

文章编号: 0258-7106 (2014) 02-0419-09

海南省高通岭钼矿床赋矿岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及成矿意义*

付王伟^{1,2}, 许德如^{1**}, 吴传军^{1,2}, 傅杨荣³, 周迎春³, 周岳强^{1,2},
王智琳^{1,2} 林 舸¹

(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, 北京 100049; 3 海南省地质综合勘查院, 海南 海口 570206)

摘 要 海南高通岭岩体产有高通岭小型热液脉型钼矿床, 其赋矿围岩为细粒和粗粒正长花岗岩。研究表明, 组成高通岭岩体的细粒和粗粒正长花岗岩呈渐变过渡关系, 未发现二者存在明显的相变接触, 且二者具有相似的矿物组成, 暗示它们可能是同一岩浆演化系列的产物。对细粒正长花岗岩(GTL-4)和粗粒正长花岗岩(GTL-9)样品开展了LA-ICP-MS锆石U-Pb定年研究, 获得²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄加权平均值分别为(100.8 ± 2.4) Ma (MSWD = 2.8)和(100.2 ± 1.7) Ma (MSWD = 2.7)。结合锆石CL图像中清晰的震荡环带、Th/U的值(0.15~0.94)和以往研究成果, 认为高通岭岩体结晶年龄应为100 Ma左右, 可能是同期的中高温岩浆含矿热液导致了高通岭钼矿床的形成; 而90~97 Ma年龄系中低温热液活动的年龄, 导致了黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化和高岭土化等中低温蚀变。

关键词 地球化学; 赋矿岩体; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年; 高通岭钼矿床; 海南省
中图分类号: P618.65 文献标志码: A

LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of syenogranites hosting Gaotongling Mo deposit in Hainan Province: Implications for metallogenesis

FU WangWei^{1,2}, XU DeRu¹, WU ChuanJun^{1,2}, FU YangRong³, ZHOU YingChun³, ZHOU YueQiang^{1,2},
WANG ZhiLin^{1,2} and LIN Ge¹

(1 Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3 Institute of Geology and Exploitation of Hainan, Haikou 570206, Hainan, China)

Abstract

The Gaotongling Mo deposit in Hainan island, which is hosted within fine- and coarse-grained syenogranites of Gaotongling pluton, is a small-size hydrothermal vein-type Mo deposit. Field investigation and thin sections observation commonly reveal that both the fine- and coarse-grained syenogranites contain similar mineral components and show a gradual transition in lithofacies, implying that they were derived from the same magmatic source but formed in different depths. The LA-ICP-MS U-Pb dating of zircons from both the fine- and the coarse-grained samples

* 本文得到中国科学院广州地球化学研究所项目(Y234141A07)、国土资源部项目(1212010881625)共同资助

第一作者简介 付王伟, 男, 1985年生, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业. Email: msog090@163.com

** 通讯作者 许德如, 男, 1966年生, 博士, 研究员, 主要从事大陆边缘构造与成矿学研究. Email: xuderu@gig.ac.cn

收稿日期 2013-03-26; 改回日期 2014-01-25. 苏 杭编辑.

(GTL-4, GTL-9) yielded two weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of (100.8 ± 2.4) Ma (MSWD = 2.8) and (100.2 ± 1.7) Ma (MSWD = 2.7), respectively. Zircons from both the samples also are characterized by clear shock ring and Th/U values of 0.15 ~ 0.94. Therefore, the age of ca. 100 Ma most likely represents a mixed age due to magma-derived hydrothermal overprinting simultaneously with or subsequent to magma crystallization. Based on the previous results on the diagenetic ages of Gaotongling pluton and Mo mineralization ages of the Gaotongling Mo deposit, the authors propose that the Gaotongling pluton most likely crystallized at the early stage of the late Early Cretaceous (ca. 100 Ma), and the ca. 100 Ma age is interpreted as the ore-forming age for the Gaotongling Mo deposit due to post-magmatic medium-to high temperature and ore-bearing hydrothermal overprinting, whereas 90 ~ 97 Ma age is considered to be post-magmatic medium-to low-temperature hydrothermal overprinting which led to various alterations such as pyritization, sericitization, chloritization and kaolinization.

Key words: geochemistry, ore-bearing pluton, LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, Gaotongling Mo deposit, Hainan Province

截止目前,在海南岛已发现各种规模的钼矿床 8 个以及一系列的钼矿(化)点,其中,罗葵洞钼矿为大型斑岩型钼矿(王国君等,2010;刘君等,2010;于立红等,2010),其余为中小型。高通岭钼矿床位于海南省屯昌县乌坡镇北西约 3 km 处,是与燕山晚期岩浆活动有关的热液脉型钼矿床(陈沐龙等,2002;廖香俊等,2008;付王伟等,2012)。该矿床赋矿围岩为高通岭正长花岗岩,可能形成于早白垩世晚期,古太平洋板块俯冲后撤,引起的地壳伸展减薄,软流圈上涌的构造环境下(贾小辉等,2010;Wang et al.,2012)。廖香俊等(2008)对该矿床的地质特征、地球化学特征及成矿时代进行了研究,获得辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 (98.4 ± 2.5) Ma,并报道高通岭岩体成岩(锆石 U-Pb)年龄为 (95.6 ± 1.6) Ma。然而,成矿年龄早于成岩年龄,不符合一般岩浆矿床的成矿规律。贾小辉等(2010)、Wang 等(2012)对高通岭岩体开展了年代学及地球化学研究,获得其 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 (108.1 ± 1.7) Ma,但与前人所获得的高通岭正长花岗岩岩体的成岩年龄相差 10 Ma 以上,与该矿床已获得的成矿年龄(廖香俊等,2008)也相差近 10 Ma。因此,高通岭正长花岗岩岩体的成岩年龄及钼矿床的成矿年龄仍有待精细厘定。本文通过对高通岭钼矿床赋矿正长花岗岩开展 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测试,进一步确定高通岭岩体的成岩年龄,并探讨了高通岭正长花岗岩岩体与该矿床的成因联系。

1 成矿地质背景

海南岛地处古亚洲构造域、特提斯构造域和滨太平洋构造域的交汇地带,具有极其复杂的大地构造特征和地质构造演化历史,曾经历中岳、晋宁、加里东、海西-印支、燕山和喜马拉雅等构造运动。地壳发生了多次的“开”与“合”,形成了一系列不同类型的沉积建造、岩浆建造和变质建造,发育了 EW 向构造带、NE 向构造带、NW 向构造带和 SN 向构造带等主要构造体系(汪啸风,1991;侯威等,1992;Li et al.,2008;许德如等,2006;Xu et al.,2013)。

海南岛主要构造带方向为近 EW 向和 NE-SW 向,其次为 NW 向和近 SN 向。近 EW 向构造自北至南主要包括王五-文教断裂、昌江-琼海断裂、尖峰-吊罗断裂和九所-陵水断裂等(图 1)。NE-SW 向构造带主要由一系列边缘断裂(如 NE-SW 走向的白沙断裂和戈枕断裂)及其控制的短轴隆起(如琼中花岗岩穹窿和儋县花岗岩穹窿)和拗陷(岛中东部的白沙盆地等)组成。NW 向和近 SN 向断裂多为近 EW 向和 NE-SW 向构造带的次一级构造,规模虽较小但分布广泛,且同时是极其重要的控矿构造(付王伟等,2011)。海南岛大致以近 EW 向九所-陵水深大断裂为界,分为南部的三亚地体和北部的五指山岩浆弧(杨树峰等,1989)。

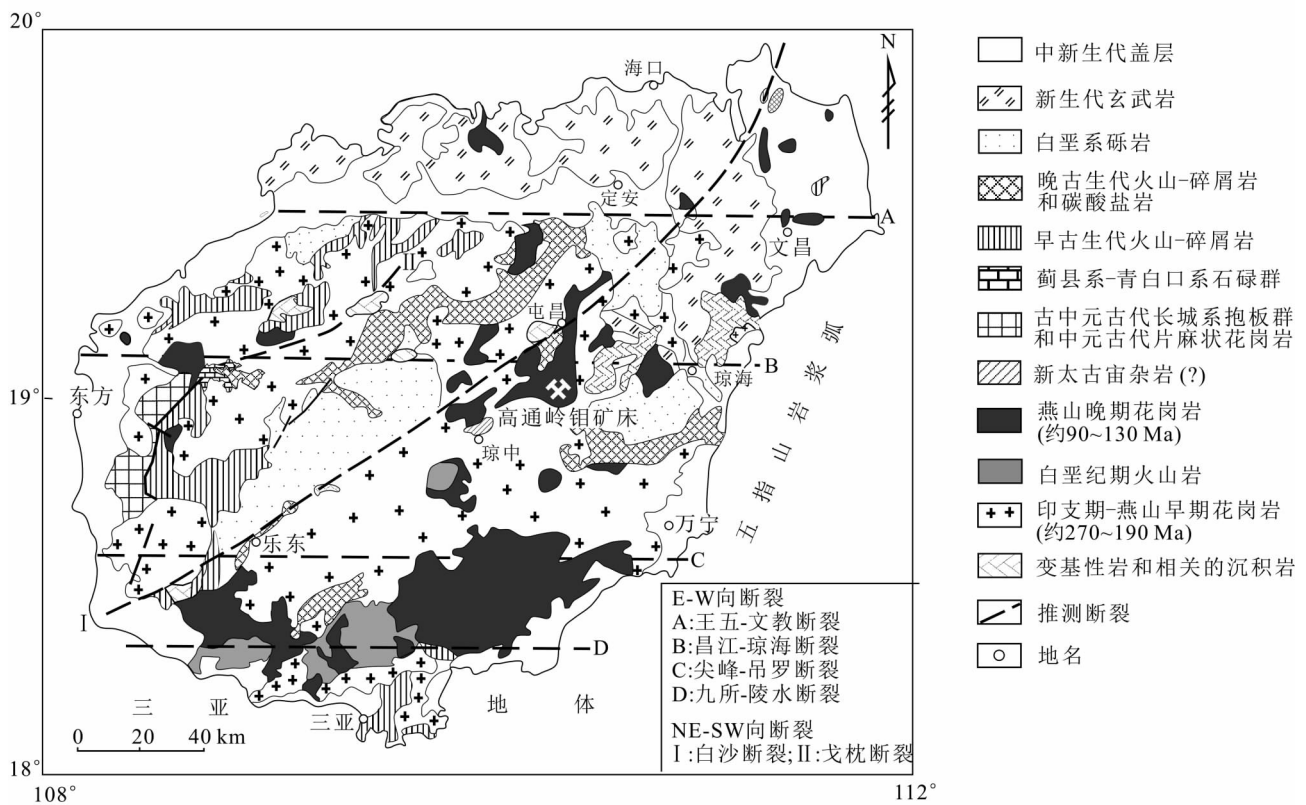


图1 海南岛区域地质图(据 Xu et al., 2013 修改)

Fig. 1 Schematic map showing regional geology of Hainan island (modified after Xu et al., 2013)

2 矿床地质特征

高通岭钼矿床位于昌江-琼海深大断裂南侧的燕山晚期侵入岩内(廖香俊等, 2008; 付王伟等, 2011)。矿区内岩浆岩分布广泛, 岩体属燕山晚期来自地壳深处的同源岩浆, 间歇性多次侵入构成的复式岩体。岩石类型主要有早白垩世花岗闪长岩、晚白垩世花岗闪长岩和晚白垩世黑云母正长花岗岩(图2)。早白垩世花岗闪长岩在矿区分布面积很小, 呈单一的小岩株状产于高通岭岩体中, 矿物成分主要为石英、斜长石、钾长石、黑云母、角闪石和辉石; 副矿物主要有榍石、磁铁矿、磷灰石、褐帘石和锆石。同位素(Rb-Sr)年龄为(112 ± 7) Ma(海南省地质综合勘察院, 2006)。晚白垩世花岗闪长岩主要分布在高通岭矿区的四周, 区域上构成岩基, 即屯昌岩体。岩石呈灰白色(带少许肉红色), 半自形粒结构, 矿物粒径2~5 mm, 少量0.8~2 mm, 块状构造。矿物成分主要为长石、石英、角闪石和黑云母等; 副矿物有磁铁矿、榍石、磷灰石和褐帘石等; 次

生矿物有绢云母、钠黝帘石、绿帘石和绿泥石等。晚白垩世正长花岗岩是钼矿体的主要赋矿岩体, 分为细粒和粗粒正长花岗岩2种, 但二者之间未见明显界线。岩石呈浅肉红色-灰白色, 中细粒状花岗结构, 矿物粒径0.2~2 mm, 多见钾长石斑晶, 大小2~4 mm, 块状构造。主要矿物成分为钾长石、斜长石、石英和黑云母等; 副矿物有磷灰石、锆石和磁铁矿等; 次生矿物有高岭石和绢云母等。该岩体呈椭圆形分布在矿区中部, 面积约3.0 km², 通常称之为高通岭岩体(图2)。

矿区内断裂构造较发育, 主要有近SN向的F₁断裂和NW向的F₂断裂(图2)。构造带中节理发育, 热液蚀变较强烈。F₁断裂被后期的石英煌斑岩脉和花岗斑岩脉充填; F₂断裂是重要的导矿容矿构造, 由碎裂花岗岩、石英脉和构造角砾岩组成。该断裂带矿化蚀变强烈, 控制了高通岭钼矿床矿体的分布。矿体呈NW-SE向平行展布, 形成地表宽约200 m、深部宽约100 m、长度约600 m的矿化带。该矿化带以高通岭为中心, 走向一般为115~123°, 倾向NE, 倾角为49~85°。矿体产状总体SE部较缓、

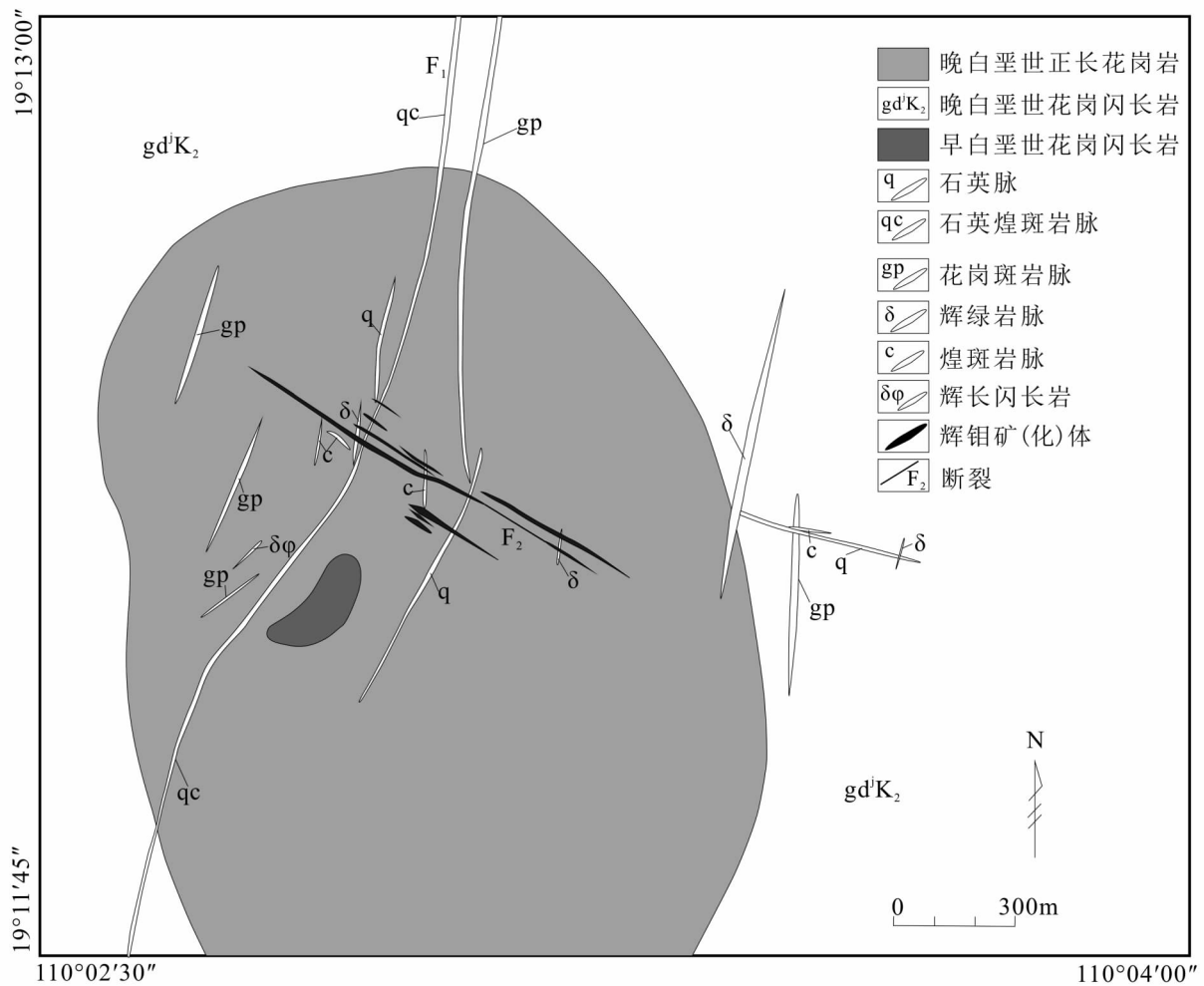


图2 高通岭钼矿床地质简图(据海南省地质综合勘察院 2012 修改)

Fig. 2 Geological map of the Gaotongling Mo ore deposit(modified after Institute of Geology and Exploitation of Hainan, 2012)

NW 部较陡,浅部较缓、深部较陡。目前,已控制的矿体长度约 200~400 m,厚度为 1~2 m,倾向延深为 100~200 m。钼品位为 0.06%~0.28%,变化较大。探明钼金属资源储量为 1697.5 t(海南省地质综合勘察院,2006)。矿石类型以含钼石英脉为主,主要表现为薄饼状辉钼矿化;次为含矿正长花岗岩。辉钼矿主要沿裂隙面或者石英脉一侧发育,钼矿化对围岩未表现出明显的选择性。矿石矿物主要为辉钼矿、黄铜矿和黄铁矿;脉石矿物以石英、钾长石和绿泥石为主。围岩蚀变为受 F_2 控制、沿石英脉发育的线性蚀变,蚀变类型以钾化、绿泥石化、黄铁矿化、硅化、绢云母化和高岭土化为主。

3 样品采集及分析

本次进行分析的 2 件花岗岩样品均采自高通岭

钼矿矿区,GTL-4 取自 V2 坑道口南 16 m 处的近矿围岩,GTL-9 取自钻孔 22702,127 回次 265 m 处。其中,GTL-4 为细粒正长花岗岩,矿物结晶颗粒相对细小,主要矿物成分为钾长石、斜长石、黑云母、角闪石和石英(图 3a、b);GTL-9 为粗粒正长花岗岩,主要矿物成分为斜长石、钾长石、黑云母、角闪石和石英(图 3c、d)。本次所采样品新鲜,基本无矿化,仅部分样品发生强度不同的钾长石化蚀变(图 3b)。

为防止样品表面沾染异物,碎样前对其进行清洗,碎样后挑选新鲜、均一、蚀变弱的岩石碎块,将其粉碎至 120 目,经过电磁选和重选的方法富集锆石,然后在双目镜下逐个挑选晶形完好、具有代表性的锆石颗粒。将选好的锆石制成锆石靶,每个样品保证锆石的数量在 150 颗以上。然后拍摄锆石靶上各锆石颗粒的阴极发光、背散射和反射照片,确认锆石

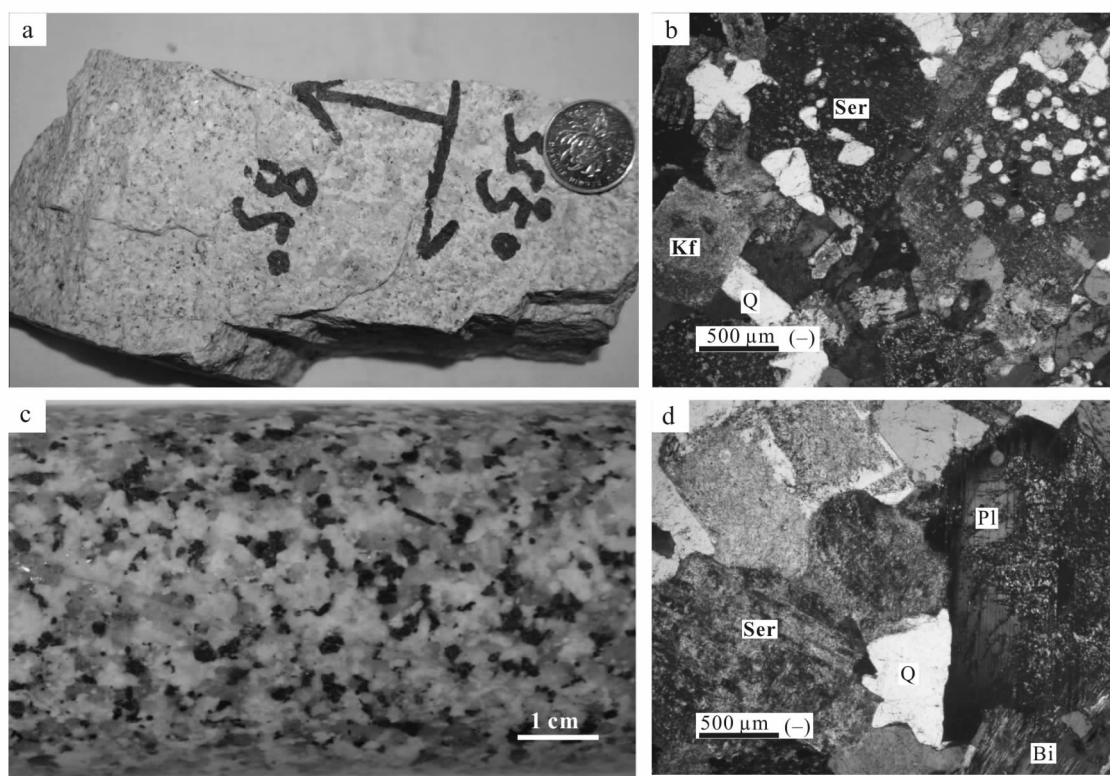


图 3 高通岭铝矿区细粒正长花岗岩 (GTL-4) (a,b) 和粗粒正长花岗岩 (GTL-9) (c,d)

Q—石英; Pl—斜长石; Bi—黑云母; Ser—绢云母; Kf—钾长石

Fig. 3 Fine-grained (GTL-4) (a, b) and coarse-grained (GTL-9) (c, d) syenogranites hosting the Gaotongling deposit

Q—Quartz; Pl—Plagioclase; Bi—Biotite; Ser—Sericitite; Kf—K-feldspar

的环带结构、内部及外部的缺陷和有无包裹体等,以使实验数据更为可靠真实。锆石阴极发光和透射图像分别在北京锆年领航科技公司和中国科学院广州地球化学研究所显微镜室完成。

锆石样品测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成,锆石的测定采用美国 Resonetics 公司生产的 RESOLUTION M-50 激光剥蚀系统和 Agilent 7500a 型的 ICP-MS 联机,并带有一个独特的可以减少样品分馏的双室 (two-volume cell) 样品室和一个平滑激光剥蚀脉冲的 Squid 系统。实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气,用美国国家标准技术研究院人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST610 进行仪器最佳化,使仪器达到最佳的灵敏度、最小的氧化物产率 ($CeO/Ce < 3\%$) 和最低的背景值。本次实验采用标准锆石 TEMORA (417 Ma) 作为测年外标,所测元素激光斑束直径主要采

用 $31 \mu m$ 频率为 8 Hz。详细实验步骤见袁洪林等 (2003),数据处理使用中国地质大学刘勇胜博士编写的软件 ICPMSDataCal 8.6 (Liu et al., 2008),谐和图的绘制采用 Isoplot (Model 3, Ludwig, 1999) 完成。其中,普通铅校正参见 Andersen (2002) 文献,单个数据点的误差为 1σ 。

在对样品 GTL-4、GTL-9 进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析前,均进行 CL (阴极发光) 照相。本次所测锆石可见大量的磷灰石等包体 (图 4a、b)。由于所采样品来自矿区赋矿围岩,其成岩后期可能遭受强烈的岩浆期后热液改造,将 U-Pb 同位素体系破坏,造成铅丢失,导致部分点谐和度比较低。因在分析过程中,对于部分谐和度低于 90% 的点,为减少继承铅和铅丢失等影响,将其剔除 (Liang et al., 2006; 黄文婷等, 2013)。

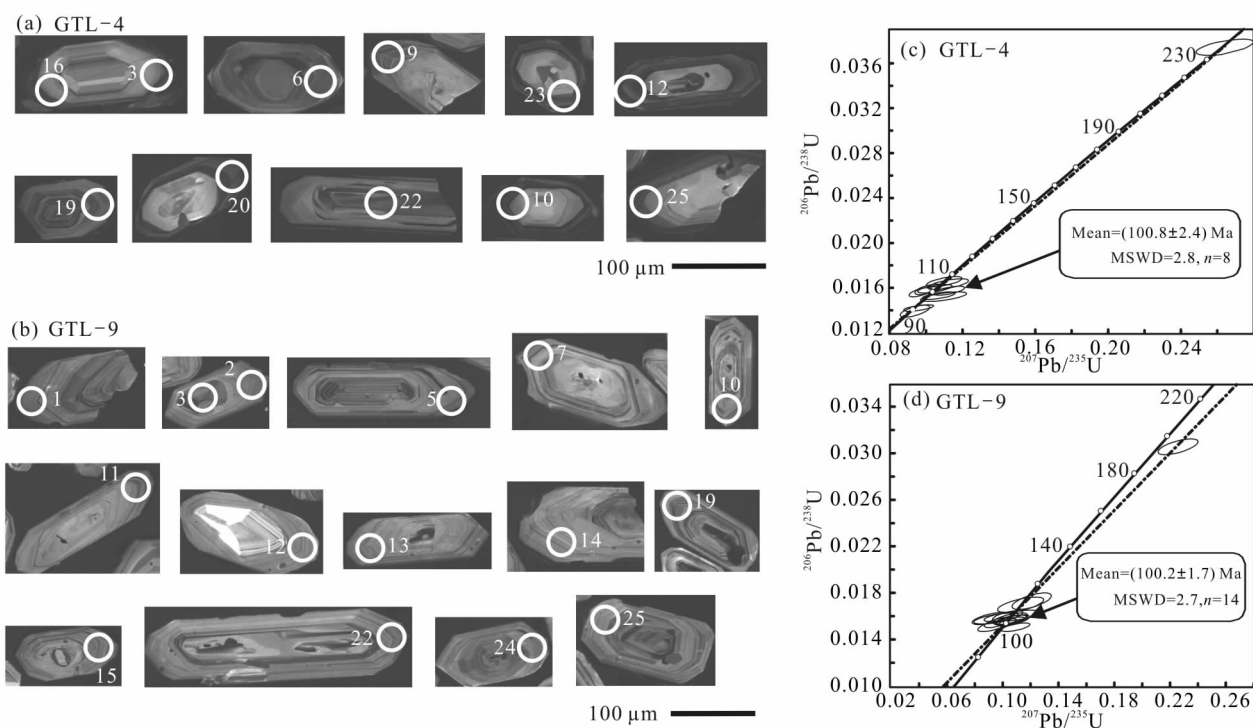


图4 高通岭钼矿床赋矿岩体被测锆石阴极发光图像、LA-ICP-MS分析点位置(a、b)及U-Pb年龄谐和图(c、d)
Fig. 4 CL images, positions of LA-ICP-MS analytical points (a, b) and U-Pb age concordia diagram (c, d) of zircons from the ore-hosting rock body in the Gaotongling Mo deposit

4 锆石 U-Pb 年代学

本次所测的2个样品(GTL-4、GTL-9) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年结果见表1,具有代表性的被测锆石单颗粒阴极发光(CL)图像、测点位置及锆石 U-Pb 年龄谐和图见图4。

2个样品中的锆石特征相似,以无色透明为主,少量偏黄色,长柱状、短柱状、粒状,长柱状锆石颗粒多较粗大,亦可见细小者。颗粒粗大的锆石可见明显的内核,内核为乳白色,边缘为无色透明。本次所测锆石晶型自形程度好,长度一般为100~300 μm(图4a、b),锆石 Th/U 值集中于0.15~0.94,平均为0.57(见表1)。阴极发光图像显示被测锆石具有清晰的岩浆震荡环带(图4a、b),表明其具有显著的岩浆成因锆石的特征(Hoskin et al., 2000; Wu et al., 2004),可能未发生明显的 Pb 丢失(Connelly, 2001)。由于年轻锆石中放射性成因 ^{207}Pb 的含量比放射性 ^{206}Pb 的含量约低一个数量级,因而对年轻锆石来说, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄精度要高于 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Compston et al., 1992)。

样品 GTL-4,本次共采用11个锆石激光剥蚀数据点,这些点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的年龄介于89~238 Ma,其中8个点在谐和线上分布较集中,利用 Isoplot 软件(Model 3, Ludwig, 1999)计算其加权平均年龄为 $(100.8 \pm 2.4) \text{ Ma}$ (MSWD=2.8)(图4c),代表了岩浆侵位结晶的年龄。测点 GTL4-06 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为238 Ma,其位置在锆石边部,但环带很薄,由于激光束直径较大,光斑可能已经覆盖到核部。因此,其可能代表继承锆石和岩浆锆石的混合年龄;测点 GTL4-12 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为89 Ma,其位于锆石边部,可能更倾向于反映热液锆石的年龄。

样品 GTL-9,本次共采用15个锆石激光剥蚀数据点,这些点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的年龄变化于96~194 Ma,其中14个点在谐和线上分布较集中,利用 Iso-plot 软件(Model 3, Ludwig, 1999)计算其加权平均年龄为 $(100.2 \pm 1.7) \text{ Ma}$ (MSWD=2.7, 1σ)(图4d),代表了岩浆侵位结晶的年龄;测点 GTL9-03 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为238 Ma,其位置在锆石的核部,其可能反映了继承锆石的年龄。

综上所述2个样品(GTL-4、GTL-9)的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值接近,分别为 $(100.8 \pm 2.4) \text{ Ma}$ 和

表1 高通岭钼矿床赋矿岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of ore-bearing rocks in the Gaotongling Mo deposit

| 测点序号 | Th/U | 同位素比值 | | | | | | 年龄/Ma | | | |
|----------|------|-----------------------------------|-----------|----------------------------------|-----------|----------------------------------|-----------|----------------------------------|-----------|----------------------------------|-----------|
| | | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 1σ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | 1σ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | 1σ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | 1σ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | 1σ |
| GTL-4-03 | 0.36 | 0.05167 | 0.00247 | 0.11253 | 0.00573 | 0.01575 | 0.00026 | 108 | 5 | 101 | 2 |
| GTL-4-06 | 0.86 | 0.05174 | 0.00261 | 0.26867 | 0.01337 | 0.03754 | 0.00055 | 242 | 11 | 238 | 3 |
| GTL-4-09 | 0.57 | 0.05119 | 0.00347 | 0.11211 | 0.00740 | 0.01633 | 0.00031 | 108 | 7 | 104 | 2 |
| GTL-4-10 | 0.38 | 0.04466 | 0.00181 | 0.09696 | 0.00411 | 0.01562 | 0.00027 | 94 | 4 | 100 | 2 |
| GTL-4-12 | 0.15 | 0.04876 | 0.00316 | 0.09389 | 0.00536 | 0.01393 | 0.00035 | 91 | 5 | 89 | 2 |
| GTL-4-16 | 0.33 | 0.04887 | 0.00306 | 0.10997 | 0.00645 | 0.01655 | 0.00030 | 106 | 6 | 106 | 2 |
| GTL-4-19 | 0.73 | 0.05061 | 0.00286 | 0.10697 | 0.00593 | 0.01531 | 0.00022 | 103 | 5 | 98 | 1 |
| GTL-4-20 | 0.26 | 0.04637 | 0.00227 | 0.10114 | 0.00483 | 0.01588 | 0.00031 | 98 | 4 | 102 | 2 |
| GTL-4-22 | 0.94 | 0.05302 | 0.00415 | 0.10962 | 0.00833 | 0.01522 | 0.00028 | 106 | 8 | 97 | 2 |
| GTL-4-23 | 0.45 | 0.04908 | 0.00282 | 0.09588 | 0.00541 | 0.01421 | 0.00019 | 93 | 5 | 91 | 1 |
| GTL-4-25 | 0.26 | 0.04734 | 0.00280 | 0.10483 | 0.00623 | 0.01593 | 0.00024 | 101 | 6 | 102 | 2 |
| GTL-9-01 | 0.15 | 0.04803 | 0.00194 | 0.10351 | 0.00412 | 0.01551 | 0.00018 | 100 | 4 | 99 | 1 |
| GTL-9-02 | 0.57 | 0.04919 | 0.00626 | 0.10743 | 0.01381 | 0.01601 | 0.00033 | 104 | 13 | 102 | 2 |
| GTL-9-03 | 0.90 | 0.05348 | 0.00227 | 0.22575 | 0.0095 | 0.03055 | 0.00045 | 207 | 8 | 194 | 3 |
| GTL-9-05 | 0.72 | 0.05306 | 0.00422 | 0.12075 | 0.00935 | 0.01729 | 0.00047 | 116 | 8 | 111 | 3 |
| GTL-9-07 | 0.69 | 0.04384 | 0.00472 | 0.0953 | 0.01061 | 0.01581 | 0.00031 | 92 | 10 | 101 | 2 |
| GTL-9-10 | 0.66 | 0.04992 | 0.0035 | 0.10577 | 0.00722 | 0.01570 | 0.00027 | 102 | 7 | 100 | 2 |
| GTL-9-11 | 0.43 | 0.04917 | 0.00273 | 0.10636 | 0.00615 | 0.01554 | 0.00025 | 103 | 6 | 99 | 2 |
| GTL-9-12 | 0.74 | 0.04466 | 0.00357 | 0.09301 | 0.00723 | 0.01517 | 0.00032 | 90 | 7 | 97 | 2 |
| GTL-9-13 | 0.52 | 0.05208 | 0.00311 | 0.1092 | 0.00674 | 0.01505 | 0.00024 | 105 | 6 | 96 | 2 |
| GTL-9-14 | 0.57 | 0.04925 | 0.00427 | 0.11282 | 0.01094 | 0.01698 | 0.00044 | 109 | 10 | 109 | 3 |
| GTL-9-15 | 0.70 | 0.04909 | 0.00369 | 0.10594 | 0.00789 | 0.01566 | 0.00028 | 102 | 7 | 100 | 2 |
| GTL-9-19 | 0.68 | 0.04515 | 0.00299 | 0.09612 | 0.00618 | 0.01546 | 0.00029 | 93 | 6 | 99 | 2 |
| GTL-9-22 | 0.84 | 0.04764 | 0.00354 | 0.10531 | 0.00828 | 0.01579 | 0.00032 | 102 | 8 | 101 | 2 |
| GTL-9-24 | 0.62 | 0.05044 | 0.00369 | 0.10748 | 0.00776 | 0.01565 | 0.00030 | 104 | 7 | 100 | 2 |
| GTL-9-25 | 0.75 | 0.04728 | 0.00338 | 0.10352 | 0.00719 | 0.01602 | 0.00030 | 100 | 7 | 102 | 2 |

(100.2 ± 1.7) Ma, 表明高通岭钼矿床中的细粒与粗粒正长花岗岩岩浆的成岩时代为早白垩世晚期。个别 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄比较大,例如测点 GTL9-03,可能反映了继承锆石的年龄;而 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄比较小的测点 GTL4-12,其年龄可能反映了热液锆石的年龄。

5 讨论

野外和室内研究表明,高通岭正长花岗岩体细粒和粗粒正长花岗岩呈渐变过渡关系,未发现二者之间明显的相变接触关系,且它们具有相似的矿物组成。本次所测得二者的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 的年龄加权平均值分别为(100.8 ± 2.4) Ma 和(100.2 ± 1.7) Ma,非常接近。因此,高通岭钼矿床赋矿的细粒和粗粒正长花岗岩应为同一岩浆事件不同侵位深度的产物。

高通岭正长花岗岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄(100.8 ± 2.4) Ma 和(100.2 ± 1.7) Ma 均早于

该钼矿床的辉钼矿 Re-Os 同位素等时线年龄 [(98.4 ± 2.5) Ma (廖香俊等,2008)] ,进一步佐证钼矿化是正长花岗岩体侵位后含矿岩浆热液活动的产物。但廖香俊等(2008)报道的及高通岭岩体年龄为(95.6 ± 1.6) Ma (锆石 U-Pb),明显年轻于本次所测得的岩体年龄,同时也晚于辉钼矿 Re-Os 同位素的年龄,因而与岩浆矿床成矿作用晚于或近于成岩年龄不符。而高通岭钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素模式年龄的下限(97.9 ± 1.2) Ma(廖香俊等,2008),则表明该矿床于 97 Ma 转入中低温热液活动时期,矿区内发育普遍的黄铁矿化、绿泥石化、高岭土化、绢云母化等中低温蚀变,可能对应了 90~97 Ma 的中低温热液活动。贾小辉等(2010)、Wang 等(2012)测得高通岭岩体花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为(108.1 ± 1.7) Ma,明显高于本次所测得的年龄。笔者在对其文献研读中发现,其所测锆石激光点的位置更集中于锆石的核和幔,远离锆石的边部。因此,该数据所反映的年龄可能大于岩体侵

位结晶的实际年龄,而本次所测年龄能够更准确的反映高通岭正长花岗岩体侵位结晶的年龄。虽然他们未将高通岭岩体的岩石类型划分为细粒和粗粒正长花岗岩,但测试数据均表明,组成高通岭岩体的细粒和粗粒正长花岗岩的结晶年龄应均为早白垩世晚期。因此,高通岭岩体于早白垩世晚期(约 100 Ma)侵位结晶,同期强烈的高温含矿岩浆热液活动可能是导致高通岭钼矿床形成的主要因素,之后于 90~97 Ma 可能转为较弱的中低温热液活动,以黄铁矿化、绿泥石化、高岭土化和绢云母化等为代表。

高通岭钼矿床形成于海南岛主要钼成矿作用早白垩世晚期至晚白垩世(95~106 Ma)(付王伟, 2013),成矿年龄接近于东秦岭-大别山中生代早白垩世晚期(105~116 Ma)钼成矿作用(黄凡等, 2011a),以及东北地区最年轻的钼成矿阶段(110~150 Ma)(陈衍景等, 2012),明显晚于南岭地区主要钼矿床成矿作用(150~170 Ma)(黄凡等, 2011b),与东南沿海(闽东)及海南岛钼矿床成矿年龄(71~113 Ma)(赵芝等, 2012; 付王伟等, 2013)一致,明显年轻于中国东部主要钼矿集区钼矿床的成矿年龄。因而,中国东南部及海南岛早白垩世晚期一晚白垩世很可能存在一期重要的钼成矿事件(付王伟等, 2013)。

6 结论

(1) GTL-4 和 GTL-9 2 个样品 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值分别为 (100.8 ± 2.4) Ma (MSWD = 2.8) 和 (100.2 ± 1.7) Ma (MSWD = 2.7),代表了岩浆侵位结晶与岩浆期后热液改造作用的混合年龄,高通岭钼矿床赋矿的细粒和粗粒正长花岗岩可能为同一岩浆事件不同侵位深度的产物。

(2) 高通岭岩体结晶年龄应为 100 Ma 左右的早白垩世晚期,并且同期的中高温岩浆热液可能导致了高通岭钼矿床的形成;而 90~97 Ma 年龄系中低温热液活动的年龄,导致黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化和高岭土化等中低温蚀变。

参考文献/References

陈沐龙,符策锐,庄有光,云平. 2002. 琼中地区首次发现热液石英脉型钼矿床[J]. 华南地质与矿产(1): 9.

- 陈衍景,张成,李诺,杨永飞,邓轲. 2012. 中国东北钼矿床地质[J]. 吉林大学学报, 42(5): 1223-1267.
- 付王伟,许德如,傅杨荣,杨昌松,周迎春,杨东升,吴传军,王智琳. 2011. 海南岛钼矿床成矿规律初探[J]. 矿物学报(增刊): 772-773.
- 付王伟,许德如,傅杨荣,杨昌松,周迎春,杨东升,吴传军,王智琳. 2012. 海南省后万岭铅锌矿床控矿因素、矿床成因与成矿模式探讨[J]. 矿床地质, 31(6): 1211-1226.
- 付王伟. 2013. 海南岛钼矿床成因类型及成矿动力学背景研究(博士学位论文)[D]. 导师:许德如. 中国科学院广州地球化学研究所. 1-172页
- 付王伟,许德如,傅杨荣,吴传军,杨昌松,周迎春,王智琳. 2013. 海南省红门岭钨钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素定年及地质意义[J]. 东华理工大学学报, 36(2): 135-142.
- 海南省地质综合勘察院. 2006. 海南省屯昌县高通岭矿区钼矿详查地质报告[R].
- 海南省地质综合勘察院. 2012. 海南省钼矿种潜力评价报告[R].
- 侯威,陈惠芳,梁新权,王可伏. 1992. 海南岛前寒武纪地层的确定及其大地构造演化[J]. 长春地质学院学报, (2): 133-143.
- 黄凡,陈毓川,王登红,袁忠信,陈郑辉. 2011a. 中国钼矿主要矿集区及其资源潜力探讨[J]. 中国地质, 38(5): 1111-1134.
- 黄凡,王登红,陆三明,陈毓川,王波华,李超. 2011b. 安徽省金寨县沙坪沟钨钼矿 Re-Os 年龄——兼论东秦岭-大别山中生代钼成矿作用期次划分[J]. 矿床地质, 30(6): 1039-1057.
- 黄文婷,李晶,梁华英,王春龙,林书平,王秀璋. 2013. 福建紫金山矿田罗卜岭铜钼矿化斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及成矿岩浆高氧化特征研究[J]. 岩石学报, 29(1): 283-293.
- 贾小辉,王强,唐功建,姜子琦,赵振华,杨岳衡,王晓地,赵武强. 2010. 海南屯昌早白垩世晚期埃达克质侵入岩的锆石 U-Pb 年代学、地球化学与岩石成因[J]. 地球化学, 39(6): 497-519.
- 廖香俊,王平安,覃海灿,路西坤,董法先,刘晓春,舒斌. 2008. 海南屯昌地区高通岭钼矿床的地质、地球化学特征及成矿时代[J]. 地质通报, 27(4): 560-570.
- 刘君,曹玉莲,于立红,王国君,王英杰. 2010. 海南省罗葵洞钼矿围岩蚀变找矿标志[J]. 地质与资源, 19(1): 63-66.
- 汪啸风. 1991. 海南岛志留系[A]. 海南岛地质(一)地层古生物[M]. 北京:地质出版社, 67-103.
- 王国君,刘君,曹玉莲,张馨宁. 2010. 海南罗葵洞斑岩型钼矿地质特征及矿床成因[J]. 矿产勘查, 1(5): 453-457.
- 许德如,夏斌,李鹏春,张玉泉,陈广浩,马驰. 2006. 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[J]. 大地构造与成矿学, (30): 510-518.
- 杨树峰,虞子治,郭令智,施央申. 1989. 海南岛的构造划分、古地磁研究及其板块构造意义[J]. 南京大学学报(地球科学), 1(1-2): 38-46.
- 于立红,王国君,王英杰. 2010. 海南省罗葵洞钼矿围岩蚀变与矿化

- 研究[J]. 有色矿冶, 26(1): 9-12.
- 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[J]. 科学通报, 48(14): 1511-1520.
- 赵芝 陈郑辉 王成辉 杨武平. 2012. 闽东大湾钼铍矿的辉钼矿 Re-Os 同位素年龄—兼论福建省钼矿时空分布及构造背景[J]. 大地构造与成矿学, 36(3): 399-405.
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. Chemical Geology, 192(1-2): 59-79.
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, Zhang Z and Ma G. 1992. Zircon U-Pb ages for Early Cambrian time-scale[J]. Journal of the Geological Society of London, 149(2): 171-184.
- Connelly J N. 2001. Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U/Pb geochronology[J]. Chemical Geology, 172(1): 25-39.
- Hoskin P and Black L. 2000. Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon[J]. Journal of metamorphic Geology, 18(4): 423-439.
- Li Z X, Li X H, Li W X and Ding S J. 2008. Was Cathaysia part of Proterozoic Laurentia?—new data from Hainan Island, south China[J]. Terra Nova, 20(2): 154-164.
- Liang H Y, Campbell I H and Allen C M. 2006. Zircon $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyry in eastern Tibet[J]. Mineralium Deposita, 41(2): 152-159.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Gunther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. Chemical Geology, (257): 34-43.
- ludwig K. 1999. Izoplot/Ex Version 2.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excle[J]. Geochronology Center, Berkeley, Special Publication 1a.
- Wang Q, Li X H, Jia X H, Wyman D, Tang G J, Li Z X, Ma L, Yang Y H, Jiang Z Q and Gou G N. 2012. Late Early Cretaceous adakitic granitoids and associated magnesian and potassium-rich mafic enclaves and dikes in the Tunchang-Fengmu area, Hainan Province (South China): Partial melting of lower crust and mantle, and magma hybridization[J]. Chemical Geology, (328): 222-243.
- Wu Y B and Zheng Y F. 2004. Genesis of Zircon and its constrains on interpretation of U-Pb age[J]. Chinese Science Bulletin, (49): 1554-1569.
- Xu D R, Wang Z L, Cai J X, Wu C J, Bakun-Czubarow N, Wang L, Chen H Y, Baker M J and Kusiak M A. 2013. Geological characteristics and metallogenesis of the shilu Fe ore deposit in Hainan Province, South China[J]. Ore Geology Reviews, (53): 318-342.