

新降尺度預報於颱風軌跡氣候模擬的應用

黃沛語

鄒治華

國立台灣師範大學地球科學系

摘要

The heavy rainfall associated with typhoon has strong impact on the Taiwan climate precipitation. Improvement of the long-term simulation of typhoon activity over the western North Pacific Ocean has great contribution to the water resource management, agriculture, and social economy in Asia. However, the current GCM (General Circulation Model) are often too coarse to simulate the tropical cyclone tracks and intensity. In this study, a downscaling method developed by Emanuel (2006) is adopted and modified to simulate the tropical cyclone tracks over the western North Pacific. To capture the characteristic beta effect and large-scale winds in the western North Pacific, we modify the track propagation techniques and design six experimental tracks in this study. The results show that the beta effect over the western North Pacific is dramatically different from that over the Atlantic Ocean. The recurved typhoon tracks are mainly steered by the subtropical high, while the northwest straight moving tracks are influenced by both the intraseasonal oscillations and subtropical high. The gross feature of the climatological typhoon tracks is well simulated by the modified downscaling methods with the inclusion of beta variability and intraseasonal oscillations.

Key word: Typhoon, Downscaling method, typhoon tracks, Intraseasonal Oscillations

一、前言

颱風季節模擬主要以全球大氣環流模式為主。全球大氣環流模式雖能掌握全球熱帶氣旋發生頻率的氣候及年際變化 (Vitart et al. 1997; Camargo et al. 2005)，但因空間解析度較低而無法模擬出真實颱風構造，對於強度與軌跡的模擬較為不佳。因此有降尺度的區域氣候模式(Knutson et al. 2007)與超高解析度 AGCM (Bengtsson et al. 2007)的模擬，大致能掌握颱風軌跡與強度的長期變化，然而兩者的長期模擬皆需龐大的計算資源。

Emanuel (2006) 提出一種不需龐大計算資源的降尺度方法，模擬大西洋地區颶風軌跡與強度的長期變化。此方法主要包括人造熱帶風暴軌跡與高解析度強度數值模擬兩步驟。可精確掌握大西洋 TS 軌跡與強度的長期變化，卻不需要進行高解析度區域模式的長期模擬。

然而西北太平洋地區與大西洋的大尺度環流場不盡相同，季內振盪與季風槽均可能是影響西北太平洋颱風的重要因素。Maloney and Hartmann (2001) 研究發現當西太平洋地區為 MJO 西風距平，即 MJO 相對於流中心位在西北太平洋時，熱帶氣旋的生成數目為東風距平時氣旋生成數目的兩倍，主要在西北與東南象限，且強度較強(Kim et al. 2008)。這是由於 ISO 調整季風槽與副熱帶高壓脊，因此 ISO 為西風相位時強的季風槽帶來強的西南風濕氣傳輸，在合流區增加濕氣輻合，提供較適合氣旋發展的背景，月內

波的形式會較有系統，並且氣旋的生成與發展會聚集在氣旋式環流附近(Ko and Hsu 2009)。

本研究的目的即在利用 Emanuel (2006) 提出之降尺度方法，調整方法中所採用的月平均環流場，考慮 10-20 天與 30-60 天季內震盪的影響，以期能更適用於西北太平洋地區，模擬颱風軌跡長期變化。

二、觀測與模式資料

本研究使用 JTWC 1979~2008 年西北太平洋地區熱帶氣旋的 best track 資料，參考 Lee et al. (2006) 將風速達到 25 knots 的第一點視為生成點，建立歷史熱帶風暴 (TS) 生成位置。而本研究中熱帶風暴的定義，為近中心最大風速高於 17 m/s 者。

採用NCEP 重新分析資料 II 資料，建立氣旋生成點與驅動氣旋軌跡的風場。資料空間解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，時間解析度為每六小時一筆，一天共四筆。

三、研究方法

大尺度環境風場與 β 偏移是影響熱帶氣旋軌跡的主要因素(e.g. Holland 1983; Wu and Wang 2004; Emanuel 2006)。因此，本研究根據此理論，參考Emanuel (2006)和Wu and Wang (2004)提出之熱帶氣旋軌跡降尺度方法，利用大尺度環境風場與 β 偏移來驅動氣旋移行，建立模擬西北太平洋

熱帶風暴軌跡的降尺度方法。此方法包含兩步驟，第一步驟須先產生熱帶風暴生成點，第二步驟利用大尺度環境風場與 β 偏移，每六小時驅動氣旋移行。熱帶風暴自生成點移行至 40°N 以北或抵達陸地之後，每六小時移動速度小於 0.45° ，即判定為模擬軌跡的結束。

3.1 熱帶風暴生成模擬

本研究利用 Vitart (1997, 2003) 及 Knutson et al. (2007) 的方法，客觀定義出模式中符合熱帶氣旋特徵之個案，建立颱風生成位置的分布。

熱帶氣旋和溫帶氣旋最大的差異在於其具有高層暖心結構，以及低層風速較強。Vitart (1997, 2003) 及 Knutson et al. (2007) 選取颱風個案之條件包括低層正渦度、封閉低壓中心以及暖心結構。模式內颱風之動力及熱力結構的條件門檻因模式解析度而改變，參考 Walsh et al. (2007) 分析模式解析度與颱風生成之條件門檻的研究，挑選適用於模式網格解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的條件門檻。

圖 1 顯示客觀條件方法，挑選 1979-2008 年 6-8 月(夏季)與 9-11 月(秋季)的熱帶風暴生成個數，每 $5^\circ \times 5^\circ$ 網格點的熱帶風暴生成頻率。JTWC 實際觀測個數夏季與秋季分別為 329 與 336 個。客觀方法產生較多熱帶風暴個數，夏季與秋季分別為 376 與 389 個。可發現客觀方法在南海區域所選擇之生成個數稍多。詳細原因在此並未深入探討，可能與當地高海溫及高相對渦度，而有利符合模式氣旋條件有關。

由圖 1a 與 1c 可發現，JTWC 與客觀方法所模擬的夏季熱帶風暴的生成位置，多數落在 850hPa 的季風槽與副熱帶高壓的合流區以及季風切線上，與 Ritchie and Holland (1999) 研究西北太平洋地區，70% 氣旋生成於季風合流區與季風切線的觀測結論相同。應與夏季季風槽可以增加低層渦度，提供有利颱風成長的環境有關(McBride 1995; Chen et al. 2006)。

秋季熱帶風暴生成位置(圖 1c 與 1d)，沒有明顯位於合流區的趨勢，而是位於季風渦旋以及東風噴流的出區下方。夏秋兩季熱帶氣旋生成位置與大尺度環流場相對位置不盡相同，生成機制可能不同，有待進一步的研究，非本研究的主要目的，我們將繼續探討降尺度軌跡模擬方法的結果。

整體而言，客觀方法模擬熱帶風暴生成位置的氣候特徵與觀測相似，並掌握到夏季氣旋生成點較秋季偏北與偏西的特徵。與 Vitart et al. (1997) 和 Camargo et al. (2005) 等研究結論相似。

3.2 軌跡方法

西北太平洋颱風所處之背景環境與大西洋颶風有所差異，季風槽與季內振盪均可能是影響西北太平洋颱風的重要因素，故駛流層高度與 β 偏移數值兩區域可能不同。因此，我們採用兩種常用的駛流層、兩種 β 偏移數值以及兩種大尺度環境風場，總共設置十六種不同的熱帶風暴軌跡大尺度風場，來驅動熱帶風暴移行，如表 1 所列舉。而六種方法所根據的理論說明如下。

熱帶氣旋運動的 80% 變化可以由大尺度環境流場解釋(Holland 1993)，因此關於駛流層的選擇有許多研究。我們選用 Emanuel (2006)，及 Wu and Wang (2004) 降尺度方法所使用的兩種駛流層。Emanuel (2006) 根據 DeMaria and Kaplan (1994) 在大西洋的研究，選擇與颶風強度有關的 850hPa 與 250hPa 這兩層風場作為駛流層。其中 850hPa 層權重為 0.8， 250hPa 層權重為 0.2。Wu and Wang (2004) 則根據 Holland (1993) 的研究，使用 850hPa 至 300hPa 氣壓層質量加權做為駛流層。

在 β 偏移數值使用上，Emanuel (2006) 為了與大西洋熱帶氣旋的觀測位移統計做比較，選擇等值的 β 偏移數值，其值為 $u_\beta = 0\text{ m s}^{-1}$ ， $v_\beta = 2.5\text{ m s}^{-1}$ 。此數值與 Shapiro (1992) 在三層模式中發現 β 偏移約是向北北西方 2.4 m s^{-1} 相似。Wu and Wang (2004) 發現太平洋上，垂直風切可以顯著的傾斜熱帶氣旋，並增加其向北移行分量。因此使用 β 偏移數值隨緯度改變，其南北分量隨緯度增加，而東西分量為 0 m s^{-1} 與 Emanuel (2006) 數值相同。

在大尺度風場方面，由於季內振盪(包含 10-20 天及 30-60 天振盪)均可能是影響西北太平洋颱風軌跡的重要因素(e.g. Maloney and Hartmann 2001; 徐等 2007; Kim et al. 2008)。本研究採用月平均環流場，及 10 天以上低頻環流場(包含季節平均、10-20 天及 30-60 天振盪)兩種環流場。

四、熱帶風暴軌跡氣候模擬結果

4.1 夏季模擬

將客觀條件方法挑選的熱帶氣旋生成點，利用上節所敘述的六種大尺度風場，每六小時驅動氣旋移行，模擬西北太平洋地區颱風的軌跡。

為了比較降尺度軌跡模擬方法與觀測資料的空間相似度，將軌跡轉換為 $5^\circ \times 5^\circ$ 網格點的通過頻率(圖 2 與圖 3)，接著將模擬與觀測頻率資料於 $110-180^\circ\text{E}$ ， $5-40^\circ\text{N}$ 區域做空間相關。

圖 2a、2f 顯示夏季熱帶風暴軌跡分為向西、向西北與向北轉向(recurve)三種主要路徑。此與 Wu and Wang (2004)、Ho et al. (2004)、Chen (2009) 等研究之熱帶氣旋通過頻率結果一致，顯示其為西北太平洋熱帶氣旋的主要三種軌跡。

分析實際軌跡後，我們比較降尺度方法模擬結果。首先比較 Em 與 Eh 兩種不同駛流層，但相同常數 β 偏移數值方法所模擬之軌跡。由圖 2b 與 2c，可看出此兩種方法所製造出的軌跡極為相似，主要以向北轉向形式為主，較少通過東經 130°E 以西之後，向西北與向西移動的路徑。此與低層風場的分布情形相似，向北轉向軌跡是由於夏季環流場是由副高主導所致。圖 2g 與 2h 顯示兩方法與實際資料相比，在 30°N 以南移動速度較快，在較高緯度才轉彎，而在北緯 30°N 以北，則移動較慢與存活較久，因此兩方法的頻率最大值均較實際頻率偏北。而兩方法軌跡結果類似，相關係數 Em 和 Eh 分別為 0.64 與 0.69，顯示夏季時副熱帶高壓對於熱帶氣旋軌跡有重要影響，兩駛流層皆適用於太平洋地區。

圖 2d 與 2i 為將 β 偏移數值由常數改為使用隨緯度增加向北分量數值之降尺度方法所模擬之軌跡結果。圖上顯示軌跡於北緯 20°N 以南明顯移動較慢，東經 130° 以西向北轉向的軌跡增加，向西北方向移動的軌跡變多，以及超過 35°N 以北移動速度較快。由 EmB(EhB) 的相關係數為 0.82 (0.86) 可得知，EmB(EhB) 模擬軌跡顯著改善 Em(Eh) 方法，與實際觀測資料較為相似，可掌握夏季西北太平洋熱帶風暴的軌跡形式。

由圖 2e 與 2j 可發現使用 10 天以上低頻環流場之大尺度風場的方法，向西與西北行的軌跡明顯增多，即影響南中國海以及中國東南沿海的軌跡明顯增多，EmBI(EhBI) 與實際觀測軌跡的相關係數可達 0.85(0.90)。圖 4 顯示低頻震盪改善 130°E 以西熱帶風暴的軌跡模擬，可能是受到 850 hPa 在此區域有明顯季內震盪活動的影響，季內震盪提供較多向西北移行的風場，而影響通過此區域的熱帶氣旋軌跡。與 Ko and Hsu (2009) 顯示此處 ISO 西風相位時，氣旋會向西北移動抵達至中國東部沿海才向東北轉向的結論一致。

4.2 秋季模擬

由 JTWC 實際秋季觀測軌跡(圖 3a)可發現，秋季軌跡如夏季般，主要可分為向西北、向西與向北轉向三種軌跡形式。然而秋季西行軌跡較夏季為多，從 850 hPa 的流線場(圖 1)可以明顯看出兩季風場於 130°E 有明顯差異。夏季在此處為副熱帶高壓與季風槽的合流處，向北轉向軌跡較多，而秋季東風波西延故有較多西行路徑。比較兩季年平均通過頻率圖(圖 2f 與 3f)，也可發現秋季軌跡頻率最大值明顯偏南，西行頻率增多，且向北轉向軌跡較夏季偏東，可能與秋季太平洋副熱帶高壓減弱而東退有關。

Em 與 Eh 所模擬的軌跡在秋季也極為類似(圖 3b 與 3c)。兩降尺度方法與觀測資料做空間相關，分別為 0.79 與 0.77，相關係數相似，且比夏季良好許多，顯示兩種駛流層皆適用氣候上西北太平洋風場軌跡模擬。圖上可看出兩者皆受到副熱帶太平洋高壓影響，在東經 150°E 附近向北轉向軌跡與實際軌跡相符合。由於大尺度風場於北緯 20°N 以南幾乎皆是東風風場，因此秋季使用常數 β 偏移數值的降尺度方法，即可模擬出較夏季為多的西行軌跡，此也與實際熱帶風暴軌跡觀測相符合。然而由圖 3g 與 3h 可明顯看出兩者軌跡較觀測整體偏北，在 30°N 以南移動速度較快，在較高緯度才轉彎，而在北緯 30°N 以北，則移動較慢與存活較久。

圖 3d 可發現將 β 偏移數值改為向北分量隨緯度增加，其軌跡於低緯度明顯移動較慢。圖 3i 明顯看出 EmB 方法熱帶風暴頻率大值區顯著往南，向西移動，近乎與實際觀測一致。EmB(EhB) 相關係數高達 0.93(0.94)，顯示 EmB(EhB) 方法模擬軌跡有極顯著改善，與實際觀測資料最為相似。

秋季 EmB(EhB) 與 EmBI(EhBI) 方法所模擬的軌跡相似，EmBI(EhBI) 兩方法與觀測軌跡相關分別達 0.89 與 0.93。兩種風場方法均可掌握秋季西北太平洋熱帶風暴的軌跡。此模擬結果可能與秋季在 120-150°E 的區域，月平均大尺度風場已轉為東風，可引導氣旋西行。故秋季低頻震盪活動(圖 4)，對於通過菲律賓海與行經台灣東北方的熱帶風暴軌跡影響較

小。

4.3 影響區域氣候模擬

本研究參考熱帶風暴氣候軌跡特徵與 Wu and Wang (2004) 的研究，將西北太平洋地區沿海地區劃分為三大區域，進一步探討熱帶風暴路徑對三大區域的影響。如圖 5 所示，A 區為台灣與中國東部沿海；B 區為菲律賓與南中國海；C 區是日本地區。

由於客觀方法選取之氣旋生成數目較實際為多，且降尺度軌跡不受強度衰落而死亡，因此應用在氣候場上影響區域次數的統計，使用比例來說明會比較佳。

由表 2 可得知夏季熱帶風暴主要以侵襲台灣與中國沿海的 A 區居多，C 區次多，而直接西行影響 B 區的比例最少，與 Ho et al. (2004) 的研究結果一致，Wu and Wang (2004)，也發現 A 區通過比例顯著高於 B 區。而秋季時，西行至 B 區的次數與比例較夏季顯著增加，A 區明顯減少，以菲律賓及南中國海與日本的 B、C 兩區為主要受影響區域。因此由氣旋軌跡與影響區域頻率比例，皆能明顯看出夏秋兩季熱帶風暴氣候軌跡有顯著的形式差異。

由表 2 的影響區域比例，更可以明顯看出 Eh 與 Em 降尺度方法無顯著差異，兩者所模擬的氣候軌跡比例極為相似，並以向北轉向侵襲日本的 C 區為主要路徑，比例皆超過 50% 以上。且由比例可以發現 Em(Eh) 和 EmB(EhB) 數值近乎相同，表示四種方法產生的軌跡是相似的，所以顯示改變 β 偏移數值的結果是改變熱帶氣旋的移動速度，使其與實際較為相似。

EmB(EhB) 與 EmBI(EhBI) 方法之差異，可由表 2 明顯看出。EmB(EhB) 法受副高駛流的影響，使得熱帶風暴向北轉向影響日本的軌跡偏多，影響 A 區台灣與中國東部沿海的比例偏低。而 EmBI(EhBI) 方法改善此現象，低頻震盪產生較多向西與西北行之軌跡，使影響 A 區比例增加，與觀測值相近。

由表 3 氣候通過區域比例值，發現 Eh 方法於影響日本為主的 C 區比例高於 Em 法，可能是由於秋季中高層風場於 30°N 以北皆是西風風場，因此質量加權駛流層的大尺度風場分布會比兩層加權駛流層分布於高緯度區有較多向西的分量，因此產生的模擬軌跡會有迅速向西偏移的情形。

與軌跡模擬結論相同，影響區域氣候值清楚顯示 EmB(EhB) 法影響中國東南沿海與菲律賓的 B 區通過次數增加，侵襲日本的 C 區次數減少的軌跡改變趨勢。

秋季 EmBI(EhBI) 與 EmB(EhB) 方法所模擬的軌跡相似，影響區域氣候值的比例近乎相同，皆有掌握 A 區最少，B 區與 C 區居多的趨勢。

五、結論

客觀條件所定義出的熱帶氣旋生成點，在氣候場上與 JTWC 所觀測之數目與位置相似，並且大致能掌握生成數目與位置的季節變化。

綜合夏秋兩季模擬結果，質量加權與高低兩層加權之兩種駛流層皆適用於西北太平洋地區。 β 偏移於軌跡有顯著影響，以隨緯度增加向北分量 β 偏移數值的模擬較適

用，明顯改善軌跡的移速與走向，使其與觀測較為相似。而10天以上低頻季內震盪軌跡於夏季影響較為顯著，可增加向西北移行而影響台灣與中國東部沿海的氣旋軌跡。

EmB(EhB)與EmBI(EhBI)四種降尺度方法，均可掌握西北太平洋地區熱帶氣旋軌跡分佈，並可模擬夏季以侵襲台灣與中國東部沿海之A區為主，秋季以影響菲律賓及日本之B、C兩區為主的軌跡分佈季節改變。

六、參考文獻

徐邦琪、鄒治華、陳正達，2007：西太平洋颱風季內振盪年際變化之模擬。大氣科學，**35**，189-218。

Bengtsson, K. I. Hodges and M. Esch, 2007: Tropical cyclones in a T159 resolution global climate model: comparison with observations and re-analyses. *Tellus*, **59**, 396-416.

Camargo, A. G. Barnston, and S. E. Zebiak, 2005: A statistical assessment of tropical cyclone activity in atmospheric general circulation models. *Tellus*, **57A**, 589-604.

Chen, T.C., S.Y. Wang, and M.C. Yen, 2006: Interannual Variation of the Tropical Cyclone Activity over the Western North Pacific. *J. Climate*, **19**, 5709-5720.

Emanuel, S. Ravela, E. Vivant and C. Risi. 2006: A statistical-deterministic approach to hurricane risk assessment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 299-314.

Ho, C. H., J. J. Baik, J. H. Kim, D. Y. Gong, C. H. Sui, 2004: Interdecadal change in summertime typhoon track. *J. Climate*, **17**, 1767-1776.

Holland, Ed., 1993: Tropical cyclone motion. Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting, World Meteorological Organization Tech.Document WMO/TD 560, Tropical Cyclone Programme Rep. TCP-31, Geneva, Switzerland.

——, G. J., 1983: Tropical cyclone motion: Environmental interaction plus a β effect. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 328-342.

Kim, J.-H., C.-H. Ho, H.-S. Kim, C.-H. Sui, and S. K. Park, 2008: Systematic Variation of Summertime Tropical Cyclone Activity in the Western North Pacific in Relation to the Madden-Julian Oscillation. *J. Climate*, **21**, 1171-1191.

Knutson T. R., J. J. Sirutis, S. T. Garner, I. M. Held, and R. E. Tuleya, 2007: Simulation of the recent multidecadal increase of atlantic hurricane activity using an 18-km-grid regional model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **88**, 1549-1565.

Ko, K.-C., and H.-H. Hsu, 2009: ISO Modulation on the Sub-monthly Wave Pattern and the Recurring Tropical Cyclones in the Tropical Western North Pacific. *J. Climate*, **22**, 982-999.

Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 2001: The Madden Julian oscillation, barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2845-2558.

McBride, J. L., 1995: Tropical cyclone formation. Global Perspective on Tropical Cyclones, WMO Tech Doc. 693, World Meteorological Organization, 63-105.

Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027-2043.

Shapiro, L. J., 1992: Hurricane vortex motion and evolution in a three-layer model. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 140-153.

Vitart F., J. L. Anderson, and W. F. Stern, 1997: Simulation of the interannual variability of tropical storm frequency in an ensemble of GCM integrations. *J. Climate*, **10**, 745-760.

Walsh, K. J. E., M. Fiorino, C. W. Landsea, and K. L. McInnes, 2007: Objectively determined resolution-dependent threshold criteria for the detection of tropical cyclones in climate models and reanalyses. *J. Climate*, **20**, 2307-2314.

Wu, L., and B. Wang, 2004: Assessing impacts of global warming on tropical cyclone tracks. *J. Climate*, **17**, 1686-1698.

七、圖表

方法	駛流層	Beta drift ($u_{\beta}=0 \text{ m s}^{-1}$)	大尺度風場
Em	$0.8 V_{850}+0.2 V_{200}$	$v_{\beta}=2.5 \text{ m s}^{-1}$	月平均
Eh	$V_{850-300}$	$v_{\beta}=2.5 \text{ m s}^{-1}$	月平均
EmB	$0.8 V_{850}+0.2 V_{200}$	v_{β} 隨緯度增加	月平均
EhB	$V_{850-300}$	v_{β} 隨緯度增加	月平均
EmBI	$0.8 V_{850}+0.2 V_{200}$	v_{β} 隨緯度增加	10 天以上
EhBI	$V_{850-300}$	v_{β} 隨緯度增加	10 天以上

表1 降尺度軌跡模擬方法使用的六種大尺度風場。

JJA	JTWC (NCEP)	Em (Eh)	EmB (EhB)	EmBI (EhBI)
A	43.1 (43.6 %)	33.3 (33.2 %)	33.1 (34.0 %)	39.0 (40.0 %)
B	24.4 (27.2 %)	15.6 (15.6 %)	16.5 (17.9 %)	17.9 (19.3 %)
C	32.6 (29.2 %)	51.1 (51.2 %)	50.4 (48.1 %)	43.1 (40.7 %)

表2 夏季TS影響區域氣候值。

SON	JTWC (NCEP)	Em (Eh)	EmB (EhB)	EmBI (EhBI)
A	22.8 (22.6 %)	23.7 (20.4 %)	20.9 (20.5 %)	21.5 (20.2 %)
B	39.2 (41.7 %)	31.1 (25.6 %)	39.2 (33.1 %)	36.8 (31.8 %)
C	38.1 (35.7 %)	45.2 (54.0 %)	39.9 (46.4 %)	41.7 (48.0 %)

表3 秋季TS影響區域氣候值。

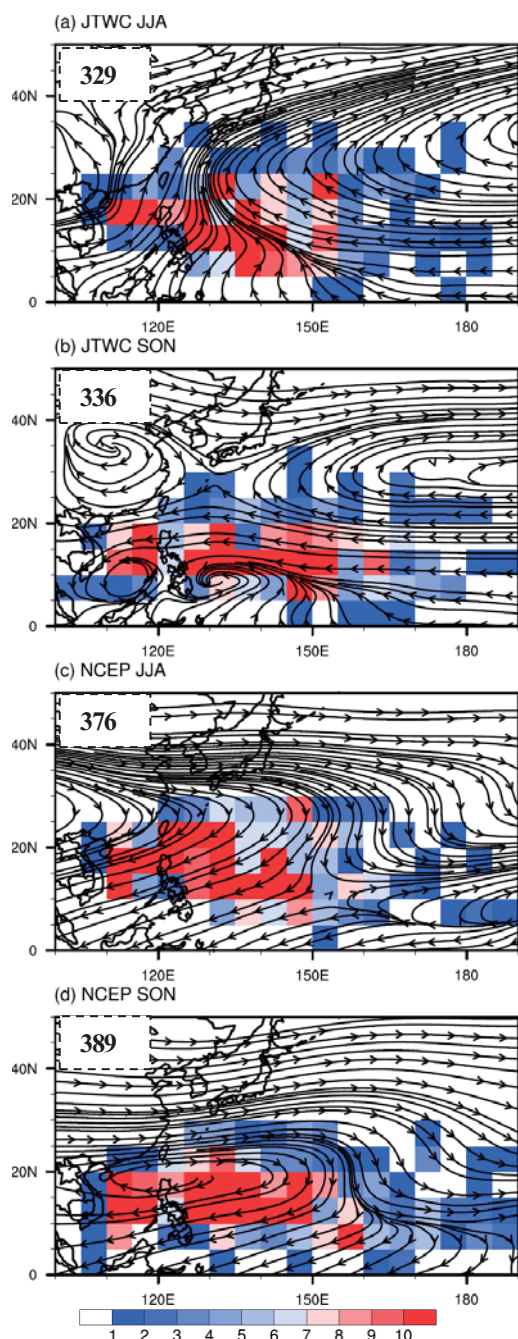


圖1 熱帶氣旋生成頻率圖，網格點為 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 。
(a) JTWC夏季，背景為 850 hPa 流線 (b)同(a)，
為秋季 (c)客觀方法夏季生成點，背景為 200 hPa
流線 (d)同(c)，為秋季。

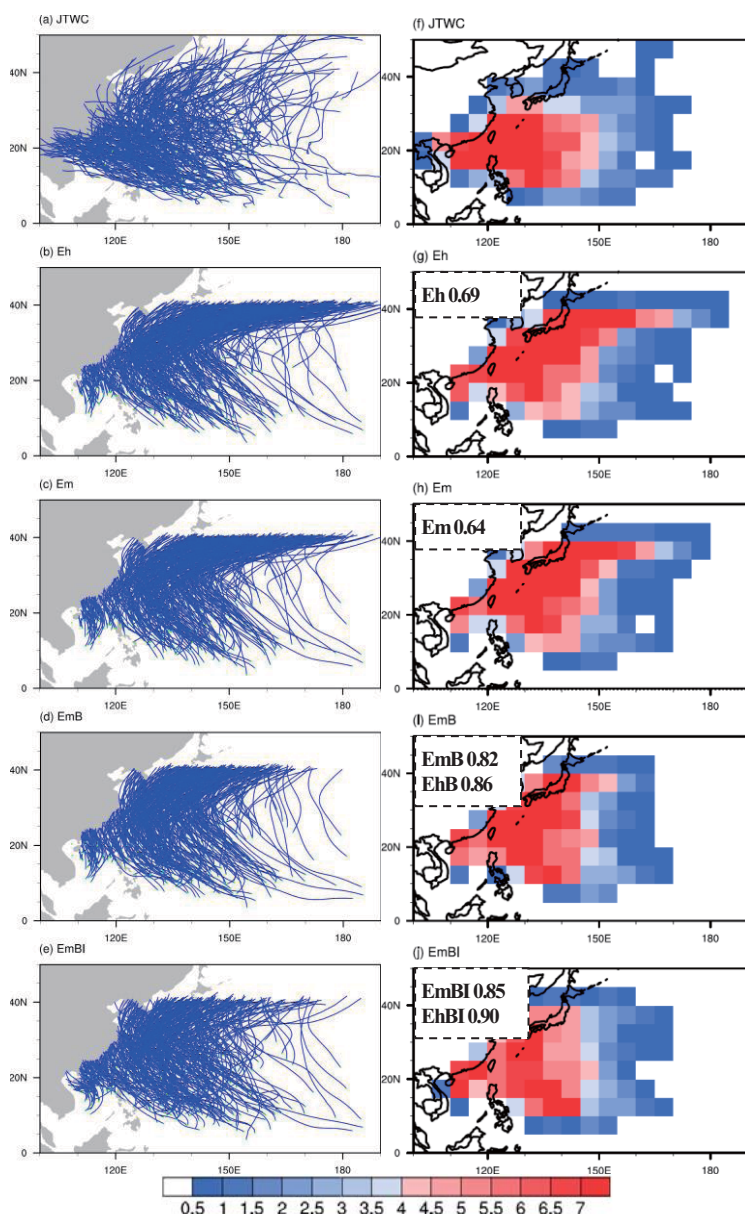


圖2 夏季模擬熱帶氣旋軌跡與平均每年通過頻率。左上角數值為與 JTWC
做空間相關所得之相關係數。(a)(f) JTWC；(b)(g) Eh；(c)(h) Em；(d)(i) EmB；
(e)(j) EmBI 風場所關聯。

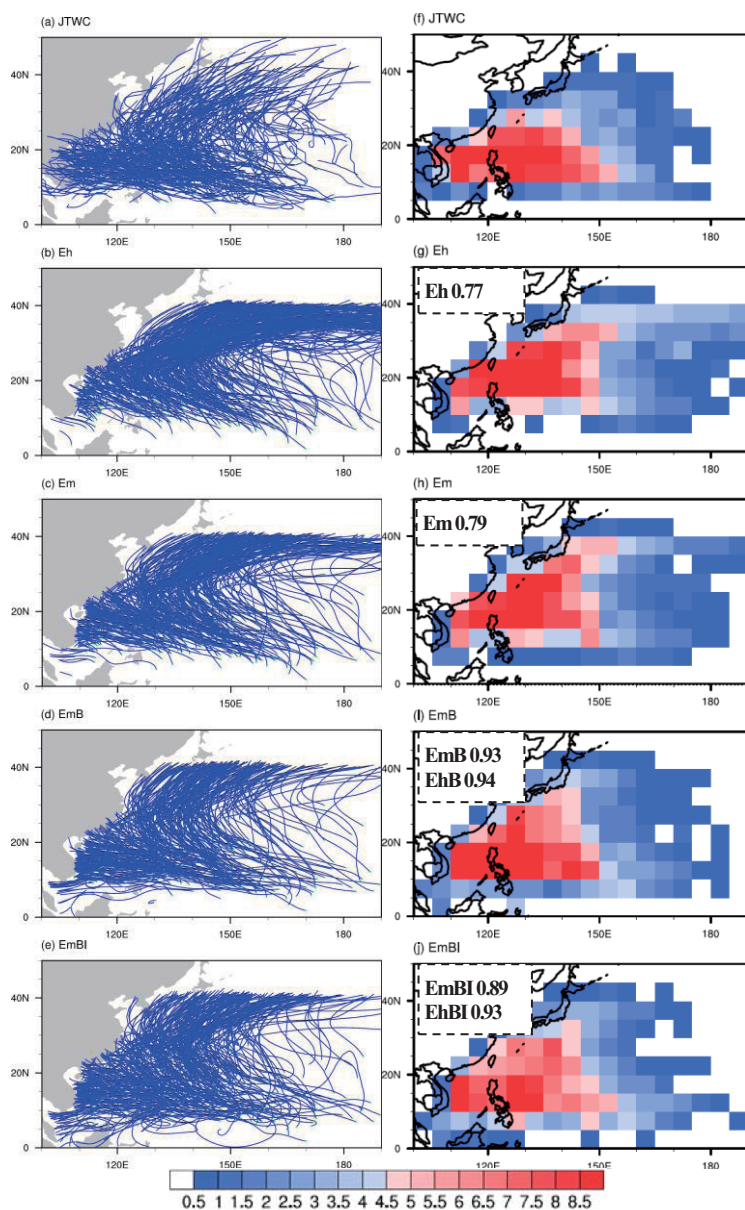


圖 3 秋季模擬熱帶氣旋軌跡與平均每年通過頻率。左上角數值為與 JTWC 做空間相關所得之相關係數。(a)(f) JTWC ; (b)(g) Eh ; (c)(h) Em ; (d)(i) EmB ; (e)(j) EmBI 風場所驅動。

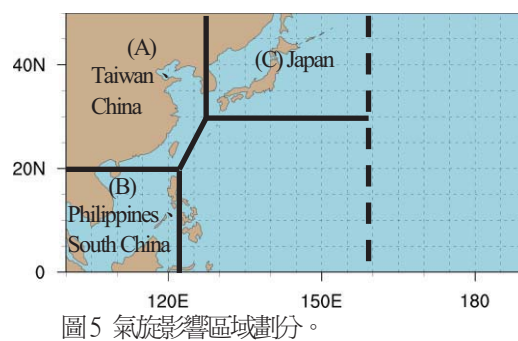


圖 5 氣旋影響區域劃分。

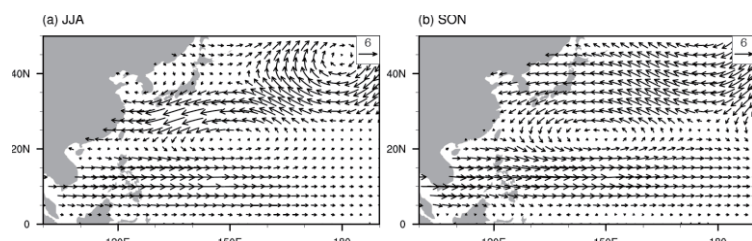


圖 4 850 hPa 風場 10 天以上低頻信號的 EOF1 空間形式，強度為通過一個標準差的時間所反演。(a)為夏季；(b)秋季。