

# 东亚气候的模拟与验证研究

董 敏 李跃凤 沈文海

(国家气候中心, 北京, 100081)

## 摘 要

运行 NCAR 公共气候模式(CCM2)20a 对东亚气候进行了模拟研究, 并对模拟结果进行了检验。检验结果表明, 该模式能够较好地描述东亚地区的大尺度气候特征, 模拟的高度场、风场、温度场等比较接近实际。对东亚季风气候具有决定性影响的系统, 如副热带高压、蒙古高压、印度低压以及西风急流等也模拟得比较好。检验结果还表明, 对湿度场的模拟不如高度、温度及风场的模拟, 夏季西风急流的模拟不如冬季。CCM2对东亚降水的模拟效果较差。这表明 CCM2在模式物理过程方面(如, 对流参数化, 垂直输送过程, 陆面过程及地形等)需要进行较大的改进。

关键词: 东亚气候, 模拟, 验证。

## 1 引 言

自1970年代以来, 大气环流模式被广泛地应用于模拟各种大气环流现象、研究气候变化以及人类活动对气候的影响等。由于计算技术的限制及模式物理过程的不完善, 早期的工作多数集中在研究全球尺度的环流特征及平均状态, 或者研究各种边界条件、外强迫等对气候影响的敏感性。区域气候的研究受到很大的限制。1980年代末以后, 模式的分辨率有明显提高, 物理过程也更加细致复杂, 全球气候模式开始被用于模拟研究区域气候变化, 例如 Zwiers<sup>[1]</sup>, Lau<sup>[2]</sup>等都分别用大气环流模式的模拟结果对东亚季风、季风区内季节变化和突变及季节内振荡等现象进行了分析。

发展气候模式的目的是研究气候形成的机理, 影响气候变化的物理因子, 从而达到预测气候变化的目的。这就要求气候模式能较准确地模拟当前的气候状况。为了理解气候模式中尚存的问题, 必须不断将模拟的结果与观测进行比较, 从而找出模式存在的系统偏差。此外, 不同的模式在动力学框架、数值计算方法和物理过程的表示等方面存在着若干差异, 而模拟的结果也存在着相应的差异, 因此对各种模式及其模拟结果进行比较, 分析这些差异的原因就具有重要的意义。WMO 及美国能源部都在执行模式比较计划 AMIP (Atmospheric Model Inter-comparison Project), 其目的是要通过这种比较来改进气候模

式。

近十几年来, 中国的气候模式发展取得了很大进展, 但由于计算机条件的限制, 在模式的分辨率、物理过程描述的详细程度等方面与先进国家相比尚有一定的差距。为了吸收国内外现有气候模式的长处, 了解和避免它们存在的问题, 需要对目前国内外重要的气候模式进行验证分析, 文中先选定 NCAR CCM2 模式来进行这一工作。Hack, et al.<sup>[3]</sup> 和 Kiehl, et al.<sup>[4]</sup> 曾经对 CCM2 (Community Climate Model 2) 的模拟结果进行过较全面的分析, Kiehl 的工作着重分析 CCM2 辐射计算与实际观测的对比。Hack 的工作则从质量场、环流场、温度场、湿度及降水等方面对 CCM2 的模拟能力进行了检验。指出了 CCM2 对 CCM1 的主要改进以及仍然存在的问题。但 Hack 的工作主要着眼全球及纬圈平均的特征。它对 CCM2 模拟东亚地区气候的能力涉及不多。此外, 前几年, “重新分析计划”尚未完成, Hack 等所使用的验证模式的资料年代短且分析技术不连续, 对验证工作造成了一些困难。文中将应用美国环境预测中心(NCEP) 重新分析资料及中国降水资料对 CCM2 模拟的东亚地区气候进行验证, 以便为中国气候模式的发展及气候预测业务的开展提供借鉴。

## 2 模式和资料

### 2.1 模式

利用 NCAR 的气候模式 CCM2。该模式采用混合垂直坐标, 垂直分层 18 层, 水平分辨率为 T42, 水平方向有  $128 \times 64$  个格点。该模式中包含有各种完备的物理过程, 如辐射、云、对流、陆面及边界层过程等。有关详细说明可参文献[5]。

CCM2 在具有季节变化的气候平均海温作为下边界条件的情况下, 运行了 20a, 文中的分析就是在这 20a 的资料的基础上进行的。

### 2.2 资料

为了验证气候模式对环流形势的模拟, 采用美国 NCEP 最近重新分析的全球格点资料。该资料的时间跨度为 1982–1994 年, 从 1000hPa 起到 10hPa 共 17 个层次, 水平分辨率为  $2.5 \times 2.5$  经、纬度格距。要素包括  $u, v, T, q$ , 位势高度等。关于重新分析的全球格点资料的详细说明请参见文献[6]。

为检验模式对降水的模拟, 采用中国 162 个站的月平均降水资料, 其时间长度为 42a (1951–1992)。

## 3 大尺度环流特征的模拟

### 3.1 气压场

比较 CCM2 模拟的北半球 20a 平均的 500hPa 高度场和 NCEP 重新分析的气候平均 500hPa 高度场。可以看出, 两者的形势是非常相似的。冬季(1月), 北半球中高纬地区西风带的 3 波形势模拟得很清楚。东亚大槽及北美东岸大槽的位置和强度模拟得都很好。但副热带高压模拟结果比观测值略偏弱(图略)。

图 1 给出了夏季(7月)北半球 500hPa 高度上的模拟场和观测场。可以看出对夏季影响中国天气的重要的天气系统——副热带高压的模拟与观测相当接近, 西太平洋副热带高

压中心强度及588线的大致位置均与实况很一致。这比CCM1的模拟结果有显著改进。只是在高原上空模拟的高度场比实际的约偏低5—6dagpm。此外,从贝加尔湖到勘察加半岛一带的高度场模拟值比观测值偏高较多,约10—12dagpm。

在200hPa上高度场模拟结果也与观测基本相似(图略),但从北非大陆到青藏高原直到俄罗斯东部地区的高度比观测值偏高。其中青藏高原偏高较小与观测值接近,而贝加尔湖附近则偏高近30dagpm。总的来看CCM2对200hPa上的副热带高压模拟得偏强。

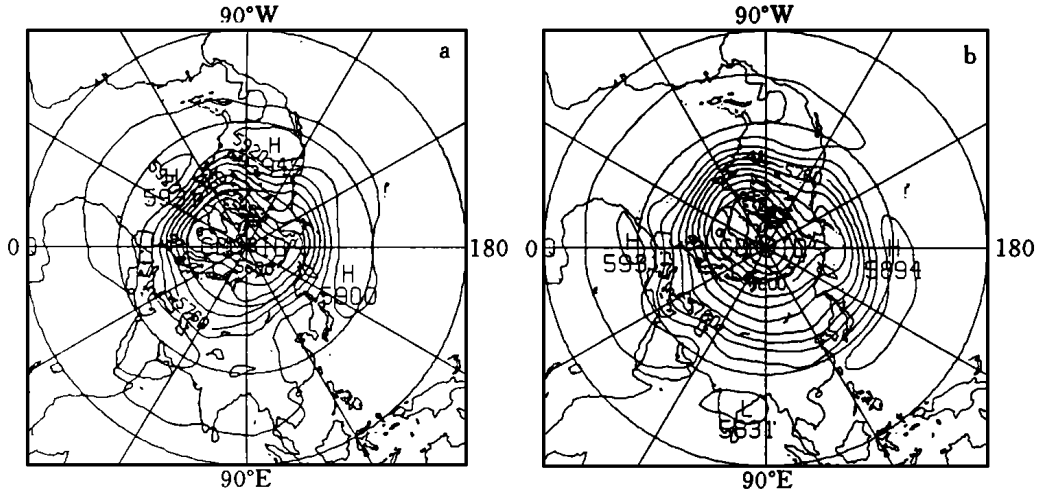


图1 夏季北半球500hPa模拟的高度场(a)与观测场(b)形势

在近地面层(1000hPa,图略),冬季蒙古高压的模拟比较接近观测值,而阿留申低压的位置则比实际的偏西,范围和强度比实际的要小。另一个值得注意的差别是,在青藏高原的东侧CCM2模拟出一个明显的低压,而实际观测中却没有这个低压,这说明模式的背风坡效应是非常明显的。

在近地面层(1000hPa),影响东亚夏季气候的主要系统为副热带高压和印度低压。CCM2模拟的副热带高压和印度低压的位置与实际情况基本一致,但强度均偏强,即副热带高压区的高度比实际偏高,而印度低压则比实际偏低。

### 3.2 流场

图2给出1000hPa CCM2模拟的及观测的矢量风分布图。a和b分别为冬季(1月)模拟及观测的结果,c和d为相应的夏季(7月)的情况。

从图2a可以看出,模拟的冬季西太平洋热带辐合带位于10°S附近,其两侧分别为东北和东南信风。亚洲大陆东部地区盛行东北或西北季风。与图2b相比较可以发现模拟的结果与观测是非常接近的。夏季,CCM2也模拟出了亚洲季风区的主要气候特征(图2c),印度及南亚热带地区盛行西南季风,亚洲东岸盛行东南季风。印度洋上存在明显的索马里急流。这些特征均与观测实况(图2d)相一致,但也存在一些差异,例如,模拟的西太平洋副热带高压位置比实际略偏北,中国华北及东北地区的东南季风比实际偏强,等等。

图3给出冬季(1月)CCM2模拟的与实际观测的纬向风分布图。a和c分别为200hPa

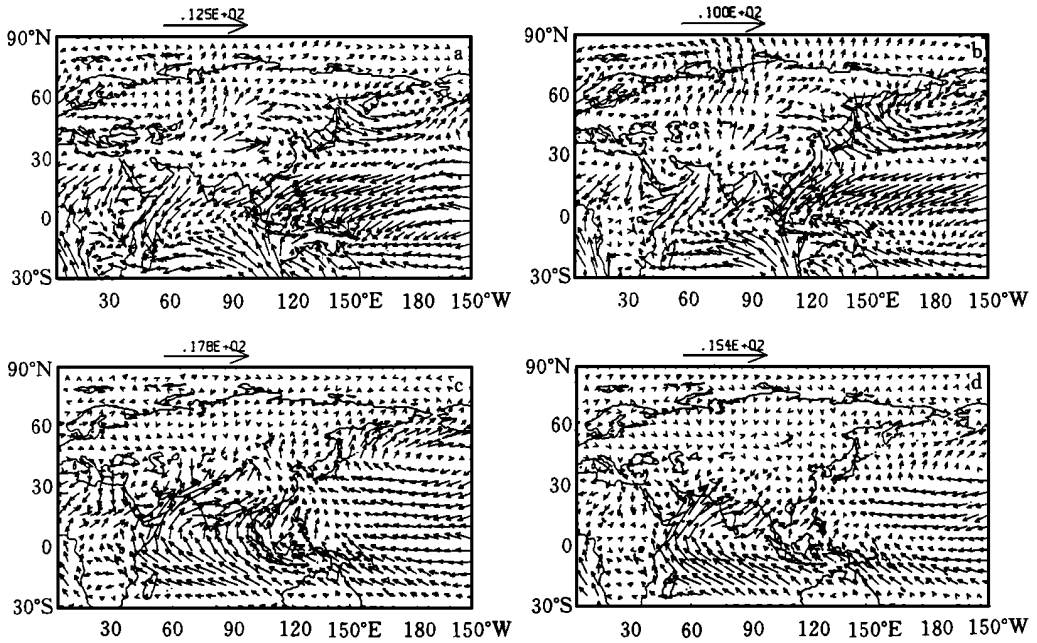


图2 1000hPa 流场模拟与观测结果的对比

(a. 冬季矢量风模拟; b. 冬季矢量风观测; c. 夏季矢量风模拟; d. 夏季矢量风观测)

和1000hPa 模拟的结果, b 和 d 为相对应的观测结果。在高层(a), 模式很好地模拟出了主要的东西风带, 从赤道非洲到印尼一带的热带地区为东风带, 其中心轴线位于赤道南侧。在30—40°N 的中纬度为环绕半球的西风带, 其中心位于日本东南侧的洋面上, 强度达67 m/s。

在低层(1000hPa, 图2c) 热带地区的风向与高层基本上是相反的, 即在高层为东风处(如非洲大陆和印度尼西亚) 低层为西风, 而在高层为西风处(如印尼以东的中东太平洋地区) 下层为东风, 形成了热带地区的 Walker 环流和反 Walker 环流。

与实际观测相比, 主要的风系分布、急流位置和强度等的模拟均较准确, 但在低层赤道南侧从非洲到印尼的实际风为西风, 而模拟的风场中西风较弱且不连续, 因此模拟的反 Walker 环流比观测的偏弱。

图4为夏季(7月) 纬向风模拟结果与观测的比较。夏季, 高层热带地区为环绕整个全球的东风带, 其最强中心在阿拉伯海上达26m/s(图4b)。这一东风带在模拟的结果中也有反映, 强度和位置均与实际接近, 但在中太平洋的热带区域, 模拟出有较弱的西风, 而在观测的图上中太平洋的西风出现在10—20°N 的区域, 模拟的结果略偏南(图4a)。模拟与实际风的差异最明显的地方是亚欧大陆直到太平洋中纬度地区的西风带。图4b 中西风轴线位于35—50°N 之间, 而模拟的西风带在西段(90°E 以西) 与观测基本一致。东段的西风轴线则移到60°N 附近去了, 比观测明显偏北, 而日本及其以东海面上的西风则比观测结果弱得多。上述现象在500hPa 也类似。(图略)

在低层(图4c, d) CCM 2能模拟出东亚地区的夏季风特征, 即在赤道以南的印度洋上

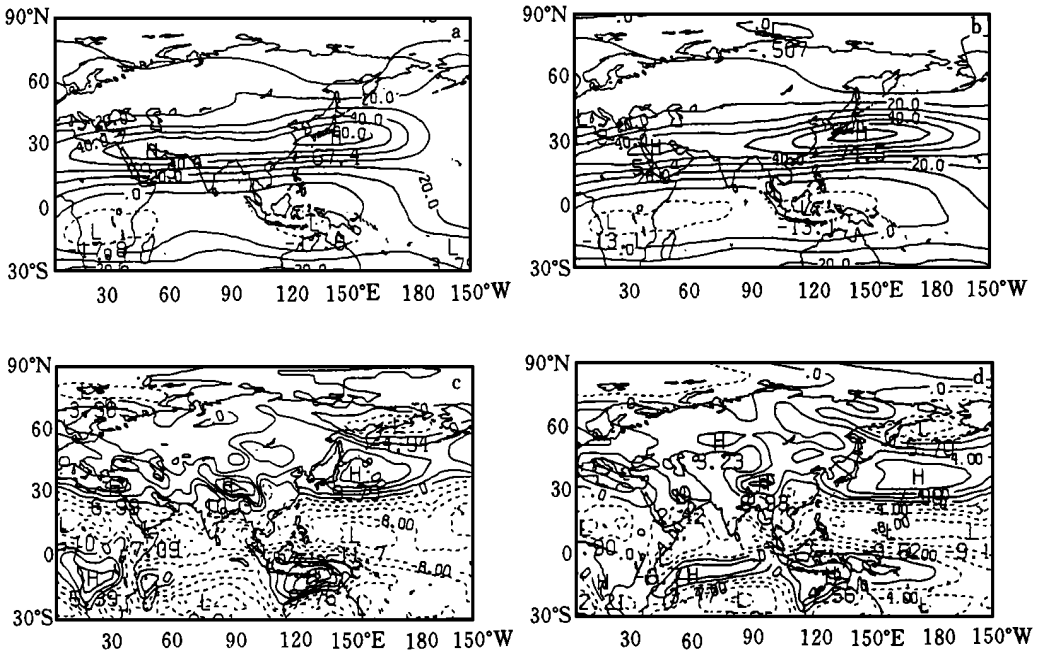


图3 冬季(1月)模拟与实际观测的纬向风分布

(a. 200hPa 纬向风模拟; b. 200hPa 纬向风观测; c. 1000hPa 纬向风模拟; d. 1000hPa 纬向风观测)

盛行东风,赤道以北至高原之间的亚洲地区为西风。这与观测状况很一致,但在中国东部大陆地区观测的是弱西风,而模拟结果为弱东风。此外,在太平洋上 $40^{\circ}\text{N}$ 以南模拟结果为东风,以北为西风,与实际情况基本一致,但其强度均比实际偏强。

东亚是全球季风最明显的地区之一,高、低层风系均存在着明显的季节变化。CCM2基本上能模拟出这种季节变化特征。在高层(200hPa),季节变化的明显表现是热带东风带的南北移动和中纬度西风急流中心强度的变化及中心位置的的东西移动。1月和7月的情况已经在图3和图4中给出,从1月到7月日本东南海上的西风急流中心强度逐渐减弱,且中心的位置向西偏北移动。CCM2模拟的西风急流的变化要比实际的季节变化快。2月和3月份模拟的西风急流中心强度分别为 $50\text{m/s}$ 和 $35\text{m/s}$ 比实际观测小 $20\text{m/s}$ 和 $25\text{m/s}$ 。4月以后,虽然模拟的西风急流强度与实际相差不大,但急流中心位置比实际偏西。直到5月份,观测的西风急流中心位置都在日本附近,而模拟的急流中心则已经移到 $40^{\circ}\text{N}$ , $120^{\circ}\text{E}$ 附近的大陆上。6月份,实际的西风急流在东亚和西亚各有一个中心,而模拟的西风急流只有一个中心,位于 $40^{\circ}\text{N}$ , $90^{\circ}\text{E}$ 。与观测的7月份的情况(图4b)很相似。8月至1月为由夏到冬的季节转换。西风逐渐增强,中心向东移到日本东南的洋面上。模拟的急流变化与实际比较接近,只是模拟的强度8月份比实际略强(约大 $5\text{m/s}$ ),而11-12月比实际弱 $5-10\text{m/s}$ 。

从冬到夏,热带东风带从南向北移动,这一季节变化过程在CCM2的模拟结果中也有清晰的表现,只是从2到4月份模拟的东风急流比实际弱 $5-10\text{m/s}$ 且位置略偏南。5月份模拟的东风带在强度和位置上均与实际很接近,只是最大东风中心的位置略偏东。6-8月模

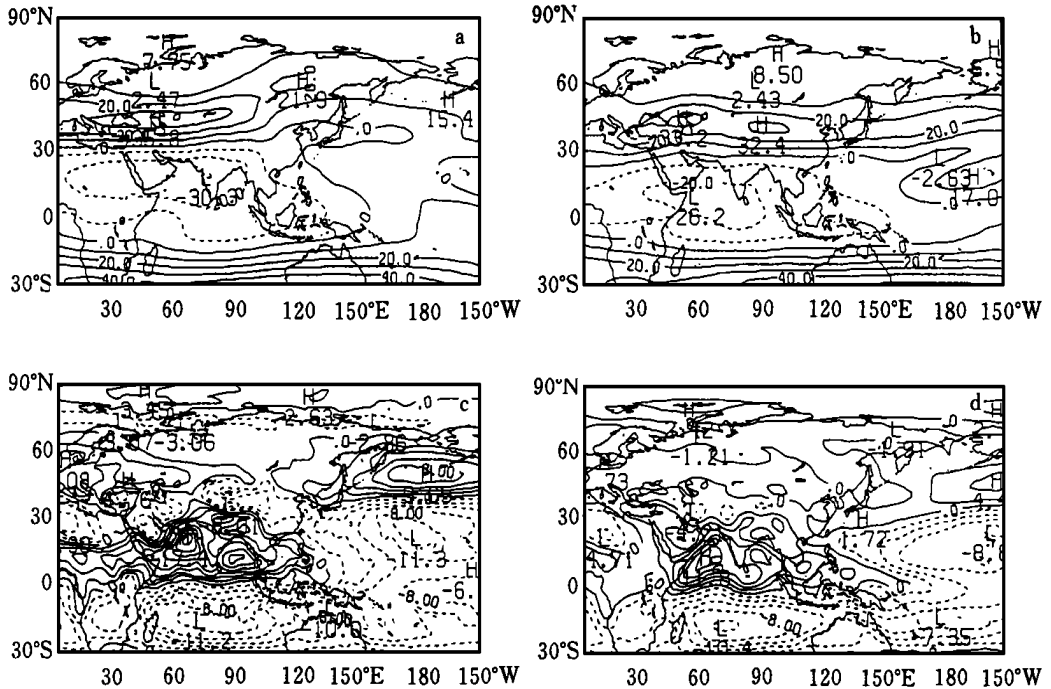


图4 夏季(7月)模拟与实际观测的纬向风分布

(a. 200hPa 纬向风模拟; b. 200hPa 纬向风观测; c. 1000hPa 纬向风模拟; d. 1000hPa 纬向风观测)

拟的东风带都比实际强(大约强 $10\text{m/s}$ 左右),东风带的范围比实际大且最大风速轴线位置约比实际偏北10个纬度。例如,实际的8月份东风带的北界为 $30^{\circ}\text{N}$ 附近,而模拟的北界则已经接近 $40^{\circ}\text{N}$ 。9月以后是东风带的南撤过程。除10–11月份外模拟的结果与实际很接近。10–11月模拟的东风带明显偏弱且分裂为东西两个中心,分别位于非洲和马来西亚附近。其中间的印度洋上存在着弱的西风。

在低层(1000hPa),东亚季风区的季节转换表现在冬季盛行偏北风而夏季则吹偏南风。从10月到次年3月,  $105^{\circ}\text{E}$  以东的亚洲大陆(从贝加尔湖以东的东西伯利亚到马来西亚)盛行偏北风,1月份最大平均风速达 $8\text{m/s}$ ,位于越南以东的南海上。5–8月盛行偏南风。4月和9月则为转换期。CCM2基本上能模拟出上述季节变化。但与实际观测场仍有很大的差距。1月模拟的地面风场与实际在范围和强度上很接近,只是越南以东的南海上的最大风速区略弱,为 $6\text{m/s}$ 。但是,CCM2模拟的由冬至夏的转换过程却比实际要快很多。2月份中国西南、江南已经出现南风,3–4月中国东部 $30^{\circ}\text{N}$ 以南到南海为南风,而更南的马来西亚、印度尼西亚及赤道印度洋上仍有北风存在。5月至8月从赤道到勘察加半岛的东亚地区为南风控制。总的看来,模拟的季节转换过程比实际提前1–2个月。9月,中国东南沿海出现零散的北风区,开始了向冬季风的转变,这与实际观测较一致。10–12月模拟的东亚地面风为北风,但在中国西南云、贵、川一带始终保持一个弱南风区,这与实际基本一致,只是越南以东的南海上的最大风速区比实际弱 $2\text{--}4\text{m/s}$ (图略)。

### 3.3 温度场

1. 冬季: 在冬季(1月)200hPa 上空模拟的温度场中(图5a), 中纬度的亚洲大陆东岸及鄂霍茨克海一带存在着一个221K的高温中心。亚洲中部大陆为低温槽区。这一基本特征与观测的200hPa 冬季温度场(图5b)是十分相似的, 但模拟的温度值在亚洲大陆的中高纬度地区比实际略偏高, 而在其它地方均偏低, 其中太平洋北部地区偏低较明显, 可达4—9K。

在低层(1000hPa)CCM 2模拟出了冬季东亚地区的基本温度特征, 即在东亚大陆沿岸为一明显的冷槽, 而最强的冷中心位于120—150 E 的北冰洋沿岸地区。亚洲东岸中低纬度地区温度梯度非常强大。这些特征与观测结果均十分相似(图略)。虽然两者在温度分布形势上基本一致, 但在具体数值上仍存在着若干差异。对东亚大部分地区来说模拟的温度比实际温度偏高0—3 , 个别地区可偏高6 。

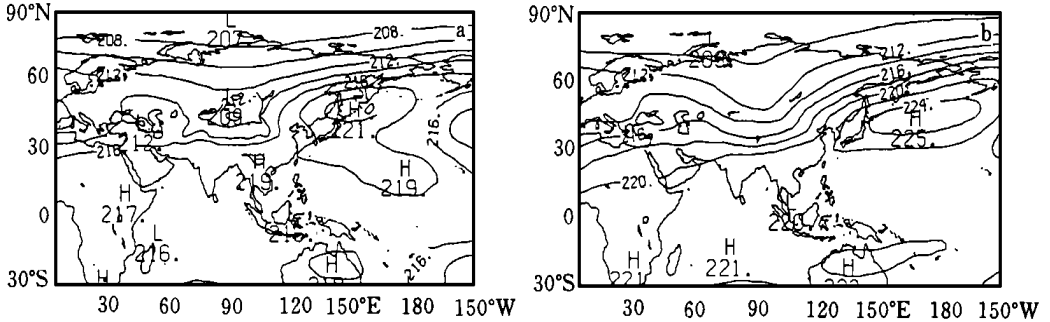


图5 冬季(1月)200hPa 模拟与观测的温度场分布  
(a. 模拟; b. 观测)

2. 夏季: 夏季(7月), 在 CCM 2模拟的200hPa 温度场中, 青藏高原上空为一暖中心, 强度为230K, 而在太平洋中部及赤道地区为相对的冷区。这种温度分布与观测值(图略)基本一致, 只是在高温区模拟结果比实际偏高, 而在西太平洋及高原以南直到南半球的广大地区模拟的温度都比实际偏低。

低层(1000hPa), CCM 2模拟出了大陆热低压与西太平洋上低温区的对比(图6a)。在青藏高原以北直到贝加尔湖一带1000hPa 的温度为305K 到310K, , 而热带、副热带太平洋

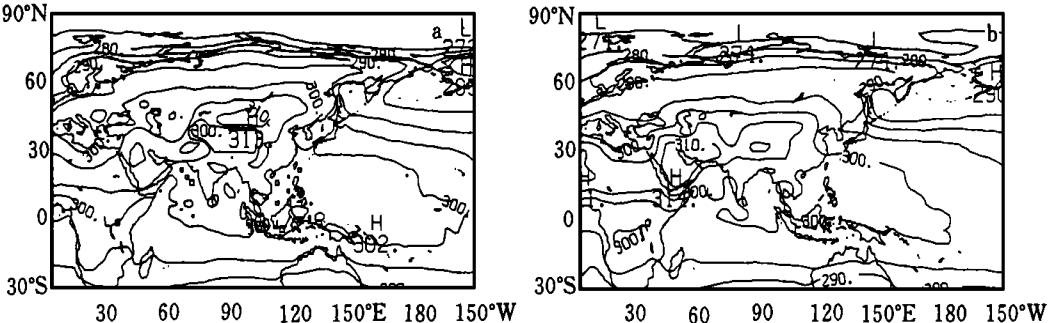


图6 夏季(7月)1000hPa 模拟与观测的温度场分布  
(a. 模拟; b. 观测)

洋上的温度在300—305K之间。这一明显的温度差异决定了东亚地区夏季盛行西南季风。对比实际观测结果(图6b),可以看出二者是相当一致的,尤其是在西太平洋上,温度差异很小,一般为0—3K,亚洲大陆中纬度地区模拟结果则比实际偏高较多(6—10K),而在高原上则温度比实际偏低。

### 3.4 湿度场

湿度场是一个时间变化和空间梯度都很大的场,也是气候模式很难模拟得好的一个量。但由于湿度的分布状况与降水的模拟有直接关系,其模拟又是非常重要的。水汽主要集中在对流层的中低层,且东亚地区夏季比冬季大,故这里给出夏季(7月)500hPa和1000hPa比湿模拟的状况及其与观测结果的对比(图7)。图7a为CCM2模拟的500hPa比湿分布。湿度最大的地方是在青藏高原附近的地区,模拟的中心最大值可达8.5g/kg,而在热带及副热带的西太平洋地区,比湿只有2.0—3.0g/kg。在南印度洋为干中心,比湿只有0.26g/kg,南印度洋与高原之间存在着明显的比湿梯度。此外,在赤道非洲的北侧也有一个比湿中心,其值约为4g/kg。

与实际观测相比(图7b),可以看出湿度场的形势分布是很接近观测结果的。即在实际观测图上青藏高原及赤道非洲北侧也存在着湿中心,高原与南印度洋之间存在着明显的湿度梯度,所不同的是,图7b中,青藏高原的湿度中心的强度只有6.5g/kg,模拟的结果要比观测的偏高2.0g/kg。

在低层(1000hPa图7c)CCM2模拟的湿度中心位于高原南侧的孟加拉湾,中心强度为

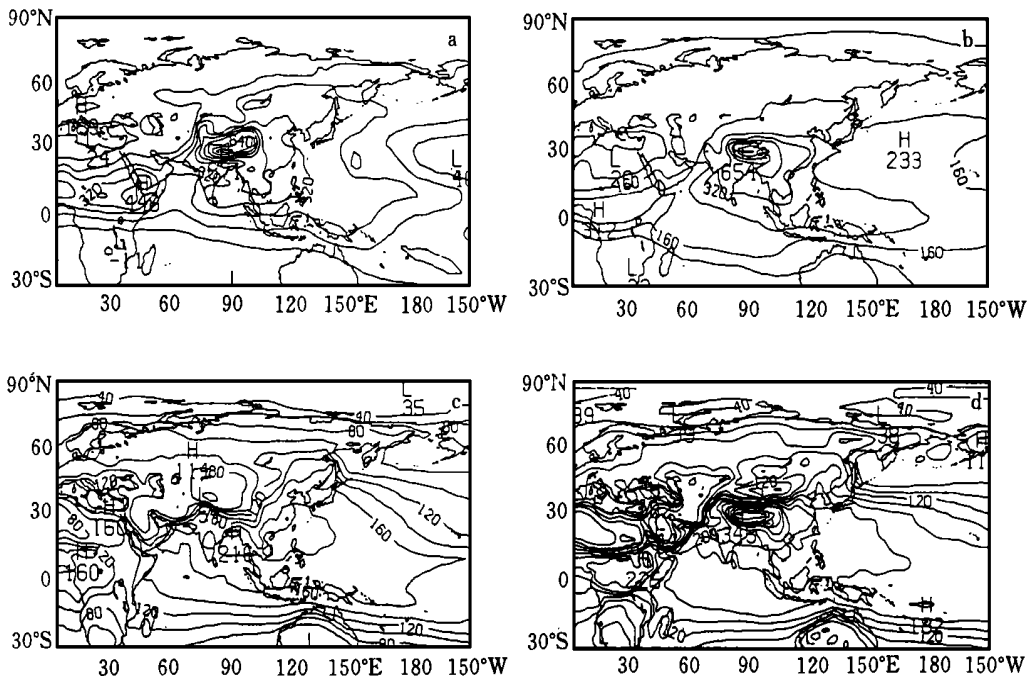


图7 夏季(7月)湿度模拟结果与观测的比较

(a. 500hPa 湿度模拟; b. 500hPa 湿度观测; c. 1000hPa 湿度模拟; d. 1000hPa 湿度观测)



19.7g/kg。此外,印度西部、中国南海也有次中心。与实况相比,大的形势分布是一致的,但是在数量上有很大差别。观测的比湿最大中心虽然也位于高原南侧及孟加拉湾一带,但其中心强度为31g/kg,几乎比模拟结果大一倍(图7d)。此外,在非洲大部分及印度洋、太平洋大部分地区模拟的比湿均比实际偏小。

#### 4 降水量的模拟

降水是人们最关心的气象要素之一,由于资料所限,这里只能检验CCM2对中国降水模拟的情况。

中国位于季风区,降水有很大的季节变化,主要降水集中在夏季。与气候状况相比,CCM2模拟的中国及其附近地区的降水与实况有很大差异,这主要表现在两个方面。一方面是量级的差异,另一方面是降水区域的差异。在11月到次年4月份期间,CCM2模拟出的降水区基本上也在中国东南部,但降水量要比实况大2—3倍。而在中国降水的主要季节,即5月到10月,不仅模拟的降水量级与实况相差较大,而且位置也相差较大,模拟的主要雨区偏西,有时主要在高原上空。图8给出7月份模拟的(a)和观测的(b)中国区域的降水分布,可以看出,在图8a中25—30°N的中国江南地区和西太平洋上为少雨带,南海及菲律宾一带为多雨带,这两个地方的降水分布和观测值较接近,但其值较实际偏大。

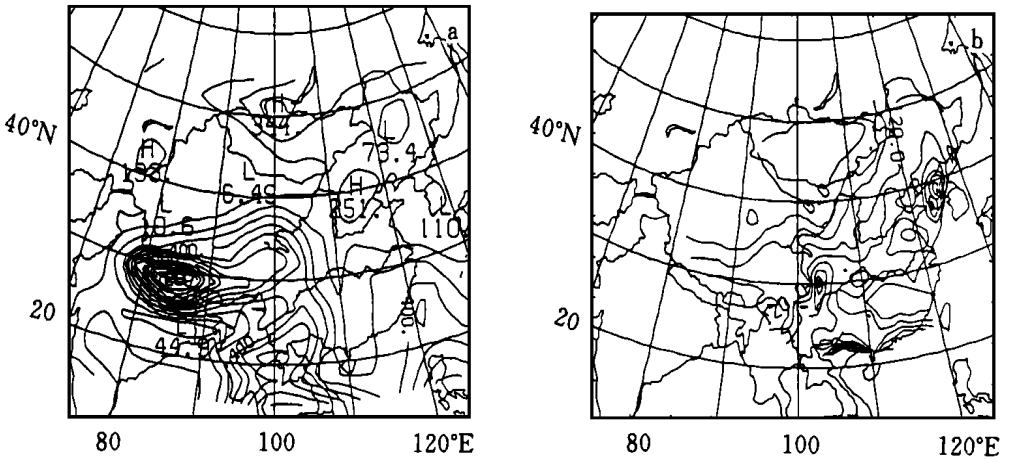


图8 夏季(7月)中国降水模拟结果与观测的比较

(a. 模拟; b. 观测. 单位: mm/月)

模拟的图上,中国华北有一个相对多雨区,而实际观测的雨量分布图上,这一雨区位于淮河一带,模拟结果比实际的要偏北。此外实况图上长江上游(四川附近)有一个强降水区,但其范围较小,中心强度为300—400mm,而模拟的雨区则要比实际偏大1—2倍,而且范围偏大,位置偏西南,从中国的黄河上游、长江上游一直向西南延伸到高原的南侧,这与实际情况相差较大。

## 5 讨 论

从前面的对比分析可知, CCM 2不仅能模拟出全球大尺度环流的主要特征, 而且也能模拟出区域的大尺度环流形势。例如, 东亚地区冬夏之间环流形势的变化, 风系及温度、湿度场的基本特征等等, 这些都说明 CCM 2具有一定的模拟区域大尺度气候特征的能力。在前面的分析中也可以看出, 模拟结果尚有很多不尽人意的地方。其中最明显的问题是降雨的模拟, 模拟的结果无论是在量上还是位置上都与实际的气候有很大差异。此外, 湿度场的模拟效果也较差, 风场、高度场及温度场也有需要改进的地方。产生上面的误差的原因, 可能是多方面的, 这里初步提出如下的几点看法:

(1) 从图7中可以看出, 对湿度场的模拟在高层比观测的偏大, 而在低层比实际偏小, 结合降水的模拟普遍比观测值要大, 说明模式把较实际多的水汽从海洋或其它下垫面输送到空中。因此, 有必要详细检查模式中水汽、热量、动量的垂直输送过程存在的问题并加以改进。

(2) 从降水模拟的情况可以看出, 中国降水的分布偏于西南及高原地区, 似乎受地形的影响较大。因此, 改进地形的处理很有必要, 同时对地面过程和边界层的处理也应进行检查和改进。

(3) 模式的分辨不够高是降水模拟不好的一个重要原因。从图8a 可以看出, 模拟的7月降水的极大值位于高原上空, 而实际上它应出现在高原南侧的印度及孟加拉地区。这很可能是由于模式的分辨率不高(T42, 约为250—300km 格距), 对地形、水汽及风场分布变化分辨不清楚所造成的。

(4) 夏季200hPa 东亚地区的西风急流的位置和强度的模拟与实际气候也有较大的差异, 这可能与模式中热量垂直输送造成的南北温差与实际情况不符有关。

(5) 目前, CCM 2在不加 BATS( Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme) 的情况下运行, 其陆面过程的表示是比较简单的。积雪量是预先给定的气候值。由于规定的最低雪线纬度比青藏高原的纬度高, 使青藏高原上整年都没有积雪, 这是不符合实际情况的。根据李培基<sup>[7]</sup>的工作, 除7月分之外, 青藏高原上都可能观测到积雪, 而在没有测站的高山上则常年都有积雪存在。董敏等<sup>[8]</sup>的数值模拟研究表明, 青藏高原上春季多雪和无雪时地面接收的太阳辐射, 地-气间的感热、潜热通量会有很大差异。CCM 2目前对高原积雪的处理会加大高原向其附近大气的感热、潜热输送及水汽的垂直输送。这可能是造成高原地区降水过多的原因之一。同时, 模拟的由冬至夏的季节转换过快也可能与此有关。

总之, CCM 2模式既展示了它模拟区域气候特征的能力, 也存在着若干不足。目前正在执行的“九五”国家重点科技攻关项目“中国短期气候预测系统的研究”将把发展动力业务模式作为一个重点任务。在发展自己的业务模式的过程中要吸收国外先进模式(如 ECMWF, NCAR CCM 等)的长处, 同时也要努力避免它们存在的问题。本文从总的环流形势的分布及降水模拟进行了初步地讨论, 在后面的工作中还要针对具体问题进行深入的分析。以便为发展自己的气候预测动力业务模式提供借鉴。

感谢: NCAR 提供了 CCM 2源程序及初始场资料, 朱彤先生为作者提供了 NCEP 重新分析的格点资料, 在此一并表示衷心感谢。

## 参考文献

- [ 1 ] Zwiers F W. Simulation of the Asian summer monsoon with the CCC GCM-1. *J climate*, 1993, 6: 470– 486.
- [ 2 ] Lau K M and Song Yang. Seasonal variation, abrupt transition and intraseasonal variability associated with the Asian summer monsoon in the GLA GCM. *J Climate*, 1996, 9: 965– 985.
- [ 3 ] Hack J J, Boville B A and Kiehl J T, et al. Climate statistics from the National Center for Atmospheric Research community climate model CCM2. *J Geophys Res*, 1994, 99(D10): 20785– 20813.
- [ 4 ] Kiehl J T, Hack J J and Briegleb B P. The simulated earth radiation budget of the National Center for Atmospheric Research community climate model CCM2 and comparisons with the Earth Radiation Budget Experiment(ERBE). *J Geophys Res*, 1994, 99(D10): 20813– 20827.
- [ 5 ] Hack J J, Boville B A and Briegleb B P, et al. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2). NCAR Technical Note NCAR/TN-382+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 1993. 108pp.
- [ 6 ] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437– 471.
- [ 7 ] 李培基. 中国季节积雪资源初步评价. *地理学报*, 1988, 43: 108– 119.
- [ 8 ] 董敏, 余建锐. 青藏高原春季积雪对大气环流影响的模拟研究. *应用气象学报*, 1997, 8(增刊): 100–109.

## VALIDATION STUDY ON THE EAST ASIAN CLIMATE SIMULATED BY CCM2

Dong Min Li Yuefeng Shen Wenhai

(*National Climate Center, Beijing, 100081*)

### Abstract

The NCAR community climate model was run for 20 years and the simulated East Asian climate was analysed and checked against the observation data. It is found that the large scale features of the East Asia climate were simulated pretty well by the model, though there are still some discrepancies between the model output and the observation. The simulated geopotential height, wind and temperature field are very close to the observation. The large scale systems such as Subtropical High, Mongolia High, Indian Low which have important influence on the East Asia Monsoon are also simulated pretty well. It is also found that the moisture field is not simulated so well as those fields mentioned above. The simulated precipitation of the model have rather big difference with the observations. These suggest that some physical processes in the CCM2 need to be improved.

**Key words:** East Asia climate, Simulation, Validation.