

# 海南抱伦矿区构造变形、成矿时代与金矿化关系研究

胡国成<sup>1,2</sup>, 吴传军<sup>3\*</sup>, 许德如<sup>1</sup>, 蔡建新<sup>3</sup>, 王智琳<sup>4</sup>, 单强<sup>1</sup>,  
张小文<sup>5</sup>, 侯茂洲<sup>1,2</sup>, 于亮亮<sup>1,2</sup>

(1.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, 广东 广州 510640; 2.中国科学院大学 地球科学学院, 北京 100049; 3.中国科学院 南海海洋研究所, 边缘海地质重点实验室, 广东 广州 510301; 4.中南大学 地球科学与信息物理学院, 湖南 长沙 410012; 5.海南省资源环境调查院, 海南 海口 570206)

**摘要:** 抱伦金矿床位于海南岛西南部乐东县境内, 是一个以石英脉型为主的大型金矿床。野外地质调查表明, 矿区大致经历了三期构造变形: 早期(D1)NE向褶皱, 中期(D2)NNW向褶皱和剪切变形, 晚期(D3)脆性断层和节理。其中, 中期的NNW向右行剪切变形为金矿体的赋存提供了主要空间, 金矿化主要发生于三个不同的阶段, 以第一阶段(自然金-Q2石英阶段)最为重要, 形成了大量自然金, 为主要矿化阶段。对切割矿体的细晶岩脉中锆石的定年研究表明, 抱伦金矿化主要与印支期尖峰岭花岗岩浆活动有关, 而与燕山晚期岩浆活动关系不大。

**关键词:** 构造变形; 成矿时代; 剪切带; 抱伦金矿; 海南

中图分类号: P613; P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2016)02-0367-10

## 0 引言

海南抱伦金矿床是一个大型的石英脉型金矿床, 矿体严格受NNW向构造带控制。前人对抱伦金矿床地质特征、控矿构造、成岩成矿时代及成矿过程等做了一些工作。丁式江等(2001)认为抱伦金矿的形成经历了多期构造运动: 加里东期运动形成了毫岗岭背斜, 并在背斜转折端形成了构造裂隙, 变质分异热液沿裂隙贯入, 形成了成矿初期贫金石英脉; 印支期发生尖峰岭岩体的侵入, 其岩浆期后含矿热液在构造带内发生充填, 形成大量富金矿体; 燕山期构造逆冲作用及岩浆期后热液对抱伦金矿的形成进行了一定程度的改造富化。陈柏林等(2004)认同抱伦金矿是印支期的岩浆热液型金矿, 但提出其控矿构造带是NE向铁湾岭

断裂右行压扭活动过程中所派生的次级裂隙。刘玉琳等(2002)和舒斌等(2004)获得石英脉型矿石中热液成因白云母<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar和K-Ar年龄为219~221 Ma, 使印支期成矿的观点得到了进一步的支持。但钟增球等(2010)在提交的《海南抱伦金矿扩大矿产规模可能性的地质研究》报告中, 根据印支期和燕山期花岗岩LA-ICP-MS锆石原位测试分析, 认为~113 Ma的白垩纪可能是抱伦金矿床的一个主要成矿时期。由此可见, 有关抱伦金矿控矿构造成因及成矿时代等问题至今仍存在着不同的看法或缺乏充分的论证。本文在野外地质调查基础上, 就抱伦矿区构造变形特征及构造演化序列展开研究, 并对穿切矿体的花岗细晶岩脉进行了锆石LA-ICP-MS U-Pb定年研究, 以对抱伦金矿床成矿时代进行间接限定。

收稿日期: 2015-03-22; 改回日期: 2015-12-25

项目资助: 中国博士后科学基金(2015M582437)资助。

第一作者简介: 胡国成(1989-), 男, 硕士研究生, 岩石学矿物学矿床学专业。Email: 766745763@qq.com

通信作者: 吴传军(1985-), 男, 博士后, 从事构造地质学研究。Email: wuchuanjun321@126.com

### 1 区域地质背景

海南抱伦金矿床位于华夏地块和南海地台九所-陵水断裂拼合带北侧(廖香俊等, 2005; Xu et al., 2013), 即华南加里东褶皱系南缘五指山褶皱带, 空间上夹持于东西向九所-陵水断裂与尖峰-吊罗深大断裂之间(图 1a)。区内出露最老地层为中元古界抱板群, 系一套中深变质相斜长片麻岩、混合岩及石英云母片岩, 原岩为中酸性火山岩和陆源碎屑沉积岩建造, 变质作用时间发生于 1.6~1.45 Ga(马大铨等, 1977, 1998; 许德如等, 2006a)。该地层西部发育近南北向的亚南甫倒转背斜, 而东部冲卒岭地区发育一条 NNE 向展布的左行韧性剪切带, 形成于 227~229 Ma(陈新跃等, 2006)。与该韧性剪切带接触的是志留系陀烈组, 为一套类复理石浅变质岩系, 形成于浅海陆棚至陆源深海环境, 区内仅出露其中、下层位, 中段为含炭千枚岩, 下段为石英绢云母千枚岩。陀烈组东侧以 NNE 向铁湾岭断裂与白垩纪红层盆地呈断层接触, 该断层可能早在印支期就已形成, 表现为右行压扭性质, 燕山期又强烈活动, 控制了白垩纪红层盆地的展布(陈柏林等, 2004)。此外, 研究区西部还出露有大面积的第四纪沉积物。

研究区北西和南东侧均分布有大面积的侵入岩。北西部为印支期尖峰岭复式岩体, 由尖峰岭单元、黑岭单元、金鸡岭单元和瘦岭单元共同构成。根据穿插关系, 先后依次侵入的是尖峰岭单元、黑岭单元、金鸡岭单元和瘦岭单元(谢才富等, 2006)。而尖峰岭单元是该复式岩体的主要组成单元, 岩性主要为中粗粒似斑状黑云母正长花岗岩, 块状构造, 岩体中部锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 249±5 Ma(谢才富等, 2006), 黑云母 K-Ar 年龄为 209±3 Ma~221±2 Ma, 岩体边缘锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 240.6±2.1 Ma(张小文等, 2009), 而其黑云母 <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 坪年龄为 237±4 Ma(舒斌等, 2004)。东南部为燕山晚期千家复式岩体, 岩性主要为黑云母二长花岗岩, 侵位时间~100 Ma(LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年, 陈沐龙等, 2014), 属壳幔混合成因(陈沐龙等, 2008)。

### 2 矿区金矿化特征

抱伦金矿矿体产出于毫岗岭背斜核部, 其形态和产状主要受叠加于毫岗岭背斜之上的 NNW 向构造带控制(图 1c)。构造带走向一般为 325°~355°, 倾向 SWW、局部倾向 NEE, 倾角较陡, 与围岩呈明显切割关系。矿体主要由含金石英脉、含金蚀变岩组成, 以前者为主。矿石主要呈块状、似条带状构造,

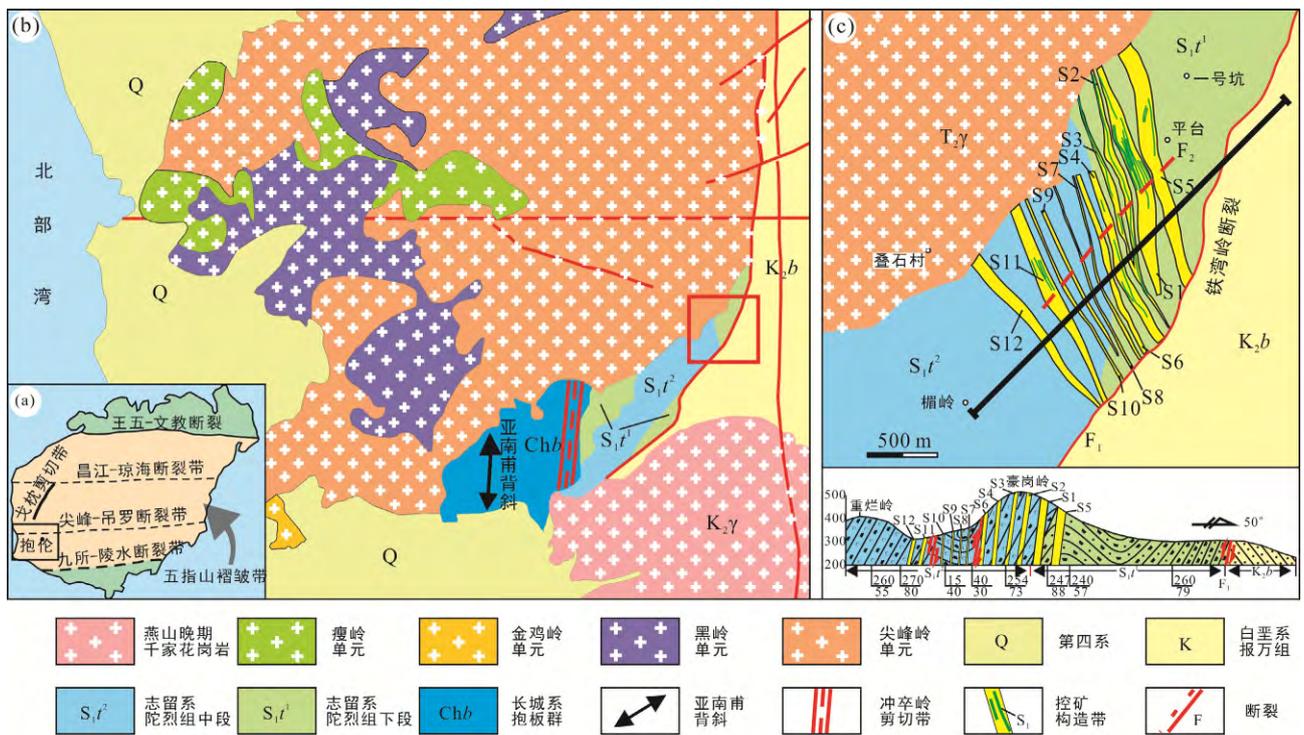
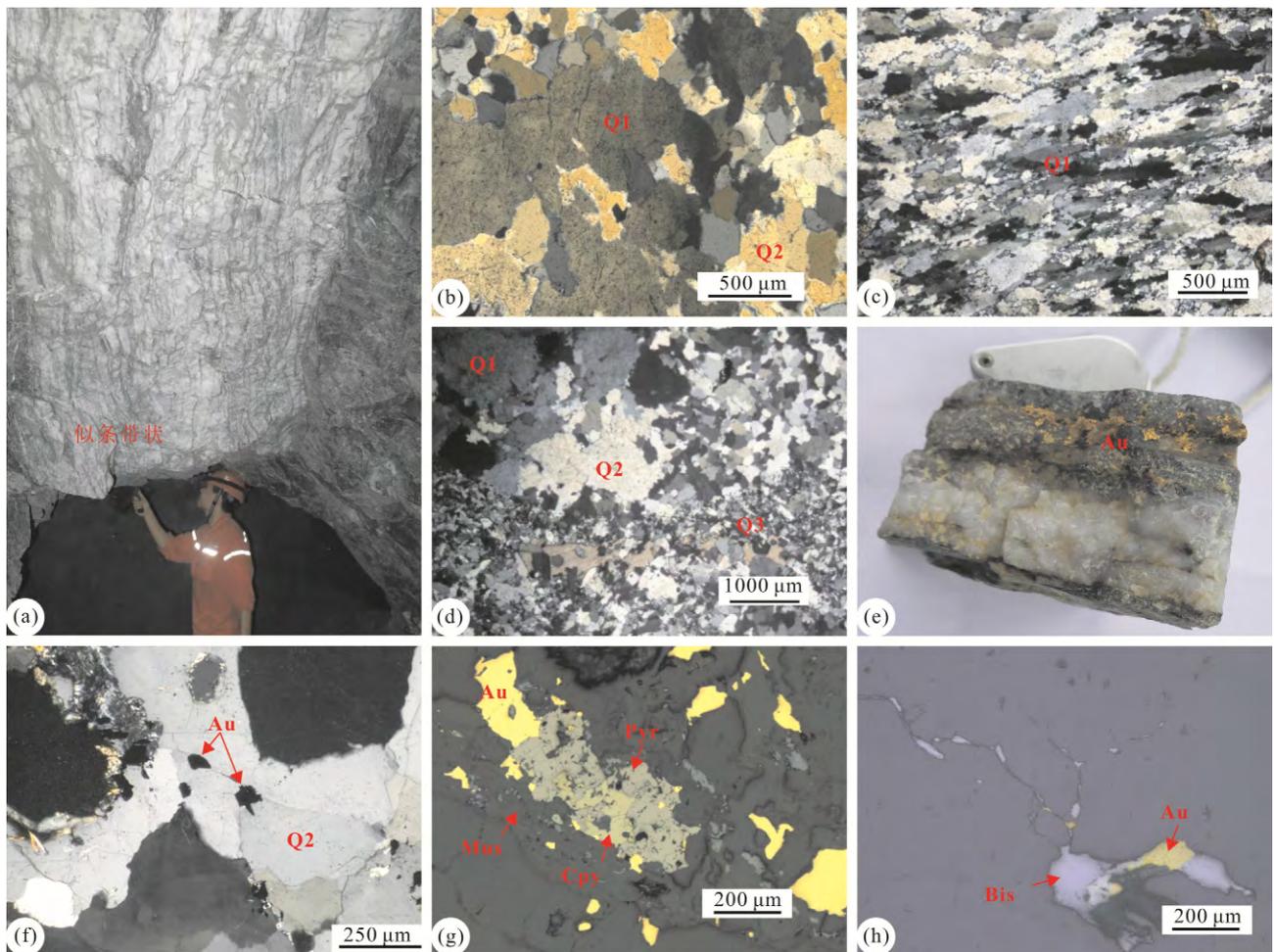


图 1 抱伦金矿区域及矿区地质简图(据王朝文等, 2011 修改)

Fig.1 Geological map of the Baolun gold deposit

少量呈网脉状、角砾状构造(图 2a)。矿石中金属矿物主要由黄铁矿、磁黄铁矿构成, 含少量闪锌矿和方铅矿以及微量自然金、毒砂、黄铜矿、辉铋矿等。脉石矿物以石英为主, 其次为方解石、白云母、绢云母、绿泥石、金红石等。通过大量的显微镜观察, 发现矿区主要载金矿物——石英可划分为三期: 第一期石英(Q1)是遭受过韧性变形的石英, 当变形程度较弱时, Q1 期石英粒度较粗大, 呈波状消光特征(图 2b), 有的还发育变形纹; 而当变形相对较强时, Q1 期石英颗粒变细小, 呈带状分布(图 2c); 第二期石英(Q2)未遭受过明显韧性变形, 无波状消光现象, 晶粒较小, 且相对自形, 可以有规则的边界, 常交代 Q1 期石英(图 2b); 第三期石英(Q3)是更晚期热液石英, 粒度细小, 仅局部出现, 有时与白云母、绢云母、黄铁矿、绿泥石等一起构成脉体, 穿切 Q1

期和 Q2 期石英(图 2d)。在三期石英中金矿化的发育程度是不同的: Q1 期石英中未见到过自然金产出; Q2 期石英中常见自然金产于石英晶粒内, 或晶粒接触边界, 且附近没有其他后期细脉或蚀变发生, 也少见其他金属矿物, 表明该时期金矿化主要以单独自然金的形式呈现, 即自然金-Q2 石英阶段, 该阶段金矿化分布范围最广, 是最重要的金矿化阶段(图 2e~f); Q3 期石英中也可见到金矿化, 此时自然金往往和大量金属硫化物产出在穿切 Q2 期石英的白云母细脉中, 这些白云母脉内部或边缘常发育有 Q3 期石英, 表明该阶段矿化可能与 Q3 期石英同时发生(自然金-硫化物阶段)(图 2g)。此外, 镜下还常见自然金、黑铋金矿、辉铋矿等呈团块状或细脉状紧密共生, 团块状矿化与细脉状矿化可连通, 应是同期产物, 而细脉状矿化充填在石英的晚期脆性裂



(a) 似条带状矿石; (b) 波状消光石英(Q1)常与未变形石英(Q2)混生, 波状消光石英形成较早; (c) 变形较强的丝带状石英(Q1); (d) 晚期热液石英(Q3)较细小, 穿切或交代前两期石英, 常与热液矿物白云母、绿泥石、绢云母、硫化物等共生; (e)-(f) 自然金-Q2 阶段发育大量的自然金, 常沿裂隙或石英粒间产出; (g) 自然金与硫化物、白云母等共生; (h) 成矿晚阶段, 自然金与辉铋矿沿裂隙产出。

图 2 海南抱伦金矿床矿化特征

Fig.2 Mineralization characteristics of the Baolun gold deposit in Hainan province

隙中,推测矿化发生较晚,应属第三期成矿(自然金-铋矿物阶段)(图 2h)。该成矿阶段之后,常见石英-碳酸盐脉和未见明显矿化的黄铁矿出现,表明成矿已进入末期。

### 3 矿区构造样式

#### 3.1 褶皱构造

陀烈组地层中发育 NNE 和 NNW 向两期褶皱构造。NNE 向褶皱发育于矿区西南部毫稳松一带,即毫稳松向斜,该向斜轴向  $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ ,核部为陀烈组中段炭质千枚岩,两翼为陀烈组下段石英绢云母千枚岩,其北西翼被尖峰岭岩体侵入,南东翼与白垩系报万组呈断层接触。NNW 向褶皱发育于矿区豪岗岭一带,西翼倾向南西,倾角  $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ ,东翼倾角稍缓,为  $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ ,强烈的构造作用形成了大量顺层面理,呈 NNW-SSE 走向,倾向 SWW,倾角较陡(图 3a)。局部见未完全置换的无根褶皱、紧闭褶皱(图 4a),轴面与面理平行,褶皱枢纽及包络面向北西倾伏,倾

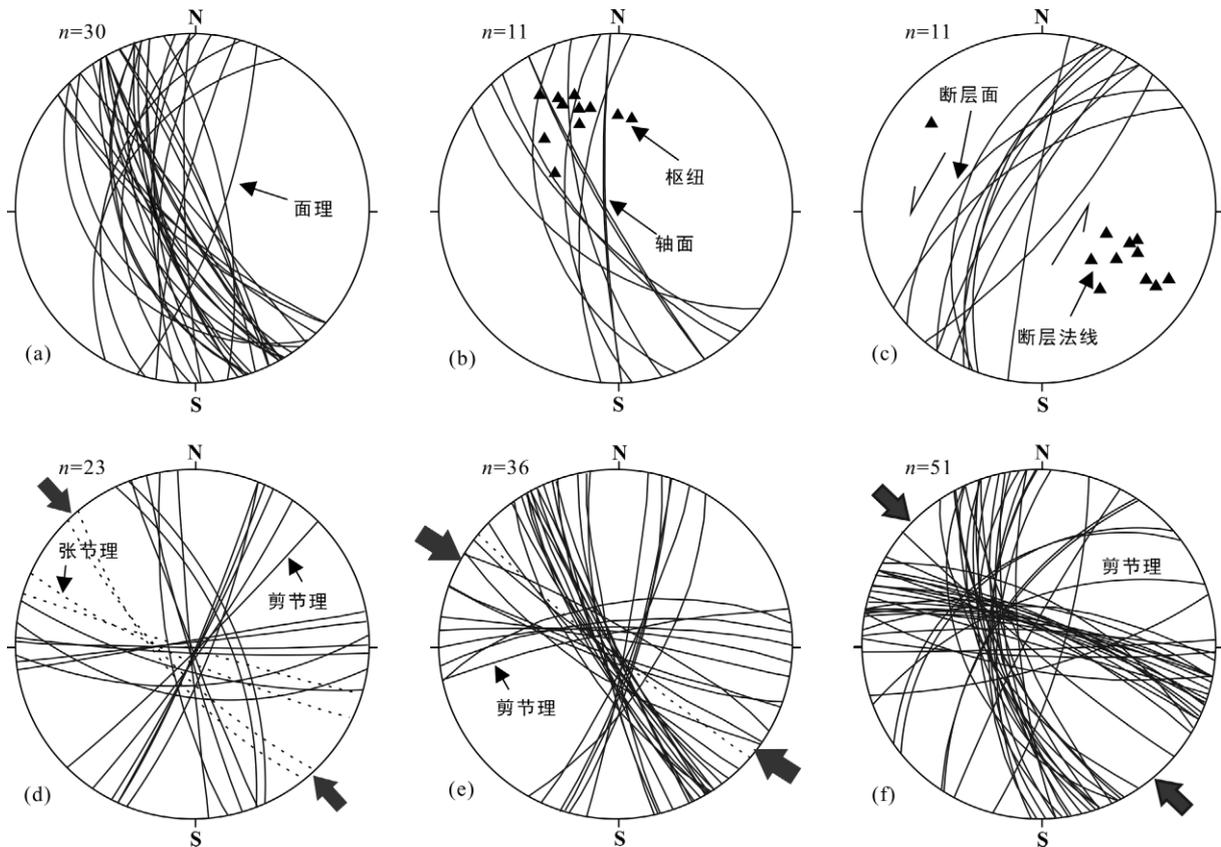
伏角  $20^{\circ}\sim 25^{\circ}$ (图 3b)。

#### 3.2 逆冲挤压构造

逆冲挤压构造发育于矿区毫岗岭一带,规模较小,呈 NW-SE 走向,叠置于早期褶皱构造之上。受逆冲挤压构造影响,局部形成挤压断层(图 4b),并引起地层产状变化,在 7 号至 10 号剪切带(S7-S10)一带形成一形似向斜的逆冲挤压构造(图 1d)。

#### 3.3 剪切带

研究区发育一系列平行且等距离排列的陡倾脆-韧性剪切构造带,明显切割地层,构成抱伦金矿脉的主要赋矿空间。根据剪切带运动性质的不同,可分为右行和左行,以右行为主。右行剪切带主要发育于矿区毫岗岭一带,带内常发育不对称褶曲、 $\delta$ 型旋转碎斑及糜棱岩,不对称褶曲及旋转碎斑指示其运动性质为水平剪切。左行剪切带发育较弱,发育程度较右行剪切带低,在尖峰岭花岗岩体与陀烈组接触带附近,见其叠加于角岩化地层之上,表明其侵位时间晚于尖峰岭岩体(图 4c)。



(a) 面理; (b) 小褶皱; (c) NE 向断层; (d) 白垩系报万组中节理; (e) 燕山晚期千家岩体中节理; (f) 印支期尖峰岩体中节理。

图 3 抱伦地区主要地质体产状统计

Fig.3 Occurrences of the main geological bodies in Baolun area

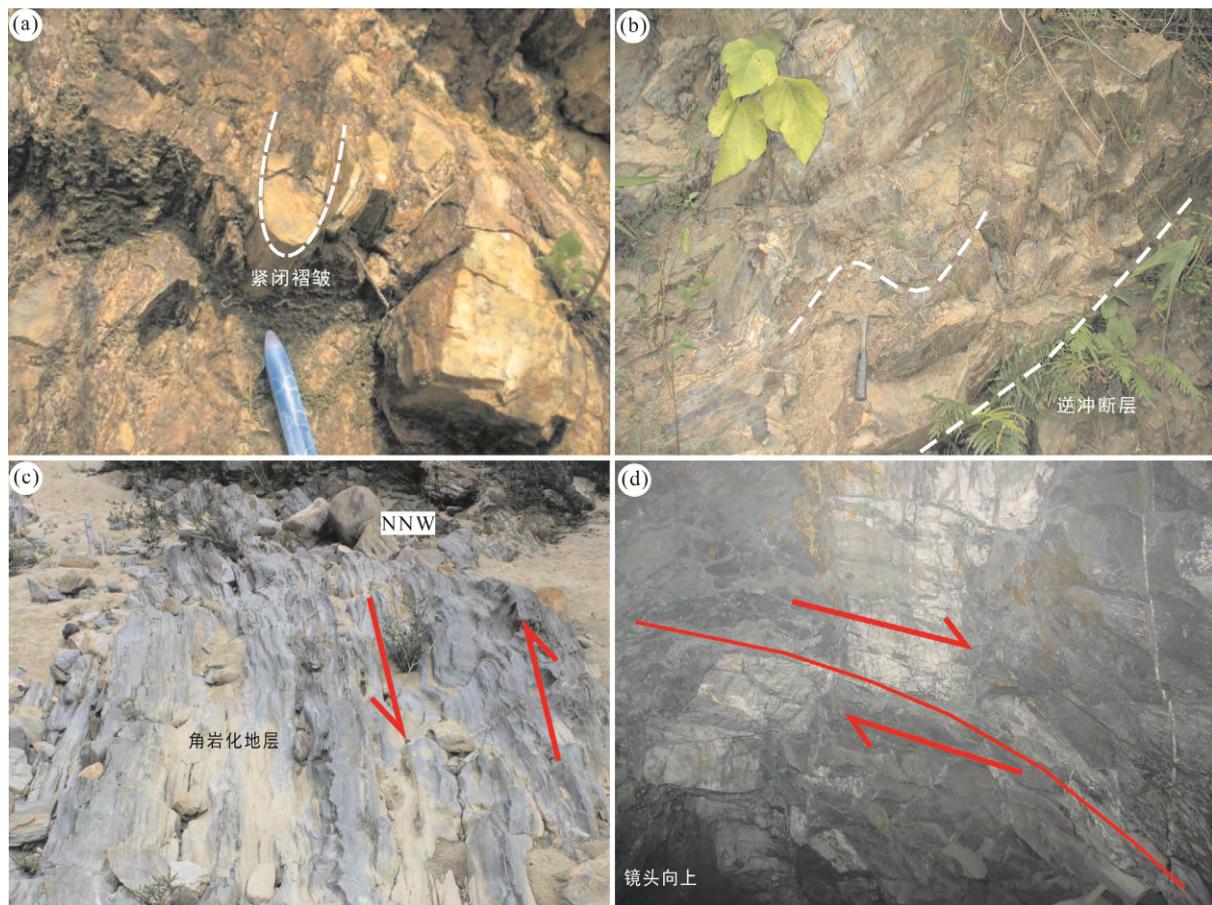


图 4 抱伦矿区构造变形典型地质照片

Fig.4 Photos of the structural deformation in the Baolun mining area

### 3.4 断层

矿区 NE 向断层非常发育, 除 NE 向铁湾岭断裂外, 坑道中还常见一些规模较小的断裂, 断层走向约  $30^{\circ}$ , 倾向 NW 为主, 倾角  $65^{\circ}\sim 70^{\circ}$ (图 3c)。这些断层左行错断含矿石英脉, 错距一般不大, 约 1~5 m(图 4d)。

### 3.5 节理

节理是切割岩石的一种小裂隙(陈国达, 1983), 在矿区白垩系红层砂岩、西北部的印支期尖峰岭花岗岩及南部燕山晚期千家花岗岩体中十分发育。白垩系红层砂岩主要发育近 EW 向、NNW 向、NW 向, 个别测点可见 NNE 向(图 3d); 燕山期岩体中以 NNW-SSE 组最为显著, 其次发育 NW-SEE 至 E-W 组(图 3e); 尖峰岭花岗岩体基本上可分为两组, 其一产状稳定, 走向 NNW-SSE, 陡倾向 SWW; 其二走向 NNW-SEE 至 E-W 向, 向北陡倾斜, 构成共轭节理系, 其锐角等分线对应主压应力方向, 总体反映一期 NW-SE 向的挤压应力作用(图 3f)。此外, 个别观察点也发育 NNE 向节理, 因缺少与之对应的共轭节理, 性质不明无法判断, 但因走向平行共轭节理

系钝角等分线, 推测可能是构造应力场反转的产物。

## 4 构造变形序列

根据抱伦矿区构造变形形迹及相互叠加改造关系, 结合区域构造演化事件, 初步将抱伦矿区构造变形划分为 3 个期次: D1、D2 和 D3 变形期。D1 变形期是 NNE 东向褶皱的主要形成时期, D2 变形期是 NNW 向褶皱叠加及剪切变形形成时期, D3 变形期是脆性节理及 NE 向断层的主要形成时期。

D1 变形期表现为原始层理的褶皱变形, 在毫稳松一带形成了轴向 NNE 的大型向斜构造, 在豪岗岭一带则被 NNW 向褶皱叠加改造, 但从 NNW 向残余褶皱包络面呈 NNE 走向, 表明 NNE 向毫稳松向斜早于 NNW 向构造的形成。

D2 变形期形成了一系列 NNW 向构造形迹, 根据构造样式和运动学标志分析, D2 期构造变形可划分为 D2a、D2b、D2c、D2d 四个阶段。D2a 形成了毫岗岭背斜及派生的 NNW 向紧闭褶皱、新生面理和石香肠构造, 反映该阶段地层遭受了强烈的 NEE

向压应力作用; D2b 发育的构造样式有不对称褶皱和逆冲断层, 不对称褶皱较开阔, 变形相对较弱, 逆冲断层则切割地层; D2c 构造样式再次发生改变, 表现为一系列 NNW 向右行剪切构造, 剪切带内发育一系列韧性不对称褶皱、千糜岩等, 其形成的剪切裂隙构成了抱伦金矿体的主要赋矿空间, 石英脉矿化只在陀烈组中发育, 未延伸入花岗岩, 表明右行剪切带的形成早于尖峰岭岩体的侵位; D2d 进入 NNW 向左行走滑阶段, 明显叠加于尖峰岭岩体与陀烈组接触处的角岩化地层之上, 表明其形成时间略晚于尖峰岭岩体的侵位。

D3 变形期发育脆性构造, 表现为节理和断层。由于节理在白垩系红层砂岩及燕山晚期千家岩体中均有发育, 矿区东侧 NE 向毫岗岭断裂也控制了白垩系红层盆地的形成, 表明该期构造变形形成时间明显晚于 D1 及 D2 期构造变形。

## 5 细晶岩脉锆石 LA-ICP-MS 定年

矿区细晶岩脉十分发育, 常见其从尖峰岭岩体边缘分支出来, 沿陀烈组层间灌入, 或沿 NNW 向裂隙穿插入地层之中。细晶岩脉主要由石英、长石和白云母等矿物组成, 具花岗结构, 矿物颗粒自形程度较高, 粒度较细, 约 0.5~1 mm。由于矿井下常见细晶岩脉切割矿体, 因此, 通过对细晶岩脉中锆石进行 LA-ICP-MS U-Pb 定年研究, 可能是解决抱伦金矿床印支期与燕山期两期成矿认识分歧的有效手段。

### 5.1 样品处理及分析方法

本次用于测年的细晶岩脉样品(13BL-93)采自 2

号坑道 160 中段 106 线东端, 与矿体呈明显切割关系, 表明形成时间晚于矿体(图 5a)。将采集的细晶岩脉样品进行机械破碎后, 过 0.3 mm 孔筛, 然后利用重选对锆石进行初步富集, 将富集后的样品, 在双目镜下人工挑选锆石并制靶, 之后进行反射光、透射光、阴极发光图像分析, 最后在中国地质科学院北京离子探针中心 SHRIMP II 型离子探针上进行测试。测试过程中尽量避免裂纹和包裹体, 根据锆石的成因类型和研究目的, 确定要测定的点。详细实验流程和原理参见 Williams(1998), 测试中分别采用标准锆石 TEM(417 Ma, Black et al., 2003)和 M257(561 Ma, Nasdala et al., 2008)进行同位素分馏校正和标定待测锆石中的 U、Th、Pb 含量。数据处理采用 SQUID(Ludwig, 2001)和 ISOPLOT(Ludwig, 2003)程序, 利用实测  $^{204}\text{Pb}$  进行普通 Pb 校正, 单个数据点的误差为 1, 年龄平均值误差为 2 (95%置信度)。

### 5.2 测试结果

细晶岩脉中锆石多呈棕色、褐色, 不规则状, 晶棱及晶面较清晰, 粒度约 50~100  $\mu\text{m}$ 。在 CL(阴极发光)图像上(图 5b), 绝大多数锆石不发光, 具典型热液锆石特征(吴元保和郑永飞, 2004)。极少部分(12 号锆石)在 CL 图像上发光性较强, 具内核, 有磨圆特征, 为碎屑锆石残留核。此外, 还有一种锆石(6 号)具典型岩浆振荡环带, 属岩浆锆石(Corfu et al., 2003; Wu and Zheng, 2004)。12 粒锆石的分析结果见表 1, 碎屑锆石的 U、Th 含量分别为 1355  $\mu\text{g/g}$ , 531  $\mu\text{g/g}$ , Th/U 比值为 0.41,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄为 1650 Ma, 与陀烈组中碎屑锆石一致(未刊数据), 暗示其可能

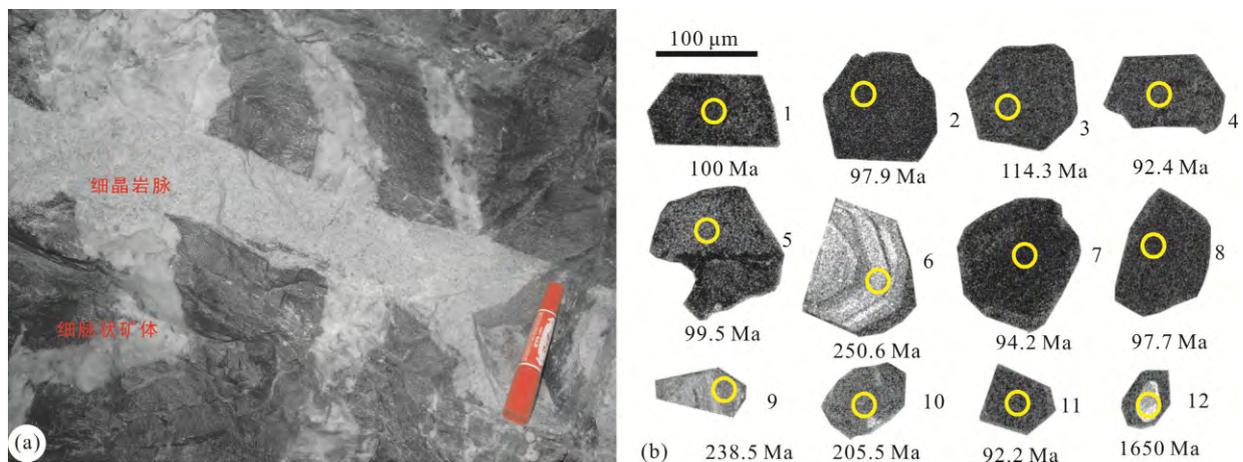


图 5 穿切含石英脉的细晶岩(a)及其中锆石的阴极发光照片(b)

Fig.5 Photo showing the crosscut relationship between the granite aplite and the ore-bearing quartz vein (a), and CL images of zircon grains from the granite aplite (b)

表 1 细晶岩脉热液锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测定结果  
Table 1 SHRIMP U-Pb isotopic dating results of hydrothermal zircon from the granite aplite

测点	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup>	<sup>206</sup> Pb*	U	Th	Th/U	同位素比值				年龄(Ma)		不谐和度 (%)		
	(%)	μg/g				<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±%		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ
13BL93-1	0.89	182	13438	16620	1.28	0.0507	5.5	0.1093	5.9	0.01564	2	100	1.9	56
13BL93-2	5.24	190	13704	33992	2.56	0.0491	12	0.104	12	0.01531	2.1	97.9	2.1	36
13BL93-3	7.74	127	7650	6399	0.86	0.052	27	0.129	27	0.01788	2.6	114.3	2.9	62
13BL93-4	9.61	143	10412	4111	0.41	0.0384	15	0.076	15	0.01444	2	92.4	1.9	120
13BL93-5	2.38	93.9	6860	5532	0.83	0.0539	3.5	0.1157	3.9	0.01555	1.7	99.5	1.6	73
13BL93-6	0.48	21.8	638	382	0.62	0.0516	3.9	0.282	4.2	0.03964	1.6	250.6	4.0	6
13BL93-7	13.72	362	24705	31616	1.32	0.052	38	0.105	38	0.01473	2.3	94.2	2.2	65
13BL93-8	0.95	190	14342	12861	0.93	0.0581	1.8	0.1223	2.3	0.01528	1.5	97.7	1.5	82
13BL93-9	0.35	43.6	1343	1053	0.81	0.04992	1.9	0.2594	2.4	0.03769	1.5	238.5	3.5	-25
13BL93-10	1.78	100	3539	2009	0.59	0.0498	2.7	0.2224	3.1	0.03239	1.5	205.5	3.0	-11
13BL93-11	0.54	220	17709	10929	0.64	0.0515	2.7	0.1024	3.3	0.01441	1.9	92.2	1.8	65
13BL93-12	0.18	340	1355	531	0.41	0.1641	0.3	6.598	1.5	0.2916	1.5	1650	21	34

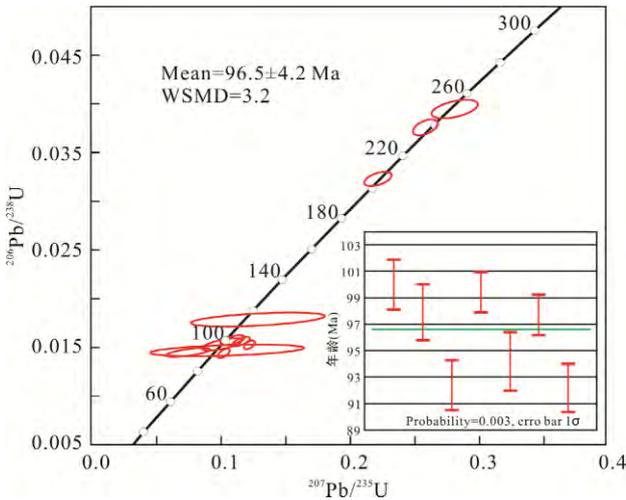


图 6 花岗细晶岩脉锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谱和图  
Fig.6 U-Pb concordia diagram for zircon from the granite aplite

是细晶岩脉形成时捕获的地层中锆石; 岩浆锆石的 U、Th 含量分别为 638~1343 μg/g 和 382~1053 μg/g, Th/U 比值为 0.62~0.81, <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄为 238~250 Ma, 与已报道的尖峰岭岩体锆石年龄一致; 而热液锆石具有异常高的 U、Th 含量, 分别集中在 10000~18000 μg/g, 6000~17000 μg/g, Th/U 比值变化较大, 介于 0.41~2.56, 除两个分析点的 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄为 114.3 Ma 和 205.5 Ma 偏大外, 其余介于 92.4~100 Ma 之间, 加权平均年龄为 96.5±4.2 Ma(MSWD=3.2)(图 6)。

## 6 讨论

### 6.1 构造变形与区域构造演化

志留纪末期, 海南岛广泛受到加里东造山事件

的影响, 导致了全岛缺失泥盆系, 并形成一系列 NNE-NE 走向的褶皱, 如南好褶皱、三亚褶皱、南坤园褶皱及东岭褶皱带等(汪啸风等, 1992; 陈新跃, 2006)。以往虽然对华南加里东构造运动在构造变形样式及动力学来源认识上存在分歧, 但均普遍赞同华南加里东运动使早古生代及之前地层发生了近 EW-NEE 向褶皱构造变形(候光久等, 1998; 余心起等, 2006), 这表明矿区 D1 期构造变形可能与加里东造山事件有关。

进入晚二叠世, 印支-华南碰撞造山事件在海南岛的可能响应已得到国内外学者的普遍认同(Xu et al., 2007, 2008, 2013)。谢才富等(2006)报道了海南岛琼中五指山地区出露的大量 269~278 Ma 过铝质角闪岩相花岗岩片麻岩, Li et al. (2006)报道了琼中五指山地区出露有片理化明显的同碰撞花岗岩, 其锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 262~267 Ma, 周佐民等(2011)报道了什桥-志仲及大花角-九所岭一带出露有锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 241~243 Ma, 面积超过 500 km<sup>2</sup>的后碰撞成因正长花岗岩套; 陈新跃等(2006)通过对海南岛公爱、琼中长征、和平地区 NW-NNW 向右旋韧性剪切带的研究表明, 其与印支地体北部 NW-NNW 向韧性剪切带有着相似的变形特征和变形时序, 白云母 <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 年龄为 242~248 Ma; 汪啸风等(1992)和陈新跃(2006)也提出海南岛发育的一系列 NW-NNW 向的褶皱, 如芙蓉田复式背斜、石碌复式背斜等均是印支期构造作用的产物。基于此, 我们认为矿区发育的一系列 NNW 向构造行迹是印支造山作用的产物, 应与古特提斯洋的闭合,

印支、华南板块之间自东向西发生碰撞作用有关 (Lepvrier et al., 1997; Metcalfe, 2000; Carter et al., 2001)。其中 D2c 阶段形成的右行韧性剪切构造, 与尖峰岭岩体北侧公爱地区、琼中五指山、长征等地的右旋韧性剪切带应为同期构造产物, 形成于 242~248 Ma 之间。

白垩纪末期, 海南岛发生了一次强烈的构造运动。在岛南部表现为古近系陵水组不整合于下白垩统鹿母湾组之上, 在岛北表现为古新统昌头组和长流组不整合于白垩系鹿母湾组之上, 伴随此次构造运动还有强烈的中酸性岩浆侵入活动, 形成了许多规模巨大的花岗岩体, 如千家岩体、屯昌岩体等, 形成时间在 70~100 Ma (汪啸风等, 1992)。D3 期构造变形在千家岩体及报万组均有发育, 且对矿区节理的构造变形方位统计分析表明, 其主压应力方位为 320°左右, 也可与 80~100 Ma 期间太平洋板块向华南板块俯冲的构造应力场方位相吻合 (张旗和李承东, 2012; 张旗, 2013)。

## 6.2 成矿时代

本次工作在细晶岩脉中获得的热液锆石, 呈不规则状、双锥不发育, CL 图像上不发光, 与尖峰岭岩浆锆石多呈长柱状、双锥发育、具有典型岩浆振荡环带明显不同 (谢才富等, 2006; 张小文等, 2009), 表明这些热液锆石不是由岩浆锆石经热液改造作用形成, 而可能是从锆饱和热液中直接结晶形成的。从野外地质特征来看, 细晶岩脉从尖峰岭岩体边缘相细粒花岗岩分支出来, 穿插进入陀烈组围岩, 暗示其与尖峰岭岩体边缘相同时形成 (约 240 Ma), 因而大量的热液锆石仅反映了细晶岩脉形成后又遭受了强烈的热液活动。锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析结果获得加权平均年龄为  $96.5 \pm 4.2$  Ma, 与矿区南面千家岩体侵位年龄 (陈沐龙等, 2014) 在误差范围内一致, 暗示该热液活动可能与千家岩体岩浆期后热液活动有关。根据脉体穿插关系, 细晶岩脉明显晚于矿脉的形成, 这也暗示千家岩体岩浆期后热液活动可能与抱伦金矿大规模矿化作用关系不大。

前人针对抱伦金矿床成矿时代也展开过多次定年研究, 包括矿石中热液成因白云母  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  坪年龄  $219 \pm 1$  Ma (舒斌等, 2004)、水白云母 K-Ar 年龄  $221 \pm 3$  Ma (刘玉琳等, 2002)、伊利石 K-Ar 年龄  $216 \pm 3$  Ma~ $205 \pm 3$  Ma (丁式江等, 2001)、白云母和绿泥石 Rb-Sr 等时线年龄  $236 \pm 17$  Ma (陈柏林等, 2001)。陈颖民等 (2011) 对这些年龄进行了详细分析, 认为由于白云母封闭温度为  $350 \pm 50$  °C, 高于抱伦金矿床包裹

体均一温度 105~324 °C, 其  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  及 K-Ar 年龄真实反应抱伦金矿床的成矿时代, 即 219~221 Ma。然而, 据本次矿相学研究表明, 蚀变白云母主要形成于第二阶段, 即金-硫化物成矿阶段, 作为抱伦金矿床最主要成矿阶段的金-Q2 石英阶段应早于该年龄。这从细晶岩脉与含矿石英脉穿插关系上也得到了印证, 即含矿石英脉早于细晶岩脉的形成年龄 236~240 Ma, 但应小于 NNW 向剪切构造带的形成时限 242~248 Ma。即抱伦金矿床主成矿期应在 240~248 Ma 之间。该年龄与尖峰岭岩体主体侵位年代十分吻合, 也暗示了尖峰岭岩体与抱伦金矿化关系密切。

## 6.3 构造变形与金矿化

褶皱形成过程中, 常在褶皱轴部形成一些张裂隙或纵张断裂, 可为流体和成矿物质向轴部富集提供有利条件 (张玉学, 1988)。矿相学分析显示 Q1 石英粒度粗大, 且遭受过明显的韧性变形, 表明 Q1 石英生长环境较自由, 且早于 NNW 向剪切带的形成。因此, 可推测在印支造山活动早期, 毫岗岭背斜在核部形成了一系列张裂隙, 区域变质热液沿张裂隙发生充填, 形成了颗粒较粗大的 Q1 石英, 而后于 242~248 Ma 期间, NNW 向剪切构造沿早期张裂隙优先生长, 致使粗粒石英发生了明显韧性变形。同时或稍后, 随着造山活动逐渐向造山后伸展转换, 导致中下地壳减压熔融作用的发生, 同时上地幔软流圈可能发生上涌, 形成了尖峰岭花岗岩体, 并在上涌上地幔软流圈持续加热作用下, 尖峰岭花岗岩经历了长期的演化过程, 随着温度的降低, 逐渐演化出岩浆期后热液流体, 向 NNW 向控矿构造带运移, 并发生减压卸载, 致使形成大量金矿体。燕山晚期, 太平洋板块 NW 向俯冲于欧亚板块之下, 致使抱伦矿区形成了一系列 NE 向规模不同的断层, 并对矿体连续性产生了一定的破坏作用。

致谢: 中国科学院广州地球化学研究所单叶华研究院和另一位匿名审稿人对本文进行了审阅, 并提出了宝贵的修改意见, 在此表示衷心的感谢!

## 参考文献 (References):

- 陈柏林, 丁式江, 李中坚, 董法先, 廖香俊, 舒斌, 符锋, 傅杨荣, 董诚. 2001. 海南抱伦金矿床成矿时代研究. 地球化学, 30(6): 525-531.
- 陈柏林, 李中坚, 董诚, 丁式江, 舒斌, 廖香俊, 董法先, 傅杨荣. 2004. 海南抱伦金矿床控矿构造特征及其对

- 金矿化的控制作用. 中国地质, 31(2): 139-147.
- 陈国达. 1983. 成矿构造研究法. 北京: 地质出版社: 1-419.
- 陈沐龙, 李孙雄, 曾雁玲, 周进波. 2008. 海南岛白垩纪千家岩体岩石地球化学特征及其成矿作用分析. 矿产与地质, 22(1): 36-42.
- 陈沐龙, 马昌前, 吕昭英, 云平, 刘园园. 2014. 海南岛千家复式岩体锆石U-Pb年代学及其地质意义. 地质科技情报, 33(6): 1-9.
- 陈新跃. 2006. 海南海西、印支期构造变形及其<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar年代学研究. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所博士学位论文: 1-90.
- 陈新跃, 王岳军, 范蔚茗, 彭头平, 葛铁辉. 2006. 琼西南NE向韧性剪切带构造特征及其<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar年代学约束. 地球化学, 35(5): 479-488.
- 陈颖民, 傅杨荣, 周迎春, 周慧文, 薛开文. 2011. 海南乐东抱伦金矿床控矿构造特征及主成矿期年代学研究. 黄金, 32(3): 16-22.
- 丁式江, 黄香定, 李中坚, 傅杨荣, 董法先, 舒斌, 张小文. 2001. 海南抱伦金矿地质特征及其成矿作用. 中国地质, 28(5): 28-34.
- 候光久, 索书田, 魏启荣, 郑贵洲. 1998. 雪峰山地区变质核杂岩与沃溪金矿. 地质力学学报, 4(1): 58-62.
- 廖香俊, 王平安, 丁式江, 黄香定, 董法先, 刘晓春, 雷伟志. 2005. 海南岛主要成矿系列与矿床成矿规律研究. 地质力学学报, 11(2): 187-193.
- 刘玉琳, 丁式江, 张小文, 傅杨荣. 2002. 海南乐东抱伦金矿床成矿时代研究. 地质论评, 48(增刊): 84-87.
- 马大铨, 黄香定, 陈哲培. 1997. 海南省抱板群研究的新进展. 中国区域地质, 16(2): 130-136.
- 马大铨, 黄香定, 肖志发. 1998. 海南岛结晶基底——抱板群层序与时代. 武汉: 中国地质大学出版社: 1-52.
- 舒斌, 王平安, 李中坚, 陈柏林, 董法先. 2004. 海南抱伦金矿的成矿时代研究及其意义. 现代地质, 18(3): 316-320.
- 王朝文, 洪汉烈, 钟增球, 张小文, 王婧, 李方林, 徐亚军. 2011. 海南抱伦金矿含金石英脉流体包裹体特征及其意义. 地球科学, 36(6): 1009-1020.
- 汪啸风, 马大铨, 蒋大海. 1992. 海南岛地质(二)——岩浆岩. 北京: 地质出版社: 1-270.
- 谢才富, 朱金初, 丁式江, 张业明, 付太安, 李志宏. 2006. 琼中海西期钾玄质侵入岩的厘定及其构造意义. 科学通报, 51(16): 1944-1952.
- 许德如, 夏斌, 李鹏春, 陈广浩, 张玉泉, 马驰. 2006a. 海南岛西北部前寒武纪花岗岩质岩SHRIMP 锆石U-Pb年龄及地质意义. 大地构造与成矿学, 30(4): 510-518.
- 余心起, 张达, 汪隆武. 2006. 浙皖赣相邻区加里东期构造变形特征. 地质通报, 25(6): 676-684.
- 张旗. 2013. 中国东部中生代岩浆活动与太平洋板块向西俯冲有关吗? 岩石矿物学杂志, 32(1): 113-128.
- 张旗, 李承东. 2012. 花岗岩: 地球动力学意义. 北京: 海洋出版社: 1-287.
- 张小文, 向华, 钟增球. 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.
- 张玉学. 1988. 褶皱成矿作用. 地质地球化学, (8): 70-73.
- 周佐民, 谢才富, 徐倩, 高大飞. 2011. 海南岛中三叠世正长岩-花岗岩套的地质地球化学特征与构造意义. 地质论评, 57(4): 515-531.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, Aleinikoff J N, Davies D W, Korsch R J and Foudoulis C. 2003. Temora 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200(1-2): 155-170.
- Carter A, Roques D, Bristow C and Kinny P. 2001. Understanding Mesozoic accretion in southeast Asia: Significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogen) in Vietnam. *Geology*, 29(3): 211-214.
- Corfu F, Hanchar J M and Hoskin P W O. 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 469-500.
- Lepvrier C, Maluski H, Van Vuong N, Rogues D, Axente V and Rangin C. 1997. Indosinain NW-trending shear zone within the Truong Son Belt (Vietnam): <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar Trassic and Cretaceous to Cenozoic overprints. *Tectonophysics*, 283: 105-128.
- Li X H, Li Z X, Li W X and Wang Y J. 2006. Initiation of the Indosinian orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on Hainan island. *The Journal of Geology*, 114: 341-353.
- Ludwig K R. 2001. User's Manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 1a: 1-55.
- Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4: 1-70.
- Metcalf I. 2000. The Bentong-Raub suture zone. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18: 691-712.
- Nasdala L, Hofmeister W, Norberg N, Mattinson J M, Corfu F, Dorr W, Kamo S L, Kennedy A K, Kronz A, Reiners P W, Frei D, Kosler J, Wan Y S, Gotze J, Hager T, Kroner A and Valley J W. 2008. Zircon M257: A homogeneous natural reference material for the ion-

- microprobe U-Pb analysis of zircon. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32(3): 247–265.
- Willimas I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // McKibben M A, Shanks W C and Ridley W E. Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Process. *Reviews in Economic Geology*, 7: 1–35.
- Wu Y B and Zheng Y F. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49(15): 1554–1569.
- Xu D R, Wang Z L, Cai J X, Wu C J, Nonna B C, Wang L, Chen H Y, Michael J B and Monika A K. 2013. Geological characteristics and metallogenesis of the Shilu Fe-ore deposit in Hainan Province, South China. *Ore Geology Reviews*, 53: 318–342.
- Xu D R, Xia B, Li P C, Chen G H, Ma C and Zhang Y Q. 2007. Protolith natures and U-Pb sensitive high mass-resolution ion microprobe (SHRIMP) zircon ages of metabasites in Hainan Island, South China: Implication for geodynamic evolution since the late Precambrian. *Island Arc*, 16: 575–597.
- Xu D R, Xia B, Nonna B C, Bachlinski R, Li P, Chen G and Chen T. 2008. Geochemistry and Sr-Nd isotope systematics of metabasites in the Tunchang area, Hainan Island, South China: Implications for petrogenesis and tectonic setting. *Mineralogy and Petrology*, 92: 361–391.

## Structural Deformation, Age of Ore-formation and Origin of Baolun Gold Deposit in Hainan Island, South China

HU Guocheng<sup>1,2</sup>, WU Chuanjun<sup>3\*</sup>, XU Deru<sup>1</sup>, CAI Jianxin<sup>3</sup>, WANG Zhilin<sup>4</sup>, SHAN Qiang<sup>1</sup>, ZHANG Xiaowen<sup>5</sup>, HOU Maozhou<sup>1,2</sup> and YU Liangliang<sup>1,2</sup>

(1. CAS Key Laboratory of Mineral and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. College of Geoscience, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. CAS Key Laboratory of Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, Guangdong, China; 4. School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha 410012, Hunan, China; 5. Hainan Resource and Environment Survey Institute, Haikou 570206, Hainan, China)

**Abstract:** The Baolun gold deposit, located in the Ledong county, southwestern of Hainan Island, is a large-size quartz vein type gold deposit. The ores are strongly controlled by a series of NNW-trending brittle-ductile shear zones. Detailed field mapping showed that there are at least three phases of deformation in the mine and the adjacent areas, which include the early NE-trending synclinorium formation (stage D1), the middle NNW-trending structural deformation (stage D2), and the late brittle faults and joints (stage D3). The NNW-trending dextral shear zones, formed in deformation stage D2, are the ore-controlling structures which offer essential channel ways and space for activation and enrichment of metallogenic materials. There are three stages of gold mineralization and the first stage is the most important one. Moreover, according to the zircon U-Pb dating results of the aplite granite which cuts the ore vein, we propose that the gold mineralization was associated with the post-magmatic hydrothermal activity of the Jianfengling intrusions, and irrelevant to Late Yanshanian Qianjia intrusions.

**Keywords:** structural deformation; age of ore-formation; shear zones; Baolun gold deposit; Hainan Island