

DOI: 10.11779/CJGE202106007

# 考虑岩体构造损伤的强震大型滑坡启动成因

梁 靖<sup>1</sup>, 崔圣华<sup>1, 2</sup>, 裴向军<sup>\*1</sup>, 黄润秋<sup>1</sup>

(1. 成都理工大学地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室, 四川 成都 610059; 2. 四川省地质矿产勘查开发局 405 地质队, 四川 成都 611800)

**摘要:** 岩质滑坡通常受控于一系列与断层、褶皱和剪切带等相关的复杂岩体构造损伤面和软弱带, 为滑坡启动提供了潜在破坏边界。为研究断裂与背斜构造背景下岩体损伤和不连续地质界面对滑坡三维边界形成和启动模式的影响, 选择 2008 年汶川 Ms8.0 级特大地震在大水闸背斜两翼碳酸盐岩地层触发的 4 处大型滑坡为实例, 开展了详细的工程地质调查、结构面测量、岩体强度测试及 GSI 岩体质量评价。结果表明: 断裂活动与背斜演化导致的构造损伤差异显著, 岩体质量从背斜轴部向两翼总体呈逐渐增加趋势, 仅局部显著降低, 并对滑坡的启动位置有着重要控制作用; 同时, 构造损伤背景下, 特定岩体结构面与构造软弱带共同控制着滑坡启动机制, 并将控制类型归纳为“控制侧滑型”、“控制底滑型”、“控制滑体型”及“控制基座型”; 此外, 地震滑坡与非地震滑坡的 GSI 对比表明, 强震可能通过降低岩体质量条件促使滑坡快速启动, 进而加快构造损伤区的地貌侵蚀过程。考虑复杂构造环境岩体损伤对评估强震潜在大型滑坡发生位置、启动机制和模式有重要作用。

**关键词:** 地震滑坡; GSI; 构造损伤; 岩体质量; 构造软弱带; 启动机制

**中图分类号:** TU43      **文献标识码:** A      **文章编号:** 1000-4548(2021)06-1039-11

**作者简介:** 梁 靖(1995—), 男, 硕士研究生, 主要从事地质灾害防治与大型地震滑坡研究工作。E-mail: 370918252@qq.com。

## Initiation mechanism of earthquake-induced large landslides considering structural damage

LIANG Jing<sup>1</sup>, CUI Sheng-hua<sup>1, 2</sup>, PEI Xiang-jun<sup>1</sup>, HUANG Run-qiu<sup>1</sup>

(1. State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 2. No.405 Geological Party, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Chengdu 611800, China)

**Abstract:** Rock landslides are generally controlled by a series of discontinuities that relate to faults, folds and shear zones, which provide potential failure boundaries. To study the influences of rock mass damage and discontinuous geological interface on the formation and initiation of landslides under the background of fault and anticline, four large landslides triggered by the Wenchuan Ms8.0 earthquake in the carbonate strata of two wings of Dashuizha anticline are selected as examples to carry out detailed engineering geological investigation, structural plane survey, rock testing and rock quality assessment of GSI. The results show that there are clear differences in structural damage caused by fault and anticline. Gradually, the rock mass quality increases from the axis of anticline to the two wings, only decreases significantly locally, and controls the formation position of landslides. Meanwhile, under the background of structural damage, the structural plane and weak zone of specific rock jointly determine the initiation mechanism, and the types are summarized as "control side sliding type", "control bottom sliding type", "control sliding body type" and "control base type". In addition, the comparison of GSI of seismic and non-seismic landslides reveals that strong earthquake may promote the rapid start of landslides by reducing the rock mass quality, and then accelerate the process of geomorphic erosion in the structural damage area. Finally, it is believed that considering the rock mass damage in complex tectonic environment is very important to assess the location and initiation mechanism of potential large-scale landslides caused by strong earthquakes.

**Key words:** earthquake-induced landslide; GSI; structural damage; rock mass quality; structural weak zone; initiation mechanism

## 0 引言

长期以来, 山区大型岩质滑坡启动的地质构造成因被广泛研究<sup>[1-8]</sup>。一般来讲, 断层和褶皱导致完整岩

基金项目: 国家重点研发计划项目(2017YFC1501002); 国家自然科学基金项目(41907254, 41931296); 四川省重点研发计划项目(2019YFG0460)

收稿日期: 2020-06-18

\*通信作者: (E-mail: peixj0119@tom.com)

体破裂，岩体强度弱化，从而引起斜坡失稳。对此，通过现场调查、定性或半定量描述、地质模型和数值模拟等手段，研究者对构造岩体损伤的起源、演化以及对大型滑坡的启动控制开展了大量研究。例如，Pedrazzini 等<sup>[4]</sup>研究了加拿大龟山区域构造背景及其与滑坡失稳关系，指出褶皱核部岩体损伤及节理影响着岩质边坡失稳的三维运动；Di Luzio 等<sup>[5]</sup>通过调查意大利亚平宁山脉中部的 Maiella 背斜地区，揭示了褶皱断裂及其导致的岩体损伤是区内岩质滑坡的失稳成因；Fasani 等<sup>[6]</sup>发现断层错动导致的岩体损伤控制着意大利中部 4 处岩质滑坡的发生和形成位置，而结构面与断层组合对边坡稳定性影响显著。另外，岩体构造损伤程度的空间差异性也影响着滑坡空间分布规律。Sandøy 等<sup>[7]</sup>通过有限元模拟发现，断层的存在会降低岩体质量，并显著控制着斜坡稳定性；而 Korup 等<sup>[8]</sup>揭示了新西兰阿尔卑斯断层带延伸与滑坡分布具有高度一致性，并将之归因于线状的岩体损伤。

软弱带是斜坡内部广泛发育的不连续地质层带，其产生有多种形式，如原生与变质沉积、层间错动和构造活动等。已有研究表明构造软弱带对非地震滑坡启动具有控制作用<sup>[9-10]</sup>。汶川地震后，一些学者开始讨论地震滑坡的构造成因。例如，崔圣华等<sup>[11-12]</sup>发现汶川地震触发的最大滑坡——大光包滑坡的滑动破坏受控于先期深埋软弱带，该带不但经历了严重构造破碎，并在地震中又产生了大量碎裂岩体，提出历史及汶川地震损伤叠加引起了软弱带岩体强度弱化，并在强度降低到一定值后引起滑坡突然启动。曹琰波等<sup>[13]</sup>又以唐家山滑坡为例，基于野外调查与离散元数值模拟，发现在地震力及滑体重力作用下，变形首先发生于滑体中后部的构造软弱面。目前已有研究主要集中于单体滑坡，并且多强调构造软弱带对滑坡启动的贡献作用，而缺乏从区域构造演化等角度来讨论其如何控制滑坡失稳规模与启动模式等。

龙门山活动构造区发育着多层次、多期次和多类型叠加的复杂地质构造，斜坡岩体遭受了强烈而复杂的构造损伤。据相关研究<sup>[14-15]</sup>，汶川地震触发的相当数量滑坡与区内岩体构造损伤相关，一些大型滑坡甚至被区内断层直接穿过或位于褶皱核部。目前，对汶川地震滑坡的分布规律、地震触发机制、滑坡高速运动和滑坡风险评估等方面已开展了深入研究<sup>[16-18]</sup>，但与复杂岩体构造损伤相关的滑坡启动成因研究较少，对此类滑坡启动的地质内因认识仍然不足。本文基于四川绵阳高川乡大水闸背斜区，选择2008年汶川地震在背斜两翼触发的4处大型滑坡为实例（图1），开展了详细现场地质调查与岩体测试，采用地质强度指数（GSI）定量评价岩体质量，分析断裂构造与背斜演化相关的岩体损伤结构面和构造软弱带对大型地震滑

坡三维边界的控制作用，并提出不同滑坡启动的地质模式。一定程度上，本文也为研究岩体构造损伤背景下强震大型滑坡的孕灾成因和启动提供了新的方向。

## 1 研究区概况

龙门山位于青藏高原东缘、四川盆地西缘、巴颜喀拉地块与扬子板块的交汇部位，受印度—欧亚板块的碰撞以及后续向北东向的构造推挤，形成了3条主要逆冲断裂组成的构造带。复杂的构造环境导致龙门山构造区地震频发，并具有分布广、频度高、震级大、震源浅的特点，汶川地震前共发生过60余次4.7级以上地震<sup>[19]</sup>。近年的构造形变等研究表明<sup>[20-21]</sup>，龙门山构造带的表层与深部构造的运动速率具有不一致性，活动速率总体较小，其中映秀—北川断裂的垂直滑动速率仅为0.3~0.6 mm/a。此外，板块挤压导致龙门山区域长期处于活动状态，现今仍以0.3~0.4 mm/a的速率持续隆升<sup>[22]</sup>。

本文研究区处于龙门山构造区映秀—北川断裂中段，属中高山构造侵蚀地貌，西北高、东南低，海拔1050~3047 m，区内沟谷纵横，河谷下切强烈。地层岩性以碳酸盐岩为主，分布有震旦系、寒武系、泥盆系、二叠系白云岩、灰岩以及三叠系变质砂泥岩等。相关研究还表明<sup>[23]</sup>，研究区具有典型的推覆构造特征，属三叠纪后的褶皱—逆冲推覆—滑脱—走滑多层次多期次产物。复杂的构造环境下发育有NE-SW的大水闸背斜及多条逆冲断裂（图1），如四道沟断裂（F1），仰天窝断层（F2）、大梁子断层（F3）、王家坪断层（F4）、映秀—北川断裂（F5）。如此复杂的构造背景与密集的活动构造，为孕育大型滑坡提供了前提条件。

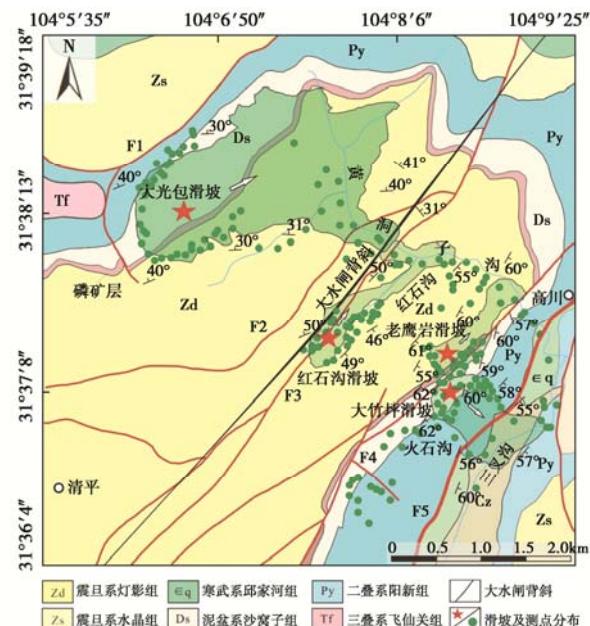


图 1 研究区地质构造及测点分布

Fig. 1 Geological structure and location of measuring points

## 2 研究方法

### 2.1 地质调查

本文以传统的地质野外调查方法为主, 基于 1:10000 地质图, 并结合 UAV 技术对研究区 28 km<sup>2</sup> 范围内的 4 处大型滑坡及与滑坡发生有关的地质构造开展多尺度调查。野外调查时以大水闸背斜核部为对称轴, 查明了区域地质构造分布及滑坡相关特征, 并在其两翼开展岩体结构及构造软弱带调查, 包括地层岩性与构造特征调查、岩体结构面与岩体强度测量、重要地质点描述与 GPS 定位照相等。

本次研究共调查了 151 处岩体结构测点, 其中部分测点位于滑坡区外, 以此分析次级断裂与背斜对不同位置岩体结构的影响。此外, 还获取了岩体结构面特征及相关性质数据 885 组, 并对产状数据进行投影分析, 以得到不同滑坡区域内的优势节理。本文中, 构造软弱带主要包含层间与层内错动带、横向挤压破碎带、弧形错动带, 野外对其物质组成、地质要素以及与滑坡的组合关系等均进行了着重调查与分析。

### 2.2 GSI

地质强度指数 (GSI) 是一种能将现场观测与岩体质量评价联系起来的定量方法, 最早由 Hoek 与 Brown 将其引入工程地质现场调查中。GSI 方法考虑了岩体结构特征 (SR) 和结构面表面特征 (SCR)。本次研究, SR 和 SCR 分别考虑了体积节理数 (Jv) 和结构面的粗糙度 (Rr/JRC)、风化程度 (Rw) 及充填情况 (Rf)。Brideau 等<sup>[24]</sup>指出, 使用增量范围的 GSI 值更能代表岩体的自然变化, 因而本文采用的增量范围为 10, 并对滑坡及其沟域内的 189 处基岩进行岩体质量评价。

实际调查过程中, 岩体损伤主要以岩体质量即 GSI 评估值来衡量。文中所采用的 GSI 数据为滑坡区、背斜与不同断裂各部位的测值 (图 1), 筛选误差值后通过数理统计得到各区域的 GSI 值分布范围, 并对至背斜核部相同距离的各测点求取平均值, 从而评价背斜不同距离的岩体质量。需要指出的是, GSI 测点布置一定程度考虑了数据分布的等概率问题, 避免出现不同位置估计频次差异性过大。此外, 由于野外调查

具有一定局限性, 导致实际上仅描述了天然露头尺度的岩体结构特征, 这在一定程度上会导致 GSI 现场评估具有不可避免的误差。

## 3 滑坡地质特征

### 3.1 大光包滑坡

大光包滑坡为汶川地震中触发的最大规模滑坡 (图 2(a)), 其最大长度达 4.6 km, 最大宽度为 3.4 km, 堆积体最大高度为 570 m, 面积为 7.27 km<sup>2</sup>, 总体积约 12×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup> (表 1), 对其擦痕产状投影得到滑坡方向大致为 N68°E/19°。根据滑后断壁所揭示的特征, 发现滑坡主要发育于震旦系灯影组三段 (Zd<sup>3</sup>)、泥盆系磷矿层 (DS) 及泥盆系沙窝组灰岩 (Ds)。此外还揭露了 4 条断层, 分别为 NE 延伸的 Fa, Fd, Fc 及 NW 延伸的 Fb。大光包滑坡滑带为发育于震旦系灯影组白云岩地层的层间错动带 (图 3 (a)), 最大厚度达 5 m, 平均厚度 3 m<sup>[11]</sup>; 由下至上可见断层泥、糜棱质、角砾和破裂岩的分层结构<sup>[26]</sup>。

大光包斜坡主要发育两组陡倾结构面 J2, J3 和一组中—缓倾结构面 J1 (图 4 (a), 表 2)。J1 平行于滑面, 表面为平面粗糙面, 延续性较高; J2 陡倾, 与断层 Fa, Fc, Fd 近似平行, 可能与北侧边界的形成有关, 延续性相对较低; J3 为波状平滑面, 延续性相低—中等。现场获得的地质强度指数 (图 5 (a)) 表明, 岩体 GSI 值总体处于 10~70, 南侧滑带的 GSI 值最低, 为 10~30; 后壁及侧壁的 GSI 值较高, 为 30~70。

### 3.2 红石沟滑坡

红石沟滑坡位于大光包下游右岸 (图 2 (b)), 靠近大水闸背斜核部及 F3。滑坡最大高差 900 m, 最大水平距离 2700 m, 体积约 1500×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup> (表 1)。据现场调查, 滑体主要为震旦系白云岩、灰岩。底滑面主要由一系列宽度 0.2~0.6 m 的层内弧形错动带构成 (图 3 (b)), 表现为岩层光面特征, 横向可见弯曲岩面呈叠瓦状排列, 带内角砾呈棱角状及次棱角状, 角砾被纵横交错的胶结脉体包围, 且具有逆冲错动裂隙结构<sup>[15]</sup>。对弯曲岩面上擦痕产状投影, 可知其滑向为 N58° E/26°。

表 1 滑坡基本信息

Table 1 Basic information of landslides

滑坡名称	地理位置		D <sub>s</sub> /km	S /km <sup>2</sup>	V (10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> )	H /m	L /m	f
	经度	纬度						
大光包滑坡	104° 6'17.90"	31° 38'18.43"	4.8	7.27	115900	1288	4600	0.28
红石沟滑坡	104° 7'27.30"	31° 37'15.76"	2.2	0.35	1500	920	2700	0.34
老鹰岩滑坡	104° 8'24.34"	31° 37'18.34"	1.6	0.69	1500	820	1450	0.57
大竹坪滑坡	104° 8'41.62"	31° 37'11.34"	1.3	0.28	1960	480	890	0.54

注: D<sub>s</sub> 为滑坡与发震断裂垂直距离, S 为滑坡面积, V 为滑坡体积, H 为滑坡最大高差, L 为滑坡最长距离, f 为等效摩擦系数 ( $f=H/L$ )。

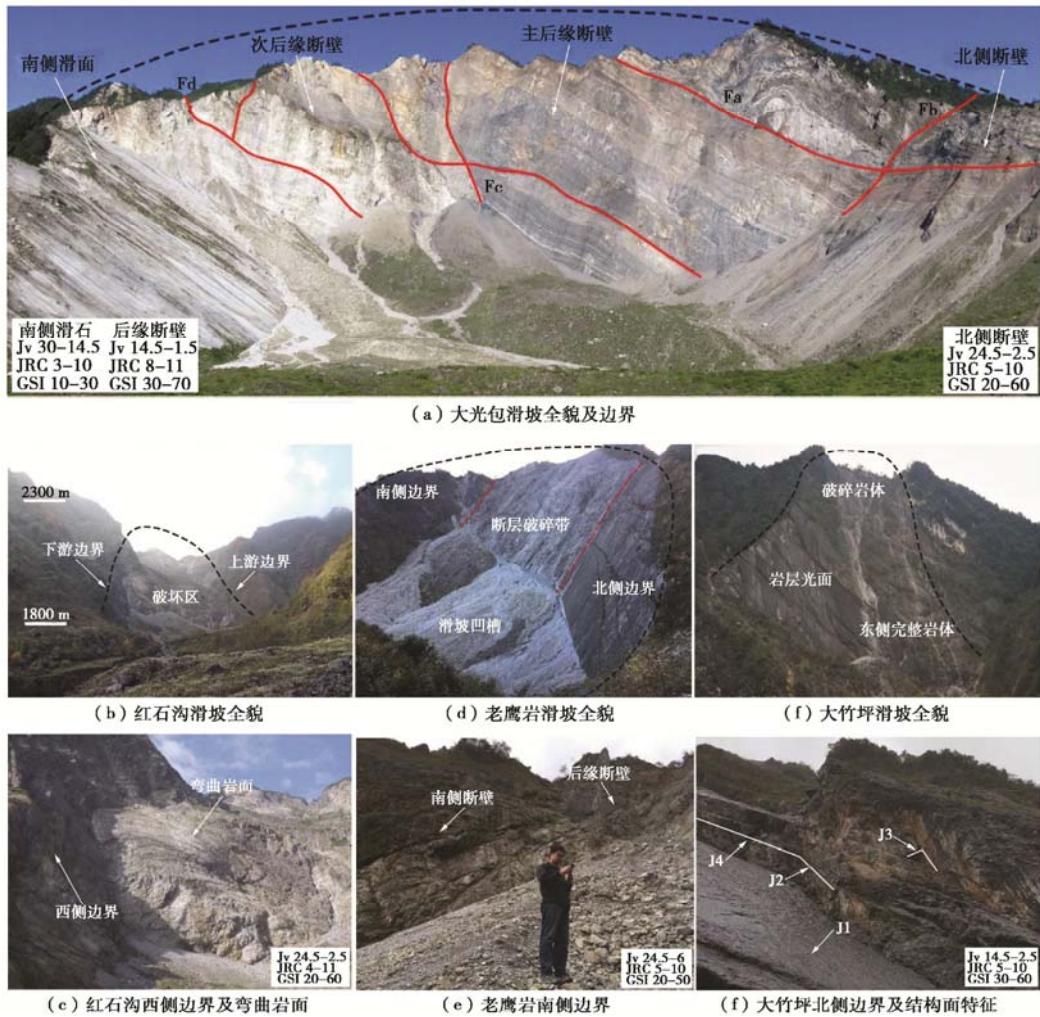


图 2 研究区滑坡特征

Fig. 2 Characteristics of landslides in research area

表 2 滑坡结构面特征

Table 2 Structural plane characteristics of landslides

滑坡名称	结构面	倾角/(°)	倾向/(°)	粗糙度		延续性	间距/m	JRC
				主要	次要			
大光包滑坡	J1 (N=51)	35	359	平面	粗糙面	高	0.01~0.1	5~9
	J2 (N=22)	70	152	波状	粗糙面	低~中等	0.01~0.05	8~12
	J3 (N=25)	84	100	波状	平滑面	低~中等	0.01~0.1	6~10
红石沟滑坡	J1 (N=86)	46	88~358	波状	平滑面	中等	>0.2	3~5
	J2 (N=72)	65	91	波状	粗糙面	低	0.03~0.4	5~10
	J3 (N=35)	63	36	波状	粗糙面	低	0.05~0.8	6~9
	J4 (N=89)	52	143	波状	粗糙面	低~中等	0.01~0.6	5~8
老鹰岩滑坡	J1 (N=62)	55	112	波状	平滑面	中等~高	>1	4~7
	J2 (N=71)	61	347	波状	粗糙面	低~中等	0.01~0.5	7~11
	J3 (N=82)	72	189	波状	粗糙面	低~中等	0.01~0.3	8~12
	J4 (N=71)	41	263	波状	平滑面	很低	0.03~0.2	6~7
大竹坪滑坡	J1 (N=45)	56	116	波状	粗糙面	低~中等	0.05~0.8	8~9
	J2 (N=32)	35	248	波状	平滑面	低	0.05~1.3	7~10
	J3 (N=45)	58	357	波状	平滑面	低~中等	0.01~0.8	5~7
	J4 (N=34)	70	31	波状	粗糙面	低~中等	0.08~1	7~10

滑源区分布有 4 组结构面 (图 4 (b)、表 2)。J1, J2 为 F3 影响下形成的结构面, 表面为波状粗糙面、延续性较低; J3 陡倾, 产状起伏较大, 表面波状粗糙,

延续性低; J4 为中倾结构面, 波状粗糙面, 延续性低~中等。弯曲岩面为红石沟滑坡一大特点, 横向上呈叠瓦状排列 (2c)。根据现场 GSI 评价结果 (图 5 (b))

可知滑源区岩体质量整体较差, GSI 值分布于 10~40; 层内弧形错动带及上游边界岩体质量最差, 下游边界岩体次之, 而滑坡区外侧岩体质量则相对较好。

### 3.3 老鹰岩滑坡

老鹰岩滑坡纵长为 450 m, 最大宽度约 430 m, 体积达  $1500 \times 10^4 \text{ m}^3$  (图 2 (d)、表 1)。滑坡沿 N52° E/23° 向下方黄洞子沟滑动, 并形成汶川地震期间的第二大堰塞湖。滑坡发生于震旦系灯影组 (Zd), 主滑体被宽度达 80 m 的 F4 横向挤压破碎带斜穿 (图 3 (c))。岩体极破碎, 少数可辨别层面和原岩结构特征, 物质以白云岩为主, 含少量石英、长石。破碎带内发育被 2~3 组节理切割的次级破碎带, 节理被角砾和细粒充填。

实地调查中, 识别出 4 组主要结构面 (图 4 (c)、表 2)。J1 为滑源区岩层光面, 延续性中等—高, 表面为波状平滑面; J2 与 J3 为两组倾向相反的陡倾结构面, 延续性较低, 表面为波状粗糙面; 而 J4 与断层破碎带切入坡体有关, 产状变化较大, 延续性很低。根据 GSI 现场评价 (图 5 (c)), 发现破碎带较侧壁而言, 岩体质量差异明显, 后缘破碎带 GSI 值为 10~30, 北侧侧壁与滑坡外侧岩体质量总体最好, GSI 可达 40~70。

### 3.4 大竹坪滑坡

大竹坪滑坡距发震断裂仅 1.3 km。滑坡最大高差 480 m, 最大长度 890 m。地震诱发震旦—泥盆—二叠系的白云岩—灰岩形成了体积约  $1960 \times 10^4 \text{ m}^3$  的堆积体。滑源区后缘紧临王家坪断层 (F4), 由现场照片可见顶部岩体极为破碎 (图 2(f)), 底部发育厚 20~50 cm 的横向挤压破碎带 (图 3 (d)), 破碎带产状与岩层产状大角度相交, 带内为极破碎的白云质灰岩, 沿破碎带还发育着厚约 1 cm 的长大方解石脉。



图 3 错动带和破碎带

Fig. 3 Sliding surface and crushing zone

此外, 滑源区主要分布 4 组结构面 (图 2 (g), 4 (d), 表 2)。J1 为岩层面和控滑面, 沉积着厚约 1 cm 钙质薄膜, 表面为波状粗糙面, 延续性低—中等; J2, J3 为两组共轭的结构面, 表面均为波状平滑面, 延续性相对较低; 而 J4 为陡倾结构面, 近垂直切割层面, 表面为波状粗糙面。根据地质强度指数统计 (图 5 (d)) 可知, 滑坡后壁与侧壁的 GSI 值均较高, 分布于 30~60; 仅底部揭示的软弱带岩体质量较差, 为 10~30; 而滑坡区外侧的岩体质量相比而言最好, 可达 50~70。

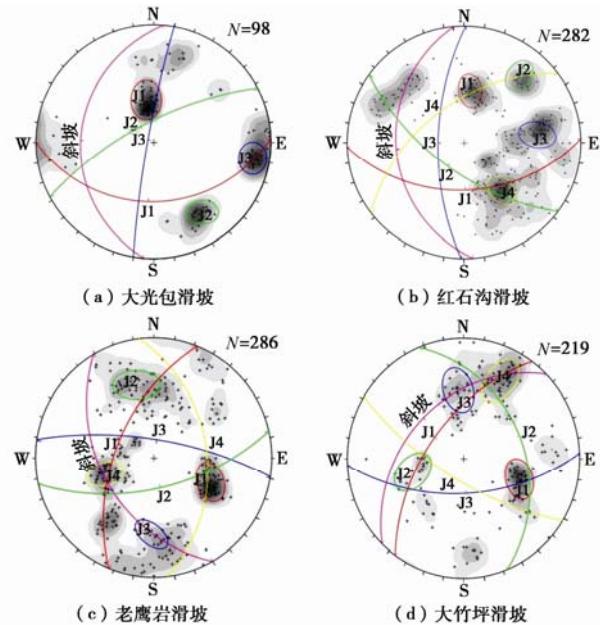
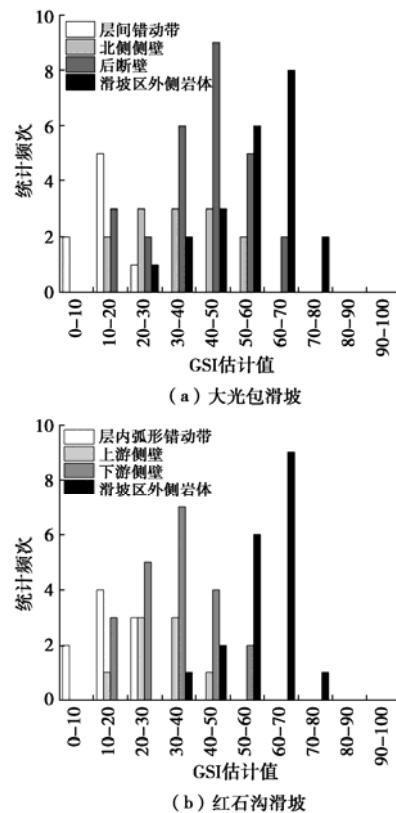


图 4 节理赤平投影分析

Fig. 4 Stereographic projection analysis of joints



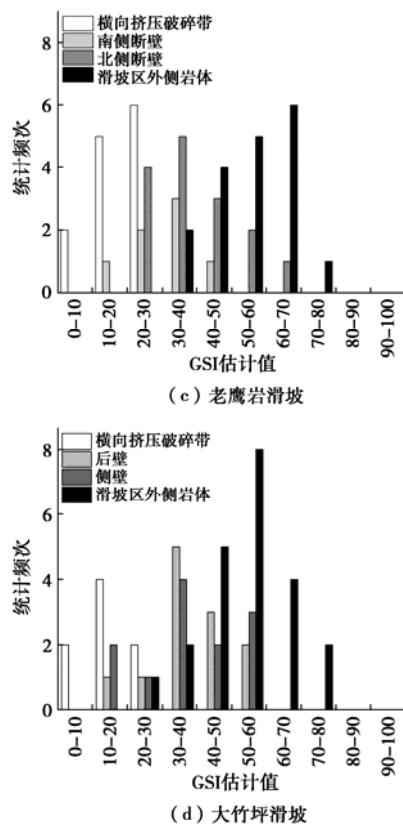


图 5 滑坡不同部位 GSI 统计

Fig. 5 GSI estimates of four landslides

## 4 分析与讨论

### 4.1 岩体损伤的构造背景分析

野外实际工作中, 在 4 处滑坡区域均识别出了同区域断裂及背斜密切相关的岩体损伤, 且距离背斜核部和断裂构造愈近, 损伤程度愈高。为进一步分析此类岩体损伤对滑坡形成的影响, 有必要从构造演化角度分析岩体损伤特征的成因, 结合文献[11, 12], 可简介概括如下。

研究区处于龙门山构造带映秀—北川断裂 (F5) 中段, 长期以来受板块俯冲而不断挤压隆升, 在 NW-SE 的构造应力环境下形成了一系列逆冲走滑断裂, 如前述的 F1—F4 即为 F5 北西侧次级断裂。根据滑坡区揭示的岩体弯曲变形、破碎带及断壁或滑床上与滑向呈一定交角的滑动擦痕等 (图 2, 3), 可以推测中央断裂及其隐伏断裂在汶川地震前便已经积累了相当程度的应力应变, 使得区内岩体产生不同程度的劣化损伤; 特别是次级断裂活动部位显示出强烈的局部损伤, 这对滑坡边界的形成也起到“贡献”作用。需要指出的是, 本文所述 4 处滑坡均位于汶川地震发震断裂上盘, 呈现出地震地质灾害的“上盘效应”, 因此地震过程中释放的巨大能量可能进一步加剧了滑坡边界的岩体损伤 (如大光包后壁、老鹰岩后壁), 进而

降低滑坡的启动条件。

从大水闸背斜演化分析 (图 6 (a)), 形成初期在构造应力下挤压岩体, 导致应力集中而逐步产生纵向、横向及斜向节理。随着褶皱的形成 (图 6 (b)), 岩层受挤压弯曲, 节理一方面向岩层深部发展, 在剖面上形成“X”交叉节理, 另一方面节理向背斜两翼发展, 从背斜核部至两翼节理密度呈由大到小规律, 再者会形成系列层间或层内错动带。随着岩层进一步褶皱变形 (图 6 (c)), 核部岩体节理密度快速增加, 岩体发生揉皱碎裂, 形成弧形错动带, 而两翼某些位置形成横向挤压破碎带 (没有显著错动位移), 层间错动带位置也由表部向深部变化。

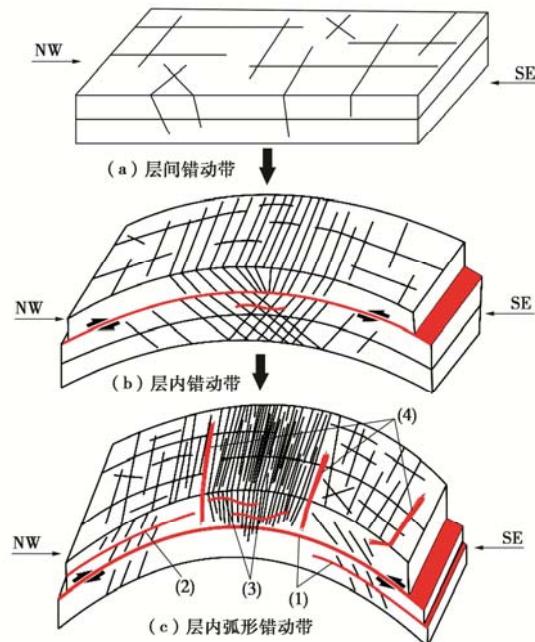
图 6 大水闸背斜演化过程示意 (据崔圣华等<sup>[12]</sup>改)

Fig. 6 Development of Dashuizha anticline

基于上述构造背景分析, 可以认为本文中的岩体损伤是长期的断裂活动与背斜演化所致。现场的岩体 GSI 评价也表明, 研究区内构造损伤差异明显, 岩体质量从背斜轴部向两翼总体呈逐渐增加趋势, 而在断裂活动影响区则会显著降低 (图 7)。

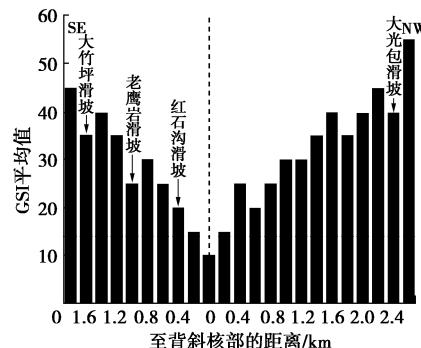


图 7 背斜核部不同距离 GSI 变化情况

Fig. 7 Change of GSI at different distances from anticline

## 4.2 岩体质量对滑坡启动位置的影响

初步已知, 断裂与褶皱构造活动导致的构造损伤会降低岩体质量, 但岩体质量在一定程度上可能决定着滑坡的失稳与发生位置。Brudeau 等<sup>[24]</sup>在对加拿大的滑坡研究中运用 GSI 表绘制各区域 GSI 变化范围, 本文也采用此方法分析岩体质量对滑坡形成的影响。需要说明的是, 大光包滑坡后壁与侧壁分别受地震拉裂和断层活动形成, 而错动带为背斜演化所致, 故将其绘制成 3 个区域。老鹰岩滑坡侧壁岩体较完整, 而后壁存在受断层与背斜构造作用形成的横向挤压破碎带而导致岩体质量显著降低, 故对北侧岩面和后壁分别描绘。同样地, 对大竹坪滑坡横向挤压破碎带与后壁及侧壁也分别进行绘制。与此相反, 红石沟滑坡在长期构造影响下致使斜坡损伤严重, 岩体高度碎裂化, 岩体质量整体很差, 则难以绘制出不同位置 GSI 范围。

由图 5 可知, 4 处滑坡区内构造软弱带、侧边界断壁与后缘边界断壁岩体 GSI 值显著低于滑坡区外侧。这可能由于先期建造与后期构造损伤、变形和风化的差异, 使得一些部位岩体损伤更为严重, 岩体质量更低。可以认为, 地震滑坡选择了这些岩体质量较低的斜坡位置发生, 所以说构造导致的岩体质量差异决定着滑坡的启动位置。

虽然滑坡总体发育在岩体质量较低的斜坡位置, 但由图 8 可以看出, 不同滑坡边界上岩体质量差异较大, 某一个或两个边界上岩体质量相对较高 (如大光

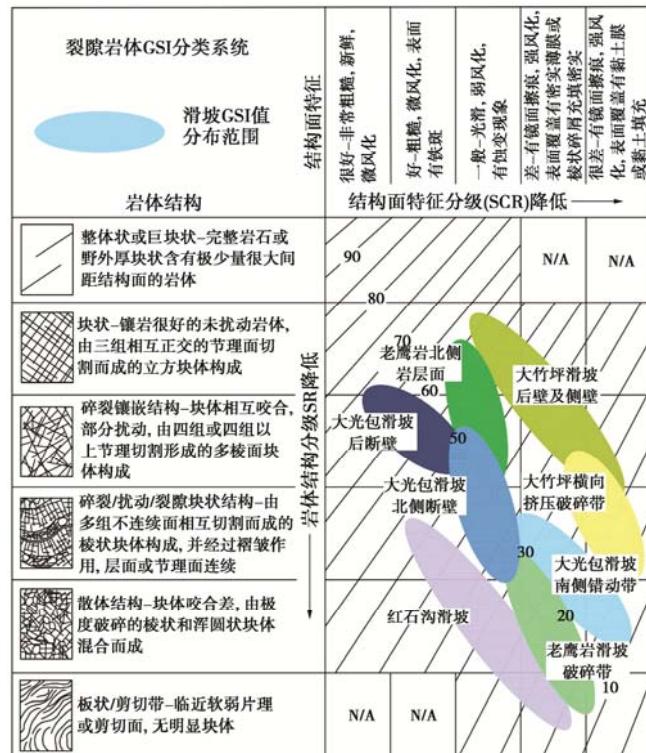


图 8 不同滑坡破坏区域的 GSI 分布范围

Fig. 8 Distribution of GSI field estimates for Daguangbao site

包滑坡后壁和北侧壁, 老鹰岩滑坡北侧壁), 而具有构造软弱带地质背景的边界则岩体质量非常低 (如层间错动带控制的大光包滑坡南侧边界、由破碎带控制的老鹰岩滑坡后壁), 而它往往对滑坡启动具有控制作用, 可以认为构造软弱层带一定程度上是地震大型滑坡失稳的地质先决条件。

此外, 将研究区背斜轴线 0.5 km 范围划分为背斜核部, 其余范围划分为背斜两翼<sup>[7]</sup>, 从而获得背斜区域 GSI 变化趋势 (图 9)。其中, 矢量 A 对应于岩体延续性增加及结构面间距的降低, 矢量 B 对应于结构面风化程度增加及粗糙度降低, 这两个向量的矢量和对应矢量 C, 从而给出了研究背斜岩体质量变化模式, 通过 GSI 可大致确定所处背斜位置, 或通过位置获得该处的 GSI 值, 进而得以快速评估研究区相关部位的岩体质量。



图 9 GSI 评估表描述的靠近背斜岩体质量变化的影响因素

Fig. 9 Factors for change of rock mass quality near anticline described in GSI evaluation chart

需要特别指出的是, GSI 岩体质量评价方法虽较成熟, 但野外评估时对量化指标的选取仍有一定误差, 如岩体延续性等与块体大小之间还具有某种更加复杂的关系<sup>[27]</sup>。另外, 忽略局部断裂的差异性影响也导致图 9 的评价模型具有一定局限性, 因而其矢量对应关系及适用性还需进一步解释和探讨。Marinos 等<sup>[28]</sup>还发现岩体露头 GSI 估算值往往低于边坡或隧道开挖, 这种差异主要是现场调查时仅描述了露头尺度的岩体条件, 而岩体特征易受局部岩性、构造、河流侵蚀及

气候等影响,故本文所采用的 GSI 可能比实际值偏低。

### 4.3 岩体结构面与构造软弱带对滑坡启动的影响

构造损伤导致的岩体质量差异虽一定程度上决定着滑坡的启动位置,但地质演化进程形成的不连续构造损伤面仍然是斜坡失稳的主控因素<sup>[29]</sup>。前文对 4 处滑坡进行了详细分析,对比发现大光包、大竹坪滑坡岩体质量总体较好,且与背斜核部距离较远(图 7),但为何会产生规模如此巨大的失稳呢?本文研究认为,在存在岩体质量差异的前提下,构造软弱带与岩体结构面共同决定了滑坡三维边界的形成,并对启动模式也具有重要影响。

对大光包滑坡而言,与背斜弯曲有关的 3 组结构面将岩体切割成楔形体。由于滑坡距背斜核部较远与坡体次级断裂影响的局限性,使得岩体质量较好,因而即使发生楔形体破坏,规模也相对较小(如图 10(a) 中的局部破坏区)。然而,在构造活动形成的层间错动带与结构面组合控制下,J1 构成南侧边界,J2, J3 在地震作用下拉裂贯穿,促进形成了滑坡后缘及北侧断壁,南侧 400 m 先期深埋的层间错动带(图 3(a))提供底滑面,从而形成如今举世罕见规模的楔形体滑坡。

红石沟滑坡受大水闸背斜和 F3 断层的构造活动影响,坡体碎裂,极差的岩体质量奠定了滑坡形成的基础。然而,构造软弱带与结构面对其失稳也起着至关重要的影响。图 3(b), 10(b) 分别揭示了滑坡的层内弧形错动带特征及失稳地质模型。J1 构成潜在滑动面, J4 构成了上下游边界。J1 是由于褶皱弯曲形成的剪切面,并逐步形成多级层内错动带,促使滑坡沿其发生滑动。背斜演化形成的结构面与断层构造相互组合,切割岩体,进一步加剧其碎裂程度,最终红石沟斜坡的碎裂岩体受强震作用而发生整体溃散性失稳。

老鹰岩滑坡处于长大横向挤压破碎带内(图 3(c)),受到断裂的强烈损伤而致使岩体质量较差。结合滑源区断壁揭露及启动机制模型分析(图 10(c)),后缘破碎带构成主滑体,且岩体破碎、抗拉强度较小。加之陡倾的 J1 构成滑坡的北侧边界, J4 构成滑坡南侧边界(图 4(e)), J2, J3 两组陡倾结构面又切割岩体,进一步降低斜坡稳定性。于是,在结构面组合切割下,边界部位的岩体可发生小规模失稳(如图 10(c) 中的局部破坏)。然而,老鹰岩斜坡主要受控于构造软弱带,正是其对岩体质量的显著影响,加之结构面对边界的控制,从而在地震触发下产生拉裂破坏。

大竹坪滑坡主要受横向挤压破碎带控制以及岩体结构面影响。其斜坡底部发育一条横切岩面的缓倾横

向软弱带(图 3(d)),发生基座软化,使得滑坡具备失稳前提。J1 上发育的钙质薄膜构成潜在滑面,陡倾的 J3 和 J4 共轭切割岩体,并使局部岩体失稳破坏(图 10(d) 局部破坏区)。由于斜坡底部的构造软弱带对坡体稳定性起着重要作用,而持续的断裂活动与强震作用使得软弱带遭受破坏,导致不足以支撑上部岩体荷载,因而形成了大规模失稳(图 10(d))。

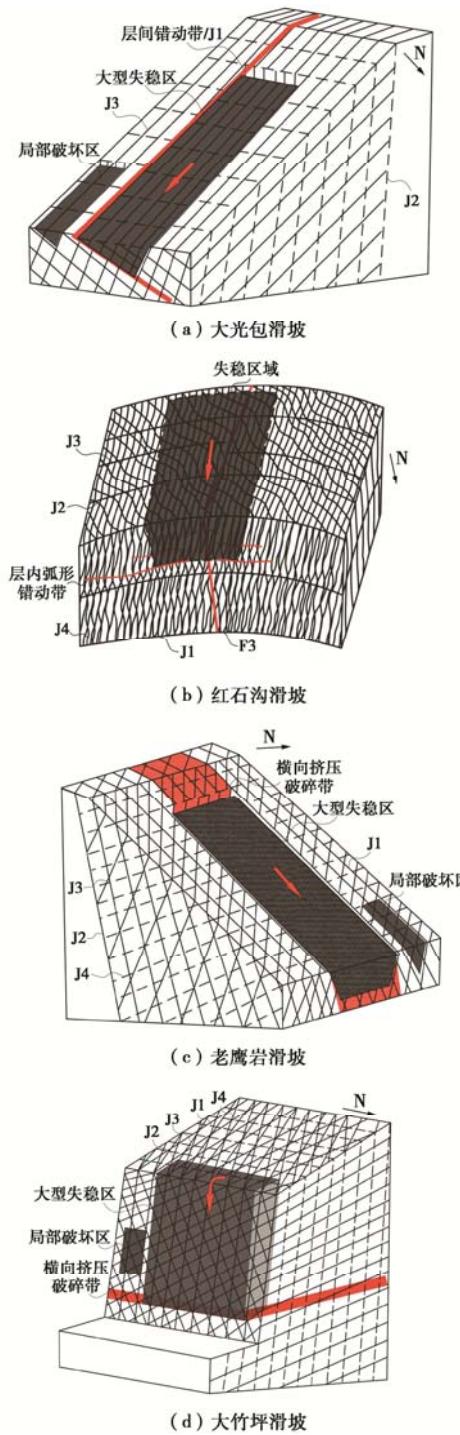


图 10 不连续地质界面组合下滑坡启动地质模型

Fig. 10 Geological models for landslide initiation under discontinuous geological interface combination

综上所述, 岩体质量差异与特定岩体结构面、构造软弱带的组合对滑坡边界形成和启动模式具有极重要的控制作用。根据已提出的滑坡启动模式(图 10), 可以发现在岩体结构面的单一控制下, 斜坡一般仅发生小规模的破坏; 而当构造软弱带与结构面共同控制时, 往往会诱发大型失稳, 这也说明构造损伤对滑坡形成发展具有长期效应。本文中, 层间错动带、层内弧形错动带及横向挤压破碎带等与构造演化相关的构造软弱带对大型滑坡启动的控制类型可归纳为: “控制侧滑型”(大光包滑坡)、“控制底滑型”(红石沟滑坡)、“控制滑体型”(老鹰岩滑坡)、“控制基座型”(大竹坪滑坡)。笔者以为, 开展复杂构造区域内不同构造软弱带类型及其滑坡破坏模式的野外调查和分析, 对地质灾害风险评估和防治等具有重要意义。随着今后的更多调查, 会进一步充实此种构造软弱带类型和滑坡启动模式。

#### 4.4 地震触发作用

基于前述分析讨论, 可以看出岩体质量、岩体结构及构造软弱带是大光包区域 4 处滑坡产生的重要前提, 但不可否认汶川地震仍是关键的触发因素。通过研究加拿大 4 处重力滑坡<sup>[3-4, 24]</sup>, 发现与本文 4 处滑坡具有相似性: ①地形地质背景相似, 均发生于高山地貌单元的碳酸盐岩地区; ②均存在褶皱或断裂带的构造损伤背景。断层或褶皱诱发了这些重力滑坡不同程度的岩体损伤, 并导致频繁的局部失稳, 而后在长期的深部重力变形过程中又发生多次大规模失稳。由此可见, 断裂或褶皱导致的岩体损伤不仅影响坡体的局部稳定性, 也是大型岩质边坡破坏发展的重要因素, 这同本文研究具有诸多共性, 因而选取此类重力式滑坡与地震滑坡进行对比分析。

如图 11 所示, 大光包、老鹰岩及大竹坪滑坡的 GSI 估计值比加拿大 4 处重力滑坡更大, 仅红石沟滑坡与之相近。野外调查发现大光包区内坡体也存在重力变形迹象, 如次级断裂与背斜演化导致红石沟斜坡震前便具有高度碎裂化现象, 只是汶川地震前并未达到重力启动的岩体强度条件, 而此次地震释放的巨大能量恰好提供了强烈的外动力条件, 从而促使滑坡快速启动。可以认为, 诸如大光包滑坡此类超十亿方的巨型滑坡, 即使存在强烈的先期重力变形, 若无强震的触发作用, 很难呈现出如此景象。尽管图 11 收集数据较少, 但暗示着地震可能会降低滑坡在构造损伤区域启动的岩体质量条件, 使得在重力条件下需更长时间启动的滑坡能够在地震过程中快速启动, 进一步加快了构造损伤区的地貌侵蚀过程。一定程度上, 本文成果可为这方面研究提供基础数据。

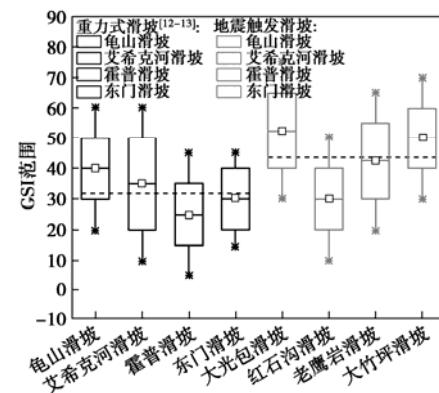


图 11 不同类型滑坡 GSI 对比

Fig. 11 GSI comparison of different landslides

## 5 结 论

本文以汶川地震触发的大光包、红石沟、老鹰岩及大竹坪滑坡为实例, 通过详细的工程地质调查、岩体测试与评价, 阐述了断裂与背斜构造演化过程中岩体质量损伤、坡体中不连续地质界面组合及地震对滑坡失稳及启动模式的影响, 并获得 3 点结论。

(1) 映秀—北川断裂构造活动与大水闸背斜演化导致的构造损伤对岩体地质强度指数(GSI)影响较大。调查表明, 岩体质量从背斜轴部向两翼总体呈逐渐增加趋势, 在次级断裂活动影响区则会显著降低, 并对滑坡的启动位置有着重要控制作用。

(2) 揭示了岩体质量、岩体结构面与构造软弱带共同控制的滑坡启动机制。在岩体构造损伤背景下, 当构造软弱带与结构面共同控制滑坡时, 往往才会诱发大型失稳, 并进一步提出“控制侧滑型”、“控制底滑型”、“控制滑体型”及“控制基座型”4 种控制类型。

(3) 基于地震滑坡与非地震滑坡的对比分析, 表明强震可通过降低斜坡的岩体质量条件促使滑坡在地震过程中快速启动, 从而加快构造损伤区的地貌侵蚀过程。笔者认为, 考虑复杂构造环境岩体损伤对评估强震潜在大型滑坡发生位置、启动机制等有重要作用。

## 参考文献:

- [1] 张永双, 苏生瑞, 吴树仁, 等. 强震区断裂活动与大型滑坡关系研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2011, 30(增刊 2): 3503 - 3513. (ZHANG Yong-shuang, SU Sheng-rui, WU Shu-ren, et al. Research on relationship between fault movement and large-scale landslide in intensive earthquake region[J]. Chinese Journal of Rock Mechanism and Engineering, 2011, 30(S2): 3503 - 3513. (in Chinese))
- [2] 李 晓, 李守定, 陈 剑, 等. 地质灾害形成的内外动力耦

- 合作用机制[J]. 岩石力学与工程学报, 2008, **27**(9): 1792 - 1806. (LI Xiao, LI Shou-ding, CHEN Jian, et al. Coupling effect mechanism of endogenic and exogenic geological processes of geological hazards evolution[J]. Chinese Journal of Rock Mechanism and Engineering, 2008, **27**(9): 1792 - 1806. (in Chinese))
- [3] JABOYEDOFF M, RéJEAN C, LOCAT P. Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model: Toward a progressive failure[J]. Geomorphology, 2009, **103**(1): 5 - 16.
- [4] PEDRAZZNI A, JABOYEDOFF M, FROESE C R, et al. Structural analysis of Turtle Mountain: origin and influence of fractures in the development of rock slope failures[J]. Geological Society London Special Publications, 2011, **351**(1): 163 - 183.
- [5] DI LUZIO E, SAROLI M, ESPOSITO C, et al. Influence of structural framework on mountain slope deformation in the Maiella anticline(Central Apennines,Italy)[J]. Geomorphology, 2004, **60**(3/4): 417 - 432.
- [6] FASANI G B, ESPOSITO C, MAFFEI A, et al. Geological controls on initial failure mechanisms of rock avalanches in central Apennines[J]. Landslides: Evaluation and Stabilization, 2004: 501 - 507.
- [7] SANDØY G, THIERRY O, BJØRN N. Why did the 1756 Tjellefonna rockslide occur? A back-analysis of the largest historic rockslide in Norway[J]. Geomorphology, 2017(289): 78 - 95.
- [8] KORUP, OLIVER. Geomorphic implications of fault zone weakening: slope instability along the alpine fault, south westland to fiordland[J]. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 2004, **47**(2): 257 - 267.
- [9] 崔圣华, 裴向军, 王功辉, 等. 基于环剪试验的汶川地震大型滑坡启动机理探索[J]. 岩土工程学报, 2017, **39**(12): 2268 - 2277. (CUI Sheng-hua, PEI Xiang-jun, WANG gong-hui. Initiation of a large landslide triggered by Wenchuan earthquake based on ring shear tests[J]. Journal of Engineering Geology, 2017, **39**(12): 2268 - 2277. (in Chinese))
- [10] BACHMANN D, BOUSSOU S, CHEMENDA A. Influence of weathering and preexisting large scale fractures on gravitational slope failure: insights from 3-Dphysical modelling[J]. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2004(4): 711 - 717.
- [11] 崔圣华. 强震过程软弱层带地震动响应及大型滑坡启动机理研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2017. (CUI Sheng-hua. Seismic Responses of Wake Inter-Layer and Initiation Mechanisms of Large Landslide During Strong Earthquake[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2017. (in Chinese))
- [12] 崔圣华, 裴向军, 黄润秋, 等. 汶川地震黄洞子沟右岸大型滑坡地质构造特征及成因[J]. 工程地质学报, 2019, **27**(2): 437 - 450. (CUI Sheng-hua, PEI Xiang-jun, HUANG Run-qiu, et al. Geological features and causes of the Wenchuan earthquake triggered large landslide on right bank of Huangdongzi gully[J]. Journal of Engineering Geology, 2019, **27**(2): 437 - 450. (in Chinese))
- [13] 曹琰波, 戴福初, 许冲, 等. 唐家山滑坡变形运动机制的离散元模拟[J]. 岩石力学与工程学报, 2011, **30**(增刊1): 2878 - 2887. (CAO Yi-bo, DAI Fu-chu, XU Chong, et al. Discrete element simulation of deformation and movement mechanism for Tangjiashan landslide[J]. Chinese Journal of Rock Mechanism and Engineering, 2011, **30**(S1): 2878 - 2887. (in Chinese))
- [14] 王涛, 马寅生, 龙长兴, 等. 四川汶川地震断裂活动和次生地质灾害浅析[J]. 地质通报, 2008(11): 1913 - 1922. (WANG Tao, MA Yin-sheng, LONG Chang-xing, et al. Fault activity of the Wenchuan earthquake in Sichuan, China and seismic secondary geohazards[J]. Geological Bulletin, 2008(11): 1913 - 1922. (in Chinese))
- [15] 李奋生, 李勇, 颜照坤, 等. 构造、地貌和气候对汶川地震同震及震后地质灾害的控制作用—以龙门山北段通口河流域为例[J]. 自然杂志, 2012, **34**(4): 216 - 218, 249. (LI Fu-sheng, LI Yong, YAN Zhao-kun, et al. Controlaction of tectonic, landforms and climate on the geological hazards in wenchuan earthquake coseismic and after earthquake: take tongkou river watershed, the northern longmen mountain for example[J]. Nature Journal, 2012, **34**(4): 216 - 218, 249. (in Chinese))
- [16] 黄润秋, 李为乐. “5.12”汶川大地震触发地质灾害的发育分布规律研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2008, **27**(12): 2585 - 2592. (HUANG Run-qiu, LI Wei-le. Research on development and distribution rules of geohazards induced by Wenchuan earthquake on 12th[J]. Chinese Journal of Rock Mechanism and Engineering, 2008, **27**(12): 2585 - 2592. (in Chinese))
- [17] 黄润秋. 汶川 8.0 级地震触发崩滑灾害机制及其地质力学模式[J]. 岩石力学与工程学报, 2009, **28**(6): 1239 - 1249. (HUANG Run-qiu. Mechanism and geomechanical models of

- landslide hazards triggered by Wenchuan M s8.0 earthquake[J]. Chinese Journal of Rock Mechanism and Engineering, 2009, **28**(6): 1239 - 1249. (in Chinese))
- [18] 许冲, 戴福初, 徐锡伟. 汶川地震滑坡灾害研究综述[J]. 地质论评, 2010, **56**(6): 860 - 874. (XU Chong, DAI Fu-chu, XU Xi-wei. Wenchuan Earthquake-induced landslides: an overview[J]. Geological Review, 2010, **56**(6): 860 - 874. (in Chinese))
- [19] 唐辉明, 李德威, 胡新丽. 龙山门断裂带活动特征与工程区域地壳稳定性评价理论[J]. 工程地质学报, 2009, **17**(2): 145 - 152. (TANG Hui-ming, LI De-wei, HU Xin-li. Faulting characteristics of Wenchuan earthquake and evalution theory of regional crustal stability[J]. Journal of Engineering Geology, 2009, **17**(2): 145 - 152. (in Chinese))
- [20] 李勇, 黄润秋, 周荣军, 等. 龙门山地震带的地质背景与汶川地震的地表破裂[J]. 工程地质学报, 2009, **17**(1): 3 - 18. (LI Yong, HUANG Run-qiu, ZHOU Rong-jun, et al. Geological background in Longmenshan seismic belt and surface rupture of Wenchuan earthquake[J]. Journal of Engineering Geology, 2009, **17**(1): 3 - 18. (in Chinese))
- [21] GODARD W, PIK R, LAVE J, et al. Late Cenozoic evolution of the central Longmenshan, eastern Tibet: insight from(U-Th)/He thermochronometry[J]. Tectonics, 2009, **28**(5): 1 - 17.
- [22] WANG E Q, KIRBY E, FURLONG K P, et al. Two-phase growth of high topography in eastern Tibet during the Cenozoic[J]. Nature Geoscience, 2012, **5**(9): 640 - 645.
- [23] 四川省地质矿产局化探队. 清平幅 H-48-17-A 1:5 万区域地质图说明书[R]. 成都: 四川省地质矿产局化探队, 1995: 63 - 69. (Geochemical Exploration Brigade of Geology & Mineral Resources Exploration & Development Bureau of Sichuan. Geological map Specifacaton of the People's Republic of China (Scale:1:50000) Qingping Seria[R]. Chengdu: Geochemical Exploration Brigade of Geology & Mineral Resources Exploration & Development Bureau of Sichuan, 1995: 63 - 69. (in Chinese))
- [24] BRIDEAU M, YAN M, STEAD D. The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures[J]. Geomorphology, 2009, **103**(1): 30 - 49.
- [25] MARINOS P, HOEK E. GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation[C]// GEOENG Melbourne, 2000, Australia.
- [26] 裴向军, 黄润秋, 崔圣华, 等. 大光包滑坡岩体碎裂特征及其工程地质意义[J]. 岩石力学与工程学报, 2015, **34**(增刊 1): 3106 - 3115. (PEI Xiang-jun, HUANG Run-qiu, CUI Sheng-hua, et al. The rock mass cataclastic characteristic of Daguangbao landslide and its engineering geological significance[J]. Chinese Journal of Mechanics and Engineering Geology, 2015, **34**(S1): 3106 - 3115. (in Chinese))
- [27] KIM B, CAI H, KAISER M, et al. Estimation of block sizes for rock masses with non-persistent joints[J]. Rock Mechanics and Rock Engineering, 2007, **40**: 169 - 192.
- [28] MARINOS V, MARINOS P, HOEK E. The geological strength index: applications and limitations[J]. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 2005, **64**: 55 - 65.
- [29] MARTINO S, MINUTOLO A, PACIELLO A, et al. Evidence of amplification effects in fault zone related to rock mass jointing[J]. Natural Hazards, 2006, **39**: 419 - 449.