

DOI: 10.16239/j.cnki.0468-155x.2017.03.012

云南蒋家沟黏性泥石流输沙的涨落特征

刘道川^{1 2 3}, 葛永刚^{1 2}, 谢云旭^{1 2}, 李泳^{1 2}

(1. 中国科学院 山地灾害与地表过程重点实验室 四川 成都 610041;

2. 中国科学院-水利部 成都山地灾害与环境研究所 四川 成都 610041; 3. 中国科学院大学 北京 100049)

摘要: 间歇性阵流是山区小流域发生的黏性泥石流活动的基本形式,其输沙特性表现出一定的间歇性和涨落特性,其涨落可达均值的2~4个数量级。利用Hurst指数分析了蒋家沟近50年的数千阵泥石流观测资料,发现间歇性阵流的流量、径流量、输沙量序列的Hurst指数均大于0.5,说明序列具有一定程度的长程关联性。同时,对比阵流序列与洪峰序列,发现泥石流阵流的长程关联性强于洪峰序列。另一方面,输沙量的累积百分比均满足统一的指数分布形式: $P(S) = CS^{-\mu} \exp(-S/S_c)$,其中 μ 越大意味着序列中输沙量较小的阵次越多; S_c 表示的是阵流输沙的涨落情况,即 S_c 越大,阵流输沙的涨落越大。

关键词: 泥石流; 阵流输沙; Hurst指数; 规模-频率分布; 涨落

中图分类号: TV144 文献标识码: A 文章编号: 0468-155X(2017)03-0067-07

发生泥石流的流域输沙方式包括水流输沙和泥石流输沙。在非泥石流时期,沟谷输沙主要表现为常规水流输沙^[1-3]。在泥石流期间,流域中土体的随机坍塌、降雨的不均匀分布^[4]、流体的不稳定性^[5,6]等因素导致泥石流往往以阵流的形式出现,使得黏性泥石流输沙以间歇性阵流输沙为主。作为地表重力流的一种共有特征^[7],阵流是黏性泥石流的普遍存在形式^[8-10],而最显著的阵流现象,是位于云南蒋家沟的黏性泥石流^[11,12]。单个阵流是坡面土体失稳,伴随降雨而转化为泥石流的过程,是流域演化随机性的体现^[4]。泥石流以阵流序列的形式出现,则表现出泥石流的整体性与系统性^[13]。在以往的泥石流输沙研究中,一方面集中于泥石流输沙与山区河道演变的相互影响上^[14-16];另一方面,国内外学者采用泥沙平衡理论^[17]、泥石流泥沙输移比^[18]、路基和航空三维激光扫描技术^[19]等手段来描述泥石流的输沙过程。但是现有研究成果少有涉及到输沙序列所表现出来的间歇性及涨落特性。阵流包含的各种序列(流量、径流量、输沙量、速度等)提供了大量具有系统意义的信息,深入挖掘各序列的特征有助于进一步了解阵流序列内部的时空变化特征及其整体效应。本文通过分析蒋家沟阵流输沙序列的Hurst指数以及累积输沙量的分布来探讨黏性泥石流阵流输沙的特征。

1 蒋家沟泥石流的阵流特征

蒋家沟泥石流大多以阵流的形式出现,每一次泥石流事件由几十甚至几百个阵流组成,而且现象丰富多变。表1是蒋家沟泥石流运动要素的部分观测资料^[20]。图1是一场发生在1991年7月9日的泥石流的流量序列,用数字910709表示,其中横坐标 N 为阵次。阵流序列表现出以下特点:(1)阵流涨落非常大,流量、径流量、输沙量等特征量的涨落可以达到2~4个数量级;(2)序列具有持续性,即一次大阵流后往往还会发生一部分大阵流,然后再衰减成小阵流;(3)序列之间多变,但又保持着某些相似的性质;(4)由于序列过程的推进和演化,其均值、方差等统计参量也随阵次而变化,体现出序列强烈的变异性与持续性^[11]。

收稿日期: 2016-08-10

基金项目: 国家自然科学基金项目(41471010, 41471011); 中国科学院 STS 项目(KFJ-EW-ST5-094)

作者简介: 刘道川(1993-),男,四川富顺人,博士研究生,主要从事山地灾害方面研究。E-mail: daochuanliu@imde.ac.cn

通讯作者: 葛永刚。E-mail: gyg@imde.ac.cn

表 1 泥石流运动要素数据

Table 1 Movement parameters of debris flow

事件	阵次 N	流态	历时 T/s	流速 $V/(m/s)$	流量 $Q/(m^3/s)$	密度 $\rho/(g/cm^3)$	径流量 Q_c/m^3	输沙量 S/m^3
910709	1	阵性流	40	7.41	289.00	2.10	5 780	3 633.14
910709	10	阵性流	32	7.33	183.20	2.05	2 931	1 758.60
910709	27	阵性流	26	5.92	71.00	2.05	923	553.80
910709	54	阵性流	45	5.71	87.90	2.05	1 978	1 186.80
910709	78	阵性流	58	5.00	65.00	2.00	1 885	1 077.14
910709	100	阵性流	42	5.52	86.10	2.10	1 808	1 136.46
910709	137	阵性流	86	5.33	85.30	2.00	3 668	2 096.00
910709	160	阵性流	27	5.06	151.80	2.10	2 050	1 288.57
910709	204	阵性流	51	4.83	44.70	2.10	1 140	717.87
910709	255	连续流	76	4.44	40.00	2.15	3 040	1 997.71
910709	256	阵性流	31	7.19	158.20	2.15	2 452	1 611.31
910709	281	阵性流	34	8.26	396.50	2.18	6 740	4 544.69
910709	308	阵性流	48	6.67	93.40	2.22	2 242	1 562.99
910709	342	阵性流	42	5.49	41.20	2.10	865	543.71
910709	367	连续流	300	3.51	5.60	1.65	1 680	624.00
910709	397	阵性流	58	4.90	61.30	2.00	1 778	1 016.00
910709	426	连续流	1 800	2.86	1.40	1.30	2 520	432.00

1989 - 2010 年,蒋家沟发生多次泥石流。直观来讲,它们的输沙序列主要表现为图 2 的四种模式。模式一为孤峰型,主要特点表现为输沙量小的阵流,附带一些孤立的洪峰,但是输沙量的涨落较大。典型代表为序列 010708。模式二为多峰离散型,主要特点是阵流呈多峰分布,成群出现,往往会带有一个输沙量较大的阵流,并且表现出一定的周期性。典型代表为序列 010813。模式三为多峰聚集型,它的特点与模式二有相似之处,但是涨落更为集中。典型代表为序列 910711。模式四为组合型,典型代表为序列 910709。这些模式都反映了长时间序列共有的持续性与多变性特点。持续性与多变性在自然界中是很常见的现象,Hurst 指数作为一种尺度参数,正是描述这些现象的重要工具。

2 阵流输沙序列的 Hurst 指数

2.1 Hurst 指数的意义

英国水文学家 Hurst 在研究尼罗河水库水流量和贮存能力的关系时,提出了一种重新标度极差的分析方法—— R/S 分析法^[21, 22],此后被广泛用于长时间水文序列的分析^[23-25]。

对一时间序列 $\{\xi(t)\} (t=1, 2, 3, \dots)$ 存在如下统计量。

$$(\xi)_\tau = \frac{1}{\tau} \sum_{i=1}^{\tau} (\xi_i) \quad (1)$$

$$X(t, \tau) = \sum_{u=1}^t [\xi_u - (\xi)_\tau] \quad (2)$$

$$R(\tau) = \max_{1 \leq t \leq \tau} X(t, \tau) - \min_{1 \leq t \leq \tau} X(t, \tau) \quad (3)$$

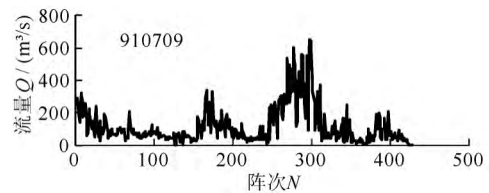


图 1 一场阵流的流量序列

Fig. 1 Discharge sequence of debris flow surges

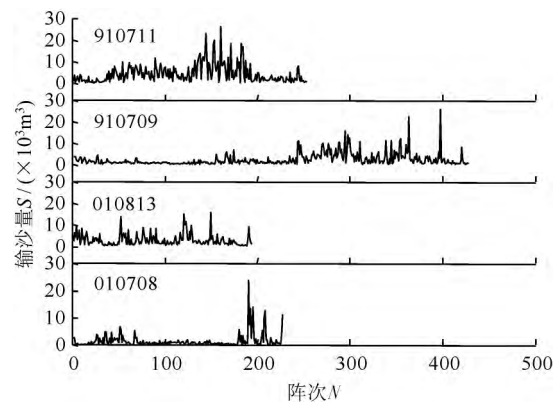


图 2 阵流输沙量序列

Fig. 2 Sediment discharge sequences of surge flows

$$S(\tau) = \left\{ \frac{1}{\tau} \sum_{t=1}^{\tau} [\xi(t) - (\xi)_{\tau}]^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \tag{4}$$

$$R(\tau)/S(\tau) \sim \tau^H \tag{5}$$

式中 R 为序列变量相对于平均值累积偏差的极差; S 为序列的标准差。式(5)中的 H 就是 Hurst 指数。对于一个序列来说,当 $H=0.5$ 时,说明此序列各点之间没有任何关联,即为随机序列,可视为 markov 过程;当 $H \neq 0.5$ 时,相关系数不为 0,表示存在长程的相互作用。当 $0.5 < H < 1$ 时,序列表现出正的自相关性, H 越接近 1,则正自相关性越强;当 $0 < H < 0.5$ 时,序列表现出负的自相关性, H 越接近 0,负自相关性越强。

2.2 阵流输沙序列的 Hurst 指数

借用 R/S 方法来分析泥石流阵流的输沙序列 $S(N)$,其中 N 为阵次,构造统计量。在任一时刻 τ ,每阵输沙量与均值输沙量的偏离为

$$\xi_N = S(N) - (S)_{\tau} \tag{6}$$

则偏离量累计序列为

$$X(N) = \xi_1 + \xi_2 + \dots + \xi_N \tag{7}$$

直观来说,假设泥石流沟下游有一库容为 M 的储沙池,上游发生泥石流,并且以阵流序列 $S(N)$ 向下游储沙池里输沙,以一定时段的平均输沙量清淤,那么 $X(N)$ 就是储沙池中泥沙含量的净增量。图 3 反映的是几个序列的输沙量净增量随阵次变化的过程。净增量极差为

$$R(\tau) = \max X(N, \tau) - \min X(N, \tau) \tag{8}$$

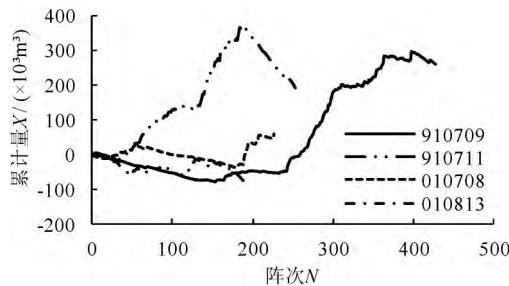


图 3 累积离差序列 $X(N)$

Fig. 3 Accumulated deviation sequence $X(N)$

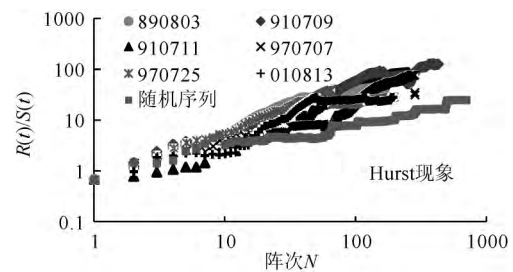


图 4 阵流输沙序列的 Hurst 指数曲线

Fig. 4 Hurst exponents of surge sequences

泥石流阵流的流量、径流量、输沙量,这三者都是代表泥石流事件空间规模的物理量,其 Hurst 指数见表 2。从表 2 中可以看出, Hurst 指数都大于 0.5,说明各参数阵流序列表现出不同程度的长程关联性。当这几个参量的 Hurst 指数越接近 1 时,说明序列之间的持续性越显著。部分输沙序列的 Hurst 现象如图 4,从图 4 中也可以看出,随机序列的 Hurst 指数 ($H=0.5108$) 明显小于泥石流阵流序列的 Hurst 指数。

根据序列关联性的强弱,将 Hurst 指数分为四个等级(表 3)。按照表 3 的等级强度划分, Hurst 强度等级为 1、2、3、4 的泥石流事件次数分别为 3 次、4 次、6 次、20 次。图 5 是典型序列的自相关系数对比。从图 5 中也可以看出, Hurst 指数越高的序列,其自相关性越显著。所统计的阵流中,长程关联性较强 (Hurst 指数等级为 4) 的泥石流事件占所统计的泥石流事件的 70% 左右,从侧面证明了泥石流是山区流域高度演化的结果。进一步用 Hurst 指数的等级去衡量输沙序列的四种典型模式,发现 Hurst 指数同一等级的输沙序列,却表现出不同的输沙模式。也就是说,在泥石流演化的过程中,阵流的输沙行为表现出了随机性的特点。

从现有文献^[23,25]中整理出一部分洪峰序列的 Hurst 指数(表 4),发现长时间洪峰序列的 Hurst 指数在 0.6~0.75 之间,而泥石流输沙序列的 Hurst 指数大部分大于 0.85(表 2),说明泥石流阵流序列的长程关联性明显强于洪峰序列的长程关联性,表现出了更高的自相关性。

表 2 阵流序列的 Hurst 指数
Table 2 Hurst exponents of surge sequences

事件	阵次 N	流量 Q		径流量 Q_c		输沙量 S	
		H	R^2	H	R^2	H	R^2
890627	120	0.9939	0.9248	0.9157	0.9144	0.9085	0.9125
890802	129	0.7866	0.8977	0.8399	0.8198	0.9442	0.9608
890803	166	0.9241	0.9027	0.7649	0.9541	0.7761	0.9019
910709	427	0.7633	0.8131	0.8144	0.9062	0.7978	0.9017
910711	253	0.9874	0.9553	0.9957	0.9716	0.9976	0.9736
910813	348	0.7894	0.9589	0.8540	0.9406	0.8196	0.9328
940616	154	0.9612	0.9087	0.9937	0.9777	0.9964	0.9760
970707	278	0.9846	0.9303	0.9631	0.9127	0.9711	0.9203
970715	127	0.7592	0.9598	0.8063	0.8571	0.8833	0.8589
970725	194	0.7318	0.8866	0.6452	0.8309	0.5278	0.7093
970829	95	0.9358	0.9534	0.6987	0.9254	0.7802	0.9468
990716	116	0.8779	0.8957	0.6828	0.9051	0.7499	0.8917
990724	89	0.9878	0.9255	0.9816	0.8983	0.9878	0.9255
990810	68	0.7771	0.9198	0.9107	0.9479	0.8829	0.9521
990818	78	0.9252	0.8418	0.9704	0.9576	0.9324	0.9299
990825	83	0.9788	0.9446	0.7925	0.9514	0.8588	0.9516
990829	146	0.9745	0.9832	0.9613	0.8980	0.9844	0.9713
010708	227	0.7694	0.9337	0.6738	0.8974	0.6488	0.8869
010813	193	0.9944	0.9454	0.6848	0.7746	0.6859	0.7793
010822	161	0.9757	0.9522	0.9893	0.9684	0.9772	0.9714
020718	61	0.9412	0.9450	0.9284	0.9500	0.9808	0.9516
020815	94	0.9319	0.8989	0.7501	0.8542	0.7822	0.9361
020816	71	0.8072	0.8817	0.9942	0.8616	0.9764	0.8671
020820	77	0.9154	0.9186	0.6584	0.9554	0.6764	0.9621
030611	58	0.8414	0.8871	0.7286	0.8925	0.6729	0.7644
030726	53	0.7901	0.9274	0.8914	0.8247	0.8627	0.9061
040721	79	0.8562	0.9469	0.9476	0.9502	0.9166	0.9533
040731	59	0.8329	0.9329	0.8565	0.8948	0.8515	0.8940
040825	50	0.8786	0.8794	0.9653	0.9859	0.9661	0.9860
070726	62	0.7885	0.9538	0.7233	0.9298	0.7531	0.9320
080705	58	0.5506	0.8332	0.5143	0.7363	0.5376	0.7634
080711	67	0.9437	0.9384	0.9562	0.9862	0.9562	0.9862
100717	55	0.9832	0.9638	0.9139	0.8499	0.9114	0.8482

表 3 Hurst 指数分级

等级	Hurst 指数	持续性强度
1	0.5 ~ 0.65	弱
2	0.65 ~ 0.75	一般
3	0.75 ~ 0.85	较强
4	0.85 ~ 1	很强

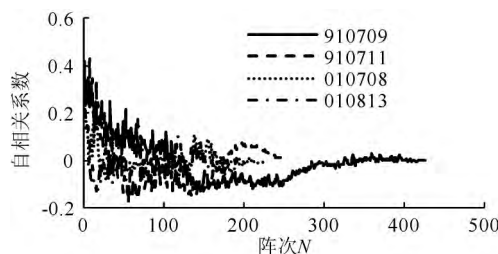


图 5 泥石流序列自相关系数对比

Fig. 5 Comparison between autocorrelation coefficients of surge sequences

3 阵流输沙量的规模 - 频率分布

历年蒋家沟阵流的观测数据表明^[20] 阵性流输沙涨落非常大,强度最大时可达 30 000m³/阵,而弱的时候小于 100m³/阵。随机性较强的输沙序列(如序列 010708)与长程关联性较强的输沙序列(如序列 910711)表现出明显的差异。图 1 中,序列 010708 更多表现的是孤立的洪峰,而序列 910711 存在成

群峰值的现象。但不管是随机性强的序列还是关联性较强的序列, 都有着相同的规模 - 频率分布模式。通过大量统计发现, 累计输沙量的分布可以用公式 (9) 的函数拟合。

$$P(S) = CS^{-\mu} \exp(-S/S_c) \quad (9)$$

式中 $P(S)$ 为大于某输沙量的累计百分比; C 为系数; μ 和 S_c 是反映输沙量特征的两个参数。为了更直观地表达此分布, 令 $P^*(S) = P(S) S^\mu / C$, 则式 (9) 可以简化为 $P^*(S) = \exp(-S/S_c)$, 这样不同的序列样本都落到同一条曲线上了 (图 6)。

为了讨论参数 C, μ 和 S_c 的意义, 统计了输沙序列的均值 \bar{S} 、标准差 σ_s 、最大值 S_{max} 、最小值 S_{min} 、极差 R_s 等统计参量, 发现参数 S_c 与输沙序列的标准差 σ_s (图 7(a))、最大值 S_{max} (图 7(b))、极差 R_s (图 7(c)) 有较好的幂函数关系

$$\sigma_s, R_s, S_{max} \sim S_c^m \quad (10)$$

式 (10) 中幂指数 m 在 0.90 ~ 1.05 之间, 表明 S_c 与相关统计参量具有正相关性, 而序列的标准差、最大值、极差正好是反映序列涨落、波动的统计参量。当一个输沙序列的标准差、最大值、极差都偏大时, 这个输沙序列的涨落也大。从这个角度讲, S_c 可定义为序列的特征输沙量, 它正好可以刻画阵流序列输沙量涨落的范围, 即一场泥石流输沙序列的 S_c 越大, 表明它输沙量的涨落量级越大, 输沙能力也越强。如序列 910709 的 $S_c = 5.4145 \times 10^3 \text{ m}^3$, 那么它每阵阵流的输沙量相对于平均输沙量的涨落就集中在 $10^0 \sim 10^3 \text{ m}^3$ 之间, 这反映了泥石流阵流涨落的输沙规模。

表 4 洪峰序列的 Hurst 指数

Table 4 Hurst exponent of flood peak sequence

河流	站名	序列长度	H 指数
潮白河	密云	59	0.51
嫩江	布西	57	0.73
沅水	五强溪	50	0.61
岷江	铜街子	43	0.74
黄河	陕县	54	0.61
汉江	安康	49	0.68
金沙江	屏山	53	0.68
长江	宜昌	109	0.62
浔江	梧州	86	0.72
Fox River	Berlin, WI	—	0.70
Mississippi river	St. Paul, MN	—	0.63

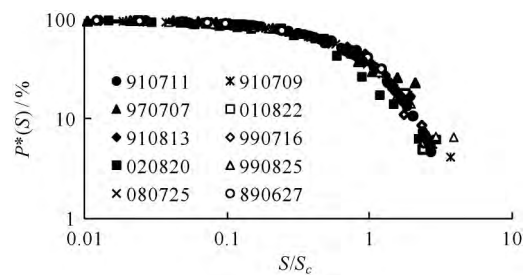


图 6 阵流累计输沙量分布

Fig. 6 Exponential distribution of sediment discharge

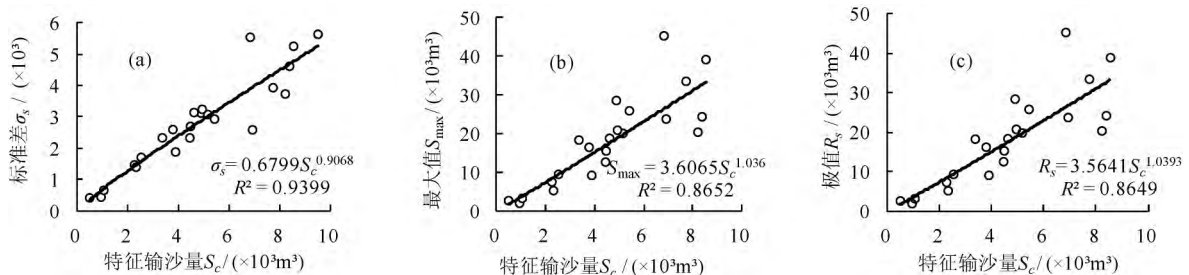


图 7 特征输沙量 S_c 与序列统计参量 (σ_s, S_{max}, R_s) 的关系

Fig. 7 Relationship between characteristic sediment discharge and statistical parameters of surge sequences

参数 C 和 μ 存在较好的对数函数关系 (图 8), 可以表达为

$$\mu \sim \ln C \quad (11)$$

表明这两个参数并不是独立的, 它们可以反映同一种物理量的变化。一次泥石流事件中, 当某一阵流的输沙量 $S_N \leq 1/2 S$ 时, 定义为输沙量较小的阵流。令 N_1 为一次泥石流事件中输沙量较小的阵次, 则 $P(N_1) = 100N_1/N$ 表示输沙量较小的阵次占本次泥石流总阵次的百分比。统计发现, $P(N_1)$ 与 μ 存在如下的指数函数的关系 (图 9)。

$$P(N_1) \sim \exp(k\mu) \quad (12)$$

式中 k 为系数, $P(N_1)$ 随 μ 的增大成指数式增大。这表明 μ 是反映一场泥石流中输沙量较小的阵次的

物理量,即一场泥石流中输沙量较小的阵次越大,其 μ 值也越大。

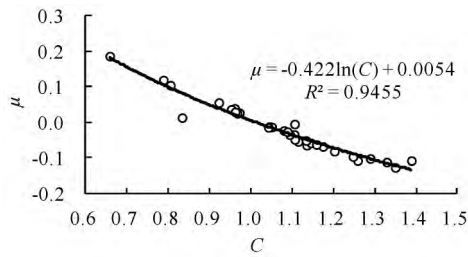


图 8 C 与 μ 的关系

Fig. 8 Relationship between C and μ

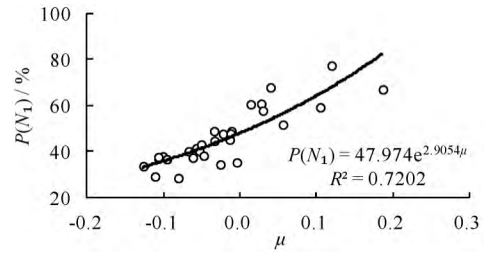


图 9 μ 与 $P(N_1)$ 的关系

Fig. 9 Relationship between μ and $P(N_1)$

4 结论与讨论

沟谷泥石流主要以阵流的形式将泥沙输送到沟道下游。每一个泥石流事件所包含的阵流序列(流量、径流量、输沙量、速度等)都是一个整体,反应了泥石流事件的系统性。本文通过对泥石流阵流序列的分析,得出以下结论:

(1) 反映泥石流空间规模的物理量(流量、径流量、输沙量)序列的 Hurst 指数均大于 0.5,表明序列具有不同程度的长程关联性。同时,用阵流序列与洪峰序列做了对比,发现泥石流阵流的长程关联性强于洪峰序列。

(2) Hurst 指数在同一等级的输沙序列表现出不同的阵流模式,表明在相似的流域背景下,泥石流的输出结果是多变的、随机的,从而使得阵流输沙表现出一定涨落与随机性。

(3) 输沙序列的累计输沙量服从指数分布: $P(S) = CS^{-\mu} \exp(-S/S_c)$ 。表明阵流输沙不仅具有随机涨落的特点,还具有相似的动力学背景。指数 μ 越大意味着序列中输沙量较小的阵次越多;特征输沙量 S_c 可以刻画阵流序列输沙量的涨落,一场泥石流输沙序列的 S_c 越大,表明它输沙量的涨落越大。计算结果表明,蒋家沟阵流输沙序列的 μ 值约在 $-0.15 \sim 0.2$ 之间, S_c 值约在 $0.1 \sim 1$ 万 m^3 之间。

参考文献:

- [1] Nistor C J, Church M. Suspended sediment transport regime in a debris flow gully on Vancouver Island, British Columbia [J]. Hydrological processes, 2005, 19(4): 861-885.
- [2] Brasington J, Richards K. Turbidity and suspended sediment dynamics in small catchments in the Nepal Middle Hills [J]. Hydrological processes, 2000, 14(14): 2559-2574.
- [3] 郭晓军, 崔鹏, 苏凤环, 等. 蒋家沟流域非泥石流活动期的输沙特征 [J]. 长江科学院院报, 2013, 30(5): 27-33.
- [4] 李泳, 苏鹏程, 苏凤环. 从空间 Poisson 过程看蒋家沟泥石流 [J]. 山地学报, 2011, 29(5): 586-590.
- [5] 胡凯衡, 李泳. 阵性泥石流的周期性分析 [J]. 山地学报, 2001, 19(2): 145-149.
- [6] 胡凯衡, 韦方强, 李泳, 等. 泥石流的阵性波状运动 [J]. 山地学报, 2004, 22(6): 707-712.
- [7] Simpson J E. Gravity currents: in the environment and the laboratory [M]. Cambridge University Press, 1997.
- [8] Pierson T. Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington [M]. in Abrahams A. D. (ed), Hillslope Processes, Allen and Unwin, Boston, 1986, 269-296.
- [9] Major J J. Depositional processes in large scale debris flow experiments [J]. The Journal of Geology, 1997, 105(3): 345-366.
- [10] Takahashi T. Debris flow. IAHR-AIRH Monograph series [M]. A A Balkema, 1991.
- [11] Liu Jingjing, Li Yong, Su Pengcheng, et al. Temporal variation of intermittent surges of debris flow [J]. Journal of Hydrology, 2009, 365(3): 322-328.
- [12] Li Yong, Liu Jingjing, Hu Kaiheng, et al. Probability distribution of measured debris-flow velocity in Jiangjia Gully, Yunnan Province, China [J]. Natural hazards, 2012, 60(2): 689-701.
- [13] 李泳, 刘晶晶, 苏凤环, 等. 泥石流阵流序列的整体性 [J]. 地学前缘, 2009, 16(4): 381-388.

- [14] 曹叔尤,刘兴年,黄尔,等.地震背景下的川江流域泥沙与河床演变问题研究进展[J].四川大学学报:工程科学版,2009,41(3):26-34.
- [15] Cui P, Wei F, Li Y. Sediment transported by debris flow to the lower Jinsha River [J]. International Journal of Sediment Research, 1999, 14(4): 67-71.
- [16] 游勇,程尊兰.泥石流输沙对小江中下游河床演变的影响[J].灾害学,2003,18(2):7-11.
- [17] Theule J, Li Bault F, Loye A, et al. Sediment budget monitoring of debris-flow and bedload transport in the Manival Torrent, SE France [J]. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2012, 12: 731-749.
- [18] 张金山,崔鹏.泥石流泥沙输移比的概念与计算方法探讨[J].泥沙研究,2012(3):35-40.
- [19] Bremer M, Sass O. Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event [J]. Geomorphology, 2012, 138(1): 49-60.
- [20] 张军,熊刚.云南蒋家沟泥石流运动观测资料集[M].北京:科学出版社,1997.
- [21] Hurst H E. Long-term storage capacity of reservoirs [J]. Trans Amer Soc Civil Eng, 1951, 116: 770-808.
- [22] Hurst H E, Black R P, Simaika Y. Long-term storage: an experimental study [M]. Constable, 1965.
- [23] Rao A R, Bhattacharya D. Hypothesis testing for long-term memory in hydrologic series [J]. Journal of Hydrology, 1999, 216(3): 183-96.
- [24] Kantelhardt J W, KoscielnyBunde E, Rybski D, et al. Long-term persistence and multifractality of precipitation and river runoff records [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2006, 111(D1): 01106.
- [25] 丁晶,赵永龙,邓育仁.年最大洪峰序列统计混乱性的初步研究[J].水利学报,1997(10):66-71.

Fluctuation of sediment transport by viscous debris flow in Jiangjia Gully

LIU Dao-chuan^{1,2,3}, GE Yong-gang^{1,2}, XIE Yun-xu^{1,2}, LI Yong^{1,2}

(1. Key Laboratory of Mountain Hazards and Surface Processes, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China;

2. Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China;

3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Viscous debris flows usually move by a series of surges in mountain watershed, which transport sediment with temporal intermittency and magnitude fluctuation. In Jiangjia debris-flow gully in Yunnan Province, the discharge of surge fluctuates as high as up to four orders of magnitude within an event of debris flow. The Hurst exponents are used to analyze magnitude fluctuation and size-frequency distribution of sediment discharge data in recent 50 years from Jiangjia Gully. Result shows that the Hurst exponents are much bigger than 0.5, indicating that intermittent surge sequences have long-range correlation. The autocorrelation of intermittent surges is stronger than annual flow peak series. In addition, a distribution can be used to show the accumulated sediment discharge.

Key words: debris flow; sediment transport; Hurst exponent; size-frequency distribution; fluctuation

(责任编辑:陈绪坚)