

基于 DEM 的流域地貌特征分形量化研究

陈兵^{1,2}, 彭芳³, 李鹏¹, 袁水龙¹

(1. 西安理工大学 西北旱区生态水利工程国家重点实验室, 西安 710048;

2. 陕西省水利厅, 西安 710004; 3. 陕西省水利电力勘测设计研究院, 西安 710001)

摘要:为了科学描述地形特征的整体性和地貌过程的非线性, 基于分形布朗运动理论(FBM)和地理信息系统平台(GIS), 对地处黄土高原丘陵沟壑区第一副区的陈家畎流域地貌形态分形特征进行了量化研究, 提出了基于 DEM 表面积的流域分形布朗运动 FBM 地貌因子计算模型, 并进行了相关的 GIS 算法开发。研究表明: FBM 地貌因子能够利用流域地貌形态特征量化指标的标度不变性, 实现不同像元尺度下地貌形态特征的比较与评价。同时能够克服地貌形态单因子指标的不足, 对流域地貌形态特征进行综合性表达, 从而为流域地貌因子的量化研究提供新思路与新角度。

关键词:分形布朗运动; 地貌形态; GIS; 像元尺度

中图分类号: P931.1

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2019)04-0031-05

Research on the Calculation Method of FBM Characters of Watershed Topographic Feature Base on DEM

CHEN Bing^{1,2}, PENG Fang³, LI Peng¹, YUAN Shuilong¹

(1. State Key Laboratory of Eco-hydraulic Engineering in Arid Area, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China; 2. Shaanxi Province Department of Water Resource, Xi'an 710004, China; 3. Shaanxi Province Institute of Water Resources and Electric Investigation and Design, Xi'an 710001, China)

Abstract: In order to scientifically describe the integrity of topographic features and the nonlinearity of geomorphological processes, based on the Fractal Brown Motion (FBM) theory and Geographical Information System (GIS) technique, the topographical fractal character of Chenjiafan watershed, which lies on the Loess Plateau, is studied, and the model and method used to calculate the FBM fractal dimension of the topographical fractal character of the watershed are put forward, and the FBM fractal dimension of the topography of Chenjiafan watershed is worked out for example. The results show that the FBM fractal dimension could be used to compare and estimate the watershed topography characters between the different grid cell sizes based on the scaling invariance of fractal dimension; and the FBM fractal dimension showed the quantitative character of the complex essence of watershed topography. These results can provide the new solution for quantifying the macro-topography which is one of the very important indices of the small watershed soil erosion prediction model on the loess plateau.

Keywords: fractional Brownian motion; topographic feature; GIS; grid cell size

小流域是黄土高原生态环境恢复重建与治理的基本单元, 其侵蚀产沙规律和水土流失防治一直是土壤侵蚀与水土保持学界研究的重点^[1-3]。地貌形态是黄土高原流域降雨侵蚀产沙过程的重要下垫面影响因素之一, 它在降雨动力、人为活动和地质构造运动等因素的共同

作用下, 通过水沙运移、能量消耗等方式实现其形态的不断演化, 最终形成地形破碎、沟壑纵横的侵蚀地貌景观^[4-5]。在已有的流域水土流失评价和预报模型中, 诸多学者将流域高差比、沟壑密度、平均坡度、平均长度及沟谷切割深度等因子中的一个或多个作为流域水土流

失预报模型中地形因子的量化参数^[6-9]。但是由于地貌系统是一个非线性动态系统(Nonlinear Dynamical System, NDS)^[10],传统的地貌因子难以有效地表达这个非线性系统的复杂性,如地貌演化过程中的自组织性、突现性、自相似性、多尺度性及时空耦合性等特征,因此在流域水土流失评价和预报研究领域存在明显的局限性。分形理论的形成与发展为流域地形因子的整体性描述和地貌过程的非线性研究开辟了新的思路。就目前而言,流域地貌的分形大多集中于水系分形研究,而对整个流域地貌形态特征的综合描述、地貌因子分形建模及其尺度范围(即无标度区)等方面问题有待进一步研究。本文以地理信息系统为平台,建立基于 DEM 表面面积的流域分形布朗运动 FBM 地貌因子计算模型,并进行相关的 GIS 算法开发,以期能为黄土高原小流域降雨侵蚀产沙预报模型中的地貌因子量化研究提供新思路与新角度。

1 原理与方法

1.1 分形布朗运动理论

分形布朗运动理论是由 Mandelbrot 提出的描述自然界中随机分形的一种数学模型^[11]。分形布朗运动的特点是具有统计自相似性即自仿射性(\approx 表示两者的概率分布相同):

$$\begin{cases} \Delta B_H(t, hs) \approx \|h\|^H \cdot \Delta B_H(t, s) \\ \Delta B_H(t, hs) = B_H(t+hs) - B_H(t) \\ \Delta B_H(t, s) = B_H(t+s) - B_H(t) \end{cases} \quad (1)$$

在应用 FBM 模型计算分形数据对象的分形维数时,关键是估计模型的非规则维参数即 H 参数。 H 参数估计是否准确关系到 FBM 模型对应应用对象的适用性。采用绝对矩估计法,由公式(1)得到:

$$E[|B_H(t+hs) - B_H(t)|] = \|h\|^H \cdot E[|B_H(t+s) - B_H(t)|] \quad (2)$$

两边取对数得到:

$$\ln E[|B_H(t+hs) - B_H(t)|] = H \cdot \ln \|h\| + \ln E[|B_H(t+s) - B_H(t)|] \quad (3)$$

实际上等于: $y = H \cdot x + C$ 。再由分形维数 F_D 和 Hurst 指数 H 的关系得:

$$F_D = D_E - H \quad (4)$$

式中: D_E 为分形体的欧氏拓扑维数。

1.2 地貌分形量化模型

数字高程模型(Digital Elevation Model, DEM)是描述地面三维信息的常用模型,其数据结构是一种基于栅格模型的空间数据结构^[12]。它将整个空间分割成大小相等紧密相邻的正方形网格,称为像元(cell),高程信息以属性值的形式储存在相应的像元

中。依托 DEM 进行数字地形分析,能够有效挖掘更深层的地形特征和地学现象,获取地形属性信息。随着地理信息系统的应用和普及,数字地形分析技术的优势和应用前景逐步为人们所认识,已成为进行地形模拟和地学分析的核心技术之一,在测绘、交通、军事、规划等相关领域被广泛应用。

对于 DEM 来说, $s = (x, y) \in E^2$, 代表 DEM 上各像元点位置。 $t = Z(s)$, 代表 DEM 上各像元点的高程属性值。若令 $A(t, s)$ 代表 DEM 的统计表面积,则由分形布朗运动理论可将其推广到二维的情形,推导出一个与表面积有关的性质为:

$$A(t, rs) = \|\vec{r}\|^H \cdot F(t, s) \quad (5)$$

式中: $A(t, rs)$ 为 DEM 在尺度 r 下所测得的空间曲面表面积; \vec{r} 为尺度参数,对于正方形栅格来说,尺度 r 即为 DEM 像元边长; H 为非规则维参数; $F(t, s)$ 为空间曲面实际的表面积,为一常数。公式(5)两边同取对数可得:

$$\ln A(t, rs) = H \cdot \ln r + \ln F(t, s) \quad (6)$$

$$H = \frac{\ln A(t, rs)}{\ln r} \quad (7)$$

综上提出基于表面积的地貌特征分形量化模型为:

$$F_D = D_E - \frac{\ln A(t, rs)}{\ln r} \quad (8)$$

式中: F_D 为基于表面面积的 FBM 流域地貌因子, D_E 为流域空间曲面的欧氏维数,对于表面积来说 $D_E = 2$; r 为 DEM 像元边长, $A(t, rs)$ 为像元尺度 r 下所测得的流域空间曲面表面积。

1.3 地貌特征分形量化的计算过程

规则网格 DEM 将地形曲面划分成一系列的规则网格单元,每个网格单元对应一个高程值。因此可以将其理解成由大量相同的小立方体单元“堆积”而成,小立方体边长等于像元的边长 r ,小立方体的高度为高程的属性值 Z 。计算每个小立方体的顶部水平面积及 4 个侧面的垂直面积之和就得到了整个 DEM 的表面积 $A(t, s)$ 。为了避免重复计算,对每个像元只计算前面和左面的垂直面。 r 为像元尺度, A_H 为相邻像元高程之差,其中 $A_H = r \times r$; A_{V1} , A_{V2} 为相邻像元高程值之差与尺度 r 的乘积。设 DEM 的尺寸为 $M \times N$ (像元个数), DEM 的表面积 $A(t, s)$ 的计算如下^[13]:

$$\begin{aligned} A(t, s) = & \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N A_H(i, j) + \sum_{i=1}^{M-1} \sum_{j=1}^N A_{V1}(i, j) + \\ & \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^{N-1} A_{V2}(i, j) = M \times N \times r \times r + r \times \\ & \sum_{i=1}^{M-1} \sum_{j=1}^N |Z(i, j) - Z(i+1, j)| + \\ & r \times \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^{N-1} |Z(i, j) - Z(i, j+1)| \end{aligned} \quad (9)$$

式中: $Z(i, j)$ 表示某 DEM 在尺度 r 下的高程值 ($i=1, 2, \dots, M; j=1, 2, \dots, N$)。选定一条流域为研究对象, 构建 GIS 实体模型, 利用公式 (9) 就能计算 DEM 地形曲面的表面积 $A(t, s)$ 。

式中基于表面积的 FBM 地貌因子的计算, 实质上是 将 DEM 像元尺寸逐步趋近于零计算极限的过程。然而在实际计算过程中所选定的 DEM 精度总

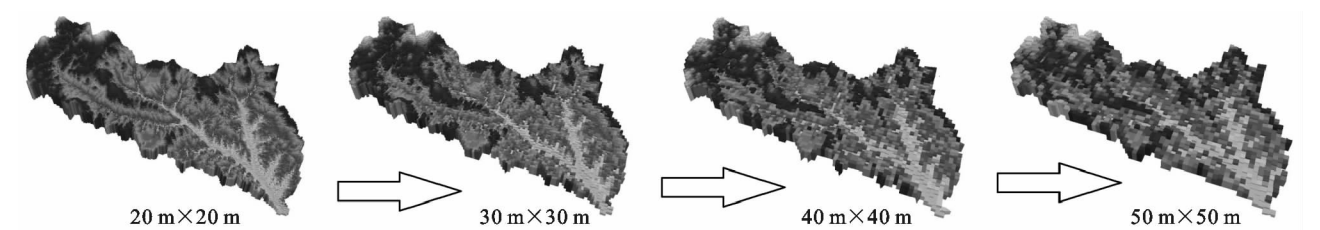


图 1 DEM 像元尺度变化示意图

2 流域概况及计算过程

2.1 流域概况

陈家畎流域位于黄土高原中部黄土丘陵沟壑区第一副区, 是大理河流域的一级子流域。该流域干流全长约为 28 km, 流域面积 282 km²。流域地势西高东低, 平均海拔 1 100~1 700 m。流域地形复杂破碎, 植被稀疏, 水土流失严重。经过长期侵蚀, 形成梁峁突起, 沟壑纵横, 镶嵌有塬地的黄土梁峁丘陵沟壑地貌。本研究拟以大理河陈家畎流域为例, 对流域地貌特征量化因子的计算方法进行研究, 并对 FBM 地貌因子的特征及应用进行探讨。

2.2 数据源与像元尺寸设置

在数字高程模型构建过程中, 采样是关键的一环。确定最优的数据采样密度和地表重建方法, 都需要对地形表面形态特征有深刻地认识。本研究地貌形态 GIS 模型的创建选择由纸质地形图创建的方式, 经过地形图扫描、几何纠正、影像二值处理与细化、等高线矢量化、数据接边、构建不规则三角网 (TIN)、DEM 的生成等步骤。

为了确保拥有足够的分析数据和 DEM 研究精度, 这里将该流域地貌形态 GIS 实体模型的像元尺度分别设置 18 m×18 m, 20 m×20 m, 22 m×22 m, 24 m×24 m, 26 m×26 m, 28 m×28 m, 30 m×30 m, 32 m×32 m, 34 m×34 m, 36 m×36 m, 38 m×38 m, 40 m×40 m, 45 m×45 m, 50 m×50 m 共 14 种规格, 共生成 14 个小流域 DEM 模型。

2.3 计算过程

首先选取陈家畎流域 18 m×18 m 像元尺度 DEM 为研究对象, 利用公式 (9) 求取表面积 $A(t, s)$; 然后依次变换像元尺度从 20 m×20 m 经过 14 次尺度变化到 50 m×50 m, 求出相应的 $A(t, s)$; 将所得表

是有限的, 因此必须对所研究流域 DEM 的像元尺寸进行适当的选择 (图 1)。在尺度 r 下, 求取表面积 $A(t, s)$; 变换像元尺度 r , 求出若干个相应的 $A(t, s)$; 将 $A(t, s)$ 与 r 同取对数, 并对两数列进行曲线拟合; 利用统计软件求出 $\ln A(t, s)$ 相对于 $\ln r$ 的一阶导数, 得到 FBM 地貌因子的 Hurst 指数 H ; 最后由公式 (8) 计算得到基于表面积的 FBM 流域地貌因子 F_D 。

面积 $A(t, s)$ 与像元尺度 r 同取对数, 并对两数列进行线性拟合; 确定相关系数最高的区间为无标度区间 ($R^2 \geq 0.99$); 利用统计软件 SPSS 求出 $\ln A(t, s)$ 相对于 $\ln r$ 的一阶导数, 得到地貌因子的 Hurst 指数 H ; 最后由公式 (8) 计算得到陈家畎流域基于表面积的流域地貌特征分形量化因子。

逐个计算陈家畎流域在不同像元尺度下 DEM 地形曲面的表面积 $A(t, rs)$, 再对变化的尺度 r 和对应的 DEM 表面积 $A(t, s)$ 取对数, 计算结果见表 1。

表 1 陈家畎流域地貌特征分形量化的计算成果

序号	像元尺度/(m×m)	表面积/m ²	lnr	lnA(t,s)
1	18×18	409011001	2.8904	19.8293
2	20×20	408548190	2.9957	19.8281
3	22×22	408255846	3.0910	19.8274
4	24×24	407759285	3.1781	19.8262
5	26×26	407316807	3.2581	19.8251
6	28×28	406806762	3.3322	19.8238
7	30×30	406569685	3.4012	19.8233
8	32×32	406131295	3.4657	19.8222
9	34×34	405808484	3.5264	19.8214
10	36×36	405529140	3.5835	19.8207
11	38×38	404929579	3.6376	19.8192
12	40×40	404337101	3.6889	19.8178
13	45×45	402630250	3.8067	19.8135
14	50×50	401239792	3.9120	19.8101

以 $\ln h$ 为横坐标轴, 以 $\ln A(t, s)$ 为纵坐标轴将计算结果点绘在直角坐标系上, 确定相关系数最高的区间即像元尺度 18 m×18 m—36 m×36 m 为无标度区间 ($R^2 \geq 0.99$), 通过在该无标度区间内观察利用最小二乘法进行一阶线性拟合, 见公式 (10):

$$\begin{cases} y = -0.0127x + 19.866 \\ R^2 = 0.9945 \end{cases} \quad (10)$$

将计算结果代入公式 (8) 中“基于表面积的地貌

特征分形量化模型”,就可以计算得到陈家畈流域基于 DEM 表面积的流域地貌特征分形量化因子为 $F_D = D_E - H = 2.0127$ 。

3 结果与分析

3.1 地貌形态特征的标度不变性

标度不变性是分形量化模型应用的最大优势。从图 2 可以看出,当像元尺度大致处于 $18\text{ m} \times 18\text{ m}—36\text{ m} \times 36\text{ m}$ 区间时, $\ln A(r) - \ln r$ 拟合的一阶线性方程的决定系数 R^2 均达到 0.99 以上。说明在此区间内 $\ln A(r)$ 与 $\ln r$ 表现出良好的相关性,并且呈现出明显的线性分布特征。此时 $\ln A(r)$ 与 $\ln r$ 的增量比值不随 $\ln A(r)$ 的变化而变化,呈现出标度不变性特征。 $\ln A(r)$ 与 $\ln r$ 的比值具有统计意义上的自相似性,地貌形态表现出了分形性质,此区间应处在无标度区之内。当像元尺度处在 $36\text{ m} \times 36\text{ m}$ 以上时,线形的总体走向趋于下弯, $\ln A(r)$ 与 $\ln r$ 的比值不能保持稳定。 $\ln A(r) - \ln r$ 的线性分布特性消失,此时地貌形态的分形性质也随之消失,此区间应处于无标度区之外。

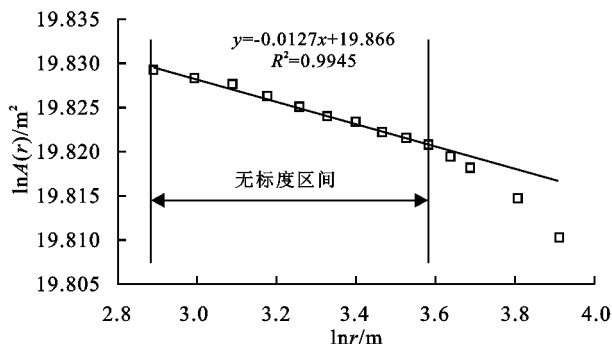


图 2 拟合和直线示意图

无标度区间的确定是分形维数应用的重要前提条件。在进行分形维数比较时应特别注意,无标度区间的确定方法必须是统一的,另外只能对处于同一个无标度区间内的分维进行比较。由图 2 可知,在 $18\text{ m} \times 18\text{ m}—36\text{ m} \times 36\text{ m}$ 范围内 ($R^2 \geq 0.99$),陈家畈流域基于 DEM 表面积的 FBM 流域地貌因子为 2.0127,即当像元尺度处于这个范围时,流域地貌特征可以用一个分形维数表征。

因此,无标度区间的确定也就为不同像元尺度的流域地貌特征之间的比较与评价提供了可能性。另外由于 $18\text{ m} \times 18\text{ m}—36\text{ m} \times 36\text{ m}$ 范围刚好处于常规高精尺度地形数据的尺度范围,这样也为高精尺度分布式地貌量化因子的开发和推广应用提供了新思路。

3.2 地貌形态特征的综合性表达

通过以上分形计算过程可以看出,流域地貌特征分形量化因子能够对流域三维地貌特征进行综合表达。

$\ln A(t,s)$ 实际上反映了整个流域表面的起伏特征,是对整个流域表面复杂度的总体表征。对于具体流域而言,其像元尺寸一定时所对应的 $\ln A(t,s)$ 值越大,流域地貌的起伏变化越强烈,流域表面越复杂,反之亦然。因此 $\ln A(t,s)$ 与 $\ln r$ 的增量比值,即流域地貌特征分形量化因子反映的是整个流域的总体综合性特征。

准确有效地评价流域地貌特征,有利于了解和辨别地形地貌演变的客观规律和整体特征。一般来说,流域地貌形态分形量化因子 D 的取值范围为 $2 \sim 3$ 。当 D 的取值为 2 时,流域表面趋于二维平面,流域地貌形态最简单。当 D 的取值为 3 时,流域表面趋于三维立方体,流域地貌形态也相对简单。只有当 $D = 2.5$ 时,流域地貌形态处于布朗随机运动状态,此时地貌特征处于最杂乱和无序状态,即地貌形态破碎和复杂程度的临界值,越远离 $D = 2.5$ 流域地貌特征的破碎程度越低。两种变化方式表征意义不同,当 D 从 2.5 增长到 3 时,地貌特征的演变处于正向堆积隆升阶段,趋于形成规整的塬台地貌。当 D 从 2.5 减小到 2 时,地貌特征的演变处于负向侵蚀拗陷阶段,趋于形成平坦的平原地貌。

3.3 地貌形态特征与传统地貌因子的关系

为了更加有效地对流域地貌形态特征 FBM 量化因子进行研究。在 ArcGIS 平台下,分别计算陈家畈流域在 $18\text{ m} \times 18\text{ m}—36\text{ m} \times 36\text{ m}$ 像元尺度内的沟壑密度、地形起伏度、平均坡度、流域中值高程等地貌形态单因子指标,并与 FBM 流域地貌因子进行对比分析。可以看出当像元尺度处于 $18\text{ m} \times 18\text{ m}—36\text{ m} \times 36\text{ m}$ 范围时,沟壑密度、地形起伏度、平均坡度、流域中值高程等地貌形态单因子指标分别呈现不同的变化形态。

随着像元尺度的增大,沟壑密度呈现先减小后增大的趋势,地形起伏度不断增大,平均坡度不断减小,流域中值高程呈现先平稳后增大最后减小的趋势。然而在此过程中 FBM 量化因子的值始终稳定在 2.0127 处,其几何形态始终处于其他各因子曲线的中间区域,表现出与其他各因子曲线几何形态的“均值”形态相似的特征。亦即 FBM 量化因子蕴涵了各个地貌形态单因子的“综合叠加”特点,因此是对流域地貌形态特征的综合性表达。

4 结语

流域地貌特征的综合量化指标不仅是数字地形分析的重要参数,而且对地形数据压缩、地形分类、测绘可视化、雪线分布、生物多样性、地形仿真、土地利用、导航定位、空间分析等研究领域有重要的研究意

义,备受国内外研究人员的关注。本文提出的基于 DEM 流域地貌特征分形量化因子计算模型,利用分形维数的标度不变性,实现了一定的像元尺度范围内流域地貌形态特征量化指标的尺度不变,从而可以实现不同像元尺度下地貌形态特征的比较与评价。FBM 地貌因子克服了传统地貌形态单因子指标的不足,可以对流域地貌形态特征进行综合性表达,为地貌因子量化研究提供了新思路与新角度。但是由于流域地貌特征分形量化计算模型的地域适应性还需要经过更多地貌类型的验证,后续研究重点应该继续放在对其他地貌类型区的检验方面,并在此基础上更加深入的探讨分形量化模型的普适性问题。

参考文献:

[1] 魏霞,李占斌,李勋贵.黄土高原坡沟系统土壤侵蚀研究进展[J].中国水土保持科学,2012,10(1):108-113.
[2] 李勉,李占斌,刘普灵.中国土壤侵蚀定量研究进展[J].水土保持研究,2002,9(3):243-248.
[3] 张霞,李鹏,李占斌,等.黄土高原丘陵沟壑区临界地貌侵蚀产沙特征[J].农业工程学报,2015,31(4):129-136.
[4] 朱永清,李占斌,崔灵周.流域地貌形态特征量化研究进

展[J].西北农林科技大学学报:自然科学版,2005,33(9):149-155.
[5] 沈中原.黄土高原流域土壤侵蚀下垫面特征及其对水土流失的作用研究[D].西安:西安理工大学,2009.
[6] 尹国康,陈钦畛.黄土高原小流域特征性指标与产沙统计模式[J].地理学报,1989,44(1):32-44.
[7] 蔡强国.流域产沙模型概述[J].中国水土保持,1990(6):14-18.
[8] 李矩章,景可,李凤新.黄土高原多沙粗沙区侵蚀模型探讨[J].地理科学进展,1999,18(1):46-53.
[9] 张光辉.土壤水蚀预报模型研究进展[J].地理研究,2001,20(3):275-281.
[10] Phillips J. Nonlinear dynamics and the evolution of relief[J]. Geomorphology, 1995,14(1):57-64.
[11] 李旭涛,曹汉强,赵鸿燕.分形布朗运动模型及其在地形分析中的应用[J].华中科技大学学报:自然科学版,2003,31(5):50-52.
[12] 孟伟,李润奎,段峥,等.基于地貌特征的数字高程模型融合方法[J].地球信息科学学报,2018,20(7):895-905.
[13] 于子凡,林宗坚.基于图像表面积的分形布朗运动分数维算法研究[J].武汉大学学报:信息科学版,2005,30(2):161-165.



(上接第 30 页)

参考文献:

[1] 刘晓燕,高云飞,王富贵.黄土高原仍有拦沙能力的淤地坝数量及分布[J].人民黄河,2017,39(4):1-5.
[2] 张晓明.黄土高原小流域淤地坝系优化研究[D].陕西杨凌:西北农林科技大学,2014.
[3] 郑宝明,田永宏,郭玉梅.黄土丘陵沟壑区第一副区小流域坝系建设理论与实践[M].郑州:黄河水利出版社,2004.
[4] 李斌斌.下垫面变化情况下黄土丘陵沟壑区坝系优化配置研究[D].西安:西安理工大学,2009.
[5] 蔺明华,王志意,段文中.淤地坝研究的回顾与展望[J].中国水利,2003(17):62-64.
[6] 武永昌,黄林.骨干坝系最佳建筑时间的存在条件及实际淤积期的计算[J].中国水土保持,1995(6):91-96.
[7] 秦向阳,郑新民.小流域治沟骨干坝系优化规划模型研究[J].中国水土保持,1994(1):18-22.
[8] 蔺明华,程益民.小流域坝系优化规划模型及其应用[J].人民黄河,1995(11):29-33.
[9] 刘志刚,龚建华.黄土高原小流域坝系规划决策支持系统研究[J].人民黄河,2017,39(12):85-89.
[10] 王丹,李占斌,李鹏,等.韭园沟流域淤地坝坝系布局评

价[J].水土保持研究,2016,23(5):49-55.
[11] 王丹,哈玉玲,李占斌,等.宁夏典型流域淤地坝系运行风险评价[J].中国水土保持科学,2017,15(3):17-25.
[12] 黄河水利委员会水土保持局.黄土高原上的明珠:小流域淤地坝坝系工程集锦之一[M].郑州:黄河水利委员会,2008.
[13] Xu J. Erosion caused by hyperconcentrated flow on the Loess Plateau of China[J]. Catena, 1999,36(1/2):1-19.
[14] Zheng M, Li R, He J. Sediment concentrations in runoff varying with spatial scale in an agricultural subwatershed of the Chinese Loess Plateau[J]. Hydrological Processes, 2015,29(26):5414-5423.
[15] 张乐涛,李占斌,王贺,等.流域系统径流侵蚀链内泥沙输移的空间尺度效应[J].农业工程学报,2016,32(13):87-94.
[16] 张丽萍.祖厉河流域侵蚀地貌的数理分析[J].中国水土保持,2004(3):12-15.
[17] 任宗萍,马勇勇,王有胜,等.生态建设条件下无定河不同地貌区径流变化归因分析[J].生态学报,2019,39(7):1-10.
[18] 秦丽欢,周敬祥,李叙勇,等.密云水库上游径流变化趋势及影响因素[J].生态学报,2018,38(6):1941-1951.