

梅雨季鋒前中尺度對流系統引發之強降雨個案模擬 Simulation of the Heavy Rainfall Event Produced by the Prefrontal Mcs During Mei-yu Season

詹翔裕¹ 林沛練¹

¹ 國立中央大學 National Central University

摘要

2019年5月17日西北台灣沿岸區域發生六小時累積雨量達340 mm的強降雨事件。我們使用National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Final (FNL)資料、雷達資料、Himawari-8資料、地面測站資料及數值模擬來分析此降雨事件的對流系統發展過程、發生機制及台灣地形於此個案中所扮演的角色。

NCEP FNL資料顯示5月16日1800 UTC(5月17日0200 LST)台灣周圍的綜觀尺度系統配置利於對流系統發展。一道梅雨鋒面西側尾端滯留於東海南側，台灣位於鋒前暖溼不穩定區域；850-hPa暖溼舌從華南延伸至台灣海峽；海洋性邊界層噴流(marine boundary layer jet ,MBLJ)於海洋性邊界層將水氣從低緯度地區傳輸至台灣海峽。

Weather Research and Forecasting (WRF)模式的模擬結果顯示，5月17日清晨時，地形急流(barrier jet, BJ)與梅雨槽前的弱西風於北台灣海峽低層發生輻合，促使一中尺度對流系統(mesoscale convection system, MCS)於北台灣海峽上持續發展。受綜觀尺度低層噴流(synoptic-related low-level jet ,SLLJ)及其上方強西風的影響下，中尺度對流系統向東延伸並觸及西北台灣沿岸，造成此次短時高強度的降雨事件。移除地形實驗中，由於中央山脈消失，其阻擋效應所造成的迎風面高壓脊隨之消失，地形急流並未出現於台灣海峽，因此低層輻合及對流系統強度減弱，降雨強度也明顯減弱；增高地形實驗中則由於山脈迎風面高壓脊較明顯，地形急流強度及範圍因此增加，低層輻合區及降雨分布與控制組相比略為北邊。

關鍵字：梅雨季、鋒前劇烈降雨、中尺度對流系統、低層噴流

一、前言

台灣的梅雨季(5-6月)在鋒面系統、中尺度系統及鋒前暖溼西南氣流的影響下，經常發生劇烈降雨事件(Yeh and Chen 1998)，並且釀成災害，對經濟、交通及人員安全構成威脅。

許多文獻均提及低層噴流(low-level jets, LLJs)於梅雨季在劇烈降雨事件中扮演著重要的角色(Li and Chen 1998; Chen et al. 2005; Tu et al. 2019; and others)。Du et al. (2014)依據LLJ發生的高度將其分成兩類：(1)發生於行星邊界層(planetary boundary layer, PBL)(約1km內)的邊界層噴流(boundary layer jets ,BLJs)以及(2)發生高度約1~4公里(900-600-hPa)的綜觀尺度低層噴流(synoptic-related low-level jets ,SLLJs)。從統計分析，Chen et al. (2005)發現伴隨梅雨鋒面的850-700-hPa低層噴流(在本研究中分類為SLLJs)跟北台灣的

劇烈降雨(>100 mm day⁻¹)關係密切。當700-hPa層盛行SLLJ(> 15 m s⁻¹)時，劇烈降雨事件正在發生或是在隔天發生的可能性達91 %。

Li and Chen (1998)對西北台灣的地形急流(barrier jet, BJ)進行研究並指出其成因為盛行西南風受中央山脈阻擋，於地形迎風面(西南台灣)產生高壓脊。盛行風遇高壓脊於西南平原減速並產生分流，北支流受氣壓梯度力向北加速，於西北台灣形成BJ。在許多研究中指出，BJ在北台灣劇烈降雨事件有著重要的影響(Chen et al. 2018)。

Tu et al. (2019)使用5年(2008-2012)的CFSR再分析資料之合成來研究南海北部在梅雨後半時期(6月)的海洋邊界層噴流(marine boundary layer jet, MBLJ)特性，並指出MBLJ主要是由於次綜觀尺度的壓力梯度造成的，當南中國的梅雨槽加深和(或)西太平洋高壓(Western Pacific Subtropical High, WPSH)較明顯時，MBLJ就會發生。且MBLJ在水平的水氣傳輸

作用上扮演重要的角色，水氣自南海藉MBLJ傳送到台灣附近，形成利降雨事件發生的環境。

Li et al. (1997) 對 Taiwan Area Mesoscale Experiment TAMEX (TAMEX) Intensive Observing Period 13 (IOP 13) 個案進行分析指出梅雨鋒面位於台灣北部並向南移動，而鋒前暖區出現中尺度對流系統(mesoscale convection system, MCS)並造成西北台灣沿海區域發生劇烈降雨事件，而MCS的發展為BJ與850-hPa槽後西風輻合所致。Lin et al. (2011) 利用數值模式對同一個案進行更詳細的分析，指出失去中央山脈阻擋效應後，西北沿岸的強降雨事件也一併消失，且需足夠的高的空間解析度才能較準確模擬降雨。

本研究探討2019年5月17日西北台灣劇烈降雨事件個案也屬於受鋒前暖區的MCS影響下所發生的劇烈降雨，MCS在台灣海峽形成而往西延伸到台灣西北岸，造成劇烈降雨，且個案發生時梅雨鋒面滯留於東海南側，不同於前述TAMEX IOP13，梅雨鋒面為位於北台灣，而後隨鋒面向南移動。

二、資料及模式設定

本研究使用National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Final (FNL)分析資料來分析綜觀尺度的天氣系統，並以地面站雨量資料及雷達合成回波圖分析降雨及對流系統的特性。我們使用Weather Research and Forecasting (WRF)模式模擬此強降雨事件，模式設計三層巢狀網格，分別為27、9及3公里水平解析度的d01、d02及d03，垂直層為45層，模式層頂為50-hPa，並約有18層於近地表兩公里以內。d01的範圍涵蓋WPSH、大陸性高壓、南方暖氣團、南海西南風、南亞高壓等，這些綜觀尺度天氣系統在梅雨季對降雨事件影響甚大。而d02涵蓋北南海、華南、台灣、東海南側，此包含低層噴流常出現的區域及梅雨鋒面的位置。d03則為台灣附近的區域，用來分析強降雨事件的發生機制。模式巢狀網格設計如圖1所示。模式中微物理參數化使用Goddard's GCE microphysics parameterization scheme、積雲參數化使用Kain-Fritsch scheme，3公里解析度的d03未使用積雲參數化。長短波輻射參數化為Rapid Radiative Transfer Model longwave scheme及Dudhia's shortwave scheme。地面、近地層及邊界層參數化分別為Noah land surface model, revised MM5 Monin-Obukhov surface layer scheme及Yonsei University planetary boundary layer scheme。我們進行了從2019年5月16日1200 UTC開始的30小時模擬。WRF亦進行地形敏感度測試以了解台灣地形在降雨事件中所扮演的角色，共三組實驗組，分別為上述設定的CTRL run、移除台灣地形的NT run及將台灣地形增高成1.5倍高的1.5H

run。CTRL run地形及1.5H run、NT run中d03地形如圖1所示。

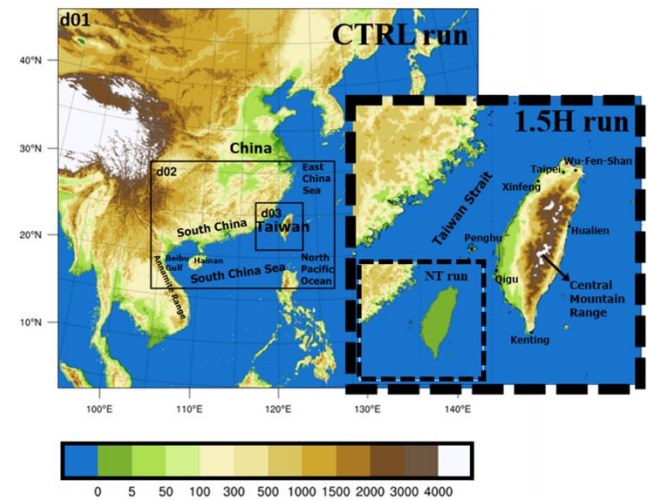


圖1.WRF模式巢狀網格設計，d01、d02及d03的解析度分別為27-、9-、3-km。底色為CTRL的d01、d02、及d03地形高度以及1.5H、NT run的d03地形高度。

三、個案之天氣概況

NCEP FNL資料顯示，5月16日1800 UTC(5月17日0200 LST)時一道梅雨鋒面的西側尾端位於中國東南部，台灣位於鋒面前緣暖濕區域，盛行風為西南風(圖2a)。850-hPa相當位溫圖可以發現一暖濕舌從中南半島經華南向東延伸至台灣周圍，其南邊為WPSH，水氣較少(圖2b)。200-hPa輻散場可發現台灣海峽位於南亞高壓反氣旋式環流的第一象限區域，因此海峽南側為西北風，而海峽北側為偏西風，如此的分流情況使北台灣海峽高層為輻散的條件(圖2c)。從可見水量(Total Precipitable Water, TPW)可看到台灣海峽上可降水量值高達65 mm以上，明顯高於氣候平均值(約50-55 mm)(圖2d)。

5月16日1800 UTC(5月17日0200 LST)時，三種低層噴流存在於鋒前暖濕區，分別為:(1)次綜觀尺度壓力配置搭配邊界層作用影響下所產生的MBLJ；(2)地形效應所產生的BJ及；(3)與綜觀尺度鋒面次環流相關的SLLJ(圖3a-b)。此個案中的MBLJ存在於南海沿華南區域，風向約為西南風，風速約為 14 m s^{-1} 。MBLJ於海洋邊界層內將水氣從北南海區域傳輸至台灣海峽附近(圖2e)。地形效應所引起的BJ為西南/南南西風，出現於西北台灣附近(圖3a-b)。MBLJ與BJ皆為BLJ的一種，風速極值出現在邊界層內(約 $<1\text{ km}$) (圖3a-b)。SLLJ則出現於700-600-hPa處，位於MBLJ和BJ上方，為偏西風，風速約 14 m s^{-1} (圖3b)。5月17日0000 UTC(5月17日0800 LST)時，於700-hPa層，台灣海峽北邊為梅雨鋒面低壓槽、南邊為西伸的WPSH，因此該處氣壓梯度力強，形成SLLJ(圖2f)。

從南海經台灣海峽至東海的垂直剖面線可看到850-hPa以下南海至台灣海峽的盛行風約為西南風，於700-hPa為偏西風，如此風向隨高度順轉的情形表示低層暖平流。而鋒前暖區低層相當位溫值高(達360 k)，且隨高度增加而下降，表示大氣條件為潛在不穩定(圖3c)。鋒前暖區於低層水氣量豐，比濕值達 18 g kg^{-1} 以上，且大氣接近飽和(相對濕度高 $>90\%$)。台灣海峽上由於存在華南雲雨帶(not shown)，整層大氣的相對濕度及水氣皆高(圖3b-c)。

低層梅雨槽區域為弱西風，風速低於 5 m s^{-1} ，並且隨高度向北傾斜，約至700-hPa高(圖3a-b)。鋒面處大氣近飽和，相對濕度達 95% (圖3c)。鋒後區域由於溫度低且水氣少，相當位溫較鋒面、鋒前區域低，且鋒後的大氣穩定度較高(圖3b-c)。

雷達的觀測可提供海峽上MCS發展過程的資訊。5月16日2000 LST時，華南雲雨帶出現於台灣海峽靠華南沿岸一側(圖4a)，並持續東移消散。5月17日0100 LST時，海峽上較大範圍的華南雲雨帶已經減弱，同時在海峽北側(桃園以西外海約50 km處)生成範圍小強度高的對流系統(圖4b)。5月17日0300 LST時，上述的對流系統強度增強且範圍增大，於海峽北側形成一東西走向並向東延伸約100 km的MCS。5月17日0400 LST至1100 LST期間，該MCS持續在海峽上維持高強度發展，並且強回波($>40 \text{ dBZ}$)於此期間觸及台灣西北沿岸，造成劇烈降雨(圖4c-e)。5月17日1200 LST後，MCS停止持續於海峽上生成並從海峽上東移，逐漸消散(圖e-f)。除此之外，5月17日1100 LST後，中央山脈迎風面出現對流系統，並對山區造成降雨(圖e-f)。總結上述雷達觀測MCS的發展過程，可將其生命週期劃分為三個階段：(1)5月17日0100 LST至0300 LST為MCS生成期，具一定規模及強度的MCS於此時期生成於北台灣海峽(圖4b-c)；(2)5月17日0300 LST至1100 LST為MCS成熟期，該MCS持續在海峽上發展並於此時期向東延伸，造成西北台灣發生劇烈降雨事件(圖4c-e)；(3)5月17日1100 LST後為MCS消散期，MCS停止於海上生成並向東移動逐漸消散，西北台灣降雨趨緩停止。中南部山區降雨則主要出現於此時期(圖4e-f)。

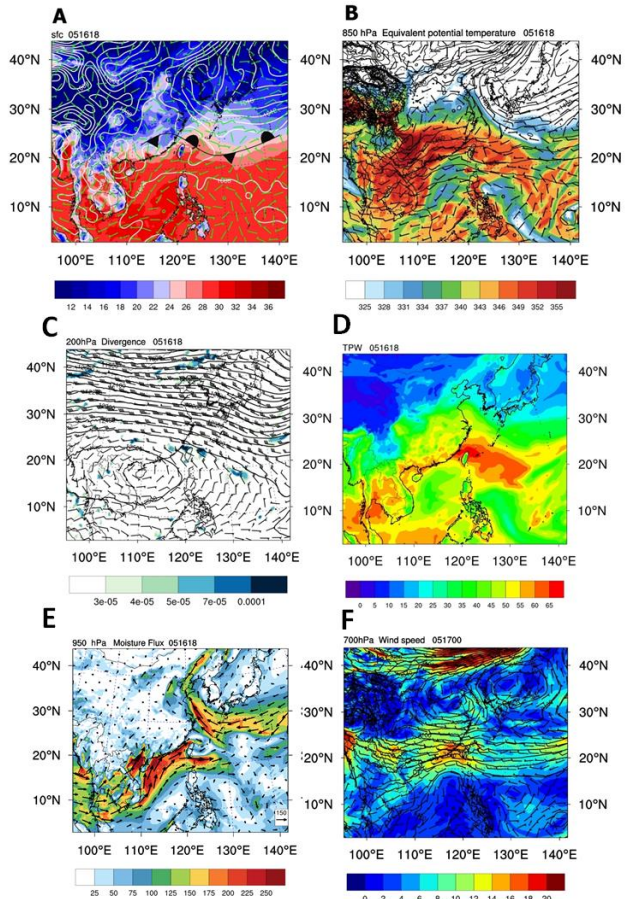


圖2. NCEP FNL 綜觀環境場。(a) 5月16日1800 UTC(5月17日0200 LST)之地面天氣圖。等值線為平均海平面氣壓(hPa)、色塊為溫度($^{\circ}\text{C}$)、風標為2 m風(本研究中風標的長標與短標均分別為 10 、 5 m s^{-1})。黑色標示為梅雨鋒面的位置。(b) 5月16日1800 UTC(5月17日0200 LST)之850-hPa相當位溫。等值線為重力位高度(gpm)、色塊為相當位溫(k)、風標為850-hPa水平風。(c) 5月16日1800 UTC(5月17日0200 LST)之200-hPa輻散。等值線為重力位高度(gpm)、色塊為輻散值(s^{-1})、風標為200-hPa水平風。(d) 5月16日1800 UTC(5月17日0200 LST)之可降水量(total precipitable water, TPW)。色塊為可降水量(mm)。(e) 5月16日1800 UTC(5月17日0200 LST)之950-hPa水氣通量。等值線為重力位高度(gpm)、色塊為水氣通量強度($\text{g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$)、箭頭為700-hPa水平水氣通量($\text{g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$)。(f) 5月17日0000 UTC(5月17日0800 LST)的700-hPa層風場。等值線為重力位高度(gpm)、色塊為風速(m s^{-1})、風標為700-hPa水平風。

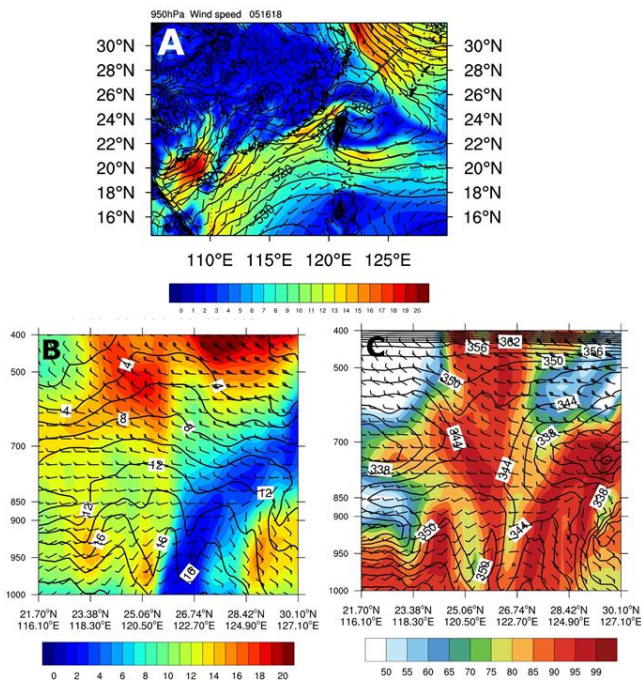


圖3.2019年5月16日1800 UTC(5月17日0200 LST)之NCEP FNL環境場垂直剖面圖。(a)950-hPa層風場圖。等值線為重力位高度(gpm)、色塊為風速($m s^{-1}$)、風標為950-hPa水平風。(b)沿圖a中黑實線的風場、比濕之垂直剖面分布圖。等值線為比濕($g kg^{-1}$)、色塊為風速($m s^{-1}$)、風標為水平風。(c)沿圖a中黑實線的相對濕度、相當位溫垂直剖面分布圖。等值線為相當位溫(k)、色塊為相對濕度(%)、風標為水平風。

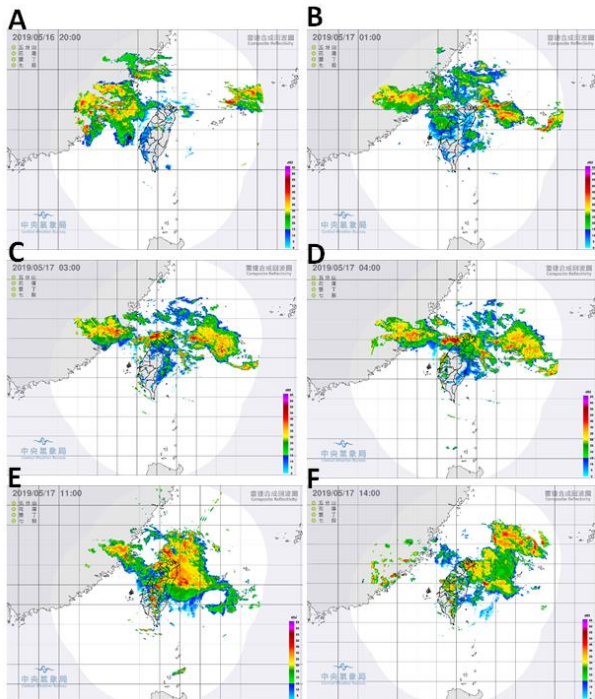


圖4.雷達回波合成圖。(a)5月16日1200 UTC(5月16日2000 LST)的雷達回波合成圖。(b)同(a)，但時間為5月16日1700 UTC(5月17日0100 LST)。(c)同(a)，但時間為5月16日1900 UTC(5月17日0300 LST)。(d)同(a)，

但時間為5月16日2000 UTC(5月17日0400 LST)。(e)同(a)，但時間為5月17日0300 UTC(5月17日1100 LST)。(f)同(a)，但時間為5月17日0600 UTC(5月17日1400 LST)。圖資取自中央氣象局。

四、數值模擬

(一)降雨事件發生機制

WRF模式d01的模擬與NCEP FNL資料相比，前述提及的梅雨鋒面、850-hPa暖濕舌、WPSH、SLLJ、高層輻散、TPW及MBLJ均大致相符合(not shown)，表示綜觀尺度的天氣系統於數值模擬中具有一定的可信度。WRF的d03日累積雨量模擬結果亦與觀測大致相符合，模擬日累積雨量極值位於西北台灣沿岸，達300 mm。而中部及南部山區亦出現相對多的雨量，分別為100、40 mm左右。但模式所模擬的雨量於北部山區(桃園、新竹山區)及中部山區有稍微高估的情形(圖5a-b)。

5月16日1900 UTC (5月17日0300 LST)時可看見盛行的西南風受中央山脈地形影響下，在西南台灣產生迎風面高壓脊。盛行西南風遇高壓脊減速並且產生分流，北支氣流於西北台灣附近產生跨等壓線向北加速的地形急流(BJ)，風速於925-hPa達 $14 m s^{-1}$ (圖6a)。925-hPa伴隨梅雨槽的弱西風此時位於台灣北方(約 $25.5^{\circ}N$ 以北)(圖6a)。5月16日1900 UTC (5月17日0300 LST)時，BJ與梅雨槽的弱西風於低層輻合，在北台灣海峽產生強輻合(大於 $0.0015 s^{-1}$ 的極值約位於 $120.5^{\circ}E$ 、 $25^{\circ}N$)(圖7a)。穿過MCS與BJ的東西向剖面線顯示BJ此時的高度約於850-950-hPa間，且MCS位於BJ的西南側(圖6a、圖8a)。穿過MCS的南北向剖面線顯示出強南南西風(風速 $>12 m s^{-1}$)與弱西風(風速 $<8 m s^{-1}$)輻合，且低層輻合區與強上升運動區重合，垂直運動於500-hPa極值達 $10 m s^{-1}$ 。水平風速於500-700-hPa為強西風(風速 $>16 m s^{-1}$)(圖8d)。除此之外，西南部山脈迎風面阻擋效應所引起的弱風速區及地形誘發南風分量較強的西南風厚度約為2 km(圖8d)。

5月16日1900 UTC至17日0300 UTC(5月17日0300 LST至1100 LST)為MCS成熟期，同時主要為西北台灣發生強降雨事件的時期。此時期BJ持續和其北邊的弱西風於北台灣海峽低層輻合，於是MCS不斷在海峽發展。5月16日2200 UTC (5月17日0600 LST)於700-500-hPa存在SLLJ及壓力梯度所引發的強西風，於是MCS受強西風影響下從北台灣海峽向東延伸至西北台灣並造成降雨(not shown)。此時期MCS嵌在BJ中，使BJ的結構發生變化。從水平風場圖及垂直剖面圖皆可看到在MCS的南方風速強，而北方則風速弱，由於MCS為強中尺度低壓，其嵌在BJ中使原先位於MCS南側的BJ風速加強(風速達 $20 m s^{-1}$)，而位於

MCS北側的風速則減弱(風速 $<6\text{ m s}^{-1}$)，形成明顯的風速不對稱特性(圖6b-c及8d)。5月17日0300 UTC(5月17日1100 LST)以後由於海風、上坡風的建立，西南平原山區迎風面的風速增強。盛行風結合海風、上坡風受地形抬升，於中央山脈造成降雨(圖4e-f)。

(二)地形敏感度實驗

地形敏感度的三組實驗組中，MBLJ及SLLJ皆出現於鋒前暖區(not shown)，而BJ僅在CTRL及1.5H實驗組出現(圖6)。

降雨的模擬結果顯示，在移除台灣地形的NT實驗中，北部雨帶的位置變為從西北台灣向東南東延伸至東北台灣，且與CTRL相比，累積雨量約減少一半，且中部及南部山區的降雨很少(圖5b-c)。而增高地形的1.5H實驗中，北台灣雨帶的強度大致與CTRL實驗相同，而雨帶的走向由CTRL實驗中的東北東-西南西轉變為東西向，分布略為北移(圖5b, d)。

在移除地形實驗中，隨著中央山脈消失，CTRL實驗中西南部迎風面地形阻擋效應產生的低層高壓脊與西南部弱風區於NT實驗中並未出現，於是西北台灣的BJ也隨之消失(圖6e、圖8b)。因此5月16日1900 UTC(5月17日0300 LST)時NT實驗並未如CTRL實驗出現由BJ與弱西風於低層所產生的強輻合(圖7b、圖8b)。5月16日2200 UTC(5月17日0600 LST)時，相對強的盛行風與伴隨梅雨槽的弱西風於台灣西北岸附近輻合，並開始造成北台灣降雨(not shown)。該系統於5月16日2200 UTC至17日0200 UTC(5月17日0600 LST至1000 LST)影響台灣，並於5月17日0300 UTC(5月17日1100 LST)後離開台灣(not shown)。此對流系統強度較弱且生命期較短(影響台灣的時間也較短)，對北台灣造成的降雨較少(圖5c)。

增高地形的1.5H實驗中，隨著中央山脈的增高，地形阻擋效應較CTRL實驗中明顯，出現於西北台灣的BJ也更為強，且範圍較廣(圖6a, f)。1.5H實驗中台灣開始降雨的時間較CTRL實驗晚約1小時，且於5月17日0400 UTC(5月17日1200 LST)，低層輻合於北台灣附近仍存在且強度明顯，而於CTRL中則已減弱(not shown)。此表示CTRL及1.5H實驗中雖然累積雨量相似，但降雨的時空間分布特性仍存在一些差異。從CTRL實驗中穿過MCS及BJ的東西向垂直剖面線的圖可見，於5月16日1900 UTC(5月17日0300 LST)，NT實驗由於缺少BJ，強低層輻合於是並未出現。而1.5H實驗中，BJ更強、寬廣及厚，因此低層輻合及雨帶較為北邊(圖7b-c、圖8a-c)。

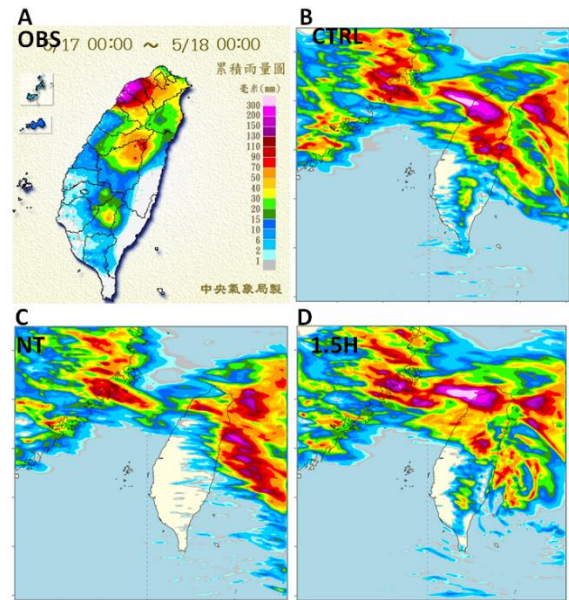


圖5.觀測及WRF模擬之5月17日累積雨量。(a)5月17日觀測日累積雨量。(b)5月17日CTRL run模擬日累積雨量。(c)同(b)，但為NT run。(d)同(b)，但為1.5H run。

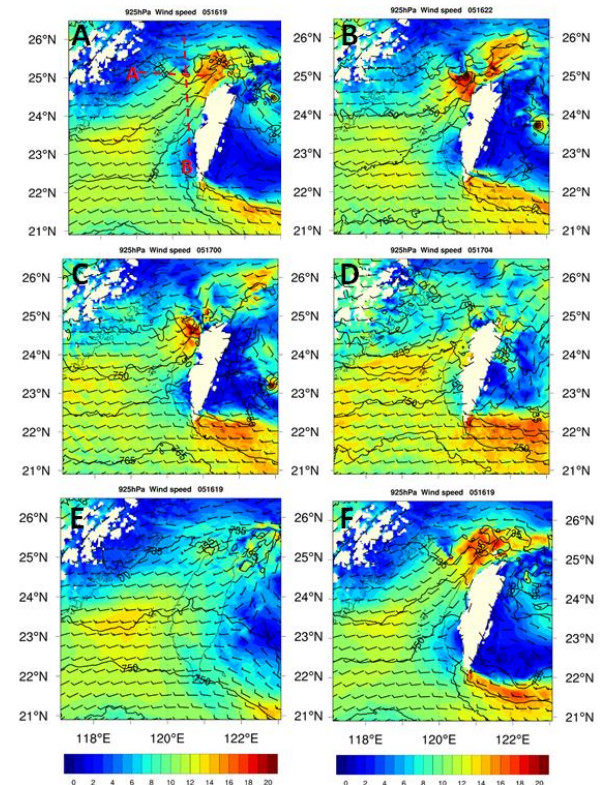


圖6.WRF模式模擬之925-hPa層風場。(a)5月16日1900 UTC(5月17日0300 LST)925-hPa風場。等值線為重力位高度(gpm)、色塊為風速(m s^{-1})、風標為925-hPa水平風。(b)同(a)，但為5月16日2200 UTC(5月17日0600 LST)。(c)同(a)，但為5月17日0000 UTC(5月17日0800 LST)。(d)同(a)，但為5月17日0400 UTC(5月17日1200 LST)。(e)同(a)，但為NT run。(f)同(a)，但為1.5H run。

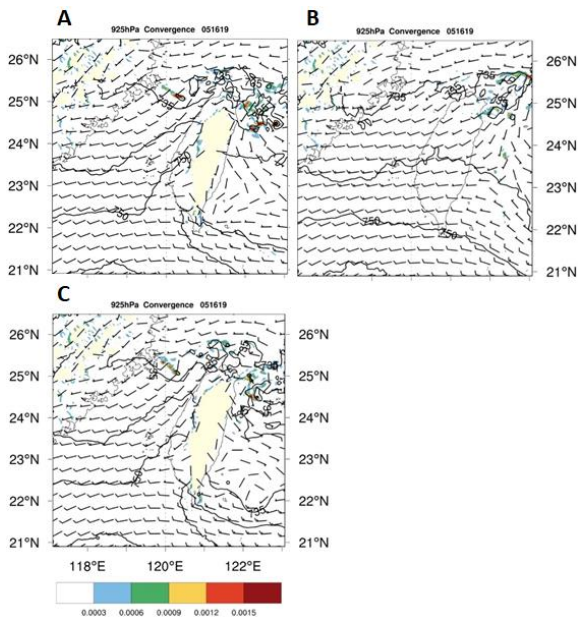


圖7. WRF模式模擬之925-hPa層輻合場。(a)5月16日1900 UTC(5月17日0300 LST)925-hPa輻合場。等值線為重力位高度(gpm)、色塊為輻合(s^{-1})、風標為925-hPa水平風。(b)同(a)，但為NT run。(c)同(a)，但為1.5H run。

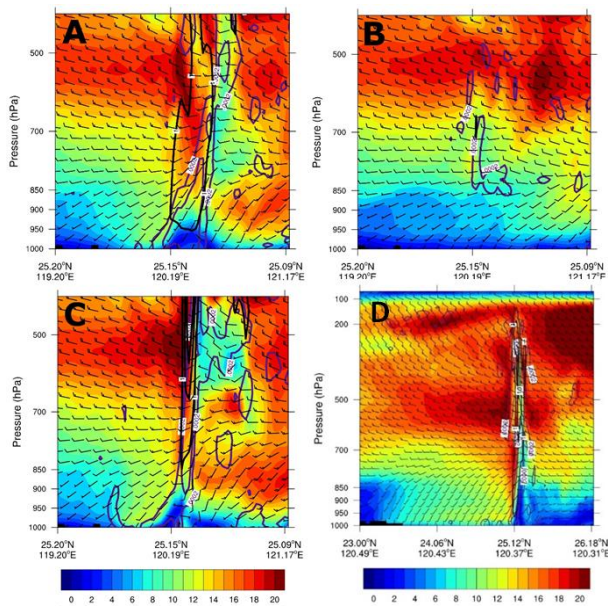


圖8. WRF模式模擬之風場、輻合場剖面圖。(a)5月16日1900 UTC(5月17日0300 LST)沿圖6(a)中紅色虛線A之風場、輻合場垂直剖面圖。紫色等值線為輻合(s^{-1} ; $20 \cdot 10^{-5}$ 及 $100 \cdot 10^{-5}$)、色塊為風速($m s^{-1}$)、風標為水平風。(b)同(a)，但為NT run。(c)同(a)，但為1.5H run。(d)同(a)，但為沿圖6(a)中紅色虛線B之風場、輻合場垂直剖面圖。

五、結論

在台灣的梅雨季節，劇烈降雨事件對科學研究以及預報的執行皆為重要。過去許多研究著重於鋒面系統所造成的降雨，而本研究則針對鋒面前緣暖濕不穩定區MCS所造成之降雨事件進行研究。2019年5月16日1800 UTC(5月17日0200 LST)，一道梅雨鋒面的西側尾端位於東海南側，台灣此時位於鋒面前緣暖濕不穩定區。一暖濕舌於850-hPa層自華南向東延伸至台灣海峽。台灣海峽位於南亞高壓環流第一象限，受其環流影響下該區高層為分流輻散區。可降水量(TPW)在台灣海峽值明顯高於氣候值。

三種低層噴流存在於此個案期間並與此次降雨事件有一定的關聯。位於北南海(華南沿岸)的MBLJ於海洋性邊界層內將水氣從低緯度地區傳輸至台灣海峽附近。而MBLJ受台灣地形(中央山脈)阻擋，於是在地形迎風面(西南台灣)形成高壓脊。氣流遇高壓脊減速並向北偏轉，於西北台灣附近低層形成跨等壓線向北加速的BJ，BJ與MCS關係密切。而5月17日0000 UTC(5月17日0800 LST)時700-hPa層於台灣海峽附近出現綜觀尺度壓力配置(北方梅雨低壓槽及南方WPSH)所引起的SLLJ。

數值模擬結果顯示，西北台灣BJ與其北邊伴隨梅雨槽的弱西風於低層輻合，導致一MCS於5月16日1900 UTC(5月17日0300 LST)生成，位於北台灣海峽。該MCS不斷於海峽上發展，並在環境西風(SLLJ及其上方的強西風)的影響下向東延伸，造成西北台灣強降雨事件。我們使用數值模式進行地形敏感度實驗以測試地形效應在此個案中所扮演的角色。結果顯示，在移除台灣地形的實驗中，由於失去中央山脈的阻擋效應，西北台灣的BJ並未出現，導致低層輻合的強度降低，發生期間亦減短。因此，降雨強度明顯降低，且分布亦有所改變。而地形增高實驗中，由於中央山脈增高，地形阻擋效應更加明顯，西北台灣的BJ更為強、寬廣及厚。導致低層輻合及雨帶的位置相較於CTRL實驗略為北邊，而降雨強度則與CTRL實驗差異不大。

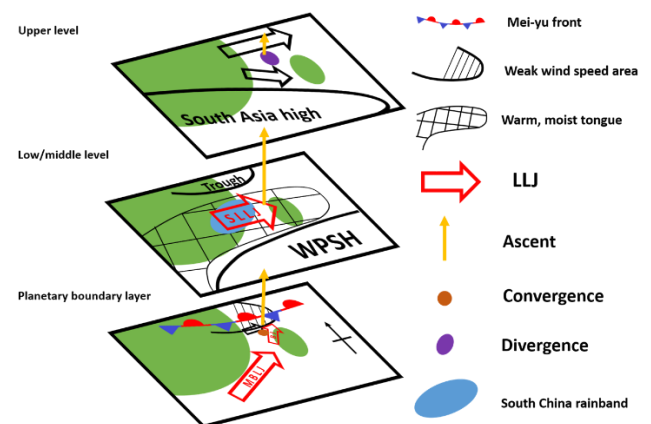


圖9. 2019年5月17日鋒前MCS造成西北台灣劇烈降雨事件之示意圖。在行星邊界層內，MBLJ於南海沿著

華南沿岸將低層水氣自南海傳輸至台灣附近，並在台灣地形作用下，於西北台灣附近產生BJ。BJ與伴隨梅雨槽的弱西風於低層輻合，產生上升運動。在對流層的中低層，一暖濕舌從華南延伸至台灣海峽。消散中的華南雲雨帶從華南地區向台灣海峽移動。台灣海峽北側受南亞高壓反氣旋式環流影響下，產生高層輻散條件。總結上述，低層輻合與高層輻散並搭配暖濕不穩定的大氣環境，一MCS於台灣海峽北側生成，並在西風影響下向東延伸，造成西北台灣此次劇烈降雨事件的發生。

六、參考文獻

Chen, G. T.-J., C.-C. Wang, and D. T.-W. Lin, 2005:

Characteristics of Low-Level Jets over Northern Taiwan in Mei-Yu Season and Their Relationship to Heavy Rain Events. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 20–43.

Chen, Y.-L., Y.-J. Chu, C.-S. Chen, C.-C. Tu, J.-H. Teng, and P.-

L. Lin, 2018: Analysis and simulations of a heavy rainfall event over northern Taiwan during 11–12 June 2012. *Mon. Wea. Rev.*, **146**, 2697–2715.

Du, Y., Q. H. Zhang, Y.-L. Chen, Y. Zhao, and X. Wang, 2014:

Numerical simulations of spatial distributions and diurnal variations of low-level jets in China during early summer. *J. Climate.*, **27**, 5747–5767.

Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 1998: Characteristics of the rainfall

distribution over Taiwan during TAMEX. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1457–1469.

Li, J., Y.-L. Chen, and W.-C. Lee, 1997: Analysis of a heavy

rainfall event during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1060–1082.

Li, J., and Y.-L. Chen, 1998: Barrier jets during TAMEX. *Mon.*

Wea. Rev., **126**, 959–971.

Lin, P.-L., Y.-L. Chen, C.-S. Chen, C.-H. Liu, and C.-Y. Chen,

2011: Numerical experiments investigating the orographic

effects on a heavy rainfall event over the northwestern coast of Taiwan during TAMEX IOP 13. *Meteor. Atmos. Phys.*, **114**, 35–50.

Tu, C.-C., Y.-L. Chen, P.-L. Lin, and Y. Du, 2019: Characteristics

of the marine boundary layer jet over the South China Sea during the early summer rainy season of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 457–475.