

赣南天门山—红桃岭钨锡矿田成岩成矿时代 精细测定及其地质意义

丰成友¹⁾, 许建祥²⁾, 曾载淋²⁾, 张德全¹⁾, 屈文俊³⁾, 余宏全¹⁾, 李进文¹⁾, 李大新¹⁾, 杜安道³⁾, 董英君¹⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 江西省地勘局赣南地质调查大队, 赣州, 341000;

3) 国家地质实验测试中心, 北京, 100037

内容提要:素有“世界钨都”美誉的赣南产有密集的与花岗岩类侵入体密切相关的钨锡多金属矿床, 然而, 目前对钨锡成矿和花岗岩成岩年龄还缺乏很好的约束。本文以天门山—红桃岭钨锡矿田为对象, 在详细的矿田地质调查和典型矿床解剖基础之上, 采用高精度测年技术开展了成岩成矿年代学研究。利用锆石 SHRIMP U-Pb 法, 分别获得天门山似斑状黑云母二长花岗岩体和红桃岭黑云母花岗岩体成岩年龄分别为 151.8 ± 2.9 Ma ($n=14$, MSWD=1.3) 和 151.4 ± 3.1 Ma ($n=11$, MSWD=0.34); 利用辉钼矿 Re-Os 等时线法, 分别获得牛岭内带石英脉型和樟斗外带石英脉型钨矿成矿年龄分别为 $154.9 \pm 4.1 \sim 154.6 \pm 9.7$ Ma 和 149.1 ± 7.1 Ma ($n=6$, MSWD=1.3)。可见, 本区钨矿床成矿和与之有密切成因关系的花岗岩成岩年龄限定在晚侏罗世, 对应于区域华南中生代第二次大规模成矿作用, 钨成矿与花岗岩成岩基本不存在时差。

关键词: 天门山—红桃岭矿田; 锆石 SHRIMP U-Pb 定年; 辉钼矿 Re-Os 同位素定年; 赣南钨矿

素有“世界钨都”美誉的江西省赣南地区具有极佳的钨成矿地质条件、密集的钨矿床和丰厚的钨矿资源, 尤其是以黑钨矿为主的钨矿床乃世界之最。在 20 世纪 70~80 年代, 对该地区钨矿床地质、流体包裹体、成矿物质来源、成矿时代等诸方面做了大量工作, 取得了一系列成果(钨矿地质讨论会论文集, 1981; 朱焱龄等, 1981; 冶金工业部南岭钨矿专题组, 1983; 吴永乐等, 1987; 陈毓川等, 1989), 然而限于研究程度仅对局部地区的少数矿床进行了成矿年龄测定, 而且限于当时的分析测试技术水平, 所获得的大多数矿床和岩石的年龄数据精度低、误差大, 不能对钨矿床大规模成矿时代精确限定, 大大制约了我国华南地区中生代大规模成矿作用地球动力学过程的深入讨论。那么, 赣南地区究竟只有一次还是几次钨成矿作用? 它们是否为同一时期和同一地球动力学过程下的产物? 钨成矿年龄与相关花岗岩类岩体成岩年龄关系如何?

天门山—红桃岭钨锡矿田是赣南钨矿区中的崇(义)—(大)余—(上)犹钨锡多金属矿集区的最重要矿田之一, 这里不仅出露有天门山、红桃岭较大规模

复式岩体, 而且围绕复式岩体四周产有数十个不同成因类型的钨锡多金属矿床(点)。同时, 本区近年来找矿取得较大突破, 不仅发现了大型规模的新型(破碎蚀变岩型)锡多金属矿(老庵里), 而且预测并验证了新的含矿隐伏岩体(牛岭), 并在其内及接触带上勘查发现了颇具规模的钨锡多金属矿。可见, 本区为开展与钨锡大规模成矿作用有关的成岩成矿年代学研究提供了良好条件, 而此前尚未有人进行过研究。鉴于此, 本文选择天门山和红桃岭岩体进行岩石学及锆石 SHRIMP U-Pb 定年研究, 同时, 分别选择牛岭内带石英脉型和樟斗外带石英脉型钨锡矿床开展辉钼矿 Re-Os 同位素年龄测定, 为探讨区域钨锡大规模成矿作用时限及地球动力学过程提供年代学证据。

1 矿床地质概况

天门山—红桃岭钨锡矿田地处赣南崇(义)—(大)余—(上)犹钨锡多金属矿集区之西华山—杨眉寺区段的中北部。矿田出露地层以广布的震旦—寒武系基底岩系为特征(图 1), 另有少量泥盆系、白垩

注: 本文为中国地质调查局地质调查项目(编号 1212010561603-2)资助的成果。

收稿日期: 2007-04-06; 改回日期: 2007-05-08; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 丰成友, 男, 1971 年生。博士, 副研究员, 从事矿床地质、地球化学研究。通讯地址, 100037, 中国地质科学院矿产资源研究所; Email: fengchy@yahoo.com.cn。

系和第四系。震旦系中统老虎塘组为一套由火山质、泥砂质岩所构成的复理石建造;下寒武统牛角河组和中寒武统高滩组为一套由泥砂质夹少量凝灰质、炭质岩层构成的类复理石建造;中泥盆统陡水组主要呈角度不整合分布于矿田西北部,以磨拉石建造为主,中—上部夹碳酸盐岩层;白垩系和第四系为以山间磨拉石建造、内陆河湖相膏盐建造为特征的断陷沉积。其中,震旦—寒武系碎屑岩建造基底构造层富含 W、Sn、Cu、Pb、Zn、Ag 等成矿元素,其 W、Sn、Pb 含量高出于地壳克拉克值 1.5~3 倍,是矿田内钨、锡多金属矿床的主要赋矿地层。

区内构造变形强烈,褶皱、断裂发育。褶皱以发育于基底地层中的倒转背向斜为主。断裂以东西向和北北东向为主,其次为北西向和近北向断裂。其中,东西向和北北东向断裂构造复合部位为区内燕山期岩浆岩侵入、定位提供良好空间,而东西向断裂是本区钨锡多金属矿体的主要控矿构造。

矿田出露和隐伏的岩浆岩体众多,多为多期次多阶段岩浆活动形成的复式岩体,尤以燕山期花岗

岩类为最盛,典型代表有天门山岩体和红桃岭岩体(图 1)。天门山复式岩体与下寒武统牛角河组浅变质岩呈侵入接触,接触面较平直,产状外倾,倾角 40°~65°,主要岩性为先期侵入的中细粒斑状黑云母花岗岩和后期侵入的细粒斑状黑云母花岗岩,前者呈灰白色,似斑状结构,块状构造,斑晶为石英、钾长石、斜长石,基质为长石、石英、黑云母。后者呈小岩株、岩瘤、岩滴状,灰白、肉红色,细粒花岗结构,块状构造,斑晶以钾长石、石英为主(含量 10%~15%),基质主要为石英(20%~30%)、长石(50%~60%)、黑云母(5%~8%)。红桃岭岩体亦具二次活动特征,先后形成细粒斑状黑云母花岗岩和细粒白云母花岗岩,后者呈南北向蠕虫状的岩瘤侵入于前者,总体呈北东向长条形岩株产出。在岩体南部的牛岭、樟斗一带,于深部钻孔均揭露到隐伏岩体。花岗岩中石英含量较高,暗色矿物以黑云母为主,副矿物有磁铁矿、锆石、磷灰石、独居石、萤石、黑钨矿等。总体上,燕山期花岗岩多次活动特征明显,演化程度较高,其 W、Sn、Pb、Ag 等成矿元素含量是梨形花岗

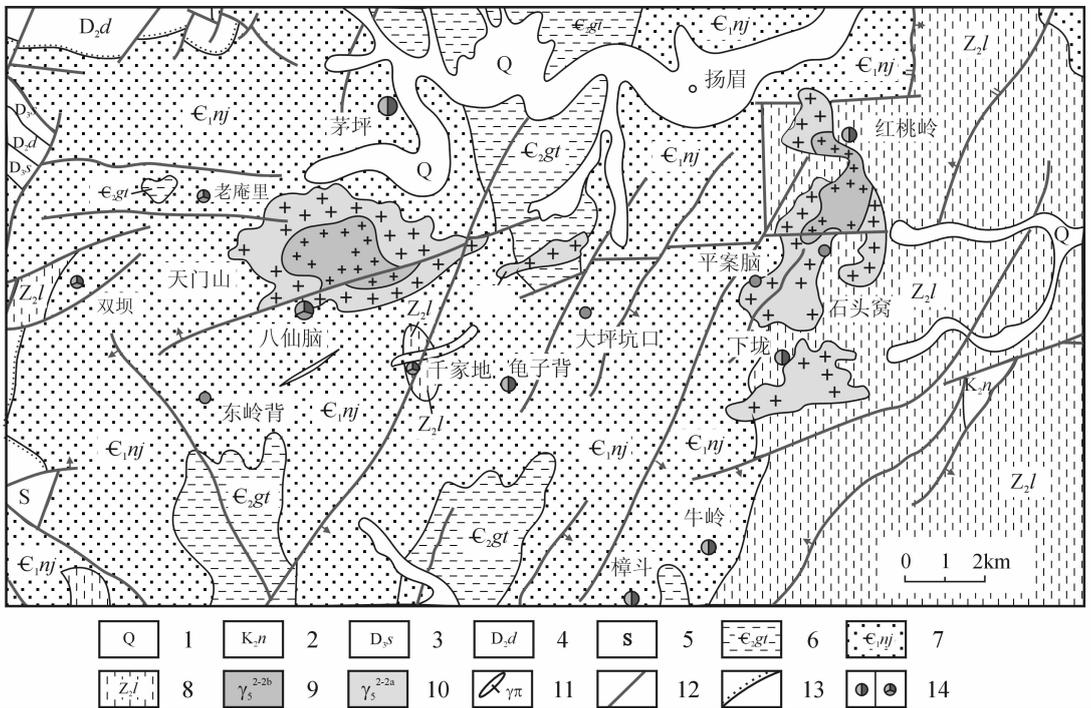


图 1 天门山-红桃岭矿田地质矿产分布图(据江西省地勘局赣南地质调查大队,2004)

Fig. 1 Sketch map of geology and ore deposits distribution in the Tianmenshan-Hongtaoling orefield

1—第四系;2—上白垩统南雄组;3—上泥盆统三门滩组;4—中泥盆组陡水组;5—志留系;6—中寒武统高滩组;7—下寒武统牛角河组;8—震旦系中统老虎塘组;9—燕山早期微细粒白云母花岗岩;10—燕山早期中细粒斑状黑云母花岗岩;11—花岗斑岩;12—断层;13—不整合地质界线;14—钨锡矿/多金属矿

1—Quaternary; 2—Upper Cretaceous Nanxiong Formation; 3—Upper Devonian Sanmentan Formation; 4—Middle Devonian Doushui Formation; 5—Silurian system; 6—Middle Cambrian Gaotan Formation; 7—Lower Cambrian Niujaohu Formation; 8—Middle Sinian Laohutang Formation; 9—Early Yanshanian fined-grained muscovite granite; 10—Early Yanshanian medium to fined-grained biotite granite; 11—granite porphyry; 12—fault; 13—unconformity; 14—tungsten and tin deposits/polymetallic deposits

岩丰度值的十至数十倍,是区内钨锡矿床的重要成矿母岩。

矿区内钨锡矿床(点)众多,主要类型为石英脉型、破碎蚀变岩型和云英岩型。空间分布上,环绕成矿岩体(或隐伏岩体)内带、近接触带主要为石英脉型、云英岩型钨、钨锡矿床,如茅坪、红桃岭、牛岭钨锡矿等;中远接触带为破碎蚀变岩型钨锡多金属矿床、银多金属矿床,如老庵里锡多金属矿、双坝银多金属矿。矿体、矿石类型、结构构造及矿物组成常因不同矿床类型变化较大:① 石英脉型:常围绕燕山期成矿岩体的内、外接触带产出,单个矿体一般规模小、变化大、受不同方向构造裂隙复合控制,有用矿物主要呈块状、浸染状分布于石英脉中,或呈脉状沿石英脉壁充填,矿物自形程度高。主要矿物组合为黑钨矿、锡石、辉钼矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、含银矿物、石英、长石、萤石等,垂向上常有上锡下钨再铜铅锌银的逆向分带现象。蚀变内带为云英岩化、硅化、钾化,外带为铁锂云母化、绢云母化、硅化,实例如茅坪、下垄、牛岭、樟斗等钨锡矿床。② 云英岩型:主要受控于燕山期斑状黑云母花岗岩,围岩为泥质类岩石。在岩浆活动后期,侵入体受区域应力作用产生大量构造裂隙,为矿液充填交代提供场所,泥质类围岩则主要起屏蔽作用,致使在岩体与围岩接触带附近形成云英岩带,并形成气化—高温热液云英岩矿床。矿体直接赋存于成矿花岗岩形成的云英岩化带内,数量多但延长小,钨、锡矿物主要呈细脉浸染状、浸染状分布于石英细脉中,粒度较粗大,晶形较好。主要矿物组合为黑钨矿、锡石、辉钼矿、铌钽铁矿、石英、黄玉、电气石、云母等,发育云英岩化、硅化,如茅坪矿床中的云英岩型矿体。③ 破碎蚀变岩型:受东西向断裂控制明显,矿体呈大透镜状、串珠状、脉状产于蚀变破碎带中,规模较大,具多阶段成矿特征,但不具明显的矿化分带,矿物组合复杂,主要为锡石、黑钨矿、黄铁矿、方铅矿、毒砂、闪锌矿、黄铜矿、石英、绿泥石、绢云母等。有用矿物常呈团块状、不规则脉状、网脉状分布,晶形一般不好,粒度较细小。蚀变以发育绿泥石化、碳酸盐化、绢云母化、黄铁矿化、硅化等中低温蚀变为特征。典型实例如老庵里锡多金属矿床、八仙脑钨锡多金属矿床。

2 样品及分析方法

2.1 地球化学测试

用于主元素和微量元素分析的样品均采自矿区开拓平硐和钻孔岩芯中,岩石新鲜,分别代表与钨锡

成矿关系密切的天门山岩体和红桃岭岩体,所有样品均磨制成薄片然后在单偏光显微镜下仔细观察。主元素分析在国家地质实验测试中心用 3080E X 荧光光谱仪完成,其中 Fe_2O_3 的计算公式为 $W_{\text{Fe}_2\text{O}_3} = W_{\text{TFe}_2\text{O}_3} - W_{\text{FeO}} \times 1.11134$ 。微量元素分析在中国科学院地质与地球物理研究所 ICP-MS 实验室进行,利用酸溶法将样品溶液制备好后,在 ICP-MS Element II 等离子体质谱仪上测定微量元素的含量,所用标样为 GSR-1、GSR-2 和 GSR-3,分析误差小于 5%~10%。

2.2 锆石 SHRIMP U-Pb 测年

花岗岩样品中锆石分选采用常规重力分选和镜下手工挑选的方法进行,然后将其与标准锆石(TEM,其年龄为 417Ma)一起粘贴,制成环氧树脂样品靶,打磨抛光并使其露出中心部位,然后进行反射光、透射光和阴极发光显微照相。阴极发光照相在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室完成,锆石 U-Th-Pb 分析及定年在北京离子探针中心的 SHRIMP II 型离子探针上完成。束斑平均大小为 $30\mu\text{m}$,为了尽量降低锆石表面普通 Pb 和镀金过程中的污染,测定过程中先用束斑扫描 5 分钟,具体测试条件及流程见宋彪等(2002)。数据处理、年龄计算采用 Ludwig SQUID 1.0 及 ISOPLOT 程序,应用实测 ^{204}Pb 校正普通铅,单个测试数据误差和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值误差均为 1σ ,对年轻的岩浆锆石,采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。

2.3 辉钼矿 Re-Os 同位素测年

样品分别取自牛岭内带石英脉型钨矿床和樟斗外带石英脉型钨矿床的地下坑道,样品先后经过重力分离、电磁分离和在双筒显微镜下挑选获得,辉钼矿纯度在 99% 以上。样品分析和测试在国家地质实验测试中心 Re-Os 同位素实验室进行,采用 Carius 管封闭溶样分解样品,分析仪器是 PQ Excell ICP-MS, Re-Os 同位素分析的原理和详细分析方法参见有关文献(Shirey et al., 1995; 杜安道等, 2001; Du A D et al., 2004; 屈文俊等, 2003)。实验室全流程空白 Re 约 10 pg, 普通 Os 为 0.2 pg, 远远小于所测样品中的铼、钨含量,因此,不会影响实验中铼、钨含量的准确测定。

3 分析结果

3.1 主元素和微量元素地球化学

2 件细一中细粒斑状黑云母(二长)花岗岩(天门山岩体)和 3 件细粒黑云母花岗岩(红桃岭岩体)

表 1 天门山和红桃岭岩体主元素(%)、REE 和微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果Table 1 Major element (%), REE, trace elements ($\times 10^{-6}$) compositions of Tianmenshan and Hongtaoling granites

岩体 岩性	天门山				红桃岭				
	细—中细粒斑状黑云母(二长)花岗岩				细粒黑云母花岗岩				
样号	Lal-18	Bxl-18	文献①	文献①	Nl-4	Nlzk1201-6	Nlzk1201-7	文献②	文献②
SiO ₂	73.96	74.38	75.57	75.05	75.80	73.98	74.74	74.18	76.70
TiO ₂	0.19	0.10	0.07	0.10	0.04	0.12	0.09	0.18	0.05
Al ₂ O ₃	13.02	12.98	13.06	13.10	12.06	12.60	12.84	13.47	12.95
Fe ₂ O ₃	0.35	0.17	0.43	0.50	0.15	0.29	0.14	0.49	0.14
FeO	2.14	1.65	0.95	1.15	1.20	1.60	1.60	1.53	1.67
MnO	0.10	0.08	0.04	0.04	0.06	0.08	0.07	0.06	0.09
MgO	0.22	0.14	0.32	0.33	0.03	0.14	0.10	0.17	0.15
CaO	1.37	1.09	0.59	0.63	0.89	1.21	0.99	1.07	0.12
Na ₂ O	3.36	3.17	3.65	3.48	3.10	2.65	2.92	2.78	3.27
K ₂ O	4.49	5.17	4.94	5.75	5.00	5.42	5.60	5.48	4.99
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.01		0.01	0.03	0.02	0.08	0.03
H ₂ O	0.48	0.39	0.84	0.85	0.44	0.72	0.60	1.18	0.58
Los	0.53	0.76	0.15		0.90	1.69	0.68		
A/CNK	1.41	1.38	1.42	1.33	1.34	1.36	1.35	1.44	1.55
KN/A	0.60	0.64	0.66	0.70	0.67	0.64	0.66	0.61	0.64
La	47.24	27.60			9.62	38.42	25.46		
Ce	91.21	55.92			22.09	74.78	54.25		
Pr	11.16	7.00			3.05	9.12	6.61		
Nd	42.02	27.17			13.17	34.60	26.05		
Sm	9.20	7.25			4.96	7.85	6.56		
Eu	0.77	0.46			0.22	0.73	0.50		
Gd	9.13	8.59			6.46	8.68	7.19		
Tb	1.63	1.75			1.37	1.60	1.41		
Dy	9.73	11.14			9.56	9.61	9.15		
Ho	1.90	2.48			2.12	1.99	1.97		
Er	5.66	7.27			6.53	5.72	5.87		
Tm	0.90	1.14			1.08	0.89	0.94		
Yb	5.99	7.56			7.36	5.79	6.26		
Lu	0.97	1.13			1.17	0.87	1.00		
δ Eu	0.25	0.18			0.12	0.27	0.22		
δ Ce	0.93	0.95			0.98	0.93	0.98		
(La/Yb) _N	5.32	2.46			0.88	4.48	2.74		
Be	8.82	9.18	11.8	11.6	8.04	6.13	7.21		
Sc	8.30	5.32			2.70	4.84	4.14		
V	12.3	10.9	9.5	8.1	5.11	8.28	6.82		
Cr	6.10	9.68	2.5		8.23	7.23	4.99		
Co	1.82	1.08	3	4.3	0.93	1.16	1.14		
Cu	9.32	6.33	63.45	67.6	6.53	7.05	11.2		
Ga	20.44	20.15	23.15	27	19.22	18.47	19.30		
Rb	437.8	541.7			515.3	436.8	527.2		
Sr	91.91	56.30	175	187.8	26.64	71.41	55.17		
Y	51.56	61.38	70.5	95	64.74	51.50	53.07		
Zr	182.4	116.4	172	177.7	75.01	143.2	102.1		
Nb	27.7	29.6			25.8	22.5	22.1		
Cs	24.7	27.9			14.9	13.2	20.2		
Ba	396.3	195.7	302.7	533.6	63.91	345.8	207.4		
Hf	6.11	5.73			4.59	5.59	4.81		
Ta	5.81	5.89			8.02	4.72	5.43		
Pb	42.97	53.86	111.25	113.15	55.53	37.89	43.85		
Bi	8.19	0.19			59.8	0.37	3.63		
Th	35.81	34.79			30.93	37.32	32.83		
U	16.12	23.53			21.25	17.99	15.99		

注:文献①样品据左拔圩幅 1:5 区调报告(1994),文献②据赣州幅 1:20 万区域地质矿产调查报告(1969)。其余主元素由国家地质实验测试中心测试,稀土和其它微量元素由中国科学院地质与地球物理研究所 ICP-MS Element 实验室靳新娣完成。

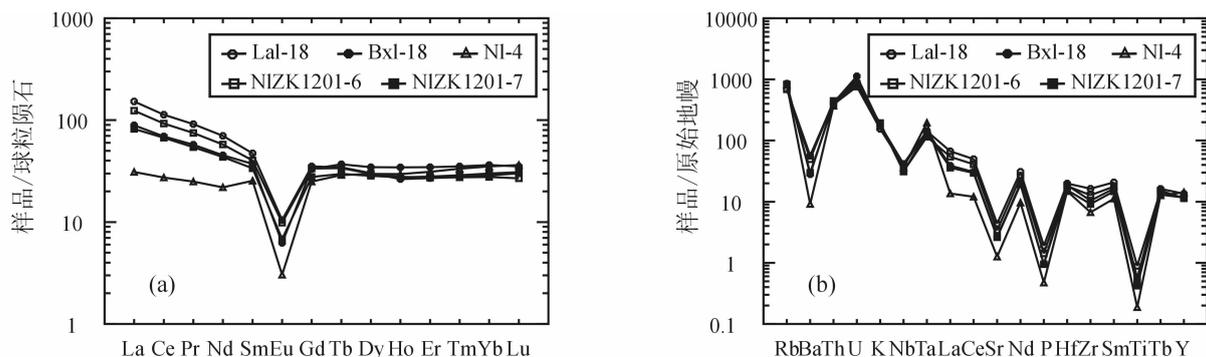


图2 天门山和红桃岭花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式(a)和微量元素原始地幔蛛网图(b)

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized spider diagrams (b)

for Tianmenshan and Hongtaoling granites

的主元素、REE 和微量元素分析结果及搜集到的数据资料列入表1。从中可见,两岩体均具超酸性、高钾、富碱、贫钙和较高铁镁比值等特征,它们的主要常量元素含量变化范围(%)和平均值(括号内数据,%)分别为: SiO_2 , 73.96~75.57(74.74)和73.98~76.70(75.08); Al_2O_3 , 12.98~13.10(13.04)和12.06~13.47(12.78); K_2O , 4.49~5.75(5.09)和4.99~5.60(5.30); $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, 7.85~9.22(8.50)和8.07~8.52(8.24); TiO_2 , 0.07~0.19(0.12)和0.04~0.18(0.10); TFe_2O_3 , 1.48~2.73(2.00)和1.48~2.19(1.93); MgO , 0.14~0.33(0.25)和0.03~0.17(0.12); CaO , 0.59~1.37(0.92)和0.12~1.21(0.86)。一些重要的常量元素比值参数分别为: $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, 1.34~1.65(1.49)和1.53~2.05(1.81); KN/A , 0.60~0.70(0.65)和0.61~0.67(0.65); A/CNK , 1.33~1.42(1.39)和1.34~1.55(1.41), 属过铝质; 铁镁比值较高, FeO^*/MgO 为 4.62~14.29(9.17)和12.88~49.33(21.90)。在 $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 图解和 AFM 图解中, 样品均位于亚碱性系列中的钙碱性岩石区域。

两岩体稀土元素均以中等稀土总量(平均分别为 202.0×10^{-6} 和 147.5×10^{-6})、曲线右倾(LREE/HREE 分别为 3.05~5.61 和 1.49~4.71, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 分别为 2.46~5.32 和 0.88~4.48)、轻稀土分异明显、重稀土分异不强和强烈负铕异常(δEu 分别为 0.18~0.25 和 0.12~0.27)为特征(图2a), 反映出较强的分离结晶作用。在微量元素原始地幔标准化蛛网图上(图2b), 以富含 Rb、Th、U、Ce、Y、Sm、Nd、Ta、Zr、Hf 等大离子半径亲石元素(LILE)和高场强元素(HFSE)为主要特征, 而且随着元素的不相容性降低

富集程度下降, Ba、Nb、Sr、P、Ti 呈明显的负异常。

3.2 花岗(斑)岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年

分别从约 2kg 和 3kg 的花岗岩样品中挑选出了数百粒和上千粒锆石, 粒度均介于 $100 \sim 300 \mu\text{m}$, 主要呈短柱状、板条状, 极个别为浑圆状, 短柱状、板条状锆石均具有较好的锥面和柱面。在阴极发光照片上(图3), 大部分锆石具有典型岩浆锆石的韵律环带, 少数锆石的结构相对均匀, 既无内核, 也无生长外圈, 在背散射图像上, 锆石的裂纹皆十分发育, 可能主要为高铀含量的放射性衰变所致, 在测年过程中尽量避免裂纹出现部位。

2 件样品的锆石 SHRIMP U-Pb 分析结果见表2。从中可见, 两者锆石的 U 含量变化范围均很大, 分别介于 $198 \sim 14071 \times 10^{-6}$ 和 $103 \sim 3268 \times 10^{-6}$, Th 含量分别为 $103 \sim 1636 \times 10^{-6}$ 和 $58 \sim 669 \times 10^{-6}$, $\text{Th}/\text{U} = 0.12 \sim 0.84$ 和 $0.21 \sim 1.13$, 具有典型岩浆锆石的 Th/U 比值(Williams et al., 1996)。对天门山似斑状黑云母二长花岗岩(Lal-18)15 粒锆石的 16 次分析, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于 137~170Ma, 去掉其中最小和最大的两个数据, 在一致曲线图中(图4a), 获得 14 个数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 $151.8 \pm 2.9 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 1.3$), 代表该似斑状黑云母二长花岗岩的形成时代。对红桃岭黑云母花岗岩 14 粒锆石进行的 15 次分析, 其中一个最老年龄数据点(点号 7.1)的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 996Ma, 根据阴极发光影像, 所测锆石呈浑圆状, 结构均一, 应为残留的碎屑锆石, 代表了古老源区年龄信息。有 3 个分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄偏小(133.8~137.1Ma), 我们认为可能是由于铀放射性丢失所致, 锆石中极其发育的裂纹即是重要表现。其余 11 个数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄十分集中, 变化范围小

(143.7~154.6Ma),在一致曲线图(图 4b)中,获得 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 $151.4\pm 3.1\text{Ma}$ (MSWD=0.34),代表该黑云母花岗岩的形成时代。可见,两岩体的年龄十分一致。

3.3 辉钼矿 Re-Os 同位素成矿年龄测定

牛岭和樟斗钨矿床中辉钼矿的 Re、Os 含量列于表 3,其中 ^{187}Os 为总 ^{187}Os ,计算时的误差指其总误差,包括样品的称量误差、稀释剂标定误差和质谱测量误差等,置信度为 95%。

从中可见,牛岭钨矿床中辉钼矿的 Re 含量变

化范围很大($29.09\sim 103965\times 10^{-9}$),但其模式年龄比较一致,介于 $150.5\sim 163.9\text{Ma}$,用全部 6 个点和其中 4 个点采用 ISOPLOT 程序(Ludwig,1999)所作的 $^{187}\text{Re}-^{187}\text{Os}$ 等时线图中,分别得到辉钼矿的 Re-Os 等时线年龄为 $154.9\pm 4.1\text{Ma}$ (图 5a)和 $154.6\pm 9.7\text{Ma}$ (图 5b),两个年龄十分一致,代表该矿床的形成年龄。樟斗钨矿床中 6 件辉钼矿样品的 Re、Os 含量变化范围均较小,模式年龄为 $155.6\sim 168.0\text{Ma}$,6 个数据点构成一条很好的 $^{187}\text{Re}-^{187}\text{Os}$ 等时线,年龄为 $149.1\pm 7.1\text{Ma}$,MSWD = 1.3(图 6)。

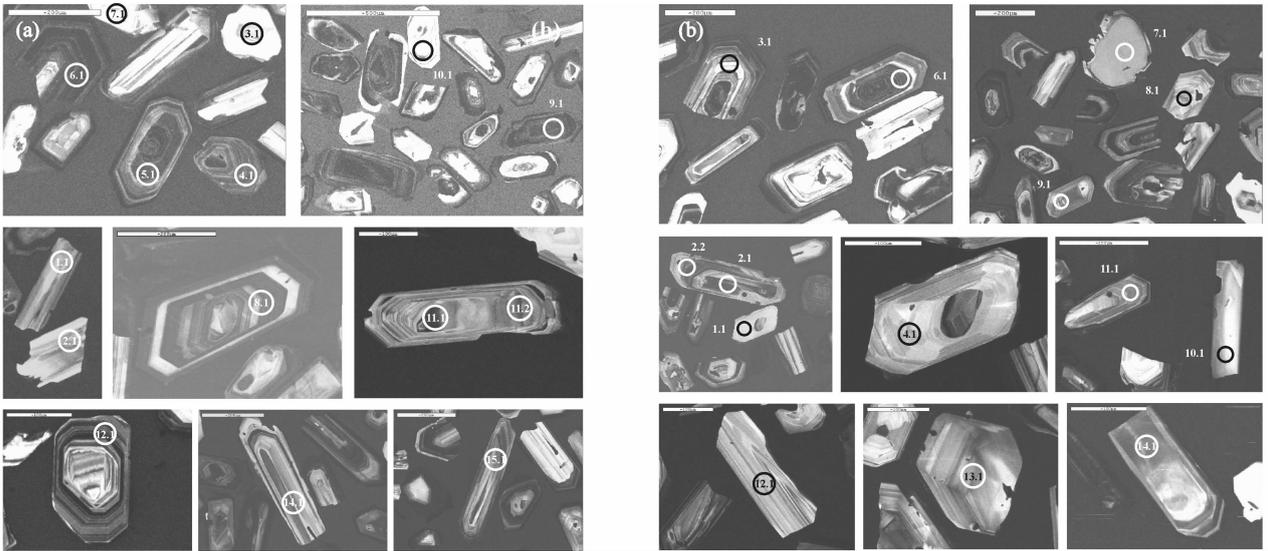


图 3 天门山似斑状黑云母二长花岗岩(a)和红桃岭黑云母花岗岩(b)中锆石的阴极发光图象及测点位置
Fig. 3 Cathodoluminescence images of zircon and site of analyzed point in Tianmenshan porphyritic biotite granite (a) and Hongtaoling biotite granite (b)

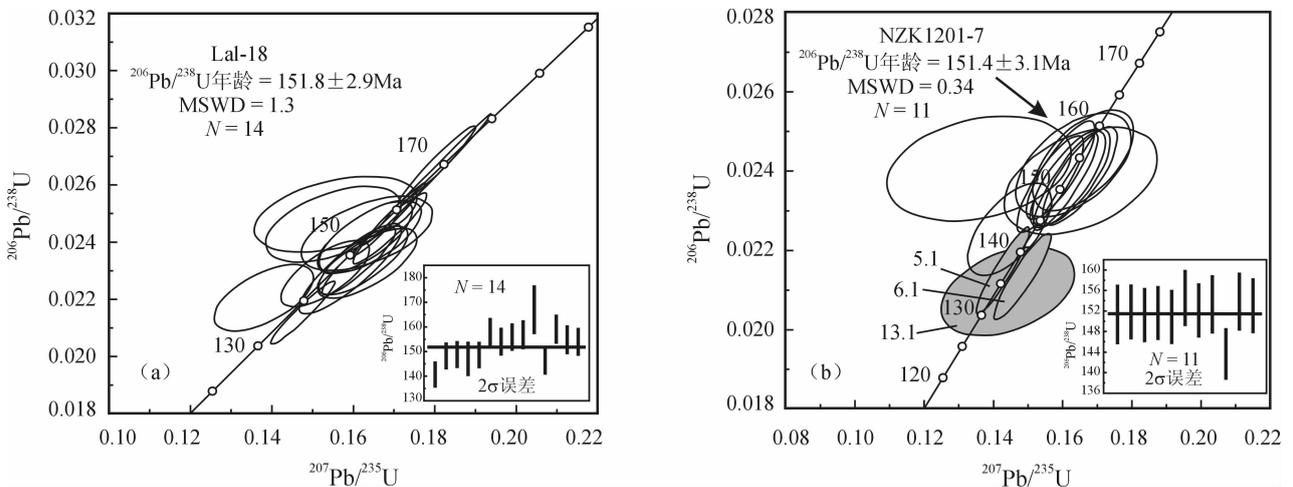


图 4 天门山似斑状黑云母二长花岗岩(a)和红桃岭黑云母花岗岩(b)中锆石 SHRIMP U-Pb 谱和图
Fig. 4 SHRIMP U-Pb concordia diagram of zircon in Tianmenshan porphyritic biotite granite (a) and Hongtaoling biotite granite (b)

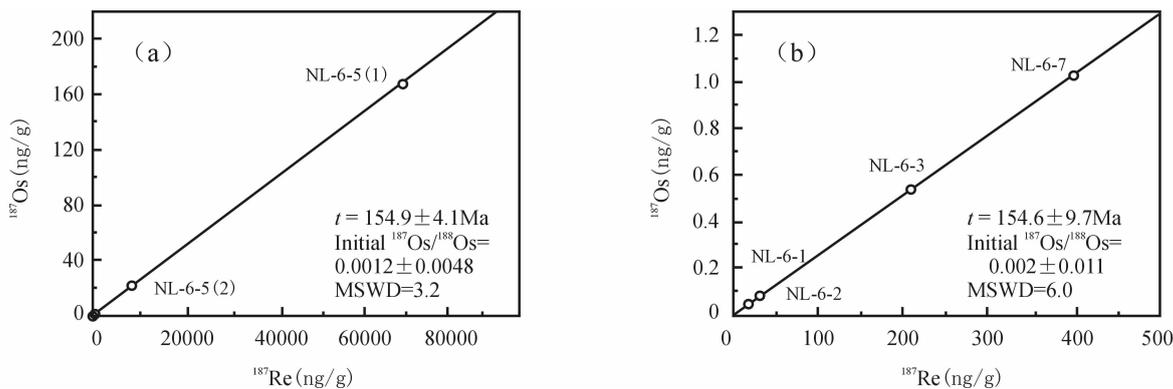


图 5 牛岭钨矿床中辉钼矿 Re-Os 等时线年龄

Fig. 5 Molybdenite Re-Os isochron of the Niuling tungsten deposit

表 2 天门山似斑状黑云母二长花岗岩和红桃岭黑云母花岗岩锆石 SHRIMP 定年分析结果

Table 2 Zircon SHRIMP dating results of Tianmenshan porphyritic biotite granite and Hongtaoling biotite granite

样品	点号	²⁰⁶ Pb _c (%)	U (×10 ⁻⁶)	Th (×10 ⁻⁶)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (×10 ⁻⁶)	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb* 及误差	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U 及误差	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U 及误差	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 年龄(Ma)
天门山似斑状黑云母二长花岗岩	1.1	0.38	263	156	0.61	5.01	0.0454 ± 0.047	0.1380 ± 0.058	0.02206 ± 0.035	140.6 ± 4.8
	2.1	0.16	293	170	0.60	5.87	0.0510 ± 0.035	0.1635 ± 0.049	0.02325 ± 0.035	148.2 ± 5.1
	3.1	0.11	443	361	0.84	8.89	0.0505 0.029	0.1624 0.045	0.02335 0.034	148.8 ± 5.0
	4.1	0.07	1774	459	0.27	35.2	0.0501 0.026	0.1593 0.052	0.02310 0.045	147.0 ± 6.6
	5.1	0.16	1751	545	0.32	35.1	0.0502 0.016	0.1614 0.037	0.02333 0.034	148.6 ± 4.9
	6.1	0.01	7642	872	0.12	163	0.0494 0.006	0.1690 0.034	0.02481 0.034	158.0 ± 5.2
	7.1	0.17	312	210	0.69	6.50	0.0492 0.037	0.1640 0.050	0.02418 0.035	154.0 ± 5.3
	8.1	0.00	3238	388	0.12	59.9	0.0497 0.010	0.1476 0.035	0.02153 0.034	137.3 ± 4.6
	9.1	0.37	5965	1604	0.28	126	0.0501 0.012	0.1690 0.036	0.02448 0.033	155.9 ± 5.1
	10.1	0.55	198	103	0.54	4.22	0.0457 0.061	0.1550 0.071	0.02463 0.036	156.8 ± 5.5
	11.1	0.01	14071	1636	0.12	317	0.0494 0.004	0.1790 0.057	0.02620 0.057	166.9 ± 9.4
	11.2	1.36	2775	818	0.30	55.4	0.0485 0.033	0.1531 0.047	0.02290 0.034	146.0 ± 4.8
	12.1	0.02	3810	642	0.17	87.4	0.0490 0.008	0.1806 0.034	0.02671 0.033	169.9 ± 5.6
	13.1	0.58	242	117	0.50	5.23	0.0452 0.077	0.1560 0.085	0.02498 0.035	159.0 ± 5.5
	14.1	0.32	222	150	0.70	4.65	0.0487 0.055	0.1630 0.065	0.02430 0.035	154.8 ± 5.4
15.1	0.27	526	258	0.51	10.9	0.0489 ± 0.032	0.1630 ± 0.047	0.02417 ± 0.034	154.0 ± 5.2	
红桃岭细粒黑云母花岗岩	1.1	0.52	103	58	0.59	2.11	0.0505 ± 0.080	0.1650 ± 0.088	0.02375 ± 0.037	151.3 ± 5.6
	2.1	0.39	464	507	1.13	9.54	0.0494 ± 0.031	0.1625 ± 0.046	0.02383 ± 0.034	151.8 ± 5.1
	2.2	0.00	1009	365	0.37	20.6	0.0492 ± 0.018	0.1609 ± 0.038	0.02373 ± 0.034	151.2 ± 5.1
	3.1	0.15	1210	484	0.41	24.8	0.0492 ± 0.029	0.1616 ± 0.044	0.02380 ± 0.034	151.6 ± 5.1
	4.1	0.00	614	372	0.63	12.5	0.0479 ± 0.023	0.1564 ± 0.041	0.02368 ± 0.034	150.9 ± 5.1
	5.1	0.08	3268	669	0.21	60.4	0.0482 ± 0.013	0.1428 ± 0.036	0.02150 ± 0.034	137.1 ± 4.5
	6.1	0.00	1492	624	0.43	27.4	0.0504 ± 0.015	0.1484 ± 0.037	0.02135 ± 0.034	136.2 ± 4.5
	7.1	0.00	297	175	0.61	43.3	0.0724 ± 0.011	1.6930 ± 0.036	0.16970 ± 0.034	1011 ± 32
	8.1	0.16	285	158	0.57	5.95	0.0496 ± 0.046	0.1659 ± 0.058	0.02426 ± 0.035	154.6 ± 5.3
	9.1	0.13	529	475	0.93	10.9	0.0501 ± 0.027	0.1651 ± 0.043	0.02388 ± 0.034	152.1 ± 5.1
	10.1	1.36	160	66	0.42	3.35	0.0409 ± 0.120	0.1360 ± 0.130	0.02407 ± 0.036	153.3 ± 5.5
	11.1	0.30	712	327	0.47	13.8	0.0466 ± 0.043	0.1447 ± 0.055	0.02254 ± 0.034	143.7 ± 4.8
	12.1	0.54	164	110	0.69	3.42	0.0490 ± 0.057	0.1630 ± 0.068	0.02415 ± 0.036	153.8 ± 5.4
	13.1	0.84	290	152	0.54	5.27	0.0499 ± 0.081	0.1440 ± 0.088	0.02097 ± 0.035	133.8 ± 4.7
14.1	0.11	674	390	0.60	13.9	0.0481 ± 0.023	0.1594 ± 0.041	0.02403 ± 0.034	153.0 ± 5.2	

注:表内误差为 1σ, Pb_c和 Pb* 分别表示普通铅和放射性成因铅。

表 3 赣南牛岭和樟斗钨矿床中辉钼矿的 Re-Os 同位素测试结果

Table 3 Re-Os isotopic data for molybdenite from the Niuling and Zhangdou tungsten deposits, southern Jiangxi Province

矿床	类型	样品号	样重(g)	Re($\times 10^{-9}$)		普 Os($\times 10^{-9}$)		^{187}Re ($\times 10^{-9}$)		^{187}Os ($\times 10^{-9}$)		模式年龄(Ma)	
				测定值	2 σ	测定值	2 σ	测定值	2 σ	测定值	2 σ	年龄	2 σ
牛岭钨矿	内带石英英脉型	NL-6-1	0.200	48.76	0.40	0.001	0.002	30.65	0.25	0.0838	0.0010	163.9	2.4
		NL-6-2	0.200	29.09	0.23	0.001	0.000	18.28	0.15	0.0459	0.0005	150.5	2.0
		NL-6-3	0.200	332.6	2.5	0.057	0.002	209.1	1.6	0.5413	0.0042	155.2	1.8
		NL-6-5(1)	0.050	13106	102	0.003	0.012	8238	64	21.5	0.54	156.1	4.2
		NL-6-5(2)	0.050	103965	2002	0.041	0.004	65348	1258	167.6	1.2	153.7	3.2
		NL-6-7	0.201	637.0	5.3	0.001	0.001	400.4	3.3	1.029	0.008	154.0	1.8
樟斗钨矿	外带石英英脉型	ZD-2	0.201	207.8	1.7	0.036	0.000	130.6	1.1	0.3661	0.0032	168.0	2.1
		ZD-4	0.200	372.0	2.9	0.001	0.001	233.8	1.8	0.6280	0.0059	161.0	2.1
		ZD-5	0.201	371.3	2.8	0.017	0.002	233.4	1.7	0.6059	0.0046	155.6	1.8
		ZD-7	0.202	426.3	3.5	0.003	0.001	267.9	2.2	0.6960	0.0052	155.7	1.8
		ZD-8	0.203	251.8	1.9	0.001	0.001	158.2	1.2	0.4195	0.0040	158.9	2.0
		ZD-13	0.203	523.2	4.0	0.039	0.002	328.9	2.5	0.8616	0.0154	157.0	3.1

注:① 由国家地质实验测试中心 Re-Os 同位素实验室测试,分析者:杜安道、屈文俊等;② 普 Os 是按 $^{192}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ 比值根据 Nier 值进行计算的;③ ^{187}Os 是指总 ^{187}Os 。

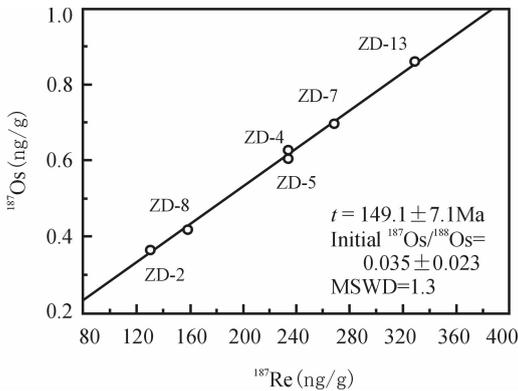


图 6 樟斗钨矿床中辉钼矿 Re-Os 等时线年龄
Fig. 6 Molybdenite Re-Os isochron of the Zhangdou tungsten deposit

4 讨论

4.1 岩石属性及形成的构造环境

岩性归属:继 I、S 型花岗岩 (Chappell and White, 1974) 提出之后,20 世纪 70 年代末 Loiselle et al (1979) 提出了以三 A [碱性 (Alkaline)、贫水 (Anhydrous)、非造山 (Anorogenic)] 为主要特征的碱性 (A 型) 花岗岩概念,嗣后,国际地质学界已经对该类花岗岩进行了越来越广泛和深入的研究。按照原定义,化学成分上, A 型花岗岩具有富碱、低钙和铁镁比值大的特征;微量元素上,明显富集 REE (Eu 除外)、Zr、Nb 和 Ta 等高场强元素 (HFSE), 而 Sc、Cr、Co、Ni、Ba、Sr 和 Eu 等含量较低。根据碱铝等参数的相对关系, A 型花岗岩类既可以是过碱的,也

可以是准铝和过铝的。Collins et al (1982)、Whalen et al (1987) 从常量元素和微量元素地球化学角度提出了一系列判别指标和图解; Eby (1992) 把 A 型花岗岩进一步划分为 A₁ 亚型和 A₂ 亚型; 洪大卫等 (1995) 进一步把 A 型花岗岩细分为 AA 型 (非造山) 和 PA 型 (后造山) 两类; 刘昌实等 (2003) 又进一步把 A 型花岗岩划分为三组, 即 ALAG (铝质 A 型)、AAG (碱性或过碱 A 型) 和 AS (正长岩型)。

如前所述, 天门山和红桃岭两花岗岩体具有明显的富碱、贫钙、低铝、高铁镁比值和富 Ga、Ce、Y、Nb、Zr 等元素的地球化学特征, 在 Whalen et al (1987) 提出的用 $1000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 、 Ce 、 Nb 、 Y 、 Zr 、 $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ 等微量元素参数和 SiO_2 、 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ 、 FeO^*/MgO 等常量元素参数所做的判别图解中, 几乎所有样品均位于 A 型花岗岩和 I&S 型花岗岩的分界线偏 A 型花岗岩区 (图 7)。两岩体的 Y/Nb 比值分别介于 1.86~2.07 和 2.29~2.51, 大于 Eby (1992) 提出的 A₁ 和 A₂ 亚型花岗岩界线的 Y/Nb 值 (1.2), 在相关图解上, 大多数投影在 A₂ 区, 一方面反映可能是由于充分的分异演化导致 Y 进一步富集, 另一方面说明以地壳物质为主的岩石组中确有一定量的地幔物质成分。

构造环境: 前已述及, A 型花岗岩是 Loiselle et al (1979) 根据某些花岗岩贫水 (Anhydrous)、富碱 (Alkaline) 并受控于非造山 (Anorogenic) 环境的地质地球化学特征提出的花岗岩概念。随着研究工作的深入, 现在 A 型花岗岩的概念已经有了新的含义, 它不仅形成于非造山的板内环境以及具有

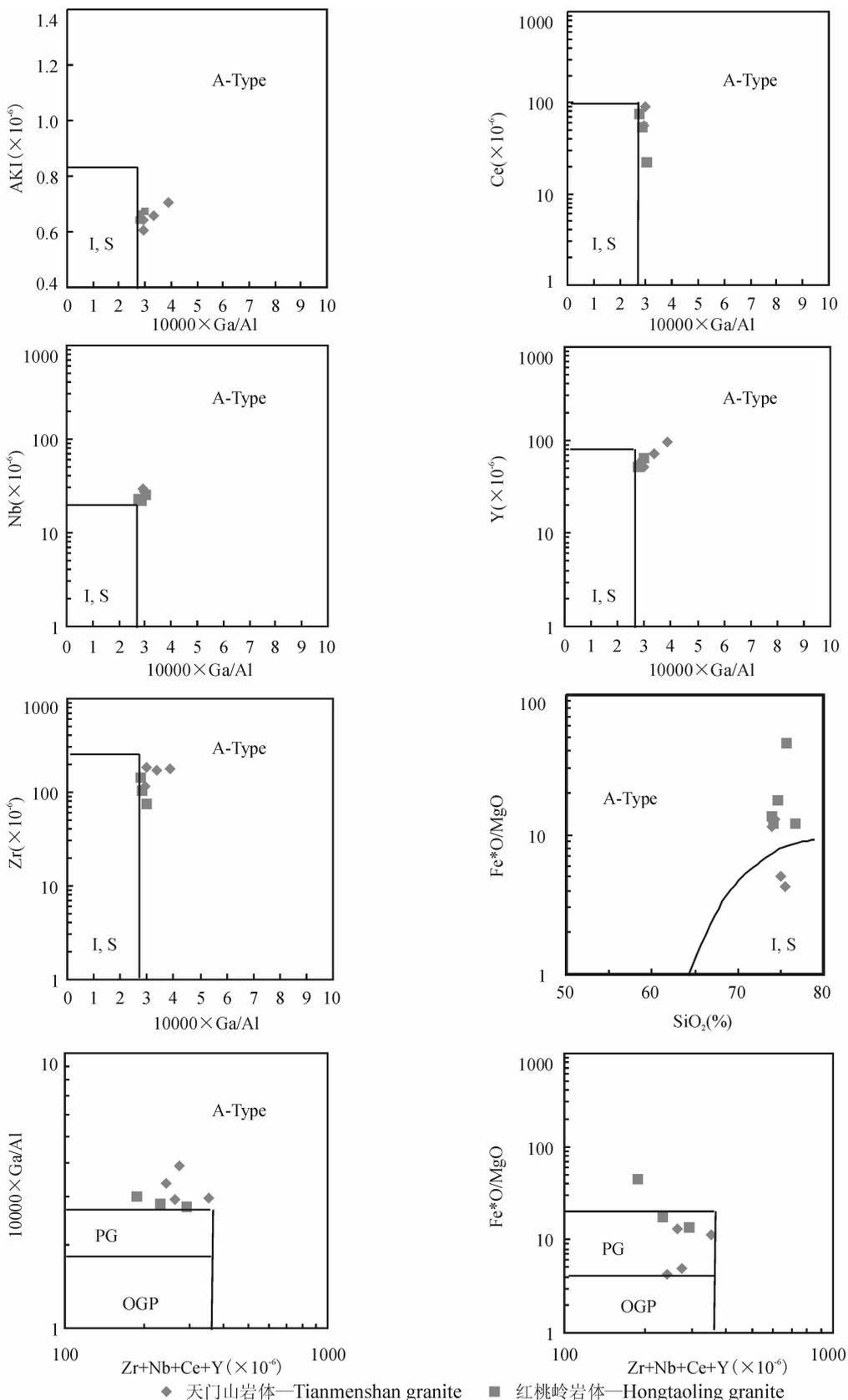


图 7 天门山和红桃岭花岗岩岩石分类判别图解(据 Whalen et al., 1987; Eby, 1992)

Fig. 7 Discrimination diagrams of rock type for the Tianmenshan and Hongtaoling granites
 OGT—I, S and M 型花岗岩分布区; FG—分异的长英质 I 型和 S 型花岗岩类分布区
 OGT—the field for I-, S- and M-type granitoids; FG—the field for fractionated I- and S-type granitoids

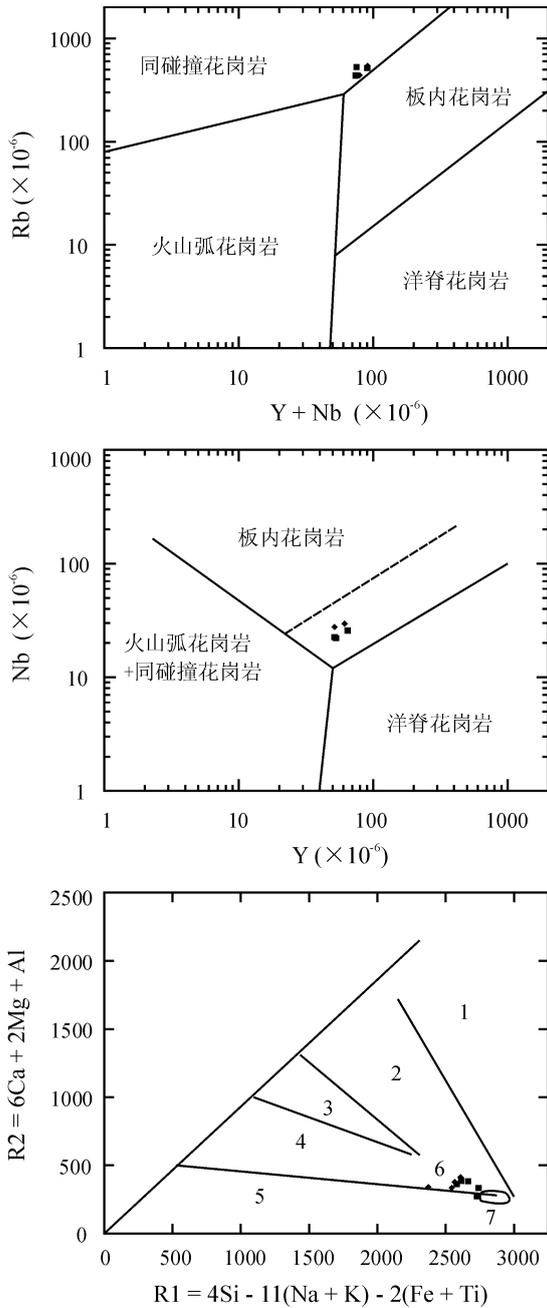


图 8 天门山和红桃岭花岗岩构造环境判别图解

Fig. 8 Discrimination diagrams of tectonic setting

for the Tianmenshan and Hongtaoling granites

- 1—幔源花岗岩; 2—板块碰撞前消减地区花岗岩; 3—板块碰撞后隆起花岗岩; 4—晚造山期花岗岩; 5—非造山区花岗岩; 6—地壳熔融花岗岩; 7—造山后期 A 型花岗岩
- 1—Mantle fractionation granitoids; 2—Pre-plate collision granitoids; 3—Post-collision uplift granitoids; 4—Late-orogenic granitoids; 5—Anorogenic granitoids; 6—Syn-collision granitoids; 7—Post-orogenic A-type granitoids

碱性特点,而且可能形成于造山期后的造山带环境,并可具有相对含水的准铝质甚至过铝质的特点。但它们都受控于拉张环境,这是所有 A 型花岗岩产生

的共同机制(Collins et al., 1982; Eby, 1992; 洪大卫等, 1995; Shannon et al., 1997)。因此,尽管天门山和红桃岭两花岗岩体由于 Na_2O 含量较低而造成碱总含量偏低 ($\text{KN}/\text{A} = 0.60 \sim 0.70$),但其 K_2O 含量较高 ($4.49\% \sim 5.75\%$),其他地球化学特征与 A 型花岗岩相似,其应当形成于伸展构造环境。由上述分析可见,两花岗岩体形成于拉张构造环境毫无疑问,但具体为后造山拉张环境还是裂谷拉张环境还需做进一步的判别。以 Pearce et al (1984) 提出的微量元素构造环境判别图解(图 8),在 Rb-(Y+Nb)图解中,所有样品集中分布于同碰撞花岗岩与板内花岗岩环境的分界处,在 Y-Nb 图解中,位于板内环境区,暗示这些花岗岩为碰撞到板内转换环境。 R_1 - R_2 图解投点结果表明,它们位于地壳熔融花岗岩和造山后花岗岩的过渡区,与上述后造山结论一致。

4. 2 成岩成矿时代及地质意义

众所周知,赣南地区因受中生代以来滨西太平洋构造域活动的强烈影响,岩浆活动频繁,尤其是燕山期花岗岩类岩体出露众多(占全区岩体总数的 $70\% \pm$),这些岩体富含钨、锡、钼、铋、铍等成矿元素,是本区钨锡多金属矿的重要成矿母岩,与钨锡矿床的形成关系十分密切。对本区钨矿床成矿年龄以及与成矿有关的侵入岩成岩年龄研究一直是人们关注的对象,然而,限于研究程度和分析测试技术水平,以往获得的测年数据不仅数量少而且精度不高,从而制约了对本区大规模钨成矿作用的深入探讨。

本次研究所获得的天门山似斑状黑云母二长花岗岩体和红桃岭黑云母花岗岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分别为 $151.8 \pm 2.9 \text{ Ma}$ 和 $151.4 \pm 3.1 \text{ Ma}$,两者十分接近,表明两岩体同时结晶形成。区域上,20 世纪 80 年代中期以来也积累了一些成矿花岗岩体年龄数据,如西华山花岗岩 Rb-Sr、U-Pb 年龄集中在 $157 \sim 150 \text{ Ma}$ (李亿斗等, 1986; McKee et al., 1987; 陈志雄等, 1989),大吉山与成矿有关的花岗岩年龄为 $161 \sim 159 \text{ Ma}$ (孙恭安等, 1981),华仁民等 (2005) 最新获得漂塘和木梓园花岗岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄分别为 161 Ma 和 153 Ma 。可见,不同地区与钨锡成矿有关的花岗岩体的年龄尽管存在差别(最大约 10 Ma),也许为不同阶段的产物,但总体上变化较小,集中在晚侏罗世。

对成矿年龄,本次获得牛岭内带石英脉型钨矿床中辉钼矿的模式年龄为 $150.5 \sim 163.9 \text{ Ma}$, Re-Os 等时线年龄为 $154.9 \pm 4.1 \text{ Ma}$ 和 $154.6 \pm 9.7 \text{ Ma}$; 樟

斗外带石英脉型钨矿床中辉钼矿的模式年龄为 155.6~168.0Ma, Re-Os 等时线年龄为 149.1±7.1Ma, 显然, 后者形成略晚于前者。目前, 区域上获得的成矿年龄数据主要有: 西华山矿床的萤石、黑钨矿 Sm-Nd 等时线与石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄 137.4~139.8Ma, 漂塘和大吉山钨矿石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄分别为 150.2±1.4Ma 和 150.4±8Ma(李华芹等, 1993), 大吉山主矿脉黑钨矿—石英脉中的云母³⁹Ar-⁴⁰Ar 年龄 144~147Ma(张文兰等, 2006), 崇义县淘锡坑钨矿床中辉钼矿 Re-Os 等时线年龄 154.4±3.8Ma(陈郑辉等, 2006)。由此可见, 不同地区矿床的形成时间不一致, 或许由于测年对象和方法不同造成的, 或许反映了不同的成矿期次(阶段), 有待进一步研究, 但大部分年龄数据集中在 144~154Ma。

随着高精度测年技术的广泛应用和数据不断积累, 有关赣南地区钨矿成岩成矿时差问题逐渐引起人们的注意。张文兰等(2006)认为大吉山钨矿主体花岗岩为成矿母岩, 其形成时代早于补体花岗岩(151.7Ma, 单颗粒锆石 U-Pb 法), 而同时测得主矿脉成矿年龄为 144~147Ma(云母³⁹Ar-⁴⁰Ar 法), 由此得出钨成矿作用与相关的花岗岩之间存在较长时差的结论。对同一个矿床, 蒋国豪等(2004)采用云母 K-Ar 法进行了成岩成矿时代研究, 结果表明钨成矿与花岗岩成岩基本不存在时差。本次研究, 在牛岭地区内、外带石英脉型矿床获得辉钼矿 Re-Os 等时线年龄介于 154.9±4.1Ma~149.1±7.1Ma, 与所获的牛岭花岗岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄 151.4±3.1Ma 在误差范围内相近, 表明它们形成于同一成岩成矿系统, 未出现明显时差。

对华南中生代大规模成矿作用, 毛景文等(2004)、华仁民等(2005)进行了系统总结和高度概括。尽管均一致认为存在 3 次大规模成矿, 但给出的每次成矿时间却相差较大, 其原因主要是缺少更多高精度成矿年龄数据的支持。按照华仁民等(2005)的研究成果, 将华南地区中生代大规模成矿作用时间分为 180~170Ma、150~139Ma 和 125~98Ma 三次, 其中, 认为在第二次成矿之前 170~150Ma 间发生了大规模陆壳重熔型花岗岩侵位活动, 而很少成矿。从本次成岩成矿时代测定结果以及他人获得的邻区淘锡坑钨矿成矿时代来看, 这些钨锡矿床确实是华南中生代第二次大规模成矿作用的产物, 但并没有显示出钨锡成矿与陆壳重熔型花岗岩侵位存在明显时差。当然, 目前获取的高精度

测年数据仍很有限, 这一问题有待进一步探讨。

5 主要结论

(1) 天门山和红桃岭花岗岩体均具超酸性、高钾、富碱、贫钙、高铁镁比值和富 Ga、Ce、Y、Nb、Zr 等元素的特征, 表明它们在以地壳物质为主的岩石组份中确有一定量的地幔物质成分加入, 形成于后造山拉张构造环境。

(2) 通过锆石 SHRIMP U-Pb 测年, 确定天门山似斑状黑云母二长花岗岩体和红桃岭黑云母花岗岩体分别形成于 151.8±2.9Ma 和 151.4±3.1Ma; 利用辉钼矿 Re-Os 等时线法定年, 分别获得牛岭内带石英脉型和樟斗外带石英脉型钨矿成矿年龄为 154.9±4.1Ma~154.6±9.7Ma 和 149.1±7.1Ma。这些数据表明, 本区钨矿床和与之有密切成因关系的花岗岩均形成于晚侏罗世, 对应于区域华南中生代第二次大规模成矿作用, 钨矿床成矿与花岗岩成岩基本不存在时差。

致谢: 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测定得到了陶华老师和苗来成博士的热心帮助与指导, 在此表示衷心感谢!

参 考 文 献

- 陈毓川, 裴荣富, 张宏良, 等. 1989. 南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质. 北京: 地质出版社, 1~506.
- 陈郑辉, 王登红, 屈文俊, 陈毓川, 王平安, 许建祥, 张家菁, 徐敏林. 2006. 赣南崇义地区淘锡坑钨矿的地质特征与成矿时代. 地质通报, 25(4): 496~501.
- 陈志雄, 李善择, 朱晋干. 1989. 西华山和红岭钨矿床成矿地质特征的研究. 见: 宜昌地质矿产研究所编. 南岭地质矿产科研报告集(二). 武汉: 中国地质大学出版社, 277~325.
- 杜安道, 赵敦敏, 王淑贤, 孙德忠, 刘敦一. 2001. Carius 管溶样和负离子热表面电离质谱准确测定辉钼矿铼—钨同位素地质年龄. 岩矿测试, 20(4): 247~252.
- 洪大卫, 王式光, 韩宝福, 靳满元. 1995. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志. 中国科学, 25(4): 418~426.
- 华仁民, 陈培荣, 张文兰等. 2005. 论华南地区中生代 3 次大规模成矿作用. 矿床地质, 24(2): 99~107.
- 华仁民, 陈培荣, 张文兰等. 2005. 南岭与中生代花岗岩类有关的成矿作用及其大地构造背景. 高校地质学报, 11(3): 291~304.
- 蒋国豪, 胡瑞忠, 谢桂青等. 2004. 江西大吉山钨矿成矿年代学研究. 矿物学报, 24(3): 253~256.
- 李华芹, 刘家齐, 魏林. 1993. 热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用. 北京: 地质出版社. 1~126.
- 李亿斗, 盛继福, LeBelL 等. 1986. 西华山花岗岩下陆壳起源证据. 地质学报, 60(3): 256~263.
- 刘昌实, 陈小明, 陈培荣, 王汝成, 胡欢. 2003. A 型岩套的分类、判别标志和成因. 高校地质学报, 9(4): 573~591.
- 毛景文, 谢桂清, 李晓峰等. 2004. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展. 地学前缘, 11(1): 45~55.

屈文俊,杜安道. 2003. 高温密闭溶样电感耦合等离子体质谱准确测定辉钼矿铼—钨地质年龄. 岩矿测试, 22(4):254~257.

宋彪,张玉海,万渝生,简平. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 48(增刊):26~30.

孙恭安,史明魁,张宏良等. 1981. 大吉山花岗岩的岩石学地球化学及成矿作用的研究. 见:宜昌地质矿产研究所编 南岭地质矿产科研报告集(二). 武汉:中国地质大学出版社. 326~363.

吴永乐,梅勇文,刘鹏等. 1987. 西华山钨矿地质(地质专报). 北京:地质出版社. 1~318.

冶金工业部南岭钨矿专题组. 1983. 华南钨矿. 北京:冶金工业出版社.

张文兰,华仁民,王汝成,陈培荣,李惠民. 2006. 赣南大吉山花岗岩成岩与钨矿成矿年龄的研究. 地质学报, 80(7):956~962.

中华人民共和国地质部,联合国亚太经济社会区域矿产资源开发中心. 1981. 钨矿地质讨论会论文集. 地质出版社, 1~609.

朱焱龄,李崇佑,林运淮. 1981. 赣南钨矿地质. 南昌:江西人民出版社.

Chappell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite type. Pacific Geol., 8:173~174.

Collins W J, Beams S D, White A J R. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 80:189~200.

Du A D, Wu S Q, Sun D Z, Wang S X, Qu W J, Markey R, Stein H, Morgan J, Malinovskiy D. 2004. Preparation and certification of Re-Os dating reference materials: Molybdenite HLP and JDC. Geostandards and Geoanalytical Research, 28 (1):41~52.

Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids;

Petrogenesis and tectonic implications. Geology, 20:641~644.

Franklin J M, Roscoe S M, Loveridge W D, Sangster D F. 1983. Lead isotope studies in superior and southern provinces. Geological Survey of Canada, Bulletin 351:1~35.

Loiselle M C and Wones D R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 11:468.

McKee E H, Rytuba J, Xu K Q. 1987. Geochronology of the Xihuashan composite granitic body and tungsten mineralization, Jiangxi Province, South China. Econ. Geol., 82:218~223.

Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25(4):956~983.

Shannon W M, Barnes C G and Bickford M E. 1997. Grenville magmatism in west Texas: Petrology and geochemistry of the Red Bluff granitic suite. J. Petrol., 38(10):1279~1305.

Shirey S B and Walker R J. 1995. Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis. Anal. Chem., 67: 2136~2141.

Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol., 95:407~419.

Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Mickibben M A, Shanks III W C, Ridley W I. Applications of Micro Analytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews Econ. Geol., 7: 1~35.

Zircon SHRIMP U-Pb and Molybdenite Re-Os Dating in Tianmenshan—Hongtaoling Tungsten-Tin Orefield, Southern Jiangxi Province, China, and Its Geological Implication

FENG Chengyou¹⁾, XU Jianxiang²⁾, ZENG Zailing²⁾, ZHANG Dequan¹⁾, QU Wenjun³⁾
SHE Hongquan¹⁾, LI Jinwen¹⁾, LI Daxin¹⁾, DU Andao³⁾, DONG Yingjun¹⁾

1) Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037; 2) South Jiangxi Geological Survey Party of JBEDGMR, Ganzhou, 341000; 3) National Research Center of Geoanalysis, Beijing, 100037

Abstract

A great deal of tungsten-tin polymetallic deposits, which are related genetically to granites, have been formed in the southern Jiangxi Province. However, the ages of W-Sn mineralization and granite crystallization are poorly understood at present. This study provides the first highly precise dating of the mineralization and rock-forming in the Tianmenshan-Hongtaoling W-Sn orefield based on detailed geological investigation and studies of representative deposits. The dating of zircon from Tianmenshan porphyritic biotite granite and Hongtaoling fine-grained biotite granite determined by SHRIMP yield ages of 151.8 ± 2.9 Ma and 151.4 ± 3.1 Ma, respectively. Rhenium and osmium isotopic dating of molybdenite from the Niuling and Zhangdou quartz vein-type tungsten deposits by ICP-MS yields isochron ages of $154.9 \pm 4.1 \sim 154.6 \pm 9.7$ Ma and 149.1 ± 7.1 Ma on the ^{187}Re versus ^{187}Os correlation diagram, respectively. The results suggest that the timing of W-Sn mineralization and granite crystallization are limited to Upper Jurassic, which is corresponding to the time of the second largescale mineralization regionally in the Mesozoic. In addition, there not exists an apparent time difference between W-Sn mineralization and granite crystallization.

Key words: Tianmenshan-Hongtaoling orefield; zircon SHRIMP dating; molybdenite Re-Os isotopic dating; tungsten deposits in the southern Jiangxi Province

