

Γ型地貌瞬时单位线探讨*

靳 长 兴

(陕西机械学院水利系)

提 要: 在地貌瞬时单位线中作者假定沿任一“路径”的等待时间密度函数成Γ型分布。本文讨论了Γ型地貌瞬时单位线的推导、参数确定和特点。并取蛇家口、三川口流域的实测资料验证,计算洪峰值和涨洪历时与实测值十分接近。

主题词: 地貌瞬时单位线 流速 降雨

地貌气候学理论(又称R—V理论)是近年来形成的汇流研究的一种新方法,是随机水文学和确定性水文学相结合的产物,也是水文学和地貌学相结合的产物。它的目的是企图从影响雨水在流域上运动的流域地貌特征出发建立流域的水文特征和流域地貌特征参数间的关系,在解决汇流计算的同时探讨影响汇流的流域地貌规律。这种方法对解决无资料 and 资料短缺地区的汇流问题具有重大的现实意义。

地貌气候学理论是Rodriguez和Valdes于1979年创立。作者将流域按Strahler分级法分级,某一时刻雨滴在流域上所处的级别称为状态,那么雨滴在流域上的运动相当于状态的转化,且这一转化服从马尔可夫(Markov)过程;假定在任一状态下雨滴的等待时间密度函数成指数型分布,则可求出在单位净雨下流域的瞬时单位线。

Gupta V.K. 1980年对地貌单位线作了进一步研究。他认为降落在流域上任一点的雨滴都须经过一定的“路径”(由状态组成)流向流域出口;假定雨滴在任一状态下等待时间密度函数为指数型(或均匀型)分布,则流域瞬时单位线等于各“路径”上等待时间密度函数的卷积沿路径概率求和。

大量的水文实测资料证明,在一定的净雨作用下流域的出口断面洪水过程为铃型,即成Γ型分布。为了模拟这一实际现象本文作者在地貌瞬时单位线中假定沿任一“路径”的等待时间密度函数成Γ(Gamma)型分布。这样求得的瞬时单位线亦成Γ型分布,符合水文规律。

一、Horton形态定量律

Horton形态定量律创立于1945年。后经A.N. Strahler等人的发展而完善。形态定量

本文1986年11月30日收到。

本文是在沈晋老师指导下完成的,作者深致谢意。

律的基础是河流分级方法, 目前常用的Strahler分级法如下:

1. 起源于河源的河流为1级河流;
2. 两条同级相汇其级别增加一级, 即 $\omega + 1$;
3. 两条不同级相汇取其较高一级河流的级别, 即 ω_1, ω_2 取 $\omega_1, \omega_1 > \omega_2$ 。

建立在以上分级方法基础上的形态定量律包括以下内容:

$$1. \text{ 河数律: } N_{\omega} = R_b^{\omega - \Omega} \quad \omega = 1, 2, \dots, \Omega \quad (1)$$

$$2. \text{ 河长律: } \bar{L}_{\omega} = \bar{L}_1 R_l^{\omega - 1} \quad \omega = 1, 2, \dots, \Omega \quad (2)$$

$$3. \text{ 面积律: } \bar{A}_{\omega} = \bar{A}_1 R_a^{\omega - 1} \quad \omega = 1, 2, \dots, \Omega \quad (3)$$

$$4. \text{ 比降律: } \bar{S}_{\omega} = \bar{S}_1 R_s^{\omega - 1} \quad \omega = 1, 2, \dots, \Omega \quad (4)$$

式中 N_{ω} 、 \bar{L}_{ω} 、 \bar{A}_{ω} 、 \bar{S}_{ω} 分别为 ω 级河流数、平均河长、平均面积及平均比降; R_b 、 R_l 、 R_a 及 R_s 分别为分叉比、河长比、面积比及比降比; Ω 为流域级别。

应用陕北子洲径流实验站岔巴沟流域的12个小流域地貌资料(岔巴沟流域据五万分之一地形图量算, 其余流域均在万分之一图上量算)对上述各规律进行检验, 结果如图1(为节省篇幅, 河流数与级别、平均河长与级别、平均河流比降与级别的关系图略——编者)所示。

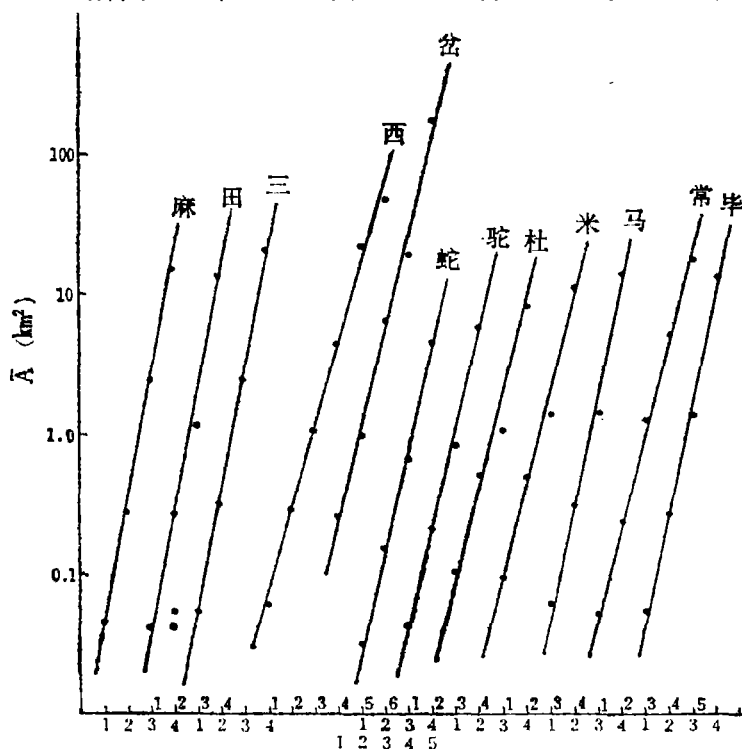


图 1 流域平均面积与河流级别的关系

Relationships between average stream area and stream order in different drainage basins

从图1可以看出Horton形态定律是普遍适应的。

由于形态定量律属统计规律, 因此有多种不同的计算特征参数的方法(Smart, 1972),

表 1. 各流域地貌特征参数的计算结果
The characteristics of the catchments in North Shaanxi Province

参 数	流 域	蛇 家 沟	驼 耳 巷	田 家 沟	麻 地 沟	三 川 口	杜 家 沟 岔	米 指 沟	马 家 沟	毕 家 岔 沟	常 家 园 子	西 庄	岔 巴 沟
R_b		4.2	4.0	5.9	6.0	6.2	3.0	4.5	5.3	5.3	3.8	3.5	4.7
R_l		2.6	2.5	3.7	3.0	2.9	2.9	2.5	2.5	3.0	1.8	1.8	3.0
R_a		5.3	5.4	7.5	7.3	7.4	4.9	5.5	6.6	6.7	4.4	4.0	5.7
R_s		2.1	2.0	2.3	2.3	2.3	2.2	2.1	2.5	2.6	2.1	1.9	2.1
F_a/D_a^2		0.69	0.61	0.58	0.60	0.55	0.53	0.56	0.47	0.49	0.53	0.60	0.49
$\sum N_i/N_1$		1.30	1.29	1.22	1.21	1.22	1.20	1.23	1.28	1.27	1.27	1.28	1.28

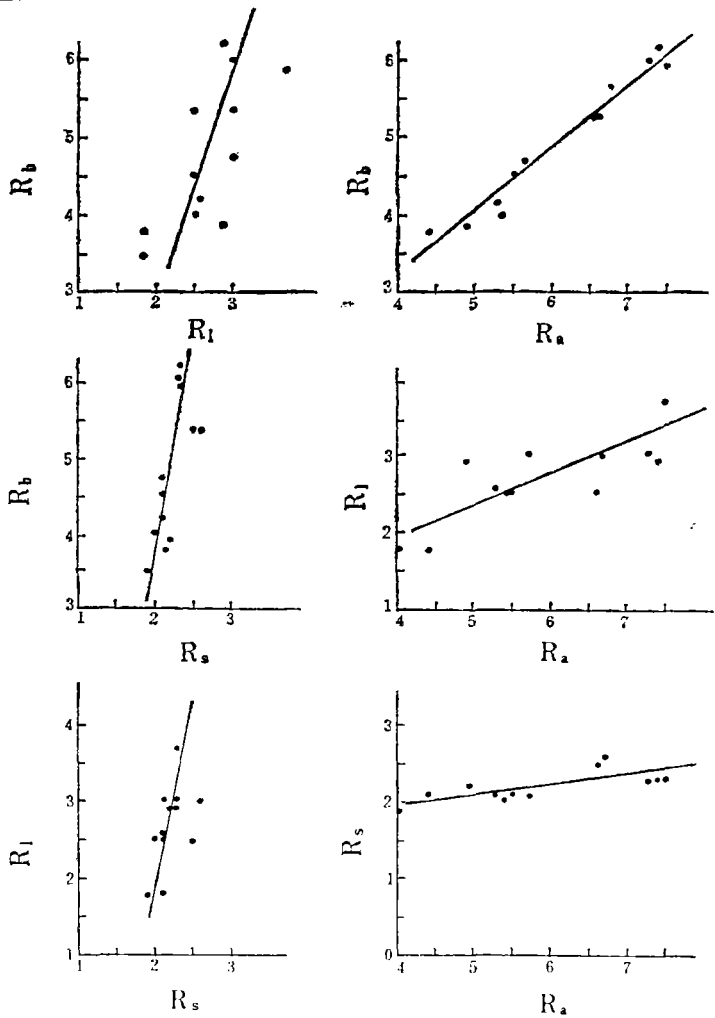


图 2 分汊比、河长比、面积比、比降比之间关系

Relationships between bifurcation ratio (R_b), length (R_l) ratio, area ratio (R_a), and slope ratio (R_s)

经分析比较得出：以几何平均法计算分叉比 R_b ，以算术平均法分别计算河长比 R_L 、面积比 R_A 及比降比 R_s 能较好地反映实际情况。对12个流域的计算结果如表1所示。Horton形态定律各特征参数间并不是独立的。它们存在有一定的关系，这一关系如图2所示。

把单位面积上河长称为河网密度(D_n)，单位面积上河流数称为河频率(F_n)，对12个流域统计发现河频率与河网密度平方比约为0.5—0.6间，现河流总数(ΣN_n)与1级河流数(N_1)之比约为1.20—1.30(见表1)。

二、Γ型地貌瞬时单位线推导

Gupta V. K. 1980年从流域上水量平衡的宏观方程式及雨滴在流域上运动的微观分析式中得出了流域的瞬时单位线($U(0, t)$)与雨滴在流域上的等待时间密度函数($f(t)$)有如下等价关系：

$$U(0, t) = f(t) \quad (5)$$

可见只要等待时间密度函数确定了，流域的瞬时单位线也就确定了。为了确定 $f(t)$ ，对雨滴在流域上的运动作如下概化：

1. 状态为某一时刻雨滴所处河流级别。雨滴的运动为状态的转化，雨滴可以开始于任一状态，最终都将到达收集态；

2. 定义 r_i 、 c_i 分别为 i 级坡面及河槽状态，则转移出 r_i 的唯一路径为 $r_i \rightarrow c_i$ ；转移出 c_i 的路径为 $c_i \rightarrow c_j$ ($j > i$)；

3. 定义 C_{Q+1} 为收集态(即流域出口)，则转移出 C_{Q+1} 是不可能事件。

按以上转化规律，降落在 r_i 的雨滴经一系列状态的转化才能到达 C_{Q+1} 。这些状态便形成了一条路径 S ($s = \langle x_1, x_2, \dots, x_n \rangle$, $x_k \in (r_1, r_2, \dots, r_Q, c_1, c_2, \dots, c_Q)$)。所有路径之和便形成了一个路径集 $S = \{s\}$ 。例如一个三级流域(图略)的路径集 S ：

$$S_1: r_1 \rightarrow c_1 \rightarrow c_2 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4 \quad S_2: r_1 \rightarrow c_1 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4$$

$$S_3: r_2 \rightarrow c_2 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4 \quad S_4: r_3 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4$$

设在路径 S 上雨滴的等待时间密度函数为 $f_s(t)$ ，雨滴经过该路径的概率为 P_s ，则流域瞬时单位线为：

$$U(0, t) = \sum_s P_s \cdot f_s(t) \quad (6)$$

到目前为止还没有人从雨滴运动的物理规律中求出 $f_s(t)$ 的表达式，故不得不借助于现有的水文知识对 $f_s(t)$ 作出某种假定。如Rodriguez等假定为指数型，而Gupta假定为指数或均匀型。但大量的实测资料已经证实水文现象成Γ型分布(Dooge, 1973)，故本文建议 $f_s(t)$ 采用Γ型分布，即：

$$f_s(t) = \frac{\beta_s^\alpha}{\Gamma(\alpha)} (t - t_{0s})^{\alpha-1} e^{-\beta_s(t-t_{0s})} \quad (7)$$

式中 α 、 β_s 为参数， t_{0s} 为雨滴在路径 S 上的起涨时间，即路径 S 上第一滴雨滴从降落到汇至流域出口所需的时间。

现在我们建立以上参数与地貌参数的关系。

1. α 、 β_s 及 t_{0s}

由(7)式知雨滴在路径S上的平均等待时间为:

$$E_s = \int_0^{\infty} t \cdot f_s(t) dt = \frac{\alpha}{\beta_s} + t_{0s} \quad (8)$$

又由动力条件有:

$$E_s = Las/v \quad (9)$$

故有: $\alpha/\beta_s + t_{0s} = Las/v$

$$(10)$$

式中Las为路径S重心到流域出口距离, v为汇流速度。

设S上状态 X_k 的重心到 X_k 末端距离为 Lax_k 。

1) 当 $X_k = C_1$ 时(图3):

$$Lax_k \doteq \frac{1}{2} \bar{L}_{C_1} \quad (11-a)$$

2) 当 X_k 前一级为 X_{k-1} 级(图3-2b))时:

汇入 X_k 级中的 N_{X_{k-1}, X_k} 条 X_{k-1} 级河流将 X_k 分为

$N_{X_{k-1}, X_k} - 1$ 条链, 其长为:

$$\bar{L}'_{X_k} = \bar{L}_{X_k} / (N_{X_{k-1}, X_k} - 1) \quad (11-b)$$

故 $Lax_k = \frac{1}{N_{X_{k-1}, X_k}} (\bar{L}'_{X_1} + 2\bar{L}'_{X_2} + \dots + (N_{X_{k-1}, X_k} - 1)\bar{L}'_{X_k})$

1) \bar{L}'_{X_k}

$$= \frac{1}{2} (N_{X_{k-1}, X_k} - 1) \cdot \bar{L}'_{X_k} = \frac{1}{2} \bar{L}_{X_k} \quad (11-c)$$

3) 当 X_k 前一级为 $X_{k-1} (< X_k - 1)$ 时(图3):

汇入每条 X_k 中的 N_{X_{k-1}, X_k} 条 X_{k-1} 级河流将 X_k 级分为

$N_{X_{k-1}, X_k} + 1$ 条链, 其平均长度为:

$$\bar{L}'_{X_k} = \bar{L}_{X_k} / (N_{X_{k-1}, X_k} + 1) \quad (11-d)$$

$$\therefore Lax_k = \frac{1}{N_{X_{k-1}, X_k}} (\bar{L}'_{X_1} + 2\bar{L}'_{X_2} + \dots + N_{X_{k-1}, X_k} \cdot \bar{L}'_{X_k})$$

$$= \frac{1}{2} (N_{X_{k-1}, X_k} + 1) \bar{L}'_{X_k} \doteq \frac{1}{2} \bar{L}_{X_k} \quad (11-e)$$

由(11-a)、(11-c)及(11-e)有:

$$Lax_k = \frac{1}{2} \bar{L}_{X_k} \quad (12)$$

$$\text{故 } Las = \frac{1}{2} \sum_{X_k} \bar{L}_{X_k} \quad (13)$$

由于各路径之坡面状态距流域出口有远近之分, 在瞬时降雨条件下各路径上洪水不能在同一时刻到达流域出口, 即有一个相对滞后时间 t_{0s} 。

设第S条路径坡面状态至流域出口的最近距离为 L_s , 则:

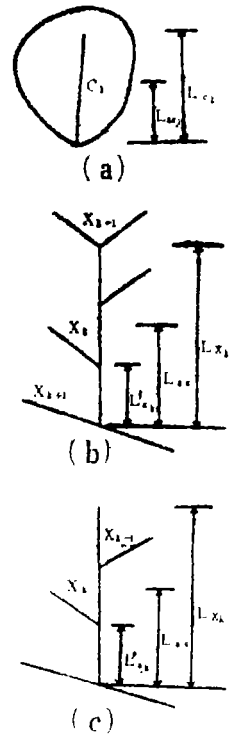


图3 不同状态组合下状态重心到状态末端的距离
Distance from the centre of the state to the end of the state

$$L_{os} = \bar{L}'_{x_1} + \bar{L}'_{x_2} + \dots + \bar{L}'_{x_k} \quad (14)$$

因为 $N_{x_{k-1}, x_k} \gg 1$, 令 $N_{x_{k-1}, x_k} - 1 = N_{x_{k-1}, x_k} + 1 = N_{x_{k-1}, x_k}$

将 (11-b)、(11-d) 代入 (14) 式:

$$L_{os} = \sum_{x_k} \bar{L}_{x_k} / N_{x_{k-1}, x_k} \quad (X_{k-1} < X_{k-1}) \quad (15)$$

又因为 $N_{x_{k-1}, x_k} = P_{x_{k-1}, x_k} (N_{x_{k-1}} / N_{x_1})$

$$= P_{x_{k-1}, x_k} \cdot R_b^{x_k - x_{k-1}}$$

$$\text{所以 } L_{os} = \sum_{x_k} \bar{L}_{x_k} / (P_{x_{k-1}, x_k} \cdot R_b^{x_k - x_{k-1}}) \quad (16)$$

式中 P_{x_{k-1}, x_k} 为状态转移概率, R_b 为分叉比。

$$t_{os} = L_{os} / v$$

$$= \left[\sum_{x_k} \bar{L}_{x_k} / (P_{x_{k-1}, x_k} \cdot R_b^{x_k - x_{k-1}}) \right] / v \quad (17)$$

将 (13)、(17) 式代入 (10) 式:

$$\frac{\alpha}{\beta_s} = \left[\frac{1}{2} \sum_{x_1} \bar{L}_{x_1} + \sum_{x_k} \bar{L}_{x_k} / (P_{x_{k-1}, x_k} \cdot R_b^{x_k - x_{k-1}}) \right] / v \quad (18)$$

2. 路径概率 P_s

设路径 S 为: $S = \langle x_1, x_2, \dots, x_k \rangle$

$$\text{则路径概率为: } P_s = \theta_{x_1} \cdot P_{x_1, x_2} \cdot \dots \cdot P_{x_{k-1}, x_k} \quad (19)$$

式中 θ_{x_1} 为初始概率, P_{x_{k-1}, x_k} 为状态转移概率。

1) 转移概率 $P_{x,y}$

$$P_{x,y} = N_{x,y} / N_x \quad x = 1, 2, \dots, \Omega, \quad y = x+1, x+2, \dots, \Omega. \quad (20)$$

式中 $N_{x,y}$ 为汇入 y 级的 x 级河流数。

因为 N_x 条 x 级河流中有 $2N_{x+1}$ 条两两相汇后形成 N_{x+1} 条 $x+1$ 级河流, 其余 T_x ($T_x = N_x - 2N_{x+1}$) 条超河流随机汇入 $x+1$ 以上各级中。设汇入 y ($y \geq x+1$) 级的 x 级河流数为 $N'_{x,y}$ 。

$$N'_{x,y} = T_x \left(E_y / \sum_{\alpha=x+1}^{\Omega} E_\alpha \right) \quad (21)$$

式中 E_α 代表 α 级总链数, 按 Smart (1972) 有:

$$E_\alpha = N_\alpha \prod_{i=2}^{\alpha} \frac{N_{i-1} - 1}{2N_i - 1} \quad \alpha = 2, 3, \dots, \Omega_0$$

两边对 α 求和有:

$$\sum_{\alpha=x+1}^{\Omega} E_{\alpha} = -\frac{2N_{x+1}-1}{N_{x+1}} \cdot E_{x+1} \quad (22)$$

将(22)式代入(21)式得:

$$N'_{x,y} = \begin{cases} T_x \cdot \frac{N_{x+1}}{2N_{x+1}-1} & y' = x+1 \\ T_x \cdot \frac{N_y}{2N_y-1} \cdot \bigcap_{i=x+1}^{y-1} \frac{N_i-1}{2N_i-1} & \begin{matrix} x=1,2,\dots,\Omega-2 \\ y \geq x+2 \end{matrix} \end{cases} \quad (23)$$

$$\therefore N_{x,y} = \begin{cases} 2N_{x+1} + (N_x - 2N_{x+1}) \frac{N_{x+1}}{2N_{x+1}-1} & y = x+1 \\ (N_x - 2N_{x+1}) \frac{N_y}{2N_y-1} \cdot \bigcap_{i=x+1}^{y-1} \frac{N_i-1}{2N_i-1} & y \geq x+2 \end{cases} \quad (24)$$

把上式代入(20)式得:

$$P_{x,y} = \begin{cases} \frac{2}{R_b} + \frac{R_b-2}{2R_b-R_b^{(x-\Omega+2)}} & \begin{matrix} x=1,2,\dots,\Omega-1 \\ y=x+1 \end{matrix} \\ \frac{R_b-2}{2R_b-R_b^{(y-\Omega+1)}} \cdot \bigcap_{i=x+1}^{y-1} \frac{1-R_b^{k-\Omega}}{2-R_b^{k-\Omega}} & \begin{matrix} x=1,2,\dots,\Omega-2 \\ y \geq x+2 \end{matrix} \end{cases} \quad (25)$$

2) 初始概率 θ_{x_1}

初始概率 θ_{x_1} 为降落在状态 x_1 上的净雨占全流域总净雨的百分数。在均匀净雨下, θ_{x_1} 即为状态 x_1 的面积与全流域总面积之比:

$$\theta_{x_1} = A_{x_1}^* / A \quad (26)$$

式中 $A_{x_1}^*$ 为状态 x_1 的面积, A 为流域总面积。

当 $x_1 = r_1$ 时, $A_{x_1}^* = \bar{A}_1 \cdot N_1$

当 $x_1 = r_2, r_3, \dots, r_{\Omega}$ 时:

$$\begin{aligned} A_{x_1}^* &= \bar{A}_{x_1} \cdot N_{x_1} - \sum_{\alpha=1}^{x_1-1} \bar{A}_{\alpha} \cdot N_{\alpha \cdot x_1} \\ &= \bar{A}_{x_1} \cdot N_{x_1} - \sum_{\alpha=1}^{x_1-1} \bar{A}_{\alpha} \cdot N_{\alpha} \cdot P_{\alpha \cdot x_1} \end{aligned}$$

将以上两式代入(26)式得:

$$\theta_{s+1} = \left(\frac{R_b}{R_a}\right)^{2^{s+1}-1} - \sum_{a=1}^{s+1-1} \left(\frac{R_b}{R_a}\right)^{2^a-1} \cdot P_{a+1,1} \quad (27)$$

将(25)、(27)代入(19)式中便可求出路径概率 $P_{s,0}$ 。

三、参数确定

以上我们推导出了 Γ 型地貌单位线的基本公式并就其中的参数与地貌特征参数建立了联系。现对各参数的定量方法作一讨论。

1. 流速 V

雨滴在流域上的汇流速度 v 随时间和地点而变化。然而,要想在瞬时单位线中考虑这一变化至少在目前还有一定的困难,不得不借用其它方法。所幸的是Rodriguez等于1979年已经证明在一场洪水中流速 v 的时空变化是很小的可以用洪峰流速代替而不会导致较大的误差。

流速 v 反映了动力因子(降雨)对瞬时单位线的影响,它与净雨强度和历时必然有联系,只有用降雨特征来替代 v 时地貌瞬时单位线才能更有效。这一问题有待于进一步研究。

2. α 、 β_s 值

(18)式给出了 α/β_s 值与地貌特征参数的关系。然而,仅此式还不够,还需用其它方法来确定其中某一个参数。这里我们用优选法即对每场洪水采用优选 α 值,然后进行地区综合。

$\forall v$, 及 α 、 β_s 确定后瞬时单位线中其它参数均可确定,这样就可进行汇流计算。

四、 Γ 型地貌瞬时单位线的特点及检验

(一) Γ 型地貌瞬时单位线的特点

Γ 型地貌瞬时单位线具有一般瞬时单位线的基本特点:

$$1. \int_0^{\infty} u(0,t) dt = \int_0^{\infty} \sum_s P_s \cdot f_s(t) dt = 1;$$

$$2. \forall t \rightarrow 0 \text{ 时}, u(0,t) \rightarrow 0;$$

$$3. \forall t \rightarrow \infty \text{ 时}, u(0,t) \rightarrow 0。$$

此外, Γ 型地貌瞬时单位线还有以下特点:

1. Γ 型瞬时单位线形式上与Nash瞬时单位线相似;

2. Γ 型瞬时单位线是流域特征参数的函数,即不同流域其瞬时单位线不同。如图4示是 v 相同情况下瞬时单位线随流域的变化情况;

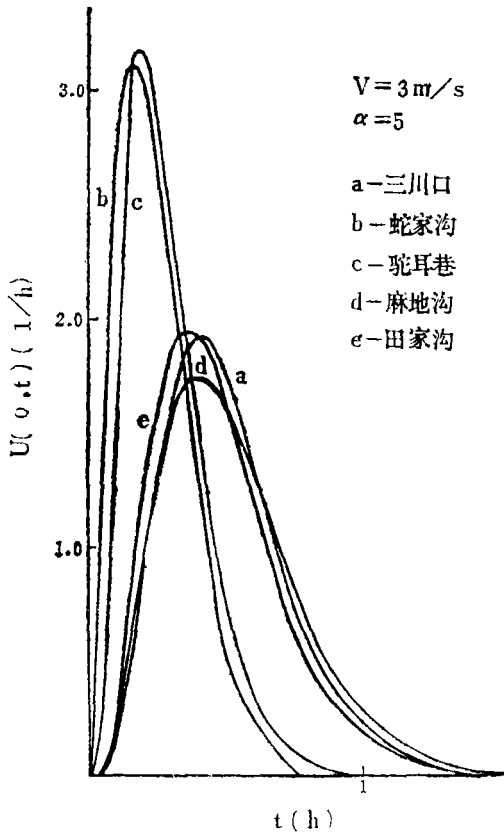


图1. 瞬时单位线随流域的变化情况
Different IUH in different drainage basin

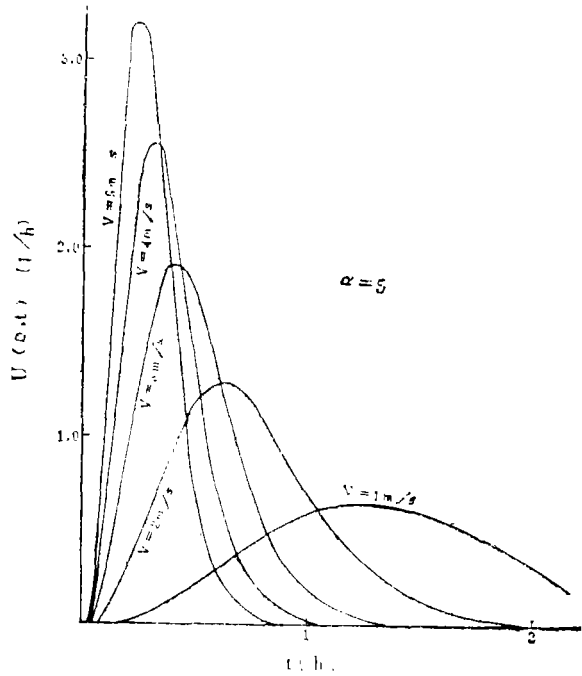


图5. 流速对瞬时单位线的影响(三川口流域)
Affect of velocity on IUH

3. 瞬时单位线是降雨特征的函数,即同一流域在不同的降雨条件下其瞬时单位线不同。如图5示是三川口流域瞬时单位线随流速的变化情况。从图可以看出随流速 v 的增加瞬时单位线的峰现时间提前洪峰值增大,这一点与实际情况一致。

(二) Γ型地貌瞬时单位线的检验

为了检验Γ型地貌瞬时单位线对实际流域的适应情况,我们选了三川口与蛇家沟流域共10次面分布均匀的洪水进行汇流计算。计算时段取为4分钟、流速 v 取洪峰对应流速, α 由优选法确定,计算结果见表2示。

从表2可以看出计算洪峰值和涨洪历时基本上与实测值一致。

通过对Γ型地貌瞬时单位线的研究,我们有以下认识:

1. Γ型地貌单位线与Nash单位线在形式上一致,符合水文规律,且便于应用。
2. Γ型地貌瞬时单位线是将单位线用流域的地貌特征参数和降雨特征(反映在流速 v 上)来表示,对于无资料地区和资料短缺地区的汇流计算具有一定的现实意义。

3. 经蛇家沟、三川口流域的实测资料验证Γ型地貌瞬时单位线是可以用来进行汇流预报的。

表2 三川口、蛇家沟计算洪水与实测洪水比较
The comparison between the observed and estimated floods

流 域	洪 号	实 测	计 算	峰 差	时 差		
		洪 峰	涨洪时历	洪 峰	涨洪历时	(m ³ /s)	(分)
蛇 家 沟	640705	29.0	1 : 15	28.8	1 : 12	0.2	3
	640714	21.0	22 : 54	23.8	22 : 52	0.2	2
	660808	13.7	7 : 43	12.8	7 : 44	0.9	1
	660822	6.6	3 : 06	6.4	3 : 08	0.2	2
三 川 口	630828	50.0	21 : 06	50.0	21 : 09	0.0	3
	660717	80.0	19 : 54	81.3	19 : 56	1.3	2
	660815	490.7	19 : 21	491.0	19 : 21	0.3	3
	670826	31.0	16 : 15	37.8	16 : 16	6.8	1
	680822	140.0	0 : 42	140.2	0 : 40	0.2	2
	690511	138.0	16 : 24	135.8	16 : 28	2.2	4

4. 在参数确定中, (3—14) 式建立了 α/β_s 与地貌特征参数关系, 因此还得借用优选法来确定 α 值, 这样对无资料地区的应用有一定困难, 有待于进一步研究以便能直接从地貌特征参数中确定出 α 、 β_s 值。

5. 流速 v 反映了降雨特征对瞬时单位线的影响。最好的方法是用降雨强度和历年来替代 v , 这样可以直接将降雨特征反映出来, 这一点有待于进一步研究。

参 考 文 献

- (1) Dooge J.C.I(1973) Linear theory of hydrologic system.
- (2) V.K.Gupta, ED Wagnire and C.T.Wang. (1980) A Representation of an Instantaneous Unit Hydrograph From Geomorphology. Water R.R. 16(5)
- (3) Horton R.E (1945) Erosional development of Streams and Their Drainage Basin; Hydro-physical Approach to Quantitative Morphology. Geol. Soc. Amer. Bull. V156.
- (4) Rodriguez, I. and J.B. Valdes (1979) The Geomorphologic Structure of Hydrologic Response. Water R.R. 15(6)
- (5) Rodriguez, I. Devoto, G. and Valdes J.B. (1979) Discharge Response Analysis and Hydrologic Similarity; The Interrelation Between the Geomorphologic IUH and the storm Characteristics. Water R.R. 15(6)
- (6) Strahler A. N. (1957) Quantitative analysis of Watershed Geomorphology, Amer. Geophys. Union Trans. 38(6)
- (7) Smart J.S. (1972) Channel Networks. Adv. Hydros. vol 8.
- (8) Valdes J.B., Yolanda Eiallo and Rodriguez I. (1979) A Rainfall-Runoff Analysis of the Geomorphologic IUH. Water R.R. 15(6)
- (9) Wang C.T., Gupta V.K. and ED Waymire (1981) A Geomorphologic Synthesis of Nonlinearity in Surface Runoff 17(3)

A STUDY OF GAMMA TYPE GEOMORPHOLOGIC INSTANTANEOUS UNIT HYDROGRAPH

Jin Changxing

(School of water Resources and Hydro-elective Engineering,
Shaanxi Institute of Mechanical Engineering)

Subject terms: Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph (GUH) ,
velocity, rainfall

Abstract

Horton's empirical laws of network composition is studied and applied to six catchments in North Shaanxi Province of China. The relationships between Horton parameters are discussed.

Based upon the Horton's laws, a geomorphologic instantaneous unit hydrograph (GUH) model is proposed, in which, the waiting time distribution in each path is supposed to be a Gamma distribution. General expressions for the initial state probability and the transition probability in GUH are derived. All the parameters but one in the GUH are calculated from Horton parameters and stream flow velocity of each flood event. The unknown parameter is decided by optimization.

The proposed model is applied to ten rainfall-runoff events in two catchments, the results are encouraging.