

探討西北太平洋暖季赤道羅士比波的特性

徐世裴¹ 隋中興² 吳靜軒² 青麟²

空軍氣象聯隊第三基地天氣中心¹

國立臺灣大學大氣科學系²

摘 要

本研究分析 2000 年到 2009 年暖季(五月到九月)，伴隨熱帶擾動的赤道羅士比波(ER)。無論透過個案分析或 EOF 分析，皆可將 ER 的 850mb 水平結構歸納成兩個類別(ER-I 與 ER-II)。

ER-I 的合成水平結構沿經度方向在 7.5°N 有波狀的渦度中心分佈，西側為正渦度，東側為負渦度，在同樣經度範圍的 17.5°N 附近亦有波狀結構，而且跟 7.5°N 的渦度中心反號，17.5°N 的渦度中心伴隨較強的對流。ER-II 的水平結構呈現東北-西南傾斜並拉長，整體伴隨較強的對流。ER-II 的強度較 ER-I 強且活動區域偏東。

ER-II 的低頻(30 天以上，LF)背景場相較 ER-I 為偏強且偏東的低頻場緯向風輻合以及偏強的低頻正渦度環流，透過多重尺度交互作用的 ER 動能收支診斷，ER 自 LF 與 ER 的交互作用獲得動能，ER-II 東北-西南傾斜的水平結構搭配較強的低頻場氣旋式風切，可解釋 ER-II 的強度較 ER-I 強，另外，偏強且偏東的低頻場緯向風輻合將 ER 動能累積的過程可解釋 ER-II 活動區域偏東的原因。

關鍵字：赤道羅士比波、低頻背景場、多重尺度交互作用的 ER 動能收支

一、前言

線性理論赤道羅士比波(Equatorial Rossby wave)是 Matsuno(1966)將不考慮背景場的淺水方程式做了簡化後的其中一個波動解。ER 的振幅被侷限在熱帶地區，它的風場與質量場滿足地轉平衡關係，並向西傳遞，緯向風在赤道上最強，輻散場與渦度場的極值距赤道有一段距離並對稱於赤道。

後來的研究進一步討論加入背景風場對淺水方程式波動解的影響。Webster and Chang 1988, Chang and Webster 1990 提出當熱帶地區的 Rossby wave 傳遞至緯向風輻合($\partial \bar{u} / \partial x < 0$)的背景場時，會因為相位速度與群速趨近於零，而使得波動的能量累積而振幅增強。Wang and Xie (1996)考慮垂直風切的效應，發現在西風(東風)風切的背景下，Rossby wave 的訊號主要被侷限在高層(低層)。Xie and Wang (1996)發現 Rossby wave 在波動輻合產生的非絕熱加熱與垂直風切的影響下，Rossby wave 的水平結構會出現東北-西南傾斜並且從平均場抽取位能到擾動場。若有邊界層的存在，他們發現在垂直東風(西風)風切的存在下，Rossby wave 的振幅會快速增長(減弱)，使 Rossby wave 更不穩定。

隨著傳統觀測與遙測技術的進步，許多研究開始分析觀測資料中的 ER。Wheeler and Kiladis (1999 和 2000)對 OLR 做波數-頻率頻譜分析法，發現在對應各種熱帶波動的線性理論頻散關係附近都有明顯的訊號，並使用波數-頻率頻譜分析將各熱帶波動從再分析資料中濾出來。在他們的分析中，發現 ER 從中太平洋以西到印度洋有較強的振幅，最大振幅出現在 140°E 到 160°E，10°N 的區域。他們發現西太平洋 ER 的振幅具有季節性，暖(冷)季時較強(弱)。西太平洋 ER 具相位速度 -5m/s，約 20 天的週期，緯向波數大約 4-5。ER 在中太平洋的水平結構對稱於赤道，當傳遞至 WNP 時，北半球的訊號增強後變得不對稱於赤道。Chatterjee and Goswami (2004)發現印度洋夏季的 ER 水平結構向北偏移 5°，他們認為是因為夏季的背景場使絕對渦度等於 0 的區域向北偏移而造成。

比較熱帶波動的線性理論與實際觀測，可發現背景場將影響 ER 的特性，如生成位置、結構、能量收支、傳遞等等特性，因此許多研究聚焦於探討背景場與擾動的多重尺度交互作用。Lau and Lau (1990 和 1992)分析了 WNP 地區夏季背景場與 3-8 天綜觀尺度擾動的傳遞特性與熱量、水氣與渦度收支。他們發現綜觀尺度擾動所伴隨對流的潛熱釋放是 WNP 地區擾動最重要的能量來源，擾動位能轉換向幾乎為非絕

熱加熱項所平衡，在高對流層有最大值。而擾動在低層的能量來源主要是正壓能量轉換，從平均場抽取動能給擾動動能。Hsu et al. (2011)利用擾動動能方程式，診斷90天以上夏季低頻場與ISO對擾動動能的貢獻。他們將擾動動能方程式的變數分成三個波段，分別是90天以上的低頻場、10到90天的ISO與10天以下的高頻場，導出多重尺度過程對擾動動能貢獻的收支方程。他們發現無論ISO的東、西風相位，夏季低頻場對擾動動能都是正貢獻。ISO西風相位時，正壓能量轉換透過背景場低層氣旋式環流以及ISO貢獻的合流區，將動能從平均場轉換至擾動場，而ISO東風相位時，由於反氣旋以及分流的背景場，正壓能量轉換使擾動失去動能至平均場。

在多重尺度交互作用的議題中，也有相當多的研究討論ER與高頻擾動，例如熱帶氣旋(TC)的關係。吳靜軒 2014(碩士論文)分析2000年到2009年暖季的熱帶擾動與ER的關係，他們發現伴隨ER正(負)渦度的擾動的TC生成機率为41%(23%)，而且有發展擾動的中心位於ER對流以及正渦度相位，未發展擾動的中心雖位在ER正渦度相位，但與ER耦合的對流明顯較弱，渦度也較弱，顯示ER對TCG的影響是顯著的。

二、資料與研究方法

本研究使用的再分析資料為美國大氣暨海洋管理局提供的OLR作為熱帶地區對流活動的指標，空間解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，每日筆資料。三維風場、渦度場、輻散場、溫度場則使用ERA-Interim，空間解析度為 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ ，每6小時一筆資料，計算時平均成每日一筆。

我們使用Wheeler and Kiladis (1999, WK99)的波數-頻率頻譜分析法從再分析資料中濾出ER的訊號。濾波波數以及週期範圍則參考Frank and Roundy (2006, FR06)，取波數-1到-10，週期10天到40天。FR06的濾波範圍與WK99略有不同，WK99為(1)波數-1到-10，(2)對應相當深度為8公尺與90公尺的線性理論ER頻散關係，(3)週期不超過40天。另外，WK99將原始OLR分成對稱於赤道以及反對稱於赤道兩部份分別進行濾波，而FR06則直接對原始OLR做濾波。

關於熱帶擾動(以下簡稱擾動)，本研究參考吳靜軒(2014, 碩士論文)對於擾動的定義：搜尋西北太平洋熱帶地區洋面上(110°E 到 180°E ， 0°N 到 30°N)2000年到2009年5月到9月的擾動，並將滿足以下所有條件者定義為擾動：(一)3-8天時間濾波的850mb相對渦度大於 10^{-5}s^{-1} ，(二)相對渦度大於 10^{-5}s^{-1} 之面積

至少為16000平方公里。(三)持續至少72小時。本研究使用的擾動個案之時間與位置為該個案相對渦度達到最大的時刻與渦度中心位置。在此十年中，我們共找出477個擾動。

為了診斷多重尺度交互作用對ER動能的影響，我們將擾動動能(eddy kinetic energy, EKE)收支方程式套用在ER，並參考Hsu et al.(2011)的尺度分離方式，將變數A分成三個波段，如式(1)所示，分別是低頻場(30天以上)、ER波段(10天到30天)以及高頻場(10天以下)：

$$A = \bar{A} + A_e + A_h \quad (1)$$

\bar{A} 代表低頻場的變數， A_e 表示ER波段的變數， A_h 為高頻場的變數。由動量方程式並帶入式(1)，可推得受多重尺度交互作用的ER動能收支方程式。經過整理，可將貢獻ER動能趨勢項(KT)的時間尺度分成式(2)

$$\frac{\partial K_e}{\partial t} = \frac{\partial K_{e,EL}}{\partial t} + \frac{\partial K_{e,H}}{\partial t} \quad (2)$$

$K_e = (u_e^2 + v_e^2)/2$ 是ER動能，KT是ER動能的趨勢項。下標為“EL”(“H”)者屬於低頻場與ER(與高頻場相關)交互作用有關。式(2)表示KT分成來自低頻場(LF)與ER的交互作用的貢獻(KTEL)以及與高頻場(HF)相關的交互作用的貢獻(KTH)。其中KTEL的收支方程式為式(3)

$$\begin{aligned} & \frac{\partial K_{e,EL}}{\partial t} \\ &= \underbrace{-\mathbf{V}_{e,2} \cdot [(\bar{\mathbf{V}}_3 + \mathbf{V}_{e,3}) \cdot \nabla_3] \bar{\mathbf{V}}_2}_{BC_{EL}} - \underbrace{\frac{R}{p} \omega_e (\bar{T} + T_e)}_{AC_{EL}} \\ & \quad - \underbrace{\nabla_3 \cdot [\mathbf{V}_{e,3} (\bar{\phi} + \phi_e)]}_{GF_{EL}} - \underbrace{(\bar{\mathbf{V}}_3 + \mathbf{V}_{e,3}) \cdot \nabla_3 K_e}_{KA_{EL}} \\ & \quad - \underbrace{u_e \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - v_e \frac{\partial \bar{v}}{\partial t}}_{VT_{EL}} + \underbrace{f(u_e \bar{v} - v_e \bar{u})}_{CO_{EL}} \end{aligned} \quad (3)$$

式(5)的 GF_{EL} 、 AC_{EL} 、 VT_{EL} 與 CO_{EL} 透過低頻場的靜力平衡近與梯度風平衡的關係得以簡化成式(4)

$$\begin{aligned} & \frac{\partial K_{e,EL}}{\partial t} \\ &= \underbrace{-\mathbf{V}_{e,2} \cdot (\bar{\mathbf{V}}_3 \cdot \nabla_3) \bar{\mathbf{V}}_2}_{BC_L} - \underbrace{\mathbf{V}_{e,2} \cdot (\mathbf{V}_{e,3} \cdot \nabla_3) \bar{\mathbf{V}}_2}_{BC_E} \\ & \quad - \underbrace{\frac{R}{p} \omega_e T_e}_{AC_E} - \underbrace{\nabla_3 \cdot (\mathbf{V}_{e,3} \phi_e)}_{GF_E} - \underbrace{(\bar{\mathbf{V}}_3 + \mathbf{V}_{e,3}) \cdot \nabla_3 K_e}_{KA_{EL}} \end{aligned} \quad (4)$$

BC_L 與 BC_E 為正壓能量轉換的過程，是低頻場動能與ER動能的轉換項。 AC_E 是ER的可用位能與動能的轉換項。 GF_E 是ER動能的重新分配項。 KA_{EL} 是低頻風場與ER風場平流ER動能的平流項。

三、伴隨熱帶擾動的兩種ER類別

分析伴隨擾動及振幅較大的ER個案，首先找到

距離擾動(477 個)中心最近的 ER,選擇 ER 中心 850mb 渦度大於 $2 \times 10^{-5}(\text{s}^{-1})$ 的 ER 作為振幅較大之個案。以它們的 850mb 渦度場水平結構為分類標準,可以主觀地將這些個案歸納成兩種顯著但不同水平結構的類別。第一類別 ER(ER-I)共有 134 個個案,它的 850mb 渦度水平結構(圖一)沿經度方向在 7.5°N (南側)有波狀的渦度中心分佈,分別是正、負、正渦度,在同樣經度範圍的 17.5°N (北側)附近亦有波狀渦度中心分佈,而且跟南側 7.5°N 的中心反號,是負、正、負渦度。ER-I 850mb 的正渦度(負渦度)相位對應輻合(輻散)相位,北側(17.5°N)渦度場與輻散場的振幅較南側大,北側的渦度中心與較強的對流偶合,南側則不明顯(圖二)。圖三為 ER-II 的 850mb 合成水平結構,呈現東北-西南傾斜並拉長的結構,渦度最大的振幅位在約 14.8°N 。ER-II 的 850mb 正(負)渦度相位對應輻合(輻散)相位。ER-II 整體都伴隨較強的對流(圖四)。比較兩個類別 ER 的渦度場、輻散場,可以得到 ER-II 振幅較大的結論。

將暖季的 ER 850mb 渦度場做經驗正交函數(empirical orthogonal function, EOF)分析, EOF 分析範圍為 100°E 到 165°E , 25°S 到 25°N 。取前四個特徵向量,它們解釋變異數的百分比分別為 13.07%、12.84%、5.30%與 5.21%。第一(三)與第二(四)特徵向量具有 90° 的相位差,而且他們解釋的變異數百分比接近,顯示第一(三)與第二(四)個特徵向量代表同一個會傳遞的模,稱作第一(二)對特徵向量。第一(二)對特徵向量的結構與 ER-II(ER-I)的 850mb 水平結構類似。由以上主觀的從伴隨擾動的 ER 個案歸納的兩個 ER 類別或是客觀的 EOF 分析得到的兩對特徵向量,都可以得到 WNP 暖季的 ER 具有兩種顯著但不同水平結構的類別(ER-I 與 ER-II)。

圖五(六)為 ER-I(ER-II)的動能分佈圖。ER 動能平均最大的位置出現在呂宋島東側(120°E 到 135°E , 10°N 到 20°N),並向東北延伸進入副熱帶地區。在熱帶地區,ER-I 動能最強的區域出現在呂宋島東側(120°E 到 135°E , 10°N 到 20°N),ER-II 的平均動能大於 ER-I,並且在 WNP 有兩個相對極值的分佈,分別位在呂宋島東側以及 10°N 的 140°E 到 145°E 區域。比較兩個類別 ER 動能,可發現他們向西傳遞的過程中,ER-II 較早具有的較高動能。

圖八(七)為 ER-I(ER-II)對應的低頻背景場距平(與暖季氣候場的差)。在 10°N 的 110°E 到 150°E ,它們皆伴隨低頻西風距平(LfU850Diff)以及低頻正渦度距平(LfVort850Diff),ER-II 的 LfU850Diff 與 LfVort850Diff 較強而且範圍較大。在 LfU850Diff 範圍的東側伴隨低頻緯向風距平(LfPuPx850Diff),ER-II 的 LfPuPx850Diff 較強而且分佈偏東。

四、診斷兩種 ER 類別之動能收支

兩個類別 ER 的 850mb KTEL(圖未展示)正貢獻

主要分佈在西北太平洋熱帶地區的夏季季風影響範圍。整體而言,兩個類別 ER 的 KTEL 相對極大值皆分佈在季風槽內,ER-II 的相對極大值分佈在季風槽內以及季風與信風的輻合區(低頻緯向風輻合區),而 ER-I 則是分佈在季風槽區以及中國內陸區。ER-II 的平均 KTEL 較大。經過尺度分析,貢獻 850mb 兩個類別 ER 的 KTEL 主要過程為正壓能量轉換過程(式(4)的 BC_E)以及 ER 重力位通量輻合項(式(4)的 GF_E)。

兩個類別 ER 的 BC_E 主要分佈在季風槽以及低頻緯向風輻合區。ER-II 的 BC_E 大於 ER-I 而且分別在季風槽以及低頻緯向風輻合區有兩個相對極大值,ER-I 的 BC_E 相對極大值出現在季風槽。其中貢獻 BC_E 的兩大過程為 $-u_e u_e (\partial \bar{u} / \partial x)$ (BCC)與 $-u_e v_e (\partial \bar{u} / \partial y)$ (BCS)。ER-I(ER-II)的 BCC 分佈如圖九(十)。BCC 主要分佈在季風與信風的合流區,透過緯向風的輻合將 ER 動能累積,進而增加 ER 動能。ER-II 伴隨較強且偏東的低頻緯向風輻合,所以 ER-II 透過 BCC 過程比 ER-I 偏東的位置獲得動能,這也說明了 ER-II 動能分佈較 ER-I 偏東是自 BCC 過程獲得。圖十一(十二)為 ER-I(ER-II)的 BCS 分佈,兩個類別 ER 的 BCS 皆集中在季風槽區,但量值差異較明顯,BCS 與擾動波形以及低頻背景場的緯向風水平風切有關。ER-II 的水平結構為東北-西南傾斜,搭配較強的低頻氣旋式環流,所以 ER-II 透過 BCS 過程,自季風槽區抽取較多的動能給 ER。相對的,ER-I 的結構無明顯傾斜,而且伴隨較弱的低頻氣旋式環流,所以 ER-I 透過 BCS 過程獲得較少的動能。兩個類別 ER 強度(動能)差異最主要的來源為 BCS。

ER 重力位通量輻合項(GF_E)對 850mb 的 KTEL 也有正貢獻。就 GF_E 本身物理意義而言,它扮將 ER 動能重新分配的作用,因此 GF_E 可能是將其他氣壓層之 ER 動能傳遞至 850mb,但他本生並非 ER 動能的產生項。

五、結論與討論

本研究使用 Wheeler and Kiladis (1999)的波數-頻率頻譜分析法,從再分析資料中濾出週期 10 天到 30 天,緯向波數-1 到-10 的訊號作為 ER 波段。

分析 2000 年到 2009 年 5 月到 9 月伴隨擾動且振幅較強的 ER 個案,根據 ER 850mb 渦度場的分佈,可歸納出兩種不同水平結構(850mb 渦度場)的 ER 類別。ER-I 的 850mb 水平結構在 7.5°N (南側)有波狀的渦度中心分佈,同樣在 17.5°N (北側)也有波狀的渦度中心分佈,北側與南側互相反相位,北側振幅較南側強。由於北側伴隨的對流較強,而南側伴隨的對流較弱。ER-II 的 850mb ER 渦度場具有東北-西南的傾斜,呈現不穩定 ER 的結構,而且整體都伴隨對流。ER-II 在 WNP 熱帶地區的動能以及振幅都比 ER-I 大,且他們在向西傳的過程中,ER-II 較早增強。

我們對暖季的 ER 的 850mb 渦度場做 EOF 分析,第一(三)與第二(四)是一組會傳遞的模,而且他們的變

異數接近，第一與第三特徵向量的變異數分別是 13.07%與 5.3%，因此把第一(三)與第二(四)個特徵向量稱為第一(二)對特徵向量。第一(二)對特徵向量的結構與 ER-II(ER-I)的 850mb 水平結構類似。顯示無論透過客觀的 EOF 分析或主觀的從伴隨擾動的 ER 個案歸納，都可以得到 WNP 活躍季的 ER 具有兩種顯著且不同結構的類別。

兩個類別 ER 對應的低頻背景場，相對暖季的氣候場，在 WNP 皆為低頻西風距平、低頻正渦度距平以及低頻緯向風輻合距平。其中 ER-II 伴隨的低頻西風距平以及低頻正渦度距平較強，而且範圍較大，另外，ER-II 伴隨的低頻緯向風輻合距平分佈範圍較偏東。

兩個類別 ER 動能分布圖顯示他們動能較高的區域為西北太平洋熱帶與副熱帶地區。ER-II 的動能大於 ER-I 而且 ER-II 動能的相對極大值除了位在呂宋島東側之外，亦向東延伸至 150°E，代表在兩個類別 ER 向西傳遞的過程中，ER-II 較早擁有較高的動能而增強。

由 850mb 的多重尺度交互作用的 ER 動能收支，顯示兩個類別 ER 的 KTEL 分佈與它們的動能分佈一致，平均而言 ER-II 的 KTEL 較大，而且分佈偏東。而對 KTEL 有顯著正貢獻的過程為正壓能量轉換過程以及 ER 重力位通量輻合項。正壓能量轉換過程又以 $-u_e u_e (\partial \bar{u} / \partial x)$ (BCC) 與 $-u_e v_e (\partial \bar{u} / \partial y)$ (BCS) 為主要的正貢獻項。ER-II 伴隨的低頻緯向風輻合較偏東，使 BCC 對 KTEL 的貢獻亦偏東，導致 ER-II 透過 BCC 過程而較 ER-I 提早獲得動能而增強。由於 ER-II 的結構為東北-西南傾斜並伴隨較強的低頻氣旋式風切 (ER-I 的結構無明顯傾斜)，導致 ER-II 透過 BCS 獲得的動能較 ER-I，所以 ER-II 的強度高於 ER-I。

Pacific. Part I: Energetics Diagnosis. *J. Climate*, **24**, 942-961.

Lau, K. H., and N. C. Lau, 1990: Observed structure and propagation characteristics of tropical summertime synoptic scale disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1888-1913.

_____, and _____, 1992: The energetics and propagation dynamics of tropical summertime synoptic-scale disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2523-2539.

Matsuno, T. 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.

Wang, B., and X. Xie, 1996: Low-frequency equatorial waves in vertically sheared zonal flow. Part I: Stable waves. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 449-467.

Webster, P. J., and H. R. Chang, 1988: Equatorial energy accumulation and emanation regions: Impacts of a zonally varying basic state. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 803-829.

Wheeler, M., and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374-399.

_____, _____, and P. J. Webster, 2000: Large-scale dynamical fields associated with convectively coupled equatorial waves. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 613-640.

Xie, X., and B. Wang, 1996: Low-frequency equatorial waves in vertically sheared zonal flow. Part II: Unstable waves. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3589-3605.

六、參考文獻

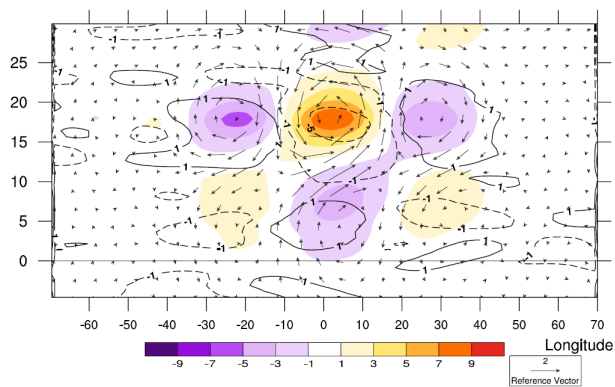
徐世裴，2015：探討西北太平洋暖季赤道羅士比波的特性。國立臺灣大學大氣科學研究所碩士論文。

吳靜軒，2014：西北太平洋背景場對熱帶氣旋生成影響之分析。國立臺灣大學大氣科學研究所碩士論文。

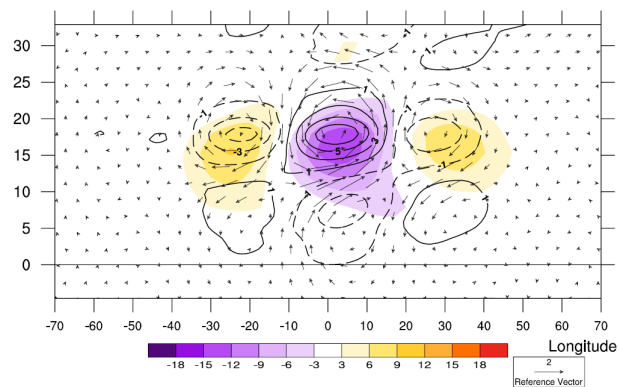
Chang, H. R., and P. J. Webster, 1990: Energy accumulation and emanation at low latitudes. Part II: Nonlinear response to strong episodic equatorial forcing. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2624-2644.

Chatterjee, P., and B. N. Goswami, 2004: Structure, genesis and scale selection of the tropical quasi-biweekly mode. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1171-1194.

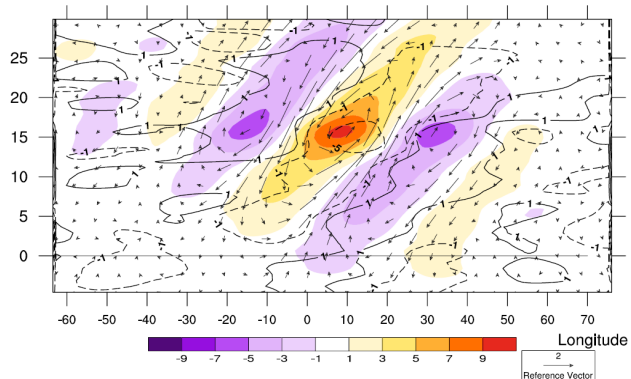
Hsu, P. C., and T. Li, 2011: Interactions between Boreal Summer Intraseasonal Oscillations and Synoptic-Scale Disturbances over the Western North



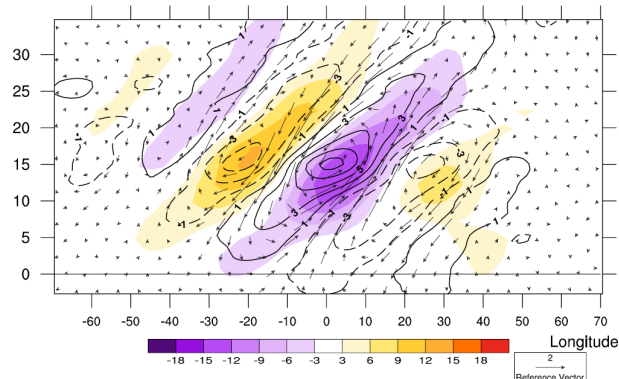
圖一. 以 ER-I 個案的中心合成之 850mb 的水平結構。x 軸為距離 ER-I 平均渦度中心的相對經度，y 軸是實際緯度，緯度 0 度的黑色橫實線為赤道的位置。色階為 ER 渦度場 ($\times 10^{-6} s^{-1}$)，等值線是 ER 輻散場 ($\times 10^{-7} s^{-1}$ ，實線代表正值，虛線代表負值)，向量為 ER 風場 (ms^{-1} ，風場大小的參考值在每張圖的右下角)。



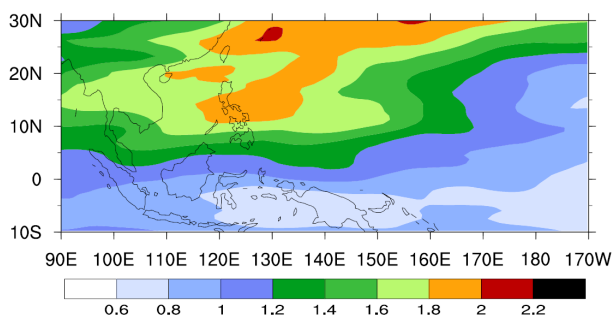
圖二. 同圖一，但色階為 ER OLR (Wm^{-2})，等值線為 ER 渦度場 ($\times 10^{-6} s^{-1}$ ，實線代表正值，虛線代表負值)。



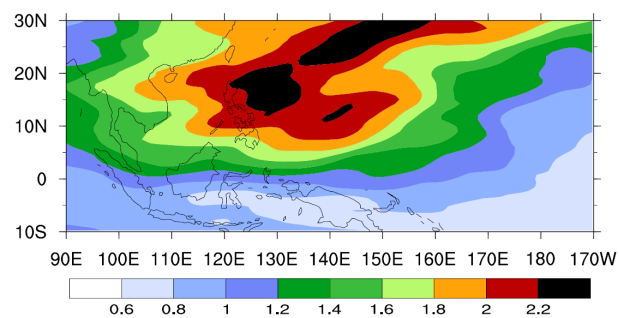
圖三. 同圖一，但為 ER-II 個案的中心合成之 850mb 的水平結構。



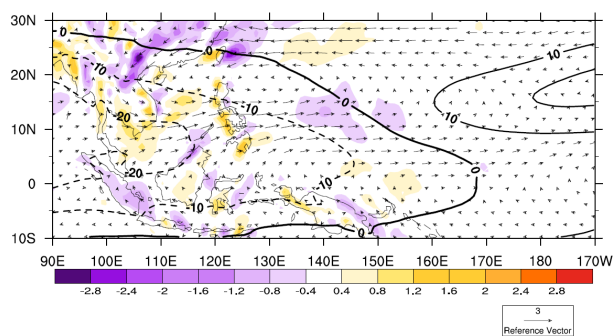
圖四. 同圖二，但為 ER-II 個案的中心合成之 850mb 的水平結構。



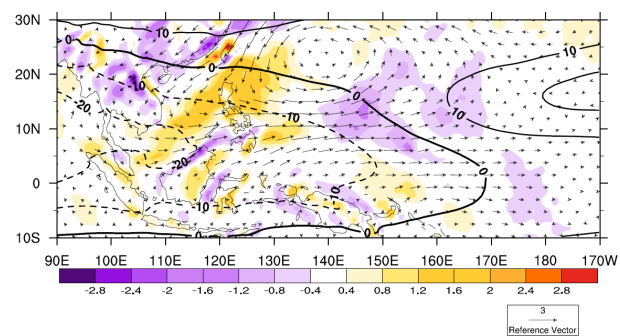
圖五. ER-I 的 850mb 動能(色階, m^2s^{-2})分佈。



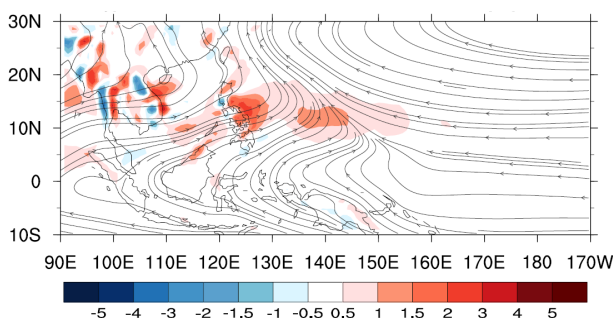
圖六. 同圖五，但為 ER-II。



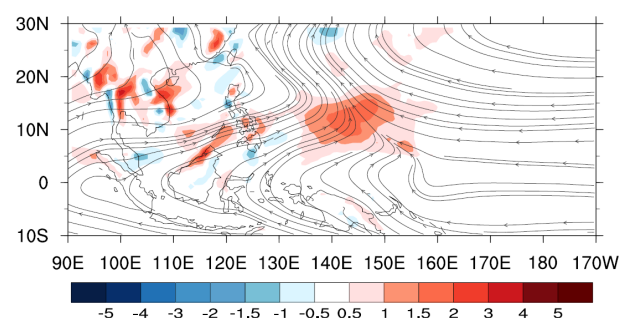
圖七. ER-I 伴隨的低頻場。色階是低頻緯向風輻合距平 ($\times 10^{-6} s^{-1}$ ，距平為該物理量減掉它 2000 年 2009 年平均的低頻場)，等值線是緯向風的垂直風切 (ms^{-1} ，為 200mb 的 u 風場減 850mb 的 u 風場)，向量為 850mb 低頻風場距平 (ms^{-1})。



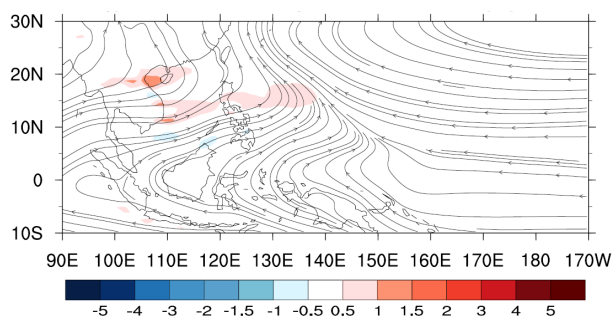
圖八. 同圖七，但為 ER-II。



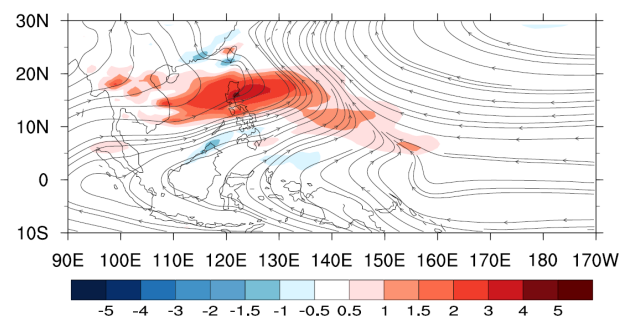
圖九. ER-I 的 BCC (色階, $\times 10^{-5} m^2 s^{-3}$)。流線為 ER-I 與 ER-II 對應的 850mb 低頻流線場。



圖十. 同圖九，但為 ER-II。



圖十一. ER-I 的 BCS (色階, $\times 10^{-5} m^2 s^{-3}$)。流線為 ER-I 與 ER-II 對應的 850mb 低頻流線場。



圖十二. 同圖十一，但為 ER-II。