# 西藏自治区贡觉县泥石流灾害研究

戚国庆[1]　曹修定[2]　夏抱本[3]　滕云[3]
（[1]成都理工大学地质灾害防治国家专业实验室，四川，成都，610059
[2]中国地质调查局水文地质工程地质技术方法研究所，河北，保定，071051
[3]西藏自治区生态环境地质研究所，西藏，拉萨，850000）

**[摘　要]** 西藏自治区贡觉县境内发育有影响居民安全的者龙洼Ⅰ沟、者龙洼Ⅱ沟和克西林沟等三条降雨型泥石流沟。本文根据非饱和土强度理论对其成因机理进行了研究，建议用临界雨量线模型框架来建立贡觉县泥石流的预测模型，并依据者龙洼Ⅱ沟泥石流爆发前 20 日的降雨量数据进行拟合分析。结果表明：文中建议的两个临界雨量线模型框架均适于用来建立贡觉县降雨型泥石流暴发的预报模型。

**[关键词]** 泥石流，非饱和土，基质吸力，预报模型。

## 1 引言

贡觉县位于青藏高原东部，横断山脉北段。据《西藏地貌分区图》，该县属藏东大起伏—极大起伏的高山河谷区。县内地形坡度一般在 30°～40°，部分大于 60°。位于该县东南部、约占全县总面积 34.4%的高山峡谷地区，是泥石流及其它地质灾害高发区。

泥石流是一种携带大量泥土和碎屑物质的间歇性洪流[1]，具有突发性和很强的破坏力。泥石流的形成必须具备三个条件：物源条件（丰富的松散物质来源）、水源条件（气象水文条件）和地形地貌条件等。运用非饱和土力学理论，在对贡觉县泥石流形成的地形地貌条件、物质组成及气象水文条件进行调查研究的基础上，对贡觉县泥石流的形成机制及预报模型进行了探讨。降雨型泥石流的形成过程划分为两个阶段[2]，即：降雨型泥石流的固体松散物质中由基质吸力引起的抗剪强度丧失阶段和孔隙水压力增大引起的有效应力降低、发生泥石流阶段。

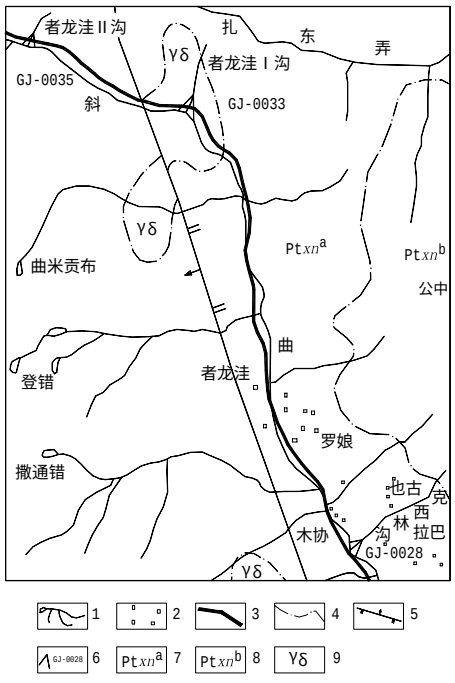



图 1 木协乡泥石流分布

1－水系；2－房屋；3－公路；4－地层界线；5－断层；6－泥石流；7－元古界雄松群片麻岩组；8－元古界雄松群大理岩组；9－花岗岩

## 2 贡觉县泥石流的形成条件

### 2．1 地形、地貌条件

调查发现，贡觉县泥石流主要分布在位于该县东南部高山峡谷区的木协乡，直接威胁附近居民生命财产安全的泥石流沟有三条，者龙洼Ⅰ沟，者龙洼Ⅱ沟，克西林沟（见图 1）。

贡觉县境内发育的泥石流具有明显的形成（物源）区、流通区和堆积区。该县泥石流主要分布于沟床比降大的沟谷中，为沟谷型泥石流。泥石流沟在形成区、流通区呈“V”字型，总体坡度 35°左右；堆积区位于沟口，呈扇形，坡度约为 15°。泥石流沟的植被覆盖率约为 15%，沟谷均长达 2 km 以上，沟床平均纵坡降 130‰。

## 2．2 固体松散物质的颗粒分布特征

贡觉县泥石流的物质来源主要为山坡表层的第四系松散堆积物，岩石风化物质及崩塌、滑坡堆积物等。克西林沟泥石流（GJ—0028）的物质来源为沟两侧的也古、拉巴滑坡堆积物。者龙洼Ⅰ、Ⅱ泥石流（GJ—0033、GJ—0035）发育于硬岩中，其物质来源主要为岩石风化物质及崩、坡积物。三条泥石流沟地表松散物质厚均达 6.5m 以上。

泥石流固体物质的颗粒分析结果（见图 2）显示，者龙洼Ⅱ、者龙洼Ⅰ及克西林泥石流固体物质的颗粒分布有以下特点，①固体物质颗粒粒径分布范围很广，从几微米直至几米的变化范围，其粒径分布曲线呈三峰型。说明该区泥石流中固体物质含量较高[3, 4]；②固体物质颗粒在 0.01mm 粒径以下的分布是一致的，0.01mm 粒径以上的分布有所区别，者龙洼Ⅱ泥石流 3～10mm 粒径的物质含量相对较高，克西林泥石流中 0.1～0.5 mm 粒径的物质含量相对较高。这主要是由于其物质来源上的差异造成的。

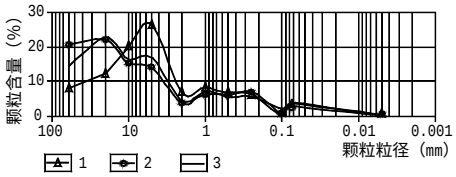



图 2 木协泥石流固体物质颗粒分布曲线

**Fig.2 The particle size distribution curve of solid matter of debris flow in MuXie**

1－者龙洼Ⅱ泥石流；2－者龙洼Ⅰ泥石流；3－克西林泥石流

## 2．3 气象水文条件

贡觉县泥石流的诱发因素为大气降水，属降雨型泥石流。贡觉县与毗邻的芒康县同属高原温带湿润、半湿润气候。年降雨量 450～570mm，降雨量偏少，旱、雨季分明，全年降雨主要集中在 6～9 月份，多为大雨、暴雨，灾害性天气较多。平均气温贡觉县为 5.2℃、芒康县为 3.5℃。

贡觉县位于金沙江西岸，金沙江呈南北向沿贡觉县东部边界通过，区内流程约 80km。县境内发育有热曲、斜曲、董曲、过曲、罗麦河、布热曲呷、马希弄、阿香希等河流，均属金沙江中上游支流。河流分水岭位于贡觉县中部，基本上呈南北向展布，其中热曲河流域主要位于分水岭以西，斜曲、董曲、过曲、罗麦河、布热曲呷、马希弄、阿香希等河流流域均位于分水岭以东。境内最大河流为热曲河，自北向东汇入金沙江，区内流程约 110km，全河道平均比降 4‰～7‰，河宽约 50～70m。河流两侧次级水系呈树枝状。马曲、纳曲、则曲为其支流水系；贡觉县境内的泥石流大多数发育于斜曲河谷，洛曲为斜曲上游支流水系。

流域的水文情势受地理位置、地形、气象因素等影响，变化十分复杂，各地差异很大。本流域径流主要靠降水补给，地下水和融雪也占相当的比例，径流年际变化较大，在 1.5 倍左右。年内随着旱、雨季的变化呈现枯、丰水季节，洪水主要由降水产生，洪峰流量不大，一般洪、枯流量变化在 10 倍左右。

# 3 降雨型泥石流的形成机理分析

降雨型泥石流的形成可分为两个阶段[2]：第一个阶段，非饱和固体松散物质由于含水量持续增加，达到饱和状态，基质吸力引起的抗剪强度丧失；第二个阶段，饱和的固体松散物质由于含水量持续增加，水压力增大，有效应力减小，发生泥石流。

## 3．1 由基质吸力引起的抗剪强度丧失阶段

依据（Fredlund 等，1978）非饱和土抗剪强度公式[5]，非饱和固体松散物质的抗剪强度可以表示为：

$$\tau = C' + (\sigma_f - u_a)_f \, tg\phi' + \tau_{(u_a - u_w)}$$
$$\tau_{(u_a - u_w)} = (u_a - u_w)_f \, tg\phi^b \qquad (1)$$

其中 $C'$ 为有效粘聚力；$\sigma_f$ 为破坏时在破坏面上的法向总应力；$u_a$ 为破坏时在破坏面上的孔隙气压力；$u_w$ 为破坏时在破坏面上的孔隙水压力；$(\sigma_f - u_a)_f$ 为破坏时在破坏面上的净法向应力状态；$(u_a - u_w)_f$ 为破坏时破坏面上的基质吸力；$\phi'$ 为固体松散物质的内摩擦角；$\phi^b$ 为表示抗剪强度随基质吸力而增加的速率；$\tau_{(u_a - u_w)}$ 为由基质吸力引起的抗剪强度。其随含水量的变化规律为[2]：

$$\tau_{(u_a - u_w)} = \frac{(u_a - u_w)_r}{\left[\frac{(u_a - u_w)_r}{(u_a - u_w)_b}\right]^{\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}}} tg\phi^b \qquad (2)$$

式中：$(u_a - u_w)_r$ 为残余含水量 $\theta_r$ 所对应的基质吸力；$(u_a - u_w)_b$ 为土的进气值；$\theta$ 为体积含水量；$\theta_s$ 为饱和体积含水量。

公式（2）显示，在降雨型泥石流形成的第一阶段，由于降雨入渗，处于非饱和状态的固体松散物质的含水量 $\theta$ 不断增加，基质吸力 $(u_a - u_w)$ 不断下降，使得 $\tau_{(u_a - u_w)}$ 不断降低，导致由基质吸力引起的抗剪强度丧失。

## 3．2 孔隙水压力增大引起有效应力降低，发生流动阶段

降雨具有一定历时后，非饱和固体松散物质含水量增加，并达到饱和后，含水量继续增加，将在固体松散物质中产生孔隙水压力 $u_w$，固体松散物质中的水量越多，孔隙水压力 $u_w$ 越大，其抗剪强度也就越低。饱和固体松散物质的抗剪强度随孔隙水压力的变化关系为：

$$\tau = C' + (\sigma - u_w) tg\phi' \qquad (3)$$

式中：$C'$ 为固体松散物质的有效粘聚力；$\phi'$ 为固体松散物质的有效内摩擦角。

当固体松散物质达到饱和状态后，就进入了降雨型泥石流形成的第二阶段。此时，饱和的固体松散物质启动与否的判别式[6]为：

$$K = \frac{(\sigma - u_w) tg\phi' + AC'}{T + G\sin\beta} \qquad (4)$$

式中：$A$ 为固体松散物质与沟床的接触面积；G 为固体松散物质重量；$T$ 为水流推力，其值较小，为次要影响因素；$\beta$ 为沟床底坡坡度；$K$ 为固体松散物质稳定性系数，当 $K$ =1 时，饱和固体松散物质处于极限状态；当 $K$ >1 时，饱和固体松散物质处于稳定状态，不会发生泥石流；当 $K$ <1 时，饱和固体松散物质处于不稳定状态，将会发生泥石流。

公式（4）反映了降雨型泥石流启动与否的力学机制，在这一阶段，短历时的具有一定强度的降雨使得固体松散物质中渗入的水量来不及排出，加上周围降雨汇流的作用，固体松散物质将启动，形成泥石流。

## 4 贡觉县泥石流的预报模型探讨

降雨型泥石流的发生是前期实效降雨量与短历时具有一定强度的降雨共同作用的结果。在其形成的第一阶段，固体松散物质含水量的增加与前期实效降雨量关系密切。第二阶段，短历时的具有一定强度的降雨起主导作用。由降雨型泥石流形成的机理分析可知，前期实效降雨量越大（越小），则形成泥石流所需的短历时降雨指标就越小（越大）。

前期实效降雨量[7] $P_a$ 由当日降雨量 $H_{24}$ 以及前若干日降雨量 $P_t$（赋存于固体物质中）的剩余部分组成。

$$P_a = H_{24} + \sum_{t=1}^{n} P_t R^t \qquad (5)$$

其中，$R$ 为递减系数；$n$ 为前期降雨影响期。递减系数和前期降雨影响期应依据当地气候条件和固体松散物质的组成岩性、含水量、孔隙率、渗透系数、基质吸力来确定。

短历时具有一定强度的降雨指标一般采用 10 分钟降雨量，60 分钟降雨量，24 小时降雨量等。

降雨型泥石流的预报主要采用临界雨量线模型。但泥石流沟谷特征的差异，以及固体松散物质非饱和土力学性质的差异，都将造成预报模型框架的差异。蒋家沟模型[8]是一种临界雨量线模型，其模型框架可以写成如下形式：

$$R_{10} = A - B(P_a + H_{24}) > \mathrm{M} \qquad (6)$$

式中： 短历时降雨指标 $R_{10}$ 为 10 分钟降雨量（mm）；实效降雨量 $P_a$ 为 20 天内的有效降雨量，递减系数 $R$ =0.8；$A$，$B$，$M$ 为拟合参数。蒋家沟模型中，对于泥石流的雨量临界线，$A=5.5$，$B=0.098$，$M=0.5mm$；对于泥石流的爆发雨量线，$A=6.9$，$B=0.123$，$M=1.0mm$。蒋家沟模型预报提前时间为 17～20 分钟，报准率为 86%，错报 3%，漏报为 11%。

另一种临界雨量线模型框架为：

$$R_{10} = \frac{A}{P_a} + B \qquad (7)$$

式中：$A$，$B$ 为拟合参数，对排土场泥石流[9]进行观测，得到的雨量线由 EF 段和 FG 段构成，对于 EF 段：$A=293.33$，$B=-5.93$；对于 FG 段：$A=76.46$，$B=-0.48$；在两段曲线的连接点 F 处，$R_{10}=1.44mm$，$P_a=39.79mm$。

以贡觉县者龙洼Ⅱ泥石流为例，对上述两个预报模型（公式（6）、公式（7））进行探讨。者龙洼Ⅱ泥石流于 2003 年 6 月 20 日爆发，者龙洼泥石流爆发前 20 天的降雨量见表 1。

表 1　2003 年 6 月 1 日至 20 日逐日降雨量

| 日期 | 06.01 | 06.02 | 06.03 | 06.04 | 06.05 | 06.06 | 06.07 | 06.08 | 06.09 | 06.10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 降雨量（mm） | 9.6 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 15.9 | 6.1 | 6.3 | 15.9 | 10.2 | 13.6 |
| 日期 | 06. 11 | 06. 12 | 06. 13 | 06. 114 | 06. 15 | 06. 16 | 06. 17 | 06. 18 | 06. 19 | 06. 20 |
| 降雨量（mm） | 0.2 | 3.4 | 6.1 | 1.3 | 1.0 | 18.8 | 0.3 | 8.1 | 3.8 | 6.6 |

依据表 1，应用公式（5）得出其前期实效降雨量 $P_a$ 为 30.57mm，运用公式（6）得出发生泥石流的 10 分钟临界降雨量 $R_{10}$ 为 2.33mm；运用公式（7）得出发生泥石流的 10 分钟临界降雨量 $R_{10}$ 为 3.67mm。而该地区多年平均最大 10 分钟降雨量为 6.0mm[10]，大于由公式（6）、公式（7）得出的发

生泥石流的 10 分钟临界降雨量 $R_{10}$ 值，处于暴发泥石流的临界状态。这一与实际情况相符合。上述探讨说明：这两个临界雨量线模型框架均可以用来建立贡觉县降雨型泥石流暴发的预报模型。

## 5 结 论

从诱发因素来看，西藏自治区贡觉县境内的泥石流主要为降雨型泥石流。文中建议的两个临界雨量线模型框架，均适于建立贡觉县降雨型泥石流暴发的预报模型。

对于降雨型泥石流，当形成泥石流的物质条件（按一定坡度堆积的固体松散物质、一定的汇水面积等条件）具备时，泥石流的发生是前期实效降雨量和短历时强降雨共同作用的结果。依据非饱和土强度理论，可将降雨型泥石流的形成划分为两个阶段：第一个阶段，基质吸力引起的抗剪强度丧失阶段。该阶段与前期实效降雨量有关。第二个阶段，泥石流发生阶段，与短历时强降雨有关。

应用非饱和土力学原理研究降雨型泥石流形成机理的优点是：可以通过对可能形成泥石流的固体松散物质的非饱和物理力学性质的研究，来预先判断在降雨条件下，会不会发生泥石流以及所需要的降雨条件和雨型，从而为泥石流的准确预报提供更强有力的理论依据。作者将在今后的研究中进一步加强这一理论在泥石流领域的应用研究。

## 参考文献


[1] 中华人民共和国国家标准，工程地质术语，GB—91。国家技术监督局。1991。

[2] 戚国庆，黄润秋。泥石流成因机理的非饱和土力学理论研究 [J]。中国地质灾害与防治学报。2003，14 (3)：12～15。

[3] 高 速，周平根，董 颖。泥石流预测、预报技术方法的研究现状浅析 [J]。工程地质学报。2002，10 (03)：279～283。

[4] 魏永明，谢又予。降雨型泥石流预报（水石流）模型研究 [J]。自然灾害学报。1997，6 (4)：48～54。

[5] D.G 弗雷德降德，H．拉哈尔佐．合著。 陈仲颐等译。 非饱和土力学 [M]。 中国建筑工业出版社。1997。

[6] 白志勇。泥石流松散物质启动条件的分析与计算 [J]。西南交通大学学报。2001，36 (03)：318～321

[7] 李德基，张德华。四川省宁南县城后山泥石流激发雨强 [J]。山地研究。1994，12 (1)：15～19。

[8] 崔鹏，刘世建，谭万沛。中国泥石流监测预报研究现状与展望 [J]。自然灾害学报。2000，9 (2)：10～15。

[9] 冶金工业部马鞍山矿山研究院，江西铜业公司德兴铜矿。德兴铜矿排土场稳定性及泥石流的研究与防治报告 [R]。1991

[10] 中国科学院－水利部成都山地灾害与环境研究所，西藏自治区交通厅科学研究所。西藏泥石流与环境 [M]。成都科技大学出版社。1999。