

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2022.0122

WU Menghan, JIANG Yutong, GUAN Xue, et al. Basin-wide erosion rate in Chinese Altai Mountains and its controlling factors [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2022, 44(4):1357-1369. [吴孟韩, 姜禹彤, 关雪, 等. 中国阿尔泰山流域侵蚀速率及其控制因素[J]. 冰川冻土, 2022, 44(4):1357-1369.]

# 中国阿尔泰山流域侵蚀速率及其控制因素

吴孟韩, 姜禹彤, 关雪, 逢立臣, 吕红华, 郑祥民

(华东师范大学地理科学学院, 上海 200241)

**摘 要:** 流域侵蚀速率的时空变化对于理解活动造山带的地貌演化具有重要意义。以阿尔泰山8个山地流域为研究对象, 利用1964—2011年的水文数据, 采用河流输沙量法估算了年代际山地流域侵蚀速率。首先确定悬移质、推移质和溶解质对河流输沙量的贡献, 然后计算各流域的年代际侵蚀速率, 并结合已有研究结果, 探讨了阿尔泰山流域侵蚀速率的时空特征及其控制因素。结果表明: 阿尔泰山8个山地流域的平均侵蚀速率为 $0.03 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ , 其中乌伦古河山地流域侵蚀速率最小( $0.01 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ), 额尔齐斯河支流克兰河山地流域侵蚀速率最大( $0.05 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ )。进一步对侵蚀速率与气候、地形、岩性、构造和植被等因素进行相关分析, 发现流域侵蚀速率与地形因子(流域面积、地形起伏度)和气候因子(径流深度、平均温度)的相关性较强, 表明这些因素可能对阿尔泰山山地流域侵蚀起主要影响。与阿尔泰山百万年尺度的剥蚀速率( $0.07 \sim 0.3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ )相比, 研究时段内的流域侵蚀速率偏低, 这表明中亚地区晚新生代持续的干旱气候可能制约了阿尔泰山地表侵蚀。

**关键词:** 阿尔泰山; 流域侵蚀; 时空特征; 活动造山带; 地貌演化

**中图分类号:** P931; P542 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2022)04-1357-13

## 0 引言

河流侵蚀是塑造活动造山带地形的主要方式之一<sup>[1-5]</sup>。在活动造山带背景下, 构造、气候等多种因素会影响河流侵蚀。构造活动会导致基岩抬升、增大造山带的地势起伏, 增强河流动能, 进而增强侵蚀。构造活动也可以通过影响造山带气候, 从而间接影响地表侵蚀、改变河流输沙量<sup>[6-10]</sup>。气候是促进山地河流侵蚀的另一个重要因素<sup>[11-14]</sup>。一方面, 气候可以通过调整河流输沙量与径流量的比值来调节河流侵蚀的强弱<sup>[15-16]</sup>。另一方面, 强烈区域侵蚀造成的均衡反弹引起地表隆起, 亦能导致侵蚀速率的增加<sup>[17-19]</sup>。因此, 地形是构造、气候等内外地质营力共同作用的结果, 辨析和区分这些因素对地貌演化的贡献是地貌学及相关领域研究中极具挑战性的一个科学问题<sup>[1, 11]</sup>。河流侵蚀(如河流下切)在时间尺度和空间尺度上都是一个不断变化的过

程。因此, 流域侵蚀速率可能取决于研究的空间尺度和时间尺度<sup>[4, 20]</sup>。量化不同时空尺度下的侵蚀速率有助于理解活动造山带地形演化及其控制因素, 也有助于理解活动造山带的地貌演化与构造、气候和地表侵蚀之间的相互作用关系<sup>[21-23]</sup>。

阿尔泰山是中亚干旱区的一个重要造山带。前人通过磷灰石裂变径迹(AFT)分析, 揭示了阿尔泰山中生代以来的隆升剥露历史<sup>[24-25]</sup>。宋高等<sup>[24]</sup>基于AFT分析, 约束阿尔泰山南缘30~20 Ma以来的剥蚀速率为约 $0.07 \sim 0.11 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 。在阿尔泰山青河—富蕴地区, 低温热年代学分析揭示该地区经历两个隆升剥露阶段: 28~18 Ma快速冷却阶段, 剥露速率为 $0.16 \sim 0.20 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ; 8 Ma以来快速冷却阶段, 剥露速率为 $0.22 \sim 0.30 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ <sup>[25]</sup>。但相比较而言, 目前对于阿尔泰山山地流域河流侵蚀的研究还相对不足。基于此, 本文选择哈巴河、布尔津河、克兰

收稿日期: 2022-05-26; 修订日期: 2022-08-05

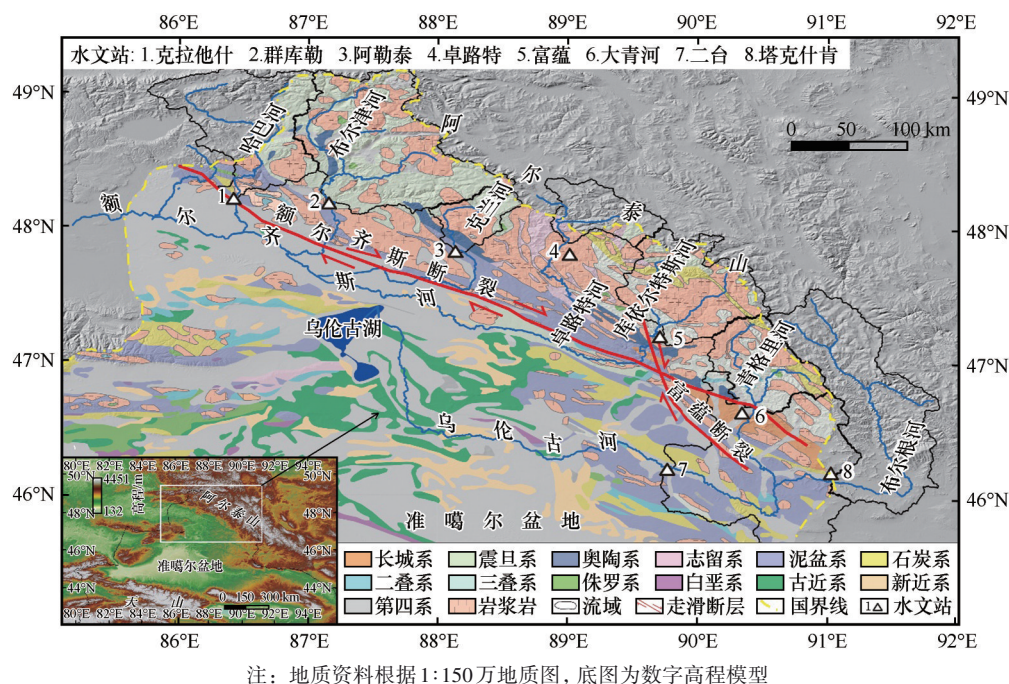
基金项目: 国家自然科学基金项目(42071005; 41771013)资助

作者简介: 吴孟韩, 硕士研究生, 主要从事河流地貌研究. E-mail: wumenghan1028@163.com

通信作者: 吕红华, 教授, 主要从事构造地貌研究. E-mail: hhlv@geo.ecnu.edu.cn

河、卓路特河、库依尔特斯河、青格里河、布尔根河、乌伦古河等8个流域作为研究对象(图1),以揭示研究区内流域侵蚀速率的空间特征。流域侵蚀速率主要基于分布在流域出山口的水文站记录的水文数据<sup>[26]</sup>,通过河流输沙量法进行估算。论文首先估算了研究流域的总输沙量(包括悬移质输沙量、推移质输沙量和溶解质输沙量)。进一步结合岩石平

均密度和水文站上游流域的面积,进而计算得到各流域的年代际平均侵蚀速率。最后,通过对侵蚀速率与气候、地形、岩性、构造和植被等因素进行皮尔逊相关性分析,揭示了影响流域侵蚀的主要因素。结合前人通过低温年代学研究获得的百万年尺度剥蚀速率,本文也探讨了阿尔泰山侵蚀速率的时间模式及其地貌学意义。



注:地质资料根据1:150万地质图,底图为数字高程模型

图1 阿尔泰山地形与地质图

Fig. 1 Topography and geology of the Altai Mountain (based on 1:1 500 000 geological map and digital elevation model)

## 1 研究区概况

### 1.1 地质背景

阿尔泰山位于亚洲中部[图1(a)],平均海拔大于2 000 m。在早古生代至中古生代俯冲和增生之后,阿尔泰造山带最终形成<sup>[27]</sup>。山地及山麓地区主要发育NW—SE走向的额尔齐斯断裂、富蕴断裂等大型走滑断裂[图1(b)]。裂变径迹分析结果表明,阿尔泰山地区的断裂构造在新生代再次复活<sup>[28]</sup>。阿尔泰山地主要出露由玢岩、细砂岩、花岗岩、片岩等组成的寒武系地层和由石英片岩组成的泥盆系地层,缺乏中生代和新生代地层。对阿尔泰山花岗岩体的地球化学特征、侵位年龄的研究表明,花岗岩体主要在460~370 Ma侵位于岛弧环境中<sup>[28]</sup>。新生代地层主要出露在阿尔泰山山麓,特别是在准噶尔盆地北缘额尔齐斯河和乌伦古河沿岸出露较多<sup>[29]</sup>,这些地层产状水平,未经历显著的构造变

形<sup>[29]</sup>。出露的新生代地层主要包括五个岩性单元,自下往上是铁尔斯哈巴河组、索索泉组、哈拉玛盖组、可可买登组、丁山盐池组<sup>[30-31]</sup>。第四系主要为河流相沉积,出露于额尔齐斯河和乌伦古河沿岸[图1(b)]。

### 1.2 河流、气候和植被

中国境内的阿尔泰山主要发育两个水系,即额尔齐斯河和乌伦古河。额尔齐斯河包括哈巴河、布尔津河、库依尔特斯河等支流,乌伦古河的支流有青格里河、布尔根河。这些支流均由北向南流经阿尔泰山。在本文选择的8个流域中,乌伦古河流域面积最大,为18 923 km<sup>2</sup>,卓路特河流域面积最小,为262 km<sup>2</sup>,其余6条河流的流域面积在1 000~10 000 km<sup>2</sup>之间(表1)。

阿尔泰山属于典型的温带大陆性气候,冬季漫长而寒冷,并伴有一定降雪;夏季短暂而温暖。受

表1 基于水文资料的阿尔泰山8个山地流域侵蚀速率估算

Table 1 Estimated basin-wide erosion rates of eight drainage basins in the Altai Mountains derived from hydrological data										
站点	站点坐标	流域面积/ km <sup>2</sup>	河流	年径流量/ 10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	总输沙量/ 10 <sup>4</sup> t	悬移质输 沙量/10 <sup>4</sup> t	推移质输 沙量/10 <sup>4</sup> t	溶解质输 沙量/10 <sup>4</sup> t	侵蚀速率/ (mm·a <sup>-1</sup> )	数据年份
富蕴	89°52'E, 47°13'N	1 968.75	库依尔特斯河	6.72	16.18	11.54	1.73	2.91	0.03	1964—1965, 1978—1989, 2001—2006
群库勒	87°08'E, 48°12'N	8 567.20	布尔津河	39.79	62.00	25.40	3.81	32.79	0.03	2001—2006
阿勒泰	88°06'E, 47°49'N	1 647.89	克兰河	5.44	22.73	17.03	2.56	5.08	0.05	1983—1989, 2001—2006
克拉他什	86°25'E, 48°13'N	6 099.15	哈巴河	19.89	42.56	17.39	2.61	22.56	0.03	1964—1965, 1978—1989, 2001—2006
卓路特	83°55'E, 46°25'N	262.25	卓路特河	1.09	2.41	1.40	0.21	0.80	0.03	1978—1989
大青河	90°19'E, 46°44'N	3 028.00	青格里河	6.33	31.61	22.23	3.34	6.05	0.04	1985—1988, 2001—2006
塔克什肯	90°59'E, 46°09'N	10 300.00	布尔根河	3.36	19.95	14.81	2.22	2.92	0.01	1988—1989, 2001—2006
二台	89°58'E, 46°08'N	18 923.50	乌伦古河	9.10	48.42	34.12	5.12	9.18	0.01	2001—2006

注：水文数据来自水文年鉴<sup>[26]</sup>；输沙量数据为多年平均值。

西风环流和北冰洋冷气团的影响,阿尔泰山地区的降水空间分布不均,并随海拔和地形的变化而变化。一般来说,山麓降水量小于山区<sup>[32]</sup>(图2)。河水补给主要依赖冰川融雪和大气降水,具有明显的季节性变化特征<sup>[33-35]</sup>。中国境内的阿尔泰山平均气温3~9℃(图3),极端最高气温39.8℃(福海水文站1965年7月24日观测值),极端最低气温-49.8℃(富蕴水文站1969年1月26日观测值)。阿尔泰山山地植被为山地草原针叶林区,山麓地区则为温带荒漠区。阿尔泰山地区主要的植被类型有高山草甸、高山草原、温带草本和灌木荒漠等<sup>[36]</sup>。

2 研究方法

2.1 山地流域侵蚀速率的估算

本文利用1964—2011年《中华人民共和国水文年鉴》的水文数据估算河流总输沙量(包括悬移质输沙量、推移质输沙量和溶解质输沙量)<sup>[26]</sup>,并进一步根据流域面积等估算流域平均侵蚀速率。

水文数据来源于山前的8个水文站[图1(b)],分别记录了8条河流的悬移质输沙量(表1)<sup>[26]</sup>,但未测量推移质输沙量。前人研究表明,可以基于推移质输沙量与悬移质输沙量的比值(推悬比)对推移质输沙量进行估算<sup>[6,37-39]</sup>。刘光文<sup>[40]</sup>认为中国山区

河流推悬比约为15%~30%。Pan等<sup>[6]</sup>、Guan等<sup>[41]</sup>认为祁连山地区及天山地区河流的推悬比约为15%。综合考虑,本文采用15%的推悬比来估算各河流的推移质输沙量(表1)。

溶解固体(K<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>和HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>)代表了水中大部分的溶解质,因此溶解质输沙量可大致等于溶解固体的总量<sup>[6,42-43]</sup>。Zhu等<sup>[44]</sup>在阿尔泰地区的部分河道和水体进行过水化学测量(表2)。基于得到的水化学数据<sup>[44]</sup>,本文估算了相应河流的溶解质输沙量,并发现流域年径流量与溶解质输沙量之间呈线性关系。本文基于图4所示的部分流域年径流量与溶解质输沙量的线性关系,估算了阿尔泰山其他山地流域的溶解质输沙量(表1)。

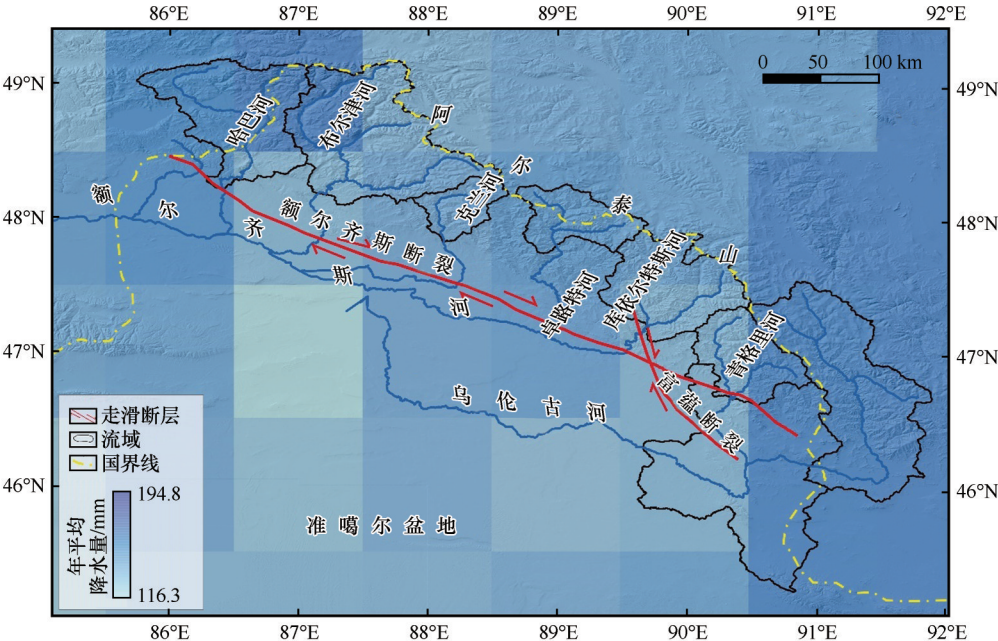
基于8个流域的年悬移质输沙量、推移质输沙量和溶解质输沙量,即可得到流域年总输沙量,是所选择的水文站点上游流域多年总输沙量(即侵蚀量)的平均值(表1)。流域的平均侵蚀速率(*R*)计算公式<sup>[6]</sup>为

$$R = S / (A \cdot \rho)$$

(1)

其中:*S*为年平均总输沙量(10<sup>4</sup> t);*A*为站点上游流域面积(km<sup>2</sup>);*ρ*为基岩密度(g·cm<sup>-3</sup>),通常假设基岩密度为2.65 g·cm<sup>-3</sup>。

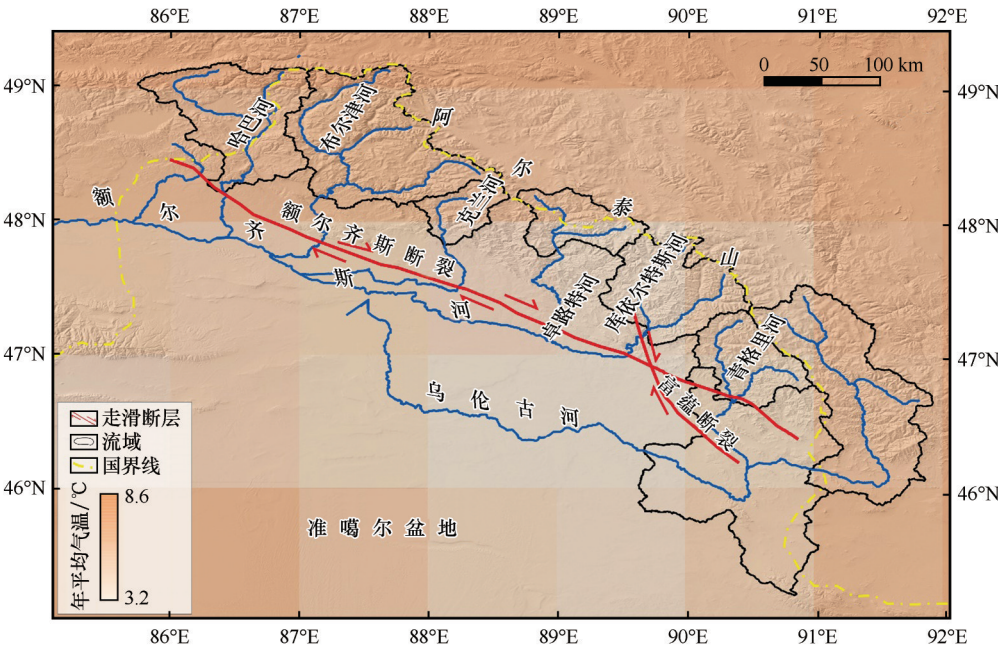




注：降水数据时间跨度为1964—2011年，下载自中国气象数据网(2015年)，数据空间分辨率为0.5°×0.5°

图2 阿尔泰山降水空间分布

Fig. 2 Spatial distribution of precipitation in the Altai Mountains (The data is downloaded from China Meteorological Data Network, covers the period of 1964—2011 and has a spatial resolution of 0.5°×0.5°)



注：气温数据跨度为1964—2011年，数据下载自中国气象数据网(2015年)，数据空间分辨率0.5°×0.5°

图3 阿尔泰山气温空间分布

Fig. 3 Spatial distribution of air temperature in the Altai Mountains (The data is downloaded from China Meteorological Data Network, covers the period of 1964—2011 and has a spatial resolution of 0.5°×0.5°)

2.2 山地流域侵蚀影响因素的提取

为揭示影响阿尔泰山山地流域侵蚀的主要因素,本文选取气候、地形、岩性、构造和植被等潜在因素<sup>[45-49]</sup>,将之与流域侵蚀速率进行皮尔逊相关分析。

为探讨气候是否为控制山地流域侵蚀的主要因素,前人选择流量、年径流量、径流变异系数、平均降水量和平均温度等作为表征气候的主要变量<sup>[45,49]</sup>。本文亦选以上气候因子进行相关分析(表3),径流深度、径流记录在水文资料中(表4),降

表2 阿尔泰山水化学站离子数据及估算的溶解质输沙量

Table 2 Ion data of hydrochemical stations and solute load in the Altai Mountains

河流	离子浓度/(mg·L <sup>-1</sup> )	溶解质输沙量/10 <sup>4</sup> t	年径流量/10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	数据描述
乌伦古河	305.21	27.77	9.10	乌伦古河下游河水
库依尔特斯河	43.38	2.91	6.72	富蕴县附近库依尔特斯河河水
额尔齐斯河	170.19	138.52	81.39	额尔齐斯河水利工程水道水,额尔齐斯河人工灌溉支流引水
布尔津河	82.41	32.79	39.79	布尔津桥附近布尔津河下游河水(2个取样点),布尔津水库水

注: 水文数据来自水文年鉴<sup>[26]</sup>,水化学数据参考文献[44];输沙量数据为多年平均值。

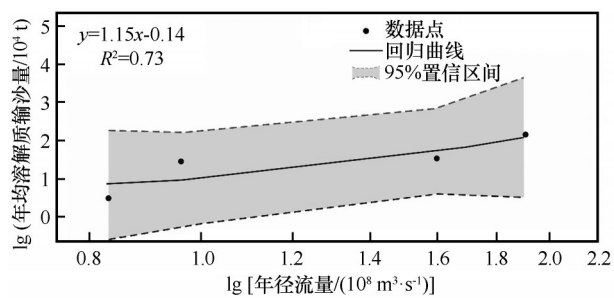


图4 溶解质输沙量与年径流量对数散点图(数据见表2)

Fig. 4 Log scatter diagram of mean annual runoff and estimated solute load (The data is shown in Table 2)

水和气温数据来源于中国气象数据服务中心(2015年),数据空间分辨率为0.5°×0.5°。根据水文资料的记录时间区间,降水和气温数据的时间跨度也为1964—2011年。通过使用ESRI ArcGIS 10.6的“Geostatistical Analyst”工具中对下载的数据处理,然后使用克里金插值法得到各流域的平均降水和平均温度(图2~3,表4)。

参考前人的研究<sup>[5,17,50]</sup>,本文采用最大高程、平均高程、地形起伏度、局部高差、流域面积和坡度等

表3 可能影响流域侵蚀的气候与地形因子<sup>[6,45]</sup>

Table 3 Climatic and topographic factors that may affect catchment basin erosion<sup>[6,45]</sup>

因子类型	控制因子	定义或计算
气候因子	平均流量	流域出水口(站点)多年流量的平均值(m <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> )
	平均径流	流域出水口(站点)多年径流量的平均值(m <sup>3</sup> )
	径流深度	流域出水口年径流量的多年平均值与流域面积的比值(mm)
	平均降水	流域边界空间内年均降雨量的平均值(mm)
	平均温度	流域边界空间内年均温度的平均值(℃)
地形因子	流域面积	流域分水岭与出水口断面之间所包围区域的投影面积(km <sup>2</sup> )
	最大高程	流域边界空间内的最大高程(m)
	平均高程	流域边界空间内的平均高程(m)
	地形起伏度	流域内点的最高高程和最低高程差的平均值(m)
	局部高差	流域内点的高程和最低高程差的平均值(m)
	平均坡度	流域边界空间内的平均坡度(°)

表4 阿尔泰山8个山地流域的气候与地形因子

Table 4 Climatic and topographic factors of eight mountain catchment basins in the Altai Mountains

河流	年径流量/ 10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	径流深度/ mm	降水/mm	气温/℃	最大高程/m	平均高程/m	地形起 伏度/m	局部高差/m	平均坡度/(°)	侵蚀速率/ (mm·a <sup>-1</sup> )
哈巴河	19.89	308.89	165.38	5.16	3 452	1 845.10	2 842	1 235.10	16.46	0.03
布尔津河	39.79	546.80	169.63	5.26	4 365	2 204.44	3 680	1 519.44	20.40	0.03
克兰河	5.44	340.00	156.09	4.80	3 378	2 231.56	2 570	1 423.56	17.62	0.05
卓路特河	1.09	413.65	156.39	4.50	3 547	2 403.90	2 342	1 198.90	19.45	0.03
库依尔特斯河	6.72	341.40	156.34	4.51	3 846	2 378.94	2 890	1 422.94	21.47	0.03
青格里河	6.33	205.79	161.23	4.25	3 630	2 304.89	2 454	1 128.89	18.35	0.04
布尔根河	3.36	32.63	168.13	5.03	4 179	2 329.15	3 056	1 206.15	15.46	0.01
乌伦古河	9.10	48.77	148.53	4.17	3 490	1 382.35	2 677	569.35	7.67	0.01

注: 数字高程数据(DEM)来源于地理空间数据云中的ASTER GDEM 30 m分辨率数据。



地形因子分析流域的地形特征。数字高程数据 (DEM) 来源于地理空间数据云中的 ASTER GDEM 30 m 分辨率数字高程数据, 表 3 所示的地形参数均使用 ESRI ArcGIS 10.6 的“Spatial Analyst”工具于数字高程数据中提取。

流域植被条件用归一化植被指数 (NDVI) 进行表征。NDVI 综合反映某一区域的植被类型及形式<sup>[51]</sup>, NDVI 与植被分布密度呈线性相关, NDVI 值越大, 植被覆盖度越高<sup>[52]</sup>。因此, 尽管 NDVI 只是间接测量植被, 但其数值也可以用来指示地表植被状况<sup>[53-54]</sup>。NDVI 通过测量近红外 (NIR, 植被反射) 和红光 (RED, 植被吸收) 之间的差异量化植被, 计算方法<sup>[55]</sup>为

$$\text{NDVI} = (\text{NIR} - \text{RED}) / (\text{NIR} + \text{RED}) \quad (2)$$

NDVI 由 2000—2011 年的 MODIS 数据计算, MODIS 数据由美国国家航空航天局 (NASA) 网站获得, 使用 ESRI ArcGIS 10.6 的“Spatial Analyst”, MODIS 数据的分辨率为 250 m。

由于缺少阿尔泰山变形速率的空间分布资料, 本文采用累积地震矩<sup>[8,45]</sup>评价区域构造活动, 并进一步探讨构造对流域侵蚀的影响。流域内地震产生的标量地震矩  $M_0$  之和为该流域的累积地震矩 ( $\lg M_0$ )<sup>[8,45]</sup>, 累积地震矩一般用于估计地震引起的累积应变。标量地震矩  $M_0$  值由震级  $M_s \geq 3.0$  的地震数据计算<sup>[56-58]</sup>。

$$\lg M_0 = 1.5M_s + 9.1 \quad (3)$$

考虑到本文所用水文数据年份为 1964—2011 年, 计算累积地震矩 ( $\lg M_0$ ) 所用地震资料的时间跨度选择 1900—2011 年, 地震数据来自美国地质勘探局 (USGS)。利用 ESRI ArcGIS 10.6 的“Spatial Analyst”工具, 采用反距离加权插值法对 8 个分析流域的累积地震矩 ( $\lg M_0$ ) 进行空间分析。

### 2.3 皮尔逊相关分析

前人研究利用皮尔逊相关分析揭示影响流域侵蚀的主要因素<sup>[6,8,46,49]</sup>, 本文同样采用该方法对以上提取的潜在影响因子和流域侵蚀速率进行相关分析。皮尔逊相关系数 ( $r$ ) 可以衡量两个变量之间的线性相关程度, 它是一个无量纲的值, 取值范围为  $-1 \sim 1$ 。 $r$  值为正表示两个变量之间呈正相关,  $r$  值为负表示负相关。相关系数  $r$  的绝对值越接近 1, 两个变量之间的相关程度越高; 相关系数  $r$  的绝对值越接近 0, 两变量的相关性越弱。假设两个变量  $x$  和  $y$ , 它们之间的皮尔逊相关系数定义为协方差与标准差的比值, 计算方法为

$$P(x, y) = [E(xy) - E(x)E(y)] / [\text{std}(x)\text{std}(y)] \quad (4)$$

式中:  $E$  为协方差;  $\text{std}$  为标准差。按照 Champagnac 等<sup>[12]</sup>的标准, 本文将相关性的质量做如下所定义:  $|r| \geq 0.7$  为“高度相关”;  $0.5 \leq |r| < 0.7$  为“相关”;  $0.3 \leq |r| < 0.5$  为“一般相关”;  $0 < |r| < 0.3$  为“弱相关”;  $|r| = 0$  为“无相关”。相关分析在 0.05 和 0.01 置信水平下进行显著性检验<sup>[49]</sup>。

## 3 结果

本文分析的阿尔泰山 8 个山地流域的悬移质输沙量、推移质输沙量、溶解质输沙量和总输沙量计算结果如表 1 所示。布尔津河山地流域的总输沙量最大, 为  $6.2 \times 10^5 \text{ t}$ 。卓路特河流域的总输沙量最小, 为  $2.41 \times 10^4 \text{ t}$ 。进一步根据流域总输沙量估算山地流域年代际侵蚀速率 (图 5, 表 1), 其中乌伦古河流域侵蚀速率最小, 为  $0.01 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ; 克兰河流域侵蚀速率最大, 为  $0.05 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 。分析得到的 8 个山地流域侵蚀速率尽管存在差异, 但处于一个数量级。整体来看, 阿尔泰山平均年际流域侵蚀速率为  $0.03 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

地形坡度分析结果见图 6, 累积地震矩和 NDVI 的结果分别如图 7 和图 8 所示。坡度分析结果表明, 库依尔特斯河流域坡度最高, 乌伦古河流域坡度最低 (图 6)。累积地震矩的结果表明, 库依尔特斯河、乌伦古河、青格里河流域累积地震矩值较其余 5 个流域高 (图 7)。各流域的归一化植被指数表明, 从南到北植被覆盖率逐渐增加, 植被最茂盛的地方在海拔相对较高的区域 (图 8)。

皮尔逊相关分析结果如表 5 所示, 可以看到流域侵蚀速率与各潜在的影响因素间的相关性不同。例如, 侵蚀速率与径流深度呈正相关关系 ( $r=0.59$ ), 侵蚀速率与累积地震矩负相关 ( $r=-0.27$ )。此外, 流域侵蚀速率与植被呈负相关关系 ( $r=-0.82$ ); NDVI 较高的区域, 侵蚀速率较低。

## 4 讨论

### 4.1 年际流域侵蚀速率的潜在不确定性

本文利用实测的悬移质含量计算得到流域悬移质输沙量 (表 1)。考虑到悬移质输沙量在总输沙量中占主要比例<sup>[6,40]</sup>, 因此, 本文由此估算的流域总输沙量以及最终得到的侵蚀速率具有合理性, 但仍存在三个方面的不确定性。首先, 本文所涉及的 8 个水文站的监测时间不连续 (表 1)。如果在未进

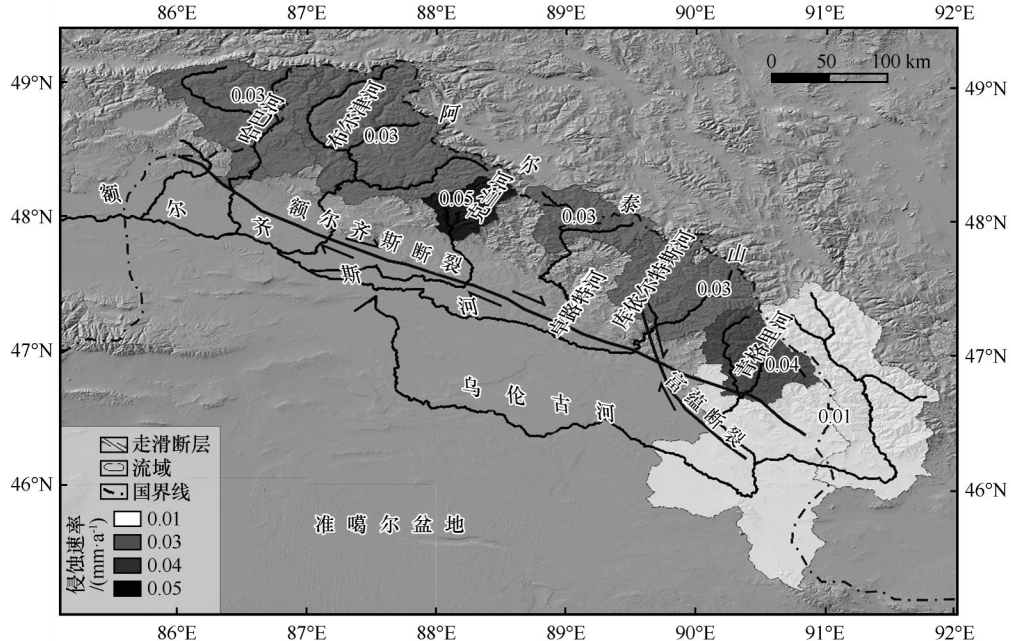
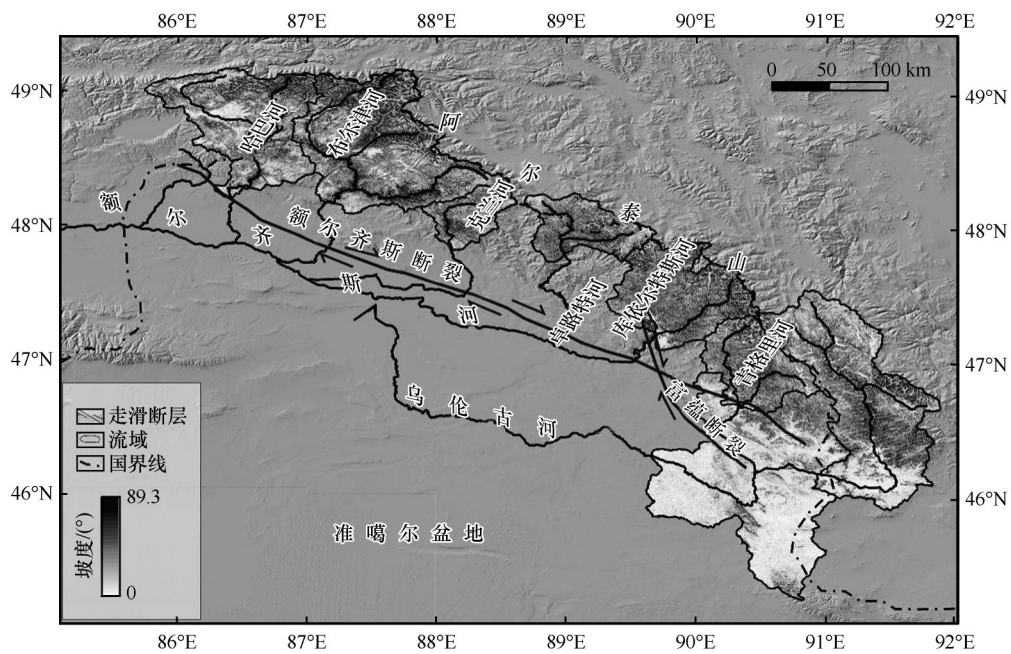


图5 阿尔泰山8个山地流域的平均侵蚀速率

Fig. 5 Average erosion rates of eight mountain catchment basins in the Altai Mountains



注：30 m精度的ASTER GDEM数据下载自地理空间数据云

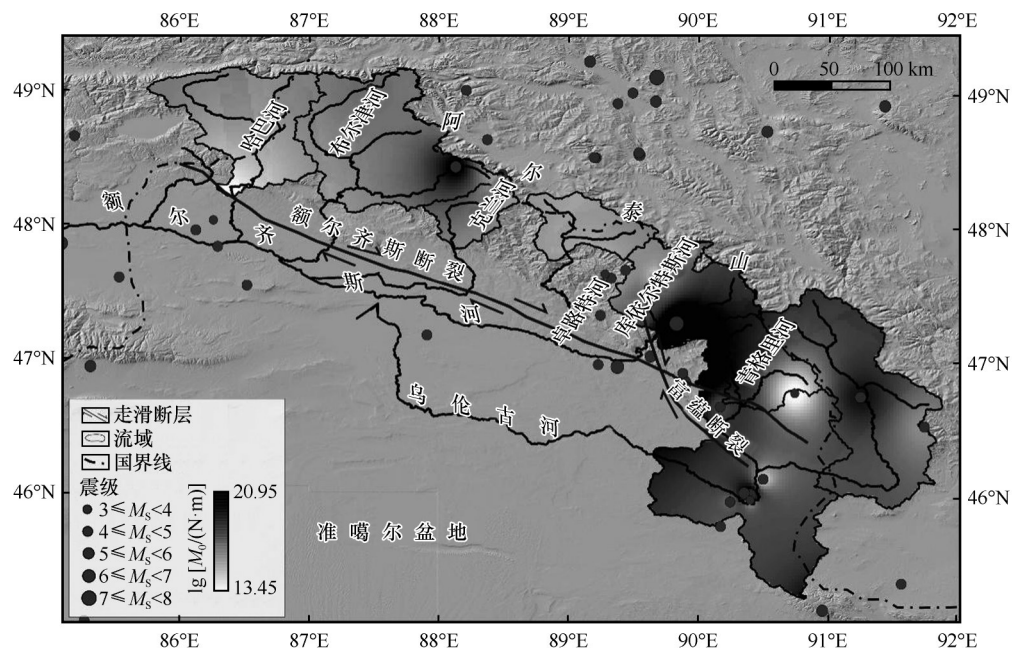
图6 阿尔泰山8个山地流域的地形坡度

Fig. 6 Topographic slope of eight mountain catchment basins in the Altai Mountains (ASTER GDEM with resolution of 30 m were downloaded from geospatial data cloud)

行监测的时段发生一些极端事件(如洪水、泥石流等),这些过程对侵蚀速率的影响可能将被忽略。在这种情况下,山地流域年代际侵蚀速率可能会被低估。其次,本文假定分析的8个山地流域的推移质输沙量与悬移质输沙量比值为15%<sup>[59-60]</sup>,该假设可能会给总输沙量的估算带来一定不确定性。最

后,基于部分阿尔泰山地区水化学站点流量与溶解质输沙量之间的线性关系(表2、图4),通过流量估算阿尔泰山其余分析流域的溶解质输沙量(表1)。虽然溶解质输沙量在总输沙量中所占比值一般较小<sup>[6,37]</sup>,但本文的处理方式也可能导致最后估算的流域侵蚀速率存在不确定性。

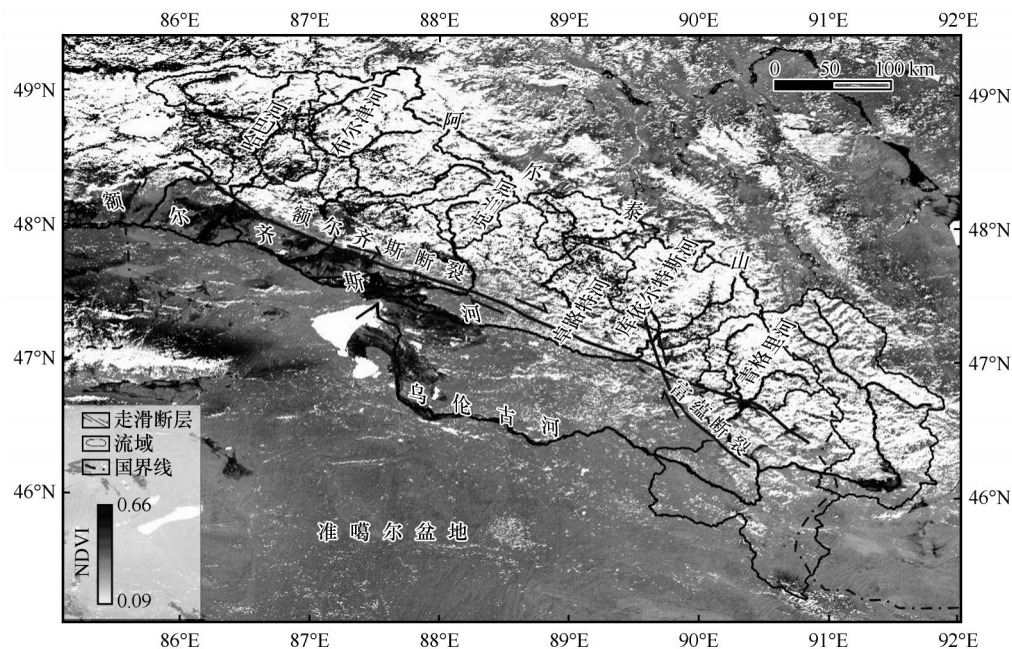




注：地震数据来源于USGS，利用反距离加权插值法得到

图7 1900—2011年阿尔泰山8个山地流域的累积地震矩

Fig. 7 Cumulative seismic moment map of eight mountain catchment basins in the Altai Mountains during 1900—2011 (The seismic data is downloaded from USGS and obtained by inverse distance weighted interpolation method)



注：计算用的MODIS数据来自美国国家航空航天局网站，时间跨度为2000—2011年，分辨率为250 m

图8 阿尔泰山8个山地流域的归一化植被指数(NDVI)分布

Fig. 8 Spatial distribution of NDVI of eight mountain catchment basins in the Altai Mountains (NDVI is calculated based on MODIS data during 2000—2011 with the resolution of 250 m, and MODIS data is obtained from the National Aeronautics and Space Administration website)

4.2 影响阿尔泰山山地流域侵蚀的主控因素

尽管目前难以准确量化气候、地形、岩性、构造和植被等因素对于山地流域侵蚀的影响,但这些因素与侵蚀速率间的相关性分析有助于揭示影响山

地流域侵蚀的主控因子<sup>[6,8,46,48-49]</sup>。皮尔逊相关分析是开展这一工作的有效方法<sup>[48]</sup>。

额尔齐斯河与乌伦古河均起源于阿尔泰山的冰川与冰缘区,河流补给主要依赖冰川融水。气温



表5 流域侵蚀速率与潜在影响因子的皮尔逊相关系数

Table 5 Pearson correlation coefficient between watershed erosion rate and potential impact factors													
	流域 面积	总输 沙量	年径 流量	地震矩	坡度	降水	气温	最大 高程	平均 高程	径流 深度	地形 起伏度	局部 高差	侵蚀 速率
流域面积	1	0.616	0.232	0.270	0.846**	-0.128	-0.065	0.180	-0.802*	-0.579	0.330	-0.706	-0.809*
总输沙量		1	0.832*	0.028	-0.320	0.269	0.307	0.279	-0.598	0.085	0.634	-0.148	-0.278
年径流量			1	-0.221	0.180	0.547	0.622	0.512	-0.181	0.553	0.823*	0.334	-0.083
地震矩				1	-0.124	-0.181	-0.463	0.298	0.022	-0.493	0.092	-0.209	-0.272
坡度					1	0.454	0.337	0.327	0.866**	0.748*	0.188	0.901**	0.588
降水						1	0.819*	0.685	0.412	0.263	0.657	0.592	-0.120
气温							1	0.501	0.198	0.400	0.709*	0.636	-0.068
最大高程								1	0.360	0.167	0.841**	0.404	-0.409
平均高程									1	0.416	0.009	0.764*	0.468
径流深度										1	0.302	0.725*	0.592
地形起伏度											1	0.408	-0.367
局部高差												1	0.538
侵蚀速率													1

注: \*表示  $P<0.05$ , \*\*表示  $P<0.01$ 。

与年径流量之间较强的正相关关系( $r=0.62$ )表明(表5),气温的变化直接影响冰川融水,从而导致径流变化。此外,输沙量与气温( $r=0.31$ )、年径流量( $r=0.83$ )相关性较高,表明气温和流域年径流量对侵蚀作用产生重要影响。相似的正相关关系也在径流深度与山地流域侵蚀速率( $r=0.59$ )之间观察得到。这表明,气候因素对阿尔泰山山地流域侵蚀过程产生了重要影响。这一认识与前人在美国华盛顿喀斯喀特<sup>[11]</sup>、喜马拉雅<sup>[61]</sup>等地区的观测结果一致。侵蚀速率和大气降水之间无显著相关性( $r=-0.12$ )进一步表明(表5),气候因素中可能气温才是影响阿尔泰山山地流域侵蚀的重要因素之一。

地形是影响山地流域侵蚀的另一潜在因素<sup>[12]</sup>。一般来说,流域经历强烈构造活动会使山地流域地形陡峭、风化加强,进而增强流域侵蚀<sup>[50]</sup>。本文的相关分析表明,侵蚀速率与平均高程( $r=0.47$ )、平均坡度( $r=0.59$ )之间存在正相关关系,但与最大高程( $r=-0.41$ )、流域面积( $r=-0.81$ )和地形起伏度( $r=-0.37$ )呈负相关关系(表5)。这表明,平均坡度和平均高程等地形因子对阿尔泰山山地流域侵蚀起到了积极作用。

不同类型的岩石由于成岩环境、矿物成分、结构等方面的差异,对风化和侵蚀作用的抵抗能力不同<sup>[62]</sup>。诸如石英岩、石英砂岩等岩性的抗风化能力强,不易遭受侵蚀;而如粗粒花岗岩、片麻岩、页岩和片岩等岩石相对容易被风化、侵蚀,抗侵蚀能力相对要弱<sup>[63]</sup>。地质图显示[图1(b)],本文分析的阿

尔泰山8个山地流域的地层中,哈巴河与布尔津河流域地层中含有震旦—寒武系白云岩、灰岩等可溶性岩类,这可能是导致哈巴河与布尔津河流域中溶解质输沙量占比较高、流域侵蚀速率较大的原因之一。

构造是影响活动造山带地表侵蚀另一个潜在因子。由于阿尔泰山山地范围构造活动速率数据不足,本文通过地震矩分析来探讨构造因子对阿尔泰山山地流域侵蚀的可能贡献。皮尔逊相关分析结果显示,阿尔泰山山地流域侵蚀速率与累积地震矩呈负相关关系( $r=-0.27$ )。例如,库依尔特斯河流域的侵蚀速率较小( $0.03\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ,图5),但指示地震活动性的累积地震矩较高(图7)。克兰河流域的累积地震矩较低(图7),但山地流域侵蚀速率较大( $0.05\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ,图5)。天山地区也得到山地流域侵蚀速率与累积地震矩呈负相关关系这一结果<sup>[41]</sup>。但台湾造山带流域侵蚀结果<sup>[45]</sup>与阿尔泰山山地流域和天山北部流域的不同<sup>[42]</sup>,可能是由于气候环境(特别是降水强度)存在差异。与台湾造山带受东亚夏季风控制不同,北天山和阿尔泰山位于亚洲内陆,其半干旱气候导致地表径流有限等不利于沉积物向集水盆地外运移<sup>[8,64]</sup>。地形起伏度是流域内点的最大高程和最小高程之差,可以反映山地流域潜在的侵蚀强度<sup>[6]</sup>。构造活动会改变造山带地形起伏状态。局部高差、最大高程等地形因素可作为构造活动的指标。相关分析(表5)表明,阿尔泰山流域侵蚀速率与最大高程( $r=-0.41$ )和地形起伏度

( $r=-0.37$ )呈负相关关系。综合以上结果,初步认为构造可能不是控制阿尔泰山山地流域现代侵蚀的主要因素。

最后分析阿尔泰山植被条件(基于归一化植被指数 NDVI 进行评估)和流域侵蚀之间的关系。Starke 等<sup>[65]</sup>指出,在气候干旱(降水 $<100\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ )和植被稀疏(植被覆盖 $<20\%$ )的地区,NDVI 与侵蚀速率的相关关系表现为弱相关或中度负相关。皮尔逊相关分析结果表明,额尔齐斯河支流的山地流域侵蚀速率和 NDVI 呈负相关关系( $r=-0.82$ ),与新疆天山地区山地流域研究得到的结论相同<sup>[41]</sup>。地表植被能增加地表粗糙度,减小地表径流,从而能够抑制地表侵蚀、降低地表侵蚀速率<sup>[65]</sup>。

#### 4.3 阿尔泰山侵蚀速率的地貌意义

探究山地流域侵蚀速率的时间变化特征对理解研究活动造山带地貌演化具有重要意义。前人通过低温热年代学研究获得了阿尔泰山部分地区的隆升剥露速率<sup>[24-25]</sup>。宋高等<sup>[24]</sup>基于磷灰石裂变径迹分析,得到阿尔泰山南缘 30~20 Ma 以来的剥蚀速率为约  $0.07\sim0.11\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 。在阿尔泰山青河—富蕴地区,低温热年代学分析得到 28~18 Ma 以来的剥露速率为  $0.16\sim0.20\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ , 8 Ma 以来的剥露速率为  $0.22\sim0.30\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ <sup>[25]</sup>。本文分析得到的阿尔泰山 8 个山地流域的平均年代际侵蚀速率为约  $0.03\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 。综合来看,阿尔泰山地区晚新生代的剥蚀速率与年代际山地流域侵蚀速率都偏小,且不同时间尺度的侵蚀速率似乎差异不大。偏低的流域侵蚀速率也被报道于祁连山和北天山<sup>[6,41]</sup>。初步认为,中亚地区新生代持续干旱化的气候<sup>[30]</sup>可能制约了阿尔泰山的山地侵蚀,从而使得山地流域侵蚀速率偏低。崔之久等<sup>[35]</sup>曾对阿尔泰山哈纳斯河流域及其周边地区的冰川地貌等研究后发现,阿尔泰山第四纪冰川作用强烈。这是否意味着阿尔泰山山地流域在第四纪具有较大的侵蚀速率?抑或在整体偏干旱的气候背景下,冰川作用并没有导致偏大的山地流域侵蚀速率?回答这些问题,需要开展进一步研究,特别是基于河沙  $^{10}\text{Be}$  浓度估算山地流域侵蚀速率,或者基于河流阶地研究揭示晚第四纪河流下切速率。

## 5 结论

量化不同时空尺度山地流域侵蚀速率是理解活动造山带地貌演化的关键。本文分析了阿尔泰

山地区山地流域侵蚀速率的时空格局,结合前人研究结果探讨了阿尔泰山造山带的地貌演化。利用 1964—2011 年的水文数据,估算了哈巴河、布尔津河、克兰河、卓路特河、库依尔特斯河、青格里河、布尔根河、乌伦古河共 8 个流域的总输沙量,然后结合基岩密度和水文站上游流域的面积,估算每个分析流域的侵蚀速率。阿尔泰山 8 个流域的年代际平均侵蚀速率为  $0.03\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 。流域侵蚀速率与气候、地形、植被、构造等因子之间的皮尔逊相关分析结果表明,地形、气候可能是影响阿尔泰山流域侵蚀的主要因子。基于低温热年代学研究得到的百万年尺度山地剥蚀速率( $0.07\sim0.3\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ )与基于水文资料得到的年代际山地流域侵蚀速率( $0.03\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ )均偏低的现象说明,中亚地区晚新生代持续干旱的气候条件可能制约了阿尔泰山的地表侵蚀。

#### 参考文献(References):

- [1] Burbank D W. Cracking the Himalaya[J]. *Nature*, 2005, 434 (7036): 963-964.
- [2] Plotzki A, May J H, Preusser F, et al. Geomorphology and evolution of the late Pleistocene to Holocene fluvial system in the south-eastern Llanos de Moxos, Bolivian Amazon[J]. *Catena*, 2015, 127: 102-115.
- [3] Searle M, Avouac J P, Elliott J, et al. Ductile shearing to brittle thrusting along the Nepal Himalaya: linking Miocene channel flow and critical wedge tectonics to 25th April 2015 Gorkha earthquake[J]. *Tectonophysics*, 2017, 714/715: 117-124.
- [4] Lu Honghua, Wu Dengyun, Zhang Huiping, et al. Spatial patterns of late Quaternary river incision along the northern Tian Shan foreland[J]. *Geomorphology*, 2020, 357: 107100.
- [5] Wu Dengyun, Li Binjing, Lu Honghua, et al. Spatial variations of river incision rate in the northern Chinese Tian Shan Range derived from late Quaternary fluvial terraces[J]. *Global and Planetary Change*, 2020, 185: 103082.
- [6] Pan Baotian, Geng Haopeng, Hu Xiaofei, et al. The topographic controls on the decadal-scale erosion rates in Qilian Shan Mountains, N. W. China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 292(1/2): 148-157.
- [7] Hetzel R. Active faulting, mountain growth, and erosion at the margins of the Tibetan Plateau constrained by in situ-produced cosmogenic nuclides[J]. *Tectonophysics*, 2013, 582: 1-24.
- [8] Wang Yizhou, Zhang Huiping, Zheng Dewen, et al. Controls on decadal erosion rates in Qilian Shan: re-evaluation and new insights into landscape evolution in north-east Tibet[J]. *Geomorphology*, 2014, 223: 117-128.
- [9] Rosenkranz R, Schildgen T, Wittmann H, et al. Coupling erosion and topographic development in the rainiest place on Earth: reconstructing the Shillong Plateau uplift history with in-situ cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 483: 39-51.
- [10] Stalder N F, Herman F, Fellin G M, et al. The relationships between tectonics, climate and exhumation in the Central Andes (18-36°S): evidence from low-temperature thermochronology[J]. *Earth-Science Reviews*, 2020, 210: 103276.
- [11] Reiniers P W, Ehlers T A, Mitchell S G, et al. Coupled spatial



- variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades[J]. *Nature*, 2003, 426(6967): 645-647.
- [12] Champagnac J D, Valla P G, Herman F. Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: a review[J]. *Tectonophysics*, 2014, 614: 44-65.
- [13] Olen S M, Bookhagen B, Strecker M R. Role of climate and vegetation density in modulating denudation rates in the Himalaya[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 445: 57-67.
- [14] Malatesta L C, Avouac J P, Brown N D, et al. Lag and mixing during sediment transfer across the Tian Shan piedmont caused by climate-driven aggradation-incision cycles[J]. *Basin Research*, 2018, 30(4): 613-635.
- [15] Wulf H, Bookhagen B, Scherler D. Climatic and geologic controls on suspended sediment flux in the Sutlej River Valley, western Himalaya[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2012, 16(7): 2193-2217.
- [16] Rahaman W, Wittmann H, Blanckenburg F V. Denudation rates and the degree of chemical weathering in the Ganga River basin from ratios of meteoric cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  to stable  $^9\text{Be}$ [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2017, 469: 156-169.
- [17] Henck A C, Huntington K W, Stone J O, et al. Spatial controls on erosion in the Three Rivers Region, southeastern Tibet and southwestern China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 303(1/2): 71-83.
- [18] Godard V, Bourles D L, Spinabella F, et al. Dominance of tectonics over climate in Himalayan denudation[J]. *Geology*, 2014, 42(3): 243-246.
- [19] Zhang Li, Stark C, Schumer R, et al. The advective-diffusive morphodynamics of mixed bedrock-alluvial rivers subjected to spatiotemporally varying sediment supply[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2018, 123(8): 1731-1755.
- [20] Finnegan N J, Schumer R, Finnegan S. A signature of transience in bedrock river incision rates over timescales of  $10^4 - 10^7$  years[J]. *Nature*, 2014, 505(7483): 391-394.
- [21] Whipple K X. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts[J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2(2): 97-104.
- [22] Zhao Xudong, Zhang Huiping, Lv Honghua, et al. Signatures of tectonic-climatic interaction during the late Cenozoic orogenesis along the northern Chinese Tian Shan[J]. *Basin Research*, 2020, 33(1): 291-311.
- [23] Palumbo L, Hetzel R, Tao M, et al. Topographic and lithologic control on catchment-wide denudation rates derived from cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  in two mountain ranges at the margin of NE Tibet[J]. *Geomorphology*, 2010, 117(1/2): 130-142.
- [24] Song Gao, Yuan Wanming, Zhao Wenju, et al. Apatite fission track analyses of exhumation history and antiquated topography reconstruction in the southern margin of Altai, Xinjiang[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2013, 87(7): 967-978. [宋高, 袁万明, 赵文菊, 等. 磷灰石裂变径迹研究新疆阿尔泰山南缘剥露历史及古地形再造[J]. *地质学报*, 2013, 87(7): 967-978.]
- [25] Xu Qinqin, Ji Jianqing, Sun Dongxia, et al. Late Cenozoic uplift-exhumation history of Qinghe-Fuyun region, Altay, Xinjiang: evidence from apatite fission track[J]. *Geological Bulletin of China*, 2015, 34(5): 834-844. [徐芹芹, 季建清, 孙东霞, 等. 新疆阿尔泰山青河—富蕴地区晚新生代隆升—剥露过程: 来自磷灰石裂变径迹的证据[J]. *地质通报*, 2015, 34(5): 834-844.]
- [26] Hydrologic information for inland rivers and lakes: Irtysh River basin and north area of Tianshan, Xinjiang, China[G]// *Annual hydrology report of the People's Republic of China (1964—2011)*. Beijing: Hydrology Bureau of Ministry of Water Resources of the People's Republic of China, 2012. [内陆河流和湖泊水文资料: 额尔齐斯河流域和中国新疆天山以北地区[G]//中华人民共和国年度水文报告(1964—2011年). 北京: 中华人民共和国水利部水文局, 2012.]
- [27] Wang Tao, Hong Dawei, Jahn B M, et al. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen[J]. *Geology*, 2022, 114(6): 735-751.
- [28] Yuan Wanming, Carter A, Dong Jinquan, et al. Mesozoic-Tertiary exhumation history of the Altai Mountains, northern Xinjiang, China: new constraints from apatite fission track data[J]. *Tectonophysics*, 2006, 412(3/4): 183-193.
- [29] Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region. Regional geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993. [新疆维吾尔自治区地质矿产局. 新疆维吾尔自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1993.]
- [30] Sun Jimin, Ye Jie, Wu Wenyu, et al. Late Oligocene-Miocene mid-latitude aridification and wind patterns in the Asian interior[J]. *Geology*, 2010, 38(6): 515-518.
- [31] Zhang Rui, Yue Leping, Wang Jianqi. Magnetostratigraphic dating of mammalian fossils in Junggar Basin, Northwest China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2007, 52(11): 1526-1531.
- [32] Guerit L, Barrier L, Jolivet M, et al. Denudation intensity and control in the Chinese Tian Shan: new constraints from mass balance on catchment-alluvial fan systems[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2016, 41(8): 1088-1106.
- [33] Lu Honghua, Burbank D W, Li Youli. Alluvial sequence in the north piedmont of the Chinese Tian Shan over the past 550 kyr and its relationship to climate change[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, 285(3/4): 343-353.
- [34] Lu Honghua, Wu Dengyun, Cheng Lu, et al. Late Quaternary drainage evolution in response to fold growth in the northern Chinese Tian Shan foreland[J]. *Geomorphology*, 2017, 299: 12-23.
- [35] Cui Zhijiu, Yi Chaolu, Yan Jingfu. Quaternary glaciations in the Halasi River catchment and its surroundings in the Altai Mountains in Xinjiang, China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1992, 14(4): 342-351. [崔之久, 易朝路, 严竞浮. 新疆阿尔泰山哈纳斯河流域及其邻域第四纪冰川作用[J]. *冰川冻土*, 1992, 14(4): 342-351.]
- [36] Li Fei, Zhao Jun, Zhao Chuanyan, et al. Simulating and analyzing dynamic changes of potential vegetation in arid areas of Northwest China[J]. *Acta Prataculturae Sinica*, 2011, 20(4): 42-50. [李飞, 赵军, 赵传燕, 等. 中国西北干旱区潜在植被模拟与动态变化分析[J]. *草业学报*, 2011, 20(4): 42-50.]
- [37] Wen Li, Liu Jing, Oskin M, et al. Pattern of modern denudation in the Longmen Shan, eastern Tibetan Plateau: tectonic controls on focused erosion along the plateau margin[J]. *Quaternary Sciences*, 2012, 32(5): 968-985. [文力, 刘静, Oskin M, 等. 活动构造对高原边界侵蚀速率空间分布的控制作用: 以龙门山地区为例[J]. *第四纪研究*, 2012, 32(5): 968-985.]
- [38] Walling W E, Web B W. Material transport by the world's rivers: evolving perspectives[M]// *IAHS Publication No. 164*. Wallingford, UK: International Association of Hydrological Sciences (IAHS), 1987: 313-329.

- [39] Hancock G R, Hugo J, Webb A A, et al. Sediment transport in steep forested catchments: an assessment of scale and disturbance[J]. *Journal of Hydrology*, 2017, 547: 613-622.
- [40] Liu Guangwen. Hydrologic analysis and calculation[M]. Beijing: Water Resources and Electric Power Press, 1989. [刘光文. 水文分析与计算[M]. 北京: 水利电力出版社, 1989.]
- [41] Guan Xue, Ma Yuanxu, Lu Honghua, et al. Topographic and climatic controls on decadal-scale catchment-basin erosion rates in the northern Chinese Tian Shan [J]. *Catena*, 2022, 210: 105862.
- [42] Liu Y, Métivier F, Gaillardet J, et al. Erosion rates deduced from seasonal mass balance along the upper Urumqi River in Tianshan[J]. *Solid Earth*, 2011, 2: 283-301.
- [43] Han Guilin, Liu Congqiang. Hydrogeochemistry of rivers in Guizhou Province, China: constraints on crustal weathering in karst terrain [J]. *Advances in Earth Science*, 2005, 20(4): 394-406. [韩贵琳, 刘丛强. 贵州喀斯特地区河流的研究: 碳酸盐岩溶解控制的水文地球化学特征[J]. *地球科学进展*, 2005, 20(4): 394-406.]
- [44] Zhu Bingqi, Yang Xiaoping, Rioual P, et al. Hydrogeochemistry of three watersheds (the Erlqis, Zhungarar and Yili) in northern Xinjiang, NW China [J]. *Applied Geochemistry*, 2011, 26(8): 1535-1548.
- [45] Dadson S J, Hovius N, Chen H, et al. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen [J]. *Nature Geoscience*, 2003, 426(6967): 648-651.
- [46] Milliman J D, Syvitski J P M. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers[J]. *Geology*, 1992, 100(5): 525-544.
- [47] Giese P, Behrmann J. Active continental margins: present and past[M]. Berlin: Springer-Verlag, 1994.
- [48] Harrison C G A. What factors control mechanical erosion rates? [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2000, 88(4): 752-763.
- [49] Champagnac J D, Molnar P, Sue C, et al. Tectonics, climate, and mountain topography [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2012, 117(B2): 2011JB008348.
- [50] Montgomery D R, Brandon M T. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 201(3/4): 481-489.
- [51] Fensholt R, Proud S R. Evaluation of Earth Observation based global long term vegetation trends: comparing GIMMS and MODIS global NDVI time series [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2012, 119: 131-147.
- [52] Tucker C J, Pinzon J E, Brown M E, et al. An extended AVHRR 8-km NDVI dataset compatible with MODIS and SPOT vegetation NDVI data [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2005, 26(20): 4485-4498.
- [53] Wardlaw B D, Egbert S L. Large-area crop mapping using time-series MODIS 250 m NDVI data: an assessment for the U. S. Central Great Plains [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2008, 112(3): 1096-1116.
- [54] Camberlin P, Martiny N, Philippon N, et al. Timing and patterns of the ENSO signal in Africa over the last 30 years: insights from normalized difference vegetation index data [J]. *Journal of Climate*, 2014, 27(7): 2509-2532.
- [55] Elmore A J, Mustard J F, Manning S J, et al. Quantifying vegetation change in semiarid environments: precision and accuracy of spectral mixture analysis and the normalized difference vegetation index [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2000, 73(1): 87-102.
- [56] Hanks T C, Kanamori H. A moment magnitude scale [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1979, 84(B5): 2348-2350.
- [57] Purcaru G, Berckhemer H. Quantitative relations of seismic source parameters and a classification of earthquakes [J]. *Tectonophysics*, 1982, 84(1): 57-128.
- [58] Hendrix M S, Dumitru T A, Graham S A. Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: an early effect of the India-Asia collision [J]. *Geology*, 1994, 22(6): 487-490.
- [59] He Xunjiang. Application of vortex tube sediment removal technology in Jingou River sediment removal project in Xinjiang [J]. *Yellow River*, 2012, 34(4): 131-132. [何训江. 新疆金沟河排沙工程涡管排沙技术的应用[J]. *人民黄河*, 2012, 34(4): 131-132.]
- [60] Liu Yanzhen. Analysis of sediment characteristics in the Manas River [J]. *Water Conservancy Science and Technology and Economy*, 2015(5): 74-75. [刘艳珍. 玛纳斯河泥沙特性分析[J]. *水利科技与经济*, 2015(5): 74-75.]
- [61] Huntington K W, Blythe A E, Hodges K V. Climate change and late Pliocene acceleration of erosion in the Himalaya [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 252(1/2): 107-118.
- [62] Burbank D W, Anderson R S. *Tectonic geomorphology* [M]. 2nd ed. Chichester, UK: Wiley, 2012: 195-243.
- [63] Zhu Zhongli, Mo Duowen, Xu Haipeng. Water and soil loss and geomorphology erosion [J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 1999, 6(4): 86-90. [朱忠礼, 莫多闻, 徐海鹏. 水土流失与地貌侵蚀[J]. *水土保持研究*, 1999, 6(4): 86-90.]
- [64] Shi Zhengtao, Fang Xiaomin, Song Yougui, et al. Loess sediments in the northern slope of Tianshan Mountains and its indication of desertification since middle Pleistocene [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2006, 26(3): 109-114. [史正涛, 方小敏, 宋友桂, 等. 天山北坡黄土记录的中更新世以来干旱化过程[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26(3): 109-114.]
- [65] Starke J, Ehlers T A, Schaller M. Latitudinal effect of vegetation on erosion rates identified along western South America [J]. *Science*, 2020, 367(6484): 1358-1361.



## Basin-wide erosion rate in Chinese Altai Mountains and its controlling factors

WU Menghan, JIANG Yutong, GUAN Xue, PANG Lichen,  
LÜ Honghua, ZHENG Xiangmin

(School of Geographic Sciences, East China Normal University, Shanghai 200241, China)

**Abstract:** The spatiotemporal patterns of catchment basin erosion rate is vital for understanding the geomorphic evolution of active orogenic belts. Based on the hydrological data from 1964 to 2011, decadal-scale erosion rates of eight rivers (Haba River, Burjin River, Kelan River, Zhuolut River, Kuyiltes River, Zingali River, Burgun River and Ulungu River) basins are estimated by river sediment transport method. The contributions of suspended load, bed load and solute load to river sediment transport are first determined, and then decadal-scale erosion rates are calculated for each analyzed catchment basin. Here, we focus on the decadal-scale catchment basin erosion rate and its controlling factors in the Altai Mountains. The results show that the average erosion rate of the eight basins is  $0.03 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ , among which the minimum erosion rate of  $0.01 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  is in Ulungu River, and the maximum erosion rate of  $0.05 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  is in Klan River, a tributary of the Irtysh River. Furthermore, in order to explore the potential effects of climate, topography, lithology, tectonics and vegetation on catchment basin erosion, correlation analyses were conducted between these factors and the erosion rate. It is found that there is a strong correlation between erosion rate and topographic factors (basin area, slope, and basin relief) and climatic factors (runoff depth and mean temperature), which may indicate that these factors have a major impact on erosion in the Altai Mountains. Compared with the million-year scales erosion rate ( $0.07 \sim 0.3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ) existed now, the low decadal-scale erosion rate could imply that the continuous arid climate since late Cenozoic limited the surface erosion process of the Altai Mountains.

**Key words:** Altai Mountains; basin-wide erosion; spatial and temporal characteristics; active orogenic belt; geomorphic evolution

(责任编辑: 赵井东)