

跨季度气候距平数值预测试验

曾庆存 袁重光 王万秋 张荣华

(中国科学院大气物理研究所)

(大气科学和地球流体力学数值模拟开放研究实验室)

提 要

本文报导我们用海气耦合模式所进行的两次跨季度气候距平数值预测试验:一次由1988年秋季(9月)开始预测至翌年初夏(5月),另一次由隆冬(1989年1月)开始预测至8月,预测时效均超过半年,其结果是令人鼓舞的。

我们经过分析认为,作跨季度气候预测必须用耦合模式.本试验中我们采用大气物理研究所的大气环流模式和大洋环流模式,其中的大气环流模式能较好地模拟出全球气候状态,尤其是夏季形势及东亚季风区的季节突变现象;大洋环流模式消除了“刚盖近似”,模拟得到的海表层洋流、水温及海表热通量、上层海洋热贮存率等都比较接近实况.在进行耦合积分时,初条件取自观测得到的月平均大气环流资料和海表温度场(SST)及经协调性积分后的模式海候场,采用海洋、大气非同步耦合方案;同时,对海气相互作用各项进行订正,以消除模式气候场和海候场的系统性偏差。

这两次试验的初始场反映出太平洋有大范围和较强的海表温度距平(SSTA),是典型的La Niño(即反El Niño)现象.试验结果表明:环流形势季节转换,SSTA的维持及演变(如1989年5月以后La Niño的终止)、东亚地区各月和季度降水距平等大形势分布的预测都可以说是成功的.这似乎说明,当有较大范围和较强的大气或海洋环流形势异常(如SSTA)时,包括环流异常演变和降水距平在内的跨季节预测是可能的,但要达到实用地步,模式以及耦合方案须大加改进,观测系统也应完善,四维分析(尤其是用于海洋环流的资料同化)方法也要研究.此外,用耦合模式作出的数值预测同由统计方法、相似方法以及其它天气-气候分析研究所得到的预报因子等结合起来,作跨季度的降水距平预测也许更为有效。

另外,我们还在本试验中,用数值模拟方法进行了跨季度降水异常机理研究,肯定了一些天气-气候分析研究所得到的结论。

关键词: 大气物理研究所耦合环流模式(LAP CGCM);超季度气候距平;数值预测。

一、引 言

我国一直十分重视天气预报和气候预测研究.国民经济建设五年计划以及每年年度

计划安排要求我们作各种时间尺度的气候预测;农业生产、水利和防洪以及交通运输等部门十分需要有夏季雨量丰歉和旱涝以及冬季气温、雪量的半年预测等,甚至要求有年度的气候预测.我国早已开展了气候预测研究和预测业务,就以跨季度(半年及半年以上)的气候预测来说,早在 70 年代中期,气象部门和水利电力部门即已联合建立了夏季(主要是 6 至 8 月)各地区、各流域的雨量分布预测;中国科学院大气物理研究所、兰州高原大气物理研究所、北京大学地球物理系等单位的研究者也参与其事,各单位先以自己的工作为基础作出预测,然后会商,综合成正式预测文本.十余年来的实践,在一定程度上已经找到了影响我国东半部各流域夏季雨量的一些重要因子,初步掌握了大气和大洋环流异常影响我国气候距平的一些统计规律.因此,气候预测的准确性逐年提高,现已成为各有关部门比较有用的参考材料.关于这方面的实践和结果,请参阅文献[1—3].我们希望能发展成为物理和动力学的理论,以及建立在此基础上的定量预测方法.

近十几年来,世界范围的气候异常和地区性的气候灾害亦已为世界气象界、海洋界和各国政府所严重关注,因此,在世界各国科学家的共同努力下,已制定出世界气候研究计划(WCRP)^[4—5].然而,年内跨季度时间尺度气候距平的形成及其演变机理至今未明,且在世界上很少研究、讨论和试验.就我们所知,国内外还只有 Miyakoda^[6]和我们正从事用耦合模式作年内跨季度气候预测试验研究.为什么必须用耦合模式呢?根据大气中行星波传播和异常的线性理论分析及有关的数值计算结果^[7—9],大气对定常 SSTA 的响应将在一个月左右形成准定常的异常行星波波列.因此,若 SSTA 有月际变化时,大气中的异常行星波列必将随之变化,当考虑到非线性作用时,这种变化又将进一步复杂化.另一方面,特征尺度理论分析以及数值计算都表明^[10—12],上层海洋(厚度不大于 200m)环流对定常风应力的响应时间只需约半个月,而生成准定常 SSTA 的时间也只需 1 至 2 个月,可见考虑了非线性过程的大气环流月际变化必定引起海洋表层动力(洋流)和热力(SST)的月际变化,也就是说,超过一个月,须考虑大气环流和海洋表层动力和热力过程的相互作用.然而,观测研究表明,混合层的演变亦在相当程度上受其厚度及其底界面的热通量所影响,而它们又直接受其下的温盐环流层的垂直运动场所控制,因此,须考虑海洋深层对表层的作用,简单地用参数化方法将混合层的厚度和底界热通量表示为大气和混合层自身变量的函数至少是不全面的.所以,我们认为,海洋温盐环流层对超过一个月的气候变化就会有影响,在跨季度的气候变化预测中是非考虑不可的.当然,我们还须作深入的理论分析和计算才能弄清其机理.

本工作仅仅是这些方面的一个开端,我们的最终目的是要建立以物理和动力理论为基础的跨季度气候预测模式及方法.不过,在现阶段我们只用现有的耦合模式以及现有资料作初值进行跨季度气候距平预测试验,一方面藉以验证观测分析研究及异常行星波理论研究所得到的一些结果,以便开展探讨其机理问题的研究工作;另一方面也拟探讨实际条件下气候预测的时效问题.我们知道,受观测系统和计算机条件的限制,现有的耦合气候模式和初始条件(如大气、海洋和陆地的观测资料)都是不够准确的,尤其是目前对海洋多年平均状况就缺少完整的观测资料,更不必说海表层以下的温度、盐份和洋流的即时(real time)观测资料了.试问:以这样的资料和现有的模式可以对那些类型的气候距平演变作出超季度的预测呢?模式、计算方法和初始场处理应如何改进呢?观测系统又应如何完善呢?这些问题的探讨无疑是很有实用意义的.

二、大气物理研究所耦合环流模式(IAP CGCM)简介

我们用以作跨季度气候预测试验的是大气物理研究所大气和大洋环流耦合模式,即 IAP A-O-L CGCM(大气-大洋-陆地耦合模式)或者简称为 IAP CGCM.该模式源于曾庆存(1983)所提出的耦合模式^[13],其大气环流模式部分和海洋环流模式部分后来分别由张学洪、袁重光、梁信忠、包宁等^[14-17]以及张学洪、梁信忠和张荣华^[11, 12, 18]所发展和实现,变成为独立的模式,并在我国的气候模拟和大洋环流模拟研究工作中取得了很好的结果.例如,大气环流模式能够比较好地模拟出气候平均场,尤其是夏季环流^[16, 19, 20]、季风的进退和季节突变^[16, 19, 20]、低频振荡^[16]和遥相关场^[8, 9, 16, 21]等;由于我们的大洋环流模式消除了“刚盖近似”,能够比较好地模拟出大洋流场和温度场的年平均态及其季节变化,尤其是表层流方向比任何模式模拟结果都更接近实况,海面高度偏差、海表热通量和上层海洋热贮存率等^[11, 12, 18]也较逼真.

IAP AGCM 和 OGCM 不同于目前国际上流行的模式,是基于我们的研究结果和理论考虑设计出来的,关于现在使用的二层大气模式在文献[16]和[17]中有详细叙述;四层海洋环流模式在文献[11, 12, 18]中也有详细叙述(尤其是[12]),可供查阅参考.

当用大气环流模式作数值积分时,有关大气环流的变量、地表温度、土壤湿度、积雪量、径流量等都为预报量,但在计算中需给定地表特性量、海表面温度和海冰分布;而当用大洋环流模式作计算时,有关大洋环流的变量(流场、温盐场以及洋面高度)是预报量,但在计算中需有洋面风场及大气温湿场等资料.在现行的所有(包括我们的)耦合模式中均未对贴面边界层作细致的描述,而是用经验公式将其作用进行参数化处理后分别加到大气最低层和大洋表层的方程组中去,于是将大气和大洋环流模式耦合起来.这样处理时,最重要的是不要由此引进虚源.在曾庆存的模式^[13]中是通过压强 p 、动量通量 $\bar{\tau}$ 以及能流(决定感热通量 H_s)等的连续性而达到这种要求的.如取统一的垂直坐标为 σ , $\sigma \rightarrow 0^+$ 和 $\sigma \rightarrow 0^-$ 分别表示由大气及海洋趋向其分界面.用下标“as”和“os”分别表示大气和海洋变量在界面上的值,则有:

$$\begin{aligned} \bar{\tau}|_{\sigma \rightarrow 0^-} - \bar{\tau}|_{\sigma \rightarrow 0^+} &\equiv \bar{\tau}_s = \rho_{as} \cdot C_D \cdot |\bar{\mathbf{v}}_{as} - \bar{\mathbf{v}}_{os}| \cdot (\bar{\mathbf{v}}_{as} - \bar{\mathbf{v}}_{os}) \\ &\approx \rho_{as} \cdot C_D \cdot |\bar{\mathbf{v}}_{as}| \cdot \bar{\mathbf{v}}_{as}, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} H|_{\sigma \rightarrow 0^-} - S_s + R_s + L \cdot E_s &\equiv H|_{\sigma \rightarrow 0^+} \equiv H_s \\ &= \rho_{as} \cdot C_F \cdot C_{pa} \cdot |\bar{\mathbf{v}}_{as}| \cdot (T_{as} - T_{os}), \end{aligned} \quad (2)$$

$$\rho|_{\sigma \rightarrow 0^-} = \rho_{os} \equiv \rho_{as} + (\rho_{os} - \rho_{as}) \cdot gZ_o, \quad (3)$$

其中 ρ 、 T 、 $\bar{\mathbf{v}}$ 分别为密度、温度和速度, Z_o 为海面高度偏差, S_s 和 R_s 分别为海表面净向下太阳辐射和净向上热辐射通量, $L \cdot E_s$ 为蒸发潜热,由海面上的空气饱和比湿差 $q^* - q$ 等按经验公式决定,即:

$$E_s = \rho_{as} \cdot C_L \cdot |\bar{\mathbf{v}}_{as}| \cdot (q_s^* - q_s). \quad (4)$$

必须指出,在作了垂直差分之后, T_{as} 以及 T_{os} , q_s 和 $\bar{\mathbf{v}}_{as}$, 必须用一些带有经验参数的预报公式并分别用海洋和大气各计算层次量推算出来.

在本工作中,我们用的是二层全球大气环流模式和四层太平洋环流模式,且略去了海

水密度对盐度的依赖性,从而略去了盐度变化方程,洋冰界线由海表温度决定.具体分层及各种变量的水平和垂直分布如图 1 所示,其中水平网格 $\Delta\lambda=5^\circ$, $\Delta\theta=4^\circ$,其它符号系统请参阅文献[12]和[17].

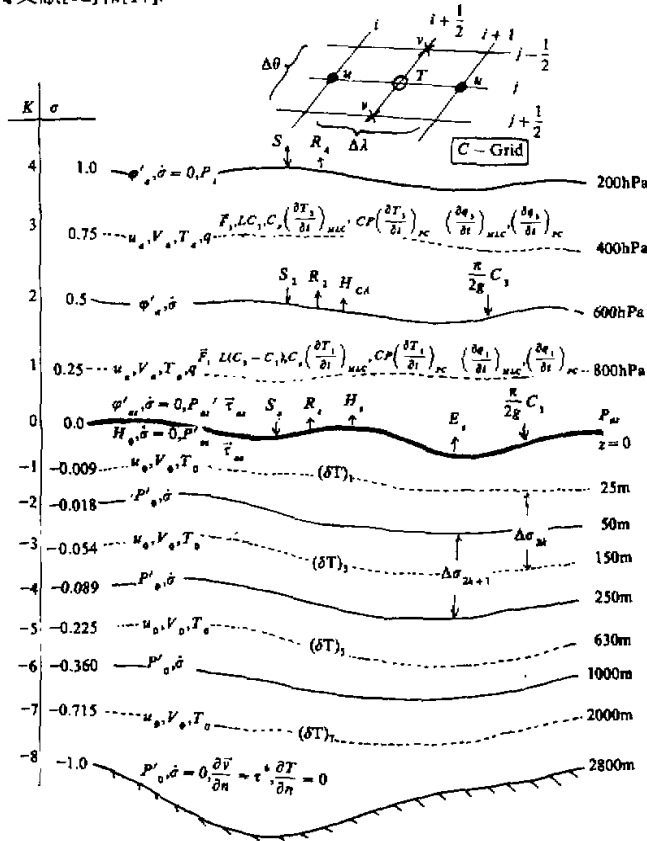


图 1 海气耦合模式(IAP CGCM)垂直分层和水平网格分布简图

三、模拟的统计平均气候和海候场

模拟的统计平均气候和海候场与相应的实测场的偏差(climate drift)既是检验模式优劣的一种标准,也是作气候预测时所必须考虑的。

既然作跨季度预测时采用了耦合模式,最好应有耦合模式模拟得到的统计平均气候场和海候场,并与实况比较.不过,我们和世界其它各国的模拟都未做到这一点.目前,我们只有用 AGCM 和 OGCM 分别模拟得到如下多年统计平均场:王万秋将梁信忠模拟结果延伸积分 10 年,得到在已知洋面温度和洋冰年变化(取为实测气候分布)情况下模式的气候场;张荣华用 IAP OGCM 积分了 65 年,海洋上层已达到统计平衡状态,深层亦接近统计平衡态(因采用了加速收敛技巧,海洋深层已相当于积分了数百年),由此得到了在已知风应力、海表大气温湿场和大气压力场年变化(取为实测气候分布)情况下模式统计平均海候场。

关于模拟得到的模式气候场和海候场在文献[18]和[12]中已有详细叙述,王万秋的结果另有论文发表,这里不拟详述.这里我们将只谈在耦合过程中至关重要的风应力场、海表面气压场和海表温度场等的模拟结果.和实况^[22]比较可知,模拟的海表风应力分布(图略)大体与实况相一致,但有如下系统性偏差:(1)模拟得到的南北太平洋高纬西风强度偏弱,范围偏窄;(2)模拟得到的赤道西太平洋西风偏强;(3)热带辐合带没有模拟好;(4)模拟场不仅低估了风应力经向分量的强度,而且低估了其在热带的梯度,等等.模拟得到的海面气温及气压基本特征与实况较为吻合(图略),但赤道东太平洋海表气温偏低,赤道槽偏弱.

海表温度模拟结果^[12, 18]是比较成功的,而且季节演变过程和实况^[23]基本一致(图略).系统偏差主要在于模拟的赤道中东太平洋地区以及高纬区域的 SST 比实际偏低,而西太平洋沿岸地区却偏高.

四、系统偏差的消除和海气相互作用项的订正

为了气候预测实用起见,必须想法消除模拟的系统偏差,但若全面地在所有场中都进行订正,则计算量太大,目前是无法做到的,我们这里按 Latif 的方法^[24],只对海气相互作用项进行订正.具体做法是:把由模拟得到的量 F^{si} 相对于模拟统计平均量(气候场或海候场) $\langle F \rangle^{si}$ 的偏差 $\Delta F^{si} = F^{si} - \langle F \rangle^{si}$ 作为距平的预测值,加到实测的气候或海候场 $\langle F \rangle^{ob}$ 上,算作量 F 的预测值,即:

$$F = \langle F \rangle^{ob} + \Delta F^{si} = F^{si} + \Delta F \quad (5)$$

$$\Delta F = \langle F \rangle^{ob} - \langle F \rangle^{si} \quad (6)$$

ΔF 就是每时刻必须加入的订正量.我们只对 $\bar{\tau}$, p_{as} , T_{as} 和 T_{os} 进行上述订正.

五、耦合计算方案及初始场问题

从物理上说,大气和海洋过程是同步耦合的.作数值计算时,我们必须每一时间步长都作大气环流和海洋环流的计算,并进行两者的交换(即耦合),但这样做很费机时.考虑到海洋过程相对地要慢得多,我们也可以简化其计算,进行非同步耦合,即在一定时段 Δt_c 内把海洋场视为已知,只计算大气环流(加地表面过程);然后取其在此时段内的平均值计算出大气对海洋的平均作用项,再计算在此定常作用下此时段内海洋的响应,于是海洋场成为已知的,如此循环计算下去.在本工作中取 Δt_c 为一个月,即逐月耦合.

为消除高频运动所带来的误差,作为大气环流和地表过程的初始场,我们取为实测的月平均场.初始 SST 亦取为实测资料的月平均场,即 $\overline{\text{SST}}^{ob}$,但因没有实测的当时海流及海表以下的温度场,我们不得不采用这样或那样的初值形成方法.最简单的方法是取模式中的洋流及海表以下温度场的统计平均场(海候场)加上实测的 SST,但这样一来实测的 SST 与模式的海候场会不协调,必然引起较快的调整过程,使 SST 有较大、较快的变化,从而使大气环流也受到冲击而发生虚假的快速或高频变化,这是不可取的.较稳妥的是采用四维同化方法,但这样做必须至少有几个月甚至一年以上的连续同化计算,才可以得到和实测 SST 比较协调的场,无疑这比较花时间和需要很大的计算机内存.目前,限于我们

现有条件,本工作采用一种简单的方法,具体作法如下:

考虑到我们现在采用非同步耦合计算,在计算大气环流演变时只需用到 SST,所以作第一个月大气环流预测时,可将实测的初值 $\overline{SSTA}^{ob}$ (即初始月份的月平均 SST 距平) 加到实测的多年平均场 $\langle SST \rangle^{ob}$ 中去,作为第一个月的 SST,即

$$SST(t) = \overline{SSTA}^{ob}(0) + \langle SST \rangle^{ob}(t), \quad (7)$$

或即

$$SST(t) = \overline{SSTA}^{ob}(0) + [\langle SST \rangle^n(t) + \Delta \overline{SST}], \quad (0 < t \leq \Delta t_c), \quad (7')$$

而以后各月份,取为:

$$SST(t) = \overline{SSTA}(n\Delta t_c) + \langle SST \rangle^{ob}(t), \quad (n\Delta t_c < t \leq (n+1)\Delta t_c), \quad (8)$$

其中 $\overline{SSTA}(n\Delta t_c)$ 可取为瞬时场,亦可取为从 $(n-1)\Delta t_c$ 到 $n\Delta t_c$ 时段内的平均预测场,即 $\overline{SSTA}^{si}$.

另一方面, $\overline{SSTA}$ 及表层洋流在一个月左右已经能够大体上调整到与大气表层风场、压力场及温湿场相协调的状态,因此当积分海洋模式时可以取模拟的海候场作为初值,并将预测的第一个月的月平均风场、气压场等按(5)式作订正,作为海洋的强迫场,即

$$F(t) = \langle \bar{F}_s \rangle^{si} + \Delta \bar{F}_s, \quad (n-1)\Delta t_c \leq t \leq n'\Delta t_c, \quad (9)$$

其中 $n=1, n'=n$ 或 $n+1, F = \bar{v}_{as}, T_{as}$ 和 p_{as} . 然后海洋模式积分 Δt_c 或更长些(例如 $2\Delta t_c$), 其结果就作为第一个月的海候场,例如 $\overline{SST}^{si}$, 而 $\overline{SST}^{si} - \langle SST \rangle^{si}$ 就是第一个月的 $\overline{SSTA}$ 的预测场 ($\overline{SSTA}^{si}(\Delta t_c)$); 再用此 $\overline{SSTA}$ 代入(8)式,取 $n=1$ 就得到第二个月的 SST 场,用它作为大气模式的强迫场,继续积分大气模式至 $2\Delta t_c$; 再由此大气环流的预测场按(9)算出海洋模式的强迫场,但取 $n=2, n'=2$, 并继续积分海洋模式,算得第二个月的海候场,以后如此类推.

考虑到我们没有采用完整的四维同化方法,海洋上中层(反映出对预报期间的大气变量的响应)和深层变量(模拟的海候场)尚处于未完全协调好的状态,也许经过几个 Δt_c 之后,海洋深层和上中层相互作用的积累结果会使上层变量(例如 $\overline{SSTA}$)受到冲击.如发生这种情况,我们就终止上述继续积分海洋模式的过程,改取当月的模拟海候场作为初值,重新起算,就象计算第一个月的海洋场那样.

综上所述,我们使用的耦合过程可表为图 2a 或图 2b,或二者交替.

还应指出,受计算机条件所限,在本试验中,我们只取太平洋区域作海洋环流预测,太平洋以外海洋的海表温度取气候分布(按月逐日变化).考虑到东亚大气环流受太平洋区域海洋环流异常影响较大,而且在我们所作预测试验期间,太平洋 $\overline{SSTA}$ 很强,这样做大

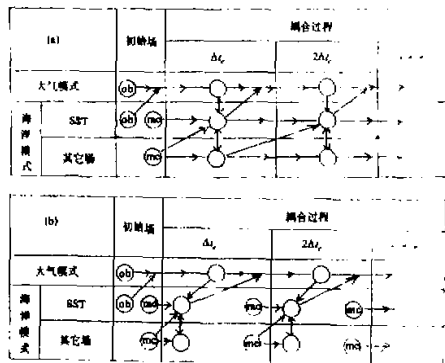


图 2 海洋大气耦合积分过程简图

其中“ob”和“mc”分别为实测场和模式海候场.

a: 海洋模式有后效耦合; b: 海洋模式无后效耦合.

体上也是可以的,当然这是不得已而为之.当 SSTA 在太平洋不强,而在大西洋区域强时,则我们也许不能不考虑大西洋 SSTA 对东亚大气环流的影响,因为已有数值模拟结果证明了这一点^[8].

六、以 1988 年 9 月环流作初始场的跨季度气候预测试验

一般来说,由 9 月到 10 月是过度季节,大气和大洋环流都经历了一次较快的变化过程;此外,1988 年下半年太平洋海表温度场是典型的拉尼诺(La Niña)现象.因此,以 1988 年 9 月环流作为初始场作预测试验,可以同时检验模式是否具有对季节突变和海温异常演变及其对气候影响等进行预测的能力.

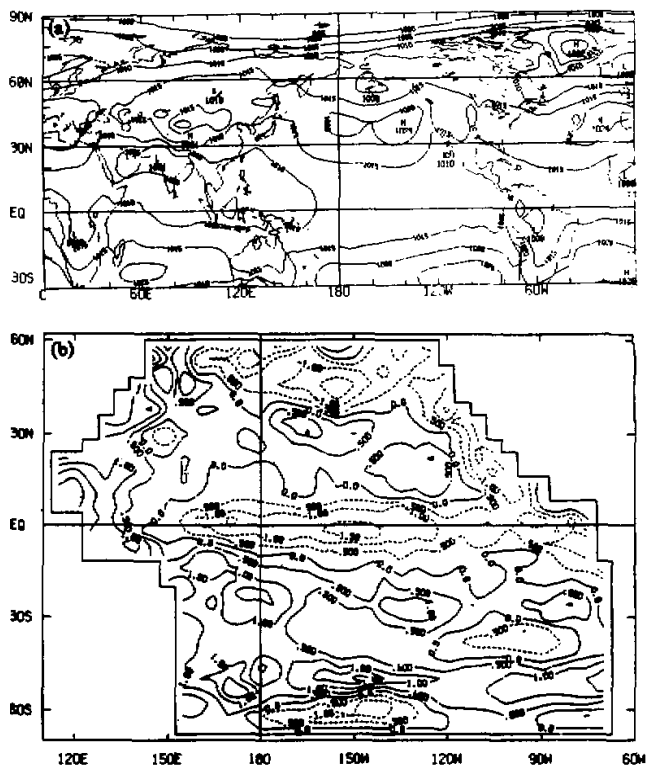


图 3 观测得到的 1988 年 9 月月平均场

a: 海平面气压场; b: 海表温度异常(SSTA)

图 3a 和 3b 分别是观测得到的 1988 年 9 月月平均海平面气压场和 SSTA 场(资料取自北京气象中心长期预报科);图 4a 和 4b 类同图 3,但为 10 月的实况;图 5a 和 5b 是用 IAP CGCM 模拟得到的 10 月海平面气压和 SSTA.比较图 3a 和 4a 可见,从 9 月至 10 月,两大洋上的副热带高压轴由 $40\text{--}45^\circ\text{N}$ 南撤至 $30\text{--}35^\circ\text{N}$;欧亚大陆冷高压明显增强,并于 10 月份建立成为完整、强大的系统;北太平洋高纬地区低压带(气旋性环流)大、加强,且在鄂霍茨克海形成中心.上述季节演变基本特征在我们的数值试验中都较

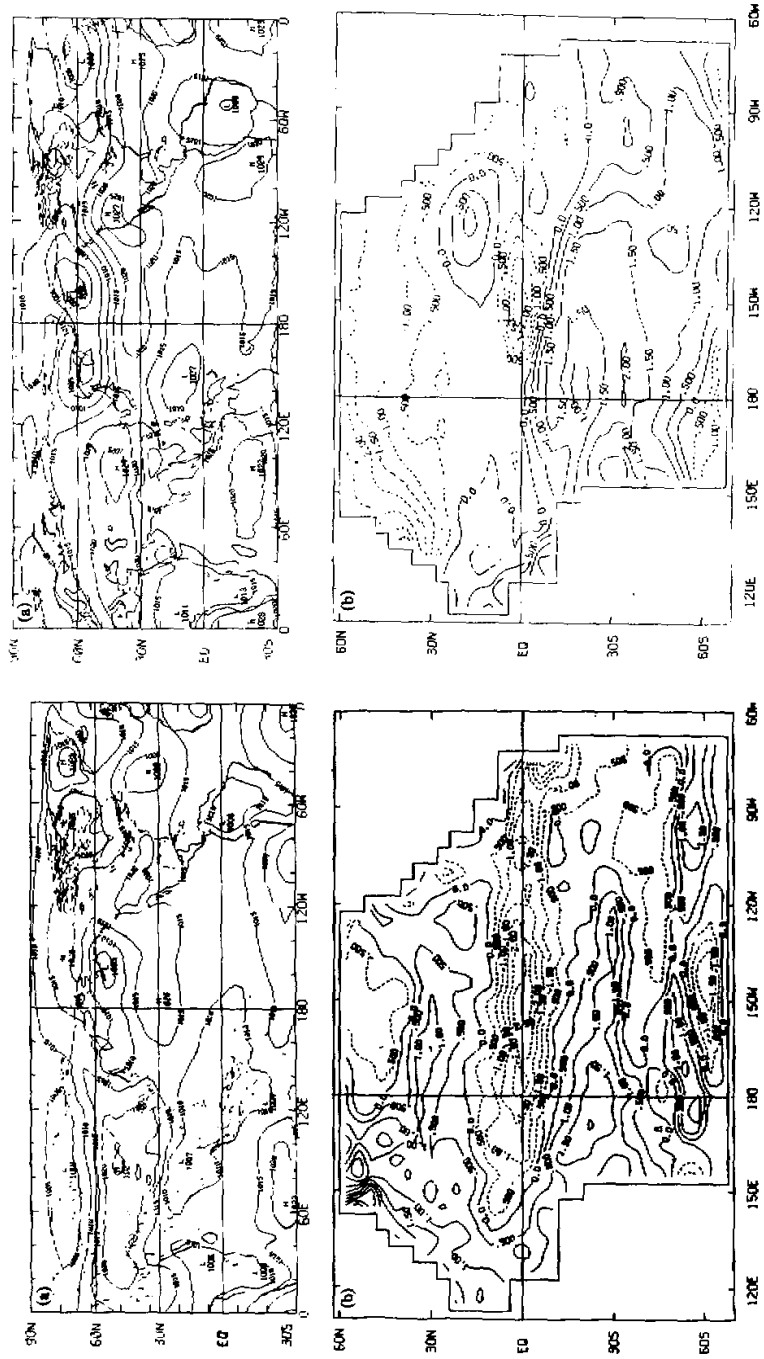


图 4 类同图 3, 但为 1988 年 10 月月平均场

图 5 类同图 4, 但为用 IAP CGCM 预测得到的 1988 年 10 月月平均场

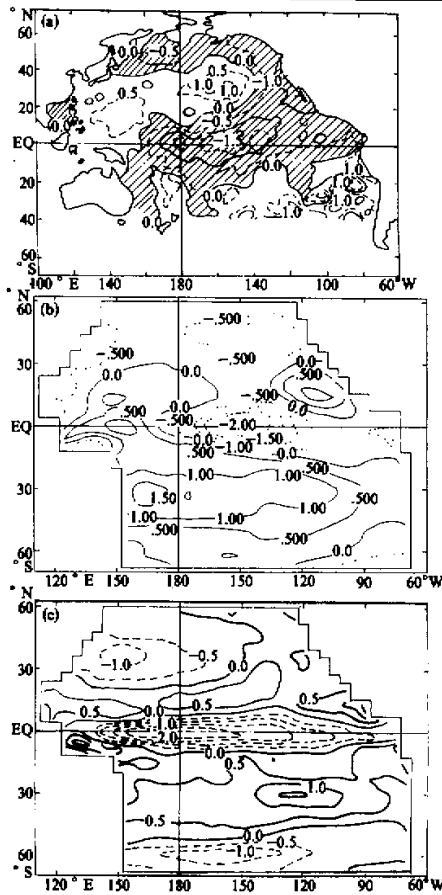


图 6 1989 年 2 月平均 SSTA.

a: 实况; b: 以 1988 年 9 月为初始场, 用 IAP

CGCM 预测结果; c: 类同 b, 但初始场为 1989 年 1 月.

好地预测出来了(图 5a).由海表温度异常演变(图 3b 和图 4b)可见,从 9 月到 10 月,La Niña 现象仍在加强:赤道中、东太平洋的 SSTA 由 -1.5°C 加强到 -2.5°C ;太平洋中纬地区的 SSTA 由 0.5°C 增至 1.0°C (北半球)或由 1.0°C 增至 1.5°C (南半球),大范围 SST 正负距平带变得十分明显.由模拟得到的图 5b 可见,上述特征基本上预测出来了,但北太平洋 SST 正距平较实际宽些;南太平洋 SST 正距平偏强些;赤道地区 SST 负距平偏窄些;西太平洋地区还过早地出现了正 SSTA 区.另外,由秋季至冬季、春季,尽管大气环流系统经历了较大的季节变化,但实测和预测到的太平洋 SST 距平(图 6a, b, c 和图 7a, b, c)表明, SSTA 形势稳定少变,但模拟得到的赤道地区的 SST 负距平区始终比实况偏窄,西太平洋 SST 正距平区过分地向东伸展,且较实况为强.

必须特别指出的是,预测图 5b 是由计算得到的大气强迫场(如 $\bar{\nu}_{as}$ 等)驱动海洋模式,并以模式气候场为初始场而得到的,没有直接取观测到的 9 月 SST 作为初始场.

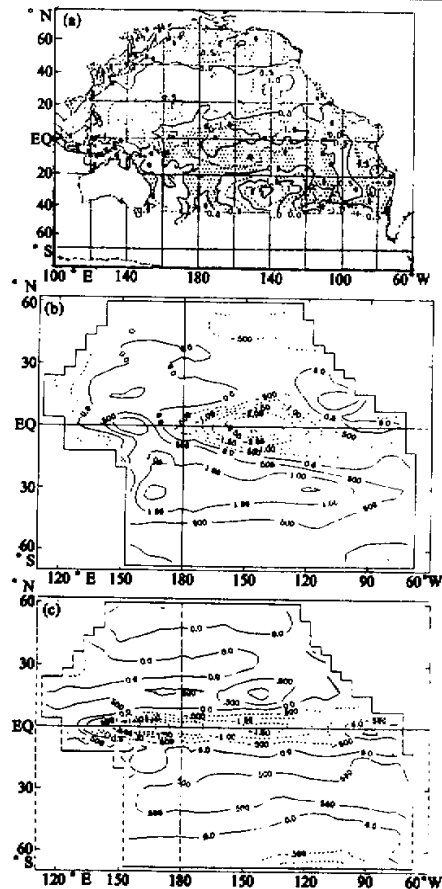


图 7 类同图 6, 但为 1988 年 4 月平均 SSTA.

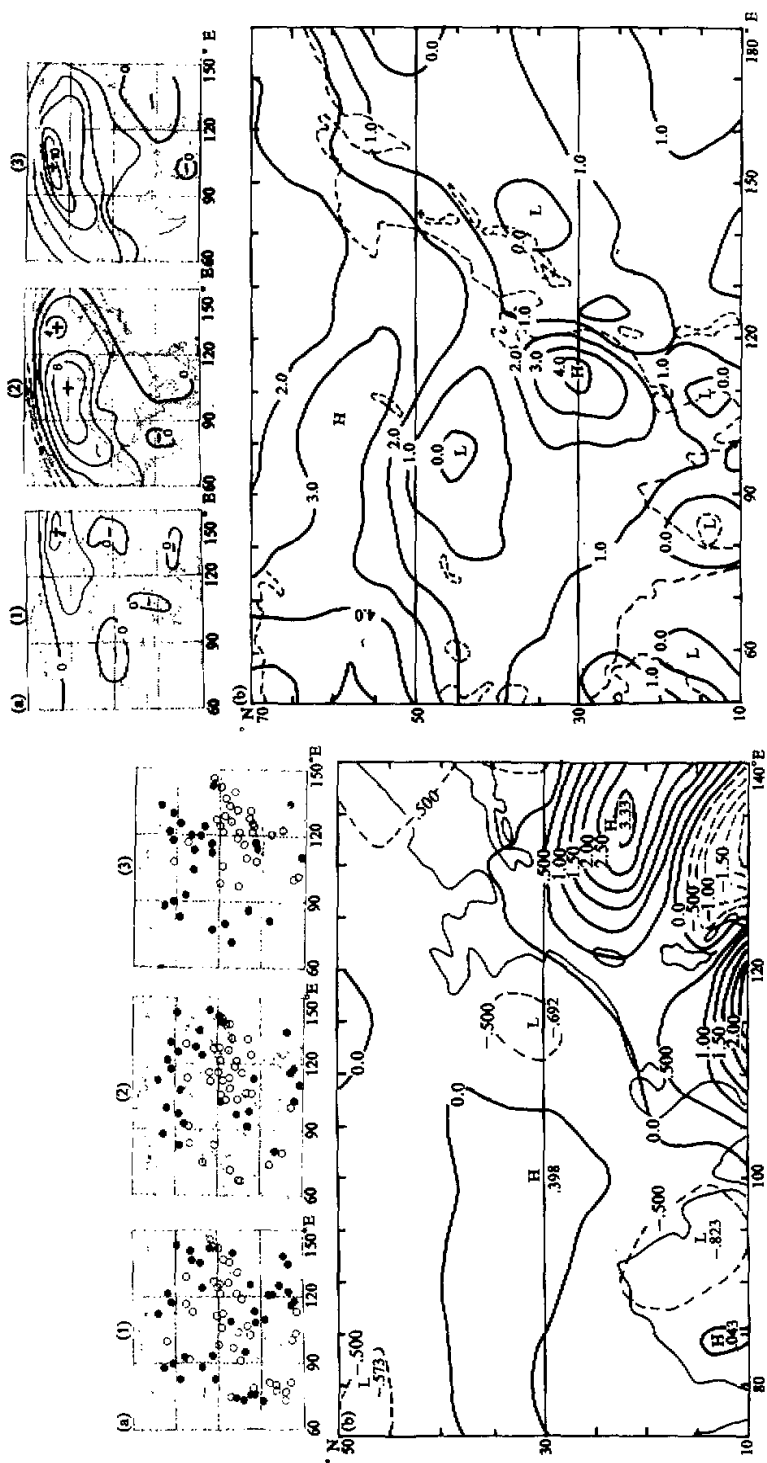


图8 1989年10—12月雨量距平图

a: 10月(1)、11月(2)、12月(3)实况,“·”表示多雨,“○”表示少雨。

b: 以1988年9月为初条件,用IAP CGCM预测得到的10—12月总雨量距平(单位:mm/d)

图9 类同图8,但为地表面气温距平图

其中(b)所示为10月、11月、12月三个距平的平均值。

这说明,大范围 SSTA 与大气环流配置关系基本上是对应的.因此,大气环流异常将明显地和海温异常及其演变相联系,我们将在另文详细分析讨论其关系,这里只给出与人们日常生活和经济、社会活动密切相关的降水和地面气温距平场,尤其是冬季的温度和前汛期(5月)的降水距平.实况表明,冬季亚洲大陆明显偏暖,地面气温距平中心在西伯利亚(达到 $+4^{\circ}\text{C}$ — $+10^{\circ}\text{C}$);随着春、夏季节转换,正距平区收缩并减弱,但直至5月,蒙古和华北地区仍是正距平,6月以后则反之,西伯利亚为负距平(达 -4°C),我国北方地区偏低,南方地区偏高(距平均不大).雨量距平与温度距平似乎有一定的配置关系,前冬期,东亚大陆雨量偏少(干、热),菲律宾和南洋群岛多雨,但1月份东亚大陆(包括日本及菲律宾一带)普遍多雨,这种形势大体上维持至2月份(只是2月份江南有东西向狭长的干旱带),从3月份起,我国华南及西南地区春雨期来临,且较正常年份多雨;华中、华北和华西地区均少雨,但东北地区多雨,这种形势基本上维持至5月份(但5月份贵州、广西地区少雨);6月份梅雨来临,江淮多雨,华南、华北、东北少雨,这种形势又基本上维持至8月份.

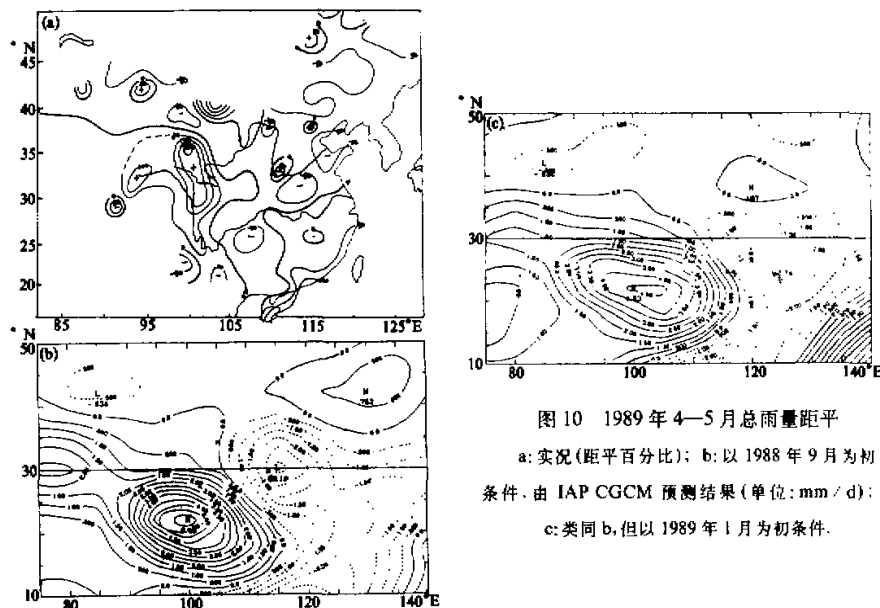


图 10 1989 年 4—5 月总雨量距平

a: 实况(距平百分比); b: 以 1988 年 9 月为初条件,由 IAP CGCM 预测结果(单位: mm/d);
c: 类同 b,但以 1989 年 1 月为初条件.

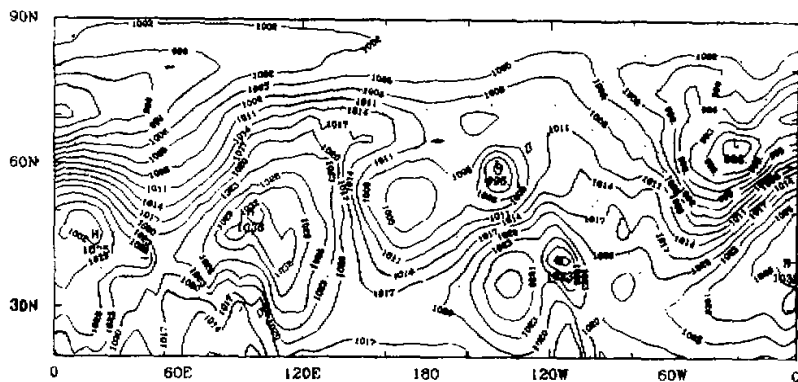
上述距平形势及其月际(准确地说是季度际)演变基本上模拟出来了,但距平中心位置及强度有些误差,尤其是 12 月份的少雨和 1 月份的多雨报反了(不过如进行季度平均,这些误差就会消失);2 月份,华北及华东多雨以及南方少雨被预测出来了,只是太弱;3 月份华南雨量正距平偏大;4、5 月份南方雨区正距平偏西、且过强;中部少雨区负距平偏大,而且没有报出贵州、广西的少雨区.图 8a, b 和图 9a, b 分别为 1989 年 10—12 月的雨量距平和地表气温距平的实况和预测图(实况图取自日本气象厅气候系统监视报告^[25]);图 10a, b 分别是实测的和预测得到的 1989 年 4 月至 5 月总雨量距平图(实况由国家气象局提供),比较两者可见,基本形势是相似的.

值得指出的是:如果我们试图将图 10b 加以空间平滑,也许贵州至广西一线的降水负距平会消失掉(我们目前尚未作此图),这样,图 10a 和图 10b 的相似性就会更好些;另

外,以如此粗网格(格距 $5^{\circ} \times 4^{\circ}$)的海气耦合模式模拟降水过程,只可能得到比较光滑的大尺度形势和算出较强的距平区,上述数值预测场的偏差及局部小区域的差别甚至反相是预料中的事,如果两者完全一致或重合,那才是不可思议的。

七、以 1989 年 1 月环流为初始场的跨季度气候预测试验

我们用作预测的初始场是 1989 年 1 月大气环流资料和 SST,其月平均海平面气压



分布如图 11 所示,因太平洋上 La Niño 事件较为稳定,1 月 SSTA 基本上类同图 4b.

这次试验结果参加了 1989 年 3 月全国夏季降水和汛情预测会商.当时讨论的主要问题是 La Niño 是否会维持到下半年? 我们预测结果是只维持到 5 月份(2 月和 4 月 SSTA 预测结果见图 6c 和图 7c),从 6 月份开始,La Niño 将基本结束,这和实况相符(图 12a, b 和图 13a, b),即北半球东太平洋正 SSTA 区加强南扩,最终切断赤道冷水区;负 SSTA 区孤立干日更线附近,且大大变弱.但预测的负 SSTA 区范围偏小,强度偏弱.

预测得到的 1 月份我国大部分地区和日本的多雨,2 月份日本和我国北部和中部的降雨正距平,3 月份我国东南沿海的正距平等都与实况基本上相符,但 2 月份南方狭长的旱带和 3 月华南多雨没有报出(图略).由于对前汛期(5 月)和夏季(6—8 月)降水距平跨季度预测的重要性,我们这里着重对此作一分析.图 10c 是以 1 月为初始场得到的 4 月至 5 月降水距平预测图,可见,我国大部分地区少雨,而华南及西南地区多雨等特征基本上预测出来了,只是华南多雨带没有象实况那样延伸至福建、台湾一带,图 10c 和图 10b 相比,两者很相似,但前者比后者有改进.图 14a, b 分别是 7 月至 8 月降水距平实况和预测图,总的来说,以江淮流域为中心的多雨带,以内蒙一带为中心并东伸至东北、西伸至甘肃、新疆一带的少雨区都预测出来了;另外,日本附近和菲律宾以东夏季多雨等也与实况基本一致.但预测图中干旱中心位于东北,强度偏强,范围偏大;江淮流域多雨带太弱太宽.

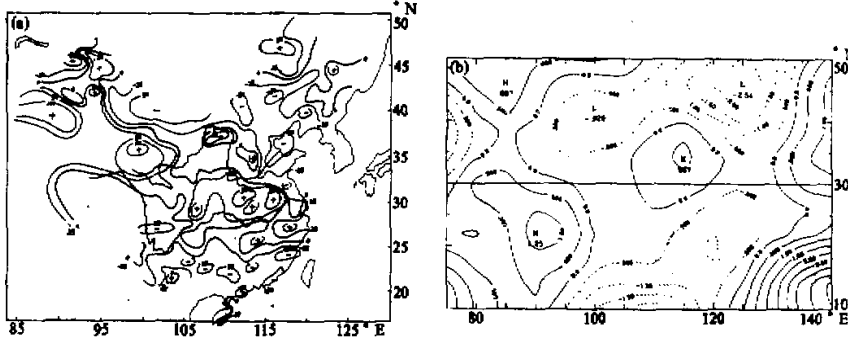


图 14 1989 年 6 月至 8 月总雨量距平图

a: 实况(距平百分比); b: 以 1989 年 1 月为初条件,用 LAPCGCM 预测结果(单位: mm/d).

如上所述,因本工作中所用模式分辨率太低,物理过程考虑也较为简单,这些误差似乎也是可以容忍的.

八、小结和讨论

(1) 本跨季度气候距平数值预测试验个例尚少,做法也比较粗糙,但试验结果似乎说明:当海温等大气外部条件有大范围和较强的异常时,用耦合环流模式作大气和大洋环流等异常的跨季度预测是可能的,可预测项目甚至包括象降水距平和海温异常自身演变等相当难于计算者在内.

(2) 要作有实用意义的月、季甚至跨季度预测,还需对耦合模式和耦合算法大加改进,尤其是对降水距平的预测更是如此.这里包括大气和大洋模式的水平和垂直分辨率、物理过程、参数化方法和海气分界面上的变量如 T_{os} 、 T_{as} 、 $\bar{v}_s$ 以及通量等的计算问题.另外,陆面

过程和洋冰等的计算方法目前尚很粗糙,也是必须改进的,因为观测资料分析研究表明,它们对季度和跨季度的气候异常是有影响的。

(3) 观测系统需要改进,资料同化方法也十分重要。目前,我们基本上没有海表以下海洋物理场的当时资料(real time data),海洋表面和陆地表面特征的观测资料以及热带地区大气环流等有足够精度的资料均远不能满足作季节和跨季度预测的需要,是必须改进的。考虑到在今后相当长的时间内,观测系统也不能满足提供较准确的当时资料的要求,这就使得通过资料同化方法及形成协调的初始场成为非常重要的问题,尤其是使海洋其它变量和实测的初始 SST 场协调起来。

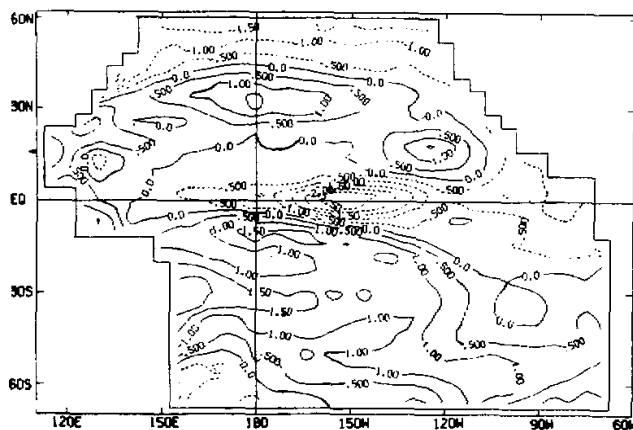


图 15 海洋模式对 1988 年 9 月月平均海面大气强迫场定常响应的 SSTA 分布

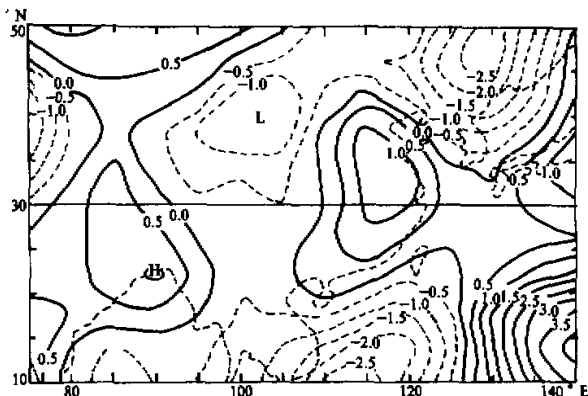


图 16 有无太平洋 SSTA 时 1989 年 6—8 月雨量预测之差

单位: mm/d, 其中初始场均为 1989 年 1 月。

由于我们在本试验中采用了较为简化的海洋初值形成方法(即由预测到的第一个月的风场和温压场驱动模式海候场而得到第一个月海洋环流的预测场),第一个月的 SSTA 预测场虽然基本特征同实况一致,但仍有不小的误差,这势必影响其后的预测效果。为此,我们补作了一个对比试验,即由实测的 1988 年 9 月月平均大气强迫场($\bar{v}_{as}$, T_{as} , P_{as})驱动海洋

环流,得到准定常的 SSTA,结果如图 15 所示.和图 3 相比可见,两者惊人地吻合,这或许说明,在过度季节,海温异常的维持甚至可以掩盖住季节变化(尽管季节变化也很大),因而利用初始时刻的资料作同化是非常必要的.

(4) 很值得用数值模拟方法进行机理研究.仅仅作数值预测而未作机理研究,纵然可使预测结果很好,但也只能是知其然而不知其所以然,更何况若模拟结果欠佳应如何改进呢?我国对夏季旱涝事件已有不少观测分析研究,发现了一些预测因子和预测线索,例如,研究发现,如上半年维持 La Niño 现象,则江淮流域夏季多雨,这说明后者可能主要为前者所致.为此我们也补作了一个对比试验:即以 1989 年 1 月大气环流作为初值,取 SST 为气候场,对大气环流模式作非耦合积分,与耦合积分的雨量差别如图 16 所示,可见本年江淮流域多雨确是由于太平洋地区强大的 SSTA 长期维持(约半年)所致.

(5) 考虑到模式十分复杂,现有模式系统性误差不小,近期内又不可能有实质性的改

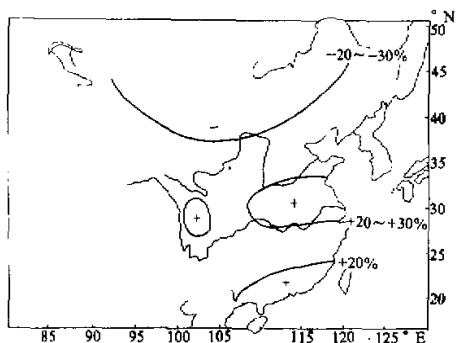


图 17 中国科学院大气物理研究所长期天气过程和长期预报研究室于 1989 年 3 月用综合方法作出的夏季雨量距平(百分比).

进,加之计算量十分巨大,计算条件和观测系统未必如愿尽美,单纯地用耦合模式对气候距平各量进行数值预测未必是最佳的,最可取的方法或许是综合数值预测,从观测资料分析研究和简化理论模式研究等所得到的规律以及统计方法来作跨季度预测.图 17 是今年 3 月本所长期天气过程和长期预报研究室用综合方法作出的今年夏季雨量距平预测图,同图 14 对比可见,它与实况的吻合程度要比单纯用耦合模式直接计算结果要好得多.可以设想,如果我们能提供 1 月至

7 月 SSTA 的预测,而该室又预先有降水

距平与各月 SSTA 相关的统计事实,那么雨量距平预测结果可能会更好,即是说,把数值模拟结果同基于经验、统计规律等的天气—气候学综合方法结合起来,可望对跨季度气候预测有更大的改进.

致谢:本研究是大气科学和地球流体力学数值模拟开放研究室支持的重点课题,并得到中国科学院基础研究重大项目研究基金和国家自然科学基金的部份资助.张学洪同志参加了本文的早期工作;在本研究工作过程中,我们和陶诗言先生、张学洪和黄荣辉同志多次讨论;杨广基和张庆云同志以及长期天气过程和长期预报研究室完成了部分实况图表的计算、制作和会商讨论;北京气象中心长期预报科提供了数据资料;本所计算机室提供条件和软件咨询.谨此致谢.

参 考 文 献

- [1] Wu Y.F., and R.H. Huang., 1988, A possible approach to increasing the accuracy of long-range weather forecast, *Annual Report, Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*, Vol.7, 138—143.
- [2] Tang Maochang, 1989, Some annual variation characteristics for the Northern Hemispheric monthly mean precipitation fields, *Adv. Atmos. Sci.*, Vol.6, No.2, 186—201.
- [3] 长江流域规划办公室, 1979, 1981: 中长期水文气象预报文集第一、二集, 水利电力出版社.
- [4] Global Atmospheric Research Programme, 1979, *Report of the JOC study Conference on Climate Models: Performance, Intercomparison and Sensitivity Studies*, Vol.I.GARP Publications Series, No.22, World Meteorological Organi-

- zation International Council of Scientific Unions, Geneva, 606pp.
- [5] Global Atmospheric Research Programme, 1979, *Report of the JOC study Conference on Climate Models: Performance, Intercomparison and Sensitivity Studies*, Vol.II.GARP Publications Series, No.22, World Meteorological Organization International Council of Scientific Unions, Geneva, 606pp.
- [6] Miyakoda K. and Sirutis J., 1988, *Experimental seasonal forecast with an air-sea model—preliminary results*, Private Communication (unpublished).
- [7] Huang R.H., 1984, The Characteristics of the Forced Stationary wave propagations in summer Northern Hemisphere, *Adv.Atmos.Sci.*, Vol.1, No.1, 85—94.
- [8] 毕训强, 1987, 北半球大气环流遥相关形势的数值模拟, 中国科学院大气物理研究所硕士研究生毕业论文
- [9] Huang R.H., and L.Lu., 1989, Numerical Simulation of the relationship between the anomaly of subtropical high over East Asia and the convective activities in the Western tropical Pacific, *Adv.Atmos.Sci.*, Vol.6, No.2, 202—214.
- [10] 曾庆存, 季仲贞, 李荣凤, 1988, 发展方程差分格式的构造与近岸海流数值模拟, *大气科学(特刊)*, 166—175.
- [11] Zhang X.H., and X.Z.Liang, 1989, A numerical world ocean general circulation model, *Adv.Atmos.Sci.* Vol.6, No.1, 44—61.
- [12] 张荣华, 1989, 大洋环流模式的设计及太平洋大尺度环流数值模拟研究, 博士论文, 中国科学院大气物理研究所.
- [13] Zeng Q.C., 1983, Some numerical ocean atmosphere coupling models. *Proceedings of the First International Symposium on Integrated Global Ocean Modelling*, Tullin, USSR.
- [14] 曾庆存, 袁重光, 张学洪和包宇, 1985, 一个大气环流模式差分格式的检验, *气象学报*, Vol.43, 441—450.
- [15] Zeng Q.C., C.G.Yuan, X.H.Zhang, X.Z.Liang and N.Bao, 1987, A global gridpoint general circulation model, in: *Collection of Papers Presented at the WMO / IUGG NWP Symposium*, Tokyo, 4—8 August 1986, Special Volume of *J.Meteor.Soc.of Japan*, 421—430.
- [16] 梁信忠, 1986, IAP GCM 的设计及气候数值模拟, 博士论文, 中国科学院大气物理研究所.
- [17] Zeng Q.C., X.H.Zhang, X.Z.Liang, C.G.Yuan and S.F.Chen, 1989, *Documentation of IAP Two-Level Atmospheric General Circulation Model*, TRO 44, DOE / ER / 60314-H1.
- [18] Zeng Q.C., X.H.Zhang and R.H.Zhang, 1989, A design of oceanic GCM without rigid lid approximation and its applications to numerical simulation of circulation in the Pacific Ocean, in: *Proceedings of the International Liege Colloquium on Ocean Hydrodynamics*, Liege, 8—12 May 1989.
- [19] 曾庆存, 梁信忠, 张明华, 1988, 季风和大气环流季节突变的数值模拟, *大气科学(特刊)*, 22—42.
- [20] 袁重光, 1990, 夏季风及其降水的数值模拟, *大气科学*, Vol.14, 本期.
- [21] 王万秋, 1986, 地表温度异常对大气环流影响的数值模拟, 硕士论文, 中国科学院大气物理研究所.
- [22] Han, Y.-J., and Lee, S.-W., 1981, A new analysis of monthly mean wind stress over the global Ocean. Rep.No.26, Climatic Research Institute, Oregon State University, Corvallis, 148pp.
- [23] Esbensen, S.K. and Kushnir, Y., 1981, Heat budget of the global Ocean: Estimates from surface marine observations. Rep.No.29, Climatic Research Institute Oregon State University, Corvallis, 270pp.
- [24] Latif, M.J. Biercamp and H.Vom Storch, 1987, The response of a coupled Ocean—Atmospheric general Circulation model to wind bursts, *J.Phys.Oceanogr.*, Vol.5, 964—979.
- [25] Japan Meteorological Agency, Monthly Report on Climate System, September 1988—July, 1989.