

台大 GCM 於 AMIP 模擬中對台灣梅雨季之降雨模擬研究

柯文雄

台灣大學大氣科學系

摘要

東亞夏季季風 (EASM) 降雨之分布主要是經由海洋、大氣與地表及副熱帶與熱帶天氣系統等之交互作用所產生之複雜過程。影響 EASM 降雨包含了許多不同時空尺度的天氣系統，如從中尺度至行星尺度等皆是。再者，由於東亞沒有青康藏高原阻擋，中高緯及副熱帶系統隨時可以和熱帶季風系統相互作用，因而 EASM 環流系統是非常複雜的，也因此降雨之變化亦非常大。

利用台大全球環流模式以 1979, 1, 1 00z 之 ECWMF 分析資料為初始場，配合 1979 年至 1995 年之觀測海溫當作邊界條件所作之 17 年積分模擬已完成，大體上這 17 年之積分顯示台大全球環流模式已能模擬出別之氣候狀態，其中包括季風降雨分布，大尺度環流的型態，大尺度環流的急劇變化及其所伴隨之季風降雨，副熱帶高壓之北跳，還有其他影響 EASM 的系統皆有不錯之模擬，同時其所模擬 EASM 之肇始日期為五月中旬，此與氣候值亦是吻合的。有關台灣梅雨季之降雨，台大模式亦能模擬出其氣候狀態，因而此模式對 EASM 之研究將很有助益。本報告將探討 17 年模擬積分中台灣梅雨季期間降雨之年際變化，並與台灣地區之觀測降雨作比對，以便了解造成年際變化之主要原因。

亞洲夏季季風大體可分為南亞季風 (印度季風) 和東亞季風，東亞季風又可進一步分為南海西太平洋季風和大陸副熱帶季風。南亞夏季季風可在廣闊的區域造成夏季強降水並被季節內季風的中斷所間斷，而東亞季風則有一明顯的季節性雨帶，這雨帶隨著梅雨系統從春季到夏季的發展是在準靜止階段和北跳間交替變化。

從氣候的分析來看，對流在南海及其附近地區的建立顯示出亞洲夏季季風已經開始。從衛星氣候資料之分析亦可見南海對流在五月的第一或第二個星期內會突然出現，這個與暖池北移所造成整個副熱帶變暖的時期是相對應的。而從海洋的角度來看，南海擁有最大的熱帶半封閉海域，它直接受大氣大尺度季風環流的驅動。由於其東部和南部邊界是未封閉的，因此會有大量的海水交換發生於西太平洋、東海和印度洋之間。這種交換的大小決定了南海和主要的熱帶海洋之間耦合程度，這對於台灣梅雨季降雨之年際變化有著重要的影響。另外，值得注意的是四到五月期間的緯向對稱經圈環流的季節變化，除了在四月較短的時期內緯向均勻的經圈環流

是對稱赤道外，主要是由一個非對稱的單圈環流所構成，其上升運動在夏半球，而下沉運動位於冬半球。對於從南半球夏季環流向北半球夏季環流演化過程中於北半球春季 (三月至五月) 並不是漸進的，而是在四月末和五月初跳躍性地完成，這一時期也是達爾文地區和大溪地之間地面氣壓差最小的時期和太平洋表面溫度梯度最小的時期。這些特徵表明在春季較弱的赤道 Walker 環流同瞬變對稱的 Hadley 環流耦合在一起。由於此時 walker 環流圈和 Hadley 環流圈正在改變符號並達到最弱，熱帶環流圈對外部和內部的擾動都是最敏感也是最不穩定的，因此在春季末期南海的熱帶輻合帶的迅速移動可能與平均經圈環流和緯向赤道環流流體動力不穩定所引起的，因而東亞夏季季風的肇始是相當複雜的。

五月上中旬季風肇始以後，除了有擴展的對流控制南海熱帶地區以外，較強的對流降水帶沿緯向發展，覆蓋著台灣和大陸東南沿海，並向日本以南的西太平洋伸展，這段期間是東亞季風槽的第一次半穩定階段，這時東亞季風槽顯示出中緯度鋒面和熱帶輻合帶的混合特徵，同時熱帶輻合帶會從赤道

地區北跳到 10 至 15。N。到了六月上中旬條狀雨帶向北跳到大陸東部及東北部，隨後隨著季節的北移，雨帶向北前進並於七月底到大陸北方然後季風開始向南撤退。本報告主要在探討台大 GCM 於 AMIP 模擬中對台灣區域梅雨季之降雨模擬情形。除了討論十七年之模擬氣候平均狀態外，亦將分析其年際變化。

二、模式簡介

台大全球波譜模式以 PE 方程 (Primitive Equation) 為控制方程。模式中 包括 5 個預報方程及靜力方程，預報變數為絕對渦度、輻散度、地面氣壓、溫度場及水汽場(比濕)。在水平部份以三角形截斷數列作球面展開，在此研究中，水平截斷波數 $l=42$ ，故全球的高斯緯度圈取為 64，而同一緯度的網格數取為 $LN=128$ 。因而東西方向的水平解析度為 2.8° 。而南北方向，則在南北半球對稱之不等間距高斯緯度分佈。在垂直部份包含 12 個不連續層，在 12 個不連續層之間設 13 個面，在層上考慮每一個物理變數，而在面上計算 σ 。對於時間積分則採用半隱式格式 (semi-implicit)。

模式的參數化包含四個部分，一為邊界層參數化：考慮了地表摩擦，地表可感熱通量及地表蒸發作用。二為水汽參數化：水汽的處理包括了 (a) 積雲對流作用，係利用修正的 Kuo 模式，(b) 為大尺度降水，使達飽和且穩定的大氣有降水產生，(c) 為乾對流調整，對未飽和且不穩定的大氣作調整。三為次網格尺度的消散作用參數化，最後則為雲及輻散效應的參數化：採用 Ou and Liou (1988) 的方法。目前所使用之版本為 NTUGCM Version 3，其空間解析度為 T42L13，有關積雲參數化雖為 Kuo 模式但已作大量修訂，如 b 值之設定訂為海溫之函數等等。有關模式整體之詳細描述 Kau et al. (1995)。

三、模擬結果

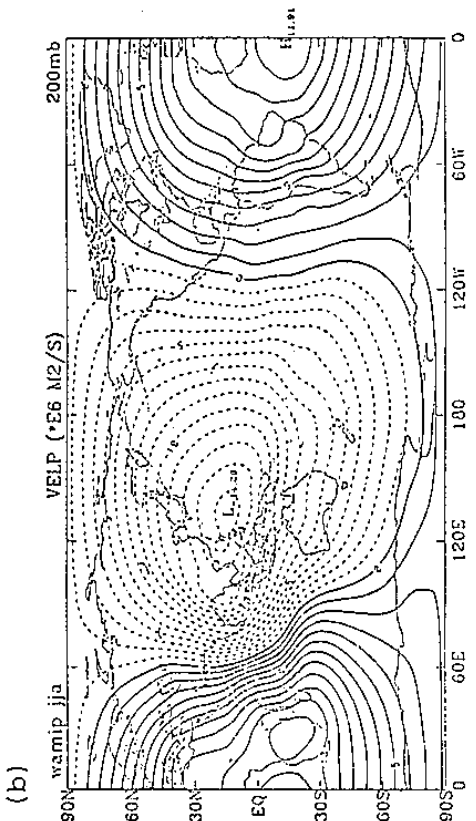
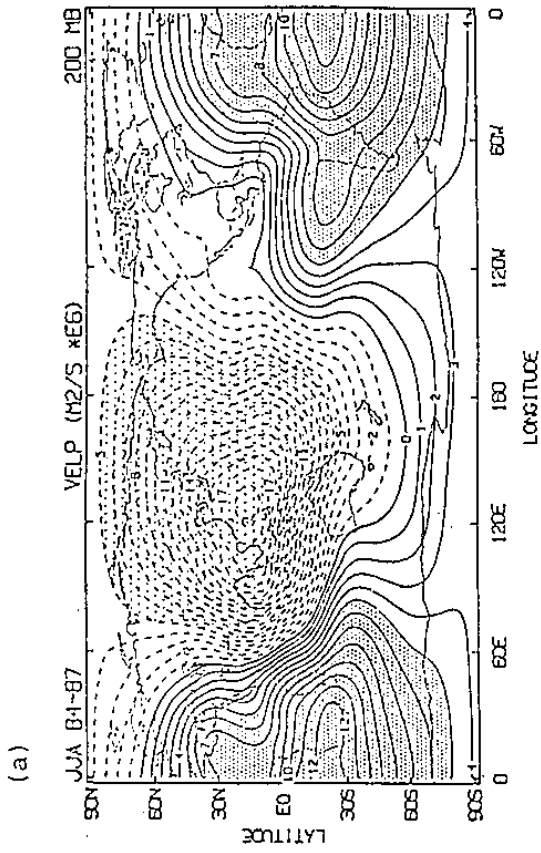
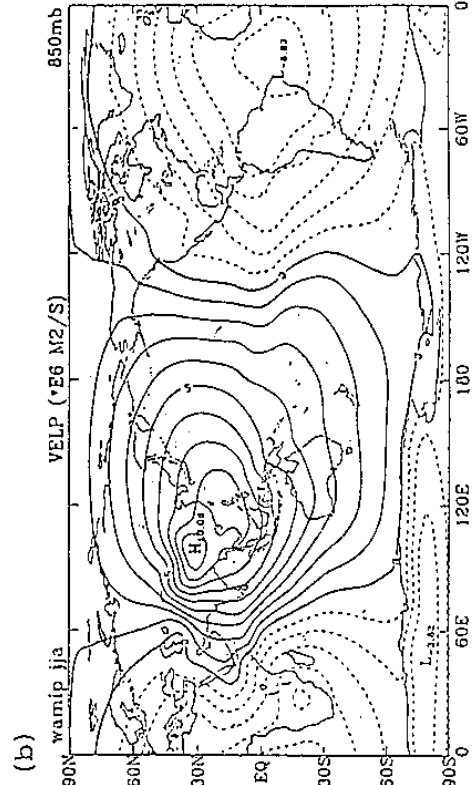
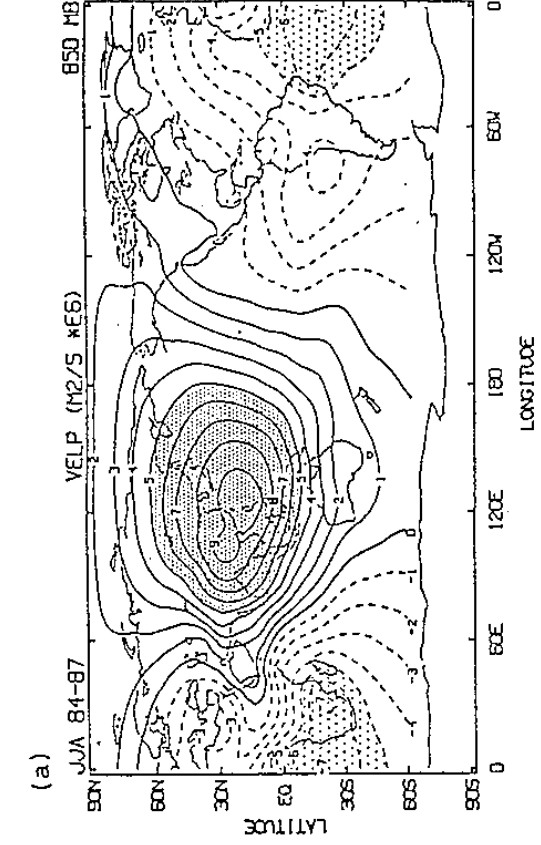
本報告利用 NTUGCM Version 3 以 1979.1.1.00Z 之 ECMWF 分析資料為初始場，配合 1979 年至 1995 年之觀測海溫當作邊界條件進行了 17 年之數值積分。圖一為模式模擬十七年之六、七及八月的平均雨量分佈與 Legales MSU 所估算之氣候降雨的比對圖。由圖可見亞州季風區有三個降雨極大值區，分

別在印度西側之阿拉伯海，孟加拉灣及南海附近等三處，此與氣候降雨分佈圖是一致的。圖二為模擬與氣候分析於 200 及 850hpa 之夏季 (六、七、八月) 平均環流，對於 850hpa 上之索馬利噴流、太平洋副高，東南亞之西南氣流與 200hpa 上之南亞高壓與赤道西太平洋跨赤道流等皆有不錯之模擬。圖三同圖二但為速度位之分佈圖，除了東太平洋及南美有較大之差異外大體上模擬與氣候平均是相當一致的。圖四為 130 至 140。E 間太平洋副高脊隨時間及緯度變化之剖面圖，由圖上可見副高脊從五月至八月間共有三次北跳，分別為 6 月初，6 月底及七月中下旬，顯示模式對副高演化的模擬似乎還不錯。圖五為模式所模擬台灣附近 (120°-130°E, 20N-28E) 之降雨分佈與台灣區域 1982 至 1995 年間 25 個觀測站之雨量平均圖，其中若把中央氣象局於七月一日以後日降雨量大於 100mm/d 之測站去除 (假設為颱風降雨) 則示於圖 5.b，由此圖可見模式雖然低估台灣區域之夏日降雨但大致能掌握降雨的趨勢。

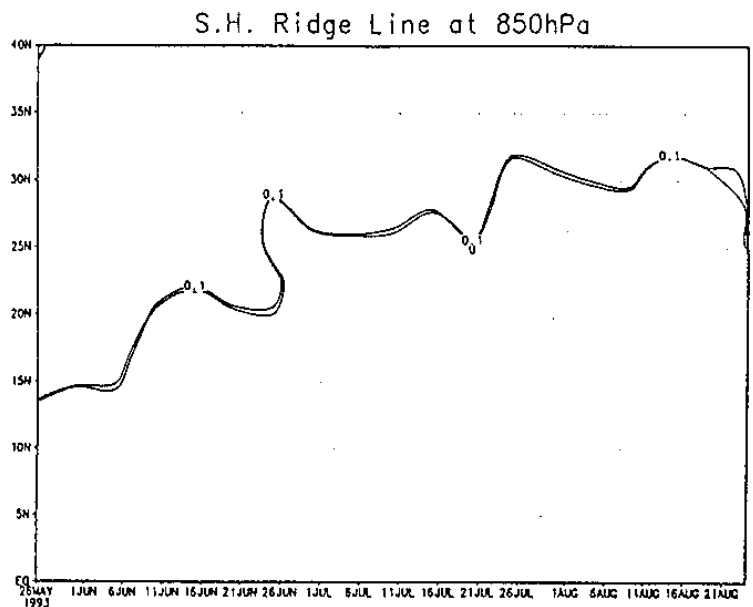
我們依據 Nino3 區域海溫距常之冷、熱選取 1982, 1983, 1987, 1991 年為較熱年 (ENSO) 及 1984, 1985 及 1988 年為較冷年。由此二種不同冷、熱年之分類我們將進一步分析模式對東亞夏季季風之年際變化的模擬及此二種型態對台灣降雨的影響。有關這些分析我們將在研討會中詳加討論。

Reference

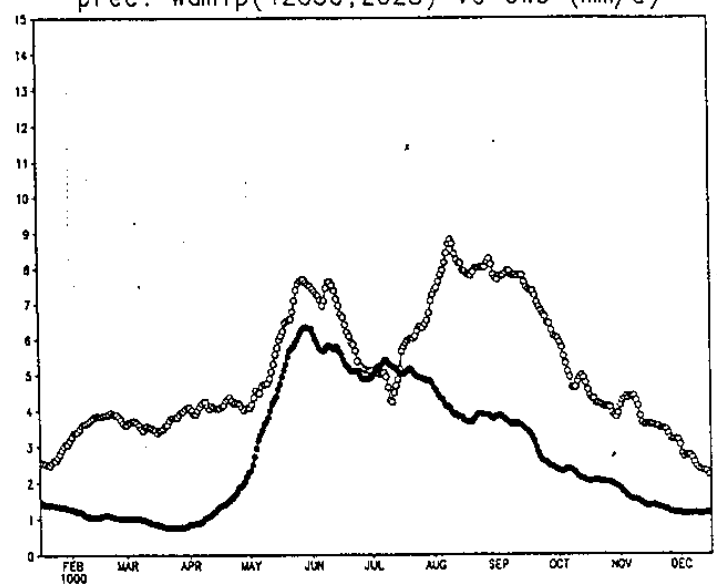
- Kau W. S., H. H. Hsu, A. B. Shei, and K. N. Liou, 1995: The NTU atmospheric General Circulation Model 1. NTU Technical Report, National Taiwan University, Taipei, Taiwan 95pp.
- Ou, S. C., and K. N. Liou 1988: Development of radiation and cloud parameterization programs for AFGL global models. Report No. AFGL-TR-88-00181, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Massachusetts, 88pp.



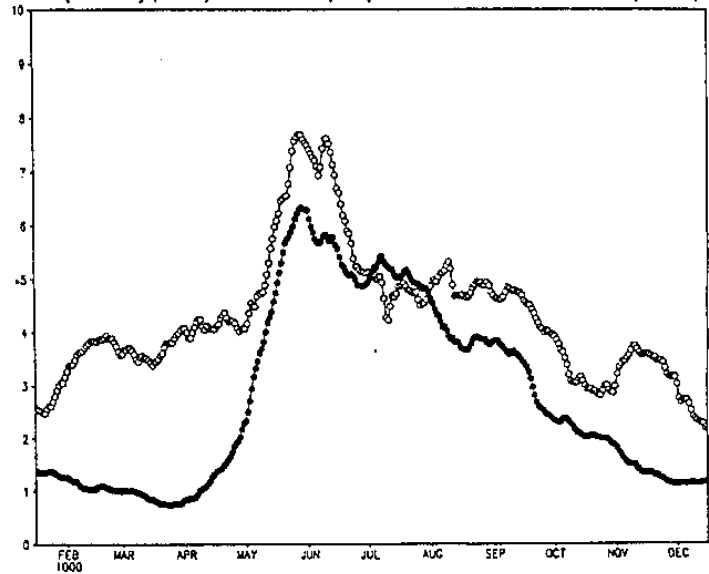
圖三、同圖二但為速度位



圖四、模式模擬 130-140°E 間 850hpa 太平洋副高脊隨時間及緯度變化之剖面圖。



cwb(no typh.) vs amip (120-130,2028,30d) mm/d



圖五、(a) 中央氣象局 25 個雨量觀測站於 1982 至 1995 年測站平均年雨量分佈與 (b) 模式模擬台灣附近地區全年雨量分佈圖。(單位: mm/d), (b) 同 (a) 但氣象局之雨量平均從七月一後去除颱風降雨。(黑點為模式之模擬)

