

文章编号:1004-4574(2003)02-0071-08

## 根据阵流估计泥石流堆积参数

李 泳, 胡凯衡, 何易平

(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)

**摘要:** 泥石流堆积是泥石流产生灾害的主要方式,也是进行泥石流灾害评估的主要依据。根据泥石流堆积的形态特征提出了堆积的元过程叠加,将堆积与间歇性的阵流运动联系起来;利用近 20 年来蒋家沟泥石流阵流序列的观测数据,估计了堆积的相关因子,如速度、流深、流量、堆积厚度等。这些因子表现出一定的频率分布特征,它可能改变过去确定论的泥石流观念,同时也为提出新的泥石流评估模式提供了定量的依据。

**关键词:** 泥石流阵流;堆积;参数估计

**中图分类号:** P642.23

**文献标识码:** A

### Parameter evaluation of deposition in terms of debris-flow surges

LI Yong, HU Kai-heng, HE Yi-ping

(Chengdu Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences &amp; Ministry of Water Conservancy, Chengdu 610041, China)

**Abstract:** Deposition, usually recognized as the very evidence and indicator of debris flow and its assessment, has long been thought of as an outcome of a certain process, having a determined set of property featuring the debris flow in question. Deposition features suggest that it is actually a result of iteration and accumulation of some elementary unit-process, which is associated with the intermittent surges of debris flows. Then, from the observations of debris-flow surges in the Jiangjiagou Gully, one can calculate various properties concerning debris flow and its deposition, such as the flow discharge, depositional thick, as well as viscosity and yield strength, which present certain style of curve of frequency distribution, suggesting a probabilistic viewpoint about debris flow. This understanding is seemingly about to change the traditional deterministic conceptions in assessing debris flow and the detailed distributions are ready to provide quantitative basis for practical purposes in the study of debris flows.

**Key words:** surge of debris flow; deposition; parameter evaluation

泥石流的灾害主要是通过堆积作用造成的;从某种意义上说,泥石流学科的成长也是从堆积物的认识开始的<sup>[1]</sup>。因此,历来关于泥石流堆积的各个方面都有过大量的研究,如从地表重力流研究堆积机理<sup>[2]</sup>,从沉积学研究堆积环境,堆积扇的形态、结构和演化<sup>[3]</sup>。另外,还有许多人做过泥石流堆积的模拟实验<sup>[4]</sup>。总的说来,这些研究目的不同,背景不同,思想方法不同,它们的结果基本上是脱节的。不论在理论上还是应用上,仍然有许多具体问题需要更细的研究,其中很重要的一点就是关于泥石流堆积的计算,因为理论模型与实际泥石流事件的计算之间还存在相当的距离。对泥石流的评估来说,我们主要关心堆积量的大小和堆积区的

收稿日期:2002-03-21;修订日期:2002-10-15

基金项目:国家自然科学基金资助项目(40101001)

作者简介:李泳(1967-),男,重庆人,副研究员,主要从事泥石流的系流动力学和小流域地貌演化研究。

范围。这方面的计算有一些经验公式<sup>[5-9]</sup>,这些公式要么将堆积的变量与流域特征的不变量(如流域面积)联系起来,要么将堆积体的几何因子与地貌的几何因子(如坡度)联系起来。显然,即使在同一沟谷,这类关系也不会是普遍适用的,因为每个流域都可能不同规模和性质的泥石流事件发生。另外一条路线是堆积的数值模拟<sup>[10,11]</sup>,从理论看,这种方法完全决定于流体本构关系的选择和边界条件的确定,而实际上经验在背后起着决定性的作用,因为模型和边界条件的选择目前还没有完全确定可靠的理论根据和方法。

本文根据泥石流堆积的形态特征,提出了“元堆积”的概念,将堆积与阵流联系起来考虑,并利用蒋家沟泥石流的阵流观测数据对泥石流堆积的相关参数进行了估计,揭示了它们的随机特征和频率分布,这将有助于我们今后以概率的观点来评价和分析泥石流。

## 1 泥石流的堆积的临界条件

蒋家沟泥石流多数是很典型的粘性泥石流,流体具有一定的屈服应力(Bingham 体或更广义的幂律体)。简单地说,泥石流在饱和土体动力(重力沿沟谷下滑的分力,或称剪切力)大于屈服应力时启动,反之则停积。用 Bingham 体模型,可以具体说明这个结论。

Bingham 体的本构关系在一维情况下可以写成

$$\tau_D = \tau_B + \mu du/dz \quad (1)$$

式中, $\tau_B$  为屈服应力, $\tau_D$  为剪切应力。对我们简化的流体运动,

$$\tau_D = \rho g(h-z) \sin\theta - \tau_i \quad (2)$$

这里  $h$  为流深, $\tau_i$  为摩擦力。由这两个方程可以得到流体平衡条件

$$\mu du/dz = \rho g(h-z) \sin\theta - k \quad (3)$$

其中  $k = \tau_i + \tau_B$ ,从而得速度的垂向分布

$$\mu u = \mu u_0 + az^2/2 - (ah - k)z \quad (4)$$

这里  $u_0$  是表面流速, $a = \rho g \sin\theta$  是流体单位质量下滑分量。

根据方程式(3),剪切力(流体动力)是流深的函数,如果在某个深度  $z_c$ , $\tau_D < \tau_c$ (流体屈服应力),则  $z_c$  以下厚度为  $h_c = h - z_c$  的流体不会发生相对运动,而保持为一个整体,即所谓流核(rigid plug)。当  $h_c = h$ ,即流体整体停积时, $\tau_i = 0$ ,从而得到堆积的临界条件为

$$\tau_c = \rho g h \sin\theta \quad (5)$$

一般来说, $\tau_c > \tau_B$ <sup>[12]</sup>,不过我们通常对二者不加区别,近似认为  $\tau_c \approx \tau_B$ 。因此堆积条件简单表示为

$$D \rho g j = \tau_B \quad (6)$$

式中, $D$  为流体发生堆积的临界厚度,也就是流深,而不是堆积厚度。

实际过程中,屈服应力的增大,可能是流体失去水分的结果,也可能是水力坡度(通常以比降近似)减小的结果<sup>[13]</sup>。反过来,也可以将关系式(6)看作泥石流的启动条件。实际上,目前关于启动条件的研究,也只是更多考虑了流深(水深和泥深)和密度(物质组成)的细节<sup>[2,14]</sup>。因此,泥石流的启动、运动和堆积,都可以联系起来考虑。特别是,我们有可能通过运动的泥石流(阵流)来间接回答关于堆积的问题。因为在蒋家沟观测到大量阵流的数据,而原始的堆积在野外是难得保留的。

## 2 堆积形态和堆积方式

尽管堆积的原始形态不会在野外完整保留下来,但堆积体的边缘却是“凝固”的泥石流,它基本反映了流体的特征和堆积方式。

过去一般认为泥石流的堆积是整体性的,当流深减小到流核的厚度时,阵流会整体地停下来<sup>[15]</sup>,不过这与阵流观测和实验现象并不一致。很多人都做过泥石流堆积的模拟实验<sup>[4,8,16-19]</sup>。为了观测堆积过程和形态,我们用蒋家沟泥石流样本进行了类似的实验。实验表明,堆积总是从流体前缘(如“龙头”)开始的,后续流体源源不断叠加上来,有时超越前面的堆积,或者推动它向前蠕动。堆积的平面形态显然主要受边界条件(如地形)的影响,与流体特征没有严格的依存关系。于是真正体现流体本性的是堆积体的边缘,因为边缘基本上是一个独立阵流停积的结果,没有后来叠加的破坏。实际上,前缘(snout)的形态可能完全取决于流

体的应力特征<sup>[15]</sup>。

泥石流堆积的几何特征和动力学特征几乎都反映在堆积的纵横剖面上。Johnson<sup>[15]</sup>和高桥堡<sup>[20]</sup>具体模拟了堆积形态纵剖面,从他们的模拟我们能得到一点有趣的结果。Johnson 的曲线是

$$y \approx l_0 \arccos(e^{-x/l_0}) \quad (7)$$

坐标系以堆积前缘为零点, $x$ 轴位于堆积基底指向主流向。这里  $l_0 = 2\tau/\rho g$  是一个长度量,以  $l_0$  为单位,可以将式(3)写成  $x \approx -l_0 \cos y$ ,对应的微分关系(即堆积的纵坡)为

$$y' \approx \cot y \quad (8)$$

高桥从动力学方程得到堆积纵剖曲线,在适当的长度单位下可以写成

$$y + \ln(y - 1) = k(c - x) \quad (9)$$

它的微分形式为

$$y' = k(1/y - 1) \quad (10)$$

在  $y$  很小的地方,即堆积尖端,两种拟合曲线都近似地有

$$y' \approx 1/y \quad (11)$$

换句话说讲,堆积体前缘的坡度与厚度成反比。实际上,这是抛物线尖端的形态,运动流体呈现这种边缘形态是很普遍的。同时,曲线也部分揭示了堆积是如何进行的:堆积在抛物线的控制下进行,后来的流体在停积时,也可能遵照这个模式,即堆积厚度与所在点的堆积坡度成反比,越陡的地方,堆积越薄,越缓的地方,堆积越厚。直观上看这也是很自然的。不过,这只是堆积的“元过程”,一个泥石流堆积是无数这样的“元过程”叠加的结果,因此最后的堆积体呈现出复杂得多得剖面形态。图1是蒋家沟流域查管沟口的堆积照片,是在泥石流堆积过程中拍摄的,可以看到明显的叠加痕迹和典型的堆积边缘特征。



图1 蒋家沟流域查管沟口堆积形态

(何易平、李泳,2001年7月31日摄)

Fig.1 Deposition of debris flow at entrance of Zhaqing Gully in Jiangjia Gully drainage area

Hulm<sup>[21]</sup>从静力平衡分析了堆积横断面的形态。在横向上,考虑流体静压力  $p = \rho g(h - z)$ ,与屈服应力  $\tau_c$  的平衡(选择一般习惯的坐标系):

$$\rho g(h - z) dz \approx \tau_c dy \quad (12)$$

结果正是一条抛物线:

$$Z^2 = 2\tau_c(b - y)/\rho g \quad (13)$$

中心高度  $h = (2\tau_c b/\rho g)^{1/2}$ ,其中  $b$  为断面宽。显然,边缘仍然具有上面所说的“元堆积”特征,因为堆积在各个方向本来就没有质的区别,只是地形和流体速度不同罢了。

### 3 堆积量

评价泥石流危害的最直观参数是泥石流的堆积大小。有了理想的剖面形态,原则上很容易计算堆积量。一般说来,堆积扇体积总可以通过三维方向的尺度参数来计算<sup>[22]</sup>,即

$$V = \alpha L_0 B_0 H_0 \quad (14)$$

这里,  $\alpha \approx 0.23 \sim 0.28$  (与粒径分布有关)。这个公式与通常将扇体作为锥体来计算的方法,没有本质差别,不过是用扇顶张角将堆积体的长宽联系了起来:  $B_0 = 2L_0 \sin(\theta/2)$ 。这个经验算法的局限是显然的。我们这里提出一个根据野外观测来计算一般堆积量的实用方法。考虑一个近扇形堆积(多数情况下是这样的),自堆积顶点出发,设  $\theta$  方向的纵剖面线为  $y_\theta = y(\theta, x)$ , 长为  $r(\theta)$ , 于是此堆积剖面面积为

$$A(\theta) = \int_0^{r(\theta)} y(\theta, x) dx \quad (15)$$

轴面  $r(\theta)$  扫过的体积(类似于半径扫过一个平面面积)为

$$V = \frac{1}{2} \int_0^{\theta_0} r(\theta) d\theta \int_0^{r(\theta)} y(\theta, x) dx \quad (16)$$

注意,  $2 \int_0^r y(x) dx / r^2 = j(\theta)$  是  $r(\theta)$  剖面的平均坡度<sup>[27]</sup>, 所以

$$V = \frac{1}{4} \int_0^{\theta_0} r(\theta) d\theta \cdot r^2(\theta) j(\theta) = \frac{1}{4} \int_0^{\theta_0} r^3 j d\theta \quad (17)$$

这是较精确的表达式。对于实际应用,可取若干剖面  $\Delta\theta_i$ , 于是近似有

$$V = \frac{1}{4} \sum_{\Delta\theta_i} j_i r_i^3 \quad (18)$$

对规则的扇形,大致有

$$V = \frac{1}{4} j R^3 \theta_0 \quad (19)$$

式中  $j$  为平均坡度。注意,这里的坡度应该是堆积体相对于原来地表的坡度,不是绝对坡度。我们用这个方法对实验的堆积体进行了计算,计算结果与计算机叠加的结果很一致。这个方法的关键是在积分里自然引进了堆积地形的坡度(或沟床比降),这就避免了决定堆积剖面曲线的难题。复杂的堆积形态也可以这样计算,只是剖面线要多取几条。

### 4 堆积的动力学参数

根据形态计算体积,只有在堆积扇已经出现在面前时才能做到,而且在野外也很难将特定的一次泥石流堆积从整个堆积体中区别出来。所以,我们需要寻求一种动力学的计算来弥补几何计算的缺陷。

假定堆积物横断面形态为  $z(y)$ , 纵剖面为  $z(x)$ , 根据上面的讨论,两个方向的剖面都可以用抛物线来描写。于是,设堆积表面的曲面为  $Z(x, y)$ , 则体积为

$$V = \iiint Z(y, x) dy dx \quad (20)$$

不同断面形态不应产生大的数量级的差别,所以我们以式(12)的抛物线断面为例来计算,并且假定横断面宽  $b(x) = x \tan\theta$  ( $\theta$  为堆积扇半张角), 得

$$V = \frac{8}{15} \cdot (2\tau_c / \rho g)^{1/2} \cdot L^{5/2} (\tan\theta)^{5/2}$$

或

$$V \approx \beta \tau^{1/2} L^{5/2} \quad (21)$$

式中所有参数都用 SI 单位。 $L$  为堆积体轴向长度,也就是一般所说的泥石流冲出距离。此式建立了动力学参数与几何量之间的关系,如  $\tau - L$  关系。Whipple 等<sup>[23]</sup> 通过 Pinyon 和 Symmes 河的 38 个沉积的测量,估计了相应的  $\tau$  值,几乎没有发现确定的  $\tau - L$  关系。对泥石流来说,我们很容易解释这种现象。一方面,阵流大体上是以整体形态在沟谷流动的,流动距离由边界条件决定,与本构应力无关;在堆积过程,流体因结构随时在变化<sup>[13]</sup>,不存在固定的应力。另一方面,正如上面所讨论的,堆积是若干阵流叠加的结果,而不同的阵流

没有均一的应力。这样,堆积的形态和动力学都需要我们对泥石流阵流进行认真的分析。下面就根据我们在蒋家沟的观测数据来分析阵流所表现的动力学参数的波动和分布。

4.1 阵流深与堆积厚度

堆积是“元堆积”叠加的结果,而元堆积则对应着泥石流的阵流。反过来,可以通过阵流来估计泥石流的堆积。宏观地说,泥石流堆积的厚度似乎是阵流的流深决定的。确实,当我们把不同场次的堆积放在一起比较时,可以发现它们与阵流表现出相似的统计规律。

真正的泥石流堆积的资料较少,我们先拿机理相似的浊流沉积(turbidite deposits)来做参考。Rothman等<sup>[24]</sup>发现,堆积层的数量  $N$  与厚度  $h$  有如下关系:

$$N(>h) \approx h^{-a} \tag{22}$$

我们知道,这种负幂关系是自然界普遍存在的,而且在许多情形它是更一般概率分布(如 Gamma 分布)的近似表现。实际上,阵流深度的累积曲线近似为负指数曲线(如图 2)。从概率论我们知道,多个指数分布变量之和产生 Gamma 分布,因此,堆积厚度的那种分布(Gamma 分布特例)确实关联着阵流的叠加。

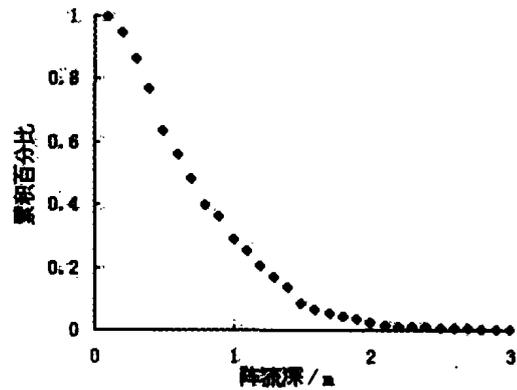


图 2 蒋家沟泥石流阵流深分布

Fig.2 Depth distribution of surge of debris flow in Jiangjia Gully

4.2 强度  $\tau$  与粘度  $\mu$

泥石流强度是决定流体本性的基本参数,我们现在还没有办法在运动中确定它,但可以根据堆积来估计。其实,从堆积条件式(6)就能看出, $\tau$  正是通过堆积厚度表现的;对于沟内的停积,Johnson 提出了一个更细一些的算法:

$$\tau = \rho g D \sin\theta / (4D_c^2 / W_c^2 + 1) \tag{23}$$

式中: $\theta$  为流面坡度,一般说来, $\sin\theta$  仍可用沟谷比降代替; $W$  为沟内停积物的临界宽度。另外,还可以根据巨砾的最大尺度来估计:

$$\tau = 0.2(\rho_b - \rho)gD \tag{24}$$

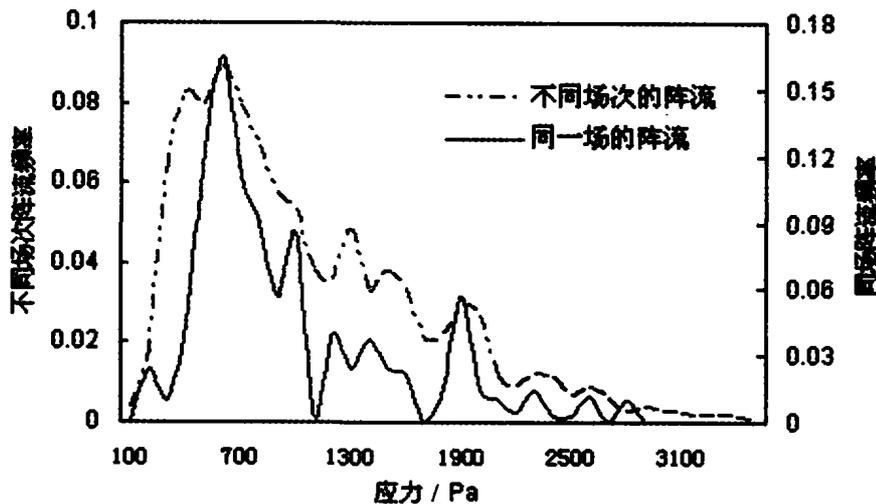


图 3 蒋家沟泥石流阵流的应力

Fig.3 Stress of surge of debris flow in Jiangjia Gully

这里, $\rho_b$  为巨砾密度, $n$  为巨砾被流体淹没的体积比( $n=1$  时完全淹没)。这几个估计公式在本质上都是一样的,估计到的数量级也是一致的。据 Johnson 提供的例子, $\tau$  在 30 ~ 2500Pa 之间,这个范围很大,是因为把不同时间不同条件下不同性质的泥石流都列在一起了。在蒋家沟,我们一般取  $\rho \approx 2000\text{kg/m}^3$ ,  $j \approx 0.06$ 。根

据式(6),估计的 $\tau$ 为50 ~ 4000Pa,与Johnson给出的范围在量级上没有区别。看来,这种估计没有地域的差别。不过,在一定条件下,应力的范围要小得多。例如,对同一场泥石流,400余个阵流所表现的 $\tau$ 在150 ~ 3000Pa;从分布看,90%的阵次的值在均值(约1000Pa)以下,最大概率的应力值约为650Pa。值得注意的是,对蒋家沟所有泥石流的统计,也得出了几乎相同的结果(如图3)。

粘度是泥石流另一个基本参数。我们通常确定泥石流是否是粘性的,不是根据粘度,而是根据密度,因为粘度太难确定了。从流变实验只能得到泥浆的粘度,它与实际的泥石流流体粘度是有区别的。我们需要根据野外观测参数(如表面流速、流深等)来估计泥石流流体的粘性。前面 $\tau$ 值的估计范围大小达几个数量级,如果我们能把量级确定到较小范围,也就有很重要的意义。我们假定,在同一状态下,本构关系中的诸项有相同的数量级,否则可以忽略小量而简化流体特性。于是

$$\tau_B \approx \mu(u_c / h) \quad (25)$$

由此我们可以计算蒋家沟阵流粘度的频率分布情况(如图4),有趣的是,阵流频率似乎随粘度的增大以指数方式下降。可见,尽管泥石流流体表现的应力和粘度范围很大,但就发生频率最大的阵流而言,是相对集中的。

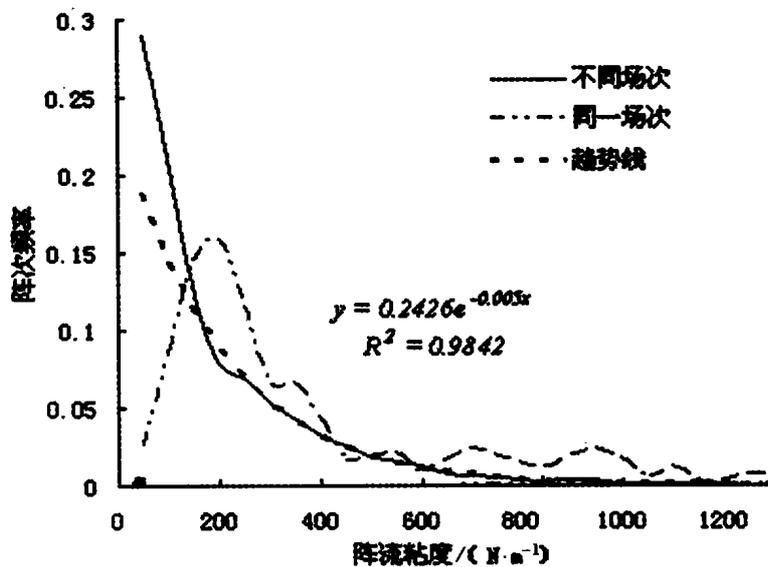


图4 阵流的粘度  
Fig.4 Viscosity of surge

#### 4.3 流量与应力

泥石流的工程设计最关心的是流量(最大流量),而流量跟其中他参数一样,在一场泥石流中是不确定的,其分布接近著名的“幂律”( $f(q) \approx q^{-s}$ ,我们将在以后的文章中讨论)。有趣的是,应力与流量之间存在较为确定的正幂函数关系: $Q \approx \tau^s$ ,这里指数 $s$ 约为1.76(图4)。这似乎说明,应力不单是强度的特征,也是泥石流规模的指标,而且可以作为评估泥石流暴发的特征参数<sup>[26]</sup>。这样,通过堆积形态,我们也能间接获得一些关于流量的信息。

因为流量与流体总量、流体总量与堆积量都不存在一一对应的关系,所以流量-应力关系还不能直接与堆积的体积联系起来。假设流体全部堆积在沟外,那么堆积量 $V$ 应等于流体总量 $M$ 。因为 $M = QT \approx vT(T$ 为阵流持续时间;后一关系实际假定了过流断面不变),而堆积(流向)长度可以假定与阵流长成正比: $L = kvT$ ( $k$ 为经验系数, $v$ 为阵流流速),于是得到

$$V \approx (vT)^{5/2 + 1/2s} \approx \tau^{(5s+1)/2} \quad (26)$$

据我们的统计,有 $V \approx \tau^{4.9}$ 。不过,不同阵次的参数(包括经验系数)都不相同,所以这个关系只有参考意义。在其他场合,如火山碎屑流和崩流<sup>①</sup>,确实表现了冲出距离与体积之间的一定的幂指数关系<sup>[25]</sup>。这样,在对

①即英文中“avalanche”,关于这个词的翻译(有人说“泻流”)及对相关现象的理解还有许多问题,我们认为它大体上与泥石流有类似的动力学性质。

一个区域或流域的泥石流做规划或预测时,我们可以拿应力作为一个特征因子,而指数可以参考其他条件来决定。

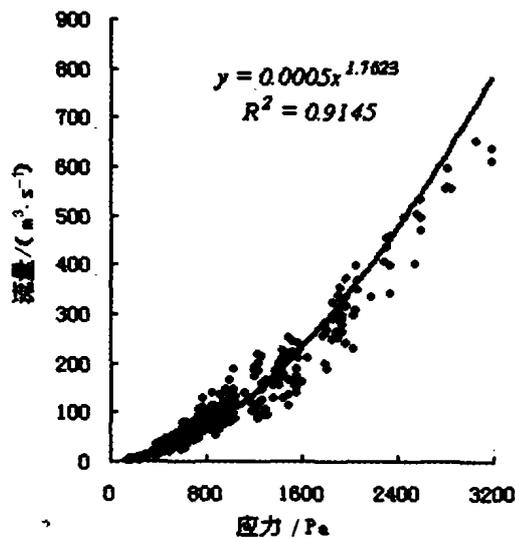


图 5 阵流流量-应力关系

Fig.5 Relation between discharge and stress for surge of debris flow

## 5 讨论

泥石流堆积是泥石流活动的最后结果,一般的泥石流评估和减灾工程的设计主要需要了解的也是这样一些最后的结果。但是泥石流的过程是不确定的,它的结果自然也不能像我们过去那样来确定。本文从泥石流堆积形态出发,考察了堆积的过程与阵流的关系,根据蒋家沟的阵流观测数据估算了堆积的相关参量。这些估计可以弥补确定性理论模型的不足,也为泥石流评估的概率模式提供了定量的依据。另外,泥石流参数的频率分布曲线表现出了很好的相似特征,这可能意味着泥石流活动具有某种系统特征,那是我们将来讨论的题目。

## 参考文献:

- [1] Blackwelder E. Mudflow as a geologic agent in semi - arid mountains[J]. Geol. Soc. America Bull. , 1928 ,39 :465 - 484.
- [2] Takahashi T, Yoshida H. Study on the deposition of debris flows, part 1 - deposition due to abrupt change of bed slope[A]. Annuals, Disaster Prevention Research Institute[C]. Kyoto University, Japan, 1979. 22B - 2.
- [3] 崔之久,等, 泥石流沉积与环境[M]. 北京: 海洋出版社, 1996.
- [4] Major J J. Depositional processes in large - scale debris - flow experiments[J]. The Journal of Geology, 1997, 105 :345 - 366.
- [5] Bathurst J C, Burton A, Ward T J. Debris flow run - out and landslide sediment delivery model test[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1997, 123(5) :410 - 419.
- [6] Harvey A M. Debris flows and fluvial deposits in Spanish Quaternary Alluvial Fans: Implications for fan morphology[A]. Koster E H, Steel R J. Sedimentology of Gravels and Conglomerates[C]. Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir 10. 1984. 123 - 132.
- [7] Mizuyama T, Uehara S. Experiment study of the depositional process of debris flows[J]. Transaction, Japanese Geomorphological Union, 1983. 4(1) :49 - 64.
- [8] Liu X L. Morphologic characteristics of debris flow fans in Xiaojiang valley of Southwestern China[J]. Z. Geomorph. N. F., 1996, 106( suppl) : 239 - 254.
- [9] Schilling S P, Iverson R M. Automated, reproducible delineation of zones at risk from inundation by large volcanic debris flow[A]. Cheng - lung Chen. Debris - Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. ASCE. 176 - 186.
- [10] O'Brien J S, Julien P Y, Fullerton W T. Two - Dimensional water flood And mudflow simulation[J]. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 1993, 119 (2) : 244 - 251.

- [11] 罗元华, 陈崇希. 泥石流堆积数值模拟及泥石流灾害风险评估方法[M]. 北京:地质出版社,2000.
- [12] Hampton M A. Competence of fine - grained debris flows[J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1975,45:834 - 844.
- [13] Hooke R L. Processes on arid - region alluvial fans[J]. *Journal of Geology*,1967,75:438 - 460.
- [14] Chen C L. Generalized viscoplastic modeling of debris flow[J]. *Journal of the Hydraulic Division, ASCE*, 1988,114(3):237 - 258.
- [15] Johnson A M. *Physical Process in Geology*[M]. Freeman, Cooper & Company,1970. 450 - 458.
- [16] Van Steijn H, Coutard P J. Laboratory experiments with small debris flows: physical properties related to sedimentary characteristics[J]. *Earth Surface Process and Landform*, 1989,14:587 - 596.
- [17] Zimmermann M. Formation of debris flow cones: results from model tests[A]. *Proceedings of Japan. U. S. Workshop on Snow Avalanches Landslide, Debris Flow Prediction and Control*[C]. 1991. 463 - 470.
- [18] Mainali A, Rajaratnam N. Experimental study of debris flows[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1994,120:104 - 123.
- [19] 刘希林, 唐川. 泥石流危险性评价[M]. 北京:科学出版社, 1995.
- [20] Takahashi T. Debris flow[J]. *Annual Reviews of Fluid Mechanics*,1981,13:57 - 77.
- [21] Hulme G. The interpretation of lava flow morphology[J]. *Geophys. J. R. Astrophys. Soc.* 1974,39:361 - 383.
- [22] Shieh C L, Tsai Y F. Experimental study on the configuration of debris - flow fan[A]. Chen C L. *Debris - Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*[M]. ASCE,1997. 133 - 142.
- [23] Whipple K X, Dunne T. The influence of debris flow rheology on fan morphology[J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1992, 104:887 - 900.
- [24] Rothman D H, Grotzinger J, Flemings P. Scaling in turbidite deposition[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1994, A64:59 - 67.
- [25] Hayashi J N, Self, S. A comparison of pyroclastic flow and debris avalanch mobility[J]. *Journal of Geophysical Research*,1992,97(86):9063 - 9071.
- [26] 王裕宜, 詹前登. 泥石流暴发的应力组织临界特征[J]. *自然灾害学报*,2002,11(3):39 - 43.
- [27] 李泳, 泥石流沟谷比降的几个结果[J]. *土壤侵蚀与水土保持学报*, 1999, 5(6):51 - 55.