

泥石流的阵性波状运动

胡凯衡^{1,2}, 韦方强¹, 李泳¹, 崔鹏¹

(1. 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;

2. 北京大学湍流和复杂系统国家重点实验室, 北京 100871)

摘要:首先描述了在云南东川蒋家沟观测到的在粘性泥石流运动过程中的铺床作用,阵次交替的波状运动,以及相关的波的分化、叠加等现象。然后具体分析了阵性波不同部分的速度分布特征,给出了泥石流龙身部分的速度剖面示意图,并提出龙头是以滚动方式在残留层上运动的。两者间存在物质循环流动。由实测数据推算的波速表明阵性波是一种急流。最后从波的空间形态和传播速度的角度将泥石流的波状运动分为缓波、滚动短波和滚动长波。

关键词:泥石流 阵性波 龙头 滚动波

中图分类号:P642.23

文献标识码:A

在自然界中泥石流常常以阵性波状的形式运动。Pierson^[1]在 Thomas 山观察到泥石流在沟道里以一阵一阵的形式运动,在运动过程中生成了许多直立波(standing wave)。我国从 20 世纪 60 年代中期就开始进行泥石流的野外定位观测研究,对泥石流阵性运动的整个过程和运动的特征都有比较具体的记述。如杜榕桓、康志成等^[2]观察到不同类型的泥石流有不同的波动特征。李斌^[3]根据野外的观测认为泥石流流动中的最突出特点是不连续的阵性流,即阵与阵之间出现完全断流的现象;而每一阵泥石流恰似充满整个沟床的巨大的洪水波,可称其为波状流。还有吴积善等^[4]在对蒋家沟泥石流观察的基础上认为阵性运动也是其他粘性泥石流沟泥石流运动的主要形式。这些文献将这种泥石流运动中比较独特的现象归结为一些直观简单的原因。比如泥石流物质补给的不连续,泥石流起动的间歇性,沟槽底面地形的复杂性,沟床的展宽和流体沿程的粘附作用等。但是,近些年来人们开始从流体表面重力波的角度来研究泥流、高含沙水流、泥石流和颗粒流等非牛顿流体运动中出现的波动现象。如 Chiu-On Ng 和 Chiang C. Mei^[5]对流变指数 <1 的薄层泥流中产生的滚波(roll wave)进行的理论上的分

析。他们发现只有波长大于某一长度的滚波才能导致能量的损失,因而才是实际可能的。Yu. A. Berezin 等^[6]对流变指数 >1 的浅层非牛顿体的二维稳定性做了研究,在考虑表面张力作用的情况下,用线性不稳定分析法发现,当小振幅波以低于 2 的相速度传播时膨胀体的流动是不稳定的,并使用显式的迎风差分格式数值分析了在忽略表面张力的情况下非线性有限振幅扰动的传播。王兆印等^[7]通过实验和理论分析研究了非牛顿体明渠不稳定流的机理,认为不稳定流的产生和发展是由于流体具有屈服应力。其实验结果和特征线分析表明,阵流波通过淤积了一定厚度的非牛顿体的河槽时会发生放大或衰减现象。王光谦和倪晋仁^[8]根据云南东川蒋家沟野外观测和模拟实验的结果,将自然界的波状泥石流分为定床缓波、动床缓波、定床陡波及动床陡坡四种类型,并基于浅水波方程分析了运动速度和形状保持不变的波状泥石流波面形态,并且对速度和波形发生变化的情形用特征线方法做了相应计算。

本文在详细描述以蒋家沟为代表的粘性泥石流通过事先的铺床作用而发生在沟道里的龙头-龙尾,阵次交替的阵性波状运动现象,以及相关的波的

收稿日期(Received date):2004-07-10;改回日期(Accepted):2004-09-01。

基金项目(Foundation item):国家自然科学基金(40201009)和中科院成都山地所青年种子基金(2003)的资助。[This research is supported by the National Science Foundation (Grant No. 40201009) and the Youth Foundation of IMDE, CAS (2003).]

作者简介(Biography):胡凯衡(1975-),男,江西瑞金人,助理研究员,在职博士生,主要从事地理过程的计算机模拟研究。[Hu Kaiheng (1975-), M, born in Ruijin City of Jiangxi Province, major in computer simulation of geographic process.]

分化、叠加等现象的基础上,分析了阵性波的速度剖面,提出了波前端的运动方式,并根据形态和传播速度来对泥石流的波状运动进行分类。

1 研究区域

蒋家沟位于云南省昆明市东川区,位于金沙江一级支流小江的右岸,流域面积 48.6 km²,主沟长 13.9 km,是一条典型的暴雨泥石流沟。流域内支沟主要有门前沟、多照沟、大凹子沟和查管沟^[9]。这些支沟年年都有泥石流发生,但是每条沟的泥石流的性质、流态和组成物质都各不相同。门前沟和多照沟暴发典型的粘性泥石流,每年雨季(5~10月)可以发生 10 至 20 余次。这些泥石流绝大部分是以阵性运动为主的,表现出强烈的波动性。如 1991 年有记录的泥石流 22 场,每场都是以阵性流为主。其中 1991-08-14 09:30 暴发的一场泥石流即达到 224 阵次,共历时 10 h。其中阵性流所占约为 5.5 h,共历时 2.12 h,间歇期达到 3.38 h,最大流量为 634.4 m³/s,输沙总量为 513 297 m³/s。而连续流占到 4.5 h,其最大流量为仅 37.9 m³/s,

输沙总量为 28 718 m³/s(资料来源:中科院东川泥石流观测站,简称东川站)。

2 泥石流阵性波的运动现象和特征

2.1 泥石流阵性波的运动现象

1999-07-24 15:30 作者现场观察了在蒋家沟暴发的一次中等规模的泥石流。当时下游天气晴朗,没有降雨过程。雨水集中在上游,历时短。所以该场泥石流一开始就是重度非常高的粘性泥石流。首先是铺床过程:泥石流来势凶猛,速度达到 10 m/s,但是当龙头到达坡降较小的流通段时,粗糙干硬的沟床底面对泥石流的粘附力和摩擦阻力远超过重力沿坡面的分力。所以泥石流越流越慢,越流越薄,直至全部泥石流停止。这个过程非常短,大约只有 10 s 的时间。整个铺积层前缘为 10~20 cm。每一阵向下游延伸 50~100 m,一波一波向前推进,只要泥石流有足够的规模就可以一直贯通到入小江的沟口。现场还观察到残留层的厚度在每阵泥石流过后基本保持不变。这说明泥石流既要从残留层卷走部分物质,也要随即补充部分物质。

表 1 1999-07-24 泥石流中阵性流和连续流的对比

Table 1 The contrast between surge and continuous flow of debris flows on July 24, 1999

流态	平均流量 (m ³ /s)	平均含沙量 (kg/m ³)	总输沙量 (m ³)	最大流速 (m/s)	最大泥深 (m)	最大流量 (m ³ /s)	来流次数
阵性流	192.5	1 786.6	134 089	10	1.8	954	84
连续流	111.0	1 345.7	32 348	8.51	1.0	442.5	5

铺床的结果是粗糙不平的沟床被抹平,沟床变成铺有一定厚度泥石流的浆床。这部分留在沟床的泥石流称作残留层。残留层的形成不仅增加了泥石流运动时的流深,而且降低了泥石流所受到的运动阻力。这是因为:1,位于运动的泥石流和底床之间的残留层使得流体运动中的无滑移条件得到自然满足;2,流体与流体之间的剪切作用弱于流体与固体间的粘附作用和固体颗粒之间的摩擦作用,残留层具有一定的润滑作用;3,残留层的固相部分具有一定的承载作用。所以铺床过程使得后续的泥石流能够保持一定的速度和形状,在有残留层的沟道里做阵性波状运动。

单个阵性波有长有短,长的达 100 多 m,短的只有 10~20 m,明显可分为 3 个部分:波的前端、中部

和尾端,即龙头、龙身和龙尾。在运动过程中,龙头表现为多股流体翻滚交错,中间较高的部分泥浆飞溅,速度极快。而比较薄的两边呈裙边状在残留层上爬行(图 1)。如果没有山壁、大石块的阻碍,泥石流的运动路线将近似为一条直线。当运动到弯道时,龙头直接撞击岸壁,泥浪翻滚,随即偏折一定角度又继续向前运动。在整体上看起来龙头的形状和舌头相似。舌尖部分较厚,速度也最快。这种形状可能反映了某种近似抛物线的流速分布,和二维渠道内的 Poiseuille 流动的速度剖面非常相似。有一点值得注意的是龙头前面原有淤积的泥石流浆体似乎是静止不动的。这和一般的浅水波显著不同。因为实际中可以观察到浅水波前面的水体会起皱。紧跟龙头之后的是流面平稳的龙身,往往有大石块漂

浮在表面。龙身和龙尾较平静,并没有明显的上下和左右物质交换。这可以从现场观察到的一个现象得到证实:从查管沟流入主沟道的清水,当泥石流来临时被龙身埋在里头。泥石流过后清水又会从泥石流浆体中冒出。所以泥石流龙身的运动应该是整体性的结构运动,或者是内部流线平行的层状运动。脉动、涡动和环流应该只出现在龙头部分。当龙身过后的尾流运动停止后,两侧流体会向略微凹陷的中部回落。有时候沟床表面的浆体也会发生一定的波状起伏,产生向上游的回溯运动,但是波动很快就平静下来。

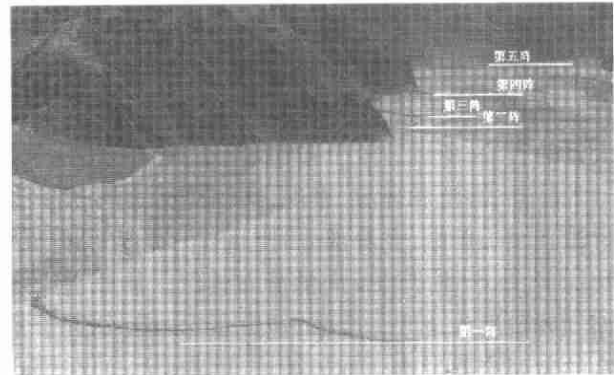


(注意图中龙头前面的残留层泥面是不动的)
(The mud surface before the front of surge is still))

图1 阵性波的龙头

Fig.1 The front of surge

当泥面比较宽,而沟床横断面的地形有起伏时,龙头会分成两个小龙头,尔后又在沟道变窄处汇合。这种波的分化叠合的现象在2001-07-08发生的另一场泥石流中表现得更为有趣(图2)。该场泥石流的后期在800多m的沟段内同时出现5个龙头。前2个龙头之间的距离是越拉越大,后2个之间则逐渐变小。过东川站观测的上断面约120m处时,第4个龙头突然加速与第3个龙头叠合。但是与普通波的叠加不同,2个龙头重合后不分离,而是生成一个高度和速度都增大许多的大龙头向前运动。在泥石流快要结束的时候,阵性流更为频繁,龙头变低变窄,密度逐步降低(由 2.0 t/m^3 降为 1.7 t/m^3),性质趋于一般的高含沙水流,浆体中搬运的物质也逐渐减少,冲蚀能力却得到增强。不仅残留层的大部分物质被带走,而且主流线附近原有的沟床底面被刷深10~20cm。在运动的过程中开始也出现阵性波,但波峰低矮(一般为20~50cm),表面波纹纵横,也没有泥浆飞溅。波与波之间一般先不发生断流,最后才过渡到分不清阵次的稀性连续泥石流。



(图中第一阵已经分为两个龙头,第三阵将要和第二阵叠加)
(The first surge in the picture is dividing into two surges and the third will catch up with the second.)

图2 阵性波的分化和叠加

Fig.2 Separation and superposition of surges

2.2 阵性波成因分析

根据野外的观察及相关的研究资料,可以认为泥石流的这种波状运动不能完全归究为上游物质供给的不连续,抑或运动区段地形的复杂性。因为:其一,并不是所有的泥石流都会发生这种现象,如浑水沟粘性泥石流的运动就表现为连续性流动^[10]。其发生的全过程与一般山区沟道的洪水过程相似,具有连续的流量过程线。泥石流的前峰也不是像蒋家沟阵性流那样的龙头,其高仅为20~30cm,流量为 $2 \text{ m}^3/\text{s}$ 左右,是泥石流推涌沟水使其叠加而造成的;其二,不是在泥石流的整个运动过程中自始至终都出现波状阵性运动,一般在开始和行将结束阶段为连续运动,没有间歇性和波动性;其三,泥石流波状运动的保持需要一定的外部条件,如沟道必须具有一定的倾斜坡度以及一定厚度的铺垫层;其四,这种运动并不仅为泥石流所独有,尽管从现象上来看可能比较独特。比如黄河及其支流发生的高含沙水流的不稳定流现象。当含沙量超过某一极限值以后,在洪峰忽然降落、流速迅速减小的情况下,有时整个水流已不能保持流动状态,而是就地停滞不前,出现浆河现象。这时不稳定流继续发展,可能形成间歇流,一个阵流波过去后,整个河宽的浆液都停滞不动。下一阵流波到来,再流动一下,然后又形成浆河。这种规则的波动应该和流体的内在不稳定性有关^[11]。

3 阵性波的速度剖面分析

阵性波的速度分布在不同的部位各不相同。龙

头的前端处在高速运动的状态,其底面和残留层的表面间存在一个速度的间断。这种间断使得两者间存在部分的物质和能量交换。同时又加上龙头含有大量的石块,所以速度分布非常不规则,存在不同尺度的脉动、涡流和环流,表现为极端紊乱的湍流。当过渡到龙头后端、龙身部分时,原有的速度间断已经被抹平,整个速度沿垂向的分布连续。从原沟床底面到残留层为速度渐变带,速度从零过渡到近于龙身的表面流速。整个剖面速度变幅很大,如在黑沙河表面流速一般为0.5~5.0 m/s,而在蒋家沟则可高达15 m/s。这时速度的剖面可以分成3个部分(图3):一是固床底面到残留层的缓变区(I),速度平缓变化;二是陡变区(II),包括残留层表面和运动泥石流底面的很薄的一层,速度梯度大;三是塞流区(III),包括运动泥石流的大部分,基本以相同的速度运动。这种速度分布使得龙身以准滑动方式在床面上整体前进。龙尾一般是龙身过后在残留层上产生的尾流。速度不大,靠阵性波的惯性运动。

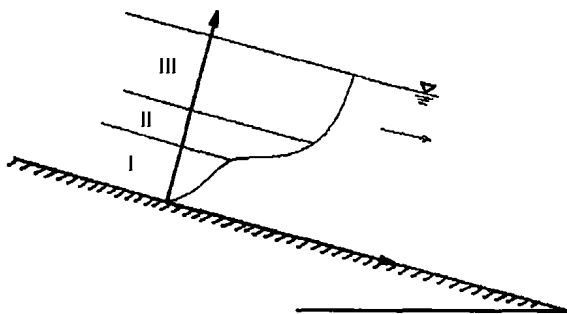


图3 龙身部分速度剖面示意图

Fig.3 Profile of streamwise velocity in the body of surge

4 龙头的运动方式分析

在阵性波的3个部分中龙头的运动方式是最值得关注的。吴积善等^[4]提出在一定条件下,存在由龙头顶面流向龙头底床,由底床再到龙尾底床,继而回流到

表面中泓流体,最后又回到龙头的纵向环流,因而认为阵性波具有完全与普通水流不同的环流系统(图4)。

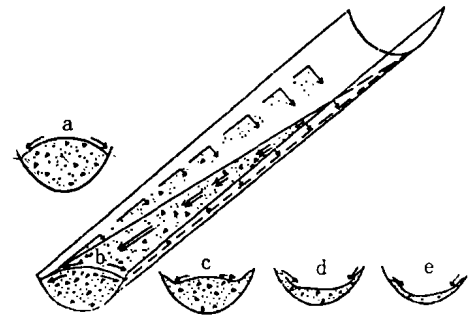


图4 吴的泥石流龙头环流系统示意图^[4]

Fig.4 Wu's circulation flow for the front of surge^[4]

但是,实际的观测表明龙尾的速度远远小于龙头的速度,所以物质不可能从龙尾向龙头补充。又根据龙头前面的残留层泥面是静止不动的以及前面对速度剖面的分析,可以推断纵向环流应该仅局限于龙头,而且这种纵向环流与吴积善所说的纵向环流有所不同,它是指龙头以滚动方式与残留层进行的物质循环流动。在这种环流方式下可观察到的龙头空间形态为一种褶进式的爬行,非常像海浪在沙滩上的爬行。整个滚动环流过程可分成3个阶段(图5):首先因为龙头的表面流速大于底面流速,所以龙头的上部被拉伸,形成逆坡,造成部分泥石流体悬空;第二步,悬空的物质在重力的作用下降落至残留层表面,龙头前部速度变小,同时底面的部分物质被揭起补充到泥石流的龙头后部;第三步,落到残留层的物质被速度快的龙头后部推挤到后面,填补揭去的物质,而龙头的后部变成前部,恢复到最初的状态。然后又被拉伸,又有龙头的物质下落、底面的物质被卷起。龙头以这种方式运动大大降低了阻力,而且单纯依靠重力势能就足以维持阵性波的运动。当龙头运动速度较小或床面的粘附力很大时,物质只有下落的环节,而没有被循环卷起。这时泥石流就表现为铺床过程或者在开阔床面上的停积过程。

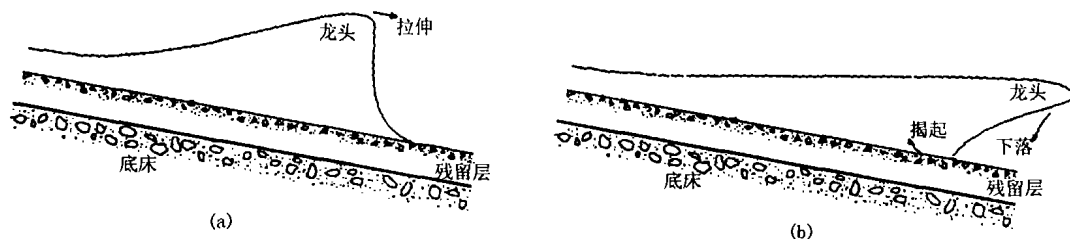


图5 龙头的滚动前进方式 (a. 龙头被拉伸; b. 龙头下落和揭起)

Fig.5 The roll way of the front movement (a. the stretched front; b. the front is falling and the remainder of debris flows is involved)

5 泥石流波状运动的分类

一般情况下,对泥石流来说,其质点的运动速度大于波的传播速度。根据东川站的一次实测数据^[9],龙头整体高度为2 m时,流速达到9.5 m/s,不计坡度的影响,则Froude数为2.15。比照水力学中明渠流的波动理论,Froude数大于1时流速大于波的传播速度(这时的波速 $c = \sqrt{gh} = 4.43$ m/s,其中g为重力加速度,h为龙头高度),流动应该为急流。因而波动只向下游传播。所以我们可以看到龙头前面的泥浆是静止不动的,泥石流的运动表现为阵性。但是阵性波只是泥石流比较常见的一种运动方式,实际中还存在其他的运动方式。比如当泥石流速度很小时,不仅运动着的泥石流与静止的残留层很快就融合,而且波的传播速度也大大超过流体质点的前进速度。这时泥石流的运动与水面重力波一样,流体质点在原来位置作小振幅振荡(或向前移动的速度不大),而波峰迅速向前推进。这种波动往往在两种情况下发生:一是蠕动的泥石流体在前进过程中,因地形的变化如纵坡变缓、床面展宽或某种阻力增大,而使泥石流骤然停止。这时后续泥石流可推着已停滞的流体继续向前蠕动,其波形迅速地由尾部传播到前缘,而流体质点前进的距离很小;二是蠕动状态的泥石流在前进过程中,因某种原因导致后边或中间某段流量、流速突然增加,则波形可从加大处迅速向前传播。这种波形的传播实际上是能量的一种传递。

根据波的传播速度和泥石流质点运动速度的大小关系以及波的空间形态将泥石流的波状运动大致分为3类(图6):

1. 缓波 — 流体质点的运动方向和波的前进方向不一致,质点只作小振幅的振荡。波的传播速度大于质点的运动速度。残留层和运动的泥石流融为一体,不存在物质的交换。缓波可以向上游和下游两个方向传播,在传播的过程中能量逐渐耗散,波峰逐渐变小,很快就会消失。

2. 滚动短波 — 滚动短波不仅运动速度比缓波大得多,而且的运动方式截然不同。滚动短波的前端是滚动式前进的,而后端流体质点的运动方向和波的传播方向一致。并且波形只朝下游一个方向传播。滚动短波间虽然流量和流速不连续,但是不断流,后一阵的龙头接前一阵的龙尾。一般是大阵夹

小阵,有时候发生波的叠合。

3. 滚动长波 — 也可叫做孤立波。运动方式和滚动短波一样,质点的方向和波的传播方向一致,波的传播速度大于泥石流体的运动速度。存在明显的断流。波长、流速和流深也比滚动短波大。如果地形不发生大的变化,可以一直稳定地运动。这种波前一个龙头和后一个龙头之间的距离从几十米到上千米不等。一般来说龙头大的波间距要大于龙头小的。

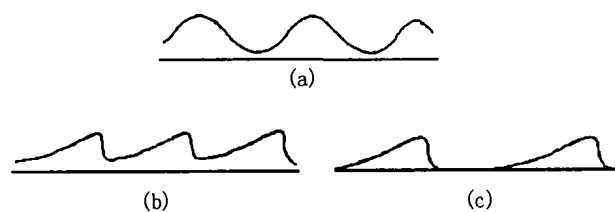


图6 3类波的示意图(a. 缓波; b. 滚动短波; c. 滚动长波)

Fig.6 Three forms of wave movement

(a. subcritical wave; b. short roll wave; c. long roll wave)

滚动短波和滚动长波就是前面所说的阵性波,但是因为滚动短波不断流,所以在实际中观测中容易误认为是连续流。

6 结论

本文从波动理论的角度对野外的现场观测到的泥石流阵性运动现象以及速度分布进行了详细的描述和具体的分析,并根据阵性波不同部分的速度分布特征以及与残留层的关系,提出了龙头是以滚动方式在残留层上运动,同时两者间存在物质循环流动。最后我们认为阵性波是一种急流,其质点的运动速度大于波本身的传播速度,并根据波的传播速度和泥石流质点运动速度的大小关系以及波的空间形态,将泥石流的波状运动大致分为3类。当然对泥石流阵性波状运动的深入研究还需要建立其运动微分方程组,使用计算流体力学的方法并结合具体的室内实验来进行。

参考文献(References):

- [1] Thomas, C. Pierson. Erosion and deposition by debris flows at Mt Thomas, North Canterbury, New Zealand [J]. *Earth Surface Processes*, 1980, Vol. 5: 227~247.
- [2] Du Ronghuan, Kang Zhicheng, Chen Xunqian, et al. A comprehensive investigation and control planning for debris flows in Xiao-

- jiang River Basin of Yunnan Province[M]. Chongqing: Chongqing Branch Office of Scientific Document Press, 1987. 94~175. [杜榕桓,康志成,陈循谦,等. 云南小江泥石流综合考察与防治规划研究[M]. 重庆:科学技术文献出版社重庆分社,1987. 94~175.]
- [3] Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS. Research and mitigation of debris flow[M]. Chengdu: Scientific Press of Sichuan, 1989. 154~164. [中国科学院成都山地灾害与环境研究所. 泥石流研究与防治[M]. 成都:四川科学技术出版社, 1989. 154~164.]
- [4] Wu Jishan, Tian Lianquan, Kang Zhicheng, et al. Debris flow and its comprehensive control[M]. Beijing: Science Press, 1993. 17~191. [吴积善,田连权,康志成,等. 泥石流及其综合治理[M]. 北京:科学出版社,1993. 17~191.]
- [5] Chiu-On Ng, Chiang C. Mei. Roll wave on a shallow layer of mud modeled as a power-law fluid[J]. *Fluid Mech.*, 1994, Vol. 263: 151~183.
- [6] Yu. A. Berezin, K. Hutter, L. A. Spodareva. Evolution of disturbances on shallow layers of non-Newtonian fluids[J]. *Physica D*, 2000, Vol. 139:319~334.
- [7] Wang Zhaoyin, Lin Bingnan, Zhang Xinyu. The instability of Non-newtonian Fluid [J]. *Journal of Mechanics*, 1990, Vol. 22(3): 266~275. [王兆印,林秉南,张新玉. 非牛顿体不稳定流的研究[J]. 力学学报,1990, Vol. 22(3):266~275]
- [8] Wang Guangqian, Ni Jinren. Analysis on the Characteristics of Debris Flow Surges[J]. *Journal of Sediment Research*, 1994, 12(4):1~9. [王光谦,倪晋仁. 波状泥石流运动特性分析[J]. 泥沙研究,1994,12(4):1~9.]
- [9] Wu Jishan, Kang Zhicheng, Tian Lianquan, et al.. Observation and research of debris flow in Jiangjia Valley in Yunnan Province [M]. Beijing: Science Press, 1990. 99~139. [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. 99~139.]
- [10] Zhang Xinbao, LiuJiang. Debris flows in Dayinjiang Valley in Yunnan Province[M]. Chengdu: Map Press, 1989. 94~109. [张信宝,刘江. 云南大盈江泥石流[M]. 成都:地图出版社, 1989. 94~109.]
- [11] QianNing, Wan Zhaohui. Mechanics of sediment movement[M]. Beijing: Science Press, 1986. 416~446. [钱宁,万兆惠. 泥沙运动力学[M]. 北京:科学出版社,1986. 416~446.]

Characteristics of Debris-flow Surge

HU Kaiheng^{1,2}, WEI Fangqiang¹, LI Yong¹, CUI Peng¹

(1. Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, Chengdu 610041, China;

2. State Key Laboratory for Turbulence and Complex Systems, Beijing University, Beijing 100871, China)

Abstract: Debris Flows in nature, for example in Jiangjia Valley, were often observed moving in form of surge which is considered as a kind of wave in this paper. At the beginning, surges smooth rough bed and produce a residual layer up on which sub sequent surges move without loss of material and with high velocity. Separation and superposition of the surges also occur in the event. The velocity distribution in different parts of surge is discussed and the velocity profile in the body of surge can be divided into three zones. Based on velocity distribution and the fact that mud surface of the residual layer keeps still before the front of surge reaches we propose that there is a circulation flow between the front of surge and the residual layer. The two would exchange material; the front is falling and the remainder is involved. Estimated wave velocity from measured data indicates that the surge is a supercritical flow which only propagates toward downstream. Finally the wave moments of debris flows are classified into subcritical wave, short roll wave and long roll wave according to their spatial shape and propagation velocity. The last two are just that so-called surge.

Key words: debris flow; surge in debris flows; front of surge; roll wave