

凡那比(2010)颱風登陸後的眼牆重建過程

吳曜竹¹ 楊明仁² 廖宇慶¹

國立中央大學大氣科學系¹

國立台灣大學大氣科學系²

摘要

當颱風凡那比在2010年9月19日01UTC於花蓮登陸後，被台灣中央山脈的複雜地形破壞並減弱。凡那比移至山脈西側時眼牆被重建，並在台灣西南部造成豪雨災情。在眼牆重建時期，移動式X波段雙偏極化都卜勒雷達(Team-R)觀測到南風增強由底層開始向中層延伸。本研究使用高解析度的WRF模式(巢狀網格最內層為1-km網格間距)，討論凡那比颱風自9月18日00 UTC至9月20日00 UTC期間過山後眼牆的重建機制。透過渦度收支分析的結果顯示：水平渦度平流在中高層都有氣旋式渦度貢獻。凡那比中心通過地形之前，高層正渦度過山使得渦管拉伸，造成山脈西側底層有氣旋式渦度累積並且透過垂直渦度平流由低層(1 km)向中層(3 km)增加。地形和邊界層的垂直風切是在颱風中心過山前造成抽拉項和傾斜項的主因。當颱風中心完整通過中央山脈後，南側的主要雨帶遇到地形向北轉並產生顯著的曲率。雨帶中二次水平風速極大值(SHWM)的噴流結構形成，配合下坡風和對流的空間分佈，造成低層水平渦管傾斜加強底層的正渦度。同時氣旋式渦度由低層(1 km)往中層(4 km)傳送，直到高低層渦旋中心結合並完成眼牆重建過程。同時進行地形敏感度實驗，以檢驗眼牆重建過程中渦度平流、拉伸和傾斜的不同角色。總結來說，凡那比颱風的眼牆重建應為由下而上(bottom-up)的物理過程。

關鍵字：眼牆重建、渦度收支、地形敏感度實驗

一、前言

一般典型的眼牆重建過程多發生於雙眼牆的熱帶氣旋，Willoughby et al.(1982)指出在觀測或是數值模式中，雙眼牆熱帶氣旋的切向風普遍的增強，二次外圍風速極大值(secondary outer wind maxima)和眼牆風速極大值的半徑會隨著風速強度增強而向內縮使得颱風眼縮小，接著二次外圍風速極大值取代原先的眼牆，該過程即被稱作眼牆置換(eyewall replacement)。

關於外圍眼牆的形成機制，Judt & Chen(2010)利用高解析度數值模式模擬颱風Rita(2005)，結果顯示Rita颱風的雨帶區域有位渦的累積以及很高的位渦生成率，並產生二次位渦和渦度的極大值，最後形成二次眼牆(secondary eyewall)。

除了雨帶區域渦度的累積，亦有飛機觀測資料顯示有類似噴流的結構存在於雨帶之中。Hence & Houze(2008)分析2005年RAINEX (Hurricane Rain-band and Intensity Change Experiment)實驗期間機載都卜勒雷達穿越颱風Katrina (2005)和颱風Rita(2005)的雨帶資料，發現在主要雨帶2-5公里高度上有二次水平風速極大值(SHWM；Secondary horizontal wind maximum)存在，並提出SHWM加強

和維持的物理機制。當SHWM存在時，噴流下方的垂直風切伴隨著指向熱帶氣旋中心的水平渦度增強，位在噴流內側之對流胞所產生的上升運動會將水平渦度傾斜、拉伸及向高層傳送。上升速度在高層減緩時，渦度在雨帶中層累積，使得SHWM加速或維持。

凡那比颱風(Fanapi 2010)在經歷臺灣地形後眼牆結構被破壞，南方的主要雨帶在中央山脈西側重建形成新的眼牆結構，所以凡那比颱風的眼牆重建與二次眼牆(secondary eye wall)取代原先眼牆的過程並不完全相同。李等人(2015)的研究結果顯示，凡那比颱風過山雨帶重建的個案在接近台灣地形時處於強度增強的階段，而且移動速度較無雨帶重建者慢，當颱風停留在台灣海峽時可能有足夠的時間重建其結構。另外雨帶重建通常發生於(a)西南風較強的環境，西南風能提供足夠的水氣；(b)西南風較弱但是深層垂直風切強的環境，當環境有深層垂直風切時，有利於強對流系統出現。

黃(2012)利用多雷達風場合成方法重現雨帶轉彎到眼牆強形成的過程，X波段雙偏極化都卜勒雷達(Team-R / Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar)以固定正北方的RHI觀測得到凡那比過山後的風向自北風轉為南風，而南風分量由低層逐漸往高層延伸。雷達資料熱動力反演的結果則顯

示，在眼牆重建的過程中，有氣壓梯度的增強、雨帶上的冷卻和渦旋中心的加熱。

一般典型熱帶氣旋的眼牆重建個案大多數是討論颱風在海洋上的眼牆重建，凡那比颱風的特殊之處在於(a)其眼牆重建的過程位於半陸地半海洋的環境；(b)凡那比颱風過山的過程有雷達觀測資料的佐證。配合數值模式提供連續密集的完整物理場，並結合地形敏感度實驗等等，能夠了解凡那比颱風過山後眼牆重建的詳細過程。

本研究討論凡那比颱風過山後眼牆重建的過程究竟是Top-down或是Bottom-up過程(圖1)。前者是指颱風遇到地形後，低層中心因為地形阻擋效應無法過山而中層中心能過山，通過地形之後的中層中心透過垂直平流將中層的颱風渦度往低層傳送，最後高低層重新結合成完整結構的颱風。後者則是在颱風過山前在中央山脈背風面的低層先形成氣旋式渦度，透過垂直平流將渦度往上傳，與高層未受地形破壞的渦度結合成完整的颱風結構。

二、模式與實驗設計

本研究使用WRF-ARW 3.3.1版本(Advanced Research version of the Weather Research and Forecasting)採三層雙向(two-way)巢狀網格，其網格間距由外至內依序為9、3及1公里，網格設置的範圍如圖2，涵蓋範圍依序為4194km × 3069km(466點 × 341點)、2172km × 1605km(724點 × 535點)以及451km × 628km(451點 × 628點)。模式層頂30百帕，垂直 η 層分為31層，第一層網格使用Grell-Devenyi積雲參數化方案，第二和三層巢狀網格不使用積雲參數化，假設第二、三層網格(水平間距為3及1公里)能夠直接解析對流胞。雲微物理參數化採用雙矩量Morrison方案，邊界層參數化使用Yonsei University方案，長波和短波輻射參數化分別使用RRTM和Dudhia方案。模式初始場和邊界條件使用NCEP FNL(final) Operational Model Global Analysis資料，網格間距為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，資料時間間隔6小時，模擬時間自2010年9月18日00 UTC至9月20日00 UTC，共48小時。

為了檢驗台灣地形對凡那比颱風在眼牆重建的過程中扮演的角色，本研究修改經度 120°E - 122°E 及緯度 21.5°N - 25.5°N 範圍內的台灣地形進行三組地形敏感度實驗，包含100%台灣地形的控制組實驗(CTL)、50%(50ter)和0%(0ter)的敏感度實驗。

三、控制模擬與觀測檢驗

本研究將颱風分為登陸前及登陸後兩個時期，在登陸前使用海平面最低氣壓定出颱風中心，登陸後的時期則是使用4公里高(中央山脈地形之上)的颱

風環流場定出颱風中心。二者皆經過二維快速傅立葉轉換(FFT)濾除波長小於60公里的短波現象，以確定颱風中心為較大尺度的渦旋中心。

圖3顯示WRF模擬凡那比颱風的結果與中央氣象局觀測路徑做比較，在登陸前模擬的路徑較觀測路徑偏南，登陸期間模擬路徑與觀測路徑較為接近，中心出海後模擬路徑亦較為偏南。在控制實驗(CTL)中，凡那比颱風的登陸時間為0300 UTC，比實際觀測的0040 UTC延遲約兩個半小時。

在地形敏感度實驗中，將台灣地形高度降低可以看到路徑偏南的分量減少。因為地形北側為迎風面，地形阻擋效應(blocking effect)使空氣質量在山前累積形成高壓區；反之，在地形南側形成低壓區，颱風傾向往負氣壓趨勢區域移動。另外，向南的氣壓梯度力使平均風的北風分量增強，在有地形阻擋的條件下使得颱風系統往南移動，也就是通道效應(channel effect)的影響。(黃與李，2009)

當凡那比颱風在中央山脈東側及西側時，我們分別使用花蓮雷達和七股雷達(仰角 1.39° PPI掃描策略)找出最大的雷達徑向風。以4/3地球半徑模型算出雷達電磁波的路徑(黃，2012)，並將模式的三維風場投影在雷達路徑上，求出雷達徑向風[如圖4(b)(d)]並與花蓮雷達和七股雷達實際觀測的結果[如圖4(a)(c)]做比較。

圖4(a)(b)的紅色虛線表示凡那比颱風的登陸時間，從觀測和模擬能夠看到颱風的強度在登陸前一個小時有強度增強的現象。因為地形阻擋效應在山前形成的高壓增加了颱風中心與地形間的氣壓梯度，使得風速加快(Yang et al., 2011)；登陸之後受到地形摩擦力增強因素，凡那比颱風結構和強度被破壞。圖4(c)(d)中紅色虛線則是表示凡那比颱風中心離開台灣本島的時間。從最大雷達徑向風的結果可以得到颱風強度重新增強的現象。同時，這也進一步確定這控制模擬(CTL)與實際觀測間有相當程度的可信度。

圖4中觀測與模擬結果在定性上接近但是在定量上有所不同。原因可能是因為：(a)模擬的颱風路徑較實際觀測的颱風路徑偏南，兩者所經過的山脈地形不盡相同，受到的摩擦力也不相同，因此在量值上可能存在差異。(b)模式的三維風場投影在雷達電磁波路徑上時，因為颱風路徑與雷達的相對位置不同，在投影時會產生誤差。(c)WRF模式並沒有與海洋耦合，所以凡那比颱風在海洋上方時不會降低SST，因此模式下邊界提供的熱通量和水氣通量可能產生高估，造成模擬出來的凡那比颱風強度過強。

四、渦度及渦度收支分析

(一) 渦度分析

圖5(a)~(h)為高度4公里(臺灣地形之上)的相對渦度場。圖5(a)為凡那比颱風登陸前一小時的渦度結構，其渦度結構被地形破壞的程度較小，眼的渦度略小於眼牆的渦度。圖5(b)~(d)期間顯示凡那比颱風眼牆和眼的渦度被地形打散，06 UTC時相對渦度場幾乎是均勻打散。圖5(e)~(h)顯示自07 UTC開始凡那比颱風展開一連串的渦度重建過程。

本研究選定圖5(e)中紅色方型的區域來計算高度1公里處的垂直渦度。高度1公里的位置大約在大氣邊界層之上較能夠代表颱風渦度的結構，而不是邊界層內中小尺度的渦流。圖6由上而下依序為100%地形的CTL實驗、50%地形實驗及0%地形實驗，由左至右時間分別為05、06、08、11UTC。在CTL實驗裡中央山脈西側1公里高度有相對渦度的累積，但是在地形減半和無地形實驗中，低層的渦度比較接近由渦度水平平流主導。當高層氣旋式渦度過山後渦管的抽拉，可能是正渦度在中央山脈西側的低層累積原因，也是眼牆由低層往高層重建的重要線索。

為了瞭解整個凡那比颱風眼牆重建是由上而下(top-down)過程或是由下而上(bottom-up)過程，渦度收支計算能提供更具詳細完整的眼牆重建過程。

(二) 渦度收支計算

直角座標下渦度收支方程如方程式(EQ.1)所示：

(Holton & Hakim, 2012)

$$\begin{aligned} \zeta_t = & [-u\zeta_x - v\zeta_y] + [-w\zeta_z] \\ & + [-(\zeta + f)(u_x + v_y)] + [- (w_x v_z - w_y u_z)] \\ & + [-\beta v] + [\rho^{-2}(\rho_x p_y - \rho_y p_x)] \end{aligned} \quad (\text{EQ.1})$$

等號左側為渦度趨勢項，等號右側分別為渦度水平(HVAD)和垂直平流項(VVAD)、抽拉項(STCH)、傾斜項(TILT)、行星渦度平流項和力管項。選定水平範圍150×150平方公里的正方形區域(範圍如圖7所示)，針對100m、500m、1000m、1500m、2000m、2500m、3000m、3500m和4000m的九個高度面計算渦度收支各項的區域平均，包含渦度水平平流項、渦度垂直平流項、抽拉項、傾斜項和渦度趨勢項，另外還有平均渦度。行星渦度平流項和力管項的數量級遠小於其他項，因此可以忽略。

其中地形減半實驗中颱風路徑較為偏南，所以在圖7使用藍色方框選取的區域範圍，相較於紅色方框往南30公里。計算趨勢項的方式是將方程式等號右邊的渦度水平和垂直平流項、抽拉項、傾斜項、行星渦度平流項和力管項相加，所以差分法和內插時所造成的微小誤差併做剩餘項並出現在渦度趨勢項中。

圖8顯示平均渦度及渦度收支各項在不同時間及高度面上的渦度變化量，紅色虛線表示不同高度面的渦旋中心進入中央山脈西側選取範圍東側邊界的時間。從CTL和兩個地形敏感度實驗結果來看，CTL因為地形較高較複雜，所以渦度受到地形破壞的情

形也越嚴重[圖8(a)]。無地形實驗的氣旋式渦度則較強，其平均渦度的垂直梯度小於其他有地形的實驗結果，代表渦度是隨著渦旋中心逐漸移入而增加，而水平平流是主要的貢獻。

圖8(d)-(f)為渦度水平平流項(HVAD)的區域平均結果，渦度水平平流項的正貢獻在較高層的地方，而無地形實驗中0.5km到1km以上都有氣旋式渦度生成，隨著地形增加，正渦度的生成只在2km以上的範圍，另外在沒有地形的實驗中，渦度水平平流項的量值也較CTL實驗的結果大。

圖8(i)中無地形實驗中渦度垂直平流項(VVAD)只在高度1km到3km之間有正渦度趨勢，但是沒有明顯的渦度垂直傳遞。在地形減半的實驗中[圖8(h)]，渦度垂直平流項的量值變大。在05 UTC到07 UTC期間，渦度垂直平流的氣旋式渦度貢獻由低層1km高度傳到高度2km處。在CTL實驗中[圖8(g)]，地形逐漸複雜，在颱風渦旋中心進入選定範圍時(05 UTC到06 UTC)，渦度垂直平流項所產生的氣旋式渦度趨勢由邊界層頂(約1km)往高度3km傳。颱風渦旋中心通過後於09 UTC到11 UTC期間，渦度再由高度1km向上傳到高度4公里處，11 UTC後颱風中心的渦度結構高低層重合。

抽拉項(STCH)的作用主要表現在低層有氣旋式渦度的生成。在無地形實驗中因為存在地表摩擦，產生風場輻合，造成抽拉項。當颱風中心移入之後，颱風本身風場輻合的特性會加強抽拉項的貢獻，因此在颱風中心移入後，抽拉項造成正渦度貢獻的厚度增厚[圖8(l)]。在地形減半以及CTL實驗中則可以看到，抽拉項的厚度會因為地形較高而抽拉項的厚度增加[圖8(j)-(k)]。

傾斜項(TILT)的作用在無地形實驗中於底層高度500m以下較為顯著[圖8(m)-(o)]，與邊界層中風場的垂直風切有關。在有地形的實驗中，傾斜項在過山後的效果十分顯著，因此這是地形在眼牆渦度重建過程中扮演重要角色的證據。

圖9(a)為渦度趨勢項的面積平均時序圖，渦度水平平流(HVAD)主導了地形之上的渦度變化，而抽拉項(STCH)在低層和近地表處生成氣旋式渦度。在05 UTC到07 UTC期間，背風面空氣柱厚度增加產生的抽拉效果和上升的垂直運動造成渦度垂直平流(VVAD)的氣旋式渦度貢獻，由低層的1km傳到高度3km。09 UTC到11 UTC期間，傾斜項(TILT)在颱風環流過山後，低層加強了氣旋式渦度的發展，位在中央山脈西側的兩帶配合著對流的上升運動將颱風渦度由高度1km向上傳到4公里，最後使渦度的中低層中心重合。圖9(b)為50%地形結果，在邊界層有較大的氣旋式渦度生成，是受到抽拉項和傾斜項的主導。圖9(c)為吳地形結果，只有低層有較顯著的氣旋式渦度趨勢增加，是因為地面磨擦產生的抽拉項所造成。

至於造成傾斜項(TILT)的動力機制則是由於南側雨帶中有著如噴流結構的二次水平風速極大值(SHWM)，此SHWM在低層有著極大的垂直風切。渦度收支計算150×150平方公里的正方形區域中，在颱風中心切東西向的剖面(東西向150公里，颱風中心南北各15公里範圍平均)，如圖10所示，找出在颱風中心過山後南風由地面向中高層延伸的時期，SHWM位在中央山脈西側高度約1km到5km的範圍，略低於Hence and Houze(2008)觀測SHWM位在2km到5km的範圍，意味著低層的垂直風切在凡那比的個案中更強大，水平方向的風切渦度(指向颱風中心的水平渦度)較強。從向量場看垂直風的空間分佈，SHWM東側有下坡風，西側有對流的上升運動，此垂直速度場的空間分佈有利於將水平渦管傾斜成氣旋式的垂直渦度(如圖11)，而台灣中央山脈地形在這個過程中扮演重要角色。

五、結論

當凡那比(2010)颱風由東向西遇到台灣地形時，在登陸前會因為地形阻擋效應在地形前形成相對高壓，使得氣壓梯度力增加而使颱風強度變強。隨後颱風的強度受到地形和地表摩擦增加的影響使得颱風強度降低。凡那比主要雨帶遇到中央山脈地形後，沿著中央山脈山麓向北轉形成南風的噴流結構(二次水平風速極大值/SHWM)，SHWM下方的強垂直風切(水平渦管)受到SHWM東側的下坡風及SHWM西側對流的上升運動的傾斜作用形成氣旋式渦度，在無地形實驗中則無此現象。透過渦度收支計算和地形敏感度實驗得知，凡那比颱風在中央山脈西側眼牆重建，應為由下而上(bottom-up)的過程。

最後，圖12為凡那比(2010)颱風在過山後完整的眼牆重建機制的示意圖。當凡那比颱風在地形東側往西靠近中央山脈時，低層因為受到中央山脈的阻擋而無法通過，只有地形之上的渦旋中心能夠通過。但是在高層渦旋中心尚未過山時，中央山脈西側已經有氣旋式渦度透過渦管的抽拉作用在低層形成，並透過抽拉作用和垂直平流作用將低層渦度向上傳送。在高層渦旋過山後，南方的主要雨帶遇到地形後產生曲率並沿著中央山脈西側山麓向北移動時，雨帶中SHWM結構的下方有強垂直風切，形成的水平渦管再受到SHWM東側的下坡風和西側對流的上升運動傾斜成氣旋式渦度，再經由雨帶的垂直運動將低層的氣旋式渦度帶往高層，最後完成整個眼牆重建過程。

六、參考文獻

- 李清勝、鄭光浩、陳柏孚、謝宜桓、鄧旭峰，2015：“侵台颱風過山期間雨帶重建之初步研究”。大氣科學，第 43 卷，第 1 期，69-90。
- 黃沛渝，2012：“使用多部都卜勒/偏極化雷達分析凡那比颱風(2010)的動力及雲物理過程”。國立中央大學，大氣物理研究所，碩士論文，共 77 頁。
- 黃清勇、李志昕，2009：“西北向侵台颱風中心路徑打轉之模擬研究”。大氣科學，第 37 卷，第 2 期，121-154。
- Hence, D. A., and R. A. Houze Jr. (2008), “Kinematic structure of convective-scale elements in the rainbands of Hurricanes Katrina and Rita (2005)”, J. Geophys. Res., 113, D15108.
- Holton, J.R., and G.J. Hakim, 2012: An introduction to dynamic meteorology, 5th edition, Chapter 4, Elsevier Taiwan LLC, Taiwan, 95-122.
- Judt Falko, and Shuyi S. Chen, 2010: “Convectively Generated Potential Vorticity in Rainbands and Formation of the Secondary Eyewall in Hurricane Rita of 2005”. J. Atmos. Sci. 67,3581-3599.
- Willoughby, H.E., J.A. Clos and M.G. Shoreibah, 1982: “Concentric eye walls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex”. J. Atmos. Sci.,39, 395-411.
- Yang, M.-J., D.-L. Zhang, X.-D. Tang, and Y. Zhang (2011), “A modeling study of Typhoon Nari (2001) at landfall: 2. Structural changes and terrain-induced asymmetries”, J. Geophys. Res., 116, D09112.

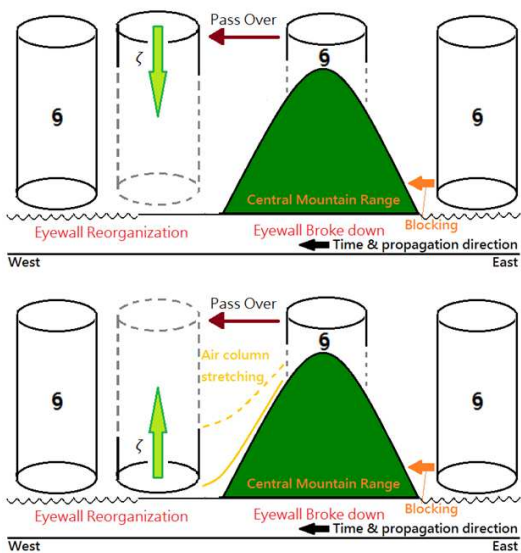


圖1. Top-down示意圖和Bottom-up示意圖

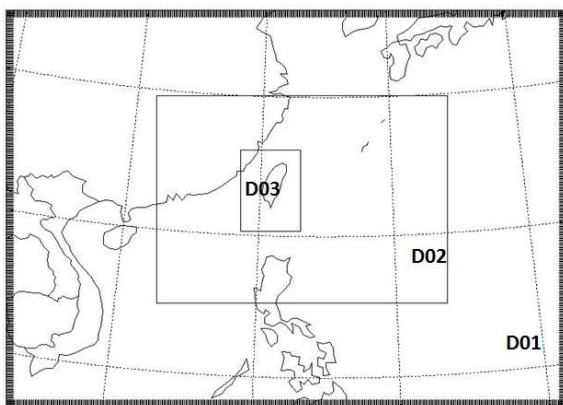


圖2. WRF模式巢狀網格區域範圍設定

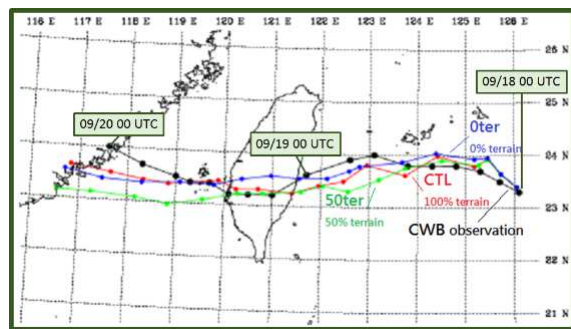


圖3. 凡那比颱風觀測路徑與模擬颱風路徑

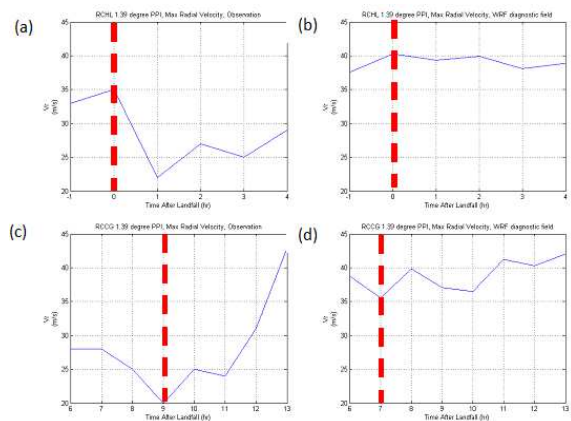


圖4. 仰角 1.39° PPI雷達徑向風最大風速(ms^{-1})時序圖(a)花蓮雷達觀測(b) 模式風場投影至花蓮雷達電磁波路徑 (c)七股雷達觀測(d) 模式風場投影至七股雷達電磁波路徑

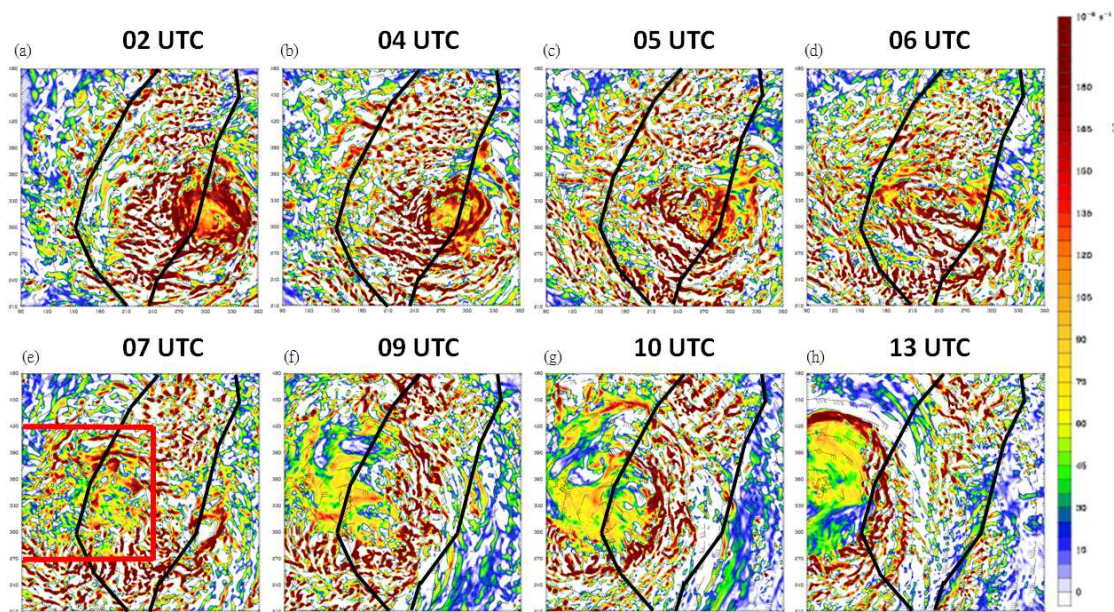


圖5. 高度4公里(地形之上)相對渦度場(s^{-1})遇到地形的結構變化

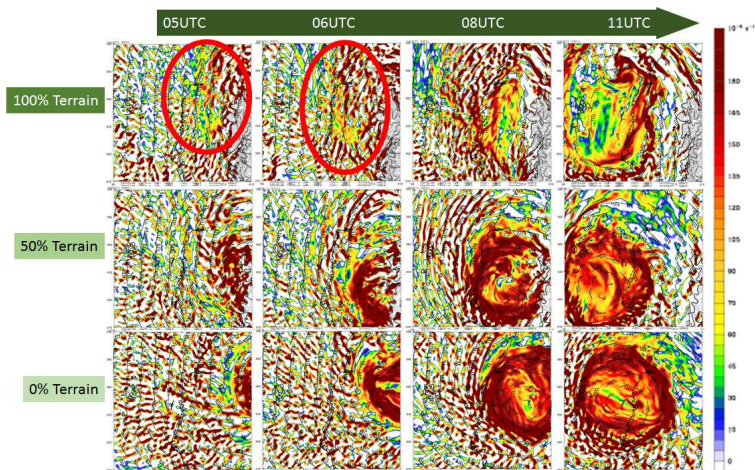


圖6. CTL實驗顯示有渦度(s^{-1})在1公里高度上累積，但是50%和0%實驗較像是颱風渦旋的平流

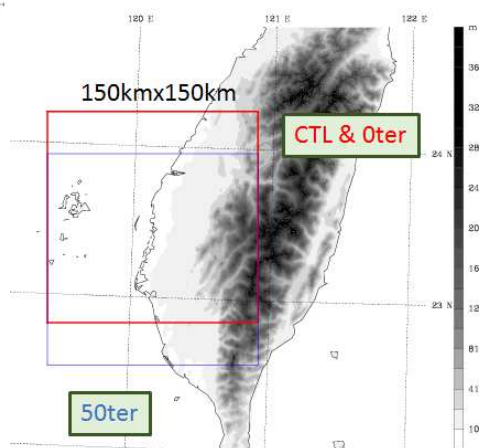


圖7. 計算渦度收支所選取的區域

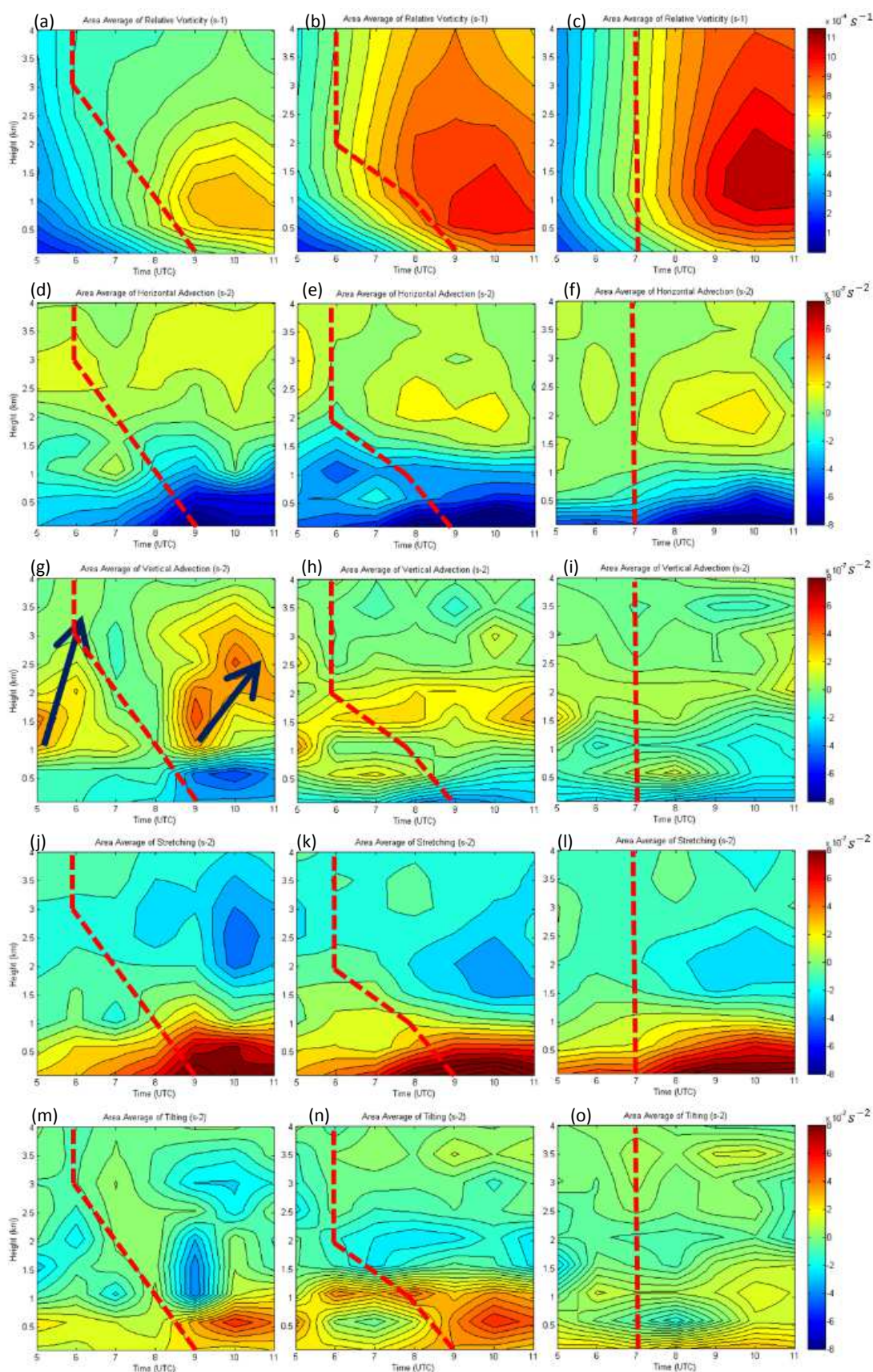


圖8. 渦度收支等號右式各項的計算結果[左：100%地形。中：50%地形。右：0%地形。由上至下依序為：平均相對渦度(s^{-1})、平均渦度水平平流(HVAD; s^{-2})、平均渦度垂直平流(VVAD; s^{-2})、平均抽拉項(STCH; s^{-2})和平均傾斜項(TILT; s^{-2})]

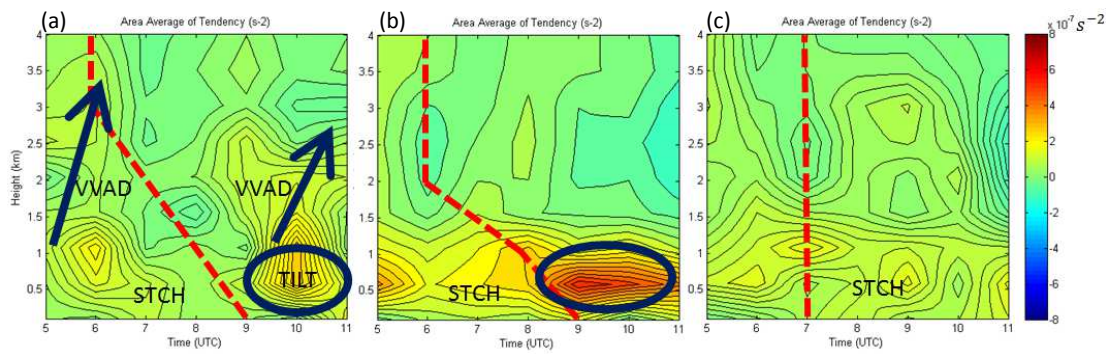


圖9. 渦度趨勢項(s^{-2})計算結果(左：100%地形。中：50%地形。右：0%地形。)

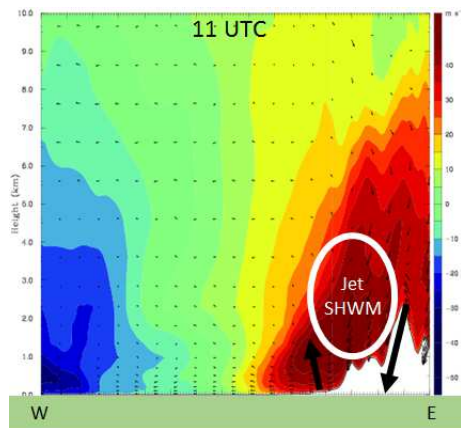


圖10. 主要雨帶上的SHWM在中央山脈西側

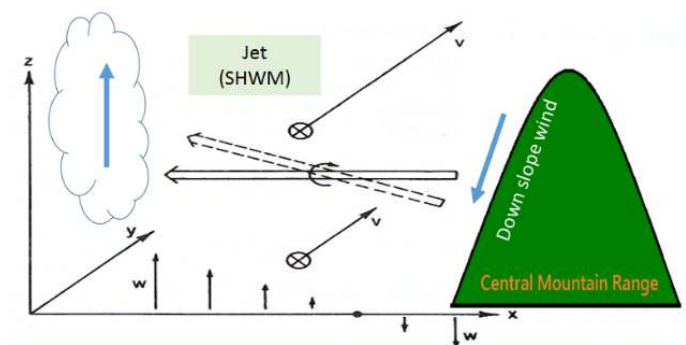


圖11. 主要雨帶中傾斜項的產生機制。修改自 Holton & Hakim (2012)

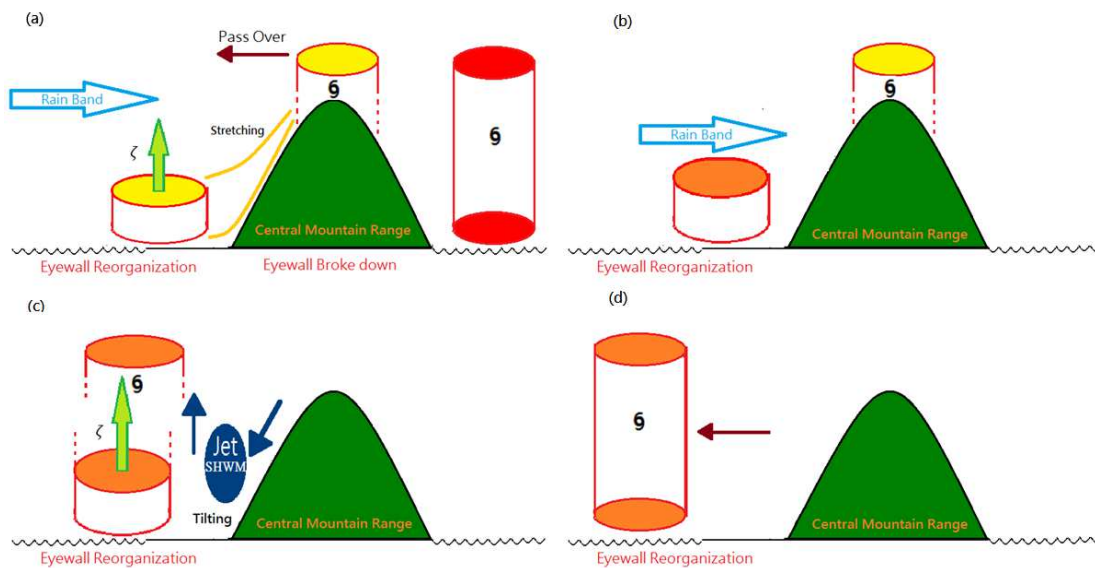


圖12. 凡那比颱風過山後眼牆重建示意圖