

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*

赖天铨, 张 强, 张正浩, 孔冬冬

(中山大学水资源与环境系//华南地区水循环与水安全广东省普通高校重点实验室//
广东省城市化与地理环境空间模拟重点实验室, 广东 广州 510275)

摘 要: 通过弹性系数法及小波-神经网络模型对1959-2000年东江流域4个径流测站、28个降水测站、4个气温蒸发测站的径流、降水、气温、蒸发数据做系统分析与模拟, 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。研究表明: ① 1972年是东江径流变化的变异点, 1972年后东江径流较1972年前增大; ② 东江流域降水增加, 蒸发减少, 是导致东江流域径流量增加的重要原因, 气候变化对东江径流增加的贡献率约为0.27-0.77; ③ 人类活动主要通过土地利用方式的改变而改变产汇流过程, 导致径流量变化, 大型水库的建设是东江流域径流年内分配显著改变的重要驱动因素, 人类活动对东江流域径流量变化的贡献率约为0.23-0.73, 其影响从上游到下游呈减弱趋势。研究对于气候变化与人类活动影响下, 东江流域水资源管理具有重要理论及现实意义。

关键词: 径流量; 弹性系数法; W-ANN模型; 气候变化; 人类活动; 土地利用; 东江流域

中图分类号: P333.31 **文献标志码:** A **文章编号:** 0529-6579(2016)04-0136-10

Quantitative evaluations of fractional contribution of human activities and climate changes to the streamflow variations across the East River basin

LAI Tianzeng, ZHANG Qiang, ZHANG Zhenghao, KONG Dongdong

(Department of Water Resources and Environment//Key Laboratory of Water Cycle and Water Security in Southern China of Guangdong High Education Institute//Guangdong Provincial Key Laboratory of Urbanization and Geo-simulation, School of Geography and Planning, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China)

Abstract: Precipitation, daily temperature and evaporation data from 28 meteorological stations and 4 evaporation stations, and daily streamflow data from 4 hydrological stations during 1959-2000 are analyzed by using the elastic coefficient method and the W-ANN model. Besides, construction of water reservoirs and land use changes are also considered in the analysis to investigate fractional contributions of climate changes and human activities as driving factors to streamflow variations. The results indicate that: ① the change point of the streamflow of the East River Basin occurred in 1972, the streamflow was larger after 1972 than before 1972; ② The increased precipitation and decreased evaporation resulted in the increase of streamflow. The fractional contribution of climate change to the increase of the streamflow is 0.27~0.77; ③ Human activities led to the increase of the streamflow via changes of land use. Mean-

* 收稿日期: 2015-07-01

基金项目: 国家杰出青年科学基金资助项目(51425903); 香港特别行政区研究资助局资助项目(CUHK441313)

作者简介: 赖天铨(1992年生), 男; 研究方向: 气象水文学; 通讯作者: 张强; E-mail: zhangq68@mail.sysu.edu.cn

while, the construction of water reservoirs or hydraulic facilities tends to modify the annual distribution of the streamflow significantly. The fractional contribution of human activities to the increase of the streamflow is 0.23 ~ 0.73 and the fractional contribution decreases from the upper to the lower East River basin. This research has theoretical and practical contribution to human knowledge of the driving factors behind streamflow variations and also to the scientific water resources management of the East River basin.

Key words: streamflow processes; elastic coefficient method; W-ANN; climate changes; human activities; hydrological modeling; East River basin

流域径流变化特征及成因一直是水文学、水利工程等领域备受关注的科学问题^[1-3]。国际上许多河流的径流受自然因素及人类活动影响,从而导致流域环境发生重大变化,如勒拿河^[4]、阿尔泽特河^[5]、威拉米特河^[6]。国内许多学者通过水文模型等手段对于人类活动及气候变化对河流径流的影响进行了分析。如Bao等通过VIC模型对海河流域径流量进行了分析,研究认为气候变化对海河径流变化的贡献率为58.5% (桃林口)、40.1% (张家坟)、26.1% (观台)^[7]。Zhang等^[8]通过弹性系数法对浑河和太子河径流进行研究,得出浑河径流变化的贡献率达到56.7%,对太子河的贡献率达到56.5%。Wang等^[9]对黄河径流进行研究,得出人类活动对黄河径流变化的贡献率达到92.07%。

径流变化对河流的形态变化具有重要作用,且对于流域内供水具有重要意义。对于东江流域的径流变化,已经有许多学者对其进行了研究,如王兆礼等^[10]认为降水与蒸发是影响流域径流系数的主要气候要素,植被覆盖变化间接影响径流系数。林凯荣等通过SCS月模型对东江流域径流量进行了分析,得出气候变化对径流变化的贡献率约为0.41-0.55^[11],但对人类活动影响径流的贡献率研究大多使用单一的水文模型或者单一的系数法进行计算分析,这样使得结果有一定的主观性,且不同方法得出的结果有一定的偏差。为提高贡献率的计算精度,本文将通过2种方法(弹性系数法和小波-神经网络模型(下文简称为W-ANN模型))对1959-2000年东江流域径流过程进行研究,通过两种方法之间的对比,与实际情况相结合,以期能够更全面、更客观地量化人类活动和气候变化对东江流域径流变化的贡献率,为流域水资源管理与水资源优化配置提供科学依据与技术支撑。

1 研究区域和数据

东江流域是珠江流域的主要子流域之一,全长562 km,集水面积约3.5万 km²,多年平均雨量为1750 mm,多年平均水面蒸发量为1200 mm^[12]。

发源于江西省寻乌县桎髻钵山,于增城区禺东联围东南汇入狮子洋。且东江流域肩负着河源、惠州、东莞、广州、深圳以及香港3000余万人口的生产、生活、生态用水^[13]。

数据来源于1959-2000年东江流域4个气温蒸发测站的气温蒸发月数据、风向月数据、光照月数据、相对湿度月数据、气压月数据,其中除了连平站缺失19590921-19620707的气压数据以外,各个类型的数据缺失比例不超过1.3%,对缺失数据的处理使用以下方法:缺失1~2 d数据的缺失值取临近天数的均值,缺失一段时间数据的缺失值取其他年份同期的均值^[14];28个降水测站的降水月数据;4个径流测站(博罗、岭下、河源、龙川)的径流月数据,没有缺测。使用泰森多边形法对气温蒸发测站、降水测站的数据进行插值计算,得出东江流域4个径流站点的降水、气温及蒸发数据。

2 研究方法

2.1 突变点检测方法

对于实测系列水文循环要素资料的变化趋势分析,需要通过物理及统计模型等多种方法检测其变化趋势,从自然和人为等多种驱动因子变异程度及其对这些变化的响应寻求对水文要素变化影响最重要的因子^[15]。本文主要采用Mann-Kendall非参数秩次相关检验法(以下简称M-K)、有序聚类法以及滑动T检验法对东江流域的径流序列进行突变分析,不同的突变检验方法有不同的优势,通过多个突变检验方法对序列进行检测,可以使突变点的选取更为全面科学。

2.1.1 Mann-Kendall非参数秩次相关检验法(M-K检验) 与参数统计检验法相比,Mann-Kendall非参数秩次相关检验法更适用于非正态分布不完整或有少数异常值的资料。此外,与其他方法(信息二分割、R/S检验)相比,其优点在于检测范围较宽,人为因素较少,定量化程度较高^[16,17]。

2.1.2 有序聚类法 由有序聚类推求最可能干扰

点 τ_0 , 其实质是求最优分割点, 使同类之间离差平方和最小, 而类与类之间离差平方和较大。设序列 x_t ($t=1, 2, 3 \cdots n$), 可能分割点为 τ , 满足类与类之间离差平方和最大的, 且超过了一定的显著性水平 α , 即为最可能变异点 τ_0 [17]。

2.1.3 滑动 t 检验法 滑动 t 检验是通过考察两组样本平均值的差异是否显著来检验突变的一种统计方法。对某一时间序列的两段子序列, 在假设它们所服从的正态母体方差相等的条件下, 如果它们的均值差异 (用统计量 t 来度量) 超过了一定的显著性水平 α , 则可以认为两均值发生突变 [18]。

2.2 通过弹性系数法估算气候变化对径流变化的贡献率

水平衡方程为

$$P = E + Q + \Delta S \quad (1)$$

其中, P 为降水量, 在东江流域中, 降水量 = 降水量, E 为实际蒸发量, ΔS 为水量变化量。

在长时间尺度下, ΔS 近似于 0, 根据 Budyko [19] 和 Fu [20] 通过数学推理和其他分析方法对平均蒸发 E , 平均降水 P , 潜在蒸发 E_0 的关系进行了空间分析, 得出 (2) 式。

$$\frac{E}{P} = 1 + \frac{E_0}{P} - \left[1 + \left(\frac{E_0}{P} \right)^m \right]^{\frac{1}{m}} \quad (2)$$

其中, m 是一个模型参数, 与植被类型、水力特性和地形有关 [21]。

本文假设径流变化量 ΔQ_{total} 、变异前径流量 \bar{Q}_1 、变异后径流量 \bar{Q}_2 、气候变化导致的径流变化量 $\Delta Q_{\text{climate}}$ 和人类活动导致的径流变化量 ΔQ_{human} 的关系如 (3) 式。

$$\Delta Q_{\text{total}} = \bar{Q}_2 - \bar{Q}_1 = \Delta Q_{\text{climate}} + \Delta Q_{\text{human}} \quad (3)$$

影响径流的气候因素 ($\Delta Q_{\text{climate}}$) 主要是降水和蒸发 [22], 因此对降水 P 和潜在蒸发 E_0 取偏微分得到 (4) 式。

$$\Delta Q_{\text{climate}} = \frac{\partial Q}{\partial P} \Delta P + \frac{\partial Q}{\partial E_0} \Delta E_0 \quad (4)$$

由 (2) 式、(4) 式可得 (5) 式、(6) 式

$$\frac{\partial Q}{\partial P} = P^{(m-1)} (E_0^m + P^m)^{\left(\frac{1}{m}-1\right)} \quad (5)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial E_0} = E_0^{(m-1)} (E_0^m + P^m)^{\left(\frac{1}{m}-1\right)} - 1 \quad (6)$$

使用风向、光照、最高最低气温、相对湿度、气压等数据, 通过 PENMAN 公式计算出各个子流域的潜在蒸发后, 代入到弹性系数法公式就可以计算出气候变化对径流变化的贡献率。而人类活动对径流变化的贡献率与气候变化对径流变化的贡献率之和

为 1, 因此可以推算出人类活动对径流变化的贡献率。值得注意的是, 弹性系数法会由于降水和潜在蒸发的变化而导致最后结果的偏差 [23], 因此需要其他方法和弹性系数法的结果综合分析。

2.3 通过 W-ANN 模型估算气候变化对径流变化的贡献率

W-ANN 模型是把小波分析作为数据预处理的工具结合神经网络的混合模型, Vahid Nourani 选择降水和径流两个因素作为输入变量进行小波分解, 通过构建小波神经网络进行预测, 结果表明小波神经网络可用于短期和长期的径流预测 [24]。W-ANN 相较于支持向量回归机模型 (SVR)、最小二乘支持向量机 (LSSVM) 以及普通的神经网络模型 (ANN), 小波神经网络在东江博罗径流模拟中有最好的效果 [25]。本文通过 W-ANN 模型拟合变异前的径流与降水、蒸发、气温的关系, 通过该拟合模型和变异后的降水、蒸发、气温观测值计算出不受人类活动影响的径流序列, 计算出变异前实测年径流深 (\bar{Q}_{a1})、变异后实测年径流深 (\bar{Q}_{a2})、变异后模拟径流深 (\bar{Q}_s), 根据公式 (7) - (9) 得出气候变化导致的径流变化量和人类活动导致的径流变化量, 进而计算出气候变化对径流变化的贡献率及人类活动对径流变化的贡献率。W-ANN 模型通过对来自变量的小波分解, 降低了原自变量中的冗余信息。小波变换的一个重要性质是它在时域和频域均具有很好的局部化特征, 它能够提供目标信号各个频率子段的频率信息。在水文序列中, 小波变换能够较好地去除降水、蒸发、气温等时间序列的冗余信息, 提高最后的 ANN 拟合的精度及准确度 [25]。

$$\Delta Q_{\text{total}} = \bar{Q}_{a2} - \bar{Q}_{a1} \quad (7)$$

$$\Delta Q_{\text{climate}} = \bar{Q}_{a1} - \bar{Q}_s \quad (8)$$

$$\Delta Q_{\text{human}} = \bar{Q}_{a2} - \bar{Q}_s \quad (9)$$

3 结果与讨论

3.1 突变点检测结果

综合各方法对东江流域 4 个径流站点进行检测, 结果显示岭下站、河源站所有方法检验均于 1972 年发生变异, 滑动 T 检验方法和有序聚类法对博罗站和龙川站的检测结果为 1972 年, M-K 趋势检验法对博罗站的检验结果年份为 1972、1980、1985、1991, 对龙川站的检验结果年份为 1974、1976、1986。综合检验结果和东江流域实际情况, 确定 1972 年为东江流域径流变异的时间点。1972 年后各站的径流量均比 1972 年前各站的径流

量增加 (图 1)。四个站点中河源站径流深变化最大, 达到 232 mm, 博罗站最小, 只有 114 mm。尽管 1972 年后, 四个站点对应子流域的降水增加, 但根据谭莹莹等的研究^[26], 东江的年降水、汛期和非汛期降水均未发生变异, 因此东江流域四站点径流量的变异不是由于降水变化引起的。东江流域四个站点径流量于 1972 年发生变异的原因之一应当是枫树坝水库的建成, 该水库 (库容达到 19.4 亿 m³) 于 1970 年开始建造, 于 1973 年完成, 和四站点径流量变异时间相吻合。此外, 相较于 1959 - 1972 年, 1973 - 2000 年的降水增加, 蒸发减少, 气温增加 (图 2), 说明气候变化也是东江流域径流变异的原因之一。

3.2 气候变化及人类活动对东江流域四站点径流变化的贡献率计算结果

使用弹性系数法对 1959 - 2000 年东江流域 4 个站点的径流量、对应子流域的降水量、蒸发量

(图 2) 进行计算, 得出东江流域人类活动对径流变化的贡献率, 其中河源子流域的人类活动贡献率最高, 达到 0.72, 而博罗子流域人类活动贡献率最低, 为 0.32 (表 1)。杨大文等指出, 降水量增加, 蒸发量减少, 会导致气候贡献率被低估^[23], 通过综合 W-ANN 模型分析, 比对结果, 结合实际情况得出更符合真实的结论。

为了增加贡献率计算的精度, 并且更客观全面地评估气候变化及人类活动对东江流域径流量变化的贡献率, 本文使用 W-ANN 模型对东江流域的径流量进行分析并和弹性系数法得出的结果进行比较分析。再使用不同的母小波对各个子流域的平均降水量、平均气温、平均蒸发量进行分解, 求得分解出的母小波与原序列的相关系数 R 。选取 R 值最高的小波, 最后得出结果为降水量使用 Db3 小波分解, 气温使用 Db9 小波分解, 蒸发量使用 Db5 小波分解 (表 2)。

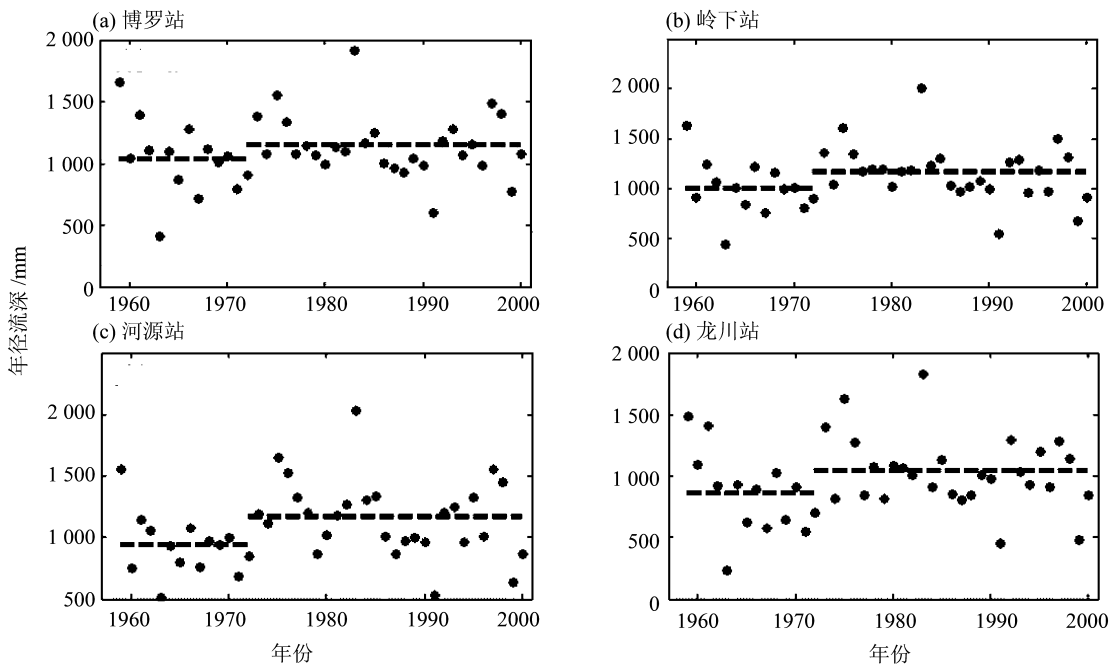


图 1 1959 - 2000 年东江流域径流深时间序列

Fig. 1 Streamflow time series of the East River from 1959 to 2000

表 1 弹性系数法所得气候变化及人类活动对径流变化的贡献率

Table 1 The contribution rate to the change of streamflow by climate change and human activities by elastic coefficient method

子流域	1959 - 1972 年量值/mm			1973 - 2000 年量值/mm			变化量/mm		贡献率	
	P	E_0	Q	P	E_0	Q	ΔQ_{human}	$\Delta Q_{climate}$	气候影响	人类活动
博罗	1 699	1 214	1 035	1 765	1 166	1 149	77	37	0.68	0.32
岭下	1 692	1 188	997	1 753	1 146	1 163	76	90	0.46	0.54
河源	1 686	1 163	935	1 745	1 126	1 167	65	166	0.28	0.72
龙川	1 607	1 143	858	1 654	1 098	1 036	71	107	0.40	0.60

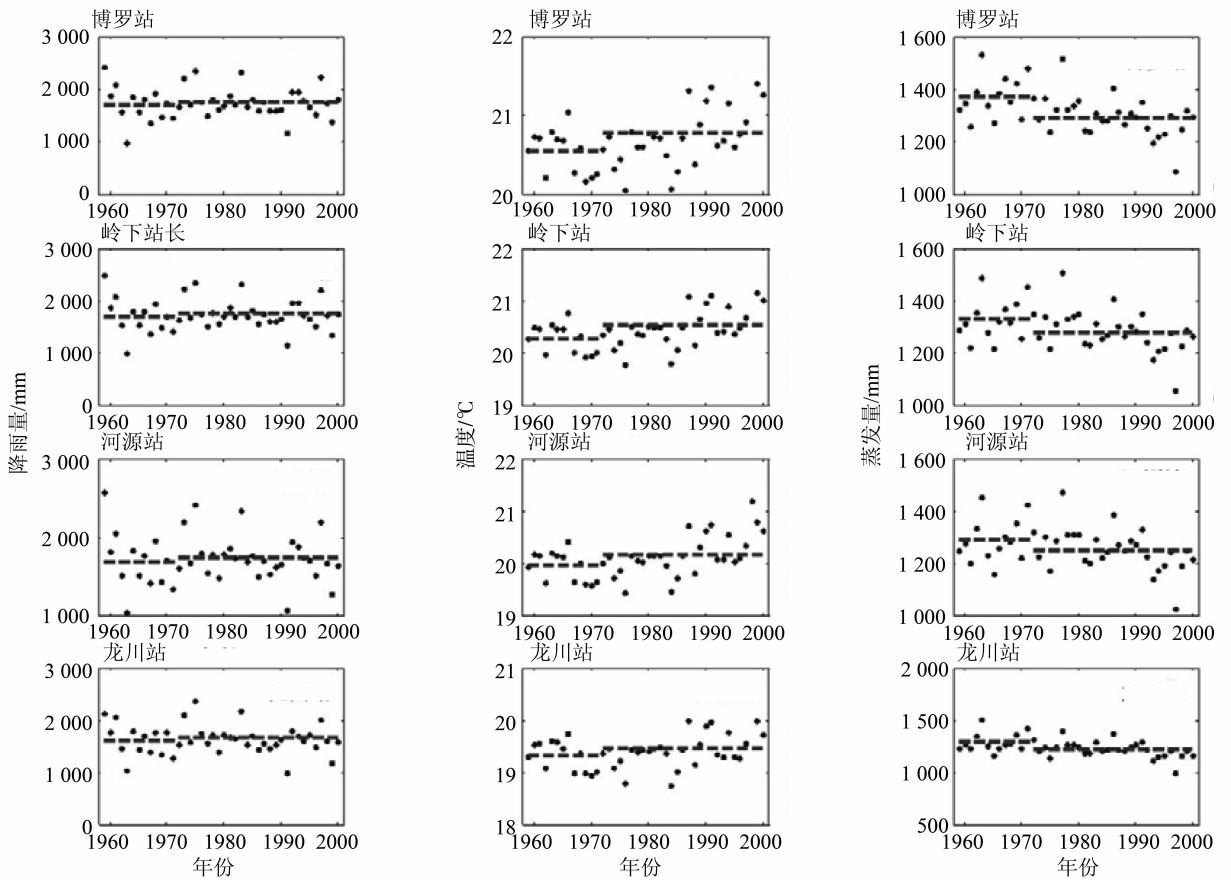


图 2 1959 - 2000 年东江流域降水量、气温、蒸发量

Fig. 2 Precipitation, temperature and evaporation of the East River from 1959 to 2000

表 2 母小波决定系数表

Table 2 Analytical statement of determination coefficient of mother wavelet

决定系数 (R^2)	降水量	气温	蒸发量
Haar 小波	0.841 349	0.956 647	0.936 391
Db2 小波	0.870 631	0.985 674	0.934 357
Db3 小波	0.876 360 *	0.991 838	0.935 484
Db4 小波	0.874 175	0.992 420	0.941 934
Db5 小波	0.866 197	0.991 836	0.945 560 *
Db6 小波	0.857 491	0.991 728	0.945 075
Db7 小波	0.854 408	0.992 288	0.942 645
Db8 小波	0.858 948	0.993 032	0.940 694
Db9 小波	0.867 355	0.993 450 *	0.940 659
Db10 小波	0.873 593	0.993 377	0.942 407
Sym2 小波	0.870 631	0.985 674	0.934 357
Sym3 小波	0.876 360	0.991 838	0.935 484
Sym4 小波	0.850 685	0.991 232	0.944 326
Coif1 小波	0.842 832	0.985 328	0.943 552

* 为对应变量中不同小波中的最大值

选定母小波后, 使用 1 - 8 个层级对 4 个子流域的原数据 (月数据) 进行分解, 并通过 ANN 模型将 1959 - 1969 年各气象要素分解量与径流量进行拟合。发现对于博罗站、岭下站、河源站, 层级

为 3 时拟合效果较好, 龙川站则是层级 1 拟合效果更好, 这是由于龙川站在上游, 受到的影响类型相对较少, 所以使用层级 1 的小波分解已经可以去除掉大部分的干扰影响。本文根据张正浩等^[25]通过

W-ANN 模型对东江流域径流的模拟，转换函数选用 Levenberg - Marquardt，隐含层数为 10。通过对 1970 - 1972 年数据的率定，得出了 4 个子流域的 W-ANN 模型。Moriassi^[27] 等研究表明，NASH 高于 0.80，PBIAS 绝对值小于 10%，RSR 小于 0.50 即表示水文模型对径流的模拟效果非常理想。由表 3 可以看出，龙川、岭下、博罗站各个系数模拟角度都非常理想，河源站点的模拟较差，这是因为河源站的取水口与新丰江水库非常接近，因此影响了模拟精度。相较于部分水文模型模拟的 NASH 系数，W-ANN 模型模拟效果理想^[28-30]。尽管峰枯值模拟效果一般（图 3），这是其他大多数水文模型同时存在的问题^[7,31,32]，但是本文是使用长时间序列研究气候变化和人类活动对径流的影响，因此峰枯值模拟效果不佳对结果影响有限。综上所述，W-ANN 模型在龙川、岭下、博罗站具有非常理想的模拟效果，在河源站具有较好的模拟效果（图 3）。

选取合适的 W-ANN 模型后，本文对 1973 - 2000 年 4 站点的径流进行了模拟（图 4）。通过计算 4 个站点 1959 - 1972 年实测年径流深（ \bar{Q}_{a1} ）与 1973 - 2000 年实测年径流深（ \bar{Q}_{a2} ）的差值（

\bar{Q}_{total} ）、1959 - 1972 年实测年径流深与 1973 - 2000 年模拟径流深（ \bar{Q}_s ）的差值（ $\Delta Q_{climate}$ ），1973 年实测径流深与模拟径流深的差值（ ΔQ_{human} ），得出气候变化对径流变化的贡献率及人类活动对径流变化的贡献率（表 4）。林凯荣等^[11] 在东江的研究得出蓝塘、岳城、顺天流域气候变化的贡献率（0.40 ~ 0.54）和本文计算得出的岭下子流域（0.44）的较为相近，这是因为都是位于汇入河源 - 岭下干流的支流，所以可以从侧面说明本文的计算结果是可靠的。通过 W-ANN 计算得出的贡献率和前文中使用弹性系数法计算的结果相近，且人类活动对径流变化的贡献率都呈现出从上游往下游递减的趋势。

可以发现，W-ANN 模型的计算结果和弹性系数法计算所得的结果较为相近，再考虑弹性系数法在降水量增加，蒸发量减少的条件下，气候贡献率被低估，综合东江流域的气候社会条件可以看出，气候变化对东江流域径流量增加的贡献率约为 0.28 ~ 0.78，从上游向下游大体呈增加趋势，约为 0.22 ~ 0.72，其中河源站不符合该规律，气候变化的贡献率最低，人类活动的贡献率最高。

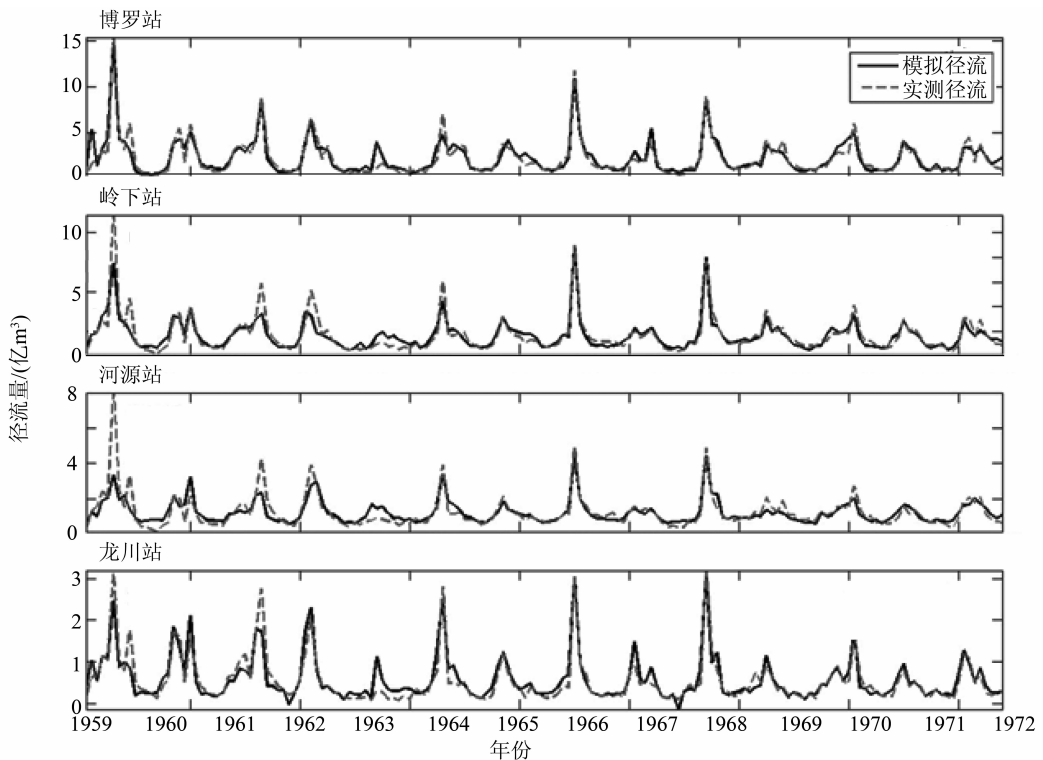


图3 1959 - 1972 年东江流域径流小波神经网络拟合曲线

Fig. 3 Fitting curve of streamflow by W-ANN in 1959 - 1972

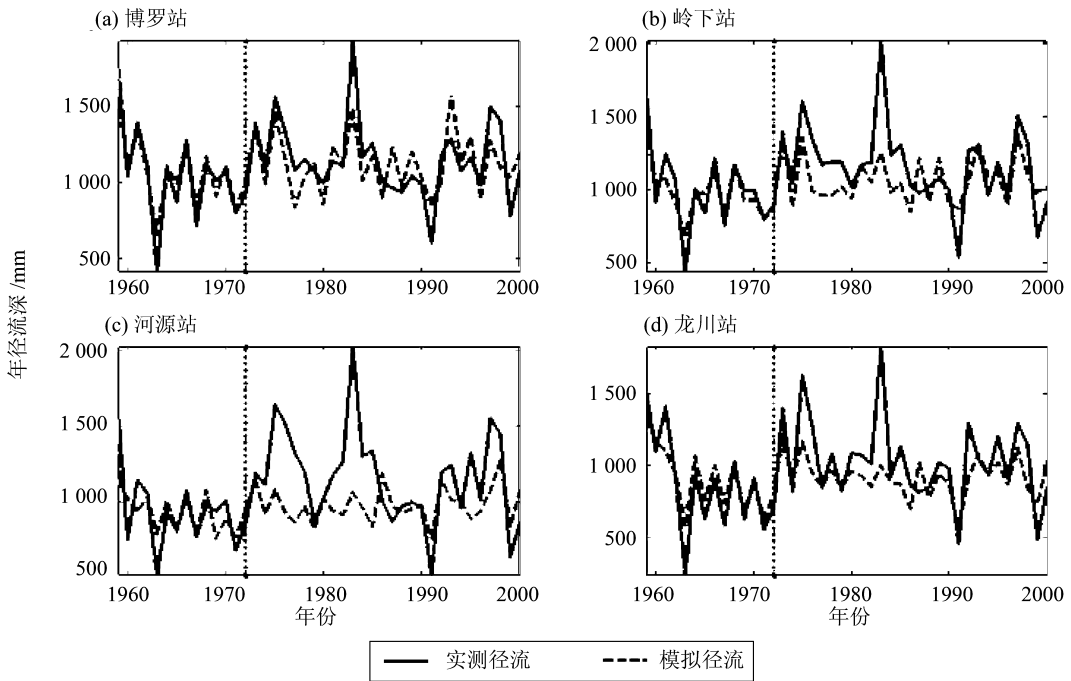


图 4 1959 - 2000 年东江流域 W-ANN 模拟年径流曲线
Fig. 4 Analog curve of streamflow by W-ANN in 1959 - 2000

表 3 各水文站 W-ANN 模型检验参数表
Table 3 Test parameter of W-ANN at four hydrological stations

项目	年份	博罗	岭下	河源	龙川
nash 系数	1959 - 1969	0.877	0.831	0.670	0.852
	1970 - 1972	0.787	0.806	0.754	0.887
PBIAS (百分比偏差系数)	1959 - 1969	-3.586	1.127	1.166	-4.703
	1970 - 1972	-5.864	3.874	-2.665	-6.931
RSR (均方根 - 测量标准偏差比)	1959 - 1969	0.351	0.412	0.575	0.384
	1970 - 1972	0.461	0.441	0.496	0.337

表 4 W-ANN 推算气候变化和人类活动影响径流贡献率表
Table 4 The contribution rate to the change of streamflow by climate change and human activities by W-ANN

子流域	\bar{Q}_{a1} / mm	\bar{Q}_{a2} / mm	\bar{Q}_s / mm	$\Delta Q_{\text{total}} / \text{mm}$	$\Delta Q_{\text{climate}} / \text{mm}$	$\Delta Q_{\text{human}} / \text{mm}$	贡献率	
							气候影响	人类活动
博罗	1 035.1	1 149.2	1 124.5	114.1	89.4	24.6	0.78	0.22
岭下	997.3	1 163.2	1 068.4	165.9	71.4	94.8	0.43	0.57
河源	934.7	1 166.5	985.4	231.9	50.7	181.1	0.22	0.78
龙川	857.9	1 036.0	916.7	178.2	58.8	119.4	0.33	0.67

3.3 气候变化及人类活动对径流变化的影响

3.3.1 气候变化对径流变化的影响 1973 - 2000 东江流域的降水量增加, 蒸发降低, 气温升高, 是导致东江流域径流增加的影响因子。通过对东江流域的降水、蒸发、气温与径流的关联度分析, 东江流域气候变化对径流影响较大的因素是降水, 蒸发和气温的影响较小 (表 5), 这和王渺林等认为东

江流域气温的影响远小于降水的影响相同^[33]。因此, 降水增加是气候变化影响东江流域径流的重要因子。值得指出的是, 东江流域径流的增加幅度达到 10% ~ 20%, 增加幅度相较于东江流域降水量增加幅度 (3% ~ 4%) 更大。因此, 东江径流变化不仅是由气候变化引起的, 人类活动也起到重要作用。

表 5 东江流域气候要素与径流关联度及降水、潜在蒸发变化率
 Table 5 The Correlation among climate elements and runoff, rate of change of precipitation and potential evapotranspiration in the East kiver basin

子流域	R^2			P 变化率/%	E_0 变化率/%
	降水 - 径流	蒸发 - 径流	气温 - 径流		
博罗站	0.83	0.26	0.02	3.9	-4.0
岭下站	0.75	0.18	0.04	3.6	-3.5
河源站	0.60	0.14	0.04	3.5	-3.1
龙川站	0.87	0.20	0.01	2.9	-3.9

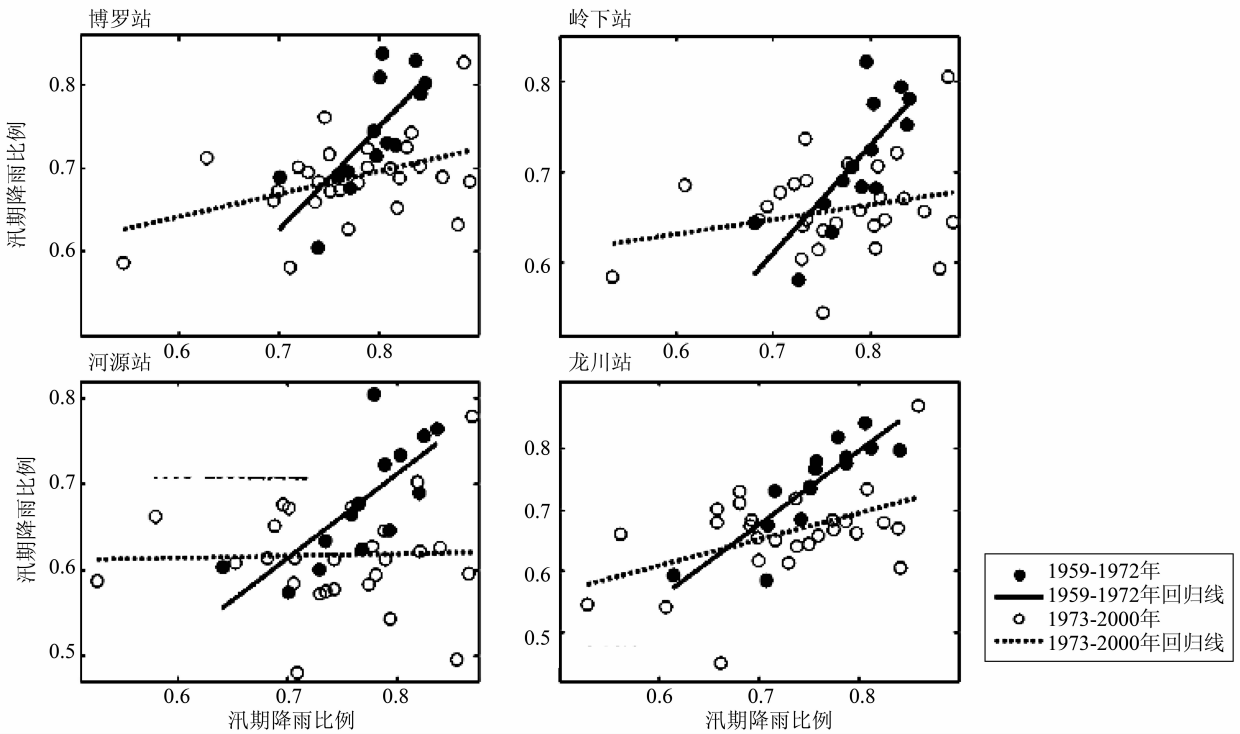


图 5 东江流域汛期降水比例 - 汛期径流比例关系图

Fig. 5 The relationship between precipitation ratio and the streamflow ratio in flood season in the East River Basin

此外，河源子流域的气候贡献率偏低的原因是该流域的潜在蒸发变化率较小，因此河源子流域气候变化对径流变化的贡献率较小，人类活动对径流变化的贡献率较高。此外，河源站距离新丰江水坝较近，受到人类活动影响极大，前文中提到的 W-ANN 模型的拟合也由于人类活动的干扰低于其他站，因此河源站的径流变化的贡献率出现异常应当是由于人类活动导致的下垫面变化所导致的。由表 5 可得，东江流域降水变化量从上游往下游依次增加，降水与径流关系密切，因此东江流域气候变化对径流变化的贡献率从上游往下游大体呈增加趋势。

3.3.2 人类活动对径流变化的影响 人类活动对水文过程的影响主要发生在降雨落到地面后，通过蒸发、入渗、产流和汇流变化来影响水文过程^[34]。

因此，人类活动是通过改变土地利用方式及建造大型水利工程等影响流域径流^[35]。1980 - 2000 年东江流域园地、林地变化不大，但是耕地面积由 6 044 km² 增加至 6 850 km²，城镇用地由 37.9 km² 增加至 739.8 km²，草地面积由 1 328 km² 减少至 946 km²^[36]。城镇用地导致了不透水面积增加，耕地增加及草地减少导致流域滞水性能和透水性能变差，下渗量减少，使得流域内径流增加^[11]。此外，由于我国城镇化速度加快，东江中下游人口增加较快，以惠州市为例，1990 年惠州市人口为 197.8 万人，2000 年惠州市人口为 246.12 万人^[37]。人口增加使得需水量增加，减少了由人类活动导致的径流增加量，因此减小了人类活动对东江中下游径流量增加的贡献率。

相较于 1959 - 1972 年东江流域的汛期径流比例 (汛期径流占年径流的比例) 和汛期降水比例 (汛期降水占年径流的比例), 1973 - 2000 年东江流域汛期径流比例和汛期降水比例相关程度降低, 且由汛期降水汇流而成的汛期径流比例减少 (图 5), 这是由于 1959 - 2000 年东江流域建造的大型水利工程的影响 (1973 年枫树坝电站水库建成以及 1987 年白盆珠水库建成, 总库容达到 31.6 亿 m^3 , 总调节库容达到 71.99 亿 m^3)。大型水利工程改变了东江流域径流的年内分配, 并且降低了径流与降水量的相关程度。

4 结 论

本文通过弹性系数法及 W-ANN 模型对 1959 - 2000 年东江流域 4 个径流测站、28 个降水测站、4 个气温蒸发测站的径流、降水、气温、蒸发数据进行分析, 得出以下结论:

1) 通过 M - K 趋势检验法, 滑动 T 检验法, 有序聚类法对东江流域四个径流测站的年径流量进行分析, 发现东江流域四个站点径流量均在 1972 年发生显著变异。1972 年后东江流域的径流量显著增加。

2) 通过弹性系数法及 W-ANN 模型全面地对东江流域四个子流域进行定量分析, 且综合东江流域的气候社会条件, 得出气候变化对东江流域径流量增加的贡献率约为 0.28 ~ 0.78, 从上游向下游大体呈增加趋势, 主要是由于降水增加, 蒸发减少导致了东江流域径流增加, 河源子流域的气候贡献率偏低的原因是该流域的潜在蒸发变化率较小; 人类活动对东江流域径流量增加的贡献率约为 0.22 ~ 0.72, 主要是由于城镇化过程改变了东江流域的下垫面, 使得不透水面积增加, 下渗量减少, 改变汇流过程, 增加径流量。人类活动对东江流域径流量增加的贡献率从上游至下游减少, 是由于中下游经济发展较快, 人口大量聚集, 使得需水量增加, 减少了增加的径流量。

参考文献:

- [1] WAYNE T S, JAMES E D. Streamflow greatly reduced by converting deciduous hardwood stands to pine [J]. *Science*, 1974, 185(4154): 857 - 859.
- [2] ZHANG Q, XU C Y, YANG T, et al. Scaling properties of the streamflow variations in the arid and semi-arid regions of China: a case study of the Yellow River basin [J]. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 2009, 23(8): 1103 - 1111.
- [3] ZHANG Q, JIANG T, LIU C L. Changing trends of water level and streamflow during past 100 years of the Yangtze River (China) [J]. *Asian Journal of Water Environment and Pollution*, 2006, 3(1): 49 - 55.
- [4] YE B S, YANG D Q, DOUGLAS L K. Changes in Lena River streamflow hydrology: Human impacts versus natural variations [J]. *Water Resources Research*, 2003, 39(7): DOI: 10.1029/2003WR001991.
- [5] DROGUE G, PFISTER L, LEVIANDIER T, et al. Simulating the spatio-temporal variability of streamflow response to climate change scenarios in a mesoscale basin [J]. *Journal of Hydrology*, 2004. 293(1/2/3/4): 255 - 269.
- [6] TAGUE C, GRANT G E. Groundwater dynamics mediate low - flow response to global warming in snow - dominated alpine regions [J]. *Water Resources Research*, 2009, 45(7), DOI: 10.1029/2008WR007179.
- [7] BAO Z X, ZHANG J Y, WANG G Q. Attribution for decreasing streamflow of the Haihe River basin, northern China: Climate variability or human activities [J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 460/461(3): 117 - 129.
- [8] ZHANG Y F, GUAN D X, JIN C J, et al. Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in northeast China [J]. *Journal of Hydrology*, 2011, 410(3/4): 239 - 247.
- [9] WANG S, YAN M, YAN Y. Contributions of climate change and human activities to the changes in streamflow increment in different sections of the Yellow River [J]. *Quaternary International*, 2012, 282:66 - 77.
- [10] 王兆礼, 陈晓宏, 杨涛. 东江流域径流系数变化特征及影响因素分析 [J]. *水电能源科学*, 2010, 28(8): 10 - 13.
- [11] 林凯荣, 何艳虎, 陈晓宏. 气候变化及人类活动对东江流域径流影响的贡献分解研究 [J]. *水利学报*, 2012, 43(11):1312 - 1321.
- [12] 陈晓宏, 王兆礼. 东江流域土地利用变化对水资源的影响 [J]. *北京师范大学(自然科学版)*, 2010, 46(3): 311 - 316.
- [13] 张强, 崔瑛, 陈永勤. 水文变异条件下的东江流域生态径流研究 [J]. *自然资源学报*, 2010, 27(5): 790 - 800.
- [14] ZHANG Q, SINGH V P, LI J, et al. Analysis of the periods of maximum consecutive wet days in China [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, Doi:10.1029/2011JD016088.
- [15] 宋晓猛, 张建云, 占车生, 等. 气候变化和人类活动对水文循环影响研究进展 [J]. *水利学报*, 2013, 44(7): 779 - 790.
- [16] SERRANO V L, MATEOS V L, GARCIA J A. Trend

- analysis of monthly precipitation over the Iberian Peninsula for the period 1921 – 1995 [J]. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 1999, 24 (2): 85 – 90.
- [17] 雷红富, 谢平, 陈广, 等. 水文序列变异点检验方法的性能比较分析 [J]. *水电能源科学*, 2007, 25(4): 36 – 40.
- [18] ZHANG Q, XU C Y, SINGH V P. Multiscale variability of sediment load and streamflow of the lower Yangtze River basin: Possible causes and implications [J]. *Journal of Hydrology*, 2009, 368(1/2/3/4): 96 – 104.
- [19] BUDYKO M I. *Climate and life* [M]. New York: Academic Press, 1974.
- [20] 傅抱璞. 论陆面蒸发的计算 [J]. *大气科学*, 1981, 5(1): 23 – 31.
- [21] 傅抱璞. 山地蒸发的计算 [J]. *气象科学*, 1996, 6(4): 328 – 335.
- [22] ZHANG L, DAWES W R, WALKER G R. The response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale [J]. *Water Resources Research*, 2001, 37: 701 – 708.
- [23] YANG H B, YANG D W, HU Q F. An error analysis of the Budyko hypothesis for assessing the contribution of climate change to streamflow [J]. *Water Resources Research*, 2014, 50(12): 9620 – 9629.
- [24] NOURANI V, KOMASI M, MANO A. A multivariate ANN – wavelet approach for rainfall-streamflow modeling [J]. *Water Resources Management*, 2009, 23(14): 2877 – 2894.
- [25] 张正浩, 张强, 江涛, 等. 基于小波神经网络的东江流域径流模拟多模型比较研究 [J]. *武汉大学学报(理学版)*, 2015, 61(3): 255 – 261.
- [26] 谭莹莹, 谢平, 陈丽, 等. 东江流域径流序列变异分析, 变化环境下的水资源响应与可持续利用 [C] // 中国水利学会水资源专业委员会 2009 学术年会论文集, 2009: 98 – 104.
- [27] MORIASI D N, ARNOLD J G, Van LIEW M W, et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations [J]. *Transactions of the ASABE*, 2007, 50(3): 885 – 900.
- [28] 邓晓宇, 张强, 孙鹏, 等. 气候变化和人类活动对信江流域径流影响模拟 [J]. *热带地理*, 2014, 34(3): 293 – 301.
- [29] 刘学峰, 向亮, 翟建青. 环境变化对滦河流域径流影响的定量研究 [J]. *自然资源学报*, 2013, 28(2): 244 – 252.
- [30] 王国庆, 张建云, 刘九夫, 等. 气候变化和人类活动对河川径流影响的定量分析 [J]. *中国水利*, 2008, (2): 55 – 58.
- [31] SU M, STOLTE W J, Van der KAMP G. Modelling Canadian prairie wetland hydrology using a semi – distributed streamflow model [J]. *Hydrological Processes*, 2000, 14(14): 2405 – 2422.
- [32] 刘健, 张奇, 左海军, 等. 鄱阳湖流域径流模型 [J]. *湖泊科学*, 2009, 21(4): 570 – 578.
- [33] 王渺林, 夏军. 土地利用变化和气候波动对东江流域水循环的影响 [J]. *人民珠江*, 2004(2): 4 – 6.
- [34] 刘春蓁, 占车生, 夏军, 等. 关于气候变化和人类活动对径流影响研究的评述 [J]. *水利学报*, 2014, 45(4): 379 – 393.
- [35] ZHANG Q, SINGH V P, LI K, et al. Trend, periodicity and abrupt change in streamflow of the East River, the Pearl River basin [J]. *Hydrological Processes*, 2014, 28(2): 305 – 314.
- [36] 陈晓宏, 王兆礼. 东江流域土地利用变化对水资源的影响 [J]. *北京师范大学学报(自然科学版)*, 2010, 46(3): 311 – 316.
- [37] 黄锦凤. 惠州东江流域土地利用变化时空特征及驱动力研究 [D]. 长沙: 中南大学, 2011.