

## 2012年5月12日宜蘭地區超豪大雨事件個案模擬分析

張培臣 林裕豐 張大燿 顧凱維

空軍氣象中心

## 摘要

2012年5月12日宜蘭地區出現日累積雨量達507毫米超豪大雨，由於該降雨時段集中於12小時之內，且最大時雨量高達92毫米，瞬時雨量造成當地嚴重災情。雖然，每年5-6月梅雨季宜蘭偶有豪(大)雨發生，但是類似此次個案之強降水事件並不常見。

本研究利用高解析度之數值模擬，除控制實驗外，另設計三組對照組實驗分別為1. 臺灣地形減低一半；2. 移除臺灣地形，地表仍為陸地；3. 移除臺灣地形，地表為水體，藉由不同之模式設計模擬探討本次超豪大雨事件發生機制及演變過程。模擬結果顯示，此期間臺灣東部海域大氣環境存在一有利對流之條件，太平洋高壓南側之東南氣流夾帶充沛水氣與中央山脈北段地形產生之抬升作用，為造成劇烈水事件之主要原因。另外，由地形敏感度模擬測試結果顯示，當臺灣地形高度減低一半時，模擬最大之降雨位置略為南移，但強度略為增強；移除地形之模擬不但降水減弱，且發生位置與控制實驗模擬完全不同，顯示環境氣流與地形之相互作用對降水之強度與位置扮演關鍵之角色。

關鍵字：WRF、超豪大雨

## 壹、前言

臺灣地區每年5~6月間之梅雨季，不穩定之大氣環境提供適合對流發展之有利條件，並常造成局部地區之豪(大)雨發雨量達507毫米超豪大雨，由於該降雨時段集中於12小時之內(1200 LST至2400 LST時)，且最大時雨量高達92毫米，瞬時雨量造成當地嚴重災情。雖然，梅雨季宜蘭偶有豪(大)雨發生，但類似此個案之強降水事件並不常見。過去有關梅雨季之劇烈降水文獻多集中在對探臺灣西半部地區之研究，針對宜蘭地區豪(大)雨之研究甚少。Yeh and Chen (1998) 分析TAMEX 期間弱綜觀強迫下東北與東部地區降水特徵，發現東北部山區因上坡風發展午後1600 LST有降水之最大值；陳等(2010) 研究顯示，臺灣東部地區梅雨季之局部環流發展顯著並與降雨密切關連，宜蘭地區在海風發展後，降雨強度於午後內陸高山區顯著增強，複雜地形使海風與谷風結合而產生之中尺度氣旋式渦旋擾動，為梅雨季午後對流激發與調控降雨強度之機制；張等(1995)分析1985~1994年十年來宜蘭發生豪雨的個案，歸納出造成宜蘭地區豪雨的可能原因為：1. 暖平流輸入；2. 地形效應；3. 東北風和東南風在此區域合流；及4. 中尺度對流系統的影響。由上述研究顯示，地形與局部環流對於宜蘭地區強降水形成之重要性。本研究將利用WRF高解析度之數值模擬，藉由不同的實驗設計，探討5月12日宜蘭地區出現超豪大雨事件之機制。

## 貳、個案分析與介紹

由地面天氣圖顯示(圖1)，2012年5月12日0800 LST高壓中心位於日本海，鋒面位於華中一帶，臺灣地區風場為東風氣流，13日0800 LST位於日本海之高壓中心略為向東移動，而位於華中之鋒面系統東移至華南沿海一帶，臺灣位鋒面前緣，環境風場轉為偏南氣流，臺灣地區為一鋒前之弱綜觀大氣環境。

由紅外線衛星雲圖顯示(圖2)，5月12日1800 LST至2400 LST期間，鋒面系統持續由大陸華中移出至沿海一帶，此時鋒面系統發展之對流雲系並未影響臺灣地區，反而是位於臺灣東北部及臺灣東部近海對流雲系明顯被激發，並隨時間卻有發展增強之現象。透過整合雷達回波時間序列(圖3)，更可以清楚看見宜蘭地區及其外海之強回波發展情況，最強回波發生在宜蘭南方，其回波值達55dBz以上。該對流發展時段集中午(1200 LST)後至半夜(2400 LST)12小時，並造成宜蘭地區最大累積雨量達507毫米(圖4)。

## 參、資料來源與研究方法

## (一) 模式介紹及資料來源

本研究使用中尺度模式WRF V3.3.1版本進行模擬，模擬時間為2012年5月11日2000 LST至2012年5月13日2000 LST共48小時，模式初始場和側邊界條件採用NCEP-FNL全球再分析資料，空間解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ ，時間間隔為6小時一筆。模式中所使用的物理參數化設定選用雲物

理參數法為Kessler scheme, 此參數法包含水汽、雨、雲水過程, 屬於暖雲過程; 積雲參數法是使用Kain-Fritsch scheme; 邊界層參數法採用YSU PBL scheme邊界層參數法; 長波輻射參數法採用RRTM scheme。

(二) 實驗設計

模式模擬之網格設定為三層巢狀網格(圖5), 三層巢狀水平網格解析分別為27 Km、9 Km及3 Km。除控制組(CTRL RUN)實驗外, 另外設計三組對照組實驗分別為: 1. 臺灣地形減一半; 2. 移除臺灣地形, 地表仍為陸地; 3. 移除臺灣地形, 地表為水體, 針對不同地形狀況下之模擬結果與控制組實驗做比較, 藉由不同之模式設計模擬探討本次超大大雨事件發生機制、演變過程及地形扮演之角色。

肆、模擬結果分析

(一) 模擬控制組校驗與分析

由D1(第一層網巢)模擬12小時(5月12日0800 LST)之結果顯示(圖6), 地面高壓中心位於韓國半島, 其勢力向東南伸展至日本南方海面, 臺灣地區風場為偏東至東南風; 850 hPa臺灣東部海域仍受高壓環流影響, 以東南風場為主, 此時大陸華中存在一鋒面之低壓系統; 500 hPa高壓環流中心位於南海地區, 臺灣地區風場為西至西北風。模擬36小時(5月13日0800 LST)後, 位於華中之鋒面系統東移至大陸沿海附近, 臺灣位於鋒前之大致環境, 低層南風明顯增強, 500 hPa仍為西風氣流(圖7)。相較於觀測結果顯示, 模擬結果已掌握鋒面系統及臺灣周邊之大氣環境變化情況。

由D3(第三層網巢)模擬最大雷達回波顯示(圖8), 5月12日午後1400 LST位於臺灣中央山脈周邊山區對流有開始發展, 隨著時間該對流雲系持續增強, 尤其位於東北部山區, 對流發展最為旺盛, 且持續時間長, 至2400 LST仍可見位於宜蘭地區超過50dBz之強回波; 除陸地上之對流發展外, 亦可發現位於東部近海對流發展也相當旺盛, 且多呈線狀分佈, 對於東部近海之線狀對流Yu and Jou (2005)及Alpers et al. (2010)研究均顯示局部環流與地形效應, 是造成流系統發展過程並非本文探討之重點, 在此不多贅述。由圖9模擬5月12日0800LST至13日0800LST期間24小時累積降水顯示, 陸地上最大降水位置與觀測相同, 最大累積降水量約為425毫米, 略小於觀測值, 整體降水分佈模擬表現相當接近觀測情況。

(二) 強降水機制分析

由於模式正確模擬出各項大氣環境要素(包含鋒面系統、風場及降水分佈等), 因此, 可藉由分析各量場以探討宜蘭地區強降水過程與形成機制。圖10為5月12日1600 LST及2000 LST 925hPa臺灣周邊風場及輻散場分佈, 此時宜蘭地區之對流發展相當旺盛, 由風場可見東部近海風場以東南風為主, 當氣流接近陸地時, 受地形影響風場有為轉偏北之現象, 並與環境之東南風形成局部之輻合場, 在利將海面上之水氣帶往陸地。由圖11層以同時間700hPa風場則顯示, 該高度部層以同時間以西風氣流為主, 因陸地及東部近海之局部對流發展, 導致氣流對流發展, 並形成局部輻合。

由雷達回波、相對濕度及風場高度剖面圖顯示(圖12), 5月12日1600 LST低之層風場相當明顯, 該偏東氣流帶來相當充足之水氣(低層相對濕度均接近100%), 同時該氣流進入地形後被地形抬升; 而此部份之氣流, 山脈西部氣流均為偏西氣流, 部份氣流越過山脈後, 在背風區(山脈東側)形成下沉作用, 該下沉之氣流與山脈東側受地形抬升之氣流形成局部之輻合對流發展, 加深空氣塊舉升之能力, 形成對流發展最重要之激發機制。由圖12中可發現最強烈之對流發生在山脈東側之斜坡上, 至夜間(圖12b)該舉升機制仍有存略, 在為減弱。除了上述存在之舉升機制外, 對流之發展仍必須提供適當之環境, 使其可持續發展。由圖13(a)相當溫分佈顯示, 受風場傳送由低緯地區帶來暖濕空氣, 在宜蘭近海之相當位溫值仍高達350°K, 其高相當位分佈軸線由東南部向東北, 其高相當位分佈軸線由東南部向東北, 形成一低層暖濕之大氣條件; 此時, 由模擬之CAPE值(圖13(b))亦有相似分佈, 宜蘭周邊之CAPE值高達1000 J/kg以上, 為對流發展提供最有利之環境。

伍、地形敏感度分析

(一) 臺灣地形高度減半之模擬  
由模擬之最大雷達回波圖顯示(圖14), 雖然地形高度降低一半, 但午後12時對流發展仍相當明顯, 尤其在5月12日2000 LST時, 花蓮北部地區亦有出現高達55dBz之強回波, 該地區之降水更達642毫米(圖15), 高於控制實驗之最大值425毫米, 但位置不同。由925 hPa風場及輻散量場分佈可以發現, 因地形高度改變, 造成環境風場與地形產生之合位位置略為向南移動, 最大降水即

在該最大幅合區, 顯現環境風場與地形之間作用對產生激發對流之重要性。

(二) 移除臺灣地形之模擬

由圖17(a)移除臺灣地形(地表仍為陸地)模擬顯示, 無高山地形時, 午後對流發展仍相當旺盛, 且該對流發生位置多集中在陸地中央, 原因為午後熱力作用造成海風向陸地中央移動, 並在陸地中央形成輻合(圖略), 形成動力舉升, 進而形成對流。而移除臺灣地形, 並將該移除地形範圍設為水體, 則地表之熱力機制不存在, 故對流並未發生(圖17(b))。由雨量累積亦可顯示, 當有地表存在時, 對流產生之降水仍可達263毫米(圖18(a)), 但完全為水表面時, 僅有局部地區為風場輻合產生之零星降水(圖18(b))。

由上述地形實驗模擬可以發現, 環境風場與地形之間作用在本個案中扮演相當重要的角色, 由於環境存在適合對流發展之有利條件, 此時只要有局部輻合之激發作用, 就可以誘發強對流的生成。在本個案模擬中, 偏東至東南氣流與宜蘭地區地形間之相互作用正好滿足此一條件, 進而造成宜蘭地區之強降水事件發生; 倘若地形改變或風場進入角度不同, 則對流發生位置就會隨之調整。

陸、結論

梅雨季期間, 不穩定之大氣環境提供對流發展有利條件, 並常造成局部地區之豪(大)雨發生。2012年5月12日宜蘭地區出現日累積雨量達507毫米超大大雨, 瞬時雨量造成當地嚴重災情。本研究利用WRF高解析度之數值模擬, 除控制實驗外, 另設計三組對照組實驗分別為: 1. 臺灣地形減一半; 2. 移除臺灣地形, 地表仍為陸地; 3. 移除臺灣地形, 地表為水體等三組, 針對不同地形狀況下之模擬結果與控制組實驗比較, 並藉由不同之模式設計模擬探討本次超大大雨事件發生機制、演變過程及地形扮演之角色。

模擬結果顯示, 東南風場傳送低緯之暖濕空氣, 使得東部近海有較高之相當位溫, 在宜蘭近海之相當位溫值高達350°K, 其分佈軸線由東南部海域向東北部近海延伸, 呈現東南-西北走向, 形成一低層暖濕之大氣條件, 且該區CAPE值相當高, 為有利對流發展之環境; 當東部海域偏東南氣流帶來相當充足之水氣, 該氣流進入地形後被地形抬升; 同時, 山脈西部氣流偏西氣流越過山脈後, 在背風區形成下沉氣流與山脈東側受地形舉升之氣流形成局部之輻合作用, 加深空氣塊舉升之能力, 形成對流發展之重要激發機制。另外, 由地形敏感度模擬測試結果顯示, 當臺灣地形高

度減低一半時, 模擬最大之降兩位置略為南移, 但強度略為增強; 而移除臺灣地形(地表仍為陸地)時, 午後對流發展仍相當旺盛, 且該對流發生位置多集中在陸地中央, 原因為午後熱力造成海風向陸地中央移動, 在陸地中央形成輻合形成動力舉升, 進而形成對流。當移除地形範圍設為水表面時, 地表之熱力機制不存在, 故對流並未發生。綜合上述分析顯示, 環境風場與地形之間作用在本個案中扮演相當重要的角色, 由於環境存在適合對流發展之有利條件, 此時只要有局部輻合之激發作用, 即可誘發強對流的生成。在本個案模擬中, 偏東至東南氣流與宜蘭地區之地形正好滿足此一條件, 進而造成宜蘭地區之強降水事件發生。

柒、參考文獻

[1] 張耀升、陳安琦、陳景森, 1995: “宜蘭地區連續降水初步探討”, 氣象預報與分析, 第144期, 11-20。  
 [2] 陳泰然、王子軒, 2010: “梅雨季臺灣東部地區降雨與局部環流之研究”, 大氣科學, 第三十八期第三號, 165-184。  
 [3] Alpers, W., J. -P. Chen, I. -I. Lin, and C. -C. Lin, 2007: Atmospheric fronts along the east coast of Taiwan studied by ERS synthetic aperture radar images. Mon. Wea. Rev., 64, 922-937. Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 1998: Characteristics of rainfall distributions over Taiwan during the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). J. Appl. Meteor., 37, 1457 - 1469.  
 [4] Yu, C. -K., and B. J. -D. Jou, 2005: Radar observation of diurnally forced, offshore convective lines along the southeastern coast of Taiwan. Mon. Wea. Rev., 133, 1613-1636.



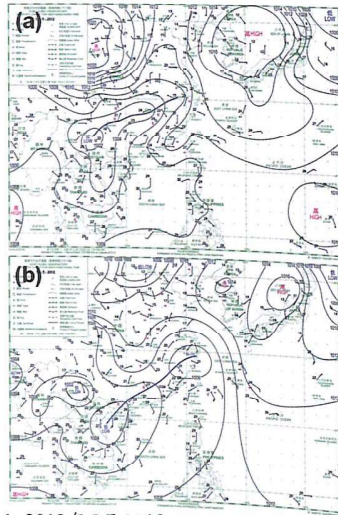


圖1 2012年5月(a)12日及(b)13日0800LST地面天氣圖(資料來源：香港天文台)。

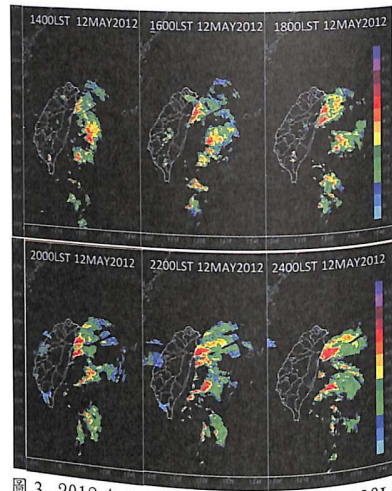


圖3 2012年5月12日1400LST至2400LSTMOSAIC整合雷達回波圖(資料來源：中央氣象局)。

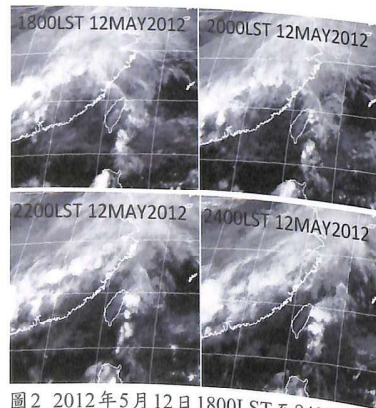


圖2 2012年5月12日1800LST至2400LST紅外線衛星雲圖。

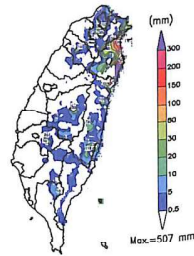


圖4 2012年5月12日臺灣地區累積雨量圖(雨量單位：mm)。



圖5 模式模擬之三層巢狀網格，水平網格解析分別為D1：27 Km、D2：9 Km及D3：3 Km。

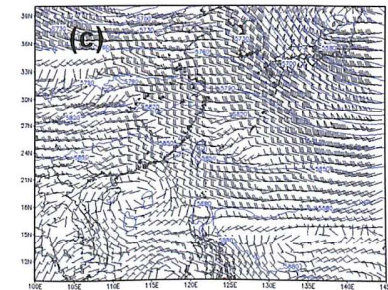
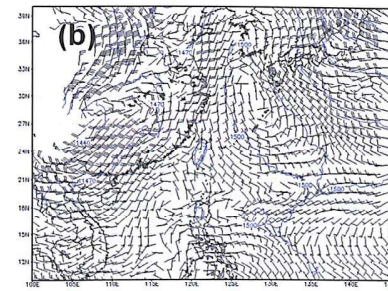
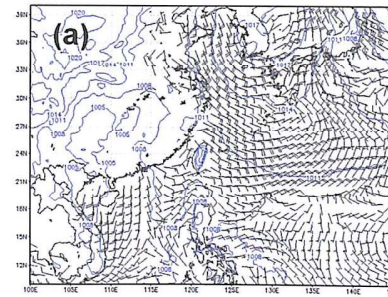


圖6 模式模擬2012年5月12日0800LST (a)1000hPa風場(風速單位KT)及海平面氣壓(單位hPa); (b)850hPa風場及高度場(單位HGT)及(c)500hPa風場及高度場(單位HGT)。

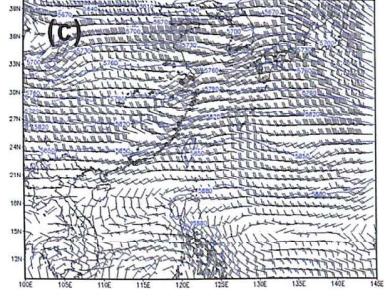
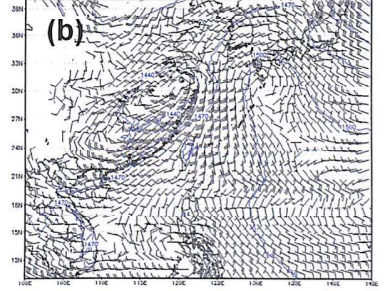
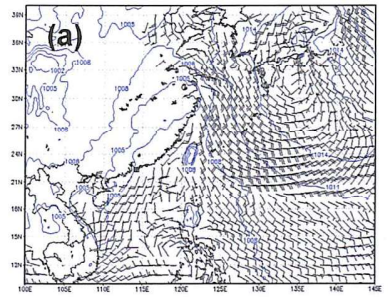


圖7 模式模擬2012年5月13日0800LST (a)1000hPa風場(風速單位KT)及海平面氣壓(單位hPa); (b)850hPa風場及高度場(單位HGT)及(c)500hPa風場及高度場(單位HGT)。



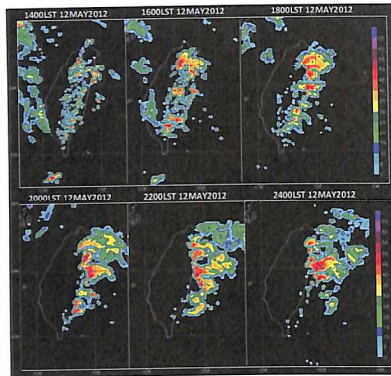


圖8 模式模擬2012年5月12日1400LST至2400LST最大雷達回波(dBz)分佈時間序列。

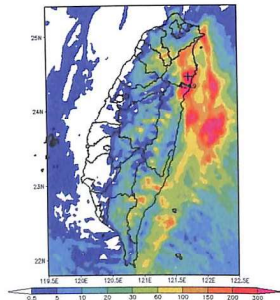


圖9 D3模式模擬2012年5月12日0800LST至13日0800LST累積降水量(mm)。

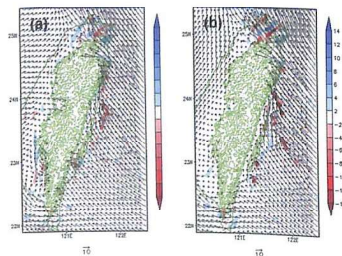


圖10 模式模擬2012年5月12日925 hPa (a)1600 LST及(b)2000LST風場(風速單位KT)及輻散場(色階,單位 $1c-4 m^2s^{-1}$ )。

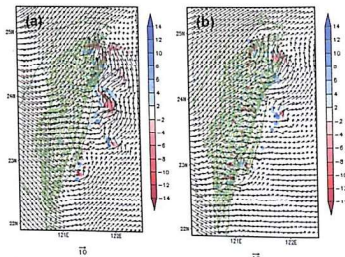


圖11 模式模擬2012年5月12日700hPa (a)1600LST 及(b)2000LST風場(風速單位KT)及輻散場(色階,單位 $1c-4 m^2s^{-1}$ )。

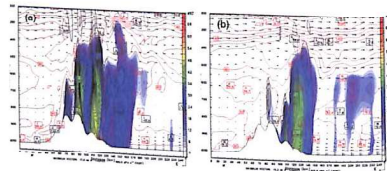


圖12 2012年5月12日 (a)1600LST及(b)2000LST之模擬雷達回波(色階)、相對濕度(等值線)及風場高度剖面圖(橫切面為北緯24.6度,東經120.5至123度)。

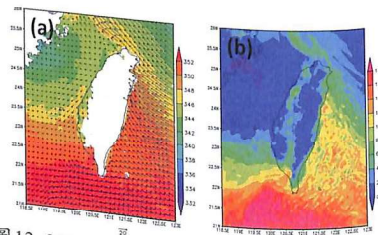


圖13 2012年5月12日1600LST (a)1000hPa相當位溫(色階,單位 $^{\circ}K$ )與風場(風速單位KT)及(b)CAPE(單位J/kg)分佈。

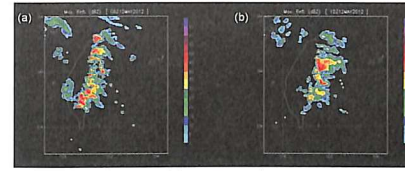


圖14 1/2地形之模擬2012年5月12日(a)1400LST及(b)2000LST最大雷達回波(dBz)分佈。

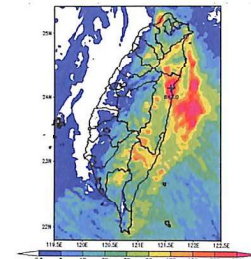


圖15 模2012年5月12日0800LST至13日0800LST臺灣地形減半模擬之累積降水量(mm)。

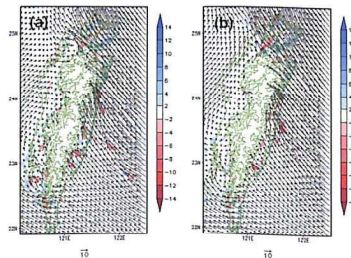


圖16 1/2地形之模擬2012年5月12日925hPa (a)1800 LST 及(b)2000 LST風場(風速單位KT)及輻散場(色階,單位 $1c-4 m^2s^{-1}$ )。

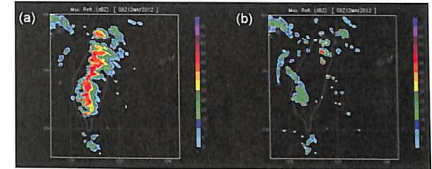


圖17 移除地形(a)平坦地表及(b)平坦水面模擬2012年5月12日1800LST 最大雷達回波(dBz) 分佈。

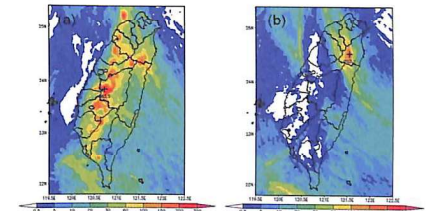


圖18 移除地形(a)平坦地表及(b)平坦水面之模擬累積降水量(mm),時間為2012年5月12日0800LST至13日0800LST。