

第一章 前言

以月或是季為單位的預報方法主要有兩種：一是統計預報，另外一種是動力模式(大氣環流模式)預報(Barnston et al., 1999)。統計預報是利用觀測資料(或加上大氣環流模式模擬結果)做統計分析，找出預報變數和與各項資料的統計關係，作為預報之依據。動力模式預報是利用一組方程式外加大氣中的各項物理過程(如輻射、降水、邊界層等)做時間的積分，結果在經由時間的平均後，作為短期氣候預報參考(胡等, 1992)。統計預報的優點在對各變數預報所需的運算時間較少，但對預報果的因果關係和物理過程缺少適當的解釋，動力模式由於包含大氣的動力和物理過程，對模擬結果有較適當的解釋，但動力模式的積分包含繁雜的運算工作，需要大量的計算時間，而且物理參數化方法也未臻理想，以前受限於動力模式的技術和計算機計算的速度，作為短期氣候預報上動力模式始終無法和統計模式相比，近年來隨著技術的累積及計算機的進步現今數值預報動力模式的發展亦趨成熟，在氣候模擬方面已經相當具有水準。

評估模式所模擬的大氣平均狀態的月或季節尺度的可預報度，傳統上視為初始條件和邊界力的問題，大氣初始條件造成的誤差會隨時間成長，大氣初始條件誤差的成長超過某個極限，會使模式的預報能力慢慢喪失，此極限約為二星期(Lorenz, 1982; Palmer and Tibaldi,

1988 ; Dalcher and Kalnay, 1987; Road, 1987; Schubert and Suarez, 1989, Tracton et al., 1989; Chen, 1989 ; Van Den Dool, 1994) , 超過之後大氣的狀態便由變化緩慢的低頻邊界力所掌控(Shukla, 1981 ; Blackmon et al., 1983; Miyakoda et al., 1986 ; Mansfield, 1986 ; Road, 1986) , 而產生具有邊界條件依賴(boundary condition dependent)的可預報度(Chen and Van Den Dool, 1997) , 邊界力包括如海表面溫度(SST)、海冰、反照率、土壤濕度等等變化緩慢的邊界條件的驅動力上, 所以氣候的可預報度主要是建立在這些變化緩慢的邊界條件的驅動力上, 而這些邊界條件的驅動力可以由經驗模式和大氣海洋偶合模式求得(Palmer and Anderson, 1994)。

模式模擬月或季節平均的潛在可預報度將由月或季節平均的年際變化分析所決定(Chervin, 1986)。大氣平均狀態包含自然變化分量和邊界力分量(Kumar, 1986) , 自然變化分量是因為大氣內部動力過程所以視為內部的變化(Leith, 1973; Jones, 1975; madden, 1976; Lau, 1981; Trenberth, 1984; Chervin, 1986; Zwier, 1987; Chen and Van den Dool, 1995); 邊界力分量是外界緩慢對大氣作用的力所以看作外部的變化(Hoskins and Karoly, 1981; Horel and Wallace, 1981; Wallace and Blackmon, 1983; Blackmon et al., 1983; Cubash, 1985)。在這種假設下, 內部變化是不可預測的氣候雜訊, 而外部變

化是潛在可預測的訊號。將整個模式的總變化區分成內部和外部分量即雜訊和訊號，則潛在的可預報度就是雜訊和訊號的比值。

大氣狀態在熱帶地區較少由內部動力過程造成變化(Palmer and Anderson, 1994)，大部分低緯度地區的氣候變化都是由邊界條件的驅動力所造成，特別是和 ENSO 相關的海水溫度距平(Charney and Shukla, 1981)，因此熱帶地區大氣的大尺度預報和地表邊界狀態有很大的關係(Charney and Shukla, 1981)。大氣在熱帶外的月和季節的可預報度，則不像在熱帶地區大氣受邊界條件直接影響，而是受系統內部的非線性變化過程所控制，較不可預報，由此可推論熱帶外的大氣在夏季，內部動力過程所產生的不可預報部分是最弱的，此時的可預報度應該較高，而冬季時也可能藉由行星波(如羅士貝波)的動力過程將熱帶大氣的訊號傳至較高緯度(Palmer and Anderson, 1994; Rowell, 1998)。根據 Shukla et al. (2000)的大氣環流模式(GCM; General Circulation Model)的敏感度測試指出，影響氣候預報的邊界條件的驅動力如海表面溫度(SST)、海冰、反照率、土壤濕度等等，影響的程度並不相同，其中最顯著的部份是由海表面溫度(SST)所造成的。

Kumar and Hoerling (1998) 指出最重要的訊號來源來自熱帶太平洋地區海表面溫度的距平值，可預報度會隨海表面溫度的驅動力的

大小而變化，計算系集(ensemble)模擬中太平洋北美地區的氣象參數距平的平均值(訊號)，及各系集模擬間的變異量(雜訊)，並將訊號和雜訊依照海表面溫度的驅動力之大小排列，可以發現在發生聖嬰(El Nino)時大氣的訊號比在反聖嬰(La Nina)期間強，這個結果和 Kumar(1996)及 Barnett(1995)的研究顯示是一致的。熱帶太平洋地區因為海面溫度變化而產生的訊號對北美的氣候會產生影響。北美地區的可預報度在 El Nino 發生期間的冬末到初春間為最高，主要的原因是因為這段期間的訊號最強且雜訊較弱，最大的赤道外訊號同時也出現冬天和春天(Kumar and Hoerling, 1998)，赤道大氣的訊號增加隨著局部 SST 的振幅呈近似線性(quasi-linearly)關係，最大的訊號出現在 ENSO 期間其中 El Nino 的強度又比 La Nina 更強。

事實上要分離氣候的訊號和雜訊是很困難的(Trenberth, 1984; Chervin, 1986; Zwiers, 1987) ， Folland and Rowell(1995) 和 Zwiers(1996)使用一個系集(ensemble)氣候模擬的年際變化分析中去分離氣候的訊號和雜訊，在氣候模擬的系集中使用相同觀測的年際變化的 SST 但在起始的初始條件是不同的(Dix and Hunt, 1995; Harzallah and Sadourny, 1995; Kumar and Hoerling, 1995; Rowell et al., 1995; Stern and Miyakoda, 1995)，Barnett(1995)和 Kumar et al. (1996)提出系集平均能減少雜訊。Rowell(1995)使用變異量分析

的方法，經過 Harzallah and Sadourny(1995)和 Kumar and Hoerling(1995)修正後，將因為海表面溫度改變而產生的變異量佔總變異量的比例定義為潛在的可預報度 (Potential Predictability)，藉由比較系統受海表面溫度驅動所產生的訊號變化和系統本身的變化來評估潛在的可預報度，並將季節平均降水和海平面氣壓的潛在的可預報度的全球分布情形繪出，可以看出最高的可預報度出現在熱帶太平洋及大西洋洋面上，北半球的中緯度地區的冬季到春季之間有可預報度的極大值，秋季有最小值存在。「聖嬰現象」造成赤道太平洋地區海表面溫度的變化，進而改變全球的大氣環流，因此在聖嬰現象發生期間海表面溫度變化會對可預報度發生變化，在 Rowell(1998)的研究中可以知道系集平均 (ensemble mean) 的預報結果要比單獨的個別模擬的結果好。

Chen and Van Den Dool (1997)使用 NCEP 的 AGCM 模式在 13 個不同初始條件下模擬 45 年的大氣後，任取兩個不同的個別模擬來做距平型態的相關係數 (Anomaly Pattern Correlation) 後，計算出所有可能組合的相關係數的平均值，作為評估模式可預報度的指標，結果顯示出熱帶海溫距平對太平洋-北美洲地區 (PNA) 的可預報度影響比大西洋-歐洲地區 (AEA) 更加顯著，El Nino 期間 PNA 的可預報度比 La Nina 期間的可預報度高，El Nino 期間較高的可預報度出現在 12

月到4月間，但在 La Nina 期間的可預報度則在11月到3月間迅速掉到正常年之下，有顯著的春季預報障礙(Spring Barrier)現象；形成這種現象的主要原因，除了在 El Nino 期間的訊號較 La Nina 強且持續的時間更久，二者之間雜訊的變化情形也不同，La Nina 期間的雜訊值較大且維持的時間較久；Chen and Van Den Dool(1995, 1999)指出造成 La Nina 期間的雜訊值較 El Nino 期間大的原因，是因為在 La Nina 發生時，有較多的能量在各種不同時間尺度的流場中轉換的結果。

Straus et al. (2003)指出 Z500 高度場在北半球冬季的熱帶地區和南、北半球的中緯度地區有較強得訊號，春季時的訊號和冬季時類似，此時北半球熱帶外地區的訊號較小，秋季時除了南太平洋地區以外，一般高度場的訊號很微弱，顯示出訊號隨季節而改變；熱帶地區的可預報度(訊號/雜訊比)的變化，全年比值都很高，北半球的冬季及春季在太平洋和副熱帶的美洲地區有較大的可預報度；南半球的較大的可預報度則出現在副熱帶地區時間在北半球的秋季。北半球熱帶外地區的夏季的可預報度則較低，Schubert et al. (2002)指出 Z200 高度場的可預報度在夏季(6-8月)，呈現緯向平均且南北半球皆延伸到中緯度地區形成對稱型態，這和在1-3月間北半球的熱帶外地區的可預報度，受到 ENSO 所影響而產生的波動型態不同。根據 EOF 分析

的結果發現有二個對稱於赤道的主要型態，最大的變異量出現在熱帶地區的上對流層，其次為南、北半球的中緯度地區，回歸分析後，前者與亞洲地區熱帶太平洋和印度洋的海水表面溫度距平有關，後者與熱帶太平洋換日線附近向東延伸的海水表面溫度距平有關，而這種緯向對稱的分佈和有些中緯度地區的乾、濕情形有關。

Kobayashi et al. (2000)指出東亞地區冬季在 500hpa 高度場因為赤道東太平洋海溫距平驅動的結果產生較高的預報技術。東亞地區在 ENSO 發生期間，因為中太平洋海水溫度的距平變化，使西太平洋的低對流層產生特定的反氣旋(氣旋)型態，西太平洋地區的反氣旋中心分為二個部分，一個在日本海東方海面上(40°N, 170°E)，另一個在菲律賓海附近(15°N, 140°E)，前者與 PNA 型態相關，後者的起源和維持及熱力作用則和羅士貝波(Rossby-wave)的耦合有關(Wang et al., 2000)。

熱帶及熱帶外大氣對於不同相位的 ENSO 事件所呈現的非線性反應，在 Z500 高度場的在 El Nino 期間的反應是比 La Nina 強約兩倍，而且大氣在海溫驅動力較強時會產生的非線性反應，但是在海溫驅動力較弱時線性反應則較顯著(Hoerling et al., 2001)，這顯示出對不同相位的 ENSO 事件大氣會產生不同的反映，當然可預報度也會有差異。

Compo et al. (2001) 利用三種不同的海水溫度設定(El Nino DJF 1987、La Nina DJF 1987 及 DJF 的氣候平均值)來驅動 180 個系集的 AGCM 模式，使用大量的系集模擬資料的目的在降低區域中非 ENSO 事件所引起的雜訊，以了解 ENSO 事件在各種時間尺度的變化，結果發現熱帶外的高度距平的變化，在不同時間尺度之間有明顯的差異，相對的在熱帶地區在各個時間尺度之間降水型態的變化較為相似。ENSO 期間在熱帶外大氣的不同反應，應是不同的動力機制來主導，其中有三種不同的假說，包括第一因為熱帶地區降水變化會直接驅動改變熱帶外的環流；第二為 ENSO 造成大氣基本狀態的改變，使得低頻動力的穩定度的改變；第三種為綜觀渦流的變化回饋的低頻的變化中。一般在評估可預報度的時候，計算因為 ENSO 所產生的訊號和雜訊時，常因系集數目不足的情況下可能造成雜訊的低估，以至於可預報度被高估，研究結果顯示模式的個別模擬需要多於 150 個以上才能比較準確的估計雜訊，而較長時間的模擬才能減低統計上的樣本誤差 (Rowell, 1998)。

本研究主要目的，主要是藉由德國馬克斯普朗克 ECHAM4 氣候模式、CWB(中央氣象局模式)模式、美國 GFDL(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory)新一代的大氣海洋耦合模式及美國 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)GSM

等模式間可預報度的差異，來探討各種變數的可預報度的特性，重點之一是比較模式間的差異。以另一個 GFDL 模式在不同實驗設計下(Lau and Nath, 2001)的結果來探討，在模式裡考慮海氣交互作用和未考慮海氣交互作用之間的差異性。本文將於第二章介紹模式的基本資料和資料來源。第三章利用變異量分析來檢視模式季節潛在可預報度的分佈情形以及隨季節的變化。第四章用距平型態相關係數分析模式在 ENSO 的變化情形，藉以了解可預報度隨 ENSO 相位與季節的變化，進而分析 ENSO 年中 El Nino 和 La Nina 發生時訊號、雜訊間的變化。第五章為海氣交互作用的比較，在同一個模式中使用二個不同模擬在考慮到海氣交互作用和未考慮海氣交互作用下的差異。第六章為結論。