

# 粘性泥石流稳定运动的力学分析\*

康志成

(中国科学院东川泥石流观测研究站 成都 610041)

**提 要** 重点讨论的是,泥石流形成之后的流通段粘性泥石流稳定运动特征. 以野外观察为基础,提出了沙石体整体滑动的运动模式和膨胀流体的运动模式,并对这两种稳定运动模式提出了各自的计算方法及其参数的选用意见.

**关键词** 粘性泥石流 稳定运动 沙石体 流通段

一般来说,从形成段的坡面上或沟槽中产生和奔泻而来的泥石流,所拥有的运动速度快而差异很大<sup>[1,2]</sup>. 这与泥石流本身物料性质、运动条件有关. 当饱和状态下的沙石体由形成段进入流通段后,沙石体性质如何变化,靠什么力来支持作稳定运动,兹讨论如后.

## 1 沙石体性质的改变

饱和状态下的沙石体开始沿着陡峻的坡面和沟槽向下运动时,大体作整体运动,仅在滑动剪切层面间出现起减阻作用的泥浆液. 随之沙石体滑动剪切层面扰动范围扩大,沙石体其他部分也开始变形. 处在饱和状态下的细粒土经振动,粗颗粒间的相对位移、扰动等,很快变成泥浆液,充填在粗颗粒间,沙石体的固体特性便转向流体特性,称为流体化. 沙石体的饱和含水量越大,运动速度越快,运动距离越长,流体化程度也愈明显. 沙石体在形成段的运动是由固相摩擦剪切运动向流体转化的运动. 经充分扰动、搅拌后,进入较平缓的流通段的沙石体已变成具有一定结构特性的泥石流流体. 泥石流流体由泥浆液和粗粒沙石两部分组成,在流通段内的运动,一般来说都保持稳定运动.

## 2 泥石流稳定流的运动速度计算

作稳定流运动的泥石流有不少观测实验资料<sup>[3,4]</sup>. 其中表明,泥石流具有明显的流体特性,尽管其浓度可达或超过土石体存在时的固体饱和浓度. 由云南东川蒋家沟泥石流的观测资料得知,粘性泥石流容重可达  $2.20\text{--}2.37\text{t/m}^3$ ,此值比土石体的饱和容重要大得多<sup>[3]</sup>. 这样高的浓度,还能以流体的形式运动,即靠什么力来支持大量的固体物质运动,以下将从两个方面加以分析.

### 2.1 作为整体滑动来考虑

进入流通段的沙石体运动摩擦角  $\phi_m$  和流通段的河床平均纵坡  $\theta$  大致相等,所以泥石流可保持大致不变的稳定运动速度,即剪力等于阻力(图 1).

图 1 中 M 点的末速度

本文收稿日期:1994-11-08.

$$V_m = V_0 + g t_1 \cos \theta_1 (\operatorname{tg} \theta_1 - \operatorname{tg} \phi_{m1}), \quad (1)$$

式中  $V_0$  为形成段初速度;  $g$  为重力加速度;  $t_1$  为泥石流在形成段运动到 M 点所需时间;  $\theta_1$  为形成段纵坡角;  $\phi_{m1}$  为泥石流在形成段运动摩擦角. 流通段泥石流运动速度  $V_c$ , 因为

$$a_2 = g \cos \theta_2 (\operatorname{tg} \theta_2 - \operatorname{tg} \phi_{m2}), \quad (2)$$

式中  $a_2$  为流通段泥石流运动加速度;  $\theta_2$  为流通段纵坡角;  $\phi_{m2}$  为泥石流在流通段运动摩擦角. 而  $\theta_2 = \phi_{m2}$ , 所以  $a_2 = 0$ , 由此

$$V_c = V_m + g t_2 \cos \theta_2 (\operatorname{tg} \theta_2 - \operatorname{tg} \phi_{m2}) = V_m, \quad (3)$$

式中  $t_2$  为泥石流在流通段到 C 点所需时间. 由于流通段的  $\theta_2 = \phi_{m2}$ , 加速度为零, 故泥石流的稳定运动速度 = 流通段的泥石流末速度.

一般来说, 流通段的河床性质同泥石流性质大不相同. 泥石流未进入流通段之前, 遇到的是: 河床质干而粗糙, 河床凹凸不平, 边坡参差不齐, 边界糙率系数远大于泥石流运动摩擦系数. 由此最初进入流通段的泥石流, 都会出现一个沿河粘附、沉积过程, 最终使河床变得跟泥石流性质大致适应的湿润而光滑平顺的床面性质. 中国科学院东川泥石流观测研究站在流通段几乎每次都能观测到这种现象, 并称其为“铺床过程”.

泥石流在流通段的铺床前和铺床后的运动状态是不一样的. 铺床前, 由于沿程粘附, 粘性阵流变薄, 流速变慢, 最后呈叶片状停积在河床中, 接着就是第二阵、第三阵……, 如此一阵一阵往前铺, 直至铺满整个流通段河床. 1973-06-12 从蒋家沟观测下断面以上 800m 算起, 直到第 17 阵泥石流才到达下断面, 每阵泥石流铺床距离 50m. 1985—1986 年超声波泥位计实测结果表明: 粘附层厚度受泥石流性质和沟床纵坡的制约, 在蒋家沟观测河段纵坡 0.056—0.060、泥石流容重 2.1—2.2 t/m<sup>3</sup> 时, 粘附层厚度 0.5—1.2m.

泥石流铺床过程完成后, 后来的泥石流就在这个湿润而光滑平顺的床面上, 始终保持一定的长度和深度, 以一定的速度运动. 只有达到这个特定的条件: 强烈紊动的粘性阵流龙头对河床冲刷所携的泥沙量同龙尾的沙石滞留量大致相等时, 阵流才能保持一定的长度和深度运动, 而河床中也才能保持着不变的粘附层厚度. 在这种情况下, 泥石流同河床中的泥沙交换输移过程达到稳定平衡状态.

## 2.2 作为膨胀流体来考虑

一般来说, 进入流通段的泥石流运动速度较快, 沙石体间的剪切运动十分强烈, 颗粒间出现碰撞现象. 颗粒相互碰撞摩擦所产生的剪切力  $T$  和颗粒间离散应力  $P$ , 对泥石流的运动起了重要作用. 由此沙石体以运动摩擦角为主的块体运动, 转变成泥石流中粗颗粒间的剪切和碰撞所产生的动摩擦角  $\alpha$  为主的颗粒剪切流. 有人称其为膨胀流体<sup>[5]</sup>. 在颗粒运动强烈的惯性范围内

$$P = K \cos \alpha \rho (\lambda d)^2 (du/dy)^2, \quad (4)$$

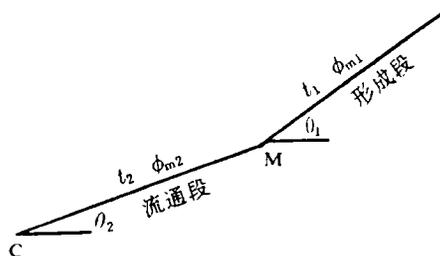


图 1 泥石流由形成段进入流通段的图式

Fig. 1 River bed from source to transportation sector of debris flow

$$T = \operatorname{tg} \alpha P, \quad (5)$$

式中  $T$  为沿河床面剪切阻力;  $P$  为颗粒碰撞所产生的垂直应力;  $K$  为常数, 常取 0.013—0.042;  $\lambda$  为线性浓度;  $\rho$  为水的密度;  $d$  为颗粒粒径;  $du/dy$  为剪切速率。

$$\lambda = [(C_{dm}/C_d)^{1/3} - 1]^{-1}, \quad (6)$$

式中  $C_{dm}$  为颗粒在密实情况下的体积比浓度(对均匀球体来说  $C_{dm} = 0.74$ , 对相当圆而均匀的天然颗粒来说  $C_{dm} = 0.65$ , 对非均匀颗粒来说  $C_{dm}$  随颗粒级配组成变化而变化);  $C_d$  为沙石体的体积比浓度。

流通段稳定泥石流的离散应力  $P$  必等于高度  $y$  以上所有粗颗粒的垂直应力  $P'$ , 则

$$P = T/\operatorname{tg} \alpha = K \cos \alpha \sigma (\lambda d)^2 (du/dy)^2, \quad (7)$$

$$P' = C_d (\sigma - \rho_m) g (h - y) \cos \theta, \quad (8)$$

式中  $\sigma$  为沙石体混合密度;  $\rho_m$  为泥浆体密度;  $h$  为流体深度。由此得式

$$K \cos \alpha \sigma (\lambda d)^2 (du/dy)^2 = C_d (\sigma - \rho_m) g (h - y) \cos \theta. \quad (9)$$

若粗颗粒间的泥浆液变形所产生的剪切阻力可忽略不计, 则沙石体的稳定流中粗颗粒间碰撞所产生的剪切阻力  $T$  和剪切力  $\tau$  应满足式

$$K \sin \alpha \sigma (\lambda d)^2 (du/dy)^2 = [C_d (\sigma - \rho_m) + \rho] g (h - y) \sin \theta. \quad (10)$$

对式(10)进行积分, 取边界条件为  $y=0, u=0$ , 得泥石流流速

$$U = (2/3d) \{ (g \sin \theta / K \sin \alpha) [C_d + (1 - C_d) (\rho_m / \sigma)] \}^{1/2} [(C_{dm}/C_d)^{1/3} - 1]^{-1} \times [h^{3/2} - (h - y)^{3/2}]. \quad (11)$$

在  $y=h$  处,  $U=U_{\max}$ , 因此有

$$(U_{\max} - U)/U_{\max} = [1 - (y/h)]^{2/3}. \quad (12)$$

已知

$$U = (1/h) \int_0^h U dy. \quad (13)$$

将式(11)代入式(13)进行积分, 便可得到断面平均流速

$$\bar{U} = (2/5d) \{ (g/K) [C_d + (1 - C_d) (\rho_m / \sigma)] \}^{1/2} [(C_{dm}/C_d)^{1/3} - 1]^{-1} h^{3/2} (\sin \theta / \sin \alpha)^{1/2}, \quad (14)$$

式中 当  $[(C_{dm}/C_d)^{1/3} - 1]^{-1} > 0.071$  时,  $K=0.042$ . 对比此更大的  $C_d$  值来说,  $K$  值随  $C_d$  值的增大而剧增. 从式(14)看出, 流速随颗粒含量及泥沙粒径的增大而减小, 又与泥深(流体深度)的高次方成正比, 还同  $(\sin \theta / \sin \alpha)^{1/2}$  有密切关系. 当动摩擦角  $\alpha$  同河床纵坡  $\theta$  相同时, 即  $(\sin \theta / \sin \alpha)^{1/2} = 1$ , 流速仅同含沙量和泥深有关;  $(\sin \theta / \sin \alpha)^{1/2} < 1$ , 流速减小, 同时  $\alpha$  增加, 即  $du/dL$  ( $L$  为河床长度) 减小, 而  $d\alpha/dL$  增加; 当流速减小到某一值时,  $\alpha$  值陡增而接近运动摩擦角  $\phi_m$ , 流体的运动由颗粒剪切碰撞变为颗粒剪切滑动。

### 3 几个重要参数的确定

#### 3.1 泥石流浆体容重 $\gamma_m$ 的确定

小江流域粘性泥石流及亚粘性泥石流颗粒组成资料显示, 颗粒粒径  $d < 2.0\text{mm}$  的含沙量(除个别数据外)  $600\text{--}700\text{kg/m}^3$ , 平均  $680\text{kg/m}^3$ .  $d > 2\text{mm}$  的含沙量却随总含沙量增大而提高. 这表明:  $d < 2\text{mm}$  的颗粒, 可被粘性泥石流或亚粘性泥石流整体搬运, 属无分选

的泥浆液;  $d > 2\text{mm}$  粗颗粒为泥石流搬运物. 求泥石流浆体容重  $\gamma_m$  经验关系<sup>[5]</sup>为

$$\gamma_m = (3.85 - \gamma_c) / (3.13 - \gamma_c), \quad (15)$$

式中  $\gamma_c$  为泥石流容重.

### 3.2 泥石流极限浓度 $C_{\text{lim}}$ 的确定

颗粒分布范围很广的泥石流随颗粒级配组成的变化而变化. 通过对云南小江和蒋家沟的泥石流实验分析, 得出了  $C_{\text{lim}}$  的经验计算方法<sup>[6]</sup>, 即

$$C_{\text{lim}} = (A_n + 1966) / 2201, \quad (16)$$

式中  $A_n$  为各级颗粒的比表面积,

$$A_n = 6 \sum_{i=1}^m P_i / d_i, \quad (17)$$

式中  $d_i$ ,  $P_i$  分别为颗粒组成第  $i$  组的分组粒径和相应的百分含量;  $m$  为划分的粒组数. 粒组数的划分按表 1 中的分类进行. 这样得出的  $C_{\text{lim}}$  才符合式(11)的要求.

表 1 泥石流颗粒粒组

Table 1 Particle composition of debris flow solid materials

颗粒类别	粘粒	粉沙		沙		砾石			卵石		漂石
		细粉沙	粗粉沙	细中沙	粗沙	小砾石	中砾石	大砾石	小	大	
粒径(mm)	<0.001 0.001—0.005	0.005—0.01 0.01—0.05	0.05—0.10	0.1—0.5	0.5—2.0	2—5	5—10	10—20	20—40	40—80	>80

### 3.3 动摩擦角 $\alpha$ 的确定

对粘性泥石流和亚粘性泥石流来说, 由泥浆和粗颗粒组成的泥石流的流体性质, 在静止、起动和流动过程中, 都会出现变化, 由此而影响泥石流的运动力学性质. 泥石流在静止情况下, 粗颗粒相互接触, 泥浆液充填在粗颗粒间的孔隙中, 多余的泥浆液悬浮在粗颗粒表面, 像镜面那样平. 泥石流在起动时, 若忽略粗颗粒间的泥浆液变形阻力, 则泥石流起动主要克服颗粒剪切面间的静摩擦阻力  $\text{tg} \phi$ ; 沙石体在开始运动阶段, 粗颗粒间很快就有泥浆液的渗入, 使单纯的粗颗粒间的粗糙剪切变为有泥浆液参与的滑动剪切, 剪切阻力锐减, 有利于沙石体的运动. 在这种条件下出现的摩擦阻力, 称为运动摩擦阻力, 运动摩擦角  $\phi_m$  小于静摩擦角  $\phi$ .  $\phi_m$  仅在饱和沙石体开始运动的一瞬间(几秒, 几十秒)内才出现(此时运动消失), 即变为  $\phi$ . 在没有更好的方法求得运动摩擦角  $\phi_m$  之前, 建议采用下式计算

$$\phi_m = 0.6 - 0.8\phi. \quad (18)$$

当流速加快且运动了一段距离后, 沙石体中的粗颗粒相对位移、振动和扰动加强, 流体逐渐变得混凝土砂浆那样均匀. 泥石流中粗颗粒间剪切碰撞所生产的动摩擦阻力  $\text{tg} \alpha$ , 替代了运动摩擦阻力  $\text{tg} \phi_m$ , 而  $\text{tg} \alpha < \text{tg} \phi_m$ . 由此泥石流在纵坡  $4^\circ - 5^\circ$  的河槽中还能保持稳定运动, 这与沙石体性质的改变、运动阻力的减小有密切关系. 在无实验资料的情况下, 建议选择每条沟的流通段河床纵坡  $\theta$  值作为  $\alpha$  值. 什么样的流动条件(主要是河床纵比降)能反映什么样的泥石流流体性质, 反之亦然. 实地调查结果显示: 粘性泥石流河床流通段纵比降 0.05—0.06, 亚粘性泥石流 0.05—0.04, 稀性泥石流 0.04—0.03.

## 参 考 文 献

- [1] 康志成. 泥石流产生的力学分析. 山地研究, 1987, 5(4): 225—229.
- [2] 康志成. 粘性泥石流加速运动的力学分析. 山地研究, 1991, 9(3): 193—196.
- [3] 吴积善, 康志成, 田连权等主编. 云南蒋家沟泥石流观测研究. 北京: 科学出版社, 1990. 100—101, 58.
- [4] 希辛柯, 袁恩熙, 陈家琰译. 泥浆水力学. 北京: 石油工业出版社, 1957. 144.
- [5] 费祥俊, 康志成, 王裕宜. 细颗粒浆体、泥石流浆体对泥石流运动的作用. 山地研究, 1991, 9(3): 146.
- [6] 王主章, 康志成. 泥石流体的沉积稳定浓度与颗粒级配之关系. 山地研究, 1991, 9(3): 169.

## DYNAMIC ANALYSIS OF STABLE MOVEMENT IN VISCOUS DEBRIS FLOW

Kang Zhicheng

(Dongchuan Debris Flow Observation and Research Station, Chinese Academy of Sciences  
Chengdu 610041)

### Abstract

The characteristics of stable movement in viscous debris flow after occurrence along transportation sector are emphatically discussed. First, It is analyzed that the saturated sand and stone body may change from solid to fluid properties, which is called fluidization, with changes of the longitudinal slope of river bed, flowing velocity of sand and stone body, and distance.

The flowing velocity of sand and stone body flowing into transportation sector may be analyzed from following 2 aspects: 1. Regarded as an integrative sliding. Because moving frictional angle  $\phi_m$  of sand and stone body in transportation sector is nearly equal to longitudinal slope  $\theta$  of river bed, the movement of debris flow can keep comparatively stable speed. It's calculation may be referred to formula (1, 3). 2. Regarded as expansion fluid. Generally speaking, when debris flow enters to transportation sector, it moves rather quickly with shear stress movement between sand and stone bodies, as well as produces collision between particles. Shear stress  $T$  and disperse force  $P$  produced by the collision and friction are important to the movement of debris flow.

Consequently, when mass movement mainly as moving frictional angle of sand and stone body changes to particle shearing flow mainly as dynamic frictional angle produced by shear and collision between the coarse grains of debris flow, their flowing velocity may be calculated according to formula(14).

**Key words** viscous debris flow, stable movement, sand and stone body, transportation sector