DOI: 10.14042/j. cnki. 32.1309.2015.03.006

沟床起动型泥石流的 10 min 降雨预报模型

余斌1,朱渊2,王涛2,朱云波1

(1. 成都理工大学地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室,四川 成都 610059; 2. 四川地矿局 915 地质队,四川 眉山 620010)

摘要:针对沟床起动型泥石流的诱发因素为高强度短历时的降雨,提出10min降雨强度是这类泥石流暴发的关键。 在1h预报模型的基础上,基于云南蒋家沟的多年泥石流观测资料,修正了1h预报模型的降雨参数,并得到了 10min降雨预报模型。10min降雨预报模型在中国西部的其他流域,如云南浑水沟、贵州望谟县打易区域泥石流 沟、四川三滩沟、四川雅安陆王沟和干溪沟、甘肃柳湾沟、甘肃马槽沟等流域的验证中,取得了较好的结果。10 min降雨预报模型是部分建立在泥石流的形成机理上的模型,并不是完全的统计模型,因此该模型也可以用于其他 地区的沟床起动类型泥石流预报。

沟谷泥石流暴发时造成的巨大灾害有目共睹,如1999年的南美洲委内瑞拉泥石流造成1.5万人死亡和2010年的中国甘肃舟曲泥石流造成1744人死亡^[1]。沟谷泥石流的形成往往可以分3个阶段:气象诱因、形成洪水或坡面泥石流和形成沟谷泥石流,其主要方式有3种^[2-5]:①洪水起动以前滑坡和崩塌堆积在沟床的物质形成沟谷泥石流,强降雨汇流形成强大的山洪是这类泥石流的形成特征;②流域内多个浅层滑坡汇集形成沟谷泥石流,较长时间的降雨形成许多浅层滑坡汇集在沟道中并冲出沟道是这类泥石流的形成特征;③冰湖溃决侵蚀沟床及边坡形成沟谷泥石流,较高的气温诱发冰川前沿断裂并坠入冰湖,引起冰碛湖溃决形成强大的溃决洪水形成沟谷泥石流是这类泥石流的形成特征。

在中国西部的沟谷泥石流的主要形成机理是沟床起动类型沟谷泥石流,是由短历时强降雨诱发的,如云南东川的蒋家沟泥石流^[6]、云南盈江县的浑水沟泥石流^[7]、四川攀枝花地区的三滩沟泥石流^[8]、甘肃武都地区的柳湾沟^[9]和马槽沟泥石流^[10],都是短历时强降雨诱发的。1h降雨和 10 min 降雨历时都属于短历时降雨,上述泥石流流域的 10 min 降雨与泥石流暴发的关系更密切^[6-10]。

沟床起动类型泥石流的形成与提供固体物源的滑坡和崩塌的发生有一个时间上的滞后:前期的滑坡和崩 塌将泥石流的固体物源堆积在泥石流流域的沟道中,在后期(有可能是数天,数年,甚至于数十年以后)的 强降雨作用下,山坡坡面形成超渗产流并形成地表径流,再汇集在泥石流流域的沟道中,形成强大的山洪, 强烈冲刷沟道内堆积的固体物质,继而掀动揭底与水流搅拌混合形成泥石流。基于这类泥石流的形成机理, 在综合考虑了泥石流的地质、地形和降雨因素的基础上,从形成机理出发的1h降雨预报模型可以较好地预 报沟床起动类型泥石流^[11]。但是沟床起动类型泥石流的暴发与10 min降雨的关系更密切^[6-10],这是因为 10 min降雨强度大于1h降雨强度,形成泥石流的大流量山洪主要源于这段高强度的降雨过程,因此采用 10 min降雨预报该类型泥石流将会有更好的预期结果,对于准确地预测预报泥石流的暴发有很重要的现实 意义。

收稿日期: 2014-11-06; 网络出版时间: 2015-04-16
网络出版地址: http: //www.enki.net/kems/detail/32.1309.P.20150416.1707.012.html
基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41372366)
作者简介: 余斌(1966—), 男,四川成都人,教授,博士,主要从事泥石流的形成、运动、堆积及预报研究。 E-mail: drbinyu@ yahoo.com 除了预报的准确性之外,10 min 降雨预报模型在预报时间上比1h降雨预报模型还有更大的优势。如2010年8月7日甘肃舟曲泥石流暴发前的23:00以前几乎没有降雨(24h内降雨量仅3mm),激发泥石流的降雨都发生在23:00—24:00,达77 mm。但造成灾难的泥石流达到舟曲县城的时间是23:40,并于8月8日00:20结束^[1]。如果用1h降雨预报模型,在24:00获得1h降雨量超过临界值并发出泥石流的预报,显然太晚而失去了减灾的意义。考虑到从降雨到坡面产流、汇流,形成山洪再到形成泥石流需要时间,从流域上游形成泥石流,再运动到县城还需要时间,因此从激发降雨时刻到泥石流到达县城需要10~20 min时间,即诱发泥石流的降雨时间在23:20—23:30。如果采用10 min降雨模型且能预报准确,就能在23:20或23:30预报泥石流的发生,为避免人员伤亡提前10~20 min的避难时间,可以避免绝大多数人员的伤亡,具有非常重要和现实的减灾意义。

本文在1h预报模型和云南蒋家沟的多年泥石流观测资料基础上,提出了通用的沟床起动类型沟谷泥石流 10 min 降雨预报模型,为泥石流的减灾防灾提供了一个新方法。

1 10 min 降雨的泥石流预报模型

10 min 降雨预报模型建立在1h降雨预报模型^[11]基础上,主要修正和改进的方法和内容在降雨参数上。 1h降雨预报模型由泥石流形成区的地形、地质和降雨三大因素组成。

1.1 地形因素

量纲一的地形条件表达式如下[11-13]:

$$T = FJ\left(\frac{A}{A_0}\right)^{0.2} = J\left(\frac{A}{L^2}\right)\left(\frac{A}{A_0}\right)^{0.2}$$
(1)

式中 T为泥石流形成区地形因子; F为泥石流形成区形状系数; J为泥石流形成区沟床纵比降; A为泥石 流形成区面积, km²; L为泥石流形成区沟道长, km; A_0 为单位面积, $A_0 = 1$ km²。

1.2 地质条件

由泥石流流域形成区岩性的坚固系数(F_0)和断裂带(构造) C_1 、地震烈度 C_2 、物理风化 C_3 和化学风化 C_4 等因素,可以将泥石流形成的地质条件表示为一个量纲一的地质因子 $G^{[11-12,14-15]}$:

$$G = F_0 C_1 C_2 C_3 C_4 \tag{2}$$

式中 G为泥石流形成区地质因子; F_0 为泥石流形成区平均坚固系数(取值见文献[15]);构造(断裂带)、 地震烈度、物理风化和化学风化修正因子 C_1 、 C_2 、 C_3 和 C_4 的具体取值见文献[15],物理风化分级见文献 [15-16]。

1.3 降水条件

短历时强降雨是诱发沟床起动类型沟谷泥石流的主要原因^[17-19]。中国的主要降雨类型也是短时的强降 雨类型^[20-21]。这类泥石流的临界降雨量可以表示为综合降雨临界值^[11-12]:

$$R^* = B + KI \tag{3}$$

式中 R*为综合降雨临界值, mm; B 为泥石流暴发前前期累积降雨量, mm; I 为短历时泥石流激发降雨量, mm; K 为系数。

对于 1 h 降雨预报模型,系数 K 为 12. 5^[11]。对于 10 min 降雨(I_{10})预报模型, K 需要通过观测资料分析确定。

由综合降雨临界值 R^{*},结合用于标准化的年平均降雨量以及 10 min 降水的变差系数,可得 10 min 降雨 预报模型的降水因子^[11]:

$$R = \frac{R^*}{R_0 C_V} = \frac{B + KI}{R_0 C_V}$$
(4)

式中 R 为泥石流形成区降水因子; R_0 为当地年平均降雨量, mm; C_v 为当地 10 min 降雨变差系数。

2 预报模型

沟床起动类型泥石流1h降雨预报模型由地形因子、地质因子和降水因子共同组成,其表达式如下^[11]:

$$P = \frac{RT^{0.2}}{G^{0.5}} \ge C_r \tag{5}$$

式中 P为预警值; C_r 为判据临界值,临界值 C_r 有 2 个: C_{r1} = 0.35, C_{r2} = 0.47(分别对应警报线和避难线)。 这两个值对应有 2 条线,将泥石流的发生可能性划分为 3 个区域:当 P<0.35 时,泥石流的发生可能性很低; 当 0.35 $\leq P$ <0.47 时,泥石流发生的可能性中等;当 $P \geq 0.47$ 时,泥石流发生的可能性很高。

10 min 降雨预报模型建立在1h预报模型的基础上,采用10 min 降雨量作为主要诱发因素,代替1h模型中的1h降雨量。采用式(5)的10 min预报模型因降雨因子发生了变化,因此其判据临界值也相应发生变化,新的临界值*C*,也需要通过观测资料分析确定。

云南省东川蒋家沟被称为"泥石流博物馆",泥石流的暴发频率为 12 次/ a。蒋家沟泥石流的起动机理 是沟床起动。蒋家沟泥石流形成主要发生在 2 条支沟内:门前沟和多照沟。门前沟的流域面积 A、沟道长度 L、沟床纵比降 J、形状系数 F 和地形因子 T 分别为 10. 42 km²、4.05 km、0. 292、0. 636 和 0. 297。多照沟对 应的参数分别为 13.9 km²、5.2 km、0. 279、0. 515 和 0. 244。蒋家沟泥石流形成区地质构造活动强烈,因表 面岩石强烈风化,与强风化的花岗岩类似,因此岩石坚固系数 F_0 取值为 2^[15],构造(断裂带)、地震烈度、 物理风化和化学风化修正因子 C_1 、 C_2 、 C_3 和 C_4 分别为 0.9、0.9、1.0 和 1.0,因此蒋家沟地质因子由式(2) 计算得到 G=1.62。

蒋家沟形成区的海拔高度位于 2 400 m 到 3 300 m,而附近的 2 个降雨观测点:因民(海拔 2 410 m)和落 雪(海拔 3 228 m)的年平均降雨量分别为 1 130 mm 和 1 159.4 mm^[22]。因此取这 2 个观测点的平均 值(1 144.7 mm)作为蒋家沟形成区的年平均降雨量。该区域的 10 min 降水的变差系数 *C*_v=0.33。

图 1 为蒋家沟 1978—1984 年泥石流发生的降雨观测图。 共有 58 次降雨(横坐标为前期降雨量,纵坐标为10 min降雨 量)过程发生了泥石流,还有 18 次降雨过程没有泥石流发 生。当分界线的斜率(式(3)中的待定系数)*K*=8时,分界线 能最大程度地将发生和未发生的泥石流分开,因此, 式(4)的 10 min 降雨预报模型的降雨因子可表达为

$$R = \frac{R^*}{R_0 C_{\rm v}} = \frac{B + 8I_{10}}{R_0 C_{\rm v}} \tag{6}$$

图 1 中也可以将蒋家沟泥石流的发生可能性划分为 3 个区域: 当 *R*^{*} < 50 mm 时,泥石流的发生可能性很低(发 生泥石流的 58 个点有 2 个在这个区域,占 3.4%);当 50



图 1 1978—1984 年蒋家沟泥石流发生时的 B 和 I₁₀ Fig. 1 Scatter plot of B against I₁₀ for debris flow from 1978 to 1984 in Jiangjia gully

mm ≤ R^* <63 mm 时, 泥石流发生的可能性中等(发生泥石流的 58 个点有 19 个在这个区域,占 32.8%);当 $R^* \ge 63$ mm 时,泥石流发生的可能性很高(发生泥石流的 58 个点有 37 个在这个区域,占 63.8%)。因此综 合降雨临界值 R^* 有 2 个值: $R_1^* = 50$ mm, $R_2^* = 63$ mm。

沟床起动类型的泥石流需要有一定强度的降雨才能形成超渗产流,因此 10 min 降雨量需要超过最小 10 min降雨量 $I_{\rm m}$ 。蒋家沟泥石流的最小 10 min 降雨量为 1.0 mm^[6],浑水沟泥石流的最小 10 min 降雨量为 1.8 mm^[7],马槽沟泥石流的最小 10 min 降雨量为 1.0 mm^[10]。由图 1 确定最小 10 min 降雨量 0.7 mm 和 1.3 mm分别对应综合降雨临界值 R_1^* 和 R_2^* ,近似有

$$I_{m1} = \frac{R_1^*}{75} \tag{7}$$

$$I_{\rm m2} = \frac{R_2^*}{50} \tag{8}$$

式中 I_m 为最小 10 min 降雨量, mm。

式(7)、式(8)将最小 10 min 降雨量 I_m 与综合降雨临界值 R^* 对应起来,获得 R^* 后, I_m 也可以得到。由 式(1)、式(2)、式(6)及式(5),以及综合降雨临界值 $R_1^* = 50 \text{ mm}$ 和 $R_2^* = 63 \text{ mm}$,可以分别计算蒋家沟泥石 流发生的判据临界值 C_r 。门前沟: $C_{r1} = 0.078$, $C_{r2} = 0.099$;多照沟: $C_{r1} = 0.082$, $C_{r2} = 0.103$ 。由于无法确 定图 1 中的泥石流暴发点是在门前沟或是多照沟以及对应的降雨量,因此本文取临界值的下限和上限值以确 保能包括门前沟和多照沟的泥石流判断: $C_{r1} = 0.078$, $C_{r2} = 0.103$ 。这两个临界值既是蒋家沟泥石流暴发的临 界值,也是沟床起动类型泥石流 10 min 降雨预报模型的临界值,式(5)与式(1)、式(2)、式(6)—式(8)为 10 min 降雨预报模型。

沟床起动型泥石流的降雨预报指标仅有2种:1h和10min降雨。1h降雨预报指标因时间相对较长,不 能反映高强度的降雨特点,可能带来预测误差,且在预测时间上比较滞后;但因为1h降雨数据获取容易, 所以也有不少预测采用这种指标。10min降雨预报指标时间很短,能反映高强度的降雨特点,预测误差较 小,在预测时间上也很快速,与实际观测的吻合度高;但因为10min降雨数据获取困难,所以还没有广泛 应用这种指标。综合对比1h和10min降雨预报指标,10min降雨预报模型有明显的优势和可靠性,随着降 雨监测技术水平的提高,获取10min降雨值不再困难,该模型可以为泥石流的准确预测提供最好的依据。

沟床起动类型的泥石流主要在中国西部发育,因此本文模型不适用于在中国东部沿海地区发生的泥石流 预报。由于产生超渗产流往往需要一定时间,因此在降雨强度不是特别大的情况下,过短的降雨过程也难于 产生超渗产流,也很难产生山洪和泥石流。

研究一个泥石流流域的预报,主要研究和计算流程如下:① 根据泥石流流域所在的区域和降雨特征,确定为沟床起动类型泥石流:在中国西部,降雨特点是短历时强降雨;② 由地形图确定泥石流流域范围,划分泥石流形成区、流通区和堆积区,确定泥石流形成区的面积、形状系数和沟床纵比降以及海拔高度;③ 查阅当地水文手册,获取泥石流形成区的年平均降水量、10 min 降水变差系数、年平均温度;④ 由地质 图查找泥石流流域出露的主要岩性,断裂带,当地地震烈度,现场调查泥石流形成区的泥石流物源的来源和 类型,确定流域平均坚固系数和修正系数;⑤ 由式(1)、式(2)分别计算出地形因子 T 和地质因子 G,由式 (5)、式(6)计算出 R_1^* 和 R_2^* ,并由式(7)、式(8)计算出 I_{m1} 、 I_{m2} 。由参数 R_1^* 、 R_2^* 、 I_{m1} 、 I_{m2} 可以做出预报 图(图 1)进行泥石流预报。

3 预报模型在中国西部地区的验证

在中国西部有很多的沟床起动类型泥石流流域,但有 详细的泥石流暴发记录以及降雨观测,特别是10 min降雨 观测很少。本文将收集这些资料验证 10 min 降雨预报 模型。

3.1 浑水沟泥石流

浑水沟位于云南省盈江县,流域面积为 4.5 km²,地 形因子 $T = 0.34^{[7,11]}$ 。该区域出露的花岗岩风化强烈,因 此有 $F_0 = 2$, $C_1 = 0.9$, $C_2 = 0.9$, $C_3 = 1$, $C_4 = 1$, $G = 1.674^{[7,15]}$ 。该区域年平均降水量为1 792.5 mm, 10 min降 水的变差系数 $C_y = 0.28$ 。

图 2 为浑水沟 1976—1978 年泥石流发生的降雨观测和 预报模型对比图。图 2 中共有 51 场降雨过程发生了泥石



图 2 1976—1978 年浑水沟泥石流发生时的降雨 Fig. 2 Scatter plot of *B* against *I*₁₀ for debris flow from 1976 to 1978 in Hunshui gully

流。图 2 中综合降雨临界值 $R_1^* = 63.2 \text{ mm}$ 和 $R_2^* = 82.8 \text{ mm}$,最小 10 min 降雨量 $I_{m1} = 0.84 \text{ mm}$ 和 $I_{m2} = 1.66 \text{ mm}$ 分别对应判据临界值 $C_{r1} = 0.078$ 和 $C_{r2} = 0.103$ 。所有发生的泥石流点都在 $C_{r1} = 0.078$ 线以上,86.3% (51 次 降雨中有 44 次)的降雨过程发生了泥石流的点在 $C_{r2} = 0.103$ 以上,说明 10 min 降雨预报模型在浑水沟能很好地预测泥石流的发生。

3.2 三滩沟泥石流

三滩沟位于四川省攀枝花地区,流域面积为1.66 km²,地形因子 $T=0.236^{[8,11,23]}$ 。该区域出露的岩石主要有石英砂岩、砾岩和石灰岩,因此有 $F_0=9.5$, $C_1=0.9$, $C_2=0.9$, $C_3=1$, $C_4=1$, $G=7.95^{[20]}$ 。该区域年平均降水量为 812 mm, 10 min 降水的变差系数 $C_y=0.30$ 。

图 3 为三滩沟 1975—1976 年泥石流发生的降雨观测和预报模型对比图。图 3 中共有 9 场降雨发生了泥石流, 31 场降雨没有发生泥石流。图 3 中综合降雨临界值 $R_1^* = 71.9$ mm 和 $R_2^* = 94.2$ mm, 最小 10 min 降雨 量 $I_{m1} = 0.96$ mm 和 $I_{m2} = 1.88$ mm 分别对应判据临界值 $C_{r1} = 0.078$ 和 $C_{r2} = 0.103$ 。所有发生的泥石流点都在 $C_{r2} = 0.103$ 线以上, 但有 3.2%(31 次降雨中的 1 次)的降雨过程没有发生泥石流的点却在 $C_{r2} = 0.103$ 以上。图 3 说明 10 min 降雨预报模型在三滩沟能很好地预测泥石流的发生。

3.3 柳湾沟泥石流

柳湾沟位于甘肃省武都地区,流域面积为 1.84 km²,地形因子 $T = 0.405^{[9,11]}$ 。该区域滑坡活动强烈,滑坡体已 经进入沟道,因此有 $G = 0.5^{[9,11,15]}$ 。该区域年平均降水量为 550 mm, 10 min 降水的变差系数 $C_v = 0.71$ 。

图 4 为柳湾沟 1963—1964 年泥石流发生的降雨观测和预报模型对比图。图 4 中共有 13 场降雨过程发生 了泥石流。图 4 中综合降雨临界值 $R_1^* = 25.9 \text{ mm}$ 和 $R_2^* = 34.0 \text{ mm}$,最小 10 min 降雨量 $I_{m1} = 0.35 \text{ mm}$ 和 $I_{m2} = 0.68 \text{ mm}$ 分别对应判据临界值 $C_{r1} = 0.078$ 和 $C_{r2} = 0.103$ 。有 46.2%(13 次降雨中的 6 次)发生的泥石流点在 $C_{r1} = 0.078 线以上,有 30.8%(13 次降雨中的 4 次)发生的泥石流点在 <math>C_{r2} = 0.103$ 线以上。但有 53.8%(13 次降雨中的 7 次)的降雨过程发生了泥石流的点却在 $C_{r1} = 0.078$ 以下。值得注意的是,个别点的 10 min 降雨 不到 1 mm,而前期降雨量也仅有 3 mm(或不到 3 mm)却发生了泥石流,这几乎不可能,其原因可能是降雨 观测的误差所致,其他误差点也有可能是这个原因造成。综上所述,排除观测误差后,10 min 降雨预报模型 在柳湾沟也能较好地预测泥石流的发生。







图 4 1963—1964 年柳湾沟泥石流发生时的降雨 Fig. 4 Scatter plot of *B* against *I*₁₀ for debris flow from 1963 to 1964 in Liuwan gully

3.4 马槽沟泥石流

马槽沟位于甘肃省武都地区,流域面积为 13.5 km²,地形因子 $T = 0.104^{[9,11]}$ 。该区域滑坡活动强烈,滑坡体已经进入沟道,因此有 $G = 0.5^{[10-11,15]}$ 。该区域年平均降水量为 495 mm, 10 min 降水的变差系数 $C_v = 0.67$ 。

图 5 为马槽沟 1986—1989 年泥石流发生的降雨观测和预报模型对比图。图 5 中共有 4 场降雨过程发生

了泥石流,1场降雨过程没有发生泥石流。图 5 中综合降雨临界值 $R_1^* = 28.9 \text{ mm} 和 R_2^* = 37.9 \text{ mm}$,最小 10 min降雨量 $I_{m1} = 0.39 \text{ mm} 和 I_{m2} = 0.76 \text{ mm}$ 分别对应判据临界值 $C_{r1} = 0.078 \ \pi C_{r2} = 0.103$ 。有 50%(4次降雨 中的 2次)发生的泥石流点在 $C_{r2} = 0.103$ 线以上;所有没有发生泥石流的降雨(1个点全部)都在 $C_{r1} = 0.078$ 以下。但有 50%(4次降雨中的 2次)的降雨过程发生了泥石流的点却在 $C_{r1} = 0.078$ 以下。值得注意的是,1个点的 10 min 降雨仅为 1 mm,而前期降雨量也仅有 11 mm 却发生了泥石流,这也几乎不可能,其原因可能也是降雨观测的误差所致,另外一个点的误差也可能是这个原因造成。综上所述,排除观测误差后,10 min降雨预报模型在马槽沟也能较好地预测泥石流的发生。

3.5 贵州打易区域泥石流

打易镇位于贵州省望谟县,2011年6月6日暴发了群发泥石流灾害,其中有部分泥石流的形成机理是 沟床起动^[11]。根据泥石流的形成机理以及本文只研究沟床起动机理的泥石流,本文将该区域的66条沟划分 为3类:① 22条沟为无泥石流(无泥石流发生,或有泥石流发生但起动机理为浅层滑坡型);② 25条沟为 有泥石流(沟床起动类型,或沟床起动类型与浅层滑坡型兼有);③ 19条沟为不确定(不能确定发生的泥石 流是由沟床起动形成的)^[11]。该区域的最低海拔约710m,最高海拔为1500~1600m。泥石流形成区的沟床 坡度很陡,有的超过了35°。该区域的泥石流地形因子*T*的范围为0.046~0.661^[11]。该区域出露的岩石为厚 层粉砂岩夹薄层泥岩(比例为3:1~4:1),*F*₀=7.11,*C*₁=1,*C*₂=1,*C*₃=1,*C*₄=1,*G*=7.11^[11]。该区域年平 均降水量为1210~1320mm,10min降水的变差系数*C*_v=0.40。该次降雨过程的降雨分布图是由打易观测站 降雨量和其下游13 km 处的新屯观测站降雨量的插值获得^[11]。

图 6 为打易区域(也包括雅安区域)2011 年泥石流发生和预报模型对比图。图 6 中综合降雨临界值 R_1^* 范围为 109.4~196.7 mm, R_2^* 范围为 144.4~259.8 mm, I_{m1} 范围为 1.5~2.6 mm, I_{m2} 范围为 2.9~5.2 mm, 分别对应的判据临界值 C_{r1} =0.078 和 C_{r2} =0.103。所有发生的泥石流点都在 C_{r1} =0.078 线以上,80%(25个点中的 20个点)发生的泥石流点在 C_{r2} =0.103 线以上。泥石流形成区的坡度在 35°以上(J>0.7)时,因固体物源很难堆积在沟道中,反而不可能发生泥石流,因此可以定义 J>0.7为无泥石流发生流域^[11]。除去 J>0.7 的流域,仍然有 75% (12个点中的 9个点)没有发生泥石流的点却在 C_{r2} =0.103 以上,这点本文还无法解释这种现象。综上所述,10 min 降雨预报模型在打易区域也能较好地预测泥石流的发生。







图 6 2011 年贵州打易区域和 1979 年四川雅安区域 泥石流发生对比



3.6 四川雅安区域泥石流

1979年11月2日位于四川省雅安区域内的陆王沟、干溪沟暴发了泥石流,泥石流的形成机理是沟床起动^[24]。陆王沟和干溪沟的流域面积分别为2.49 km²和10.47 km²,地形因子*T*分别为0.048和0.062^[24]。该区域出露的岩石为砂岩, $F_0 = 8$, $C_1 = 0.9$, $C_2 = 1$, $C_3 = 1$, $C_4 = 1$, $G = 7.14^{[11]}$ 。该区域年平均降水量为1718 mm, 10 min 降水的变差系数 $C_v = 0.35$ 。

图 6 为雅安区域 1979 年泥石流发生和预报模型对比图。陆王沟的综合降雨临界值 $R_1^* = 230.0$ mm 和 $R_2^* = 303.8$ mm,最小 10 min 降雨量为 $I_{m1} = 3.1$ mm 和 $I_{m2} = 6.1$ mm,干溪沟的综合降雨临界值 $R_1^* = 218.6$ mm 和 $R_2^* = 288.6$ mm,最小 10 min 降雨量 $I_{m1} = 2.9$ mm 和 $I_{m2} = 5.8$ mm,都分别对应判据临界值 $C_{r1} = 0.078$ 和 $C_{r2} = 0.103$ 。所有发生的泥石流点都在 $C_{r1} = 0.078$ 线以上,50%发生的泥石流点在 $C_{r2} = 0.103$ 线以上。所有降雨过程没有发生泥石流的点都在 $C_{r2} = 0.103$ 以下,因此 10 min 降雨预报模型在雅安区域能很好地预测泥石流的发生。

4 结 论

短历时的 10 min 强降雨是云南省东川蒋家沟泥石流发生的最主要诱发因素。中国西部地区的泥石流灾 害往往也是由于这种降雨诱发的。本文在 1 h 降雨预报模型的基础上,从蒋家沟多年的观测资料入手,修正 1 h 降雨预报模型得到 10 min 降雨预报模型:以 10 min 降雨量代替 1 h 降雨量,以及降雨系数 K = 8 代替 K = 12.5,获得了新的 10 min 降雨预报模型以及临界值 C_{rl} = 0.078 和 C_{r2} = 0.103。预报模型建立在泥石流的 形成机理:洪水起动沟床固体物质形成泥石流的基础上,并结合泥石流形成的三大条件:地形、地质和降雨 以及相互之间的关系,最终得出的预报模型具有较广的应用范围。在中国西部的多个区域较成功的验证结果 也证明预报模型有较广泛的应用前景。10 min 降雨预报模型不仅在预报精度上可以比 1 h 降雨预报模型更准 确,而且在预报时间上更具有优势,可以为泥石流减灾,尤其是减少人员伤亡的防灾预报方面,发挥更大的 时间优势,为防灾减灾提供了一个新方法。

本文用于验证的样本数量有限,还没有对更多的地区,尤其是对复杂的地形和山区局地小气候快速变化 地区进行有效的验证,这还需要在今后的工作中进一步研究。中国西部广大的山区都受到这类泥石流的威胁,普及泥石流的识别知识,让地方政府相关的管理人员或当地老百姓能简单快速识别泥石流类型,也是将 来需要着重考虑与研究的问题。

参考文献:

- [1] 余斌,杨永红,苏永超,等. 甘肃省舟曲 8.7 特大泥石流调查研究[J]. 工程地质学报,2010, 18(4): 437-444. (YU Bin, YANG Yonghong, SU Yongchao, et al. Research on the giant debris flow hazards in Zhouqu county, Gansu province on August 7 [J]. J Eng Geol, 2010, 18: 437-444. (in Chinese))
- [2] 王世金,秦大河,任贾文.冰湖溃决灾害风险研究进展及其展望[J].水科学进展,2012,23(5):735-742.(WANG Shijin, QIN Dahe, REN Jiawen. Progress and prospect in risk assessment of hazards from glacier lake outbursts [J]. Advances in Water Science, 2012, 23(5):735-742.(in Chinese))
- [3] 铁永波,唐川. 冰湖溃决评价体系研究进展[J]. 水科学进展,2009, 20(3):448-452. (TIE Yongbo, TANG Chuan. Progress in glacier lake outburst assessment system [J]. Advances in Water Science, 2009, 20(3):448-452. (in Chinese))
- [4] 铁永波,李宗亮. 冰川泥石流形成机理研究进展[J]. 水科学进展,2010,21(6):861-866. (TIE Yongbo, LI Zongliang. Progress in the study of glacial debris flow mechanisms [J]. Advances in Water Science, 2010, 21(6): 861-866. (in Chinese))
- [5] 倪化勇,唐川. 中国泥石流起动物理模拟试验研究进展[J]. 水科学进展,2014,25(4):606-613. (NI Huayong, TANG Chuan. Advances in the physical simulation experiment on debris flow initiation in China [J]. Advances in Water Science, 2014, 25(4): 606-613. (in Chinese))
- [6] 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,1990:191-221. (WU Jishan, KANG Zhicheng, TIAN Lianquan, et al. Observation and research on the debris flows in Jiangjia gully, Yunnan province, China [M]. Beijing: Science Press, 1990: 191-221. (in Chinese))
- [7] 张兴宝,刘江. 云南大盈江流域泥石流[M]. 成都:成都地图出版社, 1989:1-64. (ZHANG Xingbao, LIU Jiang. Debris flows in the basin of Dayinjiang, Yunnan, China [M]. Chengdu: Map Press of Chengdu, 1989: 1-64. (in Chinese))
- [8] 谭万沛,谭炳炎. 三滩泥石流发生与降雨的关系[M].成都:铁道部科学研究院西南研究所,1981: 1-15. (TAN Wanpei, TAN Bingyan. The occurrence of debris flow in Santan and its relationship with rainfall [M]. Chengdu: Southwest Institute of Sciences In-

stitute of Railway Department, 1981: 1-15. (in Chinese))

- [9] 中国科学院兰州冰川所,中国甘肃省交通科学研究所.甘肃泥石流[M].北京:人民交通出版社,1982:125-156.(Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology, Traffic Science Institute of Gansu Province, China. Debris flow in Gansu province [M]. Beijing: People's Transportation Press, 1982: 125-156.(in Chinese))
- [10] 高守义,祁龙. 甘肃省武都县马槽沟泥石流特征[J].山地研究,1997, 15(4):300-304. (GAO Shouyi, QI Long. Some features of debris flow in Macaogou gully, Wudu county, Gansu province [J]. Mountain Research, 1997, 15(4): 300-304. (in Chinese))
- [11] 余斌,朱渊,王涛,等. 沟床起动型泥石流预报研究[J]. 工程地质学报,2014,22(3):450-455. (YU Bin, ZHU Yuan, WANG Tao, et al. Research on the prediction model for debris flow triggered in channels [J]. Journal of Engineering Geology, 2014, 22(3):450-455. (in Chinese))
- [12] YU B, LI L, WU Y, et al. A formation model for debris flows in the Chenyulan River watershed, Taiwan [J]. Natural Hazards, 2013, 68:745-762.
- [13] YU B, LI L, MA Y, et al. Research on topographical factors in the formation of gully type debris flows [C]//River, Coastal and Estuarine Morphodynamics. Beijing: Tsinghua University Press, 2011:1-10.
- [14] YU B, CHU S, LU K, et al. A study about the relationship between the frequency of debris flows and lithology [M]//Eberhardt E, Froese C, Turner A K, et al. Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society Through Improved Understanding. Netherlands, CRC Press/Balkema, 2012: 757-761.
- [15] 余斌,褚胜名,朱渊,等.风化作用在沟谷型泥石流发育环境中的影响研究[J].水土保持通报,2013,33:51-56.(YU Bin, CHU Shengming, ZHU Yuan, et al. Impacts of weathering on formation of gullied debris flow [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation,2013, 33:51-56.(in Chinese))
- [16] FOOKES P G, DEARMAN W R, FRANKLIN J A. Some engineering aspects of rock wearthering with field examples from dartmoor and elsewhere [J]. The Quarterly Journal of Engineering Geology, 1971, 4(3): 161-163.
- [17] SHIEH C L, CHEN Y S, TSAI Y J. Variability in rainfall threshold for debris flow after the Chi-Chi earthquake in central Taiwan, China [J]. International Journal of Sediment Research, 2009, 24: 177-188.
- [18] 周伟,唐川. 汶川震区暴雨泥石流发生的降雨阈值[J]. 水科学进展,2013,24(6):786-793.(ZHOU Wei,TANG Chuan. Rainfall thresholds for debris flows occurrence in the Wenchuan earthquake area [J]. Advances in Water Science, 2013, 24(6):786-793. (in Chinese))
- [19] 周伟,唐川,周春花. 汶川震区暴雨泥石流激发雨量特征[J]. 水科学进展, 2012, 23(5): 650-655. (ZHOU Wei, TANG Chuan, ZHOU Chunhua. Critical rainfall characteristics for rainfall-induced debris flows in Wenchuan earthquake affected areas
 [J]. Advances in Water Science, 2012, 23(5): 650-655. (in Chinese))
- [20] 殷水清,王杨,谢云,等.中国降雨过程时程分型特征[J].水科学进展,2014,25(5):617-624.(YIN Shuiqing,WANG Yang, XIE Yun, et al. Characteristics of intra-storm temporal pattern over China [J]. Advances in Water Science, 2014, 25(5):617-624.(in Chinese))
- [21] 程卫帅. 山洪灾害临界雨量研究综述[J]. 水科学进展,2013,24(6):901-908. (CHENG Weishuai. A review of rainfall thresholds for triggering flash floods [J]. Advances in Water Science, 2013, 24(6):901-908. (in Chinese))
- [22] 杜榕桓,康志成,陈循谦,等. 云南小江泥石流综合考察与防治研究[M]. 重庆:科学技术文献出版社重庆分社, 1987: 53-65. (DU Ronghuan, KANG Zhicheng, CHEN Xunqian, et al. A comprehensive investigation and control planning for debris flow in the Xiaojiang River basin of Yunnan province [M]. Chongqing: Chongqing Division of Reference Press of Science & Technology, 1987: 53-65. (in Chinese))
- [23] 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: 328-331. (Chengdu Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS. Research and prevention of debris flow [M]. Chengdu: Sciences and Technology Press of Sichuan, 1989: 328-338. (in Chinese))
- [24] 谭万沛,杨忠义. "791102"雅安泥石流及暴雨成因分析[M].重庆:科学出版社重庆分社, 1984:9-14. (TAN Wanpei, YANG Zhongyi. "791102" debris flows of Yaan and analysis of torrential rain genesis [M]. Chongqing: Chongqin Division of Science and Technique Press, 1984: 9-14. (in Chinese))

Research on the 10-minute rainfall prediction model for debris flows*

YU Bin¹, ZHU Yuan², WANG Tao², ZHU Yunbo¹

(1. State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 2. No.915 Geological Team of Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources, Meishan 620010, China)

Abstract: High-intensity short duration rainfall was the main triggering factor for the gully type debris flows which are triggered by a runoff induced mechanism. The 10-minute rainfall intensity is considered as the trigger. A revised prediction model with factors related to rainfall is introduced for this kind of gully type debris flows and applied to the Jiangjia gully. A 10-minute rainfall coefficient intensity is proposed based on the 1-hour prediction model, and the observational data of Jiangjia gully is presented. The model was successfully validated in debris flow gullies with the same initiation mechanism in other areas of west China. The generic character of the model is explained by the fact that its factors are partly based on the initiation mechanisms and not only on the statistical analyses of an unique variety of local factors. The research provides a new way to predict the occurrence of debris flows initiated by a runoff induced mechanism.

Key words: 10-minute rainfall intensity; prediction model; debris flow; runoff mechanism

欢迎订阅《水科学进展》

《水科学进展》是以水为论述主题的学术期刊,主要反映国内外在暴雨、洪水、干旱、水资源、水环境等领域中的科学技术的最新成果、重要进展、当代水平和发展趋势,报道关于水圈研究的新事实、新概念、新理论和新方法,交流新的科研成果、技术经验和科技动态。她涉及与水有关的所有学科,包括水文科学、大气科学、海洋科学、地质科学、地理科学、环境科学、水利科学和水力学、冰川学、水生态学以及法学、经济学和管理科学中与水有关的内容。本刊为全国中文核心期刊、中国科技核心期刊、RSSCE中国权威学术期刊,多次被评为"中国精品科技期刊"、"华东地区优秀期刊"、"江苏省优秀期刊"等,同时被 Ei 和 CA 等国际权威文献检索系统固定收录。

《水科学进展》为双月刊,大16开本,逢单月30日出版,每期定价30.00元,全年定价180.00元。国际标准连续出版物号: ISSN 1001-6791;国内统一连续出版物号: CN 32-1309/P;国内发行代号:28-146,欢迎广大读者向当地邮局(所)办理订阅手续。

《水科学进展》编辑部

^{*} The study is financially supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 41372366).