长江上游重庆段径流变化归因分析*[1]

刘波[1] 陈刘强[1,2] 周森[1] 张天宇[3]

(1．河海大学水文水资源学院，江苏南京 210098；

2．中国电建集团北京勘测设计研究院有限公司，北京 100024；

3．重庆气象中心，重庆 401147)

【摘 要】:近年来，受气候变化和人类活动的双重影响，长江上游重庆段的年径流量持续减少。首先利用MASH移动窗口滑动平均法分析重庆市长江干流寸滩、北碚和武隆3个主要水文站的径流变化特征，然后运用弹性系数法和回归分析法进行径流模拟，定量评价气候变化和人类活动对径流变化的贡献率。结果表明:(1)与基准期(1961～1990年)相比较，影响评价期(1991～2011年)气候变化和人类活动对3个水文站年径流减少量的贡献率分别约为25.2%～35.2%和64.8%～74.8%。(2)气候变化对月径流量的影响幅度有限，导致7月汛期径流量有一定程度的增加，8～10月的径流量普遍减少；人类活动对月径流量影响明显，导致7月份实际径流量减少，并进一步加剧了8～10月径流量减少的幅度。(3)两种方法都指示人类活动已经成为径流减少的重要原因。定量阐明径流变化的成因有助于科学制定应对措施，协调重庆市以及长江上游水资源开发利用。

【关键词】:气候变化；人类活动；径流变化；定量归因；重庆

【中图分类号】:TV121 **【文献标识码】**:A **【文章编号】**:1004-8227(2018)06-1333-09

DOI:10.11870/cjlyzyyhj201806017

随着全球气候变化和人类活动影响的加剧，水资源短缺已经成为世界性的问题，是当前人类面临的严峻挑战之一[1]。而气候变化和人类活动产生的影响往往是综合的，如何对这种综合影响进行分解，定量评价气候变化和人类活动对水资源的影响是研究中的一个关键问题。目前，在定量区分气候变化和人类活动的水文响应研究中，采用的方法主要有基于Budyko理论的弹性系数法以及基于物理过程的水文模拟法[2]。弹性系数法对历史数据要求较低，应用较为广泛。夏军等[2]应用弹性系数法对汉江上游径流变化的主要原因进行了归因分析，结果表明人类活动是径流减少的主要原因(贡献率为56.5%～57.2%)，且其对径流变化的影响呈现增长的趋势；赖天锃等[3]通过弹性系数法及小波－神经网络模型定量研究了气候变化及人类活动对东江流域径流量变化的贡献率，结果表明人类活动对东江流域径流量变化的贡献率约为23%～73%，其影响从上游到下游呈减弱趋势。

[1] **收稿日期**:2017-09-13；**修回日期**:2017-10-24

基金项目:重庆市气象局开放式研究基金(KFJJ-201601)；江苏省研究生科研与实践创新计划项目(SJCX17_0125)

作者简介:刘波(1980～)，女，博士、副教授，硕导，主要从事气候变化与水循环、地下水数值模拟研究.

E-mail:bobol3705@163.com

对重庆市而言，近 50a 来，年平均气温呈现显著上升趋势，变化倾向率达到 0.087℃/10a；年降水量呈现小幅度减少趋势，变化倾向率为－4.673mm/10a；年蒸发量也呈增加趋势[4]。1997 年重庆成为直辖市后，城市化进程加快，流域不透水面积不断扩大；90 年代大规模修建水利工程使重庆河网水系发生重大变化，尤其是举世瞩目的三峡工程，其库区大部分位于重庆市境内。三峡工程建成后，库区水位上升，水域面积大幅增加，对局地气候造成显著影响[5]。重庆市年径流量持续减少与降水减少和蒸散发增加的气候变化背景一致[6]，同时也与人类活动密切相关。重庆市的径流变化，既反映了整个长江上游的情况，也是三峡入库径流的绝大部分，本文研究对重庆市和三峡水库的调度均具有一定指导作用。

1 研究区概况

重庆市位于中国西南地区，介于 28° 10’N～32° 13’N，105° 17’E～110° 11’E 之间，总面积 8.24 万 km^2。辖区北接陕西，东临湖南、湖北，南抵贵州，西接四川省，是连接中国中西部地区的纽带。重庆市属亚热带季风性湿润气候，冬暖春早，夏热秋凉，四季分明，无霜期长，空气湿润，降水丰沛。年平均气温 16℃～18℃，年降水量较丰富，大部分地区在 1000～1350mm，降水多集中在 5～9 月，占全年总降水量的 70%左右，年蒸发量 900～1530mm。重庆市境内河流众多，均属于长江水系，降水对河流的径流量季节变化起决定性作用[7]。

2 资料与方法

2.1 数据资料

本文收集了重庆市辖区 34 个国家级气象观测站 1961～2011 年的逐日气象观测数据，包括:降水、最高气温、最低气温、平均气温、日照时数、2m 风速和相对湿度等气象要素。水文数据源于寸滩、北碚和武隆 3 个主要水文站 1961～2011 年的逐日流量资料。其中寸滩站控制长江干流，北碚站控制嘉陵江流域，武隆站控制乌江流域，应用克里金法对各子流域多个气象站的气温和降水进行空间插值，进而建立基于面积的区域平均气温和降水量数据系列。

2.2 研究方法

2.2.1MASH 滑动平均法

目前常用的趋势检验方法 MK(Mann Kendall)和 SR(Spearman Rho)仅能分析年、月序列的单调趋势及显著性，无法在更小的时间尺度(如日)分析径流的变化特征。近期，Anghileri 等[8]提出了一种基于移动窗口的滑动平均方法(Moving Average over Shifting Horizon，MASH)，该方法可以清楚展示日径流的逐年变化过程。如图 1 所示，MASH 方法一方面对每年的日径流数据做滑动平均(纵轴方向)，使日径流过程更加平滑；另一方面对平滑日径流数据组成的年序列(共计 365 个)，再沿年方向(横轴方向)做第二次滑动平均，过滤日数据沿年方向的剧烈波动，使年际变化趋势得以显现。为了区别于日方向的滑动平均，将年方向的滑动平均称为移动窗口。

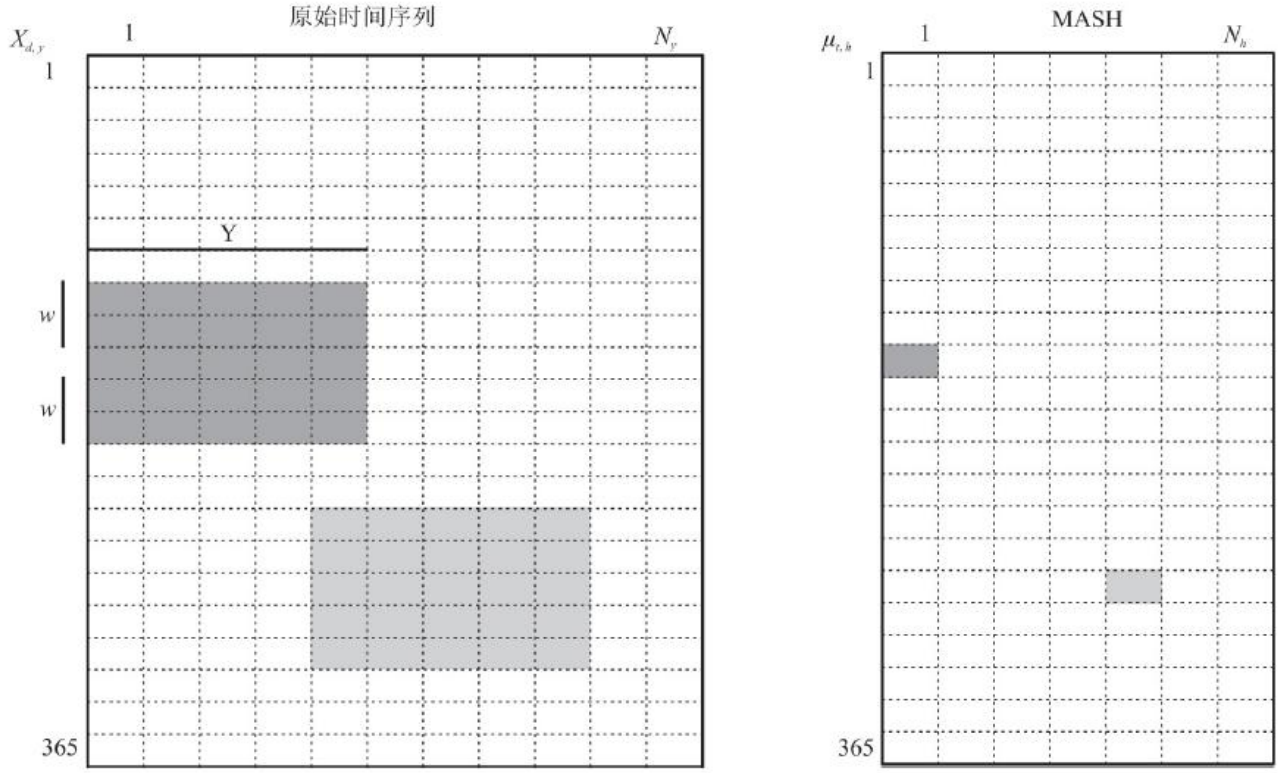


图 1　MASH 计算示意图(摘录自 Anghileri 等[8])

Fig. 1　Schematic diagram of MASH calculation

经 MASH 计算后，日径流过程可以整理成矩阵形式，如下:

$$MASH = \begin{bmatrix} \mu_{1,1} & \mu_{1,2} & \cdots & \mu_{1,N_h} \\ \mu_{2,1} & \mu_{2,2} & \cdots & \mu_{2,N_h} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \mu_{365,1} & \mu_{365,2} & \cdots & \mu_{365,N_h} \end{bmatrix} \quad (1)$$

式中: $\mu_{t,h}$ 表示在第 h 移动窗口，第 t 日的滑动平均数据；N_h 表示移动窗口的数目，取值与窗口的平移策略有关。当每个窗口代表 Y 年均值时，则有 $N_h=N_y-Y+1$，其中 N_y 为原始序列的总年数。

$\mu_{t,h}$ 的计算公式可具体表述为:

$$\mu_{t,h} = \underset{y \in [h,\, h+Y-1]}{mean} \left[\underset{d \in [t-w,\, t+w]}{mean} (x_{d,y}) \right] \quad (2)$$

式中: $x_{d,y}$ 即第 y 年第 d 日的原始日数据；2w+1 表示日方向的滑动平均数目。

在本次研究中，原始序列的总年数 N_y=2011－1961+1=51；取窗口平滑参数 Y=30，则有移动窗口数 N_h=51－30+1=22；另取日方向的滑动平均数目 2w+1=31(即 w=15)，则可得相应的 MASH 矩阵为:

$$MASH = \begin{bmatrix} \mu_{1,1} & \mu_{1,2} & \cdots & \mu_{1,22} \\ \mu_{2,1} & \mu_{2,2} & \cdots & \mu_{2,22} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \mu_{365,1} & \mu_{365,2} & \cdots & \mu_{365,22} \end{bmatrix} \quad (3)$$

其中，$\mu_{t,h} = \underset{y \in [h,h+29]}{mean} \left[\underset{d \in [t-15,t+15]}{mean} (x_{d,y}) \right]$。

2.2.2 径流变化的成因分析方法

根据 MASH 分析结果，并结合流域人类活动情况，将实测径流序列划分为两个阶段:第一个阶段为流域保持天然状态的阶段，将该时期的实测径流量作为基准值；第二个阶段为人类活动影响阶段，认为该时期的实测径流量相对于基准期的变化，是气候变化和人类活动两种因素共同作用的结果[9, 10]。假设两种影响因素相互独立，那么就可以定量区分两因素对径流变化的贡献率，计算步骤见式(4)～(6)。

$$\Delta Q = \Delta Q_C + \Delta Q_H \quad (4)$$

$$\eta_C = \Delta Q_C / \Delta Q \times 100\% \quad (5)$$

$$\eta_H = \Delta Q_H / \Delta Q \times 100\% \quad (6)$$

式中:ΔQ 表示影响评价期实测径流相对于基准期的变化总量；ΔQ_C 和 ΔQ_H 分别表示气候变化和人类活动引起的径流变化量；相应地，η_C 与 η_H 表示两种因素对径流变化总量的贡献率。成因分析的关键在于合理确定基准期，以及准确模拟影响评价期的天然径流量。

下面采用弹性系数法和回归分析法两种方法计算 ΔQ_C 和 ΔQ_H。

(1)天然径流模拟的弹性系数法

弹性系数法进一步假定 ΔQ_C 由降水和潜在蒸散发变化引起，而且两种气候要素对径流的影响相互独立。那么，可以将 ΔQ_C 分解为 ΔQ_P 和 ΔQ_{PET} 两部分，即

$$\begin{aligned} \Delta Q_C &= \Delta Q_P + \Delta Q_{PET} \\ &= (\varepsilon_P \Delta P / \overline{P} + \varepsilon_{PET} \Delta PET / \overline{PET})\ \overline{Q} \end{aligned} \quad (7)$$

式中:ΔP 与 ΔPET 分别表示影响评价期的降水、潜在蒸散发(采用 Penman-Monteith 公式[11]计算)较基准期的变化量；$\overline{P}$，$\overline{PET}$ 和 $\overline{Q}$ 表示整个实测期年降水量、年潜在蒸散发量以及年径流量的多年均值；ε_P称为降水弹性系数，表示影响评价期年降水量较基准期变化 1%条件下年径流量的变化率。类似地，ε_{PET}称为潜在蒸散发的弹性系数。ε_P(ε_{PET})取值越大，降水量(潜在蒸散发量)变化对径流变化的贡献率就越高。

基于 Budyko 假设，Yang 等[12]给出了年尺度的水量能量平衡公式(8)。

$$\overline{Q} = \overline{P} - \overline{PET}\,(1 + \varphi^n)^{-1/n} \tag{8}$$

式中:φ即流域干燥指数($\varphi = \overline{PET}/\overline{P}$)；n 为表征流域下垫面特征的无量纲参数。在此基础上，可以采用如下所示的 ε_P和 ε_{PET}的估计公式:

$$\varepsilon_P = \frac{1 - (\varphi^{-n} + 1)^{-(n+1)/n}}{1 - (\varphi^{-n} + 1)^{-1/n}} \tag{9}$$

$$\varepsilon_{PET} = 1 - \varepsilon_P \tag{10}$$

已知降水、潜在蒸散发和径流在基准期、影响评价期以及整个实测期的多年均值，就可以率定参数 n，进而求得弹性系数 ε_P与 ε_{PET}，计算气候变化引起的径流变化量 ΔQ_C。经过试算，发现寸滩站、北碚站和武隆站的 n 应分别取 1.40、0.92 和 0.99，都在长江上游 n 的推荐取值范围(0.6～1.5)内[13]。

(2)天然径流模拟的回归分析法

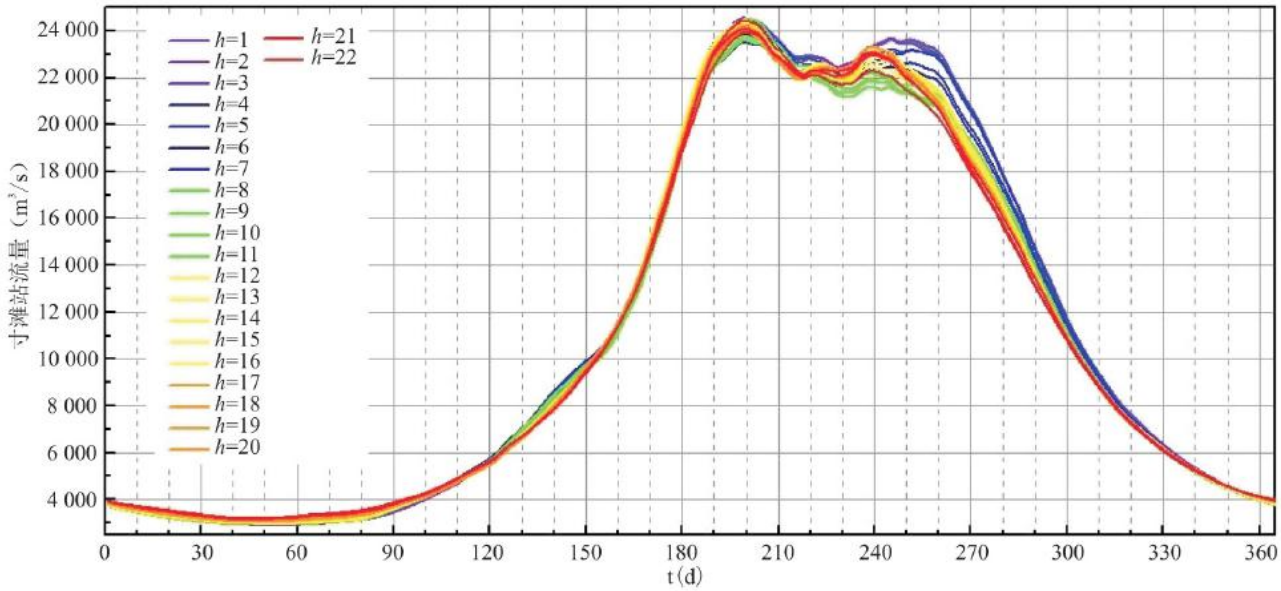
传统的多元线性回归分析和基于人工智能算法的非线性回归分析都可用来快速模拟天然径流过程，本文采用多元线性回归方法[14]。选用了 6 个变量作为模型输入项来模拟重庆的天然月径流过程，输入变量包括:前两个月、前一个月以及当月的降水量和潜在蒸散发量[15]。对 12 个月单独建模，模型在基准期进行参数率定后，再输入影响评价期的降水量和潜在蒸散发量，可以得到影响评价期的天然径流量。

将影响评价期的天然径流量减去基准期的天然径流量就可以算得气候变化引起的径流变化量 ΔQ_C，影响评价期的实测径流量与天然径流量之差就是人类活动引起的径流变化量 ΔQ_H。

3 结果与分析

3.1 径流过程的变化特征

MASH 方法对每日径流量都进行了前后 15d 的滑动平均处理，通过多窗口滑动平均，能够非常直观地分析日径流量的年际变化趋势。图 2 为重庆市长江干流寸滩站日径流过程 MASH 图，图中由紫色曲线簇到红色曲线簇，分别表示 1960 年代至 2000 年代的逐日滑动平均过程，通过观察各颜色曲线簇的分布及上下位置关系可以得出径流的年代际变化趋势。



注：第一条线标志为 $h=1$，表示基于 1961～1990 年窗口计算的日径流滑动平均过程，以此类推.

图 2　寸滩站日径流过程的 MASH 曲线图

Fig. 2　MASH curve of daily runoff process at Cuntan Station

寸滩站平均日径流量为 10802m³/s。实测日径流过程在非汛期变化不显著(各曲线簇基本重合)，而汛期及汛后的径流过程调整明显:8 月中旬(第 220～230d)汛期洪峰流量略有减少(红色线簇的位置比紫色线簇略低)，9～10 月(第 240～300d)日径流在 20 世纪 90 年代前后(以绿色线簇为代表，如 h=8 表示基于 1968～1997 年窗口计算的日径流滑动平均过程)快速下降，9、10 两月来水大幅减少，降幅明显超过汛前 4、5 月份。8～10 月的平均日径流量由 1960 年代的 22055m3/s 减少到 2000 年代的 18393m3/s，减小幅度为 16.7%。

图 3 为北碚站日径流年内变化过程，该站平均日径流量为 2078m³/s，其年内变化整特征与寸滩站较为接近:9～10 月的日径流量 1960 年代以来持续减少(从紫色到红色各颜色线簇的位置依次降低)，并在 20 世纪 90 年代前后(以蓝绿色线簇为代表，如 h=4 表示基于 1964～1993 年窗口计算的日径流滑动平均过程)快速下降；7 月中旬汛期洪峰流量略有减少；汛后 10、11 两月来水大幅减少，且降幅明显超过汛前 4、5 月份。8～10 月的平均日径流量由 1960 年代的 4472m3/s 减少到 2000 年代的 3392m3/s，减小幅度为 24.2%。

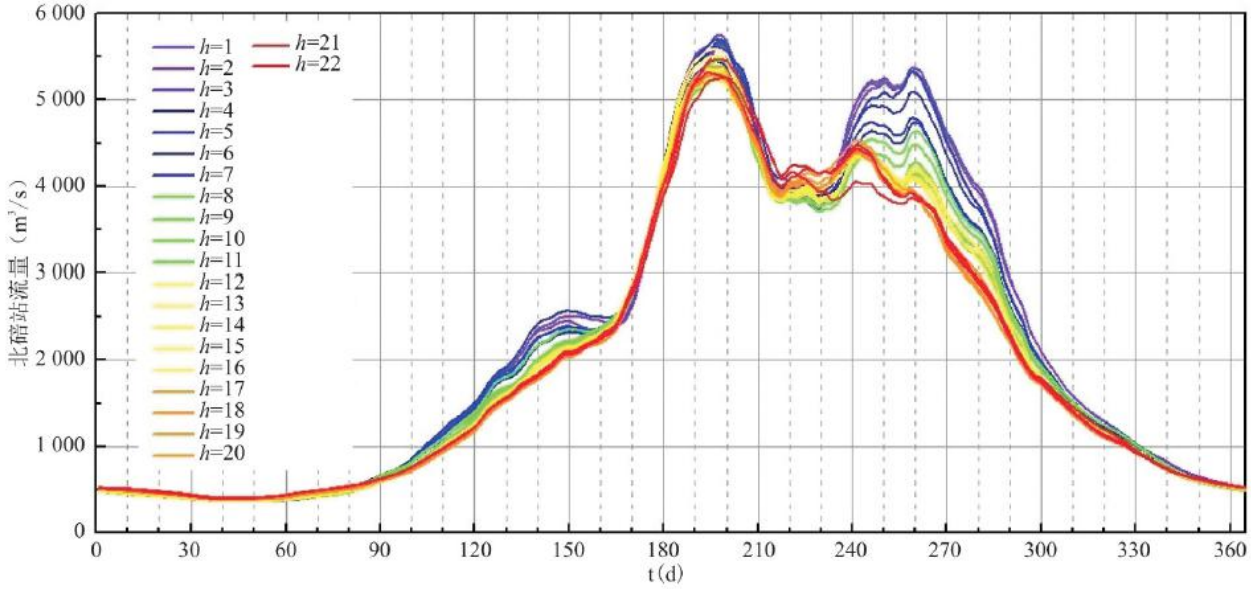


图 3　北碚站日径流过程的 MASH 曲线图

Fig. 3　MASH curve of daily runoff process at Beibei Station

图 4 为武隆站日径流变化过程，该站平均日径流量为 1547m3/s，其年内波动幅度与寸滩、北碚两站相比较小。4、5 两月(第 90～150d)的日径流量在 20 世纪 90 年代前后(以蓝绿色线簇为代表，如 h=4 表示基于 1964～1993 年窗口计算的日径流滑动平均过程)略有减少；6、7 两月(第 150～210d)的日径流量在 21 世纪初(以黄色线簇为代表，如 h=12 表示基于 1972～2001 年窗口计算的日径流滑动平均过程)有所增加，其后的 9、10 月(第 240～300d)的日径流量呈减小趋势。8～10 月的平均日径流量由 1960 年代的 1664m3/s 减少到 2000 年代的 1545m3/s，减小幅度为 7.2%。

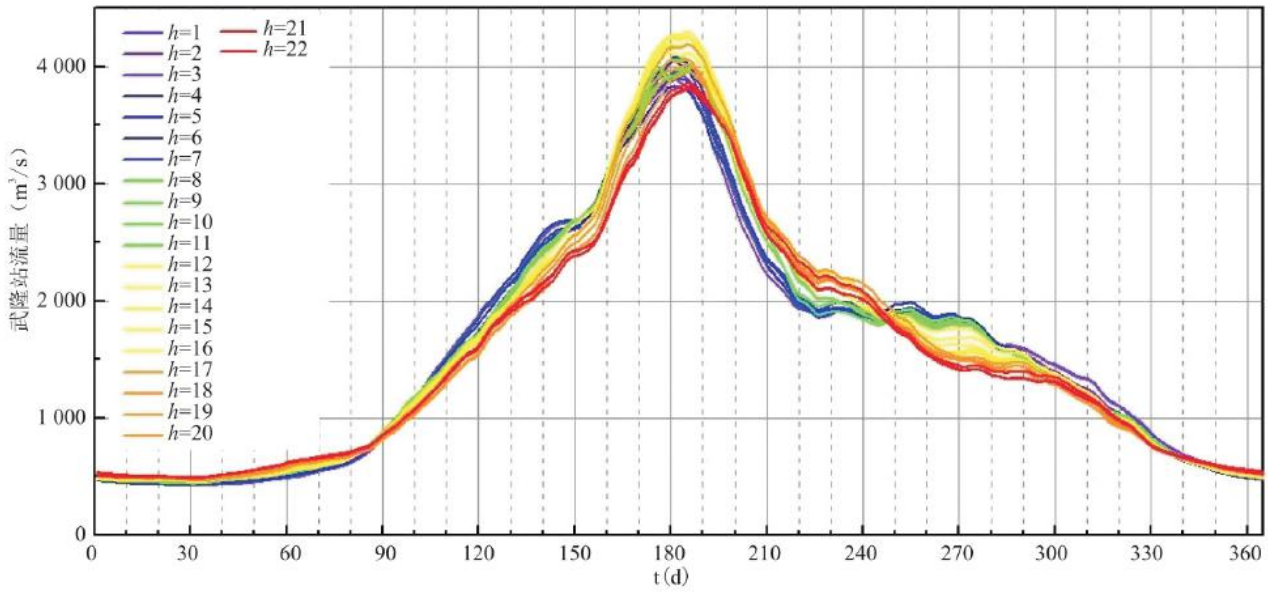


图 4　武隆站日径流过程的 MASH 曲线图

Fig. 4　MASH curve of daily runoff process at Cuntan Station

3.2 年径流变化的定量归因

20 世纪 90 年代长江流域的治理开发高速发展，一大批防洪、灌溉、发电、航运有关的水利工程投入建设，城市化进程、水土保持工作的开展都可能改变流域的天然径流过程[16~18]。就重庆而言，新中国成立到 20 世纪 80 年代，水利尚处于起步奠基阶段；重庆成为直辖市后，国家和各级政府都增大了水利投资，1997～2007 年各类水利投资的年均增长率达到 31.7%，重庆水利进入大发展时期[19]。同时，由 MASH 分析结果可知，重庆 3 个主要水文站的日径流量在 20 世纪 90 年代前后都发生变化。因此，这里以 1990 年为界把整个研究时段划分为两个时期:

(1)基准期:1961～1990 年，反映重庆市区域径流的天然状态；

(2)影响评价期:1991～2011 年，反映人类活动影响的阶段。

研究时段式。的划分还需要考虑径流变化的周期性。采用功率谱、小波方差等方法对寸滩站、北碚站和武隆站 1961～2011 年径流观测资料的分析表明，年径流包含 3、10～18a 的周期成分。采用连续小波变换方法对重庆市各子流域分区(长江干流、嘉陵江和乌江)1961～2011 降水资料的分析表明，虽然各分区年降水过程的主周期有所不同，但都在 3～9a 区间。从现有的观测资料来看，目前重庆市各流域分区的年降水、径流过程尚未检测出 21a 以上的大周期成分。综合考虑流域的开发利用变化情况，将基准期设定为 30a，影响评价期设定 21a 是一种较为合理的分期方

首先采用弹性系数法定量分析年径流变化的成因。降水、潜在蒸散发和径流在两个分期的多年均值和变化量见表 1。

表 1 各水文站年降水量、潜在蒸散发量与径流量在不同分期的多年均值变化情况(mm)

水文站	分期	$\overline{P}$	△P	$\overline{PET}$	*APET*	$\overline{Q}$	△Q
寸滩站	1961～1990 1991～2011	1 599.1 1 527.8	-71.3	*2* 106.5 2 097.1	-9.4	402.7 379.7	-23.0
北碚站	1961～1990 1991～2011	899.4 838.3	-61.1	1 076.9 1 089.1	+ 12.2	449.9 411.8	-38.1
武隆站	1961～1990 1991～2011	1 140.2 1 115.2	-25.0	1 027.2 1 018.6	-8.6	593.2 560.3	-32.9

根据表 1 的计算结果，结合式(9)与(10)计算弹性系数，寸滩站 ε_P 和 ε_{PET} 分别为 1.78 和－0.78。这表明降水每减少 10%将引起 17.8%的径流降幅，类似地，潜在蒸散发每增加 10%将引起径流减少 7.8%。北碚站的 ε_P 和 ε_{PET} 分别为 1.41 和－0.41。武隆站的 ε_P 和 ε_{PET} 分别为 1.27 和－0.27。可见，气候因素中，年径流量变化对降水量变化更为敏感。进一步根据式(7)可算得气候因素的变化导致寸滩站年径流量在影响评价期(1991～2011)较基准期(1961～1990)减少 7.02mm(降水和潜在蒸散发各贡献－10.14mm 和+3.12mm)。相应地，人类活动导致年径流量在影响评价期较基准期减少 16.02mm(表 2)。

表 2 气候变化和人类活动对年径流量变化的贡献

水文站	成因分析方法	时期	气候变化贡献量 $\triangle Q_C$（mm）	人类活动贡献量（mm）	气候变化贡献率（%）	人类活动贡献率 η_H（%）
寸滩站	弹性系数法	影响评价期	-7.02	-16.02	29.9	70.1
	回归分析法	影响评价期	-5.84	-17.20	25.2	74.8
北碚站	弹性系数法	影响评价期	-13.40	-24.71	35.2	64.8
	回归分析法	影响评价期	-10.73	-27.38	28.2	71.8
武隆站	弹性系数法	影响评价期	-10.48	-22.44	31.8	68.2
	回归分析法	影响评价期	-9.56	-23.26	29.1	70.9

气候因素的变化导致北碚站年径流量在影响评价期(1991～2011)较基准期(1961～1990)减少 13.40mm(降水和潜在蒸散发各贡献－9.93mm 和－3.47mm)。相应地，人类活动导致年径流量在影响评价期较基准期减少 24.71mm(表 2)。

气候因素的变化导致武隆站年径流量在影响评价期(1991～2011 年)较基准期(1961～1990 年)减少 10.48mm(降水和潜在蒸散发各贡献－13.21mm 和+2.73mm)。相应地，人类活动导致年径流量在影响评价期较基准期减少 22.44mm(表 2)。

另外，采用天然径流回归模型计算年径流变化的成因。气候因素的变化导致寸滩站、北碚站和武隆站年径流量在影响评价期较基准期分别减少 5.84、10.73 和 9.56mm；人类活动在影响评价期引起的年径流减少量分别为 17.20、27.38 和 23.26mm(表 2)。

表 2 给出了气候变化和人类活动对 3 个水文站年径流减少量的贡献率。

与基准期(1961～1990 年)相比较，影响评价期(1991～2011 年)人类活动和气候变化的各种因素对水文站年径流减少量的贡献率如图 5 所示。在影响评价期，人类活动引起的径流减少量约占 64.8%～74.8%，气候变化约占 25.2%～35.2%；气候变化的各种因素中降水量变化占主要部分。可见，重庆市各流域分区年径流减少量很大程度上都归因于人类活动的影响。

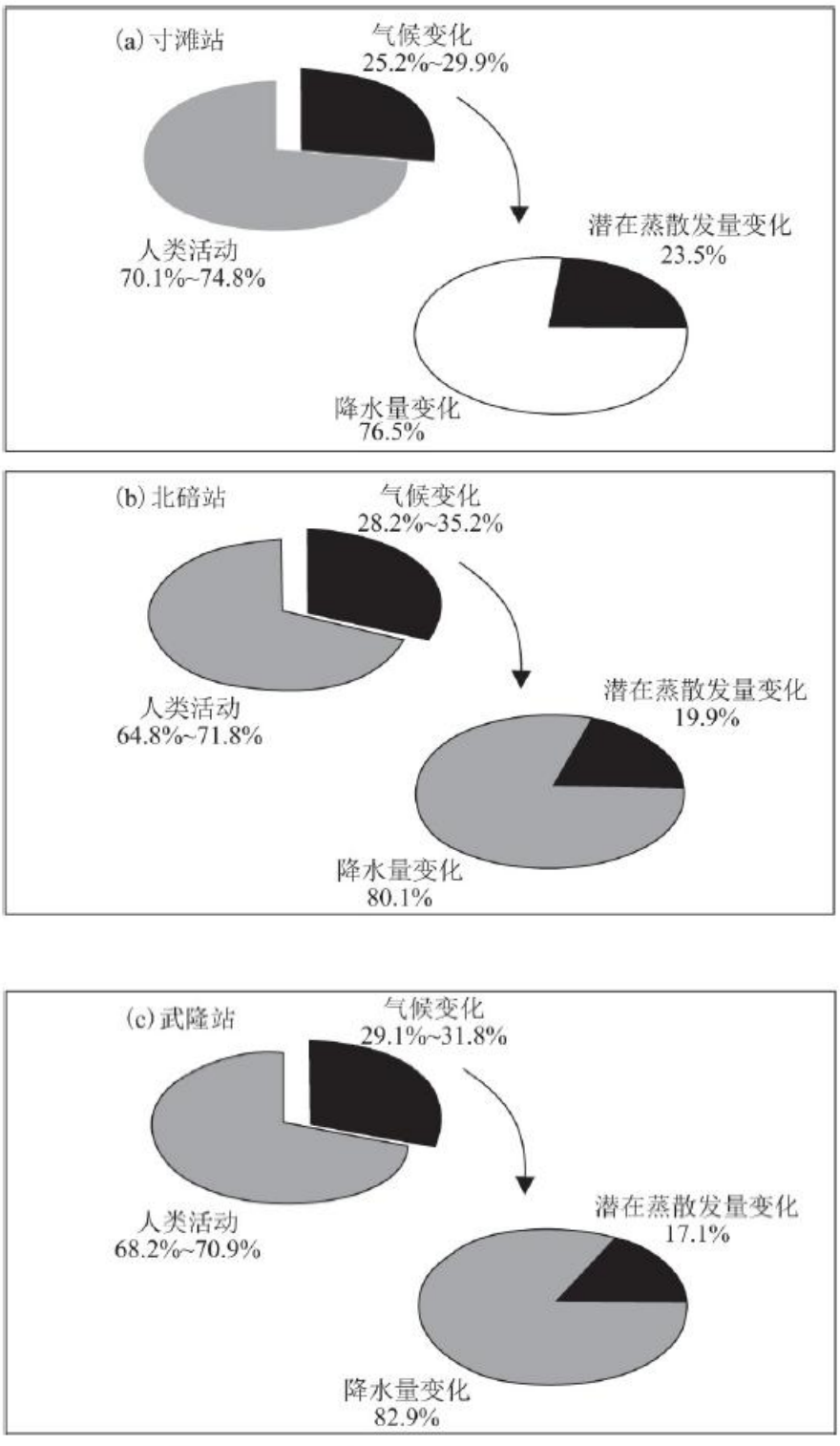
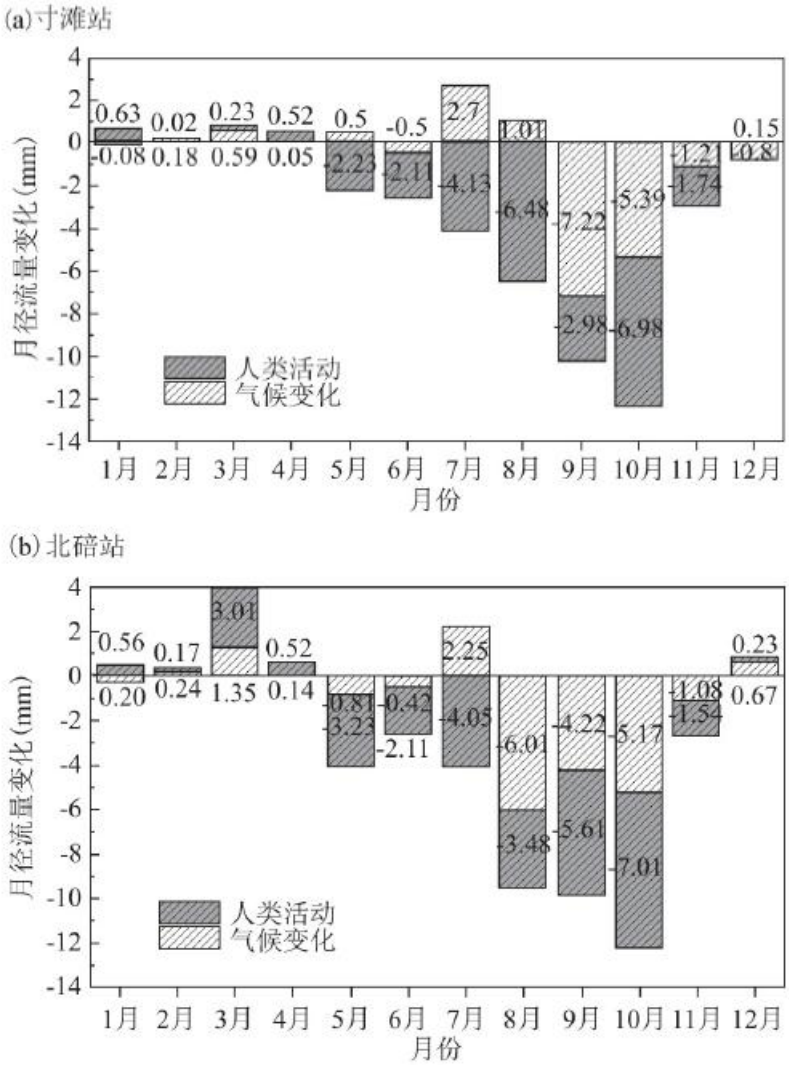


图 5　1991～2011 年较 1961～1990 年各水文站年径流量减少的成因分析图

Fig. 5　Analysis of the causes of annual runoff reduction in each hydrological station from 1991 to 2011 relative to 1961–1990

3.3 月径流变化的定量归因

基于回归模型模拟的天然月径流过程，可以定量给出影响评价期(1991～2011 年)较基准期(1961～1990 年)的月径流变化量以及人类活动与气候变化对各月径流变化量的贡献量，计算结果见图 6。



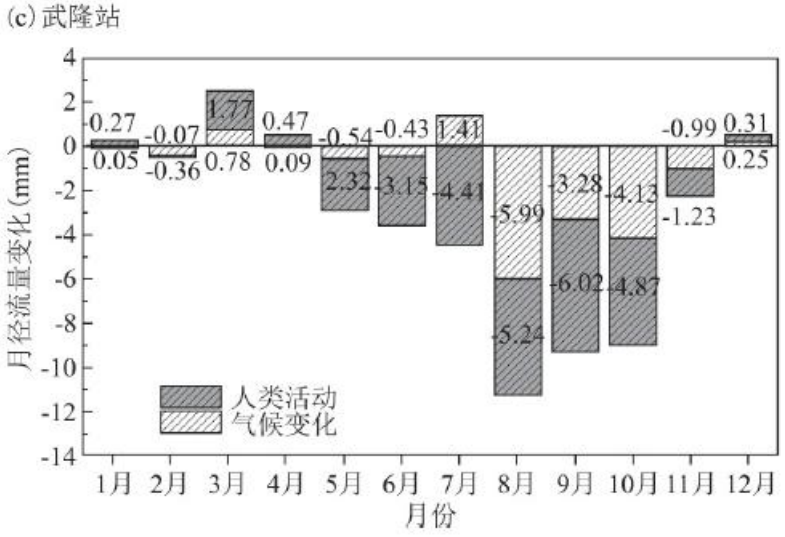


图 6　1991～2011 年相对 1961～1990 年各水文站月径流量变化及其归因

Fig. 6　Change of monthly runoff and its attribution in each hydrological station from 1991 to 2011 relative to 1961–1990

从图 6 中可以看出，寸滩站 5～12 月径流量在 1991 年后均较之前有不同程度的减小，其中 8～10 月减小幅度最大，分别折合径流深 5.47、10.20、12.37mm，3 个月平均径流量减小 9.35mm；北碚和武隆站的径流过程显示出类似的特征，即 12 月至次年 4 月径流量略有增加，5～11 月径流减少，其中 8～10 月径流量减小幅度显著，期间两站径流量平均分别减小 10.5 和 9.84mm。

气候变化对月径流量的影响幅度有限，导致 7 月汛期径流量有一定程度的增加，8～10 月的径流量普遍减少；人类活动对月径流量影响规律明显，导致 12 月至次年 4 月径流略有增加，5～11 月径流减少。其中 7 月份，人类活动均完全抵消了气候变化的影响，导致实际径流量的减小，8～10 月人类活动导致径流量在气候变化的基础上进一步减小。

4 结论

此前研究成果多围绕重庆市径流的变化趋势[20~22]，本文在此基础上，运用弹性系数法和回归分析法进一步定量分析气候变化和人类活动对重庆市径流变化的贡献率。主要结论如下:

(1)采用 MASH 分析方法，发现重庆市 3 个主要水文站的日径流量在 20 世纪 90 年代前后都发生变化，其中 9～10 月的日径流量在 20 世纪 90 年代前后快速下降；7、8 月汛期洪峰流量略有减少。可以以 1990 年为界把整个研究时段划分为两个时期:基准期(1961～1990 年)和影响评价期(1991～2011 年)。综合考虑流域的开发利用变化情况，将基准期设定为 30a，影响评价期设定 21a 是一种较为合理的分期方式。

(2)弹性系数法和回归分析法的结果表明，与基准期(1961～1990 年)相比较，影响评价期(1991～2011 年)人类活动和气候变化的各种因素对 3 个主要水文站年径流减少量的贡献率分别约为 64.8%～74.8%和 25.2%～35.2%。对月径流的影响过程更为复

杂，在 7 月份，人类活动抵消了气候因素的增水作用，而使径流呈减小特征；气候变化与人类活动共同加剧了 8～10 月的径流减少。这里的人类活动，主要包括上游水库调节作用、跨流域调水等过程。长江上游对径流过程的人为调节作用，已经很大程度上影响了重庆市的过境地表水资源量。

此外，弹性系数法和回归分析法的分析结果均指示人类活动已经成为长江干流重庆段 1990 年以来径流量减少的重要原因。在划分基准期和影响评价期时，实际上无法完全排除基准期人类活动的影响，因此有可能将评价期相对基准期的变化大部分归到人类活动因素上。下一步应在本文研究成果的基础上，研制更加准确的影响评价模型，以控制评价结果的不确定性，为变化环境下水资源变化与归因研究提供更可靠的分析成果。

参考文献:

［1］ 李子君，李秀彬． 近 45 年来降水变化和人类活动对潮河流域年径流量的影响［J］． 地理科学，2008，28(6)：809－813.

LI Z J，LI X B． Impacts of precipitation changes and human activities on annual runoff of Chao River basin during past 45 years［J］． Scientia Geographica Sinica，2008，28(6) ： 809－813.

［2］ 夏军，马协一，邹磊，等． 气候变化和人类活动对汉江上游径流变化影响的定量研究［J /OL］． 南水北调与水利科技，2017，15(1) ： 1－6.

XIA J，MA X Y，ZOU L，et al． Quantitative analysis of the effects of climate change and human activities on runoff in the upper Hanjiang River basin ［J /OL］． South-to-North Water Transfers and Water Science ＆ Technology，2017，15 (1) :1－6.

［3］ 赖天锃，张强，张正浩，等． 人类活动与气候变化对东江流域径流变化贡献率定量分析［J］． 中山大学学报(自然科学版) ，2016，55(4) ： 136－145.

LAI T Z，ZHANG Q，ZHANG Z H，et al． Quantitative evaluations of fractional contribution of human activities and climate changes to the streamflow variations arcoss the East River basin［J］． Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni，2016，55(4) ： 136－145.

［4］ 孙宇辉，韦杰，黄小燕． 近 50 年重庆市气候干湿变化时空特征［J］． 长江科学院院报，2016，33(5)：11－17.

KONG Y H，WEI J，HUANG X Y． Spatio-temporal characteristics of Dry-wet condition in Chongqing in the past five decades［J］． Journal of Yangtze River Scientific Research Institute，2016，33(5) ： 11－17.

［5］ 李玲雯． 重庆市的降水变化及其原因分析［D］． 南京信息工程大学，2012.

LI L W． The variations of the precipitation and its cause analysis in Chongqing［D］． Nangjing University of Information Science＆ Technology，2012.

［6］ 王文鹏，陈元芳，刘波． 长江上游时空相关气候要素的区域趋势诊断［J］． 河海大学学报(自然科学版) ，2017，45(1) ： 14－21.

WANG W P, CHEN Y F, LIU B. Regional climatic trend analysis in upper Yangtze River with consideration of both temporal and spatial correlation [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2017, 45(1): 14—21.

[7] 陈忠，陈华芳，王建力，等. 重庆市降水量的时空变化 [J]. 西南师范大学学报(自然科学版)，2003，28 (4):644—649.

CHEN Z, CHEN H F, WANG J L, et al. Temporal-spatial distribution of precipitation in Chongqing [J]. Journal of Southwest China Normal University (Natural Science), 2003, 28(4): 644—649.

[8] ANGHILERI D, PIANOSI F, SONCINI—SESSA R. Trend detection in seasonal data: from hydrology to water resources [J]. Journal of Hydrology, 2014, 511: 171—179.

[9] JIANG S H, REN L L, YONG B, et al. Quantifying the effects of climate variability and human activities on runoff from the Laohahe basin in northern China using three different methods [J]. Hydrological Processes, 2011, 25(16): 2492—2505.

[10] AHN K H, MERWADE V. Quantifying the relative impact of climate and human activities on streamflow [J]. Journal of Hydrology, 2014, 515: 257—266.

[11] 安顺清，邢久星. 运用彭曼公式计算潜在蒸散量及潜在蒸散量月值划为旬值的方法 [J]. 气象科技，1983(1): 66—70.

AN S Q, XING J X. Calculation of potential evapotranspiration and potential evapotranspiration monthly value by using Penman formula [J]. Meteorological Science and Technology, 1983(1): 66—70.

[12] YANG H B, YANG D W, LEI Z D, et al. New analytical derivation of the mean annual water—energy balance equation [J]. Water Resources Research, 2008, 44(3): W03410.

[13] YANG H B, QI J, XU X Y, et al. The regional variation in climate elasticity and climate contribution to runoff across China [J]. Journal of Hydrology, 2014, 517: 607—616.

[14] WANG W C, CHAU K W, CHENG C T, et al. A comparison of performance of several artificial intelligence methods for forecasting monthly discharge time series [J]. Journal of Hydrology, 2009, 374(3—4): 294—306.

[15] 王文鹏. 长江上游气候变化趋势及其对三峡水库发电量的影响研究 [D]. 河海大学，2016.

WANG W P. Climatic trends at the upper Yangtze River and its impact on hydropower generation of the Three Gorges Reservoir [D]. Hohai University, 2016.

[16] ZHANG Z X, CHEN X, XU C Y, et al. Evaluating the nonstationary relationship between precipitation and streamflow in nine major basins of China during the past 50 years [J]. Journal of Hydrology, 2011, 409(1—2): 81—93.

［17］ ZHANG D，HONG H Y，ZHANG Q，et al. Attribution of the changes in annual streamflow in the Yangtze River basin over the past 146 years［J］. Theoretical and Applied Climatology，2015，119(1—2) : 323—332.

［18］ YANG S L，XU K H，MILLIMAN J D，et al. Decline of Yangtze River water and sediment discharge: Impact from natural and anthropogenic changes［J］. Scientific reports，2015，5:12581.

［19］ 重庆市水利局. 重庆水利改革 30 年回顾与展望［J］. 水利发展研究，2008，5(11) : 82—83.

Chongqing Water Resources Bureau. Review and prospect of water conservancy reform in Chongqing in the past 30 years［J］. Water Conservancy Development Research， 2008， 5 (11) :82—83.

［20］ 王艳君，姜彤，施雅风. 长江上游流域 1961— 2000 年气候及径流变化趋势［J］. 冰川冻土，2005，27 (5)：709—714.

WANG Y J，JIANG T，SHI Y F. Changing trends of climate and runoff over the upper reaches of the Yangtze River in 1961—2000［J］. Journal of Glaciology and Geocryology，2005，27(5) : 709—714.

［21］ 张跃华. 嘉陵江流域径流量变化规律及其对气候变化的响应［D］. 西南大学，2012.

ZHANG Y H. The runoff change characteistics and their responses to climate change in the Jialing River basin［J］. Xinan University，2012.

［22］ 王文圣，李跃清，解苗苗，等. 长江上游主要河流年径流序列变化特性分析［J］. 四川大学学报(工程科学版) ，2008，40(3) : 70—75.

WANG W S，LI Y Q，XIE M M，et al. Analysis of annual runoff characteristics of main rivers in the upper reaches of Yangtze River［J］. Journal of Sichuan University (Engineering Science Edition) ，2008，40(3) : 70—75.