中央氣象局委託研究計畫期末成果報告

全球海氣偶合預報模式應用在東亞季風季節預報

之策略分析研究

Strategic planning study on East Asian monsoon seasonal prediction

using coupled ocean-atmosphere models

計畫類別:■國內 □國外

計畫編號: MOTC-CWB-98-2M-09

執行期限: 98年2月23日至98年12月31日

計畫主持人:許晃雄 陳正達 翁叔平

執行單位:台灣大學大氣科學所

中華民國九十八年十二月五日

九十八年度政府部門科技計畫期末成果報告

計畫名稱:全球海氣偶合預報模式應用在東亞季風季節預報之策略分 析研究

審議編號:		部會署原計畫編號	: MOTC-CWB-98-2M-09
主管機關:	交通部中央氣象局	執行單位:	國立台灣大學
計畫主持人:	許晃雄	聯絡人:	許晃雄
電話號碼:	02-33663900	傳真號碼:	02-23633642
期程:	98.02.23 ~ 98.12.31		
經費:(全程)	694,000 元整	經費(年度) 6	594,000 元整

執行情形:

1. 執行進度:

		預定(%)	實際 (%)	比較(%)
	當年	100	101	+1
	全程	100	101	+1
2. 經費支用	:			
		預定	實際	支用率(%)
	當年	694,000	694,000	100
	全程	694,000	694,000	100

- 主要執行成果:
 - (一) 完成東亞季風環流與雨量特徵模擬能力之初步分析
 - (二) DEMETER 季節預報對東亞季風主要結構年際變化模擬能力之分析
 - (三) 完成 DEMETER 季節預報技術之初步評估
 - (四)完成耦合模式海溫預報與可預報度問題之初步探討
 - (五) 提出新的統計海溫預報策略—利用變異量保守的統計預報方法發展新 一代的 OPGSST 海溫預報系統(附程式一份)
 - (六)提出氣候模式發展策略建議
 - (七) 講授七次訓練課程

4. 計畫變更說明: 無

5. 落後原因: 無

6. 主管機關之因應對策(檢討與建議):

壹、前言

本計畫的目的為,有系統的分析已具國際聲譽的海氣耦合模式的模擬與預報 產品,分析各模式模擬與預測東亞季風的能力,並對全球海氣耦合預報模式應用 在東亞季風季節預報的策略與執行方案,提出具體建議。

本份期中報告內容分成四大部分:DEMETER 與 APCC 季節預報東亞季風環 流與雨量特徵模擬能力之分析、DEMETER 季節預報技術評估、耦合模式海溫預 報與可預報度問題、訓練課程。

貳、東亞季風環流與雨量特徵模擬能力之分析

一、前言

歐洲的 DEMETER 季節預報系統是直接運用大氣海洋耦合模式進行一階段 預報,由七個不同的大氣海洋耦合模式(ECMWF、LODYC、CNRM、CERFACS、 INGV、MPI、UKMO)組合而成,其中每個模式有九個系集成員。本研究分析這 些模式各季節 hindcast,探討它們模擬東亞冬季與夏季季風的能力。

二、DEMETER 東亞氣候平均場與年際變化

本研究初步分析 DEMETER 七個模式 1980-2001 共 21 年 hindcast 月平均資料,驗證資料,環流與氣溫使用 NCEP Reanalysis 2,雨量則使用 GPCP,來評估 DEMETER 模式的表現。冬季定義為 12 月-2 月,事後預報起始時間為 11 月;夏季定義為 6-8 月,事後預報起始時間為 5 月。以下分析討論長期平均與年際變異量。

1. 冬季

氣溫

所有 DEMETER 模式都能模擬 2 米氣溫氣候平均場的主要特性 (圖 1):西 伯利亞與青藏高原的低溫,熱帶與西太平洋的相對高溫,以及冷暖區之間大致沿 著歐亞大陸邊緣的高溫度梯度。其中以 MPI 與 INGV 最能反映出中國東南沿海的強氣溫梯度,其他模式則稍弱。與 NCEP 資料比較,發現所有模式在 20N-60N 間模擬的氣溫都明顯偏高,尤其以東亞沿岸最為明顯(圖 2)。MPI 與 MetOffice 的偏差最小。INGV、MPI 與 MetOffice 在 60N 附近的氣溫則有偏低的情形。這些結果顯示,除了 MPI,所有 DEMETER 模式都低估了東亞的南北溫度梯度。

在年際變化方面,NCEP 資料顯示明顯的海陸差異,高緯度內陸地區年際變 化可達 7-8°C,東亞沿海約 0.5°C-1°C,海面上則低於 0.5°C(圖 3)。所有 模式明顯低估陸地上的氣溫年際變化,因此海陸差異遠小於 NCEP。其中以 INGV 最大,但也只達約 3-4°C;最弱的是 ECMWF,最大的變異量約僅 1.5-2°C, 在東亞沿岸,變異量甚至不到 0.5°C。有趣的是,除了 INGV 與 MetOffice,其 他模式在觀測變異量最大的青藏高原,模擬的變異量幾乎為 0,亦即冬季平均溫 度幾乎每年一致,變化甚小。圖 4 為各模式與 NCEP 變異量間的差異。所有模式 幾乎在每一個地區都呈現明顯的負值。這些結果顯示,DEMETER 模式嚴重低估 氣溫的年際變化,亦即這些模式的冬季氣溫預報極可能明顯低估每年冬季氣溫變 化的幅度。

200hPa 緯向風

DEMETER 模式都能成功的模擬亞洲冬季噴流的位置,如最大風速位於中國 中部、東海與日本南方,噴流從 90E 往東加速,過了 150E 開始減速(圖 5)。但 是風速則明顯低估,其中以 ECMWF、MeteorF、CERFACS 與 LODYC 最為明顯, 最大風速差可達 25m/sec,比 NCEP 值小了約 1/3 (圖 6)。INGV 的風速最接近 NCEP,其次是 MPI。噴流偏弱與南北溫度梯度偏低的情形一致。由於,噴流具 有羅士培波波導效應,發生於歐洲的擾動常經由噴流波導將能量快速傳送至東亞 地區。較弱的噴流,其波導效應較差,前述能量東傳的效率也可能因此降低,預 估這類遙相關現象在 DEMETER 模式中可能較不明顯。

在年際變化方面,緯向風變異量極大值區並非發生於噴流中心,而是出現在

噴流出區(150E 以東),以及噴流入區的南北側(圖 7)。前者反應噴流中心東 進或西退的現象,後者除了反應噴流入區的東進或西退,更反映了噴流入區在東 亞地區南北位移的特性。噴流入區南北位移的原因為何,目前似乎並無具體研 究,是否與冷暖冬或聖嬰/反聖嬰現象有關,值得進一步研究探討。在 DEMETER 模式中,只有 INGV 與 MetOffice 模擬出噴流入區南北位移的現象,而準確模擬 到噴流出區的變異量極大值區的僅有 INGV。即使如此, INGV 與 MetOffice 二 模式的變異量比 NCEP 小了 1/3 至 1/2,其他模式的變異量則更小, MNPI 在東 亞陸地上空的 200hPa 緯向風幾乎沒有年際變化,變異量幾乎為零。緯向風變異 量偏弱與之前偏弱的氣溫年際變化一致,都明確指出模式的冬季季風不只偏弱, 而且年際變異甚小。

500hPa 高度場

DEMETER 所有模式都模擬到 500hPa 高度場的主要特徵: 位於東亞沿岸的 東亞主槽與位於貝嘉爾湖西側的脊線。但是,振幅明顯偏小,尤其是東亞主槽。 其中, MPI 的偏差最大,在東亞主槽區域,高度正距平高達 130 米 (圖未示)。 變異場也是在東亞主槽附近與脊線西北側最大。所有模式都模擬到此一分佈,但 是幅度明顯偏小,尤其是東亞陸地上脊線附近的變異量偏小程度較為明顯,其中 又以 ECMWF 與 MPI 二模式最為明顯 (圖 8)。

小結

整體而言,DEMETER 模式都可以模擬到東亞冬季平均環流與溫度的基本特徵,但是平均幅度明顯偏小,且年際變化遠弱於觀測值,尤其在東亞陸地上。以 此觀之,DEMETER 模式的冬季預報都明顯低估應有的變化幅度。所有模式中, 以 INGV 的模擬最接近 NCEP 資料, MPI 與 ECMWF 低估年際變化的程度最為 嚴重。

2. 夏季

850hPa 流函數

東亞夏季季風 850hPa 環流的主要特徵為:亞洲大陸的熱低壓、從中國南方 延伸至菲律賓海的季風槽與其北方的副高脊(圖 9)。季風槽活躍與否,對熱帶 西北太平洋的對流系統與颱風活躍程度影響很大,無法準確模擬出季風槽與其變 化,將嚴重影響雨量季節預測。每一個 DEMETER 模式都可大致模擬到熱低壓 與副高脊。季風槽相對而言振幅與範圍都較小,有些模式(如 ECMWF、LODYC、 MetOffice) 無法模擬出。這幾個模式模擬的熱低壓也都相對較弱且偏西。所有 的模式,除了 MetOffice,在亞洲大陸登呈現正距平,亦即模擬的熱低壓都明顯 的偏弱(圖 10)。CERFACS 與 MeteoF 則低估副高強度。

夏季 850hPa 流函數年際變化的主要區域為季風槽與副高脊,熱低壓的變異 相對較小(圖 11)。DEMETER 模式中,除了 CERFACS 與 MeteoF,都可模擬出 者兩個變異量大值區,但是振幅都明顯偏小,以 MPI 最弱(圖 12)。CERFACS 與 MeteoF 都僅模擬出一個位於西北太平洋,相對均匀的大值區,顯然無法正確 區別季風槽與副高脊的年際變化。主要原因可能是,此二模式幾乎無季風槽的存 在(圖 9)。整體而言,所有模式都明顯低估整個 850hPa 流函數場的變異量,低 估最明顯的現象是季風槽。DEMETRER 模式都有低估東亞與西北太平洋夏季季 風的年際變化的現象。由於季風槽處的低估最為明顯,DEMETER 模式模擬此處 的雨量與颱風年際變化的能力顯然相當不足(見雨量分析)。

200hPa 流函數與緯向風

夏季亞洲季風區在上對流層最顯著的現象是青藏高壓,其東延伸至東亞地區 的高壓脊也是影響東亞夏季季風的主要因素。所有 DEMETER 模式模擬的青藏 高壓都明顯偏弱,延伸至東亞沿岸的高壓脊也不明顯(圖13)。其年際變化最大 區發生於青藏高原上方,以及中國東北經鄂霍次克海到中太平洋,前者反應青藏 高壓振幅的變化,後者則反應青藏高原與噴流系統南北位移的年際變化。後者對 日本夏季氣候的年際變化(如高溫少雨、低溫多雨)有顯著影響。除了 INGV 稍 微偏強,所有模式都低估上對流層環流的年際變化(圖 14)。

夏季噴流雖然較弱,但是對中緯度東亞夏季季風有明顯的影響。以 200hPa 緯向風為例,最大的變異量出現於(1)中國北方經日本到中緯太平洋的帶狀區, (2)鄂霍次克海一帶。DEMETER 模式的 200hPa 噴流的變異量在東亞與沿岸非 常的弱,直到中太平洋才有明顯的年際變化(圖 15)。此一結果再突顯 DEMETER 模式中東亞夏季季風不止太弱,年際變異也太小。

雨量

東亞夏季雨量主要發生於(1)南海與菲律賓海,(2)30N-40N中國中部、 日本到西太平洋的帶狀區域(圖16)。所有 DEMETER 模式模擬的雨量在東亞都 普遍偏少。僅有 MetOffice 在季風槽區雨量偏多。前述二雨帶也是年際變異量大 值區。但是,所有 DEMETER 模式模擬的雨量變異都偏向赤道,不僅在南海與 菲律賓都明顯偏少,在 30N-40N 更是少。從南亞到東亞,與 GPCP 雨量相比, 變異量都呈現大範圍的負距平(圖17)。這些偏差與過強的副高、過弱的熱低壓 與季風槽,以及偏弱的青藏高壓一致。模式的年際變異都發生於熱帶海洋上,海 陸交界處應該有的大值區,都模擬不出來。

小結

整體而言,DEMETER 模式明顯低估東亞夏季季風平均強度與變異量,其中 以季風槽的模擬偏差最大。變異量的模擬以海洋上較佳,陸地上的年際變異遠低 於觀測值。這可能反映出海氣耦合模式模擬海氣交互作用的能力較佳,但是對於 氣陸交互作用則掌握能力仍相當不足。

三、 DEMETER 季節預報對東亞季風主要結構年際變化模擬能力 之分析

東亞季風的年際變化經常為幾個重要的主要結構主宰,因此除了探討氣候平 均值與變異量,吾人還需瞭解氣候模式對這些結構的模擬能力。本節利用經驗正 交分析與奇值分解法探討 DEMETER 模式的季節預報是否能準確無誤的呈現影 響年際變化的主結構,及其逐年變化。

夏季太平洋海温

雖然 DEMETER 中除了 MPI 模式,季節預報的初始海溫都參考了實際觀測 值,吾人還是必須瞭解模式是否能準確模擬出該季的海溫結構。太平洋海溫第一 經驗正交函數,一如預期,正是 El Nino/La Nina (圖 18)。主要特徵為熱帶東太 平洋的正海溫距平與北/南太平洋的負海溫距平。幾乎所有的模式都可以模擬出 此一結構,但是赤道正海溫距平都比實際結構偏西,MPI 更是整個太平洋都是正 距平。此一系統性偏差出現在所有模式中顯現目前的海氣耦合模式架構都有相同 的缺陷,導致低估了東西方向的溫度梯度。由於,東西向溫度梯度與海洋斜溫層 特性有關,估計可能大部分的模式都低估了斜溫層的溫度梯度與其深度在東西向 的斜率,因此無法準確掌握斜溫層的特性與變化。本計畫並未取得海面下資料, 因此無法確認此一猜測的正確性。

相反的,中緯度太平洋的負距平,在模式中則都較實際情況偏東,有些模式 甚至在日本附近出現正距平。最近研究顯示,熱帶太平洋海溫距平所引起的熱帶 擾動可以引發波動傳至中高緯度,影響中緯度環流,進一步影響中緯度海洋溫 度,此為大氣橋的觀念。所有模式在中緯度太平洋海溫距平的一致性偏東的情 況,可能是因為無法正確掌握此一大氣橋機制或者是中緯度的海氣交互作用所 致。

在此模式的年際變化方面,包括 1990-1995 年微弱的持續聖嬰現象,所有的 模式都掌握得相當好。證實目前的模式如果給予適當的初始值,該季的海溫大致

可以模擬的不錯。在解釋變異量方面,模擬值都比觀測值的27.6%高,其中 MPI 更是高達50.8%。顯示目前的模式有過度集中變異量於同一結構的趨勢。其中, MPI的初始值為模式值,而非如其他模式為觀測值,更是高估了第一經驗正交函 數的貢獻,模式的變異度過份單純化,由此可見正確初始值對海洋季節變化的重 要性。由於,海溫經驗正交函數中,僅有第一經驗正交函數的特徵值與其他特徵 值明顯區分,顯現第二特徵函數以降都呈現退化的現象,並非單一解,因此不在 分析其他經驗正交函數。

夏季印度洋海温

印度洋海溫變化如 Indian Ocean Dipole 對東亞季風也有明顯影響,因此吾人 也需瞭解模式模擬印度洋海溫主結構的能力。印度洋夏季海溫的第一經驗正交函 數為一 basin mode,亦即其變化的符號在正個印度洋為同號,但是以赤道西印度 洋的振幅為最大赤道東印度洋最小,因此呈現明顯的東西向梯度(圖 19)。所有模 式都模擬出類似的結構,但是有些模式(如 ECMWF, MeteoF, MetOffice)的 溫度距平為東高西低,梯度與觀測相反。此一經驗正交函數實際上解釋到 30% 變異量,但是大部分模式解釋的變異量大於 40%。模式過度模擬印度洋第一主 結構的情況,印度洋比太平洋還明顯,顯示模式的海洋動力可能過於單調。在年 際變化方面,模擬的主分量與實際變化相當一致。

第二經驗正交函數為 Indian Ocean Dipole (IOD)。所有模式都能模擬出主要 的空間結構-東西溫度偶極結構,解釋的變異量百分比也與實際值相當(圖 20)。 實際的結構在印度洋索馬利附近為正海溫距平,是由索馬利噴流引起的湧升流地 帶的年際變化。此一細節所有模式都未模擬到,估計應該是模式對索馬利噴流的 解析不足,無法準確掌握噴流的變化,以致於模擬不出此一狹窄地區的海溫變 化。在該結構的年際變化方面,所有模式的模擬都相當不錯。該結構於 1990 年 後,年際振盪幅度變小,但呈現逐漸上升的現象,模式也都能準確模擬。

小結:

整體而言,在給予適當的初始條件下,所有模式都能模擬到影響海溫年際變 化的主要結構,但在相對的空間分佈上,則仍有些差距。比較顯著的差異為所有 模式模擬的第一主結構所佔的變異量百分比都偏高。此一情況在印度洋特別嚴 重。原因為何則需進一步探討。最近研究顯示,東亞夏季季風的年際變化也受到 印度洋海溫的影響,因此準確模擬印度洋海溫年際變化也是必須要求的模式能 力。

夏季環流

本節利用多變數經驗正交函數方法對 850hPa 與 200hPa 風場、雨量與二米氣 溫進行分析,導出主結構。圖 21 與圖 22 為第一主結構。在 850hPa 風場與雨量 方面,實際結構的主要特徵為北緯 10-30 度的反氣旋環流距平以及位於北側與南 側的氣旋距平。雨量則是北緯 10-20 度的雨量負距平以及北緯 30-40 度的雨量正 距平。亦即,當此結構處於正相位時,季風槽偏西偏弱,太平洋副高脊偏西且偏 南,西南季風偏西,直接由中國南方北上到華中、日本一帶,因此華南、南海與 台灣一帶,雨量偏少,華中與日本一帶則偏多。除此之外,赤道雨量也偏多。此 一結構即是環流的 Pacific-Japan pattern 或是東亞雨量的三極結構(tripole pattern),是影響東亞夏季環流與雨量年際變化的主要結構。

所有模式都模擬到此一結構,但是解釋變異量的比例仍是明顯偏大,觀測值約30%,但是所有模式都介於40-50%之間。顯然一如前面章節提到的,模式有將年際變化因素單一化的情況。在空間結構方面,所有模式都可模擬到副熱帶的反氣旋距平,雖然有些模式的反氣旋過於偏西,有些則偏南。雨量距平場也此與實際結果有些位移。模式最大的偏差仍是發生在中緯度。大致而言,所有模式都無法模擬出中緯度氣旋距平。圖22為200hPa風場與二米氣溫結構。實際結構的特徵為亞洲南方陸地上空的反氣旋距平與菲律賓海上空的氣旋距平,反映出青藏高壓與中太平洋高空槽的年際變化。所有模式都無法模擬出此一結構,顯現雖然

模式模擬出低對流層的主要結構,但仍無法準確掌握高對流層應有的結構。

在二米溫度(可以將之視為海溫)方面,主要特徵為整個西北太平洋幾乎都 是正距平。所有模式,除了 MPI,模擬的氣溫結構都與實際結構不同,其中有四 個模式的氣溫甚至是呈現大範圍負距平的現象。比較實際的雨量與氣溫的結構, 發現西北太平洋雨量負距平區域,恰好是海溫正距平之處,顯現大氣影響海洋的 因素較重要。相反的,幾個模式則是雨量負距平位於氣溫負距平之處,顯現海洋 影響大氣的因素較重要。此一比較,顯現出目前的海氣耦合模式中的海氣交互作 用過程,仍是海洋對大氣的影響較為重要,明顯低估大氣對海洋影響。此一結果 可以理解為,大氣的瞬變渦流變化,有不少源自大氣本身的隨機擾動,或者是陸 氣交互作用的影響,這方面的氣候變化因為不見得與下墊面邊界條件有關,模式 因此無法準確掌握其變異度與變異時序。如何糾正目前海氣耦合模式過渡為海洋 過程所主導,將是未來氣候模式發展的重要方向。

冬季環流

本節利用奇值分解法導出影響東亞冬季低層環流與氣溫年際變化的主要結 構。實際的第一主結構(圖23)的特徵為高緯的氣旋距平,中緯度亞洲大陸上 與北太平洋上的反氣旋距平。在此環流情況下,西伯利亞高壓偏南,東北季風弱, 中緯度西風較強,冷空氣不易南下,因此東亞的氣溫普遍偏高(圖24),但是對 台灣而言,則影響不明顯。雖然大部分模式都模擬到氣溫偏高的現象,但是搭配 的 850hPa 流函數距平呈現的是反應海陸分佈的東西向偶極結構,而非觀測的南 北向偶極結構。為一例外的是 MPI。第一主結構解釋量約 50%,模式(除了 MPI) 的第一主結構也多解釋將近甚至超過一半的變異量。在年際變化的時序方面,模 式無法準確模擬第一主結構的年際變化。從第一主結構的特徵判斷,該結構應該 不是受到聖嬰現象的主導,而可能與 AO 等高緯度現象有關。目前的海氣耦合模 式過度受制於熱帶地區的交互作用,因此反而不易掌握由高緯度現象主宰的氣候 變化。 第二主結構的主要特徵為西北太平洋的反氣旋距平與北緯 40 度以南普遍偏 暖的現象,高緯度地區則偏冷(圖 25 與圖 26)。此一結構反應的是偏弱且偏東 出海的反氣旋環流,甚至是偏強的副高脊。七個模式中有四個模式可以模擬出環 流與氣溫的基本特徵,細節則仍有差異。MPI 與 MeteorF 模擬的環流雖然尚可, 但是模擬出整區域偏暖的情況,屬於偏差較為明顯的模式。模擬的解釋變異量普 遍明顯低於觀測值。時間序列方面,模式尚未能模擬出實際年際變化時序。

小結:

在模擬年際變化主結構的能力方面,整體而言,夏季高於冬季,較低緯度高 於高緯度,海洋高於陸地。這些結果都指出目前海氣耦合模式的主要缺點:1. 過度模擬熱帶海洋的影響,2.低估陸地的影響,3.無法掌握甚至低估大氣的瞬變 渦流的變化,4.低估高緯度的影響。這些都將是氣候模式未來發展的主要方向。

四、 APCC 大氣模式與海氣耦合模式熱帶兩量之比較

本研究比較 APEC Climate Center (APCC)純大氣模式與海氣耦合模式模擬 之熱帶雨量 (1982-2002),發現相當有趣的對比,可以提供發展季節氣候預報作 為參考。分析之 APCC 純大氣模式包括 GCPS、GDAPS_F、MGO、MSC_GM2、 NIMR,與前述模式的系集模擬 (AGCM MME)。海氣耦合模式包括 NCEP、 POAMA、SINTEX、SUT1(首爾大學模式)、UHT1 (夏威夷大學模式),與前述 模式的系集模擬 (CGCM MME)。驗證之雨量資料為 GPCP。由於不同雨量資料 亦有偏差,本研究也使用 CAMS_OPI 雨量資料作比較。圖 27 為 GPCP 與 CAMS

__OPI雨量之比較,後者在熱帶地區雨量較前者多,但是在中緯度則較少。此一 系統性偏差,影響吾人判斷模式偏差的符號。但是,本研究發現,對於比較純大 氣模式與海氣耦合模式間的差異,在定性上則無影響。

圖 28 與圖 29 分別為純大氣模式與海氣耦合模式雨量,和 GPCP 雨量在北半

球夏季 (JJA)的差異。圖中的點線框出的區域為 GPCP 的熱帶雨區。即使是大 略的觀察, 吾人可以輕易發覺在 GPCP 熱帶雨區內,純大氣模式的雨量明顯偏 少。相對而言,海氣耦合模式則是雨量明顯偏多。若將熱帶地區輻合區與輻散區 的雨量加總, 然後逐年繪出如圖 30,也發現海氣耦合模式的雨量在大多數年份 為正偏差,純大氣模式則為負偏差。相對而言,在輻散區兩類模式間則無明顯差 異, 重點是海氣交互作用具有增強雨量的作用。若以 CAMS_OPI 雨量為驗證資 料,由於該資料在熱帶雨量較高,純大氣模式雨量的負偏差更大,海氣耦合模式 雨量也呈現微弱的負偏差,但是此一系統性的偏差,並不影響海氣耦合模式雨量 多於純大氣模式雨量此一結果 (圖 31)。

在此分析比較中,純大氣模式與海氣耦合模式使用的大氣模式不同,因此兩 者間的差距並非完全是海氣耦合的貢獻。即使如此,耦合模式雨量多於純大氣模 式的現象,在這兩組模式間仍存在系統性差異。顯然,海氣耦合確實有增加雨量 的作用。至於為何海氣耦合模式會產生較多雨量,將需進一步探討。另外分析比 較北半球冬季的情況(多雨的輻合帶多位於赤道與南半球),我們仍然得到相同 的結論。因此,此一差異應是普遍的現象,與季節無關。由於,海洋上雨量的實 際大小,無從得知,因此難以判斷兩類模式的雨量何者正確。若 GPCP 是正確的, 則耦合模式偏多,大氣模式偏少。若 CAMS_OPI 是正確的,則耦合模式較接近 觀測值,大氣模式則嚴重偏低。



Climatology of T2M of OBS and DEMETER(IC=Nov,target=DJF)

圖 1 NCEP 與 DEMETER 冬季 2 米氣溫長期平均圖。



圖 2 NCEP 與 DEMETER 冬季 2 米氣溫長期平均間的差異。



圖 4 DEMETER 與 NCEP 冬季 2 米氣溫年際變異量的差異。



Climatology of U200 of OBS and DEMETER(IC=Nov,target=DJF)

Difference of Climatology of U200(Model minus OBS)



圖 6 NCEP 與 DEMETER 冬季 200hPa 緯向風差值。



圖 / NCLI 英 DLWLTLK 不于 200 m a 碑 的风干床发兴重





Climatology of PSI850 of OBS and DEMETER(IC=May,target=JJA)

Difference of Climatology of PSI850(Model minus OBS)



圖 10 NCEP 與 DEMETER 夏季 850hPa 流函數的差值。



Variance of PSI850 of OBS and DEMETER(IC=May,target=JJA)

圖 11 NCEP 與 DEMETER 夏季 850hPa 流函數變異量。

Difference of Variance of PSI850(Model minus OBS)



圖 12 NCEP 與 DEMETER 夏季 850hPa 流函數變異量差值。



Climatology of PSI200 of OBS and DEMETER(IC=May,target=JJA)

Variance of PSI200 of OBS and DEMETER(IC=May,target=JJA)



圖 14 NCEP 與 DEMETER 夏季 200hPa 流函數變異量。



圖 15 NCEP 與 DEMETER 夏季 200hPa 緯向風變異量。

Climatology of Precip. of OBS and DEMETER(IC=May,target=JJA)



圖 16 NCEP 與 DEMETER 夏季雨量。



Difference of Variance of Precip.(Model minus OBS)

圖 18 JJA 太平洋海溫第一主結構。



EOF2 JJA - Indian Ocean t2m



23



圖 21 東亞地區 JJA,多變數經驗正交分析的第一主結構,850hPa 風場與雨量。



圖 22 東亞地區 JJA,多變數經驗正交分析的第一主結構,200hPa 風場與 T2m。



圖 23 DJF 東亞地區,850hPa 流函數與二米氣溫的第一奇異向量:850hPa 流函 數。



圖 24 DJF 東亞地區,850hPa 流函數與二米氣溫的第一奇異向量:二米氣溫。



圖 25 DJF 東亞地區,850hPa 流函數與二米氣溫的第二奇異向量:850hPa 流函 數。



圖 26 DJF 東亞地區,850hPa 流函數與二米氣溫的第二奇異向量:二米氣溫。



Climatology of Precipitation(JJA)

圖 27 北半球夏季 (JJA) 期間, GPCP 與 CAMS_OPI 雨量之比較



Difference of Climate of Precipation (initial=May,target=JJA)

圖 28 北半球夏季 (JJA) 期間,純大氣模式雨量與 GPCP 雨量的差異。

Difference of Climate of Precipation (initial=May,target=JJA)



圖 29 北半球夏季 (JJA) 期間,海氣耦合模式雨量與 GPCP 雨量的差異。



圖 30 北半球夏季 (JJA) 期間, 輻合 (藍線) 與非輻合 (橘線) 區, 純大氣模 式 (實線) 與海氣耦合模式 (虛線) 雨量偏差的逐年變化。以 GPCP 作為雨 量校驗資料。



圖 31 北半球冬季 (JJA) 期間, 輻合 (藍線) 與非輻合 (橘線) 區, 純大氣模 式 (實線) 與海氣耦合模式 (虛線) 雨量偏差的逐年變化。以 CAMS_OPI 作為雨量校驗資料。

參、DEMETER 季節預報技術評估

一、前言

歐洲的 DEMETER 預報系統是直接運用大氣海洋耦合模式進行一階段預報,由七個不同的大氣海洋耦合模式組合而成(如圖一),其中每個模式有九個系 集成員。以下探討這七個單一個別模式的 Gerrity skill score 與 rpss 的技術得分。



圖一、DEMETER多重模式系集動力預報系統架構。

二、技術得分評估法

2.1 Gerrity Skill Score

Gerrity skill score (簡稱 GSS) 計算公式為:

$$GSS = \sum_{i=1}^{k} \sum_{j=1}^{k} \boldsymbol{P}_{ij} \boldsymbol{S}_{ij}$$

其中i為觀測之分類組數(如偏高、正常與偏少,則i=3),j則為模式之分類組數, 通常與i相等。Pij為預測之命中機率,Sij為得分矩陣,對於資料的事件分類,採 取三分法,由氣候資料排序決定偏高、正常、偏低的界線,得分矩陣的用意是, 對於命中或未命中的情況,依據模式預報與實際結果誤差給予加分或減分,例如 實際情況是偏低,對於正確的預測偏低當然給予較大的獎勵,但對於預測偏高則 給予減分,而對於預測正常則給予較小的減分。

決定該年資料是否命中的方法為:1980-2001共22年資料剔除欲判斷年份後,將其餘21年觀測及模式預測資料分別重新編排(由大至小),取排序第7之數 值做為偏高的門檻,排序第16的數值做為偏低的門檻。依據此高低門檻,判斷該 年為偏高、正常、偏低的類別。則模式預測在1980至2001年這22年之命中率,觀 測及模式預測在同一類別中定義為命中,命中率=(命中)÷(未命中+命中)。 因此,最完美的預報得分GSS=1,即完全命中,而GSS=0則表示無預報技術,GSS 值 若小於0,則表示其預報技術低於隨機預報。

2.2 Ranked probability skill score

Ranked probability score (簡稱 RPS) 計算公式為:

$$RPS = \frac{1}{K-1} \sum_{m=1}^{K} \left[\left(\sum_{i=1}^{m} P_i \right) - \left(\sum_{i=1}^{m} O_i \right) \right]^2$$

其中 Pi 為趨勢預報結果, Oi 為實際觀測(計算過程中當事件發生時定義得分為 1,事件未發生則得分為 0),K 為觀測之分類組數(在本文中,對於資料的事件分類,採取三等分法,偏高、正常與偏少,則 K=3) RPS 最佳得分為 0, RPSS 最佳得分為 1。

Ranked probability skill score (簡稱 RPSS) 計算公式為:

$$RPSS = \frac{RPS - RPS_{Clim}}{0 - RPS_{Clim}} = 1 - \frac{RPS}{RPS_{Clim}}$$

三、比較結果

下列將以預報季節降雨三分類距平(偏多、正常、偏少)為例,比較 DEMETER計畫個別模式系集預報系統在不同起始月份(含 2,5,8,11月) 的各項技術得分。整體而言,所有模式在冬季與春季的技術得分均比夏季、 秋季來得好;模式MPI的結果略差於其他六個模式。以GSS技術得分而言, 冬季與春季在西太平洋熱帶地區與台灣東北部結果較好;夏季僅剩西太平 洋熱帶地區、秋季在菲律賓海一帶有技術得分。以RPSS而言,除了夏季JJA 無特殊可預報度較高的區域外,其他三季都呈現中南半島、南海、菲律賓 海一帶的雨量有較高的可預報度。各模式於各季節,GSS與RPSS技術得分 圖陳列於以下各小節。由於GSS與RPSS技術得分都是針對季節降雨三分類 距平預報為評估目標,只是其中GSS是針對決定性預報,RPSS則是針對機 率預報,兩者有一定的相似度,RPSS的負得分區一般較為明顯。

3.1 GSS 技術得分

以二月份起始預報春季(MAM)降雨, Demeter 計畫七個別模式三分類結果比較圖:









GSS prec INGV

1980-2001 Feb→MAM 0.092

906 1206 1506 -0.4 -0.3 -0.2 -0.1 0.1 0.2 0.3 0.4 0.5 0.6 0



以五月份起始預報夏季(JJA)降雨, Demeter 計畫七個別模式三分類結果比較

圖:









GSS prec INGV

1980-2001 May → JJA 0.031



以八月份起始預報秋季(SON)降雨, Demeter 計畫七個別模式三分類結果比

較圖:













以十一月份起始預報冬季(DJF)降雨, Demeter 計畫七個別模式三分類結果比

較圖:











GSS prec INGV

1980-2001 Nov→DJE 0.08€



3.2 RPSS 技術得分

以二月份起始預報春季(MAM)降雨, Demeter 計畫七個別模式三分類結果比較圖:



RPSS ECMWF prec 1980-2001 Feb→MAM

0.013





RPSS MeteoFrance prec 1980-2001 Feb $\rightarrow MA_{Mag}^M$

0.034







以五月份起始預報夏季(JJA)降雨, Demeter 計畫七個別模式三分類結果比較

圖:

401







RPSS MeteoFrance prec 1980-2001 $May \rightarrow JJA_{Ca}$

0.005







以八月份起始預報秋季(SON)降雨, Demeter 計畫七個別模式三分類結果比較圖:









RPSS MeteoFrance prec 1980-2001 $Aug \rightarrow SQN_{ab}$

0.001









RPSS CERFACS prec 1980-2001 Aug→SON



以十一月份起始預報冬季(DJF)降雨, Demeter 計畫七個別模式三分類結果比 較圖:



-0.2 -0.1 0.

RPSS UK prec 1980-2001 Nov \rightarrow DJF

avg =-0.032

EO

201







RPSS MPI prec 1980-2001 Nov→DJF





RPSS INGV prec 1980-2001 Nov→DJF avg=-0.009

RPSS MeteoFrance prec 1980-2001 Nov $\rightarrow D_{abg}^{JF}$ -0.025

肆、耦合模式海溫預報與可預報度問題

水氣凝結釋放出的潛熱是驅動熱帶大氣運動重要的能量來源。吾人進行季 節氣候預報時,海溫的預報技術得分因此顯得格外重要。前人的研究指出,異常 海溫對於季節平均環流與降水異常有顯著的影響(Shukla and Wallace 1983; Livezey et al. 1996; Barnett et al. 1997; Kumar and Hoerling 1998)。因此,模式具備 較佳的海溫預報理應有較佳的大氣環流與降水預報。由於模式的缺陷以及氣海耦 合過程的複雜性,當今的耦合模式產出的季節預報海溫其預報技術得分,總體而 言,尚略遜於所謂的二步法預報模式。在二步法系統中,作為邊界條件的海溫預 報乃經由特定的耦合模式或經由統計模式或兩者整合而取得,再用來驅動大氣一 般環流模式(在以下描述中,將以 T2-SST 稱之)。在一步法系統中,海溫本身就 是預報產品(以下描述中,將以 T1-SST 稱之)。前人的研究中發現,除了 ENSO 區域之外,T2-SST 似乎比 T1-SST 有較佳的季節預報技術得分。此結果在西北太 平洋及東印度洋等熱帶暖池區域更是明顯(圖 1)。照理說,季節平均環流與降水 異常也應該是 T2 系統有較佳的結果。然而,實驗事實卻是相反。T1 系統在上述 季風海洋與暖池區域較諸T2系統反而有較佳的大氣環流與降水的季節預報技術 (圖 2)。此結論對亞洲夏季季風環流變異更是如此。由於 T2 系統的可預報度基本 上源自於事先給定的海溫初始條件,系統的改進因此決定於海溫預報。而現階段 T2-SST 的技術得分已達相當水平,餘下不算太大的改進空間,更何況 T2-SST 的改進並不就是大氣環流與降水的預報技術改進。因此,縱使 T1-SST 預報技術 得分在季風海洋仍偏低,就長遠的目標而言,作業中心是應把資源放在 T1 系統 的持續發展。

改進T1系統在季風洋區的海溫預報,理論上等同於改進環流、降水的預報 問題。Wang et al.(2005)指出,T2系統之所以無法模擬觀測的海溫-降水之間的負 相關關係,其因乃源自缺乏大氣的回饋機制。並且,觀測的海溫異常落後於降水 異常的現象,彰顯了氣海耦合過程對於季風氣候區之季節預報佔據有關鍵的角

色。上述觀測事實也建議季風洋區的降水異常並非單純的只決定於區域海溫邊界 條件,而是氣海耦合過程欲達平衡下的產物。另一方面,此不平衡的肈因也非只 侷限於季風區本身,尚可能與遙地驅動力,例如 ENSO,透過東西沃克環流而與 區域哈德雷環流產生交互作用。由於大氣的負回饋機制,即使預報不佳的 T1-SST 也可能產生較佳的降水預報(相對於 T2 系統而言: 參見圖 2a vs. 2b)。耦合系統架 構下,假設區域海溫有了偏差,氣海耦合過程扮演了降低此初始偏差的角色。例 如,正海溫偏差(圖 3a)有機會促使正降水偏差(圖 3b),而後者透過雲量的增加降 低入射的太陽短波導致淨地表通量的負偏差(圖 3d)可以修正初始海溫的正偏 差,甚或導致額外的冷卻海溫,在某些區域形成負偏差(圖 3a)。此一大氣的負回 饋機制(介於海溫-熱通量-降水之回饋圈),在海溫是預設的 T2 系統中是不存在 的。因此,雖然海溫存在系統偏差,T1系統模擬的淨地表通量系統偏差却較T2 系統小的多(圖 3d vs. 圖 3c)。此一機制也解釋了 T2 系統內,海溫-降水之間與觀 測不符的正相關關係。過去的研究指出此一大氣負回饋機制對於夏季季風預報相 當關鍵。最近的研究進一步指出大氣內部之正回饋機制對冬季西北太平洋海溫異 常的維持也可能扮演某種角色(Chikamoto et al. 2009)。圖4顯示年底發生聖嬰事 件之前(即聖嬰發展之初),區域哈德雷環流在西北太平洋的下沉區,向下運動增 温可以導致相對濕度的降低;垂直相對濕度梯度的加大可以誘發向上潛熱,透過 蒸發導致海溫的進一步冷卻。而下沉運動伴隨的北風分量(根據 Sverdrup relation) 在熱帶輻合,因此而強化的季節平均哈德雷環流在北方進一步的下沉運動,構築 了大氣的正回饋機制維持其下表的月至季節尺度冷海溫異常(圖 5)。因此,不單 只在夏季,針對冬季的海溫預報也必須考慮使用有大氣回饋機制的 T1 系統。這 正是當下各個重要的作業中心正逐步將其預報主力從 T2 系統移往 T1 系統的原 因之一。

然而,可能由於初始化的不完善,耦合模式對海温的季節預報能力仍有相 當大的改進空間,現階段可說是還處在萌芽階段。甚或其模擬季節平均場,特別 是夏季的西太平洋-東印度洋,都還有困難(圖 6;參見圖 1)。透過移除模式的預報

平均場,此一系統偏差可以被訂正回來,但是,異常場的系統偏差則必須透過統 計後處理(postprocessing)加以移除。這些統計訂正方法包括類比法、回歸法、型 態預測以及類神經網路(Graham et al. 1994; von Storch et al. 1993; Zorita et al. 1995; Zorita and von Storch 1999; Ward and Novarra 1997; Feddersen et al. 1999; Kang et al. 2004; Kug et al. 2007)。前人的研究指出,動力耦合模式的系統偏差可 以藉由所謂的耦合型態技術(CPT; coupled pattern technique),建立觀測異常與預 報異常之間的多維統計關係來加以部份濾除。欲確立此統計關係時最常用的方法 乃植基於奇異值分解分析法(SVDA; Singular Value Decomposition Analysis)以及 典範相關分析法(CCA; Canonical Correlation Analysis)。實務上,Feddersen et al.(1999)指出這些訂正方法的效率其實都差不多,沒有太大的區別。假如系統偏 差是來自於局地因素(例如西北太平洋),通常是沒有辦法應用上述方法來加以訂 正。

前人的研究也引入另一類利用型態映射(PPM; Pattern Projection Method)的 點對點回歸方法來訂正動力季節預報的系統偏差(Lee 2003; Kang and Shukla 2006; Kug et al. 2007)。有別於上述統計方法通常使用的區域平均預報子(predictor) 的時間序列來建立回歸模型(Lee et al. 1999; Blender et al. 2003),PPM 方法乃建立 於確認大尺度型態的預報子,而此預報子的時間演化是跟區域性的被預報子 (predictand),即海溫有關。跟 SVD 或 CCA 比較,PPM 在改進動力季節預報的 技術得分上有較佳的結果(Kug et al. 2007)。最近,PPM 方法被改良為逐次的 PPM 方法(SPPM; Stepwise Pattern Projection Method)企圖進一步增加海溫季節預報的 技術得分(Kug et al. 2008)。

SPPM 方法的原理如下。特定的耦合模式輸出的海溫被當做是預報子,而觀 測的單點海溫異常被視為是被預報子。SPPM 試圖建立大尺度預報子與小尺度被 預報子之間的共變異型態。利用此共變異型態(與時間無關),預報子經投射後獲 得的時間序列再與被預報子在訓練期的時間序列作權重組合,得到被預報子在驗 證期的回歸係數。在 SPPM 方法內,預報子的選取相當重要。客觀標準可以根據 計算不同網格點處的預報子時間序列與固定點的被預報子時間序列之間的相關 係數大小決定。因此,預報子的空間分布不一定侷促於某一特定海域,可能零散 分布於各地。可預見的是,此法相當費時。但是,其預報技術比多維的 SVD 或 CCA 來得較有成效。另一個面相是此法也可納入遙地驅動力對區域海溫異常的 影響,同時排除掉相關係數較低的區域。因此 SPPM 兼具 SVD(或 CCA)以及點 回歸方法的優勢,而能獲得較佳的訂正結果(圖 7)。應用 SPPM 作海溫訂正時, 可能發生找不到相關係數高的預報子網格。此情況下,此特定的被預報子(即某 特定的海溫觀測網格)可以氣候平均場填塞之(即異常被設定為零值)。

不同耦合模式彼此之間的特性也不同。可能發生的情況是,某一特定模式 對特定區域有較佳的訂正結果,但在其他區域則不然。因此,為獲得最佳的訂正 結果,也可以結合不同模式,經訂正過後的海溫預報進行多重模式平均(或權重 平均),得到一組最終的產品。

References

- Barnett, T. P., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Ji, A. Kumar, 1997: Potential predictability and AMIP implications of midlatitude climate variability in two general circulation models. *J. Clim.*, **10**, 2321–2329.
- Blender, R., U. Luksch, K. Franedrich, and C. C. Raible, 2003: Predictability study of the observed and simulated European climate using linear regression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 2299–2313.
- Chikamoto, Y., Y. Tanimoto, H. Mukougawa, and M. Kimito, 2009: Subtropical Pacific SST variability related to the local Hadley circulation during the premature stage of ENSO. *J. Meteorol. Soc. Japan* (submitted).
- Feddersen, H., A. Navarra, and M. N. Ward, 1999: Reduction of model systematic error by statistical correction for dynamical seasonal prediction. J. Climate, 12, 1974–1989.

- Graham, N. E., P. Barnett, R. Wilde, M. Ponater, and S. Schubert, 1994: On the roles of tropical and midlatitude SSTs in forcing interannual to interdecadal variability in the winter Northern Hemisphere circulation. *J. Climate*, **7**, 1416–1441.
- Kang, I.-S., J.-Y. Lee, and C.-K. Park, 2004: Potential predictability of summer mean precipitation in a dynamical seasonal prediction system with systematic error correction. J. Climate, 17, 834–844.
- Kang, I.-S., and J. Shukla, 2006: Dynamical seasonal prediction and predictability of the monsoon. *The Asian Monsoon*, B. Wang, Ed., 585–612.
- Kug, J.-S., J.-Y. Lee, and I.-S. Kang, 2007: Global sea surface temperature prediction using a multi-model ensemble. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3239–3247.
- Kug, J.-S., I.-S. Kang, and D.-H. Choi, 2008: Seasonal climate predictability with tier-one and tier-two prediction systems. *Clim. Dyn.*, **31**, 403-416.
- Kug, J.-S., J.-Y. Lee, and I.-S. Kang, 2008: Systematic error correction of dynamical seasonal prediction of sea surface temperature using a stepwise pattern project method. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3501-351.
- Kumar, A., and M. P. Hoerling, 1998: Annual cycle of Pacific-North American seasonal predictability associated with different phases of ENSO. J. Clim., 11, 3295–3308.
- Lee, J.-Y., 2003: Assessment of potential seasonal predictability with a multi-model dynamical-statistical ensemble system. Ph.D. thesis, Seoul National University, Seoul, Korea, 164pp.
- —, I.-S. Kang, and C.-H. Ho, 1999: A statistical model for the long-range forecast of spring temperature in Korea. *J. Kor. Meteor. Soc.*, **35**, 372–383.
- Livezey, R.-E., M. Masutani, M. Ji, 1996: SST-forced seasonal simulation and prediction skill for versions of the NCEP/MRF model. *Bull Am Meteorol Soc*, 77, 507–517.

- Shukla, J., J. M. Wallace, 1983: Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. J. Atmos. Sci., 40, 1613–1630.
- von Storch, H., E. Zorita, and U. Cubasch, 1993: Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime. *J. Climate*, **6**, 1161–1171.
- Wang, B., Q.-H. Ding, X.-H. Fu, I.-S. Kang, K. Jin, J. Shukla, and F. Doblas-Reyes, 2005: Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. *Geophys Res Lett*, **32**, L15711.
- Ward, M. N., and A. Navarra, 1997: Pattern analysis of SST forced variability in ensemble GCM simulations: Examples over Europe and the tropical Pacific. J. *Climate*, 10, 2210–2220.
- Zorita, E., and H. von Storch, 1999: The analog method as a simple statistical downscaling technique: Comparison with more complicated methods. J. Climate, 12, 2474–2489.
- —, J. Hughes, D. Lettenmaier, and H. von Storch, 1995: Stochastic downscaling of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation. *J. Climate*, **8**, 1023–1043.



圖1T2 (OPGSST, 左側)和 T1(NCEP/CFS, 右側)系統預報領先6個月的 SSTA 的 APC (Anomalous Pattern Correlations), 在冬(DJF)、春(MAM)、夏(JJA)、秋(SON) 季節(1981-2003)的空間分佈。[來源:交通部中央氣象局 95 年度委託研究計劃(編 號:MOTC-CWB-95-2M-08)成果報告]



圖 2 T2[SNUAGCM, (a)-(c)]和 T1[SNUCGCM, (b)-(d)]系統模擬的降雨[PRCP, (a)-(b)]和 850mb 緯向風[U850, (c)-(d)]偏差於 1982, 1987, 1991, 1997 聖嬰年夏季 (JJA), 相對於觀測場(CMAP、NCEP/NCAR Reanalysis)的組合差異(difference composites)在亞澳季風區的分佈圖。(來源: Kug et al. 2008, *Climate Dynamics*)



圖 3 (a)T1 系統模擬之夏季(JJA)氣候平均海温(SST;單位:⁰C)系統偏差;(b)T1 與 T2 系統模擬之夏季(JJA)氣候平均降雨(PRCP;單位:mm/day)差異;(c) T2 系統模擬之夏季(JJA)氣候平均淨表面熱通量系統偏差(向下為正;單位:W/m²);(d) T1 系統模擬之夏季(JJA)氣候平均淨表面熱通量系統偏差(向下為正;單位:W/m²)。(來源: Kug et al. 2008, *Climate Dynamics*)



圖 4 平均(160E-170W)經向輻散風(m/sec)-垂直速度(x10⁻²Pa/sec;向上為正)與比溼 (g/kg;等值線)在年底發生 ENSO 事件之前的 Jan.(a), Feb.(b),Mar.(c), Apr.(d)的組合 差異圖(composite difference; warm minus cold)°7 個 warm events: 1957, 1965, 1972, 1982, 1987, 1991, 1994, 1997; 7 個 cold events: 1955, 1967, 1970, 1973, 1975, 1984, 1988, 1999 ° (來源: Chikamoto et al., 2009, *JMSJ*)

圖5年底發生 ENSO 事件之前的 Jan.(a), Feb.(b),Mar.(c), Apr.(d)的 SSTA 組合差異 圖(composite difference; warm minus cold)。7 個 warm events: 1957, 1965, 1972, 1982, 1987, 1991, 1994, 1997; 7 個 cold events: 1955, 1967, 1970, 1973, 1975, 1984, 1988, 1999。 (來源: Chikamoto et al., 2009, *JMSJ*)

圖 6 SNUCGCM 模擬海温與觀測海温(ERSST Version 2)在 22 個夏季(1979-2001)的相關係數。(來源: Kug et al. 2008, Climate Dynamics)

圖 7 SNUCGCM 動力耦合模式 5 月輸出的未來 6 個月的海溫預報(虛線)在利用 SPPM 方法進行統計訂正之前(虛線)後(實線)分別與觀測海溫在 42 年(1960-2001) 期間的相關係數隨著領先月份(1:Jun.; 2: Jul.; 3: Aug.; 4: Sep.; 5: Oct.; 6: Nov.)的變 化。(a)Nino3.4(5S-5N, 170W-120W);(b)西太平洋(5N-15N, 120E-150E);(c)印度 洋(6S-6N, 40E-110E)區域。(來源: Kug et al. 2008, *Mon. Wea. Rev.*)

伍、統計海溫預報策略提議 — 利用變異量保守的統計預報方法發展新一代的 OPGSST 海溫預報系統

[前言] 假設我們有一預報問題如下。存在一先驗的、良好的預報子 (predictor)ξ,被利用來進行統計海溫預報,被預報子(predictand)η為區域或 全球未來之季節海溫分佈。ζ和η以矩陣形式分別存放預報子和被預報子的時間 延滯(time-lagged)空間資訊,並且假設已經去除氣候年循環。此預報問題可被 化約成如下之迴歸方程:

$$\eta = f(\xi) + \varepsilon \tag{1}$$

預報之目標即在尋找某一定之轉換函數 f,使得誤差ε達極小化。假若待預測之 系統其時間演化趨近於線性(或透過統計分佈已被轉換成準線性系統),則轉換函 數 f 可被轉換矩陣 F 所取代。F 作用在預報子ξ後,使得誤差變異量ε²最小:

$$\varepsilon^{2} = \varepsilon \varepsilon^{T} = (\eta - F^{T} \xi) (\eta - F^{T} \xi)^{T} \longrightarrow \text{minimizing} \quad \varepsilon^{2}$$
$$= \eta \eta^{T} + F^{T} \xi \xi^{T} F - F^{T} \xi \eta^{T} - \eta \xi^{T} F \qquad (2)$$

上式中的()^T代表矩陣轉置。經過操作系列之矩陣微分式: $\frac{\partial \varepsilon^2}{\partial F} = 0$,可以得到下面的轉換矩陣 **F** 之經典迴歸展式:

$$F = \xi \eta^{T} (\xi \xi^{T})^{-1} = C_{\eta \xi} C_{\xi \xi}^{-1}$$
(3)

上式之矩陣 C 代表共變異矩陣, (A)⁻¹則代表矩陣 A 之反矩陣。(3)式提供了氣象 局現行 OPGSST 海溫預報系統的統計基礎:利用奇異值分解法(SVD; Singular Value Decomposition)得到不同預報子對應之轉換矩陣 F。方法雖然簡單,但已 獲得一定的預報技術。

現行預報系統的最大問題,乃是當用轉換矩陣 \mathbf{F} 近似轉換函數 f(即假設線

性系統)後,被預報子η的模擬變異量不足。解決此問題的現行方法乃利用變異 量擴張法(variance inflation)和隨機化(randomization)技術,基本上都是後 處理過程(postprocessing),嘗試去人為地彌補損失的變異量(在模式訓練期 間)。原則上是沒有實質的基礎,反而在較驗期模式呈現了 overfitting 的問題。 此一問題乃源於最初的誤差極小化需求,使得透過 Galerkin 法求得的轉換矩陣 F失去彈性空間。容許有限度的誤差,却能保守被預報子的變異量,從決定性的 定量預報角度審視,可能更有價值。把上面的敍述換成迴歸方程式來說,統計預 報除了要求轉換矩陣 F 滿足:

$$\min\left[\left(\eta - F^{T}\xi\right)^{2}\right] \tag{4}$$

也要同時滿足下面之變異量保守關係:

$$FC_{\xi\xi}F^{T} = C_{\eta\eta} \tag{5}$$

但是,數學推導(如下述)可以證明沒有轉換矩陣F可以同時滿足(4)和(5)兩式。 以下的方法論雖然犧牲了部份(4)式的滿足性(結果只是近似),卻能達到(5)式的 變異保守要求。(4)和(5)兩式構成了所謂的正交規準(orthogonal procrustes) 問題,乃是統計學內的形狀分析(shape analysis)的領域之一。以下詳述得到變 異保守之轉換矩陣F的數學推導過程。

[數學推導轉換矩陣 F 之展式]

上面之(5)式可以進一步改寫成

$$FG_{\xi}G_{\xi}^{T}F^{T} = G_{\eta}G_{\eta}^{T} \tag{6}$$

其中之矩陣 G_{ξ} 和 G_{η} 分別是共變異矩陣 $C_{\xi\xi^{T}}$ 和 $C_{\eta\eta^{T}}$ 的 Cholesky 因子。對於半正 定矩陣(positive semi-definite matrix)的 $C_{\xi\xi^{T}}$ (和 $C_{\eta\eta^{T}}$),矩陣 G_{ξ} (和 G_{η})除 了可以被唯一決定,並且其反矩陣也唯一存在。因此(6)式若左乘以共同的 G_n^{-1} 矩陣,則變成

$$G_\eta^{-1}FG_\xi G_\xi^TF^T=G_\eta^T$$
 ,

再右乘以共同的 $G_n^{T^{-1}}$,則得到

$$G_{\eta}^{-1}FG_{\xi}G_{\xi}^{T}F^{T}G_{\eta}^{T^{-1}} = I$$
⁽⁷⁾

(7)式的結果,利用了 $G_{\eta}G_{\eta}^{-1}=I$ 的性質。 I 為單位矩陣。

若令矩陣 $\mathbf{P} = G_{\eta}^{-1}FG_{\xi}$,則(7)式變成

$$PP^{T} = I$$
 (8)
注意,上述(8)式也隱含了欲求解的矩陣 F 和矩陣 P 的關係式為:

$$F = G_{\eta} P G_{\xi}^{-1} \tag{9}$$

矩陣 G_{ξ} 和 G_{η} 作為 Cholesky 因子的正交性, $G_{\xi}G_{\xi}^{-1} = G_{\eta}G_{\eta}^{-1} = I$, 已被用來獲取(9) 式。

如何決定矩陣 P? 則要利用(4)式以求儘量滿足預報誤差達最小化的要求。 (4)式可以被展開如下:

 $F\xi\xi^{T}F^{T} - \eta\xi^{T}F^{T} - F\xi\eta^{T} + \eta\eta^{T}$ (a) (b) (c) (d)

要求其和必須盡量地小。注意項次(d)和矩陣 \mathbf{F} 無關。因此問題變成最小化 (a)+(b)+(c)。此意味著要最小化tr(a+b+c):

$$tr\left(G_{\eta}\underline{PG_{\xi}^{-1}G_{\xi}G_{\xi}^{T}G_{\xi}^{-1}P^{T}G_{\eta}^{T}\right)-tr\left(\eta\xi^{T}G_{\xi}^{-1}P^{T}G_{\eta}^{T}\right)-tr\left(G_{\eta}PG_{\xi}^{-1}\xi\eta^{T}\right)$$

tr(A)代表矩陣 A 的 trace,即其對角線上元素的總和。上述展式只是把(9)式和

$$\xi\xi^T = G_{\xi}G_{\xi}^T, \eta\eta^T = G_{\eta}G_{\eta}^T$$
的展式置入。

利用(8)式和 Cholesky 因子的正交性 $\left(G_{\xi}^{-1}G_{\xi}=I\right)$,可以化約上式變成

$$tr(G_{\eta}G_{\eta}^{T}) - tr(G_{\eta}PG_{\xi}^{-1}\xi\eta^{T})^{T} - tr(G_{\eta}PG_{\xi}^{-1}\xi\eta^{T})$$

由於
$$tr(A) = tr(A^T)$$
,所以上式可以進一步合併成

$$tr\left(G_{\eta}G_{\eta}^{T}\right) - 2tr\left(\underbrace{G_{\eta}PG_{\xi}^{-1}}_{(f)}\underline{\xi}\eta^{T}\right)$$
(e)
(f)

(e)項又與矩陣F無關,可以被忽略。因此問題總結成(f)項必須被極大化(注意 負號的存在)。

又矩陣乘積的 trace 和矩陣彼此的前後位置無關。因而(f)項的極大化可以被改 寫成

(10)和(12)式建構了一個保守被預報子(即海溫)變異量的統計模式。此新的

方法不需要再後處理變異擴張。但是,從上述推導的過程中,可以得知矩陣 \mathbf{F} 不處理 $2tr(G_{\eta}G_{\eta}^{T})$,因此誤差量並沒有被極小化。此一新的方法正被筆者用來進 行日降雨統計預報,初步的結果顯示可以獲得較傳統的方法[(3)式)]有較高的預 報技術得分。以下之附件具體提供了以 Fortran 副程式 VPF 得到矩陣 \mathbf{F} [(12)式] 的程式碼(即 Matrix \mathbf{Q} in this subroutine)。

SUBROUTINE VPF(X,Y,NX,NY,NT,CHK,CXX,EVX,HX,CYY,EVY,HY,U,V,CYX) с c calculate the transfer matrix Q such that Y = QX. Matrix Q c preserves the local variance QXX'Q' = YY' after transformation. с c input: c Matrix X stores the time series of predictors c Matrix Y stores the time series of predictends c It assumes that both series have been transformed to N(0,1)-variates c with zero mean and unit variance. с c output: c Matrix CYX with dimensions (NY,NX) returns the variance preserved transfer function Q с c Author: Dr. Shu-Ping Weng at dept of Geography, NTNU c Created date: Aug. 26, 2009 c *NOTE*: This is an experimental routine not comprehensively tested yet. Therefore use it at your с own risk. с PARAMETER (IMAX=500,JMAX=500) DIMENSION X(NX,NT),Y(NY,NT) DIMENSION CXX(NX,NX),EVX(NX),HX(NX,NX) DIMENSION CYY(NY,NY),EVY(NY),HY(NY,NY) DIMENSION U(NY,NY),V(NX,NX),CYX(NY,NX) DIMENSION WKX(IMAX), WKY(JMAX)

LOGICAL CHK

с

IF(NX.GT.IMAX)THEN WRITE(*,*)'IMAX is too small!'

```
STOP
ENDIF
IF(NY.GT.JMAX)THEN
WRITE(*,*)'JMAX is too small!'
STOP
ENDIF
```

с

```
TVARX=0.0
DO 1 J=1,NX
DO 1 I=J,NX
SUM=0.0
DO K=1,NT
SUM=SUM+X(I,K)*X(J,K)
ENDDO
CXX(I,J)=SUM
CXX(J,I)=SUM
IF(I.EQ.J)TVARX=TVARX+CXX(I,J)
```

1 CONTINUE

```
CALL SVDCMP(CXX,NX,NX,NX,NX,EVX,HX)
CALL EIGSRT(EVX,CXX,HX,NX,NX)
WRITE(*,*)'Cxx:'
```

WRITE(*,*)'Eigenvalues and percent of total variance explained:'

N=0

DO 3 M=1,NX

WRITE(*,*) EVX(M), 100.0*EVX(M)/TVARX

IF(EVX(M).GE.0.0)N=N+1

DO 3 I=1,NX

IF(EVX(M).GE.0.0)HX(I,M) = HX(I,M) * SQRT(EVX(M)) !Cholesky factors for Cxx

3 CONTINUE

```
IF(N.NE.NX)WRITE(*,*)NX-N,' negative eigenvalues occur in EVX!'
KAPAX=N
```

```
DO 5 I=1,NX
DO 5 M=1,KAPAX
CXX(M,I)=HX(I,M)/EVX(M) !CXX now stores the inversed Cholesky factors
CONTINUE
```

```
TVARY=0.0
DO 2 J=1,NY
DO 2 I=J,NY
SUM=0.0
DO K=1,NT
SUM=SUM+Y(I,K)*Y(J,K)
ENDDO
CYY(I,J)=SUM
CYY(J,I)=SUM
IF(I.EQ.J)TVARY=TVARY+CYY(I,J)
```

2 CONTINUE

CALL SVDCMP(CYY,NY,NY,NY,NY,EVY,HY) CALL EIGSRT(EVY,CYY,HY,NY,NY) WRITE(*,*)'Cyy:' WRITE(*,*)'Eigenvalues and percent of total variance explained:' N=0 DO 4 M=1,NY WRITE(*,*) EVY(M), 100.0*EVY(M)/TVARY IF(EVY(M).GE.0.0)N=N+1 DO 4 I=1,NY IF(EVY(M).GE.0.0)HY(I,M)=HY(I,M)*SQRT(EVY(M)) !Cholesky factors for Cyy

4 CONTINUE

IF(N.NE.NY)WRITE(*,*)NY-N,' negative eigenvalues occur in EVY!' KAPAY=N

```
DO 9 I=1,NX
DO J=1,NY
WKY(J)=0.0
DO K=1,NT
WKY(J)=WKY(J)+Y(J,K)*X(I,K)
ENDDO
ENDDO
DO J=1,NY
CYX(J,I)=0.0
DO K=1,KAPAY
CYX(J,I)=CYX(J,I)+HY(J,K)*WKY(K)
ENDDO
```

ENDDO

9 CONTINUE

DO 11 J=1,NY DO I=1,NX WKX(I)=0.0 DO K=1,KAPAX WKX(I)=WKX(I)+CYX(J,K)*CXX(K,I) ENDDO ENDDO DO I=1,NX CYX(J,I)=WKX(I) ENDDO

11 CONTINUE

DO 12 J=1,NY DO 12 I=J,NY SUM=0.0 DO K=1,NX SUM=SUM+CYX(J,K)*CYX(I,K) ENDDO CYY(I,J)=SUM CYY(J,I)=SUM

12 CONTINUE

CALL SVDCMP(CYY,NY,NY,NY,NY,EVY,U) !U(ny,kapa): left singular vector CALL EIGSRT(EVY,CYY,U,NY,NY) SUM=0.0 N=0 DO K=1,NY IF(EVY(K).GT.0.0)THEN N=N+1 SUM=SUM+SQRT(EVY(K)) ENDIF ENDDO KAPAXY=N

WRITE(*,*)'Cyx:'

WRITE(*,*)'Eigenvalues and percent of total variance explained:' DO K=1,KAPAXY WRITE(*,*)SQRT(EVY(K)),100.0*SQRT(EVY(K))/SUM ENDDO

DO 15 J=1,KAPAXY DO 15 I=1,NX SUM=0.0 DO K=1,NY SUM=SUM+CYX(K,I)*U(K,J)/SQRT(EVY(J)) ENDDO V(I,J)=SUM !V(nx,kapa): right singular vector

15 CONTINUE

DO 20 J=1,NY DO I=1,NX WKX(I)=0.0 DO K=1,KAPAXY WKX(I)=WKX(I)+V(I,K)*U(J,K) ENDDO ENDDO DO I=1,NX CYX(J,I)=0.0 DO K=1,NX CYX(J,I)=CYX(J,I)+CXX(I,K)*WKX(K) ENDDO ENDDO

20 CONTINUE

```
DO 21 I=1,NX
DO J=1,NY
WKY(J)=0.0
DO K=1,NY
WKY(J)=WKY(J)+CYX(K,I)*HY(K,J)
ENDDO
ENDDO
DO J=1,NY
CYX(J,I)=WKY(J)
```

ENDDO

21 CONTINUE

IF(CHK)THEN WRITE(*,*)'Time, Y(1), YHAT(1), Y(N), YHAT(N)' DO 25 K=1,NT DO J=1,NY,NY-1 WKY(J)=0.0 DO I=1,NX WKY(J)=WKY(J)+CYX(J,I)*X(I,K) ENDDO ENDDO WRITE(*,*)K,Y(1,K),WKY(1),Y(NY,K),WKY(NY) CONTINUE

ENDIF

25

RETURN END

陸、氣象局氣候模式發展策略建議

DEMETRER 模擬結果的分析,顯示目前的海氣耦合模式有以下幾個特點:

- 甲、 若給予適當的初始條件,目前的海氣耦合模式可以模擬出合理的二 米氣溫(可等同於海溫)的長期平均與變異量分佈、主結構(如聖嬰現 象、印度洋 basin mode 與 IOD 等)的空間特徵與逐年變化,雖然在細 節上仍有差距。
- 乙、 在大氣環流、溫度與雨量方面:在熱帶海洋上,結構比較實際,振 幅也比較大,陸地上或附近則有較不實際與明顯低估的現象。由於低緯 度受熱帶海洋影響較明顯,而且中高緯度瞬變渦流隨機性強,若無強而 有力的外部作用力,不亦模擬其低頻變化,因此低緯度的模擬能力高於 中高緯度。低對流層的模擬優於高對流層,也是類似的原因,因為低對 流層受下墊面的影響較直接,影響高對流層的因素較為複雜。
- 丙、 模式有過度模擬第一主結構的傾向,可能造成變化過於單一化的情況,例如聖嬰現象的影響在模式中有被過度強化的情形。
- 丁、 空間解析度較高的模式的模擬表現不見得比較好。

模式發展策略:

- 本研究結果顯示目前海氣耦合模式對熱帶海洋的反應過大,對來自中高緯度與陸地的影響機制模擬能力較弱,導致夏季模擬優於冬季模擬,低緯度模擬優於高緯度模擬,海上模擬優於陸上模擬。為了改善這些缺點,未來的氣候模式發展可以加強地表過程、邊界層模組的發展、高聳地形的處理等,以強化氣陸交互作用的影響。
- 中高緯度瞬變渦流的交互作用,以及渦流-平均場交互作用對低頻擾動十分重要,如果解析度不夠高,無法掌握這些過程,氣候模擬勢必不佳。雖然,DEMETER結果顯示,較高解析度模式的表現不一定好,

但是較高解析度(DEMETER 的 T95 解析度恐怕仍不足)仍可能是好的氣候模式的必要條件。

- 對台灣而言,更重要的問題是西北太平洋從對流、颱風到大尺度環流 之間的多重尺度交互作用,高解析度不足將嚴重影響模式模擬夏季季 風的能力。
- 最近的研究發現中高緯度海洋也可能影響鄰近地區的大氣環流,並間 接透過存在欲大氣中的波導(如噴流)影響下游地區的天氣與氣候。 有研究已顯示台灣冬季寒潮的爆發與NAO或AO有關。因此中高緯 度大氣擾動的模擬能力的加強,不可或缺。
- 氣候模式發展需要相當的人力與長期的投入,國內發展氣候模式可先 選擇一個中上等級的氣候模式,投入人力專注於物理參數化的改進。
- 建議邀集中央研究院環境變遷研究中心與國內學術界,組成氣候模式 發展聯盟,網羅國內外人才,共同發展 community climate model。

柒、氣象局訓練課程

計畫主持人許晃雄分別於4月13日、5月27日、6月19日、8月27日、9 月24日、10月29日與11月26日,在氣象局408室講授 Rossby Wave、Equatorial Wave、Intraseasonal Oscillation (Part I)、Typhoon Morakot、Intraseasonal Oscillation (Part II)、Circulation Diagnostics of 2009 WNP Typhoon Season、Teleconnection: interannual to interdecadal,每次各約1.5小時。