

# 2015 年 6 月 14 日台北盆地劇烈午後雷暴個案研究： 對流胞合併機制與強降雨過程探討

繆炯恩 楊明仁\*

國立臺灣大學大氣科學系

(中華民國 107 年 11 月 16 日 收稿；中華民國 108 年 3 月 20 日定稿)

## 摘 要

2015 年 6 月 14 日台北盆地劇烈午後雷暴個案伴隨對流胞的合併，造成非常顯著的短延時強降雨(最大降雨率  $198 \text{ mm h}^{-1}$ )和都會尺度淹水。為了合理地掌握此個案對流胞的發展、合併過程和冷池的特徵，本研究進行次公里網格間距(subkilometer-grid size) WRF 模式模擬。WRF 模式設定使用四層巢狀網格(最小水平網格間距 0.5 公里)和垂直 55 層，希望可以直接解析雷暴系統內的對流胞。模擬對流胞與雷達觀測的比較方面，除了位於台北盆地中央的對流胞沒有模擬到之外，其他 4 個對流胞 WRF 模擬皆有合理的掌握。

軌跡分析的結果顯示，胞 A 和胞 B 進行單次胞合併(single merger)形成胞 A+B，其物理機制為在平地 and 山麓的對流胞移速相異導致的後方碰撞(rear-end collision)。隨後胞 A+B 和胞 C 進行多重胞合併(multiple merger)形成胞 A+B+C，其合併之物理機制為對流胞降雨產生方向相反冷池外流的正面碰撞(head-on collision)。發生多重胞合併後，最大上升速度顯著增強，冰相粒子(主要為軟雹)質量成長 6 倍，冷池厚度由 100 公尺抬升至 750 公尺；由於雨滴蒸發與軟雹溶解的作用，多重胞合併後冷池移動速度明顯增大。簡言之，多重胞合併的物理過程對於台北盆地的短時劇烈降雨和都會尺度淹水，扮演著重要的角色。

關鍵字：午後對流、對流胞合併、冷池

---

\* 通訊作者:楊明仁, 10617 台北市羅斯福路 4 段 1 號, Email: mingjen@as.ntu.edu.tw

## 一、前言

夏季當台灣附近為弱綜觀環境條件時，台灣島上大部分的對流屬於午後雷暴系統 (Chen et al. 2014)。海陸風和山谷風形成的局地環流對於台灣陸地午後雷暴的激發扮演著重要的角色 (Johnson and Bresch 1991; Chen and Li 1995; Kerns et al. 2010)。Jou (1994)指出在北台灣的午後對流系統，大多先在山區形成，然後沿著山坡下移至平地，造成臺北盆地的豪大雨。

當山區雷暴的外流(outflow)與位於山麓的海風(sea breeze)環流碰撞時，外流的結構可能發生改變。因此午後對流最活躍的區域常發生在迎風坡處，而不是在海拔更高的山頂 (Johnson and Bresch 1991; Jou 1994; 陳等 2001)。根據雷達回波的氣候統計，北台灣的最大雷暴頻率發生在 1500-1600 LST (Lin et al. 2011)。雷達回波和雲對地閃電資料皆顯示，北台灣雷暴發生頻率最高的地方位於平行雪山山脈脊線且海拔較低的山坡地區。

Chen et al. (2007) 指出，臺北盆地的午後雷暴與海風環流、都市熱島效應和盆地南側山區的交互作用有密切關係。在午後對流初生期，海風環流將潮濕且不穩定的氣流輸送至台北盆地。海風環流、都市熱島效應和盆地南側山區的交互作用，使得午後對流肇始及降雨大約發生在 1400 LST 的山坡處 (Chen et al. 2014)。隨後，午後對流系統及伴隨降水由南往北擴散，由盆地南側山區移至台北盆

地。

Tao and Simpson (1989) 利用三維數值實驗討論在海洋環境，不同大尺度舉升強迫 (large-scale lifting forcing) 和環境垂直風切 (ambient wind shear) 條件下，對流胞間的交互作用和合併機制。他們發現對流胞合併的物理機制有兩種：第一種合併機制為對流胞的移動速度相異，第二種物理機制則和冷池外流的交互作用有關。所有的胞合併個案皆顯示，在合併前與合併期間，存在著雲橋 (cloud bridge) 來連結兩個對流胞。

Feng et al. (2015) 利用數值模擬研究印度洋面上對流胞和冷池的發展。他們發現相較於孤立的冷池 (isolated cold pools) 而言，相交的冷池 (intersecting cold pools) 其生命期較長、面積較大、厚度較厚，並且能夠激發更多且更強的對流。

現今，在複雜盆地地形的午後對流系統內對流胞的交互作用與合併機制尚未明朗。因此本研究的科學問題為：臺北盆地午後對流系統內對流胞合併的物理機制為何？對流胞合併後伴隨短延時強降雨的物理過程為何？2015年6月14日台北盆地午後雷雨個案中發生多次對流胞合併，並且造成非常顯著的短延時強降雨 (最大降雨強度  $198 \text{ mm h}^{-1}$ )，使得台北市區多處嚴重淹水，包括台大校園及公館捷運站。本研究透過觀測資料分析及高解析度的 WRF 數值模擬，來探討對流胞合併的過程和物理機制。

## 二、觀測分析及模式設定

圖 1 為 2015 年 6 月 14 日台灣附近的綜觀環境條件與台北的垂直熱力條件。圖 1a 顯示台灣附近地面盛行南風，鋒面系統位於長江流域，圖 1b 顯示 500 百帕副熱帶高壓脊線延伸至台灣附近。6 月 14 日當天 0800 LST (0000 UTC) 的板橋站(46692)探空資料(圖 1c)顯示，此時大氣環境熱力條件相對穩定，對流可用位能 (Convective Available Potential Energy; CAPE) 只有  $11.7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，中層大氣(700-300 hPa) 則相當乾燥。根據上述資料得知，當日台灣附近無顯著綜觀尺度強迫 (synoptic-scale forcing)，屬於弱綜觀環境條件。

圖 2 為當日五分山雷達(RCWF)  $0.5^\circ$  仰角的平面位置顯示(Plan Position Indicator; PPI)圖，此圖清楚呈現對流胞發展與合併的過程，本研究定義胞合併為大於 40 dBZ 的雷達回波等值線相連。本研究之雷達資料處理使用 NCAR Radx 和 Solo3 軟體，並且利用 Py-ART 程式 (Helmus and Collis 2016) 進行雷達資料的分析。圖 2a 顯示在 1406 LST 時有 5 個對流胞(A, B, C, D, E) 存在。1418 LST 時胞 A 與胞 B 進行初次合併或單次合併(single merger)，合併後形成胞 A+B(圖 2c)。1435 LST 時胞 A+B 與胞 C 進行第二次合併或多重合併(multiple merger)，形成胞 A+B+C(圖 2e)。1441 LST 時胞 A+B+C 與胞 E 進行第三次合併，形成胞 A+B+C+E(圖 2f)。圖 3 為西北西-東南東方向(WNW-ESE)的垂直剖面圖，其顯示多重胞合併(multiple cell

merger)後(即 1435 LST 以後)，對流胞在垂直方向上發展得更加旺盛，例如 40 dBZ 等值線可以到達 10 公里高度以上，並且雷達回波有增強的現象(回波值高於 50 dBZ)。此發生多重胞合併的午後對流系統在台北盆地產生的 6 小時最大累積雨量為 192 毫米，瞬間最大降雨率達  $198 \text{ mm h}^{-1}$ ，導致都會尺度淹水(圖 5b)。

模式使用 Advanced Research WRF (ARW)3.4.1 版本(Skamarock et al. 2008)，積分時間自 2015 年 06 月 13 日 1200 UTC 至 2015 年 06 月 14 日 1200 UTC，共 24 小時；網格採用四層 two-way interactive 巢狀網格設計(圖 4)，各層的水平網格間距分別為 13.5 公里、4.5 公里、1.5 公里及 0.5 公里。垂直分層為 55 層，並且在邊界層內有較高的垂直解析度(1 公里高度以下有 8 層)。模式層頂為 20 百帕，模式最外層的積分時間步長取 5 秒。

模式的物理參數化方案使用 Kain-Fritsch 積雲參數化(Kain and Fritsch 1993)，WDM6 微物理參數化(Lim and Hong 2010)，RRTM 長波輻射參數化(Mlawer et al., 1997)，Dudhia 短波參數化(Dudhia, 1989)和 Yonsei University (YSU) 邊界層參數化(Hong and Pan 1996)。其中積雲參數化方案只有在最外層的網格(水平間距為 13.5 公里)使用；換言之，我們假設其他層網格(網格間距分別為 4.5、1.5 和 0.5 公里)可以直接解析對流胞。模式初始條件及邊界條件使用每六小時一筆的 ERA-Interim 再分析資料(Dee et al. 2011)，水平解析度為  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 。

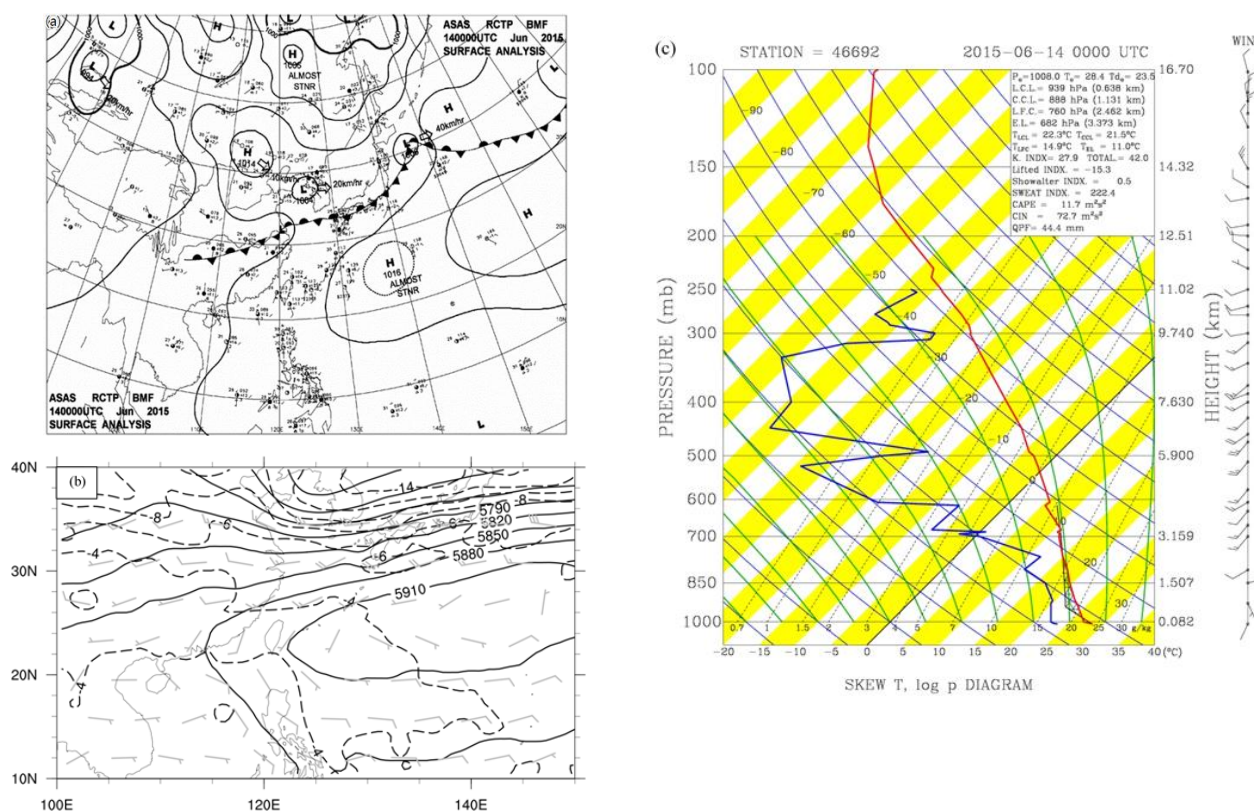


圖 1：2015 年 6 月 14 日 0000 UTC (0800 LST) 綜觀環境：(a)中央氣象局地面天氣圖；(b) ERA-Interim reanalysis 500 百帕天氣圖(實線為重力位高度，單位為 gpm；虛線為氣溫，單位為 °C；風標代表風向風速)；(c)板橋探空(紅色線為溫度曲線，藍色線為露點溫度曲線)，板橋站位置標示於圖 2a 的圓點。

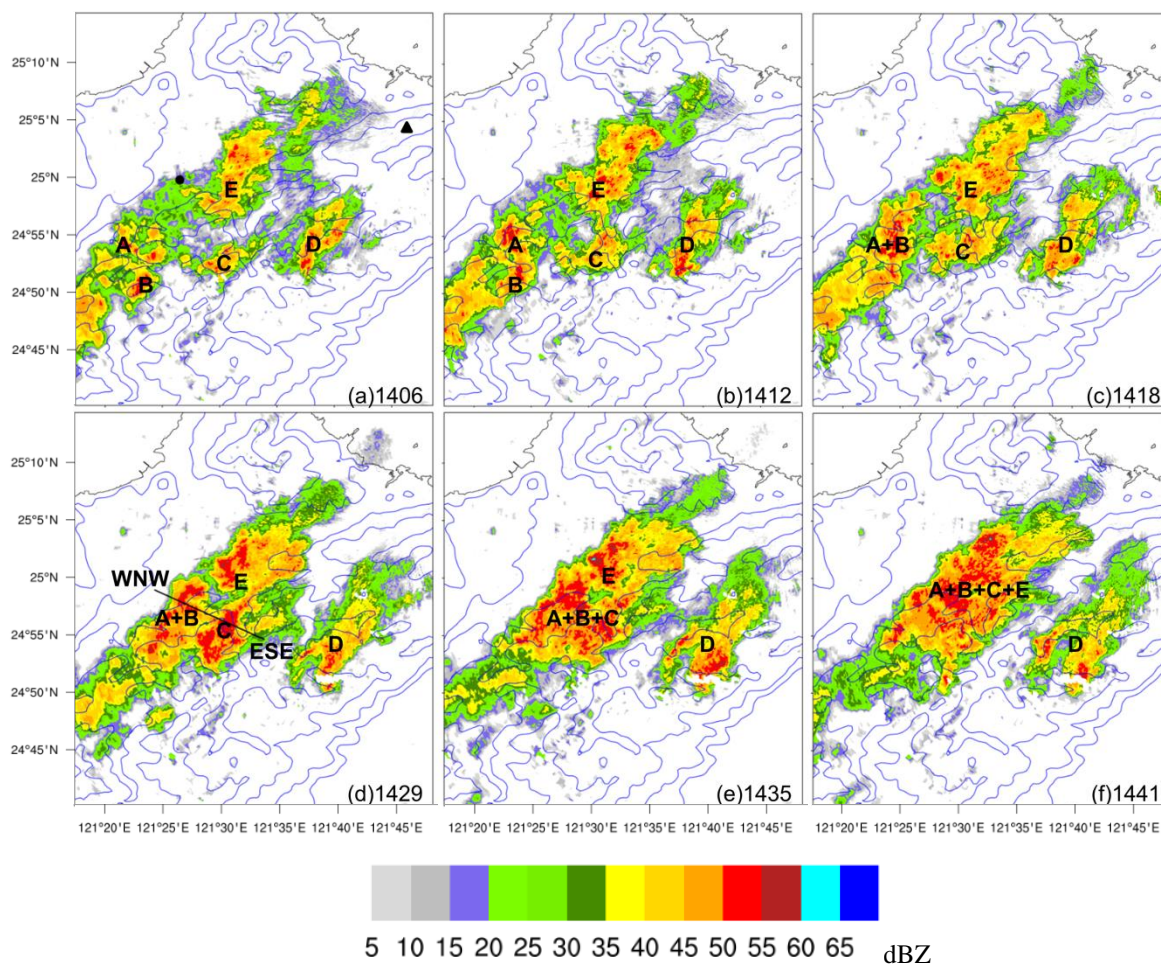


圖 2：五分山雷達(RCWF) 0.5 度仰角回波 PPI 平面圖：(a) 1406 LST; (b) 1412 LST; (c) 1418 LST; (d) 1429 LST; (e) 1435 LST; (f) 1441 LST。A, B, C, D, E 表示各別對流胞的位置。(a) 三角形表示五分山雷達(RCWF)的位置，圓點表示板橋站(46692)位置。(d) 直線顯示圖 3 WNW-ESE 垂直剖面的水平位置。(a)-(f) 圖藍色線為地形高度等值線(100、300、700 及 1300 m)。

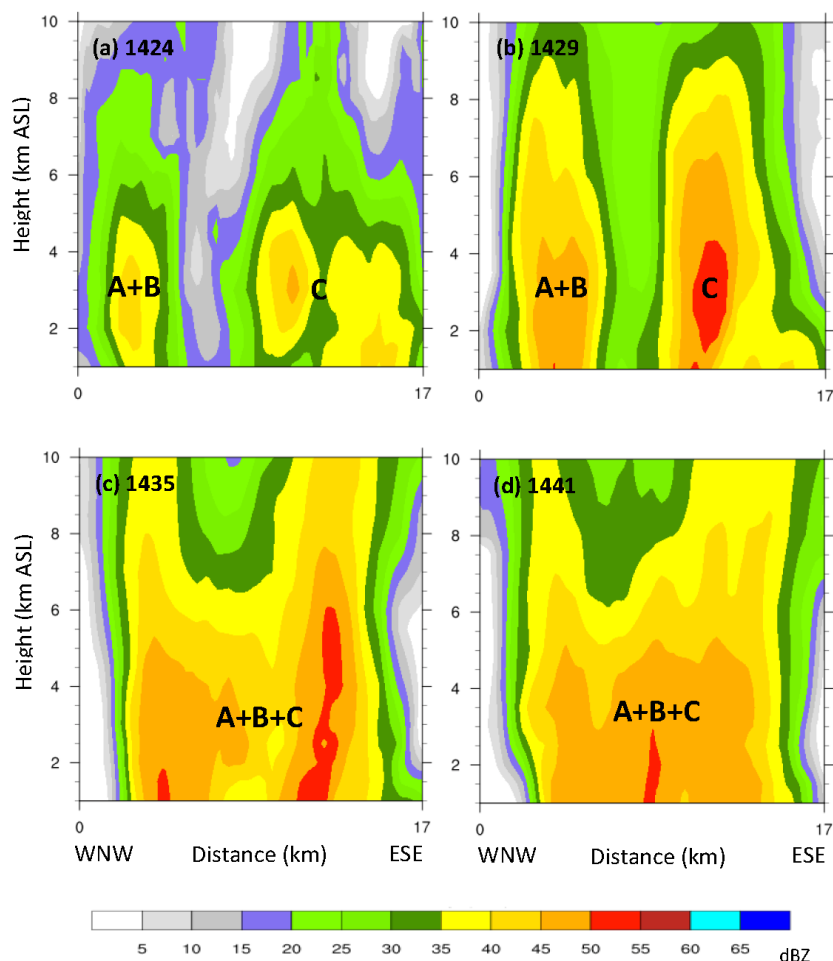


圖 3：RCWF 雷達回波垂直剖面：(a) 1424 LST；(b) 1429 LST；(c) 1435 LST；(d) 1441 LST。WNW-ESE 垂直剖面的水平位置標示於圖 2d。

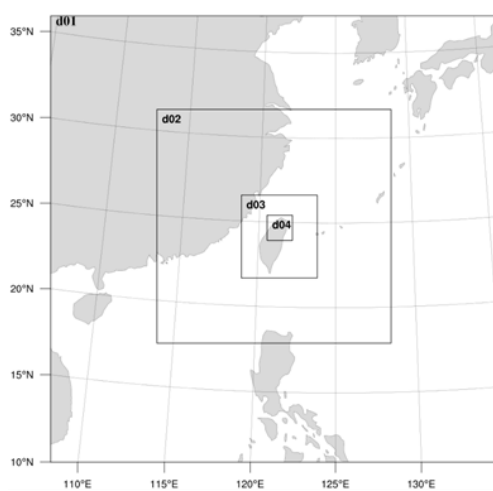


圖 4：WRF 模式的 4 層巢狀網格範圍，網格水平間距分別為 13.5 km、4.5 km、1.5 km 及 0.5 km。

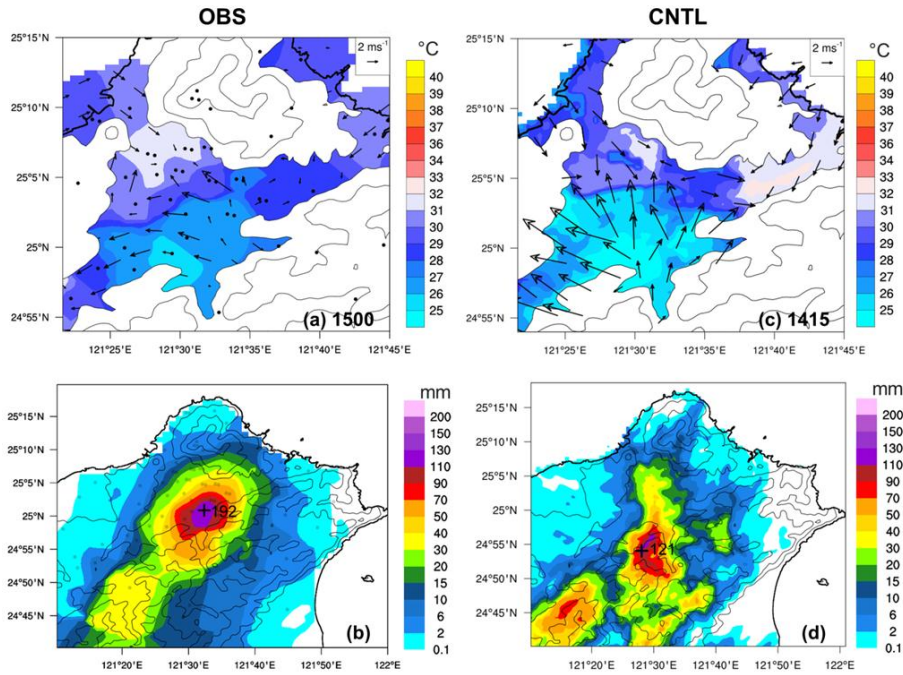


圖 5：2015 年 6 月 14 日午後雷雨個案的觀測分析(OBS)與 WRF 模擬(CNTL)比較。觀測結果為 (a) 1500 LST 的地面(2 m AGL)溫度場及近地面(6 m AGL)風場向量和(b) 6 小時(1200 - 1800 LST)累積雨量。模擬結果為(c) 1415 LST 的地面(2 m AGL)溫度場及近地面(10 m AGL)風場向量和(d) 6 小時(1200 - 1800 LST)累積雨量。(a)圖的黑點為自動氣象站位置，(b)圖的黑點為雨量站位置。(b)(d)十字符號為觀測和模擬的最大累積雨量發生位置，數字為最大累積雨量(單位為 mm)。(a)-(d)圖之黑色線為地形高度等值線(100, 300, 700 及 1300 m)。

### 三、模式校驗

圖 5 為近地面溫度、風與累積雨量之觀測資料分析(左)與 WRF 模式模擬(右)的比較。由於模擬的對流發生時間較早，所以觀測(圖 5a)和模擬(圖 5c)的資料選取時間相差 45 分鐘。台北盆地南側的降雨(圖 2f)伴隨的蒸發冷卻使得該處的地面溫度下降至 25°C 左右，接近盆地中心處則為 27 - 28°C (圖 5a,c)。觀測分析(圖 5a)與 WRF 模擬(圖 5c)皆顯示海風環流與盆地南側降雨形成的冷池外流在接近台北盆地中心處輻合，以上結果與周等(2016)的結論

一致。在 6 小時(1200 - 1800 LST)累積雨量方面(圖 5b,d)，WRF 模式合理地掌握到雨量的空間分佈，模擬雨量極大值位置位於觀測極大值位置(圖 5b 與 5d 的十字符號)的西南側 10 公里，模擬雨量極大值(121 mm)約為觀測極大值(192 mm)的 63%。雖然模式使用的土地利用資料已更新為 MODIS 土地利用資料，但 MODIS 土地利用資料無法完全正確地表示大台北地區真實的土地利用，這可能是造成模擬降雨誤差的原因之一。

觀測的合併對流胞 A+B+C 在 1435 LST 形成，而模擬的合併對流胞 A+B+C 則在 1320 LST 形成，觀測與模擬之間存在 75 分鐘的時間誤差(timing error)；因此雨量極大值發生位置的 10 分鐘累積雨量時間序列(圖 6)的橫軸(時間)，是相對於觀測與模擬合併對流胞 A+B+C 的形成時間。圖 6 清楚顯示，觀測最大降雨率  $198 \text{ mm h}^{-1}$  [或  $33 \text{ mm}/(10 \text{ min})$ ]與模擬最大降雨率  $132 \text{ mm h}^{-1}$  [或  $22 \text{ mm}/(10 \text{ min})$ ]皆發生於胞合併後的 10 - 20 分鐘，隨後降雨率逐漸遞減。此結果顯示，午後對流系統內的多重胞合併與台北盆地的短延時強降雨及都會尺度淹水有相當密切的關聯(Yang and Miao 2017)。

圖 7 顯示 WRF 模擬的對流胞於 1245 LST 至 1340 LST 期間的雷達回波與風場演變。本圖與圖 2 比較可知，除了對流胞 E 以外，模擬結果對於其他 4 個對流胞(A, B, C, D)大致上皆有合理的掌握。對流胞 E 位於台北的市中心商業區附近，其發生可能與都市熱島效應及氣膠效應有關(Chen et al. 2014)。由於本研究使用的 WRF 模式未考慮都市熱島效應及氣膠

效應，這可能是模式未能模擬出胞 E 的原因，詳細原因有待後續研究。

圖 7a 和 7b 顯示初期對流胞位於台北盆地南側的山坡處，這是由於上坡風(upslope flows)和太陽短波加熱作用導致對流胞的形成。1300 LST 時模擬的胞 A 與胞 B 開始進行單次胞合併(圖 7c)，形成胞 A+B，模擬結果相較觀測分析提早 1 小時又 18 分鐘(觀測的胞 A+B 形成於 1418 LST；見圖 2c)。模擬的對流胞合併時間提早的原因可能與太陽加熱參數化或邊界層參數化的亂流混和(turbulence mixing)之不盡完善有關，但確切原因仍有待未來進一步的研究。1310 LST 時對流胞 C 顯著增強(回波值大於 50 dBZ)，這是由於東南側胞 D 降雨形成的冷池外流增強局地低層輻合(圖 7d)。1320 LST 時模擬的胞 A+B 和胞 C 進行多重胞合併，形成胞 A+B+C(圖 7e)，此模擬結果相較觀測提早 1 小時又 15 分鐘(觀測的胞 A+B+C 形成於 1435 LST；見圖 2e)。在發生多重胞合併以後，降雨顯著增強，並且雷暴系統由南往北移入台北盆地(圖 7f)。



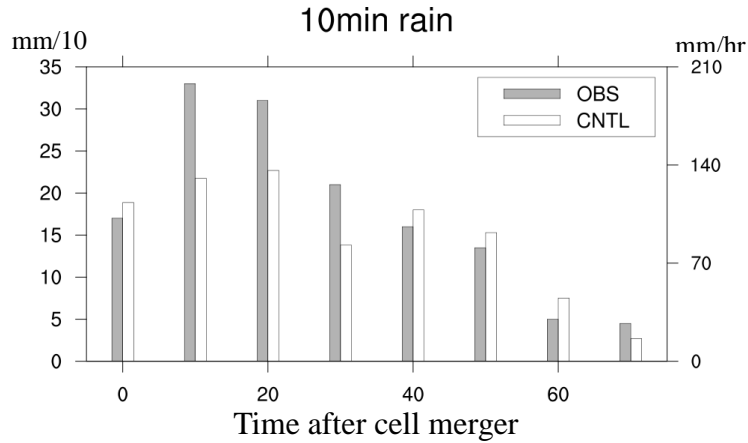


圖6：觀測(OBS)和模擬(CNTL)發生雨量極大值位置的10分鐘累積雨量(左側縱軸單位為 mm/10 min；右側縱軸單位為 mm/h)時間序列，雨量極大值位置見圖 5b 和 5d。橫軸(時間；單位為 min)是相對於多重胞合併發生的時間。

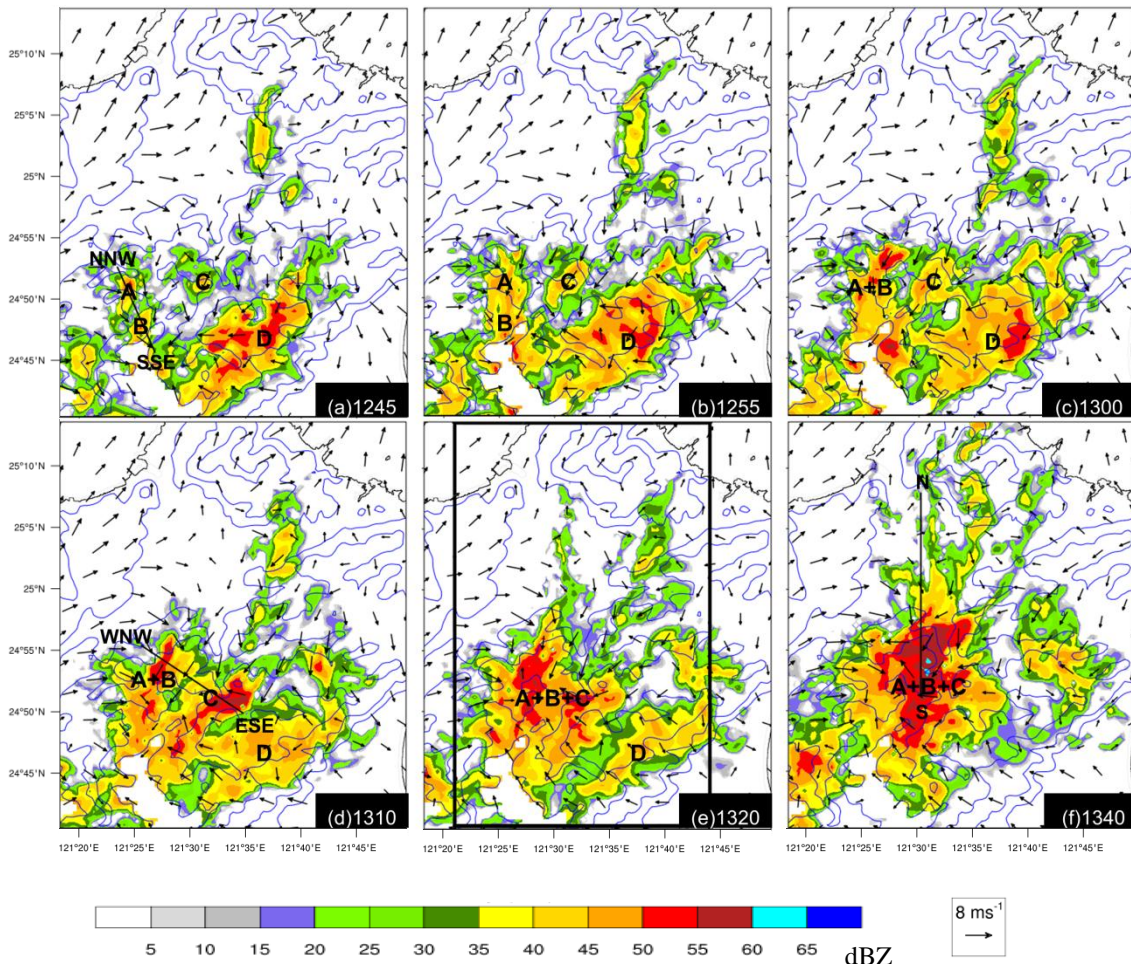


圖7：WRF 模擬在 1500 公尺高度( $Z = 1500 \text{ m ASL}$ )的雷達回波、地形等高線及 850hPa 風場向量。色階為雷達回波(單位為 dBZ)，藍色線為地形高度等值線(100, 300, 700, 1300 m)。(a) 1245 LST; (b) 1255 LST; (c) 1300 LST; (d) 1310 LST; (e) 1320 LST; (f) 1340 LST。A, B, C, D 為各別對流胞的位置。(a)圖之直線為圖 8 NNW-SSE 垂直剖面的水平位置。(d)圖之直線為圖 10 至圖 12 WNW-ESE 垂直剖面的水平位置。(e)圖之黑色粗線長方形區域為圖 17 至圖 19 時間序列的計算範圍，長寬分別為 60 公里和 37.5 公里。(f)圖之直線為圖 16 N-S 垂直剖面的水平位置。

#### 四、對流胞合併物理機制

本研究參考 Tompkins (2001)和 Feng et al. (2015)，將浮力(buoyancy)定義如下式，

$$b = g \frac{(\theta_p - \bar{\theta}_p)}{\theta_p} \quad (1)$$

其中  $b$  為浮力， $g$  為重力加速度， $(\bar{\theta}_p)$  表示對於台北盆地區域的空間平均(長寬分別為 60 公里和 37.5 公里；水平範圍請見圖 7e)。虛位溫  $\theta_p$  定義如下式

$$\theta_p = \theta(1 + 0.608q_v - q_c - q_r) \quad (2)$$

其中  $\theta$  為位溫， $q_v$ 、 $q_c$  和  $q_r$  分別為水氣、雲水及雨水混和比。冷池移動速度  $C$  則參考 Rotunno et al. (1988)與 Bryan and Parker (2010)的定義如下式，

$$C = \sqrt{-2 \int_0^h b dz} \quad (3)$$

其中  $b$  為式(1)的浮力，冷池高度  $h$  定義為浮力  $b$  由地面算起初次大於  $-0.05 \text{ m s}^{-2}$  的高度。

為瞭解胞 A 和胞 B 進行單次胞合併以後結構特徵的改變，圖 8 顯示沿著兩對流胞的北北西-南南東(NNW-SSE)方向的垂直剖面圖。合併前在胞 A 和胞 B 之間存在雲橋(見圖 8c 的雲水等值線)，和低層大氣的上衝流(見圖 8a 的垂直速度等值線)。合併後雷達回波增強(回波值高於 50 dBZ 的面積擴大)，但上衝流並沒有明顯地增強(圖 8b)。此外，合併後軟雹混和比沒有顯著的增加(圖 8d)，近地面也沒有明顯的冷卻現象(圖 8f)。

為進一步瞭解造成胞 A 和胞 B 之間單次

胞合併的物理機制，本研究對於胞 A 和胞 B 附近低層的空氣塊進行軌跡分析，在胞 A 附近低層放置 44 個前進軌跡(forward trajectories)計算起始點，在胞 B 附近低層放置 36 個，兩者合計有 80 條前進軌跡。這些軌跡的計算起始點的選取條件為其軌跡通過低層大氣(1.2 公里高度)之氣流輻合區，並且對氣塊初始位置考慮垂直方向正負 0.2 公里的起始高度差異，藉此增加軌跡計算的樣本與分析結果的代表性。這些 25 分鐘的前進軌跡(1240-1305 LST)是利用 RIP (Read-Interpolate-Plot; Stoelinga 2009)軟體進行繪製，使用 WRF 模式輸出的每分鐘一筆的風場資料進行計算，積分時間步長為 10 秒。圖 9b 顯示在同一段時間(1240-1305 LST)內，大部分接近胞 B 的氣塊所走距離(綠色軌跡)相較接近胞 A 的氣塊所走距離(紅色軌跡)為短，表示接近胞 B 氣塊的移動速度相較於接近胞 A 氣塊為慢，可能因為胞 B 所在位置有較高的地形高度和較強的地表摩擦所致。因此造成單次胞合併的物理機制，推估為對流胞移速相異所導致的後方碰撞(rear-end collision)。雖然 Tao and Simpson (1989)已提過此合併機制，但他們並未考慮地形效應，而本研究討論的對流胞移速相異則與地形效應及地表摩擦有密切關係。

接著我們來討論胞 A+B 和胞 C 進行多重胞合併以後結構特徵的改變，圖 10、圖 11 及圖 12 皆為沿著西北西-東南東(WNW-ESE)方向的垂直剖面圖。在多重胞合併之後，上衝流的空間範圍和強度皆顯著增大，強回波(>

50 dBZ)的水平範圍也顯著增大(圖 10c,d)。同時伴隨著多重胞合併過程,在中高層大氣(5公里高度以上)產生更多的軟雹粒子,並且有更多的過冷(supercooled)雲滴被強上衝流帶到高層大氣,顯示存在活躍的混和相位(mix-phase)之雲微物理過程(圖 11)。冷池厚度(以浮力  $-0.02 \text{ m s}^{-2}$  等值線為代表)由 1.2 公里高度(圖 12a 的胞 A+B)顯著抬升至 2.1 公里(圖 12d 的胞 A+B+C),冷池強度也顯著增強。

我們同樣地對於胞 A+B 和胞 C 附近低層的空氣塊進行軌跡分析。我們在胞 A+B 附近低層放置 32 個向前軌跡計算起始點,在胞 C 附近低層放置 30 個,合計有 62 條前進軌跡。這些軌跡的計算起始點的選取條件為其軌跡通過低層大氣(0.75 公里高度)之氣流輻合區,並且考慮氣塊初始位置在垂直方向正負 0.2 公里的起始高度差異,以增加軌跡樣本數。這些 36 分鐘的前進軌跡(1300-1336 LST)同樣是利用 RIP 程式(Stoelinga 2009)進行分析,使用模式輸出的每分鐘一筆的風場資料來做計算,時間步長為 10 秒。因為這段期間強對流伴隨的亂流,這些軌跡(圖 13a)相較 20 分鐘前的軌跡(圖 9a)有更多的水平速度的變動(fluctuation),此變動為亂流所造成,其意義可

由雷諾分解(Reynolds decomposition)來說明:

$$u(t) = \bar{u} + u'(t), \quad \bar{u} = \frac{1}{T} \int_0^T u(t) dt$$

其中  $\bar{u}$  為時間平均項,  $u'(t)$  為亂流變動項(turbulent fluctuation)。圖 13b 清楚顯示來自胞 A+B 附近(綠色軌跡)和胞 C 附近(紅色軌跡)的氣塊產生正面碰撞(head-on collision),這是由於對流胞降雨產生方向相反的冷池外流碰撞的結果。

## 五、胞合併後對流系統結構之演變

圖 14 為發生多重胞合併後形成胞 A+B+C 時(1320 LST)的模擬對流系統結構特徵。強冷池位於台北盆地南側山麓(圖 14a,e)。海風將來自海面的豐沛水氣輸送至台北盆地,並且與南側新店烏來附近山麓降雨產生的冷池外流碰撞,在輻合邊界上產生強水氣通量輻合(Horizontal Flux Convergence; HFC)及低層上衝流(圖 14c,d)。大量的雲滴、雨滴和冰相粒子(主要為軟雹)出現於盆地南側山麓(圖 14e,f)。此外,通過淡水的海風伴隨顯著的水氣正距平(圖 14b),通過基隆的海風則伴隨水氣負距平,這個結果顯示提供對流發展的水氣主要來自通過淡水的海風。

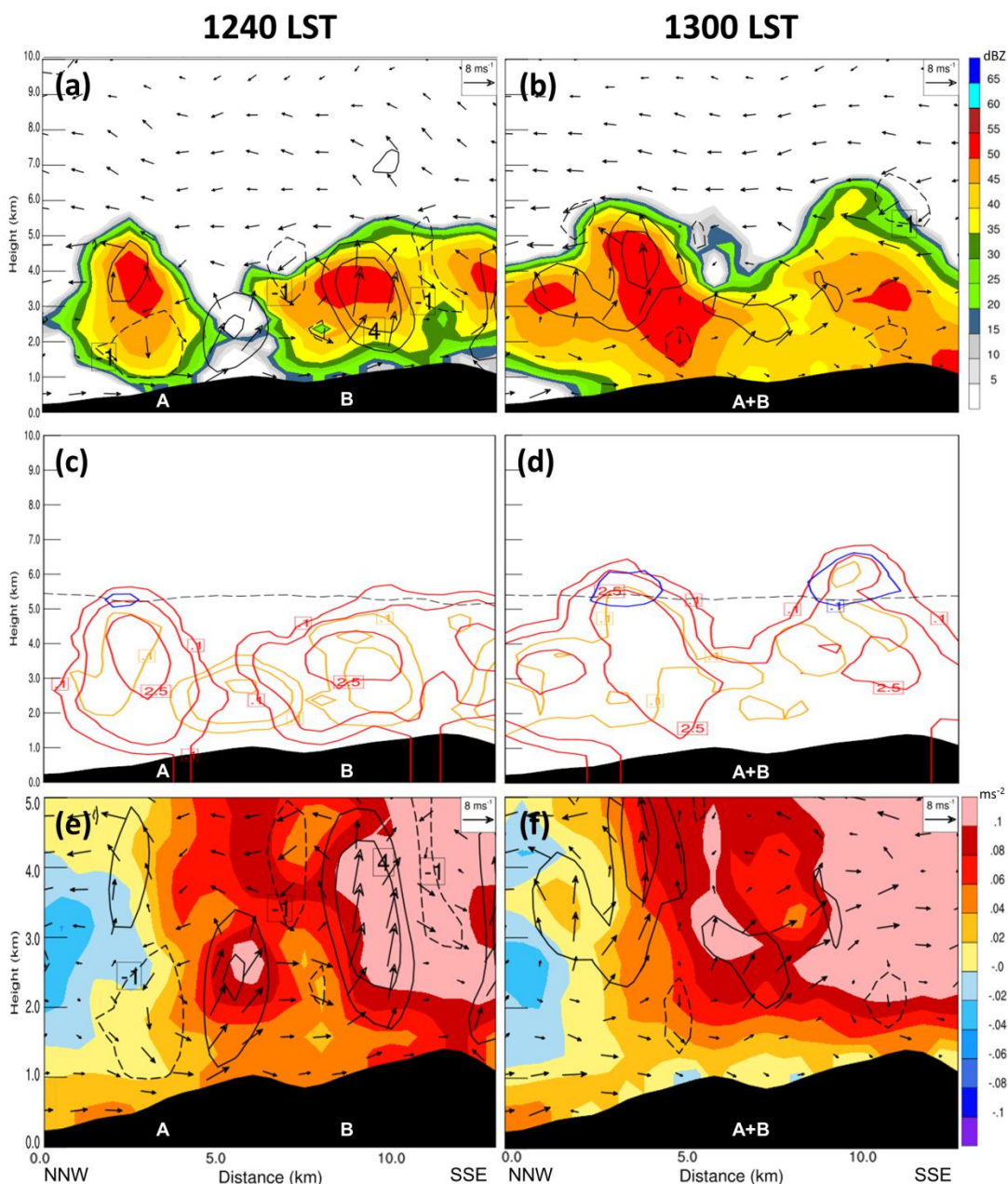


圖 8：沿 NNW-SSE 方向的垂直剖面：(a),(b)為雷達回波(色階)、垂直速度(- 1, 2, 4, 8 m s-1 等值線；虛線為下衝流)及平行剖面風場向量。(c),(d)為水相粒子混和比(0.1, 0.5, 2.5, 10 g kg-1 等值線)，橘色為雲水，紅色為雨水，藍色為軟雹。(e),(f)為浮力(色階)、垂直速度(- 1, 2, 4, 8 m s-1 等值線；虛線為下衝流)及平行剖面風場向量。(c),(d)黑色虛線為 0°C 等溫線。(a),(c),(e)為 1240 LST 模擬結果，(b),(d),(f)為 1300 LST 結果。A、B 和 A+B 為各別對流胞的位置。NNW-SSE 垂直剖面的水平位置見圖 7a。請注意(a)-(d)垂直範圍為 0 - 10 公里高度，而(e),(f)垂直範圍為 0 - 5 公里高度。

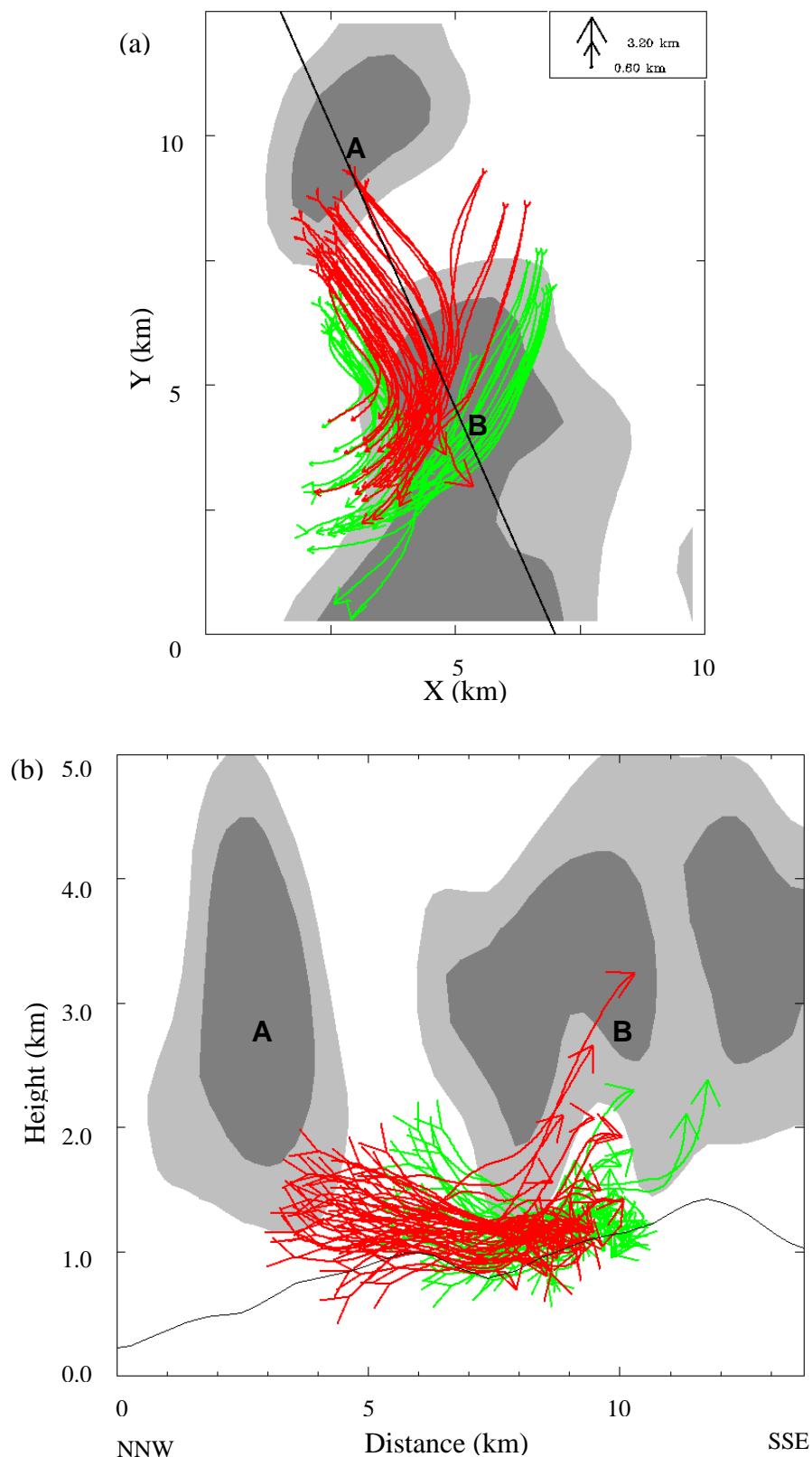


圖 9：1240-1305 LST 期間 80 個氣塊軌跡的(a)水平面投影(2.9 公里高度)和(b)垂直面投影。淺色階表示 1240 LST 時雷達回波大於 25 dBZ，深色階表示雷達回波大於 40 dBZ。(b)圖為沿(a)圖黑色直線的垂直剖面圖。44 條初始位置在胞 A 附近低層的軌跡線以紅色表示，36 條初始位置在胞 B 附近低層的軌跡線以綠色表示。

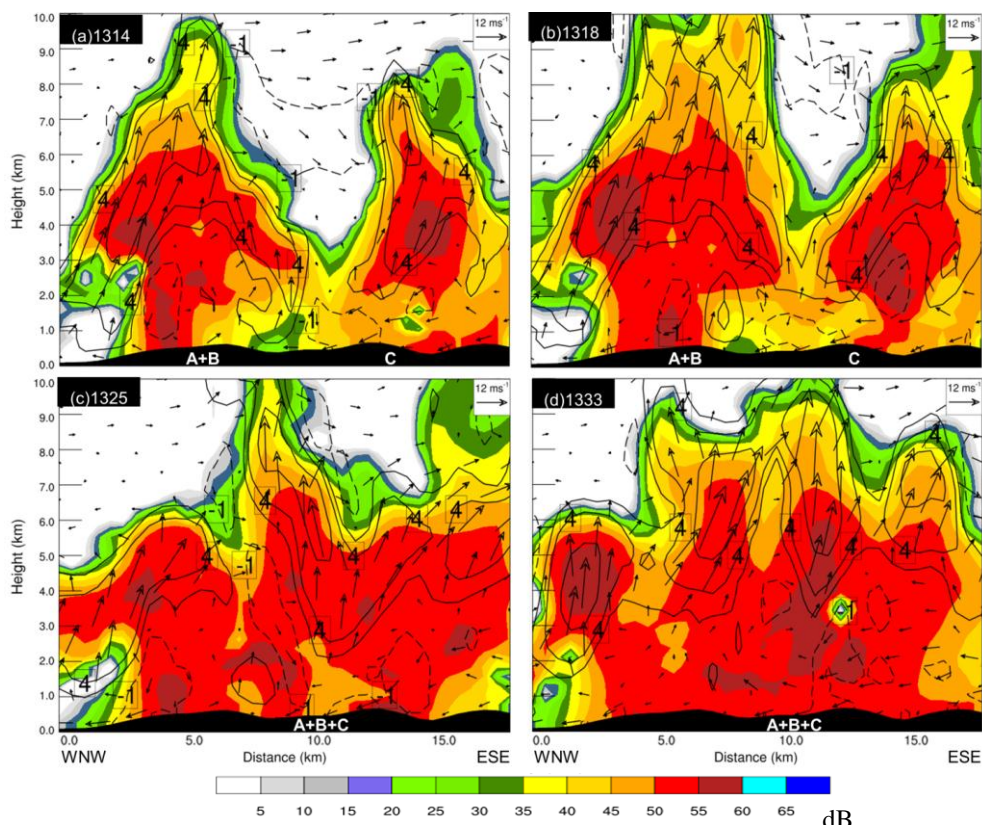


圖 10：沿圖 7d WNW-ESE 的 WRF 模式模擬之雷達回波、垂直速度及風場的垂直剖面圖。色階為雷達回波(dBZ)，等值線為垂直速度(- 1, 2, 4, 8 m s<sup>-1</sup>；虛線為下衝流)，箭頭為平行剖面風場。(a)1314 LST、(b)1318 LST、(c)1325 LST 及 (d)1333 LST。C、A+B 和 A+B+C 表示各別對流胞的位置。

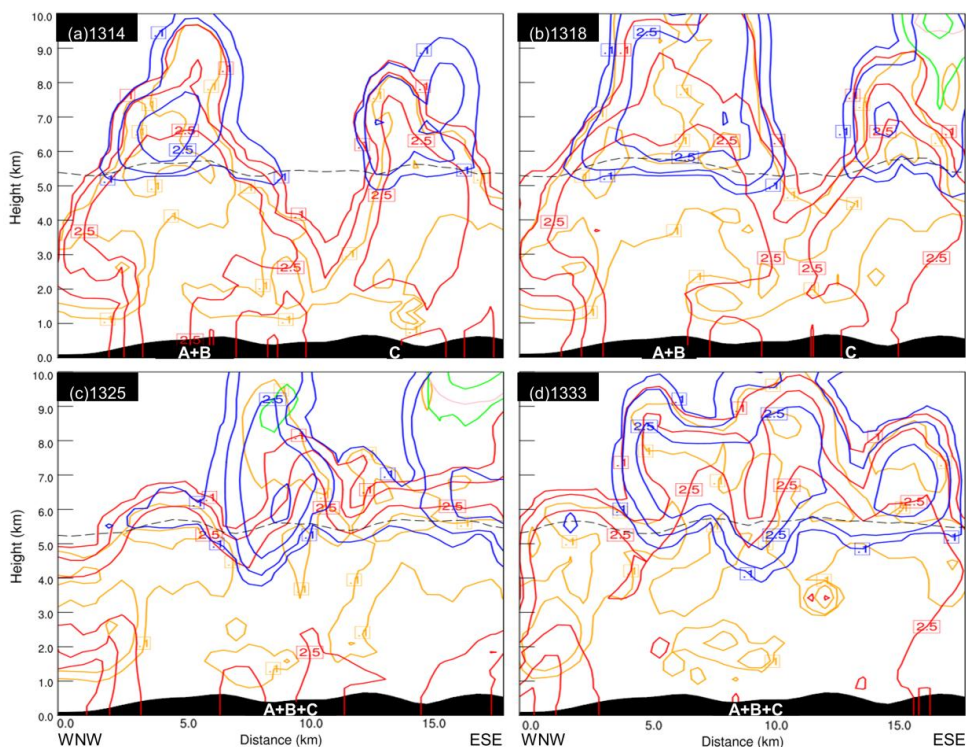


圖 11：同圖 10，但為模擬水相粒子混和比，橘色為雲水，紅色為雨水，粉紅色為雲冰，綠色為雪花，藍色為軟雹。等值線間距皆為 0.1, 0.5, 2.5, 10 g kg<sup>-1</sup>。黑色虛線表示 0°C 線。

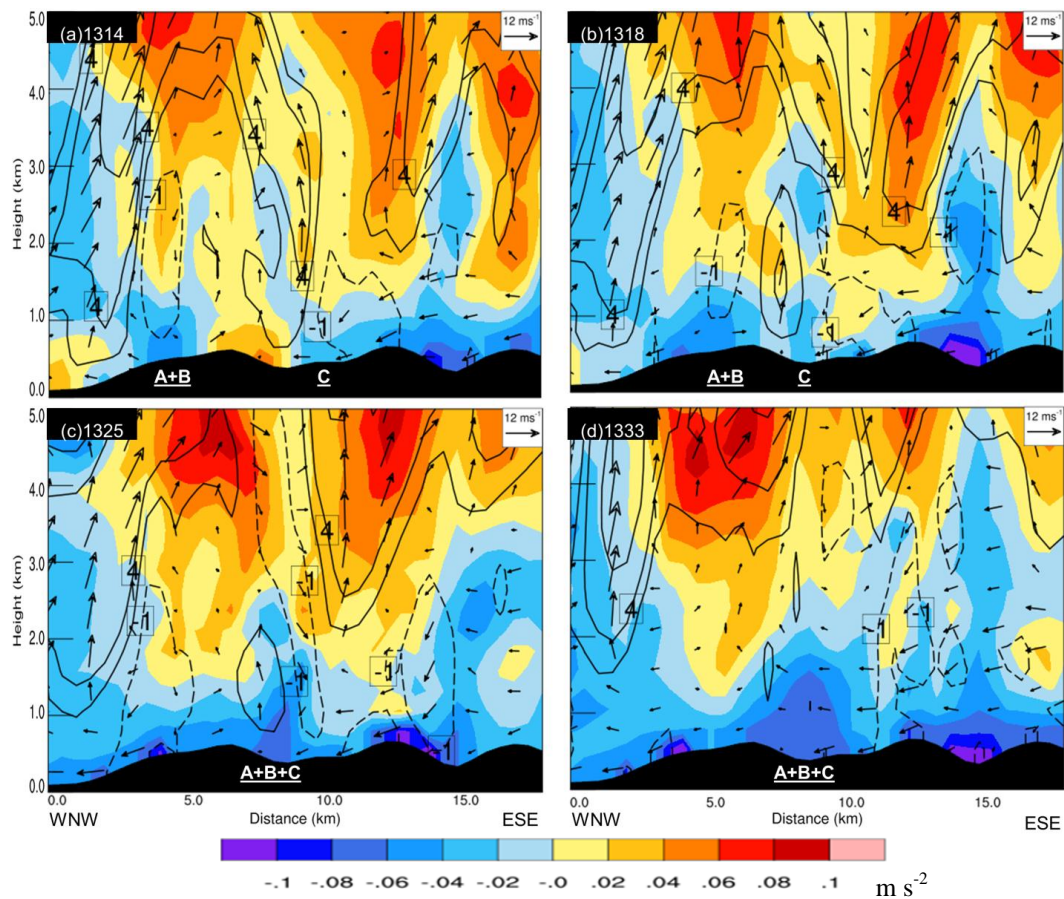


圖 12：同圖 10，但為模擬浮力、垂直速度及風場的垂直剖面圖。色階為浮力( $\text{m s}^{-2}$ )，等值線為垂直速度( $-1, 2, 4, 8 \text{ m s}^{-1}$ ；虛線為下衝流)，箭頭為平行剖面風場。注意本圖的垂直範圍為 0 - 5 公里高度。

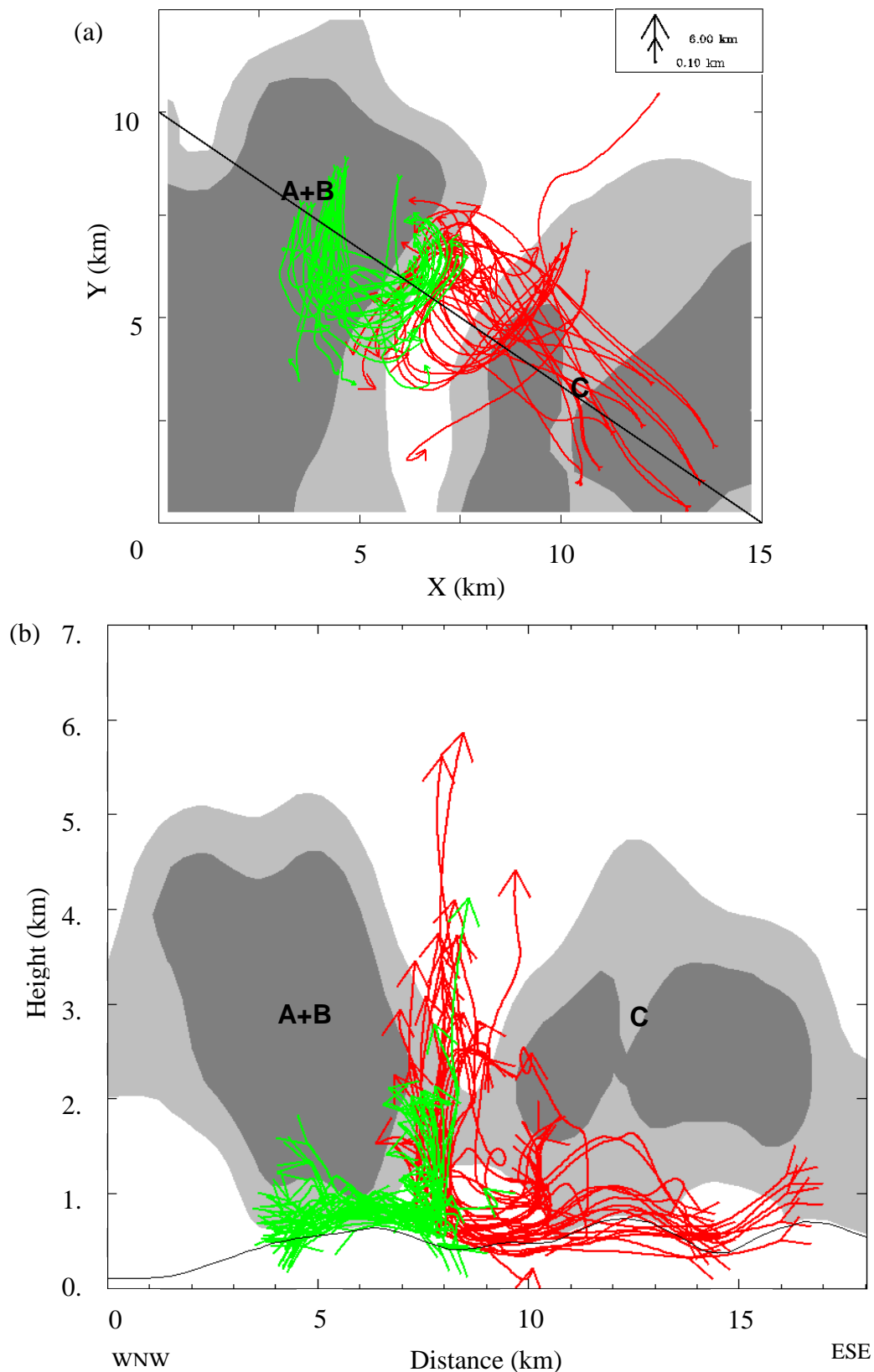


圖 13：1300-1336 LST 期間 62 個氣塊軌跡的(a)水平投影(2.9 公里高度)和(b)垂直投影。淺色階表示 1300 LST 時雷達回波大於 25 dBZ，深色階表示雷達回波大於 40 dBZ。(b)圖為沿(a)圖黑色直線的垂直剖面圖。32 條初始位置在胞 A+B 附近低層的軌跡線以綠色表示，30 條初始位置在胞 C 附近低層的軌跡線以紅色表示。



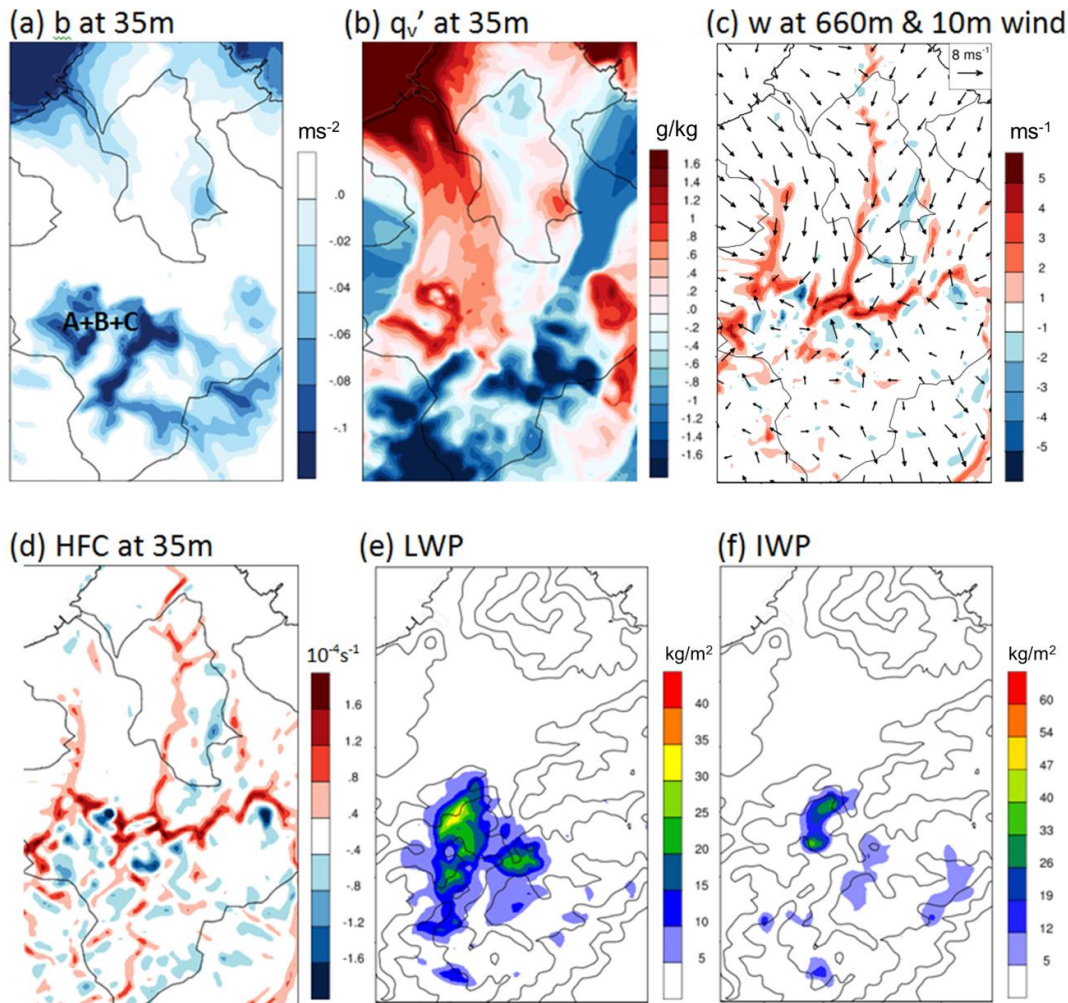


圖 14：2015 年 6 月 14 日 1320 LST 模擬場：(a)35 m 浮力；(b)35 m 水氣混和比之相對於面積平均的距平；(c) 660 m 垂直速度及 10 m 風場向量；(d)35 m 水氣通量輻合；(e)液態水光程 (LWP)；(f)冰態水光程(IWP)。(e),(f)等值線為地形高度線(100, 300, 700, 1300 m)。(a)標示合併對流胞 A+B+C 的位置。

圖 15a 為 1300 LST 至 1420 LST 近地面(35 m)浮力場的演變，顯示在多重胞合併後地面冷池隨著時間增強並且往北移動。於冷池往北移動的過程，同時也將海風挾帶的潮濕空氣往北推動(圖 15b)。660 公尺高度(接近雲底)伴隨降雨的下衝流的水平範圍，隨著時間有增大的現象(圖 15c)。圖 16 是縱切台北盆地的南北垂直剖面圖，其顯示 1335-1410 LST 期間陣風鋒面(gust front)往北移動的過程。陣風鋒面為冷池外流最前緣的界面，此界面分隔對

流產生的冷池外流(浮力 $<0$ )與環境底層的暖溼氣流(浮力 $>0$ )，因此本研究定義陣風鋒面為近地面浮力 $b=0$ 等值線的位置(見圖 16 的粗體箭頭)。於 1335-1350 LST 期間，冷池位於台北盆地南側山麓，移速相對緩慢(圖 16a-c)。1355 LST 以後，伴隨降雨的冷池外流移至平地，並且持續往北移動(圖 16d-f)。在陣風鋒面往北移動的過程，因為冷池外流與海風輻合，所以冷池前緣能夠持續激發上衝流。

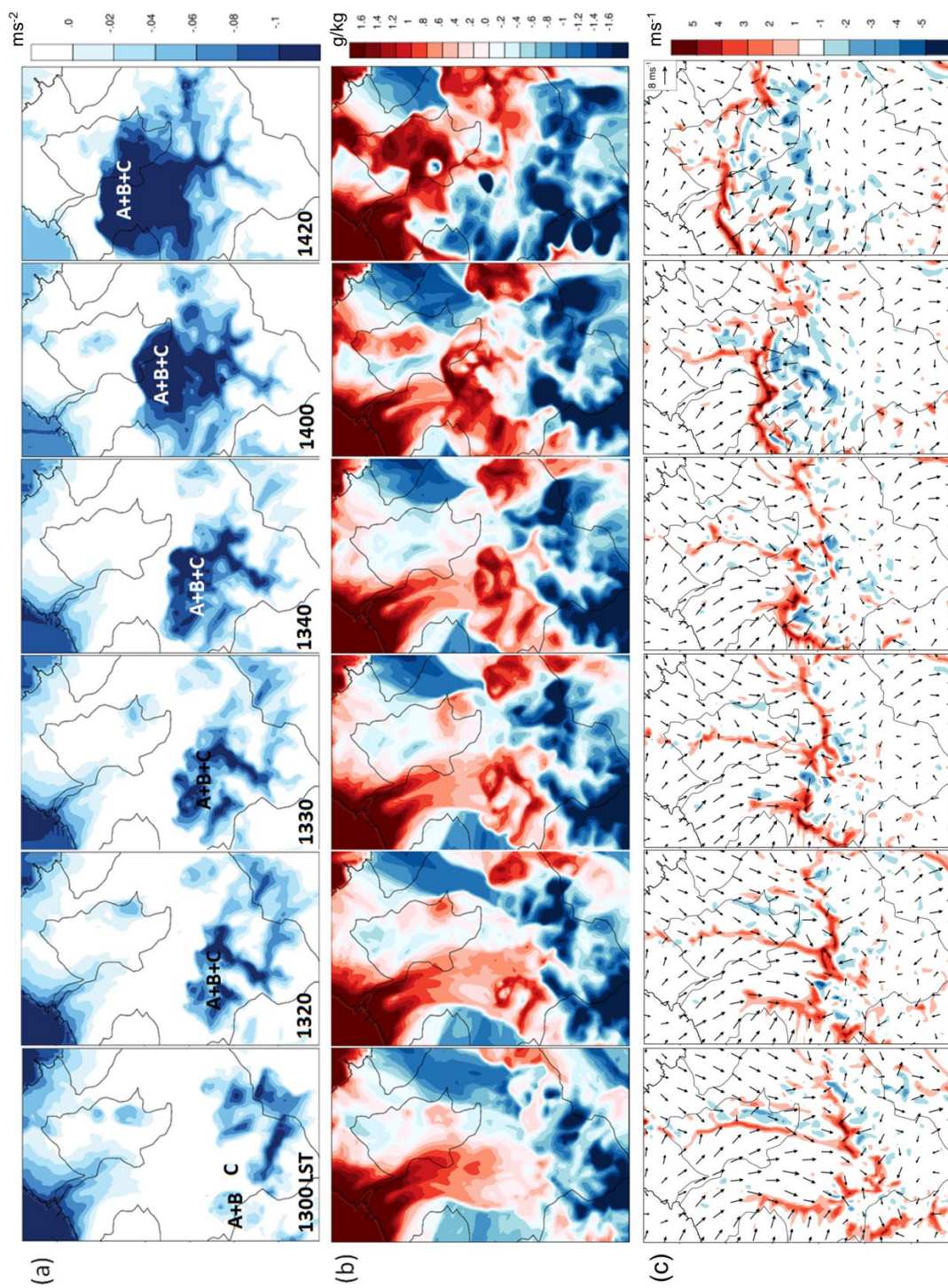


圖 15: 模擬場於 1300-1420 LST 期間的演變: (a)35 m 浮力; (b)35 m 水氣混和比距平; (c)660 m 垂直速度及 10 m 風場向量。(a)各小圖左下角標示時間(LST), 並且標示胞 C、胞 A+B 和胞 A+B+C 的位置。

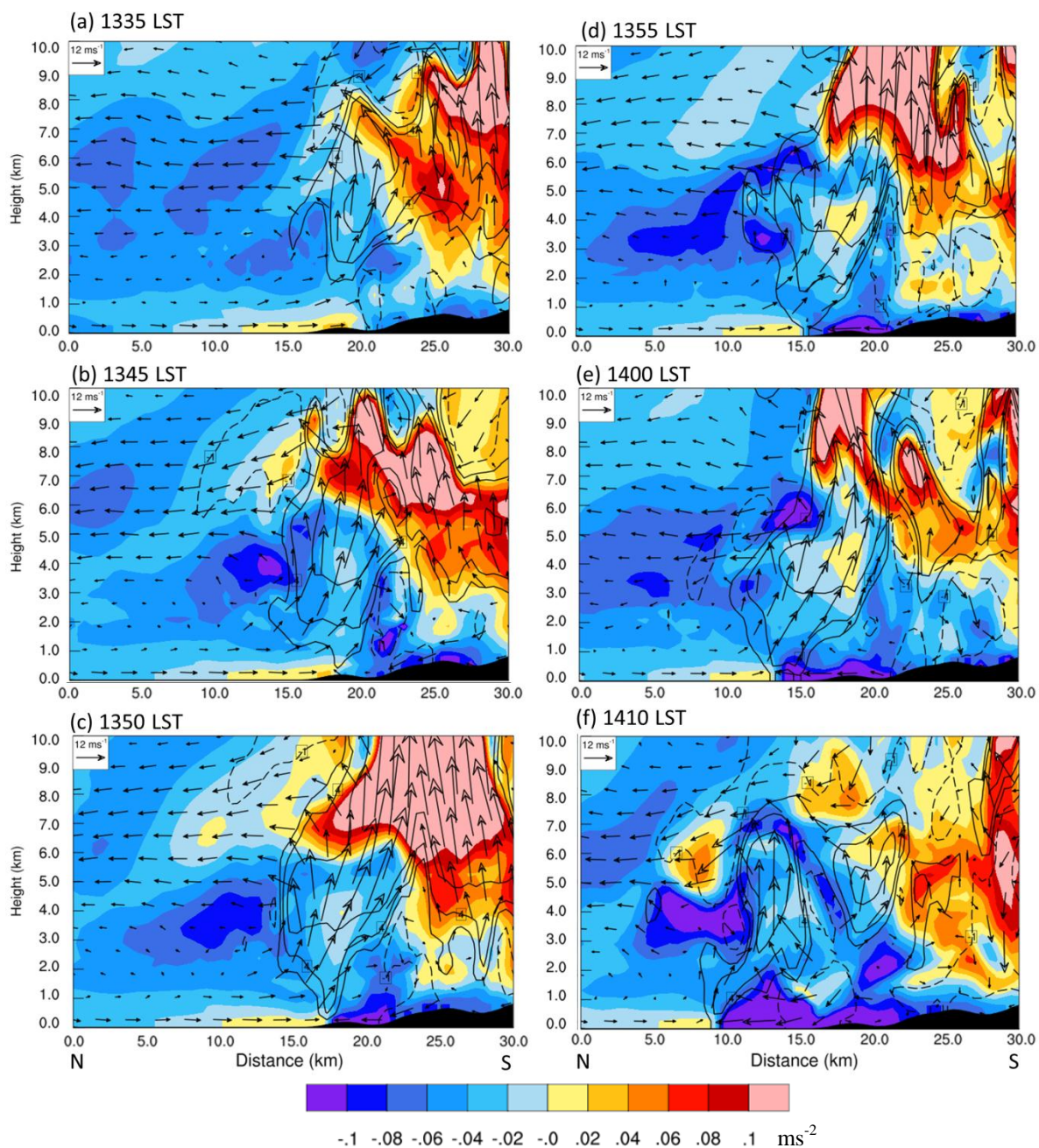


圖 16：沿圖 7f N-S 的模擬浮力、垂直速度及風場的垂直剖面圖。色階為浮力( $\text{m s}^{-2}$ )，等值線為垂直速度(-1, 2, 4, 8  $\text{m s}^{-1}$ ；虛線為下衝流)，箭頭為平行剖面風場。(a) 1335 LST、(b) 1345 LST、(c) 1350 LST、(d) 1355 LST、(e) 1400 LST 及(f) 1410 LST。橫軸的粗箭頭標示陣風鋒面的位置。

## 六、盆地區域平均之對流系統大氣變數時間序列

在本小節我們要討論台北盆地區域平均的對流系統內大氣變數隨時間的演變，台北盆地區域平均的範圍為長寬分別為 60 公里和 37.5 公里的長方形(見圖 7e)。圖 17 顯示 1230-1500 LST 期間台北盆地區域內模擬最大上升速度的時間序列，根據每 5 分鐘輸出的模式資料所繪製。在發生單次胞合併(1300 LST)後，盆地區域最大上升速度稍微增大，但隨後減小。在發生多重胞合併(1320 LST)後，台北盆地內最大上升速度隨時間明顯增大，極值可達  $45 \text{ m s}^{-1}$ (發生高度為 14.2 公里)，不過當天並無垂直速度的觀測資料可以驗證模式結果。上衝流的增強主要有兩個原因：1. 在多重胞合併後，雲體半徑增大。2. 在 1345-1355 LST 期間(圖 16 b-d)潮濕的海風氣流持續被陣風鋒面舉升，新的上衝流與舊的上衝流合併，形成更大範圍的上衝流，伴隨中高層的大值正浮力區( $b > 0.1 \text{ m s}^{-2}$ )。上述原因皆造成環境乾空氣的逸入作用減小，因此對流可以在垂直方向發展得更旺盛。

圖 18a 顯示水氣通量輻合量(HFC；藍色線)在單次胞合併(A+B)後開始上升，並且在多重胞合併(A+B+C)後持續上升，於 1350 LST 達極大值。大約 20 分鐘後(1410 LST)，地面降雨率到達極大值。圖 18b 顯示冰態水光程(Ice Water Path; IWP)在多重胞合併後成長約 6 倍，

並且於 1350 LST 大於液態水光程(Liquid Water Path; LWP)，這顯示多重胞合併後冰相雲微物理過程相對於液相雲微物理過程更為活躍。圖 18c 顯示大尺度降水效率(LSPE2; Sui et al. 2007)在 1330 LST 後開始上升，並且於 1400 - 1430 LST 到達極大值 85 - 100%，這是由於地面降雨率上升和水氣通量輻合下降所導致(圖 18a)。

圖 19 顯示 1230-1500 LST 期間台北盆地區域平均的冷池特徵演變。台北盆地的平均冷池移動速度的計算方法如下：1. 先根據(1)式以計算模式各網格點的浮力。2. 若最底層格點( $z_1$ )的浮力  $\leq -0.05 \text{ m s}^{-2}$  且雨水混和比  $> 0$ ，則往上跳至上一層( $z_2$ )。若  $z_2$  這層的浮力  $\leq -0.05 \text{ m s}^{-2}$ ，則往上跳至上一層( $z_3$ )；重複此動作，直到到達浮力  $> -0.05 \text{ m s}^{-2}$  的垂直層( $z_n$ )為止。此時  $z_n$  的垂直高度(Above Ground Level; AGL)即為冷池厚度。3. 根據步驟 1 和 2 得到的浮力和冷池厚度，利用(3)式計算得到冷池移動速度。最後對於台北盆地區域內(見圖 7e 的長方形區域)的冷池移動速度求算術平均數，即為平均冷池移速。在多重胞合併後(胞 A+B+C 生成)，地面冷池明顯增強(圖 19a)，冷池厚度由 100 公尺抬升至 750 公尺高度(圖 19b)；此外冷池移動速度由  $5 \text{ m s}^{-1}$  增強至  $13 \text{ m s}^{-1}$ (圖 19c)，這是由於雨滴蒸發和冰相軟雹溶解的加強作用所致。

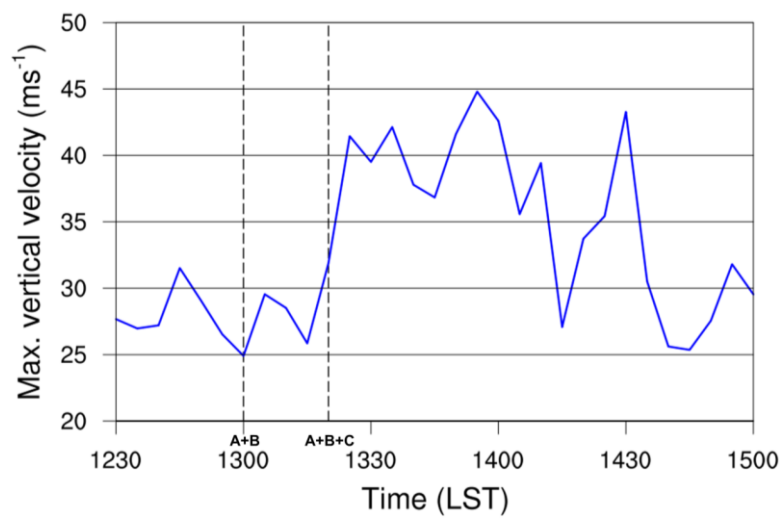


圖 17：1230-1500 LST 區域最大垂直速度(單位為  $\text{m s}^{-1}$ )的時間序列，區域範圍見圖 7e。虛線標示胞 A+B 的和胞 A+B+C 的形成時間。

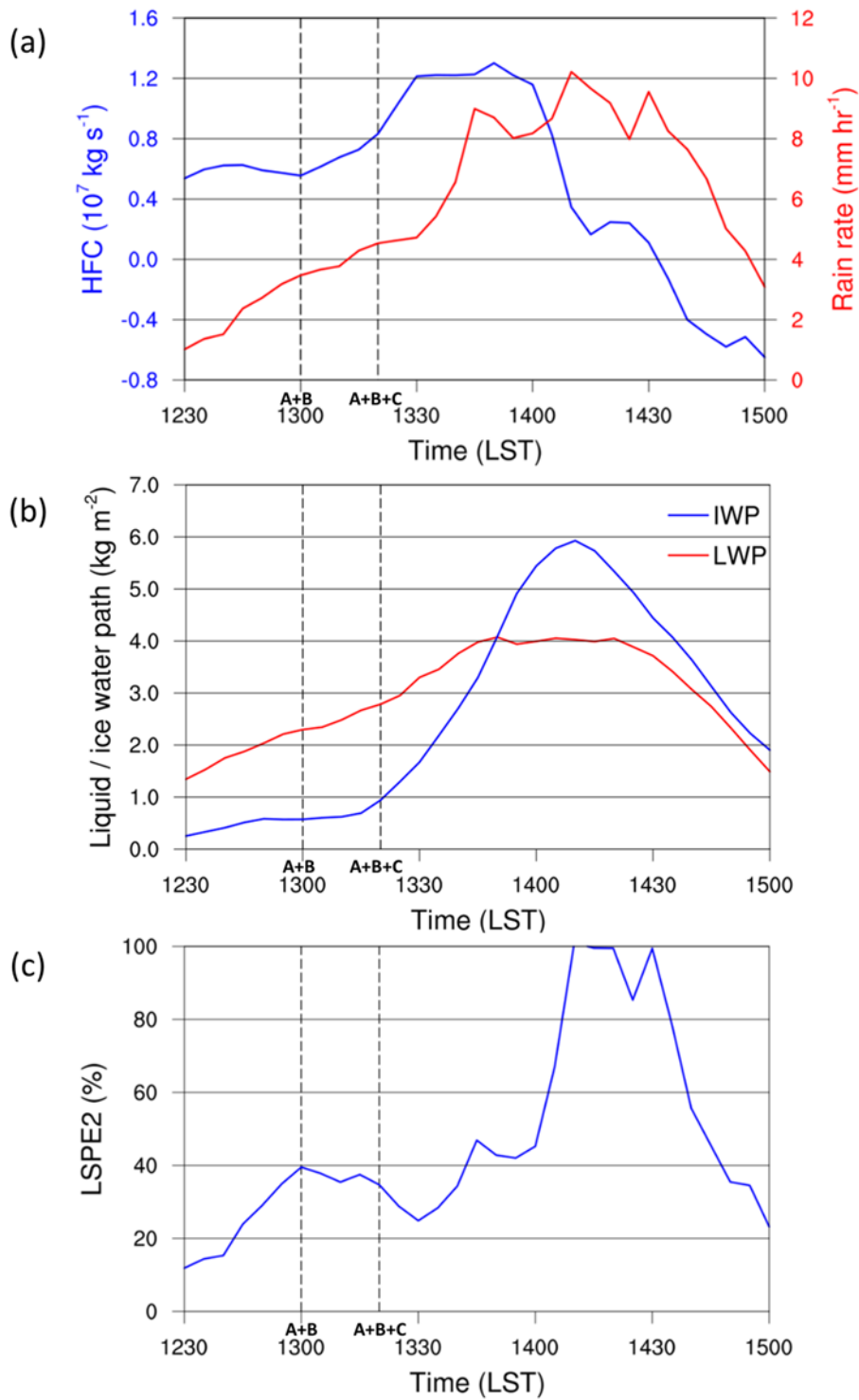


圖 18：區域平均時間序列：(a)水氣通量輻合的垂直積分(HFC；藍線；單位為  $10^7 \text{ kg s}^{-1}$ )和地面降雨率(紅線；單位為  $\text{mm h}^{-1}$ )；(b)液態水光程(LWP；單位為  $\text{kg m}^{-2}$ )與冰態水光程(IWP；單位為  $\text{kg m}^{-2}$ )；(c)大尺度降水效率(LSPE2；單位為%)。區域範圍見圖 7e。虛線標示胞 A+B 的和胞 A+B+C 的形成時間。

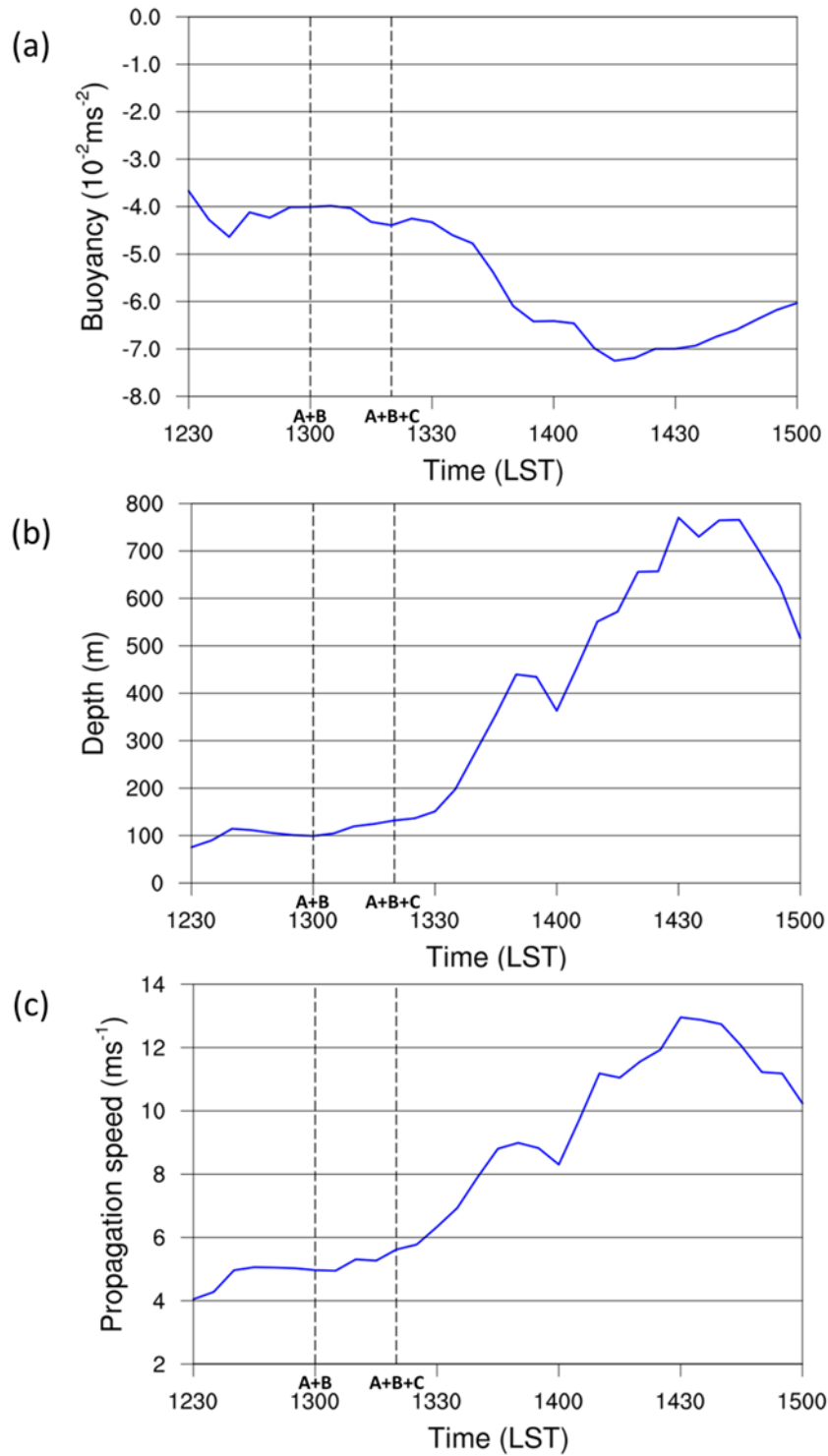


圖 19：區域平均時間序列：(a)冷池近地面(35 m)浮力(單位為  $10^{-2} \text{ m s}^{-2}$ )；(b)冷池厚度(單位為 m)；(c)冷池移動速度(單位為  $\text{m s}^{-1}$ )。區域範圍見圖 7e。虛線標示胞 A+B 的和胞 A+B+C 的形成時間。

## 七、結論

本研究對於 2015 年 6 月 14 日伴隨多重胞合併和短時強降雨的午後暴雨個案進行探討。高解析 WRF 模式(最小水平網格間距 0.5 公里)合理地掌握此個案對流胞的發展和冷池的特徵;除了位於台北盆地中央的對流胞 E 以外,模擬對於其他 4 個對流胞皆有相當程度的掌握。觀測分析與模擬結果皆顯示多重胞合併過程的發生,不過模擬較觀測提早 75 - 90 分鐘。在發生多重胞合併後,產生短延時劇烈降雨,瞬間降雨率高達  $198 \text{ mm h}^{-1}$ , 導致都會尺度淹水。雖然模擬的雨量有些誤差,但是還在合理範圍(Cassola et al. 2015),且本研究的目的主要在討論對流胞合併的可能物理機制,所以我們認為數值模擬結果依然可以用於對流胞合併的機制探討。

綜合上述討論,我們提供此 2015 年 6 月 14 日台北盆地午後雷暴個案對流胞合併機制的概念模式圖(圖 20)。胞 A 和胞 B 進行單次胞合併形成胞 A+B,其物理機制為在平地 and 山麓的對流胞移速相異導致的後方碰撞(圖 20a)。發生單次胞合併後,上衝流沒有明顯增強,冰相微物理過程也不顯著(圖 20b)。隨後胞 A+B 和胞 C 再進行多重胞合併形成胞 A+B+C,其物理機制為對流胞降雨產生方向

相反之冷池外流的正面碰撞(圖 20c)。在發生多重胞合併後,對流高度發展至溶解層以上,上衝流顯著增強且空間範圍增大,這顯示混和相位微物理過程於此階段扮演重要的角色(圖 20d)。多重胞合併後,最大上升速度明顯增強,冰相粒子的垂直累積量(主要為軟雹)成長 6 倍;冷池厚度由 100 公尺抬升至 750 公尺;由於雨滴蒸發和軟雹溶解的雙重作用,使得冷池移動速度明顯增大。

最後,本論文僅對於 2015 年 6 月 14 日大台北地區午後雷暴事件進行探討,研究結論是否能推廣至其他午後暴雨個案仍有待更多研究。此外,本研究並未討論胞合併機制對於微物理過程(雨滴蒸發和軟雹溶解)及局部地形的敏感度,這些都是值得未來進一步探討的研究方向。

## 致謝

感謝兩位審查委員的寶貴意見,使得論文品質大為提升,也感謝中央氣象局提供五分山雷達資料與郭鴻基教授實驗室提供本個案期間的地面觀測資料。本論文是在科技部專題計畫(MOST 107-2625-M-002-009 與 MOST 107-2111-M-002-013)支助下進行。



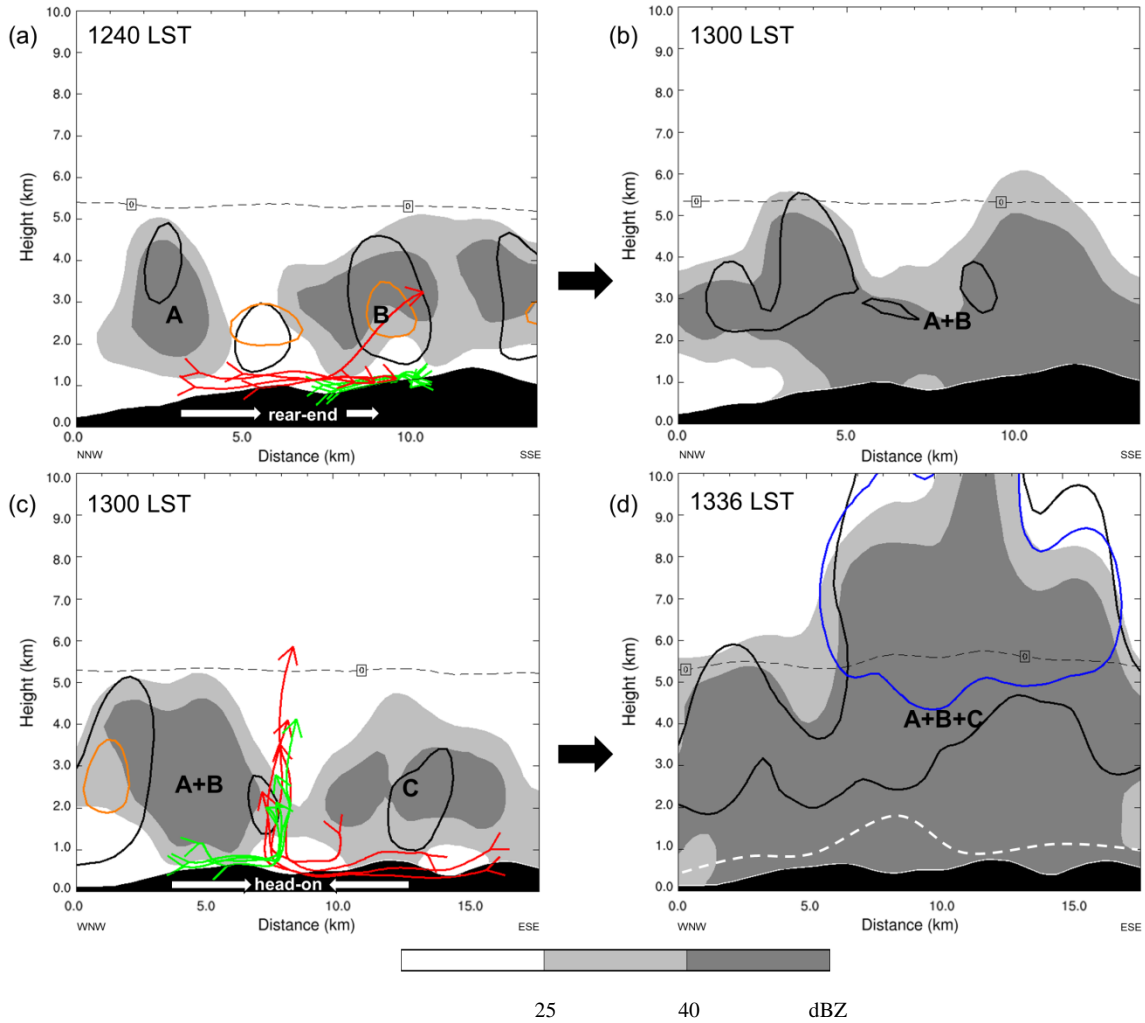


圖 20：(a),(b)單次胞合併形成胞 A+B 的概念模式圖。(c),(d)多重胞合併形成胞 A+B+C 的概念模式圖。黑色實線為上衝流(數值為 2 m s<sup>-1</sup>)，橘色實線為雲水混和比(數值為 1 g kg<sup>-1</sup>)，藍色實線為軟雹混和比(數值為 1 g kg<sup>-1</sup>)，(d)圖之白色虛線為冷池高度，(a)-(d)圖之黑色虛線為 0°C 線。(a)軌跡線取自軌跡分析結果(圖 9b)，顯示單次胞合併的物理機制為對流胞移速相異導致的後方碰撞。(c)軌跡線取自軌跡分析結果(圖 13b)，顯示多重胞合併的物理機制為對流胞降雨產生方向相反冷池外流的正面碰撞。

參考文獻

周仲島、高聿正、修榮光、鍾吉俊、李宗融及郭鴻基，2016：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. 大氣科學, 44(1), 57-82.

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。  
 Bryan, G. H., and M. D. Parker, 2010: Observations of a squall line and its near environment using high-frequency

- Rawinsonde launches during VORTEX2, *Mon. Wea. Rev.*, 138, 4076 – 4097, doi:10.1175/2010MWR3359.1.
- Cassola, F., F. Ferrari, and A. Mazzino (2015), Numerical simulations of Mediterranean heavy precipitation events with the WRF model: A verification exercise using different approaches, *Atmos. Res.*, 164, 210 – 225.
- 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, T.-C., M.-C. Yen, J.-D. Tsay, C.-C. Liao, and E. S. Takle, 2014: Impact of afternoon thunderstorms on the land-sea breeze in the Taipei basin during summer: An experiment. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53, 1714 – 1738.
- 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.
- Dee, D. P., and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553 – 597, <https://doi.org/10.1002/qj.828>.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077 – 3107.
- Feng, Z., S. Hagos, A. K. Rowe, C. D. Burleyson, M. N. Martini, and S. P. de Szoeke, 2015: Mechanisms of convective cloud organization by cold pools over tropical warm ocean during the AMIE/DYNAMO field campaign. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 7, 357 – 381.
- Helmus, J.J. & Collis, S.M., 2016: The Python ARM Radar Toolkit (Py-ART), a Library for Working with Weather Radar Data in the Python Programming Language. *Journal of Open Research Software*. 4(1), p.e25. DOI: <http://doi.org/10.5334/jors.119>.
- Hong, S.-Y., and H.-L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2322 – 2339.
- Johnson, R. H., and J. F. Breach, 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 of 21 June 1991. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, 5, 169-197.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, *Meteor. Monogr.*, No. 46, Amer. Meteor. Soc.,

165 – 177.

- 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.
- Lim, K.-S. S., and S.-Y. Hong, 2010: Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 1587 – 1612.
- 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.
- Mlawer E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 102, 16663-16682.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall line. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463 – 485.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-4751STR, 113 pp.
- Stoelinga, M. T., 2009: A users' guide to RIP version 4.5: A program for visualizing mesoscale model output. [Available online at <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/ripug.htm>.]
- Sui, C.-H., X. Li and M.-J. Yang, 2007: On the definition of precipitation efficiency. *J. Atmos. Sci.*, 64, 4506 – 4513.
- 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.
- Tompkins, 2001: Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools. *J. Atmos. Sci.*, 58, 1650 – 1672.
- Yang, M.-J., and J.-E. Miao, 2017: A Sub-kilometer modeling study of the severe thunderstorm event with urban flooding at Taipei on 14 June 2015. Preprints, The Twelfth International Conference on Mesoscale Convective Systems and High Impact Weather in East Asia (ICMCS-XII), Taipei, Taiwan, 17 – 20 October 2017, National Taiwan University, Page 45.

# Cell Merger and Heavy Rainfall of the Severe Afternoon Thunderstorm Event at Taipei on 14 June 2015

Jyong-En Miao      Ming-Jen Yang

National Taiwan University

(manuscript received 16 November 2018 ; in final form 20 March 2019)

## Abstract

On 14 June 2015, a severe afternoon thunderstorm event associated with cell merger developed within the Taipei basin, which produced intense rainfall rate (at the rate of  $198 \text{ mm h}^{-1}$ ) and urban-scale flooding. Cloud-resolving WRF simulations were performed to capture reasonably well the development of convective cells, several cell mergers, and cold-pool characteristics of this event. The WRF model had four nested grids (with the finest grid size of 0.5 km) in the horizontal and 55 layers in the vertical to explicitly resolve deep convective cells within the storm. In comparison with radar observations, five intense convective cells except for one cell in central Taipei were realistically reproduced by the WRF simulation. From trajectory analyses, the single merger between cell A and cell B to generate the merged cell “A+B” at 1300 LST resulted from rear-end collision associated with different cell propagation speeds over the basin plain and mountain foothill. Later, the multiple merger between the merged cell “A+B” and cell C at 1320 LST was due to head-on collision between the precipitation-induced outflows in opposite direction. After the multiple merger, the cold-pool depth was elevated from 100 m to 750 m, the maximum updraft significantly increased, ice-phase condensate (mainly graupel) was increased by 6 times, and cold-pool propagation speed was substantially increased by the contribution of raindrop evaporation and graupel melting. The multiple cell merger was responsible for the intense rainfall rate and urban-scale flooding at Taipei.

Keywords: Afternoon thunderstorm, Cell merger, Cold pool.

doi: 10.3966/025400022018124604004