

# LA-ICP-MS/FT 方法在矿床保存研究中的应用

## ——以赣东北德兴铜矿和银山铅锌矿床为例

闵康<sup>1,2</sup>, 高剑峰<sup>1\*</sup>, 齐有强<sup>1</sup>, 刘燕<sup>1,2</sup>, 杨曙光<sup>1,2</sup>

(1.中国科学院地球化学研究所, 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081; 2.中国科学院大学, 北京 100049)

**摘要:** 矿床保存是成矿系统研究的重要组成部分, 其中裂变径迹研究是揭示矿床保存条件和程度的有效手段之一。本文建立了 LA-ICP-MS/FT 方法, 该方法获得磷灰石裂变径迹年龄值与已有外探测器法分析结果对比表明这一方法是可行的。基于此方法, 对赣东北德兴铜矿与银山铅锌矿进行了磷灰石裂变径迹分析, 得到了德兴成矿岩体的磷灰石裂变径迹年龄  $71.4 \pm 8.6$  Ma, 银山地区英安斑岩的磷灰石裂变径迹年龄为  $77.1 \pm 8.3$  Ma。这一结果表明, 在区域整体抬升背景下, 两个矿区均以较低的剥蚀抬升速率抬升至地表。两个矿区样品磷灰石平均裂变径迹围限长度分别为  $12.32 \pm 1.77$   $\mu\text{m}$  和  $12.56 \pm 1.91$   $\mu\text{m}$ , 对应  $D_{\text{par}}$  值为  $2.45 \pm 0.19$   $\mu\text{m}$  和  $1.84 \pm 0.17$   $\mu\text{m}$ , 径迹长度频度分布属于单峰型, 证实两个矿区为单向冷却过程且没有遭受后期明显的热扰动。进一步温度-时间热模拟路径显示, 德兴和银山在 70 Ma 前经历了快速隆升过程, 然后开始缓慢抬升, 到约 20 Ma 开始再次快速隆升。结合前人报道的 U-Th/He 定年结果, 100 Ma 以来, 德兴可能比银山具有相对更高的隆升量( $\sim 1$  km)。

**关键词:** 裂变径迹; 矿床保存; 德兴铜矿; 银山铅锌矿; 赣东北

中图分类号: P612; P542 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2020)01-0080-012

## 0 引言

翟裕生(1999)曾提出: 成矿系统是指在一定的时空域中, 控制矿床形成和保存的全部地质要素和成矿作用动力过程。成矿过程的结束并不代表成矿系统演化的终点, 成矿后的过程也是成矿系统的一部分。其中, 成矿后的剥蚀作用显著影响着矿床的保存。Kesler and Wilkinson (2006)对热液矿床和斑岩矿床的成矿时代和现保有矿床数量进行统计, 发现热液矿床的时代-数量峰值较斑岩矿床年轻, 证实了矿床形成深度越浅, 剥蚀作用的影响越显著。随

着对深部找矿重视程度的不断深入, 矿床保存研究也受到了越来越多学者的关注(翟裕生等, 2000; 翟裕生和王建平, 2011; 袁万明, 2016)。

对于矿床保存情况的认知, 传统手段主要为蚀变类型、元素分带的研究, 但是这类研究方法通常只能做到定性-半定量。如研究程度较高的斑岩型矿床系统, Lowell and Gilbert (1970)通过蚀变特征提出斑岩铜矿蚀变分带模型, 对于矿床时空分布和保存情况的认识提供一定的助益。若某一斑岩铜矿系统钾化出露地表, 则表明这一斑岩系统已被破坏殆尽; 同理, 若成矿元素组合为 Cu-Mo/Mo, 也表明该系统

收稿日期: 2019-03-07; 改回日期: 2019-03-28

项目资助: 国家重点研发计划项目(2016YFC0600207)资助。

第一作者简介: 闵康(1995-), 男, 硕士研究生, 地球化学专业。Email: minkang16@mails.ucas.ac.cn

通信作者: 高剑峰(1977-), 男, 研究员, 从事矿床地球化学研究。Email: gaojianfeng@mail.gyig.ac.cn

勘探潜力较低。由于成矿系统的蚀变类型和成矿元素组合极其复杂,因此这类研究手段的局限性也很明显,特别对于大型-超大型矿床。如德兴斑岩铜矿,其蚀变类型叠加是极其强烈的,钾化并不发育。仅仅利用蚀变类型、成矿元素来判断矿床的时空分布过于经验化且容易误判。同样,仅仅通过成矿模型判断矿床保存也存在很大的局限,如德兴区域的德兴斑岩铜矿-银山浅成低温热液银铅锌多金属矿床(毛景文等, 2010),若按照模式相应的认知,只能对矿床的剥蚀抬升情况做一个粗略的或错误的判断。当然,各类矿床模型的建立,对于矿床的保存情况也能提供一定的指示,如空间上由深部的斑岩铜矿-浅部的高硫型低温热液矿床-更外围的低硫型低温热液矿床构成的斑岩铜矿-浅成低温热液矿床成矿模型(Hedenquist and Lowenstern, 1994),在一定程度上也可以指示矿床的保存情况。

低温热年代学在低温热事件及热演化史的研究中具有极大的优势。通过研究对地质体降至某一温度以来的热演化史,可以在简化地质体的热演化史的同时,得到其构造演化的信息。其中,裂变径迹法是研究区域隆升与剥蚀的有效手段(王建平等, 2008)。自 20 世纪 80 年代后,裂变径迹法广泛应用于造山带、盆地热史、油气勘探、构造演化和低温热年代学等领域(Tingate and Duddy, 2002; 沈传波等, 2007; 向才富等, 2007; 朱文斌等, 2007; 王明明, 2014; Deng et al., 2013; 许立青等, 2016; Glorie et al., 2017; 李庶波等, 2018; Wang et al., 2018a)。地质过程、裂变径迹年龄和裂变径迹退火模拟是裂变径迹研究的基本要素,三者相结合提供了丰富的热演化信息。

如 Jian et al. (2018)基于柴达木盆地基础地质研究,根据其中生代和新生代沉积岩样品中碎屑磷灰石的裂变径迹年龄和热模拟,限定了盆地的热史演化,对青藏高原北构造演化提供了进一步的指示意义。

近年来,裂变径迹在矿床保存研究中也取得了许多可喜的成果(刘文浩等, 2012; 郇伟静等, 2013; 冯云磊等, 2015; Wang et al., 2018b)。区域剥蚀抬升情况对于矿床剥蚀程度的掌握和进一步的勘探找矿研究极其重要,如 Wang et al. (2018b)对西天山磷灰石裂变径迹的研究,提出区域上存在三期主要抬升事件,并估算出区域剥蚀量超过了 3.2 km,因此该区域深部形成的热液矿床基本抬升到近地表。精细的低温年代学研究发现,即使是小尺度的矿区,也存在显著的差异隆升剥蚀。如刘文浩等(2012)对长江中下游东山、梅山、罗河和泥河 4 个矽岩铁矿的磷灰石裂变径迹研究,得到东山铁矿矿体顶部已被剥蚀,梅山铁矿矿体则剥蚀至近地表,泥河和罗河铁矿则处于埋藏状态,这为宁芜盆地和庐枞盆地进一步找矿提供一定的指示作用。

与岩浆相关矿床,如石英脉型钨矿和斑岩型矿床,在空间上矿体往往与岩体紧密联系。通过研究岩体的裂变径迹,即可得到矿床的保存信息。简要的剥蚀抬升过程如图 1 所示。

由于传统的裂变径迹方法(如外探测器法)周期长,且步骤繁琐。本文尝试建立基于 LA-ICP-MS 的磷灰石裂变径迹分析方法,并选择赣东北德兴斑岩铜矿和银山铅锌矿床作为研究对象,对其磷灰石裂变径迹开展研究,以评估德兴地区矿床形成以来隆升剥蚀史及矿床保存状况。

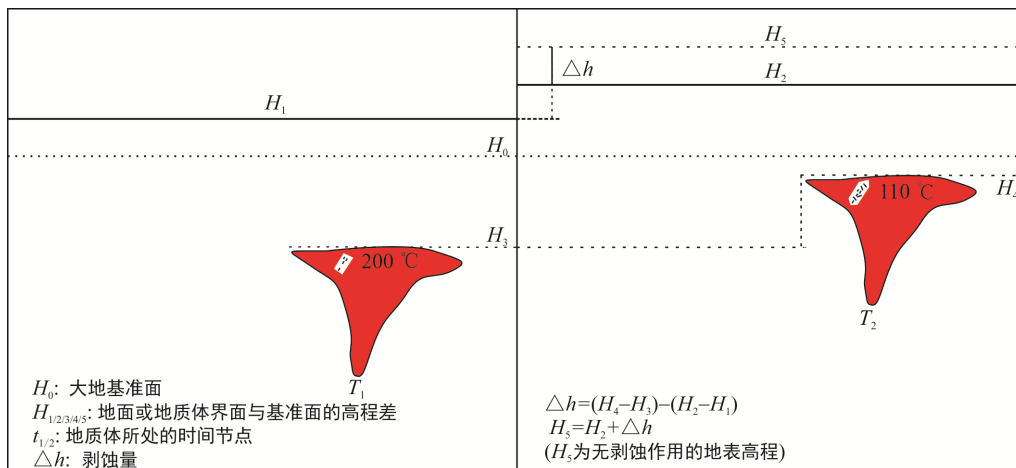


图 1 剥蚀抬升作用下不同矿物裂变径迹年龄计时的温度-高程-时间示意图

Fig.1 Temperature-elevation-time diagram for minerals with different FT ages during denudation

## 1 地质概况

德兴斑岩铜矿床与银山浅成低温热液型银铅锌矿床位于江西省东北部德兴市境内,大地构造位置属于扬子克拉通东南缘,赣东北深大断裂与江山-绍兴断裂带交汇处以西(图 2)。华夏板块与扬子克拉通在晋宁早期于江山-绍兴一带缝合(水涛等, 1986),随后区内进入漫长的陆内板块构造活动期(华仁民等, 2000),并发育一系列的岩浆活动,其中中生代为岩浆爆发期,伴随大规模的钨、锡、铜、金、铅、锌矿化(图 2、3)。

德兴斑岩铜矿区包括富家坞、铜厂和朱砂红矿床,三者呈 SE-NW 向展布,其铜金属量约 8.5 Mt,钼约 0.3 Mt,金约 200 Mt(芮宗瑶等, 1984; Hou et al., 2013),其中铜厂规模最大。矿区成矿相关岩体为中侏罗世花岗闪长斑岩(李晓峰等, 2012),锆石 U-Pb 年龄主要集中在 170~173 Ma;成矿年龄与成岩年龄

非常接近,辉钼矿 Re-Os 年龄在 170 Ma 左右(Wang et al., 2006; Zhou et al., 2012; Liu et al., 2012)。

银山浅成低温热液铅锌银多金属矿床位于德兴斑岩铜矿床南西约 15 km 处,矿石储量  $8.3 \times 10^7$  t,其中铜品位 0.5%、银 33.3 g/t、铅 1.3%和锌 1.0%(Wang et al., 2013)。矿体主要产于银山复式背斜-断裂带两侧次级断裂带内(乐小横, 1999)。矿区出露一套火山-次火山岩,岩性主要为流纹质火山碎屑岩和英安质熔岩,以及石英斑岩、英安斑岩和安山玢岩(Wang et al., 2012)。矿区构造样式主要围绕银山背斜,北西翼为系列近 EW 向裂隙,南东翼为系列 NW-NNW 和 NE-NNE 向断裂。

## 2 样品及分析方法

### 2.1 样品采集

本文采集德兴矿区和银山矿区岩体样品各一件,其中样品 17DXT-27A 采于德兴铜厂采场西北边坡

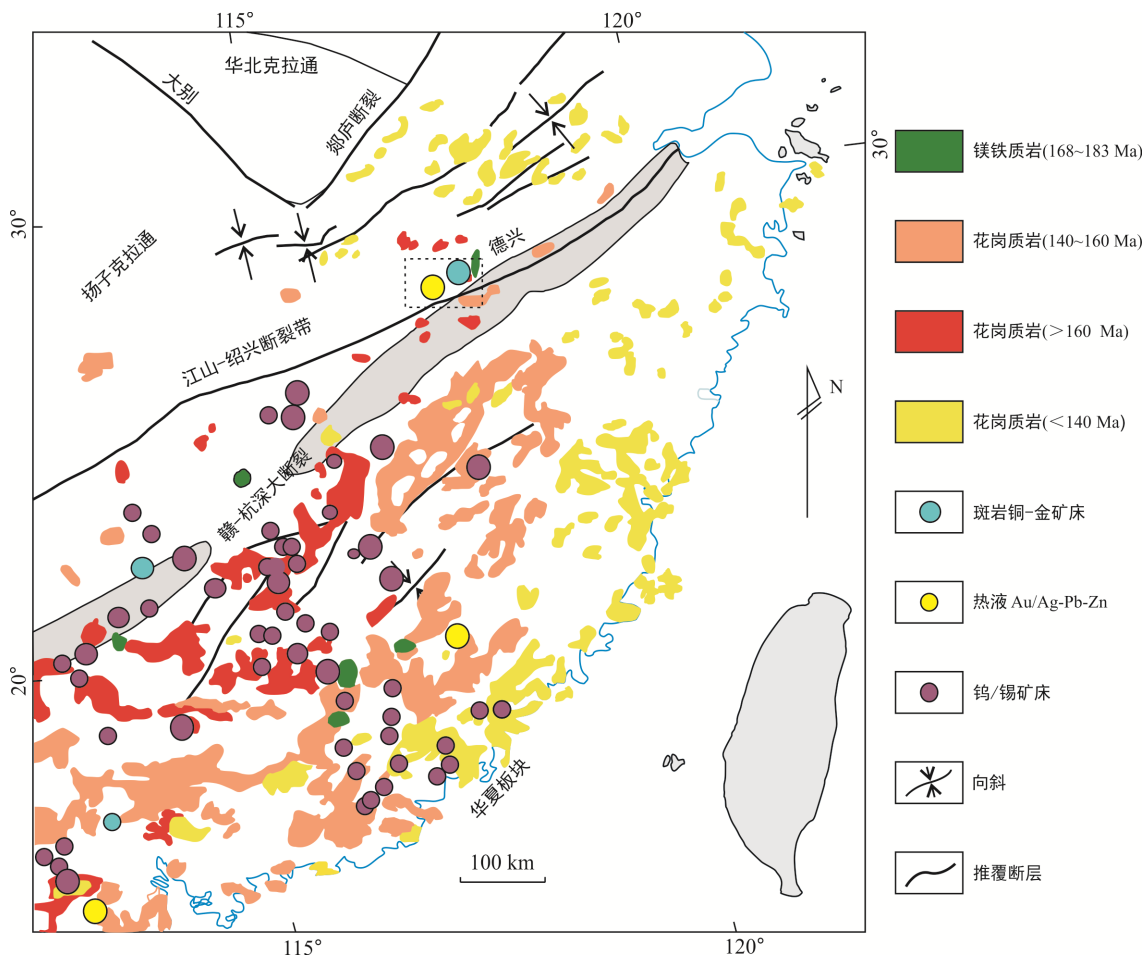


图 2 华南中生代岩浆岩及相关矿床分布图(改编自 Hou et al., 2013)

Fig.2 Simplified geological map showing the distribution of Mesozoic magmatic rocks and magma-related deposits in South China

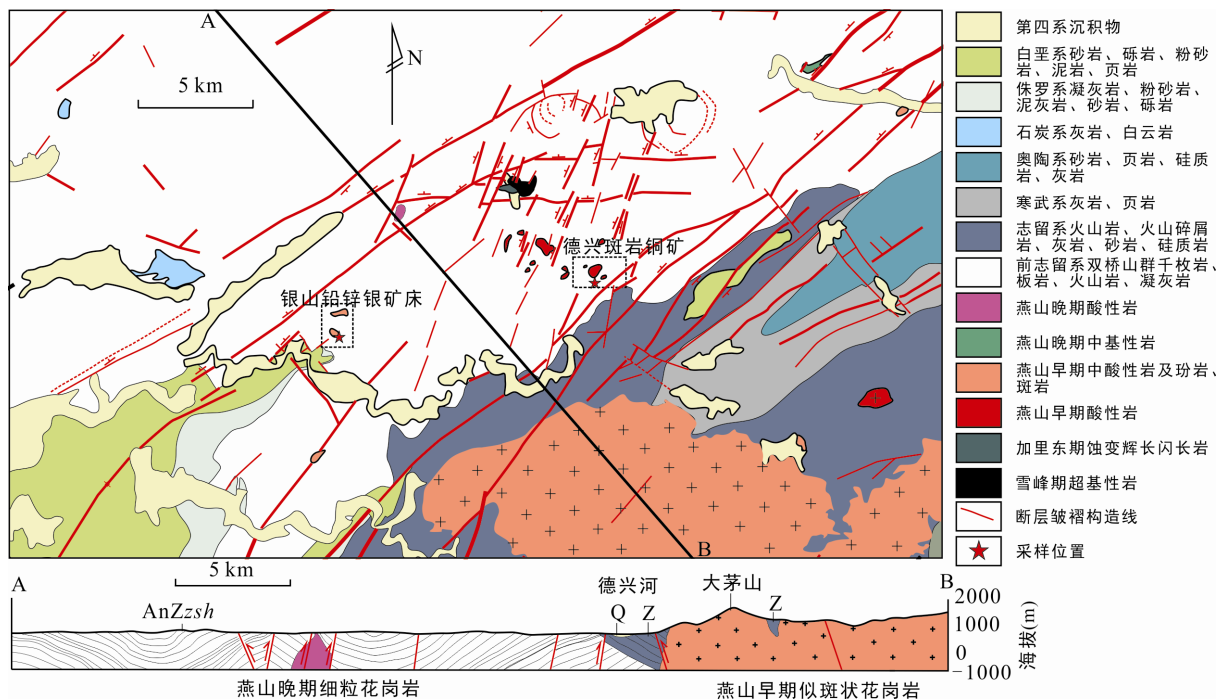


图 3 德兴-银山区域地质简图(改自江西省地质局区域地质调查大队, 1980; Liu et al., 2014)

Fig.3 Geological map of the Dexing-Yinshan area

矿体和围岩边界, 为成矿相关花岗闪长斑岩, 矿化较弱, 可见一定程度的钾化, 少量的黄铁矿、黄铜矿化呈稀疏浸染状产出; 样品 YS-25 采自银山矿区露天采场, 为英安斑岩, 斑状结构, 斑晶主要为斜长石和石英, 少量黑云母和角闪石, 基质为长英质成分。详细采样位置见图 3。为了对 LA-ICP-MS/FT 方法的测试结果进行评估, 本次研究也选取一件已完成磷灰石外探测器法测试样品(GD1210)进行 LA-ICP-MS/FT 研究, 具体样品信息如表 1。

2.2 分析方法

采集的样品在颚式破碎机破碎后, 过筛后得到 60 目粗样, 经过重选和磁选, 再于双目镜下挑选出磷灰石。

简要实验流程如图 4b, 将挑选好的磷灰石颗粒直接放置于平整的聚四氟乙烯板上并使磷灰石颗粒相互分离, 滴取 1~2 滴调配好的环氧树脂, 并于样品颗粒两侧分别放置一片 2~3 mm 平直硬纸板, 后

将载玻片由一侧硬纸板向另一侧缓慢盖上, 静置 8~10 h 后用小刀将其从聚四氟乙烯板上分离。抛光前, 在 1500 目砂纸上磨出磷灰石内表面, 后再逐级抛光至矿物表面光滑。蚀刻过程在 Julabo 公司生产的 CORIO<sup>®</sup>CD 制冷循环恒温器中进行, 温度控制在 21±0.01 °C, 蚀刻剂为 5.5 mol/L HNO<sub>3</sub>, 蚀刻时长 20 s。裂变径迹的密度、长度及  $D_{par}$  值的选数测量工作在 Zeiss Axio Imager m2m 显微镜下, 搭配墨尔本大学编著软件 TrackWorks 完成。

选点矿物颗粒需满足矿物面平行于矿物结晶 C 轴, 圈定面积避开裂隙, 径迹密度不均匀的位置。确定磷灰石裂变径迹的标准为: 反射光下具有蚀刻象 (Pit)(Ketcham et al., 1999; 田云涛等, 2009), 透射光下呈直线的痕迹。用于模拟的径迹长度选取径迹中的径迹长度(track in track), 即由沿表面径迹浸入的 HNO<sub>3</sub> 蚀刻出的具有完整径迹长度的径迹, 在显微镜下表现为, 透射光下与表面径迹相交, 反射光下无蚀刻象。测量径迹长度的同时, 测量该矿物颗粒的  $D_{par}$  值作为热史模拟限定参数。 $D_{par}$  值为蚀刻象的最大直径, 如图 5 所示。

使用 LA-ICP-MS 对磷灰石的 <sup>238</sup>U/<sup>43</sup>Ca 进行测定。测试中, 使用 Durango 06 年龄标样进行测试得到  $\zeta_{ICP}$  值, 并对已完成外探测器法的样品 GD1210 进行测定, 以对测试结果评估, 两种方法对比如图 4。裂变径迹年龄获得参考 Vermeesch (2017), 即

表 1 样品采样信息表

Table 1 Geological information of samples

样号	岩性	坐标	标高(m)	其他
17DXT-27A	花岗闪长斑岩	N29.01775°, E117.72363°	78	钾化、黄铁矿、黄铜矿化
YS-25	英安斑岩	N28.96871°, E117.59161°	57	硅化
GD1210	花岗岩	N22.0686°, E111.75248°	16	含有角闪石

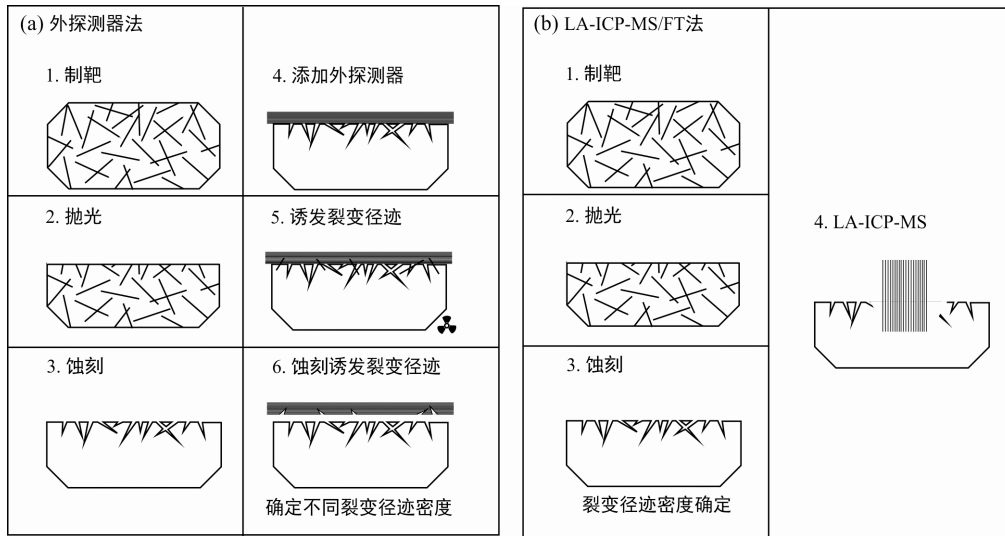
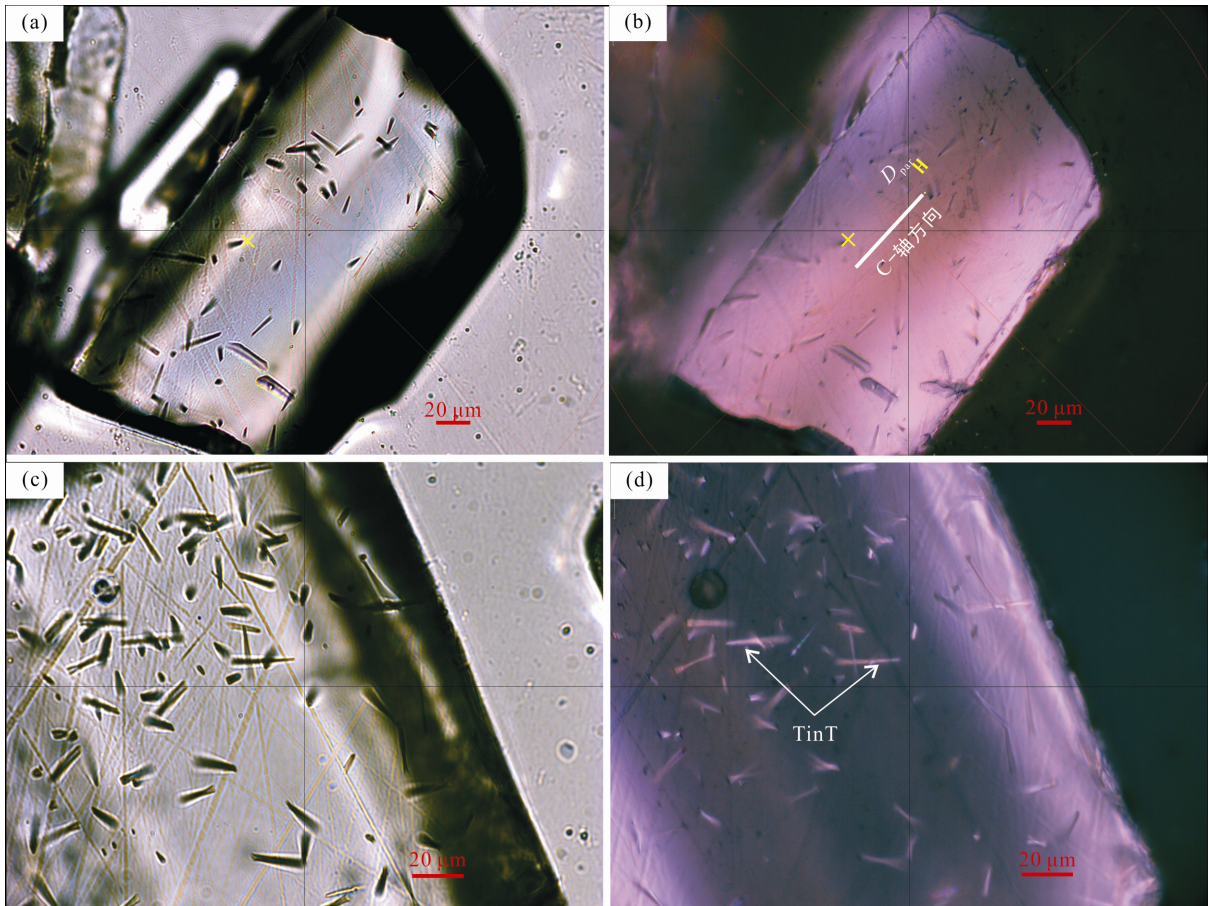


图 4 不同方法裂变径迹实验流程简图(改自 Gleadow and Duddy, 1981)

Fig.4 Flow chart of different fission track experiment methods



(a) 平行 C-轴磷灰石颗粒, 透射光, 10×100 倍镜下; (b) 反射光, 10×100 倍镜下  $D_{par}$  值和 C-轴方向; (c) 透射光下 TinT, 10×150 倍镜下; (d) 反射光下 TinT, 10×150 倍镜下。

图 5 磷灰石裂变径迹选点和径迹确定、长度及  $D_{par}$  值测量示意图Fig.5 Photos showing apatite fission tracks, tracks determination, FT length and  $D_{par}$  value measurement

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \ln \left( 1 + \frac{1}{2} \lambda_D \zeta_{\text{ICP}} \cdot \frac{\rho_s}{(^{238}\text{U}/^x\text{X})} \right)$$

其中  $\zeta_{\text{ICP}} = \frac{2[e^{\lambda_D t_{\text{STD}}} - 1]}{\lambda_D \cdot [\rho_s / (^{238}\text{U}/^x\text{X})]_{\text{STD}}}$  ;

$\lambda_D = 1.551 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ , 为总衰变常数 (Jaffey et al., 1971);  $\rho_s$  为自发裂变径迹密度;  $^{238}\text{U}/^x\text{X}$  为 U 和内标元素比值, 此次选取 Ca 作为内标, 获得  $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$  比值; STD 为 Durango 年龄标样。上述测试过程在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。

### 3 实验结果

年龄标样 Durango 06 裂变径迹分析结果如表 2。其裂变径迹年龄参考值为  $31.4 \pm 0.5 \text{ Ma}$  (McDowell and Keizer, 1977), 得到  $\zeta_{\text{ICP}} = 2474 \pm 179 \text{ Ma}/\mu\text{m}^2$ 。参照组样品 GD1210-1 矿物点数据如表 3 所示。样品裂变径迹年龄如表 4, 所得裂变径迹年龄值均通过 Chi 方检验 ( $P(\chi^2) > 0.05$ )。此外, 对 17DXT-27A 和 YS-25 磷灰石围限径迹长度统计分别得到平均长度为

表 2 Durango 06 年龄标样磷灰石裂变径迹选数结果  
Table 2 LA-ICP-MS/FT results of the Durango 06 apatite

矿物点	N	A(cm <sup>2</sup> )	$\rho$ (track/cm <sup>2</sup> )	<sup>238</sup> U/ <sup>43</sup> Ca	$\pm 1\sigma$
d1	23	1.27E-04	180475.1	0.0794	0.0032
d1	23	1.27E-04	180475.1	0.0789	0.0032
d2	25	1.02E-04	245496.1	0.0803	0.0032
d3	23	1.12E-04	205691.5	0.0848	0.0034
d4	26	1.19E-04	218564	0.0838	0.0034
d5	25	1.16E-04	215118.3	0.0827	0.0033
d6	16	1.00E-04	159254	0.0786	0.0031
d7	22	1.09E-04	202027.6	0.0733	0.0029
d8	22	8.85E-05	248639.7	0.0812	0.0029
d9	16	1.03E-04	154914.5	0.0729	0.0029
d10	15	9.89E-05	151599.6	0.0725	0.0029
d11	21	1.23E-04	170562.2	0.0724	0.0026
d12	19	1.04E-04	182565	0.0642	0.0028
d13	17	8.53E-05	199180.9	0.0712	0.0031

注: N 为裂变径迹数; A 为选定区域面积;  $\rho$  为径迹密度;  $\zeta_{\text{ICP}} = 2474 \pm 179 \text{ Ma}/\mu\text{m}^2$ , 由 IsoplotR 获得。

表 3 样品 GD1210-1 单矿物点磷灰石裂变径迹选数结果  
Table 3 LA-ICP-MS/FT results of the GD1210-1 apatite

矿物点	N	A(cm <sup>2</sup> )	$\rho$ (track/cm <sup>2</sup> )	<sup>238</sup> U/ <sup>43</sup> Ca	$\pm 1\sigma$	年龄(Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
1	10	2.37E-05	422761.9	0.1545	0.0062	33.7	10.7
2	10	1.78E-05	560933.1	0.1220	0.0049	56.7	18.1
3	9	2.45E-05	367572.8	0.1263	0.0051	35.9	12.1
4	16	1.71E-05	935004.6	0.2019	0.0081	57.1	14.5
5	21	3.14E-05	668919.4	0.1969	0.0079	41.9	9.3
6	59	4.21E-05	1402986.7	0.4540	0.0182	38.1	5.2
7	32	1.85E-05	1726131.6	0.3598	0.0144	59.2	10.7
8	21	2.13E-05	988118.1	0.2049	0.0082	59.3	13.1
9	26	3.12E-05	833653.6	0.2123	0.0085	48.4	9.7
10	26	2.84E-05	915602.6	0.1988	0.0080	56.7	11.4
11	16	1.92E-05	833625.9	0.1529	0.0061	67.1	17.0
12	44	5.43E-05	810308.9	0.1643	0.0066	60.7	9.5
13	50	3.42E-05	1463582.7	0.2701	0.0108	66.6	9.8
14	18	2.50E-05	720302.6	0.1599	0.0064	55.5	13.3
15	26	3.09E-05	841993.5	0.2836	0.0113	36.6	7.3

表 4 样品裂变径迹测试年龄结果  
Table 4 Fission track results of the samples

样号	n	自发裂变径迹		诱发裂变径迹		P( $\chi^2$ )	年龄离散度	Central age $\pm 1\sigma$ (Ma)
		$\rho_s$ ( $10^5$ track/cm $^2$ )	$N_s$	$\rho_i$ ( $10^5$ track/cm $^2$ )	$N_i$			
GD1210	20	7.275	931	37.43	4790	0.29	0.03	57.3 $\pm$ 3.6

样号	n	裂变径迹		$^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$	err( $^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$ )	P( $\chi^2$ )	年龄离散度	Central age $\pm 1\sigma$ (Ma)
		$\rho_s$ (track/cm $^2$ )	$N_s$					
GD1210-1	15	899433.2	384	0.2175	0.0087	0.18	0.12	51.2 $\pm$ 6.3
GD1210-2	25	893349.3	499	0.2139	0.0086	0.45	0.19	51.6 $\pm$ 4.6
17DXT-27A	18	971159	347	0.1711	0.0068	0.15	0.11	71.4 $\pm$ 8.6
YS-25	20	450447.4	346	0.0729	0.0029	1	0	77.1 $\pm$ 8.3

注: 样品 GD1210 外探测器法裂变径迹年龄在海德尔堡大学完成, 详细见 Zuo (2015)。其中  $n$  为矿物数;  $\rho_s$  和  $\rho_i$  分别为自发裂变径迹和诱发裂变径迹密度;  $N_s$  和  $N_i$  分别为自发裂变径迹和诱发裂变径迹数;  $P(\chi^2)$  为 Chi 方检验。

12.32 $\pm$ 1.77  $\mu\text{m}$  和 12.56 $\pm$ 1.91  $\mu\text{m}$ , 对应  $D_{\text{par}}$  值为 2.45 $\pm$ 0.19  $\mu\text{m}$  和 1.84 $\pm$ 0.17  $\mu\text{m}$ 。

## 4 讨论

### 4.1 基于 LA-ICP-MS 裂变径迹分析方法的可行性

裂变径迹最初在绝缘固体材料中发现(Silk and Barnes, 1959; Price and Walker, 1962)。Fleischer et al. (1975)将裂变径迹定义为  $^{238}\text{U}$  自发核裂变产生具有高能带电重粒子, 这些粒子穿过绝缘固体材料时留下的放射性损伤痕迹。裂变径迹的形成过程可简化为: ① $^{238}\text{U}$  裂变形成的带正电的碎片高速穿过绝缘固体物质, 沿其轨迹, 晶格原子被正离子化; ②带正电的离子由于库伦兹力作用, 形成一条裂隙; ③轨迹周围未损伤的晶格在应力作用下发生弹性回弹, 形成相对稳定的损伤痕迹(Tagami and O'Sullivan, 2005)。裂变径迹同其他同位素定年体系一样, 通过对矿物某一内表面的裂变径迹密度和 U 含量的测定, 可以得到矿物的裂变径迹年龄(Gleadow and Duddy, 1981; Hurford and Green, 1982)。

受限于自然界元素丰度和元素自发裂变常数(表 5), 自然界的裂变径迹绝大部分由  $^{238}\text{U}$  形成, 而早期测试精度的限制, 使得直接测量  $^{238}\text{U}$  含量是不现实的。转而测量诱发  $^{235}\text{U}$  裂变径迹密度, 由于自然界  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  值恒定, 即可得到  $^{238}\text{U}$  含量(Price and Walker, 1963)。这一思路被应用到裂变径迹的研究中, 衍生出众多的裂变径迹分析方法, 其中外探测器法为最广泛的应用方法, 其步骤如图 4a。随着微区分析仪测试精度的提高, 直接测量高精度 U 含量成为可能, 如 EPMA(Dias et al., 2017)和 LA-ICP-MS。尤其是 LA-ICP-MS, 由于其具有低检测限、高精度和快速分析的特点, 获得了广泛的应用。且相较于

外探测器法 LA-ICP-MS/FT 具有操作简单周期短等优点, 故而在低温热年代学研究中, LA-ICP-MS/FT 是可行的, 特别对于大批量样品的分析测试而言, LA-ICP-MS/FT 的优势是极其明显的(Hasebe et al., 2004; Donelick et al., 2005; Pang et al., 2017; Vermeesch, 2017)。

本次测试标样 Durango 06 得到  $\zeta_{\text{ICP}}=2474\pm 179$  Ma/ $\mu\text{m}^2$ , 样品 GD1210 裂变径迹年龄值为 51.2 $\pm$ 6.3 Ma,  $P(\chi^2)$ 为 0.18。对应外探测器法得到年龄值 57.3 $\pm$ 3.6 Ma,  $P(\chi^2)$ 为 0.29, 测试结果在误差范围内一致, 表明所建立的实验方法准确可靠。单个 LA-ICP-MS/FT 测值相较于外探测器法测值误差数值偏大。其偏差主要是由于两种方法的差异造成。LA-ICP-MS/FT 法在省去外探测器法中反应堆照射和云母片诱发裂变径迹选数等步骤的同时, 也面临新的问题, 主要表现为受 U 含量在矿物三维空间不均匀的影响, 导致圈定面积的受限而增大了误差。因此, 需要通过更多的选数点来降低该影响, 比如当选点数增加至 25 时, 相较于 15 个选数点的年龄误差由 6.3 Ma 降低至 4.6 Ma。此外, 由于圈定面积和同位素比值误差均能传递为年龄误差, 因此应该避开裂隙, 选择径迹密度均匀的

表 5 自然界元素同位素含量与自发裂变常数  
Table 5 Natural element isotope contents and spontaneous fission constants

元素	元素含量 (%)	自发裂变半衰期 (a)	数据来源
$^{208}\text{Pb}$	25.4	$\geq 2 \times 10^{19}$	Zakharova et al., 1995
$^{230}\text{Th}$	极少	$> 2 \times 10^{18}$	Holden and Hoffman, 2000
$^{232}\text{Th}$	~100	$(1.22 \pm 0.43) \times 10^{21}$	Bonetti et al., 1995
$^{234}\text{U}$	0.0057	$(1.5 \pm 0.2) \times 10^{16}$	Holden and Hoffman, 2000
$^{235}\text{U}$	0.7200	$(1.0 \pm 0.3) \times 10^{19}$	Holden and Hoffman, 2000
$^{238}\text{U}$	99.2743	$(8.2 \pm 0.1) \times 10^{15}$	IUPAC

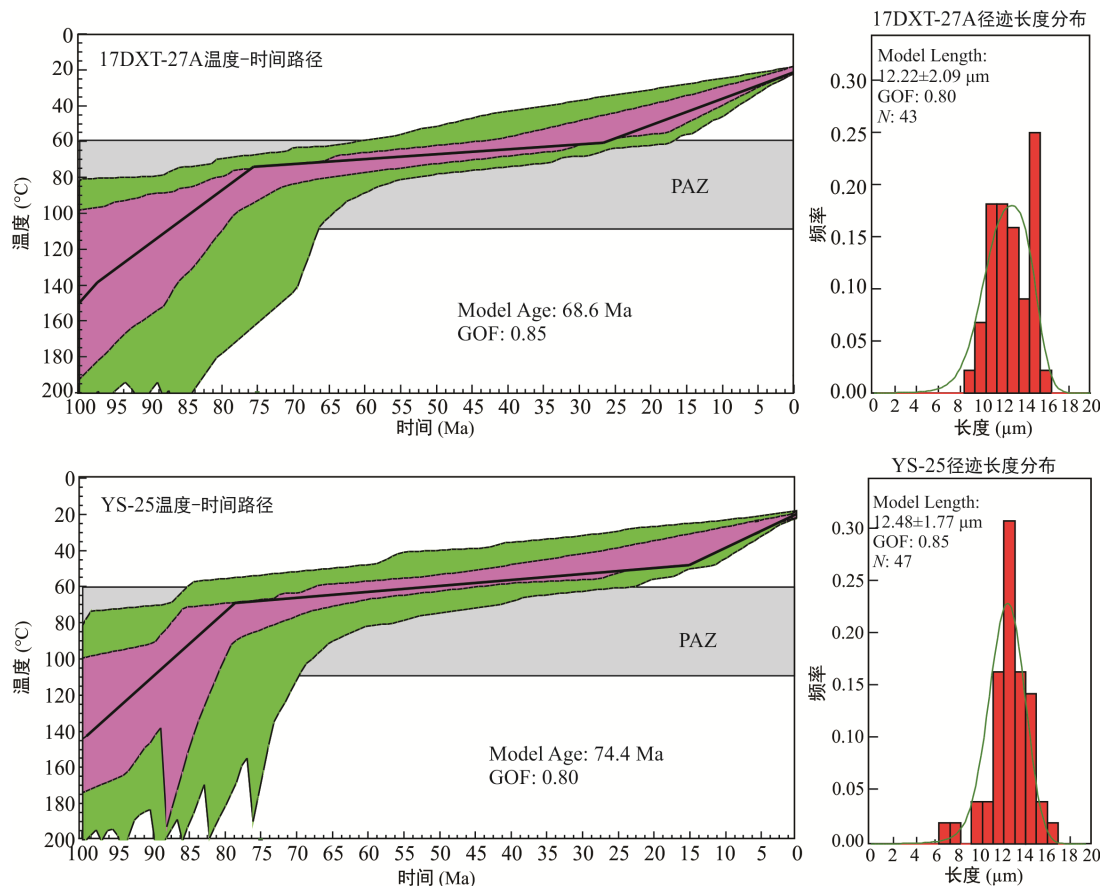
区域。除此之外,边界与圈内径迹、圈外径迹距离的确定和提高同位素比值分析精度等都对年龄精度有很大影响。即当径迹密度均匀时,径迹选数界线为区域内径迹与圈定外径迹距离的 1/3~1/2;当径迹密度不均匀时,界线为区域内径迹与域外径迹距离的 1/5~1/4,且圈定区域的最小直径应大于激光束斑直径。

#### 4.2 赣东北德兴与银山矿区剥蚀抬升史研究

两个矿区样品 17DXT-27A 和 YS-25 分别得到裂变径迹年龄为  $71.4 \pm 8.6$  Ma 和  $77.1 \pm 8.3$  Ma,且裂变径迹  $P(\chi^2)$  均大于 0.05,表明矿物颗粒年龄为单一源年龄。前人研究表明,华南东部花岗质样品中磷灰石裂变径迹峰值年龄集中于 30~85 Ma 之间(李庶波, 2017),并表现为自东部沿海往内陆地区,磷灰石裂变径迹年龄逐渐增大。135~100 Ma 左右,华南东部区域系列 NE-NNE 断裂的强烈再活化(李三忠等, 2017)使得区域普遍发生快速抬升,随后广泛分布的上白垩统红层(曹珂, 2010)表明构造宁静期的出现。两个矿区相对较大的磷灰石裂变径迹年龄,暗示两个矿区相较于其他地区具有较小的剥蚀抬升速率和

剥蚀量。德兴成矿岩体与银山英安斑岩的裂变径迹年龄差在 10 Ma 内。Liu et al. (2014)对两个矿区岩体的锆石、磷灰石 U-Th/He 进行研究,分别得到  $114.4 \pm 4.8$  Ma 和  $132.6 \pm 6.7$  Ma/ $8.0 \pm 1.6$  Ma 和  $29.6 \pm 1.6$  Ma 年龄。锆石 He、磷灰石裂变径迹完全退火温度和 He 封闭温度分别为  $200$  °C、 $\sim 120 \pm 10$  °C 和  $\sim 75$  °C。而德兴岩体磷灰石更小的 He 年龄可能是德兴矿区最后一期热事件的记录,从图 6 可见,若这一期热事件存在,则该事件的温度并未达到磷灰石裂变径迹的部分退火区间,或时间很短,影响不足以在裂变径迹长度和模拟过程中体现。

对两个样品磷灰石径迹长度和  $D_{\text{par}}$  值进行统计,并使用软件 Hefty 对其时间-温度路径进行模拟,选取模型为多元退火模型(Ketcham, 2003),得到结果如图 6。两个样品磷灰石围限径迹长度统计显示其频率分布均属于单峰型,说明冷却过程为单向冷却(Ketcham, 2005),即样品在进入裂变径迹部分退火区间后到剥蚀至地表这一时段,没有遭受明显的后期热事件影响。



左侧为模拟路径,PAZ 为部分退火区间;其中绿色区域为可接受路径,拟合度大于 0.05;紫色部分为好的模拟路径,拟合度大于 0.5;粗黑线为最佳模拟路径;右侧为对应长度频率分布。

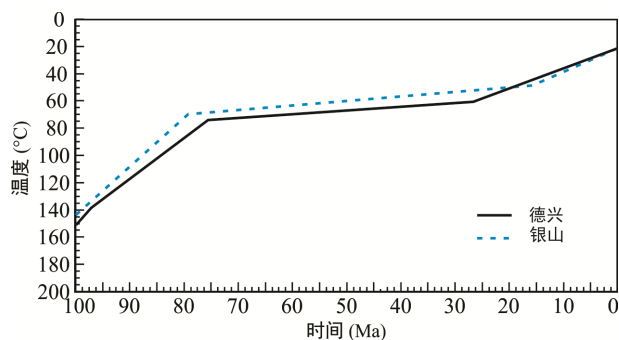
图 6 德兴和银山温度-时间路径模拟结果

Fig.6 Temperature-time path simulation results for the Dexing and Yinshan deposits



从德兴花岗闪长斑岩与银山英安斑岩的温度-时间模拟中, 提取出最佳路径(图 7), 结果显示, 德兴矿区在  $ca.100\sim76$  Ma 的冷却速率为  $3.15$   $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , 随后变为缓慢冷却, 冷却速率为  $0.27$   $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , 一直持续到 27 Ma 左右, 随后以  $1.51$   $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  的冷却速率抬升至地表。银山矿区在  $ca.100\sim79$  Ma 左右以  $3.55$   $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  的冷却速率抬升, 随后进入冷却抬升阶段, 冷却速率降至  $0.32$   $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , 这一时段持续时间约 64 Ma, 并在 15 Ma 左右以  $1.85$   $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  抬升剥蚀至地表。从已有的华南地区的裂变径迹研究可以得到, 华南地区中生代以来的剥蚀抬升过程主要表现为: 快速抬升剥蚀(早白垩世-晚白垩世)、缓慢抬升剥蚀(晚白垩世-渐新世)和快速抬升剥蚀至地表(渐新世-全新世)三个阶段(石红才和施小斌, 2014; Li and Zou, 2017)。本文的研究结果与前人提出的华南剥蚀过程相符合。27 Ma 以前德兴矿区相较于银山矿区的抬升剥蚀作用, 表现为一定的滞后性和相对较小的冷却速率, 这一差异在 Liu et al. (2014)对两个矿区样品的不同同位素体系热演化限定中也有体现, 两个结果可以很好的相互印证。但在 27 Ma 后德兴矿区较银山矿区更早进入快速抬升剥蚀阶段。

Liu et al. (2014)报道了两个矿区的锆石 U-Th/He 年龄, 德兴与银山矿区分别为 114.4 Ma 和 132.6 Ma, 按地温梯度  $20\sim25$   $^{\circ}\text{C}/\text{km}$  算, 估算两个岩体当时的深度相差 1 km 左右。两个矿区在 70 Ma 以来具有相似的剥蚀抬升过程, 因此两个矿区形成后的剥蚀抬升差异极有可能发生在 70 Ma 之前(华南第一阶段的快速抬升阶段), 表现为德兴矿区斑岩体快速抬升至与银山矿区英安斑岩体相近的深度。现在两个矿区海拔相似, 因此德兴矿区比银山矿区可能多剥



实线: 德兴矿区最佳温度-时间模拟路径; 虚线: 银山矿区最佳温度-时间模拟路径。

图 7 德兴与银山温度-时间最佳模拟曲线

Fig.7 Best-fit curves of temperature-time simulation for the Dexing and Yinshan deposits

蚀了 1 km 左右。若银山矿区存在斑岩矿体, 则还未剥露出地表, 这与银山矿区存在深部斑岩矿体的地质事实也吻合。

## 5 结 论

基于 LA-ICP-MS/FT 技术, 我们建立了免照射的磷灰石裂变径迹年龄快速分析方法。并对已完成外探测器法测试样品进行分析, 得到数值误差范围一致, 表明所建立的方法切实可行。

德兴花岗闪长斑岩磷灰石裂变径迹年龄为  $71.4\pm 8.6$  Ma, 银山英安斑岩磷灰石裂变径迹年龄为  $77.1\pm 8.3$  Ma; 测量得到两个矿区样品裂变径迹长度  $12.32\pm 1.77$   $\mu\text{m}$  和  $12.56\pm 1.91$   $\mu\text{m}$ , 对应  $D_{\text{par}}$  值为  $2.45\pm 0.19$   $\mu\text{m}$  和  $1.84\pm 0.17$   $\mu\text{m}$ , 径迹长度频度分布属于单峰型。热史模拟显示两个矿区在 70 Ma 前经历了快速隆升, 然后开始缓慢隆升, 直到约 20 Ma 又开始快速隆升。结合已有的 U-Th/He 研究, 银山矿区剥蚀量小于德兴矿区, 若存在斑岩矿体, 则还未剥露至地表。

致谢: 特别感谢中国地震局地质研究所裂变径迹分析实验室庞建章老师和中国科学院兰州地质研究所裂变径迹实验室王亚东老师给予的帮助与指导。同时, 非常感谢中国科学院广州地球化学研究所闫义研究员与香港中文大学(深圳)左旭然博士两位评审专家对于文章修改提出的建设性建议。

## 参考文献(References):

- 曹珂. 2010. 中国陆相白垩系沉积特征与古地理面貌. 北京: 中国地质大学(北京)博士学位论文: 1-169.
- 冯云磊, 袁万明, 郝娜娜, 段宏伟, 陈小宁, 曹建辉. 2015. 吉林桦甸市夹皮沟本区金矿剥露历史和矿床保存变化——来自磷灰石裂变径迹年代学证据. 地质论评, 61(1): 109-120.
- 华仁民, 李晓峰, 陆建军, 陈培荣, 邱德同, 王果. 2000. 德兴大型铜金矿集区构造环境和成矿流体研究进展. 地球科学进展, 15(5): 525-533.
- 江西省地质局区域地质调查大队. 1980. 德兴区域地质图(乐平幅).
- 乐小横. 1999. 银山铅锌矿构造控矿作用分析. 湖南有色金属, 15(2): 12-14.
- 李三忠, 臧艺博, 王鹏程, 索艳慧, 李玺瑶, 刘鑫, 周在征, 刘晓光, 王倩. 2017. 华南中生代构造转换和古太平洋俯冲启动. 地学前缘, 24(4): 213-225.
- 李庶波. 2017. 华南中生代构造热演化格局: 来自裂变径

- 迹的证据. 广州: 中山大学博士学位论文: 1-161.
- 李庶波, 王岳军, 吴世敏. 2018. 珠江口盆地中-新生代热隆升格局的磷灰石和锆石裂变径迹反演. *地学前缘*, 25(1): 95-107.
- 李晓峰, 胡瑞忠, 韦星林, 肖荣, 肖宁, 王翠云, 杨锋. 2012. 江西德兴地区主要矿床类型、成矿地质特征及其成因关系. *地质论评*, 58(1): 82-90.
- 刘文浩, 张均, 李婉婷, 孙腾, 江满容, 王健, 吴建阳, 陈曹军. 2012. 宁芜、庐枞盆地玢岩铁矿成矿深度及成矿后抬升、剥蚀情况: 来自磷灰石裂变径迹的证据. *地球科学*, 37(5): 966-980.
- 毛景文, 张建东, 郭春丽. 2010. 斑岩铜矿-浅成低温热液银铅锌-远接触带热液金矿床模型: 一个新的矿床模型——以德兴地区为例. *地球科学与环境学报*, 32(1): 1-14.
- 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 徐珏, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社: 1-350.
- 沈传波, 梅廉夫, 徐振平, 汤济广, 田鹏. 2007. 大巴山中-新生代隆升的裂变径迹证据. *岩石学报*, 23(11): 2901-2910.
- 石红才, 施小斌. 2014. 中、上扬子白垩纪以来的剥蚀过程及构造意义——低温年代学数据约束. *地球物理学学报*, 57(8): 2608-2619.
- 水涛, 徐步台, 梁如华, 邱郁双. 1986. 绍兴-江山古陆对接带. *科学通报*, (6): 444-448.
- 田云涛, 袁玉松, 胡圣标. 2009. 磷灰石裂变径迹分析新进展. *地球物理学进展*, 24(3): 909-920.
- 王建平, 翟裕生, 刘家军, 柳振江, 刘俊. 2008. 矿床变化与保存研究的裂变径迹新途径. *地球科学进展*, 87(4): 421-427.
- 王明明. 2014. 汉中盆地发育机制及构造演化研究. *国际地震动态*, (7): 41-45.
- 向才富, 冯志强, 庞雄奇, 吴河勇, 李军虹. 2007. 松辽盆地晚期热历史及其构造意义: 磷灰石裂变径迹(AFT)证据. *中国科学(D辑)*, 37(8): 1024-1031.
- 许立青, 李三忠, 郭玲莉, 索艳慧, 曹现志, 戴黎明, 王鹏程, 惠格格. 2016. 郯庐断裂带对鲁西隆升过程的影响: 磷灰石裂变径迹证据. *岩石学报*, 32(4): 1153-1170.
- 郇伟静, 李娜, 袁万明, 龚庆杰, 张静, 王庆飞. 2013. 四川甘孜-理塘金成矿带成矿时代与构造活动的裂变径迹研究. *岩石学报*, 29(4): 1338-1346.
- 袁万明. 2016. 矿床保存变化研究的热年代学技术方法. *岩石学报*, 32(8): 2571-2578.
- 翟裕生. 1999. 论成矿系统. *地学前缘*, 6(1): 14-28.
- 翟裕生, 邓军, 彭润民. 2000. 矿床变化与保存的研究内容和研究方法. *地球科学*, 25(4): 340-345.
- 翟裕生, 王建平. 2011. 矿床学研究的历史观. *地质学报*, 85(5): 603-611.
- 朱文斌, 张志勇, 舒良树, 万景林, 卢华复, 王胜利, 杨伟, 苏金宝. 2007. 塔里木北缘前寒武基底隆升剥露史: 来自磷灰石裂变径迹的证据. *岩石学报*, 23(7): 1671-1682.
- Bonetti R, Chiesa C, Guglielmetti A, Matheoud R, Poli G, Mikheev V L and Tretyakova S P. 1995. First observation of spontaneous fission and search for cluster decay of  $^{232}\text{Th}$ . *Physical Review*, 51(5): 2530.
- Deng B, Liu S G, Li Z W, Jansa L F, Liu S, Wang G Z and Sun W. 2013. Differential exhumation at eastern margin of the Tibetan Plateau, from apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, 591: 98-115.
- Dias A N C, Chemale J F, Soares C J and Guedes S. 2017. A new approach for electron microprobe zircon fission track thermochronology. *Chemical Geology*, 459: 129-136.
- Donelick R A, O'Sullivan P B and Ketcham R A. 2005. Apatite fission-track analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1): 49-94.
- Fleischer R L, Price P B and Walker R L. 1975. Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications. University of California Press, Berkeley: 1-629.
- Gleadow A J W and Duddy I R. 1981. A natural long-term track annealing experiment for apatite. *Nuclear Tracks*, 5(1-2): 169-174.
- Glorie S, Alexandrov I, Nixon A, Jepson G, Gillespie J and Jahn B M. 2017. Thermal and exhumation history of Sakhalin Island (Russia) constrained by apatite U-Pb and fission track thermochronology. *Journal of Asian Earth Sciences*, 143: 326-342.
- Hasebe N, Barbarand J, Jarvis K, Carter A and Hurford A J. 2004. Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS. *Chemical Geology*, 207(3-4): 135-145.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370(6490): 519-527.
- Holden N E and Hoffman D C. 2000. Spontaneous fission half-lives for ground-state nuclide (Technical report). *Pure and Applied Chemistry*, 72(8): 1525-1562.
- Hou Z Q, Pan X F, Li Q Y, Yang Z M and Song Y C. 2013. The giant Dexing porphyry Cu-Mo-Au deposit in east China: Product of melting of juvenile lower crust in an intracontinental setting. *Mineralium Deposita*, 48(4): 1019-1045.

- Hurford A J and Green P F. 1982. A user's guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(2): 343–354.
- Jaffey A H, Flynn K F, Glendenin L E, Bentley W T and Essling A M. 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of  $^{235}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$ . *Physical Review C*, 4(5): 1889–1906.
- Jian X, Guan P, Zhang W, Liang H H, Feng F and Fu L. 2018. Late Cretaceous to early Eocene deformation in the northern Tibetan Plateau: Detrital apatite fission track evidence from northern Qaidam basin. *Gondwana Research*, 60: 94–104.
- Kesler S E and Wilkinson B H. 2006. The role of exhumation in the temporal distribution of ore deposits. *Economic Geology*, 101(5): 919–922.
- Ketcham R A. 2003. Observations on the relationship between crystallographic orientation and biasing in apatite fission-track measurements. *American Mineralogist*, 88(5–6): 817–829.
- Ketcham R A. 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1): 275–314.
- Ketcham R A, Donelick R A and Carlson W D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84(9): 1235–1255.
- Li X M and Zou H P. 2017. Late Cretaceous-Cenozoic exhumation of the southeastern margin of Coastal Mountains, SE China, revealed by fission-track thermochronology: Implications for the topographic evolution. *Solid Earth Sciences*, 2(3): 79–88.
- Liu X, Fan H R, Evans N J, Batt G E, McInnes B I, Yang K F and Qin K Z. 2014. Cooling and exhumation of the mid-Jurassic porphyry copper systems in Dexing City, SE China: Insights from geo- and thermochronology. *Mineralium Deposita*, 49(7): 809–819.
- Liu X, Fan H R, Santosh M, Hu F F, Yang K F, Li Q L, Yang Y H and Liu Y. 2012. Remelting of Neoproterozoic relict volcanic arcs in the Middle Jurassic: Implication for the formation of the Dexing porphyry copper deposit, Southeastern China. *Lithos*, 150: 85–100.
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65(4): 373–408.
- Mcdowell F W and Keizer R P. 1977. Timing of mid-tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 88(10): 1479.
- Pang J Z, Zheng D W, Ma Y, Wang Y, Wu Y, Wan J L, Yu J X, Li Y J and Wang Y Z. 2017. Combined apatite fission-track dating, chlorine and REE content analysis by LA-ICPMS. *Science Bulletin*, 62(22): 1497–500.
- Price P B and Walker R L. 1962. Observation of charged-particle tracks in solids. *Journal of Applied Physics*, 33(12): 3400–3406.
- Price P B and Walker R M. 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 68(16): 4847–4862.
- Silk E C H and Barnes R S. 1959. Examination of fission fragment tracks in an electron microscope. *Philosophical Magazine*, 4(44): 970–971.
- Tagami T and O'Sullivan P B. 2005. Fundamentals of fission-track thermochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1): 19–47.
- Tingate P R and Duddy I R. 2002. The thermal history of the eastern Officer Basin (South Australia): Evidence from apatite fission track analysis and organic maturity data. *Tectonophysics*, 349(1): 251–275.
- Vermeesch P. 2017. Statistics for LA-ICP-MS based fission track dating. *Chemical Geology*, 456: 19–27.
- Wang G G, Ni P, Wang R C, Zhao K D, Chen H, Ding J Y, Zhao C and Cai Y T. 2013. Geological, fluid inclusion and isotopic studies of the Yinshan Cu-Au-Pb-Zn-Ag deposit, South China: Implications for ore genesis and exploration. *Journal of Asian Earth Sciences*, 74: 343–360.
- Wang G G, Ni P, Zhao K D, Wang X L, Liu J Q, Jiang S Y and Chen H. 2012. Petrogenesis of the Middle Jurassic Yinshan volcanic-intrusive complex, SE China: Implications for tectonic evolution and Cu-Au mineralization. *Lithos*, 150: 135–154.
- Wang Q, Xu J F, Jian P, Bao Z W, Zhao Z H, Li C F, Xiong X L and Ma J L. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47(1): 119–144.
- Wang Y D, Zheng J and Zheng Y. 2018a. Mesozoic-Cenozoic exhumation history of the Qimen Tagh Range, northeastern margins of the Tibetan Plateau: Evidence from apatite fission track analysis. *Gondwana Research*, 58: 16–26.
- Wang Y N, Cai K D, Sun M, Xiao W J, De Grave J, Wan B

- and Bao Z H. 2018b. Tracking the multi-stage exhumation history of the western Chinese Tianshan by Apatite Fission Track (AFT) dating: Implication for the preservation of epithermal deposits in the ancient orogenic belt. *Ore Geology Reviews*, 100: 111–132.
- Zakharova V P, Zenkevich V S and Funshtein V B. 1995. The half-life of lead with respect to spontaneous fission. *Physics of Atomic Nuclei*, 58(4): 709.
- Zhou Q, Jiang Y H, Zhao P, Liao S Y and Jin G D. 2012. Origin of the Dexing ore-bearing porphyries, South China: Elemental and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints. *International Geology Review*, 54(5): 572–592.
- Zuo X R. 2015. Active-passive margin transition in the Cathaysia Block: Thermochronological and kinematic constraints. Ph.D. Theses, the University of Hong Kong: 1–256.

## LA-ICP-MS/FT Application in Preservation Evaluation of Ore Deposits — Case Studies of the Dexing Copper Deposit and Yinshan Pb-Zn Deposit, Northeastern Jiangxi Province

MIN Kang<sup>1,2</sup>, GAO Jianfeng<sup>1\*</sup>, QI Youqiang<sup>1</sup>, LIU Yan<sup>1,2</sup> and YANG Shuguang<sup>1,2</sup>

(1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, Guizhou, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** Deposit preservation is an integral part of the ore-forming system; and fission track is one of the effective tools to evaluate deposit preservation. In this paper, apatite fission track age of reference sample obtained by LA-ICP-MS/FT is similar to that of external detector method, indicating that LA-ICP-MS/FT dating technique is reliable. The technique is thus performed on apatite from the Dexing copper and Yinshan Pb-Zn deposits in order to evaluate the preservation of these deposits. The AFT ages of the Dexing granodiorite porphyry and Yinshan dacite porphyry are  $71.4 \pm 8.6$  Ma and  $77.1 \pm 8.3$  Ma, respectively, with mean measured confined track length of  $12.32 \pm 1.77$   $\mu\text{m}$  and  $12.56 \pm 1.91$   $\mu\text{m}$ , respectively. Thermal modeled time-temperature path indicates that both deposits experienced fast uplift before *ca.* 70 Ma and after 20 Ma, respectively. Combined with previous U-Th/He dating results, the Dexing deposit might have experienced more uplift than the Yinshan deposit (*ca.* 1 km).

**Keywords:** fission track; deposits preservation; Dexing copper deposit; Yinshan Pb-Zn deposit; Northeast Jiangxi province