引用格式：楚天舒，任俊杰，2026. 大同盆地西边界口泉断裂分段活动特征的地貌指数响应[J]. 地质力学学报，32（3）：620−637. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2024134

Citation: CHU T S，REN J J，2026. Response of geomorphic indices to segmental activity of the Kouquan Fault on the western boundary of the Datong Basin[J]. Journal of Geomechanics，32（3）：620−637. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2024134

大同盆地西边界口泉断裂分段活动特征的地貌指数响应

楚天舒[1,2,3]，任俊杰[1,4]

CHU Tianshu[1,2,3]，REN Junjie[1,4]

1. 中国地质大学（北京）地球科学与资源学院，北京 100083；
2. 中国科学院大学应急管理工程与科学学院，北京 100049；
3. 应急管理部国家自然灾害防治研究院，北京 100085；
4. 深部探测与成像国家重点实验室，北京 100083

1. *School of Earth Sciences and Resources*, *China University of Geosciences*, *Beijing* 100083, *China*;
2. *School of Emergency Management Science and Engineering*, *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049, *China*;
3. *National Institute of Natural Hazards*, *Ministry of Emergency Management of China*, *Beijing* 100085, *China*;
4. *State Key Laboratory of Deep Earth Exploration and Imaging*, *Beijing* 100083, *China*

Response of geomorphic indices to segmental activity of the Kouquan Fault on the western boundary of the Datong Basin

Abstract: ［**Objective**］Segmentation studies of active tectonics are of great significance for earthquake prediction and hazard assessment. To investigate whether geomorphic indices can reflect differential activity along fault segments, this study focuses on the Kouquan Fault—a typical normal fault located at the mountain–basin transition on the western boundary of the Datong Basin—and conducts a segmentation analysis based on geomorphic indices.［**Methods**］Using 12.5 m-resolution ALOS-PALSAR DEM data, we extracted 55 drainage basins on the footwall of the fault and calculated various geomorphic indices, including basin slope, mountain-front sinuosity (S_{mf}), hypsometric integral (HI), valley-floor-width-to-height ratio (VF), basin asymmetric factor (AF), basin elongation ratio (Re), and normalized channel steepness index (k_{sn}). We analyzed their spatial distribution across different fault segments, examined the influence of non-tectonic factors (such as lithology and climate), and compared the results with existing tectonic activity data (e.g., late Quaternary slip rates).［**Results**］The geomorphic indices, primarily controlled by tectonic uplift, exhibit clear segmentation. Values in the central segment are significantly higher than those in the northern and southern segments. This spatial variation aligns with the fault's slip rate trend, indicating that geomorphic indices can effectively reflect differential fault activity. Some indices, however, are more influenced by lithology or precipitation and therefore exhibit lower sensitivity to tectonic activity.［**Conclusions**］The study demonstrates that fluvial geomorphic indices reveal the segmental activity of the Kouquan Fault and can serve as an effective tool for assessing fault segmentation. Furthermore, the geomorphic indices of the Kouquan Fault are mainly controlled by tectonic activity, among which the VF, S_{mf}, and k_{sn} indices exhibit the highest sensitivity.［**Significance**］This research validates the effectiveness and objectivity of geomorphic indices in identifying active fault segmentation. It proposes a new, generalizable approach for fault segmentation studies based on high-precision,

基金项目：国家自然科学基金项目（U2139201）；大同市区活动断层探测与地震危险性评价项目（SXXXZC-2019-018）

This research was financially supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant No. U2139201) and the Project on Active Fault Exploration and Seismic Hazard in Datong City (Grant No. SXXXZC-2019-018).

第一作者：楚天舒（1998—），男，硕士，主要从事构造地貌定量分析相关方面的研究。Email：chutianshu22@mails.ucas.ac.cn

通信作者：任俊杰（1979—），男，博士、教授，主要从事活动构造和构造地貌方面的研究。Email：renjunjie@gmail.com; renjunjie@cugb.edu.cn

收稿日期：2024−12−07；**修回日期**：2025−09−10；**录用日期**：2025−10−10；**网络出版日期**：2026−05−21；**责任编辑**：范二平

Received：2024−12−07；Revised：2025−09−10；Accepted：2025−10−10；Available Online：2026−05−21；Handling Editor：FAN Erping

quantitative geomorphic analysis.
Keywords: Kouquan Fault; Datong Basin; geomorphic index; normalized channel steepness index; fault segmentation

摘　要：活动构造的分段研究在地震预测和风险评估等方面具有重要意义。为探讨地貌指数是否可用于反映活动断层分段的构造差异活动特征，选取大同盆地西边界以正断为主、处于山盆之间的典型活动断层——口泉断裂为研究对象进行基于地貌指数的活动断层分段研究。基于 12.5 m 分辨率 ALOS-PALSAR DEM（数字高程模型）数据，提取断层下盘 55 个流域盆地，计算其流域平均坡度、山前弯曲度、面积−高程积分、谷底宽高比、流域不对称因子、流域延展率以及标准化河道陡峭指数等多种典型地貌指数，分析其在断层不同分段间的分布特征。结合岩性、气候等非构造因素干扰进行剖析，并与已有第四纪晚期滑动速率等构造活动数据对比。研究结果显示，主要由构造抬升控制的地貌指数在空间上具有明显分段性，其中断层中段指数值显著高于南北段，吻合断层滑动速率的空间变化趋势，表明地貌指数可有效响应断层分段活动差异。部分地貌指数受岩性或降水影响较大，对构造活动的敏感性较低。河流地貌指数与断层活动特征分析表明口泉断裂具有分段性，其地貌指数主要受到构造活动控制，且对构造活动性响应最为敏感的是谷底宽高比、山前弯曲度以及标准化河道陡峭指数。研究验证了地貌指数在识别活动断层分段方面的有效性与客观性，提出一种可推广的、基于高精度地貌定量分析的断层分段研究新路径。
关键词：口泉断裂；大同盆地；地貌指数；标准化河道陡峭指数；断层分段
中图分类号：P931.2; P546　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006−6616（2026）03−0620−18
DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2024134

0　引言

山西地堑系位于华北板块中部，其西边的鄂尔多斯地块受到青藏高原与太平洋板块共同影响，边界活动强烈且具有显著差异性，是典型的活动地块（郑文俊等，2024）。山西地堑系地震频繁，由大同盆地、忻定盆地、太原盆地、临汾盆地和运城盆地 5 个盆地组成。口泉断裂是山西地堑系北部大同盆地西缘的主控断层，清晰的断层陡坎和断错地貌反映出该断层第四纪以来活动强烈（徐伟等，2011；王霞等，2015）。

断层活动特征的分段研究，有助于了解强震活动规律和孕震机理，促进地震防范的科学化（吴中海等，2024）。地质结构、应力环境等方面的差异会使得断层活动呈现明显的分段性，这些分段特征一般通过地貌形态、构造活动性等体现出来。而在地震活动中，地表破裂可能会受到断层分段的控制而产生变化，断层段的节点处产生的应力集中可能对地表破裂的传播产生影响，如减缓传播速度或改变方向（Klinger et al., 2006; Wesnousky, 2006; Ma et al., 2024）。识别活动断层分段对于预测地震震级、破裂长度等非常重要，其有利于准确预测地震传播模式，并进行地震风险评估（袁道阳等，1998；马保起等，2000; Ma et al., 2024）。在以往的研究中主要通过传统的野外断层调查、卫星影像解译等方法，利用对断层在地表的几何形态进行断层活动性的分段研究（Machette et al., 1991; Xu et al., 2005; Jin et al., 2010; Wang et al., 2011; Yang et al., 2022）。近年来，随着遥感技术的发展，数字高程模型（Digital Elevation Model, DEM）也越来越广泛应用于地貌指标的定量计算。横穿活动断层的地貌由河流侵蚀与构造活动共同塑造，反映了气候、岩性和构造活动等多因素共同作用的结果。基于 DEM 提取的众多地貌指数作为地貌特征的定量表达，使得研究中可对地貌特征做出更为精细的分析，地貌指数被证实可以反映构造活动特征，已应用于许多构造活跃地区（Keller and Pinter, 2002; Pedrera et al., 2009; Ntokos et al., 2016; Saber et al., 2018; Shi et al., 2020; 李红强等，2023; 徐琴如等，2024; Zarei et al., 2024）。如 Kirby et al.（2003）通过对河道陡峭指数的分析对青藏高原东部的活动差异性进行了研究，并得出河道陡峭指数可以反映活动差异性的结论；Krystopowicz et al.（2020）通过对河流坡度、流域延展率以及山前弯曲度的分析对土耳其 Tuzgölü断裂带进行了地貌指数的提取和研究，发现该断裂带下盘隆升速率整体向东南方向逐渐增加；徐琴如等（2024）在川滇菱形地块东部老鹰山地区通过对研究区流域盆地的地形起伏比、河流陡峭指数等地貌指数进行分析，发现老鹰山构造活跃情况呈现西北高、东南低的趋势；李红强等

(2023)通过对研究区面积−高程积分以及河长坡降指数的研究,使用地貌指数作为构造活动性的评价指标发现门源盆地北缘地貌受到断层活动的控制,东段与西段的地貌发育存在差异。

地貌指数将流域盆地的发育和侵蚀情况定量化,其是否能用来反映不同断层分段的构造差异活动特征?大同盆地西边界口泉断裂以正断为主,处于山盆之间,非常适合地貌指数研究。因此选取口泉断裂为对象,基于高精度DEM数据提取口泉断裂不同段落定量地貌指数,结合气候、岩性等其他因素对地貌指数的影响分析,并与已有活动断层第四纪晚期定量研究结果进行对比,分析地貌指数对口泉断裂分段活动特征的响应。该研究可为活动断层分段研究提供一种基于定量地貌方法的新思路。

1 地质概况

文章的主要研究区为位于大同盆地西边界的口泉断裂。大同盆地是山西地堑系北部的断陷盆地,西侧为鄂尔多斯地块,北侧为华北平原,长225 km,宽60 km,主要由口泉断裂、恒山北麓断裂和六棱山北麓断裂控制(李煜航等,2013)。断层构造发育主要为北北东向和北东东向2组(图1a)。大同盆地西缘口泉断裂附近水系发育,自南向北沿断层发育有鹅毛口河、口泉河、十里河和御河等,河水分别从鹅毛口、口泉、云岗、黍地沟等地流经断层,并都于大同盆地内汇入桑干河。断层三角面和断层陡坎在山前十分发育,表明该地第四纪以来具有较强的断层活动(图1b)。

大同盆地自新生代以来发育3个沉降中心,怀仁沉降中心位于口泉断裂东侧并受到其控制,新生代沉积物厚度最大达到1800 m(口泉—鹅毛口段附近),其中第四系沉积物厚度达到400 m以上,在大峪口附近新生代沉积物沉积厚度也达到1000 m以上(谢新生等,2003;徐伟等,2011;丁学文等,2021;Song et al., 2023)。研究区为温带大陆性季风气候,平均年降雨量为200～800 mm,西南方向降雨量相对较低,往东北部逐渐升高。

口泉断裂位于口泉山山前,为大同盆地西缘的主控断层。该断裂南端以上神泉为起点,经过马庄、大峪口、口泉、鹅毛口和上皇庄等地,北端终止于丰镇市官屯堡,全长约为108 km,走向NE35°—45°,倾向SE45°—70°,中生代发展逆冲活动,新生代以来表现为正断层(谢新生等,2003;徐伟等,2011;丁学文等,2021;Song et al., 2023)。徐伟等(2011)在口泉断裂1∶5万条带状地质填图中根据几何结构将口泉断裂分为上神泉—大峪口(南段)、大峪口—上皇庄(中段)、上皇庄—官屯堡(北段)3段,其中中段根据走向继续分为大峪口—鹅毛口、鹅毛口—口泉、口泉—上皇庄3段(图1b)。综合已有研究表明,口泉断裂中段活动性较强,南北两段较弱。

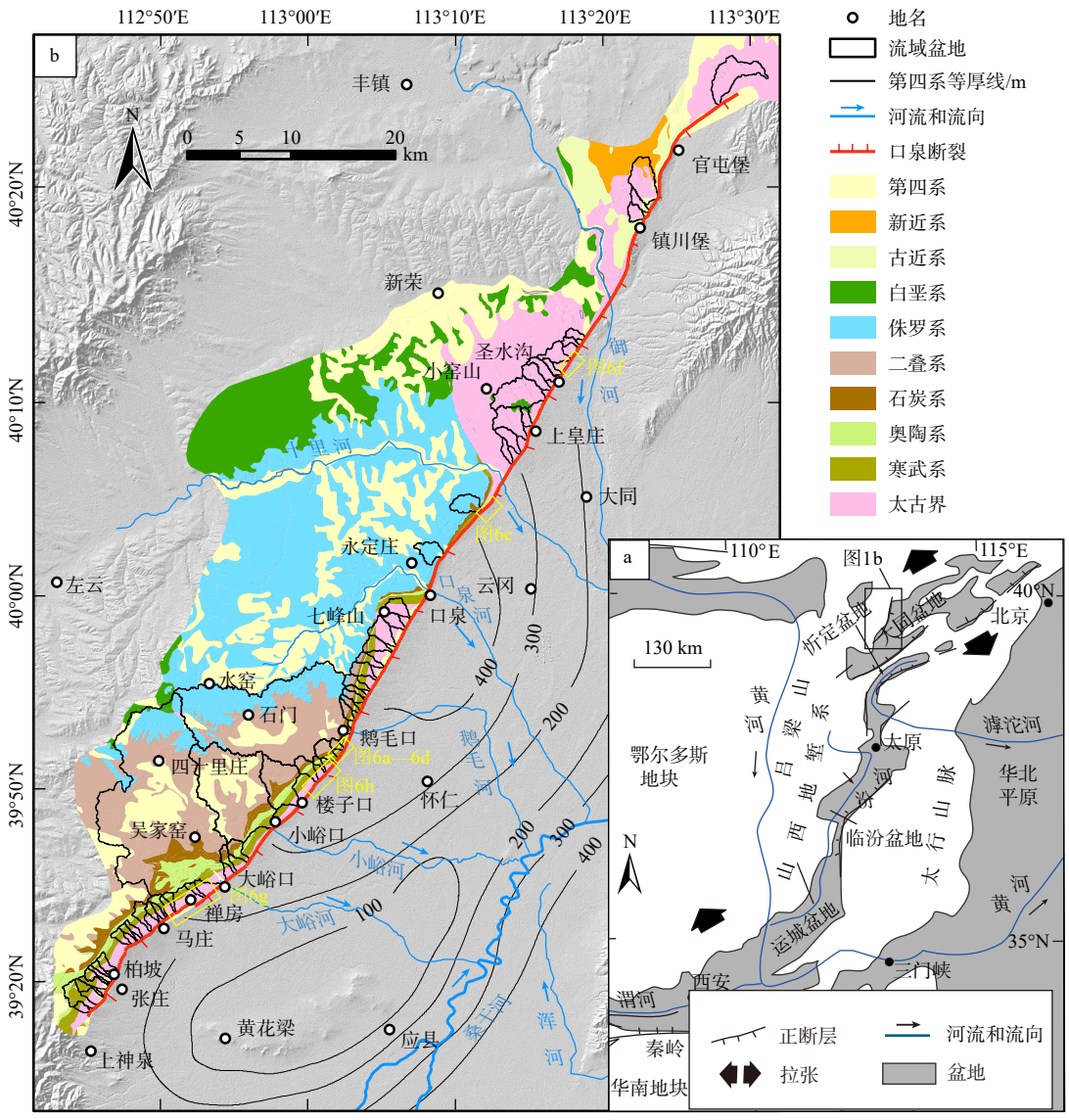
沿口泉断裂出露的岩性呈现明显的分段性。自西南向东北,上神泉—鹅毛口段出露上石炭统—二叠系含煤地层,鹅毛口—十里河处主要为侏罗纪含煤地层,其中靠近断层的七峰山地区东盘为太古宇变质岩,其向西逆冲并覆盖寒武系—奥陶系、石炭系—二叠系以及侏罗系,上皇庄以北主要为太古宇桑干群片麻岩以及部分白垩系—新近系红层(图1b;罗晓华等,2019)。

2 数据与方法

文章采用可公开获取的DEM数据进行河流网络及沿口泉断裂下盘流域盆地的提取,并在此基础上对其地貌指数进行初步的统计与分析;再结合研究区的岩性、降水等特征,分析口泉断裂的分段特征。

DEM数据为分辨率为12.5 m的ALOS-PALSAR DEM(https://search.asf.alaska.edu/#/?dataset=ALOS)。该套数据是目前可免费公开获取的分辨率最高的DEM,其基于ALOS卫星相控阵型L波段合成孔径雷达(PALSAR)生成,在地形复杂的山区等地具有很高的稳定性和精度(沈强等,2013)。已有研究(Nitheshnirmal et al., 2019;张波等,2022)表明,该套DEM数据的高分辨率有利于提供更准确的地表侵蚀结果,在提取河流网络时非常高效。

选取8个典型地貌指数,包括流域平均坡度、流域不对称因子(Asymmetric factor, *AF*)、流域形状指数(Basin Shape, *BS*)、面积−高程积分(Hypsometric integral, *HI*)、流域伸长比(Basin elongation ratio, *Re*)、谷底宽高比(Valley-floor-width-to-height ratio, *VF*)、山前弯曲度(Mountain front sinuosity, S_{mf})、标准化河道陡峭指数(Normalized channel steepness index, k_{sn}),用于对断层分段活动性的分析与解释(表1)。其中*VF*、S_{mf}和k_{sn}等可以较为直观地反映断层垂直抬升速率,



a—口泉断裂构造位置（据 Ren et al., 2014 修改）；b—口泉断裂几何展布特征

图 1　口泉断裂位置及构造概况

Fig. 1　Tectonics and fault geometry of the Kouquan Fault

(a) Structural location of the Kouquan Fault (modified after Ren et al., 2014); (b) Geometric distribution characteristics of the Kouquan Fault

BS、*HI*、*AF* 和 *Re* 则可以通过整个流域的发育情况间接反映断层垂直抬升速率（Luo et al., 2023）。

这里使用 ArcGIS 工具箱的水文工具集以及 Topotoolbox 提供的代码脚本（Schwanghart and Kuhn, 2010），通过 DEM 预处理、填洼、流向、流量统计等步骤进行研究区河流网络以及流域盆地的提取，沿口泉断裂共提取出 306 个流域盆地。Mitchell and Yanites（2019）的研究表明，面积小于 1 km^2 的流域盆地可能受到的崩塌作用影响大于河流作用，因此根据谷歌地球卫星图像目视筛选掉明显异常的流域盆地，确定最终 55 个流域盆地用于流域数据和地貌指数的提取（图 1），以防止 DEM 误差、人类活动以及崩塌作用等非河流侵蚀作用形成的河道对统计结果的影响。

2.1　面积−高程积分（*HI*）

*HI*指数可以用于反映流域的海拔分布情况，以此来进一步分析流域的发育阶段（年轻或年老），从而间接对流域盆地的活动情况做出描述。面积−高程曲线（Hypsometric Curve）指流域盆地内一定海拔以上的面积占整个流域面积的百分比，而*HI*指数通过对面积−高程曲线进行积分获得，定义为面积−高程曲线下的面积，可以表示未被侵蚀作用影响的流

表 1 基于地貌指数的构造活动性分级（Luo et al.，2023；Zarei et al.，2024）

Table 1 Classification of tectonic activity based on geomorphic indices（Luo et al., 2023; Zarei et al., 2024）

地貌指数	低活动性	中活动性	高活动性
HI	<0.4	[0.4, 0.5]	>0.5
$\lvert AF-50\rvert$	<7	[7, 15]	>15
BS	<3	[3, 4]	>4
Re	>0.75	[0.50, 0.75]	<0.5
VF	>1.5	[1.0, 1.5]	<1
S_{mf}	>1.4		<1.4
k_{sn}	与断层构造活动性正相关		
流域坡度	与断层构造活动性正相关		

注：HI—面积-高程积分；AF—流域不对称因子；BS—流域形状指数；Re—流域延展率；VF—谷底宽高比；S_{mf}—山前弯曲度；k_{sn}—标准化河道陡峭指数

域部分（Strahler, 1952）。简化后的定义公式（Keller and Pinter, 2002; Sharma et al., 2018）为

$$HI=\frac{(h_{\mathrm{mean}}-h_{\mathrm{min}})}{(h_{\mathrm{max}}-h_{\mathrm{min}})} \tag{1}$$

式中，h_{mean}—流域盆地平均海拔；h_{min}、h_{max}—流域盆地最小海拔和最大海拔。在以往研究中，通常以 0.4 和 0.5 作为HI指数的高低值分界线，HI指数较高时（$HI>0.5$）说明区域地貌处于较为年轻的阶段，地表受到构造活动的影响大于侵蚀作用，可能是岩石抗侵蚀性强造成的结果；HI指数为中间值（$0.4\leqslant HI\leqslant 0.5$）则说明地貌处于较为成熟的阶段；$HI$指数较低时（$HI<0.4$）则说明区域地貌相对较老，大部分区域已被侵蚀作用影响，流域所在地受到构造活动影响较少（Keller and Pinter, 2002; Mahmood and Gloaguen, 2012）。HI指数由 ArcGIS 工具箱的插件（Matos and Dilts, 2019）进行提取。

2.2 流域不对称因子（AF）

AF指数定义为流域盆地干流右侧面积与该流域盆地总面积的比值乘以 100，用于表示流域盆地的构造倾斜程度。其受流域构造活动强度以及岩性抗侵蚀能力的影响（Hare and Gardner, 1985），计算公式如下：

$$AF=\left(\frac{A_{\mathrm{r}}}{A}\right)\times 100 \tag{2}$$

式中，A_{r}—面向河流下游的流域右侧面积；A—流域盆地的总面积。

2.3 流域形状指数（BS）

强烈活动而抬升迅速的山地会形成狭长且陡峭的流域盆地，当构造活动减缓时，盆地会逐渐向圆形转变。BS指数可以用来描述流域盆地的形状，为流域盆地长度与宽度的比值，计算公式如下（Ramírez-Herrera, 1998）：

$$BS=\frac{B_{\mathrm{l}}}{B_{\mathrm{w}}} \tag{3}$$

式中，B_{l}—流域盆地河口到河源测量的流域盆地长度；B_{w}—在盆地最宽处测量的盆地宽度。在以往研究中，通常以 3 和 4 作为BS指数的高低值分界线（Zarei et al., 2024），较高的BS值（$BS>4$）对应的流域盆地形状更为狭长，可能与较高的构造活动性有关。而较低的BS值（$BS<3$）对应偏向圆形的盆地，与更低的活动性有关。在 ArcGIS 软件中直接提取流域盆地的长度和宽度用于形状指数的计算。

2.4 流域延展率（Re）

Re指数为与流域盆地面积相同的圆的直径与流域盆地长度的比值，以便定量描述流域的拉长情况。计算公式如下（Schumm, 1956）：

$$Re=\frac{D_{\mathrm{c}}}{L_{\mathrm{b}}}=\frac{2\times\left(\frac{A}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}}}{L_{\mathrm{b}}} \tag{4}$$

式中，D_{c}—与流域盆地面积相同的圆的直径；L_{b}—流域盆地长度；A—流域盆地面积。构造活动活跃的山脉的流域盆地会被拉长，具有较低的Re值，而不活跃的山脉的流域盆地则更接近圆，Re值接近于 1。Re值通常在 0.6～1.0 之间（Strahler, 1964），一般将$Re<0.5$的流域盆地认为是构造活跃流域盆地，Re为 0.50～0.75 为中度构造活跃流域盆地，$Re>0.75$为不活跃流域盆地（Luo et al., 2023）。用于计算指数的流域盆地面积和流域长度在 ArcGIS 软件中进行几何计算得到。

2.5 谷底宽高比（VF）

河流出水口的山谷形状对断层构造活动非常敏感，VF指数可以量化山谷形状，对流域盆地出水口附近的河道进行VF指数的提取和分析可以有效直观评价抬升速率。VF指数定义为谷底宽度与山谷平均高度的比值（Luo et al., 2023），公式如下：

$$VF=\frac{2V_{\mathrm{fw}}}{(E_{\mathrm{ld}}-E_{\mathrm{sc}})+(E_{\mathrm{rd}}-E_{\mathrm{sc}})} \tag{5}$$

式中，V_{fw}—谷底宽度；E_{sc}、E_{ld}和E_{rd}—山谷谷底、左侧和右侧谷壁的海拔高度。山谷根据谷底形状可以分为 U 形山谷和 V 形山谷，前者谷底较宽、VF值较高；而后者更为陡峭，具有更低的V_{f}值，反映更高的抬升速率和构造活动性。已有研究（Luo et

al., 2023)表明, 可以根据VF指数将流域分为高构造活动性($VF<1.0$)、中等构造活动性($1.0\leqslant VF\leqslant 1.5$)和低构造活动性($VF>1.5$)。使用ArcGIS软件的3D分析工具在每个流域盆地距离出水口1 km左右处提取截面, 并编写MATLAB脚本进行山谷数据的计算。

2.6 山前弯曲度(S_{mf})

山前带由流水侵蚀和构造抬升共同决定, S_{mf}用于描述山前带的弯曲程度, 定义为沿山脚断层处测量的山前长度与山头之间直线长度的比值, 公式如下(Luo et al., 2023):

$$S_{mf}=\frac{L_{mf}}{L_s} \tag{6}$$

式中, L_{mf}—山前长度; L_s—山前的直线长度。水流侵蚀会形成不规则和弯曲的山前, 从而获得较高的S_{mf}值; 而活跃的构造活动会导致形成的山前更为笔直, 从而获得较低的S_{mf}值。研究中通常认为$S_{mf}>1.4$为高值, $S_{mf}\leqslant 1.4$为低值(Rockwell et al., 1985; El Hamdouni et al., 2008; Ntokos et al., 2016; Rimando and Schoenbohm, 2020)。通过DEM生成的坡度图厘定坡度变化地点从而确定山前带。

2.7 标准化河道陡峭指数(k_{sn})

k_{sn}指数可用于判断河道的陡峭程度。研究者通过经验推导得到在岩性、气候条件以及抬升速率稳定的情况下, 大多数河流的河道坡度与其所在流域面积的幂律关系如下(Flint, 1974; Kirby and Whipple, 2012):

$$S=k_s A^{-\theta} \tag{7}$$

式中, S—河道坡度; A—河道所在流域面积; k_s—河道陡峭指数; θ—河道凹凸度指数(一般在0.4～0.6之间)。k_s和θ由气候、岩性和基岩抬升速率等因素共同影响。若是设定θ为参考凹凸度(θ_{ref}), 则可以将k_s转化为标准化河道陡峭指数k_{sn}, 以便于进行不同流域间陡峭度的横向比较(Wobus et al., 2006), 即

$$S=k_{sn}A^{-\theta_{ref}} \tag{8}$$

当河流处于均衡状态, 即岩石隆升速率和侵蚀速率相等, 且当气候、岩性以及河道几何形状共同决定的侵蚀系数不随时间和空间变化时, k_{sn}值和岩石隆升速率呈现正相关关系(Luo et al., 2023)。根据已有经验将参考凹凸度(θ_{ref})设置为0.45(Kirby et al., 2003; Rimando and Schoenbohm, 2020), 并通过Topotoolbox程序包进行k_{sn}指数的提取(Schwanghart and Kuhn, 2010)。

3 结果

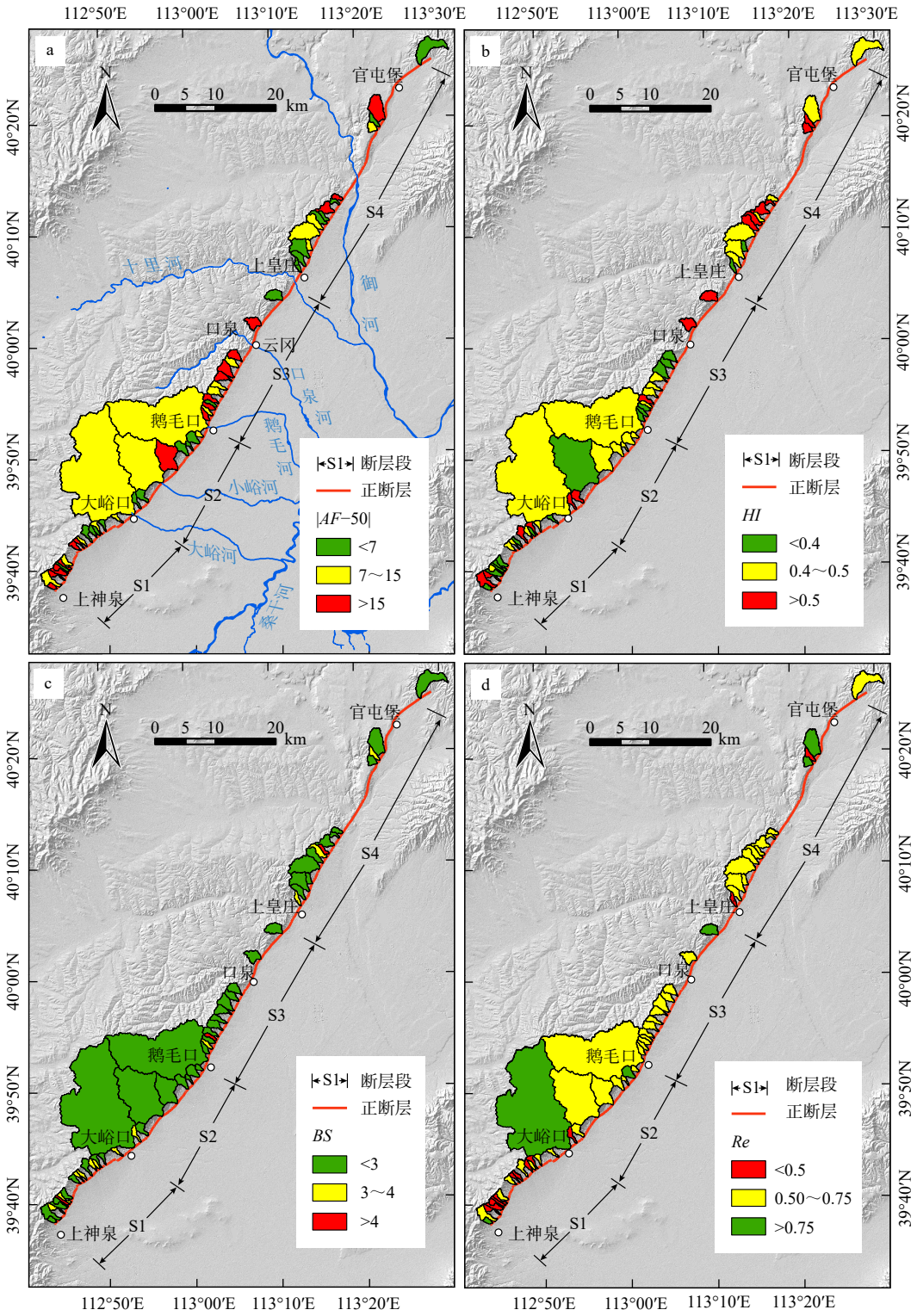
基于徐伟等(2011)对口泉断裂的分段结果, 文章将口泉断裂分为4段进行地貌指数的提取和分析, 从西南至东北分别为上神泉—大峪口段(S1段, 流域1—18)、大峪口—鹅毛口段(S2段, 流域19—27)、鹅毛口—上皇庄段(S3段, 流域28—40)、上皇庄—官屯堡段(S4段, 流域41—55), 其中S1段为南段, S2段、S3为中段, S4段为北段。口泉—上皇庄段因大河袭夺等原因, 仅有流域39、40两个小流域可供地貌指数分析使用, 故并入大峪口—鹅毛口段一并分析。为方便统计分析, 将这些流域盆地按照沿南西至北东走向编号为流域1—流域55, 并绘制了各指数沿断层分布情况图(图2, 图3)和基于流域盆地的自南西至北东的流域位置与地貌指数的关系图(图4, 表2), 用于展示地貌指数和其他参数沿断层走向的变化趋势。在提取的流域盆地中, 由大峪河、小峪河以及鹅毛河3条大河形成的流域盆地(流域18、流域21、流域27)与其他流域盆地面积相差较大, 在图4中以红色散点特殊标注。

3.1 标准化河道陡峭指数(k_{sn})

以每个流域盆地为范围进行平均值提取并以流域平均k_{sn}进行流域为单位的比较。提取的流域平均k_{sn}处于2.8(流域53)至11.8(流域13)的区间, 其中3个大面积流域的流域平均k_{sn}计算值分别为3.825、4.030、3.997, 与同分段其他流域差别较小, 可以认为流域面积对流域平均k_{sn}值的影响较小。除S1段外, 其他段落的流域平均k_{sn}与流域平均坡度值呈现较明显的中部高南北低趋势(图4a, 表2), 该分段特征与口泉断裂1∶5万地质填图中根据T2阶地垂直位移量计算出的滑动速率分段特征(徐伟等, 2011)相对一致(表3), 表现出口泉断裂中部高南北低的活动特征。

3.2 流域平均坡度

使用DEM生成的坡度图结合ArcGIS的表面分析工具对口泉断裂流域盆地的坡度进行提取分析, 以此初步判断每个流域盆地的山地陡峭情况。流域平均坡度处于10.882°(流域39)～23.419°(流域16)(图4b, 表2)。3个大流域的平均坡度值分别为12.116°、12.590°和14.092°, 明显小于其他同分段流域盆地, 可以看出流域盆地面积对坡度影响较大。



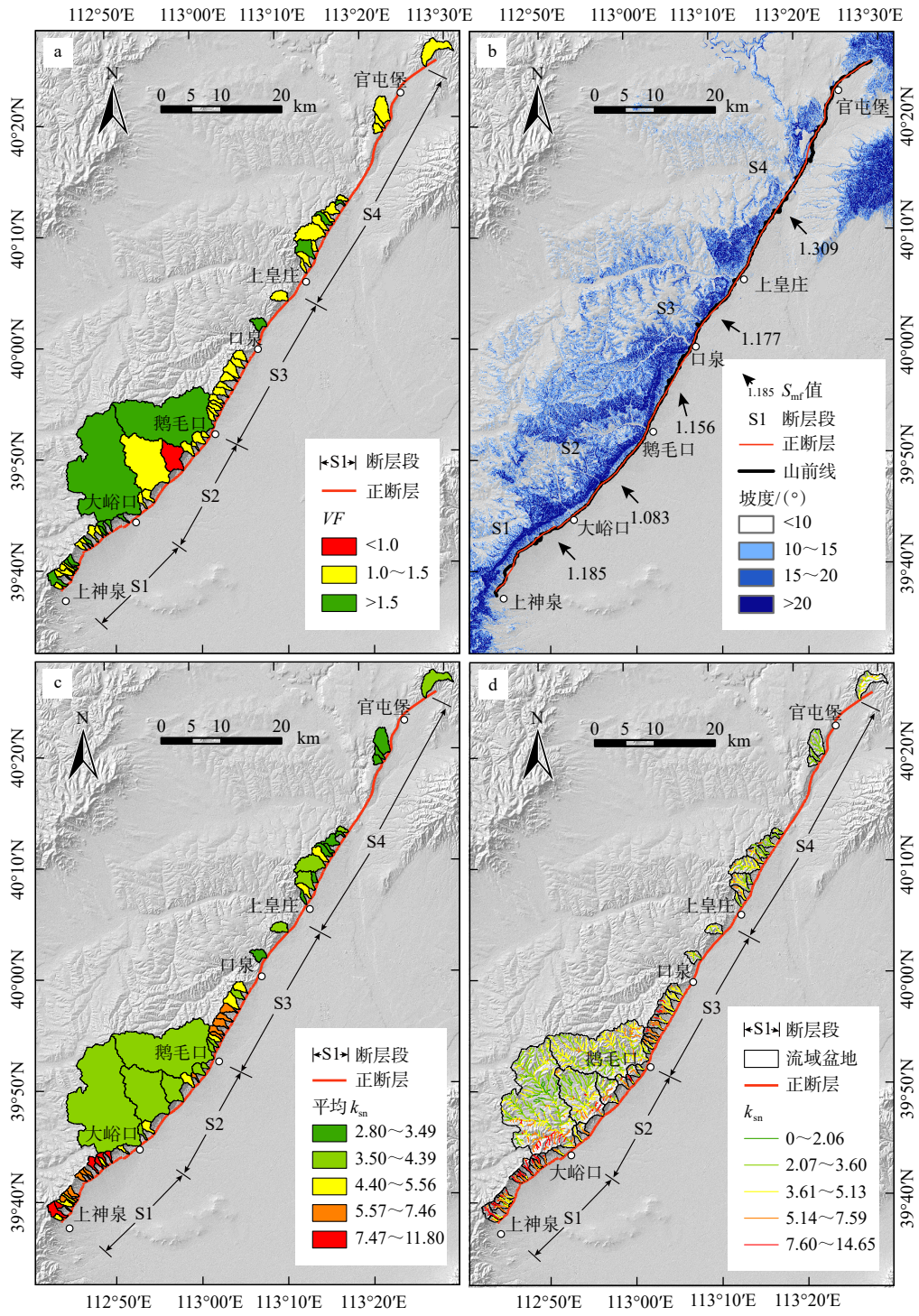
a—$|AF-50|$指数等级分布；b—HI指数等级分布；c—BS指数等级分布；d—Re指数等级分布

图 2 口泉断裂$|AF-50|$、HI、BS、Re指数沿断层分布情况

Fig. 2 Distribution of the $|AF-50|$, HI, BS, and Re indices along the Kouquan Fault in the study area

(a) Distribution of the $|AF-50|$ index; (b) Distribution of the HI index; (c) Distribution of the BS index; (d) Distribution of the Re index

流域盆地平均坡度沿断层走向呈现西南端至东北端降低—升高—降低趋势，流域平均坡度高值主要位于中段以及南段（S1段—S3段），平均坡度达到18.1°～19.5°，北段（S4段）数值较低，平均坡度仅有14.03°。



a—*VF* 指数等级分布；b—S_{mf}指数等级分布；c—流域平均k_{sn}指数等级分布；d—k_{sn}指数分布

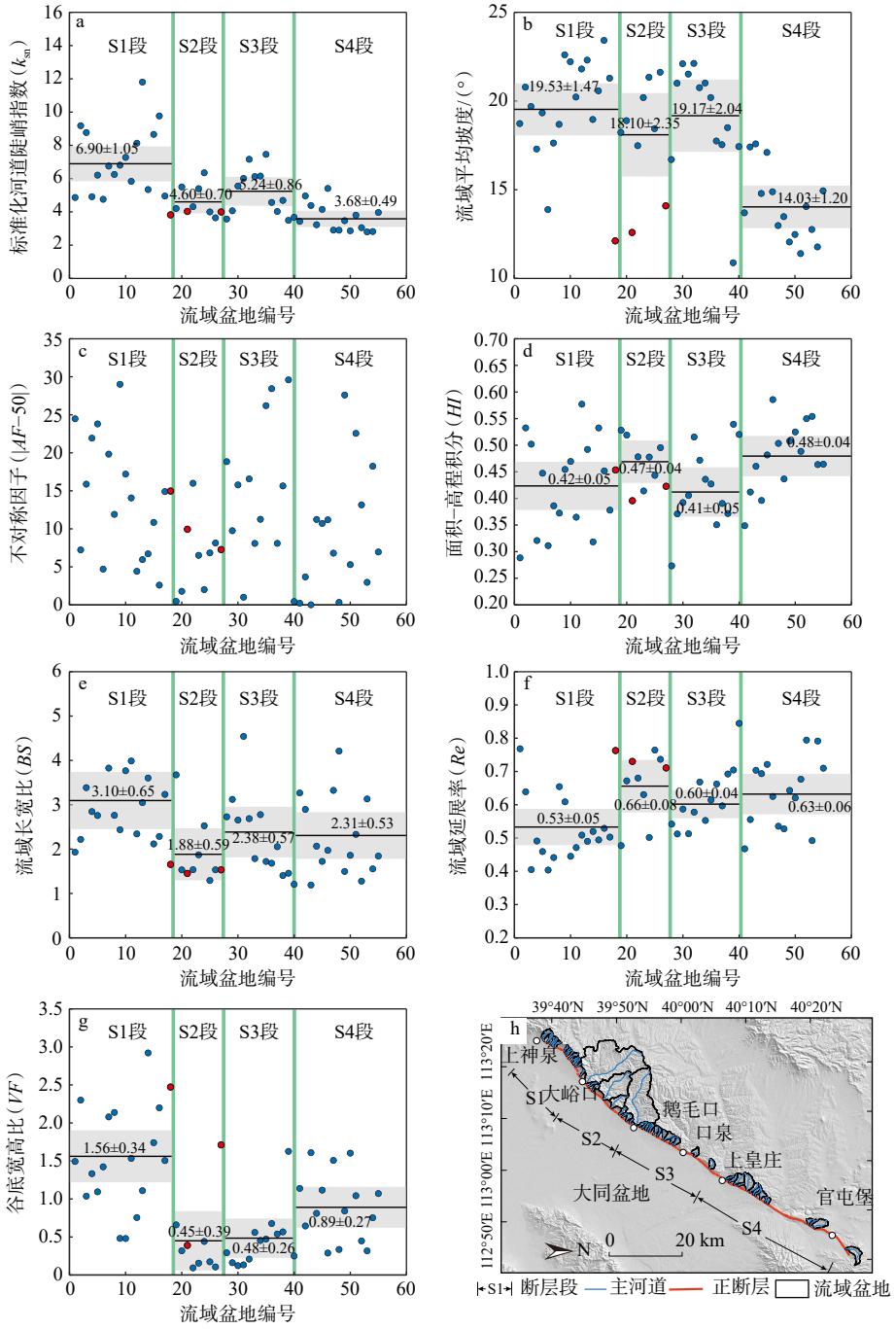
图 3　口泉断裂 V_f、S_{mf}、k_{sn}指数沿断层分布情况

Fig. 3　Distribution of the V_F, S_{mf}, and k_{sn} indices along the Kouquan Fault in the study area

(a) Distribution of the V_F index; (b) Distribution of the S_{mf} index; (c) Distribution of the k_{sn} index ((basin-averaged); (d) Distribution of the k_{sn} index

3.3　流域不对称因子（*AF*）

|*AF*−50|值最小为 0.009(流域 43)，最大为 29.595(流域 39)。其中有 20 个流域的|*AF*−50|值小于 7，17 个流域|*AF*−50|值处于 7～15 之间，18 个流域|*AF*−50|值大于 15。倾斜程度高、中、低的流域数量一致，发育较为均匀，没有明显分段差异(图 4c，表 2)。



红色散点为面积大于 50 km² 的流域，散点图中数字为分段地貌指数的均值和置信区间

a—k_{sn}指数沿断层分布；b—流域平均坡度沿断层分布；c—*AF*指数沿断层分布；d—*HI*指数沿断层分布；e—*BS*指数沿断层分布；f—*Re*指数沿断层分布；g—*VF*指数沿断层分布；h—口泉断裂流域分布简图

图 4 口泉断裂流域地貌指数及其分段特征

Fig. 4 Geomorphic indices and segmentation characteristics along the Kouquan Fault

(a) Distribution of the k_{sn} index along the Kouquan Fault; (b) Distribution of the basin-averaged slope along the Kouquan Fault; (c) Distribution of the *AF* index along the Kouquan Fault; (d) Distribution of the *HI* index along the Kouquan Fault; (e) Distribution of the *BS* index along the Kouquan Fault; (f) Distribution of the *Re* index along the Kouquan Fault; (g) Distribution of the *VF* index along the Kouquan Fault; (h) Drainage basins of the Kouquan Fault

Red points represent watersheds with areas greater than 50 km². The numbers in the scatter plot indicate the means and confidence intervals of the geomorphic indices by segment.

表 2　口泉断裂流域盆地面积以及地貌指数

Table 2　Geomorphic indices and drainage areas along the Kouquan Fault

流域编号	流域面积	*HI*	*VF*	*BS*	流域平均k_{sn}	$\lvert AF-50\rvert$	*Re*	流域平均坡度/(°)
1	0.98	0.29	1.49	1.93	4.87	24.48	0.77	18.73
2	3.73	0.53	2.30	2.22	9.18	7.23	0.64	20.78
3	1.45	0.50	1.04	3.39	8.77	15.88	0.40	19.69
4	1.73	0.32	1.33	2.85	4.91	21.93	0.49	17.29
5	1.24	0.45	1.09	2.76	6.21	23.80	0.46	19.33
6	0.96	0.31	1.42	7.51	4.76	4.70	0.40	13.88
7	1.09	0.39	2.08	3.83	6.75	19.83	0.44	17.63
8	1.68	0.37	2.14	2.76	6.25	11.91	0.65	18.68
9	1.35	0.45	0.48	2.44	6.81	29.01	0.61	22.60
10	0.84	0.47	0.48	3.77	7.28	17.20	0.45	22.22
11	0.94	0.36	1.53	3.99	5.84	14.07	0.47	20.22
12	2.21	0.58	0.76	2.34	8.13	4.41	0.51	21.80
13	1.15	0.49	1.11	3.05	11.80	5.96	0.49	22.31
14	0.84	0.32	2.92	3.60	5.34	6.72	0.52	18.96
15	1.31	0.53	1.74	2.12	8.66	10.84	0.49	20.57
16	1.03	0.45	2.20	2.29	9.77	2.60	0.53	23.42
17	1.02	0.38	1.50	3.23	4.95	14.90	0.50	21.29
18	149.93	0.45	2.47	1.66	3.83	14.95	0.76	12.12
19	1.62	0.53	0.66	3.67	4.20	0.46	0.48	18.23
20	2.47	0.52	0.32	1.53	5.50	1.79	0.67	18.89
21	50.14	0.40	0.39	1.45	4.03	9.95	0.73	12.59
22	13.13	0.48	0.09	1.54	4.31	16.00	0.68	17.48
23	2.86	0.41	0.16	1.87	5.40	6.52	0.63	20.19
24	0.79	0.48	0.44	2.53	6.35	2.01	0.50	21.34
25	2.95	0.44	0.17	1.29	4.00	6.84	0.76	18.44
26	0.93	0.50	0.11	1.53	3.65	8.14	0.74	21.62
27	103.04	0.42	1.71	1.53	4.00	7.29	0.71	14.09
28	1.51	0.27	0.29	2.73	3.57	18.84	0.54	16.70
29	1.20	0.37	0.16	3.12	4.07	9.76	0.51	21.00
30	1.54	0.39	0.12	2.65	5.56	15.78	0.59	22.10
31	1.04	0.41	0.13	4.54	6.01	1.01	0.51	21.52
32	2.01	0.52	0.21	2.69	7.16	16.57	0.58	22.12
33	2.60	0.47	0.56	1.79	6.12	8.09	0.67	20.75
34	1.85	0.44	0.45	2.78	6.15	11.26	0.55	21.01
35	2.65	0.43	0.47	1.72	7.46	26.20	0.61	20.20
36	3.96	0.35	0.68	1.68	4.57	28.44	0.66	17.75
37	2.28	0.39	0.54	2.05	4.02	8.09	0.60	17.54
38	2.78	0.37	0.57	1.40	4.69	15.65	0.69	18.50
39	3.58	0.54	1.63	1.46	3.49	29.59	0.70	10.88
40	4.02	0.52	0.25	1.21	3.68	0.44	0.84	17.43

续表 2

流域编号	流域面积	*HI*	*VF*	*BS*	流域平均k_{sn}	|*AF*−50|	*Re*	流域平均坡度/(°)
41	1.33	0.35	1.14	3.27	3.43	0.23	0.47	13.70
42	2.67	0.41	0.64	2.90	4.96	3.68	0.56	17.41
43	6.34	0.46	1.61	1.19	4.39	0.01	0.70	17.58
44	1.34	0.40	0.81	2.07	3.23	11.23	0.69	14.79
45	10.68	0.48	1.12	1.72	4.15	10.71	0.72	17.10
46	3.44	0.59	0.29	1.97	5.41	11.19	0.62	14.89
47	2.56	0.50	1.51	3.32	2.91	6.80	0.54	12.98
48	1.14	0.44	0.34	4.21	2.90	0.33	0.53	13.48
49	3.30	0.51	0.84	1.50	3.47	27.60	0.64	12.05
50	0.96	0.52	1.60	1.86	2.86	5.29	0.62	12.48
51	1.29	0.49	1.04	2.33	3.80	22.56	0.68	11.40
52	1.97	0.55	0.45	1.28	3.05	13.15	0.79	14.05
53	1.67	0.55	0.32	3.13	2.80	2.97	0.49	12.76
54	8.32	0.46	0.75	1.55	2.82	18.24	0.79	11.78
55	8.59	0.46	1.07	1.84	3.97	6.96	0.71	14.94

HI—面积−高程积分; *AF*—流域不对称因子; *BS*—流域形状指数; *Re*—流域延展率; *VF*—谷底宽高比; k_{sn}—标准化河道陡峭指数

表 3 口泉断裂各分段滑动速率（徐伟等，2011）与部分地貌指数对比

Table 3 Slip rate (Xu et al., 2011) and geomorphic indices in different segments of the Kouquan Fault

断层段	南段		中段			北段
	上神泉—柏坡	柏坡—大峪口	大峪口—鹅毛口	鹅毛口—口泉	口泉—上皇庄	上皇庄—官屯堡
T2阶地垂直位移/m	0	5.70	12.00～17.50	9.00	3.20	0
滑动速率/(mm/a)	0	0.19	0.40～0.58	0.30	0.11	0
k_{sn}	6.09		4.60	5.24		3.68
VF	1.56		0.45	0.48		0.89
S_{mf}	1.18		1.08	1.156	1.17	1.31

VF—谷底宽高比; S_{mf}—山前弯曲度; k_{sn}—标准化河道陡峭指数

3.4 面积−高程积分（*HI*）

*HI*值最小为 0.273(流域 28)，最大为 0.586(流域 46)，整体处于中等偏低水平。其中有 17 个流域*HI*值小于 0.4，23 个流域*HI*值处于 0.4～0.5，15 个流域*HI*值大于 0.5(图 4d，表 2)。3 个大流域的*HI*值计算结果为 0.454、0.396 和 0.423，与其他同分段流域盆地结果相近。这初步说明口泉断裂流域盆地地貌发育总体正处于壮年期，年轻流域和年老流域分布较为均匀，其中北段 S4 段和南段 S1 段相较于中段 S2 段与 S3 段地貌发育更显年轻。

3.5 流域形状指数（*BS*）

研究区流域*BS*值处于 1.189(流域 43)～7.507(流域 6)，其中 40 个流域盆地的*BS*值小于 3，12 个流域的*BS*值处于 3～4 之间，3 个流域的*BS*值大于 4。3 个大面积流域的*BS*值分别为 1.655、1.452 和 1.533，与其他流域盆地差别不大，且都属于低*BS*值(图 4e，表 2)。*BS*指数指示口泉断裂下盘偏圆流域较多。空间分布上看，S1 段流域平均*BS*指数较高，S2 段至 S4 段相对较低，说明 S1 段流域盆地拉长明显，其他 3 段总体偏圆，其中 S3 段流域盆地相较于 S2 段、S4 段两段更为狭长。

3.6 流域延展率（*Re*）

研究区流域*Re*指数处于 0.404(流域 6)～0.845(流域 40)，12 个流域属于低*Re*值(＜0.5)，6 个流域属于高*Re*值(＞0.75)，37 个流域盆地属于中*Re*值(0.5～0.75)。其中 3 个大面积流域的计算值为 0.763、0.730 和 0.711。*Re*指数空间沿断层走向大致为由南向北呈升高—降低—升高趋势(图 4f，表 2)。该指数表现的空间趋势说明断层 S1 段、S3 段两段的流域盆地更为细长，而 S2 段、S4 段两段偏圆形，拉伸程度较低。

3.7 谷底宽高比（VF）

流域VF值最小为 0.09(流域 22)、最大为 2.92(流域 14; 图 4g)，其中属于低VF值(＜1.0)的有 31 个流域，中VF值(1.0～1.5)的有 10 个流域，高VF值(＞1.5)的有 14 个流域。3 个大流域中，2 个面积大于 100 km^2 的流域(流域 18、流域 27)的VF值大于其他流域盆地，为 2.472 和 1.712(图 4g, 表 2)。口泉断裂附近 V 形山谷占比较大，整体构造活动性较高。沿口泉断裂走向上，低VF值的流域集中分布在中部的 S2 段、S3 段两段，其分段VF平均值达到 0.45 和 0.48，与此相对的是南北两段(S1 段、S4 段)的VF平均值分别为 1.56 和 0.89，U 形山谷在这两段大量分布。

3.8 山前弯曲度（S_{mf}）

文章计算了上神泉—大峪口(S1 段)、大峪口—鹅毛口(S2 段)、鹅毛口—口泉(S3 南段)、口泉—上皇庄(S3 北段)、上皇庄—官屯堡(S4 段)5 个分段的山前弯曲度指数(图 3b)。由图可以看出口泉断裂中段山前弯曲度指数较低，南段(S1 段)和北段(S4 段)山前弯曲度指数较高。山前弯曲度计算结果呈现出断层中部活动性高、南北两端活动性低的特点。

4 讨论

4.1 气候条件对口泉断裂地貌指数空间分布影响

气候对地貌的影响主要体现在降水情况上。丰富的降水会加大径流，增强河流的切割作用，对河道造成更强烈的侵蚀，由此可能导致地貌指数发生变化(王平等，2024)。因此文章收集了 1980—2010 年大同盆地地区的降水数据(Peng, 2020)，并计算了平均年降水量，以判断气候情况对地貌指数造成的影响程度(图 5)。结果显示，研究区年降水量自南西向北东总体上逐步升高，其中流域 20 以及流域 40 附近几个流域的降雨量高于周围其他流域，从流域 40 往北降水量逐步降低。降水对k_{sn}指数的影响主要体现在高降雨量会引发河流侵蚀能力的增强，进而导致侵蚀系数的增加，由此产生较低的k_{sn}值。对比发现，由南往北沿断层走向，流域平均k_{sn}指数总体呈现降低趋势，而流域平均降雨量则呈现升高趋势，两者呈负相关关系，符合上文“高降雨量会导致较低k_{sn}数值”的推断。然而流域 20 与流域 40 附近流域降雨量高于其他流域，而k_{sn}数值却未发现明显低值，这与整体趋势相矛盾。以上结果说明降雨对k_{sn}指数存在一定控制作用，但并非主要影响因素。

HI指数可以反映流域的发育阶段，指数越低代表该地地表受到的侵蚀程度越强。因此，高降雨量可通过增强河流的侵蚀能力而加速流域侵蚀，从而导致HI指数降低。所提取的HI指数低值主要分布在 S1 段以及 S3 段内部，且总体并无明显走向趋势，这与降雨量由 S1 段至 S3 段逐渐升高、S4 段内部逐渐降低的分布特征并没有相关性，可以认为研究区内降雨量对HI指数造成的影响很小。同时提取的VF、S_{mf}指数也并未发现与降雨量有相关性。综上初步认为，降雨量对k_{sn}指数大范围内具有一定影响，但并非主要影响因素，同时对HI、VF、S_{mf}等指数的影响更加有限。

4.2 岩性及差异侵蚀对口泉断裂地貌指数空间分布的影响

抗侵蚀能力强的岩石将会阻碍河流裂点向河流上游的传播，从而使得河流具有较高的k_{sn}；相反，硬度低且具有较高可蚀性的岩石会导致河道的陡峭程度较低。与流域尺度的指标相比，分段尺度的指标对于岩性更为敏感(Zhou et al., 2024)。综合以往对不同岩石的岩性强度分类(Selby, 1980; 梁欧博等, 2018; Topal, 2019; Ma et al., 2024)，文中将研究区岩性强度分为强、中、弱 3 个类型(表 4, 图 5c)。

总体来看，研究区岩性分布分段特征较为明显，如图 5c 所示，其中 S1 段以及 S2 段南段柏坡村经过大峪口至楼子口村(23 号流域出水口附近)主要出露太古界集宁群片麻岩，上神泉至楼子口的古生界奥陶系则主要为白云岩、白云质灰岩、白云质泥灰岩等构成，硬度较大，抗流水侵蚀的能力较强，流经该区域的流道可能具有较大的k_{sn}；而与上述太古界、古生界相邻的二叠系以及石炭系分别以抗侵蚀程度差的陆相碎屑岩以及海陆交互相-陆相沉积的砂岩、页岩等为主，因此该流域具有相对较小的k_{sn}。上文k_{sn}的计算结果也符合这一推断。除此之外，鹅毛口至口泉之间七峰山段(S3 段)的流域盆地也位于抗侵蚀性能较强的太古界片麻岩上，但相比 S1 段却具有相对较低的k_{sn}值，同时整体k_{sn}差距并不大，因此可以认为岩性对k_{sn}指数的分布存在一定的控制作用，但并非主控因素。以往研究表明，对于小尺度(100 km^2)的流域盆地，岩性对HI指数所造成的影响可能大于构造活动(Lifton and Chase, 1992)。而研究区北段的流域盆地大面积为抗侵蚀能力强的元古宇花岗岩等(与中南段流域的变质岩地层仅存在于靠近断层部分相比)，这也符合研究区北段

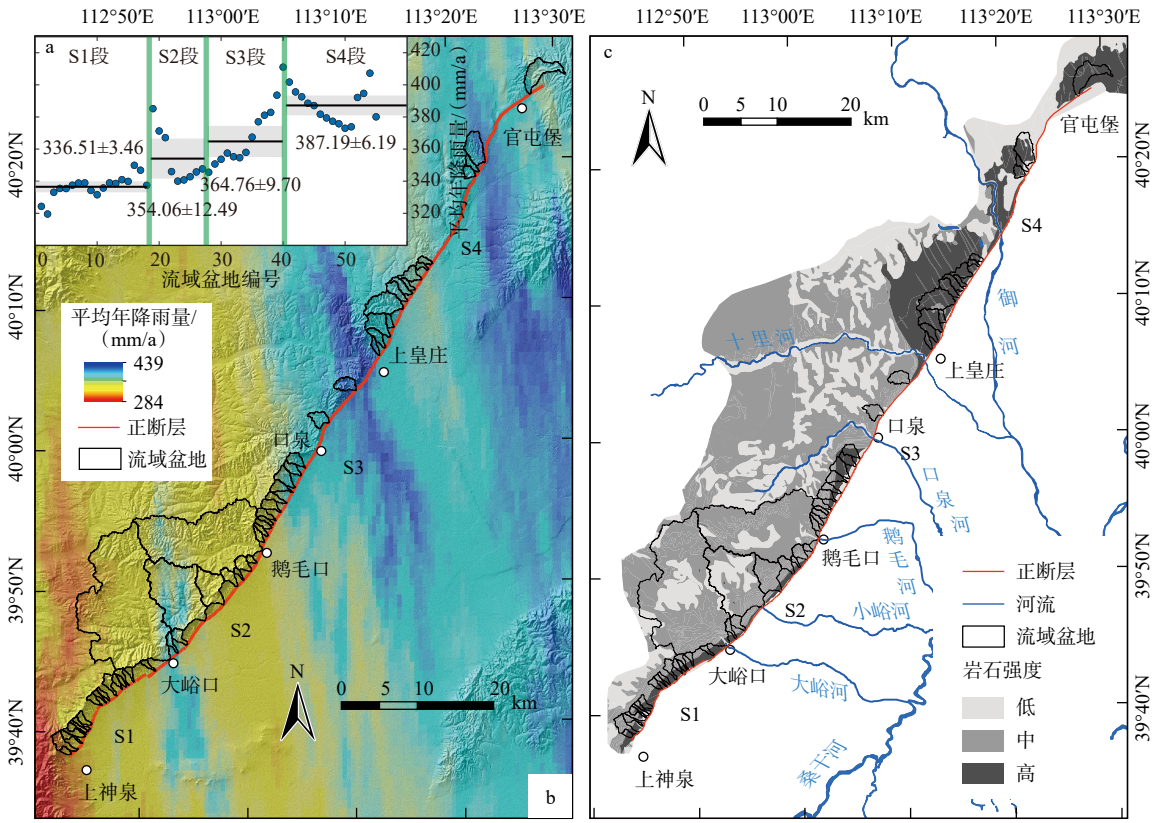


图 a 中数字为断层段平均年降雨量的均值和置信区间(单位：mm/a)

a—流域平均降雨量沿断层分布；b—降雨情况分布；c—岩性强度分布

图 5 口泉断裂降雨及岩性强度沿断层分布

Fig. 5 Distribution of precipitation and rock strength along the Kouquan Fault

(a) Distribution of basin-averaged precipitation along the fault; (b) Precipitation map of the study area; (c) Rock strength distribution

The numbers in panel a represent the mean and confidence interval of the average annual rainfall for each fault segment (unit: mm/a).

表 4 岩石强度分类（Selby，1980；梁欧博等，2018；Topal，2019；Ma et al.，2024）

Table 4 Rock strength classification (Selby, 1980; Liang et al., 2018; Topal, 2019; Ma et al., 2024)

抗侵蚀强度	类别
低	强风化变砂岩、微风化页岩、泥质砂岩、冲积堆积地层等
中	中等风化的变砂岩、微风化的板岩、千枚岩和火山碎屑岩等
高	火成岩类、砂岩、灰岩、白云岩等

更多流域具有高*HI*指数的结果，由此可以推断研究区流域的*HI*指数沿走向变化的趋势受到了岩性分布的影响。

4.3 断层构造抬升对口泉断裂地貌指数空间分布的影响

根据徐伟等(2011)对于口泉断裂中断错 T2 阶地的垂直位移量的测量值显示，口泉断裂第四纪晚期活动强度表现出中段强、南北段弱的特点，其中大峪口至口泉段垂直位移最大(表 3)。

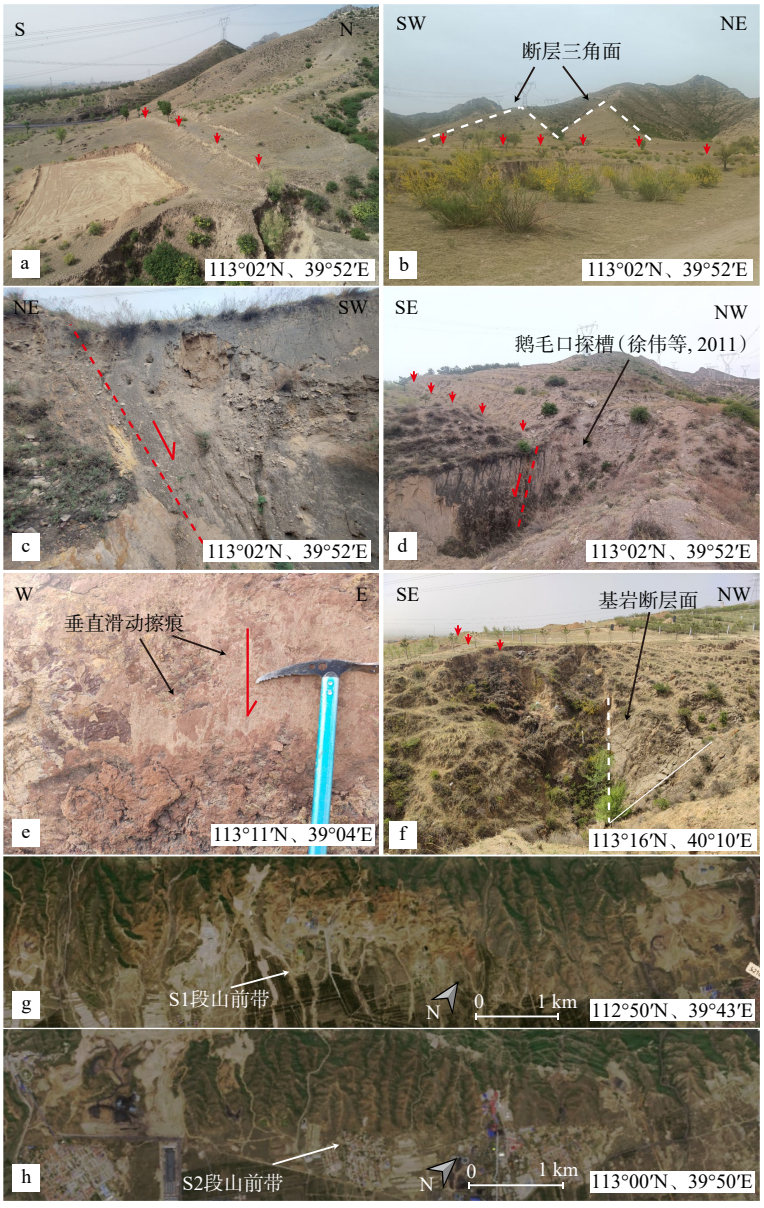
徐伟等(2011)分别在 S1 段的柏坡南侧和禅房北侧、S2 段的小峪口北和石井探槽以及鹅毛口南探槽、S3 段的杨家窑南、S4 段的阳和坡北探槽、S5 段的黍地沟北西等地进行了 T2 阶地垂直位移量的测量并推算了滑动速率。数据显示南段的上神泉至柏坡段滑动速率为 0，柏坡至大峪口为 0.19 mm/a，中段的大峪口至鹅毛口段以及鹅毛口至口泉段的滑动速率较高，分别为 0.40～0.58 mm/a 以及 0.30 mm/a，口泉至上皇庄段为 0.11 mm/a，而北段的上皇庄至官屯堡段滑动速率为 0。文中提取出的可直接反映滑动速率的地貌指数(如VF、S_{mf})的数值变化也符合这一趋势。

此外，野外调查发现，研究区具有可以反映断层活动以及活动强度差异性的有效证据。如鹅毛口附近可见明显的断层陡坎(图 6a—6d)；徐伟等(2011)挖掘的鹅毛口探槽内壁可见断层断错(图 6c、6d)；S3 段北部兴王收费站附近断层面可见断层垂

直滑动擦痕(图 6e)；S4 南段圣水沟附近一小冲沟可见基岩断层面跌水，向两侧可见形成陡坎(图 6f)。同时，遥感影像显示 S1 段与 S2 段山前带具有明显差异：S1 段山前带呈现不规则波形且多处山前带已不明显(图 6g)，S2 段山前带则呈现近直线性展布的特征(图 6h)。

4.4　口泉断裂分段特征地貌指数成因总结

BS 指数和 *Re* 指数所指示的 S1 段流域拉伸程度



a—S2—S3 段鹅毛口探槽(徐伟等, 2011)附近断层陡坎；b—S2—S3 段鹅毛口探槽(徐伟等, 2011)附近断层三角面；c—S2—S3 段鹅毛口探槽(徐伟等, 2011)内部；d—S2—S3 段鹅毛口探槽(徐伟等, 2011)附近断层陡坎；e—S3 段北部兴王收费站附近断层面；f—S4 南段圣水沟村附近基岩断层面跌水；g—S1 段遥感影像(位于禅房村附近，马庄至大峪口之间)；h—S2 段遥感影像(位于悟道村附近，楼子口至鹅毛口之间)

图 6　沿口泉断裂典型断错地貌与构造特征

Fig. 6　Typical faulted landforms and structural features along the Kouquan Fault

(a) Fault scarp near the Emookou trench (Xu et al., 2011; segment S2–S3); (b) Triangular facets near the Emookou trench (Xu et al., 2011; segment S2–S3); (c) Interior view of the Emookou trench (Xu et al., 2011; segment S2–S3); (d) Fault scarp near the Emookou trench (Xu et al., 2011; segment S2–S3); (e) Fault surface near Xingwang Toll Station (northern S3 segment); (f) Bedrock fault waterfall near Shengshuigou Village (southern S4 segment); (g) Remote sensing image of segment S1 (near Chanfang Village, between Mazhuang and Dayukou); (h) Remote sensing image of segment S2 (near Wudao Village, between Louzikou and Emaokou)

主要受岩性以及气候的影响，其中岩性影响较大；其他3段所反映的分段构造活动性与断层滑动速率趋势相同，由此推测*BS*和*Re*指数分布趋势的主要影响因素为断层构造抬升的分段活动。*HI*指数和*AF*指数作为间接反映构造活动性的地貌指数，其分布受到非断层构造抬升影响较多，在口泉断裂处未能明显反映构造活动分段特征。其中*HI*指数受岩性分布影响，在断层北部和南部强抗蚀性岩石广泛分布处多具有高值。而*AF*指数分布均匀且没有明显趋势，初步推断这是由于穿过口泉断裂的大河较多，而大河袭夺等作用导致了口泉断裂上小流域盆地的发育倾斜无规律。

k_{sn}指数在S2段—S4段总体呈现中段高、向南北两侧变低的变化趋势，这与断层滑动速率所指示的构造活动分段差异沿断层走向变化趋势（中间高南北低）相同。而S1段河道陡峭程度较高，初步认为其是由岩性以及气候共同影响所致，条状层叠分布的强抗蚀性岩石以及较低的降雨量共同决定了S1段的岩石难以被水流所侵蚀。

*VF*指数以及S_{mf}指数可直观反映山前构造，这2个指数受岩性和降水的影响更小，指数值沿口泉断裂走向的分段变化趋势均与口泉断裂第四纪晚期活动所指示的断层分段特征一致，呈现出南北段活动性低、中段活动性高的特点。可以看出，岩性差异与气候降水的影响在对流域平均k_{sn}等与整个流域相关的指数上有一定的控制作用，但影响有限，主要决定该指数差异的因素仍为断层垂直活动。

4.5 地貌指数断层分段方法总结

进一步对口泉断裂的地貌指数与断层活动性的关系进行分析（图7）发现，地貌指数作为DEM衍生的地貌数据定量表达，在断层分段活动性分析方面具有明显优势：相比传统的地质观察解译方法，地貌指数方法不依赖主观解释，可以有效规避主观判断的偏差，且该方法有更高的操作便捷性以及稳

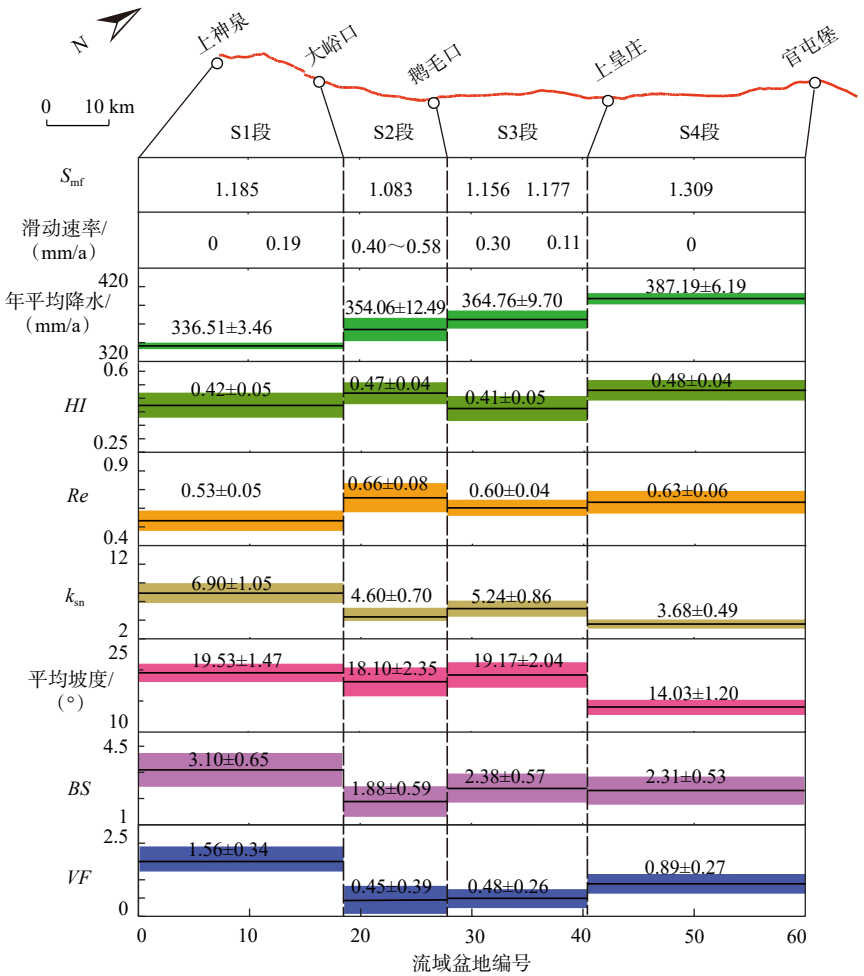


图7 研究区地貌指数分段分布趋势

Fig. 7 Distribution of geomorphic indices by segment in the study area

定性，具有较高的断层分析效率以及自动化潜力。

地貌指数方法也仍存在不足，主要体现在地貌指数的适用性判定方面。针对不同的断层类型（如正断层、逆冲断层等）需要建立标准的地貌指数选择模板，其次由于地貌形成受到复杂的地质过程影响，参数计算结果可能对构造活动强度、岩石抗侵蚀程度以及降水等其他作用具有响应。

综合来看，在实际使用中不能使用单一指数进行断层活动性的评估，需要筛选适用于目标研究区域的最佳参数。

5　结论

（1）河流地貌指数有效揭示了口泉断裂的分段活动特征，其结果与野外调查结果一致，具体表现为中间段活动性高，南北两段活动性低。部分地貌指数对此响应显著，说明地貌指数方法在断层活动性分段研究中具有良好适用性。

（2）口泉断裂的地貌指数主要受控于构造活动，不同指数对构造活动性的响应程度存在差异。谷底宽高比与山前弯曲度指数对构造控制比较敏感，可作为主要参考指标；标准化河道陡峭指数在高抗蚀性岩石区域的适用性需谨慎评估，流域形状指数与流域伸长比指数可以相互补充，而面积−高程积分、流域不对称因子等在该区对正断层活动性的反映不明显。

（3）地貌指数可作为反映活动断层空间分段差异的一种定量手段，在构造地貌研究中具有较强的客观性与适用性。研究过程中应结合研究区实际情况，综合选取多种具有代表性的地貌指数，以提升断层活动性分段研究的准确性与可靠性。

作者贡献声明： 楚天舒、任俊杰负责论文构思、数据分析、研究方法和技术手段的实践应用以及论文写作、绘图、修改。所有作者均阅读并同意稿件的提交和发表。

Author's Contributions: CHU Tianshu and REN Junjie conceived the study, performed data analysis, designed the research methodology, conducted the practical application of technical approaches, drafted the manuscript, generated figures, and revised the manuscript. All authors have read and approved the submission and publication of the 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

DING X W, HUO K, FENG K Y, et al. , 2021. Study on fault distribution characteristics and activity of Jiaocheng section of Kouquan fault[J]. Earthquake Research in Shanxi(1): 15-19. (in Chinese with English abstract)

EL HAMDOUNI R, IRIGARAY C, FERNÁNDEZ T et al., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain)[J]. Geomorphology, 96(1-2): 150-173.

FLINT J J, 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge[J]. Water Resources Research, 10(5): 969-973.

HARE P H, GARDNER T W M, 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica[M]//MORISAWA M, HACH J T. Tectonic geomorphology. Boston: Allen and Unwin: 75-104.

JIN W Z, TANG L J, YANG K M, et al., 2010. Segmentation of the Longmen mountains thrust belt, western Sichuan foreland Basin, SW China[J]. Tectonophysics, 485(1-4): 107-121.

KELLER E A, PINTER N, 2002. Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape[M]. 2nd ed. Upper Saddle River: Prentice Hall.

KIRBY E, WHIPPLE K X, TANG W Q. et al., 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from bedrock channel longitudinal profiles[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B4): 2217.

KIRBY E, WHIPPLE K X, 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes[J]. Journal of Structural Geology, 44: 54-75.

KLINGER Y, MICHEL R, KING G C P, 2006. Evidence for an earthquake barrier model from Mw～7.8 Kokoxili (Tibet) earthquake slip-distribution[J]. Earth and Planetary Science Letters, 242(3-4): 354-364.

KRYSTOPOWICZ N J, SCHOENBOHM L M, RIMANDO J, et al., 2020. Tectonic geomorphology and Plio-Quaternary structural evolution of the Tuzgölü fault zone, Turkey: implications for deformation in the interior of the Central Anatolian Plateau[J]. Geosphere, 16(5): 1107-1124.

LI H Q, YUAN D Y, SU Q, et al., 2023. Geomorphic features of the Menyuan basin in the Qilian Mountains and its tectonic significance[J]. Journal of Geomechanics, 29(6): 824-841. (in Chinese with English abstract)

LI Y H, WANG Q L, CUI D X, et al., 2013. Research on fault motion and segmentation characteristic of Kouquan fault in Datong basin by numerical simulation[J]. Journal of Geodesy and Geodynamics, 33(4): 9-12. (in Chinese with English abstract)

LIANG O B, REN J J, LÜ Y W, 2018. The response of fluvial geomorphologic characteristics of the Fujiang drainage basin to activity of the Huya fault zone[J]. Seismology and geology, 40(1): 42-56. (in Chinese with English abstract)

LIFTON N A, CHASE C G, 1992. Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for

landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California[J]. Geomorphology, 5(1-2): 77-114.

LUO Q X, SCHOENBOHM L, RIMANDO J, et al., 2023. Morphometric analysis of the North Liuleng Shan Fault in the northern Shanxi Graben System, China: insights into active deformation pattern and fault evolution[J]. Geomorphology, 440: 108862.

LUO X H, YANG M H, JIA C Y, et al., 2019. Structural features of late mesozoic Kouquan fault zone, northern Shanxi province[J]. Geoscience, 33(3): 551-560. (in Chinese with English abstract)

MA B Q, LI K, WU W M, 2000. Segmentation of the Daqingshan Piedmont fault[C]//Bulletin of the Institute of Crustal Dynamics(13). Beijing: Seismological Press, 53-60. (in Chinese with English abstract)

MA Y J, HUANG W L, ZHANG J L, et al., 2024. Tectonic activity analysis of the Laji-Jishi Shan fault zone: insights from geomorphic indices and crustal deformation data[J]. Remote Sensing, 16(20): 3770.

MACHETTE M N, PERSONIUS S F, NELSON A R, et al., 1991. The Wasatch fault zone, utah: segmentation and history of Holocene earthquakes[J]. Journal of Structural Geology, 13(2): 137-149.

MAHMOOD S A, GLOAGUEN R, 2012. Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis[J]. Geoscience Frontiers, 3(4): 407-428.

MATOS A, DILTS T E, 2019. Hypsometric integral toolbox for ArcGIS. University of Nevada Reno[EB/OL]. (2019-12-06). https://www.arcgis.com/home/item.html?id=23a2dd9d127f41c195628457187d4a54.

MITCHELL N A, YANITES B J, 2019. Spatially variable increase in rock uplift in the northern U. S. cordillera recorded in the distribution of river knickpoints and incision depths[J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 124(5): 1238-1260.

NITHESHNIRMAL S, THILAGARAJ P, RAHAMAN S A, et al., 2019. Erosion risk assessment through morphometric indices for prioritisation of Arjuna watershed using ALOS-PALSAR DEM[J]. Modeling Earth Systems and Environment, 5(3): 907-924.

NTOKOS D, LYKOUDI E, RONDOYANNI T, 2016. Geomorphic analysis in areas of low-rate neotectonic deformation: South Epirus (Greece) as a case study[J]. Geomorphology, 263: 156-169.

PEDRERA A, PÉREZ-PEÑA J V, GALINDO-ZALDÍVAR J et al., 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain)[J]. Geomorphology, 105(3-4): 218-231.

PENG S Z, 2020. 1-km monthly precipitation dataset for China (1901-2024)[EB/OL]. National Tibetan Plateau / Third Pole Environment Data Center. https://doi.org/10.5281/zenodo.3114194.

RAMÍREZ-HERRERA M T, 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 23(4): 317-332.

REN J J, ZHANG S M, MEIGS A J, et al., 2014. Tectonic controls for transverse drainage and timing of the Xin-Ding paleolake breach in the upper reach of the Hutuo River, north China[J]. Geomorphology, 206: 452-467.

RIMANDO J M, SCHOENBOHM L M, 2020. Regional relative tectonic activity of structures in the Pampean flat slab segment of Argentina from 30 to 32°S[J]. Geomorphology, 350: 106908.

ROCKWELL T K, KELLER E A, JOHNSON D L, 1985. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California[M]// MORISAWA M, HACK J T, eds. Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium. Boston: Allen and Unwin Publishers, 183–207.

SABER R, CAGLAYAN A, ISIK V, 2018. Relative tectonic activity assessment and kinematic analysis of the North Bozgush fault Zone, NW Iran[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 164: 219-236.

SCHUMM S A, 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, new jersey[J]. GSA Bulletin, 67(5): 597-646.

SCHWANGHART W, KUHN N J, 2010. TopoToolbox: a set of Matlab functions for topographic analysis[J]. Environmental Modelling & Software, 25(6): 770-781.

SELBY M J, 1980. A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand[J]. Zeitschrift für Geomorphologie, 24(1): 31-51.

SHARMA G, CHAMPATI RAY P K, MOHANTY S, 2018. Morphotectonic analysis and GNSS observations for assessment of relative tectonic activity in Alaknanda basin of Garhwal Himalaya, India[J]. Geomorphology, 301: 108-120.

SHEN Q, QIAO X J, WANG Q, et al., 2013. Analysis of accuracy multi-source remote sensing techniques on high-precision digital elevation model reconstruction after Wenchuan earthquake[J]. Progress in Geophysics, 28(4): 1785-1794. (in Chinese with English abstract)

SHI X H, YANG Z, DONG Y P, et al., 2020. Geomorphic indices and longitudinal profile of the Daba Shan, northeastern Sichuan Basin: evidence for the late Cenozoic eastward growth of the Tibetan Plateau[J]. Geomorphology, 353: 107031.

SONG A, REN J J, LIU A C, et al., 2023. Active seismic surveys based on distributed acoustic sensing in near-surface active fault exploration: a test in Datong Basin, North China[J]. Journal of Applied Geophysics, 213: 105041.

STRAHLER A N, 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography[J]. GSA Bulletin, 63(11): 1117-1142.

STRAHLER A N, 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks[M]//CHOW V. Handbook of applied hydrology. New York: McGraw Hill

TOPAL S, 2019. Evaluation of relative tectonic activity along the Priene-Sazlı Fault (Söke Basin, southwest Anatolia): insights from geomorphic indices and drainage analysis[J]. Journal of Mountain Science, 16(4): 909-923.

WANG E, SHI X H, WANG G, et al., 2011. Structural control on the topography of the Laji–Jishi and Riyue Shan belts in the NE margin of the Tibetan Plateau: facilitation of the headward propagation of the Yellow River system[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 40(4): 1002-1014.

WANG P, SONG J Y, FENG S Y, et al., 2024. The characteristics of the fluvial geomorphic parameters and its formed dynamic analysis for the Seerteng Mountain, northern margin of the Hetao basin[J]. Acta Geologica Sinica, 98(4): 1129-1145. (in Chinese with English abstract)

WANG X, SONG M Q, WANG L, et al., 2015. Study on crustal velocity structure beneath Kouquan fault and adjacent area[J]. Seismology and Geology, 37(4): 939-952. (in Chinese with English abstract)

WESNOUSKY S G, 2006. Predicting the endpoints of earthquake

ruptures[J]. Nature, 444(7117): 358-360.

WOBUS C, WHIPPLE K X, KIRBY E, et al. , 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls[M]//WILLETT S D, HOVIUS N, BRANDON M T, et al. Tectonics, climate, and landscape evolution. Boulder: Geological Society of America.

WU Z H, ZHENG W J, REN J J, et al., 2024. Active tectonics and strong earthquakes: a preface for the special issue[J]. Journal of Geomechanics, 30(2): 181-188. (in Chinese with English abstract)

XIE X S, JIANG W L, WANG R, et al., 2003. Holocene paleo-seismic activities on the Kouquan fault zone, Datong basin, Shanxi province[J]. Seismology and Geology, 25(3): 359-374. (in Chinese with English abstract)

XU Q R, DONG Y P, XIE Z P, et al., 2024. Tectonic and geomorphological characteristics of Laoyingshan in the eastern Sichuan-Yunnan block: insights into the uplift and rotation of the blocks[J]. Journal of Geomechanics, 30(4): 535-546. (in Chinese with English abstract)

XU W, LIU X D, ZHANG S M, 2011. Late quaternary faulted landforms and determination of slip rates of the middle part of Kouquan fault[J]. Seismology and Geology, 33(2): 335-346. (in Chinese with English abstract)

XU X W, WEN X Z, YU G H, et al., 2005. Average slip rate, earthquake rupturing segmentation and recurrence behavior on the Litang fault zone, western Sichuan Province, China[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 48(8): 1183-1196.

YANG Y, QIN X, SHI W, et al., 2022. Segmentation of the active Liumugao Fault, NE Tibetan Plateau as revealed by DEM-derived geomorphic indices[J]. Geosystems and Geoenvironment, 1(3): 100056.

YUAN D Y, LIU B C, LÜ T Y, et al., 1998. Study on the segmentation in east segment of the northern Qilianshan fault zone[J]. Northwestern Seismological Journal, 20(4): 27-34. (in Chinese with English abstract)

ZAREI E, FAGHIH A, SOLEIMANI M, et al., 2024. Assessment of relative tectonic activity in the Lar region, Zagros Fold-Thrust Belt, SW Iran: insights from geomorphometric analysis[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 49(3): 1199-1213.

ZHANG B, WANG A G, TIAN Q J, et al., 2022. Identifying fault lineament based on ALOS-PALSAR DEM: a case study from the west Qinling Mountains[J]. Seismology and Geology, 44(1): 130-149. (in Chinese with English abstract)

ZHENG W J, SUN X, LEI Q Y, et al., 2024. Late Quaternary tectonic activity and strong earthquake generation mechanism around the boundary zone of the Ordos active-tectonic block, central China[J]. Journal of Geomechanics, 30(2): 206-224. (in Chinese with English abstract)

ZHOU Z Q, WHITTAKER A C, BELL R E, et al., 2024. Unravelling tectonic and lithological effects on transient landscapes in the Gulf of Corinth, Greece[J]. Basin Research, 36(5): e12901.

附中文参考文献

丁学文，霍魁，冯凯宇，等，2021. 口泉断裂郊城段断裂展布特征及其活动性研究[J]. 山西地震(1)：15-19.

李红强，袁道阳，苏琦，等，2023. 祁连山内部门源盆地地貌特征及构造意义[J]. 地质力学学报，29(6)：824-841.

李煜航，王庆良，崔笃信，等，2013. 大同盆地口泉断裂的活动性及分段特征的数值模拟[J]. 大地测量与地球动力学，33(4)：9-12.

梁欧博，任俊杰，吕延武，2018. 涪江流域河流地貌特征对虎牙断裂带活动性的响应[J]. 地震地质，40(1)：42-56.

罗晓华，杨明慧，贾春阳，等，2019. 晋北地区口泉断裂带晚中生代分段构造特征[J]. 现代地质，33(3)：551-560.

马保起，李克，吴卫民. 2000. 大青山山前断裂活动的分段性研究[C]//地壳构造与地壳应力文集(13). 北京：地震出版社，53-60.

沈强，乔学军，王琪，等，2013. 多源遥感技术在汶川震后高精度数字高程模型重建中的精度分析[J]. 地球物理学进展，28(4)：1785-1794.

王平，宋金跃，酆少英，等，2024. 河套盆地北缘色尔滕山河流地貌参数特征及其成因分析[J]. 地质学报，98(4)：1129-1145.

王霞，宋美琴，王亮，等，2015. 口泉断裂及其邻近地区的地壳速度结构[J]. 地震地质，37(4)：939-952.

吴中海，郑文俊，任俊杰，等，2024. 活动构造与强震：专辑序言[J]. 地质力学学报，30(2)：181-188.

谢新生，江娃利，王瑞，等，2003. 山西大同盆地口泉断裂全新世古地震活动[J]. 地震地质，25(3)：359-374.

徐琴如，董有浦，谢志鹏，等，2024. 川滇地块东部老鹰山的构造地貌特征及其揭示的地块隆升和旋转运动[J]. 地质力学学报，30(4)：535-546.

徐伟，刘旭东，张世民，2011. 口泉断裂中段晚第四纪以来断错地貌及滑动速率确定[J]. 地震地质，33(2)：335-346.

袁道阳，刘百篪，吕太乙，等，1998. 北祁连山东段活动断裂带的分段性研究[J]. 西北地震学报，20(4)：27-34.

张波，王爱国，田勤俭，等，2022. 基于 ALOS-PALSAR DEM 的山体阴影图识别断裂线性：以西秦岭地区为例[J]. 地震地质，44(1)：130-149.

郑文俊，孙鑫，雷启云，等，2024. 鄂尔多斯活动地块边界带第四纪晚期构造活动特征及强震孕育机制[J]. 地质力学学报，30(2)：206-224.