

臺灣西北部梅雨鋒面前低層噴流引發劇烈天氣之研究

蘇秣蓁、侯昭平

國防大學理工學院環境資訊與工程學系

摘要

梅雨鋒面期間，在臺灣的西北部外海常出現強風區，隨鋒面接近而產生的西南氣流增強，可能是受地形效應的影響，與環境風場發生輻合並且引發劇烈降水。1987年臺灣地區中尺度實驗 (Taiwan Area Mesoscale Experiment, TAMEX) 一些研究發現，某些特定條件的低層噴流(Low-Level Jet, LLJ, 約1 km高)，被稱為屏障噴流(barrier jet)，影響臺灣北部的強降雨。本次研究結果顯示，6月2日凌晨梅雨鋒面接觸北臺灣，在隨後短短的12小時內為基隆與北海岸地區降下超大豪雨的原因，可能與鋒面主體朝臺灣北部雪山山脈移動時，在高度約1公里高發生的屏障噴流增強有關，鋒面主體在海上移動期間，由於屏障噴流增強，導致溫度梯度及垂直速度的增強；而在位渦守恆的作用下，使氣旋性渦度增大，結果便出現圍繞正位渦異常區的氣旋性環流，說明造成本個案產生劇烈強水的原因。本研究藉由觀測資料和模式模擬結果互相比對，分析此個案造成西北部地區劇烈降水生成的主要原因及物理機制，進而推測此類天氣現象隨著時間演進的動力及熱力過程。

關鍵字：梅雨鋒面、劇烈降水、低層噴流、屏障噴流。

1. 前言

報載2017年首波最強的梅雨鋒面於6月1日至6月4日影響臺灣地區，在鋒面搭配強西南風影響下，臺灣北部、中部、以及南部山區降下時雨量大的80毫米的短延時強降雨，新北市三芝區與雲林縣草嶺地區三小時累積雨量突破210毫米，高雄南天池地區總累積雨量更高達1446毫米，農業損失達2億7,115萬元，山區道路阻斷集中在台2、台7、台8（中橫）、台14與台21線，災點記錄共71處，造成嚴重的淹水災情、土石崩落、道路中斷。6月1日起臺灣地區受西南風增強影響，中南部山區開始有局部大雨發生；6月2日凌晨鋒面接觸北臺灣，在隨後短短的12小時內為北部帶來驚人雨

量，基隆與北海岸地區（包含：石門、三芝、金山、萬裡）降下超大豪雨，新北市三芝區12小時內累積雨量高達641毫米，臺北市內湖區中午的時雨量也突破100毫米，造成北北基多處發生排水不及、溪水暴漲導致淹水災情；6月2日午後至6月3日鋒面逐漸往南移動並滯留在中部地區(國家災害防救中心，2017)。

從1987年在臺灣地區中尺度實驗 (TAMEX) 中進行的觀測 (無線電探空儀，地面觀測和飛機) 和一些研究中發現，約1 km高的低層噴流和被稱為屏障噴流(barrier jet)的強風速區域，其所在位置和環境氣流交互作用後的結果，可能影響臺灣北部的強降雨(Chen and Li,1995; Li et al., 1997; Li

and Chen, 1998)。Li et al. (1997)使用雙都卜勒數據調查臺灣北部的強降雨事件(帶有屏障噴流),特別強調登陸前主要降水系統在海洋和海岸附近的三維風。他們的研究結果顯示了鋒面系統、屏障噴流和西北海岸附近的陸風之間的相互作用,並有助於解釋幾個長生命期對流系統的持續存在。

Ke et al.(2019)利用雷達網路觀測,分析了梅雨季節臺灣北部地方發生的一次特大降水事件。無線電探空儀的觀測結果顯示在這次事件中有一個屏障噴流的存在,而雷達資料則顯示當系統接近並在臺灣上空登陸時,從尾隨層狀降水階段逐漸過渡到平行層狀降水階段。此外,平行於地形的線對流在主降水系統南緣開始,在海岸附近合併形成特殊的y形回波,該特徵在兩小時內重複兩次。通過對3台不同都卜勒雷達在4小時內每30分鐘的多次分析,利用變分法反演了臺灣海域和複雜地形的三維風場,並從反演的風場中得到了壓力和溫度結構。通過渦度預算分析,揭示了屏障噴流在對流尺度下的遷移和強度變化。研究發現,梅雨鋒面的停滯、屏障噴流與冷池的位置與強度,以及臺灣北部地形的阻塞,共同解釋了這場準平穩的特大暴雨的形成。提出了複雜地形上極端暴雨的概念模型。

梅雨中期西南氣流增強,臺灣常受到地形效應的影響,容易在臺灣的西北部沿岸有地形急流作用,與盛行風場產生輻合並且引發降水,而西南氣流的增強,有更多的氣流能夠越過山脈,使臺灣東部背風側的熱力效應有著明顯的變化,在下午受熱時段中央山脈背風側容易有背風低壓及

沉降作用發生。臺灣本島的局部海陸風環流則是隨著大尺度環流的轉變有不一樣的變化,前期降雨主要在東北部的迎風面,中期西南氣流增強降水則是在西南部的迎風面上,並且在下午容易有降水極值發生,後期降水則主要以熱對流的作用為主。因此在梅雨時期受到鋒面、地形效應、盛行風場和海陸風交互作用的影響,使梅雨時期臺灣與鄰近區域環流與降雨日夜變化更複雜也更顯著(王等人,2015)。

曾等人(2005)認為鋒面強度之維持與發展,主要來自於中低層與潛熱釋放有關之位渦擾動所貢獻。另外,從渦度收支之分析結果亦得知,低層輻合為鋒面上渦度維持之主要原因。由於對流系統水平尺度夠大且發展時間持久,使對流潛熱釋放能有效加熱大氣,透過非線性第二類條件不穩定(Conditional Instability of Second Kind, CISK)過程,導致鋒面上相對渦度由 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 增強至 $16 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。顯然對流潛熱釋放與輻合過程對梅雨鋒面的發展與維持,亦扮演重要的角色。此外,由逐段位渦反演之結果顯示,與中低層潛熱釋放有關之位渦擾動引發氣旋式環流,增強中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems, MCSs)南側局部風場而形成 LLJ。就調整觀點而言,MCSs潛熱釋放造成局部氣壓梯度增強,因而增強地轉風;同時,潛熱釋放亦有利低層輻合之增強,產生非地轉風,再透過科氏加速增強西南風並疊加於地轉風上,使LLJ形成與發展。

Lin et al.(2010) 選取降雨分佈範圍最廣、降雨量最豐,且降雨延時最久的2005年6月12至15日及2006年6月8至11日兩個

案進行研究。從綜觀環境條件與降水特徵顯示，兩個案共通特徵包括(1)低對流層屬暖濕條件性不穩定大氣，(2)最大相當位溫梯度以及水氣梯度分佈於700 hPa以下，(3)低層輻合均為個案中MCS之重要激發機制，(4)有明顯低層西南噴流，大氣呈現對流性不穩定狀態，(5)中層短波槽線的移入，以及(6)高層輻散分流場的存在，提供MCS發展的有利環境條件。兩個案之MCS皆伴隨顯著集中之垂直渦度，針對MCS垂直渦度之診斷分析顯示，兩個案渦度發展與維持的機制主要來自於渦度輻散項及垂直平流項，系統移動的主要機制則是受到水平平流效應主導。由水氣收支計算可得到水平水氣通量輻合對於對流系統之水氣來源扮演正回饋作用，其中2006年個案中水氣通量(水平輻合)較2005年個案來得大。2006年個案之鋒生過程顯著，中低層鋒生過程扮演導致鋒面對流系統之發展與維持重要角色；而低層噴流生成的條件主要來自於橫向非地轉風垂直分佈之噴生作用。

Chen et al.(1994)指出豪雨發生時，環境的上升運動發生在低層槽線及LLJ之間。因此在豪雨產生前低層的上升運動與高層輻散，均是有利於豪雨發展的條件。除此之外Chen et al.(2006)指出500 hPa的短槽及LLJ對豪雨發展很重要。低層的暖濕斜壓帶伴隨高層槽接近，易帶來強降雨。Chen et al.(2013)研究1984年6月3日在臺灣西北海岸及臺北盆地清晨分別降下450 mm及250 mm的豪雨，Chen et al.(2013)認為高層輻散，低的自由對流凝結高度(LFC)以及次綜觀尺度的上升運動是提供豪雨發生的有利條

件。以上所述為有利於豪雨發生的綜觀環境。Li and Chen(1998)發現TAMEX期間，西南風在臺灣西南部因地形阻擋效應使低層氣流發生繞流，在臺灣西南岸向北繞流的分支因氣壓梯度力向北加速在臺灣西北部外海出現地形激流(barrier jet)的現象。地形激流在地表以上至一公里處有較大的風速($\sim 14 \text{ m s}^{-1}$)，且垂直風切約在 $4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1} - 10 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 之間。地形激流對豪雨的影響，最先由Li et al.(1997)研究TAMEX豪雨個案。

由以上簡略的描述，可知道梅雨季鋒面的降水由很多不同因素所導致的，而本文嘗試使用去分析討論此個案在北臺灣造成劇烈降水的成因及物理機制。

2. 研究工具及方法

2.1 WRF模式簡介

天氣研究和預報模式(Weather Research and Forecast model, WRF)是新一代的中尺度數值天氣預報系統為大氣研究和預測應用而設計，由國家大氣研究中心(NCAR)、國家海洋和大氣管理局(NCEP)、空軍氣象局(Department of Defense's Air Force Weather Agency)、海軍研究實驗室(Naval Research Laboratory)、俄克拉荷馬大學風暴分析與實驗中心(Center for Analysis and Prediction of Storms)及聯邦航空管理局(Federal Aviation Administration)等單位共同開發共同研發(參考來源自UCAR官網)。

本研究所使用的WRF模式版本為V3.9.1版，是新一代的中尺度氣象數值模式，為完全可壓縮非流體靜力模式(帶有運行時流體靜力選項)，它的垂直座標可以選

擇為地形追隨(TF)模型，或是混合垂直座標(HVC)流體靜力壓力座標，交錯的網格為Arakawa C-grid，模式使用2階及3階Runge-Kutta scheme時間積分，和在水準及垂直方向使用2至6階順序的平流scheme；它對聲波和重力波採用時間分割的方法，動力學保留純量變量(參考來源自ARW User's Guide V3.9)。

其中包含了三維資料同化系統(three-dimensional variational data assimilation, 3DVAR)和四維資料同化系統(four-dimensional variational data assimilation, 4DVAR)，並且可利用平行化運算來提高模式的計算效率。運作方式是透過兩個核心的系統架構，第一個為前處理(WPS)，主要是將所提供的FNL資料，透過地形、網格互相結合(geogrid.exe, ungrib.exe, metgrid.exe)，接著將資料做垂直的內插(real.exe)成為WRF可以讀取格式的初始資料格式，最後開始整個數值模擬(圖1)，更多詳細介紹請參考使用手冊。

2.2 實驗設計與模式設定

本研究模擬時間為2017年6月1日0600 UTC至6月2日0600 UTC，模擬時間共計24小時，使用兩層巢狀網格(圖2)，其網格解析度分別為外層(D01)10公里、內層(D02)為2公里，積分步長為60s，垂直方向座標共51層(如表1)，分別選用不同設定之雲微物理參數法，長波輻射、短波輻射、積雲參數法及邊界層參數法(如表1)。

2.3 初始資料說明

本研究初始場使用國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research,

NCAR)裡面研究數據檔案(Research Data Archive, RDA)資料庫所提供的美國國家環境與預報中心(National Center for Environmental Prediction, NCEP)之全球預報系統(Global Forecast System, GFS)的最後分析資料(FNL)，來自全球資料同化系統(GDAS)，該系統不斷收集來自全球電信系統(GTS)和其他來源的觀測數據，用於許多分析。本研究使用時間為2017年6月1日0600 UTC至6月2日0600 UTC，每6個小時一筆資料，總共資料筆數為5筆，資料網格解析度為 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，垂直空間解析度包含自地表1000 hPa至高空10 hPa共26層垂直等壓面，參數包括表面壓力、海平面壓力、位勢高度、溫度、海面溫度、土壤溫度、冰層覆蓋、相對濕度、u和v風、垂直運動、渦度和臭氧(參考來源自UCAR官網)

2.4 研究方法

本研究先是透過2017年6月2日梅雨鋒面個案觀測資料，藉由中央氣象局低層至高層分析圖資、遙測資料及雨量分析，瞭解綜觀環境場之高低壓、風場變化及輻合輻散場配置，說明底層鋒面搭配高層槽線位置的斜壓性、低層噴流(LLJ)及高層輻散場等個案動力機制。搭配利用國家災害防救科技中心(NCDR)天氣與氣候監測網美國NCEP CFSR 分析場圖資分析，分析850 hPa相當位溫及水氣通量、500 hPa渦度及可降水量、200 hPa輻散場、1000-500 hPa厚度圖、板橋探空斜溫圖和中央大學雷達實驗室(NCU)C-POL雷達資料分析VAD(velocity azimuth display, VAD)垂直風場，等資料，說明環境熱力及動力等物理過程特性。

再利用WRF 3.9.1版模式對NCEP FNL初始場資料選用不同設定之雲微物理參數法，長波輻射、短波輻射、邊界層參數法進行模擬，由梅雨鋒面移動位置之時間序列垂直剖面的垂直速度、相當位溫、位渦值等變化，說明個案於鋒面主體由海上朝臺灣北部地區（雪山山脈）移動時溫度擾動、垂直上升速度和位渦異常區域，是否為造成鋒面持續發展及維持對流的主要因素。

3. 個案觀測資料分析

3.1 綜觀環境場分析

首先分別以6月1日0000 UTC、6月1日1200 UTC、6月2日0000 UTC以及6月2日1200 UTC的綜觀天氣，代表這二天主要降水系統的綜觀環境特性。在6月1日0000 UTC及1200 UTC比較分析，地面分析圖可見0000 UTC梅雨鋒面位於長江流域以南，1200 UTC南移至北部外海一帶，且隨著鋒面的靠近，造成北部地區風場由西風(風速15 kt)轉變為西南風(風速5 kt)；925 hPa高空圖分析，隨著鋒面位置由長江流域以南移近北部外海一帶，強風軸(風速大於25 kt)位置由華南沿海、臺灣海峽南部一帶，移至臺灣地區，且軸心風速由30 kt增強至40 kt(位置由廣東移至海峽中南部)；850 hPa高空圖分析，隨著鋒面位置移近北部外海，強風軸東移至臺灣地區，且臺灣北部西南風由30 kt增強至40 kt；700 hPa高空圖分析，槽線位於東海、江蘇一帶，朝東南方向移至北部外海一帶，另一槽線位於貴州、雲南一帶，向東緩慢移動，隨著槽線東移，北部地區西南風速由25 kt增強至35 kt；500 hPa高空圖分析，主槽線位於長江口

一帶，南移至北部外海一帶，另一槽線位於湖南、廣西一帶，向東緩慢移動，隨著槽線東移，強風軸心(風速達50 kt)由江西移至福建及臺灣北部地區，北部地區風場由西北風(風速40 kt)轉變為西南風(風速50 kt)；200 hPa高空圖分析，槽線北緯30°以北通過東海，臺灣受南亞高壓籠罩，位於輻散場。

在6月2日0000 UTC及1200 UTC比較分析，地面分析圖可見0000 UTC梅雨鋒面位於北部地區，1200 UTC鋒面南移至中南部期間，由於西南風持續將南方洋面水氣輸送至臺灣地區，使得鋒面對流雲系發展旺盛且持續，造成臺灣西部各地強降雨之情況；925 hPa高空圖分析，鋒面由北部外海南移至中南部一帶，鋒面主體似分為華南一帶和東海一帶，強風軸由北部地區(風速40 kt)移至中南部(風速35 kt)，北部地區由西南轉變為西北，且風速減弱為5 kt；850 hPa高空圖分析，鋒面由海峽北部南移至北部外海並有類似斷開情況，隨著鋒面移動，風速由50 kt降至25 kt；700 hPa高空圖分析，主槽通過北部外海，另一槽線位江西、湖南一帶，緩慢向東移動，北部地區西南風由50 kt減弱至45 kt，其他區域也有強風區；500 hPa高空圖分析，槽線已通過北部地區，風場已轉變為西北風，但風速由50 kt減弱為25 kt；200 hPa高空圖分析，槽線北緯25°以北通過北部外海，臺灣受依然南亞高壓籠罩，位於輻散場。

綜合上述，6月1日1200 UTC地面至高空圖可見，隨著梅雨鋒面靠近，北部地區底層至500 hPa皆轉為西南風場並風速增強，且隨高度增加風速增大；臺灣北部位於槽

前，低層容易輻合、高層易輻散，增加其大氣不穩定度；低層LLJ帶來充沛的水氣傳送，造成梅雨鋒面主體對流更旺盛；200 hPa臺灣位於輻散場，使低層氣流得以垂直方向向高層移動。6月2日0000 UTC地面至高空圖可見，鋒面主體正通過北部地區；500 hPa槽線已通過北部地區，與北部地區凌晨發生劇烈降水時間吻合，研判槽線於6月1日1800 UTC至6月2日0000 UTC期間通過。

由NOGAPS 925 hPa風場、渦度及水氣分佈圖顯示，水氣場由長江流域以南逐漸南移，西北近海風向不連續面附近為正渦度，隨著風向不連續面往臺灣北部地區靠近，正渦度區移至西北部及北部沿海，其範圍增加及強度增強(由5變15)；而東部外海至東南部沿海，由於氣流繞山造成的風向不連續面亦有明顯的正渦度場(強度10~15)，臺灣北部位於兩不連續面間的鞍型場，使得鋒面移動變得緩慢，6月2日0600 UTC正區增大為15，故移動變快；NOGAPS 300 hPa風場、輻散場及水氣分佈圖顯示，輻散場(DIV為正值)在6月1日0600 UTC、1200 UTC、6月2日0000 UTC及0600 UTC分別位於西部沿海、北部沿海、中部地區及北部地區，並於6月2日1200 UTC減弱(為負值)；而期間輻散場位於水氣場區域(鋒面雲系主體位置)及邊緣，給予很好的下沉條件，帶動對流發展。

從850 hPa的相當位溫圖，明顯可見臺灣位於相當位溫最高區，6月1日1800 UTC至6月2日1200 UTC期間北部地區相當位溫值最高，往臺灣延伸的濕舌，高值超過345 K以上(相當位溫越高表示空氣含水量越大)，而且跟風切輻合線配合的很好，動力條

件佳，對流雲團就陸續在強風軸上發展出來，帶給臺灣一陣一陣的降雨。

從850 hPa水氣通量可見，6月1日1800 UTC至6月2日0600 UTC西半部均有一高值(vapor flux 250~350 [(g kg⁻¹)(m s⁻¹))]。700 hPa相對溼度及輻散場分析，臺灣北部相對溼度為80-90 %高值，而輻散場均為-1 s⁻¹，顯示有垂直運動場。500 hPa渦度圖顯示，6月2日0000 UTC臺灣北部地區為正渦度，1200 UTC正渦度南移至中部一帶，渦度平流帶動低層輻合、上層輻散。500 hPa可降水量圖臺灣北部地區在6月1日1200 UTC至6月2日1200 UTC均達50至60 mm高值。200 hPa輻散場分析，臺灣北部為3~7 [10⁻⁵ s⁻¹]，而於6月2日0600 UTC達最高(7[10⁻⁵ s⁻¹])。

由1000-500 hPa厚度圖分析，臺灣在厚度較高區域(60~90 gpm)，代表熱含量處於一高值。850-300 hPa平均氣流及圖可見，最高水氣通量(moist flux)極值(225~275 [(g kg⁻¹)(m s⁻¹))]6月1日1800 UTC到達北部地區，至6月2日1200 UTC才減弱(125~200 [(g kg⁻¹)(m s⁻¹))]；氣流場均分別由西南風場帶來南海及海峽一帶的水氣供應。

由6月1日1200 UTC、1800 UTC分析1000及500 hPa高層地轉風與低層地轉風向量差，為此鋒面系統間的熱力風且平行於等厚度線，發現6月1日1200 UTC及1800 UTC於系統對流區為厚度分流區，帶動高層輻散作用，而有利於低層輻合，促進對流發展。

斜溫圖分析，由6月1日0000 UTC及1200 UTC板橋探空分析，隨鋒面接近，低

層至中高層風場轉西南風且風速增強，(地面至500 hPa各層風速增加10 kt以上)，風向隨高度順轉為暖平流，925-850 hPa濕度較大(溫度差 $< 4^{\circ}\text{C}$)，6月2日0000 UTC相較於6月1日1200 UTC板橋探空顯示，最大低層西南風(50 kt)高度略降至700-850 hPa空層，自由舉升凝結面(LFC)高度由692 hPa降低至869 hPa，舉升凝結面(LCL)及對流凝結面(CCL)高度更降至948及911 hPa，有系統的空气塊可於較低的高度舉升凝結，蕭氏指數(Showalter index)顯示下熱雷雨的機會迅速增加($< 1^{\circ}\text{C}$)，SWEAT index顯示有劇烈雷暴甚至龍捲風發生的機會(> 400)，舉升指數(LI)顯示有雷暴發生的機會(-3~-5)；由6月2日1200 UTC板橋探空可知底層西南風速減弱，顯示鋒面已逐漸遠離北臺灣。

由中央大學雷達實驗室(NCU)C-POL雷達資料分析VAD垂直風場(圖3)，發現1900至2130 UTC期間，鋒面主體向雪山山脈靠近時，底層至高層發生垂直上升速度達極大值(40 m s^{-1})，說明鋒面朝山脈移動時底層至高層垂直速度均有增強情況。

綜合上述，梅雨鋒面由於925 hPa於6月1日1800 UTC至6月2日0000 UTC期間，鞍型場位於臺灣北部，強亦深的鋒面系統在西北部近海近似滯留及移緩慢，對流系統在海面上因風向輻合及水氣補充，使得發展增強導致渦度增加；850 hPa水氣通量、500 hPa渦度平流及可降水量高值、200 hPa輻散場及1000-500 hPa厚度分流區均位於6月2日北部地區造成強降雨區域。

高層輻散加上斜壓使對流不穩定；低對流層的西南氣流與高對流層的輻散，促進

上升運動；低層的暖濕斜壓帶伴隨高層槽(700和500 hPa)接近，槽前的暖溼空氣容易輻合，產生對流雲系，易帶來強降雨；6月1日1200 UTC和6月2日0000 UTC板橋探空各項指數顯示有對流不穩定存在，925至850 hPa相對溼度高(溫度露點差小)，自由舉升凝結面(LFC)隨鋒面接近和通過下降高度，暖濕的西南風持續帶來水氣和熱量；NCU C-POL雷達資料分析可見，鋒面主體(對流區)向山脈(雪山山脈)靠近時，發生垂直速度增加情況，空氣向上對流運動此區間達最強。

3.2 遙測資料、雨量與測站資料分析

由中央氣象局紅外線色調強化圖可見，鋒面主體通過北臺灣於6月2日0330 LST開始，雲系有一明顯的紅外光梯度且雲型較陡峭像斷崖，表示此處雲層之垂直發展非常劇烈，雲系中央白色區域有overshooting現象(雲頂溫度達 -81.2°C 以下)，經由換算其發展雲高度達15公里以上，至1330 LST才有明顯減弱趨勢。

搭配雷達回波圖分析，6月1日2300 LST鋒面主體仍在海上，6月2日0330 LST鋒面主體開始接觸北臺灣陸地，回波強度顯示鋒面雲系有持續發展的情況，至1330LST鋒面主體才開始往中南部一帶南移，期間適逢北部地區6月2日凌晨至中午以前低窪及山區有劇烈降水情況。

由中央氣象局時雨量顯示，強降雨區可以看到鋒面於0200 LST左右接觸到新北市三芝一帶，並於1300至1400 LST期間開始南移；搭配每小時雷達回波與閃電分佈圖分析，鋒面主體及前緣雲系在北臺灣於6月2日0200至1400 LST期間緩慢移動，甚至

於0500至1300 LST近似滯留，雲系主體均有明顯的放電反應，顯示期間對流發展劇烈，除了水氣持續供應外，有明顯動力機制使它持續發展。

陳等人(2003)在TAMEX觀測實驗中發現，當颶線陣風面通過時，則伴有風向轉變、風速先減弱後增強、氣壓上升、溫度與露點下降、以及層狀降水。至於對流性降水，則在颶線陣風面通過後約1 h始達最大強度。由基隆彭佳嶼測站觀測資料分析：6月1日0100 LST測站氣壓(紫色線)有先降後升情況，其溫度(紅色線)、露點(綠色線)下降，風場由北風轉南風、風速先減弱為5 kt後增強為10~15 kt，伴隨降水(藍色線)於此時開始驟增；由新北三芝及臺北淡水測站觀測資料分析：6月1日0300 LST測站氣壓有先降後升情況，其溫度、露點下降，風速較微弱(5 kt以下)，但風向由南風漸轉北風，均伴隨降水驟增；由臺北板橋測站觀測資料分析：12 LST測站氣壓開始驟增，其溫度、露點下降，風場由北風轉南風、風速由10 kt西南風後減弱為5 kt北風，伴隨降水於此時驟增。經由各測站資料分析，通常伴隨或先於冷鋒出現之颶線，多是由於冷空氣行進至暖濕地區時造成了上冷下暖的格局，颶線過境時的典型現象為風向突變、風速快速增加、氣壓驟然上升以及氣溫急劇變化，各氣象要素變化在本個案相當明顯，並有強度較大的對流性降水，之後有持續但和緩之層狀降水，充分顯示典型颶線之降水結構特徵。由時間序列可知鋒面系統於0100 LST先通過最靠近北部沿海的基隆彭佳嶼測站，並於0300 LST移至新北三芝及臺北淡水測站，再於1200

LST鋒面主體移至靠內陸的臺北板橋測站，造成北臺灣明顯降水。

4. 模擬結果與討論

由WRF模擬圖比對中央氣象局最大回波及強降水區位置相當吻合，隨著鋒面主體朝臺灣北部雪山山脈移近時，其回波強度並未減弱反而有增強情況，由時間序列的最大回波區域位置分析，6月2日0330至0530 LST期間，鋒面主體由北部沿海地區移至臺灣北部雪山山脈邊緣；而6月2日0530至1030 LST鋒面主體在山脈邊緣近似滯留；6月2日1030至1330 LST期間，鋒面主體緩慢朝南移動，迄6月2日1330 LST開始往中南部移動。

故依梅雨鋒面依移動位置分成以下四階段：(一)6月1日2300 LST至6月2日0330 LST在海上、(二)6月2日0330至0530 LST接觸至臺灣北部陸地並向雪山山脈靠近、(三)6月2日0530至6月2日1030 LST鋒面在雪山山脈附近近似滯留及(四)6月2日1030 LST開始往臺灣中部地區移動，各時間序列模擬回波作分析。

為了方便探究梅雨鋒面由海上移至臺灣北部過程發生的動力及熱力過程，用本次梅雨由海上西北-東南移動軌跡，分別以A(26°N,120°E)及A'(24°N,122°E)兩點切一剖面來探究鋒面移動過程中的物理特性(如圖5)；另外，分別以B(24°N,120°E)及B'(25.2°N,122°E)兩點切一剖面來探究鋒面移動至雪山山脈邊緣時，其回波強度變化(如圖6)，來探究期間鋒面垂直結構變化

由A-A'及B-B'剖面回波值分析，由海上的強回波，接觸至陸地後並無減弱情況，甚至有持續發展及沿著山區展開趨勢；由

A-A'垂直速度分析(如圖6、7),隨著鋒面位置朝向雪山山脈靠近期間(0200~0530 LST),其上升速度增加 $6\sim 8\text{ m s}^{-1}$ 且垂直及水平距離都拉大,與A-A'剖面回波極值位置相符,說明此對流體持續發展和維持與垂直速度等動力機制有高相關。

為了探求上升垂直速度區域所發生的熱力過程,由相當位溫及垂直速度模擬圖(如圖7)分析,在鋒面由海上移至山脈邊緣,相當位溫及垂直速度顯示一密集的溫度梯度及垂直速度,並在鋒面主體第一次到達山脈區域(0530 LST)時得到此過程中的最大值,其高度甚至發展至200 hPa,說明水平輻合時,產生垂直上升運動;由A-A'剖面相當位溫分析,隨著鋒面位置朝向雪山山脈靠近,鋒面主體位置(比對強回波區)有一明顯向下凹的溫度擾動區,且溫度擾動區顯示一相對於旁邊區域的高值,有著明顯溫度梯度,顯示底層至中高層環境場處於條件不穩定;14km以下溫度等值線除鋒面主體較密集,其餘等值線距離較遠,顯示熱含量相當高。

由A-A'位渦模擬圖(圖8)分析,正位渦值與強回波、強垂直速度區域一致,顯示溫度擾動及垂直速動使其對流區因氣塊旋轉收縮造成氣柱拉長(強渦度),由於位渦守恆性的作用,使氣旋性渦度增大,結果便出現圍繞正位渦異常區的氣旋性環流。

位渦包含了動力及熱力特性,且在絕熱無摩擦條件下具有保守特性,是絕對渦度向量與位溫梯度向量的點乘積。廣義的位渦以 Ertel's 位渦方程 (JAMES R. HOLTON, 2004)表示:

$$P \equiv (\zeta_{\theta} + f) \left(-g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) = \text{const.}$$

渦度是描述速度場的旋度,在氣象學之中所考慮的流體就是大氣,實際上通常就僅考慮渦度的垂直分量。因此位渦與垂直速度和溫度梯度有相關。由圖8(a)~(f)可發現,由於垂直速度和溫度梯度(如圖7(a)~(f))的增強,在位渦守恆性的作用下,使氣旋性渦度增大,結果便出現圍繞正位渦異常區(數值特別大的區域)的氣旋性環流,說明造成本個案產生劇烈強水的原因

為了探求鋒面主體朝臺灣北部雪山山脈移近時,近地面1公里高的風速變化,由WRF模擬1公里高風場圖(如圖9)分析,6月1日2300 LST風速大於 20 m s^{-1} 區域寬度約139 km左右,並在西北部沿海開始產生風速大於 25 m s^{-1} 的強風極值區;而隨鋒面靠近,風速大於 25 m s^{-1} 的強風極值區由西北部沿海延伸至平行北部山脈邊緣,在6月2日0200 LST鋒面登陸前,強風區還出現風速大於 30 m s^{-1} 的區域。顯示在1公里高度,海上風速有隨鋒面主體移近北臺灣而增強的情況,而此高度與先前一些研究發現的屏障噴流(barrier jet),造成溫度擾動及上升垂直速度數值增加有關。

5. 結論

本次研究發現,6月2日凌晨鋒面接觸北臺灣,在隨後短短的12小時內為基隆與北海岸地區降下超大豪雨的原因,應與鋒面主體朝臺灣北部雪山山脈移動時,低層大氣發生高度約1公里的屏障噴流增強有關,在鋒面主體海上移動期間,由於屏障噴流增強,導致靠近北臺灣之水平渦管產生扭轉,進而使溫度梯度及垂直速度增強。由於垂直速度和溫度梯度的增強,在位渦守恆的作用下,使氣旋性渦度增大,結

果便於北臺灣出現正位渦異常區的氣旋性環流，搭配如低層噴流和充沛水氣的影響，應為本次個案產生劇烈強水的原因。

6. 參考文獻

- 王崇穎、林沛練、陳宇能，2015 年，2008 年-2012 年梅雨時期臺灣及鄰近區域環流與降雨日夜變化之特性研究。
- 曾秀樺、陳泰然，2005 年，梅雨鋒面個案之診斷分析。
- 林得恩、周仲島，2010 年，梅雨季超大豪雨個案之模擬與診斷分析。
- 陳泰然、王重傑、周鴻祺、楊進賢，2002 年，TAMEX IOP-2 飈線之結構特徵研究，大氣科學，30，4，351-376。
- Ching-Yin Ke, Kao-Shen Chung, Tai-Chi Chen Wang & Yu-Chieng Liou, "Analysis of heavy rainfall and barrier-jet evolution during Mei-Yu season using multiple Doppler radar retrievals: a case study on 11 June 2012", 1-12, 2019。
- Chen, Y. L. and Li, J. 1995a. "Characteristics of surface pressure and wind patterns over the island of Taiwan during TAMEX." *Mon. Wea. Rev.* 123, 691 – 716., 1995。
- Chen, Y.L. and Li, J. 1995b. "Large-scale conditions for the development of heavy precipitation during TAMEX IOP 3. *Mon. Wea. Rev.* 123, 2978 – 3002, 1995。
- Chen Y. -L., X. A. Chen, and Y.-X. Zhang: "A diagnostic study of the low-level jet (LLJ) during TAMEX IOP5". *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2257-2284, 1994。
- Chen G. T. J., C. -C. Wang, and L.-F. Lin: "A diagnostic study of a retreating Mei-Yu front and the accompanying low-level jet formation and intensification." *Mon. Wea. Rev.*, 134, 874-896., 2006。
- Chen, C.-Y., Y.-L. Chen, C.-S. Chen, P.-L. Lin, and C.-L. Liu: "Revisit of a Heavy Rainfall Event over Northern Taiwan on 3 June 1984." *Ocean. Sci.* accept., 2013
- Li J., and Y. -L. Chen: "Barrier Jets during TAMEX." *Mon. Wea. Rev.*, 126, 959-971, 1998。
- Li J., Y.-L. Chen, and W.-C. Lee: "Analysis of Heavy Rainfall Event during TAMEX." *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1060-1082., 1997
- JAMES R. HOLTON, "AN INTRODUCTION TO DYNAMIC METEOROLOG Fourth Edition," Vol. 553, No. 4.3, P.97, 2004.
- <https://den.ncdr.nat.gov.tw/1132/1188/>，0601 豪雨，全球災害事件簿，國家災害防救中心，2017。
- <https://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model> (2019.07.31)。
- http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3.9/ARWUsersGuideV3.9.pdf (2019.07.31)。
- <https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.3/>(2019.07.31)。
- [https://watch.ncdr.nat.gov.tw/watch_cfsr\(2019.07.31\)](https://watch.ncdr.nat.gov.tw/watch_cfsr(2019.07.31))。

<http://140.137.32.24/web1/x111.html>(2019.09.03)。

<http://radar.atm.ncu.edu.tw/web/#radar>。

https://watch.ncdr.nat.gov.tw/watch_home.aspx(2019.07.31)。

7. 圖表彙整

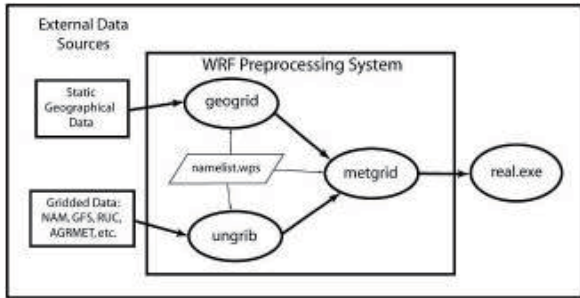


圖1 WRF模式模擬步驟圖。

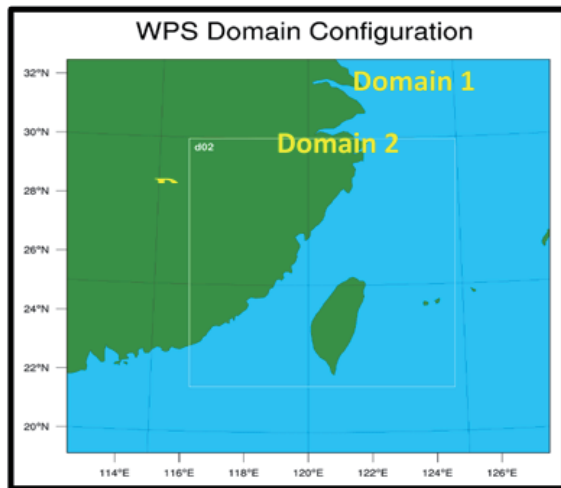


圖2 巢狀網格區域範圍。

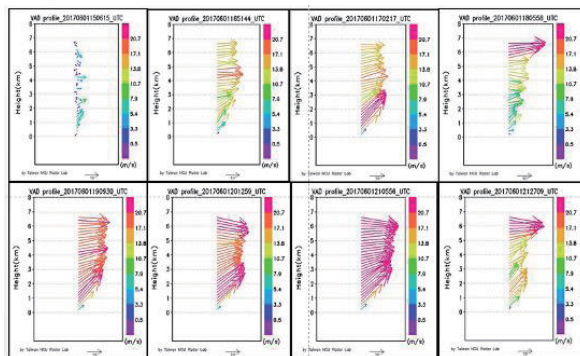


圖3 中央大學 C-POL radar VAD(velocity azimuth display)圖。

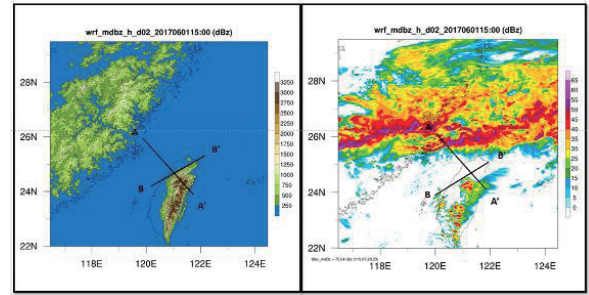


圖4 WRF模擬剖面位置示意圖，A-A'由海上延伸至陸地；B-B'為平行雪山山脈

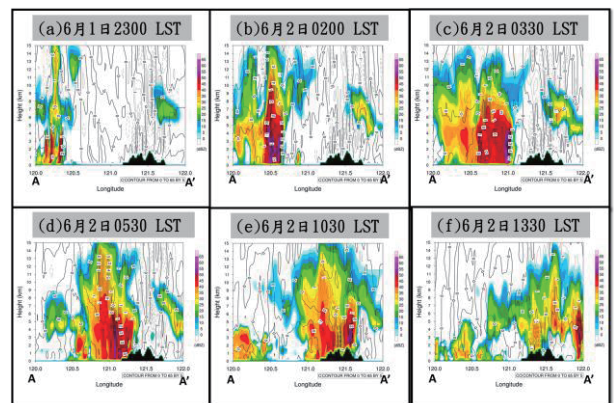


圖5 (a)~(f) 如圖示標註時間WRF模擬的A-A'剖面雷達回波圖。圖中顏色對照右方色階，代表回波(單位dBz)，黑色線代表w風速，實線為正，虛線為負，單位為 $m s^{-1}$ ，間格距離 $0.5 m s^{-1}$ 。

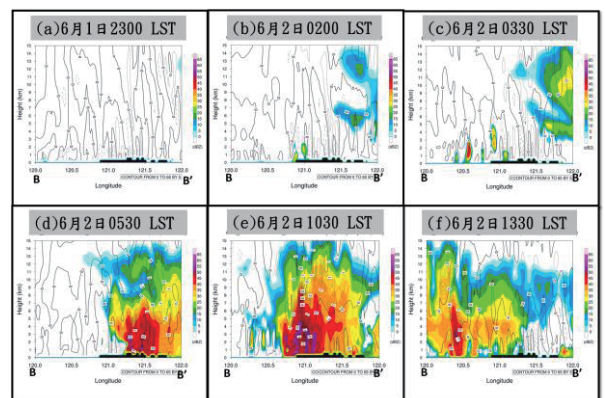


圖6 同圖5，但為B-B'剖面雷達回波圖。

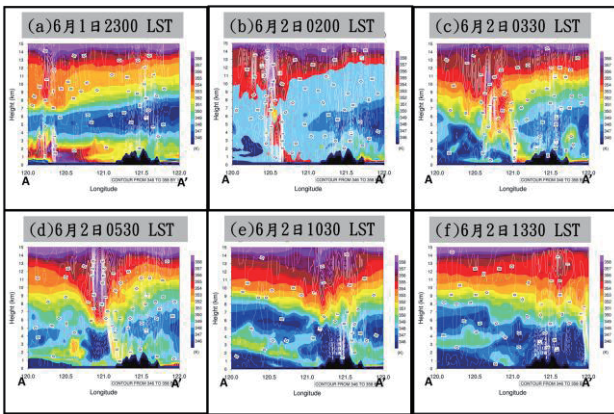


圖 7 (a)~(f) 如圖示標註時間WRF模擬的 A-A'相當位溫圖，圖中顏色對照右方色階代表相當位溫，白色線代表w風速，實線為正，虛線為負，單位為 $m s^{-1}$ ，間格距離 $0.5 m s^{-1}$ 。

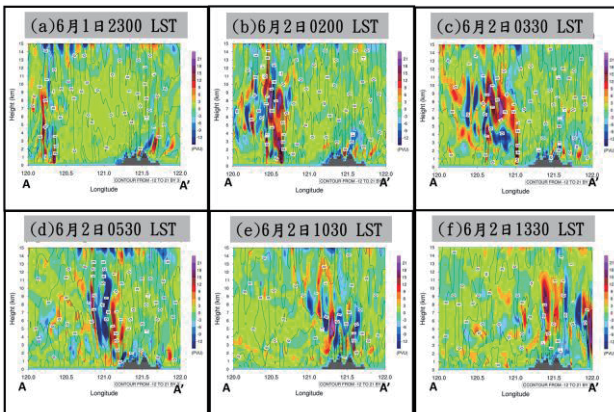


圖 8 (a)~(f) 如圖示標註時間WRF模擬的 A-A'剖面位渦圖，圖中顏色對照右方色階代表位渦(單位PVU)，黑色線代表w風速，實線為正，虛線為負，單位為 $m s^{-1}$ ，間格距離 $0.5 m s^{-1}$ 。

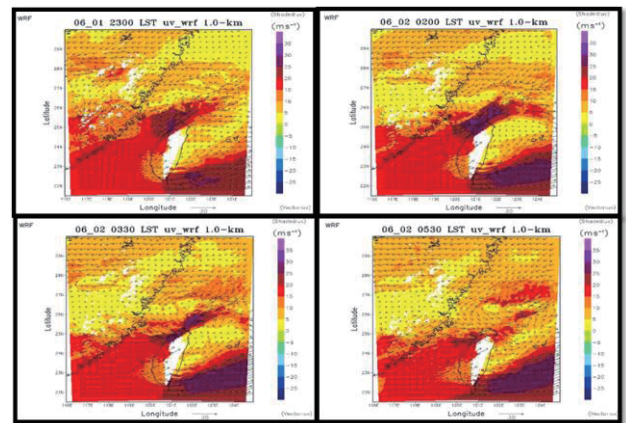


圖 9 如圖示標註時間WRF模擬1 km高度的風場圖。圖中顏色對照右方色階，代表uv合成風速；向量箭頭亦為uv合成風速，單位長度 $30 m s^{-1}$ 。

表 1 WRF模式設定資料

版本	WRF 3.9.1	
資料來源	NCEP FNL(0.25° x 0.25°) 每6小時一筆	
模擬時間	201706010600 UTC~ 201706020600 UTC(共計24 hr)	
WRF Domain	D01	D02
空間水平解析度	10 km x 10 km	2 km x 2 km
最高地形解析度	30 s	
微物理參數化設定	WRF Double-Moment 6-class scheme	
積雲參數化設定	Kain-Fritsch scheme	無
長波輻射參數	RRTMG scheme (RRTM)	
短波輻射參數化設定	Dudhia scheme	
邊界參數化設定	Yonsei University scheme (YSU)	
垂直網格設計 (eta層)	51層	

Study on the severe weather caused by the low-level jet in front of the Meiyu front in northwestern Taiwan

Li-Zhen Su and Jou-Ping Hou

Department of Environmental Information and Engineering, CCIT, National Defense University

Abstract

During the Meiyu front, strong winds often occur in the offshore area of northwestern Taiwan. The increase of the southwest airflow as the front approaches is likely to be affected by the terrain effect. It converges with the environmental wind field and causes severe precipitation. In 1987, some studies conducted by Taiwan mesoscale experiment (Taiwan Area Mesoscale Experiment ,TAMEX) found that low-level jet (Low-Level Jet ,LLJ , about 1 km high) under certain conditions, known as barrier jet, strongly affected the heavy rainfall in northern Taiwan. On the morning of June 2, according to the results of the study in the meiyu frontal contact north Taiwan, in just 12 hours later to Keelung and north coast down to the super heavy rain of reason, may be related to frontal subject in northern Taiwan snowy mountains, in the height of about 1 km high barrier jet enhancement, frontal subject during the maritime mobile, because of the barrier flow increase, lead to temperature gradient and enhancement of the vertical velocity; Under the action of the conservation of the governing vortex, the cyclonic vorticity increases, resulting in the cyclonic circulation around the anomalous area of the positive vortex, which indicates the cause of the strong water in this case. Based on the observation data and model simulation results, this study analyzed the main causes and physical mechanisms of the severe precipitation in northwest Taiwan, and then speculated on the dynamic and thermodynamic processes of such weather phenomena over time.

Keywords: Meiyu front, Severe precipitation, Low-level jet, Barrier jet