文章编号:1671-9352(2026)10-0098-12 DOI:10.6040/j.issn.1671-9352.0.2026.019

基于 DSAS 模型的青海省大通河近十年岸线迁移演化趋势及其治理模式

宣炳旭[1,2],毛旭锋[1,2*],魏晓燕[3],于红妍[4],宋秀华[5],张乐乐[1,2],杜凯[1,2],杨永潇[1,2],袁冬海[1,2],谢顺邦[5]

(1.青藏高原地表过程与生态保育教育部重点实验室, 青海省自然地理与环境过程重点实验室, 青海 西宁 810008; 2.青海师范大学地理科学学院, 高原科学与可持续发展研究院, 青海 西宁 810008; 3.青海师范大学经济与管理学院, 青海 西宁 810008; 4.祁连山国家公园青海服务保障中心, 青海 西宁 810008; 5.青海西宁湟水国家湿地公园管理服务中心, 青海 西宁 810008)

摘要:河流岸线迁移格局是河岸综合治理的重要依据之一。以青藏高原东北缘的大通河干流为对象,选取水源涵养功能主导的自然岸线河段(祁连段)与农业综合治理功能主导的工程岸线河段(门源段),基于数字海岸线分析系统(digital shoreline analysis system, DSAS)模型,结合多源遥感与水文再分析数据,定量分析 2016—2025 年间高寒河流在不同管理背景下的岸线演变特征,提出基于"自然保育—工程防护"差异化的河岸分区治理模式。结果表明:(1) 大通河岸线左岸侵蚀显著高于右岸:左岸平均迁移变化速率为-0.87 m/a,右岸平均变化速率为-0.21 m/a;(2) 岸线迁移强度呈现显著的空间分异特征($p<0.01$),门源段最大水力能量强度是祁连段的 3 倍,但其平均地貌活跃度(1.29 m/a)较祁连段(2.03 m/a)低 36%,呈现出显著高驱动、低响应的特征;(3) 人工干预使地貌活跃度平均降低 0.74 m/a,证实差异化分区治理模式的有效性。研究结果阐明在自然保育功能区保留地貌自由度以涵养水源、在人类活动密集区强化边界约束以保障安全,为高寒流域的精细化管理提供支撑。

关键词:岸线迁移;岸线治理;大通河;DSAS

中图分类号:TV147 **文献标志码**:A

引用格式:宣炳旭,毛旭锋,魏晓燕,等. 基于 DSAS 模型的青海省大通河近十年岸线迁移演化趋势及其治理模式[J]. 山东大学学报(理学版),2026,61(10):98-109.

Evolution trend and governance model of shoreline migration in the Datong River of Qinghai Province over the past decade based on the DSAS model

XUAN Bingxu[1,2], MAO Xufeng[1,2*], WEI Xiaoyan[3], YU Hongyan[4], SONG Xiuhua[5], ZHANG Lele[1,2], DU Kai[1,2], YANG Yongxiao[1,2], YUAN Donghai[1,2], XIE Shunbang[5]

(1. Key Laboratory of Land Surface Process and Ecological Conservation (Ministry of Education), Qinghai Provincial Key Laboratory of Physical Geography and Environmental Process, Xining, Qinghai 810008, China; 2. Academy of Plateau Science and Sustainability, School of Geographic Sciences, Qinghai Normal University, Xining, Qinghai 810008, China; 3. School of Economics and Management, Qinghai Normal University, Xining, Qinghai 810008, China; 4. Qilian Mountain National Park Qinghai Service Support Center, Xining, Qinghai 810008, China; 5. Qinghai Xining Huangshui National Wetland Park Management Service Center, Xining, Qinghai 810008, China)

Abstract: The migration pattern of river shorelines is one of the important bases for comprehensive riparian management. Taking the main stream of the Datong River on the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau as the study object, this research selected two reaches: the natural shoreline reach (Qilian section) dominated by water conservation functions, and the engineered shoreline reach (Menyuan section) dominated by comprehensive agricultural management functions. Based on the digital shoreline analysis system (DSAS) model, combined with multi-source remote sensing and hydrological reanalysis data, this study quantitatively analyzed the evolutionary characteristics of alpine river shorelines under different management regimes from 2016 to 2025, and

收稿日期:2026-01-15; **网络出版时间**:2026-06-05

基金项目:国家自然科学基金资助项目(52070108);青海省自然科学基金资助项目(2024-ZJ-910);青海省高端创新创业计划领军人才项目

第一作者:宣炳旭(2001—),男,硕士研究生,研究方向为湿地生态过程. E-mail:xuanbingxuhebei@ 163.com

*通信作者:毛旭锋(1981—),男,教授,博士生导师,博士,研究方向为湿地生态过程. E-mail:maoxufeng@ yeah.net

proposed a differentiated riparian zonal management model based on "nature conservation－engineering protection". The results showed that: (1) bank erosion on the left bank of the Datong River was significantly higher than that on the right bank: the average migration rate of the left bank was −0.87 m/a, while that of the right bank was −0.21 m/a. (2) shoreline migration intensity exhibited significant spatial differentiation (p<0.01). The maximum hydraulic energy intensity in the Menyuan section was three times that in the Qilian section, but its average geomorphic activity (1.29 m/a) was 36% lower than that in the Qilian section (2.03 m/a), showing a characteristic of "high driving force but low response". (3) Human intervention reduced the average geomorphic activity by 0.74 m/a, verifying the effectiveness of the differentiated zonal management model. The findings clarify that retaining geomorphic freedom in nature conservation functional zones to conserve water resources, and strengthening boundary constraints in areas with intensive human activities to ensure safety, provide support for refined management of alpine watersheds.

Key words: shoreline migration; riverbank management; Datong River; DSAS

0　引言

河流岸线是联系河道水沙过程与流域生态系统的关键界面[1],其位置与形态变化在很大程度上反映了气候变化、人类活动及河流整治措施的综合影响。近年来,全球许多河流在径流情势改变、流域土地利用变迁以及大规模生态工程干预的共同作用下,出现了明显的河道形态重塑与岸线侵蚀——淤积格局调整[2]。特别是在高寒与半干旱地区的河流,不仅承担区域供水和生态安全的重要功能,还对下游农业生产和城镇发展具有基础性支撑作用[3]。因此,准确刻画河流岸线演变过程、识别其主导驱动因素,是理解山地流域人-水-地系统耦合机理并优化流域治理格局的关键科学问题[4]。

遥感与地理信息技术的发展为长时序河岸与岸线监测提供了数据基础[5]。多时相中高分辨率光学卫星,如 Landsat 与 Sentinel-2,可在几十年尺度上连续记录岸线位置变化,支撑从河段到流域尺度的形态演变分析[6]。在此基础上,数字海岸线分析系统(digital shoreline analysis system, DSAS)模型已成为最为广泛使用的岸线演变定量工具[7],可基于多期岸线位置自动生成垂线剖面,并计算端点速率(endpoint rate, EPR)、线性回归速率(linear regression rate, LRR)等多种变化指标,用于描述侵蚀-积速率及其不确定性[8]。虽然 DSAS 最初主要服务于海岸侵蚀监测,但近年来已有研究尝试将其应用于大河岸线侵蚀/淤积评估与风险管理,如恒河下游、三角洲及中小河流河岸稳定性评价等[9-11]。与平原及三角洲河流相比,在高寒山地河流中,结合 DSAS 与高时空分辨率遥感数据开展岸线演变分析的研究仍相对有限,尤其缺乏在生态工程高强度干预背景下,系统评估岸线稳定性变化及其驱动机制的工作。

近几十年来,中国实施了大量的植被恢复、退耕还林(草)、坡面治理和河道护岸等工程,不同程度上改变产流产沙过程、水文连通性和河道稳定性[12]。在中国北方和西北山区,祁连山、太行山及黄土高原等区域已先后实施多轮大规模生态保护与修复工程,显著改善了区域植被覆盖和水土流失状况[13-14],但也引发了对水资源供给能力、径流过程变化及河道形态影响的广泛讨论[15]。然而,现有研究多聚焦于流域尺度的水源涵养及生态服务变化,对不同管理背景下河岸稳定性差异的形成机制仍缺乏深入的定量解析。这主要是因为既有工作多局限于岸线形态变化的单一视角,缺乏将微观的水力驱动力指标与宏观的地貌响应指标深度耦合的归因分析。这种缺乏驱动力和响应的视角,使得研究难以在长时序上剥离自然水文波动的影响,从而无法精准量化人工工程对河道演变的非线性约束效应。

本研究选取青藏高原东北缘的大通河祁连段和门源段的干流河道作为典型研究对象。该河流纵向上呈现出显著的自然保育(祁连段)与工程防护(门源段)二元并存特征,为评估不同管理模式对河岸稳定性的影响提供理想的天然对比试验场。本研究旨在利用 DSAS 模型提取的岸线变化指标与长时序水文再分析数据进行耦合分析:(1) 量化大通河岸线迁移的时空格局并剖析不同功能区段水力驱动与地貌响应的差异;(2) 对比评估自然保育与工程防护两种差异化管理模式对高寒河流岸线稳定性的实际影响,为流域的分区治理提供定量依据。

1　研究区概况

大通河是湟水流域最大的一级支流,发源于祁连山脉,流经青藏高原东北缘的高寒气候区。研究选取从

祁连段至门源段的干流河道作为研究对象,全长约 337 km(图 1)。该区域处于季节性冻融与夏季风降水共同作用的敏感环境,年内径流分布不均。

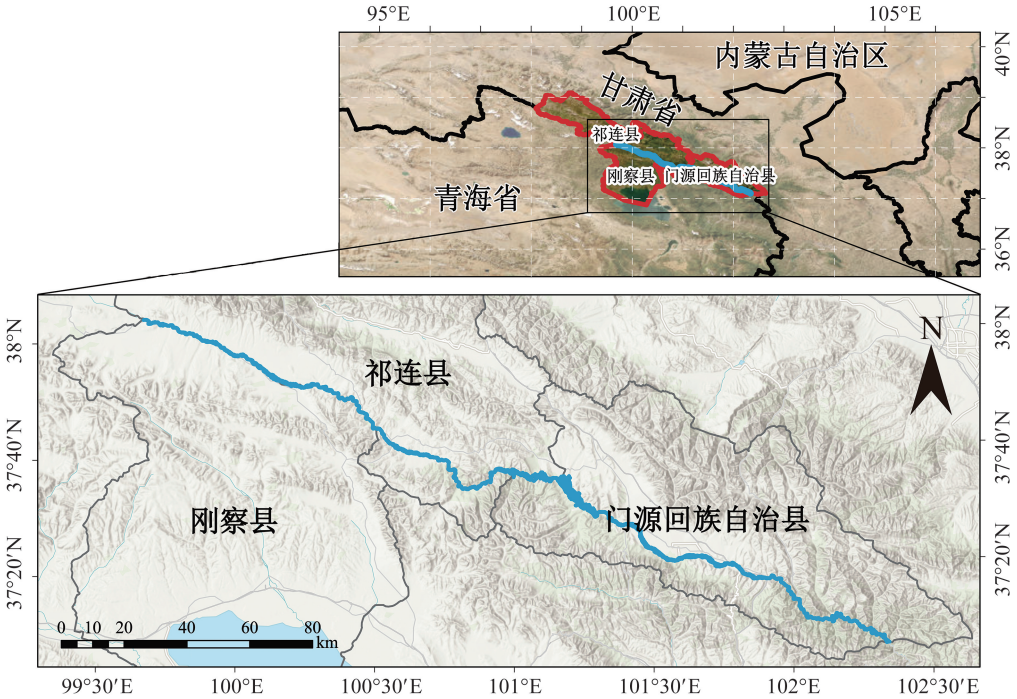


图 1 研究区域

Fig.1 Study area

该河段在纵向上呈现出自然保育岸线与工程防护岸线的显著空间差异。祁连段主要承担水源涵养与生态屏障功能,近年来重点实施了矿山生态修复、坡面植被恢复和“山水林田湖草沙一体化”综合治理工程,河道边界总体保持自然特征;门源段则以农业生产和人口聚集为主,为提高防洪安全与土地利用效率,河道整治、石笼护岸工程等措施相继推进,人工对河道边界的约束显著增强。这种显著的空间差异,为评估自然演变与人工干预对河岸稳定性的影响提供了理想的对比观测条件。

2 研究方法和数据来源

2.1 研究方法

2.1.1 岸线迁移的计算

DSAS 是由美国地质调查局(United States Geological Survey, USGS)开发并维护的岸线变化分析工具。DSAS 能通过布设垂直于岸线的断面,计算多种岸线变化统计指标,被广泛应用于海岸、湖滨及河流岸线的变迁研究。本文研究使用 v 6.0 版本,分别对河流左、右岸的岸线迁移速率进行量化。共计 10 年的岸线经矢量化处理后,作为 DSAS 分析的输入数据(图 2)。

沿河流左、右岸岸线轨迹分别创建了 500 m 宽的缓冲区,并提取其靠近陆地一侧的边界作为生成断面的基线。DSAS 断面布设以基线为基准,垂直于岸线方向,断面间距为 100 m,每一侧河岸都生成了超过 3 000 条断面线。研究选取 LRR 作为量化岸线变化趋势的核心指标。LRR 的优势在于其利用了研究时段内所有的岸线序列数据进行回归分析,其斜率即为岸线变化速率。这种方法能够有效减少因单期岸线解译误差或短期水文事件引起的波动干扰,从而更可靠地揭示岸线的连续变化趋势。LRR 利用最小二乘法对所有海岸线进行线性回归分析,从而得到海岸线随时间变化的趋势线, LRR(m/a)的计算公式为

$$\mathrm{LRR}=\frac{n\sum_{i=1}^{n}x_i y_j-\left(\sum_{i=1}^{n}x_i\right)\left(\sum_{i=1}^{n}y_j\right)}{n\sum_{i=1}^{n}x_i^2-\left(\sum_{i=1}^{n}x_i\right)^2}, \tag{1}$$

其中,n 为参与回归分析的海岸线数量,x_i 为第 i 个观测年份,y_j 为垂直于海岸线的某一剖面上第 j 时期的岸线点到基线点的距离。LRR 适用于计算和分析较长时期内多条海岸线的变化速率及预测未来岸线变化,能更准确地反映海岸线变化的长期趋势。LRR 利用最小二乘法拟合所有时期的岸线位置,其斜率即为岸线变化速率。为评估计算结果的统计可靠性,对结果使用了置信区间法(confidence interval, CI)进行显著性检验,并选取 90%置信水平作为显著性判别标准。考虑到遥感影像分辨率及解译误差,设定岸线位置的不确定性阈值为 10 m。

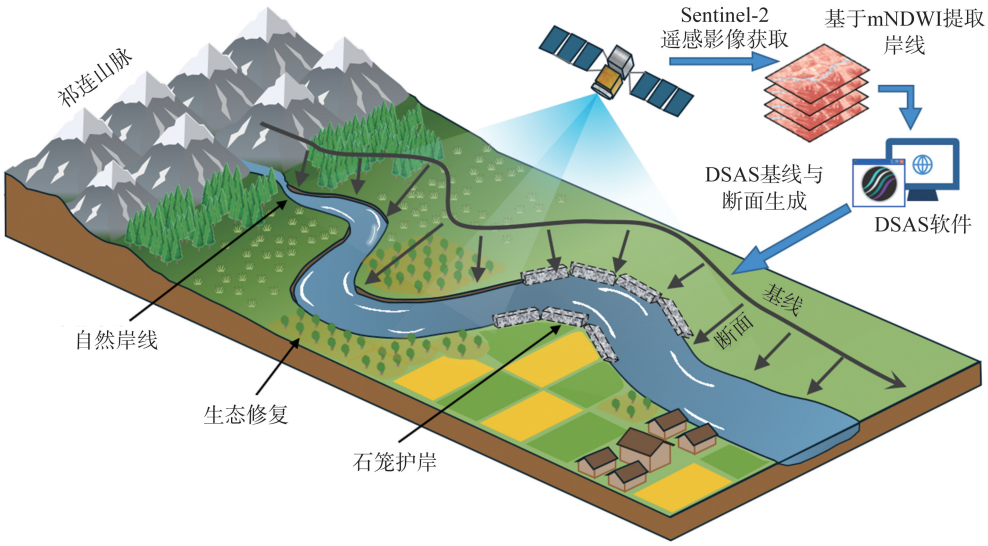


图 2　基于 DSAS 模型的河岸岸线提取与迁移速率计算流程示意图

Fig.2　Flowchart of DSAS-based shoreline extraction and migration rate calculation

2.1.2　地貌活跃度的空间聚合分析

由于研究的目的是揭示高寒河流在不同管理背景下的地貌响应强度,而非单一断面的侵蚀方向,因此,除了对原始 LRR 进行分析外,还需要对原始 LRR 指标进行处理。LRR 绝对值(|LRR|)指标能够将侵蚀与淤积的变化统一转化为“地貌活跃度”指标,数值越大表示岸线调整越剧烈;在河段尺度上,分别计算祁连段与门源段的 LRR 均值,以量化不同治理模式下的总体稳定性差异;同时为消除局部断面的随机噪声并展示沿程连续变化趋势,采用 20 个断面的滑动平均窗口对 LRR 进行平滑处理,该窗口大小既能有效过滤异常值,又能保留具有地貌意义的空间波动特征。此外,为检验不同功能区段间地貌活跃度差异是否显著,采用了 Mann-Whitney U 非参数检验。

2.1.3　水力–地貌耦合分析

为辨析水力驱动力与地貌响应之间的非线性关系,研究使用水流功率作为分析的主要手段[16]。采用单位河长水流功率 Ω($\mathrm{W\cdot m^{-1}}$)表征水力驱动势能,计算公式为

$$\Omega=\rho g Q S, \tag{2}$$

式中,ρ 表示水体密度,为 1 000 $\mathrm{kg/m^3}$;g 重力加速度,为 9.8 $\mathrm{m/s^2}$;Q 为获取到的多年平均流量($\mathrm{m^3/s}$);S 为基于 SRTM DEM 计算的河道比降。河道比降采用 20 个断面的滑动窗口进行计算,以消除 DEM 的垂直误差。

为识别不同能量梯度下的地貌响应模式,将全流域数据按水流功率大小进行分箱处理。分别计算每个箱内|LRR|的均值与标准误差,以此构建水力驱动与地貌响应趋势图,从而识别地貌过程在沿程能量梯度上的收敛或发散特征。

2.2　数据来源

2.2.1　遥感影像数据及预处理

高精度水体边界动态监测与河流形态分析采用 Sentinel-2 卫星多光谱影像作为的主要数据源。选择 2016—2025 年每年汛期的影像序列,汛期充沛的水量能够淹没低矮植被,形成清晰的水陆分界线,更利于提取河道的形态特征。影像预处理包括云掩膜去除和中值合成,以减轻云覆盖及年内水位波动对结果的影

响[17]。采用改进型归一化差异水体指数(modified normalized difference water index, mNDWI)提升水体与背景的区分能力。为避免因水体浑浊或像元值拉伸而导致河流范围的误判,采用 Canny 边缘检测算法[18]对 mNDWI 影像进行处理,以更准确地提取河岸边界。所有处理流程均在谷歌地球引擎(Google Earth Engine, GEE)平台(https://earthengine.google.com/)上完成。为验证岸线提取精度,研究采用了野外实地踏勘与高分辨率影像交叉验证相结合的方法。于 2025 年 10 月、11 月及 2026 年 1 月期间对研究区进行实地考察,在研究区范围内选取 20 个典型河岸特征点进行现场核查,累计核查岸线长度约 8 km,确认了利用 mNDWI 影像提取的河岸在不同光照和地形下的水陆分类准确性。在此基础上,为进一步量化空间位置误差,研究随机选取了部分验证河段,将自动提取的岸线与同期 Google Earth 高分辨率影像的人工目视解译岸线进行了叠加对比。统计结果显示,两者的均方根误差(root mean square error, RMSE)约为 6.97 m,小于 Sentinel-2 影像的一个像元尺度,表明提取结果在地理位置与形态细节上均具有较高的可靠性,满足本研究对长时序河道演变分析的精度要求。

2.2.2 水文与地形数据及预处理

哥白尼应急服务(Copernicus Emergency Management Service, CEMS)的全球洪水预警系统(Global Flood Awareness System, GloFAS)提供了全球的径流量数据集[19],通过 CEMS Data Store(https://data.copernicus.eu/)获取。该数据集包含由 ERA5 再分析气象数据驱动的连续水文模拟结果。考虑到 DSAS 计算得到的 LRR 表征的是 2016—2025 年间的长期平均变化趋势,为确保水动力指标与地貌变化指标在时间尺度上的匹配性,研究获取了 2016 年至 2025 年的逐日径流数据,并计算了该时段的多年平均流量。地形参数通过 GEE 平台提取自 SRTM V3 数字高程模型(digital elevation model, DEM),分辨率为 30 m。

3 结果分析

3.1 大通河岸线侵蚀与淤积特征

2016—2025 年间,大通河两岸岸线呈现出显著的非对称性演变格局,总体表现为左岸的单向持续退缩与右岸的动态准平衡特征(图 3)。全流域尺度上,两岸的平均线性回归速率(LRR)均为负值(表 1),表明河流系统整体仍处于净侵蚀状态,但两岸在侵蚀强度与地貌响应模式上存在本质差异。

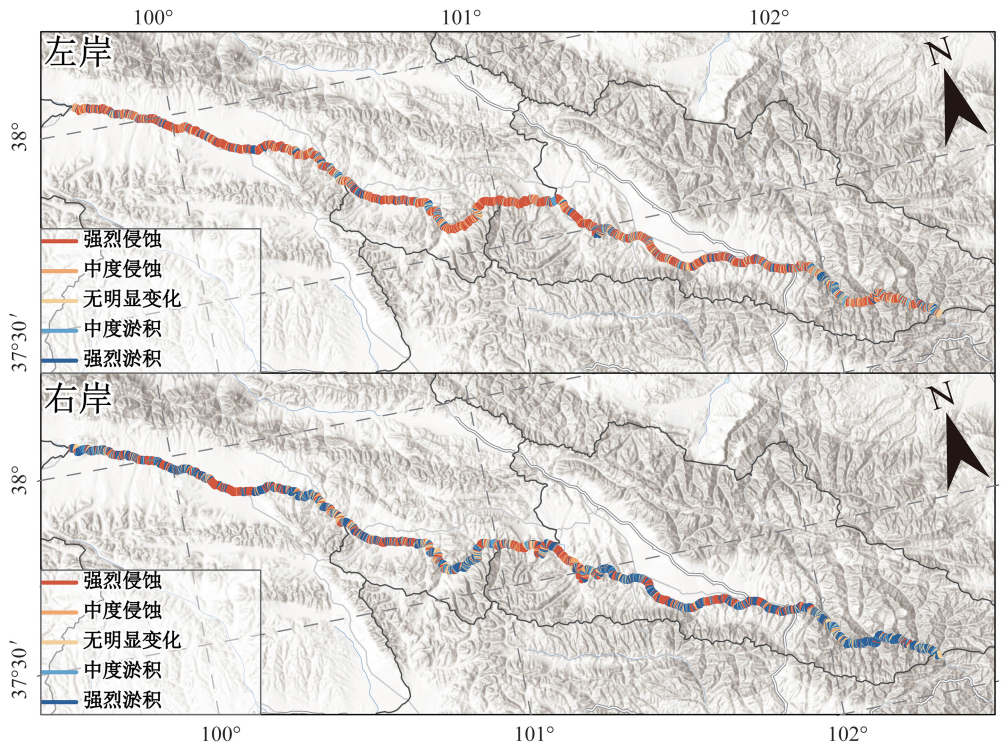


图 3 DSAS 模型计算的左右岸线迁移率

Fig.3 Migration rates of left and right riverbanks calculated by the DSAS model

表 1　河岸线变化特征统计

Table 1　Statistical characteristics of river shoreline change

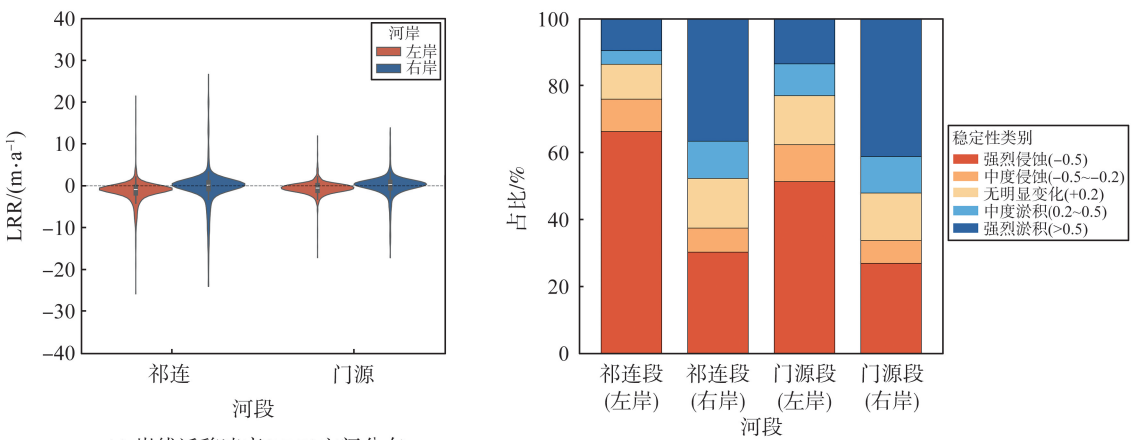
河岸线	总剖面数 N	净岸线变化/($m\cdot a^{-1}$)	侵蚀		淤积	
			侵蚀断面比例/%	平均速率/($m\cdot a^{-1}$)	淤积断面比例/%	平均速率/($m\cdot a^{-1}$)
左岸	3 243	−0.87±0.05	76.35	−1.58	23.65	1.41
右岸	3 229	−0.21±0.18	41.90	−2.59	58.10	1.51

左岸表现为高一致性的普遍侵蚀趋势。结果显示,左岸岸线平均变化速率为(−0.87±0.05)m/a,具有极低的统计不确定性,说明该侧岸线退缩过程在空间上具有高度连续性。从断面结构来看,左岸主要受侵蚀过程主导,侵蚀断面占比高达 76.35%,且其中超过三分之一的断面表现为统计学显著的强侵蚀。相比之下,左岸的淤积过程极其微弱且局限,占比仅 23.65%,无法抵消广泛的侵蚀亏损。这种“高侵蚀占比、低淤积补偿”的特征,揭示左岸正处于活跃的侧向侵蚀阶段,岸坡稳定性较差。

与左岸的单向退缩不同,右岸呈现出淤积与局部强侵蚀并存的复杂地貌过程。右岸的总体平均速率为(−0.21±0.18)m/a,尽管仍为负值,但其数值已接近零值,表明该侧岸线处于一种接近动态平衡的临界状态。数据结构分析揭示了一个看似矛盾的现象,即在空间覆盖上,右岸实际上以占比 58.10%的淤积断面为主,显著高于侵蚀断面的 41.90%;然而,右岸的平均侵蚀速率为−2.59 m/a,在强度上却远高于左岸的平均侵蚀速率−1.58 m/a。这种“频率与强度”的倒置关系表明,右岸的演变模式并非全线退缩,而是表现为平均值为+1.51 m/a的大范围弱淤积,与局部高强度的崩岸交替出现。这种格局暗示右岸可能受局部水力冲刷或河湾摆动影响更剧烈,导致虽然大部分区域在通过淤积“修复”岸线,但少数节点的剧烈崩塌主导了整体的物质亏损。

3.2　大通河岸线变化的空间分异

统计分析揭示祁连段与门源段在岸线演变强度与模式上的显著差异。Mann-Whitney U 检验结果显示,门源段整体的地貌活跃度显著低于祁连段($p<0.01$),总体呈现出祁连段高能剧烈、门源段相对和缓以及左岸持续侵蚀、右岸动态调整的空间格局(图 4)。



(a) 岸线迁移速率(LRR)空间分布　　(b) 河岸稳定性类别组成

图 4　祁连段与门源段岸线演变强度的统计特征对比

Fig.4　Comparison of statistical characteristics of shoreline evolution intensity between Qilian and Menyuan

小提琴图展示数值分布特征(图 4(a)),祁连段表现出更高的地貌活跃度与空间异质性。祁连段左岸是全流域侵蚀最剧烈的区域,其 LRR 均值为−1.28 m/a,显著低于门源段左岸 LRR 均值−0.56 m/a;然而,祁连段左岸的中位数为−0.89 m/a,远小于 0,表明该侧岸线处于普遍性的退缩状态。相比之下,两段右岸的演变趋势则更为复杂。尽管祁连段右岸和门源段右岸的平均速率分别为−0.38 m/a 和−0.05 m/a,均为负值,但其中位数分别为0.14 m/a和 0.27 m/a,数据均转为正值。显示出平均值为负、中位数为正的统计偏态,尤其在祁连段右岸表现明显。祁连段右岸的标准差高达 4.64 m/a,为全流域最高,揭示右岸大部分区域实际上处于弱淤积或稳定状态,但少数强侵蚀点拉低了整体平均水平,反映祁连段右岸“总体稳定,局部剧变”的非线性特征。相比之下,门源段左岸的标准差最小,为 1.56 m/a,也显示门源段左岸的侵蚀过程具有空间上的均一性与持续性。

堆积柱状图(图 4(b))进一步量化这种非对称的演变模式。祁连段左岸主要为高强度侵蚀,其高侵蚀

断面占比高达 66.23%，显著高于门源段左岸的 51.27%，说明祁连段左岸正经历着大范围的快速崩退。与左岸的单向溃退不同，右岸呈现出显著的“双向性”。门源段右岸的“高淤积”断面比例达到 41.27%，结合其 10.89% 的中等淤积比例，说明门源段右岸超过半数的岸线处于向河心的加积过程中。值得注意的是，祁连段右岸虽然拥有 36.68%的高淤积比例，但同时也保留了 30.18%的高侵蚀比例。这种两极分化的分布特征验证了祁连段右岸极高的地貌不稳定性，也就是崩岸与快速的侧向加积在同一河段内交替共存。

基于 LRR 指标的纵向剖面清晰地揭示大通河从祁连段“自然摆动模式”向门源段“人工锁定模式”的空间转换过程（图 5）。图 5（a）和图 5（b）分别展示河流左、右岸沿程各断面的原始 LRR 波动，利用每 20 个断面的 LRR 的绝对值（|LRR|）作为衡量河岸地貌活跃度的核心指标（图 6）。每 20 个断面的|LRR|消除局部随机噪声的干扰，能够展示岸线变动的幅度强度。该值越大，表明该河段无论是侵蚀还是淤积，其地貌调整的剧烈程度越高，反之则代表岸线形态趋于静止。总体呈现出祁连段震荡、门源段稳定的非对称格局。

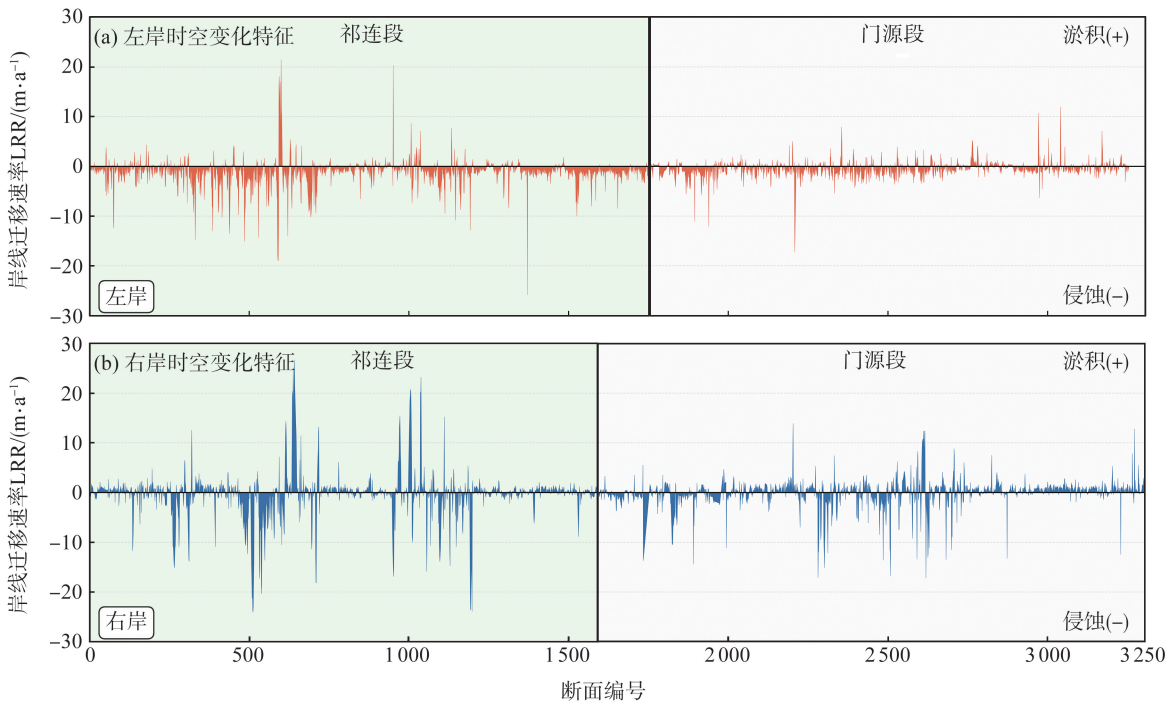


图 5 河岸迁移率剖面图

Fig.5 Riverbank migration rate profile

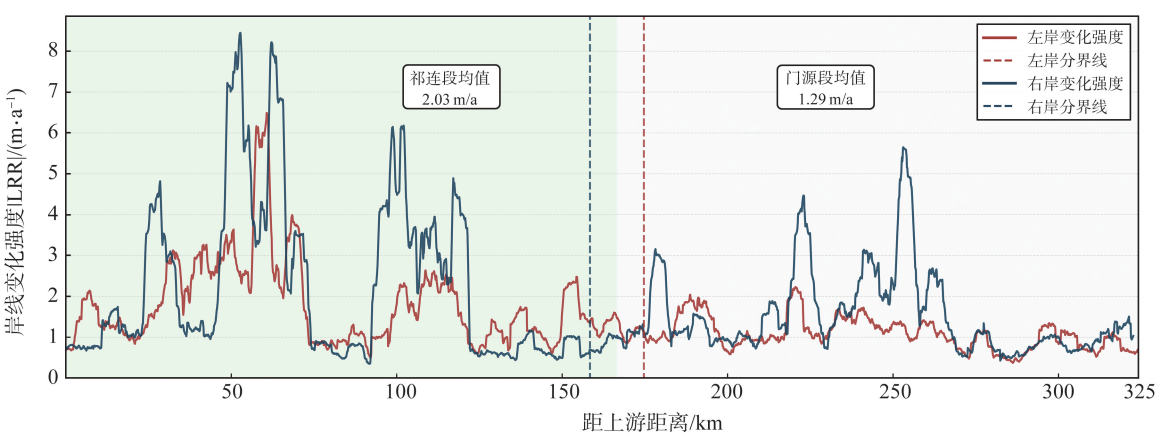


图 6 河岸线动态变化的空间特征

Fig.6 Spatial characteristics of dynamic changes in riverbank shorelines

祁连段（左岸 0~178 km，右岸 0~159 km）的岸线变化表现为受自然地貌控制的典型非线性震荡，反映自然状态下河流的高地貌活跃度。以距起点 5 km 为界，大部分断面速率波动于±2 m/a 之内，|LRR|值维持在极低水平。自 5~75 km 的宽谷河段，河流活动开始变得活跃，|LRR|迅速增大并呈现高频大幅震荡特征，直观反映了辫状河道中曲流发育与沙洲移动的剧烈交互过程。该段是岸线变化的主控区域，极值频发，其中

45~55 km 处右岸多个断面出现超过 10 m/a 的极端侵蚀,左岸亦有超过 2 m/a 的区域;至 70 km 处右岸记录到全流域最大侵蚀速率。随后,75 km 至祁连段末端,受峡谷基岩控制,岸线横向摆动再次受到抑制,左岸 LRR 回落至±10 m/a 的微波动区间,右岸 LRR 波段较 0~75 km 段亦有减少,|LRR| 显著降低,标志着地貌活跃度的自然衰减。

进入门源段(左岸 178~325 km,右岸 159~330 km),岸线演变特征展示了人工干预印记,与前述自然活跃段形成反差。尽管门源段起始的 55 km 河谷开阔,地貌上依然具备辫状河道的发育潜质,但 LRR 数据显示岸线摆动幅度迅速收敛。在此区域,|LRR| 并未如祁连段宽谷区那样出现剧烈波动,而是被压制在低值区间,呈现出地貌本应活跃但实际高度稳定的现象。而在 278 km 后的门源峡谷段,其 |LRR| 水平也低于祁连段峡谷区,显示出极端的稳定性,这也表明该段河流不仅受宏观地形控制,两岸密集的农业耕作与聚落分布也限制了自然峡谷中常见的零星崩塌或微地貌调整。祁连段的 |LRR| 平均值为 2.03 m/a,而门源段仅为 1.29 m/a。约为 36%的降幅表明,尽管自然水力与地貌过程仍是门源段岸线演变的基础驱动力,但高强度的人工干预已成为该区域不可忽视的关键变量,对河道边界产生了显著的约束效应,有效抑制了天然河道原本强烈的游荡习性。

4　讨论

4.1　水力驱动与岸线变化的非线性响应

尽管经典河流地貌理论认为河岸侵蚀强度通常随水力驱动力的增强而线性增加[20],但研究河段的演变特征与流域功能分区高度耦合,反映出管理策略对地貌过程的主导作用。宏观水文统计显示,随着流域面积增加,门源段的多年平均流量已达祁连段的两倍以上,一般认为,这种现象会导致挟沙与冲刷潜力的显著提升[21];然而,其地貌响应却呈现反向衰退趋势,平均岸线变化速率反而从祁连段的 2.03 m/a 降至 1.29 m/a。进一步引入单位河长水流功率 Ω 解析沿程能量梯度。该指标综合了流量(Q)与河道比降(S),能够有效表征各河段的自然水力驱动势能。尽管考虑了高程落差与径流增大带来的水力势能提升,但地貌响应仍呈现出显著的非线性特征,这种解耦并非简单的随机波动,而是存在明显的响应模式分异。Yochum 等[22]针对半干旱山区砾石河床的研究指出,单位水流功率超过 230 W/m^2,即可造成显著河道展宽或流路改道,结合门源河段的一般槽宽进行折算,该强度对应的总水流功率阈值约为 9 200 W/m。祁连段在低能区间表现出符合自然规律的高敏感性与高地貌自由度,直到进入峡谷区才有所下降;相比之下,尽管门源段水流功率峰值激增至 17 500 W/m 以上,约为祁连段峰值的 3 倍,其岸线变化率却未发生指数级增长,而是收敛并震荡在 1.0 m/a 左右的低位阈值(图 7)。类似地,对塔里木河的研究表明,人工护岸措施能有效抑制河道摆动,沙洲指数下降 35%,证明人类活动可显著稳定岸线[23]。这种“高能驱动下的低效响应”证实了水力因素已不再是主导该河段演变的唯一决定变量。

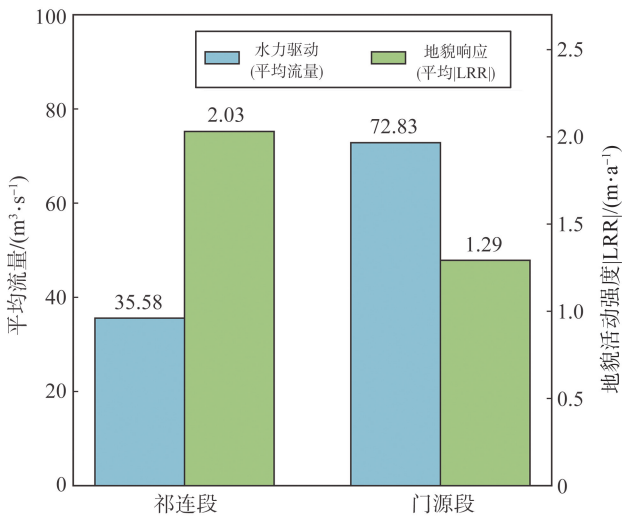


图 7　祁连段与门源段水力驱动与地貌响应强度的对比

Fig.7　Comparison of hydraulic forcing and geomorphic response intensity between Qilian and Menyuan sections

大通河多为砾石河床[24],河段必须具备极高的边界抗力以抵消巨大的水流剪切力。正常情况下,大通河的河床主要由第四纪松散冲积物构成[25],河流逐渐掏蚀河岸下的土体[26]。计算表明(图 8),河段峰值功率已经超过 15 000 W/m,其对应的单位面积水流功率和水流剪切力,已远超第四纪松散沉积物天然土体的临界抗剪强度[27]。既有研究表明,在自然状态下,水动力通常通过河岸后退、河床重塑及河槽拓宽等方式释放[28]。因此,在河段峰值功率超过 15 000 W/m 的背景下,研究的河段应该表现出明显侧向侵蚀或形态调整。然而,门源工程段却呈现岸线稳定的特征,显示出“高驱动-低响应”的非线性现象[22]。其原因并非水动力减弱,而是工程护岸重构了河道边界条件。石笼及刚性护岸结构显著提高了河岸抗冲刷能力,使河道由可自由侵蚀的冲积体转变为受结构约束的边界体系[29]。相关研究指出,工程措施能够改变河道对水动力的响应方式,并抑制侧向迁移过程。在此条件下,水流能量并未消失,而是更多转化为结构受力与局部湍流耗散,而非地貌调整[30]。由此形成能量输入仍然强烈但形态响应受限的状态。这一认识与“人类世河流”研究的总体观点一致:人类活动通过改变边界条件与过程约束,能够重塑驱动力-阻力-形态响应之间的耦合关系,使河流从自然调整型系统转向结构约束型系统[31]。

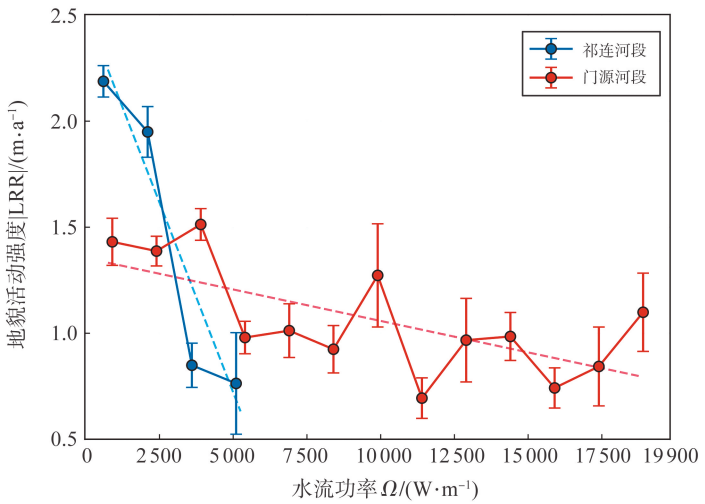


图 8 岸线活动强度随单位河长水流功率变化的演变趋势

Fig.8 Evolution trend of shoreline activity intensity with changes in unit stream power per river length

此外,本研究观测到显著的左岸单向侵蚀、右岸动态平衡的非对称演变格局。大通河左岸侵蚀速率(-0.87 m/a)和右岸侵蚀速率(-0.21 m/a)的差异除单纯水力学原因外,还可能是由于接收到的太阳辐射存在差异[32]。大通河总体自西北流向东南,其左岸为朝向西南的阳坡,右岸为朝向东北的阴坡。在高寒山区,坡向差异会导致太阳辐射输入、地表温度与冻融循环频率存在显著差异[33]。阳坡接受更强辐射,冻融作用更为频繁,易造成岸坡结构松散与风化增强[34],从而降低稳定性。相对地,阴坡热环境较为稳定,更利于植被发育,其根系固土效应可增强岸坡整体抗冲刷能力。因此,即便在相似的水动力背景下,两岸对侵蚀的响应仍表现出明显差异。在寒区及高纬度河流中类似的非对称侵蚀现象已有研究,如勒拿河河岸在水热条件差异下呈现不同后退速率[35],以及美国粉河流域显示的岸坡朝向与侵蚀效率之间的统计关联[32]。这些研究表明,坡向、材料性质与局地环境条件的综合作用,是寒区河岸动态演化的重要控制因素。从流域管理角度看,这种稳定存在的地貌不对称性具有明确指示意义。左岸应被识别为长期高敏感侧并纳入重点监测与风险防控范围,而右岸则可在保持现有自然状态的前提下实施分区管控策略,从而在资源有限条件下实现更具针对性的管理决策。

4.2 不同管理背景下岸线演变特征的差异性分析

祁连段位于国家级自然保护区内,人类活动强度相对较低,河流管理遵循自然保育原则(图 9),除必要的大桥和道路外,几乎没有人工护岸,河岸仍然是砂砾石和草甸植被构成的自然边界[36]。由于缺乏大规模人工护岸设施的束缚,该河段保留了由天然砂砾石和草甸植被构成的自然边界[37]。对祁连段的量化数据显示其岸线变化率分布区间较宽且正负波动显著,这种高活跃度状态并非是河岸失稳的表现,而是河流在无人工干预条件下,通过侧向摆动适应流量变化的自然地貌过程的体现。

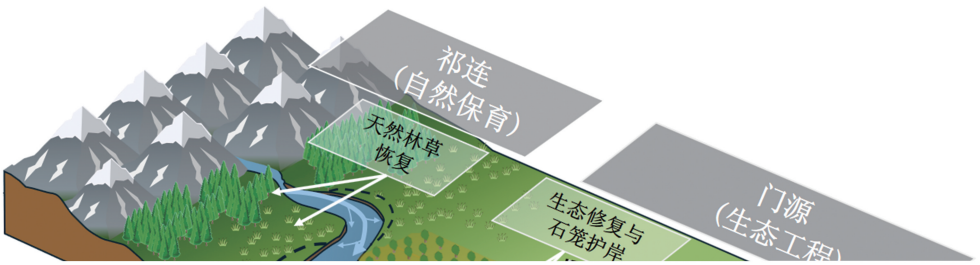


图 9　大通河不同功能区段河岸示意图与野外典型护岸实景

Fig.9　Schematic diagram of riverbanks in different functional sections of the Datong River and typical in-situ riverbank protection scenarios

密集的耕地分布与城镇建设使防洪安全成为门源段河流管理的首要目标。水力分析表明,门源段在承受更高水流功率的情况下,其地貌活跃度反而显著低于祁连段。这与已有研究发现一致,河道的人工护岸工程往往会抑制河道的横向迁移和形态演变[23,38]。在排除水力驱动因素的主导作用后,这种显著的空间分异客观反映流域内不同功能区管理策略对河岸边界条件的重塑作用。该区域长期的河道整治与石笼堤防建设客观上对河岸进行了硬化处理,显著提高边界抗力。研究发现,人工加固的河岸结构能够显著抑制侵蚀并缩小岸线迁移范围[39]。这种人为强化的边界条件解释了为何在图 6 所示的高能水流驱动下,门源段岸线迁移依然受到严格限制,表现出河岸移动的收敛特征。同时,门源段的河岸治理并非采取一刀切的全面硬化策略,而是遵循“点线结合、刚柔相济”的分级管控原则,刚性混凝土护岸被严格限制在桥梁等关键基础设施周边的局部高风险节点,以确保极端洪水下的结构安全[40];而绝大部分河段则采用透水性较好的石笼网与植被护坡相结合的柔性防护模式。这种有节制的工程干预方式,在有效约束河岸侧向迁移的同时,最大程度保留了河岸带的水文连通性与生态功能。

综上所述,大通河祁连段和门源段之间演变特征的差异,本质上是自然保育与工程防护两种不同管理模式在长时序河道演变中的直接投射,表明现有的差异化治理策略已在各自河段内产生了符合其管理预期的地貌效应。

5　结论

研究基于 Sentinel-2 长时序影像与水文再分析数据,揭示青藏高原东北缘大通河干流岸线演变的动力机制与管控效应。主要结论如下:

(1) 大通河两岸呈现显著的“左岸单向侵蚀、右岸动态平衡”非对称格局。同时,在门源工程治理段,尽管单位河长水流功率峰值达到祁连段的 3 倍以上,其岸线地貌活跃度却反而降低约 36%。证实人工护岸工程已取代自然水力,成为主导该河段演变的决定性因素,有效切断了水流能量向地貌形变转化的自然路径。

(2) 祁连段的宽幅震荡反映河流在自然保育背景下对水文波动的适应性调整,而门源段的形态收敛则证明在人口密集区实施刚性约束的必要性。祁连段保留地貌自由度以涵养水源,门源段强化边界约束以保障防洪安全的二元治理模式,符合高寒山区流域“人–水–地”系统协调发展的客观规律。

(3) DSAS 结合水力能量指标适用于高寒河流地貌评价。通过将 DSAS 获取的岸线变化指标与水力能量指标相结合,能够有效剥离自然水文波动的影响,从而能够量化人类活动对河道演变的实际约束效应。

参考文献:

[1] Best J. Anthropogenic stresses on the world's big rivers[J]. Nature Geoscience, 2019, 12(1): 7-21.

[2] Surian N, Rinaldi M. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy[J]. Geomorphology, 2003, 50(4): 307-326.

[3] Immerzeel W W, Lutz A F, Andrade M, et al. Importance and vulnerability of the world's water towers[J]. Nature, 2020, 577(7790): 364-369.

[4] Di Baldassarre G, Sivapalan M, Rusca M, et al. Sociohydrology: scientific challenges in addressing the sustainable development goals[J]. Water Resources Research, 2019, 55(8): 6327-6355.

[5] Piégay H, Arnaud F, Belletti B, et al. Remotely sensed rivers in the Anthropocene: state of the art and prospects[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2020, 45(1): 157-188.

[6] Sunny D S, Ashraful I K M, Mullick M R A, et al. Performance study of imageries from MODIS, Landsat 8 and Sentinel-2 on measuring shoreline change at a regional scale[J]. Remote Sensing Applications: Society and Environment, 2022, 28: 100816.

[7] Himmelstoss E A, Henderson R E, Kratzmann M G, et al. Digital shoreline analysis system (DSAS) Version 5.1 user guide [R/OL]. 2021. http://coast.noaa.gov/digitalcoast/tools/dsas.

[8] Miah M D, Chowdhury N A, Ali Y. Monitoring multi-decadal riverbank dynamics of the Padma river in Bangladesh using geospatial analysis and DSAS model[J]. Discover Geoscience, 2025, 3(1): 238.

[9] Hasanuzzaman M, Islam A, Bera B, et al. Quantifying the riverbank erosion and accretion rate using DSAS model study from the lower Ganga River, India[J]. Natural Hazards Research, 2024, 4(4): 550-561.

[10] Hasanuzzaman M, Bera B, Islam A, et al. Estimation and prediction of riverbank erosion and accretion rate using DSAS, BEHI, and REBVI models: evidence from the lower Ganga River in India[J]. Natural Hazards, 2023, 118(2): 1163-1190.

[11] Tha T, Piman T, Bhatpuria D, et al. Assessment of riverbank erosion hotspots along the Mekong River in Cambodia using remote sensing and hazard exposure mapping[J]. Water, 2022, 14(13): 1981.

[12] Chang Y, Liu X, Cao B, et al. Effects of vegetation restoration on runoff and its components in the mountainous Haihe River Basin[J]. Journal of Hydrology: Regional Studies, 2024, 53: 101803.

[13] Kail J, Brabec K, Poppe M, et al. The effect of river restoration on fish, macroinvertebrates and aquatic macrophytes: a meta-analysis[J]. Ecological Indicators, 2015, 58: 311-321.

[14] Wang J, Zhou J, Ma D, et al. Impact of ecological restoration project on water conservation function of Qilian Mountains based on InVEST model: a case study of the upper reaches of Shiyang River Basin[J]. Land, 2023, 12(10): 1850.

[15] Milner-Bolotin M, Martinovic D. Creative approaches for 21st-century science, technology, engineering, and mathematics teacher education: from theory to practice to policy[J]. Future in Educational Research, 2025, 3(1): 5-12.

[16] Mahmoodzada A B, Varade D, Shimada S, et al. Quantification of Amu River riverbank erosion in Balkh province of Afghanistan during 2004–2020[J]. Land, 2023, 12(10): 1890.

[17] Boothroyd R J, Williams R D, Hoey T B, et al. Applications of Google Earth Engine in fluvial geomorphology for detecting river channel change[J]. WIREs Water, 2021, 8(1): e21496.

[18] Ali M, Clausi D. Using the canny edge detector for feature extraction and enhancement of remote sensing images[C]// Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2001): Scanning the Present and Resolving the Future. Sydney: IEEE, 2001: 2298-2300.

[19] Chen S, Yang H, Zheng H. Intercomparison of runoff and river discharge reanalysis datasets at the upper Jinsha River, an Alpine River on the eastern edge of the Tibetan Plateau[J]. Water, 2025, 17(6): 871.

[20] Larsen E W, Premier A K, Greco S E. Cumulative effective stream power and bank erosion on the Sacramento River, California, USA[J]. Journal of the American Water Resources Association, 2006, 42(4): 1077-1097.

[21] Zheng S, Chen J, Qiao J, et al. Analysis of water-sand changes and influencing factors in the Ganjiang River Basin from 1958–2019[J]. Polish Journal of Environmental Studies, 2024, 33(2).

[22] Yochum S E, Sholtes J S, Scott J A, et al. Stream power framework for predicting geomorphic change: the 2013 Colorado front range flood[J]. Geomorphology, 2017, 292: 178-192.

[23] Zhang X, Chen Y, Li L, et al. Study on the influence of revetment on the evolution law of river channel morphology in the

wandering section of Tarim river[J]. Scientific Reports, 2025, 15: 16355.

[24] Xiao J, Jin Z, Zhang F. Geochemical and isotopic characteristics of shallow groundwater within the Lake Qinghai catchment, NE Tibetan Plateau[J]. Quaternary International, 2013, 313/314: 62-73.

[25] Ma Z, Feng Z, Peng T, et al. Quaternary drainage evolution of the Datong River, Qilian Mountains, northeastern Tibetan Plateau, China[J]. Geomorphology, 2020, 353: 107021.

[26] Yang H, Li Z, Lu Y, et al. Modelling of cantilever bank failure for peat-type meander bends in the source region of the Yellow River[J]. International Journal of Sediment Research, 2023, 38(3): 421-431.

[27] Magilligan F J. Thresholds and the spatial variability of flood power during extreme floods[J]. Geomorphology, 1992, 5(3/4/5): 373-390.

[28] Bizzi S, Lerner D N. The use of stream power as an indicator of channel sensitivity to erosion and deposition processes[J]. River Research and Applications, 2015, 31(1): 16-27.

[29] Scorpio V, Aucelli P P C, Giano S I, et al. River channel adjustments in Southern Italy over the past 150 years and implications for channel recovery[J]. Geomorphology, 2015, 251: 77-90.

[30] Yang X, Hu Y, Sun Z, et al. Human interventions alter morphodynamics of meandering channels: insights from decadal to pre-industrial observations in the Yangtze River[J]. Journal of Hydrology, 2024, 634: 131067.

[31] Wohl E. Rivers in the anthropocene: the U.S. perspective[J]. Geomorphology, 2020, 366: 106600.

[32] Moody J A. The effects of discharge and bank orientation on the annual riverbank erosion along Powder river in Montana, USA[J]. Geomorphology, 2022, 403: 108134.

[33] Fuchs M, Nitze I, Strauss J, et al. Rapid fluvio-thermal erosion of a Yedoma permafrost cliff in the Lena River Delta[J]. Frontiers in Earth Science, 2020, 8: 336.

[34] Geyman E C, Douglas M M, Avouac J P, et al. Permafrost slows Arctic riverbank erosion[J]. Nature, 2024, 634(8033): 359-365.

[35] Costard F, Dupeyrat L, Gautier E, et al. Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank: application to the Lena River (central Siberia)[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2003, 28(12): 1349-1359.

[36] Office International de l'Eau. NWRM Project: elimination of riverbank protection[R]. Toulouse: Office International de l'Eau, 2013.

[37] Williams R D, Bangen S, Gillies E, et al. Let the river erode! Enabling lateral migration increases geomorphic unit diversity [J]. Science of The Total Environment, 2020, 715: 136817.

[38] Heritage G, Entwistle N. Impacts of river engineering on river channel behaviour: implications for managing downstream flood risk[J]. Water, 2020, 12(5): 1355.

[39] Hawley R J, Bledsoe B P, Stein E D, et al. Channel evolution model of semiarid stream response to urban-induced hydromodification[J]. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 2012, 48(4): 722-744.

[40] Chang Y S, Ho C C, Lin Y X, et al. Hydraulic and ecological comparison of gabion and reinforced earth revetments in Keelung river Taiwan[J]. Scientific Reports, 2025, 15(1): 38152.

(编辑:胡春燕)