

2014 年夏季南臺灣豪雨個案之研究

紀水上^{*1,2}

葉錫圻^{*2}

劉清煌^{*1}

^{*1}中國文化大學大氣科學系

^{*2}真理大學通識教育中心

摘要

本文利用高密度自動雨量站和地面風場資料、雷達和衛星遙測資料，以及地面至 200hPa 各層天氣圖，探討 2014 年 8 月 12 日導致西南臺灣豪雨事件之降雨特徵、豪雨系統之形成與加強機制，以及移動過程。結果顯示，在有雨的雨量站中，日雨量 $\geq 50\text{mm}$ 有 68% 發生於 50 米以下低海拔都會區，且隨雨勢增強，比例有增加趨勢。最大降雨中心分布於 15~40 米的沿海都會區。分析又顯示，大雨大都發生在當天凌晨至午前之間，其降雨特徵顯然與西南氣流直接影響有異，又與午後對流雨區從山坡往上風區傳播者不同。

此豪雨事件製造者係由台灣海峽 MCS 下衝流與離岸風在澎湖東方海域輻合而成，而因地形影響之偏向流與西南氣流在豪雨系統南側輻合，導致該對流系統南移並加強；在其移動過程中，其下衝流與離岸風在西南臺灣沿岸輻合是導致西南臺灣沿海城市大豪雨主要原因，雷達回波可支持此推論。台灣海峽南部伴隨 MCS 之強雷達回波持續東移至臺灣西南沿岸輻合區，是造成西南臺灣沿岸地區雨勢快速增加的原因之一。

綜觀分析顯示，在激發豪雨製造者之 MCS 形成前、後及演變過程期間，整個華南地區低對流層受熱低壓環流控制，高對流層則為反氣旋籠罩。此種天氣型式的配合有利於持續從孟加拉和南海之上游輸送暖溼空氣至台灣鄰近區。此暖溼空氣在台灣海峽中南部被位於該區之低層低壓、低壓槽及中層短波槽激發，加上在其上空高對流層之速率輻散，導致西南臺灣 MCS 的形成並加強。顯然，低層擾動輻合、中層短波槽的強迫，以及高層輻散等一致配合，確實是中尺度對流系統形成、加強與維持的關鍵機制。

關鍵字：豪雨事件、下衝流、偏向流、離岸風、熱低壓、速率輻散

一、前言

夏季臺灣雨量為一年中比率最高的季節，最大降雨中心在阿里山區，最大降雨軸線由此中心沿著中央山脈西側迎風面向東北伸至南投山區北部，向西南擴及整個南臺灣。其降雨特徵亦似梅雨季，具有愈往南愈多、西半部高於東半部的現象。經驗及研究指出，臺灣在該季節最重要的降雨系統有三，即：熱帶風暴（例如颱風）、中尺度對流系統，以及午後對流等。此等天氣系統導致的降雨均沿著中央山脈迎風坡發生。颱風為此季節最重要的致雨者（謝等，1998和張等，2017）。源自南中國海和台灣海峽南部的中尺度對流系統，在盛行西南季風氣流下，也經常移入台灣而導致台灣西部豪雨（Tao et al., 2000）。此外，顯著的差異加熱，午後對流，豪大雨經常沿著中央山脈迎風坡發生（陳等，2007；楊，2000）。

2014 年 1 月至 2015 年 2 月期間，13 個平地氣象站月平均雨量距平顯示，除 2014 年 2 月及 5 月外，其餘各月雨量均低於氣候平均值（1981-2000），且自 6 月之後，臺灣雨

量持續偏少（中央氣象局，2015）。2014 年夏季各月（6 月、7 月和 8 月）和 30 年（1981-2010）平均值比較，該年臺灣 25 個氣象站平均雨量均較 30 年平均減少分別約 50mm、34mm 和 142mm。顯見，不論何月均低於氣候平均值，尤其 8 月更甚。就各站雨量距平而言，2014 年夏季各月大都比氣候平均值少，尤其是 8 月。探究其原因，2014 年夏季太平洋高壓偏強，加上無颱風侵台，使得該年夏季，台灣 25 個氣象站夏季平均雨量（~703mm）較氣候平均值（~928mm）少了約 225mm，導致該年夏季降雨量為 60 餘年來最低，乾旱現象也是十年來最嚴重。顯然，2014 年的夏季可說是異常乾旱的夏季。

在此異常乾旱夏季的 8 月，臺灣西南沿海發生異常降水，台南和高雄兩氣象站的雨量大幅增加，分別較氣候值增加 287.0mm，達 72.6%（287.0/395.1）和 485.3mm，達 116.5%（485.3/416.7）。此降雨事件，不論量或發生地點均異於氣候平均狀態，因而改變了以往最大雨區分布和最大降雨軸線的走向。雖然該月主要降雨時間在 7~13 日，但一半以上則在 11~13 日，而 12 日的降雨為主要貢獻者。8 月 12 日當天，臺南、

高雄和屏東等三縣市139個有雨量紀錄雨量站，日雨量 $\geq 50.0\text{mm}$ 、 $\geq 130.0\text{mm}$ 、 $\geq 200.0\text{mm}$ 之雨量站分別有109站、70站和33站，且有幾處逼近大豪雨（ $\geq 350.0\text{mm}$ ），尤其降雨期間在清晨至午前短短10小時和低海拔的沿海城市。此種非颱風和非發展深厚的中尺度對流系統所造成的短延時強降水事件實屬罕見，且和午後對流發生於中央山脈西側向西傳播者有異，因此值得探討。

黃（2015）利用歐洲中期天氣預報中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts；ECMWF）ERA-Interim資料、雷達回波、氣象局之氣象站與自動站以及Weather Research and Forecasting (WRF) Model數值模擬，針對8月12日大豪雨個案進行討論，獲致西南西氣流因臺灣地形影響之氣流回流及離岸風的輻合，造成對流系統在沿海地區發展的結論，並綜觀分析有些許涉及，對豪雨為何在沿海地區形成之了解有所助益。然而，對豪雨系統形成與加強的激發機制、豪雨系統激發者之形成與加強機制等等之探討稍嫌不足。因此，對此個案再做進一步探討，以了解此等機制是必要的。

二、資料

上已提及，2014年的夏季是異常乾和旱年，而8月11-13日西南臺灣的顯著降雨，特別是12日，使當年夏季降水型態與氣候大異其趣。此三日之雨量分布（圖1）顯示，11日和12日相似（見圖1a及圖1b），較大雨區均在台南和高雄沿海，唯12日雨勢較強、範圍較大，已擴及屏東沿海。13日雨勢較小且較大雨區深入山區（見圖1c）。雨量站記錄顯示，11日西南臺灣三縣市138個有降雨量紀錄的雨量站中，臺南和高雄就有顯著降雨，日雨量 $\geq 200.0\text{mm}$ 雖只有一站，但 $\geq 130.0\text{mm}$ 者也有20站，其中有19站發生於海拔40米以下。12日，日雨量 $\geq 130.0\text{mm}$ 、 $\geq 200.0\text{mm}$ ，和 $\geq 300.0\text{mm}$ 者分別有67站、32站和5站。在此5站中有4站幾達大豪雨（ 350.0mm ）。13日，雨勢大為減小，已無日雨量 $\geq 130.0\text{mm}$ 紀錄，日雨量 $\geq 100.0\text{mm}$ 有15站，其中有10站在海拔高度50米以下，其它5站在高度51米以上，其中有3站在250

米以上之高海拔地區。顯見其降雨型態有異於11日和12日，而12日為此波降雨的最高峰，也是致災的主要原因，因此選取該日做為探討對象。

中尺度對流系統為豪雨的製造者，氣象衛星是偵測此種天氣系統最好工具之一。在此豪雨事件發生期間的衛星雲圖（圖2）顯示，在南臺灣的東西兩側各觀測到一個MCS，在東者稱為MCS-A，在西者稱MCS-B。MCS-A，由8月11日1132 UTC在臺灣東方近海兩個小對流胞合併發展而成（圖未示）。該系統形成後，向西移動並加強，於11日1432~1501 UTC期間移至台東-花東交界並達最強期（見圖2a）。在其最強期，花東交界有較大雨勢（見圖2c），隨著MCS-A的減弱，雨勢也開始減小。當MCS-A移進西南臺灣時強度快速減弱，也無明顯的降雨記錄，亦即減弱中的對流雲是無雨或小雨（參閱Woodley et al., 1972）。因此，MCS-A非西南臺灣豪雨製造者。既然MCS-A非西南臺灣豪雨製造者，那MCS-B了。11日2332 UTC之衛星雲圖（圖2b）顯示，在臺灣海峽中部有兩個尺度不同的對流雲，在臺灣中南部沿海、尺度較小的MCS-B為造成台灣西南沿海豪雨成災的降雨系統（參見圖2d），而在MCS-B西側尺度較大的MCS-M是激發MCS-B形成與加強的主要中尺度對流系統。

為探討此大豪雨事件，本文分析高時空解析度之自動雨量站和地面風場資料、雷達和衛星遙測資料、地面至200hPa各層綜觀天氣圖，以及三小時間距區域天氣圖，藉以了解其降雨特徵、降雨系統之形成、加強機制及其移動過程。在降雨特徵方面，將上述雨量站依不同海拔高度間距和不同降雨等級進行分析。前者分為 < 10 米、 $10\sim 20$ 米、 $20\sim 30$ 米、 $30\sim 40$ 米、 $40\sim 50$ 米和 > 50 米等，後者分為 $< 50\text{mm}$ 、 $\geq 50\text{mm}$ 、 $\geq 100\text{mm}$ 、 $\geq 130\text{mm}$ 、 $\geq 150\text{mm}$ 、 $\geq 200\text{mm}$ 、 $\geq 250\text{mm}$ 和 $\geq 300\text{mm}$ 等。

此外，在分析過程中，從豪雨系統（豪雨製造者）之演變（包括形成、加強及移動）、豪雨系統激發者之形成與加強激發機制，乃至綜觀尺度/全球尺度的環境條件。此種分析過程雖與先前研究者（例如，Scofield and Achutuni, 1996）所提，從“全球尺度、綜觀尺度、中尺度，至對流尺度”的預報流程不同，但還是針對各種尺度進行探討，而做反向思考而已。

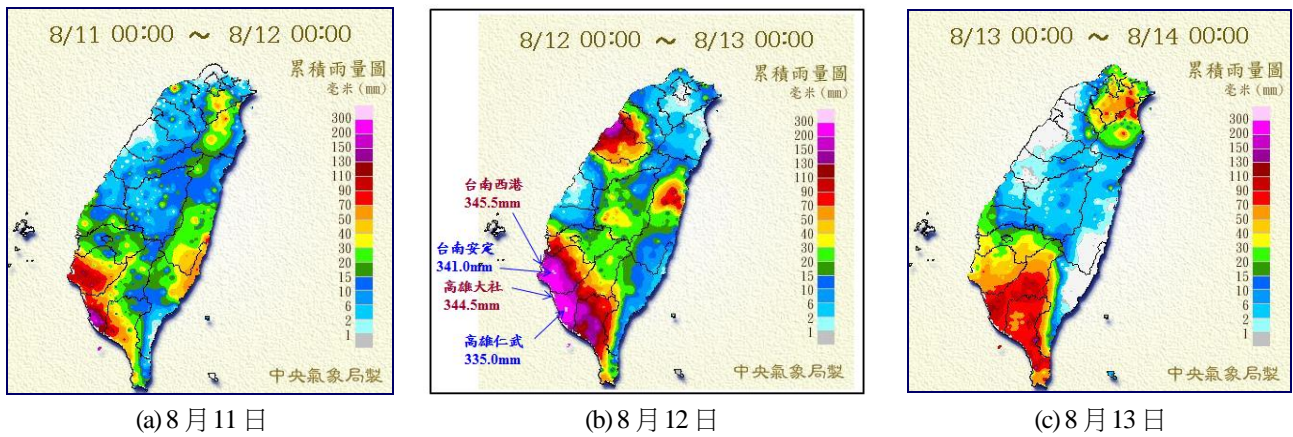


圖1 2014年8月11~13日日雨量分布。

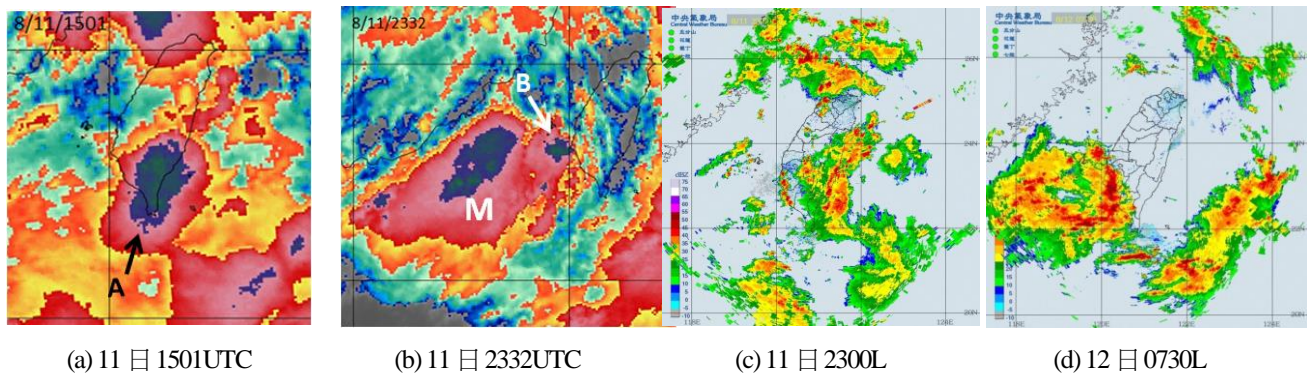


圖2 2014年8月11-12日 (a) 11日 1501UTC、(b) 11日 2332UTC 之 MTSAT 紅外線色調強化雲圖，與雲圖同時間之雷達回波，(c) 11日 2300L、(d) 12日 0730L。

三、結果與討論

(一) 降雨特徵

表1為8月12日不同降雨強度在不同海拔高度分布。若以海拔高度50米為界，在138個有雨紀錄的雨量站中，發生在50米以下者有76站，佔總數的55.1%，50米以上者計62站，佔總數的44.9%。在日雨量 $<50.0\text{mm}$ 共有29站，發生於海拔高度50米以下有27站，以上僅2站，分別佔該降雨間距之93.1%及6.9%。該表又顯示，日雨量 $\geq 50\text{mm}$ 、 $\geq 100\text{mm}$ 、 $\geq 130\text{mm}$ 、 $\geq 150\text{mm}$ 、 $\geq 200\text{mm}$ 和 $\geq 250\text{mm}$ 分別有109次、85次、67次、48次、32次和18次。在此降雨等級中，發生在高度50米以下者在此等降雨間距分別約佔67.9%、74.1%、79.1%、81.2%、93.8%和94.4%。

表1又顯示，雖然高度50米以下之降雨機率高達55.1%，但高度低於10米和40~50米之降雨機不少，分別佔8.0%及4.3%，但大部分降在10~40米，有59站佔總雨量站(138)之42.8%；日雨量 $\geq 50\text{mm}$ 有57站，佔總站數的

41.3%。在此138個雨量站中有4處日雨量幾達350mm，此四站分別為臺南的西港345.5mm(海拔高度：17.0米)和安定341.0mm(海拔高度：18.0米)和高雄的大社344.5mm(海拔高度：26.0米)和仁武335.0mm(海拔高度：40米)。

由上分析顯示，雨量大都發生於50米以下低海拔都會區，尤其在10~40米，佔40%以上，且有隨雨勢增強，比例有增加趨勢。最大降雨中心分布於15~40米的沿海都會區。

圖3為此次豪雨事件日雨量達300mm以上五個雨量站之降雨時序變化。此5個雨量站分別為台南市西港和安定、高雄市大社和仁武，以及位於屏東縣東港鎮西南方海面約15公里的琉球嶼。其實這些雨量站於前一日(8月11日)就已達100mm以上，分別為134.5mm(西港)、136.5mm(安定)、124.0mm(大社)、134.0mm(仁武)和184.5mm(琉球嶼)。11日，這5個雨量站較明顯降雨時段為：台南兩站降雨時段，一在3~10時約為70.0mm(西港)和80.0mm(安定)，另一在23~24時約為66.0mm(西港)和55.0mm(安定)，而10~23時並無降雨紀錄；高雄兩站較顯著的降雨時段在3~8時，

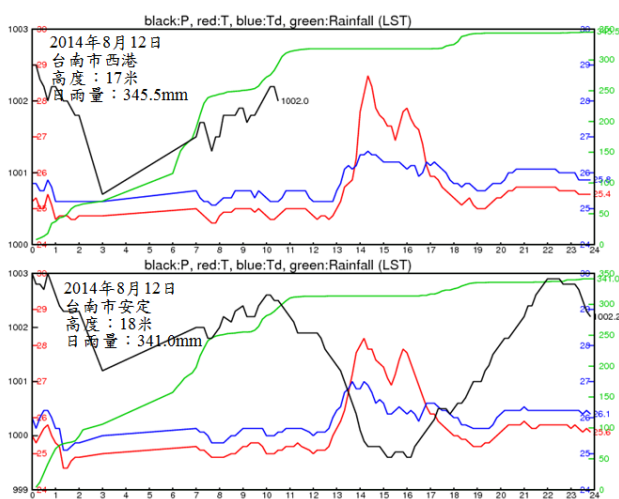
分別為120.0mm（大社）和134.0mm（仁武），之後僅有些許雨量紀錄（大社4.0mm，在12~13時）；屏東琉球嶼在3~10時就降下約180.0mm，至12時雨量達184.0mm，之後就無降雨紀錄。11日之較大降雨在深夜至午前，顯然與太陽差異佳日之午後對流無關。

8月12日，台南兩站（圖3a）均於0時降開始降雨並迅速加劇，在短短8小時，此兩站雨量均已約達250.0mm，至午前11時降雨量已超過300mm。高雄兩站降雨時刻較晚，自7時起才有明顯的降雨，但雨勢驚人，7-8兩小時已

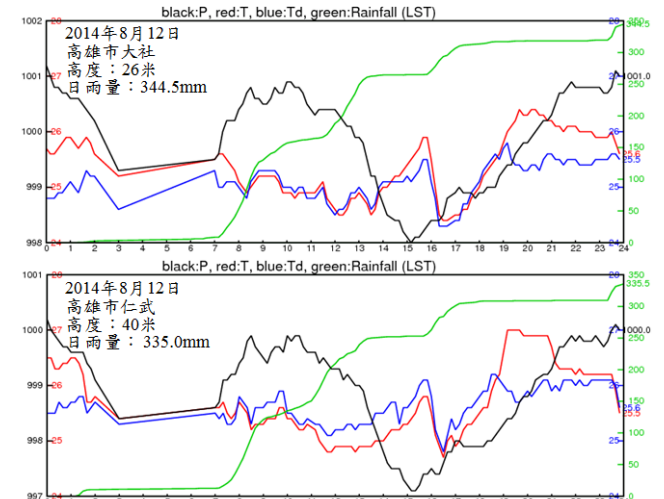
逾100mm，至午後1時已達250mm。琉球嶼於1時起降雨就明顯，至7時約降275.0mm，根據中央氣象局觀測，凌晨至上午8:10，屏東琉球嶼累積雨量就達285.5毫米，雨量冠全台。綜合11日和12日之降雨特性，台南兩站在9小時內（11日23時至12日8時）累積雨量就達300.0mm以上；11日高雄之顯著降雨在2~8時，而12日在7~13時，換言之11日雨量之貢獻小。由上分析顯示，此次豪雨主要降於12日清晨至午時，顯然與所熟知的因太陽差異所造成的午後降雨不同。

表1 不同降雨強度在不同海拔高度之分布，橫：雨量等級（毫米）；縱：雨量站海拔高度（米）。

毫米	<50	≥50	≥100	≥130	≥150	≥200	≥250	≥300	總站數
<10	0 (0.0%)	11 (10.1%)	11 (12.9%)	11 (16.4%)	9 (18.8%)	3 (9.4%)	0 (0.0%)	0 (0.0%)	11 (8.0%)
10~20	0 (0.0%)	22 (20.2%)	17 (20.0%)	13 (19.4%)	13 (27.1%)	9 (28.1%)	8 (44.4%)	2 (40.0%)	22 (15.9%)
20~30	1 (3.4%)	18 (16.5%)	16 (18.8%)	14 (20.9%)	14 (29.2%)	12 (37.5%)	5 (27.8%)	1 (20.0%)	19 (13.8%)
30~40	1 (3.4%)	17 (15.6%)	15 (17.6%)	11 (16.4%)	8 (16.7%)	5 (15.6%)	3 (16.7%)	1 (20.0%)	18 (13.0%)
40~50	0 (0.0%)	6 (5.7%)	4 (4.7%)	4 (6.0%)	4 (8.3%)	1 (3.1%)	1 (5.6%)	0 (0.0%)	6 (4.3%)
≤50	2 (6.9%)	74 (67.9%)	63 (74.1%)	53 (79.1%)	39 (81.2%)	30 (93.8%)	17 (94.4%)	4 (80.0%)	76 (55.1%)
>50	27 (93.1%)	35 (32.1%)	22 (25.9%)	14 (20.9%)	9 (18.8%)	2 (6.2%)	1 (5.6%)	1 (20.0%)	62 (44.9%)
總站數	29 (21.0%)	109 (79.0%)	85 (61.6%)	67 (48.6%)	48 (34.8%)	32 (23.2%)	18 (13.0%)	5 (3.6%)	138 (100.0%)

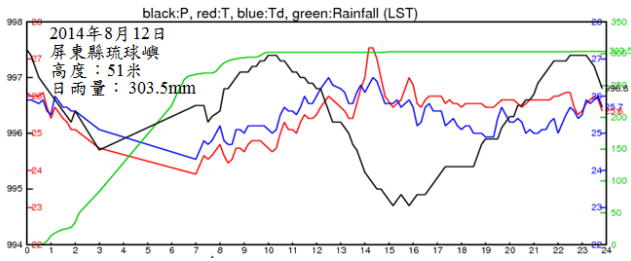


(a) 臺南市西港區（上）和安定區（下）



(b) 高雄市大社區（上）和仁武區（下）

圖3 2014年8月12日 (a) 臺南市西港區和安定區、(b) 高雄市大社區和仁武區，和 (c) 屏東縣琉球嶼之降雨時序圖。



(c) 屏東縣琉球嶼

圖 3 續。

陳等(2007)分析台灣與東亞之夏季季風降雨變化指出，始於早晨的海風至下午14時輻合最強，呈現向島內輻合的海風特性，此時降雨自下午二點開始發生，到下午四、五點時

雨量達到最強，並在西部山坡地形成一道午後／傍晚對流雨帶(見圖4)。個案(圖5)也顯示，午後對流於13時以後陸續在中央山脈西側形成並加強，其中之一在阿里山區發展最為迅速並向西傳播，於1730L達最強，最強時的對流中心位於阿里山區西側山坡，其特性與氣候值相近。反觀本個案之降雨型態，就以上述4個日雨量接近350mm雨量站為例，在台南地區之兩個最大降雨測站，雨量自凌晨開始增加，於午前11時達最多，高雄兩個雨量站之雨量也在清晨開始增加，唯其最大值在午後1時(見圖3)。

由上比較分析顯示，此豪雨事件是非熱帶氣旋導致者；雨量分布於低海拔都會區；大雨發生在當天凌晨至中午前後，與午後對流雨區從山坡向西傳播者不同；最大雨區不在迎風山坡，此降雨特徵似與西南氣流直接影響有異。

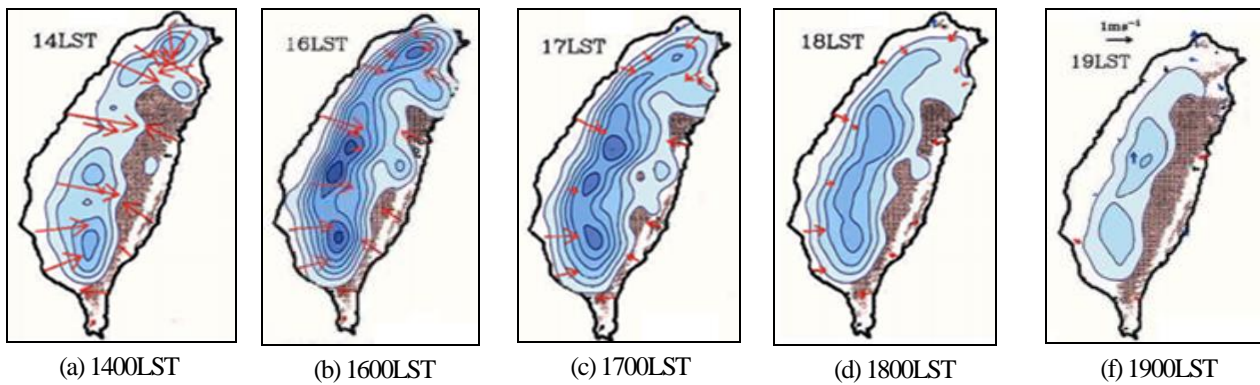


圖 4 長期海風環流造成午後對流降雨分布(摘自陳等, 2007)。

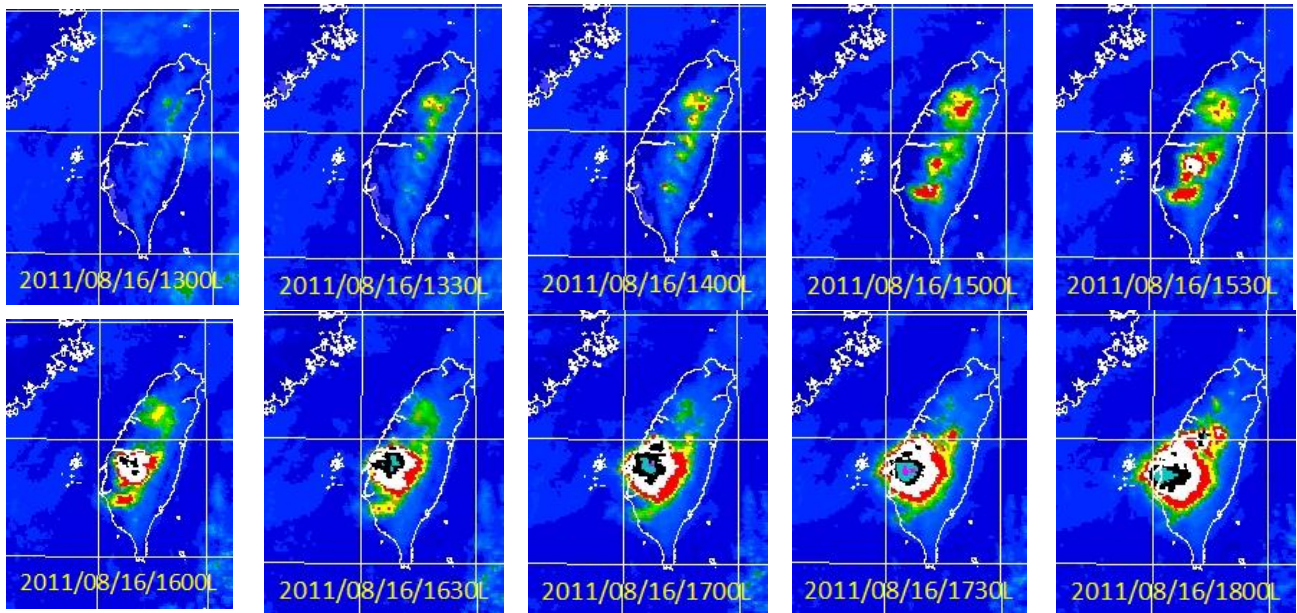


圖 5 2011年8月16日1600L~2030L半小時間距紅外線色調強化衛星雲圖。

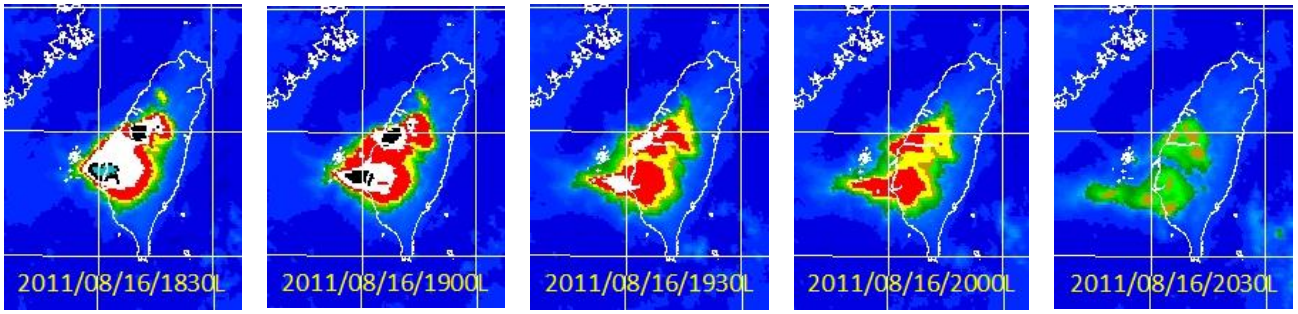


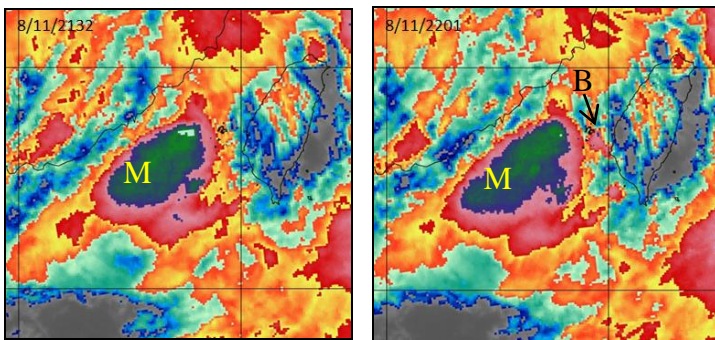
圖 5 續

(二) 豪雨製造者

圖 2b 的 MCS-B，由在其西方較大尺度 MCS-M 成熟後引發的下衝流（圖未示）與離岸風產生交互作用，於 11 日 2201UTC（12 日 6 時）在澎湖東方近海形成（參見圖 6b 及圖 7b）。圖 8 為 MCS-B 形成至減弱之雲系特徵，在 MCS-B 形成後，沿著臺灣西南海岸向南移動並加強，於 12 日 0032UTC 至 0101UTC 之間達最強期（成熟期），之後開始減弱。該系統形成後為何向南移動？因在其南方因離岸風與低層西南氣流在西南臺灣沿海輻合，以及偏向之偏北氣流與西南氣流在西南臺灣沿海輻合（見圖 9 及圖 10），導致 MCS-B 向南之不穩定區緩慢移動並加強。衛星雲圖（圖 8）顯示，在 MCS-B 向南移動期間，雲系之較強對流部分並未進入南臺灣陸地，但西南臺灣沿岸卻有大豪雨記錄。該系統似乎在

直接造成豪雨並非扮演重要角色，但在其移動過程中，所產生的下衝流與離岸風在西南沿岸的低海拔處輻合，此可由雷達回波證明（見圖 11）。因此，MCS-B 應為導致此次豪雨事件的重要系統之一，即是豪雨製造者（或稱豪雨系統）。

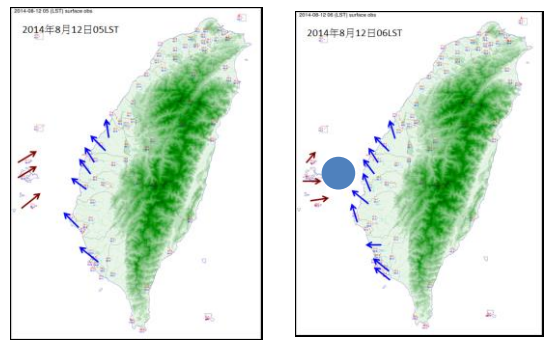
在豪雨系統形成前及發展中，南中國海盛行西南氣流，該氣流源源不斷地吹向臺灣但受臺灣地形阻擋而偏向，向北偏向者轉為呈微氣旋式環流的偏南風，向南偏向者呈反旋式的偏北風。來自南海的西南氣流與該偏向南的氣流在台灣南部沿海輻合，導致降雨系統在臺灣西南沿海形成。系統在 11 日深夜形成，從深夜至清晨的離岸風，持續與西南氣流深在西南臺灣沿海低海拔地區輻合，導致最大雨區發生在該區。顯然，偏向流與離岸風是造成最大雨區在台灣西南部低海拔地區重要因素之一（見圖 9）。此外，在台灣海峽南部伴有強雷達回波的中尺度對流系統形成並發展，此雷達回波東移而造成西南臺灣沿岸地區雨勢的快速增加。



(a) 11 日 2132UTC

(b) 11 日 2201UTC

圖 6 2014 年 8 月 11 日 2132UTC (MCS-B 形成前) 及 2201UTC (MCS-B 形成時) 紅外線色調強化雲圖。



(a) 12 日 0500L

(b) 12 日 0600L

圖 7 2014 年 8 月 12 日 0500L (MCS-B 形成前) 及 0600L (MCS-B 形成時) 地面風場。箭頭為風向，● 為 MCS-B 形成地點。

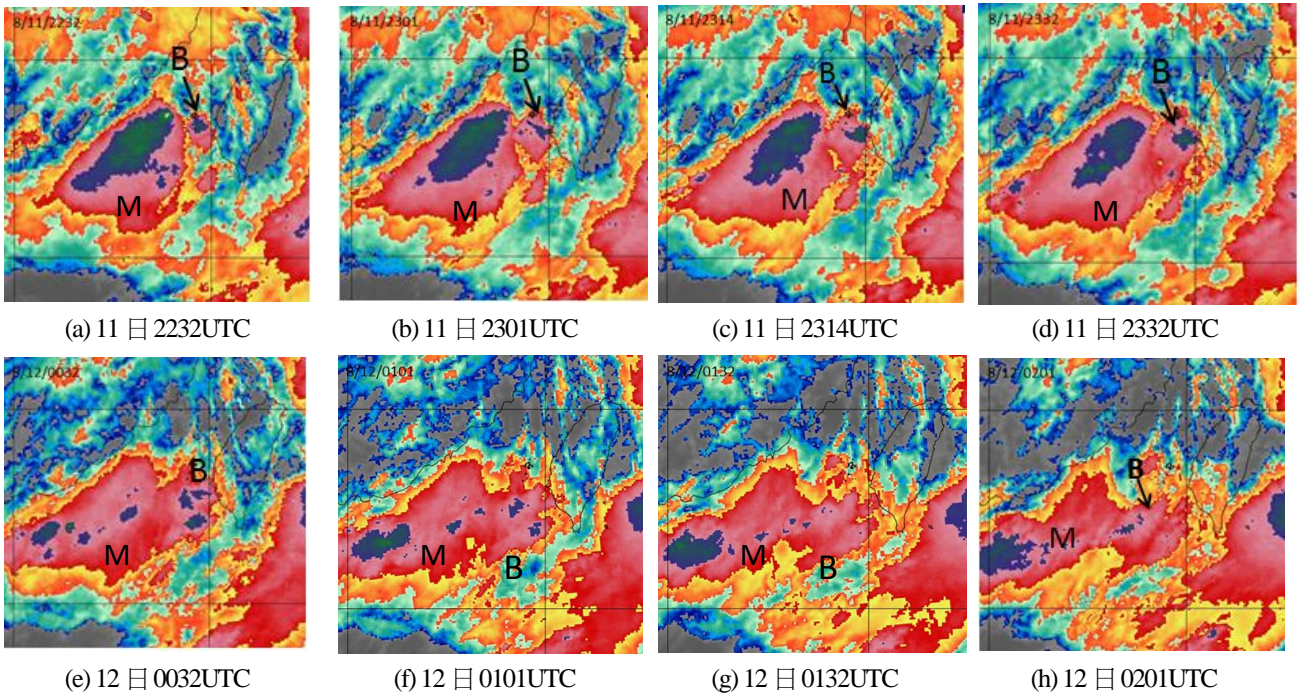


圖8 2014年8月11日2232UTC至12日0201UTC三小時間距紅外線色調強化雲圖。11日2232UTC~2314UTC為MCS-B之加強期；11日2332UTC~12日0032UTC為最強期（成熟期）；12日0101UTC~0201UTC為減弱期。

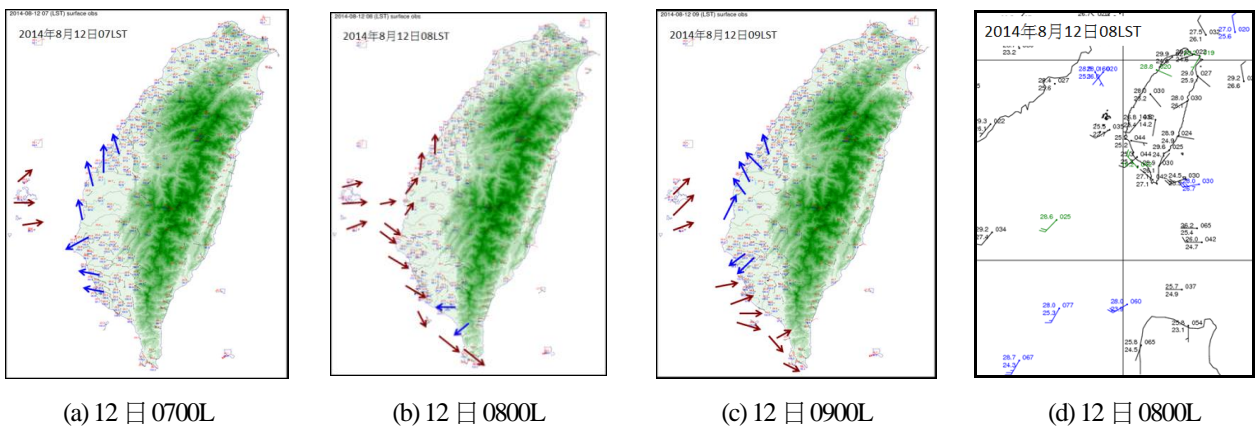


圖9 2014年8月12日(a)0700L、(b)0800L、(c)0900L臺灣自動氣象站風場及、(d)0800L臺灣鄰近地區地面觀測。圖(a)~(c)箭頭代表風向，圖(d)黑色風標為一般觀測、藍色為船舶觀測、而綠色者為波浪儀觀測。

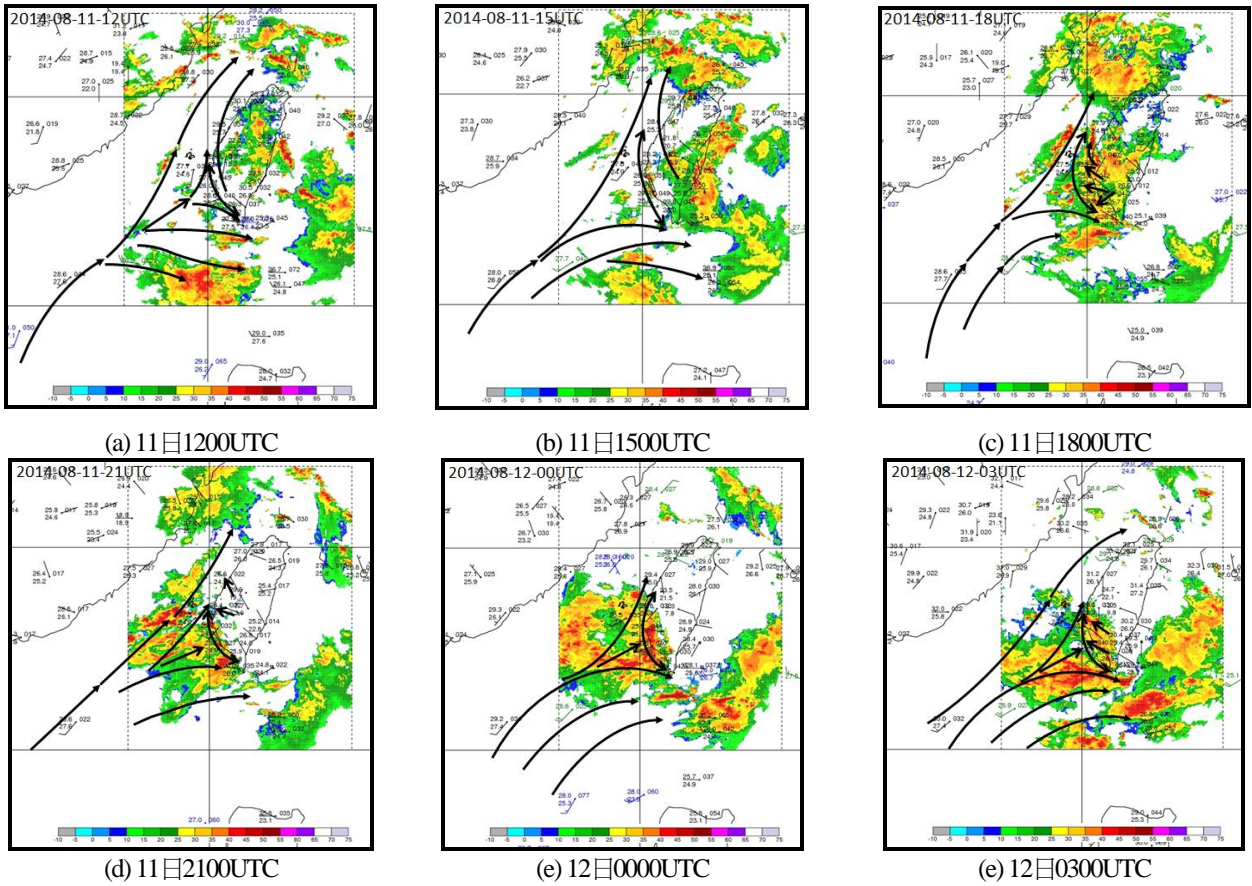


圖10 2014年8月11日1200UTC至12日0300UTC之三小時間距地面風場流線圖，同時雷達回波疊加於圖中。圖中虛線方框為雷達觀測範圍。

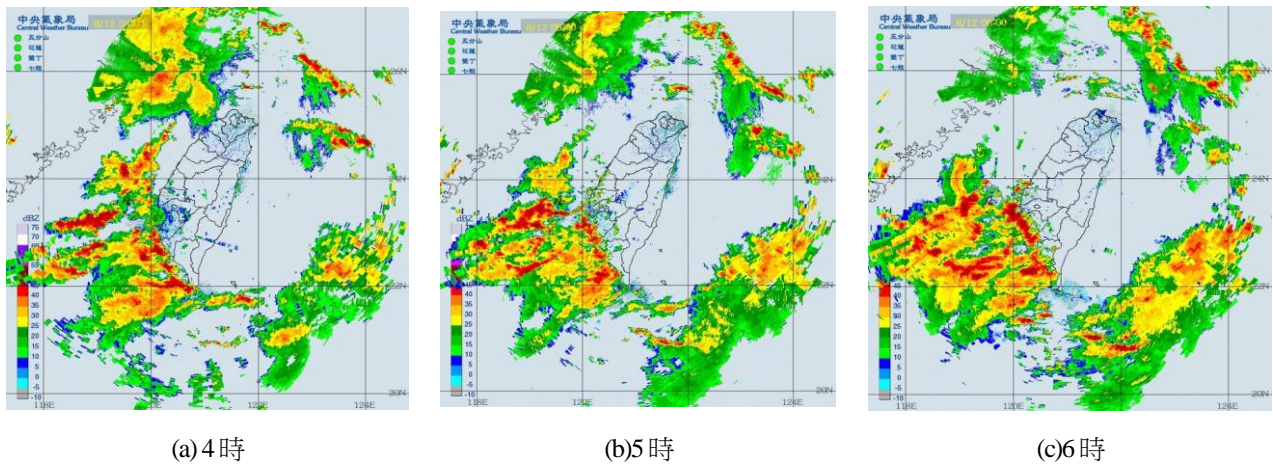


圖 11 2014 年 8 月 12 日 (a) 4 時、(b) 5 時和 (c) 6 時之雷達回波。

(三) 豪雨系統激發者

1. MCS-M 之形成、加強及移動過程

衛星雲圖顯示，8月11日1132UTC，有三個對流雲帶環繞臺灣，它們分別從臺灣北部海面西來進入福建北部、從福建北部向西南延伸至福建廣東交界，和從臺灣東南近海經巴士海峽至臺灣海峽南部(圖12a)。5.5小時後(1701UTC)，MCS-M在此無雲區形成(見圖12b)，隨著在其周圍雲系

的減弱而加強。於 1832UTC，MCS-M 已加強成深對流（見圖 12d）。因此，將 8 月 11 日 1701~1832UTC 視為形成期。隨著 MCS-M 周圍雲系的減弱，MCS-M 持續加強，於 11 日 2132UTC（見圖 6a）達最強期。因此 11 日 1932~2101UTC 為加強期（見圖 13），之後開始緩慢減弱。自 11 日 2201UTC（圖 6b）至 2232~2332UTC（見圖 8a~d）緩慢減弱期，自 12 日 0032UTC 起快速減弱期（見圖 8e~h）。

MCS-M 在形成期（圖 12a-d），系統僅在原地加強並擴展，其形狀呈準圓形，雲頂梯度分布均勻。自加強期（圖 12e-h）至減弱緩慢期（11 日 2333UTC），雲系向東北-西南

擴展，雲型呈橢圓形且其東北部較西南部清晰且雲頂梯度較大，深對流在雲系的東北部（見圖 6b 及圖 8a~d）。之後，在東北部之深對流消散，而雲系西南部加強並取代東北不知深對流（見圖 8e~h）。8 月 11 日 1200UTC 和 12 日 0000UTC 200hPa（見圖 13）顯示，在 MCS-M 周圍風場由東北向西南吹，且風速有向西南增強趨勢，顯然此雲形分布型式係由高對流層（200hPa）風場所導致。此外，12 日 0000UTC 之 200hPa 風場顯示，在雲系西南部上空成明顯的速率輻散（speed divergence），此高層輻散場顯然與 MCS-M 西南部深對流之形成有密切關係。

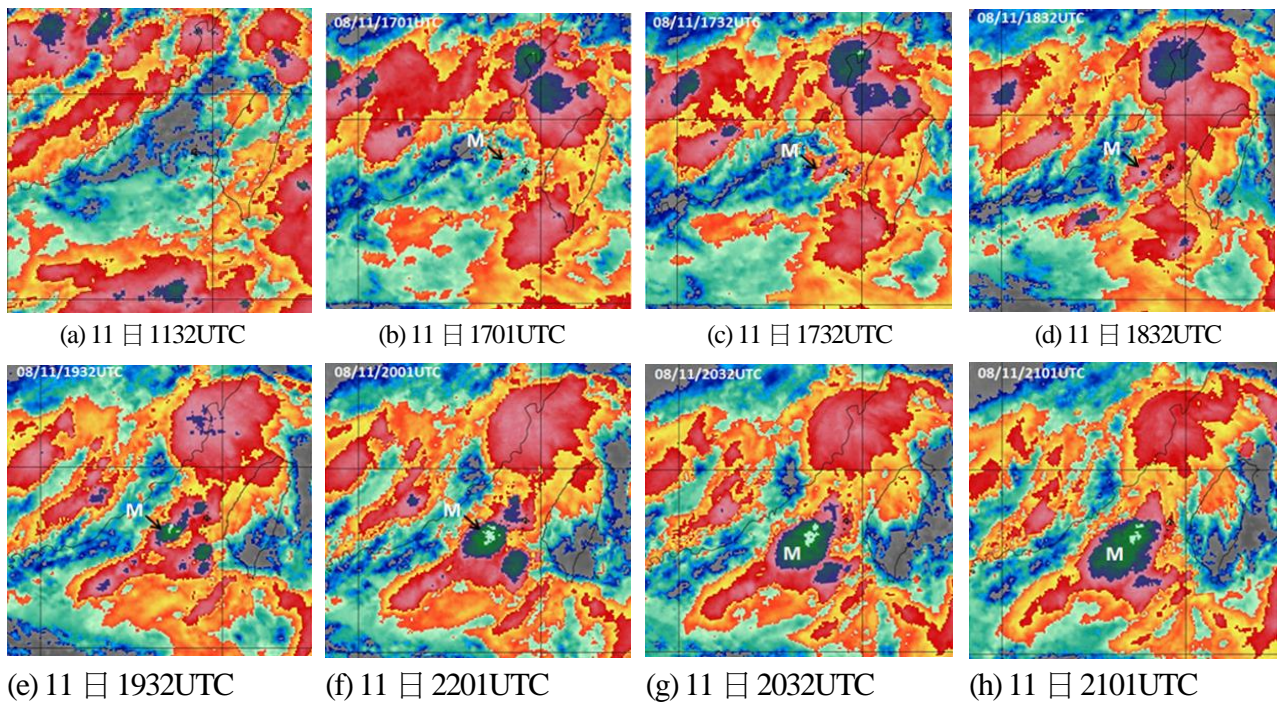


圖 12 2014 年 8 月 11 日 1132UTC~2101UTC 半小時間距紅外線色調強化雲圖，箭頭所指的地方為 MCS-M 形成區。1132~1832UTC 為 MCS-M 形成期，1932UTC~2101UTC 為 MCS-M 加強期。

由上分析顯示，MCS-M 之形成係由其周圍減弱中雲系間下衝流（down draft）交互作用而成。而周圍雲系持續減弱也導致 MCS-M 的增強。紀和劉（2017）在分析 2013 年南中國海 MCS 之形成也有同樣的效應。Purdum and Gurka (1974) 討論在弱綜觀條件強迫下，清（早）晨雲覆蓋在午後雷暴發展的景響，第一個陣雨雲系形成於接近早晨雲覆蓋區邊界，其情況類似海陸風，也是一種因雲區和無雲區差異加熱冷卻（differential heating /differential cooling）的微風環流（breeze circulation），可稱為雲風鋒（cloud-breeze front），其機制在微弱地面風情況下最有效。

2. 綜觀分析

上述分析顯示，MCS-B 是豪雨製造者，而 MCS-M 是激發此豪雨製造者的中尺度天氣系統。要了解 MCS-M 之形成和加強，除由衛星雲系特徵闡釋外，必須探討其所處的綜觀環境。綜觀分析顯示（圖 13），在豪雨系統形成前、後及其演變期間，整個華南地區低對流層（地面~700hPa）受低壓環流控制。該低壓的強度有由地面向上減弱的趨勢，至 700hPa 低壓範圍縮小並有南北振盪槽脊系統，至 500hPa 以上轉為高壓並向上增強，至 200hPa 達最強。此低對流層的擾動耦合配合高對流層的輻散，有利於華南及台灣鄰近地區

的不穩定。此外，高層反氣旋環流有利於華南熱低壓(thermal low)的形成與維持。雖然在華南廣大地區熱低壓地風速微弱且多變，但它是導引並維持南中國海北部和台灣海峽南部低層西南氣流的重要的天氣系統。此西南氣流為臺灣持續帶來暖溼空氣，在低層熱低壓槽區及中層短波槽前被激發，影響臺灣豪雨的對流系統因而形成並加強。此外，低層氣流因

地形摩擦而在台灣西南部沿海地區形成速率輻合(speed convergence)，台灣及其鄰近上空的高對流層的風場有明顯的速率輻散(speed divergence)，此種低層擾動輻合、高層輻散加上中層短波槽等一致配合，確實是豪雨系統形成、加強與維持的關鍵機制。

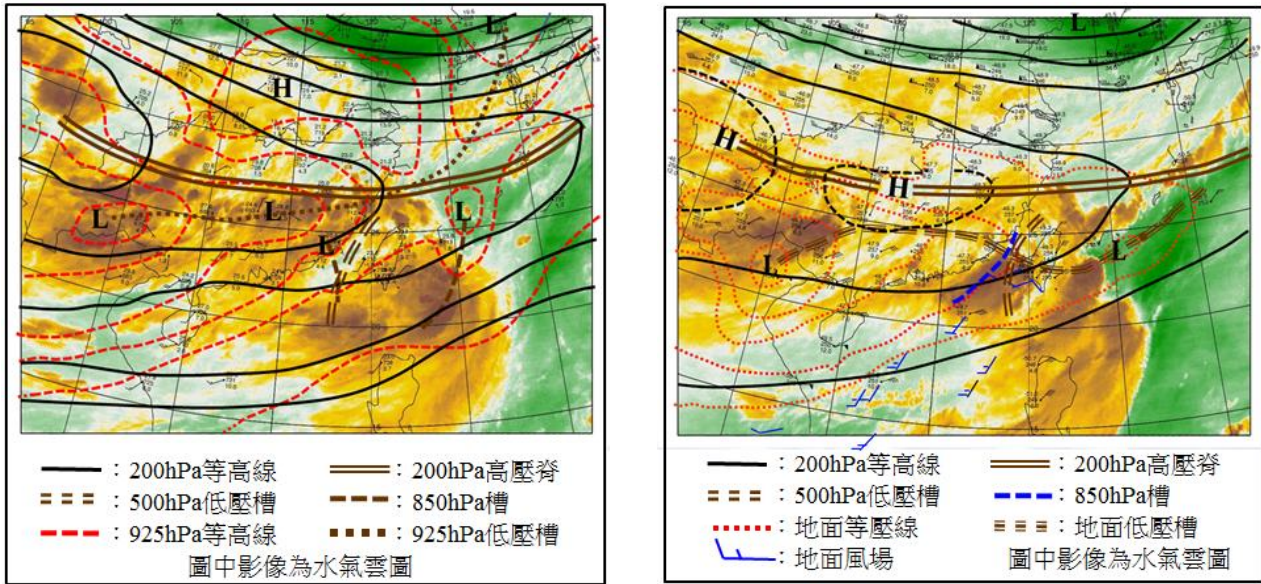


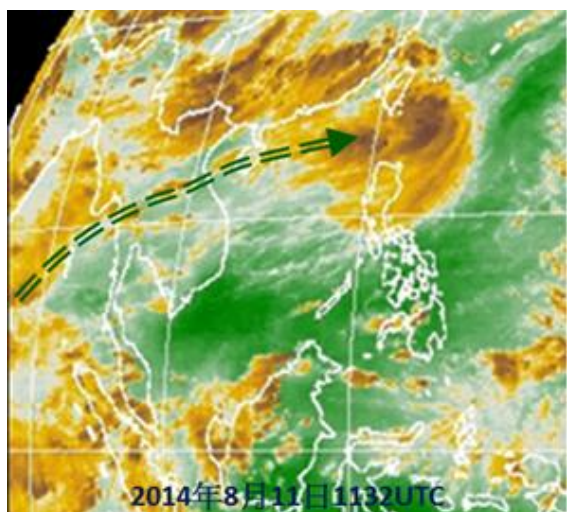
圖 13 2014 年 8 月(a) 11 日 1200UTC 及(b)12 日 0000UTC 各層天氣圖。圖(a)為豪雨系統形成前三小時，圖(b)為系統成熟的綜觀型式。圖(b)中標有 S 的風標為地面風場。

3. 水氣來源

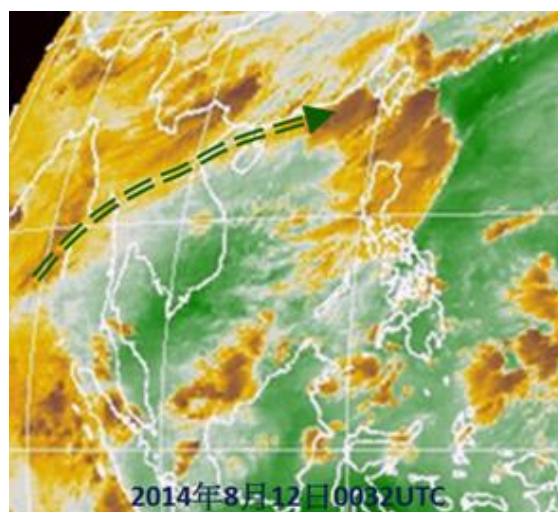
當水氣具有暖、溼空氣凝結成液態水便降落為雨，因此水氣來源在豪大雨扮演重要角色。此豪雨事件的水氣是來南海，或是來自更上游？6.5~7.0 μm 的水氣雲圖不但在診斷雷暴發展綜觀尺度環境，同時也是從雷暴中估計降雨潛勢一個極佳的工具。MCS-M 形成前(11 日 1132UTC)和成熟後(12 日 0000UTC)之水氣雲圖(見圖 14)顯示，在孟加拉灣深厚的水氣帶，該水氣帶向東北伸展至台灣海峽中南部之中低層短波槽區而激發雷暴加強。此種水氣輸送帶稱為孟加

拉灣/中南半島連結(Bay of Bengal / Indo-China Connection) (參閱 Chi and Scofield, 1991)。也可稱為大氣長河(Atmospheric River)或稱菠蘿快車(Pineapple Express)。

綜上所述，綜觀尺度提供中尺度對流系統(MCS-M)的形成、加強及維持的環境條件(為雷暴準備環境條件)；中尺度對流系統是供豪雨製造者(MCS-B)形成與加強的激發機制(確定雷暴在何處和何時發展?)；對流尺度決定豪雨區及系統的移動(確定多少雨已經發生；雷暴將移至何處)。此結果與Scofield and Robinson (1992) 所提之衛星資料在預報對流的總括一致。



(a) 11日1132UTC



(b) 12日0032UTC

圖 14 2014 年 8 月 11-12 日水氣頻道雲圖。箭頭指示水氣從孟加拉灣、中南半島及南海北部向下游輸送至臺灣海峽中南部。

四、總結

本文利用高密度自動雨量站、地面風場資料、雷達和衛星遙測資料，以及地面至 200hPa 各層天氣圖，探討 2014 年 8 月 12 日導致西南臺灣豪雨事件之降雨特徵、豪雨系統之形成與加強機制，以及移動過程，初步結果如下：

1. 降雨特徵：

- (1) 南臺灣三縣市 138 個有雨紀錄雨量站中，有雨及日雨量 $\geq 50\text{mm}$ 分別有 55% 及 68% 發生於 50 米以下低海拔都會區，且隨雨勢增強，比例有增加趨勢；最大降雨中心分布於 15~40 米的沿海都會區。
- (2) 豪大雨大都發生在當天凌晨至午前之間，其降雨特徵顯然與西南氣流直接影響有異，又與午後對流雨區從山坡向上風區傳播者不同。

2. 豪雨製造者 / 豪雨系統 (MCS-B) 之形成、加強及移動過程：

- (1) 衛星分析顯示，此豪雨事件製造者係由台灣海峽 MCS 達最強期後開始減弱而引發向東的下衝流與離岸風產生交互作用，在澎湖東方海域輻合而成。
- (2) 在豪雨系統形成時，吹至臺灣西岸的偏西氣流因受地形影響而向南偏向，偏向流與西南氣流在系統南側輻合，導致系統形成後便向右偏移、向南方不穩定區緩慢移動而加強。
- (3) 在豪雨系統移動過程中，對流雲雖未直接進入西南臺灣，但其下衝流與離岸風在西南臺灣沿岸輻合，導致西南臺灣沿海城市大豪雨，雷達回波可支持此推論。在台

灣海峽南部伴隨 MCS 之強雷達回波持續東移至該輻合區，是造成西南臺灣沿岸地區雨勢快速增加的原因之一。

3. 豪雨系統激發者 (MCS-M) 之形成、加強及移動過程：

- (1) MCS-M 之形成係由其周圍減弱中雲系間下衝流交互作用而成，此種機制係因雲區和無雲區差異加熱，其情況類似海風環流形成對流雲的機制。
- (2) 綜觀分析顯示，MCS-M 形成前、後及演變期間，整個華南地區低對流層受熱低壓環流控制，高對流層則為反氣旋籠罩。此低對流層的擾動輻合配合高對流層的輻散，有利於華南及台灣鄰近地區的不穩定，而高層反氣旋環流有利於華南熱低壓的形成與維持，持續導引並維持南海北部和台灣海峽南部低層西南氣流，為臺灣持續帶來暖溼空氣。
- (3) 遠自孟加拉灣、中南半島或南海的暖溼空氣被輸送至台灣海峽中南部時，被位於該區之低層低壓、低壓槽線及中層短波槽激發，加上在其上空高對流層之速率輻散的配合，影響西南臺灣的 MCS 因而形成並加強。顯然，此種天氣條件確實是中尺度對流系統形成、加強與維持的關鍵機制。

本豪雨事件雖只是由一個尺度小的對流系統所造成，但透過詳細的觀測分析，發現其形成、加強與移動過程卻涉及到複雜的多尺度天氣系統，包括從上游孟加拉灣、中南半島和南海輸送暖溼空氣之全球尺度(傳送暖溼 / $h\theta_e$ 空氣至下游，供天氣系統形成的能量來源)；華南地區大範圍之低對流層熱低壓和高對流層反氣旋之綜觀尺度(為 MCSs 形成與加強準備環境條)；從上游源源不斷的暖溼空氣至台灣海峽中

南部時，被在該區發展的中低層短波槽的激發，配合高對流層輻散，導致激發豪雨系統之MCS的形成與加強的中尺度（確定雷暴在何處發展？何時發展？），而最後確定豪雨系統如何形成？在何處形成？和移至何處？的對流尺度。下衝流與局部環流、雲系間外流邊界，以及局部環流與環境風場等之交互作用，在對流尺度分析上是非常重要的。因此，此研究的分析流程似可提供即時預報的參考。

參考文獻

- 中央氣象局，2015：災害性天氣與防災。104年防災宣導。
- 黃牧群，2015：2014年8月12日夏季臺灣西南部大豪雨個案分析。中央大學碩士論文，75頁。
- 楊齡桂，2000：台灣地區午後對流降水特性之分析。中央大學碩士論文，120頁。
- 謝信良、王時鼎、鄭明典，和葉天降，1998：百年侵台颱風風路徑圖集及其應用。中央氣象局技術報告CWB86-1M-01，497頁。
- Chi, S.S. and R. A. Scofield, 1991: Study on the mesoscale convective systems(MCSs) propagation characteristic over subtropical China during Taiwan Mei-YU season. Int'l Conf. on Mesoscale Meteor. And TAMEX, Taipei, 32-41.
- Chen, C.-S., W.-C. Chen, and W.-K. Tao, 2004: Characteristics of Characteristics of Heavy Summer Rainfall in Southwestern Taiwan in Relation to Orographic Effects. *Journal of the Meteorological Society of Japan.*, 82, 1521-1543.
- Purdum J. F. W, Gurka J. J. , 1974: The effect of early morning cloud cover on afternoon thunderstorm development. 5th Conf. on Wea. Fore. & Ana. St Louis, Mo, Amer Meteor Soc, Boston, 1974, 58-60
- Purdum, J.F.W and J.J. Gurka, 1974: The effect of early morning cloud cover on afternoon thunderstorm development.
- Scofield, R.A., and J. Robinson, 1992:The “Water Vapor Plume/Potential Energy Axis Connection” with Heavy Convective Rainfall. Symposium on Weather Forecasting and the Sixth Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Jan. 5-10, 1992, American Meteorological Society, J36-J43.
- Scofield, R. A., and Rao Achutuni, 1996: The satellite forecasting funnel approach for predicting flash floods. *Remote Sensing Reviews*, 14, 251-282.
- Woodley, W. L., B. Sancho and A. H. Miller, 1972: Rainfall estimation from satellite photographs. NOAA Tech. Memo. ERL OD-11, Boulder, 43pp.

Case on the torrential rain event over the southern Taiwan in summer

Shui-Shang Chi^{*1,2} Hsi-Chyi Yeh^{*2} Ching-Hwang Liu^{*1}

^{*1}Department of Atmospheric Science, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

^{*2}Center for General Education, Aletheia University, New Taipei City, Taiwan

Abstract

The torrential rain event occurred over southwestern Taiwan on August 11, 2014 was selected to study the rainfall characteristics, the mechanism of formation and intensification together with the propagation of heavy rain system. High density automatic rainfall stations and surface wind field, radar and satellite remote data, as well as various level weather maps from surface to 200hPa are used. Results show that among 68% of the rainfall stations with rain, the rainfall amount $\geq 50\text{mmday}^{-1}$ occurred over the urban area of the elevation below 50 meters. The trend of proportion is increased as the rainfall intensity intensified. The strongest rainfall center distributed over the coast urban area between the elevation of 15 and 40 meters. The results also reveal that heavy rain occurred in the period between early morning and forenoon. The rain characteristics of this event are different from those of directly affected by southwest flow. It's also different from the propagation of afternoon convection from slope to upwind area.

The producer of this torrential rain event was formed by the convergence over the ocean area of east Penghu which was induced by the downdraft of MCS over Taiwan Strait and offshore wind. The convergence over the area to the south of heavy rain system produced by topography deflection flow and southwest flow resulted in the convective system which moved southward and intensified. The major factor resulting in the torrential rain is the convergence over the coast of southwestern Taiwan. This convergence was induced by the downdraft and produced by the convection and offshore wind. Radar echoes can support this inference. The strong radar echo associated with MCS over southern Taiwan Strait continuing eastward to the convergence area over the southwest coast of Taiwan is one of the reasons which the rainfall intensity over coast of southwestern Taiwan intensified rapidly.

Synoptic analysis indicated that the Southern China area was dominated by the thermal low in the lower troposphere and anticyclonic circulation in the upper during the period prior to and after the formation and evolution of the MCS which triggered the torrential rain producer. The coupling of this weather pattern is favorable to the warm and moist air transporting to the vicinity area of Taiwan. The warm and moist air triggered by the cyclone and trough in the lower troposphere and short wave trough in the middle troposphere coupling with the speed divergence in the upper troposphere resulted in the formation and intensification of the MCS over the southwest Taiwan. Obviously, the disturbance convergence in the lower level, short wave trough forcing in the middle, coupling with the speed divergence in the upper level were key mechanisms of the formation, intensification and maintenance of mesoscale convective systems.

Key words: torrential rain event, downdraft, deflecting flow, offshore wind, thermal low, speed divergence