

季节尺度区域气候模拟适应调整时间 选取问题的数值试验^{*1}

钟 中^{1,2} 胡轶佳¹ 闵锦忠² 徐洪蕾³

1 解放军理工大学气象学院,南京,211101

2 南京信息工程大学江苏省气象灾害重点实验室,南京,210044

3 北海舰队海洋水文气象中心,青岛,266003

摘 要

文中利用区域气候模式 RegCM3,以 1998 年夏季中国异常气候事件为例,对季节尺度区域气候模拟适应调整时间的选取问题进行了数值研究。共做了 11 个试验,每个试验的适应调整时间最短为 10 d,最长为 6 个月,以检验适应调整时间长短对夏季中国异常气候事件模拟结果的影响。结果表明:对于大气变量而言,模式通常在经过 4—8 d 的适应调整时间后,就进入“气候模态”运行,此后模拟误差主要是由于模式对区域内大气过程描述能力不足造成的,对适应调整时间选取不再敏感,这进一步证实了区域气候模拟是一个边值问题的观点。各气候区平均降水量模拟结果受适应调整时间影响也不大,但不同的适应调整时间对降水分布格局模拟将产生一定影响,降水分布模拟结果随适应调整时间的不同存在一定的不确定性,这种不确定性通常出现在强降水发生区域。总之,对于季节尺度降水模拟,适应调整时间大于 2 个月效果更好。对降水分布格局模拟误差和东亚夏季风系统进退过程之间关系的进一步分析发现,模式对受夏季风系统影响比较大的区域模拟的降水相关系数变化性也比较大,因此,发展合适的积云对流参数化方案以提高受夏季风系统直接影响区域强降水过程的描述能力是改进区域气候模式对中国区域夏季气候模拟效果的有效途径。

关键词: 区域气候模式,季节尺度,适应调整时间,数值试验。

1 引 言

由有限区域模式(LAM)发展区域气候模式(RCM)的思想最早是由 Dickinson^[1]和 Giorgi^[2]提出的。在此之前,LAM 被广泛应用于数值天气预报和中尺度天气系统的研究中,其运行时间通常不超过几天,因为人们认为模式运行超过几天后,侧边界上制造的噪音就会“污染”整个模式内部区域,使模拟结果失去意义。

目前,一种普遍接受的观点是,区域气候模式运行一段时间后会以“气候模态”运行。而区域气候模式内部的气候模态是由边界强迫和模式内部的物理过程共同决定的。边界上的信息弥散到模式内部并

与模式内部过程达到动态平衡所需要的时间被称为适应调整(spin-up)时间。Spin-up 时间的长短取决于模式的区域大小、位置、季节以及环流强度等^[3-5]。在这段时间内,由于边界强迫与模式内部动力过程的不平衡,会产生虚假的环流和降水,而且模式内部也会存留下很多初始场的误差信息,使得模拟结果不能完全反映模式内部的气候特点。因此,在区域气候模拟的结果分析中,spin-up 期间的模拟结果一般都不予考虑。

Spin-up 时间具体如何确定还没有完全定论,已有的研究表明对大气变量而言,夏季的 spin-up 时间约为 15 d,冬季为 5 d 左右。而对于土壤水和土壤温度而言,spin-up 时间问题变得比较复杂^[6]。

* 初稿时间:2005 年 11 月 24 日;修改稿时间:2006 年 7 月 8 日。

资助课题:国家自然科学基金项目(40333026,40675065),江苏省气象灾害重点实验室开放课题(KJS0605)。

作者简介:钟中,主要从事区域气候模拟和中尺度气象研究。Email:zhongzhong@jssmail.com.cn

由于土壤湿度观测资料缺乏,气候模式中的土壤湿度初始化方案难以准确反映土壤湿度的空间分布,而深层土壤湿度和温度又属于低频变量,初始场的误差会长久存留于模式中^[7]。现已发现上层土壤的湿度和温度所需要的 spin-up 时间并不很长,一般几周之后就能与模式其他变量达到平衡,而 1 m 深度的土壤湿度却需要至少 2 a 甚至更长的 spin-up 时间^[5]。

中国学者已开展了大量区域气候模拟工作,包括对不同区域气候模式在东亚地区使用性能的检验、物理方法改进和敏感性试验等^[8-14],其中大部分属于季节尺度气候模拟,而对适应调整时间选择问题没有给予特别的关注,因此,如何选择东亚地区季节尺度区域气候模拟的适应调整时间还需要进一步研究。本文利用最新版本区域气候模式 RegCM3,以 1998 年夏季中国异常气候事件为例,对季节尺度区域气候模拟的适应调整时间选取问题进行了数值研究,给出了所设定区域季节尺度区域气候模拟适应调整时间的合理建议(为叙述方便起见,本文的适应调整时间系指从模式启动到所要进行模拟分析时段开始之时的模式积分时间长度,以区别于通常的 spin-up)。

2 模式简介和试验方案设计

本文采用的模式是意大利国际理论物理中心(ICTP)最新发展的第 3 代区域气候模式 RegCM3,其动力内核是静力版本的中尺度模式 MM5,模式详细介绍和最新改进参见文献^[15]。

1998 年,由于受 ENSO 事件和青藏高原冬春季积雪偏多等因素的影响,东亚上空的大气环流出现异常,导致中国发生许多气候异常事件,特别是夏季发生了严重的洪涝灾害^[16],这为检验模式对中国大陆异常气候事件模拟能力以及异常气候事件中逐次大气过程的描述能力提供了很好的个例。模式区域覆盖了东亚大陆的大部分地区。根据中国气候区划,在模拟区域内选择 5 个有代表性的气候区进行模拟结果分析,即:(I)华北地区、(II)江淮地区、

(III)中南地区、(IV)华南地区和(V)西南地区。图 1 是模式区域的地形和 5 个气候分区的位置。模式水平分辨率取 60 km,南北、东西方向格点数都为 64,区域中心位于(29°N,114°E)。模式垂直方向分为非均匀的 18 层,顶层气压 50 hPa,积云参数化方案采用 Kuo 方案。陆面过程采用的 BATS1E 包括 1 层植被、1 层积雪和 3 层土壤。模式侧边界采用指数松弛时变方案,侧边界缓冲区选为 10 圈。初始和边界条件由 NCAR/NCEP 再分析资料提供,侧边界条件每 6 h 更换一次。海温资料来源于英国 Hadley 中心的 GISST 海温资料,每周更新一次,积分时间步长为 200 s。

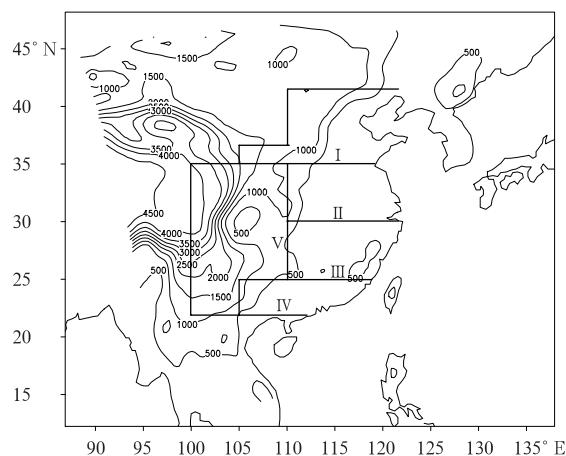


图 1 模式区域地形高度(单位:m)和气候分区位置
(I:华北地区;II:江淮地区;III:中南地区;
IV:华南地区;V:西南地区)

Fig. 1 Topographic heights (m) in the model domain and climatic sub-regions in China
(I:North China;II:Yangtze-Huaihe River basin;III:Central and South China;IV:South China;V:Southwest China)

本文主要对 1998 年夏季(6—8 月)进行模拟和分析。每个试验的起始时间不同,都设在 5 月 20 日以前,分别从每个月的 1 日、10 日、20 日的 00 时(世界时,下同)开始,9 月 1 日 00 时为终点,以检验模式对不同 spin-up 时间的敏感性。具体的试验起始和终止时间如表 1 所示。

表 1 试验编号、名称、起始时间

Table 1 Serial number, name, and start time of 11 experiments

试验编号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
试验名称	Jan01	Feb01	Mar01	Mar10	Mar20	Apr01	Apr10	Apr20	May01	May10	May20
起始时间	1月1日	2月1日	3月1日	3月10日	3月20日	4月1日	4月10日	4月20日	5月1日	5月10日	5月20日

3 结果分析

3.1 模拟误差随时间演变分析

图 2 分别为 11 个不同 spin-up 时间试验的温度、湿度、风速和海平面气压日平均均方根误差 (RMSE) 随时间的演变。第 1 个试验 (Jan01) 的模拟时间最长, 从 1998 年 1 月 1 日 00 时开始到 9 月 1 日 00 时结束, 模式大气经历了冬季、春季和夏季。对于夏季模拟来说, 相对于其他 10 个试验, 它的 spin-up 时间是最长的, 维持模式内部物理和动力过程与边界强迫之间平衡的时间也最长, 因此它的模拟结果最能代表模式内部的气候特点。通过将其他试验与 Jan01 试验进行比较, 可以确定从不同初始时刻启动的模拟试验进入“气候模态”运行所需要的时间。

从图 2 可以看出, 不论对流层低层还是高层, 所有 11 个试验各模式大气变量在夏季 (6—8 月) 的均方根误差演变方式都几乎是完全一致的, 均方根误差在整个模拟时段内存在明显的准周期性峰值, 并且不同变量所呈现出的均方根误差演变周期和位相也是几乎相同的。但不同变量均方根误差的振幅不存在对应关系, 即使同一变量在不同层次的均方根误差振幅演变方式也不尽一致。均方根误差的峰值时段表明模式对该时段区域内大气过程描述能力不足, 所以, 从均方根误差的演变方式可以判断模式对区域大气过程的描述能力也存在波动性变化, 这种波动性变化可能与大气内部过程的波动性有一定的对应关系。

低层大气变量的均方根误差演变特征表明, 从模式起始时间开始的前 1—2 d, 几乎所有试验各变量均方根误差都迅速增加, 这正是所谓的初始突变^[17], 主要是由于初始场和模式动力内核的不协调而造成的, 其中包含了地转和静力调整过程^[18-20]。经过初始突变后, 从 2 月 1 日以后启动的所有试验均方根误差演变都逐渐趋同于试验 1 (Jan01) 的误差演变曲线。从图 2 还可以估计出低层大气变量一般需要 4—8 d 的 spin-up 时间就可以和 Jan01 趋于一致。一个例外情况是 3 月 20 日启动的试验 (Mar20), 其所有变量的均方根误差只经过短暂的小幅度增加就开始减小, 与 3 月 20 日以前开始的 4 个试验相比可以发现, Mar20 开始不久就超过了模式对大气内部过程描述能力不足的时段, 因此, 即使

模式处于 spin-up 的初始突变过程中, 如果该时段模式对大气过程能够很好描述, 则初始突变过程以及相应的 spin-up 时间也可以很短。

对流层高层大气的初始突变和 spin-up 时间 (图 2b、2d) 不同于低层大气, 所有试验的初始突变现象均不明显, 即对流层高层模式大气只要经过很短时间的调整就可以进入“气候模态”运行, 这主要是因为高层大气受下垫面复杂地形和海陆分布影响比较小, 因此大气变量分布对模式分辨率的依赖性不强, 并且高层环流强度较强, 所以高层大气能很快达到平衡。需要说明的是 Apr10—May10 4 个试验高层风速似乎在模式启动后都经历了较长时间的初始突变 (图 2d), 但通过比较可以发现, 这并非这 4 个试验高层风速具有较长时间的初始突变, 而主要是这 4 个试验启动阶段刚好处于模式对高层大气过程描述能力不足的时段所致。

从 Jan01 试验各变量的均方根误差演变还可以看出, 温度在对流层低层的均方根误差要比高层大。低层温度均方根误差随时间逐渐减小, 冬季最大, 其次是春季, 夏季最小; 高层温度均方根误差比较平稳, 平均为 1°C 左右 (图 2a、2b)。对流层低层湿度的均方根误差比中层大 (图略), 这可能与模式的积云对流参数化方案以及行星边界层方案有关, 特别是积云对流参数化方案在温度和水汽输送调整方面的误差会造成湿度的均方根误差在不同层次有所相同。另外, 湿度的均方根误差会出现随时间增长而变大的现象, 特别是在对流层中层表现的最为明显 (图略), 这可能是由于随着夏季风推进, 模式区域湿度整体增加, 模拟误差也随之增加造成的。对于风速来说, 低层均方根误差比较稳定, 平均 4—5 m/s, 而高层夏季的均方根误差有时振幅非常大 (图 2c、2d)。除了高层环流强度较低层强是高层风速均方根误差较高的直接原因外, 模式对高层环流系统 (如高空急流强度和位置等) 的模拟偏差也是导致高层风速均方根误差较大的原因。各试验海平面气压平均均方根误差都为 2 hPa 左右, 最大均方根误差出现在 6 月 2 日, 和此对应的高、低层温度均方根误差也都出现了极值, 且对流层低层风速均方根误差最大值也刚好出现在该时段, 表明海平面气压的模拟误差和对流层低层风速模拟误差导致的异常辐合辐散有直接关系 (图 2c、2f)。

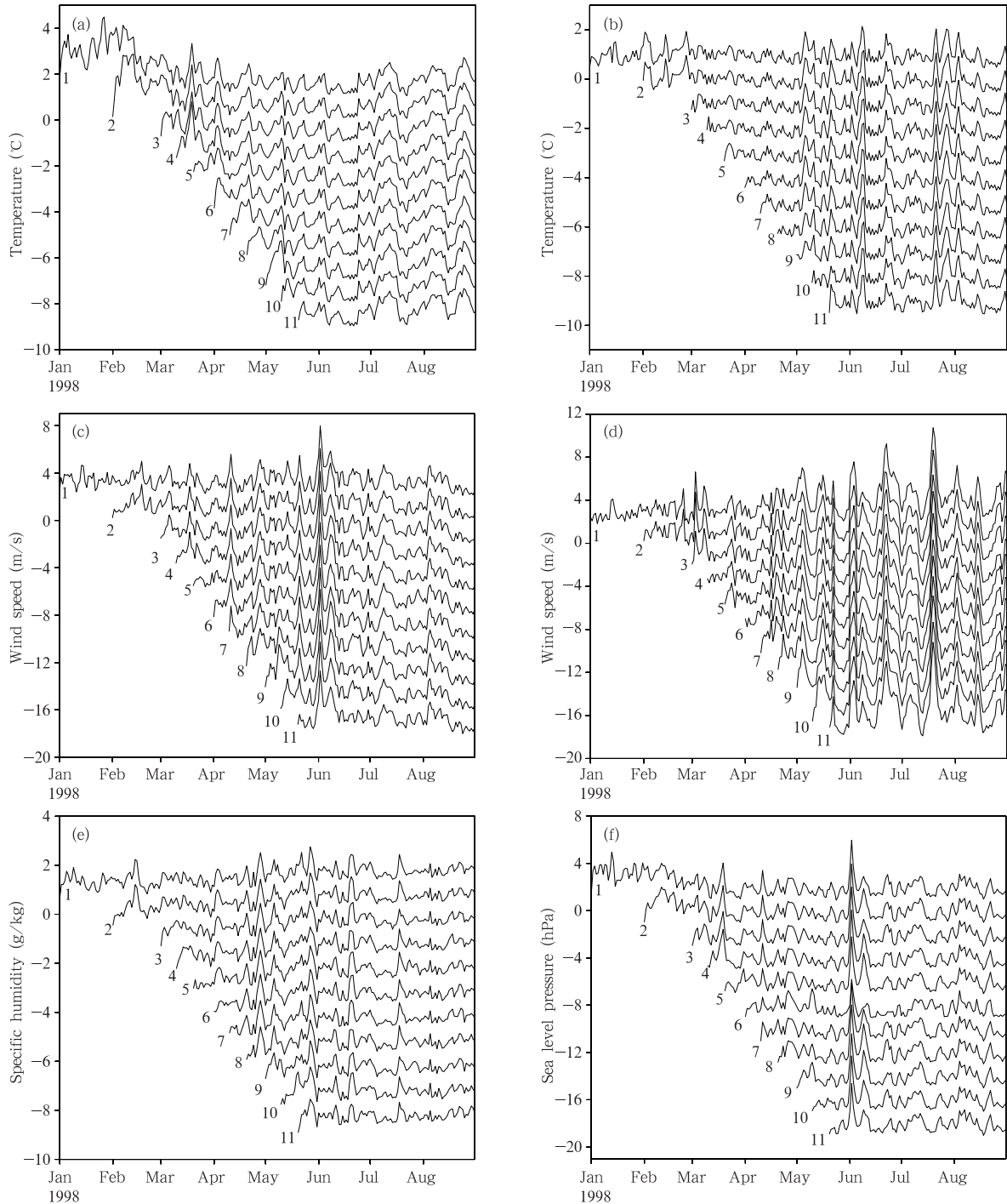


图2 日平均均方根误差随时间的演变

(a. $\sigma=0.865$ 层的温度, b. $\sigma=0.195$ 层的温度, c. $\sigma=0.865$ 层的风速, d. $\sigma=0.195$ 层的风速, e. $\sigma=0.865$ 层的比湿, f. 海平面气压; 注: 每幅图中每条曲线前的数字表示试验序号。为清楚起见, 除第 1 个试验 Jan01 外, 随后每个试验的均方根误差按温递减 1°C , 风速递减 2 m/s , 比湿递减 1 g/kg , 海平面气压递减 2 hPa 绘制, 相应的纵坐标间隔分别为 2°C , 4 m/s , 2 g/kg 和 4 hPa)

Fig. 2 Temporal variations of daily root mean square error (RMSE)

(a. Temperature at $\sigma=0.865$; b. temperature at $\sigma=0.195$; c. wind speed at $\sigma=0.865$; d. wind speed at $\sigma=0.195$; e. specific humidity at $\sigma=0.865$; f. sea level pressure. Note: the number in front of each curve represents the serial number of experiment. Except for experiment Jan01, each curve of RMSE is depicted degressively 1°C for temperature, 2 m/s for wind speed, 1 g/kg for specific humidity and 2 hPa for sea level pressure, whereas the corresponding interval of the ordinate is 2°C , 4 m/s , 2 g/kg and 4 hPa , respectively)

以上分析表明,虽然每个试验的起始时间不同,但经过 spin-up 时间后,都会进入“气候模态”运行。特别是对于所关心的夏季(6—8月)模拟而言,各试验均方根误差演变曲线虽然有一些微小的差别,但总体特征基本上是一致的。由此进一步证实区域气候模拟是边值问题的论断,即相同的边界强迫必然会造就极为相似的区域环流误差。只要模式 spin-up 时间足够长,模式大气变量模拟结果对 spin-up

时间选取不敏感。

各试验模式偏差的演变也表现出与均方根误差一致的特点,例如,11个试验的偏差演变方式也是完全一致的,模式偏差在经历了几天的 spin-up 时间以后,由于边界条件的制约,不会无限制的增长,而是在一定的范围内波动,波动的演变趋势和周期可以通过小波分析方法检测出来。图3为试验1(Jan01)中将 $\sigma=0.865$ 层平均温度偏差时间序列用

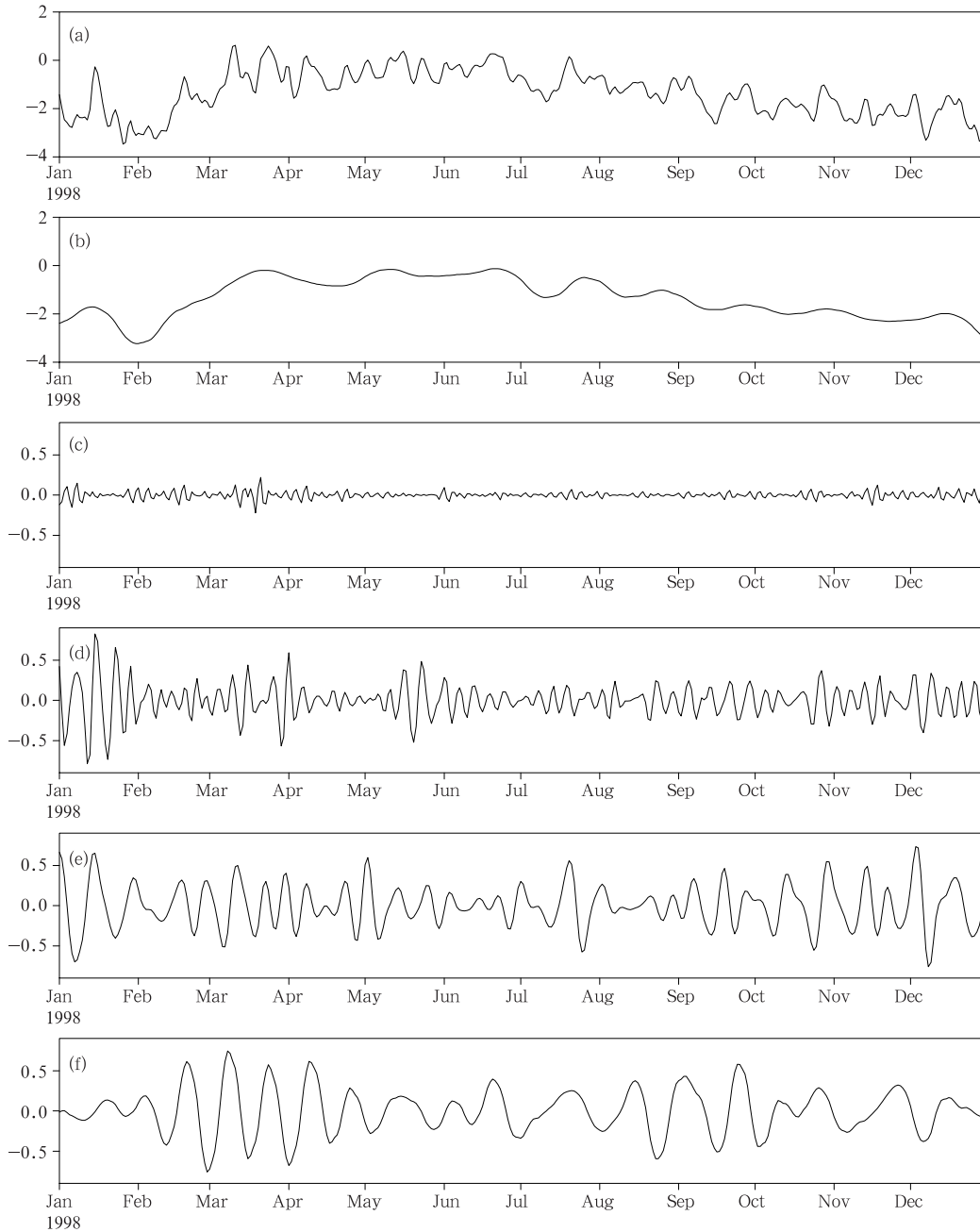


图3 Jan01 试验层($\sigma=0.865$)温度平均偏差的小波分解(单位: $^{\circ}\text{C}$)

(a. 温度偏差原始序列, b. 滤波后剩余的低频分量, c. 2 d 周期分量, d. 4 d 周期分量, e. 8 d 周期分量, f. 16 d 周期分量)
 Fig. 3 Wavelet decomposition of mean temperature bias at $\sigma=0.865$ for experiment Jan01 (unit: $^{\circ}\text{C}$)
 (a. Original series of mean temperature bias; b. low-frequency component; c. the component with 2 days period; d. the component with 4 days period; e. the component with 8 days period; f. the component with 16 days period)

db5 小波进行 4 层分解得到的小波分解图。图 3a 为原始温度偏差序列,图 3c—3f 分别为温度偏差序列的 2—16 d 周期分量,而图 3b 为滤去 2—16 d 分量后所剩余的低频分量。低频分量可以代表模式大气的系统性偏差及其演变趋势,从图 3b 可以看出,温度偏差在 1 月、2 月比较大,且为负值,模式大气偏冷。从 2 月初开始,温度偏差逐渐减小,3 月中旬以后就稳定在 0°C 附近。7 月以后偏差又降到 -1°C 附近振荡。

时间序列的高频分量反映叠加在模式系统性偏差上的波动及其周期。可以推断,偏差之所以产生波动,主要是由于模式区域内一直有不同时间尺度的天气系统活动,并且模式对不同时间尺度天气系统的刻画存在一定误差造成的。从图 3 可以看到,2 d 周期的小波振幅一直很小,这表明模式可以较好地描述短时间尺度的扰动,而短时间尺度扰动本身振幅较小也是 2 d 周期小波振幅很小的原因之一。在 1 月份,4 和 8 d 周期的波动比较显著,特别是 4 d 周期的波动更强,说明这个时段模式对天气尺度系统的描述能力不足。从 2 月中旬到 4 月中旬,除个

别时段外,16 d 周期的波动最显著,说明该时段模式缺乏对准双周时间尺度大气过程的描述能力。4 月中旬以后,序列的 4—16 d 周期波动分量的振幅相对都比较小,模式能基本准确描述该时段 4—16 d 周期的天气系统演变,此时模式偏差主要是对大于 16 d 周期的大气系统演变模拟误差所产生。将模式偏差的演变(图 3a)和小波演变进行仔细对比还可以发现,模式偏差的每一个峰(谷)值都至少和一个波动周期的峰(谷)值对应,这进一步说明模式偏差是由于模式对大气某种时间尺度扰动描述能力不足造成的。

3.2 夏季区域降水模拟结果分析

降水是模式动力过程和热力过程综合作用的结果,是检验模式性能的关键变量。表 2 为各气候区每个试验夏季 3 个月的逐月平均降水率、逐月 11 个试验模拟的平均降水率(Mean)、对模拟平均降水率的相对最大正离差(P_{\max} ,即最大正距平相对百分率)和相对最大负离差(P_{\min} ,即最大负距平相对百分率),以及平均降水率和观测的误差(Err)。观测的区域月平均降水率(Obs)是由 GPCP 降水资料插值得到的。

表 2 各试验的月平均降水率模拟与观测统计表

Table 2 Statistics of monthly precipitation rate simulations and observations for various experiments

		Jan01	Feb01	Mar01	Mar10	Mar20	Apr01	Apr10	Apr20	May01	May10	May20	Mean (mm/d)	P_{\max} (%)	P_{\min} (%)	Obs (mm/d)	Err (mm/d)
华北	Jun	3.35	3.42	3.57	3.50	3.39	3.23	3.44	3.51	3.39	3.22	3.27	3.39	5.3	-4.7	2.16	1.23
	Jul	4.56	4.19	4.51	4.71	4.84	4.82	4.28	4.49	4.71	4.77	4.75	4.57	5.9	-8.3	5.44	-0.87
	Aug	4.57	4.21	4.52	4.72	4.85	4.83	4.30	4.50	4.72	4.79	4.76	4.62	5.0	-8.9	5.48	-0.86
江淮	Jun	6.77	7.46	7.02	7.03	7.25	7.03	6.67	7.82	6.70	6.63	6.26	6.97	12.2	-10.2	5.28	1.69
	Jul	5.77	5.53	5.84	5.10	5.98	5.69	5.34	5.24	4.72	5.30	4.75	5.39	10.9	-12.4	6.88	-1.49
	Aug	3.86	3.90	3.91	4.31	3.63	3.46	3.82	3.64	3.75	3.83	3.76	3.81	13.1	-9.2	6.60	-2.79
中南	Jun	12.34	12.15	12.63	12.23	12.24	12.25	12.00	11.65	11.83	12.21	11.90	12.13	4.1	-4.0	11.83	0.30
	Jul	6.56	6.91	5.70	6.32	6.35	6.31	6.58	6.00	6.35	6.63	6.34	6.37	8.5	-10.5	6.87	-0.50
	Aug	2.44	2.27	2.40	2.55	2.48	2.45	2.36	2.17	2.32	2.39	2.38	2.38	7.1	-8.8	4.32	-1.94
华南	Jun	9.73	9.07	8.86	9.66	9.33	9.42	9.13	9.17	9.43	9.43	9.41	9.33	4.3	-5.0	12.57	-3.24
	Jul	4.73	5.18	4.77	4.74	4.99	4.83	5.02	4.87	4.97	5.16	5.51	4.98	10.6	-5.0	6.23	-1.25
	Aug	2.00	1.85	2.00	2.02	2.01	1.90	1.86	1.81	1.72	1.83	1.80	1.89	6.9	-9.0	4.38	-2.49
西南	Jun	5.26	5.33	5.17	5.12	5.26	5.19	5.31	5.20	5.18	5.21	5.38	5.24	2.7	-2.3	5.58	-0.34
	Jul	4.48	4.63	4.52	4.49	4.47	4.33	4.59	4.35	4.64	4.34	4.49	4.48	3.6	-3.3	7.20	-2.72
	Aug	4.85	5.14	4.95	5.03	4.78	4.86	4.77	4.86	4.95	4.77	5.03	4.91	4.7	-2.9	7.35	-2.44

注:黑体数字表示接近观测值。

从表 2 可以看出,虽然每个试验启动时间不同,但最后模拟的各区域 6、7、8 月平均降水率相差都不是很大,并没有因为模式启动时间不同而产生很大的差别。其中江淮地区是相对最大正离差和相对最大负离差都比较大的区域,除个别情况外,两者都超过 10%,且各月最大正负相对离差之差都超过

22%,而其他区域相对最大正离差和相对最大负离差则基本上都小于 10%,西南地区相对离差绝对值最小。可见,模式对江淮地区降水模拟的不确定性是最大的,而对西南地区降水模拟的不确定性是最小的。由于相同的侧边界强迫造成区域内部相似的环流模拟结果,使得降水模拟的分布格局也不会出

现很大的区别,在不同 spin-up 时间情况下模拟降水出现离差的原因主要是由于模式对降水模拟存在不确定性。

对表 2 中各区域逐月模拟降水率最接近观测值(用黑体标出)进行分析后,可以发现,6 月各区域降水模拟最好的试验除华南地区外,其 spin-up 时间都在 1 个月以内(试验 May01、May10 和 May20),而 7 和 8 月降水模拟最好的试验其启动时间多在 4 月之前,即 spin-up 时间大于 2 个月。因此,仅从降水模拟结果考虑,月尺度降水模拟 spin-up 时间取 10 d 到 1 个月即可,而对季节尺度的降水模拟,spin-up 时间大于 2 个月更好。

表 2 最后一列给出了每个试验夏季各气候区逐月平均模拟降水率的误差,可见降水模拟较好的是中南和华北地区,夏季 3 个月降水率的平均模拟绝对误差分别为 0.91 和 0.99 mm/d,其次是西南和江淮地区,分别为 1.83 和 1.99 mm/d,模拟最差的是华南地区,达到 2.33 mm/d,且相对误差也是华南地区最大,达到 -28%。模拟降水率基本都小于观测降水率,这种特点可能与模式选取 Kuo 型积云对流参数化方案有关,因为 Kuo 方案容易导致模拟降水量偏小^[21-22],而华南地区又是模式区域内对流活动持续时间最长的区域,所以降水模拟误差最大。

图 4 是各气候区夏季各月的模拟降水与观测的相关系数。从图中可以看到,相关系数并没有因模式启动时间不同而出现很大变化,说明各试验模拟降水的分布形势变化不是很大。但从夏季各月各气候区相关系数随 spin-up 时间变化的特点来看,其变化不

是十分规则,这进一步说明降水模拟的不确定性。从图 4 中还可以看出,6 月,江淮地区的相关系数最高,其次是华北和西南地区,相关系数最低的是华南地区。7 月,相关系数较高的变为华北地区和华南地区,其次是中南地区,模拟最差的为江淮地区。到了 8 月,相关系数较高的是中南地区和江淮地区,其次是华北地区,最差的又变为华南地区。这种相关系数的变化表明,模式对某气候区降水格局模拟的好坏并不是稳定不变的,而是随着季节的推移而发生变化。我们认为模式对夏季中国各气候区降水模拟能力的变化和夏季风系统的推进有一定关系。例如,1998 年 6 月 10 日左右,西太平洋副热带高压(副高)脊线第 1 次北抬,于 6 月下旬到达 27°N 附近并一直维持到 6 月底,副高这次北跳结束了华南前汛期降水,将雨带推至长江流域,相应的华南和中南地区降水的相关系数就比较低。7 月 1 日,副高开始第 2 次北跳,但从 7 月中旬开始副高脊线又退到 22°N 以南并一直维持到 7 月底,长江流域出现二度梅雨天气,江淮地区的相关系数又变为最低。从 8 月初开始,副高又再次北跳至 30°N 附近并维持到 8 月底,这段时间对应着华北和东北的雨季,而华北地区模拟降水相关系数是夏季 3 个月中最低的,11 个试验平均只有 0.4 左右。由此可以推论,由于模式对随夏季风系统推进而出现的强降水过程描述能力有限,导致各气候区模拟降水分布格局和实况存在不可忽视的差异,而强降水过程主要是对流性降水造成的,因此,发展适合东亚季风区的积云对流参数化方案是改进降水模拟结果的最主要途径。

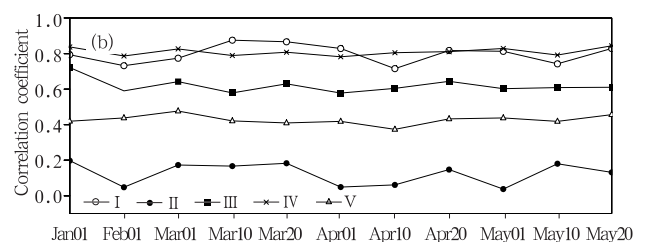
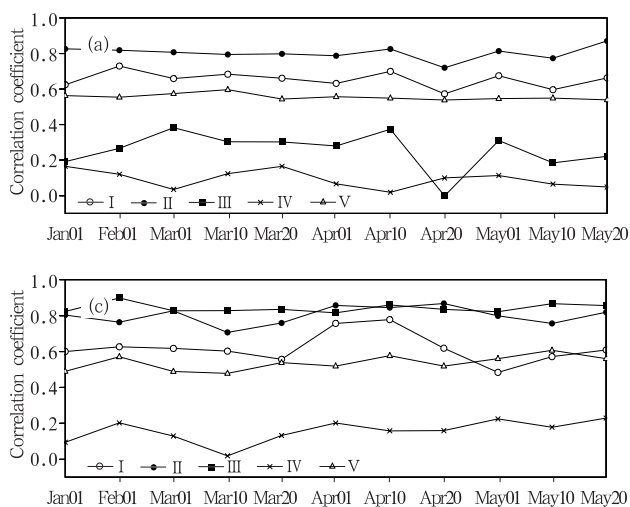


图 4 夏季各月各气候区模拟降水量与实况的相关系数(a. 6 月, b. 7 月, c. 8 月)

Fig. 4 Correlation coefficients between monthly precipitation simulation and observation in various subregions in summer (a. June; b. July; c. August)

4 结 论

本文利用最新版本区域气候模式 RegCM3,以 1998 年夏季中国异常气候事件为例,对季节尺度区域气候模拟的 spin-up 时间选取问题进行了数值研究,共做了 11 个试验,模拟起始时间均选在 5 月 20 日之前,每个试验的 spin-up 时间从 10 d 到 6 个月不等,以检验不同长度的 spin-up 时间对夏季 6、7、8 月模拟结果的影响。

模拟结果分析表明,模式通常在经过 4—8 d 的 spin-up 时间后就进入“气候模态”运行。虽然每个试验的起始时间不同,但不会影响 spin-up 以后模式误差的演变以及夏季 3 个月的模拟结果。这进一步证实了区域气候模拟是边值问题的论断。模式的误差是由模式对区域内部大气过程描述能力不足而造成的,因模拟的区域、时间、季节以及选取的物理方案不同而不同,并不因为 spin-up 时间的不同而发生变化。

对降水而言,一般月尺度模拟的 spin-up 时间取 10 d 到 1 个月即可,但对于季节尺度模拟,spin-up 时间大于 2 个月更好。

从各试验模拟的夏季各月平均降水率以及夏季模拟降水与实况的相关系数分析可以发现,不同 spin-up 时间对降水模拟的影响不大,但模拟降水率及其分布形势还是略有不同,其变化随 spin-up 时间不同存在一定的不确定性,这种不确定性通常出现在强降水发生区域。同时,模式对受夏季季风系统影响比较大的区域模拟的降水相关系数变化性也比较大,因此,发展相应的积云对流参数化方案,提高受夏季季风系统直接影响区域强降水过程的描述能力,是改进区域气候模式对中国区域气候模拟效果的有效途径。

本文以 1998 年夏季中国异常气候事件为例所得到的结论还需要利用更多的季节尺度模拟结果进行验证。

参考文献

- [1] Dickinson R, Errico R, Giorgi F, et al. A regional climate model for the western United States. *Climate Change*, 1989, 15: 383-422
- [2] Giorgi F. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J Climate*, 1990, 3: 941-963
- [3] Ervico R M, Baumhefner D P. Predictability experiments using a high resolution limited area model. *Mon Wea Rev*, 1987, 114: 1625-1641
- [4] Anthes R A, Kuo Y H, Hsie E Y, et al. Estimation of episodic and climatological skill and uncertainty in regional numerical models. *Q J R Meteor Soc*, 1989, 115: 770-792
- [5] Giorgi F, Linda O Mearns. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *J Geophys Res*, 1999, 104: 6335-6352
- [6] Giorgi F, Bi X Q. A study of internal variability of a regional climate model. *J Geophys Res*, 2000, 105: 29503-29521
- [7] 马柱国,符淙斌,谢力等.土壤湿度和气候变化关系研究中的某些问题. *地球科学进展*, 2001, 16 (4): 563-568
- [8] 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(4): 385-400
- [9] 钱永甫,刘华强. 论区域气候模式与全球模式嵌套时边界区的选择. *大气科学*, 2001, 25(4): 492-502
- [10] 刘一鸣,丁一汇. 修正的质量通量积云对流方案及其模拟试验研究 I: 方案介绍及对 1991 年洪涝过程的模拟. *气象学报*, 2001, 59(1): 10-21
- [11] 郑益群,钱永甫,苗曼倩等. 植被变化对中国区域气候的影响 I: 初步模拟结果. *气象学报*, 2002, 60(1): 3-18
- [12] Luo Y, Zhao Z C, Ding Y H. Ability of NCAR RegCM2 in reproducing the dominant physical processes during the anomalous rainfall episodes in the summer of 1991 over the Yangtze-Huaihe valley. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 236-254
- [13] 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): 22-30
- [14] 丁一汇,李巧萍,董文杰. 植被变化对中国区域气候影响的模拟研究. *气象学报*, 2005, 63(5): 75-83
- [15] Giorgi F, Marinucci M, Bates G. Development of a second generation regional climate model (Regcm2) I: Boundary layer and radiative transfer processes. *Mon Wea Rev*, 1993, 121: 2794-2813
- [16] 李维京. 1998 年大气环流异常及其对中国气候异常的影响. *气象*, 1998, 25(4): 20-25
- [17] Qian J H, Seth A, Zebiak S. Reinitialized versus continuous simulation for regional climate downscaling. *Mon Wea Rev*, 2003, 131: 2857-2874
- [18] Blumen W. Experiments in atmospheric predictability: Part I. Initialization. *J Atmos Sci*, 1976, 33: 161-169
- [19] Hoke J E, Anthes R A. The initialization of numerical models by a dynamic-initialization technique. *Mon Wea Rev*, 1976, 104: 1551-1556
- [20] Daley R. Predictability experiments with a baroclinic model. *Atmos Ocean*, 1981, 19: 7-89
- [21] Giorgi F. Sensitivity of simulated summertime precipitation

over the western United States to different physics parameterization. *Mon Wea Rev*, 1991, 119: 2870-2888

[22] Anthes R A, Kuo Y H, Baumhefner D P, et al. Predictability of mesoscale motions. *Adv Geophys*, 1985, 28: 159-202

NUMERICAL EXPERIMENTS ON THE SPIN-UP TIME FOR SEASONAL-SCALE REGIONAL CLIMATE MODELING

Zhong Zhong¹ Hu Yijia¹ Min Jinzhong² Xu Honglei³

¹ *Institute of Meteorology, PLA Univ of Science and Technology, Nanjing 211101*

² *Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044*

³ *Hydrometric and Meteorological Centre of North China Sea Fleet, Qindao 266003*

Abstract

The numerical experiments on the issue of spin-up time for seasonal-scale regional climate modeling were conducted with the newly Regional Climate Model (RegCM3), in the case of the abnormal climate event in the summer of 1998 in China. To test the effect of spin-up time on the regional climate simulation results for such an abnormal climate event in summer, a total of 11 experiments were performed with different spin-up time from 10 days to 6 months, respectively. The simulation results show that, for meteorological variables in the atmosphere, the model would be running in “climate mode” after 4–8 day spin-up time, and then, independent to the spin-up time basically, and the simulation errors would be mainly caused by the model’s failure in describing the atmospheric processes over the model domain. This again verifies the point of view that the regional climate modeling is indeed a lateral boundary condition problem as demonstrated by earlier research works.

The simulated mean precipitation rate over each subregion is not sensitive to the spin-up time, but the precipitation pattern is somewhat different for experiments with different spin-up time, which shows that there exists uncertainty in the simulation of precipitation pattern, and such uncertainty exhibits more over the area where heavy rainfall happened. Generally, for monthly-scale precipitation simulation, one month spin-up time is enough, whereas 2 months spin-up time is better for seasonal-scale one.

Furthermore, the relationship between the error of precipitation pattern and the advance/withdraw of East Asian summer monsoon were analyzed. It is found that the variability of correlation coefficient for precipitation is more significant over the area where the summer monsoon is predominant. Therefore, the model’s capability in reproducing precipitation features is related to the heavy rainfall processes associated with the advance/withdraw of East Asian summer monsoon, which suggests that it is necessary to develop a more reliable parameterization scheme to capture the convective precipitation of heavy rainfall processes associated with the activities of East Asian summer monsoon, so as to effectively improve the summer climate modeling over China.

Key words: Regional climate model, Seasonal-scale, Spin-up, Numerical experiment.