

·专题研究·

江南造山带中段大湖塘同构造花岗斑岩的成因

——锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Nd-Hf 同位素制约

项新葵¹, 尹青青², 孙克克³, 陈 斌^{3,4}

(1. 江西省地质矿产勘查开发局 九一六大队, 江西 九江 332100; 2. 中钢集团 天津地质研究院, 天津 300181;
3. 北京大学 地球与空间科学学院, 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871; 4. 合肥工业大学 资源与
环境工程学院, 安徽 合肥 230009)

摘要: 大湖塘钨多金属矿床位于江南造山带之九岭—鄱公山隆起西段。本文对大湖塘与成矿有关的燕山期花岗斑岩开展了锆石 U-Pb 年代学、地球化学、Nd-Hf 同位素研究。结果表明, 较早期(成矿期)大湖塘花岗斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 146.01 ± 0.78 Ma。花岗斑岩具有高硅富碱的特征和较高的分异指数 DI, 结合主、微量元素特征, 该花岗斑岩应属于高分异的 S 型花岗岩。Rb/Sr、Rb/Nb 比值都明显高于上地壳所对应的均值 0.32 和 4.5, 也都大于中国东部上地壳所对应的均值 0.31 和 6.83, 表明其源自成熟度较高的地壳物质。Nb/Ta 和 Zr/Hf 比值明显低于正常花岗岩的 Nb/Ta 比值 11 和 Zr/Hf 比值 33~40, 而且存在 REE 四分组效应, 说明在岩浆演化晚期存在流体-熔体的强烈作用。不均匀的 Hf 同位素组成 [$\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -19.9 \sim -5.3$; $t_{\text{DM2}} = 1.54 \sim 2.46$ Ga] 显示该花岗斑岩主要是由年龄为 1.9~1.6 Ga 的前寒武古老地壳(可能是双桥山群)和部分基性岩熔融形成的, 并且混入了少量扬子克拉通晚太古代的基底岩石(2.5 Ga)。较早期花岗斑岩 A/CNK 值均大于 1.15, 暗示其不应为火山弧花岗岩, 应属于同构造(同碰撞)花岗岩, 而较晚期花岗斑岩在构造判别图解上则显示出后碰撞特点。较早期和较晚期花岗斑岩形成的构造背景演化过程, 表明本区经历的从挤压向伸展转变的“挤压-伸展旋回”过渡期持续了约 11 Ma。正是长达 11 Ma 的“挤压-伸展旋回”为本区多期成岩作用所必需的动力持续供给提供了充分的时间, 而这也是本区能够发生大规模 W-Cu 成矿作用的一个重要的地质前提。

关键词: 锆石定年; 地球化学; Nd-Hf 同位素; 大湖塘花岗斑岩; S 型花岗岩; 同构造; 江南造山带

中图分类号: P588.12⁺1; P597.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2015)05-0581-20

Origin of the Dahutang syn-collisional granite-porphyry in the middle segment of the Jiangnan orogen: Zircon U-Pb geochronologic, geochemical and Nd-Hf isotopic constraints

XIANG Xin-kui¹, YIN Qing-qing², SUN Ke-ke³ and CHEN Bin^{3,4}

(1. No. 916 Geological Party, Jiangxi Bureau of Geology & Mineral Exploration, Jiujiang 332100, China; 2. Sinosteel Tianjin Geological Academy, Tianjin 300181, China; 3. School of Earth and Space Sciences, Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, MOE, Peking University, Beijing 100871, China; 4. College of Resources and Environmental Engineering, Hefei University of Technology, Hefei 230009, China)

Abstract: The Dahutang tungsten polymetallic deposit is located in the western segment of the Jiuling-zhang-gongshan uplift in the Jiangnan orogen. The zircon U-Pb geochronologic, geochemical and Nd-Hf isotopic stud-

收稿日期: 2015-01-04; 修订日期: 2015-08-05

基金项目: 中国地质调查局资助项目(12120114034501); 江西省地质矿产勘查开发局资助项目(赣地矿字[2011]81号)

作者简介: 项新葵(1963-), 男, 教授级高工, 于赣北地区长期从事固体矿产勘查、区域地质调查、科研及成矿预测工作, E-mail: 1178852439@qq.com。

ies of the Yanshanian Dahutang ore-forming granite-porphyry were carried out in this paper. The LA-ICP-MS zircon U-Pb age of the Dahutang granite-porphyry is 146.01 ± 0.78 Ma. The granite-porphyry is characterized by high content of silicon and alkalis and high differentiation index, which, along with the characteristics of the major and trace element, suggests that the granite might be highly differentiated S-type granite. The Rb/Sr and Rb/Nb ratios of the granites are significantly higher than those of the upper crust and eastern China's upper crust, indicating that the granite-porphyry originated from melting of high-maturity crustal components. The ratios of Nb/Ta and Zr/Hf are much lower than those of normal granite, and there is REE tetrad effect, suggesting a strong melt-fluid interaction at the late stage of magma evolution. Heterogeneous Hf isotopic composition [$\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -19.9 \sim -5.3$; $t_{\text{DM2}} = 1.54 \sim 2.46$ Ga] demonstrates that the granite-porphyry was derived dominantly from a Precambrian crustal source of 1.9~1.6 Ga and part of basic rocks, with the involvement of small amounts of late Archean basement rocks of Yangtze craton (2.5 Ga). The A/CNK ratios of the granite-porphyry are all higher than 1.15, suggesting that the granite-porphyry is a syn-collisional (syn-orogenic) granite rather than a volcanic arc granite; the young granite-porphyry has the post-collisional (post-orogenic) characteristics in the tectonic environment discrimination diagrams. The tectonic setting evolution of the old granite-porphyry and the young granite-porphyry indicates that "the extrusion-extension cycle" lasted about 11Ma with the transition from extrusion to extension in this area. This extrusion-extension cycle of 11Ma provided sufficient required dynamic duration for the multiple rock-forming and ore-forming activities in this area, and also served as an important geological prerequisite for extensive mineralization.

Key words: zircon dating; geochemistry; Nd-Hf isotopes; Dahutang granite-porphyry; S-type granite; syn-collisional; Jiangnan orogen

江西省地质矿产勘查开发局九一六大队于2010年至2011年基本查明大湖塘北区钨矿石门寺矿段 WO_3 为74万吨,使石门寺钨多金属矿床跻身于世界级超大型钨矿床之列,其成矿机理和相关花岗岩的成因近几年倍受关注(钟玉芳等,2005;林黎等,2006a,2006b;丰成友等,2012;黄兰椿等,2012,2013;项新葵等,2012a,2012b,2013a,2013b,2013c;张志辉等,2013;Mao *et al.*, 2013; Huang and Jiang, 2014)。林黎等(2006a,2006b)对大湖塘的矿床分布、地质特征及岩浆期次进行系统研究,并获得与钨铜矿相关的花岗斑岩黑云母 K-Ar 年龄为134 Ma。最近,项新葵等(2012a,2012b,2013a,2013c)对该矿床的成矿地质条件、成矿物质来源及大地构造环境进行了研究。随着 Re-Os 和锆石 U-Pb 测年技术被用于大湖塘矿集区内的定年研究,相继报道了一批成岩、成矿年龄数据。九仙塘中细粒黑云母花岗岩 SHRIMP 锆石年龄为 151.4 ± 2.4 Ma(钟玉芳等,2005);狮尾洞似斑状白云母花岗岩和较晚期花岗斑岩 LA-ICP-MS 锆石年龄分别为 144.2 ± 1.3 Ma、 134.6 ± 1.2 Ma(黄兰椿等,2012,2013);狮尾洞和石门寺辉钼矿 Re-Os 年龄分别为 140.9 ± 3.6 Ma、 143.7 ± 1.2 Ma(丰成友等,2012);石门寺和梅

子坑辉钼矿 Re-Os 年龄分别为 149.6 ± 1.2 Ma、 150 ± 1 Ma(项新葵等,2013c;张志辉等,2013)。这些研究作为厘定大湖塘矿集区钨多金属矿床的成岩成矿时代、成矿环境及其成矿物质来源,准确刻画九岭地区乃至整个江南造山带燕山期的大规模成矿时限,探讨成矿过程和地球动力学演化,提供了重要依据。

石门寺钨多金属矿床是大湖塘矿集区具有代表性的矿床,通过野外观察及室内资料研究表明,该矿区燕山期花岗岩多期多次侵入的特点不仅体现在不同类型的花岗岩之中,在同一类型的花岗岩中(如花岗斑岩)表现得也尤为突出。黄兰椿等(2013)已对大湖塘狮尾洞矿区较晚期花岗斑岩的成因进行了研究,并获得其侵位年龄为 134.6 ± 1.2 Ma,但该区钨多金属成矿作用与哪期花岗岩有关、花岗岩的地球动力学背景等问题一直不清楚。推测较早期花岗斑岩与较晚期花岗斑岩在存在某些共性的同时很可能在源区特征及各自的演化过程中存在差异性,但这一认识仍亟需详实的岩石地球化学和可靠的年代学数据对比研究,以此来进一步确定较早期花岗斑岩和较晚期花岗斑岩的成因及其地球动力学背景。从空间上看,较早期的花岗斑岩体与钨矿体关系密

切(图 3),而较晚期花岗斑岩则切断钨矿体含石英英脉。结合上述两期花岗斑岩的侵位及成矿年龄时限,似乎与中国东部当时发生的构造体制大转换有着密不可分的联系。因此,九岭地区中生代的板内构造变形作用阶段“挤压-伸展旋回”的时限厘定,对全面认识造山区内的地壳演化及区域成矿动力学背景具有重要意义。本文对大湖塘较早期花岗斑岩开展了锆石 U-Pb 年代学、地球化学、Nd-Hf 同位素研究,为石门寺矿区内与成矿密切的花岗斑岩体提供了年代学约束,探讨了花岗斑岩体的起源、演化特征及其形成的构造背景和构造意义,为更加深入认识大湖塘矿集区的成矿动力学背景及江南造山带板内

构造变形作用过程提供了新的证据。

1 地质背景和岩相学特征

大湖塘钨多金属矿集区地处武宁县与靖安县、修水县交界处,属于江南地块中生代铜钨金等多金属成矿带,位于江南造山带之九岭-鄱公山隆起西段(图 1),长江中下游成矿带南侧,钦杭结合带北侧,东邻鄱阳凹陷(杨明桂等,1994;项新葵等,2012a)。九岭-鄱公山隆起自古元古代、中新元古代分别经历了扬子古基底的形成、扬子和华夏板块的聚合与裂解,至古生代的隆升和局部裂解,最后进入中生代的板

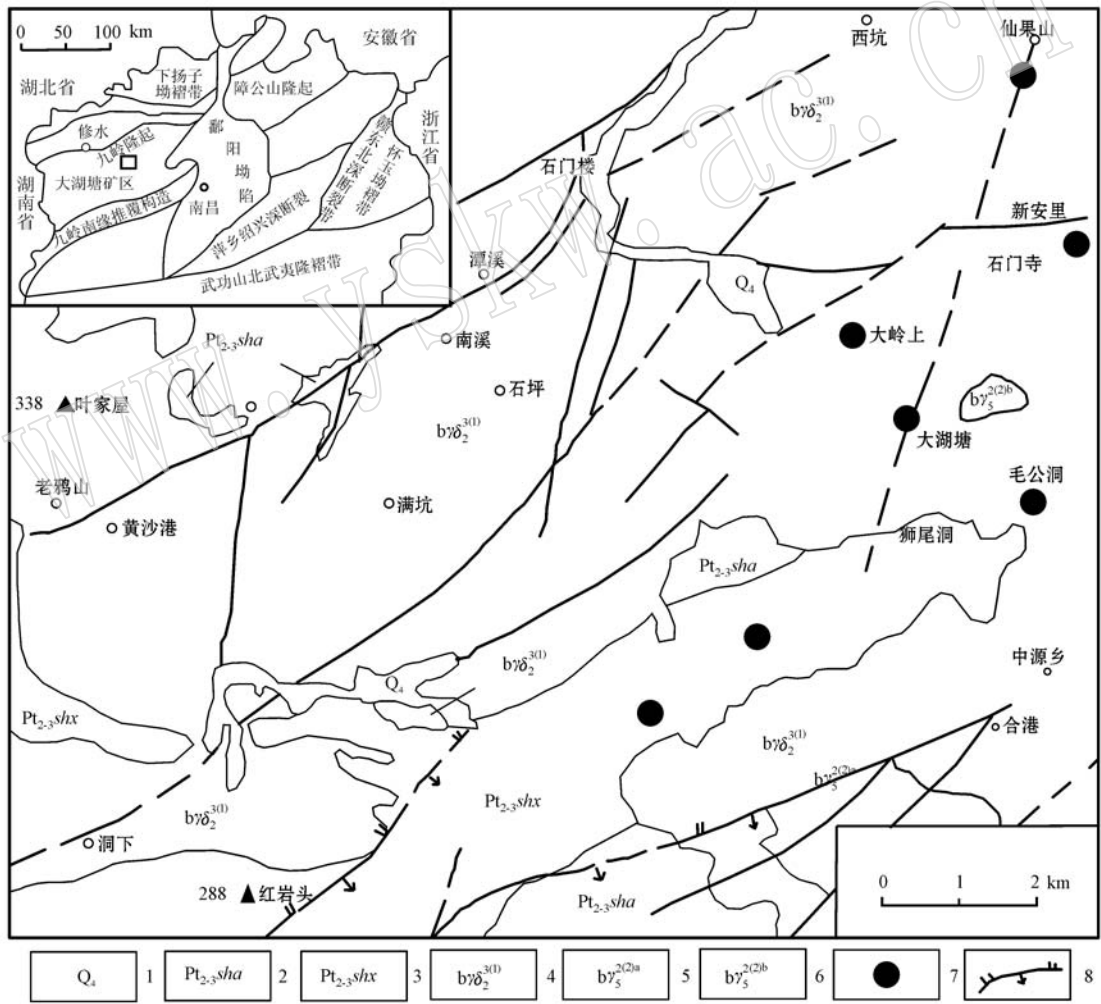


图 1 赣北九岭地区地质矿产略图

Fig. 1 Regional geological and mineral resources sketch map of Jiuling area, north Jiangxi

- 1—第四系; 2—双桥山群安乐林组; 3—双桥山群修水组; 4—晋宁晚期黑云母花岗闪长岩; 5—燕山期似斑状黑云母花岗岩; 6—燕山期细粒黑云母花岗岩; 7—矿床; 8—断层
- 1—Quaternary; 2—Anlelin Formation; 3—Xiushui Formation; 4—biotite granodiorite of late Jinning period; 5—porphyritoid biotitic granite of Yanshanian period; 6—fine-grained biotitic granite of Yanshanian period; 7—orebody; 8—fault

内构造变形作用阶段,从而隆起带内伴随发生多期和强度不一的成岩成矿事件(杨明桂等,1994)。矿区内偶见双桥山群浅变质岩系出露,控制区内燕山期岩体(岩脉、矿脉)和蚀变分带的两组断裂轴向大致呈 EW 向和 NE-NNE 向展布(林黎等,2006a;项

新葵等,2013a)。晋宁期花岗闪长岩作为九岭岩基的一部分,是区内最为主要的岩石单元,也是矿区最主要的赋矿围岩;燕山期的似斑状黑云母花岗岩、细粒黑云母花岗岩、花岗斑岩依次呈岩株、小岩株、岩枝或岩脉相继侵入(图 1、图 2、图 3、图 4)。

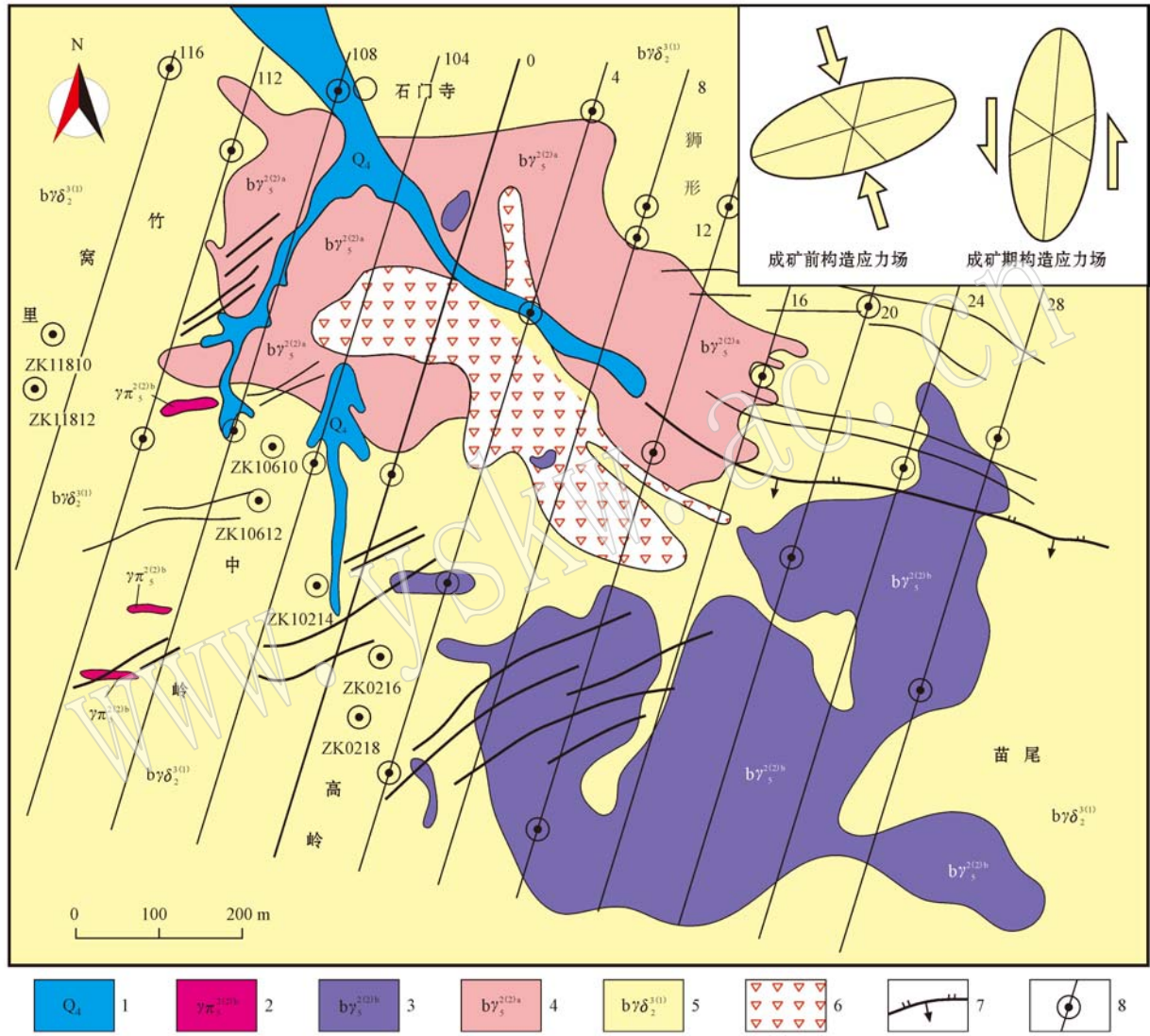


图 2 大湖塘北区石门寺矿段地质略图

Fig. 2 Geological sketch map of Shimensi ore block in northern district of Dahutang

- 1—第四系; 2—成矿期花岗斑岩; 3—细粒黑云母花岗岩; 4—似斑状黑云母花岗岩; 5—黑云母花岗闪长岩; 6—热液隐爆角砾岩型矿体;
7—断层; 8—钻孔
1—Quaternary; 2—metallogenic granite-porphry; 3—fine-grained biotitic granite; 4—porphyritoid biotitic granite; 5—biotite granodiorite;
6—orebody of hydrothermal cryptoexplosion breccias type; 7—fault; 8—drill hole

花岗斑岩零星分布于矿集区西南部和中部,呈极不规则的岩枝或岩脉,分为与成矿关系密切、作为赋矿围岩之一的较早期花岗斑岩和切断钨多金属矿体的成矿期后的花岗斑岩。本次研究自大湖塘北区钨矿石门寺矿段采集了与成矿关系密切的较早期的

5 件花岗斑岩样品进行分析,DHT-29 和 DHT-31 采样点地理坐标为 $N28^{\circ}57'22''$ 、 $E114^{\circ}57'25''$,DHT-60 和 DHT-61 的地理坐标为 $N28^{\circ}37'36''$ 、 $E114^{\circ}57'41''$,DHT-67 采自 112 号勘探线 ZK11212 钻孔。花岗斑岩呈浅肉红色,块状构造,斑状结构,斑晶为石英、钾

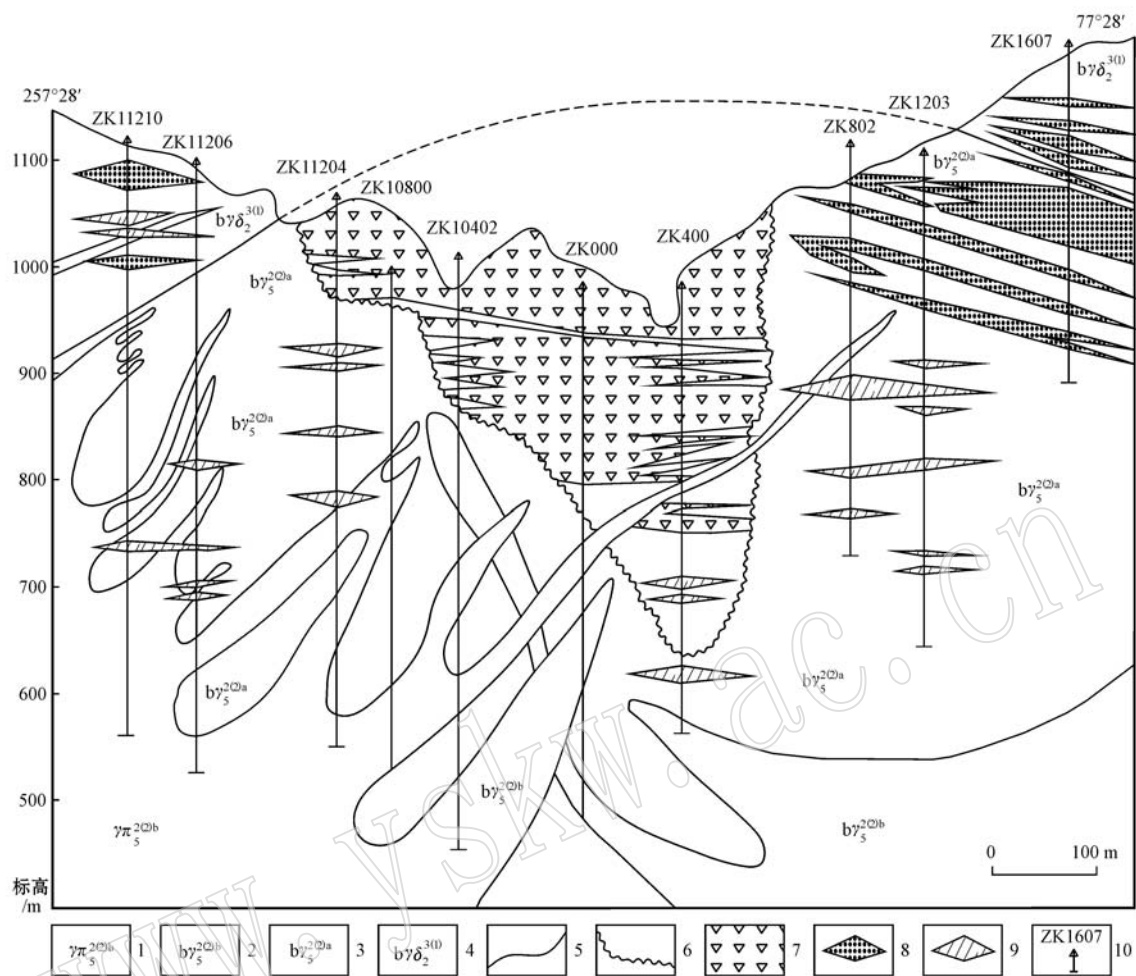


图3 大湖塘北区石门寺矿段 NE-SW 向勘探剖面图

Fig. 3 Geological section along the NE-SW trending explosion line of Shimensi ore block in northern district of Dahutang
1—成矿期花岗斑岩; 2—细粒黑云母花岗岩; 3—似斑状黑云母花岗岩; 4—黑云母花岗岩闪长岩; 5—不同岩石单元界线; 6—热液隐爆角砾岩界线; 7—热液隐爆角砾岩型矿体; 8—细脉浸染型矿体; 9—石英脉型矿体; 10—钻孔及编号

1—metallogenic granite-porphphyry; 2—fine-grained biotitic granite; 3—porphyritoid biotitic granite; 4—biotite granodiorite; 5—boundary of different granites; 6—boundary of hydrothermal cryptoexplosion breccias; 7—orebody of hydrothermal cryptoexplosion breccias type; 8—orebody of veinlet-disseminated type; 9—orebody of thick-vein type; 10—drill hole and its serial number

长石和斜长石。其中石英斑晶呈半自形粒状, 粒径 1~3.5 mm, 含量约占 33%; 钾长石呈宽大板柱状, 板长 1.5~4 mm, 个别达 5 mm, 约占 32%, 晶内条纹结构发育, 常含小的斜长石和白云母包体; 斜长石斑晶呈长板柱状, 板长 0.4~1.4 mm, 含量约占 28% (图 4)。基质主要为 0.02~0.16 mm 的长石和石英紧密嵌生, 另有片状黑云母和白云母零散分布。黄铜矿、磷灰石等副矿物偶有产出。

2 分析方法

对花岗斑岩(DHT-29 样品)锆石的分选是通过重液和磁法完成的, 锆石阴极发光图像在中国地质

科学院微束分析实验室拍摄完成, La-ICP-MS U-Pb 年代学分析在天津地质矿产研究所测试中心完成, 利用 193 nm FX 激光器对锆石进行剥蚀, 激光剥蚀物质以 He 为载气送入 Neptune。测试点束斑直径为 35 μm , 激光频率为 10 Hz, 信号测量时间为 40 s, 背景测量时间为 20 s。年龄校准选用标准锆石 GJ-1 进行年龄校正, 每隔 5 个测定, 加测标样一次。使用人工合成玻璃标准参考物质 NIST SRM610 进行仪器最佳化, 在所测锆石样品分析点前后各测 2 次 NIST SRM 610。数据处理采用 Glitter 4.4(Griffin *et al.*, 2008)。普通 Pb 校正根据 Andersen(2002)所述步骤完成。谐和图是使用 IsoplotEx 3.0 绘制完成(Ludwing, 2003)。

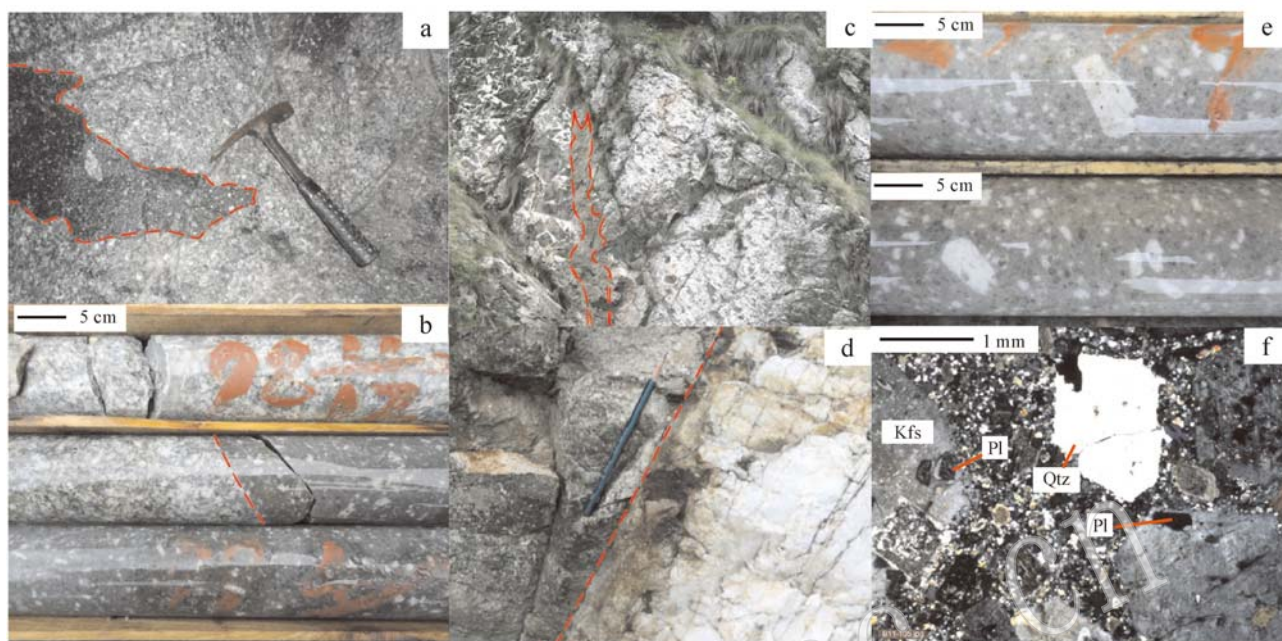


图 4 大湖塘北区花岗斑岩的露头 and 显微照片

Fig. 4 Hand specimen of rocks and microscopic photograph of granite-porphyry in northern district of Dahutang
a—细粒黑云母花岗岩岩枝侵入似斑状黑云母花岗岩中, 并包含后者的小包体; b—花岗斑岩(下)与细粒黑云母花岗岩(上)的接触关系; c—花岗斑岩侵入热液引爆角砾岩型矿体中; d—花岗斑岩被石英大脉型矿体所截穿; e—钻孔中新鲜的花岗斑岩; f—花岗斑岩内浅色多斑与深色少斑两种岩性的接触关系; g—花岗斑岩显微照片(正交偏光); Kfs—钾长石; Pl—斜长石; Qtz—石英
a—apophysis of fine-grained biotitic granite intruded into porphyritic-like biotitic granite; a xenolith is embraced by the apophysis; b—the contact relation between the upper granite-porphyry and the lower fine-grained biotitic granite; c—granite-porphyry intruded into the orebody of hydrothermal cryptoexplosion breccias type; d—orebody of thick-dyke type cutting through the granite-porphyry; e—fresh granite-porphyry in drill hole; f—contact relation between the light-colored granite-porphyry bearing more phenocrysts and the deep-colored granite-porphyry bearing less phenocrysts; g—microphotograph of granite-porphyry (crossed nicols); Kfs—K-feldspar; Pl—plagioclase; Qtz—quartz

元素 Nd 的分离和纯化是在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成的。称取约 20 mg 样品粉末, 置于 Teflon 溶样器中, 用 HNO_3 和 HF 混合酸在电热板上溶样一周。轻稀土的分离使用传统阳离子交换柱, Nd 的进一步纯化使用 HDEHP 涂层 Kef 交换柱, 用不同浓度的稀盐酸来控制 and 淋洗。同位素测试在天津地质矿产研究所完成, 通过负热电离质谱法在 TRITON 上完成的。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的原始测量值分别对 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行校正。样品测试过程中 Jndi-1 Nd 标样的测试值 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115 \pm 2(2\sigma)$ 。

锆石 Hf 同位素测试是在中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室 Neptune 多接收等离子质谱和 Newwave UP213 紫外激光剥蚀系统(LAMC-ICP-MS)上进行的, Hf 同位素分析点在 U-Pb 分析点上进行, 实验过程中采用 He 作为剥蚀物质载气, 剥蚀直径采用 55 Lm, 测定时使用锆石国际标样 GJ1 作为参考物质, 分析点与 U-Pb 定年分析点为同一位置。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

本文 U-Pb 测定数据见表 1, CL 图像见图 5, 锆石大部分晶形完好, 且呈自形短柱状、长柱状, 少数锆石因溶蚀呈次浑圆状(如点 1、10、16), 部分锆石由于颜色较深韵律环带不显著(如点 1、3、7~9 等), 这可能与这些锆石的高 Th、U 有关。对样品 DHT-29 进行了 28 个颗粒的测定, 其中点 4、5、14、24、25 锆石点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄达 296~1496 Ma, 应是来自源区的捕获锆石。点 6、9、12~13、16、18、20~22、26 的 Th/U 比值(大于 0.13)较 0.1 差异较大, 对剩余的 13 个测点(1~3、7~8、10~11、15、17、19、23、27、28)所做的 U-Pb 谐和图如图 6 所示, 除 2 号测点可能因放射性成因 Pb 丢失而明显不谐和以外(未在图上显示), 其余 12 个测点均集中于谐和线上或附近很小的区域内(图 6), 且在 CL 图像中可见自形生长环带, 具有明显的岩浆振荡环带结构, 测试束斑基本

表 1 大湖塘北区花岗斑岩(DHT-29 样品)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年数据
Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating data of sample DHT-29 from granite-porphyry in northern district of Dahutang

分析号	$w_B/10^{-6}$		Th/U	同位素比值						年龄/Ma					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
1	231	7425	0.0311	0.0004	0.1584	0.0018	0.0229	0.0001	0.0098	0.0002	0.0002	146	1	149	2
2	272	7069	0.0384	0.0005	0.1716	0.0022	0.0233	0.0002	0.0231	0.0003	0.0003	148	1	161	2
3	280	5220	0.0536	0.0003	0.1517	0.0017	0.0223	0.0001	0.0117	0.0001	0.0001	142	1	143	2
4	511	1356	0.3766	0.0007	0.8621	0.0122	0.1021	0.0007	0.0492	0.0005	0.0005	627	4	631	9
5	189	2360	0.0802	0.0005	0.3874	0.0048	0.0470	0.0005	0.0599	0.0003	0.0003	296	3	332	4
6	315	2366	0.1332	0.0010	0.1776	0.0044	0.0256	0.0002	0.0313	0.0002	0.0002	163	1	166	4
7	247	5494	0.0449	0.0004	0.1537	0.0018	0.0225	0.0001	0.0300	0.0003	0.0003	143	1	145	2
8	265	4491	0.0590	0.0004	0.1555	0.0021	0.0227	0.0001	0.0203	0.0001	0.0001	145	1	147	2
9	3981	4401	0.9045	0.0003	0.1602	0.0018	0.0234	0.0001	0.0079	0.0002	0.0002	149	1	151	2
10	471	5365	0.0877	0.0004	0.1556	0.0017	0.0229	0.0001	0.0243	0.0005	0.0005	146	1	147	2
11	384	6067	0.0633	0.0005	0.1577	0.0022	0.0231	0.0001	0.0284	0.0002	0.0002	147	1	149	2
12	345	1256	0.2748	0.0003	0.1547	0.0017	0.0226	0.0001	0.0210	0.0001	0.0001	144	1	146	2
13	5114	5442	0.9397	0.0004	0.1549	0.0019	0.0228	0.0001	0.0063	0.0004	0.0004	146	1	146	2
14	48	767	0.0628	0.0011	1.0283	0.0281	0.0815	0.0007	0.0573	0.0005	0.0005	505	4	718	20
15	257	11314	0.0227	0.0004	0.1574	0.0020	0.0229	0.0001	0.0411	0.0001	0.0001	146	1	148	2
16	1345	4323	0.3111	0.0004	0.1540	0.0019	0.0222	0.0001	0.0153	0.0012	0.0012	141	1	145	2
17	402	2998	0.1341	0.0012	0.1565	0.0043	0.0230	0.0002	0.0070	0.0001	0.0001	147	1	148	4
18	390	1320	0.2953	0.0004	0.1559	0.0018	0.0227	0.0001	0.0085	0.0004	0.0004	145	1	147	2
19	246	4658	0.0529	0.0015	0.1575	0.0049	0.0230	0.0002	0.0090	0.0001	0.0001	147	1	149	5
20	294	1555	0.1890	0.0005	0.1559	0.0023	0.0226	0.0001	0.0073	0.0004	0.0004	144	1	147	2
21	1274	4018	0.3171	0.0007	0.1544	0.0047	0.0225	0.0001	0.0075	0.0003	0.0003	143	1	146	4
22	226	619	0.3658	0.0007	0.1548	0.0023	0.0224	0.0001	0.0066	0.0004	0.0004	143	1	146	2
23	247	2806	0.0879	0.0003	0.1582	0.0020	0.0230	0.0002	0.0615	0.0003	0.0003	146	1	149	2
24	188	550	0.3411	0.0022	5.6781	0.0941	0.2611	0.0024	0.0260	0.0002	0.0002	1496	14	1928	32
25	467	521	0.8963	0.0005	1.1794	0.0142	0.1301	0.0008	0.0466	0.0017	0.0017	789	5	791	10
26	251	1592	0.1578	0.0014	0.1554	0.0028	0.0229	0.0001	0.0094	0.0002	0.0002	146	1	147	3
27	285	2199	0.1295	0.0006	0.1550	0.0033	0.0230	0.0001	0.0075	0.0006	0.0006	147	1	146	3
28	125	4413	0.0283	0.0006	0.1578	0.0031	0.0230	0.0001	0.1013	0.0008	0.0008	147	1	149	3



图 5 大湖塘北区花岗斑岩(DHT-29 样品)锆石 CL 图像及分析点位

Fig. 5 CL images of zircons from sample DHT-29 of granite-porphyry and analytical positions in northern district of Dahutang

红圈—U-Pb 定年点; 黄圈—Hf 同位素分析点; ? —数据未测出

red—ring-point of U-Pb isotopic dating; yellow—ring-Hf isotopic analytical point; ? —data not measured

位于外侧振荡环带内, 所获得的数据应代表花岗斑岩的结晶年龄。以上 12 个较谐和的测点仅点 17 和 27 可能受热液影响使 Th 和 U 含量稍有变化(Th/U 比值都为 0.13), 其余 10 个测点 Th/U 比值介于 0.02~0.09 之间(均小于 0.1), 显示其锆石为岩浆成因。因此, 在计算加权平均年龄时仅对上述剩余的 12 个测点数据进行处理(其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值介于 142~147 Ma), 因测定的岩石形成于中生代, 考虑到普通铅的校正, 其结果应以 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄计算(Griffin *et al.*, 2004), 年龄误差为 2S。结果显示, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 146.01 ± 0.78 Ma, MSWD = 1.6。因此, 大湖塘花岗斑岩成岩年龄为 146.01 ± 0.78 Ma, 系燕山期晚侏罗世岩浆活动的产物。

3.2 地球化学特征

3.2.1 主量元素特征

花岗斑岩的 5 个样品(DHT-29、DHT-31、

DHT60、DHT61、DHT67) 主量元素测定结果列于表 2。由表 2 可知, 花岗斑岩具有高硅($\text{SiO}_2 = 73.41\% \sim 81.47\%$)、低钛($\text{TiO}_2 = 0.09\% \sim 0.12\%$)、富 Al_2O_3 ($9.67\% \sim 14.69\%$) 的特征, $A/\text{CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O}) = 1.23 \sim 2.29$, 均大于 1, 属于过铝质(或强过铝质)系列岩类; 富钾($\text{K}_2\text{O} = 3.11\% \sim 5.18\%$), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 在 1.13~98.25 之间, 低 MgO($0.22\% \sim 0.24\%$)。综上, 大湖塘花岗斑岩常量元素反映了岩石高硅富碱的特征, 属于高钾钙碱性过铝质(或强过铝质)花岗岩类岩石(表 2, 图 7a、7b)。

3.2.2 微量元素特征

本次测定的 5 个样品的稀土及微量元素测定结果列于表 2。样品稀土元素总量较低, ΣREE 为 $46.18 \times 10^{-6} \sim 59.39 \times 10^{-6}$, LREE 相对 HREE 富集, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 9.55~17.93 (图 8a), Eu 强亏损($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.18 \sim 0.30$), LREE/HREE 及 Eu/Eu^*

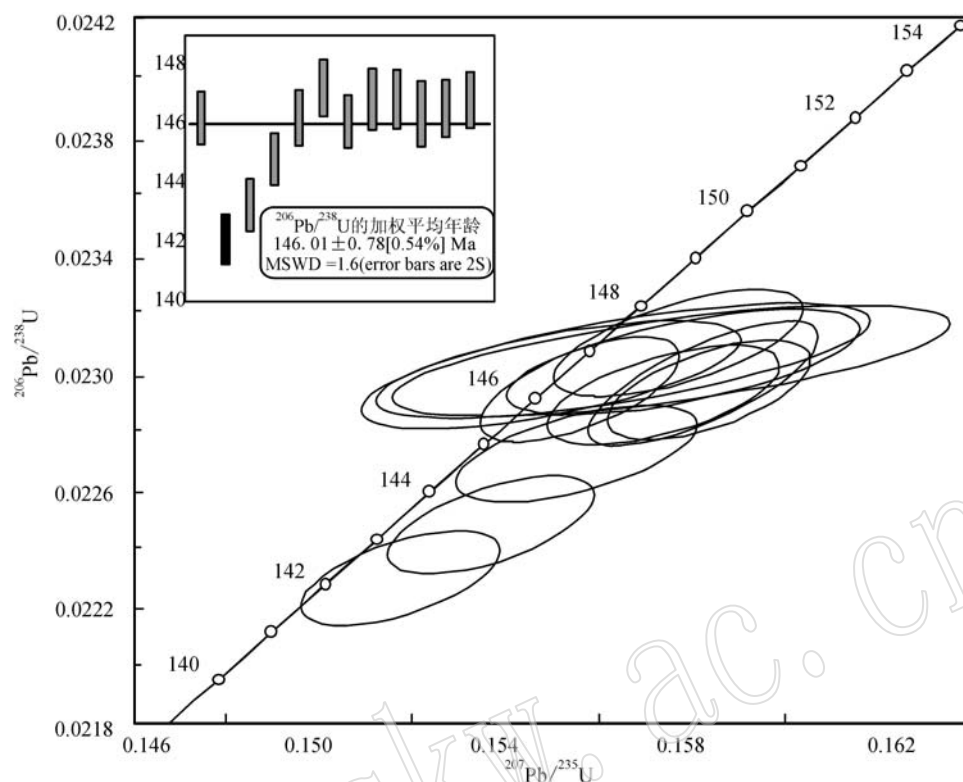


图6 大湖塘北区花岗斑岩 DHT-29 锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 6 Zircon U-Pb concordia diagrams of sample DHT-29 from granite-porphyry in northern district of Dahutang

比值随分异指数(DI)增大而降低的演变趋势较明显(表2),暗示成岩过程中发生了富集 LREE 的矿物(如独居石、褐帘石等)和斜长石的分离结晶作用。稀土元素配分图样式为向右倾斜的深“V”型(图8a),属于高度演化的花岗岩。稀土元素四分组效应强度指数($TE_{1,3}$)介于 1.09~1.14 之间($TE_{1,3}$ 计算参见 Irber, 1999),说明有比较明显的四分组效应。岩石的 $La-(La/Sm)_N$ 呈明显的正相关(表2),揭示了其岩浆过程主要受部分熔融作用控制。由图 8b 及表 2 可知,本区花岗斑岩以富集大离子亲石元素 Rb、Th 和 U 为特征,强烈亏损 Ba、Sr、Ti,轻微亏损 Nb、Zr,与粤北帽峰花岗岩体(凌洪飞等,2005)、赣东北朱溪花岗斑岩(李岩等,2014)等过铝质花岗岩基本一致。由于 Sr 和 Eu 强烈富集于斜长石中,当岩浆源区存在斜长石的残留或者发生了斜长石的分离结晶作用时, Sr 和 Eu 则于重熔的岩浆表现出强烈的亏损,至于 Ba 的强烈亏损可能也是斜长石在源区残留导致的。而 K 和 Rb 的富集可能反映岩浆源区发生了云母的脱水熔融。Ti、Nb 以及 Zr 的亏损应与

岩浆源区存在金红石有关。

3.2.3 同位素特征

由表 3 所列花岗斑岩 Sm-Nd 同位素组成数据可知, Nd 同位素组成较均一, $\epsilon Nd(t)$ 集中于 -8.64~-8.00, Nd 模式年龄 t_{DM2} 为 1 588~1 640 Ma, 与黄兰椿等(2013)测得的狮尾洞花岗斑岩基本一致(分别为 -8.20~-7.45; 1 534~1 595 Ma), $\epsilon Nd(t)$ 也落入沈渭洲等(1998)拟合的 I 演化带即双桥山群变质沉积岩的 Nd 同位素演化带范围内(图略)。

对上文所述的 U-Pb 定年的样品(DHT-29)测得原位锆石 Hf 同位素组成数据如表 4 所示, 数据处理时所采用的 ^{176}Lu 的衰变常数、球粒陨石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值、当前亏损地幔 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值参见 Söderlund 等(2004)、Bouvier 等(2008)和 Amelin 等(1999)。 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 主要集中于 0.282 127~0.282 537 之间, 相当于 $\epsilon Hf(t) = -19.9 \sim -5.3$ (图 10), 表明花岗斑岩样品中锆石 Hf 同位素组成具有不均一性, 应该为不同源的混合的结果。

表 2 大湖塘北区花岗斑岩主量($w_B/\%$)、微量($w_B/10^{-6}$)元素分析结果

Table 2 Major ($w_B/\%$) and trace ($w_B/10^{-6}$) element compositions of granite-porphyry in northern district of Dahutang

样品号	DHT-29	DHT-31	DHT-60	DHT-61	DHT-67	样品号	DHT-29	DHT-31	DHT-60	DHT-61	DHT-67
SiO ₂	76.75	81.47	73.73	74.57	73.41	Eu/Eu*	0.30	0.24	0.30	0.28	0.18
Al ₂ O ₃	12.55	9.67	14.36	13.98	14.69	(La/Yb) _N	17.93	10.45	16.28	12.36	9.55
Fe ₂ O ₃ ^T	1.79	1.54	1.12	0.96	1.08	(La/Sm) _N	3.62	2.42	2.78	2.67	2.72
CaO	0.64	0.45	0.73	0.74	0.69	TE _{1,3}	1.09	1.14	1.10	1.09	1.11
MgO	0.24	0.22	0.23	0.23	0.23	Li	285	309	384	327	186
K ₂ O	3.93	3.11	5.03	5.18	4.23	Be	3.55	3.89	4.26	3.72	17.10
Na ₂ O	0.04	0.05	2.45	2.03	3.74	Sc	3.06	2.59	3.92	3.53	3.49
MnO	0.05	0.07	0.05	0.03	0.05	Ti	455	548	616	609	565
TiO ₂	0.09	0.12	0.12	0.12	0.11	V	6.29	7.41	7.79	8.08	6.76
P ₂ O ₅	0.46	0.30	0.18	0.17	0.24	Cr	5.02	5.07	4.97	7.81	6.05
LOI	2.05	1.42	1.22	1.24	0.80	Mn	338	448	385	243	359
Total	98.59	98.42	99.22	99.25	99.27	Co	1.21	0.92	0.89	0.85	1.12
δ	0.47	0.26	1.82	1.65	2.09	Ni	1.83	1.21	1.79	2.35	6.62
K ₂ O+Na ₂ O	3.97	3.16	7.48	7.21	7.97	Zn	199	140	61.3	92.9	82.7
K ₂ O/Na ₂ O	98.25	62.20	2.05	2.55	1.13	Ga	40.9	29.7	29.3	30.2	28.6
CaO/Na ₂ O	16.00	9.00	0.30	0.36	0.18	Rb	516	457	597	604	488
A/CNK	2.29	2.27	1.33	1.36	1.23	Sr	15.1	9.83	53	54.6	30.1
NK/A	0.35	0.35	0.66	0.64	0.73	Zr	48.3	43.1	49.9	52	45.3
DI	87	90	91	91	93	Nb	7.49	10.60	15.90	11.20	16.80
La	13.00	8.45	9.53	9.48	9.05	Mo	0.54	2.51	0.20	0.28	0.47
Ce	26.00	19.30	20.70	20.70	19.30	Cs	73.4	82.8	112	106	95.6
Pr	2.87	2.28	2.40	2.47	2.23	Ba	94.6	74.0	87.4	81.0	50.6
Nd	9.70	8.32	8.43	8.71	7.90	Hf	2.31	1.60	1.93	2.25	2.04
Sm	2.32	2.25	2.21	2.29	2.15	Ta	2.06	1.76	3.47	2.18	3.69
Eu	0.21	0.16	0.20	0.20	0.12	Pb	8.89	4.94	25.60	23.20	23.40
Gd	1.80	1.79	1.75	1.92	1.86	Th	8.45	7.43	8.25	8.20	7.51
Tb	0.29	0.31	0.25	0.29	0.31	U	17.0	14.3	16.3	15.8	19.4
Dy	1.61	1.66	1.32	1.62	1.87	W	249	1 775	1 245	66.7	28.7
Ho	0.26	0.25	0.19	0.25	0.29	Sn	198	162	137	149	46.8
Er	0.66	0.66	0.51	0.66	0.76	Cu	5 575	3 711	605	1 148	15.9
Tm	0.08	0.09	0.06	0.09	0.10	Rb/Sr	34.17	46.49	11.26	11.06	16.21
Yb	0.52	0.58	0.42	0.55	0.68	Rb/Ba	5.45	6.18	6.83	7.46	9.64
Lu	0.07	0.08	0.07	0.08	0.09	Rb/Nb	68.89	43.11	37.55	53.93	29.05
Y	7.37	8.03	5.81	7.97	9.95	Zr/Hf	20.91	26.94	25.85	23.11	22.21
ΣREE	59.39	46.18	48.04	49.31	46.71	Nb/Ta	3.64	6.02	4.58	5.14	4.55
LREE	54.10	40.76	43.47	43.85	40.75	Th/U	0.50	0.52	0.51	0.52	0.39
HREE	5.29	5.42	4.57	5.46	5.96	10 ⁴ ×Ga/Al	6.16	5.8	3.86	4.08	3.68
LREE/HREE	10.23	7.52	9.51	8.03	6.84	<i>t</i> _{Zr} /°C	746	738	715	721	701

注：锆石饱和温度($t_{Zr}/^{\circ}\text{C}$)计算参见 Watson 等(1983)。

4 讨论

4.1 成岩成矿时代

根据野外观测,大湖塘燕山晚期至少存在两期花岗斑岩:一期与成矿关系密切,成为赋矿围岩;另一期则切断钨多金属矿体,为成矿期后的花岗斑岩。本次研究的是与成矿关系密切的较早期花岗斑岩。

根据锆石形态及 CL 图像分析,较早期(成矿期)大湖塘花岗斑岩的锆石 U-Pb 年龄为 $146.01 \pm 0.78 \text{ Ma}$ (表 1、图 6),这一结果与 Mao 等(2014)测得的石门寺似斑状黑云母花岗岩和细粒黑云母花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄(分别为 $147.40 \pm 0.58 \text{ Ma}$ ~ $148.30 \pm 1.9 \text{ Ma}$ 、 $144.67 \pm 0.96 \text{ Ma}$ ~ $146 \pm 0.64 \text{ Ma}$)相近。在时空关系上,也基本符合区内似斑状黑云母花岗岩→细粒黑云母花岗岩→花岗斑岩的演

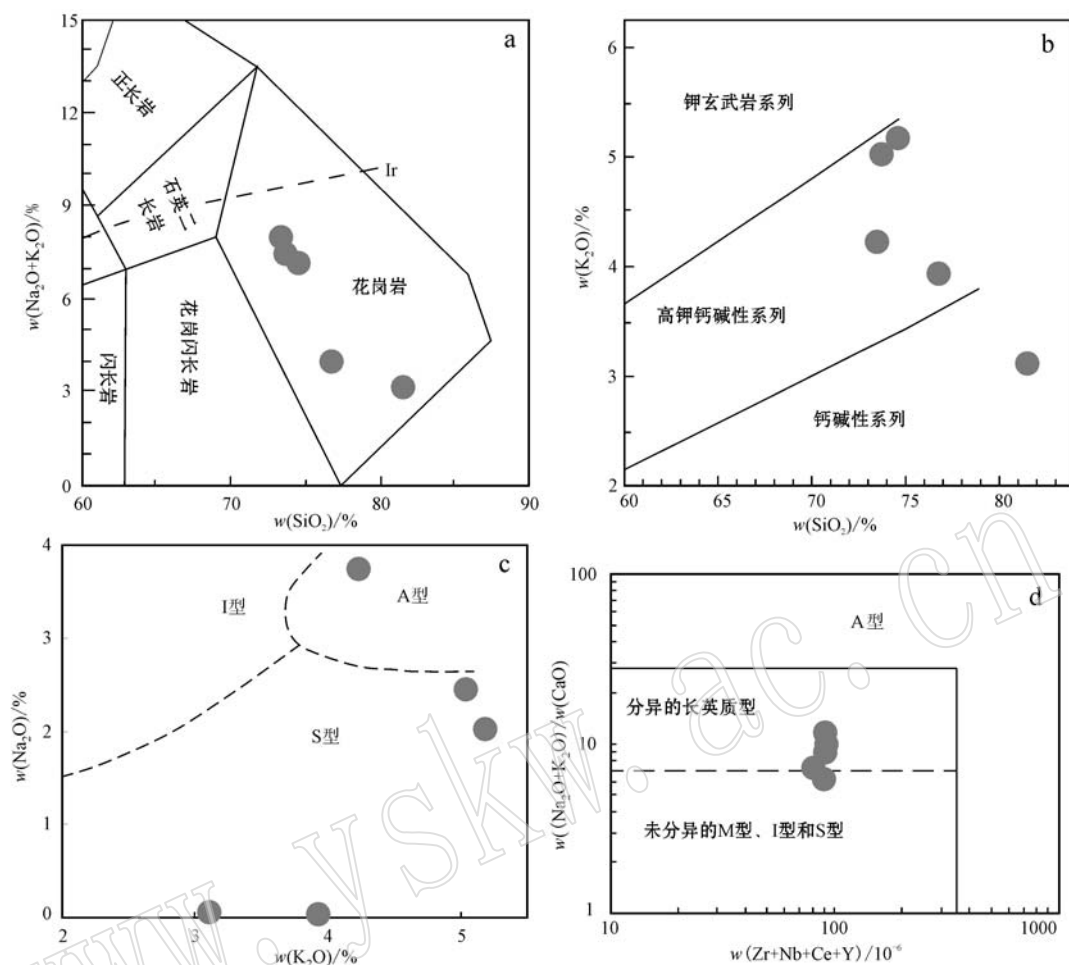


图 7 大湖塘北区花岗斑岩的分类判别图(据 Peccerillo and Taylor, 1976; Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Wilson, 1989)

Fig. 7 Classifications of granite-porphyry in northern district of Dahutang (after Peccerillo and Taylor, 1976; Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Wilson, 1989)

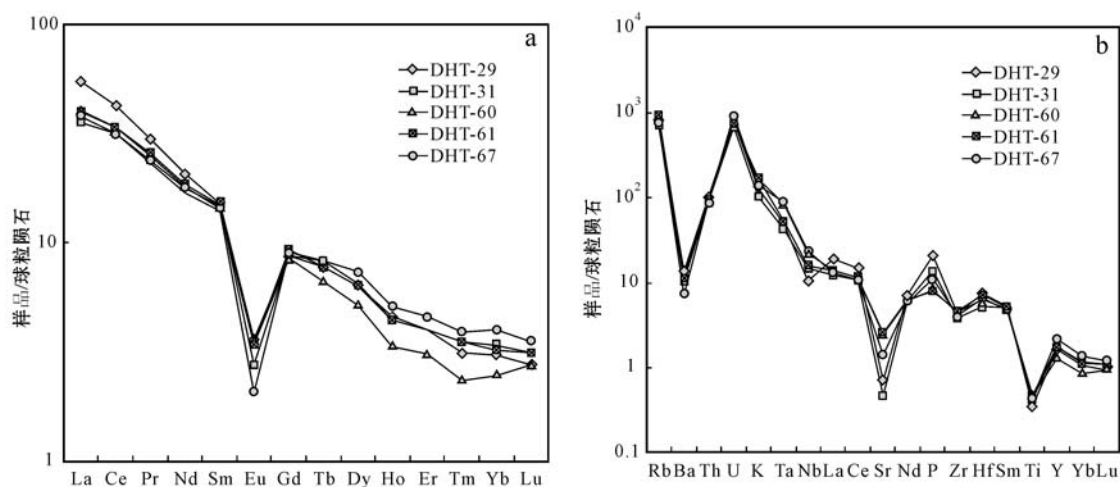


图 8 大湖塘北区花岗斑岩稀土元素球粒陨石标准化配分图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized spider diagrams (b) of granite-porphyry in northern district of Dahutang (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

表 3 大湖塘北区花岗斑岩 Sm-Nd 同位素数据

Table 3 Sm-Nd isotopic data of granite-porphyry in northern district of Dahutang

样品号	$\omega_B/10^{-6}$		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	I_{Nd}	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t_{DMI}/Ma	t_{DMZ}/Ma
	Sm	Nd							
DHT-29	2.32	9.70	0.151 7	0.512 185	2	0.512 040	-8.00	2 370	1 588
DHT-31	2.25	8.32	0.171 6	0.512 183	6	0.512 019	-8.41	3 482	1 621
DHT-60	2.21	8.43	0.166 3	0.512 166	3	0.512 007	-8.64	3 153	1 640
DHT-67	2.15	7.90	0.172 7	0.512 174	11	0.512 009	-8.61	3 607	1 637

注：样品 DHT-61 数据未测出；两阶段模式年龄(t_{DMZ})计算参见 Liew 等(1988)。

表 4 大湖塘北区花岗斑岩锆石 Hf 同位素数据

Table 4 Zircon Hf isotopic data of granite-porphyry in northern district of Dahutang

分析号	年龄/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	t_{DMI}/Ma	t_{DMZ}/Ma	$f_{\text{Lu/Hf}}$
1	146	0.059 209	0.001 533	0.282 356	0.000 031	-11.66	1 283	1 938	-0.95
2	148	0.101 758	0.002 853	0.282 537	0.000 032	-5.34	1 064	1 539	-0.91
3	142	0.081 055	0.002 173	0.282 442	0.000 029	-8.77	1 182	1 752	-0.93
4	627	0.115 882	0.003 295	0.282 012	0.000 050	-14.45	1 857	2 472	-0.90
5	296	0.086 709	0.002 370	0.282 363	0.000 042	-8.43	1 303	1 846	-0.93
6	163	0.079 231	0.002 030	0.282 327	0.000 031	-12.38	1 342	1 996	-0.94
9	149	0.092 739	0.002 401	0.282 257	0.000 033	-15.19	1 458	2 163	-0.93
11	147	0.057 445	0.001 482	0.282 356	0.000 031	-11.63	1 281	1 937	-0.96
12	144	0.033 169	0.000 880	0.282 387	0.000 020	-10.54	1 218	1 866	-0.97
13	146	0.100 904	0.002 547	0.282 361	0.000 025	-11.59	1 312	1 933	-0.92
14	505	0.100 997	0.002 585	0.282 323	0.000 027	-5.64	1 369	1 828	-0.92
15	146	0.153 399	0.003 826	0.282 222	0.000 046	-16.61	1 569	2 249	-0.88
16	141	0.099 384	0.002 836	0.282 409	0.000 044	-10.03	1 253	1 830	-0.91
18	145	0.041 888	0.001 184	0.282 488	0.000 037	-6.96	1 085	1 640	-0.96
20	144	0.084 712	0.002 310	0.282 405	0.000 035	-10.03	1 239	1 833	-0.93
21	143	0.061 939	0.001 577	0.282 326	0.000 022	-12.77	1 327	2 006	-0.95
22	143	0.031 295	0.000 793	0.282 258	0.000 025	-15.13	1 395	2 155	-0.98
23	146	0.115 424	0.003 265	0.282 127	0.000 066	-19.94	1 686	2 458	-0.90
24	1 496	0.029 990	0.000 801	0.282 149	0.000 020	10.46	1 546	1 576	-0.98
25	789	0.056 475	0.001 612	0.282 407	0.000 022	3.67	1 214	1 457	-0.95
26	146	0.034 708	0.001 047	0.282 213	0.000 026	-16.68	1 467	2 255	-0.97
27	147	0.053 583	0.001 359	0.282 403	0.000 020	-9.96	1 211	1 831	-0.96

注：* 分析号指对应的 U-Pb 年龄分析点号，其中点 7、8、10、17、19、28 数据未测出。

变规律。狮尾洞花岗斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄 134.6 ± 1.2 Ma (黄兰椿等, 2013) 和林黎等 (2006b) 获得的花岗斑岩黑云母 K-Ar 年龄 134 Ma 可能对应本区成矿期后的花岗斑岩的结晶年龄。

根据区内多期次成矿的特点, 并结合目前报道的数据推测本区至少存在两期成矿作用。石门寺辉钼矿 Re-Os 等时线年龄 149.6 ± 1.2 Ma (项新葵等, 2013c) 和梅子坑辉钼矿 Re-Os 等时线年龄 150 ± 1 Ma (张志辉等, 2013) 应代表较早期的成矿年龄; 狮尾洞和石门寺辉钼矿 Re-Os 等时线年龄分别为 140.9 ± 3.6 Ma 和 143.7 ± 1.2 Ma (丰成友等, 2012), Mao 等 (2013) 测得的石门寺辉钼矿 Re-Os 等

时线年龄 139.18 ± 0.97 Ma, 可能对应较晚期的成矿年龄。本文报道的较早期的花岗斑岩的结晶年龄 (146.01 ± 0.78 Ma) 可能与区内较晚期的成矿年龄 (140.9 ± 3.6 Ma、 143.7 ± 1.2 Ma) 基本一致。因此, 本文认为形成大湖塘钨多金属矿床较晚一期的成矿作用与花岗斑岩侵位时代近于同时或略晚, 成岩成矿同属侏罗纪-白垩纪这一大规模成岩成矿系统, 因而大湖塘钨多金属矿床应为华南地区燕山中期 W、Sn 大规模成矿的重要组成部分。

4.2 花岗斑岩成因类型及演化特征

一般来说, I 型花岗岩源自壳内变中基性火成岩, 而 S 型花岗岩则由中上地壳的变沉积岩熔融而

表 5 石门寺矿区燕山期花岗岩的岩性及矿物组合
Table 5 Lithology and mineralogy of Yanshanian granites in Shimensi

燕山期花岗岩	颜色	结构构造	矿物组成	锆石 U-Pb 年龄/Ma	参考文献
似斑状黑云母花岗岩	灰白色	似斑状结构, 基质呈中细粒结构; 块状构造	石英、钾长石、更长石、黑云母、白云母、锆石等	147.40 ± 0.58 ~ 148.30 ± 1.9	Mao <i>et al.</i> , 2014
细粒黑云母花岗岩	灰色	细粒花岗结构; 块状构造	石英、钾长石、更长石、黑云母、白云母、黄铁矿等	144.67 ± 0.96 ~ 146 ± 0.64	Mao <i>et al.</i> , 2014
成矿期花岗斑岩	浅肉红色	斑状结构; 块状构造	石英、斜长石、钾长石、黑云母、白云母、黄铜矿等	146.01 ± 0.78	本文
白云母花岗岩	灰白色	中细粒花岗结构; 块状构造	石英、钾长石、更长石、白云母、黑云母、黄铁矿等	140.90 ± 2.4	未发表数据
成矿后花岗斑岩	浅灰白色	斑状结构; 块状构造	石英、斜长石、钾长石、白云母、钛铁矿等	134.60 ± 1.2	黄兰椿等, 2013

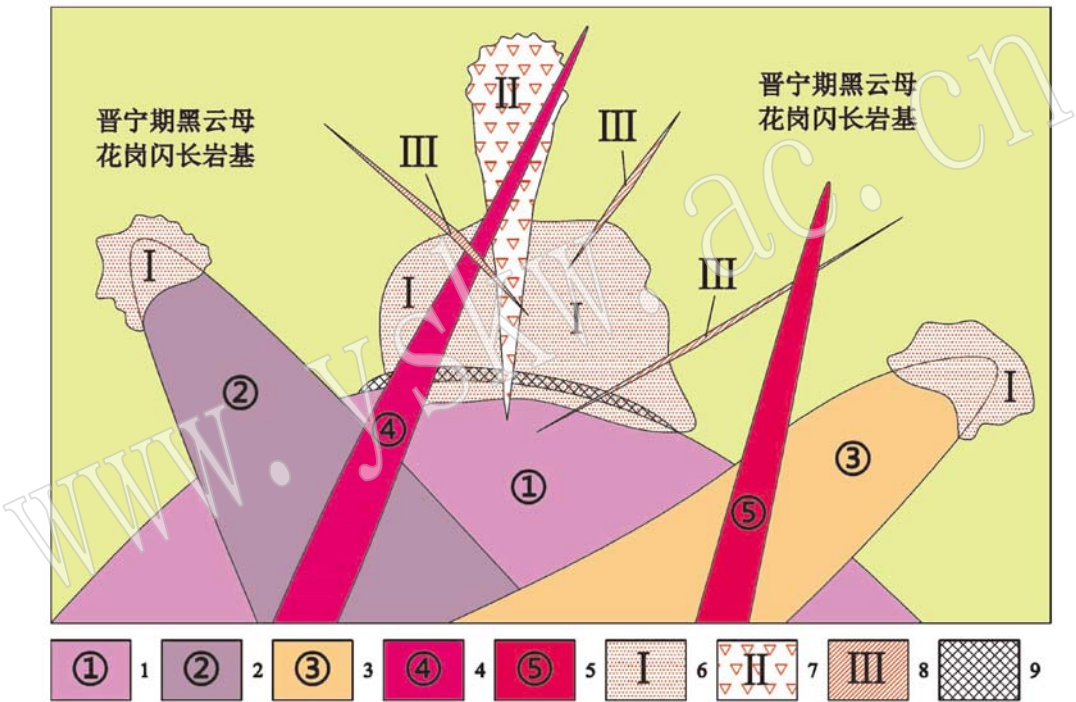


图 9 大湖塘矿集区燕山期岩浆岩演化序列和成矿关系图

Fig. 9 Diagram of the Yanshanian magmatic rock evolution series and metallogenic relationship in the Dahutang ore concentration area

1—似斑状黑云母花岗岩; 2—细粒黑云母花岗岩; 3—白云母花岗岩; 4—成矿期花岗斑岩(本文研究的花岗斑岩); 5—成矿后花岗斑岩;
6—细脉浸染型矿体; 7—热液隐爆角砾岩型矿体; 8—石英脉型矿体; 9—似伟晶岩壳
1—porphyritoid biotitic granite; 2—fine-grained biotitic granite; 3—muscovite-granite; 4—metallogenic granite-porphry;
5—post-metallogenic granite-porphry; 6—orebody of veinlet-dissemination type; 7—orebody of hydrothermal cryptoexplosion breccias type;
8—orebody of thick-vein type; 9—pegmatoid shell

来(Chappell and White, 1992; Chappell, 1999)。S 型花岗岩因源岩物质受控于沉积作用, $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 通常不显示正相关关系。本区花岗斑岩 K_2O 随 SiO_2 增高而呈降低的趋势(表 2), 与典型的 I 型花岗岩的正相关关系不相符。而且花岗斑岩的向右倾斜的深“V”型稀土元素配分模式也有别于 I 型花岗岩较小

斜率的弱铕异常(或无铕异常)的右倾配分模式。值得指出的是, 花岗斑岩具有高分异指数(DI 为 87 ~ 93 介于之间), 并且 $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 的高比值(3.68 ~ 6.16)大于 A 型花岗岩下限值 2.6(Whalen *et al.*, 1987), 尽管显示出 A 型花岗岩的特征, 但这可能是其经历的高程度的分异作用所导致的。花岗斑岩的

碱铝比值(NK/A)介于0.35~0.73之间,低于A型花岗岩的下限值0.87或0.85(Whalen *et al.*, 1987),锆石饱和温度为701~746℃,也明显低于典型的A型花岗岩,而与S型花岗岩平均764℃(King *et al.*, 1997)接近,因此花岗斑岩也不应属于A型花岗岩。根据上文岩石地球化学特征,本区花岗斑岩具有高硅富碱的特征,属于高钾钙碱性过铝质(或强过铝质)花岗岩类岩石,REE显示向右倾斜的深“V”型稀土元素配分模式,微量元素蛛网曲线大体以左侧隆起、右侧平缓的趋势分布特征,具有较高的分异指数DI,说明本区花岗斑岩应属于高分异的S型花岗岩(图7c、7d)。

野外及镜下观察表明,本区花岗斑岩出现一些富铝矿物(如白云母),未发现角闪石。另外,岩石A/CNK值均大于1.1(1.23~2.29),显示过铝质特征,暗示花岗斑岩起源于富铝岩石(如变泥质岩石)。其Rb/Sr值(11.06~46.49,平均为23.84)和Rb/Nb值(29.05~68.89)都明显高于上地壳所对应的均值0.32和4.48(Taylor and McLennan, 1985),也都大于中国东部上地壳所对应的均值0.31和6.83(高山等, 1999),表明其可能源自成熟度较高的地壳物质。另外,岩石具有高SiO₂(平均为75.99%)、高Rb/Sr和Rb/Ba值,结合样品DHT-29、DHT-31、DHT-61的CaO/Na₂O值分别为16.00、9.00、0.36(大于0.3; Sylvester, 1998),推测花岗斑岩是由变泥质岩和少量变砂质岩发生部分熔融而成,而不是源自角闪岩类的脱水熔融(Castro *et al.*, 1999)。

然而,如果花岗斑岩仅仅是由上述变砂质岩与占优势的变泥质岩混合形成的母岩浆经过高分异作用演化而来,是难以解释微量元素Nb、Ta、Zr和Hf的演变特征。Cerny等(1986)和Green(1995)认为由壳源物质改造而成的花岗岩在熔融过程中若存在熔体-流体相互作用,将导致Nb与Ta、Zr与Hf的分馏。本区花岗斑岩的Nb/Ta值(3.64~6.02)明显低于正常花岗岩的Nb/Ta值11, Zr/Hf值(20.91~26.94)也低于正常花岗岩的Zr/Hf值33~40(Dostal and Chatterjee, 2000),反映了由成熟度较高的地壳物质发生部分熔融形成花岗斑岩的演化过程中,经历了富含挥发分的流体与熔体之间的强烈相互作用。这同时得到这些花岗斑岩REE显示的四分组效应的证实,因为熔体-流体相互作用会导致REE与流体选择性络合作用而形成REE四分组效应(Irber, 1999; Whitney, 1988)。实际上大湖塘一矿带、

石门寺似位晶岩壳清楚地反映了岩浆流体的出溶,显示出岩浆流体热液过渡的性质(张智宇等, 2015),正是这种在岩浆演化的晚期出溶的流体与熔体相互之间的强烈作用所形成的成矿流体为后期的成矿作用的发生提供了有利条件(Chen *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2014)。

4.3 花岗斑岩的起源

全岩Nd同位素组成代表复杂岩浆过程的最终同位素特征,要示踪岩浆体系的形成和演化全过程,还需借助于锆石原位Hf同位素组成来进行分析,因为Hf同位素体系在锆石中具有很高的封闭温度,且锆石具有高Hf含量和极低的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf比值等特点,可以记录岩浆形成演化过程中体系Hf同位素组成的变化,可用来反演岩浆源区的特征、岩浆-围岩相互作用等(吴福元等, 2007; Teixeira *et al.*, 2011)。依据全球地壳Hf与Nd具有相关性[$\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 1.34 \times \epsilon_{\text{Nd}}(t) + 2.82$, Vervoort *et al.*, 1999]推算, DHT-29、DHT-31、DHT-60和DHT-67全岩样品对应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 分别为-7.90、-8.45、-8.72和-8.76。计算得到的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值在结晶锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 范围以内(-19.94至-5.34, 图10a),并且位于①演化线与②演化线的中间区域(图10c),说明了Nd-Hf同位素未解耦的性质。依据DHT-29样品中的捕获锆石(4、5、14、24、25号测点所对应的锆石,下同)大致拟定了3条地壳演化趋势线(图10c)。24、25号捕获锆石的 t_{DM2} 分别为1.58 Ga和1.46 Ga,与2、18号结晶锆石(t_{DM2} 分别为1.54 Ga和1.64 Ga)基本一致,对应①演化线;5、14号的 t_{DM2} (1.85 Ga和1.83 Ga)与大部分的结晶锆石的 t_{DM2} 一致,对应②演化线;4号捕获锆石与23号结晶锆石具有最老的 t_{DM2} (2.47 Ga和2.46 Ga),对应③演化线。样品中同时存在2.5 Ga的结晶锆石及捕获锆石,说明少量平均地壳存留年龄为2.5 Ga的地壳物质通过直接混入和再循环这两种方式参与花岗斑岩的形成。Hf两阶段的模式年龄 t_{DM2} 显示了较宽的变化范围(1.54~2.46 Ga),揭示了花岗斑岩的岩浆源是一种古老的地壳物质,并且有较大的成分变异,即①和③演化线这两个组分端员的混合。而①演化线上距离亏损地幔演化线较近的25号点的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为正值(3.67),暗示着部分先期侵入地壳的基性火山岩(弧岩浆岩)可能参与了该地壳的熔融。因此,本区较早期花岗斑岩是主要由年龄为1.9~1.6 Ga的前寒武古老地壳和部分基性岩熔融形成,并且混入了少量扬子

克拉通晚太古代的基底岩石(2.5 Ga)(图 10b、10c)。

前人对双桥山群进行了许多年代学研究, 获得彭山地区双桥山群细碧岩年龄为 1515 ± 24 Ma(马长信等, 1998), 赣北双桥山群下部沉积岩的年龄为 $1650 \sim 1715$ Ma(凌洪飞等, 1992), 皖南上溪群、湖南板溪群沉积岩年龄均小于 1.8 Ga(陈江峰等, 1989; 刘海臣等, 1994)。以上数据表明双桥山群底界年龄值应该小于 1.8 Ga。结合花岗斑岩锆石 Hf 同位素组成特征, 认为大湖塘较早期花岗斑岩应主

要源自双桥山群。黄兰椿等(2013)认为较晚期花岗斑岩的源岩也是双桥山群的岩石。鉴于岩浆锆石 Hf 同位素未显示明显的幔源特征, 岩浆锆石的数据点几乎都落在球粒陨石演化线的下方(图 10c), 而且 S 型的花岗斑岩具有较低的锆石饱和温度(t_{Zr} 均为 724°C), 说明地幔物质基本没有直接参与该花岗斑岩的形成, 但存在先期就位于双桥山群地层中的基性火山岩(弧岩浆岩)间接贡献。最近在赣西北洞口地区的双桥山群中发现的枕状基性熔岩, 具有

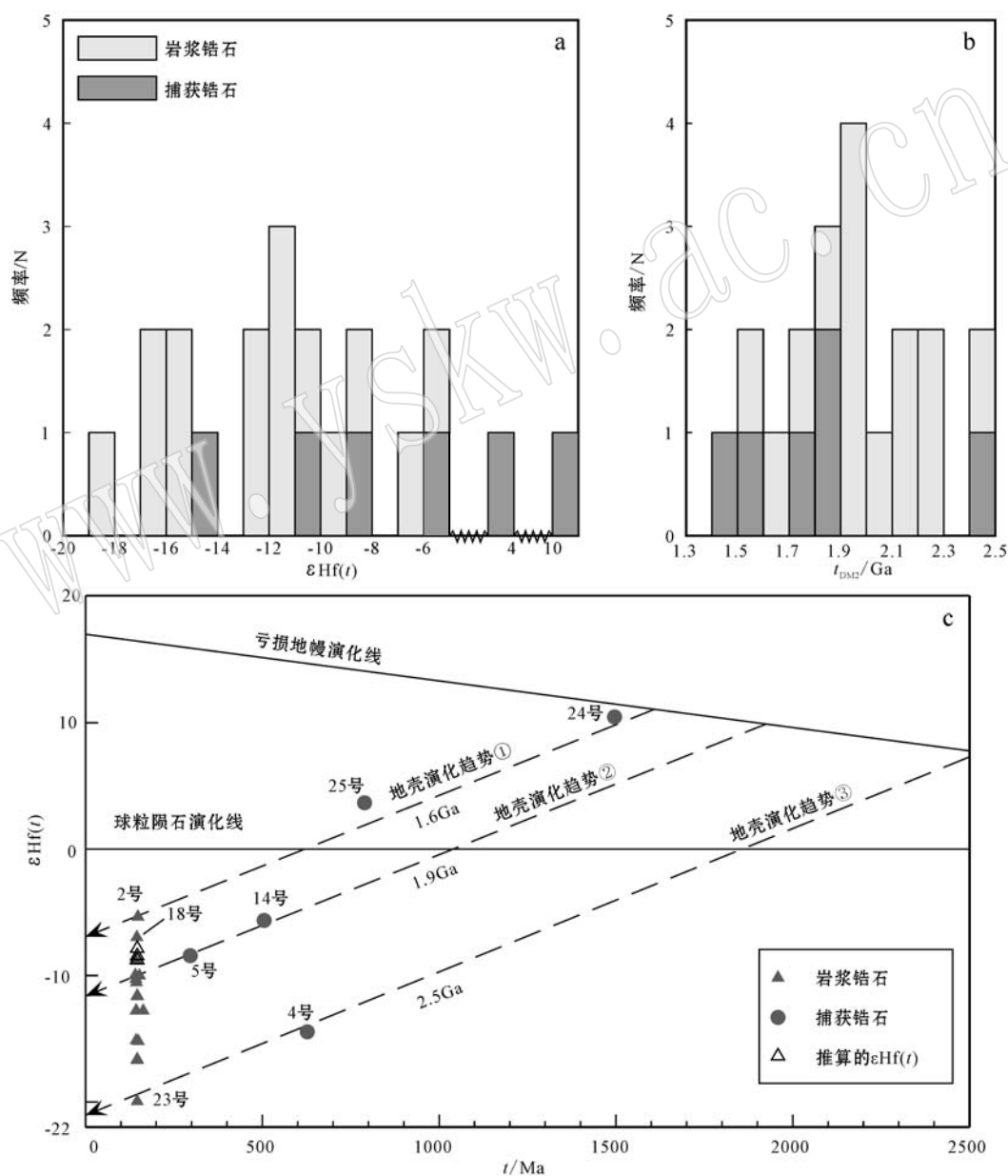


图 10 大湖塘北区花岗斑岩的锆石 Hf 同位素图解

Fig. 10 Zircon Hf isotope diagrams of granite-porphyry in northern district of Dahutang

岛弧玄武岩特点(未发表数据),而花岗斑岩是由双桥山群中变泥质岩、少量变砂质岩和基性火山岩熔融而来,这可能是本区 W-Cu 叠加成矿的主要原因。

4.4 花岗斑岩形成的构造背景

S 型花岗岩或强过铝花岗岩曾被认为是同构造或同碰撞的产物(Pearce *et al.*, 1984),然而伸展构造对于花岗岩形成的重要性同样得到了广泛的认识(Pearce, 1996; Healy *et al.*, 2004),甚至有些学者认为所有花岗岩均形成于拉张(伸展)构造背景(Sylvester, 1998),但是仍有学者将花岗岩母岩浆的产生和侵位归因于碰撞挤压的环境(Liégeois, 1998; Chen *et al.*, 2000; Atherton and Ghani, 2002; Sheppard *et al.*, 2003)。本次研究的大湖塘较早期花岗斑岩的 5 个样品具有较低的 Y 和 Nb 特点,显示其类似于同构造和火山弧花岗岩特征(图 11a)。花岗斑岩富集 LREE、LILE, 亏损 HFSE, 较火山弧花岗岩有高的 Sr、Ba 和 $(K_2O + Na_2O)$ 含量。花岗斑岩 A/CNK 值均大于 1.15, 也暗示其不应为火山弧花岗岩(A/CNK < 1.05), 而应属于同构造(同碰撞)花岗岩(A/CNK > 1.15, Maniar and Piccoli, 1989)。当然,这一结论也得到高 Rb 和低 Hf、Ta 的支持(图 11b),另外本区似斑状黑云母花岗岩和细粒黑云母花岗岩(投点数据来自项新葵等, 2012a)同样属于同构造(同碰撞)花岗岩(图 11)。主量元素特征显示花岗斑岩以高硅富碱为特征,属高钾钙碱性过铝质(或强过铝质)花岗岩, $\epsilon_{Hf}(t)$ 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 都显示负值,是

造山带地壳演化晚期的产物。因此,大湖塘较早期花岗斑岩的形成,与造山带岩石圈加厚引起的地壳重熔有关,以造山作用演化晚期的挤压构造背景为主,标志着碰撞造山作用进入尾声。而较晚期花岗斑岩(投点数据来自黄兰椿等, 2013)在构造判别图解上显示出后碰撞特点(图 11),其构造背景从造山作用演化晚期的挤压开始转为伸展,意味着古造山带生命的结束和新的岩石圈构造演化阶段的开始。这种从较早期花岗斑岩(146.01 ± 0.78 Ma)至较晚期花岗斑岩(134.6 ± 1.2 Ma)显示的从同碰撞至后碰撞的动态演变趋势,表明本区经历的从挤压向伸展转变的“挤压-伸展旋回”过渡期持续了约 11 Ma ($146 \sim 135$ Ma),而这期间也是九岭地区岩浆活动的频繁期。董树文等(2007)和张岳桥等(2007)将“燕山运动”重新定义为“东亚汇聚”,即东亚板块汇聚的动力学体制,并分为造山的主挤压阶段($165 \pm 5 \sim 145$ Ma)、过渡阶段($145 \sim 130$ Ma)、主伸展阶段($130 \sim 110$ Ma)及次挤压和再伸展阶段(分别为 $110 \sim 90$ Ma、 $90 \sim 80$ Ma)。因而,本区经历的构造过渡期($146 \sim 135$ Ma)与“燕山运动”的过渡期($145 \sim 130$ Ma)基本一致,所以大湖塘矿区成岩成矿发生于扬子板块与华夏板块碰撞后的陆内造山挤压至伸展的过渡期,即中国东部侏罗纪与白垩纪之交发生的主应力场由南北向近东西向转变的构造体制大转折期。而这期间正是由于受“东亚汇聚”的影响,使先存的晋宁晚期的东西向花岗岩带(或断裂带)重新

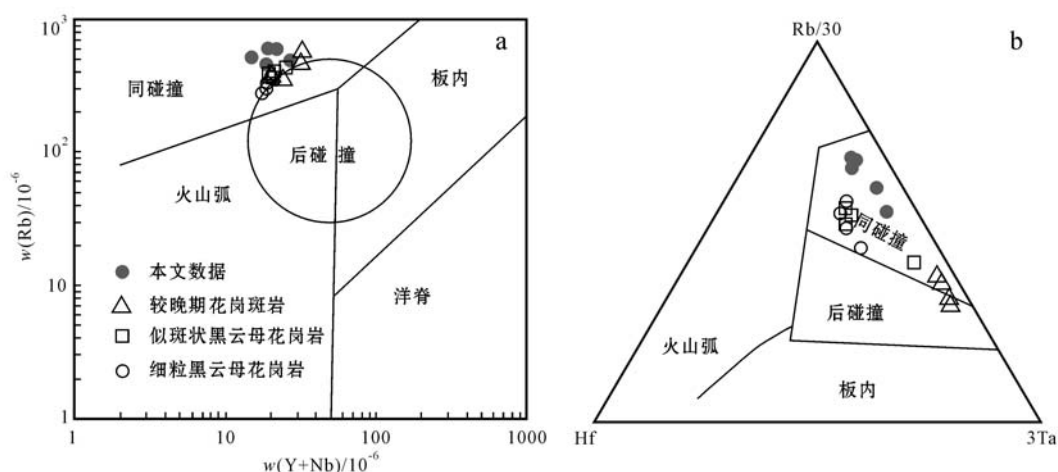


图 11 大湖塘北区花岗斑岩的 Y+Nb-Rb (a) 和 Rb/30-Hf-3Ta (b) 构造环境判别图解(据 Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986)

Fig. 11 Y+Nb-Rb (a) and Rb/30-Hf-3Ta (b) tectonic environment discrimination diagrams of granite-porphyry in northern district of Dahutang (after Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986)

激活,为燕山期岩浆岩所充填,形成现在所见到的九岭花岗岩体(图1、图2)。因此,本区于碰撞挤压与拉张伸展环境下都有成矿作用的发生,较早期成矿作用发生在板内碰撞挤压的背景,而较晚期成矿作用则形成于挤压-伸展伸展的过渡环境,说明伸展拉张环境对大湖塘地区的成矿来说并不是所必需的。实际上,正是长达11 Ma的“挤压-伸展旋回”为本区多期成岩作用所必需的动力持续供给提供了足够充分的时间,而这也是本区能够发生大规模 W-Cu 成矿作用的一个重要的地质前提。

5 结论

花岗斑岩主、微量元素研究表明,大湖塘较早期花岗斑岩是由夹有少量变砂质岩的变泥质岩部分熔融形成花岗质岩浆再经过高度的分异作用而形成的;在岩浆演化的晚期出溶的流体与熔体相互之间发生过强烈作用,并导致该花岗岩具有明显的稀土四分组效应、某些微量元素比值的异常(如低 Zr/Hf、高 K/Ba)和强烈的 Eu 负异常。Nd-Hf 同位素地球化学揭示该花岗斑岩的源区可能主要是由年龄为1.9~1.6 Ga 的前寒武古老地壳和部分基性岩熔融形成,并且混入了少量扬子克拉通晚太古代的基底岩石(2.5 Ga);地幔物质基本没有直接参与该花岗斑岩的形成,但存在先期就位于双桥山群地层中的基性火山岩(岛弧岩浆岩)间接贡献。大湖塘较早期花岗斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 146.01 ± 0.78 Ma,与区内较晚期的成矿年龄(140.9 ± 3.6 Ma、 143.7 ± 1.2 Ma)基本一致,成岩成矿同属侏罗纪-白垩纪这一大规模成岩成矿系统。从较早期花岗斑岩(146.01 ± 0.78 Ma)至较晚期花岗斑岩(134.6 ± 1.2 Ma)显示的自同碰撞至后碰撞的动态演变趋势,表明本区经历的从挤压向伸展转变的“挤压-伸展旋回”过渡期持续了约11 Ma(146~135 Ma),而这期间也是九岭地区岩浆活动的频繁期。在这期间正是由于受“东亚汇聚”的影响,使先存的晋宁晚期的东西向花岗岩带(或断裂带)重新活化,为燕山期岩浆岩所充填,形成现在所见到的九岭花岗岩体。

致谢 工作中得到侯增谦研究员、杨明桂教授级高工、张德全研究员等多位专家的悉心指导,在此谨致谢意!

References

- Amelin Y, Lee D C, Halliday A N, *et al.* 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons[J]. *Nature*, 399(6 733): 252~255.
- 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.
- Atherton M P and Ghani A A. 2002. Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland[J]. *Lithos*, 62(3): 65~85.
- Bouvier A, Vervoort J D and Patchett P J. 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1): 48~57.
- Castro A, Douce A E P, Corretgé L G, *et al.* 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2~3): 255~276.
- Cerny P, Goad B E, Hawthorne F C, *et al.* 1986. Fractionation trends of the Nb- and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, southeastern Manitoba [J]. *American Mineralogist*, 71(3~4): 501~517.
- Chappell B W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites[J]. *Lithos*, 46(3): 535~551.
- Chappell B W and White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt[J]. *Geological Society of America Special Papers*, 272: 1~26.
- Chen B, Jahn B M, Wilde S, *et al.* 2000. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications[J]. *Tectonophysics*, 328(1): 157~182.
- Chen B, Ma X H and Wang Z Q. 2014. Origin of the fluorine-rich highly differentiated granites from the Qianlishan composite plutons (South China) and implications for polymetallic mineralization[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 93: 301~314.
- Chen Jiangfeng, Zhou Taixi, Xing Fengming, *et al.* 1989. Rb isotopic composition of low grade metamorphic rocks and sedimentary rocks, and their sediments provenance from southern Anhui province[J]. *Chinese Science Bulletin*, 34(20): 1 572~1 574(in Chinese).
- Dong Shuwen, Zhang Yueqiao, Long Changxing, *et al.* 2007. Jurassic tectonic revolution in China and new interpretation of the Yanshan

- Movement[J]. *Acta Geologica Sinica*, 81(11): 1 449~1 461(in Chinese with English abstract).
- Dostal J and Chatterjee A K. 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada)[J]. *Chemical Geology*, 163(1): 207~218.
- Feng Chengyou, Zhang Dequan, Xiang Xinkui, *et al.* 2012. Re-Os isotopic dating of molybdenite from the Dahutang tungsten deposit in northwestern Jiangxi Province and its geological implication[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(12): 3 858~3 868(in Chinese with English abstract).
- Gao Shan, Luo Tingchuan, Zhang Benren, *et al.* 1999. Structure and composition of the crust in eastern China[J]. *Science in China (Series D)*, 29(3): 204~213(in Chinese).
- Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system[J]. *Chemical Geology*, 120(3): 347~359.
- Griffin W L, Belousova E A, Shee S R, *et al.* 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons[J]. *Precambrian Research*, 131(3): 231~282.
- Griffin W L, Powell W J, Pearson N J, *et al.* 2008. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS. *Laser Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences*[J]. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 40: 204~207.
- Harris N B, Pearce J A and Tindle A G. 1986. *Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism*[M]. Geological Society, London, Special Publications, 19(1): 67~81.
- Healy B, Collins W J and Richards S W. 2004. A hybrid origin for Lachlan S-type granites: the Murrumbidgee Batholith example[J]. *Lithos*, 78(1): 197~216.
- Huang Lanchun and Jiang Shaoyong. 2012. Zircon U-Pb geochronology, geochemistry and petrogenesis of the porphyric-like muscovite granite in the Dahutang tungsten deposit, Jiangxi Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(12): 3 887~3 900(in Chinese with English abstract).
- Huang Lanchun and Jiang Shaoyong. 2013. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of the tungsten-bearing porphyritic granite in the Dahutang tungsten deposit, Jiangxi Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(12): 4 323~4 335(in Chinese with English abstract).
- Huang L C and Jiang S Y. 2014. Highly fractionated S-type granites from the giant Dahutang tungsten deposit in Jiangnan Orogen, Southeast China: geochronology, petrogenesis and their relationship with W-mineralization[J]. *Lithos*, 202~203: 207~226.
- Irber W. 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(3): 489~508.
- King P L, White A J R, Chappell B W, *et al.* 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia[J]. *Journal of Petrology*, 38(3): 371~391.
- Li Yan, Pan Xiaofei, Zhao Miao, *et al.* 2014. LA-ICP-MS zircon U-Pb age, geochemical features and relations to the W-Cu mineralization of granitic porphyry in Zhuxi skarn deposit, Jingdezhen, Jiangxi[J]. *Geological Review*, 60(3): 223~238(in Chinese with English abstract).
- Liégeois J P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism[J]. *Lithos*, 45: 15~18.
- Liew T C and Hofmann A W. 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(2): 129~138.
- Lin Li, Yu Zhongzhen, Luo Xiaohong, *et al.* 2006a. The metallogenic prognosis of Dahutang tungsten ore field in Jiangxi[J]. *Journal of East China Institute of Technology*, (S1): 139~142 (in Chinese with English abstract).
- Lin Li, Zhan Gangle and Yu Xiaoping. 2006b. Geological characteristics and ore-search prospect of Dahutang tungsten (tin) orefield in Jiangxi[J]. *Resources Survey & Environment*, 27(1): 25~32 (in Chinese with English abstract).
- Ling Hongfei, Shen Weizhou, Deng Ping, *et al.* 2005. Study of geochemistry and petrogenesis of the Maofeng granite, northern Guangdong province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(3): 677~687 (in Chinese with English abstract).
- Ling Hongfei, Shen Weizhou, Zhang Bangtong, *et al.* 1992. Difference in neodymium isotope composition and source materials between pre- and post-Sinian deposits in northwestern Jiangxi[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 8(2): 190~194(in Chinese with English abstract).
- Liu Haichen and Zhu Bingquan. 1994. The time study of Banxi group and Lengjiayi group in western Hunan[J]. *Chinese Science Bulletin*, 39(2): 148~150(in Chinese).
- Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[J]. Kenneth R. Ludwig, 70.
- Ma Changxin, Liu Ronggui and Lü Guide. 1998. *Geology of Pre-Sinian in Northeast Jiangxi*[M]. Beijing: Geological Publish House, 1~

- 265(in Chinese).
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635~643.
- Mao Z H, Cheng Y, Liu J, *et al.* 2013. Geology and molybdenite Re-Os age of the Dahutang granite-related veinlets-disseminated tungsten ore field in the Jiangxin Province, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 53: 422~433.
- Mao Z H, Liu J J, Mao J W, *et al.* 2014. Geochronology and geochemistry of granitoids related to the giant Dahutang tungsten deposit, middle Yangtze River region, China: Implications for petrogenesis, geodynamic setting, and mineralization[J]. *Gondwana Research*. doi:10.1016/j.gr.2014.07.005.
- Pearce J A. 1996. Sources and settings of granitic rocks[J]. *Episodes*, 19(4): 120~125.
- Pearce J A, Harris N B and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 25(4): 956~983.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63~81.
- Sheppard S, Occhipinti S A and Tyler I M. 2003. The relationship between tectonism and composition of granitoid magmas, Yarlswheel Gneiss Complex, Western Australia [J]. *Lithos*, 66(1): 133~154.
- Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, *et al.* 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3): 311~324.
- Sun S S and McDonough W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313~345.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites[J]. *Lithos*, 45(1): 29~44.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*[M]. Oxford: Blackwell.
- Teixeira R J S, Neiva A M R, Silva P B, *et al.* 2011. Combined U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope systematics by LAM-ICPMS of zircons from granites and metasedimentary rocks of Carrazada de Ansiães and Sabugal areas, Portugal, to constrain granite sources [J]. *Lithos*, 125(1): 321~334.
- Vervoort J D, Patchett P J, Blichert-Toft J, *et al.* 1999. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(1): 79~99.
- Wang Z Q, Chen B and Ma X H. 2014. Petrogenesis and tectonic significance of the Mesozoic Guposhan composite plutons from the Nanling Range, South China[J]. *American Journal of Science*, 314: 235~277.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295~304.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407~419.
- Whitney J A. 1988. The origin of granite: the role and source of water in the evolution of granitic magmas[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 100(12): 1886~1897.
- Wilson B M. 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach* [M]. Springer: 1~466.
- Wu Fuyuan, Li Xianhua, Zheng Yongfei, *et al.* 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185~220(in Chinese with English abstract).
- Xiang Xinkui, Chen Maosong, Zhan Guonian, *et al.* 2012a. Metallogenic geological conditions of Shimensi tungsten-polymetallic deposit in north Jiangxi province[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 27(2): 143~155(in Chinese with English abstract).
- Xiang Xinkui, Liu Xianmu and Zhan Guonian. 2012b. Discovery of Shimensi super-large tungsten deposit and its prospecting significance in Dahutang area, Jiangxi province[J]. *Resources Survey & Environment*, 33(3): 141~151(in Chinese with English abstract).
- Xiang Xinkui, Wang Peng, Zhan Guonian, *et al.* 2013a. Geological characteristics of Shimensi tungsten polymetallic deposit in northern Jiangxi province[J]. *Mineral Deposits*, 32(6): 1171~1187(in Chinese with English abstract).
- Xiang Xinkui, Wang Peng, Sun Deming, *et al.* 2013b. Re-Os isotopic age of molybdenite from the Shimensi tungsten polymetallic deposit in northern Jiangxi province and its geological implications[J]. *Geological Bulletin of China*, 32(11): 1824~1831(in Chinese with English abstract).
- Xiang Xinkui, Wang Peng, Sun Deming, *et al.* 2013c. Isotopic geochemical characteristics of the Shimensi Tungsten-polymetallic deposit in northern Jiangxi province[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 34(3): 263~271(in Chinese with English abstract).
- Yang Minggui and Wang Kun. 1994. *The geological tectonic framework*

- and the crustal evolution in Jiangxi province [J]. *Geology of Jiangxi*, 8(4): 239~251(in Chinese).
- Zhang Yueqiao, Dong Shuwen, Zhao Yue, *et al.* 2007. Jurassic tectonic of north China: a synthetic view[J]. *Acta Geologica Sinica*, 81(11): 1 462~1 480(in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhihui, Zhang Da, Wu Ganguo, *et al.* 2013. Re-Os isotopic age of molybdenite from the Meizikeng molybdenite deposit in northern Jiangxi province and its geological significance[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 43(6): 1 851~1 863(in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhiyu, Hou Zengqian, Peng Huaming, *et al.* 2015. Exsolution of primary fluids from magma in the superlarge Dahutang tungsten deposit of Jiangxi Province: Records from the pegmatoid shell[J]. *Geological Bulletin of China*, (203): 487~500(in Chinese with English abstract).
- Zhong Yufang, Ma Changqian, She Zhenbing, *et al.* 2005. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Jiuling granitic complex batholith in Jiangxi province[J]. *Earth Science*, 30(6): 685~691(in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 陈江峰, 周泰禧, 邢凤鸣, 等. 1989. 皖南浅变质岩和沉积岩的钨同位素组成及沉积物物源区[J]. *科学通报*, 34(20): 1 572~1 574.
- 董树文, 张岳桥, 龙长兴, 等. 2007. 中国侏罗纪构造变革与燕山运动新诠释[J]. *地质学报*, 81(11): 1 449~1 461.
- 丰成友, 张德全, 项新葵, 等. 2012. 赣西北大湖塘钨矿床辉钼矿 Re-Os 同位素定年及其意义[J]. *岩石学报*, 28(12): 3 858~3 868.
- 高山, 骆庭川, 张本仁, 等. 1999. 中国东部地壳的结构和组成[J]. *中国科学(D辑: 地球科学)*, 29(3): 204~213.
- 黄兰椿, 蒋少涌. 2012. 江西大湖塘钨矿床似斑状白云母花岗岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学及成因研究[J]. *岩石学报*, 28(12): 3 887~3 900.
- 黄兰椿, 蒋少涌. 2013. 江西大湖塘富钨花岗斑岩年代学、地球化学特征及成因研究[J]. *岩石学报*, 29(12): 4 323~4 335.
- 李岩, 潘小菲, 赵苗, 等. 2014. 景德镇朱溪钨(铜)矿床花岗岩斑岩的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其与成矿关系探讨[J]. *地质论评*, 60(3): 223~238.
- 林黎, 余忠珍, 罗小洪, 等. 2006a. 江西大湖塘钨矿田成矿预测[J]. *东华理工学院学报*, (增刊): 139~142.
- 林黎, 占岗乐, 喻晓平. 2006b. 江西大湖塘钨(锡)矿田地质特征及远景分析[J]. *资源调查与环境*, 27(1): 25~32.
- 凌洪飞, 沈渭洲, 邓平, 等. 2005. 粤北帽峰花岗岩体地球化学特征及成因研究[J]. *岩石学报*, 21(3): 677~687.
- 凌洪飞, 沈渭洲, 章邦桐, 等. 1992. 江西修水地区震旦纪前后沉积岩的 Nd 同位素组成和物质来源[J]. *岩石学报*, 8(2): 190~194.
- 刘海臣, 朱炳泉. 1994. 湘西板溪群及冷家溪群的时代研究[J]. *科学通报*, 39(2): 148~150.
- 马长信, 刘荣贵, 吕桂德. 1998. 赣东北前震旦纪地质[M]. 北京: 地质出版社, 1~265.
- 沈渭洲, 凌洪飞, 李武显, 等. 1998. 江西省中生代花岗岩类的 Nd-Sr 同位素研究[J]. *科学通报*, 43(24): 2 653~2 657.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. *岩石学报*, 23(2): 185~220.
- 项新葵, 陈茂松, 詹国年, 等. 2012a. 赣北石门寺矿区钨多金属矿床成矿地质条件[J]. *地质找矿论丛*, 27(2): 143~155.
- 项新葵, 刘显沐, 詹国年. 2012b. 江西省大湖塘石门寺矿区超大型钨矿的发现及找矿意义[J]. *资源调查与环境*, 33(3): 141~151.
- 项新葵, 王朋, 詹国年, 等. 2013a. 赣北石门寺超大型钨多金属矿床地质特征[J]. *矿床地质*, 32(6): 1 171~1 187.
- 项新葵, 王朋, 孙德明, 等. 2013b. 赣北石门寺钨多金属矿床辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. *地质通报*, 32(11): 1 824~1 831.
- 项新葵, 王朋, 孙德明, 等. 2013c. 赣北石门寺钨多金属矿床同位素地球化学研究[J]. *地球学报*, 34(3): 263~271.
- 杨明桂, 王昆. 1994. 江西省地质构造格架及地壳演化[J]. *江西地质*, 8(4): 239~251.
- 张岳桥, 董树文, 赵越, 等. 2007. 华北侏罗纪大地构造: 综评与新认识[J]. *地质学报*, 81(11): 1 462~1 480.
- 张志辉, 张达, 吴淦国, 等. 2013. 赣北梅子坑钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 43(6): 1 851~1 863.
- 张智宇, 侯增谦, 彭花明, 等. 2015. 江西大湖塘超大型钨矿初始岩浆流体出溶——来自似伟晶岩壳的记录[J]. *地质通报*, (203): 487~500.
- 钟玉芳, 马昌前, 余振兵, 等. 2005. 江西九岭花岗岩类复式岩基锆石 SHRIMP U-Pb 年代学[J]. *地球科学*, 30(6): 685~691.