



# 贵州高原沉积物原位宇宙成因核素 $^{10}\text{Be}$ 、 $^{26}\text{Al}$ 和 $^{21}\text{Ne}$ 测年研究

杨业<sup>1,2</sup>, 刘彧<sup>3</sup>, 马严<sup>4</sup>, 徐胜<sup>1,2\*</sup>, 刘丛强<sup>1†</sup>, 王世杰<sup>3</sup>, Finlay M. STUART<sup>2</sup>,  
Derek FABEL<sup>2</sup>

1. 天津大学地球系统科学学院表层地球系统科学研究院, 天津 300072;
2. Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride G75 0QF, UK;
3. 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081;
4. 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室, 北京 100029

\* 通讯作者, E-mail: sheng.xu@tju.edu.cn

† 通讯作者, E-mail: liucongqiang@tju.edu.cn

收稿日期: 2020-08-14; 收修改稿日期: 2021-01-05; 接受日期: 2021-02-11; 网络版发表日期: 2021-06-23

国家自然科学基金项目(批准号: 41930642)资助

**摘要** 地貌演化受到区域构造抬升、气候变化和河流动力学共同调节. 然而, 如何通过地表剥蚀和河流下切作用来区分这些机制仍存在争议. 本文对贵州高原地区洞穴沉积物、现代河流沉积物和基岩中石英颗粒的原位宇宙成因核素 $^{10}\text{Be}$ 、 $^{26}\text{Al}$ 和 $^{21}\text{Ne}$ 含量进行分析, 探讨了 $^{21}\text{Ne}$ 在地质年代学中的适用性, 并讨论了该地区第四纪地貌演化历史. 通过 $^{26}\text{Al}$ - $^{10}\text{Be}$ 和 $^{21}\text{Ne}$ - $^{10}\text{Be}$ 核素对的对比分析, 我们发现石英样品中由U和Th衰变产生的核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 含量不可忽视, 也有可能可能存在继承性宇宙成因 $^{21}\text{Ne}$ . 在前人的研究基础上, 我们总结了宇宙成因核素 $^{21}\text{Ne}$ 精确定年须注意的几个方面: (1) 评估样品中核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 的贡献; (2) 避免采集有复杂埋藏历史的样品以排除继承性 $^{21}\text{Ne}$ 的影响; (3) 对第四纪样品 $^{10}\text{Be}$ - $^{26}\text{Al}$ - $^{21}\text{Ne}$ 三核素联用. 基于 $^{26}\text{Al}$ - $^{10}\text{Be}$ 核素对计算出的样品埋藏年代和流域在埋藏前的剥蚀速率, 我们确定了贵州高原地区不同时间尺度地表剥蚀速率和河流下切速率的变化. 不同时间尺度的 $^{26}\text{Al}$ - $^{10}\text{Be}$ 流域剥蚀速率、 $^{36}\text{Cl}$ 剥蚀速率和现代河流剥蚀速率的一致性, 表明贵州高原景观尺度的地表剥蚀速率可能在第四纪以来已经达到稳定状态. 该地区河流下切速率略高于局部地表剥蚀速率, 表明区域构造抬升导致的河流动力学可能尚未达到稳定状态.

**关键词** 宇宙成因核素, 埋藏定年, 下切速率, 地貌演化, 贵州高原

## 1 引言

陆地原位宇宙成因核素(TCN)被广泛应用于表层

地球系统科学研究, 例如暴露年代测定、剥蚀速率计算和埋藏年代测定(Dunai, 2010). 在适宜的矿物中测量单个TCN浓度可用于确定地表暴露年代或流域剥蚀

中文引用格式: 杨业, 刘彧, 马严, 徐胜, 刘丛强, 王世杰, Stuart F M, Fabel D. 2021. 贵州高原沉积物原位宇宙成因核素 $^{10}\text{Be}$ 、 $^{26}\text{Al}$ 和 $^{21}\text{Ne}$ 测年研究. 中国科学: 地球科学, 51(8): 1275–1288, doi: 10.1360/N072020-0270

英文引用格式: Yang Y, Liu Y, Ma Y, Xu S, Liu C, Wang S, Stuart F M, Fabel D. 2021. *In situ* cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  and  $^{21}\text{Ne}$  dating in sediments from the Guizhou Plateau, southwest China. Science China Earth Sciences, 64(8): 1305–1317, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9744-6>

速率(Gosse和Phillips, 2001). 当沉积物经历了快速埋藏且埋藏深度足够深以屏蔽后期宇宙射线的照射, 则可以通过对具有不同半衰期的核素对的分析, 估算沉积物的埋藏年代和古流域剥蚀速率(Lal, 1991; Granger和Muzikar, 2001). 其中<sup>26</sup>Al-<sup>10</sup>Be核素对被广泛应用于更新世沉积物定年. 将石英中的宇宙成因稳定核素<sup>21</sup>Ne与放射性核素<sup>26</sup>Al或<sup>10</sup>Be联合使用, 可以扩大<sup>26</sup>Al-<sup>10</sup>Be埋藏测年范围和改善测年的准确性(Balco和Shuster, 2009). 在过去二十年中, 石英中Ne同位素含量测定和源解析方法已经较为完善(Niedermann, 2002; Codilean等, 2008; Balco和Shuster, 2009; Heber等, 2009; Vermeesch等, 2015). 然而, 通过使用<sup>21</sup>Ne-<sup>26</sup>Al

和<sup>21</sup>Ne-<sup>10</sup>Be核素对对沉积物进行埋藏测年的研究鲜有报道(Balco和Shuster, 2009; Davis等, 2011; Matmon等, 2014; McPhillips等, 2016; Ma等, 2018; Sartégou等, 2018; Ben-Israel等, 2020). 究其原因, 主要是很难从不同来源Ne的混合物(大气、宇宙成因和核反应成因)中精确区分出其中的微量宇宙成因<sup>21</sup>Ne. 近期研究还认识到由U和Th衰变产生 $\alpha$ 粒子被<sup>18</sup>O捕获(<sup>18</sup>O[ $\alpha$ , n]<sup>21</sup>Ne)所产生的核反应成因<sup>21</sup>Ne不容忽略(Ben-Israel等, 2018; Balco等, 2019; Balter-Kennedy等, 2020), 核反应成因<sup>21</sup>Ne也被视为精确测量宇宙成因<sup>21</sup>Ne含量的主要障碍. 本文对贵州喀斯特地区(图1a)洞穴沉积物、现代河流沉积物和砂岩基岩三种类型样品中石英

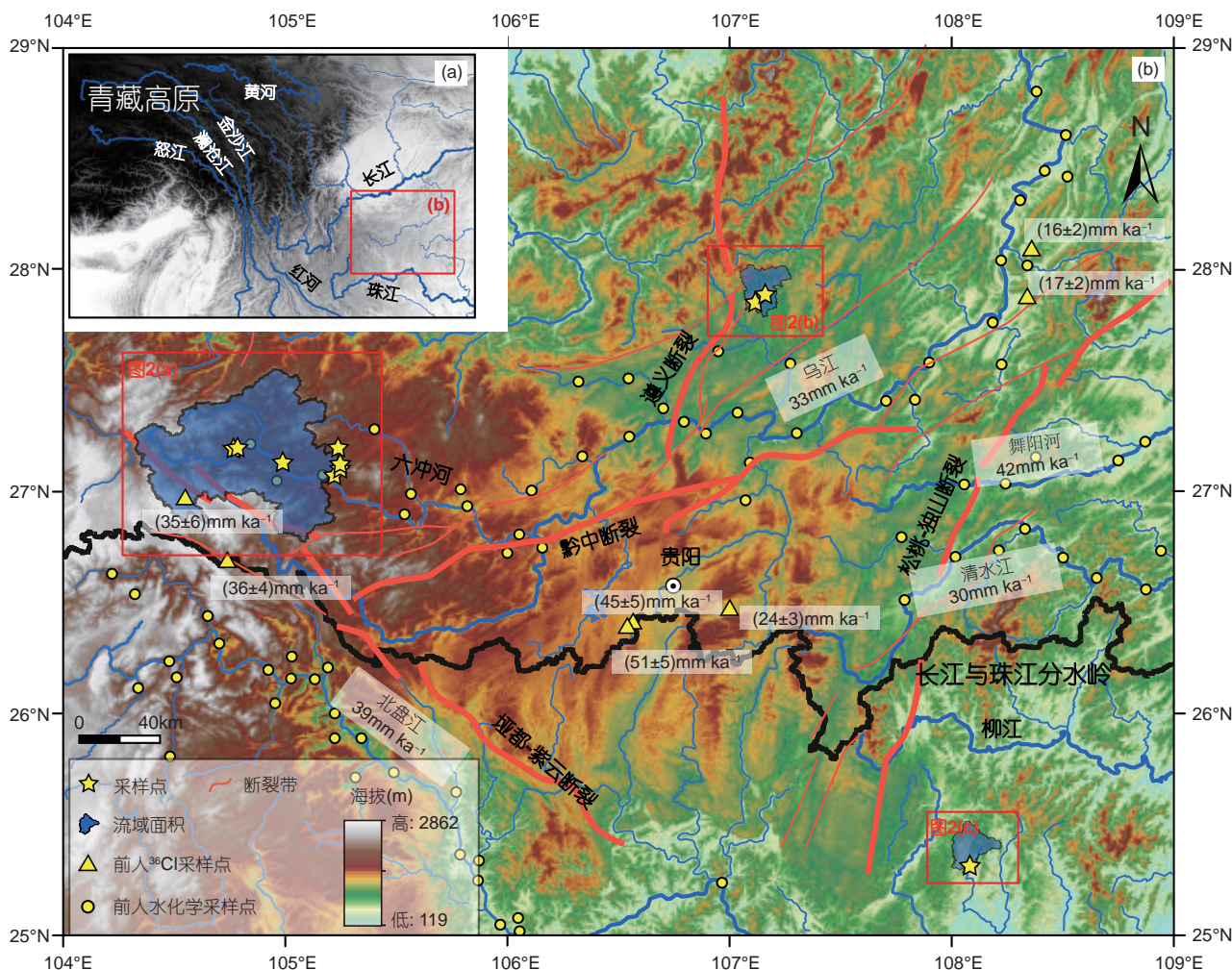


图 1 贵州高原地形特征和主要河流分布

地形基于30m分辨率Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)数字高程模型. 黄色三角形显示宇宙成因核素<sup>36</sup>Cl剥蚀速率(Xu等, 2013; Yang等, 2020). 河流名称及其下方剥蚀速率来自流域水化学研究(Han和Liu, 2004; Xu和Liu, 2010). 粗黑线表示长江和珠江流域两者的分水岭

的 $^{10}\text{Be}$ 、 $^{26}\text{Al}$ 和 $^{21}\text{Ne}$ 丰度进行了测试分析, 结合该地区不同时间尺度古剥蚀速率、沉积物埋藏年龄、水化学(Han和Liu, 2004; Xu和Liu, 2010)和宇宙成因核素 $^{36}\text{Cl}$ (Xu等, 2013; Yang等, 2020)数据, 计算了地表剥蚀率和河流下切速率. 本文的研究目的包括: (1) 通过 $^{10}\text{Be}$ - $^{26}\text{Al}$ 和U-Th分别量化石英中宇宙成因和核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 的含量; (2) 探讨贵州高原第四纪地貌演化与构造隆升.

## 2 地质背景和样品描述

### 2.1 研究区概况

青藏高原东南缘高程变化较缓(Clark等, 2004; Liu-Zeng等, 2008), 主要流域包括红河、长江中游和珠江(图1a). 贵州高原位于青藏高原最东南缘(图1b), 被认为是研究区域构造抬升、地表剥蚀和河流下切作用的天然实验场, 其中河流下切开始时间常用于解释区域构造抬升的初始时间(Clark等, 2005). 研究区海拔变化范围从西部~3000m到东部~100m, 其地表超过50万平方公里的面积由典型的碳酸盐岩喀斯特地貌组成, 碳酸盐岩主要形成于晚元古代至中三叠世末期. 研究区位于乌江(长江流域最大支流)和北盘江(珠江流域主要支流)源头地区(图1b), 这些河流及其主要支流深切高原地貌, 形成了陡峭的山谷和峡谷(Smart等, 1985), 同时在河谷间也发育了大量的多层溶洞. 为了讨论该地区溶洞的时空变化, 本文采集了包括洞穴沉积物、现代河流沉积物和基岩共15个样品(表1), 其中9个样品的 $^{10}\text{Be}$ 和 $^{26}\text{Al}$ 数据已发表(Liu等, 2013; 刘彧等, 2013).

### 2.2 样品采集

8个样品是由Liu等(2013)采自乌江支流六冲河流域, 包括5个洞穴沉积物和3个现代河流沉积物(图2a). 然后, 本文在该流域上游采集了3个砂岩基岩样品(HZ1、HZ2和TB1)用以校正核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 含量. 基岩样品采集于现代人工开采剖面, 这些样品被约10m厚的侏罗纪碳酸盐岩地层覆盖(图3a~3c). 位于洛安江的MWC(海拔(1130±5)m)和MDC(海拔(925±5)m)洞穴沉积物海拔分别为(90±5)和(34±5)m(图2b和图3d~3e). HC采样点位于珠江支流三岔河黑洞(刘彧等, 2013), 该洞穴海拔为(43±5)m(图2c). 所有现代河流沉积物和洞

穴沉积物(表1)均由砾石、砂和粉沙组成. 我们在野外选择分布均匀和粗细适当的样品以避免来自不同源区石英的复杂混合. 除了DYC样品采集自洞穴分支外, 其他所有深埋的洞穴沉积物均采集自洞穴侧向侵蚀干道.

## 3 分析方法

### 3.1 样品处理和分析

将所有样品破碎、筛选并获取250~500 $\mu\text{m}$ 部分, 然后进行磁选. 使用过量的HCl/HNO<sub>3</sub>去除氧化物和碳酸盐物质. 用2% HF/HNO<sub>3</sub>热溶液进行多次刻蚀, 以淋滤去除石英表面大气宇宙成因核素和其他杂质矿物, 最终获得Al浓度低于150ppm的纯化石英(1ppm=1 $\mu\text{g/g}$ ).

基于Kohl和Nishiizumi(1992)化学萃取方法, 在苏格兰大学环境研究中心(SUERC)进行了样品消解以及 $^{10}\text{Be}$ 和 $^{26}\text{Al}$ 的化学萃取(Liu等, 2013). 样品中的 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 和 $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 比值在SUERC 5MV加速器质谱仪(AMS)上进行分析, 分别使用 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 比值为 $2.79\times 10^{-11}$ 的NIST SRM 4325标准和 $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 比值为 $4.11\times 10^{-11}$ 的Z92-0222标准. 同时 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 和 $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 比值均根据完整的化学萃取空白进行了校正.  $^{27}\text{Al}$ 含量通过电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)进行测量.

基于SUERC标准方法(Codilean等, 2008; Vermeesch等, 2015; Ma等, 2018), 进行了17个纯化石英样品(包括重复分析样品DSC-d和YTGC-d)Ne的制备(萃取、纯化)和Ne同位素分析. 首先将~0.2g的石英在超纯丙酮溶液中进行润洗, 随后将其封装到铝箔中. 由于 $^{22}\text{Ne}$ 同位素的测量精度相对较低, 因此很难根据同位素特征区分宇宙成因和非宇宙成因Ne. 尽管人们期望用逐步加热萃取法来解决这个问题(Niedermann, 2002), 但是由于在加热温度低于600 $^{\circ}\text{C}$ 时也有核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 的释放, 很难对不同成因的 $^{21}\text{Ne}$ 进行定量分离(Schäfer等, 2002). 在本研究中, 我们使用一步加热到1350 $^{\circ}\text{C}$ 并保持25min来萃取石英中的Ne. 纯化后的Ne导入静态稀有气体质谱仪(MAP-215), 进行氦同位素比值分析. 同量异位素 $^{19}\text{F}^{+}$ 和 $^{40}\text{Ar}^{2+}$ 对 $^{20}\text{Ne}^{+}$ 的干扰以及 $^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2^{2+}$ 对 $^{22}\text{Ne}^{+}$ 的干扰分别通过 $^{19}\text{F}^{+}$ 、 $^{40}\text{Ar}^{+}$ 和 $^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2^{+}$ 信号进行校正. 同量异位素 $\text{H}_2^{18}\text{O}^{+}$ 对 $^{20}\text{Ne}^{+}$ 的干

表 1 样品信息以及<sup>10</sup>Be、<sup>26</sup>Al和<sup>21</sup>Ne测试结果<sup>a)</sup>

样品	经度 (E)	纬度 (N)	海拔 (m)	样品类型	换算系数 <sup>c)</sup>	河拔 <sup>d)</sup> (m)	<sup>10</sup> Be- <sup>26</sup> Al分析所用石英英量 (mg)	Al (ppm)	Be (mg)	<sup>10</sup> Be/ <sup>26</sup> Al ( $\times 10^{-13}$ )	<sup>26</sup> Al/ <sup>27</sup> Al ( $\times 10^{-13}$ )	<sup>20</sup> Ne/ <sup>22</sup> Ne/ <sup>20</sup> Ne ( $\times 10^{10}g^{-1}$ )	<sup>21</sup> Ne/ <sup>20</sup> Ne	误差
现代河流沉积物 (砾石、砂和粉沙)														
MDC-RB	107.1254°	27.8891°	891	砂岩砾石	1.57	0	17.827	223.1	0.2216	2.51	2.71	5.19	0.1021	0.0005
SXC-RB	104.9529°	27.1345°	1221	砂岩砾石	3.04	0	22.821	155.7	0.2162	1.65	1.75	7.03	0.1021	0.0003
DSC-RB	105.2024°	27.1999°	1512	砂岩砾石	3.04	0	23.586	146.9	0.2189	3.33	4.17	5.81	0.1018	0.0003
YTGC-RB	105.2095°	27.1098°	1398	砂岩砾石	3.04	0	24.446	127.6	0.2175	1.53	1.78	5.20	0.1023	0.0004
洞穴沉积物 (砾石、砂和粉沙)														
MWC	107.0816°	27.8548°	1130	砂岩砾石	1.86	90±5	18.700	199.9	0.2218	6.20	6.00	3.88	0.1026	0.0005
MDC	107.1254°	27.8891°	925	砂岩砾石	1.61	34±5	17.776	209.5	0.2209	7.11	7.29	4.62	0.1025	0.0006
SXC	104.9529°	27.1345°	1397	砂岩砾石	3.04	199±5	23.823	242.0	0.2176	0.14	0.05	6.05	0.1021	0.0006
DYC	105.1846°	27.0736°	1285	砂岩砾石	3.04	145±5	20.549	187.2	0.2188	1.19	0.35	4.64	0.1024	0.0006
DSC	105.2020°	27.1999°	1562	砂岩砾石	3.04	50±5	21.949	197.6	0.2157	2.91	2.01	4.60	0.1022	0.0002
DSC-d <sup>b)</sup>							195.5	-	-	-	-	5.61	0.1022	0.0005
DSC-S	105.2020°	27.1999°	1562	粗砂	3.04	50±5	21.986	131.9	0.2177	4.22	4.49	5.73	0.1023	0.0003
YTGC	105.2095°	27.1098°	1488	砂岩砾石	3.04	90±5	19.484	190.7	0.2176	1.67	1.53	6.38	0.1019	0.0003
YTGC-d <sup>b)</sup>							206.6	-	-	-	-	6.17	0.1021	0.0004
HC	108.0470°	25.3142°	608	砂岩砾石	1.25	43±5	19.222	201.0	0.2213	0.51	0.33	6.05	0.1019	0.0006
基岩 (砂岩)														
HZ1	104.7300°	27.1916°	1486	砂岩(J <sub>1</sub> )	2.36	26±5	19.316	-	0.2210	0.089	-	2.68	0.1031	0.0007
HZ2	104.7506°	27.1963°	1693	砂岩(J <sub>1</sub> )	2.72	233±5	-	207.1	-	-	-	5.97	0.1021	0.0002
TB1	105.2074°	27.1238°	1567	砂岩(J <sub>1</sub> )	2.51	117±5	-	179.0	-	-	-	6.50	0.1023	0.0002

a) Ne含量为总Ne的测量值。Ne是由1350°C一步法灼烧25min萃取。SXC-RB、DSC-RB、YTGC-RB、SXC、DYC、DSC、DSC-S和YTGC样品中的<sup>10</sup>Be和<sup>26</sup>Al浓度来自Liu等(2013), HC来自刘或等(2013)。b) 重复样品测量结果。c) 换算系数(Stone, 2000): 通过平均流域高程计算得出。d) 使用激光测距仪在野外测量获得, 最大误差假设为5m



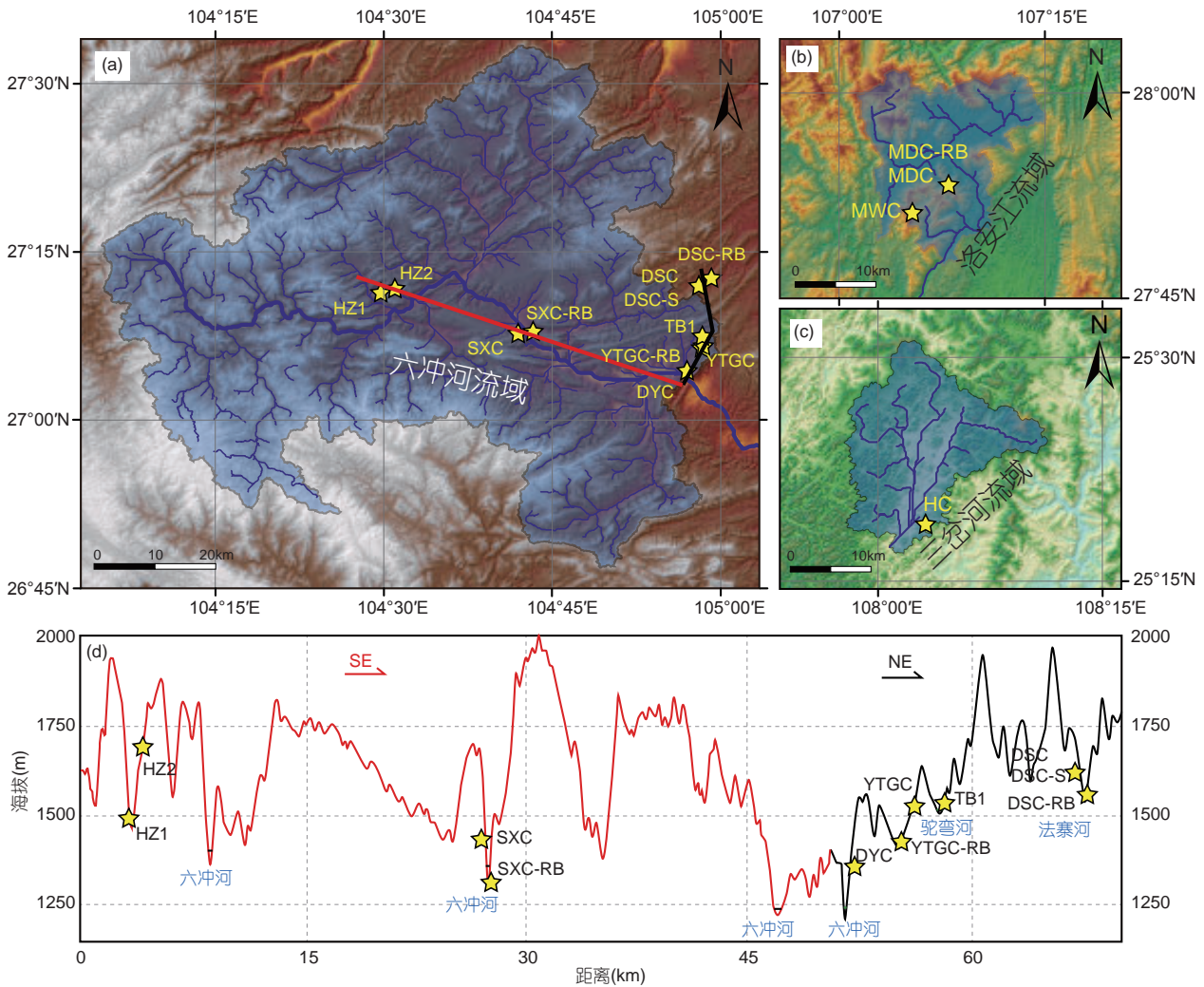


图 2 研究区地形和样品点分布  
(a)中红线和黑线为(d)中剖面位置

扰和 $^{65}\text{Cu}^{3+}$ 对 $^{21}\text{Ne}^+$ 的干扰可以忽略不计. 使用CREU-1标准(Vermesch等, 2015)对结果进行了归一化计算. 假设样品中Ne来源于大气、宇宙成因和核反应成因等三部分(Niedermann, 2002; Balco等, 2019), 同时忽略Ne的空白校正, 通过式(1)校正大气来源Ne, 从而可以计算得到由宇宙成因和核反应成因Ne组成的过剩 $^{21}\text{Ne}_{\text{ex}}$ :

$$^{21}\text{Ne}_{\text{ex}} = ^{20}\text{Ne}_m \times \left[ \left( ^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} \right)_m - \left( ^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} \right)_a \right], \quad (1)$$

其中,  $^{20}\text{Ne}_m$ 和 $(^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne})_m$ 分别是 $^{20}\text{Ne}$ 和 $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ 比值的测量值;  $(^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne})_a$ 指大气中的 $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ 比值, 通常使用0.002959(Eberhardt等, 1965). 同时该模型假设了

宇宙成因和核反应成因的 $^{20}\text{Ne}$ 忽略不计.

由U和Th衰变而产生的核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 可以表述为(Ben-Israel等, 2018; Balco等, 2019)

$$C_{21,\text{nuc}}(t_c) = \sum_i f_i F_{T,i} Y_{\alpha,i} N_i (e^{\lambda_i t_c} - 1), \quad (2)$$

其中,  $C_{21,\text{nuc}}(t_c)$ 是石英矿物自封闭以来(封闭年龄 $t_c$ )形成的核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 含量;  $i$ 代表放射性核素 $^{238}\text{U}$ 、 $^{235}\text{U}$ 和 $^{232}\text{Th}$ ;  $f_i$ 是由核素 $i$ 衰变产生 $\alpha$ 粒子的系数, 其中 $f_{238} = 4.04 \times 10^{-8}$ 、 $f_{235} = 5.62 \times 10^{-8}$ 和 $f_{232} = 6.08 \times 10^{-8}$ (Cox等, 2015);  $F_{T,i}$ 是描述 $\alpha$ 粒子在颗粒表层反冲丢失系数, 因石英颗粒经历多次刻蚀后已经去除了表面 $\alpha$ 粒子丢失缺陷, 所以本文假设 $F_{T,i} = 1$ (Bal-

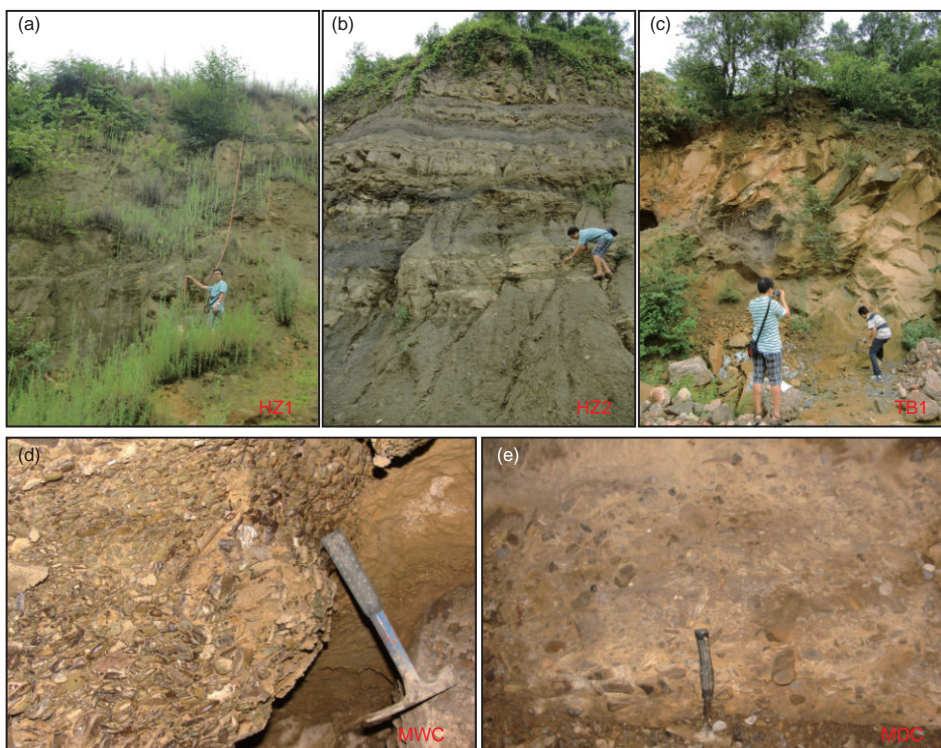


图 3 部分样品采集点剖面照片

co等, 2019); 在假设长期平衡条件下,  $Y_{\alpha,i}$ 是核素*i*衰变过程中产生的 $\alpha$ 粒子数量( $Y_{\alpha,238}=8$ 、 $Y_{\alpha,235}=7$ 和 $Y_{\alpha,232}=6$ );  $N_i$ 是<sup>238</sup>U、<sup>235</sup>U和<sup>232</sup>Th在石英矿物中的浓度(at g<sup>-1</sup>);  $\lambda_i$ 是核素*i*的衰变系数. 为了计算核反应成因<sup>21</sup>Ne浓度, 我们假设该地区石英矿物中的继承性核反应成因<sup>21</sup>Ne在~235Ma的铅锌矿床热事件时期(Hu和Zhou, 2012)已经全部丢失, 其中石英矿物中(U-Th)/Ne的封闭温度大约94°C(Shuster和Farley, 2005). 两个样品(DSC-d和YTGC-d)进行了重复分析, 以确认Ne同位素分析的重现性(详细讨论见5.1节).

### 3.2 宇宙成因核素对的埋藏定年

地表或近地表宇宙成因核素浓度 $C(x,\varepsilon,t)$ 与剥蚀速率( $\varepsilon$ )和暴露年龄( $t$ )之间的关系可以通过以下方程式(3)~(5)进行描述(Lal, 1991; Yang等, 2019):

$$C(x,\varepsilon,t) = C(x,0)e^{-\lambda t} + \sum_{i=\text{spal,slow,fast}} \frac{P_i}{\lambda + \frac{\rho}{A_i}\varepsilon} e^{-\frac{\rho}{A_i}x} \left[ 1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\rho}{A_i}\varepsilon\right)t} \right], \quad (3)$$

其中,  $C(x,0)$ 为继承性宇宙成因核素浓度(at g<sup>-1</sup>);  $x$ 为样

品在剖面中的深度(cm);  $\rho$ 为沉积物的密度(g cm<sup>-3</sup>);  $\lambda$ 是核素的衰变系数, 其中<sup>10</sup>Be是 $5.00 \times 10^{-7} \text{a}^{-1}$ (Chmeleff等, 2010; Korschinek等, 2010), 而<sup>26</sup>Al为 $9.83 \times 10^{-7} \text{a}^{-1}$ (Nishiizumi, 2004);  $P_i$ 是地表核素产率(at g<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup>);  $A_i$ 是有效衰变长度.

对于表层样品( $x=0$ ), 当假设地表达达到稳态条件( $t \gg 1/(\lambda + \rho\varepsilon/A)$ )和忽略 $\mu$ 子贡献时, 方程(3)可简化为(Lal, 1991)

$$C(\varepsilon) = \frac{P_{\text{spal}}}{\lambda + \frac{\rho}{A_{\text{spal}}}\varepsilon}. \quad (4)$$

如果沉积物经历了快速埋藏且埋藏深度足够深以屏蔽后期宇宙射线的照射, 并且埋藏年龄不能比双核素的半衰期老太多, 具有不同半衰期的核素对即可用于埋藏定年. 该模型可以计算沉积物埋藏年龄( $t_b$ )和埋藏前流域剥蚀速率( $\varepsilon$ )(Granger和Muzikar, 2001; Balco和Shuster, 2009):

$$C(\varepsilon, t_b)_m = \frac{P_m}{\lambda_m + \frac{\rho}{A_{\text{spal}}}\varepsilon} e^{-\lambda_m t_b}, \quad (5a)$$

$$C(\varepsilon, t_b)_n = \frac{P_n}{\lambda_n + \frac{\rho}{A_{spal}} \varepsilon} e^{-\lambda_n t_b}, \quad (5b)$$

其中,  $m$ 和 $n$ 代表成对的具有不同半衰期的宇宙成因核素, 如 $^{26}\text{Al}$ - $^{10}\text{Be}$ 或 $^{21}\text{Ne}$ - $^{10}\text{Be}$ 核素对;  $P_m$ 和 $P_n$ 是不同核素在流域的平均产率;  $A_{spal}$ 是散裂成因的有效衰减长度( $160\text{g cm}^{-2}$ ). 表1列出了流域平均产率相对于海平面和高纬度地区(SLHL)产率的换算系数(Lal, 1991; Stone, 2000). 本文使用 $^{10}\text{Be}$ 的SLHL产率为 $4.01\text{at g}^{-1}\text{a}^{-1}$ (Borchers等, 2016),  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 和 $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be}$ 产率比值分别为6.75(Balco和Rovey, 2008)和4.01(Kober等, 2011).

对于 $^{26}\text{Al}$ - $^{10}\text{Be}$ 核素对, 将方程式(5a)代入方程式(5b)可以得到一个超越方程, 使用蒙特卡罗模拟以求解最优埋藏年龄和埋藏前流域剥蚀速率. 首先假定测量数据( $C_m \pm \sigma_m$ 和 $C_n \pm \sigma_n$ )遵循( $C_m, \sigma_m$ )和( $C_n, \sigma_n$ )的正态分布, 然后对核素 $m$ 和 $n$ 设置5000个随机正态分布的集合, 其中 $C_m$ 和 $C_n$ 是测量浓度,  $\sigma_m$ 和 $\sigma_n$ 是测量误差. 每对生成的核素浓度及误差使用牛顿法求解最优拟合值以确定其埋藏前流域剥蚀速率和埋藏年龄, 其中误差使用 $1\sigma$ 置信度范围. 对于 $^{10}\text{Be}$ - $^{21}\text{Ne}$ 核素对( $\lambda_{21}=0$ ), 将方程(5a)代入方程式(5b)可以直接求解代数方程结果.

### 3.3 基岩HZ1样品埋藏后宇宙成因核素产量计算

对于浅地表样品(10m以内)HZ1、HZ2和TB1, 样品埋藏后的产率不可忽略. 本文假设基岩表层为稳态剥蚀来探讨 $\mu$ 介子对核素的贡献:

$$C(\varepsilon) = \sum_{i=\text{spal,slow,fast}} \frac{P_i}{\lambda + \frac{\rho}{A_i} \varepsilon} e^{-\frac{\rho}{A_i} x}. \quad (6)$$

以HZ1为例, 其中样品深度( $x$ )为1000cm, 密度( $\rho$ )为 $2.6\text{g cm}^{-3}$ ; 对于宇宙成因核素 $^{10}\text{Be}$ , 其 $P_{spal}$ 、 $P_{slow}$ 、 $P_{fast}$ 、 $A_{spal}$ 、 $A_{slow}$ 和 $A_{fast}$ 分别取 $9.51\text{at g}^{-1}\text{a}^{-1}$ 、 $0.1844\text{at g}^{-1}\text{a}^{-1}$ 、 $0.0728\text{at g}^{-1}\text{a}^{-1}$ 、 $160\text{g cm}^{-2}$ 、 $977\text{g cm}^{-2}$ 和 $3642\text{g cm}^{-2}$ (Balco, 2017; Yang等, 2020). 通过方程式(6)求解基岩地表剥蚀速率, 然后埋藏后宇宙成因 $^{21}\text{Ne}$ 含量可以根据方程式(7)进行估算, 其中慢 $\mu$ 介子产率可以忽略且快 $\mu$ 介子SLHL产率为 $0.2\text{at g}^{-1}\text{a}^{-1}$ (Fernandez-Mosquera等, 2008; Balco等, 2019):

$$C(\varepsilon) = \sum_{i=\text{spal,fast}} \frac{P_i}{\lambda + \frac{\rho}{A_i} \varepsilon} e^{-\frac{\rho}{A_i} x}, \quad (7)$$

其中,  $A_{spal}$ 和 $A_{fast}$ 分别为 $160$ 和 $4320\text{g cm}^{-2}$ ;  $P_{spal}$ 和 $P_{fast}$ 根据转换系数2.36进行计算(Stone, 2000).

## 4 结果

### 4.1 $^{10}\text{Be}$ 和 $^{26}\text{Al}$ 浓度、埋藏年龄和埋藏前流域剥蚀速率

宇宙成因核素 $^{10}\text{Be}$ 和 $^{26}\text{Al}$ 的分析和计算结果分别列于表1和表2. 其中样品SXC-RB、DSC-RB、YTGC-RB、SXC、DYC、DSC、DSC-S和YTGC的 $^{10}\text{Be}$ 和 $^{26}\text{Al}$ 浓度引自Liu等(2013), 样品HC引自刘彧等(2013). 除了SXC(较低浓度 $6.1 \times 10^3\text{at g}^{-1}$ 和20.6%不确定度)、HC(较低浓度 $33.5 \times 10^3\text{at g}^{-1}$ 和6.9%不确定度)和HZ1(较低浓度 $6.8 \times 10^3\text{at g}^{-1}$ 和25.6%不确定度)三个样品有较大的误差范围, 其他样品的 $^{10}\text{Be}$ 浓度变化范围在 $8.14 \times 10^4 \sim 5.76 \times 10^5\text{g}^{-1}$ 之间, 且不确定度均优于4%(表2). 除SXC(42.4%)、DYC(9.3%)和HC(9.2%)外, 其他样品 $^{26}\text{Al}$ 的分析不确定度均优于5%. 根据3.2节中的方法和参数, 我们对埋藏年龄和埋藏前流域剥蚀速率进行了重新计算. 结果表明埋藏年龄与前人的计算结果基本一致(Liu等, 2013; 刘彧等, 2013), 而重新计算的较高埋藏前流域剥蚀速率是因为本文使用了平均流域海拔高度而非使用采样点海拔高度进行计算. 对于现代河流沉积物, MDC-RB和DSC-RB分别得到 $0.00_{-0.00}^{+0.08}$ 和 $0.00_{-0.00}^{+0.10}\text{Ma}$ 的埋藏年龄, 表明两个样品为连续暴露过程且并未经历复杂埋藏历史. 然而, SXC-RB和YTGC-RB可能经历了复杂的埋藏历史, 其埋藏年龄分别为 $0.25_{-0.11}^{+0.10}$ 和 $0.34_{-0.11}^{+0.12}\text{Ma}$ . 对于洞穴沉积物, 所有数据均显示出明显的核素衰变, 其 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 比值均低于6(表2), 表明样品经历了不同的埋藏历史. SXC相对较高埋藏年龄( $1.45_{-0.87}^{+1.13}\text{Ma}$ )可能是由于埋藏前的高剥蚀速率和/或较大的测量误差结果造成(Liu等, 2013). 此外, 如此低的核素浓度和 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 比值也可能是复杂的循环再沉积作用导致. 对于基岩, 我们在HZ1样品中测量到了一定浓度的 $^{10}\text{Be}$  ( $6.8 \pm 1.8$ ) $\times 10^3\text{at g}^{-1}$ , 表明在约10m的深度中 $\mu$ 介子的贡献不容忽视. 在下节中, 我们将做出稳态假设来估计基岩中宇宙成因 $^{21}\text{Ne}$ 对总过剩 $^{21}\text{Ne}$ 的贡献. 除了SXC样品具有异常高( $580\text{mm ka}^{-1}$ )的埋藏前流域剥蚀速率外, 其余样品的



速率变化范围在5.8~68.6mm ka<sup>-1</sup>之间, 该速率与宇宙成因核素<sup>36</sup>Cl计算的碳酸盐岩地表剥蚀速率基本一致(Xu等, 2013; Yang等, 2020)(图4a).

### 4.2 Ne同位素比值

Ne的三个同位素分析结果列于表1和表2中. <sup>21</sup>Ne浓度范围为3.1×10<sup>6</sup>~14.4×10<sup>6</sup>at g<sup>-1</sup>. 在1σ置信范围内, 所有Ne同位素比值都位于Ne同位素图解的散裂线上(图5). 但是, 由于沉积物中大气Ne含量很高, 并且<sup>22</sup>Ne同位素的测量精度相对较低, 因此很难根据这些样品中的Ne同位素特征来区分宇宙成因和核反应成因<sup>21</sup>Ne. <sup>10</sup>Be-<sup>21</sup>Ne核素对的埋藏年龄明显大于<sup>26</sup>Al-<sup>10</sup>Be核素对的埋藏年龄, 这表明非宇宙成因<sup>21</sup>Ne可能在总过剩Ne(<sup>21</sup>Ne<sub>ex</sub>)中占有相当的比例(图4和表2). 为了评估核反应成因<sup>21</sup>Ne的贡献, 根据<sup>21</sup>Ne/<sup>10</sup>Be产率比值(4.01±0.17)(Kober等, 2011)和<sup>26</sup>Al-<sup>10</sup>Be核素对获得的稳态剥蚀速率可以计算宇宙成因<sup>21</sup>Ne在石英中的含量, 减去该部分宇宙成因<sup>21</sup>Ne可粗略得到核反应成因<sup>21</sup>Ne含量(表2). 计算结果表明, 样品中核反应成因<sup>21</sup>Ne可能占据总过剩<sup>21</sup>Ne(<sup>21</sup>Ne<sub>ex</sub>)的61.5~98.9%, 这与前人的研究结果基本一致(Middleton等, 2012; Balco等, 2019).

### 4.3 核反应成因<sup>21</sup>Ne的估算

根据3.1节所述模型, 可以根据石英中的U和Th浓度估算核反应成因<sup>21</sup>Ne的含量. 本研究中, U和Th含量

采用Balco等(2019)文中50个数据的平均值(U=(0.189±0.146)ppm和Th=(0.580±0.501)ppm)进行估算. 假设封闭年龄的不确定性为20% (235±47Ma), 计算结果得到核反应成因<sup>21</sup>Ne浓度为(14.5±9.5)×10<sup>6</sup>at g<sup>-1</sup>, 它占据了大部分的过剩<sup>21</sup>Ne(<sup>21</sup>Ne<sub>ex</sub>). 该结果与基于<sup>26</sup>Al-<sup>10</sup>Be核素对的估算值基本一致(表2和3).

### 4.4 样品HZ1地表剥蚀速率和埋藏后核反应成因<sup>21</sup>Ne的估算

根据稳态剥蚀假设和10m深样品中观察到的<sup>10</sup>Be浓度, 使用蒙特卡罗方法计算了样品HZ1的地表剥蚀速率为(74±29)mm ka<sup>-1</sup>(表3). 该结果与<sup>26</sup>Al-<sup>10</sup>Be埋藏前流域剥蚀速率(表2)和<sup>36</sup>Cl碳酸盐岩地表剥蚀速率大致相似(Xu等, 2013; Yang等, 2020). 由方程(7)估算的埋藏后宇宙成因<sup>21</sup>Ne含量(0.058±0.023)×10<sup>6</sup>at g<sup>-1</sup>(表3)与总过剩<sup>21</sup>Ne含量(19.1±1.4)×10<sup>6</sup>at g<sup>-1</sup>相比, HZ1样品中宇宙成因核素<sup>21</sup>Ne可以忽略不计.

## 5 讨论

### 5.1 过剩<sup>21</sup>Ne分析

稳定宇宙成因核素<sup>21</sup>Ne在地球表层系统科学研究中有潜在的应用前景, 其主要原因包括: (1) 相比于<sup>10</sup>Be、<sup>26</sup>Al和<sup>36</sup>Cl等放射性宇宙成因核素, <sup>21</sup>Ne的质谱分析技术费用要比AMS技术大幅降低; (2) <sup>21</sup>Ne质谱分析技术所需的石英量远远低于AMS技术. 但是石英

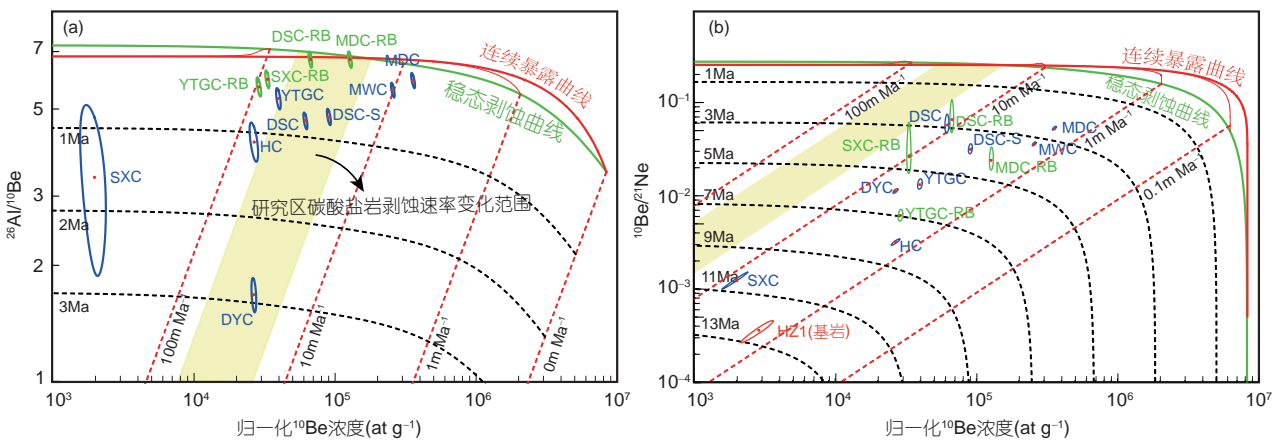


图 4 宇宙成因核素对图解

其中<sup>10</sup>Be浓度根据Stone(2000)归一化到SLHL. 绿色和蓝色椭圆分别表示现代河流沉积物和洞穴沉积物结果(1σ置信区间). 黄色阴影区显示研究区内<sup>36</sup>Cl碳酸盐岩地表剥蚀速率变化范围16~51mm ka<sup>-1</sup>(Xu等, 2013; Yang等, 2020)



表2  $^{10}\text{Be}$ 、 $^{26}\text{Al}$ 和 $^{21}\text{Ne}$ 计算结果

样品	$[^{10}\text{Be}]$ ( $\times 10^3 \text{ at g}^{-1}$ )	$[^{26}\text{Al}]$ ( $\times 10^4 \text{ at g}^{-1}$ )	$[^{21}\text{Ne}_{\text{ex}}]$ ( $\times 10^6 \text{ at g}^{-1}$ )	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$	$^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$ ( $\times 10^{-2}$ )	$^{10}\text{Be}-^{26}\text{Al}^{\text{b}}$ (Ma)	剥蚀速率 <sup>b)</sup> ( $\text{mm ka}^{-1}$ )	$^{10}\text{Be}-^{21}\text{Ne}^{\text{c}}$ (Ma)	核反应成因 $^{21}\text{Ne}^{\text{d}}$ ( $\times 10^6 \text{ at g}^{-1}$ )	下切速率 ( $\text{mm ka}^{-1}$ )
现代河流沉积物										
MDC-RB	200.8±6.5	134.1±4.8	8.3±2.3	6.68±0.32	2.41±0.67	0.00 $^{+0.08}_{-0.00}$	18.4 $^{+1.4}_{-1.3}$	4.40±0.48	7.47 (89.7%)	—
SXC-RB <sup>a)</sup>	101.3±3.5	60.3±2.4	3.7±2.1	5.95±0.31	2.7±1.5	0.25 $^{+0.10}_{-0.11}$	62.6 $^{+5.2}_{-4.7}$	4.4±1.1	3.24 (86.9%)	—
DSC-RB <sup>a)</sup>	203.9±6.2	136.3±4.9	3.1±1.2	6.68±0.31	6.6±2.6	0.00 $^{+0.10}_{-0.00}$	35.1 $^{+2.5}_{-2.4}$	2.60±0.75	2.22 (71.8%)	—
YTGC-RB <sup>a)</sup>	88.3±3.4	50.3±2.1	14.4±2.0	5.69±0.32	0.612±0.089	0.34 $^{+0.12}_{-0.11}$	68.6 $^{+6.5}_{-5.7}$	7.15±0.26	13.97 (96.9%)	—
洞穴沉积物										
MWC	478±14	266.9±8.3	13.26±0.46	5.58±0.24	3.60±0.17	0.32 $^{+0.08}_{-0.09}$	7.60 $^{+0.55}_{-0.51}$	3.48±0.08	10.80 (81.4%)	281±81
MDC	576±18	340±11	10.83±0.36	5.91±0.26	5.32±0.25	0.18 $^{+0.08}_{-0.09}$	5.78 $^{+0.45}_{-0.39}$	2.72±0.08	8.03 (74.1%)	189±98
SXC <sup>a)</sup>	6.1±1.3	2.0±0.9	4.86±0.15	3.4±1.6	0.125±0.026	1.45 $^{+1.13}_{-0.87}$	580 $^{+450}_{-280}$	10.53±0.42	4.81 (98.9%)	137±82
DYC <sup>a)</sup>	81.4±3.2	13.7±1.3	7.24±0.28	1.68±0.17	1.142±0.062	2.84 $^{+0.21}_{-0.20}$	21.3 $^{+2.7}_{-2.5}$	6.07±0.11	5.80 (80.2%)	51.1±4.0
DSC <sup>a)</sup>	188.4±6.1	87.9±3.2	3.3±1.5	4.68±0.23	6.2±2.5	0.74 $^{+0.10}_{-0.10}$	26.2 $^{+2.1}_{-1.9}$	2.86±0.45	1.86 (61.5%)	68±11
DSC-S <sup>a)</sup>	276.0±8.9	131.8±4.7	8.7±1.0	4.77±0.23	3.17±0.40	0.68 $^{+0.10}_{-0.09}$	18.3 $^{+1.5}_{-1.3}$	3.96±0.23	7.03 (80.8%)	74±12
YTGC <sup>a)</sup>	121.3±4.6	64.5±3.2	9.1±2.3	5.31±0.33	1.27±0.21	0.48 $^{+0.13}_{-0.13}$	46.5 $^{+4.6}_{-4.0}$	5.70±0.24	9.91 (93.1%)	186±52
HC <sup>a)</sup>	33.5±2.3	13.8±1.3	10.54±0.36	4.13±0.47	0.318±0.024	1.01 $^{+0.23}_{-0.23}$	53.4 $^{+9.5}_{-8.3}$	8.28±0.15	10.30 (97.8%)	43±11
基岩										
HZ1	6.8±1.8	—	19.1±1.4	—	0.036±0.010	—	—	12.68±0.53	—	—
HZ2	—	—	11.3±1.2	—	—	—	—	—	—	—
TB1	—	—	9.4±2.9	—	—	—	—	—	—	—

a) SXC-RB、DSC-RB、YTGC-RB、SXC、DYC、DSC、DSC-S和YTGC样品 $^{10}\text{Be}$ 和 $^{26}\text{Al}$ 浓度引自Liu等(2013); HC样品 $^{10}\text{Be}$ 和 $^{26}\text{Al}$ 浓度引自刘斌等(2013)。b)  $^{10}\text{Be}-^{26}\text{Al}$ 埋藏年龄和埋藏前流域剥蚀速率基于蒙特卡罗模拟法根据方程(5a)和(5b)计算(详情请见3.2节)。c) 根据总过剩 $^{21}\text{Ne}_{\text{ex}}$ (宇宙成因和核反应成因)计算 $^{10}\text{Be}-^{21}\text{Ne}$ 埋藏年龄。d) 核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 含量基于方程式 $^{21}\text{Ne}_{\text{nuclogenic}} = ^{21}\text{Ne}_{\text{ex}} - P(\rho\epsilon/A)$ 计算, 其中剥蚀速率 $\epsilon$ 是根据 $^{26}\text{Al}-^{10}\text{Be}$ 核素对计算, 产率 $P$ 使用埋藏前流域平均 $^{21}\text{Ne}$ 产率

中过剩 $^{21}\text{Ne}$ 组分的复杂性限制了其广泛应用。尽管Ne同位素比值数据在Ne同位素( $1\sigma$ 置信区间)图解中均分布在散裂线附近(图5), 但是在大量大气Ne存在的情况下, 很难精确测量 $^{22}\text{Ne}$ 含量并用以区分核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 和宇宙成因 $^{21}\text{Ne}$ (Middleton等, 2012; Balco等, 2019)。逐步加热萃取法是一种潜在的可以用以区分两者的实验技术, 但是目前在加热萃取过程中, 低于 $600^\circ\text{C}$ 和高于 $800^\circ\text{C}$ 都会释放石英中的核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ (Niedermann, 2002)。Vermeesch等(2015)总结了不同实验室加热萃取方法并对同一仅由大气和宇宙成因Ne组成的标准样品(CREU-1)进行了测试分析, 发现不同实验室之间存在一定偏差。由于在石英加热萃取Ne的过程中对核反应

成因 $^{21}\text{Ne}$ 释放控制较难, 诸如Balco等(2019)和Balter-Kennedy等(2020)也采用了逐步加热萃取Ne的方法, 但也无法准确估算核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 的贡献。所以, 对总过剩 $^{21}\text{Ne}$ 进行核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 校正以获得宇宙成因 $^{21}\text{Ne}$ 浓度显得非常重要。考虑到上述原因, 我们在本研究中采用了一步加热萃取的方法, 并试图用其他方法校正核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 的影响。目前过剩 $^{21}\text{Ne}$ 中估算核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 浓度主要有两种方法: (1) 假设Ne和Xe(Ar)在矿物中具有相同的封闭条件, 通过进行Xe(Ar)的同位素测量以扣除核反应成因 $^{21}\text{Ne}$ 部分(Fujioka等, 2005; Middleton等, 2012); (2) 对已知封闭年龄的石英样品进行U和Th测量(Balco等, 2019), 通过方程(2)直接估算核反应

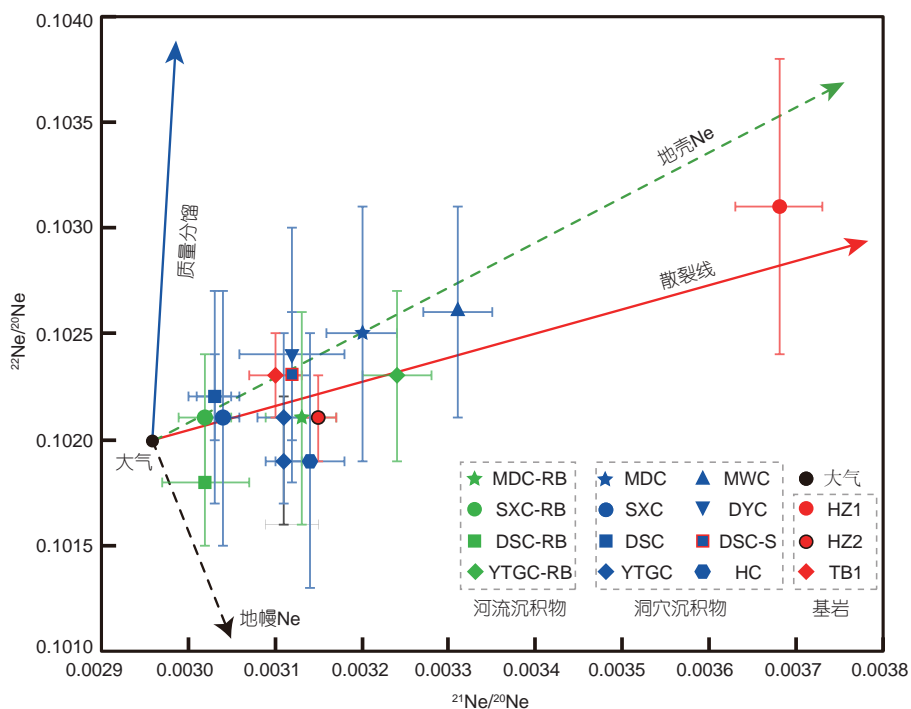


图 5 Ne同位素图解

红色实线表示大气Ne(<sup>21</sup>Ne/<sup>20</sup>Ne=0.002959和<sup>22</sup>Ne/<sup>20</sup>Ne=0.102)与宇宙成因Ne(<sup>21</sup>Ne/<sup>20</sup>Ne=0.8±0.1和<sup>22</sup>Ne/<sup>20</sup>Ne=1.01±0.13)端元的混合线, 修改自Niedermann (2002)

成因<sup>21</sup>Ne含量。由于石英中(U-Th)/Ne的地质封闭温度约为94°C(Shuster和Farley, 2005), 假设研究区~235Ma前Pb-Zn矿床的矿化事件(Hu和Zhou, 2012)为石英的封闭年龄, 对于基岩样品HZ1, 通过方程(2)计算核反应成因<sup>21</sup>Ne的浓度为(14.5±9.5)×10<sup>6</sup>at g<sup>-1</sup>(表3), 该结果与根据<sup>10</sup>Be地表剥蚀速率反演核反应成因<sup>21</sup>Ne浓度结果(表2)基本一致。沉积物在暴露和搬运过程中可能产生继承性<sup>21</sup>Ne, 然而有理由相信在该区域的加热成矿过程中继承性<sup>21</sup>Ne早已脱气丢失, 因此基岩(HZ1、HZ2和TB1)中继承的<sup>21</sup>Ne可忽略不计。同时为了排除HZ1埋藏后产生宇宙成因<sup>21</sup>Ne的可能性, 我们通过方程(6)和(7)估算了埋藏后宇宙成因<sup>21</sup>Ne的浓度。其结果为(0.058±0.023)×10<sup>6</sup>at g<sup>-1</sup>, 该值相比于总过剩<sup>21</sup>Ne可以忽略不计。这表明HZ1基岩中<sup>21</sup>Ne可能大部分是由核反应成因<sup>21</sup>Ne组成, 或者在矿化事件与基岩地层形成事件之间继承性宇宙成因核素浓度。

当不考虑核反应成因<sup>21</sup>Ne时, <sup>26</sup>Al-<sup>10</sup>Be和<sup>21</sup>Ne-<sup>10</sup>Be核素对计算的埋藏年龄和埋藏前流域剥蚀速率存在巨大差异(图4和表2), 表明沉积物中的核反应成因和/或

表 3 HZ1核反应成因<sup>21</sup>Ne浓度和地表剥蚀速率结果

参数	数值
[U] <sup>a)</sup> (ppm)	0.189±0.146
[Th] <sup>a)</sup> (ppm)	0.580±0.146
核反应成因 <sup>21</sup> Ne <sup>b)</sup> (×10 <sup>6</sup> at g <sup>-1</sup> )	14.5±9.5
地表剥蚀速率 <sup>c)</sup> (mm ka <sup>-1</sup> )	74±29
埋藏后生成的 <sup>21</sup> Ne <sup>d)</sup> (×10 <sup>6</sup> at g <sup>-1</sup> )	0.058±0.023

a) U和Th的平均值和误差值来自Balco等(2019)。b) 由方程(2)计算并假设石英矿物封闭年龄为(235±47)Ma。c) 稳态剥蚀假设条件下由<sup>10</sup>Be浓度计算。d) 由方程(6)和(7)计算

继承性的<sup>21</sup>Ne在总过剩<sup>21</sup>Ne中具有相当高的比例。<sup>21</sup>Ne-<sup>10</sup>Be核素对的埋藏前流域剥蚀速率明显低于基于<sup>26</sup>Al-<sup>10</sup>Be核素对、水化学数据(Han和Liu, 2004; Xu和Liu, 2010)和宇宙成因核素<sup>36</sup>Cl(Xu等, 2013; Yang等, 2020)得到的地表剥蚀速率(图4), 同时也可能是由于高估了宇宙成因<sup>21</sup>Ne含量而引起的。综合前人<sup>21</sup>Ne-<sup>10</sup>Be核素对数据(图6和网络版附表1, <http://earthcn.scichina.com>), 我们发现几乎所有表层样品都分布于连续暴露

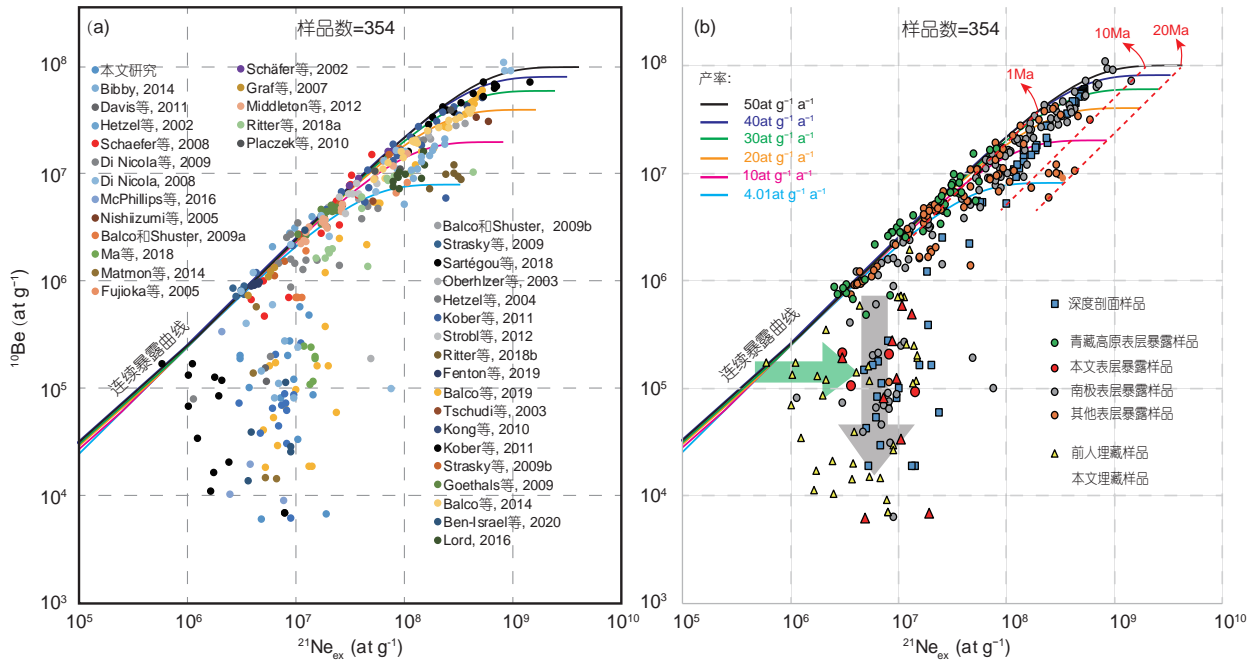


图6 已有研究中<sup>21</sup>Ne-<sup>10</sup>Be浓度变化范围

彩色曲线表示无剥蚀条件下不同产率连续暴露曲线。红色虚线表示不同暴露时间。灰色和绿色箭头分别表示<sup>10</sup>Be的衰变和存在核反应成因<sup>21</sup>Ne和/或继承性<sup>21</sup>Ne。参考资料和数据汇编详见网络版附表1

曲线上，这是因为表层样品的产率较高且<sup>10</sup>Be的衰变可忽略不计。但是，由于埋藏后石英样品中的<sup>10</sup>Be衰变(图6b中的灰色箭头)和/或不可忽略的核反应成因<sup>21</sup>Ne或继承性<sup>21</sup>Ne(图6b中的绿色箭头)可能使样品偏离连续暴露曲线。我们还发现高浓度的<sup>21</sup>Ne<sub>ex</sub> (>10<sup>7</sup>at g<sup>-1</sup>)很少受核反应成因<sup>21</sup>Ne的影响，这是由于相对较高的宇宙成因<sup>21</sup>Ne含量掩盖了含量较低的核反应成因<sup>21</sup>Ne所带来的影响。如上所述，U-Th衰变产生的核反应成因<sup>21</sup>Ne和复杂埋藏历史形成的继承性<sup>21</sup>Ne都会导致对埋藏年龄的高估和流域剥蚀速率的低估。结合前人的研究(Niedermann, 2002; Ben-Israel等, 2018; Ma和Stuart, 2018; Balco等, 2019)，精确定量石英中宇宙成因核素<sup>21</sup>Ne含量可以通过以下途径实现：(1) 估算样品中核反应成因<sup>21</sup>Ne的贡献；(2) 避免采集具有复杂埋藏历史的样品以排除继承性<sup>21</sup>Ne的影响；(3) <sup>10</sup>Be-<sup>26</sup>Al-<sup>21</sup>Ne三核素的联用。

### 5.2 贵州高原第四纪地貌演化

在稳态剥蚀模型的假设条件下，宇宙成因核素<sup>21</sup>Ne已被用于研究河流沉积物地表剥蚀速率。但是，

因<sup>21</sup>Ne为稳定同位素，其河流沉积物中的核反应成因和继承性<sup>21</sup>Ne不容忽略。高估的宇宙成因<sup>21</sup>Ne可能导致地表剥蚀速率的低估和暴露年龄的高估(Hetzel等, 2002; Graf等, 2007; Codilean等, 2008; Strasky等, 2009; Ma等, 2016)。深度剖面法虽然可以有效地区分宇宙成因<sup>21</sup>Ne和核反应成因/继承性<sup>21</sup>Ne(Phillips等, 1998; Ma等, 2016)，但是由于快速堆积埋藏样品没有后期生成核素且在深度上没有核素浓度变化，所以该方法并不能用于埋藏样品。在本文研究中，我们结合<sup>10</sup>Be-<sup>26</sup>Al-<sup>21</sup>Ne核素来研究第四纪地貌演化历史。通过模拟计算，埋藏前流域剥蚀速率(排除580mm ka<sup>-1</sup>异常高值的SXC样品，异常低值的MWC和MDC样品)变化范围为18.3~68.6mm ka<sup>-1</sup>(均值(39±18)mm ka<sup>-1</sup>)，该值与宇宙成因核素<sup>36</sup>Cl(16~51mm ka<sup>-1</sup>)(Xu等, 2013; Yang等, 2020)和水化学数据(30~42mm ka<sup>-1</sup>)(Han和Liu, 2004; Xu和Liu, 2010)得出的碳酸盐岩地表剥蚀速率基本一致(图4)。在稳态假设下由方程(6)计算得到的HZ1地表剥蚀速率为74mm ka<sup>-1</sup>(表3)，也显示相似结果。六冲河流域和三岔河流域的河流下切速率分别为53.2<sup>+4.1</sup><sub>-3.9</sub>和42.6<sup>+13.8</sup><sub>-9.1</sub>mm ka<sup>-1</sup>(图7)，这些数值均略高于研究区地



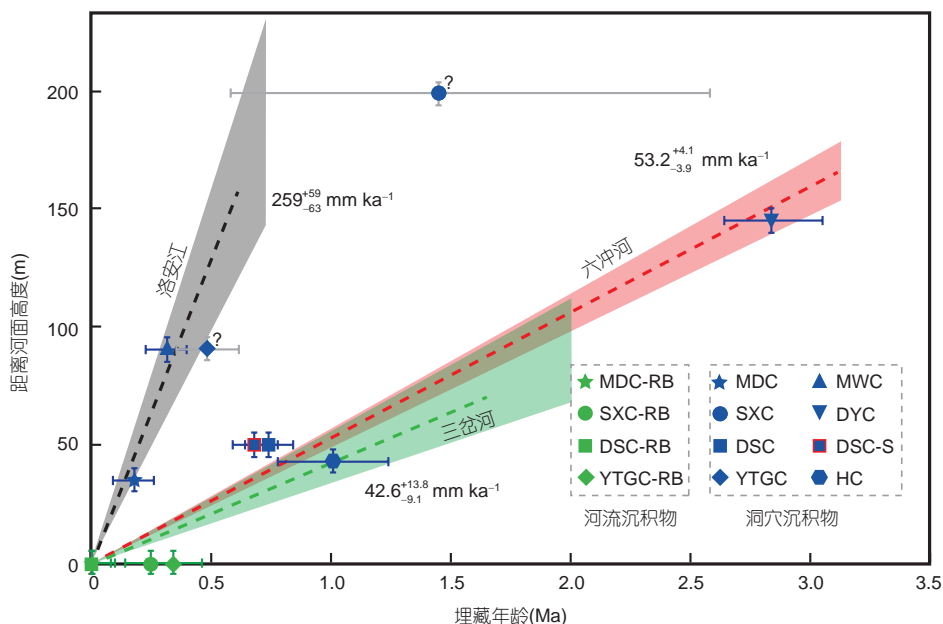


图7 贵州高原研究区河流下切速率

除两个异常值外(SXC和YTGC), 红色、黑色和绿色虚线分别表示六冲河、洛安江和三岔河的最优拟合河流下切速率. 阴影区域表示1σ不确定性

表剥蚀速率, 可能是局部区域构造隆升造成的结果. 然而洛安江流域的河流下切速率较高( $259^{+59}_{-63} \text{mm ka}^{-1}$ )(图7)和埋藏前流域剥蚀速率较低(表2), 均表明可能该地区的河流向源侵蚀晚于其他地区, 但第四纪以来河流动力学作用更强(表2), 同时也可能受该地区遵义断层控制的强烈构造隆升影响(图1b). 本文河流下切速率以及前人<sup>36</sup>Cl地表剥蚀速率均表明贵州西部和中部高地地区的下切/剥蚀速率较高, 而东部相对低海拔地区较低(图1b), 该结果可能反映了贵州西部和中部高原的构造抬升和河流向源侵蚀控制了河流下切和地表剥蚀速率的空间变化. 综上所述, 本文埋藏前流域剥蚀速率、前人<sup>36</sup>Cl地表剥蚀速率、水化学数据和现代河流沉积物剥蚀速率在不同时间尺度上的一致性, 暗示第四纪以来地貌景观尺度的地表剥蚀速率已经接近稳定. 然而该地区河流下切速率略高于地表剥蚀速率可能表明区域构造抬升和河流动力学尚未达到稳定状态.

## 6 结论

根据贵州高原洞穴沉积物、现代河流沉积物和基

岩砂岩中的<sup>10</sup>Be-<sup>26</sup>Al-<sup>21</sup>Ne核素分析, 我们得出以下结论: (1) 沉积物石英中核反应成因和/或继承性<sup>21</sup>Ne的贡献不可忽略; (2) 不同时间尺度地表剥蚀速率的一致性表明贵州高原第四纪地貌景观尺度地表剥蚀速率相对稳定; (3) 构造隆升在调节贵州高原地貌演化中起重要作用.

**致谢** 感谢L. Di Nicola博士在Ne同位素分析过程中的帮助. 感谢两位匿名审稿人的宝贵意见和建议.

## 参考文献

- 刘戛, 王世杰, 刘秀明, 徐胜, Fabel D, 罗维均. 2013. 贵州荔波黑洞碎屑沉积物宇宙成因核素<sup>26</sup>Al/<sup>10</sup>Be埋藏年龄. 第四纪研究, 33: 437-444
- Balco G. 2017. Production rate calculations for cosmic-ray-muon-produced <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al benchmarked against geological calibration data. *Quat Geochronol*, 39: 150-173
- Balco G, Blard P H, Shuster D L, Stone J O H, Zimmermann L. 2019. Cosmogenic and nucleogenic <sup>21</sup>Ne in quartz in a 28-meter sandstone core from the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Quat Geochronol*, 52: 63-76
- Balco G, Rovey C W. 2008. An isochron method for cosmogenic-

- nuclide dating of buried soils and sediments. *Am J Sci*, 308: 1083–1114
- Balco G, Shuster D L. 2009.  $^{26}\text{Al}$ - $^{10}\text{Be}$ - $^{21}\text{Ne}$  burial dating. *Earth Planet Sci Lett*, 286: 570–575
- Balter-Kennedy A, Bromley G, Balco G, Thomas H, Jackson M S. 2020. A 14.5-million-year record of East Antarctic Ice Sheet fluctuations from the central Transantarctic Mountains, constrained with cosmogenic  $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ , and  $^{26}\text{Al}$ . *Cryosphere*, 14: 2647–2672
- Ben-Israel M, Matmon A, Haviv I, Niedermann S. 2018. Applying stable cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$  to understand surface processes in deep geological time (107–108 yr). *Earth Planet Sci Lett*, 498: 266–274
- Ben-Israel M, Matmon A, Hidy A J, Avni Y, Balco G. 2020. Early-to-mid Miocene erosion rates inferred from pre-Dead Sea rift Hazeva River fluvial chert pebbles using cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$ . *Earth Surf Dynam*, 8: 289–301
- Borchers B, Marrero S, Balco G, Caffee M, Goehring B, Lifton N, Nishiizumi K, Phillips F, Schaefer J, Stone J. 2016. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. *Quat Geochronol*, 31: 188–198
- Chmeleff J, von Blanckenburg F, Kossert K, Jakob D. 2010. Determination of the  $^{10}\text{Be}$  half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nucl Instrum Meth Phys Res Sect B-Beam Interact Mater Atoms*, 268: 192–199
- Clark M K, House M A, Royden L H, Whipple K X, Burchfiel B C, Zhang X, Tang W. 2005. Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. *Geology*, 33: 525–528
- Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, Whipple K X, Burchfiel B C, Zhang X, Tang W, Wang E, Chen L. 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, 23: TC1006
- Codilean A T, Bishop P, Stuart F M, Hoey T B, Fabel D, Freeman S P H T. 2008. Single-grain cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$  concentrations in fluvial sediments reveal spatially variable erosion rates. *Geology*, 36: 159–162
- Cox S E, Farley K A, Cherniak D J. 2015. Direct measurement of neon production rates by ( $\alpha$ , n) reactions in minerals. *Geochim Cosmochim Acta*, 148: 130–144
- Davis M, Matmon A, Fink D, Ron H, Niedermann S. 2011. Dating Pliocene lacustrine sediments in the central Jordan Valley, Israel—Implications for cosmogenic burial dating. *Earth Planet Sci Lett*, 305: 317–327
- Dunai T J. 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge: Cambridge University Press
- Eberhardt P, Eugster O, Marti K. 1965. Notizen: A redetermination of the isotopic composition of atmospheric Neon. *Z Nat A*, 20: 623–624
- Fernandez-Mosquera D, Marti H, Hahm D, Vidal-Romani J, Braucher R, Bourlès D. 2008. Muon produced neon in quartz at large depths: BeNe project progress report. *Geochim Cosmochim Acta*, 72: A265
- Fujioka T, Chappell J, Honda M, Yatsevich I, Fifield K, Fabel D. 2005. Global cooling initiated stony deserts in central Australia 2–4 Ma, dated by cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$ - $^{10}\text{Be}$ . *Geology*, 33: 993–996
- Gosse J C, Phillips F M. 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: Theory and application. *Quat Sci Rev*, 20: 1475–1560
- Graf A A, Strasky S, Ivy-Ochs S, Akçar N, Kubik P W, Burkhard M, Schlüchter C. 2007. First results of cosmogenic dated pre-Last Glaciation erratics from the Montoz area, Jura Mountains, Switzerland. *Quat Int*, 164-165: 43–52
- Granger D E, Muzikar P F. 2001. Dating sediment burial with *in situ*-produced cosmogenic nuclides: Theory, techniques, and limitations. *Earth Planet Sci Lett*, 188: 269–281
- Han G, Liu C Q. 2004. Water geochemistry controlled by carbonate dissolution: A study of the river waters draining karst-dominated terrain, Guizhou Province, China. *Chem Geol*, 204: 1–21
- Heber V S, Wieler R, Baur H, Olinger C, Friedmann T A, Burnett D S. 2009. Noble gas composition of the solar wind as collected by the Genesis mission. *Geochim Cosmochim Acta*, 73: 7414–7432
- Hetzel R, Niedermann S, Ivy-Ochs S, Kubik P W, Tao M, Gao B. 2002.  $^{21}\text{Ne}$  versus  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  exposure ages of fluvial terraces: The influence of crustal Ne in quartz. *Earth Planet Sci Lett*, 201: 575–591
- Hu R Z, Zhou M F. 2012. Multiple Mesozoic mineralization events in South China—An introduction to the thematic issue. *Miner Deposita*, 47: 579–588
- Kober F, Alfimov V, Ivy-Ochs S, Kubik P W, Wieler R. 2011. The cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$  production rate in quartz evaluated on a large set of existing  $^{21}\text{Ne}$ - $^{10}\text{Be}$  data. *Earth Planet Sci Lett*, 302: 163–171
- Kohl C P, Nishiizumi K. 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of *in-situ*-produced cosmogenic nuclides. *Geochim Cosmochim Acta*, 56: 3583–3587
- Korschinek G, Bergmaier A, Faestermann T, Gerstmann U C, Knie K, Rugel G, Wallner A, Dillmann I, Dollinger G, von Gostomski C L, Kossert K, Maiti M, Poutivtsev M, Rimmert A. 2010. A new value for the half-life of  $^{10}\text{Be}$  by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nucl Instrum Meth Phys Res Sect B-Beam Interact Mater Atoms*, 268: 187–191
- Lal D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: *In situ* nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet Sci Lett*, 104: 424–439
- Liu Y, Wang S, Xu S, Liu X, Fabel D, Zhang X, Luo W, Cheng A.

2013. New evidence for the incision history of the Liuchong River, Southwest China, from cosmogenic  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  burial ages in cave sediments. *J Asian Earth Sci*, 73: 274–283
- Liu-Zeng J, Tapponnier P, Gaudemer Y, Ding L. 2008. Quantifying landscape differences across the Tibetan Plateau: Implications for topographic relief evolution. *J Geophys Res*, 113: F04018
- Ma Y, Stuart F M. 2018. The use of *in-situ* cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$  in studies on long-term landscape development. *Acta Geochim*, 37: 310–322
- Ma Y, Wang W, Zheng D, Zhang H, Pang J, Wu Y, Stuart F M, Xu S. 2018. Mid-Miocene cosmogenic upper limit for  $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$  burial age. *Quat Geochronol*, 48: 72–79
- Ma Y, Wu Y, Li D, Zheng D, Zheng W, Zhang H, Pang J, Wang Y. 2016. Erosion rate in the Shapotou area, northwestern China, constrained by *in situ*-produced cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$  in long-exposed erosional surfaces. *Quat Geochronol*, 31: 3–11
- Matmon A, Fink D, Davis M, Niedermann S, Rood D, Frumkin A. 2014. Unraveling rift margin evolution and escarpment development ages along the Dead Sea fault using cosmogenic burial ages. *Quat Res*, 82: 281–295
- McPhillips D, Hoke G D, Liu-Zeng J, Bierman P R, Rood D H, Niedermann S. 2016. Dating the incision of the Yangtze River gorge at the First Bend using three-nuclide burial ages. *Geophys Res Lett*, 43: 101–110
- Middleton J L, Ackert Jr. R P, Mukhopadhyay S. 2012. Pothole and channel system formation in the McMurdo Dry Valleys of Antarctica: New insights from cosmogenic nuclides. *Earth Planet Sci Lett*, 355–356: 341–350
- Niedermann S. 2002. Cosmic-ray-produced noble gases in terrestrial rocks: Dating tools for surface processes. *Rev Mineral Geochem*, 47: 731–784
- Nishiizumi K. 2004. Preparation of  $^{26}\text{Al}$  AMS standards. *Nucl Instrum Meth Phys Res Sect B-Beam Interact Mater Atoms*, 223–224: 388–392
- Phillips W M, McDonald E V, Reneau S L, Poths J. 1998. Dating soils and alluvium with cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$  depth profiles: Case studies from the Pajarito Plateau, New Mexico, USA. *Earth Planet Sci Lett*, 160: 209–223
- Sartégou A, Bourlès D L, Blard P H, Braucher R, Tibari B, Zimmermann L, Leanni L, Aumaitre G, Keddadouche K. 2018. Deciphering landscape evolution with karstic networks: A Pyrenean case study. *Quatern Geochronol*, 43: 12–29
- Schäfer J M, Tschudi S, Zhao Z, Wu X, Ivy-Ochs S, Wieler R, Baur H, Kubik P W, Schlüchter C. 2002. The limited influence of glaciations in Tibet on global climate over the past 170 000 yr. *Earth Planet Sci Lett*, 194: 287–297
- Shuster D L, Farley K A. 2005. Diffusion kinetics of proton-induced  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^3\text{He}$ , and  $^4\text{He}$  in quartz. *Geochim Cosmochim Acta*, 69: 2349–2359
- Smart P L, Waltham A C, Yang M, Zhang Y. 1985. Karst geomorphology of western Guizhou, China. *Cave Sci*, 13: 89–104
- Stone J O. 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *J Geophys Res-Solid Earth*, 105: 23753–23759
- Strasky S, Graf A A, Zhao Z, Kubik P W, Baur H, Schlüchter C, Wieler R. 2009. Late Glacial ice advances in southeast Tibet. *J Asian Earth Sci*, 34: 458–465
- Vermeesch P, Balco G, Blard P H, Dunai T J, Kober F, Niedermann S, Shuster D L, Strasky S, Stuart F M, Wieler R, Zimmermann L. 2015. Interlaboratory comparison of cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$  in quartz. *Quat Geochronol*, 26: 20–28
- Xu S, Liu C Q, Freeman S, Lang Y C, Schnabel C, Tu C L, Wilcken K, Zhao Z Q. 2013. *In-situ* cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$  denudation rates of carbonates in Guizhou karst area. *Chin Sci Bull*, 58: 2473–2479
- Xu Z, Liu C Q. 2010. Water geochemistry of the Xijiang basin rivers, South China: Chemical weathering and  $\text{CO}_2$  consumption. *Appl Geochem*, 25: 1603–1614
- Yang Y, Lang Y C, Xu S, Liu C Q, Cui L F, Freeman S P H T, Wilcken K M. 2020. Combined unsteady denudation and climatic gradient factors constrain carbonate landscape evolution: New insights from *in situ* cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$ . *Quat Geochronol*, 58: 101075
- Yang Y, Liu C Q, Van der Woerd J, Xu S, Cui L F, Zhao Z Q, Wang Q L, Jia G D, Chabaux F. 2019. New constraints on the late Quaternary landscape evolution of the eastern Tibetan Plateau from  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  *in-situ* cosmogenic nuclides. *Quat Sci Rev*, 220: 244–262

(责任编辑: 张家富)