

### 第三章 季節潛在可預報度的分布

#### 3-1 變異量分析

可預報度一般認為是來自外部季節平均的邊界驅動力(訊號)和內部動力過程的所產生的雜訊間的比值，Rowell (1998)將全球環流的系集模擬資料，使用變異量分析方法(Analysis of Variance, ANOVA)，它主要是將一氣候模擬中平均氣象參數總變化量( $\sigma_{TOT}^2$ )分成二個分量，其中一個來自系統內部動力的隨機變化( $\sigma_{INT}^2$ )，另一個是來自外在海表面溫度驅動力(SST Forcing)造成的變化( $\sigma_{SST}^2$ )，某個參數的潛在可預報度可由( $\sigma_{SST}^2 / \sigma_{TOT}^2$ )來決定，也就是推估因為海表面溫度驅動力所造成的變異量佔全部變異量的百分比來度量潛在的可預報度，此兩項變異量的比值在 0 和 1 之間，比值越大，代表模式參數受到外在緩慢變化的海表面驅動力影響比本身內部動力過程產生的不穩定大，此時模式參數具有較高的潛在可預報度。

變異量分析所依據的概念模式，使用 n 個不同的初始值模擬的 N 年系集預報模式，其特徵量 X(例如：網格點上時間平均的變數)，可以用二個獨立的分量來表示(Rowell 1998)

$$\chi_{ij} = \mu_i + \varepsilon_{ij}$$

$\chi_{ij}$  為某個模擬量， $i=1, \dots, N$  為所有系集模擬的年份， $j=1, \dots, n$  為每個系集模擬中使用不同初始值的個別模擬(member)個數， $\mu_i$  是由

不同年份海表面溫度驅動力產生的分量( $\mu_i$ 的變異量為 $\sigma_{SST}^2$ )， $\varepsilon_{ij}$ 則是由內部雜訊所產生的分量( $\varepsilon_{ij}$ 的變異量為 $\sigma_{INT}^2$ )，這種概念模式常被稱為單向隨機模式(one-way random-effect model)，當中有二個假設，一是 $\sigma_{SST}^2$ 是隨機且獨立被挑選出來的，二是 $\sigma_{INT}^2$ 是獨立而且分布一致的隨機變數，Rowell et al. (1995)說明了要如何利用模擬資料來得到沒有偏差的 $\sigma_{SST}^2$ 、 $\sigma_{INT}^2$ 和 $\sigma_{TOT}^2$ 估計，因此我們用( $\sigma_{SST}^2 / \sigma_{TOT}^2$ )來估計潛在的可預報度，而此時的潛在可預報度指的是氣候系統受到模擬年份海表面溫度驅動力的影響所產生。

系統內部動力的隨機變化所產生的變化量( $\sigma_{INT}^2$ )：

氣候雜訊定義為 $\sigma_{noise}^2 = \sigma_{INT}^2 = \frac{1}{N(n-1)} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^n (X_{ij} - \bar{X}_i)^2$ ，其中 $\bar{X}_i = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \chi_{ij}$ ， $N$ 代表年份， $n$ 代表系集模擬個數， $X$ 代表模式中的任一參數， $\bar{X}$ 代表任一年總系集數量的平均。

來自外在海表面溫度驅動力(SST Forcing)造成的變化( $\sigma_{SST}^2$ )：

氣候訊號定義為 $\sigma_{signal}^2 = \sigma_{SST}^2 = \sigma_{EM}^2 - \frac{1}{n} \sigma_{noise}^2$ ，其中 $\sigma_{EM}^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\bar{X}_i - \bar{X})^2$ 為系集平均的變異量， $\bar{X} = \frac{1}{N * n} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^n \chi_{ij}$ 代表所有年的系集總平均。

根據變異量分析結果， $\sigma_{EM}^2$ 可以用 $\sigma_{SST}^2$ 和 $\sigma_{TOT}^2$ 來表示，

$\sigma_{EM}^2 = \frac{1}{n} \sigma_{INT}^2 + \sigma_{SST}^2$ 。海表面溫度驅動的系集平均變異量是有偏差的變異

量估計，這是因為對於有限的 $M$ 而言每一個系集平均並不能完全去掉初始值對模擬的影響，仍然包括了部分的雜訊，而且有些邊界驅動力

如：覆雪或土壤溼度等等是由模式所產生並非是由觀測所得，所以也應併入雜訊中(每一系集平均的  $\mu_i$  只是估計值，並不是真正的  $\mu_i$ )，也就是海表面溫度驅動力所產生的系集平均變異量並無法完全去除初始值對模擬的影響，因此  $\sigma_{EM}^2$  對  $\sigma_{SST}^2$  來說是高估的，所以

$$\text{總變異量}(\sigma_{TOT}^2) : \quad \sigma_{TOT}^2 = \sigma_{INT}^2 + \sigma_{SST}^2$$

### 3-2 資料來源

分別使用 ECHAM4、CWB、GFDL 及 NCEP 等大氣環流模式，各個模式分別有 10 個系集模擬個數，模擬時間長短不一，為求比較上的一致性，模擬時間一律取 1955 年 12 月至 2000 年 2 月。將資料做三個月的滑動平均(running mean)後，共計有 44 年的季節平均資料(1956 年到 1999 年 12 月)。分別對降水場、平均海平面氣壓場 (MSLP) 和 500hpa 重力位高度場(Z500)進行分析。

### 3-3 結果

#### 3-3.1 降水場(Precipitation)

圖 3-1~圖 3-4 顯示四個不同模式降水場的潛在可預報度分布情形。

**ECHAM4 模式：**降水場的可預報度型態分佈的主要集中在赤道太平洋地區，大西洋地區次之，印度洋地區則不太顯著，可預報度在太平洋地區隨季節變化情形和 ENSO 期間海表面溫度距平的變化情形相類似，印尼附近地區在夏季有較高的可預報度。

**CWB 模式：**降水場的可預報度型態分佈的同樣集中在赤道太平洋地區，大西洋地區次之，印度洋地區在夏秋季較顯著，在陸地上的可預報度除了在印尼附近地區有較高的可預報度外，赤道中美洲也有較高的可預報度，在南緯 20 度換日線附近的南太平洋除春季外也有較高的可預報度。

**GFDL 模式：**降水場的可預報度型態分佈的同樣集中在赤道太平洋地區，大西洋地區次之，印度洋地區在夏秋季較顯著，印尼附近地區有較高的可預報度，在春夏季時在北緯 10 度換日線以東的中太平洋出現另外一個較高可預報度的地區，赤道中美洲較高的可預報度明顯出現在和大西洋交界處。

**NCEP 模式：**降水場的可預報度型態分佈的同樣集中在赤道太平洋地區，其次是大西洋地區，印度洋地區則很不顯著，在春夏季時在北緯 10 度換日線以東的中太平洋出現另外一個較高可預報度的地區，印尼附近地區在夏季有較高的可預報度，赤道中美洲的夏季和大西洋交界處也有較高的可預報度。

降水場的可預報度的分佈範圍，主要集中在赤道太平洋地區，顯示熱帶地區受到海表面溫度的影響很大，所以在熱帶地區有較高的可預報度(Charney and Shukla, 1981)，熱帶外的大氣受內部動力過程所主導，訊號較小雜訊較大，可預報度較低。

四個模式的差異不大都集中在赤道太平洋地區，大西洋地區次之，印度洋地區在僅在夏秋季較顯著或甚至不明顯，年際循環的季節潛在可預報度多集中在赤道中、東太平洋及南美東北部赤道大西洋上，此分布型態似乎和 ENSO 事件期間，典型的海溫發展有關(cf. Rasmusson and Carpenter, 1982)，在南美洲的北部有些區域也有較高的可預報度這和區域的觀測研究是一致的（Aceituno, 1988; Hastenrath, 1990; Ward and Folland, 1991），非洲大陸北部的夏季季風在模式中是一個困難的問題（Rowel, 1996; Sud and Lau, 1996），所以非洲大陸北邊的可預報度在幾個模式的表現也較不一致，在印尼群島的夏、秋季有較高的可預報度這和以前 Nicholls(1998)和 Ropelweski and Halpert(1987, 1988)的研究是一致的，模式之間比較大的差異在 GFDL 模式和 NCEP 模式在春夏季時在北緯 10 度換日線以東的中太平洋出現另外一個較高可預報度的地區，而 ECHAM4 模式和 CWB 模式則未表現出來，在印尼附近幾個模式的表現也不太相同。

### 3-3.2 平均海平面氣壓(Mean Sea Level Pressure, MSLP)

圖 3-5~圖 3-8 顯示四個不同模式的平均海平面氣壓的潛在可預報度的分布情形。

**ECHAM4 模式：**可預報度的分布主要集中在南、北緯 20 度之間，太平洋地區最顯著，其次為印度洋地區，大西洋地區對海水溫度表面

的反應最不明顯，2-4 月較高的可預報度出現在換日線以西的西熱帶太平洋上，5 月以後較高的可預報度逐漸向東移，印尼附近的可預報度在 6-11 月較顯著其中 7-9 月更向西影響到東印度洋的可預報度。

**CWB 模式：**可預報度的分布主要集中在南、北緯 20 度之間，太平洋地區最顯著，大西洋和印度洋地區的可預報度大小和季節性變化差異不大，印尼附近有較高的可預報度在 4-11 月更影響到澳洲中北部和向西影響到東印度洋的可預報度，北緯 20 度左右的中美洲陸地在夏季也有較高的可預報度。

**GFDL 模式：**可預報度的分布主要集中在南、北緯 20 度之間，太平洋地區最顯著在秋季時甚至影響到赤道的中美洲陸地，大西洋和印度洋地區的可預報度大小和季節性變化差異不大，2-4 月較高的可預報度出現在換日線以西的西熱帶太平洋上，5 月以後較高的可預報度逐漸向東移，印尼附近有較高的可預報度並延伸到東太平洋，北緯 20 度左右的中美洲陸地在夏季也有較高的可預報度。

**NCEP 模式：**可預報度的分布主要集中在南、北緯 20 度之間，太平洋地區最顯著，大西洋和印度洋地區的可預報度大小和季節性變化差異不大，北緯 20 度的中美洲附近有較高的可預報度，赤道非洲大陸附近有較高的可預報度在北半球夏季時更延伸到南緯 20 度左右，2-4 月較高的可預報度出現在換日線以西的西熱帶太平洋上，5 月以

後較高的可預報度逐漸向東移。

四個模式表現出來的差異不大(比較大的不同在於 ECHAM4 模式在大西洋和印度洋地區的結果明顯和其他三個模式不同)，在非洲大陸上的可預報度 ECHAM4 模式和 GFDL 表現的很微弱，而 CWB 模式則在赤道以北較高，NCEP 模式在赤道以南有較高的可預報度尤其在夏天更為明顯。

四個模式在平均海平面氣壓所表現出來的共同特徵在於，可預報度分布主要集中在南北緯 20 度以內，以太平洋地區最為顯著。從季節變化來看，西太平洋(換日線以西)在 2-4 月有較高的可預報度，5 月以後可預報度有從西太平洋向東移的趨勢，北太平洋在北緯 40 度附近及墨西哥灣附近又較顯著的波動型態的可預報度分布，為太平洋-北美洲(PNA)型態，和冬季較強的羅士貝波將低緯地區訊號向中緯度地區傳送有關(Rowell, 1998)；在南太平洋上並未有如 PNA 型態的分布。

### 3-3.3 Z500 高度場

圖 3-9~圖 3-12 顯示四個不同模式在 500hpa 高度場 (Z500) 的可預報度的分布，

**ECHAM4 模式：**Z500 的可預報度分布集中在低緯度地區，在南、北緯 20 度間呈帶狀分布，不論哪個洋面上的可預報度都達 0.7 以上，

太平洋上大部份季節較高的可預報度都在換日線以東。印度洋上的可預報度季節變化非常不明顯，中美洲、大西洋和非洲大陸上的夏季的可預報度稍微微弱，1-3 月的北太平洋及北美洲間的地區有 PNA 型態的可預報度出現，在 6-10 月南太平洋南緯 20-40 度、西經 150 度附近也有顯著的波動型態的可預報度分布。

**CWB 模式：**Z500 的可預報度分布集中在低緯度地區，在南、北緯 20 度間呈帶狀分布，印度洋上的可預報度季節變化不明顯，大西洋和赤道中美洲陸地上僅在春季有較高的可預報度，太平洋上的可預報度分布以春季最強冬季最弱，秋冬季時在北太平洋及北美洲間的地區有 PNA 型態的可預報度出現，在 6-10 月南太平洋南緯 20-40 度、西經 150 度附近也有顯著的波動型態的可預報度分布。

**GFDL 模式：**Z500 的可預報度分布集中在低緯度地區，在南、北緯 20 度間呈帶狀分布，印度洋上的可預報度在 1-8 月較高，大西洋和赤道中美洲陸地上 2-4 月及 7-9 月有較高的可預報度，在太平洋上的可預報度分布 1-8 月最高 11 月最低，非洲大陸在 2-9 月有較高的可預報度，11-3 月的北太平洋及北美洲間的地區有 PNA 型態的可預報度出現，在 6-11 月南太平洋南緯 20-40 度、西經 150 度附近也有顯著的波動型態的可預報度分布。

**NCEP 模式：**Z500 的可預報度分布集中在低緯度地區，在南、北



緯 20 度間呈帶狀分布，印度洋上的可預報度在 11 月最低，大西洋地區的可預報度一整年變化不大，太平洋上大部份季節較高的可預報度都在換日線以東，11-3 月的北太平洋及北美洲間的地區有 PNA 型態的可預報度出現，在 6-11 月南太平洋南緯 20-40 度、西經 150 度附近也有顯著的波動型態的可預報度分布。

無論哪個模式的冬季在北太平洋及北美洲間的地區有 PNA 型態的可預報度出現，而且在南太平洋南緯 20-40 度、西經 150 度附近也有顯著的波動型態的可預報度分布只是出現時間略有出入，ECHAM4 模式出現月份較晚其他大致在 11 月左右就出現，在南太平洋出現的波動型態大致上四個模式表現都差不多，另外在印度洋和大西洋上可預報度的表現差異就很大，太平洋上季節可預報度的分布不管是範圍或是大小也是差異很大。

Z500 高度場和平均海平面氣壓都是集中在低緯度地區，不過 Z500 高度是呈帶狀分佈環繞整個熱帶地區，集中在南北緯 20 度以內，而且不論哪個洋面都有很高的可預報度，在太平洋地區可預報度最顯著的地區在東太平洋(換日線以東)，南北半球在太平洋上都有呈現波動型態。

由以上分析可明顯看出熱帶地區受低層邊界海表面溫度影響很大，所以整個熱帶地區呈現出較大的潛在可預報度(Charney and

Shukla, 1981 ; Palmer and Anderson, 1994) ，熱帶外的中、高緯度地區為內在動力過程所主控，為混亂的隨機變化，比較沒有潛在的可預報度。以季節來說，冬季的可預報度最大，此時的海平面氣壓場和 Z500 高度場會在中緯度太平洋-北美洲地區呈現出 PNA 型態的遙相關區域。