

泥石流扇形地研究

唐 川

(云南省地理研究所)

当前世界上许多国家的地学工作者都开展了对泥石流扇形地的研究。近年来,我国地学界有关人士也开始把注意力转向泥石流扇形地的研究,认识到泥石流在短暂的堆积过程中使山麓地带的地形地貌发生巨大变化,是影响路基和桥涵设计的主要因素,因而在工程参数计算方面根据对泥石流扇形地各种特征反推其发生时情形,即泥石流动力堆积过程再现,很快取得良好的效果。泥石流是地质史上的一种普遍现象,是常与造山运动相伴随的一种快速而显著的地貌过程。因而,地质史上许多地区的泥石流作用可能比现代强烈,原先笼统称为“磨拉石”、“复理石”或“古冰碛”,其中许多可能是泥石流堆积。由此,古泥石流沉积序列的研究,将对恢复古环境、寻找石油具有特殊的意义。

一、泥石流堆积环境和典型扇形模式

(一) 堆积环境

泥石流扇形地的形成是环境中多种动力过程相互作用的结果,影响扇形地形成发育因素很多,但主要取决于地形地貌、水文气象和地质过程(构造运动)。

1. 地形地貌 泥石流运动时具有强大的动能,只有到达流域下游或山口以外开阔平缓地带时,才能停止运动并堆积下来,可提供这种堆积的环境有:江河床面,河漫滩,阶地、山麓平原带和湖泊盆地等。这些堆积环境受地形的开阔程度、下垫面倾角和边界条件等因素的控制,而形成众多类型泥石流堆积地貌(图1),其中泥石流扇形地是最常见并且面积最大的堆积类型。不同地形地貌特征的堆积场所可直接影响泥石流扇形地的完整性和规模大小。山间盆地和准山前区的山麓地带地形宽阔,泥石流扇形地能得到充分发育,通常规模大而完整。云南永胜板山河和丽江玉峰寺巨型泥石流扇形地,规模可达4平方公里;山区泥石流堆积多是江河床面、阶地等,扇形地通常规模有限且不完整,金沙江、澜沧江沿岸泥石流扇形地多属此类。

2. 水文和气象 水文和气象是泥石流堆积环境要素中最活跃的因子,也是形成泥石流过程的动力因素。气象条件通过降水量和降水强度的变化影响山地沟谷中水量变化、泥石流暴发次数以及所搬运的固体物质的多寡,进而控制泥石流扇形地规模、形态和堆积类型。泥石流扇形地常与江河和湖体接触,直接覆盖在河床或湖盆不同部位上,形成多种形态的扇形地。在这种堆积的水文环境下,一方面泥石流扇形地使河流成为游荡不定的曲流或是造成堵

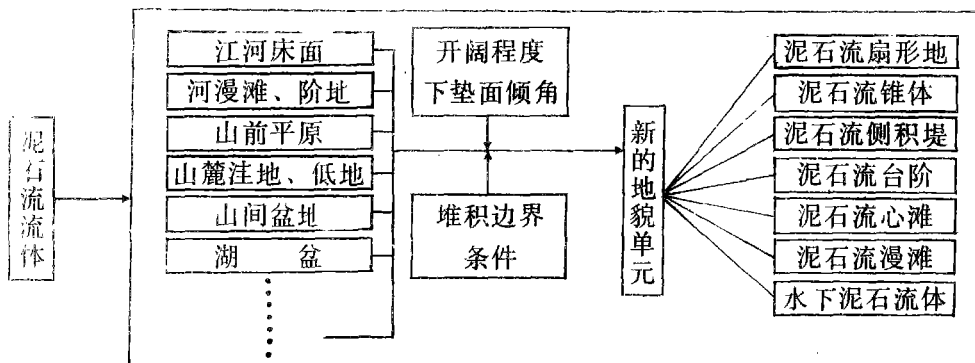


图1 泥石流堆积环境和堆积地貌图解

注事件，云南小江河道现代格局就是典型的例子；另一方面，河流动力对扇形地不断冲蚀，上游因水动力强，固体颗粒被江水携带走，普遍加大了边坡，而下游则由于受弧形扇的屏蔽形成回水湾，水动力较弱，河水中的大量悬移质在此转化为推移质或淤泥，使扇形地边坡变小，扇体纵坡也发生变化。据金沙江一些泥石流扇形地形态统计，扇形地上部（未淹部分）纵坡一般为 3° — 5° ，而下部（被淹部分）则为 8° — 15° ，因此，泥石流扇形地与江河处于相互作用的动态环境之中。

3. 构造运动 泥石流扇形地常成群分布在某些深大断裂及其派生的次级断裂地带，如东川小江断裂、元谋-绿汁江断裂、西昌安宁河断裂，都广泛发育泥石流扇形地。泥石流扇形地发育的构造变动位置对其形态和结构都有直接影响。例如，当扇形地基底发生褶皱或断裂运动时，在相对下沉地段堆积较厚，能发育规模较大的泥石流扇；当扇形地基底受到上升山地牵引而抬升时，扇形地的顶点将往山间盆地或平原方向迁移，新的扇形地嵌入在老扇形地之内，老扇形地被切割成泥石流阶地；下降地段，堆积作用加强，老扇形地被新扇形地所套叠或超覆。云南苍山东麓泥石流扇形地发育特征就反映出这种关系。

（二）典型泥石流扇形地模式

泥石流流体脱离河道后，由于横断面加宽，纵坡降低，流体能量骤减，经历停止—堆积—溯源一系列过程后，趋于稳定。这种泥石流停积机制是由泥石流的拖曳力 τ_c 、起始静切力 τ_0 和沟床堆积物的抗剪强度 τ_b 所决定的。当 $\tau_c < \tau_0$ 时，泥石流就堆积，流体呈层状停积下来；当 $\tau_0 < \tau_c < \tau_b$ 时，泥石流流体在“铺床层”滑移而过，仅出现少量的淤积。一般泥石流在沟床纵比降小于5%时才开始堆积，并上溯直至纵比降调整到大于5%时堆积过程才停止。具有强大动能的泥石流流体冲出沟槽后，基于其直进性而以平面二维射流结构运动，随着沿程流速的衰减，挟砂能力降低，流体中大量碎屑固体物质便沿程开始堆积。典型泥石流扇形地可划分出三个堆积带：无扩散带，建设带，即定带。（图2）

无扩散带位于扇形地顶部，可称之为扇根。外形呈狭窄舌状体，泥石流堆积物颗粒粗大，砾石含量高，巨大的漂砾多在此停积，且堆积厚度大，坡面陡。建设带是泥石流扇形地

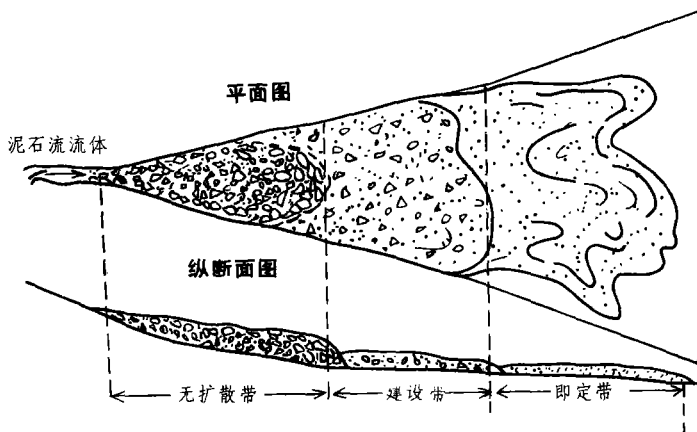


图2 泥石流扇形地堆积模式图

的主体，通常范围大、延伸长，是泥石流灾害泛滥的主要部位，其发育是由多阵或多期泥石流往复淤高、漫流等过程的结果。该带表面拱度大、沟槽左右摆动，堆积物颗粒以砂砾为主，剖面可见石线构造、叠瓦状构造和正粒级韵律层等层理构造。即定带位于扇形地前端，是稀性泥石流堆积体的渗透水流，或是粘性泥石流过后到来的后继表面流，或是后期挟沙洪流中的悬移质扩散漫溢堆积泛滥的结果。即定带宽度大，堆积物为泥砂质细粒物质，以叠置、镶嵌构造为主。

我国云南、四川、甘肃等省区典型泥石流扇形地是由多期扇的镶嵌和叠置的结果。靠近山体麓脚为老扇形地，沿扇体中部或前缘发育新扇形地，形成山地沟谷——老泥石流扇台地——新泥石流扇——山前平原或河床这一简单模式。如大理苍山东麓双鸳溪发育的三期泥石流扇形地，具有典型泥石流扇形地特征（图3）。

二、泥石流扇形地形态特征和发育规律

奔腾咆哮的沟谷泥石流到达沟口地带时，将侵蚀搬运的大量物质停滞于沟口附近，并堆积成扇形地。这是野外识别泥石流沟，分析泥石流发育历程和危害情况的直观依据。

（一）扇形地总体形态特征

1. 扇形地纵横剖面呈上凸状 泥石流扇形地以轴部厚度大、地势高，向两侧堆积厚度小，地势低为特征。其纵剖面常呈上凸状，如滇东地区小江的大、小白泥沟泥石流扇形地，中上游轴部纵坡为 15° — 20° ，而下游边缘区仅 6° ；扇形地的横断面常是中央隆起，两翼堆积厚度小，呈拱形。

2. 扇形地的堆积边界明显 粘性泥石流由于粘滞性和整体性，流动边缘与地面常保持一定的角度，堆积时也呈流动状态，其夹角可达 30° — 50° 。这种堆积现象在小江流域等大多数粘性泥石流扇形地上是很常见的。

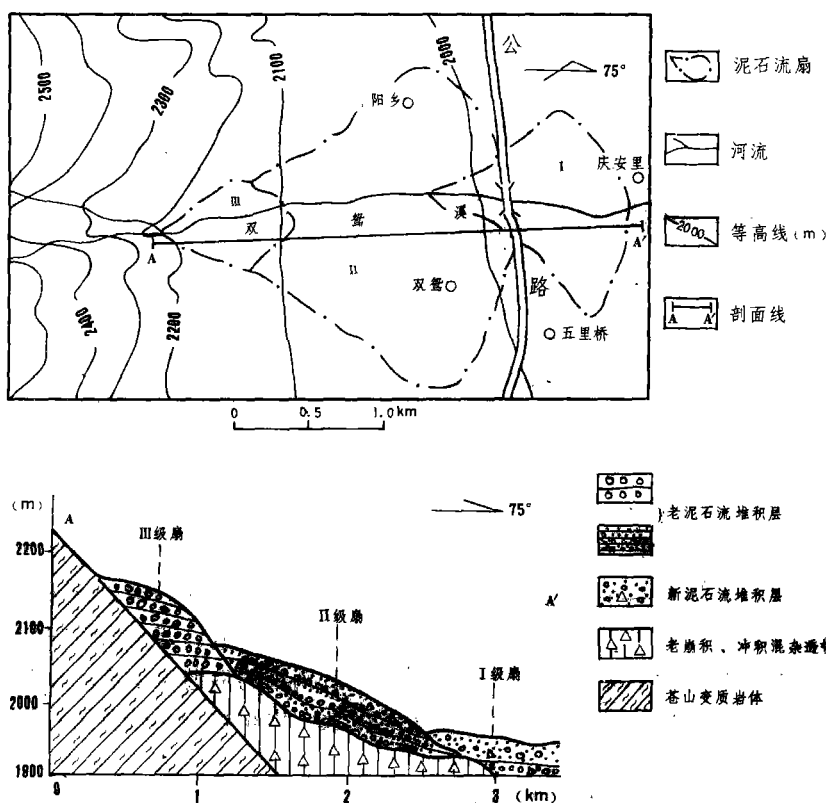


图3 苍山东麓双鹭溪泥石流三级扇形地平剖面图

3. 扇形地上发育沟道 在大中型泥石流扇形地上常有主沟道, 沟道极不固定, 在很短的时间内可以冲刷成几米深。野外常见的冲沟一般深2—6米, 宽3—5米, 较大的冲沟出现在老扇形地上。泥石流扇上的沟道有时因本身淤泥堵塞而改道, 使局部沟道消失而成为盲沟或无头沟。通常, 泥石流扇形地的沟道弯道处凹岸较深, 岸壁较陡峻, 在凸岸常形成向沟心及下游倾斜的滩地, 其中常堆积巨大砾石和碎屑。

4. 扇形地表面微地貌种类多 由于粘性泥石流多为波状流, 流体常溢出扇面沟槽而形成舌状和垄岗状堆积体。当泥石流呈整体状停积时, 浮于其上的漂砾突出表面, 形成许多坟丘状堆积。龟裂地是扇形地表面微地貌景观, 是泥石流浆体受曝晒干固并收缩开裂形成的多边形裂隙。

(二) 不同发育阶段的扇形地形态特征

扇形地的形态常因泥石流的性质和发育的不同阶段而异, 通常可分为三个发育阶段: 初期(幼年期), 中期(壮年期), 晚期(老年期)。在实际工作中, 通过对泥石流扇形地调查分析, 识别其发展阶段, 从而可判断泥石流的活动性和可能造成灾害的规模。

1. 幼年期 粘性泥石流出沟口后常呈舌状左右摆动, 不断延伸扩展, 前缘直接覆盖在河滩地或河床上, 形成不规则的近椭圆状的扇形体。凡堆积的原始地形愈平缓开阔, 椭圆形

状就愈规则。幼年期的扇形地表面新鲜, 常被一系列分散和交织的流水所切割, 在较平缓的扇形地上呈网状河道。一般来说, 发育初期的扇形地体积较小, 长宽之比相差大, 扇面上纵比降大, 堆积物中粗大砾石石块多集中分布在扇形地顶部和边缘地带。初期扇形地延展和淤积速率较快, 扇面每年向外扩展数米至十余米, 淤高0.3—1.0米, 一次最大淤高可达5米以上。稀性泥石流在初期形成的扇形地, 多由于强大的水动力作用, 其表面地貌形态单一, 形态呈狭长的锥形。

2. 壮年期 粘性泥石流扇形地在发育中期时, 扇面得到进一步扩大, 前缘受周围谷地地形或大河水流的影响, 扇面趋于不对称性, 扇面向主河下游一侧延伸, 扇体冲淤变化快, 沟道深浅不一, 且数量多而改道频繁。泥石流堆积物中的粗大砾石多堆积于扇形地的中部至边缘地带, 呈垄岗形或心滩状不连续片状分布。处于壮年期的稀性泥石流的范围较粘性泥石流大, 扇面沟槽不固定, 岔道交错, 堆积物不具备粘性泥石流扇形地那种垄岗状或岛状堆积形态。泥石流扇形地在发育中期是最活跃的时期, 易发生较大的泥石流灾害。

3. 老年期 泥石流扇形地发育到晚期, 几乎失去向外扩展的能力, 形成典型的扇形地。体积大, 长宽之差较小, 且扇面陈旧, 植被又开始恢复, 扇面坡度平缓, 沟道小而稳定。这时的扇形地可成大扇套小扇的串珠状多级扇体。稀性泥石流扇形地如不受地质构造运动影响, 在老年期一般无串珠现象。

三、标志堆积环境的堆积物特征

泥石流堆积物过去被笼统地归属于混杂堆积 (Diamictons)。我国是多山国家, 混杂堆积分布很广, 对其识别标志的研究是具有现实意义的。

(一) 结构特征

泥石流堆积物主要由碎屑颗粒、基质、胶结物和孔隙四部分组成。由于泥石流流体是一种高密度剪切流, 当堆积时, 大小颗粒 (粘性) 不发生分离, 大颗粒碎屑物常被小颗粒充填, 成为基质支撑结构, 所以泥石流堆积物的结构应包括粒度、组构和粒态等。

1. 粒度 碎屑堆积物粒度大小值接受堆积介质营力强度控制, 与堆积物形成的环境关系较为密切, 所以粒度也是判断堆积环境、鉴别不同成因类型堆积物的一种根据。

(1) 频率曲线和概率累积曲线特征

粒度频率曲线能直接反映堆积物的级配多寡、频率大小和众数分布。图4汇集了一些不同地区的泥石流、洪水和冰川成因的堆积物粒度分析资料, 其比较结果列表1。

从图4可看出: 粘性泥石流的粒度频率曲线呈双峰, 第一峰出现较早, 峰值高; 稀性泥石流则为单峰型, 峰值高, 接近正态分布, 与洪水的频率曲线相似; 洪水的峰值多出现在6—7 ϕ , 略早于稀性泥石流; 冰碛物的粒度频率曲线第二峰的峰值高, 第一峰出现早。

粘性泥石流概率累积曲线平缓, 整个曲线无明显上升陡段, 滚动组分和悬浮组分含量高; 而稀性泥石流一般在砾石和粉砂段都较平缓, 但在砂级段有较显著的陡折上升; 洪水堆积物的概率累积曲线可以明显分为悬浮段和跃移段, 截点为6—7 ϕ , 在跃移段斜率比泥石

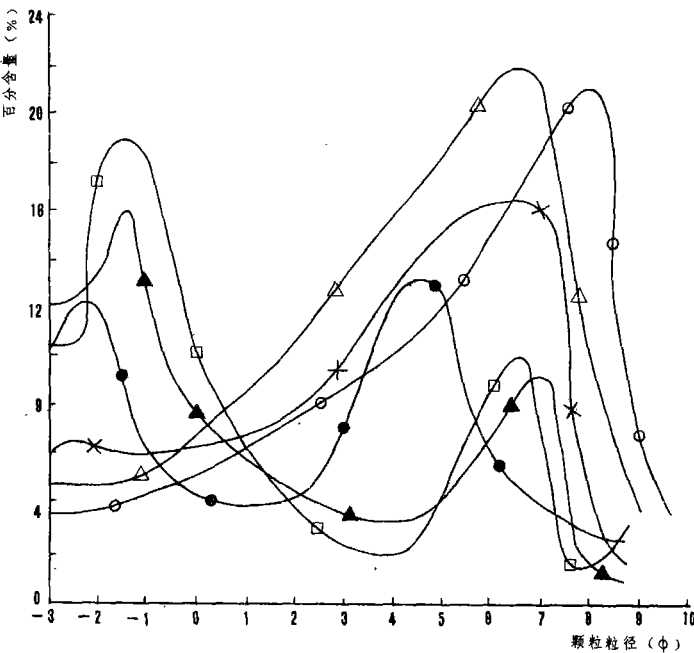


图4 各类成因堆积物粒度频率曲线特征

- ▲云南小江粘性泥石流
- 甘肃武都粘性泥石流
- △四川沱江山洪
- ×美国加州卢比洪水
- 云南小江稀性泥石流
- 西藏波密冰碛物

表1 各类成因堆积物粒度频率曲线的峰型和峰值比较表

地 点	堆积物类型	频 率 曲 线 特 征		
		峰 型	峰值出现部位	
			第一峰值	第二峰值
甘肃武都	粘性泥石流	双 峰	- 2 — - 1 ϕ	6 — 7 ϕ
云南小江	粘性泥石流	双 峰	- 2 — - 1 ϕ	6 — 7 ϕ
云南小江	稀性泥石流	单 峰	7 — 8 ϕ	
四川沱江	洪 水	单 峰	6 — 7 ϕ	
美国加州	洪 水	单 峰	6 ϕ	
西藏波密	冰川冰碛	双 峰	- 3 — - 2 ϕ	4 — 5 ϕ

流要大，说明分选性比泥石流堆积物好一些；冰碛物在概率累积曲线上反映也较平缓，切率小，且曲线居于下段，而泥石流堆积物上、下段型之比约为 4 : 1。

(3) 粒度参数特征

根据对滇东小江、滇西盈江流域泥石流的标差 ($\delta\phi$) 和分选系数 (S_ϕ) 统计计算, $\delta\phi$ 为 4.2—12.5, S_ϕ 为 2.0—24.0, 按照福克 (Folk; 1957) 提出的分级方案, 均属分选性很差的

堆积物。1963年布尔(Bull)统计了美国加州西部地区的50个泥石流样品, $\delta\phi$ 为4.1—6.2, S_0 为5.0—25.0;并且他还计算了10个洪水堆积物样品的 S_0 , 平均为1.78。我国天山博格达和西藏南迦巴瓦地区冰碛物的 S_0 分别为3.97—4.28和3.05—4.35。通过对堆积物的 $\delta\phi$ 和 S_0 计算结果可知, 泥石流流体由于搬运距离较短, 堆积速度快, 常呈整体运动, 因而泥石流堆积物分选性差。

2. 组构 分析堆积物中的组构特征是查明堆积环境、确定堆积物搬运方式和移动方向的手段。泥石流属块体流, 具有自身内部结构, 使堆积时在不同部位有差别。对云南小江、甘肃武都地区泥石流堆积物砾石组构分析表明: 大部分测点的砾石a轴及ab轴与流向垂直, a轴ab面倾角一般为 15° — 35° ; 在扇形地漫溢部和泥石流主流线附近的砾石倾角较大, 可达 25° — 45° ; 扇形地边缘的砾石倾角较小, 一般为 15° — 30° 。根据砾石组构的计算, 泥石流堆积物ab倾向分布较冰碛物为集中, 倾向上游较明显, 因而分数系数小, 一般为0.25—0.40。

3. 粒态 碎屑物的粒态特征是恢复碎屑物侵蚀搬运过程, 重建堆积环境的重要标志。堆积物的粒态与其岩矿成分、原始形态、粒度、动力条件、搬运距离以及环境的物理化学条件有关。一般泥石流粒态特征见表2。

表2 泥石流堆积物的粒态特征

圆 度		球 度	扁 度	表 面 特 征			
形 态	磨圆系数			擦痕尺寸(mm)	擦痕形状	断面特征	磨光度
棱角状 >50%	0.14—0.21	0.43—0.61	1.9—2.8	长20—80	钉字形	不对称的“V”	表面有毛玻璃化、凹坑、麻点等现象
次棱角状				宽5—10	纺锤形	形为主, “U”形	
<30%				深0.6—1.0	条形 针形	次之	

(二) 构造特征

泥石流堆积体的构造是流体运动、堆积及其后期地质作用改造的产物, 反映了堆积物的组成成分在空间上的排列和分布特征。崔之久^[2]、田昭一^[3]等通过大量野外调查, 对泥石流构造作了系统化的划分。笔者仅简述在云南常见的一些构造特征。

1. 层面构造

(1) 环状构造 由于粘性泥石流运动中具有一定分选作用, 使流体中扁平砾石围绕主流线前端或巨大漂砾外围形成定向排列, 多出现于泥石流扇形地的中上游段。在东川蒋家沟、大白泥沟等大型泥石流扇形地上, 均可见到这种构造。

(2) 石线构造 泥石流运动时, 部分砾石浮于流体表面前进, 而另一部分巨砾以滚动方式运移, 因而在泥石流堆积剖面下部常可见巨砾排列成行, ab面倾向上游, 成叠瓦式出现, 反映了泥石流运动时的主流线和流面位置。

(3) 袋状构造 这种构造分布在堆积体的底部凹坑或同期泥石流侵蚀凹坑中。当扁

平砾石与浆体均匀稳定贯入凹坑时,扁平石块保持稳定的悬浮状态,基本与浆体呈等流运动,使流线构造得到充分发育。在苍山东麓许多二三级扇形地上,常见这种构造。

(4) 挤压构造 在粘性泥石流剖面中,常见到下部块石或漂砾的底部和周围多数小砾石近于平行。这种构造在云南、甘肃和北京的一些泥石流扇形地剖面上均可见。

2. 层理构造

(1) 递变层 由于泥石流堆积时的重力分异作用,粗大砾石块石缓慢下沉,细粒物质则被挤压向上移动而构成递变层,这种沉积类型一般在厚层堆积体、且流体中颗粒级配差异较大的扇形地表现明显。

(2) 混杂层 粘稠的泥石流浆体停积后,迅速固结,可基本保持流动时的粒屑支撑状态,块石多呈悬浮态,外围包裹着泥壳,是泥石流代表性堆积类型之一。

(3) 粗化层 泥石流扇体由于受后期水流冲刷和雨水溅蚀,而使表层细粒物质被淋洗带走,留下片片砾石石堆滩地。如果粗化后的扇形地表面又被新扇形地覆盖,在剖面上,每次泥石流堆积物之间存在一个粗化层。这种堆积类型多分布在扇形地顶部和中部。

(4) 底泥层 在泥石流堆积层的底部,有一层厚几厘米至十几厘米的粉砂、粘土和枯枝落叶组成的层面,常随原始底部地形的起伏而起伏。该底泥层含粘土较多,干涸后紧实,常和上覆递变层粗颗粒砾石或漂砾直接接触。底泥层可能是泥石流形成初期“铺床过程”中粘附于堆积床面的泥浆体。

以上所述泥石流堆积物构造主要发育在粘性泥石流扇形地中。稀性泥石流不能形成上述各种构造,而以粒级层及叠瓦状构造更为明显。在水石流堆积体中,主要以叠置和镶嵌型构造最为发育。

本文成文过程中,得到中科院成都山地灾害与环境研究所杜榕桓研究员的指导和帮助,特此致谢。

参 考 文 献

- ①杜榕桓 1985 西藏古乡沟泥石流堆积特征 中国科学院冰川冻土所集刊4号 科学出版社
- ②崔之久 1982 关于泥石流沉积构造特征 中国地理学会冰川冻土分会编辑
- ③田昭一等 1982 泥石流沉积特征初探 中国地理学会冰川冻土分会编辑
- ④任明达、王乃梁主编 现代沉积环境概论 科学出版社 1986年
- ⑤崔之久等 1985 试论现代泥石流沉积类型与形成机制 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集 中国地理学会编辑 科学出版社
- ⑥J. E. Costa, Physical Geomorphology of Debris Flow, Development and Application of Geomorphology, 1984.
- ⑦M. G. Aulerson and K.S.Richards, Slope Stability, P.265-278, 1986.
- ⑧R. D. Thonpson, Processes in Physical Geography, P.138-178, 1986.