

基于空间分布流速场的单位线推求及应用

孔凡哲¹, 芮孝芳², 李 燕¹

(1. 中国矿业大学资源与地球科学学院, 江苏 徐州 221008; 2. 河海大学水资源环境学院, 江苏 南京 210098)

摘要: 为了考虑地形坡度对汇流的影响, 利用空间分布流速场分析地貌瞬时单位线, 坡地单元与河道单元的汇流速度采用不同的计算公式, 同时考虑流速沿河道向下游的变化。基于数字高程模型 (DEM) 计算每一网格的汇流时间, 将其看作随机变量进行统计分析, 得到汇流时间的概率密度分布——地貌瞬时单位线 (GIUH)。该方法在沿渡河流域的应用效果较好。

关键词: 数字高程模型 (DEM); 流速分布; 汇流时间; 地貌瞬时单位线 (GIUH)

中图分类号: P333.9 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-198X(2006)05-0485-04

流域上的净雨必须经汇流才能转化为出口处的径流过程, 其普遍应用的转换函数为单位线。最初由于不能考虑地形地貌对汇流的影响, 研究的重点只能放在如何求得流域出口的流量过程上^[1]。由于地形地貌对流向、流速及径流聚积有很大影响^[2], 人们不断研究与地形地貌有关的单位线——地貌瞬时单位线 (GIUH)^[3-6], 但其在汇流计算时忽略了坡地漫流的汇流时间, 而无论大流域或小流域, 坡地漫流过程都有着重要的意义^[7]。

随着流域模拟技术、计算机技术、GIS 的发展, 特别是数字高程模型 DEM 的出现, 流域上水流真实的汇集方式越来越成为关注的对象。根据文献 [8], 流域中水质点汇流时间的概率密度分布函数等价于地貌瞬时单位线, 即将推求流域汇流单位线问题转化为确定汇流时间概率密度分布问题。有许多方法可以计算流域上网格单元的流速, Calver 等认为, 坡地上任一点的流速与其距河道的距离有关, 河道中某一点的流速为沿河道到达流域出口距离的函数^[9]。实践证明, 很难用分析手段得到合理的流速关系^[9]。流速与径流距离间的关系隐含着—一个假定, 即像地面坡度一类的变量为径流距离的函数, 这与实际情况不符。

Maidment 等^[9]根据地面坡度与流速间的关系, 利用 GIS 工具对 DEM 进行分析, 得到了各个网格单元的汇流时间。但在流速计算公式中用的是流域平均流速, 且计算过程中没有区分坡地单元与河道单元, 即没有考虑坡地单元与河道单元间水力特性的差别。

本文根据径流形成的“粒子说”观点, 以三峡库区沿渡河流域为研究流域, 对基于具有空间分布特点的流速场地貌瞬时单位线分析方法进行初步探讨。

1 基本思路

1.1 流速的计算

流域上各点的净雨深、水流条件, 尤其是坡度及坡向是不一致的, 所以各点流速的大小和方向均不相同。利用栅格 DEM 和 GIS, 不但可以确定流域上各点的流向, 而且还可以确定各点流速的大小, 从而得到流域内的流速场。根据水力学理论, 流域上各点的流速与净雨有关。在地貌瞬时单位线分析方法中隐含着—一个假定, 即流速取决于如糙率、地面坡度和汇水面积等区域常数变量, 而与像径流或蓄水等随时间变化的变量无关。因此, 在流域内存在一个随空间变化而不随时间变化的流速场。需要说明的是, 对于流域内固定的一点, 在一场降雨过程中的流速假定为不随时间而变, 但在不同的降雨过程中流速可以是不同的, 这样就可以解决净雨强度对地貌瞬时单位线的影响问题。

Sircar 等参照 Manning 公式的形式, 将坡面流速作为地面坡度 S 的函数, 利用式 (1) 计算坡面流速^[9], 即

$$V = aS^b \tag{1}$$

如果将式(1)用于整个流域(包括坡地和河道中的网格单元),则必须考虑流速沿水系向下游的增加. Pilgrim 根据示踪实验,证明了当流量较大时流速趋于一稳定值,并且该稳定值从河流上游向下游增加^[7]这一结论.而 Maidment 等^[9]采用了随空间变化而不随时间变化的流速计算公式,即

$$V = aS^bA^c \tag{2}$$

式中: V ——网格单元的流速; S ——地面坡度; A ——汇水面积; a, b, c ——参数,其中 a 包含了地面糙率因素.

由于坡地与河道特征不同,特别是水力条件的差异,坡地上与河网中的网格单元应采用不同的流速计算公式.可认为坡地上的水流速度只与地面坡度有关,与水量无关,其网格单元的流速计算公式采用式(1);而河网中网格单元的流速除与地面坡度有关外,还与水量有关,其网格单元的流速计算公式采用式(2).

1.2 汇流时间的确定

每一个网格单元的流速经式(1)或式(2)计算后,可由式(3)计算径流在每一个网格内的滞时,即

$$\Delta\tau = L/V \quad \text{或} \quad \Delta\tau = \sqrt{2}L/V \tag{3}$$

式中 L 为网格的边长.沿着径流路径,可由式(4)计算出每一个网格单元到达流域出口的汇流时间,即

$$\tau = \sum_{i=1}^m \Delta\tau_i \tag{4}$$

式中 m 为径流路径上网格的数量.

1.3 单位线的分析

利用式(1)~(4),可得到流域内所有网格的汇流时间.将汇流时间看作随机变量进行统计分析,得到汇流时间的概率密度分布.根据径流过程形成的“粒子学说”^[3-4,8],即水质点在弱相互作用情况下的汇流时间概率密度分布函数等价于地貌瞬时单位线,得到地貌瞬时单位线.需要说明的是,在文中推求的是 1 个单位净雨所形成的无因次单位线.

2 应用实例

2.1 DEM 的预处理

以长江流域内的沿渡河流域为研究对象.利用 GIS 工具对 DEM 填洼后,计算流域中每一个网格的坡度和汇水面积,同时对坡度为 0 的网格进行处理^[10].根据 D8 方法^[11]可以得到任一网格沿汇流路径到达流域出口的距离.

2.2 参数的率定

流速公式中有 3 个参数,即 a, b, c .为了便于计算,特别是考虑到与河道中水流特征相吻合,即与曼宁公式一致, b 值取 0.5,不讨论其对地貌瞬时单位线的影响.由于没有示踪资料来率定流域内水流速度的计算公式,所以本研究中利用实测径流过程率定参数 a 和 c .

a. a 对地貌瞬时单位线的影响.如图 1(a)所示(图中纵坐标为某一汇流时间对应的流域面积占总流域面积的比值)随着 a 值的变化,流域内所有网格内的流速均成倍数改变.对地貌瞬时单位线的影响为:增大 a 值,地貌瞬时单位线的历时减小,峰值增加,峰现时间提前.

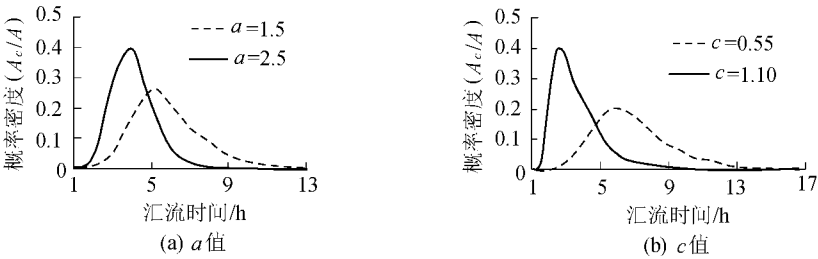


图 1 参数对地貌瞬时单位线的影响
Fig.1 Influence of parameters on GIUH

b. c 对地貌瞬时单位线的影响. 参数 c 只影响河网内网格单元的流速, 即 c 值的大小主要是通过影响水流在河网内网格单元的滞时影响地貌瞬时单位线的. 河网中网格单元的汇水面积较大, 愈靠近流域出口, 网格单元的汇水面积值越大, 所以 c 值的改变对地貌瞬时单位线, 特别是对峰值大小和峰现时间的影响非常明显, 如图 1(b) 所示.

同时调整 a 和 c 的值可得到流域地貌瞬时单位线. 最后流速公式的参数为 $a = 0.9$, $c = 0.8$. 利用率定后的参数计算出的网格汇流时间分布如图 2(a) 所示. 利用平均流速计算的汇流时间分布如图 2(b) 所示, 其与汇流路径长度的分布相似, 即汇流路径越长的点, 其汇流时间就越大. 可见图 2(a) 的结果更符合实际情况.

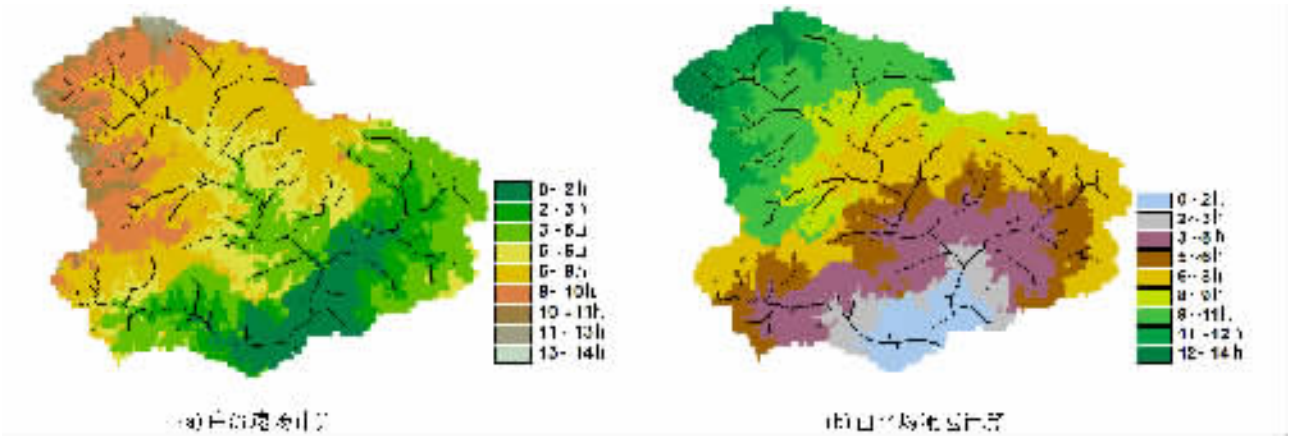


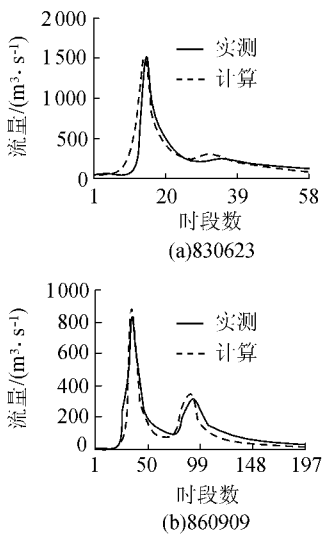
图 2 汇流时间分布
Fig.2 Distribution of flow concentration time

2.3 降雨-径流过程的计算

利用分析出的 1 h 时段单位线, 对长江流域三峡库区内沿渡河流域 19 场降雨的径流过程进行模拟计算, 计算结果见表 1. 从计算结果可以看出, 确定性系数大于 0.7 的有 84%, 洪峰误差小于 20% 的有 90%, 径流量相对误差小于 15% 的有 95%. 图 3 为 810623 和 860909 两次洪水的计算洪水过程线与实测洪水过程线对比.

表 1 径流过程计算结果

Table 1 Calculated results of runoffs							
洪号	洪峰误差/%	洪量误差/%	确定性系数	洪号	洪峰误差/%	洪量误差/%	确定性系数
810623	1.52	2.34	0.96	831017	-15.93	-9.62	0.70
810714	1.13	-2.22	0.80	840612	-20.8	-10.08	0.75
810810	7.35	-7.18	0.71	840723	-10.28	-1.12	0.84
810824	5.63	-7.08	0.55	840909	-11.63	-10.03	0.86
820716	0.46	1.73	0.88	850621	1.91	-1.54	0.91
820820	0.29	-12.57	0.76	860615	-4.77	6.78	0.88
830623	-19.25	9.36	0.86	860909	-0.91	6.05	0.95
830721	-7.26	16.55	0.70	870622	4.26	9.11	0.64
830906	0.17	-12.14	0.90	870719	22.30	-11.73	0.71
831004	2.49	-15.44	0.54				



3 结论与讨论

a. 本文利用地貌瞬时单位线的分析方法, 以降雨径流形成的微观理论为基础, 借助数字高程模型, 利用空间分布流速场考虑流域地形地貌特征的空间变化. 坡面上与河网内的网格单元采用不同的流速计算公式, 可以充分考虑坡面与河道的水流特征, 特别是水力条件的差异. 实际降雨径流过程的模拟计算结果较理想.

b. 文中采用不同的计算公式计算坡面和河道的水流流速. 为了方便, 采用了相同的参数, 即两公式中 a 和 b 的值相同. 但在实际应用时, 两公式中的参数可以是不同的. 需要说明的是, 坡地上与河网中的网格单元可以采用完全不同类型的流速计算公式.

图 3 计算洪水过程与实测洪水过程比较
Fig.3 Comparison of observed and calculated hydrographs

c. 由于在此之前没有实测示踪资料来率定流域中流速的计算公式,所以只能利用流域出口断面的实际降雨径流过程确定公式中的参数值,因此公式中的参数只能是经验参数,流速计算公式也只能是经验公式。可以相信,如能确定流速与流域地形地貌因素间的定量关系,本文提出方法的实用性会大大提高,特别是在无资料地区。

d. 使用地貌瞬时单位线时的线性假定带来的问题是显著的。在汇流计算时,不同数量级的净雨应利用不同的地貌瞬时单位线。可以在流速计算公式中加入雨强参数,即流域中任一点的流速是随净雨强度,特别是造峰雨强变化的。不同的净雨强度分析出的地貌瞬时单位线是不同的,这样就可以解决地貌瞬时单位线的综合问题。

参考文献:

- [1] CLARK C O. Storage and the unit hydrograph[J]. Transaction American Society of Civil Engineers, 1945, 110: 1419-1446.
- [2] SAGHAFIAN B, JULIEN P Y. Runoff hydrograph simulation based on time variable isochrone technique[J]. Journal of Hydrology, 2002, 261: 193-203.
- [3] RODRIGUEZ-ITUSBE I, VALDED J B. The geomorphological structure of hydrologic response[J]. Water Resources Research, 1979, 15(6): 1409-1420.
- [4] GUPTA V K, WAYMINE E C, WANG C T. A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology[J]. Water Resources Research, 1980, 16(5): 855-862.
- [5] RINALDO A, MARANI A, RIGON R. Geomorphological dispersior[J]. Water Resources Research, 1991, 27(4): 513-525.
- [6] 芮孝芳. 利用地形地貌资料确定 Nash 模型参数的研究[J]. 水文, 1999, 19(3): 6-10.
- [7] PILGRIM D H. Travel times and nonlinearity of flood runoff from tracer measurements on a small watershed[J]. Water Resources Research, 1976, 12(4): 487-496.
- [8] 芮孝芳. 水文学原理[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004: 301-303.
- [9] MAIDMENT D R. Unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field[J]. Hydrological Processes, 1996, 10: 831-844.
- [10] 孔凡哲, 芮孝芳. 一种地形指数计算方法在 TOPMODEL 中的应用[J]. 水文, 2003, 23(3): 16-19.
- [11] FAIRCHILD J, LEYMARIE P. Drainage networks from grid digital elevation models[J]. Water Resources Research, 1991, 27(5): 709-717.

Unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field and its application

KONG Fan-zhe¹, RUI Xiao-fang², LI Yan¹

(1. College of Resources and Geosciences, China University of Mining and Technology, Xuzhou 221008, China;
2. College of Water Resources and Environment, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract For investigation of the influence of landform slope on flow concentration, the spatially distributed velocity field is used to analyze the unit hydrograph, and the velocities for slope elements and channel elements are calculated by use of different calculation formulas with the variation of flow velocity along the downstream of the river channel taken into account. Based on the digital elevation model (DEM), the flow concentration time at each grid is calculated. Taking it as a random variable, a statistical analysis is performed, and the probability density distribution of the flow concentration time—the geomorphological instantaneous unit hydrograph (GIUH) is obtained. The present method is applied to Yandu River watershed, and the result is satisfactory.

Key words digital elevation model; flow velocity distribution; flow concentration time; geomorphological instantaneous unit hydrograph (GIUH)