



# 胶东焦家巨型金矿床的剥露历史与保存

张琪彬<sup>1,2,3</sup>, 宋明春<sup>3\*</sup>, 丁正江<sup>3</sup>, 郭美丽<sup>3</sup>, 周明岭<sup>3</sup>, 戴长国<sup>3</sup>, 霍光<sup>3</sup>, 张朋<sup>3</sup>

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 中国科学院矿物学与成矿学重点实验室/广东省矿物物理与材料研究开发重点实验室, 广州 510640;

2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. 山东省地质矿产勘查开发局第六地质大队, 威海 264209

\* 通讯作者, E-mail: mingchuns@163.com

收稿日期: 2021-05-26; 收修改稿日期: 2021-12-16; 接受日期: 2022-01-17; 网络版发表日期: 2022-04-11

国家自然科学基金项目(批准号: U2006201, 41930424)和广东省科技计划项目(编号: 2020B1212060055)资助

**摘要** 焦家巨型金矿床已探明金资源量约1200t, 是中国最大的金矿床. 目前对该矿床剥露历史的研究尚较薄弱, 已获得的低温热年代学数据集中于-1000m标高以浅, 缺乏更深部的数据约束矿床形成后较晚时期的剥露历史. 本文对该矿床典型勘探线剖面-1100~-2000m标高样品的锆石和磷灰石进行裂变径迹测试, 结果表明, 锆石裂变径迹年龄介于(144.2±6.3)~(124.4±5.5)Ma, 代表了样品冷却及受成矿流体热扰动的年龄; 磷灰石裂变径迹年龄介于(28.1±2.6)~(16.2±1.0)Ma, 是金矿床晚期剥露和冷却过程的时间记录. 结合前人对焦家金矿田-1000m以浅的低温热年代学研究, 估算了矿床的剥露速率和剥蚀厚度, 分析了矿床的剥露历史与保存程度. 按抬升冷却速率将矿床的剥露历史分为120~95Ma(快速抬升冷却期)、95~50Ma(较缓慢抬升冷却期)、50~30Ma(缓慢抬升冷却期)和30Ma以来(较快速抬升冷却期)四个阶段. 各阶段分别对应胶东强烈伸展和胶莱盆地火山喷发、胶莱盆地拗陷和巨厚王氏群磨拉石沉积、构造宁静期、胶北隆起顶部临胸群玄武岩喷发等地质事件, 与胶东地区白垩纪以来的盆-山耦合过程相吻合. 获得的矿床剥蚀总厚度为(5.2±1.2)km, 认为矿体的剥蚀程度较弱, 焦家及邻区金矿床深部找矿潜力巨大. 新的研究结果对胶东地区深部找矿具有重要的指示意义和实践价值.

**关键词** 裂变径迹, 剥露历史, 矿床保存, 焦家巨型金矿床, 胶东

## 1 引言

胶东是中国最大的金成矿区, 累计探明金资源量5000余吨(Deng等, 2020a), 其中焦家式破碎带蚀变岩型金矿是区内最重要的金矿类型(李士先, 2007; 宋明春等, 2014), 其金资源量超过4000t. 焦家金矿床是焦家式金矿的典型产地, 通过近年来的深部找矿发现, 以

往作为独立矿床勘查研究的焦家、东季-南吕、寺庄(含后赵)、马塘、朱郭李家、前陈、南吕-欣木和纱岭等区段, 其主矿体在深部相互连接或叠合, 实际为总资源量约1200t的巨型金矿床(宋明春等, 2019), 为中国最大的金矿床. 前人对该矿床的基本特征、成矿时代、矿床地球化学、矿床成因等进行了深入研究, 也对该矿床及其他邻近金矿床成矿后的剥露与保存状况进行

中文引用格式: 张琪彬, 宋明春, 丁正江, 郭美丽, 周明岭, 戴长国, 霍光, 张朋. 2022. 胶东焦家巨型金矿床的剥露历史与保存. 中国科学: 地球科学, 52(7): 1391-1408, doi: 10.1360/SSTe-2021-0137

英文引用格式: Zhang Q, Song M, Ding Z, Guo M, Zhou M, Dai C, Huo G, Zhang P. 2022. Exhumation history and preservation of the Jiaojia giant gold deposit, Jiaodong Peninsula. Science China Earth Sciences, 65(6): 1161-1177, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9887-1>

了研究(柳振江等, 2010; Deng等, 2015; 孙华山等, 2016; Yang等, 2016; Liu等, 2017; Sun等, 2017; Zhang等, 2017, 2019, 2020a; Wang等, 2018).

随着胶东地区深部找矿和科研工作不断取得进展, 矿床的剥蚀程度和深部资源潜力成为地质工作者普遍关心的科学问题. 近年来低温热年代学的飞速发展, 为热液矿床的剥露过程与成矿预测及相关研究提供了技术支持(McInnes等, 2005; Márton等, 2010; Betsi等, 2012; Leng等, 2018; Zhang等, 2020a; 李广伟, 2021; Gong等, 2021; Sun等, 2021). 目前, 金矿床剥露与保存研究中常用的低温热年代学手段包括锆石、磷灰石等矿物的裂变径迹(FT)和U-Th/He, 其中锆石裂变径迹(ZFT)的封闭温度区间为(240±50)°C(Zaun和Wagner, 1985; Hurford, 1986; Berner, 2009), 磷灰石裂变径迹(AFT)的部分退火带温度区间为60~120°C(Green和Duddy, 1989), AFT径迹长度在部分退火带(PAZ, 60~120°C)逐渐缩短, 60°C以下的地质时间尺度上会变得稳定(Gallagher等, 1998). 同一样品的ZFT和AFT会为金成矿后热历史的重建提供依据, AFT的围限径迹长度分布型式可以反演其在部分退火带内的热演化历史(Guedes等, 2005; Malusà和Fitzgerald, 2019).

胶东地区已开展的低温热年代学研究主要集中在焦家断裂和三山岛断裂, 这两条断裂是胶东地区的主要控矿断裂, 二者相向而倾, 焦家断裂倾角较三山岛断裂缓, 根据地质、钻探工程及物探资料推断的断裂倾向及倾角特征, 二者在深部相交. 对三山岛断裂带的三山岛金矿和新立金矿已开展的低温热年代学研究表明, 矿床形成后的冷却与剥露历史较为一致(Liu等, 2017; Zhang等, 2017, 2020a), 其中三山岛金矿开展研究的样品最深达-3650m, 研究认为矿床在100Ma左右发生了快速降温, 然后经历了短暂的热停滞, 在75~55Ma期间发生了再一次的快速降温, 55Ma以来矿床经历了缓慢单调的降温, 估算矿床100Ma以来的剥蚀厚度>5.1km(Liu等, 2017). 对受焦家断裂带控制的焦家金矿田研究表明, 其剥露历史可以分为100~95Ma短时间快速构造剥露和95Ma以来长时间缓慢剥露2个阶段, 95Ma以来的剥露速率和剥蚀厚度分别为30m Ma<sup>-1</sup>和3km(Sun等, 2017); 新城金矿剥露历史分为2个阶段, 早阶段100~15Ma的剥露速率为(50±14)m Ma<sup>-1</sup>, 晚阶段15Ma以来的剥露速率为(93±38)m Ma<sup>-1</sup>, 矿床总剥蚀厚度为(6.1±1.0)km(Zhang等, 2019); 也有研究认为

焦家断裂在55~25Ma经历了缓慢的降温与剥露, 在约25Ma发生快速降温与剥露(Deng等, 2015).

虽然前人已对焦家巨型金矿床周边矿床的低温热年代学进行了详细的研究, 但对矿床剥露阶段的研究尚不够精细, 特别是矿床50Ma以来的剥露历史还需进一步限定, 缺乏焦家断裂带金矿床-1000m以深样品的低温热年代学数据对矿床形成后晚阶段冷却抬升历史的约束; 此外, 矿床深部找矿潜力也需要在低温热年代学的基础上进一步深入分析. 本文选取焦家巨型金矿床-1100~-2000m标高的岩芯开展ZFT和AFT研究, 旨在建立完善金成矿后的热演化历史, 揭示焦家巨型金矿床的剥露历史、保存程度及深部资源潜力, 为焦家成矿带乃至胶东地区深部金矿勘查提供科学依据.

## 2 地质背景

### 2.1 区域地质

胶东位于华北克拉通东南缘和大别-苏鲁超高压变质带东端, 以郯庐断裂为界与鲁西相隔. 胶东包括胶北地体和苏鲁地体两个构造单元, 其中胶北地体由胶北隆起和胶莱盆地构成; 胶北隆起区主要由前寒武纪变质系和中生代侵入岩组成, 胶莱盆地主要由中-新生代陆相火山-沉积岩系组成(图1). 前寒武纪变质岩系主要有中太古-新太古代花岗-绿岩带和古元古-新元古代变质地层. 中生代侵入岩按形成时代可分为晚侏罗世栾家河型花岗岩(160~150Ma)和玲珑型花岗岩(160~150Ma), 早白垩世郭家岭型花岗岩(130~126Ma)、伟德山型花岗岩(118~110Ma)和崂山型花岗岩(120~114Ma)(苗来成等, 1997; 关康等, 1998; Wang等, 1998; 郭敬辉等, 2005; Goss等, 2010; Ma等, 2013), 此外还分布有大量的中基性脉岩(130~110Ma)(Deng等, 2017; 宋明春等, 2019). 胶莱盆地沉积盖层自下而上分别是莱阳群(135~125Ma)、青山群(120~105Ma)和王氏群(88~65Ma)等地层(邱检生等, 2001; 任凤楼等, 2007; 张岳桥等, 2008; 许克民等, 2017). 苏鲁地体是大别-苏鲁超高压变质带的组成部分, 由含榴辉岩的新元古代花岗质片麻岩和少量的古元古代变质地层组成, 发育较多与胶北隆起区同时代的中生代侵入岩.

胶东地区NE-NNE向断裂构造发育, 总体可以分

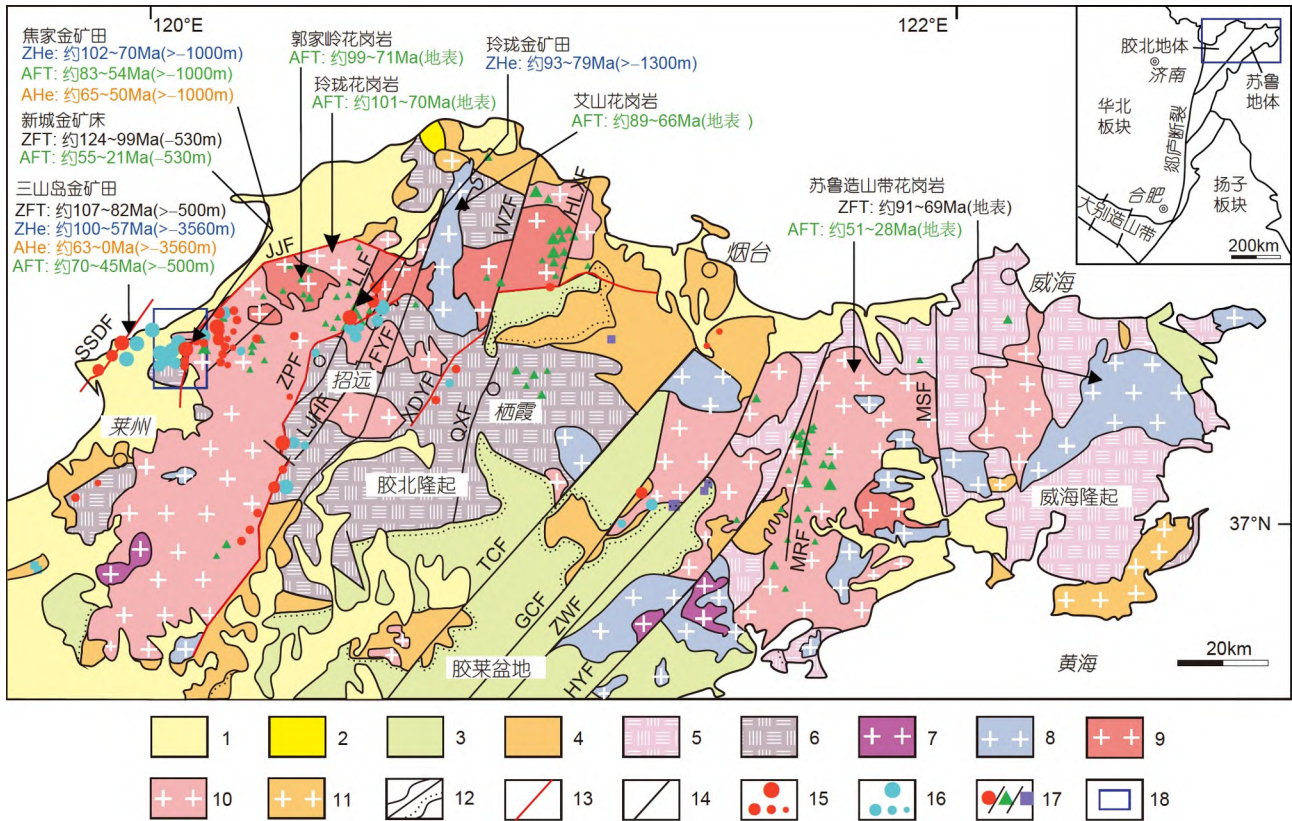


图1 胶东地区区域地质和金矿分布简图

据宋明春等(2019)和Zhang等(2020a)修改。1, 第四系; 2, 新近系、古近系; 3, 白垩系; 4, 古-新元古界; 5, 含榴辉岩的新元古代花岗质片麻岩; 6, 太古宙花岗-绿岩带; 7, 白垩纪崂山型花岗岩; 8, 白垩纪伟德山型花岗岩; 9, 白垩纪郭家岭型花岗岩; 10, 侏罗纪花岗岩; 11, 三叠纪花岗岩; 12, 整合/不整合地质界限; 13, 主要控矿断裂; 14, 其他断裂; 15, 以往探明的浅部金矿床位置(分别代表 $\geq 100t$ 、 $20\sim 100t$ 、 $5\sim 20t$ 、 $< 5t$ 的金矿床); 16, 新探明的深部金矿床位置(代表意义同图例15); 17, 蚀变岩型金矿/石英脉型金矿/其他类型金矿; 18, 研究区位置。SSDF, 三山岛断裂; JJF, 焦家断裂; ZPF, 招远-平度断裂; XDYF, 西林-陡崖断裂; LLF, 玲珑断裂; LJHF, 莱家河断裂; FYF, 丰仪断裂; WZF, 五十里堡-紫现头断裂; QXF, 栖霞断裂; HLXF, 虎路线断裂; TCF, 桃村断裂; GCF, 郭城断裂; ZWF, 朱吴断裂; HYF, 海洋断裂; MRF, 牟平-乳山断裂; MSF, 米山断裂。图中标注了前人测试的低温热年代学数据及位置, 数据来源: Siebel等(2009)、柳振江等(2010)、Deng等(2015)、孙华山等(2016)、Sun等(2017)、Zhang等(2017, 2019, 2020a)、Zhao等(2018)

为三组: (1) 控矿弧形断裂, 焦家式金矿的主要控矿断裂是NE-NNE向断裂叠加于EW向基底构造形成的弧形断裂, 自西向东依次为三山岛、焦家、招远-平度和西林-陡崖等断裂, 断裂在平面上呈曲率较大的“S”型弧形转弯, 剖面上一一般呈上陡下缓的铲式特征, 断裂具多期活动的特点, 弧形断裂的派生断裂控制了石英脉型金矿的产出; (2) NNE向断裂, 主要有玲珑、栾家河、丰仪、五十里堡-紫现头和栖霞等断裂, 断裂走向平直稳定, 倾角一般较陡, 具左行压扭特征; (3) NE向断裂, 主要发育在牟平-即墨一带, 自西向东由桃村、郭城、朱吴、海阳四条主干断裂构成, 断裂近等间距平行展布, 具左行平移特征。

## 2.2 矿床特征

焦家巨型金矿床位于莱州市-招远市的交界处, 矿区面积约 $20\text{km}^2$ , 矿床受控于焦家断裂(图2a), 其下盘的望儿山、河西、侯家等支断裂在平面上构成北东交汇的“入”字型构造, 焦家断裂宽 $50\sim 500\text{m}$ , 平均走向约 $30^\circ$ , 倾向NW, 倾角上陡下缓, 近地表倾角 $60^\circ\sim 70^\circ$ , 深部倾角 $16^\circ\sim 40^\circ$ 。断裂浅部主要发育在玲珑型花岗岩与新太古代变质岩系或郭家岭型花岗岩的接触带上, 深部切入玲珑型花岗岩中。

矿床累计探明金资源量约 $1200t$ (Song等, 2014; 宋明春等, 2019)。探获金矿体500余个, 矿体主要赋存于焦家断裂主裂面(以断层泥为标志)以下的黄铁绢英岩

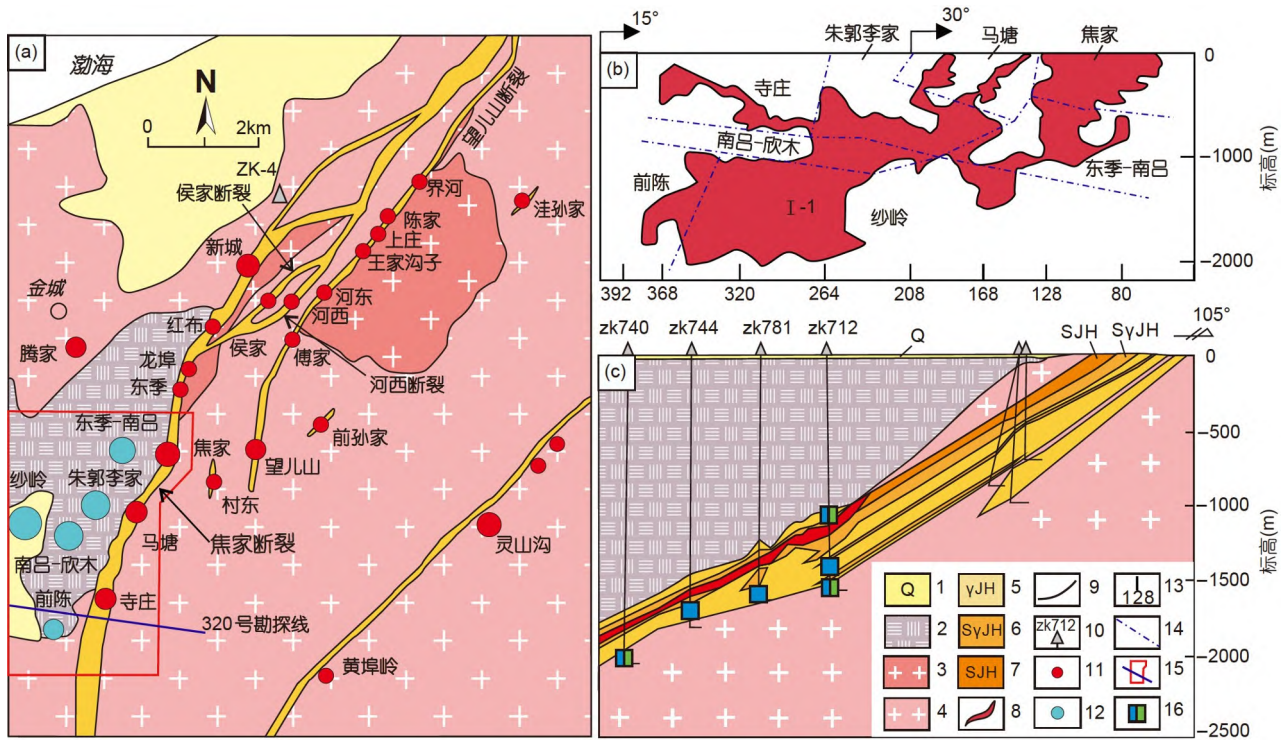


图2 焦家巨型金矿床地质简图及样品采集位置

据宋国政等(2017)和张亮亮等(2020)修改。(a) 焦家断裂带区域地质图; (b) 焦家巨型金矿床垂直纵投影简图, 横轴数字表示地质勘探线的编号; (c) 320号地质勘探线剖面简图。1, 第四系; 2, 早前寒武纪变质岩系; 3, 郭家岭型花岗岩; 4, 玲珑型花岗岩; 5, 黄铁绢英岩化花岗岩; 6, 黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩; 7, 黄铁绢英化碎裂岩; 8, 金矿体; 9, 断层主裂面; 10, 钻孔位置及编号; 11, 浅部金矿(段); 12, 深部金矿床(段); 13, 勘探线; 14, 探矿权(勘查区)边界; 15, 矿床平面位置图及320号勘探线位置; 16, 取样位置(蓝色为磷灰石取样位置, 绿色是锆石取样位置)

化碎裂岩和黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩中, I-1号矿体为主矿体, 其控制的金资源量占矿床总量的90%以上, 已控制矿体走向长近6000m, 最大斜深4900m, 最大控制垂深2015m(图2b和2c)。矿体总体走向30°, 倾向NW, 倾角在25°~38°变化, 平均31°左右(图2c)。矿体厚度1.20~125.64m, 平均厚度15.59m; 金品位一般1.00~23.43g t<sup>-1</sup>, 平均品位3.04g t<sup>-1</sup>。

矿床中焦家断裂下盘蚀变带明显, 自主裂面以下依次为黄铁绢英岩化碎裂岩带、黄铁绢英岩化花岗质碎裂岩带、黄铁绢英岩化花岗岩带、钾化花岗岩带和未蚀变花岗岩。矿石结构主要为压碎结构、晶粒状结构、充填结构、溶蚀结构、交代残余结构和乳滴状结构, 构造主要为浸染状、细脉浸染状、块状、脉状和网脉状构造。主要矿石矿物为自然金和黄铁矿, 其次为方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、毒砂和磁黄铁矿等; 脉石矿物主要为石英、绢云母、长石, 有少量的碳酸盐类矿物。围岩蚀变类型主要有硅化、黄铁绢英岩

化、钾长石化(红化)和碳酸盐化等。

### 2.3 成矿时代

众多学者对焦家巨型金矿床及胶东其他金矿床开展了成矿时代研究, 基本将成矿时间限定在(120±5)Ma之间(张连昌等, 2002; Li等, 2003, 2006, 2008, 2015, 2018a; 胡芳芳等, 2004; Ma等, 2017; Feng等, 2018; Yang等, 2018)。近年来, 通过对焦家金矿(段)和寺庄金矿(段)的热液绢云母开展<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar定年, 获得成矿时间为(120.4±0.7)~(121.0±0.6)Ma和(120.5±0.9)~(121.0±0.9)Ma(Zhang等, 2020b); 对焦家金矿(段)与金矿化密切相关的热液独居石进行SHRIMP/LA-ICP-MS U-Pb定年, 获得成矿年龄为(119.8±2.1)~(121.8±3.6)Ma(Deng等, 2020b)。胶东各种矿化类型的金矿成矿年龄基本一致, 金成矿作用具有瞬时性, 且受同一成矿构造背景和同一流体成矿系统的控制(范宏瑞等, 2005, 2021)。

### 3 样品和测试方法

#### 3.1 样品采集

选择焦家巨型金矿床最典型的320号勘探线, 在控制 I-1号主矿体的ZK712、ZK781、ZK744、ZK740等4个钻孔中的-1100~-2000m标高范围内采集了矿体两侧蚀变花岗岩的6件岩芯样品(表1和图2c), 其中4件样品为黄铁绢英岩化花岗岩样品, 2件样品为弱钾化花岗岩(图3). 所有的样品均进行了AFT实验, 对其中3件样品进行了ZFT实验.

#### 3.2 样品加工和测试方法

对采集的岩石样品进行破碎, 碎样粒径与岩石中磷灰石和锆石矿物颗粒粒度相适应, 其后用传统的磁选和重选进行粗选, 然后在显微镜下挑选用于裂变径迹分析的磷灰石和锆石单矿物颗粒. 裂变径迹测年由 中国地质大学(北京)袁万明团队完成, 分别用环氧树脂和聚四氟乙丙烯透明塑料片将磷灰石和锆石颗粒固定, 制作成光薄片, 并研磨抛光揭露矿物颗粒内表面. 磷灰石样品在恒温21℃的5.5mol L<sup>-1</sup> HNO<sub>3</sub>溶液中蚀刻20s以揭示自发径迹; 锆石样品在210℃下, 使用KOH+NaOH高温熔融物蚀刻20~35h揭示自发径迹(Yuan等, 2003, 2006). 将低铀白云母片作为外探测器盖在光薄片上, 与CN<sub>5</sub>(磷灰石)和CN<sub>2</sub>(锆石)标准铀玻璃(Bellemans等, 1995)一并接受热中子辐照(Yuan等, 2006). 然后在25℃条件下的40%HF溶液中蚀刻白云母外探测器20min揭示诱发径迹. 最后在高精度光学显微镜100倍干物镜下观测统计裂变径迹. 应用IUGS推荐的Zeta常数标定法计算出裂变径迹中心年龄. 实验中根据标准磷灰石矿物的测定, 加权平均得出Zeta常数值(Hurford和Green, 1983). 本次试验获得的磷灰石样

和锆石样Zeta常数分别为(391±17.8)和(88.2±2.9)a cm<sup>-2</sup>. 通过RadialPlotter软件(Vermeesch, 2009)获得1σ误差. 通过卡方检验值 $P(\chi^2)$ 来判别所研究单颗粒裂变径迹年龄是否属于同一组, 通常将 $P(\chi^2)>5\%$ 的样品中所有单颗粒年龄认为属于同组(Galbraith, 1981).

### 4 测试结果

#### 4.1 锆石裂变径迹

三件ZFT中值年龄分布于(144.2±6.3)~(124.4±5.5) Ma(表2和图4). 其中样品ZK712-1的 $P(\chi^2)$ 为53.3%, ZK712-3和ZK740-1的 $P(\chi^2)$ 小于5%. 低的 $P(\chi^2)$ 检测值(<5%)通常被认为是含有至少两组年龄组分(O'Sullivan和Parrish, 1995; Brandon, 2002), 或者是锆石颗粒的辐射损伤导致. 本次实验测试的3件样品原岩均为玲珑型花岗岩中的片麻状中细粒二长花岗岩, 锆石U-Pb同位素年龄为160~157Ma(Ma等, 2013), 因此可以排除不同岩性锆石混合而形成的年龄; 另外, 本次实验锆石单颗粒年龄值与U含量之间没有明显相关性(图4), 所有锆石的U含量均偏低, 变化于34~339ppm (1ppm=1μg g<sup>-1</sup>), 锆石受到辐射损伤应该比较微弱, 可以排除锆石颗粒的辐射损伤导致了低的 $P(\chi^2)$ . 因此, 低 $P(\chi^2)$ 值可能是由少部分锆石颗粒蚀刻不良形成的误差导致(Yang等, 2016; Zhang等, 2017), 在这种情况下, 少量较分散的单粒年龄对中值年龄没有明显的影响(Galbraith, 1984). 因此, 本次的3个ZFT年龄代表了样品冷却到(240±50)℃的时间(Zaun和Wagner, 1985; Hurford, 1986; Bernet, 2009).

样品ZK712-3和ZK740-1均为焦家断裂下盘远离主裂面的弱钾化花岗岩, ZFT年龄分别为(144.2±6.3)和(130.5±6.2)Ma, 且深部样品ZFT年龄相对年轻, 指示这

表1 裂变径迹实验样品信息表<sup>a)</sup>

样品号	岩性	取样标高(m)	相对位置	测试方法	钻孔坐标	
ZK712-1	黄铁绢英岩化花岗岩	-1100	上盘	ZFT、AFT		
ZK712-2	黄铁绢英岩化花岗岩	-1400	下盘	AFT	120°05'34"E	37°22'39"N
ZK712-3	弱钾化花岗岩	-1550	下盘	ZFT、AFT		
ZK781-3	黄铁绢英岩化花岗岩	-1600	下盘	AFT	120°05'16"E	37°22'43"N
ZK744-1	黄铁绢英岩化花岗岩	-1700	下盘	AFT	120°04'58"E	37°22'46"N
ZK740-1	弱钾化花岗岩	-2000	下盘	ZFT、AFT	120°04'39"E	37°22'50"N

a) ZFT为锆石裂变径迹, AFT为磷灰石裂变径迹. 所有样品均为晚侏罗世玲珑型花岗岩

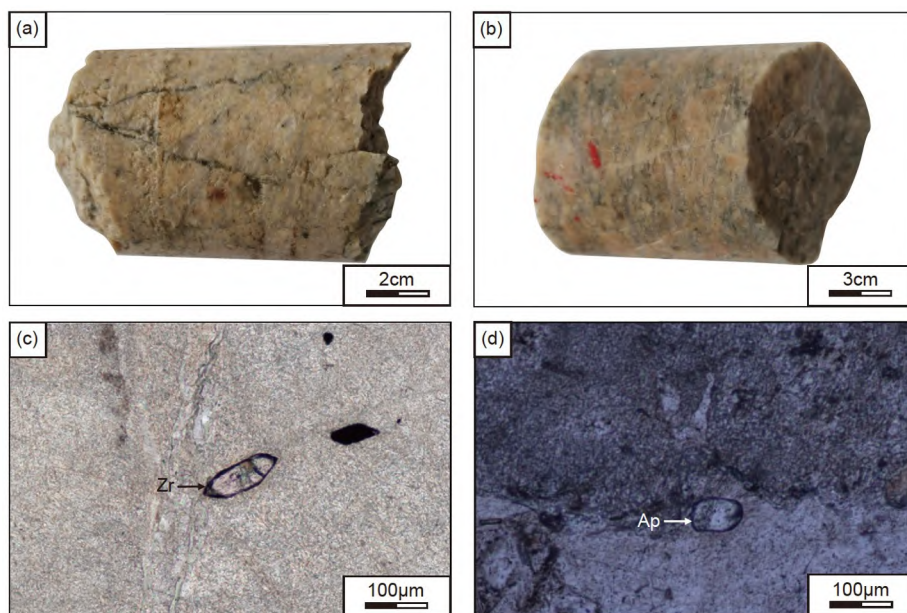


图3 代表性样品岩芯和显微镜下照片

(a) 黄铁绢英岩化花岗岩; (b) 弱钾化花岗岩; (c) 绢英岩化花岗岩中的锆石; (d) 绢英岩化花岗岩中的磷灰石。Zr, 锆石; Ap, 磷灰石

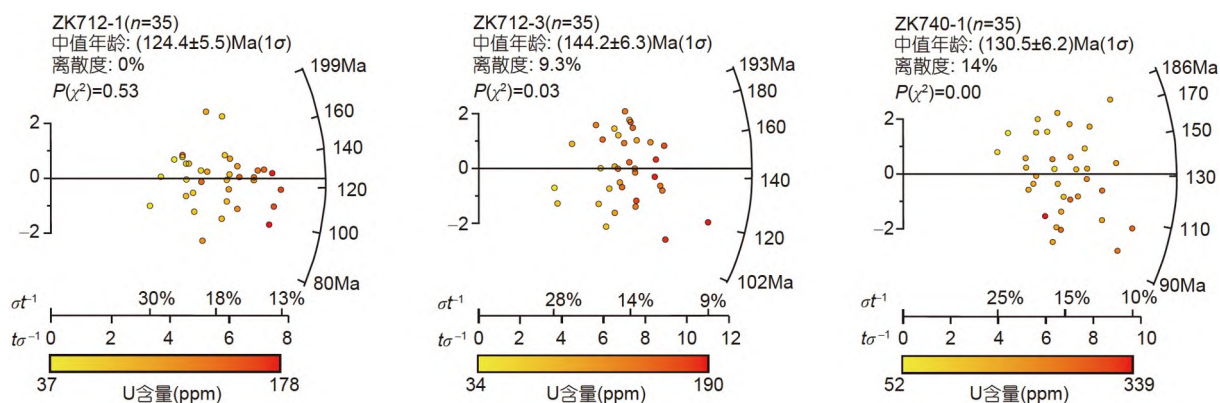


图4 锆石裂变径迹雷达图

通过原点和其中的某个颗粒点所作的直线与右侧弧线上相交点的位置数值即为该单颗粒的锆石裂变径迹年龄。横轴左侧的 $\sigma t^{-1}$ 和 $t\sigma^{-1}$ 分别表示颗粒点的相对误差和精度。通过坐标原点( $X=0, Y=0$ )的水平直线代表ZFT的中值年龄。单颗粒点的颜色在下面标尺中对应的值代表该锆石颗粒中的U含量

两个样品在金成矿前由浅入深依次冷却至ZFT的封闭区间, 样品ZK712-1为焦家断裂上盘靠近主裂面的绢英岩化花岗岩, 具明显的绢云母化蚀变, 发育细脉浸染状黄铁矿化(图3a), 获得的ZFT年龄为(124.4±5.5)Ma, 与120Ma左右胶东地区大规模金成矿年龄相近(Zhang等, 2020b), 其样品深度较上述两个样品更浅, 理论上记录的ZFT年龄应该大于(144.2±6.3)Ma, 推测其受金成矿期热液的改造, ZFT记录的年龄被重置(Yang等,

2016), 然后由于温度下降至ZFT封闭区间, 记录了这一时期的ZFT年龄。

#### 4.2 磷灰石裂变径迹

六件AFT中值年龄分布于(28.1±2.6)~(16.2±1.0)Ma(表3和图5), 除样品ZK744-1的 $P(\chi^2)$ 小于5%之外, 其余5件样品的 $P(\chi^2)$ 介于17.1~100.0%, 均通过了 $P(\chi^2)$ 的检测。AFT围限径迹长度范围为(11.4±2.3)~(12.4±2.0) $\mu\text{m}$ ,

表2 锆石裂变径迹分析结果<sup>a)</sup>

样品号	颗粒数( <i>n</i> )	$\rho_s(10^5 \text{ cm}^{-2})$ ( $N_s$ )	$\rho_i(10^5 \text{ cm}^{-2})$ ( $N_i$ )	$\rho_d(10^5 \text{ cm}^{-2})$ ( $N_d$ )	U(ppm)	$P(\chi^2)(\%)$	中值年龄(Ma) ( $\pm 1\sigma$ )
ZK712-1	35	62.98 (4117)	24.92 (1629)	11.27 (6770)	83	53.3	124.4 $\pm$ 5.5
ZK712-3	35	92.89 (5990)	40.32 (2600)	14.34 (6770)	104	3.3	144.2 $\pm$ 6.3
ZK740-1	35	108.52 (5910)	42.97 (2340)	11.84 (6770)	139	0.0	130.5 $\pm$ 6.2

a)  $\rho_d$ 为标准诱发裂变径迹密度,  $N_d$ 为标准铀玻璃的诱发裂变径迹数,  $\rho_s$ 为自发裂变径迹密度,  $N_s$ 为自发裂变径迹总数;  $\rho_i$ 为诱发裂变径迹密度,  $N_i$ 为诱发裂变径迹数;  $P(\chi^2)$ 为 $\chi^2$ 统计, 是单颗粒年龄与所有颗粒的平均年龄符合的几率量度(%)

表3 磷灰石裂变径迹分析结果<sup>a)</sup>

样品号	颗粒数( <i>n</i> )	$\rho_s(10^5 \text{ cm}^{-2})$ ( $N_s$ )	$\rho_i(10^5 \text{ cm}^{-2})$ ( $N_i$ )	$\rho_d(10^5 \text{ cm}^{-2})$ ( $N_d$ )	U (ppm)	$P(\chi^2)$ (%)	中值年龄(Ma) ( $\pm 1\sigma$ )	$L(\mu\text{m})$ ( $N$ )
ZK712-1	35	0.52 (189)	2.83 (1028)	7.43 (5949)	5	84.9	28.1 $\pm$ 2.6	12.0 $\pm$ 2.1 (99)
ZK712-2	35	0.82 (446)	3.37 (1832)	5.80 (5949)	7	39.7	27.5 $\pm$ 2.0	12.4 $\pm$ 2.0 (101)
ZK712-3	35	0.89 (346)	5.83 (2254)	6.13 (5949)	13	78.5	18.4 $\pm$ 1.4	11.4 $\pm$ 2.3 (107)
ZK781-3	35	0.55 (585)	3.95 (4208)	7.10 (5949)	7	17.1	19.4 $\pm$ 1.3	11.3 $\pm$ 2.3 (103)
ZK744-1	35	0.79 (718)	4.81 (4366)	6.45 (5949)	9	0.0	20.7 $\pm$ 1.5	11.7 $\pm$ 2.6 (100)
ZK740-1	35	0.69 (279)	5.15 (2066)	6.13 (5949)	15	100.0	16.2 $\pm$ 1.0	11.4 $\pm$ 2.2 (103)

a)  $L$ 代表测量AFT围限径迹长度的平均值, 其他参数与表2相同

标准偏差的范围为2.0~2.6 $\mu\text{m}$ (表3), 表明各样品长时间处于磷灰石部分退火带内, 围限径迹长度均为单峰分布, 略具负偏斜特征(图6), 指示样品单调缓慢的通过AFT部分退火带(Gleadow等, 1986, 2002)。

本次研究中有3件样品同时开展了ZFT和AFT的测试分析, 但由于其中2件ZFT样品的 $P(\chi^2)$ 检测值小于5%, 可能会影响热历史模拟的可信度, 而且ZFT年龄和AFT年龄相差较大, 近100Ma的时间差导致模拟的AFT年龄和围限径迹长度与实际测试值相差较大, 模拟的热历史曲线可信度较低, 因此以下只对AFT数据进行热历史模拟。

各样品AFT围限径迹测量条数为99~107, 其热历史模拟结果具有很高的可靠性, 热历史模拟软件是HeFTy(Ketcham, 2012), 退火模型为Ketcham等(2007)。模拟中各样品现在的温度根据山东省第六地质矿产勘查院在招远-平度断裂带北段水旺庄金矿施工的

3000.58m钻孔物探测井数据设定(-1100m处为38 $^{\circ}\text{C}$ , 至-2000m处为60 $^{\circ}\text{C}$ )。模拟中时间-温度限定框选择的时间范围为35~10Ma, 温度范围为60~125 $^{\circ}\text{C}$ , 比实际测试获得的AFT年龄(28.1 $\pm$ 2.6)~(16.2 $\pm$ 1.0)Ma和AFT的部分退火带温度区间(60~120 $^{\circ}\text{C}$ )更广泛, 这些宽泛的设定是为了给模拟曲线更多的模拟空间, 减少人工干扰, 进而获得更加贴合实际的模拟热历史(图6)。模拟终止条件根据模拟的AFT年龄和围限径迹长度与测试数据之间的拟合度值(GOF)设定, 当较好的热历史曲线(GOF>0.5)达到100条时模拟终止, 通常情况下, 同时产生的可以接受热历史曲线(GOF>0.05)至少达到了上千条, 为热历史反演模拟结果提供了可靠的支撑。

所有样品AFT模拟年龄和测试年龄之间的拟合度值(GOF)均大于0.91, 指示模拟年龄值可靠; 但是AFT模拟围限径迹长度和测量围限径迹长度的拟合度(GOF)相对较差, 从模拟围限径迹长度GOF值>0.5的4

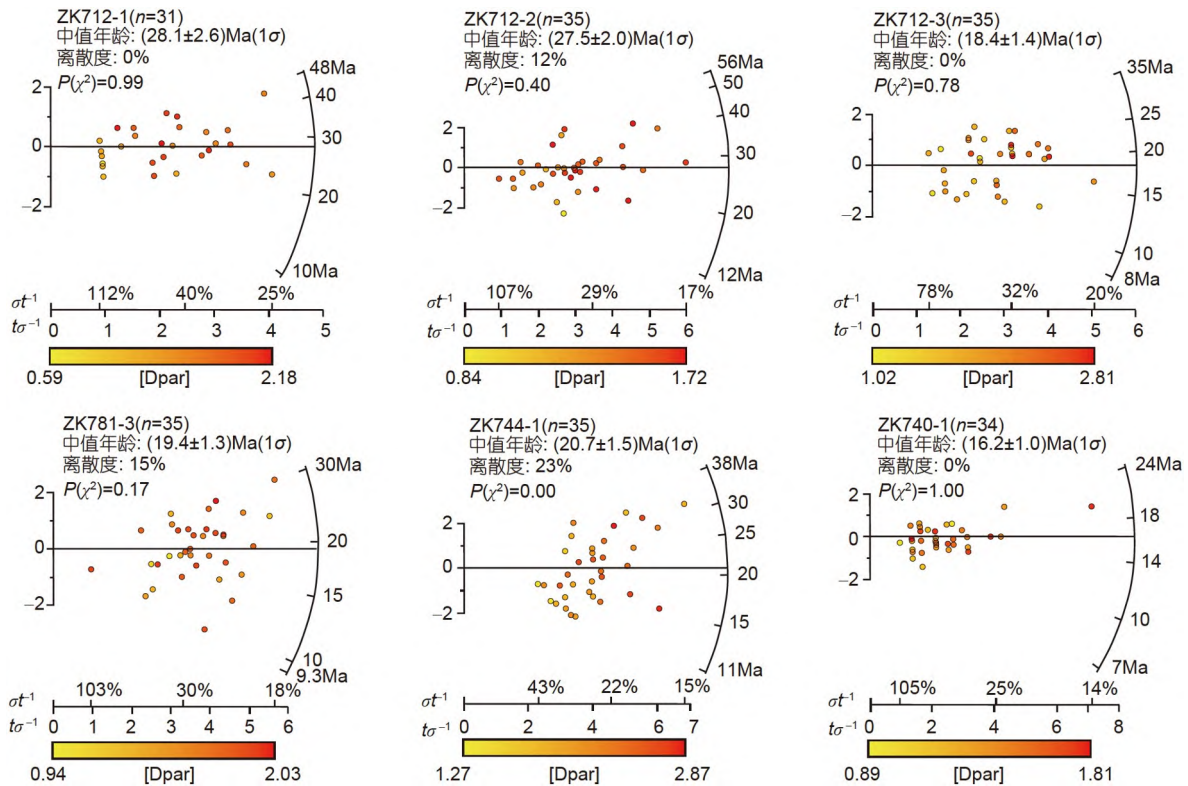


图5 磷灰石裂变径迹雷达图

通过原点和其中的某个颗粒点所作的直线与右侧弧线上相交点的位置数值即为该单颗粒的磷灰石裂变径迹年龄。横轴左侧的 $\sigma^{-1}$ 和 $\tau\sigma^{-1}$ 分别表示颗粒点的相对误差和精度。通过坐标原点( $X=0$ ,  $Y=0$ )的水平直线代表AFT的中值年龄。单颗粒点的颜色在下面标尺中对应的值代表该磷灰石颗粒中的Dpar值。Dpar值代表与磷灰石C轴平行的、与抛光面相交的裂变径迹蚀刻的最大直径

件样品的热历史模拟结果可以看出, 4件样品的热历史模拟曲线形态比较相似, 随着样品深度由浅到深, 各模拟曲线大约在15Ma开始陆续发生了快速的降温(图6)。

## 5 讨论

### 5.1 矿床的剥露速率

基于剖面提取的低温热年代学年龄与高程之间的相关关系, 可以量化造山带和热液矿床的剥露年龄与剥露速率, 也可以用于约束断层的相对滑动距离, 这种方法能够避免古地温梯度对计算结果的影响 (McInnes等, 1999; Reiners和Brandon, 2006; Liu等, 2017; Leng等, 2018)。使用该方法的前提条件是垂直剖面中所有样品的封闭温度等温线处于相同的高度 (Peyton和Carrapa, 2013)。本次研究的样品均取自同一剖面中距离相近的钻孔中, 所有样品的封闭温度等温曲线可以认为都是相似的; 此外, 区域上地形的差别

不是很大, 地形对等温线的影响也可以忽略不计。因此本次研究的样品年龄与深度的关系是相对客观的。

本次研究的AFT样品中有5件取自焦家断裂主裂面(断层泥)的下盘, 另有1件样品(ZK712-1)取自主裂面上盘, 下盘的5件样品获得的AFT年龄集中在(27.5±2.0)~(16.2±1.0)Ma, 而且样品深度和年龄呈线性关系(图7), 剥露速率约为40m Ma<sup>-1</sup>, 估算30~15Ma的剥蚀厚度约600m。上盘的1件样品AFT年龄为(28.1±2.6)Ma, 明显向年龄年轻的方向偏离深度-年龄趋势线, 这可能是其记录AFT年龄后发生了小规模逆断层活动, 使上盘短距离上升导致的(图7)。AFT热历史模拟曲线显示从15Ma开始各样品陆续发生快速冷却, 然后逐渐趋于稳定, 15Ma时各样品的热历史模拟温度由浅入深逐渐增大, 变化于(75±10)~(90±10)°C(图6), 结合各样品现今温度, 15Ma以来的降温差约(35±10)°C, 按照30°C km<sup>-1</sup>(赵明等, 2007)的地温梯度, 计算其剥露速率约80m Ma<sup>-1</sup>, 剥蚀厚度约1200m。



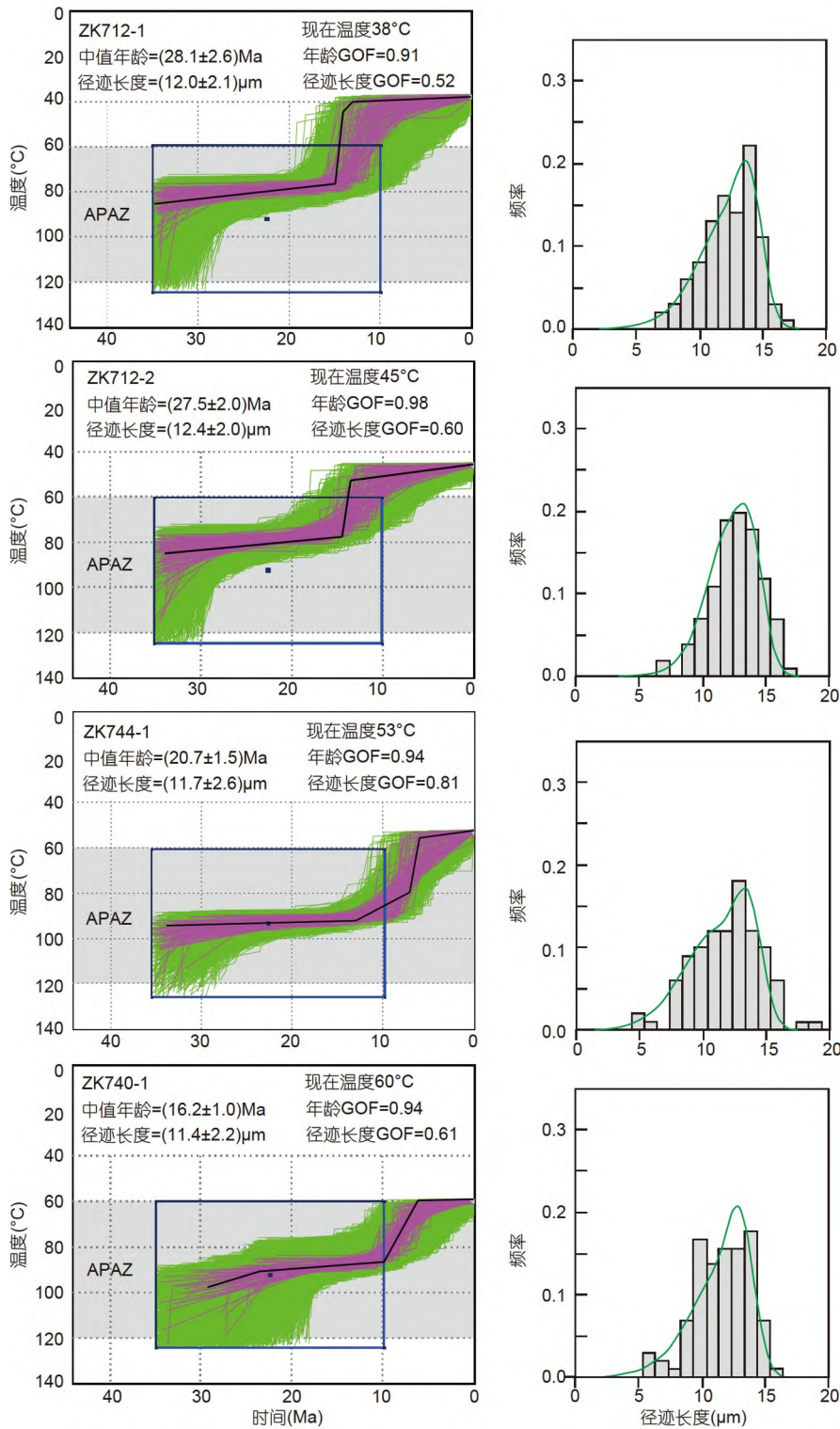


图 6 基于AFT数据的热历史模拟和围限径迹长度分布图

紫色和绿色区域分别代表较好的和可接受的模拟结果, 黑色实线为最佳热历史模拟曲线; 蓝色方框代表模拟的时间-温度限定. 模拟值与实测值之间的契合度为GOF值, 当GOF值>0.5时, 认为模拟结果是较好的; 当GOF值>0.05时, 认为模拟结果是可接受的; APAZ代表磷灰石裂变径迹部分退火带, 温度范围60~120°C

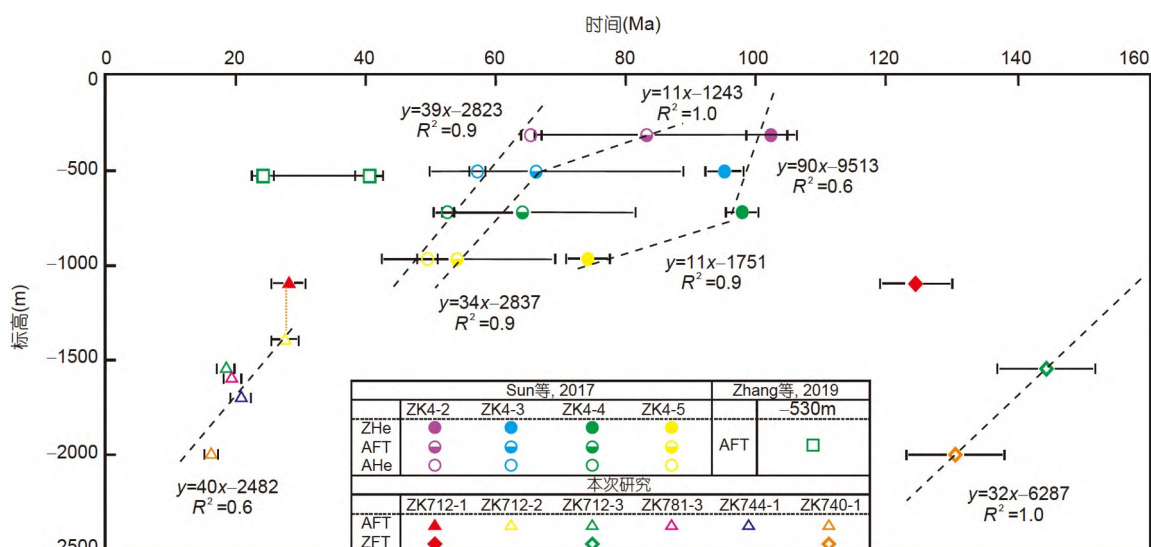


图7 样品标高与低温热年代学年龄关系图

Sun等(2017)对焦家金矿田徐家疃地区钻孔ZK4(孔深1002.84m, 位置见图2)岩芯的低温热年代学研究表明(图7), 焦家断裂于100~95Ma经历短时间的快速构造剥露, 剥露速率约为 $90\text{m Ma}^{-1}$ , 剥蚀厚度约450m; 95Ma以后经历了长时间的较缓慢剥露, 其中95~65Ma剥露速率约为 $11\text{m Ma}^{-1}$ , 剥蚀厚度约330m, 65~50Ma剥露速率约为 $34\sim 39\text{m Ma}^{-1}$ , 剥蚀厚度约550m。

图7中样品ZK4-5(约-1000m标高)的AFT年龄约为54Ma, AHe年龄约为50Ma, 本次研究中获得的焦家断裂主裂面(断层泥)下盘的样品ZK712-2(-1400m标高)AFT年龄为 $(27.5\pm 2.0)\text{Ma}$ , 在这两个年龄和样品深度范围内, 尚未有相应的低温热年代学年龄记录, 按照地温梯度 $40^\circ\text{C km}^{-1}$ 计算(姚合法等, 2006), 两个样品温差约 $20^\circ\text{C}$ , 根据AHe的封闭温度 $40\sim 80^\circ\text{C}$ (Wolf等, 1996, 1998; Farley, 2000), -1000m(50Ma)标高的温度约为 $40\sim 80^\circ\text{C}$ , 推算-1400m标高(50Ma)的温度约为 $60\sim 100^\circ\text{C}$ , 恰处于AFT的部分退火带内( $60\sim 120^\circ\text{C}$ )。样品ZK712-2(-1400m标高)记录的AFT年龄为27.5Ma, 说明其在 $50\sim 27.5\text{Ma}$ 长期处于AFT部分退火带中, 指示这一阶段矿床的剥露极其缓慢。这一结果与前人提出的焦家断裂 $55\sim 25\text{Ma}$ 经历了缓慢降温与抬升基本一致(Deng等, 2015), 新城金矿-530m标高样品获得的AFT年龄为 $(40.5\pm 2.0)\sim (24.1\pm 1.7)\text{Ma}$ (Zhang等, 2019), 同一标高宽泛的AFT年龄也指示这一时间经历了缓慢降温, 样品极为缓慢的通过AFT部分退火带。本文热模拟

曲线揭示的15Ma左右的快速降温也与新城金矿15Ma以后经历的快速抬升降温一致(Zhang等, 2019)。

## 5.2 矿床的剥露与保存历史

本文获得的ZFT年龄分布于 $(144.2\pm 6.3)\sim (124.4\pm 5.5)\text{Ma}$ , 其中样品深度最浅的ZK712-1没有获得理论上相对于其他两个样品更老的ZFT年龄, 而是获得了最为年轻的ZFT年龄 $(124.4\pm 5.5)\text{Ma}$ (图7), 这一时间与胶东地区大规模金成矿年龄相近, 这里认为其受到了金成矿期热液活动的影响, 重置了原来记录的ZFT年龄(Yang等, 2016), 代表了样品受成矿热液扰动的时间。AFT热历史模拟显示, 15Ma开始各样品陆续发生快速冷却, 15Ma时的热历史模拟温度约为 $(75\pm 10)\sim (90\pm 10)^\circ\text{C}$ (图6), 结合ZFT的年龄和封闭温度, 计算出120~15Ma的降温约为 $(155\pm 50)^\circ\text{C}$ , 降温速率为 $(1.5\pm 0.5)^\circ\text{C Ma}^{-1}$ 。按照早白垩世至渐新世的地温梯度 $40^\circ\text{C km}^{-1}$ (姚合法等, 2006), 估算出这一时期总的剥蚀厚度为 $(3.9\pm 1.2)\text{km}$ 。上一节讨论表明100~15Ma的剥蚀厚度约为 $1.9\text{km}$ , 由此推算出120~100Ma的剥蚀厚度约为 $(2.0\pm 1.2)\text{km}$ , 剥蚀速率约为 $(100\pm 60)\text{m Ma}^{-1}$ , 降温速率为 $(4.0\pm 2.2)^\circ\text{C Ma}^{-1}$ 。考虑到岩浆热液体系的温度通常高于围岩的温度(Fu等, 2010), 因此本次计算的120~100Ma剥露速率和剥蚀厚度可能大于实际值。

综上所述, 焦家巨型金矿床自成矿至今的冷却和剥露历史分为以下阶段(表4和图8), 各阶段与胶东地

表4 焦家巨型金矿床成矿后剥露历史

剥露阶段	剥露时间(Ma)	剥露速率(m Ma <sup>-1</sup> )	降温速率(°C Ma <sup>-1</sup> )	剥蚀厚度(km)
快速抬升冷却期	120~95	90~(100±60)	3.6~(4.0±2.2)	2.5±1.2
较缓慢抬升冷却期	95~50	11~36	0.4~1.4	0.9
缓慢抬升冷却期	50~30	-	-	-
较快抬升冷却期	30~0	40~80	1.6~2.4	1.8

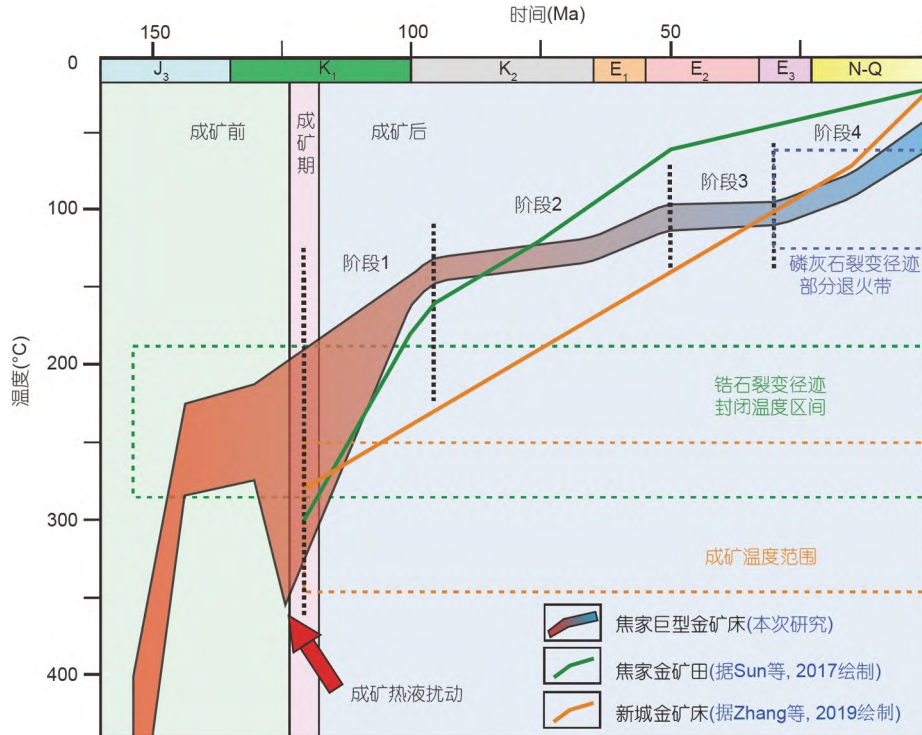


图8 焦家巨型金矿床冷却历史

本次研究中的降温曲线根据表4绘制, 绿色和黄色实线根据Sun等(2017)和Zhang等(2019)绘制

区早白垩世以来盆-山耦合、岩浆-沉积活动及地质构造演化密切相关(图9), 反映了特定的大地构造演化背景。

快速抬升冷却期(120~95Ma), 其中120~100Ma的剥露速率为(100±60)m Ma<sup>-1</sup>, 降温速率为(4.0±2.2)°C Ma<sup>-1</sup>; 100~95Ma的剥露速率为90m Ma<sup>-1</sup>, 降温速率为3.6°C Ma<sup>-1</sup>。这一时期与胶东地区青山群火山岩、伟德山型花岗岩、崂山型花岗岩及大量脉岩的形成时间相吻合, 胶北隆起岩浆活动强烈、断裂构造发育。胶莱盆地进入裂谷盆地演化期, 以发育青山期大规模的火山喷发为特征(邱检生等, 2001; 任凤楼等, 2007; 张岳桥等, 2008)(图9a), 盆地沉降速率为36~70m Ma<sup>-1</sup>(李金

良等, 2007), 沉积最大厚度为9000m(宋明春, 2012)。青山群双峰式火山岩(邱检生等, 2001)和崂山A型花岗岩(赵广涛等, 1998)的发育指示胶东地区发生了强烈的拉张, 郯庐断裂在此期间为伸展正断层(朱光等, 2018), 区域应力场为NWW-SEE向拉张(任凤楼等, 2007; 李金良等, 2007)。这一时期胶东地区发生了大规模热隆-伸展构造作用(宋明春等, 2018), 胶北隆起快速隆升, 胶莱盆地强烈拉张, 导致了金矿床的快速隆升剥蚀。这一过程可能与俯冲的古太平洋板块后撤引起的大陆边缘强烈伸展及克拉通峰期破坏的动力学背景有关(朱日祥等, 2012)。

较缓慢抬升冷却期(95~50Ma), 其中95~65Ma的剥

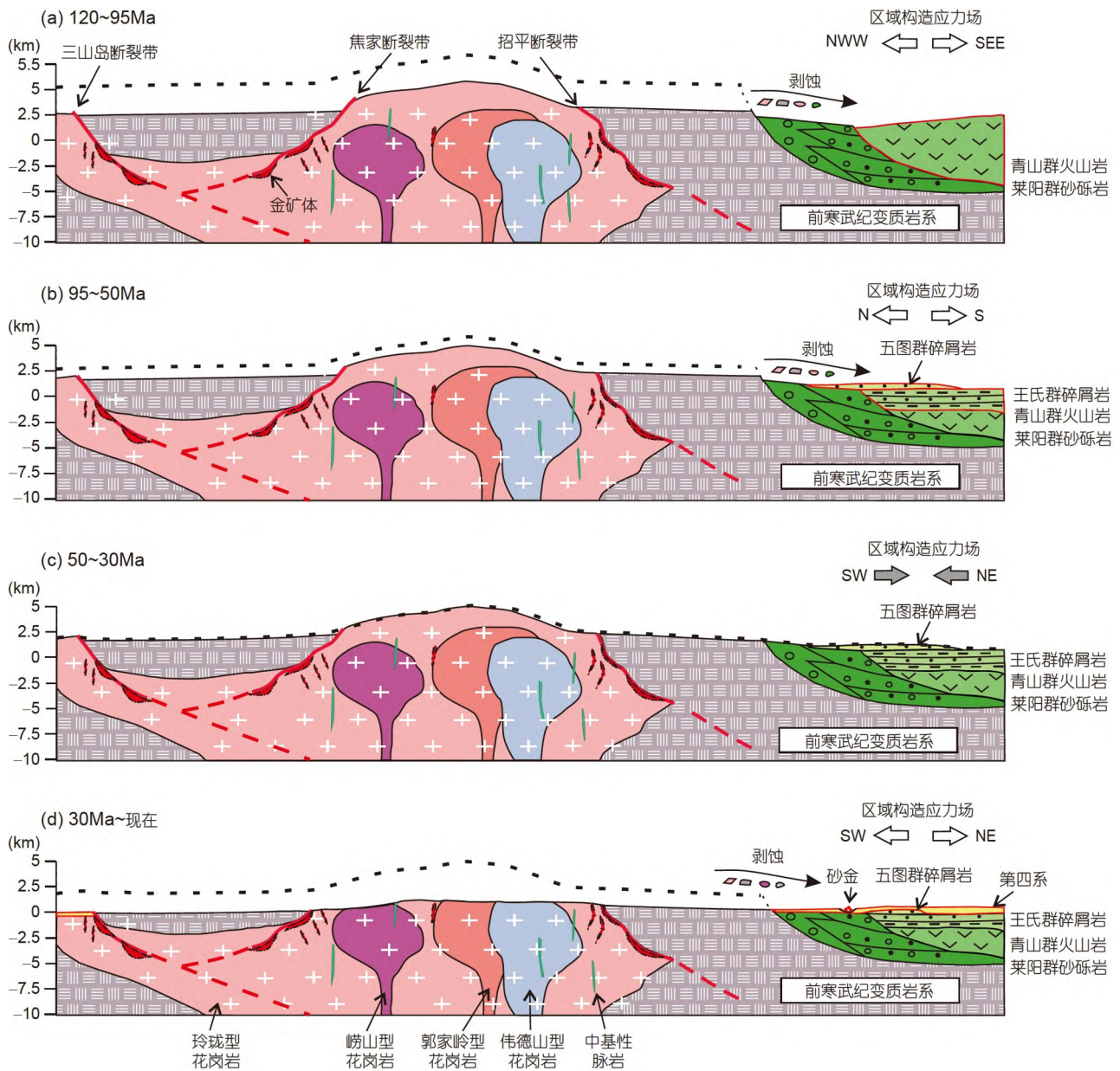


图9 胶北隆起与胶莱盆地耦合演化示意图

露速率为 $11\text{m Ma}^{-1}$ , 降温速率为 $0.4^\circ\text{C Ma}^{-1}$ ; 65~50Ma的剥露速率为 $36\text{m Ma}^{-1}$ , 降温速率为 $1.4^\circ\text{C Ma}^{-1}$ . 这一时期与胶莱盆地晚白垩世王氏群的形成时代(88~65Ma, 张岳桥等, 2008)和始新世早期五图群的形成时代相当(图9b), 王氏群广泛分布于胶莱盆地南北两侧, 为红色砂岩、泥岩、砾岩等碎屑岩系, 夹有少量基性火山岩, 地层厚度1814~6944m(宋明春, 2012), 为快速堆积的磨拉石沉积, 主要特点是大量近山区的

粗碎屑沉积, 沉积物中包含少量胶北隆起早前寒武纪变质岩系和晚侏罗世-早白垩世花岗岩等碎屑, 表明金矿床的直接赋矿围岩已被剥蚀, 但王氏群中尚未发现砂金沉积记录. 这一时期盆地的沉降速率较前一阶段加快为 $60\sim 70\text{m Ma}^{-1}$ (李金良等, 2007), 胶莱盆地进入拗陷盆地演化期. 五图群分布较局限, 仅见于郯庐断裂带附近, 为含煤、油页岩的河湖相泥岩-碎屑岩沉积, 主要岩性为砂岩、泥岩、砾岩夹油页岩、煤层、泥灰

岩,最大沉积厚度1372m(宋明春, 2012). 这一时期岩浆活动较上一时期明显减弱, 华北克拉通东部于早、晚白垩世之间(100~90Ma)发生由伸展向挤压的构造反转事件(张岳桥等, 2004, 2007), 标志了华北克拉通东部峰期破坏的结束(Wu等, 2005; 朱日祥等, 2012), 大规模岩石圈减薄导致的快速构造剥露作用已经不存在, 区域总体处于构造稳定阶段(Xu, 2001; Xu等, 2004, 2009). 晚白垩世华北克拉通东部进入岩浆活动的平静期, 整体处于近南北向的弱伸展环境(朱光等, 2018), 导致了胶东地区剥蚀抬升速率明显下降.

缓慢抬升冷却期(50~30Ma). 由于缺乏相应低温热年代学年龄与深度之间的关系, 没有对剥露速率和降温速率进行估算. 本次研究通过与Sun等(2017)获得低温热年代学数据对比研究认为, 这一时期经历了极其缓慢的抬升冷却, Zhang等(2019)获得新城金矿-530m标高样品的AFT年龄为41~24Ma, 这一宽泛的年龄也指示这一时期经历了缓慢的降温. 胶东地区缺乏同时代的沉积和岩浆活动地质记录, 表明这一时期为构造岩浆活动间歇期, 胶东地区没有发生重要的地质构造活动(图9c). 这一时期是华北克拉通岩石圈减薄的末期, 时间范围可能持续到晚白垩世-古新世(Xu等, 2009), 也有人认为至渐新世末才结束(Li等, 2014, 2017), 区域总体处于构造宁静期.

较快速抬升冷却期(30Ma以来), 其中30~15Ma的剥露速率为 $40\text{m Ma}^{-1}$ , 降温速率为 $1.6^\circ\text{C Ma}^{-1}$ ; 15Ma以来的剥露速率为 $80\text{m Ma}^{-1}$ , 降温速率为 $2.4^\circ\text{C Ma}^{-1}$ . 这一时期剥露和降温速率明显快于前面两个时期, 是金矿床在95Ma以来剥露和降温速率最快的时期. 25Ma以后, 中国东部大陆玄武岩喷发活动增长加速并在第四纪达到高峰, 反映这一时期碳酸盐化橄榄岩地幔大规模上涌(李曙光和汪洋, 2018). 15Ma以来的快速抬升冷却与胶东地区新近纪临胸群和第四纪沉积时间一致, 临胸群主要是上新世的尧山组玄武岩, 第四系除广泛分布的河湖相、海滨、山前松散沉积物外, 也有少量玄武岩出露. 在尧山组玄武岩的沉积砂层中和胶北隆起山间、河谷和滨海砂层中均发现有砂金沉积(图9d), 这说明15Ma以来胶东地区构造岩浆活动较前期明显增强, 地壳抬升剥蚀速度增大, 金矿床于上新世被剥露出地表, 在随后的沉积过程中形成砂金. 中新世中晚期菲律宾板块快速向欧亚板块俯冲挤压, 使中国东部沉降带发生构造反转(索艳慧等, 2017), 可能

是导致包括胶东在内的地壳冷却抬升速率加快的原因.

### 5.3 对深部找矿的启示

本文通过低温热年代学方法估算焦家巨型金矿床的剥蚀厚度约为 $(5.2\pm 1.2)\text{km}$ (表4). 前人估算焦家金矿田95Ma以来剥蚀厚度为3km(Sun等, 2017), 新城金矿的剥蚀厚度为 $(6.1\pm 1.0)\text{km}$ (Zhang等, 2019), 邻区三山岛金矿床的剥蚀厚度 $>5.1\text{km}$ (Liu等, 2017); 通过对三山岛金矿主成矿阶段流体包裹体的研究, 估算成矿深度 $>4\text{km}$ (Fan等, 2003), 这一深度代表了测试样品的形成深度, 也指示了成矿后的剥蚀厚度; 根据对蓬莱大柳行地区郭家岭和艾山侵入体侵位深度的研究, 116Ma之后岩体至少剥蚀了5km(Li等, 2018b). 上述数据均显示胶东西北部及有关金矿床的剥蚀厚度在5km左右.

前人对胶东金矿流体包裹体研究表明, 成矿流体为中高温( $200\sim 400^\circ\text{C}$ , 主要在 $250\sim 350^\circ\text{C}$ )、较低盐度( $0\sim 10\text{wt.}\%\text{NaCl eq.}$ )的 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2\pm\text{CH}_4$ 系统(Ridley和Diamond, 2000; Fan等, 2003; Groves等, 2003; Bodnar等, 2014), 与中深成脉状金矿成矿流体特征相似, 成矿深度一般为5~10km(叶天竺等, 2014). 相对于前述5km左右的剥蚀厚度, 焦家及邻区金矿床深部找矿空间很大.

在胶东矿集区南侧的胶莱盆地中王氏群的最大沉积厚度达6944m, 其最早沉积时间晚于金成矿时代约30Ma, 尚未发现砂金沉积记录, 仅在零星分布的上新世临胸群尧山组底部砂层和第四纪河流、滨海砂层中发现有少量砂金沉积, 这些含砂金的地层厚度均较小, 指示金矿床被剥蚀的程度很弱. 目前胶东地区已探明金矿多在-2000m标高以浅, 最深的探索钻孔(孔深: 4006.17m)位于三山岛金矿深部的西岭矿区, 在3500m附近揭露厚度几十米的断裂破碎蚀变带, 山东省地质科学院在焦家巨型金矿床深部实施的ZK01孔(孔深: 3266.06m), 在2810~2854m处揭露到多层工业矿体(于学峰等, 2019), 这说明在目前已证实的-2000m标高以深, 还有很大的深部找矿潜力; 已有研究表明, 焦家断裂和三山岛断裂沿倾斜方向呈铲式、阶梯式展布(宋明春等, 2012; Song等, 2012), 向深部倾角逐渐变缓并交会, 断裂倾角陡缓转折处和较平缓部位是金矿体的主要富集部位, 根据地质与地球物理探测和深部钻探推断, 焦家与三山岛断裂大约在-5000m标高, 结合前

述的剥蚀程度、成矿深度、深部钻探验证、矿体的富集部位和断裂向深部的延伸等证据综合分析认为, 焦家断裂和三山岛断裂在其延伸范围的-5000m标高以浅具备良好的金成矿条件和巨大的找矿潜力。

综上所述, 在目前已探明的焦家巨型金矿床及周边金矿床的深部尚具有垂向上3000m的找矿空间, 按照胶东地区目前已在-2000m标高以浅深度范围内探明5000余吨金资源量估算, -5000m标高以浅深度范围内金资源总量超过万吨的估计是可信的(宋英昕等, 2017)。

## 6 结论

(1) 获得ZFT年龄为(144.2±6.3)~(124.4±5.5)Ma, AFT年龄为(28.1±2.6)~(16.2±1.0)Ma。前者代表样品冷却及受成矿流体热扰动的年龄, 后者是金矿床剥露和冷却过程的记录。

(2) 焦家巨型金矿床经历了四个阶段的剥露历史, 120~95Ma快速抬升冷却阶段的剥露速率为90~(100±60) m Ma<sup>-1</sup>, 降温速率为3.6~(4.0±2.2) °C Ma<sup>-1</sup>; 95~50Ma较缓慢抬升冷却阶段的剥露速率为11~36 m Ma<sup>-1</sup>, 降温速率为0.4~1.4 °C Ma<sup>-1</sup>; 50~30Ma的缓慢抬升冷却阶段没有对剥露速率和降温速率进行估算; 30Ma以来较快速抬升冷却阶段的剥露速率为40~80 m Ma<sup>-1</sup>, 降温速率为1.6~2.4 °C Ma<sup>-1</sup>。

(3) 焦家及邻区金矿床的剥露过程与胶东地区白垩纪以来的盆-山耦合密切相关: 在快速抬升冷却阶段, 胶东地区发生强烈的热隆-伸展构造, 胶莱盆地裂陷拉张形成青山群火山-沉积岩系, 胶北隆起区快速隆升伴随大量侵入岩浆活动; 在较缓慢抬升冷却阶段, 胶莱盆地拗陷沉降形成王氏群磨拉石沉积, 胶北隆起抬升速率变慢, 金矿床的赋矿直接围岩被剥蚀; 在缓慢抬升冷却阶段, 胶东地区表现为构造宁静期; 在较快速隆升剥蚀阶段, 发生了新近纪玄武岩喷发和第四纪沉积事件, 金矿床被剥露至地表。

(4) 焦家巨型金矿床的剥蚀厚度为(5.2±1.2)km, 矿体被剥蚀程度较弱, 深部具备良好的金成矿条件和巨大的找矿潜力。

**致谢** 感谢中国科学院广州地球化学研究所牛贺才研究员、中国地质科学院杨天南研究员、中山大学田云涛

教授和中国地质大学(北京)张良老师的建议, 作者受益匪浅; 感谢山东省地质矿产勘查开发局第六地质大队王斌工程师的有益探讨, 感谢编委和四位匿名审稿人对本文提出的宝贵意见和建议, 使稿件的质量得到了极大的提升。

## 参考文献

- 范宏瑞, 胡芳芳, 杨进辉, 沈昆, 翟明国. 2005. 胶东中生代构造体制转折过程中流体演化和金的大规模成矿. 岩石学报, 21: 1317-1328
- 范宏瑞, 蓝廷广, 李兴辉, Santosh M, 杨奎锋, 胡芳芳, 冯凯, 胡换龙, 彭红卫, 张永文. 2021. 胶东金成矿系统的末端效应. 中国科学: 地球科学, 51: 1504-1523
- 关康, 罗镇宽, 苗来成, 黄佳展. 1998. 胶东招掖郭家岭型花岗岩锆石 SHRIMP年代学研究. 地质科学, 57: 64-74
- 郭敬辉, 陈福坤, 张晓曼, Siebel W, 翟明国. 2005. 苏鲁超高压带北部中生代岩浆侵入活动与同碰撞-碰撞后构造过程: 锆石U-Pb年代学. 岩石学报, 21: 1281-1301
- 胡芳芳, 范宏瑞, 杨进辉, 万渝生, 刘敦一, 翟明国, 金成伟. 2004. 胶东乳山含金石英脉型金矿的成矿年龄: 热液锆石SHRIMP法U-Pb测定. 科学通报, 12: 1191-1198
- 李广伟. 2021. 构造地貌与低温热年代学若干问题探讨. 地质学报, 95: 214-226
- 李金良, 张岳桥, 柳宗泉, 任凤楼, 袁嘉音. 2007. 胶莱盆地沉积-沉降史分析与构造演化. 中国地质, 34: 240-250
- 李士先. 2007. 胶东金矿地质. 北京: 地质出版社. 423
- 李曙光, 汪洋. 2018. 中国东部大地幔楔形成时代和华北克拉通岩石圈减薄新机制——深部再循环碳的地球动力学效应. 中国科学: 地球科学, 48: 809-824
- 柳振江, 王建平, 郑德文, 刘家军, 刘俊, 付超. 2010. 胶东西北部金矿剥蚀程度及找矿潜力和方向——来自磷灰石裂变径迹热年代学的证据. 岩石学报, 26: 3597-3611
- 苗来成, 罗镇宽, 黄佳展, 关康, Wang L G, McNaughton N J, Groves D I. 1997. 山东招掖金矿带内花岗岩类侵入体锆石SHRIMP研究及其意义. 中国科学D辑: 地球科学, 27: 207-213
- 邱检生, 王德滋, 罗清华, 刘洪. 2001. 鲁东胶莱盆地青山组火山岩的<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar定年——以五莲分岭山火山机构为例. 高校地质学报, 7: 351-355
- 任凤楼, 张岳桥, 邱连贵, 柳忠泉, 王大华. 2007. 胶莱盆地白垩纪构造应力场与转换机制. 大地构造与成矿学, 31: 157-167
- 宋国政, 闫春明, 曹佳, 郭志峰, 鲍中义, 刘国栋, 李山, 范家盟, 刘彩杰. 2017. 胶东焦家成矿带超千米深部金矿勘查突破及意义——以纱岭矿区为例. 黄金科学技术, 25: 19-27
- 宋明春. 2012. 山东省地质矿产图集. 济南: 山东省地图出版社. 111
- 宋明春, 伊丕厚, 徐军祥, 崔书学, 沈昆, 姜洪利, 袁文花, 王化江.

2012. 胶西北金矿阶梯式成矿模式. 中国科学: 地球科学, 42: 992–1000
- 宋明春, 李三忠, 伊丕厚, 崔书学, 徐军祥, 吕古贤, 宋英昕, 姜洪利, 周明岭, 张丕建, 黄太岭, 刘长春, 刘殿浩. 2014. 中国胶东焦家式金矿类型及其成矿理论. 吉林大学学报(地球科学版), 44: 87–104
- 宋明春, 李杰, 李世勇, 丁正江, 谭现峰, 张照录, 王世进. 2018. 鲁东晚中生代热隆-伸展构造及其动力学背景. 吉林大学学报(地球科学版), 48: 941–964
- 宋明春, 宋英昕, 丁正江, 魏绪峰, 孙绍立, 宋国政, 张军进, 张丕建, 王永国. 2019. 胶东焦家和三山岛巨型金矿床的发现及有关问题讨论. 大地构造与成矿学, 43: 92–110
- 宋英昕, 宋明春, 丁正江, 魏绪峰, 徐韶辉, 李杰, 谭现峰, 李世勇, 张照录, 焦秀美, 胡弘, 曹佳. 2017. 胶东金矿集区深部找矿重要进展及成矿特征. 黄金科学技术, 25: 4–18
- 索艳慧, 李三忠, 曹现志, 李奎瑶, 刘鑫, 曹花花. 2017. 中国东部中生代反转构造及其记录的大洋板块俯冲过程. 地学前缘, 24: 249–267
- 孙华山, 韩静波, 申玉科, 刘浏, 冷双良, 许冲, 杨巧梅, 葛凤建, 欧阳淑冰, 邓旭. 2016. 胶西北玲珑、焦家金矿田锆石(U-Th)/He年龄及其对成矿后剥露程度的指示. 地球科学, 41: 644–654
- 许克民, 旷红伟, 秦杰, 汪又平, 彭楠, 宁振国, 张富中, 柳永清. 2017. 山东胶莱盆地K-Pg界线新发现. 中国地质, 44: 194–195
- 姚合法, 任玉林, 申本科. 2006. 渤海湾盆地中原地区古地温梯度恢复研究. 地学前缘, 13: 135–140
- 叶天竺, 吕志成, 庞振山, 张德会, 刘士毅, 王全明, 刘家军, 程志中, 李超岭, 肖克炎, 甄世民, 杜泽忠, 陈正乐. 2014. 勘查区找矿预测理论与方法(总论). 北京: 地质出版社. 703
- 于学峰, 杨德平, 李大鹏, 单伟, 熊玉新, 迟乃杰, 刘鹏瑞, 于雷亨. 2019. 胶东焦家金矿带3000m深部成矿特征及其地质意义. 岩石学报, 35: 2893–2910
- 张连昌, 沈远超, 刘铁兵, 曾庆栋, 李光明, 李厚民. 2002. 山东胶莱盆地北缘金矿Ar-Ar法和Rb-Sr等时线年龄与成矿时代. 中国科学D辑: 地球科学, 32: 727–734
- 张亮亮, 马生明, 朱立新, 林少一, 周明岭, 徐忠华, 王建. 2020. 胶东焦家断裂带蚀变岩非镜像对称特征及其地质意义. 大地构造与成矿学, 44: 276–288
- 张岳桥, 赵越, 董树文, 杨农. 2004. 中国东部及邻区早白垩世裂陷盆地构造演化阶段. 地学前缘, 11: 123–133
- 张岳桥, 李金良, 张田, 袁嘉音. 2007. 胶东半岛牟平-即墨断裂带晚中生代运动学转换历史. 地质论评, 53: 289–300
- 张岳桥, 李金良, 张田, 董树文, 袁嘉音. 2008. 胶莱盆地及其邻区白垩纪-古新世沉积构造演化历史及其区域动力学意义. 地质学报, 82: 1229–1257
- 赵广涛, 王德滋, 曹钦臣, 于联生. 1998. I-A型复合花岗岩体的热演化及其意义——以崂山花岗岩体为例. 中国科学D辑: 地球科学, 28: 296–302
- 赵明, 陈小明, 季峻峰, 张哲, 张耘. 2007. 济阳坳陷古近系原型盆地中绿泥石的成分演化特征及其盆地古地温梯度. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 1141–1149
- 朱光, 刘程, 顾承申, 张帅, 李云剑, 苏楠, 肖世柳. 2018. 郯庐断裂带晚中生代演化对西太平洋俯冲历史的指示. 中国科学: 地球科学, 48: 415–435
- 朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天愉. 2012. 华北克拉通破坏. 中国科学: 地球科学, 42: 1135–1159
- Bellemans F, De^Corte F, Van Den^Haute P. 1995. Composition of SRM and CN U-doped glasses: Significance for their use as thermal neutron fluence monitors in fission track dating. *Radiat Meas*, 24: 153–160
- Bernet M. 2009. A field-based estimate of the zircon fission-track closure temperature. *Chem Geol*, 259: 181–189
- Betsi T B, Lentz D, McInnes B, Evans N J, Hanley J. 2012. Emplacement ages and exhumation rates for intrusion-hosted Cu-Mo-Sb-Au mineral systems at Freegold Mountain (Yukon, Canada): Assessment from U-Pb, Ar-Ar, and (U-Th)/He geochronometers. *Can J Earth Sci*, 49: 653–670
- Bodnar R J, Sanchez P L, Moncada D, Steele-MacInnes M. 2014. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. In: Holland H D, Turekian K K, eds. *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Amsterdam: Elsevier. 119–142
- Brandon M T. 2002. Decomposition of mixed grain age distributions using binomfit. *Am Mineral*, 24: 13–18
- Deng J, Wang C M, Bagas L, Carranza E J M, Lu Y J. 2015. Cretaceous-Cenozoic tectonic history of the Jiaojia Fault and gold mineralization in the Jiaodong Peninsula, China: Constraints from zircon U-Pb, illite K-Ar, and apatite fission track thermochronometry. *Miner Depos*, 50: 987–1006
- Deng J, Liu X, Wang Q, Dilek Y, Liang Y. 2017. Isotopic characterization and petrogenetic modeling of Early Cretaceous mafic dike—Lithospheric extension in the North China Craton, eastern Asia. *GSA Bull*, 129: 1379–1407
- Deng J, Yang L Q, Groves D I, Zhang L, Qiu K F, Wang Q F. 2020a. An integrated mineral system model for the gold deposits of the giant Jiaodong Province, eastern China. *Earth-Sci Rev*, 208: 103274
- Deng J, Qiu K F, Wang Q F, Goldfarb R, Yang L Q, Zi J W, Geng J Z, Ma Y. 2020b. *In situ* dating of hydrothermal monazite and implications for the geodynamic controls on ore formation in the Jiaodong gold province, eastern China. *Econ Geol*, 115: 671–685
- Fan H R, Zhai M G, Xie Y H, Yang J H. 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China. *Miner Depos*, 38: 739–750

- Farley K A. 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *J Geophys Res*, 105: 2903–2914
- Feng K, Fan H R, Hu F F, Yang K F, Liu X, Shangguan Y N, Cai Y C, Jiang P. 2018. Involvement of anomalously As-Au-rich fluids in the mineralization of the Heilan'gou gold deposit, Jiaodong, China: Evidence from trace element mapping and *in-situ* sulfur isotope composition. *J Asian Earth Sci*, 160: 304–321
- Fu F Q, McInnes B I A, Evans N J, Davies P J. 2010. Numerical modeling of magmatic-hydrothermal systems constrained by U-Th-Pb-He time-temperature histories. *J Geochem Explor*, 106: 90–109
- Galbraith R F. 1981. On statistical models for fission track counts. *Math Geol*, 13: 471–478
- Galbraith R F. 1984. On statistical estimation in fission track dating. *Math Geol*, 16: 653–669
- Gallagher K, Brown R, Johnson C. 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 26: 519–572
- Gleadow A J W, Duddy I R, Green P F, Lovering J F. 1986. Confined fission track lengths in apatite: A diagnostic tool for thermal history analysis. *Contr Mineral Petrol*, 94: 405–415
- Gleadow A J W, Belton D X, Kohn B P, Brown R W. 2002. Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite. *Rev Mineral Geochem*, 48: 579–630
- Gong L, Kohn B P, Zhang Z, Xiao B, Wu L, Chen H. 2021. Exhumation and preservation of paleozoic porphyry Cu deposits: Insights from the Yandong Deposit, Southern Central Asian Orogenic Belt. *Econ Geol*, 116: 607–628
- Goss S C, Wilde S A, Wu F Y, Yang J H. 2010. The age, isotopic signature and significance of the youngest Mesozoic granitoids in the Jiaodong Terrane, Shandong Province, North China Craton. *Lithos*, 120: 309–326
- Green P F, Duddy I R. 1989. Some comments on paleotemperature estimation from apatite fission track analysis. *J Pet Geol*, 12: 111–114
- Groves D I, Goldfarb R J, Robert F, Hart C J R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Econ Geol*, 98: 1–29
- Guedes S, Hadler N J C, Iunes P J, Oliveira K M G, Moreira P A F P, Tello S C A. 2005. Kinetic model for the annealing of fission tracks in zircon. *Radiat Meas*, 40: 517–521
- Hurford A J, Green P F. 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chem Geol*, 41: 285–317
- Hurford A J. 1986. Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib Mineral Petrol*, 92: 413–427
- Ketcham R A, Carter A, Donelick R A, Barbarand J, Hurford A J. 2007. Improved measurement of fission-track annealing in apatite using  $c$ -axis projection. *Am Miner*, 92: 789–798
- Ketcham R A. 2012. User's Manual for HeFTy Version 1.7.5. Apatite to Zircon, Inc. Viola, Idaho, U.S.A
- Leng C B, Cooke D R, Hou Z Q, Evans N J, Zhang X C, Chen W T, Danišik M, McInnes B I A, Yang J H. 2018. Quantifying exhumation at the giant Pulang porphyry Cu-Au deposit using U-Pb-He dating. *Econ Geol*, 113: 1077–1092
- Li H Y, Huang X L, Guo H. 2014. Geochemistry of Cenozoic basalts from the Bohai Bay Basin: Implications for a heterogeneous mantle source and lithospheric evolution beneath the eastern North China Craton. *Lithos*, 196–197: 54–66
- Li H Y, Xu Y G, Ryan J G, Whattam S A. 2017. Evolution of the mantle beneath the eastern North China Craton during the Cenozoic: Linking geochemical and geophysical observations. *J Geophys Res Solid Earth*, 122: 224–246
- Li J W, Vasconcelos P M, Zhang J, Zhou M F, Zhang X J, Yang F H. 2003.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constraints on a temporal link between gold mineralization, magmatism, and continental margin transtension in the Jiaodong gold province, Eastern China. *J Geol*, 111: 741–751
- Li J W, Vasconcelos P, Zhou M F, Zhao X F, Ma C Q. 2006. Geochronology of the Pengjiakuang and Rushan gold deposits, eastern Jiaodong gold province, Northeastern China: Implications for regional mineralization and geodynamic setting. *Econ Geol*, 101: 1023–1038
- Li Q L, Chen F, Yang J H, Fan H R. 2008. Single grain pyrite Rb-Sr dating of the Linglong gold deposit, eastern China. *Ore Geol Rev*, 34: 263–270
- Li X H, Fan H R, Yang K F, Hollings P, Liu X, Hu F F, Cai Y C. 2018a. Pyrite textures and compositions from the Zhuangzi Au deposit, southeastern North China Craton: Implication for ore-forming processes. *Contrib Mineral Petrol*, 173: 73–92
- Li X H, Fan H R, Zhang Y W, Hu F F, Yang K F, Liu X, Cai Y C, Zhao K D. 2018b. Rapid exhumation of the northern Jiaobei Terrane, North China Craton in the Early Cretaceous: Insights from Al-in-hornblende barometry and U-Pb geochronology. *J Asian Earth Sci*, 160: 365–379
- Li Y J, Li S R, Santosh M, Liu S A, Zhang L, Li W T, Song Y X, Wang B X. 2015. Zircon geochronology, geochemistry and stable isotopes of the Wang'ershan gold deposit, Jiaodong Peninsula, China. *J Asian Earth Sci*, 113: 695–710
- Liu X, Fan H R, Evans N J, Yang K F, Danišik M, McInnes B I A, Qin K Z, Yu X F. 2017. Exhumation history of the Sanshandao Au deposit, Jiaodong: Constraints from structural analysis and (U-Th)/He thermochronology. *Sci Rep*, 7: 7787



- Ma L, Jiang S Y, Dai B Z, Jiang Y H, Hou M L, Pu W, Xu B. 2013. Multiple sources for the origin of Late Jurassic Linglong adakitic granite in the Shandong Peninsula, eastern China: Zircon U-Pb geochronological, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos*, 162-163: 251–263
- Ma W D, Fan H R, Liu X, Pirajno F, Hu F F, Yang K F, Yang Y H, Xu W G, Jiang P. 2017. Geochronological framework of the Xiadian gold deposit in the Jiaodong province, China: Implications for the timing of gold mineralization. *Ore Geol Rev*, 86: 196–211
- Malusà M G, Fitzgerald P G. 2019. Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Cham: Springer. 1–393
- Márton I, Moritz R, Spikings R. 2010. Application of low-temperature thermochronology to hydrothermal ore deposits: Formation, preservation and exhumation of epithermal gold systems from the Eastern Rhodopes, Bulgaria. *Tectonophysics*, 483: 240–254
- McInnes B I A, Farley K A, Sillitoe R H, Kohn B P. 1999. Application of apatite (U-Th)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile. *Econ Geol*, 94: 937–947
- McInnes B I A, Evans N J, Fu F Q, Garwin S. 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Rev Mineral Geochem*, 58: 467–498
- O'Sullivan P B, Parrish R R. 1995. The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: A case study from the Coast Ranges, British Columbia. *Earth Planet Sci Lett*, 132: 213–224
- Peyton S L, Carrapa B. 2013. An introduction to low-temperature thermochronologic techniques, methodology, and applications. In: Knight C N, Cuzella J J, Cress L D, eds. *Application of Structural Methods to Rocky Mountain Hydrocarbon Exploration and Development: AAPG Studies in Geology, Volume 65*. Boulder: AAPG. 15–36
- Reiners P W, Brandon M T. 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 34: 419–466
- Ridley J R, Diamond L W. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. In: Hagemann S G, Brown P E, eds. *Reviews In Economic Geology Volume 13—Gold in 2000*. Society of Economic Geologists. 141–162
- Siebel W, Danišik M, Chen F. 2009. From emplacement to unroofing: Thermal history of the Jiazishan gabbro, Sulu UHP terrane, China. *Miner Petrol*, 96: 163–175
- Song M C, Wan G P, Cao C G, He C Y. 2012. Geophysical-geological interpretation and deep-seated gold deposit prospecting in San-shandong-Jiaojia area, eastern Shandong Province, China. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 86: 640–652
- Song M C, Deng J, Yi P H, Yang L Q, Cun S X, Xu J X, Zhou M L, Huang T L, Song G Z, Song Y X. 2014. The kiloton class Jiaojia gold deposit in eastern Shandong Province and its genesis. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 88: 801–824
- Sun H S, Li H, Liu L, Chen Q M, Yang H, Wu P. 2017. Exhumation history of the Jiaodong and its adjacent areas since the Late Cretaceous: Constraints from low temperature thermochronology. *Sci China Earth Sci*, 60: 531–545
- Sun M, Lin S Y, Zhang F F, Wang Y H, Xue C J, Zhang T T, Guo J W, Wen X Y. 2021. Post-ore change and preservation of the late Paleozoic Tuwu porphyry Cu deposit in Eastern Tianshan, NW China: Constraints from geology and apatite fission track thermochronology. *Ore Geol Rev*, 137: 104297
- Vermeesch P. 2009. RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiat Meas*, 44: 409–410
- Wang J P, Liu Z J, Liu J. 2018. Exhumation of the Mesozoic Guojialing Granodiorite: Implication for the preservation of gold deposits in the Jiaobei Terrane, China. *Resour Geol*, 68: 51–64
- Wang L G, Qiu Y M, McNaughton N J, Groves D I, Luo Z K, Huang J Z, Miao L C, Liu Y K. 1998. Constraints on crustal evolution and gold metallogeny in the Northwestern Jiaodong Peninsula, China, from SHRIMP U-Pb zircon studies of granitoids. *Ore Geol Rev*, 13: 275–291
- Wolf R A, Farley K A, Silver L T. 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochim Cosmochim Acta*, 60: 4231–4240
- Wolf R A, Farley K A, Kass D M. 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chem Geol*, 148: 105–114
- Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, Zhang X O, Yang J H. 2005. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 103–119
- Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the archaean lithospheric keel beneath the sino-korean craton in China: Evidence, timing and mechanism. *Phys Chem Earth Part A-Solid Earth Geodesy*, 26: 747–757
- Xu Y G, Huang X L, Ma J L, Wang Y B, Iizuka Y, Xu J F, Wang Q, Wu X Y. 2004. Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China Craton: Constraints from SHRIMP zircon U-Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong. *Contrib Mineral Petrol*, 147: 750–767
- Xu Y G, Li H Y, Pang C J, He B. 2009. On the timing and duration of the destruction of the North China Craton. *Sci Bull*, 54: 3379–3396
- Yang L Q, Deng J, Wang Z L, Zhang L, Goldfarb R J, Yuan W M, Weinberg R F, Zhang R Z. 2016. Thermochronologic constraints on

- evolution of the Linglong Metamorphic Core Complex and implications for gold mineralization: A case study from the Xiadian gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China. *Ore Geol Rev*, 72: 165–178
- Yang K F, Jiang P, Fan H R, Zuo Y B, Yang Y H. 2018. Tectonic transition from a compressional to extensional metallogenic environment at ~120 Ma revealed in the Hushan gold deposit, Jiaodong, North China Craton. *J Asian Earth Sci*, 160: 408–425
- Yuan W M, Zhang X T, Dong J Q, Tang Y H, Yu F S, Wang S C. 2003. A new vision of the intracontinental evolution of the eastern Kunlun Mountains, Northern Qinghai-Tibet plateau, China. *Radiat Meas*, 36: 357–362
- Yuan W M, Carter A, Dong J Q, Bao Z K, An Y C, Guo Z. 2006. Mesozoic-Tertiary exhumation history of the Altai Mountains, northern Xinjiang, China: New constraints from apatite fission track data. *Tectonophysics*, 412: 183–193
- Zaun P E, Wagner G A. 1985. Fission-track stability in zircons under geological conditions. *Nucl Tracks Radiat Meas*, 10: 303–307
- Zhang L, Yang L Q, Wang Y, Weinberg R F, An P, Chen B Y. 2017. Thermochronologic constrains on the processes of formation and exhumation of the Xinli orogenic gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China. *Ore Geol Rev*, 81: 140–153
- Zhang L, Yang L Q, Weinberg R F, Groves D I, Wang Z L, Li G W, Liu Y, Zhang C, Wang Z K. 2019. Anatomy of a world-class epizonal orogenic-gold system: A holistic thermochronological analysis of the Xincheng gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China. *Gondwana Res*, 70: 50–70
- Zhang L, Groves D I, Yang L Q, Wang G W, Liu X D, Li D P, Song Y X, Shan W, Sun S C, Wang Z K. 2020a. Relative roles of formation and preservation on gold endowment along the Sanshandao gold belt in the Jiaodong gold province, China: Importance for province- to district-scale gold exploration. *Miner Depos*, 55: 325–344
- Zhang L, Weinberg R F, Yang L Q, Groves D I, Sai S X, Matchan E, Phillips D, Kohn B P, Miggins D P, Liu Y, Deng J. 2020b. Mesozoic orogenic gold mineralization in the Jiaodong Peninsula, China: A focused event at 120±2 Ma during cooling of pregold granite intrusions. *Econ Geol*, 115: 415–441
- Zhao R, Wang Q F, Liu X F, Santosh M, Yuan W M, Wang W. 2018. Uplift history of the Jiaodong Peninsula, eastern North China Craton: Implications for lithosphere thinning and gold mineralization. *Geol Mag*, 155: 979–991

(责任编辑: 陈华勇)