

# 广东省河台金矿区糜棱岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及其地质意义\*

焦骞骞<sup>1,2,3</sup> 许德如<sup>1\*\*</sup> 陈根文<sup>1</sup> 陈延生<sup>4</sup> 张建岭<sup>1,2</sup> 高亦文<sup>4</sup> 于亮亮<sup>1,2</sup> 邹少浩<sup>1,2</sup>

JIAO QianQian<sup>1,2,3</sup>, XU DeRu<sup>1\*\*</sup>, CHEN GenWen<sup>1</sup>, CHEN YanSheng<sup>4</sup>, ZHANG JianLing<sup>1,2</sup>, GAO YiWen<sup>4</sup>, YU LiangLiang<sup>1,2</sup> and ZOU ShaoHao<sup>1,2</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 广州 510640

2. 中国科学院大学,北京 100049

3. 中南大学有色金属成矿预测教育部重点实验室,长沙 410083

4. 广东省地质局第五地质大队 肇庆 526600

1. CAS Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. MOE Key Laboratory of Metallogenetic Prediction of Nonferrous Metals, Central South University, Changsha 410083, China

4. The 5<sup>th</sup> Brigade of Guangdong Geological Bureau, Zhaoqing 526600, China

2016-01-02 收稿, 2016-11-20 改回.

Jiao QQ, Xu DR, Chen GW, Chen YS, Zhang JL, Gao YW, Yu LL and Zou SH. 2017. Zircon LA-ICP-MS U-Pb age of mylonite in the Hetai goldfield, Guangdong Province of South China and the geological implication. *Acta Petrologica Sinica*, 33(6): 1755–1774

**Abstract** The Hetai goldfield, located in Gaoyao area of Guangdong Province of South China, is a typical ductile shear related gold deposit. LA-ICP-MS U-Pb zircon dating on hydrothermal origin zircons from mylonite and protomylonite were carried out to constrain the metamorphism and deformation times of ductile shear zones, further to reveal the role of mylonitization in gold mineralization. Two weighted mean ages were obtained: an early sinistral ductile shearing at ca. 240Ma suggested by the hydrothermal zircon rims from mylonite; and a late dextral ductile-brittle shearing at ca. 204Ma suggested by the hydrothermal zircon grains from protomylonite. Therefore, the Hetai goldfield was subjected to two Indosinian shearing events that are also common in South China. Given the published geochronology data of the Hetai goldfield, the gold mineralization ages (Yanshanian) significantly postdate the ductile deformation. The inherited zircons (the zircon cores) from the mylonite suggest that the Yunkai Group formed in early stage of Early Paleozoic rather than Precambrian. Moreover, it may be possible to determine the forming mechanism of hydrothermal zircon based on the distinction of Lu-Hf isotope between the hydrothermal and inherited zircon. The compositions of the Yunkai Group are associated to the magmatite that may have been derived from the remelting of 1.8Ga earth crust.

**Key words** Mylonite; Hydrothermal zircon; LA-ICP-MS U-Pb zircon dating; Lu-Hf isotope; Hetai gold deposit; Guangdong Province

**摘要** 河台金矿区位于广东省高要市境内,普遍认为其是典型的韧性剪切带型金矿。本次对采自韧性剪切带中的糜棱岩和初糜棱岩样品进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年,以约束剪切带的活动时代,并为金矿化事件提供依据。利用糜棱岩中的热液锆石约束韧性剪切带的变质变形时间,获得两组年龄:糜棱岩中热液锆石增生边加权平均年龄约为 240Ma,代表左旋运动的年龄;初糜棱岩中热液锆石加权平均年龄约为 204Ma,代表右旋运动的年龄。因此,矿区在印支期可能经历过两期剪切变形,并且这两期变形事件在整个华南都是普遍存在的。结合前人对矿化时间的研究,河台金矿的成矿时间(燕山期)要晚于韧

\* 本文受国家重点研发计划重点专项(2016YFC0600401)、中南大学有色金属成矿预测教育部重点实验室开放基金项目(2016YJSJ003)和中国地质调查局项目(12120114052801)联合资助。

第一作者简介:焦骞骞,男,1986年生,博士生,构造地质学专业,E-mail: 289284567@qq.com

\*\* 通讯作者:许德如,男,1966年生,研究员,博士生导师,主要从事大陆边缘与成矿学研究,E-mail: xuderu@gig.ac.cn

性剪切带的形成时间(印支期)。样品中继承性锆石(糜棱岩中核部锆石)年龄显示云开群最晚沉积时间为早古生代早期,而非前寒武地层。另外,本次研究还测试了锆石的 Lu-Hf 同位素,实验表明,可以根据热液锆石与继承性锆石的 Lu-Hf 同位素关系,判定热液锆石的形成条件。云开群的成岩物质主要来自 1.8Ga 地壳增生事件所形成的地壳物质发生重熔而产生的岩浆岩。

关键词 糜棱岩;热液锆石;LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年;Lu-Hf 同位素;河台金矿;广东

中图法分类号 P588.332; P597.3

河台金矿位于广东省高要市境内,是粤东桂西地区最大的金矿。因该金矿严格受韧性剪切带的控制,被普遍认为其是典型的韧性剪切带型金矿(周崇智和段嘉瑞,1988;段嘉瑞等,1992a; Zhang *et al.*, 2001; 龚贵伦等,2010; 蔡建新,2012; Zhu *et al.*, 2014)。矿区内分布有多条韧性剪切带,但只有少数几条含矿,主要为 11 号糜棱岩带(高村矿床)、9 号糜棱岩带(云西矿床)、12 号和 13 号糜棱岩带(后迳矿床)、18 号糜棱岩带(河海矿床)等。其中高村和云西矿床是现今勘探开发的主要对象,已累积提交 50t 金储量。由于金矿体与韧性剪切带关系密切,两者间的成因联系,特别是相关的成岩成矿年龄及构造变形与金矿化事件一直是讨论的热点,但仍存在不同看法。

对于韧性剪切带是否可以导致成矿一直存在较大争议,周崇智和段嘉瑞(1988)、段嘉瑞等(1992a)、邓军等(1998)、李晓峰和华仁民(2000)认为金矿形成是构造成岩成矿作用的产物,而更多的学者认为糜棱岩化只能形成金矿化,金矿形成于热液蚀变期(Couture and Pilote, 1993; 翟伟等,2006; Zhang *et al.*, 2001; Zhu *et al.*, 2014)。为了探讨韧性剪切带与金矿化之间的关系,前人利用不同方法对河台金矿含金韧性剪切带形成时间及金矿的成矿时间进行了约束。对于韧性剪切带的形成时间,前人多通过白云母、黑云母<sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar 法进行定年(Zhang and Cai, 2009; 王成辉等,2012)。对于河台金矿的成矿时代,国内学者采用不同定年方法进行了研究,并且得到不同的年龄,如石英全溶法 Rb-Sr 年龄为 172 ± 2Ma(翟伟等,2004);富硫化物石英脉锆石 U-Pb 年龄为 492 ± 16Ma(翟伟等,2005);磁黄铁矿 Re-Os 年龄为 175.5 ± 4.3Ma(王成辉等,2012)。

近十年来,利用韧性剪切带中热液锆石 U-Pb 定年方法对韧性剪切带的形成及演化时代进行约束得到尝试和应用。例如,朱永峰和宋彪(2006)试图利用糜棱岩中热液锆石对新疆天格尔糜棱岩化花岗岩进行定年,但由于热液增生边太窄未能得出准确的年龄;李再会等(2012)利用热液锆石对高黎贡剪切带内花岗质糜棱岩进行了定年,获得 38Ma 的剪切带年龄;李长民等(2012)利用热液锆石对冀西北后沟金矿田脆韧性剪切带进行定年,获得 154Ma 的剪切年龄。Lopez-Sanchez *et al.* (2015) 试图通过锆石对 Vivero 断层(韧性剪切带)的活动时限进行限定,Vivero 断层是伊比利亚地区海西期造山带的一条剪切带,在 Vivero 剪切带附近分布一系列深成侵入体,选取 6 个侵入体进行定年。从这 6 个侵入体中挑出了不同形态的锆石,有些具有典型的岩浆锆石特点(样品

DGP-5、DGP-6),而有些具有核边结构(样品 DGP-9)。DGP-9 是变形(糜棱岩化)的花岗岩中的锆石,具有良好的晶型,从 CL 图像上可以看出暗色边切割核部区域,暗示其是在热液流体作用下溶解再沉淀形成的(Lopez-Sanchez *et al.*, 2015)。DGP-9 中暗色的热液增生边年龄为 287Ma,要晚于岩浆锆石年龄,因此将其作为 Vivero 剪切带的活动下限。Kirkland *et al.* (2009) 利用 SIMS、LA-ICP-MS、WDS 等分析方法对挪威 Hjelmsøy 韧性剪切带中的热液锆石、独居石进行定年。其中锆石具有典型的核边结构,根据 O 同位素及 REE 特征的差异,热液锆石可能有两种成因,即直接从锆饱和热液中结晶出来的锆石以及受低温热液蚀变形成的退晶化锆石。通过各种方法测得的热液锆石年龄与独居石年龄近于一致,因此,热液锆石可以用于约束韧性剪切带的变形时间。基于前人的这些工作,本文试图通过对广东省河台金矿区含金韧性剪切带内的糜棱岩化岩石进行 U-Pb 定年,以进一步探讨韧性剪切带的活动时间,及其与金矿成矿之间的关系。

## 1 地质背景

大地构造位置上,河台金矿位于钦杭结合带南段,吴川-四会断裂与广宁-罗定断裂的交汇部位(Zhang and Cai, 2009; 周永章等,2012; 丁汝鑫等,2015; 徐德明等,2015)(图 1)。

钦杭结合带作为扬子与华夏两大古陆块碰撞拼贴形成的巨型板块结合带(杨明桂和梅勇文,1997; 杨明桂等,2009; Shu *et al.*, 2011; 周永章等,2012),经历了复杂的地质演化史。早新元古代两陆块拼合形成华南板块并成为罗迪尼亚大陆的一部分,中-晚新元古代由于罗迪尼亚大陆的裂解而形成夭折裂谷。进入寒武纪以来,钦杭结合带至少还经历了 3 次构造热事件,即早古生代中晚期(约 420 ~ 460Ma)、三叠纪(印支期)和侏罗纪-白垩纪(燕山期)(Wang *et al.*, 2011),表现为加里东期和印支期的碰撞造山,燕山期的伸展,而海西期则相对平静,并形成相应的沉积建造、岩浆岩体及构造活动形迹。周永章等(2012)进一步将钦杭结合带分为北、中、南三段,其中,南段位于南岭以南区域,大致与云开-十万大山带相当,与北段、中段具有一致的演化史。河台金矿所处的钦杭结合带南段出露地层较全,从中元古界到新生界均有分布(图 1)。在加里东期构造运动作用下,出现大量 S 型花岗岩或混合花岗岩类,例如信宜花岗岩(彭松柏等,2006; 王磊等,2013)。印支早期产生了大范围的 S 型

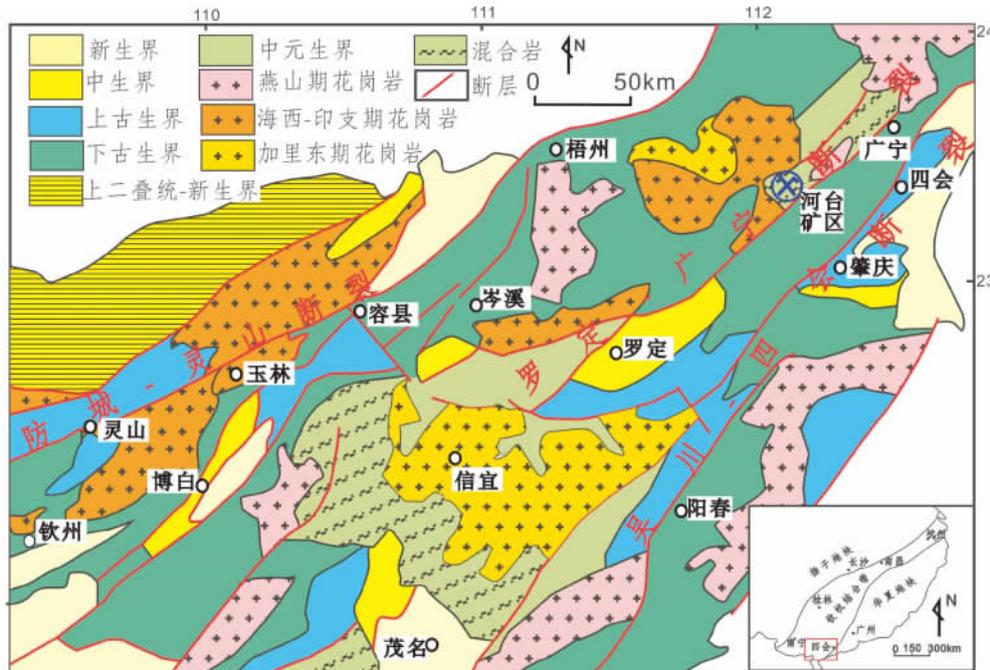


图1 河台金矿区域地质图(据丘元禧和梁新权,2006;彭松柏等,2006;周永章等,2012)

Fig.1 Regional geological map of Hetai gold deposit (after Qiu and Liang, 2006; Peng et al., 2006; Zhou et al., 2012)

花岗岩或混合花岗岩类,例如在广宁-罗定动力变质带北东段 特别是河台金矿区附近(邱小平,2004);在防城-灵山断裂带附近大容山-十万大山也有大量S型花岗岩(祁昌实等,2007)。而在燕山期出现I型花岗岩类的侵位(蔡明海等,2002;邱小平,2004)及一系列的Cu-W-Zn-Ag矿床(Pirajno and Bagas,2002;毛景文等,2011)。区域上构造线以NE-NNE方向为主,可见几条近于平行的剪切带系统,例如防城-灵山断裂,罗定-广宁断裂,吴川-四会断裂等。这些区域性大断裂(韧性剪切带)主要是在印支期造山作用下经过约248~220Ma和220~200Ma两期构造活动形成的(Wang et al., 2007a),并且控制着区域内矿产的分布和产出。印支期造山运动奠定了中国东部的构造格局,对于区域构造发展、岩浆活动及变质作用有重要的影响(Huang et al., 1987; Ren, 1991; Wang et al., 2007a)。

## 2 矿床地质特征

河台矿区及外围出露的地层主要有云开群C组、奥陶系、志留系(图2)。云开群C组分布在矿区北部,为一套整体无序的变质岩组成,岩性以石英绢云母片岩、二云母石英片岩、变粒岩、片麻岩、混合岩、混合花岗岩等为主,局部遭受强烈韧性剪切作用形成糜棱岩系列岩石,河台金矿的矿体就产于这些糜棱岩带中。对于云开群C组,前人多认为是元古代(周国强等,1996;叶真华等,2000)地层,而最近十年的研究表明其沉积时间最晚可以到早古生代(Wan et al., 2010; Wang et al., 2007b, 2011; Chen et al., 2012; 周雪瑶

等,2015);其发生变质的时间可能主要是在奥陶纪晚期到志留纪早期,与加里东期的造山作用有关(455±10Ma,覃小锋等,2006;438±8Ma,Wan et al., 2010;446±12Ma,Wang et al., 2012);之后,在印支期造山作用下(约240Ma)局部发生了混合岩化(Wang et al., 2007b, 2011; Wan et al., 2010)。另外,其遭受韧性剪切的时间也可能主要在印支期(Wang et al., 2007a; 丁汝鑫等,2015)。奥陶系与志留系分布在矿区南部,以薄层浅变质砂岩、粉砂岩、及薄层板岩为主,通过F1断裂与云开群断层接触。矿区西部出露云楼花岗岩体,为中粒黑云母二长花岗岩、黑云母斜长花岗岩,侵位时间为中三叠世(锆石U-Pb,241.9±3.3Ma,凌井生等,1992),属印支期产物;矿区东北部侵入伍村巨斑状黑云母花岗岩,侵入时代为晚侏罗世(单颗粒锆石U-Pb年龄153.6±2.1Ma,翟伟等,2005),属燕山期侵入体。

河台金矿严格受断裂控制,产在宝鸭塘-坑尾断裂带(F1断裂)的次级构造(ML9、ML11等糜棱岩带)中(图2)。宝鸭塘-坑尾断裂带(F1断裂带)是广宁-罗定断裂的一部分,在矿区范围内产状整体呈N55°E。含矿糜棱岩带ML9、ML11、ML12、ML13的产状在N70°E左右,呈近等间距右阶侧列分布(朱江建等,2014)。龚贵伦等(2010)根据Riedel简单剪切系统模式分析,认为河台金矿有可能是受到R剪切裂隙的控制,即F1断裂带为主剪切裂隙C(方位N55°E),这些含矿糜棱岩带有可能是次级的R剪切裂隙(N70°E),两者夹角15°(即内摩擦角φ的一半)。

金矿体严格受到糜棱岩面理和叠加的脆性构造裂隙控制。矿体在平面上和剖面上的总体形态是呈脉状、透镜状、

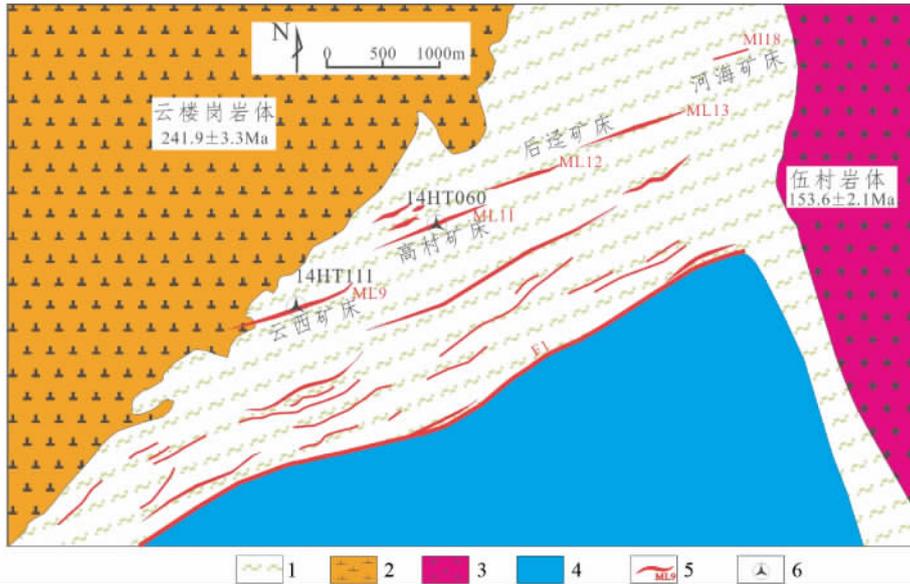


图2 河台金矿地质简图(据陈骏和王鹤年,1993 修改)

1-云开群 C 组混合岩;2-中粒黑云母二长花岗岩;3-巨斑状黑云母花岗岩;4-奥陶系与志留系薄层浅变质砂岩、粉砂岩、及薄层板岩;5-糜棱岩带及编号;6-采样位置

Fig.2 Geological sketch map of Hetai gold deposit (modified after Chen and Wang, 1993)

1-Yunkai Group C Formation migmatite; 2-medium grain biotite adamellite; 3-giant porphyritic biotite granite; 4-Ordovician and Silurian flaggy weak metamorphic sandstone-siltite and flaggy killas; 5-mylonite zone and serial number; 6-sampling location

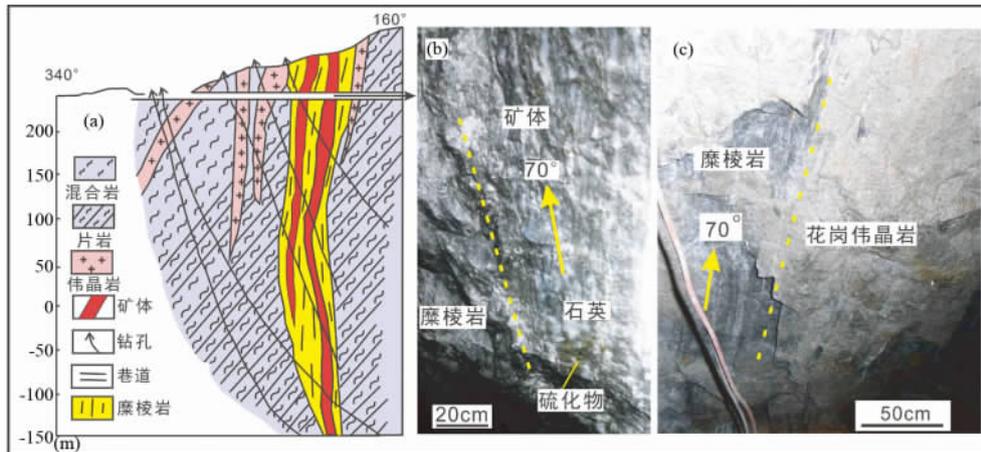


图3 河台金矿矿体特征

(a) 勘探线剖面图(河台高村矿床 15 线)(据凌井生等,1992 修改);(b) 围岩与矿体关系,围岩为糜棱岩,矿体在强硅化糜棱岩中;(c) 围岩特征,为糜棱岩及花岗岩伟晶岩

Fig.3 Ore body feature of Hetai gold deposit

(a) profile of prospecting line (line 15 of Gaocun) (modified after Ling *et al.*, 1992); (b) ore body and its host rocks; (c) mylonite and granite pegmatite as wallrocks

枝状。脉状矿体沿走向延伸较大,一般 100m 以上,长者可达 300m,一般厚度变化不大,宽 2~4m,矿体延伸可达 500m,目前开采深度已达 -230m(高村矿段)。矿体产状随所在的糜棱岩带产状变化而变化。在高村 -230m 中段,糜棱面理的走向主要为 N70°E,倾向 NW,倾角较陡,多大于 60°,在 60°~85°之间,矿体的产状也大致如此(图 3)。这些含金糜棱

岩带中糜棱岩种类齐全,表现出以超糜棱岩为中心对称分布的特点,矿体往往产在超糜棱岩中(段嘉瑞等,1992b),并且与糜棱岩的硅化程度呈正相关关系。不同的糜棱岩带其剪切运动方式有所不同,高村矿床所处的糜棱岩带(ML11)表现出左旋运动的特征;而云西矿床所处的糜棱岩带(ML9)则表现出右旋运动的特征。

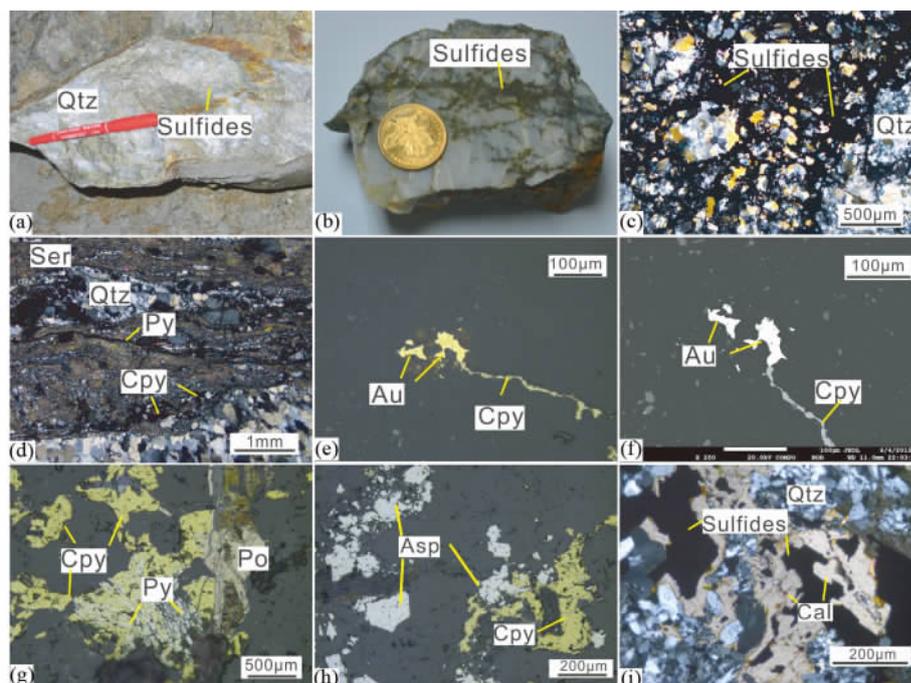


图4 河台金矿矿石特征

(a) 含金石英脉型矿石; (b) 蚀变糜棱岩型矿石; (c) 含金石英脉型矿石中硫化物胶结石英角砾; (d) 蚀变糜棱岩型矿石中, 硫化物既有细脉状(Cpy)也有浸染状(Py); (e, f) 自然金; (g) 含金蚀变糜棱岩中板状和灯芯状的黄铁矿和磁黄铁矿; (h) 毒砂与黄铜矿; (i) 与硫化物共生的方解石。(c, d, i) 正交偏光; (e, g, h) 反射光; (f) 背散射光。Asp-毒砂; Au-自然金; Cal-方解石; Cpy-黄铜矿; Po-磁黄铁矿; Py-黄铁矿; Qtz-石英; Ser-绢云母

Fig. 4 Ore feature of Hetai gold deposit

(a) auriferous quartz vein ore; (b) altered mylonite ore; (c) sulfides as matrix cementing to breccias in auriferous quartz vein ore; (d) sulfides as veins and disseminations in altered mylonite ore; (e, f) native gold; (g) fractured lamellar and filament pyrite and pyrrhotite in auriferous altered mylonite; (h) arsenopyrite and chalcopyrite; (i) calcite intergrown with sulfide. (c, d and i) from crossed nicols; (e, g and h) from reflected light; (f) from back-scattered electron image. Asp-arsenopyrite; Au-native gold; Cal-calcite; Cpy-chalcopyrite; Po-pyrrhotite; Py-pyrite; Qtz-quartz; Ser-sericite

河台金矿区矿石类型可分为含金石英脉型矿石(图4a)和蚀变糜棱岩型矿石(图4b)两类。矿石中主要的矿石矿物为自然金、黄铁矿、黄铜矿及少量的磁黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、毒砂、菱铁矿等,主要的脉石矿物为石英、绢云母及少量绿泥石、方解石。根据野外及薄片观察,与自然金共生的金属矿物主要为浸染状或者为微细脉状充填于微裂隙中,或者以胶结物的形式胶结构造角砾。在含金石英脉矿石中,硫化物主要以脉状或者胶结物形式产出(图4c),而浸染状则较少;而在蚀变糜棱岩矿石中,浸染状和细脉状硫化物同等发育(图4d)。河台金矿中金主要以自然金矿物存在(图4e, f)约占金总量的90%以上,其余则以分散状态进入黄铁矿的晶格中(姚德贤等,1996)。

河台金矿成矿作用分为三期,即与韧性剪切变形及糜棱岩化作用有关的动力变质期,与脆性变形有关的热液期,以及与氧化作用有关的表生期。在显微镜下发现少量具有韧性变形特征的硫化物(图4g),指示在韧性剪切过程中可能有矿化的产生。热液期是主要的成矿期次,又可分为三个阶段:石英-硫化物矿阶段,代表性硫化物为毒砂(图4h);金-硫化物阶段,产生大量的黄铁矿、黄铜矿和磁黄铁矿;金-硫化

物-碳酸盐阶段,代表性矿物为方解石(图4i)。本文对采自高村矿段(11号糜棱岩带)和云西矿段(9号糜棱岩带)的构造岩进行LA-ICP-MS锆石U-Pb定年,进而探讨韧性剪切带的活动期次及其与成矿的关系。

### 3 样品特征及分析测试方法

#### 3.1 样品来源及岩石学特征

本文对河台金矿区内的赋矿围岩(糜棱岩类岩石)进行LA-ICP-MS锆石U-Pb定年,采集2个样品:糜棱岩样品(14HT060)采自高村矿床(11号糜棱岩带)-140m中段,具有左旋运动的特征(图5a-d);初糜棱岩样品(14HT111)采自云西矿床(9号糜棱岩带)+10m中段,具有右旋运动特征(图5e-i)。

14HT060为糜棱岩,主要由长石、石英等浅色矿物和少量暗色矿物构成,原岩可能为长英质的混合岩。整体看有较强的硅化蚀变,灰绿色,中细粒不等粒结构,由浅色的长英质矿物与暗色矿物定向排列,形成不连续的条带状构造。在野

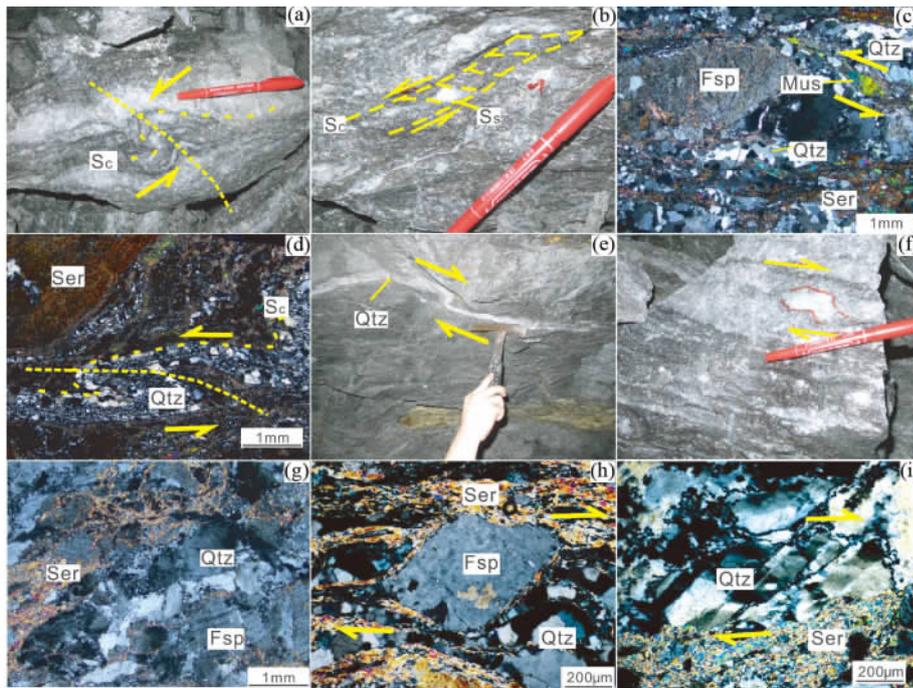


图5 样品野外及显微照片

(a) 14HT060 附近的不对称小褶皱 指示左旋; (b) 14HT060 附近的 S-C 组构 指示左旋; (c) 14HT060 显微照片, 糜棱岩中云母鱼显示左行; (d) 样品 14HT060 中的不对称小褶皱 指示左旋; (e) 14HT111 附近不对称石英脉褶皱指示右旋; (f) 长英质矿物残斑形成不对称小褶皱指示右旋; (g) 14HT111 显微照片, 初糜棱岩具脆-韧性变形特点; (h)  $\sigma$  旋转碎斑 指示右旋; (i) 14HT111 中的石英形成的书斜构造 指示右旋. Qtz-石英; Fsp-长石; Ser-绢云母; Sc-剪切面理; Ss-糜棱面理. 薄片方向垂直于剪切面理并且平行于线理

Fig. 5 Field photos and micrographs of samples

(a) asymmetric fold adjacent to 14HT060 indicating a sinistral sense; (b) S-C texture adjacent to 14HT060 indicating a sinistral sense; (c) 14HT060 micrograph, mica fish indicating a sinistral sense; (d) asymmetric fold indicating a sinistral sense; (e) asymmetric quartz vein fold adjacent to 14HT111 indicating a dextral sense; (f) felsic porphyroblast twist in 14HT111 indicating a dextral sense; (g) 14HT111 micrograph, protomylonite with brittle-ductile deformation characteristic; (h)  $\sigma$  porphyroblast indicating a dextral sense; (i) domino texture in 14HT111 indicating a dextral sense. Qtz-quartz; Fsp-feldspar; Ser-sericite; Ss-mylonitic foliation; Sc-shear foliation. Thin sections were prepared perpendicular to the shear foliation and parallel to lineation

外见到明显的左旋运动标志,例如,由糜棱面理(Ss)发生变形形成的不对称小褶皱(图5a),大的矿物碎斑剪切变形产生的糜棱结构发育,矿物颗粒都发生破碎,粒径最大约1~2mm、最小约0.1~0.2mm,具条带状构造,由条带状石英和细小的绢云母相间排列组成(图5c)。碎斑占50%,其中石英约占35%,主要为带状石英,长3~5mm,发生亚颗粒化,内部形成一些晶型良好的细小石英颗粒,可见到带状的石英形成小的褶皱,指示左旋(图5d),另外还有一些石英残斑,1~2mm,具波状消光;斜长石残斑占10%,1~2mm,多数可见表面泥化,绢云母化;还有少量白云母约占5%,0.5~1mm,形成云母鱼(图5c),显示左行剪切运动的特征。碎基主要为绢云母及极细小的石英颗粒。

14HT111 为初糜棱岩,其原岩也为混合岩,见大量的长英质矿物碎斑。手标本为灰色、灰白色,弱-中等硅化,中粗粒结构,由浅色的长英质矿物与暗色矿物定向排列形成条带状构造。野外见到明显的右旋运动的标志,例如石英脉形成的不对称褶皱(图5e)。岩石中含有较多的长英质碎斑,约30%~40%,其中个别大的长英质碎斑受力变形形成的不对

称小褶皱(图5f),具有右旋运动的特点。在显微镜下,样品具糜棱结构和弱的定向构造,碎斑含量70%~80%,大小0.2~2mm,主要为长石、石英。其中长石含量约40%,1~2mm,可见到聚片双晶受力普遍发生弯曲(图5g);还可见到长石形成的 $\sigma$ 旋转碎斑,指示右旋(图5h),并且在周围还围绕有大量细小的石英颗粒,形成糜棱岩中特有的核幔结构;石英含量35%,大的残斑1~1.5mm,普遍具有波状消光,局部有弱的定向拉长,个别形成书斜构造,指示右旋(图5i);除此之外还有少量白云母。基质含量约10%~20%,主要为细小的绢云母及少量石英。整体来看,矿物的定向排列较弱,更多表现出脆-韧性变形的特点。

2个糜棱岩样品都有明显的硅化蚀变,并且基质中都含有大量的绢云母,指示在韧性剪切过程中有强烈的热液活动。在韧性剪切的过程中,由于热液活动导致粘土矿物(长石风化而成)重结晶或者长石绢云母化,从而形成大量的绢云母。

### 3.2 测试方法

锆石分选在河北省诚信服务有限公司完成,采用常规方

法将样品粉碎至 80 目以上,并采用电磁选方法进行分选。在双目镜下挑选出晶形和透明度较好,无裂纹,粒径足够大的锆石颗粒作为测试对象。锆石制靶和阴极发光 (CL) 图像在重庆宇劲科技有限公司完成。锆石年龄测试在中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室完成,使用仪器为 LA-ICP-MS,仪器型号为 Resolution M50 Agilent 7500a 厂家 Resonetics Agilent,光斑为  $29\mu\text{m}$ 。采用标准锆石 Plesovice ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $337.13 \pm 0.37\text{Ma}$  (Sláma *et al.*, 2008)) 和 Temora ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $416.6 \pm 1.0\text{Ma}$  (Black *et al.*, 2003)) 作为外标,元素含量采用 NIST SRM610 作为外标, $^{29}\text{Si}$  作为内标元素(锆石中  $\text{SiO}_2$  含量为 32.8%) (袁洪林等, 2003),分析方法参考 Yuan *et al.* (2004) 方法;普通铅校正采用 Andersen (2002) 推荐的方法;锆石的同位素比值及微量稀土元素含量计算采用 ICPMSDATECAL 程序 (Liu *et al.*, 2008, 2010),年龄计算及谐和图的绘制采用 Isoplot 2006 (Ludwig, 2003)。

锆石原位 Lu-Hf 同位素分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素国家重点实验室完成,仪器为 Neptune Plus 多吸收 ICP-MS 和 RESOLUTION M-50 激光剥蚀系统。激光参数斑束  $45\mu\text{m}$ ,重复率 8Hz,能量 80mJ。He 作为载气并加入少量氮气以提高样品信号。Penglai 锆石作为标样用于测试中。分析点与 U-Pb 定年分析点为同一位置或者同一颗锆石的附近位置。

## 4 测试结果

### 4.1 锆石特征及年龄

#### 4.1.1 样品 14HT060 特征及年龄

在样品 14HT060 中挑出 200 多颗锆石,这些锆石晶体多数晶形较好,呈自形长柱状,长轴  $50 \sim 100\mu\text{m}$ ,长宽比  $1:2 \sim 1:3$ 。在 CL 图像上看,这些锆石可以分为两类,一类是具有明显核-边结构的锆石 (I),即在原有锆石的外部形成暗色的增生边,多数锆石颗粒呈现这种结构。第二类锆石 (II) 整体呈现暗色。LA-ICP-MS 定年方法共获得分析数据 75 个,谐和度  $>90\%$  的有 63 个分析点 (表 1)。谐和度  $>90\%$  的点中,第一类锆石 (I) 有 52 个点,其中核部有 31 个点 (I/c),暗色增生边有 21 个点 (I/r 和 I/rm); 第二类锆石 (II) 有 11 个点。

对于第一类锆石 (I),锆石核部 (表 1 中“ I/c”) 在 CL 图像上为明亮的白色-灰色,结构多种多样,有的被磨圆,不具明显的震荡环带,或具有极弱的震荡环带,表现出典型的碎屑锆石的特点 (图 6a-d); 有的则晶形良好,具有典型的岩浆锆石的震荡环带 (图 6e, f)。锆石核部 31 个点的 Th/U 比变化大,在  $0.025 \sim 1.019$  之间,平均为 0.342。其中有 6 个点  $<0.1$ ,有 11 个点  $>0.4$ 。一般认为,典型岩浆锆石 Th/U  $>0.4$ ,变质锆石 Th/U  $<0.1$  (Rubatto and Gebauer, 2000; Belousova *et al.*, 2002; Möller *et al.*, 2003; 吴元保和郑永

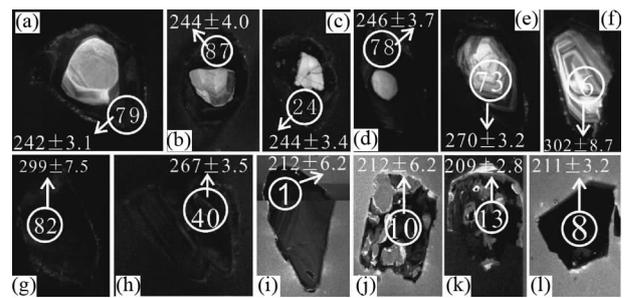


图 6 代表性锆石 CL 图像及年龄

(a-f) 14HT060 的第一类锆石 (I) 具有核和暗色增生边; (g, h) 14HT060 的第二类锆石 (II), 整体为暗色; (i-l) 14HT111 中的锆石, 整体为黑色。(a-d) 核部具碎屑锆石特点; (e, f) 核部具岩浆锆石特点; (h) 保留着与边部颜色近于一致的核。年龄单位为 Ma, 光斑直径为  $29\mu\text{m}$ 。

Fig. 6 CL photos and ages of representative zircons

(a-f) Type I zircons with cores and dark rims from sample 14HT060; (g, h) Type II dark zircons from sample 14HT060; (i-l) black zircons from 14HT111. (a-d) zircon cores with the detrital zircon features; (e, f) zircon cores with the magmatic zircon features; (h) relict zircon core resembling the rim in colour. The age unit is Ma, the spot diameter is  $29\mu\text{m}$ .

飞, 2004), 因此与 CL 图像上所看到的特征相对应, 暗示核部锆石是多来源的。核部锆石  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  单点年龄值分布范围广, 从  $2122 \sim 270\text{Ma}$  都有分布 (表 1 中“ I/c”), 同样说明核部锆石的多期多来源性。在 U-Pb 谐和图及年龄直方图上 (图 7a, b) 核部锆石明显可以分为新老两组, 老的锆石有 26 个点, 分布在  $514 \sim 2122\text{Ma}$ ; 新的锆石有 5 个点, 分布在  $270 \sim 310\text{Ma}$ 。在 CL 图像上, 老的锆石晶形相对较差, 普遍有磨圆 (6a-d); 年龄较新的锆石晶型良好, 普遍具有典型的岩浆锆石的振荡环带 (图 6e, f)。

第一类锆石的暗色增生边在 CL 图像上阴极发光为黑色, 不具震荡环带, 或具有很弱的震荡环带。增生边宽窄不一, 宽的  $30 \sim 40\mu\text{m}$  (图 6a-d), 窄的  $<10\mu\text{m}$  (图 6e-f)。暗色增生边的 21 个  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  单点年龄值在  $232 \sim 760\text{Ma}$  之间, 跨度大, 但是其中有 10 个点集中在  $232 \sim 247\text{Ma}$  之间 (表 1 中“ I/r”) 在谐和曲线上成群分布, 加权平均年龄为  $240.1 \pm 4.1\text{Ma}$  ( $n=10$ , MSWD = 2.8, 置信度 95%) (图 8)。另外 11 个点所获得的年龄大于  $269\text{Ma}$  (表 1 中“ I/rm”), 跨度大且分散, 结合 CL 图像分析, 可能是由于暗色增生边小于光斑直径而出现的核部和边部的混合年龄, 因此所得到的年龄大于其真实年龄。10 个具有真实年龄的边部锆石点 (表 1 中“ I/r”) 的 Th 含量在  $15 \times 10^{-6} \sim 237 \times 10^{-6}$ , 平均  $52 \times 10^{-6}$ ; U 含量在  $1867 \times 10^{-6} \sim 5167 \times 10^{-6}$ , 平均  $3492 \times 10^{-6}$ ; Th/U 相对集中, 除了一个点的值偏大为 0.09 外, 其余 9 个点小于等于 0.01 ( $0.003 \sim 0.010$ ), 平均 0.016。可见暗色增生边 (I/r) 具有极高的 U 含量和极低的 Th/U 比值。

第二类锆石 (II) 在 CL 图像上整体呈黑色, 可见弱的震荡环带 (图 6g-h)。在图 6h 中可以观察到一个呈现黑色的核

表1 河台金矿区糜棱岩锆石 U-Pb 年龄测试结果

Table 1 LA-ICP-MS U-Pb isotope data for mylonites from the Hetai goldfield

测点号	位置	Th U		Th/U	同位素比值						同位素年龄( Ma)						协和度 (%)
		( $\times 10^{-6}$ )			$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$1\sigma$	
样品 14HT060																	
060-001	I/c	184	452	0.41	0.0575	0.00	0.6944	0.02	0.0873	0.00	509	76.8	535	14.6	540	10.8	99
060-002	I/c	67	681	0.10	0.0665	0.00	0.9538	0.03	0.1039	0.00	820	58.3	680	15.9	637	12.6	93
060-004	I/r	237	2772	0.09	0.0516	0.00	0.2609	0.01	0.0366	0.00	265	59.3	235	5.5	232	3.6	98
060-006	I/c	255	616	0.41	0.0563	0.00	0.3899	0.02	0.0492	0.00	465	46.3	334	11.2	310	7.8	92
060-008	I/c	351	2084	0.17	0.0615	0.00	0.8646	0.01	0.1018	0.00	657	24.1	633	7.4	625	6.4	98
060-009	I/r	31	4178	0.01	0.0594	0.00	0.3015	0.01	0.0366	0.00	589	31.5	268	5.3	232	2.9	85
060-010	I/c	93	1578	0.06	0.068	0.00	1.1431	0.02	0.1219	0.00	878	22.2	774	9	741	8.5	95
060-011	I/c	42	1547	0.03	0.0513	0.00	0.3199	0.01	0.0452	0.00	257	27.8	282	4.6	285	3.8	98
060-012	I/c	318	529	0.60	0.1589	0.00	8.5784	0.22	0.3899	0.01	2444	16.5	2294	23.4	2122	38.1	92
060-013	I/c	155	522	0.30	0.0633	0.00	0.8764	0.04	0.0994	0.00	717	31.5	639	20.8	611	21.3	95
060-014	I/c	266	535	0.50	0.1026	0.00	4.0561	0.12	0.2843	0.01	1672	25.8	1646	24.6	1613	28.2	97
060-015	I/r	28	2804	0.01	0.0517	0.00	0.278	0.01	0.039	0.00	272	29.6	249	5.1	247	4.6	99
060-016	I/r	41	3694	0.01	0.0554	0.00	0.298	0.01	0.0387	0.00	428	37	265	6.6	244	3.7	91
060-018	I/rm	169	4163	0.04	0.059	0.00	0.4888	0.01	0.0597	0.00	565	24.1	404	9.1	374	7.9	92
060-019	I/rm	74	612	0.12	0.0562	0.00	0.5337	0.02	0.0681	0.00	461	30.6	434	13.6	425	13.3	97
060-020	I/c	704	1113	0.63	0.0583	0.00	0.7415	0.01	0.0921	0.00	543	23.1	563	7.8	568	6.8	99
060-022	I/c	1460	2698	0.54	0.0846	0.00	1.9935	0.03	0.1708	0.00	1306	18.1	1113	11	1016	11	90
060-023	I/rm	33	3667	0.01	0.06	0.00	0.4171	0.01	0.0503	0.00	611	19.4	354	6	316	4.4	88
060-024	I/r	42	4785	0.01	0.0547	0.00	0.2925	0.01	0.0386	0.00	467	27.8	261	5.1	244	3.4	93
060-025	I/c	46	1643	0.03	0.0556	0.00	0.6533	0.03	0.0839	0.00	439	2.8	511	19	519	20.8	98
060-027	I/c	78	234	0.33	0.0608	0.00	0.8143	0.02	0.0971	0.00	632	40.7	605	10.9	597	7.7	98
060-028	II	75	3550	0.02	0.0514	0.00	0.316	0.01	0.0446	0.00	257	24.1	279	5.2	281	5	99
060-029	I/c	434	878	0.49	0.0708	0.00	1.6329	0.03	0.1671	0.00	951	22.7	983	12.1	996	13.5	98
060-030	I/c	145	838	0.17	0.1675	0.00	7.9218	0.17	0.343	0.01	2532	18.5	2222	18.8	1901	28.9	84
060-032	I/c	7	281	0.02	0.0739	0.00	1.6076	0.03	0.158	0.00	1039	27.3	973	11.9	946	11.6	97
060-034	I/r	20	3166	0.01	0.0541	0.00	0.275	0.00	0.0369	0.00	372	62	247	3.8	234	2.4	94
060-035	I/c	86	1178	0.07	0.0676	0.00	1.1399	0.02	0.1223	0.00	857	25.9	772	10	744	9.1	96
060-036	I/c	147	1100	0.13	0.0518	0.00	0.3351	0.01	0.0468	0.00	276	25	293	7.4	295	6.9	99
060-037	II	66	3959	0.02	0.0573	0.00	0.4171	0.02	0.052	0.00	506	27.8	354	11.4	327	9.6	91
060-038	II	180	3220	0.06	0.0527	0.00	0.3096	0.01	0.0426	0.00	322	27.775	274	4.9	269	4.1	98
060-039	II	503	1819	0.28	0.0573	0.00	0.6301	0.02	0.0792	0.00	506	63.9	496	14.1	492	15	99
060-040	II	19	5564	0.00	0.0514	0.00	0.2998	0.01	0.0423	0.00	257	33.3	266	4.6	267	3.5	99
060-041	I/c	113	311	0.36	0.0694	0.00	1.4255	0.04	0.1479	0.00	909	31.5	900	18.7	889	20.6	98
060-042	I/rm	61	754	0.08	0.0652	0.00	1.1679	0.07	0.1251	0.01	789	37	786	30.8	760	34.8	96
060-043	I/c	90	622	0.14	0.0679	0.00	0.9916	0.02	0.106	0.00	865	30.6	700	11.1	649	10.3	92
060-045	I/c	747	733	1.02	0.106	0.00	4.4647	0.09	0.3057	0.00	1731	24.1	1724	17.5	1720	23.1	99
060-046	I/rm	128	3786	0.03	0.0519	0.00	0.304	0.01	0.0425	0.00	280	25.9	270	4.1	269	3.4	99
060-047	I/c	329	844	0.39	0.06	0.00	0.8697	0.01	0.105	0.00	606	21.3	635	7.9	644	6.6	98
060-048	I/rm	101	1633	0.06	0.0577	0.00	0.7047	0.03	0.0869	0.00	517	23.1	542	20.2	537	22.3	99
060-049	I/c	157	460	0.34	0.0515	0.00	0.33	0.01	0.0461	0.00	265	42.6	290	8.9	290	7.5	99
060-050	I/rm	188	1303	0.14	0.0683	0.00	1.2029	0.05	0.1252	0.01	880	27	802	25.2	760	28.9	94
060-051	I/c	97	434	0.22	0.1589	0.00	8.1338	0.41	0.3581	0.02	2444	25.9	2246	45.1	1973	75.3	87
060-052	I/rm	75	1090	0.07	0.0617	0.00	0.6471	0.04	0.0736	0.00	665	34.3	507	21.8	458	19.6	89
060-053	I/c	67	169	0.40	0.0757	0.00	1.7863	0.05	0.1697	0.00	1087	31.9	1040	17.8	1011	19.5	97
060-056	I/c	683	1182	0.58	0.0976	0.00	3.5644	0.08	0.2638	0.00	1589	19.6	1542	17.2	1509	23.6	97
060-057	I/c	146	457	0.32	0.0779	0.00	1.7414	0.06	0.16	0.00	1146	27.3	1024	20.8	957	22.8	93
060-058	I/rm	713	2716	0.26	0.0632	0.00	0.713	0.03	0.0803	0.00	717	29.6	547	19.5	498	18.9	90
060-060	I/c	357	386	0.92	0.0579	0.00	0.6632	0.01	0.0829	0.00	528	33.3	517	7.7	514	5.9	99
060-061	II	67	4361	0.02	0.057	0.00	0.3747	0.01	0.0476	0.00	500	19.4	323	5.1	300	4.1	92

续表 1

Continued Table 1

测点号	位置	Th U		Th/U	同位素比值						同位素年龄( Ma)						协和度 (%)
		$(\times 10^{-6})$			$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$1\sigma$	
060-062	II	82	3143	0.03	0.0571	0.00	0.4324	0.01	0.0548	0.00	494	21.3	365	6.4	344	5.1	94
060-065	I/r	48	3235	0.01	0.0511	0.00	0.2724	0.01	0.0387	0.00	256	29.6	245	4.6	245	3.8	99
060-066	I/c	25	747	0.03	0.0949	0.00	2.8177	0.06	0.215	0.00	1528	21.1	1360	14.7	1255	15.8	91
060-069	I/rm	82	1359	0.06	0.0572	0.00	0.5634	0.02	0.0704	0.00	498	25	454	15.5	439	15.3	96
060-070	I/c	121	744	0.16	0.0689	0.00	1.187	0.03	0.1247	0.00	898	23.9	795	11.9	758	11.1	95
060-071	I/rm	20	1516	0.01	0.0508	0.00	0.3134	0.01	0.0447	0.00	232	35.2	277	6	282	4.9	98
060-072	I/c	142	301	0.47	0.065	0.00	0.8667	0.04	0.0947	0.00	772	35.2	634	23.6	583	23.8	91
060-073	I/c	92	309	0.30	0.0547	0.00	0.3222	0.01	0.0428	0.00	467	51.8	284	6.4	270	3.2	95
060-074	I/rm	34	1169	0.03	0.0621	0.00	0.5295	0.04	0.057	0.00	680	62	431	26.2	358	17	81
060-075	I/c	165	861	0.19	0.0612	0.00	0.817	0.05	0.0931	0.00	656	37	606	28.5	574	28.1	94
060-076	II	1043	2247	0.46	0.056	0.00	0.5199	0.01	0.067	0.00	454	24.1	425	9.8	418	9.6	98
060-078	I/r	16	2844	0.01	0.0517	0.00	0.2777	0.01	0.039	0.00	272	19.4	249	4	246	3.7	99
060-079	I/r	15	1868	0.01	0.0515	0.00	0.2723	0.00	0.0383	0.00	265	29.6	245	3.8	242	3.1	99
060-080	I/c	65	908	0.07	0.0731	0.00	1.0203	0.04	0.0986	0.00	1017	33.3	714	21.3	606	18.3	83
060-081	II	151	2974	0.05	0.0567	0.00	0.3718	0.02	0.0475	0.00	483	66.7	321	12.1	299	9.9	93
060-082	II	53	2741	0.02	0.0534	0.00	0.3492	0.01	0.0475	0.00	346	61.1	304	9.5	299	7.5	98
060-084	I/r	15	3377	0.00	0.0528	0.00	0.2853	0.01	0.039	0.00	320	19.4	255	8.1	247	6.3	86
060-085	II	62	2406	0.03	0.0622	0.00	0.6881	0.05	0.0777	0.00	683	50	532	30.3	483	28.5	90
060-087	I/r	16	4589	0.00	0.0515	0.00	0.2742	0.01	0.0385	0.00	265	29.6	246	4.6	244	4	99
060-088	I/rm	71	3029	0.02	0.0572	0.00	0.3829	0.02	0.0474	0.00	498	40.7	329	14.7	299	11.6	90
060-089	I/r	60	5166	0.01	0.0523	0.00	0.2678	0.01	0.037	0.00	298	33.3	241	4.5	234	3.5	97
060-090	I/rm	40	4548	0.01	0.0551	0.00	0.4192	0.02	0.0543	0.00	417	30.6	355	17.4	341	17.1	95
样品 14HT111																	
111-001		11	4618	0.00	0.0491	0.00	0.2255	0.01	0.0334	0.00	150	66.7	207	7.5	212	6.2	97
111-003		19	11923	0.00	0.0545	0.00	0.3223	0.02	0.0427	0.00	391	62	284	12.1	270	10.6	94
111-005		41	7723	0.01	0.0502	0.00	0.2212	0.01	0.032	0.00	211	41.7	203	5	203	3.7	99
111-006		30	12056	0.00	0.0506	0.00	0.2296	0.01	0.0329	0.00	233	31.5	210	4.7	209	4.1	99
111-008		34	13407	0.00	0.0505	0.00	0.2313	0.00	0.0332	0.00	217	27.8	211	3.8	211	3.2	99
111-009		46	17172	0.00	0.0507	0.00	0.2129	0.00	0.0304	0.00	233	27.8	196	3.9	193	3.4	98
111-010		37	13372	0.00	0.0519	0.00	0.2287	0.01	0.032	0.00	280	29.6	209	6.3	203	6.3	97
111-011		5	2992	0.00	0.0513	0.00	0.2394	0.01	0.0338	0.00	254	41.7	218	4.6	214	3.4	98
111-012		17	7383	0.00	0.0513	0.00	0.2161	0.00	0.0305	0.00	254	35.2	199	3.6	194	2.8	97
111-013		10	4776	0.00	0.0504	0.00	0.2296	0.00	0.0329	0.00	217	40.7	210	4.1	209	2.8	99
111-015		73	12042	0.01	0.0519	0.00	0.231	0.01	0.0322	0.00	280	46.3	211	5.8	204	4.8	96
111-016		195	17219	0.01	0.0564	0.00	0.211	0.01	0.027	0.00	478	35.2	194	5.9	172	4.9	87
111-018		43	19040	0.00	0.0499	0.00	0.2235	0.01	0.0324	0.00	191	33.3	205	4.3	206	3.8	99
111-019		8	4134	0.00	0.0511	0.00	0.2199	0.01	0.031	0.00	256	44.4	202	5.5	197	4	97
111-020		15	6595	0.00	0.0506	0.00	0.2267	0.01	0.0325	0.00	220	36.1	207	4.8	206	3.8	99

注: 测点号为斜体的表示协和度 < 90% ,但 > 80% 的点 ,协和度 < 80% 的点未列入表中; I / c 代表 14HT060 第一类锆石核部年龄, I / r 代表 14HT060 第一类锆石边部的真实年龄, I / rm 代表光斑大于 14HT060 第一类锆石边部而产生的混合年龄, II 代表 14HT060 中第二类锆石的年龄

( < 25 $\mu\text{m}$  ) ,与边部颜色一致 ,难于区分。 11 个点的 Th 含量在  $19 \times 10^{-6} \sim 1043 \times 10^{-6}$  ,平均  $195 \times 10^{-6}$  ; U 含量在  $1643 \times 10^{-6} \sim 5564 \times 10^{-6}$  ,平均  $3136 \times 10^{-6}$  ; Th/U 比相对集中 ,除了 2 个点 ( 39 号和 76 号 ) > 0.1 外 ,其余 9 个点在 0.003 ~ 0.05 之间。可见这类锆石也具有极高的 U 含量和极低的 Th/U 比值 ,与第一类锆石的暗色增生边具有类似的特征。

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  单点年龄值在 260 ~ 519Ma ,年龄跨度大且分散。之所以出现如此分散的年龄 ,可能是由于热液作用进行的不彻底 ,仍然保留有原来核部锆石的年龄信息 ( 例如 , 6h 中与边部颜色近于一致的核 ) 而产生的混合年龄 ,所以得到的年龄比第一类锆石暗色增生边的加权平均年龄 ( 约 240.1Ma ) 要大。

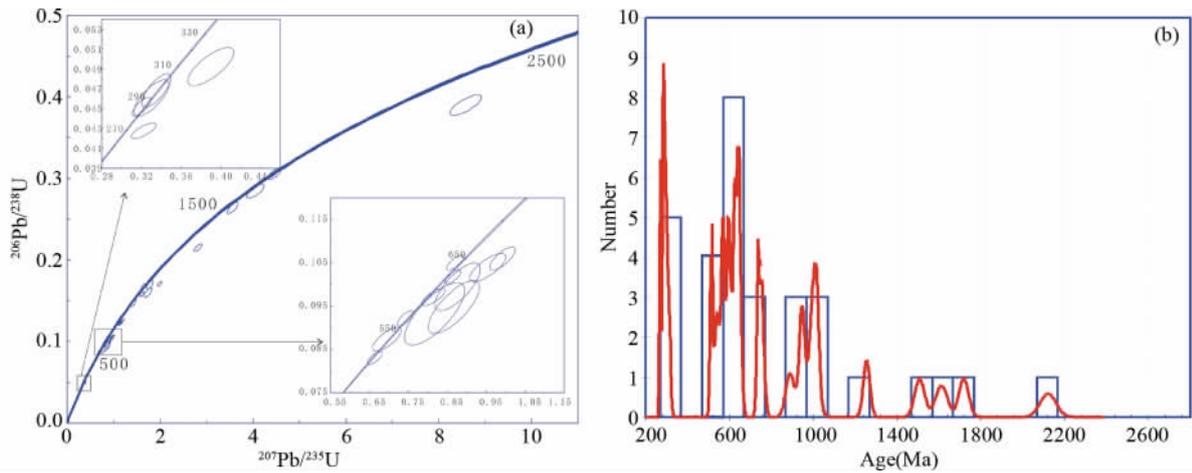


图7 样品 14HT060 锆石核部( I /c) U-Pb 谐和图( a) 和年龄分布频谱图( b)

Fig. 7 Concordia diagram ( a) and frequency distribution diagram ( b) for zircon cores ( I /c) U-Pb ages for sample 14HT060

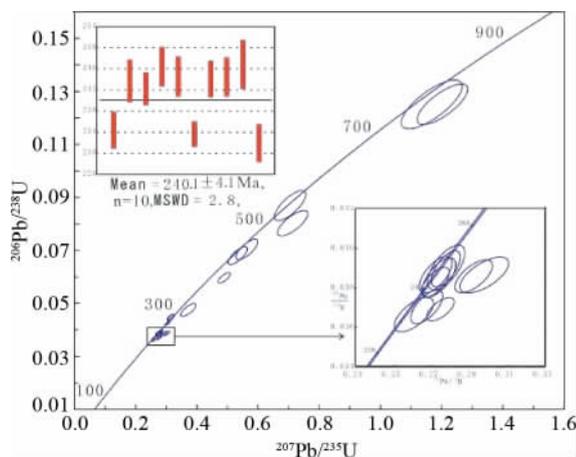


图8 样品 14HT060 锆石暗色增生边( I /r) U-Pb 谐和图

Fig. 8 Concordia diagrams of zircon rim ( I /r) U-Pb data for the 14HT060 mylonite

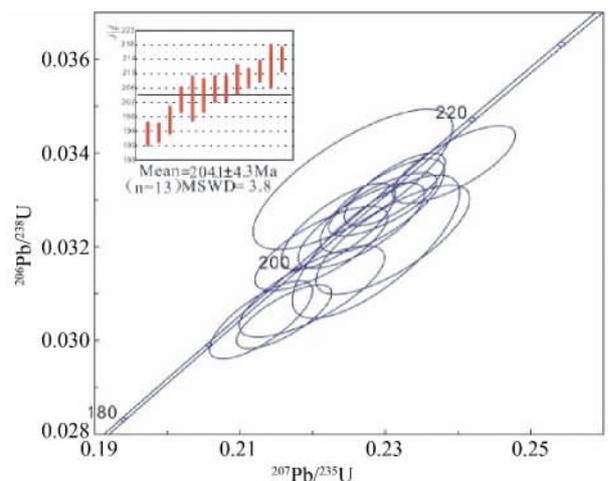


图9 样品 14HT111 锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 9 Concordia diagrams of zircon U-Pb data for the sample 14HT111

#### 4.1.2 样品 14HT111 特征及年龄

在样品 14HT111 中挑出 100 多颗锆石,大多数锆石晶形不好,多为他形,少数表现为较完整的短柱状晶体。这些锆石在 CL 图像上整颗锆石为黑色,不发光,个别具海绵状结构(图 6i-d)。从中选择形态不同的锆石测试了 18 个点,其中有 14 点谐和度 >90%(表 1)。Th 含量在  $5 \times 10^{-6} \sim 73 \times 10^{-6}$ , 平均  $28 \times 10^{-6}$ ; U 含量在  $2992 \times 10^{-6} \sim 19040 \times 10^{-6}$ , 平均  $9639 \times 10^{-6}$ , Th/U 在 0.002 ~ 0.005 之间,平均 0.003。可见其也具有极高的 U 含量,极低的 Th/U,这也类似于 14HT060 中的第一类锆石暗色边的特点。14 个谐和度 >90% 的点中,除了一个点的年龄较大为 270Ma 外,其它 13 个点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值较为集中,在谐和曲线上成群分布在 193 ~ 214Ma, 加权平均年龄为  $204.1 \pm 4.3\text{Ma}$  (n = 13, MSWD = 3.8, 置信度 95%) (图 9)。

#### 4.2 Lu-Hf 同位素特征

对糜棱岩 14HT060 中第一类锆石( I ) 的核部和暗色增生边,以及第二类锆石( II ) 分别进行测试,共测得 16 个点,其中第一类锆石核部( I /c) 获得 7 个点,由于暗色增生边多数小于光斑直径,仅测得 2 个可靠点( I /r), 另外还有 3 个混合年龄点( I /rm), 以及位于第二类锆石上的 4 个点( II ) (表 2)。核部锆石( 继承性锆石) 的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值为 0.282294 ~ 0.282431, 平均值为 0.282360, 而成因上与热液活动密切相关的锆石( 包括位于边部的真实年龄点, 边部和核部混合部分的点, 以及第二类锆石), 具有类似的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值为 0.281999 ~ 0.282292, 平均值为 0.282166。可见, 在热液活动下形成的锆石部分与核部锆石相比, 其  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值明显较小。然而, 两者的  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  同位素比值却没有明显的变化, 核部锆石的  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  比值为 0.00079 ~ 0.00219, 平均

表 2 河台金矿区糜棱岩锆石原位 Lu-Hf 同位素测试结果

Table 2 Situ Hf isotope analyses for zircons separated from the mylonite of the Hetai goldfield

测点号	位置	年龄 (Ma)	<sup>176</sup> Yb/ <sup>177</sup> Hf		<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf		<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf		$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DM1}}$ (Ma)	$t_{\text{DM2}}$ (Ma)	$f_{\text{Lu/Hf}}$
			比值	$2\sigma$	比值	$2\sigma$	比值	$2\sigma$					
样品 14HT060													
060-6	I/c	302	0.048532	0.000432	0.001593	0.000013	0.282401	0.000013	-13.11	-6.80	1221	1748	-0.95
060-25	I/c	519	0.033006	0.000419	0.001024	0.000009	0.282339	0.000009	-15.31	-4.23	1290	1750	-0.97
060-36	I/c	300	0.063524	0.000235	0.002190	0.000014	0.282431	0.000014	-12.04	-5.89	1197	1688	-0.93
060-38	II	269	0.047824	0.000347	0.001800	0.000009	0.282226	0.000009	-19.31	-13.72	1478	2160	-0.95
060-39	II	447	0.042627	0.000351	0.001346	0.000008	0.282224	0.000008	-19.40	-9.96	1464	2057	-0.96
060-40	II	267	0.048667	0.000107	0.001672	0.000008	0.282236	0.000008	-18.97	-13.40	1459	2138	-0.95
060-49	I/c	297	0.045285	0.000256	0.001488	0.000014	0.282348	0.000014	-15.01	-8.78	1294	1869	-0.96
060-60	I/c	509	0.024170	0.000133	0.000790	0.000011	0.282354	0.000011	-14.77	-3.83	1261	1717	-0.98
060-65	I/r	245	0.046769	0.000289	0.001699	0.000012	0.282292	0.000012	-16.98	-11.88	1381	2026	-0.95
060-71	I/rm	282	0.007816	0.000030	0.000235	0.000010	0.281999	0.000010	-27.32	-21.18	1727	2639	-0.99
060-73	I/c	270	0.039456	0.000071	0.001140	0.000011	0.282356	0.000011	-14.71	-8.98	1270	1862	-0.97
060-75	I/c	519	0.036698	0.000140	0.001048	0.000009	0.282294	0.000009	-16.89	-5.83	1353	1850	-0.97
060-76	II	420	0.036058	0.000183	0.001190	0.000010	0.282284	0.000010	-17.25	-8.35	1373	1935	-0.96
060-78	I/r	242	0.023592	0.000329	0.000660	0.000013	0.282046	0.000013	-25.68	-20.47	1682	2565	-0.98
060-88	I/rm	299	0.037994	0.000488	0.001152	0.000010	0.282073	0.000010	-24.70	-18.38	1666	2475	-0.97
060-90	I/rm	341	0.037671	0.000388	0.001155	0.000012	0.282117	0.000012	-23.17	-15.94	1605	2353	-0.97
样品 14HT111													
111-4		212	0.206132	0.007109	0.005698	0.000176	0.282364	0.000012	-14.43	-10.58	1432	1917	-0.83
111-5		203	0.211156	0.002311	0.006618	0.000062	0.282400	0.000009	-13.17	-9.60	1414	1848	-0.80
111-6		209	0.005300	0.000068	0.000099	0.000002	0.282326	0.000007	-15.76	-11.19	1276	1956	-1.00
111-8		211	0.161400	0.000909	0.004982	0.000021	0.282360	0.000010	-14.57	-10.64	1408	1920	-0.85
111-40		203	0.027813	0.000166	0.000546	0.000004	0.282394	0.000007	-13.36	-8.98	1198	1812	-0.98
111-43		209	0.062166	0.000544	0.001976	0.000013	0.282404	0.000008	-13.01	-8.70	1230	1798	-0.94
111-45		204	0.377447	0.005629	0.010771	0.000155	0.282426	0.000014	-12.25	-9.23	1575	1823	-0.68
111-48		206	0.135454	0.001302	0.003574	0.000026	0.282305	0.000008	-16.50	-12.47	1433	2033	-0.89
111-20		206	0.121561	0.002088	0.003808	0.000055	0.282430	0.000011	-12.08	-8.08	1254	1756	-0.89

注: I/c 代表 14HT060 第一类锆石核部年龄, I/r 代表 14HT060 第一类锆石边部的真实年龄, I/rm 代表光斑大于锆石边部而产生的混合年龄, II 代表 14HT060 中第二类锆石的年龄

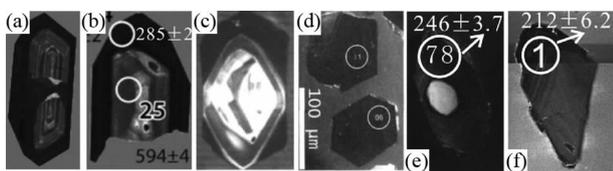


图 10 热液锆石 CL 图像

(a, b) 为 Vivero 剪切带中热液锆石 (Lopez-Sanchez *et al.*, 2015); (c) 为 Bogy Plain 热液锆石 (Hoskin, 2005); (d) 为海南尖峰岭岩体中热液锆石 (张小文等, 2009); (e) 为 14HT060 中锆石; (f) 为 14HT111 锆石

Fig. 10 hydrothermal zircon CL images

(a, b) hydrothermal zircon from Vivero shear zone (Lopez-Sanchez *et al.*, 2015); (c) Bogy Plain hydrothermal zircon (Hoskin, 2005); (d) Jianfengling pluton hydrothermal zircon (Zhang *et al.*, 2009); (e) from sample 14HT060; (f) from sample 14HT111

0.001325; 而成因上与热液有关的锆石部分, 其 <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf 比值为 0.000235 ~ 0.0018, 平均 0.001212。核部  $\epsilon_{\text{Hf}}(0)$  在 -16.89 ~ -12.04, 平均为 -14.55; 与热液有关的锆石部分的  $\epsilon_{\text{Hf}}(0)$  为 -27.32 ~ -16.98, 平均 -21.42, 可见, 后者明显低于前者。同样  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  也具有类似的特点, 核部锆石  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  为 -8.98 ~ -3.83, 平均 -6.33; 而与热液有关锆石的部分, 其  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  为 -21.18 ~ -8.35, 平均 -14.81, 后者明显低于前者。计算的锆石核部二阶段模式年龄在  $t_{\text{DM2}}$  在 1688 ~ 1850Ma, 平均 1783Ma; 而计算的与热液有关的部分锆石的二阶段模式年龄  $t_{\text{DM2}}$  在 1935 ~ 2639Ma, 平均 2261Ma, 可见后者明显大于前者。

对糜棱岩 14HT111 中的锆石进行测试, 获得 9 个点 (表 2)。<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf 在 0.282305 ~ 0.282430 之间, 平均值为 0.282379;  $\epsilon_{\text{Hf}}(0)$  为 -16.5 ~ -12.08, 平均 -13.9;  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  为 -12.47 ~ -8.08, 平均值为 -9.94。计算的二阶段模式年

龄  $t_{DM2}$  在 1755 ~ 2032 Ma, 平均 1874 Ma。

## 5 讨论

### 5.1 糜棱岩锆石定年可行性分析

自从 20 世纪 80 年代 Ramsay (1980) 提出韧性剪切带的概念后,特别是大量韧性剪切带型金矿的发现,人们对韧性剪切带及糜棱岩的研究越来越深入。对于热液矿床来说,流体是必不可少的因素,因此对于韧性剪切带内流体作用及其与成矿的关系受到众多地质学家的关注。研究表明,韧性剪切带内分布有大量水-岩作用产生的富水矿物,也就是说,韧性剪切带在变形期间流体作用非常普遍,水-岩反应广泛发生 (Selverstone *et al.*, 1991; 钟增球, 1996; Streit and Cox, 1998; 孙岩等, 1998; 李晓峰和华仁民, 2000; Kirkland *et al.*, 2009; Li *et al.*, 2010)。韧性剪切带内流体作用下发生的岩石变形变质作用,使岩石的物质组成和化学成分发生变化,流体活动在变形岩石的体积损失、质量传输、变形构造以及变质分异的发生、发展中起着至关重要的作用。研究发现:与金矿化有关的韧性剪切带都发生过大量的流体运移和退变质作用 (Sinha *et al.*, 1986; 李晓峰和华仁民, 2000; Li *et al.*, 2010)。邓军等 (1998) 提出剪切带构造成矿系统的概念,包括矿源、搬运介质、储矿场和动力源 4 个基本要素。其中搬运介质主要是剪切构造热流体,包括剪切变形变质作用产生的构造热流体、地热系统驱动的地下水热液、岩浆热液和区域变质热液等。世界上许多地区韧性剪切带中岩石的变质变形与热液活动具有同时性的特点,并且伴随有热液锆石的产出,例如:加拿大 Abitibi 绿岩带 (Claoué-Long *et al.*, 1990), 澳大利亚 Peak Hill 金铜矿 (Allibone, 1998), 加拿大 Newfoundland Appalachians (Ramezani *et al.*, 2000), 西澳大利亚伊尔冈地块 Boulder-Lefroy 韧性剪切带 (Weinberg *et al.*, 2005); 挪威 Finnmark 地区 Hjelmøy 韧性剪切带 (Kirkland *et al.*, 2009), 伊比利亚地区 Vivero 断层 (Lopez-Sanchez *et al.*, 2015)。类似的,河台金矿中的糜棱岩也受到了强烈的热液活动改造,表现出明显的硅化蚀变,并形成大量的蚀变矿物,例如绢云母 (图 5c, d, g-i)。在此过程中可能伴随有热液锆石的产生。因此,有可能利用热液锆石对韧性剪切带的形成活动时间进行约束。

热液锆石通常既包括直接从热液中结晶出的锆石,还包括受热液流体改造蚀变的锆石 (Hoskin, 2005; Kirkland *et al.*, 2009; Zhu, 2011)。具体来看有三种不同的形成机制:(1)原有锆石的溶解再沉淀;(2)低温热液 (120 ~ 200°C) 与退晶化锆石之间的离子交换,以及结构恢复;(3)直接从(局部)锆饱和溶液中结晶 (Tomaschek *et al.*, 2003; Geisler *et al.*, 2003; Hoskin, 2005)。糜棱岩 14HT060 中锆石的暗色增生边 (I/r) 和 14HT111 中的锆石具有热液锆石的一些特点:(1)在形态学方面,热液锆石在 CL 图像上多表现为暗色,无震荡环带,如图 10 所示,与 Vivero 剪切带中热液锆石,

Boggy Plain 中热液锆石及海南尖峰岭岩体中热液锆石特征一样;(2)热液锆石往往极富 U,且 Th/U 比极低,这可能因为流体中一般富 U 贫 Th (Rowley *et al.*, 1997; Mojzsis and Harrison, 2002)。14HT060 中锆石的暗色增生边 U 含量平均  $3492 \times 10^{-6}$ , Th/U 平均 0.016; 14HT111 中的锆石 U 含量在  $9639 \times 10^{-6}$ , Th/U 平均 0.003; 骑田岭热液锆石 U 含量平均  $2314 \times 10^{-6}$  (单强等, 2014); Boggy Plain 热液锆石 U 含量平均  $7293 \times 10^{-6}$ ;(3)热液锆石与岩浆锆石在稀土特征方面有明显差别 (Rayner *et al.*, 2005; Hoskin, 2005), 14HT060 中锆石的暗色增生边与加拿大 Acasta 片麻杂岩中的热液锆石 REE 稀土配分模式类似 (图 11a), 而 14HT111 中的锆石类似于 Boggy Plain 深成侵入岩中的热液锆石 REE 稀土配分模式 (图 11b)。尽管 14HT111 中锆石  $\Sigma$ REE 含量比 14HT060 中锆石的暗色增生边 (I/r) 稍高 (表 3), 但是两者的  $\delta Ce$  都很低,在 1.02 ~ 3.89 之间,而 14HT060 中核部锆石的  $\delta Ce$  却较分散,在 1.10 ~ 495 之间,平均 47.4, 明显大于暗色增生边。热液锆石  $\delta Ce$  的值要比岩浆锆石小, Boggy Plain 深成侵入岩中的热液锆石  $\delta Ce$  在 1.8 ~ 3.5 之间, 岩浆锆石  $\delta Ce$  在 32 ~ 49 之间 (Hoskin, 2005), 可见 14HT060 的锆石暗色增生边 (I/r) 和 14HT111 中锆石与 Boggy Plain 热液锆石  $\delta Ce$  的值大部分重合,符合热液锆石的特点。另外,热液锆石 LREE 相对岩浆锆石富集,并且在标准化图上较为平坦,所以 (Sm/La)<sub>N</sub> 较小, Boggy Plain 热液锆石 (Sm/La)<sub>N</sub> 在 1.5 ~ 4.4 之间,而 14HT060 锆石的暗色增生边和 14HT111 中的锆石 (Sm/La)<sub>N</sub> 在 1.98 ~ 82.1 之间,主要集中在 1.98 ~ 25.2, 比 Boggy Plain 热液锆石大,但是仍 < 122, 与加拿大 Acasta 片麻杂岩中的热液锆石特征非常相似 (Rayner *et al.*, 2005)。加拿大 Acasta 片麻杂岩的热液锆石 (Sm/La)<sub>N</sub> 在 2.2 ~ 34 之间,虽然比 Boggy Plain 热液锆石大,但仍区别于岩浆锆石 (> 122) (Hoskin, 2005), 所以 14HT060 的暗色增生边 (I/r) 和 14HT111 锆石 (Sm/La)<sub>N</sub> 仍然符合热液锆石的特点。另外, HREE 含量不能用来区分热液锆石与岩浆锆石 (Hoskin, 2005), 热液锆石与共生的岩浆锆石相比可能富集 HREE, 也可能不富集。所以,在图 11b 中,尽管 14HT111 中的锆石配分曲线与 Boggy Plain 热液锆石在 HREE 方面稍有不同,比 Boggy Plain 热液锆石陡,但是这并不影响我们对它是热液锆石的判断。

对于区域内韧性剪切带的活动时间,前人多通过糜棱岩中白云母  $^{39}Ar-^{40}Ar$  法进行限定,本次用锆石 U-Pb 定年所得到的年龄与前人用  $^{39}Ar-^{40}Ar$  法所测定的结果有很好的对应关系。Zhang and Cai (2009) 在河台通过糜棱岩中白云母  $^{39}Ar-^{40}Ar$  定年获得  $198.9 \pm 1.2$  Ma,  $196.9 \pm 5.6$  Ma 的年龄,与本文锆石 U-Pb 测年所获得的样品 14HT111 的年龄  $204.1 \pm 4.3$  Ma 非常接近。另外,丁汝鑫等 (2015) 在防城-灵山断裂中通过白云母  $^{39}Ar-^{40}Ar$  法分别测得  $244.8 \pm 0.6$  Ma 和  $203.9 \pm 1.7$  Ma 两个年龄。防城-灵山断裂位于广宁-罗定断裂西北侧,并且近于平行 (图 1), 区域上两条断裂带是在统一的应

表3 样品 14HT060 中锆石的暗色增生边( I /r) 和 14HT111 锆石稀土元素含量( × 10<sup>-6</sup>)

Table 3 The REE compositions ( × 10<sup>-6</sup>) of sample 14HT060 zircon black rims ( I /r) and sample 14HT111 zircon grains separate from mylonite of the Hetai goldfield

测点号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
样品 14HT060															
060-004	0.2	3.2	1.0	2.2	6.8	0.4	48.5	23.0	292.2	97.5	376.6	72.2	619.7	117.8	3037
060-034	0.3	0.7	0.0	0.5	1.1	0.1	11.1	7.1	106.0	40.9	213.1	59.9	717.6	162.4	1349
060-89	3.4	7.1	0.6	4.0	4.3	0.2	38.7	22.0	289.9	90.4	333.3	67.1	628.8	125.7	2990
060-079	0.0	0.3	0.0	0.3	0.5	0.0	5.3	3.1	51.8	23.8	136.5	40.8	502.3	120.2	745.9
060-87	0.0	0.1	0.0	0.1	0.5	0.0	6.9	5.2	85.2	30.0	132.9	31.8	346.0	73.0	1021
060-024	0.3	3.2	0.4	2.3	3.1	0.6	19.1	11.4	158.0	53.8	233.1	54.1	544.2	110.8	1759
060-016	0.8	2.6	0.2	1.2	2.6	0.1	26.9	15.5	194.9	61.8	258.1	62.3	682.9	152.9	1949
060-065	0.3	1.8	0.1	1.3	3.5	0.2	37.0	22.1	279.4	89.1	347.3	74.7	729.1	145.8	2827
060-015	0.3	2.0	0.3	1.7	3.2	1.2	21.4	11.6	148.9	49.8	215.7	52.3	561.8	123.7	1578
样品 14HT111															
111-8	1.5	8.8	1.6	10.0	7.5	3.5	29.2	16.9	271.3	114.5	663.0	203.6	2456	518.9	4182
111-6	5.7	26.0	3.7	18.4	17.4	12.6	96.5	49.1	423.4	59.4	130.6	19.5	139.4	18.7	3166
111-5	5.3	29.1	5.5	42.1	55.7	36.2	228.4	79.6	799.8	228.4	964.9	258.9	3019	639.6	8009
111-20	4.8	30.2	6.0	39.5	33.2	7.2	80.1	28.0	311.2	100.7	499.3	148.1	1785	385.1	3468
111-48	1.1	5.1	0.8	4.6	5.3	1.9	30.9	19.0	284.4	102.2	541.1	162.7	2018	400.7	3721
111-45	15.2	78.4	15.2	99.0	66.6	16.2	201.1	92.0	1256	462.9	2255	588.0	6203	1203	15953
111-43	0.1	0.5	0.2	1.6	3.5	0.1	16.1	8.4	112.5	40.7	222.3	70.6	909.1	198.3	1504
111-41	0.7	4.6	1.0	6.8	5.4	1.1	13.9	5.9	77.1	27.8	150.4	46.6	597.4	132.7	948.5
111-40	1.8	9.1	1.4	7.6	8.5	3.2	43.6	22.9	259.6	61.9	207.4	42.2	353.7	45.5	2682
111-4	1.8	11.9	2.4	17.8	15.6	3.8	38.7	14.5	162.2	53.4	277.5	87.0	1125	249.9	1882
111-9	6.0	33.8	5.6	31.0	25.9	15.3	85.6	37.9	453.4	131.6	540.2	129.4	1257	193.7	5334
111-42	5.2	16.7	2.3	10.8	9.3	7.1	35.7	18.1	259.6	96.4	507.2	155.5	1913	399.8	3549
111-49	3.3	19.9	3.8	25.3	15.2	5.1	32.5	11.0	121.5	38.5	201.0	63.7	835.3	184.4	1439

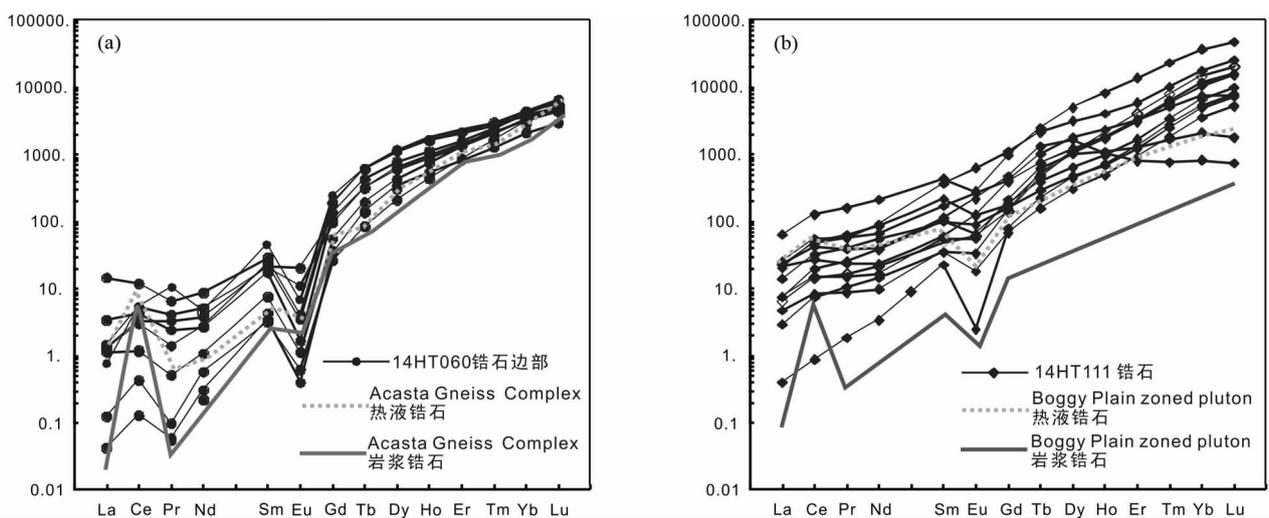


图 11 14HT060 锆石热液边( I /r) ( a) 和 14HT111 热液锆石( b) 球粒陨石标准化稀土元素配分图( 标准化值据 Sun and McDonough , 1989)

Fig. 11 Chondrite-normalized REE patterns of hydrothermal zircon rims from 14HT060 ( a) and hydrothermal zircon from 14HT111 ( b) ( normalization values after Sun and McDonough , 1989)

力作用下形成的,具有相同的活动时间,后文将进行讨论。  
244.8 ± 0.6Ma 的<sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar 年龄与样品 14HT060 暗色锆石增生边的 U-Pb 年龄( 240.1 ± 4.1Ma) 相对应,203.9 ± 1.7Ma

的<sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar 年龄与 14HT111 的锆石 U-Pb 年龄( 204.1 ± 4.3Ma) 相对应。

综上所述,我们认为,河台金矿糜棱岩样品 14HT060 中

的暗色锆石增生边及样品 14HT111 中的锆石是在糜棱岩化过程中热液流体的作用下产生的。其具有与热液锆石一致的形态特征, Th/U 比值及 REE 配分曲线( Rayner *et al.*, 2005; Hoskin, 2005)。这些热液锆石与前人获得的云母  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  年龄具有一致的意义, 可以代表韧性剪切带的变形变质时间。翟伟等(2006)对河台金矿围岩进行锆石 U-Pb 定年, 其所利用的锆石与本文 14HT060 中的锆石特征非常相似, 多数具有核边结构, 暗色增生边的 Th/U 比很低, U 含量很高。其对边部锆石进行测年, 其中有 5 个测点的年龄为 235.2~236.5Ma, 位于本文所测得的有效热液增生边年龄 232~247Ma 范围内, 其认为是混合岩的年龄, 通过与本次实验对比, 本文更倾向于认为是糜棱岩化过程中形成的热液锆石增生边的年龄。

然而需要注意的是, 在利用热液锆石进行定年时, 如果锆石热液增生边太窄, 小于光斑大小, 那么有容易会得到混合年龄。另外, 对于一些表面上核边结构不明显, 整体为暗色的锆石, 其内部有时候会保留有原来继承锆石的年龄信息, 例如样品 14HT060 中的第二类锆石(II)(图 6h), 因此会得到比真实热液锆石偏大的年龄。所以在利用热液锆石进行定年时, 要特别小心, 以避免由此产生出的混合年龄。

## 5.2 锆石 U-Pb 年龄地质意义

### 5.2.1 14HT060 核部锆石(I/c) 年龄意义

对 14HT060 核部锆石(I/c) 进行测年, 得到的年龄值差别非常大, 从 2122~270Ma 都有分布。之所以会出现这种情况, 与糜棱岩的原岩有密不可分的关系。其原岩为云开群 C 组混合岩化的片岩、片麻岩, 而云开群 C 组变质岩的原岩可能是一套陆源碎屑类复理石沉积建造(邵军, 1991; 邱小平, 2004)。因此核部锆石既有来自当时沉积岩中的碎屑锆石, 又有后期在变质过程中新形成的锆石, 所以其表现出的多期多来源性特点也就不难理解了。

河台金矿所处云开地区最老的地层即为云开群, 是华夏地块的主要变质基底(王磊等, 2015; 周雪瑶等, 2015)。舒良树(2012)通过对华夏块体的井冈山和南岭区段奥陶纪和泥盆纪砂岩 900 多组碎屑锆石 U-Pb 年龄进行统计, 主要集中在 5 个时间段, 分别是 2.56~2.38Ga、1.93~1.52Ga、1.3~0.9Ga、0.85~0.73Ga、0.68~0.55Ga。14HT060 核部锆石(I/c) 较老的年龄与之有很好的对应关系, 有 1 个年龄点分布在 2.56~2.38Ga, 有 3 个年龄点分布在 1.93~1.52Ga, 有 7 个点分布在 1.3~0.9Ga, 有 3 个点分布在 0.85~0.73Ga, 另外还有 12 个点分布在 649~514Ma(图 8a), 比最后一组 0.68~0.55Ga 的年龄下限还要年轻。周雪瑶等(2015)对来自云开群的 4 件样品(分别为变质长石石英砂岩、条纹状的黑云母片麻岩、眼球状黑云母片麻岩、黑云母斜长片麻岩)中的碎屑锆石进行 U-Pb 定年, 获得的最年轻的碎屑锆石年龄分别为 600Ma、524Ma、517Ma、489Ma。类似的, Wang *et al.* (2007b) 在云开群中得到过 513Ma 的锆石继承核年龄。本

次所得到的碎屑锆石最年轻的年龄为 514Ma, 与周雪瑶等(2015), Wang *et al.* (2007b) 所得到的年龄相近, 可见, 云开群中的碎屑锆石应该比 0.55Ga 还要年轻, 结合本次及前人所得到的最年轻的年龄, 可能下限应该在 0.49Ga 左右, 所以云开群沉积时间最晚可以到早古生代早期(周雪瑶等, 2015), 也可将舒良树(2012)所得到的最后一组年龄范围扩大为 0.68~0.49Ga。也就是说, 华夏地块变质基底云开沉积物的来自 5 次岩浆事件的产物, 最后一次岩浆事件可以晚到早古生代早期, 奥陶纪泥盆纪的沉积物也都来自这 5 次岩浆事件的产物。

14HT060 核部锆石(I/c) 中还有 5 颗相对年轻, 集中在 270~310Ma, 晶型相对较好, 可以代表印支期的一次构造-热事件, 可能是这个时期变质(深熔)作用新形成的锆石。

### 5.2.2 热液锆石年龄意义

钦杭结合带南段河台金矿区所处云开地区自新元古代以来, 至少还经历了 3 次构造热事件, 中生代三叠纪的印支运动和侏罗纪白垩纪的早晚燕山运动是本区最重要的大地构造旋回, 产生了强烈的构造挤压闭合张开效应(邱小平, 2004)。前人研究表明(龚贵伦等, 2010)三叠纪末印支运动的主应力为 SN 向左旋挤压, 整个区域强烈造山, 形成一系列 NE-NNE 向的褶皱和断裂, 例如防城-灵山断裂、罗定-广宁断裂、吴川-四会断裂(图 1)。对于这次构造运动的具体时限, 丁汝鑫等(2015)对防城-灵山断裂带中绢云母  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  法测得  $244.8 \pm 0.6\text{Ma}$  年龄, 具有左旋特征。本文通过热液锆石 U-Pb 定年获得  $240.1 \pm 4.1\text{Ma}$  的年龄, 岩石中也显示有大量的左旋运动标志, 例如, 糜棱面理形成的不对称褶皱、S-C 构造、云母鱼、石英条带形成的不对称小褶皱(图 5a-d)。Wang *et al.* (2007a) 通过黑云母  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  定年在云开地区的韧性剪切带中获得大量 220~230Ma 的时间, 并将其作为这期变形的终结时间。因此, 总的来看, 这次剪切变形持续时间可能从 250~220Ma, 约 30Ma 左右。可见, 本次研究所利用的糜棱岩中的热液锆石可能形成在韧性剪切带左旋运动的较早时期。这次事件不仅在钦杭结合带南段, 在整个华南地区可能都是普遍的, 徐先兵等(2009)指出, 华南地区印支期构造事件发生在中、晚三叠世(245~225Ma), 构造运动产生的变形形迹主要表现为近东西向褶皱和冲断推覆构造以及 NE-NNE 向左旋走滑韧性剪切。刘德良等(1993)对浙西南 NE 向展布的左旋韧性走滑剪切带进行测年, 交塘糜棱岩中多硅白云母  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  坪年龄为  $237.6 \pm 1.3\text{Ma}$ ; Zhang *et al.* (2011) 在海南 NW 向韧性剪切带中也获得了 242~250Ma 的绢云母  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  坪年龄, 可能与 NE 向断裂为共轭关系。这期事件还产生了大量的岩浆岩, 例如云楼岗混合花岗岩( $241.9 \pm 3.3\text{Ma}$ , 凌井生等, 1992), 凤村二长花岗岩( $244.0 \pm 2.5\text{Ma}$ , 凌井生等, 1992)。除此之外, 云开群片麻岩发生混合岩化的时间约为 221~246Ma, 也与这次造山事件相关(Wang *et al.*, 2007b; Wan *et al.*, 2010)。可见, 韧性剪切带的活动时间与区域岩石发生变质的时间及岩浆活动的时间是大致

表 4 华南地区中生代韧性剪切带活动时间

Table 4 Ductile shear zone activity time of Mesozoic in South China

序号	测试对象	方法	年龄及运动方式	采样位置	资料来源
1	白云母	<sup>39</sup> Ar- <sup>40</sup> Ar	213 ± 4Ma(右旋)、 211.6 ± 3.4Ma(右旋)	北流大同	Zhang and Cai, 2009
2	白云母	<sup>39</sup> Ar- <sup>40</sup> Ar	198.9 ± 1.2Ma(右旋)、 196.9 ± 5.6Ma(右旋)	高要河台	Zhang and Cai, 2009
3	白云母、黑云母、 绢云母	<sup>39</sup> Ar- <sup>40</sup> Ar	242 ~ 250Ma(右旋?)、 190 ~ 230Ma(左旋?)	海南	Zhang et al., 2011
4	黑云母	<sup>39</sup> Ar- <sup>40</sup> Ar	220 ~ 248Ma(左旋)、 200 ~ 220Ma(左旋?)	云开地区	Wang et al., 2007a
5	多硅白云母	<sup>39</sup> Ar- <sup>40</sup> Ar	237.6 ± 1.3Ma(左旋)	浙江	刘德良等, 1993
6	绢云母	<sup>39</sup> Ar- <sup>40</sup> Ar	244.8 ± 0.6Ma(左旋)、 203.9 ± 1.7Ma(右旋)	防城江山	丁汝鑫等, 2015
7	锆石	U-Pb	240.1 ± 4.1Ma(左旋)、 204.1 ± 4.3Ma(右旋)	高要河台	本文

相同的。因此,在印支期造山作用下,强烈的挤压变形,变质作用及花岗岩岩浆活动大致是同时发生的(Wang et al., 2012)。

220Ma 之后,特别是早侏罗世(205 ~ 190Ma),华南地区出现了一个明显的岩浆活动沉寂期(徐先兵等, 2009),然而韧性剪切带仍处于走滑剪切变形(徐先兵等, 2009; Wang et al., 2007a),并且可能一直持续到 190Ma(表 4)。然而,对于这个时期的构造运动方式有不同的认识。徐先兵等(2009)将其作为印支运动的延续,Wang et al. (2007a)也认为该时期的变形仍然是左旋运动。但是,此次研究发现,河台地区的韧性剪切带在 194Ma 发生了明显的右旋运动,具有大量右旋运动的标志(图 5e-i)。另外,Zhang and Cai (2009)、蔡建新(2012)、丁汝鑫等(2015)也都认为该时期发生了右旋运动。因此,本文认为 220 ~ 190Ma 的这期构造作用的方式与晚三叠世(250 ~ 220Ma)发生了巨大变化,构造应力由 SN 向左旋挤压转为 SN 向右旋挤压并形成右旋韧性剪切带(龚贵伦等, 2010)。另外,样品 14HT111 整体还表现出来一些脆-脆性变形特征,因此推断,该阶段可能处于一个脆性-脆韧性变形环境。所以,总体来看,整个印支期,软杭结合带(南段)是处于一个整体造山的阶段,致使产生强烈的挤压变形,变质作用及花岗岩岩浆活动,并且印支早期(250 ~ 220Ma)构造作用要明显强于晚期(220Ma 后)。

前文已述,目前对于韧性剪切是否可以成矿一直存在较大争议。对于河台金矿的成矿年龄目前也还不够统一,但是可能主要集中在 152 ~ 175Ma(翟伟等, 2006; 王成辉等, 2012),明显比本文所得到的两个糜棱岩的年龄要年轻。因此,本文认为,印支期的韧性剪切作用,在热液作用下,金可能发生了初步的迁移富集,至多只能形成局部矿化,但是并没有能形成矿体。金矿形成主要还是发生在燕山期的脆性变形阶段,热液活动携带成矿物质充填在裂隙当中(图 4c,

d)。但是不可否认,韧性剪切带对于金成矿具有的重要意义。带状分布的糜棱岩的构造各向异性使得后期的脆性变形集中叠加在韧性剪切带中,因此,韧性剪切带的形成是成矿的基础条件(Zhang et al., 2001),这也就是为什么未受糜棱岩化的片岩和片麻岩没有矿化的原因。

### 5.3 锆石 Lu-Hf 同位素地质意义

根据对 14HT060 中第一类锆石的核部(继承锆石)(I/c)、14HT060 中与热液有关的锆石部分(包括边部 I/r、边部与核部混合部分 I/rm,以及第二类锆石 II)、以及 14HT111 中的锆石测试结果来看,三者的<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf 平均值为分别为 0.282360、0.282166、0.282379; ε<sub>Hf</sub>(0) 分别为 -16.89 ~ -12.04(平均 -14.55)、-27.32 ~ -16.98(平均 -21.42)、-16.5 ~ -12.08(平均 -13.9); ε<sub>Hf</sub>(t) 分别为 -8.98 ~ -3.83(平均 -6.33)、-21.18 ~ -8.35(-14.81)、-12.468 ~ -8.077(平均 -9.94); 二阶段模式年龄 t<sub>DM2</sub> 分别为 1688 ~ 1850Ma(平均 1783Ma)、1935 ~ 2639Ma(平均 2261Ma)、1755 ~ 2032Ma(平均 1874Ma)。可见,14HT060 中

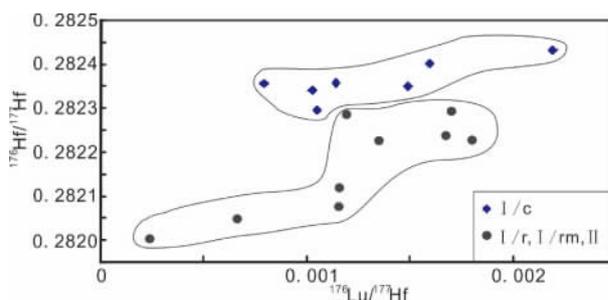


图 12 14HT060 中锆石<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf-<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf 关系图

Fig. 12 The <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf vs. <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf diagram of zircons from 14HT060

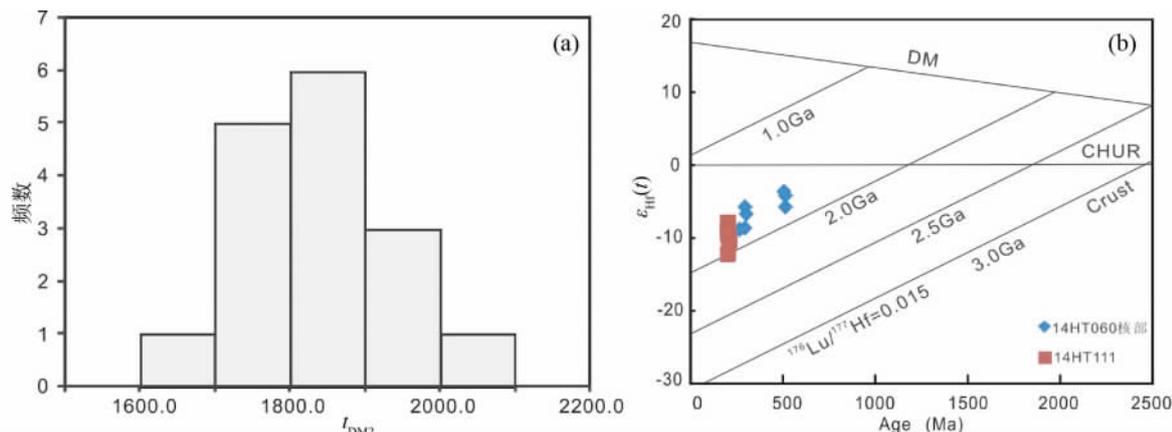


图 13 糜棱岩  $t_{DM2}$  频谱图 (a) 和  $\epsilon_{Hf}(t)$  - 年龄图 (b)

Fig. 13 Frequency distribution diagram for  $t_{DM2}$  (a) and  $\epsilon_{Hf}(t)$  vs. age diagram (b) of mylonites

核部锆石(继承性锆石)与热液成因有关的锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (图12)、 $\epsilon_{Hf}(0)$ 、 $\epsilon_{Hf}(t)$ 以及 $t_{DM2}$ 都有明显的差别。然而有意思的是,14HT060中核部锆石却与14HT111的差别不大。因此,我们推测14HT060中的热液增生边可能是在一个开放体系中,直接从Zr过饱和流体中沉淀形成的,由于热液可能来自于外部,因此与原来的继承核有很大的差别。并且由于受到外部热液作用影响,使得二阶段模式年龄 $t_{DM2}$ 比继承核有了明显的增大(约500Ma)。因此,根据14HT060中与热液有关的锆石部分计算的二阶段模式年龄 $t_{DM2}$ 不能代表真实的 $t_{DM2}$ 值。相反,在封闭条件下通过原有锆石的溶解重结晶形成的锆石可以继承原岩的Hf同位素(Flowerdew *et al.*, 2006; Zheng *et al.*, 2006; Zhu, 2011)。而14HT111中热液锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值与14HT060的核部锆石没有太大差别,并且考虑到14HT111的锆石都没有明显的继承核,不具有核边结构,因此,推测14HT111的锆石可能是在一个封闭体系下由原有锆石溶解重结晶形成的。除此之外,14HT060的继承核与14HT111的 $\epsilon_{Hf}(0)$ 、 $\epsilon_{Hf}(t)$ 也相差不多,二阶段模式年龄 $t_{DM2}$ 也近于一致(相差不到100Ma),也充分证明了两者的关系。所以,我们推测14HT060中热液锆石部分与14HT111中的热液锆石的形成机制可能是不同的。因此,可以根据热液锆石与继承性锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 、 $\epsilon_{Hf}(0)$ 、 $\epsilon_{Hf}(t)$ 以及 $t_{DM2}$ 的关系,判定热液锆石的形成条件。当然,这还需要更多的实验来进一步证明。

不同地球化学储源库具有明显不同的Hf同位素,球粒陨石和亏损地幔的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值较大, $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为零或正值;而地壳的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值相对较小, $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为负值(Zheng *et al.*, 2006; 吴福元等, 2007)。本文两个糜棱岩样品的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 均为负值,因此推测糜棱岩原岩的成岩物质源区为古老地壳物质重熔形成的。两个样品计算得到的真实的 $t_{DM2}$ (包括根据14HT060中核部锆石以及14HT111中锆石计算的 $t_{DM2}$ ,排除14HT060中与外部热液有关的锆石部分计算的 $t_{DM2}$ )分布在1688~2032Ma(平均1834Ma),主要峰值落在

1700~1900Ma(图13a,b)。Wan *et al.* (2010)利用Nd同位素对云开群的成岩物质进行示踪,获得 $\epsilon_{Nd}(t)$ 为-13.4~-10.0,二阶段模式年龄 $t_{DM2}$ 为2.17~1.9Ga,与本次研究通过Hf同位素所得到的结果近于一致。李献华等(1991)将华南的地壳增长分为三期,分别为2.5Ga、1.8Ga和1.2~1.4Ga,因此,这些糜棱岩的原岩(即云开群),其成分可能主要来自于1.8Ga这一期地壳增生事件产生的地壳物质发生重熔而形成的岩浆岩。

祁昌实等(2007)通过对位于图1西北部防城-灵山断裂附近的几个海西-印支期花岗岩体(浦北岩体、旧州岩体和台马岩体)的Lu-Hf同位素特征的研究表明,这几个岩体均为S型花岗岩, $\epsilon_{Hf}(t)$ 集中在-11~-9,岩浆物源是来自平均地壳存留年龄为1.9Ga和1.5Ga两种地壳物源区,以及少量平均地壳存留年龄为2.4Ga的地壳物质再循环,其中 $t_{DM2}$ 为1.9Ga物源区为最主要的物源区,与本次实验所得结果类似。因此,就整个软杭结合带南段而言,1.8~1.9Ga这次事件对该地区地壳增生的贡献是最大的。

## 6 结论

(1) 河台矿区韧性剪切带中岩石的变形变质是在印支期造山作用下形成的。经历了两期构造活动,早期为左旋运动,时间为约240Ma;第二次为右旋运动,时间为约204Ma,此时可能处于脆-韧性环境。这两期事件在华南可能是普遍存在的。然而,这两期变质变形事件早于河台金矿的成矿时间,因此,韧性剪切作用阶段可能只是金的初步富集矿化。

(2) 可以根据热液锆石与继承性锆石的Lu-Hf同位素关系,判定热液锆石的形成条件。整个软杭结合带南段最主要的地壳增生事件可能发生在1.8~1.9Ga。

## References

Allibone A. 1998. Synchronous deformation and hydrothermal activity in

- the shear zone hosted high-sulphidation Au-Cu deposit at Peak Hill, NSW, Australia. *Mineralium Deposita*, 33(5): 495-512
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report <sup>204</sup>Pb. *Chemical Geology*, 192(1-2): 59-79
- Belousova EA, Griffin WL, O'Reilly SY and Fisher NI. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602-622
- Black LP, Kamo SL, Williams IS, Mundil R, Davis DW, Korsch RJ and Foudoulis C. 2003. The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology: A critical appraisal of four zircon standards. *Chemical Geology*, 200(1-2): 171-188
- Cai JX. 2012. Hetai dextral ductile shear zone, western Guangdong, and its controlling on formation of gold deposit. *Geological Review*, 58(6): 1069-1080 (in Chinese with English abstract)
- Cai MH, Zhan MG, Peng SB, Meng XJ and Liu GQ. 2002. Study of Mesozoic metallogenic geological setting and dynamic mechanism in Yunkai area. *Mineral Deposits*, 21(3): 264-269 (in Chinese with English abstract)
- Chen CH, Liu YH, Lee CY, Xiang H and Zhou HW. 2012. Geochronology of granulite, charnockite and gneiss in the polymetamorphosed Gaozhou Complex (Yunkai Massif), South China: Emphasis on the in-situ EMP monazite dating. *Lithos*, 144-145: 109-129
- Chen J and Wang HN. 1993. Characteristics of REE and other trace elements within a shear zone of the Hetai gold deposit, Guangdong Province. *Mineral Deposits*, 12(3): 202-211 (in Chinese with English abstract)
- Claué-Long JC, King RW and Kerrich R. 1990. Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: Constraints on the timing of gold mineralisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1): 109-128
- Couture JF and Pilote P. 1993. The geology and alteration patterns of a disseminated, shear zone-hosted mesothermal gold deposit: The Francoeur 3 deposit, Rouyn-Noranda, Quebec. *Economic Geology*, 88(6): 1664-1684
- Deng J, Zhai YS, Yang LQ, Fang Y and Yan WD. 1998. On ore-forming system of shear zone tectonics. *Geoscience*, 12(4): 493-500 (in Chinese with English abstract)
- Ding RX, Zou HP, Lao MJ, Du XD, Zhou YZ and Zeng CY. 2015. Indosinian activity records of ductile shear zones in southern segment of Qin-Hang combined belt: A case study of Fangcheng-Lingshan fault zone. *Earth Science Frontiers*, 22(2): 79-85 (in Chinese with English abstract)
- Duan JR, He SX and Zhou CZ. 1992a. Shear zone-hosted gold deposit: Hetai gold deposit in Guangdong Province of South China. *Geology and Exploration*, (6): 6-11 (in Chinese)
- Duan JR, He SX, Zhou CZ and Xu AJ. 1992b. On the structural characteristics of Hetai gold-deposit Guangdong and the gold-deposit model of shear zone type. *Journal of Central-South Institute of Mining and Metallurgy*, 23(3): 245-253 (in Chinese with English abstract)
- Flowerdew MJ, Millar IL, Vaughan APM, Horstwood MSA and Fanning CM. 2006. The source of granitic gneisses and migmatites in the Antarctic Peninsula: A combined U-Pb SHRIMP and laser ablation Hf isotope study of complex zircons. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(6): 751-768
- Geisler T, Pidgeon RT, Kurtz R, van Bronswijk W and Schleicher H. 2003. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *American Mineralogist*, 88(10): 1496-1513
- Gong GL, Chen GH, Lin G, Zeng QS, Gong CY, Wang SL and Huang DL. 2010. Tectonic stress field evolution and structure ore-controlling model of Hetai gold deposit, Guangdong Province. *Mineral Deposit*, 29(Suppl.): 16-26 (in Chinese)
- Hoskin PWO. 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3): 637-648
- Huang JQ, Ren JS, Jiang CF, Zhang ZK and Qin DY. 1987. Geotectonic Evolution of China. Berlin: Springer, 1-203
- Kirkland CL, Whitehouse MJ and Slagstad T. 2009. Fluid-assisted zircon and monazite growth within a shear zone: A case study from Finnmark, Arctic Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(5): 637-657
- Li CM, Li T, Deng JF, Su SG and Liu XM. 2012. LA-ICP-MS zircon U-Pb age of the brittle-ductile shear zones in Hougou gold orefield, northwestern Hebei Province. *Geotectonica et Metallogenia*, 36(2): 157-167 (in Chinese with English abstract)
- Li XF and Hua RM. 2000. A study on fluid action in the ductile shear zone: A review. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 19(4): 333-340 (in Chinese with English abstract)
- Li XF, Wang CZ, Hua RM and Wei XL. 2010. Fluid origin and structural enhancement during mineralization of the Jinshan orogenic gold deposit, South China. *Mineralium Deposita*, 45(6): 583-597
- Li XH, Zhao ZH, Gui XT and Yu JS. 1991. Sm-Nd isotopic and zircon U-Pb constraints on the age of formation of the Precambrian crust in southeast China. *Geochimica*, (3): 255-264 (in Chinese with English abstract)
- Li ZH, Wang LQ, Lin SL, Cong F, Xie T and Zou GF. 2012. LA-ICP-MS zircon U-Pb age of granitic mylonite in the Gaoligong shear zone of western Yunnan Province and its tectonic significance. *Geological Bulletin of China*, 31(8): 1287-1295 (in Chinese with English abstract)
- Ling JS, Qiu YS, Chen CT, Li WZ and Kang DC. 1992. People's Republic of China Ministry of Geology and Mineral Resources Geological Memoirs 4, 22: A study of metallogenic conditions of prospective regions in Yunkai mountains and neighbouring areas. Beijing: Geological Publishing House, 9-22 (in Chinese)
- Liu DL, Guo FD and Li SG. 1993. Study on the ductile shear zone structural petrology in Southwest Zhengjiang Province. In: Li JL (ed.). *Southeast Continental Lithosphere Structure and the Geology Evolution*. Beijing: Metallurgical Industry Press, 27-33 (in Chinese)
- Liu YS, Hu ZC, Gao S, Günther D, Xu J, Gao CG and Chen HH. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1-2): 34-43
- Liu YS, Hu ZC, Zong KQ, Gao CG, Gao S, Xu J and Chen HH. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535-1546
- Lopez-Sanchez MA, Marcos A, Martínez FJ, Iriondo A and Llana-Fúnez S. 2015. Setting new constraints on the age of crustal-scale extensional shear zone (Vivero fault): Implications for the evolution of Variscan orogeny in the Iberian massif. *International Journal of Earth Sciences*, 104(4): 927-962
- Ludwig KR. 2003. User's manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. California: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1-71
- Mao JW, Chen MH, Yuan SD and Guo CL. 2011. Geological characteristics of the Qinhang (or Shihang) metallogenic belt in South China and spatial-temporal distribution regularity of mineral deposits. *Acta Geologica Sinica*, 85(5): 636-658 (in Chinese with English abstract)
- Mojzsis SJ and Harrison TM. 2002. Establishment of a 3.83 Ga magmatic age for the Akilia tonalite (southern West Greenland). *Earth and Planetary Science Letters*, 202(3-4): 563-576
- Möller A, O'Brien PJ, Kennedy A and Kröner A. 2003. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: An example from the ultrahigh-temperature granulites of rogaland (SW Norway). In: Vance D, Müller W and Villa IM (eds.). *Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures*. Geological Society, London, Special Publications, 220(1): 65-81
- Peng SB, Jin ZM, Liu YH, Fu JM, He LQ, Cai MH and Wang YB. 2006. Petrochemistry, chronology and tectonic setting of strong peraluminous Anatectic granitoids in Yunkai orogenic belt, western

- Guangdong Province, China. *Earth Science*, 31(1): 110–120 (in Chinese with English abstract)
- Pirajno F and Bagas L. 2002. Gold and silver metallogeny of the South China Fold Belt: A consequence of multiple mineralizing events? *Ore Geology Reviews*, 20(3–4): 109–126
- Qi CS, Deng XG, Li WX, Li XH, Yang YH and Xie LW. 2007. Origin of the Darongshan-Shiwandashan S-type granitoid belt from southeastern Guangxi: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 403–412 (in Chinese with English abstract)
- Qin XF, Pan YM, Li J, Li RS, Zhou FS, Hu GA and Zhong FY. 2006. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology of the Yunkai metamorphic complex in southeastern Guangxi, China. *Geological Bulletin of China*, 25(5): 553–559 (in Chinese with English abstract)
- Qiu XP. 2004. Relationship between gold mineralization and opening-closing cycle transition in the Yunkaidashan area, South China. *Geological Bulletin of China*, 23(3): 272–278 (in Chinese with English abstract)
- Qiu YX and Liang XQ. 2006. Evolution of basin-range coupling in the Yunkai Dashan-Shiwan Dashan area, Guangdong and Guangxi: With a discussion of several tectonic problems of south China. *Geological Bulletin of China*, 25(3): 340–347 (in Chinese with English abstract)
- Ramezani J, Dunning GR and Wilson MR. 2000. Geologic setting, geochemistry of alteration, and U-Pb age of hydrothermal zircon from the Silurian Stog'er Tight gold prospect, Newfoundland Appalachians, Canada. *Exploration and Mining Geology*, 9(3–4): 171–188
- Ramsay JG. 1980. Shear zone geometry: A review. *Journal of Structural Geology*, 2(1–2): 83–99
- Rayner N, Stern RA and Carr SD. 2005. Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(6): 721–734
- Ren JS. 1991. On the geotectonics of southern China. *Acta Geologica Sinica*, 4(2): 111–130
- Rowley DB, Xue F, Tucker RD, Peng ZX, Baker J and Davis A. 1997. Ages of ultrahigh pressure metamorphism and protolith orthogneisses from the eastern Dabie Shan: U/Pb zircon geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 151(3–4): 191–203
- Rubatto D and Gebauer D. 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: Some examples from the western Alps. In: Pagel M, Barbin V, Blanc P and Ohnenstetter D (eds.). *Cathodoluminescence in Geosciences*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 373–400
- Selverstone J, Morteani G and Staude JM. 1991. Fluid channelling during ductile shearing: Transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(4): 419–431
- Shan Q, Zeng QS, Li JK, Lu HZ, Hou MZ, Yu XY and Wu CJ. 2014. Diagenetic and metallogenic sources of Furong tin deposit, Qitianling: Constraints from Lu-Hf for zircon and He-Ar isotope for fluid inclusions. *Acta Geologica Sinica*, 88(4): 704–715 (in Chinese with English abstract)
- Shao J. 1991. Precambrian metamorphic rock series and its relation to gold mineralization in Yunkai area. *Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences*, (3): 19–30 (in Chinese with English abstract)
- Shu LS, Faure M, Yu JH and Jahn BM. 2011. Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): New evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia. *Precambrian Research*, 187(3–4): 263–276
- Shu LS. 2012. An analysis of principal features of tectonic evolution in South China Block. *Geological Bulletin of China*, 31(7): 1035–1053 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Sanders AD and Norry MJ (eds.). *Magma-tism in Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication, 42(1): 313–345
- Sinha AK, Hewitt DA and Rimstidt JD. 1986. Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. *Geology*, 14(10): 883–886
- Sláma J, Košler J, Condon DJ, Crowley JL, Gerdes A, Hanchar JM, Horstwood MSA, Morris GA, Nasdala L, Norberg N, Schaltegger U, Schoene B, Tubrett MN and Whitehouse MJ. 2008. Plešovice zircon: A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1–2): 1–35
- Streit JE and Cox SF. 1998. Fluid infiltration and volume change during mid-crustal mylonitization of Proterozoic granite, King Island, Tasmania. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(2): 197–212
- Sun Y, Xu SJ, Liu DL, Lin AM and Lu JJ. 1998. An Introduction of Tectonogeochemistry in Fault Zones. Beijing: Science Press, 174–175 (in Chinese)
- Tomaschek F, Kennedy AK, Villa IM, Lagos M and Ballhaus C. 2003. Zircons from Syros, Cyclades, Greece: Recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism. *Journal of Petrology*, 44(11): 1977–2002
- Wan YS, Liu DY, Wilde SA, Cao JJ, Chen B, Dong CY, Song B and Du LL. 2010. Evolution of the Yunkai Terrane, South China: Evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating, geochemistry and Nd isotope. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(2): 140–153
- Wang CH, Zhang CQ, Wang YL, Qiu XP and Gong CY. 2012. Chronological research of the Hetai gold mine in Gaoyao County, Guangdong Province. *Geotectonica et Metallogenia*, 36(3): 427–433 (in Chinese with English abstract)
- Wang L, Long WG and Zhou D. 2013. Zircon LA-ICP-MS U-Pb age of Caledonian granites from Precambrian basement in Yunkai area and its geological implications. *Geology in China*, 40(4): 1016–1029 (in Chinese with English abstract)
- Wang L, Long WG, Xu DM, Xu WC, Zhou D, Jin XB, Huang H and Zhang K. 2015. Zircon U-Pb geochronology of metamorphic basement in Yunkai area and its implications on the Grenvillian event in the Cathaysia block. *Earth Science Frontiers*, 22(2): 25–40 (in Chinese with English abstract)
- Wang YJ, Fan WM, Cawood PA, Ji SC, Peng TP and Chen XY. 2007a. Indosinian high-strain deformation for the Yunkaidashan tectonic belt, South China: Kinematics and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronological constraints. *Tectonics*, 26(6): TC6008
- Wang YJ, Fan WM, Zhao GC, Ji SC and Peng TP. 2007b. Zircon U-Pb geochronology of gneissic rocks in the Yunkai massif and its implications on the Caledonian event in the South China Block. *Gondwana Research*, 12(4): 404–416
- Wang YJ, Zhang AM, Fan WM, Zhao GC, Zhang GW, Zhang YZ, Zhang FF and Li SZ. 2011. Kwanghsian crustal anatexis within the eastern South China Block: Geochemical, zircon U-Pb geochronological and Hf isotopic fingerprints from the gneissoid granites of Wugong and Wuyi-Yunkai Domains. *Lithos*, 127(1–2): 239–260
- Wang YJ, Wu CM, Zhang AM, Fan WM, Zhang YH, Zhang YZ, Peng TP and Yin CQ. 2012. Kwanghsian and Indosinian reworking of the eastern South China Block: Constraints on zircon U-Pb geochronology and metamorphism of amphibolites and granulites. *Lithos*, 150: 227–242
- Weinberg RF, Van der Borgh P, Bateman RJ and Groves DI. 2005. Kinematic history of the boulder-lefroy shear zone system and controls on associated gold mineralization, Yilgarn Craton, western Australia. *Economic Geology*, 100(7): 1407–1426
- Wu YB and Zheng YF. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49(15): 1554–1569
- Wu FY, Li XH, Zheng YF and Gao S. 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185–220 (in Chinese with English abstract)
- Xu DM, Lin ZY, Luo XQ, Zhang K, Zhang XH and Huang H. 2015. Metallogenic series of major metallic deposits in the Qinzhou-

- Hangzhou metallogenic belt. *Earth Science Frontiers*, 22(2): 7-24 (in Chinese with English abstract)
- Xu XB, Zhang YQ, Jia D, Shu LS and Wang RR. 2009. Early Mesozoic geotectonic processes in South China. *Geology in China*, 36(3): 573-593 (in Chinese with English abstract)
- Yang MG and Mei YW. 1997. Characteristics of geology and metallization in the Qinzhou-Hangzhou paleoplate juncture. *Geology and Mineral Resources of South China*, (3): 52-59 (in Chinese with English abstract)
- Yang MG, Huang SB, Lou FS, Tang WX and Mao SB. 2009. Lithospheric structure and large-scale metallogenic process in southeast China continental area. *Geology in China*, 36(3): 528-543 (in Chinese with English abstract)
- Yao DX, Sun XM and Yang RY. 1996. Study on the gold occurrence of Hetai gold deposit. *Southern Iron and Steel*, (2): 18-21 (in Chinese)
- Ye ZH, Lao QY and Hu SL. 2000. Some remarks on the geologic age and stratigraphic sequence of Yunkai Group in Yunkai Mountains. *Geological Review*, 46(5): 449-454 (in Chinese with English abstract)
- Yuan HL, Wu FY, Gao S, Liu XM, Xu P and Sun DY. 2003. Determination of U-Pb age and rare earth element concentrations of zircons from Cenozoic intrusions in northeastern China by laser ablation ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 48(22): 2411-2421
- Yuan HL, Gao S, Liu XM, Li HM, Günther D and Wu FY. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(3): 353-370
- Zhai W, Li ZL, Huang DL and Wen YJ. 2004. Rb-Sr isochron age of sulfide-rich quartz veins in the Hetai gold deposit, western Guangdong. *Acta Geoscientia Sinica*, 25(2): 243-247 (in Chinese with English abstract)
- Zhai W, Yuan GB, Li ZL, Huang DL and Wen YJ. 2005. U-Pb isotope age of zircons in gold-bearing quartz veins from the Hetai gold deposit, western Guangdong, China: Constraints on the timing of gold metallogenesis. *Geological Review*, 51(3): 340-346 (in Chinese with English abstract)
- Zhai W, Li ZL, Sun XM, Huang DL, Liang JL and Miao LC. 2006. SHRIMP zircon U-Pb dating of the Hetai gold deposit in western Guangdong, China and geological implications. *Geological Review*, 52(5): 690-699 (in Chinese with English abstract)
- Zhang FF, Wang YJ, Chen XY, Fan WM, Zhang YH, Zhang GW and Zhang AM. 2011. Triassic high-strain shear zones in Hainan Island (South China) and their implications on the amalgamation of the Indochina and South China Blocks: Kinematic and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints. *Gondwana Research*, 19(4): 910-925
- Zhang GL, Boulter CA and Liang JC. 2001. Brittle origins for disseminated gold mineralization in mylonite: Gaocun gold deposit, Hetai goldfield, Guangdong Province, South China. *Economic Geology*, 96(1): 49-59
- Zhang KJ and Cai JX. 2009. NE-SW-trending Hepu-Hetai dextral shear zone in southern China: Penetration of the Yunkai Promontory of South China into Indochina. *Journal of Structural Geology*, 31(7): 737-748
- Zhang XW, Xiang H, Zhong ZQ, Zhou HW, Zhang L, Yang N and Wang J. 2009. U-Pb dating and trace elements composition of hydrothermal zircons from Jianfengling granite, Hainan: Restriction on the age of hydrothermal event and mineralization of Baolun gold deposit. *Earth Science*, 34(6): 921-930 (in Chinese with English abstract)
- Zheng YF, Zhao ZF, Wu YB, Zhang SB, Liu XM and Wu FY. 2006. Zircon U-Pb age, Hf and O isotope constraints on protolith origin of ultrahigh-pressure eclogite and gneiss in the Dabie orogen. *Chemical Geology*, 231(1-2): 135-158
- Zhong ZQ. 1996. Fluid rock interaction in shear zone. *Earth Science Frontiers*, 3(3-4): 209-215 (in Chinese with English abstract)
- Zhou CZ and Duan JR. 1988. Characteristics of the ore-controlling structures in Yunxi gold deposit of the mylonite type. *Mineral Resources and Geology*, 2(3): 10-17 (in Chinese with English abstract)
- Zhou GQ, Zheng YM and Wu AS. 1996. Presinian strata in the Yunkai area in Guangdong and Guangxi provinces. *Regional Geology of China*, (4): 295-303 (in Chinese with English abstract)
- Zhou XY, Yu JH, Wang LJ, Shen LW and Zhang CH. 2015. Compositions and formation of the basement metamorphic rocks in Yunkai terrane, western Guangdong Province, South China. *Acta Petrologica Sinica*, 31(3): 855-882 (in Chinese with English abstract)
- Zhou YZ, Zeng CY, Li HZ, An YF, Liang J, Lü WC, Yang ZJ, He JG and Shen WJ. 2012. Geological evolution and ore-prospecting targets in southern segment of Qinzhou Bay-Hangzhou Bay juncture orogenic belt, southern China. *Geological Bulletin of China*, 31(2-3): 486-491 (in Chinese with English abstract)
- Zhu J, Li Z, Lin G, Zeng Q, Zhou Y, Yi J, Gong G and Chen G. 2014. Numerical simulation of mylonitization and structural controls on fluid flow and mineralization of the Hetai gold deposit, West Guangdong, China. *Geofluids*, 14(2): 221-233
- Zhu JJ, Lin G, Zeng QS, Chen GH and Wang JB. 2014. A nearly equidistant ore-controlling model for shear-strain anomaly belts: An example of the Hetai gold deposit in western Guangdong Province. *Geology and Exploration*, 50(3): 454-463 (in Chinese with English abstract)
- Zhu YF and Song B. 2006. Petrology and SHRIMP chronology of mylonitized Tianger granite, Xinjiang: Also about the dating on hydrothermal zircon rim in granite. *Acta Petrologica Sinica*, 22(1): 135-144 (in Chinese with English abstract)
- Zhu YF. 2011. Zircon U-Pb and muscovite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the gold-bearing Tianger mylonitized granite, Xinjiang, Northwest China: Implications for radiometric dating of mylonitized magmatic rocks. *Ore Geology Reviews*, 40(1): 108-121

#### 附中文参考文献

- 蔡建新. 2012. 广东河台右旋韧性剪切带及其对金矿的控制. *地质论评*, 58(6): 1069-1080
- 蔡明海, 战明国, 彭松柏, 孟祥金, 刘国庆. 2002. 云开地区中生代成矿地质背景及成矿动力学机制研究. *矿床地质*, 21(3): 264-269
- 陈骏, 王鹤年. 1993. 广东省河台含金剪切带中 REE 及其它微量元素含量和分布特征. *矿床地质*, 12(3): 202-211
- 邓军, 翟裕生, 杨立强, 方云, 阎卫东. 1998. 论剪切带构造成矿系统. *现代地质*, 12(4): 493-500
- 丁汝鑫, 邹和平, 劳妙姬, 杜晓东, 周永章, 曾长育. 2015. 钦-抗结合带南段韧性剪切带印支期活动记录: 以防城-灵山断裂带为例. *地质前缘*, 22(2): 79-85
- 段嘉瑞, 何绍勋, 周崇智. 1992a. 剪切带型金矿——以广东河台金矿为例. *地质与勘探*, (6): 6-11
- 段嘉瑞, 何绍勋, 周崇智, 徐霭君. 1992b. 广东河台金矿构造特征及剪切带型金矿模式探讨. *中南矿冶学院学报*, 23(3): 245-253
- 龚贵伦, 陈广浩, 林舸, 曾乔松, 龚朝阳, 王斯亮, 黄栋林. 2010. 广东河台金矿构造应力场演化及构造控矿模式. *矿床地质*, 29(5): 16-26
- 李长民, 李拓, 邓晋福, 苏尚国, 刘新秒. 2012. 冀西北后沟金矿田脆韧性剪切带年代学新证据: 来自 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄的发现. *大地构造与成矿学*, 36(2): 157-167
- 李晓峰, 华仁民. 2000. 韧性剪切带内流体作用的研究. *岩石矿物学*

- 杂志, 19(4): 333-340
- 李献华, 赵振华, 桂津唐, 于津生. 1991. 华南前寒武纪地壳形成时代的 Sm-Nd 和锆石 U-Pb 同位素制约. 地球化学, (3): 255-264
- 李再会, 王立全, 林仕良, 丛峰, 谢韬, 邹光富. 2012. 滇西高黎贡剪切带内花岗质糜棱岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 地质通报, 31(8): 1287-1295
- 凌井生, 裘有守, 陈础庭, 李蔚铮, 康大成. 1992. 中华人民共和国地质矿产部地质专报-四, 矿床与矿产-第 22 号: 云开大山及其外围金矿远景区成矿条件. 北京: 地质出版社, 9-22
- 刘德良, 郭方道, 李曙光. 1993. 浙西南韧性剪切带构造岩石学研究. 见: 李继亮编. 东南大陆岩石圈结构与地质演化. 北京: 冶金工业出版社, 27-33
- 毛景文, 陈懋弘, 袁顺达, 郭春丽. 2011. 华南地区钦杭成矿带地质特征和矿床时空分布规律. 地质学报, 85(5): 636-658
- 彭松柏, 金振民, 刘云华, 付建明, 何龙清, 蔡明海, 王彦斌. 2006. 云开造山带强过铝深熔花岗岩地球化学、年代学及构造背景. 地球科学, 31(1): 110-120
- 祁昌实, 邓希光, 李武显, 李献华, 杨岳衡, 谢烈文. 2007. 桂东南大容山-十万大山 S 型花岗岩带的成因: 地球化学及 Sr-Nd-Hf 同位素制约. 岩石学报, 23(2): 403-412
- 覃小锋, 潘元明, 李江, 李容森, 周府生, 胡贵昂, 钟锋运. 2006. 桂东南云开地区变质杂岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学. 地质通报, 25(5): 553-559
- 邱小平. 2004. 两广云开大山地区开合旋回转换与金成矿作用的关系. 地质通报, 23(3): 272-278
- 丘元禧, 梁新权. 2006. 两广云开大山-十万大山地区盆山耦合构造演化——兼论华南若干区域构造问题. 地质通报, 25(3): 340-347
- 单强, 曾乔松, 李建康, 卢焕章, 侯茂洲, 于学元, 吴传军. 2014. 骑田岭芙蓉锡矿的成岩和成矿物质来源: 锆石 Lu-Hf 同位素和矿物包裹体 He-Ar 同位素证据. 地质学报, 88(4): 704-715
- 邵军. 1991. 云开地区前寒武系云开群变质岩系地质特征及其与金矿成矿的关系. 中国地质科学院院报, (3): 19-30
- 舒良树. 2012. 华南构造演化的基本特征. 地质通报, 31(7): 1035-1053
- 孙岩, 徐士进, 刘德良, 林爱明, 陆建军. 1998. 断裂构造地球化学导论. 北京: 科学出版社, 174-175
- 王成辉, 张长青, 王永磊, 邱小平, 龚朝阳. 2012. 广东高要河台金矿同位素年代学研究. 大地构造与成矿学, 36(3): 427-433
- 王磊, 龙文国, 周岱. 2013. 云开地区加里东期花岗岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 中国地质, 40(4): 1016-1029
- 王磊, 龙文国, 徐德明, 徐旺春, 周岱, 金鑫鏢, 黄皓, 张鲲. 2015. 云开地区变质基底锆石 U-Pb 年代学及对华夏地块 Grenvillian 事件的指示. 地学前缘, 22(2): 25-40
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589-1604
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. 岩石学报, 23(2): 185-220
- 徐德明, 简志永, 骆学全, 张鲲, 张雪辉, 黄皓. 2015. 钦-杭成矿带主要金属矿床成矿系列. 地学前缘, 22(2): 7-24
- 徐先兵, 张岳桥, 贾东, 舒良树, 王瑞瑞. 2009. 华南早中生代大地构造过程. 中国地质, 36(3): 573-593
- 杨明桂, 梅勇文. 1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征. 华南地质与矿产, (3): 52-59
- 杨明桂, 黄水保, 楼法生, 唐维新, 毛素斌. 2009. 中国东南陆区岩石圈结构与大规模成矿作用. 中国地质, 36(3): 528-543
- 姚德贤, 孙晓明, 杨荣勇. 1996. 河台金矿床金赋存状态研究. 南方钢铁, (2): 18-21
- 叶真华, 劳秋元, 胡世玲. 2000. 云开大山云开群地层时代和层序的研究现状与新认识. 地质论评, 46(5): 449-454
- 袁洪林, 吴福元, 高山, 柳小明, 徐平, 孙德有. 2003. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报, 48(14): 1511-1520
- 翟伟, 李兆麟, 黄栋林, 文拥军. 2004. 粤西河台金矿床富硫化物石英脉 Rb-Sr 等时线年龄讨论. 地球学报, 25(2): 243-247
- 翟伟, 袁桂邦, 李兆麟, 黄栋林, 文拥军. 2005. 粤西河台金矿床富硫化物含金石英脉锆石 U-Pb 测年及成矿意义. 地质论评, 51(3): 340-346
- 翟伟, 李兆麟, 孙晓明, 黄栋林, 梁金龙, 苗来成. 2006. 粤西河台金矿锆石 SHRIMP 年龄及其地质意义. 地质评论, 52(5): 690-699
- 张小文, 向华, 钟增球, 周汉文, 张利, 杨念, 王婧. 2009. 海南尖峰岭岩体热液锆石 U-Pb 定年及微量元素研究: 对热液作用及抱伦金矿成矿时代的限定. 地球科学, 34(6): 921-930
- 钟增球. 1996. 剪切带的流体-岩石相互作用. 地学前缘, 3(3-4): 209-215
- 周崇智, 段嘉瑞. 1988. 广东云西糜棱岩型金矿床控矿构造特征. 矿产与地质, 2(3): 10-17
- 周国强, 郑有铭, 吴安生. 1996. 两广云开地区前震旦纪地层. 中国区域地质, (4): 295-303
- 周雪瑶, 于津海, 王丽娟, 沈林伟, 张春晖. 2015. 粤西云开地区基底变质岩的组成和形成. 岩石学报, 31(3): 855-882
- 周永章, 曾长育, 李红中, 安燕飞, 梁锦, 吕文超, 杨志军, 何俊国, 沈文杰. 2012. 钦州湾-杭州湾构造结合带(南段)地质演化和找矿方向. 地质通报, 31(2-3): 486-491
- 朱江建, 林舸, 曾乔松, 陈广浩, 王京彬. 2014. 剪切应变异常带近等距控矿模式——以粤西河台金矿为例. 地质与勘探, 50(3): 454-463
- 朱永峰, 宋彪. 2006. 新疆天格尔糜棱岩化花岗岩的岩石学及其 SHRIMP 年代学研究: 兼论花岗岩中热液锆石边的定年. 岩石学报, 22(1): 135-144