

区域气候模式对东亚季风和 中国降水的多年模拟与性能检验*

李巧萍

(南京气象学院, 南京, 210044; 中国气象科学研究院, 北京, 100081)

丁汇

(国家气候中心, 北京, 100081)

摘 要

利用高分辨率区域气候模式(NCC/RegCM)对1998~2002年的东亚环流及中国区域降水进行了数值模拟。对模拟结果的检验表明,模式能较真实地模拟出东亚地区多年平均的月季环流特征、季风的年变化、中国各主要气候区温度、降水的季节变化及中国主要雨带的季节性进退。但模拟的气温场在夏季对流层中、低层海洋偏暖、陆地偏冷,由于温度场的这种系统性误差加大了夏季海、陆温差,导致模拟的东亚夏季风偏强,使夏季雨带位置向北偏移,从而使华北地区降水估计偏高,没能很好地反映最近5a来中国降水呈南涝北旱的气候特征。模式中地形的作用及云-辐射参数化方案等的处理可能是模拟误差的主要来源,这也反映了模式对于准确模拟中国区域降水的长期异常分布还比较困难,今后应进一步改进模式的模拟能力。

关键词: 区域气候模式, 气候模拟, 性能检验。

1 引 言

作为研究全球气候变化重要手段的大气环流模式(GCM)在用于区域气候变化的研究时,由于分辨率较低,在捕捉某些区域性特征方面存在明显不足,因而对区域气候的模拟存在较大的不确定性,且这种不确定性在东亚区域气候的模拟方面更为突出^[1~3]。发展于20世纪80年代后期的区域气候模式(RegCM),具有较高的时空分辨率,能够对多种不同尺度之间的相互作用进行更好的模拟,模式对地形的描述比较细致,且包含较全面的物理过程,因而能够更好地刻画出具有特殊地形和陆面特征的区域气候特征。近十多年来,第2代区域气候模式^[4,5]RegCM2已经被广泛地用于模拟北美、西欧、东亚和非洲的区域气候变化与变率^[6~9]。

Girogi^[7]在1996年用RegCM2对美国中部的严重干旱和洪涝事件进行了数值模拟,结果对干旱

年(1988年)降水模拟得较好,而对涝年(1993年)降水模拟偏小,最大的降水偏差为-40%。Lee^[8]在对东亚夏季的10a气候模拟研究中认为,模式基本能够反映东亚夏季主要气候系统的特征,但模拟的西太平洋副热带高压偏强,使得季风雨带向北偏移2~3纬度,模拟的地表温度也在内蒙古、东北等地系统性偏冷。Liu等^[9]模拟了1991年东亚洪涝期间的极端降水,认为模式可以较好地模拟出异常降水带及局地强降水中心,对洪涝区夏季风的异常活动也有较好的反映,但模拟的降水中心值偏高30%,且部分雨带位置偏移。

可见,以往的工作主要集中于对极端天气、气候事件的个例研究以及对区域平均气候场的模拟研究,在中国的研究区域也主要集中在东部,极少对东亚季风及整个中国区域降水进行过多年连续模拟。1998~2002年为东亚地区持续气候异常时期,在近十多年中国连续出现全国性暖冬的背景下,

* 初稿时间: 2003年10月12日; 修改稿时间: 2004年2月10日。

资助课题: 国家“十五”科技攻关项目“全球与中国气候变化的检测和预测(2001BA611B-01)”; 95国家攀登B项目: 南海季风试验: 区域气候模式的优化和业务化试验(969080635)。

1998/1999 年冬季为近 40 a 来最暖的冬天, 2001/2002 年冬季次之^①, 从图 1a 可见, 相对于 1971~2000 年相对暖的平均温度场, 1998~2002 年 5 a 平均的冬季气温仍为全国范围的明显正距平, 尤其是河套地区, 高值中心高达 1.8 °C。同时, 在这 5 a 中, 中国北方夏季降水持续偏少, 江淮地区连年发生洪涝灾害, 为典型的北旱南涝型, 尤其是 1998 年长江流域出现 1954 年以来又一次特大洪水, 2000 年

北方遭受近 20 a 来最严重的干旱, 图 1b 清楚地反映了这 5 a 中国夏季降水相对于 30 a (1971~2000 年) 气候场的异常分布型态。由此可见, 这 5 a 的冬季气温及夏季降水的异常特征相对稳定, 其平均特征与 30 a 平均的气候态相比有一定的区别, 在这种情况下, 东亚环流也会与以往的平均值有所不同。因此, 本文选取这一时期作为模拟期, 将其当作一种新的气候态, 考察模式对这一时期东亚平均环流

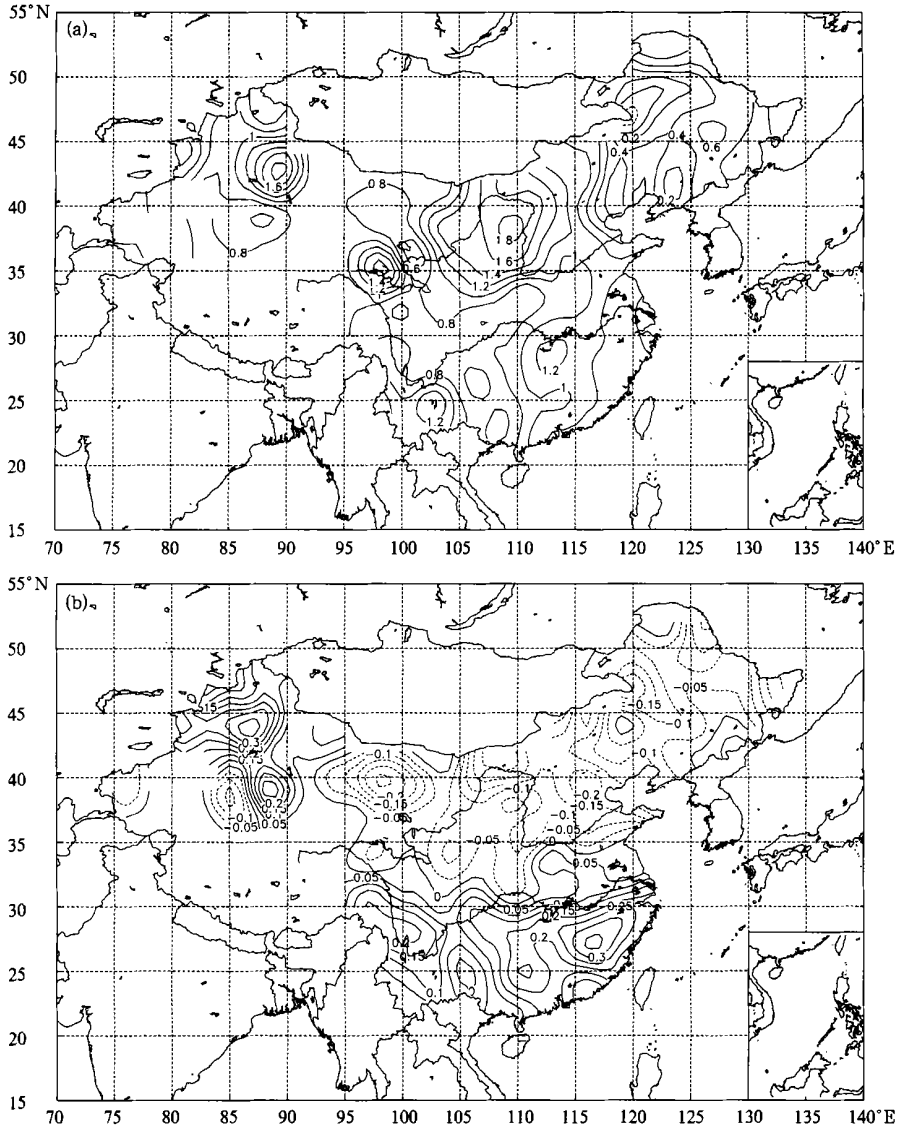


图 1 1998~2002 年平均温度和降水相对于 30 a 气候场(1971~2000 年)的距平
(a. 冬季平均温度距平(单位:°C), b. 夏季平均降水距平百分率(单位:100%))

Fig. 1 5 years mean temperature and precipitation anomalies from climatology(1971~2000)
(a. temperature departure in winter (unit:°C), b. precipitation departure percentage in summer (unit:100%))

① 张强, 高歌, 叶殿秀. 2002 年我国气温变化特点. 气候变化通讯, 2003, 2(3): 10~11

及中国各区平均降水的模拟能力,并对模拟结果进行检验,找出系统性误差及其可能成因,便于模式的进一步改进。

2 区域气候模式及试验方案

模拟使用了国家气候中心的区域气候模式(NCC/RegCM),该模式是在NCAR/RegCM 2(1996年版本)的基础上,通过改进和发展物理过程参数化方案而形成的,包含了更多的方案选择,该模式在模拟东亚地区气候方面更具优势^[10,11]。在本研究中模式水平分辨率为60 km,南北方向格点数为79,东西方向格点数为151,区域中心位于 37°N , 110°E ,模拟区域(图略)覆盖了包括青藏高原在内的整个中国大陆及周边地区,模式对东亚地区的海岸线、岛屿、山脉等都有较细致的描述;模式垂直方向非均匀地分为16层,顶层气压50 hPa,采用的是Holtslag等^[12]1990年发展的非局地行星边界层参数化方案;辐射过程采用的是CCM3的辐射方案^[13],该方案在原CCM2辐射计算方案的基础上增加了其他温室气体(NO_2 , CH_4 , CFC_s)、大气硫化物及云冰的影响。积云对流参数化方案采用Betts-Miller方案^[14,15],该方案是在有大尺度辐射和平流过程的条件下,将大气的温湿结构向一个基于观测事实的准平衡热力结构参考调整,已有研究表明,该方案在对降水的出现时段、雨带移动及强降水等方面的模拟具有一定优势^[16]。非对流性降水采用的是隐式水汽方案。陆面过程采用改进的陆面模式LPM2^[17,19],该模式是在BATS的基础上,通过对模式垂直结构、物理量计算等方面进行改进而成的,模式包括6层土壤、3层积雪和1层植被。模式侧边界采用指数张驰时变边界,边界缓冲区选为5圈。模式的时间积分方案采用Madala^[20]提出的显式分离技术,这样可以大大减少积分时间。初始、边界条件由NCAR/NCEP再分析资料提供,侧边界每12 h输入一次,海温资料来源于美国海洋大气局(NOAA)的OI.v2海温资料,每周更新一次。积分时间步长为3 min,积分时间为1997年12月1日~2002年12月31日,1998年1月~2002年12月共5 a的模拟结果被用于分析。

3 模拟结果的检验

3.1 模式检验资料

本文在已有研究的基础上,对模式进行了调试和改进,使其能连续、稳定地进行5 a气候积分,文

中选用同时期的NCEP再分析资料与模拟场做比较,主要包括压、温、湿、风场等物理量,由于模式资料与检验资料水平分辨率不同,前者为兰勃托投影的网格点,后者为均匀网格点,为了便于比较,将再分析资料用双线性方法内插到相应的模式区域网格点上。用于检验的温度及降水资料为中国台站实测资料。

3.2 模式对东亚平均环流的模拟

为了系统地检验模式对多年平均场的模拟能力,下面分别对模拟结果中的几个基本要素的月、季气候特征进行比较检验,在以下的分析中,如无特殊说明,所有结果均为模拟期的5 a平均。

3.2.1 位势高度场的模拟

从模拟的各标准等压面位势高度场的季节平均场来看,模式能够较好地模拟出大尺度环流分布形势及重要天气系统的基本位置、强度变化及其季节转换特征。从冬季1000 hPa平均位势高度场的模拟场和再分析场(图略)可见,模式较好地模拟出了冬季大陆的冷高压,高压中心位于 45°N 附近,中心最大值为260 gpm,同时在阿留申群岛附近存在一个较深厚的低压,均与再分析场一致,模拟场与再分析场的空间相关系数可高达0.916。冬季500 hPa高度场上(图2),东亚大槽及槽后青藏高原以北的暖性高压脊的位置及强度也接近于实况,东亚大陆基本处于槽后脊前的西北气流控制之下,等高线密集,副热带高压稳定地位于 20°N 以南,模拟结果很好地再现了冬季东亚基本环流,与再分析场的相关系数为0.994。夏季500 hPa位势高度场发生了较大的变化,等高线稀疏,东亚大槽减弱消失,西北气流趋于平直,副热带高压加强北上,5880 gpm线的位置也与再分析场基本一致,模拟的副热带高压脊线位于 28°N 附近,比再分析场略偏北,模拟场与再分析场的相关系数为0.974,比冬季值略低。从模拟偏差图上可见,最大模拟偏差为20 gpm,这对于长达5 a积分的平均模拟结果来讲,误差范围不算大。正偏差出现在东部海区,中心位于日本海、朝鲜半岛一带,大陆地区为负偏差,负偏差中心出现在青藏高原西部,而且这种偏差分布存在于东亚地区夏季对流层下部各层(图略),属系统性误差。

西太平洋副热带高压(副高)是亚洲季风系统的重要成员之一,也是影响中国降水时空分布的重要系统,能否正确描写副高的强弱及南、北移动,直接影响到模式对中国夏季降水的模拟。图3是5 a平

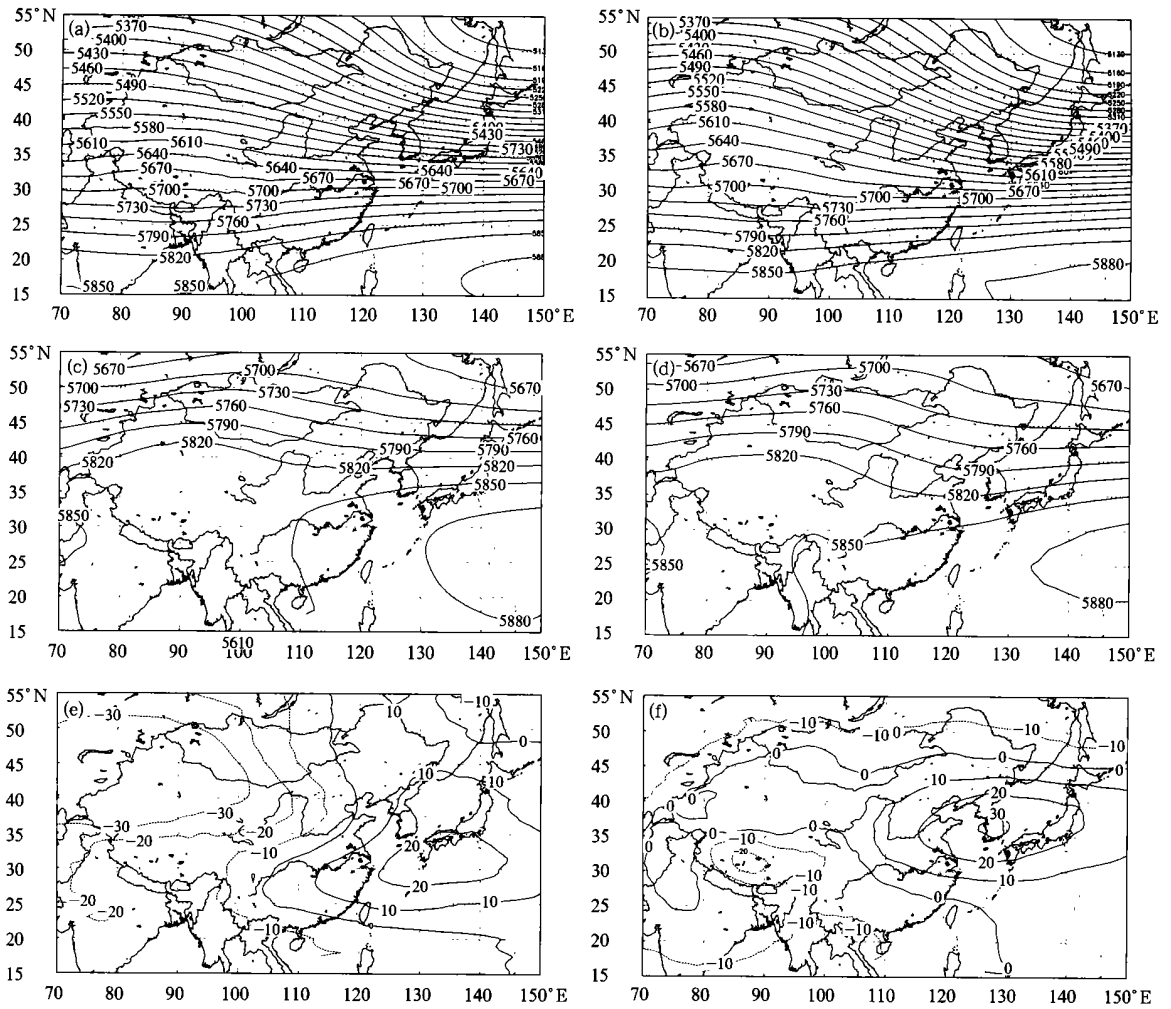


图2 500 hPa 年平均位势高度场(单位: gpm)

(a. 冬季模拟场, b. 冬季再分析场, c. 夏季模拟场, d. 夏季再分析场, e. 冬季偏差场, f. 夏季偏差场)

Fig. 2 Mean geopotential height field at 500 hPa (units: gpm)

(a. winter simulation, b. winter reanalysis, c. summer simulation,

d. summer reanalysis, e. winter simulation bias, f. summer simulation bias)

均的 500 hPa 位势高度沿 126°E 的时间纬度剖面图, 5840 gpm 线可以大致代表副高主体的位置。由图可以更清楚地看出模拟场中西太平洋副高的季节性变化特征, 5 月第 2 候以前, 副高比较稳定地位于华南南部, 5 月第 4 候第 1 次北跳, 在华南北部有短时间的稳定期, 对应华南前汛期, 到 6 月第 2 候副高第 2 次北跳, 越过 27°N, 相对稳定地维持在长江流域, 第 3 次北跳时间出现在 7 月第 4 候, 副高进一步加强北抬至黄河流域和华北地区, 而后在 8 月第 3 候迅速南撤。与再分析场相比较, 副高的第 1、2 次北跳时间与实况基本一致, 但第 2 次北跳后稳定期平均位置偏北约 3~5 个纬度, 最北可到达黄河流域, 而且维持时间略长, 造成第 3 次北跳时间比实况

晚 1 候左右, 这就意味着这一时期模拟的雨带将长时间的维持在黄河流域, 造成较大的降水。第 3 次北跳后最北位置到达 42°N, 而这几年的平均实况中(图 3b), 副高主体最北位置只到 39°N, 因此模拟的位置偏北约 3 个纬度。副高南撤时间(8 月第 3 候)与再分析场基本一致, 但与实况比略为缓慢。可见, 模式对西太平洋副高季节性北跳的特征基本都模拟出来了, 但副高位置普遍偏北, 这在一定程度上导致了降水模拟的误差, 尤其是北方降水的偏差。

3. 2. 2 温度和湿度场的模拟

模式对温度场模拟相对较好, 夏季平均 500 hPa 温度模拟场上(图略), 由于夏季大陆为一热源, 海洋相对较冷, 因此海岸线以东等温线为一浅的冷

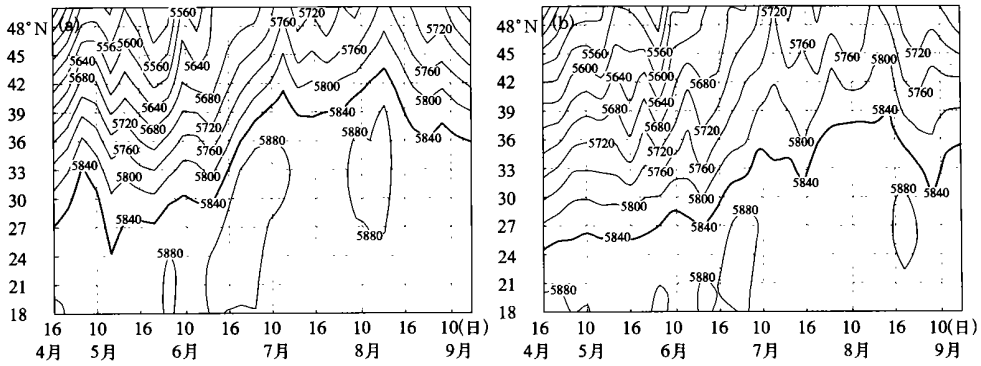


图3 1998年5~9月500 hPa位势高度场沿126°E的时间-纬度剖面图(单位:gpm)
(a. 模拟场, b. NCEP再分析场)

Fig. 3 Time-latitude section of 500 hPa geopotential height field along 126°E(unit: gpm)
(a. simulation, b. NCEP reanalysis)

槽,而中国大陆为一暖脊,暖中心位于青藏高原西部30°N,90°E附近,与再分析场基本一致,从偏差图上可见,模拟值在中国大陆一带偏暖,正偏差中心位于西北地区,青藏高原的暖中心值也偏高2~3K。从各层温度场偏差可以发现(图略),在夏季对流层低层,温度偏差在陆地上大多为正,海洋上大多为负,这与上述位势高度场的偏差是吻合的。

模式也比较成功地模拟了东亚地区比湿的平均气候分布状况,图4是500 hPa年平均比湿场,可见比湿分布基本上与纬圈平行,湿度由高纬向低纬增加,模拟偏差也较小,各季节的模拟图也准确体现了中国干、湿带的四季变化特征。

表1给出了各季节标准等压面上温度、湿度

在模拟区域内的平均偏差,可以看出,在整个模拟区域温度偏差在整个对流层几乎都是偏暖的,平均误差小于3K,各层相比,误差在上、下边界比中间各层略大,夏季的偏差略大于其他各季。而湿度的模拟在700 hPa以下略偏湿(夏季除外),而在700 hPa以上略偏干,平均误差为±0.5 g/kg。也就是说,模拟偏差在对流层低层基本上趋于暖湿,在700 hPa这种暖、湿的偏差更加明显,这与Song等^[21]的模拟偏差一致,但Wang等^[22]发现在对流层低层的温、湿模拟偏差趋于冷干,其原因还需进一步探讨。

从上述结果可见,模式对压、温、湿场的模拟比较成功,基本上可以再现大气温度、湿度的季节变化及主要气候特征,较明显的系统性误差是位势高度

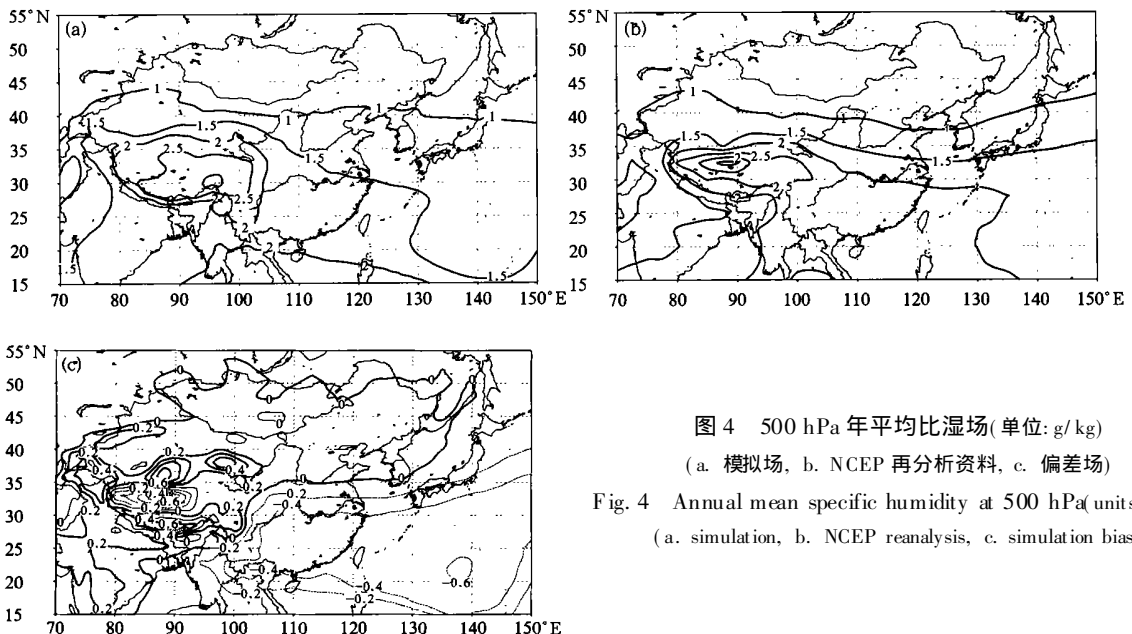


图4 500 hPa年平均比湿场(单位:g/kg)

(a. 模拟场, b. NCEP再分析资料, c. 偏差场)

Fig. 4 Annual mean specific humidity at 500 hPa(units: g/kg)
(a. simulation, b. NCEP reanalysis, c. simulation bias)

表 1 模拟区域各标准等压面上温度、湿度与再分析场的平均偏差值(单位: K(温度), g/kg(湿度))

Table 1 Regional mean differences between simulation and reanalysis of temp and humidity at pressure levels (unit: K(temp), g/kg(humidity))

高度(hPa)	春	夏	秋	冬	年平均
1000	2.14/0.46	1.56/-0.35	1.27/-0.04	0.88/0.01	1.41/0.02
850	1.05/0.17	1.37/-0.26	0.85/0.20	0.07/0.04	0.77/0.02
700	0.67/0.12	0.73/0.16	0.34/0.29	-0.07/0.14	0.37/0.11
500	0.85/-0.02	0.78/-0.31	0.74/-0.12	0.09/0.01	0.57/-0.11
400	0.91/-0.01	0.62/-0.10	0.75/-0.05	0.35/-0.01	0.63/-0.04
300	1.31/-0.05	0.56/-0.11	0.69/-0.08	1.01/-0.03	0.90/-0.07
250	1.85	0.65	0.93	1.24	1.18
200	1.08	0.63	0.37	0.50	0.43
150	1.07	2.23	1.66	1.16	1.53
100	1.01	2.66	1.47	0.62	1.39
70	-0.13	-2.22	-2.76	-1.18	-1.45

注: 上表中从 300 hPa 以上只给出温度偏差, 300 hPa 以下层次斜杠 / 前后为温度偏差和湿度偏差, 便于比较对流层中、低层温、湿配置。

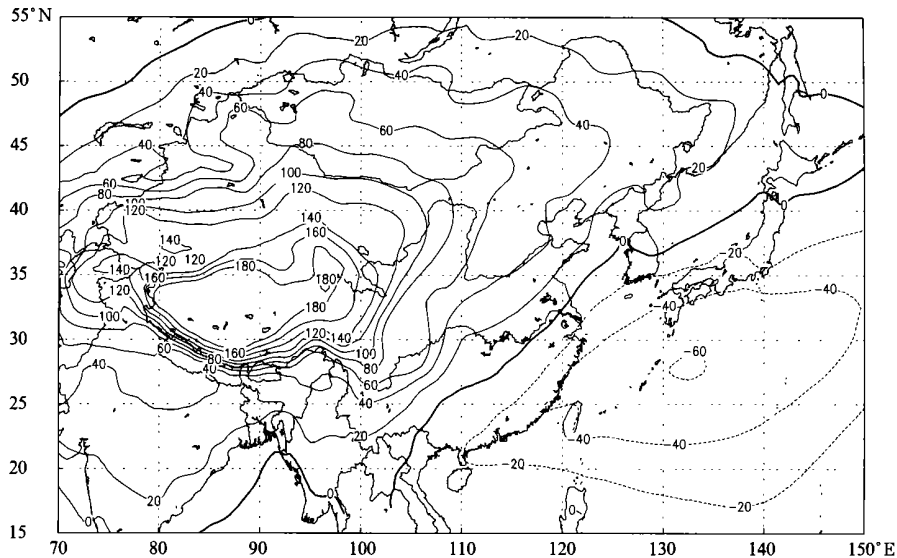


图 5 夏季 500—1000 hPa 厚度的平均模拟偏差分布(单位: gpm)

Fig. 5 Mean differences of 500~1000 hPa thickness between simulation and reanalysis in summer(units: gpm)

场和温度场偏差存在海、陆区域的差异。为了进一步探讨这种模拟误差, 这里给出了 500~1000 hPa 厚度场的偏差图(图 5), 对流层中、下部厚度的模拟偏差在整个陆地为正, 中心位于青藏高原西部, 而负值中心位于模拟区域的整个海区, 零线基本与海岸线平行, 从而位势高度场的模拟偏差(图 2)是与上述温度偏差引起的热力差异相对应的。为了更清楚地反映出海、陆热力状况差异, 文中分别计算了各等压面上陆地和海洋区域的温度偏差, 从温度偏差的垂直廓线(图略)也可进一步证实, 在整个对流层, 陆地上空均偏暖, 而海洋上空偏冷, 而且陆地上空的正偏差更为显著, 因而使得夏季海、陆温差更为显

著。由于温度场的这种系统性误差, 使海陆温差在模拟中更加显著, 因而作为一种热力响应, 东亚夏季季风会更强, 从而导致模拟的雨带将更偏北。

在 Liu^[9] 的模拟中也发现类似的系统性误差, 但在其结果中海、陆相反的温度偏差在对流层中、上层趋于一致, 但在本文的研究中这种偏差的差异一直持续到 200 hPa, 造成这种系统性误差的原因是否与模式中下垫面或陆面方案的选取有关, 还有待进一步研究。

3.2.3 风场的模拟

图 6 分别是 850 hPa 冬、夏季平均风场, 可以看出冬季流场的模拟与再分析场基本相近, 中高纬度

为一致的西西北气流,西伯利亚、东北到日本海一带的西北风速达到 8 m/s , 模拟区的风向、风速都与再分析场吻合, 模拟误差较小。模式也模拟出了夏季低层环流的基本形势, 虽然受模拟区域所限, 模拟结果不能够反映整个亚洲夏季风系统的演变, 但可明显看出东亚流场的季节变化, 从 15°N 附近可以看到赤道附近的几支气流在 $110\sim 120^\circ \text{E}$ 汇合, 形成一支强季风气流沿副压西边缘北上。从再分析场(图 6d)可见, 1998~2002 年夏季平均来讲, 夏季风相对较弱, 强低空季风气流从长江流域伸向日本, 黄河流域及以北地区夏季风较弱, 尽管图中西南气流最北也可达 40°N 以北, 但风速较小。相比之下, 模拟场中(图 6c)的西南气流偏强, 尤其是 $35\sim 40^\circ \text{N}$, $110\sim 120^\circ \text{E}$ 附近西南风明显偏强, 强季风气流可以穿越黄河流域到达华北北部, 这与前面所述, 由于模拟的海、陆温差偏强导致夏季风偏强的推断相吻合。从 850 hPa 风场的时间-纬度剖面(图 7)上可更清楚地看出, 模拟场中 4 月份位于江淮流域地区的西风区(图 7a 中 $21\sim 27^\circ \text{N}$) 比再分析场偏弱(7b); 而 6 月下旬至 8 月 $35\sim 40^\circ \text{N}$ 处的强西风区在再分析场中并不存在, 这更清楚地说明了模拟的夏季风偏强偏北, 过早到达华北地区。而低层流场决定着夏季

中国整个大陆的水汽输送情况及降水分布, 结合 850 hPa 的水汽输送图(图略) 可明显看出影响中国夏季降水的两个主要水汽输送带分别来自南海和孟加拉湾地区, 在低纬汇合后沿副高外围向中、高纬地区输送, 几个大的水汽带(如青藏高原以东、南海及日本海附近) 与再分析场对应, 但模拟的水汽输送偏强偏北, 华北地区附近的水汽比实况大将近 1 倍, 这将大大地影响华北地区降水模拟的误差, 可见前面所述温度模拟中的系统性误差对整体模拟性能的影响是明显的。

东亚季风的一个显著特点是近地面层冬、夏季风的风向变化, 区域模式基本上描述了这一气候特点。为了进一步检验模式对低层风场季节变化的模拟情况, 我们将模拟区域分为 8 个主要气候区进行详细讨论, 具体分区如下: a 区: 东北区($40\sim 50^\circ \text{N}$, $120\sim 130^\circ \text{E}$); b 区: 华北区($35\sim 40^\circ \text{N}$, $110\sim 120^\circ \text{E}$); c 区: 华东区($27\sim 35^\circ \text{N}$, $110\sim 120^\circ \text{E}$), 主要指长江中下游地区; d 区: 华南区($22\sim 27^\circ \text{N}$, $110\sim 120^\circ \text{E}$); e 区: 西南区($25\sim 35^\circ \text{N}$, $100\sim 110^\circ \text{E}$); f 区: 西北区($37\sim 42^\circ \text{N}$, $90\sim 110^\circ \text{E}$); g 区: 高原区($30\sim 35^\circ \text{N}$, $90\sim 100^\circ \text{E}$), 主要指高原东部地区; h 区: 中国近海海区($20\sim 30^\circ \text{N}$, $120\sim 130^\circ \text{E}$)。从各区平均风向、

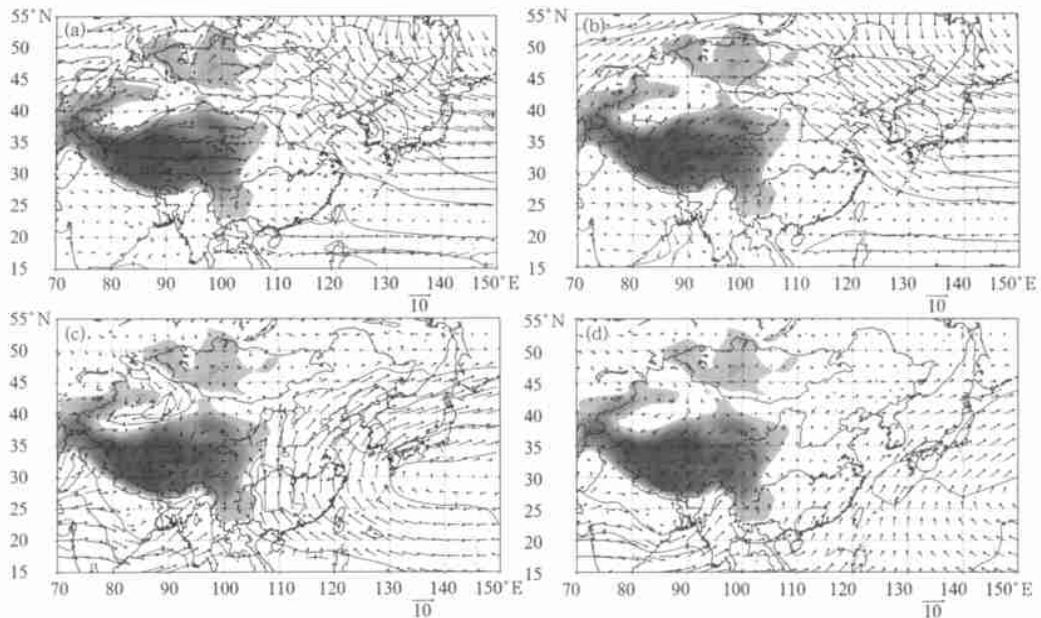


图 6 850 hPa 平均风场

(a. 冬季模拟场, b. 冬季再分析场, c. 夏季模拟场, d. 夏季再分析场;
等值线为等风速线, 单位: m/s ; 阴影区为青藏高原地形)

Fig. 6 Mean wind at 850 hPa

(a. winter simulation, b. winter reanalysis, c. summer simulation, d. summer reanalysis; shaded denotes Tibetan plateau, contour lines for wind speed, units: m/s)

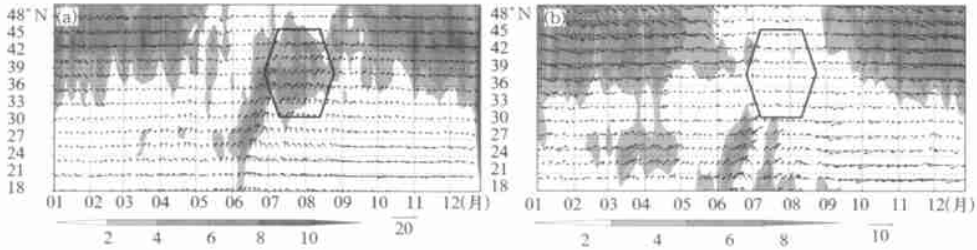


图 7 850 hPa 平均风场沿 126° E 的时间-纬度剖面(阴影区 $U \geq 2$ m/s)

(a. 模拟场, b. NCEP 再分析场)

Fig. 7 Time-latitude section of 850 hPa wind along 126° E (shaded area for $U \geq 2$ m/s)

(a. simulation, b. NCEP reanalysis)

风速的逐候演变情况来看(图略), 模拟场与再分析场比较一致, 模拟出了各区随着季节的风向转变, 如华北地区从 6 月中旬开始风向由冬季的西北风稳定地转为西南风, 在 9 月下旬风向迅速发生转变, 之后维持稳定的冬季风, 其他各区的冬、夏季风转换时间也与再分析场一致, 只有高原东部略差一些。风速场中除夏季外其他季节都与再分析场吻合, 但可注意到夏季 6~8 月在前 5 个区域的风速值都偏大。

模式对其他各层最大风速中心的位置、强度都模拟得较好, 而且较好地反映了风场季节变化特征。如图 8 中 200 hPa 流场中, 冬季的高空急流位于

32°N 附近, 最大风速 68 m/s, 与再分析场非常接近, 夏季南亚高压的主体位于青藏高原上空, 受副高影响, 30°N 附近为风向转折点, 高纬地区为西风, 低纬地区盛行东风, 模式基本上反映了对流层上层环流的基本特征。

3. 2. 4 地面气温的模拟

地面气温是一个重要的气候参数, 冬季中国大陆温度梯度很大, 南部月平均温度可达 15 °C, 而中国最北方地区平均温度可低至 -20 °C, 除青藏高原外, 等温线基本与纬圈平行。夏季中国南、北方气温相差较小, 除青藏高原外, 中国大陆的其他地区平均

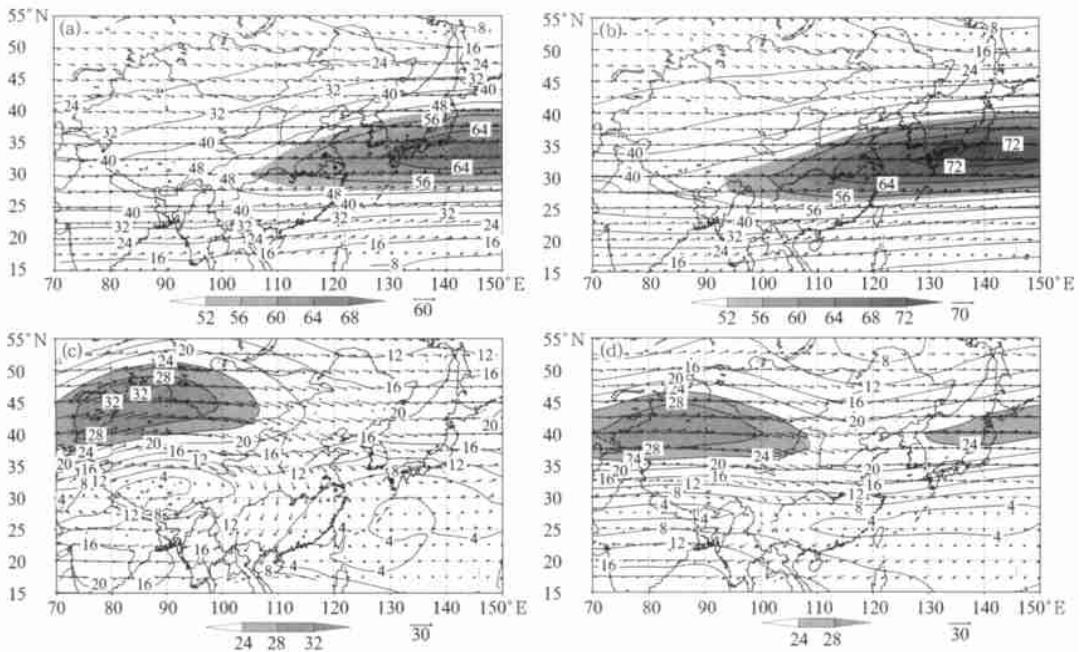


图 8 200 hPa 平均风场

(a. 冬季模拟场, b. 冬季再分析场, c. 夏季模拟场, d. 夏季再分析场; 等值线为等风速线, 单位: m/s)

Fig. 8 Mean wind at 200 hPa

(a. winter simulation, b. winter reanalysis, c. summer simulation, d. summer reanalysis;

contour lines for wind speed, units: m/s)

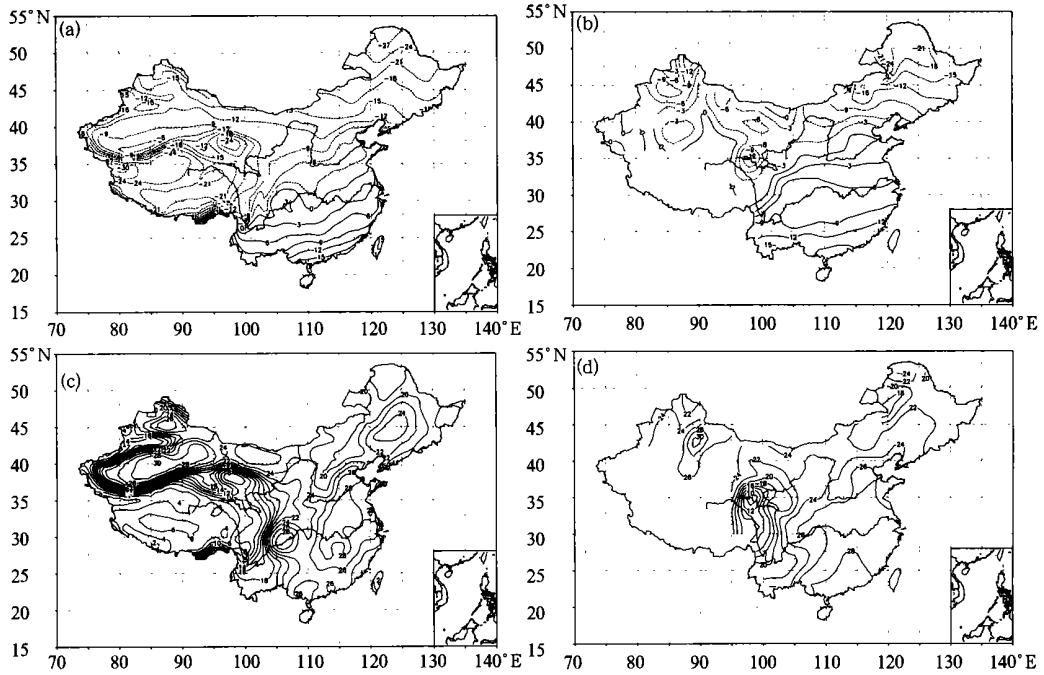


图 9 中国平均地面气温

(a. 冬季模拟场, b. 冬季实测场, c. 夏季模拟场, d. 夏季实测场; 单位: °C)

Fig. 9 Mean ground air temperature in China

(a. winter simulation, b. winter observation, c. summer simulation, d. summer observation; units: °C)

表 2 模式模拟的地面气温与实况距平的空间相关系数

Table 2 Spatial correlation of simulated air temperature and observation departure

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
相关系数	0.448	0.434	0.487	0.398	0.387	0.311	0.355	0.386	0.350	0.371	0.395	0.498	0.402

温度均在 15 °C 以上, 模式成功地模拟了中国地面气温的季节特征。由图 9 可见, 冬季气温的模拟与实况非常一致, 模拟出了中国冬季平均气温随纬度的阶梯分布, 前面已指出 1998~2002 年冬季中国大陆平均温度明显偏暖, 模拟结果意味着模式对这 5 a 冬季气温一致增暖的特征模拟比较成功。夏季的模拟图中也反映出了中国几个主要的高温区。

为了进一步考察模拟场和实况空间分布形态的相似程度, 计算了两个场之间的空间相关系数, 空间相关系数的计算采用以下公式^[23]

$$R_{RCM} = \frac{\sum_{i=1}^N W_i (P_{oi} - P_o)(P_{mi} - P_m)}{\sum_{i=1}^N W_i}$$

$$R_{RCM} = \frac{\sum_{i=1}^N W_i (P_{oi} - P_o)^2 \sum_{i=1}^N W_i (P_{mi} - P_m)^2}{\left[\frac{\sum_{i=1}^N W_i}{\sum_{i=1}^N W_i} \right]^{1/2}} \quad (1)$$

式中 P_o, P_m 分别是观测和模拟要素场的时间平均, 上划线表示区域平均值, N 为区域总格点数, W 表示与纬度有关的权重值。

计算时上式中的 P_o, P_m 分别取模拟场和观测场相对于 30 a (1971~2000 年) 实测气候场的距平, 表 2 给出了 5 a 平均的中国区域地面气温的模拟场与再分析场之间的距平相关系数, 平均相关系数为 0.402, 冬季的相关略大于其他季节。对比中国各主要气候区域地面气温的模拟情况也可发现(图略), 模式对各区域地面温度模拟非常成功, 平均误差及区域差异很小。

3. 2. 3 中国降水的模拟

图 10 给出了中国冬、夏季平均降水量的分布, 可见, 中国冬季主要雨带分布模拟比较成功, 中国冬季雨带中心位于广东、江西、福建、浙江一带, 与实况接近, 模拟的雨量略偏大。夏季华南、长江流域等地的雨量与实况接近, 但华北降水明显偏多。另外, 从图中还可看到, 受地形影响, 模拟的降水在大地形附

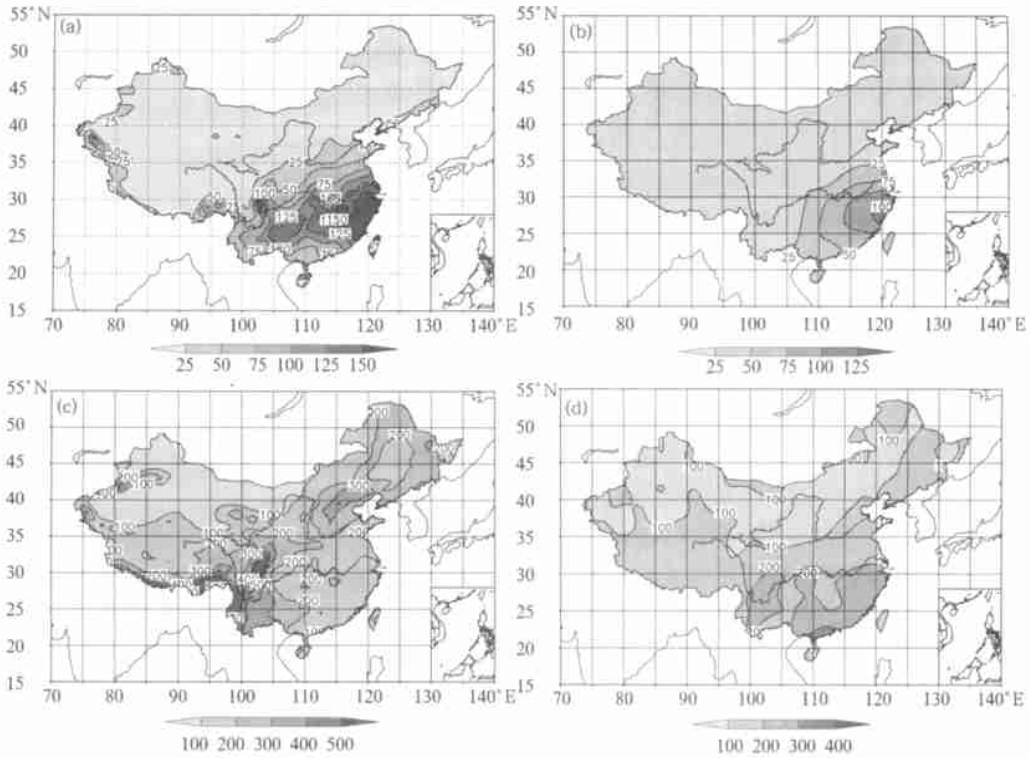


图 10 中国平均降水场

(a. 冬季模拟场, b. 冬季实测场, c. 夏季模拟场, d. 夏季实测场; 单位: mm)

Fig. 10 Mean precipitation in China

(a. winter simulation, b. winter observation, c. summer simulation, d. summer observation; unit: mm)

近出现了较大的虚假降水, 这种虚假降水在夏季更为明显。因此在以后的试验中要采用地形扣除法以及重力波拖曳的地形参数化方案, 以减少由于地形影响导致的虚假降水。

受季风影响, 中国东部的降水分布有明显的季节性南北进退特征, 在模拟场中, 这种特征能否在一

定程度上揭示出来模式的性能。从东部降水的时间-纬度剖面图(图 11)可见, 5 月份以前, 雨带主要位于中国南部(27°N), 最大降水量达 300 mm, 这一稳定时期的时间与实况吻合, 但雨带中心位置偏北 1~2 个纬度, 降水量略偏大。5 月初雨带第 1 次北跳, 雨量也逐渐增大, 6 月份达到最大, 中心最大值

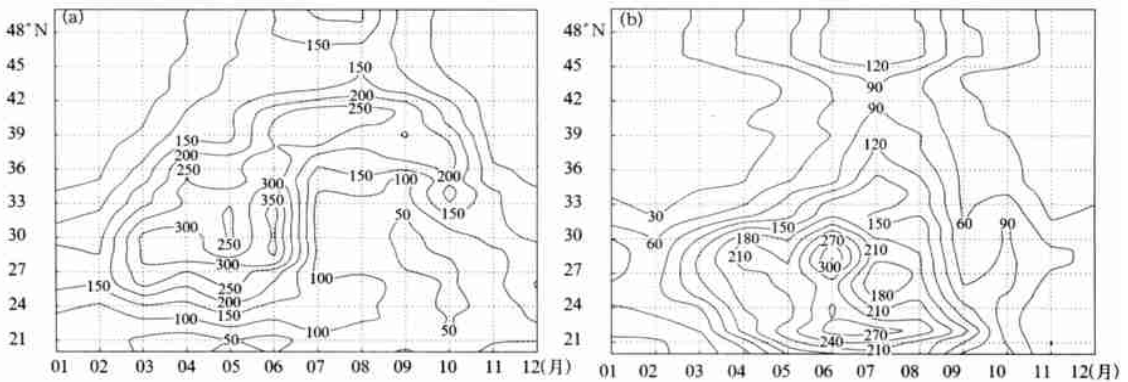


图 11 中国月平均降水的时间-纬度剖面

(a. 模拟场, b. 实测场; 单位: mm)

Fig. 11 Time-latitude section of mean precipitation

(a. simulation, b. observation; units: mm)

360 mm, 位于 30°N 附近, 模拟的中心位置和雨量与实况接近, 这一稳定时期对应江淮梅雨期。7月初, 雨带继续北移, 降水主要位于黄河流域及华北地区, 最北可达 42°N , 9月底至10月, 雨带迅速南撤, 雨带重新回至中国南方地区, 模式较好地揭示了中国东部雨带的季节性进退特征, 各阶段雨带的位置与实况接近。不足的是, 与实测值的平均状况相比, 模拟的雨带普遍偏北 2~3 个纬度, 且雨带北跳至华北地区后, 维持时间比实况偏长, 降水量偏大。

对不同气候区域降水的多年模拟值与实况进行比较, 可以看出(图 12, 近海海区没有台站资料, 因此用 GPCP 代之), 各主要气候区内模拟值和观测值的时间演变是一致的。其中模式对西北、长江中下游、华南、青藏高原东部等地降水季节变化的模拟还是不错的, 但对华南地区及近海海区降水(近海海区降水的实况值用的是 GPCP 月平均降水资料)的模拟值偏小, 对东北、华北等干旱少雨区的降水模拟值又普遍偏大。

总的来说, 区域模式可以较好地模拟出雨带的季节变化及主要降水中心, 只是降水量偏大且部分雨带位置向北偏移。本文的试验没有很好地模拟出

多年夏季平均中北旱南涝的降水分布特点, 北方降水没有出现明显偏少, 由此可见, 区域模式对于准确模拟近年来中国区域尺度降水的气候分布特征还有一定的难度。但可以肯定, 模式对于夏季对流层中、低层海洋上空气温模拟偏低, 而陆地上空气温模拟偏高, 从而导致更为显著的海、陆温度差异, 这种热力差异使得东亚夏季风偏强, 这种系统性误差引起的温度差异也导致了整个天气和环流系统位置和强度的偏差, 如西太平洋副高位置偏北、强度偏强、低层西南气流及水汽输送偏强偏北, 因而这一系统性误差是导致华北降水模拟值偏大的主要原因。

需要指出的是, 除由于夏季风偏强导致降水偏差外, 前面提到了模式模拟的降水在几个高地形的背风坡处产生了较大的虚假降水, 也是部分区域降水如华北等地模拟值在个别月份与观测值之间有较大误差的原因之一, 这种与地形有关的系统误差在其他的研究中也有类似结果^[24, 25], 因此, 进一步说明了改进模式中地形作用的必要性。当然影响降水模拟的因子有许多, 如降水对积云对流及边界层等各种参数化方案也很敏感, 尤其是积云对流参数化对区域气候中降水的模拟非常重要, 积云可通过感

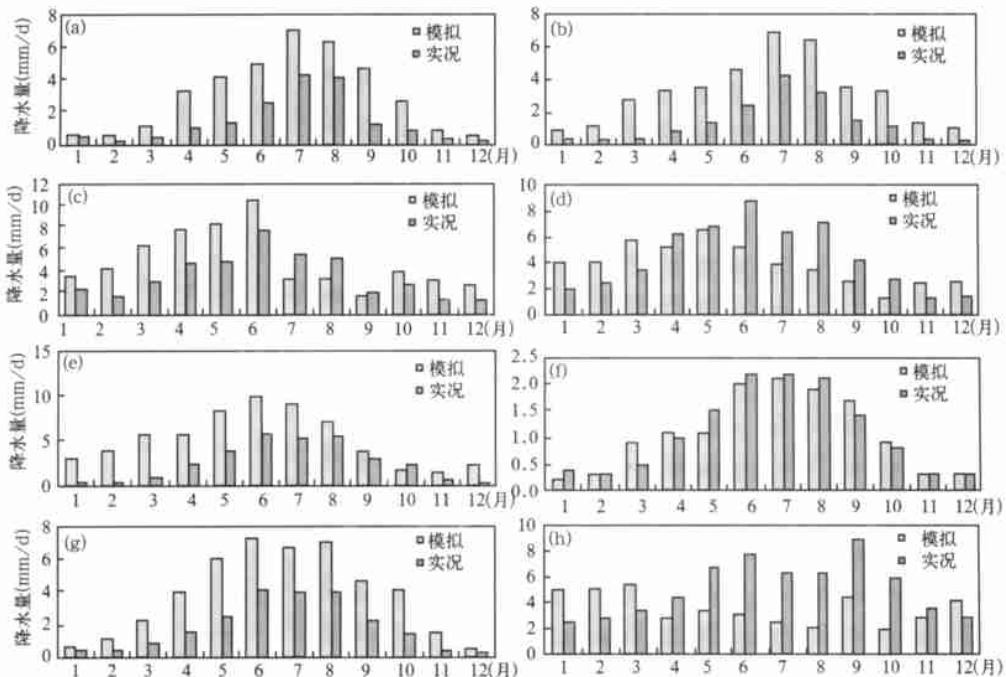


图 12 中国各主要气候区降水模拟与实况比较

(a. 东北区, b. 华北区, c. 长江中下游地区, d. 华南区, e. 西南区, f. 西北区, g. 高原东区, h. 近海海区)

Fig. 12 Precipitation of simulation and observation in sub-regions

(a. Northeast China, b. North China, c. Mid³/lower Yangtze River basins, d. South China, e. Southwest China, f. Northeast China, g. East of Tibetan Plateau, h. Adjacent margin seas)

热、潜热和动量输送等反馈作用影响大尺度环流,进而影响降水强度及分布。此外,降水模拟还受到地表过程、大尺度驱动场等多方面的影响,所以要取得更好的模拟效果,还有待于对其他一些重要因子进行试验研究。

4 结论与讨论

本文对区域气候模式(NCC/RegCM)连续5 a积分后所得多年平均的模式气候场进行了较为系统的检验,比较了模式气候场中各主要物理量的模拟偏差,通过对比分析,得到以下主要结论:

(1) 区域气候模式能够较好地模拟东亚平均环流及中国区域气候系统的季节性变化特征,对季风环流系统的季节演变也有较好描述,模式对中国主要降水带的季节性进退也有一定的揭示。总的来说,该模式对中国区域气候有一定的模拟能力,可用于研究中国区域气候变化及相关研究。

(2) 模式对几个基本物理量场的模拟总体来说比较成功,模式气候场的时空变化特征与同时期的NCEP再分析场较为吻合,成功揭示了西太平洋副高的位置及强弱的时间演变,对副高几次北跳、南撤时间的模拟接近实况,不足之处是模拟的副高偏强,位置偏北约3~5纬度。温度和湿度的空间平均模拟偏差相对较小,且中间各层模拟效果好于上、下边界层。模式对各层流场的主要特征也有较好的体现,模拟出了各主要气候区风向、风速随季节的演变,不足的是模拟的低层夏季风偏强。

(3) 模式对中国东部地面气温的模拟接近实况,冬季模拟情况好于其他季节,说明模式能够反映出近5 a中国冬季平均气温一致增暖的气候特征。对中国各主要气候区域降水的季节变化及东部雨带的季节性南北进退特征也有较好的体现,不足的是模拟的最大雨带中心位置普遍偏北约3个纬度,导致华北地区降水量偏大,没能反映出这5 a中国降水呈明显南涝北旱的气候分布特征。

(4) 分析发现,在夏季对流层中、低层,温度场的模拟偏差大多在海洋上偏小而在陆地上偏大,由于温度场的这种系统性误差,使夏季海、陆温差在模拟中更加显著,而这种差异导致的热力响应正是夏季西太平洋副高偏强、偏北,夏季风偏强的主要原因,由此也导致了我国夏季平均雨带分布的模拟偏差。因此,今后的工作中如能减小或消除这一系统误差,将大大提高该模式在东亚地区的模拟性能。

可见,模式对近年来东亚环流的气候平均状态有一定的模拟能力,但对于区域降水的模拟还需作进一步的改进和完善。另外,由于计算条件所限,我们选取的模拟区域范围还偏小,不能对整个亚洲季风系统进行考察,积分时间对气候态的研究来讲也不够长。同时,有必要进行多方案比较,寻求适合东亚或中国的最佳模式方案,使其不仅能够模拟出平均气候特征,更要有效提高模式对环流及区域降水的年际变化特征的模拟能力。

致谢: 在模式的获取及模拟研究过程中,得到了胡国权、史学丽、刘艳等几位博士的大力帮助,谨在此表示感谢!

参考文献

- 1 丁一汇, 钱永甫, 颜宏等. 高分辨率区域气候模式的改进及其在东亚持续性暴雨事件模拟中的应用. 见: 国家“九五”重中之重项目执行专家组编. 短期气候预测业务动力模式的研制. 北京: 气象出版社, 2000. 217~ 231
- 2 赵宗慈, 罗勇. 20世纪90年代区域气候模拟研究进展. 气象学报, 1998, 56(2): 225~ 246
- 3 钱永甫, 王谦谦, 刘华强. 中国区域气候变化的模拟和问题. 高原气象, 1999, 18(3): 341~ 349
- 4 Giorgi F, Arinucci M, Bates G T. Development of a second-generation regional climate model(RegCM2), Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. Mon Wea Rev, 1993, 121: 2794~ 2813
- 5 Giorgi F, Arinucci M, Bates G T. Development of a second-generation regional climate model(RegCM2), Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. Mon Wea Rev, 1993, 121: 2814~ 2832
- 6 Dickinson R E, Errico R M, Giorgi F, et al. A regional climate model for the western United State. Clim Change, 1989, 15: 383~ 422
- 7 Giorgi F, Mearns L O, Shields C, et al. A regional model study of the importance of local versus remote control of the 1988 drought and the 1993 flood over the central United States. J Climate, 1996, 9: 1150~ 1162
- 8 Lee Dong-Kyou, Suh Myoung-Seok. Ten-year east Asian summer monsoon simulation using a regional climate model(RegCM2). J Geophys Res, 2000, 105(D24): 29565~ 29577
- 9 Liu Y, Avissar R, Giorgi F. Simulation with the regional climate model RegCM2 of extremely anomalous precipitation during the 1991 east Asian flood: An evaluation study. J Geophys Res, 1996, 101: 26199~ 26215

- 10 Liu Yiming, Ding Yihui. Simulation of heavy rainfall in the summer of 1998 over China with regional climate model. *Acta Meteor Sinica*, 2002, 16(3): 348~ 362
- 11 史学丽, 丁一汇, 刘一鸣. 区域气候模式对中国东部夏季气候的模拟试验. *气候与环境研究*, 2001, 6(2): 249~ 254
- 12 Holtslag A A M, de Bruijn E I F, Pan H L. A high resolution of a resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Mon Wea Rev*, 1990, 118: 1561~ 1575
- 13 Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. Description of the NCAR Community Climate Model(CCM3). NCAR Tech. Note, 1996, NCAR/TN-420 + STR, 152pp
- 14 Betts A K. A new convective adjustment scheme, Part I: Observational and theoretical basis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1986, 112: 677~ 691
- 15 Betts A K. A new convective adjustment scheme, Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1986, 112: 693~ 709
- 16 潘劲松, 翟国庆, 高坤. 区域气候模拟中多种对流参数化方案的比较研究. *大气科学*, 2002, 26(2): 206~ 220
- 17 张晶, 丁一汇. 一个改进的陆面过程模式及其模拟试验研究第一部分: 陆面过程模式及其“独立(off-line)”模拟试验和模式性能分析. *气象学报*, 1998, 56(1): 1~ 19
- 18 丁一汇, 张晶, 赵宗慈. 一个改进的陆面过程模式及其模拟试验研究第二部分: 陆面过程模式与区域气候模式的耦合模拟试验. *气象学报*, 1998, 56(3): 385~ 400
- 19 史学丽. 一个改进的陆面过程模式及其与区域气候模式的耦合试验: [学位论文]. 北京: 中国气象科学研究院与南京气象学院, 2000. 173pp
- 20 Madala R V. Efficient time integration schemes for atmosphere and ocean models. In: Book D L. ed. *Finite-Difference Techniques for Vectorized Fluid Dynamics Calculation*. New York: Springer-Verlag, 1981. 56~ 74
- 21 Hong S Y, Juang H M H, Lee D K. Evaluation of a regional spectral model for the east asian monsoon case studies for July 1987 and 1988. *J Meteor Soc Japan*, 1999, 77(2): 553~ 572
- 22 Wang Y, Sen O L, Wang B. A highly resolved regional climate model(IPRG-RegCM) and its simulation of the 1998 severe precipitation event over China. Part I: Model description and verification of simulation. *J Climate*, 2003, 16(11): 1721~ 1738
- 23 Pan Z, Christensen J H, Arritt R W, et al. Evaluation of uncertainties in regional climate change simulations. *J Geophys Res*, 2001, 106(D16): 17735~ 17751
- 24 刘艳. 区域气候模式云-辐射参数化方案的检验和改进: [博士论文]. 北京: 中国气象科学研究院, 2003. 201pp
- 25 高学杰, 赵宗慈, 丁一汇等. 温室效应引起的中国区域气候变化的数值模拟 I: 模式对中国气候模拟能力的检验. *气象学报*, 2003, 61(1): 20~ 28

MULTI-YEAR SIMULATION OF THE EAST ASIAN MONSOON AND PRECIPITATION IN CHINA USING A REGIONAL CLIMATE MODEL AND EVALUATION

Li Qiaoping

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044;
Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Ding Yihui

(*National Climate Center, Beijing 100081*)

Abstract

By using regional climate model (NCC/RegCM), East Asian monsoon and precipitation over China during 1998 to 2002 were simulated. Evaluation results show that, the model reproduces the seasonal characteristics of Asian circulation. It also well reveals the inter-annual variation of Asian monsoon, temperature, wind field and precipitation over the sub regions. Deviation of the simulated large-scale features from the analysis generally remains small. Domain-averaged error of the simulated temperature shows a maximum of 2.14 K within the entire troposphere, and specific humidity less than 0.46 g/kg. The simulated winds filed at each layer and wind direction variation in sub domains are consistent with the observation. The seasonal shift of the rain belt is well reproduced in the model. However, there is a discernible systematic bias in the simulated air temperature, which is positive over the land and negative over the ocean in the lower troposphere in summer. The systematic bias exaggerates the summer temperature difference between the land and ocean, which result in the simulated summer monsoon being stronger, the subtropical high being more intensive with northward shift by 2—3°, so the rain belts shift northward and the rainfall in North China is overestimated. As a result, the model can not well reveal the special rainfall distribution pattern over China in recent years. The deficiency may be mainly contributed to the complex topography and cloud-radiation parameterization scheme. The analyses also indicate it is difficult to simulate the persistent abnormal precipitation pattern over China, and which would be the keystone for us to improve the model.

Key words: Regional climate model, Climate simulate, Evaluation.