

区域尺度降雨径流估算方法研究 I – 算法设计

姚志宏^{1,2}, 杨勤科¹, 吴 喆³, 崔 琰¹

(1. 中国科学院水利部水土保持研究所, 陕西 杨陵 712100;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039; 3. 西北大学城市与资源学系, 陕西 西安 710069)

摘 要: 径流是区域水土流失的基础。基于已有试验研究和观测数据, 结合 GIS 空间分析功能, 初步提出了区域径流计算的基本思路, 并对降雨径流产生的各个环节做出了算法设计, 考虑的过程包括降水、植被截留、入渗、微地形存储、地表径流等。基于 DEM 将流域划分为规则网格并以此为基本计算单元, 将月降水过程划分为若干时段作为计算迭代的基本单元, 本算法可以计算出区域内每一网格单元任一时段末的地表径流量, 为进一步建立区域水土流失模型奠定了基础。

关键词: 区域水土流失; 径流; 算法设计; 地理信息系

中图分类号: TP79; S157

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2006)05-0306-03

Study on A Computational Method of District Runoff I – Algorithm Design

YAO Zhi-hong^{1, 2}, YANG Qing-ke¹, WU Zhe³, CUI Yan¹

(1. Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of

Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling, Shaanxi 712100;

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China;

3. Department of Urban and Resource Sciences, Northwest University Xi'an 710069, China)

Abstract: Runoff is an essential factor for regional soil and water loss. A set of algorithm for regional runoff estimation is initially designed based on the previous research, incorporated with GIS function. The process considered includes precipitation, interception, infiltration, storage in micro depressions, overland flow and so on. The region is divided into regular cells based on DEM, and the monthly process of rainfall is divided into time steps. The individual cell and time step are regarded as basic computing units. Runoff at the end of any time step can be calculated in each cell. It will lay a foundation for district soil erosion model.

Key words: regional soil and water loss; runoff; algorithm design; GIS

1 引 言

长期以来, 关于水土流失的定量研究主要集中在小区、坡面、小流域尺度上^[1~4], 对区域水土流失的研究很薄弱。而国家和区域水土流失、区域地表过程和全球变化的研究, 均需要宏观尺度水土流失定量评价方法的支持。因此, 区域尺度上水土流失的研究意义重大。

水土流失是水流的冲刷直接或间接造成的, 径流是水蚀的动力, 所以径流的估算, 是区域水土流失模型的基础。本文将已有试验研究成果与遥感 RS、地理信息系统(GIS)相结合, 初步提出降雨径流产生的各个环节的算法, 作为区域水

土流失模型的一部分。

2 资料与方法

2.1 研究区域简介

选择延河流域为研究区域。延河是黄河右岸、中游区上段的河口镇至龙门段的一级支流, 位于北纬 36°21′~37°19′和东经 108°38′~110°29′之间, 延河干流全长 284 km, 河道平均比降 3.29‰, 流域面积 7 725 km², 属于温暖半干旱大陆性气候, 年平均气温 9.3℃, 无霜期 180 d。多年平均降雨为 511 mm, 年降雨量主要集中在 6~9 月份, 降雨在流域上的分布从南到北有所增加; 径流随降雨而形成, 基本与降雨同步。流域

* 收稿日期: 2006-06-05

基金项目: 农业部 948 项目“土壤侵蚀及其环境效应评价模型”(2003-Z57); 中国科学院知识创新重要研究方向项目; “黄土高原水土保持的区域环境效应研究”(KZCX3-SW-421)

作者简介: 姚志宏(1970-), 女, 在读硕士生, 主要研究方向: 基于 GIS 的区域水土流失定量评价, 责任作者, 杨勤科, 博士, 研究员。

内黄土丘陵沟壑面积占全流域的 90%, 地形破碎。植被多为草地和灌木丛, 中下游地区分布有油松林和阔叶林; 土地利用类型主要有坡耕地、川台地、林地、果园、草地和水域。

2.2 基础资料与处理

本研究应用的主要资料有: (1) 数据高程模型 DEM, 从 1: 5 万地形图生成, 分辨率 25 m; (2) 降水, 为延河流域各水文观测站点的 1995 年实测数据通过处理而成的逐月降水总量(表面), 栅格 100 m。利用 CliGen 模型求取日降水量和降雨历时, 用以得到降水强度及其衰减特征(技术衰减系数初步计算结果为 0.4); (3) 实测土壤入渗过程和稳定入渗速率, 并在 GIS 支持下插值得到稳定入渗速率表面, 分辨率 100 m, 同时根据相关文献^[5-7]对数据进行修正。(4) 土地利用图(1: 10 万), 该图基于 30 m 分辨率的 TM 遥感影像经计算机自动分类而来。(5) 叶面指数: 利用遥感影像图提取近红外光(NIR) 和红光(RED) 的比率 SR, 根据不同土地利用类型的叶面指数 LAI 与 SR 的关系 $LAI = f(SR)$ 得到研究区域叶面指数表面^[8-10]。

2.3 基本思路

在空间尺度上以中低分辨率 DEM 的栅格为基础, 将流域划分为若干单元, 各单元下垫面状况视为均一, 并以此作为基本计算单元。在时间尺度上则将每月的降水作为一场降雨来考虑, 将各月降雨过程分时段加以描述(时间尺度上相当于日)。基于坡面水文过程对每个单元分时段, 从降水、植被截留、入渗、微地形存储、地表径流等方面进行定量计算, 利用 GIS 空间分析功能, 计算各单元格、每计算时段末的径流总量。

3 径流计算方法

3.1 单元降雨径流计算

3.1.1 降雨过程

单元降水量是计算径流的基本输入参数, 输入的降水是每个计算时段的雨量厚度表面(mm)。假设时间步长为 j , 该时段内雨强:

$$h_j = \frac{P_j}{t_j} \tag{1}$$

式中: h_j —— j 时段雨强(mm/min); P_j —— j 时段降雨(mm); t_j —— j 时段(min)。

3.1.2 植被截留量

植被截留是对降水的基本折减之一, 降雨过程中植被对降水的截留与植被的叶面积指数 LAI 相关。通过计算降雨过程中作物和自然植被的蓄水量来求出对雨量的截留, 降雨累计截留量用 Aston(1979) 方程计算:

$$S_v = c_p \cdot S_{\max} \cdot [1 - e^{-\frac{P}{\eta S_{\max}}}] \tag{2}$$

最大截留量, 用 Hoyningen - Huene (1981) 方程计算:

$$S_{\max} = 0.935 + 0.498 \times LAI - 0.00575 \times LAI^2 \tag{3}$$

式中: S_{\max} ——树冠蓄水能力(mm); S_v ——累计截留量(mm); c_p ——植被盖度(%), 用(5)式^[11]计算; P_{cum} ——累计降水量(mm), η ——系数。

$$\eta = 0.046 \cdot LAI \tag{4}$$

$$c_p = 100 \cdot [1.0 - \exp(-LAI/2)] \tag{5}$$

这里只计算 S_v 总量, 不分段计算。当 $j - 1$ 时段累计流量达到 S_{\max} 时, j 时段的截留量 $S_v = 0$ 。

3.1.3 入渗和净雨深

限于我们的资料基础和区域土壤物理特征等因素, 采用

Kostiakov 模型计算入渗速率。

$$f_t = f_c + kt^{-\beta} \tag{6}$$

式中: f_t ——入渗速率(mm/min); f_c ——稳渗速率(mm/min), 用稳渗速率表面代入; t ——时间; k, β ——常数, 取决于土壤和初始条件, 可用实测入渗资料求得。

下面在 t 至 $t + j$ 时段内推求入渗:

由公式(6) 可得 $t + j$ 时刻的下渗速率为:

$$f_{t+j} = f_c + k(t+j)^{-\beta} \tag{7}$$

(1) 当时段 j 内雨强 $h_j \leq f_{t+j}$ 时, 实际入渗量:

$$F_j = p_j \tag{8}$$

时段净雨:

$$R_j = 0 \tag{9}$$

(2) 当 $h_j > f_j$ 时, 实际入渗量:

$$F_j = \int_t^{t+j} f dt = \int_t^{t+j} (f_c + Kt^{-\beta}) dt$$
$$= f_c j + \frac{K}{1-\beta} [(t+j)^{1-\beta} - t^{(1-\beta)}] \tag{10}$$

时段净雨:

$$R_j = P_j - S_v - F_j \tag{11}$$

(3) 当 $f_t > h_j > f_{t+j}$ 时, 时刻 $t + x$ 的入渗率为:

$$f_{t+x} = f_c + K(t+x)^{-\beta} = h_j \tag{12}$$

可得到:

$$x = (\frac{h_j - f_c}{K})^{\frac{1}{1-\beta}} - t \tag{13}$$

则时刻 t 到 $t + j$ 的实际入渗量为

$$F_j = \int_t^{t+x} h_j dt + \int_{t+x}^{t+j} f dt$$
$$= h_j x + f_c(j-x) + \frac{K}{1-\beta} [(t+j)^{1-\beta} - (t+x)^{(1-\beta)}]$$
$$\tag{14}$$

时段净雨:

$$R_j = p_j - S_v - F_j \tag{15}$$

由此, 可计算出各单元不同时段净雨深。

表 1 随机糙率 RR

代码	土地利用	RR(cm)
1	坡耕地	1.25
2	林地与高覆盖度草地	0.78
3	川台地(平耕地)	1.21
4	居民地与交通用地	0.06
5	果园	0.73
6	低覆盖度草地	0.85
7	休耕地	2.37

3.1.4 微地形填洼

参照 LISEM 模型^[12] 中使用的方法, 求取最大洼地拦蓄水量:

$$MDS = 0.243 \cdot RR + 0.010RR^2 + 0.012 \cdot RR \cdot S \tag{16}$$

式中: MDS ——最大洼地拦蓄水量(cm); RR ——栅格内相对高程的标准差(cm), 也称随机糙率, 在田间用 1 m² 范围测定(参见表 1)^[1314]; S ——地面坡度(%)。

3.1.5 单元降雨径流深

当地表微小洼地被填满后, 所有洼地将连通为一个整体, 进而地面径流(overflow) 开始产生, 净雨剩余的雨量将转化为径流。

$$R_{\bar{j}} = (R_j - MDS) \tag{17}$$

式中: $R_{\bar{j}}$ ——时段径流深(mm); R_j ——时段净雨深(mm)。

3.1.6 单元降雨径流量

$$W_{\bar{j}} = \alpha^2 \cdot R_{\bar{j}} / 1000 \tag{18}$$

式中: W_{pj} ——时段单元产流量, 即径流量(m^3); R_j ——时段径流深(mm); a ——单元格面积。

3.2 地表径流的计算

任一时段内, 对于每个单元格来说, 其中的径流量应包括上一时段末滞留的径流、本时段降雨产生的径流、从相邻单元格流入的径流, 当然它会向它的下级相邻单元流出一部分径流, 因此, 可以计算出任一时段末单元格的径流总量(以 m^3 计), 计算如下:

设第 $j-1$ 时段末单元格滞留的径流量为

$$W_{j-1} = R_{z(j-1)} \cdot a^2 \tag{19}$$

式中: $R_{z(j-1)}$ —— $j-1$ 为是段末单元格内的径流深(m); 第 j 时段内降雨产生的径流量: W_{pj} ; 第 j 时段内流出单元格进入下一相邻单元格的径流量:

$$W_{lj} = \frac{1}{n} \sqrt{\sin S} \cdot a \cdot R_{z(j-1)}^{5/3} \cdot t \cdot 60 \tag{20}$$

式中: n ——满宁系数(无量纲), 根据单元土寺利用类型的不同选取响应的值(参见表 2)^[15]; S ——坡度($^\circ$); t ——时段步长(min)。

第 j 时段内从相邻单元汇入当前单元格的径流量(利用程序计算); W_{hj}

第 j 时段末单元格中的径流总量:

$$W_j = W_{j-1} + W_{pj} + W_{hj} - W_{lj} \tag{21}$$

第 j 时段末单元格中的径流深:

$$R_{sj} = W_j / a^2 \tag{22}$$

如此迭代计算可求得任一单元格、任一时段末的径流总量。

参考文献:

[1] Wischmeier, W H, D D Smith. Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains: A Guide for soil and water conservation planning [M]. USDA Agric, Handb, 1978, No 537.

[2] McCool, D C Yoder, et al. Predicting rainfall erosion by Water: A Guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RU SLE) [M]. USDA Agric. Handb. 1997, No 703.

[3] Flanagan, D C, M A Nearing, J M Laflen, et al. USDA- Water Erosion Prediction Project: Hillslope Profile and Watershed Model Documentation[R]. NSERL Report No. 10, USDA- ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, IN. 1995.

[4] Morgan RPC, Quinton JN, Smith RE, et al. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): documentation and user guide[M]. version3. 6. Silsoe College, Cranfield University, 1998.

[5] 袁建平, 雷廷武, 郭索彦等. 黄土丘陵区小流域土壤稳定入渗速率空间变异[J]. 土壤学报, 2001, 38(4): 579- 583.

[6] 吴发启, 赵西宁, 崔卫芳. 坡耕地土壤水分入渗测试方法对比研究[J]. 水土保持通报, 2003, 23(3): 39- 41.

[7] 吴发启, 赵西宁, 余雕. 坡耕地土壤水分入渗影响因素分析[J]. 水土保持通报, 2003, 23(1): 16- 18.

[8] Hua Lu, Michael R. Raupach. Tim R McVicar. Decomposition of vegetation Cover into Woody and Herbaceous Components Using AVHRR NDVI Time Series[R]. CSIRO Land Water, PO Box 1666, Canberra Technical Report 35/ 01, 2001.

[9] McVicar, T R, Jupp, D L B, Williams, N A. Relating AVHRR vegetation indices to LANDSAT TM leaf area index estimates[M]. Canberra, CSIRO Division of Water Resources, 1996 , 33.

[10] McVicar, T R, Walker, J, Jupp, D L B, et al. Relating AVHRR vegetation indicesto in situ leaf area index[M]. Canberra, CSIRO Division of Water Resources, 1996. 54.

[11] McVicar, T R, Jupp, D L B. A ‘calculate then interpolate’ approach to monitoring regional moisture availability[A]. In: McVicar, T R, LiRui, Walker, J, Fitzpatrick, R. W. Regional Water and soil Assessment for managing Sustainable Agriculture in China and Australia[C]. ACIAR Monograph, 2002. 84, 258- 276.

[12] Victor Jetten. LISEM Limburg Soil Erosion Model Windows version 2. x[Z]. USER M ANUAL DRAFT , 2002.

[13] Cremers, N. H. D. T. et al. Spatial and temporal variability of soil surface roughness and the application in hydrological and soil erosion modeling[J]. Hydrological processes, 1996, 10: 1 035- 1 047.

[14] 张光辉, 刘国彬. 黄土丘陵小流域土壤表面特征变化规律研究 [J]. 地理科学, 2001, 21(2): 118- 121.

[15] U SDA Natural Resources Conservation Service. Urban Hydrology for small watersheds[R]. 210- VI- TR- 55, second Ed, 1986.

表 2 曼宁糙率系数 n 值

土地利用类型	n
居民地及交通用地	0. 011
果园	0. 12
低覆盖度草地	0. 15
高覆盖草地	0. 24
荒草坡	0. 13
灌木林	0. 40
乔木林	0. 80
坡耕地	0. 17
休耕地(没有残茬)	0. 05

4 结 语

径流是土壤水蚀的基本动力, 径流的估算是区域水土流失模型的基础。本研究初步提出了区域径流计算的基本思路, 设计了降水径流发生各过程的算法, 为进一步建立区域水土流失模型奠定了基础。着眼区域水土流失模型开发, 下列问题有待进一步研究。(1) 计算单元的确定: 目前的设计只是一个初步的方案, 有待通过模型对单元的敏感性进行优化。(2) 单元的时空不均性处理: 给定计算单元下降水过程“变形”和坡度不均一, 即坡度和降水强度的同时衰减, 需要进行专门的研究。(3) 算法的实现大都采用已有的物理数学模型, 其合理性有待结合模型做出验证。(4) 资料的局限性问题: 基础资料中土壤入渗资料主要来源于缓坡耕地条件下的实测数据, 对于林地、果园、草地等, 尚需做出补充或换算处理。