

山区暴雨泥石流风险估计及其发生规模预测*

程根伟**

(中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041)

摘要 泥石流是山区主要灾害类型, 其发生需要合适的物质和动力条件, 地形坡度、暴雨强度和风化岩土物质积累的组合决定了泥石流的规模和频率. 从山坡松散物质积累过程和暴雨概率分布条件, 得到了泥石流发生风险的推理公式, 并且提出了最大爆发风险与发生规模之间的联系. 理论研究和调查结果都表明, 在山区有限物质积累条件下, 泥石流发生具有准周期性, 泥石流间隔期越长, 发生时的规模将越大, 这在制定山区防灾对策中应该特别注意.

关键词 泥石流 发生周期 估计方法

泥石流是山坡松散物质在水力和重力条件下发生的地貌动力过程^[1], 具有爆发突然和过程短暂的特点. 泥石流发生需要松散物质积累 W 、必要的地形坡度 S 和足够的水源激发条件 Q . 其中只有坡度 S 是相对稳定的, 山坡物质积累是一个缓慢而平稳的过程, 而水源条件是随机变化过程. 因此, 泥石流发生的时间特征将是由 W 和 Q 的组合分布决定的随机过程. 泥石流爆发是否具有周期性, 发生的规模和频率之间有什么关系, 即对泥石流风险的估计成为最近研究的热点问题^[2~6].

作为一种频发的自然灾害事件, 泥石流的发生表现出既有随机性又有重复性的双重特征, 可以用随机过程的理论加以描述. 文献[7, 8]对自然和工程风险及其评估理论作了系统的讨论, 刘希林等人^[9~12]对泥石流发生的风险定义及其影响因素进行了归纳. 理论分析和野外勘察的结果显示, 泥石流爆发既不是周期性事件, 也不是纯随机性的, 而是具有准周期性, 经常出现的泥石流规模较小, 间歇

2003-08-11 收稿, 2003-12-31 收修改稿

* 中国科学院知识创新项目(KZCX2-SW-319)和国家自然科学基金项目 (批准号: 30271042)资助

** E-mail: gwcheng@imde.ac.cn

时间 T 越长, 爆发的规模也就愈大^[13~15].

云南东川蒋家沟是我国著名的泥石流频发地区, 中国科学院东川泥石流观测站对其进行了近 40 年的观测, 统计发现观测时期内的蒋家沟泥石流输沙过程中出现 6 个峰和谷, 年输沙量基本上呈现 6 年的旋回变化(图 1).

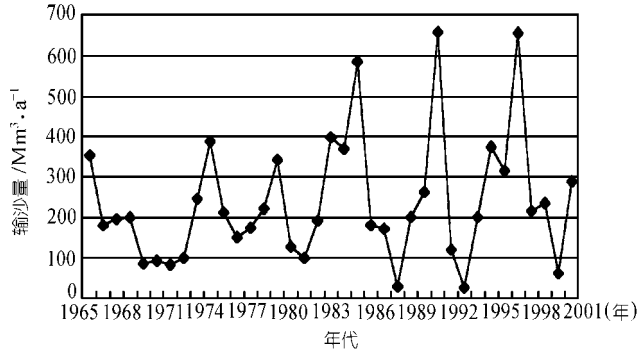


图 1 云南东川蒋家沟泥石流输沙量变化

1 泥石流事件的频率

泥石流爆发的概率 P_S 与洪水发生的概率 P_Q 和风化物的粒径有关, 假设风化碎屑层的平均粒径为 D , 对于平坦河槽的粗泥沙起动流速公式为^[16]

$$U_0 = Ck \cdot \left(\frac{H}{D} \right)^{0.15} \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}} g D, \quad (1)$$

对于坡度为 S 的河槽, 造成泥石流的洪水起动流速

$$U_m = Ck \cdot \cos S \cdot \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}} g \cdot H^{0.15} D^{0.35}, \quad (2)$$

或起动流量

$$Q_m = Ck \cdot \cos S \cdot \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}} g \cdot \bar{B} \cdot H^{1.15} D^{0.35}, \quad (3)$$

其中 B 和 H 分别为沟槽过流宽度和水深, $Ck = 2.42 \sim 3.38$ 为实验系数, γ_s , γ 分别为砂石和水的比重, $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ 为重力加速度.

由于 Q_m 是沟床物质粒径 D 的函数, 按照理想起动假定, 当实际洪水流量 $Q > Q_m(D)$ 时, 沟床物质起动, 全部积累物质变成泥石流; $Q < Q_m(D)$ 时, 没有沟床物质起动, 泥石流不发生.

令 $f_Q(x)$ 为洪水概率分布函数, 其统计特征值为 $(Q_{\max}, C_Y, C_S)$, 其中, $Q_{\max}$, C_Y , C_S 分别为洪峰流量的均值、变差系数和偏态系数, 则泥石流发生的概率 P_S 可以表

示为洪水发生的概率分布密度 $f_Q(x)$ 和 $Q_m(D)$ 的函数(图 2):

$$P_S = \text{Probability}(Q | Q > Q_m(D)),$$

或者

$$P_S = \int_{Q_m(D)}^{\infty} f_Q(x) dx. \quad (4)$$

以上 P_S 是任何一年发生泥石流的概率. 按随机事件的独立性, 前 $T-1$ 年均不发生, 而在第 T 年发生泥石流的概率为

$$P_T = P_S \cdot (1 - P_S)^{T-1}, \quad (5)$$

按照定义, P_T 就是重现期为 T 的泥石流发生概率.

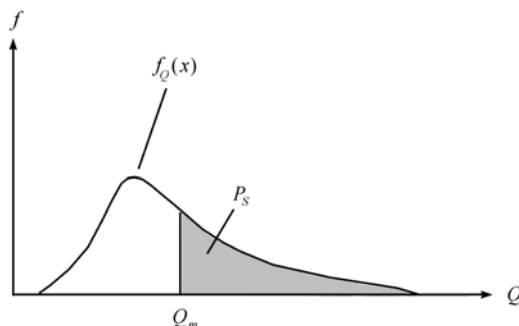


图 2 泥石流发生概率 P_S

2 泥石流风险估计

泥石流的危害与发生频率和爆发规模都有关系^[17,18]. 通常风险的定量化为风险度, 表达为发生概率与造成损失的乘积. 由于泥石流产生的损失与发生规模直接相关, 目前普遍接受的方法是定义泥石流的风险度 $Risk$ 是发生规模 M_S 和概率 P_T 之积:

$$Risk(T) = M_S \cdot P_T. \quad (6)$$

只要确定了 M_S 和 P_T 的数学关系, 就可以对发生风险进行定量分析. 令崩落积累的物质速率为 K_S ($m^3/a \cdot km^2$), 则在 T 年间隔期中积累的土石量为

$$W_S = K_S \cdot F \cdot T, \quad (7)$$

这里 K_S 是坡度 S , 岩石性质 R 和暴雨量 P 的函数. 在理想的情况下, W_S 将在下次爆发中全部输送到下游(这主要适用于坡度较大、以侵蚀为主的较小流域($F \leq 10 km^2$), 而对于较大流域, 流域的中下部分坡度较小, 以沉积为主, 这种条件不一定满足), 因此就可以作为一次泥石流的总输沙量. 按定义, W_S 就是一次泥石流的绝对规模. 由于 W_S 与流域面积有关, 不便于进行区域综合对比, 这里按产生泥石流输沙 W_S 的洪水量 W_Q 为标准进行归一化, 即采用相对规模指标:

$$M_S = W_S / W_Q. \quad (8)$$

由于暴雨产生的次洪量 W_Q 是重现期 T 的单调增函数, 且具有上凸的特征, 可以概化为指数函数:

$$W_Q = K_Q \cdot F \cdot T^\alpha, \quad (9)$$

则有

$$M_S = \frac{K_S \cdot F \cdot T}{K_Q \cdot F \cdot T^\alpha} = K \cdot T^{1-\alpha}, \quad (10)$$

这里 $K = K_S / K_Q$, 一般 α 在0.2~0.5之间, 因此 M_S 也是 T 的上凸增函数, 即间隔期越长, 泥石流相对规模也越大. 如果 W_Q 用其他函数(例如幂函数)拟合, 得到的 M_S 与 T 的函数关系就比(10)式复杂, 但是不影响以下分析的结果.

分析泥石流风险关系(6)式发现, 风险函数 $Risk(T)$ 存在最大值, 可由

$$\frac{dRisk}{dT} = (1-\alpha)T^{-\alpha} + T^{1-\alpha} \ln(1-P_S) = 0, \quad (11)$$

即

$$T_0 = \frac{\alpha-1}{\ln(1-P_S)} \quad (12)$$

确定最大风险的间隔期, 对于 T 接近 T_0 的时候, 发生的泥石流具有较高的风险(规模和频率都较高), 可以认为 T_0 就是泥石流的准周期, 在前一次泥石流爆发之后的 T_0 年左右, 泥石流发生可能性较高且规模也较大. 在最大风险时的规模为 $W_S = K_S \cdot F \cdot T_0$.

分析风险函数 $Risk(T)$ 还可以发现: 如果风化速率 K_S 增加, T_0 不变, 但规模 W_S 变大; 如果风化物质粒径 D 增大, P_S 变小, T_0 增大, 规模也增大; 如果洪水流量 $Q_{\max}$ 提高, P_S 变大, T_0 变小, 规模也相应减低.

3 风险估计的参数确定

决定泥石流频率的气候特征是由洪水分布函数 $f_Q(x)$ 决定的, 它可以由区域的水文气象条件, 特别是暴雨参数决定. 而土壤、地形、岩性条件主要决定风化参数 K_S . 确定 K_S 需要研究这些条件下自然风化的地表土石风化速率, 绘制各参数的分区图, 就能解决地面条件的参数定量问题. 在一定的气候条件下, 对于一个相当长的时期, 沟道的物质风化积累与输出达到平衡, 即崩解率等于水流输出的砂石量, 因此可以用沟谷多年平均的输沙率 Q_S (m^3/s), 特别是泥石流粒径范围内部分泥沙输砂率, 来计算崩解率. 即

$$K_S = 3.15 \times 10^7 \times Q_S / F \quad (\text{当 } T \rightarrow \infty).$$

如果泥石流沟的沟口保留了完整的泥石流堆积扇, 也可以从扇形地的堆积量来估计流域松散物质积累速率, 这样, 即可以对一个山沟的泥石流爆发时间和

规模进行预测: (1) 调查上次爆发时间、风化崩落物的平均直径 D 和积累速率 K_S ; (2) 确定当地洪水分布函数 $f_Q(x, Q_{\max}, C_V, C_S)$ 与起动流量 Q_m ; (3) 确定泥石流频率 P_S 及风险 $Risk(T)$ 函数; (4) 确定爆发周期 T_0 , 可能规模 $W_S = K_S \cdot F \cdot T_0$; (5) 预测下次泥石流爆发的时期与规模.

4 实例分析

以贡嘎山海螺沟的黄崩溜小沟为例, 该沟面积 1.59 km^2 , 平均坡度 32° , 该流域是在距今 10 ka 前(冰后期)形成, 之后多次发生黏性泥石流爆发, 由于流域出口下游就是高达 120 m 的冰川侧碛堤阻挡, 来自上游的泥石不能再向下游推移, 所输送的砂砾土石全部在沟口之下堆积成扇形地. 扇形地反复受到泥石流的堆积覆盖, 波及范围内的树木被摧毁死亡, 再重新生长出新的树木, 因此沿着扇形地的树木具有不同的年龄结构, 即远离堆积区的树木较老, 靠近主沟的树龄较小, 其冷杉群落的树龄分布如图 3. 从林地演替过程分析, 该沟的中等规模泥石流爆发大致具有 20 年左右的准周期.

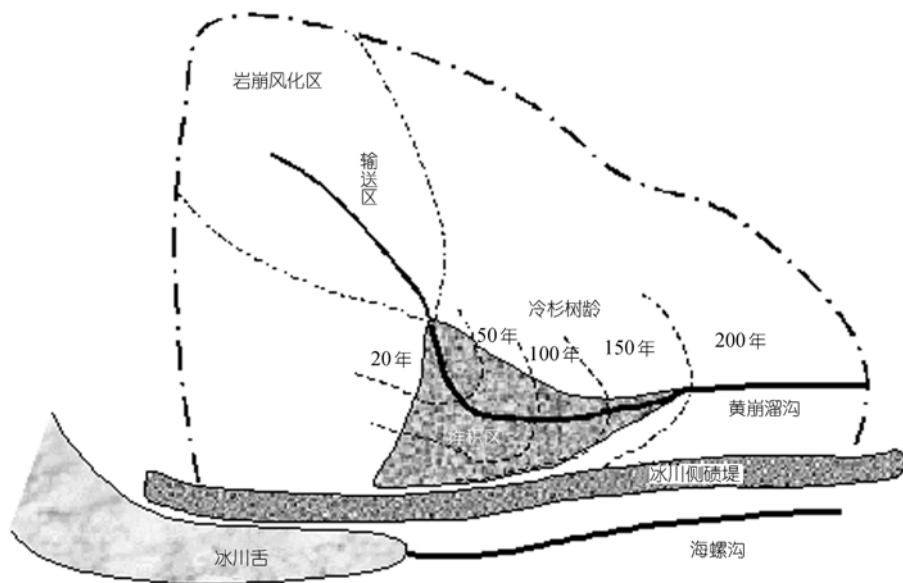


图 3 贡嘎山黄崩溜沟泥石流堆积区示意图

黄崩溜沟大洪水时沟道平均过水宽度 3.5 m , 平均水深为 1.2 m 左右. 沟口堆积扇的夹角 $\theta = 77^\circ$, 高度 $h = 140 \text{ m}$, 半径 $R = 825 \text{ m}$. 按纵切圆锥体法计算其堆积体积为 $2134 \times 10^4 \text{ m}^3$.

由此算得该沟年均产生寒冻风化物质 $K_S = 1342 (\text{m}^3/\text{a} \cdot \text{km}^2)$, 相当于平均年风化侵蚀深 1.34 mm/a , 风化物质平均粒径为 $D = 2 \text{ mm}$. 通过区域洪水统计参数

等值线内插, 该沟年最大洪水(清水)流量与水量的统计参数为

$$Q_{\max} = 2.7 \text{ m}^3/\text{s}, C_V = 0.4, C_S = 3C_V,$$

$$W_{\max} = 10^4 \text{ m}^3, C_V = 0.4, C_S = 3C_V.$$

根据洪量统计特征, 可以得到重现期 T 在 2~100 年之间的洪量 W_Q 分布, 以 W_Q/F 与 T 进行幂函数拟合(图 4), 其中的拟合函数的系数和指数就是该流域的参数:

$$K_Q = 0.0054, \alpha = 0.2233,$$

由此可得 $K = K_S/K_Q = 2.48 \times 10^5$.

从该沟风化物平均粒径 D ,

由(3)式可得沟谷崩解物质的起动流量 $Q_m(D) = 4.86 \text{ (m}^3/\text{s)}$. 按洪水的统计参数, 从(4)式(或查Pearson-III型分布表)可得对应于该量级的洪水频率为 $P_S = 5\%$. 这样, 爆发泥石流的准周期为

$$T_o = \frac{\alpha - 1}{\ln(1 - P_S)} = 15.1 \approx 15 \text{ (年)}.$$

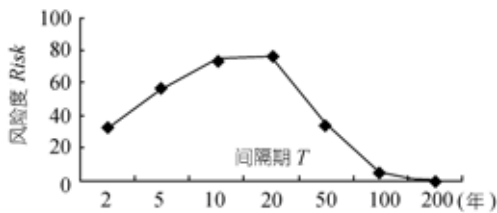


图5 泥石流风险函数

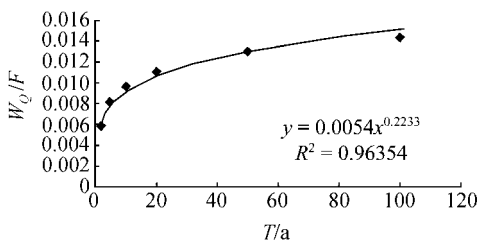


图4 洪量分布拟合函数

由此可得该流域的泥石流爆发风险在 15 年左右将达到最大(图 5). 实际泥石流的峰值流量 Q_S 可以从启动流量 Q_m 和沟道阻塞系数 D_p 计算, 对于横断山区, 泥石流沟的阻塞系数在 8~15 之间, 如果取为 $D_p = 10$, 则泥石流流量为 $48.6 \text{ (m}^3/\text{s)}$, 对应的泥石流输沙规模为 $W_s = K_s \times F \times T_o =$

$$5.09 \times 10^4 \text{ m}^3.$$

5 结论

山区泥石流是由暴雨洪水引发的随机事件, 它的规模与雨量和山谷积累的松散岩石碎屑量有关. 本文提出了泥石流风险度的函数关系, 按灾害具有的最大风险为标准, 作者推出泥石流爆发具有准周期性, 即在间隔期为 T_o 年左右的发生危险最大, 并且提出了周期 T_o 和规模 W_s 的估计公式, 可供山区泥石流沟危险性鉴别分析.

参 考 文 献

- 1 Beaty C B. Debris flow, alluvial fans and a revitalized catastrophism. Z Geomorph N F, 1974, 21 (suppl):

- 39~51
- 2 De Ploey J, Kirkby M J, Ahnert F. Hillslope erosion by rainstorms—— a magnitude-frequency analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1991, 16: 399~409
 - 3 Schumm S A, Collins F. Geomorphic hazards-problems of Prediction. *Z Geomorph N F*, 1988, 67(suppl): 17~24
 - 4 Mann C J, Hunter R L. Probabilities of geologic events and processes in natural hazards. *Z Geomorph N F*, 1988, 67(suppl): 39~52
 - 5 许 强, 黄润秋, 向善琼. 地质灾害发生时间和空间的预测预报. *山地学报*, 2000, 18(增刊): 112~117
 - 6 Ohmori H, Hirano M. Magnitude, frequency and geomorphologic significance of rocky mud flows, Land creep and the collapse of steep slopes. *Z Geomorph N F*, 1988, 67(suppl): 55~65
 - 7 Kaplan S. The general theory of quantitative risk assessment. In: Haimen Y Y, Moser D A, Stakhiv E Z. eds. *Risk Based Decision Making in Water Resources*. American Society of Civil Engineers. Water Resources Planning and Development Division, 1991. 11~39
 - 8 Shook G. An assessment of disaster risk and its management in Thailand. *Disasters*, 1997, 21(1): 77~88
[\[DOI\]](#)
 - 9 刘希林, 唐 川. 泥石流危险性评价. 北京: 科学出版社, 1995, 55~93
 - 10 Liu Xilin. Assessment on the severity of debris flows in mountainous creeks of southwest China. *International Symposium of Interpraevent IV*. 1996. Germany: Garmisch-Partenkirchen, 1996. 145~154
 - 11 Liu X. Size of a debris flow deposition: model experiment approach. *Environmental Geology*, 1996, 28(2): 70~76
[\[DOI\]](#)
 - 12 Liu Xilin, Zhong Qiyue, Leslie G, et al. Empirical assessment of debris flow risk on a regional scale in Yunnan Province, Southwestern China. *Environmental Assessment*, 2002, 30(2): 249~264
 - 13 Richard H M, Bilal M A, Theodore V H. Risk of debris basin failure. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 1990, 116(4): 473~483
 - 14 Fell R. Landslide risk assessment and acceptable risk. *Canadian Geotechnical Journal*, 1994, 31: 261~272
 - 15 Johnson P A, McCuen R H, Hromadka T V. Magnitude and frequency of debris flow. *Journal of Hydrology*, 1991, 123: 69~82
[\[DOI\]](#)
 - 16 唐邦兴. 中国泥石流. 北京: 商务印书馆, 2000. 29~30
 - 17 Mejia-Navarro M, Wohl E E, Oaks S D. Geological Hazards, vulnerability and risk assessment using GIS model for Glenwood Springs Colorado. *Geomorphology*, 1994, 10: 331~354
[\[DOI\]](#)
 - 18 Zarn B, Davies T R H. The significance of processes on alluvial fans to hazard assessment. *Annals of Geomorphology*, 1994, 38: 487~500