

文章编号: 1008-2786-(2008)3-356-08

黄土高原面积-高程分析及其侵蚀地貌学意义

信忠保^{1,2}, 许炯心¹, 马元旭^{1,2}

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: 黄土高原是中国乃至世界最为著名的水土流失区之一, 黄河的泥沙主要来源于此。面积-高程积分(Hypsometric integral, HI)分析常被用于侵蚀地貌区的地貌发育阶段判定。通过探讨 HI 与DEM分辨率、分析窗口之间的尺度效应, 分析了黄土高原 HI 空间格局和发育阶段性, 并在此基础上揭示了侵蚀产沙和地貌发育关系。研究表明: 利用不同分辨率DEM计算的 HI 具有很好的稳定性, HI 对DEM分辨率不具有依赖性; 然而, 利用不同分辨率的分析窗口所计算的黄土高原 HI 值, 表现出随着分析窗口的增大, HI 表现出按照乘幂函数关系下降的趋势。黄土高原 HI 具有显著的空间分异特征, 即汾渭谷地、宁夏内蒙古沿黄冲积平原等地势凹陷区是 HI 低值区, 而黄土丘陵沟壑区是 HI 的高值区; 黄土高原丘陵沟壑区地貌发育处于幼年期、壮年期和老年期的面积分别占总面积的7.9%、83.4%和8.7%, 整体来看处于地貌发育壮年期; 黄土高原丘陵沟壑区侵蚀产沙强度和地貌发育过程关系密切, HI 与输沙模数存在显著的正相关。当前, 黄土高原强烈的侵蚀产沙是其地貌发育处于壮年期的自然表现, 这将是一个非常漫长的自然过程。

关键词: 黄土高原; 侵蚀产沙; 面积-高程积分; 地貌发育

中图分类号: P931.6

文献标识码: A

黄土高原是中国乃至世界上最为著名的水土流失区, 黄河泥沙主要来源于此, 脆弱的生态环境已经严重制约了黄土高原社会经济的可持续发展。地貌形态是构造运动和地表剥蚀共同作用的结果。地貌发育具有阶段性, 处于不同地貌发育阶段具有不同地貌特征, 其水文过程和侵蚀产沙特征也不同。20世纪50年代以来, 在地貌因子对黄土高原侵蚀产沙的影响方面已做了大量工作, 并取得了大量成果^[1,2]。虽然已有一些学者对黄土高原地貌发育阶段领域做了一些工作^[3], 但从大空间尺度上研究黄土高原地貌发育阶段以及与侵蚀产沙的定量关系的研究还不多见。该领域的研究不仅有着重要的地貌学理论意义, 并且对于目前水土保持建设工作具有实践意义。

面积-高程积分(Hypsometric Integral, HI)的分

析方法由美国地貌学家Strahler于1952年提出^[4], 目前在侵蚀地貌发育阶段定量研究中被广泛应用。我国学者在面积-高程分析方法理论和应用方面做了大量工作, 取得了许多进展。艾南山将面积-高程分析法和信息熵原理相结合, 建立了侵蚀流域系统的地貌信息熵理论^[5,6]。陆中臣等结合黄土高原土壤侵蚀的实际, 在面积-高程分析基础上提出侵蚀积分分析^[3]。近年来, 国外学者在面积高程积分的影响因素及其地貌学意义方面做了大量工作, 并取得了许多新认识。 HI 在小空间尺度上深刻地受到岩性的影响^[7,8], 但从大空间尺度来看, HI 更多地体现了构造运动的强度。 HI 和构造运动抬升速率呈正相关关系, 利用 HI 可以检测构造活动的相对活跃性^[9-10]。在冰川活动区, HI 常被用于推断冰川侵蚀和构造抬升的相对强度^[9-11]。气候条件影响着

收稿日期(Received date): 2007-10-15; 改回日期(Accepted): 2008-02-01。

基金项目(Foundation item): 国家自然科学基金项目(40671019)和中国科学院地理科学与资源研究所知识创新项目资助。[The National Natural Science Foundation of China No. 40671019 and the Knowledge Innovation Project of the Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research Chinese Academy of Sciences]

作者简介(Biography): 信忠保(1978-), 男, 山东临沂人, 博士研究生, 研究方向为河流地貌。Tel: 010-64888101 [Xin Zhongbao, male, born in Linzi, Shandong, Ph.D. Candidate, majoring in fluvial geomorphology] E-mail: xinzhongbao@126.com

流域的径流过程和侵蚀产沙过程, 进而影响到 HI 的空间分布^[12], 此外, HI 还会受到流域形态和河网密度的影响^[13]。总之, 面积高程积分分析是检验构造运动、岩性和气候在地貌演变过程中的相对作用强度的有用工具。

本文通过建立面积高程积分值自动计算方法, 对面积 - 高程积分的尺度效应进行分析, 并试图揭示黄土高原地貌发育的空间差异和阶段性及其与侵蚀产沙的关系, 以期加深对黄土高原侵蚀产沙在地貌发育角度的理解, 为目前黄土高原地区的水土保持治理和生态环境建设提供理论支撑。

1 研究数据和方法

1.1 研究数据

本文使用的 DEM 数据是 90 m 空间分辨率的 SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, SRTM) 数据, 该数据是一种非常实用的区域地貌分析数据源, 在国内外的地貌形态定量分析研究中被广泛使用^[14- 17]。

1.2 面积高程积分计算方法

面积高程分析在流域侵蚀产沙前景预估、泥沙水文模型等领域的应用价值早已被关注^[18], 但由于传统的计算方法单调费时, 致使面积 - 高程分析在地貌学、水文学等领域的研究中并没有得到非常广

泛应用。

面积高程积分值的通常计算方法是: 设全流域面积为 A , 流域内某条等高线以上的面积为 a , 该等高线与流域最低点的高差为 h , 流域最高点与流域最低点的高差为 H , 记 $X = a / A$, $Y = h / H$, 显然 X , Y 均在 $[0\ 1]$ 内取值。根据一系列 (X, Y) 值, 以 X 为横坐标, Y 为坐标绘出高程 - 面积曲线, 曲线左下方与坐标轴之间的相对面积即为面积高程积分值^[19]。

该研究基于 ARC/INFO 9.0 平台, 利用 AML 语言编写了基于 DEM 数据自动计算面积高程积分 (HI) 的程序 (图 1)。基于硬盘空间和计算时间考虑, 将原始 DEM 数据转为 5 m 等高距的整型栅格数据, 然后, 利用 Test 命令分别提取出每个高程值的地形数据。利用 PolyGrid 命令将分析窗口的矢量数据转为栅格数据 (Zonal), 该程序计算每个分析窗口范围内的面积高程积分值, 分析窗口可以是县域边界、流域边界、矩形框等。

以分析窗口的栅格图像为掩膜, 利用 ZonalSum 命令, 求算每个分析窗口内的每个高程值的面积, 例如, $Areal200 = ZonalSum (Zonal\ H\ 1200)$, 计算每一个 Zonal 内高程为 200 m 的面积。利用 ZonalMax, ZonalMin 命令, 计算每个分析窗口内的最大值 (Max)、最小值 (Min) 和高差 ($Max - Min$)。具体计算步骤见图 1, 在此不再赘述。

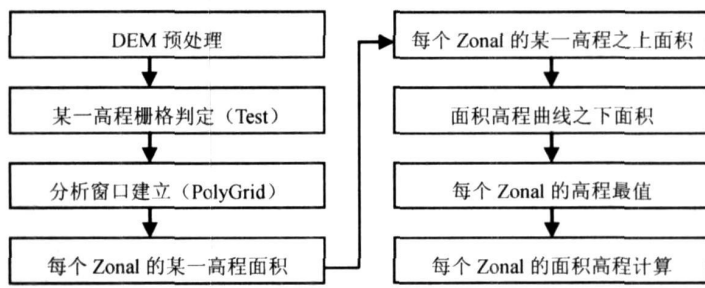


图 1 面积高程积分值计算流程

Fig 1 Flow chart of hypsometric integral calculation

1.3 HI 和地形特征的关系

Pike (1971) 提出以流域的高程起伏比 (elevation-relief ratio) 作为面积高程积分的简易算法, 近年来受到广泛采用^[18, 11, 21~ 24], 它的计算公式如下^[25]

$$E = (平均高程 - 最小高程) / (最大高程 - 最小高程)$$

二者在黄土高原地区的对比表明: 面积高程积

分和高程起伏比之间呈显著的线性关系, 复相关系数为 0.883 2 ($n = 279$, $p < 0.001$) (图 2 a)。由此可见, 面积高程积分反映的是区域地形起伏状况, 高程起伏比的确可以做为快速、便捷的计算高程面积积分的替代性指标。

不同的地貌发育阶段具有不同的地貌形态特征, 其中, 坡度是描述地貌形态的基本参数。研究表

明:在黄土高原地区,描述地貌发育阶段的面积高程积分(HI)和坡度之间存在非线性关系(图2b)。随着 HI 由大变小,地貌发育由幼年期、壮年期过渡到老年期,地面坡度经历了一个先迅速增大后逐步减小的过程。地貌发育由幼年阶段进入壮年阶段,平均坡度迅速达到最大状态,由线性斜率推算,其上升速率是在 $0.1 < HI < 0.45$ 范围内变化速率的4.75倍。地貌发育处于幼年阶段($HI > 0.6$),地势

平坦,地面坡度小;地貌发育进入了壮年阶段($0.35 < HI < 0.6$),地面最崎岖、地形最破碎,河网发育最完善,区域向外输沙功能最大,这时地面坡度达到最大值;地貌发育进入老年期之后($HI < 0.35$),地势逐渐重新回归于平坦,坡度降低到较低的水平。由于DEM不够精细,并且坡度是相同 HI 值所对应的所有坡度数据的平均值,因此,这里的坡度数据只具有相对意义。

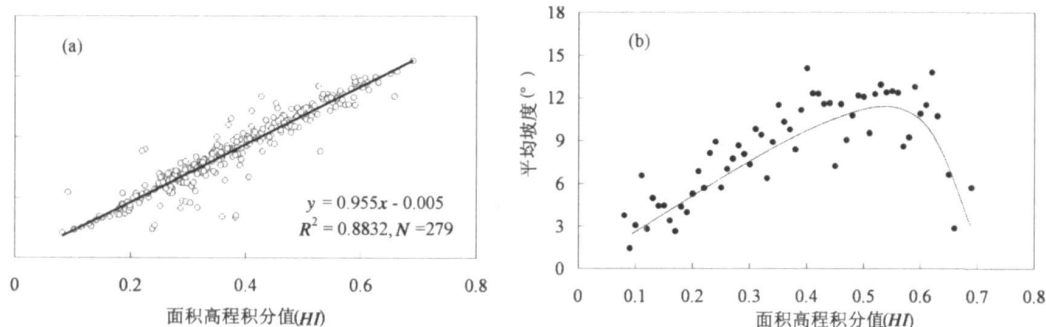


图2 黄土高原面积高程积分值(HI)和地形特征的关系

Fig. 2 Relationship of hypsometric integral and hypsography

2 HI 的尺度效应

对一区域进行面积-高程积分分析时,通常将其划分为一系列的单元,在此,将这些单元称为分析窗口。利用DEM进行面积高程分析是基于特定DEM和分析窗口分辨率进行的,下面讨论 HI 和DEM分辨率、分析窗口大小之间是否存在尺度效应。由于黄土高原肚脐眼存在较大面积的构造下陷平原区和地势平坦的鄂尔多斯高原面,基于DEM数据准确提取这些区域的流域边界还存在一定困难,因此,在研究全区域时将采用正方形观察窗口。黄土高原丘陵沟壑区地势崎岖、千沟万壑,该区域流域边界基于DEM数据易于提取,将以流域为观察窗口进行黄土高原丘陵沟壑区的相关研究。

2.1 HI 对DEM分辨率的依赖性分析

将90m分辨率DEM数据在100~1000m间进行不同分辨率的重采样,然后,以与县行政面积相仿的50km×50km的矩形框为分析窗口,计算不同DEM分辨率所对应的黄土高原 HI 。分析结果表明:黄土高原 HI 随着栅格像元的变化而保持稳定,并不存在趋势性变化,其绝对变化量不及0.01,变化幅度仅为2.1%,具有很好的稳定性。这表明 HI 对

DEM分辨率的依赖性不强,计算 HI 值对DEM分辨率的要求不高(图3a)。 HI 对DEM分辨率依赖性不强,在国外相关研究中得到印证^[20, 21]。随着DEM栅格的增大,地面高程势必受到一定程度的过滤和平滑,但分析窗口内地形起伏的空间结构具有很好的稳定性,其高程空间分布结构受DEM分辨率的影响并不是很大。

2.2 HI 对分析窗口尺度的依赖性分析

利用200~5000km²不同分辨率的分析窗口分别计算黄土高原的 HI 值。研究发现:随着分析窗口面积增大, HI 值随之下降,二者呈乘幂函数关系递减(图3b)。分析窗口在200~5000km²范围内, HI 的波动幅度达18.4%,当以整个黄土高原为分析窗口时, HI 仅为0.333,较采用分析窗口面积为200km²时计算的 HI 值偏小26.9%。由此可见 HI 具有明显的不确定性,与分析窗口的大小密切相关,因此,在计算 HI 时,一定要注意分析窗口大小的说明。在进行不同大小分析窗口的 HI 比较时,可以根据它们之间的乘幂关系方程进行尺度转换。该研究的结果表明:在黄土高原地区面积高程积分和分析窗口面积之间的函数关系是 $y = 0.5579x^{-0.046}$ ($r^2 = 0.9163$, $n = 25$, $p < 0.001$)。

国外相关研究表明,利用较小的分析窗口所得

的 HI 空间分布更多体现了岩性, 而随着分析窗口的增大, 岩性的影响在减弱, 更多体现了区域构造活动^[3 7-10]。研究过程中, 应该结合研究目的和研究区地质地貌的实际情况进行分析窗口的合理选择。分析窗口不宜过大, 应尽量保持分析窗口内的岩性、地貌类型、植被类型等自然地理特征的相对一致性。

3 HI 的空间分布格局

为揭示黄土高原 HI 的空间分布格局, 这里以 $50\text{ km} \times 50\text{ km}$ 分析窗口计算 HI , 利用反距离权重法 (DW) 进行空间插值, 获得 HI 在黄土高原的空间分布 (图 4)。由于 HI 对窗口大小存在尺度效应, 这里只是观察其大致空间分布格局, 不具有精确的局地尺度意义。从图 4 可见, 黄土高原地区 HI 值空间分布存在显著的区域差异。 $HI < 0.35$ 的低值区主要分布在地质构造以沉降为主的地堑凹陷区, 如汾渭

谷地、山西北部以及宁夏、内蒙河套平原等地区。 $HI > 0.5$ 的高值区主要分布在以西峰 - 延安 - 榆林为中心的黄土高原丘陵沟壑区, 其中, HI 最大值分布在榆林到东胜一带。

HI 较低的宁夏、内蒙河套平原、汾渭谷地等地堑凹陷区并非地貌侵蚀到终极阶段的准平原, 而是由于地面构造下沉, 大量泥沙在此沉积, 形成地势平坦的洪积、冲积平原, 它并非地貌发育进入了老年阶段, 而只是构造运动的结果。位于鄂托克以北的库布齐沙漠, 其 HI 较高, 这也并非是地貌发育初期阶段, 而是由于风沙搬运和堆积覆盖了其下伏地形, 而呈现出地势平坦的沙地景观。由此可见, 采用 HI 对构造沉陷区和风沙活动强烈区并不具有地貌发育阶段划分意义。当然, 正是由于构造活动显著影响到 HI 值, 这也成为很多学者用其进行区域构造活动强烈状况的判定依据。

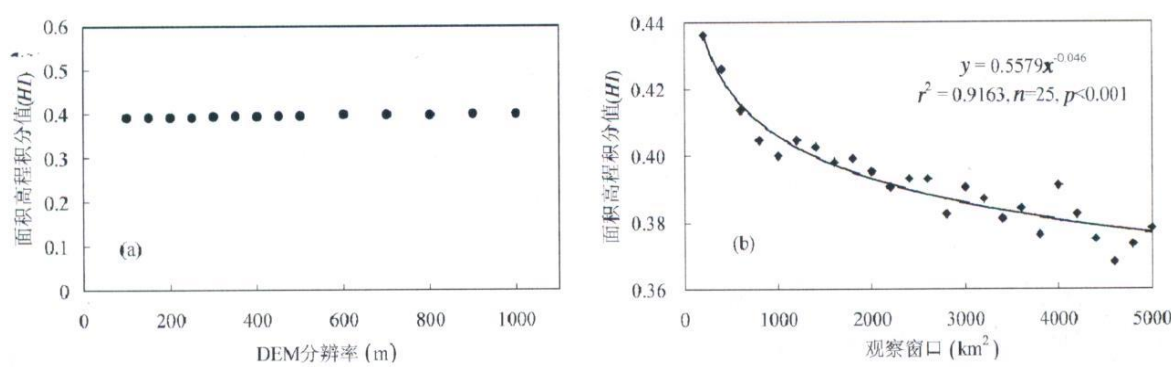


图 3 黄土高原 HI 对 DEM 分辨率和分析窗口的依赖性
Fig. 3 Hypsometric integrals versus DEM resolution, zonal area of Loess Plateau of China

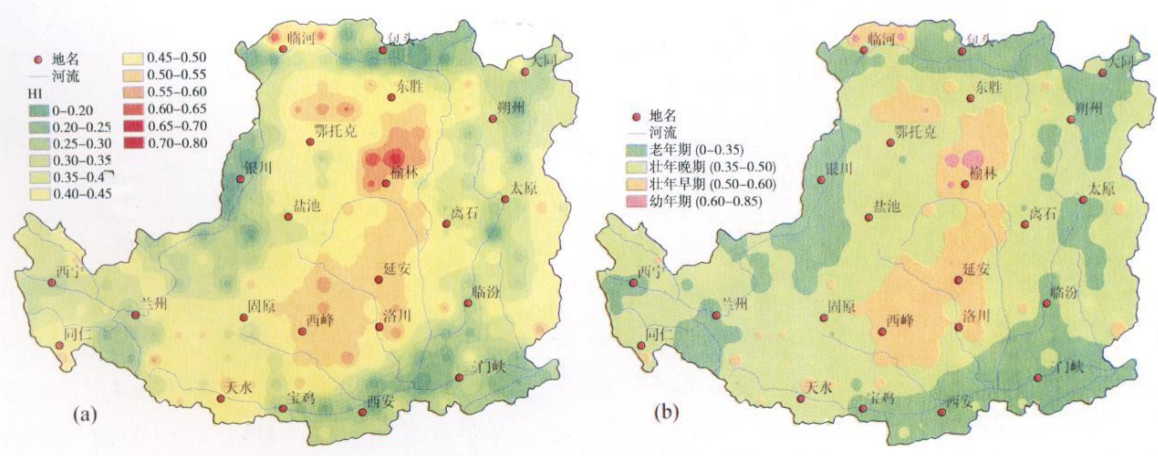


图 4 黄土高原地区面积高程积分值 (HI) 的空间分布格局
Fig. 4 Stability and spatial distribution of hypsometric integral of Loess Plateau

4 地貌发育的阶段性和侵蚀产沙关系

面积高程积分 (*HI*) 与气候、岩性、构造等条件密切相关^[7-10]。宁夏、内蒙河套平原和汾渭谷地冲积平原属于下沉断陷盆地,而西北部降水稀少的毛素沙地及其附近地区,地表径流稀少,风力侵蚀活跃、流水侵蚀微弱,并且水文观测站点缺乏。黄土高原丘陵沟壑区是黄河流域最重要的泥沙来源区,因此,相对分析以上两类区域地貌发育阶段和侵蚀产沙关系,远不如专门对黄土高原丘陵沟壑区进行分析,并且还可以尽可能地减少构造、岩性、气候等条件的影响。下面基于流域对黄土高原丘陵沟壑区的地貌发育阶段性及其与侵蚀产沙关系进行了研究。

4.1 地貌发育的阶段性的

在 Arc/Info 的水文模块中,基于 1:25 万 DEM 数据,以 20 km² 为间隔在 20~1 000 km² 范围内设定不同的汇流累积面积阈值,共得到 50 种黄土高原丘陵沟壑区子流域划分方案。当汇流累积面积取值为 20 km² 时,黄土高原丘陵沟壑区划分为 2 261 个

子流域,随着汇流累积面积阈值的增大,所划分出的子流域个数随之迅速减少,并大约在 700 km² 时,子流域的空间格局基本稳定。当取汇流累积面积阈值为 1 000 km² 时,仅能划分出 70 多个子流域,子流域平均面积达到 2 032 km²,基本反映了黄土高原丘陵沟壑区不同流域空间尺度。

分别计算每套子流域划分方案的每个子流域 *HI* 值,然后,通过面积加权计算出每套划分方案的黄土高原丘陵沟壑区 *HI* 值,并以 0.35 和 0.60 为界限,计算出处于地貌发育幼年、壮年和老年期的面积比重。研究表明:基于不同空间尺度的子流域划分方案所计算的黄土高原丘陵沟壑区 *HI* 值变化不大,基本都在 0.476 上下波动,最大值和最小值相差仅 2.48% (图 5)。这意味着在整个黄土高原地区存在的 *HI* 随着观察窗口的增大按照乘幂函数下降的规律并没有在黄土高原丘陵沟壑区出现。从不同空间尺度来看,黄土高原丘陵沟壑区处于不同地貌发育阶段的面积比重基本稳定,并不受观察窗口的空间尺度影响。处于幼年、壮年和老年期面积分别大约占总面的 7.9%、83.4% 和 8.7%,整体处于壮年期。

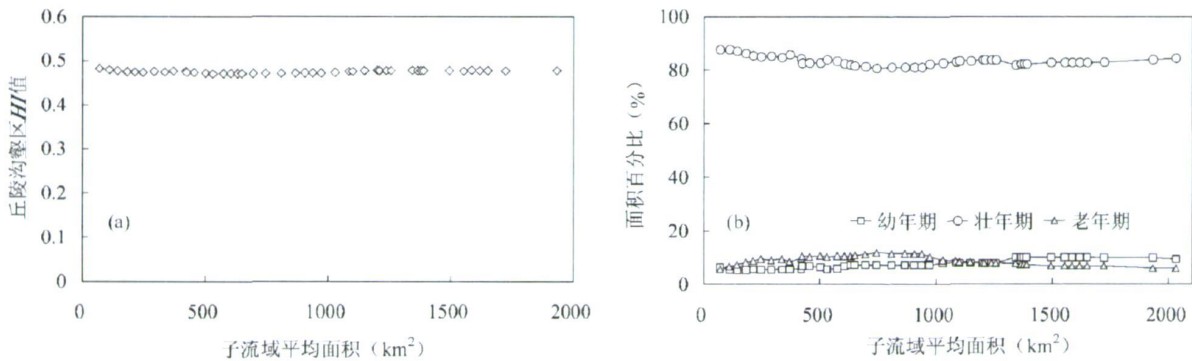


图 5 黄土高原丘陵沟壑区地貌发育阶段性
Fig 5 Landform evolution stage in hilly and gully area of Loess Plateau, China

表 1 黄土高原丘陵沟壑区不同情景下的 *HI* 与平均 *HI* 对比统计

Table 1 Compared the different scenes *HI* to the average *HI* of 50 scenes

阈值	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
面积比	1.101	1.016	1.170	1.175	1.125	0.858	0.876	0.898	0.935	0.946
偏小量	-0.048	-0.033	-0.029	-0.025	-0.023	-0.019	-0.019	-0.020	-0.024	-0.030
偏大量	0.018	0.035	0.024	0.020	0.019	0.021	0.021	0.023	0.027	0.032
合计	-0.017	0.000	-0.005	-0.005	-0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002

注: 阈值是指最小汇流累积面积值; 面积比是指 *HI* 偏小和偏大的面积比值; 偏小和偏大是指与 50 种情景平均值相比较偏小或偏大的 *HI* 值; 合计是全区面积加权 *HI* 与 50 种情景平均 *HI* 的偏差。

计算黄土高原丘陵沟壑区 50 种流域划分方案下的平均 HI , 然后, 统计最小汇流累积面积阈值为 100、200 等 10 种情景时, 与平均 HI 的对比情况, 用以分析 HI 随着观察窗口增大而按乘幂函数递减规律消逝的原因。从表 1 可见, 与 50 种情景的平均状况相比, HI 偏大区域的面积和偏小的面积基本相仿, 它们的面积比值都在 1 上下波动。经面积加权后的 HI 偏小量和偏大量相差不大, 全域面积加权 HI 经它们相互抵消后, 与多年平均 HI 相差甚小。这种在面上较多年平均 HI 偏大和偏小共同存在、面积相仿的现象, 造成整体 HI 在不同流域划分情景下差别不大。

4.2 侵蚀产沙和地貌发育关系

自 20 世纪 70 年代以来, 由于水库、淤地坝、植树造林等水利水保措施的大规模建设, 黄土高原丘陵沟壑区侵蚀产沙已经深刻地受到人类活动的影响^[26]。为更大程度上体现黄土高原自然状态下的侵蚀产沙状况, 在此只选用受人类活动影响相对较少的 1970 年以前的侵蚀产沙数据。考虑到流域下垫面条件的相对一致性以及流域输沙和流域面积之间存在复杂的尺度效应^[27], 选取面积在 1 000~4 000 km² 之间, 控制区域主要分布在黄土高原丘陵沟壑区的水文站, 共有 29 个。输沙量的时间序列为 1956~1969 年, 并用其多年平均侵蚀模数代表自然状态下的侵蚀产沙强度。

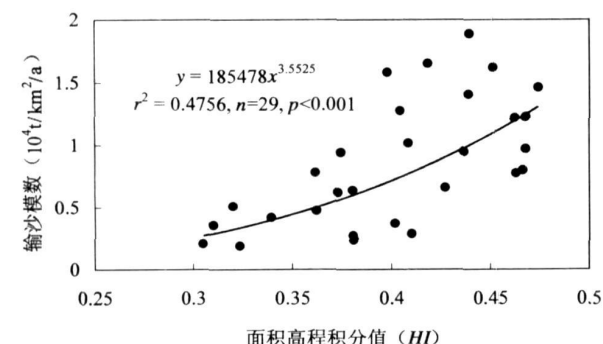


图 6 黄土高原丘陵沟壑区地貌发育和侵蚀产沙强度关系

Fig 6 Relationship of suspended sediment yield and landform evolution stages in hilly and gully area of Loess Plateau

从水文站控制区 HI 与相应多年平均输沙模数的点绘图 6 可见, 黄土高原丘陵沟壑区侵蚀产沙和地貌发育阶段关系密切, 输沙模数与 HI 之间存在显著的正相关乘幂关系 ($r^2 = 0.4756$, $n = 29$, $p < 0.001$)。地貌发育可能是侵蚀产沙强度时空变化

的重要影响因素, 随着 HI 减小, 即地貌发育从壮年期向老年期发展, 输沙模数随之减少, 流域输沙强度衰减。目前, 黄土丘陵沟壑区正处于侵蚀产沙旺盛的地貌发育壮年期。地貌发育是漫长的地质过程, 整个黄土高原丘陵沟壑区的地貌发育进入侵蚀产沙相对较弱的老年期将是一个漫长过程。

5 结论

本文在建立了基于 DEM 数据直接计算面积高程积分的方法的基础上, 分析了 HI 和高程起伏比、坡度等地貌特征因子的关系以及 HI 对 DEM 分辨率、观察窗口的尺度效应。探讨了黄土高原 HI 的空间格局和地貌发育阶段, 并分析了黄土高原丘陵沟壑区地貌发育与侵蚀产沙的关系。在以下几个方面的取得了新认识。

1. 利用 100~1 000 m 等不同分辨率 DEM 所计算的 HI 具有非常强的稳定性, 即 HI 对 DEM 分辨率不具有依赖性; 然而, 利用不同尺度的分析窗口所计算 HI 值, 表现出随着分析窗口面积的增大, HI 按照乘幂函数的关系下降。 HI 是表征高程起伏变化的一种地形参数, 在很大程度上可以用高程起伏比做为简易替代指标。

2. 黄土高原面积高程积分具有显著的空间分异特征, 汾渭谷地、宁夏内蒙沿黄等冲积平原区是面积高程积分低值区, 而黄土丘陵沟壑区是面积高程积分的高值区。黄土高原丘陵沟壑区地貌发育处于幼年期、壮年期和老年期的面积分别占总面积的 7.9%、83.4% 和 8.7%, 整体处于壮年期。

3. 黄土高原丘陵沟壑区侵蚀产沙和地貌发育阶段关系密切, 输沙模数与 HI 间存在显著的正相关乘幂关系 ($r^2 = 0.4756$, $n = 29$, $p < 0.001$), 地貌发育可能是黄土高原丘陵沟壑区侵蚀产沙演变的重要影响因素。

由于 HI 对于分析窗口存在一定依赖性, 因此, 判定地貌发育阶段时存在一定不确定性, 只能进行大致的判断。黄土高原侵蚀产沙是构造运动、地表物质、降水、植被覆盖、人类活动等多种自然和人文因素综合作用的结果。本文只是从地貌发育阶段性的视角, 探讨了黄土高原侵蚀产沙和地貌发育之间的关系, 为审视黄土高原侵蚀产沙的原因提供一种思路。从目前所处的地貌发育阶段来看, 黄土高原地区还处于旺盛的产沙时期, 强烈的侵蚀产沙是其

地貌发育所处阶段的自然表现,并且这将会是一个非常漫长的自然过程,因此,黄土高原侵蚀产沙的治理前景不容乐观。近几十年来,黄土高原广泛进行了水库、淤地坝等工程拦沙措施的建设,这是对黄土高原强烈的侵蚀产沙非常有必要的应对措施。

致谢: 中国科学院生态环境中心陆中臣研究员对论文提出宝贵的建议,特此致谢。

参考文献 (References)

- [1] Cai Qiangguo, Wang Guiping, Chen Yongzong. The Process of Erosion and Sediment Yield in the Loess Plateau and Related Simulation [M]. Beijing: Science Press, 1998: 58~78 [蔡强国, 王贵平, 陈永宗. 黄土高原小流域侵蚀产沙过程与模拟 [M]. 北京: 科学出版社, 1998: 8~78]
- [2] Liu Baoyuan, Nearing M A, Risse L M. Slope gradient effects on soil loss for steep slopes [J]. *Trans ASA E*, 1994, 37(6): 1835~1841
- [3] Lu Zhongchen. The Drainage Geomorphologic System [M]. Dalian: Dalian Press, 1991: 5~318 [陆中臣. 流域地貌系统 [M]. 大连: 大连出版社, 1991: 5~318]
- [4] Strahler A. N. Hypsometric (Area-Altitude) analysis of erosional topography [J]. *Bulletin of the Geological Society of America*, 1952, 63: 1117~1142
- [5] Ai Nanshan. Com entropy in erosional drainage system [J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1(2): 1~8 [艾南山. 流域系统的信息熵 [J]. 水土保持学报, 1987, 1(2): 1~8]
- [6] Ai Nanshan, Yue Tianxiang. Second discussion of the com entropy of drainage system [J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1988, 2(4): 1~9 [艾南山, 岳天祥. 再论流域系统的信息熵. 水土保持学报, 1988, 2(4): 1~9]
- [7] Lifton N. A. and Chase C. G. Tectonic climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains California [J]. *Geomorphology*, 1992, 5: 77~114
- [8] Jear Emmanuel H urtez, Francis Lucazeau. Lithological control on relief and hypsometry in the H erault drainage basin (France) [J]. *Earth & Planetary Sciences*, 1999, 328: 687~694
- [9] Brozovic N, Burbank DW, Meigs AJ. Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya [J]. *Science*, 1997, 276: 571~574
- [10] YerrChieh Chen, Quocheng Sungh, Kuang-Yu Cheng. A long-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis [J]. *Geomorphology*, 2003, 56: 109~137
- [11] S. H. Brocklehurst, K. X. Whipple. Hypsometry of glaciated landscapes [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2004, 29: 907~926
- [12] Masek J G., Isacks B. L., Gubbeis T. L. *et al.* Erosion and tectonics at the margins of Continental Plateaus [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99: 13941~13956
- [13] Willgoose G. and Hancock, G. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport limited catchments [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1998, 23: 611~623
- [14] Farr T. G., Kobrick, M. Shuttle radar topography mission produces a wealth of data [J]. *American Geophysical Union EOS*, 2000, 81: 583~585
- [15] Rabus B., Eineder M., Roth R., Bamler R., 2003. The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar [J]. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 2003, 57: 241~262
- [16] Carlos Henrique Grohmann, Claudio Riccomini, Fernando Machado Alves. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas alkaline massif, southeastern Brazil [J]. *Computers & Geosciences*, 2007, 33: 10~19
- [17] Liu Jing, Ding Lin, Zheng Lingsen, *et al.* Large scale tectonic analysis of selected regions of the Tibetan Plateau: Discussion on the region of plateau planation surface [J]. *Earth Science Frontiers*, 2006, 13(5): 285~299 [刘静, 丁林, 曾令森, 等. 青藏高原典型地区的地貌量化分析——兼对高原“夷平面”的讨论 [J]. 地质学前沿, 2006, 13(5): 285~299]
- [19] Harlin. Watershed morphometry and time to hydrograph peak [J]. *Journal of Hydrology*, 1984, 67: 141~154
- [20] Cheng Jicheng, Jiang Meiqin. Models for Drainage Geomorphology [M]. Beijing: Science Press, 1986: 136~146 [承继成, 江美球. 流域地貌数学模型 [M]. 北京: 科学出版社, 1986: 136~146]
- [21] Rosenblatt P. and Pinet P. C. Comparative hypsometric analysis of Earth and Venus [J]. *Geophysical Research Letters*, 1994, 21: 465~468
- [22] Jear Emmanuel H urtez, C. Sol, F. Lucazeau. Effect of drainage area on hypsometric form: an analysis of small scale drainage basins in the siwalik hills (Central Nepal) [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1999a, 24: 799~808
- [23] YerrChien Chen, Kaung-Yun Cheng, Quocheng Sung. Influence of area and space dependence for hypsometric integral and its geological implications [J]. *Journal of Geographical Science*, 2005, (39): 53~69 [陈彦杰, 郑光佑, 宋国城. 面积尺度与空间分布对流域面积高度积分及其地质意义的影响. 地理学报 (中国台湾), 2005, (39): 53~69]
- [24] Keller E. A., and Pinter N. Active Tectonics: Upper Saddle River [M]. New Jersey: Prentice Hall, 1996: 338
- [25] Paola Molin, Frank J. Pazzaglia, Francesco Dramis. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc: Sila Massif, Calabria, Southern Italy [J]. *American Journal of Science*, 2004, 304: 559~589
- [26] Pike, R. J. and Wilson, S. E. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1971, 82: 1079~1084
- [27] Wang Gang, Fan Zhao. Study on Runoff and Sediment Variation of Yellow River [M]. Zhengzhou: Yellow River Water Conservancy Press, 2002 [汪岗, 范昭. 黄河水沙变化研究 [M]. 郑州: 黄河水利出版社, 2002]
- [28] Yan Yunxia, Xu Jiongxin. A study of scale effect on specific sedi-

ment yield in the Loess Plateau, China [J]. *Science in China Series D-Earth Sciences*, 2007, 50(1): 102~112 [闫云霞, 许炯

心. 黄土高原地区侵蚀产沙的尺度效应研究初探 [J]. 中国科学 (D辑), 2006, 36(8): 767~776]

Hypsometric Integral Analysis and Its Sediment Yield Implications in the Loess Plateau, China

XIN Zhongbao^{1, 2}, XU Jiongxin¹, MA Yuanxu^{1, 2}

(1 *Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 10101, China;*

2 *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China*)

Abstract Loess Plateau of China is one of the most famous water and soil loss regions in the world where a large part of sediment discharge in Yellow River originates. Hypsometry integral analysis has generally been used to infer the stage of geomorphic development. In this paper, an auto-obtained *H I* (Hypsometric integral *H I*) method was developed using AML language of ARC/INFO. The results show that comparisons of hypsometric integral calculated from different DEMs is shown to be robust against variations of their resolution. However, hypsometric integral appears to be dependent on observed window's area and its show an inverse correlation according to power function with windows area. The *H I* of Loess Plateau shows a notable spatial difference characteristic. The lower *H I* mainly occurs in the Fenwei aggraded valley plains, Ningxia and Inner Mongolia alluvial plains and the high *H I* values mainly appear in the hilly and gully area of Loess Plateau. According to Strahler (1952), the hilly and gully area of Loess Plateau is only 7.9% in the youthful stage ($H I > 0.6$), 83.4% in the mature phase ($0.35 < H I < 0.6$) and 8.7% in monadnock phase ($H I < 0.35$) by the mean *H I* of different spatial scales. There is a significant correlation between *H I* and suspended sediment yield in hilly and gully area of Loess Plateau ($r^2 = 0.4756$, $n = 29$, $p < 0.001$), which indicated that soil erosion and sediment yield in Loess Plateau are closely related to the landform evolution. At present, the serious soil erosion and sediment yield in Loess Plateau that is a natural behavior for its mature stage in landform evolution, and that will be a long process until the landforms develop into monadnock phase.

Key words Loess Plateau, hypsometric integral, sediment yield, landform evolution