

# 受地形影響之梅雨鋒面對流降雨個案模擬研究

柯允斌 侯昭平

國防大學理工學院環境資訊及工程學系

## 摘要

2019 年 5 月 17 日至 20 日期間，受梅雨鋒面影響，導致臺灣西部地區出現劇烈降雨。本研究透過 WRF (Weather Research and Forecasting, WRF) 模式模擬後發現，5 月 18 日在臺灣西部海域，邊界層內西南氣流和臺灣地形誘發的低層噴流，傳送了豐沛的水氣，並提供了低層輻合的動力基礎，500 hPa 的海峽中部至臺灣北部地區有正渦度分布，使在近海的地區有利於對流發展；藉由海上對流系統，分析對流胞的垂直結構及強度，發現對流回波在接觸陸地過後，回波強度以及發展高度均有增強的情況，再透過不同地形上的對流胞生長過程，觀察到最強的對流回波出現在第一次地形抬升的位置。

在地形西側與東側的熱力及動力條件差異下，使對流回波及降水集中於西側，形成降水量的差異；另使用 MYJ (Mellor-Yamada-Janjic, MYJ) 的邊界層參數化進行敏感度測試，發現與控制組 YSU (Yonsei University, YSU) 對流胞的分布及強度有所差異，導致了降雨量與分布的不同，以至於在累積雨量上的分布與強度有明顯的差異，YSU 的邊界層參數化模擬此個案的對流回波降水強度和降水量，比 MYJ 更接近觀測結果。

**關鍵字：**西南氣流、強降雨、低層噴流、地形效應

## 1. 前言

每年的 5-6 月期間是臺灣地區的梅雨季，而伴隨梅雨鋒面產生的豪大雨，往往會造成嚴重的災害，根據國家災害防救科技中心資料顯示 2019 年的第三道梅雨鋒面在 5 月 17 日至 20 日影響臺灣地區，在滯留鋒面及西南風影響下，導致西部地區出現劇烈降雨，強降雨造成許多淹水及災損。5 月 17 日一道鋒面位於臺灣北部海面，鋒面前緣因受到暖濕西南風輻合作用，帶入華南水氣，造成北臺灣對流雲系發展旺盛，清晨北部沿海地區有局部豪雨發生，在桃園、新竹等地降下豪雨甚至大豪雨等級的降雨。

5 月 18 日滯留鋒因北方高壓減弱而略為向北移動，臺灣仍位於鋒面前的不穩定區域。受到西南風的影響，豐沛的暖濕空氣不

斷移入臺灣，凌晨 4 時，臺灣中南部沿海地區開始有強回波發展，降雨系統移入影響中南部平地，當移入的水氣受到地形抬升，在西半部山區成雲致雨，隨後強對流系統持續在山區發展，對流系統在高空受到西風影響持續往東部地區移動，使東半部降雨亦為明顯，當日降雨主要發生於中南部山區，累積雨量超過 300 毫米。當日降水型態受對流系統發展情形和地形效應影響甚鉅，且對流系統從海上到陸地、陸地到山區，強度變化幅度大，因此挑選該日進行分析和研究。

臺灣屬於副熱帶的海島型氣候，大部分的降雨來自於夏季，其主要來源為梅雨及颱風，加上呈現南北向的中央山脈平均高於 3000 公尺以上的高度且狹長，地形複雜，在每年的 5、6 月處在東北季風轉換為西南

季風時期，當北方的西伯利亞高壓與太平洋高壓勢力相當時，交界處往往會產生一道狹長型的鋒面，稱之為梅雨鋒面，所到之處都會產生輻合降雨，其移動的範圍則受到兩氣團的勢力影響。而在滯留鋒面以南的地區，有明顯的西南氣流，每當挾帶豐富水氣的西南氣流影響至臺灣地區時，往往會造成短延時強降雨的情況發生，造成局部性的大雨及豪雨現象，嚴重情況甚至造成災損。

由於在梅雨鋒面前的西南風，當遇上中央山脈阻擋時而舉升，向上運動形成對流雲並產生降水，而對流強度及強降雨與西南風強度及邊界層內的地形高度和物理過程有關，導致豪雨常發生在山脈前緣，而當西南風移動至中央山脈時其中有許多動力及熱力機制存在，或是先前已存在的系統受到此機制影響而產生更劇烈的降雨，這些邊界層內的物理過程是本研究希望探討的方向，未來才有機會爭取更多的劇烈降水預警時間。希望透過 WRF 模式模擬結果與實際觀測資料互相比對，分析 5 月 18 日造成中南部地區劇烈降水生成的主要原因及物理機制，藉以討論隨著時間演進的動力及熱力過程。

## 2. 資料來源與研究方法

### 2.1 初始資料來源

本研究初始場使用美國環境預報中心提供的 NCEP 全球模式分析場 FNL，資料水平空間解析度為  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，初始資料時間為 2019 年 5 月 16 日 06 UTC。

### 2.2 研究方法

本研究是透過觀測資料診斷分析及 WRF 模式模擬來進行研究，WRF 模式自初始時間積分至 5 月 19 日 12 UTC，以每小時為輸出之時間解析度，來針對 2019 年 5 月 18 日梅雨鋒面前邊界層內西南風增強個案進行模擬，探討當日在造成中南部地區劇烈降水生成的主要原因及物理機制，藉以討論

氣流在地形上的動力及熱力機制。

## 2.3 WRF 模式設定

本研究模擬時間為 2019 年 5 月 16 日 06 UTC 至 5 月 19 日 12 UTC，模擬時間共計 78 小時，使用三層巢狀網格，其網格解析度分別由外而內為第一層(D01) 8 公里、第二層(D02)為 2 公里，最高地形解析度為 30 秒，積分步長(time\_step)為 40 秒，垂直方向座標 eta 共 60 層，垂直頂為 30 hPa，另透過不同的物理組合方式來進行敏感度測試，在物理參數化部分，微物理使用了 WSM5 及 WDM6，積雲參數法使用 KF scheme 及 GD scheme 用於 D01，較細的網格(D02)已有相當程度能解析到對流的發生，故不採用積雲參數法，邊界層參數法使用 YSU 及 MYJ(如表 1)。

本研究以 YSU 邊界層參數、WSM5 雲微物理參數及 KF 積雲參數作為控制組，並使用 MYJ 的邊界層參數作為對照組，使用相同的水平空間解析度，期以瞭解不同邊界層參數化在模式模擬上的差異。

## 3. 個案診斷分析

本研究利用地面觀測資料、探空資料、雷達及全球預報模式(Global Forecast System, GFS)預報初始場，對此個案進行分析，以利進一步掌握西南風影響下，在臺灣地區鋒面環境大氣與地形之交互作用和特徵，藉此來說明地形與降雨之間的關係，並提供模式模擬驗證參考。

### 3.1 綜觀環境場分析

2019 年 5 月 17 日 00 UTC 至 2019 年 5 月 20 日由地面天氣序列圖(圖 1.1)顯示，5 月 17 日 00 UTC 高壓中心位於蒙古一帶，其勢力向東南伸展至陝西省附近，分裂高壓中心位於四川省向東移動，滯留鋒面自日本南方洋面(北緯  $25^{\circ}$ ，東經  $146^{\circ}$ )向西南延伸經臺灣北部海面至福建省，5 月 18 日 00 UTC

高壓中心位於蒙古一帶，西南風增強，滯留鋒面自日本南方洋面(北緯 24°, 東經 133°)向西南延伸至湖南，略為往北移動。5 月 18 日鋒面因北方高壓勢力減弱影響(圖 1.2)，鋒面北抬，臺灣位在鋒面前的不穩定區域，主要受到西南風的影響。

### 3.2 遙測資料分析

在 5 月 18 日衛星雲圖及雷達回波圖(圖 1.3)中，凌晨 0400 LST，從雷達回波圖(圖 1.3(b))中可以發現，臺灣中南部山區，開始有強回波發展，對照衛星雲圖(圖 1.3(a))，對流雲系發展位置大致相同，表示可能受地形影響，使對流雲系增強，因此較強的回波在山區附近發展；值得注意的是在 5 月 18 日 0800 LST(圖 1.4)，隨著對流胞穿過中央山脈後雖略為減弱，但在東部地區仍有持續發展，在 5 月 18 日 2000 LST(圖 1.5)，整體回波結構稍有減弱，在南部地區逐漸影響至平地，使平地亦有降雨情況，影響至 5 月 19 日 0000 LST，當日在中南部山區產生明顯降雨(當日降雨量如圖 1.6)。

綜合上述分析可知，在 5 月 18 日至 5 月 19 日臺灣地區受西南風與地形交互作用影響下，對流系統在接近地形時增強，雖然受到中央山脈的阻擋下，在過山後有稍微減弱，但仍在東半部地區有發展情況，且在晚間(1800 LST)回波影響至南部造成平地地區的降雨。

### 3.3 高空風場分析

由 5 月 18 日 00 UTC 925 hPa 的分析圖(圖 1.7(a))中顯示，隨著低壓北抬至長江口，南海至臺灣海峽南部邊界層內風場為西南風，風速約為 20 KT，臺灣北部風速達 30 KT；850 hPa 的分析圖(圖 1.7(b))中，南海至臺灣海峽風場為西南風，強風軸自海南島至臺灣北部，風速達 25 至 30 KT，700 hPa 的分析圖(圖 1.7(c))中，槽線位於黃海至東

海，向東移動，臺灣地區風場為西至西北風，風速為 15 至 20 KT，無強風軸分布，可以顯見西南風的分布僅影響至 850 hPa；500 hPa 的分析圖(圖 1.7(d))中，槽線位於黃海至東海，向東移動，臺灣地區風場為西北風，風速為 25 至 30 KT；300 hPa 及 200 hPa 高空分析圖(圖 1.7(e)及圖 1.7(f))中，槽線位於朝鮮半島至黃海，向東移動，臺灣地區風場為西北風，風速為 35 至 40 KT。

## 4. 模擬結果與討論

運用 WRF 模式模擬結果，瞭解個案在降水上的表現，並探討對流系統受地形影響的物理過程，另運用觀測分析資料和模擬結果，作比對分析，以利瞭解劇烈降水的成因，其中使用 D01 進行綜觀天氣診斷分析，再利用 D02 針對對流回波的發展及剖面分析，另外藉由邊界層參數化的敏感度測試，來評估不同物理參數化過程對於大氣對流和降水的差異。控制組的模擬模式聚焦華南及臺灣周邊地區。

### 4.1 綜觀天氣模擬分析與降水分布

模擬結果顯示，2019 年 5 月 17 日(圖 2.1)午夜 16 UTC (0000 LST)，臺灣西部及臺灣海峽風場均為西南風，海面上風速約為 15-20 KT，鋒面位於東海向西南延伸至湖南附近，臺灣此時沒有降雨。在 850 hPa 的模擬結果(圖 2.2)中，鋒面約與地面的位置相同，臺灣西半部地區的風場為西至西南風，強風軸分布於海峽北部，風速約 25-30 KT，海峽中部以南風速約 20-25 KT，臺灣海峽一帶至西半部地區相對溼度較高為 80-90% 以上，顯示低層大氣相當潮溼。

在 700 hPa 的模擬結果(圖 2.3)中，槽線位於黃海至東海一帶，臺灣周圍風場為西風，風速約為 20-25 KT，臺灣海峽中部至臺灣本島相對溼度為 80-90%，在中部地區則達到 90% 以上，顯示出在中部山區受地形

影響更為潮濕；500 hPa 的模擬結果(圖 2.4)中，槽線位於黃海至東海，風場為西至西北西風，風速約為 25-30 KT，在福建至臺灣北部海域有正渦度分布，在臺灣南部山區亦有正渦度存在，有利於對流的發展；在風場的模擬與實際的綜觀環境場比較上，模擬中臺灣西側的西南風只影響至 850 hPa 的低層大氣，與實際相似；強風軸的分布及風速也與實際相當。

經地面圖與高空圖的綜觀分析，臺灣地區雖屬於槽後較穩定的區域中，但觀察到與 Chen and Yu (1988)在過去的研究結果中有同樣的情況，在 850 hPa 空層有低層噴流存在，另在 850 hPa 及 700 hPa 的空層中，臺灣海峽至臺灣中部地區具有較多的水氣，在 500 hPa 的空層有正渦度分布，當西風或西南風影響至臺灣地區時，有利上升運動的環境加上地形的效應影響，對流的發展相對容易；另外溫暖潮濕且充沛的水氣，使此區的對流運動，很容易發展成為深對流，進而造成劇烈降水，在較長的時間影響，容易形成豪雨等級以上的降雨。但模擬中較高的相對溼度場集中在海峽中部以北位置，因此對流較易集中在中部地區。

850 hPa 的風場在 5 月 18 日 00 UTC (0800 LST)時(圖 2.5)無太大變化，但鋒面結構逐漸向南移動至東海，向西南延伸至福建，風場仍為西至西南風，強風軸分布於臺灣海峽至海峽北部，風速約 25-30 KT，臺灣海峽一帶至西半部相對濕度增加至 80-90% 以上，水氣有逐漸增加趨勢；到了 03 UTC (1100 LST)時(圖 2.6)，北部海域風速略為減弱至 20-30 KT，強風軸分布於海峽南部，海峽北部至西半部地區相對溼度場為 80-90% 以上，海峽上的相對濕度場分布區域有減少，並向臺灣地區接近，顯示水氣有集中至陸地地區的情形。

700 hPa 的風場在 5 月 18 日 00 UTC

(0800 LST)時(圖 2.7)為西風，風速略有增強至 25-30 KT，顯示鋒面接近臺灣地區時局部風場有增強的情形，華南地區的相對濕度場亦有向臺灣地區接近，臺灣地區的相對濕度提升至 80-90 % 以上，在 03 UTC (1100 LST)時(圖 2.8)，風向轉為西北西風，在臺灣中部以北地區相對濕度場已增加至 80-90 % 以上，有較多的水氣移入。

500 hPa 的風場在 5 月 18 日 00 UTC (0800 LST)時(圖 2.9)為西至西北風，海峽中部至臺灣北部地區均有正渦度分布，使在近海的地區有利於對流發展，03 UTC (1100 LST)時(圖 2.10)，隨著正渦度的分布往山區接近，對照 850 及 700 hPa 的相對濕度場分布，在水氣充足的條件下，加上正渦度的影響下，顯示在這個時間是對流發展最強的時機。

綜上所述，並從模式 2019 年 5 月 18 日 00 UTC 至 19 日 00 UTC 累積雨量圖分析顯示，當日降雨集中在中部及南部山區，最大降雨量在南投(圖 2.11)，透過雷達回波分析降水結構顯示，18 日清晨 0200 LST(圖 2.12(a))時，臺灣海峽及南部地區出現了零星的對流胞，臺灣西北部近海的對流系統在 18 日清晨 0500 至 0800 LST(圖 2.12(b)、圖 2.12(c))開始在臺灣西部沿著海岸線發展，在 0800 至 1100 LST 時(圖 2.12(c)、圖 2.12(d))，臺灣西北部地區的 700 hPa 有風速增強、相對濕度場分布有達到 80-90 % 以上的情形，充沛的水氣加上 500 hPa 的正渦度影響下，對流的發展相對容易，進而造成劇烈降水。

當對流系統向陸地移動時，在中部地區對流回波有持續增強現象，強度可達到 45 至 50 dBz 以上，在 1100 至 1400 LST 時(圖 2.12(e))越過中部山區後持續往臺灣東半部移動，影響至東部地區，在 1700 LST 時(圖 2.12(f))影響至東半部的對流系統仍持續發

展，中南部對流系統有逐漸減弱情況，2000 LST 時(圖 2.12(g))僅剩餘中南部部分零星對流回波。

另外使用最大回波資料與中央氣象局的雷達回波整合圖比較，相較實際觀測的雷達回波資料分布略有差異，南部地區僅有零星的回波發展，且產生的降雨也僅集中在近山區，整體模擬結果強度也較實際觀測同時段弱，並且有提前 2 小時減弱的情況。

從較小尺度的 D02 範圍來分析地面的 CAPE 指數變化，在臺灣西半部地區的 CAPE 指數約在 0 至  $1200 \text{ J kg}^{-1}$ (圖 2.13(a))，僅在臺灣海峽有超過  $1800 \text{ J kg}^{-1}$ ，隨著日照增溫的影響下，地表在加熱後產生的熱力效應後，使在 5 月 18 日 00 UTC (0800 LST) 至 5 月 18 日 09 UTC (1700 LST)(圖 2.13(b) 至圖 2.13(e))時，在西半部地區及近山區的 CAPE 指數均有明顯增加到 1800 至  $2400 \text{ J kg}^{-1}$ ，此時段在西半部以及山區都處在較不穩定的條件下，當氣流受地形的影響被抬升到自由對流面(LFC)以上時，較容易引發對流的發展，另外觀察到在東部外海雖然有較高的 CAPE 指數，但低層(850 hPa)的水氣分布較少，空氣塊上升的過程中，無法從潛熱釋放中獲取足夠的浮力，再加上海面上無地形效應的影響，使氣流較不易抬升至自由對流面(LFC)以上，對流的發展相對受限。

另從 850 hPa 的相當位溫發現，在 5 月 17 日 16 UTC (0000 LST)(圖 2.14(a))時，臺灣西半部地區的相當位溫約為 345 至 355 K，較高的相當位溫分布在臺灣海峽，在 5 月 18 日 00 UTC (0800 LST)(圖 2.14(b))時，在中部沿海地區已有較高的相當位溫(355 至 360 K)分佈，顯示在此區域充滿暖濕且不穩定的空氣，提供更多的潛熱使空氣塊增溫，是沿海地區的對流有利於發展的條件，在 5 月 18 日 03 UTC (1100 LST)至 5 月 18 日 06 UTC (1400 LST)(圖 2.14(c)至圖 2.14(d))時，

較高的相當位溫分佈在整個中部地區，該時段的空氣塊仍然處在潮濕且不穩定的條件，當水氣在地形上產生堆積的效應下，相位轉換有較多的潛熱釋放，空氣塊在增溫後變得更不穩定並向上運動，使在平地及山區都有對流發展的現象，在 5 月 18 日 09 UTC (1700 LST)至 5 月 18 日 12 UTC (2000 LST)(圖 2.14(e)至圖 2.14(f))時，較高的相當位溫分佈區域往北部移動，與對流回波減弱時段相同；從相當位溫的分佈影響下發現，高相當位溫的區域有著較暖濕的空氣且不穩定，提供更多的潛熱使空氣塊增溫，有利降水回波的發展並產生足夠的降水。

## 4.2 海面與陸地上的對流系統

模擬中，海面上的對流系統，在向陸地靠近的過程中，對流有逐漸增強的情形，在個案中，透過垂直剖面(AA'及 BB')分析對流發展高度及強度，以利分析對流強弱變化的原因。首先對 5 月 17 日 20 UTC(5 月 18 日 0400 LST)分析(圖 2.15)，對流回波開始在海上發展，AA'的回波發展高度約至 7 至 8 公里，且分布較為零星 BB' 的對流回波較為零星，較強的回波發展高度至 3 公里，且有明顯的上升運動，一小時後(圖 2.16)，原先位在 AA'的海上對流回波接近海岸線至 BB'位置，有逐漸發展成為線型對流系統的情形，靠近 AA'的對流胞，順著西南氣流，部分對流胞移動到了 BB'的位置，且強度略為增強至 40 dBz。

到了 5 月 17 日 22 UTC(5 月 18 日 0600 LST)時(圖 2.17)，靠近臺灣西北部外海的對流系統，可能受到局部熱力作用(潛熱釋放)和其上方的正渦度影響，對流強度增強，對流發展高度到達了 9 至 12 公里，超過 45 dBz 的範圍更廣，在強對流區域的上升運動更為明顯，隨後對流系統移進陸地，影響西半部地區，而以上各時段中，相當位溫在 8 公里以下的區域隨著高度減少，顯示屬於對

流不穩定的區域。由於在實際雷達觀測中，以上時段，臺灣西北部並沒有出現明顯的對流系統，這顯示，模擬的動力或熱力作用略強於實際的情形。

隨著海上和陸地上對流的增強，模擬 5 月 17 日 23 UTC(5 月 18 日 0700 LST)的雷達回波，在臺灣西北部分布的範圍和強度接近觀測結果，透過垂直剖面(CC'及 DD')分析回波發展高度及強度後發現，當對流系統在西北部沿岸地區(CC')時(圖 2.18)，其結構發展逐漸完整，對流回波的發展高度增加至 12 公里，且其中較強的對流回波(40 dBz)發展高度都到達 6 公里，而在更為前方的地區(DD')，在遇到地形時，氣流順著地形改變向上運動，在較強的上升運動區域中，對流回波發展高度亦有達到 12 公里，但回波強度較 CC' 弱，一小時後向東移動後(圖 2.19)，對流胞在 CC' 的地區減弱為較零星的分佈，但較強的對流回波強度仍約為 45 至 50 dBz，而 DD' 的位置回波雖有增強，且在較高的地形位置上有更強的上升運動，但其對流胞的分布則較為零散。

從海上及陸地上的對流回波分析下，可以發現海上的對流系統和陸地上對流系統比較時，陸地上對流系統回波強度以及發展高度均有增強的情況，推測主要原因為海上的能量已不足以供應新的對流胞生成並向東移動，後續的回波僅在陸地上發展。由於臺灣西部至臺灣海峽，盛行風向均為西南風，且部分海域風速達到噴流的強度，但是海洋上和陸地上的對流強度，卻有著明顯的不同，陸地上的摩擦力似乎間接加強的低層的輻合作用，使對流更易發展，另外，陸地上的對流發展時間，明顯較海上要晚，這也顯示太陽的熱力輻射作用，會隨時間扮演更為重要的角色。

由於在梅雨鋒面南側經常伴隨之西南低層噴流與豪雨密切關連，在過去學者的研究

成果中，臺灣北部西側之東北東—西南西走向線狀對流系統，其強度和移動與對流系統南側風切輻合帶密切關連。環境暖濕西南氣流與對流下衝流降至近地面層所形成之輻散西北冷外流，以及低對流層強西南氣流遭遇雪山山脈阻擋部分順河谷而下轉吹之東南風迴流，三支屬性不同氣流於竹苗沿海陸地匯聚，形成一條東北東—西南南走向之風切輻合帶，有利新對流胞在舊胞西南側形成發展。本個案觀測和模擬結果，均存在西南低層噴流，但東北東—西南西走向線狀對流系統，並沒有出現南側風切輻合帶，來增強線狀對流系統。

在我們的模擬中，不同坡度地形上的降水會因對流系統受到地形的抬升影響，而有不同的變化，而環境氣流場的改變，也會使降水產生類似過去學者研究所得出「環境氣流和不同坡度地形降水分佈位置及降水強度」有關的情形，為了進一步掌握環境氣流和地形降水的關係，我們運用不同緯度水平的剖面(EE'及 FF')來分析與地形的關係。

在 5 月 18 日 00 UTC 時(圖 2.20)，在兩個不同的地形高度中，EE'的剖面中，地形西側的迎風面存在明顯的對流系統，主要的對流約在 6 公里以下，發展最大高度可達 12 公里，其對流產生的降水回波最強約 50 dBz；值得注意的是在地形西側的低層相當位溫較高約 357 K，並隨高度遞減，這顯示該區域存在較大的潛在不穩定度，有利垂直對流運動，另外，在圖中也可看出，12 公里以上相當位溫隨高度穩定增加，這顯示該高度以上屬於層化穩定的大氣結構。

在 EE'的剖面不遠的北方，我們用 FF'的剖面來分析類似的對流系統。在 FF'的剖面中，可以發現，雖然僅是 EE'的剖面不遠的北方，但對流運動發展強度和位置已有明顯的不同，不同的是，氣流在後續持續升高的地形中，在第一次地形抬升的位置上，較

EE'剖面有更明顯的上升運動，並且產生了 40 至 45 dBz 以上的降水回波，發展高度也較高，達到了 14 公里，但隨著氣流往更高的地形移動的對流系統則是發展在山頂上，突破了 12 公里高的層化穩定大氣。

在 01 UTC 時(圖 2.21)，在地形上的相當位溫增加到了 357 K，而順著地形向上時，圖中顯示該地區潛在不穩定度的增加，更有利於垂直對流的發展，地形西側的對流回波仍有持續發展並且往地形移動的情形，在 EE'剖面中，結構完整的對流回波已經移動到地形最高的位置，也在此處可以觀察到較明顯的上升運動，回波強度也最強，且部分的對流回波已經影響至東部地區。

在 FF'剖面仍在第一次受地形抬升的位置有連續性的對流回波生成，但較強的回波與 EE'同樣出現在山頂的位置，且與 EE'處同樣有越過地形在東部地區持續發展，顯示出西南氣流在此時已經越過地形並在東部產生對流降水的現象，在 02 UTC 時(圖 2.22)，地形西側仍在地形上有對流回波生成，EE'剖面中的強對流的對流胞分布雖然零星，但仍可看到受地形抬升影響生成的對流回波，更值得一提的是在東部地區的對流回波在西南氣流持續過山並挾帶豐富的水氣影響下，有持續增強的情況，但在 FF' 剖面的發展高度略微減弱至 10 公里。

在 03 UTC 時(圖 2.23)，EE'剖面的對流系統有開始增強的趨勢，不僅是在地形抬升時對流回波有明顯增強，且在發展位置上都有明顯的上升運動，在山前都有較強的回波出現，使回波增強至 45 dBz，但發展高度則降低至 8 公里，FF'剖面仍然在第一次受地形抬升以及山頂的位置有回波增強的情況，高度發展來到了 9 公里，而在東部地區對流系統則因為受到北風的影響下向南偏移，導致在該時段的剖面無法清楚的觀察其發展現象。

在 04 UTC 時(圖 2.24)，EE'剖面的山前對流系統增強，並且伴隨更強的上升運動下產生更多的輻合效應，對流發展突破了穩定層的 12 公里，發展高度增加到 13 公里，而東部地區的對流回波因北風影響下向南偏移，在此處可以觀察到有增強的情況，伴隨著較強的上升運動，產生的回波強度約 40 dBz，FF'剖面中的回波發展強度較 EE'為減弱，但仍可觀察到在第一次的地形抬升下有較強的上升運動及回波發展，而在東部地區的回波向南偏移後，該區域則沒有出現 EE'位置的上升運動以及對流發展。

在 05 UTC 時(圖 2.25)，對流系統的發展都集中在地形上，EE'山前的對流胞回波仍有 40 dBz 的強度，而越過地形移動至山後的對流胞位置有明顯的上升運動條件下，在山後及海岸山脈上的對流回波有增強情況，可以觀察到此時段越過山的氣流有一定的影響力，但在 FF'剖面的對流回波則在山前持續發展，不同 EE'在於過山之後，在海岸山脈上沒有明顯的上升運動，但在海面上的對流也有增強情況，惟強度較 EE'弱。

在 06 UTC 時(圖 2.26)，EE'剖面中與前一時段相同，對流系統的發展都同樣集中在地形上，但最強回波發展在地形最高的位置，另在海岸山脈前緣同樣有觀察到有對流回波的增強，整體的對流系統發展高度降低至 8 公里，在 FF'剖面中則集中在地形前緣的位置，較為零星分布，在東部的發展明顯的減弱，在 07 UTC 時(圖 2.27)，EE'剖面在山前的上升運動更為強烈，隨著上升運動的範圍影響至 10 公里，使對流發展高度也達到同樣的高度，在山頂的降水回波強度增強至 50 dBz，過山後在海岸山脈沒有觀察到明顯的上升運動，不過在海上區域有上升運動，有利對流的發展，FF'剖面除了在地形前有較強的對流回波外，也觀察到在海岸山脈前緣，不同於前幾個時段出現了上升運動，使



在此區域的對流回波增強。

在 08 UTC 時(圖 2.28)，在 EE'剖面中，同樣在最高的地形產生了較強的上升運動，最強的回波也發生在山頂，而越過地形後在海岸山脈則明顯減弱，且在 11 公里以上的相當位溫隨著高度增加，使垂直對流的發展受限，FF'剖面在地形抬升的位置有上升運動及對流發展，但其上升運動較前一時段弱，回波強度亦開始減弱；從以上各時段中，可觀察到在較高的緯度的 FF'剖面中，氣流在越過山脈在山後產生新的上升運動較 EE'剖面來的弱，且較強的對流集中在山前及山頂，可能是受到 FF'地形較高且寬的地形影響下，氣流較不容易越過地形，使得在山後產生較少的對流。

綜上分析，當尚未接觸地形的情況下，對流系統的發展強度較弱，且分布較為零星，產生的降雨也較少，而在低層存在相當位溫高，並隨高度遞減，顯示該區域存在較大的潛在不穩定度，利於垂直對流運動，加上氣流受到地形的抬升後，都有明顯的上升運動，其對流回波發展的位置，都與上升運動影響的範圍有關，並在地形上產生較強的回波；隨著氣流在過山後，與上層的正渦度分布，使在東部區域也有對流發展；位處在對流不穩定的區域，有利於對流回波強度的增強，使產生的降雨增加，而產生最大的降雨則發生在第一次地形抬升的地區，顯示在動力機制在本次的模擬結果中具有一定的影響力。

### 4.3 地形效應下對流的物理變化

前述章節藉由垂直剖面來討論對流回波會受到地形抬升的影響而有不同強度的變化，但對於地形效應影響回波強度的對流運動和對流降水的物理過程，並不清楚，因此本節運用地形前後的對流強度變化、垂直風切和降水的關係，以及區分平地(A 處)、山前(B 處)、山腰(C 處)及山頂(D 處)附近區域(

如圖 4.51)等四個不同地形位置，藉由大氣參數的變化，來評估地形效應造成對流降水變化的影響。

在圖 2.29(a)中可以發現 5 月 18 日 02 UTC 時 EE'所在位置，在地形西側低層(900 hPa)風場多為西風，接近地形時開始出現南風分量，也就是西南西風，但地形的東側低層風場則是存在微弱的北風分量，也就是北北東至北北西風，從圖 2.20(a)模擬結果可知，此時臺灣西部的對流回波多集中於地形西側山區，沿著地形發展，和雷達回波觀測結果(圖 1.4(b))頗為相似，為了進一步分析造成這樣情形的原因，我們透過 EE'的垂直剖面(圖 2.29(b))，可以發現，此時山區西側多為微弱上升運動，僅一小部分區域 750 hPa 才存在較強的上升運動，在山頂的位置，則是出現明顯的上升和下沉運動，近似一強對流胞的發展，而這樣的過程，推測除了大尺度鋒前暖濕空氣上升運動及地形舉升等熱動力因素外，亦與雲微物理過程有關；另外，此時山區東側多為微弱的下沉氣流，伴隨著部分的上升運動。

在圖 2.29(b)中，我們可以發現，沿著地形西側的低層風場，隨高度上升而逐漸增強，沿地形東側的較高位置存在較強的西風，隨高度下降轉為微弱東風，離開地形來看，地形兩側風場強度相當，僅在山頂因強對流存在，而有著輻合運動造成的較強風速。透過 500 hPa 和追隨地形變化的近地面風場(10 公尺)的垂直風切( $U_{500 \text{ hPa}} - U_{\text{sfc}}$ )，可以發現，在山區西側靠近海洋的地方，垂直風切變動不明顯，從西側進入地形後，垂直風切開始產生明顯的變化，通過山頂時，風切變化尤為明顯，即便到了山區東側，垂直風切仍有著較為明顯的波動，這樣的現象，似乎對應說明了地形上方的對流運動過程所造成的低層輻合與高層輻散現象；透過降水的分布，可以發現地形西側與東側降水量明顯



不同(山區西側迎風面降水量大於東側)。

透過南北風和垂直運動的垂直剖面(圖 2.29(c))可以發現，在地形西側與東側的南北向風存在明顯的差異，在地形的西側底層存在南風，並且隨高度遞減，在山頂位置逐漸轉為北風，而在地形的東側則均為明顯的北風，兩側的風場強度相當，僅為風向上的差異，搭配圖 2.29(b)可以發現，山區西側低層 850 hPa 以下皆為西南風，也就是暖濕空氣的厚度，大約在 1.5 公里左右，而這樣的暖濕空氣可以藉由地形效應上升至 750 hPa，這樣的水氣分布，明顯有利於對流降水的發生。同一時間，在山區的東側，則是以東北風屬性的風向為主，似乎臺灣地區在鋒面的前緣，山區東西兩側有著截然不同的大氣熱力屬性。

透過 500 hPa 與隨地形變化的近地面風場的垂直風切，可以觀察到在西側在高低層風向的不同，但地面風速隨高度遞減情況下，垂直風切隨著地形增加也逐漸減小，而東側均為北向風，垂直風切在地形交界處有明顯的波動，而東西兩側風向的差異，判斷地形西側南向的風屬於溫暖潮濕的空氣，在伴隨著地形的舉升及上升運動下，大氣達到飽和後，容易產生對流性的降雨，使降雨的產生集中於地形西側，導致地形東西兩側產生降雨的差異。

若我們透過不同區域的平均位溫隨高度的變化可以發現(圖 2.30(a))，位溫雖然仍然存在隨高度遞增的穩定情形，但卻存在著非線性的波動，在圖 2.30(b)中山區西側不同位置的西風大小顯示，山頂風場強度和變化量明顯大於平地及地形西側的其他位置；而大氣中的水氣(此使用比濕)模擬結果(圖 2.30(c))，不論在平地還是地形上，符合隨高度遞減的預期，但此個案中，受對流擾動影響，並非呈現線性高度遞減，而是存在一定程度的波動，且平地的水氣量高於山頂的

水氣量。平均水氣壓則顯示(圖 2.30(d))，平地因氣溫和密度的變化，使水氣壓出現短暫隨高度遞增的情形，整體來說，水氣壓力隨高度遞減，但山頂平均的水氣壓，因對流凝結的影響，部分高度出現水氣壓力上升的情形。

為了進一步瞭解大氣熱力作用對於受到地形影響下的對流降水，選擇在 5 月 18 日 04 UTC 時 EE' 所在位置進行分析(圖 2.31(a))，此時地形西側低層(900 hPa)風場為西風，在接近地形時開始出現南風分量，形成西南西風，而地形東側北風風量減弱，轉為東南風，並沿著地形推展。從 EE' 垂直剖面(圖 2.31(b))模擬結果可以發現，對流運動明顯增強，此時在山前出現的較強的上升運動的位置，集中於山前處，對流深度超過 500 hPa，山頂位置的上升運動更是較 02 UTC 時段增強，呼應對流回波的增強，在東部區域的上升運動也較明顯，同樣也顯示出對流回波在東部區域也開始發展。

在圖 2.31(b)中，沿著地形西側的低層風場，與前時段同樣隨著高度上升而增強，但在山前處有更明顯的增強，但在山頂的風速則略為減弱，因西側地形上都有較強的對流存在，顯示有較強的輻合運動導致風速的增強。透過垂直風切的變化可發現，因為平地的近地面風速增強，垂直風切有減弱的情況，但在地形上出現了明顯的變化，並且與降水量明顯增加的分布變化似與有呼應的情況，但在地形東側因風向上的差異形成較大的風切，雖然在東部有部分的回波發展，但降雨量明顯較西側少。

從垂直剖面(圖 2.31(c))發現，地形西側的南風隨高度遞減，且僅影響至山前的位置(約 850 hPa 以下)，在近底層南風風量的減少，高層的北風風量增強下，使南北風切略為增強，雖然地形西側的南風影響高度降低，但仍屬於溫暖潮濕的空氣，此也顯示山區

西側，1.5 公里以下已經全部轉變為西南風，而其上方的大氣，則是西北風為主。山區東側低層多為東北風，但已有一部份較薄的西南風存在，高層和山區西側一樣，皆為西北風。

再透過位溫隨高度的變化發現(圖 2.32(a))，受日照增溫影響，位溫都有明顯的增加，並觀察到 1 公里以下的位溫並沒有太大的變化，顯示受到對流的影響之後，在這個區域中的空氣得到充分的混合作用，但在 1 公里以上的高度，仍維持隨高度遞減的穩定情況，在圖 2.32(b)中的平均西風大小顯示，在平地處的近地面風速增強，而山頂的風速仍存在較大的變化；而水氣模擬結果(圖 2.32(c))在平地近 1 公里內也出現充分混合的現象，但在 4 公里處受對流擾動的影響，有明顯的波動。平均水氣壓顯示(圖 2.32(d))，水氣壓在 1 公里以下隨高度遞減的情形更為明顯，整體隨高度遞減，但在各個地點的平均水氣壓，均有明顯的增加，而在接近 4 公里位置上，平地位置再次出現水氣壓隨高度增加的情形。

在 5 月 18 日 06 UTC 時(圖 2.33(a))海上低層(900 hPa)的風向由西風轉為西南風，在接近地形的風速也略為增加，而在地形東側則已轉為西南風，在圖 2.26(a)模擬結果中，對流回波在地形西側上的持續發展，並在山頂位置出現最強的對流系統，從 EE'剖面(圖 2.33(b))發現，在地形的西側出現了更強的上升運動，山頂位置的下沉運動雖減弱，但上升及下沉運動的存在，顯示仍為強對流的發展，另外觀察到在地形東側較強的對流發展位置皆在高層，在 500 hPa 也存在較強的上升運動。

在圖 2.33(b)中，沿著地形西側的低層風場，隨著高度的上升增強，但山前的低層風速有增強的情況，顯示出更強的輻合運動產生的現象。在垂直風切的變化發現，近地

面的風速更強，使地形西側的風切變的更小，但仍在山頂處為最大值，而降雨較集中在地形的位置，且觀察到在地形東側的東風減弱，顯示垂直風切減弱，但在這個時段因對流已發展至地形東側並存在較強的對流回波，導致此時在地形東側也有降雨的情況，使西側的降雨與東部沒有太明顯的差異。

從垂直剖面(圖 2.33(c))發現，地形西側的南風在山腰及山頂的位置有略為增強，使風切增強，整體來說，山區西側西南風的厚度比前四小時更厚，而在地形東側底層雖為微弱的北向風，但在 950 至 800 hPa 出現南向風，也就是暖濕的西南風已經由西方海面平流至山區東側的中低層大氣，使降水更容易發生。

透過位溫隨高度的變化發現(圖 2.34(a))，持續受到日照增溫的影響，平地的位溫上升較明顯，在 1 公里以下的位溫混合的高度有略為增加，在混合層之上，維持隨高度遞減的穩定情況，在圖 2.34(b)中的西風大小顯示，在近低層的平均風速增強，但在山頂位置上平均風速則減弱，導致在山頂的風切增強的情況；而水氣模擬結果(圖 2.34(c))，在平地近 1 公里內持續存在混合現象，但隨高度遞減情況更為明顯，在 5 公里處可以發現到水氣的分布多寡與地形有關，此時段在山頂的水氣最多，平地最少。水氣壓則顯示(圖 2.34(d))在 1 公里以下隨高度遞減的情形更為明顯，但在山頂及山腰的平均水氣壓，有明顯的增加，但在平地及山前的位置則減少，發現在對流發展較強的時，越高的位置水氣壓也逐漸增強。

為了瞭解不同地形地勢上對流系統和降水的變化，藉由在不遠的北方 FF' 剖面來評估地形效應的影響。

透過 5 月 18 日 04 UTC 時 FF'剖面(圖 2.35(b))中，在地形西側的上升運動強度增強了，而較強的上升運動位置與雷達回波的

垂直剖面(圖 2.24(c))中的回波增強位置相同，但在東側的上升運動較 EE' 弱，顯示在東部區域的對流回波尚未開始發展，搭配南北風和垂直運動的垂直剖面(圖 2.35(c))發現，地形西側的南風隨高度遞減，與 EE' 相同僅影響至山前的位置(約 850 hPa 以下)，在山區的西側也是西南風的分布，而在山區東側仍為微弱的東北風，因對流的發展侷限在地形西側，導致 FF' 處主要的降雨發生在地形西側的現象。

透過位溫隨高度的變化發現(圖 2.36(a))1 公里以下的位溫沒有太大的變化，高度較前一時段增加，在受對流增強影響下，充分混合效果更為明顯，但平均西風(圖 2.36(b))、平均比濕(圖 2.36(c))及平均水氣壓(圖 2.36(d))變化趨勢與 EE' 處相同。

5 月 18 日 06 UTC 時 FF' 剖面(圖 2.37(b))，上升運動的強度變化沒有 EE' 剖面明顯，且較強的上升運動侷限在山腰上，與雷達回波的垂直剖面(圖 2.26(c))中強回波位置相同，但地形東側的上升運動並不明線，使在東部的對流回波仍沒有太多的發展條件，搭配南北風和垂直運動的垂直剖面(圖 2.37(c))，地形西側的南風在山前的位置有略為增強，使山區西側西南風的厚度比前 4 小時厚，而在地形東側在 800 hPa 以下轉為南向風，暖濕的西南風已經平流至山區東側的中低層大氣，無明顯上升運動，降水仍集中在地形西側，與 EE' 剖面不同。

再從位溫隨高度的變化發現(圖 2.38(a))，在各個地點 1 公里以下的位溫並沒有太大的變化，混合的效果較 EE' 剖面明顯，但平均西風(圖 2.38(b))、平均比濕(圖 2.38(c))及平均水氣壓(圖 2.38(d))變化趨勢與 EE' 處相同。

綜上所述，當潮濕的氣流沿斜坡上升時，開始凝結，絕熱冷卻效應發生後，在山脈的上坡側面引發降雨。而其凝結所產生的潛

熱伴隨著太陽輻射的熱力作用使山區西側的對流運動變得更加活躍；另外，大氣熱力作用加溫近底層的大氣溫度，使在 1 公里以下的位溫上升，並且與濕度相同在邊界層內有明顯的混合作用，使小部分垂直剖面出現均溫(等濕)的情形；風速接近地表處受到摩擦力的影響，風速較小，但隨著高度增加而風速增強，且在山頂上風速都較山頂前的三個位置大，平均的水平風速受到對流回波的發展以及產生降雨的影響，在山頂前的三處的風速隨高度變化不明顯，而山頂的風速開始減弱；比濕在受對流擾動影響下，並非呈現線性高度遞減，存在一定程度的波動，且山頂較高位置的水氣量有逐漸增加，顯示水氣有受垂直運動的影響，在高層凝結出更多的水氣；從不同位置的地形地勢剖面(EE' 與 FF')中發現，FF' 雖然在 02 UTC 時近底層開始有混合現象產生，但因 FF' 剖面高山的地形較 EE' 寬，氣流不易過山，使 FF' 剖面中的對流回波及上升運動較集中在地形西側，導致與 EE' 東部區域對流回波強度及降水的分布有差異。

#### 4.4. 敏感度測試

敏感度的測試以不同的邊界層參數化做對照組，進行模擬與分析，期瞭解不同的邊界層參數化，在模式模擬上的差異。

對照組使用 MYJ 的邊界層參數方法實施模式模擬，透過模式模擬的累積雨量結果，當日降雨集中在中部及南部山區，最大降雨量同樣在南投山區(圖 2.39)，但較控制組的偏北，其最大累積雨量也較低，為 306.4 毫米/天，將透過雷達剖面來比較兩參數化上的差異。

同樣利用雷達剖面進行不同坡度地形上的降水，來分析對流系統在不同的邊界層參數化所受到地形的抬升影響，同 YSU 參數化時所使用的不同緯度水平的剖面來分析地形的關係。

在 5 月 18 日 00 UTC 時(圖 2.40)，此階段的降水回波較控制組弱，主要的降水回波集中在沿海及平地地區，兩個不同坡度中，對照組同樣在近底層有較高的相當位溫，並隨著高度遞減，顯示同樣存在較大的潛在不穩定，但不同的是，在 2 公里以下相當位溫的梯度較控制組顯著；EE'的剖面中，在地形抬升所產生的降水回波最強約 40 dBz，發展高度約 6 公里，在北方較高緯度的 FF'中，氣流在持續升高的地形中有著較 EE'更明顯的上升運動，產生了 40 dBz 的降水回波，發展高度約 7 公里，對流回波的強度及發展高度都較對照組偏弱。

在 01 UTC(圖 2.41)，EE'雖然沒有明顯的上升運動，但在西側及地形上有較明顯的對流回波，主要的對流仍在地形前發展，高度約 6 公里，分布較為零星；FF'的剖面中，在地形上產生的降水回波較不明顯。

在 02 UTC(圖 2.42)時，開始在地形上產生較多降水回波，EE'及 FF'在此處還是集中在山前的位置，EE'的強度稍弱，而 FF'處則出現了明顯的上升運動，並在地形上產生較強的降水回波，強度約 40 dBz，發展高度增加至 8 公里，在過山後的氣流開始在海岸山脈上產生對流，但發展的強度及高度仍較對照組來得弱。

在 03 UTC(圖 2.43)時，對流回波有增強的趨勢，EE'在地形最高的區域有明顯的上升運動，並產生較強的對流回波，發展高度也增加到 10 公里，在東部海岸山脈的對流持續發展，並無明顯的增強，FF'的對流回波伴隨著上升運動，主要集中在地形抬升的位置，過山後的現象減弱。

04 UTC(圖 2.44)時，EE'在平面上的強回波持續發展著，在山頂的位置也有較強的對流回波，發展高度約在 6 至 7 公里，較控制組弱，過山後的氣流在東部地區產生的降水回波有逐漸增強的趨勢，FF'的剖面中

隨著氣流受地形抬升產生的上升運動，降水回波仍主要集中在地形抬升的位置，發展高度約在 6 公里，在東部開始有對流的發展。05 UTC(圖 2.45)時，EE'主要的發展高度仍在 8 公里以下，但也逐漸形成連續的對流回波，在 FF'的降水回波仍集中在地形抬升的位置。06 UTC(圖 2.46)時，EE'及 FF'在山頂產生較強的上升運動，在此處的降水回波強度約 40 dBz，但高度發展仍集中在 8 公里以下。07 UTC(圖 2.47)時，EE'對流回波的分布最廣，除在山前及山後都有對流發展，但其高度發展主要仍在 8 公里以下，FF'則剩餘在山前的對流發展。08 UTC(圖 2.48)時，僅剩餘中部及南部山區的對流發展，在 EE'處的山頂處觀察到較強的上升運動，使對流回波高度突破 12 公里，FF'剖面在氣流受地形抬升的影響之下，也產生較強的降水回波，不過發展高度仍受到限制，在 6 公里以下。

在 MYJ 的邊界層參數化中，可觀察到對流回波的發展高度有明顯的差異表現，降水回波主要受限在 8 公里內的區域，且過山的氣流在東部產生新的對流回波效應並沒有控制組來的明顯，主要集中在山前以及平地的位置，使在較多的降雨集中在地形前，並在東部產生較少的雨量。

## 5. 結論

因觀測資料診斷分析顯示，西南風的分布僅影響至 850 hPa(位於邊界層的範圍)，而海南島至臺灣北部邊界層內存在低層噴流，再從斜溫圖中觀察到地面至 850 hPa 空層中溫溼度露點差值約在 4°C 以下，顯示出邊界層底層的水氣豐沛，搭配西南風的影響下，有利於將潮濕的空氣往臺灣地區輸送，當氣流受到地形抬升時，易形成對流降雨。

從模式模擬結果發現，地面至高空的分析圖中，850 及 700 hPa 空層，強風軸分布於海峽北部至琉球群島一帶，相對濕度為

80-90 %以上，水氣集中在臺灣地區，加上 500 hPa 的正渦度影響下，對流的發展相對容易，進而造成劇烈降水。

透過海上對流系統，分析對流胞的垂直結構及強度發現，靠近臺灣西北部外海的對流系統，可能受到局部熱力作用(潛熱釋放)和其上方的正渦度影響，使對流強度增強，且相當位溫隨著高度減少，顯示邊界層內存在對流不穩定的區域；陸地上的對流發展在臺灣西北部分布的範圍和強度接近觀測結果，透過對流胞的垂直剖面，分析回波發展高度及強度後發現，對流系統在西北部沿岸地區結構發展逐漸完整，且在不同坡度的地形上，對流強度會有明顯的不同；從海上及陸地上的對流回波分析下，可以發現海上的對流系統和陸地上對流系統比較時，陸地上對流系統回波強度以及發展高度均有增強的情況，推測主要因為海上缺乏地形的舉升作用，潛熱釋放的總能量不及於陸地地形舉升所造成。另外，陸地上的對流發展時間，明顯較海上要晚，這也顯示太陽的熱力輻射作用，會隨時間扮演更為重要的角色。

運用不同緯度的水平剖面，透過在兩個不同複雜地形中發現，未接觸地形的情況下，對流系統的發展強度較弱，且分布較為零星，產生的降雨也較少，而在低層存在較高相當位溫，並隨高度遞減，顯示該區域存在較大的潛在不穩定度，利於垂直對流運動，加上氣流受到地形的抬升後，都有明顯的上升運動，其對流回波發展的位置，都與上升運動影響的範圍有關，並在地形上產生較強的回波；另氣流在過山後，與上層的正渦度分布，使在東部區域也有對流發展。

運用地形前後的對流強度變化及對流降水的物理過程來分析大氣參數的變化，評估地形效應造成對流降水變化的影響時發現，當潮濕的氣流沿斜坡上升時，水氣開始凝結，絕熱冷卻效應下，在山脈的迎風面引發降

雨，凝結所產生的潛熱與太陽輻射的熱力作用加溫了底層大氣，並且在邊界層內有明顯的混合作用，而地形西側較東側有顯著的上升運動，導致地形西側與東側降水量的差異；從不同位置的地形地勢剖面(EE'與 FF')中發現，因為高山地形的寬度及坡度不同，使氣流更為不易過山，在東部區域的對流回波及降水的分布也產生了差異。

最後藉由不同的邊界層參數化作比較後發現，使用 MYJ 的邊界層參數化模擬中，對流系統發展的高度及分布位置有明顯的差異，降水回波主要受限在 8 公里內的區域，且過山的氣流在東部產生新的對流回波效應沒有控制組來的明顯，主要集中在山前以及平地的位置，使在較多的降雨集中在地形前，並在東部產生較少的雨量。

## 6. 參考文獻

- 侯昭平，汪建良，2021，“準滯留性降水系統之可預報度與預報技術改進研究-子計畫:颱風肇生之準線狀對流系統與中尺度山脈影響下的劇烈降水模擬研究(I)”，科技部，MOST108-2625-M606-002，1-46 頁。
- 黃麗蓉，黃紹欽，廖信豪，王潔如，林忠義，李宗融，朱容練，于宜強，2019，“2019 年 5 月 17-20 日梅雨季豪雨事件氣象分析”，災害防救電子報，第 167 期，1-15 頁。
- 鄭凌文，游政谷，2014，“北臺灣大屯山區密集降雨觀測研究—東北季風環境下之地形降水分析”，大氣科學，42 卷 1 期，61-85 頁。
- Abbate, A., Papini, M. and Longoni, L., 2020, “Extreme rainfall over complex terrain: An application of the linear model of orographic precipitation to a case study in the Italian pre-alps,” *Geosciences*, 11, 18.
- Chen, T.-J. and Yu, C.-C., 1988, “Study of

Low-Level Jet and Extremely Heavy Rainfall over Northern Taiwan in the Mei-Yu Season,” *Mon. Wea. Rev.*, 116, 884-891.

Chen, C.-S., Lin, Y.-L., Peng, W.-C. and Liu, C.-L., 2010, “Investigation of a heavy rainfall event over southwestern Taiwan associated with a subsynoptic cyclone during the 2003 Mei-Yu season,” *Atmos. Res.*, 95, 235–254.

Chen, S.-H. and Lin, Y.-L., 2005, “Effects of Moist Froude Number and CAPE on a Conditionally Unstable Flow over a Mesoscale Mountain Ridge,” *J. Atmos. Sci.*, 62, 331-510.

Houze, R.-A., Rasmussen, K.-L., Medina, S., Brodzik, S.-R. and Romatschke, U., 2011, “Anomalous atmospheric events leading to the super 2010 floods in Pakistan,” *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 92, 291–298.

Medina, S. and Houze, R.-A., 2003, “Air motions and precipitation growth in alpine storms,” *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, 345–371.



## 7. 表附錄

表 1 WRF 模式設定資料

版本	WRF 4.2.1	
資料來源	NCEP FNL(1°×1°)每 6 小時一筆	
模擬時間	201905160600 UTC~ 201905191200 UTC (78 hr)	
WRF Domain	D01	D02
空間水平解析度	8 公里	2 公里
最高地形解析度	30 s	
微物理參數化	WSM5	
積雲參數化	KF	無
長波輻射參數	RRTM scheme (RRTM)	
短波輻射參數	Goddard Shortwave scheme	
邊界參數化	YSU	
垂直網格設計	60 層	

## 8. 圖附錄

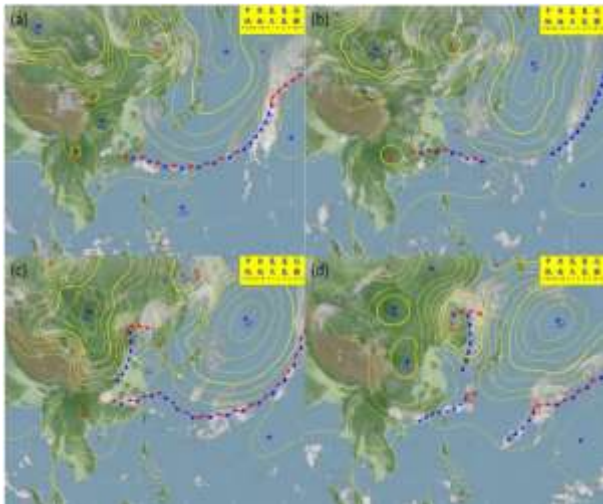


圖 1.1 地面天氣與衛星合成分析圖。(a)為 2019 年 05 月 17 日 00 UTC；(b)為 2019 年 05 月 18 日 00 UTC；(c)為 2019 年 05 月 19 日 00 UTC；(d)為 2019 年 05 月 20 日 00 UTC。

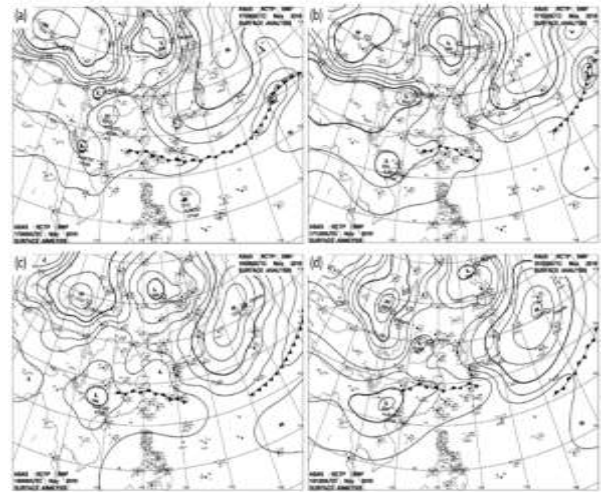


圖 1.2 地面天氣分析圖。(a) 2019 年 05 月 17 日 00 UTC；(b) 2019 年 05 月 17 日 12 UTC；(c) 2019 年 05 月 18 日 00 UTC；(d) 2019 年 05 月 18 日 12 UTC。

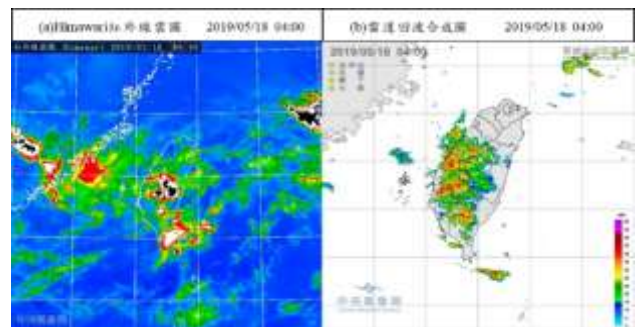


圖 1.3 2019 年 5 月 18 日 04 LST 衛星雲圖及雷達回波圖，(a) 紅外線色調強化衛星雲圖；(b) 雷達回波圖。

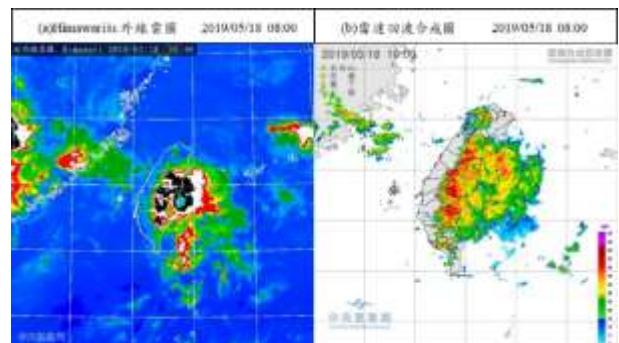


圖 1.4 2019 年 5 月 18 日 08 LST 衛星雲圖及雷達回波圖，(a) 紅外線色調強化衛星雲圖；(b) 雷達回波圖。



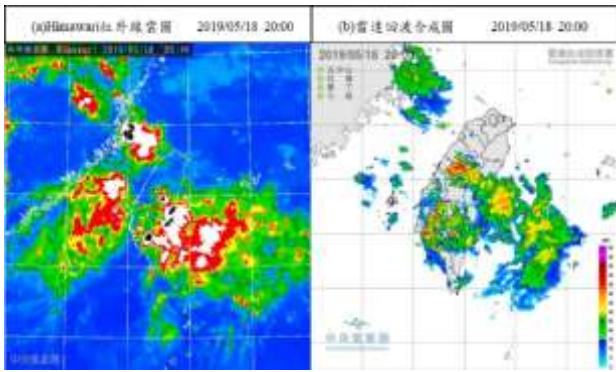


圖 1.5 2019 年 5 月 18 日 20 LST 衛星雲圖及雷達回波圖，(a) 紅外線色調強化衛星雲圖；(b) 雷達回波圖。

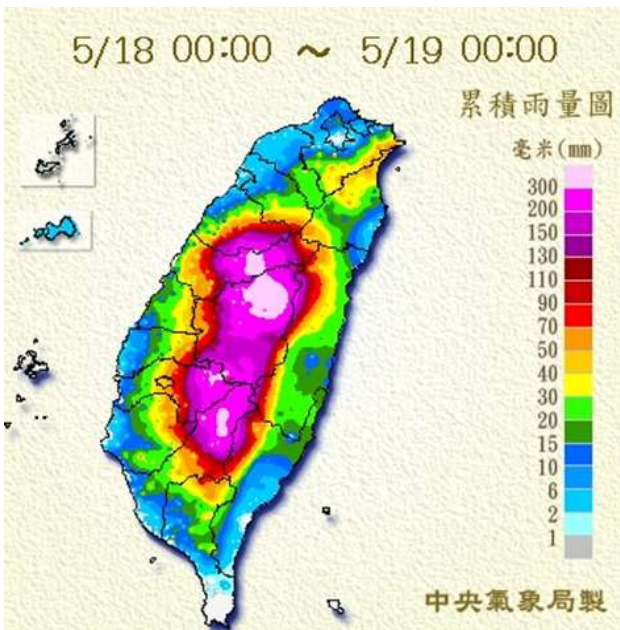


圖 1.6 2019 年 5 月 18 日累積雨量圖。

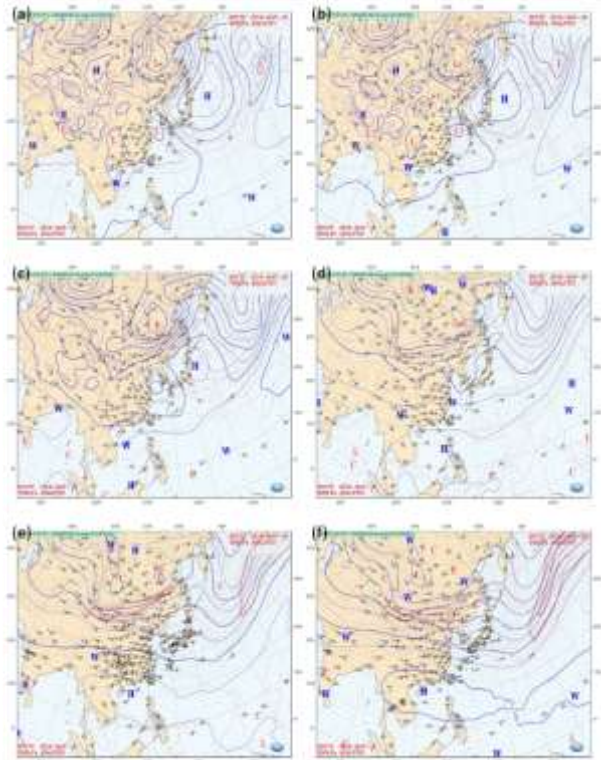


圖 1.7 2019 年 5 月 18 日 00 UTC 925 hPa 至 200 hPa 天氣分析圖。(a) 925 hPa；(b) 850 hPa；(c) 700 hPa；(d) 500 hPa；(e) 300 hPa；(f) 200 hPa。

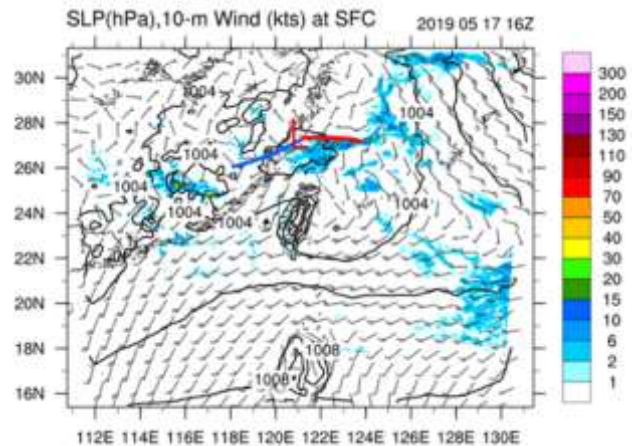


圖 2.1 2019 年 5 月 17 日 16 UTC 地面風場(單位：KT)、雨量(單位：毫米  $\text{hr}^{-1}$ ) 模擬分析圖，黑色實線為海平面氣壓，色階為累積雨量。

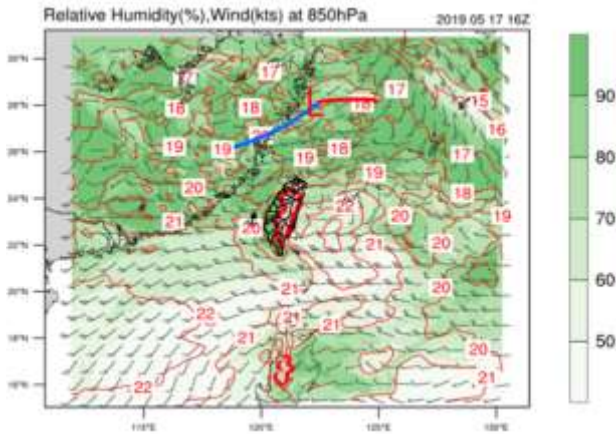


圖 2.2 2019 年 5 月 17 日 16 UTC 850 hPa 風場(單位：KT)、相對濕度(單位：%)、溫度(單位：°C)模擬分析圖，色階為相對濕度，紅色實線為溫度。

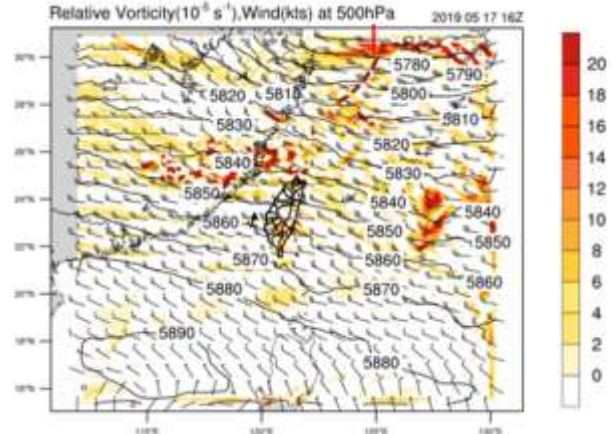


圖 2.4 2019 年 5 月 17 日 16 UTC 500 hPa 風場(單位：KT)、相對渦度(單位： $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )、重力位高度(單位：gpm)模擬分析圖，色階為相對渦度，黑色實線為重力位高度。

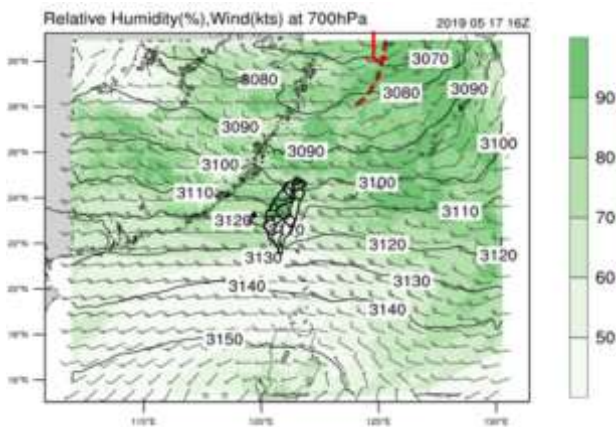


圖 2.3 2019 年 5 月 17 日 16 UTC 700 hPa 風場(單位：KT)、相對濕度(單位：%)、重力位高度(單位：gpm)模擬分析圖，色階為相對濕度，黑色實線為重力位高度。

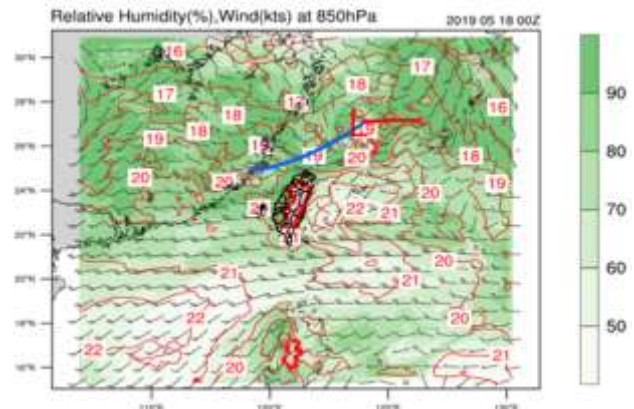


圖 2.5 同圖 2.2，但為 5 月 18 日 00 UTC。

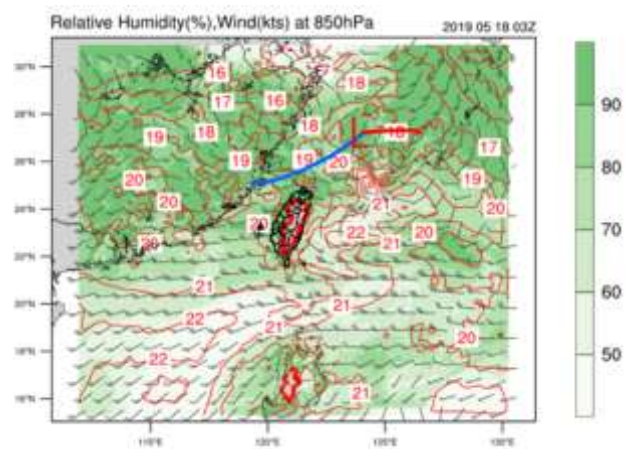


圖 2.6 同圖 2.2，但為 5 月 18 日 03 UTC。



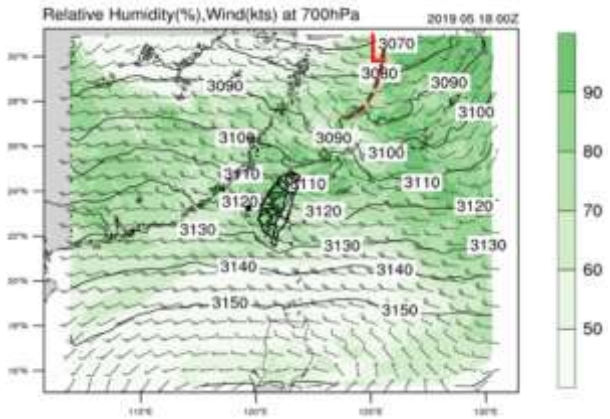


圖 2.7 同圖 2.3，但為 5 月 18 日 00 UTC。

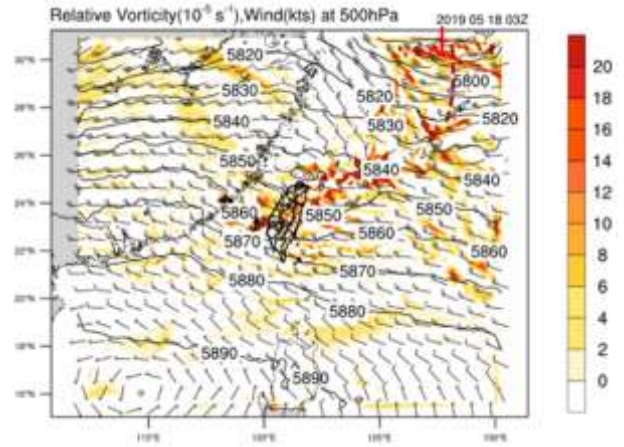


圖 2.10 同圖 2.4，但為 5 月 18 日 03 UTC。

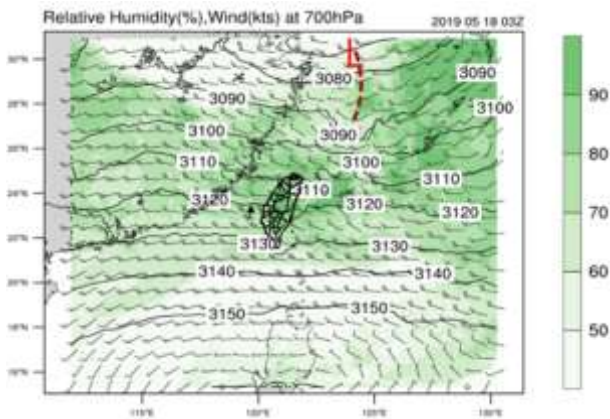


圖 2.8 同圖 2.3，但為 5 月 18 日 03 UTC。

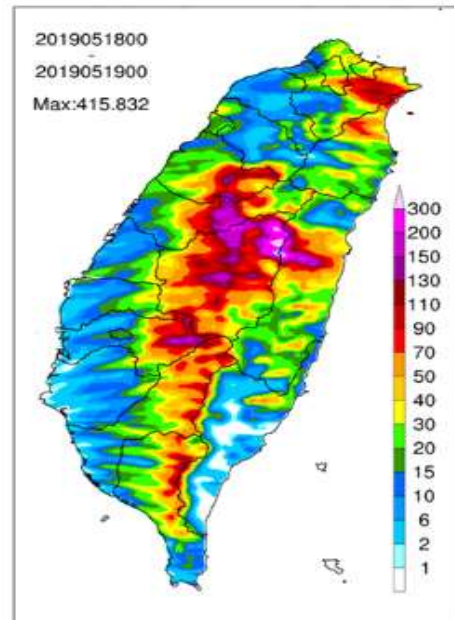


圖 2.11 2019 年 5 月 18 日 00 LST 至 19 日 00 LST 累積雨量圖(單位：毫米 / 天)，色階為累積雨量。

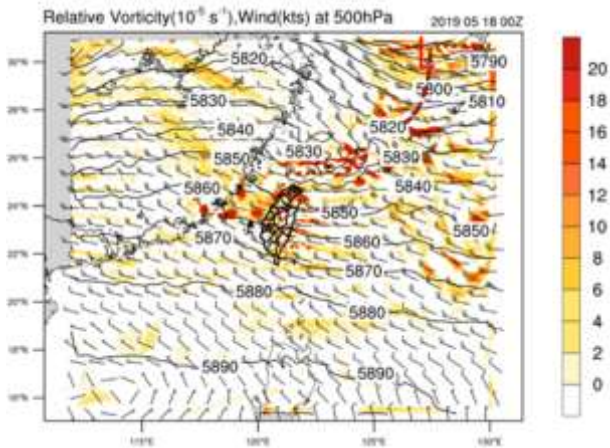


圖 2.9 同圖 2.4，但為 5 月 18 日 00 UTC。

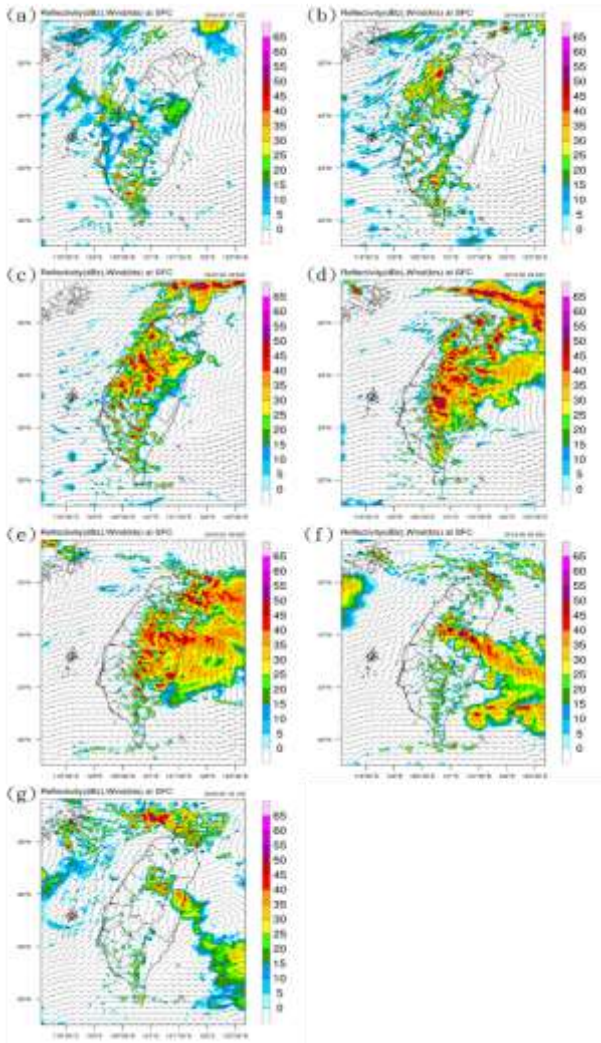


圖 2.12 5 月 17 日 18 UTC 至 5 月 18 日 12 UTC 模擬雷達回波(單位：dBz)及 10 公尺風場(單位：KT)合成圖，色階為雷達回波。(a) 5 月 17 日 18 UTC；(b) 5 月 17 日 21 UTC；(c) 5 月 18 日 00 UTC；(d) 5 月 18 日 03 UTC；(e) 5 月 18 日 06 UTC；(f) 5 月 18 日 09 UTC；(g) 5 月 18 日 12 UTC。

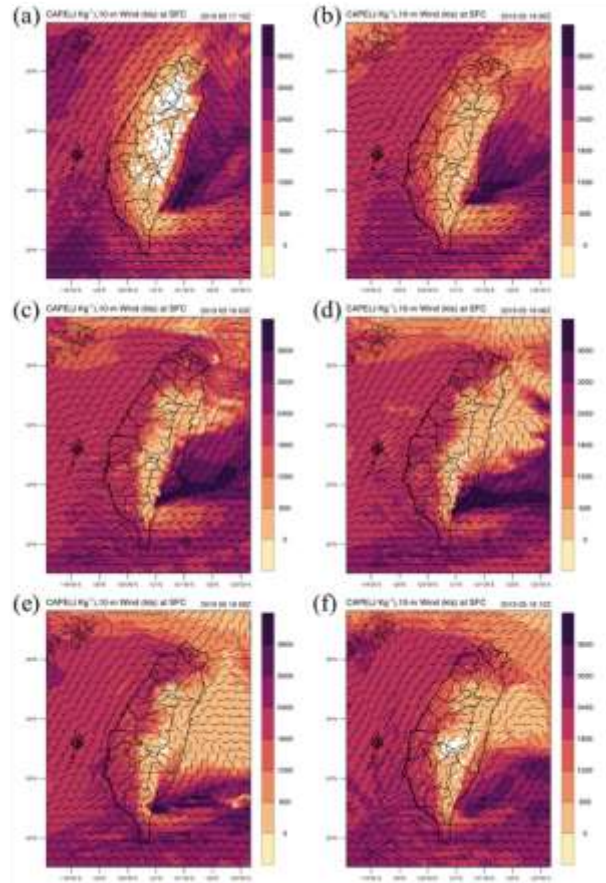


圖 2.13 d02 地面風場(單位：KT)、對流可用位能(單位： $J\ kg^{-1}$ )模擬分析圖，色階為對流可用位能。(a) 5 月 17 日 16 UTC；(b) 5 月 18 日 00 UTC；(c) 5 月 18 日 03 UTC；(d) 5 月 18 日 06 UTC；(e) 5 月 18 日 09 UTC；(f) 5 月 18 日 12 UTC。



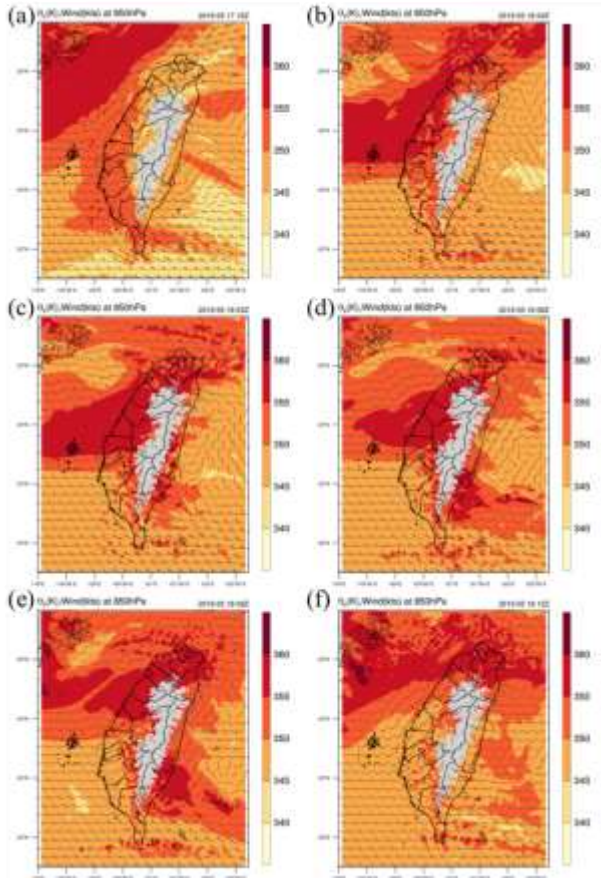


圖 2.14 d02 850 hPa 風場(單位:KT)、相當位溫(單位:K)模擬分析圖,色階為相當位溫。(a) 5月17日16 UTC; (b) 5月18日00 UTC; (c) 5月18日03 UTC; (d) 5月18日06 UTC; (e) 5月18日09 UTC; (f) 5月18日12 UTC。

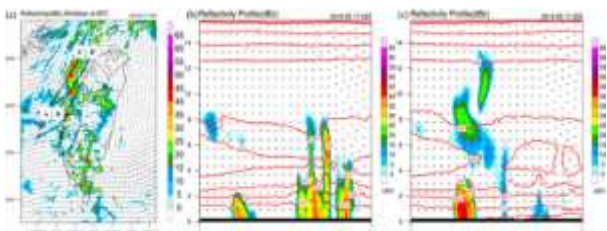


圖 2.15 5月17日20 UTC 雷達回波及垂直剖面圖(單位:dBz),色階為雷達回波,箭頭為氣流的行進方向(單位:KT),紅色實線為相當位溫(單位:K)。(a)雷達回波圖,黑色實線為AA'及BB'剖面;(b)AA'剖面;(c)BB'剖面。

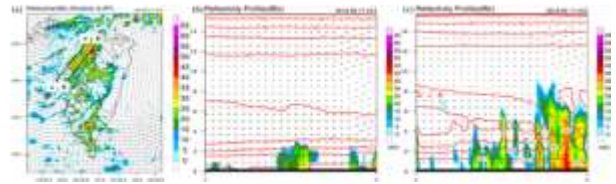


圖2.16 同圖2.15,但為5月17日21 UTC。

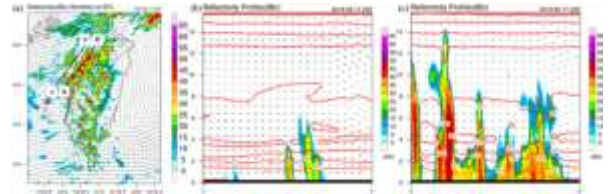


圖2.17 同圖2.15,但為5月17日22 UTC。

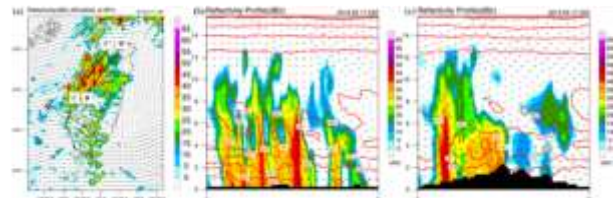


圖 2.18 但為5月17日23 UTC。(a)雷達回波圖,黑色實線為CC'及DD'剖面;(b)CC'剖面;(c)DD'剖面。

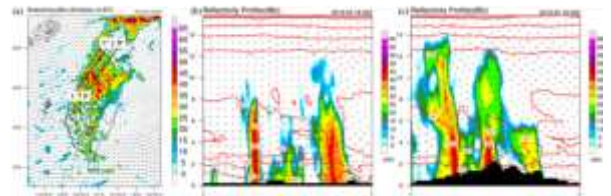


圖2.19 同圖2.18,但為5月18日00 UTC。

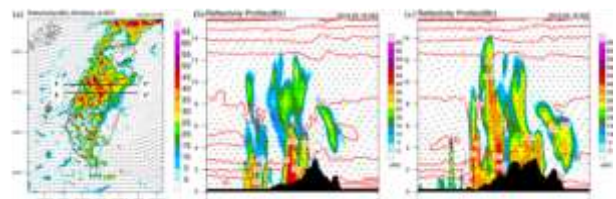


圖 2.20 5月18日00 UTC 雷達回波及垂直剖面圖(單位:dBz),色階為雷達回波,箭頭為氣流的行進方向(單位:KT),紅色實線為相當位溫(單位:K)。(a)雷達回波圖,黑色實線為EE'及FF'剖面;(b)EE'剖面;(c)FF'剖面。



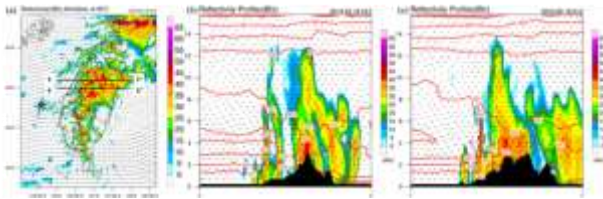


圖2.21 同圖2.20，但為5月18日01 UTC。

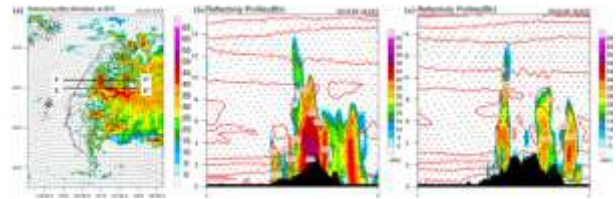


圖2.27 同圖2.20，但為5月18日07 UTC。

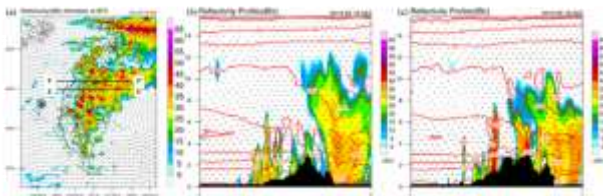


圖2.22 同圖2.20，但為5月18日02 UTC。

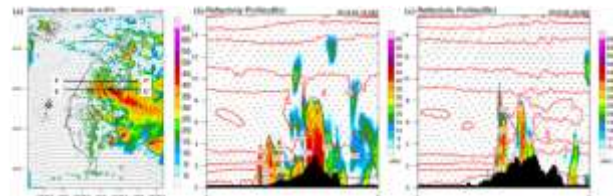


圖2.28 同圖2.20，但為5月18日08 UTC。

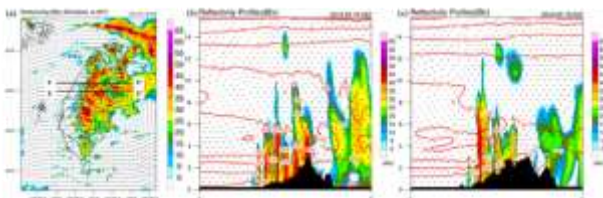


圖2.23 同圖2.20，但為5月18日03 UTC。

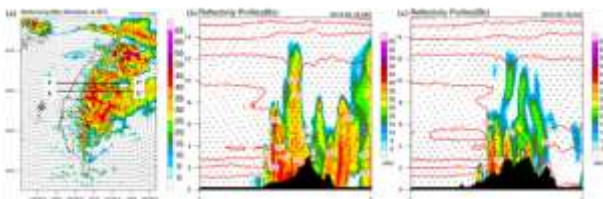
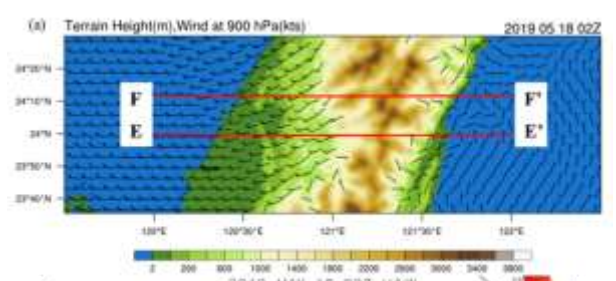


圖2.24 同圖2.20，但為5月18日04 UTC。

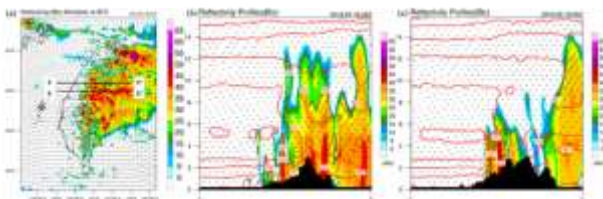
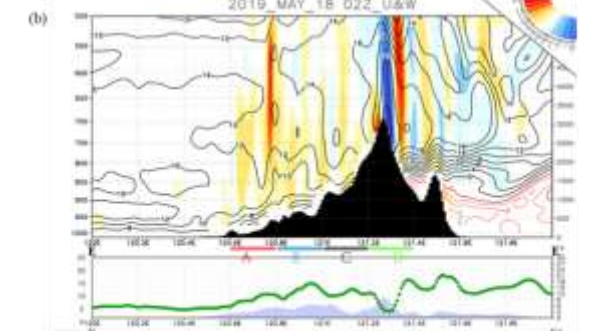


圖2.25 同圖2.20，但為5月18日05 UTC。

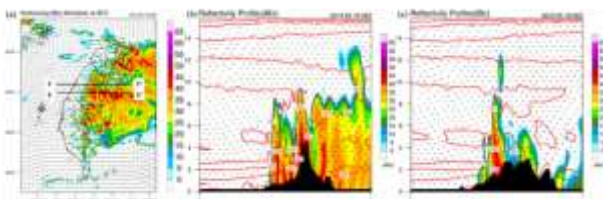
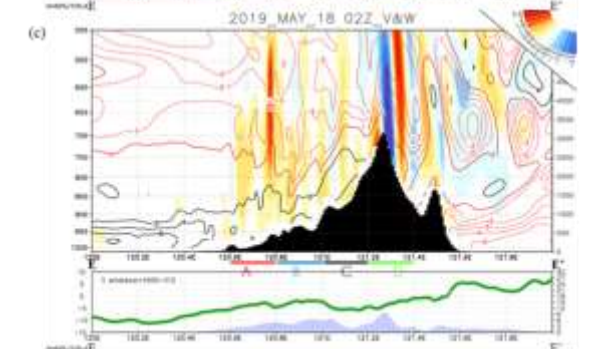


圖2.26 同圖2.20，但為5月18日06 UTC。

圖 2.29 5 月 18 日 02 UTC 模擬風場、垂直運動垂直剖面、風切及累積雨量圖，A 為平地區域，B 為山前區域，C 為山腰區域，D 為山頂區域。(a) 地形與 900 hPa 模擬風場(單位：

KT)；(b)EE'上升運動及東西風垂直剖面，色階為上升運動(單位： $m s^{-1}$ )，黑色實線為西風，紅色虛線為東風，紅色實線為零值線(單位： $m s^{-1}$ )，下方為時雨量(單位： $毫米 h^{-1}$ )及垂直風切(單位： $m s^{-1}$ )；(c)同(b)，但為南北風。

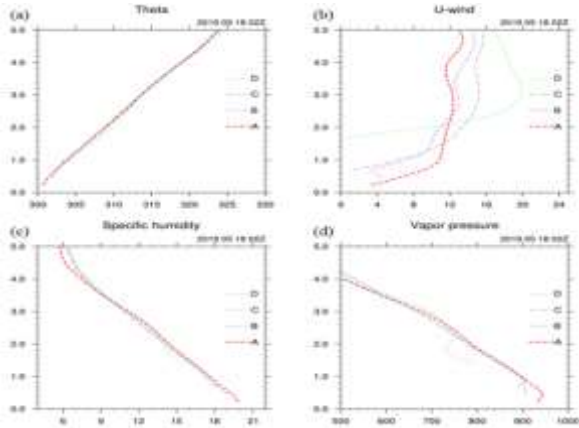


圖 2.30 5 月 18 日 02 UTC 各物理項平均圖，A 為平地區域，B 為山前區域，C 為山腰區域，D 為山頂區域。(a) 位溫(單位： $K$ )；(b)水平風(單位： $m s^{-1}$ )；(c)比濕(單位： $g kg^{-1}$ )；(d)水氣壓(單位： $hPa$ )。

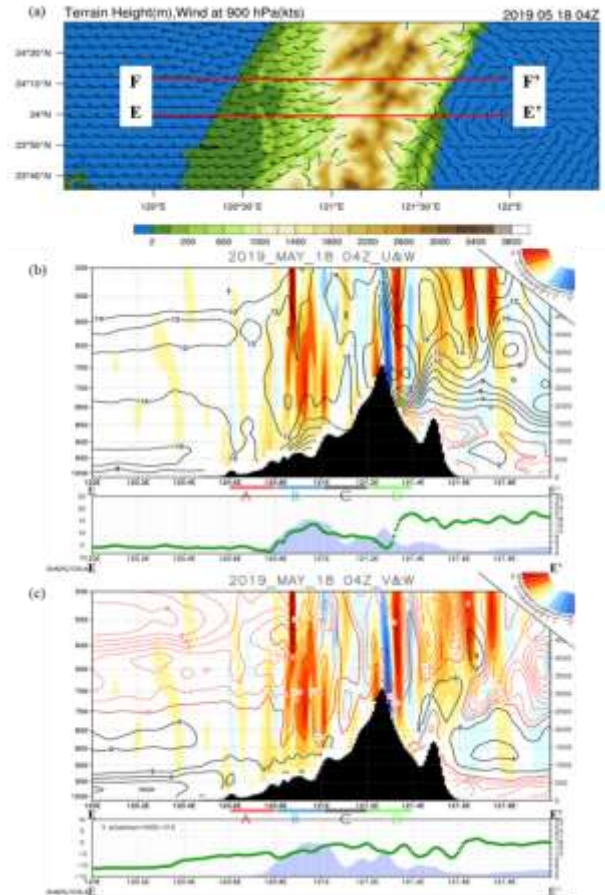


圖 2.31 同圖 2.29，但為 5 月 18 日 04 UTC。

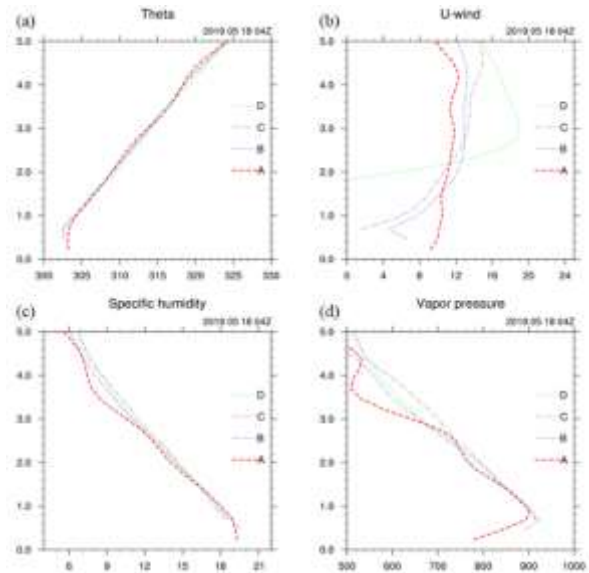


圖 2.32 同圖 2.30，但為 5 月 18 日 04 UTC。



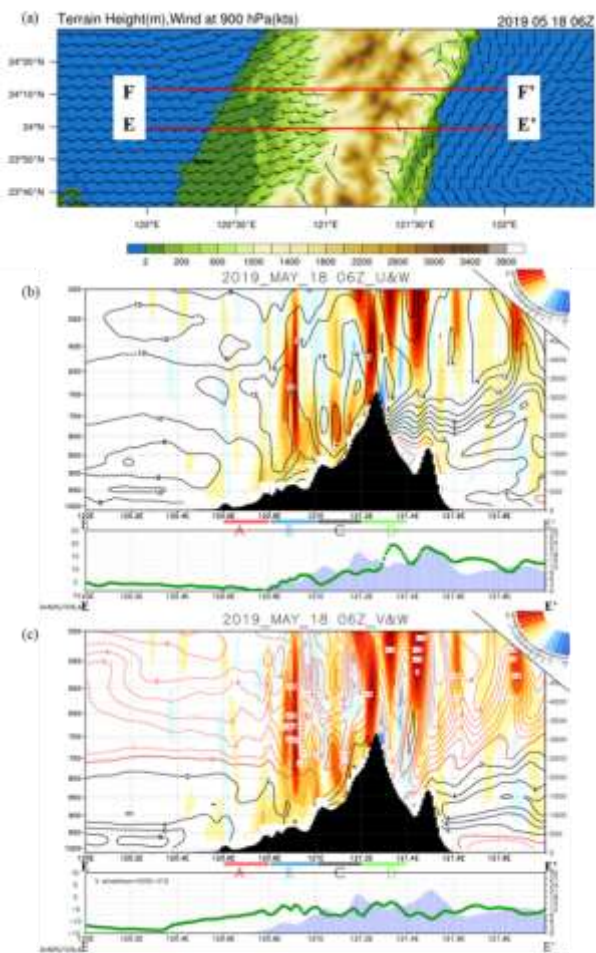


圖 2.33 同圖 2.29，但為 5 月 18 日 06 UTC

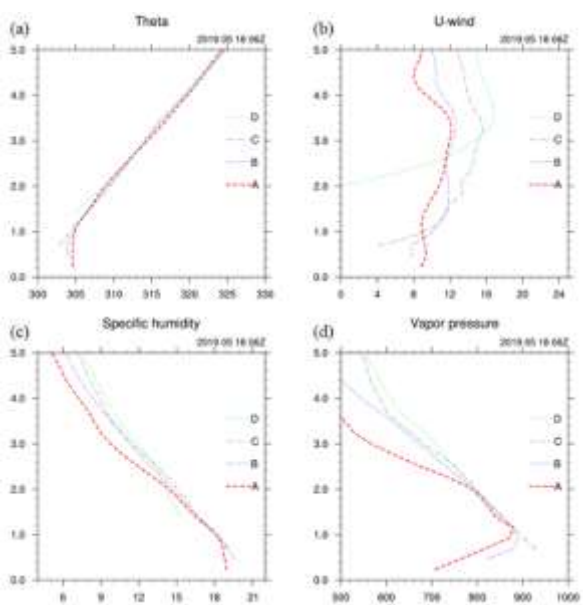


圖 2.34 同圖 2.30，但為 5 月 18 日 06 UTC

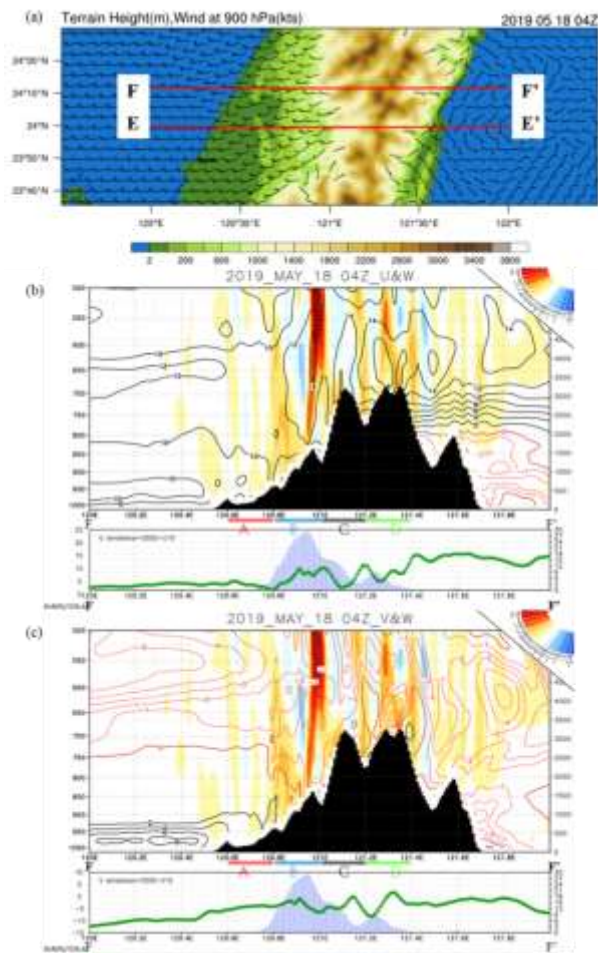


圖 2.35 同圖 2.31，但為 FF'剖面。

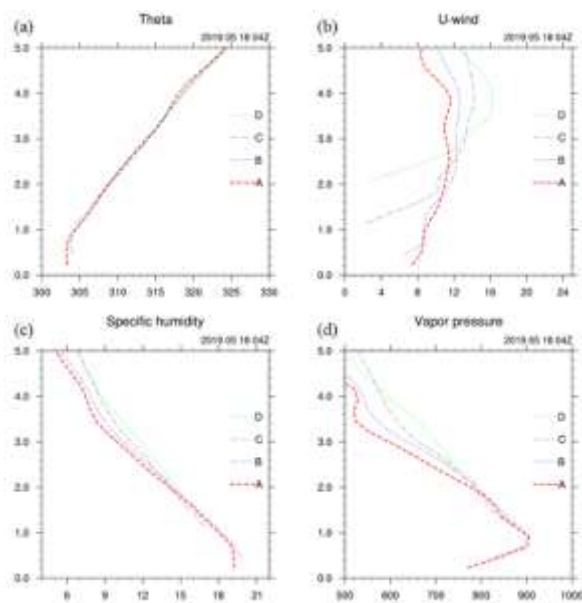


圖 2.36 同圖 2.32，但為 FF'剖面。

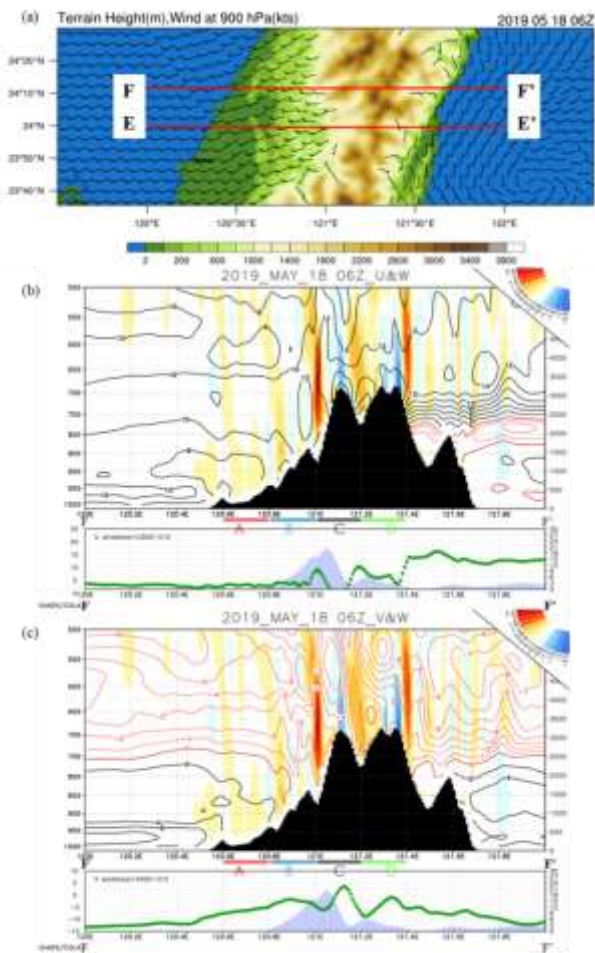


圖 2.37 同圖 2.31，但為 FF'剖面。

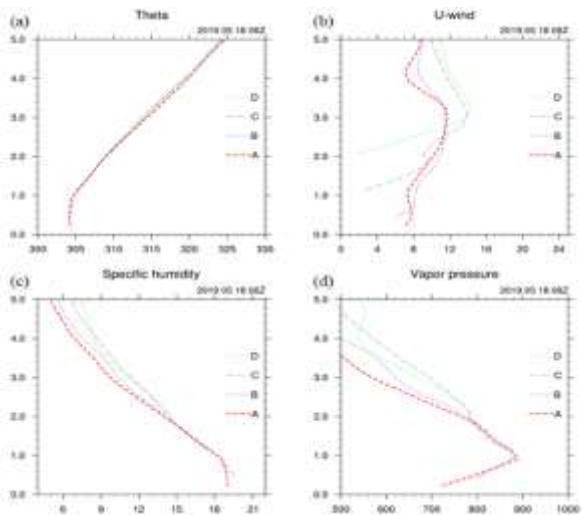


圖 2.38 同圖 2.34，但為 FF'剖面。

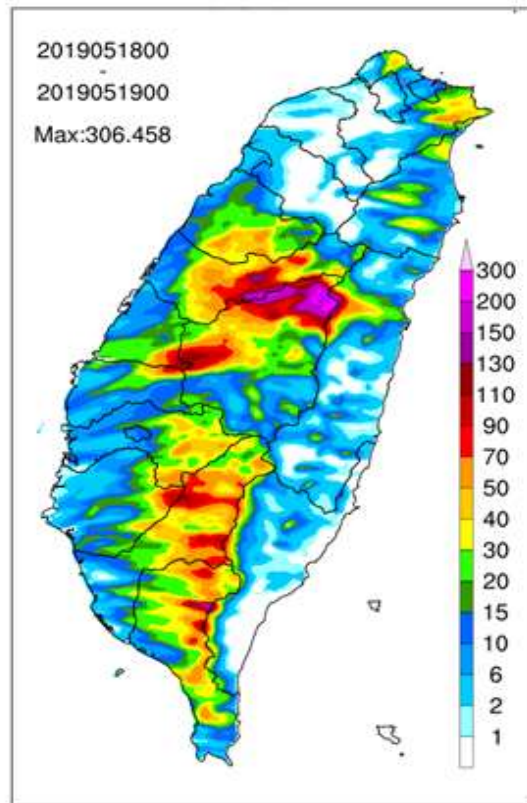


圖 2.39 同圖 2.11，但為 MYJ。

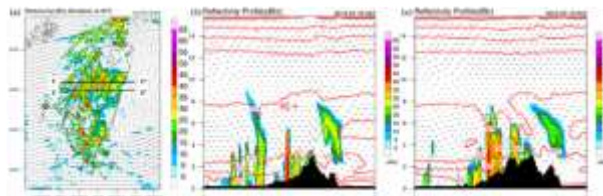


圖 2.40 同圖 2.19，但為 MYJ。

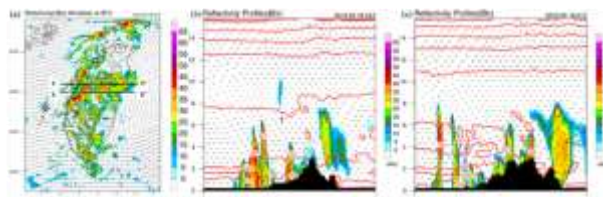


圖 2.41 同圖 2.20，但為 MYJ。

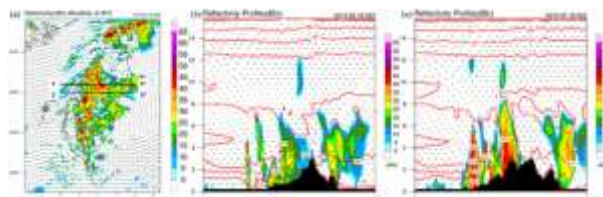


圖 2.42 同圖 2.21，但為 MYJ。



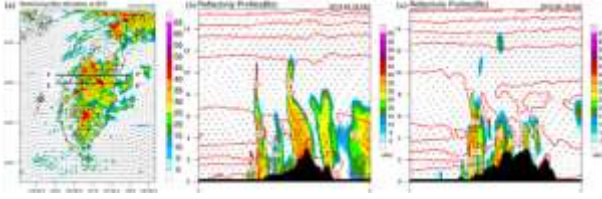


圖 2.43 同圖 2.22，但為 MYJ。

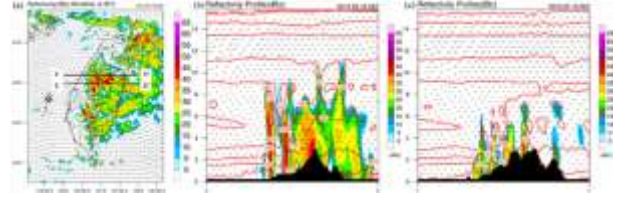


圖 2.46 同圖 2.25，但為 MYJ。

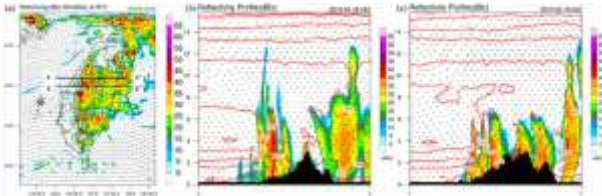


圖 2.44 同圖 2.23，但為 MYJ。

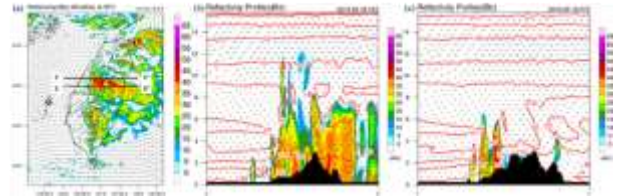


圖 2.47 同圖 2.26，但為 MYJ。

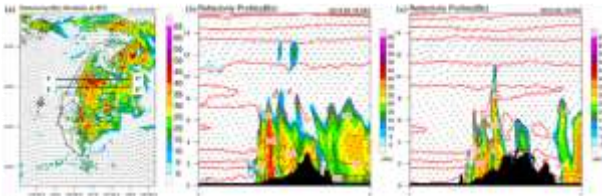


圖 2.45 同圖 2.24，但為 MYJ。

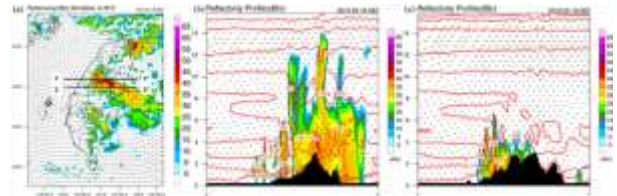


圖 2.48 同圖 2.27，但為 MYJ。

# Numerical Case Study of Mei-Yu front Convective Precipitation under the Influence of Terrain

Yun-Bin Ke, Jou-Ping Hou

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

## Abstract

During the period from May 17 to 20, 2019, due to the influence of the Mei-yu front, severe rainfall occurred in the western Taiwan area, this study used WRF (Weather Research and Forecasting, WRF) model, it is found that in the western Taiwan Strait, the southwesterly flow in the boundary layer and the low-level jets induced by the terrain of Taiwan transmit abundant water vapor and provide the dynamic basis for low-level convergence. At 500 hPa level, from the middle of the Taiwan Strait to the northern of Taiwan, there have positive vorticity distribution. That made the offshore area conducive to the development of convection. Through the analysis of the vertical structure and strength of convective cells by the maritime convective system, it is found that the convective echo after approaching the land, the echo strength and development height has increased. Through the growth process of convective cells on different terrains, it is observed that the strongest convective echo appears at the location of the first terrain uplift.

Under the difference of thermal and dynamic conditions between the west and east sides of the terrain, the convective and precipitation are concentrated on the west side, resulting in differences in precipitation.

In addition, MYJ (Mellor-Yamada-Janjic, MYJ) boundary layer was used for sensitivity testing, it was found that the distribution and intensity of convective cells were different from that of the control YSU (Yonsei University, YSU), which led to the difference in rainfall and distribution, so that the distribution and intensity of accumulated precipitation had differences. The boundary layer parameterization of YSU simulates the convective precipitation in this case, which is closer to the observations than MYJ.

**Keywords:** Southwesterly Flow, Heavy Rainfall, Low Level Jet, Effects of Terrain.