

沟道粘性泥石流堆积地貌的成因分类*

田 连 权

(中国科学院东川泥石流观测研究站 成都 610041)

提 要 沟道粘性泥石流堆积地貌是造貌流体与底床相互作用下的产物。据沟内堆积地貌部位,将沟道粘性泥石流堆积地貌分为沟内滩和沟口扇(锥)。据造貌流体的宽深比值,将沟内滩分为高位、中位、低位三类沟内滩和沟槽滩;将沟口扇分为地上沟道、溃口扇和满扇滩等。

关键词 沟道 粘性泥石流 堆积地貌 成因分类

在一些文献^[1-5]中提出过某些泥石流堆积地貌类型,如泥石流扇(锥)、泥石流侧积堤、泥石流涌高堆积锥、泥石流滩(心滩和边滩)、泥石流堆积坎、泥石流堰塞洼地等。近年来的深入研究,尤其是随着滇东北蒋家沟粘性泥石流堆积地貌的深入研究,沟道粘性泥石流堆积地貌的成因分类就有必要。在此提出一种成因分类方案,以抛砖引玉。

1 成因分类

泥石流属地貌现象之一。沟道粘性泥石流堆积地貌是造貌流体与底床相互作用下的产物。对西藏波密古乡沟冰川泥石流堆积地貌进行过制图^[3],图内所表示的六类堆积地貌中有两类与沟道粘性泥石流堆积地貌有关,即丘岗状巨砾堆积(滩)和垄岗状泥砾堆积(滩)。两者均由造貌流体和底床彼此间的差异作用所引起。

沟道粘性泥石流堆积地貌类型由沟内堆积地貌部位的不同所决定。据沟内堆积地貌的部位,将沟道粘性泥石流堆积地貌分为两类:1. 沟内粘性泥石流堆积成的泥砾滩(简称沟内滩,图1内的1,照片1,2)¹⁾;2. 粘性泥石流在沟口堆积成的沟口泥砾扇(锥)[简称沟口扇(锥),2,照片3—6]。

两者上还有一些其他堆积地貌,均与造貌流体规模有关。造貌流体的规模可采用粘性泥石流的宽度 B 与深度 H 的比值 \sqrt{B}/H 来表示,并作为次一级堆积地貌分类指标: $\sqrt{B}/H > 10$ 者,往往为满滩(扇)流,堆积成高位沟内滩(满扇滩,1₁,照片3);10—5者,沿沟槽下泄流体边缘部分漫上滩岸,即漫岸粘性泥石流(简称漫岸流),其堆积成侧积堤(3),堤间有洼地(4); < 5 者,流体往往在沟槽内流动(简称沟槽流),其堆积成中位沟内滩(1₂)、低位沟内滩(1₃)和沟槽滩(1₄,见照片2)。

2 沟内滩

其可细分为高位沟内滩、中位沟内滩、低位沟内滩和沟槽滩。

*国家自然科学基金资助项目(项目号:4913013)。

1)本文照片见刊末图版I。

本文收稿日期:1993-06-04。

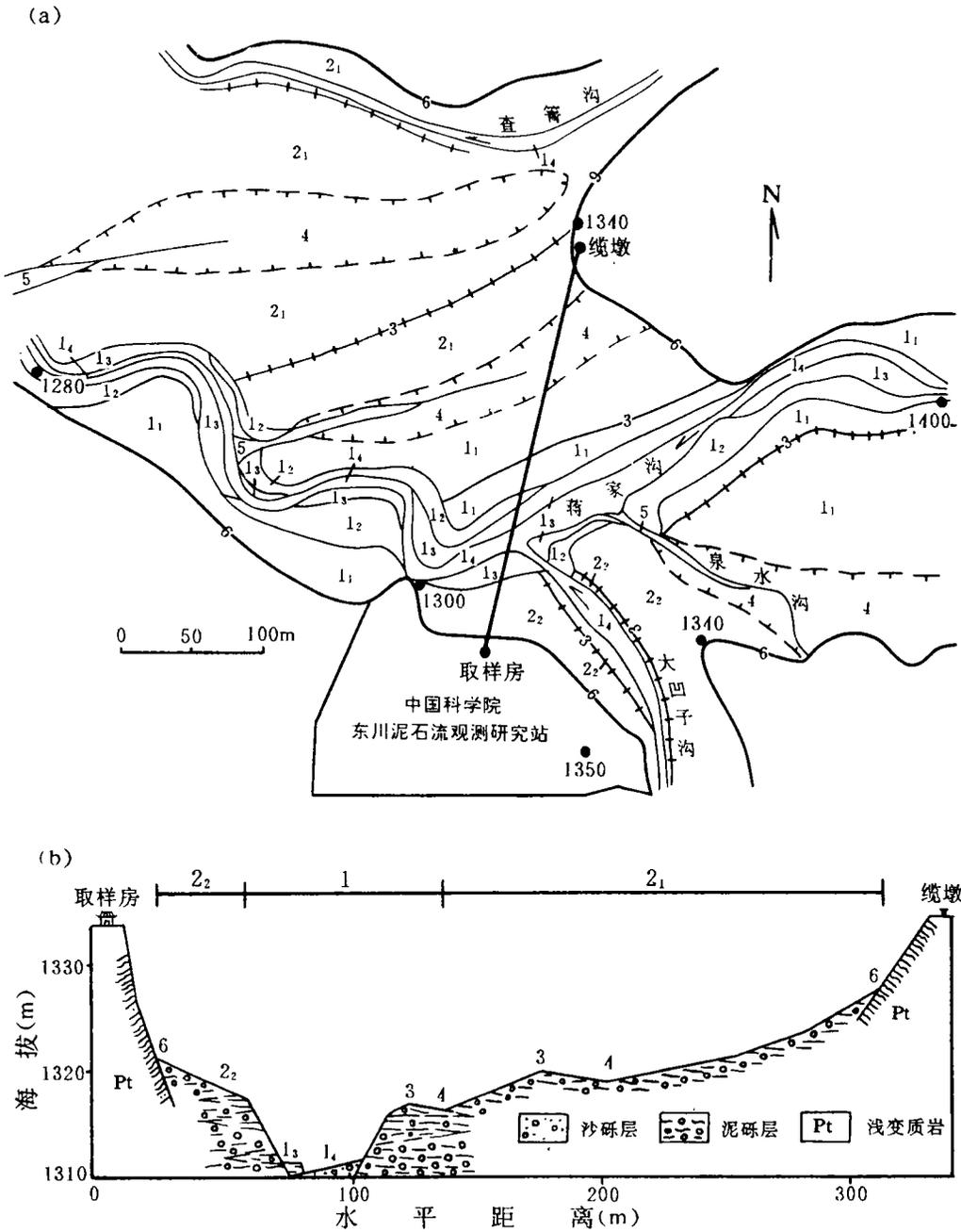


图1 中国科学院东川泥石流观测研究站站区沟道粘性泥石流堆积地貌图

Fig. 1 Accumulational landforms of channel viscous debris flow near Dongchuan Debris Flow Observation and Research Station

a. 平面图; b. 剖面图. 1. 沟内滩: 1₁. 高位沟内滩; 1₂. 中位沟内滩; 1₃. 低位沟内滩; 1₄. 沟槽滩. 2. 沟口扇(锥); 2₁. 查管沟沟口扇; 2₂. 大凹子沟沟口扇. 其他: 3. 侧积堤; 4. 洼地; 5. 侵蚀沟; 6. 坡麓线

2.1 高位沟内滩

满滩流宽度很大者,就占满两岸坡麓线之间的范围,既堆填平槽形谷地,又埋没侧积堤和洼地,使整个谷底地势均夷化、平坦化,成为泥砾滩。1983年夏季滇东北蒋家沟满滩流深度0.5—1.0m,宽度近400m,除填洼堆平外,在原滩地上堆厚0.2—0.4m。1980-10-21一次满滩流堆积作用,填平了当时谷地,埋没了原高位沟内滩上的侧积堤和洼地;新滩上沟道平浅,涓涓细流,缓缓下泄。1984-07-12云南普洱境内猛先河两岸众多支沟齐发粘性泥石流,堆积强烈,使许多冲沟下游和一些溪沟沟内出现沟内滩;后因缺少后续流(包括沟槽流和挟沙水流等)的侵蚀、搬运作,呈现为平坦谷底,未能形成高位沟内滩。

高位沟内滩上堆积间歇期各地不一:蒋家沟内约为5a,猛先河内为数十年。

2.2 中位沟内滩

这由泥位较高的沟槽流堆积而成,既可出现于直形沟岸,也可出现于微弯形沟道的凸岸,有时还可由沟槽流侵蚀高位沟内滩而成。

2.3 低位沟内滩

这由泥位较低的沟槽流堆积而成,一般不易被沟槽流侵蚀冲刷掉。

2.4 沟槽滩

这由泥位最低的沟槽流堆积而成。在汇流中沟槽流深度随铺床拓展而不断变薄,使过流沟床段变为沟槽滩。其一旦形成,后续流在沟床内便产生堆积,使沟槽滩不断往下游延伸直至沟口。若后续流类型不变(既粘性泥石流不转变成稀性泥石流或挟沙水流),不管沟床深度变化与否,沟槽滩会始保持成泥砾滩;若后续流变为稀性泥石流或挟沙水流者,则沟槽滩被改造成含泥沙砾滩或冲积沙砾滩,亦可被分割成泥砾边滩和泥砾心滩等^[2]。

3 沟口扇

沟口有堆积地貌部位,流速迅速降低或泥深剧减者,沟内粘性泥石流一到沟口,就堆积成沟口扇(在冲沟和溪沟等沟口)或沟口锥(在切沟沟口)。扇地规模较大,地面纵坡较缓(3°—10°)。堆积剖面上可见单一的粘性泥石流堆积层,或粘性、稀性泥石流堆积和冲积沙砾层互层或夹层,但缺少重力堆积。扇上的沟槽流、漫岸流和满扇流分别堆积成地上沟道、溃口扇和满扇滩等。

3.1 地上沟道

沟槽流进入扇区,便铺床堆积,沟道经多次加积增高变为地上沟道。其主要特征是:组成物是粘性泥石流堆积物。蒋家沟支沟查箐沟沟口扇发展初期(1972年)地上沟道高出两侧地面5—10m;成昆铁路北段漫水湾车站的大坪子沟内地上沟道的沟床高出两侧地面3—5m。

3.2 溃口扇

沟槽流侧蚀沟岸、侧积堤和其他拦挡物等而发生溃决,流体冲出决口后,便堆积成溃口扇^[5]。

3.3 满扇滩

满扇流在扇区逐次铺床堆积,并加积增高而成满扇滩.该滩上可堆积巨砾,随后又被淤埋.1990年蒋家沟满扇流搬运至满扇滩上一巨砾(见照片5),到1993年已被满扇流将其埋没.这类扇地属于发展中的沟口扇.若仅有扇面增高而不扩大者,扇区逐渐向扇顶退缩,这属于衰退中的沟口扇.

满扇流可一次堆积成巨型沟口扇.1902年西藏扎木隆沟暴发满扇流,一次冲出物方量达6.2亿 m^3 ,堆积成一个面积达10.9 km^2 的沟口扇.

此外还有沟口锥.这是切沟沟槽流一到沟口堆积成的.其成因有二:1.入锥前沟床纵比降陡(>0.3),故其形成的锥体地面亦陡,达 5° — 15° ;2.切沟内除短暂过流的小洪流外,还有沟槽流.在堆积剖面上可见粘性泥石流堆积与水石流堆积、重力堆积等互层或夹层.沟口锥规模较小,无地上沟道和溃口扇.

4 其他堆积形态

这就是沟道粘性泥石流堆积成的侧积堤、泥砾坎和洼地等.

4.1 侧积堤

由漫岸流在较稳定沟道岸滩边缘堆积而成的侧积堤(见照片1),既可出现于沟内滩内,又可产生于沟口扇上,其高度取决于堆积次数.

部分侧积堤由沟槽流一次堆积而成.堤顶高度大体上可代表泥位.侧积堤的长条状石块或卵砾的长轴大致平行于流体流向;石块、砾石的扁平面在堤外多倾向沟岸,在堤内多倾向沟床.这与漫岸流堆积成的侧积堤组成物质的排列有显著差别^[5].

4.2 泥砾坎

这由阵性沟槽流整体停积而成^[6].坎体高0.5—5.0m,由石块、卵砾等组成,孔隙大.石块、砾石长轴多垂直接流体流向.一道道泥砾坎横过沟道,在平面上犹如一群未移动的阵性沟槽流体,故又可称为沟槽泥砾舌^[6],也见于四川什邡磨刀石沟内^[7].

4.3 洼地

其包括坡麓洼地、堤间洼地、扇间洼地和堰塞湖盆等.

4.3.1 坡麓洼地

这出现于侧积堤与坡麓线之间,宽浅,近坡麓线最低,并向下游延伸.坡麓洼地封闭与否,主要取决于侧积堤的展布和洼地内的径流状况.有的形成时就未封闭,有的先封闭后外流.

4.3.2 堤间洼地

查箐沟沟口扇上两道侧积堤间的洼地属之,其中水流外流.这为侵蚀沟(图1内的5)的形成、发展提供了条件.

4.3.3 扇间洼地

其是两个相联的沟口扇与山坡间的洼地,可集水成塘.1986年云南东川达得沟沟口扇加积扩展中,与黑水河沟口扇相联合后,同山坡间生成一洼地,集水深度约5m.

4.3.4 堰塞湖盆

1902年西藏扎木隆沟粘性泥石流大量冲出物堵断易贡藏布而成堰塞湖¹⁾。堵塞坝底宽5.8km,坝顶高出原河床145m。成湖一个月后湖面海拔2260m,湖水漫坝而过。过坝水流冲刷坝体,使坝体变成急流滩。于是坝顶过流堰口高度不断降低,到1964年已降低五六十米,湖区面积由成湖初期的52.0km²降至23.7km²。湖滨又出现大片湖积平原,其四周被山沟粘性石流沟口扇所占。由此当地由高山峡谷环境变成了山间湖盆环境,这为西藏自治区提供了一个良好的疗养基地和果木蔬菜生产基地。

此外值得指出的有以下几点:

1. 沟内滩与沟口扇(锥)在一定条件下会彼此相联而成带柄扇^[5]。扇柄长度<滩扇区主轴长度者,属短柄扇;扇柄长度>滩扇区主轴长度者,属长柄扇。

2. 沟道粘性泥石流堆积区为沟谷泥石流最平缓地段;其距水源又近,常为山区居民点、农田、道路、工矿等布设的场地。堆积区稳定、安全与否,同沟道粘性泥石流堆积地貌成因类型有关。在相近条件下,就稳定、安全与否而论,长柄扇、沟口扇、高位沟内滩分别优于短柄扇、沟内滩、中低位沟内滩。造貌流体的危害程度依次满滩(扇)流>漫岸流>沟槽流。

3. 沟口扇可直接伸入江河,堆积成急流滩或堵塞堤坝,以至堵断江河。造貌流体必须具备两个条件之一者,才能堵断江河。这两个条件是:1)流体浓稠,规模、流量颇大,被稀释为稀性泥石流或挟沙水流所需水量>当时江河水量;2)汇入江河的巨砾过大而又量多,不能被江河水流搬走。这样的造貌流体有碍于江河的水利水能资源的综合开发利用。

参 考 文 献

- [1] 李鸿璜. 西藏东南部山区冰川泥石流的地质地貌作用. 见:中国地理学会地貌专业委员会. 中国地理学会一九六五年地貌学术讨论会文集. 北京:科学出版社,1965. 155—159.
- [2] 田昭一,徐海鹏,曾思伟. 粘性泥石流的堆积地貌与沉积物的特征. 水土保持通报,1985,(1):30—34.
- [3] 杜榕桓,王立伦,钱宗麟. 西藏古乡沟冰川泥石流堆积特征. 见:中国科学院兰州冰川冻土研究所. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊,第4号(中国泥石流研究专辑). 北京:科学出版社,1985. 48—57.
- [4] 邓养鑫. 泥石流地质地貌作用的初步探讨. 见:中国科学院兰州冰川冻土研究所. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊,第4号(中国泥石流研究专辑). 北京:科学出版社,1985. 241—250.
- [5] 田连权. 滇东北蒋家沟粘性泥石流堆积地貌. 山地研究,1991,9(3):185—192.
- [6] 田连权. 西藏波密加马其美沟泥石流运动与冲淤特征. 见:中国科学院成都地理研究所. 泥石流论文集(1). 重庆:科学技术文献出版社重庆分社,1981. 90—93.
- [7] 李德基,田连权,杨庆溪. 四川什邡红星煤矿矿区泥石流及其发展趋势. 见:中国科学院成都地理研究所. 泥石流(2). 重庆:科学技术文献出版社重庆分社,1983. 20—23.

1) 吕儒仁. 西藏波密地区冰川泥石流. 1979.

GENETIC CLASSIFICATION OF ACCUMULATIONAL LANDFORMS OF CHANNEL VISCOUS DEBRIS FLOW

Tian Lianquan

(*Dongchuan Debris Flow Observation and Research Station, Chinese Academy of Sciences
Chengdu 610041*)

Abstract

According to morphogenesis, the target of accumulative landform of viscous debris flow is classified into 2 types.

I -type target is location where viscous debris flow deposited. Hence the landform is classified into mud-gravel flats in the ravine and the fan at the ravine mouth.

II -type target is ratio \sqrt{B}/H , where B is width of debris flow body, H is depth of debris flow body. When the rate $\sqrt{B}/H > 10$, it will be over bank flows to deposit into high location flats or over fan; when rate $\sqrt{B}/H = 5-10$, it will be overflow and deposit into lateral bank of debris flow; and when rate $\sqrt{B}/H < 5$, it will be channel flow deposit into middle flats or low flats and channel flats.

Sometimes the flats and the fans may link each other into a handle fan.

Key words Channel viscous debris flow, accumulative landform, genetic classification