

# 沟道泥石流的数值模拟\*

余 斌

(中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所 成都 610041)

**提 要** 以二维立面纳维尔-斯托克斯(Navier-Stokes)方程为基本方程,将沟道泥石流视为一种宾汉体.对三种不同纵坡情况下的沟道泥石流流场进行了数值模拟,并与相应的野外实验进行了对比,取得了较好的结果.

**关键词** 泥石流 宾汉体 数值模拟

泥石流多发生在山区和降雨充沛的地方;往往由于泥石流的突发性和极高的流速,而造成很大的灾害.尽管国内外学者对泥石流进行系统研究也有近 50 年的历史,但每年仍有不少的泥石流带来巨大的人员伤亡和财产损失.国内外有些专家、学者在引入数学方法对泥石流进行研究,主要还是用较简单的一维模型求出解析解;为了进一步了解泥石流的流动特征,探索泥石流的流动与停积原理,兹采用的野外实验与数值模拟相结合的方法,取得了较好的结果.

泥石流作为一种特殊的流体,有着极复杂的特性.就泥石流运动数学模型而言,主要有两种类型的模型.一种是从非牛顿流体力学理论出发认为:泥石流具有屈服特性,属粘塑性流体,即宾汉体<sup>[1,2]</sup>模型;另一种是由泥沙-水混合体的膨胀性所导出的膨胀体模型<sup>[3]</sup>.对粘性泥石流说来,宾汉体模型更能反映其流动的特性.因此对沟道泥石流的数值模拟采用宾汉体模型,将模型代入流体的纳维尔-斯托克斯方程和连续方程,求得流场的数值解.

## 1 野 外 实 验

这是在云南东川蒋家沟主沟坡面上进行的.在坡面上部有一小泉水出露,并冲刷出了一宽 50cm 的沟道.在实验沟道之上 15m 处,人工堆有大量散土,将其与泉水加以混合,然后使土水混合物顺沟而下,进行沟道泥石流实验.

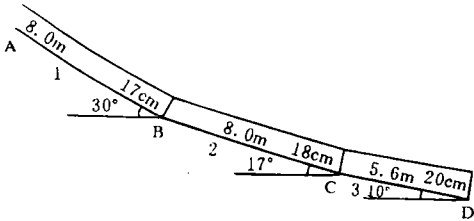


图 1 实验沟道纵剖面

Fig. 1 Gully section of test

实验段 1, 2, 3 的纵坡分别为 30°, 17°, 10°. 流动过程中 B, C, D 处泥深分别为 17cm, 18cm, 20cm(图 1). 在 D 处泥深未达到 20cm 时,还出现了短时的停积,待泥深逐渐加大后,又重新向前流动. A—B, B—C 段表面平均流速分别为 0.625m/s, 0.415m/s. 由于实

\* 野外实验是与中国科学院东川泥石流观测研究站吴积善、康志成、陈宁生、刘雪兰等同仁共同完成的,对他们深表谢意.

本文收稿日期:1995-10-27,改回日期:1996-05-22.

验沟道前段的泥石流形成与流动距离只有 15m,使泥石流在实验沟道内的流动未能达到渠道化,因此流动特性与经渠道化后的流动特性有所不同,但运动特性和趋势是一致的。

## 2 物理模型和数学方法

### 2.1 物理模型

沟道泥石流的基本方程如下:

连续方程

$$\frac{\partial U}{\partial X} + \frac{\partial V}{\partial Y} = 0; \quad (1)$$

动量方程

$$\gamma(U \frac{\partial U}{\partial X} + V \frac{\partial U}{\partial Y}) = -\frac{\partial P}{\partial X} + (\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial X} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial Y}) + \gamma g \sin \theta, \quad (2)$$

$$\gamma(U \frac{\partial V}{\partial X} + V \frac{\partial V}{\partial Y}) = -\frac{\partial P}{\partial Y} + (\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial X} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial Y}) - \gamma g \cos \theta, \quad (3)$$

式(1—3)中  $\theta$  为纵坡;  $\gamma$  为流体容重;  $P$  为压力;  $X$  为流向坐标;  $Y$  为垂向坐标;  $U$  为流向速度;  $V$  为垂向速度;  $g$  为重力加速度;  $\tau$  为剪切力。

宾汉体有<sup>[1]</sup>

$$\tau = \tau_b + \mu K, \quad (4)$$

式中  $\tau_b$  为流动的最小剪应力;  $\mu$  为粘性系数;  $K$  为流体的剪切速率。

将式(4)代入式(2,3)得

$$\gamma(U \frac{\partial U}{\partial X} + V \frac{\partial U}{\partial Y}) = -\frac{\partial P}{\partial X} + \mu [2 \cdot \frac{\partial}{\partial X} (\frac{\partial U}{\partial X}) + \frac{\partial}{\partial Y} (\frac{\partial V}{\partial X} + \frac{\partial U}{\partial Y})] + \gamma g \sin \theta, \quad (5)$$

$$\gamma(U \frac{\partial V}{\partial X} + V \frac{\partial V}{\partial Y}) = -\frac{\partial P}{\partial Y} + \mu [\frac{\partial}{\partial X} (\frac{\partial V}{\partial X} + \frac{\partial U}{\partial Y}) + 2 \cdot \frac{\partial}{\partial Y} (\frac{\partial V}{\partial Y})] - \gamma g \cos \theta. \quad (6)$$

由式(1,5,6)可以联立求解速度  $U, V$  及压力  $P$ 。

### 2.2 数学方法

将泥石流的连续方程和动量方程离散化,应用有限体积法对方程求解。有限体积法是将整个计算流场划分为一系列不重复的控制体积,使因变量的积分守恒,对任意一组控制体积都得到满足;对整个计算区域,自然也会得到满足。在对离散方程求解过程中,用压力校正法(SIMPLER)得到速度场和压力场。

压力校正法的主要计算过程为:1. 给出初始速度值;2. 计算动量方程的各系数;3. 计算压力方程的系数,解出压力场;4. 据压力场求解压力  $P^*$ ,再求解动量方程得  $U^*, V^*$ ;5. 求解压力校对方程;6. 校正速度场;7. 返回至第2点,计算直到收敛为止。

## 3 边界条件

主要的边界条件有:1. 入流边界:  $U = U_0 [1 - (1 - \frac{Y}{H})^2]$ ,  $V = 0$ ; 2. 出流边界:  $\frac{\partial U}{\partial X} = 0$ ,

$\frac{\partial V}{\partial X} = 0$ ; 3. 表面边界:  $\frac{\partial U}{\partial Y} = 0$ ,  $\frac{\partial V}{\partial Y} = 0$ ; 4. 沟床边界:  $U = V = 0$ , 对底部有  $\tau = \tau_b + \mu K$ 。

在数值计算中,对压力值的计算极为重要. 计算流场(图2)的上部为流体表面,其压力值与大气压力值相等. 若在上表面计算出的压力值与大气压力值不相等,则计算虽正确,但结果是不合理的. 在这种情况下,就需对计算流场的高度(泥深)进行修正,直至得到正确的压力值为止. 在水力学中,弗劳德数  $Fr=\bar{v}/\sqrt{gh}$ ,其中  $\bar{v}$  为流动段的平均流速; $g$  为重力加速度; $h$  为水深. 当  $Fr<1$  时,流动为缓流. 在图1中的A—B段,表面流速0.625m/s,即  $\bar{v}<0.625\text{m/s}$ ,泥深  $h=0.170\text{m}$ ,取  $g=9.800\text{m/s}^2$ ,则有  $Fr<1$ . 同理,在B—C段也有  $Fr<1$ . 因此图1中的沟道泥石流属缓流.

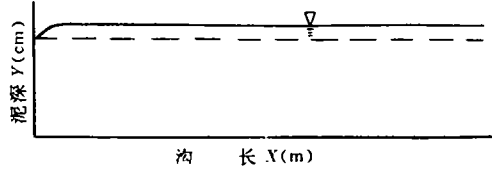


图2 计算流场示意图

Fig. 2 Flow field of calculation

在水力学中的缓流情况下,若数值计算中的流体表面压力值小于大气压力值,则数值计算中的液面应降低,否则就应抬高. 但在泥石流流动中却正好相反. 这是泥石流与水流的 不同之处. 计算中流面高度的变化是通过计算网格的阶梯化来实现的. 图2中虚线为原来的流场上表面边界. 由于计算中上表面的压力值小于大气压力值,因此向上调整表面,直至上表面压力值与大气压力值相等为止. 令  $\Delta=|(P-\text{大气压})/\text{大气压}|$ ,  $P$  为上表面任一点的 压力值,当  $\Delta<10^{-3}$  时,即可认为  $P=\text{大气压力值}$ .

4 计 算 结 果

由于在沟道泥石流实验时流动未能渠道化,散土与泉水未能充分混合,因此流体的粘性系数很大. 根据中国科学院云南东川泥石流观测研究站资料,瑞士水文冰川研究所瑞克曼水槽实验资料和美国水文中心图托河泥石流调查资料等国内外泥石流粘性系数 $\mu^{[1]}$ ,泥石流  $\mu$  值从0.003 9N·s/m<sup>2</sup>到4 790.000 0N·s/m<sup>2</sup>. 对我国云南东川蒋家沟沟道粘性泥石流,取 $\mu=170\text{N}\cdot\text{s/m}^2$ ,容重  $\gamma=2\,280\text{kg/m}^3$ , $\tau_b=200\text{N/m}^2$ . 图3-a 示纵坡10°时的流场速度分布,流体上表面流速0.415m/s,原泥深18.00cm,计算所得的泥深18.97cm;图3-b示纵坡17°时的流场速度分布,流体上表面流速0.625m/s,原泥深17.00cm,计算所得的泥深17.95cm;图3-c示纵坡30°时的流场速度分布,流体上表面流速0.625m/s,这样的纵坡

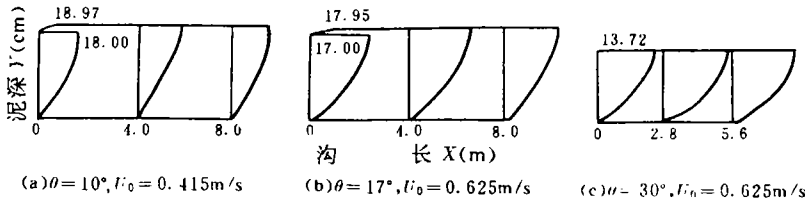


图3 流场速度分布图

Fig. 3 Velocity Profile of flow field

1)章书成,陈英燕,袁晓凤等. 泥石流运动数学模型的研究. 1995. 36—53.

与表面流速下, 17.00cm 的泥深是可以流动的, 因此图 3-c 是纵坡 30°、最低泥深 13.72cm 的速度分布。

野外实验和数值模拟的结果表明, 未经渠道化的泥石流粘性很高, 需较陡的纵坡和泥深才能流动。纳维尔-斯托克斯方程和连续方程所求解的宾汉体模型泥石流流场与野外实验的泥石流流场较为一致, 两者是研究泥石流运动和特性的较佳方法。

### 参 考 文 献

- [1] 华国祥. 水沙宾汉流体的流型划分和相似律. 见: 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所编辑. 第二届全国泥石流学术会议论文集. 北京: 科学出版社, 1991. 1—9.
- [2] 范椿. 一维定常泥流的数学模型. 力学与实践, 1994, 16(1): 50—52.
- [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. 78—86.
- [4] 陈文芳. 非牛顿流体力学. 北京: 科学出版社, 1984. 111—117

## NUMERICAL SIMULATION OF GULLY DEBRIS FLOW

Yu Bin

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

### Abstract

Numerical simulations of gully debris flow are presented. The Navier-Stokes equation and continuity equation were solved. Based on Bingham model. 3 velocity profiles were given, corresponding 3 different conditions of bottom slope in flow field were compared with the same test in the field.

**Key words** gully debris flow, Bingham model, numerical simulation