

東亞冬季季風監測與 2011 年冬季特徵

李思瑩 盧孟明
中央氣象局科技研究中心

摘 要

台灣位於東亞地區，冬季主要受冬季季風影響，當西伯利亞高壓朝大陸沿岸以及西太平洋向東南移動時，會有強烈的冷空氣爆發以及強烈的北風伴隨高壓南下，並在短時間內到達熱帶地區(Chang et al., 1983)。當這個情況發生時，往往為台灣帶來嚴重的災害，因此，監測冬季季風的強弱與移動變化是非常重要的。本文根據季風環流特徵的不同，使用包含西伯利亞高壓、西伯利亞高壓與阿留申低壓氣壓差、中高緯度西風噴流及包含赤道的西風噴流變化這些特徵，參考相關文獻的作法，使用四個季風指標設計了東亞冬季季風監測系統，並用以分析 2010/2011 年冬季季風的變化。

根據 2010/2011 年冬季季風指標的逐日變化，我們統計了季風指數的強度特徵也計算了各種指數季節內的變異量和頻譜，發現在強度分析方面四個指標的結果相當一致，季內變異度方面也都表現出相當大的變動特徵。雖然 2010/2011 年冬季季風偏強的天數不多，但是強度非常強，與過去三十年相比，有三個季風指標的振幅變化(變異量)達到極端的程度，在此劇烈的變化中通過統計顯著性檢驗的週期有 7-13 天與 18-20 天兩種，分屬於不同的指標。上述結果顯示 2010/2011 年冬季的主要特色是強季風並且季內尺度的強度變化非常大。

未來除了將繼續使用這些指標監測冬亞冬季季風之外，還要用來運用這些指標診斷預報模式的結果以及預報季風的強弱。

關鍵字：東亞冬季季風、氣候監測

一、 前言

北半球亞洲地區因為擁有世界上最大的陸地並鄰近最大的海洋—太平洋，太陽輻射的加熱不均以及海陸的比熱差異，使得亞洲季風區成為世上季風氣候特徵最顯著的地區。亞洲季風區範圍廣闊，夏季時季風活動較活躍，隨著地點與時間發生的不同分為印度季風區、東亞季風區以及西北太平洋季風區，冬季以東亞冬季季風(East Asian winter monsoon, EAWM)最為顯著。

許多研究(Chang and Lau, 1982; Chan and Li, 2004; Jhun and Lee, 2004; Wang, 2006)指出，EAWM 有幾個主要的特徵：西伯利亞高壓、阿留申低壓、東亞地區中、高層的槽線、低對流層的北風以及高層強烈的西風噴流。上述這些特徵在冬季平均的海平面氣壓場、高-低層風場、500hPa 高度場與 1000hPa 溫度場(圖略)清楚可見，從低層來看，歐亞大陸為大範圍反氣旋環流，海平面氣壓最大值在西伯利亞-蒙古地區，即西伯利亞高壓，在西北太平洋上為阿留申低壓，此東西向反氣旋—氣旋的環流分布使得東北亞地區以北風為主。在中、高層環流場部分，500hPa 高度場在日本處有低壓槽(東亞主槽)，200hPa 風場則顯示南北半球的中高緯度皆以西風為主，北半球 20°N-50°N 為盛行西風帶，東亞地區至西北太平洋為西風最大值。

台灣位於東亞地區，冬季主要受冬季季風影響，當西伯利亞高壓朝大陸沿岸以及西太平洋向東南移動時，會有強烈的冷空氣爆發以及強烈的北風伴隨高壓南下，並在短時間內到達熱帶地區(Chang et al.,

1983)。當這個情況發生時，往往為台灣帶來嚴重的災害，因此，監測冬季季風的強弱與移動變化是非常重要的。

前人的研究用了很多方法來量測東亞冬季季風的變化，最常見的方式是利用冬季大尺度環流顯著的特徵來設計並定義出一個代表冬季季風強度的指數，並用此指數檢驗季風環流多重尺度上的變化，探討與其他系統的關係，以及評估數值模式對於模擬季風變化能力的技術(skill)。依據不同的 EAWM 特徵，指數的設計方式不同，Hanawa et al. (1988)用不同測站的海平面氣壓差來定義季風指數，Shi(1996)計算 20°N-50°N 的緯向海平面氣壓差，Sun and Li(1997)著重在東亞主槽，計算 30°-45°N, 125°-145°N 範圍區域平均 500hPa 高度場來代表季風強度，Chen et al.(2000)以區域平均之 10m 經向風差來測量 EAWM，Yang et al. (2002)以 850hPa 經向風場來設計 EAWM 指數。

本文考慮到東亞冬季季風環流的多重特徵，將使用包含西伯利亞高壓、西伯利亞高壓與阿留申低壓氣壓差、中高緯度西風噴流與北半球西風噴流變化這些特徵的四個季風指數來監測東亞冬季季風，並用以分析 2010/2011 年冬季季風的變化。

二、 定義與使用資料

1. 東亞冬季季風指數

季風指數的選取或設計主要是根據北半球冬季海平面氣壓與高層西風的分佈特徵。由於西伯利亞高壓為冬季季風最主要的系統，高壓指數的設計為選取北半球冬季時期歐亞大陸上海平面氣壓最強的中心範圍—40°N- 60°N、70°E-120°E，計算其區域平均的

海平面氣壓值，用以監測西伯利亞-蒙古高壓的強度變化。

但是，若從北半球冬季平均海平面氣壓分布來看，主要的特徵是歐亞大陸上的高壓以及北太平洋上的低壓，此東西向氣壓(環流)分布，使得東亞地區在冬季有極強的北風分量，當氣壓差愈大(高壓愈高、低壓愈低)，北風就愈強。因此 Wu and Wang(2002)利用 110°E(蒙古高壓)與 160°E(阿留申低壓)氣壓差的變化來定義東亞冬季季風。

除了氣壓，Jhun and Lee (2004)與 Li and Yang(2010) 認為高層風場也可用以定義季風指數。Jhun and Lee(2004)利用 40°N-60°N、80°E-120°E 範圍平均的海平面氣壓(西伯利亞高壓)與每個網格點的 U300 進行相關係數分析，以 0°-70°N, 60°E-140°W 範圍的 U300 和 25°-50°N, 105°-145°E 範圍(東亞)的地面溫度進行 SVD 分析，結果都顯示 U300 與東亞地區地面溫度有很好的相關性，因此選取 U300 與西伯利亞高壓有高相關係數的兩個範圍(27.5°-37.5°N, 110°-170°E 與 50°-60°N, 80°-140°E)來定義東亞冬季季風指數。

Li and Yang(2010)先利用 1982-2006 年期間冬季(DJF) 10°S-70°N,60°E-180°範圍中每個網格點的 200hPa 緯向風分別與區域平均(25°-50°N, 100°-145°E)的 1000hPa 經向風、Nino3.4 指數以及 EHSLP(為 30°-50°N,0°-180°範圍海平面氣壓之 EOF 第一模態的時間序列，其主要是反應連結西伯利亞高壓與阿留申低壓間的變化)進行相關係數分析，三個結果從南到北都有清楚的正一負一正(相關)的帶狀分布，即 30N 處主要的西風帶較強(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)，即 EAWM 增強(減弱)。再以相同範圍的 V1000 與 10°S-60°N, 70°-170°E 範圍的 U200 進行 SVD 分析，其中 U200 的型態與相關分析得到的分布相似，亦為清楚的正一負一正的帶狀分布，相對應的 V1000 中心在東亞地區，顯示當西風較弱(強)時，東亞地區為南(北)風。上述結果指出，EAWM 和高緯度大氣環流與低緯度海溫有很強的關係，而 U200 與低層大氣環流有很強的連結，並且能夠用來測量 EAWM 的變化。因此以 U200 以及計算出的帶狀分布位置來定義東亞冬季季風。文中也用 IEAWM 來檢驗 NCEP CFS 預報資料，結果指出從 lead month0 直到 lead month3，觀測的 IEAWM 與 CFS 計算出來的 IEAWM 的相關係數都在 0.5 以上，且都超過顯著性，表示 IEAWM 的定義也適用於模式的預測。

季風指數與全島型寒潮事件定義如下：

- 西伯利亞-蒙古高壓指數(Gong et al. 2001,) - SMH
 $SMH = SLP(40^{\circ} - 60^{\circ} N / 70^{\circ} - 120^{\circ} E)$
- 東亞冬季季風指數(Wu and Wang, 2002) - EWW

$$EWW =$$

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

*為標準化

- 東亞冬季季風指數(Jhun and Lee, 2004) - EJJ

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

- 東亞冬季季風指數(Li and Yang, 2010,) - ELY

$$ELY = \left\{ \begin{array}{l} \left[U_{200}(30^{\circ} - 35^{\circ} N / 90^{\circ} - 160^{\circ} E) - \right. \\ \left. U_{200}(50^{\circ} - 60^{\circ} N / 70^{\circ} - 170^{\circ} E) \right] + \\ \left[U_{200}(30^{\circ} - 35^{\circ} N / 90^{\circ} - 160^{\circ} E) - \right. \\ \left. U_{200}(5^{\circ} S - 10^{\circ} N / 90^{\circ} - 160^{\circ} E) \right] \end{array} \right\} / 2$$

2. 台灣全島型寒潮

根據盧與李(2009)，首先判斷台灣 21 個測站各自是否發生寒潮事件，判斷方法說明如下：若一個測站的 Tmin 在第 1 日(Day+1) 達到「低溫」標準或 48 小時降溫幅度(Tmin(Day-1)-Tmin(Day+1))達到「驟降」標準，則判定為有寒潮事件發生，並將 Day0 定為寒潮開始日。若 24 小時升溫幅度(Tmin(DayN)-Tmin(DayN-1))達「回升」標準或在第 N 日(DayN)的 Tmin 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 21 個測站中有 17 個或以上的測站發生寒潮，即定為全島型測站，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。

3. 資料

資料方面，本文使用 NCEP/NCAR 重分析資料逐日的 200hPa、300hPa 風場、海平面氣壓計算冬季季風指數來監測冬季季風的變化。另選取氣象局 21 個測站(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)之測站的日最低溫(Tmin)進行全島型寒潮事件分析。時間為 1951 年至 2011 年 11 月-3 月。

三、 結果分析

2010/2011 年冬季，由各指數的逐日變化來看，反應氣壓場與高層風場的四個指數有一致的變化，並以季內尺度為主，10 月一開始，指數低於氣候平均

值，SMH(圖 1a)與 EWW(圖 1b)在 10 月下旬有一波增強的變化，ELY(圖 1c)與 EJL(圖 1d)則在 11 月上旬有一波增強的變化，四個指數接著都在 12 月增強，1 月持續加強，並連續超過 20 天維持在氣候平均值之上(SMH 有中斷)，2 月開始減弱，3 月再增強，在此變化中伴隨著高頻的變動，其中，SMH 與 EWW 變化頻率較 ELY 與 EJL 來的高，說明了氣壓的變動較高層風場來的快，也指出 2010/2011 年西伯利亞-蒙古高壓變動很大。

這個冬季看來，季風強度(振幅)的變化很大，但此變化是正常或是異常？與過去相比又有何不同？爲了瞭解這個問題，我們利用計算不同強度的天數來看冬季季風的強度與極端性。首先計算四個指數 1981-2010 年 10 月-3 月期間之逐日氣候平均值，並以 1981-2010 年爲基準計算出標準差，統計 1981-2010 年冬季期間高(+)或低(-)於氣候平均值的天數，作爲天數的平均值(表一)，計算 2010/2011 年四個指數高或低於氣候平均值的天數以及高或低於標準差的天數(表二)。表一中指出 2010/2011 年高或低於氣候平均值的天數與天數平均值差異不大，顯示季風強度較強的天數沒有特別多，但若從表二來看，除了 EWW 之外，SMH、ELY 與 EJL 這 3 個指數，一直到高於 2-3 個標準差的天數仍佔高於氣候平均值天數的 70% 以上，表示 2010/2011 年季風強度偏強的天數雖然不多，但是強度非常強。

若將歷年(1949~2011)高於 2 與 3 個標準差的天數與 2010/2011 年做比較，統計高以及低於 2 與 3 個標準差的天數與發生次數(年)，結果顯示，在高於 2 與 3 個標準差的天數方面，四個指數都是在分布的右端(天數多)，再將 63 年冬季排序，顯示四個季風指數在高於 3 個標準差的發生天數在前 10 名，與過去相比，季風強度強的天數非常多且具極端性。

強度上已經知道 2010/2011 年爲強季風年，那高頻變動的部分是否也是異常？這部分即利用計算變異量分析來看。首先一樣以 1981-2010 年爲基準統計冬季的變異量，並以盒鬚圖表示(圖 2)，圖中顯示 2010/2011 年的變異量除了 ELY 在第三四分位數(75%)外，其他 3 個指數都超過 1.5 倍的四分位距(75%-25%)，表示 2010/2011 年季風指數的(振幅)變化非常大，且達到極端的程度。

再以波譜分析來看 2010/2011 年冬季季風指數的劇烈變化中，最顯著的週期爲何？結果顯示，SMH、ELY 與 EJL 這 3 個指數皆有 7-13 天的顯著週期，而代表北半球中高緯度高層西風的 EJL 另有 18-20 天的顯著週期，應爲噴流變化的表現，EWW 則沒有顯著的週期變化。

而在東亞冬季季風較強的情況下，台灣的冬季變化爲何？首先，統計 2010/2011 年冬季 25 個局屬測站的極端低溫(最低溫各自低於最低溫 PR10 - 機率分布左端 10%)天數，並與過去 50 年的歷史資料做比較。結果(圖 3)指出 25 個測站中，有 21 個測站 2010/2011 年的極端低溫天數超過 50 年來的 50%，有 11 個測站

超過 50 年的 75%，顯示極端低溫天數偏多。

全島型寒潮方面，2010/2011 年出現 5 次全島型寒潮，發生時間如表三，對應 SMH 指數(圖 1a)，顯示寒潮的發生都對應在蒙古高壓增強的時候。圖 4 爲 1951~2011 年逐年全島型寒潮發生次數，61 年裡有 11 年(包含今年)發生 5 次以上，表示 2010/2011 年是發生頻率較多的一年，且是 20 年來與 2005 年同爲 5 次的年份。

在強冬季季風年的情況下，台灣似乎也有較冷的現象發生，計算四個季風指數逐年冬季平均值、變異量與台灣 21 個測站之寒潮發生頻率、平均最低溫以及低溫日數之相關係數來看東亞冬季季風強度與台灣低溫變異的關係。結果(表四)顯示，四個季風指數的變異量與台灣冬季低溫變異沒有關係，而指數逐年平均值變化(即強度)則與台灣全島型寒潮發生頻率、低溫天數有顯著相關，但與低溫程度沒有關係，四個指數中以 EWW(氣壓差)與台灣寒潮發生頻率、EJL 與低溫天數的關係最好。

四、 結論與討論

台灣冬季時期主要受東亞冬季季風影響，本文參考相關文獻的作法，根據季風環流特徵的不同，使用包含西伯利亞高壓、西伯利亞高壓與阿留申低壓氣壓差、中高緯度西風噴流與北半球西風噴流變化這些特徵的四個季風指數來建立東亞冬季季風監測系統，用來監測每年冬季季風的強度、變異與台灣的極端低溫。

以 2010/2011 年冬季爲例，根據季風指標的逐日變化，統計其強度特徵並計算各指數季節內的變異量和頻譜，發現在強度分析方面，四個指標的結果相當一致，雖然季風偏強的天數不多，但是強度非常強。在季內變異度方面也都表現出相當大的變動特徵，與過去三十年相比，有三個季風指標的振幅變化(變異量)達到極端的程度，在此劇烈的變化中通過統計顯著性檢驗的週期有 7-13 天與 18-20 天兩種，分屬於不同的指標。上述結果顯示 2010/2011 年冬季的主要特色是強季風並且季內尺度的強度變化非常大。

在台灣低溫變異方面，今年有 11 個測站(44%)發生極端低溫的天數超過 50 年的 75%，有 84%的測站天數超過 50%，另外，出現 5 次全島型寒潮，與過去 60 年相比，次數偏多，顯示台灣今年冬季偏冷。

四個季風指數逐年平均值變化與台灣寒潮發生頻率、低溫天數有顯著相關，與低溫程度沒有關係，其中又以 EWW(氣壓差)與台灣寒潮發生頻率、EJL 與低溫天數關係最好。

未來除了將繼續使用這些指標監測冬亞冬季季風與台灣低溫變異之外，還要用來運用這些指標診斷預報模式的結果以及預報季風的強弱。

五、 參考文獻

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。

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.

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.

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.

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.

Li Y., and S. Yang, 2010 : A dynamical index for the East Asian winter monsoon. *J. Climate*, **23**, 4255-4262.

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.

Wang, B., 2006 : *The Asian Monsoon*. Praxis Publishing .

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.

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.

| | 1981-2010 ano-clm | | 2010/2011 ano | |
|------------|----------------------|-------|------------------|-----|
| | + | - | + | - |
| <i>SMH</i> | 79.1 | 103.2 | 80 | 102 |
| <i>WW</i> | 89.7 | 92.6 | 95 | 87 |
| <i>LY</i> | 83.4 | 98.9 | 93 | 89 |
| <i>JL</i> | 83.4 | 98.8 | 86 | 96 |

表1 四個指數於1981-2010年冬季期間高(+)或低(-)於指數氣候平均值天數之平均天數(ano-clm)與2010/2011年高(+)或低(-)於氣候平均值的天數(ano)。(單位為天數)

| 發生時間 | 測站數 |
|-------------|-----|
| 12/15-12/19 | 19 |
| 12/23-12/30 | 20 |
| 1/9-1/14 | 18 |
| 1/15-1/19 | 20 |
| 1/28-2/4 | 18 |

表3 2010/2011年冬季期間台灣全島型寒潮的發生時間。

| | 2std | | 2.5std | | 3std | |
|------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | + | - | + | - | + | - |
| <i>SMH</i> | 65 (81) | 75 (74) | 61 (76) | 66 (65) | 59 (74) | 62 (61) |
| <i>WW</i> | 29 (31) | 13 (15) | 14 (15) | 5 (6) | 6 (6) | 4 (5) |
| <i>LY</i> | 80 (86) | 58 (65) | 77 (83) | 48 (54) | 72 (77) | 42 (47) |
| <i>JL</i> | 67 (78) | 81 (84) | 66 (77) | 75 (78) | 64 (74) | 71 (74) |

表2 2010/2011年四個指數高(+)或低(-)於2-3個標準差的天數。(單位為天數/百分比)

| Correlation | <i>ACS</i> | <i>Tmin</i> | <i>Dnum</i> |
|------------------|-------------|-------------|-------------|
| <i>SMH-value</i> | 0.27 | -0.11 | 0.16 |
| <i>WW-value</i> | 0.40 | -0.16 | 0.32 |
| <i>JL-value</i> | 0.35 | -0.10 | 0.34 |
| <i>LY-value</i> | 0.29 | -0.05 | 0.26 |
| <i>SMH-var</i> | 0.18 | -0.11 | 0.09 |
| <i>WW-var</i> | 0.17 | -0.04 | 0.13 |
| <i>JL-var</i> | -0.01 | 0.03 | 0.07 |
| <i>LY-var</i> | -0.21 | 0.16 | -0.15 |

表4 四個季風指數於1952-2011年逐年冬季平均值(value)、變異量(var)與台灣21個測站之寒潮發生頻率、平均最低溫以及低溫日數之相關係數。(粗體字為超過95%顯著性。)

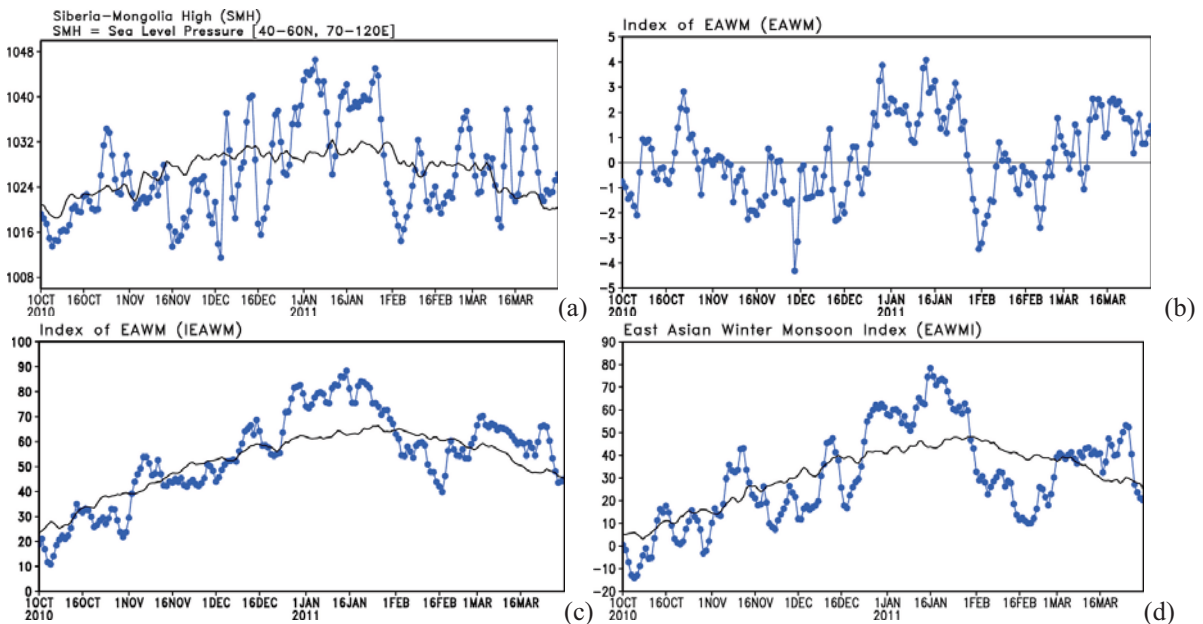


圖1 (a)SMH、(b)EWW、(c)ELY與(d)EJL 四個季風指數於2010年10月至2011年3月之逐日變化。(黑實線為1981-2010年之氣候平均值，EWW因經過標準化，故其黑實線為0 值線。)

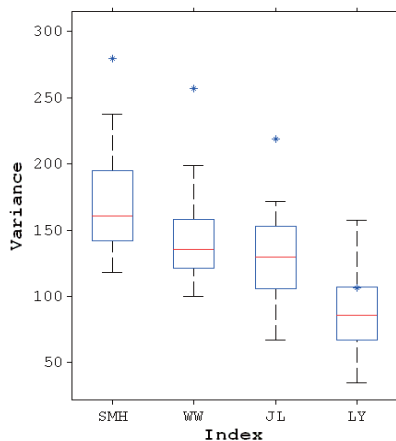


圖2 四個指數變異量之盒鬚圖(1981-2010年期間)。(藍點為2010/2011年。)

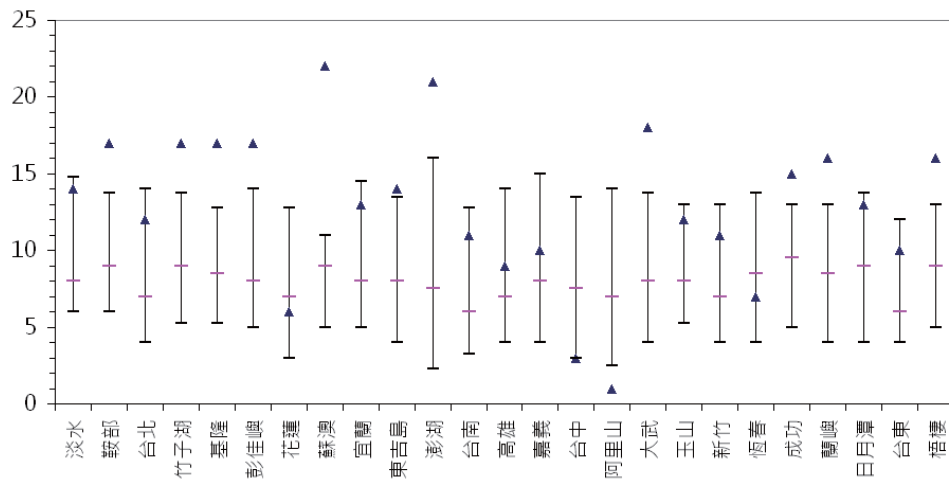


圖3 25個測站於1960-2009年期間極端低溫天數之75%-50%-25% (上-中-下) 與2010/2011年之極端低溫天數 (三角標誌)。

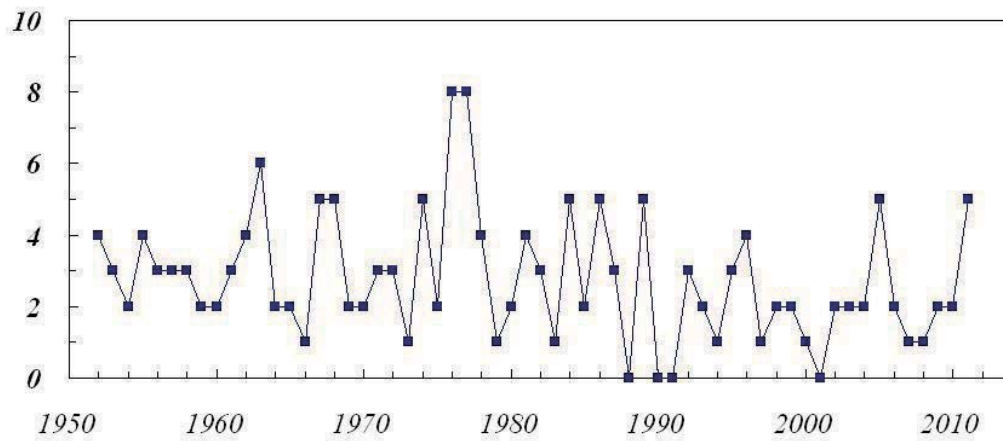


圖4 1951-2011年期間台灣全島型寒潮之發生頻率。