

无定河流域风沙滩区河道基流变化规律与驱动因素分析

农晓星¹, 聂卫波¹, 马孝义²

(1.西安理工大学省部共建西北旱区生态水利国家重点实验室,西安 710048;

2.西北农林科技大学旱区农业水土工程教育部重点实验室,陕西 杨凌 712100)

摘要: 为探究风沙滩区河道基流变化规律与主要驱动因素,以 1954—2018 年无定河流域赵石窑水文站实测水文数据和多站点的降水量数据等资料为基础,分析比较 3 类方法(时间步长法、数字滤波法和平滑最小值法)对无定河流域风沙滩区河道基流分割的适用性,揭示河道基流量的变化特征,量化分析引起基流量变化的驱动因素(降水、植被覆盖度和农业灌溉等)。结果表明:时间步长法中的局部最小值法对风沙滩区河道基流分割结果较其他方法更为合理,其中多年(1954—2018 年)平均基流量为 $3.29 \times 10^8 \text{ m}^3$,基流指数均值为 0.71;基流量总体呈极显著下降趋势,且在 1972 年和 2000 年发生突变,其周期性变化主要由第 1 主周期(32 年)控制;无定河流域风沙滩区河道基流变化是降水、植被覆盖度和农业灌溉等因素综合影响的结果,其中水文序列第 2 阶段(1973—2000 年)和第 3 阶段(2001—2018 年)与第 1 阶段(1954—1972 年)相比,降水对基流量变化的贡献率分别为 29.35% 和 4.52%,人类活动(植被覆盖度和农业灌溉)的贡献率分别为 70.65% 和 95.48%,说明人类活动是其变化的主要驱动因素。研究结果可为无定河流域风沙滩区水资源合理开发利用提供基础依据。

关键词: 无定河流域; 风沙滩区; 河道基流; 分割方法; 驱动因素

中图分类号:TV213.4

文献标识码:A

文章编号:1009-2242(2023)01-0103-11

DOI:10.13870/j.cnki.stbcxb.2023.01.016

Baseflow Variation and Driving Factors in the Blown-sand Region of Wuding River Basin

NONG Xiaoxing¹, NIE Weibo¹, MA Xiaoyi²

(1.State Key Laboratory of Eco-hydraulics in Northwest Arid Region, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048;

2.Key Laboratory for Agricultural Soil and Water Engineering in Arid Area of Ministry of Education, Yangling, Shaanxi 712100)

Abstract: In order to investigate the variation law and main driving factors of baseflow in the blown-sand region of Wuding River Basin, this study was based on the hydrological data of Zhaoshiyao hydrological station and precipitation data of several stations in the blown-sand region of Wuding River Basin from 1954 to 2018, compared the applicability of the three kinds of methods (HYSEP, Digital Filtering and BFI method) to segmentation baseflow, revealed the variation characteristics of river baseflow, analyzed the driving factors (precipitation, vegetation coverage and agricultural irrigation, etc.) which can cause changes of baseflow in this area. The results showed that the local minimum method in the HYSEP method is better than the other methods for the segmentation of channel basic flow in the blown-sand region. The average basic flow was $3.29 \times 10^8 \text{ m}^3$ and the average basic flow index was 0.71 during 1954—2018. The basal flow showed a very significant decreasing trend in 1972 and 2000, and its periodic change was mainly controlled by the first main cycle (32 years). The variation of channel base flow in the blown-sand region area of the Wuding River Basin was the result of the comprehensive influence of precipitation, vegetation coverage, agricultural irrigation, etc. Compared with the first stage (1954—1972), in the second stage (1973—2000) and third stage (2001—2018) precipitation contributed 29.35% and 4.52% to the variation of baseflow, and the contribution rates of human activities (vegetation coverage and agricultural irrigation) were 70.65% and 95.48%, it indicates that human activities were the main driving factors of baseflow change. The research results can provide a basis for the rational development and utilization of water resources in blown-sand region of Wuding River Basin.

收稿日期:2022-05-24

资助项目:国家自然科学基金项目(52279043);陕西省教育厅重点实验室基金项目(20JS099)

第一作者:农晓星(1997—),女,硕士研究生,主要从事农业水土工程研究。E-mail:nxx1259464110@163.com

通信作者:聂卫波(1981—),男,博士,教授,主要从事农业水土工程研究。E-mail:nwbo2000@163.com

Keywords: Wuding River Basin; the blown-sand region; river baseflow; segmentation method; driving factors

基流是河川径流的重要组成部分,将其从径流中合理地分割出来,是水文学研究的难点问题。根据分割原理不同,基流分割方法大致分为图解法、同位素法、水文模型法、数学物理法和数值模拟法,其中数值模拟法由于可重复性强、结果相对稳定、计算简单且效率高等优点,被广泛用于河道基流分割;常采用的数值模拟法主要有时间步长法、数字滤波法和平滑最小值法^[1-2]。河道基流分割涉及气候、地形地貌等多方面因素影响,且不同流域之间差异性很大(如降水、下垫面条件等),不同分割方法的适用性需结合流域具体情况分析。于艺鹏等^[3]研究表明,平滑最小值法适用于北洛河流域;黄文等^[1]和张泳华等^[4]分别对黑河流域和东江流域的基流进行分割,结果表明,时间步长法所得结果与流域实际情况更为一致;部分学者^[2,5-6]分别对酉阳河、白云河、澄碧河等流域的河道基流进行分割,结果表明,数字滤波法具有较强的适用性。综上所述,不同方法对河道基流分割结果的合理性评价研究成果较多,且涉及多种流域地形地貌,如低山丘陵区、黄土高原沟壑区、平原圩区等,但较少开展风沙滩区河道基流分割方法的适用性研究。由于风沙滩区特殊的下垫面条件,土壤入渗能力较强,但也容易产生地表径流,河道基流主要来源于地下水,而降水又是地下水的重要补给源,且河道基流变化相对于降水具有迟滞效应,导致降水—地下水—河道基流间的关系复杂。因此,需开展不同方法对风沙滩区河道基流分割的适用性研究,并揭示其河道基流的变化特征。

河道基流变化受多种因素影响,例如,降水是基流重要的补给源,其强度和历时等因素直接影响河道基流量;人类活动导致流域下垫面发生变化,从而影响水循环过程,最终影响河道基流量。白乐等^[7]研究表明,秃尾河流域河道基流量的变化是降水和人类活动共同作用的结果,其中煤矿开采和矿井水的消耗是河道基流量减少的主要原因;董薇薇等^[8]研究表明,降水是疏勒河上游流域河道基流变化的主要影响因素;吕向林等^[9]研究表明,汾河流域河道基流量变化主要受煤矿开采、地下水开采和水土保持等因素影响。综上所述,以往对于不同流域河道基流量变化驱动因素分析,取得一定的研究成果,但其流域地形地貌主要有黄土高原沟壑区、砒砂岩区(如皇甫川流域)、黄土区(如大理河流域、孤山川流域)等^[10],较少开展风沙滩区河道基流量变化驱动因素研究。无定河流域风沙滩区面积占整个流域面积的 54.3%,具有风沙滩区河流典型代表性,且近 20 年来,由于退耕还林还草、农业灌溉等人

类活动的影响加剧,对无定河流域风沙滩区河道基流量产生影响,但目前缺乏相关量化研究。基于此,本文以无定河流域风沙滩区为典型区域,以 1954—2018 年赵石窑水文站实测水文数据和多站点的降水数据等资料为基础,分析比较 3 类方法(时间步长法、数字滤波法和平滑最小值法)对河道基流分割的适用性,揭示其河道基流量的变化特征,并量化分析引起河道基流量变化的驱动因素(降水、植被覆盖度和农业灌溉等),以期为无定河流域风沙滩区水资源的合理开发利用提供基础依据。

1 研究方法与数据来源

1.1 研究区概况与数据来源

无定河流域(108°18′—111°45′E, 37°14′—39°35′N)发源于陕西省白于山区北麓,流经内蒙古和陕西省 17 个县(旗),于榆林市清涧县河口村汇入黄河,干流全长 491.2 km,平均比降 1.79‰,流域面积 30 261 km²(图 1),属黄河一级支流,为半干旱大陆季风性气候。根据地貌类型划分,该流域可分为河源涧地区(占比约 11.4%)、风沙滩区(占比约 54.3%)和黄土丘陵沟壑区(占比约 34.3%),其中流经风沙滩区面积最大(约 16 447 km²),该区域地势相对平坦,土壤类型主要为第四纪沙土。无定河流域在风沙滩区共有水文站 3 个(韩家峁、横山站和赵石窑水文站),其中赵石窑水文站位于横山县响水镇(109°40′E, 38°02′N),控制流域面积为 15 325 km²,大致位于风沙滩区和黄土丘陵沟壑区分界处(图 1)。由于无定河流域河源涧地区面积相对较小,约 3 454 km²。因此,本文选取赵石窑水文站为无定河流域风沙滩区控制站进行分析。

本文所采用的径流和降水等资料均来源于《黄河流域水文资料》(1954—2018 年)^[11]。赵石窑水文站为实测日径流量数据;以赵石畔、樊家河等 24 个雨量站降水数据为基础,采用地统计学方法(Krig 插值法)和泰森多边形法求得无定河流域风沙滩区降水量;地表植被覆盖情况采用植被覆盖度指标(NDVI)表征,来源于长时间序列植被指数数据集(GIMMS—NDVI)(<http://ecocast.arc.nasa.gov/data/pvb/gimms/>),该数据集为 8 km 空间分辨率的逐月资料,时间序列为 1982—2015 年(该数据集无 1982 年以前资料)。

1.2 河道基流分割方法

河道基流量大小常采用基流指数(BFI)表征,为一段时间内总基流量与总径流量的比值,即

$$BFI = \frac{\int_{t_1}^{t_2} Q_b(t) dt}{\int_{t_1}^{t_2} Q_t(t) dt} \quad (1)$$

式中: $Q_t(t)$ 和 $Q_b(t)$ 分别为 t 时段内河道径流量和基流量(m^3)。河道基流分割常采用的数值模拟法主要有 3 类,即时间步长法、数字滤波法和基流指数法。



图 1 无定河流域示意

1.2.1 时间步长法 时间步长法(HYSEP)是美国地质调查局推荐使用的河道基流分割方法,其中退水时间计算公式^[12]为:

$$N = (2.59A)^{0.2} \tag{2}$$

式中: N 为地表径流结束后的退水时间(天); A 为流域面积(km^2)。将实测径流资料等分为 T 份,其中 T 为基流分割时间间隔(天),取值约为 $2N$,且为 $3 \leq T \leq 11$ 的奇数。根据河道基流量选取原则的不同,HYSEP法进一步分为固定步长法(FI)、滑动步长法(SL)和局部最小值法(LM)3种,其中FI法以 T 时段内最小流量作为基流;SL法通过在 T 时段内,找出某天前后 $(2N-1)/2$ 时段内最小流量作为该天基流,以此类推计算出每天的基流量;LM法通过计算相邻 T 时段内中心点的基流值,计算方法与SL法类似,中心点之外时段基流通过线性内插法得到。赵石窑水文站控制流域面积为 $15\,325\,km^2$,代入公式(2),算可得 $N=8.31$ 天,结合 T 取值原则,可得 $T=11$ 天。

1.2.2 数字滤波法 常采用改进 Lyne-Hollick 方程、Boughton-Chapman 方程、Chapman-Maxwell 方程、Eckhardt 方程等^[2]数字滤波法进行河道基流分割,其中改进 Lyne-Hollick 方程相较其他滤波方程,具有所含参数少、计算精度高的优点,且在实践中应用广泛,表达式^[13]为:

$$Q_{d(t)} = f_1 \times Q_{d(t-1)} + \frac{1+f_1}{2} \times (Q_t - Q_{t-1}) \tag{3}$$

$$Q_{bt} = Q_t - Q_{d(t)} \tag{4}$$

式中: $Q_{d(t)}$ 和 $Q_{d(t-1)}$ 分别为 t 和 $t-1$ 时刻的地表径

流量(m^3/s); Q_t 和 Q_{t-1} 分别为 t 和 $t-1$ 时刻的总径流量(m^3/s); Q_{bt} 为第 t 时刻的基流量(m^3/s); f_1 为滤波参数,取值范围通常在 $0.90 \sim 0.95$ 。

张泳华等^[4]和周嘉欣等^[14]研究表明,当 $f_1=0.95$ 时,河道基流分割更平稳。因此,本文中 f_1 取值为 0.95 。对于滤波次数的选择,已有研究^[15]结果表明,不同滤波次数(如 $1, 2, 3$ 次滤波)的适用性要结合流域具体情况确定。因此,本研究中滤波次数分别选取 $1, 2, 3$ 次(以下简称为 $N1, N2, N3$),通过对比分析确定出无定河流域风沙滩区河道基流分割的合理滤波次数。

1.2.3 平滑最小值法 平滑最小值法是以 M 天为间隔将年内径流过程线分为 $365/M$ 段,确定每段的最小流量(Q_i),若拐点因子(f)与 Q_i 的乘积,即 $fQ_i \leq Q_{i-1}$ 或 Q_{i+1} ,则将 Q_i 定为拐点,其中 M 采用试算方法确定,当基流指数斜率趋于稳定,即可确定 M 取值。按照上述方法确定径流过程线中所有拐点,并将拐点连接,其拐点连线以下面积为基流量。平滑最小值法根据拐点因子取值不同,可分为BFIF法和BFIK法,其中BFIF法和BFIK法中 f 取值的参考范围分别为 $0.85 \sim 0.95$ 和 $0.90 \sim 0.99$ 。已有研究^[2]结果表明,BFIF法和BFIK法中拐点因子(f)分别取 0.900 和 0.979 时,基流分割效果较好,故本文采用同样的取值。由于 M 取值对基流分割结果影响较大,本文计算结果表明当 $M=5$ 天时,BFIF法和BFIK法中各典型水平年,即丰水年(2011年)、平水年(2006年)和枯水年(1986年)基流指数斜率趋于稳定,故选用 $M=5$ 天进行无定河流域风沙滩区河道基流分割。

1.2.4 评价指标 实测基流量较为困难,故常采用枯水指数法估算实际基流量。该方法利用逐日流量数据绘制日流量历时曲线,用 Q_{90} 和 Q_{50} 分别代表频率(P)为 90% 和 50% 的日径流量,通过计算枯水指数(Q_{90}/Q_{50}),利用其与年径流量相乘,可得年基流量实际值。基流分割方法评价将年基流量实际值与基流分割估算结果进行对比,利用纳什效率系数(NSE)和平均相对误差绝对值(R_e)来评价其适用性。NSE和 R_e 计算公式分别为:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{bi} - Q_{mi})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{bi} - Q_b)^2} \tag{5}$$

$$R_e = \left| \frac{Q_{mi} - Q_{bi}}{Q_{bi}} \right| \times 100\% \tag{6}$$

式中: Q_{bi} 和 Q_{mi} 分别为第 i 年基流量实际值和基流量估算值(m^3/s); Q_b 为基流量实际值的多年均值(m^3/s); n 为样本容量,即 $n=65(1954-2018$ 年)。

1.3 河道基流变化特征分析方法

小波分析是在傅里叶变换基础上发展的一种信号分析方法,具有良好的多分辨率特点被广泛应用于水文学领域,尤其对非平稳的水文时间序列(如降水、径流等)分析具有明显优势^[16]。因此,本文采用小波分析法对无定河流域风沙滩区 1954—2018 年河道基流和降水量的变化特征进行研究,以找出两者波动的周期性。

影响河道基流变化的因素众多,如降水、植被覆盖度、农田灌溉等,大致可分为气候因素和人类活动因素 2 类。基于降水和河道基流量突变点的分析结果,将水文序列划分为不同阶段,以时间为自变量,累积基流量或累积降水量为因变量,采用累积量斜率变化率比较法^[17],计算不同阶段气候因素和人类活动因素对河道基流量变化的贡献率,其中降水对基流量变化的贡献率计算公式为:

$$C_p = \left[\left(\frac{S_{Pa}}{S_{Pb}} - 1 \right) / \left(\frac{S_{Ra}}{S_{Rb}} - 1 \right) \right] \times 100\% \quad (7)$$

式中: C_p 为贡献率(%); S_{Pa} 、 S_{Pb} 分别为突变点前和后的累积降水量斜率; S_{Ra} 、 S_{Rb} 分别为突变点前和后的累积基流量斜率。由于人类活动中部分因素的贡献率无法量化表征,结合已有研究^[10,13]处理方法,即认为气候(降水)因素和人类活动因素对河道基流量变化贡献率之和为 100%,根据公式(7)计算可得降水贡献率,则人类活动贡献率为 $1 - C_p$ 。

2 结果与分析

2.1 基流分割结果的对比与评价

2.1.1 基流分割过程线评价 为分析 3 类 8 种方法对无定河流域风沙滩区河道基流分割的适用性,以赵石窑水文站典型水文年(丰水年为 2011 年、平水年为 2006 年、枯水年为 1986 年)基流分割过程线为研究对象,结果见图 2(由于篇幅有限,仅列出枯水年 1986 年 6—9 月基流分割过程线)。结果表明,HYSEP 法中 FI 法分割的基流过程起伏幅度最大,其次是 SL 法和 LM 法(图 2a、图 2b 和图 2c)。由于基流受土壤包气带的调蓄作用,其变化过程相对于径流变化过程应较为缓和,并显现出退水滞后的现象^[1],FI 法和 SL 法分割的基流过程线随径流变化陡起陡落,峰值出现位置高且尖锐,不符合流域下垫面对降雨汇流应有的迟滞效应,而 LM 法的基流分割结果较为理想。数字滤波法中 N1 法和 N2 法分割的基流过程线起伏较大(图 2d 和图 2e),尤其在日径流量达到峰值时,其基流量也达到峰值,不符合退水过程的迟滞效应,且 N1 法分割方法拐点过多,不够平滑;N3 法分割的基流过程线有一定的滞后现象,但过于平滑(图 2f),不能有效反映基流对降水的响应,与实际有所差异。

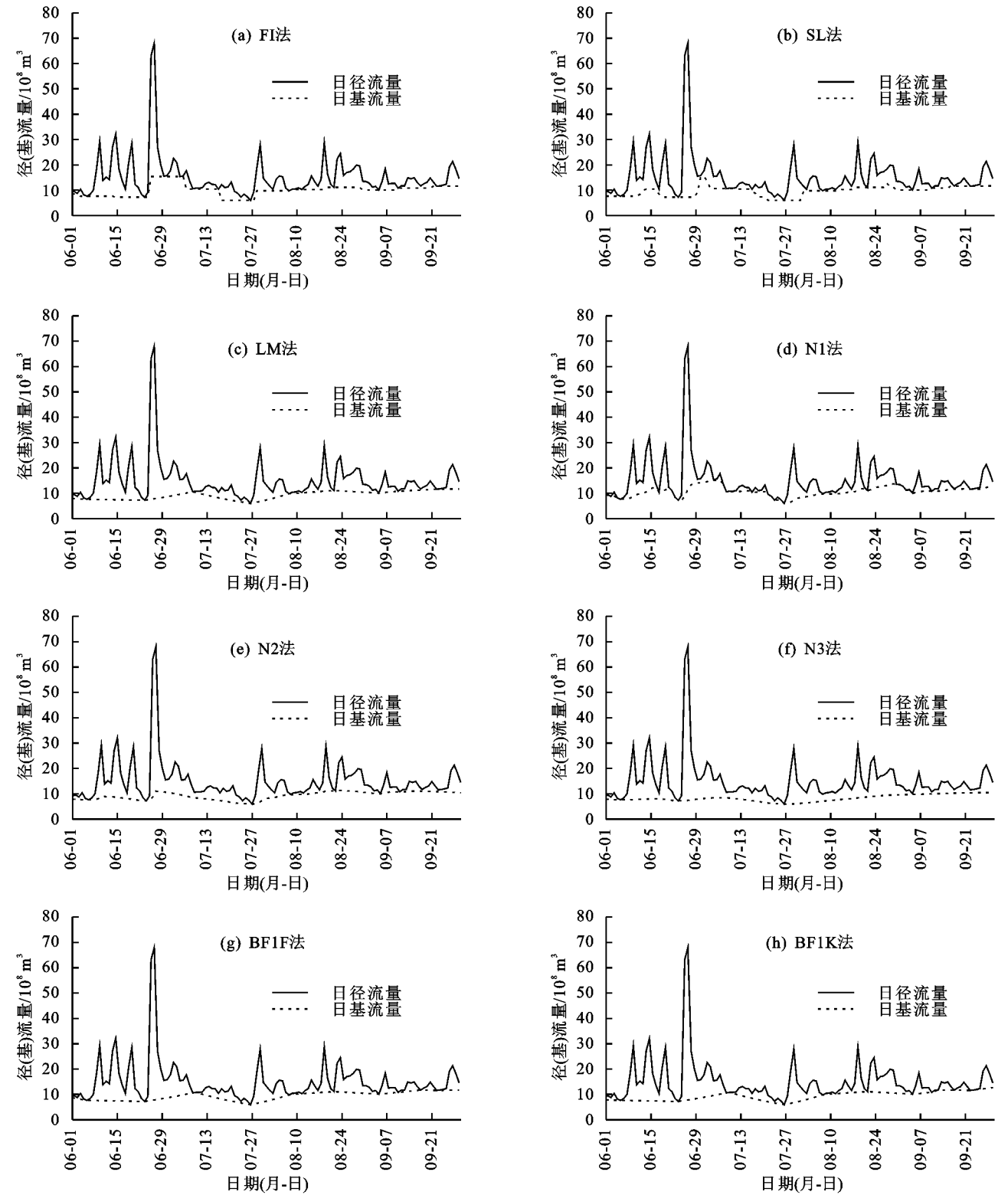
基于平滑最小值法的 BFIF 法与 BFIK 法分割所得基流过程线差异性较小,均较为平滑,且峰值存在一定迟滞效应,基本符合流域退水过程变化规律(图 2g 和图 2h)。基于上述分析,可初步认为 HYSEP 法中的 LM 法、平滑最小值法中 BFIF 法与 BFIK 法在无定河流域风沙滩区河道基流分割中具有较好的适用性。

2.1.2 基流指数评价 为比较不同方法基流分割结果的稳定性,对所得基流指数 BFI 的统计指标(均值、极值、变异系数)进行分析计算,结果见表 1。结果表明,8 种方法中 N2 法和 N3 法所得 BFI 多年(1954—2018 年)均值较小,分别为 0.64 和 0.57,其余方法(FI、SL、LM、N1、BFIF 和 BFIK)所得 BFI 多年均值较为接近,均在 0.70~0.75,与杨士娟^[18]基于 1954—1990 年无定河流域赵石窑水文站资料,采用图解法所得 BFI 多年均值为 0.75 的研究结论基本一致,说明其基流分割结果较为可靠,同时说明该研究区域基流占比较大。8 种方法中 N1 法不稳定系数、标准偏差、变异系数均最小,分别为 1.52,0.08,0.10;其次为 LM 法和 FI 法,分别为 1.65,0.09 和 0.13,反映出这 3 种方法对基流分割过程的稳定性较好;N3 法的不稳定系数、标准偏差、变异系数均最大,分别为 2.07,0.10 和 0.18。若从基流分割结果的稳定性角度考虑,可认为采用 N1 法、LM 法和 FI 法分割无定河流域风沙滩区河道基流具有较好的稳定性。

2.1.3 基流量误差分析 为进一步验证不同方法对基流分割结果的可靠性,以基流量估算值与基于枯水指数(Q_{90}/Q_{50})所得实际值与进行比较,结果见表 2 和图 3。由表 2 可知,8 种方法估算所得无定河流域风沙滩区河道基流量与实际值的 NSE 计算结果均在 0.6 以上,说明两者间具有较好的一致性,其中 LM 法的 NSE 最高,为 0.80,N3 法次之,为 0.72。结合图 3 可知,8 种方法估算的河道基流量与实际值间的 R 均超过 10%,其中 LM 法和 N3 法分别为 14.11% 和 17.71%,其余方法均大于 18%,原因为虽然数值模拟类方法被广泛用于河道基流过程的分割,但不同方法在选取基流量时存在差异,导致其估算结果可能与实际情况有所差异;枯水指数根据频率 $P = 90\%$ 和 50% 的日径流量比值计算年基流量,一定程度上与河道基流的真实值也存在差异,导致这 8 种方法估算的河道基流量与实际值差异较大。进一步分析发现,除 LM 法和 N3 法所得估算结果与实际值均匀分布在 1:1 线两侧外,其余 6 种方法(FI、SL、N1、N2、BFIF 和 BFIK)所得基流估算值均整体大于枯水指数所得实际值,原因为不同基流分割方法在计算原理存在差异。总体而言,虽然本文采用 8 种方法所得河道基流量与实际值存在一定差异,但考虑实际情况,并结合

基流分割过程线和基流指数统计指标评价结果,认为 LM 法相较于其他 7 种方法,具有更好的可靠性和稳

定性,即 LM 法更适用于无定河流域风沙滩区河道基流分割。



注: $P=75\%$ 。

图 2 典型水文年不同方法分割的基流过程线

2.2 无定河流域风沙滩区河道基流变化特征

2.2.1 基流年际变化特征 根据 LM 法对 1954—2018 年无定河流域风沙滩区河道基流进行分割,结果见图 4。结果表明,无定河流域风沙滩区多年平均径流量和基流量分别为 4.71×10^8 , 3.29×10^8 m^3 ,基流指数(BFI)均

值为 0.71(图 4a)。采用 Mann-Kendall 检验法对 1954—2018 年无定河流域风沙滩区河道基流量分析结果表明,其总体呈极显著下降趋势(序列 Z 值为 -5.51 , $p < 0.01$),下降速率为 0.074×10^8 m^3/a ;基流量在 1972 年和 2000 年发生突变,原因为 20 世纪 70 年代,榆林地

区进行大规模农田建设,1970 年和 1975 年榆林地区有效灌溉面积分别为 46 322.32,81 484.07 hm² (数据来源于《榆林市统计年鉴》^[19]),增长 75.9%,且增加的灌溉面积主要集中在风沙滩区,故 1972 年河道基流量的突变可能与灌溉面积大幅度增加有关,这与任宗萍等^[20]研

究表明,无定河流域径流在 1971 年发生突变的结论基本一致;1999 年国家在陕北地区开展退耕还林还草工程建设,植被覆盖度 (NDVI) 逐渐增加,即地表下垫面的改变,在一定程度影响降水对地下水的补给,由于滞后效应,故河道基流量在 2000 年发生突变。

表 1 不同基流分割方法估算的基流指数统计指标

统计特征	时间步长法			数字滤波法			平滑最小值法	
	FI	SL	LM	N1	N2	N3	BFIF	BFIFK
最大值	0.98	0.98	0.98	0.96	0.92	0.88	0.99	0.99
最小值	0.59	0.59	0.59	0.63	0.50	0.43	0.57	0.57
均值	0.72	0.72	0.71	0.75	0.64	0.57	0.71	0.71
不稳定系数	1.65	1.67	1.65	1.52	1.84	2.07	1.74	1.73
标准偏差	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.10	0.11	0.11
变异系数	0.13	0.13	0.13	0.10	0.15	0.18	0.15	0.15

表 2 不同基流分割方法的评价指标

评价指标	时间步长法			数字滤波法			基流指数法	
	FI	SL	LM	N1	N2	N3	BFIF	BFIFK
NSE	0.66	0.64	0.80	0.61	0.65	0.72	0.68	0.68
Re/%	22.36	21.77	14.11	26.46	20.19	17.71	20.00	19.96

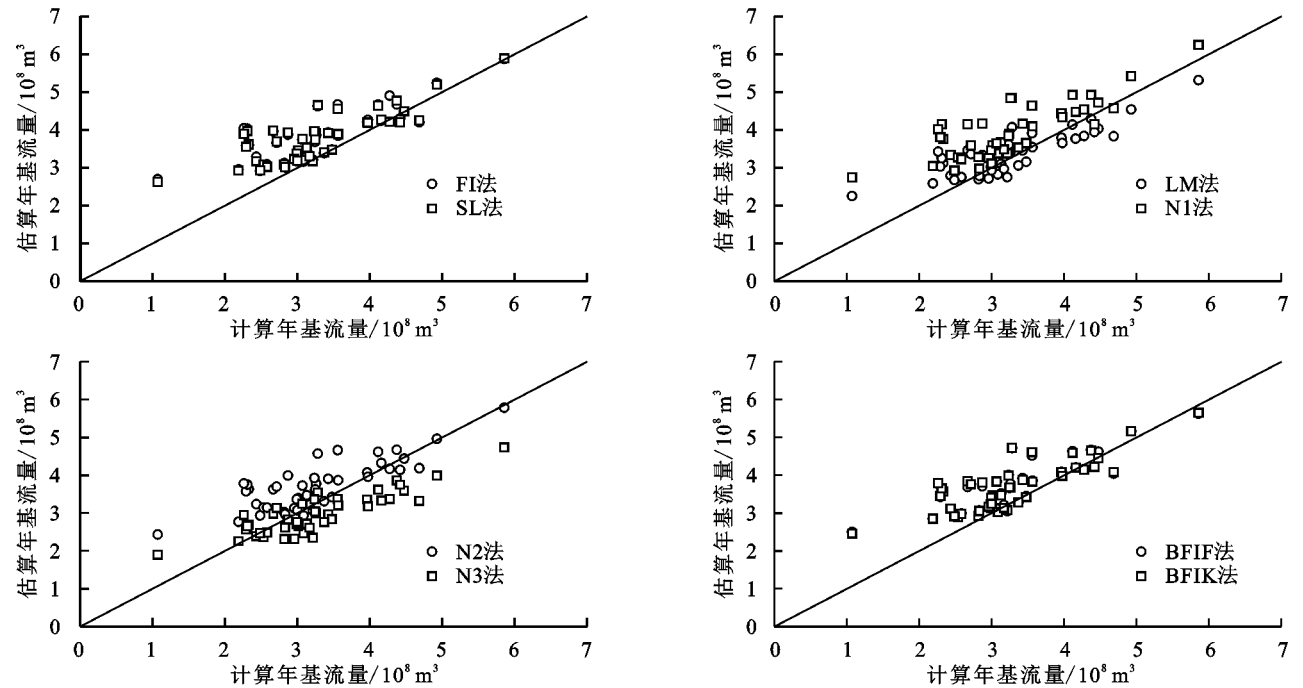


图 3 不同基流分割方法与枯水指数法所得基流量比较

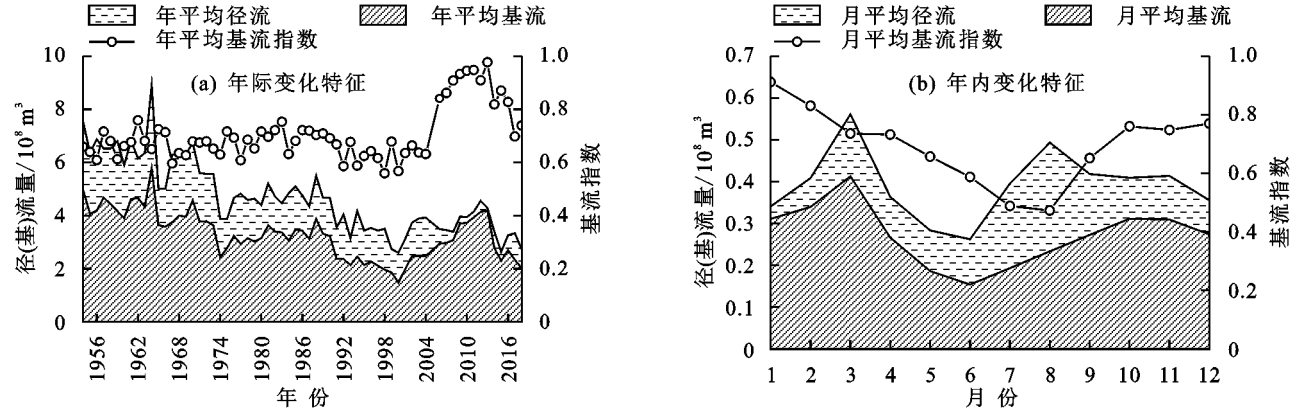
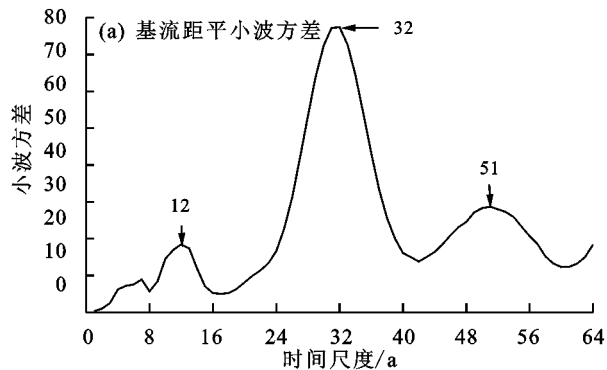


图 4 1954—2018 年无定河流域风沙滩区基流变化特征

2.2.2 基流年内变化特征 无定河流域风沙滩区径流和基流年内分配呈明显双峰型,原因为该流域冰雪融水和降水混合补给型的河流。1954—2018 年,无定河流域风沙滩区月均径流量和基流量分别为 0.39×10^8 , $0.27 \times 10^8 \text{ m}^3$,且基流峰值主要出现在 3 月和 11 月(图 4b),原因为无定河流域多数支流在每年 12 月进入封冻期,如赵石窑水文站多在 1 月中旬封冻,2 月中旬解冻^[21],冰川融水能有效补给地下水,由于滞后效应,使得风沙滩区河道径流量和基流量均在 3 月达到第 1 次峰值;由于陕北风沙滩区降水主要集中在 7—8 月(约占全年降水量的 60%),故其河道径流量在 7—8 月达到第 2 次峰值,由于基流的迟滞效应,其在 11 月达到第 2 次峰值。1954—2018 年,无定河流域风沙滩区月均基流指数 BFI 在 0.47~0.91,说明无定河流域风沙滩区河道基流是径流的重要组成部分,对维持河道水源稳定具有重要作用。

2.2.3 基流周期性变化特征 小波方差分析可以确定基流演变过程中存在的主周期,其决定基流在时间尺度上的变化特征;小波实部图可以清楚地说明不同



时间尺度下的基流变化特征,若小波系数为正,则表示基流量处于丰水期;若为负,则说明基流量处于枯水期。由图 5 可知,无定河流域风沙滩区河道基流距平小波方差图中存在 3 个较为明显的峰值,分别为 32, 51, 12 年,其中 32 年时间尺度对应最大峰值,故为基流变化的第 1 主周期,51, 12 年时间尺度分别为第 2 主周期 3 周期。12 年时间尺度,河道基流的小波实部经历 8 个丰枯周期变化,变化过于频繁;32 年时间尺度下,基流序列经历 3 个波动周期,其中 1960—1971 年、1982—1992 年和 2003—2013 年为正相位(图 5b),则其基流量为偏丰期;51 年时间尺度下,基流序列经历 2 个波动周期,1954—1961 年、1978—1994 年和 2012—2018 年为基流量的偏丰期。总体而言,32 年时间尺度河道基流距平小波方差震荡最强,周期最显著,且 LM 法分割的河道基流结果(图 4a)表明,1954—1973 年、1981—1990 年和 2000—2013 年的基流量均大于多年均值(1954—2018 年),这与 32 年时间尺度下的基流相位变化规律基本一致。因此,无定河流域风沙滩区河道基流变化主要由第 1 主周期(32 年时间尺度)控制。

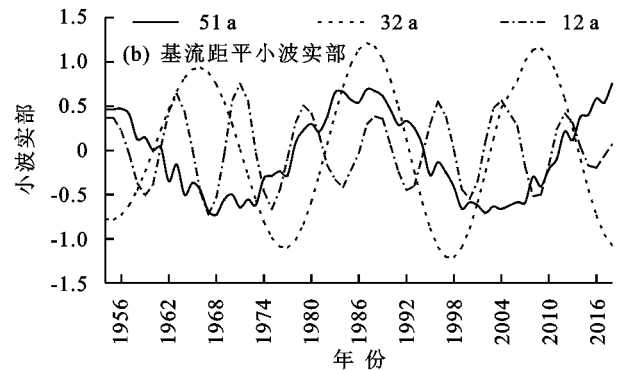


图 5 1954—2018 年无定河流域风沙滩区河道基流周期性变化特征

2.3 无定河流域风沙滩区河道基流变化驱动因素

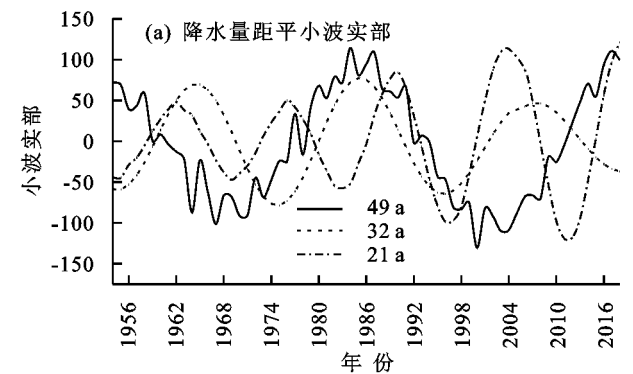
由无定河流域风沙滩区河道基流年际变化特征分析结果可知,1954—2018 年期间共包含 2 个突变年份,分别为 1972 年和 2000 年,故本文将其水文序列划分为 3 个阶段,分别为 1954—1972 年(第 1 阶段)、1973—2000 年(第 2 阶段)和 2001—2018 年(第 3 阶段),并以此为基础,分析降水、植被覆盖度和农业灌溉等因素对无定河流域风沙滩区河道基流变化的影响。

2.3.1 降水 采用 Mann-Kendall 检验法对 1954—2018 年无定河流域风沙滩区降水量分析,结果表明,其变化趋势不显著(序列 Z 值为 0.68, $p > 0.05$)。基于小波分析结果表明,无定河流域风沙滩区降水量变化的第 1、第 2 和第 3 主周期分别为 32, 49, 2 年,其中 32 年时间尺度下,1954—2018 年的降水量经历 3 个变化周期,其中 1960—1969 年、1980—1990 年、2002—2013 年为正相位(图 6a),为降水量偏丰期,其与河道基流第 1 主周期(32 年)下的变化特征基本一致。由图 6b 可知,1954—2018

年的降水量与河道基流量约在 2000 年以前具有较好的一致性,其水文序列第 1 阶段(1954—1972 年)和第 2 阶段(1973—2000 年)两者间的相关系数分别为 0.545 和 0.615($p < 0.01$),具有显著相关性;2000 年以后阶段,降水量与河道基流量变化趋势总体一致,其相关系数为 0.221($p < 0.01$),两者间相关性减弱,说明水文序列第 3 阶段(2001—2018 年)降水量的变化对无定河流域风沙滩区河道基流量变化的影响减弱。

2.3.2 植被覆盖度 通过对 1982—2015 年无定河流域风沙滩区植被覆盖度指标(NDVI)与河道基流指数进行分析,结果见图 7。无定河流域风沙滩区多年(1982—2015 年)平均 NDVI 值为 0.353,并以年均约 0.006 的速度递增,采用 Mann-Kendall 检验法分析结果表明,该区域 NDVI 值在 1999 年发生突变(序列 Z 值为 5.68, $p < 0.01$),原因为 1999 年开始,退耕还林还草以及封山禁牧等一系列政策的实施,使得无定河流域,尤其是风沙滩区植被得到极大恢复,1999

年之后无定河流域风沙滩区植被覆盖度指标 NDVI 增长较快(图 7);由上文分析可知,基流量突变年份为 2000 年,相较于 NDVI 值突变年份(1999 年)有所滞后,原因为河道基流量对降水的响应具有滞后效应^[22]。河道基流指数 BFI 随 NDVI 增加呈现先下降后上升趋势,且 1982—2000 年和 2001—2015 年两者间的相关系数分别为 -0.377 和 0.755 , 原因为



1991—2000 年降水量为偏枯期,即低于多年均值(图 6a),虽然植被覆盖度增加,减少地表径流,并在一定程度上增加地下水补给量,但该阶段降水量偏少,导致河道基流量低于多年均值(图 4a),1982—2000 年两者间为负相关关系;而 2002—2013 降水量处于偏丰期(图 6a),其河道基流量大于多年均值(图 4a),2001—2015 年两者间为正相关关系。

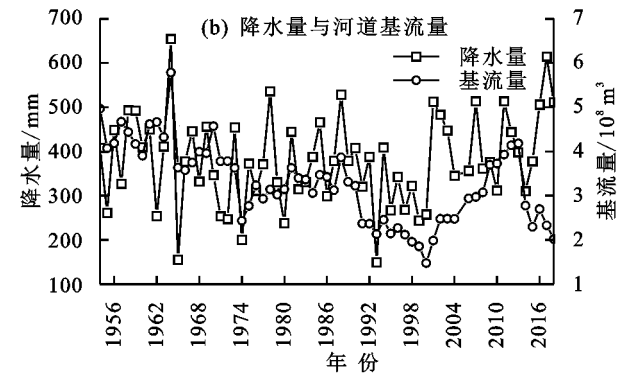


图 6 1954—2018 年无定河流域风沙滩区降水量与河道基流量相关性分析

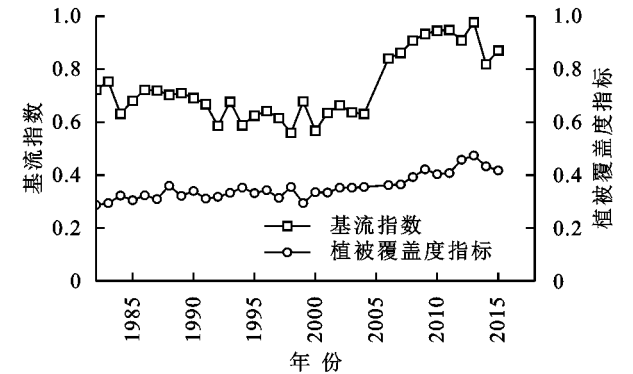


图 7 植被覆盖度指标与基流指数趋势

2.3.3 农业灌溉 根据《榆林市统计年鉴》^[19]可知,1957 年榆林市农田灌溉面积仅 $26\,114.64\text{ hm}^2$,到 2018 年增加到 $184\,515.89\text{ hm}^2$,增加 606.7% (图 8)。榆林市地形地貌主要分为风沙草滩区、黄土丘陵沟壑区和梁状低山丘陵区,其中耕地主要分布在风沙草滩区和梁状低山丘陵区,尤其以定边县、靖边县、横山区、榆阳区和神木市等地处风沙滩区的耕地面积最大(以 2018 年末为例,耕地面积占榆林市耕地面积的 62.5%)。结合榆林市实际情况可知,其灌溉面积大多分布在风沙滩区,灌溉水源主要为地下水,使得地下水开采量不断增长,导致风沙滩区部分区域地下水位下降,甚至在靖边县东坑镇一带形成较为明显的地下水降落漏斗,已被陕西省水利厅于 2015 年划定为地下水超采区。通过分析 1957—2018 年榆林市农田灌溉面积与无定河流域风沙滩区河道基流量间的相关性,结果表明,两者间呈显著负相关,其相关系数为 $-0.435(p < 0.05)$ 。由此说明,农田灌溉面积的扩大,使得风沙滩区地下水开采量增加,影响地下水对河道基流的补给,导致无定河流域风沙滩区河道基流

量整体呈下降趋势,这与白乐等^[7]和雷永泳南等^[23]的研究结论基本一致。

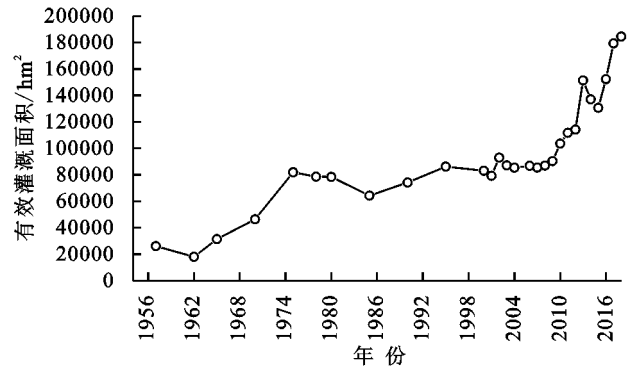


图 8 1957—2018 年榆林市农田灌溉面积变化

2.3.4 降水和人类活动对河道基流的贡献率 由上述分析可知,无定河流域风沙滩区河道基流变化是降水、植被覆盖度和农业灌溉等因素综合影响的结果。为量化分析各因素对河道基流量变化的影响,通过线性回归方法得到不同时期降水量和基流量的累积变化斜率和变化率,结果见图 9 和表 3。结果表明,水文序列第 1 阶段(1954—1972 年)、第 2 阶段(1973—2000 年)和第 3 阶段(2001—2018 年)降水量累积斜率分别为 $393.19, 357.84, 388.00\text{ mm/a}$,与第 1 阶段(1954—1972 年)相比较,降水量累积斜率在第 2 阶段和第 3 阶段分别减少 $35.35, 5.19\text{ mm/a}$,变化率分别为 -8.99% 和 -1.32% ;第 1 阶段、第 2 阶段和第 3 阶段河道基流量累积斜率分别为 $25.86, 17.94, 18.31\text{ mm/a}$,与第 1 阶段相比较,河道基流量累积斜率在第 2 阶段和第 3 阶段分别减少 $1.31 \times 10^8, 1.24 \times 10^8\text{ m}^3/\text{a}$,变化率分别为 -30.63% 和 -29.19% 。由此表明,无定河流域风沙滩区河道基流量在不同时期的变化与降水量变化趋势总体一致,但基流量的变化率高于降

水量,进一步说明河道基流变化是多种因素综合影

响的结果。

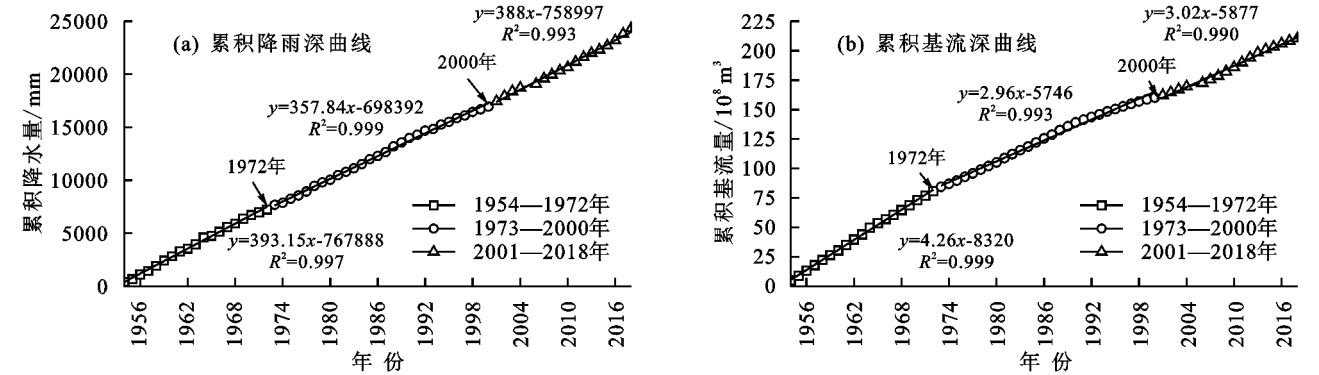


图 9 无定河流域风沙滩区降水量及基流量累积曲线

表 3 无定河流域风沙滩区不同水文序列累积降水量与基流量变化

水文序列	降水量			河道基流量		
	累积斜率/ (mm · a ⁻¹)	变化量/ (mm · a ⁻¹)	变化率/ %	累积斜率/ (10 ⁸ m ³ · a ⁻¹)	变化量/ (10 ⁸ m ³ · a ⁻¹)	变化率/ %
第 1 阶段(1954—1972 年)	393.19			4.26		
第 2 阶段(1973—2000 年)	357.84	—35.35	—8.99	2.96	—1.31	—30.63
第 3 阶段(2001—2018 年)	388.00	—5.19	—1.32	3.02	—1.24	—29.19

将表 3 中数据代入公式(7),计算可得降水对基流量变化的贡献率。结果表明,与水文序列第 1 阶段(1954—1972 年)相比,第 2 阶段(1973—2000 年)和第 3 阶段(2001—2018 年)降水对无定河流域风沙滩区河道基流量变化的贡献率分别为 29.35% 和 4.52%,则相应的人类活动(植被覆盖度和农业灌溉)因素对其贡献率分别为 70.65% 和 95.48%,说明人类活动对河道基流量变化的影响进一步加大,是其变化的主要驱动因素。因为近 20 年来,由于退耕还林(草)工程的实施,加剧风沙滩区下垫面的变化,植被覆盖度明显增加(图 7),直接影响降水—地下水—河道基流间的关系;同时,农田灌溉面积也在近 20 年来呈显著增加趋势(图 8),由于风沙滩区农业灌溉水源几乎全部来源于地下水,大量的地下水开采影响其对河道基流量的补给。

3 讨论

本文采用 3 类 8 种数值模拟方法对无定河流域风沙滩区河道基流进行分割,结果表明,LM 法的基流分割过程线较为平滑,且相对河道径流峰值具有迟滞效应,符合流域退水过程变化规律。黄文等^[1]、于艺鹏等^[3]和周嘉欣等^[14]分别评价不同方法对于干旱半干旱区的黑河、北洛河和疏勒河流域基流分割的实用性,结果均表明,LM 法基流分割结果较其他方法(如数字滤波法、平滑最小值法等)更为合理,说明 LM 法分割不同流域河道基流具有较强的普适性。基于 LM 法所得无定河流域风沙滩区河道基流指数 BFI 多年(1954—2018 年)均值为 0.71,这与杨士娟^[18]采用图解法所得无定河流域赵石窑水文站 BFI 多年

(1954—1990 年)均值 0.75 接近;杨倩楠^[10]研究海流兔河韩家崙水文站多年(1957—2015 年)平均 BFI 为 0.79,由于海流兔河是无定河流域一级支流,位于风沙滩区,其下垫面与无定河流域风沙滩区基本一致,故本文河道基流分割结果与其基本一致,说明采用 LM 法对无定河流域风沙滩区河道基流分割具有可靠性。本文对无定河流域风沙滩区河道基流分割结果与该地区其他流域基流分割结果有所差异,雷泳南等^[23]研究表明,窟野河流域温家川水文站多年(1959—2005 年)平均 BFI 为 0.38,赵栋^[24]研究表明,窟野河流域温家川水文站和秃尾河流域高家川水文站多年(1956—2011 年)平均 BFI 分别为 0.42 和 0.49,原因为窟野河流域和秃尾河流域地形地貌主要为黄土丘陵沟壑区和风沙滩区,其中温家川水文站和高家川水文站控制流域面积中黄土丘陵沟壑区所占比例约 50% 和 40%,其下垫面与无定河流域风沙滩区有较大差异,且大柳塔煤矿和榆神矿区等大型煤炭开采企业均分布在窟野河和秃尾河流域,煤炭开采导致地下水直接排向采空区,向河道基流补给量减少,导致其计算的河道基流指数 BFI 较小^[7,23]。

本文在分析无定河流域风沙滩区河道基流变化驱动因素中仅考虑降水,未涉及气温和潜在蒸散量等因素的影响,李倩等^[25]研究表明,气温对焉耆盆地开都河流域春季和秋季的河道基流影响很大,原因为气温升降直接影响冰雪消融或冻结,从而影响河道基流,但王随继等^[17]和吕向林等^[9]研究均表明,黄土高原地区近 50 年气温变化较小,且与河道径流间无显著相关性;夏露等^[22]研究表明,潜在蒸发量是砚瓦川

流域河道基流减小的主要因素,但莫兴国等^[26]研究表明,近 40 年潜在蒸散发无明显变化趋势,且硃瓦川流域黄土高原沟壑地貌,与本文研究区域下垫面(风沙滩区)有明显差异,故本文分析过程中未考虑气温和潜在蒸散量对河道基流变化的影响。本文研究结果表明,无定河流域风沙滩区第 2 阶段(1973—2000 年)和第 3 阶段(2001—2018 年)河道基流量变化的主要驱动因素为人类活动(植被覆盖度和农业灌溉),贡献率分别为 70.65% 和 95.48%,这与白乐等^[7]和雷泳南等^[23]的研究结论基本一致,即均认为人类活动是秃尾河流域和窟野河流域河道基流量变化的主要因素。由于风沙滩区河道特殊的下垫面条件,随着国家退耕还林还草、封山禁牧等政策的实施,无定河流域风沙滩区植被度明显增加,但对于植被覆盖度对基流的影响仍存在争议,部分研究认为植物覆盖度能影响下垫面,增加壤中流,从而增加河川基流量^[9,23-24],但部分学者^[22,27]通过对佳芦河、皇甫川、硃瓦川等流域研究发现,植被覆盖度增加的同时,其蒸发蒸腾量也增大,从而减少降水入渗量,进而减小河道基流。本文研究结果表明,在水文序列第 2 阶段(1973—2000 年)无定河流域风沙滩区河道基流量随植被覆盖度指标 NDVI 的增大呈减小趋势,但第 3 阶段(2001—2018 年)河道基流量随 NDVI 的增大呈现上升后下降趋势,说明植被覆盖度对河道基流量变化的影响复杂,不同流域可能表现出不同的影响效应。

马雄德等^[28]研究表明,陕北风沙滩区水资源开发利用需保证合理的地下水埋深(0.5~4.0 m),以满足地表植被正常生长的需要和维持较为稳定的生态基流;孙胜祥^[29]研究表明,2008 年陕北风沙滩区地下水开采量为 23 117 万 m^3 ,2018 年已增长至 26 844 万 m^3 ,年均增长率为 1.84%,原因为 2008—2018 年农田灌溉面积增长 112.28%,年均增长率为 10.21%(图 8),导致地下水开采量不断增加;杨泽元等^[30]研究表明,陕北风沙滩区地下水位与河道基流呈正相关关系,即河流两侧地下水位越高,则河道基流量越大,反之亦然;然而,无定河流域风沙滩区河道基流量 2008—2018 年呈先上升后下降的趋势,并在 2013 年达到该时段最大值(图 4),虽然 2008—2018 年该区域地下水开采量不断增加,但降雨和植被覆盖度整体也呈上升趋势(图 6 和图 7),导致河道基流量变化与单个因素(如降水、植被覆盖度、地下水开采量等)间并不完全一致。由此说明,无定河流域风沙滩区地下水开采对河道基流量的影响不断增加,为维持该区域生态环境的可持续发展,需加强地下水资源的保护,量化地下水位与河道基流间的关系,并提出合理的地下水生态水位阈值;同时说明,影响河道基流量变化的因素复

杂,如植被覆盖度变化与降雨、蒸发、径流密切相关;此外,水土保持措施、农业灌溉、地下水开采也会引河道基流量变化,由于不同因素间存在一定联系,单因素分析较难揭示河道基流量的变化规律,故如何综合分析不同因素对基流量变化的影响,还需进一步深入研究。

4 结论

(1)局部最小值法(LM 法)分割无定河流域风沙滩区河道基流结果较其他方法更为合理。LM 法分割的 1954—2018 年年均基流量为 $3.29 \times 10^8 \text{ m}^3$,基流指数均值为 0.71,与基于枯水指数(Q_{90}/Q_{50})所得基流量实际值进行比较,两者间的纳什效率系数和相对误差绝对值分别为 0.80 和 14.11%;年际尺度上,基流量总体呈极显著下降趋势,且在 1972 年和 2000 年发生突变;年内尺度上,基流量变化为双峰型,基流峰值出现在 3 月和 11 月;基流量周期性变化主要由第 1 主周期,即 32 年时间尺度控制。

(2)量化分析无定河流域风沙滩区河道基流量变化的驱动因素。无定河流域风沙滩区河道基流变化是降水、植被覆盖度和农业灌溉等因素综合影响的结果,其中水文序列第 2 阶段(1973—2000 年)和第 3 阶段(2001—2018 年)与第 1 阶段(1954—1972 年)相比,降水对基流量变化的贡献率分别为 29.35% 和 4.52%,人类活动(植被覆盖度和农业灌溉)的贡献率分别为 70.65% 和 95.48%,说明人类活动是其变化主要驱动因素。

参考文献:

- [1] 黄文,李占玲,徐宗学,等.基流分割方法在寒旱区流域的适用性分析[J].水文,2018,38(3):21-28.
- [2] 雷宇宽.西阳河流域典型年汛期的基流分割研究[J].水文,2021,41(1):35-41.
- [3] 于艺鹏,杨亚辉,蔺鹏飞,等.自动基流分割法在北洛河流域的适宜性对比[J].水土保持研究,2016,23(2):302-307.
- [4] 张泳华,刘祖发,赵铜铁钢,等.东江流域基流变化特征及影响因素[J].水资源保护,2020,36(4):75-81.
- [5] 李芳,靳少波,邹松兵,等.黄河源区白河基流分割方法适用性分析[J].冰川冻土,2020,42(2):587-597.
- [6] 莫崇勋,谢燕平,班华珍,等.不同基流分割方法在澄碧河的适用性探讨[J].南水北调与水利科技(中英文),2020,18(2):86-92.
- [7] 白乐,李怀恩,何宏谋.降水和人类活动对秃尾河流域基流的影响[J].自然资源学报,2014,29(12):2078-2088.
- [8] 董薇薇,丁永建,魏霞.祁连山疏勒河上游基流变化及其影响因素分析[J].冰川冻土,2014,36(3):661-669.
- [9] 吕向林,姬世保,仇亚琴,等.汾河流域上游基流特征及其影响因素[J].水资源保护,2022,38(2):147-153.
- [10] 杨倩楠.黄河中游不同地貌区基流变化及对生态建设的响应[D].西安:西安理工大学,2019.

- [11] 水利部黄河水利委员会.黄河流域水文资料.第 3 册,黄河中上游区上段(河口镇至龙门)[Z].郑州:水利部黄河水利委员会,1954—2018.
- [12] 徐磊磊,刘敬林,金昌杰,等.水文过程的基流分割方法研究进展[J].应用生态学报,2011,22(11):3073-3080.
- [13] 李瑞,张士锋.两种自动基流分割方法在干旱半干旱地区的对比研究[J].地理科学进展,2017,36(7):864-872.
- [14] 周嘉欣,丁永建,吴锦奎,等.基流分割方法在疏勒河上游流域的应用对比分析[J].冰川冻土,2019,41(6):1456-1466.
- [15] 徐榕焄,王小刚,郑伟.基流分割方法研究进展[J].水土保持通报,2016,36(5):352-359.
- [16] 王红瑞,刘达通,王成,等.基于季节调整和趋势分解的水文序列小波周期分析模型及其应用[J].应用基础与工程科学学报,2013,21(5):823-836.
- [17] 王随继,闫云霞,颜明,等.皇甫川流域降水和人类活动对径流量变化的贡献率分析:累积量斜率变化率比较方法的提出及应用[J].地理学报,2012,67(3):388-397.
- [18] 杨士娟.无定河流域基流分割与特性分析[D].浙江 金华:浙江师范大学,2007.
- [19] 榆林市统计局.榆林统计年鉴[M].北京:中国统计出版社,2019:196.
- [20] 任宗萍,马勇勇,王友胜,等.无定河流域不同地貌区径流变化归因分析[J].生态学报,2019,39(12):4309-4318.
- [21] 陈兆丰.无定河流域的水文特征[J].水文,1986(5):54-58.
- [22] 夏露,毕如田,宋孝玉,等.硖瓦川流域河川基流变化规律及其驱动因素[J].生态学报,2021,41(21):8430-8442.
- [23] 雷泳南,张晓萍,张建军,等.窟野河流域河川基流量变化趋势及其驱动因素[J].生态学报,2013,33(5):1559-1568.
- [24] 赵栋.黄土高原典型流域基流分割及其演变驱动因素分析[D].郑州:郑州大学,2021.
- [25] 李倩,李兰海,尚明,等.天山中段南北坡典型流域基流及其影响因素[J].干旱区研究,2015,32(1):29-34.
- [26] 莫兴国,林忠辉,刘苏峡.气候变化对无定河流域生态水文过程的影响[J].生态学报,2007,27(12):4999-5007.
- [27] 韩鹏,王艺璇,李岱峰.黄河中游河龙区间河川基流时空变化及其对水土保持响应[J].应用基础与工程科学学报,2020,28(3):505-521.
- [28] 马雄德,范立民.榆神矿区地下水与生态环境演化特征[J].煤炭科学技术,2019,47(10):245-252.
- [29] 孙胜祥.陕北风沙滩区浅层地下水环境演化和发展趋势[J].水科学与工程学报,2021(6):3-8.
- [30] 杨泽元,王文科,黄金廷,等.陕北风沙滩地区生态安全地下水埋深研究[J].西北农林科技大学学报(自然科学版),2006,34(8):67-74.
- (上接第 102 页)
- [12] Rauws G. Laboratory experiments on resistance to overland flow due to composite roughness[J].Journal of Hydrology,1988,103(1/2):37-52.
- [13] Abrahams A D, Li G, Parsons A J. Rill hydraulics on a semiarid hillslope, southern Arizona[J].Earth Surface Processes and Landforms,1996,21(1):35-47.
- [14] 张晴雯,雷廷武,潘英华,等.细沟侵蚀动力过程极限沟长试验研究[J].农业工程学报,2002,18(2):32-35.
- [15] 郑粉莉,赵军.人工模拟降雨大厅及模拟降雨设备简介[J].水土保持研究,2004,11(4):177-178.
- [16] 左烽林,钟守琴,冉卓灵,等.紫色土丘陵区新改土坡面产流产沙及水动力学参数特征[J].水土保持学报,2018,32(1):59-66.
- [17] 张瑞瑾.河流泥沙动力学[M].北京:中国水利水电出版社,1998:48-55.
- [18] 刘俊娥,王占礼,袁殷,等.黄土坡面薄层流产流过程试验研究[J].干旱地区农业研究,2010,28(5):223-227.
- [19] Fox D M, Bryan R B. The relationship of soil loss by interrill erosion to slope gradient[J].Catena,2000,38(3):211-222.
- [20] 朱首军,李占斌.水力学[M].北京:科学出版社,2013:75-79.
- [21] 陈晓安,蔡强国,张利超,等.黄土丘陵沟壑区不同雨强下坡长对坡面土壤侵蚀的影响[J].土壤通报,2011,42(3):721-725.
- [22] 陈超,雷廷武,班云云,等.东北黑土坡耕地不同水力条件下坡长对土壤细沟侵蚀的影响[J].农业工程学报,2019,35(5):155-162.
- [23] 开静芸.坡面流挟沙能力计算方法[D].陕西 杨凌:西北农林科技大学,2017.
- [24] 武汉水利电力学院河流泥沙工程学教研室.河流泥沙工程学.上册[M].北京:水利出版社,1981:138-163.
- [25] 陈雪峰,陈立,李义天.高、中、低浓度挟沙水流挟沙力公式的对比分析[J].武汉水利电力大学学报,1999,32(5):1-5.
- [26] 钱宁,万兆惠.泥沙运动力学[M].北京:科学出版社,2003:364-374.
- [27] 刘青泉,陈力,李家春.坡度对坡面土壤侵蚀的影响分析[J].应用数学和力学,2001,32(5):449-457.
- [28] 李兴华.黄土高陡边坡降雨侵蚀径流运动过程及输沙规律研究[D].陕西 杨凌:西北农林科技大学,2021.