科学通报 2026 年 第 71 卷 第 26 期: 6304 ~ 6314
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

利用河流沉积碎屑热年代数据反演源区年龄-高程关系

王一舟*, 郑德文, 庞建章, 俞晶星, 张会平

中国地震局地质研究所, 地震动力学与强震预测全国重点实验室, 北京 100029
* 联系人, E-mail: wangyizhou2017@sina.com

2026-01-01 收稿, 2026-02-28 修回, 2026-03-23 接受, 2026-03-26 网络版发表
国家自然科学基金(42361144839)和国家重点研发计划(2025YFF0811600)资助

摘要 现代河流沉积物包含了源区剥露过程的信息, 从碎屑颗粒年龄谱中提取相关信息, 是构造热年代学领域的重要内容与前沿课题. 假设源区各处经历相似的剥露过程, 且剥露过程中并未扰动区域地温场, 我们结合蒙特卡罗抽样和Kuiper统计量, 提出了一种新的简便方法, 通过沉积碎屑热年代数据反演源区年龄-高程关系. 本文以西南天山中段为例, 基于前人发表的碎屑样品磷灰石裂变径迹和U-Th/He年龄数据, 反演样品源区流域山体的年龄-高程关系. 反演结果显示, 西南天山在中生代时期剥露缓慢, 自新生代以来, 经历了三期次的剥露加速, 分别发生在新生代早期、渐新世-早中新世和晚中新世以来, 并且晚中新世以来的剥露速率最高. 我们的反演结果与前人在天山地区的热年代原位高程剖面和沉积学研究等基本一致, 验证了本方法的可行性. 我们还基于Matlab平台编写了开源函数包, 以方便同行学者和研究人员使用.

关键词 碎屑热年代学, 蒙特卡罗, Kuiper统计量, 剥露历史, 天山

放射性衰变规律是同位素定年方法的基础, 其前提在于定年体系封闭, 即衰变生成的子核素被封闭于矿物内[1~3]. 不过, 一些子核素对温度变化相当敏感. 当矿物温度高于某一阈值T_H, 生成的子核素完全扩散逃逸; 意味着子核素无法保存, 体系开放, 计年失效. 当温度降至T_H以下, 子核素开始被保存, 定年体系启动, T_H称为封闭温度[2]. 随着温度逐步降低, 子核素扩散速度越慢, 越来越多的子核素被保存. 当温度低于阈值T_L, 子核素几乎完全被保存在矿物内, 定年体系完全封闭. 由于在温度区间$[T_L,T_H]$内, 衰变产生的子核素只是被部分保留, 所以这段温度带被称为部分保留带[3]. 对温度变化高敏的定年体系, 被称为热年代体系[4].

地壳中随深度增加, 岩体温度越高. 而构造抬升、河流下切或冰川侵蚀等地质地表过程会将深埋的岩体剥露出地表, 因此岩体逐渐出露的过程也是降温过程. 对于定年矿物而言, 当温度降至封闭温度之下, 定年体系启动. 山体在垂向抬升过程中, 高海拔的岩石通常先于低海拔岩石通过封闭温度. 那么, 当沿着高程采集岩石样品, 其年龄会随高程降低而年轻, 年龄-高程(t-z)剖面的斜率则反映山体的剥露速率. 假设地表温度10 ℃, 地温梯度30 ℃ km^{-1}, 那么低封闭温度定年体系的部分保留带, 如钾长石K-Ar(150~350 ℃)[5]、锆石U-Th/He (ZHe, 200~230 ℃)[6]、磷灰石裂变径迹(AFT, 110~120 ℃)[7]和U-Th/He(AHe, 60~80 ℃)[8]等, 恰好对应中上地壳深度. 因此, 低温热年代学成为研究构造隆升、地表侵蚀和地形演化的重要方法[8~10].

按高程间隔采集基岩样品, 建立年龄-高程剖面, 是低温热年代学最基本、应用最广泛的方法[11~13]. 但许多大型造山带, 海拔高、地势陡、植被广布、风化严重以及冰川活动, 采集高程样品并不容易. 于是, 一些

引用格式: 王一舟, 郑德文, 庞建章, 等. 利用河流沉积碎屑热年代数据反演源区年龄-高程关系. 科学通报, 2026, 71: 6304–6314
Wang Y, Zheng D, Pang J, et al. Inverting the age-elevation plot of the source drainage area from detrital thermochronological data (in Chinese). Chin Sci Bull, 2026, 71: 6304–6314, doi: 10.1360/CSB-2026-0001

© 2026《中国科学》杂志社

学者把视角转向较易获得的河流碎屑沉积，试图通过碎屑年龄谱反演源区流域剥露的时间/空间变化特征[14~16]. 21世纪初，Stock等人[9]、Hodges等人[16,17]根据源区流域高程分布和已获得的原位基岩*t*-*z*剖面，预测流域出水口沉积物的年龄分布，并利用Kuiper统计量检验其与实测碎屑样品年龄谱的吻合度，从而分析源区剥露的空间分布特征. 由于这些研究并不能定量获得剥蚀速率值，所以一些学者进行了改进. 如Braun等人[18]在大型流域及其内部子流域出水口分别采集河床沉积物，通过各碎屑样品年龄谱估算子流域平均侵蚀速率；Fox等人[19]以源区不同岩性中所含目标矿物的浓度为先验参数，反演源区剥蚀速率的空间分布.

但这些研究大多仍需以源区年龄-高程剖面为先验条件，而这通常难以直接获取. 十余年来，一些学者相继提出[20~22]，基于贝叶斯(Bayes)统计框架下的马尔科夫链-蒙特卡罗(Markov Chain Monte Carlo, MCMC)方法，从碎屑颗粒年龄谱和源区流域高程分布中，反演源区剥露历史. 但是，Bayes-MCMC的运算量一般很大，且需要计算碎屑年龄概率密度，而有限且离散的年龄数据不适合直接微分运算，所以一般假设碎屑年龄满足正态分布，从而以解析的方法计算年龄概率密度. 不过，Vermeesch[23]指出，子核素的生成与扩散并不满足正态分布，所以他主张采用累积概率分布而非概率密度，来量化碎屑颗粒年龄分布特征.

借鉴前人研究，我们基于蒙特卡罗方法和Kuiper统计量，提出一种新的简便的反演源区*t*-*z*关系的方法. 我们将新的方法应用于西南天山中段，利用前人发表的碎屑样品AFT[10]和AHe[24]年龄数据，反演山体剥露历史. 为了方便读者使用，我们基于Matlab平台开发了相应的开源函数包(见补充材料).

1 方法

流域出水口沉积碎屑年龄分布受到多种因素影响，例如源区流域岩体剥露历史、剥露速率的空间差异(有无滑坡或冰川等)、不同岩性中的矿物含量、地温场扰动等[19~21]. 因此，我们仍采用Braun等人[18]的假设：(1) 源区流域各处岩体均经历了相似的剥露历史；(2) 流域内岩性相对均一或岩性差异对碎屑颗粒年龄无显著影响；(3) 岩体以垂向运动为主，有限的水平分量不会扰动区域地温场.

1.1 蒙特卡罗方法

根据假设条件1和2可知，源区流域剥露速率空间均匀，而且流域出水口的现代沉积物颗粒均匀地来自源区流域，那么这些颗粒的高程就相当于是从流域高程数据这一总体中选择的样本. 从统计学角度来说，沉积物颗粒的高程与源区流域高程满足独立同分布. 因此，对于从碎屑样品中获得的N个颗粒年龄，可以从源区流域高程总体中选择N个高程样本，按照年龄与高程的正相关性(假设3)，把这N个颗粒年龄赋值给N个高程样本，这样就得到一条*t*-*z*曲线. 我们使用蒙特卡罗方法[9]，从源区流域高程中抽取样本. 其过程简介如下.

首先根据源区流域高程数据，计算其概率密度函数$f(z)$:

$$f(z)=\frac{F(z+\Delta z)-F(z)}{\Delta z}, \tag{1}$$

其中，$F(z)$为流域高程的累积概率分布，即流域内高程小于z值的区域的面积与流域总面积的比值. Δz是高程采样间隔. 在高程总体中随机选择一个高程值z_i作为初始值，然后在以z_i为中心的任意半径邻域内(邻域大小不超过流域总的高程范围)，随机选择高程值z_{i+1}，构造接收函数h:

$$h=\min\left\{1,\frac{f(z_{i+1})}{f(z_i)}\right\}, \tag{2}$$

h表示接收高程值z_{i+1}的概率. 当$f(z_{i+1})\geqslant f(z_i)$时，$h$=1，即肯定接收$z_{i+1}$；当$f(z_{i+1})<f(z_i)$时，$h=f(z_{i+1})/f(z_i)$，此时通过比较$h$与随机数$U$的大小，来决定$z_{i+1}$的去留. U隶属区间(0, 1)且服从均匀分布. 若$h\geqslant U$，则接收z_{i+1}，否则舍去.

获得z_{i+1}后，再以其为中心继续搜寻新的高程值z_{i+2}，直至生成N个高程值为止. 将这N个高程值由低到高排列，与按从小到大排列的碎屑颗粒年龄值一一对应，即构成了一条*t*-*z*曲线. 不断重复上述步骤，生成大量*t*-*z*曲线.

1.2 选择最优年龄-高程曲线

已有研究[19~21]一般利用*t*-*z*曲线把源区高程分布转化为年龄谱，通过与实测碎屑年龄谱对比，以选择最佳*t*-*z*曲线. 我们采取逆操作，以*t*-*z*曲线将实测碎屑年龄谱转化为高程分布，再与源区实际的高程分布对比，以确定最优*t*-*z*曲线. 从统计学角度来说，无论前人或我们的方法，都是比较两种累积概率分布的相似度. 由于碎屑颗粒数目有限，且两端的数目通常很少，传统的Kolmo-

gorov-Smirnov(KS)检验难以避免尾端效应[17]，所以我们采用Kuiper统计量(V)[25]:

$$V=\max_{-\infty<z_i<\infty}[P(z_i)-P^*(z_i)]+\max_{-\infty<z_i<\infty}[P^*(z_i)-P(z_i)], \quad (3)$$

其中，P和P^*分别表示流域高程总体和选择的高程样本的累积概率分布. 样本的累积概率分布越接近总体，统计量V越小. 在蒙特卡罗方法生成的众多t-z曲线中，以V最小值对应的曲线为最优的t-z关系.

为了估算剥露速率的不确定度，依据Stock等人[9]认为的只要高程样本与总体的累积概率分布相似的概率达到95%，所对应的t-z关系都是可以接受的. 相似度P的计算公式如下:

$$P=f\{[\sqrt{Ne}+0.155+0.24/\sqrt{Ne}]\times V\}, \quad (4)$$

其中，$Ne=n_1n_2/(n_1+n_2)$，n_1和n_2为两组样本的数量，函数形式:

$$f(x)=2\sum_{j=1}^{\infty}(4j^2x^2-1)e^{-2j^2x^2}, \quad (5)$$

只要P>0.05，就意味着所选取的高程样本的累积概率分布与总体相似的概率在95%以上.

2 案例研究

本文选取发源于西南天山中段的四条流域为案例，位置如图1(a)所示. 天山造山带横亘欧亚大陆中部，东西绵延2500多公里，是中亚造山带的重要组成部分[10]. 天山山脉西宽东窄，西段宽达400 km，而东部博格达山处仅百余公里宽[26]. 西段天山又分为北、中、南三部分，北天山与中天山之间是伊犁盆地，南天山处于天山造山带向塔里木盆地逆冲扩展的前缘(图1(a)).

2.1 流域岩性与碎屑颗粒年龄分布特征

案例中流域P01位于南天山南翼，流域zs03、zs04和zs05处于山体北侧(以样品编号记流域，图1(b，c)). 流域P01内主要分布前寒武纪石英片岩，局部区域出露

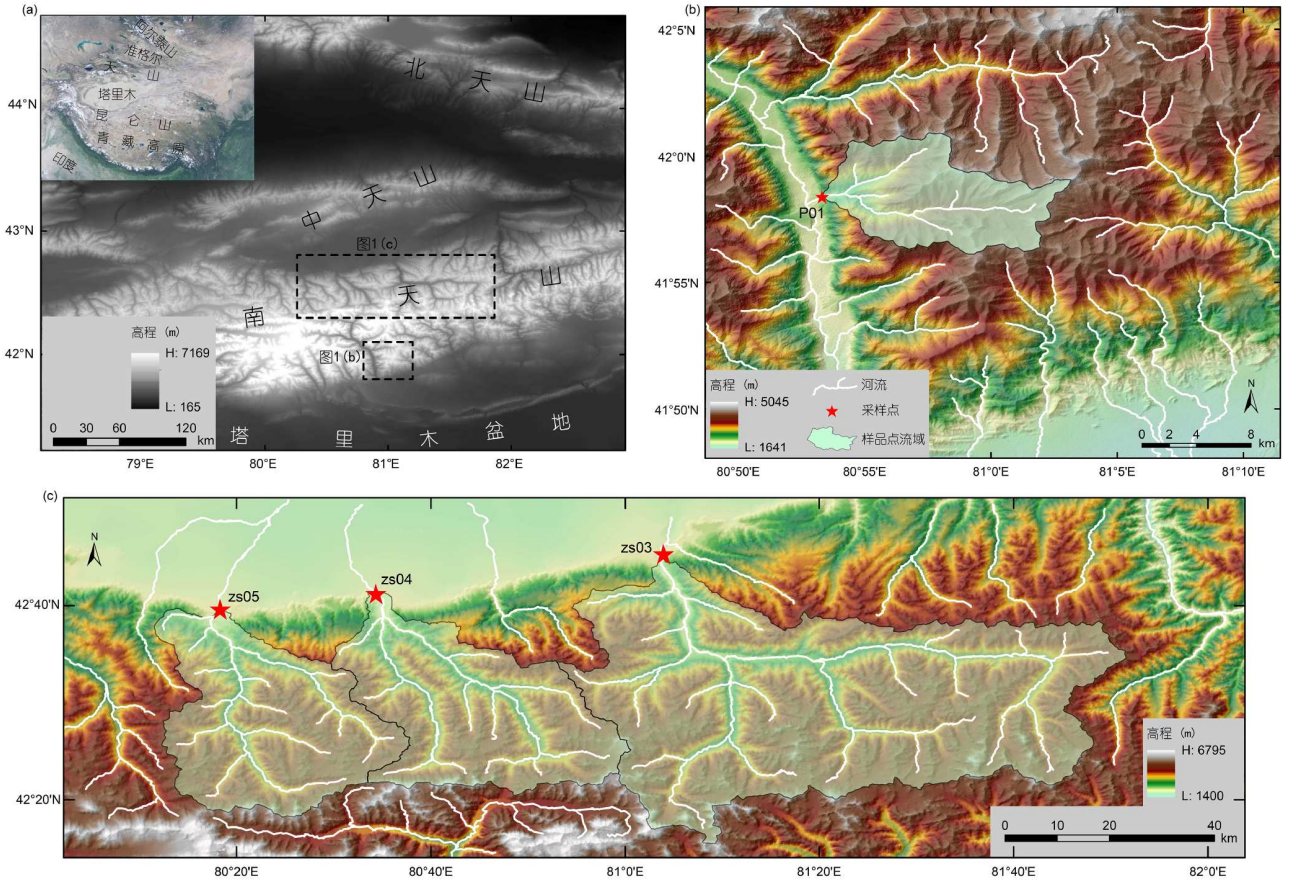


图 1 研究区位置与地貌晕眩图. (a) 研究区在天山内部相对位置. (b) 流域P01地貌图. (c) 流域zs03~05地貌图

Figure 1 The location of the study area and its shaded geomorphologic map. (a) The location of the study area relative to the interior of Tian Shan. (b) Geomorphologic map of catchment P01. (c) Geomorphologic map of catchments zs03–05

二叠纪钾长花岗岩(图2(a)). 我们根据Chang等人[24]发表的样品P01碎屑AHe年龄, 计算了年龄累积概率分布(图2(b)). 随着年龄增加, 概率值首先迅速增高; 在约6 Ma处, 增加的趋势变缓; 在15 Ma左右, 增幅进一步变缓. 即样品P01的年龄累积概率分布图中, 在约6和15 Ma处出现"拐点".

山脉北翼的三条流域均有冰川分布(图3(a)). 流域zs03的高海拔区分布大面积灰岩, 其余地带主要分布前寒武纪石英片岩, 局部出露中生代花岗岩和石炭纪碳酸盐岩. zs04流域内岩性以石英片岩和碳酸盐岩为主, 中生代花岗岩呈带状出露. zs05流域广泛分布中生代花岗岩, 碳酸盐岩和石英片岩分别出露于流域下游和上游高海拔位置. 王丽宁等人[10]发表了这三条流域样品的AFT年龄数据, 其年龄分布如图3(b~d). 样品zs03和zs04的年龄累积概率分布在约20和60 Ma均出现拐点, 样品zs05年龄累积概率分布中的拐点出现在约10和20 Ma处.

尽管年龄累积概率分布中的"拐点"并不一定有构造指示意义, 但直观显示出, 新生代以前的颗粒年龄很少, 绝大部分年龄集中在中晚新生代. 由于河床碎屑沉积来自源区流域山体的剥蚀, 所以我们推测源区可能在这一时期发生加速剥露. 我们开展碎屑热年代数据反演, 以验证这一猜想.

2.2 碎屑热年代反演结果与解释

样品P01碎屑AHe年龄反演结果如图4. 我们首先计算流域高程总体的累积概率分布(图4(a)中蓝实线), 然后利用蒙特卡罗方法寻找大量高程样本点, 计算各个样本的累积概率分布及其与总体累积概率分布的相似度; 根据Kuiper统计检验要求, 只接受相似概率在95%以上的高程样本. 这些样本的累积概率分布如图4(a)中灰细线所示, 相应的*t*-*z*曲线构成曲线簇(图4(b)中灰

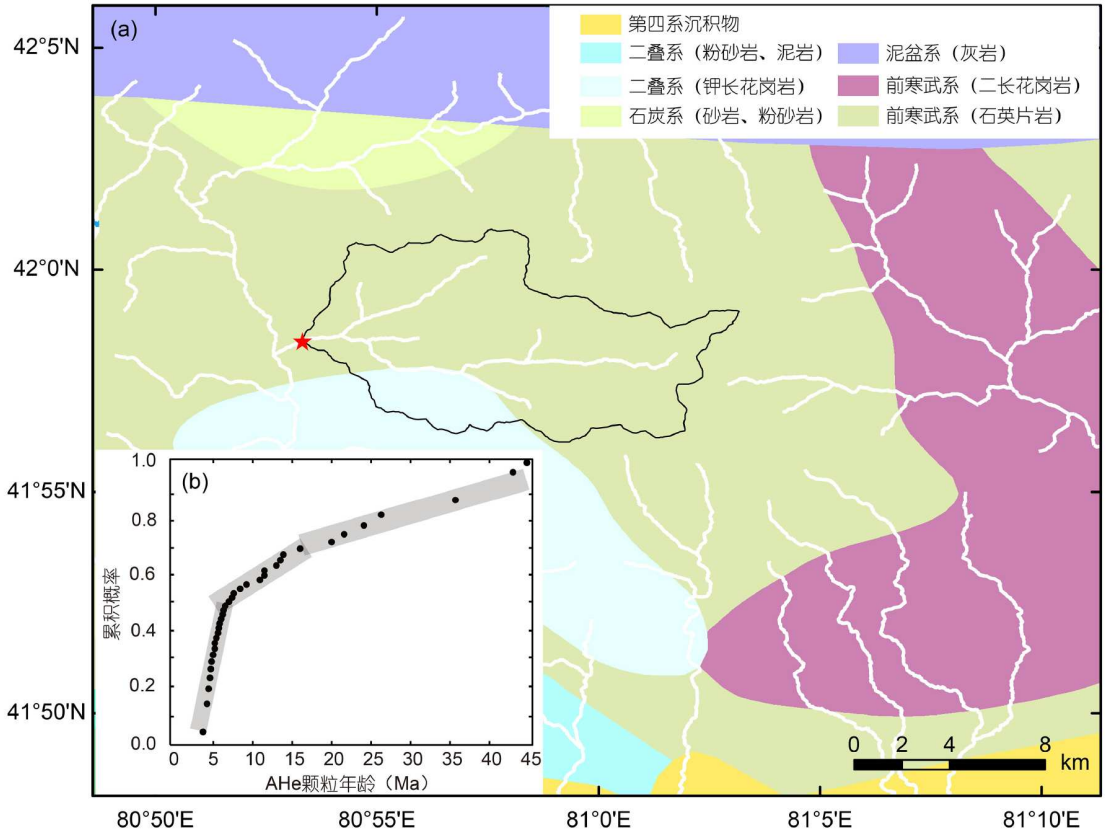


图 2 流域P01岩性分布与样品碎屑颗粒年龄. (a) 流域P01及其周边区域岩性分布图, 岩性分布来自新疆地质矿产局1:20万地质图[27]. (b) 样品碎屑颗粒年龄累积概率分布. 黑色点表示小于该年龄值的颗粒数的占比

Figure 2 The lithologic map and detrital sample ages of catchment P01. (a) The lithologic map of catchment P01 and surrounding area. Lithologic map is from 1:200000 geologic map by Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources[27]. (b) The distribution of accumulated probability of detrital sample ages. Black dot shows the fraction of ages lower than that sample

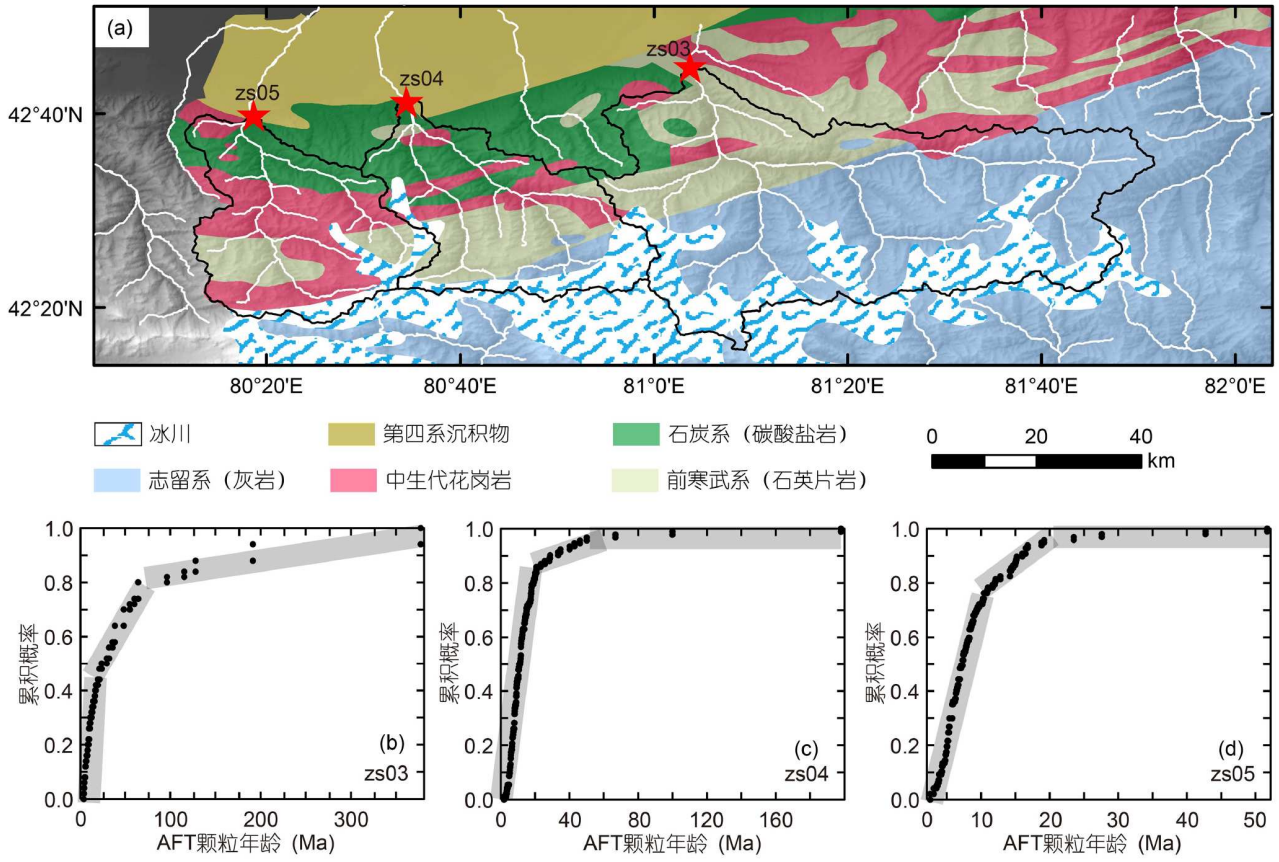


图 3 流域zs03~05岩性分布与样品碎屑颗粒年龄. (a) 流域zs03~05岩性分布, 岩性数据来自新疆地质矿产局1:20万地质图[27]. (b~d) 样品zs03~05的碎屑颗粒年龄累积概率分布

Figure 3 The lithologic map and detrital sample ages of catchments zs03–05. (a) Lithology of catchments zs03–05. Lithologic data are from 1:200000 geologic map by Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources[27]. (b–d) The accumulated probability of detrital ages of samples zs03–05

细线). 其中, 与流域高程总体的累积概率分布最为吻合的样本点以黑色圆圈标记, 相应的最优*t*-*z*曲线如图4(b)中黑实线. 最优曲线表明, 高程约2500~4000 m, 对应的AHe年龄为4~6 Ma, 得到剥露速率约750 m Ma^{-1}; 这条最优曲线贴近满足Kuiper检验的*t*-*z*曲线簇的上界, 曲线簇下界则在2300~3700 m的高程位置对应了4~6 Ma的AHe年龄, 由此得到的剥露速率约700 m Ma^{-1}; 所以该时间段内的剥露速率约700~750 m Ma^{-1}. 类似地, 在曲线簇的上界, 高程约4000~4300 m对应AHe年龄6~14 Ma, 剥露速率约38 m Ma^{-1}; 曲线簇下界, 这段年龄对应的高程约3700~4000 m, 剥露速率约37 m Ma^{-1}. 曲线簇上界4300~4700 m的高程位置对应年龄14~43 Ma, 剥露速率约14 m Ma^{-1}; 曲线簇下界, 相同年龄段对应的高程约为4000~4200 m, 剥露速率约7 m Ma^{-1}; 因此该时间段内的剥露速率约7~14 m Ma^{-1}. 所以, 流域P01在中-晚中新世, 存在两期加速剥露.

样品zs03的AFT年龄反演结果如图4(c, d), 显示了在约12、25和65 Ma存在拐点. 从*t*-*z*曲线簇的上界来看, 高程2100~3250 m对应AFT年龄5~12 Ma, 剥露速率约164 m Ma^{-1}; 高程约3250~3750 m对应的AFT年龄为12~25 Ma, 剥露速率约38 m Ma^{-1}; 高程3750~4250 m对应AFT年龄25~65 Ma, 剥露速率约13 m Ma^{-1}; 高程4250~约5000 m对应年龄段为65~375 Ma, 剥露速率~2 m Ma^{-1}. 从*t*-*z*曲线簇下界来看, AFT年龄5~12 Ma对应的高程段为2100~2800 m, 剥露速率约100 m Ma^{-1}; AFT年龄12~25 Ma对应高程2800~3200 m, 剥露速率约31 m Ma^{-1}; AFT年龄25~65 Ma对应高程3200~3750 m, 剥露速率约14 m Ma^{-1}; 年龄段65~375 Ma对应高程区间3750~4250 m, 剥露速率约1 m Ma^{-1}. 所以, 在新生代之前, 流域zs03经历了长时期的缓慢剥露, 速率1~2 m Ma^{-1}; 新生代早期, 剥露速率小幅增加, 从早古新世到晚渐新世这一段时期内, 剥露速率约

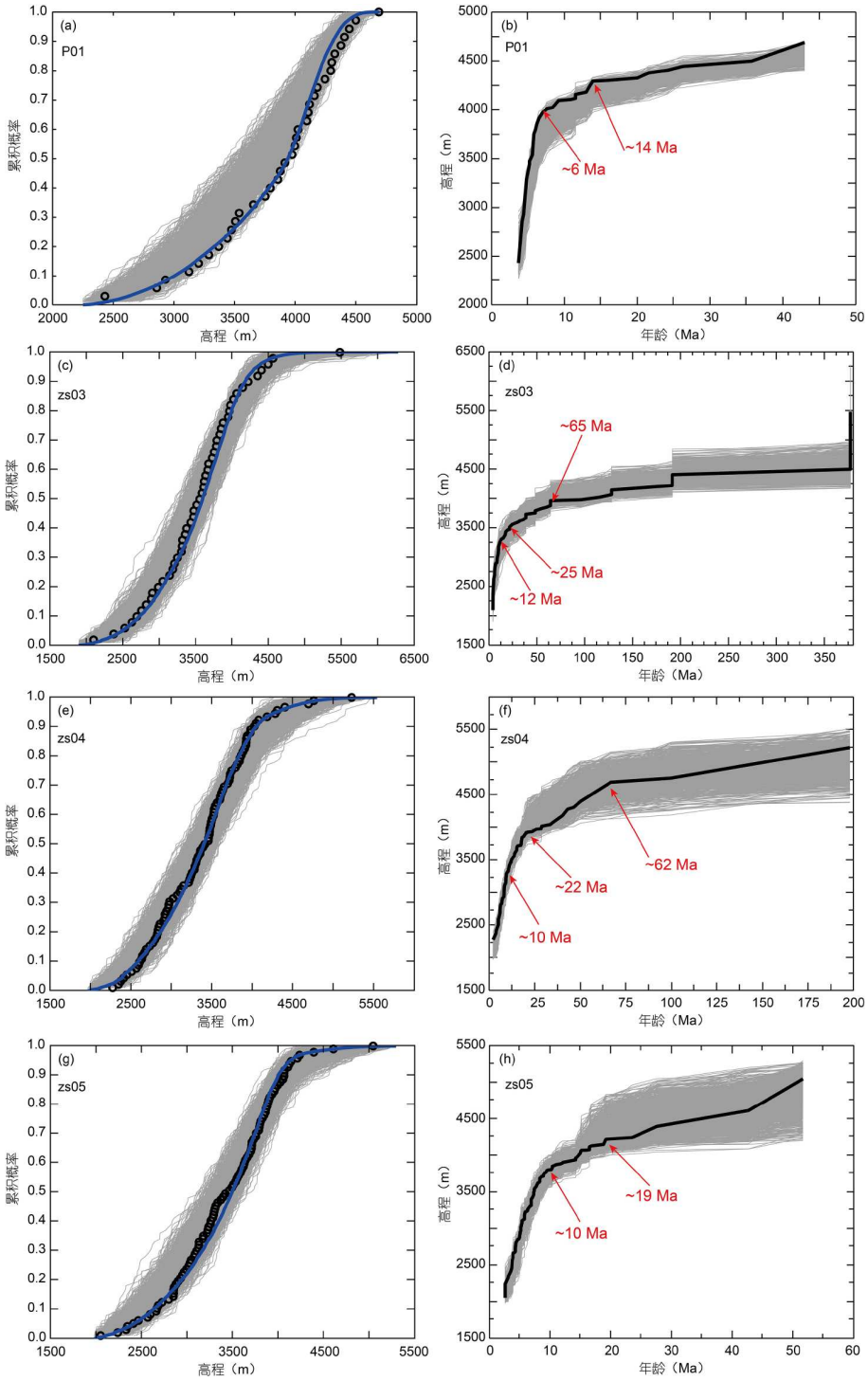


图 4 流域碎屑颗粒年龄反演结果. (a, c, e, g) 程累积概率分布图. 蓝色实线为源区流域高程分布, 灰色线为利用蒙特卡罗方法随机抽取的高程样本的累积概率分布, 其中与流域高程总体累积概率分布最吻合的高程样本点用黑色圆圈标记. (b, d, f, h) *t-z*关系反演结果图. 灰色线为样本高程与碎屑年龄构成的*t-z*曲线, 最优高程样本构成的曲线用黑色粗线标记

Figure 4 The inversion results of detrital ages from catchments. (a, c, e, g) Cumulated probability of catchment elevation. The blue, solid line represents the elevation distribution of the source area watershed. The gray line represents the cumulated probability of random elevation samples produced by using the Monte Carlo method. The elevation samples that are the most consistent with the catchment elevation cumulated probability are marked with black circles. (b, d, f, h) The inverted *t-z* plots. The gray *t-z* lines are plots of sample elevations with detrital ages. The black thick line represents the optimal elevation samples

13~14 m Ma^{-1}; 在早-中中新世, 剥露速率达到31~38 m Ma^{-1}; 晚中新世以来, 剥露速率大幅度增加, 达到100~164 m Ma^{-1}.

样品zs04的反演结果(图4(e, f))也揭示了三期加速剥露, 分别发生在约10、22和62 Ma. AFT年龄约3~10 Ma, 对应*t*-*z*曲线簇上界的高程段是2000~3250 m, 得到剥露速率179 m Ma^{-1}; 对应曲线簇下界高程段2000~3000 m, 得到剥露速率143 m Ma^{-1}; 所以该流域在3~10 Ma之间的剥露速率大致为143~179 m Ma^{-1}. AFT年龄约10~22 Ma, 对应曲线簇上界高程区间3250~4400 m, 相应的剥露速率约96 m Ma^{-1}; 对应曲线簇下界高程区间3000~3800 m, 剥露速率67 m Ma^{-1}; 因此10~22 Ma的剥露速率大约67~96 m Ma^{-1}. AFT年龄22~62 Ma, 曲线簇上界高程区间4400~5000 m, 剥露速率15 m Ma^{-1}; 曲线簇下界高程区间3800~4250 m, 剥露速率11 m Ma^{-1}; 从而得到22~62 Ma的剥露速率约为11~15 m Ma^{-1}. AFT年龄62~200 Ma, 对应高程的变化幅度不超过500 m, 剥露速率<4 m Ma^{-1}.

样品zs05的反演结果(图4(g), (h))揭示两期加速剥露, 分别发生在早、晚中新世. AFT年龄区间3~10 Ma, 对应高程区间2000 m至3600~4000 m, 得到剥露速率229~286 m Ma^{-1}; AFT年龄区间10~19 Ma, 对应曲线簇上界的高程段4000~4700 m, 对应曲线簇下界的高程段3600~4000 m, 剥露速率大致为44~77 m Ma^{-1}; AFT年龄19~52 Ma, 对应的高程变化不超过500 m, 剥露速率<15 m Ma^{-1}.

综合上述结果, 西南天山中段在中生代缓慢剥露, 速率可能低于5 m Ma^{-1}; 新生代早期, 剥露速率小幅增加, 约10~20 m Ma^{-1}; 渐新世-早中新世, 剥露速率进一步增加, 约20~55 m Ma^{-1}; 晚中新世以来, 剥露速率大幅增加, 达到约150~250 m Ma^{-1}. 山体南北翼反演结果略有偏差, 这可能是由于山体非对称性剥露、流域规模或定年体系的封闭温度不同等原因导致的; 但都显示一个共同点, 即西南天山的快速剥露发生在晚中新世以来, 新生代早中期的剥露程度偏低.

3 讨论

3.1 碎屑热年代反演结果的构造指示意义

我们的反演结果揭示出西南天山中段多期次的剥露过程, 并且晚中新世以来的剥露幅度最大. 在本文案例区域, Chang等人[24]对基岩露头样品的AHe和AFT年代学结果开展热历史模拟, 也发现了山体分别在早中新世和晚中新世以来发生加速剥露. 不过, 相对于研究区3000 m以上的地形起伏而言, 这些样品的高程偏低(1600~2300 m), 所以尽管基岩样品热历史模拟结果可以揭示晚新生代的剥露过程, 但为了验证我们反演得到的早期区域构造信息, 还需要与天山其他地区的研究结果进行比对分析.

天山造山带是形成于古生代的古老造山带, 在中生代经历了区域性的剥蚀夷平, 造成古天山地形的准平原化[28,29]. 尽管有研究认为, 天山局部地区在中生代发生过加速剥露[30]; 但反演结果显示, 晚古生代到中生代末, 西南天山经历了长期缓慢的剥露过程, 并不存在剥露加速. 白垩纪末-新生代早期, 印度与欧亚板块碰撞汇聚, 其远程效应造成欧亚大陆内部许多古老造山带的活化[31]. 天山造山带在这一时期也发生远场响应, 例如北天山断裂在约65 Ma的构造活动[32], 西天山北段在50~70 Ma加速剥露[30]. 我们的反演结果揭示, 西南天山在这一时期也发生了剥露加速.

印度-欧亚板块的持续汇聚导致地壳缩短变形, 并不断向内陆传递[33]. 在晚渐新世-早中新世, 应变传递到天山地区, 导致整个造山带发生构造活化[31]. 天山前陆盆地内发育的早中新世沉积地层, 被认为是天山隆起的标志[29,34]. 低温热年代学年龄-高程剖面研究也表明, 天山造山带内部及扩展前缘, 在这一时期普遍加速剥露[26,35]. 我们的反演结果也揭示了这一期剥露过程.

晚中新世以来, 天山造山带开始快速剥露[24], 前陆盆地内沉积速率显著增加, 开始发育生长地层[36], 更表明了天山山脉的逆冲前缘正向南北盆地内部扩展, 这可能与塔里木、准噶尔两大块体之间汇聚加速有关[37]. 天山造山带前缘的河流普遍处于前均衡态[38], 河谷广泛分布了被抬升的低起伏地貌面[39], 这些都表明天山地区的构造与侵蚀至今活跃. 我们的反演结果和Chang等人[24]对基岩样品的热历史模拟结果都表明, 中-晚中新世以来山体并非匀速剥露, 而在约6 Ma, 剥露速率进一步增加. 前人对天山山前沉积地层的磁性地层学和环境磁学研究表明, 山脉在5~7 Ma存在区域性的快速抬升[40]. 数值地貌模拟也揭示出, 天山北麓在晚新生代时期发生加速隆升[41]. 植物孢粉研究发现, 天山地区的气候在约6 Ma发生显著变化[42]. 所以, 这一期的山体剥露与河流快速下切, 很可能是构造与气候共同作用的[43,44].

3.2 本文反演方法的优缺点与未来工作

本文所提出的碎屑热年代数据反演方法，无需微分年龄数据或假设颗粒年龄满足某种累积概率分布函数，计算简便，采用Kuiper统计量也避免了样本数量带来的尾端效应．其缺点在于方法的前提条件比较严格，这是目前碎屑热年代数据反演普遍存在的问题．所以，未来的工作应着力于逐步弱化这些条件．例如，研究受到块体运动水平分量扰动的局部地温场，或者不同岩性中目标矿物含量差异等，对碎屑年龄谱的影响．

对比区域岩性与碎屑AFT年龄分布特征(图3)可以发现，样品中较老的年龄比例与志留系面积占比可能存在相关性．尽管地质图中显示志留系地层主要为灰岩，但也不能排除其间夹杂其他岩性的可能．流域zs03与zs04内分布志留系地层，其碎屑样品中也含有较老的年龄(大于100 Ma)；zs03流域内志留系地层占比最高，老的年龄颗粒最多，这似乎说明岩性对年龄分布的影响．但总体而言，岩性的影响是有限的．

(1) 对于并列分布的三个流域zs05、zs04与zs03，其最大高程分别为约5300、5500和6300 m，这些流域出水口的高程基本一致(约2000 m)．样品zs05的颗粒年龄不超过55 Ma，样品zs04中存在60~180 Ma的年龄颗粒，而样品zs03中的颗粒年龄最老可达约380 Ma．由此可见，碎屑单颗粒年龄上界与流域整体地形起伏显著正相关．(2) 流域zs05和zs04的低海拔位置都分布了大面积的碳酸盐岩，流域zs03则以石英片岩和灰岩为主，但这些样品的碎屑年龄普遍以年轻组分为主，小于60 Ma的年龄颗粒占比极高，而年龄值小于20 Ma的占比60%以上，这说明年轻组分的分布特征具有一致性．

所以，尽管流域岩性存在空间差异，但并未对样品的年龄分布特征产生显著影响．此外，我们也注意到天山地区普遍存在地壳缩短与断层逆冲，块体运动的水平分量是显著的[36,37]．但我们在西南天山的研究结果与前人沉积学和原位年龄–高程剖面等研究基本一致．所以，尽管这些严格的前提条件难以全部满足，我们的方法至少可以提供研究区构造活动与剥露过程的基本信息．

4 结论

本研究结合蒙特卡罗抽样与Kuiper统计量，提出一种新的碎屑热年代学反演方法，并基于Matlab平台开发了开源函数包．我们以西南天山中段为案例，利用已发表的碎屑AFT和AHe数据和源区流域高程分布，反演源区*t*-*z*关系，揭示了研究区多期次剥露过程，与前人在天山地区的研究结果基本一致，验证了本方法的可行性．

致谢 两位审稿专家与编委老师的宝贵意见，对提升本文质量至关重要，深表感谢．

参考文献

1 Wagner G A, Reimer G M. Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. Earth Planet Sci Lett, 1972, 14: 263–268
2 Dodson M H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contr Mineral Petrol, 1973, 40: 259–274
3 Reiners P W, Brandon M T. Using thermochronology to understand orogenic erosion. Annu Rev Earth Planet Sci, 2006, 34: 419–466
4 Braun J, van der Beek P, Valla P, et al. Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE. Tectonophysics, 2012, 524-525: 1–28
5 Lovera O M, Grove M, Harrison T M. Systematic analysis of K-feldspar $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating results II: relevance of laboratory argon diffusion properties to nature. Geochim Cosmochim Acta, 2002, 66: 1237–1255
6 Reiners P W, Farley K A, Hickes H J. He diffusion and (U-Th) /He thermochronometry of zircon: initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte. Tectonophysics, 2002, 349: 297–308
7 Gleadow A J W, Duddy I R. A natural long-term track annealing experiment for apatite. Nucl Tracks, 1981, 5: 169–174
8 Wolf R A, Farley K A, Kass D M. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. Chem Geol, 1998, 148: 105–114
9 Stock G M, Ehlers T A, Farley K A. Where does sediment come from? Quantifying catchment erosion with detrital apatite (U-Th)/He thermochronometry. Geology, 2006, 34: 725–728
10 Wang L, Ji J, Sun D, et al. The uplift history of south-western Tianshan—implications from AFT analysis of detrital samples (in Chinese). Chin J Geophysics, 2010, 53: 931–945 [王丽宁, 季建清, 孙东霞, 等. 西南天山隆起时代的河床砂岩屑磷灰石裂变径迹证据. 地球物理学报, 2010, 53: 931–945]

11 Wang Y, Li C, Hao Y, et al. Multi-stage growth in the North Margin of the Qinling Orogen, Central China, revealed by both low-temperature thermochronology and river profile inversion. Tectonics, 2022, 41: e2021TC007029

12 Clinkscales C, Kapp P, Thomson S, et al. Regional exhumation and tectonic history of the Shanxi rift and Taihangshan, North China. Tectonics, 2021, 40: e2020TC006416

13 Liu J, Zhang P, Lease R O, et al. Eocene onset and late Miocene acceleration of Cenozoic intracontinental extension in the North Qinling range-Weihe graben: insights from apatite fission track thermochronology. Tectonophysics, 2013, 584: 281–296

14 Sun D, Zhong D, Ji J, et al. Inversion model of drainage basins' tectono-thermal evolution through detrital AFT ages: a case study of Chayu River in southeastern Xizang (in Chinese). Chin J Geophysics, 2015, 58: 613–627 [孙东霞, 钟大赉, 季建清, 等. 河砂岩屑磷灰石裂变径迹模拟流域热史——以藏东南察隅河为例. 地球物理学报, 2015, 58: 613–627]

15 Fox M, Leith K, Bodin T, et al. Rate of fluvial incision in the Central Alps constrained through joint inversion of detrital ^{10}Be and thermochronometric data. Earth Planet Sci Lett, 2015, 411: 27–36

16 Ruhl K W, Hodges K V. The use of detrital mineral cooling ages to evaluate steady state assumptions in active orogens: an example from the central Nepalese Himalaya. Tectonics, 2005, 24: 1–4

17 Brewer I D, Burbank D W, Hodges K V. Modelling detrital cooling-age populations: insights from two Himalayan catchments. Basin Res, 2003, 15: 305–320

18 Braun J, Gemignani L, van der Beek P. Extracting information on the spatial variability in erosion rate stored in detrital cooling age distributions in river sands. Earth Surf Dynam, 2018, 6: 257–270

19 Fox M, Herman F, Willett S D, et al. A linear inversion method to infer exhumation rates in space and time from thermochronometric data. Earth Surf Dynam, 2014, 2: 47–65

20 Avdeev B, Niemi N A, Clark M K. Doing more with less: Bayesian estimation of erosion models with detrital thermochronometric data. Earth Planet Sci Lett, 2011, 305: 385–395

21 Duvall A R, Clark M K, Avdeev B, et al. Widespread late Cenozoic increase in erosion rates across the interior of eastern Xizang constrained by detrital low-temperature thermochronometry. Tectonics, 2012, 31: TC3014

22 Gallagher K, Parra M. A new approach to thermal history modelling with detrital low temperature thermochronological data. Earth Planet Sci Lett, 2020, 529: 115872

23 Vermeesch P. Quantitative geomorphology of the White Mountains (California) using detrital apatite fission track thermochronology. J Geophys Res, 2007, 112: F03004

24 Chang J, Glorie S, Qiu N, et al. Late Miocene (10.0–6.0 Ma) rapid exhumation of the Chinese South Tianshan: implications for the timing of aridification in the Tarim Basin. Geophys Res Lett, 2021, 48: e2020GL090623

25 Kuiper N H. Tests concerning random points on a circle. Proc K Ned Akad Wet, 1962, 63: 38–47

26 Yu J, Zheng D, Zhang H, et al. Initial Cenozoic exhumation of the northern Chinese Tian Shan deduced from apatite (U-Th)/He thermochronological data. Lithosphere, 2022, 2022: 8099539

27 Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region (BGMRXUAR). Geological map of the Quexiang area in the Xinjiang Uygur Autonomous Region at scale 1:200000 (in Chinese). Beijing: China Geological Map Press, 1982 [新疆维吾尔自治区地质矿产局. 新疆维吾尔自治区1:200000比例尺地质图. 北京: 中国地质图出版社, 1982]

28 Shu L, Guo Z, Zhu W, et al. Post-collision tectonism and basin-range evolution in the Tianshan Belt (in Chinese). Geol J China Univ, 2004, 10: 393–404 [舒良树, 郭召杰, 朱文斌, 等. 天山地区碰撞后构造与盆山演化. 高校地质学报, 2004, 10: 393–404]

29 Deng Q, Feng X, Zhang P, et al. Active Tectonics of the Chinese Tianshan Mountains (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 2000 [邓起东, 冯先岳, 张培震, 等. 天山活动构造. 北京: 地震出版社, 2000]

30 Zhang W, Chen Z, Cai L, et al. Cretaceous uplifting-exhumation process of West Tianshan: evidence from apatite fission track (in Chinese). Acta Geol Sin, 2017, 91: 510–522 [张文高, 陈正乐, 蔡琳博, 等. 西天山白垩纪隆升——剥露的裂变径迹证据. 地质学报, 2017, 91: 510–522]

31 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. Annu Rev Earth Planet Sci, 2000, 28: 211–280

32 Shen C, Mei L, Zhang S, et al. Fission-track dating evidence on space-time difference of Mesozoic-Cenozoic uplift of the Yilianhabierga Mountain and Bogeda Mountain (in Chinese). Mineral Petrol, 2008, 28: 63–70 [沈传波, 梅廉夫, 张士万, 等. 依连哈比尔尕山和博格达山中新生代隆升的时空分异: 裂变径迹热年代学的证据. 矿物岩石, 2008, 28: 63–70]

33 Tapponnier P, Zhiqin X, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Xizang Plateau. Science, 2001, 294: 1671–1677

34 Yin A, Nie S, Craig P, et al. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan. Tectonics, 1998, 17: 1–27

35 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. Geology, 1994, 22: 487–490

36 Charreau J, Gumiaux C, Avouac J P, et al. The Neogene Xiyu formation, a diachronous prograding gravel wedge at front of the Tianshan: climatic and tectonic implications. Earth Planet Sci Lett, 2009, 287: 298–310

37 Lei J, Zhao D. Teleseismic P-wave tomography and the upper mantle structure of the central Tien Shan orogenic belt. Phys Earth Planet Inter, 2007, 162: 165–185
38 Zhao H, Li Y, Yang J, et al. The longitudinal profiles of the ten rivers in North Tianhan Mountains and their tectonic significance (in Chinese). Acta Geogr Sin, 2009, 64: 563–570 [赵洪壮, 李有利, 杨景春, 等. 天山北麓河流纵剖面与基岩侵蚀模型特征分析. 地理学报, 2009, 64: 563–570]
39 Lü H, Jiang Y, Pang L, et al. Possible uncertainties of deformation rates of active thrust-related folds constrained by fluvial terraces: a case study from the northern piedmont of the Chinese Tianshan Mountains (in Chinese). Acta Geol Sin, 2022, 96: 1883–1894 [吕红华, 姜禹彤, 逄立臣, 等. 利用河流阶地约束活动逆冲-褶皱构造变形速率的不确定性: 以天山北麓为例. 地质学报, 2022, 96: 1883–1894]
40 Huang B, Piper J D A, Qiao Q, et al. Magnetostratigraphic and rock magnetic study of the Neogene upper Yaha section, Kuche Depression (Tarim Basin): implications to formation of the Xiyu conglomerate formation, NW China. J Geophys Res, 2010, 115: 2008JB006175
41 Geng H, Cai S, Lü H, et al. How can a youthful mountain survive in a foreland setting?–Constraining the uplift threshold rate by numerical simulation. Sci Bull, 2022, 67: 1233–1235
42 Sun J, Zhang Z. Palynological evidence for the Mid-Miocene Climatic Optimum recorded in Cenozoic sediments of the Tian Shan Range, northwestern China. Glob Planet Change, 2008, 64: 53–68
43 Zhao X, Zhang H, Lv H, et al. Signatures of tectonic-climatic interaction during the Late Cenozoic orogenesis along the northern Chinese Tian Shan. Basin Res, 2021, 33: 291–311
44 Hu G, Chen J, Qin J, et al. Rapid incision events since 3.7 ka in the Anjihaihe Gorge along the northern Tianshan range, China (in Chinese). Chin Sci Bull, 2020, 65: 1506–1518 [胡贵明, 陈杰, 覃金堂, 等. 北天山安集海河大峡谷3.7 ka以来的快速下切. 科学通报, 2020, 65: 1506–1518]

补充材料

碎屑反演程序

本文以上补充材料见网络版csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “利用河流沉积碎屑热年代数据反演源区年龄-高程关系”

Inverting the age-elevation plot of the source drainage area from detrital thermochronological data

Yizhou Wang*, Dewen Zheng, Jianzhang Pang, Jingxing Yu & Huiping Zhang

State Key Laboratory of Earthquake Dynamics and Forecasting, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China
* Corresponding author, E-mail: wangyizhou2017@sina.com

Radioactive decay produces daughter nuclides, while thermal diffusion leads to the loss of them. Dating system works only when the accumulation rate of daughter nuclides is greater than the diffusion rate. Rock sample moves vertically from the depth of the crust to Earth’s surface, which, on the other hand, means a path of cooling in geothermal temperature. Thus, the sample was dated after it passed through the depth where daughter nuclides can be partly retained. This depth is called closure depth. From the bottom to the top of a mountain, samples with higher elevations usually pass through closure depth earlier than lower samples. Thus, the relation between sample elevation with cooling ages produces a way to determine the exhumation of a mountain range, as well as the spectrum of detrital thermo-chronology of modern river sediments. For example, if the source area experienced uniform exhumation, detrital age spectrum depends on the hypsometric distribution of source area. Accordingly, fast exhumation in an earlier time will produce a spectrum with more old ages, or more young age components will be observed. Hence, modern river sediments can act as an archive of exhumation process of the source area. Extracting such details from detrital age spectrum is an important and on the state of art in the field of tectonic thermochronology. Taking assumptions in previous studies that (1) the whole source area has experienced similar exhumation processes everywhere, i.e., a spatially invariant exhumation pattern, and (2) the regional geothermal field has been stable and not disturbed by tectonic advection during geological time scales, we propose a new method for inverting the age-elevation relationship of the source area from detrital thermochronological data. Our new method combines the Monte Carlo sampling strategy and Kuiper statistics. We first calculate the probability density of elevation data of the source catchment. Then, the elevation samples can be selected via Monte Carlo sampling strategy. The number of elevation samples is the same as that of detrital ages, producing an age-elevation plot. The goodness of age-elevation plot is determined by the similarity degree of the accumulative probability distribution of sampled elevation and source catchment elevation, which is calculated by the Kuiper statistics method. We have also developed an open-source function package based on the Matlab platform for implementing our new method. We chose the middle section of the southwestern Tianshan Mountains as an example. Based on the hypsometric distribution and previously published detrital apatite fission track and U-Th/He age data, we invert the age elevation relationships of these source drainage catchments from the detrital age spectrum. We find that the southwestern Tianshan Mountains have experienced a multiple-stage exhumation process since the Mesozoic, with increases in exhumation rates initiating at the early Cenozoic, Oligocene–early Miocene, and the late Miocene. The exhumation rate since the Late Miocene ranks the highest, which is five to seven times higher than that in the Oligocene, about ten times higher than the exhumation rate at the early Cenozoic, and even more than thirty times higher than in the Mesozoic, respectively. Our inversion results of multiple exhumation histories are mostly consistent with previous studies on age elevation transects and in other parts of the Tianshan Mountains and sedimentology in adjacent foreland basins, both in the south and north. The consistency between our inversion histories and previous studies could verify the capability of our method.

detrital thermochronology, Monte Carlo, Kuiper statistics, exhumation history, the Tianshan

doi: 10.1360/CSB-2026-0001