

東亞地區區域氣候之可預報度與年際變化研究

曾仁佑、馬佳齡、童裕翔和林沛練
中央大學 大氣科學系

摘要

本研究使用MM5進行1998年5~8月之東亞夏季季風系集模擬，及1990~2000年5~8月之東亞夏季季風年際變化模擬。系集包含三種模擬：不同物理參數化法模擬，不同初始場系集模擬，及每日模擬。模擬的起始時間為5月1日，而不同初始場系集模擬則每隔12hr再啟動一組模擬，共有六個成員。模式的水平解析度為45km x 45km，邊界及初始條件則使用一天兩筆 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 之EC/TOGA同化資料。模式之海水溫度使用NCEP之週平均oi-sst。

模擬結果顯示，模式若使用Grell的積雲參數化，配合Blackadar的PBL、簡單冰相降水、及CCM2之輻射等參數化法組合，可以有最好的模擬結果。系集模擬在綜觀尺度天氣系統活躍的期間有最大的方差及RMSE。潛在可預報指標(PPI)的極大值區則與EOFmode的中心位置一致，表示這些中心位置是受到外部作用力所影響。至於PPI的極小值區，則與氣旋路徑一致，由四川向南延伸到南海，再向北到日本附近。

長期積分之結果顯示，模式除了可以成功模擬季節性的擾動外，亦能成功的模擬年際變化、準兩年振盪、及十年際擾動等長期之擾動。最後，迴歸重組方法可以有效的提昇區域氣候之預報能力。

關鍵詞：東亞夏季季風，系集模擬，準兩年振盪，十年際擾動

一、前言

台灣地區在2001年一年內受到八個颱風的侵襲，使得風災與水災不斷。但自2001年9月底利奇馬颱風過後，整個台灣（特別是北部地區）就籠罩在偏乾與缺水的陰影下，直到今年（2004）冬季仍未有明顯的改善。這期間雖曾有幾場及時雨，但因為各水庫長期的缺水，所以水庫的儲水量屢創新低記錄。在這段時期，北半球中緯度許多地區也都傳出乾旱或熱浪等災害。造成這種連續性氣候異常的原因，有人認為可能跟「聖嬰」現象或是極區擾動（Arctic oscillation）有關，但真正的原因，則仍然眾說紛云。但不可諱言的近二十年來氣候變異的頻率更加的頻繁，而強度也明顯的增大。也因此更突顯短期氣候預報之重要性與迫切性。

過去使用全球模式模擬的研究結果顯示，熱帶比溫帶地區及北半球冬季比夏季有更高的可預報度(e.g., Brankovic et al., 1994; Rowell, 1998)。而Yang et al. (1998)則進一步發現其潛在可預報指標(PPI)是受下邊界場(SSTA)所主宰，並且在冬天的赤道外PNA區域亦具有較高的潛在可預報度。至於在東亞地區的潛在可預報度則大多偏低，甚至許多模式顯示模擬結果與觀測資料間有負相關的情形發生。可見在此區氣候變化的預報是困難而且複雜。

本研究使用PSU/NCAR MM5的區域氣候模式做短期氣候的模擬，因為區域氣候模式對地形的特徵、地表與大氣間的交互作用過程有較高的解析度，而且也能模擬出較好的區域性環流及降水場(Giorgi, 1990; Giorgi and Mearns, 1991; Hirakuchi and Giorgi, 1995)，故要模擬台灣地區區域性氣候的特性，應以中尺度模式才會有較佳的效果。另外，Chen and van Den Dool (1997)使用單一全球模式以系集模擬的方式，分析13個45年長期積分的結果發現，模擬結果經系集平均後，能有效的減少模式因初始場長時間積分所帶來的誤差。雖然系集模擬需要相當龐大的電腦資源，但近年來由於科技的進步，使得電腦運算速度加快，且因記憶體平價化，可使模式模擬的空間解析度變細，模擬的時間縮短了許多(陳等人, 2001)；所以本研究亦採用系集模擬的方式來進行模擬。模式的設定與模擬之方法將在下一節中說明。

二、研究方法

模式模擬5月到8月的四個月，期間包含了南海季風肇始、華南梅雨季及東亞夏季季風等天氣系統。模式先以不同的物理參數化法做測試模擬，找尋適用於長時間積分的最佳組合。再進行不同初始場的系集模擬（共有六個成員，每個成員的起始時間相差12hr）、一組每天模擬(everyday run)、及一組1990~2000年之年際變化模擬。

模式之範圍在 100°E - 140°E ， 5°N - 45°N ，中心點在 $(120^\circ\text{E}, 25^\circ\text{N})$ ；網格解析度為 $45\text{km} \times 45\text{km}$ 共有 110×105 個網格點(圖

1)。模擬期間的側邊界資料每 12 小時更新一次；海溫則每週更新一次，但模式會自動做線性內插到每 12 小時有一筆資料。

將模擬結果做 EOF 分析，以進行潛在可預報度值 (potential predictability index, PPI) 分析 (Yang et al., 1998)。另外使用天氣型態相似係數 (pattern correlation coefficient)、均方根誤差 (root mean square error, RMSE) 等方法，分析 MM5 在模擬東亞地區區域氣候的能力。接著以統計學上的迴歸分析方法，對模擬結果的 EOF 及主分量 (PC) 做類似模式產品統計 (model output statistics, MOS) 的迴歸分析，以提高模式之預報能力。

PPI 分析是採用 Yang et al. (1998) 之方法，以區分出模式受外部邊界作用力與內部動力作用之分佈與強弱。值得注意的是，區域模式之邊界作用力包括下邊界及側邊界兩部份。

PPI 中要先定義三個變異數， σ_I^2 、 σ_E^2 、 σ_S^2 ，

$$\sigma_I^2 = \frac{1}{MN} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N (X_{ij} - \langle X \rangle_j)^2, \quad (1)$$

$$\sigma_E^2 = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (\langle X \rangle_j - \bar{X})^2, \quad (2)$$

$$\sigma_S^2 = \frac{1}{MN} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N (X_{ij} - \bar{X})^2. \quad (3)$$

σ_I^2 為系集離散度 (ensemble spread)，為每一個系集成員與系集平均間的變異，代表著模式中大氣的內部動力作用； σ_E^2 代表大氣外部的作用力 (external forcing) 即為邊界條件作用； $\sigma_S^2 = \sigma_I^2 + \sigma_E^2$ 為每一個系集成員與系集時間平均 (ensemble time mean) 的變異數，即總變異數。

為了對外部作用力做定量分析，我們定義可再現度 (reproducibility, R) 為：

$$R = 1 - \frac{\sigma_I}{\sigma_S} \quad 0 < R < 1 \quad (4)$$

當 R 愈大 (即愈接近於 1) 時，表示該變數受到大氣外部作用力的影響愈大，也就表示模式的潛在可預報度 (PPI) 愈大。但這個可再現度的分析方法只能針對於整體的模擬結果，對於每一個 EOF mode 的外部作用力的貢獻度則沒有出現，於是又做了以下的定義。假設前 K 個 EOF modes 的可再現度為：

$$R^K = 1 - \frac{\sigma_I^K}{\sigma_S^K} \quad (5)$$

重組第 K 個 EOF modes 時大氣外部變化，與全部的比例為：

$$F^K = \frac{\sigma_E^K}{\sigma_S^K} \quad (6)$$

定義潛在可預報度值 (potential predictability index, PPI) 就包含了前兩項：

$$PPI = R^K F^K \quad (7)$$

因為 $0 \leq R^K \leq 1$ 且 $0 \leq F^K \leq 1$ ，所以 $0 \leq PPI \leq 1$ 。這樣定義的好處是不但能了解整體模擬結果 (重組 99%) 的潛在可預報度，而且能看出每一個 EOF mode 對整體的貢獻度。PPI 值愈高不但表示愈高的潛在可預報度，而且也表示了前 K 個 EOF modes 受大氣外部作用力愈強。反之愈低的 PPI 值，表示大氣內部動力作用愈大。

所謂迴歸重組分析是以類似 MOS (model output statistics) 的方法，先將模式模擬結果與觀測資料做迴歸分析，再將模式預報之結果投影到此迴歸方程中，以改善預報結果。MOS 的方法，一般是將測站對網格點資料做迴歸，在此我們則對觀測與模擬資料之主分量 (PC) 的各分量做迴歸 (圖 2)。

首先我們要求出觀測資料之特徵向量 (Q_k , EOF) 和其主分量 (PC)。然後將模擬結果 (X_j) 投影到觀測的特徵向量上 (model projected to observed eigen vector)

$$d_{jk} = \sum_r (X_j - \bar{X}) Q_k(r) \quad (8)$$

d_{jk} 稱為“模式在觀測資料上的投影量”，代表模式的模擬結果在觀測的特徵向量上多大的分量。我們再將模式投影在觀測資料的主分量 (d_{jk}) 與觀測的每一個主分量 (c_{jk}) 做線性的迴歸分析，得到每一個主分量之迴歸方程。再將模式投影在觀測資料上的主分量代入，得到一組新的迴歸主分量 (Re_k)。接著再依據前面觀測資料的 EOF 分析結果，找出前 99% 的 EOF modes 之特徵向量，再與迴歸分析後的主向量做重組，所得到之結果稱之迴歸重組 (regression reconstruct)。

預報時，則將模式預報出來之結果先投影到觀測之 EOF 上，求出預報場之 PC 來；再將此 PC 值代入迴歸方程，求得迴歸之 PC 值。以迴歸之 PC 值乘上觀測之 EOF 分量，即可求得迴歸預報場。

三、結果討論

(一) 型態相關分析

由不同物理參數化組合的模擬中我們發現，模式若使用 Grell 的積雲參數化，配合 Blackadar 的 PBL、簡單冰相降水、及 CCM2

之輻射等參數化法組合，可以有最好的模擬結果（無附圖）。

使用不同物理參數化模擬中所得之最佳化參數法組合，來進行初始場系集模擬。圖 3 為觀測之海平面氣壓場 (SLP) 與系集模擬之各成員的 SLP (IC1~IC6) 間的型態相關係數分佈。由圖中我們可以發現，系集平均 (IC) 之相關係數值比各別成員的值高。顯示系集模擬的確比單一模擬之結果佳 (Chen and van Den Dool, 1997; Stensrud et al., 2000)。但是當有綜觀天氣系統移進模式範圍時，模式之模擬結果就變差，使得相關係數值由 0.8 以上，降到 0.5 以下；等天氣系統移出模式範圍後，相關係數值又可恢復到 0.8 以上。就長期積分而言，一季之後的相關係數值仍可維持在 0.7 附近，顯示 MM5 有能力做季以上之氣候模擬。

模式對 6/10~6/14 鋒面系統的模擬有明顯的偏差，但事實上在 5/21~5/25 的南海季風肇始時期，就已經有相關係數偏低，而且成員之間的變異數也有偏高的情形。

比較每日模擬 (ER) 與初始場模擬 (IR) 的型態相關係數圖 (圖 3)。ER 的平均相關係數為 0.993，IR 則為 0.855。所以當模式去除了因長期積分所造成之氣候漂移的變因之後，模擬結果將明顯的改善，特別是在綜觀尺度系統活躍的期間更明顯。由此可推論，在降尺度的模擬方法中，每日模擬應該是一個值得採用的方法。

(二) 時間相關分析

上面型態相關係數分析，為空間上的整體表現。以下針對每個網格點上之值做時間相關分析，藉以了解模擬與觀測資料在時間上的相關性與空間之分佈 (無圖)。可以預見的在模擬範圍的最外圍因為是每 12 小時更新一筆觀測的側邊界場資料，所以相關係數會最高；而在菲律賓到太平洋之間亦有很高的相關係數，顯示模式在模擬太平洋高壓的效果不錯。

時間相關係數較小的地方是 (1) 四川盆地、雲貴高原及廣西一帶；(2) 日本南部一帶；(3) 中南半島東南部一帶；及 (4) 菲律賓東南部外海一帶。這些位置大多是綜觀尺度天氣系統經常出現的地方，特別是 25°N~30°N 一帶，是滯留鋒面系統最常出現的地方。另外在 25°N~30°N, 90°E~105°E 一帶的四川盆地是青藏高原背風處，也是常產生背風旋生的「西南窩」位置。因為模式對這些地區的綜觀尺度擾動機制沒辦法正確

的模擬，使得發生於這個地區的天氣系統，在之後的時間模擬都效果不佳。

(三) 潛在可預報度 (PPI) 分析

系集模擬之 PPI 分析，是先針對每一個 EOF mode 單獨做分析 (無圖)。結果發現每一個 EOF mode 的極值區域，通常也是出現 PPI 極大值的地方，表示這些地區是受到模式的邊界場作用所主宰。SLP 的第一個 EOF mode 佔 40%。其 PPI 的極大值出現在中緯度海陸交界的區域；而極小值則出現在青海與 15°N 以南一帶。隨著 EOF mode 重組百分比的增加，東海及雲貴高原附近的 PPI 值也跟著減少。當重組百分比到達 90% 時，日本外海及菲律賓一帶也出現一個 PPI 極小值的區域。由重組的過程中發現，當加入第 6、7、8、9 個 EOF mode 時，海面上的 PPI 將轉為極小值，表示這幾個 mode 是受模式之內動力作用所造成。與上一小節之氣旋路徑 (storm track) 做比較，我們發現 PPI 值最低的地區，正好與這段期間之氣旋路徑相吻合。顯示此期間之模式內動力作用，其實就是綜觀尺度擾動。

另外，在近地面溫度 (T1000) 的 PPI 分析結果發現，在 20°N 以南地區偏低。推論可能是本區域的海水溫度受到大氣的影響比較大，但因模式的下邊界條件是給定的，所以無法反應模擬過程中綜觀尺度天氣系統的變化。也有可能是 MM5 在海氣交互作用的處理過程，仍有改進空間。另一個原因是 T1000 原本就對中、小尺度天氣系統比較敏感，使得在 20°N 以南地區的 PPI 較低。

(四) 迴歸重組與迴歸預報

圖 4 為將系集模擬結果 (H850) 經過迴歸重組後的資料，對觀測資料做天氣型態相關分析。圖中顯示模式在綜觀尺度擾動期間的前 3~4 天，其型態相關係數都明顯的變大，然後又慢慢恢復到未做迴歸分析的水準。顯示迴歸重組的確能提高綜觀尺度擾動之模擬能力。特別是對區域氣候模式在長期積分中，因為氣候漂移所導致的系統性偏差，有顯著之改善，其平均型態相關係數值 (0.941) 大於原來系集模擬之 0.903。

為了驗證迴歸分析在預報上之效率，我們將模式第一段模擬最差的時期 (6/10~6/14) 分隔出來，只使用其餘時間的資料做主分量投影及迴歸分析。再將 6/10~6/14 的系集模擬資料當做預報值，求出其投影主分量，再代入迴歸方程以求得預報值之迴歸主分量。然後合成前 99% 的 EOF

modes，即為迴歸預報之結果。此預報資料與觀測場之型態相關係數，即圖4上之黑色方點。型態相關係數值在綜觀尺度系統擾動的初期，其改善的幅度約為8%，比迴歸重組的9%略低。隨著擾動系統在模擬區間內的發展、移動與衰退，其改善幅度慢慢減少。但大致仍可維持3~4天，即綜觀尺度天氣系統的可預報度的時間。這個結果也顯示，這種迴歸分析方法可以提高區域氣候模式降尺度的能力。

(五) 年際變化模擬

圖5是逐月之SLP氣候(1990-2000)平均值。整體而言，模式對SLP的模擬大致上與觀測者一致。只有兩個地區不太相符，一為太平洋副高的強度及脊線的位置偏北，另一為南海到華南之梅雨鋒系統太弱。這也表現在最下列之偏差值，其強度最大值在南海到日本南方之東亞大陸沿海一帶，且其差值隨積分時間的增加而加大。這種隨積分時間增加而加大之現象，也清楚的顯現在各別年的逐月平均值上，表示模式的降尺度模擬確實增加了許多 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 網格所無法解析之系統。

對1990年5、6月，和1996年7、8月模擬之SLP做2.5-6天通頻濾波(無圖)，再求其逐月標準差之分佈。發現模式有較強的綜觀尺度擾動，特別是在陸地上，但在海上則普遍較弱。另外，若颱風是由邊界一路移入模式範圍內(如1990年6月份)，則模式可以有效的模擬到颱風的影響；但颱風若是在模式範圍內才開始發展及加強(如1996年7、8月份)，則模式無法有效的模擬此一系統。其實這種結果也出現在模式對季風槽和梅雨鋒面系統的模擬，不過這種現象應該是降尺度模擬中，區域氣候模式的內動力表現的一部份。

為了清楚分析年際變化，我們將逐月之月平均值減去各月之月氣候平均值(即圖5之最上面一列)，再做一次EOF分析。結果為圖6。

圖6顯示，模式與觀測的前六個特徵向量相當一致。第一個特徵向量為副高模，伴隨的時間特性是年週期與年際變化。第二個模為東亞季風強度模，在 $125^{\circ}E$ 上有一偶極的系統，一般認為此偶極之梯度越大，則季風越強。第三及第五個模為梅雨鋒或氣旋路徑(storm track)模，伴隨著有長期的線性趨勢及準兩年週期之擾動，印證了東亞夏季季風降水的長期時間趨勢。第四及第六個模

為海陸交界及副高移動之模。包含著4~5年之擾動週期。由於在夏季，所以ENSO的作用在這個(東亞)地區並不是很明顯。以上所討論之特性，在觀測及模式的模擬結果均有較一致的結果。

四、結論

本研究使用MM5進行1998年5~8月東亞夏季季風之系集模擬。研究中總共進行三組模擬，分別為不同物理參數化法模擬，不同初始場系集模擬，及每日模擬。模擬的起始時間為5月1日，而不同初始場系集模擬則每隔12hr再啟動一組模擬成員，共有六個成員。

不同物理參數化法模擬為了要找出MM5模式中，那些物理參數化法的組合，可以得到最佳的模擬效果。結果發現模式若使用Grell的積雲參數化，配合Blackadar的PBL、簡單冰相降水、及CCM2之輻射等參數化法組合，可以有最好的模擬結果。其中，還發現有許多種組合會造成模式的不穩定，無法做長期積分。

使用不同物理參數化模擬中所得之最佳化參數法組合，來進行初始場系集模擬。結果發現，系集平均之型態相關係數值比各別成員的值高，顯示系集模擬的確比單一模擬之結果佳(Chen and van Den Dool, 1997; Stensrud et al., 2000)。就長期積分而言，一季之後的型態相關係數值仍可維持在0.7左右，顯示MM5有能力做季以上之短期氣候模擬。

但對區域氣候模式而言，最大的問題還是在對模擬區域內形成或加強之系統(如綜觀天氣系統或颱風)的把握。因為在區域氣候模式中，綜觀尺度天氣系統會經由側邊界條件傳入模擬區域，所以不能簡單的將之視為模式的內部動力作用。

經由型態相關係數分析，發現模式模擬最差的期間，正是綜觀尺度天氣系統在模擬範圍內最活躍的時期。對各網格點做時間相關係數分析，發現相關係數較小的地方是(1)四川盆地、雲貴高原及廣西一帶；(2)日本南部一帶；(3)中南半島東南部一帶；及(4)菲律賓東南部外海一帶。這些位置大多是綜觀尺度天氣系統經常出現的地方，特別是 $25^{\circ}N-30^{\circ}N$ 一帶，是滯留鋒面系統最常出現的地方。

另外，對T1000的時間相關係數分析發現， $20^{\circ}N$ 以南的地區，模式模擬得相當不

好，意味著海面溫度 (SST) 並不是決定近地面溫度 (T1000) 之最重要因素，反而是綜觀尺度天氣系統扮演主要的角色。

MM5 對季風槽之模擬偏弱，但對太平洋副高之模擬則偏強，且誤差隨積分時間的增加而增大。模式可以模擬到颱風的影響，只要颱風是一路從邊界移進來，而不是在模式範圍內發展或增強。模式有很強烈之季節性擾動，一部份是季節的更迭，另一部份是模擬的誤差隨時間之增加而加強所造成；除了季節性的擾動外，模式亦可成功的模擬年際變化、準兩年振盪、及十年際擾動等長期之擾動。

為了改善模式因長期積分，所導致模式對綜觀尺度天氣系統模擬的偏差，我們提出一建構在 EOF 與主分量分析下的迴歸分析方法。結果顯示，此方法可以有效的改進區域氣候模式降尺度模擬的能力，同時也可提昇區域氣候模式對短期氣候預報的能力。

誌謝 本研究在國科會計劃 NSC91-2621-Z-008-00 和 NSC91-2111-M-008-006 贊助下完成。

參考文獻

- 陳正達、簡芳菁和黃國展，2001：個人電腦叢集平行運算系統在大氣科學數值計算應用的潛力初探。第七屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，321-324。
- Brankovic, C., T. N. Palmer and L. Ferranti, 1994: Predictability of Seasonal Atmospheric Variations. *Journal of Climate*, 7, 217-237.
- Chen, W. Y., and H. M. van Den Dool, 1997: Atmospheric Predictability of Seasonal, Annual, and Decadal Climate Means and the Role of the ENSO Cycle: A Model Study. *Journal of Climate*, 10, 1236-1254.
- Giorgi, F., 1990: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general

circulation model. *J. Clim.*, 3, 941-963.

- Giorgi, F., and L. O. Mearns, 1991: Approaches to the simulation of regional climate change: A review, *Rev. Geophys.*, 29, 191-216.
- Hirakuchi, H., and Giorgi, F., 1995: Multiyear present-day and $2\times\text{CO}_2$ simulations of monsoon climate over eastern Asia and Japan with a regional climate model nested in a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 100, D10, 21105-21125.
- Rowell, D. P., 1998: Assessing potential seasonal predictability with an ensemble of multidecadal GCM simulations. *Journal of Climate*, 11, 109-120.
- Stensrud, D. J., J. W. Bao, T. T. Warner, 2000: Using initial condition and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 128, 2077-2107.
- Yang, X. Q., J. L. Anderson and W. F. Stern, 1998: Reproducible Forced Mode in AGCM Ensemble Integrations and Potential Predictability of Atmospheric Seasonal Variations in the Extratropics. *Journal of Climate*, 11, 2942-295

圖表

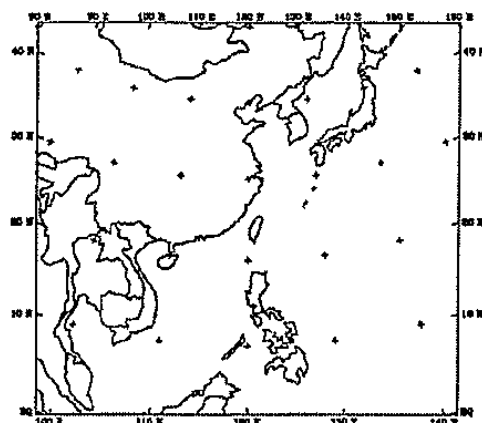


圖 1. 模式模擬之範圍。中心在 120°E ， 25°N 。

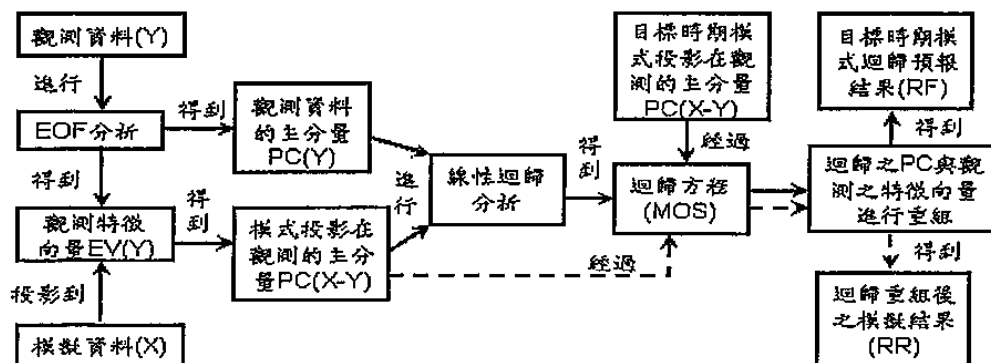


圖 2. EOF/PC 迴歸分析/預報流程圖

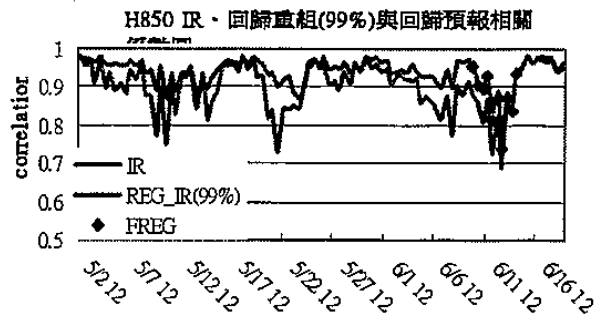
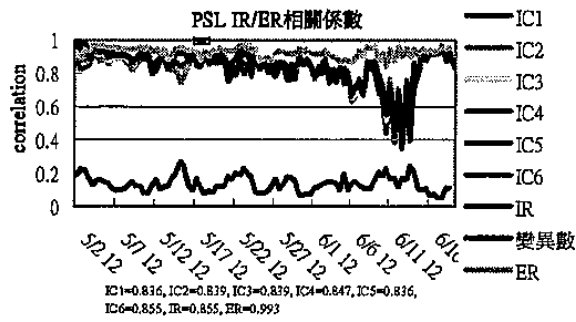


圖 3. 不同初始場模擬與每日模擬對觀測 SLP 之型態相關係數分析。

圖 4. 迴歸重組前 (紅色) 與重組後 (綠色) 之型態相關係數。四邊形黑點為迴歸預報之結果。

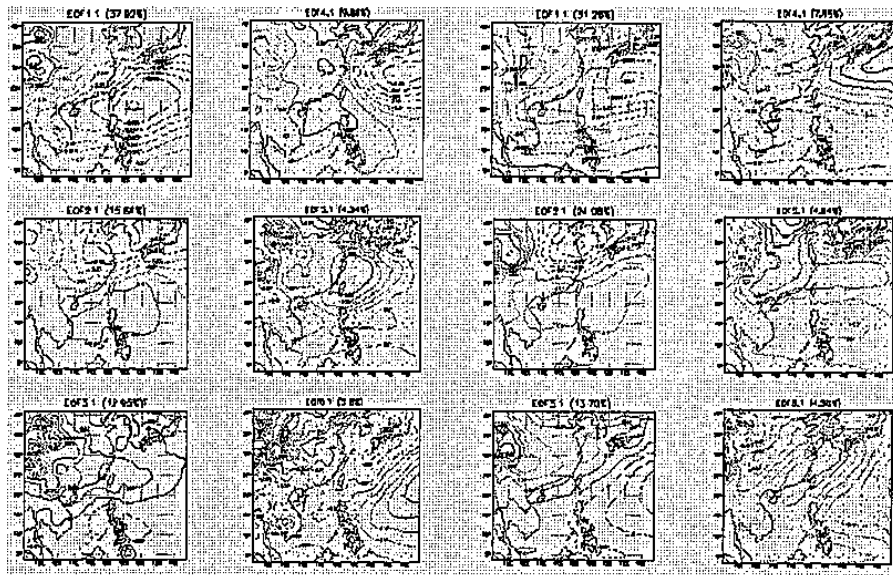


圖 5、逐月之 SLP 氣候平均值。最上列為 MM5 模擬結果，中列為觀測值，最下列為模式減觀測之差值。由左至右各欄分別為 5、6、7、和 8 月。

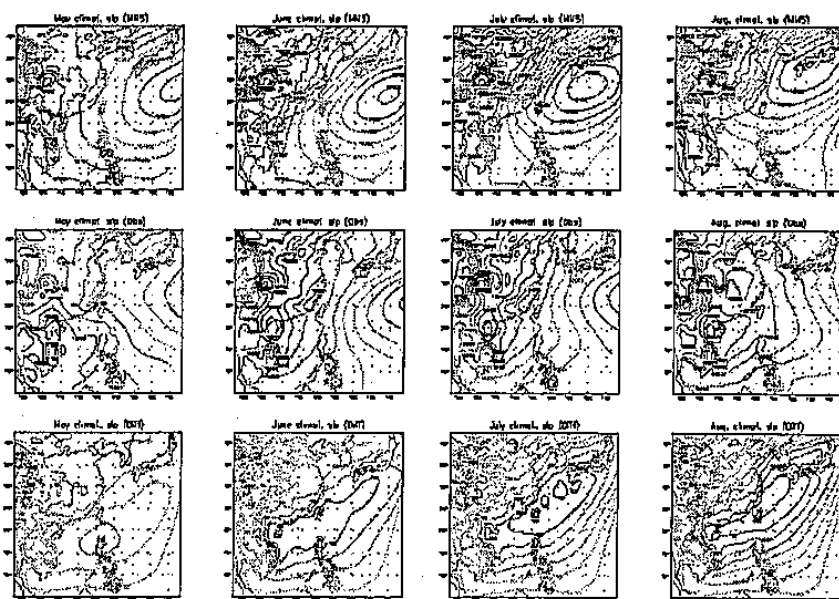


圖 6、為各月平均 SLP 減去月氣候平均後，再做 EOF 之前 6 個特徵向量。左邊二欄為觀測資料，右邊二欄為模式結果。