

# 理想颶線個案受真實台灣地形影響之數值模擬研究

潘鈺太 楊明仁

國立臺灣大學大氣科學研究所

## 摘要

2019年4月19日，一發展至典型弓狀回波之颶線(中尺度對流系統)由西向東侵襲了澎湖，隨後抵達台灣本島，造成台灣西南部多處強陣風及短時強降雨，更有多處帳棚及鷹架倒塌，危害民眾生命財產之安全。而原本南北對稱之颶線與台灣地形交互作用後，在地形迎風側形成南北不對稱性並且於颶線南端有較強之雷達迴波值，我們認為此颶線南北不對稱性是台灣地形北段雪山山脈山脊東北-西南走向與南段中央山脈山脊正南-北走向造成的，而於背風側所產生之颶線不對稱性則來自於北段雪山山脈與南段中央山脈的長寬比不同。

我們透過 WRF(Weather Research and Forecast)模式進行理想數值模擬，實驗結果顯示觀測個案與我們的理想模擬有許多相似之處。北段雪山山脈之東北-西南走向與南段中央山脈之正北-正南走向是造成整體颶線南北不對稱之關鍵。另外，我們發現背風側不對稱性之形成來自於水躍現象於雪山山脈及南段中央山脈所發生之位置與強度之不同。我們也做了地形高度敏感度實驗以更了解台灣地形對於颶線扮演的角色。

關鍵詞: 颶線、台灣地形、冷池、颶線對稱性、福祿數、水躍現象

## 一、前言

台灣地形特徵南北狹長、東西狹窄，長寬比 (Aspect ratio) 顯著，天氣系統與台灣地形交互作用為一複雜之科學討論，台灣山脈若以中心做一區分，以北為雪山山脈、以南為中央山脈，其山脊走向有很大的差別，雪山山脈脊線大致以東北-西南走向為主，而南段之中央山脈脊線則呈現正北-正南走向，此一地形特徵在本篇研究扮演著非常重要的關鍵角色。

2019年4月19日上午12點一發展至成熟對稱弓狀回波之颶線由中國東南沿海朝澎湖與台灣本島而來，其影響時間約六小時(侵襲澎湖至離開台灣本島)，其與台灣地形交互作用造成南北段結構之不對稱性為本篇探討之重點(如圖 1)，此不對稱性又能分成地形在迎風面及背風側造成之不對稱性，迎風面之不對稱性在於原本東北-西南走向之南段颶線變成較為正南-正北走向之颶線，而北段原先西北-東南之颶線則較維持其原先走向(如圖 1.c)；背風側之不對稱在於，原先南段颶線於過山後呈現南北走向且很明顯領先北段颶線，而原先北段颶線除了落後南段颶線之外，從雷達回波上來看也明顯弱許多(圖 1.e)。

由於過去對於颶線與台灣地形之交互作用討論不多，此次颶線個案大小又約與台灣地形南北長度相

當，讓我們能夠更深入探討台灣南北兩側不同走向之山脊對於颶線的影響，於是我們決定於 WRF 理想模式中置入台灣真實地形來討論颶線與台灣地形之關係。

## 二、研究方法

本論文使用 WRFV3.9 版本，模擬一理想颶線發展至成熟並通過台灣地形，為了使颶線有足夠的發展空間，我們將 X 與 Y 方向網格點設為 700 X 470 格，水平解析度為 2 公里。由於颶線系統能發展至 10~15 公里，於是我將垂直高度定為 30 公里，並且將 25~30 公里設定為海綿吸收層(sponge layer)，除了削減向上傳遞之能量，也能避免向上傳遞之能量與我們要探討的颶線系統互相影響。垂直上分成 55 層，有足夠之解析度分析颶線之垂直結構。本研究雲微物理法採用 WDM6(WRF Double moment six-class microphysics scheme)雲微物理方法，為一暖雨雙矩量之雲微物理法。由於我們想探討颶線受台灣地形之影響，我們將其他影響颶線對稱性之因素去除，所以我們不考慮科氏力及輻射效應。至於邊界層參數化法則選擇 YSU(Yonsei University, Hong and Pan 1996；Hong et al. 2006)以避免整體模式過度簡化。最後為了減少能量於實驗範圍之累積，我們將 X、Y 方向之側邊界設

定為開放式(Open radiative)。

### (一)、福祿數(Froude number):

為了瞭解颯線是否能夠過山，我們計算福祿數，公式如下:

$$Fr = \frac{U}{N \times H} \quad (1)$$

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta_v} \times \frac{d\theta_v}{dz}} \quad (2)$$

N 為 Brunt-Väisälä frequency( $s^{-1}$ )，H 為冷池厚度(m)，以 1000 公尺估之，為定值。g 為重力加速度( $m/s^2$ )， $\theta_v$  為虛偽溫(K)，U 則為風場，需注意的是，我們此處計算福祿數與傳統計算福祿數之差異，由於我們想了解低層冷池過山之能力，我們的冷池厚度(H)固定為低層 1000 公尺，至於 U、N 則是計算低層冷池空氣塊體積內平均。若  $Fr > 1$ ，則空氣塊有足夠的動能足以過山。若  $Fr < 1$ ，則空氣塊缺少過山能力，受阻礙而繞山。

### (二)、冷池移速、冷池厚度及高度

冷池在本實驗扮演重要的角色，我們參考 Rotunno, Klemp and Weisman (1988) 定義浮力 B 為:

$$B = g \times \left[ \frac{\theta - \theta_0}{\theta_0} + 0.61(q_v - q_{v0}) - q_c - q_r \right] \quad (7)$$

$$C^2 = 2 \int_0^H (-B) dz \quad (8)$$

式中 C 為冷池移速(m/s)，H 為冷池厚度(m)，B 為冷池內空氣塊浮力 ( $m/s^2$ )， $\theta$  為位溫(K)， $q_v$ 、 $q_c$ 、 $q_r$  分別為水氣(water vapor)、雲水(cloud water) 和雨水(rain water)的水氣混合比，其中下標 0 代表初始場。

### (三)、空間相關係數(Spatial correlation coefficient)

當我們於地形高度敏感度實驗討論颯線對稱性時，我們參考了(Tai et al 2017)應用空間相關係數作為對稱性程度之比較標準，其本質上為我們所了解之相關係數，但在應用上我們可以比較某些特性參數在空間上之相關性，本篇研究以最大雷達迴波當作相關係數比較之參數，因此當相關係數越大時，代表颯線於南北兩側之對稱性越高。其公式如下:

$$SCC = \frac{\sum(x_n - \bar{x}_n)(x_s - \bar{x}_s)}{\sqrt{(\sum(x_n - \bar{x}_n)^2 \sum(x_s - \bar{x}_s)^2)}} \quad (9)$$

其中 n 表示北側(north)，s 表示南側(south) 上標(ˉ)則代表南北兩側之空間平均。

## 三、結果

模擬結果恰巧與觀測資料(圖1)有許多相同之處，其相同之處在於從最大雷達迴波圖(圖2)可以看見颯線於台灣西側發展至一成熟「對稱」弓狀回波(圖2a)。颯線前緣碰到台灣500公尺等高線時(圖2b)，也大致呈現對稱性結構，等到颯線於迎風側開始和台灣地形交互作用時，也就是模式時間860 min(圖2c)，很明顯看見北側颯線走向依舊維持東南-西北，而此時南側颯線由原先東北-西南走向變成偏正南-正北(圖1c、圖2c)，是為本篇迎風側颯線不對稱性，由於模式設定當中，影響不對稱性的因素只有地形，所以在這理想模擬當中可以看見和觀測上有非常雷同之處證明了影響颯線不對稱性的眾多因素當中，地形是最主要的，另外能看見南段雷達迴波值似乎比北段稍大。最後階段則是本篇提及之背風側不對稱性，即過山後颯線中段明顯消散掉，而南段移動速度明顯領先北段且迴波也較強(如圖1e、2e)。首先我們計算了低層冷池內的福祿數，所得到之福祿數為0.49，這代表低層冷池完全受到台灣山脈所阻擋，因此氣流必須以繞山的方式通過台灣，而這又深深影響了颯線的發展，冷池前緣的陣風鋒面受到台灣西側地形阻擋，於是我們分析了低層風場受台灣地形阻擋後的繞山情形(如圖3所示)，我們可以明顯看見冷池前緣陣風鋒面受到地形阻擋後，北側由於雪山山脈走向與風場較為平行，所以有一加速作用使風速增大，且維持原先東南-西北走向的颯線前緣(圖3b)，而南段颯線則由於風場與南段中央山脈之交角較為接近垂直，所以風場受阻擾後往南減速偏折(圖3b紅框處)，而此偏折又能使南側颯線因為輻合增強使其垂直上升速度增強(圖5)，而使南段颯線的強度增強，這也說明了觀測雷達迴波上看見南段颯線較強之原因。接著我們繼續分析了背風側颯線不對稱性，我們做了北段與南段之垂直剖面，分析垂直速度於背風側的異同(圖4)，我們可以看見北段之颯線由於雪山山脈較寬，所以其背風側水躍現象發生在山坡處且強度較弱，此水躍現象產生之上升速度不夠強，所以無法於背風側繼續激發出新的對流，讓颯線繼續前進(圖4abc)，至於南段颯線，由於南段中央山脈較窄，所以其產生之水躍現象較強，且發生位置位於地面，所以

能夠繼續激發出較強之上升速度，並且激發出新的對流(圖4def)，此水躍現象發生位置與強度之不同，造就颶線於背風側產生之不對稱性。

最後我們做了地形高度敏感度實驗以驗證地形高度對於颶線結構之發展，我們將地形分成六等分，並以空間相關係數做為比較颶線對稱度之標準，其結果如圖6所示，我們可以明顯看見當地形高於TER36(代表地形降至完整地形六分之三)，則颶線與台灣地形交互作用後，其對稱度變化不大，若地形低於TER36，則颶線與台灣地形交互作用後，其颶線對稱度下降非常快，原因在於TER36之福祿數為0.98，大約是一個基準值，地形高於或低於TER36等於福祿數大於或小於1，這可以代表颶線是否能夠過山，於是我們可以得知當福祿數大於1時，由於颶線有過山能力，所以風場受到地形阻礙程度不大，能夠維持其結構，反之亦然。

#### 四、結論

本論文研究以2019年4月19日之颶線個案作為動機，觀測到颶線從一原本接近對稱的弓狀回波，受地形影響後，逐漸變為不對稱，其中我們又以探討颶線於「迎風側」及「背風側」產生之不對稱性為主軸。首先在地形迎風側，颶線開始受地形影響而變得不對稱，其中最主要的因素在於台灣北側及南側「山脊」走向的差別，北側雪山山脈脊線大致呈東北-西南走向，而南段中央山脈脊線則呈現正南-北走向，此一大差距使颶線於迎風側產生了南北不對稱性，示意圖如圖7所示，我們將其分成5個部份討論，分別為圖7數字所標示的1-5，首先第一部分為颶線發展至成熟時期，明顯的弓狀回波，且風場大致上呈現對稱，到了第二部分，颶線剛開始要接近台灣地形時，不會有太大的變化，但是當冷池受到台灣山脈阻礙後產生繞流之後，此不對稱性就開始生成，首先我們可以注意到第三部分，也就是北側的部分，原本向東北的風場由於順著(parallel)北側雪山山脈東北-西南的走向，而產生了一順著地形加速的作用，此一加速使得靠近地形處的冷池前緣線(leading line)移動較快，讓整體的前緣逆時鐘傾斜(counter-clockwise)。至於第四部份，也就是颶線南側的變化，由於筆直正南-正北的南側中央山脈阻擋颶線的風場，接近地形的一側會直接往南偏折並且減速，使颶線前緣(leading line)逆時鐘傾斜(clockwise)，南側和北側因為地形山脊走向的不同，導致其繞流方式不同，進而影響到颶線結構上的不同，北段颶線因此維持原先東南-西北的走向，而南段颶線則因此偏轉為南-北走向。另外我們從觀測及模擬上也發現颶線於南段有較強之雷達迴波值，也就是我們要討論的第五部分，我們也證明了此處因地形的阻擋，造成風場偏折，導致南側有較強之輻

合現象，且此輻合增強也使上升速度增強，導致颶線增強。

本文另一主軸為背風側之不對稱性，颶線過山後，由於整個台灣地形南北之不勻稱，北側之雪山山脈寬度較寬，而南側中央山脈則較窄，其長寬比(aspect ratio)也不同，導致颶線在過山後所產生的水躍現象(hydraulic jump)發生的強度、位置不同，進而影響整體颶線南北側過山後，北側呈現滯留於雪山山脈西側，而南側則是能於背風側激發出一新的對流並且移動較快，能稍維持其強度。如圖8所示，首先背風側都有因先前西風過山重力波降水蒸發冷卻產生的低層冷空氣聚集(cold air, 藍色虛線所示)，先從北側雪山山脈討論，如圖8(a)，發展至成熟的颶線逐漸靠近雪山山脈，當其抵達山頂時，於背風側產生下沉氣流，此時並會激發出背風側的水躍現象，但我們可以發現由於雪山山脈寬度較寬，所以其產生的水躍現象位置還是在山上，而由於雪山山脈下沉氣流不夠強，也導致其所產生的水躍現象強度不強，兩種因素加起來，並導致水躍現象無法激發出新的對流(如圖紅色虛線圈起處)，但對於南側中央山脈則不同，如圖8(b)所示，颶線達到山頂後，其產生較強的下沉氣流，導致背風側的水躍現象上升速度較強，另外我們也可以發現其發生的位置接近地面，兩個因素加起來並使得水躍現象能夠在南側中央山脈的背風側生成新的對流，但由於背風側先前降水所產生的冷空氣聚集，此一冷空氣不利於新產生的對流繼續向前行，關鍵因素在於水平溫度梯度的差距並不大，因為一個颶線之所以能夠繼續往前延續生命期，主要是其前緣冷池能夠有和環境產生足夠的溫度梯度才能激發上升速度，維持颶線，因此，新產生的對流無法繼續於前緣激發出新的上升速度，所以隨時間逐漸減弱，並且消散掉。

#### 參考文獻

1. 陳泰然、周鴻祺、林宗嵩及楊進賢，1996：台灣海峽北部與鄰近地區春夏中尺度對流系統之氣候特徵。大氣科學，24，145-164
2. 鄧仁星與陳景森，1990：台灣地區颶線環境之分析。大氣科學，18，149-157。
3. Frame, J., and P. Markowski, 2006: The interaction of simulated squall lines with idealized mountain ridges. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1919–1941.
4. Teng, J.-H., C.-S. Chen, T.-C. C. Wang, and Y.-L. Chen, 2000: Orographic effects on a squall line system over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1123–1138.
5. Weisman, M. L., and R. Rotunno, 2004: “A theory for strong long-lived squall lines” revisited. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 361–382

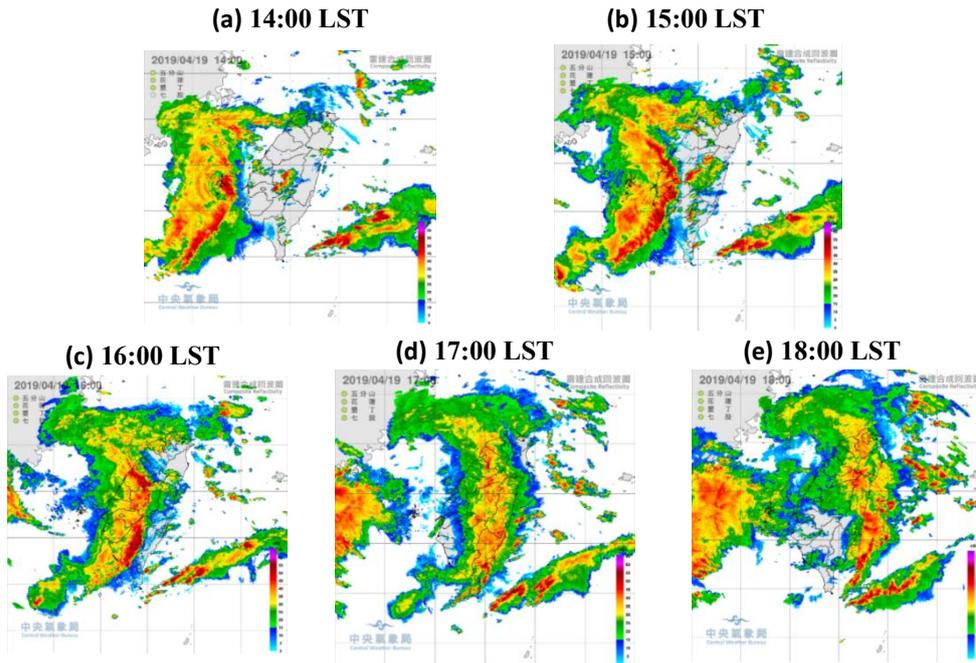


圖 1. :2019 年 4 月 19 日  
 颶線系統，由一對稱性  
 颶線系統(a、b)受地形影  
 響後呈現南北不對稱性  
 (c)，過山後有明顯南強  
 北弱且南段移動速度較  
 快之現象(e)。  
 (資料來源:中央氣象局)

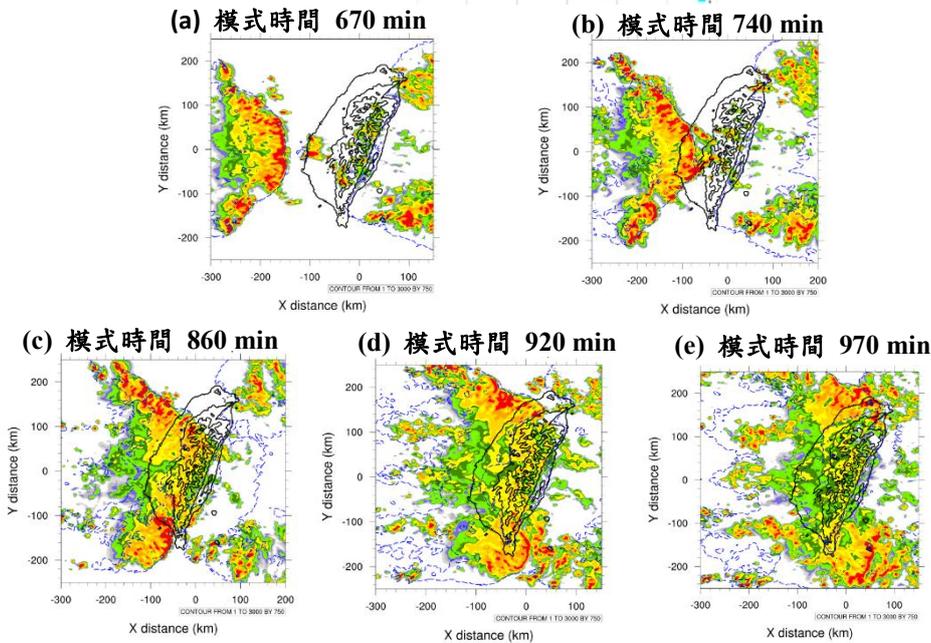


圖 2. 理想實驗模擬颶線之最大  
 雷達迴波圖，(a)與(b)為一對稱  
 性颶線，當其靠近台灣地形時變  
 得不對稱(c)，過山後呈現南強北  
 弱，且南側移動速度較快的現象  
 (e)，圖中藍色虛線為-2K 位溫擾  
 動等值線(能代表冷池前緣)，台  
 灣地形等高線分別為 1、500、  
 1500、2500、3000 公尺。

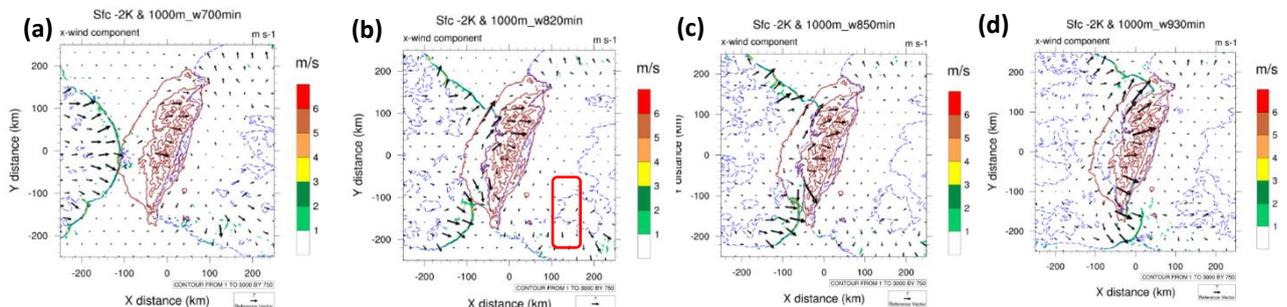


圖 3. 冷池前緣與台灣地形之關係，藍色虛線為-2K 位溫擾動，粗黑箭頭為模式最  
 底層(198 公尺)之風場，咖啡色等值線為台灣地形等高線分別為 1、500、1500、  
 2500、3000 公尺，圖中等值線為 1000 公尺之垂直上升速度。

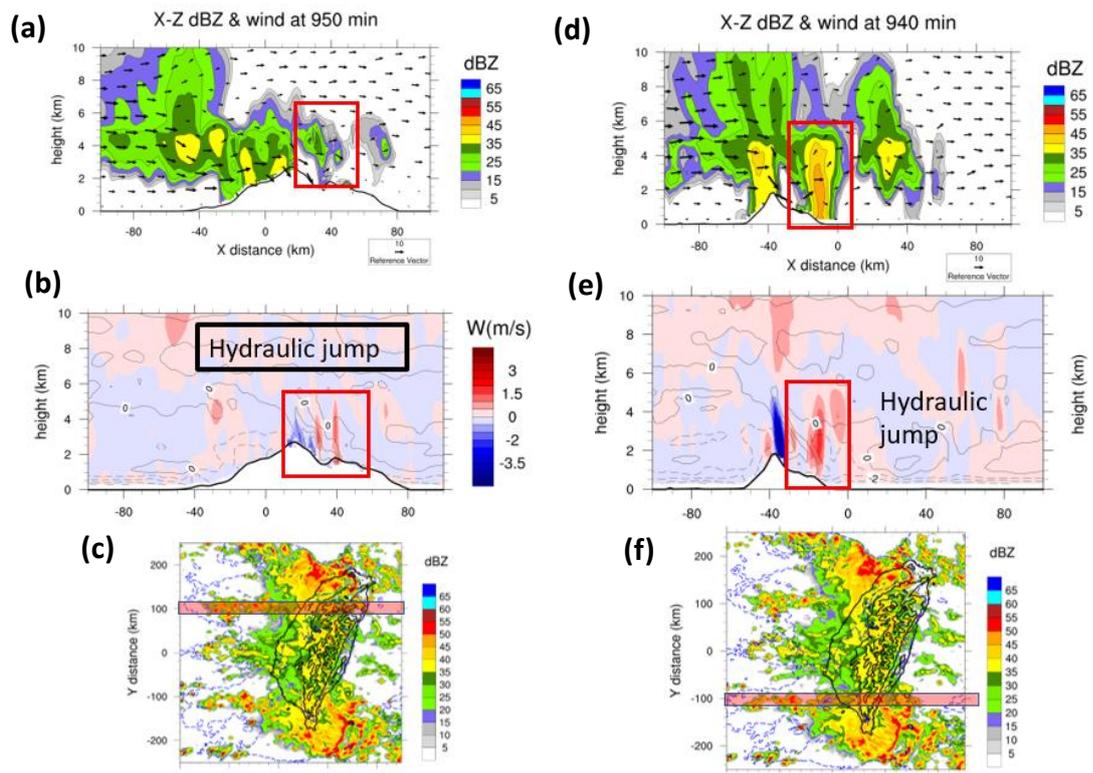


圖 4. (a)北段最大雷達迴波垂直剖面(b)北段垂直速度剖面(c)北段雪山山脈所選取剖面之南北 12 公里平均範圍，(d)南段最大雷達迴波垂直剖面(e)南段垂直速度剖面(f)南段中央山脈所選取剖面之南北 12 公里平均範圍。

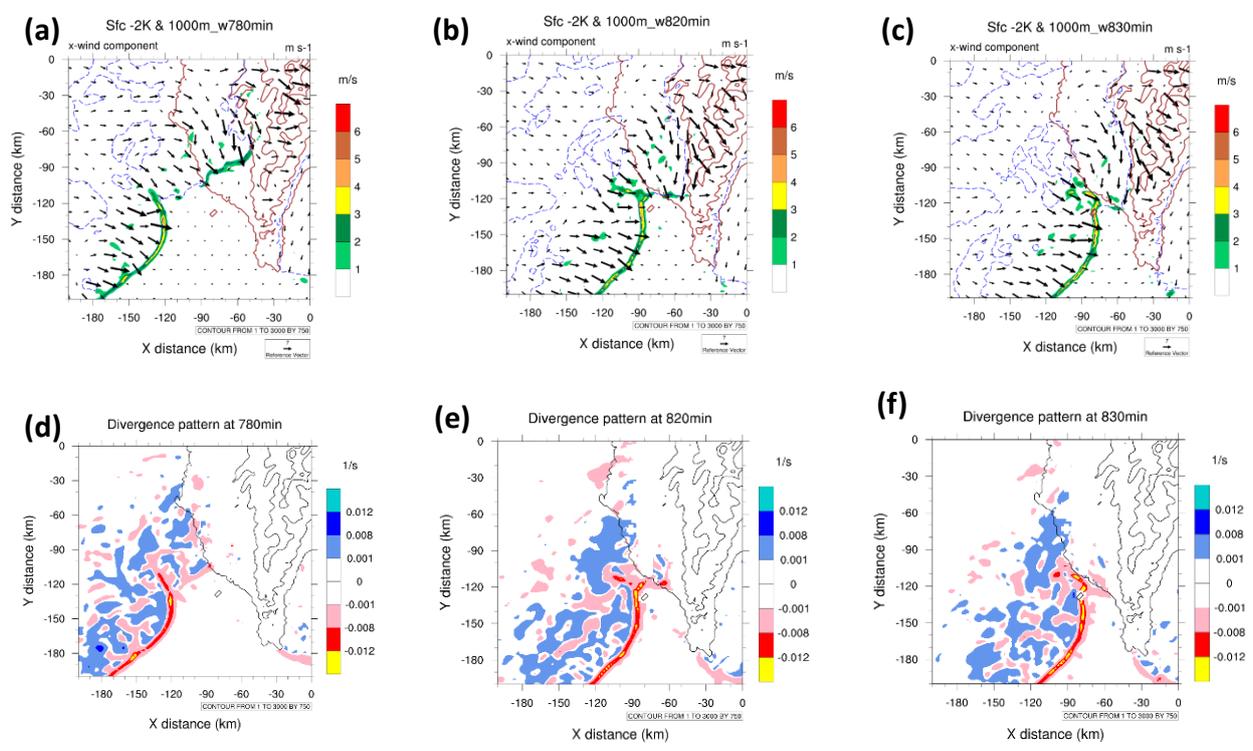


圖 5.(a)(b)(c)1 公里處之上升速度，(d)(e)(f)輻合輻散，此處說明南段颶線因風場受地形阻擋而偏折導致輻合場增強，進而增加垂直上升速度，而使颶線較強。

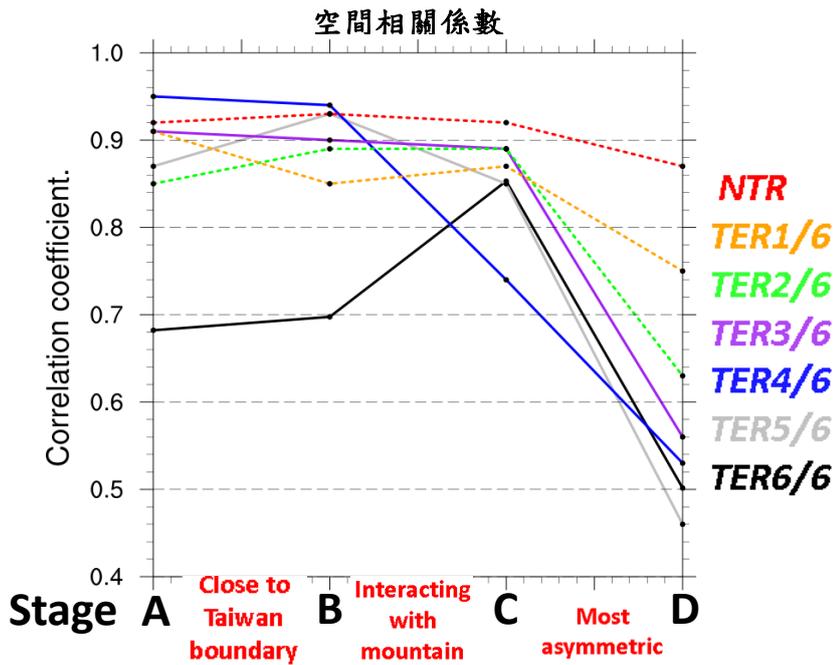


圖.6: 空間相關係數分析，紅虛線為無地形實驗，橘色虛線為 TER1/6 實驗，綠色虛線為 TER2/6 實驗，紫色線為 TER3/6 實驗，藍色線為 TER4/6 實驗，灰色為 TER5/6 實驗，黑色為控制組(TER6/6)實驗，其中 TER16 代表地形降至六分之一實驗，依此類推，A-B 階段為颶線接近台灣西岸，B-C 階段為颶線與台灣地形開始交互作用時，C-D 階段為颶線變為最不對稱時期。

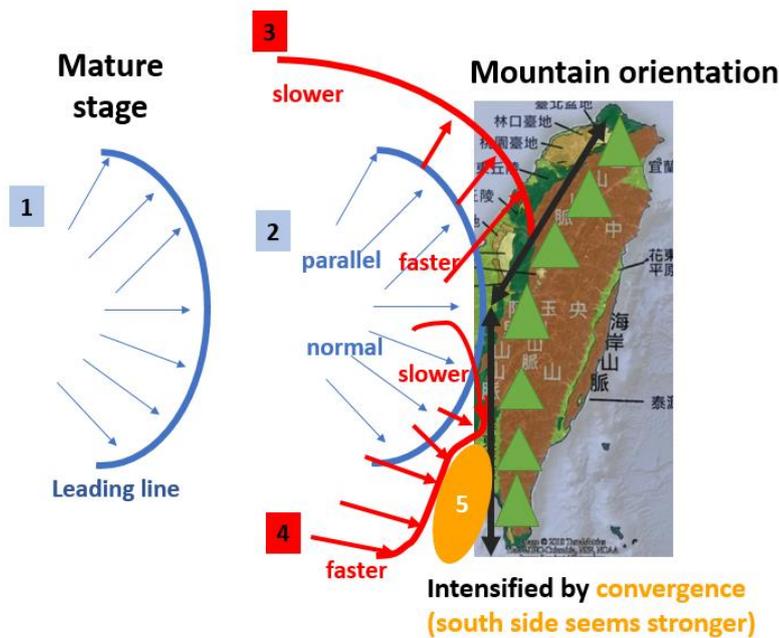


圖 7. 迎風側不對稱性示意圖，藍色線代表颶線冷池前緣，紅線為冷池前緣與台灣北段與南段地形交互作用後之偏折方向，黑線代表北側雪山山脈與南側中央山脈之山脊主要走向，橘色區域為輻合增強區域(如圖 5 所示)，能夠說明南側颶線較強之原因，另外共分成 5 個部分討論，其細節於文中詳述

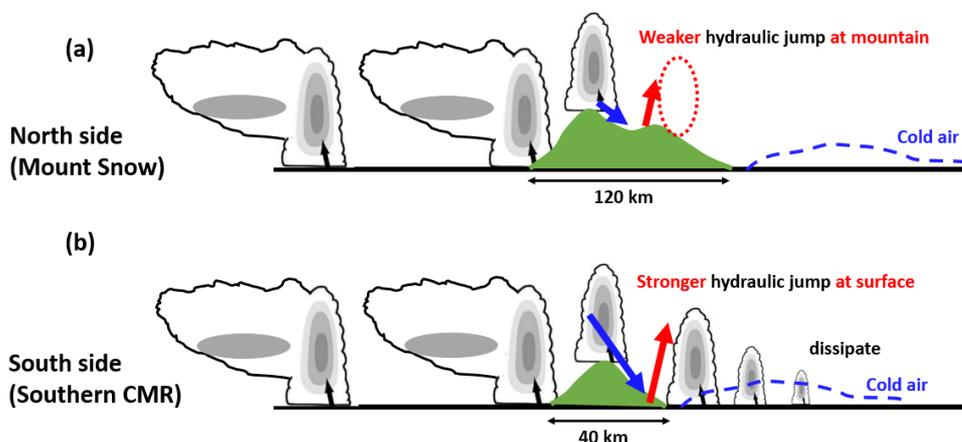


圖. 8 背風側不對稱性之示意圖(Schematic for leeside asymmetry)，(a)為雪山山脈，(b)為南側中央山脈，藍色虛線為先前背風側重力波降水蒸發所產生的冷空氣聚集，此處在說明水躍現象於不同山寬所產生之位置與強度的不同所造成的背風側颶線不對稱性。