

滑坡堵江的地貌效应*

徐则民^{①③} 刘文连^② 黄润秋^③

(①昆明理工大学土木系,昆明 650224; ②中国有色金属工业昆明勘察设计院,昆明 650051;

③地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室,成都 610059)

摘要 综合采用现场调查、测量及室内理论分析等方法,以金沙江干流寨子村巨型滑坡群和金沙江支流海口大型滑坡为例,对滑坡堵江的地貌效应进行了初步探讨。寨子村古滑坡群的滑坡坝及堰塞湖沉积均有残留,后者沿江分布长度 55km,面积约 120km²。堵江段的金沙江平面弯曲、纵断面比降小、横断面宽而浅,具有平原区河流特征,与非堵江段差异显著。堰塞湖沉积分布区地形开阔,发育有土塬、冲沟及土梁等地貌单元,有时还会发生沙尘暴。海口滑坡的滑坡坝和堰塞湖沉积均保存完整:前者顺河水平投影长约 1000m、最大厚度 135m,后者沿河长 3km、面积 8km²;两者分别使海口河河床比降增大、减小了 11‰和 95‰。滑坡堵江的地貌效应显著,它可以抑制高山峡谷区的河流底蚀,使之成为“走两步退一步”的自我调节过程,而营造开阔空间的堰塞湖沉积大多都可开垦为农田,在长期影响所在区域地貌演化的同时,也为人类在复杂山区创造了若干宜居场所。

主题词 滑坡 滑坡堵江 堰塞湖沉积 地貌 地质环境

中图分类号 P931.91 **文献标识码** A

河流是斜坡最主要的塑造者,而斜坡失稳(滑坡)堵江、堵河^[1~4]在复杂山区是十分常见的。一般认为,受到滑坡坝体积与高度、堰塞湖库容及流域面积等因素^[5,6]的共同影响,滑坡坝一般不会保持长时间稳定。但必须指出的是,由于山区流域滑坡堵江事件在时间和空间上的连续性(successive landslides),还是有一些滑坡坝可以稳定存在数百年、数千年,甚至数万年的^[2,7]。这些滑坡坝存续期间及溃决后形成的残留滑坡坝和堰塞湖沉积对所在区域的地貌及地质环境演化,曾经甚至仍在发挥着重要影响。地处青藏高原东南缘斜坡地带的我国西南地区是全球滑坡及滑坡堵江事件发生最为频繁的地区之一,滑坡堵江及其残留产物通过抬升侵蚀基准面(local base levels),在有力遏制河谷下切过程、影响地貌演化进程的同时,也在人居条件很差的高山峡谷区营造了若干有利于生存的珍贵地质环境。

沿西南地区大江、大河及其支流体系分布的昔格达组^[8]有些就是滑坡堰塞湖沉积^[4,9,10],这些堰塞湖沉积在高山峡谷区形成了难得的平坦、开阔区域,成为居民点、工业建筑、铁路、公路的首选场地及

展线空间。但遗憾的是,由于后期侵蚀严重,控制堰塞湖形成的滑坡坝多已剥蚀殆尽,往往仅残留初始覆盖面积更大的堰塞湖沉积,堰塞湖沉积与滑坡坝同时残留的情况则较为少见。发生于金沙江干流的寨子村滑坡和金沙江一级支流上的海口滑坡(图1)都曾造成堵江事件,而且堰塞湖沉积和滑坡坝都有残留。本文以两处滑坡为例,对形成堰塞湖沉积的滑坡堵江事件(下文简称滑坡堵江)的地貌效应进行了初步探讨。

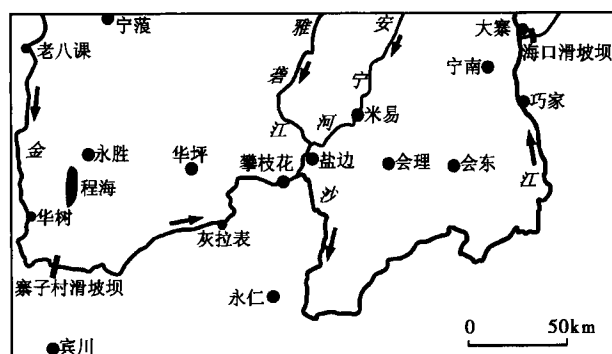


图1 滑坡堵江位置图

Fig. 1 Location of landslide dams

第一作者简介:徐则民 男 49岁 教授 水文地质工程地质专业 E-mail: abc5100@188.com

* 国家自然科学基金-云南联合基金重点项目(批准号:U1033601)和地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室开放基金项目(批准号:GZ2009-10)共同资助

2012-10-21 收稿,2012-12-27 收修改稿

1 寨子村滑坡

1.1 寨子村滑坡堵江概况

寨子村巨型古滑坡群位于云南省永胜县涛源乡寨子村。滑坡发生于寨子村东侧的金沙江右岸,由彼此相邻的寨子村 1[#]和寨子村 2[#]两个巨型滑坡组成,滑体岩性均为泥盆系中统~二叠系下统($D_2 \sim P_1$) 碎裂灰岩,体积分别为 $1.2 \times 10^8 m^3$ 和 $1.3 \times 10^8 m^3$,均属巨型滑坡。寨子村 1[#]滑坡的残留滑坡坝堆积于滑源区对岸岸坡的Ⅱ级阶地上,滑坡坝沿江方向长 600m、顺坡方向宽 300m,顶部最大标高 1319m,高出江面 156m,体积 $180 \times 10^4 m^3$ 。寨子村 2[#]滑坡的发生时间晚于 1[#]滑坡,其残留滑坡坝堆积于金沙江河谷内,但主要见左岸,坝顶高出江面 58m,体积约为 $150 \times 10^4 m^3$,金沙江大桥和寨子村的一部分就坐落在 2[#]滑坡坝之上(图 1 和图 2)。

寨子村滑坡堵江形成的湖积物及冲湖积物(fluvial-lacustrine deposits^[11])主要沿金沙江干流分布,同时呈现一定程度的向支流凸出的现象,沿江分布长度 55km,支流处最大宽度近 8km,平均宽度 2.2km,覆盖面积约 120km²,平面上具有近似的树枝状结构,“填平”效应及堰塞湖相沉积特征显著(图 3)。垂向上,堰塞湖沉积分布于 1172~1520m

标高之间,很可能是两期以上滑坡堵江的产物,最近一期应该是寨子村 2[#]滑坡堵江,金沙江大桥两侧均见堰塞湖沉积与 2[#]滑坡坝堆积直接接触的露头。堰塞湖沉积主要由浅黄色粉土组成,同时夹有少量粉细砂层,此外还夹有厚度不一的卵石层(图 4),卵石层含量从寨子村向上游有逐渐增多的趋势,表明沉积相由湖相向冲湖积相的转变;沉积构造以水平层理为主,同时见有块状层理和主要在粉细砂层中发育的交错层理;堰塞湖沉积基本呈水平状态,但有些区域见有 10° 以内的倾斜。总体上看,堰塞湖沉积的成岩程度不高,处于未成岩~半成岩状态,其中粉土的成岩程度相对最高。

1.2 河谷地貌

寨子村滑坡堵江的波及范围从寨子村溯流而上,经下干村到华树结束,沿江全长达 55km(图 1 和图 3),对所在江段河谷地貌演化的影响显著。

河流平面展布方面,受堵江影响江段,即华树-寨子村段的弯曲系数(K_a)为 1.86,属于典型弯曲河流(段),而考虑到基岩地质构造对下干村附近金沙江大拐弯可能产生的影响,单独计算的华树-下干村和下干村-寨子村段的 K_a 也分别达到 1.47 和 1.32,仍属弯曲河流(段),这种平面展布格局在山区河流中是少见的。与此形成鲜明对比的是,华树

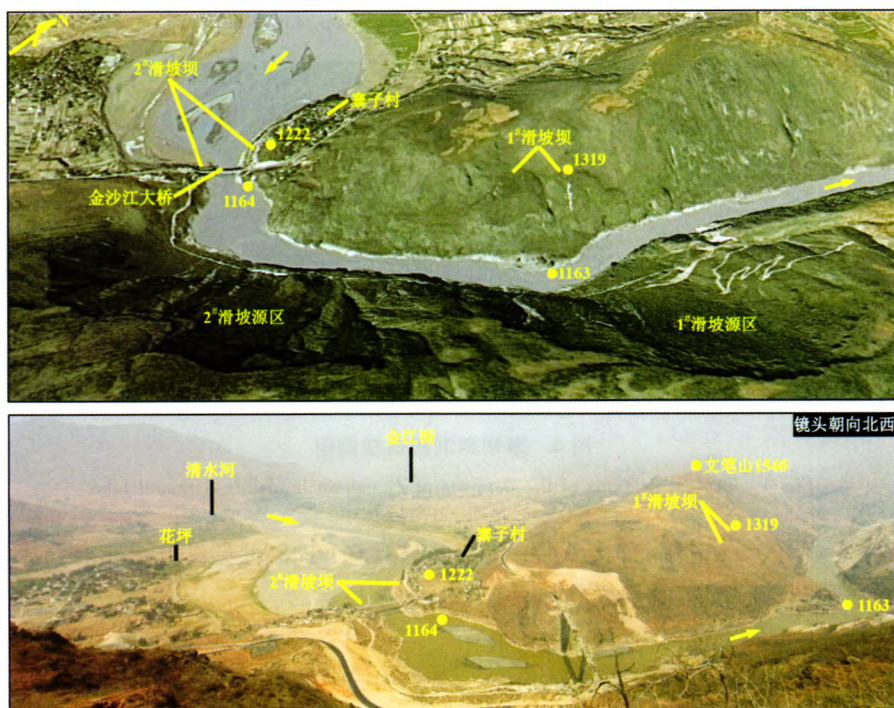


图 2 金沙江寨子村滑坡堵江全景

Fig. 2 An overall view of Zhaizicun landslide dams

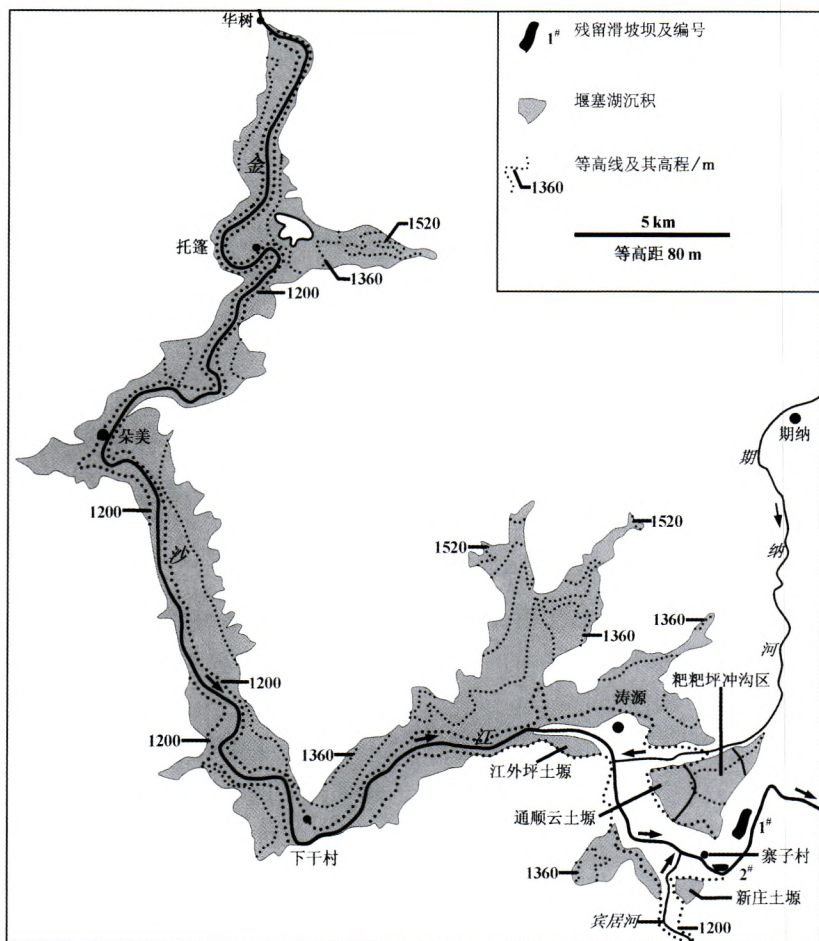


图 3 寨子村古滑坡堰塞湖沉积分布图(据 1:200000 地质图修编)

Fig. 3 Map showing the distribution of the deposits of Zhaizicun landslide-dammed lake in Jinsha River
(firsthand information from geological map of 1:200000)

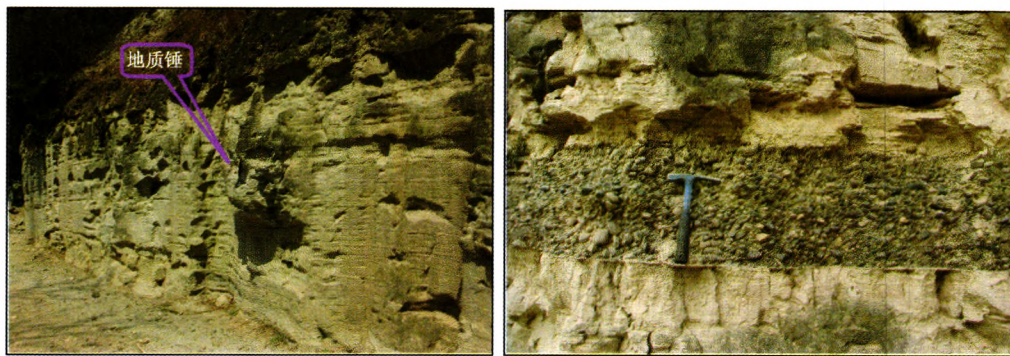


图 4 堰塞湖沉积典型剖面

Fig. 4 Typical sections of the deposits of Zhaizicun landslide-dammed lake

上游 100km、寨子村下游 100km 范围,即老八课-华树段、寨子村-灰拉表段(图 1)的弯曲系数分别只有 1.21 和 1.16,均属 $Ka < 1.3$ 的平直河流(段)。

河床纵断面方面,寨子村滑坡堵江所在的金沙江下游(石鼓至宜宾)江段的平均河床比降为 1.18‰,其中老八课-华树段、寨子村-灰拉表段的比降分别为 1.89‰和 1.29‰,而华树-寨子村段则

只有 0.60‰,可见滑坡堵江对河床比降的影响也是十分显著的。

河谷横断面形态方面,图 5 给出了堵江河段大坪村、下毛坪、金江街和百家湾 4 条典型横断面,剖面位置见图 6。图 5 表明,堵江河段河谷阶地-谷底区总体开阔、平缓,平均宽度在 1km 以上,最大宽度近 7km,4 条剖面的谷坡高度(H ,两岸高度不一致

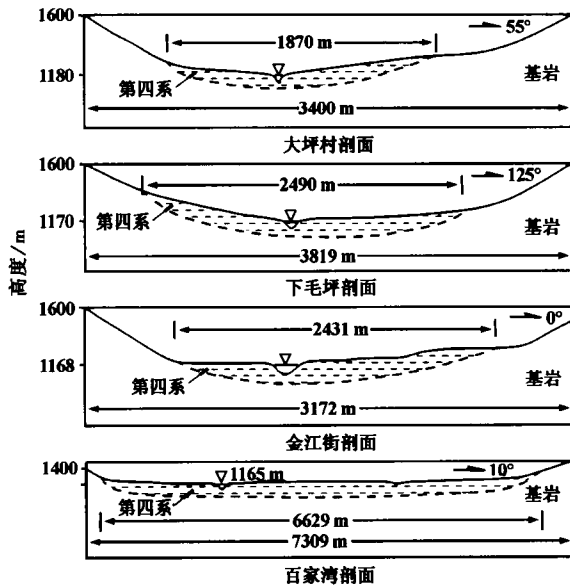


图5 寨子村滑坡堵江段的典型河谷横断面

Fig. 5 Typical across sections for the Jinsha River dammed by Zhaizicun landslide

时,取小值;受到图幅限制, H 并未出现在图中)与堆积阶地、谷底总宽度(L)的比值(H/L)分别为0.22,0.17,0.18和0.06,平均值为0.16,宽而浅是它们的共性,而从上游到下游 H/L 逐渐降低的特征也十分明显,在滑坡坝附近甚至已显现平原或盆地河流的特征(图2)。作为对比,图6给出了堵江河段上、下游各100km江段的典型横断面。从图6中可以看出,这些河段的横断面均呈“V”字形,阶地-谷底宽度多在200m以内,堵江段上游鱼比罗、金安桥和席草地3条剖面的 H/L 分别为8.79,7.91和6.55,平均值7.75;堵江段下游文笔山、那可吗、要西脚和阴滩4条剖面的 H/L 分别为2.43,4.69,6.05和4.46,平均值4.41。深而窄是非堵江河段横断面的突出特征,尤其需要指出的是,金沙江河谷横断面在寨子村滑坡坝上、下游存在突变现象,如2[#]滑坡坝上游约1km处的百家湾剖面的阶地-谷底宽度近7km,而1[#]滑坡坝下游800m处的文笔山剖面的阶地-谷底宽度则骤减到100m左右(图2~图6)。

综上所述,金沙江华树-寨子村段上、下游各100km江段均具有平面展布平直、纵断面比降大及横断面呈“V”字形的基岩山区河流的典型特征,而华树-寨子村段则呈现平面弯曲、纵断面比降小及横断面宽而浅的平原区河流特征,这正是寨子村滑坡堵江的地貌效应。这一效应所以能够产生并一直延续到现在,说明当时的堰塞湖存续时间较长并沉积了厚度较大的沉积物,湖积物及冲湖积物是现今

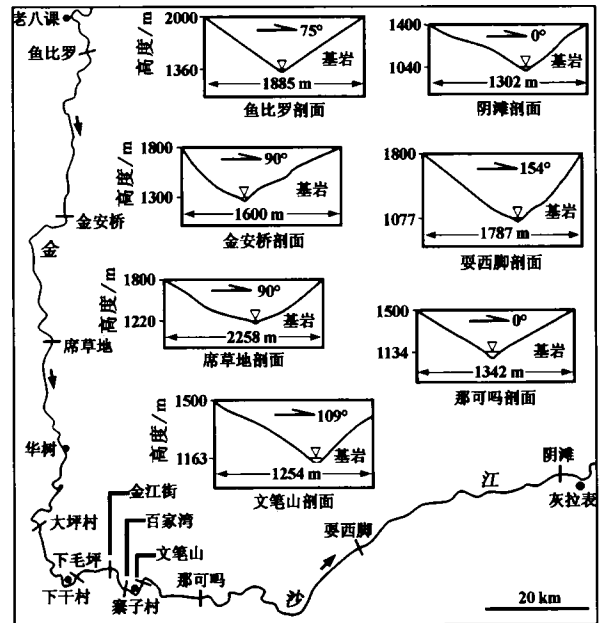


图6 金沙江寨子村滑坡堵江段上、下游典型河谷横断面

Fig. 6 Typical across sections of the upstream and downstream of the Zhaizicun landslide damming sector

堵江段特殊河谷地貌的直接塑造者,也就是说滑坡堵江首先改变了地质环境,特殊的河谷地貌是对地质环境变化的响应。

1.3 阶地地貌

寨子村滑坡堵江的地貌效应不仅表现在河谷的三维形态方面,在堆积阶地地貌方面也有重要显现。除开阔、平坦、起伏较小这一总体特征外,堵江河段的堆积阶地还呈现出与黄土地区类似的地貌特征^[12],发育有土塬、土梁和密集冲沟等堆积地貌和侵蚀地貌单元。

堵江河段两岸存在多处由金沙江及其支流侵蚀近水平产出的堰塞湖沉积形成的土塬,如江外坪土塬、通顺云土塬及新庄土塬等,其中最为典型的是紧邻寨子村2[#]滑坡坝、位于金沙江右岸的新庄土塬(图3和图7a)。新庄土塬位于宾居河与金沙江汇合处,平面上近似呈钟状,底边方位35°、长950m,高约1km,周长约3.3km,面积约0.6km²。土塬顶面主体标高1212m,起伏小于2m,基本处于水平状态,主要被农田占据。土塬西南侧为高20~22m的近直立陡坎(图7b),北东侧呈斜坡状态与金沙江河漫滩衔接。西南侧边界陡坎出露的为堰塞湖相浅黄-黄白色粉土(图7b),偶见粉细砂夹层,发育水平层理。

通顺云土塬由金沙江和期纳河侵蚀堰塞湖沉积而成,平面上呈不规则多边形,周长约5.4km,面积

约 1.7km^2 。塬面总体向西倾斜,但倾角只有 2° 左右,主体标高为 1220m ,高出周围金沙江一级阶地阶面约 20m 。土塬北侧为纳纳河侵蚀形成的陡坎或斜坡,南西侧呈斜坡状态,北东-南东侧与耙耙坪冲沟区接壤(图 3 和图 7a),由发育块状层理的暗黄色粉土构成。

冲沟及土梁在图 3 所示堰塞湖沉积分布区均较发育。受局部侵蚀基准面的控制,冲沟展布方向各异,长度从数百米到数公里,涛源附近的一条北东向冲沟长度接近 5km 。从宏观平面形态上看,冲沟有锥状和树枝状两种基本形式,前者处于发育初期,长度一般为数十米到数百米,后者处于发育的中后期;

从细节上看,锥状冲沟的边界往往呈锯齿状,而树枝状冲沟树干部分的边界多较平直,沟壁相对较缓,甚至圆润,沟间区域构成土梁(图 8a)。冲沟有时单条出现,有时成群、成组出现,平面分布最为密集的是通顺云土塬、耙耙坪、寨子村所围限的耙耙坪冲沟区(图 3 和图 9)。耙耙坪冲沟区顶面标高 $1200 \sim 1340\text{m}$,由发育块状层理的粉土构成。区内冲沟总体呈北北东向延伸,大致以图 9 中的虚线为界,冲沟区分为南、北两部分。两区冲沟分别受金沙江和期纳河控制而相向发育,但南区冲沟的发育程度、规模及密度要大于北区(见图 9),而且已经显现袭夺后者的趋势。两区内具有独立出口的冲沟有 22 条,其

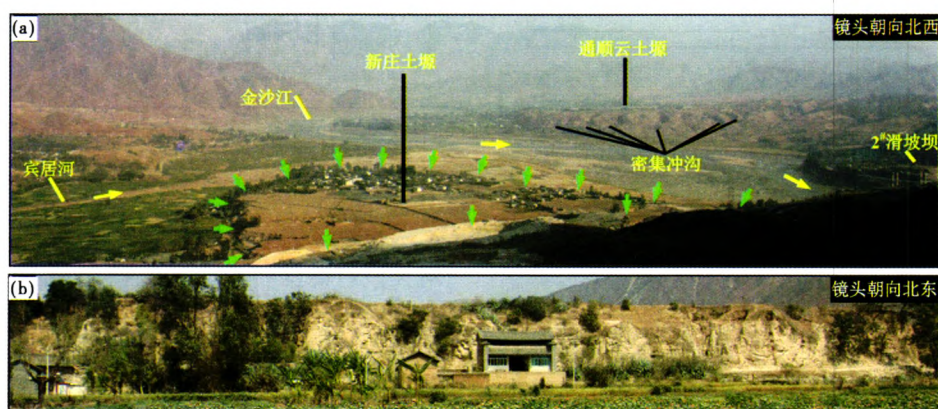


图 7 寨子村滑坡堵江段河谷内的土塬

Fig. 7 The soil table land and gullies in Zhaizicun landslide damming sector

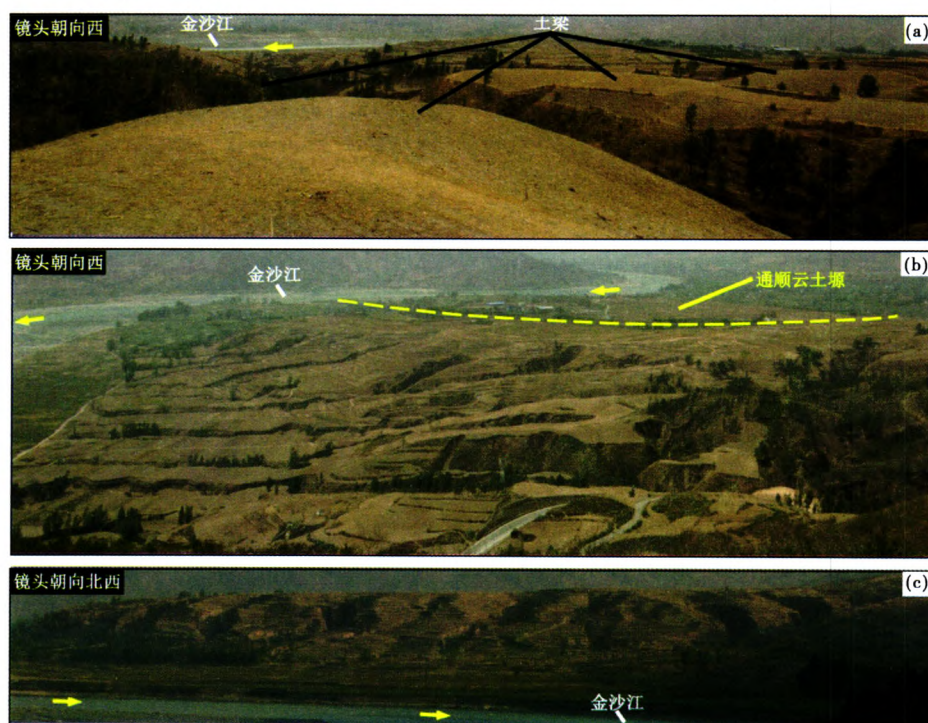


图 8 堰塞湖沉积上发育的密集冲沟(耙耙坪冲沟)

Fig. 8 Dense gullies on Baba platform

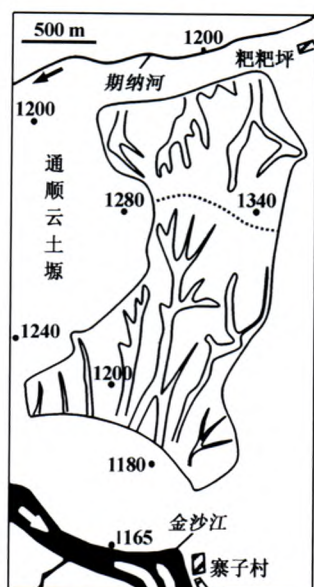


图9 耙耙坪冲沟分布略图

Fig. 9 Sketch for the gully distribution on Baba platform

中树枝状冲沟8条,其余为锥状冲沟;22条冲沟中,南区有17条,平均间距只有100m左右,最长的一条树枝状冲沟长度接近1.6km(图8a~8c)。

纵断面方面,对寨子村-朵美(图3)之间水平投影长度在509~4060m之间的10条冲沟的统计表明,其最大、最小和平均比降分别为118‰,37‰和78‰,比降与冲沟长度之间存在较为明显的负相关关系。尽管这些冲沟的比降明显低于(堵江段)两岸基岩山体上的冲沟比降,但还是远远大于金沙江干流的比降,尤其是堵江段的比降,表明冲沟介质仍处于快速侵蚀阶段。

窄而深是研究区冲沟横断面的典型特征。冲沟开口宽一般为数米到数十米,最大80m,沟底宽一般为数米,最小的不足1m,深度一般为数米到数十米,最大深度50m,谷坡坡度一般大于45°,而且有许多处于近直立状态。

此外需要指出的是,堵江河段,尤其是下干村-寨子村段在旱季还经常出现沙尘暴,图10为2012年3月27日记录的一次沙尘暴的片段。此次沙尘暴于15:28时沿金沙江河谷从江外坪土堰(图3)进入视域,在通顺云土堰、耙耙坪冲沟区一线得到明显加强,中心能见度不足50m;约10分钟后,沙尘前锋越过文笔山(图1),沿金沙江河谷向下游飘散。

寨子村滑坡堵江河段河谷阶地-谷底区相对平坦开阔,同时发育有土堰、冲沟及沟间土梁等独特地貌单元,这在西南地区大江大河的河谷地区是比较少见的。它们是堰塞湖沉积填平效应及滑坡坝溃决后,金

沙江干流及其季节性与常年性支流侵蚀、塑造堰塞湖沉积的结果。未成岩~半成岩状态的粉细砂、粉土、粉质粘土等细粒沉积是这些地貌单元及沙尘暴发育、发生的物质基础,而农田开垦及冲沟切割使得河谷气流夹杂细粒沉积并最终形成沙尘暴成为可能。

1.4 人居环境

开阔、平坦的地形及必要的资源是人类集居的重要条件。如前所述,寨子村滑坡堰塞湖沉积分布区沿江长55km、面积达120km²,可以容纳较多的人口,而区内较为平缓的地形则有利于住宅及交通等基础设施的建设。处于未成岩~半成岩状态的堰塞湖沉积以细粒沉积为主,适度开垦就可成为良田。除金沙江干流外,还有包括宾居河、期纳河在内的8条常年性河流经过堰塞湖沉积分布区汇入金沙江,区内水资源也十分丰富。目前,堰塞湖沉积分布区内聚集有永胜县涛源乡、片角乡及鹤庆县朵美乡的大约8万人口,包括从堰塞湖沉积东部及南部边界通过的省道220线和宾川-鹤庆县级公路在内的省、县、乡、村级公路通车里程超过120km,交通十分便利。除了村镇住宅、道路及部分工厂建设用地外,堰塞湖沉积分布区的其余部分几乎全部被开垦成了农田。

寨子村滑坡堵江形成的堰塞湖沉积首先通过填筑金沙江及其支流谷地为人类集聚创造了较为理想的空间条件,而堰塞湖沉积特有的物质组成及物理力学特性不仅为人们带来了土地资源,而且为住所及基础设施建设提供了易于施工的稳定承载介质,金沙江及其支流则对人类生产及生活提供了充足的水资源条件。

2 海口滑坡

海口滑坡位于云南省巧家县大寨乡海口村的海口河右岸。海口河系金沙江一级支流,其干流长约17km,瓦房子上游流向为自北东向南西,瓦房子下游为自东向西,于白鹤滩镇下游约2km处的三滩汇入金沙江,海口滑坡位于海口河与金沙江汇合处上游约2.3km处(图1和图11)。海口滑坡及其堰塞湖沉积规模不如寨子村滑坡,但滑坡坝与堰塞湖沉积均保存完整(图11和图12),这在滑坡堵江事件中是较为少见的。

海口滑坡发生于一个单斜构造之上,滑体岩性为白垩系下统小坝组下段(K₁x₁)红色砂岩和泥岩,属于顺层滑坡,主滑方向172°、滑床倾角17°。滑体的长、宽和厚分别约为1100m,400m和50m,失稳岩



图 10 堵江河段的沙尘暴

Fig. 10 The sand-dust storm along dammed Jinsha River sector

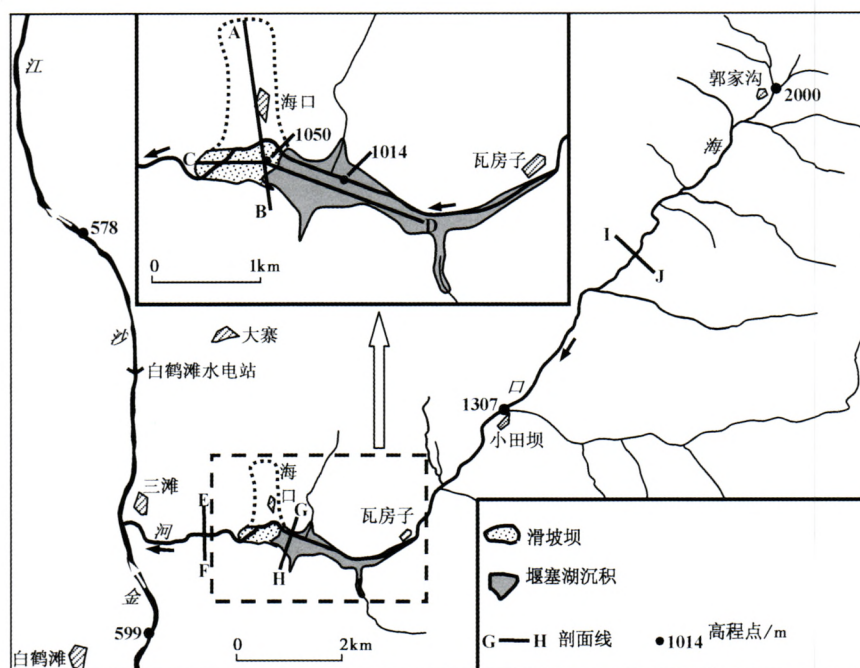


图 11 海口滑坡位置图

Fig. 11 The location of Haikou landslide



图 12 海口滑坡的滑坡坝及其堰塞湖沉积

Fig. 12 The Haikou landslide dam and deposits of the landslide-dammed lake

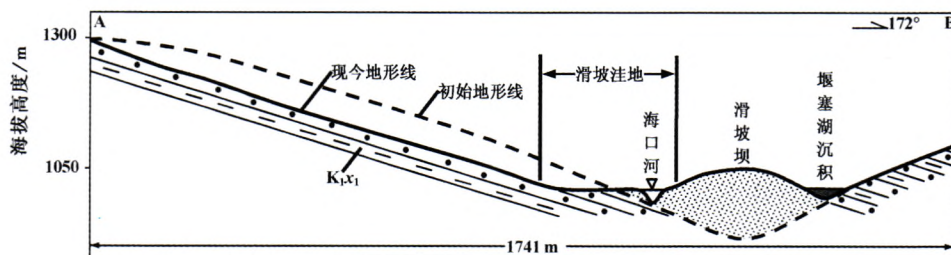


图 13 海口滑坡纵断面图

Fig. 13 The longitudinal profile of Haikou landslide

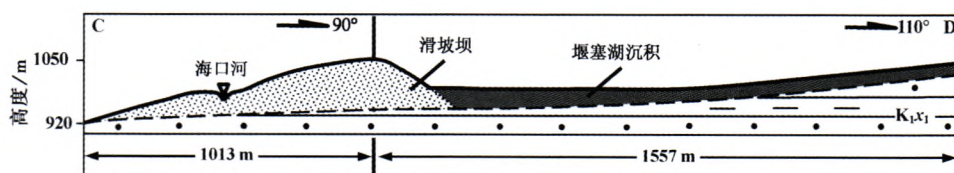


图 14 滑坡坝及堰塞湖沉积纵断面

Fig. 14 The longitudinal profile of Haikou landslide dam and deposits of the landslide-dammed lake

体体积约 $2200 \times 10^4 \text{ m}^3$, 属于大型滑坡。失稳岩体几乎全部滑离滑床并在剪出口以下形成一个长、宽分别约为 500m 和 250m 的滑坡洼地(图 13 和图 14)。

滑坡堆积在海口河河道内形成的滑坡坝顺河水水平投影长约 1000m、最大厚度 135m, 坝顶最大标高及坝体前缘坡脚标高分别为 1050m 和 920m, 综合考虑河谷初始形态后估算的现今滑坡坝体积约为 $1700 \times 10^4 \text{ m}^3$ (图 12 ~ 图 14)。滑坡坝由砂岩、泥岩碎块石及巨块石组成, 宏观形态圆润。坝轴线位置存在一长约 700m、宽约 400m、相对高差 30m 的圆丘, 滑坡坝上散布有大量等效直径 3 ~ 5m 的棱角状砂岩巨石, 其中尤以圆丘范围内最为密集。尽管滑坡坝也曾经历海口河的翻坝侵蚀, 但并未发生整体跨坝, 目前依然保持稳定状态。砂岩块石、巨块石构成骨架、泥岩碎屑填隙构成滑坡坝, 加之海口河流量相对较小, 应该是该滑坡坝能够保持长期稳定的主要原因。

海口滑坡堵塞海口河形成的堰塞湖沉积保存完整, 沿河长 3km, 最大宽度 500m, 面积 8 km^2 ; 由于向支流凸出, 平面上呈树枝状(图 11)。堰塞湖沉积主

要由粉土构成, 顶面起伏较小, 标高介于 1014 ~ 1080m 之间, 其中坝前 1km 范围呈近水平状态, 其余 2km 向下游倾斜, 倾角 5° 。由于淤积作用, 堰塞湖已被沉积物完全填满, 海口河以游荡型河流的形式从沉积物表面通过, 然后经由滑坡坝右侧的滑坡洼地、坝体右侧边界和滑坡坝前缘斜坡流向金沙江(图 11 ~ 图 14)。

海口滑坡形成的滑坡坝及坝前堰塞湖沉积的地貌效应十分显著。三滩-滑坡坝坝脚及瓦房子-郭家沟(图 11)之间的河床比降分别为 118‰ 和 115‰, 即未受堵江影响的海口河河床比降应该在 117‰ 左右。滑坡堵江对河谷纵断面的影响与人工土石坝类似, 可以归结为“一高一低”, 滑坡坝背水坡段比降为 128‰, 明显提高了河谷比降, 而坝前堰塞湖沉积分布河段下游 1km 和上游 2km 的河床比降分别只有 0‰ 和 40‰, 对河床的填筑、抬升效应显著(图 14), 堵江影响河段总长超过 4km。

尽管整个海口河横断面依然表现为“窄而深”的特征, 但谷底宽度从正常河段的数米、数十米(图 15 中的 E-F 断面和 I-J 断面)增大到堰塞湖沉积

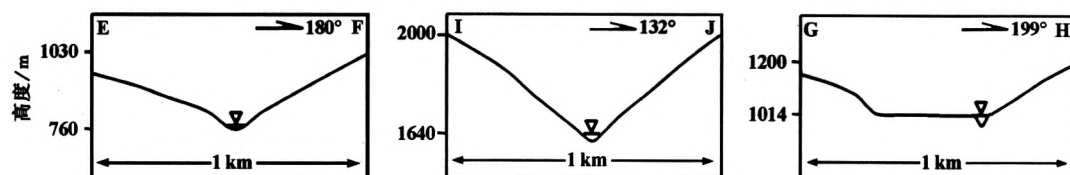


图 15 海口河典型横断面

Fig. 15 Typical across sections of the Haikou River

分布区的数十米到数百米,滑坡堵江对所在河段横断面的影响还是很显著的,尤其是坝前 1km 范围内(图 15 中的 G-H 断面)。

受到金沙江江面标高的强力胁迫,其一级支流往往底蚀强烈、河床比降很大,山高谷深、土地资源十分紧张,而广大的谷坡区还面临水资源匮乏的严重问题,人居环境很差,海口滑坡堵江在海口河谷营造了一片面积约 1km² 的理想集聚环境。目前,滑坡坝、堰塞湖沉积的下游及滑坡洼地范围内除了住宅外,已全部被开垦为基本上是旱涝保收的水稻田(图 12)。

3 讨论

地壳隆升、河谷侵蚀下切是包括我国青藏高原东南缘斜坡地带在内的滑坡灾害高发区地貌演化过程的主旋律,但并非全部。河流侵蚀过程会受到高陡岸坡大规模集中失稳堵江的强力抑制,是一种类似于“走两步退一步”的自我调节过程。

滑坡堵江会使滑坡坝附近的侵蚀基准面骤然抬升数十米,甚至数百米,滑坡坝上游数公里,甚至数十公里范围内的河床侵蚀过程停止同时开始接受沉

积。数百年、数千年,甚至数万年后,滑坡坝破坏加剧,堰塞湖沉积开始遭受侵蚀。坝前已经沉积数十~数百米厚的滑坡坝一般不会突然溃决,河流侵蚀滑坡坝及堰塞湖沉积,重新回归到原来的基岩河床也是一个缓慢的过程,如海口滑坡(图 12)。金沙江寨子村 2[#]滑坡坝基本上可以被视为残留滑坡坝,而根据堵江河段上、下游的河谷纵断面,现今河床已基本回归到堵江前的标高,但由于特殊物质组成和结构及堵江期间江水的长期浸泡,呈陡壁状的残留滑坡坝已经处于半胶结状态,表面坚硬(图 16),江水侧蚀及河道拓宽过程缓慢,形成哑铃型江面,而雨季则会引起上游寨子村、花坪、清水河、金江街一线的大范围雍水(图 2 和图 17a),形成宽达 3km 的河漫滩沉积(图 2 和图 17b),严重阻碍着河流的下切过程。因此,滑坡堵江对河床侵蚀这一地貌演化的核心进程的阻滞效应往往是显著的、长期的。

堰塞湖沉积属于静水沉积,其理论分布范围与堰塞湖湖面的面积等大,一般都远大于滑坡坝的分布范围。滑坡坝和河床附近的堰塞湖沉积也许会被较快侵蚀掉,而其他区域的堰塞湖沉积由于主要经

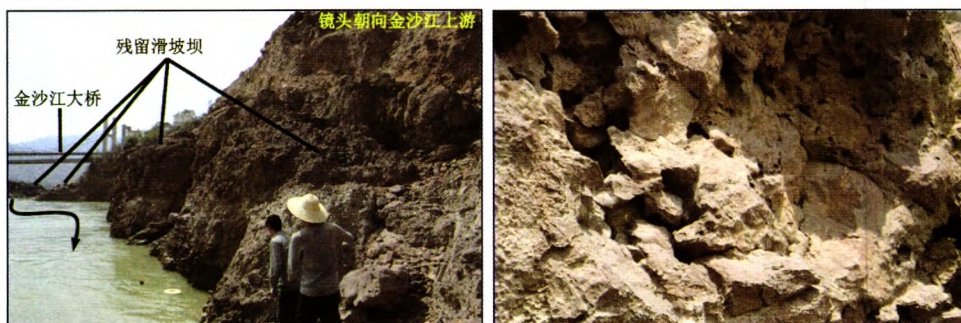


图 16 寨子村 2[#]残留滑坡坝

Fig. 16 The landslide dam of Zhaizicun 2[#] landslides



图 17 寨子村 2[#]残留滑坡坝引起的金沙江雍水与河漫滩沉积

Fig. 17 The hammed water and valley flat of Jinsha River caused by Zhaizicun 2[#] relic landslide dam

受降水的面状侵蚀,往往可以大面积的长期保留,这可以合理解释我国西南很多地区出现的不见强度相对较高的滑坡坝而只见软弱的堰塞湖沉积的现象,也为分布于这一地区的昔格达组地层的成因研究提供了重要线索。残留堰塞湖沉积的填平效应不仅可以营造出开阔、平坦的空间,而且大多都可开垦为农田,在长期影响所在区域地貌演化的同时,也为人类在高山峡谷区创造了若干宜居场所。因此,滑坡堵江的后续地貌效应也是十分显著的。

覆盖我国川西南、藏东南、滇西北及滇东北的青藏高原东南缘斜坡地带国土面积超过 $20 \times 10^4 \text{ km}^2$, 分布有发源于青藏高原的金沙江、澜沧江和怒江三大河流。在高原持续隆升的强力驱动及区内不同序次构造单元体系的约束下,三大河流及其庞大的支流体系强烈下切,已经并仍在塑造着该区高山、峡谷相间的地貌格局^[13~16]。在地震及强降雨等因素的激发下,数百米以上的高陡岸坡经常发生集中性失稳并堵塞江河^[1],滑坡堵江具有空间上的普遍性,仅金沙江及其支流就已经识别出 61 处滑坡堵江^[17],同时必须指出的是,由于青藏高原东南缘地形地貌条件复杂,人口密度低,地质工作程度不高以及人们认识上的差异,实际的滑坡堵江数量应该远大于已经识别出的数量,如本文所涉及的两处滑坡堵江就是笔者近年来在相关工作中意外发现的,并不在前述 61 处之列。青藏高原东南缘大江大河及其支流体系的底蚀、下切是青藏高原隆升驱动的漫长地貌过程,与之相伴的河流岸坡失稳及滑坡堵江具有时间上的连续性。因此,滑坡堵江事件具有空间上的普遍性与时间上的连续性。

4 结论

(1)金沙江干流寨子村巨型古滑坡群的滑源区形态完整,滑坡坝及堰塞湖沉积均有残留,后者沿江分布长度 55km、平均宽度 2.2km、面积约 120 km^2 。堵江段的金沙江平面弯曲、纵断面比降小、横断面宽而浅,具有平原区河流特征,与非堵江段差异显著。堰塞湖沉积分布区地形开阔,发育有土塬、冲沟及土梁等独特地貌单元,有时还会发生沙尘暴。

(2)堵塞金沙江支流海口河的海口大型滑坡的滑坡坝及坝前堰塞湖沉积均保存完整,前者顺河水水平投影长约 1000m、最大厚度 135m,后者沿河长 3km,最大宽度 500m,面积 8 km^2 。滑坡坝和堰塞湖沉积分别使河床比降增大、减小了 11‰ 和 95‰,而后者使得谷底宽度从正常河段的数米、数十米增大

到数十米到数百米,两者在海口河河谷营造了面积约 1 km^2 的理想集聚环境。

(3)滑坡堵江的地貌效应显著。滑坡堵江能够强力抑制滑坡灾害高发区的河流侵蚀下切进程,使之成为类似于“走两步退一步”的自我调节过程;滑坡堵江形成的堰塞湖沉积不仅可以填筑出开阔、平坦的空间,而且大多都可开垦为农田,在长期影响所在区域地貌演化的同时,也为人类在高山峡谷区营造了若干宜居场所。

(4)滑坡堵江具有空间上的普遍性与时间上的连续性,已经识别出的滑坡堵江数量应该远小于实际数量。沿西南地区三大河流及其支流断续分布的半成岩湖相沉积物中有许多应该是堰塞湖沉积,寻找滑坡坝是确定沉积环境的关键之一。

参考文献 (References)

- 1 王兰生,王小群,许向宁等. 岷江叠溪古堰塞湖的研究意义. 第四纪研究,2012,32(5):998~1010
Wang Lansheng, Wang Xiaoqun, Xu Xiangning et al. Significances of studying the Diexi paleo-dammed lake at the upstream of Minjiang River, Sichuan, China. *Quaternary Sciences*, 2012, 32(5):998~1010
- 2 Hewitt K, Clague J J, Orwin J F. Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes. *Earth-Science Reviews*, 2008, 87(1/2):1~38
- 3 许强,陈伟,金辉等. 大渡河流域河谷深厚覆盖层特征与发育分布规律研究. 第四纪研究,2010,30(1):30~36
Xu Qiang, Chen Wei, Jin Hui et al. Characteristics and distribution of thick overburdens along the Dadu River valley. *Quaternary Sciences*, 2010, 30(1):30~36
- 4 陈智梁,孙志明, Royden L H 等. 四川泸定昔格达组的堰塞湖成因及其意义. 第四纪研究,2004,24(6):614~620
Chen Zhiliang, Sun Zhiming, Royden L H et al. Landslide blocked lake: Origin of the Xigeda Formation in Luding, Sichuan and its significance. *Quaternary Sciences*, 2004, 24(6):614~620
- 5 Korup O. Recent research on landslide dams—A literature review with special attention to New Zealand. *Progress in Physical Geography*, 2002, 26(2):206~235
- 6 Korup O. Geomorphometric characteristics of New Zealand landslide dams. *Engineering Geology*, 2004, 73(1/2):13~35
- 7 Reneau S L, Dethier D P. Late Pleistocene landslide-dammed lakes along the Rio Grande, White Rock Canyon, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 1996, 108(11):1492~1507
- 8 王书兵,赵志中,乔彦松等. 泸定昔格达组时代认定与古环境. 第四纪研究,2006,26(2):257~264
Wang Shubing, Zhao Zhizhong, Qiao Yansong et al. Age and paleoenvironment of Xigeda Formation in Luding, Sichuan. *Quaternary Sciences*, 2006, 26(2):257~264
- 9 徐则民,刘文连,黄润秋等. 西昌昔格达组物质组成及源区分析. 第四纪研究,2011,31(2):378~396
Xu Zemin, Liu Wenlian, Huang Runqiu et al. Material composition and provenance analysis for Xichang Xigeda Formation. *Quaternary*

- Sciences*, 2011, **31**(2): 378 ~ 396
- 10 徐则民, 刘文连, 黄润秋. 昔格达组地层研究中需要注意的若干关键问题. 地学前缘, 2011, **18**(5): 256 ~ 270
Xu Zemin, Liu Wenlian, Huang Runqiu. Some problems about the genesis of Xigeda Formation. *Earth Science Frontiers*, 2011, **18**(5): 256 ~ 270
 - 11 Schneider J L, Pollet N, Chapron E *et al.* Signature of Rhine valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. *Sedimentary Geology*, 2004, **69**(1/2): 75 ~ 91
 - 12 袁宝印, 汤国安, 周力平等. 新生代构造运动对黄土高原地貌分异与黄河形成的控制作用. 第四纪研究, 2012, **32**(5): 829 ~ 838
Yuan Baoyin, Tang Guo'an, Zhou Liping *et al.* Control action on the geomorphic differentiation in Loess Plateau and the formation of Yellow River by Cenozoic tectogenesis. *Quaternary Sciences*, 2012, **32**(5): 829 ~ 838
 - 13 杨达源, 韩志勇, 葛兆帅等. 金沙江石鼓-宜宾河段的贯通与深切地貌过程的研究. 第四纪研究, 2008, **28**(4): 564 ~ 568
Yang Dayuan, Han Zhiyong, Ge Zhaoshuai *et al.* Geomorphic process of the formation and incision of the section from Shigu to Yibin of the Jinshajiang River. *Quaternary Sciences*, 2008, **28**(4): 564 ~ 568
 - 14 黄 典, 杨达源, 李郎平等. 金沙江白鹤滩河段下切速率初步研究. 第四纪研究, 2010, **30**(5): 872 ~ 876
Huang Dian, Yang Dayuan, Li Liangping *et al.* Incision rates of the Baihetan section of the Jinsha River. *Quaternary Sciences*, 2010, **30**(5): 872 ~ 876
 - 15 葛兆帅, 刘庆友, 胥勤勉等. 金沙江下段河槽地貌特征与地貌过程. 第四纪研究, 2006, **26**(3): 421 ~ 428
Ge Zhaoshuan, Liu Qingyou, Xu Qinmian *et al.* The geomorphic evolution and characteristics of the river bed in the lower reaches of Jinshajiang River. *Quaternary Sciences*, 2006, **26**(3): 421 ~ 428
 - 16 王 刚, 陶晓凤, 伊海生等. 四川盆地西南缘雅安-名山地区青衣江古河道的变迁及蒙顶山背斜的隆起. 第四纪研究, 2010, **30**(4): 779 ~ 790
Wang Gang, Tao Xiaofeng, Yi Haisheng *et al.* The change of the Paleo-Qingyijiang River and the rise of the Mengdingshan anticline in the area of Ya'an-Mingshan, south-west of the Sichuan Basin. *Quaternary Sciences*, 2010, **30**(4): 779 ~ 790
 - 17 柴贺军, 刘汉超, 张倬元. 中国滑坡堵江发育分布特征. 山地学报, 2000, **18**(增): 51 ~ 54
Chai Hejun, Liu Hanchao, Zhang Zhuoyuan. The temporal-spatial distribution of damming landslides in China. *Journal of Mountain Science*, 2000, **18**(Suppl.): 51 ~ 54

GEOMORPHOLOGICAL EFFECTS OF LANDSLIDE DAMMING

Xu Zemin^{①③} Liu Wenlian^② Huang Runqiu^③

(^①Department of Civil Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650224; ^②Kunming Non-ferrous Metal Reconnaissance and Design Institute, Kunming 650051; ^③State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu 610059)

Abstract

Taking Zhaizicun giant landslides and Haikou large-scale landslide in Jinsha River and its tributary as examples, the geomorphological effects of landslide damming were preliminarily discussed by field surveying, measuring and indoor theoretical analysis. Zhaizicun giant ancient landslides possess residual landslide dams and deposits of landslide-dammed lake with a length of 55km and area of about 120km² along Jinsha River. Severely compare to other river section, the characteristics of landslide damming section is plane bending, small gradient ratio of profile as well as wide and shallow cross-section, which manifest plain area river features. The distribution area of the deposits of landslide-dammed lake is broad, in which the geomorphic units such as table lands, gullies and earth beams develop and sometimes sandstorms occur. Both the landslide dam and deposit of landslide-dammed lake of Haikou large-scale landslide exist now. The former is about 1000m horizontal projection length and the maximum thickness is 135m. The latter possess a length of 3km and area of 8km² along Haikou River. Because of them, the longitudinal gradient ratio of Haikou River is increased by 11‰ and decreased by 95‰, respectively. Meanwhile, the latter induced the increase of the valley floor width from tens of meters to hundreds of meters. The geomorphological effects of landslide damming is extraordinary. It can restrain river base-erosion action in the Alpine-Gorge areas, which formed the self-regulated process of two-step forward and one-step backward. Moreover, The wide deposit areas of landslide-dammed lake can be opened up for farming. At the same time of long-term influence on landform evolution, deposits of landslide-dammed lakes have created many livable places in complicated mountain areas.

Key words landslide, landslide damming, deposits of landslide-dammed lake, landform, geological environment