

小秦岭文峪花岗岩山体的隆升时代和幅度

余心起^{①*}, 刘俊来^①, 张德会^①, 郑勇^②, 李春麟^①, 陈帅奇^①, 李坛^③

① 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;

② 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

③ 辽宁省地矿测绘院, 沈阳 210100

* 联系人, E-mail: yuxinqi@cugb.edu.cn

2012-12-14 收稿, 2013-02-28 接受, 2013-08-21 网络版发表

国家自然科学基金重大项目(90814006)资助

摘要 小秦岭地区是我国仅次于胶东金矿区的第二大黄金产地, 金矿体赋矿围岩及文峪花岗岩山体抬升的时间、幅度和金矿体的形成深度、保存位置对找寻金矿至关重要. 运用磷灰石、锆石裂变径迹方法对文峪岩体进行了低温热年代学研究, 热演化曲线显示文峪岩体在约 138 Ma 侵位后, 在 138~120 Ma 间快速冷却, 冷却速率达到约 20°C/Ma, 这一时段代表岩体侵位后的快速冷却时间. 热演化曲线和反演曲线均表明, 文峪岩体自古近纪始新世约 45 Ma 至 30~35 Ma 期间发生快速冷却抬升, 冷却速率为 16.7°C/Ma, 剥蚀量约为 4.3 km; 后在 <4 Ma 冷却抬升, 冷却速率约为 11.3°C/Ma, 剥蚀量达到 1.3 km. 总体上, 文峪岩体剥蚀总量为 5.6 km, 隆升总幅度为 7.3 km, 与小秦岭东桐峪金矿床、文峪金矿床流体包裹体研究所获成矿压力转换为成矿深度的估算结果接近. 此外, 对巡马道-小河断裂、太要断裂滑动面上绢云母进行了 ³⁹Ar/⁴⁰Ar 测年, 表明小秦岭金矿赋矿变质杂岩、包括华山岩体、文峪岩体在 77 和 45 Ma 左右有过强烈隆升活动. 这一结果对研究小秦岭金矿的抬升、保存以及太华群变质杂岩、乃至秦岭-大别造山带的构造演化研究具有重要的参考价值.

关键词

裂变径迹

³⁹Ar/⁴⁰Ar 测年

隆升和剥蚀

文峪花岗岩

变质杂岩

小秦岭位于华北克拉通南缘、华北中部古元古代陆-陆碰撞带的最南端, 同时也是秦岭造山带的边缘组成部分. 区内出露的岩层主要为太华群基底岩系, 最新测年值属于古元古代^[1~4], 为变质程度达角闪岩相的火山-沉积岩系, 局部可达麻粒岩相, 岩石组成主要为各种片麻岩、混合岩、斜长角闪岩、变粒岩、浅粒岩以及大理岩等. 其南北两侧分别以近东西向的太要-故县断裂带和巡马道-小河断裂带所围限, 奠定了本区的基本构造格架.

小秦岭地区是我国仅次于胶东金矿区的第二大黄金产地, 金矿体抬升的时间、幅度和保存位置对找寻金矿至关重要, 加之是否存在变质核杂岩构造及其快速隆升时间等方面的争论, 引起了多方学者的

浓厚兴趣. 近 20 年来, 对小秦岭地区是否存在变质核杂岩仍然存在明显的分歧. 胡正国等人^[5,6]认为小秦岭变质核杂岩是一对称变质核杂岩, 其南北两侧各发育拆离断层体系, 形成类似地垒的构造体系, 其核部主要由太华群古老片麻岩和燕山期花岗岩体组成, 与碰撞作用阶段中的刚性基底相对应, 拆离断层即为分布于其南北两侧的巡马道-小河断裂和太要-故县断裂, 刚性基底的盖层作为上盘沿拆离断层发生伸展拆离. 张进江等人^[7]、Zhang 和 Zheng^[8]认为小秦岭变质核杂岩发育于北秦岭燕山期逆冲推覆形成的造山带楔体的后缘, 135 Ma 的同造山伸展作用导致推覆增厚和深部岩浆的上涌, 形成伸展方向为 ESE-WNW 拆离断层体系及变质核杂岩雏形; 从 123

引用格式: 余心起, 刘俊来, 张德会, 等. 小秦岭文峪花岗岩山体的隆升时代和幅度. 科学通报, 2013, 58: 3416~3428

英文版见: Yu X Q, Liu J L, Zhang D H, et al. Uprising period and elevation of the Wenyu granitic pluton in the Xiaolinling district, Central China. Chin Sci Bull, 2013, 58: 4459~4471, doi: 10.1007/s11434-013-5830-2

Ma 开始的造山期后运动导致大型花岗岩体侵入,使已有的变质核杂岩进一步隆升。张元厚等人^[9]则认为,小秦岭北缘断裂在 123 Ma 之前为逆冲推覆构造,123 Ma 之后与小秦岭山前有关的断裂构造为正断裂,破坏矿体。张国伟等人^[10~14]认为,秦岭在燕山期转入了陆内造山作用演化阶段,区域南北向持续挤压造成的秦岭区南北向地壳进一步缩短,致使秦岭区商丹红盆中早白垩世地层强烈变形和蟒岭燕山期花岗岩逆冲在三叠系之上,特别在晚白垩世以来,扬子板块和华北板块分别向秦岭之下的陆内俯冲,使秦岭造山带南北边缘向外侧发生大规模的逆冲推覆构造,呈现急剧抬升并向外扩展的伸展隆升构造状态。基于上述不同认识,李乃志等人^[15]通过对小秦岭地区太华群内部褶皱、周缘断裂分布特征以及该地区区域动力演化背景的综合分析,认为小秦岭地区不发育变质核杂岩,小秦岭太华杂岩的隆升与由南向北的逆冲推覆和后期与块断作用有关的高角度正断层的发育有关。

作为秦岭造山带的北缘组成部分,小秦岭地质构造的发展和演化受到秦岭-大别造山带发展演化的影响和制约。近几年来,有关秦岭造山带构造演化史的研究取得了长足进展^[13,14,16~24]。秦岭-大别造山带是经历了大致 600 Ma 的活动历史、泥盆纪和三叠纪的两次碰撞造山以及白垩纪以来的陆内造山过程而构筑成的典型“复合造山带”^[20,21,24,25]。秦岭 J₃-K₁ 的造山作用,不是板块的俯冲碰撞造山,也不是板块构造对大陆的远程效应引发的造山,而应是受非板块动力的陆内造山作用,形成了陆内造山带,叠加复合于秦岭先期的板块俯冲碰撞造山带上,终成为今日秦岭复合造山带^[14]。造山带的隆升始于白垩纪后期,主要在新生代^[26]。刘建辉等人^[27]研究了秦岭太白山新生代隆升冷却历史,表明秦岭山体经历了始于约 48 Ma 的小幅度快速抬升冷却阶段,和始于约 9.6 Ma 的大幅度快速抬升冷却阶段;分别对应平行于秦岭北缘山脉的两阶段伸展变形,始于约 48 Ma 的伸展变形可能是印度板块与欧亚板块碰撞作用在大陆内部的远场响应,而始于约 9.6 Ma 的快速伸展变形可能与青藏高原在该时期快速隆升和对外扩展有关。

然而到目前为止,除了金矿区流体包裹体的研究外,对小秦岭山体特别是文峪金矿、东桐峪金矿等大型金矿附近文峪岩体的具体隆升时间、隆升不同阶段的速率变化、山体隆升的剥蚀量与沉积(降)量的关

系(或沉积物特征与其源区特征对应关系)等等,准确的年龄数据较少,制约了金矿找矿的进一步突破。作为一个较为成熟的方法,裂变径迹测年被成功应用于山体隆升的研究已有许多报道^[28~37]。本文运用裂变径迹测年方法对文峪岩体进行热年代学对比研究,探讨小秦岭山系隆升的时代、速率及冷却剥露历史,进而为研究小秦岭金矿的抬升、保存以及变质核杂岩的构造演化提供参考。

1 小秦岭文峪花岗岩

小秦岭地区广泛发育花岗岩,呈现“一老一新”的产出特征。“老”花岗岩主要有古元古代桂家峪岩体和小河岩体,前者岩性为角闪二长花岗岩、黑云角闪花岗岩;后者为黑云二长花岗岩。“老”花岗岩主要产于小秦岭的南缘,出露面积较小。“新”花岗岩指本区广泛发育和出露的燕山期花岗岩,呈巨大岩基出于基底岩系中,自西向东分布有老牛山、华山、文峪和娘娘山花岗岩体(图 1),出露面积依次变小,岩性以黑云二长花岗岩和黑云母花岗岩为主。其中,文峪花岗岩体出露面积约 71 km²,娘娘山花岗岩体出露面积约 31 km²。此外,广泛发育加里东期、燕山期和喜马拉雅山期基性岩脉,主要岩石类型有辉绿岩、辉长辉绿岩、辉长辉绿玢岩、辉长玢岩以及煌斑岩脉等。

文峪花岗岩体位于小秦岭的中东部,区域地质资料表明,文峪花岗岩体可分为 3 个相带:边缘相、过渡相和顶部相。边缘相岩性主要为细粒、中细粒稀疏斑状黑云母二长花岗岩,岩体外接触带有 100~200 m 的同化混染带。过渡相岩性主要为灰白色中粒斑状黑云母二长花岗岩,是文峪岩体出露范围最大的相带,面积约 32 km²。顶部相岩性为灰白色细粒含斑黑云母二长花岗岩。

王义天等人^[38]对小秦岭文峪和娘娘山花岗岩体进行的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年和岩石地球化学分析结果表明,文峪和娘娘山黑云母二长花岗岩体属于 I 型花岗岩,是太古宙太华群高级变质岩系经部分熔融的产物,其成岩年龄分别为 138.4±2.5 和 141.7±2.5 Ma,略早于本区拆离伸展活动的时限,暗示了中下地壳部分熔融形成的岩浆热穹窿和花岗质岩浆在上地壳的大面积侵位导致了小秦岭变质核杂岩的发育。Zhao 等人^[39]获得文峪和娘娘山黑云母二长花岗岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果分别为 131±1 和 134±1 Ma。高昕宇等人^[40]获得文峪和娘娘山

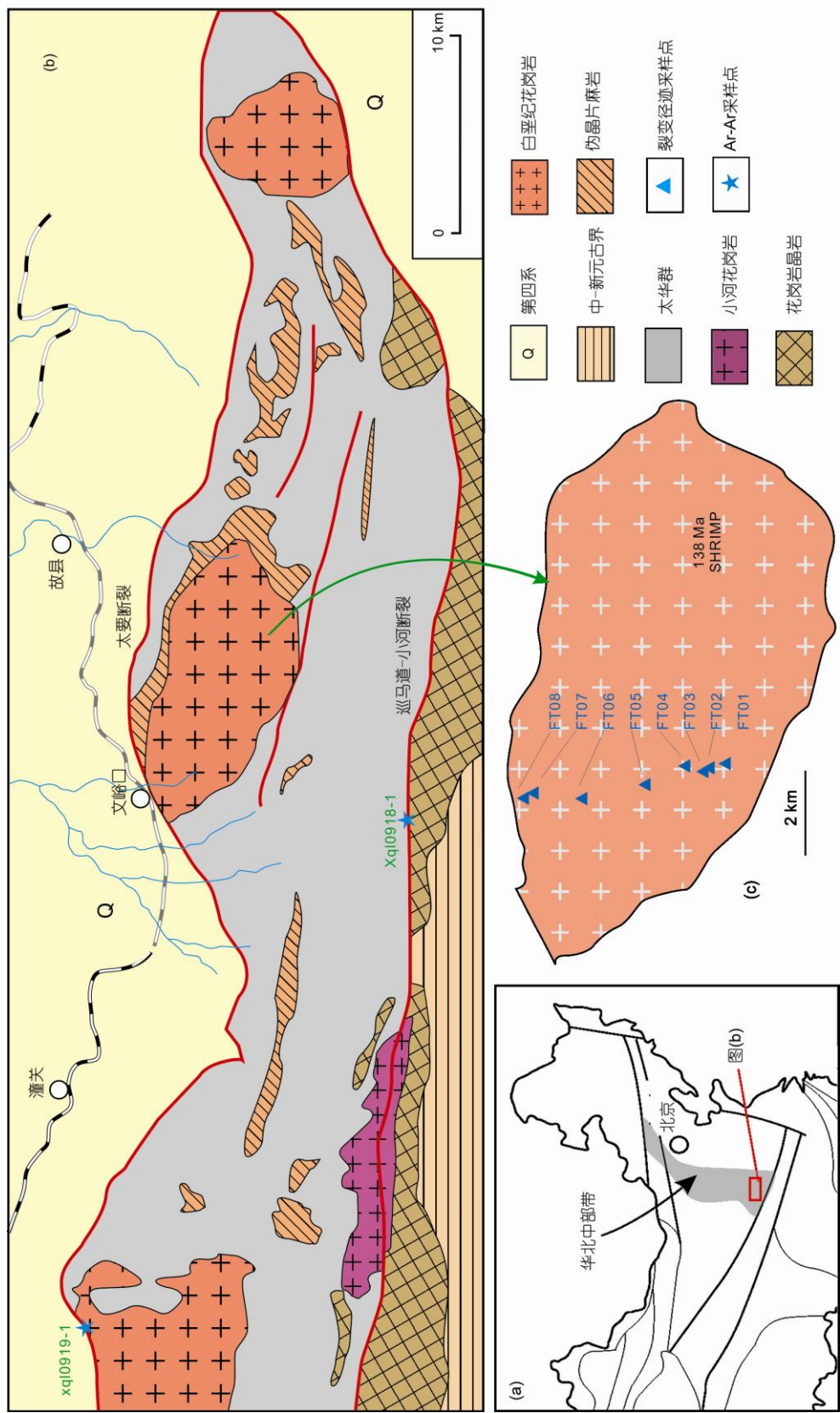


图 1 研究区大地构造位置示意图(a)、文峪岩体区域地质简图(b)和裂变迹样品采样位置示意图(c)

黑云母二长花岗岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果分别为 135 ± 7 和 139 ± 4 Ma, 均属于早白垩世, 岩石具增厚下地壳熔融成因的埃达克岩特征. 肖鸿等人^[41]也认为, 早白垩世时期, 构造体制由挤压向伸展转变、岩石圈大规模减薄是小秦岭及周边地区岩浆活动及金矿大规模成矿作用的地球动力学背景, 古老地壳物质在减压作用和底侵幔源岩浆加热的共同作用下发生部分熔融是区内具有埃达克岩特征的花岗岩的成因机制.

2 样品采集和实验方法

磷灰石裂变径迹(AFT)年代学就是根据磷灰石矿物中重核元素由于核裂变产生的辐射损伤特性而进行分析的技术. 磷灰石裂变径迹分析起初只是一种单纯的定年技术, 后来由于“ ζ ”年龄校正法、外探测器法(ED)以及退火模型的引入^[42], 磷灰石年代学现已发展成为一种能约束造山带与沉积盆地低温热史的关键技术^[43~45]. 它依据磷灰石矿物颗粒年龄(封闭温度约为 110°C)、径迹长度与化学成分等数据或其他中低温年代, 对地壳浅层次温度-年代热演化史进行定量模拟, 这种模拟随着 AFT 退火动力学模型优化而日趋完善^[26,46~48].

按 200 m 左右高差间距自河南灵宝亚武山顶(天

一宫附近)向山体底部近似直线采集了文峪岩体的新鲜露头样品, 每个样品重 1.5~2.0 kg, 使用便携式 GPS 逐样定位、标高, 具体采样位置标于图 1.

样品首先经过粉碎、分选与自然晾干, 然后用常规的重液和磁选方法分离, 用双目显微镜挑出磷灰石、锆石单矿物, 利用环氧和聚四氟乙烯将矿粒固定, 经磨平和抛光后制成光薄片, 并与白云母外探测器贴紧. 裂变径迹定年测试工作由中国科学院高能物理研究所裂变径迹实验室完成. 裂变径迹分析采用外探测器法^[49]. 有关实验条件为: 磷灰石在恒温 25°C 的 6.6% HNO_3 溶液中蚀刻 30 s 揭示自发径迹. 样品均置于 492 反应堆内辐照, 其中 $\text{Au}>100$. 之后将云母外探测器置于 25°C 的 40% HF 中蚀刻 35 min 揭示诱发裂变径迹, 中子注量利用 CN5 铀玻璃标定. 年龄计算采用 IUGS 推荐的 Zeta 常数法^[42,50]和标准裂变径迹年龄方程^[51]. 本文获得磷灰石的 Zeta 常数为 $332.1\pm10.5(1\sigma)$. 为了增加可观察横向封闭径迹, 将样品暴露于 ^{252}Cf ^[45]. 长度是矿物内部完全的封闭径迹长度, 且仅在柱状磷灰石中测量^[52,53]. 因为磷灰石裂变径迹中存在退火的各向相异性^[46].

3 测试结果及数据解释

本文获得的磷灰石裂变径迹测试结果如表 1. 文

表 1 磷灰石裂变径迹测试结果^{a)}

样号	高程 (m)	颗粒数	ρ_s	ρ_i	ρ_d	$P(\chi^2)$ (%)	磷灰石裂变径迹中心年龄 $\pm 1\sigma$ (Ma)	平均径迹长度 $\pm 1\sigma$ (μm)	标准偏差(STD)
			($10^5/\text{cm}^2$) (N_s)	($10^5/\text{cm}^2$) (N_i)	($10^5/\text{cm}^2$) (N)			(N)	
FT01	1843	28	1.265 (706)	6.793 (3817)	11.069 (6751)	6.3	39 ± 3	12.9 ± 2.0 (103)	0.2
FT02	1685	28	1.192 (578)	7.162 (3473)	11.204 (6751)	18.3	36 ± 3	12.8 ± 1.9 (102)	0.2
FT03	1470	28	1.101 (350)	6.687 (2125)	11.407 (6751)	0	37 ± 4	13.0 ± 2.0 (62)	0.3
FT04	1285	28	1.009 (465)	5.358 (2470)	11.609 (6751)	68.9	41 ± 3	12.9 ± 2.1 (102)	0.2
FT05	1087	28	1.129 (723)	5.718 (3663)	11.744 (6751)	0.1	42 ± 3	13.0 ± 1.6 (100)	0.2
FT06	886	28	1.067 (749)	6.455 (4531)	11.879 (6751)	45.4	38 ± 3	12.8 ± 2.1 (97)	0.2
FT07	686	28	0.572 (459)	4.12 (3306)	12.014 (6751)	30.7	32 ± 2	12.7 ± 1.8 (79)	0.2
FT08	632	28	0.79 (498)	4.585 (2891)	12.149 (6751)	63.8	38 ± 3	13.0 ± 1.6 (103)	0.2

a) 采样点 GPS 经纬度坐标见表 2

峪岩体中磷灰石含量很高, 故平均每个样品测试 28 颗.

磷灰石裂变径迹年龄分布在 32~42 Ma 之间, 除样品 FT07 外, 其他样品年龄在误差范围内几乎一致, 表明径迹年龄受控于统一的快速构造热事件^[54]. 平均径迹长度分布在 $12.7\pm1.8\sim13.0\pm2.0\ \mu\text{m}$ 之间, 同样在误差范围内近乎一致, 长度值相对较小, 每个样品的长度标准偏差较大, 反映样品在磷灰石裂变径迹退火带滞留时间较长. 径迹长度直方图均呈单峰状, 亦反映是样品经历了持续的单一冷却过程, 没有后期的热扰动.

锆石年龄分布在 43~61 Ma 之间(表 2). 尽管样品来自于花岗岩区, 矿物组成成分一致, 但受统计误差影响, 部分样品的 χ^2 检验值小于 5%, 表明基于泊松变异的常规分析无效^[55,56], 而代之以“池年龄”, 池年龄实质上是自发径迹总数与诱发径迹总数的比值^[57]. 所有样品的中心年龄均明显小于岩石形成年龄, 代表最强烈的一次退火事件发生的时间^[58]. 锆石的裂变径迹年龄-高程曲线在 1250 m 处存在一个拐点(图 2), 这一拐点高度代表被抬升了的古退火带底部现今的位置(图 3), 拐点之上的样品在快速隆升之前在古部分退火带中并经历了 t 时长的退火作用; 而拐点之下的样品在快速隆升之前则位于完全退火带内,

没有裂变径迹的积累, 后期的快速隆升将样品快速抬升至部分退火带. 因此, 拐点年龄 t 代表了快速剥蚀开始的时间, 即区域构造热事件的时间, 约 45 Ma. 线性回归方程显示, 强烈构造活动前的剥蚀速率为 23.03 m/Ma, 冷却速率为 0.8 °C/Ma; 构造活动开始后的剥蚀速率达到 277 m/Ma, 冷却速率为 9.7 °C/Ma (图 3).

4 文峪岩体隆升的时代和速率讨论

根据已经发表了的文峪岩体锆石 U-Pb 年龄和黑云母 Ar-Ar 年龄, 结合本文获得的磷灰石裂变径迹平均年龄和锆石裂变径迹拐点年龄, 利用矿物对-封闭温度法可绘制出岩体的热演化曲线, 从而定量分析

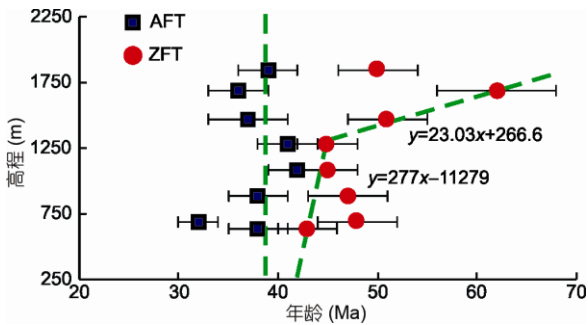


图 2 裂变径迹年龄对样品高程图

表 2 锆石裂变径迹测试结果

样号	GPS 点位	高程 (m)	颗粒数	ρ_s	ρ_i	ρ_d	$P(\chi^2)$ (%)	锆石裂变径迹中心年龄 $\pm 1\ \sigma$ (Ma)
				($10^5/\text{cm}^2$) (N_s)	($10^5/\text{cm}^2$) (N_i)	($10^5/\text{cm}^2$) (N)		
FT01	34°27'42.0"N	1843	7	85.083	65.530	9.095	51.7	50±4
	110°26'18.3"E			(644)	(496)	(5656)		
FT02	34°27'50.8"N	1685	21	59.979	37.605	8.972	0	62±6
	110°26'09.7"E			(2040)	(1279)	(5656)		
FT03	34°27'58.4"N	1470	24	56.032	42.128	8.849	0	51±4
	110°26'08.3"E			(2418)	(1818)	(5656)		
FT04	34°28'11.4"N	1285	12	67.380	55.763	8.757	73.2	45±3
	110°26'10.2"E			(1073)	(888)	(5656)		
FT05	34°28'37.7"N	1087	6	71.315	59.045	8.511	52.9	45±3
	110°25'58.0"E			(680)	(563)	(5656)		
FT06	34°29'29.9"N	886	10	78.242	58.794	8.388	9.6	47±4
	110°25'47.4"E			(1046)	(786)	(5656)		
FT07	34°30'11.4"N	686	12	106.851	77.455	8.204	2.8	48±4
	110°25'51.2"E			(1523)	(1104)	(5656)		
FT08	34°30'16.2"N	632	14	108.291	92.038	8.081	1.1	43±3
	110°25'43.9"E			(1799)	(1529)	(5656)		

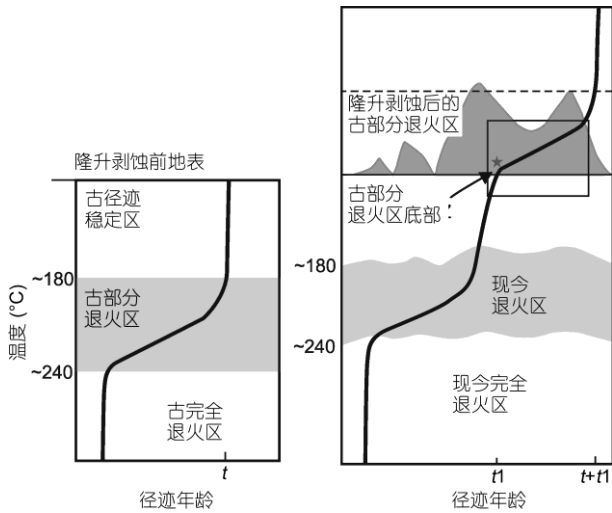


图3 拐点形成位置示意图

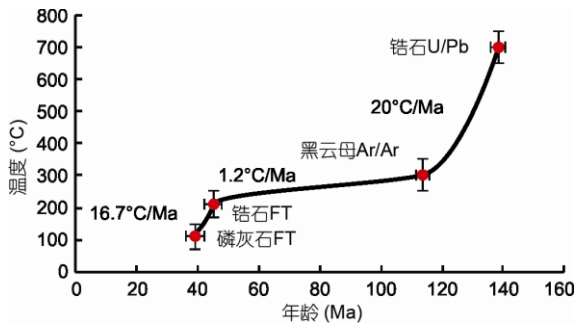


图4 文峪岩体矿物对热演化曲线

其冷却历史(图4)。其中, 锆石U-Pb的封闭温度 $>700\pm 50^{\circ}\text{C}$ ^[59], 黑云母Ar-Ar的封闭温度为 $300\pm 50^{\circ}\text{C}$ ^[60], 地质历史条件下锆石裂变径迹封闭温度为 $240\pm 30^{\circ}\text{C}$ ^[61], 磷灰石裂变径迹封闭温度为 $110\pm 10^{\circ}\text{C}$ ^[46]。

热演化曲线显示文峪岩体在约 138 Ma 侵位后, 在 138~120 Ma 间快速冷却, 冷却速率达到约 $20^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ 。张进江等人^[7]认为小秦岭地区在 135~123 Ma 期间发生了同造山拆离作用, 拆离的启动时间至少是在 127 Ma 之前, 其时间的上限为 123 Ma, 直接导致了区域性构造岩浆活动, 岩体侵位后发生快速冷却。120~45 Ma 间, 岩体冷却速率放缓, 表明未有大的构造活动发生, 利用矿物对-封闭温度法可得出此时期的冷却速率为 $1.2^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ 。新生代始新世约 45 Ma 以来, 文峪岩体发生快速冷却抬升, 冷却速率为 $16.7^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ 。根据刘建辉等人^[27]、Liu 等人^[62]的研究, 这一期构造事件可能与~50 Ma 的印欧碰撞事件有关。印欧碰撞的远距离效应导致了小秦岭北缘(渭河盆地南缘)的初

始拉张, 渭河地堑形成, 秦岭山脉及太白山抬升剥蚀^[27,62]。Wang 等人^[63]研究表明, 呼应于印欧碰撞的远程效应, 小秦岭西部天水盆地和辉成盆地 49.2 ± 10.2 Ma 的最老沉积物源于青藏高原北缘及西秦岭的幕式剥露, 盆地北缘秦岭带较快速抬升剥蚀。田云涛等人^[26]报道了米仓山-汉南穹窿一带磷灰石裂变径迹分析结果, 认为约 15 Ma 以来的快速剥蚀是对青藏高原隆升向东北方向传递的响应。张朝锋等人^[64]则认为, $20\pm(2\sim 4)$ Ma 是青藏高原演化的转折期, 此后青藏高原逐渐对周围邻区开始产生整体影响和远程效应, 渭河地堑沉积, 秦岭造山带整体快速隆升, 上新世(5.3 Ma)以来隆升速率 0.2 mm/a , 最快在公元 721 年以来达到 6.25 mm/a ^[65,66]。

为了进一步揭示文峪岩体新生代以来的冷却剥露历史, 本研究应用 Ketcham 等人^[67]的退火模型, 并应用蒙特卡罗(Monte Carlo)逼近法对磷灰石裂变径迹进行热史反演。由于没有成分数据, 模拟初始条件按一般氟磷灰石成分设定, 并根据获得的裂变径迹参数和样品所处的地质背景与条件, 确定反演模拟的初始条件。模拟温度从高于裂变径迹退火带的 125°C 到现今地表温度, 模拟时间从新生代早期 50 Ma 至今。模拟结果如图 5 所示, 每个样品均获得了最佳的热历史路径(图中实线), 虚线区代表反演模拟的较好拟合区, 点线区代表可接受区。每个图左上角均标出样品代号、实测径迹长度和模拟径迹长度、实测 Pooled 年龄和模拟 Pooled 年龄, 以及表示径迹长度模拟值与测量值之吻合程度的 $K-S$ 检验值和 GOF 年龄拟合参数。当 $K-S$ 值和 GOF 值均大于 0.5 时, 一般认为模拟结果比较好。地温梯度取与现今相近的值 $35^{\circ}\text{C}/\text{km}$, 地表温度取 10°C 。

反演曲线显示文峪岩体在进入新生代以来, 总体经历了两次快速的冷却抬升。约 45 Ma 至 30~35 Ma, 岩体迅速从锆石裂变径迹退火带底部约 210°C 冷却至约 60°C , 冷却速率为 $10\sim 15^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, 与热演化曲线获得结果近似。这一期构造抬升造成的剥蚀量约为 4.3 km, 平均剥蚀速率约 $0.3\sim 0.4\text{ km/Ma}$ 。在 30~4 Ma 期间, 岩体进入了平静期, 冷却速率缓慢, 约为 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, 约有 0.1 km 的物质被剥蚀掉。反演曲线在 <4 Ma 处发生明显转折, 表明岩体曾经在该时期发生冷却抬升, 温度由约 55°C 降至现今地表温度 10°C , 平均冷却速率约为 $11.3^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, 对应的剥蚀速率约为 0.3 km/Ma , 剥蚀量达到 1.3 km。而渭河地堑

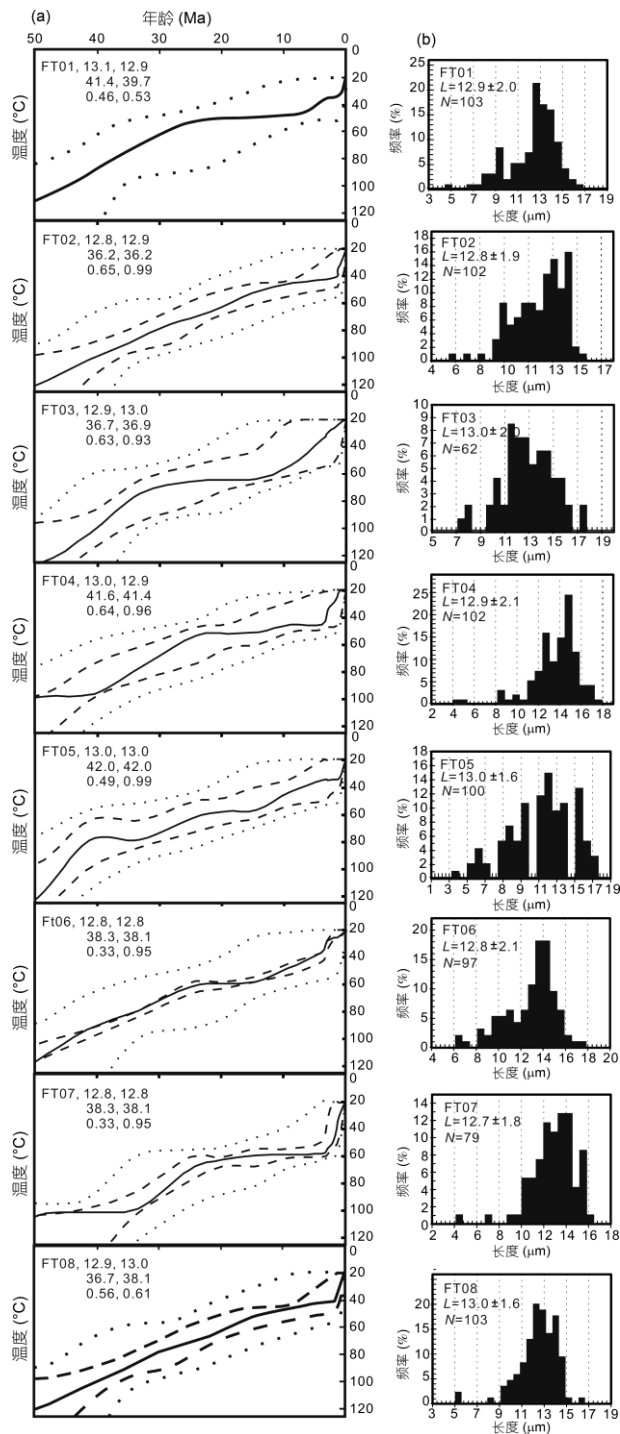


图5 文峪岩体地质热演化历史模拟结果(a)和裂变径迹长度分布图(b)

在 3.6 Ma (相当于青藏运动的 A 幕, 3.6~3.4 Ma) 以来断陷作用明显加强, 沉积范围和河湖相面积均达到最大, 沉积速率较明显增快^[62], 与周边的快速隆升相耦合, 如秦岭上更新世(5.3 Ma)以来隆升速率 0.2

mm/a^[65,66]. 对应于渭河盆地的快速沉积, 小秦岭隆升速率不小于 0.2 mm/a.

文峪岩体隆升的热史模拟结果同华山岩体的隆升历史相近. 吴中海等人^[68]综合了万景林等人^[69]、尹功明等人^[70]的热年代学数据, 进行了华山新生代隆升-剥蚀历史的裂变径迹热年代学分析, 认为 57~42, 32~22 Ma 和约 8 Ma 以来均为相对快速隆升阶段, 视隆升速率约为 0.18~0.23 mm/a; 而 42~32 Ma 间和 22~8 Ma 间则为相对缓慢隆升过程, 视隆升速率约为 0.01 mm/a. 约 57 Ma 以来华山的隆升-剥蚀量约为 8.5 km, 平均隆升速率约为 0.15 mm/a; 约 32 Ma 以来的总隆升幅度约为 4.5~5.1 km, 平均视隆升速率约为 0.14~0.16 mm/a.

这一隆升幅度与小秦岭金矿初始成矿深度接近. 吴晓贵等人^[71]对小秦岭东桐峪金矿床的成矿流体包裹体进行了测试分析, 并对该矿床各成矿阶段的压力进行了估算, I, II, III 阶段的流体最小捕获压力分别为 123~160, 160~170 和 170 MPa 左右, 主要集中于 123~170 MPa, 采用静岩压力估算的最小成矿深度为 4.6~6.3 km. 王铁军等人^[72]对文峪金矿的流体包裹体测温表明, 文峪金矿成矿温度 180~450 °C, 为中高温热液; 成矿压力 $1.0 \times 10^5 \sim 1.4 \times 10^5$ kPa, 根据静岩压力推算的成矿深度为 3.6~5.2 km. 周振菊等人^[73]的研究也表明, 文峪金矿早、中阶段压力分别为 130~178 和 85~150 MPa, 对应的成矿深度分别为 4.7~6.5 和 3.1~5.5 km. 小秦岭金矿的采矿坑道海拔高度 600~1800 m, 表明矿体形成后抬升了 5~6 km.

5 小秦岭变质杂岩隆升时代的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 年代学测试

文峪岩体的围岩为早元古代太华群变质杂岩, 也是小秦岭金矿最主要的赋矿围岩. 张进江等人^[7]、Zhang 等人^[8]认为小秦岭在早中生代处于伸展作用背景下, 形成变质核杂岩构造, 被拆离断层切割的花岗岩体的最年轻侵位年龄、即拆离断层活动的时间下限为 135 Ma, 拆离断层活动晚期侵位的闪长岩 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 冷却年龄为 127 Ma, 华山岩体分枝出的岩脉侵位于拆离断层而未被其改造, 但被后期垮塌伸展切割成多米诺状岩脉 123 Ma 左右的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 年龄既为拆离断层活动时间的上限, 也是内部垮塌伸展的时间下限. 内部伸展构造体系中退化变质糜棱岩

带的 K-Ar 年龄为 106~120 Ma, 等时线年龄为 116 Ma, 说明垮塌伸展主要发生于此期, 并在整个区域的构造热历史均有反映. 故此, 小秦岭变质核杂岩前期 ESE-WNW 区域性伸展年代为 135~123 Ma, 后期垮塌伸展主要发生于 116 Ma, 但在 71~75 Ma 仍有活动, 而变质核杂岩则于第三纪初期出露地表. 强山峰等人^[74]利用激光剥蚀 ICP-MS 方法对小秦岭矿集区北矿带秦南金矿床的热液独居石进行了 U-Th-Pb 定年, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{233}\text{Th}$ 加权平均年龄分别为 120.9 ± 0.9 Ma (MSWD=1.0) 和 122.3 ± 1.9 Ma (MSWD=2.6), 在误差范围内完全一致, 表明独居石的 U-Th-Pb 同位素体系自矿物形成后一直处于封闭体系, 可能与华北克拉通岩石圈伸展减薄作用有关. 李乃志等人^[15]则认为, 小秦岭太华杂岩的隆升从 65 Ma 至今均有活动. 宋传中等人^[16]也认为秦岭北缘是在中生代末期以来被抬升和剥露的, 当今仍在剧烈隆升.

本项研究对小秦岭变质杂岩隆升的南北两条边界断裂采集样品挑选新生绢云母进行 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 测年, 籍以确定山体隆升的时代. 采样位置见图 1 所示.

用纯铝铂纸将 0.18~0.28 mm 粒径的样品包装成直径约 6 mm 的球形, 封闭于石英玻璃瓶中, 2010 年 4 月 13~14 日置于中国原子能科学研究院 49-2 反应堆 B4 孔道进行中子照射, 照射时间为 24 h, 中子通量为 2.2464×10^{18} . 用于中子通量监测的样品是我国周口店 K-Ar 标准黑云母(ZBH-25, 年龄为 132.7 Ma). 同时对纯物质 CaF_2 和 K_2SO_4 进行同步照射, 得出的校正因子为: $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}=0.000271$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}=0.000652$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}}=0.00703$. 照射后的样品冷置后, 装入圣诞树状的样品架中, 密封去气之后, 装入系统. 样品测试在 2011 年 2 月进行, 由北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室常规 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年系统完成. 测定采用钽(Ta)熔样炉对样品进行阶步升温熔样, 每个样品分为 10~14 步加热释气, 温阶范围为 800~1500℃, 每个加热点在恒温状态下保持 20 min. 系统分别采用海绵钛炉、活性炭冷井及锆钒铁吸气剂炉对气体进行纯化, 海绵钛炉的纯化时间为 20 min, 活性炭冷井的纯化时间为 10 min, 锆钒铁吸气剂炉的纯化时间为 15 min. 使用 RGA10 型质谱仪记录五组 Ar 同位素信号, 信号强度以毫伏(mV)为单位记录. 质谱峰循环测定 9 次, 用峰顶值减去前后基线的平均值来获得 Ar 同位素的数据. 数据处理时, 采用北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室

编写的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating 1.2 数据处理程序对各组 Ar 同位素测试数据进行校正计算, 再采用 Isoplot 3.0 程序^[75]计算坪年龄及等时线年龄, 结果如表 3 和图 6.

xql0918 样品采自南侧巡马道-小河断裂带张性滑动面上, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 等时线年龄 77.2 ± 6.8 Ma (MSWD=36), 反等时线年龄 77.4 ± 6.7 Ma (MSWD=29), 反映巡马道-小河断裂带在 77 Ma 左右处在活动状态中, 与张进江等人^[7]、Zhang 等人^[8]的结论基本一致. xql0919 样品采自北侧太要断裂(华山岩体北缘)张性滑动面上, 由表 3 可以看出, 其低温阶的坪年龄没有意义, 而高温阶的坪年龄为 44.9 ± 1.0 Ma (MSWD=0.015), 等时线年龄 41 ± 8.5 Ma (MSWD=169, 可信度较差), 反等时线年龄 39.6 ± 9.4 Ma (MSWD=145), 表明该断裂在 40~45 Ma 左右有一次较强烈的热活动, 推测为快速滑动所致.

因此, 结合文峪花岗岩磷灰石裂变径迹模拟结果来看, 小秦岭变质杂岩在 135~127 Ma 受华山花岗岩、文峪花岗岩、娘娘山花岗岩等侵位而隆升之后, 于 45 Ma 左右再次快速强烈抬升, 基本上达到目前高度.

6 结论

利用磷灰石、锆石裂变径迹方法对小秦岭文峪花岗岩体进行了低温热年代学研究, 热演化曲线显示文峪岩体在约 138 Ma 侵位后, 在 138~120 Ma 间快速冷却, 冷却速率达到约 20℃/Ma. 热演化曲线和反演曲线均表明, 文峪岩体自古近纪始新世约 45 Ma 至 30~35 Ma 以来发生快速冷却抬升, 冷却速率为 16.7℃/Ma, 剥蚀量约为 4.3 km; 后在<4 Ma 冷却抬升, 冷却速率约为 11.3℃/Ma, 对应于渭河盆地的快速沉积, 小秦岭隆升速率不小于 0.2 mm/a, 剥蚀量达到 1.3 km. 总体上, 文峪岩体剥蚀总量为 5.6 km, 隆升总幅度为 7.3 km.

这一隆升幅度与小秦岭金矿成矿深度接近. 比文峪岩体海拔高度低 1~1.5 km 的东桐峪金矿床、文峪金矿床流体(地下坑道开采)包裹体研究所得到的压力转换为深度估算结果 4.6~6.3 和 3.6~5.2 km. 结合巡马道-小河断裂、太要断裂绢云母 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 测年结果, 表明现今小秦岭金矿以及赋矿的变质杂岩、华山岩体、文峪岩体大致在 77 和 45 Ma 左右有过强烈隆升活动, 在<4 Ma 后又快速隆升. 在隆升了约 7 km 之后, 其上至少被剥蚀了 3~6 km.

表 3 小秦岭地区巡马道-小河断裂、太要断裂绢云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年测定数据^{a)}

温度 (°C)	年龄 (Ma)	$\pm$	$\%^{40}\text{Ar}^{\text{re}}$	$J=0.002102$	^{39}Ar (Mols)	40	$\pm 4\sigma$	39	$\pm 3\sigma$	38	$\pm 3\sigma$	37	$\pm 3\sigma$	$\pm 3\sigma$
xql0918-1														
850	17.25	0.75	76.75		4.59×10^{-14}	16.92120	0.08857	2.87049	0.00243	1.86470	0.08192	44.32278	0.03520	0.00195
900	15.24	0.33	76.23		5.20×10^{-14}	17.00483	0.50999	3.25667	0.12824	2.12750	0.07068	67.33066	0.03200	0.00160
950	4.74	0.54	15.90		7.67×10^{-14}	36.89287	1.12590	4.79923	0.06075	0.98120	0.01620	172.59340	0.29848	0.00168
1000	38.54	0.42	44.31		2.80×10^{-14}	40.19973	0.88652	1.75496	0.04227	0.28489	0.00737	31.67599	0.01100	0.00261
1050	32.59	1.10	72.76		3.17×10^{-14}	23.28857	0.14886	1.98452	0.00962	0.38465	0.00214	47.28105	0.00080	0.00214
1100	86.33	1.67	90.04		1.62×10^{-14}	26.05935	0.49041	1.01681	0.01467	0.12751	0.00787	16.32920	0.00534	0.00173
1150	86.86	2.85	82.26		1.41×10^{-14}	24.99992	0.64202	0.88516	0.02038	0.10040	0.01080	13.38960	0.00161	0.00278
1200	86.12	1.77	80.82		9.61×10^{-15}	17.15566	0.30283	0.60180	0.01137	0.05363	0.00534	8.77270	0.00763	0.00125
1300	86.14	2.13	92.72		1.12×10^{-14}	17.39179	0.14591	0.70372	0.01471	0.12135	0.00177	16.34171	0.00451	0.00137
1400	85.88	1.70	76.34		1.19×10^{-14}	22.37599	0.35830	0.74289	0.00588	0.08793	0.01196	9.86026	0.00294	0.00118
xql0919-1														
$J=0.002206$														
850	-21.03	0.00	-12580.56		1.84×10^{-13}	0.47696	0.54347	11.48801	6.98633	3.17808	0.23691	306.67160	0.17995	0.07067
900	-16.26	0.00	-2206.73		2.36×10^{-13}	2.71524	0.87763	14.79119	2.21395	2.82738	0.58655	293.68110	0.16563	0.05265
950	-19.62	0.00	-1202.13		2.15×10^{-13}	5.45331	0.74357	13.44442	5.72280	3.56342	0.26336	332.68650	0.12754	0.02267
1000	-12.46	0.00	-383.84		1.49×10^{-13}	7.50449	0.73377	9.29838	0.34840	1.85264	0.21264	201.42970	0.11308	0.01193
1050	-8.71	0.00	-112.01		4.32×10^{-14}	5.20971	0.49137	2.70439	0.15941	0.69327	0.10709	69.08980	0.01618	0.00454
1100	-7.60	0.00	-43.71		2.82×10^{-14}	7.58448	0.49621	1.76290	0.09941	0.37148	0.01499	47.37683	0.01305	0.00278
1150	30.69	4.46	68.17		4.71×10^{-15}	3.22952	0.43636	0.29509	0.04334	0.04140	0.00431	18.40837	0.00314	0.00039
1200	27.49	0.85	88.83		8.58×10^{-15}	4.14686	0.12806	0.53728	0.00294	0.00771	0.00020	12.47299	0.00118	0.00020
1250	44.81	1.98	22.67		3.50×10^{-15}	10.60054	0.54518	0.21918	0.01202	0.01820	0.00919	12.81616	0.00283	0.00141
1300	44.90	1.56	40.80		8.29×10^{-15}	14.20411	0.20053	0.51909	0.00927	0.09031	0.00699	17.98434	0.01346	0.00127
1350	45.04	1.85	33.16		5.91×10^{-15}	12.32247	0.49007	0.37017	0.00970	0.10247	0.00513	20.82256	0.00363	0.00100
1400	19.50	0.48	62.74		6.98×10^{-15}	3.32369	0.09337	0.43692	0.00810	0.11188	0.00349	21.02972	0.00448	0.00028

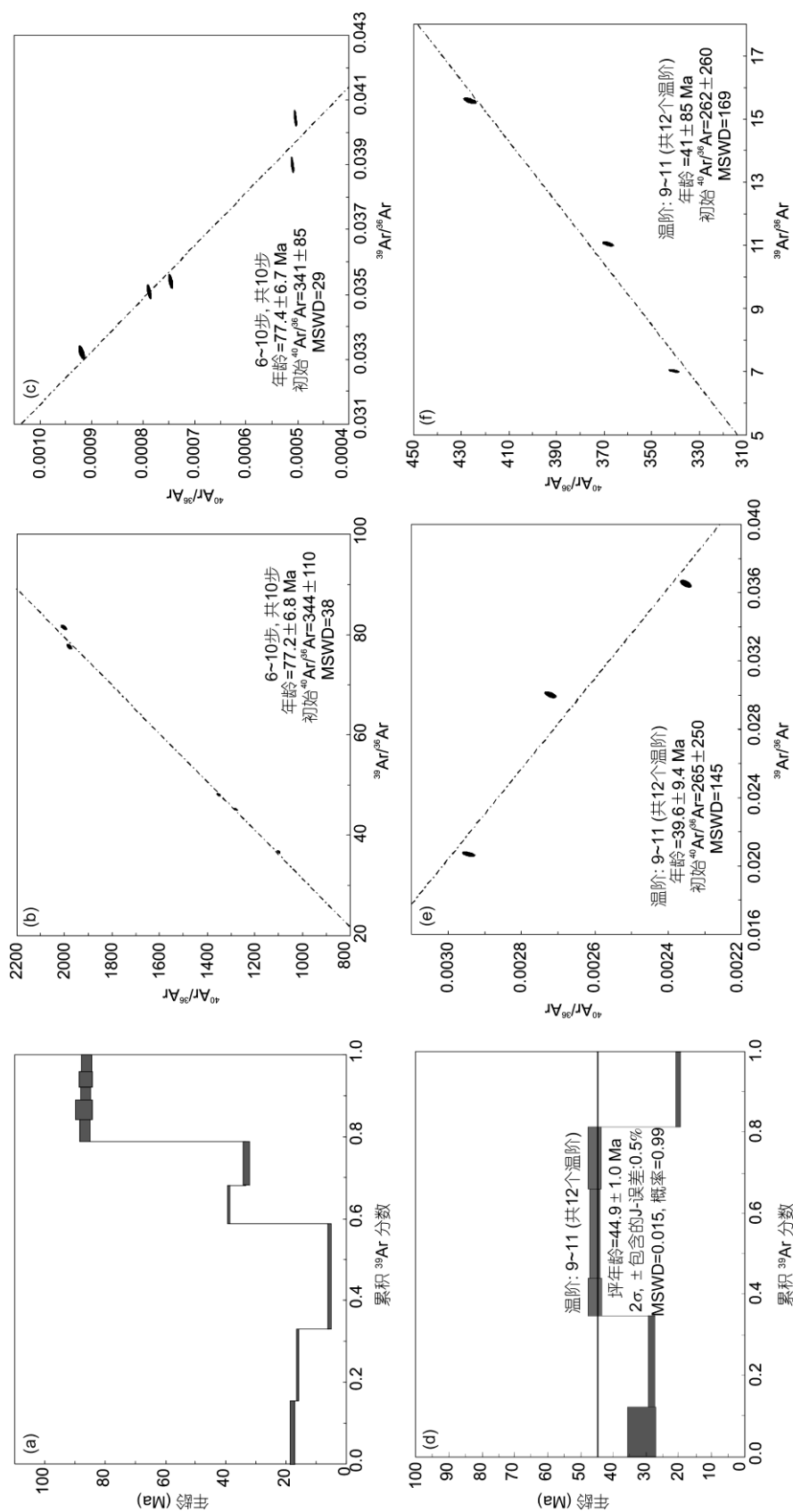


图 6 小秦岭地区巡马道-小河断裂、太要断裂绢云母 Ar-Ar 年龄图

(a)~(c) 样品 xql0918-1; (d)~(f) 样品 xql0919-1. 其中(a), (d)为坪年龄; (b), (e)为等时线年龄; (c), (f)为反等时线年龄

致谢 西北大学董云鹏教授对本文提出了宝贵意见; 野外工作中得到北京科技大学徐九华教授、小秦岭文峪金矿梁斌祥高工的关照, 磷灰石、锆石裂变径迹定年测试工作由中国科学院高能物理研究所裂变径迹实验室完成, 绢云母 Ar-Ar 年龄由北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室测试, 在此一并致谢!

参考文献

- 1 李厚民, 陈毓川, 王登红, 等. 小秦岭变质岩及脉体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石学报, 2007, 23: 2504–2512
- 2 第五春荣, 孙勇, 林慈奎, 等. 河南鲁山地区太华杂岩 LA-(MC)-ICPMS 锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素组成. 科学通报, 2010, 55: 2112–2123
- 3 毕诗健, 李建威, 李占轲. 华北克拉通南缘小秦岭金矿区基性脉岩时代及地质意义. 地球科学, 2011, 36: 17–32
- 4 Yu X Q, Liu J L, Li C L, et al. Zircon U-Pb dating and Hf isotope analysis on the Taihua Complex: Constraints on the formation and evolution of the Trans-North China Orogen. Precambrian Res, 2013, 230: 31–44
- 5 胡正国, 钱壮志, 阎广民, 等. 小秦岭拆离变质核杂岩构造与金矿. 西安: 陕西科学技术出版社, 1994. 1–238
- 6 胡正国, 钱壮志. 小秦岭地质构造新认识. 地质论评, 1994, 40: 289–295
- 7 张进江, 郑亚东, 刘树文. 小秦岭变质核杂岩的构造特征、形成机制及构造演化. 北京: 海洋出版社, 1998. 1–120
- 8 Zhang J J, Zheng Y D. Multistage extension and age dating of the Xiaoqinling metamorphic core complex, central China. Acta Geol Sin, 1999, 73: 139–147
- 9 张元厚, 李宗彦, 张孝民, 等. 小秦岭金(钼)矿田北矿带推覆构造演化与成矿作用. 吉林大学学报(地球科学版), 2009, 39: 244–254
- 10 张国伟, 孟庆任, 赖绍聪. 秦岭造山带的结构构造. 中国科学 B 辑, 1995, 25: 994–1003
- 11 张国伟, 孟庆任, 于在平, 等. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 16: 193–200
- 12 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 2001. 1–855
- 13 张国伟, 程顺有, 郭安林, 等. 秦岭-大别中央造山系南缘勉略古缝合带的再认识——兼论中国大陆主体的拼合. 地质通报, 2004, 23: 846–853
- 14 张国伟, 郭安林, 董云鹏, 等. 大陆地质与大陆构造和大陆动力学. 地学前缘, 2011, 18: 1–12
- 15 李乃志, 于在平, 崔海峰, 等. 变质核杂岩特征及小秦岭地区变质杂岩成因讨论. 西北大学学报(自然科学版), 2006, 36: 793–798
- 16 宋传中, 刘国生, 牛漫兰, 等. 秦岭-大别造山带北缘新生代的构造特征及动力学探讨. 地质通报, 2002, 21: 530–535
- 17 宋传中, 张国伟, 任升莲, 等. 秦岭-大别造山带中几条重要构造带的特征及其意义. 西北大学学报(自然科学版), 2009, 39: 368–380
- 18 王宗起, 闫全人, 闫臻, 等. 秦岭造山带主要大地构造单元的新划分. 地质学报, 2009, 83: 1527–1546
- 19 王宗起, 闫臻, 王涛, 等. 秦岭造山带主要疑难地层时代研究的新进展. 地球学报, 2009, 30: 561–570
- 20 Dong Y P, Zhang G W, Neubauer F, et al. Tectonic evolution of the Qinling Orogen, China: Review and synthesis. J Asian Earth Sci, 2011, 41: 213–237
- 21 Dong Y P, Zhang G W, Hauzenberger C, et al. Palaeozoic tectonics and evolutionary history of the Qinling orogen: Evidence from geochemistry and geochronology of ophiolite and related volcanic rocks. Lithos, 2011, 122: 39–56
- 22 Dong Y P, Genser J, Neubauer F, et al. U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the exhumation history of the North Qinling terrane, China. Gondwana Res, 2011, 19: 881–893
- 23 Dong Y P, Liu X M, Zhang G W, et al. Triassic diorites and granitoids in the Foping area: Constraints on the conversion from subduction to collision in the Qinling orogen, China. J Asian Earth Sci, 2012, 47: 123–142
- 24 Dong Y P, Liu X M, Neubauer F, et al. Timing of Paleozoic amalgamation between the North China and South China Blocks: Evidence from detrital zircon U-Pb ages. Tectonophysics, 2012, doi: org/10.1016/j.tecto.2012.11.018
- 25 杨经绥, 许志琴, 马昌前, 等. 复合造山作用和中国中央造山带的科学问题. 中国地质, 2010, 37: 1–11
- 26 田云涛, 朱传庆, 徐明, 等. 白垩纪以来米仓山-汉南穹窿剥蚀过程及其构造意义: 磷灰石裂变径迹的证据. 地球物理学报, 2010, 53: 920–930
- 27 刘建辉, 张培震, 郑德文, 等. 秦岭太白山新生代隆升冷却历史的磷灰石裂变径迹分析. 地球物理学报, 2010, 53: 2405–2414
- 28 Bullen M E, Burbank D W, Garver J I, et al. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building. Geol Soc Am Bull, 2001, 113: 1544–1559
- 29 陈安定, 郭彤楼, 万景林. 裂变径迹、同位素年龄研究苏皖周边隆起构造抬升. 大地构造与成矿学, 2004, 28: 379–387

- 30 许长海, 周祖翼, Van Den Haute P, 等. 大别造山带磷灰石裂变径迹(AFT)年代学研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 622–634
- 31 李理, 钟大赉. 泰山新生代抬升的裂变径迹证据. 岩石学报, 2006, 22: 457–464
- 32 Emmel B, Jacobs J, Crowhurst P, et al. Combined apatite fission-track and single grain apatite (U-Th)/He ages from basement rocks of central Dronning Maud Land (East Antarctica)-Possible identification of thermally overprinted crustal segments? Earth Planet Sci Lett, 2007, 264: 72–88
- 33 Foster G L, Carter A. Insights into the patterns and locations of erosion in the Himalaya—A combined fission-track and *in situ* Sm-Nd isotopic study of detrital apatite. Earth Planet Sci Lett, 2007, 257: 407–418
- 34 Grave J D, Buslov M M, Haute P V. Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology. J Asian Earth Sci, 2007, 29: 188–204
- 35 Vermeesch P. Quantitative geomorphology of the White Mountains (California) using detrital apatite fission track thermochronology. J Geophys Res, 2007, 112: 1–11
- 36 郑勇, 余心起, 王德恩, 等. 安徽绩溪伏岭岩体隆升时代的磷灰石裂变径迹制约. 地质论评, 2009, 55: 385–394
- 37 郑勇, 余心起, 袁万明, 等. 皖南黄山花岗岩体隆升时代的裂变径迹制约. 中国科学: 地球科学, 2011, 41: 40–51
- 38 王义天, 叶会寿, 叶安旺, 等. 小秦岭文峪和娘娘山花岗岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其意义. 地质科学, 2010, 45: 167–180
- 39 Zhao H X, Jiang S Y, Frimmel H E, et al. Geochemistry, geochronology and Sr-Nd-Hf isotopes of two Mesozoic granitoids in the Xiaoqinling gold district: Implication for large-scale lithospheric thinning in the North China Craton. Chem Geol, 2012, 294–295: 173–189
- 40 高昕宇, 赵太平, 高剑峰, 等. 华北陆块南缘小秦岭地区早白垩世埃达克质花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素和元素地球化学特征. 地球化学, 2012, 41: 303–325
- 41 肖鸿, 魏俊浩, 谭俊, 等. 小秦岭地区早白垩世酸性侵入岩地球化学特征及构造环境. 地质科技情报, 2012, 31: 39–48
- 42 Hurford A J. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the IUGS Subcommittee on geochronology. Chem Geol (Isot Geosci Sec), 1990, 80: 171–178
- 43 Wagner G, Van Den Haute P. Fission track dating. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1992. 1–275
- 44 De Corte F, Bellemans F, Van den haute P, et al. A new U doped glass certified by the European Commission for the calibration of fission-track dating. In: Van den haute P, De Corte F, eds. Advances in Fission-Track Geochronology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. 67–78
- 45 Donelick R A, Miller D S. Enhanced TINT fission track density apatites using ^{252}Cf -derived fission fragment tracks: A model and experimental observations. Nucl Track Rad Meas, 1991, 18: 301–307
- 46 Green P F, Duddy I R, Gleadow A J W, et al. Thermal annealing of fission track in apatite 1: A qualitative description. Chem Geol, 1986, 59: 237–253
- 47 付明希. 磷灰石裂变径迹退火动力学模型研究进展综述. 地球物理学进展, 2003, 18: 650–655
- 48 田云涛, 袁玉松, 胡圣标. 磷灰石裂变径迹分析新进展. 地球物理学进展, 2009, 24: 909–920
- 49 Gleadow A J W, Duddy I R. A natural long-term annealing experiment for apatite. Nucl Trac Rad Meas, 1981, 5: 169–174
- 50 Hurford A J, Green P F. The Zeta age calibration of fission track dating. Chem Geol (Isot Geosci Sec), 1983, 1: 285–317
- 51 Hurford A J, Green P F. A user's guide to fission-track dating calibration. Earth Planet Sci Lett, 1982, 59: 343–354
- 52 Gleadow A J W, Duddy I R, Green P F, et al. Confined fission track lengths in apatite: A diagnostic tool for thermal history analysis. Contrib Mineral Petrol, 1986, 94: 405–415
- 53 Laslett G M, Green P F, Duddy I R, et al. Thermal annealing of fission tracks in apatite; 2: A quantitative analysis. Chem Geol (Isot Geosci Sec), 1987, 65: 1–13
- 54 Foster D A, Gleadow A J W, Mortimer G. Rapid Pliocene exhumation in the Karakoram (Pakistan), revealed by fission-track thermochronology of the K_2 gneiss. Geology, 1994, 22: 19–22
- 55 Green P F. A new look at statistics in fission track dating. Nucl Trac, 1981, 5: 77–86
- 56 Galbraith R F. On statistical models for fission track counts. Meth Geol, 1981, 13: 471–488
- 57 Gallagher K, Brown R W, Johnson C J. Fission track analysis and its applications to geological problems. Annu Rev Earth Planet Sci, 1998, 26: 519–572
- 58 Richardson N L, Densmore A L, Seward D, et al. Extraordinary denudation in the Sichuan Basin: Insights from low-temperature thermochronology adjacent to the eastern margin of the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2008, 113: B04409
- 59 Lee J K W, Wilians L S, Ellis D J. Pb, U and Th diffusion in nature zircons. Nature, 1997, 390: 159–161
- 60 Turner D L, Forbes R B. K-Ar studies in two deep basement drill holes: A new geological estimate of argon blocking for biobite. Eos, 1976, 57: 353

- 61 Tagami T, Galbraith R F, Yamada R. Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. *Advances in Fission-Track Geochronology*. Kluwer Acad Pub, Norwell, Mass, 1998, 10: 99–112
- 62 Liu J H, Zhang P Z, 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
- 63 Wang X X, Zattin M, Li J J, et al. Eocene to Pliocene exhumation history of the Tianshui-Huicheng region determined by apatite fission track thermochronology: Implications for evolution of the northeastern Tibetan Plateau margin. *J Asian Earth Sci*, 2011, 42: 97–110
- 64 张朝锋, 郭安林, 龚奇福, 等. 概述渭河地堑的形成发育和邻区的耦合关系. *陕西地质*, 2012, 30: 6–13
- 65 滕志宏, 王晓红. 秦岭造山带新生代构造隆升与区域环境效应研究. *陕西地质*, 1996, 14: 33–34
- 66 刘护军. 秦岭新生代构造隆升研究. *陕西师范大学学报(自然科学版)*, 2002, 30: 121–124
- 67 Ketcham R A, Donelick R A, Carlson W D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics III: Extrapolation to geological time scales. *Amer Mineral*, 1999, 84: 1235–1255
- 68 吴中海, 吴珍汉, 万景林, 等. 华山新生代隆升-剥蚀历史的裂变径迹热年代学分析. *地质科技情报*, 2003, 22: 27–32
- 69 万景林, 李齐, 王瑜. 华山岩体中新生代抬升的裂变径迹证据. *地震地质*, 2000, 22: 51–58
- 70 尹功明, 卢演侍, 赵华, 等. 华山新生代构造抬升. *科学通报*, 2001, 46: 1121–1123
- 71 吴晓贵, 徐九华, 魏浩, 等. 小秦岭东桐峪金矿床的流体包裹体研究. *矿床地质*, 2012, 31: 195–206
- 72 王铁军, 樊秉鸿, 关康, 等. 文峪金矿床成因讨论. *地质找矿论丛*, 2002, 17: 85–91
- 73 周振菊, 蒋少涌, 秦艳, 等. 小秦岭文峪金矿床流体包裹体研究及矿床成因. *岩石学报*, 2011, 27: 3787–3799
- 74 强山峰, 毕诗健, 邓晓东, 等. 豫西小秦岭地区秦南金矿床热液独居石 U-Th-Pb 定年及其地质意义. *地球科学*, 2013, 39: 43–56
- 75 Ludwig K R. ISOPLOT 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special publication 4, 2003. 1–70