

# 桂东北苗儿山-越城岭南西部岩体和矿床同位素年龄及华南印支期成矿分析

伍静<sup>①</sup>, 梁华英<sup>①\*</sup>, 黄文婷<sup>①⑤</sup>, 王春龙<sup>①⑤</sup>, 孙卫东<sup>①</sup>, 孙亚莉<sup>②</sup>, 李晶<sup>①③</sup>, 莫济海<sup>④</sup>, 王秀璋<sup>①</sup>

① 中国科学院广州地球化学研究所, 中国科学院矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640;

② 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, 广州 510640;

③ 紫金矿业集团股份有限公司, 厦门 364200;

④ 广东核工业地质局, 广州 510800;

⑤ 中国科学院研究生院, 北京 100049

\* 联系人, E-mail: lianghy@gig.ac.cn

2011-10-09 收稿, 2011-12-28 接受

中国科学院知识创新工程重大项目(KZCX1-YW-15-3)、中国科学院战略性先导科技专项(XDA08130202)、国土资源部深部矿产资源立体探测技术及实验研究(SinoProbe-03-01)和国家自然科学基金(41172080, 41121002)资助

**摘要** 桂东北苗儿山-越城岭岩体是南岭成矿带西段出露面积最大的复式岩体, 出露面积超过 3000 km<sup>2</sup>, 由早期岩基及晚期小岩体组成。早期岩基主要为中粒斑状黑云母花岗岩, 晚期岩体主要为白云母花岗斑岩及白云母二长花岗岩。岩基内外接触带发育一系列 W-Sn-Mo-Pb-Zn-Cu 矿床, 形成矿集区。本文分析了苗儿山-越城岭南西部早期岩基、产于岩基中云头界晚期赋矿岩体及云头界 W-Mo 矿床同位素年龄。苗儿山-越城岭岩基锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄: 228.7±4.1 Ma, MSWD=2.49, 可能发育一期锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 243.0±5.8 Ma, MSWD=2.62 的岩浆活动。云头界晚期赋矿岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄 216.8±4.9 Ma, MSWD=1.44; 云头界 W-Mo 矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄 216.8±7.5 Ma, MSWD=11.3。苗儿山-越城岭南西部岩基、晚期赋矿岩体及矿床同位素年龄表明南西部岩基、晚期岩体及相关矿床都是印支期形成的, 苗儿山-越城岭岩基内外接触带矿床主要和晚期岩浆活动有关; 实验获得的同位素年龄及前人华南印支期花岗岩及矿床同位素年龄表明, 华南不但经历了燕山期大规模岩浆成矿事件, 也经历了印支期成岩成矿事件, 有很好的找矿前景, 今后应注意华南印支期矿床的找矿工作。

## 关键词

南岭成矿带  
成床成因  
同位素年龄  
钨钼矿床  
印支期

南岭成矿带是世界最重要的钨锡铍钽成矿带, 国内外学者对华南地区主要花岗岩及矿床的时空分布规律做了大量的工作<sup>[1-26]</sup>。但过去的工作主要集中在南岭中段及东段, 而对南岭西段的工作则相对较少; 华南燕山期成矿受到广泛重视, 而对印支期成矿则探讨不多。苗儿山-越城岭复式岩体是南岭成矿带西段出露面积最大的岩体, 近年来在该岩体及其内外接触带发现一系列大型钨锡及铜铅锌多金属矿床(图 1), 围绕岩体形成矿集区。目前对该岩体缺少精确同位素定年, 多数观点认为其是加里东期形成

的<sup>[10]</sup>, 也有学者认为其属印支期或燕山期的产物<sup>[27,28]</sup>; 而对该岩体内接触带矿床形成时代未见报道。开展对该岩体及有关矿床精确同位素定年, 分析岩浆形成演化与矿床形成的关系, 对整体了解南岭成矿带成岩成矿演化及分析苗儿山-越城岭复式岩体内接触带矿床的成因等都有着较重要的意义。

## 1 区域地质简介

苗儿山-越城岭岩体是南岭成矿带西段出露面积最大岩体, 出露面积超过 3000 km<sup>2</sup>。岩体分布于复式

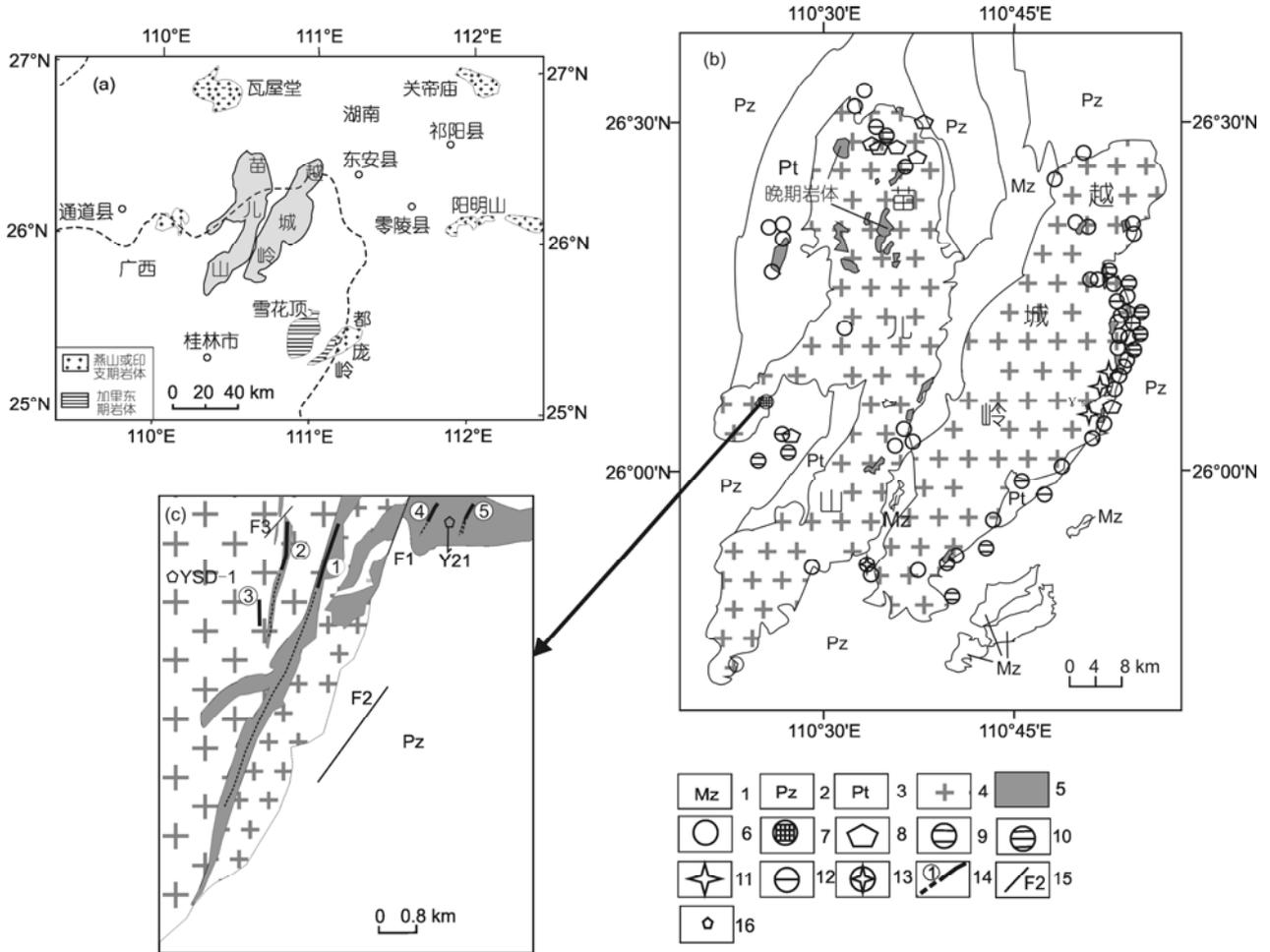


图1 苗儿山-越城岭岩体位置(a)、地质(b)及云头界 W-Mo 矿床(c)地质简图

1, 中生代地层; 2, 古生代地层; 3, 元古代地层; 4, 早期岩基; 5, 晚期岩体; 6, 钨矿床(点); 7, 钨钼矿床(点); 8, 铜矿床(点); 9, 铅锌矿床(点); 10, 多金属矿床(点); 11, 锡矿床(点); 12, 铅矿床(点); 13, 钨锡矿床(点); 14, 控制及推测矿体和编号; 15, 断裂; 16, 采样位置

背斜的轴部, 呈椭圆形, 岩体长轴方向呈北北东向展布, 与区域构造线方向基本一致(图1)。苗儿山-越城岭岩体是一个多期次多阶段岩浆活动形成的复式岩体, 早期为岩基, 晚期岩体规模相对较小, 主要以小岩体、岩脉或岩株等分布于岩基中及其边部(图1)。在苗儿山-越城岭岩体内外接触带发育一系列 W-Sn-Mo-Pb-Zn-Cu 矿床, 形成矿集区(图1)。

研究区位于苗儿山-越城岭岩基南西部, 早期岩体样品采自苗儿山岩体西南侧的引水隧洞口, 地理坐标: 26°04'11.5"N, 110°24'20.2"E。通过约 2 km 地下引水隧洞及地表约 2 km 地质剖面观察, 发现早期岩基为灰白色, 风化后黄灰、棕灰色; 岩性变化不大, 以中粒斑状黑云母花岗岩为主, 局部有中粒斑状黑云母二长花岗岩, 似斑状结构、块状构造。斑晶矿物

粒度在 2~30 mm 之间, 基质矿物粒度多小于 2 mm。斑晶杂乱分布于基质中, 斑晶和基质矿物组成基本相同。主要矿物有斜长石(22%~27%)、钾长石(32%~34%)、石英(33%~39%)、黑云母(8%~11%)。副矿物为锆石, 磷灰石及独居石。

晚期岩体样品采自苗儿山-越城岭南西部和云头界 W-Mo 矿床关系密切的小岩体, 样品地理坐标: 26°03'48"N, 110°23'01"E。晚期岩体与早期岩体具明显的侵入接触关系(图2)。晚期岩体与早期岩体接触部位见冷凝边, 靠近早期岩体接触界线附近岩石矿物粒度明显较细, 远离接触带矿物粒度增大, 显示接触带附近相对降温较快, 晚期岩体是在早期岩体冷却后侵位的。晚期岩体主要为细粒白云母二长花岗岩、细粒电气石白云母花岗斑岩及中粒含黑云母的

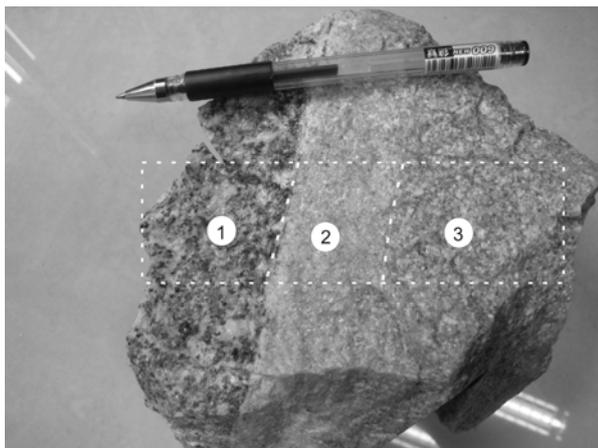


图2 早期岩体与晚期岩体接触界线

晚期岩体与早期岩体接触处见冷凝边; 1, 早期岩体; 2, 晚期岩体与早期岩体接触处冷凝边; 3, 晚期岩体

白云母二长花岗岩。岩石为浅白色, 块状构造, 斑状结构及粒状结构。斑状结构者斑晶主要为白云母、斜长石、石英, 大小在 0.5~2 mm 之间, 基质成分和斑晶的相同, 其主要矿物为: 条纹长石(19%~27%)、斜长石(19%~27%)、石英(32%~50%)、白云母(4%~8%)及少量黑云母; 副矿物主要为锆石。岩石多发生钠长石化, 绢云母化及绿泥-绿帘石化。

云头界钨钼矿床位于苗儿山-越城岭岩体的南西端, 钨金属量预计可达万吨<sup>[29]</sup>, 达中型钨矿床规模。云头界钨钼矿床矿化主要为脉状及浸染状产于晚期的细粒白云母花岗斑岩中及其与早期中粗粒斑状黑云母花岗岩体的接触带内; 矿区已发现了 5 个矿体(图 1)<sup>[29]</sup>。矿体长 100~200 m, 脉宽 20~30 cm。矿化具有一定分带性, 上部以钨矿化为主, 下部为钨钼矿化, 由上往下钼的含量明显增加。云头界钨钼矿床矿金属矿物主要为黑钨矿、白钨矿、辉钼矿及少量的黄铜矿、闪锌矿及黄铁矿等, 脉石矿物主要为石英及电气石, 蚀变主要有云英岩化及电气石化等。

## 2 样品及分析方法

辉钼矿 6 个样品分别采自云头界矿区的①号矿脉(图 1), 每个样品重约 1 kg。先对样品进行挑选, 辉钼矿是用刀片等工具直接从手标本上挑选的, 从手标本上剥离后在显微镜下做进一步的检查与选纯至纯度达 99% 以上。辉钼矿 Re-Os 同位素组成在中国科学院广州地球化学研究所实验测试中心完成。采用 Carius 管封闭溶样分解样品, 样品分解以及 Re 和 Os

的分离等化学处理过程参见文献[30], 质谱分析仪器是美国热电公司生产的 X7 型 ICPMS, 采用 Ir 和 Os 天然丰度进行在线监测和校正仪器测试过程中的 Re 和 Os 同位素分馏。

锆石选自岩石新鲜样品, 分析样品重约 1 kg, 将样品破碎过筛, 经磁选及重液的分选, 再经手选。将精选的锆石装入环氧树脂中, 然后抛光。用光学显微镜及扫描电子显微镜阴极发光(CL)观察, 选出晶形较好、没有裂纹及包裹体不发育的锆石晶体进行测定。锆石的 U-Pb 年龄分析在中国科学院广州地球化学研究所 ICP-MS 实验室完成。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<sup>[31]</sup>。测试时使用 Ar 和 He 作为载气, 激光能量为 80 mJ, 剥蚀斑束直径 31  $\mu\text{m}$ , 频率 8 Hz。每个样品分别测试 25 粒锆石。测定一个点的时间为 60 s, 其中前 20 s 关闭激光, 后 40 s 打开激光。为了减少继承铅、铅丢失等对年龄的影响, 在  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  图中谐和度低于 90% 的年龄数据点在计算年龄是将被排除掉。此外, 如果分析点 La 含量或 P 含量较高, 表明激光熔样点含有磷灰石包裹体, 由于磷灰石含有较多普通铅, 这些分析数据点也要排除<sup>[32,33]</sup>。LA-ICP-MS 法速度快, 测得的数据点较多, 可用累积概率统计图对数据进行处理。在累积概率图上, 主群组年龄多沿直线分布, 其年龄代表岩体锆石年龄, 位于直线上方的被认为继承铅, 位于直线下方的多被认为是铅丢失<sup>[32,33]</sup>。为了获得更精确的年龄, 在计算岩体年龄时, 只计算主群组锆石年龄, 一般来说主群组锆石年龄的 MSWD 多小于 2.0。年龄计算及谐和图的绘制用 Isoplot 软件完成。

## 3 分析结果与讨论

### 3.1 分析结果

南岭西段苗儿山-越城岭岩基、岩基中云头界晚期赋矿岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素年龄见表 1, 表 2 及图 3; 云头界钨钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素年龄分析结果见表 3。

### 3.2 讨论

(i) 苗儿山-越城岭岩基形成时代。苗儿山-越

表 1 苗儿山-越城岭南西部岩基锆石 LA-ICP-MS 分析结果 a)

序号	U (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$ I.S.E.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$ I.S.E.	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm$ I.S.E.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄 (Ma)	$\pm$ I.S.E.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (Ma)	$\pm$ I.S.E.	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄 (Ma)	$\pm$ I.S.E.	谐和度
YSD-1-01	396	0.87	0.21920	0.01706	0.03365	0.00059	0.01065	0.00042	201.2	14.2	213.4	3.7	214.1	8.4	94%
YSD-1-02	2027	0.14	0.26656	0.01218	0.03623	0.00046	0.01385	0.00065	239.9	9.8	229.4	2.9	277.9	12.9	95%
YSD-1-03	412	0.93	0.95183	0.06211	0.08854	0.00275	0.03689	0.00136	679.1	32.3	546.9	16.3	732.3	26.6	78%(排除)
YSD-1-04	708	0.21	0.23682	0.01375	0.03533	0.00062	0.01136	0.00063	215.8	11.3	223.8	3.9	228.4	12.6	96%
YSD-1-05	425	0.49	0.23650	0.01913	0.03511	0.00094	0.01091	0.00060	215.5	15.7	222.4	5.9	219.3	11.9	96%
YSD-1-06	1588	0.15	0.25531	0.01719	0.04015	0.00094	0.01024	0.00057	230.9	13.9	253.8	5.8	205.9	11.4	90%
YSD-1-07	650	0.52	0.24826	0.02022	0.03473	0.00061	0.01127	0.00081	225.2	16.4	220.1	3.8	226.6	16.2	97%
YSD-1-08	370	0.39	0.52015	0.04127	0.07242	0.00260	0.02932	0.00149	425.3	27.6	450.7	15.6	584.0	29.2	94%
YSD-1-09	677	0.38	0.22311	0.01434	0.03379	0.00051	0.01019	0.00053	204.5	11.9	214.2	3.2	205.0	10.7	95%
YSD-1-10	240	1.05	0.23520	0.02254	0.03332	0.00088	0.01000	0.00052	214.5	18.5	211.3	5.5	201.2	10.4	98%
YSD-1-11	191	1.58	0.25521	0.03755	0.03579	0.00118	0.01226	0.00065	230.8	30.4	226.7	7.3	246.3	13.0	98%
YSD-1-12	854	0.23	0.24926	0.01621	0.03757	0.00065	0.01150	0.00068	226.0	13.2	237.7	4.1	231.1	13.5	94%
YSD-1-13	571	1.27	0.22740	0.01615	0.03575	0.00078	0.01127	0.00042	208.0	13.4	226.5	4.8	226.5	8.4	91%
YSD-1-14	163	1.03	0.26838	0.03292	0.03872	0.00111	0.01167	0.00067	241.4	26.4	244.9	6.9	234.5	13.4	98%
YSD-1-15	2072	0.24	0.39085	0.02511	0.03980	0.00065	0.02275	0.00160	335.0	18.3	251.6	4.0	454.8	31.7	71%(排除)
YSD-1-16	641	1.52	0.26652	0.01763	0.03542	0.00072	0.01273	0.00059	239.9	14.1	224.4	4.5	255.6	11.8	93%
YSD-1-17	406	0.58	0.24251	0.02334	0.03683	0.00085	0.01191	0.00072	220.5	19.1	233.2	5.3	239.3	14.4	94%
YSD-1-18	439	0.32	0.24255	0.03130	0.03552	0.00079	0.01910	0.00124	220.5	25.6	225.0	4.9	382.5	24.7	97%
YSD-1-19	726	0.20	0.25453	0.02166	0.03674	0.00070	0.01165	0.00072	230.3	17.5	232.6	4.3	234.2	14.4	98%
YSD-1-20	416	0.81	3.36003	0.22873	0.23848	0.00667	0.07087	0.00418	1495.1	53.3	1378.8	34.7	1598.2*	129.6	91%
YSD-1-21	780	0.16	0.27694	0.02240	0.03836	0.00078	0.01544	0.00108	248.2	17.8	242.7	4.8	309.6	21.6	97%
YSD-1-22	644	0.22	0.26152	0.02309	0.03504	0.00069	0.01289	0.00097	235.9	18.6	222.0	4.3	258.9	19.4	93%
YSD-1-23	534	1.05	0.18877	0.01927	0.03391	0.00072	0.00987	0.00047	175.6	16.5	215.0	4.5	198.6	9.4	79%(排除)
YSD-1-24	877	0.23	0.24700	0.01925	0.03397	0.00071	0.01236	0.00069	224.1	15.7	215.3	4.4	248.2	13.8	95%
YSD-1-25	683	0.22	0.23864	0.02230	0.03397	0.00068	0.00952	0.00068	217.3	18.3	215.4	4.2	191.5	13.6	99%

a) U-Pb 年龄超过 1000 Ma 的采用  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄. 1 ppm=1  $\mu\text{g/g}$ . 余同

表2 苗儿山岩体中云头界矽化岩体锆石 LA-ICP-MS 分析结果

序号	U (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 1S.E.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 1S.E.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 1S.E.	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ± 1S.E.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄(Ma) ± 1S.E.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄(Ma) ± 1S.E.	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄(Ma) ± 1S.E.	谐和度					
Y-21-01	707	0.25	0.27357	0.02639	0.03770	0.00081	0.01641	0.00110	245.5	21.0	238.5	5.1	329.0	21.8	97%
Y-21-02	517	0.28	0.22622	0.02308	0.03390	0.00074	0.01221	0.00123	207.1	19.1	214.9	4.6	245.3	24.5	96%
Y-21-03	128	1.46	0.22037	0.04512	0.03190	0.00112	0.01010	0.00066	202.2	37.6	202.4	7.0	203.2	13.3	99%
Y-21-04	269	1.07	0.45598	0.04558	0.06349	0.00150	0.02182	0.00137	381.5	31.8	396.8	9.1	436.4	27.1	96%
Y-21-05	669	0.40	0.22732	0.02533	0.03453	0.00086	0.01271	0.00110	208.0	21.0	218.8	5.4	255.3	21.9	94%
Y-21-06	464	0.65	0.82755	0.07824	0.03666	0.00104	0.04386	0.00729	612.3	43.5	232.1	6.5	867.5	141.1	9%(排除)
Y-21-07	516	1.12	0.46887	0.04056	0.06033	0.00225	0.01758	0.00122	390.4	28.0	377.6	13.7	352.2	24.1	96%
Y-21-08	694	0.34	0.24178	0.02186	0.03437	0.00077	0.01135	0.00070	219.9	17.9	217.9	4.8	228.1	13.9	99%
Y-21-09	1995	2.24	0.28532	0.02024	0.03804	0.00071	0.01547	0.00115	254.9	16.0	240.7	4.4	310.3	22.9	94%
Y-21-10	339	1.51	0.42283	0.04432	0.06318	0.00161	0.02035	0.00111	358.1	31.6	394.9	9.7	407.2	22.0	90%
Y-21-11	1173	0.46	0.43644	0.03490	0.05065	0.00152	0.02753	0.00643	367.7	24.7	318.5	9.3	548.9	126.5	85%(排除)
Y-21-12	1388	0.18	0.28537	0.01865	0.04073	0.00082	0.01097	0.00063	254.9	14.7	257.3	5.1	220.5	12.6	99%
Y-21-13	3513	0.10	0.26550	0.01536	0.03902	0.00071	0.01150	0.00064	239.1	12.3	246.7	4.4	231.2	12.8	96%
Y-21-14	317	0.42	0.23488	0.02295	0.03356	0.00090	0.01033	0.00077	214.2	18.9	212.8	5.6	207.7	15.3	99%
Y-21-15	160	1.11	0.53848	0.06507	0.06885	0.00225	0.02214	0.00145	437.4	43.0	429.2	13.6	442.7	28.7	98%
Y-21-16	2370	0.09	0.26333	0.01720	0.03767	0.00068	0.01943	0.00173	237.3	13.8	238.4	4.2	388.9	34.3	99%
Y-21-17	3120	0.09	0.30297	0.01931	0.03857	0.00084	0.01727	0.00146	268.7	15.1	243.9	5.2	346.0	29.0	90%
Y-21-18	744	0.24	0.29349	0.02392	0.04307	0.00095	0.01119	0.00083	261.3	18.8	271.8	5.9	224.9	16.7	96%
Y-21-19	1178	0.70	0.23862	0.01942	0.03364	0.00070	0.00996	0.00072	217.3	15.9	213.3	4.4	200.2	14.4	98%
Y-21-20	191	0.74	0.32703	0.06050	0.03964	0.00126	0.02481	0.00288	287.3	46.3	250.6	7.8	495.3	56.7	86%(排除)
Y-21-21	851	0.43	0.24072	0.02148	0.03564	0.00074	0.01167	0.00094	219.0	17.6	225.8	4.6	234.4	18.9	96%
Y-21-22	276	0.83	0.28196	0.03275	0.04068	0.00101	0.01161	0.00080	252.2	25.9	257.0	6.2	233.3	16.0	98%
Y-21-23	621	0.28	0.24312	0.02213	0.03481	0.00076	0.01623	0.00115	221.0	18.1	220.6	4.7	325.4	22.9	99%
Y-21-24	914	0.37	0.24576	0.02133	0.03719	0.00110	0.01036	0.00067	223.1	17.4	235.4	6.8	208.4	13.4	94%
Y-21-25	3535	0.21	0.24956	0.02129	0.03694	0.00076	0.01005	0.00054	226.2	17.3	233.8	4.7	202.1	10.7	96%

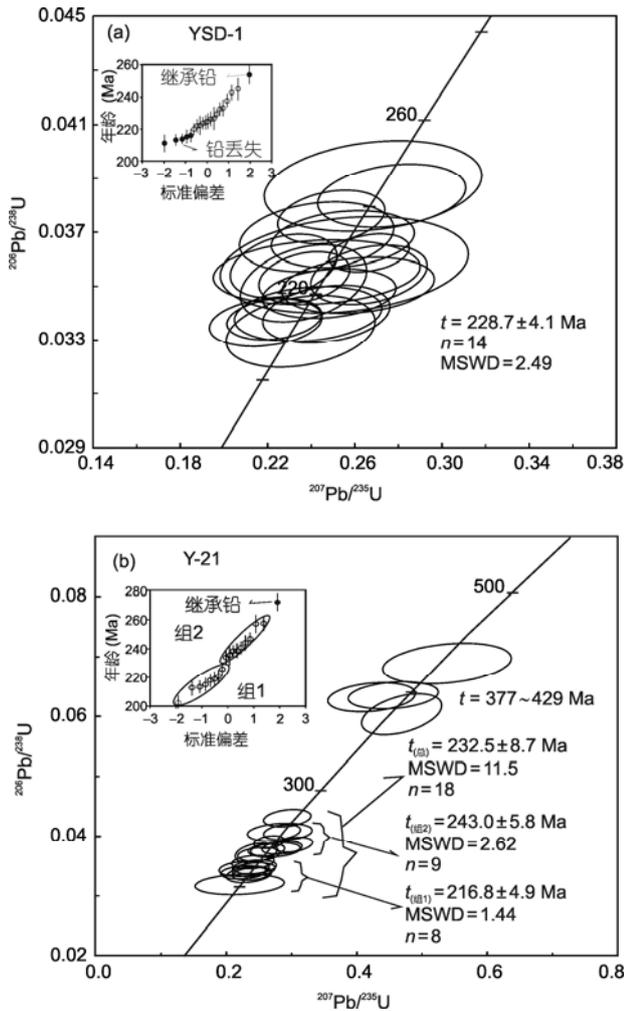


图3 苗儿山岩基(a)及云头界赋矿岩体(b)锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄谐和图  
内插为累积概率统计图

城岭南西部早期岩基及晚期赋矿岩体锆石韵律环带发育(图4), 显示岩浆锆石特征, 加上测定锆石 Th/U 比值较大, 在 0.10~2.24 之间, 也显示岩浆锆石特征, 因此, 分析锆石为岩浆结晶作用过程中形成的锆石,

主群锆石 U-Pb 年龄代表岩浆侵位年龄。

苗儿山岩基样品(YSD-1)共做 25 颗锆石 U-Pb 同位素组成分析, 其中 3 个分析点谐和度<90%, 在计算年龄时被排除, 另 2 个分析点的 U-Pb 年龄较大, 一个点的年龄为 450.7±15.6 Ma, 另一个点的年龄为 1378.8±34.7 Ma. 其余 20 个点的年龄在 211~245 Ma 之间. 年龄较大的 2 个分析点锆石为继承锆石, 不代表岩浆岩结晶年龄, 在统计岩体年龄时不予考虑. 用 ISOPLLOT 处理 20 个分析点获得年龄为 225.0±4.8 Ma, MSWD=5.5. 其 MSWD 值较大, 表明其中含有不易分别的继承锆石或铅丢失锆石<sup>[33]</sup>, 为了获得更加精确的锆石 U-Pb 年龄, 我们用累积概率统计图处理锆石年龄. 如前所述, 在累积概率图上, 主群组年龄多沿直线分布, 其年龄代表岩体锆石年龄, 位于直线上方的被认为继承铅, 位于直线下方的多被认为是铅丢失. 在累积概率统计图上(图3(a)内插图), 苗儿山-越城岭岩基锆石年龄较小的 5 个点及年龄最大的 1 个点和和其他点不在一条直线上分布, 把年龄最大 1 个点视作继承铅, 年龄较小的 5 个点视作铅丢失, 则其余 14 个点代表的主群锆石年龄 U-Pb 年龄为 228.7± 4.1 Ma, MSWD=2.49. 岩浆岩主群锆石 U-Pb 代表岩浆结晶年龄<sup>[32,33]</sup>, 因此, 苗儿山-越城岭岩基南西部似斑状二云母花岗岩的侵位时代为 228.7±4.1 Ma, 是印支期形成的, 而不是过去认为的加里东期形成的. 该认识对今后分析南岭西段成岩成矿演化有着非常重要的意义.

(ii) 云头界赋矿岩体锆石 U-Pb 年龄特征. 云头界赋矿白云母花岗岩样品(Y-21)共做 25 颗锆石 U-Pb 同位素组成分析, 其中 3 个点的谐和度低于 90%, 在计算年龄时被排除. 4 个分析点锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄在 318~430 Ma 之间, 其余 18 个分析点锆石年龄在 202~251 Ma 之间(表 2). 锆石 U-Pb 年龄大于 318 Ma 锆石(图 4 中 4, 7, 10 和 15)视为继承锆石,

表3 云头界 W-Mo 矿床辉钼矿 Re-Os 同位素组成

样号	样重(g)	Re(μg/g)	±σ	<sup>187</sup> Re(μg/g)	±σ	<sup>187</sup> Os(ng/g)	±σ	t(Ma)	Δt(Ma)
Y-09	0.4000	0.76564	0.00252	0.48123	0.00159	1.71451	0.00959	213.5	1.4
Y-16	0.3382	1.57602	0.00338	0.99059	0.00213	3.61228	0.0025	218.5	0.5
Y-16-1	0.4576	1.18588	0.00443	0.74537	0.00279	2.66141	0.00494	213.9	0.9
Y-16-1R	0.4568	0.81967	0.00207	0.5152	0.0013	1.88217	0.00273	218.9	0.6
Y-16-2	0.3012	1.89849	0.00517	1.19328	0.00325	4.37612	0.00707	219.7	0.7
Y-22	0.1813	2.96345	0.00925	1.86265	0.00582	6.61547	0.00925	212.8	0.7

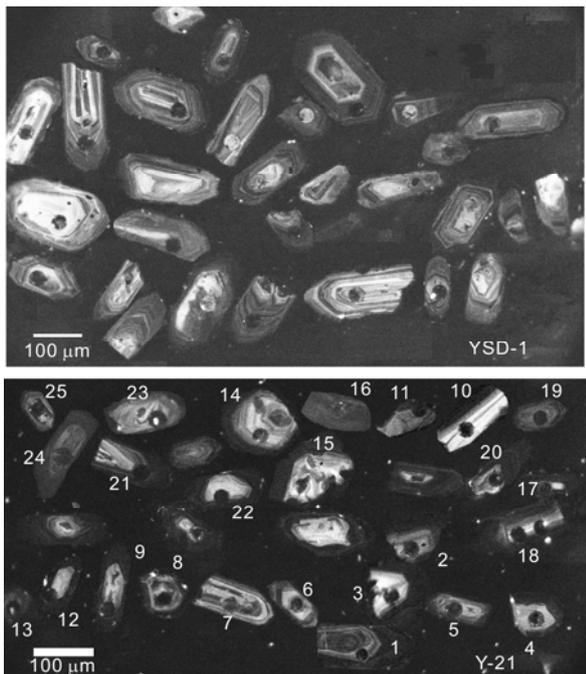


图4 苗儿山-越城岭复式岩体锆石 CL 图  
Y21 锆石号码对应表 2 分析号

不代表主要岩浆期形成时代. 用 ISOPLLOT 处理该 19 个分析点锆石 U-Pb 同位素组成, 获得锆石 U-Pb 年龄为  $232.5 \pm 8.7$  Ma, MSWD=11.5 (图 3(b)). 其 MSWD 值很大, 误差也较大, 显示年龄精度较差. 为了获取主群锆石年龄, 我们用累积概率统计图分析其年龄分布特征, 在累积概率统计图上(图 3(b)内插图), 18 个分析点中可分为斜率明显不同的两组, 第一组 8 个点, 第二组 9 个点. 用 ISOPLLOT 分别计算两组年龄, 第一组锆石 U-Pb 年龄为  $216.8 \pm 4.9$  Ma, MSWD=1.44, 第二组锆石 U-Pb 年龄为  $243.0 \pm 5.8$  Ma, MSWD=2.62 (图 3(b)).

云头界赋矿岩体和苗儿山-越城岭岩基具有侵入接触关系且接触处发育冷凝边(图 2), 其侵位时代应晚于岩基, 锆石 U-Pb 年龄应小于岩基锆石 U-Pb 年龄. 第一组 8 颗锆石(图 4 中 2, 3, 5, 8, 14, 19, 21 和 23)具有韵律环带结构, 为岩浆结晶作用形成的锆石. 因此, 我们认为第一组锆石年龄( $216.8 \pm 4.9$  Ma, MSWD=1.44)代表云头界赋矿岩体岩浆侵位年龄, 云头界 W-Mo 矿化岩体是印支期形成的, 而不是过去认为的燕山期形成的<sup>[34]</sup>.

云头界赋矿岩体第二组锆石 U-Pb 年龄  $243.0 \pm 5.8$  Ma, MSWD=2.62, 年龄值比较集中, 锆石晶形较好,

具韵律环带结构(图 4 中的 1, 9, 13, 16, 17, 20, 22, 24 和 25)及较大的 Th/U 比值, 在 0.1~1.5 之间, 与变质成因锆石明显不同<sup>[35-37]</sup>, 而具岩浆锆石的特征. 因而认为第二组锆石主要是岩浆作用形成的. 锆石晶形较好, 未见残留锆石所常见的增生边, 因此, 推断其可能是成矿岩浆在上升过程中捕获的早期岩体的锆石. 该锆石 U-Pb 年龄可能代表苗儿山-越城岭岩基早期岩浆岩侵位年龄, 但由于目前在地表还未发现该锆石 U-Pb 年龄的岩浆石, 该期岩浆活动有待进一步证实. 结合我们在苗儿山-越城岭岩基地表处样品锆石 U-Pb 年龄( $228.7 \pm 4.1$  Ma, MSWD=2.49), 我们认为苗儿山-越城岭岩基南西部在印支期可能发生了两期岩浆事件, 除了定位时代约为 228 Ma 的侵入岩浆活动外, 还可能发育 243 Ma 左右的侵入岩浆活动.

(iii) 云头界 W-Mo 矿床形成时代. 云头界 W-Mo 矿床辉钼矿 Re-Os 同位素组成见表 3, 辉钼矿 Re 含量在 0.76~2.96 μg/g 之间, 远低于斑岩型铜钼矿床辉钼矿 Re 含量, 具壳源特征. 6 个辉钼矿样品模式年龄在 218~220 Ma 之间. 6 个辉钼矿样品同位素组成具很好的线性关系, 采用 ISOPLLOT 软件对所获得的数据进行等时线年龄计算, 取  $^{187}\text{Re}$  衰变常数  $1.666 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ , 获得 Re-Os 等时线年龄为  $216.8 \pm 7.5$  Ma, MSWD=11.3(图 5). 云头界 W-Mo 矿床辉钼矿等时线年龄和样品的模式年龄基本一致. 云头界钨钼矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄表明矿床是印支期形成的.

云头界 W-Mo 矿床辉钼矿等时线年龄和赋矿岩体第一组主群锆石 U-Pb 年龄( $216.8 \pm 4.9$  Ma, MSWD=1.44)一致. 这一方面说明我们获得的年龄的可靠性, 另一方面也表明成矿作用主要和云头界赋矿岩体有

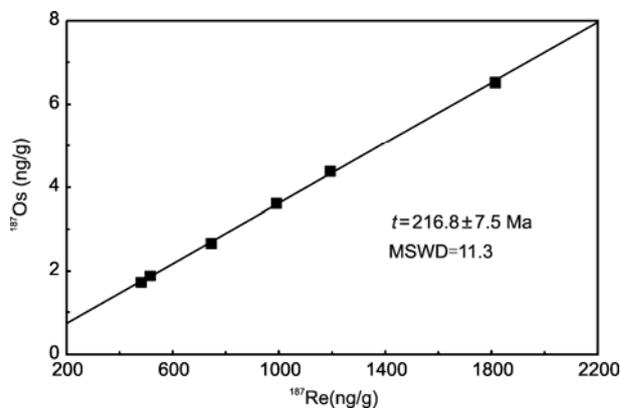


图5 广西云头界 W-Mo 矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄图

关, 赋矿岩体和矿床都是印支期形成的。

(iv) 苗儿山-越城岭岩基内外接触带矿床形成与找矿方向。苗儿山-越城岭岩体内外接触带发育一系列热液矿床, 围岩岩体形成矿集区(图1)。矿集区矿床分布具有一定的分带性, 岩体及其内接触带中 W-Mo-Sn 矿床相对发育, 岩体外接触带及附近围岩中 Pb-Zn 矿床相对发育。分析矿床与不同期次岩浆活动的关系对了解该区岩浆形成演化与矿床形成的关系及指导找矿都有着重要的意义。

目前对岩基内外接触带中的矿床与岩体的成因关系工作不多, 生产部门多认为矿床和岩基有成因联系。苗儿山-越城岭岩基内外接触带矿床以 W-Sn 矿床为主, 多为高温岩浆热液矿床。岩浆热液矿床主要是由岩浆形成演化过程中出溶挥发相<sup>[32,38-46]</sup>或与岩浆体系有物质和能量交换形成高温流体溶解的成矿元素在岩体周围沉淀析出形成的矿床。如果岩浆岩在形成演化过程中发生过成矿作用, 在岩体周围会发生蚀变及成矿元素异常。苗儿山-越城岭岩基南西部资源县一带与围岩接触界线清楚, 未见蚀变, 而穿过岩基内外接触带3条化探剖面也未见成矿元素异常(另文发表)。这表明苗儿山-越城岭岩基岩浆活动时未发生成矿元素富集作用。苗儿山-越城岭岩基围岩接触带矿床多和岩基中的晚期岩体有紧密的空间关系, 而岩基南西部云头界 W-Mo 矿床同位素年龄分析表明, 云头界 W-Mo 矿床和晚期岩体有关而和早期岩基没有成因关系。综上所述, 我们认为, 苗儿山-越城岭岩基内外接触带中的矿床和早期岩基没有内在成因联系, 而主要与晚期的岩浆活动有关。既然早期岩基内外接触带中的矿床和岩基没有内在成因联系, 为什么岩基内外接触带矿床特别发育? 我们认为矿床之所以沿着岩基内外接触带分布, 主要是由下列因素造成的: ① 早期岩基与围岩接触带是构造脆弱部位, 为后期成矿岩浆的侵位提供了良好的通道; ② 早期岩基与围岩接触带是岩性突变部位, 有利于与后期岩浆有关的成矿流体与围岩发生交换反应, 因而有利于成矿元素沉淀析出形成矿床。

目前在岩体内外接触带及附近围岩地层中发育铅锌矿床(点), 铅锌矿床形成温度多低于岩体及其接触带内和后期成矿岩体紧密共生的 W-Sn 矿床。如果这些铅锌矿床(点)和 W-Sn 等高温热液矿床空间距离不大, 则两者可能属于同一成岩成矿系统的产物, 是成矿热液迁至外围温度较低时发生成矿元素沉淀析

出形成的。如果铅锌矿床(点)单独出现, 其可能是岩浆热液成矿系统的顶端, 则应注意寻找其深部与高温岩浆热液有关的 W-Mo-Sn(Cu)矿床。

(v) 华南印支期成矿讨论及找矿探讨。南岭成矿带是与中酸性岩浆有关矿床的重要产地, 过去工作多集中在燕山期矿床上<sup>[3,7,12-15]</sup>, 而对华南印支期成矿则相对工作不多。华南在中生代经历了印支运动及燕山运动, 东特提斯洋在 245 Ma 左右关闭, Sibumasu 地块与印支板块-华南板块在 258±6 Ma~243±5 Ma 发生了以碰撞增生为代表的印支构造运动<sup>[47,48]</sup>。华南和华北地块在印支运动时发生碰撞<sup>[49,50]</sup>, 印支运动把印支、华南和华北地块连成一体, 形成了统一的东亚大陆<sup>[47,51-54]</sup>, 是中国东部地壳构造发展史上一个重大的转折点<sup>[53]</sup>。印支运动在华南分布广泛(表4), 华南二叠-三叠纪沉积环境的突然变化<sup>[54]</sup>, 我国福建、湖南、江西、广东、广西及海南等地发育印支期花岗岩, 浙江及台湾则有印支期变质事件记录(表4), 而本文的工作表明, 苗儿山-越城岭岩基南西部主要是印支期形成的。我国华南多个地区印支期花岗岩的发现及印支期变质事件记录, 表明我国华南地区在印支期经历了广泛而强烈的构造岩浆事件。

华南燕山期花岗岩浆有关的 W-Sn-Nb-Ta-REE 矿床发育, 形成世界重要稀有稀土金属成矿带, 表明华南基底富集有关成矿元素。在理论上, 富稀有稀土元素的华南基底在印支期发生熔融形成的花岗岩浆在侵位及结晶分异过程中也可出溶挥发相, 发生稀有稀土元素富集形成矿床。我们的工作及前人的赣南鹅仙塘锡矿床<sup>[56]</sup>、湘南荷花坪锡矿床<sup>[61]</sup>及桂东栗木锡钨矿床<sup>[60]</sup>同位素年龄证实华南印支期发生成矿作用。因此, 可以认为华南具有在印支期形成大规模矿床的动力学条件。综上所述, 我们认为华南不但经历了人们所熟悉的燕山期成矿作用, 也经历了印支期的成矿作用, 有更好的找矿前景, 今后应注意华南印支期矿床的找矿工作。中酸性岩浆热液矿床多发育于岩浆房的上部及其边缘, 由于印支期发生 Sibumasu 地块与印支板块-华南板块碰撞, 华南地区在印支期发生了大规模抬升而被大量剥蚀, 如苗儿山-越城岭大规模出露岩基表明其上部已发生了大规模剥蚀。由于岩浆热液矿床多位于岩体或其内外接触带上部, 印支期岩基即使发生矿化, 也会首当其冲被剥蚀殆尽。因此, 印支期与中酸性岩浆有关矿床的

表4 华南印支期成岩成矿年龄表

岩体或矿床	同位素年龄	参考文献
赣南-粤北贵东杂岩体鲁溪岩体	239±5 Ma (锆石 LA-ICP-MS)	[55]
赣南-粤北贵东杂岩体下庄岩体	236±8 Ma (锆石 LA-ICP-MS)	[55]
赣南鹅仙塘锡矿床	231.4±2.4 Ma (白云母 <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar 坪年龄)	[56]
赣南大吉山五里亭岩体	238.9±1.5 Ma (锆石 SHRIMP)	[57]
赣南白面石花岗岩体	249.9±1.3 Ma (Rb-Sr 等时线)	[58]
桂东南大容山岩体	233±5 Ma (锆石 SHRIMP)	[59]
桂东南旧州岩体	230±4 Ma (锆石 SHRIMP)	[59]
桂东南台马岩体	236±4 Ma (锆石 SHRIMP)	[59]
桂东北栗木矿床	214.1±1.9 Ma (白云母 <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar)	[60]
桂东苗儿山-越城岭岩基	243.0±5.8 Ma; 228.7±4.1 Ma (锆石 LA-ICP-MS)	本文
桂东苗儿山-越城岭岩基内云头界赋矿岩体	216.8±4.9 Ma (锆石 LA-ICP-MS)	本文
桂东云头界 W-Mo 矿床	213.3±0.8 Ma (辉钼矿 Re-Os)	本文
湘南荷花坪锡矿床	224±1.9 Ma (辉钼矿 Re-Os 等时线)	[61]
湖南沅山二长花岗岩	244±4 Ma (锆石 SHRIMP)	[62]
湖南关帝庙岩体	239±3 Ma (锆石 SHRIMP)	[62]
湖南白马山	243±3 Ma (锆石 SHRIMP)	[62]
赣南-粤北龙源坝岩体	241.0±5.9 Ma, 241.0±1.3 Ma, 210.9±3.8 Ma (锆石 LA-ICP-MS)	[63]
诸广山岩体东部花岗岩	204~235 Ma (锆石 SHRIMP)	[58]
粤北下庄岩体	228.0±0.5 Ma (锆石 SHRIMP)	[58]
闽西南正长岩	252~242 Ma (锆石 SHRIMP)	[64]
闽西含黄玉花岗岩	226 Ma (锆石 SHRIMP)	[65]
浙江景宁鹤溪群斜长角闪岩	252±5 Ma (变质锆石 SHRIMP)	[66]
浙西南地区	基性岩-超基性岩在 251~233 Ma 左右经历过一次变质事件	[67]
浙江	推覆构造 (P <sub>3</sub> -T <sub>1</sub> )	[68]
台湾	260~240 Ma (变质作用)	[69]
海南正长岩	244±7 Ma (锆石 SHRIMP)	[70]

找矿靶区应是岩基中出露面积不大的印支晚期岩体如云头界岩体, 或凹陷带地层中出露面积不大的印支期岩体如栗木岩体等.

#### 4 主要结论

通过上述分析, 我们得出下列主要结论:

(1) 苗儿山-越城岭岩基南西部主要为中粒斑状黑云母花岗岩及中粒斑状黑云母二长花岗岩, 苗儿山-越城岭南西部岩基主要是印支期形成的, 锆石 LA-ICPMS U-Pb 为 228.7±4.1 Ma, MSWD=2.49, 可能还发育一期锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 243.0±5.8 Ma, MSWD=2.62 的侵入岩浆活动.

(2) 苗儿山-越城岭岩基内云头界赋矿岩体主要为脉状产于岩基内及岩基与围岩接触带, 岩性主要为

细粒白云母二长花岗斑岩、细粒电气石白云母花岗斑岩及中粒含黑云母白云母二长花岗岩. 云头界赋矿岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄: 216.8±4.9 Ma, MSWD=1.44, 是印支期形成的; 云头界 W-Mo 矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 216.8±7.5 Ma, MSWD=11.3, 辉钼矿 Re-Os 等时线年龄和赋矿岩体锆石 LA-ICP-MS 年龄基本一致, 云头界 W-Mo 矿床是印支期形成的.

(3) 苗儿山-越城岭岩基内外接触带矿床可能主要和岩基内的晚期岩体有关, 而和岩基没有内在成因联系, 找矿应注意岩基内外接触带及其中的晚期岩体.

(4) 华南地区不但经历了燕山期成矿作用, 也经历了印支期成矿作用, 有更好的找矿前景, 今后应注意印支期找矿工作.

致谢 广西盛源矿业公司在野外工作中给予大力协助, 在同位素定年中得到张红博士大量帮助, 特此致谢。

## 参考文献

- 1 中国科学院地球化学研究所. 华南花岗岩类地球化学. 北京: 科学出版社, 1979. 1-285
- 2 莫柱荪, 叶伯丹, 潘维祖. 南岭花岗岩地质学. 北京: 地质出版社, 1980. 1-363
- 3 南京大学地质系. 华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系. 北京: 科学出版社, 1981. 1-395
- 4 地矿部南岭项目花岗岩专题组. 南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用. 北京: 地质出版社, 1989. 1-259
- 5 陈毓川, 裴荣富, 张宏良, 等. 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, 1989. 1-506
- 6 华仁民, 陈培荣, 张文兰. 华南中生代与花岗岩类有关的成矿系统. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 335-343
- 7 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等. 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, 2005, 11: 291-304
- 8 王登红, 陈毓川, 李华芹. 湖南芙蓉锡矿的地质地球化学特征及找矿意义. 地质通报, 2003, 22: 50-56
- 9 朱金初, 张佩华, 谢才富, 等. 姑婆山 A 型花岗质杂岩带: 岩石学、地球化学和岩石成因. 地质学报, 2006, 80: 529-542
- 10 周新民. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化. 北京: 科学出版社, 2007. 1-386
- 11 Gilder S A, Gill J, Coe R S, et al. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China. *J Geophys Res*, 1996, 101: 16137-16154
- 12 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 等. 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, 2004, 11: 45-55
- 13 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 等. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境. 高校地质学报, 2008, 14: 510-526
- 14 刘云华, 付建明, 龙宝林, 等. 南岭中段主要锡矿床 He、Ar 同位素组成及其意义. 吉林大学学报, 2006, 36: 774-781
- 15 李华芹, 路远发, 王登红, 等. 湖南骑田岭芙蓉矿田成岩成矿时代的厘定及其地质意义. 地质论评, 2006, 52: 113-121
- 16 蒋少涌, 赵葵东, 姜耀辉, 等. 一种新类型的锡成矿作用: 矿物化学、元素和同位素地球化学证据. 岩石学报, 2006, 22: 2509-2524
- 17 彭建堂, 胡瑞忠, 毕献武. 湖南芙蓉锡矿床  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  同位素年龄及地质意义. 矿床地质, 2007, 26: 237-248
- 18 Liang H Y, Xia P, Wang X Z, et al. Geology and geochemistry of the adjacent Changkeng gold and Fuwang silver deposits, Guangdong Province, South China. *Ore Geol Rev*, 2007, 31: 304-318
- 19 Sun W D, Ling M X, Ding X, et al. The genetic association of adakites and Cu-Au ore deposits. *Int Geol Rev*, 2011, 53: 691-703
- 20 Hu R Z, Bi X W, Zhou M F, et al. Uranium metallogenesis in South China and its relationship to crustal extension during the Cretaceous to Tertiary. *Econ Geol*, 2008, 103: 583-598
- 21 李献华, 李武显, 李正祥. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. 科学通报, 2007, 52: 981-992
- 22 王天刚, 倪培, 孙卫东, 等. 西秦岭勉略带北部黄渚关和厂坝花岗岩锆石 U-Pb 年龄及源区性质. 科学通报, 2010, 55: 3493-3505
- 23 郭素淑, 李曙光. 淡色花岗岩岩石化学特征及蚌埠淡色花岗岩. 科学通报, 2009, 54: 1111-1116
- 24 谢磊, 王汝成, 陈骏, 等. 湖南骑田岭花岗岩中的原生含锡榴石: 一个重要的含锡矿物及其找矿指示意义. 科学通报, 2008, 52: 3112-3119
- 25 张文兰, 王汝成, 雷泽恒, 等. 湘南彭公庙加里东期含白钨矿细晶岩脉的发现. 科学通报, 2011, 56: 1448-1454
- 26 Wang F Y, Ling M X, Ding X, et al. Mesozoic large magmatic events and mineralization in SE China: Oblique subduction of the Pacific Plate. *Int Geol Rev*, 2011, 53: 704-726
- 27 徐伟昌, 张运洪, 刘跃宝. 苗儿山花岗岩复式岩基年代学研究的进展及时代划分方案. 岩石学报, 1994, 15: 332-337
- 28 孙涛. 新编华南花岗岩分布图及其说明. 地质通报, 2006, 25: 332-337
- 29 伍静, 梁华英, 娄峰, 等. 常规次生晕法在广西资源县云头界钨钼矿找矿成果及意义. 矿床地质, 2010, 29: 301-307
- 30 Sun Y L, Li J, He K, et al. A practical method for determination of molybdenite Re-Os age by inductively coupled plasma-mass spectrometry combined with Carius tube-HNO<sub>3</sub> digestion. *Anal Methods*, 2010, 2: 575-581
- 31 涂湘林, 张红, 邓文峰, 等. RESOLUTION 激光剥蚀系统在微量元素原位微区分析中的应用. 地球化学, 2011, 40: 83-98
- 32 Liang H Y, Campbell I H, Allen C M, et al. Zircon Ce<sup>4+</sup>/Ce<sup>3+</sup> ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Miner Deposit*, 2006, 41: 152-159
- 33 Harris C A, Allen C M, Bryan S E, et al. ELA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of regional volcanism hosting the Bajo de la Alumbrera Cu-Au deposit: Implications for porphyry-related mineralization. *Miner Deposit*, 2004, 39: 46-67
- 34 广西壮族自治区地质矿产局. 广西壮族自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1985. 1-325
- 35 Rubatto D, Gebauer D, Compagnoni R. Dating of eclogite-facies zircons: The age of Alpine metamorphism in the Sosia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 167: 141-158
- 36 Hoskin P W O, Black L P. Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon. *J Metamorph Geol*, 2000, 18: 423-439

- 37 Sun W D, Williams I S, Li S G. Carboniferous and Triassic eclogites in the western Dabie Mountains, East-central China: Evidence for protracted convergence of the North and South China Blocks. *J Metamorph Geol*, 2002, 20: 873–886
- 38 Liang H Y, Sun W D, Su W C, et al. Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration. *Econ Geol*, 2009, 104: 587–596
- 39 Baker T, Achterberg E V, Ryan C G. Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit. *Geology*, 2004, 32: 117–120
- 40 Heinrich C A, Günther D, Audétat A, et al. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, 1999, 27: 755–758
- 41 Heinrich C A, Driesner T, Stefánsson A, et al. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from porphyry environment to epithermal ore deposits. *Geology*, 2004, 32: 761–764
- 42 Ulrich T, Günther D, Heinrich C A. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, 1999, 399: 676–679
- 43 Lowenstern J B, Mahood G A, Rivers M L, et al. Evidence for extreme partitioning of copper into a magmatic vapor phase. *Nature*, 1991, 252: 1405–1409
- 44 Hedenquist J W, Lowenstern J B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 1994, 370: 519–527
- 45 Shinohara H, Hedenquist J W. Constraints on magma degassing beneath the Far Southwest porphyry Cu-Au deposit, Philippines. *J Petrol*, 1997, 38: 1741–1752
- 46 Candela P A, Piccoli P M. Model ore-metal partitioning from melts into vapor and vapor/brine mixtures. In: Thompson J F H, ed. *Magmas, Fluids and Ore Deposits*. Mineral Assoc Canada, 1995, 23: 101–127
- 47 Carter A, Roques D, Bristow C. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia: Significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam. *Geology*, 2001, 29: 211–214
- 48 Chung S L, Lo C H, Lan C Y. Collision between the Indochina and South China blocks in the Early Triassic; Implications for the Indosinian Orogeny and closure of eastern Paleotethys. In: AGU 1999 fall meeting. Washington DC: Eos T Am Geophys Un, 1999, 80: 1043
- 49 张国伟, 程顺有, 郭安林, 等. 秦岭-大别中央造山系南缘勉略古缝合带的再认识—兼论中国大陆主体的拼合. *地质通报*, 2004, 23: 846–853
- 50 李曙光, 刘德良, 陈移之. 中国中部蓝片岩的形成时代. *地质科学*, 1993, 28: 21–27
- 51 Sun W D, Li S G, Chen Y D. Timing of synorogenic granitoids in the South Qinling, central China: Constraints on the evolution of the Qinling-Dabie orogenic belt. *J Geol*, 2002, 110: 457–468
- 52 Ames L, Tilton G R, Zhou G. Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons: U-Pb zircon dating of coesite-bearing eclogites. *Geology*, 1993, 21: 339–342
- 53 任纪舜, 牛宝贵, 刘志刚. 软碰撞、叠覆造山和多旋回缝合作用. *地学前缘*, 1999, 6: 85–93
- 54 刘宝瑞, 许效松. 中国南方岩相古地理图集: 震旦纪-三叠纪. 北京: 科学出版社, 1994. 1–188
- 55 徐夕生, 邓平, O'Reilly S Y. 华南贵东杂岩体单颗粒锆石激光探针 ICP-MS U-Pb 定年及其成岩意义. *科学通报*, 2003, 48: 1328–1334
- 56 刘善宝, 王登红, 陈毓川. 赣南崇义-大余-上犹矿集区不同类型含矿石英中白云母  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄及其地质意义. *地质学报*, 2008, 82: 932–939
- 57 张文兰, 华仁民, 王汝成, 等. 江西大吉山五里亭花岗岩单颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄及其地质意义探讨. *地质学报*, 2004, 78: 352–358
- 58 陈培荣, 周新民, 张文兰, 等. 南岭东段燕山早期正长岩-花岗岩杂岩的成因和意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34: 493–503
- 59 邓希光, 陈志刚, 李献华. 桂东南地区大容山-十万大山花岗岩带 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年. *地质论评*, 2004, 50: 462–432
- 60 杨锋, 李晓峰, 冯佐海, 等. 栗木锡矿云英岩化花岗岩白云母  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄及其地质意义. *桂林工学院学报*, 2009, 29: 20–24
- 61 蔡明海, 陈开旭, 屈文俊. 湘南荷花坪锡多金属矿床地质特征及辉钼矿 Re-Os 测年. *矿床地质*, 2006, 25: 263–268
- 62 王岳军, 范蔚茗, 梁新权, 等. 湖南印支期花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其成因启示. *科学通报*, 2005, 50: 1259–1265
- 63 张敏, 陈培荣, 黄国龙, 等. 南岭东段龙源坝复式岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. *地质学报*, 2006, 80: 984–994
- 64 Wang Q, Li J W, Jian P. Alkaline syenites in eastern Cathaysia (South China): Link to Permian-Triassic transtension. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 230: 339–354
- 65 赵蕾, 于津海, 王丽娟, 等. 红山含黄玉花岗岩的形成时代及其成矿能力分析. *矿床地质*, 2006, 25: 672–682
- 66 陈多福, 李献华, 潘晶铭, 等. 浙江景宁鹤溪斜长角闪岩变质新生锆石特征、离子探针(SHRIMP)U-Pb 年龄及地质意义. *矿物学报*, 1998, 18: 396–400
- 67 向华, 张利, 周汉文, 等. 浙西南变质基底基性-超基性变质岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素研究: 华夏地块变质基底对华南印支期造山的响应. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38: 401–413
- 68 Xiao W J, He H Q. Early Mesozoic thrust tectonics of the northwest Zhejiang region (Southeast China). *GSA Bull*, 2005, 117: 945–961
- 69 Jahn B M, Chi W R, Yui T F. A Late Permian formation of Taiwan (Marbles from Chia-Li well No. 1): Pb-Pb Isochron and Sr Isotopic Evidence and Its Regional Geological Significance. *Taipei: Geol Soc China*, 1992. 193–218
- 70 谢才富, 朱金初, 赵子杰, 等. 三亚石榴霓辉石正长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄: 对海南岛海西-印支期构造演化的制约. *高校地质学报*, 2005, 11: 47–57