

长江中下游成矿带抛刀岭金矿裂变径迹研究及大地构造意义

田鹏飞¹⁾, 杨晓勇²⁾, 袁万明¹⁾, 刘海涛¹⁾, 薛斌¹⁾

1) 中国地质大学地质过程与成矿国家重点实验室, 北京, 100083;

2) 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 合肥, 230026

内容提要:抛刀岭金矿位于长江中下游成矿带中的安庆-贵池矿集区, 是长江中下游多金属成矿带中首次发现的斑岩型独立金矿床。通过磷灰石裂变径迹研究分析区内的构造演化特征, 裂变径迹长度处于 $11.9 \pm 1.8 \mu\text{m}$ 和 $13.2 \pm 1.6 \mu\text{m}$ 之间, 表明样品在后期受构造热事件的影响, 样品长时间处于退火带温度, 长度直方图总体呈现单峰特征, 受隆升冷却作用控制明显。通过对同组年龄 (χ^2 检验值 $> 5\%$) 和混合年龄 (χ^2 检验值 $< 5\%$) 进行分析, 所测年龄位于 123Ma 和 19Ma 之间, 可以将年龄分为 5 组: 123.0Ma, 107Ma, 86Ma, 52Ma, 19Ma。裂变径迹热历史可以分为 4 个时期: 缓慢冷却期, 从 150~90Ma; 快速冷却期, 从 90Ma 至 65~58Ma; 缓慢冷却期, 从 65~58Ma 至 18~12Ma; 快速降温期, 从 18~12Ma 至今。自中侏罗世以来, 江南隆起带受控于太平洋板块构造, 太平洋板块在不同时期有着不同的活动, 其运移方向和活动强度直接控制着中国东部的构造演化。研究地区所测裂变径迹年龄划分时代与太平洋形成后不同产状洋岛链出现的时代吻合, 热历史模拟结果和太平洋板块不同期次活动相关。通过热历史模拟和构造分析, 可推测热历史不同阶段的形成是不同时期太平洋板块运动的结果, 样品混合年龄亦证明了构造活动的多期次性。可以推断贵池地区自白垩纪以来的构造运动与太平洋构造带活动密切相关, 其多期构造演化是对太平洋板块活动的响应。

关键词: 裂变径迹; 磷灰石; 热历史; 构造事件; 抛刀岭金矿; 长江中下游成矿带

长江中下游成矿带位于扬子板块北缘的长江断裂带内, 其北侧以襄樊-广济大断裂及庐大断裂为界, 南缘是阳兴-常州大断裂, 是我国最重要的多金属成矿带之一 (常印佛等, 1991; 翟裕生等, 1992; 唐永成等, 1998)。它由鄂东南、九瑞、安庆-贵池、铜陵、庐枞、宁芜和宁镇等多个矿集区组成, 发育了以花岗闪长岩—石英闪长岩为主的高钾碱性酸性侵入岩, 产出矽卡岩-斑岩型铜金矿床 (杜建国等, 2003; 毛景文等, 2004; 王彦斌等, 2004; 张达等, 2006; 杨晓勇, 2006; 张乐骏等, 2008; 吴淦国等, 2008; 蒋少涌等, 2010) (见图 1)。抛刀岭金矿是长江中下游多金属成矿带中首次发现的斑岩型金矿 (赵德奎等, 2009)。通过详查, 主矿段共探得表内外矿体 47 个, 其中表内矿体 28 个, 总储量约 6329kg; 北东矿段共探得表内外矿体 18 个, 总储量约

1546kg (李瑞祥, 2004), 经济和研究价值可观。通过大地构造环境判别发现本区大部分岩石属于火山弧花岗岩 (VAG) 和板内花岗岩 (WPG), 说明本区受到板内断裂和其他构造的影响, 以及古太平洋板块俯冲的影响, 却并没有显示受到华南板块向华北板块俯冲的影响^①。深入研究矿区成矿时代与热历史, 不仅是认识区域成矿作用和成矿规律的关键, 而且有利于矿产资源的开发和利用。本文将通过裂变径迹定年分析, 研究其成矿作用的时代和期次, 丰富该区的地质资料, 解析地质问题, 为该区的构造活动和成矿演化提供新佐证。

1 区域地质背景

本区的构造格局主要是由中生代强烈褶皱-断裂运动造成。区内侏罗纪时期, 库拉板块 (Kula

注: 本文为国家自然科学基金项目 (编号 41173057, 90814008)、教育部“111 计划”项目 (编号 B07011)、国家重点基础研究发展计划 (973) 项目 (编号 2009CB421006)、安徽省公益性地质调查管理中心科技项目共同资助的成果。

收稿日期: 2010-03-10; 改回日期: 2011-08-20; 责任编辑: 郝梓国, 黄敏。

作者简介: 田鹏飞, 男, 1985 年生。硕士。从事矿床地球化学研究。通讯作者: 杨晓勇, xyyang555@163.com; 袁万明, ywm010@sina.com。

DOI: CNKI: 11-1951/P. 20120307. 1327. 001 网络出版时间: 2012-3-7 13:27

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20120307.1327.001.html>

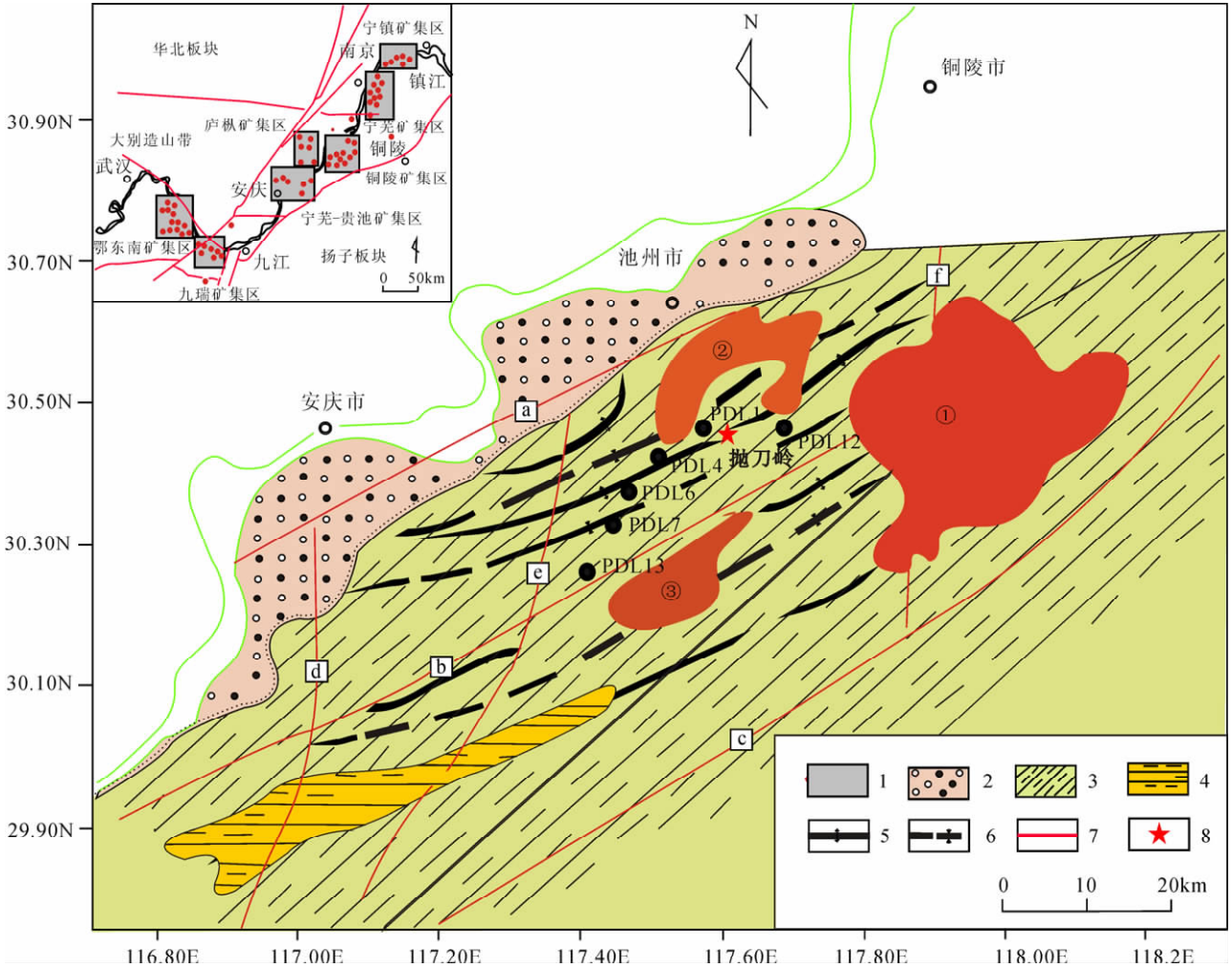


图 1 抛刀岭金矿地区地质略图(据赵德奎,2009 修改)

Fig. 1 Regional geological sketch of the Paodaoling gold ore deposit(modified after Zhao Dekui et al. , 2009)

①—青阳岩体;②—花园巩岩体;③—谭山岩体;a—东流-贵池断裂;b—高坦断裂;c—江南断裂;d—东至断裂;e—殷汇-葛公断裂;f—九华山断裂;1—集矿区;2—中三叠统一古近系沉积;3—震旦系一下三叠统沉积盖层;4—中元新古界浅变质岩系;5—背斜;6—向斜;7—断裂;8—矿区

①—Qingyang rock body; ②—Huayangong rock body; ③—Tanshan rock body; a—Dongliu-Guichi fault; b—Gaotan fault; c—Jiangnan fault; d—Dongzhi fault; e—Yinhui-Gegong fault; f—Jiuhua Mountain fault; 1—ore concentration area; 2—Middle Triassic—Paleogene sedimentary; 3—Sinian—Lower Triassic? sedimentary cover; 4—middle Neoproterozoic Erathem epimetamorphic rock series; 5—anticline; 6—syncline; 7—fault; 8—mine

Plate)向北俯冲到欧亚大陆东北端下,产生左行剪切运动,SEE—NWW 向挤压逐渐增强,形成一系列 NNE 向走滑断裂和 NWW 向、近 EW 向断裂(张辉煌等,2002;洪汉净等,1989)。在晚侏罗世,构造作用加剧,产生 NNE 向褶皱和逆掩断层,并伴有走向 NWW 的正断层和走向 NEE 与 NNW 的平移断层(万天丰,1993)。

本区北部发育有近 EW 向东流-贵池深断裂,中部有 NEE 向高坦深断裂,南部有 NE 向江南深断裂;区内断裂以滑覆-拆离断层最具特色,属顺层断层系;层间剥离、滑脱构造和推覆构造(带)的发育,

对矿体(床)的局部化富集有重要控制作用。本区褶皱构造发育,矿区位于扬子地台下扬子台坳沿江拱断褶皱带安庆拗断褶皱束,周边发育印支期褶皱,褶皱轴呈 NE 向,构造紧密,并易于分辨。高坦断裂以北,背、向斜平行相间;高坦断裂和江南深断裂之间,褶皱枢纽波状起伏;江南深断裂以南则以较宽缓的复式向斜为主(见图 1)。

区域出露地层从老至新为奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系、二叠系、白垩系及第四系,均属扬子地层区之下扬子分区贵池小区,以海相为主的地台沉积,沉积厚度累计在 3189~3358m(赵德奎等,2009)。

三叠系以下地层构成统一的褶皱系统,三叠系以上地层缺失侏罗系地层的沉积物,表明本区的印支期褶皱时间在三叠系沉积之后,与区域上的三叠系和侏罗系之间的南象运动的作用时间一致(董胜,2006)。矿区出露地层主要为志留系上统茅山组(S_3m)、中统坟头组(S_2f)、下统高家边组(S_1g)(张辉煌等,2002)。

本区中生代侵入岩发育,青阳岩体、谭山岩体、花园巩岩体都是呈大型岩基产出的复式岩体。青阳岩体、谭山岩体岩石类型主要为花岗闪长岩、二长花岗岩;花园巩岩体为 A 型花岗岩类岩体,主要岩石类型为石英正长岩和碱(钾)长花岗岩。在矿区内侵入岩有英安玢岩和钾长花岗岩两种类型,矿体主要分布于英安玢岩岩体内,钾长花岗岩是花园巩岩体的一部分,未见相关矿化信息。

2 样品与实验方法

样品采自抛刀岭矿区及矿区附近(见图 1),均为新鲜露头,样品重量均不少于 5kg,使用便携式 GPS 定位,共采取 13 个样品,其中 6 个提供了精确磷灰石年龄数据。岩性特征分别如下:PD1 为硅化蚀变岩,PDL4 和 PDL13 为花岗岩,PDL6 为粗面岩,PDL7 和 PDL12 为石英正长斑岩。

将采样的岩石样品首先进行粉碎,粉碎后的粒径应与岩石中矿物的粒度相适应,通常为 60 目左右,经传统方法粗选后,应用重液分离法和磁选法等常规手段进行分选提纯。对于磷灰石样品,将磷灰石颗粒置于玻璃片上,用环氧树脂滴固,然后进行研

磨和抛光,使得矿物表面露出,在 25℃ 下用 7% HNO_3 蚀刻 30s 揭示自发径迹,将低铀矿白云母外探测器与矿物一并放入反应堆辐照,之后在 25℃ 下用 40% HF 蚀刻 20s 揭示诱发径迹,中子注入量利用 CN5 铀玻璃标准定(Bellemans et al., 1995)。依照 Green(1986)建议的测量程序,利用从澳洲进口的 AUTOSCAN 自动测量装置测量平行于 c 轴的柱面测出自发径迹和诱发径迹密度,选择平行 c 轴的柱面测量水平封闭径迹长度(Gleadow et al., 1986)。根据 IUGS 推荐的 ξ 常数法和标准裂变径迹年龄方程(Hurford et al., 1982; Green, 1981)计算年龄值。矿物的裂变径迹是用高精度光学显微镜在高倍镜下测量,裂变径迹的正确识别至关重要。依据 Green(1981)的技术计算误差, $P(x^2)$ 值用于评价所测单颗粒属于同一年龄组的概率(Galbraith, 1981; Galbraith et al., 1993), $P(x^2) > 5\%$ 时属于同组年龄,否则属于混合年龄。 $P(x^2) < 5\%$ 是单颗粒年龄不均匀分布的证据,如果发现年龄分散,则基于泊松变异的常规分析(Green, 1981)无效,而代之以“中心年龄”,中心年龄实质上是权重平均年龄。

3 实验结果

实验结果列于表 1。样品 PDL1、PDL4、PDL6、PDL7、PDL12 和 PDL13 的磷灰石裂变径迹分别为 $86.0 \pm 16.5\text{Ma}$ 、 $107.8 \pm 8.3\text{Ma}$ 、 $31.1 \pm 3.8\text{Ma}$ 、 $76.0 \pm 9.2\text{Ma}$ 、 $88.5 \pm 7.2\text{Ma}$ 和 $77.5 \pm 6.2\text{Ma}$,年龄分布可见雷达图(图 2),PDL4、PDL6、PDL7、PDL12 和 PDL13 的径迹长度分布直方图见图 3。

表 1 抛刀岭金矿裂变径迹分析结果

Table 1 Results of the fission track analysis of Paodaoling gold deposit

实验号	原样号	颗粒数(n)	$\rho_s(\times 10^5/\text{cm}^2)$ (Ns)	$\rho_i(\times 10^5/\text{cm}^2)$ (Ni)	$\rho_d(\times 10^5/\text{cm}^2)$ (Nd)	$P(x^2)$	中心年龄 (Ma) ($\pm 1\sigma$)	池年龄 (Ma) ($\pm 1\sigma$)	L(μm) (N)
89	PDL1	7	2.713 (40)	7.325 (108)	12.011 (6838)	82.55	86 ± 16.5	86.0 ± 16.5	
90	PDL4	32	2.513 (441)	5.414 (950)	12.023 (6838)	96.75	107.8 ± 8.3	107.8 8.3	12.9 2.0 (47)
91	PDL6	28	3.411 (394)	24.943 (2881)	12.036 (6838)	0	31.1 3.8	32.0 2.4	11.9 1.8 (62)
92	PDL7	30	2.344 (350)	8.304 (1240)	12.061 (6838)	0	76.0 9.2	65.9 5.2	13.1 2.7 (62)
93	PDL12	28	2.817 (569)	7.648 (1545)	12.073 (6838)	2.05	88.5 7.2	86.0 6.1	13.2 1.6 (89)
94	PDL13	28	2.559 (698)	7.559 (2062)	12.086 (6838)	1.1	77.5 6.2	79.2 5.3	12.3 1.7 (95)

注: ρ_d 、 ρ_s 和 ρ_i 分别为标准径迹密度、自发径迹密度和诱发径迹密度; N_d 、 N_s 和 N_i 分别为标准径迹数、自发径迹数和诱发径迹数; $P(x^2)$ 为 x^2 概率;L 为平均径迹长度。

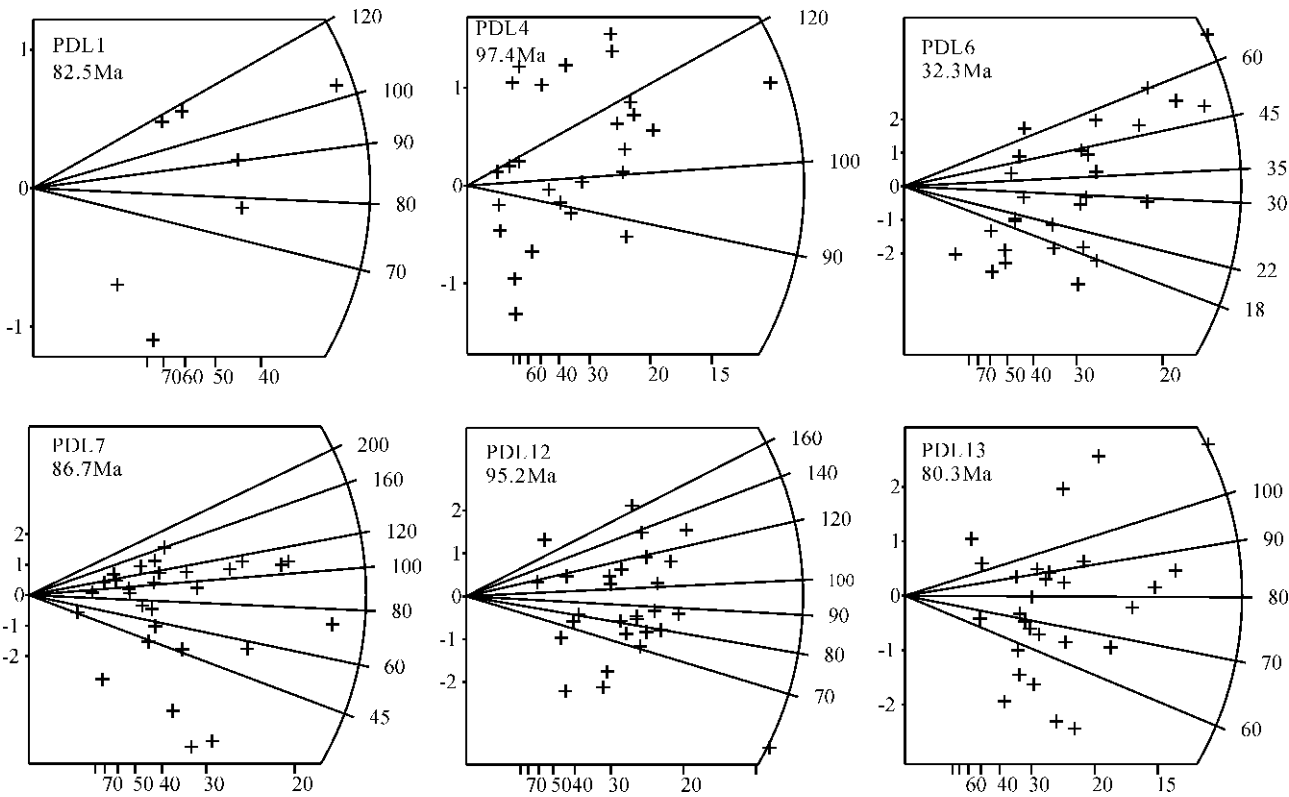


图 2 单颗粒年龄雷达图;Y 轴为单颗粒年龄标准误差;X 轴为每一单颗粒年龄相对误差百分比,与右侧对数刻度相交的放射线为等年龄;图中左上角分别标示样号和样品年龄

Fig. 2 Radar plots for single grain ages; the Y-axis is standard error illustrated as $\pm 2\sigma$; the X-axis records the uncertainty of individual age estimates(%)and the radial scale shows same age; sample numbers and ages are given at top-left

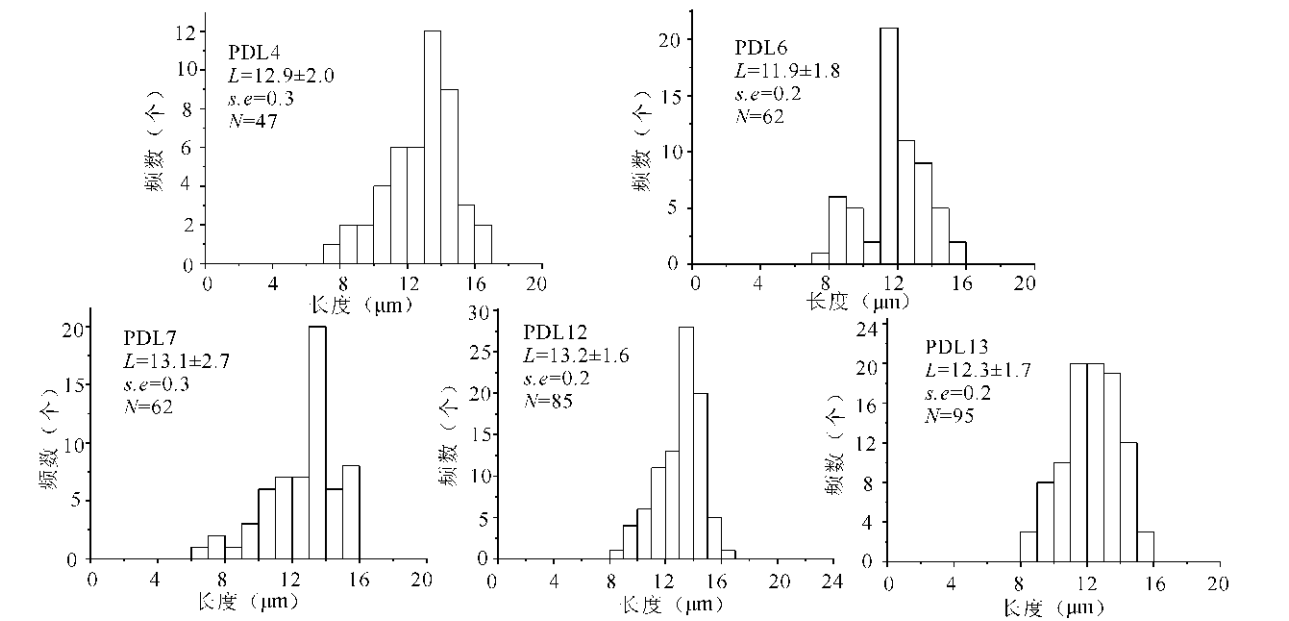


图 3 裂变径迹长度分布直方图;图中左上角分别标示出样号、平均长度、长度标准差和径迹数

Fig. 3 Histogram of the fission track lengths; the sample number, mean track length, length standard error and track number are illustrated at top-right

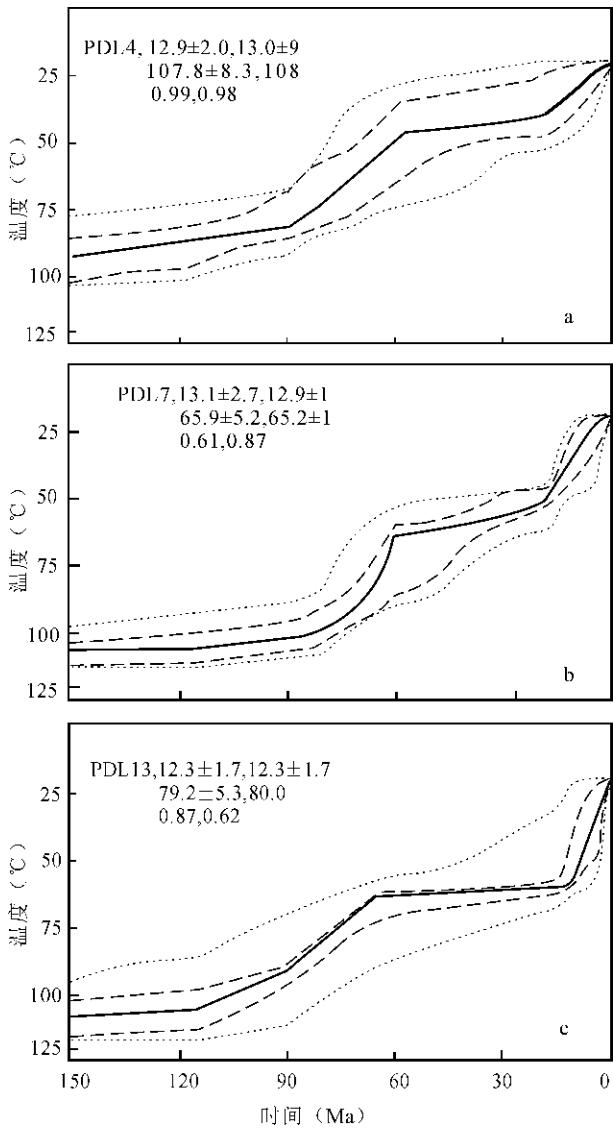


图 4 地质热历史模拟结构图

Fig. 4 Modeled time-temperature histories

图 a,b,c 分别为样品 PDL4,PDL7,PDL13 地质热历史模拟结构图。图中左上角数字分别代表样号、实测长度和模拟长度、实测年龄和模拟年龄、K-S 和 GOF (Kolmogorov-Smirnov 检验值)。K-S 和 GOF 均大于 0.5 时,说明模拟结果较好。实线代表最佳地质热历史路径,虚线代表较好的地质热历史范围

The figure a, b, c respectively for samples PDL4, PDL7 and PDL13 modeled time-temperature histories. The notes in the first line are the sample number, measured track length and modeled track length, in the second line are measured pooled age and modeled age, and in the third line are the K-S test and age GOF. The areas of real lines, broken lines and dot lines indicate best, good and acceptable thermal histories

样品 PL1、PL4 的 χ^2 检验值 $P(\chi^2) \chi^2 > 5\%$, 属于同一组年龄, 其年龄分别为 $86.0 \pm 16.5\text{Ma}$ 和 $107.8 \pm 8.3\text{Ma}$ 。PDL6、PDL7、PDL12、PDL13 的 χ^2 检验值 $P(\chi^2) \chi^2 < 5\%$, 均属于混合年龄, 是两次以上热事件叠加的结果。用 BinomFit1.0 (Brandon, 2002) 程序对其混合年龄进行分离, 分离

结果分别如下: PDL6 为 19.1Ma 和 50.4Ma, PDL7 为 19.9Ma, 71.4Ma 和 102.0Ma, PDL12 为 80.3Ma 和 123.0Ma, PDL13 为 53.6Ma 和 89.1Ma。裂变径迹的理论长度可达 $20\mu\text{m}$, 但是, 由于后期退火作用影响, 实际地质体内标准径迹长度为 $16.3\mu\text{m}$ (Gleadow, 1986)。本文所获得的 5 个裂变径迹长度分别为 $12.9 \pm 2.0\mu\text{m}$, $11.9 \pm 1.8\mu\text{m}$, $13.1 \pm 2.7\mu\text{m}$, $13.2 \pm 1.6\mu\text{m}$ 和 $12.3 \pm 1.7\mu\text{m}$, 属于相对较短, 长度标准差较大, 即长度变化较大, 在长度分布直方图上体现为分布范围较大(见图 3)。这个特点是样品在后期受构造热事件的影响, 使样品长时间处于退火带温度所致; 同时 χ^2 检验值小于 5% 的样品占大多数, 同样说明样品处于退火带的时间较长。长度分布直方图总体呈现单峰特征, 表明受隆升冷却作用控制明显。

4 地质热历史模拟

基于裂变径迹相关参数和基础地质特征, 对已获得足够径迹长度的 5 个样品进行地质热历史模拟, 采用 Ketcham 等(1999)的退火模型和蒙特卡罗法, 模拟温度从高于裂变径迹退火带的 120°C 到现今地表温度。由于退火带滞留时间长以及单颗粒年龄特征, 模拟时间从 150Ma 到现今。模拟结果见图 4, 3 个样品均获得了最佳热历史路径(见图中粗线), 断线区代表反演模拟的较好拟合区。

样品 PDL4,PDL7 和 PDL13 的模拟结果基本一致, 呈现 4 阶段热演化历史。①缓慢冷却期, 从 150~90Ma, 温度从约 $110 \sim 92^\circ\text{C}$ 降温至 $100 \sim 82^\circ\text{C}$, 降温速率为 $0.25 \sim 0.17^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 。隆升速率和隆升幅度分别为 $0.005\text{mm}/\text{a}$ 和 0.280km 。②快速冷却期, 从 90Ma 至 65~58Ma, 温度从约 $100 \sim 82^\circ\text{C}$ 降温至 $65 \sim 48^\circ\text{C}$, 降温速率为 $1.17 \sim 1.06^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 。隆升速率和隆升幅度分别为 $0.038\text{mm}/\text{a}$ 和 1.423km 。③缓慢冷却期, 从 65~58Ma 至 18~12Ma, 温度从 $65 \sim 48^\circ\text{C}$ 降温至 $60 \sim 40^\circ\text{C}$, 降温速率为 $0.12 \sim 0.47^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 。隆升速率和隆升幅度分别为 $0.005\text{mm}/\text{a}$ 和 0.229km 。④快速降温期, 从 18~12Ma 至今, 温度从 $60 \sim 40^\circ\text{C}$ 降温至 20°C , 降温速率为 $1.11 \sim 3.33^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 。隆升速率和隆升幅度分别为 $0.048\text{mm}/\text{a}$ 和 0.857km 。

5 讨论

5.1 裂变径迹年龄讨论

抛刀岭金矿附近分布有青阳岩体、花园巩岩体

和谭山岩体。青阳岩体不同侵入体的黑云母 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄分别为 $135.4\pm 1\text{Ma}$, $137.4\pm 1.4\text{Ma}$ 和 $138.3\pm 1.4\text{Ma}$ (陈江峰等, 2005), 花岗闪长岩体的坪年龄为 139.6Ma , 等时线年龄为 141.2Ma (陈道公, 1986); K-Ar 年龄数据有 142Ma (湖北省地质科学研究所同位素地质研究室, 1974), 136.7Ma , 135.8Ma (陈道公, 1986)和 $217\sim 210\text{Ma}$ (体积法); Rb-Sr 年龄为 153Ma (张德权等, 1997)。由于 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄相对 K-Ar 年龄准确, 且有等时线年龄, 可知青阳岩体主体的主花岗闪长岩侵入年龄为 140Ma 左右, 属燕山中期。宜昌地质矿产研究所采用体积法测定花园坳岩体的钾氢年龄值为 92Ma , 为燕山晚期产物(岳元珍, 1987)。谭山花岗岩黑云母 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $123.3\pm 4\text{Ma}$, 所有这些黑云母 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 坪年龄均应解释为岩体冷却到 Ar 在黑云母中的封闭时间(湖北省地质科学研究所同位素地质研究室, 1974)。

裂变径迹法所测年龄均小于其周围岩体年龄, 对样品的同组年龄和混合年龄分析统计可将其分成5组, 分别为: 123.0Ma , 107Ma , 86Ma , 52Ma 和 19Ma , 代表了5次地质事件。磷灰石裂变径迹年龄空间分布不均匀特点是不均匀构造抬升的一种反映。从理论上说, 这种不均匀既可能是抬升起始时间的差异又可能是抬升速率的差异(吴玺虹等, 2002), 如果抬升起始时间相近, 大跨度的裂变径迹年龄说明该区抬升速率有差异, 则地区在距今 123Ma 时就应被抬升至地表, 不会再有抬升活动; 如果该区抬升的起始时间不一, 可构筑该区的均匀构造抬升的格局。通过样品 PDL4、PDL7、PDL13 热历史模拟可知, 最年轻的裂变径迹年龄说明地质体晚至 19Ma 时仍在继续抬升, 直至地质体露出地表, 而最老的裂变径迹年龄则说明样品所在地最早起始抬升时间应早于 123Ma , 之后不同时段由不同速率抬升至地表。通过大地构造分析亦可知此区域内受控于不同期次的构造运动(详见热历史模拟讨论), 可知磷灰石裂变径迹年龄空间分布不均匀是抬升起始时间不同所致, 构筑了该区的均匀构造抬升的格局。

自中侏罗世以来, 江南隆起带受控于太平洋区板块构造, 属滨海太平洋构造, 可以分为 J_2-K_1 , K_2-E , N —今三个阶段(朱光等, 2002)。在早、中侏罗世中国东南部经历了一次从东西向的古亚洲构造域向东北向的西太平洋构造域的体制转换, 到早白垩世已基本完成从古亚洲构造域向西太平洋构造

域的体制转换(舒良树等, 2002; 董树文等, 2011; 宋传中等, 2011), 使中国东南部动力学体制由原来的受古亚洲洋体系控制转向受太平洋体系控制。太平洋西岸的中国东部至少自侏罗纪开始就一直处于俯冲板块之上(Li Zhengxiang et al., 2007; Maruyama et al., 1997)。Sun Weidong 等(2007)结合太平洋板块的活动规律提出在 125Ma 发生了一次大的构造转向事件, 即由原来的对中国大陆的西南俯冲方向转化为向东北的俯冲方向。太平洋走向不同的洋岛链, 其形成时间不同是太平洋板块运动的结果, 形成不同产状的洋岛链的时代分别 $0\sim 50\text{Ma}$, $50\sim 80\text{Ma}$, $80\sim 100\text{Ma}$, $100\sim 110\text{Ma}$, $110\sim 125\text{Ma}$ 和 $125\sim 140\text{Ma}$ (图5)。我们认为正是由于太平洋板块在不同时期有着不同的活动, 其运移方向和活动强度直接控制着中国东部的构造演化。多项研究亦认为板块俯冲对中国东部的构造运动和岩浆活动起着决定性的作用(Li Zhengxiang et al., 2007; Zhou Xinmin et al., 2000, 2006; 余心起等, 2005)。抛刀岭地区矿田后造山的5次事件与太平洋上的洋岛链形成的5个时期基本吻合, 其混合年龄亦证明了构造活动的多期次性, 可以推测其构造活动是对太平洋板块运动的响应。

5.2 裂变径迹热历史模拟讨论

通过分析前人研究贵池东南部黄山花岗岩体热历史模拟资料可得到类似的模拟结果: $90\sim 80\text{Ma}$ 至 $60\sim 50\text{Ma}$ 为缓慢冷却期, $60\sim 50\text{Ma}$ 至 108Ma 为稳定期, 108Ma 至今为快速冷却期(郑勇等, 2009); $80\sim 75\text{Ma}$ 至 $60\sim 40\text{Ma}$ 为快速冷却期, $60\sim 40\text{Ma}$ 至 13Ma 为稳定期, 13Ma 至今为快速冷却期(Yuan et al., 2011)。

对贵池地区4阶段演化热历史进行分析: 对照太平洋板块漂移的历史与中国东部的构造演化历史, 发现白垩纪的构造演化与太平洋板块俯冲轨迹的变化有着密切的耦合关系(Sun Weidong et al., 2007; 孙卫东等, 2008)。白垩世初由于太平洋超地幔柱的活动, 太平洋西部伊泽纳崎板块(Izanagi plate)高速斜向俯冲于东亚大陆之下, 使中国东部呈现左旋压扭及活动大陆边缘的岩浆弧环境(朱光等, 2004), 中国东部转入滨太平洋构造域后, 由于古太平洋板块对欧亚大陆的俯冲碰撞, 导致皖南地区的断块发展阶段(周涛发等, 2004)。样品从 $150\sim 90\text{Ma}$ 的缓慢冷却期与此次时间相关, 磷灰石的封闭温度记录了此次事件。随后在晚白垩世初期(距今 90Ma), 西太平洋板块活动发生了重大的调

由热历史模拟可得到 4 阶段演化热历史,而基于同组年龄和混合年龄可得到 5 组数据,除 123.0 Ma 并没有在模拟图上出现明显特征外,其它几个阶段在模拟图上均有很好的反映,分离出 123.0Ma 的样品 PDL12 并没有获得较好的热历史模拟结果,这可能是受局部区域构造活动影响的结果。

6 结论

(1)抛刀岭地区应用裂变径迹方法所测裂变径迹长度处于 $11.9 \pm 1.8 \mu\text{m}$ 和 $13.2 \pm 1.6 \mu\text{m}$ 之间。属于相对较短,长度标准差较大,在长度分布直方图上体现为分布范围较大,是样品在后期受构造热事件的影响,使样品长时间处于退火带温度所致; χ^2 检验值小于 5% 的样品占大多数,同样说明了这点。同时,长度分布直方图总体呈现单峰特征,表明受隆升冷却作用控制明显。

(2)抛刀岭地区应用裂变径迹方法所测年龄位于 123Ma 和 19Ma 之间,代表了 5 次地质事件,其时期分别为 123.0Ma, 107Ma, 86Ma, 52Ma, 19Ma。自中侏罗世以来,江南隆起带受控于太平洋区板块构造,太平洋板块在不同时期有着不同的活动,其运移方向和活动强度直接控制着中国东部的构造演化。结合其与太平洋形成后形成不同产状洋岛链的时代的吻合性,可推测其形成时间是不同时期太平洋板块运动的结果,样品混合年龄亦证明了构造活动的多期次性。

(3)热历史模拟可以分为 4 个阶段:缓慢冷却期,从 150~90Ma;快速冷却期,从 90Ma 至 58~65Ma;缓慢冷却期,从 58~65Ma 至 12~18Ma;快速降温期,从 12~18Ma 至今。其每个阶段均与太平洋板块作用的阶段相对应,较好地证明了推测的正确性,说明贵池地区自白垩纪以来的构造运动与太平洋构造带活动密切相关,可以推断其多期构造演化是对西太平洋板块活动的响应。

致谢: 段留安、李坤和王洋洋同志在野外采样给予大力帮助,向他们表示衷心感谢。

注 释

① 王洋洋,2010. 长江中下游成矿带抛刀岭金矿矿床地球化学研究. 中国科学技术大学学士学位毕业论文. 合肥:中国科学技术大学.

参 考 文 献

常印佛,刘湘培,吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带. 北京:地质出版社,71~76.

陈道公. 1986. 安徽青阳花岗岩闪长岩体的 K-Ar 和 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 同位素年龄. 岩石学报,2(2): 64~69.

陈江峰,喻钢,杨刚,杨胜红. 2005. 安徽沿江江南晚中生代岩浆成矿年代学格架. 安徽地质, 15(3): 161~167.

董胜. 2006. 安徽省贵池地区区域地球化学特征及找矿意义. 物探与化探, 30(3): 215~225.

董树文,马立成,刘刚,薛怀民,施炜,李建华. 2011. 论长江中下游成矿动力学. 地质学报,85(5): 612~625.

杜建国,戴圣潜,莫宣学,邓晋福,许卫. 2003. 安徽沿江地区燕山期火成岩成矿地质背景. 地学前缘,10(4): 551~560.

李瑞祥. 2004. 安徽抛刀岭金矿露天开采境界的优化. 矿业快报, 421:25~26.

洪汉净,罗焕炎. 1989. 西太平洋俯冲带对中国东部构造的影响. 中国地震, 5(24): 34~43.

湖北省地质科学研究所同位素地质研究室. 1974. 长江流域及其邻区某些岩浆及变质岩的同位素年龄测定结果. 地球化学, 1: 32~41.

蒋少涌,孙岩,孙明志,边立曾,熊永根,杨水源,罗兰,曹钟清,吴亚民. 2010. 江西九瑞矿集区叠合断裂系统和叠加成矿作用. 岩石学报,26(9): 2615~2625.

毛景文,Holly S,杜安道,周涛发,梅燕雄,李永峰,藏文栓,李进文. 2004. 长江中下游地区铜金(铂)Re-Os 年龄测定及其对成矿作用的指示.地质学报,78(1): 121~131.

舒良树,周新民. 2002. 中国东南部晚中生代构造作用. 地质论评, 48 (3): 249~260.

宋传中,张华,任升莲,李加好, Lin Shoufa, 涂文传,张妍,王中. 2011. 长江中下游转换构造结与区域成矿背景分析. 地质学报, 85(5): 778~788.

孙卫东,凌明星,汪方跃,丁兴,胡艳华,周继彬,杨晓勇. 2008. 太平洋板块俯冲与中国东部中生代地质事件. 矿物岩石地球化学通报, 27(3): 218~225.

唐永成,吴言昌,储国正,邢凤明,王永敏,曹奋扬,常印佛. 1998. 安徽沿江地区铜多金属矿床地质. 北京:地质出版社, 290~328.

王彦斌,刘敦一,蒙义峰,曾普胜,杨竹森,田世洪. 2004. 安徽铜陵新桥铜-硫-铁-金矿床中石英闪长岩和辉绿岩锆石 SHRIMP 年代学及其意义. 中国地质,25(2): 87~91.

万天丰. 1993. 中国东部中、新生代板内变形构造应力场及其应用. 北京:地质出版社, 12~22.

吴淦国,张达,狄永军,臧文拴,张祥信,宋彪,张忠义. 2008. 铜陵矿集区侵入岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其深部动力学背景. 中国科学(D 辑),38: 630~645.

吴玺虹,刘顺生, Jonckheere R, Wagner G A. 2002. 东大别地区磷灰石裂变径迹年龄的构造意义初析. 地质科学,37(3): 343~349.

杨晓勇. 2006. 郧阳断裂带南段沙溪含铜斑岩体的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代学研究及意义. 矿物岩石, 26(2): 52~56.

余心起,吴淦国,张达,狄永军,藏文拴,张祥信,汪群峰. 2005. 中国东南部中生代构造体制转换作用研究进展. 自然科学进展, 15 (10): 1167~1174.

岳元珍. 1987. 皖南 A 型“庙西式”花岗岩初析. 中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊, 8(3): 30~41.

张达,吴淦国,狄永军,臧文拴,邵拥军,余心起,张祥信,汪群峰.

2006. 铜陵凤凰山岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄与构造变形及其对岩体侵位动力学背景的制约. 地球科学, 31(6): 823~830.

张德权,徐洪林. 1997. 安徽青九复式岩体的地质学和地球化学. 地质研究, 29~30: 213~229

赵德奎,汪梅生,朱永胜,方梅. 2009. 安徽省贵池抛刀岭金矿地质特征及成因. 安徽地质, 19(2): 107~110.

翟裕生,姚书振,林欣多. 1992. 长江中下游地区铜铁矿床. 北京:地质出版社,1~120

张乐骏,周涛发,范裕,袁峰. 2008. 安徽月山岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其意义. 岩石学报, 24(8): 1725~1732.

朱光, 刘国生. 2002. 皖南江南陆内造山带的基本特征与中生代造山过程. 大地构造与成矿学, 24(2): 103~111.

朱光,王道轩,刘国生,牛漫兰,宋传中. 2004. 庐庐断裂带的演化及其对西太平洋板块运动的响应. 地质科学, 39(1): 36~49.

张辉煌,刘连登,任云生,谢成福,林金灿. 2002. 安徽抛刀岭浅成斑岩型金矿的论证. 矿床地质, 21: 771~774.

周涛发,袁峰,侯明金,杜建国,范裕,朱光,岳书仓. 2004. 江南隆起带东段皖赣相邻区燕山期岗岩类的成因及形成的地球动力学背景. 矿物岩石, 24(3): 65~71.

郑勇,余心起,王德恩,汪诚. 2009. 安徽绩溪伏岭岩体隆升时代的磷灰石裂变径迹证据. 地质论评, 55(3): 385~394.

Bellemans F, DeCorte F, Van DenHaute P. 1995. Composition of SRM and CN U2doped glasses; Significance for their use as thermal neutron influence monitors in fission track dating . Radiation Measurements, 24(2): 153~160.

Brandon M T. 2002. Decomposition of mixed grain age distributions using Binom Fit. On Track, 24: 13~18.

Engelbreton D C, Cox A, Gordon R G. 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. The Geological Society of America Special Paper, 206: 1~59.

Galbraith R F. 1981. On statistical models for fission track counts. Math. Geol., 13: 471~488.

Galbraith R F, Laslett G M. 1993. Statistical models for mixed fission track ages. Nuclear Tracks, 21: 459~470.

Gleadow A J W, Duddy I R, Green P F, Lowering J F. 1986. Confined fission track lengths in apatite: A diagnostic tool for thermal history analysis. Contrib. Mineral. Petrol., 94: 405~415.

Green P F. 1986. On the thermo-tectonic evolution of northern England: evidence from fission track analysis. Geology, 5: 493~506.

Green P F. 1981. A new look at statistics in fission track dating. Nuclear Tracks, 5: 77~86

Hurford A J, Green P F. 1982. A users guide to fission track dating calibration. Earth and Planetary Science Letters, 59: 343~354.

Ketcham R A, Donelick R A, Carlson W D. 1999. Variability of apatite fission track annealing kinetics III: Extrapolation to geological time scales. American Mineralogist, 84: 1235~1255.

Li ZhengXiang, Li XianHua. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. Geology, 35(2): 179~182.

Maruyama S, Isozaki Y, Kimura G, Terabayashi S. 1997. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750Ma to the present. Island Arc, 6(1): 121~142.

Sun Weidong, Ding Xing, Hu Yanhua, Li Xianhua. 2007. The golden transformation of the Cretaceous plate subduction in the west Pacific. Earth and Planetary Science Letters, 262: 533~542.

Yuan Wanming, Yang Zhiqiang, Zhang Zhaochong, Deng Jun. 2011. The uplifting and denudation of main Huangshan Mountains, Anhui Province. Science China (Earth Sciences), 54: 1~9.

Zhou Xinmin, Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. Tectonophysics, 326(3~4): 269~287.

Zhou Xinmin, Sun Tao, Shen Weizhou, Shu Liangshu, Niu Yaolin. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. Episodes, 29(1): 26~33.

Fission Track Dating on the Paodaoling Gold Deposit in the Middle-Lower Yangtze River Metallogenic Belt: Its significance to Tectonic Setting

TIAN Pengfei¹⁾, YANG Xiaoyong²⁾, YUAN Wanming¹⁾, LIU Haitao¹⁾, XUE Bin¹⁾

1) State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083;

2) CAS Key Laboratory of Crust-Mantle Materials and Environments, University of Science and Technology of China, Hefei, 230026

Abstract

The Paodaoling gold deposit regarding as an independent porphyry gold deposit is firstly found in Anqing-Guichi ore district within the middle-lower Yangtze River polymetallic metallogenetic belt. One the study of fission tracks, we analyze the characteristics of structural evolution in the Paodaoling gold deposit. Results show that the mean track lengths range between $11.9 \pm 1.8 \mu\text{m}$ and $13.2 \pm 1.6 \mu\text{m}$, respectively, indicating that intrusions are infulenced by tectonic-thermal events in late stage and controlled by the temperatures of annealing belts in long time. There are unimodal characterstics in the histogram of track lengths. Analyseses of central age ($P(x^2) x^2 > 5\%$) and mixed ages ($P(x^2) x^2 < 5\%$) reflect that the measured AFT ages lie between 123Ma and 19Ma, which is all significantly younger than those of their host rocks. These ages can be divided into five phases, i. e., 123.0Ma, 107Ma, 86Ma, 52Ma, and 19Ma, respectively. The AFT data modeling identifies a four-stage regional cooling history, i. e., the first cooling phase of cooling took place from 150Ma to 90Ma with slow cooling rates; the second phase of cooling took place from 90Ma to 65~58Ma with rapid cooling rates; the third phase of cooling took place from 65~58Ma to 18~12Ma with slow cooling rates; the fourth phase of cooling took place from 18~12Ma to now with rapid cooling rates. Since Middle Jurassic, Jiangnan uplifted belt is controlled by Pacific Plate tectonics. The movements of Pacific Plate are different in various periods, whose directions and intensities directly control the tectonic evolution of Eastern China. Subdivision of measured fission track ages in this area corresponds with the ages of island chains with different occurrences after the formation of the Pacific Ocean. The results of thermal history modeling are related to movements of the Pacific Plate in different periods. Based on the tectonic-thermal history models and tectonic analyseses, we concluded that various stages of thermal history are related to Pacific plate movements in different stages, mixed ages also indicate multiple phases of tectonic activities. Thus we further prove that the stages of tectonic movements in the Guichi area, lower Yangtze metallogenic belt are closely direct response to the Pacific plate activities since Cretaceous.

Key words: Fission track; apatite; thermal history; tectonic setting; Paodaoling gold deposit; Middle-Lower Part of Yangtze Metallogenic Belt