

文章编号: 1000-0534(2009)04-0738-07

RegCM3 模式对青藏高原夏季气温和降水的模拟

屈鹏¹⁻², 杨梅学¹, 郭东林¹, 陈楚雄³

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000;

2. 甘肃省基础地理信息中心, 甘肃 兰州 730000; 3. 衡阳财经工业职业技术学院, 湖南 衡阳 421002)

摘要: 利用 RegCM3 模式对青藏高原 1991—2000 年 10 年夏季(6~8 月)的地面气温和降水进行了模拟, 其模拟结果与 CRU 资料的对比分析表明: RegCM3 模式的模拟能再现高原地面气温和降水的基本特征, 特别是气温, 能捕捉到高原北部夏季升温明显高于南部, 东北部升温最大; 在夏季 3 个月中, 模拟结果和 CRU 在 6 月份最为吻合, 7 月份两者均为夏季气温最高月份和升温幅度最大月份, 8 月份两者相差较大。RegCM3 模式能够模拟出高原降水分布的基本特征和主要干湿中心, 由于高原降水的复杂性和模式对降水描述能力的不足, 降水模拟要差于气温。

关键词: 青藏高原; RegCM3; CRU 地面气温和降水资料; 气温; 降水

中图分类号: P457.3 **文献标识码:** A

1 引言

青藏高原(下称高原)地域辽阔, 面积近 $240 \times 10^4 \text{ km}^2$, 平均海拔在 4000 m 以上, 是世界上最高的高原, 被喻为“世界屋脊”。高原的存在对我国乃至全球气候环境有巨大的影响, 高原对气候变化具有特殊的热力和动力作用, 使其成为科学研究焦点地区。随着全球变暖和高原经济建设的发展, 高原气候将更加吸引学术界的关注。气候变化对我国水资源和西部的生态环境将产生深远的影响^[1-2]。

高原地形复杂, 观测条件艰苦, 大部分地区还是观测的空白区。数值模拟结果能够在一定程度上弥补观测不足的缺陷, 已成为高原气候研究的重要工具。徐影等^[3]综合了 IPCC 的 7 个全球海气耦合气候系统的模拟结果, 对高原地区的气候变化进行了分析, 认为未来 100 年高原增温幅度要大于全国。高学杰等^[4]研究了在 CO_2 加倍条件下对高原区模拟试验, 结果表明: 在 CO_2 加倍条件下高原的增温幅度也高于全国平均水平。张冬峰等^[5]使用 RegCM3 模式对东亚地区进行了长达 15 年的数值积分模拟, 并分析了 RegCM3 模式对高原及青藏铁路沿线地区气温和降水的模拟, 认为 RegCM3 模式能够模拟出高原及其周边地区降水和气温的主要分

布特征。刘华强等^[6]对高原积雪做过敏感性模拟试验, 得到高原西部多雪对高原东部积雪存在正的反饋作用, 而高原东部多雪对高原西部积雪的影响很小。杨紫薇等^[7]则认为, RegCM3 模拟高原气候时, 选择 Grell 积云参数化方案比 Anthes - Kuo 方案更为适宜。由于高原地形复杂、气候多样, 针对气候模式的利用本身就是一个挑战, 目前对高原气候模拟研究还不多。相对全球环流模式(GCM), 区域气候模式(RCM)具有较高的分辨率, 能够更细致地刻画复杂的地形, 获取小尺度的气候细节, 且计算量较小。刘黎平等^[8]曾做过 RCM 模式和 GCM 模式对高原和西北地区气候模拟结果的对比分析, 认为区域模式能够更加详尽地描述高原的气候特征。Fernandez 等^[9]曾用 RegCM3 模式分别模拟南美 1991—2000 年间 1 月份气候, 得到这 10 年 1 月份的平均气候状态。本文旨在利用 RegCM3 模式模拟高原 10 年(1991—2000 年)夏季(6~8 月)气温和降水的平均状态, 检验模式在高原地区的模拟能力。

2 模式简介和模拟试验设计

本文使用的区域气候模式为 RegCM3^[10], 是意大利国际理论物理中心(The Abdus Salam Interna-

收稿日期: 2008-08-26; 改回日期: 2009-05-08

基金项目: 中国科学院“百人计划”项目(29O827B11); 国家重点基础研究发展规划(973)项目(2005CB422004)共同资助

作者简介: 屈鹏(1983—), 男, 甘肃武威人, 硕士生, 主要从事气候变化及数值模拟研究。E-mail: qupeng@lzb.ac.cn

tional Center for Theoretical Physics) 在 2003—2004 年间, 从 RegCM2^[11-12] 的基础上研发改进的。RegCM3 模式相对于 RegCM2 模式的一系列改进, 包括采用新的包含温室气体等特征的 CCM3 辐射传输包, 简化了云和降水过程, 改进了大尺度云和降水方案, 该方案更细致地考虑了云次网格尺度的变化, 以及海洋表层通量的新参数化方案和对次网格地面类型不均匀处理的马赛克方案。此外, RegCM3 模式在计算和数据的输入输出等方面也更加快速简便。

本试验中模式积分时间为 1991—2000 年间的每年 5 月 15 日~9 月 1 日。其中每年的 5 月 15~31 日为模式重新起步的协调适应阶段, 故在作 10 年夏季(6~8 月) 模拟值平均时均被剔除。最后除分析这 10 年 6~8 月份的模拟结果。模式的中心格点取 33°N, 89°E, 南北方向的格点数为 56, 东西方向的格点数为 94, 模式的水平分辨率为 45 km, 模

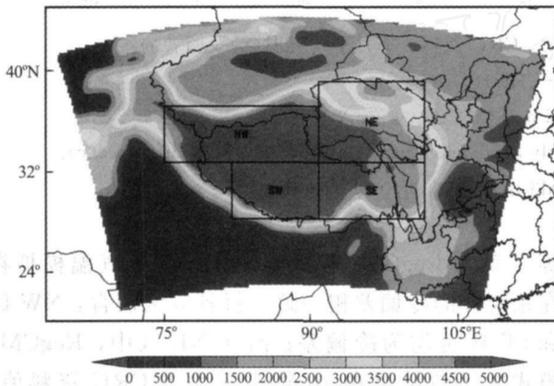


图 1 本文模拟试验的范围(单位: m)

Fig. 1 The domain of this simulation experiment. Unit: m

拟范围包括整个高原及其周边地区(图 1), 尽量把影响模拟区域气候的范围包括进来。模式顶层高度为 10 hPa, 积分时间步长为 100 s, 初始边界条件为 ECMWF/ ERA40 再分析值资料, 每 6 h 输入一次。模式采用美国地质勘探局(United States Geological Survey USGS)制作的 10°×10°(经度×纬度)地形资料, 植被覆盖类型资料为 GLCC(Global Land Cover Characterization)资料, 海温使用美国海洋大气局(NOAA)的周分析资料 OI_WK, 垂直方向采用 σ 坐标, 分 23 层。表 1 给出了试验的主要参数化方案。

为了更好地说明本次试验对高原的模拟效果, 将高原分成 4 个区域(见图 1): NW(32.5°~37°N, 75°~91°E)、SW(28°~32.5°N, 82°~91°E)、SE(28°~32.5°N, 91°~102°E)、NE(32.5°~39°N, 91°~102°E)。王宁练^[13]曾提出 32°~33°N 是高原南部和北部暖季气温年代际变化差异的分界线, 故将南北分区线定为 32.5°N; 而 91°E 附近是高原的多山地区, 也是柴达木盆地大致的西边界。这 4 个区域基本上覆盖了我国境内海拔 3000 m 以上的高原地区。

本文所采用的模拟检验资料为 CRU TS 2.0^[14], 是由英国 East Anglia 大学的 Climatic Research Unit 通过整合若干个数据库而得到的一套月平均气候要素的数据集。CRU 资料具有时间序列长(1901—2000 年)、分辨率高(水平分辨率为 0.5°×0.5°)的特点。许崇海等^[15]曾用 CRU 资料检验 IPCC AR4 模式对东亚地区气候的模拟能力, 认为 IPCC AR4 模式都对东亚有一定的模拟能力, 温度模拟较好, 降水较差。在本试验中用双线性插

表 1 RegCM3 模式模拟试验的参数化方案

Table 1 Parameterization schemes of RegCM3 experiment

主要参数化方案设置	
物理框架	MM5 Hydrostatic
地图投影方式	Lambert 投影
积云参数化方案	Grell with Frisch - Chappell as the closure scheme
辐射方案	CCM3
大尺度降水方案	SUBEX
陆面参数化方案	BATS
PBL 方案	Non Local Scheme
海洋表面通量方案	Zeng Scheme
侧边界方案	Relaxation (exponential)
气压梯度方案	Hydrostatic deduction scheme

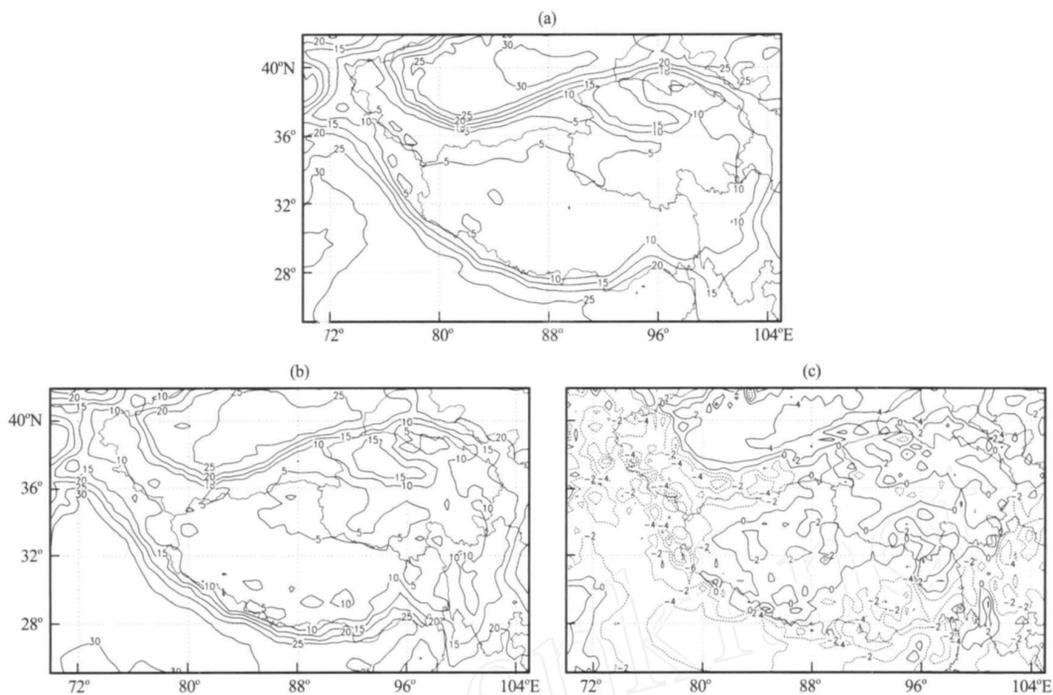


图2 RegCM3 模式模拟的夏季月平均地面气温(a)、CRU 资料夏季月平均气温(b)及两者的差值场(RegCM3 - CRU)(c)

RegCM3 模式模拟的气温为离地面 2 m 高处的气温(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 2 RegCM3 simulated(a) and CRU(b) summer monthly average air temperature, and their difference(c).

Unit: $^{\circ}\text{C}$. The air temperature simulated by RegCM3 is at the height of 2 m above the surface

值将 CRU 资料值插值到对应的模拟格点上, 再对两者进行比较分析。

3 模拟的地面气温

RegCM3 模式地面气温的模拟结果和 CRU 资料中都显示高原夏季的等温线几乎和地形等高线一致(图 2a, b)。RegCM3 模式和 CRU 资料都能够较好地模拟高原外围和边缘密集的等温线和夏季柴达木盆地的相对高温区域, RegCM3 模式模拟结果在高原西部帕米尔高原周围和高原东南部出现冷偏差(cold bias), 高原其他地区 RegCM3 模式的模拟值基本上都大于 CRU 资料, 但相差不大(图 2c)。这主要与模式的动力框架或者物理参数化方案对该区域描述的不确定性有关。

总体而言, RegCM3 模式和 CRU 资料的 10 年夏季地面平均气温曲线基本吻合(图 3e), 且两者都能清楚地表现出 1991, 1994, 1998, 1999 和 2000 年的气温高值年和 1992 年与 1997 年的低温年。就全区而言, RegCM3 模式的模拟为冷偏差, 模拟的夏季平均气温为 8.59°C ; CRU 资料的夏季平均气温为 9.06°C , 相差只有 -0.47°C 。这和张冬峰

等^[16]认为 RegCM3 模式对中国地区的气温模拟存在系统性的冷偏差相一致。就各分区而言, NW 区和 SE 区也均为冷偏差; 而在 NE 区中, RegCM3 模式的模拟结果在 10 年中均大于 CRU 资料值; SW 区中的模拟和 CRU 资料最为相近, 该分区中 RegCM3 模式和 CRU 资料的 10 年夏季月平均气温分别为 8.62°C 和 8.52°C , 相差只有 -0.1°C 。在这 4 个分区中, NE 区的 10 年夏季月平均气温模拟值最高, 为 9.38°C , 该区 CRU 资料值为 8.85°C 。而 CRU 资料中 SE 区的 10 年夏季月平均气温最高, 为 10.48°C ; RegCM3 模式的模拟值为 9.26°C , 相差为 -1.22°C , 模拟结果为冷偏差。模拟结果和 CRU 资料的 10 年夏季月平均气温最大相差分区为 NW, 模拟值为 7.40°C , CRU 资料为 8.67°C , 相差 -1.27°C 。NW 区也是观测资料最少的分区, 也可能是由于 RegCM3 模式的初始边界条件 ECMWF/ ERA40 和 CRU 资料的插值误差所造成。

在夏季的 3 个月中(图 4a ~ c), 7 月份全区的 10 年月平均气温在 RegCM3 模式模拟值和 CRU 资料中均为最高, 两者分别为 9.38°C 和 10.01°C 。张文纲等^[17]从台站资料中得到的 7 月份气温也是

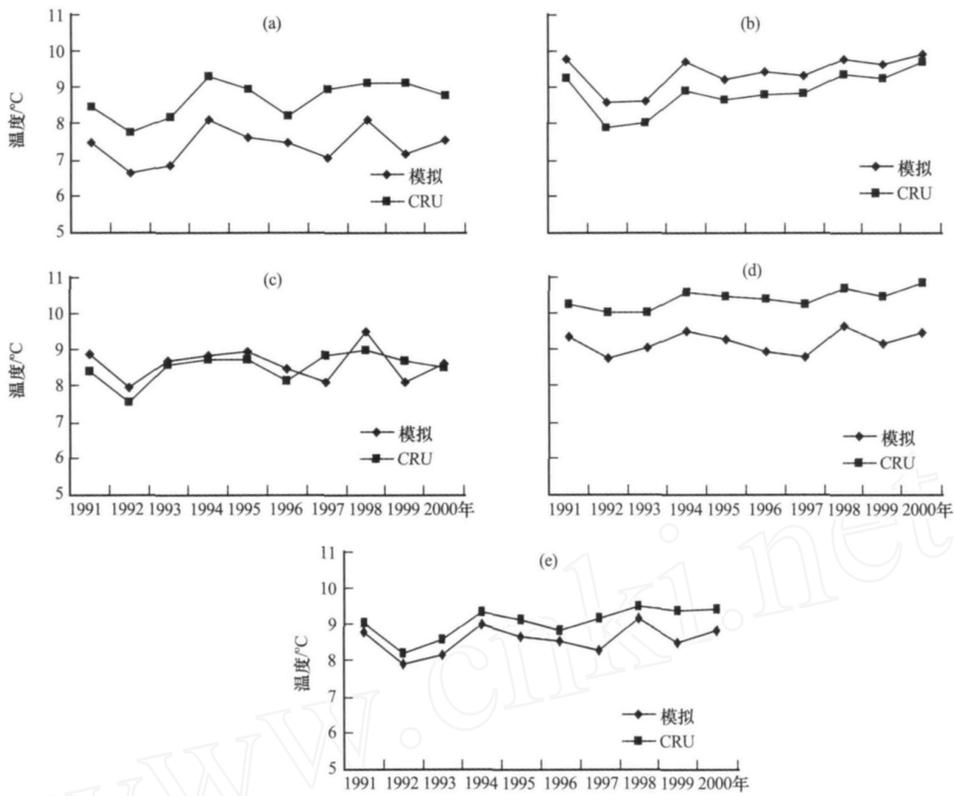


图 3 青藏高原 4 个分区和全区 10 年夏季 RegCM3 模式模拟的平均气温
(a) NW, (b) NE, (c) SW, (d) SW, (e) 全区

Fig. 3 Comparisons of average air temperature in summer of ten years for RegCM3 simulation and CRU values in four regions and whole of Tibet Plateau

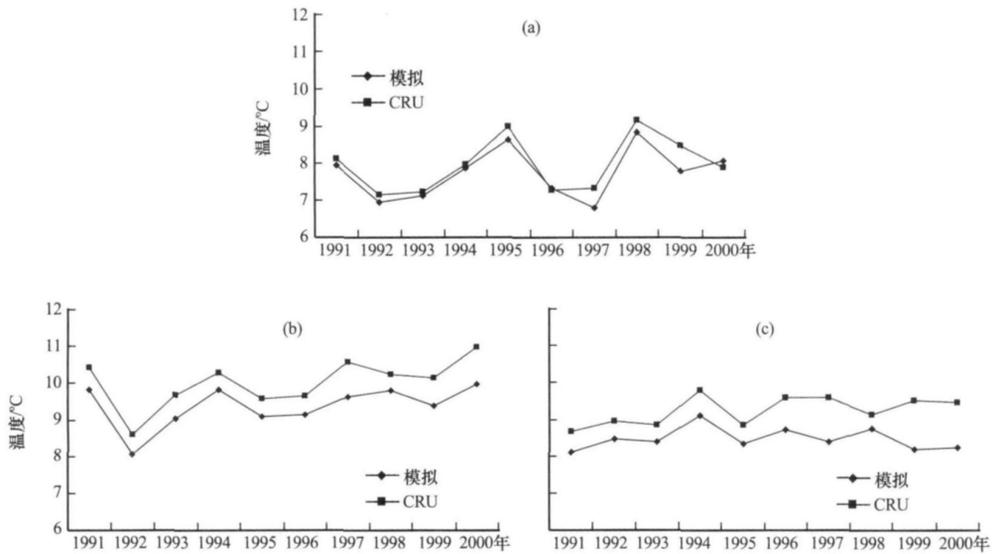


图 4 RegCM3 模式模拟与 CRU 资料中高原 10 年夏季逐月地面平均气温比较
(a) 6 月, (b) 7 月, (c) 8 月

Fig. 4 Comparisons of mouthly averaged air temperature in summer of ten years for RegCM3 simulation and CRU values. (a) June, (b) July, (c) August

表 2 RegCM3 模式的模拟结果和 CRU 资料 10 年(1991—2000 年)夏季平均气温(单位:)

Table 2 Summer average air temperature in ten years (1991—2000) for RegCM3 simulation and CRU values. (Unit:)

区域	RegCM3		CRU		平均值差	相关系数
	平均值/	升温率/[$\cdot(10a)^{-1}$]	平均值/	升温率/[$\cdot(10a)^{-1}$]		
NW	7.4	0.5	8.7	0.9	-1.3	0.71
NE 区	9.4	0.8	8.8	1.2	0.6	0.96
SW 区	8.6	-0.02	8.5	0.6	0.1	0.53
SE 区	9.3	0.3	10.5	0.7	-1.2	0.75
全区	8.6	0.4	9.1	0.9	-0.5	0.83

注: 平均值差 = RegCM3 - CRU

高原最高的月份, 为 14.9 ; 8 月份次之, 分别为 8.45 和 9.22 , 但相差最大为 -0.77 ; 6 月份最低, 分别为 7.73 和 7.95 , 两者相差最小为 -0.22 。RegCM3 的模拟结果和 CRU 资料对 10 年夏季 6 月份平均气温的变化趋势在 3 个月中最吻合, 8 月份相差最大。

全球变暖是当前气候变化的主要趋势, 高原因其特殊的位置和环境条件, 它的升温受到人们很大的关注。周宁芳等^[18]利用气象站数据也得出高原夏季气温的升温小于冬、春季升温。总体而言, 高原夏季气温从 1991—2000 年间, 在 RegCM3 模式的模拟结果和 CRU 资料中高原全区范围都出现上升趋势, 上升速率分别为 $0.4 \cdot (10a)^{-1}$ 和 $0.9 \cdot (10a)^{-1}$, 幅度不大(表 2)。RegCM3 模式的模拟结果和 CRU 资料都显示高原夏季北部升温幅度高于南部, 其中 NE 区夏季升温幅度最大, NW 区升温次之。韦志刚等^[19]用气象站数据得出: 汛期(6~9 月)青海区的升温变得强烈, 但西藏区反呈微弱降温趋势, 降温主要发生在西藏的江河谷地。在高原南部夏季升温幅度很小, 在 SE 区, RegCM3 模式的模拟结果和 CRU 资料中升温率分别只有 $0.3 \cdot (10a)^{-1}$ 和 $0.7 \cdot (10a)^{-1}$; 而在 SW 区, RegCM3 模式的模拟结果并没有出现升温状况, CRU 也只有 $0.6 \cdot (10a)^{-1}$ 。在 SE 区中升温不明显, 可能与高原东侧川渝地区的降温^[20]有关。李栋梁等^[21]对地温研究中也得出高原主体偏北和东北部地区地温显著升高, 高原中部和东南部低温呈下降趋势。就夏季 3 个月而言, 7 月份在 RegCM3 模式模拟和 CRU 资料中是夏季气温最高的月份(表 3), 也是气温升高幅度最大的月份, 两者中夏季升温率分别为 $0.8 \cdot (10a)^{-1}$ 和 $1.2 \cdot (10a)^{-1}$ 。在 RegCM3 模式模拟结果中 8 月份并未出现升温现象, 而 CRU 资料中在 8 月的升温率为 $0.8 \cdot (10a)^{-1}$, 两者相差最大; 6 月份在 RegCM3 模式的

表 3 RegCM3 模式的模拟结果和 CRU 资料 10 年(1991—2000 年)夏季 6~8 月份平均温度(单位:)

Table 3 Average air temperature in June, July and August between 1991 and 2000 for RegCM3 simulation and CRU values. (Unit:)

	6 月	7 月	8 月
RegCM3	7.7	9.4	8.5
CRU	8.0	10.0	9.2
平均值差	-0.3	-0.6	-0.7
相关系数	0.94	0.96	0.50

注: 平均值差 = RegCM3 - CRU

模拟结果和 CRU 资料中升温率分别为 $0.7 \cdot (10a)^{-1}$ 和 $0.8 \cdot (10a)^{-1}$, 两者最为接近。

4 模拟的降水

RegCM3 模式能够较好地模拟出高原地区降水“外围少边缘多”的基本特征, 并能模拟出印度卡西山(乞拉朋齐在此)、四川雅安(天漏)、祁连山东段和克什米尔降水中心、柴达木盆地和西藏西北部的少雨中心(图 5a)。而 CRU 资料中夏季降水大致以南多北少递减分布, 在高原内部区域降水分布缺少像 RegCM3 模式模拟结果那样的细致(图 5b)。例如, 对卫星资料 TRMM 显示的夏季 6~8 月在沿念青唐古拉山脉北侧的降水中心^[22], 在 RegCM3 模式的模拟结果有显示, 而在 CRU 资料中无显示。从 RegCM3 模式的模拟结果和 CRU 资料差值百分比场(图 5c)可以看出, 在西藏中部和西部的部分地区以及青海柴达木盆地部分地区, RegCM3 模式模拟的降水和 CRU 资料的差值百分比接近零, 吻合度较好。RegCM3 模式的模拟结果和 CRU 资料在 SW 区的 10 年夏季平均总降水量最接近(图 6)。除上述地区以外的高原地区 RegCM3 模式模拟的降水值都远远大于 CRU 资料观测值, 差值百分比大都超过 50%, 特别是在唐古拉山地区、昆仑山脉东段、巴颜喀拉山和喜马拉雅山脉, RegCM3 模式的

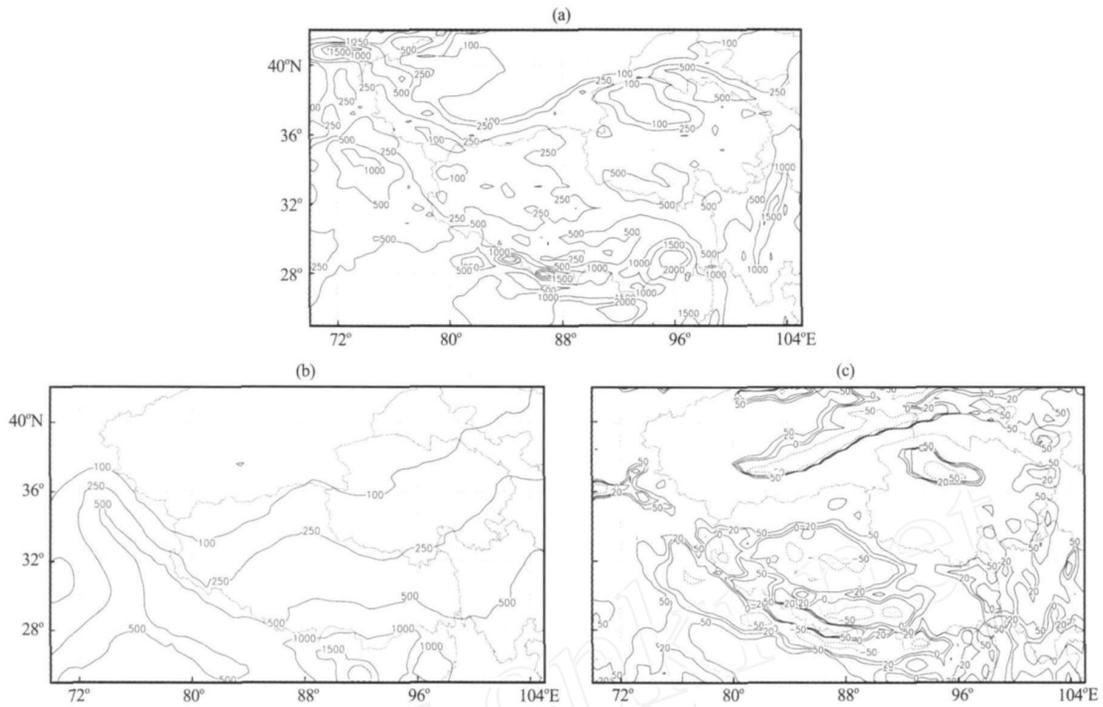


图 5 RegCM3 模式模拟的高原夏季总降水量 (a)、CRU 资料中的夏季总降水量 (b)，以及两者之间的差值场 (c) (单位：mm)

Fig. 5 Summer total precipitation simulated RegCM3 (a) and CRU values (b), and their difference (c). Unit: mm

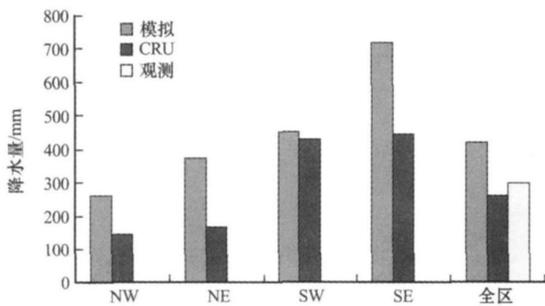


图 6 高原各分区的夏季总降水量

Fig. 6 Summer total precipitation in four regions and whole Plateau

模拟结果出现了很大的正偏差，而在喜马拉雅山脉南坡南部和北坡北部的少部分地区出现了负偏差。就高原全区夏季 10 年平均降水而言，RegCM3 模式、CRU 资料和气象站数据^[23]分别为 422.9、263.7 和 298.9 mm，模拟结果也不理想 (见图 6)。RegCM3 模式对高山地区模拟的偏差较大，除模式本身外，这些地方观测资料的缺乏也可能是一个重要原因。

5 结论

利用 RegCM3 模式对青藏高原 10 年 (1991 —

2000 年) 夏季地面气温和降水进行了模拟，模拟结果和 CRU 资料的对比分析表明：

(1) RegCM3 模式能够模拟出高原夏季气温的基本特征，和 CRU 资料相比，全区模拟表现为冷偏差，在 NW 和 SE 区中冷偏差较大，对 SW 区的模拟最好。RegCM3 模式也能够捕捉到 10 年夏季气温升高的信息，模拟结果和 CRU 资料均显示高原北部夏季升温较南部明显，其中 NE 区是 10 年夏季气温升高幅度最大的区域。在夏季 3 个月中，7 月份在模拟结果和 CRU 资料中都是月平均气温最高月份，也都是气温升高幅度最大的月份；6 月份的模拟结果与 CRU 资料在平均气温和 10 年变化趋势都最吻合；两者在 8 月份相差最大。

(2) RegCM3 模式能够模拟出高原夏季降水的基本分布特征。

(3) RegCM3 模式可以捕捉到高原气温和降水的基本信息，特别是气温信息，可以在一定程度上弥补高原缺少观测资料的缺点。增加高原的观测站点、发展适合高原自身的物理参数化方案是改进高原气候模拟必须要做的工作。

参考文献

[1] 沈永平, 王根绪, 吴青柏, 等. 长江—黄河源区未来气候情景

- 下的生态环境变化[J]. 冰川冻土, 2002, 24(3): 308 - 314
- [2] 姚檀栋, 刘时银, 蒲健辰, 等. 高亚洲冰川的近期退缩及其对西北水资源的影响[J]. 中国科学(D辑), 2004, 34(6): 535 - 543
- [3] 徐影, 丁一汇, 李栋梁. 青藏地区未来百年气候变化[J]. 高原气象, 2003, 22(5): 451 - 457
- [4] 高学杰, 李栋梁, 赵宗慈, 等. 温室效应对青藏高原及青藏铁路沿线气候影响的数值模拟[J]. 高原气象, 2003, 22(5): 458 - 463
- [5] 张冬峰, 高学杰, 白虎志, 等. RegCM3 模式对青藏高原地区气候的模拟[J]. 高原气象, 2005, 24(5): 714 - 720
- [6] 刘华强, 孙照渤, 王举, 等. 青藏高原东西部积雪效应的模拟对比分析[J]. 高原气象, 2005, 24(3): 357 - 365
- [7] 杨薇薇, 杨梅学. RegCM3 在青藏高原地区的应用研究: 积雪参数化方案的敏感性[J]. 冰川冻土, 2008, 30(2): 250 - 258
- [8] 刘黎平, 钱永甫, 吴爱明. 区域模式和 GCM 对青藏高原和西北地区气候模拟结果的对比分析[J]. 高原气象, 2000, 19(3): 313 - 322
- [9] Fernandez J P R, S H Franchito, V B Rao. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part I: Mean climatology [J]. Theor Appl Climatol, 2006, 86: 247 - 260
- [10] Pal J S, F Giorgi, Bi Xunqiang, et al. Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCM3-Net [J]. Bull Amer Meteor Soc, 2007, 88: 1395 - 1409
- [11] Giorgi F, M R Marinucci, G T Bates, et al. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2) part I: Boundary-layer and radiative transfer processes [J]. Mon Wea Rev, 1993, 121: 2794 - 2813
- [12] Giorgi F, M R Marinucci, G T Bates, et al. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2) part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions [J]. Mon Wea Rev, 1993, 121: 2814 - 2832
- [13] 王宁练. 青藏高原南部和北部暖季气温年代际变化差异的界线位置[J]. 第四纪研究, 2006, 26(2): 165 - 172
- [14] New M, M Hulme, P D Jones. Representing twentieth century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961 - 90 mean monthly terrestrial climatology [J]. J Climate, 1999, 12: 829 - 856
- [15] 许崇海, 沈新勇, 徐影. IPCC AR4 模拟对东亚地区气候模拟能力的分析[J]. 气候变化研究进展, 2007, 3(5): 287 - 292
- [16] 张冬峰, 欧阳里程, 高学杰, 等. RegCM3 对东亚环流和中国气候模拟能力的检验[J]. 热带气象学报, 2007, 23(5): 444 - 452
- [17] 张文纲, 李述训, 吴通华, 等. 青藏高原低气温差变化分析[J]. 地理学报, 2006, 61(9): 899 - 910
- [18] 周宁芳, 秦宁生, 屠其璞, 等. 近 50 年青藏高原地面气温变化的区域特征分析[J]. 高原气象, 2005, 24(3): 344 - 349
- [19] 韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化[J]. 大气科学, 2003, 27(2): 157 - 170
- [20] 李跃清, 李崇银. 青藏高原东侧地区夏季气温变化及其可能成因[J]. 高原气象, 2003, 22(增刊): 24 - 31
- [21] 李栋梁, 钟海玲, 吴青柏, 等. 青藏高原地表温度的变化分析[J]. 高原气象, 2005, 24(3): 291 - 298
- [22] 傅云飞, 刘奇, 自勇, 等. 基于 TRMM 卫星探测的夏季高原降水和潜热分析[J]. 高原山地气象研究, 2008, 28(1): 8 - 18
- [23] 卢鹤立, 邵全琴, 刘纪远, 等. 近 44 年来青藏高原夏季降水的时空分布特征[J]. 地理学报, 2007, 62(9): 946 - 958

Simulation of Summer Air Temperature and Precipitation over Tibetan Plateau with Regional Climate Model (RegCM3)

QU Peng¹⁻², YANG Mei-xue¹, GUO Dong-lin¹, CHEN Chu-xiong³

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Science, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research

Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

2. Geomatics Center of Gansu Province, Lanzhou 730000, China;

3. Hengyang Finance Economics and Industry Vocational College, Hengyang 421002, China)

Abstract: The summer (June, July and August) air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau from 1991 to 2000 have been simulated and studied by using the RegCM3 and ECMWF/ERA40 reanalysis data. After comparing the simulated results with CRU and other related research, RegCM3 show the basic information of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau. This is especially true for the air temperature, not only the reasonable distribution can be acquired, but the variation during the past 10-year summer is captured. RegCM3 successfully simulated the basic precipitation and drought centers, but, because of the complexity of precipitation over the Tibetan Plateau and model's limited ability of describing precipitation, the simulated precipitation isn't as good as air temperature.

Key words: Tibetan Plateau; RegCM3; CRU; Air temperature; Precipitation