

2013年桔梗颱風形成初期中層環流對其形成影響之探討

莊鎮豪¹ 李清勝^{1,2}

¹國立臺灣大學大氣科學系 ²台灣颱風洪水研究中心

摘要

The formation of Tropical Storm Toraji (2013) is a rare case involved with mid-level cyclonic circulation which is a remnant of Tropical Storm Kong-Rey (2013). When Kong-Rey (2013) was moving northward to the east of Taiwan on Aug 28, 2013, its low- and mid-level cyclonic circulation decoupled due to the strong vertical wind shear. The low-level circulation center kept moving northward, while the mid-level circulation moved west-northward and across the central mountain range of Taiwan. The mid-level circulation became stationary for 1 to 2 days when it moved to the Northern Taiwan Strait. As has been analyzed by Liu (2016), this mid-level circulation might have played an important role on the formation of Tropical Storm Toraji.

Although there are several theories about how a mesoscale MCV might affect TC formation. The role that the mid-level circulation plays during TC formation remains unclear especially in a real case. Liu (2016) has discussed the synoptic environment and mesoscale process during the formation of Toraji's pre-disturbance and speculated that the remnant of Kong-Rey's mid-level circulation might have created a favorable environment for the formation of Toraji's incipient vortex. However, the actual role that the mid-level circulation plays during the formation of Toraji remains unclear and is the major purpose of this study. The piecewise potential vorticity inversion (PPVI) method is applied to figure out the contribution of the mid-level cyclonic circulation to the low-level wind field under quasi-equilibrium assumption. The preliminary result shows that the mid-level positive PV anomalies contribute positive vorticity to the low-level before the low-level circulation reformed. In the future, sensitivity numerical experiments which include removing the mid-level circulation will be conducted to examine the impact of the mid-level circulation and other processes on the formation of Toraji.

Keywords: Tropical Cyclone, TC formation, Mid-level Circulation

一、簡介

2013年第17號桔梗颱風9月1日生成於台灣東北方附近海域，而在其形成階段初期時，底層正渦度尚未增強，中層即存在著氣旋式的環流，且此中層環流可能與前一個侵台颱風有關。2013年第15號康芮颱風於8月26日生成，位於菲律賓東方海面，並隨後逐漸接近台灣，於28日至29日期間影響台灣地區。由於受到環境強烈垂直風切而出現高低層環流中心不耦合之情況，其低層環流中心於28日晚間通過台灣東部海面北上後於29日轉向東北前進(圖2)，而都卜勒反演風場資料顯示，中層環流中心則在登陸台灣本島後進入台灣海峽北部(圖1)。此中層環流在台灣海峽北部停留約一天多後，8月30日上午再度東移，同時低層環流也再度發展起來，整體在8月31日於台灣東北部海域重新整合後並增強形成第17號桔梗颱風，往東北方前進(圖2)。

根據ECMWF ERA-interim之資料，在8月30日00Z(圖3)至8月30日06Z(圖4)850百帕渦度場為明顯重新增強的時間，而如圖5所示，若將分析區域著重在桔梗颱風初始渦流低層渦度重新建立之區域(約118°E~121°E, 23.5°N~26.5°N(如圖3、圖4中綠色方框位置所示)在30日00Z以前，中層大氣中明顯有正相對渦度，30日00Z以後，低層相對渦度明顯增加。

關於桔梗颱風形成初期之研究已有劉(2016)有了探討，其透過ECMWF interim資料以及WRF model進行綜觀、中尺度過程分析，並且進行敏感度實驗。劉(2016)中指出，在桔梗颱風形成初期，康芮颱風留下的中層的氣旋式環流可能提供了一個適合桔梗颱風初始渦流形成的環境，但對於中層環流實際上所扮演的角色仍有待未來的相關研究來釐清。

過去對於中層渦旋影響熱帶氣旋形成之研究指出，對流中層層狀降水區的中尺度對流渦旋(Mesoscale Convective Vortex, MCV)，通常是熱帶氣旋形成的前身，而中層渦旋如何影響熱帶氣旋的形成，大致又分為Top-down與Bottom-up理論。

Top-down理論大多認為，中層渦旋的出現並下傳，使低層渦度增加，進而產生熱帶氣旋，例如Ritchie and Holland, 1997; Simpson et al., 1997; Bister and Emanuel, 1997; Raymond et al., 1998。其中Ritchie and Holland (1997)與Simpson et al. (1997)等研究指出，熱帶氣旋形成前身常有數個中尺度對流系統(mesoscale convective system, MCS)組成，而MCS中層常伴隨MCVs出現，MCVs繞著低壓中心旋轉並彼此合併，形成一個羅士比穿透厚度逐漸增大的區域，故將使低層渦度逐漸增強形成熱帶氣旋；而Bister and Emanuel (1997)則指出，熱帶氣旋形成前，中層中尺度渦旋的降雨與蒸發冷卻會導致低層產生冷心，

形成低壓中心，使中層環流下傳，當下沉氣流減弱，開始有強對流出現，使熱帶氣旋逐漸發展增強。

然而，當模式解析度提高，可以模擬出對流尺度的過程時，更多細節逐漸被解析出來，於是有了Bottom-up理論。Bottom-up理論則認為，在對流尺度上，在熱帶氣旋形成初期，對流如何使位渦進行重新分布，進而引發熱帶氣旋形成，例如Hendricks et al., 2004; Montgomery et al., 2006。Hendricks et al. (2004)指出，透過熱塔(Hot Tower)的對流加熱重新分布位渦。而在熱帶氣旋形成前，其低層環流中常存在有數個具旋轉性的對流上升區，稱之為渦度熱塔(Vortical Hot Tower, VHT)，其除了使對流低層產生正位渦擾動外，亦有利其與中層MCV的垂直耦合，進而達到形成熱帶氣旋之條件；Montgomery et al. (2006)透過模擬解釋VHT與中層MCV交互作用形成熱帶氣旋的過程。其研究指出，透過VHT強烈上升氣流使MCV產生的風切水平渦管被傾斜起來，故其附近將產生垂直渦度，再透過拉伸此渦管以及VHT產生的垂直渦度，使整體渦度增強，進而達到熱帶氣旋形成。

另外，Houze et al. (2009)探討MCV與VHT在不同尺度之間的交互作用導致熱帶氣旋形成，MCS間出現數個VHT，當VHT漸漸減弱，便形成層狀降雨區，VHT又可提供渦度給MCV，彼此加強並逐漸互繞合併且軸對稱化，增強低層渦度，使低壓系統增強並形成熱帶氣旋。

至於在桔梗颱風形成初期時，中層環流是否亦有扮演類似的角色，或是足以左右後期桔梗颱風的形成，尚須更多的研究與探討，若能掌握桔梗颱風形成之關鍵因素，對於未來類似個案之研究與預測可有幫助。桔梗颱風亦屬形成初期離台灣非常靠近之颱風，若能有效掌握其形成因子，對於本地防災亦有幫助。

本研究首先透過位渦反演之分析方法，定量探討分層位渦擾動在桔梗颱風形成初期對於低層氣旋式環流之貢獻，亦討論在未來工作中透過實驗來探討中層渦流是否扮演關鍵角色。

二、研究方法

(一) 模式再分析資料

本研究使用模式資料為ECMWF ERA-interim再分析資料，網格解析度為 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ，每六小時一筆，範圍為 $110^\circ\text{E} \sim 130^\circ\text{E}$ ， $15^\circ\text{N} \sim 35^\circ\text{N}$ ，層數為20層，分別為1000, 950, 925, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100百帕。

而為了計算出位渦擾動以使用片段位渦反演，初步背景平均場選取方面使用2010年至2015年中每一年之8月15日至9月15日，共六個月的時間做為背景平均場。

(二) 各層片段位渦反演

根據前人研究如Davis 1991, Davis 1992 與Davis & Emanuel 1992指出，在準平衡條件下，給定特定的片段位渦擾動、流函數與重力位高度之側邊界條件、位溫擾動在上、下邊界的條件，可以反演出完整的流函數場與重力位高度場，因此便可以探討某特定系統在準平衡動力下對於環境所造成的流函數、重力位高度之貢獻。如(2.1)與(2.2)式，其中 q 為位渦， Φ 為重力位高度， Ψ 為流函數， $\pi = C_p \left(\frac{p}{p_0}\right)^\kappa$ ， $\kappa = \frac{R_d}{C_p}$ ， f 為科氏參數， ϕ 為緯度， λ 為經度。若給定 q 與適當邊界條件， Ψ 與 Φ 可以被解出。

$$q = \frac{g\kappa\pi}{p} \left[(f + \nabla^2\Psi) \frac{\partial^2\Phi}{\partial\pi^2} - \frac{1}{a^2 \cos^2\phi} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\lambda\partial\pi} \frac{\partial^2\Phi}{\partial\lambda\partial\pi} - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\phi\partial\pi} \frac{\partial^2\Phi}{\partial\phi\partial\pi} \right] \quad (2.1)$$

$$\nabla^2\Phi = \nabla \cdot (f\nabla\Psi) + \frac{1}{a^4 \cos^2\phi} \frac{\partial}{\partial\lambda} \left(\frac{\partial\Psi}{\partial\lambda}, \frac{\partial\Psi}{\partial\phi} \right) \quad (2.2)$$

在本研究的個案中，為了探討中層渦環流對低層風場的定量貢獻，首先透過各層位渦擾動對於低層850百帕風場來反演，再根據結果區分四層特性層(表1)，分別為高層大氣與上邊界(UA)、中層大氣(MA)、低層大氣(LA)、下邊界(LB)，再進行各特性層反演結果之探討。

(三) 非絕熱過程可能的影響

根據Davis Emanuel 1991，相對溼度大於80%之區域之位渦擾動可能為非絕熱過程產生之位渦擾動，因此在MA、LA中，再區分為相對溼度大於80%(SAT)與小於80%(UNSAT)，探討其貢獻有何差異。

三、分析結果

(一) 各層對於850百帕封場之反演

如圖6所示，在30日00Z以前，大約500百帕上下之大氣存在明顯的正位渦擾動，30日00Z以後，低層的才明顯增加(29日00Z以前是康芮颱風低層環流尚未離開計算之區域)，且各層位渦擾動的貢獻中，在29日00Z至30日00Z之間，以700百帕至500百帕對850百帕正渦度之貢獻最大，700的低層大氣中，甚為負渦度之貢獻，至30日00Z以後，低層環流重新增強，最大的貢獻才回到低層。

選取特性層方面，如表1所示，依照此反演結果，將500百帕之上貢獻較小之層定為UA、在30日00Z以前貢獻較大的700~500百帕之間定為MA、在30日00Z以後貢獻較大的750~900百帕定為LA、靠近低邊界的925~1000百帕定為LB，而MA與LA再分為SAT、UNSAT探討。

(二) 各特性層對於850百帕封場之反演

如圖7所示，各線標示如圖例所示，在30日00Z以前，對850百帕正渦度貢獻最大的為MA(紅色實線)，其反演出來之結果與整層位渦擾動所反演之結果(黑色實線)相當接近，而在MA中，又以MA_SAT(紅色粗虛線)較MA_UNSAT(紅色細虛線)貢獻最大，顯示大部分的貢獻來自於較濕區域的位渦擾動；在30日00Z以後，對850百帕正渦度貢獻最大的為LA(藍色實線)，且其中亦以LA_SAT(藍色粗虛線)貢獻最大；貢獻較小的為UA與LB，故在此先不予以討論。

四、結論

根據上述結果，初步分析可得：

(一) 各層片段位渦分析方面

在8月30日00Z以前，亦即桔梗颱風低層初始渦旋尚未增強以前，對於低層正渦度之貢獻大多來自中層大氣(700~500百帕)之正位渦擾動，在此時低層的貢獻仍是負的，顯示或許中層氣旋式環流有扮演著可以使低層環流重新建立的角色。

(二) 非絕熱過程可能的影響

在MA_SAT與MA_UNSAT的比較中，可以發現大部分的貢獻來自於MA_SAT，代表大部分的貢獻來自較濕區域的位渦擾動，顯示可能非絕熱過程亦有重要影響

五、討論

首先，在探討非絕熱過程可能的影響中，定義80%作為門檻值為參考前人研究所使用的值，在以前較粗的資料網格中與本研究使用EC 0.5度的網格資料相比，此值是否仍然適用仍可討論，且應再進行位渦收支方面的分析再來說明是否與非絕熱過程真的有相關。

位渦反演平均場的選取方面，初步先使用了事件前後6年間事件發生日期前後一個月的時間來做為背景平均場，但應該要如何使用正確的平均長，應當再尋找更適當的方式，作為真正可參考的氣候平均場。

最後，本研究初步透過位渦反演方法，定量分析各層位渦擾動對於低層風場的貢獻，雖然可以得到在桔梗颱風初始渦旋形成前，中層的位渦擾動有較大的正渦度貢獻，但仍無法說明中層環流是否就是在桔梗颱風形成方面扮演最關鍵性的角色，因此還需要透過模式實驗的方法，探討在有中層渦旋及無中層渦旋，桔梗颱風是否仍會形成。

六、未來工作

為了探討有無中層氣旋式環流對於桔梗颱風之形成影響，未來工作將進行WRF model simulation，使用Bogus方法，將原本的中層環流給移除，並進行多組敏感性實驗，如移除的方法、水氣場、地形之改變，探討該中層環流到底是否扮演關鍵性角色。另外亦將找尋類似個案，探討在其過程中是否有著類似的現象。

七、參考文獻

- 李清勝, 1988: 颱風之生成和發展。大氣科學, 16, 237-252。
- 黃清勇、劉豫臻、郭勉之: 聖帕颱風(2007)模擬的位渦反演診斷分析。大氣科學, 38:3 2010.09
- 何國豪, 2016: 梅雨鋒面北退與相關之南海低壓發展之個案診斷分析研究。國立台灣大學理學院大氣科學研究所碩士論文。
- 劉人璋, 2016: 熱帶氣旋於台灣附近形成之個案分析 - 以桔梗颱風(2013)為例。國立台灣大學理學院大氣科學研究所碩士論文。
- Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 669-700.
- , 1998: The formation of tropical cyclones. *Meteor. Atmos. Phys.*, 67, 37-69.
- Lee, C. S., 1989a: Observational analysis of tropical cyclogenesis in the western North Pacific. Part I: Structural Evolution of Cloud Clusters. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2580-2598.
- , 1989b: Observational analysis of tropical cyclogenesis in the western North Pacific. Part II: Budget analysis. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2599-2616.
- Davis, C. A., and K. A. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1929-1953
- Davis, C. A., 1992b: Piecewise potential vorticity inversion. *J. Atmos. Sci.*, 49, 1397-1411
- Wu and Emanuel, 1995a: Potential Vorticity Diagnostics of Hurricane Movement Part I: A Case Study of Hurricane Bob (1991)
- Wu and Emanuel, 1995a: Potential Vorticity Diagnostics of Hurricane Movement Part II: Tropical Storm Ana (1991) and Hurricane Andrew (1992)

Bister, M., and K. A. Emanuel, 1997: The genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2662-2682.

Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1997: Scale interactions during the formation of Typhoon Irving. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1377-1396.

Houze Jr, R. A., 1997: Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2179-2196.

——, W.-C. Lee, and M. M. Bell, 2009: Convective contribution to the genesis of Hurricane Ophelia (2005). *Mon. Wea. Rev.*, 137, 2778-2800.

Hendricks, E. A., M. T. Montgomery, and C. A. Davis, 2004: The role of “vortical” hot towers in the formation of tropical cyclone Diana (1984). *J. Atmos. Sci.*, 61, 1209-1232.

Schumacher, R. S., and R. H. Johnson, 2005: Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 961-976.

Montgomery, M., M. Nicholls, T. Cram, and A. Saunders, 2006: A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 63, 355-386.

Raymond, D., and C. López Carrillo, 2011: The vorticity budget of developing typhoon Nuri (2008). *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 147-163.

Simpson, J., E. Ritchie, G. Holland, J. Halverson, and S. Stewart, 1997: Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2643-2661.

表1 位渦反演分層示意表

450~100mb (UA)	
700~500mb RH>80% (Saturated) (MA_SAT)	700~500mb RH<80% (Unsaturated) (MA_UNSAT)
900~750mb RH>80% (Saturated) (LA_SAT)	900~750mb RH<80% (Unsaturated) (LA_UNSAT)
1000~925mb (LB)	

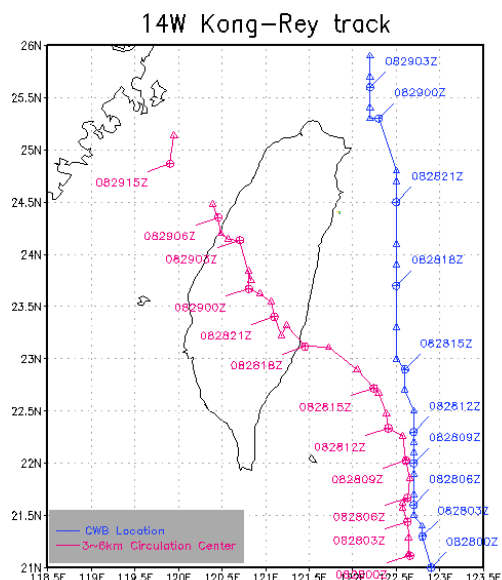


圖1 康芮颱風中央氣象局官方定位路線(藍線)、根據雷達回卜勒反演風場(3~6km)之環流中心定位路線(紅線)。

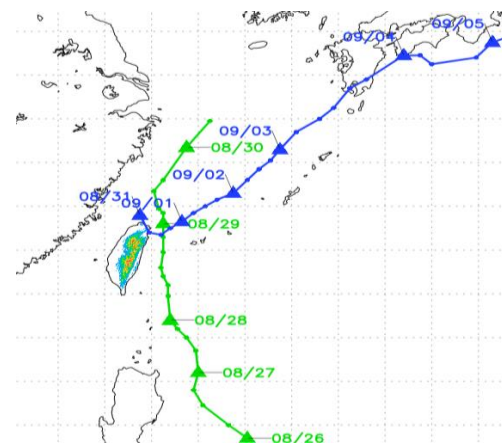


圖2 JMA Best Track。綠線：康芮颱風；藍線：桔梗颱風。

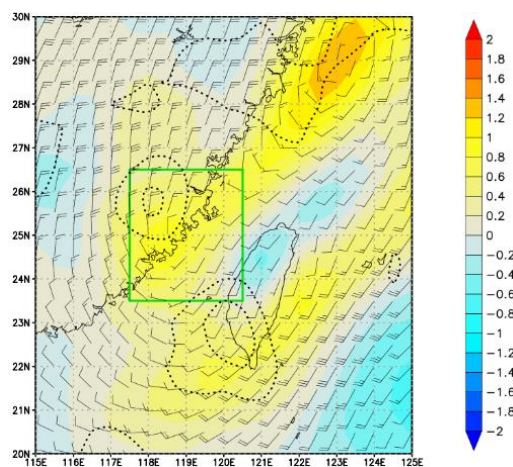


圖3 8/30 00Z EC ERA-Interim (0.5° x 0.5°) 850 百帕相對渦度(10⁻⁴ s⁻¹ shading)與垂直速度(Pa/s, contour)。

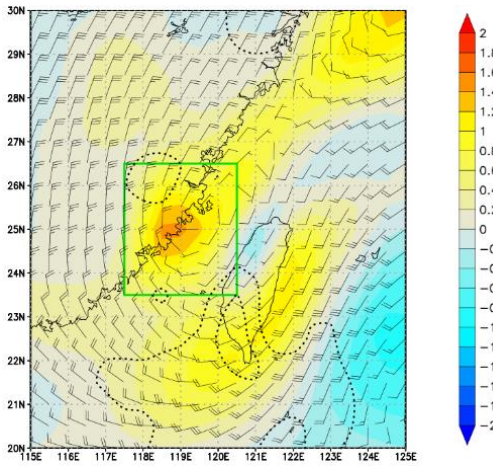


圖 4 8/30 00Z EC ERA-Interim ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) 850 百帕相對渦度 ($10^{-4} s^{-1}$, shading) 與垂直速度 (Pa/s, contour)。

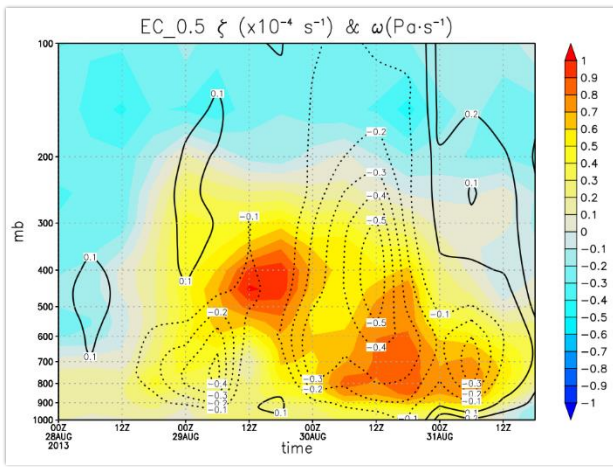


圖 5 EC ERA-Interim ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) 相對渦度 ($10^{-4} s^{-1}$, shading) 與垂直速度 (Pa/s, contour) 之垂直剖面於 28 日 00Z 至 31 日 18Z 之時序圖。
(平均範圍: $118^\circ E \sim 121^\circ E, 23.5^\circ N \sim 26.5^\circ N$)。

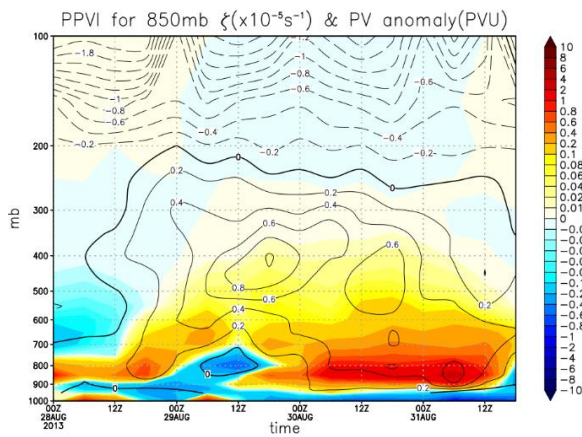


圖 6 各層之位渦擾動 (PVU, contour) 與其對 850 百帕所反演出來的渦度場 ($10^{-5} s^{-1}$, shading) 於 28 日 00Z 至 31 日 18Z 之時序圖。
(平均範圍: $118^\circ E \sim 121^\circ E, 23.5^\circ N \sim 26.5^\circ N$)。

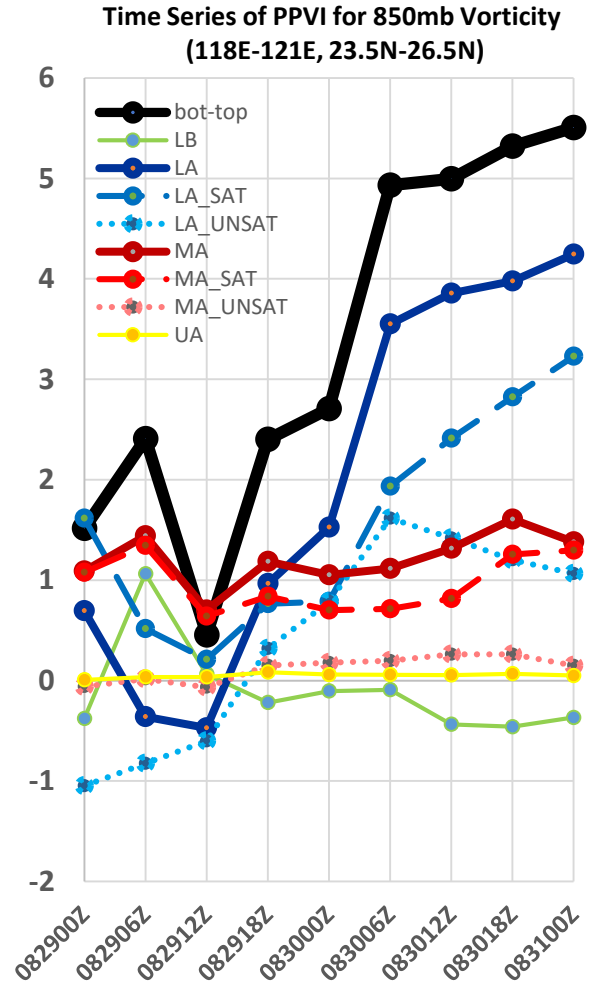


圖 7 各特性層之位渦擾動對 850 百帕所反演出來的渦度 ($10^{-5} s^{-1}$) 於 29 日 00Z 至 31 日 00Z 之時序圖。
(平均範圍: $118^\circ E \sim 121^\circ E, 23.5^\circ N \sim 26.5^\circ N$)

