



地质力学学报
Journal of Geomechanics
ISSN 1006-6616, CN 11-3672/P
中文核心期刊
中国科技核心期刊
CSCD 来源期刊（核心库）

《地质力学学报》预出版论文

论文题目：构造应力对大渡河中上游滑坡发育影响的定量化研究

作者：任晨浩，许俊闪，许冲

DOI: 10.12090/j.issn.1006-6616.2026006

投稿时间：2026-01-14

录用时间：2026-06-03

预出版时间：2026-10-30

预出版版权说明

预出版，是指在网络出版或纸质版印刷出版之前，文章的电子版本在网上提前公开，是正式出版的预备版本。预出版的文章是通过严格的“三审制”审查后，本刊确定录用的文章，其内容的著作权等受《著作权法》等法律法规保护。预出版的文章将在之后的印刷版上刊发，印刷版的文章可能与预出版的文章略有不同，预出版文章经录用后便以电子版本形式在网站发出，没有经过排版和编校，会存在部分文字及编排格式与正式出版有出入，但文章主体内容是完全一致的。

学者研究或引述预出版文章，应当以印刷纸质版内容为准；但如果牵涉首创权等时间问题，则应当以适当方式注明文章的预出版日期。

构造应力对大渡河中上游滑坡发育影响的定量化研究

任晨浩, 许俊闪, 许冲

REN Chenhao, XU Junshan, XU Chong

应急管理部国家自然灾害防治研究院, 北京 100085;

National Institute of Natural Hazards, Ministry of Emergency Management, Beijing, 100085, China

Quantitative Study on the Influence of Tectonic Stress on Landslide Development in the Middle-Upper Streams of the Dadu River

Abstract: [Objective] Landslide disasters represent complex geomorphological hazards occurring at the Earth's surface under the combined influence of internal and external geological dynamics. Although tectonic stress fields significantly affect the evolution and spatial distribution of landslides, quantitative research regarding the specific impact of tectonic stress on landslide development remains insufficient. This study aims to quantify the influencing effects of tectonic stress fields on landslide distribution across different geomorphological zones in the upper and middle reaches of the Dadu River area. Dadu River area lies in the transition zone between the eastern Tibetan Plateau and the Sichuan Basin—a region known for intense tectonic activity, rugged topography, and frequent landslides. **[Methods]** Focusing on four distinct zones (S1-S4) with concentrated landslide distributions, a newly developed in-situ stress depth-intensity model for the southeastern Tibetan Plateau was introduced. The horizontal tectonic stress fields and topography-induced stress fields (generated by gravity) were quantitatively calculated at grid points within the landslide boundaries of each zone. These calculated stress fields were subsequently integrated with slope geometric characteristics (slope length, gradient, and aspect), landslide attributes (area, frequency, and sliding direction), and regional geological-geomorphological backgrounds to analyze the differentiated mechanisms of tectonic stress on landslide evolution. **[Results]** Significant variations in the influence of tectonic stress on landslide development were observed across the four zones: (1) Upstream subdivision (S1): The proportion of tectonic stress is the lowest across the entire Dadu River area (approximately 50%). The landslide slope length probability (R_L) increases monotonically with slope length (L), aligning closely with the theoretical curve dominated by topographic stress, which indicates that landslide development in S1 is primarily governed by gravitational topographic stress. (2) Midstream subdivisions (S2, S3): Situated at the intersection of multiple fault zones with frequent seismic activity, the proportion of tectonic stress increases markedly to approximately 63%. The landslide slope length probability (R_L) exhibits a uniform and stable distribution within the 1 km to 3.5 km range. This pattern indicates a high proportion of earthquake-induced landslides, where instantaneous stress release from seismic events triggers slope instability that correlates weakly with slope

基金项目: 国家自然科学基金 (41941016); 国家自然灾害防治研究院院长基金 (ZDJ2025-54, ZDJ2018-07)

This research was supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 41941016) and also the basic fund of the National Institute of Natural Hazards, Ministry of Emergency Management of China (No. ZDJ2025-54 and ZDJ2018-07).

第一作者: 任晨浩 (1999—), 男, 在读硕士, 主要研究方向为应力对滑坡分布的影响等。Email: chenhaoren2020@foxmail.com

通信作者: 许俊闪 (1984—), 男, 副研究员, 主要从事地球内部物理、地壳应力等研究工作。Email: junshanxu@ninhm.ac.cn

length.; (3) Tributary (Liusha River) subdivision (S4): Although the calculated tectonic stress proportion approaches 80% with a peak landslide probability occurring at shorter slope lengths (approximately 1 km~2 km), wide exposures of low-strength mudstones and sandstones cause the calculated tectonic stress to be significantly overestimated compared to actual conditions; landslide development in S4 is ultimately influenced primarily by lithology, leading to the concentrated clustering of short-length and low-gradient landslides. **[Conclusion]** In conclusion, landslide development in the upstream subdivision (S1) is primarily influenced by topography-induced stress, while the midstream subdivisions (S2, S3) are significantly affected by tectonic stress. The instantaneous release of tectonic stress caused by earthquakes breaks the slope stress equilibrium, and the instability process has a weak correlation with slope length. The tributary subdivision (S4) is mainly influenced by weak lithology rather than tectonic stress. Overall, tectonic stress, as a component of the initial stress field, plays a crucial role in slope stress equilibrium. Under the continuous action of external forces such as weathering, rainfall, and earthquakes, the tectonic stress is weakened due to the reduction of the elastic modulus, leading to mechanical imbalance and subsequently influencing landslide development. **[Significance]** The differing characteristics of tectonic stress factors influencing landslide development across various subdivisions of the Dadu River basin offer new insights into understanding the spatial distribution patterns and mechanisms of landslides. Meanwhile, considering the impact of rock mass mechanical property degradation over time on the initial stress field may be a feasible direction to connect long-term geological evolution with short-term landslide triggering processes. This study employs a quantitative mechanical approach to reveal the key factors influencing landslide development in different sections of the Dadu River area, offering new insights into the role of tectonic stress in landslide spatial distribution patterns.

Keywords: Dadu River area; Tectonic Stress; Topographic Stress; Landslide probability; Landslide distribution;

摘要: 已有研究表明构造应力场对滑坡发育影响显著,但相关定量研究仍不足。为此,基于地应力模型,计算大渡河中上游4个分区滑坡范围内各网格点的构造应力与地形应力,并结合滑坡特征及地质构造等因素,定量分析了构造应力对滑坡发育的影响。结果显示:各分区滑坡范围内构造应力在初始应力场中占比均超45%,且存在显著差异:上游(S1)分区构造应力占比最低(约50%),且滑坡概率随坡长单调上升,与以地形应力为主导的理论曲线一致;中游(S2,S3)分区构造应力占比超60%,滑坡概率在短坡长区间(1 km~3.5 km)平稳分布,可能与受地震影响的滑坡占比较大有关;支流(S4)分区构造应力占比近80%,但该区受低强度泥沙岩影响,低坡度或短坡长滑坡发育较多,可能导致构造应力估值偏高。综上,构造应力作为初始应力场的一部分,在斜坡应力平衡中具有重要作用。在风化、降雨和地震等外力的持续作用下,弹性模量衰减导致的构造应力被削弱引发力学失衡,进而影响滑坡发育。大渡河流域不同分区滑坡发育的构造应力特征差异,为深入理解滑坡空间分布模式与成因机制提供了新视角。

关键词: 大渡河流域; 构造应力; 地形应力; 滑坡概率; 滑坡分布;

中图分类号: P694; P313 **文献标识码:** A

0 引言

滑坡是在地球内、外动力综合作用下形成的一种复杂地质演化过程(黄雨等, 2025; 张永双等, 2025; 赵建军等, 2025), 对人类生命财产安全和区域可持续发展构成严重威胁(Li et al., 2024; Wu et al., 2025; Wen et al., 2025)。其发生受控于地震(如峰值地面加速度、震源机制、地表静态位移、震动强度)(Zhao et al., 2025; 段玉石等, 2025; 张波等, 2025; 龚丽文等, 2025; 殷跃平, 2026;)、地貌(坡度、坡向、海拔、河谷形态)(张世殊, 2024; 许冲等, 2025b; Wang et al., 2025)、地质(土壤覆盖层特性、岩性、地质结构)以及降雨(季节性分布、年降雨量)(许冲等, 2025a; Wang

et al., 2025; Yu et al., 2026)等多种复杂因素。学者们在滑坡分布规律、诱发机制与风险评价等方面开展了大量研究(唐辉明等, 2022; 彭建兵等, 2025; Xu C et al., 2025; 张皓翔等, 2026)。构造应力作为内动力, 是影响滑坡空间分布、规模与发育过程的重要因素 (Li and Moon, 2021; 陶鑫鑫等, 2023; Kong et al., 2025a, 2025b; 龚丽文等, 2025; 张永双等, 2025), 早期研究构造应力场与滑坡的关系, 大多以缓慢滑动的滑坡为研究对象, 通过测量滑坡移动位移揭示滑坡滑动方向与主应力方向的关系(Hauswirth et al., 1979; Scheidegger et al., 1984); 近年来, 相关研究多集中在探求其力学机制。宏观上, 在构造活动强烈区域, 过高的应力使岩体完整性及稳定性更易破坏或削弱, 使斜坡内应力发生重新分布而导致局部应力集中或失衡, 从而促进滑坡发育(陶鑫鑫等, 2023; 龚丽文等, 2025); 微观上, 构造应力可与地形应力共同作用产生不同形状的裂缝进而在外动力作用下诱发滑坡(Li and Moon, 2021; Kong et al., 2025b; 张波等, 2025)。然而目前, 在明确构造应力场在滑坡分布与形成力学机制中的定量化作用仍然面临巨大挑战。这是由于应力数据短缺且应力场计算模型分辨率较低, 难以有效的对区域应力场进行定量化分析, 计算区域三维应力场成为制约构造应力因素对滑坡分布影响定量化研究的关键。为此, 文章围绕地形复杂、构造活动强烈(Wen et al., 2008; 张培震, 2008)、应力背景值高、且滑坡发育(Dai et al., 2005; Deng et al., 2017; 孙巍锋等, 2024; 郭家成等, 2026)的大渡河中上游流域, 引入最新的地应力深度-强度模型(Xu and Xu, 2024), 通过计算流域不同分区滑坡范围内构造应力 (水平运动产生)与地形应力(重力产生)相对大小, 量化分析二者对滑坡发育与分布的影响, 并结合区域地质环境条件等因素, 进一步探讨流域不同分区内构造应力场对滑坡分布及发育的影响, 提高对滑坡发育的空间分布和内在机制的理解。

1 构造背景与数据

1.1 构造与地貌概况

大渡河发源于青海省阿尼玛卿山脉的果落山南麓, 是岷江的最大支流。流域位于川西地区青藏高原向四川盆地的过渡地带, 地处华南地块、松潘-甘孜地块和川滇地块的交界处。区域内构造活动强烈, 发育龙门山断裂带、鲜水河断裂带及安宁河断裂带等在内的多条大型断裂带(Wen et al., 2008; 张培震, 2008; Li et al., 2021 图 1), 历史上 $M_s \geq 7.0$ 强震频发(Wen et al., 2008; Xu F et al., 2025)。大渡河流域内高耸陡峭的山脉与河谷相互交错, 平均海拔约 4000 m, 最高点贡嘎山海拔超过了 7500 m, 而汉源县流域的最低点海拔约为 600 m, 河流穿过这片海拔落差近 7000 m 的陡峭地形, 形成了该流域独特的格局: 以泸定县为分界线, 泸定以北的大渡河上游区域地势较高, 为典型“V”字形侵蚀河谷, 河床海拔高度 1500 m~2000 m; 以南的中游区域地势较低, 河谷走向为南北走向和东西走向两段, 其中以汉源县为交点向西北分出支流流沙河, 长度约 51 km, 区域河谷呈“U”字形宽谷、盆地地貌, 海拔高度 500 m~1500 m, 谷深 700 m~1400 m(巴仁基等, 2011)。大渡河干流丹巴县向南至石棉县折向东至汉源县段, 属于大渡河上、中游区域, 全长 16.7 km, 流域面积 1.25 万平方公里(图 1), 流经多个不同大地构造单元, 地层岩性较为复杂, 自前震旦系到第四系都有出露。在青藏高原隆升和强烈的河流下切的共同作用下, 大量的集中降雨事件致使大渡河流域附近的滑坡、岩崩、泥石流等地质灾害事件频繁发生, 陡峭的山体下堆积着大量碎石(Dai et al., 2005; Deng et al., 2017; Li et al., 2022; 巨淑君等, 2023)。

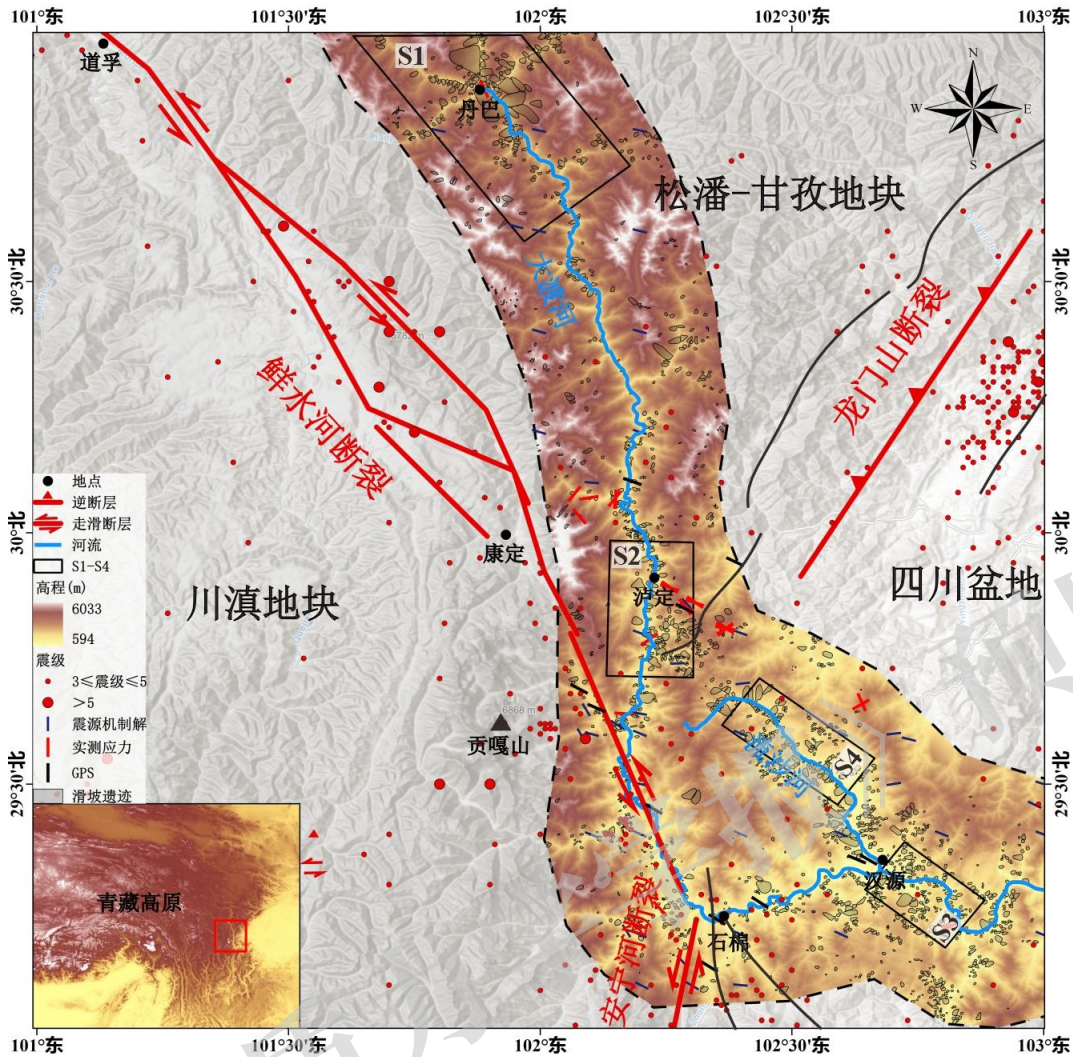


图 1 研究区构造简图

Fig. 1 Tectonic setting of the study area.

1.2 研究区分区及数据源

文章选取大渡河流域四个滑坡集中发育区(S1-S4, 图 1)。上游(S1)分区属高山峡谷地貌, 出露震旦系花岗岩和花岗片麻岩, 河谷堆积层厚, 最厚可达 130 m(张志昊等, 2024)。该分区共发育滑坡 212 处, 平均面积约 0.95 km², 坡度多介于 20°~35°; 中游及支流区域(S2-S4)呈峡谷与盆地相间地貌(吴俊峰, 2013; 张志昊等, 2024)。其中, S2 分区地处三大断裂交汇区, 区内河流呈南北走向, 地层岩性以碳酸岩夹砂板岩和花岗岩为主, 该区滑坡(共 145 处), 主要发育于花岗岩、闪长岩和安山岩等诸多坚硬岩层中(吴俊峰, 2013; Guo et al., 2024), 平均面积约为 0.50 km², 坡度多介于 15°~35°; S3 分区(汉源县东南部)地形相对平缓, 出露前震旦系花岗岩和古生界石灰岩、变质岩及玄武岩等, 滑坡(共 169 处)平均面积约为 0.34 km², 坡度介于 10°~35°; S4 分区位于流沙河流域, 以深、浅丘地形为主, 广泛分布风化强烈的泥岩、砂岩等软弱岩层(俞审然, 1986; 李平等, 2016)。该分区共发育滑坡 141 处, 平均面积约 0.56 km², 坡度 10°~25°。整体而言, 上游 S1 分区滑坡数量最多、面积最大且坡度较陡; 中游的 S2 与 S3 分区滑坡的数量及坡度范围相近, 但 S2 分区滑坡面积相对较大; S4 分区滑坡发育地形坡度最为平缓。

滑坡数据源自国家自然灾害防治研究院链生灾害动力学实验室构建的滑坡遗迹数据库。滑坡遗迹指历史滑

坡活动后保存的地貌与堆积体形态。该数据集(5000 处滑坡遗迹)主要基于高分辨率遥感影像的地貌特征解译,通过辨识源区、运动通道及堆积区等典型形态确定遗迹范围,并结合文献资料与野外实地核查进行验证与补充。此类编录方法已在青藏高原、黄土高原等多个地质灾害高风险区得到广泛验证与应用(Feng et al., 2024; Wang et al., 2024; Xue et al., 2025),数据以 Shapefile 矢量格式存储,包含面积、坡度、坡向等属性信息,为后续滑坡特征统计分析提供了可靠基础。

此外,为解析大渡河流域构造应力方向,文章整合了 10 组 GPS 位移矢量(Wang and Shen, 2020)、50 组震源机制解(Luo et al., 2016; Heidbach et al., 2018; Yang et al., 2018, 2024)以及 24 组实测应力数据(Xie et al., 2007)。GPS 位移矢量和震源机制解反映的最大主应力方向基本一致,均呈北西-南东向(图 1),这与青藏高原东南缘现今整体的构造挤压变形趋势基本一致。

2 方法概述

地壳应力主要由地壳水平运动产生的构造应力作用和重力作用叠加(Zoback, 1992; Zang and Stephenson, 2009)。文章将水平构造运动产生的应力张量记作 $\mathbf{S}_{Tect}$,为了与上覆岩层的垂直重力作用区分,将重力作用产生的沿斜坡方向的应力张量定义为地形应力张量,记作 $\mathbf{S}_{Topo}$ 。因此,斜坡中某点的应力状态可以表示为方程(1):

$$\boldsymbol{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \mathbf{S}_{Tect} + \mathbf{S}_{Topo} \quad (1)$$

为定量分析这两大主要力源的作用机制,文章进一步计算了水平构造应力和地形应力沿斜坡方向的应力标量(分别记为 S_{Tect} 和 S_{Topo}),以此分析二者的相对贡献(相关方法已投稿 Ren et al., 2026, 下面简述其主要理论)。

2.1 构造应力张量($\mathbf{S}_{Tect}$)计算

文章采用双轴应力模型,该模型认为构造应力场有两个轴向的应力源即最大水平主应力 S_H 和最小水平主应力 S_h ,在本征坐标系下水平构造应力张量可由方程(2)表示:

$$\mathbf{S}_{Tect} = \begin{pmatrix} S_H & 0 & 0 \\ 0 & S_h & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (2)$$

最初认为 $S_H = S_h = \nu/(1-\nu)S_V$,其中 S_V 为垂直应力(上覆岩层产生的重力), ν 为岩石泊松比。为了符合实际测量的结果($S_H > S_h$),Savage et al. (1992)通过考虑水平方向的小变形量(最大水平主应变 ε_H 和最小水平主应变 ε_h)修正了 S_H 和 S_h 的表达式,如方程(3):

$$\begin{aligned} S_H &= \frac{E}{1-\nu^2}(\varepsilon_H + \nu\varepsilon_h) + \frac{\nu}{1-\nu}S_V \\ S_h &= \frac{E}{1-\nu^2}(\varepsilon_h + \nu\varepsilon_H) + \frac{\nu}{1-\nu}S_V \end{aligned} \quad (3)$$

其中 E 为岩石弹性模量,实测的 S_H 和 S_h 的大小主要受弹性模量 E 的变化(Sheorey, 1994),为了更好研究青藏高原东南部的浅层构造应力场,Xu and Xu (2024)以原位水压致裂应力测试获取的花岗岩层最大水平主应力 S_H 随

深度的变化为基础,通过解析花岗岩弹性模量 E 随孔隙率和有效压力的变化,引入 $\varepsilon_h = \nu \varepsilon_H$ 进一步改为方程(4),提取了最大水平主应变 ε_H 的值,相对最大主应力 S_H 随区域和深度变化较大且容易受地形影响,最大水平主应变 ε_H ,在区域内相对稳定($4 \times 10^{-4} \sim 6 \times 10^{-4}$)。该方法基于最大水平主应变 ε_H ,可以大规模的计算无实测应力数据区域应力值大小。

$$\begin{aligned} S_H &= \frac{1+\nu^2}{1-\nu^2} E(\varphi, P) \varepsilon_H + \frac{\nu}{1-\nu} S_V \\ S_h &= \frac{2\nu}{1-\nu^2} E(\varphi, P) \varepsilon_H + \frac{\nu}{1-\nu} S_V \end{aligned} \quad (4)$$

Xu and Xu (2024)指出,花岗岩弹性模量 E 随孔隙率 φ 和压力 P 变化,弹性模量 E 可从几个 GPa 到几十 GPa 变化,地表下 1 km~2 km 深的花岗岩参考值约 20 GPa。岩性同样对弹性模量 E 影响显著,且实验显示其他常见岩石弹性模量 E 也会因孔隙率 φ 等条件变化,在几 GPa 到几十 GPa 范围内波动(赵冬等, 2015)。考虑到文章参与计算的位置皆位于地表,压力较小且孔隙率较大,故采用了 10 GPa 作为计算基础参考值。同时,由于位于地形起伏较大区域,模型进一步考虑了地形侧压 ΔP 对岩石弹性模量 E 的影响:

$$\Delta P = \nu \rho g \Delta H \quad (5)$$

式中 ρ 表示岩石密度, g 为重力加速度, ΔH 表示计算点与 10 公里范围区域最高点之间的相对高度。最终,将 ΔP 带入方程(4)中计算出每个高程点的弹性模量 E 、最大主应力 S_H 和最小主应力 S_h 。

其次,在全局坐标系下计算构造应力大小,需首先确定最大主应力 S_H 的方向(即方位角 α_H)。大量观测数据结果(杨树新等, 2012)表明, GPS 运动矢量、震源机制解方向较为吻合,总体呈北西-南东方向。而其中实测应力极易受局部浅表地形起伏干扰(Liu and Zoback, 1992; Zang and Stephansson, 2009)。受大渡河流域高山、峡谷和盆地交错发育地形的影响,实测应力方向在整个流域内分布较为离散。鉴于滑坡发育主要受地面浅表应力状态及地壳运动的共同影响,为宏观表征区域构造挤压背景,文章优先采用误差较小、方向一致性较好的 GPS 位移矢量作为构造应力方向。据此,全局坐标系下构造应力张量 $\mathbf{S}_{Tect}$ 可由方程(6)表示:

$$\mathbf{S}_{Tect} = \begin{pmatrix} S_H & 0 & 0 \\ 0 & S_h & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta & 0 \\ -\cos \theta \sin \theta & \cos \theta \cos \alpha & \sin(\alpha_H - \alpha) \\ \sin \theta \sin(\alpha_H - \alpha) & -\sin \theta \sin(\alpha_H - \alpha) & \cos(\alpha_H - \alpha) \end{pmatrix} \quad (2)$$

其中, α_H 是指 S_H 的方位角。 S_H 和 S_h 分别最大和最小水平主应力的大小。文章将构造应力沿地形坡向的分量大小记作 S_{Tect} ,当坡向与最大水平主应力 S_H 夹角最小时为水平构造应力 S_{Tect} 的最大值,近似为最大水平主应力 S_H 在坡向上的投影,当坡向与最大水平主应力 S_H 夹角最大时为水平构造应力 S_{Tect} 的最小值,近似为最小水平主应力 S_h 在坡面上的投影。后续分析将重点关注水平构造应力大小 S_{Tect} 、地形应力大小 S_{Topo} 、坡长 L 、坡度 θ ,以及滑坡相对坡向、坡度和坡长的分布情况。具体计算时,在全局坐标系下,采用分辨率约为 145 m 的 DEM 数据进行等间距的高程采样,对每个网格点独立计算其构造应力张量。

2.2 坡长模拟及地形应力张量(S_{Topo})计算

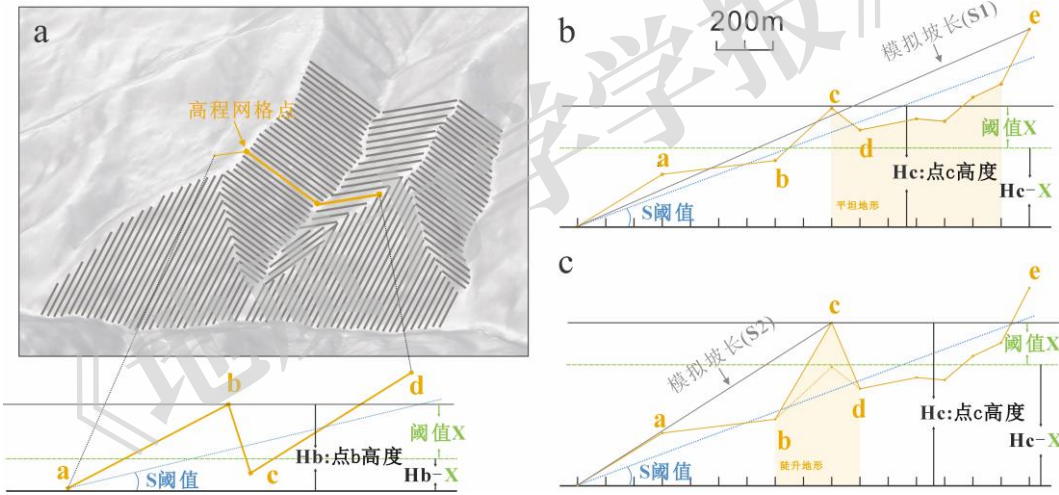
文章中地形应力张量 $\mathbf{S}_{Topo}$ 指的是由重力作用产生的沿地形坡度方向的应力张量。方向顺坡向下,大小为重力沿斜坡向下分量的模值。因此,其大小与地形坡长 L 和坡度 θ 相关,如方程(7)所示:

$$S_{Topo} = \rho g L \sin^2 \theta \quad (7)$$

其中, ρ 表示岩石密度。 g 为重力加速度。 L 表示模拟的地形坡长, θ 表示模拟的地形坡度。

计算采用 145 m 间距 DEM 数据, 基于 Python 编程, 具体计算流程如下: 首先, 将 DEM 转换为携带高程信息的矢量高程网格点阵数据。以计算点为中心, 分别向东、南、西、北四个方向相邻点构建初始方向向量(记为 V_z 、 V_w 、 V_x 、 V_s), 在 <10 km 范围内, 沿四个方向逐点搜索, 同时引入两个约束阈值(坡度阈值 S 与突变阈值 X)用以动态判定坡向向量的起点与终点。其中, **坡度阈值 S** 定义两个网格点之间能判断为坡度的最小角度, 小于该角度则判断为坡度为 0; **突变阈值 X** 则表征山坡中断的临界落差, 用于识别深切沟谷或断裂等突变地貌: 若某点高程低于前一点高程减去 X , 则终止搜索并以该点作为终点。

以图 2a 为例, 计算点 a 沿某方向搜索至 b 时, $\overrightarrow{ab}$ 向量坡度角超过 S , 识别为斜坡, 继续搜索; 至 c 时, 若其高程低于 b 高程减 X , 则判定为突变地形, 搜索停止并将 $\overrightarrow{ab}$ 向量作为该方向坡向向量。如果 c 不超出突变阈值条件且与 a 的向量坡度小于 S , 则视为进入平坦地形段(常为坡度抬升中的短缓过渡区)。为兼顾缓坡连续性与实际地形, 算法设定: 若平坦地形水平延伸超过 700 m, 则停止搜索, 并将平坦段起始前的高程点作为终点。图 2b 展示了含有平坦段地形的搜索流程: b 点起进入平坦段, 至 c 点再次超出 S 条件则跳出平坦判断, 继续搜索至 d 判定并再次进入平坦段, 随后连续 500 m(5 个百米步长)均为平坦地形, 至 e 点时坡度再次超过 S , 搜索停止, 最终坡长为 $S1$ 。对于突遇陡升地形(如山脊), 如图 2c 所示: 若 c 点高程突增, 且其与后续 d 点的高差超过 X , 则搜索在 c 点终止, 坡长记为 $S2$ 。



a—坡度阈值 S 与突变阈值 X ; b—含有平坦段地形的坡长计算; c—突遇陡升地形的坡长计算

图 2 阈值、坡长计算示意图

Fig. 2 Schematic diagram of thresholds and slope length calculation.

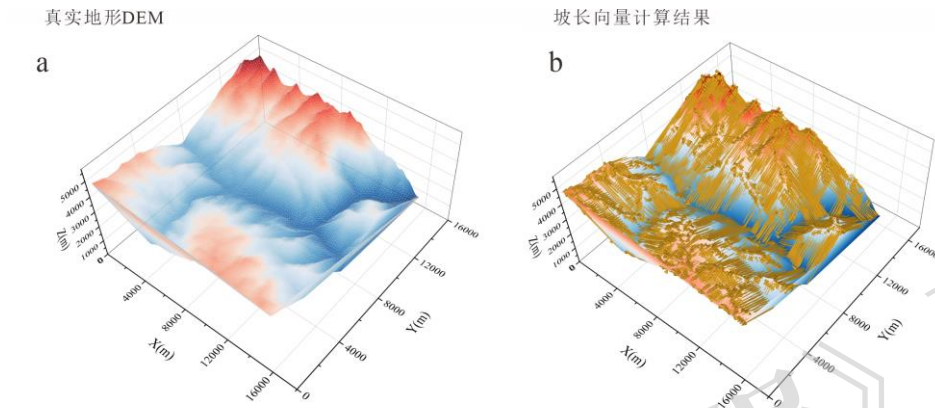
(a) Slope threshold S and abrupt change threshold X ; (b) Calculation of slope length for terrain containing flat segments; (c) Calculation of slope length when encountering an abrupt steep rise.

在确定四个方向的坡向向量后, 按如下规则选取或合成坡长向量: 若仅有一个方向的垂直分量为正, 则直接以该向量作为坡长向量; 若多个方向为正, 则进行坡向向量合成, 以合成向量的模作为坡长。此方法可识别沟壑、缓坡及陡变等多种地形特征, 较为准确地判断地形坡长 L 和坡度 θ 。通过前期参数测试, 并结合 ArcGIS 软件对真实地形的测量结果比对, 最终选取了校准阈值 S 为 10° , 阈值 X 为 400 m, 效果如图 3 所示。获取 S_{Topo}

后，并通过坐标变换得到全局坐标系下的地形应力张量 S_{Topo} (方程(8)):

$$S_{Topo} = \begin{pmatrix} S_{Topo} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \bullet \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta & 0 \\ -\cos \theta \sin \theta & \cos \theta \cos \alpha & \sin \alpha \\ \sin \theta \sin \alpha & -\sin \theta \cos \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix} \quad (8)$$

其中 S_{Topo} 为沿斜坡方向地形应力的大小， θ 表示坡度， α 为地形坡向的方位角(由坡长向量投影至水平面的向量方向决定)。



图中黄色矢量表示模拟的坡长矢量

a—真实地形 DEM; b—坡长向量计算测试结果

图 3 坡长计算测试示例图

Fig. 3 Example of the slope length calculation test.

(a) Real terrain DEM; (b) Test results of slope length vector calculation.

Yellow vectors: simulated slope length vectors.

2.3 滑坡应力分布特征的统计分析

为进一步量化水平构造应力与重力成因的地形应力在 S1-S4 分区滑坡中的相对贡献，文章计算了分区内所有滑坡内网格点沿坡向的构造应力 S_{Tect} 和地形应力 S_{Topo} 占比 P_{Tect} 和 P_{Topo} (方程(9)):

$$P_{Topo} = \frac{S_{Topo}}{S_{Topo} + S_{Tect}} \times 100\% \quad (9)$$

$$P_{Tect} = \frac{S_{Tect}}{S_{Topo} + S_{Tect}} \times 100\%$$

为分析 S1-S4 各分区滑坡与地形坡长 L 的关系，文章提取了已有滑坡范围内的网格点(包含地形坡向、坡度以 θ 及坡长 L 等参数)，计算了滑坡坡长概率 R_L 在不同坡长 L 区间的分布，滑坡坡长概率 R_L 为某坡长 L 区间内，滑坡范围内的网格点数量与全地形范围内网格点总数之比(方程(10)):

$$R_L = \frac{N_{Landslide}(L_i)}{N_{Topo}(L_i)} \times 100\% \quad (10)$$

其中 L_i 表示坡长区间(200 m), $N_{Landslide}(L_i)$ 代表滑坡内每个坡长区间 L_i 的网格点数量, R_L 表示对坡长 L 的标准化滑坡坡长概率值。

为分析 S1–S4 各分区滑坡与地形应力占比 P_{Topo} 及构造应力占比 P_{Tect} 的关系, 基于地形应力占比 P_{Topo} 计算了滑坡概率 R , 表示为某地形应力占比 P_{Topo} 区间内, 滑坡范围内的网格点数量与全地形范围内网格占总数之比(方程(11)):

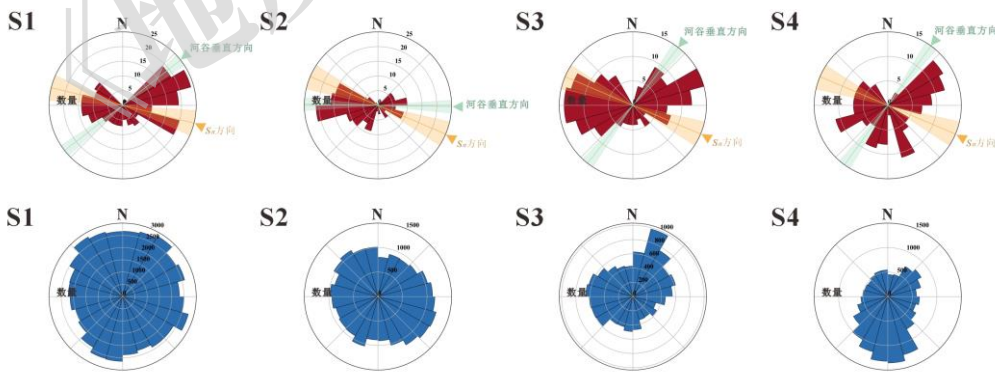
$$R = \frac{N_{Landslide}(P_{Topo_i})}{N_{Topo}(P_{Topo_i})} \times 100\% \quad (11)$$

其中 P_{Topo_i} 表示 P_{Topo} 区间, 间隔为 5%, $N_{Landslide}(P_{Topo_i})$ 表示每个概率区间滑坡内部的网格点数量, R 表示对地形应力占比 P_{Topo} 的标准化滑坡概率值。

3 结果

3.1 滑坡滑向及坡度分布特征

S1–S4 各分区滑坡滑向与地形坡向的分布特征如图 4 所示, 所有分区的滑坡滑向均呈现出明显的优势方向, 且其优势方向均介于 S_H 方向轴与河谷垂直方向轴之间。其中, S1 和 S2 地形坡向无明显优势方向, 而 S3 与 S4 地形具有的优势方向又与滑坡滑向并不一致, 这一现象表明滑坡滑向与地形优势坡向相关性不大。整体看, 滑坡滑向优势方向接近河谷垂直方向, 并向 S_H 方向偏移约 $0^\circ \sim 30^\circ$ 。其中, S1–S3 分区约 90% 的滑坡滑向位于两个方向之间, 而 S4 分区虽相对复杂, 但仍有 70% 的滑坡位于两者之间。滑坡滑向集中于河谷垂直方向并向 S_H 方向偏转的现象表明构造应力场在滑坡发育过程中可能存在重要的影响。



S_H 方向为最大水平主应力方向, 图中红色扇形表示滑坡滑向分布, 而蓝色扇形表示斜坡坡向分布(每个扇区夹角为 15°)。

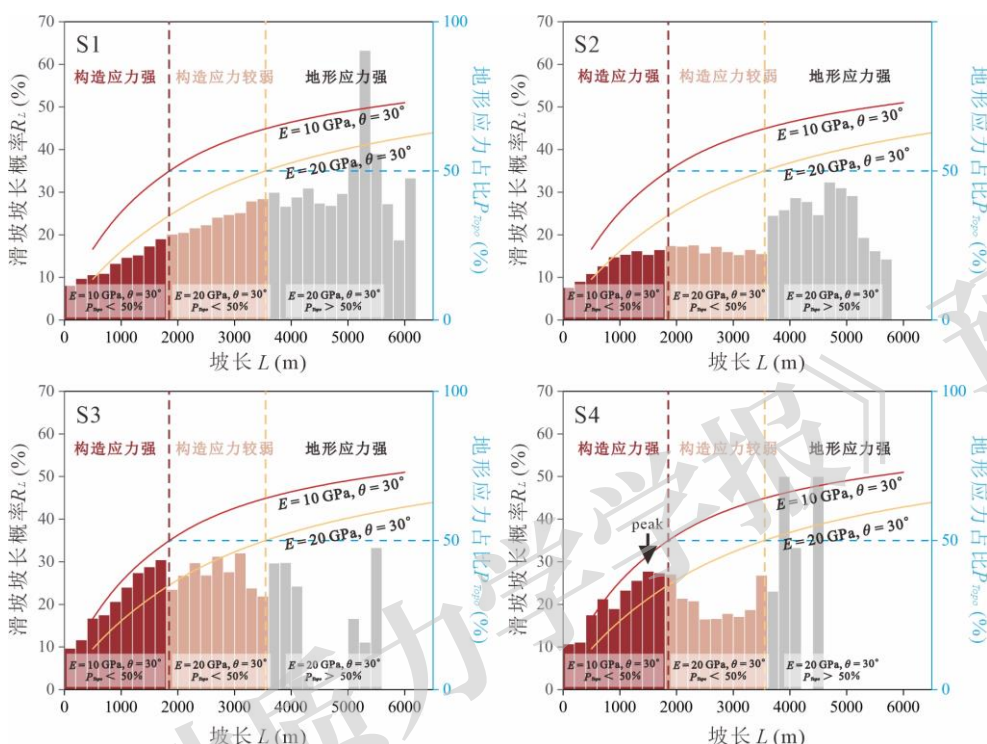
图 4 滑坡滑向及斜坡坡向统计玫瑰图

Fig. 4 Rose diagrams of landslide sliding direction versus slope aspect.

S_H denotes the maximum horizontal principal stress direction. Red sectors represent the distribution of landslide sliding directions, while blue sectors represent the distribution of slope aspects (each sector spans 15°).

3.2 滑坡坡长概率分布特征

S1-S4 各分区滑坡坡长概率 R_L 随坡长 L 的分布如图 5 所示。结果显示, 各分区 R_L 随 L 增大均呈上升趋势, 这与理论模型曲线基本一致。其中, S1 分区上升趋势与理论曲线符合最好, 表明该分区滑坡发育可能主要由地形应力主导。S2 和 S3 的 R_L 在短坡长(0 km~2 km, 深红色区)处显著上升; 但在坡长较长(2 km~3.5 km, 浅红色区)范围内, R_L 趋于平稳分布, 这说明在构造应力作用较强的短坡长区($L < 2$ km)滑坡发育正常, 而在地形应力作用较强的长坡长区域, 滑坡发育特征较弱。这一现象表明 S2 和 S3 的滑坡受到更显著的构造应力作用。S4 的滑坡坡长概率 R_L 虽大致符合理论曲线趋势, 但在坡长 1 km~2 km 出现明显峰值, 可能表明在该坡长 L 范围内构造应力的影响显著增强。



图中直方图表示 S1-S4 分区内滑坡坡长概率 R_L 在不同坡长区间 L 上的分布, 曲线对应的是不同条件下 R_L 随 L 的变化趋势。

图 5 滑坡坡长概率 R_L 随坡长 L 分布直方图

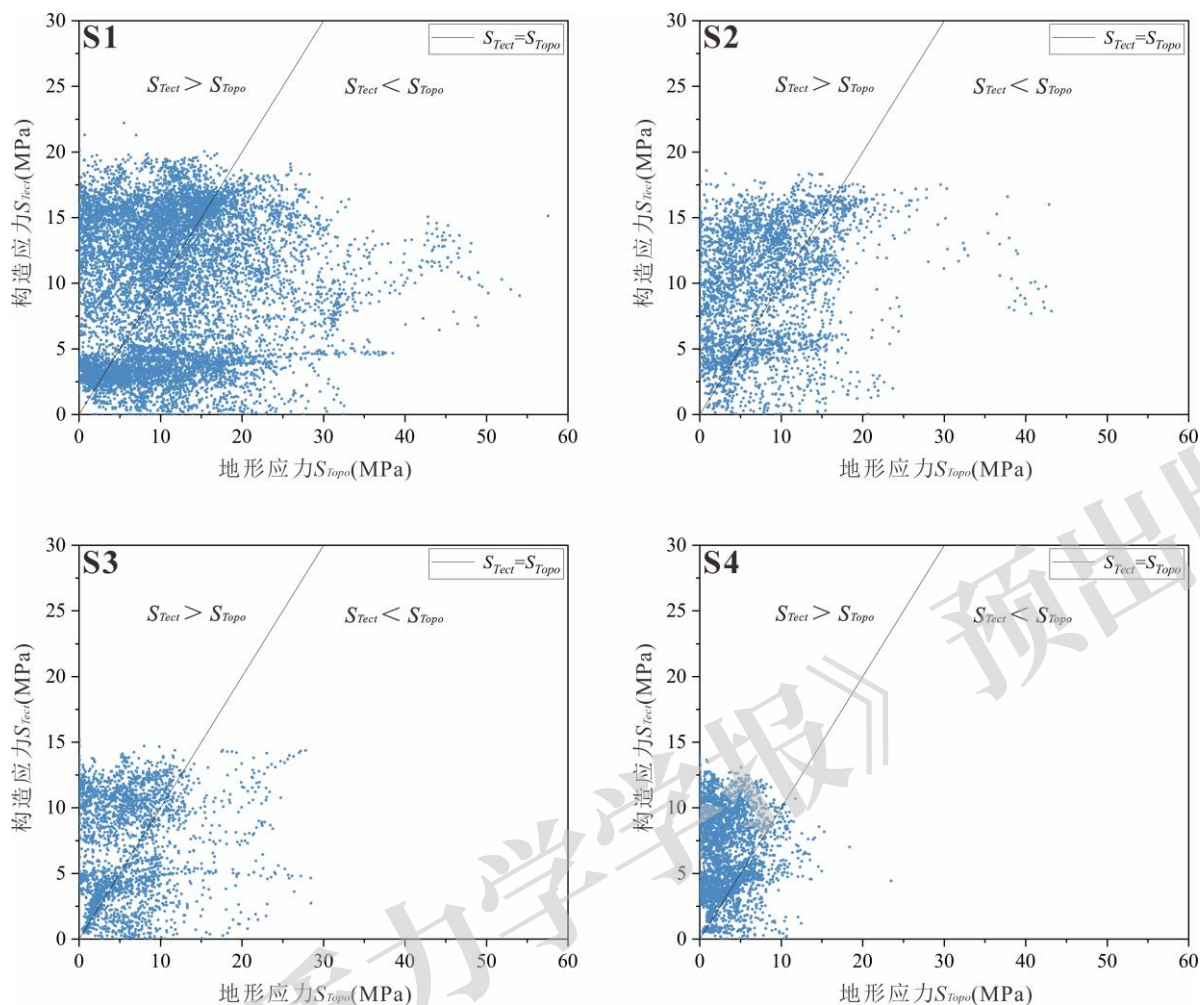
Fig. 5 Probability distribution of slope length for landslides.

The histograms show the distribution of landslide length probability (R_L) across different slope length intervals (L) in zones S1-S4, while the curves represent the variation trends of R_L with L under different conditions.

3.3 滑坡分布与地应力大小及比例关系

分区滑坡内网格点的地形应力 S_{Topo} 与构造应力 S_{Tect} 的分布见图 6。S1 分区 S_{Topo} 范围为 0 MPa~60 MPa, S_{Tect} 范围为 0 MPa~25 MPa, 显著高于 S2-S4 分区; 该现象表明 S1 分区的滑坡多发育于长坡长或高坡度区域, 导致地形应力在该区更占优势。S2 分区的 S_{Tect} 约 0 MPa~20 MPa, S_{Topo} 为 0 MPa~45 MPa, 数据整体更偏向 $S_{Tect} > S_{Topo}$ 区域; S3 分区的 S_{Tect} 和 S_{Topo} 分布范围分别为 0 MPa~15 MPa 和 0 MPa~30 MPa, 与 S2 相近。这表明中游(S2, S3)分区滑坡受水平构造作用强于 S1 分区。S4 分区的 S_{Tect} 和 S_{Topo} 分布范围分别介于 0 MPa~15 MPa 和 0 MPa~25 MPa 之间, 且显著集中于 $S_{Tect} > S_{Topo}$ 区域, 表明该分区构造应力分量占比更高, 滑坡可发生在短坡长或低坡度区域。图 7 给出了各分区滑坡概率 R 与地形应力占比 P_{Topo} 的关系分布。在 S1 分区, 构造应力占比约为 50%; 而 S2 和 S3 的 P_{Tect} 高至 60% 左右, S4 则高达近 80%。整体而言, 各分区构造应力占比呈现出 $S4 > (S2, S3) > S1$

的趋势，这与图 6 反映的规律一致，可能揭示了构造应力在不同分区中存在差异性影响。

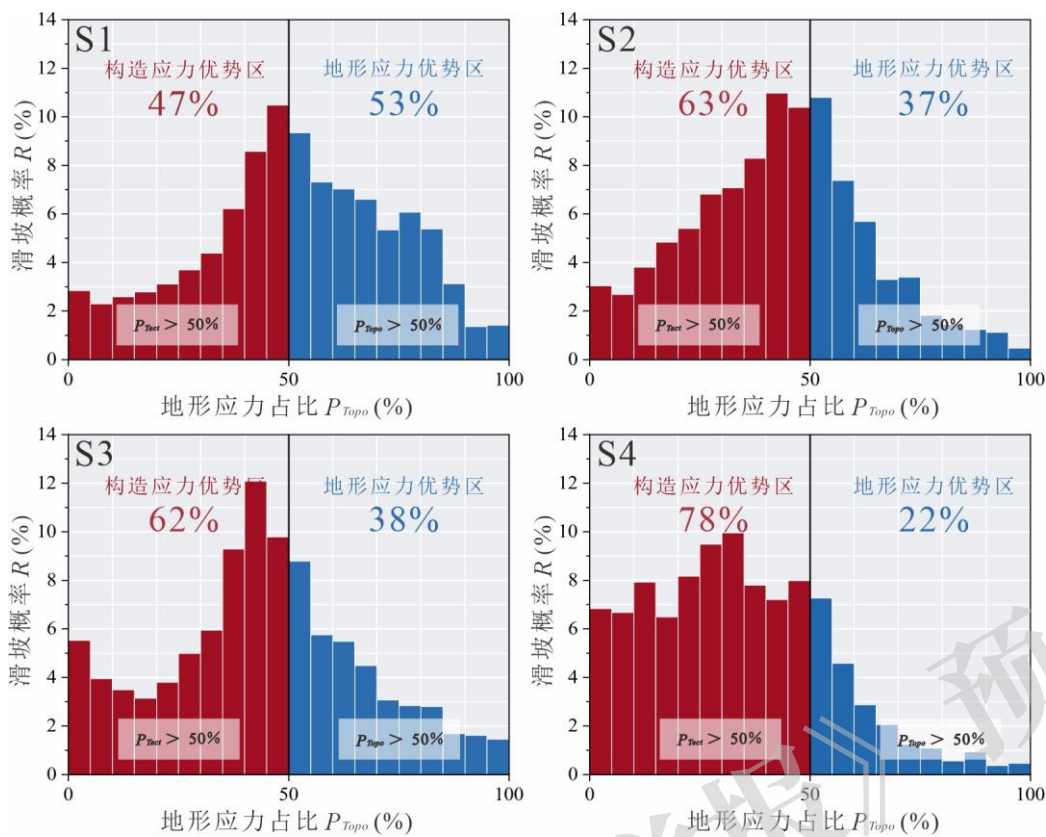


图中黑色直线表示 $S_{Topo} = S_{Tect}$ 的参考线，图中蓝色散点表示 S1-S4 区域， $E = 10\text{GPa}$ 时，滑坡范围内高程网格点的构造应力 S_{Tect} 与地形应力 S_{Topo} 的大小。

图 6 S1-S4 分区滑坡范围网格点应力分布散点图

Fig. 6 Scatter plots of stress distribution for landslide grid points across different zones (S1-S4).

The black straight line represents the reference line where $S_{Topo} = S_{Tect}$, and the blue scatter points indicate the magnitudes of tectonic stress (S_{Tect}) and topographic stress (S_{Topo}) at elevation grid points within the landslide area in zones S1–S4 when $E = 10\text{ GPa}$.



直方图表示 S1-S4 分区内, $E = 10\text{ GPa}$ 时, 滑坡概率 R 在不同地形应力占比 P_{Topo} 区间上的分布。

图 7 S1-S4 分区滑坡概率 R 随地形应力占比 P_{Topo} 分布图

Fig. 7 Distribution of landslide probability R with topographic stress proportion P_{Topo} in zones (S1-S4)

The histograms show the distribution of landslide probability (R) across different intervals of topographic stress proportion (P_{Topo}) in zones S1-S4 when $E = 10\text{ GPa}$.

4 讨论

文章中构造应力的计算主要受弹性模量 E 和应力场方向 α_H 影响。计算模型主要基于地表附近花岗岩弹性模量 E 的参考值($E = 10\text{ GPa}$)进行计算。然而, 弹性模量 E 受岩石种类、孔隙率、风化程度和压力等多种因素的影响(赵冬等, 2015)。不同地区的岩性分布、风化程度和孔隙率等都具有显著差异, 实际弹性模量 E 可在数十个 GPa 范围内变化(赵冬等, 2015)。因此具体点位的岩石弹性模量 E 可能与参考值 10 GPa 间存在偏差, 进而导致该点位构造应力 S_{Tect} 及其占比 P_{Tect} 的估算结果出现相应的高估或低估。尽管文章中仅展示了弹性模量 $E = 10\text{ GPa}$ 的结果, 但经通过计算对比弹性模量 $E = 20\text{ GPa}$ 和 5 GPa 的结果发现, 当弹性模量 E 由 10 GPa 增至 20 GPa 或降至 5 GPa 时, 构造应力 S_{Tect} (图 6)会相应增大约 5 MPa 或减小约 3 MPa , 对应构造应力占比 P_{Tect} (图 7)的变化幅度约 10% 左右。应当指出的是, 文章计算的构造应力场为滑坡发育前的初始应力场, 即地形形成时的应力场大小。此外, 选取应力场方向 α_H 时, 除 GPS 本身存在方向 $< 5^\circ$ 的误差外, 其表征的应力场方向 α_H 与真实的构造应力场方向也存在一定偏差, 上述因素均会影响构造应力场的计算结果。但尽管如此, 整体计算结果显示, 各分区构造应力占比均大于 45% (图 7), 表明构造应力在滑坡点初始应力场中可能起到了重要作用。

4.1 上游分区(S1)

分区 S1 位于松潘-甘孜地块与川滇地块的交界处,与分区 S2-S4 相比, S1 距离鲜水河断裂等主要断裂带较远,受地震活动性影响较弱,区内河网密集,约 95%的滑坡集中分布于大渡河主干河谷沿岸,这与由河流强烈的下切作用的成因相符(Zhao et al., 2021)。从基于滑坡幂律比例关系看, S1 的滑坡具有更大的破坏深度和更宽的宽度(Hovius et al., 1997),可能预示着区域构造应力场仍是影响该区域滑坡发育的重要因素。应力计算结果(图 6 和 7)显示,相较于分区 S2-S4,该分区的构造应力 S_{Tect} 极值最高(约 23 MPa),但其占比 P_{Tect} 却为区域最低(约 47%);且滑坡坡长概率 R_L 随坡长 L 呈明显单调上升趋势,与地形应力理论模型曲线最为一致(图 5 中曲线变化趋势)。以上结果均表明,分区 S1 的滑坡发育受地形应力 S_{Topo} 主导,构造应力场维系着初始应力场的平衡状态,当强烈河流下切作用打破了这一平衡时,地形应力便转化为影响滑坡发育的主要动力。

4.2 中游分区(S2, S3)

与上游分区 S1 不同,中游分区 S2 和 S3 地处龙门山、鲜水河与安宁河三大断裂带构成的“Y”形交汇处,断裂较近且周边地震活动更为频繁(Dai et al., 2005)。大渡河中游分区(S2, S3)的构造应力 S_{Tect} 极值与地形应力 S_{Topo} 极值相较 S1 分区虽然分别降低了约 10 MPa~15 MPa 和 15 MPa~30 MPa,但其构造应力占比 P_{Tect} 均超过 60%,较 S1 分区高出约 15%(图 6 和 7)。岩性上, S2 和 S3 分区与 S1 相似,发育花岗岩、玄武岩和闪长岩等坚硬岩层(吴俊峰, 2013; Guo et al., 2024)。从滑坡坡长概率 R_L 与坡长 L 的分布关系看(图 5),与 S1 的单调上升趋势不同, S2 和 S3 滑坡坡长概率 R_L 随坡长 L 增加虽总体呈上升趋势,但在坡长 L 于 1.5 km~3.5 km 范围内, R_L 却平稳分布。这一特征表明 S2 和 S3 在构造应力作用较强的短坡长区域更为发育,而在地形应力较强的中长坡长区域无明显变化。滑坡概率 R 随地形应力占比 P_{Topo} 分布结果(图 7 和 8)也表明 S2 和 S3 的滑坡发育较 S1 受更强的构造应力影响。这是由于地震活动会在瞬间释放斜坡构造应力并打破初始应力平衡,且这种瞬间动力作用与地形坡长的相关性不强。因此,即使坡长 L 由 1.5 km 增大至 3.5 km 时,滑坡坡长概率 R_L 仍能维持平稳,从而偏离了随坡长 L 增大而增大的理论趋势(图 5 中曲线变化趋势)。

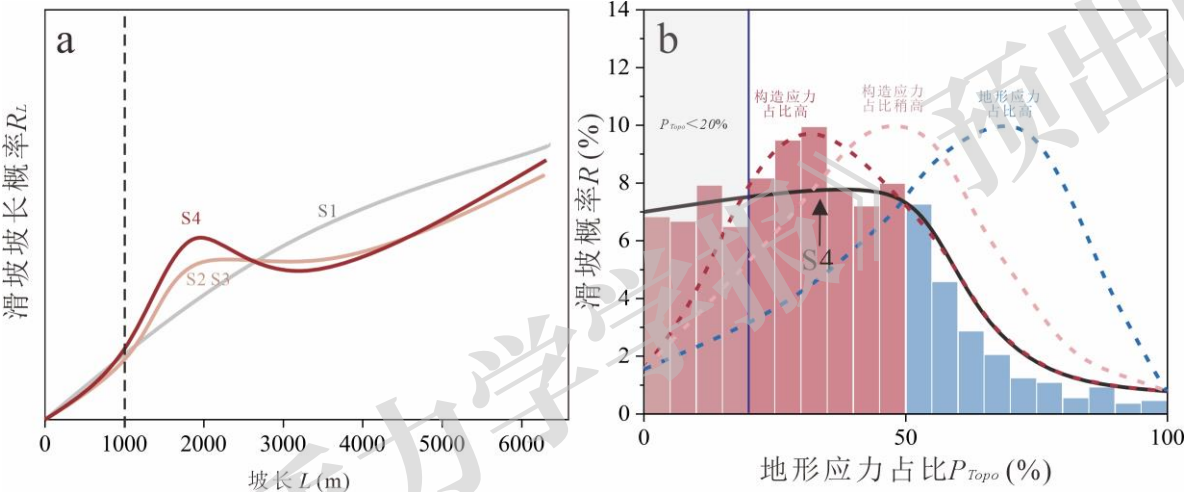
4.3 支流分区(S4)

就位置而言,支流分区 S4 与 S2 和 S3 并无明显差异,但其构造应力 S_{Tect} 与地形应力 S_{Topo} 极值在四个分区中均为最低(分别为 14 MPa 与 25 MPa),而构造应力占比 P_{Tect} 却为最高(高达近 80%)。此外,该区滑坡概率 R_L 在短坡长处 ($L = 2.0$ km)出现明显峰值(图 5 和 8a),这些特征似乎表明该区域受构造应力影响最为显著。然而在岩性上,与 S1-S3 区域广泛分布的花岗类坚硬岩层不同, S4 分区以强度较低泥岩和砂岩为主(俞审然, 1986; 李平等, 2016),其弹性模量 E 较低(尤明庆, 2003; 赵冬等, 2015)。软弱岩性及松散沉积物弹性模量 E 远低于模型采用的花岗岩基准值(10 GPa),会导致其初始构造应力占比 P_{Tect} 远低于模型计算出的 78%。根据对弹性模量的敏感性测试结果,若将弹性模量 E 降至 5 GPa,其对应构造占比则会下降 10%~15%。由此可见,软岩会导致模型计算的构造应力 S_{Tect} 显著高估。

但通过分析滑坡概率 R 随地形应力占比 P_{Topo} 的分布变化可发现(图 7), S1-S3 分区在 $P_{Topo} < 20\%$ 时,滑坡概率 R 较低且随 P_{Topo} 增大呈上升趋势,这是因为坡度 θ 较小且岩性较为坚硬的区域($P_{Topo} < 20\%$)边,斜坡不易发生失稳。如图 8b 中 $P_{Topo} < 20\%$ 区域内的虚线分布所示,随坡度 θ 、坡长 L 变大, P_{Topo} 逐渐升高时,滑坡概率 R 随之增高,斜坡更易失稳。所以区域内构造应力占比 P_{Tect} 升高时,滑坡概率 R 应出现峰移(图 8b),然而尽管 S4 分区的滑坡概率 R 分布同样存在峰值,但当 $P_{Topo} < 20\%$ 时,滑坡概率 R 值并未如理论曲线随 P_{Topo} 减小而持续下降,而是持续保持与峰值接近的高位(如图 8b 中黑色曲线所示),这一现象表明 S4 滑坡发育了较多低坡度或短坡长的滑坡,这与泥岩等软岩区域极易在低坡度发生失稳的情况相符(Zhao et al., 2025; Wu et al., 2025; Wen et al., 2025)。因此, S4 分区滑坡发育可能受岩性影响较大。

综上所述，S1-S4 展示了不同的构造应力对于滑坡发育影响特征：S1 分区滑坡坡长概率 R_L 随坡长 L 基本呈单调上升分布且与理论曲线高度吻合，表明该分区滑坡发育受地形应力影响较大。S2 和 S3 分区在构造应力占比 P_{Tect} 较高的短坡长(0 km~1.5 km)范围的滑坡坡长概率 R_L 相对较高，而地形应力占比较高的长坡长(1.5 km~3.5 km)范围的滑坡坡长概率 R_L 分布趋势与分区 S1 并无明显差异(图 8)，这体现了地震活动影响的特征；S4 分区滑坡坡长概率 R_L 在同样短坡长区间(0 km~2 km)出现峰值，但其地形应力占比 P_{Topo} 分布特征与理论下的构造应力场影响特征并不相符。理论上，在低地形应力占比($P_{Topo} < 20\%$ ，即坡度较缓且坡长较短)的区域，斜坡通常相对稳定，滑坡概率 R 应处于低位，随地形应力占比 P_{Topo} 逐渐增大，斜坡失稳概率增加，滑坡概率 R 会随之呈现上升趋势。所以，该区域可能受其广泛发育的软弱岩性影响，进而发育了大量低坡度或短坡长滑坡。

基于上述理解，当构造应力占比 P_{Tect} 高时，滑坡概率 R 理论上会出现峰移(图 8b)。S1-S4 分区滑坡的构造应力在初始应力场中的占比 P_{Tect} 均在 45%~80%之间，体现了构造应力 S_{Tect} 在滑坡点的初始应力场中的重要作用。随着风化、降雨、地震等外力条件影响，构造应力逐渐被削弱，地形应力占比 P_{Topo} 逐渐增大，最终引发力学失稳并诱发滑坡。



图中曲线表示滑坡坡长概率 R_L 随坡长 L 的分布趋势

a—S1-S4 滑坡坡长概率 R_L 随坡长 L 分布曲线示意图；b—滑坡概率 R 随地形应力占比 P_{Topo} 分布曲线示意图
图 8 S1-S4 分布差异示意图。

Fig. 8 Schematic diagram of distribution differences for S1-S4

(a) Schematic of landslide length probability R_L versus slope length L for landslide in S1-S4. (b) Schematic of landslide probability R versus the topographic stress proportion P_{Topo} .

The curves represent the distribution trend of landslide length probability (R_L) with slope length (L).

5 结论

文章以大渡河流域为例，探究不同地质、地貌背景下区域水平构造应力和山体自重力对滑坡发育的影响规律，获得以下结论：

(1)整体上，构造应力在斜坡初始应力场中占比均超过 45%，最高近 80%，表明其在维系斜坡初始应力状态中占据重要地位，可能起到了平衡斜坡自重应力的作用；但随着风化、侵蚀等外部作用影响，初始构造应力

逐渐被削弱，进而诱发应力失衡，为滑坡发育提供了有利条件。

(2)上游(S1)分区：构造应力在初始应力场中占比 P_{Tect} 最低(约 47%)。其滑坡坡长概率 R_L 随坡长 L 递增的趋势最为显著，与地形应力 S_{Topo} 随坡长 L 增大的理论曲线最为吻合，表明该区滑坡发育主要受地形应力影响。这可能是由于强烈的河流下切削弱或扰动了斜坡的构造应力，使滑坡发育转而受地形应力 S_{Topo} 主导。

(3)中游(S2、S3)分区：初始构造应力占比 P_{Tect} 均超过 60%。滑坡坡长概率 R_L 在短坡长区间($L < 1.5$ km)呈显著上升趋势，而在坡长较长区间(1.5 km~3.5 km)趋于平稳，偏离了随坡长递增的理论曲线。这表明该区域受构造应力影响的滑坡比例较高，地震可导致构造应力瞬间释放，从而打破斜坡初始应力平衡。这一过程与地形坡长关系较弱，因此滑坡坡长概率随坡长递增的趋势被削弱，这与该区域地处多组断裂交汇区，地震活动相对频繁的构造背景相符。

(4)支流(S4)分区：构造应力占比 P_{Tect} 接近 80%，且滑坡概率 R 在较短坡长(1 km~2 km)范围内出现峰值，似乎表明构造应力影响更加显著，但由于该区域岩性以强度较低泥岩和砂岩为主，导致构造应力占比 P_{Tect} 值偏高。因此，该区域滑坡发育可能受岩性影响更大。

作者贡献声明：任晨浩、许俊闪负责论文构思、研究方法和论文修改；任晨浩参与数据分析和技术手段的实践应用、绘图以及论文写作；任晨浩、许俊闪、许冲参与数据分析、研究方法和修改；任晨浩参与论文写作。所有作者均阅读并同意稿件的提交和发表。

Author's Contributions: REN Chenhao and XU Junshan contributed to the conception of the study, the design of research methods and the revision of the paper; REN Chenhao participated in data analysis, practical application of technical methods, figure drawing and paper writing; REN Chenhao, XU Junshan and XU Chong were involved in data analysis, research methods and paper revision; REN Chenhao took charge of the paper writing. All authors have read and approved the submission and publication of this manuscript.

利益冲突声明：本文所有作者声明本研究无任何利益冲突。

Conflict of Interests: All authors declare no conflict of interests.

References

- BA R J, WANG L, ZHENG W M, et al., 2011. Characteristics and distribution of geological hazards in the Dadu River basin[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 38(05): 529-537. (in Chinese)
- DAI F C, LEE C F, DENG J H, et al., 2005. The 1786 earthquake-triggered landslide dam and subsequent dam-break flood on the Dadu River, southwestern China[J]. Geomorphology, 65(3-4): 205-221.
- DENG H, WU L Z, HUANG R Q, et al., 2017. Formation of the Siwanli ancient landslide in the Dadu River, China[J]. Landslides, 14(1): 385-394.
- DUAN Y S, BO J S, PENG D, et al., 2025. Distribution characteristics of earthquake-induced loess landslides: A case study of the 1920 catastrophic Haiyuan earthquake[J]. Journal of Applied Foundational period and Engineering Sciences, 33(5): 1358-1370. (in Chinese with English abstract)
- FENG L, XU C, TIAN Y, et al., 2024. Landslides of China's Qinling[J]. Geoscience Data Journal, 11(4): 725-741.
- GONG L W, ZHA H, CHEN L J, et al., 2025. Historical earthquake parameter analysis based on the Xiaonanhai earthquake geological hazards[J]. Journal of Geomechanics, 31(3): 345-360. (in Chinese with English abstract)

- GUO C B, LI C H, YANG Z H, et al., 2024. Characterization and spatial analysis of coseismic landslides triggered by the Luding Ms 6.8 earthquake in the Xianshuihe fault zone, Southwest China[J]. *Journal of Mountain Science*, 21(1): 160-181.
- GUO J C, JU N P, XIE M L, et al., 2026. Spatiotemporal characteristics and influencing factors of landslide development in the main stream of the Dadu River basin[J]. *Water Resources and Hydropower Engineering*, 57(1): 276. (in Chinese with English abstract)
- HAUSWIRTH E, PIRKL H, ROCH K, et al., 1979. Untersuchungen eines Talzschubes bei Lesach (Kals, Osttirol)[J]. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 2: 51-76.
- HEIDBACH O, RAJABI M, CUI X, et al., 2018. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales[J]. *Tectonophysics*, 744: 484-498.
- HOVIUS N, STARK C P, ALLEN P A, 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping[J]. *Geology*, 25(3): 231-234.
- HUANG Y, ZHANG Y Q, QIU Z D, et al., 2025. Dynamic response regularities and deformation-failure mechanisms of fault-controlled slopes in the Tibetan Plateau under strong earthquakes[J]. *Scientia Sinica (Technologica)*, 55(5): 927-942. (in Chinese with English abstract)
- JU S J, GAO Z L, JIANG M C, et al., 2023. Timeseries InSAR geological disaster monitoring in the Dadu River basin[J]. *Science Technology and Engineering*, 23(31): 13234-13242. (in Chinese with English abstract)
- KONG W, WEI R, WU C, et al., 2025a. Topographic stress proxy as a new causative factor in landslide susceptibility mapping[J]. *Gondwana Research*, 143: 32-51.
- KONG W, WU C, ZHANG Y, et al., 2025b. Fault-driven stress field variations as predictors of bedrock landslide distribution patterns[J]. *Landslides*, 22(6): 1805-1824.
- LI G K, MOON S, 2021. Topographic stress control on bedrock landslide size[J]. *Nature Geoscience*, 14(5): 307-313.
- LI P, LIU H S, BO J S, et al., 2016. Influence of valley topography on the high seismic intensity anomaly in Hanyuan town during the Wenchuan Ms8.0 earthquake[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 59(1): 174-184. (in Chinese with English abstract)
- LI Y, NOCQUET J M, SHAN X, et al., 2021. Heterogeneous Interseismic Coupling Along the Xianshuihe-Xiaojiang Fault System, Eastern Tibet[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(11).
- LI Y C, CHEN J P, ZHANG Y S, et al., 2022. Stability evaluation and potential damage of a giant paleo-landslide deposit at the East Himalayan Tectonic Junction on the Southeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Natural Hazards*, 111(2): 2117-2140.
- LI Z, LI W, XU Q, et al., 2025. Brief report on the catastrophic landslide in Papua New Guinea on May 24, 2024[J]. *Landslides*, 22(6): 1877-1889.
- LIU L, ZOBACK M D, 1992. The effect of topography on the state of stress in the crust: Application to the site of the Cajon Pass Scientific Drilling Project[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B4): 5095-5108.
- LUO J, ZHAO C-P, LÜ J, et al., 2016. Characteristics of Focal Mechanisms and the Stress Field in the Southeastern Margin of the Tibetan Plateau[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 173(8): 2687-2710.
- PENG J B, CUI P, WANG H J, et al., 2025. Conception of natural disaster prevention and control system construction[J]. *Bulletin of National Natural Science Foundation of China*, 39(06): 864-871. (in Chinese)
- REN C H, XU J S, XU C, 2026. Quantifying the contribution of tectonic stress to landslide development in the Xianshuihe fault area, southeastern Tibetan Plateau[J]. *Pure and Applied Geophysics*, (in Revision).
- SAVAGE W Z, SWOLFS H S, AMADEI B, 1992. On the state of stress in the near-surface of the earth's crust[J]. *PAGEOPH*, 138: 207-228.
- SCHEIDEGGER A E, HAUSWIRTH E K, LAHODYNSKY R, 1984. Geowissenschaftliche Untersuchungen als Grundlage für Schutzmassnahmen im Bereich des

- Miidritschbaches[J]. *Interpraevent*, 2: 9-20.
- SUN W F, LAN H X, BAO H, et al., 2024. Deformation response analysis of engineering slopes in the Dadu River under the MS6.8 Luding earthquake[J]. *Journal of Engineering Geology*, 32(5): 1654-1668. (in Chinese)
- SHEOREY P R, 1994. A theory for in situ stresses in isotropic and transverseely isotropic rock[C] *International journal of rock mechanics and mining sciences & geomechanics abstracts*, 31(1): 23-34.
- TANG H M, LI C D, GONG W P, et al., 2022. Basic attributes and research approaches of landslide evolution[J]. *Earth Science*, 47(12): 4596-4608. (in Chinese with English abstract)
- WANG M, SHEN Z K, 2020. Present-Day Crustal Deformation of Continental China Derived From GPS and Its Tectonic Implications[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2).
- WANG W, HUANG Y D, XU C, et al., 2024. Identification and distribution of 13003 landslides in the northwest margin of Qinghai-Tibet Plateau based on human-computer interaction remote sensing interpretation[J]. *China Geology*, 7(2): 171-187.
- WEN X Z, MA S L, XU X W, et al., 2008. Historical pattern and behavior of earthquake ruptures along the eastern boundary of the Sichuan-Yunnan faulted-block, southwestern China[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168(1-2): 16-36.
- WANG Q, XING A, LIAO L, et al., 2025. Insights into small landslides inducing major disasters in the Wumeng Mountain area from the Liangshui landslide[J]. *Landslides*, 22(3): 857-875.
- WEN T, CHEN N, HUANG D, et al., 2025. A medium-sized landslide leads to a large disaster in Zhenxiong, Yunnan, China: Characteristics, mechanism and motion process[J]. *Landslides*, 22(10): 3365-3383.
- WU M, LI A, LI Z, et al., 2025. Frost-heaving may triggered the catastrophic landslide in Zhenxiong on January 22, 2024[J]. *Landslides*, 22(4): 1153-1166.
- WU J F, 2013. Research on development characteristics and genetic mechanisms of major earthquake-induced landslides in the Dadu River area[D]. Chengdu University of Technology. (in Chinese)
- XIE F, CHEN Q, CUI X, et al., 2007. Fundamental database of crustal stress environment in continental China[J]. *Progress in Geophysics*, 22: 131-136.
- XU C, BIAN C, YU T, et al., 2025. Estimation of landslide volume by machine learning and remote sensing techniques in Himalayan regions: C. Xu et al[J]. *Landslides*, 22(8): 2829-2844
- XU C, DAI K B, XUE Z W, et al., 2025. Monthly-scale probability of rainfall-induced landslides in China[J]. *Journal of Geomechanics*, 31(5): 960-971. (in Chinese with English abstract)
- XU C, HUANG Y, SUN P, et al., 2025. Technical system for natural disaster assessment[J]. *Bulletin of National Natural Science Foundation of China*, 39(06): 918-929. (in Chinese)
- XU J S, XU X W, 2024. Depth-Strength In-Situ Stress Model for Granite in Southeastern Tibetan Plateau and Its Implications for Stress Estimation in the Upper Crust[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 181(10): 3103-3120.
- XU F, LU R, ZHANG J. et al., 2025. Detailed three-dimensional fault model of the 2022 Mw 6.6 Luding earthquake reveals seismic hazard potential in the southeastern Tibetan plateau. *Scientific Reports* 15: 25799.
- XUE Z, XU C, ZHANG Z, et al., 2025. Inventory of landslide relics in Zhenxiong County based on human-machine interactive visual interpretation, Yunnan Province, China[J]. *Frontiers in Earth Science*, 12.

- YANG S X, YAO R, CUI X F, et al., 2012. Analysis of the characteristics of measured stress in Chinese mainland and its active blocks and North-South seismic belt[J]. Chinese Journal of Geophysics, 55(12): 4207-4217. (in Chinese)
- YANG Y H, LIANG C T, FANG L H, et al., 2018. A Comprehensive Analysis on the Stress Field and Seismic Anisotropy in Eastern Tibet[J]. Tectonics, 37(6): 1648-1657.
- YANG Z G, XU T R, LIANG J H, 2024. Towards fast focal mechanism inversion of shallow crustal earthquakes in the Chinese mainland[J]. Earthquake Research Advances, 4(2).
- YIN Y P, GAO S H, WANG W P, et al., 2026. Study on the giant landslides triggered by the 1950 Medog-Zayu M8.6 earthquake in Xizang Autonomous Region[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 45(02): 321-341. (in Chinese)
- YOU M Q, 2003. Influence of confining pressure on Young's modulus of rock samples[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 22(1): 53-60. (in Chinese with English abstract)
- YU S R, 1986. Analysis on the causes of natural geological hazards in Liusha River, a tributary of Dadu River[J]. Journal of Railway Engineering Society, (4): 101-104. (in Chinese)
- YU Z, ZHAN J, ZHUANG J, et al., 2026. Characteristics and mechanism of an ancient landslide reactivation controlled by geostructure and extreme rainfall. Landslides, 1-18.
- ZANG A, STEPHANSSON O, 2009. Stress field of the Earth's crust[M]. Springer Science & Business Media.
- ZHANG B, WANG A G, YAO Y S, et al., 2025. Earthquake co-seismic fractures and their genetic mechanisms of the 2023 Jishishan MS6.2 earthquake[J]. Journal of Geomechanics, 31(2): 211-222. (in Chinese with English abstract)
- ZHANG H X, ZHU S N, YAO L H, et al., 2026. Study on landslide-prone geological structure and instability mode of typical goaf in southwestern mountainous area[J]. Journal of Geomechanics, 32(02): 375-390. (in Chinese)
- ZHANG P Z, 2008. Present-day tectonic deformation, strain partitioning, and deep dynamic processes in the western Sichuan region, eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 51(9): 1264-1284.(in Chinese)
- ZHANG S S, HU X L, ZHANG G C, et al., 2024. Research progress on the formation regularity and disaster evolution mechanism of major landslides in the western alpine-gorge region[J]. Journal of Geomechanics, 30(5): 795-810. (in Chinese with English abstract)
- ZHANG Y S, REN S S, GUO C B, et al., 2025. Application of geomechanics in the prevention and control of major engineering geological safety risks in the Tibetan Plateau[J]. Journal of Geomechanics, 31(5): 926-939. (in Chinese with English abstract)
- ZHAO B, WANG Y S, WU J F, et al., 2021. The Mogangling giant landslide triggered by the 1786 Moxi M 7.75 earthquake, China[J]. Natural Hazards, 106(1): 459-485.
- ZHAO J, HUANG Q, PENG J, et al., 2025. Typical characteristics and causes of giant landslides in the upper reaches of the Yellow River, China[J]. Landslides, 22(2): 313-334.
- ZHAO J J, PAN H N, HE J X, et al., 2025. Research on the formation mechanism of landslides with weak bases in tectonic mélangé zones: A case study of the Baige landslide[J]. Yangtze River, 56(9): 20-32. (in Chinese with English abstract)
- ZHAO D, DING W L, MEI Y G, et al., 2015. Experimental analysis of dynamic and static mechanical parameters of different lithological rocks under triaxial conditions[J]. Science Technology and Engineering, 15(19): 58-63. (in Chinese)

ZOBACK M L, 1992. First-Order and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97(B8): 11703-11728.

附中文参考文献

- 巴仁基, 王丽, 郑万模, 等, 2011. 大渡河流域地质灾害特征与分布规律[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 38(05): 529-537.
- 段玉石, 薄景山, 彭达, 等, 2025. 地震诱发黄土滑坡分布特征——以 1920 年海原特大地震为例[J]. 应用基础与工程科学学报, 33(5): 1358-1370.
- 龚丽文, 张怀, 陈丽娟, 等, 2025. 基于小南海地震地质灾害的历史地震参数分析[J]. 地质力学学报, 31(3): 345-360.
- 郭家成, 巨能攀, 解明礼, 等. 大渡河干流流域滑坡发育时空特征与影响因素研究[J]. 水利水电技术 (中英文), 2026, 57(1): 276.
- 黄雨, 张云秋, 邱振东, 等, 2025. 强震作用下青藏高原地区断裂控制型边坡动力响应规律与变形破坏机制研究[J]. 中国科学: 技术科学, 55(5): 927-942.
- 巨淑君, 高志良, 蒋明成, 等, 2023. 大渡河流域时序 InSAR 地质灾害监测[J]. 科学技术与工程, 23(31): 13234-13242.
- 李平, 刘红帅, 薄景山, 等, 2016. 汶川 MS8.0 地震河谷地形对汉源县城高烈度异常的影响[J]. 地球物理学报, 59(01): 174-184.
- 彭建兵, 崔鹏, 王会军, 等, 2025. 自然灾害防治体系建设构想[J]. 中国科学基金, 39(06): 864-871.
- 孙巍锋, 兰恒星, 包含, 等, 2024. Ms6.8 级泸定地震作用下大渡河工程边坡变形响应分析[J]. 工程地质学报, 32(5): 1654-1668.
- 唐辉明, 李长冬, 龚文平, 等, 2022. 滑坡演化的基本属性与研究途径[J]. 地球科学, 47(12): 4596-4608.
- 陶鑫鑫, 杨莹辉, 范宣梅, 等, 2023. 构造动力对滑坡灾害发育的影响——以喜马拉雅东构造结地区为例[J]. 大地测量与地球动力学, 43(10): 1056-1062.
- 吴俊峰, 2013. 大渡河流域重大地震滑坡发育特征与成因机理研究[D]. 成都理工大学.
- 许冲, 代克滨, 薛智文, 等, 2025a. 中国月尺度降雨型滑坡发生概率研究[J]. 地质力学学报, 31(05): 960-971.
- 许冲, 黄雨, 孙萍, 等, 2025b. 自然灾害评估技术体系[J]. 中国科学基金, 39(06): 918-929.
- 杨树新, 姚瑞, 崔效锋, 等, 2012. 中国大陆与各活动地块、南北地震带实测应力特征分析[J]. 地球物理学报, 55(12): 4207-4217.
- 殷跃平, 高少华, 王文沛, 等, 2026. 1950 年西藏自治区墨脱—察隅 8.6 级地震触发特大滑坡研究[J]. 岩石力学与工程学报, 45(02): 321-341.
- 尤明庆, 2003. 岩石试样的杨氏模量与围压的关系[J]. 岩石力学与工程学报, 22(01): 53-60.
- 俞审然, 1986. 大渡河支流—流沙河自然地质灾害成因剖析[J]. 铁道工程学报, (04): 101-104.
- 张波, 王爱国, 姚赞胜, 等, 2025. 2023 年积石山 MS6.2 地震的地震裂缝及其成因机制[J]. 地质力学学报, 31(2): 211-222.
- 张皓翔, 朱赛楠, 姚磊华, 等, 2026. 西南山区典型采空区滑坡易灾地质结构与失稳模式研究[J]. 地质力学学报, 32(02): 375-390.
- 张培震, 2008. 青藏高原东缘川西地区的现今构造变形、应变分配与深部动力过程[J]. 中国科学(D 辑: 地球科学), 38(09): 1041-1056.
- 张世殊, 胡新丽, 章广成, 等, 2024. 西部高山峡谷区重大滑坡生成规律及灾变演化机理研究进展[J]. 地质力学学报, 30(05): 795-810.
- 张永双, 任三绍, 郭长宝, 等, 2025. 地质力学在青藏高原重大工程地质安全风险防控中的应用[J]. 地质力学学报, 31(5): 926-939.
- 赵冬, 丁文龙, 梅永贵, 等, 2015. 三轴条件下不同岩性岩石动静态力学参数特征试验分析[J]. 科学技术与工程, 15(19): 58-63.
- 赵建军, 潘浩楠, 贺建先, 等, 2025. 构造混杂岩带软弱基座型滑坡形成机制研究——以白格滑坡为例[J]. 人民长江, 56(9): 20-32.