

基于能量转换的地貌单位线计算方法及应用

王文川¹, 赵延伟¹, 徐冬梅¹, 刘昌军², 马强²

(1. 华北水利水电大学水资源学院, 郑州 450046; 2. 中国水利水电科学研究院防洪抗旱减灾研究中心, 北京 100038)

摘要: 该研究基于能量转换原理构建汇流模型, 针对中小河流汇流参数确定困难、汇流计算准确度低的问题, 分析流域内水质点能量的空间分布, 采用将重力势能转化为动能的方式估计地表水流速度, 计算空间流速场并提取地貌单位线。采用分辨率 30 m×30 m 的数字高程模型 (Digital Elevation Model, DEM) 数据, 将湖南省竹溪坡流域划分为 57 个计算单元, 分别采用能量转换法和坡度雨强法提取了地貌单位线。构建了研究区的分布式模型, 其中产流计算采用新安江模型, 坡面汇流采用地貌单位线模型, 河网汇流采用马斯京根法, 对竹溪坡流域 36 场降雨径流过程进行模拟。采用统计方法分析汇流参数, 对参数的取值范围进行了评估。结果表明, 与坡度雨强法相比, 基于能量转换方式的洪水模拟结果中, 峰现时间误差不超过 1 h 的场次比例由 30.5% 提高到 83.3%, 确定性系数不低于 0.9 的场次由 9 场提升至 17 场, 平均确定性系数达到 0.89, 显著提高了模拟精度。通过对断面流速进行统计分析, 评估竹溪坡流域汇流参数取值范围为 [0.008, 0.014], 当参数在此区间浮动时, 确定性系数不低于 0.9 的场次比例为 44%~50%, 与率定得到的结果接近。该方法物理意义明确, 参数可以通过率定或者测量方式确定, 为无资料地区汇流规律研究提供了一种可靠思路。

关键词: 径流; 流速; 空间分布; 洪水预报; 地貌单位线; 分布式水文模型

doi: 10.11975/j.issn.1002-6819.2022.08.016

中图分类号: TV124

文献标志码: A

文章编号: 1002-6819(2022)-08-0135-08

王文川, 赵延伟, 徐冬梅, 等. 基于能量转换的地貌单位线计算方法及应用 [J]. 农业工程学报, 2022, 38(8): 135-142.

doi: 10.11975/j.issn.1002-6819.2022.08.016 <http://www.tcsae.org>

Wang Wenchuan, Zhao Yanwei, Xu Dongmei, et al. Calculation method and application of the geomorphic unit hydrograph based on spatial energy conversion[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering (Transactions of the CSAE), 2022, 38(8): 135-142. (in Chinese with English abstract) doi: 10.11975/j.issn.1002-6819.2022.08.016 <http://www.tcsae.org>

0 引言

流域地貌特征对降雨和径流的模拟起着十分重要的作用, 是洪水预报模型必须考虑的因素之一^[1-2]。地貌单位线模型是一种通过分析流域地貌特征进行汇流计算的方法, 已广泛应用于降雨径流模型构建。前人在确定地貌单位线方面开展了大量卓有成效的工作, 解决了经验单位线严重依赖水文观测资料, 难以在缺资料地区推广应用的问题。Rodríguez-Iturbe 等^[3]提出了地貌单位线模型, 该模型假定流域上的降雨由弱相关作用的水滴组成, 结合地貌特征采用物理统计学方式分析单位线。Maidment 等^[4]提出了分布式空间流速场概念, 考虑了流域地形及下垫面特征对水流速度的影响, 通过计算流速的空间分布分析地貌单位线。地貌单位线理论的提出, 开创了一种毋须通过实测降雨径流资料分析流域单位线的有效途径, 但是该方法能否成功应用于中小河流的关键在于在缺少水文观测资料的情况下能否得到合适的流域平均汇流速度^[5-6], 而流域平均汇流速度的确定是难点, 是产汇流理论研究的一个重要课题^[7-8]。

目前, 很多要素被用于流域汇流速度估计以改进地

貌单位线模型。孔凡哲等^[9-10]在采用空间分布流速场分析地貌瞬时单位线时, 考虑了不同要素对水流速度的影响, 采用不同的公式计算坡地单元与河道单元的汇流速度。除了坡度因素, 降雨强度也被广泛认为显著影响汇流速度^[11-13], 因此常采用地形因子和降雨强度计算流速。宋晓猛等^[14]在考虑坡度和降雨强度的基础上, 增加了集水面积因素用于计算网格流速, 构造地貌单位线。由于流域汇流过程比较复杂, 影响因素众多, 只考虑单因素时难以得到合理的流速分布, 而考虑多因素时难以界定各因素间的权重, 参数确定困难。此外, 平坦区域会出现大量坡度为 0 的网格, 因而提取单位线时需要进行特殊处理^[15]。确定合理的模型参数对降雨径流模拟至关重要^[16-18]。上述地貌单位线模型中大多需要采用经验参数对流速进行修正, 由于这些参数无明确物理意义, 因此缺资料地区的参数值难以确定, 提取的单位线合理性得不到保证。

众多研究表明^[19-23], 流速产生的根本原因在于重力势能向动能的转变, 水在重力作用下由高处向低处运动, 受地形地貌、土壤植被、河道形态与底质、河床侵蚀、河流转向、水利工程等因素的影响, 能量在转换过程中逐渐损耗。如果能够准确地模拟水流能量变化, 采用数学物理方程描述能量转移过程, 那么就能得到准确的流速空间分布。因此, 本文提出一种基于能量转换的地貌单位线计算方法, 从能量角度出发, 对汇流速度进行分析, 以湖南省益阳市竹溪坡流域为研究对象建立分布式模型, 基于能量转换的思路, 通过迭代计算, 将重力势

收稿日期: 2021-05-26 修订日期: 2022-03-30

基金项目: 河南省重点研发与推广专项(科技攻关)(202102310259, 202102310588); 国家自然科学基金项目(51509088); 河南省高校科技创新团队项目(18IRTSTHN009)

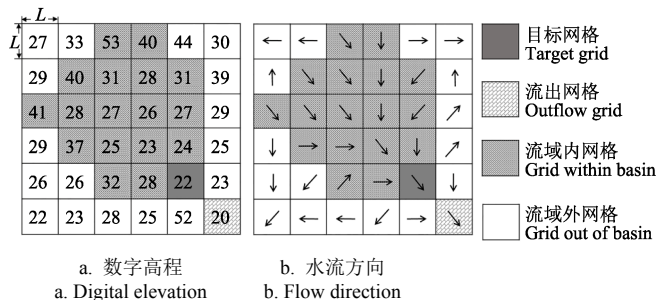
作者简介: 王文川, 博士, 教授, 博士生导师, 研究方向为水文水资源系统分析、优化建模等。Email: wangwen1621@163.com

能逐步转化为动能, 分析网格流速并构建空间能量场, 以此为基础提取地貌单位线。通过与常规方式生成的地貌单位线对比, 分析模型的适用性。采用实测资料评估模型参数的取值范围, 明确参数与断面平均流速间的定量关系, 以期为无资料地区汇流参数分析提供理论依据。

1 基于能量转换的地貌单位线计算方法

1.1 地貌单位线计算流程

基于数字高程模型(Digital Elevation Model, DEM)确定每个网格的水流方向。水流方向的确定采用 D8 算法^[24], 即假定网格内的水往相邻 8 个网格中最低的网格流动。如图 1 所示, 对于任意一个网格, 可以根据水流方向得到它到流域出口的汇流路径。



注: 图 a 中 L 为每个网格尺寸, m ; 每个网格中数字代表当前网格的高程值, m ; 图 b 中箭头代表网格的水流方向。
Note: In Fig. a, L is the size of each grid, m ; The number in each grid represents the elevation value of the current grid, m ; The arrows in Fig. b represent the flow direction of the grid.

图 1 水流方向示意图
Fig.1 Schematic diagram of flow direction

根据各网格的尺寸及网格中的水流速度, 可由式 (1) 计算出每一网格中径流的滞留时间:

$$\Delta\tau = L/v \quad \text{或} \quad \Delta\tau = \sqrt{2}L/v \quad (1)$$

式中 $\Delta\tau$ 为径流在网格内的滞留时间, s ; v 为网格内平均流速, m/s , 式 (1) 中两种情况分别对应水流方向为垂直于网格边的方向和网格对角线方向。沿着汇流路径, 由式 (2) 可以计算出各网格到达流域出口的汇流时间 (τ , s):

$$\tau = \sum_{i=1}^s \Delta\tau_i \quad (2)$$

式中 s 为径流路径上网格的数量, 即任一网格上水质点到达流域出口时经过网格的数量。

由于每个网格的面积是已知的, 因此可以统计出不同汇流时间对应的流域面积, 从而得出汇流时间-面积关系, 根据文献[9]中的方法计算出单位线。

1.2 流速估算方法

1.2.1 传统方法

地貌单位线推求的关键在于对网格内流速的估计, 常用的估计方式有以下几种^[4,10-14], 函数表达式分别为:

$$v = aS^{1/2} \quad (3)$$

$$v = aS^b A^c \quad (4)$$

$$v = aS^b R^d \quad (5)$$

$$v = aS^b A^c R^d \quad (6)$$

式中 S 为相邻两个网格点的坡度; A 为网格集水面积,

m^2 ; R 为净雨强度, mm ; a 、 b 、 c 、 d 分别为地表摩阻系数、坡度影响指数、面积影响指数和雨强影响指数。

1.2.2 基于能量转换的流速计算方法

事实上, 流速产生的根本原因在于重力势能向动能的转变, 受各种因素影响, 水流在运动过程中能量逐渐损耗。对于空间内任意一网格点, 假设在没有能量损耗的理想状态下, 均匀落在流域面的单位净雨的重力势能完全转化为动能, 那么流经该网格点水质点的动能满足以下公式:

$$E_{ideal} = \sum_{f=1}^n M_f = nmgH_{Avg} \quad (7)$$

式中 E_{ideal} 为理想状态下目标网格汇出的水流动能, J ; M_f 为流域内第 f 个网格相对于汇出网格的重力势能, J ; m 为落在一个网格内单位净雨的质量, kg ; g 为重力加速度, m/s^2 ; H_{Avg} 为流域内平均高程与汇出网格高程差, m ; n 为目标网格以上流域内的总网格数(包含目标网格)。

考虑到受地形、土壤、植被、河流、水利工程等因素的影响, 水流在运动过程中会产生能量损耗。将重力势能转化为动能的比例记为能量系数 μ , 根据动能公式有:

$$E_k = \mu E_{ideal} = \frac{1}{2} nmv^2 \quad (8)$$

式中 E_k 为目标网格汇出的水流动能, J 。

式 (7) 和式 (8) 联立得到:

$$v = \sqrt{2\mu g H_{Avg}} \quad (9)$$

对于分水岭上的网格, 其水流速度的动能完全由重力势能转化而来, 能量的损耗主要由地表摩擦阻力造成。参考刚体坡面运动的受力情况, 在摩阻系数不变的情况下, 其摩擦力与重力在坡面垂直方向的分解力成正比。当坡脚越大时, 支持力和摩擦力越小, 速度越快; 当坡脚越小时, 支持力和摩擦力越大, 速度越慢。令

$$\mu = \mu' \sin \frac{\theta}{2}$$

$$v = \sqrt{2\mu' \sin \frac{\theta}{2} g \Delta h} \quad (10)$$

式中 μ' 为能量剩余系数, θ 为网格汇出方向的坡角, rad ; Δh 为目标网格点与汇出网格的高程差, m 。对于分水岭以外的网格, 其水流动能来源于两部分, 一部分是汇入该网格的相邻网格的水流动能, 另外一部分是目标网格相对于汇出网格的重力势能差。将其能量方程记为

$$E_k = \sum_{j=1}^N E_j + \mu' \sin \frac{\theta}{2} nmg \Delta h \quad (11)$$

式中 N 为直接汇入目标网格的相邻网格数。

式 (8) 和式 (11) 联立可以得到:

$$v = \sqrt{\frac{2\mu' \sin \frac{\theta}{2} ng \Delta h + \sum_{j=1}^N n_j v_j^2}{n}} \quad (12)$$

式中 n_j 为汇入第 j 个相邻入流网格的上游网格数; v_j 为第 j 个入流网格的流速, m/s ; 式 (12) 经过迭代计算得到式 (13):

$$v = \sqrt{\frac{2\mu' g \sum_{f=1}^n \sin \frac{\theta_f}{2} n_f \Delta h_f}{n}} \quad (13)$$

式中 θ_f 为第 f 个网格满期出方向的坡角, rad; Δh_f 为第 f 个网格与下标相邻网格的高差; n_f 为第 f 个网格上游的所有网格数量。

式 (13) 与式 (12) 等价, 是网格流速的不同表现形式。由式 (13) 可知, 对于空间内任意一点, 流速 v 和参数 μ' 的平方根成正比。因此一旦断面流速确定, 则 μ' 也随之确定。对于任一断面, 计算 $\mu'=1$ 时的流速 v_1 , 假设断面实际平均流速为 v_{real} , 则参数 μ' 的理论值可以由式 (14) 得到:

$$\mu' = \left(\frac{v_{real}}{v_1} \right)^2 \quad (14)$$

假设理想状态下, 流域内降雨分布均匀, 并且重力势能全部转化为动能, 即 $\mu=1$, 那么根据式 (9) 可以计算流域出口断面的理想平均流速 (v_{ideal} , m/s)。采用式 (15) 可以计算能量转化效率 $\mu_{efficiency}$:

$$\mu_{efficiency} = \left(\frac{v_{real}}{v_{ideal}} \right)^2 \quad (15)$$

由于文中计算流速为坡面流速, 因此计算汇流时间时将式 (1) 调整为

$$\Delta\tau = \sqrt{L^2 + \Delta h^2} / v \quad \text{或} \quad \Delta\tau = \sqrt{2L^2 + \Delta h^2} / v \quad (16)$$

2 模型应用

2.1 研究区域

竹溪坡流域位于湖南省益阳市, 为资水支流沔溪的源头, 发源于安化县乐安镇祝丰村。地理坐标介于 $28^{\circ}00'34'' \sim 28^{\circ}18'54''N$, $111^{\circ}28'33'' \sim 111^{\circ}51'32''E$ 之间, 集水面积 680 km^2 , 流域平均坡度 35.5%, 最长汇流路径 35.2 km, 平均高程 437.8 m, 最大落差 1 316 m。流域位于中亚热带大陆性季风湿润气候区, 区域内年平均日照时数 1 376.1 h, 多年平均气温 $16.2^{\circ}C$, 多年平均年降水量 1 128 mm, 主要集中在 4—8 月, 约占全年的 80%。

2.2 模型应用

本研究采用 ASTER GDEM V2 数据集的 DEM 数据, 网格分辨率为 $30 \text{ m} \times 30 \text{ m}$, 将竹溪坡流域划分为 57 个子流域单元并构建了分布式水文模型, 流域内有 4 个雨量站和 1 个水文站, 流域基本情况见图 2。

产流计算采用新安江三水源蓄满产流模型^[25-28], 新安江模型是赵人俊教授提出的适用于湿润半湿润地区的蓄满产流模型。本文中计算采用了新安江模型中的蒸散发、产流计算、三水源划分等模块, 涉及 14 个参数。

单元汇流采用地貌单位线法, 为了检验本文方法的合理性与适用性, 本文分别采用传统方法 (式 (5)) 和本文方法 (式 (13)) 计算网格流速并生成地貌单位线。为了便于区分两种方法, 采用式 (5) 基于坡度和净雨强度提取的单位线记为 SR-GUH, 式 (5) 包括 3 个参数, 分别为地表摩阻系数 a 、坡度影响指数 b 、雨强影响指数 d ; 将采用式 (13) 基于能量转换方式提取的单位线记为 EC-GUH, 涉及 1 个参数能量剩余系数 μ' 。

河道演算采用马斯京根模型, 马斯京根法是一种基

于槽蓄方程和水量平衡方程的河道流量演算法。本文结合空间流速场, 分段估计马斯京根参数^[29-31], 进行河段连续洪水演算。

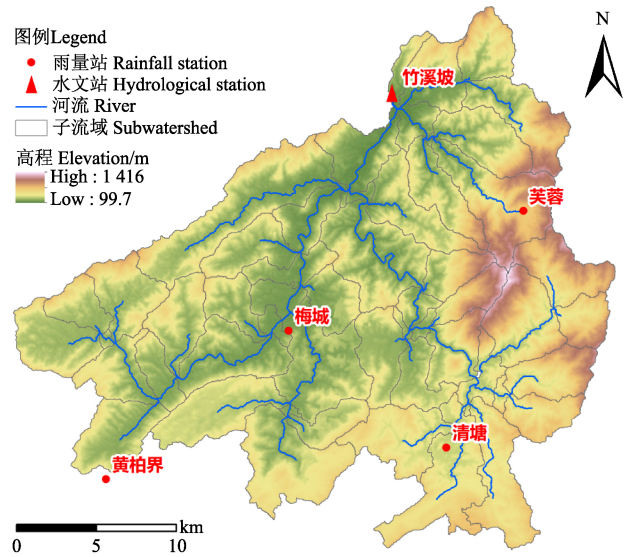


图 2 流域划分示意图

Fig.2 Diagram of watershed division

本文收集了 1984—2020 年的 36 场洪水进行模拟计算, 计算步长 0.5 h。采用 1984—2015 年 25 场洪水率定期模型参数, 采用 2016—2020 年 11 场洪水进行检验。为了检验两种单位线的适用性, 采用两种方案构建分布式模型, 方案 1 基于新安江模型、SR-GUH 和马斯京根法构建, 方案 2 在方案 1 的基础上, 采用 EC-GUH 代替 SR-GUH, 两套方案采用相同的产流参数。

2.3 结果与分析

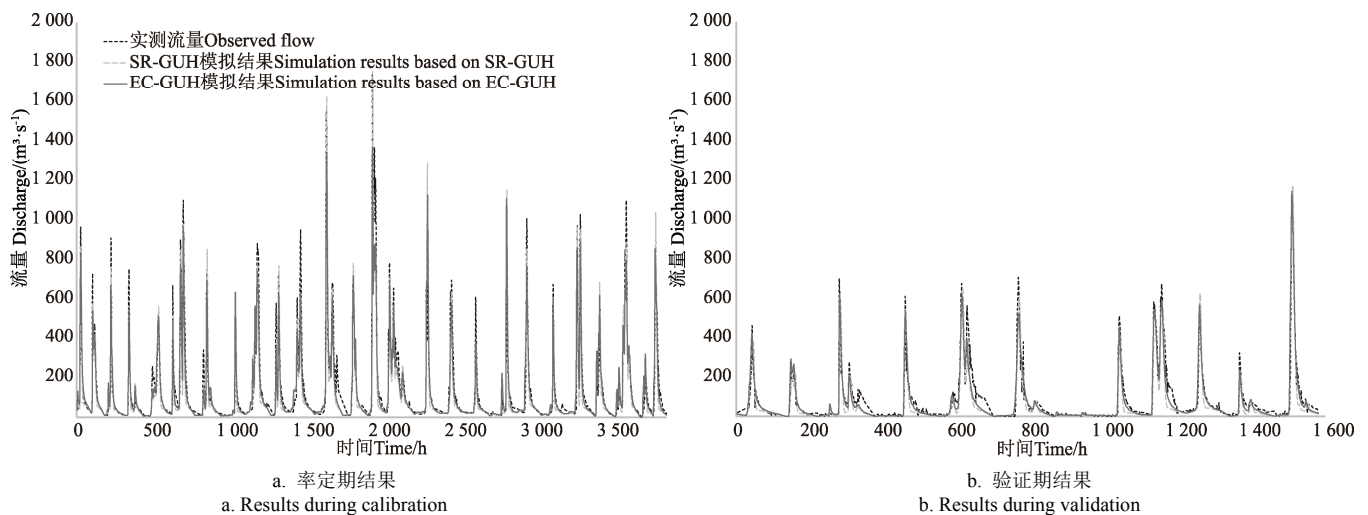
2.3.1 模型验证及对比

参数率定结果见表 1, 两种方法率定期和验证期的模拟结果见图 3、表 2 和表 3。

表 1 模型参数率定结果

Table 1 Model parameter calibration results

参数 Parameters	取值 Value
上层土壤蓄水量/mm	10
下层土壤蓄水量/mm	40
深层土壤蓄水量/mm	10
蓄水量曲线指数	0.3
蒸发皿折算系数	0.9
深层蒸散系数	0.2
流域不透水率	0.01
流域平均自由水蓄水量/mm	10
自由蓄水量抛物线指数	1.1
地下水出流系数	0.25
壤中流出流系数	0.45
壤中流消退系数	0.6
地下出流消退系数	0.9
能量剩余系数	0.016
地表摩阻系数	2.0
坡度指数因子	0.5
雨强指数因子	0.4



注: SR-GUH 为考虑坡度和雨强的地貌单位线; EC-GUH 为基于能量转换的地貌单位线。下同。

Note: SR-GUH is geomorphic unit hydrograph considering slope and rain intensity; EC-GUH is geomorphic unit hydrograph based on energy conversion. Same as below.

图3 洪水模拟结果

Fig.3 The simulation results of flood

表2 率定期模拟结果对比

Table 2 Comparison of simulation results during calibration

洪水编号 Flood number	洪峰流量 Peak discharge /($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	SR-GUH			EC-GUH		
		洪峰相对误差 Peak error rate/%	峰现时间误差 Peak time error/h	确定性系数 Nash-Sutcliffe efficiency coefficient	洪峰相对误差 Peak error rate/%	峰现时间误差 Peak time error/h	确定性系数 Nash-Sutcliffe efficiency coefficient
1984-05-17	965	-10.18	-1.0	0.96	-13.41	-1.0	0.95
1984-06-16	733	-19.98	-1.5	0.79	-26.49	-1.5	0.88
1985-08-29	910	-16.62	0.6	0.95	-26.92	1.6	0.89
1987-04-27	754	-32.23	0.1	0.78	-26.69	0.1	0.91
1989-04-15	524	7.81	-1.8	0.87	-2.10	-0.8	0.92
1990-06-17	1 100	-10.81	-2.0	0.89	-12.18	-0.6	0.91
1990-08-04	729	16.94	-3.3	0.59	-4.28	-1.3	0.81
1993-06-03	614	-13.24	1.1	0.92	3.86	0.1	0.97
1993-07-07	883	-12.55	-1.2	0.89	-15.23	1.3	0.88
1994-08-08	730	5.64	-2.5	0.73	-14.61	-1.0	0.85
1995-07-05	951	-33.30	-0.6	0.85	-33.33	0.9	0.83
1996-07-18	1 570	3.74	-2.3	0.87	-14.72	-1.3	0.91
1997-06-10	702	11.62	-0.1	0.95	2.59	0.4	0.97
1998-06-13	1 740	0.91	-2.0	0.81	-21.24	-0.5	0.88
1998-06-29	786	-8.30	-4.4	0.80	-11.29	-1.4	0.92
1999-05-25	942	36.50	0.8	0.67	19.57	-0.1	0.87
1999-07-20	698	-8.42	0.5	0.85	-16.73	1.0	0.89
1999-09-01	614	-41.90	-4.3	0.78	-36.68	-0.8	0.81
2000-06-24	999	15.36	-3.0	0.77	10.96	-0.5	0.87
2002-05-16	1 010	-15.28	-0.1	0.93	-23.99	0.4	0.91
2004-06-27	668	-12.60	0.5	0.90	-8.57	1.0	0.96
2005-06-04	1 030	-6.30	20.5	0.92	-13.28	0	0.94
2013-06-27	620	10.94	1.5	0.84	0.18	1.5	0.80
2014-07-15	1 099.9	-19.09	1.5	0.94	-27.31	-1.5	0.92
2015-06-20	765	35.95	-4.3	0.82	11.96	-0.3	0.89
绝对值均值 Absolute mean value		16.25	2.46	0.84	15.93	0.84	0.89

从图 3 可以看出, 采用基于坡度和雨强单位线 (SR-GUH) 和基于能量转换单位线 (EC-GUH) 均能取得较好的模拟结果。由表 2 可知, 在采用 SR-GUH 的洪水模拟结果中, 洪峰相对误差绝对值的均值为 16.25%, 峰现时间误差绝对值的均值为 2.46 h, 确定性系数均值为 0.84; 采用 EC-GUH 的结果中, 洪峰相对误差绝对值的均值为 15.93%, 峰现时间误差绝对值的均值为 0.84 h, 确定性系数均值为 0.89。由表 2 和表 3 可知, 在全部 36

场洪水的模拟结果中, 采用 SR-GUH 方法洪峰相对误差低于 20% 的有 28 场, 合格率为 77.8%, 峰现时间误差不超过 1 h 的有 11 场, 合格率为 30.5%, 确定性系数不低于 0.9 的场次有 9 场; 采用 EC-GUH 方法洪峰相对误差低于 20% 的有 26 场, 合格率为 72.2%, 峰现时间误差不超过 1 h 的有 28 场, 合格率为 83.3%, 确定性系数不低于 0.9 的场次有 17 场。

汇流模型参数决定了流域的汇流速度, 会显著影响

模拟结果的洪峰流量和峰现时间，虽然两组结果洪峰误差比较接近，但是采用 EC-GUH 方法，峰现时间误差不

超过 1 h 的场次由 11 场增加到 28 场，绝对值的均值缩短了 1.6 h，这对防洪预警具有重要的实用价值。

表 3 验证期模拟结果对比
Table 3 Comparison of simulation results during validation

洪号 Flood number	洪峰流量 Peak discharge/ (m ³ ·s ⁻¹)	SR-GUH			EC-GUH		
		洪峰相对误差 Peak error rate/%	峰现时间误差 Peak time error/h	确定性系数 Nash-Sutcliffe efficiency coefficient	洪峰相对误差 Peak error rate/%	峰现时间误差 Peak time error/h	确定性系数 Nash-Sutcliffe efficiency coefficient
2016-05-09	460	-16.86	-2.8	0.67	-8.63	0.7	0.75
2016-06-29	246	-9.76	-3.9	0.81	18.63	-0.4	0.82
2016-07-13	704	-13.02	-1.4	0.60	-11.16	-0.9	0.88
2017-05-21	612.5	-32.22	0.4	0.85	-12.31	-0.6	0.92
2017-06-24	678	-3.77	-3.0	0.76	-8.62	-1.0	0.85
2018-08-15	708	-14.48	-3.0	0.88	-26.58	-1.0	0.92
2019-04-29	509.5	-16.71	-1.1	0.87	-11.32	-0.1	0.94
2019-05-13	674	-13.04	-0.9	0.83	-12.73	-0.4	0.89
2019-07-12	501	25.33	-1.8	0.80	13.54	-0.3	0.92
2020-06-24	322	-35.49	-4.0	0.58	-26.05	-0.5	0.80
2020-07-27	1 100	6.62	-1.5	0.94	3.80	1.0	0.94
绝对值均值 Absolute mean value		17.03	2.16	0.78	13.94	0.63	0.88

采用 SR-GUH 构建模型时，参考文献[13]中流速公式 b 取 0.5， d 取 0.4，利用实测资料进行率定出 $a=2.0$ 。这种方式虽然也能得到较好的洪峰模拟结果，但是与 EC-GUH 相比，其峰现时间误差较大。由于两种计算方式只是选用单位线不同，其他计算完全一致，因此计算结果的差异是由选用的单位线引起的。而两种单位线的差异源于不同的网格流速计算方式，绘制两种方法流速空间分布如图 4 所示。

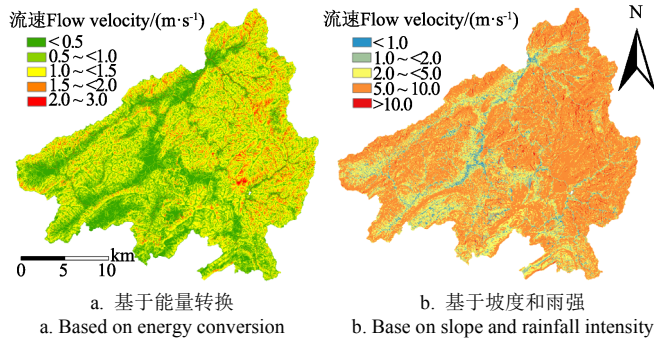


Fig.4 Spatial distribution of flow velocity

图 4a 给出了基于能量转换计算的流速分布，陡坡流速一般为 1~2 m/s，缓坡一般不超过 1 m/s，河道流速多数在 1~3 m/s；图 4b 给出了基于坡度和净雨强度的流速分布，净雨强度为 1 mm/h。由图 4b 上可以看出，雨强 1 mm/h 时陡坡流速一般为 10~20 m/s，缓坡一般在 1~5 m/s 之间，河道一般不超过 1 m/s（很多网格受坡度为 0 影响）。由于其他雨强下流速跟降雨强度为 1 mm/h 时结果呈倍比关系，比例系数为 i^d 。可知，净雨强度为 10 mm/h 时的流速约为 1 mm/h 时的 2.5 倍，净雨强度 20 mm/h 时的流速约为 1 mm/h 时的 3.3 倍。从数值结果来看，本文提出的基于能量转换得到的流速分布更加合理；而考虑坡度和净雨强度的方式估计的坡地流速偏

高，采用这种方法进行洪水模拟，其上游子流域的计算结果峰现时间往往会比实际提前。

对于采用式 (6) 考虑坡度、雨强、集水面积的流速估计方式，若取 $a=2.0$ 、 $b=0.5$ 、 $d=0.4$ ，当参数 c 趋向于 0 时，能够得到和式 (5) 接近的流速结果，当 c 大于 0 时，集水面积越大的网格点流速增益越大，能够改善式 (5) 中坡地和河道流速差距过大的局面，但率定过程繁琐复杂。

2.3.2 能量剩余系数 μ' 值的确定

当 $\mu'=1$ 时，通过计算得到流域出口流速 v_1 为 24.87 m/s。根据竹溪坡水文站大断面资料和水位流量关系曲线分析大断面流量-流速对应关系。统计 36 场洪水实测洪峰流量的算术平均值为 796 m³/s，对应流速为 2.94 m/s。根据实测洪水过程分析每场洪水的总水量与总动能，得到断面平均流速 $v=2.21$ m/s。各场次洪水平均流速见表 4。

采用式 (14) 计算 μ' ，当平均流速 v 取 2.21 m/s 时 $\mu'=0.008$ ，当 v 取 2.94 m/s 时 $\mu'=0.014$ ，事实上， μ' 取值在区间 [0.008, 0.014] 附近时，都能取得较好的模拟效果，确定性系数不低于 0.9 的有 16~18 场，占比 44%~50%。根据降雨径流资料率定参数值为 0.016，确定性系数不低于 0.9 的场次有 17 场。这说明可以通过率定或测量断面流速等方式估计参数值。表 5 给出了竹溪坡流域 36 场洪水采用不同 μ' 值的模拟情况。

竹溪坡流域平均高程为 437.8 m，出口高程 129.4 m，假设理想状态下，流域内降雨分布均匀，并且重力势能全部转化为动能，即 $\mu=1$ ，那么根据式 (9) 可以计算流域出口断面平均流速 $v_{ideal}=77.7$ m/s。采用式 (15) 可以计算能量转化效率 $\mu_{efficiency}$ ，当断面平均流速 v 取 2.21 m/s 时，能量转化效率为 0.81‰， v 取 2.94 m/s 时，能量转化效率为 1.43‰，由此可以看出，在水流运动过程中，大部分能量损耗掉了，转化为动能的比例很低。影响能量

转化的因素很多, 在应用过程中需进一步研究能量剩余系数与相关影响因子之间的定量关系。

表 4 场次洪水平均流速表
Table 4 Average flow velocity of each flood

洪号 Flood No.	洪峰流量 Peak discharge/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	洪量 Flood volume/ 10^6m^3	平均流速 Average velocity/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	洪号 Flood No.	洪峰流量 Peak discharge/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	洪量 Flood volume/ 10^6m^3	平均流速 Average velocity/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
1984-05-17	965	48.88	2.34	2000-06-24	999	44.563	2.27
1984-06-16	733	48.689	1.99	2002-05-16	1 010	64.939	2.23
1985-08-29	910	36.881	2.07	2004-06-27	668	35.96	1.66
1987-04-27	754	37.541	1.9	2005-06-04	1 030	95.991	2.45
1989-04-15	524	63.396	1.64	2013-06-27	620	46.842	1.66
1990-06-17	1 100	128.14	2.47	2014-07-15	1 099.9	114.363	2.35
1990-08-04	729	47.236	1.8	2015-06-20	765	84.157	2.03
1993-06-03	614	29.481	1.71	2016-05-09	460	21.453	1.27
1993-07-07	883	96.602	2.32	2016-06-29	246	14.644	1.18
1994-08-08	730	55.333	2.03	2016-07-13	704	39.444	1.56
1995-07-05	951	95.466	2.17	2017-05-21	612.5	25.741	1.53
1996-07-18	1 570	141.997	2.66	2017-06-24	678	72.685	1.88
1997-06-10	702	55.77	1.99	2018-08-15	708	42.338	1.91
1998-06-13	1 740	148.718	3.31	2019-04-29	509.5	29.901	1.57
1998-06-29	786	129.765	1.92	2019-05-13	674	69.228	2.06
1999-05-25	942	58.094	2.19	2019-07-12	501	31.267	1.51
1999-07-20	698	61.824	2.07	2020-06-24	322	19.621	1.06
1999-09-01	614	34.463	1.71	2020-07-27	1 100	60.303	2.52

表 5 能量剩余系数 μ' 取值对模拟结果的影响
Table 5 Influence of different values of energy residual coefficient μ' on simulation results

μ'	平均流速 Average velocity/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	绝对值均值 Absolute mean value			场次数量统计 Number of floods		
		洪峰相对误差 Peak error rate/%	峰现时间误差 Peak time error/h	确定性系数 Nash-Sutcliffe efficiency coefficient	洪峰误差 $\leq 20\%$ Peak error rate $\leq 20\%$	峰现时间误差 $\leq 1 \text{ h}$ Peak time error $\leq 1 \text{ h}$	确定性系数 ≥ 0.9 Nash-Sutcliffe efficiency coefficient ≥ 0.9
0.006	1.99	26.33	1.93	0.85	9	9	10
0.008	2.24	22.55	1.26	0.87	12	13	17
0.010	2.49	19.85	1.11	0.89	17	16	17
0.012	2.74	17.66	0.83	0.89	26	24	16
0.014	2.98	16.02	0.80	0.89	26	25	18
0.017	3.23	15.04	0.74	0.89	25	29	17
0.020	3.48	14.04	0.67	0.87	25	29	14
0.023	3.73	13.37	0.64	0.86	26	30	11

3 结 论

1) 本文基于能量转换原理提出了一种新的地貌单位线提取方法, 通过迭代计算, 逐步将重力势能转化为动能, 分析网格流速构建空间流速场, 对流域汇流过程进行模拟。该方法物理意义明确, 只需要确定 1 个参数—能量剩余系数, 避免了经验参数的使用。流速结果可同时用于坡面汇流和河网汇流, 为缺资料地区汇流规律研究提供了一种可靠的解决方案。

2) 应用结果表明, 本文提出的模型能够显著提高洪水模拟精度, 降低峰现时间误差。其流速结果的空间分布合理, 陡坡流速一般为 $1 \sim 2 \text{ m/s}$, 缓坡一般不超过 1 m/s , 河道流速多数在 $1 \sim 3 \text{ m/s}$, 流速结果可同时用于坡面汇流和河网汇流计算。

3) 为了简化计算, 本文假定能量剩余系数在研究区域内为常数, 通过分析断面平均流速, 估算竹溪坡流域参数取值范围为 $[0.008, 0.014]$, 当参数在此范围波动时, 模拟结果大多比较可靠, 确定性系数不低于 0.9 的场次为 $16 \sim 18$ 场。根据降雨径流资料率定参数值为 0.016, 确定性系数不低于 0.9 的场次有 17 场。这说明可以通过率定

或测量断面流速等方式估计参数值。

中小河流大多属于缺资料地区, 汇流计算准确度低, 最主要原因是难以确定合理的模型参数取值。本文从能量角度出发, 对能量剩余系数的确定过程进行了详细阐述。从应用角度出发, 可以通过测量确定不同控制节点的断面流速, 实现能量剩余系数在空间分布上的离散化。这将流域汇流问题转化为测量问题, 可以通过更多的测量数据得到更加符合实际情况的汇流参数。

[参 考 文 献]

- [1] 宁珊, 张正勇, 刘琳, 等. TRMM 偏最小二乘降尺度降水模型在新疆不同地貌的适应性[J]. 农业工程学报, 2020, 36(12): 99-109.
Ning Shan, Zhang Zhengyong, Liu Lin, et al. Adaptability of precipitation estimation method based on TRMM data combined with partial least squares downscaling in different landforms of Xinjiang, China[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering(Transactions of the CSAE), 2020, 36(12): 99-109. (in Chinese with English abstract)
- [2] 李致家, 姜婷婷, 黄鹏年, 等. 降雨和地形地貌对水文模型模拟结果的影响分析[J]. 水科学进展, 2015, 26(4): 473-480.
Li Zhijia, Jiang Tingting, Huang Pengnian, et al. Impact and analysis of watershed precipitation and topography

- characteristics on model simulation results[J]. *Advances in Water Science*, 2015, 26(4): 473-480. (in Chinese with English abstract)
- [3] Rodríguez-Iturbe I, Valdés J. The geomorphologic structure of hydrologic response[J]. *Water Resources Research*, 1979, 15(6): 1409-1420.
- [4] Maidment D R, Olivera F, Calver A, et al. Unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field[J]. *Hydrological Processes*, 1996, 10(6): 831-844.
- [5] 董丰成, 石朋, 纪小敏, 等. 基于地形地貌参数确定地貌单位线中的平均流速[J]. *中国农村水利水电*, 2019(12): 43-47, 51.
Dong Fengcheng, Shi Peng, Ji Xiaomin, et al. Determination of average flow velocity in geomorphologic instantaneous unit hydrograph based on terrain and topographic parameters[J]. *China Rural Water and Hydropower*, 2019(12): 43-47, 51. (in Chinese with English abstract)
- [6] 李琪, 文康. 地貌单位线通用公式中动力因子—流速计算的研究[J]. *海河水利*, 1989(1): 6-12.
Li Qi, Wen Kang. Dynamic factor in GIUH formulae—study on the flow velocity[J]. *Haihe Water Resources*, 1989(1): 6-12. (in Chinese with English abstract)
- [7] 芮孝芳. 地貌瞬时单位线研究进展[J]. *水科学进展*, 1999(3): 345-350.
Rui Xiaofang. Some advances in geomorphologic instantaneous unit hydrograph theory[J]. *Advances in Water Science*, 1999(3): 345-350. (in Chinese with English abstract)
- [8] 芮孝芳. 由流路长度分布律和坡度分布律确定地貌单位线[J]. *水科学进展*, 2003, 14(5): 602-606.
Rui Xiaofang. Study of determining geomorphologic unit hydrograph by means of probability density functions of path length and slope[J]. *Advances in Water Science*, 2003, 14(5): 602-606. (in Chinese with English abstract)
- [9] 孔凡哲, 芮孝芳, 李燕. 基于空间分布流速场的单位线推求及应用[J]. *河海大学学报(自然科学版)*, 2006, 34(5): 485-488.
Kong Fanzhe, Rui Xiaofang, Li Yan. Unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field and its application[J]. *Journal of Hohai University (Natural Sciences)*, 2006, 34(5): 485-488 (in Chinese with English abstract)
- [10] Rui X F, Yu M, Liu F G, et al. Calculation of watershed flow concentration based on the grid drop concept[J]. *Water Science and Engineering*, 2008, 1: 1-9.
- [11] 康玲, 王学立, 姜铁兵, 等. 基于数字高程模型的流域变动等流时线方法[J]. *水利学报*, 2006, 37(1): 40-44.
Kang Ling, Wang Xueli, Jiang Tiebing, et al. Watershed variable isochrones method based on DEM[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2006, 37(1): 40-44. (in Chinese with English abstract)
- [12] 罗清元, 王婉婉, 赵彦增, 等. 小流域山洪灾害分析评价中产汇流计算方法及应用[J]. *水电能源科学*, 2018, 36(12): 59-62.
Luo Qingyuan, Wang Wanwan, Zhao Yanzeng, et al. Research and application on calculation method of yield and confluence in mountain torrent disaster analysis and evaluation within small watershed[J]. *Water Resource and Power*, 2018, 36(12): 59-62. (in Chinese with English abstract)
- [13] 孔凡哲, 郭良. 一种时变分布式单位线计算方法[J]. *水科学进展*, 2019, 30(4): 477-484.
Kong Fanzhe, Guo Liang. A method of deriving time-variant distributed unit hydrograph[J]. *Advances in Water Science*, 2019, 30(4): 477-484. (in Chinese with English abstract)
- [14] 宋晓猛, 孔凡哲, 朱朝霞. 考虑降雨强度的汇流速度计算方法[J]. *水电能源科学*, 2010, 28(8): 7-9, 75.
Song Xiaomeng, Kong Fanzhe, Zhu Chaoxia. Method of concentration velocity considering rainfall intensity[J]. *Water Resources and Power*, 2010, 28(8): 7-9, 75. (in Chinese with English abstract)
- [15] 孔凡哲, 韩继伟, 赵磊, 等. 分布式单位线分析方法的对比分析[J]. *人民黄河*, 2011, 33(1): 28-30.
Kong Fanzhe, Han Jiwei, Zhao Lei, et al. Comparison and analysis of distributed unit hydrograph analysis methods[J]. *Yellow River*, 2011, 33(1): 28-30. (in Chinese with English abstract)
- [16] 王晓燕, 黄洁钰, 黄静宇, 等. 基于前期雨量和降雨历时的 SCS-CN 模型改进[J]. *农业工程学报*, 2021, 37(22): 85-94.
Wang Xiaoyan, Huang Jieyu, Huang Jingyu, et al. Storage capacity determination of small watershed in hilly regions based on SCS-CN model[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering(Transactions of the CSAE)*, 2021, 37(22): 85-94. (in Chinese with English abstract)
- [17] 介飞龙, 费良军, 李山, 等. 干旱区引水灌区灌溉退水计算方法[J]. *农业工程学报*, 2021, 37(13): 66-73.
Jie Feilong, Fei Liangjun, Li Shan, et al. Calculation method for irrigation return flow in a water diversion irrigation district of arid areas [J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering(Transactions of the CSAE)*, 2021, 37(13): 66-73. (in Chinese with English abstract)
- [18] 王好芳, 赵天宇, 解明月, 等. 基于 SCS-CN 模型确定山区小流域蓄水容量研究[J]. *农业工程学报*, 2018, 34(增刊 1): 200-206.
Wang Haofang, Zhao Tianyu, Xie Mingyue et al. Improvement of SCS-CN model based on antecedent precipitation and rainfall duration[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering(Transactions of the CSAE)*, 2018, 34(Suppl. 1): 200-206. (in Chinese with English abstract)
- [19] 王清源, 张乐涛, 魏仪媛, 等. 基于能量的坡面侵蚀性径流及其水沙传递关系[J]. *农业工程学报*, 2022, 38(1): 151-157.
Wang Qingyuan, Zhang Letao, Wei Yiyuan, et al. Relationship between erosive runoff and flow-sediment on loess slope: An erosive energy perspective[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering(Transactions of the CSAE)*, 2022, 38(1): 151-157. (in Chinese with English abstract)
- [20] 罗铭, 黄尔, 王协康, 等. 山区卵砾石河道水流阻力计算[J]. *水科学进展*, 2020, 31(3): 404-412.
Luo Ming, Huang Er, Wang Xiekang, et al. Flow resistance evaluation in gravel-and boulder-bed[J]. *Advances in Water Science*, 2020, 31(3): 404-412. (in Chinese with English abstract)
- [21] 罗铭, 张焕, 丁锐, 等. 山区阶梯式河道水流阻力研究[J]. *水科学进展*, 2019, 30(5): 719-726.
Luo Min, Zhang Huan, Ding Rui, et al. Flow resistance in mountainous streams with stepped channel[J]. *Advances in Water Science*, 2019, 30(5): 719-726. (in Chinese with English abstract)
- [22] 谢亚光, 余明辉, 胡鹏, 等. 弯道凹岸不同部位崩塌体对近岸水流结构影响的试验研究[J]. *水科学进展*, 2019, 30(5): 727-737.
Xie Yaguang, Yu Minhui, Hu Peng, et al. Experimental study on the effects of slump block at different locations upon the flow structure near the outer bank[J]. *Advances in Water Science*, 2019, 30(5): 727-737. (in Chinese with English abstract)
- [23] 周刚, 姚仕明, 秦翠翠, 等. 连续弯道水流模拟中二次流修正效果评价[J]. *水科学进展*, 2016, 27(2): 266-279.
Zhou Gang, Yao Shiming, Qin Cuicui, et al. Comparative evaluation of secondary flow correction methods for consecutive bend flow simulation[J]. *Advances in Water Science*, 2016, 27(2): 266-279. (in Chinese with English abstract)
- [24] Fairfield J, Leymarie P. Drainage networks from grid digital elevation models[J]. *Water Resource Research*, 1991, 27(5):

- 709-717.
- [25] Zhao R J, Zhang Y L, Fang L R. The Xinanjiang model[C]//Hydrological Forecasting Proceedings Oxford Symposium. Oxford, The United Kingdom of Great Britain and Northern Ireland University: IAHS Publishing, 1980: 351-356.
- [26] Zhao R J. The Xinanjiang model applied in China[J]. *Journal of Hydrology*, 1992, 135(1/2/3/4): 371-381.
- [27] Wang W C, Cheng C T, Chau K W, et al. Calibration of Xinanjiang model parameters using hybrid genetic algorithm based fuzzy optimal model[J]. *Journal of Hydroinformatics*, 2012, 14(3): 784-799.
- [28] Wang W C, Zhao Y W, Chau K W, et al. Improved flood forecasting using geomorphic unit hydrograph based on spatially distributed velocity field[J]. *Journal of Hydroinformatics*, 2021, 23(4): 724-739.
- [29] Tewolde M, Smithers J. Flood routing in ungauged catchments using Muskingum methods[J]. *Water SA*, 2006, 32(3): 379-388.
- [30] Todini E. A mass conservative and water storage consistent variable parameter Muskingum-Cunge approach[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2007, 4(3): 1549-1592.
- [31] 宋晓猛, 张建云, 孔凡哲, 等. 基于流域地形地貌特征的分布式汇流方法[J]. *长江流域资源与环境*, 2015, 24(4): 585-593. Song Xiaomeng, Zhang Jianyun, Kong Fanzhe, et al. Distributed runoff modeling based on watershed geomorphological characteristics[J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2015, 24(4): 585-593. (in Chinese with English abstract)

Calculation method and application of the geomorphic unit hydrograph based on spatial energy conversion

Wang Wenchuan¹, Zhao Yanwei¹, Xu Dongmei¹, Liu Changjun², Ma Qiang²

(1. College of Water Resources, North China University of Water Resources and Electric Power, Zhengzhou 450046, China; 2. Research Center on Flood and Drought Disaster Reduction, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China)

Abstract: Flood in small and medium-sized catchments can be characterized by the short concentration time, high flow velocity, fierce attack, and violent stage change. Mountain torrents also occur frequently in these small and medium-sized catchments. But, it is very difficult to carry out flood forecasting and early warning, due mainly to those located in the ungauged areas. Therefore, it is a high demand to improve the forecast accuracy in the operational hydrology, especially in the areas without enough measured data. In this study, an energy model was proposed to estimate the velocity of overland flow for the high accuracy in the simulation of flow concentration. Firstly, the spatial distribution of the energy was determined for the water particles in the basin. The gravitational potential energy was gradually transformed into kinetic energy using the iterative computation from the upstream to the downstream, according to the flow direction. Secondly, the spatial energy field was constructed considering the energy loss, and then the overland flow velocity was estimated to generate the spatial velocity field. Thirdly, the concentration time was calculated to count the number of grids, when the water particles on each grid reached the outlet of the watershed. Finally, the geomorphic unit hydrograph was generated to determine the relationship between the catchment area and concentration time. The study area was set as the Zhuxipo basin in Yiyang City, Hunan Province, China, located at the source of Yixi, a tributary of the Zishui River. The Zhuxipo basin was divided into 57 sub watersheds using Digital Elevation Model (DEM) data with a resolution of 30 m×30 m. A distributed model was then constructed to simulate 36 floods in the study area from 1984 to 2020. A Xinanjiang model, geomorphic unit hydrograph model, and Muskingum Routing were used to calculate the runoff generation, overland flow concentration, and river network flow concentration, respectively. The geomorphic unit hydrograph was also extracted by the Energy Conversion Method (EC-GUH) and Slope Rain Intensity Method (SR-GUH). At the same time, the EC-GUH and SR-GUH were also used to compute the overland flow concentration for the evaluation. The average flow velocity of the hydrological section was then calculated to estimate the range of energy residual coefficient (the only parameter of EC-GUH), according to the total water volume and kinetic energy of 36 floods. The results show that the EC-GUH method performed better than the SR-GUH method, where the proportion of floods with a peak time error no more than 1 h increased from 30.5% to 83.3%, the number of floods with Nash-Sutcliffe efficiency coefficient no less than 0.9 increased from 9 to 17, and the average Nash-Sutcliffe efficiency coefficient increased from 0.82 to 0.89, indicating a significantly improved simulation accuracy. It was estimated that the range of energy residual coefficient was [0.008, 0.014] under the flow velocity. In this case, the proportion of flood simulation with the Nash-Sutcliffe efficiency coefficient not less than 0.9 was 44%-50%, which was close to the calibration. It infers that the parameter can be estimated indirectly using the average velocity of the outlet section. Consequently, the concentration model presented a clear physical meaning, whose parameters were determined by the calibration or measurement for the cross and vertical section of the channel. As such, the obtained velocity can be used to simulate the flow concentration of overland and river networks. The finding can also provide a reliable idea for the concentration evaluation in the ungauged basins.

Keywords: runoff; flow velocity; spatial distribution; flood forecasting; geomorphic unit hydrograph; distributed hydrological model