

黄金龙,王艳君,苏布达,等. 2016. RCP4.5 情景下长江上游流域未来气候变化及其对径流的影响. 气象, 42(5):614-620.

RCP4.5 情景下长江上游流域未来气候变化 及其对径流的影响^{*}

黄金龙^{1,4} 王艳君² 苏布达^{1,2,3} 翟建青^{2,3}

1 中国科学院新疆生态与地理研究所,荒漠与绿洲生态国家重点实验室,乌鲁木齐 830011

2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京 210044

3 国家气候中心,北京 100081

4 中国科学院大学,北京 100049

提 要: 基于 1961—2010 年长江寸滩以上流域 50 个气象站的逐日观测数据和寸滩水文控制站的逐日径流数据,结合流域的地形、土地利用和土壤信息,采用 HBV 和 SWAT 水文模型,模拟了流域降水径流定量关系,并利用 CCLM 区域气候模式,开展了气候变化背景下,寸滩未来径流的可能演变趋势分析。结果表明:HBV 和 SWAT 水文模型都适用于位于湿润地区的长江寸滩以上流域,月径流的模拟 Nash-Sutcliffe 效率系数都在 0.90 以上。相比较,SWAT 水文模型对于枯水径流的模拟较差,HBV 水文模型峰值流量的模拟高于实测。相对于基准期(1986—2005 年),RCP4.5 情景下,2011—2040 年寸滩以上流域平均气温、最高气温、最低气温将明显增加,并呈持续上升趋势;流域降水也有一定的增加,但 2030 年后呈弱减少趋势。从两类水文模型对径流模拟的集合结果来看,2011—2040 年年径流将上升 14.2%;而径流量的概率分布尾部特征及径流分位数变化进一步表明,流域的未来峰值流量预计将有所增大。

关键词: 气候变化,水文模拟,寸滩以上流域

中图分类号: P426,P467

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.05.011

Future Climate Change and Its Impact on Runoff in the Upper Reaches of the Yangtze River Under RCP4.5 Scenario

HUANG Jinlong^{1,4} WANG Yanjun² SU Buda^{1,2,3} ZHAI Jianqing^{2,3}

1 State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Science, Urumqi 830011

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, School of Remote Sensing,
Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 National Climate Centre, Beijing 100081

4 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract: Based on the daily meteorological data of 50 weather stations and daily runoff data from the Cuntan Gauging Station, HBV and SWAT hydrological models were calibrated and validated by using DEM, land use data and soil texture information. Possible impact of future climate change on river runoff was analyzed through forcing HBV and SWAT models by CCLM dynamic downscaled climatic data. The results show that both of HBV and SWAT models are suitable for simulating monthly river runoff in the Cuntan catchment, with Nash-Sutcliffe efficiency coefficient of about 0.90 in the calibration and validation period. But it is also clear that the SWAT is good at simulating floodpeak value while HBV has good performance

* 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2013CB430205 和 2012CB955903)及中德合作组项目 GZ912 共同资助

2014 年 12 月 25 日收稿; 2015 年 11 月 16 日收修定稿

第一作者:黄金龙,主要从事气候变化影响研究. Email:huangjl_2012@163.com

通信作者:苏布达,主要从事气候变化影响研究. Email:subd@cma.gov.cn

on baseflow value. Compared with baseline period (1986—2005), mean temperature, maximum temperature and minimum temperature in the Cuntan catchment will increase obviously with persistent rising trend by CCLM in 2011—2040 under RCP4.5 scenario. Annual precipitation is also expected to rise a bit in 2011—2040, but will decrease slightly since 2030. From the ensemble mean of the two hydrological modeling results and changes in runoff quantile, we can see that the annual runoff will increase 14.2% with probability of higher flood volumes in 2011—2040 than 1986—2005.

Key words: climate change, hydrological simulation, the Cuntan catchment

引 言

气候变化通过影响水资源的时空再分配及区域水资源总量,进而对社会经济发展和生态系统等产生深刻的影响。全球水循环对变暖的响应不具有—致性特征,除部分区域外,干湿地区间和干湿季节间的降水差异将会增大(Stocker et al, 2013),面临水源短缺和受到大洪水影响的人口都会有所增加。受气候变化和人类活动等多重因素的影响,中国主要江河实测径流量多呈下降趋势,北方地区水资源量明显减少,南方地区也出现了区域性甚至流域性缺水现象,成为我国可持续发展面临的重大战略问题之一(夏军等, 2011)。

长江上游流域既受季风的影响,又受青藏高原的影响,是气候变化的敏感区域。已有许多学者对其水文过程和未来的气候变化进行了研究(许继军等, 2010; 张俊等, 2012; 任永建等, 2013; 赵琳娜等, 2012),但对未来流域水资源变化方面的研究还较少。寸滩站是长江上游最重要的控制站之一,是三峡水库的入库站,其径流量的变化研究对于三峡水库水资源管理、长江中下游及重庆市水资源利用和防汛方面具有重要意义。本文基于高分辨率区域气候模式 CCLM,采用概念性 HBV 和具有物理机制的 SWAT 两类水文模型,开展典型浓度路径 RCP4.5 情景下长江寸滩以上流域未来气候变化及其对径流的可能影响研究,以为流域水资源管理和水资源持续利用方面提供参考依据。

1 研究区、数据和方法

1.1 研究区概况

长江寸滩以上流域(图 1 所示),位于 25°~36°N、90°~110°E,面积约为 80.5 万 km²,覆盖了长

江上游的大部分区域(80%以上),涉及四川、重庆、云南、青海、西藏和甘肃等省(区、市)。流域多年(1961—2010 年)平均降水为 1004.3 mm,年平均气温、最高气温和最低气温分别为 12.5、18.4 和 8.13℃。寸滩站是长江干流重要的控制站之一,多年平均径流为 3422 亿 m³。

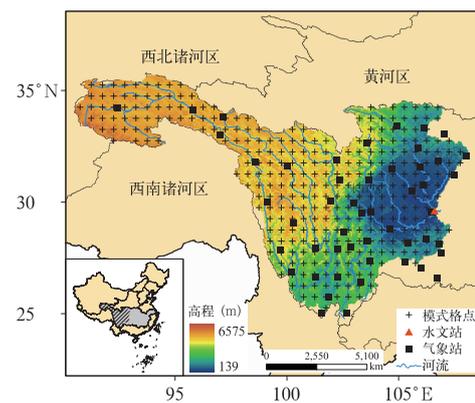


图 1 长江寸滩以上流域气象站、水文站及模式格点分布

Fig. 1 Distribution of weather stations, hydrological station and CCLM grid points in the Cuntan catchment

1.2 数据

流域内及附近 50 个气象站 1961—2010 年的逐日气温、降水实测数据由中国气象局国家气象信息中心提供。1961—2010 年长江寸滩水文站逐日径流数据由长江水利委员会提供。

气候模式数据采用的是德国马普气象研究所 MPI-ESM-LR 模式驱动的 CCLM 数据。CCLM 气候模式是具有代表性的动力降尺度气候模式,已在中国(钟军等, 2013)及珠江、长江等流域(Fischer et al, 2012; 2013; 孟玉婧等, 2013; 陶辉等, 2013; 彭涛等, 2014)未来气候变化研究中得到应用。该气候模式数据集的分辨率为 0.5°×0.5°。时间尺度为

1961—2040 年,其中 1961—2005 年为试验期数据,2006—2040 年为 RCP4.5 情景下的预估数据。文中采用的 RCP4.5 情景在 2100 年左右辐射强迫稳定在 $4.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,需要通过能源体系改变、碳捕获等技术的应用对温室气体排放进行限制(王绍武等,2012;张莉等,2013),较符合应对气候变化的政策措施和未来发展愿景。

水文模型的输入要素中,数字地形采用了 $90 \text{ m} \times 90 \text{ m}$ 的美国太空总署(NASA)和国防部国家测绘局(NIMA)联合测量的 SRTM(Shuttle Radar Topography Mission)数据,土地利用类型数据采用中国科学院资源与环境科学数据中心提供的 2000 年 1:10 万资料,土壤矢量图采用中国科学院南京土壤所提供的 2004 年 1:100 万资料。

上述气象站、水文控制站以及 CCLM 格点的分布见图 1。

1.3 方法

降水径流关系,本文采用 HBV 和 SWAT 等近年来广泛应用于洪水预报、水资源评估、模型对比及水质变化等方面研究的水文模型(Radchenko et al, 2013; Oni et al, 2014; 卢燕宇等, 2015; 高超等, 2010; Narisimlu et al, 2013; 夏智宏等, 2009; 杨国敏, 2013)。采用决定系数和 Nash-Sutcliffe 效率系数评估了水文模型模拟结果。

通过 EDCDF(Equidistant Cumulative Distribution Functions)法(Li et al, 2010)对 CCLM 模式数据进行了统计偏差纠正,以提升未来预估数据的可信度。EDCDF 方法是通过建立实测、模拟和预估数据的累积分布函数,计算出未来某值对应的累积概率,假定在此概率下对应的实测和模拟值的差值在未来时段保持不变,最后通过此差值达到对未来预测值的校正。

利用内核密度分布估计法(Livina et al, 2010),分析了气温、降水和径流的概率密度变化。

2 气候模式评估及水文模型率定

图 2 给出 CCLM 区域气候模式对长江寸滩以上流域的 1961—2005 年月平均气温和月降水的模拟结果与观测值的对比。可见,与观测值相同,模拟的平均气温、最高气温、最低气温的高值均出现在 7 月份,但模拟结果比观测值普遍偏低,存在系统误差。降水上,模拟与实测降水多的月份都在夏季,夏季降水的模拟较好,偏差相对较小,但其他月份的降水偏差相对较大,除 7—9 月降水的模拟值偏低外,其余月份的降水模拟均高于实测。

从月气温和降水的概率分布来看,观测和模拟概率密度分布都有着不均匀的双峰型分布。平均气温、最高气温、最低气温的概率密度曲线分布形状较

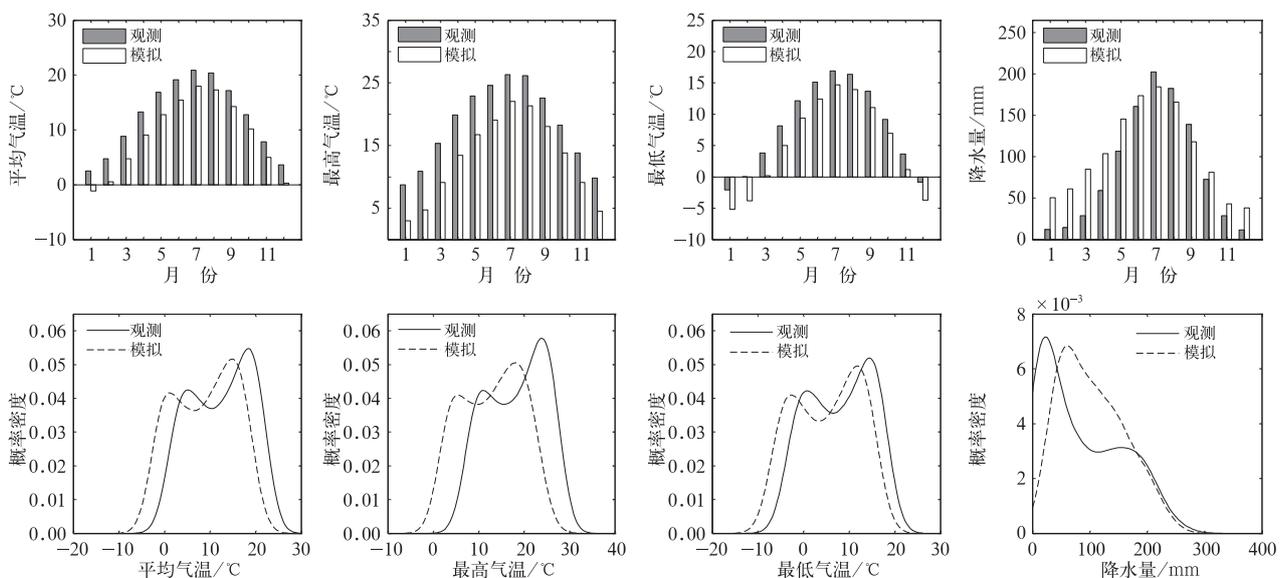


图 2 1961—2005 年流域月平均气温和月平均降水的模拟与观测值及其概率密度

Fig. 2 Simulated and observed monthly mean temperature and precipitation during 1961—2005 and their probability densities

为接近,但模拟的概率密度曲线偏左,均值偏小。模拟降水的高密度峰值对应的降水量大于实测,对尾部模拟较好,说明了降水较多的夏季降水量模拟优于其他季节。在趋势变化上,气候模式模拟出了气温变暖[实测: $0.14\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{ a})^{-1}$,模拟: $0.16\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{ a})^{-1}$]趋势和降水减少[实测: $-14.8\text{ mm}\cdot(10\text{ a})^{-1}$,模拟: $-2.3\text{ mm}\cdot(10\text{ a})^{-1}$]的趋势。区域气候模式 CCLM 对流域气温和降水有较好的模拟能力,但也存在着数值上的差异,尤其是降水方面的模拟。针对量值上存在的差异,文中通过统计偏差纠正,降低了气温、降水模拟与实测数据存在的平均偏差(BIAS)和均方根误差(RMSE),改进了模式的模拟结果(表 1)。

表 1 1961—2005 年流域气候要素 CCLM 模拟校正前后结果与实测对比

Table 1 Comparison of CCLM and bias-corrected CCLM data with observed temperature and precipitation in 1961—2005

	模拟与实测对比 (校正前)		模拟与实测对比 (校正后)	
	BIAS	RMSE	BIAS	RMSE
平均气温/ $^{\circ}\text{C}$	-3.46	3.49	0.003	0.36
最高气温/ $^{\circ}\text{C}$	-5.35	5.38	-0.03	0.50
最低气温/ $^{\circ}\text{C}$	-2.83	2.85	0.01	0.34
降水/mm	232.09	253.60	-1.16	109.32

将实测气象数据输入到 HBV 和 SWAT 水文模型进行径流的模拟,通过模拟结果与实测径流的对比,进行水文模型的调参率定,并对率定的参数进行了验证(图 3)。从径流模拟结果来看,率定期(1961—1980 年),HBV 水文模型模拟的月径流的 Nash 效率系数为 0.91,决定系数为 0.93,SWAT 水文模型输出结果的 Nash 效率系数为 0.94,决定系数为 0.95。验证期(1981—2000 年),HBV 水文模型模拟的月径流的 Nash 效率系数为 0.91,决定系数为 0.94,SWAT 水文模型输出结果的 Nash 效率系数为 0.93,决定系数为 0.94。两类水文模型对流域径流量的模拟能力均较强,都适用于气候变化影响评估。图中也可看出,SWAT 水文模型对于枯水径流的模拟相对较差,HBV 水文模型对于峰值流量的模拟要高于实测。

将 CCLM 试验期(1961—2000)校正前后数据分别输入两水文模型后结果表明(表 2),校正后模式数据模拟出的径流结果不论是在决定系数还是 Nash 效率系数上都有着很大的提升,且 Nash 效率系数都在 0.64 以上,进一步说明了校正后的径流模拟结果可信。由于模式数据带来的不确定性,不同水文模型对于径流的模拟结果也会不一致,例如将原始试验期模式数据输入率定好的 SWAT 水文模

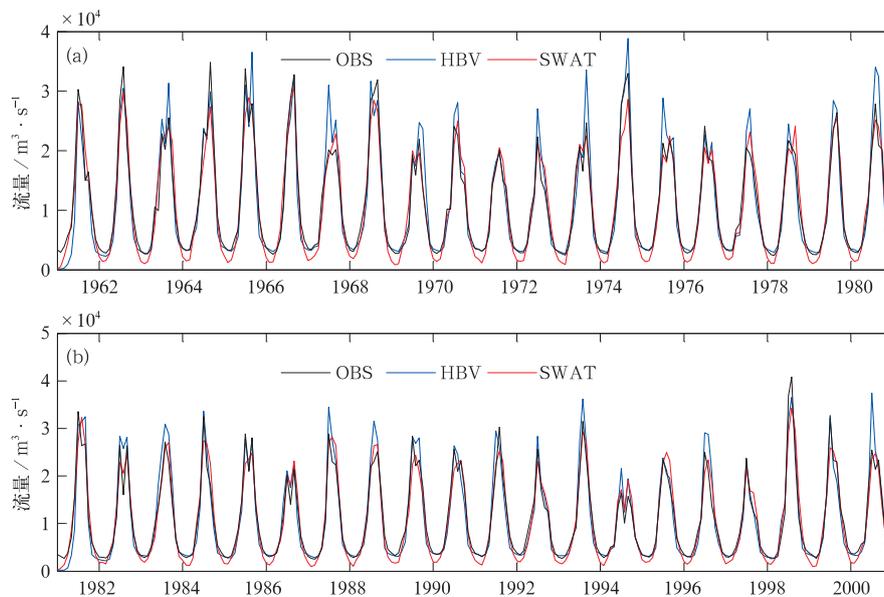


图 3 寸滩站模拟径流量与实测径流量对比
(a) 率定期, (b) 验证期

Fig. 3 Comparison of simulated and observed runoff
(a) calibration period, (b) validation period

表 2 气候模式校正前后月径流模拟对比
Table 2 Comparison of monthly runoff simulated by hydrological model by using the CCLM and bias-corrected CCLM data (1961—2000) as the input respectively

	气候模式校正前 为输入		气候模式校正后 为输入	
	决定系数	Nash 效率 系数	决定系数	Nash 效率 系数
HBV	0.68	0.41	0.75	0.64
SWAT	0.62	-0.45	0.77	0.74
HBV 与 SWAT 集合	0.67	0.09	0.77	0.72

型,其结果的 Nash 效率系数为负值(-0.45)。在进行多水文模型未来预估研究时,采用算数平均方法集合水文模型的模拟结果,可减少影响评估模型的选择带来的不确定性,提供较可信的未来径流变化结果(表 2)。

3 未来气候变化及径流量变化

由上述分析可知,区域模式 CCLM 对于气温、降水有着一定的模拟能力,EDCDF 方法对于气温、

降水的校正也比较明显,同时校正后的模式数据对于径流模拟的结果有着很大的提升。因此,本文对未来时段的 CCLM 降水、气温数据进行偏差校正,并输入到率定好的水文模型,分析流域未来气候变化及其对径流的影响。

3.1 未来气候变化

未来(2011—2040 年)气温、降水的年际和空间变化显示(图 4),RCP4.5 情景下,年平均气温、最高气温、最低气温将呈现显著的上升趋势,线性趋势分别达到 0.32、0.39 和 0.31 $^{\circ}\text{C} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。而年降水量将有微弱的下降趋势,下降趋势为 0.47 $\text{mm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。

空间上,相对于基准期(1986—2005 年),RCP4.5 情景下未来多年平均气温、最高气温、最低气温几乎表现出全区一致的增加,而多年平均降水虽然增加,但空间差异较大,降水的增加区域主要位于流域上游和嘉陵江流域。整个流域,未来平均气温将升高 0.77 $^{\circ}\text{C}$ (变幅:-0.05~1.25 $^{\circ}\text{C}$),最高气温将升高 0.78 $^{\circ}\text{C}$ (变幅:-0.11~1.52 $^{\circ}\text{C}$),最低气温将升高 0.72 $^{\circ}\text{C}$ (变幅:-0.20~1.37 $^{\circ}\text{C}$),降水量将升高 2.72 mm (变幅:-156.96~97.77 mm)。

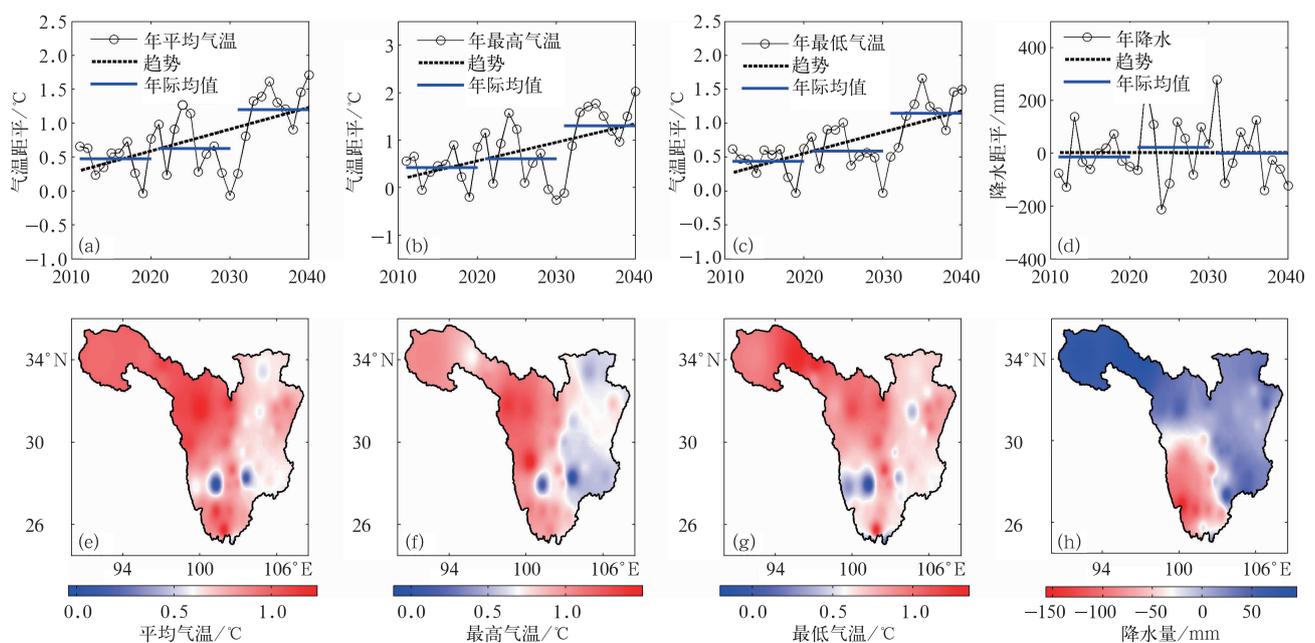


图 4 2011—2040 年寸滩以上流域气温及降水的年际变化(a—d)及空间变化(e—f)
(相对于订正后 1986—2005 年模式数据)

Fig. 4 Temporal (a—d) and spatial (e—f) variations of temperature, precipitation during 2011—2040
(relative to the bias-corrected CCLM data of 1986—2005)

3.2 未来径流变化

RCP4.5 情景下,流域气温上升的区域一致性以及降水变化的空间差异性(特别是长江源区)势必会对流域的水资源产生影响。地势较高的区域(特别是长江源区)气温增加较明显,气温的升高不仅能增加蒸散,也能增强冰川融水对长江流域地表水资源的补给。

以未来气候要素驱动水文模型获取的寸滩站年径流量模拟结果表明,HBV 模拟流量高于 SWAT 模型模拟结果,但两者的变化幅度较为一致,两模型集合后年平均径流量的变化在 3012.8~5425.1 亿 m^3 (图 5)。2011—2040 年的多年平均径流量较基准期(1986—2005 年)增加了 14.2%,但时间段内年平均径流量年际变化呈不显著的下降趋势。从月径流量的概率分布上来看(图 6),月平均径流量的变化主要位于 64.6~673.9 亿 m^3 ,其出现的概率较基准期要低,表明未来径流的增加将主要集中于枯水期和丰水期。预估期月径流量概率分布的尾部要长于基准期,未来的高流量值可能出现更频繁。

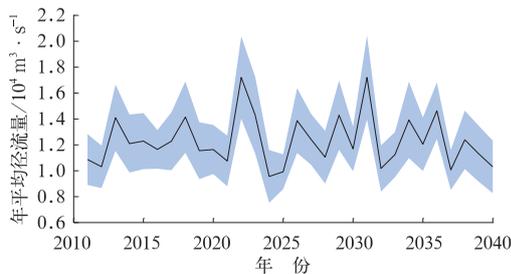


图 5 2011—2040 年寸滩年平均径流量变化 (阴影上限为 HBV 模拟结果,下限为 SWAT 模拟结果;曲线为两水文模型集合平均)

Fig. 5 Projection of the Cuntan annual mean runoff in 2011—2040 (upper shadow: HBV result; lower shadow: SWAT result; curve line: assembled result)

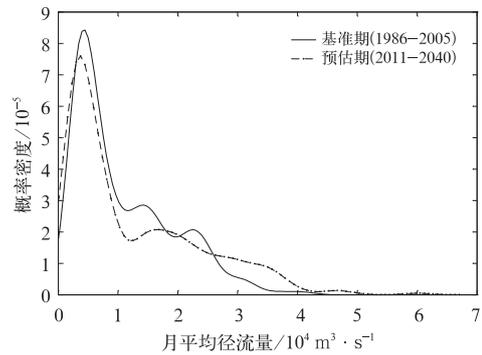


图 6 预估期(2011—2040 年)和基准期(1986—2005 年)月径流量概率分布

Fig. 6 Probability density distribution of monthly runoff in projected period (2011—2040) and baseline period (1986—2005)

Q90 和 Q10 分别代表每年日径流数据的第 90 和第 10 百分位数。通常 90% 分位数径流量(Q90)的变化能反映峰值极端径流的变化,10% 分位数径流量(Q10)的变化能反映枯水极端径流的变化。SWAT 模拟结果表明(表 3),相对于基准期 1986—2005 年,未来 RCP4.5 情景下,2011—2040 年反映峰值极端径流的 Q90 分位数径流在增加,反映枯水极端径流的 Q10 在减少。各年代际枯水极端径流都在减少,而峰值极端径流变化不一致。2011—2020 年,Q90 在减少;2021—2030 年和 2031—2040 年,Q90 都有一定的增加,表明极端的流域洪水会有所增加。HBV 模拟结果表明(表 3),2011—2040 年内峰值极端径流呈现出减—增的年代际变化趋势,而枯水极端径流呈现减少的年代际变化趋势。相对于基准期 1986—2005 年,未来 RCP4.5 情景下,2011—2040 年及各年代际反映峰值极端径流的 Q90 分位数径流都有较大的增加,反映枯水极端径流的 Q10 分位数径流也都有一定的增加。鉴于 HBV 和 SWAT 对于极端径流的模拟能力可知(图 3),RCP4.5 情景下,相对于基准期,未来极端的流域洪水强度将增加;相对于基准期,枯水期径流将有一定增加,但在未来时间变化上有着减少的趋势。

表 3 2011—2040 年各年代际分位数径流相对基准期变化(1986—2005 年)百分率

Table 3 Interdecadal variations of runoff quantile during 2011—2040 relative to that of 1986—2005

	2011—2020		2021—2030		2031—2040		2011—2040	
	SWAT	HBV	SWAT	HBV	SWAT	HBV	SWAT	HBV
Q90(%)	-1.8	54.2	1.5	52.3	2.3	56.7	0.8	54.2
Q10(%)	-47.3	13.6	-47.1	12.1	-57.6	7.7	-49.7	11.5

4 结 论

本文结合区域气候模式数据(CCLM)和水文模型(HBV、SWAT)对长江寸滩以上流域未来气候变化和径流变化进行了分析研究,主要结论如下:

(1) 区域气候模式 CCLM 对长江寸滩以上流域的气候要素(平均气温、最高气温、最低气温、降水)有着较好的模拟能力,很好地模拟出了气温、降水的季节变化特征,但在量值的模拟上存在差异。偏差校正方法能较好地改进模式数据,增加未来径流模拟结果的可信度。

(2) HBV(概念性)和 SWAT(具有物理基础)水文模型对寸滩站径流的模拟上,都具有可靠的模拟能力。SWAT 水文模型对于枯水径流的模拟相对较差,HBV 水文模型对于峰值流量的模拟较实测值高。两类水文模型的集合能减少未来预估研究的不确定性。

(3) 相对于基准期(1986—2005 年),RCP4.5 情景下,整个流域未来(2011—2040 年)多年平均气温、最高气温、最低气温升高,降水将增多,气温几乎呈现出全区一致上升,而降水有着明显的空间差异。

(4) 相对于基准期(1986—2005 年),RCP4.5 情景下,寸滩站未来(2011—2040 年)多年平均径流量有所增加,但呈逐步减少趋势。未来的峰值流量将可能增大,流域极端洪水将增加。枯水期径流也有一定上升,但在时间上变化上有着减少的趋势。

预估数据的不确定性、土地利用和土壤数据时空局限性、流域水库等影响都会对未来径流模拟产生影响,虽然本文对气象预估数据进行了统计偏差纠正,并将水文模型结果进行集合分析,但未来径流模拟工作中气候模式输入数据及水文模型率定参数等带来的不确定性问题需要进一步深入研究。

参考文献

高超,曾小凡,苏布达,等. 2010. 2010—2100 年淮河流域径流量变化情景预估. 气候变化研究进展,6(1):15-21.

卢燕宇,田红. 2015. 基于 HBV 模型的淮河流域洪水致灾临界雨量研究. 气象,41(6):755-760.

孟玉婧,姜彤,苏布达,等. 2013. 高分辨率区域气候模式 CCLM 对鄱阳湖流域气温的模拟评估. 中国农业气象,34(2):123-129.

彭涛,殷志远,李兰. 2014. 水文模型在计算中小流域致汛临界雨量中的应用. 气象,40(11):1354-1362.

任永建,洪国平,肖莺,等. 2013. 长江流域上游气候变化的模拟评估及其未来 50 年情景预估. 长江流域资源与环境,22(7):894-899.

陶辉,黄金龙,翟建青,等. 2013. 长江流域气候变化高分辨率模拟与 RCP4.5 情景下的预估. 气候变化研究进展,9(4):246-251.

王绍武,罗勇,赵宗慈,等. 2012. 新一代温室气体排放情景. 气候变化研究进展,8(4):305-307.

夏军,刘春葵,任国玉. 2011. 气候变化对我国水资源影响研究面临的机遇与挑战. 地球科学进展,26(1):1-12.

夏智宏,周月华,许红梅. 2009. 基于 SWAT 模型的汉江流域径流模拟. 气象,35(9):59-67.

许继军,杨大文. 2010. 基于分布式水文模拟的干旱评估预报模型研究. 水利学报,41(6):739-747.

杨国敏. 2013. SWAT 模型在赵王河流域面源污染控制中的应用. 山东师范大学.

赵琳娜,包红军,田付友,等. 2012. 水文气象研究进展. 气象,38(2):147-154.

钟军,苏布达,翟建青,等. 2013. 中国日降水的分布特征和未来变化. 气候变化研究进展,9(2):89-95.

张莉,丁一汇,吴统文,等. 2013. CMIP5 模式对 21 世纪全球和中国年平均地表气温变化和 2℃ 升温阈值的预估. 气象学报,71(6):1047-1060.

张俊,陈良华,李波,等. 2012. 2011—2060 年长江上游流域降水变化预估问题的讨论. 水利水电技术,43(11):4-13.

Fischer T, Su B, Luo Y, et al. 2012. Probability distribution of precipitation extremes for weather index-based insurance in the Zhujiang River Basin, South China. J Hydrometeor, 13(3):1023-1037.

Fisher T, Menz C, Su B, et al. 2013. Simulated and projected climate extremes in the Zhujiang River Basin, South China, using the regional climate model COSMO-CLM. Int J Climatol, 33(14):2988-3001.

IPCC. 2013. Climate Change 2013: The physical Science Basis. IPCC working group 1 contribution to AR5. Cambridge, UK, New York, USA: Cambridge University Press.

Li H, Sheffield J, Wood E F. 2010. Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. J Geophys Res, 115(D10), doi:10.1029/2009JD012882.

Livina VN, Kwasiok F, Lenton TM. 2010. Potential analysis reveals changing number of climate states during the last 60 kyr. Climate of the Past, 6(1):77-82.

Narisimlu B, Gosain A K, Chahar B R. 2013. Assessment of future climate change impacts on water resources of Upper Sind River Basin, India using SWAT model. Water Resour Manage, 27(10):3647-3662.

Oni S K, Futter M N, Molot L A, et al. 2014. Uncertainty assessments and hydrological implication of climate change in two adjacent agricultural catchments of a rapidly urbanizing watershed. Sci Total Environ, 473-474:326-337.

Radchenko I, Breuer L, Forkutsa I, et al. 2013. Runoff simulation in the Ferghana Valley (Central Asia) using conceptual hydrological HBV-light model. Geophys Res Abs, 15:9249.