



DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2016.05.007

张静文, 郭家力, 刘佳, 等. 鄱阳湖流域入湖径流时空变化预测[J]. 南水北调与水利科技, 2016, 14(5): 41-48, 70. ZHANG Jing wen, GUO Jia li, LIU Jia, et al. Prediction for temporal and spatial variability of Poyang Lake inflow[J]. South to North Water Transfers and Water Science & Technology, 2016, 14(5): 41-48, 70. (in Chinese)

鄱阳湖流域入湖径流时空变化预测

张静文¹, 郭家力¹, 刘佳¹, 李英海^{1,2}, 郭靖³

(1. 三峡大学 水利与环境学院, 湖北 宜昌 443002; 2. 南京水利科学研究院 水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 南京 210098; 3. 中国电建集团华东勘测设计研究院有限公司, 杭州 310014)

摘要: 对鄱阳湖未来入湖径流变化的准确预测可为“后三峡”时期水资源调度决策提供理论依据。基于实测资料发现, 三峡水库蓄水后, 鄱阳湖入湖年径流及各调度期径流均不同程度减少。通过 ASD(Automated Statistical Downscaling)统计降尺度方法将 GCM(General Circulation Model)输出数据与新安江水文模型耦合, 得到未来鄱阳湖流域“五河七口”的入湖径流过程。结果表明, 未来年径流相比实测变化幅度更小, 偏多和偏少交替出现; 集水面积较大的赣江、抚河和信江对鄱阳湖径流变化的贡献最大; 无论 A2 还是 B2 情景下, 均是蓄水期变化幅度最大、枯水期最小, 且各调度期的入湖径流变化程度比年径流更大。

关键词: 鄱阳湖; 三峡水库; 径流变化; 气候变化; 统计降尺度

中图分类号: TV 121 **文献标志码:** A **文章编号:** 1672 1683(2016) 05-0041-08

Prediction for temporal and spatial variability of Poyang Lake inflow

ZHANG Jing wen¹, GUO Jia li¹, LIU Jia¹, LI Ying hai^{1,2}, GUO Jing³

(1. College of Civil and Hydropower Engineering, China Three Gorges University, Yichang 443002, China;

2. State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Nanjing Hydraulic Research Institute,

Nanjing 210098, China; 3. Huadong Engineering Corporation Limited, Power China, Hangzhou 310014, China)

Abstract: Accurate prediction of future inflow change into Poyang Lake can provide theoretical basis for the decision making of water resources allocation during the post Three Gorges Project period. Based on the analysis of observed discharge data, this paper found that after the impoundment of Three Gorges Reservoir in 2003, the inflows into the Poyang Lake of annual total and four scheduling periods have uniformly reduced in different degrees. Seven future inflow hydrographs of five major rivers of Poyang Lake Basin were obtained through the coupling of GCM (General Circulation Model) output data and Xin An Jiang hydrological model with the ASD (Automated Statistical Downscaling) statistical downscaling method. The results showed that compared to the observed change, the future change of annual total inflow into the Poyang Lake would be smaller, still showing alternating variations of positive and negative patterns; those tributaries with larger drainage areas i. e., Gan River, Fu River and Xin River, would make more contribution to the total inflow change; under both A2 and B2 scenarios, the change rates of impoundment period compared would be greater than that of any other scheduling period while that of day period would be smaller, and the change rate of each period would be greater than that of total inflow.

Key words: Poyang Lake; Three Gorges Reservoir; discharge change; climate change; statistical downscaling

收稿日期: 2015-12-22 修回日期: 2016-08-05 网络出版时间: 2016-08-18

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/13.1334.TV.20160818.1931.001.html>

基金项目: 国家自然科学基金项目(51409152; 41401018; 51509141); 南京水利科学研究院水文水资源与水利工程科学国家重点实验室开放研究基金(2013490911); 三峡大学人才科研启动基金(KJ2014B030)

Fund: National Natural Science Foundation of China(51409152; 41401018; 51509141); State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Nanjing Hydraulic Research Institute Open Foundation(2013490911); Starting Foundation for talent of China Three Gorges University(KJ2014B030)

作者简介: 张静文(1994), 女, 湖北潜江人, 主要从事变化环境下的水文水资源响应研究。E-mail: 877594938@qq.com

通讯作者: 郭家力(1984), 男, 湖北孝感人, 讲师, 博士, 主要从事变化环境下的水文水资源响应研究。E-mail: jlguo1984@163.com

近年来频繁发生的鄱阳湖干旱事件(如枯水位屡创新低、2010 年的冬春连旱等),对鄱阳湖湿地生态系统健康造成不利影响^[1]。鄱阳湖水位及早涝变化与鄱阳湖入湖总水量密切相关,分析鄱阳湖入湖水量变化规律对鄱阳湖生态系统保护具有重要意义。同时,作为中国现存为数不多的大型通江湖泊之一,鄱阳湖的水文情势变化与长江来水密切相关^[2]。2003 年开始蓄水调度的三峡工程,影响了江湖相互作用以及鄱阳湖水位、流量的季节变化,使得认识鄱阳湖径流变化驱动机制和演变规律的问题进一步复杂化^[3-4]。

由于三峡水库的拦蓄作用,长江干流主河道水位下降,特别是三峡水库蓄水期调度对鄱阳湖影响较大,使鄱阳湖枯水季节提前,枯水期延长^[5]。目前针对三峡工程建设及运行对鄱阳湖水位降低影响的研究较多^[2,6-7],而较少着重对鄱阳湖流域内自身来流量的分析^[8-9]。而且未来这种流量变化趋势是否会持续?变化的程度是多少?都是社会公众和决策者迫切关心的问题,因此有必要针对三峡水库不同调度期对鄱阳湖入湖径流量进行分析预测^[10]。

本文拟结合实测数据分析提出问题,采用历史实测资料率定水文模型,采用 IPCC AR4 中的大尺度气候模式输出,通过统计降尺度方法降解与水文模型进行耦合,获取未来时段鄱阳湖“五河七口”入湖径流量,从而根据三峡水库的调度期和鄱阳湖“五河七口”多源特点,预测鄱阳湖未来入湖径流的时空分布。

1 数据介绍

使用的数据主要以下包括三类。

(1) 逐日气象实测数据。包括逐日降水、逐日平均气温,数据来自中国气象数据共享服务网(<http://cdc.cma.gov.cn/index.jsp>)提供的中国地面气候资料日值数据集。研究选取了该数据集位于江西省的 13 个国家气象站,如图 1 所示这些站点均匀分布于鄱阳湖流域。数据年限为 1961 年-2010 年,各站点多年平均降水量在 1 433~1 833 mm 之间,多年平均气温在 16.7 °C~19.6 °C 之间。

(2) 逐日蒸发皿实测数据、鄱阳湖“五河七口”的逐日流量数据,均由江西省水文局提供。其中,蒸发数据有 25 年以上的连续数据;虬津流量站由于修建柘林水库原因迁站,实测数据年限仅为 1983 年-2010 年,1953 年-1958 年的数据来自三琪滩站,1959 年-1980 年的数据来自柘林站,而 1981 年-1982 年虬津站数据缺测,其余各站点数据均为 1953 年-2010 年。各站点多年平均蒸发量在 561~993

mm 之间,多年平均流量在 110~2 166 m³/s 之间。

(3) 大尺度气候数据。包括实测再分析数据和 GCM (General Circulation Model) 模拟数据。前者来自美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)提供的全球再分析数据集(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>),数据年限为 1961 年-2001 年;后者选用英国 Hadley 中心的 HadCM3 模式,数据年限为 1961 年-2001 年和 2010 年-2099 年。

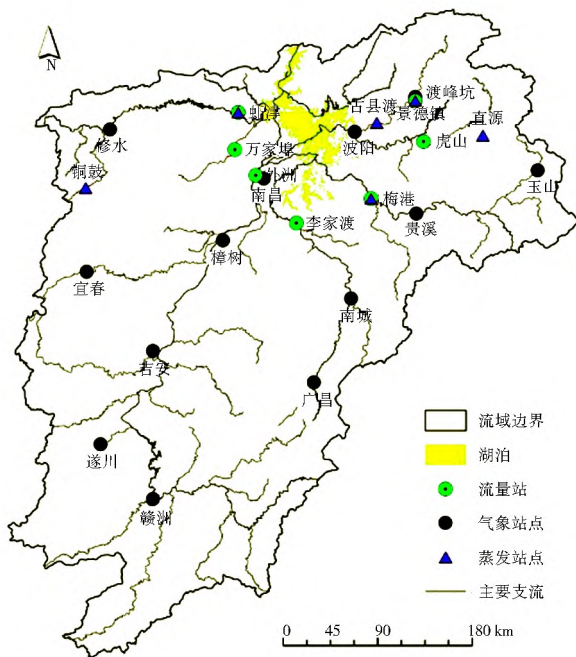


图 1 鄱阳湖流域各站点位置

Fig. 1 Observational stations in the Poyang Lake Basin

2 鄱阳湖入湖水量分析

鄱阳湖入湖总径流包括“五河七口”赣江、抚河、信江、饶河、修河的入湖水量之和,依次为外洲、李家渡、梅港、虎山和渡峰坑、虬津(或三琪滩、柘林)和万家埠共 7 个水文控制站(图 1)。“五河七口”控制站点的集水面积之和占鄱阳湖流域总面积 16 22 万 km² 的 84.5%^[11],其余 15.5% 为湖区未控区间,共 2 51 万 km²。本文未考虑湖区未控区间产生的入湖径流量。

2.1 年入湖总水量变化

图 2 为 1953 年-2010 年鄱阳湖年入湖总水量变化趋势。从该图可以看出,鄱阳湖入湖总水量的年际变化较大,年际入湖量的最大值与最小值之比为 4.52;总入湖径流量总体上呈现增加趋势,这种趋势可能与鄱阳湖流域各支流的径流系数和降水量同步增加有关,且有研究显示近半个世纪以来气候变化对鄱阳湖流域径流系数的影响非常显著^[12]。

罗蔚等^[13]研究发现,鄱阳湖入湖总径流从年际变化看来,自20世纪60年代至21世纪初的五个年代里,鄱阳湖入湖总水量距平呈现正负交替变化趋势,其中20世纪70年代和90年代为偏多时期,21世纪初也就是目前处于入湖总水量偏少时期。三峡水库从2003年正式开始蓄水运行至2010年,正好处在鄱阳湖入湖总水量偏少的周期内。本文以2003年为时间节点,计算三峡水库蓄水前后鄱阳湖入湖总径流的变化。长系列1953年-2010年多年平均鄱阳湖入湖总径流为1 135亿 m^3 ,1953年-2002年多年平均入湖径流为1 248亿 m^3 ,2003年-2010年为1 022亿 m^3 ,三峡工程蓄水后,鄱阳湖入湖总径流量相比长系列多年平均减少9.9%,相比蓄水前序列减少18.1%。

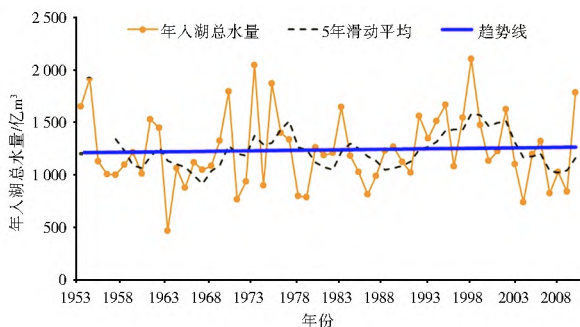


图2 1953年-2010年鄱阳湖入湖总水量变化趋势

Fig. 2 Changing trend of annual total inflow into Poyang Lake from 1953 to 2010

2.2 三峡水库不同调度期入湖总水量分析

按照初步设计阶段的三峡水库调度规则,将全年划分为泄水期、洪水期、蓄水期和枯水期四个调度期。5月25日至6月10日为泄水期,6月11日至9月30日为洪水期,10月1日至10月31日为蓄水期,11月1日至5月24日为枯水期。图3展示了鄱阳湖在三峡水库运行前后各时期实测入湖总径流的对比情况。将全年分解到三峡水库的各调度期,无论是在泄水期、洪水期、蓄水期还是枯水期,鄱阳湖入湖径流都不同程度地减小,其中泄水期和枯水期减小程度均低于年径流变化,分别为11.8%和14.1%;洪水期和蓄水期减小程度高于年径流变化,分别为23.6%和33.6%。由此可见,三峡水库的各调度期虽然与年入湖总径流一致地减少,但是减小的幅度有较大差别。

从以上分析可以看出,鄱阳湖低水位不仅是由三峡水库蓄水造成,同时期鄱阳湖来水减少也是重要的原因,而且三峡水库对鄱阳湖径流的影响也因不同时期的调度方式而产生差异。因此,对鄱阳湖

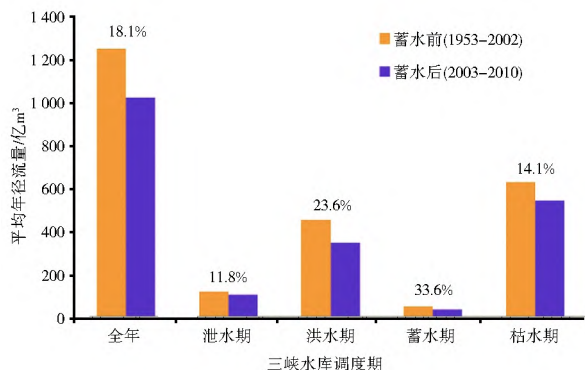


图3 实测鄱阳湖入湖径流和在三峡水库运行前后各时期的对比

Fig. 3 The comparison of inflows of annual total and scheduling periods before and after Three Gorges Reservoir impoundment

径流变化的分析要结合三峡水库的调度期进行区分。由于三峡水库蓄水调度年限较短,以及前述的鄱阳湖入湖径流周期性变化因素影响,还需要借助水文模拟等技术对序列延长进行分析。郭家力等^[14]采用ASD统计降尺度方法预测鄱阳湖流域未来降水变化,认为未来降水较基准期均有所增加,到本世纪末最大可能增加11.2%。伴随着气候变化的影响愈演愈烈,未来径流变化的不确定性成分进一步增大。

3 鄱阳湖流域未来气候水文预估

目前评估气候变化对水文水资源的影响主要是采用What if Then模式,即假定气候发生某种变化情景,将其作为流域水文模型的输入,研究流域内水循环各个分量在该种情景下的变化情况^[15]。该模式一般包括以下4个步骤:(1)定义气候变化情景;(2)建立、验证流域水文模型;(3)将气候变化情景作为流域水文模型的输入,模拟区域水循环的变化过程;(4)利用流域水文模型的模拟结果,评价气候变化对水文水资源的影响。为了和前述未来降水预测形成对比,本文仍采用IPCC AR4的SRES排放情景,主要包括A2和B2情景,其中A2情景描述的是一个发展极不均衡的世界,B2情景描述的世界强调区域、社会和环境可持续发展的世界。即采用HadCM3大尺度气候模式在这两种情景下的输出结果,使用ASD统计降尺度方法进行尺度降解,得到未来的降水和气温数据,根据气温和蒸发的回归关系,将气温转化为蒸发,输入新安江模型,模拟未来径流序列。

3.1 统计降尺度模型建立及检验

郭家力等^[14]通过研究证实了ASD(Automated Statistical Downscaling)统计降尺度方法在鄱阳湖

流域降水方面的适用性,因此本文采用了这种方法。采用 1961 年-2001 年共 41 年的 NCEP/NCAR 再分析数据及站点实测月平均降水气温资料,建立、检验鄱阳湖流域统计降尺度模型,其中前 30 年(1961 年-1990 年)数据用于模型建立,后 11 年(1991 年-2001 年)数据用于模型检验。

选用图 1 所示的鄱阳湖流域内 13 个国家气象站点建立统计降尺度模型。将 13 个站点按照空间地理位置关系划分到“五河”各子流域,取子流域内站点的算术平均值作为子流域均值。表 1 和表 2 分别给出了所建立的 ASD 统计降尺度模型率定期模拟和实测降水、气温的对比结果,其

中模拟值和实测值均取率定期 1961 年-1990 年多年平均值,模拟偏差为模拟值相对实测值的绝对偏差。从表 1 中可以看出,ASD 统计降尺度模型对子流域降水模拟结果较好,降水的绝对偏差范围最大值为 1.15 mm/d,修水、潦河、乐安河、昌江、抚河、信江和赣江的偏差范围依次为 0~0.83 mm/d、0~0.82 mm/d、0~0.47 mm/d、0.06~1.15 mm/d、0.02~0.58 mm/d、0.03~0.21 mm/d 和 0.01~0.64 mm/d。其中赣江流域整体偏小,抚河、信江流域仅个别月份偏大其余月份均偏小,而修水、潦河、乐安河及昌江等子流域偏大和偏小的情况相当。

表 1 ASD 模型对鄱阳湖流域降水的模拟偏差

Tab. 1 Bias of simulated precipitation by ASD to observed precipitation in the Poyang Lake basin

月份	修水	潦河	乐安河	昌江	抚河	信江	赣江
1	-0.22	-0.18	-0.06	-0.04	-0.24	-0.19	-0.10
2	-0.17	0.14	-0.22	-0.35	-0.19	-0.06	-0.03
3	-0.24	0.49	0.00	0.25	-0.27	-0.09	-0.02
4	0.14	-0.82	0.19	1.15	-0.58	-0.12	-0.42
5	0.83	-0.72	-0.47	-0.03	-0.46	-0.06	-0.14
6	-0.77	-0.21	-0.17	0.24	-0.11	-0.04	-0.64
7	-0.66	-0.04	0.13	0.55	-0.13	-0.08	-0.03
8	0.18	0.00	0.33	-0.41	-0.12	-0.11	-0.39
9	0.00	0.08	-0.32	0.30	-0.31	0.07	-0.14
10	-0.15	0.18	-0.15	-0.80	-0.38	-0.03	-0.29
11	-0.05	-0.18	0.10	-0.26	-0.02	0.21	-0.01
12	-0.12	-0.10	-0.10	-0.06	0.02	-0.11	-0.06

从表 2 中可以看出 ASD 统计降尺度模型对子流域气温模拟结果较好,绝对偏差范围最大值为 0.12℃,修水、潦河、乐安河、昌江、抚河、信江和赣江

的偏差范围依次为 0.01~0.12℃、0.01~0.08℃、0~0.06℃、0~0.06℃、0~0.12℃、0~0.06℃和 0~0.07℃,即各子流域气温的模拟正负偏差同时存在。

表 2 ASD 模型对鄱阳湖流域气温的模拟偏差

Tab. 2 Bias of simulated air temperature by ASD to observed air temperature in the Poyang Lake basin

月份	修水	潦河	乐安河	昌江	抚河	信江	赣江
1	0.06	0.05	0.01	0.00	-0.05	-0.01	0.01
2	0.02	0.08	0.00	0.02	-0.12	0.01	0.07
3	0.01	0.02	0.00	-0.04	-0.04	0.00	-0.03
4	0.06	-0.06	0.06	0.07	-0.03	0.04	0.04
5	-0.12	-0.07	-0.01	0.02	0.04	-0.01	0.04
6	0.07	-0.08	-0.01	0.06	0.02	0.05	-0.06
7	0.03	0.07	0.01	-0.02	0.03	-0.03	-0.02
8	-0.02	0.06	-0.05	0.03	-0.02	-0.06	0.01
9	-0.02	-0.01	-0.02	-0.01	-0.02	0.00	0.01
10	-0.02	-0.03	-0.03	0.04	0.00	-0.03	0.00
11	-0.05	-0.02	0.04	0.00	0.03	0.03	-0.01
12	0.03	-0.05	-0.05	-0.01	-0.01	-0.05	0.02

受篇幅限制,这里只给出了 ASD 统计降尺度模型率定期的对比结果,并未给出检验期以及使用 ASD 统计降尺度模型对基准期 GCM 数据的对比结果,详细可参考郭家力等^[4]的研究。但是从以上分析可以看出,使用 ASD 统计降尺度方法模拟的结果能较好地拟合实测降水和气温,尽管部分子流域、个别月份存在较大偏差,但偏差幅度均在可接受范围以内。因此,采用本文所建立的 ASD 统计降尺度模型对 HadCM3 输出结果进行尺度降解,获取鄱阳湖流域的未来降水、气温序列。

3.2 水文模型建立及径流模拟

根据徐若兰等^[6]的研究思路,在计算未来蒸发时可建立气温和蒸发的关系曲线。由于气温和蒸发关系受高程影响,本文将表 3 所示的 13 个国家气象站点根据站点高程分为 ≤ 50 m、50~100 m、100~150 m 三类。根据现有资料情况,其中 ≤ 50 m 阶段建立了 $T(\text{南昌}) \sim E(\text{虬津})$, $T(\text{波阳}) \sim E(\text{古县渡})$ 的回归关系,确定性系数分别为 0.917 和 0.894,樟树站使用 $T(\text{南昌}) \sim E(\text{虬津})$ 回归系数;50~100 m 阶段建立了 $T(\text{景德镇}) \sim E(\text{渡峰坑})$, $T(\text{贵溪}) \sim E(\text{梅港})$ 回归关系,确定性系数分别为 0.924 和 0.945,南城、吉安站使用 $T(\text{贵溪}) \sim E(\text{梅港})$ 回归系数;100~150 m 阶段建立了 $T(\text{修水}) \sim E(\text{铜鼓})$, $T(\text{玉山}) \sim E(\text{直源})$ 回归关系,确定性系数分别为 0.946 和 0.872,宜春、遂川、赣州使用 $T(\text{修水}) \sim E(\text{铜鼓})$ 回归系数,广昌使用 $T(\text{玉山}) \sim E(\text{直源})$ 回归系数。当回归关系有两个以上可以参考时,以空间距离较近站点为准。表 3 给出了本文所采用的 13 个气象站点气温蒸发回归关系。

将以上 13 个站点的降水和蒸发数据划分到“七口”各个子流域,1961 年–2010 年共 50 年。将 50 年的数据每连续 10 年为一个阶段,共划分为 5 个阶段,分别为 20 世纪 60 年代、70 年代、80 年代、90 年代和 21 世纪初。其中修水虬津站由于资料缺测,只有 80 年代、90 年代和 21 世纪初三个阶段,且 80 年代阶段为 1983 年 1 月 1 日–1990 年 12 月 31 日。每个阶段前 7 年用于率定,后 3 年用于检验。针对各子流域 5 个阶段的模型,选择模型效率系数最高阶段参数^[17],表 4 中粗体标记即为最高模型效率系数,同时表中也给出了对应阶段的参数。

将各站点未来逐日气温数据,输入如表 3 所示的对应回归关系式,得到基准期和未来时期的逐日蒸发序列,连同基准期和未来时期的逐日降水序列,驱动率定好的各子流域水文模型,保持参数不变,得到基准期 1961 年–2001 年和未来 2010 年–2099

年的各子流域径流序列,结果见表 5。

表 3 鄱阳湖流域各站点气温蒸发回归关系结果

Tab. 3 The regression relationships between air temperature and evaporation for hydro-metrological stations in Poyang Lake basin

高程范围 / m	气象站点 (蒸发站点)	高程 / m	回归方程
≤ 50	波阳(古县渡)	40.1	$y = 0.7664e^{0.0571x}$ ($R^2 = 0.917$)
	南昌(虬津)	46.9	$y = 0.8597e^{0.0485x}$ ($R^2 = 0.894$)
	樟树	30.4	使用南昌
50~100	南城	80.8	使用贵溪)
	贵溪(梅港)	51.2	$y = 0.7169e^{0.0584x}$ ($R^2 = 0.945$)
	吉安	71.2	使用贵溪)
	景德镇(渡峰坑)	61.5	$y = 0.9204e^{0.0553x}$ ($R^2 = 0.924$)
	宜春	131.3	使用修水
100~150	广昌	143.8	使用玉山
	遂川	126.1	使用修水
	赣州	137.5	使用修水
	玉山(直源)	116.3	$y = 0.4793e^{0.0589x}$ ($R^2 = 0.872$)
	修水(铜鼓)	146.8	$y = 0.6495e^{0.0594x}$ ($R^2 = 0.946$)

4 未来径流变化

4.1 总入湖径流变化

以模拟的 1961 年–2001 年径流为基准,代表三峡水库蓄水前的鄱阳湖入湖径流量;以 2010 年–2099 年共 90 年的模拟数据代表未来鄱阳湖入湖径流量,以年代为单位进行统计。表 5 给出了未来 90 年各年代相对于基准期的径流变化量和相对变化量。从表 5 中可以看出未来的径流变化仍呈现出类似历史实测阶段的交替变化。但相比较而言,未来交替变化的跨度更大,未来径流连续偏少或者偏多持续的时间更长,一般是 20~30 年。相比于 21 世纪初基于实测资料计算的三峡水库蓄水后入湖径流减少 18.1%,未来 A2 情景下,径流偏小趋势将延续至 21 世纪 30 年代末,但偏少的幅度较历史实测阶段低。B2 情景下交替变化时间相对于 A2 情景有一定的滞后,因此表现在相同年代 A2 和 B2 情景下的增减方向基本相反,这与 B2 情景下温室气体排放的速率较慢有一定关联性^[18]。直至 21 世纪最后的 10~20 年间,两种情景下鄱阳湖的入湖径流相对

表 4 鄱阳湖各流域新安江模型参数及效率系数

Tab. 4 The parameters and efficiency coefficient of Xinanjiang model for subbasins in the Poyang Lake basin

子流域	赣江- 外洲	信江- 梅港	抚河- 李家渡	饶河- 渡峰坑	饶河- 虎山	修水- 万家埠	修水- 虬津
面积/ km ²	80948	15535	15811	5013	6374	3548	9914
20 世纪 60 年代	85. 64	80. 05	82. 26	66. 66	66. 29	63. 09	-
20 世纪 70 年代	80. 31	79. 63	79. 17	63. 27	71. 56	51. 7	-
20 世纪 80 年代	80. 61	80. 64	79. 79	58. 88	71. 43	54. 23	31. 74
20 世纪 90 年代	80. 52	85. 12	76. 41	61. 08	72. 96	61. 24	40. 38
21 世纪初	73. 53	77. 7	78. 73	63. 25	67. 04	50. 88	14. 63
<i>WM</i>	229. 765	190. 86	110. 215	223. 118	232. 405	222. 874	201. 613
<i>X</i>	0. 654	0. 444	0. 337	0. 276	0. 539	0. 386	0. 566
<i>Y</i>	0. 41	0. 66	0. 318	0. 364	0. 442	0. 228	0. 639
<i>KE</i>	0. 89	0. 921	1. 783	0. 815	0. 937	0. 742	0. 757
<i>B</i>	0. 743	0. 245	0. 46	0. 468	0. 265	0. 37	0. 467
<i>SM</i>	315. 543	147. 801	279. 472	25. 806	267. 449	65. 103	260. 704
<i>EX</i>	1. 506	0. 88	0. 698	1. 107	1. 304	0. 974	0. 638
<i>CI</i>	0. 18	0. 483	0. 596	0. 269	0. 493	0. 478	0. 226
<i>CG</i>	0. 152	0. 071	0. 33	0. 273	0. 271	0. 223	0. 694
<i>IMP</i>	0. 039	0. 061	0. 045	0. 078	0. 09	0. 088	0. 016
<i>C</i>	0. 262	0. 131	0. 097	0. 416	0. 464	0. 018	0. 043
<i>KI</i>	0. 712	0. 26	0. 555	0. 216	0. 444	0. 154	0. 345
<i>KG</i>	0. 937	0. 956	0. 89	0. 65	0. 579	0. 649	0. 972
<i>N</i>	4. 526	0. 484	0. 476	0. 496	0. 307	0. 46	0. 436
<i>NK</i>	2. 049	4. 354	4. 08	3. 439	5. 648	5. 816	5. 46

注: 表中模型参数依次为 *WM* (流域平均张力水容量, mm)、*X* (上层张力水容量 *WUM* 比例系数, $WUM = X * WM$, 无量纲)、*Y* (下层张力水容量 *WLM* 比例系数, $Y: WLM = Y * (1 - X) * WM$, 无量纲)、*KE* (流域蒸散发折算系数, 无量纲)、*SM* (表层自由水蓄水容量, mm)、*EX* (自由水蓄水容量曲线万次, 无量纲)、*CI* (表层自由水蓄水库对壤中流的日出流系数, 无量纲)、*CG* (表层自由水蓄水库对地下水的日出流系数, 无量纲)、*IMP* (不透水面积比例, 无量纲)、*C* (深层蒸散发折算系数, 无量纲)、*KI* (壤中流消退系数, 无量纲)、*KG* (地下水消退系数, 无量纲)、*N* 和 *NK* (马斯京根法演算参数, 无量纲和 *h*)。

表 5 21 世纪各年代相对于蓄水前鄱阳湖总入湖径流变化

Tab. 5 The change of total inflow in 21th century decades compared to pre impoundment period

年代	变化量 / 亿 m ³		相对变化量 (%)	
	A2	B2	A2	B2
21 世纪 10 年代	- 96. 2	87. 4	- 5. 4	4. 9
21 世纪 20 年代	- 17. 1	67. 7	- 1. 0	3. 8
21 世纪 30 年代	71. 0	- 36. 0	4. 0	- 2. 0
21 世纪 40 年代	- 10. 8	69. 4	- 0. 6	3. 9
21 世纪 50 年代	21. 1	44. 4	1. 2	2. 5
21 世纪 60 年代	- 15. 7	- 58. 3	- 0. 9	- 3. 3
21 世纪 70 年代	236. 5	- 47. 2	13. 2	- 2. 7
21 世纪 80 年代	96. 6	35. 6	5. 4	2. 0
21 世纪 90 年代	106. 7	162. 0	6. 0	9. 1

于基准期都有所增加。总体来说, 两种情景下, 年总入湖径流在未来各年代的变化量不大, 变化(增加或减少)幅度不超过 10%, 由此可以推断如果按照更长年限平均, 未来鄱阳湖年入湖径流总量相对变化幅度可能会更小。

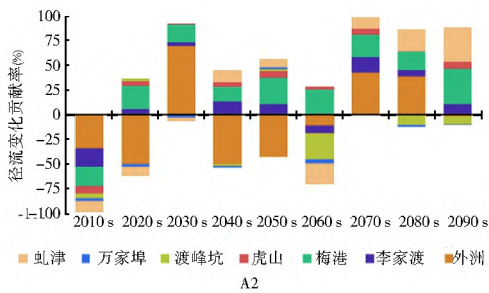
4. 2 五河七口贡献分析

图 5 给出了 A2 和 B2 情景下鄱阳湖未来入湖径流变化的“五河七口”各子流域贡献率。A2 情景下, 仅在 21 世纪 10 年代各子流域径流量均一致减少, 所以导致入湖径流总体减少 96. 2 亿 m³; B2 情景下, 仅在 21 世纪 10 年代各子流域径流量均一致增加, 所以导致入湖径流总体增加 87. 4 亿 m³; 其余各年代, 在 A2 和 B2 两种情景下均未出现所有支流一致增加或者减少的现象。

A2 情景下, 李家渡、梅港、虎山主要呈现贡献为正, 即除个别年代之外, 均相对于基准期径流增加; 渡峰坑和万家埠则相反, 贡献为负; 其余各支流呈正负交替贡献; B2 情景下, 仅梅港和虬津在各年代贡献为正, 其余各支流均呈正负交替贡献。

从各支流的贡献大小对比来看, 赣江(外洲)是鄱阳湖流域最大的支流, 该子流域的径流变化对鄱阳湖入湖径流的变化占有一定的主导型作用。其次是面积相当的信江(梅港)和抚河(李家渡)子流域,

但是相比看来信江在径流变化中的贡献明显要大于抚河,再次就是修水干流(虬津)。其余各站点对入湖径流贡献的比例相对较小。从以上分析可以看



出,径流变化的贡献率与子流域的集水面积有较大关联。此外,从图5中也能看出未来径流交替变化,且周期约为10~30年。

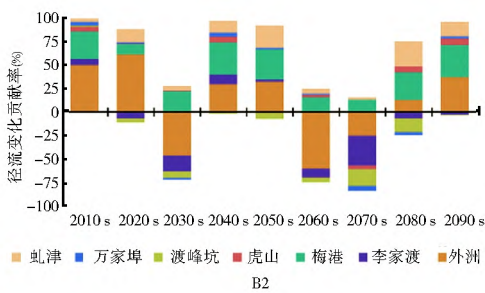


图5 21世纪各年代鄱阳湖径流变化的各子流域贡献率

Fig. 5 The contribution of each subbasin to inflow into Poyang Lake for 21th century

根据鄱阳湖流域未来降水的预测结果^[14],饶河在A2和B2情景下均递减,赣江在两种情景下均增加,而修水、抚河、信江在A2情景下降水先减后增,在B2情景下各时段降水都增加。尽管鄱阳湖流域的降水呈现增加趋势,距离基准期的时间越长,降水的变化幅度越大,但是由于降雨径流的非线性复杂关系,径流并未对应于降水出现一致的变化关系。

总体说来,鄱阳湖流域入湖径流变化的原因不同,空间变化不同,由于各子流域的下垫面条件和气候条件的不同,对鄱阳湖径流变化的贡献不一,在各个时期主导的因素不同^[19]。因此,研究鄱阳湖的径流变化必须考虑空间差异,特别是鄱阳湖流域径流贡献较大的赣江、信江和抚河流域。

4.3 三峡调度运行期径流变化

图6展示了针对三峡水库各调度期,鄱阳湖入湖总径流以及对总径流贡献较大的赣江、信江和抚河子流域相对变化。从图6可以看出,各调度期的径流变化趋势与年入湖总量的变化趋势一致,也是各年代交替变化。但是交替变化的幅度和时间极不一致。其中以三峡水库蓄水期的鄱阳湖入湖径流变化较大,各年代变幅基本在30%左右,其中A2情景下增幅达80%,这主要是鄱阳湖的赣江、信江和抚河三大子流域在这一时期同时增加80%以上,其中信江在21世纪70年代增加幅度甚至高达120%。相比于其他时期,无论是A2情景还是B2情景蓄水期波动幅度最大,相比于年径流量的变幅在10%左右,枯水期变动幅度最小,基本上在两种情景下,都是在10%以内变化。

A2情景下在各调度期总径流呈现不同年代正负交替变化;B2情景下洪水期总径流相比基准期一致增加,其余各调度期的总径流与A2情景下类似

呈现不同年代正负交替变化。从各主要子流域来看,其余各时期表现为交替变化明显,而洪水期和枯水期却是值得注意的时期,特别是在B2情景下。B2情景下赣江流域在洪水期呈现一致增加,在枯水期一致减少;信江流域在A2和B2情景下的洪水期一致增加;而B2情景下抚河流域洪水期呈现一致减少。

综上所述,由于水文要素季节性的差异,对应三峡水库各调度期的鄱阳湖入湖径流与年总量相比有较大差别,主要表现在变化幅度和年代分布。三峡水库蓄水期鄱阳湖入湖径流量的增加,将有助于缓解目前鄱阳湖低水位的影响。但是,由于三峡水库在蓄水期长江干流河道水位降低,增加的这部分水量在多大程度上能为鄱阳湖流域自身所利用,还是由于长江“拉空”作用导致鄱阳湖存不住水而汇入长江干流,需要进一步研究^[20]。

5 结论

三峡水库蓄水之后,对下游通江湖泊等的水文影响一直是学界关注的焦点。鄱阳湖未来入湖径流变化预测可为“后三峡”时期水资源调度决策提供理论依据。本文基于鄱阳湖流域1953年-2010年的“五河七口”实测入湖流量资料分析发现,三峡水库蓄水后鄱阳湖入湖总径流和各调度期径流均不同程度减少。基于此,进一步开展对应三峡水库的调度期的鄱阳湖入湖径流时空预测,主要是通过A SD统计降尺度方法将GCM输出数据与新安江水文模型耦合得到未来鄱阳湖五河七口的入湖径流过程。分析发现未来年径流相比实测变化幅度更小,偏多和偏少交替出现,但周期跨度更长,这一变化是鄱阳湖的多个支流增减幅度不一相互抵消造成的。

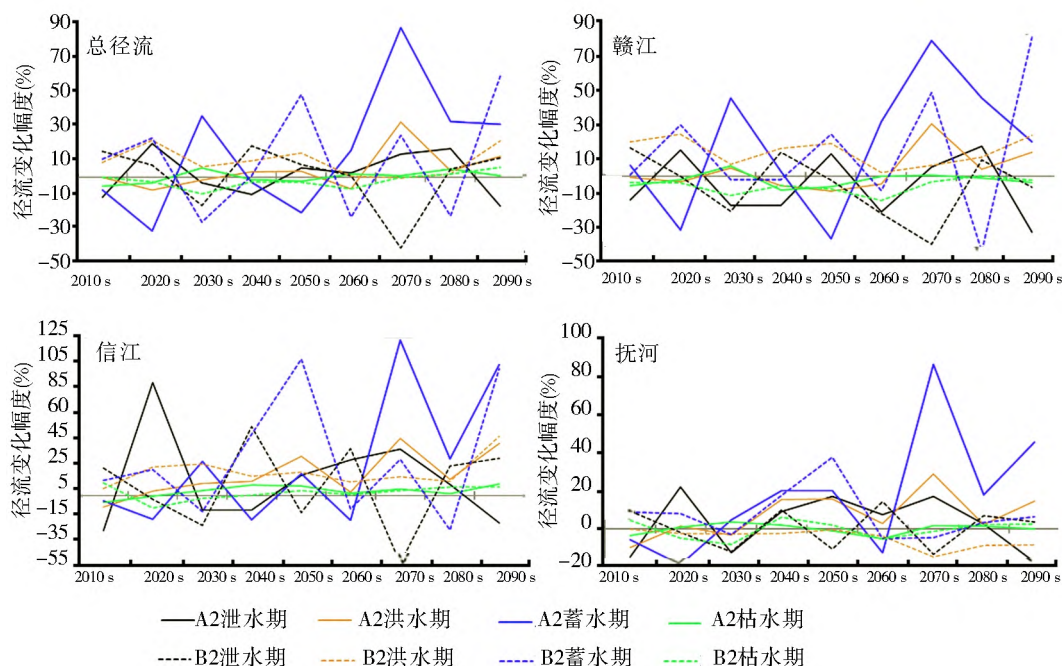


图 6 21 世纪各年代三峡水库各调度期鄱阳湖入湖总径流和主要子流域径流相对变化

Fig. 6 The relative change of streamflow of major subbasins of Poyang Lake basin and total inflow for each scheduling period of Three Gorges Reservoir

从空间上看,集水面积较大的赣江、抚河和信江对鄱阳湖径流变化的贡献最大。从时间上看,无论是 A2 还是 B2 情景下蓄水期相比于其他调度期变化幅度最大,而枯水期最小。对应三峡水库各调度期的鄱阳湖入湖径流与年总量相比在变化幅度和年代分布上有较大差别。

必须指出的是,本文是在假设鄱阳湖流域下垫面条件不变的情况下预测未来径流序列的,后续的研究可考虑以水文模型参数的时变性表示下垫面的动态变化。此外,本文的三峡各调度期是采用初设阶段的划分,随着三峡上游水库的修建和三峡工程承担任务的变化,此划分未来可能发生改变,如蓄水期提前等,此种改变也可能造成本文结论发生改变。

参考文献(References):

[1] 王俊,郭生练,谭国良.变化环境下鄱阳湖水文水资源研究与应用[J].水资源研究,2014,3(6):429-435.(WANG Jun, GUO Shenglian, TAN Guoliang. Research and application of hydrology and water resources under changing environment in the Poyang Lake Basin[J]. Journal of Water Resources Research, 2014, 3(6): 429-435. (in Chinese))

[2] 方春明,曹文洪,毛继新,等.鄱阳湖与长江关系及三峡蓄水的影响[J].水利学报,2012,43(2):175-181.(FANG Chunming, CAO Wenhong, MAO Jixin, et al. Relationship between Poyang Lake and Yangtze River and influence of Three Gorges Reservoir[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2012, 43(2): 175-181. (in Chinese))

[3] 万荣荣,杨桂山,王晓龙,等.长江中游通江湖泊江湖关系研究进展[J].湖泊科学,2014,26(1):1-8.(WAN Rongrong, YANG Guishan, WANG Xiaolong, et al. Progress of research on the relationship between the Yangtze River and its connected lakes in the middle reaches[J]. Journal of Lake Sciences, 2014, 26(1): 1-8. (in Chinese))

[4] 叶许春,刘健,张奇,等.鄱阳湖流域气候变化特征及其对径流的驱动作用[J].西南大学学报:自然科学版,2014,36(7):103-109.(YE Xuchun, LIU Jian, ZHANG Qi, et al. Characteristics of climate variability in Poyang Lake River Basin and its driving effect on runoff[J]. Journal of Southwest University: Natural Science, 2014, 36(7): 103-109. (in Chinese))

[5] 胡振鹏,林玉茹.气候变化对鄱阳湖流域干旱灾害影响及其对策[J].长江流域资源与环境,2012,21(7):897-904.(HU Zhenpeng, LIN Yuru. Analysis of relationship between climate change and drought disasters in the Poyang Lake basin and study of the drought relief measures[J]. Resources and environment in the Yangtze River Basin, 2012, 21(7): 897-904. (in Chinese))

[6] 许继军,陈进.三峡水库运行对鄱阳湖影响及对策研究[J].水利学报,2013,44(7):757-763.(XU Jijun, CHEN Jin. Study on the impact of Three Gorges reservoir on Poyang Lake and some proposals[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2013, 44(7): 757-763. (in Chinese))

[7] 梁忠民,郭彦,胡义明,等.基于 copula 函数的三峡水库预泄对鄱阳湖防洪影响分析[J].水科学进展,2012,23(4):485-492.(LIANG Zhongmin, GUO Yan, HU Yiming, et al. Impact of the pre release from Three Gorges Reservoir on flood control in Poyang Lake using a copula based approach[J]. Advances in Water Science, 2012, 23(4): 485-492. (in Chinese))

(下转第 70 页)

17. (LIU Rong hua, WEI Jia hua, LI Xiang. Calculation of comprehensive power output coefficient of a hydropower station and its effects on simulating the regulation process[J]. South to North Water Transfers and Water Science & Technology, 2012, 10(1): 14-17. (in Chinese))
- [17] 丁毅,傅巧萍. 长江上游梯级水库群蓄水方式初步研究[J]. 人民长江, 2013, 44(10): 72-75. (DING Yi, FU Qiao ping. Preliminary research on water storage mode of cascade reservoirs in upper Yangtze River[J]. Yangtze River, 2013, 44(10): 72-75. (in Chinese))
- [18] 欧阳硕,周建中,周超,等. 金沙江下游梯级与三峡梯级枢纽联合蓄放水调度研究[J]. 水利学报, 2013, 44(4): 435-443. (OUYANG Shuo, ZHOU Jian zhong, ZHOU Chao, et al. Research on impounding dispatch for the lower cascade reservoir in Jinsha River and Three Gorges cascade[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2013, 44(4): 435-443. (in Chinese))
- [19] 黄草,王忠静,鲁军,等. 长江上游水库群多目标优化调度模型及应用研究: 水库群调度规则及蓄放次序[J]. 水利学报, 2014, 45(10): 1175-1183. (HUANG Cao, WANG Zhong jing, LU Jun, et al. A multi reservoir operation optimization model and application in the upper Yangtze River Basin: Operation rules and water releasing/storing sequences [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2014, 45(10): 1175-1183. (in Chinese))
- [20] 王冬,李义天,邓金运,等. 长江上游梯级水库蓄水优化初步研究[J]. 泥沙研究, 2014(2): 62-67. (WANG Dong, LI Yitian, DENG Jiyun, et al. Preliminary study of impounding optimization of cascade reservoir in upper Yangtze River[J]. Journal of Sediment Research, 2014(2): 62-67. (in Chinese))

(上接第 48 页)

- [8] GUO H, HU Q, ZHANG Q, et al. Effects of the Three Gorges Dam on Yangtze River flow and river interaction with Poyang Lake, China: 2003-2008 [J]. Journal of Hydrology, 2012, 416-417: 19-27.
- [9] YE X, ZHANG Q, LIU J, et al. Distinguishing the relative impacts of climate change and human activities on variation of streamflow in the Poyang Lake catchment, China [J]. Journal of Hydrology, 2013, 494: 83-95.
- [10] 许云锋,左其亭. 气候变化对水资源影响的研究现状与展望 [J]. 南水北调与水利科技, 2011, 9(5): 383-386. (XU Yun feng, ZUO Qiting. Research on the effects of climate change on water resources present situation and prospect [J]. South to North Water Diversion and Water Science & Technology, 2011, 9(5): 383-386. (in Chinese))
- [11] 郭家力,郭生练,李天元,等. 鄱阳湖未控区间流域水量平衡分析及校验 [J]. 水电能源科学. 2012, 30(9): 30-32, 58. (GUO Jiali, GUO Shenglian, LI Tianyuan, et al. Water Balance analysis and verification of Poyang Lake Intervening Basin [J]. Water Resources and Power, 2012, 30(9): 30-32, 58. (in Chinese))
- [12] 郭华,苏布达,王艳君. 鄱阳湖流域 1955-2002 年径流系数变化趋势及其与气候因子的关系 [J]. 湖泊科学, 2007, 19(2): 163-169. (GUO Hua, SU Bu da, WANG Yan jun. Runoff coefficients change and the analysis of the relationship between climate change factors and runoff coefficients in Poyang Lake Basin (China): 1955-2002 [J]. Journal of Lake Science, 2007, 19(2): 163-169. (in Chinese))
- [13] 罗蔚,张翔,邓志民,等. 近 50 年鄱阳湖流域入湖总水量变化与旱涝急转规律分析 [J]. 应用基础与工程科学学报, 2013, 21(5): 845-855. (LUO Wei, ZHANG Xiang, DENG Zhimin, et al. Variation of total runoff into Poyang Lake and drought flood abrupt alteration during the past 50 years [J]. Journal of Basic Science and Engineering, 2013, 21(5): 845-855. (in Chinese))
- [14] 郭家力,郭生练,郭靖,等. 鄱阳湖流域未来降水变化预测分析 [J]. 长江科学院院报, 2010, 27(8): 20-24. (GUO Jiali, GUO Shenglian, GUO Jing, et al. Prediction of precipitation Change in Poyang Lake Basin [J]. Journal of Yangtze River Scientific Research Institute, 2010, 27(8): 20-24. (in Chinese))
- [15] 陈华,郭家力,郭生练,等. 统计降尺度方法及其评价指标比较研究 [J]. 水利学报, 2012, 43(8): 891-897. (CHEN Hua, GUO Jiali, GUO Shenglian, et al. Comparison of different statistical downscaling methods and evaluation indicators in climate change impact on runoff [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2012, 43(8): 891-897. (in Chinese))
- [16] 徐若兰,陈华,郭靖. 气候变化对汉江流域上游水文极值事件的影响 [J]. 北京师范大学学报: 自然科学版, 2010, 46(3): 383-386. (XU Ruolan, CHEN Hua, GUO Jing. Impact of climate change on hydrological extreme events in upper reaches of the Hangjiang River basin [J]. Journal of Beijing Normal University: Natural Science, 2010, 46(3): 383-386. (in Chinese))
- [17] Merz R, Parajka J, Blöchl G. Time stability of catchment model parameters: Implications for climate impact analyses [J]. Water Resources Research, 2011, 47: W02531. DOI: 10.1029/2010WR009505
- [18] 李云良,张奇,李相虎,等. 鄱阳湖流域水文效应对气候变化的响应 [J]. 长江流域资源与环境, 2013, 22(10): 1339-1347. (LI Yunliang, ZHANG Qi, LI Xianghu, et al. Hydrological effects of Poyang Lake catchment in response to climate changes [J]. Resources and Environment in the Yangtze River Basin, 2013, 22(10): 1339-1347. (in Chinese))
- [19] 郭生练,郭家力,侯雨坤,等. 基于 Budyko 假设预测长江流域未来径流量变化 [J]. 水科学进展, 2015, 26(2): 151-160. (GUO Shenglian, GUO Jiali, HOU Yunkun, et al. Prediction of future runoff change based on Budyko hypothesis in the Yangtze River Basin [J]. Advances in Water Science, 2015, 26(2): 151-160. (in Chinese))
- [20] 郭华,张奇. 近 50 年来长江与鄱阳湖水文相互作用的变化 [J]. 地理学报, 2011, 66(5): 609-618. (GUO Hua, ZHANG Qi. Changes in the Hydrological interaction of the Yangtze River and Poyang Lake during the last 50 years [J]. Acta Geographica Sinica, 2011, 66(5): 609-618. (in Chinese))