

气候模拟研究进展

王绍武

(北京大学地球物理系, 100871)

提 要

概括地回顾了大约 40 年来气候模拟研究的发展过程。指出根据研究的目标可以分为三个阶段: 模拟大气平均状况、敏感性实验及气候变率的模拟。着重总结了近年来气候变率模拟的最新成果, 包括对印度夏季风降水、萨赫勒干旱、气候变率、世界三大涛动、ENSO 循环及中国旱涝型的模拟研究。

关键词: 气候 模拟 研究

引 言

气候模拟是现代气候学的一个重要分支。即用气候模式复制气候系统的平均状态及其时空变化, 用以探索气候系统外的因子对气候系统的影响, 以及气候系统内各成员之间的相互作用。气候模拟所用的气候模式可以分为四类: 能量平衡模式、辐射对流模式、统计动力模式及 3 维总环流模式。总环流模式又分大气总环流模式 (AGCM) 及海洋总环流模式 (OGCM)。近年来又发展了海气耦合总环流模式 (CGCM)。本文主要分析总环流模式的模拟结果。

自从 1956 年 Phillips 发表了著名的大气环流数值实验的论文至今已将近四十年了^[1]。有一种观点认为: 一个学科的发展, 即从开创到成型大体上要 40 年时间。看来气候模拟这一分支的发展是符合这个规律的。气候模拟是从对大气平均状况模拟开始的。大约到 70 年代中期已经不但能够模拟出大气环流的平均状态, 也能初步模拟出季节变化及大气环流的许多细节, 如季风、ITCZ, 1 月北半球冷空气侵入南半球、7 月索马里急流等。到 80 年代初期对平均状况的模拟已经相当成功了, 这在 Washington 与 Parkinson 的书^[2]中有详细的总结。当然, 这绝不意味着对

平均状况的模拟已经尽善尽美了。恰恰相反, 如果我们把模拟的水平风场、气压场、温度场及相应的垂直剖面与观测资料比较, 则可以发现许多分歧, 有的局部地区差异还相当大。不过无论如何, 大气总环流的基本特征是模拟出来了。并且, 今后随着气候模式的改进, 模拟结果还可以进一步改善。

气候模拟研究的第二个阶段是作敏感性实验研究。从 70 年代中期开始, 到 80 年代中期达到高潮。由于当时已经有了较好的 AGCM, 人们先用“正常”边界条件积分 AGCM, 当达到稳定状态取 30 天平均, 例如积分 90 天, 取第 61—90 天平均, 称为控制试验或对照实验。然后, 改变部分边界条件重新积分, 取同一时段平均称为异常实验。异常实验减去对照实验的差值, 即反映了边界条件改变(异常)的影响。用这种方法研究了太阳常数变化, 温室气体变化, 海温异常等对气候的影响^[3]。由于敏感性实验是对比两组实验的平衡状态, 所以也称为平衡实验。

敏感性实验的优点是能揭示各种物理因子的气候影响。但是却有两个弱点: (1) 无法考虑气候系统各成员之间的相互作用; (2) 也无法研究气候状况随时间的变化。因此, 气候模拟研究的第三个阶段, 即从 80 年代中期开

始,重点研究气候变率,也包括对气候异常与气候循环的模拟,时间尺度集中于季到年际。当然,对这种时间尺度来讲,应该用 CGCM 来进行模拟。因为,已经不能假定边界条件定常不变了。不过,由于目前 CGCM 尚不够完善,所以有一部分模拟仍用 AGCM,但采用观测的边界条件随积分时间而改变。虽然这失去了预报意义,但却可以研究气候变率发展的物理过程。因此,当前气候变率的研究有用 CGCM 的,也有用 AGCM 的。

本文对第三个阶段气候模拟研究的成果作一扼要介绍。

1 印度夏季风降水的模拟

1990年3月世界气候研究计划(WCRP)联合科学委员会(JSC)批准建立大气模式比较计划(Atmospheric Model Inter-comparison Project 缩写为 AMIP)。这个计划的目的是比较在实测海温与海冰的强迫下,大气模式的误差。现在共有 29 个模式参加了比较研究^[4]。应用统一提供的 1979—1988 年下边界资料进行模拟。当前研究的一个重点是对比 1987 年及 1988 年的印度夏季风环流系统与降水异常的模拟结果。

1987 年是一个弱季风年,印度干旱严重。西非萨赫勒的干旱程度也同 1982—1986 年的早期相当。而 1988 年夏季风强,印度多雨,是本世纪第 3 位的多雨年。萨赫勒在持续了 25 年的干早期中也是少有的降水正常年。并且,1987 年为厄尔尼诺年,1988 年为拉尼娜年,估计海温对大气的强迫有显著不同。因此,选这两年作模拟的对比研究。开始有 17 个模式参加^[5],后来扩大到 30 个^[6]。

比较这两年的观测结果表明,对印度次大陆降水有重要意义的有 4 个系统:(1)索马里急流;(2)赤道印度洋东风;(3)孟加拉湾东南风;(4)次大陆西北部强西风。这些系统强时应多雨,弱时少雨。所以,用 1988 年减 1987 年这 4 个系统均应该是正值。表 1 给出

13 个模式的模拟结果。从表 1 可见,只有 7 个模式能模拟出降水差。但没有任何一个模式能模拟出所有 4 个环流系统的差,其中索马里急流的差模拟的最好。但没有一种模式能模拟出赤道印度洋东风的增强。而且有的模式能模拟出索马里急流的增强,却未能模拟出降水的增加。而另一些模式如 ECMWF (表 1 中模式 5)模式,未能模拟出索马里急流的增强,却模拟出降水的增加。图 1 给出这个模式模拟与观测的对比。模拟季风环流系统与模拟降水的分歧,反映了模式的不成熟。当然,这也可能意味着人们尚未完全准确的认识降水异常形成的原因与机制。无论如何,这些工作表明,距离用 CGCM 作印度夏季风降水预报,还有很大一段路程要走。

表 1 1988 年—1987 年印度夏季风降水及环流差的模拟

| 环流与降水观测 | 印度降水 | 索马里急流 | 赤道东风 | 孟加拉湾东南风 | 次大陆西北西风 |
|---------|------|-------|------|---------|---------|
| 模式 1 | + | + | + | + | + |
| 2 | - | - | - | + | |
| 3 | - | + | | + | |
| 4 | + | | | - | |
| 5 | + | | | + | + |
| 6 | - | + | | - | + |
| 7 | + | + | | + | + |
| 8 | + | + | | - | + |
| 9 | | + | | - | - |
| 10 | - | + | - | - | |
| 11 | | + | | | + |
| 12 | - | - | | - | + |
| 13 | + | + | | | + |

2 西非萨赫勒干旱的模拟

英国气象局在 90 年代初期,通过气候模拟研究了全球 SST 对萨赫勒干旱的影响^[7,8],即用实际观测 SST 对 AGCM 作积分。从 3 月末开始积分到 10 月。计算萨赫勒(12.5—17.5°N, 15°W—37.5°E)7—9 月的降水量距平。一方面检验 AGCM 的季节预报能力,一方面研究 SST 异常对大气环流模式长期积分的影响。

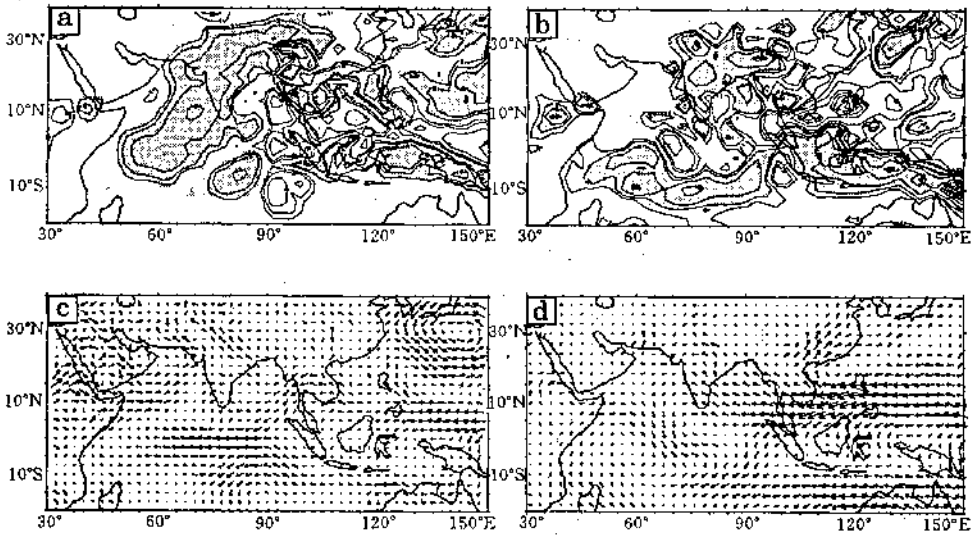


图1 1988年—1987年6月—8月降水量差(mm/日)及850hPa风场差
(Sperber and Palmer, 1994)

a. 卫星观测降水量差 b. 模拟降水量差 c. 观测风场差 d. 模拟风场差

共作9年试验,2个降水量偏多年(1950、1958年),3个降水量正常或略偏少年(1949、1988、1989年)4个降水量显著偏少年(1976、1983、1984、1987年)。大气初始场一律用1984年3月26日,而SST则用各年各月的观测值。结果计算的降水距平与观测值的相关系数高达0.96。又一律改为用1987年3月31日大气状况作初始场,发现对计算的降水影响不大。这表明,春季大气环流对萨赫勒夏季降水不很重要,而SST的异常则起着决定性的作用。图2给出少雨年(1984年)减多雨年(1950年)降水量差。可见模拟是相当成功的。

但是,上面的实验只能证明全球SST的重要性。为了研究不同海域SST的作用,对上述9年中的6年(1950年、1958年、1976年、1983年、1984年及1988年)又作了5组实验。每组只在一定海域用实测SST,而在其它海域用气候平均值。计算的降水量距平与观测值的相关系数列于表2。可见热带太平洋影响最大,但热带以外海域也不能忽略,不过,还是用全球实测SST效果最好。热带太

平洋虽然重要,但是,两个厄尔尼诺年(1976及1983年)的干旱均模拟的不很好。这也表明厄尔尼诺可能对萨赫勒干旱影响不大。

表2 模拟与实测萨赫勒7—9月降水量距平相关系数

| 用实测SST的海域 | 相关系数 |
|-----------|------|
| 全球 | 0.95 |
| 热带以外 | 0.55 |
| 热带 | 0.72 |
| 热带太平洋 | 0.79 |
| 热带大西洋 | 0.62 |
| 热带印度洋 | 0.59 |

为了检查季节预报潜力,又对上述6年作了3组实验,分别用固定4月、5月及6月SST作积分。发现用6月SST计算的降水量距平与观测值的相关系数为0.96。但用5月及4月SST,相关系数只有0.57及0.26。这表明在季节预报中,作好SST的预测是成败的关键。

3 气候变率的模拟

Graham (1991)^[9]用观测的SST作边界条件,对ECMWF的AGCM作长时间积分,模拟了70年代到80年代中大气环流的变

年)。用不同的大气初始场作集合模拟,3 段时间分别用 4、6 及 4 个积分作集合。

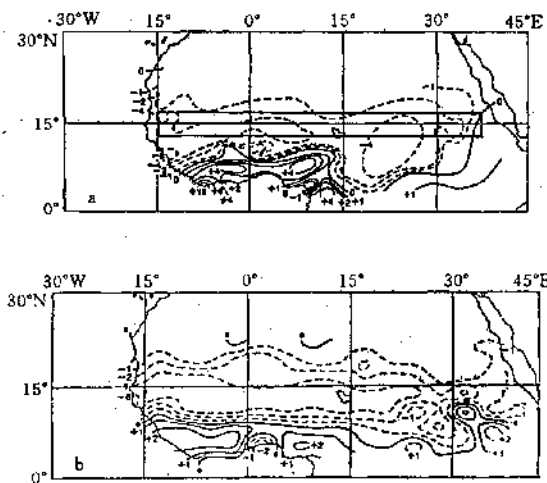


图 2 1984 年—1990 年 7 月—9 月降水量差 (mm/日)
(Rowell 等,1990)

a. 观测值 b. 模拟计算值,方框表示萨赫勒区

化。比较 1971—1976 年及 1977—1982 年两段时期,冬季热带太平洋有很大差异。 160°E 以东赤道 SST 上升 $0.75\text{--}1.20^{\circ}\text{C}$ 。赤道中太平洋 OLR 降低,中心值 $-15\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。向东北在夏威夷附近,向西南到澳大利亚,OLR 均增加,这种变化极类似厄尔尼诺事件的平均特征。这时中高纬大气环流的变化也很突出。高纬从加拿大到格陵兰 700hPa 高度上升,而中纬北美东部、欧洲、中太平洋高度下降, $40\text{--}70^{\circ}\text{N}$ 呈明显低指数形势。图 3 给出 1970—1985 年模拟与观测的冬季 700hPa 高度场第一典型相关模。其时间系数相关达到 0.74。用 Bootstrap 检验,表明这两段时间的差值达到 95% 信度的面积占 32%。这种事件发生的概率小于 0.001。这表明海洋异常的变化可能是大气环流突变的原因,而且海洋异常的影响可能主要来自热带。

英国 Hadley 中心计划开展一项名为“20 世纪的气候”的研究,对本世纪气候变率进行系统性的分析^[10]。目的是考查季到年代际尺度海气相互作用及其对气候变率的影响。作法是用观测的海温及海冰强迫 AGCM。预计研究 3 段时间:1904—1913 年(10 年),1949—1973 年(25 年)及 1974—1993 年(20

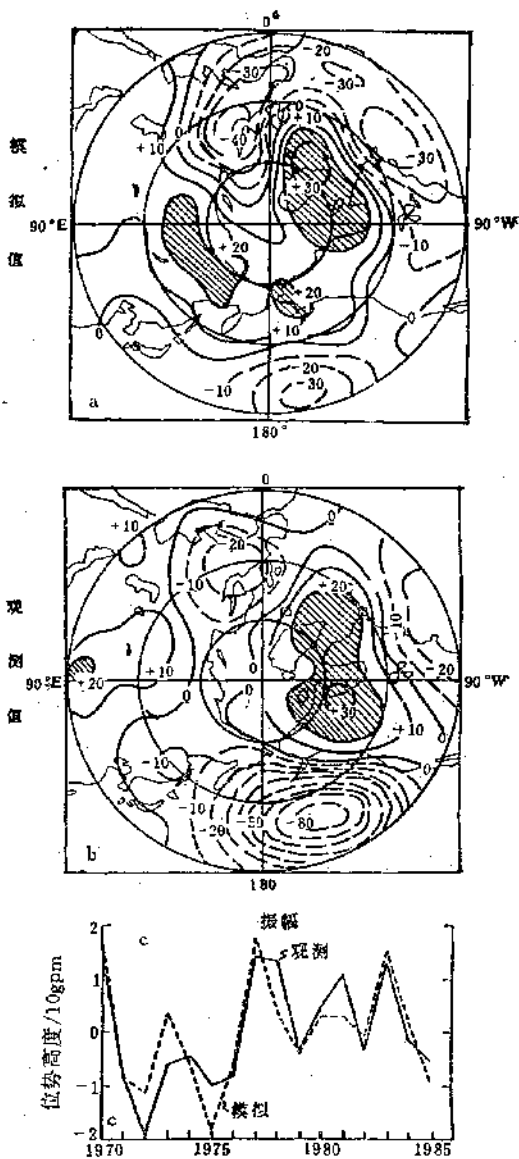


图 3 冬季 700hPa 高度距平典型相关第一模
(Graham,1991)

a. 模拟 b. 观测 c. 时间变化

初步工作表明,冬季海平面气压的模拟,集合内部不同积分之间差别较大。与观测场之间的相关经常有正有负。虽然正相关占优势,但平均相关系数只有 0.09。这表明大气初始场对模拟海平面气压十分重要。对

1961—1970年10年平均作模拟,不同积分之间的差别仍然很明显。对其它10年模拟也有类似结果。但是60年代是一个欧洲阻塞活动非常强的时期。与1904—1913年及1981—1990年的模拟比较,60年代模拟的阻塞频率确实要高。这表明对年代际的大气环流异常也有一定模拟能力,尽管模拟的阻塞频率显然比实际要低。

另外,对巴西2—5月降水量的模拟,则显然要比对海平面气压模拟好得多。4次积分模拟的1949—1985年降水距平与观测值的相关系数分别为0.89、0.88、0.88及0.86,集合平均为0.93。这与上面提到的萨赫勒降水的模拟结果一致。

最后,Bevan等(1994)^[10]又分析了海温所能说明的海平面气压方差,即集合平均所能解释的方差。发现对年际变化而言,较高的百分率主要在热带。但对5—10年平均,则可扩展到热带以外地区。

4 世界三大涛动的模拟

本世纪30年代Walker综合了前人的工作及本人的研究,概括出世界三大涛动,即北大西洋涛动(NAO)、北太平洋涛动(NPO)与南方涛动(SO)。所谓涛动,指两个大气活动中心气压的此起彼伏现象。例如,NAO指冰岛低压与亚速尔高压之间气压变化相反;低压深时高压强,低压浅时高压弱。实际上这就是北大西洋高指数与低指数环流状态。NPO的情况类似,反映阿留申低压与夏威夷高压之间的对立关系,也基本上代表北太平洋高指数与低指数环流状态。SO则不同,它反映了东太平洋与印度洋气压变化的相反关系。由于两个关键区均在南半球,所以称为南方涛动。

原来Walker对涛动的定义是比较复杂的。现在则倾向于用两个大气活动中心代表站的气压差来表征涛动强度。例如,用塔希提岛与达尔文港的气压差来表示SO的强度,称为南方涛动指数(SOI)。

70年代以来人们对SO作了大量研究,特别是与厄尔尼诺联系在一起,统称ENSO。近来对NAO与NPO的研究兴趣也日益增加。尤其是用GCM复制出世界三大涛动,这对认识涛动形成的原因与机制,研究其变化规律有重要意义。Hameed与Pittalwala用OSU的模式研究了NAO与NPO^[11,12]。图4及图5给出23年积分中NAO的相关场及随时间变化。图4中两个方框分别代表冰岛低压与亚速尔高压。图4a及图4b为各地与亚速尔高压及冰岛低压的相关系数。两个活动中心之间的负相关非常明显。图5给出两个活动中心代表区平均气压距平。由此,一方面可以具体看出两个活动中心气压年际变化的相反关系。另一方面也可以大致了解模拟的变化频率。由图5可知,23年中两条曲线均各有7—8个峰值、谷值。这就是说以2—3年振荡为主。与观测事实也很接近。

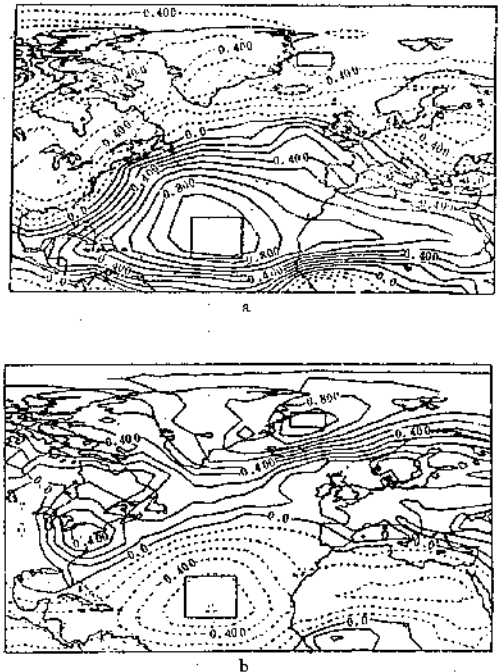


图4 北大西洋冬季海平面气压相关的模拟(Pittalwala与Hameed,1991)

- a. 与亚速尔高压的相关
- b. 与冰岛低压的相关

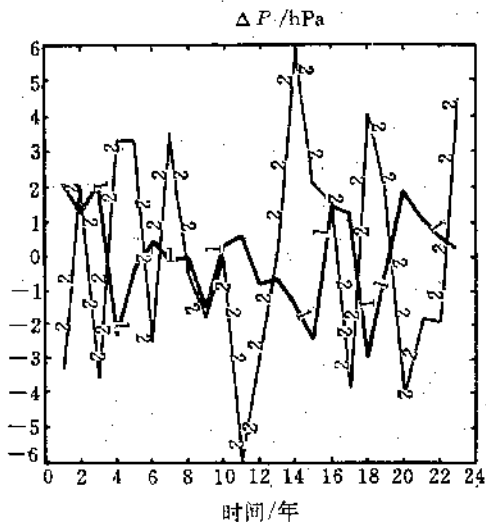


图5 23个冬季NAO代表区SLP距平的模拟 (Pittalwala与Hameed, 1991)

1. 亚速尔高压 2. 冰岛低压

NPO模拟的效果不如NAO,其原因还不清楚。SO则模拟的很好(Speicher等, 1987)^[13]。图6a为根据23年模拟气压距平计算与130°E, 2°S点的相关。图6b为根据观测气压距平计算的与达尔文港气压的相关。

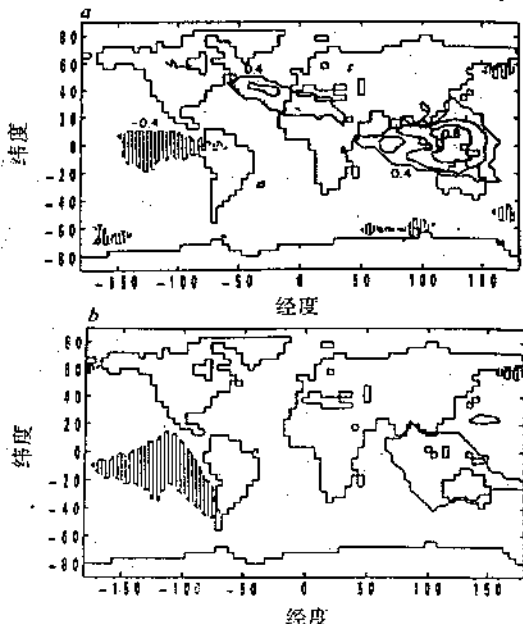


图6 模拟(a)与实测(b)年平均SLP相关系数分布 (Specher等, 1987)

a. 与130°E, 2°S相关 b. 与达尔文港相关

横坐标正值表示东经, 负值表示西经

纵坐标正值表示北纬, 负值表示南纬

两张图是非常相像的,且在东太平洋均有一个负相关区。

这里模拟均用的是AGCM,仅耦合一个混合层海洋,但是能比较成功地模拟出世界三大涛动的空间结构。这表明这种结构形成的主要原因在大气而不在海洋。实际上对于对流层环流太平洋—北美型(PNA)情况也类似。因为,最初人们曾认为PNA是ENSO的产物。但后来发现在一些非ENSO年也出现强的PNA型。所以,逐渐承认PNA是大气环流固有的特征。当然,ENSO可以使之加强,不过这不等于是说ENSO就是PNA形成的原因。

5 ENSO循环的模拟

ENSO的模拟工作大体上可以分为两个阶段:第一个阶段分别用OGCM或AGCM对海洋或大气进行模拟。第二个阶段才尝试用CGCM研究ENSO循环。70年代中期已经建立了一些OGCM,给定风应力作为上边界条件,能够成功地模拟出海平面高度变化、SST及洋流。80年代初期到中期,几乎当时所有的AGCM都作了赤道东太平洋海温升高的敏感性实验。大部分都能较好地模拟出厄尔尼诺年大气环流的主要特征:如SO的负位相、赤道东太平洋信风减弱,沃克环流收缩、哈德莱环流增强、赤道中太平洋对流加强等。但是,这时给定风应力积分OGCM,或给定SST积分AGCM,充其量只能认为是海洋对大气的响应,或大气对海洋的响应,并未能真正揭示ENSO形成的原因。

所以,比较有意义的是第二个阶段。80年代中期以后,逐渐建立了CGCM,因此对ENSO循环作了不少模拟研究。在Neelin等(1992)^[14]的文章中有全面的介绍。这时,已有17个模式对ENSO循环进行了模拟,模式的概况及模拟结果列在表3到表5。这里不再逐个详细讨论。图7给出SST时间经度剖面,图8为模式1及模式7模拟的结果。

表3 ENSO循环模拟的CGCM特征

| | | 大 气 | | |
|---|-------------------|------------------------------------|--------------------------------------|-----------------------------|
| | | 高垂直分辨率 AGCM | 低垂直分辨率 AGCM | 简化大气模式 |
| 海 | 高垂直 高水平 分辨率 | 1. Philander et al. (GFDL) | | 14. Neelin(UCLA) |
| | | 2. Gordon and Ineson(UKMO) | | 15. Allaart et al. (KNMI) |
| | | 3. Latif et al. (MPI) | | |
| | | 4. Latif and Sterl(MPI) | | |
| | | 5. Gent and Tribbia(NCAR) | | |
| | | 6. Mechoso et al. (UCLA) | | |
| 洋 | 高垂直 低水平 分辨率 | 7. Lau et al. (GFDL) | | |
| | | 8. Tokioka et al. (MRI) | | |
| | | 9. Oberhuber et al. (MPI/MI) | | |
| | | 10. Cubasch and Böttinger(MPI) | | |
| | 低垂直 高水平 分辨率 | | | 16. Schopf and Suarez(GSFC) |
| | | | | 17. Zebiak and Cane(LDGO) |
| | 低垂直 低水平 分辨率 | 11. Meehl and Washington (NCAR) | 12. Gates et al. (OSU/LLNL) | |
| | | | 13. Gates and Sperber (OSU/ LLNL) | |

表4 ENSO循环的气候模拟结果

| 序号 | 模式 | 积分 /年 | 振幅 /°C | 周期 /年 | 纬向 传播 | 水平 梯度 | 季节 变化 | 气候 漂移 |
|----|----------|----------|-----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| 1 | GFDL | 28 | 2-4 | 3 | E,W | + | - | |
| 2 | UKMO | 13 | | | | + | + | C |
| 3 | MPI | 10 | | | | + | + | C |
| 4 | MPI | 20 | 3 | ~3 | W | + | + | C |
| 5 | NCAR | 11 | >1 | | | + | | W |
| 6 | UCLA | 10 | 1 | | W | - | - | |
| 7 | GFDL | 20.05 | 1.03-4 | | W | + | - | |
| 8 | MRI | 8 | 1 | | W | | + | C |
| 9 | MPI/MI | 25 | 0.5 | | | + | + | W |
| 10 | MPI | 25 | | | | - | - | |
| 11 | NCAR | 30 | 1 | 3 | W | + | + | C |
| 12 | OSU/LLNL | 16 | | | | + | + | |
| 13 | OSU/LLNL | 25 | 1 | ~2 | E,W | - | + | C |
| 14 | UCLA | 15 | 3 | 4 | | + | - | |
| 15 | KNMI | 20 | 1.5 | | | + | + | |
| 16 | GSFC | 35 | 2 | 3-5 | | + | - | |
| 17 | LDGO | 20 | 1 | 3-4 | | + | + | |

表5 气候模式模拟 ENSO 循环的能力

| 年 际 变 率 | 弱 强,并有纬向传播 强,且位置稳定 | 气候漂移 | | |
|------------------|--------------------------|------|-------|-----------|
| | | 无 | 已加订正 | 其它 |
| | | | | 3,14,9 |
| | | 7 | 14 | 11,13,8,6 |
| | | 1,5 | 17,15 | 16,4 |

表5中有的模式出现两次是两种方案。有一半以上的模式能模拟出年际变化,但只有1/3的模式同时能模拟出海温异常的传播。而且如表4所示,还有一些模式对SST的气候平均状况尚模拟的不好,有的东西向梯度不明显,有的季节变化太弱。但如模式12季节变化又太强,以至只有1年的周期,抑制了年际变化的发展。因此,对ENSO循环的模拟也还有许多工作要作。实际预报是对模式能力的最好检验,这方面的工作也正在进行^[15]。

6 中国旱涝型的模拟

对中国夏季旱涝的研究表明,可以划分成6种类型^[16]。表6给出其基本特征。

表6 中国旱涝型的特征

| 型 | 旱涝特征 |
|----|--------------|
| 1a | 长江多雨,全国偏多 |
| 1b | 长江多雨,华北、华南少雨 |
| 2 | 南多北少 |
| 3 | 长江少雨,华北、华南多雨 |
| 4 | 北多南少 |
| 5 | 全国少雨 |

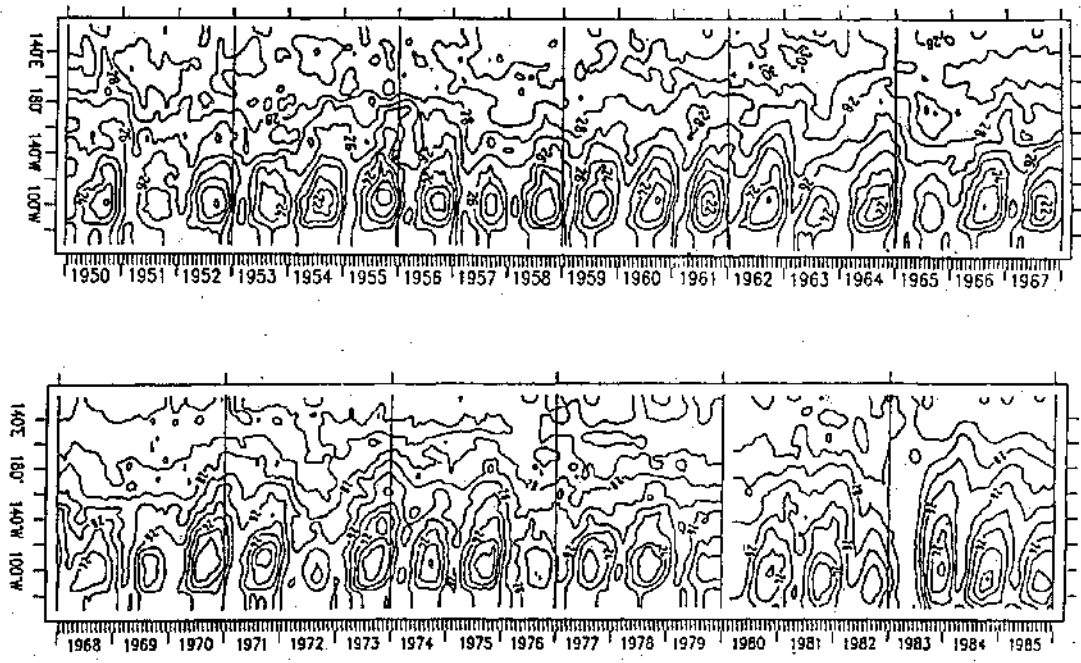


图7 1950—1985年沿赤道 SST 剖面

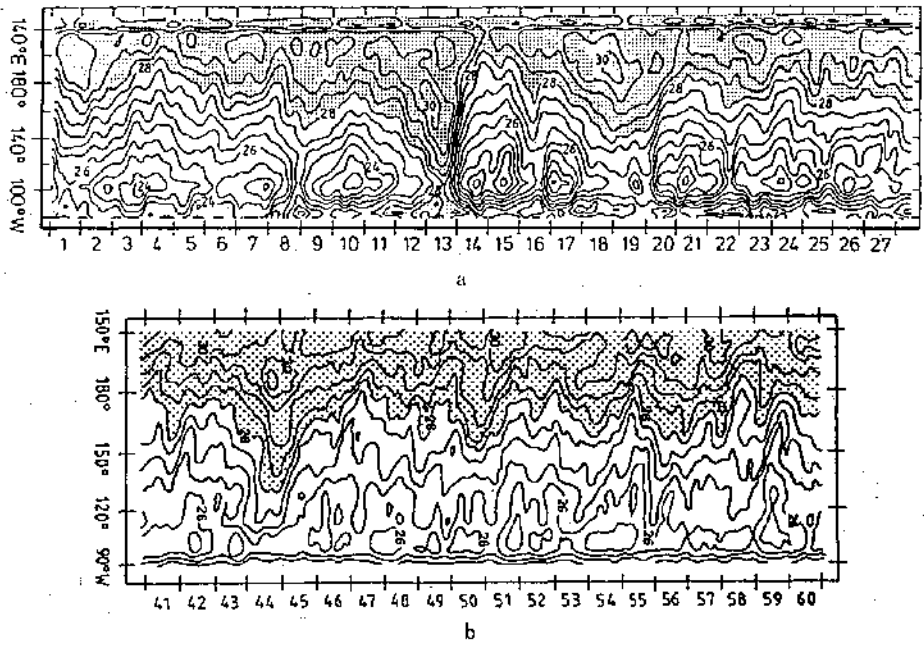


图8 GFDL 的两个模式(Philander 等,1992 及 Lan 等,1992)的模拟结果

a. 模式1 b. 模式7 横坐标为模式年

本文作者在纽约州立大学(SUNY) (SUNY 90年方案)100年积分结果,研究了访问时,与王维强等合作,利用CCM₁模式 中国旱涝的年际变率。对100年夏季(6—8

月)中国及其邻近地区降水求百分比距平,然后作 EOF 分析,证明与观测的结果十分类似。因此,根据展开系数,对 100 年夏季作了旱涝分型。图 9 给出 6 个例子,分别代表 6 种旱涝型。这项研究表明,虽然积分时没有给定任何外强迫,但却能较好地模拟出旱涝型。这一方面说明,模式有模拟旱涝年际变化的能力,但另一方面也说明,这几种旱涝型是气候的自然变率的特征。特别是旱涝型的频率与近千年的旱涝史档案十分类似。这也表明 100 年的模拟能够提供一个自然变化的样本。有趣的是,近 40 年旱涝型的频率分布与近千年的档案及 100 年的模拟均有显著不同(表 7)。这正好反映了近 40 年气候异常的特点。

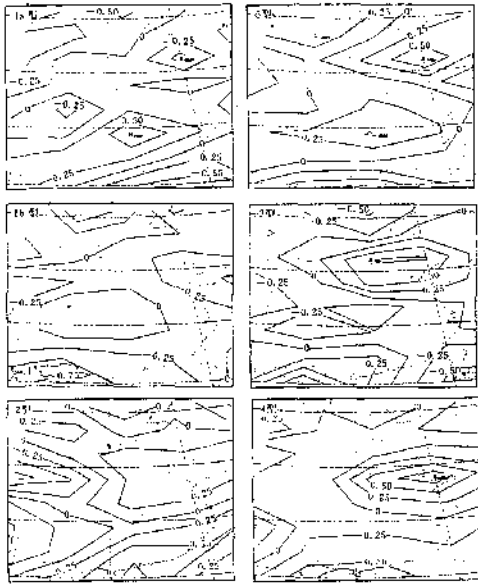


图 9 6 种中国旱涝型的气候模拟举例

表 7 中国夏季旱涝型频率(%)

| | 1a | 1b | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------|------|------|------|------|------|------|
| 100 年模拟 | 15.0 | 15.0 | 24.0 | 13.0 | 23.0 | 10.0 |
| 1951—1990 观测 | 5.0 | 22.5 | 12.5 | 20.0 | 20.0 | 20.0 |
| 950—1991 档案 | 16.3 | 14.7 | 22.5 | 19.0 | 17.0 | 10.5 |

进一步分析 100 年模拟中,旱涝所对应

的大气环流异常,也发现与观测的结果类似。这再次说明模式所提供的旱涝年际变率是有物理基础的。如果分析旱涝前期的环流异常,对检验长期预报的各种经验关系有重要意义。

7 结论

7.1 用实测 SST 作下边界,用 AGCM 可以模拟出萨赫勒降水及巴西降水的季节异常,且大气初始场不很重要。这说明对这些热带地区降水异常的形成,SST 有决定性的作用。

7.2 对中高纬大气环流年际变化的模拟表明,大气初始场仍有重要意义,与热带地区不同。但对 5—10 年以上尺度热带 SST 对中高纬也有一定影响。

7.3 气候平均状况的模拟与气候异常的模拟没有必然的联系,这说明模式的不成熟,以及人们对气候异常形成机制认识的不足。

7.4 一些 AGCM 在没有给定外界强迫情况下,能模拟出大气环流及区域降水的遥相关型,说明这些遥相关型是气候自然变率的固有特征。

7.5 CGCM 已能模拟出 ENSO 循环及 QBO 循环^[17]。这些工作使人们对气候的准周期振荡有了一定认识。进一步改善海气耦合模式,并与海冰、陆面耦合,必然能增进对气候年际变率的了解。

7.6 未来发展的趋势是继续用观测的海温,检查与改进用 AGCM 作气候模拟与气候预测的能力,但这样并不能真正作气候预测。因此月、特别是季尺度气候预测有待于 CGCM 的进一步提高。

7.7 对于半年或数年以至年代际尺度气候变率与气候变化的模拟,自然可以应用 CGCM,但初始场的作用随时间减小。因此,也应该应用能量平衡模式,或其它类型的模式进行模拟研究。

参考文献

- 1 Phillips, N. A., The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1956, 82, 123-164.
- 2 Washington, W.M., and C. L. Parkinson, 1986: Three-Dimensional Climate Modeling, University Science Books, Mill Valley, California Oxford University Press. (中译本: 马淑芬等译, 气象出版社, 1991)
- 3 王绍武, 气候变化的数值实验研究. *地理研究*, 1982, 1, 78-86.
- 4 Gates, W. L., AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 1992, 73, 1963-1970.
- 5 WCRP-68, 1992, Simulation of interannual and intraseasonal monsoon variability, Report of Workshop, Boulder, Colorado, U. S. A., 21-24 October 1991.
- 6 Sperber, K.R., and T. N. Palmer, Monsoons: AMIP simulations of the 1987 and 1988 drought and flood regimes. *Proceedings of the Eighteenth Annual Climate Diagnostics Workshop*, 1-5 November, 1993, 1994, 122-125.
- 7 Rowell, D. P., K. Maskell, and J. A. Owen, The relationship between global sea-surface temperatures and Sahel rainfall investigations using a GCM. *Proceedings of the Fourteenth Annual Climate Diagnostics Workshop*, October 16-20 1989, 1990, 391-396.
- 8 Maskell, K., D. P. Rowell, and C. K. Folland, The effect of global and regional sea surface temperature on seasonal Sahel rainfall. *Proceedings of the Fifteenth Annual Climate Diagnostics Workshop*, October 29 - November, 1990, 1991, 396-401.
- 9 Graham, N. E., Decadal-scale climate variability in the 1970 s and 1980 s: observations and model results. *Proceedings of the Fifteenth Annual Climate Diagnostics Workshop*, October 29 November 2 1990, 1991, 114-119.
- 10 Bevan, A. C., D. P. Rowell, C. K. Folland, and J. R. Davies, Simulated climate variability through the twentieth century. *Proceedings of the Eighteenth Annual Climate Diagnostics Workshop*, November 1-5 1993, 1994, 110-113.
- 11 Pittalwala, I. I., and S. Hameed, Simulation of the North Atlantic Oscillation in a general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, 1991, 18, 841-844.
- 12 Hameed, S., and I. I. Pittalwala, The North Pacific Oscillation: observations compared with simulations in a general circulation model. *Climate Dynamics*, 1991, 6, 113-122.
- 13 Sperber, K. R., S. Hameed, W. L. Gates, and G. L. Potter, Southern Oscillation simulated in a global climate model. *Nature*, 1987, 329, 140-142.
- 14 Neelin, J. D. et al., Tropical air-sea interaction in general circulation models. *Climate Dynamics*, 1992, 7, 73-104.
- 15 Latif, M. et al., A review of ENSO prediction studies. *Climate Dynamics*, 1994, 9, 167-179.
- 16 Wang Shaowu and Zhao Zongci, Droughts and floods in China, 1470-1979. in Wigley et al. (eds), *Climate and History*, Cambridge University Press, 1981, 271-288.
- 17 王绍武, 林本达, 气候预测与模拟研究. 第八章 气候异常、准周期振荡与季节预报的数值模拟. 1993, 327-343.

Advances in the Studies on the Climatic Simulation

Wang Shaowu

(Department of Geophysics, Peking University 100871)

Studies on the climatic simulation are reviewed. Three stages are identified according to the objectives of the studies, simulation of normal regime of the climate, sensitivity experiments, and simulation of climatic variability. Simulation studies of climatic variability during the last decade were synthesized. Simulation results on the following subjects are discussed: Indian summer monsoon rainfall, drought in Sahel, climatic variability, world atmospheric circulation oscillations, ENSO cycle and drought/flood patterns in China.

Key Words: climatic simulation study