及水平輻合輻散場分布。1200 LST 溫度場分布顯示 (圖 7a)，北市區大部分氣溫高達 34°C，以中正萬華等區最熱。地面風場則以西北風 (淡水河流域) 或東北風 (基隆河流域) 為主，顯示此時是由海上往臺北盆地吹入的氣流。圖 7b 為利用地面風場資料內插網格計算之水平輻散場，顯示台北地區在 1200LST 有大範圍微弱風場輻合。此風場輻合在台北西南區特別明顯。到了午後 (1400 LST 圖 7c 和 7d)，台北市南區溫度由 34°C 驟降至 26°C，造成盆地溫度分布一分为二，北區仍有 31~32°C，而南區僅有 26~28°C。伴隨此降溫，盆地南區風場由北風換成南風，在盆地中心和北區北風交會，形成帶狀大強度之輻合區，此種顯著集中的近地面水平風場輻合結構在當天早些是沒有被觀測到的。此強化之風場輻合區主要集中在氣溫 30°C 前緣，輻合強度是原本的 2~3 倍。

個別測站資料有些有趣的特徵，以台北測站為例 (見表 2)，在日出前氣溫大約在 26~27°C 之間，日出後 (0600 LST) 氣溫快速增加，到中午達到當天最高溫 33.5°C，之後開始減弱。首先是微降，但在 1400-1600 LST，由 33°C 快速降溫至 26°C，溫差超過 7°C，之後變化才再趨於平緩。相較於氣溫，露點溫度的變化要平緩許多，從清晨到早晨 0900 LST，露點大約增加 2°C (23.2 到 25.4°C)，之後持續上升至 26.5°C。開始降雨後除了明降溫，露點也持續下降，並伴隨顯著陣風。

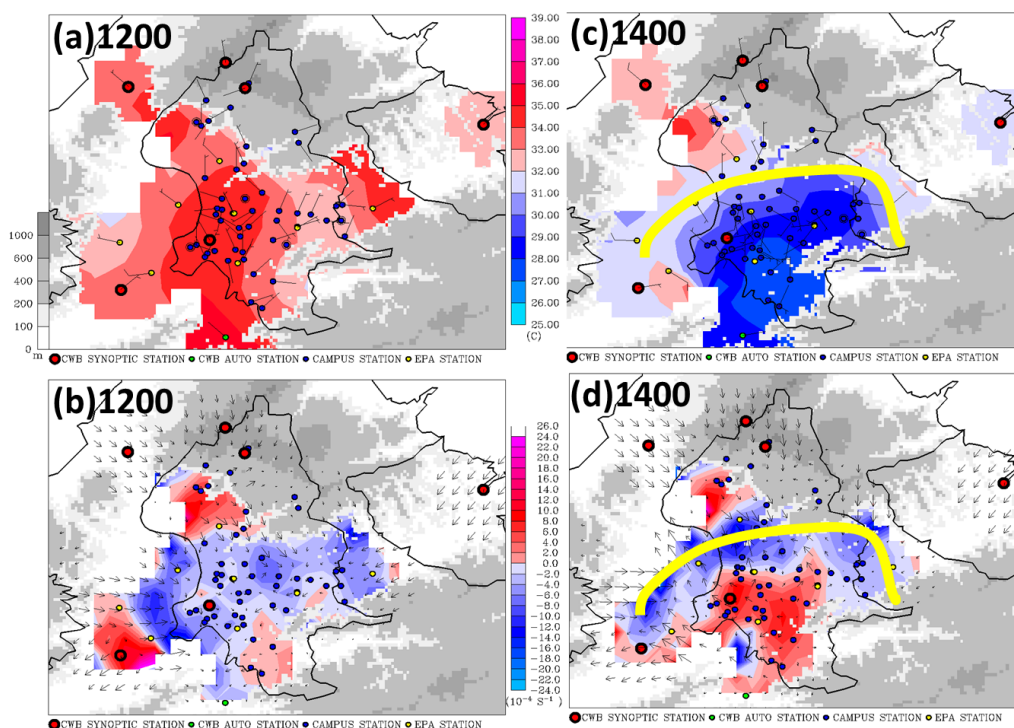


圖 7 2015 年 6 月 14 日台北市區地面測站 1200 LST 溫度場和風場(a)，以及水平輻散輻合場(b)；(c)和(d)與(a)和(b)同，但為 1400 LST。

表 2 2015 年 6 月 14 日中央氣象局台北測站每小時水平風向風速、陣風風向風速、氣溫、露點、相對濕度、降雨、以及氣壓變化。

Time (LST)	Vd (deg.)/ Vh (m/sec)	Gd (deg.)/ Gh (m/sec)	Temp (°C)	Td (°C)	RH (%)	Hourly Rainfall (mm)	Pressure (hPa)
0800	180/0.7	150/2.4	29.5	24.8	76	0	1006.2
0900	130/0.5	160/2.7	31.4	25.4	71	0	1006.5
1000	60/0.3	70/3.5	32.6	25.7	67	0	1006.2
1100	190/0.6	280/3.4	33.3	25.2	63	0	1006.5
1200	330/0.8	330/5.8	33.5	26.5	67	0	1005.9
1300	350/1.9	40/5.9	33.0	26.5	69	0	1005.4
1400	80/4.0	90/8.6	28.6	25.4	83	0.9	1005.3
1500	100/5.4	100/11.1	26.0	24.0	89	29.8	1006.4
1600	140/1.7	90/11.6	25.6	23.3	87	29.2	1005.9
1700	200/0.9	160/4.9	26.2	24.2	89	5.4	1005.8
1800	110/1.1	150/3.4	26.8	24.8	89	0.5	1006.5
1900	180/0.9	190/2.3	26.5	24.2	87	0	1007.1

(三) 五分山雷達都卜勒風場分析

圖 8 為五分山雷達觀測之 0.5 度 PPI 都卜勒風場分布，我們特別選取 A 和 B 胞合併前 (8a 為 1435 LST)、合併後 (8b 為 1452 LST) 之低層風場進行分析。在胞合併前，遠離雷達風和接近雷達風在 25 公里處交會，沿著雷達波束方向風速兩者大約都在 8 m/s 以下。胞合併後，遠離雷達風

迅速增強至 11~12m/s，甚至有接近 15 m/s 風速，這種風速快速增大情形，持續最少有 30 分鐘以上。這種伴隨著胞合併所造成的短暫時間內風速快速增強現象，顯示大氣有劇烈之動量交換，而伴隨強烈的對流尺度上下衝流是一種可能的過程 (Arkins et al. 1995)。圖 9 為相同時間通過胞合併區都卜勒風場的垂直剖面。胞合併前，大風速區

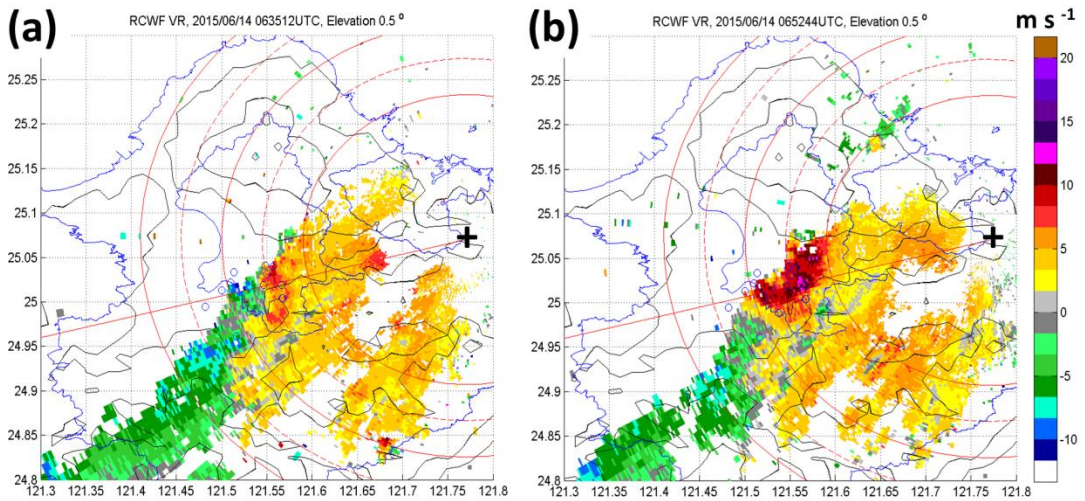


圖 8 2015 年 6 月 14 日五分山雷達 (+ 位置所在) 0.5 度 PPI 都卜勒風場(a)1435LST 和(b)1452LST。紅實線分別代表離開雷達 20, 30, 40 公里距離，暖色系代表遠離雷達，冷色系代表接近雷達風場。

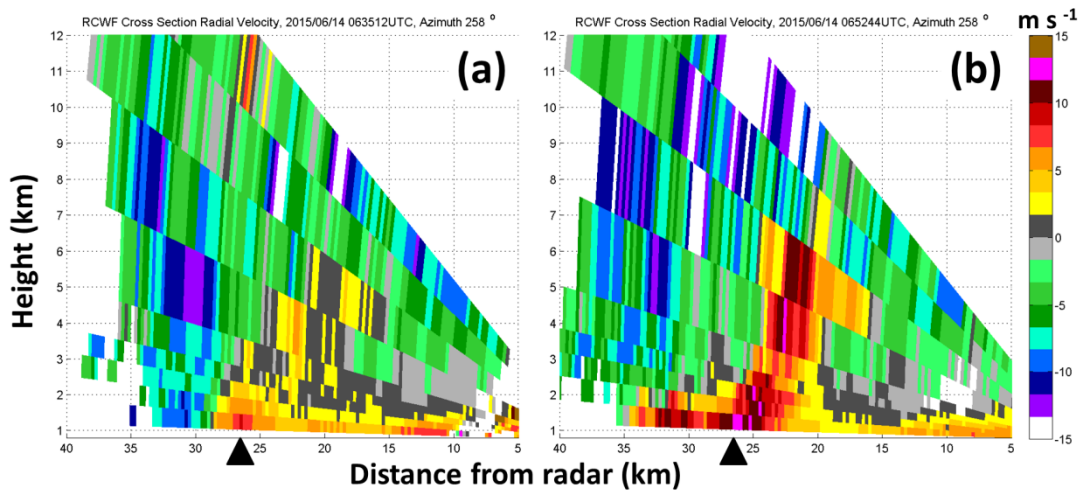


圖 9 2015 年 6 月 14 日五分山雷達觀測方位角 258 度都卜勒風場分布，(a) 1435LST 和(b)1452LST。雷大位置在右下角，三角點代表公館測站位置。

主要在近地面；胞合併後，強風可以往上延伸到 7~8 公里高度，主要輻合區往西南延伸至 34~35 公里處。在此特別說明，由於作業雷達守視掃描上下層觀測時間大約有 2~3 分鐘差異，因此容易造成垂直剖面製圖時上下層虛假的傾斜現象。由於本文的目的之一是想提供讀者觀測資料所獲得的資訊有深刻印象，並沒有要進行仔細的定量計算，因此我們並沒有進行不同層資料在時間空間上的調整。

(四) 五分山雷達雙偏極化參數特徵

圖 10 為 2015 年 6 月 14 日 1435 LST 五分山雷達所觀測之雙偏極化參數垂直剖面，其中(a)為回波反射率(Zhh)、(b)為相關係數(Rhv)、(c)為差異反射率(Zdr)、以及(d)為比相位差異(Kdp)。在 1435LST 離雷達西南方 25~30 km 距離處，第七層仰角 Zhh 資料顯示有回波反射率超過 60 dBZ 存在於高度約 5.5~7.5 公里處。而同一位置大於 55 dBZ 回波則從近地面發展至 9 公里高度。在相同位置有較小的 Rhv (< 0.95)，顯示有非純水（雨滴）或純冰（冰晶或雪花）混合水象粒子存在。此一高度大約在融解層（5.3 公里）上方 1~3 公里，符合冰水混合物存在環境。在相同位置 Zdr 數值較鄰近稍大 1.5~2 dB 左右，但是有相當大比相位差異存在，其值可達 2.75-3 deg./km，範圍超過 5 公里寬。

在相同位置（25~30 公里處）較低仰角所觀測之特徵有很大不同，在第四、五、六層仰角 Zdr 有極大值(4~5dB)呈柱狀，顯示粒子扁平度大，伴隨大回波（大於 55 dBZ），此時 Kdp 也有 2.25~1.25 deg./km。在近地面雖然有大於 55 dBZ 之回波值，但是 Zdr 僅有 3 dB 且 Kdp 沒有超過 2.0 deg./km。低層 Kdp 分布和降雨強度有很好相關，

從 22~30 公里，Kdp 大於 1.0 deg./km，是地面主要降雨位置。

圖 11 與圖 10 相同，但時間為 17 分鐘後(1452 LST)。此時近地面 Kdp 大於 1.0 deg./km 範圍已經由 22 公里往南往西延伸至接近 40 公里處，是原先同一降雨強度大約兩倍範圍。前節提到胞合併的一個重要特徵就是降雨區變大且降雨強度變強，這個現象不僅僅在地面雨量站被測到，在雙偏極化雷達參數 Kdp 也被清楚觀測到。在 1435 LST 時，近地面 Kdp 沒有超過 1.75 deg./km 數值存在。然而胞合併後，Kdp 大於 2.0 deg./km 的範圍接近 4 公里寬度(23~26 km)。此時臺灣大學觀測坪撞擊式雨量計(Vasalla-WST520)測得雨量強度達 106 mm/h。另外值得注意的，原本存在高層的大 Kdp 已經不復存在，原本存在 Zdr 柱狀分布也不復存在，Zdr 僅有 0.5-2 dB，Rhv 接近於 1，顯示純降雨特徵。

五、討論與結論

本論文分析 2015 年 6 月 14 日台北都會區豪雨型午後雷暴的觀測特徵，主要強調兩個概念：(1)對流胞合併是豪雨型雷暴的主要特徵和有利胞合併之環境條件，以及(2)發生豪雨型午後雷暴雙偏極化雷達參數特徵和變化。針對胞合併，主要強調和強化的水平輻合場有關，有利對流上衝流的建立與發展，而本個案中強化的水平輻合場形成原因值得進一步分析討論。至於雙偏極化參數的變化特徵，本節中也將討論。最後針對豪雨型午後雷暴的可預測度問題予以說明。

(一) 近地面水平輻合場局地增強原因

圖 12a 為 2015 年 6 月 14 日台北市區 1200-1400 LST 兩小時累積降雨圖，主要降雨區仍在台

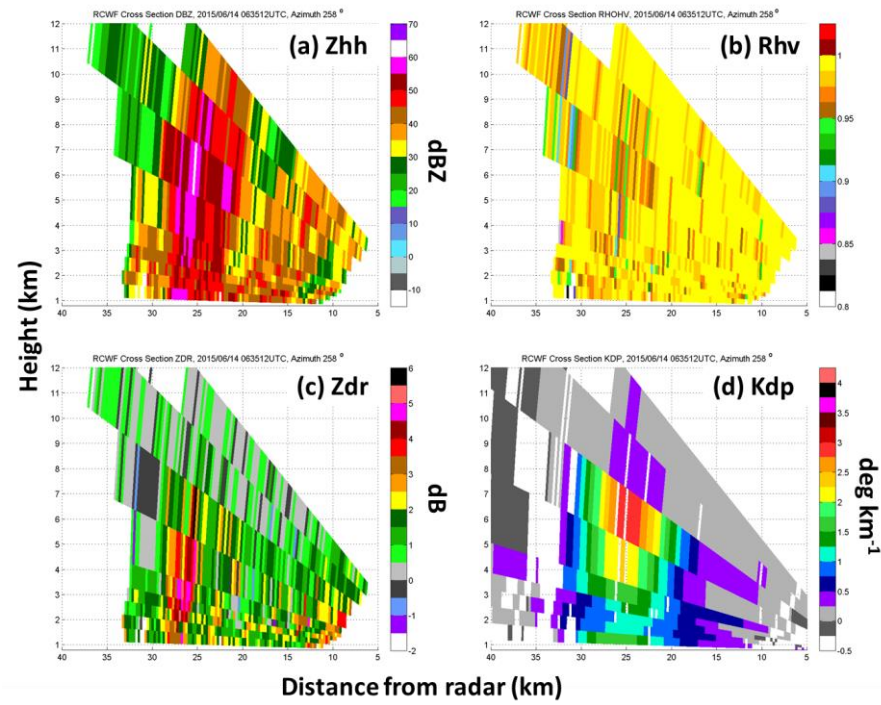


圖 10 2015 年 6 月 14 日 1435LST 五分山雷達觀測沿方位角 258°之雙偏振參數(a) Zhh, (b) Rhv, (c) Zdr, and (d) Kdp。

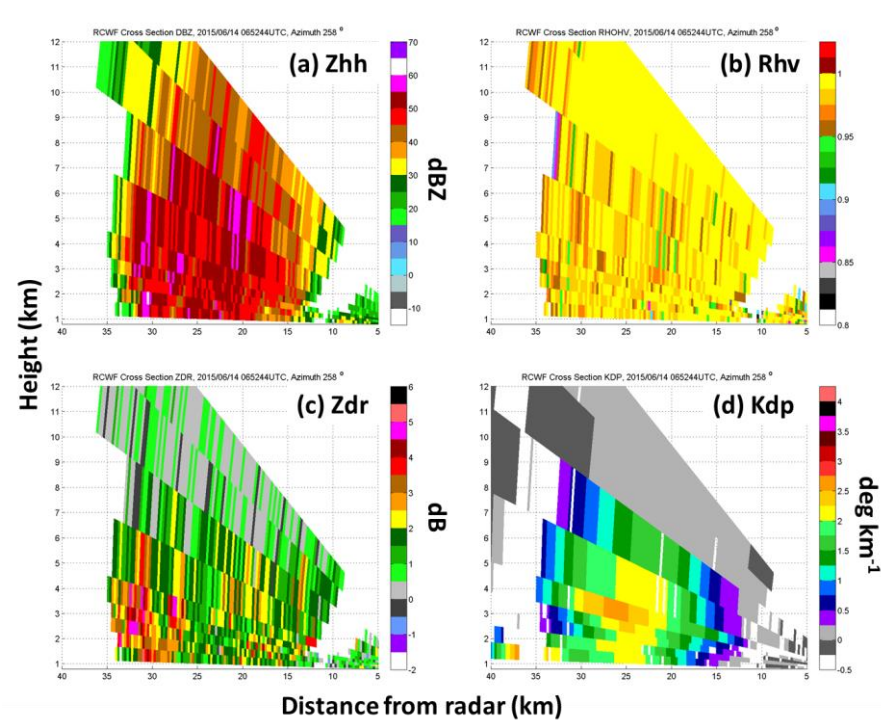


圖 11 與圖 10 同，但為 1452 LST。

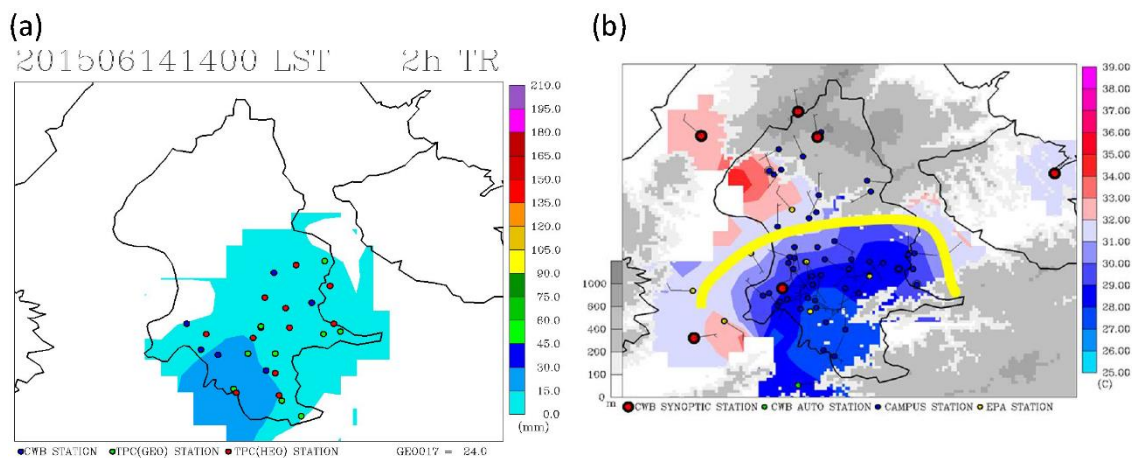


圖 12 2015 年 6 月 14 日台北市區(a) 1200-1400 LST 兩小時累積降雨，(b) 1400 LST 氣溫和風場分布，粗實線為主要輻合區。

北市—新北市交界處，累積降雨量不超過 20 mm。降雨區往東往北延伸佔據台北市東區和南區。圖 12b 為 1400LST 台北市區溫度分布，以台大校園測站為例，溫度由 1200LST 的 33.5°C 降到此時的 27.1°C（請見表 3）。此一降溫伴隨相對濕度的增加，氣壓的微幅上升，風向的快速轉變，以及風速的增強，這些現象都符合文獻中常提到的降雨蒸發所產生的冷池—外流邊界(cold pool-outflow boundary)現象。在冷池的前緣常與環境形成一個類似鋒面的界面（溫度、濕度、風向、風速等氣象參數的改變都符合），此一界面由於有顯著風速風向的改變，因此也伴隨著強化的氣流輻合現象。台北市南區地形呈現南高北低的地勢分布，在斜坡形成的冷池沿著地形往市區流動延伸，由冷池通過時間可計算其移動速度，也和理論計算數值相當。另外，冷池移動方向除了和降雨系統移動方向有關外，也和地形斜坡方向有關。

另一個值得討論的是海風環流可能扮演的角色。表 2 為中央氣象局台北測站 2015 年 6 月 14 日 0800-1900LST 每小時水平風速風向、陣風風

速風向、氣溫、露點、相對濕度、降雨、以及氣壓等氣象變數一覽表。這個表有幾個值得注意的地方：(1)風速風向的變化，1100-1200 LST 風向由 190 度轉為 330 度。板橋探空地面風向在 0800 LST 為 190 度。淡水站在 0900 LST 由 170 轉 270 度至 300~310 度 1000 LST 以後持續吹 300~310 度風向，與淡水河口呈平行。台北測站在 1200-1300 LST 都是吹 330~350 度風向，但是在 1400 LST 風向快速轉為 80 度，風速從原本微弱(0.5~2m/s)增強為 4m/s，此一較強東風持續至 1600LST 之後減弱。在此期間陣風也有類似的變化，從原本 330 度 5.6m/s 轉為 90~100 度 8.6~11.6m/s。(2)氣溫也快速變化從 33.5-33.0-28.6-26.0-25.6°C 短短幾個小時溫度驟降接近 8°C，露點溫度變化較為緩和，原本大約 24~25°C，但是在 1100-1200 LST 上升至 26.5°C，有趣的是 1300LST 之後露點溫度不升反降，到 1600LST 已經由 26.5°C 降到 23.3°C。參考周和修(2015)由地面測站溫度和露點溫度的變化，以及風向風速的轉變來辨識海風鋒面通過測站時間。從上述資料可以理解在 1100-1200 LST 海風鋒面通過台北測站，風向順轉，風

表 3 2015 年 6 月 14 日 1400-1510 LST 每 10 分鐘台大公館測站氣壓、氣溫、相對濕度、以及分鐘降雨強度。

Time (LST)	Pressure (hPa)	Temperature (°C)	Relative humidity (%)	Rainfall intensity (mm/h)
1400	1007.8	27.1	90.2	24.1
1410	1007.7	26.5	90.4	56.0
1420	1007.4	26.3	90.5	48.9
1430	1007.5	26.2	91.4	84.4
1440	1007.7	25.8	91.9	91.6
1450	1009.0	25.8	93.4	109.2
1500	1008.7	25.1	92.7	83.4
1510	1008.6	25.0	94.1	64.8

速微升，陣風加大，溫度微降，露點升高，沒有降雨，這些都是海風鋒面通過時的特徵。台北測站在 1300-1400 LST 又經歷一次風向風速的較大變化，風向由西北風轉成東風，陣風幾乎加倍，伴隨顯著降溫以及顯著降雨，這是降雨蒸發冷池通過的訊號。此處值得一提的是當時降雨並不強烈，但是已經有顯著降溫，應該是原本大氣乾燥，對於微弱降雨有非常顯示的蒸發效應。

經由上述分析可見，圖 7d 中冷池前緣與西北風產生輻合，主要是海風鋒面和陣風鋒面相遇所造成，而類似的現象在世界其他許多地方都有發生（美國佛州、日本關東、以及以色列等）。這種輻合帶的產生和降雨冷池有關，冷池的形成以及強度主要和對流下衝流強度、降雨強度、以及邊界層乾燥度有關。

(二) 雙偏極化參數分布變化與豪雨

Kumjian and Ryzhkov (2008)在超級胞中重複觀測到一些雙偏極化參數特徵，這些包括“龍捲著地訊號”(tornadic debris signature, TDS)，伴隨龍

捲落地；低層觀測到的“差異反射率弧”(Zdr arc)；風暴低層內流區以及上衝流區觀測到低相關係數區；延伸至融解層之上的“差異反射率柱”和“比相位差異柱”(Zdr and Kdp columns)；以及中層強化的(減弱的)差異反射率(相關係數)環(Zdr ring and Rhv ring)。其中伴隨雷暴上衝流所觀測到的 Zdr 柱，可以說是最早出現在文獻中的(Caylor and Illingworth 1987; Meischner et al. 1991; Conway and Zrnic 1993; Brandes et al. 1995; Kennedy et al. 2001; Loney et al. 2002)。Zdr 柱是由混合態降雨粒子所組成，是一個由近地面往上穿過融解層再向上延伸大約 2~3 公里的垂直 Zdr 分布，其位置幾乎和上衝流位置相同，稍微往下風切處傾斜。研究中指出 Zdr 柱主要是由數目不多的大雨滴粒子以及外部包覆水的冰雹粒子所組成，這些粒子的來源有人認為是經由暖雲過程的碰撞與聚合過程形成，伴隨著對流上衝流的邊緣，由於上衝流速度夠大，可以讓少部分大粒子懸浮雲中不致掉落。也有人認為主要是由砧狀雲落下的融化冰晶或是融化中的霰，在風暴周圍被帶入，由上衝流再次往上循環所造成，是一種濕成長過程的結果。

Hubbert et al. (1998)在一些觀測雷暴案例注意到，發展中的對流雲和加強中的 Zdr 有不錯的相關，或許可以做為預報員用來區分發展中或是減弱中的對流胞。但是由於掃描策略的緣故，現有作業雷達並不容易追蹤這種訊號(Kumjian and Ryzhkov 2008)。

利用雙偏極化雷達參數 Kdp (比相位差異)來定量估計降雨是重要的應用(Ryzhkov et al. 2005; Wang et al. 2013)。依據周等(2015)利用台灣地區觀測之雨滴譜所計算，Kdp 和雨量站測得降雨強度經由線性回歸所求得的回歸方程為 $R = 59 \times Kdp^{0.8}$ ，也就是說當 $Kdp = 1 \text{ deg./km}$ 時，降雨強度為 59mm/h ，依此可以類推。圖 13a 為五分山雷

達所觀測 2015 年 6 月 14 日 1452 LST 最低仰角 Kdp 空間分布，由公館測站的每分鐘降雨強度觀測(見表 4)可知，在 1443~1458 LST 有多次分鐘降雨強度大於 100mm/h ，超過 110mm/h 強度的分別發生在 1443 (113.8 mm/h)，1445 (119.2 mm/h)，1449 (110.0 mm/h)，以及 1451 (111.7 mm/h) LST。因此可以推斷，對公館站而言，這一段時間是降雨最強的二十分鐘，最大值發生在 1445 LST。此時雷達觀測之 Kdp 最大值接近 2.3 deg./km ，用回歸方程換算成降雨強度大約是 135 mm/h ，這個結果和實際公館測站量測相當接近。不僅如此，Kdp 的分布也和 1200-1600 LST 累積降雨分布相當接近(圖 13b)，顯示比相位差異 Kdp

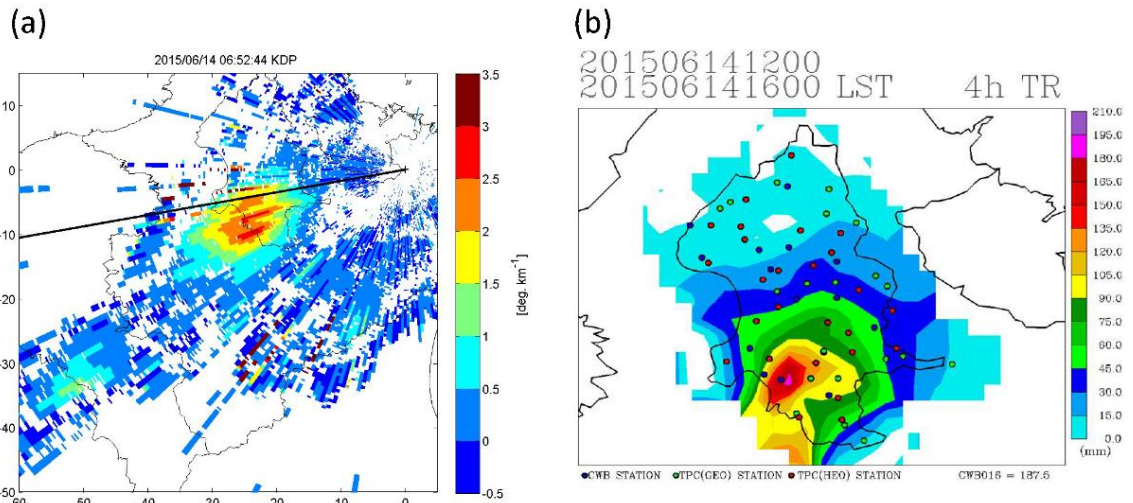


圖 13 2015 年 6 月 14 日(a) 1452 LST 五分山雷達 Kdp 分布；(b)台北市區 1200-1600 LST 降雨分布。

表 4 2015 年 6 月 14 日自 1440 至 1500 LST 每分鐘之分鐘降雨強度分布(單位 mm/h)。

1440	1441	1442	1443	1444	1445	1446	1447	1448	1449	1450
91.6	84.6	75.7	113.8	98.2	119.2	101.4	99.4	108.3	110.0	109.2
1450	1451	1452	1453	1454	1455	1456	1457	1458	1459	1500
109.2	111.7	106.6	79.2	88.7	108.0	101.6	87.1	107.6	87.9	83.4

確實是不錯的定量降雨估計參數。

(三) 豪雨型午後雷暴的可預測度

臺北盆地人口眾多且密集，所處之地理環境位置，每年春夏午後對流性雷陣雨帶來局部地區短延時高強度降水之影響，造成都會地區之局部積淹水災情。依據林等(2012)所提出台北市是否發生午後雷暴之檢查表，依據淡水、基隆、臺北三個地面觀測站上午 8 時至下午 13 時之觀測數據與板橋站 0000UTC 探空觀測數據進行評估，若是項數高過 8 項，表示午後雷暴發生機率很高。本文利用此一方法針對 2015 年 6 月 14 日進行評估，結果顯示（見表 5）符合項目由早上 7~8 項增加至 10~12 項(1200-1300LST)。當日午後對流影響臺北市時間大約自 1330LST 至 1800LST，中正、大安、信義及文山區對流發展較為旺盛，其中大安區影響最為嚴重。很可惜此一方法僅能提供是否有雷暴會發生，卻無法對雷暴降雨是否為豪雨型提供更多資訊。這也是本文的重點，特別指出對流胞合併是豪雨型雷暴的重要機制，卻很難在數小時前由地面測站資料提供訊息，而雙偏極化雷達參數的分布特徵（如 Zdr 柱或是 Kdp 柱），不僅可以提供降雨強度估計，甚至也有潛力作為都會區暴洪的預兆指標，可以提供降雨強度的估計。

針對數值預報模式的結果，我們參考日本名古屋發展之 CReSS 模式（參考台師大王重傑教授網頁，http://140.122.249.147/RUN_5p0km_NTNU/2015/vortex.php）以及美國發展之 WRF 模式（參考中央大學林沛練教授 MEFSEA 網頁，<http://pblap.atm.ncu.edu.tw/mefsea/>）預報結果顯示，當天降雨落區主要在山區，而高解析度模擬結果在平地並沒有降雨訊號，反倒是較低解析度模式有，

但出現時間並不正確且量也太小。這結果表示模式對於當天是否有午後雷暴，可以提供一部分訊息，但是對於是否會產生豪雨型午後雷暴以及相對應位置時間，現階段並沒有很好的表現，有待進一步的努力。

(四) 結論

本論文針對 2015 年 6 月 14 日台北都會區豪雨型午後雷暴進行觀測分析與特徵討論，主要發現為(1)豪雨型午後雷暴伴隨顯著對流胞的合併，胞合併不僅增大對流面積，也顯著增大回波厚度。(2)有利胞合併之環境條件主要為強化的低層輻合場。(3)胞合併前後雙偏極化雷達參數產生顯著變化，包括 Zdr 柱狀結構，其高度往上延伸超過融解層 2~3 公里；Kdp 也呈現柱狀結構，和回波反射率有很好的相關。Kdp 低層分布和劇烈降雨有很好的相關，顯示 Kdp 是很好的定量降雨估計指標。最後本論文也針對豪雨型午後雷暴的可預測度問題進行討論。

有利豪雨型午後雷暴發生的綜觀條件，光是太陽加熱顯然是不足的，必須有足夠強的動力或熱力強迫以維持垂直運動，充分的水氣供應也是不可或缺的成分。本文中特別討論局部環流（海風環流）和對流動力（外流邊界）的交互作用，但是地形的角色並未深入討論。另外在胞合併過程，雙偏極化雷達所觀測到之 Zdr 柱和 Kdp 柱，這些參數和豪雨型午後雷暴的關係應該進一步予以釐清。在此特別一提，光是 2015 年在台北都會區就有四個豪雨型午後雷暴案例發生(2015/6/7; 2015/6/14; 2015/7/23; 2015/8/18)的紀錄，這個現象表示類似的短延時強降雨豪雨型雷暴系統的發生已經不是特例。是否所有發生的個案都是經由本文所討論之類似天氣過程並不清楚，這是未來需

表 5 臺北市於 2015 年 6 月 14 日是否發生午後雷雨之評估檢查表 (林等 2012)，使用包括淡水、基隆、臺北三個地面觀測站 0800-1300 LST 之觀測數據及板橋站 0800 LST 探空觀測數據。

STATION	Hour	8	9	10	11	12	13
淡水 (46990)	VPRE(hpa)	29	30.5	31	31.5	31	31
		V	FALSE	FALSE	FALSE	FALSE	V
	HUMD(%)	74	70.5	69	67.5	67	67.5
		V	FALSE	FALSE	FALSE	FALSE	V
	WDIR(degree)	160	250	240	270	280	280
		190	310	310	310	320	320
V		V	V	FALSE	V	V	
WSDS(m/s)	1.5	2	2	3.5	4.5	4.5	
	V	V	FALSE	V	V	V	
基隆 (46694)	VPRE(hpa)	28.5	28	28.5	28.5	28.5	28.5
		V	V	V	V	V	V
	HUMD(%)	68	61	61.5	59	62	60
		V	V	V	V	V	V
	WDIR(degree)	170	30	10	20	0	0
		240	50	50	50	50	50
FALSE		FALSE	V	FALSE	V	V	
WSDS(m/s)	3	2.5	3.5	4	4.5	5	
	V	V	V	V	V	V	
台北 (46692)	VPRE(hpa)	28	29	29.5	28.5	28.5	29.5
		V	V	V	V	V	V
	HUMD(%)	70.5	65.5	59	56	54	57
		V	V	V	V	V	V
	WDIR(degree)	140	180	230	230	260	280
		200	210	280	330	350	360
V		FALSE	FALSE	FALSE	V	V	
WSDS(m/s)	1.5	1.5	2	2	2.5	3	
	V	V	V	V	V	V	
符合標準項目數 (總數12項)		11	8	8	7	10	12

08LST	hpa	1000	925	850	700	500
板橋探空	CAPE	>500				
		X				
	T-Td	<4	<4	<6	<9.5	<11
		X	X	V	X	X
	WDIR	210	230-280	220-280	200-270	200-250
		V	X	X	V	V
WSDS	<1.5	<4	<4.5	<6.5	<6.5	
	V	V	V	V	X	
		2	1	2	2	1

要釐清的地方。

豪雨型午後雷暴預報上的難題不僅僅是預估是否會有雷雨發生(包括時間地點),更重要的是還須預估降雨量要超過某一個門檻值。現有大範圍暖季降雨預報的表現較之颱風仍有很大改進空間。未來工作方面,了解水氣供應水氣輸送過程是非常重要的,整合雙偏極化雷達所觀測的複合式雷暴系統雲與降雨特徵,分析可能之降雨過程,再結合雲物理動力為主之高解析度模式,進行資料同化模擬實驗,並且和雙偏極化雷達觀測結果比較校驗都是必須努力的方向。閃電特徵和雙偏極化參數關係也值得進一步探討。都市閃洪雷暴之定量降雨估計和預報結果應用在積淹水預報,必須盡速建立資料流程與交換平台,達到有效預警及時應變的目標,這些都必須和水利工程研究人員緊密合作。淹水模式需要降雨歷線作為模式的輸入值,現有歷線主要使用高斯分布(常態分布),然而短延時強降雨的豪雨型午後雷暴其歷線近似伽瑪分布,前期快速增加,後期慢慢減弱,是相當困難預測的。在氣象數值模式尚無法有效掌握時期,即時監測是最佳策略,以個案分析為基礎建立概念模式,據此發展即時預報系統。為達到此目標,強化對雙偏極化雷達參數訊號的理解與認識,是無可迴避的手段。

致謝

本文在科技部專題研究計畫 103-2111-M-002-012-MY3 以及台北市政府消防局專案計畫“104 年颱風應變與監測預警計畫”資助下完成。中央氣象局同仁在相關資料的提供以及協助是本論文得以順利完成的最重要因素,在此一併致謝。

參考文獻

- 周仲島、修榮光, 2015: 屏東平原海風環流之 SPOL 雷達觀測。 *大氣科學*, 43(1), 47-67。
- 周仲島、鍾吉俊、修榮光, 2015: S 波段雙偏極化雷達在梅雨季豪大雨天氣系統定量降雨估計之應用。 *大氣科學*, 43(2), 91-113。
- 林品芳、張保亮、周仲島, 2012: 弱綜觀環境下台灣午後對流特徵及其客觀預報。 *大氣科學*, 40(1), 77-108。
- 龔楚嫻、顏葆琳、李宗融、吳宜昭、于宜強, 2015: 臺灣極端降雨事件 1992-2013 年重要事件彙整。科技部行政法人國家災害防救科技中心出版, 228 頁。
- 廖信豪、陳台琦, 2013: X 波段雷達定量降水估計研究 - SoWMEX/TiMREX IOP8 個案。 *大氣科學*, 41(1), 65-89。
- 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.
- Arkins, N. T., R. M. Wakimoto, T. M. Weckwerth, 1995: Observations of the sea-breeze front during CaPE. Part II: Dual-Doppler and aircraft analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 944-969.
- Bao, X., N. E. Davidson, H. Yu, A. C. N. Hankinson, Z. Sun, L. J. Rikus, J. Liu, Z. Yu, D. Wu, 2015: Diagnostics for an extreme rain event near Shanghai during the landfall of typhoon Fitow (2013). *Mon. Wea. Rev.*, 143, 3377-3405.

- Barnes, S. L., 1978: Oklahoma thunderstorms on 29-30 April 1970. Part II: Radar-observed merger of twin hook echoes. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 685-696.
- Brandes, E. A., J. Vivekanandan, J. D. Tuttle, and C. J. Kessinger, 1995: A study of thunderstorm microphysics with multiparameter radar and aircraft observations. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3129-3143.
- Browning, K. A., J. C. Fankhauser, J. P. Chalon, P. J. Eccles, R. G. Strauch, F. H. Merrem, D. J. Musil, E. L. May, and W. R. Sand, 1976: Structure of an evolving hailstorm. Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 603-610.
- Byers, H. R., and R. R. Braham, Jr., 1949: The Thunderstorm: Report of the Thunderstorm Project. *U. S. Government Printing Office*, Washington, D. C., 287 pp.
- Caylor, I. C., and A. J. Illingworth, 1987: Radar observations and modeling of warm rain initiation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 1171-1191.
- Chang, W.-Y., J. Vivekanandan, T.-C. C. Wang, 2014: Estimation of X-band polarimetric radar attenuation and measurement uncertainty using a variational method. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53, 1099-1119.
- Changnon, S. A., 2001: Damaging thunderstorm activity in the United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 597-608.
- Chen, C. S., and Y. L. Chen, 2003: The rainfall characteristic of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 1323-1341.
- Chen, G. T.-J., H. C. Chou, T. C. Chang, and C. S. Liu, 2001: Frontal and non-frontal convection over northern Taiwan in mei-yu season. (in Chinese with English abstract). *Atmos. Sci.*, 29, 37-52.
- Chen, T. C., M. C. Yen, J. C. Hsieh, and R. W. Arritt, 1999: Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the automatic rainfall and meteorological telemetry system in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2299-2312.
- Conway, J. W., and D. S. Zrnich, 1993: A study of production and hail growth using dual-Doppler and multiparameter radars. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2511-2528.
- Dennis, A. S., C. A. Schock, and A. Koscielski, 1970: Characteristics of hailstorms of western South Dakota. *J. Appl. Meteor.*, 9, 127-135.
- Doviak, R. J., V. Bringi, A. Ryzhkov, A. Zahrai, and D. Zrnich, 2000: Considerations for polarimetric upgrades to operational WSR-88D radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17, 257-278.
- Fang, X., Y. H. Kuo, A. Wang, 2011: The impact of Taiwan topography on the predictability of typhoon Morakot's record-breaking rainfall: A high-resolution ensemble simulation. *Wea. Forecasting*, 26, 613-633.
- Foote, G. B., and H. W. Frank, 1983: Case Study of a Hailstorm in Colorado. Part III: Airflow

- from Triple-Doppler Measurements. *J. Atmos. Sci.*, 40, 686-707.
- Hubbert, J., V. N. Bringi, L. D. Carey, and S. Bolen, 1998: CSU-CHILL polarimetric measurements from a severe hailstorm in eastern Colorado. *J. Appl. Meteor.*, 37, 749-755.
- 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. *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*, Edited by C. P. Chang, World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate, Vol. 5, 303-318.
- Kennedy, P. C., S. A. Rutledge, W. A. Petersen, and V. N. Bringi, 2001: Polarimetric radar observations of hail formation. *J. Appl. Meteor.*, 40, 1347-1366.
- Kumjiam, M. R., and A. V. Ryzhkov, 2008: Polarimetric signatures in supercell thunderstorms. *J. Appl. Meteor.*, 47, 1940-1961.
- Lemon, L. R., 1976: The flanking line, a severe thunderstorm intensification source. *J. Atmos. Sci.*, 33, 686-694.
- Lin, P. F., P. L. Chang, B. J.-D. Jou, J. Wilson, and R. Roberts, 2011: Warm season afternoon thunderstorm characteristics under weak synoptic-scale forcing over Taiwan Island. *Wea. Forecasting*, 26, 44-60.
- Lin, P. F., P. L. Chang, B. J.-D. Jou, J. Wilson, and R. Roberts, 2012: Objective prediction of warm season afternoon thunderstorm in northern Taiwan using a fuzzy logic approach. *Wea. Forecasting*, 27, 1178-1197.
- Liou, Y.-C., T.-C. C. Wang, Y.-C. Tsai, Y.-S. Tang, P.-L. Lin, and Y.-A. Lee, 2013: Structure of precipitating systems over Taiwan's complex terrain during Typhoon Morakot (2009) as revealed by weather radar and rain gauge observations. *J. Hydrology*, 506, 14-25.
- Loney, M. L., D. S. Zrnich, J. M. Straka, and A. V. Ryzhkov, 2002: Enhanced polarimetric radar signatures above the melting level in a supercell storm. *J. Appl. Meteor.*, 41, 1179-1194.
- Malkus, J. S., 1954: Some results of a trade-cumulus cloud investigation. *J. Meteor.*, 11, 220-237.
- Meischner, P. F., V. N. Bringi, D. Heimann, and H. Holler, 1991: A squall line in southern Germany: Kinematics and precipitation formation as deduced by advanced polarimetric and Doppler radar measurements. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 678-701.
- Petersen, R. E. Jr., 1984: A triple-Doppler radar analysis of discretely propagating multicell convective storm. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2973-2990.

- Rasmussen, E. N., and A. J. Heymsfield, 1987: Melting and shedding of graupel and hail. Part I: Model physics. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2754-2763.
- Ruppert Jr. J. H., R. H. Johnson, and A. K. Rowe, 2013: Diurnal circulations and rainfall in Taiwan during SoWMEX/TiMREX (2008). *Mon. Wea. Rev.*, 141, 3851-3872.
- Schumacher, R. S., and R. H. Johnson, 2008: Mesoscale Processes Contributing to Extreme Rainfall in a Midlatitude Warm-Season Flash Flood. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 3964-3986. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2008MWR2471.1>
- Schumacher, R. S., T. J. Galameau, L. F. Bosart, 2011: Distant effects of a recurving tropical cyclone on rainfall in a mid-latitude convective system: A high-impact predecessor rain event. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 650-667.
- Scorer, R. S., and F. H. Ludlam, 1953: Bubble theory of penetrative convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 79, 94-103.
- Simpson, J., 1980: Downdrafts as a linkages in dynamic cumulus seeding effects. *J. Appl. Meteor.*, 19, 477-487.
- Simpson, J., and W. L. Woodley, 1971: Seeding cumulus in Florida: New 1970 results. *Science*, 172, 117-126.
- Stalker, J. R., and K. R. Knupp, 2003: Cell merger potential in multi-cell thunderstorms of weakly sheared environments: Cell separation distance versus planetary boundary layer depth. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 1678-1693.
- Tao, W. K., and J. Simpson, 1984: Cloud interactions and merging: Numerical simulations. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2901-2917
- Tao, W. K., and J. Simpson, 1989: A further study of cumulus interactions and mergers: Three-dimensional simulations with trajectory analyses. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2974-3004
- Wang, C.-C., 2014: On the Calculation and Correction of Equitable Threat Score for Model Quantitative Precipitation Forecasts for Small Verification Areas: The Example of Taiwan. *Wea. Forecasting*, 29, 788-798. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-13-00087.1>
- Wang, C.-C., J. C. Hsu, G. T. Chen, and D. I. Lee, 2014: A Study of Two Propagating Heavy-Rainfall Episodes near Taiwan during SoWMEX/TiMREX IOP-8 in June 2008. Part II: Sensitivity Tests on the Roles of Synoptic Conditions and Topographic Effects. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 2644-2664. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-13-00330.1>
- Wang, Y., Y. Wang, H. Fudeyasu, 2009: The role of typhoon Songda (2004) in producing distantly located heavy rainfall in Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 3699-3716.
- Wang, Y., J. Zhang, A. V. Ryzhkov, and L. Tang, 2013: C-band polarimetric radar QPE based on specific differential propagation phase for extreme typhoon rainfall. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 30, 1354-1370.

- Westcott, N. E., 1984: A historical perspective on cloud mergers. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 219-227.
- Westcott, N. E., and P. C. Kennedy, 1989: Cell development and merger in an Illinois thunderstorm observed by Doppler radar. *J. Atmos. Sci.*, 46, 117-131.
- Wu, C. C., and Y. H. Kuo, 1999: Typhoon affecting Taiwan: Current understanding and future challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 67-80.
- Wu, C. C., T. H. Yen, Y. H. Huang, C. K. Yu, and S. K. Chen, 2016: Statistical characteristic of heavy rainfall associated with typhoons near Taiwan based on the high-density automatic rain gauge data. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96, in press.
- Wu, C. C., K. K. W. Cheung, Y. Y. Lo, 2009: Numerical study of the rainfall event due to the interaction of typhoon Babs (1998) and the northeasterly monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 2049-2064.
- Wu, L., J. Liang, and C. C. Wu, 2011: Monsoonal influence on typhoon Morakot (2009). Part I: Observational analysis. *J. Atmos. Sci.*, 68, 2208-2221.
- Xu, W., E. J. Zipser, Y. L. Chen, C. Liu, Y. C. Liou, W. C. Lee, B. J.-D. Jou, 2012: An orography-associated extreme rainfall event during TiMREX: Initiation, storm evolution, and maintenance. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 2555-2574.

Observational Characteristics and Forecast Challenge of Taipei Flash Flood Afternoon Thunderstorm: Case Study of 14 June 2015

Jou, B. J.-D.¹ Y.-C. Kao^{1,2} R.-G. R. Hsiu¹
C.-J. U. Jung^{1,3} J. R. Lee⁴ H. C. Kuo¹

¹Department of Atmospheric Science, National Taiwan University

²Fire Department, Taipei City Government

³Taiwan Typhoon Flood Research Institute, National Applied Research Laboratory

⁴National Center of Science and Technology for Disaster Reduction

(manuscript received 13 January 2016 ; in final form 8 March 2016)

ABSTRACT

In the paper, observational characteristics of urban flash flood in Taipei basin associated with afternoon thunderstorm of 14 June 2015 are examined. The major findings include: (1) urban flash flood associated with afternoon thunderstorm is characterized with extreme rainfall intensity with short duration and is closely related to the merge of severe convective cells. The merge of convective cells produces enlarged precipitation area and strong echoes which can extend to a much higher altitude. (2) Enhanced horizontal convergence produced by the sea breeze circulation and cold outflow from earlier developed storms is favorable for cell merge. (3) Significant variations on the structure and distribution of polarimetric variables before and after cell merge are identified. Column of Zdr extended 2~3 km above the melting layer is the manifestation of mixed phase hydrometeors existence and indicative of strong updraft. The appearance of Kdp column suggests potential of heavy rainfall and can be served as a good index for quantitative precipitation estimation. Predictability of urban flash flood complex storms and its implication for nowcasting is also discussed.

Key Words: Urban flash flood storm, Heavy rain afternoon thunderstorm, Cell merge, Sea breeze, Cold pool, Polarimetric signature, Zdr column, and Kdp column