

冬季東亞季風與台灣氣候即時監測分析： 2010~2013 年實例

李思瑩^{1,2} 盧孟明^{1*}

¹中央氣象局氣象科技中心

²資拓宏宇國際股份有限公司

(中華民國一〇二年十二月二十日收稿；中華民國一〇三年六月十一日定稿)

摘 要

台灣冬季氣候主要受東亞冬季季風系統(East Asian winter monsoon, EAWM)控制，監測分析和預報季風特徵是氣象服務的重要一環。本文以 2010~2013 年為例，說明氣象局〈災害性天氣監測與預報作業建置計畫〉發展的 EAWM 監測方法。運用 2 個以季風低層變數設計的指數和 2 個高層變數指數，從季風的季節平均、季內變化、年際變化三種觀察角度，說明如何以「強度」、「弱度」、「變異度」為評量指標簡要描述每一年的季風特徵。「強度」是僅計算正距平季風指數的平均距平值，「弱度」則是僅計算季風指數出現負距平的日數，「變異度」是以每年冬季(10~3 月)為計算期限的季風指數變異數。季風的相對強弱與變化幅度判斷標準以世界氣象組織規範的 30 年氣候基期為準，每 10 年更新一次。以 2010~2013 年為例，以 1981~2010 年氣候基期為參考，根據「強度」可判斷 2011 年為強季風年，根據「弱度」可判斷 2013 年為弱季風年，而根據「變異度」可判斷 2011 年為季風變異超乎尋常的氣候異常年，這一年的季風變異度相對於氣候基期的統計數據是一個離群值(outlier)。根據不同的季風指數，可看到 2011 年的異常現象以中高緯區域為主，將熱帶風場納入計算的季風指數並沒有異常的現象。本文提出的監測方法適用於任何季風指數，未來可挑選更多可反映季風不同特性的指數，豐富東亞冬季季風與台灣冬季氣候即時監測分析的內容。

關鍵字：東亞冬季季風、臺灣氣候、季風指數、氣候監測

*通訊作者：盧孟明，台北市公園路 64 號 Email:lu@rdc.cwb.gov.tw

一、前言

台灣位處亞洲大陸與太平洋交界的陸地邊緣區域，冬季氣候主要受東亞冬季季風系統(East Asian winter monsoon, EAWM)控制，即時監測與詮釋台灣氣候變化必須以 EAWM 為最主要的重點。除了影響台灣以外，EAWM 對大陸、韓國、日本甚至馬來西亞、印尼和東南亞其他國家都有影響，範圍甚至跨越赤道達南半球低緯區域，是極為獨特的季風環流系統(Li 1955; Tao 1957; Ding 1994; Wu et al. 2006; Wang et al. 2010)。

EAWM 的特徵在近地面層歐亞大陸上以西伯利亞與蒙古高壓(Siberian-Mongolian High，簡稱 SMH)為代表，在西北太平洋上則以阿留申低壓(Aleutian Low，簡稱 AL)為代表(圖 1)，受這兩個系統的影響在東北亞亞洲大陸東側沿岸從中高緯度到熱帶地區以北風和東北風為主，引導北方冷空氣南下(Chang and Lau 1982; Lau and Li 1984; Chan and Li 2004; Jhun and Lee 2004; Wang 2006)。中、高層與地面風場各異其趣，亞洲大陸東側沿岸區域上的 500hPa 高度場有稱為東亞主槽(East Asian Trough)的明顯低壓槽(圖 2)，槽底 20°N-50°N 附近是高層西風噴流(upper level jet)的位置，噴流中心位在東亞至西北太平洋距陸地不遠的太平洋上。東亞季風環流的變化不只影響亞洲與太平洋區域的冬季氣候，還透過高層波動與低層環流過程影響亞洲以外的氣候(Chang and Lau 1982; Lau and Chang 1987; Yasunari 1991; Wang et al. 2009)。

EAWM 有多重尺度的變化。Ding(1990) 指出伴隨地面西伯利亞高壓移動發生的冷空氣爆發南下常有約 10~20 天週期的低頻變動，這種次月尺度的變化往往與大西洋和太平洋上中高緯高層阻

塞高壓活動有關(Takaya and Nakamura 2005a,b, 2013; Lu and Chang 2009)。時間尺度較長的 EAWM 年際與年代際變化則是與聖嬰現象(El Nino-Southern Oscillation; ENSO)、北大西洋震盪(North Atlantic Oscillation; NAO)、北極震盪(Arctic Oscillation; AO)、太平洋年代際震盪(Pacific Decadal Oscillation; PDO)等主要氣候變化的模態有關。Wang et al. (2006)指出 ENSO 透過赤道東太平洋異常海溫激發的菲律賓海異常環流影響 EAWM，El Nino 年時菲律賓海為反氣旋距平且 EAWM 強度較弱，La Nina 年時菲律賓海為氣旋距平且 EAWM 強度較強 (Zhang et al. 1996; Tomita and Yasunari 1996; Ji et al. 1997; Wang et al. 2000)。Gong et al. (2001) 指出亞洲大陸東部的冬季溫度與代表歐亞大陸高緯度海平面氣壓變化的 AO 有關，當 AO 正相位時，極區為低壓、歐亞大陸上為高壓距平，因此氣溫偏低，AO 對東亞地面溫度的影響程度同時表現在 SMH 的強度。Watanabe (2004) 指出伴隨 NAO 在地中海出現的異常低層輻合氣流可能會引發高空波列，並導致東亞地區地面增溫，Hong et al. (2008)分析 1957~2001 年期間 NAO 與西伯利亞高壓的關係發現二者有顯著的負相關，相關係數達 -0.76 。Chen et al. (2013)把 EAWM 分為和 ENSO 相關與不相關的兩類，指出和 ENSO 相關的 EAWM 往往偏弱，並且其後發展的東亞夏季季風偏強，這個關係在 PDO 正相位年代比負相位年代更強。

為監測預報和分析 EAWM 的實務需要，已有許多 EAWM 指數被提出(Hanawa et al. 1988; Guo 1994; Shi 1996; Sun and Li 1997; Ji et al. 1997; Lu and Chan 1999; Cui and Sun 1999; Chen et al 2000; Yang et al. 2002; Wang et al 2009; Wang and Chen 2010)，作為檢驗季風環流多重尺度變化與

探討季風和其他氣候系統相互關係的參考，以及評估數值模式對 EAWM 的模擬或預測能力的依據，唯不同 EAWM 指數強調的季風特徵稍有不同。用以定義季風指數大致有海平面氣壓(SLP)，低層（10 公尺高度或 850hPa）經向風，高層（500hPa、300hPa、200hPa）緯向風，500hPa 高度場等變數，在指數的定義上 SLP 有以區域平均或緯向（東西方向）氣壓梯度表示，低層經向風大多用緯向風切代表，高層緯向風則多用經向風切代表。雖然不同的作者為研究目標定義了不同的季風指數，但各指數之間差異不大，基本上在低層是以蒙古高壓與阿留申低壓為主要系統，高層大氣在 500hPa 以掌握東亞主槽為主，對流層頂附近(300hPa、200hPa)則以掌握西風噴流或高層大氣對熱帶對流系統加熱作用的反應為主。

當西伯利亞高壓向東南朝大陸沿岸與太平洋移動時，往往引發冷空氣南侵與強烈北風伴隨高

壓南下，造成台灣附近地面氣壓劇升、北風增強、溫度驟降，這樣的天氣現象稱為寒潮(cold surge)，南下的冷空氣有時可達熱帶甚至跨越赤道(Chang et al. 1983)，在台灣因冷空氣南侵常帶來嚴重的低溫災害，造成社會經濟的損失。寒潮辨識著重於低溫和降溫幅度的判斷(顏 1961；俞 1978；王 1978；任與蔡 1981；盧與李 2009)，唯寒潮定義往往隨作者的觀點和研究目的而不同。香港地區的寒潮則分為北風潮(northerly surge)與東風潮(easterly surge)，北風潮往往造成氣溫驟降，而東風潮伴有強風，都是易致災天氣型態(Wu and Chan 1995, 1997)。

本文介紹氣象局在〈災害性天氣監測與預報作業建置計畫〉支持下針對東亞季風與台灣氣候發展的冬季氣候監測分析方法，目的為即時監測東亞冬季季風與台灣冬季低溫與寒潮特徵，使每年冬季結束後可迅速提供觀查資料以利後續研究

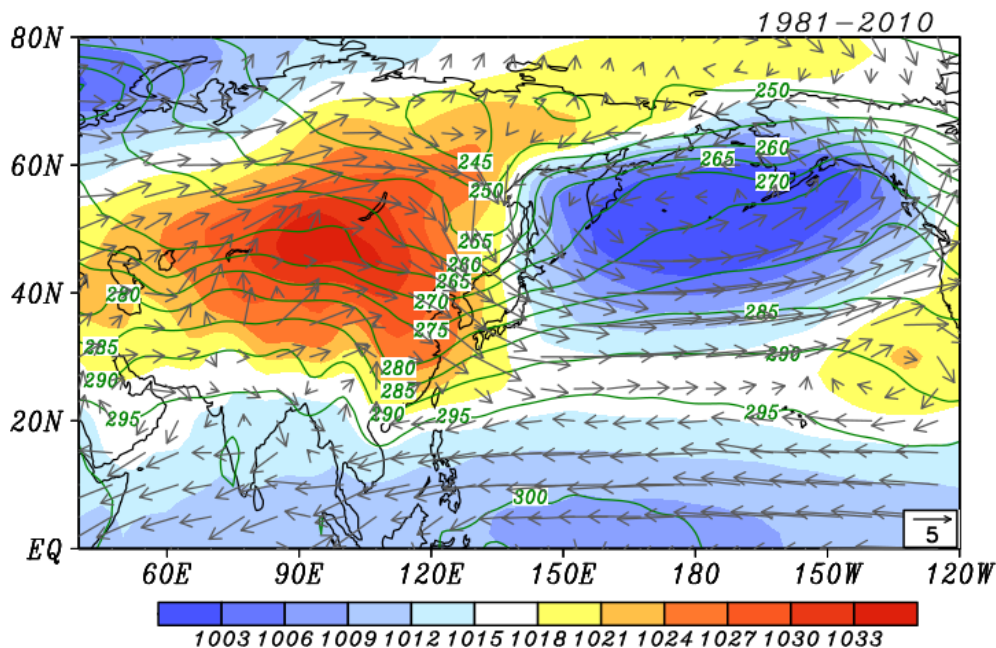


圖 1 1981~2010 年冬季氣候平均之海平面氣壓(陰影,單位:hPa)、1000hPa 溫度(線條,單位:°K)以及 850hPa 風場(箭頭,單位:m/s)。

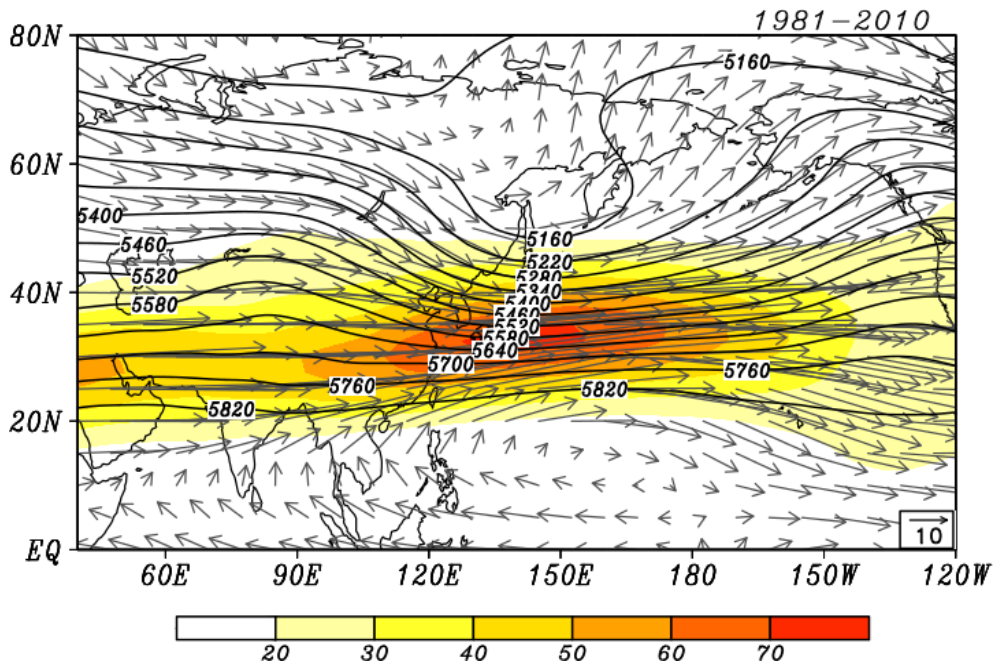


圖 2 1981~2010 年冬季氣候平均之 200hPa 緯向風 (陰影, 單位: m/s)、500hPa 高度場 (線條, 單位: m) 以及 200hPa 風場 (箭頭, 單位: m/s)。

與知識推廣。根據世界氣象組織呼籲世界各國氣象服務單位儘量使用有文獻可考的方法建構氣候服務的原則, 本項發展工作的做法是要將在國際期刊發表的季風指數運用到即時監測的業務並分析冬季季風與台灣極端低溫和寒潮的關聯。由於〈災害性天氣監測與預報作業建置計畫〉從 2010 年開始執行為期 6 年, 本文以 2010~2013 年四個冬季為實例說明監測分析的內容和產品, 2014 年之後本監測分析工作將進入準作業階段由氣象局科技中心負責執行。第二章介紹本文使用的資料與季風指數和台灣寒潮定義, 第三章為 2010~2013 年季風監測結果, 相同四年的台灣低溫與寒潮監測結果在第四章說明, 第五章為總結與討論。

二、資料與季風指數定義

2.1 資料

本文使用了台灣測站與全球格點兩類資料。台灣測站方面選取了 21 個自 1951 年起有完整記錄的氣象站, 分別為淡水、鞍部、台北、竹子湖、基隆、彭佳嶼、花蓮、宜蘭、澎湖、台南、高雄、台中、阿里山、大武、玉山、新竹、恆春、成功、蘭嶼、日月潭、台東等測站。由於冬季災害主要來自於低溫, 本文使用的資料以日最低溫(T_{min})為主。

全球格點資料使用 NCEP/NCAR 重分析自 1951 年開始的逐日資料, 包括標準氣壓層的風場、高度場、溫度場、以及海平面氣壓(SLP)場。

本文的冬季是指 10 月 1 日開始至次年 3 月 31 日, 若稱 2010 年冬季乃是指 2009 年 10 月 1

日至 2010 年 3 月 31 日期間。大尺度季風的氣候背景場依世界氣象組織制定的氣候服務規範執行，目前的做法是以 30 年為基期長度，每 10 年更新一次，對二十一世紀一〇年代(2011~2020)氣候基期是 1981~2010 年。但在台灣極端氣候如極端低溫與寒潮因較少發生，30 年的基期對統計顯著性分析是相當大的限制，因此改以 50 年(1961~2010)為基期。建議未來可每 5 年更新一次基期，樣本數量隨時間增加，以滿足極端天氣對於氣候基期的樣本數量需求。

2.2 東亞冬季季風指數

季風指數眾多但差異有限，經過初步分析後本文以台灣冬季應用為目標挑選依北半球冬季海平面氣壓與高層西風分佈特徵設計的四個 EAWM 指數作為監測對象，季風指數定義如下：

■SMH 指數

$$SMH = SLP(40^{\circ} - 60^{\circ}N, 70^{\circ} - 120^{\circ}E)$$

SMH (Siberia-Mongolia High)乃是以北半球冬季歐亞大陸上海平面氣壓最強範圍也就是西伯利亞與蒙古區域(40°N-60°N、70°E-120°E)的平均 SLP 作為反映 EAWM 強度的指數(Chang and Lu, 2012)。

■EWW 指數

$$EWW =$$

$$\left[\sum_{lat=20^{\circ}N}^{70^{\circ}N} (SLP_{lat,110^{\circ}E}^{*} - SLP_{lat,160^{\circ}E}^{*}) \right]^{*}$$

這裡星號 (*) 代表標準化。

EWW (EAWM Wu and Wang (2002))乃是以東亞與西北太平洋的海陸氣壓梯度作為反映 EAWM 強度指數(Wu and Wang, 2002)，是依照 Wu and Wang (2002)的方法，但修改了該文僅考

慮冬季平均氣壓梯度的做法改以計算冬半年每日的氣壓梯度值，緯度仍是選取 20°N-70°N 範圍，先計算每日在歐亞大陸(110°E)與西北太平洋(160°E)的 SLP 分別標準化後計算氣壓差(110°E 減 160°E)，然後計算 20°N-70°N 的氣壓差總和。標準化的計算是以 1981~2010 年逐日氣候平均值為基準，計算每日相較氣候值的距平，再將距平轉換為 30 年距平變化的標準差的倍數。

■EJL 指數

$$EJL =$$

$$U_{300}(27.5^{\circ} - 37.5^{\circ}N, 110^{\circ} - 170^{\circ}E) \\ - U_{300}(50^{\circ} - 60^{\circ}N, 80^{\circ} - 140^{\circ}E)$$

EJL (EAWM Jhun and Lee (2004)) 是以東亞與西北太平洋上高層(300hPa)大氣緯向風的風切作為反映 EAWM 強度指數(Jhun and Lee, 2004)。Jhun and Lee (2004)分析西伯利亞和蒙古區域(40°N-60°N、80°E-120°E)平均 SLP 和北半球高層西風(U₃₀₀)相關性，發現相關係數在 40°N 以北為負值而 40°N 以南為正值。對在 0°-70°N、60°E-140°W 的 U₃₀₀和在 25°N-50°N、105°E-145°E 的地面溫度進行 SVD 分析後，Jhun and Lee (2004)發現第一個 SVD 模態的 U₃₀₀ 空間特徵和前述之 U₃₀₀ 與西伯利亞 SLP 相關係數特徵類似，而地面溫度的空間特徵為大範圍的低溫，表示西伯利亞高壓偏強時 U₃₀₀ 在 40°N 以北偏弱而 40°N 以南偏強，東亞氣溫偏低。因此，選取 U₃₀₀ 與西伯利亞高壓高相關的兩個範圍 27.5°-37.5°N、110°-170°E 與 50°-60°N、80°-140°E 的風切作為 EAWM 指數，風切愈大表示高壓愈強、溫度愈低的強季風。

■ ELY 指數

ELY =

$$\left\{ \begin{array}{l} \left[U_{200}(30^{\circ}-35^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}-160^{\circ}\text{E}) - \right. \\ \left. U_{200}(50^{\circ}-60^{\circ}\text{N}, 70^{\circ}-170^{\circ}\text{E}) \right] + \\ \left[U_{200}(30^{\circ}-35^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}-160^{\circ}\text{E}) - \right. \\ \left. U_{200}(5^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}-160^{\circ}\text{E}) \right] \end{array} \right\} \times 0.5$$

ELY (EAWM Li and Yang (2010))與 EJL 相當類似，但多考慮了高層(200hPa)緯向風在副熱帶(30°N-35°N)和熱帶(5°S-10°N)之間的風切。Li and Yang (2010)分析 200hPa 緯向風(U_{200})分別與 25°-50°N、100°-145°E 區域平均的 1000hPa 經向風、Nino 3.4 指數以及 30°-50°N、0°-180°範圍的 SLP 相關係數，發現若 30°N 西風帶較強(弱)時，南北兩側的緯向風較弱(強)，此時熱帶中東太平洋的海溫較暖(冷)，東亞地區的北風也較強(弱)，代表 EAWM 較強(較弱)。再以相同範圍的 1000hPa 經向風(V_{1000})與 10°S-60°N、70°-170°E 範圍的 U_{200} 進行 SVD 分析後發現，當高層西風較弱(強)時，東亞地區近地表為南(北)風。研究指出 U_{200} 與低層大氣環流有很強的連結，關鍵區域的 U_{200} 風切可反應 EAWM 和高緯度大氣環流與低緯度海溫的關係，預報模式對此指數有適當的掌握能力，表示對於數值模式預報產品應用應可進一步開發 ELY 的潛在運用價值。

2.3 台灣的低溫與寒潮

本文根據盧與李(2009)的定義辨識台灣的低溫與寒潮。低溫是各測站依該站 1961~2010 年 50 個冬季的日最低溫(T_{min})記錄排序，定出百分序 10 (PR10) 的溫度為「低溫」門檻值，即若 T_{min} 低於 PR10 則判定該日為「低溫」。

寒潮事件是依照低溫程度和降溫幅度決定，若一個測站的 T_{min} 在第 1 日(Day+1)達到「低溫」

標準或 48 小時降溫幅度($T_{min}(\text{Day}-1) - T_{min}(\text{Day}+1)$)超過了以 50 個冬季統計的 48 小時降溫幅度之 PR90 訂出的「驟降」門檻值，則判定為有寒潮事件發生，並將 Day0 定為寒潮開始日。另以 24 小時升溫($T_{min}(\text{Day}N) - T_{min}(\text{Day}N-1)$)幅度之 PR90 定為「回升」門檻值，當 24 小時回升幅度超過門檻值或在第 N 日(DayN)的 T_{min} 高於 PR20 的溫度，則將 DayN 定為寒潮結束日。逐一測站判斷之後，若一個寒潮事件同時在 21 個測站中有 17 個或以上的測站都發生了，這個事件就稱為「全島型寒潮」，並以發生寒潮事件的測站中最早發生的日期為全島型寒潮開始日，最晚結束日期為全島型寒潮結束日。

三、2010~2013 年東亞冬季季風

本章以 2010~2013 年四個冬季為例說明 EAWM 的即時監測內容，從冬季間差異可知即時監測對於瞭解和詮釋現象的重要。監測內容分為季度氣候的平均變異和季節內變化兩部分，後者以討論季風指數為主。大尺度變數距平值的計算則是採用世界氣象組織規範的 30 年(1981~2010)平均值為氣候基準。

3.1 季節平均特性

季風在各個冬季的空間特徵可由大尺度環流場季節平均變化得知，圖 3 至圖 6 分別為 2010 年、2011 年、2012 年、2013 年各變數的 DJF (12 月至 2 月) 平均距平值。

2010 年冬季高層(200hPa) DJF 風場(圖 3a)顯示 40°N 以北高緯度地區以東風距平為主，30°N 以南低緯度地區以西風距平為主，對照圖 2 的氣候平均值在西風氣候值最大的 35°N 與 140°E 附近為東風距平，顯示 2010 年西風噴流較弱並有向

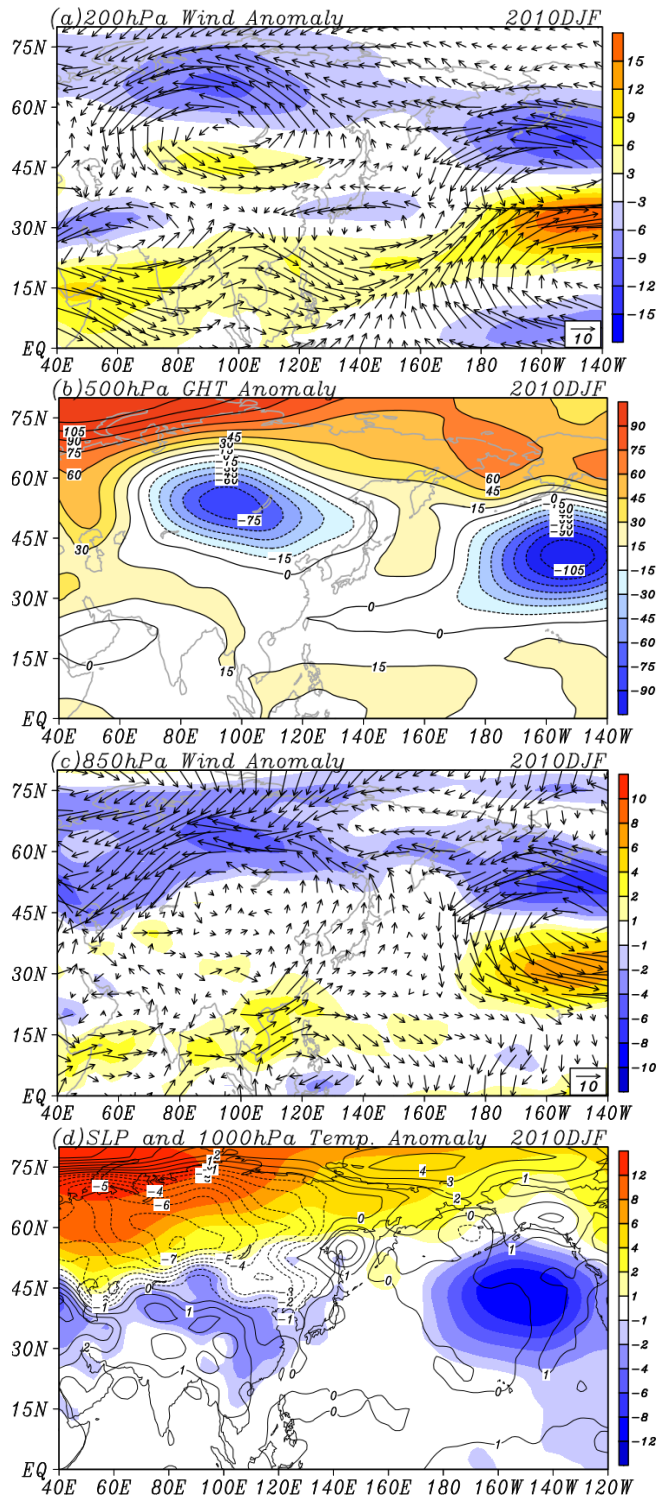


圖 3 2009/2010 年冬季平均之(a) 200hPa 風場與西風分量的風速 (陰影) 距平 (單位: m/s)、(b) 500hPa 高度場距平 (單位: m)、(c) 850hPa 風場與西風分量的風速 (陰影) 距平 (單位: m/s)、(d)海平面氣壓 (陰影, 單位: hPa) 與 1000hPa 溫度距平 (等值線, 單位: °k)。

南偏移的現象。圖 3b 顯示歐亞大陸上 50°N 以北在 500hPa 為高壓距平，高壓中心位於北極圈範圍內，位置與氣候平均值相比偏向西北方，中心距平值超過 120hPa，顯示此高壓極強，而西伯利亞與蒙古高壓的強度較氣候平均值低，負距平主要的範圍在貝加爾湖與巴爾喀升湖之間和北太平洋上 35°N 與 140°W-160°W 附近。圖 3c 顯示的低層 (850hPa) 風場與 500hPa 高度場和 200hPa 風場距平有相當一致的關係，表現出歐亞大陸上冬季季風高壓環流偏弱，海上阿留申低壓偏強，但位置偏東南。2010 年冬季為聖嬰(El Niño)冬季，圖 3a 從南亞往東橫跨太平洋上的 10°N-20°N 西風距平和偏強的阿留申低壓都是聖嬰年經常出現的現象。圖 3d 的海平面氣壓場和 1000hPa 溫度距平顯示歐亞大陸上溫度距平有北低南高特徵，由於低溫距平中心(50°N-60°N, 80°E -90°E)北方是高壓距平而南方是低壓距平，表示冷平流可能是形成低溫距平的重要因素。

2011 年冬季的環流場平均變異和 2010 年有明顯差異。圖 4a 顯示高層(200hPa)風場在海上的距平值明顯大於陸地，太平洋上有極強的阻塞高壓形式的距平，在 35°N 以北為順時針旋轉的反氣旋高壓環流，高壓脊伸入白令海峽到達北極海上方，在高壓南邊有反時針旋轉的低壓環流距平橫跨太平洋。35°N 以南的低緯區域在華南上方有反氣旋式環流距平，台灣正好位於反氣旋環流的東側，對照圖 2 可看到台灣北方的西風距平表示華南西風噴流偏強，圖 4a 中台灣東北方的西北風距平表示西風噴流出口往陸地和赤道方向偏移，使台灣冬季天氣較不穩定。在熱帶區域西北太平洋上的北風距平和南海與中南半島上的東風距平都相當醒目。太平洋中高緯度阻塞高壓和低緯度低壓特徵在圖 4b 的 500hPa 高度場距平看得更清

楚，台灣北方韓國與日本南方及東海和西北太平洋上的低壓距平顯示這個區域冬季擾動比氣候平均狀態更為活躍。圖 4c 的低層(850hPa)風場距平在太平洋上和圖 4a 的高層風場距平相當類似，但在近赤道的熱帶區域低層風場不像圖 4a 有那麼強的北風距平，而以東風距平取而代之，是西太平洋(0°-15°N, 130°E-180°E)反氣旋環流距平的一部分。北印度洋上看到西風距平，和圖 4a 的高層風場距平方向相反，是明顯的斜壓結構，表示在 100°E -110°E 的印尼與澳洲北方海洋陸地區域的低層輻合氣流伴隨有旺盛的深對流運動。圖 4c 在北印度洋上的西風與 45°N-60°N 歐亞大陸上的東風和圖 4d 看到 45°N 以南的南亞與西北太平洋低壓距平相當一致，45°N 以北從歐亞大陸一直到西北太平洋則都是高壓與低溫距平，東太平洋從南到北也都以高壓與低溫距平為主。西太平洋靠近東亞的沿海區域則被廣大的低壓距平壟罩，南亞也有大範圍的低壓距平。華南和台灣一帶與南海西部出現了低壓和低溫距平，北高南低的氣壓梯度距平表示偏冷空氣容易從歐亞大陸往東南方向移動，大環境利於台灣低溫事件發生。

2012 年冬季與 2011 年都屬於反聖嬰(La Niña)冬季，換日線附近赤道太平洋海溫偏高，熱帶對流往西太平洋與亞洲大陸偏移，赤道東太平洋東風偏強。比較 2012 (圖 5a) 與 2011 (圖 4a) 年可看到兩個冬季的高層風場在赤道附近 140°E 以東都以西風距平為主而 140°E 以西則以東風距平為主，反映赤道西太平洋 120°E-140°E 暖海溫區域的旺盛深對流運動激發出高層的輻散環流，並在低層 (圖 4c 與 5c) 有明顯的輻合，和海平面氣壓西低東高 (圖 4d 與 5d) 的配置相符。比較圖 4b 與 5b 則可清楚地看到 2011 與 2012 年冬季的 500hPa 高度場距平在中高緯度有非常大的差

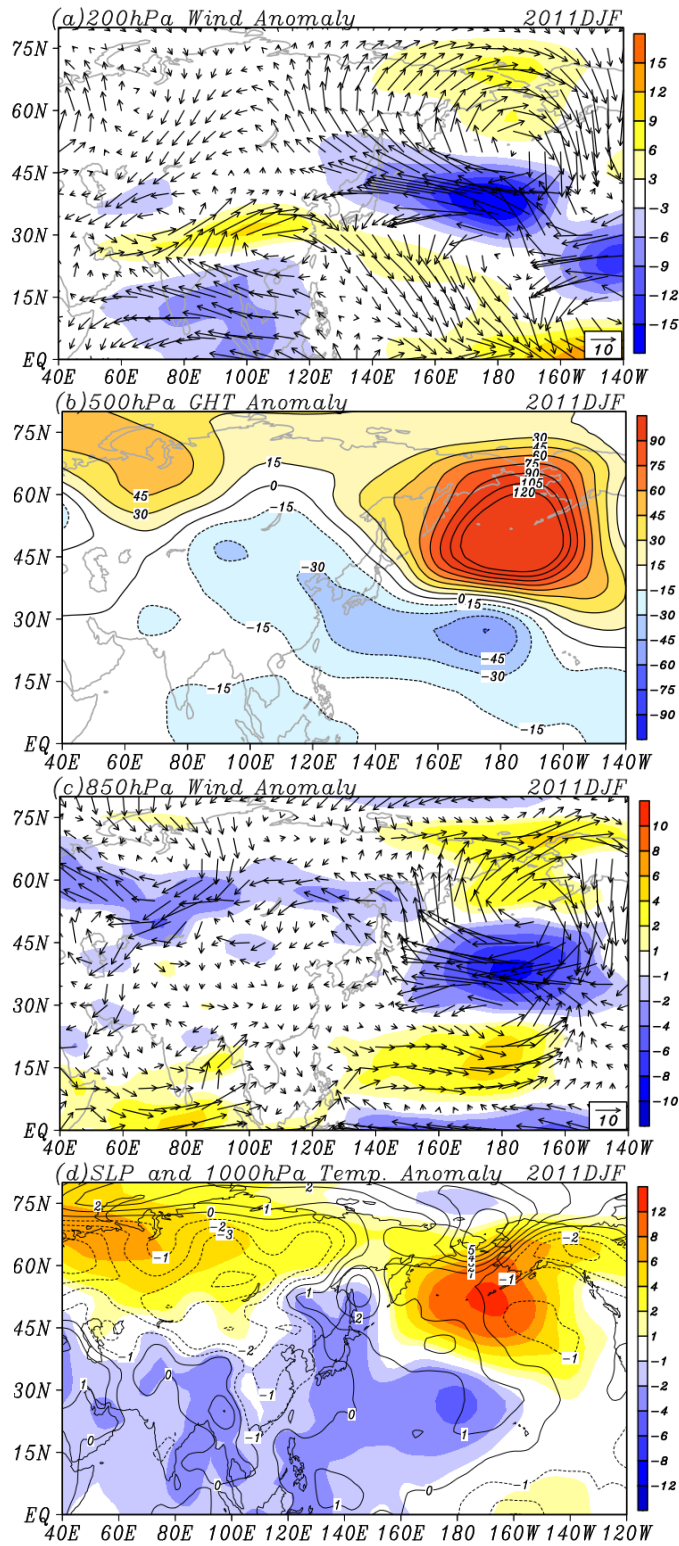


圖 4 與圖 3 同但為 2010/2011 年冬季。

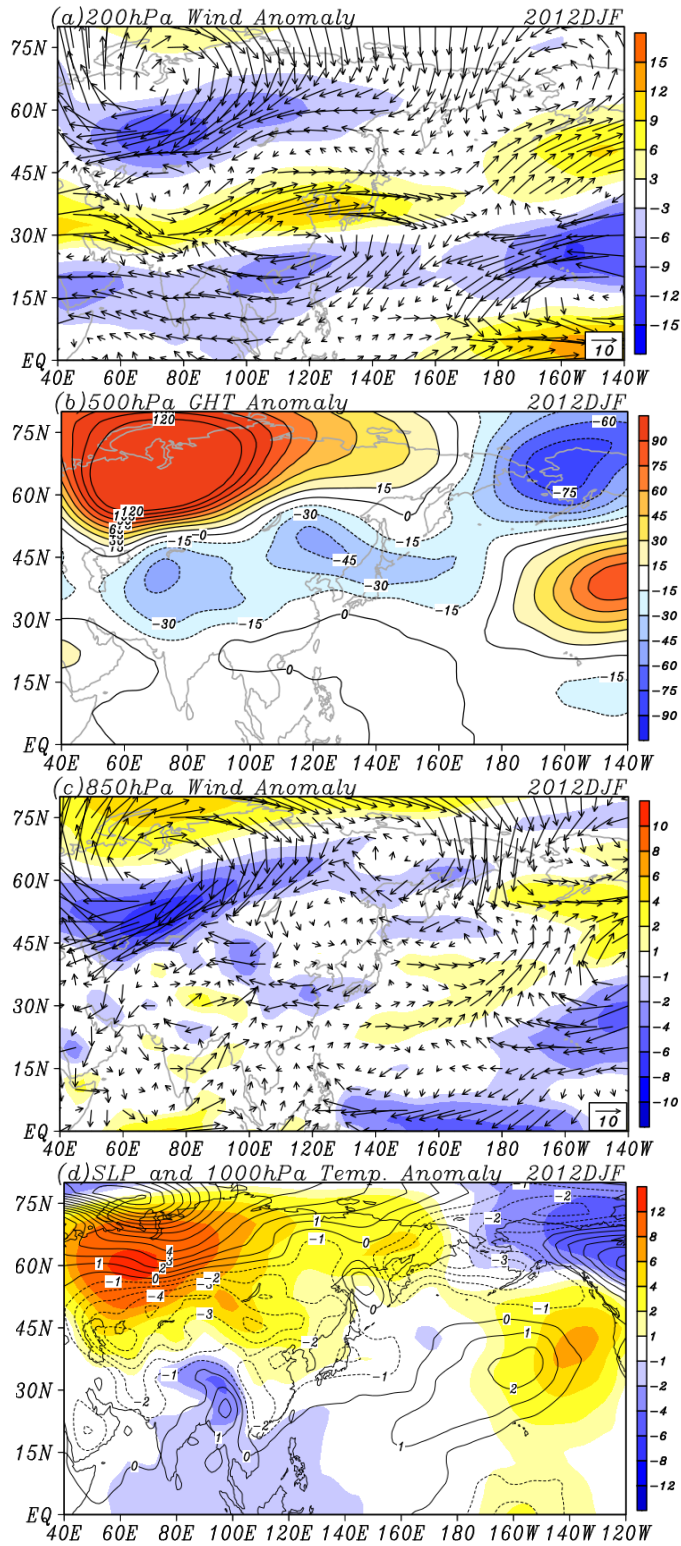


圖 5 與圖 3 同但為 2011/2012 年冬季。

異。2011 年在太平洋上有極強的阻塞高壓（圖 4b），而 2012 年（圖 5b）東太平洋上 45°N 以北為低壓距平，20°N -45°N 之間有高壓距平，20°N 以南為低壓距平。另一方面，2012 年在歐亞大陸高緯區域有非常明顯的高壓距平，同樣是典型的阻塞高壓結構，高壓脊位在東西伯利亞烏拉爾山 50°N 以北的中高緯區域，高壓南方即 45°N 以南的歐亞大陸從西亞往東一直到東亞與西北太平洋都是低壓距平。本文後半部的台灣低溫與寒潮章節將繼續討論歐亞大陸或太平洋上阻塞高壓時對台灣的影響。

2013 年冬季沒有聖嬰或反聖嬰現象在赤道太平洋發生，屬於聖嬰中性年。圖 6a 顯示出來的高層風場距平為 20°N-45°N 緯度區在非洲、東亞、東太平洋上各有一個高壓反氣旋距平，表示低壓擾動較不活躍；在中高緯度 50°N-75°N 主要是東風距平，蒙古上方貝加爾湖與巴爾喀什湖之間為氣旋環流距平，圖 6b 清楚顯示在 500hPa 為低壓距平，而圖 6c 顯示北印度洋靠近陸地區域在低層以西風距平為主，日本以東一直到北美東岸的 30°N-60°N 緯度區內仍以西風距平為主。圖 6d 顯示歐亞大陸 45°N 以南海平面氣壓偏低且氣溫偏高，與 45°N 以北區域海平面氣壓偏高且氣溫偏低形成強烈對比；在北美洲大陸的西北部也有 60°N 以南海平面氣壓偏低、氣溫偏高，而 60°N 以北海平面氣壓偏高、氣溫偏低的現象。

3.2 季節內變化

季內尺度變化也就是三個月以內非天氣尺度的 10~90 天長周期變化是 EAWM 的重要特徵，也是冬季預報的重要目標。為了判斷季風季內變化的特性和強度，本節用四個季風指數來討論 EAWM 的季內變化與強度的監測分析方法。

圖 7~10 分別為四個指數在四個冬季的逐日變化和氣候平均值的對照。圖 7 顯示除 2012 年以外，SMH 在其餘三年都有相對於氣候平均值相當明顯的季內變化，2010 年變化較快，2011 年 1 月 SMH 持續偏強，2013 年冬季 SMH 持續偏強的情形發生在 2012 年 12 月中下旬與 2013 年 1 月的開始幾天。2012 年從 2011 年 12 月開始一直到 2012 年 3 月初 SMH 都比氣候平均值較強。圖 8 的 EWW 指數表現的季風變異特徵和圖 7 類似，但 EWW 顯示的季風距平在 2012 年不如 SMH 那麼強。圖 9 與 10 表現的變化特徵和圖 7 與 8 也相當類似，但由於 EJJ 和 ELY 是根據高層風場決定的季風指數，高頻擾動較少。

為清楚呈現季風指數季內變化相對於氣候背景的變異程度，本文以 1981~2010 年為基期，分別計算四個指數每年在冬半年 6 個月內的變異量，再將監測年點繪在氣候基期的盒鬚圖上，以清楚辨識該年季風指數季內變異程度相對於氣候背景場的強弱程度。圖 11 盒鬚圖的盒框中線標示的是季風指數 30 年季內變異量的中位數，盒框的上邊界為變異量排序的百分位 75 數值，下邊界為排序的百分位 25 數值，因此至少有 15 年的季風指數季內變異量是屬於由盒框上下邊界定出的範圍內。盒鬚上端標示最接近上框加上 1.5 倍盒高的變異量，代表資料的上極值(upper extreme)，下端標示的是最接近盒框減去 1.5 倍盒高的變異量，代表資料的下極值(lower extreme)，落在上下極值以外的資料判斷為離群值(outlier)，在統計上屬於「異常」狀況。以 30 年氣候基期為參考標準的 2010~2013 年四個冬季的季內變異量規模均標示在圖上，其中以 2011 年尤其醒目，有 3 個指數(SMH, EWW, EJJ) 是離群值，表示 2011 年冬季季風有異常偏強的季內變化。在其他三年看到

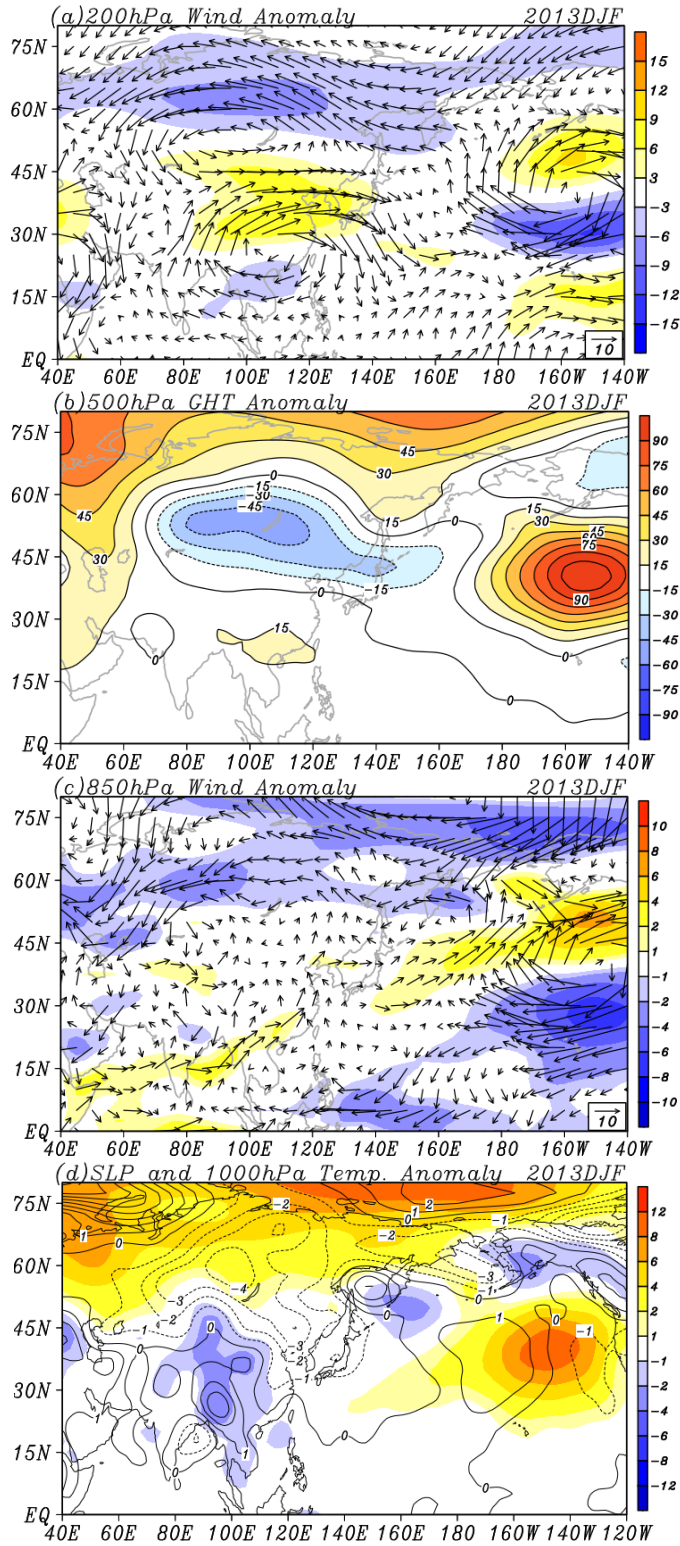


圖 6 與圖 3 同但為 2012/2013 年冬季。

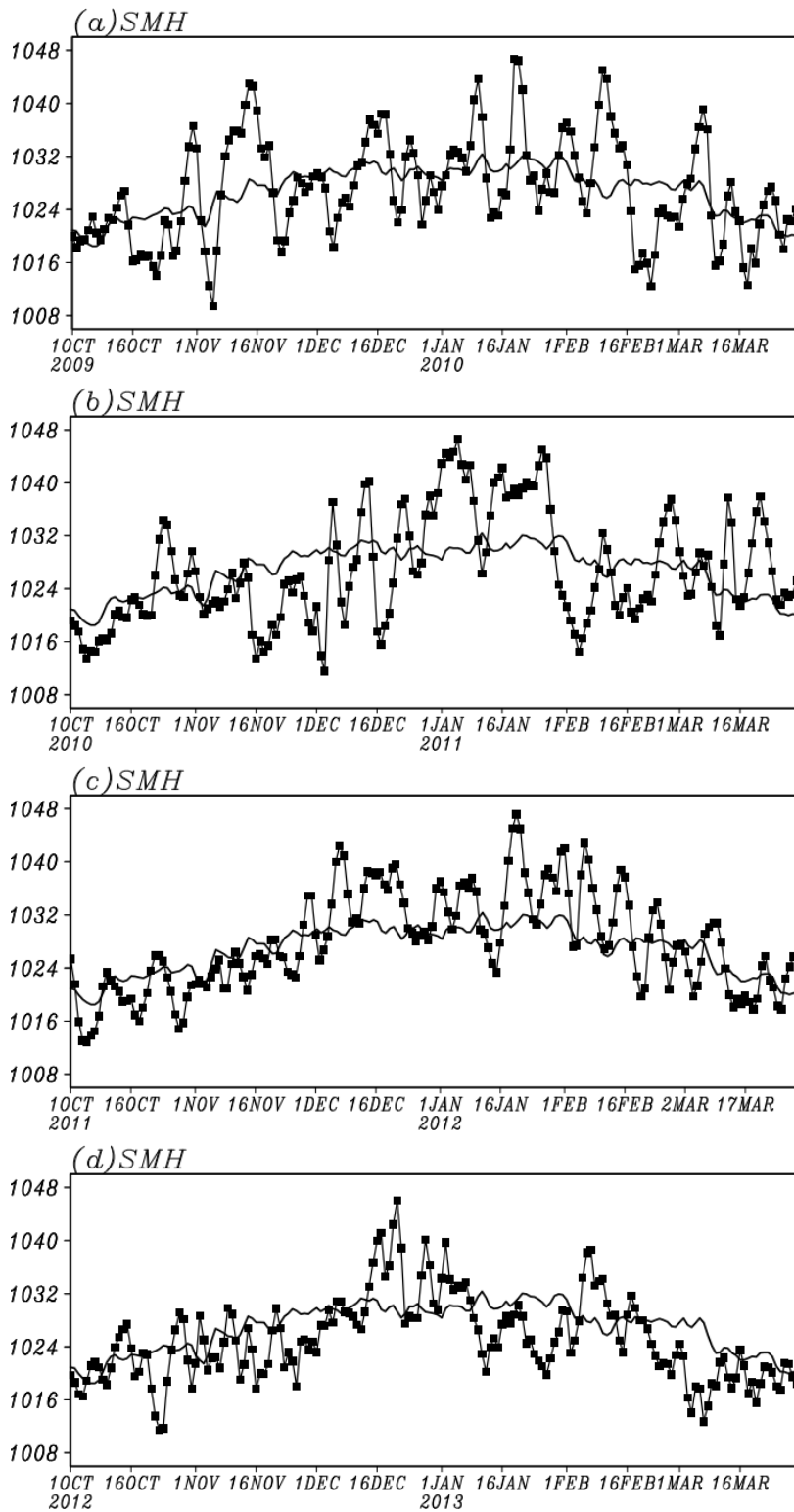


圖 7 SMH 於 2010 年(a)、2011 年(b)、2012 年(c)及 2013 年(d)10 月至 3 月間的逐日變化。

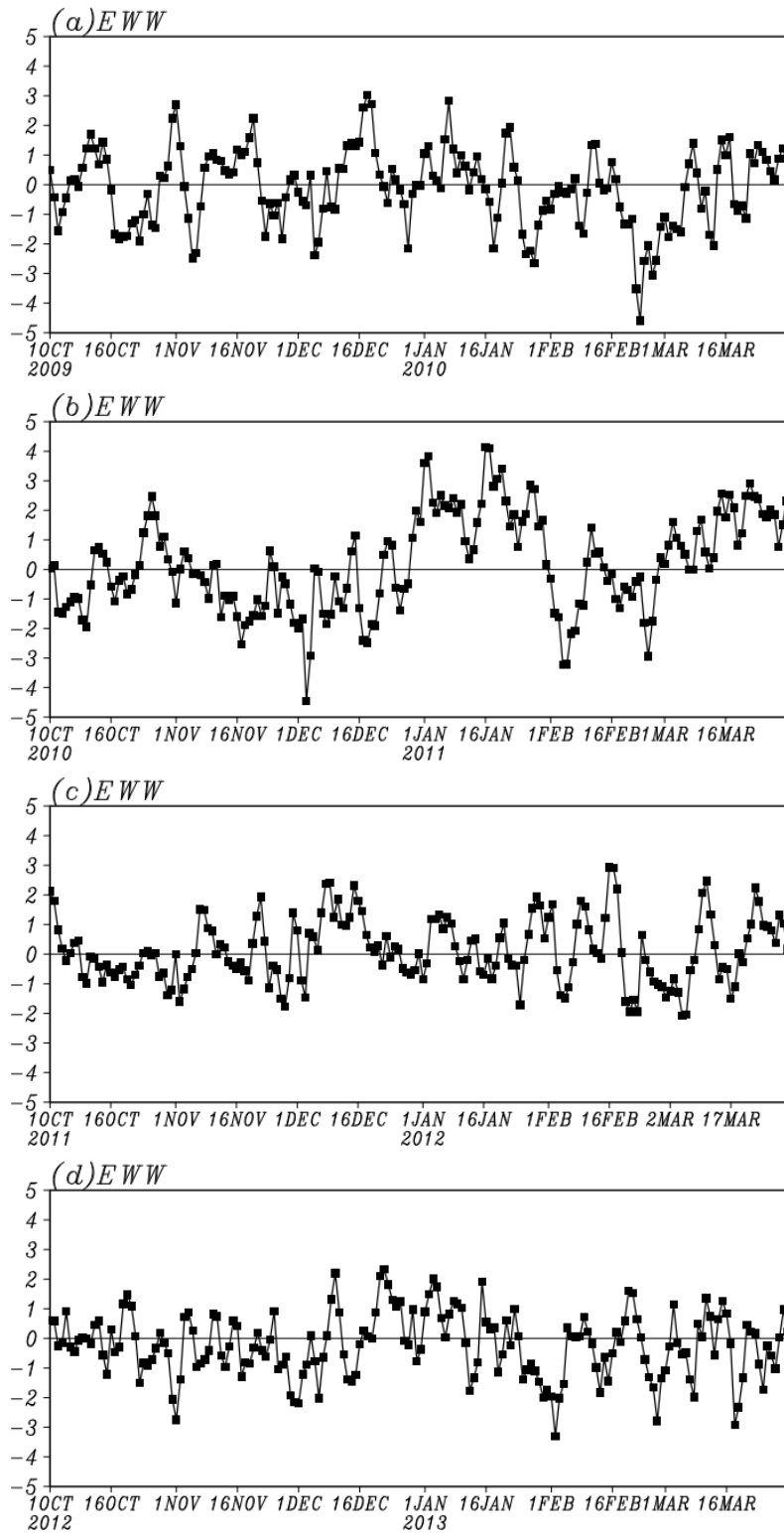


圖 8 EWW 於(a) 2010 年、(b) 2011 年、(c) 2012 年及(d) 2013 年 10 月至 3 月間的逐日變化。

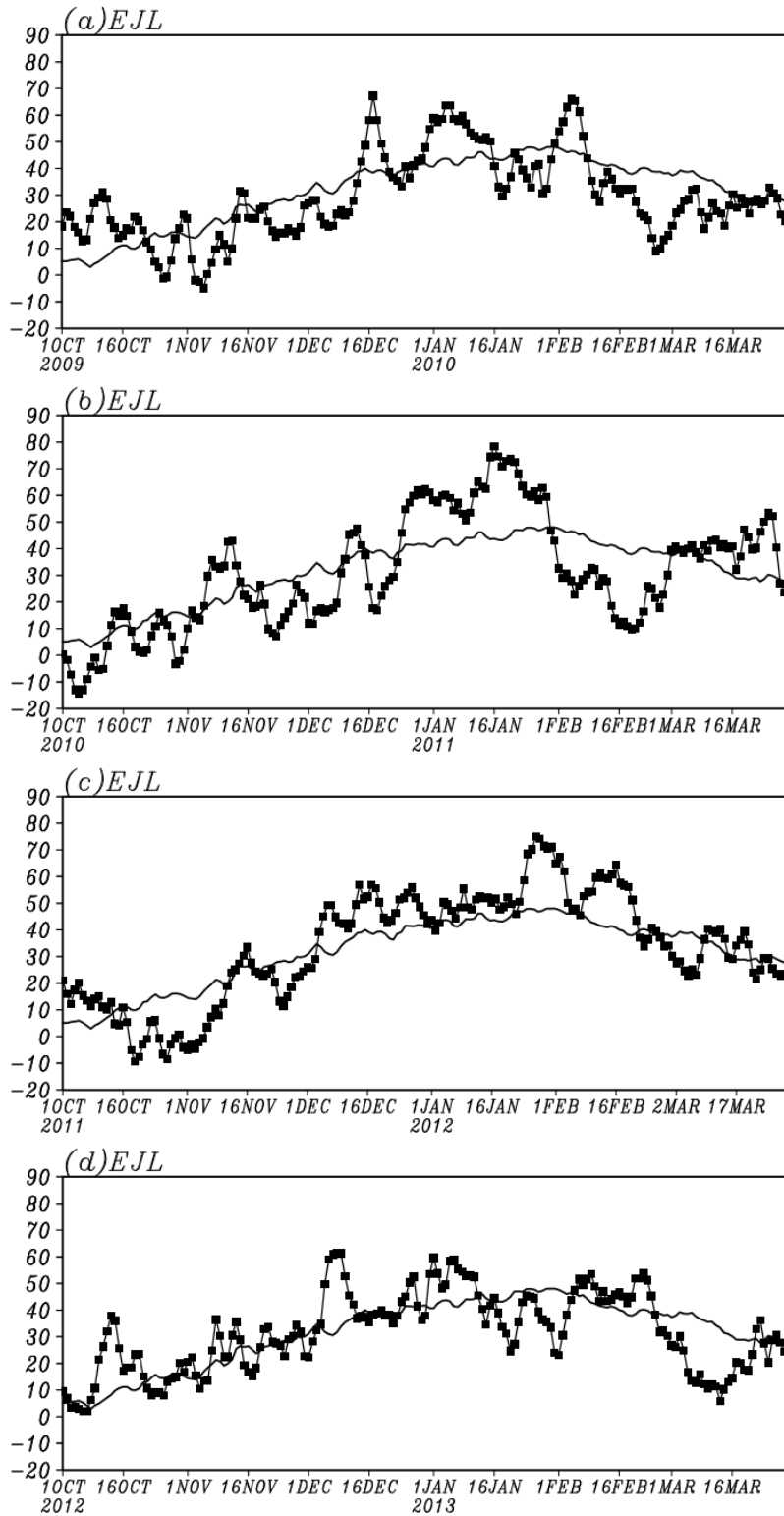


圖9 EJL於(a) 2010年、(b) 2011年、(c) 2012年及(d) 2013年10月至3月間的逐日變化。

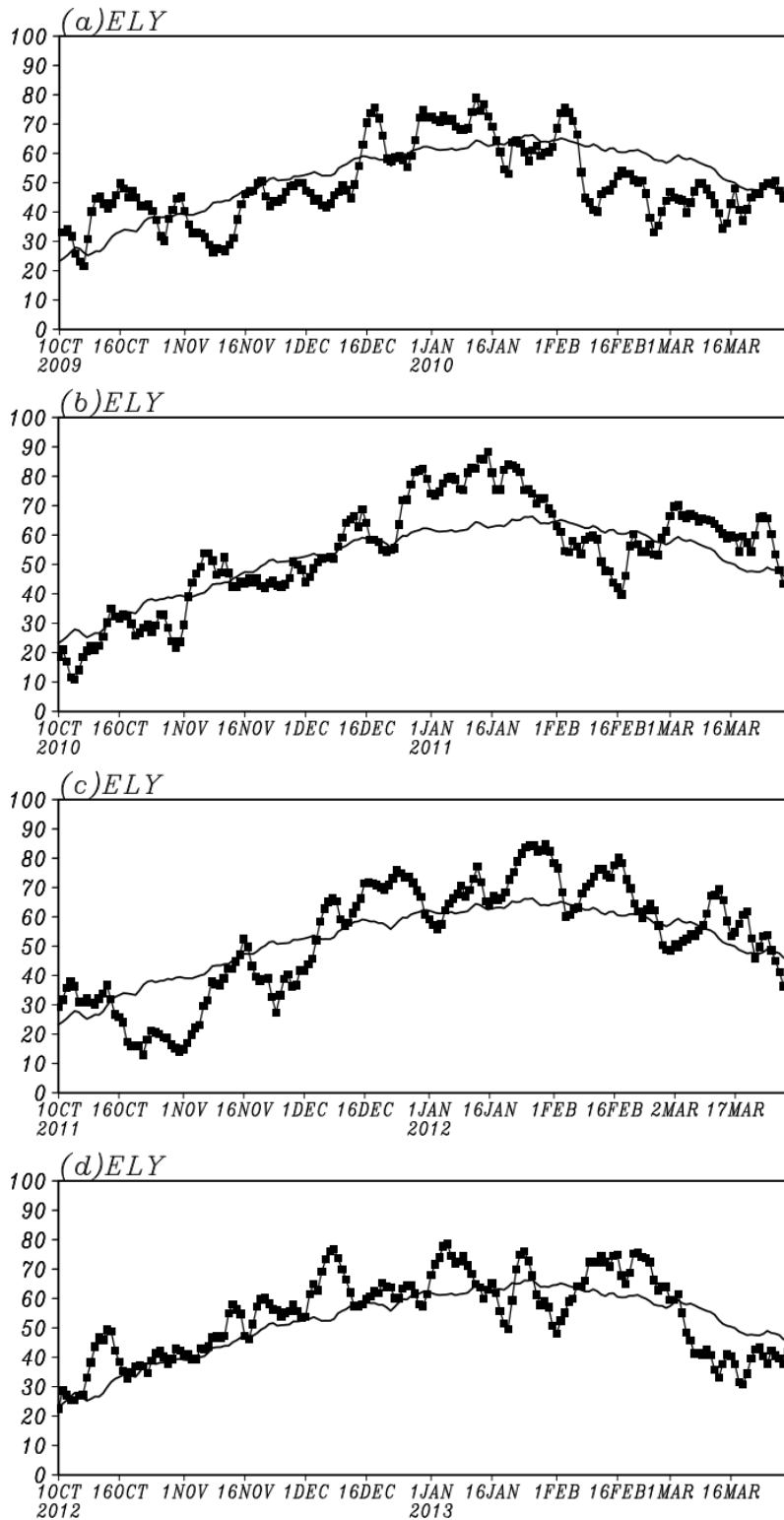


圖 10 ELY 於(a) 2010 年、(b) 2011 年、(c) 2012 年及(d) 2013 年 10 月至 3 月間的逐日變化。

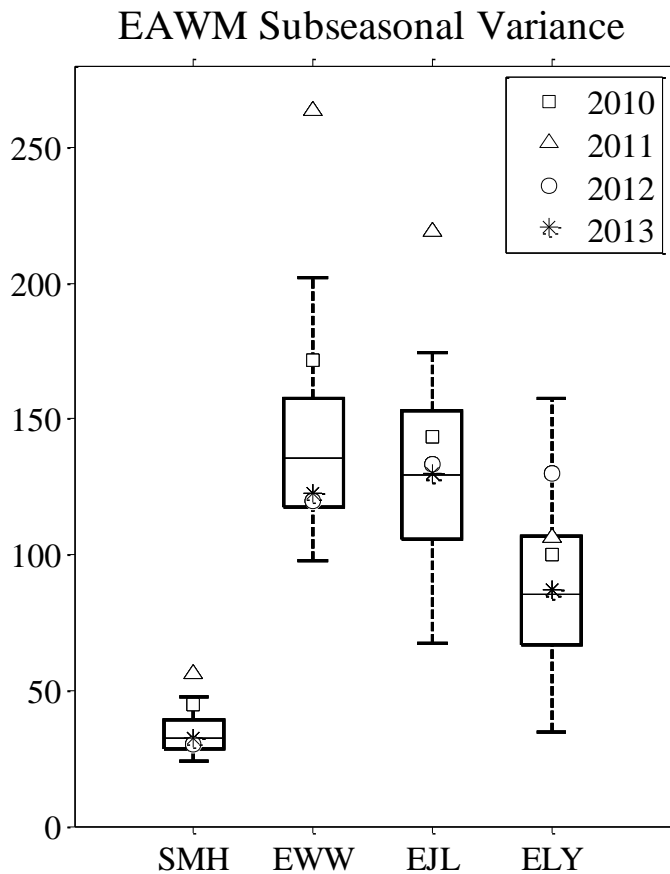


圖 11 以 30 年(1981~2010) NCEP/NCAR 重分析資料繪製的四個季風指數冬半年(10 月至隔年 3 月)變異量盒鬚圖，並用特殊符號分別標示 2010~2013 四個冬季的指數變異量位置。縱軸為季風指數變異量，單位分別是：SMH (hPa^2)，EJJ (m^2/s^2)，ELY (m^2/s^2)。EWW 為無因次化的指數，縱軸的數字代表標準差的倍數。

不同的指數相對於氣候值的變異強度有所不同，表示不同的指數反映的 EAWM 重點不同，故季風的季內變化研究必須特別注意使用的指數是否合宜。以 2011 年為例，雖然有 3 個指數判斷這一個冬季的季風有異常劇烈的季內變化，但 ELY 指數顯示 2011 年的季內變化強度接近 75 百分位值，不算「異常」。主要是因為其他三個指數都是以 20°N 以北的環境場變數定義，而 ELY 指數加入了 20°N 以南的高層風場特性，恰巧 2011 年的大幅季內變化主要發生在中高緯大氣， 20°N 以南變化不大。

3.3 年際變化

在圖 7~10 不但可清楚看到季風的季內尺度變化，還可見到年與年之間的年際差異，也凸顯出判斷季風的強弱不能只看季節平均，變動意義的度量也很重要。

為表現季風的變動，本文提出分開統計季風指數的正、負距平性質，避免因混在一起而模糊了變動的特徵。季風指數為正距平時表示該時天氣屬於季風較強狀態，故以季風正距平(指數距平 ≥ 0)平均值代表季風「強度」。同理，當季風指數

為負距平時表示該時天氣屬於季風較弱狀態，故以季風負距平日數代表季風「弱度」。以「強度」和「弱度」搭配前文討論的季風季內變化的「變異度」，形成相當完整的季風特徵的評量指標(metrics)。為增加小幅度負距平的權重以凸顯季風變化微弱，「弱度」採用日數而非季風指數負距平平均值計算。弱度愈大，表示負距平天數愈多。其中，強度與弱度並沒有絕對的關係，也就是說，強度強時，弱度有可能大或小，只是，如果強度強且弱度小表示當年冬季應為變異度較小的強季風，如果強度大且弱度也大，就表示當年為變異度較大的強季風年。

圖 12 為季風指數的「強度」盒鬚圖，將 2010～2013 年數值點繪在圖上可清楚看到這幾年相對於 1981～2010 年的氣候基期的強度等級，尤其重要的是可據以判斷該年是否屬於離群的特殊年份。從「強度」來看，可判斷出 2011 年冬季季風的低層指數(SMH、EWW)異常偏強，而高層指數(EJL、ELY)也顯示偏強但沒有達到離群的「異常」程度。而根據圖 13 的季風指數「弱度」來看，低層指數顯示 2013 年為弱季風年而高層指數顯示 2010 年是弱季風年，但是都沒有達到「異常」的程度。

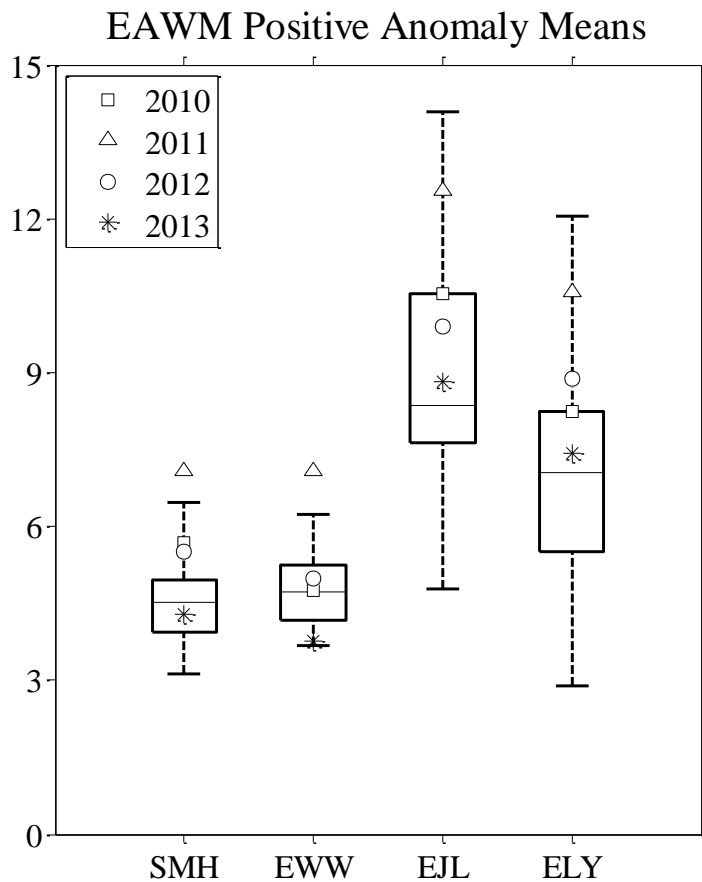


圖 12 與圖 11 同，但量值為季風指數在冬半年距平為正值的平均距平值，氣候基期為 1981～2010 年。數值愈大表示季風愈強。縱軸距平值的單位分別是：SMH (hPa)，EJL (m/s)，ELY (m/s)。EWW 為無因次化的指數，縱軸的數字代表標準差的倍數。

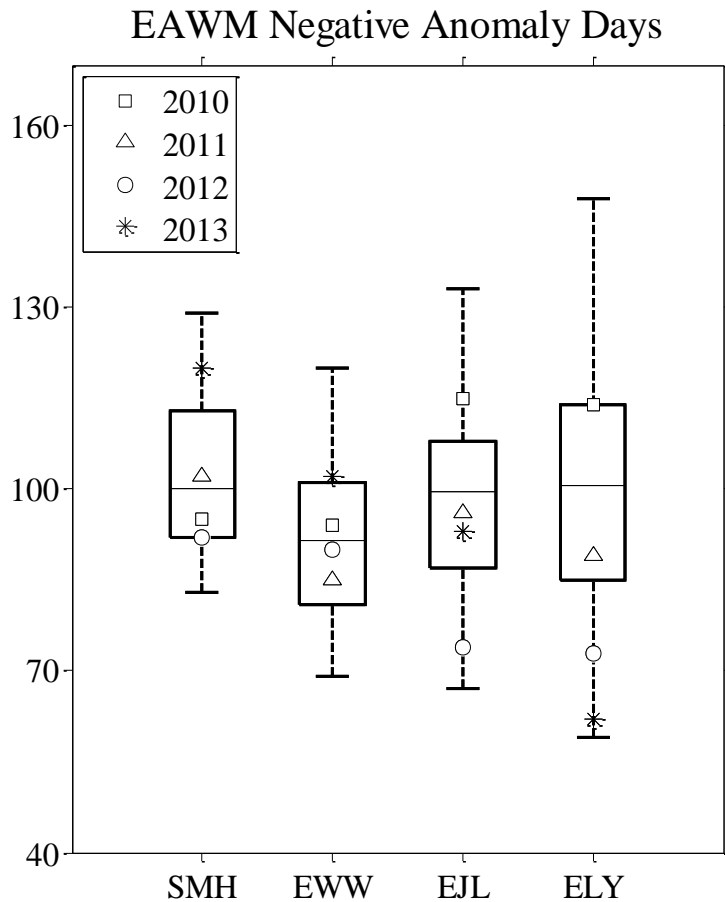


圖 13 與圖 11 同，但量值為季風指數在冬半年距平為負值的總日數，氣候基期為 1981~2010 年。數值愈大表示季風愈弱。縱軸單位:日。

根據四個季風指數統計的 3 種指標可以得到以下結論。2010~2013 年的冬季季風以 2011 年最特別，屬於活躍的強季風年。其他年份都沒有明顯異常的表現。

四、2010~2013 年台灣低溫與寒潮

台灣冬季氣候監測以低溫和寒潮為最重要的目標，屬於 EAWM 變化的一部分。本章以 2010~2013 年為例介紹氣象局〈災害性天氣監測與預報作業建置計畫〉建立的台灣冬季低溫與寒潮監測方法，說明即時監測提供的資訊內容。

4.1 全島型寒潮

對於台灣的寒潮，目前氣象局並沒有官方定義。盧與李(2009)提出根據台灣 21 個測站的 50 年歷史觀測資料和每日氣溫的監測結果可判斷是否有寒潮發生以及是否達到的規模，認為若同時間有超過 17 個測站發生寒潮即判定為「全島型寒潮」事件。

圖 14 為自 1952 年開始的全島型寒潮逐年發生頻率，平均每年發生 2.7 次，百分位 25 的統計值為 2 次，百分位 75 為 4 次。寒潮次數最高紀錄

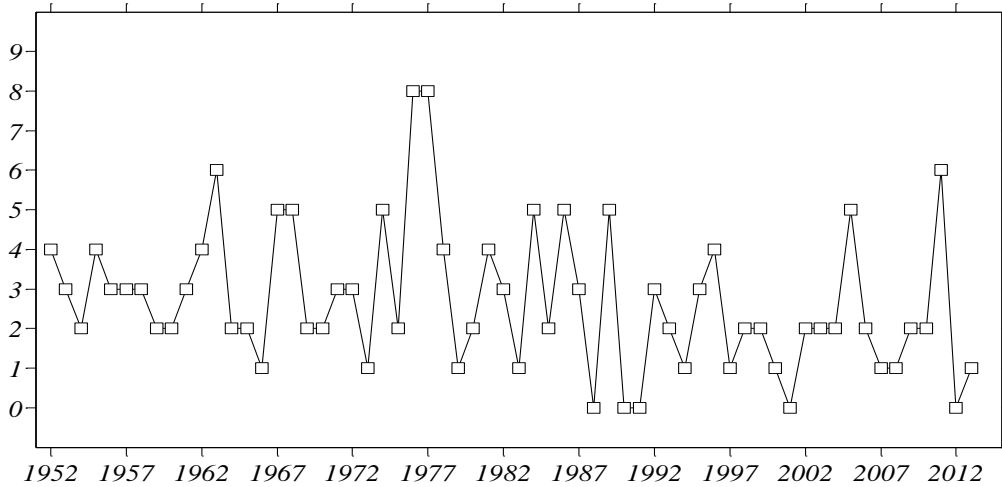


圖 14 1952~2013 年逐年全島型寒潮的發生頻率。

出現在 1976 與 1977 年，都有 8 次之多，幾乎是平均次數的 3 倍。1988 年出現第一個 0 次的紀錄，之後的 25 年有 4 年是 0 次，和在 1988 年之前的 35 年完全沒有 0 次紀錄形成強烈對比，反映全球氣候暖化對台灣氣候的影響（盧等 2012）。

2010~2013 年全島型寒潮的發生頻率分別為 2、6、0、1 次，其中 2011 年是 1988 年以來發生次數最多的一年，和 1963 年並列為 1952 年以來排名第 2 的多寒潮年。2011 年寒潮次數偏多和在 3.1 節與圖 4 看到的許多季節特性有密切的關係。2011 年冬季台灣北方的高層華南西風噴流偏強，西太平洋靠近東亞的沿海區域被廣大的低壓距平壟罩，大環境情勢有利於偏冷的歐亞大陸冷空氣南下造成台灣寒潮事件。

4.2 極端低溫

由於寒潮事件的辨識除了有低溫條件以外還有溫度變化幅度的條件，不能完全顯示低溫比較持續的冷冬狀態；監測寒潮事件的同時，還須監測極端低溫日數以了解冬季低溫的特性。

圖 15 為根據氣象局 21 個氣象站 1961~2010 年每年日最低溫(Tmin)達到「低溫」程度（Tmin 低於冬季日最低溫 PR10）的日數繪製的盒鬚圖，把 2010~2013 年標示上去可以清楚看到各個冬季的冷日相較於 50 年氣候背景的多寡程度。2011 年的冷日頻率除了台中與阿里山兩站以外其餘測站的日數都是高於中位數，並有 11 個站的日數高於百分位 75，但沒有任何一站達到「異常」程度。四年當中以 2012 和 2013 年有些測站低溫次數偏少算是稍微接近「異常」的程度。另外，2012 年澎湖站冷日偏多是一個異於其他測站的獨特現象，和圖 5d 顯示低溫偏在大陸，而台灣東方與南方的溫度距平都偏暖的現象一致。

4.3 台灣冬季極端天氣與東亞冬季季風關係

從上述結果來看，2010~2013 年四個冬季的季風強度不同，台灣相對應的低溫表現也不同，並不是強季風年台灣的低溫日數或寒潮事件就比較多，也不是弱季風年台灣的低溫日數或寒潮事件就少。為進一步分析台灣冬季寒潮和低溫等極端天氣與 EAWM 的關係，在此用三個變量 ACS、

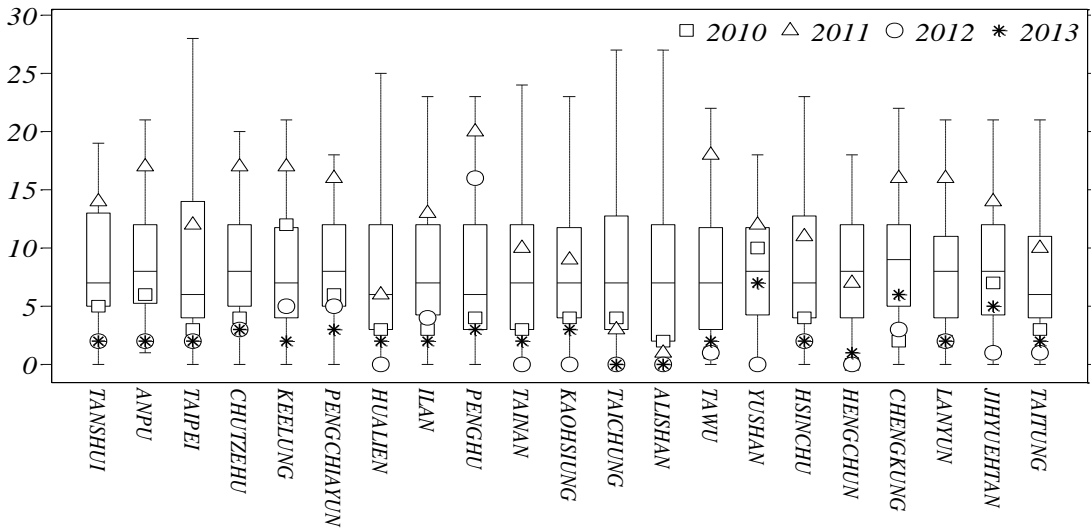


圖 15 台灣 21 個測站 2010~2013 年冬季極端低溫日數盒鬚圖。

表 1 四個季風指數的季平均值、變異度、強度、弱度與三個台灣低溫變量：ACS, WTmin, XTD 的相關係數。資料統計時間為 1952~2011 年，ACS 為台灣寒潮頻率，WTmin 為台灣日最低溫的季平均，XTD 為台灣冬季極端低溫日數。相關係數達 95% (99%) 信心度者以斜 (粗) 體字表示。

		ACS	WTmin	XTD			ACS	WTmin	XTD
平均值	SMH	0.27	-0.24	0.16	強度	SMH	0.18	-0.19	0.11
	EWW	0.40	-0.32	0.32		EWW	0.30	-0.20	0.24
	EJL	0.35	-0.26	0.34		EJL	0.22	-0.17	0.21
	ELY	0.30	-0.10	0.26		ELY	0.10	0.01	0.10
變異度	SMH	0.15	-0.15	0.07	弱度	SMH	-0.24	0.20	0.08
	EWW	0.19	-0.11	0.10		EWW	-0.31	0.29	-0.25
	EJL	-0.01	-0.13	0.03		EJL	-0.35	0.27	-0.33
	ELY	-0.20	0.00	-0.14		ELY	-0.27	0.07	-0.20

WTmin、XTD 度量台灣低溫與變化。ACS 為台灣「全島型寒潮」的冬季 (10~3 月) 發生頻率，WTmin 為 21 站日最低溫的冬季平均值，XTD 為 21 站冬季「極端低溫」總日數。1952~2011 年期間四個季風指數和三個台灣低溫變量的相關係數計算結果顯示在表 1，季風指數分別以變異度、強度、弱度統計與度量台灣低溫與變化的 ACS、

WTmin、XTD 的關係。

表 1 顯示四個季風指數以 EWW 平均值與台灣寒潮頻率(ACS)的相關性最好，西伯利亞-蒙古高壓與阿留申低壓間的气壓梯度偏大時台灣寒潮發生頻率偏高。另外，EJL 季風指數和台灣寒潮頻率也有顯著的相關，整體而言 EWW 和台灣冬

季溫度的關係比 EJJ 更好，EWW 平均值偏高與強度偏強時台灣寒潮頻率偏高，EWW 偏弱時台灣寒潮頻率偏低。這些關係表示若動力模式可適當掌握 EAWM 的季節平均與季內變化特徵，將可運用季風和台灣溫度的關係推估冬季極端天氣變化趨勢。

五、結論與討論

本文介紹氣象局〈災害性天氣監測與預報作業建置計畫〉發展的冬季東亞季風與台灣氣候監測分析方法，並以 2010~2013 年為例說明每年冬季結束之後可產出的監測內容。由於東亞冬季季風尺度龐大，含有熱帶與中高緯度天氣系統的成分，難以用一個指數代表季風的平均強弱與變化。本文選用四個指數，以 1981~2010 年為氣候基期，從季節平均、季內變化、年際變化三個角度說明以氣候背景值為對照的季風監測分析方法。

選用的四個指數當中有二個指數是用海平面氣壓場為大尺度環境變數，著重於近地面的低層季風特性；另外二個指數使用高層(300hPa 與 200hPa)緯向風為大尺度環境變數，著重於季風在高層大氣的表現。結果顯示運用不同指數顯示的季風變異和強度都有所不同。以季節平均環流(圖 2~5)、季內變異度(圖 11)、季風指數正距平均值(圖 12)、季風指數負距平日數(圖 13)評量，判定 2011 年為冬季季風活躍的強季風年。台灣的冬季低溫和寒潮統計同樣顯示 2011 年冬季有寒潮事件與低溫日偏多，與強季風現象一致。

本文提出了以「強度」、「弱度」、「變異度」為評量指標綜整每一年的季風特徵的新作法，依此可以有系統地描述季風特徵及整理監測報告。

近年來冬季季風的季內尺度的變化廣受重視，季平均的指標不能滿足監測與預報的實務需求(Chang and Lu 2012)，有必要以「日」為時間單位觀察分析季風強弱與變化。以 2010~2013 年為例，季風「強度」評量顯示 2011 年是強季風年，「弱度」評量顯示 2010 和 2013 年都有季風偏弱現象，但高層和低層的表現不盡一致，而「變異度」評量顯示 2011 年季風變異度異常偏強，並以中高緯區域比較明顯。四個冬季只有 2011 年的季風「變異度」達到統計離群值的「異常」程度。

分析 60 年(1952~2011 年)的季風指數與台灣低溫及變異的關係，發現不同的季風指數其平均值和變異度以及強度與弱度分別與台灣冬季低溫特性有不盡相同的關係，其中 EWW 的平均值和強、弱度和台灣寒潮頻率及低溫日數的關係較好。ELY 和台灣低溫氣候的關係最弱。未來將研究如何進一步運用這些指數建立 EAWM 與台灣冬季低溫和寒潮頻率的統計關係，進而結合動力模式預報產品，開發冬季極端低溫特性趨勢預報的推估方法。

從本文分析的 4 個冬季實例可見涵蓋範圍甚廣的東亞冬季季風很難以用一種指數呈現其變異特徵，隨研究者著重的角度不同定出的指數表現的季風特性層面也不盡相同。氣候即時監測分析的首要目的是要解讀氣象業務單位收集的資訊並將分析與詮釋的結果傳遞給氣候研究者與社會大眾，資訊愈豐富愈可避免觀察角度有所偏頗。據此，本文建議宜使用四個指數持續監測觀察冬季季風，未來若有新指數出現也可運用本文提出的評量方式決定是否應將其納入監測，充實氣候即時訊息的內涵。

本文提出的即時(real time)監測分析內容是

以世界氣象組織規範的 30 年為基期，分析每一年的冬季季風和台灣冬季氣候相對於氣候基期的差異，以對於變異的描述為監測分析的重點。因為是即時監測系統，未來將隨時間推移每 10 年更新一次氣候基期，也就是到 2021 年的時候將以 1991～2020 年為基期進行分析，並分析新的氣候基期(1991～2020)和舊氣候基期(1981～2010)的差異。

致謝

本研究在氣象局「氣候變異與劇烈天氣監測預報系統發展計畫」、「氣候變遷應用服務能力發展計畫」及國科會計畫 NSC 99-2625-M-052-002-MY3 與 NSC 99-2625-M-003-001-MY3 支助下完成，特此致謝。

參考文獻

- 顏俊士，1961：臺灣之寒害。氣象學報，第 7 卷，2 期，23-34。
- 王崇岳，1978：臺灣寒潮分析與預報。氣象學報，第 24 卷，2 期，1-18。
- 俞家忠，1978：近年來國內寒潮研究之評介。大氣科學，5，54-56。
- 任立渝、蔡清彥，1981：台灣地區寒潮合成天氣形式之研究。大氣科學，8，67-79。
- 盧孟明、李思瑩，2009：台灣寒潮定義—分析以台北測站為代表的適當性。大氣科學，37，1-10。
- 盧孟明、卓盈旻、李思瑩、李清騰、林昀靜，2012：臺灣氣候變化：1911～2009 年資料分析。大氣科學，40，3，297-322。

- Chan, J., and C. Li, 2004: The East Asia winter monsoon. *East Asian Monsoon*, C.-P. Chang, Ed., World Scientific, 54-106.
- Chang, C.-P., and K. M. Lau, 1982: Short-term planetary-scale interaction over the tropics and midlatitudes during northern winter. Part I: Contrast between active and inactive periods. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 933-946.
- , J. E. Millard, and G. T. J. Chen, 1983: Gravitational character of cold surges during winter MONEX. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 293-307.
- , Z. Wang, J. Ju, and T. Li, 2004: On the relationship between western maritime continent monsoon rainfall and ENSO during northern winter. *J. Climate*, **17**, 665-672.
- , and M.-M. Lu, 2012: Intraseasonal Predictability of Siberian High and East Asian Winter Monsoon in Recent Decades, *J. Climate*, **25**, 1773-1778。
- Chen, W., H.-F. Graf, and R.-H. Huang, 2000: The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.*, **17**, 48-60.
- , J. Feng, and R. Wu, 2013: Roles of ENSO and PDO in the Link of the East Asian Winter Monsoon to the following Summer Monsoon. *J. Climate*, **26**, 622-635.
- Cui, X., and Z. Sun, 1999: East Asian winter monsoon index and its variation analysis. *J. Nanjing Inst. Meteor.*, **22**, 321-325.

- Guo, Q. Y., 1994: Relationship between the variations of East Asian winter monsoon and temperature anomalies in China. *Quarterly Journal of Applied Meteorology*, **5**, 218-225. (in Chinese)
- Gong, D. Y., S. W. Wang and J. H. Zhu, 2001: East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2073-2076.
- Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga, and Y. Toba, 1988: Surface thermal conditions in the western North Pacific during the ENSO events. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 445-456.
- Hong, C.-C., H.-H. Hsu, H.-H. Chia, and C.-Y. Wu, 2008b: Decadal relationship between the North Atlantic Oscillation and cold surge frequency in Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24707, doi:10.1029/2008GL034766.
- Jhun, J.G. and E. J Lee, 2004 : A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon, *J. Climate*, **17**, 711-726.
- Ji, L. R., S. Shuqing, K. Arpe, and L. Bengtsson, 1997: Model study on the interannual variability of Asian winter monsoon. *Adv. Atmos. Sci.*, **14**, 1-22.
- Lau, K. M., and C.-P. Chang, 1987: Planetary scale aspects of winter monsoon and teleconnections. *Monsoon Meteorology*, C.-P.Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 161-202.
- Lau K-M, and M. T. Li, 1984: The monsoon of East Asia and its global association. *Bulletin of the American Meteorological Society* 65:114-125.
- Li, S., and G. Bates, 2007: Influence of the Atlantic multidecadal oscillation on the winter climate of East China. *Adv. Atmos. Sci.*, **24**, 126-135.
- Li Y., and S. Yang, 2010: A dynamical index for the East Asian winter monsoon. *J. Climate*, **23**, 4255-4262.
- Lu, E., and J. Chan, 1999: A unified monsoon index for south China. *J. Climate*, **12**, 2375-2385.
- Lu, M.-M. and C.-P. Chang, 2009: Unusual late-season cold surges during the 2005 Asian winter monsoon: Roles of Atlantic blocking and the Central Asian anticyclone. *J. Climate*, **18**, 1411-1422.
- Shi, N., 1996: Features of the East Asian winter monsoon intensity on multiple time scale in recent 40 years and their relation to climate (in Chinese). *Quart. J. Appl. Meteor.*, **7**, 175-181.
- Sun, B.-M., and C.-Y. Li, 1997: Relationship between the disturbances of East Asian trough and tropical convective activity in boreal winter (in Chinese). *Chin. Sci. Bull.*, **42**, 500-504.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2005a: Mechanisms of Intraseasonal Amplification of the Cold Siberian High. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2005b: Geographical Dependence of Upper-Level Blocking Formation Associated with Intraseasonal Amplification of

- the Siberian High. *J. Atmos. Sci.*, 58, 4441-4449.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2013: Interannual variability of the East Asian winter monsoon and related modulations of the planetary waves. *J. Climate*, 2013; e-View doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00842.1>
- Tomita, T., and T. Yasunari, 1996: Role of the northeast winter monsoon on the biennial oscillation of the ENSO/monsoon system. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, 399-413.
- Wang, B., 2006: *The Asian Monsoon*. Praxis Publishing.
- , R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asia teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, 13, 1517-1536.
- Wang B, Wu ZW, Chang CP, Liu J, Li JP, Zhou TJ, 2010: Another look at climate variations of the East Asian winter monsoon: Northern and Southern modes. *J Clim* 23: 1495-1512
- Wang, L., W. Chen, W. Zhou, and R. Huang, 2009: Interannual variations of East Asian trough axis at 500 hPa and its association with the East Asian winter monsoon pathway. *J. Climate*, 22, 600-614.
- Wang, L. and W. Chen, 2010: How well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon? *Advances in Atmospheric Sciences*, 27 (4), 855-870.
- Wu, B-Y and J. Wang, 2002 : Winter Arctic Oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 3-1~3-4.
- , R. Zhang, and R. D'Arrigo, 2006: Distinct modes of the East Asian winter monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2165-2179.
- Wu, M. C., and C. L. Chan, 1995 : Surface features of winter monsoon surges over South China. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 662-679.
- Wu, M. C., and C. L. Chan, 1997 : Upper-level features associated with winter monsoon surges over South China. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 317-340.
- Yasunari, T., 1991: The monsoon year: A new concept of the climate year in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 1331-1338.
- Yang, S., K.-M. Lau, and K.-M. Kim, 2002: Variations of the East Asian jet stream and Asian–Pacific–American winter climate anomalies. *J. Climate*, 15, 306-325.
- Zhang, Y., K. Sperber, and J. Boyle, 1997: Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: Results from the 1979–95 NCEP/NCAR reanalysis. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2605-2619.

East Asian Winter Monsoon and Taiwan Climate Real-time Monitoring and Analysis Applied to 2010-2013 Winters

Szu-Ying Lee^{1,2} and Mong-Ming Lu¹

¹Research and Development Center, Central Weather Bureau, Taiwan

²International Integrated Systems, Inc.

(manuscript received 20 December 2013 ; in final form 11 June 2014)

ABSTRACT

Taiwan winter climate is mainly influenced by the East Asian winter monsoon (EAWM) system. Monitoring and analyzing EAWM is an important item in national meteorological services. The present study uses the winters of 2010-2013 as examples to present the monitoring and analysis methods developed in *CWB's Hazardous Weather Monitoring and Forecasting Systems Enhancement Project (2010-2015)*. The analysis is focused on three monsoon aspects: the seasonal mean, intraseasonal and interannual variations represented by two EAWM indices based on the low-level atmospheric variables and two indices based on the upper-level atmospheric variables. The metrics used to quantify the characteristics of monsoon variability are the monsoon strength, weakness, and variance. Monsoon strength (weakness) is calculated by the sum of the positive (negative) anomalies on the daily basis of a monsoon index. The monsoon variance is simply calculated by the variance within 6 months of the winter half year of a monsoon index. The relative intensity and variability of the monsoon in any particular year is compared with the data of 30-year climate following the WMO guideline for operational meteorological services. Results of the analysis of the 2010-2013 monsoons of the present study suggest that 2011 is an extreme winter in terms of its intraseasonal variability. The variance of 2011 EAWM is an outlier of the 30 variances of 1981-2010. However, the extreme phenomena is mainly influenced by the high-latitude variability, because the variances of the EAWM indices that include the low-latitude variables are not outliers of the 30-year climatology. The analysis method proposed in this study can efficiently integrate the measurements represented by different EAWM indices and enrich the real-time climate monitoring and analysis information over East Asia and Taiwan.

Key Words: East Asian winter monsoon, Taiwan climate, Monsoon index, Climate monitorin