

考虑坡度变换的中低分辨率地形湿度指数提取

白天路, 杨勤科, 王洪明, 蔡清华

(西北大学 城市与资源学系, 陕西 西安 710069)

摘要: 基于中低分辨率的 DEM 提取地形湿度指数, 对于区域土壤侵蚀因子和区域土壤侵蚀模型等研究有着重要的意义。但随着 DEM 分辨率的降低, 坡度趋于平缓, 单元栅格高程信息的改变也会影响单元汇流面积的计算, 基于中低分辨率提取地形湿度指数必须考虑这两方面的影响。以 1: 5 万数字地形图分别构造 TIN 得到分辨率为 10, 20, 40 和 60 m 的 DEM, 进行频率和累计频率统计, 以 10 m 分辨率 DEM 为参考对其它分辨率 DEM 做坡度变换, 提出根据高分辨率 DEM 若干栅格的单元汇流面积的均值作为低分辨率 DEM 的单元汇流面积, 根据这两方面对地形湿度指数进行了改正。

关键词: 地形湿度指数; 坡度变换; 汇流面积

文献标识码: B

文章编号: 1000-288X(2009)06-0134-05

中图分类号: P343, S157

Extraction of the Topographic Wetness Index Based on Slope Transformation of Coarser Resolution Slope

BAI Tian-lu, YANG Qin-ke, WANG Hong-ming, CAI Qing-hua

(Department of Urban and Resource Science, Northwest University, Xi'an, Shaanxi 710069, China)

Abstract: Extracting the topographic moisture index from medium and low resolution DEM has an important significance to the research on regional soil erosion factors and models. However, as the resolution becomes lower, slope tends to become gentle and unit grid elevation information changes will also affect the calculation of unit catchment area. So, extracting the topographic wetness index at medium-low resolution must take into account the impact of these two aspects. The 10, 20, 40, and 60 m resolution DEMs are separately interpolated from digital topographic map on 1: 50 000 scale and then statistics frequency and cumulative frequency are analyzed. Slope transformation is made based on the 10 m resolution DEM. The average of catchments area of high-resolution DEM raster is taken as the unit catchment area of the medium-low resolution DEM. Finally, the topographic moisture index is corrected according to the above mentioned two aspects.

Keywords: topographic moisture index; slope transformation; catchment area

作为活跃的地理环境组成要素之一, 地形对其地理环境整体特征有着广泛而深刻的影响, 地形的分异特征会造成降雨量、河川径流、土壤湿度等在空间上的不均匀分布^[1]。地形湿度指数 TWI (topography wetness index) 的概念最先由 Beven 和 Kirkby (1979) 提出^[2], 由于其能够准确刻画地形对土壤水分饱和程度的影响, 从而在土壤水分空间分布与径流模拟研究中得到广泛的应用。其计算公式定义为

$$TWI = \ln(\alpha \tan \beta)$$

式中: α ——流经地表一点的单位汇流面积 (catchment area); β ——该点的坡度 (slope)。

对于目前区域土壤侵蚀因子和区域土壤侵蚀模型等前沿研究^[3-4], 只有基于中低分辨率的 DEM 提取的地形湿度指数, 才与其研究的目的和精度水平相适应, 在此基础上进行地形湿度指数的研究, 也就具有重要的意义。由于影响 TWI 的两个参数: 坡度和汇流面积, 一般是用 DEM 来提取的, 所以 DEM 分辨率的不同会对地形湿度指数的计算产生重要影响。

DEM 的分辨率对坡度的影响在许多文献^[5-6]中都已研究。汤国安^[7]等根据黄土高原 6 个不同地貌类型区域对 DEM 的分辨率作了研究。分析表明, 陕北黄土高原所提取的地面平均坡度随着 DEM 分

收稿日期: 2009-01-06

修回日期: 2009-05-27

资助项目: 国家自然科学基金 (40971173); 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 (2007CB407203)

作者简介: 白天路 (1979—), 男 (汉族), 河南省新乡市人, 硕士研究生, 研究方向为 GIS 的开发和应用。E-mail: baitianlu@126.com。

通信作者: 杨勤科 (1962—), 男 (汉族), 陕西省陇县人, 教授, 博士, 主要从事区域水土流失评价和数字地形分析等研究。E-mail: qkyang@nwu.edu.cn。

分辨率的降低而呈线性下降的趋势,认为当栅格分辨率在 5 m 以内时,地面坡度的中误差相对较小,对 1:1 万比例尺的 DEM 来说,5 m 是保证其地形精度的基本分辨率。郝振纯^[8]等对 50 m 分辨率的 DEM 平均取样获得 150~950 m 的 9 组 DEM,对不同分辨率下提取的坡度和地形湿度指数进行了统计分析。研究表明,随着分辨率的降低,最大坡度、平均坡度和坡度均方差都呈减小趋势,减小的比率也逐渐减小;平均地形湿度指数逐渐增大,增大的比率也逐渐减小。众多的研究表明,随着 DEM 分辨率的降低,在其上提取的坡度也不断衰减,使得基于中低分辨率 DEM 提取的坡度表面不能如实表现地形起伏,因而不能有效提取地形湿度指数^[9-10]。

单位汇流面积的计算主要用到流水路径算法,最常用的算法有 D8^[4], Rho8^[11], FD8^[12], FRho8^[13] 以及 D ∞ 算法^[14]。但不论哪一种算法,都是根据 DEM 中栅格的高程值提取的坡度和坡向^[15-16]信息来确定水流的方向。当 DEM 的单元栅格尺寸较大时,一个栅格内会包含较多高程点或等高线,并用这些值的平均值来代替该栅格的高程值,由此造成提取汇流面积的不确。

所以,基于中低分辨率的 DEM 提取地形湿度指数,坡度和汇流面积的尺度效应问题将会影响地形湿度指数的计算^[17-19],这是需要考虑的问题。

1 研究区概况与研究方法

本研究利用陕北延河流域 1:5 万数字化地形图资料,用构建 TIN 的方法分别建立 10, 20, 40, 60 m 不同分辨率的 DEM,以下称为 DEM₁₀, DEM₂₀, DEM₄₀ 和 DEM₆₀。对不同 DEM 提取地形湿度指数。再以 10 m 分辨率的 DEM 为基准数据,对其它 DEM 进行坡度变换,并根据其它 3 种需要做坡度变换的 DEM 分辨率,在 10 m 分辨率 DEM 中对需要合并的若干栅格单元的汇流面积取中值,作为该低分辨率 DEM 对应栅格的单元汇流面积。通过对不同分辨率 DEM 提取的地形湿度指数的比较分析,并结合前人对此问题的研究,对基于中低分辨率的 DEM 提取地形湿度指数的问题做了进一步的探讨。

1.1 研究区域

延河流域位于黄土高原中部,地理坐标 109°—109.25°E, 36.67°—36.83°N,流域总面积 7 725 km²,海拔 1 005~1 445 m。属典型黄土丘陵沟壑区,地形复杂,地面相对起伏达 200 m,地面坡度 30°以上达 1/2 以上,是典型受人类活动影响的水土流失严重区。选择此区域作为研究对象,对分析中低分辨率 DEM 的坡度衰减引起的地形指数变化具有典型意义。

1.2 研究方法

1.2.1 提取地形湿度指数

(1) 提取坡度。为消除伪洼地^[1]对本研究的影响,在提取坡度前要先对 DEM 进行洼地填平处理,使其符合自然水流的实际情况,再对坡度进行提取,对各个坡度信息进行对比。表 1 列出了由不同分辨率 DEM 提取的最大坡度、最小坡度、平均坡度以及坡度标准差。可以看出,随着 DEM 分辨率的降低,最大坡度、平均坡度以及坡度标准差均呈减小的趋势。DEM 分辨率越低,坡度信息损失的就越严重,当 DEM 分辨率为 60 m 时,最大坡度只有 10 m DEM 的 1/2,平均坡度减小的幅度不大,表明坡度损失主要发生在陡坡区域,对平缓地区影响不大。随分辨率降低 DEM 坡度趋于平缓,坡度分布也比较集中。

表 1 不同分辨率 DEM 的坡度信息

分辨率	最小坡度/(°)	最大坡度/(°)	平均坡度/(°)	标准差
DEM ₁₀	0	83.19	23.06	13.06
DEM ₂₀	0	70.47	22.67	11.44
DEM ₄₀	0	52.55	20.97	9.41
DEM ₆₀	0	46.85	18.85	8.26

(2) 计算汇流面积。确定水流方向的 D8 算法由其算法简单,易于实现且只执行效率高,为本研究所采用。确定水流方向后计算汇流累积量,单位汇流面积可由单元栅格水流累积量和单元栅格面积的乘积计算得到,对汇流累积量为 0 的栅格单元赋予值 1。

(3) 计算地形湿度指数。根据公式 $TWI = \ln(\alpha \tan \beta)$ 计算各个 DEM 的地形湿度指数,对坡度为 0 的栅格可赋予一微小值 0.000 1 来代替。

从表 2 中可以看出,随着 DEM 分辨率降低,地形湿度指数的最小值迅速变大,最大值变化不大,平均值也递增,但增量比较小,标准差也随之减小。表明了地形湿度指数随分辨率的降低而增大,且主要发生在坡度较大地区,数值变化比较明显,对坡度较小的地区影响并不大。标准差的较小也表明地形湿度指数的分布随 DEM 分辨率降低而变的集中。

表 2 不同分辨率 DEM 的地形湿度指数

DEM 分辨率	最小值	最大值	平均值	标准差
DEM ₁₀	2.75	32.39	10.19	5.51
DEM ₂₀	5.17	32.39	10.38	4.73
DEM ₄₀	7.18	32.38	10.60	3.46
DEM ₆₀	8.23	32.22	11.00	2.80

1.2.2 坡度变换 本研究基于中低分辨率 DEM 对坡度指标需求和坡度衰减研究, 可以从地貌的分形特征^[20]、地面坡谱^[7, 21-22]和地图学特征^[23]三方面对坡度进行变换。

本研究根据对于某一特定地理区域的坡度的频率曲线是一定的, 采用文献^[17]的方法利用 10 m 分辨率 DEM 的坡度累计频率为基准, 对其它分辨率的坡度值进行改正, 来实现低分辨率 DEM 的坡度的变换。

(1) 坡度累积频率统计。为保证精度, 将不同分辨率 DEM 的坡度放大 100 倍, 取整后导出数据。在 Foxpro 下编程, 分别进行坡度的频率和累计频率统计, 其比较示意图如图 1, 分级单元设为 0.5。

(2) 坡度改正。利用 10 m 分辨 DEM 的累计频率作参考, 在其上找到其它低分辨率 DEM 的累计频率对应的坡度值, 作为其坡度改正值。对于没有对应累计频率的, 则利用差分的方法对其进行改正^[24]。表 3 为利用 SPSS 软件对 20 m 分辨率 DEM 做的回归分析统计模型。

根据计算出的低分辨率坡度值和坡度改正值曲线特征, 在 SPSS 中对两者进行回归统计分析, 得到

20 m 分辨率坡度值和坡度改正值之间的统计模型 (表 3)。经验证, 三次曲线模型效果较好。

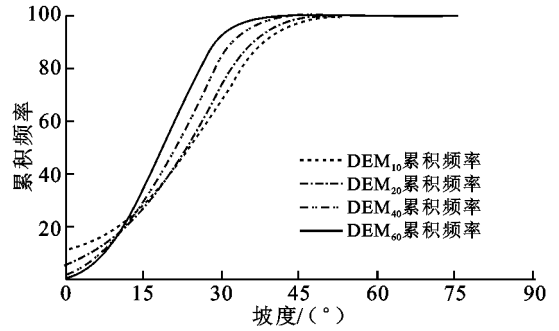


图 1 坡度累积频率示意图

$$y = -0.00097x^3 + 0.011x^2 + 0.777x + 0.985 \quad (1)$$

(3) 坡度变换。在 ARC/INFO 下, 将 DEM₂₀ 的分辨率的坡度代入得到的模型 (1) 中进行坡度变换。由于坡度衰减主要发生在较大坡度的地区, 对低分辨率坡度为 0 的地区, 可用模型的常数项进行改正, 使其仍为 0。

同样的方法对 40, 60 m 分辨率 DEM 的坡度进行变换 (表 4)。

表 3 SPSS 回归统计分析

拟合方程	模型统计特征		参数估算			
	R ²	Sig	Cost	b ₁	b ₂	b ₃
线性	0.998	0.000	-0.760	1.089		
二次曲线	0.999	0.000	-1.226	1.125	0.000	
三次曲线	0.999	0.000	0.985	0.777	0.011	-9.7E-5

表 4 坡度变换后不同分辨率 DEM 的坡度表

DEM 分辨率	最小值/(°)		最大值/(°)		平均值/(°)		标准差	
	改正前	改正后	改正前	改正后	改正前	改正后	改正前	改正后
DEM ₁₀	0	83.19	23.06	13.06				
DEM ₂₀	0	0	70.47	75.43	22.67	22.75	11.44	12.41
DEM ₄₀	0	0	52.55	67.81	20.97	23.61	9.41	11.49
DEM ₆₀	0	0	46.85	65.78	18.85	25.00	8.26	11.47

根据变换前后 DEM 坡度的对照表 4, DEM₂₀ 的分辨率降低的较小, 其坡度损失的少, 变换后的增幅不大, DEM₆₀ 由于坡度损失的比较严重, 变换后坡度的增幅较大, 相比较变换前, 坡度信息得到了极大的提高。标准差的增大也表示坡度变换使得低分辨率 DEM 坡度分布过于集中的状况有了较大的改善。由此可以看出, 坡度变换可在较大程度上改正因坡度衰减而损失的坡度信息。

1.2.3 改正低分辨率的汇流面积 数字地形图生成不同分辨率 DEM 时, DEM 单元栅格的高程信息必然发生改变^[25], 由 DEM 水流累积矩阵的计算方

法^[26]可以知道, 这会使得 DEM 单元汇流累积量不同, 从而导致单元栅格的汇流面积发生变化。计算地形湿度指数时, 就不能使用基于低分辨率 DEM 提取的汇流面积作为参数。本文采用的方法是根据其他低分辨率 DEM 的单元栅格大小, 确定 10 m 分辨率 DEM 需要合并的单元栅格个数, 再取这些栅格单元的汇流面积的平均值作为低分辨率 DEM 栅格的汇流面积。

1.2.4 利用改正后的坡度和汇流面积提取地形湿度指数 利用改正后的坡度和汇流面积计算地形湿度指数, 和未作改变提取的地形湿度指数比较 (表 5)。

表 5 经改正后不同分辨率 DEM 的地形湿度指数

不同分辨率	最小值		最大值		平均值		标准差	
	改正前	改正后	改正前	改正后	改正前	改正后	改正前	改正后
DEM ₁₀	2.75	32.39	10.19	5.51				
DEM ₂₀	5.17	3.66	32.39	31.72	10.38	8.46	4.73	3.43
DEM ₄₀	7.18	5.08	32.38	31.05	10.60	8.82	3.46	2.50
DEM ₆₀	8.23	5.78	32.22	29.96	11.00	9.36	2.80	2.25

2 结果分析

2.1 改正前不同分辨率 DEM 的地形湿度指数的频率比较

DEM 中坡度值较大的区域更容易产生径流, 计算得到的地形湿度指数相对较小, 坡度较小的区域易于汇流, 其地形湿度指数也较大。由表 5 可以看出, 随着 DEM 分辨率降低, 坡度不断衰减, 地形趋于平缓, 因此地形湿度指数的最小值变大, 且变大趋势递减。表明 DEM 分辨率越低, 地形湿度指数的变形越大, 变形的幅度也逐渐变小。经坡度改正后, 地形湿度指数最大值、最小值都变小, 最大值的变化幅度相对于最小值而言变化比较小, 说明地形湿度指数受影响主要在坡度比较大的区域, 对地势平缓地区影响不大。随着 DEM 分辨率的降低, 单元栅格变大, 其高程值为包含高程点或等高线的平均值, 栅格的高程会向着中间集中, 导致地形湿度指数呈变大趋势, 并且分布也变的集中, 图 2 也显示了这一特性。

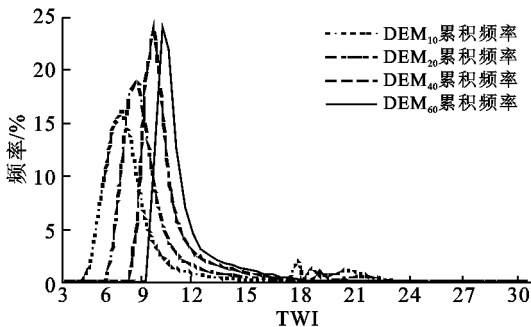


图 2 改正前 TWI 频率示意图

2.2 改正后不同分辨率 DEM 的地形湿度指数的比较

根据改正后 DEM 的地形湿度指数统计表 5 和频率分布图 3 可以看出, 对 DEM 进行坡度变换和汇流面积改正以后, 地形湿度指数的最小值相对改正后变小, 表明受影响较大的陡坡区的地形湿度指数得到较大改正, 并且频率分布比较平均, 相对原始 DEM 的地形湿度指数峰值过高、分布过于集中的情况得以改善。

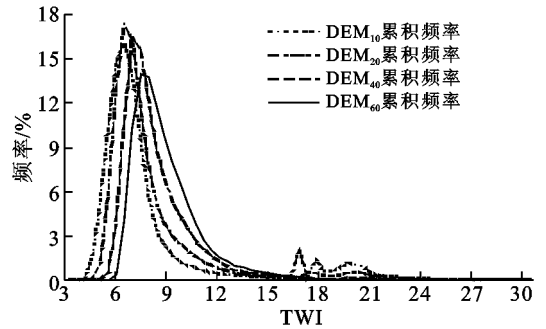


图 3 改正后 TWI 频率示意图

3 结论与讨论

(1) DEM 分辨率变大使得拟合的表面反应的地形比较平缓, 使得计算的地形湿度指数变大, 分布变的集中。

(2) 对低分辨率的 DEM 进行坡度变换, 对坡度信息的损失, 尤其对损失程度大的陡坡区域, 有较大的改善能力, 并且对于因分辨率变低而导致坡度向某一范围集中的情况有一定的改进作用。

(3) 在高分辨率 DEM 上取相应大小栅格的平均汇流面积, 作为其它 DEM 的单元汇流面积, 一定程度上避免了由栅格单元高程信息的改变而导致计算汇流面积的不准确, 使其在最大程度上接近高分辨率的地形湿度指数, 为地形湿度指数的计算提供了可靠的参数。

(4) 对坡度进行变换和汇流面积的改正, 使得坡度信息和汇流面积都符合高分辨率 DEM 的信息, 计算的地形湿度指数比未作改正的地形湿度指数有很大提高, 对其值偏大、集中有很大的改进, 不仅提高了计算的地形湿度指数的精度, 而且使其分布趋于平均, 接近高精度 DEM 地形湿度指数的分布。

通过对低分辨率 DEM 进行坡度变换和汇流面积的改进, 可使计算的地形湿度指数能比较准确反映地形的基本特征, 为区域土壤侵蚀的研究和模型的开发提供支持。但坡度变换的方法有很多, 基于其他坡度变换的方法对地形湿度指数精度的提高程度尚待研究。而且, 低分辨率 DEM 的单元汇流面积, 应该

根据其真实高程信息进行提取,在高分辨率 DEM 上取均值只是在数值统计上的平均分配,对地形复杂的区域不一定符合。以上问题将是以后研究的方向。

[参 考 文 献]

- [1] 周启鸣,刘学军. 数字地形分析[M]. 科学出版社, 2006: 222-223.
- [2] Beven K J, Kirkby M J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology[J]. Hydrological Sciences Bulletin, 1979, 24: 43-68.
- [3] 杨勤科,李锐,曹明明,区域土壤侵蚀定量研究的国内外进展[J]. 地球科学进展, 2006, 21(8): 849-856.
- [4] O Callaghan J F, Mark D M. The extraction of drainage networks from digital elevation data[J]. Computer Vision Graphics and Image Processing, 1984, 28: 323-344.
- [5] 刘学军,龚健雅,周启鸣,等. DEM 结构特征对坡度坡向的影响分析[J]. 地理与地理信息科学, 2004, 20(6): 1-5.
- [6] 杨光,李庆和,孙保平. 基于 GIS 的不同精度 DEM 提取地形指标误差分析[J]. 水土保持研究, 2008, 15(5): 57-60.
- [7] 汤国安,赵牡丹,李天文,等. DEM 提取黄土高原地面坡度的不确定性[J]. 地理学报, 2003, 58(6): 824-830.
- [8] 郝振纯,池宸星,王玲,等. DEM 空间分辨率的初步分析[J]. 地球科学进展, 2005, 20(5): 499-503.
- [9] 杨勤科,贾大伟,李锐,等. 基于 DEM 的坡度研究: 现状与展望[J]. 水土保持通报, 2007, 27(1): 146-150.
- [10] Rasmus S J S. Effects of DEM resolution on the calculation of topographical indices: TWI and its components. Journal of Hydrology, 2007, 347: 79-89.
- [11] Fairfield J L P. Drainage networks from grid digital elevation models[J]. Water Resources Research, 1991, 27(5): 709-717.
- [12] Freeman T G. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid[J]. Computers & Geosciences, 1991, 17(3): 413-422.
- [13] Quinn P F B J, Chevalier P. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models[J]. Hydrological Processes, 1991, 5(1): 59-79.
- [14] Tarboton D G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models[J]. Water Resources Research, 1997, 33(2): 309-319.
- [15] 邬伦,汪大明,张毅. 基于 DEM 的水流方向算法研究[J]. 中国图像图形学报, 2006, 11(7): 998-1003.
- [16] 周贵云,刘瑜,邬伦,基于数字高程模型的水系提取算法[J]. 地理学与国土研究, 2000, 16(4): 77-81.
- [17] 汤国安,刘学军,房亮,等. DEM 及数字地形分析中尺度问题研究综述[J]. 武汉大学学报: 信息科学版, 2006, 31(12): 1059-1066.
- [18] 刘建梅,裴铁璠,水文尺度转换研究进展[J]. 应用生态学报, 2003, 14(12): 2305-2310.
- [19] 彭立,苏春江,徐云,等. 水文尺度问题及尺度转换研究进展[J]. 西北林学院学报, 2007, 22(3): 179-184.
- [20] Klinkenberg B, Goodchild M F. The fractal properties of topography: a comparison of methods[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 1992, 17(3): 217-234.
- [21] 汤国安,杨勤科,张勇,等. 不同比例尺 DEM 提取地面坡度的精度研究[J]. 水土保持通报, 2001, 21(1): 53-56.
- [22] 陈燕,汤国安,齐清文,不同空间尺度 DEM 坡度转换图谱分析[J]. 华侨大学学报: 自然科学版, 2004, 25(1): 79-82.
- [23] 杨勤科,李锐,梁伟. 区域水土流失地形因子的地图学分析[J]. 水土保持研究, 2006, 13(1): 56-58.
- [24] 师维娟,杨勤科. 基于 DEM 和 GIS 的坡度变换方法研究[D]. 陕西杨凌: 西北农林科技大学, 2007.
- [25] 杨勤科,张彩霞,李领涛. 基于信息含量分析法确定 DEM 分辨率的方法研究[J]. 长江科学院院报, 2006, 23(5): 21-23.
- [26] 李志林,朱庆,数字地形高程模型[M]. 武汉: 武汉大学出版社, 2003: 230-231.