

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

张小文^{1,2}, 向 华¹, 钟增球^{1*}, 周汉文¹, 张 利¹, 杨 念¹, 王 婧¹

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室和地球科学学院, 湖北武汉 430074

2. 海南大维矿产资源开发有限公司, 海南海口 570206

摘要: 海南抱伦金矿区尖峰岭岩体中的锆石可分为岩浆锆石和热液锆石。岩浆锆石无色、透明, 长柱状、无明显包裹体, U、Th 含量多小于 $1\ 000\ \mu\text{g/g}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 $240 \pm 2.1\ \text{Ma}$, 代表了尖峰岭岩体的结晶年龄。热液锆石呈褐色、浑浊、半透明的自形短柱状, 相对于岩浆锆石具有异常高的 U、Th 及微量元素含量, 其 U 含量最高可达 $30\ 000\ \mu\text{g/g}$, Th 含量最高可达 $20\ 000\ \mu\text{g/g}$, 微量及稀土元素含量比岩浆锆石普遍高一个数量级, 且具有较高的普通 Pb。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果表明, 这些热液锆石的形成年龄为 $106 \sim 120\ \text{Ma}$ 之间, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 $112.8 \pm 4.3\ \text{Ma}$, 代表了热液作用的年龄, 显示该区在 $112 \sim 120\ \text{Ma}$ 左右经历了一次强烈的热液作用, 可能与该区燕山期大规模的岩浆作用以及抱伦金矿的成矿有关。研究还表明, 对热液锆石直接进行微区原位 U-Pb 定年, 可用来准确测定热液作用的时间和限定热液成因金矿床的成矿时代。

关键词: 尖峰岭岩体; 热液锆石; U-Pb 年龄; 抱伦金矿; 地质年代。

中图分类号: P597; P618.51

文章编号: 1000-2383(2009)06-0921-10

收稿日期: 2009-07-06

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

ZHANG Xiao-wen^{1,2}, XIANG Hua¹, ZHONG Zeng-qiu^{1*}, ZHOU Han-wen¹,
ZHANG Li¹, YANG Nian¹, WANG Jing¹

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Dawei Company of Mine Resources Development in Hainan, Haikou 570206, China

Abstract: Detailed studies on zircons from the Jianfengling granite in the Baolun gold deposit indicate that the zircons can be divided into magmatic and hydrothermal zircons. The magmatic zircons are colorless, transparent, prismatic, euhedral crystal with few inclusions, and have moderate U, Th contents (mostly less than $1\ 000\ \mu\text{g/g}$). LA-ICP-MS U-Pb analyses of these zircons gave a weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordia age of $240 \pm 2.1\ \text{Ma}$, which is interpreted as the age of emplacement for the Jianfengling granite. Hydrothermal zircons are brown, translucence to opaque, and have extremely high U, Th and trace elements contents, the highest U, Th contents being $30\ 000\ \mu\text{g/g}$, $20\ 000\ \mu\text{g/g}$, respectively. Hydrothermal zircons have high common Pb contents ($^{206}\text{Pb}_c = 0.77\% - 11.0\%$). LA-ICP-MS U-Pb analyses of these zircons gave the age from 106 to $120\ \text{Ma}$, with a weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of $112.8 \pm 4.3\ \text{Ma}$, which is interpreted as the age of hydrothermal event. It is indicated that there is a strong hydrothermal process at ca. $112.8\ \text{Ma}$, which might be related to Yanshanian magmatism in this area. Gold mineralization of Baolun gold deposit is most likely related with this hydrothermal event. U-Pb dating on hydrothermal zircons could be used to constrain the timing of hydrothermal event and constrain the timing of gold mineralization related with hydrothermal event.

Key words: Jianfengling granite; hydrothermal zircons; U-Pb dating; Baolun gold deposit; geochronology.

基金项目: 国家自然科学基金项目(No. 40873044); 西北大学大陆动力学国家重点实验室开放课题基金(No. 06LCD12).

作者简介: 张小文(1968-), 男, 博士生, 主要从事矿床地质学研究。* 通讯作者: 钟增球, E-mail: zqzhong@cug.edu.cn

锆石是各种岩浆岩、变质岩中常见的副矿物,由于其具有强的稳定性和高的封闭温度(900 °C)(Lee *et al.*, 1997; Cherniak and Watson, 2001),是U-Pb定年的理想矿物。然而,研究表明,有流体存在的情况下,在较低温条件下锆石可以结晶生长或被改造(Rizvanova *et al.*, 2000; Cherniak and Watson, 2001; Geisler *et al.*, 2003a, 2003b, 2003c; Martin-Martin *et al.*, 2006)。自20世纪90年代早期以来,关于热液锆石的研究时有报道,且大多涉及与金或其他金属矿床有关的相对低—中温和低压事件(Claoué-Long *et al.*, 1990; Kerrich and King, 1993; Yeats *et al.*, 1996; Ramezani *et al.*, 2000; Hu *et al.*, 2004; Pelletier *et al.*, 2007)。Claoué-Long *et al.* (1990, 1992)及Kerrich and Kyser (1994)曾对加拿大Abitibi绿岩带金矿石英脉中热液锆石做过系统研究,认为石英脉中锆石是在260~380 °C、约200 MPa的条件下与热液矿物如石英和金等同时形成的,并在这些锆石中找到了自然金颗粒及原生流体包裹体。近年的研究表明,锆石在中低温热液中可以结晶生长(Sinha *et al.*, 1992; Kerrich and King, 1993; Rubatto, 2002; Dubinska *et al.*, 2004),热液锆石已成为对热液作用以及金矿化定年的有效对象(Pelletier *et al.*, 2007)。

抱伦金矿是海南省最大的金矿,位于尖峰岭岩体外接触带,属热液石英脉型金矿。过去一直认为该金矿的形成与尖峰岭岩体密切相关(陈柏林等, 2001; 丁式江等, 2001; 舒斌等, 2004; 谢才富等, 2006)。近年一系列同位素年代学研究表明,尖峰岭岩体年龄为236~249 Ma之间(舒斌等, 2004; 谢才富等, 2006)。基于抱伦金矿含金石英脉中的白云母 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄为 219.4 ± 0.63 Ma(舒斌等, 2004),以及云母、伊利石等矿物的K-Ar年龄在205~221 Ma之间(陈柏林等, 2001; 丁式江等, 2001; 刘玉琳等, 2002),前人认为该矿的成矿年龄在210~220 Ma左右。然而刘玉琳等(2002)测得矿体旁侧陀烈组千枚岩中绢云母的K-Ar年龄为 210 ± 2 Ma,与含金石英脉中水白云母的K-Ar年龄相似,说明含金石英脉中的云母类矿物也可能来自围岩。此外, Cathles *et al.* (1997)和 Henry *et al.* (1997)的研究表明,由单一侵入体引起的岩浆热液活动时间最长不超过于1 Ma,而所认为的抱伦金矿的成矿年龄和尖峰岭岩体的侵位年龄至少相差16~30 Ma,这说明抱伦金矿的成矿年龄以及该区的热液作用年龄尚需做进一步的深入研究。因此,本文通过对尖峰

岭岩体中的热液锆石定年,确定该区热液活动的时代,从而限定抱伦金矿的成矿时代。

1 地质背景

尖峰岭花岗岩体位于王五一文教断裂以南、九所—陵水断裂以北、白沙—乐东断裂以西的琼西南地区,为一近圆形的复式岩体。该岩体呈岩珠状侵入下志留统陀烈组(图1),靠近接触带处侵入体粒度变细,而陀烈组岩石则出现5~10 m的角岩化带。该岩体主体为尖峰岭单元(图1),其中还见有少量早白垩世石英闪长岩,其角闪石及黑云母K-Ar稀释法年龄分别为 112.7 ± 4 Ma及 97.3 ± 5 Ma(刘玉琳等, 2002)。

抱伦金矿位于尖峰岭岩体东南侧外接触带中,区内除了尖峰岭岩体外,还出露有中元古长城系抱板群中深变质岩、志留系陀烈组浅变质岩、白垩系陆相火山—沉积岩以及燕山期花岗岩(图1)。金矿赋存在下志留统陀烈组下段的绢云母石英千枚岩中,主要受NNW向断裂破碎带控制(图1)(丁式江等, 2001)。NNW向断裂破碎带主要分布于陀烈组中,局部穿过北部的晚三叠世尖峰岭单元花岗岩,基本上近等距、平行产出。断裂带具有良好的分带性,中心为含金石英脉充填,两侧依次为含金硅化千糜岩,与围岩呈渐变过渡关系(丁式江等, 2001)。破碎带长400~2070 m,宽10~50 m,金矿脉均赋存于破碎带中,且含金石英脉中常包裹有围岩物质,呈暗色团块或条带状。

矿石中主要金属矿物为黄铁矿,其次为磁黄铁矿和毒砂,少量闪锌矿和方铅矿,微量黄铜矿、自然金、镍黄铁矿、自然铋、硫铅铋矿、辉铋矿、黑铋金矿等。主要脉石矿物为石英,次要脉石矿物为白云母、绢云母、绿泥石、方解石、金红石及粘土矿物等。围岩蚀变主要有硅化、绢云母化、绿泥石化、碳酸盐化、黄铁矿化及白云母化等,偶见钠长石化。蚀变带分布较严格地受破碎带制约,呈狭窄带状产出,其中硅化与矿化关系最为密切(丁式江等, 2001)。

2 样品岩石学特征

样品BL-08采自抱伦金矿矿区附近望楼河边,为尖峰岭单元中灰白色粗粒黑云钾长花岗岩,粗粒不等粒结构、块状构造。岩石较新鲜,未见明显的蚀

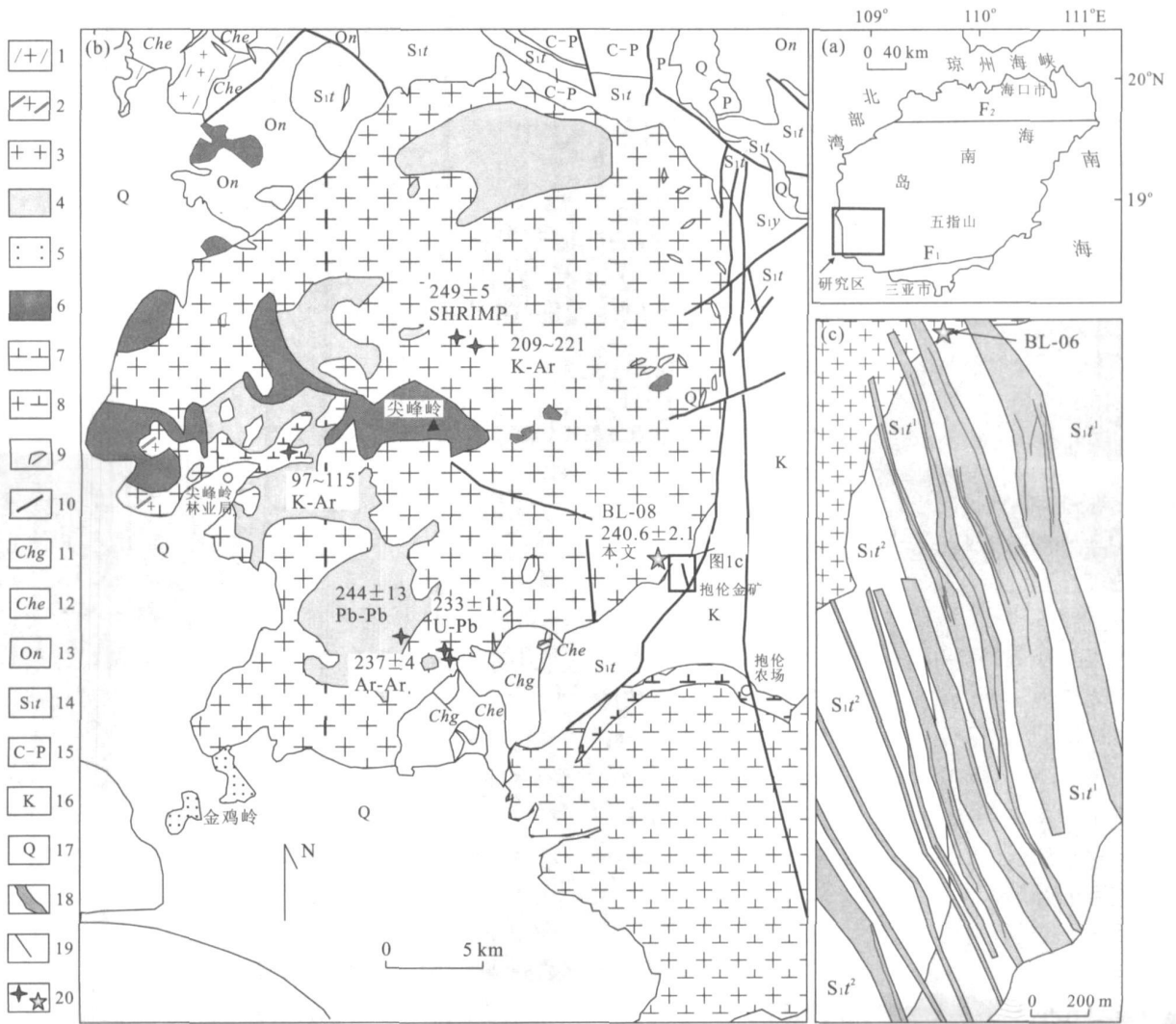


图 1 海南尖峰岭岩体(b)及抱伦金矿矿区(c)地质简图(据丁式江等, 2001; 谢才富等, 2006 修改)

Fig. 1 Geological sketch map of Jianfengling batholith (b) and Baolun gold deposit (c)

1. 中元古代花岗岩; 2. 晚二叠世二长花岗岩; 3. 尖峰岭单元; 4. 黑岭单元; 5. 金鸡岭单元; 6. 瘦岭单元; 7. 晚燕山石英闪长岩; 8. 晚燕山花岗岩; 9. 岩脉; 10. 断层; 11. 抱板群戈枕村组; 12. 抱板群峨文岭组; 13. 奥陶系南碧沟组; 14. 志留系陀烈组; 15. 石炭系—二叠系; 16. 白垩系; 17. 第四系; 18. 构造破碎带及其编号; 19. 热液石英英脉及含金石英英脉; 20. 已有年龄数据采样点及本文采样点和年龄; F₁. 九所—陵水断裂; F₂. 王五一—文教断裂

变和热液改造的痕迹(图 2a). 矿物晶形较好, 呈自形一半自形, 主要矿物成分组成为条纹长石、斜长石、石英、黑云母, 副矿物主要为磁铁矿、黄铁矿、锆石、磷灰石等.

样品 BL-06 采自抱伦金矿附近望楼河边尖峰岭单元花岗岩与千枚岩接触带上, 位于破碎带附近. 岩性为浅肉红色似斑状黑云正长花岗岩. 主要矿物组成为条纹长石、斜长石、石英、黑云母, 副矿物主要为磁铁矿、黄铁矿、锆石、磷灰石等. 岩石遭受了不同程度的热液蚀变, 主要的蚀变矿物为石英、白云母、绿泥石等, 属于中—高温热液蚀变. 可见白云母交代

黑云母、黑云母绿泥石化, 大部分长石具花斑结构, 长石中的蠕虫状石英含量约 40%, 且部分条纹长石绢云母化—白云母化(图 2b).

3 分析方法

锆石样品利用标准重矿物分离技术分选, 然后在双目镜下挑选出不同晶形、不同颜色、无明显包裹体和透明度好的锆石, 在玻璃板上用环氧树脂固定, 并抛光至锆石中心. 在原位分析之前, 通过双目镜和阴极发光(CL)图像详细研究锆石的晶体形貌和内

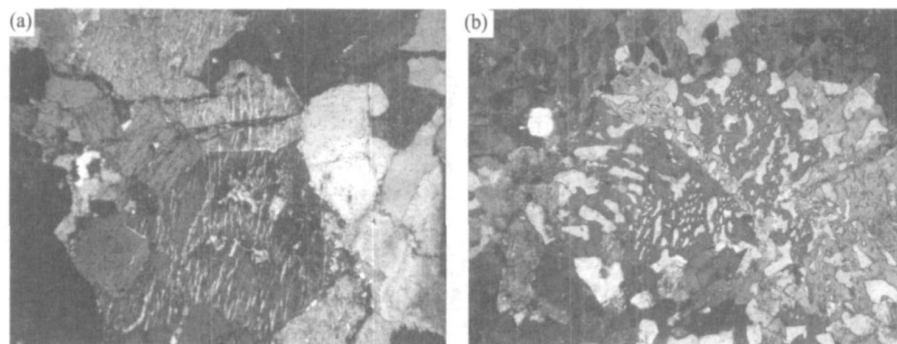


图 2 岩石薄片显微照片

Fig. 2 Photomicrographs of the samples

a. BL-08 中的黑云母、长石等矿物无明显蚀变; b. BL-06 中石英与长石共生, 呈花斑结构, 均为正交偏光, 视域直径 4 mm

部结构特征, 以选择同位素分析的最佳点. 锆石阴极发光(CL)照相在西北大学大陆动力学国家重点实验室的扫描电镜+Gatan 阴极发光 MonoCL3+上完成.

锆石 U-Pb 年龄和微量元素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室利用 LA-ICP-MS 方法测定, 激光束斑直径为 $32 \mu\text{m}$, 同时测定 U-Th-Pb 同位素及微量元素(表 1, 表 2). 实验中采用 He 气作为剥蚀物质的载气, 应用标准锆石 91500 进行同位素分馏校正, 用²⁹Si 做内标, NIST610 为外标. 分析方法及仪器参数详见文献(Yuan *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2007). 锆石测定点的同位素比值、U-Pb 表面年龄和 U-Th-Pb 含量计算采用 GLITTER 4.0 程序, 采用 Andersen (2002) 方法对普通 Pb 进行校正, 并采用 ISOPLOT 3.0 程序(Ludwig, 2003)进行锆石加权平均年龄的计算及谐和图的绘制.

4 锆石 U-Pb 定年及微量元素

4.1 锆石特征

样品 BL-08 中锆石含量丰富, 粒度较大, 多为长柱状自形晶, 柱面发育, 长宽比多数大于 3:1, 长轴长约 200~300 μm , 无色透明, 包裹体少, 晶形好, 柱面与双锥均发育(图 3). 阴极发光(CL)较强, 发育振荡环带, 锆石内部环带宽缓, 边缘细密, 为典型的岩浆锆石(Corfu *et al.*, 2003; Wu and Zheng, 2004). Th、U 含量适中, U 含量为 86.1~1096.7 $\mu\text{g/g}$ 之间, 主要集中在 100~300 $\mu\text{g/g}$ 之间; Th 含量变化于 55.1~492.8 $\mu\text{g/g}$ 之间, 主要集中于 70~170 $\mu\text{g/g}$ 之间; Th/U 比值在 0.20~0.84

之间变化. 少量锆石具有残留核. 锆石稀土元素(REE)含量适中, LREE 含量较低, 具明显的 Ce 正异常(图 4, 表 2), 与典型的岩浆锆石特征相符.

样品 BL-06 中锆石多呈棕色、褐色, 含有大量细小的包裹体, 呈半透明到不透明, 短柱状自形晶, CL 不发光, 具典型的热液锆石特征. 其中部分锆石具核, 核部透明, CL 发光性较强, 并具典型的岩浆环带, 应为岩浆锆石(Corfu *et al.*, 2003; Wu and Zheng, 2004). 热液锆石具有异常高的 U、Th 含量, U 含量最高可达 30 000 $\mu\text{g/g}$, 多数集中在 8 000~16 000 $\mu\text{g/g}$ 之间, Th 含量可达 12 000 $\mu\text{g/g}$, 主要集中在 1 000~6 000 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比值在 0.12~0.76 之间变化. REE 及微量元素含量高, 较岩浆锆石具有高的 LREE 含量和弱的 Ce 异常. Σ REE 含量为 2 661~13 790 $\mu\text{g/g}$ 之间, 主要集中在 3 500~6 000 $\mu\text{g/g}$ 之间.

4.2 锆石 U-Pb 年龄结果

利用 LA-ICP-MS 对 BL-08 样品中的 19 颗锆石进行了 20 次分析, 所有锆石均落在谐和线上(图 5). 其中岩浆锆石区域, 除 2 个点明显离群外, 其余 17 个点分布集中, ²⁰⁶Pb-²³⁸U 年龄加权平均值为 $240 \pm 2.1 \text{ Ma}$ ($MSWD=1.8$), 代表了岩体的结晶年龄. 在锆石核部区域获得了一个 $1 345 \pm 14 \text{ Ma}$ 的谐和年龄, 应为残留锆石.

利用 LA-ICP-MS 对 BL-06 样品中的 13 颗锆石进行了 16 次分析. 其中对热液锆石区域进行了 11 次分析, 除 3 个点年龄明显偏大外, 其余 8 个点年龄比较集中, ²⁰⁶Pb-²³⁸U 年龄集中在 107~119 Ma 之间, ²⁰⁶Pb-²³⁸U 年龄加权平均值为 $112.8 \pm 4.3 \text{ Ma}$, 代表了热液锆石的形成年龄. 3 个年龄偏大的点可能含有少量岩浆锆石组分. 对岩浆锆石区域

表 2 锆石微量元素分析结果($\mu\text{g/g}$)
Table 2 Trace elements analyses of zircon ($\mu\text{g/g}$)

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BL-08														
BL-08-01	3.29	16.3	1.10	6.58	4.42	0.51	18.2	6.02	68.3	25.1	108	22.0	207	37.5
BL-08-10	0.01	9.01	0.03	0.82	1.90	0.11	12.8	4.81	61.6	24.1	108	23.0	219	40.4
BL-08-11	< 0.01	13.5	0.06	1.25	3.24	0.25	17.4	6.11	72.4	27.1	116	24.0	223	39.7
BL-08-12	34.8	54.8	6.83	20.4	4.03	0.41	16.2	6.70	88.3	36.7	179	40.6	418	81.0
BL-08-13	0.01	12.0	0.04	0.72	2.27	0.18	13.3	5.06	61.0	23.3	104	21.7	206	38.3
BL-08-14	< 0.01	5.46	0.06	1.06	2.62	0.47	14.7	4.98	57.3	21.3	92.1	18.8	178	32.3
BL-08-15	0.07	7.55	0.18	3.24	6.47	0.97	32.1	10.5	114	40.0	166	32.7	298	53.1
BL-08-16	5.00	22.1	1.79	10.1	6.67	0.65	26.1	8.53	94.0	33.5	141	28.1	258	45.7
BL-08-17	3.21	17.8	1.04	6.03	5.46	0.22	28.7	11.0	137	52.6	232	47.9	450	80.3
BL-08-18	4.56	22.7	1.55	8.29	4.94	0.81	18.1	6.06	68.4	25.3	111	23.2	226	42.5
BL-08-19	0.06	13.7	0.07	0.66	2.38	0.15	14.0	5.26	63.3	24.0	108	22.5	215	39.9
BL-08-02	6.61	25.8	2.73	17.7	11.2	1.16	36.7	11.4	123	42.7	176	35.2	315	55.8
BL-08-20	0.07	13.6	0.06	1.11	2.78	0.23	14.8	5.43	63.9	24.2	106	21.8	206	37.6
BL-08-03	1.77	6.54	0.78	4.99	5.44	0.17	30.7	12.1	150	57.4	252	51.8	485	86.2
BL-08-04	0.11	9.78	0.39	6.05	9.99	1.59	43.7	13.8	151	53.2	217	42.6	388	68.5
BL-08-05	< 0.01	10.1	0.05	0.91	2.33	0.25	13.3	4.90	56.7	21.9	96.0	20.0	191	34.8
BL-08-06	0.86	16.3	0.89	7.47	9.79	0.17	34.2	12.2	142	52.1	226	46.6	436	77.0
BL-08-07	< 0.01	16.0	0.06	1.39	3.40	0.15	20.4	7.46	91.6	34.7	153	31.5	297	54.0
BL-08-08	0.42	8.12	0.16	1.32	1.86	0.18	9.44	3.44	41.1	15.9	70.3	14.9	145	26.7
BL-08-09	0.04	4.86	0.32	5.11	8.75	1.58	38.9	11.9	127	43.9	177	34.6	316	56.3
BL-06														
BL-06-01	0.00	6.52	0.01	0.28	2.39	0.03	20.4	9.49	135	57.0	273	60.0	592	105
BL-06-14	0.28	11.8	0.23	2.09	4.98	0.06	32.0	14.5	194	78.3	370	82.3	799	140
BL-06-02	1.95	16.8	1.36	8.69	10.7	0.25	41.6	17.9	221	84.8	397	85.1	822	143
BL-06-15	4.92	27.8	3.07	18.8	19.0	0.49	61.8	25.9	304	109	478	99.9	942	161
BL-06-05	4.43	33.2	3.55	22.2	22.8	0.72	67.4	27.9	331	120	549	119	1 129	198
BL-06-16	5.81	40.5	5.81	39.8	46.7	0.95	122	44.7	454	135	535	107	967	159
BL-06-07	2.17	39.9	1.66	12.2	19.9	0.45	95.8	39.0	477	178	798	165	1 539	272
BL-06-13	2.50	49.8	2.80	20.1	21.0	1.32	91.8	37.1	462	176	805	171	1 600	281
BL-06-08	4.43	44.0	3.67	23.1	28.8	0.53	113	46.1	546	198	872	180	1 671	293
BL-06-11	2.80	49.9	1.51	11.6	19.2	3.07	106	42.6	536	204	923	193	1 811	323
BL-06-04	10.8	67.3	9.05	54.3	49.2	8.56	139	55.8	641	222	954	197	1 811	317
BL-06-03	11.1	74.0	7.29	46.1	52.7	3.77	170	68.4	784	266	1 134	230	2 095	355
BL-06-06	9.65	102	8.06	56.8	69.0	3.50	228	83.6	931	321	1 352	273	2 471	416
BL-06-12	9.19	46.5	5.86	41.4	41.8	3.21	141	58.5	739	275	1 262	286	3 012	579
BL-06-09	28.4	204	24.4	155	169	15.6	472	177	1 934	618	2 518	502	4 509	732
BL-06-10	33.3	184	29.6	191	164	108	397	143	1 601	538	2 422	570	6 203	1 207

进行了 5 次分析,除两个点获得了较一致的 232 Ma 左右的年龄外,其余 3 个点都不同程度地偏低,这可能是由于热液改造作用导致不同程度的 Pb 丢失,或激光束只打到了少量的热液锆石区域的结果.由于岩浆锆石普通 Pb 含量很低,甚至不含普通 Pb,而这些年龄偏低的点都具有较高的普通 Pb 含量(表 1),说明年龄偏低并不是由于放射成因 Pb 的丢失,而是混入了少量热液成因锆石组分所致.

5 讨论

5.1 岩体结晶年龄

对于尖峰岭岩体年龄,前人大多仅涉及尖峰岭单元,获得了 208 Ma 和 233 ± 1 Ma 的锆石 U-Pb 稀释法年龄以及 217 ± 22 Ma 和 244 ± 13 Ma 的 ^{207}Pb - ^{206}Pb 蒸发年龄;岩体中部黑云母 K-Ar 年龄为 221 ± 2 Ma ~ 209 ± 3 Ma(刘玉琳等, 2002), 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 249 ± 5 Ma(谢才富等, 2006); 岩体边缘黑云母 Ar-Ar 坪年龄为 237 ± 4 Ma

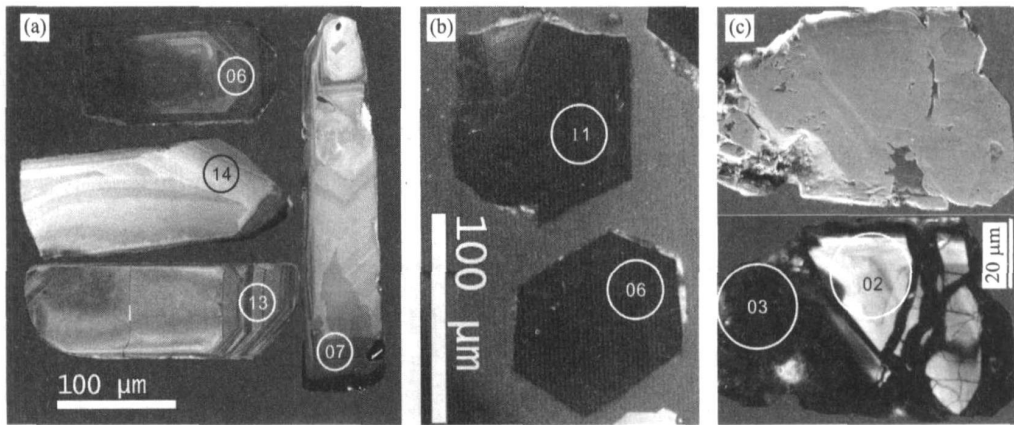


图 3 锆石阴极发光(CL)图像及测试位置

Fig. 3 Cathodoluminescence (CL) images of zircons

a. BL-08 锆石 CL 图像及测试位置; b, c. BL-06 锆石 CL 图像及二次电子图像(右上)

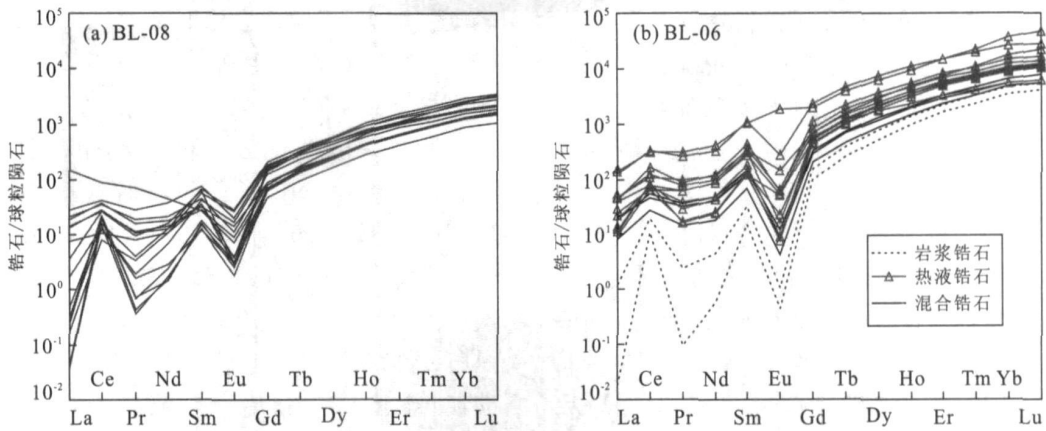


图 4 海南尖峰岭岩体锆石 REE 球粒陨石标准化分配模式

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of zircon grains from Jianfengling granite body, Hainan

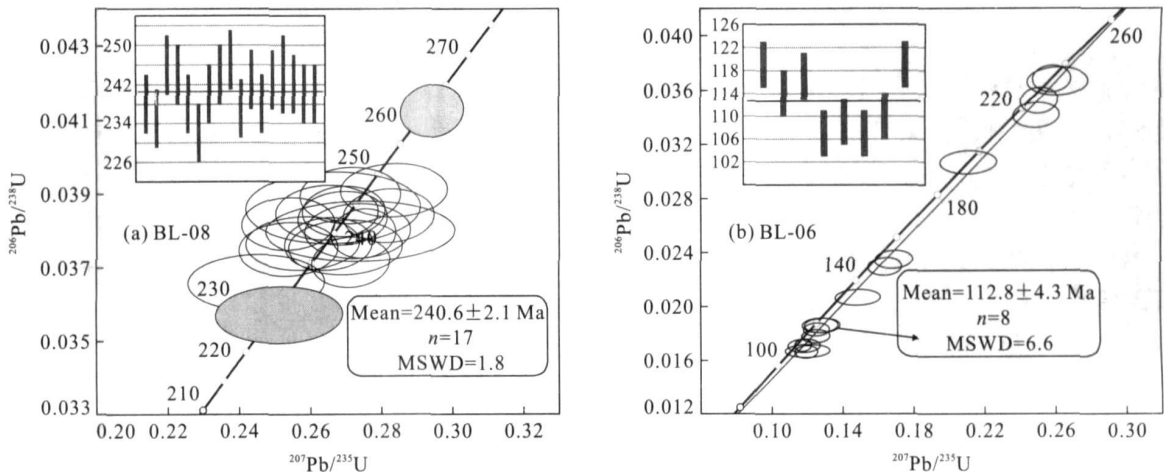


图 5 海南尖峰岭岩体锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 5 Concordia diagrams of zircon U-Pb data from Jianfengling granite body

(舒斌等, 2004). 本文通过锆石 LA-ICP-MS 原位微区 U-Pb 定年技术, 对属于尖峰岭单元的尖峰岭岩

体边缘进行了定年, 获得 240.6 ± 2.1 Ma 的结晶年龄, 证实了尖峰岭岩体的主体——尖峰岭单元的侵

位年龄在 240~249 Ma 左右。

5.2 热液锆石成因及热液作用年代

近年的研究认为, Zr 在热液体系中的活动性较强, 锆石可以在较低的温压条件下生长 (Sinha *et al.*, 1992; Kerrich and King, 1993; Rubatto, 2002). 从 Zr 饱和热液流体中直接结晶的锆石, 晶形通常较自形, 可包含原岩锆石核. 在相同的岩石中, 热液锆石比岩浆锆石更富集微量元素 (Hoskin, 2005). 本文的研究发现, 海南尖峰岭花岗岩体中的岩浆锆石都是无色透明的自形长柱状, 其长宽比多大于 3:1, 且生长环带发育, CL 发光较强 (图 3a). 热液锆石都为自形短柱状, 双锥发育, 长短轴之比约为 1.5:1, 包裹体多、浑浊、棕色、半透明, CL 不发光, 内部多孔 (图 3b、3c). 由于热液改造过的岩浆锆石应是长柱状的自形锆石, 因此, 本文所研究的热液锆石可能是从 Zr 饱和热液中直接结晶而成的, 而不是热液对岩浆锆石蚀变改造的结果. 当然, 也有部分锆石具有岩浆锆石核, 不排除少量热液锆石是岩浆锆石改造而成.

Hoskin and Ireland (2000) 和 Rubatto (2002) 的研究表明, 几乎所有岩浆锆石和非热液成因变质锆石都具有低的 LREE 和强烈的 Ce 正异常, 同时 $(Sm/La)_N$ 比值高. 而热液成因锆石的一个显著特征为富集 LREE, 如 La、Ce、Pr 和 Nd, $(Sm/La)_N$ 比值明显较岩浆锆石低, La 含量较岩浆锆石高, Ce 正异常弱, 其稀土分配模式比较平坦, 没有明显 Ce 正异常 (图 4b), 同时从热液中直接结晶的热液锆石通常异常富集 U、Th, 含量可高达 $30\,000\ \mu\text{g/g}$ (Geisler *et al.*, 2003b). 海南尖峰岭花岗岩体中的热液锆石具有异常高的稀土含量, 轻稀土含量较高, Ce 正异常较弱, 且具有较低的 $(Sm/La)_N$ 比值, 较岩浆锆石具有异常高的 U、Th 含量 (表 1), 与典型的热液锆石特征一致.

Watson *et al.* (1997) 曾用人工实验方法证明, 在低温含 Pb 或 P 流体中生长的锆石, 其铅的相容性增强, 指示了热液成因锆石中普通铅含量高的原因. Hoskin and Schaltegger (2003) 也认为普通铅含量高是判别锆石热液成因的主要特征之一. 样品 BL-06 中的热液锆石普遍具有较高的普通铅含量, 可达 15% (表 1), 与热液锆石特征一致.

综上所述, 112.8 Ma 左右的锆石是从热液流体中直接结晶的热液锆石, 其年龄代表了热液活动的时间, 说明该地区在 112.8 Ma 左右存在一次强烈的热液活动. 同时该区广泛出露有燕山期岩浆岩, 如

位于矿区东南侧面积达数百平方千米的千家岩体, 尖峰岭岩体内部也有早白垩世石英闪长岩出露 (图 1), 其角闪石 K-Ar 稀释法年龄为 $112.7 \pm 4\ \text{Ma}$ (刘玉琳等, 2002), 这与本文得出的早白垩世热液活动年龄一致. 这些都说明在早白垩世, 该区不但发育大规模的岩浆活动, 而且可能还有大量该时期的岩体埋藏在尖峰岭花岗岩以及该区地层之下未被剥露, 该期岩浆活动为同时期的热液活动提供了热源.

5.3 尖峰岭岩体与成矿关系

前人普遍认为抱伦金矿与尖峰岭岩体有直接的成因关系, 属于岩浆热液型金矿 (陈柏林等, 2001; 丁式江等, 2001; 舒斌等, 2004, 2006; 谢才富等, 2006). 对于成矿年龄, 他们主要是通过石英脉型矿石中热液成因白云母 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $219 \pm 1\ \text{Ma}$ (舒斌等, 2004)、水白云母 K-Ar 年龄为 $221 \pm 3\ \text{Ma}$ (刘玉琳等, 2002) 和伊利石 K-Ar 年龄为 $216 \pm 3 \sim 205 \pm 3\ \text{Ma}$ (陈柏林等, 2001; 丁式江等, 2001) 来进行界定的. 一般地, 白云母 K-Ar 封闭温度为 $350\ ^\circ\text{C}$ 左右 (Hodges, 1991), 黑云母封闭温度可达 $280\ ^\circ\text{C}$ 到 $345\ ^\circ\text{C}$ (Harrison *et al.*, 1985), 而抱伦金矿流体包裹体均一温度为 $160 \sim 320\ ^\circ\text{C}$ (陈柏林等, 2001; 丁式江等, 2001), 低于白云母、黑云母的封闭温度, 所以白云母、黑云母的 K-Ar 和 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄不受后期较低温热液热流的影响, 代表了矿物本身的结晶年龄. 过去也一直认为这些从矿石中选出来的白云母等矿物的 K-Ar、 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄就代表了成矿年龄.

舒斌等 (2004) 对矿区附近岩体中的黑云母进行 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 定年, 获得了 $236.16 \pm 3.15\ \text{Ma}$ 的坪年龄. 由于黑云母 Ar 封闭温度约为 $300\ ^\circ\text{C}$, 说明在 236 Ma 时抱伦金矿附近的地温已冷却到了 $300\ ^\circ\text{C}$ 左右, 如果之后没有岩浆活动, 那么要在 15~20 Ma 之后 (210~220 Ma) 驱动一个中—高温 (高达 $320\ ^\circ\text{C}$) 热液系统是很难理解的. 据 Cathles *et al.* (1997) 和 Henry *et al.* (1997) 的研究, 由单一侵入体引起的岩浆热液活动时间最长不超过 1 Ma, 而抱伦金矿附近尚未发现 210~220 Ma 间的岩浆活动, 因此 210~220 Ma 间的热液活动缺乏热源, 其是否存在值得商榷. 此外, 抱伦金矿矿体均产于 NNW 向的断裂破碎带中, 这些破碎带已深入到了尖峰岭岩体内, 也表明抱伦金矿形成于尖峰岭岩体冷却固化之后. 详细的岩相学观察也表明, 尖峰岭花岗岩经历了后期热液活动改造. 由热液锆石 LA-ICP-MS

U-Pb定年所获得 ^{206}Pb - ^{238}U 年龄为107~119 Ma之间,加权平均值为 112.8 ± 4.3 Ma,说明在112.8 Ma该区发生过强烈的热液活动,抱伦金矿的形成很可能与这期热液活动有关。当然,目前还不能完全排除210~220 Ma期间也存在一期成矿的可能,是否具有多阶段成矿还有待深入研究。

6 结论

海南抱伦金矿矿区尖峰岭岩体中的锆石可分为岩浆锆石和热液锆石。岩浆锆石无色、透明、自形长柱状,U、Th含量多小于 $1000 \mu\text{g/g}$, ^{206}Pb - ^{238}U 年龄加权平均值为 240 ± 2.1 Ma,代表了尖峰岭单元的结晶年龄。热液锆石呈褐色、半透明-不透明、短柱状自形晶,U、Th含量可高达 $20000 \mu\text{g/g}$, ^{206}Pb - ^{238}U 年龄为107~119 Ma之间,加权平均值为 112.8 ± 4.3 Ma,代表了热液作用的年龄,表明该区在112.8 Ma左右经历了一次强烈的热液作用,该期热液作用可能与该区燕山期的岩浆作用有关,抱伦金矿的形成很可能也与这期热液活动密切相关。

致谢:杨培、曹冬梅、钟景辉等参与了野外工作,本文在成文过程中,吴元保教授给予了指导,在此一并表示衷心的感谢。

References

Andersen, T., 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chemical Geology*, 192(1-2): 59-79.

Cathles, L. M., Eréndi A. H. J., Barrié T., 1997. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event? *Economic Geology*, 92(7-8): 766-771.

Chen, B. L., Ding, S. J., Li, Z. J., et al., 2001. Metallogenic age of Baolun gold deposit, Hainan Province. *Geochimica*, 30(6): 525-532 (in Chinese with English abstract).

Cherniak, D. J., Watson, E. B., 2001. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172(1-2): 5-24.

Claoué-Long, J. C., King, R. W., 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.

Claoué-Long, J. C., King, R. W., Kerrich, R., 1992. Reply to comment by F. Corfu and D. W. Davis on "Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: Constraints on the timing of gold mineralization". *Earth*

and *Planetary Science Letters*, 109(3-4): 601-609.

Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., et al., 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 469-500.

Ding, S. J., Huang, D. X., Li, Z. J., et al., 2001. Geological features and mineralization of the Baolun gold deposit, Hainan. *Chinese Geology*, 28(5): 28-34, 18 (in Chinese with English abstract).

Dubinska, E., Bylina, P., Kozłowski, A., et al., 2004. U-Pb dating of serpentinization: Hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). *Chemical Geology*, 203(3-4): 183-203.

Geisler, T., Pidgeon, R. T., Kurtz, R., et al., 2003a. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *American Mineralogist*, 88(10): 1496-1513.

Geisler, T., Rashwan, A. A., Rahn, M. K. W., et al., 2003b. Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the eastern desert, Egypt. *Mineralogical Magazine*, 67(3): 485-508.

Geisler, T., Zhang, M., Salje, E. K. H., 2003c. Recrystallization of almost fully amorphous zircon under hydrothermal conditions: An infrared spectroscopic study. *Journal of Nuclear Materials*, 320(3): 280-291.

Harrison, T. M., Duncan, I., McDougall, I., 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11): 2461-2468.

Henry, C. D., Elson, H. B., McIntosh, W. C., et al., 1997. Brief duration of hydrothermal activity at Round Mountain, Nevada, determined from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Economic Geology*, 92(7-8): 807-826.

Hodges, K. V., 1991. Pressure-temperature-time paths. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19: 207-236.

Hoskin, P. W. O., 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.

Hoskin, P. W. O., Ireland, T. R., 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28(7): 627-630.

Hoskin, P. W. O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 27-62.

Hu, F. F., Fan, H. R., Yang, J. H., et al., 2004. Mineralizing age of the Rushan lode gold deposit in the Jiaodong Peninsula: SHRIMP U-Pb dating on hydrothermal zircon. *Chinese Science Bulletin*, 49(15): 1629-1636.

- Kerrich, R., King, R., 1993. Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d'Or Archean mesothermal gold deposits: Characteristics, compositions, and fluid-inclusion properties, with implications for timing of primary gold mineralization. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30 (12): 2334–2351.
- Kerrich, R., Kyser, T. K., 1994. 100 Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi greenstone-belt (Canada): New evidence from U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons. *Geology*, 22(12): 1131–1134.
- Lee, J. W., Williams, I. S., Ellis D. J., 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 390(6656): 159–162.
- Liu, X. M., Gao, S., Diwu, C. R., et al., 2007. Simultaneous in-situ determination of U-Pb age and trace elements in zircon by LA-ICP-MS in 20 μ m spot size. *Chinese Science Bulletin*, 52(9): 1257–1264.
- Liu, Y. L., Ding, S. J., Zhang, X. W., et al., 2002. Ore-forming age of the Baolun gold deposit, Ledong Country, Hainan. *Geological Review*, 48(Suppl.): 84–87 (in Chinese with English abstract).
- Ludwig, K. R., 2003. User's manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, CA, No4. 47.
- Martin-Martin, J. D., Tritlla, J., Cardellach, E., et al., 2006. Tectonically driven fluid flow and associated low-grade metamorphism during the Alpine compression in the eastern Iberian Chain (Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 89(1–3): 267–270.
- Pelletier, E., Cheilletz, A., Gasquet, D., et al., 2007. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit Morocco). *Chemical Geology*, 245(3–4): 135–161.
- Ramezani, J., Dunning, G. R., Wilson, M. R., 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.
- Rizvanova, N. G., Levchenkov, O. A., Belous, A. E., et al., 2000. Zircon reaction and stability of the U-Pb isotope system during interaction with carbonate fluid: Experimental hydrothermal study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(1): 101–114.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184(1–2): 123–138.
- Shu, B., Wang, P. A., Dong, F. X., et al., 2006. Fluid inclusion and stable isotope studies of the Baolun gold deposit, southwestern Hainan, China. *Geological Bulletin of China*, 25 (7): 880–893 (in Chinese with English abstract).
- Shu, B., Wang, P. A., Li, Z. J., et al., 2004. Research on mineralizing age of Baolun gold deposit in Hainan Province and its significance. *Geoscience*, 18(3): 316–320 (in Chinese with English abstract).
- Sinha, A. K., Wayne, D. M., Hewitt, D. A., 1992. The hydrothermal stability of zircon: Preliminary experimental and isotopic studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(9): 3551–3560.
- Watson, E. B., Cherniak, D. J., Harrison, T. M., et al., 1997. The incorporation of Pb into zircon. *Chemical Geology*, 141(1–2): 19–31.
- Wu, Y. B., Zheng, Y. F., 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49(15): 1554–1569.
- Xie, C. F., Zhu, J. C., Ding, S. J., et al., 2006. Age and petrogenesis of the Jianfengling granite and its relationship to metallogenesis of the Baolun gold deposit, Hainan Island. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2493–2508 (in Chinese with English abstract).
- Yeats, C. J., McNaughton, N. J., Groves, D. L., 1996. SHRIMP U-Pb geochronological constraints on Archean volcanic-hosted massive sulfide and lode gold mineralization at Mount Gibson, Yilgarn craton, western Australia. *Economic Geology*, 91(8): 1354–1371.
- Yuan, H. L., Gao, S., Liu, X. M., et al., 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.

附中文参考文献

- 陈柏林, 丁式江, 李中坚, 等, 2001. 海南抱伦金矿床成矿时代研究. *地球化学*, 30(6): 525–532.
- 丁式江, 黄定香, 李中坚, 等, 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, 18.
- 刘玉琳, 丁式江, 张小文, 等, 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.
- 舒斌, 王平安, 董法先, 等, 2006. 海南西南部抱伦金矿床流体包裹体及稳定同位素特征. *地质通报*, 25(7): 880–893.
- 舒斌, 王平安, 李中坚, 等, 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.
- 谢才富, 朱金初, 丁式江, 等, 2006. 海南尖峰岭花岗岩体的形成时代、成因及其与抱伦金矿的关系. *岩石学报*, 22 (10): 2493–2508.