

金沙江上游特米大型古滑坡的成因 及古地震参数反分析*

龙维¹, 陈剑¹, 王鹏飞¹, 许冲², 刘辉³, 孙进忠¹

(1. 中国地质大学(北京)工程技术学院, 北京 100083; 2. 中国地震局地质研究所, 北京 100029;
3. 中国电建集团中南勘测设计研究院有限公司, 湖南 长沙 410014)

摘要: 对金沙江上游特米大型古滑坡的成因及古地震参数反分析进行研究。在野外详细地质地貌调查及¹⁴C年代测定的基础上, 确定特米大型古滑坡是由地震触发形成, 滑坡曾形成堰塞坝堵塞了金沙江, 其形成时间约为7 210 BP。基于Newmark法分析了触发特米古滑坡的地震震级与震中距之间的关系, 结合地质地貌调查, 初步推断地震震中位于特米滑坡下游雄松—苏洼龙活动断裂上(栋索到拉扎西段), 地震震级为7.0~7.4级。

关键词: 金沙江上游; 古滑坡; 地震参数; 反分析; Newmark法

中图分类号: P315.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2015)04-0568-08

0 引言

中高山地区发生的强烈地震容易触发大型滑坡, 地震触发滑坡形成的次生灾害有时比地震振动本身以及断层错断所造成的灾害更为严重(Jibson *et al.*, 2000; Keefer, 2000; Boomer, Rodriguez, 2002)。对于有地震记录资料的现代地震滑坡, 国内外一些学者利用地震动参数对地震滑坡进行研究(Wilson, Keefer, 1983; Jibson, Keefer, 1993; Harp, Wilson, 1995; 王秀英等, 2009, 2010, 2011), 取得良好效果。对于缺乏地震记录资料的古地震滑坡, 国内外有部分学者开展通过古滑坡对古地震参数进行反分析的相关研究, 并取得了一定成果(Jibson, 1996; Oded, Onn, 2007; Neta *et al.*, 2009), 但目前有关这方面系统而深入的研究仍然十分缺乏。

对于缺乏历史资料记载的古地震, 如果能够明确判定古滑坡或古滑坡群是由地震触发, 则可利用古滑坡通过反分析法求取古地震参数。因此, 对古地震滑坡进行研究可帮助重建区域或场地的地震历史(Jibson, 1996), 为现今地震危险性评估及现代大型工程设计提供重要参考依据。

本文通过详细的野外地质地貌调查, 对金沙

江上游特米滑坡发育特征进行了分析, 并结合年代学和反分析法, 分析和讨论了特米滑坡的成因机制及触发其发生的古地震参数。

1 区域地质背景

研究区域位于青藏高原东南缘金沙江上游, 特米滑坡地处巴塘县城西南, 距巴塘县城约4 km (29°58'32.48"N, 99°03'13.30"E) (图1、2)。特米滑坡所在河段属金沙江深切切割区, 地形起伏大, 相对高差在2 000 m以上, 两岸山体自然坡度30°以上, 为典型高山峡谷地貌, 河谷多为V型, 宽200~400 m。该河段滑坡、崩塌、泥石流等不良地质现象广泛发育。

研究区地质构造复杂, 活动断裂发育, 其中金沙江断裂带和巴塘断裂带(图1)是区域内两条主要的活动断裂带(Chen *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2014)。金沙江断裂带(F₆)是由多条主干断裂组成的长约700 km、宽约80 km的复杂构造带(周荣军等, 2005), 历史上多次发生地震, 1870年发生过7.5级地震, 1989年4次6级以上地震也发生在此断裂带上(伍先国, 蔡长星, 1992)。金沙江断裂带的一条重要分支雄松—苏洼龙断裂从特米滑坡后缘附近穿过, 此断裂1923年发生过6.5级地震(伍

* 收稿日期: 2014-05-05.

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(41230743), 国家自然科学基金青年科学基金项目(40901005)和中央高校基本科研业务费专项资金项目(2011YXL054)联合资助。

先国, 蔡长星, 1992)。巴塘断裂 (F_7) 长约 200 km, 由一组北北东向彼此平行的断层和破碎带组成, 此断裂晚第四纪以来地震活动强烈, 1948 年发生过 7.3 级地震 (周荣军等, 2005)。

区域主要出露中生代片岩、大理岩、石灰岩、花岗岩和基性火山岩 (图 2)。特米滑坡区的基岩岩性主要为黑云母石英片岩, 片岩的节理比较发

育。表层岩体风化较严重, 岩体完整性较差。

研究区地震强度大, 频度高, 强震沿活动断裂带分布, 历史上多次发生地震。近 300 年以来发生过多次中强震, 其基本参数见表 1 (伍先国, 蔡长星, 1992; 西藏自治区科学技术委员会, 西藏自治区档案馆, 1982; 四川省地方志编纂委员会, 1998)。

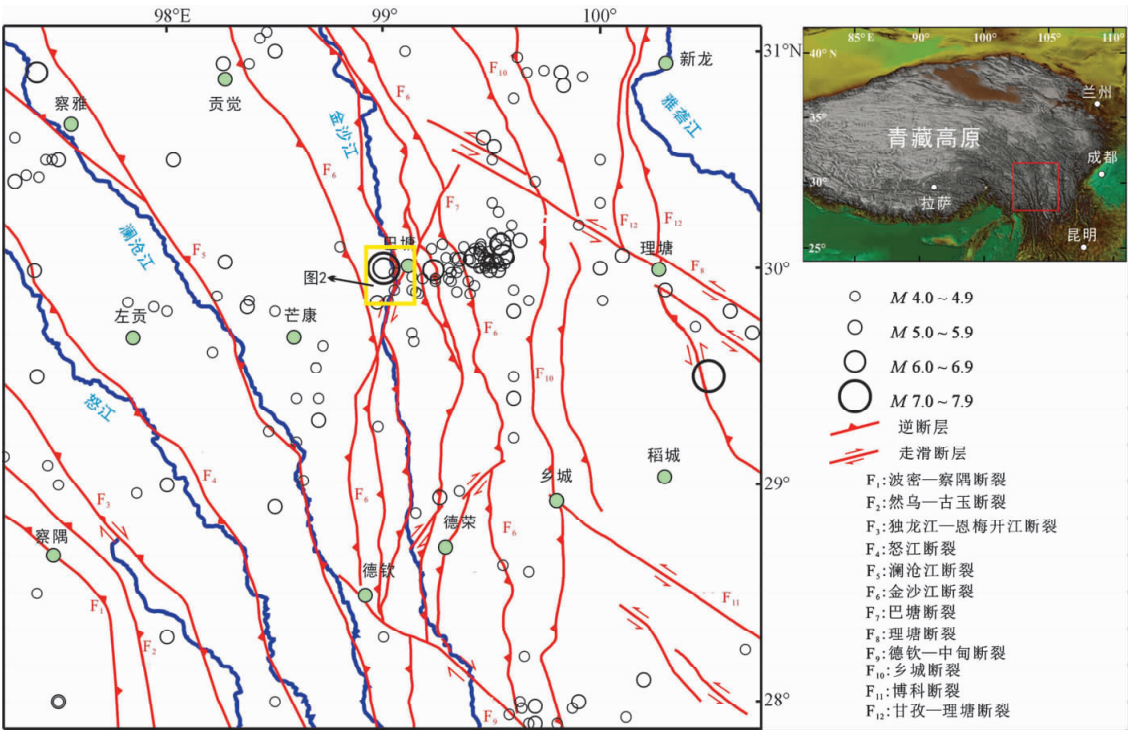


图 1 研究区位置及区域断裂 (据 Chen 等 (2013) 修改) (1722 ~ 1980 年)
Fig. 1 Map of the location of the study area and regional faults
(revised based on Chen *et al.* , 2013) (1722 ~ 1980)

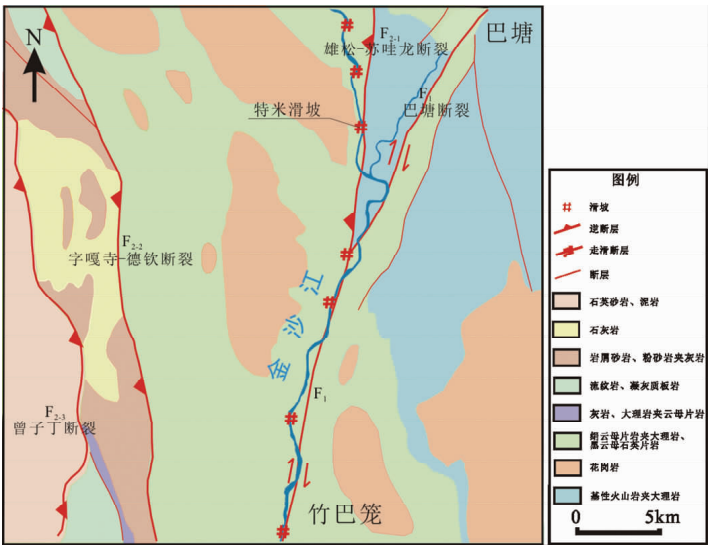


图 2 研究区地层岩性及滑坡位置
Fig. 2 Formation lithology and the location of landslides in the study area

表 1 研究区近 300 年以来发生的主要地震

Tab. 1 The main earthquakes occurred in the study area in the recent 300 years

编号	发震时间/年-月-日	震级	烈度	φ_N	λ_E	地点	震源深度/km
1	1722	≥ 6	$\geq VIII$			巴塘西	
2	1870-04-11	7.5	X	30°00′	99.10°	巴塘	
3	1921	6.9	IX	29°00′	98.50°	芒康	
4	1923-10-20	6.5	$\geq VIII$	29°20′	99°04′	巴塘	
5	1948-05-25	7.3	X	29°30′	100°30′	理塘	
6	1959-06-03	4.7		30°30′	99°30′	巴塘沙溪乡	
7	1960-05-03	5.4		29°48′	99°36′	巴塘南东	41
8	1979-11-06	5		30°34′	99°20′	巴塘北东	
9	1989-04-16	6.7	VIII	29°56′	99°15′	巴塘东南	15
10	1989-04-05	6.7	VIII	29°56′	99°24′	巴塘东南	15
11	1989-05-03	6.4		30°00′	99°23′	巴塘东	
12	1989-05-03	6.2		30°01′	99°25′	巴塘东	

研究区处于半干旱气候带，年平均降雨量小于 400 mm，降雨主要集中在每年 7~9 月。气温最高为 7 月，平均为 19℃，最低为 1 月，平均气温为 3.7℃。气候随海拔的升高有所变化，河谷地区属于干热气候（Chen *et al.*，2013）。这种气候条件导致河谷地区物理风化强烈，植被稀少。

2 特米滑坡基本特征

特米滑坡左岸和右岸均分布有残留滑坡堆积

体和湖相沉积，右岸下游分布有滑坡坝溃决堆积物（图 3）。

2.1 地貌形态与堆积特征

左岸滑坡残留堆积体纵剖面前缓后陡，前缘呈平缓的台阶状；后缘坡角约 25°，前缘坡角 0~3°，平均坡角约 15°。堆积体前缘横向剖面呈向上凸的弧形，中间厚，两端变薄，宽度沿河流流向展布。两侧及后缘边界具有明显陡坎，整个滑坡体的周界呈明显的圈椅状形态。滑坡后缘边界明显，表层可见红褐色粘土（图 4a）。滑坡前缘的堆积体主要由松



图 3 湖相沉积、特米滑坡和滑坡坝溃决堆积物的空间位置分布
Fig. 3 Spatial distribution of lacustrine deposits and accumulation masses of Temi landslide and landslide dam outburst deposits

散的块碎石组成,最大粒径可达5 m(图4b)。

左岸滑坡残留堆积体后缘最高点高程约3 200 m,前缘顶部高程约2 680 m,堆积体长约900 m,纵向平均长约350 m,堆积体最宽处约600 m,平均宽度约250 m,纵向剖面表现为前缘厚后缘薄,前缘最厚处约175 m(图4c),计算得左岸滑坡残留堆积体体积约 $700 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

右岸滑坡残留堆积体覆盖于谷坡之上(图4d),堆积体最高点高程约2 645 m,组成物质主要为块碎石,粒径差异较大,最大粒径达8 m。计算所得右岸残留堆积体体积约为 $30 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

滑坡堆积体上游左岸及右岸均分布有湖相沉积(图5),湖相沉积组成物质主要为粉土和粘土,层理十分清晰,湖相层厚约15 m(图5a),湖相层覆于滑坡堆积体之上(图5b),底部局部可见覆盖于滑坡块石堆积之上(图5c)。右岸堆积体下游见有大量的滑坡坝溃决堆积物,溃决堆积体长约1 600 m,宽30~180 m(图3)。

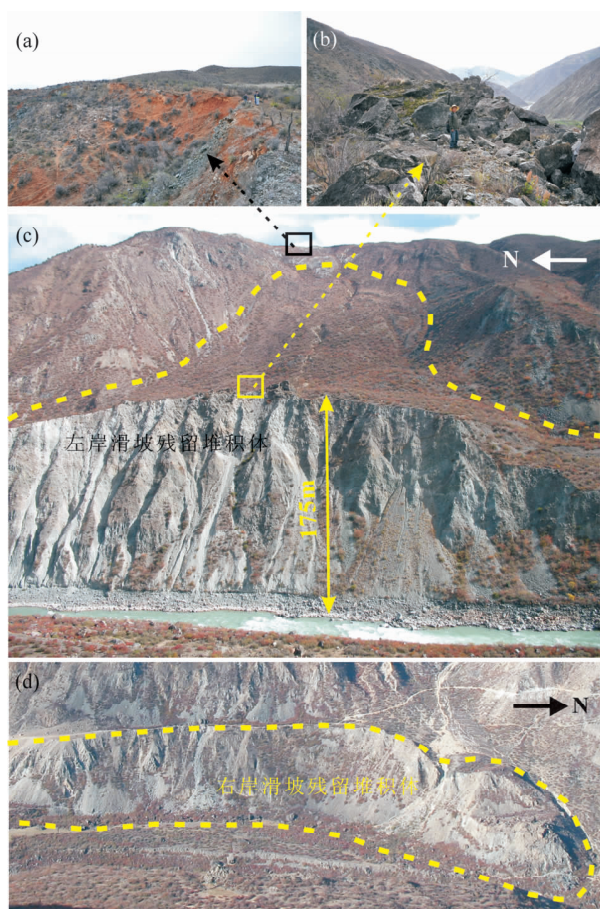


图4 特米滑坡地貌形态及堆积特征
Fig. 4 Landform and accumulation characteristics of Temi landslide

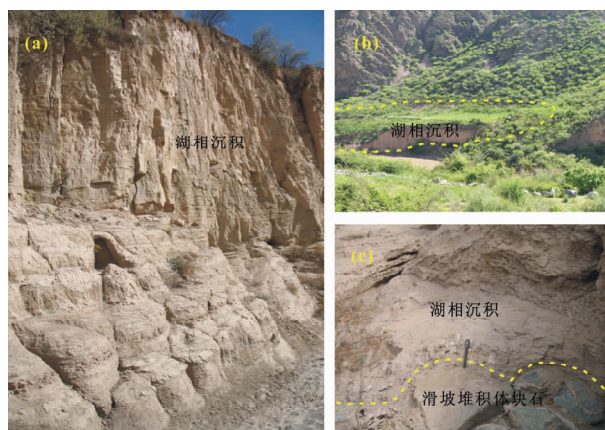


图5 特米滑坡堆积体上游湖相沉积
Fig. 5 Lacustrine deposits at upstream of accumulation mass of Temi landslide

上述研究表明,特米滑坡发生后形成堵江滑坡坝,滑坡发生时滑速较高,滑坡前端冲过河床直达对岸,并且滑坡坝可能稳定存在了较长时间后才发生溃决。

2.2 滑坡地形恢复

经计算滑坡坝溃决部分体积约 $1\ 380 \times 10^4 \text{ m}^3$,加上左右岸滑坡残留堆积体体积,可得滑坡总体积约为 $2\ 110 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。结合滑坡圈椅状地形、两侧的地形地貌特征,利用体积补偿法,可恢复得到原斜坡地形(图6)。

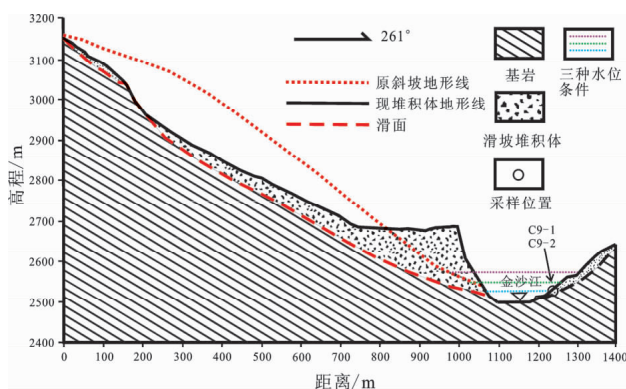


图6 特米滑坡原始地形线、堆积体地形线及滑动面
Fig. 6 Initial landform line, accumulation mass landform line and sliding surface of Temi landslide

2.3 年代测量

利用AMS ^{14}C 法对滑坡形成年代进行测定,样品为湖相沉积的红色粘土,采样位置位于特米滑坡右岸上游残留的湖相层底部(图6)。在北京大学碳十四实验室进行测试。由AMS ^{14}C 测年结果

(表 2) 可知, 滑坡发生时间约为 7 210 BP。

表 2 特米滑坡¹⁴C 年代学实验结果

Tab. 2 ¹⁴C geochronology test results of Temi landslide

野外 编号	室内编号	采样地点	¹⁴ C 年龄 /BP	树轮校正后年龄/BP	
				2σ (95.4%)	
				区间	概率
C9-1	BA121279	右岸湖相层	6 280 ± 30	7 270 ~ 7 160	0.954
				7 940 ~ 7 890	0.209
C9-2	BA121280	右岸湖相层	6 995 ± 25	7 880 ~ 7 750	0.745

3 地震参数的反分析

利用滑坡对古地震参数进行反分析的步骤如下: (1) 确定滑动面位置, 并对滑动前斜坡地貌形态进行恢复, 确定滑坡岩土体物理力学参数及滑坡的形成年代; (2) 通过地质地貌调查及计算分析, 判断滑坡是否由地震诱发; (3) 基于 Newmark 法 (Jibson *et al.*, 2000; Newmark, 1965), 计算地震震级、震中距、Newmark 位移及临界加速度之间的关系, 结合其它条件确定触发滑坡的地震参数。

3.1 原始斜坡稳定性分析

本文采用极限平衡法对恢复所得原始斜坡进行稳定性分析。采用岩土工程界常用软件 Geo-studio 进行计算分析, 滑动面位置依据滑坡地形地貌调查、节理发育情况确定, 岩体物理力学参数见表 3。分别采用 Bishop 法 (Bishop, 1955) 和 Janbu 法 (Janbu, 1954) 进行计算, 假设了 3 种水位条件: 自然水位、低洪水位、高洪水位 (图 6)。

表 3 原始斜坡岩石物理力学参数

Tab. 3 Rock mechanics parameters of initial slope

岩性	性状	重度/kN · m ⁻³	C/kPa	φ/(°)
黑云母石英片岩	微风化	27.0	1 430	46.4
黑云母石英片岩	弱风化	27.0	560	43.2

分析结果 (表 4) 表明, 在各种水位条件下, 用同种方法计算所得原斜坡稳定性系数相差不大。表 4 中临界加速度 a_c 由 (1) 式计算得到, (1) 式见 3.2 节地震参数反演。

表 4 不同工况条件下使用不同方法所得原始斜坡稳定性结果

Tab. 4 The results of stability of initial slope by different methods under different working condition

工况	Bishop 法		Janbu 法	
	F_s	a_c/g	F_s	a_c/g
自然水位	2.059	0.497	1.912	0.428
低洪水位	2.048	0.492	1.903	0.423
高洪水位	2.034	0.485	1.898	0.421

由静力分析可知, 在非地震荷载作用下, 即使高水位 (极端洪水位) 情况下斜坡也不可能失稳。由计算结果并结合野外地质调查分析, 地震很可能是滑坡的重要诱发因素, 主要依据如下:

(1) 静力分析结果表明, 在 3 种工况条件下, 斜坡稳定性系数均远大于 1, 处于稳定状态。

(2) 区域处于半干旱气候带, 斜坡处于金沙江热干河谷。在巴塘, 近 20 年的年平均降雨量小于 400 mm (Chen *et al.*, 2013), 全新世湖相沉积孢粉记录显示, 临近地区气候在 8.2 ~ 6.0 ka 时间段处于相对暖干气候环境 (蒋雪中等, 1998)。这样的气候条件诱发如此大的岩质滑坡可能性很小。

(3) 区域内存在多处巨型古滑坡, 这些滑坡多数为岩质滑坡, 体积巨大, 形成堵江滑坡坝, 且沿雄松—苏哇龙活动断裂带呈线性分布。结合该区地震活动历史及滑坡年代学研究, 认为这些大型古滑坡主要由地震诱发形成 (Chen *et al.*, 2013), 特米滑坡与这些滑坡具有相同特征, 很可能存在相同的触发因素。

(4) 区域构造活动强烈, 活动断裂发育, 地震活动频度高, 近 300 年以来发生过 9 次 6 级以上地震 (表 1)。金沙江断裂带和巴塘断裂带历史上发生过多次地震, 区域具有发生强地震条件。

3.2 地震参数反演

本文基于 Newmark 法 (Jibson *et al.*, 2000; Newmark, 1965) 对触发特米滑坡的地震强度及震中位置进行分析。在 Newmark 法里, 滑块为位于斜面上的刚塑摩擦体, 并且具有一个固有的临界加速度 (a_c), 当地震加速度超过其临界加速度时, 滑块克服摩擦阻力得以启动。在地震动加速度作用过程中用 Newmark 法计算滑体的累积永久位移来评判斜坡的稳定性情况。

潜在滑坡的临界加速度是稳定性系数 (F_s) 和斜坡几何参数之间的函数 (Newmark, 1965):

$$a_c = (F_s - 1)g\sin\beta.$$

(1)

式中， a_c 为临界加速度，单位与重力加速度 g 相同（ $1\text{ g}=9.8\text{ m/s}^2$ ）； F_s 为稳定性系数； β 为竖直向与滑体质心到滑体绕滑中心连线之间的夹角或滑动面倾角（Newmark, 1965; Jibson *et al.*, 1993）。在本文模型里 β 为 28° 。

Jibson（2007）建议采用下式来计算 Newmark 位移、Arias 强度（Arias, 1970）和临界加速度之间的关系：

$$\log D_N = 2.401\log I_\alpha - 3.481\log a_c - 3.230.$$

(2)

式中， D_N 为 Newmark 位移，单位 cm； I_α 为 Arias 强度，单位 m/s 。

本文使用式（3）计算 Arias 强度与震级、震中距关系，此式被多位学者（Neta *et al.*, 2009; Oded, Onn, 2007）使用过：

$$\log I_\alpha = 1.2M_w - 2.2\log R - 4.9.$$

(3)

式中， M_w 为矩震级； R 为震中距，单位为 km。

Newmark 位移并不表示潜在滑坡在地震荷载作用下真实位移，其意义由使用者自行去判断（Neta *et al.*, 2009; Jibson, 1996; Jibson *et al.*, 1993），评价斜坡稳定性时需要将 Newmark 位移与“临界位移”进行比较。一般将 10 cm 作为刚性体的承受极限（王秀英等，2009），组成物质越松散破碎，临界位移越小（王秀英等，2011）。Jibson 等（1993, 2000）使用 5~10 cm 作为导致斜坡变形破坏的临界位移判据。考虑到特米滑坡原斜坡体为岩质边坡且节理发育，笔者也使用 Newmark 位移为 5~10 cm 作为导致斜坡变形破坏的临界位移判据，范围大则更保守也更合理。

本文分析了 D_N 为 5 cm 和 10 cm 两种情况下导致斜坡破坏的地震震级与震中距之间的关系，最低的临界加速度限制震中距的上限，并约束最远震中位置。

表 5 为最大（ $a_c = 0.497\text{ g}$ ）和最小（ $a_c = 0.421\text{ g}$ ）临界加速度条件下震级与震中距计算结果。依据此计算结果，并结合野外地质调查以及相关资料分析，笔者认为触发特米滑坡的地震震中位置很可能位于特米滑坡下游巴塘主干断裂与金沙江断裂带重要分支雄松—苏哇龙断裂交汇地

段（图 2、7），有如下依据：

（1）有记载以来的地震记录资料显示，巴塘断裂带和金沙江断裂带交汇地带是地震高发区（图 1），该区域多次发生 6 级以上地震，而两断裂带的交汇段往往多发地震。其中，巴塘主干断裂与雄松—苏哇龙断裂在水磨沟附近相交，并沿金沙江延伸，此段离特米滑坡较近。

（2）特米滑坡上游沿金沙江还分布有两个岩质滑坡，特米滑坡与这两个滑坡线型排列（图 7），往上游规模依次减小，从残留滑坡堆积体和湖相沉积特征推测 3 个滑坡形成期次相同，由同一次地震诱发，由震中距增加地震烈度减小规律推测震中位置也应在此地段。

（3）经计算原斜坡临界加速度较大，为 0.421~0.497（表 4），要触发拥有如此大临界加速度的斜坡体，滑坡距离发震断裂要足够近，雄松—苏哇龙断裂从特米滑坡后缘附近通过，震中位置应位于此断裂上。

（4）野外地质调查显示，此段断层出露部分岩土体极为松散破碎，表明该地段可能靠近震中位置。

依据震级与震中距计算结果（表 5）判断，震中位置最可能位于巴塘主干断裂与雄松—苏哇龙断裂交汇段中部栋索—拉扎西段，此段位于两断裂交汇段中部，极有可能发震。栋索—拉扎西段距特米滑坡约 10~20 km（对应表 5 中 9.79~20.5 km），由表 5 可知，地震震级应为 7.0~7.4 级。

表 5 不同临界加速度条件下 Newmark 法分析结果

Tab. 5 Results of the Newmark analysis under different critical acceleration

Newmark 位移 D_N	5 cm		10 cm	
	0.421g	0.497g	0.421g	0.497g
震级	距离/km			
6.0	3.53	3.18	3.09	2.79
6.2	4.54	4.09	3.98	3.59
6.4	5.83	5.25	5.12	4.61
6.6	7.50	6.75	6.58	5.93
6.8	9.66	8.68	8.46	7.62
7.0	12.42	11.16	10.87	9.79
7.2	15.95	14.35	13.98	12.59
7.4	20.50	18.45	17.97	16.18
7.6	26.30	23.71	23.10	20.81

以滑坡位置为圆心,可以得到地震震级与震中距关系圆图(图7),图7中临界加速度 $a_c = 0.421\text{ g}$, Newmark 位移 $D_N = 5\text{ cm}$,最保守的标准计算得到最大距离(黄色圆),限制最远震中位置。

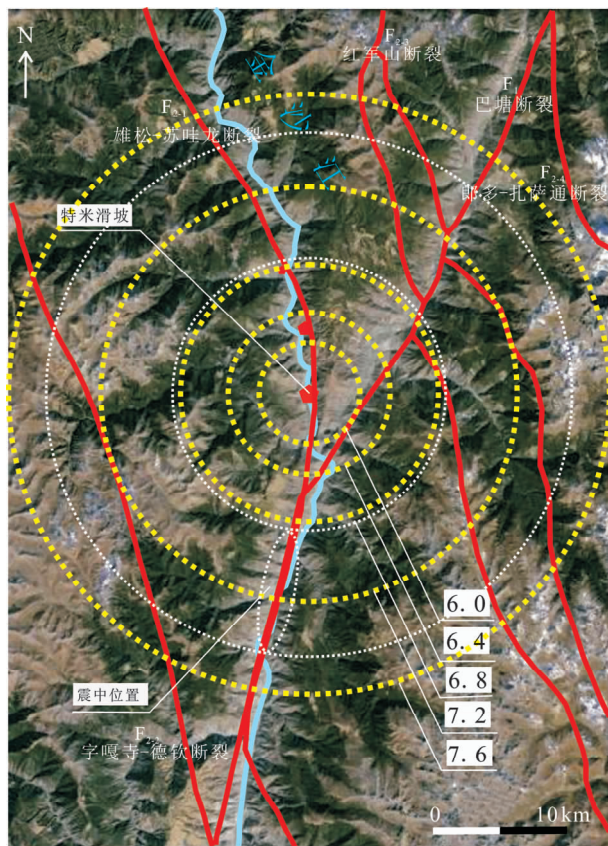


图7 给定震级(M_w)条件下可能导致斜坡失稳的最大震中距圆图

Fig. 7 Maximal distance from Temi landslide of earthquakes that can trigger slope failure for a given magnitude (M_w)

综上,初步得到诱发特米滑坡的地震震级为7.0~7.4级,震中距9.79~20.5 km,图7中白色椭圆之内的断裂均可能是震中位置所在地。

4 结论

特米滑坡发生前的原始斜坡在非地震荷载作用下不会发生失稳破坏,即使是在极端高洪水位条件下也保持稳定状态。综合野外的地质地貌调查及对原始斜坡进行稳定性分析,认为特米滑坡由强地震触发形成。

大约7 210 BP,四川巴塘金沙江上游地区强地震诱发了特米大型滑坡,该滑坡曾经形成堰塞坝堵塞了金沙江。通过对触发特米大型古滑坡的地震参数进行反分析,计算得到触发特米滑坡的古地震震级为7.0~7.4级,震中距为9.79~20.5 km,震中位置大致位于栋索—拉扎西一带。

对特米大型古滑坡进行研究,不但有助于加深对金沙江上游地区的区域地震历史的认识,而且可为现今地震危险性评估及现代水利工程设计提供重要依据。

中国科学院地质与地球物理研究所戴福初研究员对本文野外工作给予了指导和支持,在此表示感谢。

参考文献:

- 蒋雪中,王苏民,羊向东. 1998. 云南鹤庆盆地30ka以来的古气候与环境变迁[J]. 湖泊科学,10(2):10-16.
- 四川省地方志编纂委员会. 1998. 四川省志·地震志[M]. 成都:四川人民出版社,117-131.
- 王秀英,聂高众,王登伟. 2009. 利用强震记录分析汶川地震诱发滑坡[J]. 岩石力学与工程学报,28(11):2369-2376.
- 王秀英,聂高众,王登伟. 2010. 汶川地震诱发滑坡与地震动峰值加速度对应关系研究[J]. 岩石力学与工程学报,29(1):82-89.
- 王秀英,聂高众,王松. 2011. 汶川地震诱发滑坡的地震动加速度评判标准[J]. 地震学报,33(1):82-90.
- 伍先国,蔡长星. 1992. 金沙江断裂带新活动和巴塘6.5级地震震中的确定[J]. 地震研究,15(4):401-410.
- 西藏自治区科学技术委员会,西藏自治区档案馆. 1982. 西藏地震史料汇编[M]. 拉萨:西藏人民出版社.
- 周荣军,陈国星,李勇,等. 2005. 四川西部理塘—巴塘地区的活动断裂与1989年巴塘6.7级震群发震构造研究[J]. 地震地质,27(1):31-43.
- Arias A. 1970. Measure of earthquake intensity [C]//Hansen R. J. Seismic Design for Nuclear Power Plants. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology Press,438-483.
- Bishop A. W. 1955. The use of the slip circle in the stability analysis of slopes[J]. Geotechnique,5(1):7-17.
- Boomer J. J., Rodriguez C. E. 2002. Earthquake-induced landslides in Central America[J]. Engineering Geology,63:189-220.
- Chen J., Dai F. C., Lv T. Y., et al. 2013. Holocene landslide-dammed lake deposits in the Upper Jinsha River, SE Tibetan Plateau and their ages[J]. Quaternary International,298:107-113.
- Harp E. L., Wilson R. C. 1995. Shaking intensity thresholds for rock falls and slides;evidence from 1987 whittier narrows and superstition hills earthquake strong-motion records[J]. Bulletin of the Seismological Society of America,85(6):1739-1757.
- Janbu N. 1954. Application of composite slip surface for stability analysis [C]//Proceedings of European Conference on Stability of Earth

- Slopes, Sweden; Stockholm, 43–49.
- Jibson R. W., Harp E. L., Michael J. A. . 2000. A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps[J]. *Engineering Geology*, 58: 271–289.
- Jibson R. W., Keefer D. K. . 1993. Analysis of the seismic origin of landslides; Examples from the New Madrid Seismic Zone[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 105(4): 521–536.
- Jibson R. W. . 1996. Use of landslides for paleoseismic analysis[J]. *Engineering Geology*, 43: 291–323.
- Jibson R. W. . 2007. Regression models for estimating coseismic landslide displacement[J]. *Engineering Geology*, 91: 209–218.
- Keefer D. K. . 2000. Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution—the 1989 Loma Prieta, California event[J]. *Engineering Geology*, 58: 231–249.
- Neta W., Oded K., Yehoshua D., *et al.* . 2009. Estimating location and size of historical earthquake by combining archaeology and geology in Umm-El-Qanatir, Dead Sea Transform[J]. *Nat Hazards*, 50(1): 27–43.
- Newmark N. M. . 1965. Effects of earthquakes on dams and embankments[J]. *Geotechnique*, 15(2): 139–160.
- Oded K., Onn C. . 2007. The geotechnical effects of long human habitation(2000 < years); Earthquake induced landslide hazard in the city of Zefat, northern Israel[J]. *Engineering Geology*, 95(3–4): 57–78.
- Wang P. F., Chen J., Dai F. C., *et al.* . 2014. Chronology of relict lake deposits around the Suwalong paleolandslide in the upper Jinsha River, SE Tibetan Plateau; Implications to Holocene tectonic perturbations[J]. *Geomorphology*, 217: 193–203.
- Wilson R. C., Keefer D. K. . 1983. Dynamic analysis of a slope failure from the 6 August 1979 Coyote Lake, California, earthquake[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(3): 863–877.

Formation Mechanism and Back Analysis of Paleoseismic Parameters of the Temi Large-scale Ancient Landslide in the Upper Jinsha River

LONG Wei¹, CHEN Jian¹, WANG Peng-fei¹, XU Chong², LIU Hui³, SUN Jin-zhong¹

(1. School of Engineering and Technology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

(2. Institute of Geology, CEA, Beijing 100029, China)

(3. Power China Zhongnan Engineering Co., Ltd., Changsha 410014, Hunan, China)

Abstract

The formation mechanism of Temi large-scale ancient landslide in the upper Jinsha River and back analysis of paleoseismic parameters was studied. Based on field geological and geomorphological investigation and ¹⁴C dating, we determined the Temi large-scale ancient landslide was triggered by earthquake, it had formed the landslide dam and blocked the Jinshajiang River at around 7 210 BP. Then the relationship between magnitude of earthquake that induced Temi large-scale ancient landslide and epicenter distance was analyzed by Newmark method. Combined with geological and geomorphological surveys, we preliminary concluded that the epicenter of the earthquake was located at the Xionsong-Suwalong active fault of the downstream of the Temi landslide (Dongsuo to Lazhazi section), and the magnitude of it is 7.0 ~ 7.4.

Key words: the upper Jinsha River; ancient landslide; seismic parameters; back analysis method; Newmark method