

文章编号: 1008-2786-(2018)6-907-10

DOI: 10.16089/j.cnki.1008-2786.000386

# 云南东川蒋家沟泥石流 2003—2014 年冲淤演变特征

方迎潮<sup>1,2</sup>, 王道杰<sup>1\*</sup>, 何松隆<sup>1,2</sup>, 兰慧娟<sup>1,2</sup>, 常士秋<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院、水利部山地灾害与环境研究所 山地灾害与地表过程重点实验室, 成都 610041; 2. 中国科学院大学, 北京: 100049)

**摘 要:** 冲刷和淤积是泥石流对沟床地貌塑造作用的两种方式, 具有明显的时空差异性和不确定性, 因此冲淤特征一直是泥石流研究的焦点。本文基于 2003—2014 年云南东川蒋家沟泥石流沟道典型断面的观测数据, 分析了各典型断面泥石流冲淤特征, 探讨了不同时段泥石流冲淤的时空分布特性, 揭示了其主要影响因素的作用效应。研究表明: 蒋家沟泥石流在 2003—2014 年间整体处于淤积的态势, 其时空分布特性表现为随时间的推移, 淤积区域逐渐由中下游向上游移动, 从而表明蒋家沟泥石流在此期间的活动逐渐减弱, 开始进入间歇期; 同时分析发现, 不同断面的冲淤演变特征既有相似性又有差异性, 中上游的 D1 ~ D15、M3 和 M61 等断面明显属于淤大于冲, 而中下游的 P4、PL2 和 PL1 等断面则为冲大于淤, 在中下游 P5 和 P4 断面间存在一个相对稳定的冲淤平衡点, 最上游的 D1 断面平均淤积量达到 15.06 m, 而最下游的 PL1 断面累计冲刷深约 2.74 m; 在影响因素作用效应分析中, 降雨量、单次泥石流规模、沟床比降以及输沙沟槽的弯曲系数均对冲淤具有明显的作用效应, 其中输沙沟槽弯曲系数对冲淤的影响最为明显, 其与平均冲淤的相关性系数为 0.8031。

**关键词:** 蒋家沟; 泥石流; 冲刷; 淤积; 影响因素

中图分类号: P642.23

文献标志码: A

## 前言

泥石流冲刷(侵蚀)和淤积(堆积)是最常见的致灾方式, 短时间内即可造成巨大的人员伤亡、经济损失和环境破坏<sup>[1-2]</sup>。二者又相伴而生, 是自然营力在不同时空的表现形式, 本质上反映了运动动力与阻力此消彼长的过程, 因此, 科学地认识和描述动力和阻力特性是研究泥石流运动性质的关键<sup>[1]</sup>。研究表明, 由松散固体物质的重力能转化的动能与暴雨径流动能构成泥石流的两个主要动力来源<sup>[3]</sup>; 受泥石流物质组成控制的阻力与受沟床粗糙度、几何形态及泥石流性质影响的阻力分别构成泥石流的

内、外部阻力<sup>[4]</sup>。外部因素中, 泥石流流量<sup>[5]</sup>、沟道坡度<sup>[6-7]</sup>、宽度<sup>[8-9]</sup>都会影响冲淤的效果, 其发展过程与泥石流浓度及规模相关<sup>[10]</sup>, 造成的结果则是冲淤在空间上呈现出明显的差异<sup>[11]</sup>。如在同等规模泥石流条件下, 蒋家沟沟道中游累积冲刷量比上游大 31.2%, 而累积淤积量则大 27.4%<sup>[12-14]</sup>。内部因素相对较复杂, 一般从水沙两相混合流理论和宾汉体模型理论出发<sup>[15]</sup>, 基于重度<sup>[16]</sup>、内部力学<sup>[17]</sup>等因素进行模拟, 但研究进展相对缓慢。

对于泥石流冲淤变化的研究, 推动了人们对泥石流的认识。然而, 泥石流冲淤过程复杂, 长期观测资料难以获取, 因而研究者一般采用水槽实验或者数值模拟获取泥石流冲淤规律, 但是不管是水槽实

收稿日期(Received date): 2018-3-29; 改回日期(Accepted date): 2018-10-17

基金项目(Foundation item): 国家自然科学基金项目(41790434, 41471010); 国家科技支撑计划课题(2014BAL05B01)。[National Natural Science Foundation of China(41790434, 41471010); National Science and Technology Support Program(2014BAL05B01)]

作者简介(Biography): 方迎潮(1990-), 男, 硕士研究生, 主要研究方向: 山地灾害防治工程。[FANG Yingchao(1990-), male, M. Sc. candidate, research on mountain disaster prevention and control project] E-mail: fangyingchao15@mails.ucas.edu.cn

\* 通讯作者(Corresponding author): 王道杰(1968-), 男, 博士, 研究员, 主要研究方向: 水土保持及生态修复。[WANG Daojie(1968-), male, Ph. D., professor, specialized in soil and water conservation, ecological restoration] E-mail: wangdj@imde.ac.cn

验还是数值模拟其只能是接近实际情况,无法完全代表野外泥石流冲淤的状态,因此以长期野外实际观测数据来分析泥石流的冲淤规律就显得尤为重要。云南东川蒋家沟作为极具代表性的泥石流沟,经过几代地学工作者的观察研究,保存了相对较完整的观测资料,为有效认识冲淤规律提供了依据。本文即基于云南东川蒋家沟泥石流近十年泥石流冲淤动态监测成果,系统阐述了典型监测段的冲淤特征,指出蒋家沟粘性阵性泥石流的随机性和间歇性是造成冲淤空间差异性的重要因素;并结合流域地貌演化与泥石流暴发的准周期性,以及泥石流停积部位的退缩、泥石流活动规模和强度的减弱等特征,推测蒋家沟泥石流逐渐进入间歇期;最后重点分析了不同因子对泥石流冲淤的影响,以期对泥石流冲淤变化规律的认识提供一定的理论参考。

## 1 研究区概况

云南东川蒋家沟是我国西南山区一条闻名的泥石流沟,位于康滇地轴东缘的小江深大断裂带内,流域面积  $48.6 \text{ km}^2$ ,主沟长  $13.9 \text{ km}$ ,主要支沟包括门前沟、多照沟、大巴子沟、查箐沟和老蒋家沟。为观

测蒋家沟流域沟道演变特征,中国科学院东川泥石流观测研究站(以下简称观测研究站)1999年开始在流域上游门前沟与多照沟交汇口至下游小江入汇口之间先后设置观测断面,本研究选取观测连续性较好的14个典型断面进行分析(图1)。根据各断面在该流域所处的位置,将蒋家沟的14个观测断面划为三部分:(1)观测研究站以上断面,包括D1、D3、D5、D7、D9、D11,受两侧坡体限制,断面宽度在  $200 \sim 300 \text{ m}$ ; (2)观测研究站至下游排导槽间的断面,包括M3、M61、D13、D15,沟床迅速拓宽,宽度约  $300 \sim 400 \text{ m}$ ; (3)下游排导槽经过的断面,包括P4、P5、PL1、PL2,受排导槽限制,宽度小于  $100 \text{ m}$ <sup>[14]</sup>。

## 2 数据与方法

### 2.1 数据来源

本次研究选择了云南东川蒋家沟2003—2014年的断面观测数据进行分析,部分断面观测资料在某些年份不完整,实际只重点分析了2003、2004、2005、2006、2007、2010、2011、2013、2014这九年的观测数据,PL1、PL2断面观测点因改道毁坏,观测数据从2006年开始<sup>[14]</sup>。所有数据均来源于中国科学院

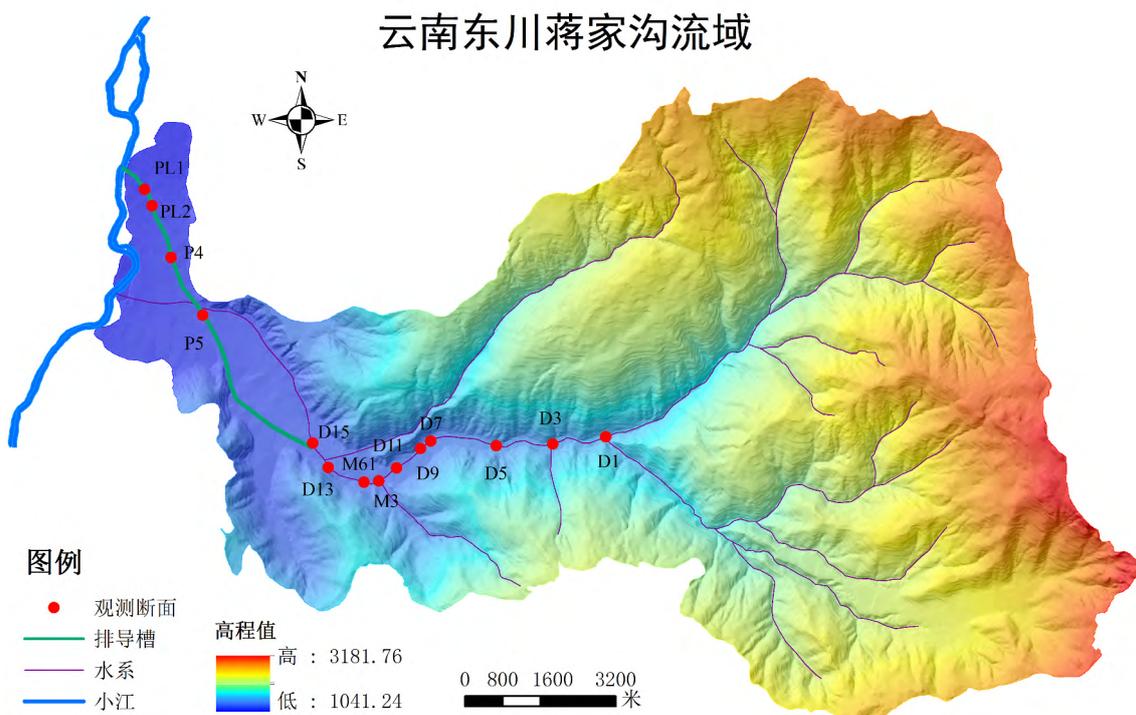


图1 云南东川蒋家沟流域图

Fig.1 Drainage map of Jiangjia Gully at Dongchuan, Yunnan province, China

东川泥石流观测研究站。

### 2.2 平均冲淤深度计算方法

根据断面观测数据获得各断面历次测量剖面图 将不同场次测量下计算的断面剖面图累加,计算出同一断面在不同测量间的面积变化  $\Delta S$ ,其中  $\Delta S$  为负时代表冲大于淤; $\Delta S$  为正时表示淤大于冲。将求得的  $\Delta S$  除以断面宽获得该测量断面平均冲淤深度  $\Delta h$ ,方便不同断面进行比较。

设  $i$  断面与  $i-1$  断面相距  $d_i$ , $H$  表示整个研究区的平均冲淤深度,则相邻两次测量之间断面的平均冲淤  $H$  为:

$$H = \frac{\sum_{i=2}^n (\Delta h_{i-1} + \Delta h_i) \cdot d_i}{2 \cdot \sum_{i=2}^n d_i} \quad (1)$$

$H > 0$  时代表以淤积为主; $H < 0$  时则表示冲刷为主。

### 2.3 沟床比降计算方法

对某一场泥石流而言,分析暴发前一次测得的断面数据,设  $h_i$  为  $i$  断面最低点, $h_0$  为下游断面(本文是 PL2 断面)最低点,断面  $i$  与  $i-1$  断面距离为  $d_i$ ,则二者间沟床比降  $J_i$ :

$$J_i = \frac{|h_{i-1} - h_i|}{d_i} \quad (2)$$

泥石流暴发前研究区沟床总比降  $J^{[18]}$ :

$$J = \frac{\sum_{i=1}^n (h_{i-1} + h_i - 2h_0) \cdot d_i}{(\sum_{i=2}^n d_i)^2} \quad (3)$$

### 2.4 输沙槽弯曲系数 $K_a$ 计算方法

测量前后断面中心位置点弯曲长度,则沟段内前后断面累积为  $L$ ,计算研究沟段最上游断面中心位置点与最下游断面中心位置点的直线距离  $l$ ,沟道的弯曲系数  $K_a$  可近似用下式表示:

$$K_a = L/l \quad (4)$$

## 3 结果与分析

泥石流是介于崩塌、滑坡等块体运动与水流之间的一系列连续过程<sup>[19]</sup>,携带大量泥沙在沟道中运动,由于沟谷地形条件的改变,加之沟道弯曲的阻挡作用,泥石流在不同沟道段产生冲刷或淤积现象。冲淤形态受地质、地貌、降雨量、泥石流运动要素及沟道边界条件的影响,表现出明显的差异性,其冲淤模式大致可分为冲强淤弱、冲淤交替和冲弱淤强

3 种。

### 3.1 观测研究站以上断面冲淤特征

图 2 是 D1、D3、D5、D7、D9、D11 在 2003—2014 年之间,各断面平均累积冲淤深度的变化情况。横轴为断面观测场次编号,如“2003-1-0805”,为第 1 次观测,2003 年 8 月 5 日是观测日期;纵坐标表示以 2003 年第 1 次观测为基准,后续观测获取的平均冲淤深度累积变化值。

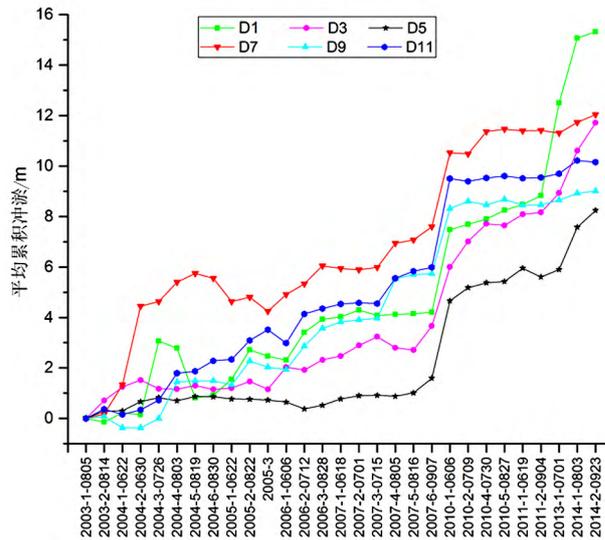


图 2 观测研究站以上断面平均累积冲淤深度变化  
Fig. 2 Average cumulative changes erosion and deposition depth of sections above observation station

从图 2 分析可知: D1 ~ D11 断面在 2003—2014 年间以淤积为主,过程中伴有小幅度的冲刷,即属于冲弱淤强模式,断面平均淤积深度在 8 ~ 12 m。但是从累积冲淤变化曲线发现这种淤积是非线性的,中间存在波动,特别是 D1、D7 断面波动性比较明显。D1 断面在 2004 年第 2 次观测之前,几乎只是微弱的冲刷与淤积,最大淤积深度仅为 0.23 m,冲刷深度也只有 0.14 m;2004 年第 3 次测量至 2006 年第 2 次测量期间,D1 断面冲淤深度累积变化呈现先下降后上升的波状,说明在此期间该断面分别经历了小幅冲刷和小幅淤积两个过程;2006 年第 2 次观测至 2007 年最后一次观测之间,D1 断面平均冲淤深度累积变化线近似是一条水平线,表明在此阶段断面变化都较小,处于冲淤相对平衡的状态。D3 断面存在三个冲淤加速的时间段,即 2003 年第 2 次测量至 2004 年第 2 次测量、2005 年第 3 次测量至 2006 年第 1 次测量、2007 年第 5 次测量之后。D5

在 2004 年第三次测量之前具有小幅的淤积,之后一直到 2007 年第 5 次测量期间断面几乎不冲不淤。D7、D9、D11 三个断面在 2010 年之后基本上达到冲淤平衡的状态,淤积深度维持在相对恒定的范围内;D9、D11 断面在 2004 年均有小范围的冲刷,但最大冲刷深度均不超过 0.4 m,之后至 2010 年之前,均明显表现出淤积幅度增大的趋势。无论是 D1、D3、D5 断面还是 D7、D9、D11 断面 2007 年最后一次测量与 2010 年第 1 次测量的断面平均累积冲淤值出现陡然的升高,其中两次相差最大的为 D11 断面,其高差约 3.52 m,最小的 D3 断面两次测量间也达到了 2.34 m。由于 2008、2009 年的观测资料缺失,无法对其进行分析对比,但从断面测量的趋势可以推出 2008、2009 年 D1、D3、D5、D7、D9、D11 淤积占主导。

### 3.2 观测研究站到排导槽之间断面的冲淤特征

从观测站到泥石流排导槽之间的断面在 2003—2014 年表现出逐渐淤积的现象,也属于冲弱淤强模式,这一特征与 D1 ~ D11 断面相似,但淤积幅度小于 D1 ~ D11 断面。其中 M3、M61 断面在 2006 年第 3 次测量之前的冲淤并不明显,两断面平均最大累积淤深分别为 0.73 m、1.67 m,且也表现出小幅度的冲淤交替;D13、D15 两个断面平均累积淤深的整体变动幅度相对较小,最大平均累积淤深与最小累积淤深的差值均小于 2 m,但是同 D1 - D11 相似,在 2007 年第 6 次至 2010 年第 1 次增长幅度明显加大(图 3)。这几个断面平均冲淤深度累积

变化值明显小于其上游断面: D1 ~ D11 断面在 2003—2014 年间,平均淤深在 8 ~ 12 m,而 M3、M61、D13、D15 断面同时期的平均淤深均均小于 4 m。这一方面是由于泥石流沿程的黏附作用,动能逐渐减小,泥石流沿沟床淤积而导致流量逐渐减少,致使越靠近下游的断面泥石流影响减弱;另外,沟道在 M3 ~ D15 断面迅速展宽,泥石流可以在更为宽阔的沟道或床面上流动,流体深度变小。

### 3.3 排导槽经过断面的冲淤特征

蒋家沟排导槽附近断面平均累积冲淤变化与上游断面区别明显, D1 ~ D15 的断面以淤积为主,只是在淤积的大小不同。P5 断面也是以淤为主,平均累积淤深在 2007 年第 4 次测量中达到了顶峰,约 4 m; P4 断面是经历了先冲后淤再冲的过程,其中在 2010 年之后冲刷态势急剧加大; PL1 一直处于冲刷的状态, PL2 的波动明显要强烈,说明 PL2 伴随着一定的淤积(图 4)。P4、PL1、PL2 产生冲刷的原因应为泥石流在下游结束运动过程中由稠变稀演变为稀性泥石流进而产生坡差性冲刷,即泥石流在中上游淤积,使得泥石流含沙量减小变稀,导致下游沟道受到明显的冲刷<sup>[15]</sup>。总的来说, P5 断面淤积强于冲刷,而 P4 断面则是时而冲刷、时而淤积,冲刷明显强于淤积的特点。可见,蒋家沟流域 2003—2014 年间的冲淤平衡点应位于 P4 和 P5 之间的区域,导致冲淤相对平衡点位于 P4 和 P5 之间的主要影响因素与泥石流的规模及沟床比降有关。一则沟床比降变缓,使得泥石流易于淤积;二则规模减小,使得

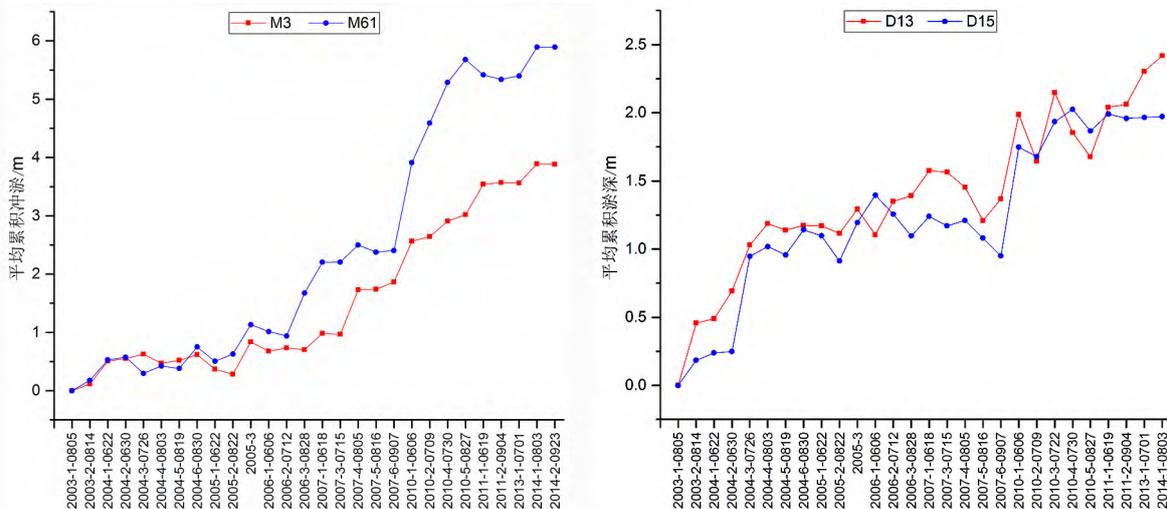


图 3 观测研究站到蒋家沟排导槽之间断面平均冲淤深度累积变化

Fig. 3 Average cumulative changes erosion and deposition depth of sections between observation station and debris flow channel

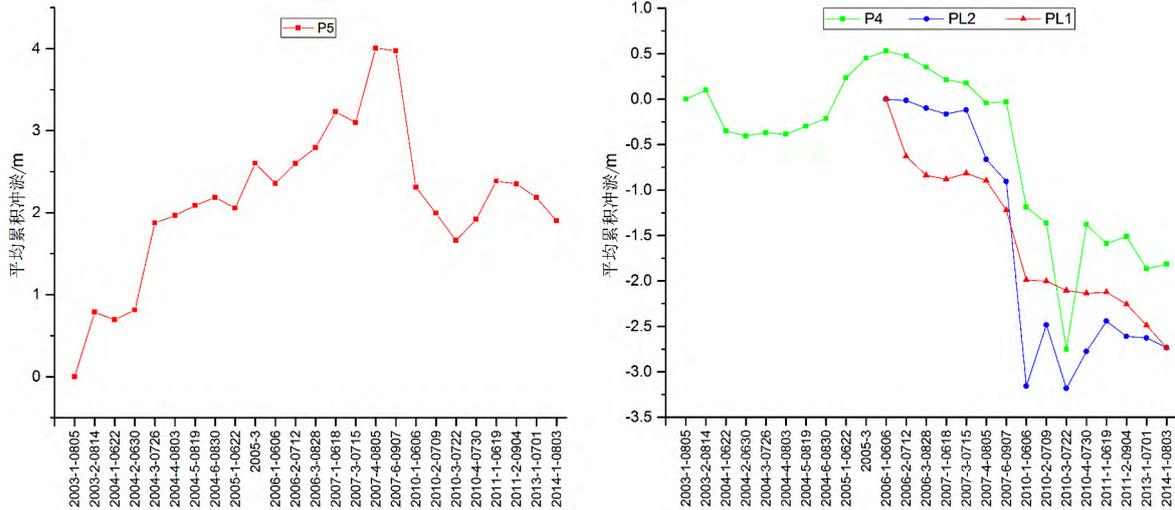


图 4 蒋家沟排导槽断面平均累积冲淤变化

Fig. 4 Average cumulative changes erosion and deposition depth of sections of debris flow channel

能够到达此段的泥石流流量减少或者是稀性泥石流,易产生冲刷。二者的共同作用,保证该段的冲淤相对平衡。

总体上,云南东川蒋家沟 2003—2014 年间各断面平均累积冲淤表明,除下游的 P4、PL2、PL1 断面外,其他断面均呈现出不同程度的淤积,其中 D1 断面平均淤积量最大,达到 15.06 m,而冲刷量最大点位于沟口与小江汇流处的 PL1 断面,平均累计冲刷深约 2.74 m。从上游两支沟交汇处的 D1 至下游与小江汇流处的 PL1,虽然各断面平均累计冲淤深度沿程呈逐渐减小的趋势,但在空间上存在一定的冲淤差异,如 D5 断面的平均累计淤深 7.58 m,小于上游 D3 断面的 10.61 m 及下游断面 D7 的 11.73 m,同样的 D9、M3 断面累积冲淤也小于其相邻上游及下游两个断面;D13、D15、P5 三个断面累积冲淤值几乎都在 2 m 左右。造成泥石流空间冲淤差异性的原因是复杂的、多样的,其中蒋家沟泥石流的性质、规模大小应为重要的影响因素。蒋家沟的泥石流多为粘性阵性泥石流,具有明显的随机性和间歇性,每一阵泥石流的规模、波面形态、速度、流态及物质组成等都是随机的<sup>[20-21]</sup>,从而使得每阵泥石流的停积位置也具有不确定性,多年的累积效应易造成冲淤的空间差异性。

### 3.4 两个时间段冲淤特征

虽然 D1 ~ D11 在 2003 年以来都以淤积为主,但各断面在前后两个时间段内存在相对较大的时空差异。

对 D1 ~ D11 断面分别做空间序列上的对比, D1、D3、D5 三个观测断面,在 2003—2007 年之间,平均累积淤深相对较小,均未超过 4.5 m(表 1)。与之相比, D7、D9、D11 有着更为显著的断面变化,这三个断面在 2003—2007 年时的断面平均累积淤深约 6 ~ 7 m,明显大于同时期 D1 ~ D3 断面的平均累积淤深。而在 2010—2014 年间, D1、D3、D5 断面平均累积淤深增长明显,平均累积淤深均超过 3.5 m。与之相比, D7、D9、D11 断面在 2010—2014 年间累积淤深均未超过 1.5 m,远远小于同时期 D1 ~ D3 断面的平均累积淤深。在时间序列上对 D1 ~ D11 断面进行比较分析,可知 D1、D3、D5 在 2010—2014 年间的累积淤深明显大于 2003—2007 年, D7、D9、D11 则不然, 2010—2014 年间的累积淤深远远小于 2003—2007 年。其中 2003—2007 年间

表 1 D1 ~ D11 断面两个时间段平均累积冲淤

Tab. 1 Two periods of average cumulative deposition of D1 ~ D11 sections

断面名称	2003—2007 年	2010—2014 年
	平均累积冲淤/m	平均累积冲淤/m
D1	4.20	7.84
D3	3.66	5.71
D5	1.59	3.59
D7	7.59	1.50
D9	5.74	0.70
D11	5.99	0.65

D7 断面累积淤深最大(7.59 m),最小的是 D5 断面(1.59 m);2010—2014 年间累积淤深最大已向上迁移至 D1 断面(7.84 m),最小的是 D11 断面(0.65 m)。

上述分析表明云南东川蒋家沟流域泥石流淤积的时空差异性主要表现在:蒋家沟泥石流淤积的主要沟段在空间上逐渐向中上游移动,由 D7~D11 断面转移到 D1~D5 断面;时间上蒋家沟泥石流活动 2010—2014 与 2003—2007 相比开始出现减弱的趋势,这也是为什么泥石流淤积集中出现在上游观测断面的原因。然而根据有关学者的研究表明,蒋家沟地貌发育阶段仍处于壮年期,地貌演化有利于为泥石流活动提供大量的松散物质<sup>[22]</sup>,泥石流活动短期内不会完全停止<sup>[23]</sup>,加之泥石流活动具有 9~12 年的周期<sup>[24-25]</sup>,可以推测,蒋家沟泥石流的减弱是在经历了一段长期活跃之后,开始逐渐进入到间歇期。

## 4 影响泥石流冲淤的因素

### 4.1 降雨量与断面冲淤之间的关系

在流域内,水流是流域发展的基本动力,泥沙是流域地貌变化的执行者和媒介<sup>[26]</sup>。云南东川蒋家沟是我国著名的暴雨泥石流沟<sup>[27-28]</sup>,因此降雨是泥石流得以形成的不可缺少的外动力因素,也决定了泥石流的运移特征<sup>[29-31]</sup>。蒋家沟雨季为 5—10 月,降雨量占年降雨量的 85% 以上;旱季为 11 月至次年的 4 月,降雨量不足年降雨量的 15%<sup>[32]</sup>。据统计,蒋家沟 1987—1994 年共发生 83 场泥石流,其中 6—8 月发生 75 场,占总暴发场次的 90%<sup>[33]</sup>。断面观测时间集中在每年 6 月中旬至 9 月中旬间,属于蒋家沟雨季,同时也是泥石流的活跃期,因此将此期间的断面测量数据计算雨季沟道冲淤具有一定的合理性。

图 5 表明,蒋家沟内的断面变化主要发生在 6—9 月,蒋家沟雨季期间的断面变化显著大于非雨季期间的断面变化。其中 2004 年雨季平均淤深值最大,约 1.06 m,而非雨季的淤深均小于 0.2 m,2004 年 9 月至 2005 年 6 月间还表现出小幅度的冲刷迹象。由此可知降雨量与蒋家沟断面的冲淤存在正相关性,即降雨量越大,沟道的冲淤越大;反之,降雨量越小,沟道的冲淤也越小。

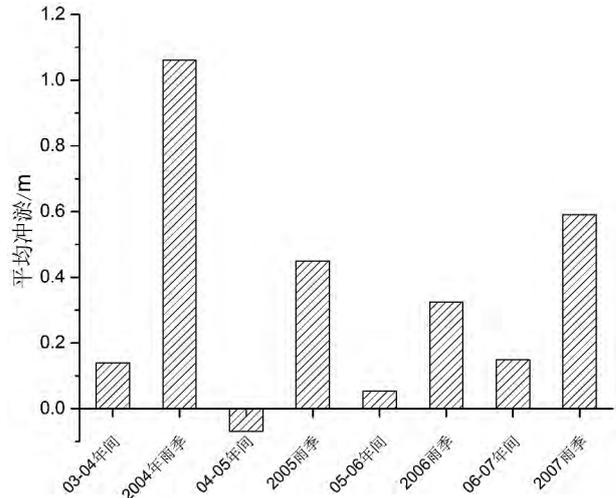


图 5 降雨与平均淤深

Fig. 5 The rainfall and the average deposition depth

### 4.2 单次泥石流规模与冲淤之间的关系

分析云南东川蒋家沟泥石流单次泥石流规模与蒋家沟平均冲淤的关系(图 6),可以得出平均冲淤与单次泥石流规模之间存在复杂的关系。结果表明,当一次发生较小规模的泥石流时(约为  $0 \sim 6 \times 10^4 \text{ m}^3$ ),泥石流平均冲淤随着单次泥石流规模线性递减,亦即小淤、大冲;但在泥石流规模达到一定程度后( $10 \times 10^4 \sim 100 \times 10^4 \text{ m}^3$ ),泥石流冲淤随着一次泥石流规模的增加出现先减小后增大的现象,此阶段泥石流约在  $60 \times 10^4 \text{ m}^3$  的规模时,出现平均淤深最小值。造成上述现象的原因与蒋家沟泥石流沟道的形态有很大关系,两支沟汇口处(D1 断面)以下沟床呈箱形或复式箱形,泥石流规模较小时,在沟槽内运动,呈现出“大冲小淤”的特点;而当泥石流规模过大时,会冲出沟槽沿沟床横向方向漫流。

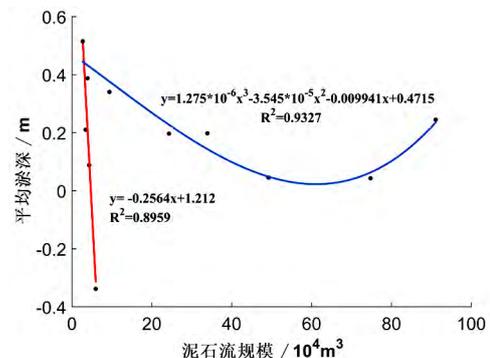


图 6 单次泥石流规模与平均淤深

Fig. 6 The size of single debris flow and the average deposition depth

#### 4.3 沟床比降与冲淤之间的关系

主沟比降能够表现流域沟道演化状况,影响泥石流活动度<sup>[22]</sup>,同时在泥石流发生、发展的过程中,以其强大的造床能力,改变着沟道的纵比降。本文所观测断面的沟段平均沟床比降相对比较稳定,变化范围为 64.7‰~73.9‰。通过对沟床比降和整个研究流域的平均冲淤深度进行线性回归拟合(如图 7),发现沟床比降与平均淤深是负相关, $R^2=0.6643$ 。沟床比降较小时,泥石流呈现淤积的特征;随着沟床比降的增大,泥石流开始出现冲刷。同时,沟床比降大,泥石流在运动过程中获得的动能也大,克服摩擦力、阻挡力前进距离也越远,因而停淤在沟道中上游的泥石流流体就相对较少。在 2010—2014 年期间,泥石流在中上游的淤积使得中上游的沟床比降减小,影响泥石流向下游的运动,导致 D1~D11 断面平均累积冲淤值从上游向下逐渐减小。

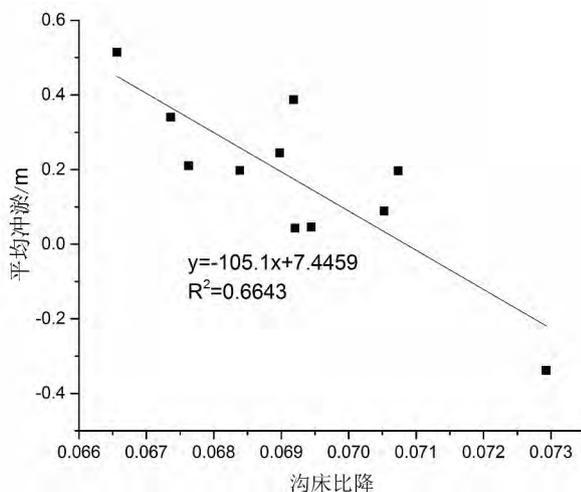


图 7 沟床比降与平均冲淤

Fig. 7 The channel bed ratio and the average deposition depth

#### 4.4 输沙沟槽弯曲系数与冲淤之间的关系

沟道冲淤本质是沟床的变迁,影响的因素主要包括来水来沙和边界条件<sup>[34]</sup>。一般意义上的冲积型河流其沟道形状从外形上可分为顺直、弯曲这两种基本类型,粘性泥石流沟床与之相似<sup>[35]</sup>。泥石流在弯道中的运动形态与在顺直沟道中的运动形态具有明显的区别。泥石流流至弯道凹岸,受压缩,泥位升高、流速加快,容易出现冲刷槽<sup>[36]</sup>;在弯道的凸岸,受顶阻作用,泥石流流速减缓,易产生淤积,挤压弯道段的过流断面。用公式(3)计算云南东川蒋家

沟历年输沙沟槽弯曲系数,并与整个研究区的平均冲淤深度进行拟合(图 8),结果显示输沙沟槽弯曲系数与平均冲淤有着较好的正相关性, $R^2=0.8031$ 。这主要是因为输沙沟槽的弯曲系数越大,泥石流运动的路径增加,并且在弯道处泥石流与沟道两岸的碰撞,能量损耗较大,从而使得泥石流易于淤积。从局部来看,在观测的 14 个断面中, M6 和 M61 断面间的弯曲系数最大,从上文各断面的冲淤特征分析中也可见,弯曲系数最大处的 M6、M61 以及其上游的 D9、D11 断面的平均冲淤深度累积变化值明显要大于 M6、M61 下游的 D13、D15 断面。然而对于输沙沟槽对泥石流冲淤方面的定量研究还不多见。

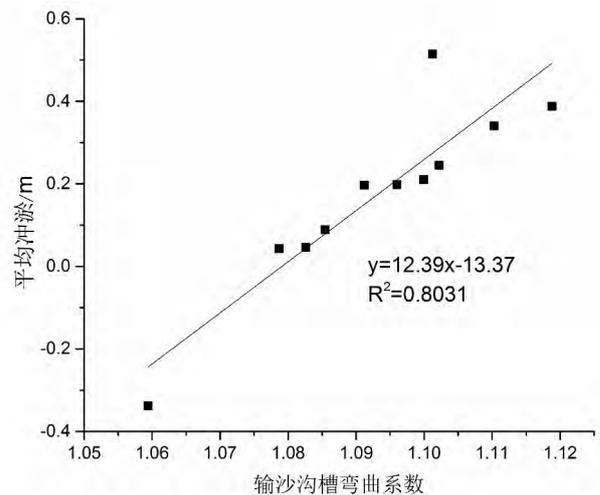


图 8 输沙沟槽弯曲系数与平均冲淤

Fig. 8 The sinuosity index of sediment-transport channel and the average deposition depth

## 5 结论

本文基于对云南东川蒋家沟 2003—2014 年 14 个典型断面冲淤的观测数据,着重研究了各断面泥石流冲淤特征,探讨了不同时段泥石流冲淤的时空分布趋势,并对其主要影响因素的作用效应进行了分析,主要结论如下:

(1) 2003—2014 年蒋家沟流域总体上处于淤积状态,但不同的断面具有一定的差异性和相似性。从下游到中上游,各断面淤积的深度在逐渐变大,而排导槽附近的断面则呈现出以冲刷为主的特征,即中上游断面 D1~D15、M3、M61 及 P5 以淤为主,而下游断面 P4、PL2、PL1 则是以冲为主。

(2) 蒋家沟沟道在 2003—2014 期间存在相对

稳定的冲淤平衡点 在 P4 与 P5 断面之间。

(3) 通过对 2003—2007 年与 2010—2014 年两个时间段中上游断面 D1 ~ D11 冲淤的对比发现, 蒋家沟最大淤积断面由 D7 断面移到上游的 D1 断面, 意味着蒋家沟泥石流活动有阶段性减弱趋势, 导致其主要受影响的沟道在向中上游偏移。

(4) 影响泥石流冲淤的因素是复杂的、多方面的, 但在影响泥石流冲淤的单因素分析中, 输沙沟槽弯曲系数对冲淤的影响最为明显, 其与平均冲淤的相关性系数为 0.8031; 降雨量与断面平均冲淤存在正相关性; 沟床比降则与其存在负相关性; 单次泥石流规模对平均冲淤的影响存在两个不同的阶段。

### 参考文献(References)

- [1] 崔鹏. 中国山地灾害研究进展与未来应关注的科学问题[J]. 地理科学进展, 2014, 33(2): 145 - 152 [CUI Peng. Progress and prospects in research on mountain hazards in China[J]. Progress in Geography, 2014, 33(2): 145 - 152]
- [2] 李德基. 泥石流减灾理论与实践[M]. 北京: 科学出版社, 1997: 2 - 42 [LI Deji. Theory and practice of debris flow disaster reduction [M]. Beijing: Science Press, 1997: 2 - 42]
- [3] 中国科学院成都山地灾害与环境研究所 编著. 泥石流研究与防治[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 1989: 63 [Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS. Research and control of debris flow[M]. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press, 1989: 63]
- [4] 崔鹏, 唐金波, 林鹏智. 泥石流运动阻力特性及其研究进展[J]. 四川大学学报(工程科学版), 2016, 48(03): 1 - 11 [CUI Peng, TANG Jinbo, LIN Pengzhi. Research progress of resistance character of debris-flow [J]. Journal of Sichuan University (Engineering Science Edition), 2016, 48(03): 1 - 11]
- [5] GRISWOLD J P, IVERSON R M. Mobility statistics and automated hazard mapping for debris flows and rock avalanches [R]. US Geological Survey, 2008: 9 - 24
- [6] HUNGR O, MCDUGALL S, BOVIS M. Entrainment of material by debris flows[M]// JAKOB M, HUNGRO. Debris-flow Hazards and Related Phenomena. Berlin: Springer, 2005: 135 - 158
- [7] HÜRLIMANN M, RICKENMANN D, GRAF C. Field and monitoring data of debris-flow events in the Swiss Alps [J]. Canadian Geotechnical Journal, 2003, 40(1): 161 - 175
- [8] CANNON S H. An evaluation of the travel-distance potential of debris flows [M]. Salt Lake City: Utah Geological and Mineral Survey, 1989: 22 - 34
- [9] FANNIN R J, WISE M P. An empirical-statistical model for debris flow travel distance[J]. Canadian Geotechnical Journal, 2001, 38(5): 982 - 994
- [10] 王裕宜, 胡凯衡, 韦方强, 等. 泥石流流体的流变和冲淤特征及其与危险度的关系[J]. 自然灾害学报, 2007(01): 17 - 22 [WANG Yuyi, HU Kaiheng, WEI Fangqiang, et al. Relationship between rheology / erosion-deposit properties of debris flow and its hazard degree [J]. Journal of Natural Disasters, 2007(01): 17 - 22]
- [11] LIU H, LAN H, LIU Y, et al. Characteristics of spatial distribution of debris flow and the effect of their sediment yield in main downstream of Jinsha River, China [J]. Environmental Earth Sciences, 2011, 64(6): 1653 - 1666
- [12] CHEN J, HE Y P, WEI F Q. Debris flow erosion and deposition in Jiangjia Gully, Yunnan, China [J]. Environmental Geology, 2005, 48(6): 771 - 777
- [13] 崔鹏, 何易平, 陈杰. 泥石流输沙及其对山区河道的影响[J]. 山地学报, 2006, 24(5): 539 - 549 [CUI Peng, HE Yiping, CHEN Jie. Debris flow sediment transportation and its effects on river in mountain area [J]. Mountain Research, 2006, 24(5): 539 - 549]
- [14] 常士秋. 沟谷型泥石流沿程冲淤特征及影响因子研究——以云南蒋家沟为例[D]. 成都: 中国科学院成都山地灾害与环境研究所, 2016: 2 - 12 [CHANG Shiqiu. Research on Scouring and Deposition Features and Impact Factors of Gully Debris Flow—A Case Study on Jiangjia Gully, Yunnan Province [D]. Chengdu: Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, 2016: 2 - 12]
- [15] 张万顺, 赵琰鑫, 崔鹏, 等. 沟道二维泥石流运动和冲淤数值模型研究[J]. 中国水土保持科学, 2012, 10(1): 1 - 5 [ZHANG Wanshun, ZHAO Yanxin, CUI Peng, et al. Two-dimensional numerical model for debris flow motion and gully bed evolution [J]. Science of Soil and Water Conservation, 2012, 10(1): 1 - 5]
- [16] 林雪平, 游勇, 柳金峰, 等. 动床条件下粘性泥石流沟道淤积实验研究[J]. 山地学报, 2013, 31(3): 327 - 333 [LIN Xueping, YOU Yong, LIU Jinfeng, et al. Experimental study on channel deposition of viscous debris flow over erodible beds [J]. Mountain Research, 2013, 31(3): 327 - 333]
- [17] 王蓉, 翁其能, 陈洪凯. 冲淤变动型沟谷泥石流防治结构及计算[J]. 山地学报, 2001(S1): 118 - 122 [WANG Rong, WENG Qineng, CHEN Hongkai. Structure and calculation to prevent highway from debris flow with strong deposition and impactation [J]. Mountain Research, 2001(S1): 118 - 122]
- [18] 李泳. 泥石流沟床比降的几点讨论[J]. 水土保持学报, 1999, 5(s1): 51 - 55 [LI Yong. Several results concerning the gradient of debris flow gully [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 1999, 5(S1): 51 - 55]
- [19] 田连权, 张信宝, 吴积善. 试论泥石流的形成过程[C]//中国科学院成都地理研究所. 泥石流论文集(1). 重庆: 科学技术文献出版社重庆分社, 1981: 54 - 57 [TIAN Lianquan, ZHANG Xinbao, WU Jishan. A trial discussion on the formative processes of debris flow [C]// Chengdu Institute of Geography, Chinese

- Academy of Sciences. Collected papers on debris flows( No. 1) .  
Chongqing: Scientific and Technological Literature Chongqing  
Brabch ,1981: 54 -57]
- [20] 王光谦,倪晋仁. 波状泥石流运动特性分析[J]. 泥沙研究,  
1994(4):1-9 [WANG Guangqian, NI Jinren. Analysis on the  
characteristics of debris flow surges [J]. Journal of Sediment  
Research, 1994(4): 1-9]
- [21] LEE Benda. The influence of debris flow on channels and valley  
floor in the Oregon coast range, U. S. A [J]. Earth Surface  
Process and Landform, 1990, 15: 457-466
- [22] 黄江成, 欧国强, 潘华利. 白龙江与小江泥石流流域地貌演化比  
较分析[J]. 中国地质灾害与防治学报, 2014, 25(1): 6-11  
[HUANG Jiangcheng, OU Guoqiang, PAN Huali. Geomorphic  
evolution of comparison on debris flow gullies in Bailongjiang and  
Xiaojiang basins [J]. The Chinese Journal of Geological Hazard  
and Control, 2014, 25(1): 6-11]
- [23] 刘希林, 倪化勇, 蒋家沟泥石流输沙年际变化及其灾变预测  
[J]. 山地学报, 2006, 24(5): 550-554 [LIU Xilin, NI  
Huayong. Variation property of annual sediment yield of debris flow  
along Jiangjia Ravine and catastrophe forecast [J]. Mountain  
Research, 2006, 24(5): 550-554]
- [24] 王裕宜, 李昌志, 洪勇. 暴雨泥石流输沙年际变率的旋回性研究  
——以云南东川蒋家沟泥石流为例[J]. 自然灾害学报, 2000,  
9(4): 99-104 [WANG Yuyi, LI Changzhi, HONG Yong. Study  
on the cyclic property of the annual sediment discharge variation of  
debris flows at Jiangjia ravine, Yunnan, China [J]. Journal of  
Natural Disasters, 2000, 9(4): 99-104]
- [25] 何易平. 泥石流对山区河流河床演变的影响[D]. 成都: 中国科  
学院成都山地灾害与环境研究所, 2003: 56-82 [HE Yiping.  
Influence of debris flow on river channel change of mountains [D].  
Chengdu: Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS,  
2003: 56-82]
- [26] 郭跃. 流域地貌发育与地貌灾害[J]. 贵州师范大学学报: 自然  
科学版, 1996(3): 51-55 [GUO Yue. River basin landform  
development and landform disaster [J]. Journal of Guizhou Normal  
University( Natural Science), 1996(3): 51-55]
- [27] 刘希林. 灰色模型和回归分析在泥石流预测中的应用——以蒋  
家沟泥石流年输沙量预测为例[J]. 灾害学, 1989(2): 26-30  
[LIU Xilin. Application of grey model and regression analysis on  
prediction of debris flow — an example of annual sediment yield of  
debris flows along Jiangjia ravine [J]. Journal of Catastrophology,  
1989(2): 26-30]
- [28] 李斌, 陈琴德, 康志成. 云南东川蒋家沟泥石流发生、发展过程  
的初步分析[J]. 地理学报, 1979, 34(2): 74-86+103-104  
[LI Jian, CHEN Qinde, KANG Zhicheng. Preliminary analysis on  
the generation and development of debris flow in Jiangjia ravine,  
Dongchuan, Yunnan [J]. Acta Geographica Sinica, 1979, 34  
(2): 74-86+103-104]
- [29] ADHIKARI, D P, KOSHIMIZU S. Debris flow disaster at Larcha,  
upper Bhotekoshi Valley: central Nepal [J]. Island Arc, 2005, 14  
(4): 410-423
- [30] GREGORETTI C, FONTANA G D. The triggering of debris flow  
due to channel-bed failure in some alpine headwater basins of the  
Dolomites: Analyses of critical runoff [J]. Hydrological processes,  
2008, 22(13): 2248-2263
- [31] WENSKE D, JEN C H, BÖSE M, et al. Assessment of sediment  
delivery from successive erosion on stream-coupled hillslopes via a  
time series of topographic surveys in the central high mountain  
range of Taiwan [J]. Quaternary International, 2012, 263: 14-  
25
- [32] 李昌志, 曹叔尤, 彭清娥, 等. 蒋家沟流域输沙预测模型初探  
[J]. 泥沙研究, 2000(04): 45-50 [LI Changzhi, CAO Shuyou,  
PENG Qinge, et al. An exploration on model for predicting  
sediment yielded by debris flow at Jiangjia gully [J]. Journal of  
Sediment Research, 2000(04): 45-50]
- [33] 张军, 熊刚. 云南蒋家沟泥石流观测资料集 [M]. 北京: 科学出  
版社, 1997: 13-258 [ZHANG Jun, XIONG Gang. Data collection  
of kinematic observation of debris flows in Jiangjia ravine,  
Dongchuan, Yunnan [M]. Beijing: Science Press, 1997: 13-  
258]
- [34] 梁志勇, 匡尚富, 王兆印, 等. 高含沙洪水冲刷规律的探讨 [J].  
泥沙研究, 1999(6): 68-73 [LIANG Zhiyong, KUANG  
Shangfu, WANG Zhaoyin, et al. Scour rate of hyperconcentrated  
flow [J]. Journal of Sediment Research, 1999(6): 68-73]
- [35] 游勇, 程尊兰. 粘性泥石流阵性运动对沟床冲淤演变的影响  
——以云南东川蒋家沟为例 [J]. 防灾减灾工程学报, 2005,  
25(2): 146-151 [YOU Yong, CHENG Zunlan. The influence of  
discontinuous motion of viscous debris flow on erosion and  
deposition of gully bed—study of the case at Jiangjia gully in  
Dongchuan, Yunnan [J]. Journal of Disaster Prevention and  
Mitigation Engineering, 2005, 25(2): 146-151]
- [36] 吴积善, 康志成, 田连权, 等. 云南蒋家沟泥石流观测研究 [M].  
北京: 科学出版社, 1990: 187-192 [WU Jishan, KANG  
Zhicheng, TIAN Lianquan, et al. Debris flow observation and  
research in Jiangjia ravine, Yunna [M]. Beijing: Science Press,  
1990: 187-192]

## Characteristics of Debris Flow Erosion and Deposition at Jiangjia Gully , Dongchuan , Yunnan Province , China for 2003 – 2014

FANG Yingchao<sup>1 2</sup> ,WANG Daojie<sup>1\*</sup> , HE Songtang<sup>1 2</sup> ,LAN Huijuan<sup>1 2</sup> ,CHANG Shiqiu<sup>1 2</sup>

( 1. *Key Laboratory of Mountain Hazards and Earth Surface Process , Chinese Academy of Sciences , Institute of Mountain Hazards and Environment , Chinese Academy of Sciences & Ministry of Water Conservancy , Chengdu 610041 , China*; 2. *University of Chinese Academy of Sciences , Beijing 100049 , China*)

**Abstract:** Scouring and silting are two ways for debris flow to shape the topography of a gully bed , with features of obvious space-time differences and uncertainties. Therefore , the investigation on the erosion and deposition characteristics has always been the focus of debris flow research. Based on the observation data collected at typical sections of debris flow channels along the Jiangjiagou Gully , Dongchuan , Yunnan Province , China from 2003 to 2014 , this paper analyzed the characteristics of debris flow erosion and deposition in various typical sections , and then discussed their characteristics of the temporal-spatial distribution in different periods to reveal the effect of influencing factors. The study showed that the Jiangjiagou debris flows were in a state of siltation from 2003 to 2014 as a whole , and the siltation area gradually moved from the middle and lower reaches to the upper reaches with time , thus indicating that the Jiangjiagou debris flow activities gradually weakened during those periods and began to enter an intermission period. It also found that there were similarity and dissimilarity in the erosion and deposition evolution characteristics at different sections. At M3 , M61 , D1 and D15 sections of the middle and upper reaches there occurred obviously silting more than scouring , whereas at P4 , PL2 and PL1 sections of the middle and lower reaches it had a larger scouring than silting. There was a relatively stable scouring and silting equilibrium point between P5 and P4 sections , with an average silting amount of 15.06 m at D1 section in the uppermost reaches , and a cumulative scouring depth about 2.74 m at PL1 section in the lowermost reaches. In the analysis of the effect of influencing factors , rainfall , the scale of a single debris flow , the slope of gully bed , and the bending coefficient of a sediment transport channel all had obvious effect on the sedimentation , among which the bending coefficient of a sediment transport channel had the most obvious effect for topography reformation and its correlation coefficient with the average sedimentation is 0.8031.

**Key words:** Jiangjia Gully; debris flow; erosion; deposition; influencing factors