

1961—2016 年长江源区径流量变化规律

罗 玉^{1,2}, 秦宁生^{1,2}, 周 斌², 李金建³, 刘 佳², 王春学², 庞轶舒²

(1.中国气象局 成都高原气象研究所/高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室,
成都 610072; 2.四川省气候中心, 成都 610072; 3.成都信息工程大学, 成都 610225)

摘 要:利用长江源区沱沱河站和直门达站 1961—2016 年月平均径流量数据,运用滑动平均、累积距平曲线、集中期、集中度、滑动 t 检验、小波分析等方法指标,定性和定量相结合,统计分析了长江源区径流量的年际、年代际、年内、突变和周期变化特征。结果表明:长江源区 1961—2016 年径流量总体呈增加趋势。沱沱河站径流量集中度、相对变化幅度、年内分配不均匀系数高于直门达站。1996 年是沱沱河站径流量发生显著突变的年份,2004 年是直门达站径流量发生显著突变的年份。沱沱河站存在 8~12 a 和 3~4 a 的周期振荡特征,直门达站存在 6~8 a 和 3~4 a 左右的周期振荡特征。

关键词:长江源区; 径流; 年际变化; 年代际变化; 年内变化

中图分类号: X121.2

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2019)05-0123-06

Change of Runoff in the Source Regions of the Yangtze River from 1961 to 2016

LUO Yu^{1,2}, QIN Ningsheng^{1,2}, ZHOU Bin², LI Jinjian³,
LIU Jia², WANG Chunxue², PANG Yishu²

(1.*Institute of Plateau Meteorology, Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province, China Meteorological Administration, Chengdu 610072, China*; 2.*Climate Center of Sichuan Province, Chengdu 610072, China*; 3.*Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China.*)

Abstract: Based on the runoff data of 56 years of the source regions of the Yangtze River, we used methods of moving average, accumulative departure curve and sliding t test, concentration degree (period), wavelet analysis, combined qualitative and quantitative analysis to summarize the characteristics of the inter-annual and intra-annual, inter-decadal, mutation, periodic changes. The results showed that: during the period 1961—2016, runoff in the source area of the Yangtze River generally presented the increasing trend, and the runoff in the upper reaches of the river was more significant than that in the lower reaches. In the Tuotuohe station, which is located at the upper reaches, the unevenness, concentration rate, relative variation rate and absolute variation rate were higher than that those in the Zhimenda station. Annual runoff mutation occurred in 1996 in Tuotuohe station and in 2004 at Zhimenda station. There are periodic oscillation characteristics of 8~12 years and 3~4 years at the Tuotuohe station, 6~8 years and 3~4 years at the Zhimenda station.

Keywords: source area of Yangtze River; runoff; inter-annual variation; inter-decadal variation; intra-annual variation

作为青藏高原腹地长江源区,其主要功能是保障长江的源远流长,并向下游输送优质的水资源,源区的水量和水质变化将影响广大的长江中下游地区^[1]。因此,不少专家学者关注长江源区的水资源变化。燕华云等^[2]分析了 1956—2000 年长江源区年内分配时

程变化规律,指出沱沱河站径流年内分配的不均匀性及集中度、相对变化幅度均高于直门达站;曹建廷等^[3]研究了长江源区 1956—2000 年径流年际变化特征,发现源区径流量呈微弱的减少趋势;李林^[4]、齐冬梅^[5]、李其江^[6]等利用长江源区直门达水文站径流量

收稿日期:2018-09-28

修回日期:2018-12-05

资助项目:国家自然科学基金“基于树木年轮的长江上游水系径流场重建及气候影响机制研究”(41772173);四川省科技厅项目“若尔盖生态历史温湿配置演变及其可能机制研究”(2019YJ0620)

第一作者:罗玉(1989—),女,四川成都人,工程师,主要从事气候变化与气候预测研究。E-mail:Ida2008891229@163.com

通信作者:秦宁生(1962—),男,河南商丘人,正高级高工,主要从事青藏高原气候研究。E-mail:qinns0515@163.com

资料分别研究了 1961—2011 年、1960—2011 年、1956—2016 年源区径流量的变化规律,指出源区年地表水资源总体呈增加趋势。

在全球变暖、青藏高原暖湿化的背景下,以往的研究多利用单站径流量资料探讨源区径流量的变化特征,并且受资料序列长度的限制,未能反映 2012 年以后的变化特征。本文将在此基础上用较新的长江源区上游沱沱河站和下游直门达站径流量资料全面探讨源区径流量的年际、年代际、年内、突变和周期变化特征,以期为长江源生态环境保护及水资源管理提供理论依据。

1 资料与方法

1.1 研究区概况

长江源区(直门达水文站以上流域),地处青藏高原腹地,平均海拔在 4 500 m 左右,地理坐标为 90°43′—96°45′E,32°30′—35°35′N,流域的控制面积为 13.78 km²。长江源区,冰川、冻土、积雪和高寒等为一体,湖泊及沼泽密布,是世界上湿地分布海拔最高、面积最广、最集中的地区,其具有水涵养、调节及生物多样性保护等功能。

1.2 资料选取

本研究选取直门达和沱沱河两个水文站 1961—2016 年月经流量观测资料探讨长江源区径流量变化特征。

1.3 研究方法

采用滑动平均、累积距平曲线方法研究长江源区径流量的年际变化特征,利用集中度、变化幅度、分配不均匀系数方法,定性、定量相结合,分析长江源径流量年内变化特征,采用滑动 t 检验方法^[7]探讨径流量的突变特征,分析径流量的周期变化特征采用小波分析方法。

1.3.1 累积距平 累积距平是一种常用的、由曲线直观判断变化趋势的方法^[7],当累积距平持续增大时表明该时段内径流量距平持续为正;当累积距平持续不变时表明该时段距平持续为零即保持平均;当累积距平持续减小时,表明该时段内径流量距平持续为负。对于序列 x,某一时刻 t 的累积距平表示为:

$$x_u = \sum_{i=1}^t (x_i - \bar{x}) \quad (t=2,3,\cdots,n) \quad (1)$$

其中, $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$

将 n 个时刻的累积距平值全部计算出来,即可绘制出累积距平曲线。

1.3.2 变差系数 本文采用年内变差系数来表示径流

(降水量)年际变化的总体特征^[8-9],计算公式如下:

$$c_v = \sigma_Q \sqrt{x} \quad (2)$$

$$\sigma_Q = \sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 / (n-1)}$$

式中: x_i 为第 i 年的净流量; \sqrt{x} 为平均径流量。

1.3.3 集中期和集中度 借鉴年降水量年内分配向量法,采用集中期和集中度来研究流域径流(降水量)年内变化规律。把一年内所有月的径流量看作向量,月径流量的大小作为该月向量的长度,所处的月份作为径流量向量的方向,用圆周 360°作为一年的天数 365 日,1—12 月每月的方位角 h 依 0, 30°, 60°, ..., 330°, 将各月经流量以向量方式累加,其各分量之和的合成量占年径流量在年内的比值为年径流量集中程度,以 12 个月分量和的比值的正切角度表示年径流量集中期,可客观的反映一年中最大径流量(降水量)出现的时间^[8]。计算如下:

$$R_x = \sum_{i=1}^{12} R_i \sin h \quad (3)$$

$$R_y = \sum_{i=1}^{12} R_i \cos h \quad (4)$$

$$R_{\text{year}} = \sum_{i=1}^{12} R_i \quad (5)$$

$$\text{RCD} = \sqrt{R_x^2 + R_y^2} / R_{\text{year}} \quad (6)$$

$$\text{RCP} = \arctan(R_x / R_y) \quad (7)$$

式中: R_i 为第 i 月的径流量; h 为第 i 月经流的方位角; R_{year} 为年径流量; R_x, R_y 分别为 X, Y 方向上的合成向量。

1.3.4 不均匀性 由于随气候的季节波动,降水、气温等气象要素均有明显的季节性变化,从而很大程度上决定了径流量年内分配的不均匀性。径流年内分配不均匀系数计算如下^[9]:

$$C_r = \frac{\sigma}{\bar{R}}, \sigma = \sqrt{\frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} (R_i - \bar{R})^2}, \bar{R} = \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} R(t) \quad (8)$$

式中: $R(t)$ 为年内各月经流量(m³/s); \bar{R} 为年内月平均径流量(m³/s); R_i 为第 i 月的径流量(m³/s); σ 为均方差。

1.3.5 变化幅度 利用相对变化幅度和绝对变化幅度两个指标来衡量径流量的变化幅度,计算公式如下^[10-12]:

$$C_m = Q_{\text{max}} / Q_{\text{min}} \\ \Delta Q = Q_{\text{max}} - Q_{\text{min}} \quad (9)$$

式中: C_m 和 ΔQ 分别为径流量的相对变化幅度和绝对变化幅度; Q_{max} 和 Q_{min} 分别为年内月最大径流量和月最小径流量。

1.3.6 突变检验 滑动 t 检验是检验一气候序列中的两段子序列均值有无显著性差异。如果两段子序

列的均值差异超过了一定的显著性水平,则有突变发生,具体方法详见文献[7]。

1.3.7 周期分析 本文选择采用 Morlet 小波分析方法来研究径流量的周期变化特征。在地学中,各种气象因子、水文过程等都可看作是随时间周期性变化的信号,因此小波分析适用于地学领域。小波变换通过将时间序列分解到时间频率内,从而得出时间序列的显著的波动模式,即周期变化动态,以及周期变化动态的时间格局,具体方法详见文献[7]。

2 结果与分析

2.1 长江源区径流的年际变化特征

在全球变暖,青藏高原气候暖湿化的大背景下^[10],1961—2016 年长江源区总体均呈增加趋势(图 1),沱沱河站和直门达站径流量每 10 a 气候倾向率分别为 $3.44 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $12.11 \text{ m}^3/\text{s}$,其中沱沱河站气候倾

向率变化显著(大于 0.01 的显著性水平);2012 年以后,沱沱河流域径流量呈增加趋势,通天河流域径流量则呈减少趋势。长江源区的上游径流量较下游径流量年际变化显著,上游沱沱河站年径流量的变差系数 C_v 为 0.44,而位于下游的直门达站变差系数为 0.27,说明沱沱河站径流量的年际变化较为显著。从沱沱河站 1961—2016 年的累积距平曲线图可以看出(图 1C),近 56 a 来沱沱河站的年径流量主要经历了径流量由减少至增加的 2 个阶段,1961—1996 年时是流量减少的阶段,1997—2016 年是径流量显著增加的阶段;从直门达站的累积距平曲线图看(图 1D),直门达站的年径流量主要经历了 3 个阶段:1961—1966 年和 2006—2016 年是径流量增加的两个阶段,这 2 个阶段总体上丰水年年份要多于枯水年的年份,1967—2005 年是径流量呈波动性减少,这一阶段枯水年的年份要多于丰水年的年份。

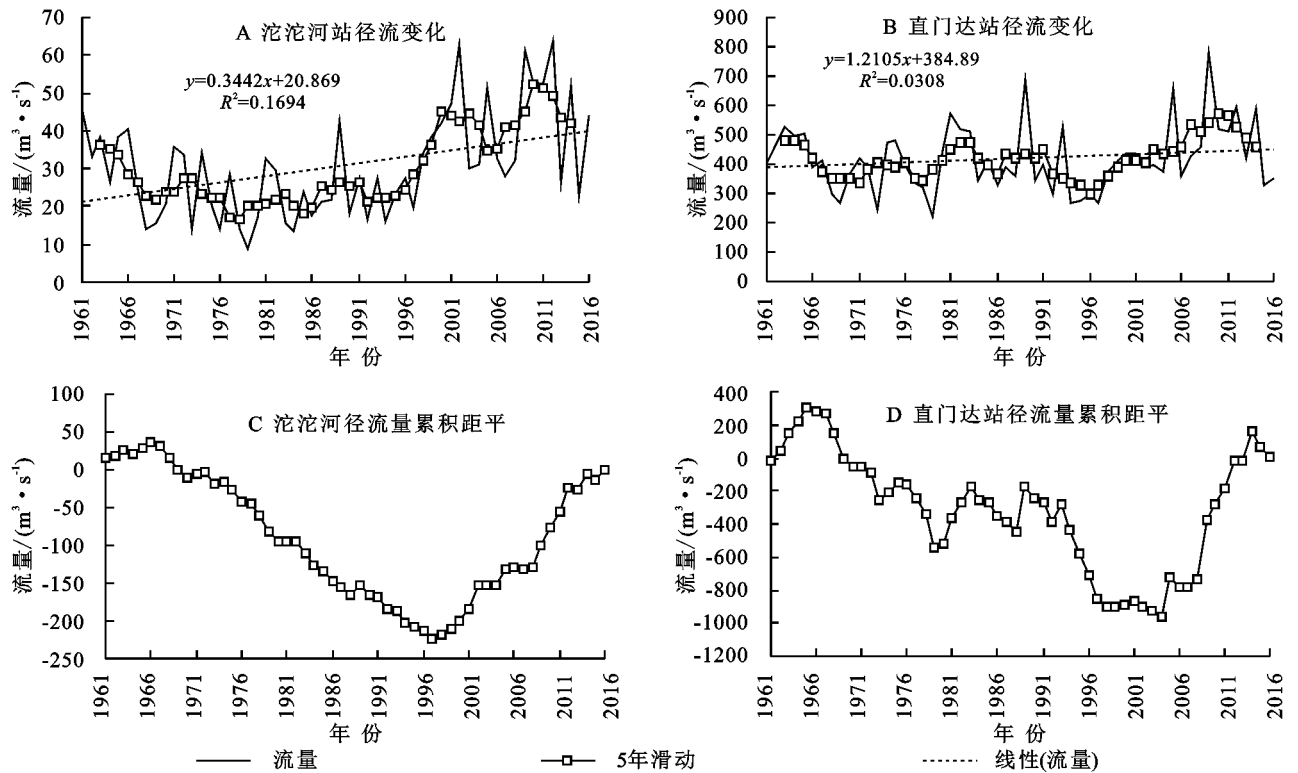


图 1 1961—2016 年长江源区各站径流量年际变化和累积距平

2.2 长江源区径流的年代际变化特征

以距平百分率为标准来划分径流的丰枯等级,对径流量按其距平百分率划分为 5 个等级, $p < -20\%$ 为枯水; $-20\% \leq p < -10\%$ 为偏枯; $-10\% \leq p \leq 10\%$ 为平水; $10\% < p \leq 20\%$ 为偏丰; $p > 20\%$ 为丰水。从径流量的年代际变化可以看出(表 1),在 20 世纪 60 年代长江源区各径流量均处于平水期,各站点径流量与多年平均值较为接近;自 70—90 年代,沱沱河站径流量均处于枯水期;直门达站径流量则在 80 年代处于平水期,70、90 年

代处于枯水期。进入 21 世纪以来,长江源区沱沱河站和直门达站均进入丰水期,特别是沱沱河站增加显著,径流量比平均值增加了 41.1%,直门达站径流量比平均值增加了 12.8%。

2.3 长江源区径流的年内变化特征

从沱沱河及直门达站径流年内分配图(图 2)可以看出,总体上,两个水文监测站径流在各个年代的年内分配较为相似,均呈明显的“单峰型”分布,流量均在 1—3 月处于低值,4—5 月开始缓慢上升,之后

开始急剧上升,沱沱河站基本在 8 月份达到极大值,直门达站在 7 月或 8 月达到极大值,9—11 月均开始急剧下降,直至 12 月份达到最低。即沱沱河站和直门达站各个年代的径流量主要集中在汛期,即 5—10 月,汛期径流量占该时段全年平均径流量的百分比分别超过了 97%,77%(表 2)。从图 2A 还可看出沱沱

河站径流量的峰值除了在 1970s 出现在 7 月份,其余各年代均出现在 8 月份,这与本区大气降水主要分布在 8 月份是基本相吻合的;直达门站径流量的峰值在 1970s,1990s,2000s 出现在 8 月份,其余年代均出现在 7 月份,出现峰值差异在一定程度上蕴示着气候波动(大气降水)对河川径流量的影响。

表 1 长江源区径流量的年代际变化

%

水文站名	1961—1970 年	1971—1980 年	1981—1990 年	1991—2000 年	2001—2010 年	2011—2016 年
沱沱河	—3.3	—28.0	—22.9	—11.1	40.0	42.1
直门达	—1.2	—11.2	6.5	—15.3	14.6	11.0

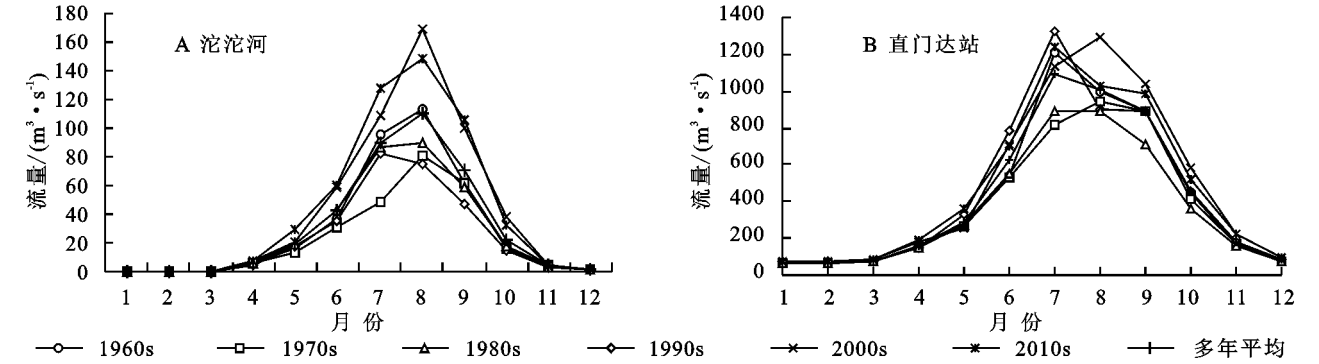


图 2 长江源区各站径流年内分配特征

表 2 长江源区汛期径流年内分配统计特征

年份	年代	沱沱河站径流		直门达站径流	
		5—10 月/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	全年/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	5—10 月/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	全年/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
1961—1970	1960s	346.0	353.3	3892.0	4940.3
1971—1980	1970s	256.1	263.2	3448.6	4452.5
1981—1990	1980s	276.3	281.7	4238.7	5330.5
1991—2000	1990s	319.0	325.5	3313.9	4240.8
2001—2010	2000s	502.8	511.1	4426.0	5736.8
2011—2016	2010s	511.2	519.6	4305.7	5560.4
1961—2016	多年平均	358.4	365.5	3911.2	5006.6

由表 3,4 数据进行分析可以得出长江源区径流年内分配特征。由径流年内分配不均匀系数可以看出,长江源上下游站点径流量不均匀性均在 1960s 最大,其中沱沱河站在 1970s 和 1990s 的不均匀性最小,直门达站在 1970s,1990s 和 2010s 的不均匀性最小。从年内分配集中度来看,长江源区上下游站点各个年代的径流量集中度主要集中在 79%~81%,59%~61%;集中期主要集中在 7 月下旬—8 月上旬,直门达站各年代的集中期较沱沱河站略滞后。从径流量年内变化幅度来看,沱沱河站径流年内相对变化幅度总体上呈现出增加的趋势,直门达站径流年内相对变化幅度总体上呈弱减少趋势;源区上下游站点绝对变化幅度均呈增大趋势。从表 3,表 4 和图 3 可以看出,沱沱河站和直门达站的不均匀系数和集中度均具有较好的同步性波动变化规律,凡是不均匀系数

值高的年份,集中度的值也高,两者的相关系数分别为 0.90,0.92(显著性水平均超过 0.001 信度检验)。

值得注意的是自 1961—2000 年年内分配规律与燕华云等^[2]的研究结论较为一致,本文在 2001—2016 年的年内分配规律也得出相同的结论。沱沱河站径流年内分配的不均匀性及集中度、相对变化幅度均高于直门达站的原因可能受到降水、气温、水面蒸发量以及下垫面等作用不同所造成的,沱沱河水文站以上流域主要是以降水和冰川融水为补给的河流,春季冰雪融水补给,径流量增加,但是明显小于汛期,进入汛期 5—10 月,随着气温的升高引起的冰川融水以及受西太平洋副热带高压及印度夏季等的影响,径流量显著增加,汛期比例大约在 96%左右,直门达水文站以上流域主要受降水、冰雪融水和地下水补给,春季有一定的水量,伴随着冰雪融水径流量显著增加,进入汛期径流量最大,汛期径流量比例为 87%左右^[11-13]。

2.4 长江源区径流的突变分析

根据滑动 t 检验(图 4A)结果,沱沱河站径流量在 1996 年、1997 年、1998 年、1999 年及 2000 年前后发生突变(通过 0.01 显著性检验),结合(图 4A)沱沱河站径流年际变化特征,最终把突变点定在 1996 年发生突变,径流量显著增加;直门达站在 2003 年、2004 年前后发生显著性突变(通过 0.01 显著性检验),结合(图 4B),综合确定直门达站在 2004 年前后发生了一次明显的转折,径流量由减少的趋势转为增加趋势。

表 3 沱沱河站径流年内分配统计特征

年代	不均匀 系数	集中度 RCD/%	集中期合成 向量方向/(°)	RCP 最大径流 出现时间	相对变化 幅度	绝对变化幅度/ (m ³ ·s ⁻¹)
1961—1970	1.28	0.81	199.59	8月4日—5日	489.02	112.45
1971—1980	1.20	0.78	204.49	8月9日—10日	370.36	81.26
1981—1990	1.22	0.79	195.88	7月31日—8月1日	501.58	82.35
1991—2000	1.20	0.79	197.42	8月2日—3日	410.23	90.03
2001—2010	1.25	0.80	203.77	8月8日—9日	623.70	168.13
2011—2016	1.21	0.79	200.78	8月5日—6日	548.63	147.86
1961—2016	1.22	0.79	200.54	8月5日—6日	501.09	110.01

表 4 直门达站径流年内分配统计特征

年代	不均匀 系数	集中度 RCD/%	集中期合成 向量方向/(°)	RCP 最大径流 出现时间	相对变化 幅度	绝对变化幅度/ (m ³ ·s ⁻¹)
1961—1970	0.95	0.61	202.27	8月7日—8日	18.61	1148.1
1971—1980	0.88	0.59	204.76	8月9日—10日	15.01	881.3
1981—1990	0.92	0.60	197.30	8月2日—3日	18.82	1259.8
1991—2000	0.88	0.59	199.69	8月4日—5日	14.83	831.4
2001—2010	0.92	0.61	205.72	8月10日—11日	17.52	1220.9
2011—2016	0.88	0.59	201.16	8月6日—7日	17.58	1166.9
1961—2016	0.90	0.60	201.91	8月6日—7日	16.23	1026.2

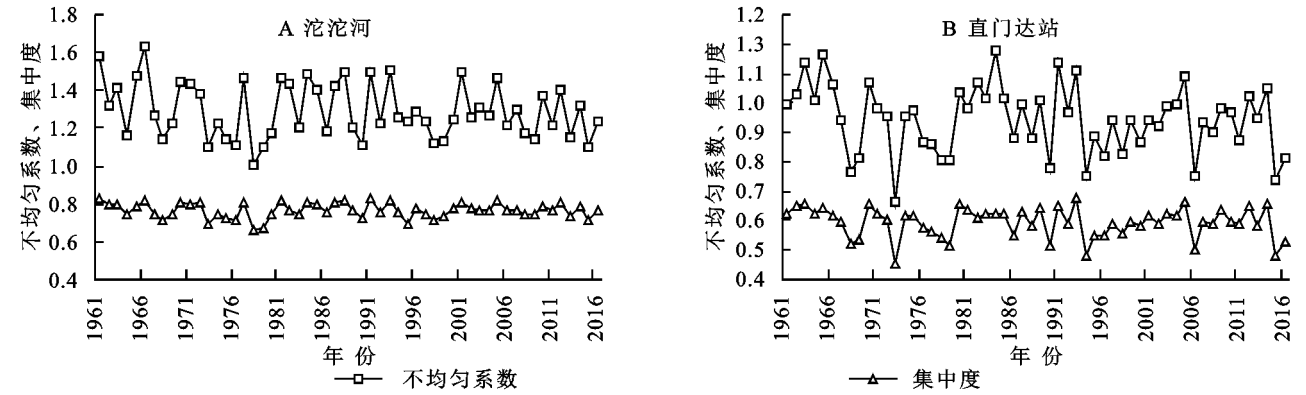


图 3 长江源区各站径流量不均匀系数和集中度年际变化对比

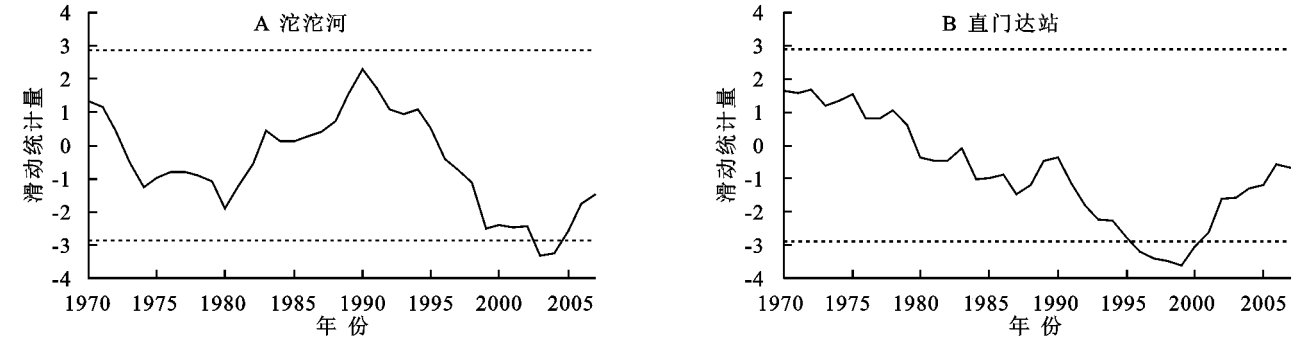


图 4 长江源区各站径流量突变分析

2.5 长江源区径流的周期分析

近 56 a 沱沱河站径流量存在着准 8~12 a 和 3~4 a 左右的振荡特征(图 5A),3~4 a 左右的周期振荡在 2000s 较为明显;直门达站存在着 6~8 a 和 3~4 a 左右的振荡周期,6~8 a 左右的周期振荡在 1975—1985 年较明显,3~4 a 左右的周期振荡在 2000s 较明显(图 5B)。

3 结论与讨论

3.1 讨论

长江源区径流量的变化特征受到气候因子、下垫面、人类活动以及冰川、冻土等的影响。降水、气温、蒸发量是影响径流的重要气象因子,曹建廷等^[3]指出,长江源区年径流量的变化与降水量变化非常接

近,且随着气温的升高,有助于冰川和积雪融化,增加对径流的补给作用,在1980—2000年,以直门达水文站代表的长江干支流区域径流量明显减少,说明该时段的气温增加使融冰融雪的增加不足以抵消降水量减少和流域实际蒸发的综合效应。也有研究指出高原500 hPa低涡和高压的活动状况通过影响降水等气象因子进而影响径流的变化。长江源区处于高寒区域,多年和季节性冻土广泛分布,多年和季节性

冻土的冰雪消融和冻结融化,冻土退化,释放地下水,补给河流,同时冻土活动层厚度增加,季节性冻结减少,土壤冻融的变化加强了水分向地下迁移,使得径流增大。长江源区人口稀少,人类活动对下垫面的影响较少。本文仅从时间变化上来研究源区径流量的变化,未全面考虑研究时段影响径流量的其气候因子、演变机理,在以后的研究中将进一步定量分析其形成机制。

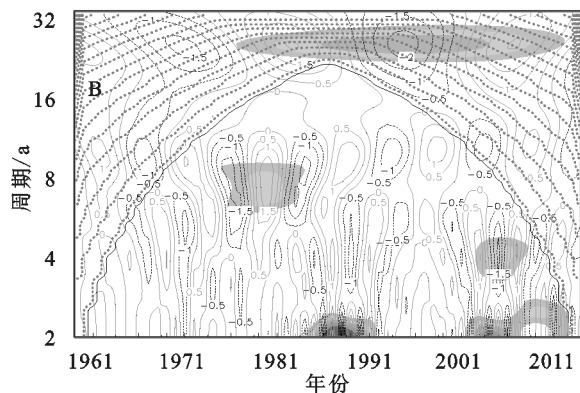
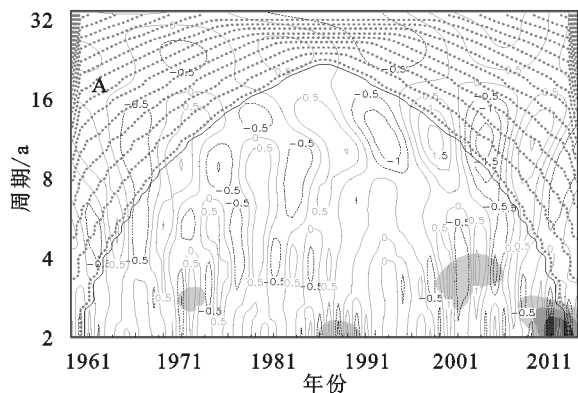


图5 长江源区各站径流量的小波分析(阴影区表示通过了置信水平为95%的红噪声检验)

3.2 结论

(1) 长江源区径流量在年际变化上均呈增加趋势,沱沱河站年际变化比下游直门达站显著。在年代际变化特征上,进入21世纪以来,长江源区各站均进入丰水期。长江源区径流量的集中度主要集中在59%~81%;长江源区集中期主要集中在7月下旬—8月上旬;沱沱河站相对变化幅度呈现增加的趋势,直门达站呈弱减少趋势,源区径流量绝对变化幅度均呈增加趋势;由于受到降水、气温、水面蒸发量以及下垫面等作用不同,沱沱河水文站以上流域主要是以降水和冰川融水为补给的河流,直门达水文站以上流域主要受降水、冰雪融水和地下水补给,造成沱沱河站径流年内分配的不均匀性及集中度、相对变化幅度均高于直门达站。

(2) 沱沱河站径流量在1996年左右发生了一次明显的突变,直门达站径流量在2004年左右发生了一次显著的突变;均经历了径流量由少到多的突变。

(3) 在周期变化特征上,沱沱河站存在8~12 a和3~4 a的周期振荡特征,直门达站存在6~8 a和3~4 a左右的周期振荡特征。

参考文献:

[1] 李林,戴升,申红艳,等.长江源区地表水资源对气候变化的响应及趋势预测[J].地理学报,2012,67(7):942-950.

[2] 燕华云,杨贵林,汪青春.长江源区径流年内分配时程变化规律分析[J].冰川冻土,2006,28(4):526-529.

[3] 曹建廷,秦大河,罗勇,等.长江源区1956—2000年径流量变化分析[J].水科学进展,2007,18(1):29-33.

[4] 李林,戴升,申红艳,等.长江源区地表水资源对气候变化的响应及趋势预测[J].地理学报,2012,67(7):941-949.

[5] 齐冬梅,李跃清,陈永仁,等.气候变化背景下长江源区径流变化特征及其成因分析[J].冰川冻土,2015,37(4):1076-1085.

[6] 李其江.长江源径流演变及原因分析[J].长江科学院院报,2018(8):1-5.

[7] 魏凤英.现代气候统计诊断与预测技术[M].2版,北京:气象出版社,2007.

[8] 刘贤赵,李嘉竹,宿庆.基于集中度和集中期的径流年内分配研究[J].地理科学,2007,27(6):791-795.

[9] 张钰,唐颖丰,韩克朋,等.洮河流域径流年内分配变化规律分析[J].干旱区资源与环境,2011,25(9):71-74.

[10] 段安民,肖志祥,吴国雄.1979—2014年全球变暖背景下青藏高原气候变化特征[J].气候变化研究进展,2016,12(5):374-381.

[11] 王灵军,燕华云.长江源区径流年内分配时程变化影响因素分析[J].水资源与水工程学报,2011,22(1):174-176.

[12] 时兴合,秦宁生,许纬俊,等.1956—2004年长江源区径流量变化的特征研究[J].山地学报,2007,25(5):513-523.

[13] 李燕,李其江,刘希胜,等.长江源区径流量变化分析[J].水文,2017,37(1):92-96.