

湖南板溪脉岩的年代学、岩石学、地球化学及其构造环境

赵军红 彭建堂 胡瑞忠 符亚洲

中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳, 550002

摘要 湘中地区的锑(金)成矿多与脉岩相伴生, 对其成因及对矿床成矿作用的贡献至今仍不清楚。本文通过对板溪石英斑岩脉的研究表明, 全岩 K-Ar 年龄为 200 Ma \pm , 至少比板溪锑矿成矿晚 200 Ma, 因此脉岩与成矿不存在成因联系。板溪脉岩显示过铝质特征, 其 A/CNK 为 1.08~2.61, A/NK 为 1.08~2.71, K₂O 为 0.9%~3.66%, K₂O+Na₂O 为 4.28%~7.5%, 大多数样品的 K₂O/Na₂O 小于 1。稀土元素以相对富集 LREE, LREE 分馏不明显、HREE 分馏明显, 配分曲线右倾为特点, 其 (La/Yb)_n 为 14.47~28.11, (Gd/Yb)_n 为 9.8~14.3, 并且具强负 Eu 异常, δ Eu 为 0.05~0.14, 这表明岩石在成岩演化过程中, 经历了强的分异结晶作用。在原始地幔标准化蛛网图上, 脉体相对富集 LILE, 并具 Ti 和 P 负异常。(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 变化范围较大, 为 0.6653~0.7149, 其中 B-3 样品的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 为 0.7149, 与来自地壳上部的花岗岩的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始比值相当。在构造环境判别图中, 样品显示岛弧/同碰撞花岗岩的特点。结合前人的研究成果, 笔者推测板溪脉岩为地壳上部岩石部分熔融的产物, 并经历了混染和高度的分异演化。其动力来源为 200 Ma 左右, 地壳叠置加厚作用后幔源岩浆的底侵作用。

关键词 板溪脉岩 形成时代 上地壳 底侵作用

Chronology, Petrology, Geochemistry and Tectonic Environment of Banxi Quartz Porphyry Dikes, Hunan Province

ZHAO Junhong PENG Jiantang HU Ruizhong FU Yazhou

Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, Guizhou, 550002

Abstract Felsic or mafic dikes mostly intruded into antimony-gold ore districts in central Hunan, and there are still no clear ideas concerning the relations between these dikes and the ore deposits. The authors revealed that the intrusion of Banxi quartz porphyry dikes took place at 200 Ma \pm (K-Ar), at least 200 Ma younger than Banxi antimony mineralization. Therefore there are no relations between the dikes and the formation of the ore deposit. Banxi dikes are peraluminous rocks, their A/CNK = 1.08~2.61, A/NK = 1.08~2.71, K₂O = 0.9%~3.66%, K₂O+Na₂O = 4.28%~7.5%, and K₂O/Na₂O < 1 in most samples. They are relatively enriched in LREE, with flat LREE and stepwise HREE patterns, (La/Yb)_n = 14.47~28.11, (Gd/Yb)_n = 9.8~14.3, and negative Eu anomalies are obvious. All these data imply that the rocks must have experienced strong fractional crystallization. In the primitive mantle normalized spider diagram, they are relatively enriched in LILE, with negative Ti and P anomalies. (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = 0.6653~0.7149, and the reliable (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i of B-3 sample is 0.7149, corresponding to ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of granite in the upper crust. In the plots of tectonic discrimination, they are projected in IAG/VAG/Syn-COLG regions. In combination with the conclusions reached by other papers, the authors hold that the Banxi dikes were derived from the upper crust and were predominantly attributed to basaltic underplating at about 200 Ma \pm during the thermal-stress relaxation after the ending of the tectonically thickening event.

Key words Banxi dykes age upper crust underplating

湘中是全球最大的锑成矿区, 目前在湘中盆地及其毗邻的雪峰隆起区, 已发现锑矿床(矿点)171处, 探明金属锑储量 270 \times 10⁴ t(黎胜斯, 1996), 其中锡矿山达到了超大型规模, 沃溪、板溪、渣滓溪、廖

家坪、符竹溪等达到了大、中型规模(图1)。尽管该区岩浆活动不强烈, 但该区的脉岩较发育, 现在已发现 27 个以上的锑金矿区在数百米范围内有长英质脉岩和小岩株以及铁镁质脉岩(刘继顺, 1997), 如锡

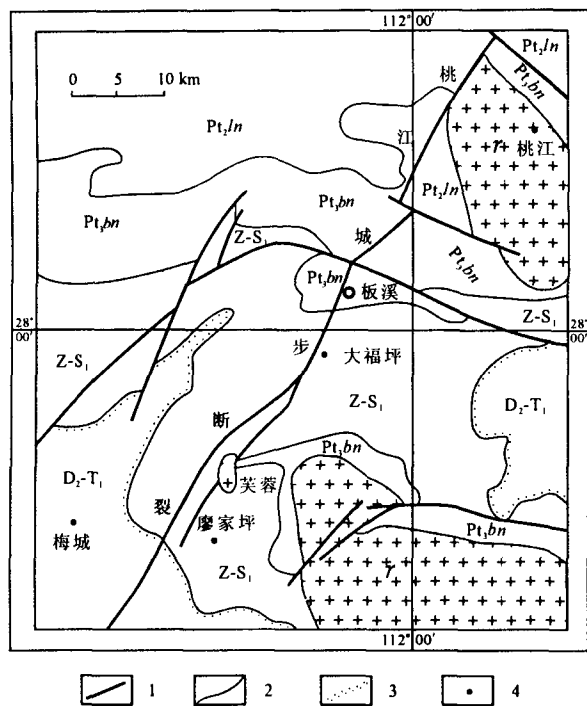


图1 板溪矿区区域地质简图(据朱景文等,2002略修改)

Fig.1 Geological sketch map of the Banxi antimony deposit, Hunan province (after Zhu et al.,2002)

D₂-T₁-中泥盆统—下三叠统; Z-S₁-震旦系-志留统;
Pt₃bn-新元古界板溪群; Pt₃ln-中元古界冷水溪群; γ-花岗岩; 1-断裂; 2-地质界线;
3-不整合界线; 4-锑矿点
D₂-T₁-Middle Devonian—Lower Triassic; Z-S₁-Simian—Lower Silurian; Pt₃bn-Neoproterozoic Banxi group; Pt₃ln-Mesoproterozoic Lengjiaxi group; γ-granite; 1-fault; 2-geological; 3-unconformity; 4-antimony deposits

矿山、板溪、符竹溪、廖家坪等大、中型锑矿区,均有脉岩的分布。因此对湘中脉岩的研究,对了解湘中及华南的大陆动力学背景及与锑(金)矿床的成矿关系将有重要意义。目前,湘中脉岩与锑成矿的关系已引起了部分学者的关注(Park等,1975;刘继顺,1997;谢桂青等,2001)。但迄今为止,很少有人对该区脉岩进行系统的研究。

本文试图借助元素地球化学、同位素地球化学等研究手段,对板溪脉岩进行了较系统的地球化学研究,对其形成时代、构造环境和成因进行探讨,以期对湘中地区脉岩的形成机理及该区的大陆动力学背景有一深入认识。

1 地质特征和脉岩形成时代

1.1 地质特征

在板溪锑矿床中,脉岩出露于矿区北部的小巷矿段。脉岩主要呈脉状、透镜状集中分布于滑油洞背斜的两翼,在平面上,脉岩在背斜北翼呈左行交替、在背斜南翼呈右行交替;在剖面上,脉岩呈下行交替出现。石英斑岩呈陡倾角充填于灰-灰黑色粉砂质纹带五强溪组板岩中,产状主要为EW向,受EW向断裂的控制,另见NE、NW向分布的岩脉。脉岩边缘有围岩捕虏体存在,脉岩中见方解石、石英细脉穿插,局部地段可见含Au、Sb石英脉穿插。人工重砂中见辉锑矿、毒砂,脉岩的原生晕也显示Sb、As异常,脉岩旁有蚀变现象,局部可见含矿石英脉穿插^①。石英斑岩呈浅黄色、肉红色,致密块状,斑晶结构,块状构造。斑晶主要为熔融状石英及少量钾长石(透长石),基质为隐晶质。

1.2 脉岩的形成时代

关于该脉岩的形成时代,前人普遍推测为晚燕山期(胡楚南,1991;罗献林,1995)。但均缺乏精确的年代学资料,因此制约了对岩石成因、大陆动力学背景及与锑矿床成矿关系的讨论。鉴于此,笔者对其中5件全岩样品进行了K-Ar同位素定年(表1)。

表1 板溪锑矿床矿区石英斑岩全岩的K-Ar法年龄

Table 1 Whole-rock K-Ar ages of quartz porphyry of Banxi antimony deposit

样号	K/%	⁴⁰ Ar _{rad}	⁴⁰ Ar _{rad} /%	表面年龄/Ma
B-1-1	1.88	3.7404E-11	71.26	194.87 ± 2.93
B-2-2	2.07	4.0422E-11	40.46	194.16 ± 4.05
B-3	0.74	1.5981E-11	63.37	202.03 ± 4.40
B-4-1	1.44	2.9366E-11	71.85	198.64 ± 2.98
B-5-2	2.10	3.88964E-11	31.56	187.01 ± 4.95

分析单位:国土资源部地质研究所;分析者:张思红、刘新宇;分析方法:K-Ar稀释法。

板溪石英斑岩的形成年龄为194~202 Ma, B-5-2样品可能由于蚀变作用而获得较小的年龄值。此值与湘中其他地区出露的花岗质岩石测得的年龄大致相同,如:洑山花岗岩的锆石U-Pb年龄为198~200 Ma,黑云母K-Ar年龄为196 Ma和197 Ma,高坪黑云母二长花岗岩的锆石U-Pb年龄分别为207 Ma(湖南省地质矿产局,1988);廖家坪赋矿花岗斑岩的年龄为200Ma(肖启明等,1992);符竹溪

① 湖南冶金地质237队. 1980. 湖南省桃江板溪锑矿区评价报告.

铽矿床花岗斑岩的全岩 K-Ar 法年龄 209.91 ± 3.58 Ma(姚振凯等, 1993); 关帝庙黑云母花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 200 Ma(中国科学院地球化学研究所, 1979)。与湘东南 S 型花岗闪长岩侵入时间也近似 (200~240 Ma; Wang 等, 2002a)。由此可见, 在湘中地区, 板溪脉岩的侵入在时间上与其他脉岩、岩体具有一致性, 其时代应是印支晚期, 而非晚燕山期。

2 岩石地球化学

2.1 常量元素

板溪脉岩的岩石化学分析结果列于表 2。由表 2 可知, 板溪脉岩主要岩相为酸性花岗岩类, 在 SiO_2 -AR 图上, 所有岩石均投影在钙性岩区。在 QAP 分类图上位于石英岩、富石英花岗岩、英云闪长岩和石英闪长岩区中(图 2)。该脉岩的 SiO_2 含量较高, 一般大于 75%, 最高可达 80%。 Al_2O_3 的含量为 7.94%~14.76%, 通常大于 12%, 表现出铝

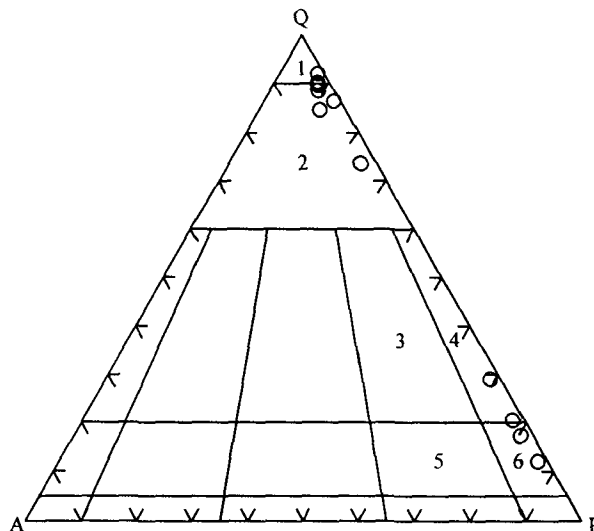


图 2 板溪岩岩石 QAP 分类图(据 Streckeisen, 1976)

Fig.2 Banxi dikes in QAP diagram(after Streckeisen, 1976)

- 1-石英岩; 2-富石英花岗岩; 3-花岗闪长岩; 4-石英闪长岩; 5-石英二长闪长岩; 6-石英闪长岩
- 1-quartzolite; 2-quarz-rich granodiorite; 3-granodiorite; 4-tonalite; 5-quartz monzodiorite; 6-quartz diorite

表 2 板溪铽矿床矿区石英斑岩的常量元素组成(%), CIPW 计算结果

Table 2 Analyses of major elements (%) and CIPW Norms of Banxi quartz porphyry

元素	B-1-1	B-2-1	B-2-2	B-3	B-4-1	B-4-2	B-5-1	B-5-2	7	9	11	LJS-1
SiO_2	75.74	74.73	76.76	75.63	75.97	76.77	79.96	80.79	75.81	76.59	75.52	75.62
TiO_2	0.001	0.001	0.002	0.05	0.06	0.001	0.002	0.04	0.025	0.5	0.3	0.35
Al_2O_3	12.75	14.64	12.64	12.99	13.7	11.81	9.97	7.94	14.76	13.5	13.79	13.8
Fe_2O_3	0.3	0.35	0.5	0.4	0.5	0.65	0.4	0.55	0.32	1.23	0.87	0.97
FeO	0.1	0.15	0.2	0.1	0.2	0.15	0.1	0.15	0.74	0.6	0.44	0.65
MnO	0.001	0.001	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0	0.015	0.038	0.03
MgO	0.2	0.22	0.2	0.23	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.15	0.65	0.54
CaO	0.001	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.001	0.002	0.24	0.1	0.15	0.17
Na_2O	3.5	3	3.6	6.7	5.1	4.3	2.3	2.5	2	0.62	3.11	2.35
K_2O	2.2	2.8	2.5	0.9	1.7	2.3	2.7	2.4	3.4	3.66	2.56	3.45
烧失	4.52	3.59	2.91	2.2	1.93	3.13	3.66	4.78	2.25	2.17	1.67	2.2
P_2O_5	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.002	0.001	0.028	0.06	0.04	0.05
Total	99.31	99.48	99.33	99.22	99.28	99.34	99.21	99.34	99.77	99.20	99.14	99.18
Q	49.25	48.23	47.69	33.94	40.77	44.37	58.73	60.02	51.22	60.49	47.67	33.15
Or	13.73	17.27	15.34	5.49	10.33	14.14	16.71	15.01	20.62	22.31	15.54	29.94
Ab	31.21	26.44	31.56	58.36	44.28	37.77	20.35	22.33	17.33	5.40	26.97	18.88
An	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	1.05	0.15	0.52	8.38
C(A)	4.86	6.95	4.15	1.02	3.55	2.33	3.41	1.29	7.59	8.71	5.86	1.67
Hy (MS)	0.53	0.57	0.52	0.59	0.26	0.52	0.26	0.53	0.51	0.39	1.67	4.43
Hy(FS)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.08	0.00	0.00	2.35
Mt	0.34	0.50	0.70	0.25	0.52	0.60	0.37	0.49	0.48	0.55	0.69	0.55
He	0.08	0.02	0.04	0.24	0.16	0.26	0.17	0.24	0.00	0.89	0.42	0.00
Il	0.00	0.00	0.00	0.10	0.12	0.00	0.00	0.08	0.05	0.98	0.58	0.37
Ap	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.14	0.09	0.27

注: 样品 7、9、11 据湖南冶金地质 237 队(1980)^①, LJS-1 据刘继顺(1996), 其余为本文数据。分析单位: 中国科学院地球化学研究所; 分析者: 李荪蓉; 分析方法: 湿法化学法。

① 湖南冶金地质 237 队. 1980. 湖南省桃江板溪铽矿区评价报告.

过饱和特征。 K_2O 为 0.9%~3.66%, $K_2O + Na_2O$ 为 4.28%~7.5%, 主要集中在 5%~6% 的范围, K_2O/Na_2O 在多数情况下小于 1, 只有 3 个样品的 K_2O/Na_2O 等于 1.17~1.7。CaO 的含量明显偏低。分异指数 DI 高, 其岩浆分异程度强。在 Shand 指数图上(图 3), 其 A/CNK 值均大于 1, 为 1.08~2.61, A/NK 为 1.08~2.71, 为典型的过铝质岩石。在 ACF 图解上(图 4), 该脉岩属于 S 型花岗岩, 这也和岩相学特征是一致的。 SiO_2 与 Al_2O_3 成负相关, 与其他主量元素相关性不明显, 暗示在岩浆的演化过程中有斜长石的分馏结晶作用。依据以上资料, 笔者推测板溪石英斑岩为更趋酸性的铝过饱和系列, 属来自地壳上部局部熔融的酸性岩浆源, 为“S”型花岗岩。

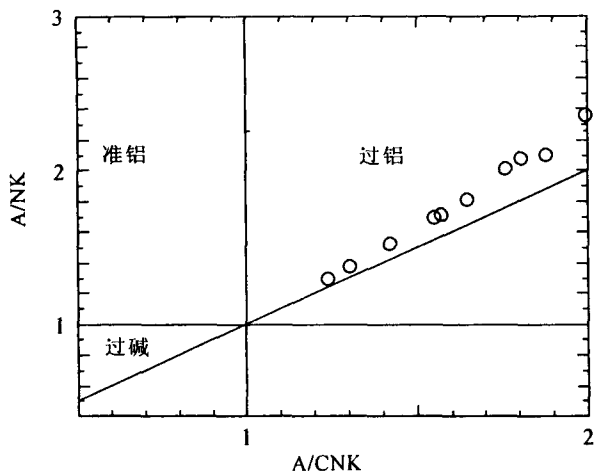


图 3 板溪石英斑岩 Shand 指数图(据 Maniar, 1989)

Fig. 3 Banxi quartz porphyry Shand diagram(after Maniar, 1989)

$$A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + K_2O + Na_2O),$$

$$A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O_3 + K_2O)$$

2.2 微量元素

板溪脉岩的微量元素和稀土元素含量列于表 3。板溪脉岩体具有相似的稀土元素配分模式(图 5-a), 其稀土总量较低, REE 为 $(40.3 \sim 51.88) \times 10^{-6}$, 稀土元素以相对富 LREE, LREE 分馏不明显、HREE 分馏明显, 分配曲线右倾为特点, 其 $(La/Yb)_n$ 为 14.47~28.11, $(La/Sm)_n$ 为 1.31~1.65, $(Gd/Yb)_n$ 为 9.8~14.3, 这些特征与造山带中钙碱性花岗岩的普遍特性完全不同(Herderson, 1984)。稀土配分模式具强负 Eu 异常, 该区石英斑岩 δEu 为 0.05~14, 说明有斜长石的分馏结晶作

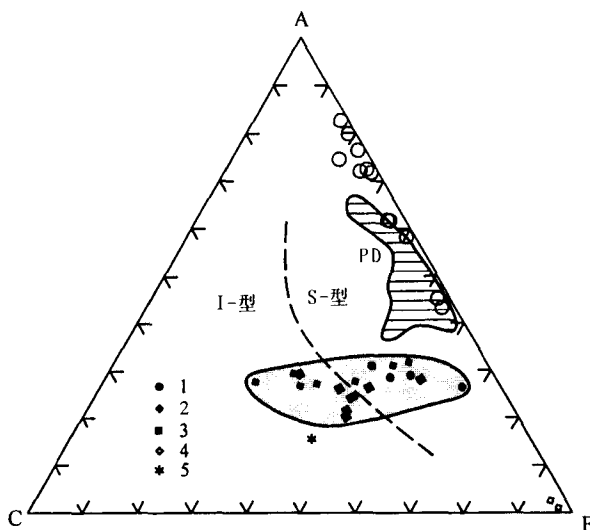


图 4 湖南板溪脉岩的 AFC 图解(据 Nakada 等, 1979)

Fig. 4 A($Al_2O_3 - Na_2O - K_2O$)-C(CaO)-F($FeOt + MgO$) plot for Banxi dikes (after Nakada et al., 1979)

1-片麻岩; 2-花岗闪长岩; 3-辉长岩; 4-二辉橄榄岩; 5-麻粒岩; PD-Patino 等(1991), 沉积岩在无水, 7/10 kbar, 825~1 075 °C; 13 kbar, 900~950 °C; 湖南道县玄武岩中包体: 辉长岩包体据(郭锋等, 1996); 片麻岩包体据锋等(1997); 二辉橄榄岩包体据王京彬(1991); 麻粒岩包体据孔华等(2000); 湘东南中生代花岗闪长岩据王岳军等(2001a)
1-gneiss xenoliths; 2-granodiorite; 3-gabbro xenoliths; 4-peridotite xenoliths; 5-granulite xenolith; PD-the melt composition of sedimentary rock under 7/10 kbar, 825~1 075 °C; 13 kbar, 900~950 °C, nonhydrous condition. Xenoliths in basalt from Daoxian include gabbro xenoliths(from Wang et al., 1991) and granulite xenolith(Kong et al., 2000). Mesozoic granodiorite in south-eastern Hunan province after from Wang et al. (2001a)

用, 暗示其岩浆的分异程度很高。这和主量元素所反映的地球化学特征是一致的。

在微量元素原始地幔标准化图解上(图 5-b), 不同地点的样品其微量元素分布型式基本相同, LILE 总体上明显富集, 放射性生热元素 Th、U 丰度明显高于一般酸性岩, 但其 Th/U 比值明显小于中、酸性岩。Ba, Sr 相对亏损, 这可能与斜长石的分馏结晶作用有关(也可能是因交代蚀变作用使 Sr 迁移的结果)。所有样品均表现出强烈的 P、Ti 亏损, 这表明板溪脉岩可能受到了磷灰石、钛铁矿分馏结晶作用的影响。无 Nb-Ta 亏损特征, 其 Nb/La 为 1.55~3.10, 与具板内特点的桂东南钾玄质岩石相似(李献华等, 1999), 可能反映了后期的蚀变过程使部分轻稀土元素和大离子亲石元素迁移或有幔源物质的参与。

表 3 板溪脉岩的微量元素和稀土元素含量
Table 3 Trace-element and REE concentrations of Banxi quartz porphyry

10⁻⁶

元素	B-1-1	B-2-1	B-2-2	B-3	B-4-1	B-4-2	B-5-1	B-5-2
Ba	88.11	76.90	79.08	80.96	83.38	214.61	150.49	130.31
Rb	197.35	221.16	192.34	97.27	187.83	178.10	212.51	202.58
Sr	44.96	33.35	46.01	89.52	65.97	54.22	29.02	30.56
Y	8.31	7.95	8.71	12.31	8.46	10.28	7.35	7.47
Zr	50.52	53.06	52.42	51.14	60.58	65.79	57.17	59.88
Hf	3.62	4.13	4.06	4.58	4.84	5.27	4.45	4.69
Nb	12.81	16.68	15.90	20.57	19.78	16.00	14.16	14.67
Ta	2.29	2.47	2.32	3.68	3.15	3.34	2.78	2.74
Th	18.84	20.53	20.98	15.44	21.21	23.95	19.82	20.71
U	8.65	5.70	7.32	7.11	8.19	10.43	6.99	7.20
Pb	5.13	16.22	18.07	28.82	15.46	33.14	19.66	23.60
Sc	3.30	2.83	3.27	3.26	4.97	3.94	3.11	2.64
V	0.45	0.18	0.50	0.70	0.79	0.39	0.22	0.43
Cr	2.00	2.33	1.68	1.75	11.45	3.00	2.34	3.05
Co	79.22	66.66	63.20	92.32	82.83	60.91	59.19	59.48
Ni	0.56	0.87	0.63	0.66	5.55	1.15	1.00	1.23
La	8.27	7.56	8.62	8.15	6.39	8.79	9.16	8.03
Ce	17.47	15.13	18.51	18.09	15.04	13.79	17.81	16.11
Pr	2.03	1.91	2.10	2.14	1.81	2.35	2.28	2.02
Nd	8.35	7.89	8.64	8.87	6.70	10.15	9.33	8.27
Sm	3.34	3.20	3.70	3.93	3.10	4.33	3.59	3.59
Eu	0.11	0.15	0.15	0.07	0.08	0.14	0.10	0.10
Gd	3.66	3.54	3.66	4.78	3.47	4.65	3.55	3.70
Tb	0.51	0.50	0.54	0.80	0.54	0.67	0.48	0.49
Dy	1.99	2.16	2.28	3.46	2.27	2.78	2.02	2.03
Ho	0.24	0.24	0.25	0.40	0.23	0.30	0.23	0.23
Er	0.35	0.43	0.42	0.69	0.39	0.42	0.34	0.38
Tm	0.04	0.04	0.04	0.08	0.03	0.05	0.04	0.04
Yb	0.22	0.22	0.22	0.40	0.23	0.27	0.24	0.23
Lu	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01

注:样品由中国科学院地球化学研究所 ICP-MS 测定,分析误差优于 10%。

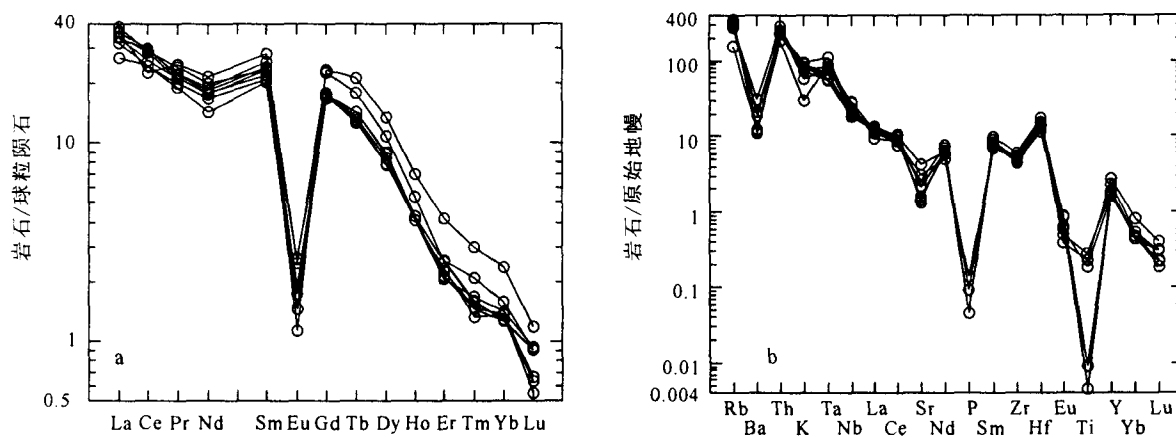


图 5 板溪石英斑岩的 REE 配分曲线模式(a)与微量元素蛛网图(b)标准化数据(引自 Sun 等, 1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized multi-element spidergram (b) for Banxi quartz porphyry (Coefficients for normalization after Sun et al., 1989)

由于该区不同产状的脉岩稀土配分模式,微量元素蛛网图相似,并且 Rb/Ti、Th/U 比值一致,表明为同一岩浆来源,且其 K-Ar 法年龄吻合,因此板溪矿区的脉岩为同期、同源岩浆作用的产物。

3 同位素地球化学

表 4 为 6 个石英斑岩样品的 Sr 同位素分析结果。在 ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 图解中,具有很好的线性关

表 4 板溪锑矿床矿区石英斑岩的 Sr 同位素组成
Table 4 Sr isotopes of quartz porphyry in Banxi antimony deposit

样号	Rb/10 ⁻⁶	Sr/10 ⁻⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(2σ)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{200 Ma}	εSr(T)
B-1-1	495.0478	53.6025	26.7232	0.762694 ± 6	0.686692	198
B-2-2	478.8473	53.7758	25.7654	0.760985 ± 6	0.687707	213
B-3	245.1578	133.0905	5.3300	0.730137 ± 6	0.714978	618
B-4-1	476.0584	77.0358	17.8811	0.745014 ± 6	0.694159	308
B-5	504.5923	36.2661	40.2593	0.779801 ± 6	0.665302	-120
B-4-2	440.8200	63.5473	20.072	0.722721 ± 6	0.665635	-115

分析单位:中国地质调查局天津地质矿产研究所;分析者:林源贤;分析方法:同位素稀释法。

系,它可能反映了等时线或混合关系,由于 1/Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 成正相关(图 6),说明⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 线性相关不具有等时线意义,而是反映了成岩过程中混合或成岩后上升过程中的混染作用。

由于花岗岩类的物质来源几乎总是与上地幔、陆壳硅铝层或前两者的混合物有关,故(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i一般均介于上地幔与陆壳硅铝层之间。对源于上地幔、陆壳硅铝层或两者混合物的花岗岩类,其(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i值目前公认的界限分别为小于 0.705、大于 0.710 和 0.705~0.710(李石等,1994)。板溪脉岩所代表的 6 个样品,其(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i变化范围较大,为 0.6653~0.7149。对于⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 比值大的样品,计算的 Sr 同位素初始比值(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i小,存在较大误差。虽然在高度分异演化的花岗质岩石中,自交代作用过程可以增加 Rb 含量(Gerstenberger, 1989),使⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 比值增大,但其中 5 个样品的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i小于 0.7,这显然是不合理的,说明后期的蚀变作用是 Rb 含量增加的主要因素。在⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-SiO₂图解上大体呈正相关关系,表明该岩石在分异和混染过程中,酸度增加,导致 Sr 含量下降。B-3 在所有样品中具最低含量的 Rb 和最高的 Sr 含量,其⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 比值较小,为 5.33,所以 B-3 样品可能代表了板溪脉岩的初始地球化学特点。由于 B-3 样品的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i为 0.7149,远高于来自地幔上部 and 地壳下部的花岗岩类[(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i为 0.702~0.705],与来自地壳上部的花岗岩的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始比值相当[(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i为 0.709~0.725](Pitcher, 1983)。由以上分析可知,该区石英斑岩来源于地壳上部,并经历了后期的混染和蚀变作用。

4 讨论

4.1 脉岩与锑成矿关系

有关湘中地区脉岩体与矿化之间的关系一直备受关注(刘光模等,1983;刘继顺,1996;谢桂青等,

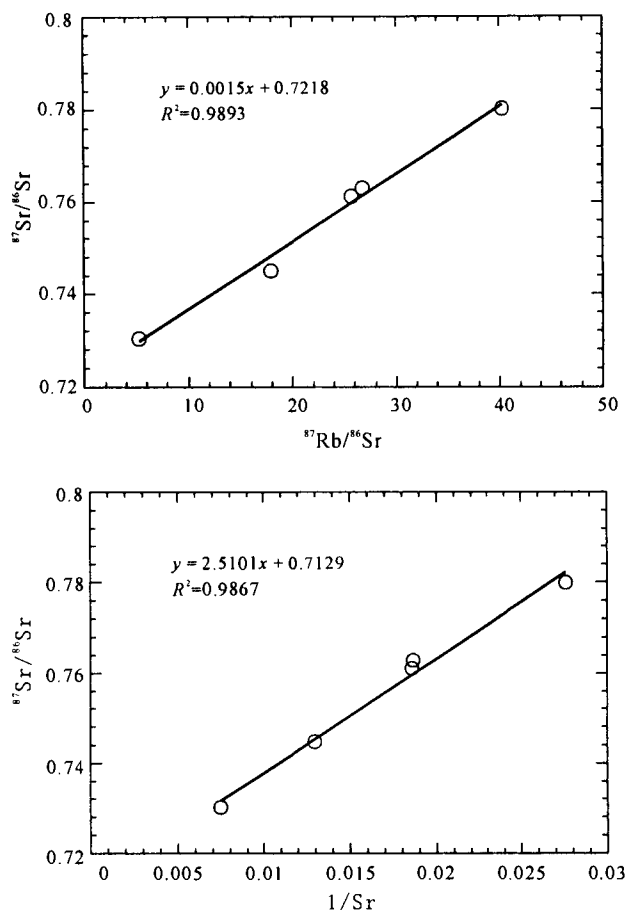


图 6 湖南板溪脉岩的⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and 1/Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 图解
Fig. 6 ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and 1/Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr diagrams for Banxi quartz porphyry

2001),人们试图通过对脉体的研究来解决成矿过程中的物质来源和矿化剂来源。基于以下地质事实:①湘中有 27 个以上的锑(金)矿区在百米范围内见有长英质脉岩和小岩株以及镁铁质脉岩;②湘中地区凡见到长英质脉岩的地区都见到不同程度的锑金矿化;③锑金矿脉往往赋存在长英质脉岩两侧的蚀变破碎带即退色带内,或赋存在脉岩中间,或切穿脉

岩;④ 控矿构造与控制岩脉的构造常具一致性。罗献林(1995)指出石英斑岩脉的空间分布表明锑的成矿具有深源浅成的特征;刘继顺(1996)认为湘中地区长英质脉岩不仅与锑金矿化存在密切的空间关系,而且有着密切的成因联系,长英质脉岩的侵位作用是该区重要的锑金成矿的控制因素。然而以上结论仅建立在对空间形态的研究基础上。笔者的研究结果表明,板溪石英斑岩脉侵位于 200 Ma 左右,即印支晚期,而板溪锑(金)矿床的的成矿年龄为 422 Ma (Peng 等,2003),由此可见,矿床的形成至少比脉岩的侵入早 200 Ma,从时间尺度上讲,二者之间不存在成因联系。长英质脉两侧的锑金矿化可能代表了后期的热液改造作用。

4.2 构造环境判别及意义

虽然根据岩石化学成分进行岩浆岩构造环境的判别有很大的局限性,但多种图解联合运用并结合区域地质条件的制约仍能得出许多有用的信息。

在 $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ 图解中 (Maniar 等,1989),板溪脉岩属于岛弧型 (IAG) 或大陆弧型 (CAG) 到造山后花岗岩 (POG) 的连续演化系列 (图 7-a)。在 MgO-FeO^* 、 $\text{CaO-FeO}^* + \text{MgO}$ 图解中则全位于岛弧 (IAG) 或活动陆缘或板块碰撞环境,而明显不具备板内岩浆岩的属性。Rb-Hf-Ta 图解说明该脉岩为碰撞后花岗岩 (图 7-b) (Harris, 1986)。将板溪石英斑岩脉样品的微量元素投入 Pearce 等 (1984) 的微量元素判别图中 (图 7-c, 7-d), 在 Nb-Y 图解中, 该脉岩投在同碰撞花岗岩 (Syn-COLG) 或火山弧 (VAG) 区域内, Rb-Y + Nb 给出了类似的结果, 样品投在火山弧 (VAG) 与同碰撞花岗岩 (Syn-COLG) 的过渡区域。

目前,有关华南花岗岩产生的中生代大地构造背景认识有 3 种观点,① 华南早中生代以来存在多期次的岩石圈伸展减薄事件,基性岩浆的底侵导致印支期过铝花岗岩的形成 (赵振华等,1998);② 陆

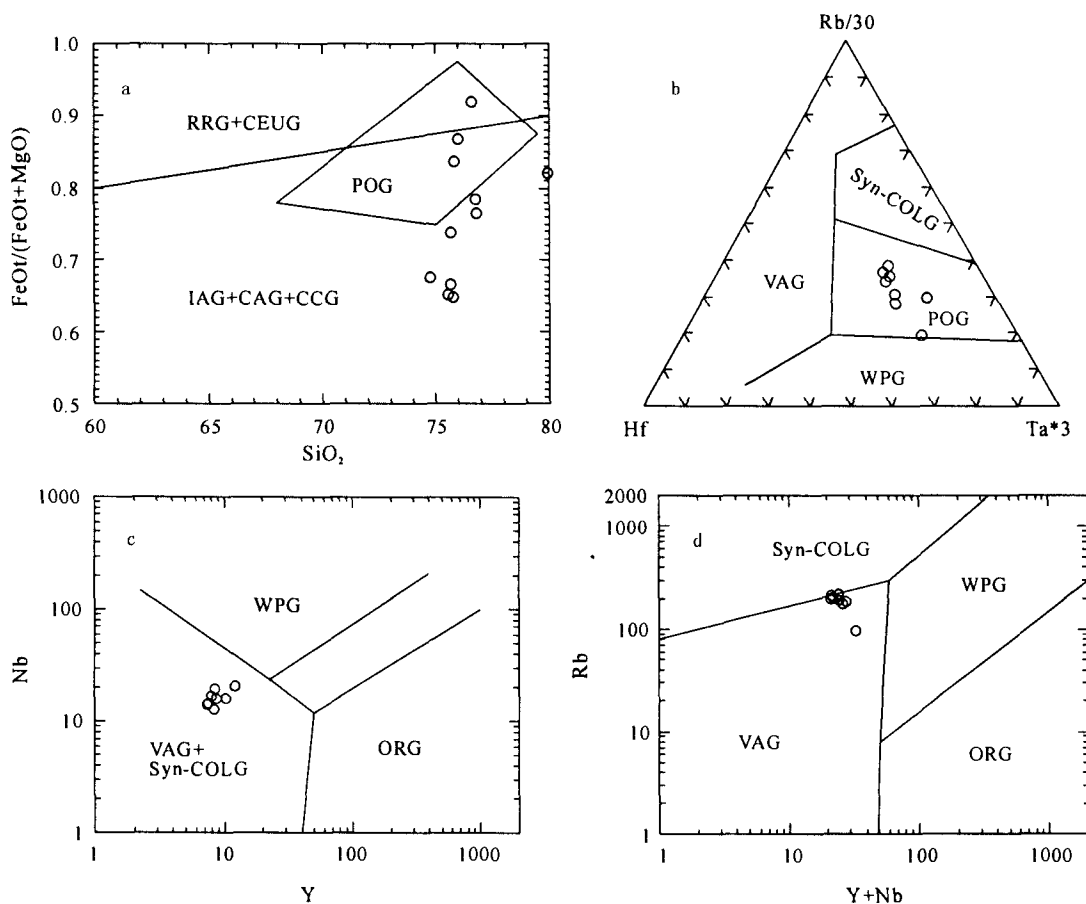


图 7 板溪脉岩的构造环境判别图解

Fig. 7 Tectonic discrimination for Banxi quartz porphyry

a- $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ 图解 (Maniar 等,1989); b-Rb-Hf-Ta 图解 (Pearce 等,1984)

a- SiO_2 vs. $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ diagram (Maniar et al., 1989); b-Rb-Hf-Ta diagram (Harris, 1986);

c, d-Nb vs. Y diagram and Rb vs. Y + Nb diagram (Pearce et al., 1984)

内挤压变形作用下地壳叠置加厚造成了华南中生代的构造-岩浆作用(Wang等, 2002b); ③ 印支期花岗岩为岛弧环境的产物(Hsu等, 1990)。从区域构造环境分析, 华南地区印支期以来以陆内俯冲为主, 华南的古地理, 古生物及花岗岩分布等证据也不支持该区存在洋-陆或弧-陆俯冲碰撞作用的假设(张宁等, 1998; 陈旭等, 1995), 应属陆内造山作用过程(Shu等, 1998), 地质表现为使湘东南 D_2-T_2 地层在一系列 A 型俯冲之上推覆挤压, 形成“侏罗山式”褶皱, 并伴有一系列由东向西的叠瓦式冲断层构成的“薄皮构造”(庄锦良等, 1988; 傅昭仁等, 1999)。因此板溪脉岩的岛弧特点可能只反映了一种壳源组成, 并没有岛弧的成因意义。此外, 过铝质花岗岩并不仅仅与碰撞挤压有关, 如欧洲海西褶皱带和澳大利亚 Lachlan 褶皱带中碰撞后的强过铝质花岗岩就形成于伸展环境(Sylvester, 1998)。道县辉长岩包体的年代学资料证明, 至少在 224 Ma 以来, 湘南地区从稳定的地台阶段向着中生代强烈的构造-岩浆活动的转折时期, 标志着软流圈地幔上隆和岩石圈伸展、减薄作用(郭锋等, 1997)。通过对岩浆底侵与地壳叠置加厚热效应数值模拟表明, 基性岩浆底侵作用可能发生于陆壳挤压变形加厚期间或稍后(200~240 Ma), 后者是控制印支期花岗岩的主导因素(Wang等, 2002b), 至 168 Ma 左右, 由底侵作用导致的过铝花岗岩有幔源岩浆混染的 Hf 同位素标记(汪相等, 2003)。板溪石英斑岩脉所记录的时间为 200 Ma \pm , 这说明板溪石英斑岩脉的侵入对应于加厚后的热-应力松弛期间, 基性岩浆的底侵作用可能是其主要因素。

4.3 岩石成因

壳源组成的泥岩、杂砂岩和基性岩石通过部分熔融均能产生过铝质特征(Conrad等, 1988; Holtz等, 1991)。在 AFC 图解中(图 4), 湘东南花岗闪长岩、湖南道县辉长岩、片麻岩包体构成同一演化线, 这与王岳军等(2002)的研究结果是一致的, 即源区可能存在早期俯冲组分改造的岩石圈富集地幔组分或是源于软流圈的岩浆与中下地壳混合作用的产物。本文的板溪脉岩在 AFC 图解中, 既不同于湘东南花岗闪长岩, 也有别于基性辉长岩、二辉橄榄岩、麻粒岩和片麻岩包体, 其 Sr 同位素初始值($B-3 = 0.7150$)高于湘东南高钾花岗质闪长岩($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 为 0.7040~0.7120(庄锦良等, 1988; 毛景文等, 1995), 这说明板溪石英斑岩脉与前二者不存在成因上的相互联系, 过铝质地球化学特征不是基性岩石

或下地壳麻粒岩部分熔融的产物, 其成分类似于 Patino 等(1991)实验中无水条件下铝质沉积岩的部分熔融产物。要使地壳上部岩石发生部分熔融, 需要很高的温度, 底侵作用是合理的热量供给源。因此, 板溪石英斑岩是地幔岩浆底侵作用加热地壳上部部分熔融形成, 并经历了高度的分异演化, 此结果与前面讨论相符。

5 结论

(1) 板溪石英斑岩脉形成于印支晚期, 其年龄约 200 Ma 左右, 晚于板溪锑成矿年龄, 二者之间不存在成因联系。

(2) 岩石具高 SiO_2 , 较高的 A/CNK、A/NK 值, 显示过铝质花岗岩特点; 微量元素具强的 Eu 负异常, 表明该岩石经历了高度的分异演化; 锶同位素结果表明, 板溪脉岩是地壳上部过铝质沉积岩部分熔融作用的产物。

(3) 从岩石形成的时代背景分析, 板溪脉岩形成于地壳叠置加厚后的热-应力松弛期间, 幔源岩浆的底侵作用是其形成的动力来源。

参考文献

- 陈旭, 戎嘉余, Rowley D B 等. 1995. 对华南早古生代板溪洋的质疑. 地质论评, 41(5): 389~398.
- 傅昭仁, 李紫金, 郑大瑜. 1999. 湘赣边区 NNE 向走滑造山带构造发展样式. 地学前缘, (4): 263~272.
- 郭锋, 范蔚茗, 林炯等. 1997. 湖南省道县虎子岩片麻岩包体的岩石学特征和年代学研究. 长春地质学院学报, 27(1): 25~30.
- 郭锋, 吴有林, 范蔚茗等. 1996. 湖南省宁远-道县中生代玄武岩中辉长岩包体的岩石学初步研究. 大地构造与成矿学, 20(1): 38~45.
- 胡楚南. 1991. 桃江板溪锑矿床的成矿地质特征及成矿构造分析. 湖南地质, 10(4): 316~319.
- 湖南省地质矿产局. 1988. 湖南省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 孔华, 金振民, 林源贤. 2002. 道县玄武岩中麻粒岩包体的岩石学及年代学. 长春科技大学学报, 30(2): 115~119.
- 李石, 王彤. 1994. 桐柏山花岗岩类 Pb、O、Sr 同位素特征. 地球化学, 23(1): 80~90.
- 黎胜斯. 1996. 湘中锑矿深源流体的地幔柱成矿演化. 湖南地质, 15(3): 137~142.
- 刘光模, 简厚明. 1983. 锡矿山矿田地质特征. 矿床地质, 2(3): 43~49.
- 刘继顺. 1997. 湘中地区长英质脉岩与锑(金)成矿关系. 有色金属矿产与勘查, 5(6): 321~326.
- 罗献林. 1995. 湖南板溪锑矿床的成矿地质特征. 桂林工学院学报, 15(3): 241~241.
- 李献华, 周汉文, 刘颖等. 1999. 桂东南钾玄质侵入岩带及其岩石学和地球化学特征. 科学通报, 44(13): 1992~1998.

- 李石, 王彤. 1994. 桐柏山花岗岩类 Pb、O、Sr 同位素特征. 地球化学, 23(1): 80~90.
- 毛景文, 李红艳, 裴荣富. 1995. 湖南千里山花岗岩体的 Sr-Nd 同位素及岩石成因研究. 矿床地质, 14(3): 235~242.
- 王京彬. 1991. 道县虎子岩岩体及其包体的地球化学特征和构造意义. 湖南地质, 10(1): 52~58.
- 汪相, Griffin W L, 王志成等. 2003. 湖南丫江桥花岗岩中锆石的 Hf 同位素地球化学. 科学通报, 48(4): 379~382.
- 王岳军, 范蔚茗, 郭锋等. 2001a. 湘东南中生代花岗岩闪长质小岩体的岩石地球化学特征. 岩石学报, 17(1): 169~175.
- 王岳军, 范蔚茗, 席先武等. 2002. 湖南印支期过铝质花岗岩的形成: 岩浆底侵与地壳加厚热效应的数值模拟. 中国科学(D辑), 32(6): 491~499.
- 王岳军, 范蔚茗, 郭锋等. 2001b. 湘东南中生代花岗岩闪长岩锆石 U-Pb 法定年及其成因指示. 中国科学(D辑), 31(9): 745~751.
- 肖启明, 曾笃仁, 金富秋等. 1992. 中国锑矿床的时空分布规律及找矿方向. 地质与勘探, 28(2): 9~14.
- 谢桂青, 彭建堂, 胡瑞忠等. 2001. 湖南锡矿山锑矿矿区煌斑岩的地球化学特征. 岩石学报, 17(4): 629~636.
- 姚振凯, 朱蓉斌. 1993. 湖南符竹溪金矿床多成因模式及其找矿意义. 大地构造与成矿学, 17(3): 199~209.
- 张宁, 夏文臣. 1998. 华南晚古生代硅质岩时空分布及再扩张残留海槽演化. 地球科学, 23(5): 480~486.
- 赵振华, 包志伟, 张伯友. 1998. 湘南中生代玄武岩类地球化学特征. 中国科学, (增刊): 7~14.
- 中国科学院地球化学研究所. 1979. 华南花岗岩类的地球化学. 北京: 科学出版社.
- 庄锦良, 刘钟伟, 谭必祥等. 1988. 湘南地区小岩体与成矿关系及隐伏矿床预测. 湖南地质, (增刊): 1~198.
- Holtz F, Johannes W. 1991. I genesis of peraluminous granites. I. Experimental investigation of melt composition at 3 and 5 kbar and reduced H₂O activity. J Petrol., 32: 935~958.
- Hsu K J, Li Jiliang, Chong Haihong. 1990. Tectonic of South China: key to understanding West Pacific geology. Tectonophysics, 183: 9~39.
- Hu Chunan. 1991. Geologic feature and metallotectonic analysis of Banxi antimony ore deposit, Taojiang county. Hunan Geology, 10(4): 316~319 (in Chinese).
- Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. 1979. Geochemistry of the granites in SE China. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Guo Feng, Fan Weiming, Lin Ge et al. 1997. Petrological characteristics and dating on gneiss xenoliths in Mesozoic basalts in Huziyan, Daoxian region, Hunan province. J of Changchun University of Earth Sciences, 27(1): 25~30 (in Chinese with English abstract).
- Guo Feng, Wu Youlin, Fan Weiming et al. 1996. A petrological study on the gabbro xenoliths from Mesozoic basalts in Ningyuan-Daoxian, Hunan. Geotectonica et Metallogenia, 20(1): 38~45 (in Chinese with English abstract).
- Kong Hua, Jin Zhengming, Lin Yuanxian. 2002. Petrology and chronology of granulite xenolith in Daoxian County, Hunan province. Journal of Changchun University of Science and Technology, 30(2): 115~119 (in Chinese with English abstract).
- Liu Jishun. 1997. Relationship between felsic dikes and antimony-gold mineralization in Central Hunan. Geological Exploration for Non-Ferrous Metals, 5(6): 321~326 (in Chinese with English abstract).
- Liu Guangmo, Jian Houming. 1983. Geological characteristics of the Xikuangshan antimony ore deposits. Mineral Deposits, 2(3): 43~49 (in Chinese).
- Li Shu, Wang Tong. 1994. Lead, oxygen and strontium isotopic characteristics of granitoids, Tongbai Mountain. Geochimica, 23(1): 80~90 (in Chinese).
- Li Shengsi. 1996. Evolution of antimony mineralization by the mantle plume of deep fluid in central Hunan. Hunan Geology, 15(3): 137~142 (in Chinese with English abstract).
- Lou Xianlin. 1995. Geological characteristics of Precambrian antimony metallogeny in Hunan. Journal of Guilin College of Geology, 15(3): 241~241 (in Chinese with English abstract).
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101: 635~643.
- Mao Jingwen, Li Hongyan, Pei Rongfu. 1995. Nd-Sr isotopic and petrogenetic studies of the Qianlishan granite stock, Hunan province. Mineral Deposits, 14(3): 235~242 (in Chinese with English abstract).
- Nakada S, Takahashi M. 1979. Regional variation in chemistry of the Miocene intermediate to felsic magmas in the Outer Zone and the Setouchi province of Southwest Japan. Mining Geology, 85(9): 571~582.
- Patino D A E, Johnston A D. 1991. Phase equilibria and melt producti-

References

- vity in the pelitic system: implication for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107: 202~218.
- Park C F, MacDiarmid R A. 1975. *Ore deposits* (3rd eds.). San Francisco, Freeman, 337~354.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *J of Petrol.*, 25: 956~983.
- Peng J T, Hu R Z, Zhao J H et al. 2003. Scheelite Sm-Nd dating and quartz Ar-Ar dating for Woxi Au-Sb-W deposit, western Hunan. *Chinese Science Bulletin*, 48(23):2640~2646.
- Pitcher W S. 1983. Granite type and tectonic environment. In: Hsu K., eds., *Mountain Building Processes*. London: Academic Press, 19~40.
- Shu Liangshu, Sun Yan, Wang Dezi et al. 1998. Mesozoic extensional tectonics in the Wugongshan area, South China. *Science in China (Series D)*, 41(6): 601~608.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12(1):1~33.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45: 29~34.
- Wang Jingbin. 1991. Geochemical feature and structural implication of Huziyan basalt rock mass and its xenolith in Dao county. *Hunan Geology*, 10(1): 52~58 (in Chinese).
- Wang Xiang, Griffin W L, Wang Zhicheng et al. 2003. The Hf isotopic geochemistry of zircons from Yajiangqiao granite, Hunan province. *Chinese Science Bulletin*, 48(4): 379~382 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yuejun, Fan Weiming, Guo Feng et al. 2001. Petrological and geochemical characteristics of Mesozoic granodioritic intrusions in Southeast Hunan province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 169~175(in Chinese with English abstract).
- Wang Y J, Fan W M, Guo F et al. 2002a. U-Pb dating of early Mesozoic granodioritic intrusions in southeastern Hunan Province, south China and its petrogenetic implications. *Science in China (Series D)*, 45(3): 280~288.
- Wang Y J, Zhang Y H, Fan W M et al. 2002b. Numerical modeling of the formation of Indo-Sinian peraluminous granitoids in Hunan Province: Basaltic underplating versus tectonic thickening. *Science in China (Series D)*, 45(11): 1042~1056.
- Xiao Qiming, Zeng Duren, Jin Fuqiu et al. 1992. Time-space distribution feature and exploration guide of China's Sb-deposits. *Geology and Prospecting*, 28(12): 9~14.
- Xie Guiqing, Peng Jiantang, Hu Riuzhong et al. 2001. Geochemical characteristics of lamprophyres in the Xikuangshan antimony ore deposits, Hunan province. *Acta Petrologica Sinica*, 17(4): 629~636 (in Chinese with English abstract).
- Yao Zhenkai, Zhu Rongbin. 1993. Polygenetic compound model for the Fuzhuxi gold deposit of Hunan province and its prospecting. *Geotectonica et Metallogenia*, 17(3):199~209 (in Chinese).
- Zhang Ning, Xia Wenchen. 1998. Time-space distribution of late Paleozoic cherts and evolution of resspreading trench in South China. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 23(5): 480~486(in Chinese with English abstract).
- Zhao Zhenhua, Bao Zhiwei, Zhang Boyou. 1998. Geochemical characteristics of Mesozoic basalt series from south Hunan province. *Science in China (Ser. D)*, (Sup.): 7~14 (in Chinese).
- Zhuang Jinliang, Liu Zhongwei, Tan Bixiang et al. 1988. Relation between minor intrusions and mineralization in the Hunan area and forecasting of under deposits. *Hunan Geology*, 4(Sup.):10~15 (in Chinese).