

文章编号: 0258-7106(2012)04-0891-12

浙江安吉铅锌多金属矿区细粒花岗岩的岩石化学、年代学及成矿意义探讨*

谢玉玲, 唐燕文, 李应栩, 邱立明, 刘保顺, 李媛, 张欣欣, 韩宇达, 姜妍岑

(北京科技大学土木与环境工程学院, 北京 100083)

摘要 文章在详细的野外地质调查、岩石学、岩石化学和锆石 U-Pb 定年结果基础上, 对浙江安吉矿区细粒花岗岩的岩浆起源、侵位时代与成矿的关系及找矿指示意义等进行了较为深入的探讨。细粒花岗岩侵位时代晚于矿区的黑云母二长花岗岩、正长花岗岩和花岗闪长岩, 侵位时代约在 134 Ma 左右, 为中国东部晚侏罗世—早白垩世岩石圈活化及大规模成岩成矿作用的产物。岩石化学研究结果表明, 细粒花岗岩属高钾钙碱性-钾玄岩、过铝质岩石系列, 轻稀土元素相对富集, 重稀土元素相对亏损, 富集大离子亲石元素 Rb、Th、U、K、轻稀土元素和 Pb, 明显亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti 和 P, 显示较高的分异程度。据根锆饱和温度, 计算其母岩浆结晶温度约在 834.6~870.6℃。结合矿区已知的矿化和蚀变与细粒花岗岩的空间关系、细粒花岗岩岩石化学特征以及细粒花岗岩与矿石铅同位素研究结果, 笔者认为, 安吉铅锌多金属矿区铅锌钼矿化与细粒花岗岩具有密切的成因联系, 细粒花岗岩与寒武系灰岩接触部位控制了矽卡岩型铅锌矿化的产出, 这一成果对该区的进一步找矿勘查具有重要的指导意义。

关键词 地球化学; Pb-Zn 多金属矿; 细粒花岗岩; 锆石 U-Pb 定年; 成矿意义; 浙江安吉

中图分类号: P618.42; P618.43

文献标志码: A

Petrochemistry, chronology and ore-forming geological significance of fine crystalline granite in Anji polymetallic deposit of Zhejiang Province

XIE YuLing, TANG YanWen, LI YingXu, QIU LiMing, LIU BaoShun, LI Yuan,
ZHANG XinXin, HAN YuDa and JIANG YanCen

(School of Civil and Environmental Engineering, University of Science and Technology Beijing, Beijing 100083, China)

Abstract

Based on ore deposit geology, petrogeochemistry and chronology of fine crystalline granite, this paper discusses the magma sources, intrusive age of fine crystalline granite and their genetic link with Pb-Zn mineralization in this area. The results indicate that the fine crystalline granite intruded into biotite monzonitic granite at about 134 Ma, which was consistent with lithosphere activation and large-scale diagenesis-metallogenesis event in East China. Petrochemical studies show that the fine crystalline granites belong to high-K calc-alkalic to shoshonitic series with peraluminous characteristics. Main and trace element compositions show a transitional character from type I to type S granite. The estimated magma temperatures are about 834.6~870.6℃ according to Zr saturation thermometer. The distribution of known mineralization in the ore district, the petrochemistry of fine crystalline granite and Pb isotopic analyses indicate that the Pb-Zn (Mo) mineralization has genetic link with this granite intrusion. The contact zone between fine crystalline granite and Cambrian limestone controls the skarn-type Pb-Zn mineralization. The results have important implications for exploration in

* 本文是国土资源部公益性行业基金项目(编号 201011011)和十二五国家科技计划项目(编号:2011BAB04B00)联合资助的成果
第一作者简介 谢玉玲,女,1963年生,博士,教授,主要从事矿床学和矿床地球化学方面研究。
收稿日期 2010-12-17;改回日期 2012-06-22。秦思婷编辑。

this area.

Key words: geochemistry, Pb-Zn polymetallic deposit, fine crystalline granite, zircon U-Pb dating, geological significance, Anji of Zhejiang Province

浙江安吉港口铅锌多金属矿位于钦杭成矿带东段北缘(图 1a)。钦杭成矿带是中国近年发现的一个重要成矿带,其大体沿钦杭古板块结合带展布(杨明桂等,1997),全长约2 000 km。除已发现的德兴大型矿集区外,近年来在该成矿带东段和西段的找矿工作取得了重大突破,在江西、皖南等地相继发现了数十个大中型铜、金、钨、钼和铅锌矿床,在浙西发现的淳安银山铅锌多金属矿(何国锦等,2011)以及安吉铅锌多金属矿,代表了钦杭成矿带东缘的找矿突破,填补了钦杭成矿带浙西地区找矿工作的空白。安吉港口矿区位于浙江省安吉县港口乡,矿区岩浆活动强烈,主要以燕山期中酸性侵入活动为主,另外还发育有基性、酸性、碱性脉岩等。研究表明,区内主要侵入岩单元包括黑云母二长花岗岩、正长花岗岩、花岗闪长(斑)岩、石英二长斑岩、细粒花岗岩及双峰式脉岩组合。双峰式脉岩组合由辉绿岩和正长花岗岩(或霏细岩、霏细斑岩)相伴产出构成。矿区已发现的矿化类型包括矽卡岩型铁铜矿化、矽卡岩型铅锌矿化、碳酸盐地层中的交代型铅锌矿化、热液脉型铅(银)矿化和萤石矿化以及产于岩体中呈细网脉状和浸染状的辉钼矿化。本文在详细的野外地质调查、矿床地质研究基础上,结合细粒花岗岩的岩石学、岩石化学、锆石 U-Pb 定年结果,对细粒花岗岩的岩浆起源、侵位时代及与成矿的关系进行了探讨,其成果对认识钦杭成矿带东缘的构造演化、岩浆活动及相关的成矿过程具有重要意义,同时,对该区进一步的找矿勘查也具有指导意义。

1 矿区地质概况

钦杭成矿带总体呈 NE 向,沿钦杭(钦州湾-杭州湾)古板块结合带及其两侧展布。钦杭结合带(图 1a)位于扬子和华夏两板块之间,南起广西钦州湾,经梧州-郴州-萍乡-德兴,至浙江杭州。杨明桂(2009)将绍兴-江山-鹰潭-萍乡-郴州-北海断裂带作为其东南界线,并将浏阳-宜丰-景德镇-苏州断裂带及其延伸部分作为其西北界线。钦杭结合带在长沙-萍乡

附近走向明显发生变化,以此为界可将该成矿带分为东段和西段,安吉矿区位于该成矿带东段的东北缘。

安吉矿区夹持于天目山、莫干山两个侏罗系火山岩盆地之间,矿区大地构造上属扬子地块皖南-浙西地向斜(杨松生,1991)。矿区出露地层主要为寒武系和奥陶系(图 1b),大致呈 NW 走向。矿区地层由老到新分别为:下寒武统荷塘组(ϵ_{1h})碳质、泥质、硅质页岩;下寒武统大陈岭组(ϵ_{1d})灰岩;中寒武统杨柳岗组(ϵ_{2y})泥质白云质灰岩、灰岩、硅质泥岩、碳质页岩;上寒武统华严寺组(ϵ_{3h})灰岩、泥质白云质灰岩;上寒武统西阳山组(ϵ_{3x})白云质泥质灰岩、灰岩;下奥陶统印渚埠组(O_{1y})粉砂质泥岩和泥岩,各地层单位间均为整合接触^①。区内断裂构造发育,NEE 向-近 EW 向叙石坞-五庙桥断裂带、NW 向相公坞断裂带和 NE 向坞山关断裂带是矿区最主要的断裂构造,另外还发育 NNW 向、NEE 向和 NS 向等一系列次级断裂。矿区内岩浆活动强烈,以燕山期坞山关杂岩体出露面积最大,由黑云母二长花岗岩、正长花岗岩、花岗闪长(斑)岩和细粒花岗岩构成(图 1b)。据野外岩体侵位关系及锆石 U-Pb 定年结果(唐燕文等,2012;谢玉玲等,2012及本文),其侵位顺序为黑云母二长花岗岩最老,其次是正长花岗岩,再后是花岗闪长岩,细粒花岗岩最晚。细粒花岗岩仅发现于矿区东部(图 1b),侵入于黑云母二长花岗岩中。矿区还发育花岗斑岩小岩株、石英二长斑岩脉、石英正长斑岩脉和双峰式脉岩组合。双峰式脉岩组合由辉绿岩和正长花岗岩(或霏细岩、霏细斑岩)相伴产出构成。细粒花岗岩在原矿区普查报告中,被认为是黑云母二长花岗岩蚀变的产物,经本次岩石学、岩石化学和锆石 U-Pb 定年,将其划分为一个独立的岩石单元。

矿区目前勘查发现的金属矿化类型多样,包括矽卡岩型铁(铜、锌)矿化、矽卡岩型铅锌矿化、脉状-网脉状铅锌矿化、碳酸盐岩地层中交代型铅锌矿化及岩体中的脉状-网脉状-浸染状辉钼矿化。矽卡岩型铁铜矿化发育于矿区西部,主要产于花岗闪长岩

① 南京地质矿产研究所,2010.浙江省安吉县港口地区金多金属矿地质报告.内部资料.

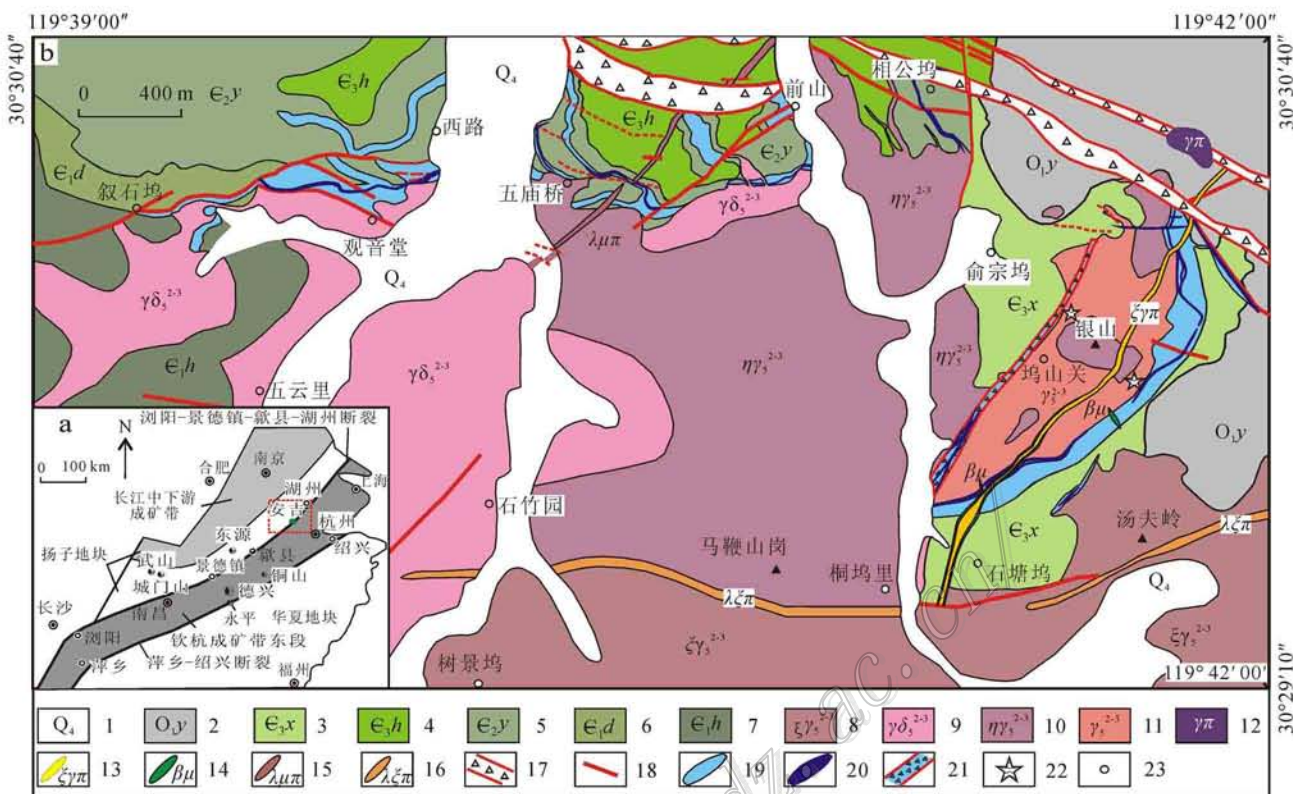


图1 钦杭成矿带东段简图(a)(据杨明桂等, 1997 修改)及安吉矿区地质图(b)(据南京地质矿产研究所^①修编)

1—第四系; 2—印渚埠组; 3—西阳山组; 4—华严寺组; 5—杨柳岗组; 6—大陈岭组; 7—荷塘组; 8—正长花岗岩; 9—花岗闪长岩; 10—黑云母二长花岗岩; 11—细粒花岗岩; 12—花岗斑岩; 13—正长花岗斑岩脉; 14—辉绿岩脉; 15—石英二长斑岩脉; 16—石英正长斑岩; 17—硅化破碎带; 18—断层; 19—矿化带; 20—矿体; 21—沿硅化破碎带发育的矿化; 22—采样位置; 23—村庄

Fig. 1 Geological setting (a) (modified after Yang et al., 1997) and geological map of the Anji Pb-Zn polymetal deposit (b) (modified after Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources^①)

1—Quaternary; 2—Ordovician Yinzhubu Formation; 3—Cambrian Xiyangshan Formation; 4—Cambrian Huayansi Formation; 5—Cambrian Yangliugang Formation; 6—Cambrian Dachening Formation; 7—Cambrian Hetang Formation; 8—Syenogranite; 9—Granodiorite; 10—Biotite monzonitic granite; 11—Fine crystalline granite; 12—Granite porphyry; 13—Syenogranite porphyry; 14—Diabase; 15—Beschtauite; 16—Quartz syenite porphyry; 17—Silicified fracture zone; 18—Fault; 19—Mineralized zone; 20—Ore body; 21—Mineralized zone and fracture zone; 22—Sampling location; 23—Village

与寒武系灰岩的接触部位, 矿化类型以铁为主, 相关的矽卡岩类型以石榴子石矽卡岩为主, 另发育少量透辉石矽卡岩和绿帘石矽卡岩; 矽卡岩型铅锌矿化主要见于矿区东部, 多产于细粒花岗岩与寒武系灰岩的接触部位, 以绿帘石矽卡岩为主。与铅锌矿化有关的矽卡岩类型明显不同于与铁矿化有关的石榴子石矽卡岩。碳酸盐岩地层交代型铅锌矿化主要发育于矿区东部北侧的寒武纪地层中, 呈囊团状或不规则状; 脉状-网脉状-浸染状辉钼矿化主要产于矿区东部, 以辉钼矿-石英脉(脉宽 $<1\sim 2$ cm)、石英-绿泥

石-辉钼矿细脉或网脉、辉钼矿细网脉及浸染状辉钼矿化为主, 产于黑云母二长花岗岩中。

2 样品及分析测试方法

岩石化学样品采集于银山北西侧(采样位置见图1b)。经岩相学观察, 用于分析的样品较新鲜, 无明显蚀变。岩石主量、微量和稀土元素在核工业北京地质研究院分析测试中心完成。主量元素含量分析依据《GB/T14506.28-93硅酸盐岩石化学分析方

① 南京地质矿产研究所, 2010. 浙江省安吉县港口地区金多金属矿地质报告, 内部资料。

法》使用 Philips PW2404 型 X 荧光光谱仪(XRF)完成,分析精度优于 1%;微量元素和稀土元素分析依据《DZ/T0223-2001 电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)方法通则》使用 Finnigan MAT Element I 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)完成,分析精度多优于 3%。分析测试时室温 20℃,相对湿度 30%。

用于分离锆石的 2 个年代学样品分别采集于银山北西侧和南东侧(采样位置见图 1b),锆石单矿物挑选在河北廊坊区调研究所实验室利用标准技术分选完成。锆石的制靶工作在西北大学大陆动力学国家重点实验室参照 Yuan 等(2008)的方法进行。本次研究主要挑选颗粒较大、晶形完好的锆石制靶。阴极发光(CL)图像是揭示锆石内部结构的有效手段(Vavra et al., 1996; 1999; Wu et al., 2002; 2003; 2004; 裴先治等, 2007),因此,制靶后样品采用阴极发光对锆石内部结构进行分析,为合理解释所测微区原位年龄提供依据。阴极发光观察和照相工作分别在中国科学院地质与地球物理研究所和西北大学扫描电子显微镜实验室完成。锆石的微区原位 U-Pb 年龄测定在西北大学大陆动力学国家重点实验室的激光剥蚀电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)上完成。测试时,室温为 20℃,相对湿度 30%,仪器型号及测试参数详见 Yuan 等(2008)。测试采用 He 作为剥蚀物质的载气,激光束斑直径为 30 μm ,剥蚀深度为 20~40 μm 。采用 GJ-1 为标准锆石校正同位素分馏。每 5~10 个样品测点前后各测标样一次。锆石中微量元素含量分析以 Si 作为内标元素,以美国国家标准技术研究院人工合成硅酸盐玻

璃 NIST SRM610 为标准参考物质,每 10 个测点前后各测标样一次。ICP-MS 数据处理计算采用 GLITTER(Version 4.0, Macquarie University)软件进行,普通 Pb 校正采用 Andersen(2002)提出的方法进行,年龄计算及作图采用 Isoplot(Ver 3.70)(Ludwing, 2008)完成。

3 岩石学、岩石化学和年代学特征

3.1 细粒花岗岩的产状、侵位关系及岩石学特征

目前发现的细粒花岗岩出露于矿区东部,呈小岩株、岩脉状产于黑云母二长花岗岩之中(图 2a),在野外及钻孔中发现了含黑云母二长花岗岩的俘虏体。常见黑云母二长花岗岩与细粒花岗岩接触部位发育有石英脉、石英-绿泥石脉(图 2a),并可见破碎后的黑云母二长花岗岩被绿泥石、石英等重新胶结。细粒花岗岩中常发育石英、绿泥石细脉(图 2b)。细粒花岗岩呈粉红色,不等粒-似斑状结构(图 3a、3b),粒度主要集中在细粒范围,由钾长石、石英、斜长石和少量黑云母组成。斜长石多呈自形-他形,约占 15%;钾长石呈半自形-他形,约占 55%;石英呈半自形-他形,含量 25%~30%;黑云母约占 3%。细粒花岗岩总体蚀变较强,局部发育强烈石英-绢云母化(图 3c)、绢云母化、绿泥石化、泥化和碳酸盐化。

3.2 岩石化学特征

细粒花岗岩全岩化学分析结果见表 1,可以看出, $w(\text{SiO}_2)$ 变化于 74.48%~75.66%之间, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 变化于 12.54%~13.08%之间,均值 12.73%,并显示与

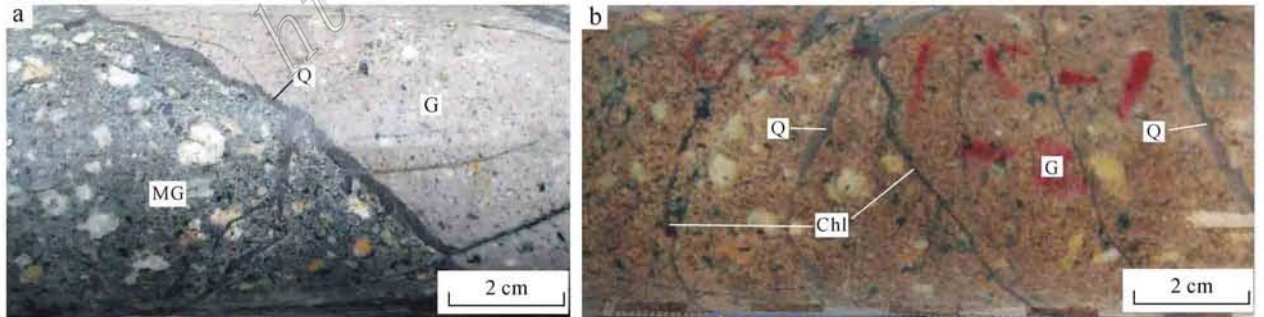


图 2 细粒花岗岩的钻孔岩芯照片

a. 细粒花岗岩与黑云母二长花岗岩接触部位的石英细脉; b. 细粒花岗岩中细网脉状石英、绿泥石脉

Q—石英; Chl—绿泥石; G—细粒花岗岩; MG—黑云母二长花岗岩

Fig. 2 Photographs of drill core of fine crystalline granite

a. Quartz vein between fine crystalline granite and biotite monzonitic granite; b. Quartz and chlorite vein in fine crystalline granite mozonitic granite

Q—Quartz; Chl—Chlorite; G—Fine crystalline granite; MG—Biotite monzonitic granite

表 1 安吉矿区细粒花岗岩主量元素及微量元素稀土元素分析结果
Table 1 Major, trace element and REE compositions of fine crystalline granite

组分	GK31	GK32	GK33	GK34	GK35	组分	GK31	GK32	GK33	GK34	GK35	组分	GK31	GK32	GK33	GK34	GK35
					$w(B)/\%$	V	26.30	16.50	24.30	22.10	30.8	Eu	0.56	0.37	0.46	0.40	0.60
SiO ₂	74.88	75.66	74.83	75.27	74.48	Cr	321.00	302.00	380.00	253	354	Gd	1.92	1.50	1.72	1.29	2.28
TiO ₂	0.21	0.17	0.21	0.19	0.22	Co	4.80	4.04	5.26	4.33	5.33	Tb	0.29	0.26	0.26	0.20	0.35
Al ₂ O ₃	12.62	12.54	12.76	12.67	13.08	Ni	5.72	4.54	6.41	5.98	6.28	Dy	1.56	1.51	1.38	1.15	1.89
Fe ₂ O ₃	1.08	0.69	0.99	0.65	0.86	Cu	26.40	9.09	4.17	7.44	7.19	Ho	0.32	0.30	0.28	0.23	0.39
FeO	0.75	0.80	0.85	0.85	1.00	Mo	3.26	3.49	4.11	4.11	3.62	Er	1.05	0.99	0.83	0.77	1.19
MnO	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	Sb	0.29	0.29	0.43	0.376	0.434	Tm	0.18	0.20	0.16	0.15	0.19
MgO	0.47	0.33	0.49	0.40	0.46	Zn	27.00	142.00	30.50	40.1	38.9	Yb	1.33	1.37	1.14	1.05	1.59
CaO	0.61	0.32	0.47	0.38	0.58	Ga	14.90	14.00	14.10	13.1	15.6	Lu	0.27	0.25	0.21	0.18	0.28
Na ₂ O	3.22	3.17	3.35	3.19	3.11	Rb	219.00	221.00	207.00	204	242	Y	9.27	9.12	8.05	6.63	11.20
K ₂ O	5.02	5.28	4.99	5.18	5.02	Sr	168.00	113.00	149.00	134	141	Pb	24.80	145.00	25.20	20.60	29.10
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.06	0.06	0.06	Zr	107.00	90.60	88.40	85.1	94.8	Th	36.10	32.30	25.00	22.60	27.10
LOI	0.91	0.84	0.84	0.97	0.95	Nb	9.90	12.20	9.18	9.33	13.7	U	5.81	5.67	4.35	4.86	6.47
总和	99.87	99.88	99.88	99.84	99.86	Cs	6.22	4.52	5.51	4.25	9.15	δEu^*	0.80	0.65	0.80	0.83	0.74
Λ/CNK^*	1.07	1.09	1.09	1.10	1.13	Ta	0.87	1.20	0.78	0.85	1.42	δCe^*	0.77	0.83	0.75	0.88	0.81
Λ/NK^*	1.53	1.48	1.53	1.51	1.61	Ba	359.00	266.00	349	337.00	401.00	(La/Yb) _N	20.38	14.86	21.41	14.51	13.74
DI	92	94	92	93	91	La	40.20	30.20	36.2	22.60	32.40	ΣREE	132.98	108.48	117.75	83.41	122.82
						Ce	54.70	45.20	48.10	35.60	48.70	LREE/	23.78	19.38	24.78	19.59	17.99
Li	15.30	7.60	12.10	9.65	12.4	Pr	4.62	3.78	4.10	2.75	4.55	HREE*	856.70	840.61	838.23	834.60	845.01
Be	2.28	2.33	1.64	1.72	2.72	Nd	14.50	11.50	13.1	8.83	14.6	T_{Zr}					
Sc	3.71	2.61	3.33	2.74	3.58	Sm	2.22	1.93	1.76	1.58	2.61						

注：铝饱和指数 $\Lambda/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (摩尔分数比)； $\Lambda/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ (摩尔分数比)；分异指数 (DI) = $Qr + Or + Ab + Ne + Lc + Kpr$ ；LOI* 为烧减量；* 单位为 1。

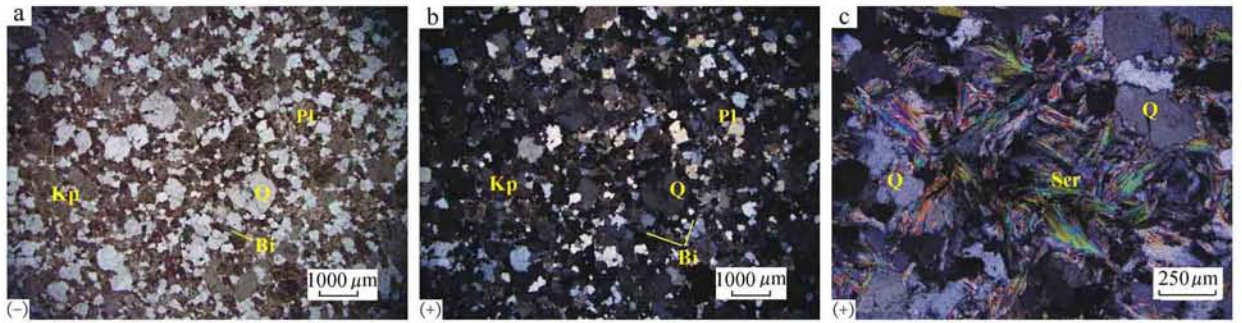


图3 细粒花岗岩显微镜下照片

a. 未蚀变细粒花岗岩; b. 未蚀变细粒花岗岩; c. 石英-绢云母化细粒花岗岩
Q—石英; Kp—钾长石; Pl—斜长石; Bi—黑云母; Ser—绢云母

Fig. 3 Photomicrograph of fine crystalline granite

a. Unaltered granite; b. Unaltered granite; c. Altered granite
Q—Quartz; Kp—K-feldspar; Pl—Plagioclase; Bi—Biotite; Ser—Sericite

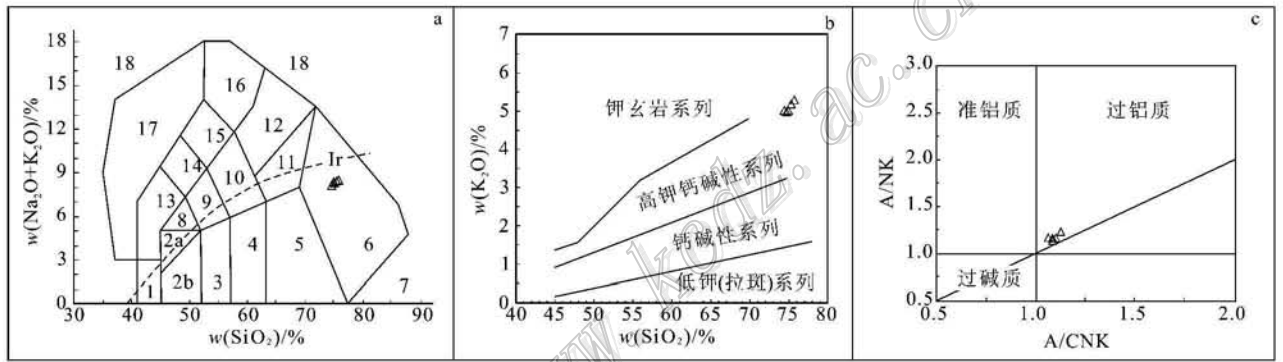


图4 细粒花岗岩岩石化学分类图解

a. 全碱-硅(TAS)图解(底图据 Middlemost, 1994); b. $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 图解; c. A/CNK-A/NK 图解

(图件绘制采用路远发 2004 开发的 geokit 完成)

1—橄辉岩; 2a—碱性辉长岩; 2b—亚碱性辉长岩; 3—辉长闪长岩; 4—闪长岩; 5—花岗闪长岩; 6—花岗岩; 7—石英岩; 8—二长辉长岩; 9—二长闪长岩; 10—二长岩; 11—石英—二长岩; 12—正长岩; 13—副长石辉长岩; 14—副长石二长闪长岩; 15—副长石二长正长岩; 16—副长正长岩; 17—副长深成岩; 18—霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩

Fig. 4 Petrochemical classification of fine crystalline granite

a. $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ diagram (after Middlemost, 1994); b. $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diagram; c. A/CNK-A/NK diagram

(plotting of the diagrams and bellows by using geokit soft developed by Lu Yuanfa, 2004)

1—Olivine gabbro; 2a—Alkali gabbro; 2b—Sub-alkali gabbro; 3—Gabbrodiorite; 4—Diorite; 5—Granodiorite; 6—Granite; 7—Quartzolite;
8—Monzonitic gabbro; 9—Monzonitic diorite; 10—Monzonite; 11—Quartz monzonite; 12—Syenite; 13—Felsstone gabbro; 14—Felsstone
monzonitic diorite; 15—Felsstone monzonitic syenite; 16—Felsstone syenite; 17—Foidolite; 18—Tawite/urtite/coarse leucitite

SiO_2 负相关; $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})=8.13\%\sim 8.45\%$, 均值 8.31% , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.49\sim 1.67$, 均值 1.59 , 在 TAS 图解中落入花岗岩区域(图 4a)。 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 图解中落入高钾钙碱性-钾玄岩系列分界线处(图 4b)。铝饱和指数 A/CNK 介于 $1.07\sim 1.13$ 之间, A/NK 介于 $1.48\sim 1.61$ 之间, 属于过铝质岩石(图 4c)。

全岩稀土元素总量为 $83.41\times 10^{-6}\sim 132.98\times 10^{-6}$ (表 1), 均值 113.09×10^{-6} , $\sum\text{LREE}/\sum\text{HREE}=17.99\sim 24.78$, 平均为 21.10 , $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=13.74\sim$

21.41 , 平均为 16.98 , 稀土元素球粒陨石标准化分布模式呈明显的右倾型(图 5a), $\delta\text{Eu}=0.65\sim 0.83$, 显示较弱的负异常。微量元素原始地幔标准化蛛网图显示, 细粒花岗岩富集大离子亲石元素 Rb 、 Th 、 U 、 K 、 LREE , 明显亏损 Nb 、 Ta 、 Ti 和 P (图 5b)。样品 P 、 Ti 、 Nb 、 Ta 负异常, 可能与磷灰石、钛铁矿(李献华等, 2001)或金红石的分离结晶作用有关。 Sr 不同程度的负异常, 可能与斜长石的分离结晶有关(李昌年, 1992)。

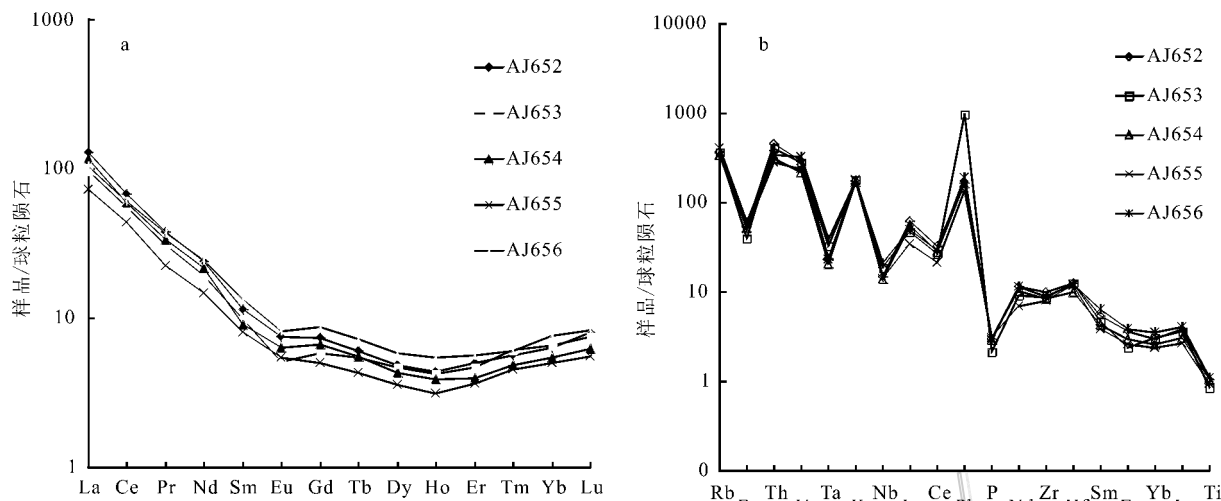


图 5 细粒花岗岩稀土元素球粒陨石标准化图解 a) 球粒陨石标准化值据 Boynton (1984) 和微量元素原始地幔标准化蛛网图解 b) 原始地幔标准化值据 McDonough et al. (1995)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE partition patterns (a) and trace element spider diagrams (b) for fine crystalline granite

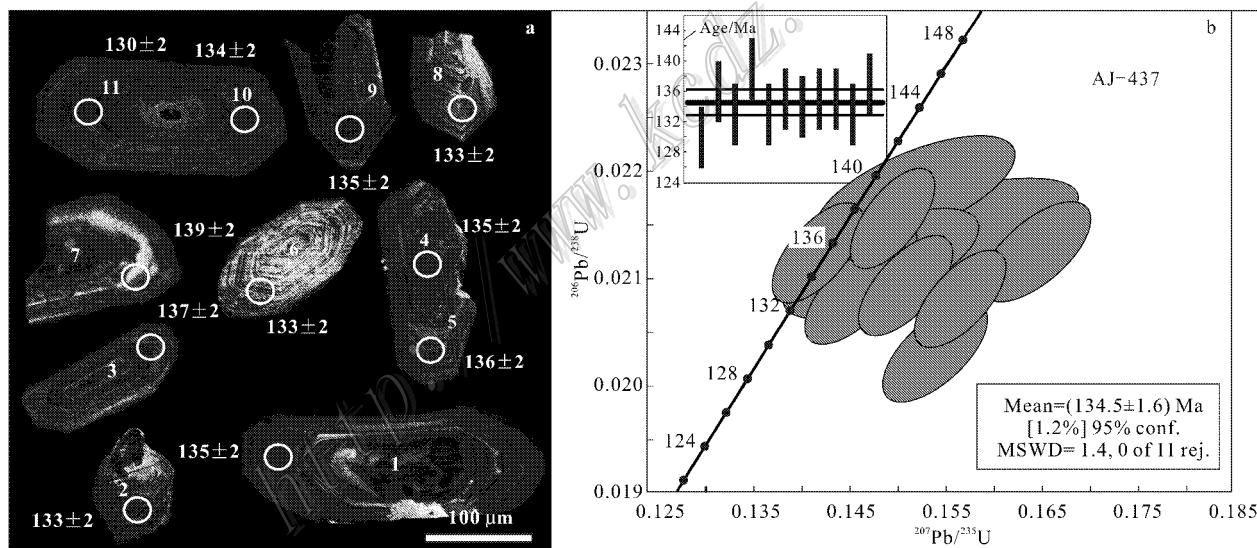


图 6 细粒花岗岩 (样号 AJ-437) 锆石阴极发光照片、测点位置 (a) 及 $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄 (b)

Fig. 6 Cathodoluminescence images, analytical location (a) and concordia diagram (b) of zircons in fine crystalline granite (sample AJ-437)

3.3 锆石 U-Pb 年代学特征

岩浆锆石最典型的特征为发育较好的震荡环带 (Crofu et al., 2003; Hoskin et al., 2003), 而变质锆石阴极发光较弱, 无环带或弱分带 (Wu et al., 2004)。岩浆锆石 Th/U 比值一般大于 0.1, 而变质锆石小于 0.1 (Belousova et al., 2002), 且多在 0.01 左右 (Hoskin et al., 2003; Rubatto, 2002)。本次研究所测

锆石多为柱状、短柱状, 自形晶, 多见较完整的晶棱和晶面。锆石短轴半径多在 $80 \sim 120 \mu\text{m}$ 左右, 长短轴比多为 $2:1 \sim 3:1$ 。阴极发光图象中, 所有锆石边部均显示较清晰的韵律环带结构。LA-ICP-MS 结果表明, 其 Th/U 比值范围为 $0.92 \sim 1.78$, 也显示了岩浆锆石的特征。本次测年的测点位置主要选择在锆石边部环带 (图 6), 并尽量选择在没有包裹体的部

表2 细粒花岗岩锆石 U-Pb 年龄分析结果
Table 2 Zircon U-Pb dating results of fine crystalline granites

测点号	同位素比值						Th/U	普通铅校正后年龄/Ma					
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^*$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^*$	
	比值	$\pm 1\sigma$	比值	$\pm 1\sigma$	比值	$\pm 1\sigma$		Ma	$\pm 1\sigma$	Ma	$\pm 1\sigma$	Ma	$\pm 1\sigma$
样号 AJ-437 采自银山西北侧													
D-01	0.05616	0.00198	0.16446	0.00381	0.02124	0.00031	1.50	459	27	155	3	135	2
D-02	0.05459	0.00182	0.15649	0.00318	0.0208	0.0003	0.97	395	22	148	3	133	2
D-03	0.0503	0.00166	0.14936	0.00295	0.02155	0.00031	1.15	209	22	141	3	137	2
D-04	0.09786	0.00329	0.30648	0.00624	0.02272	0.00034	1.48	296	152	146	9	136	2
D-05	0.04835	0.00168	0.14148	0.00317	0.02123	0.00031	1.53	116	27	134	3	135	2
D-06	0.05063	0.00181	0.14538	0.00346	0.02084	0.00031	1.70	224	29	138	3	133	2
D-07	0.05488	0.00194	0.16586	0.00384	0.02193	0.00033	1.60	217	113	143	6	139	2
D-08	0.05227	0.00179	0.15073	0.00325	0.02092	0.00031	1.35	297	24	143	3	133	2
D-09	0.05395	0.00188	0.15767	0.00354	0.02121	0.00032	1.49	234	114	140	6	135	2
D-10	0.05059	0.00179	0.14675	0.00341	0.02104	0.00032	1.49	222	28	139	3	134	2
D-11	0.05497	0.00197	0.15383	0.00365	0.0203	0.00031	1.34	411	27	145	3	130	2
样号 AJ-651 采自银山东侧													
E-1	0.17174	0.00696	0.58055	0.01644	0.02452	0.00042	0.94			125	14	132	2
E-2	0.05271	0.00258	0.15418	0.00627	0.02121	0.0003	1.47			127	5	134	2
E-3	0.05376	0.00307	0.15897	0.00786	0.02144	0.00035	1.24			128	8	135	2
E-4	0.09762	0.00356	0.30638	0.00732	0.02275	0.00033	1.21			129	6	136	2
E-5	0.04816	0.00234	0.13805	0.00555	0.02079	0.00029	1.26	107	67	131	5	133	2
E-6	0.05264	0.00214	0.14867	0.00445	0.02048	0.0003	1.78	110		129	6	130	2
E-7	0.05026	0.00194	0.1454	0.00397	0.02098	0.0003	1.71	207	37	138	4	134	2
E-8	0.05128	0.00177	0.15131	0.00323	0.0214	0.00029	1.39	253	26	143	3	136	2
E-9	0.05237	0.00189	0.14867	0.00351	0.02058	0.00028	1.28	302	30	141	3	131	2
E-10	0.05297	0.00244	0.15716	0.00575	0.02152	0.00033	1.69	328	55	148	5	137	2
E-11	0.05293	0.002	0.15092	0.00394	0.02068	0.00029	1.35	326	34	143	3	132	2
E-12	0.0533	0.00191	0.15185	0.0035	0.02066	0.00029	0.92	342	28	144	3	132	2
E-13	0.05413	0.00261	0.15881	0.00625	0.02127	0.00032	1.71	376	61	150	5	136	2
E-14	0.05481	0.00248	0.16199	0.00583	0.02143	0.00031	1.37	404	55	152	5	137	2
E-15	0.07361	0.00316	0.03232	0.03405	0.10167	0.00152	3.87	874	99	677	22	620	9

注：普通铅校正未计算出部分 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ 值，故未列出。

位，获得的锆石微区原位 Th/U 比值以及对应的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 值和年龄如表 2 所示，测点位置及相应的经普通铅校正后的微区 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄如图 6 所示。采自银山西北的 AJ-437 号样品锆石 11 个分析点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围为 130~139 Ma，加权平均值为(134.5 ± 1.6) Ma ($n = 11$, MSWD = 1.4)；采自银山东测的 AJ-651 号样品锆石 14 个分析点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围为 130~137 Ma，加权平均值为(133.9 ± 1.3) Ma ($n = 14$, MSWD = 1.3)，年龄值变化范围小，在一致曲线图中，数据点成群分布(图 7)。两个加权平均值在误差范围内一致，代表了岩体侵位年龄。AJ-651 样品 3 号锆石，外环带不发育，测得长短轴比约为

3:1，Th/U 比值为 3.87，显示了继承锆石的特征，其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为(620 ± 9) Ma。

4 讨论

4.1 岩体侵位时代和构造背景

不同采样位置得到的两组 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别为 130~139 Ma，加权平均值为(134.5 ± 1.6) Ma 和 130~137 Ma，加权平均值为(133.9 ± 1.3) Ma。应处于晚侏罗世到早白垩世之间，这与中国东部第二次大规模成岩成矿作用时间(毛景文等, 2000)及邻区长江中下游成矿带的第二期成岩成矿时间一致(周涛发等, 2008, 2010)。

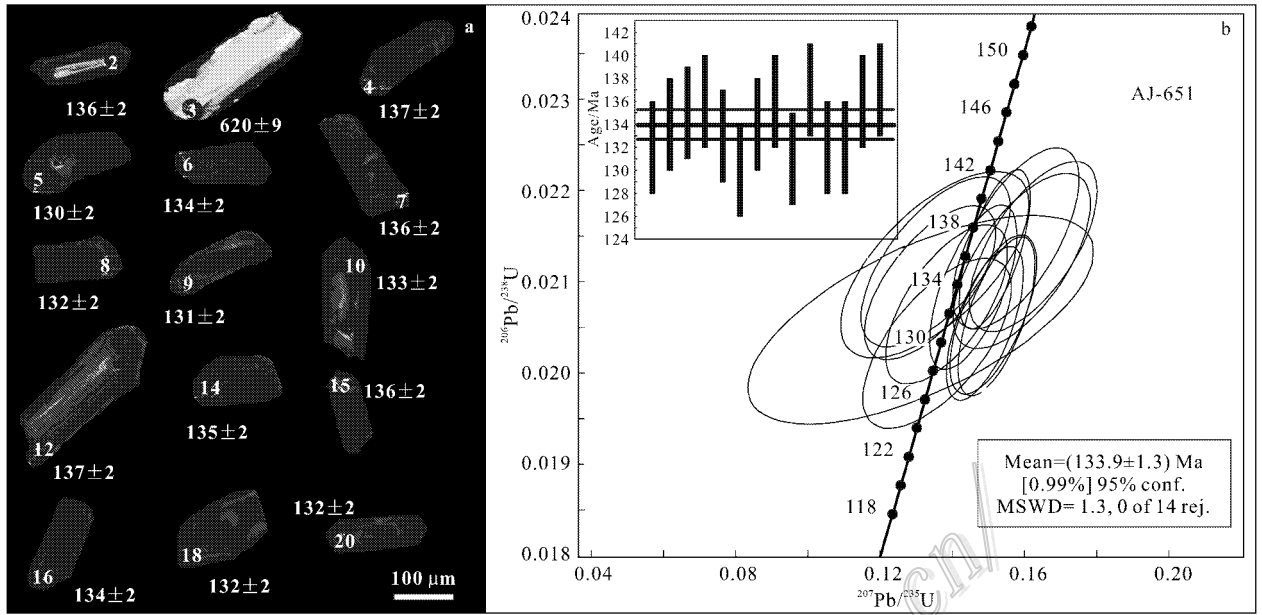


图 7 细粒花岗岩(样号 AJ-651) 锆石阴极发光照片、测试位置(a)及 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄(b)

Fig. 7 Cathodoluminescence images, analytical location (a) and concordia diagram (b) of zircons in fine crystalline granite (sample AJ-651)

国际上划分侏罗纪与白垩纪的界线一般在 135 ~ 142 Ma, 中国多以 135 Ma 为界, 据此, 安吉细粒花岗岩的侵位时代应为晚侏罗世至早白垩世 (J_3-K_1)。中国东部晚中生代期间 (J_3-K_1) 处于岩石圈构造活化阶段, 以规模宏大, 不同层次的伸展构造系统、复杂的动力学背景、独特的岩浆作用为特点 (任建业等, 1998)。钦杭成矿带东段广泛发育的燕山期花岗岩应是中国东部岩石圈活化的反映。另外, 由于 J_3 末期中国东部构造应力场由左旋压扭到右旋张扭的巨大反转 (许志琴, 1982) 致使早先压扭条件下紧闭的深断裂引张开裂, 导致围压降低, 高热流背景下积聚的能量释放, 发生大规模的热事件和岩浆侵位 (李思田等, 1987), 这可能是造成该区成岩成矿作用的重要机制。

4.2 岩体的成因类型

花岗岩类成因类型的划分是成矿作用研究中一项不可缺少的工作 (徐克勤, 2010), 不同花岗岩类型对应不同的成矿元素组合 (矿种 χ Pirajno, 1992; White et al., 1977; Blevin et al., 1992; 1995; 1996)。本次测得 5 个细粒花岗岩样的 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 在 3.11% ~ 3.35% 之间, 平均为 3.21% 左右, $w(\text{K}_2\text{O})$ 在 4.99% ~ 5.29% 之间, 平均为 5.10%, CIPW 标准矿物计算中刚玉含量在 0.97% ~ 1.63%, 平均为

1.25%, A/CNK 值为 1.07 ~ 1.13, 平均为 1.1, 据 Chappell 等 (1974) 其值均界于 S 型与 I 型之间, 表明其源区的复杂性。分异指数 (DI) 为 90.73 ~ 93.58, 与察隅高分异 I 型花岗岩 (DI = 82 ~ 92, 朱弟成等, 2009) 和华南佛冈高分异花岗岩 (DI = 82 ~ 94, Li et al., 2007) 接近。在 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}-\text{Rb}/\text{Sr}$ 图解 (图 8) 上, 也显示了较强分异的特征。

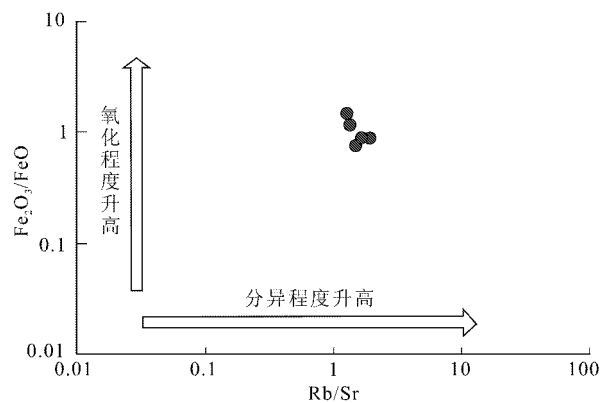


图 8 细粒花岗岩 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}-\text{Rb}/\text{Sr}$ 图解 (据 Blevin, 1992)

Fig. 8 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}-\text{Rb}/\text{Sr}$ diagram of fine crystalline granite (after Blevin, 1992)

4.3 初始岩浆温度

Watson 等(1983)曾通过实验得出 Zr 的饱和度与岩浆温度之间的函数关系,经 Miller 等(2003)修正后公式为:

$$T_{Zr} = 12900 / [2.95 + 0.85M + \ln(496000 / Zr_{melt})]$$

式中 $M = (Na + K + 2Ca) / (Al \times Si)$, 单位为摩尔百分数,一般适用于锆饱和温度 $> 750^{\circ}\text{C}$ 的情况,而饱和温度达到 1500°C 时,取 $M = 1.3$; Zr_{melt} 为熔体中的 Zr 含量。本次研究以全岩 Zr 含量代表。本文前述对细粒花岗岩进行的锆石 U-Pb 年代学研究发现,其中含有继承锆石,表明岩浆熔体应处于锆饱和状态,根据细粒花岗岩 Zr 及主量元素含量,计算得到该岩体 Zr 饱和温度 $834.6 \sim 870.6^{\circ}\text{C}$, 平均为 843.1°C 。

同时,由于继承锆石的存在,作为“晶粥状”的花岗岩岩浆,熔体中的锆含量必定低于岩浆整体。因此,按照本文的估算方法, Zr_{melt} 取值偏高,计算出的应为岩浆熔体的最高温度下限,因此,实际熔体温度应略低于此值。

4.4 岩体与成矿的关系

前人认为矿区主要的矿化与坞山关杂岩体有关^①,但对控制矿区西部的铁、铜矿化和东部的铅锌矿化岩浆事件是否同期、杂岩体中不同岩石单元与成矿的对应关系尚不清楚。本次研究在详细的野外观察基础上,结合已有勘查成果,对矿区主要矿化类型的空间分布及与矿区侵入岩单元的关系进行研究。结果表明,矿区西北部的矽卡岩型铁铜矿化主要产在花岗闪长(斑)岩与围岩的接触带处,矽卡岩类型主要为石榴子石矽卡岩,而矿区东部的矽卡岩型铅锌矿化产于细粒花岗岩与围岩的接触带,以绿帘石矽卡岩为主,岩体与围岩接触部位可见少量内矽卡岩发育,为细粒花岗岩与铅锌矿化的成因联系提供了可靠的野外证据。从目前勘查资料看,矿区已知铁(铜、锌)矿化主要分布于矿区西部,与花岗闪长(斑)岩具有密切的空间联系,而铅锌矿化主要集中于矿区东部,与细粒花岗岩具有密切的空间联系,分布于细粒花岗岩内或其外围围岩中。区内已知的钼矿化也发育于细粒花岗岩西侧的黑云母二长花岗岩中。结合花岗闪长岩和细粒花岗岩定年的结果(唐燕文等,2012及本文),矿区区内应存在二期矿化事件。细粒花岗岩及围岩黑云母二长花岗岩中发育的

大规模蚀变,以绿泥石化、黄铁矿化、硅化最为发育,局部可见呈线状分布的石英绢云母化,目前钻孔控制的绿泥石化、黄铁矿化延深达 500 余米,表明细粒花岗岩可提供充足的流体和热。

花岗岩的类型、演化、分异程度及氧化还原条件等是决定花岗岩成矿类型的重要因素。Blevin 等(1992)在系统总结了澳大利亚东部与花岗岩有关的成矿类型基础上提出,Sn 矿化与 S 型花岗岩或还原的并经过分离结晶的 I 型花岗岩有关。铜和金与磁铁矿型或/和含榍石的、氧化的、中性 I 型花岗岩有关。Mo 与铜金相似,但相关的岩浆分异更强、氧化程度更强。W 与多种花岗岩类型有关,与岩浆氧化还原状态的相关性不明显。细粒花岗岩做为坞山关杂岩体的一部分,与铜金矿化有关的偏中性 I 型花岗岩不同,其更偏酸性,在 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}-\text{Rb}/\text{Sr}$ 图解(图 8)中,显示较强的分异和较强的氧化条件,与一般典型的成铜金、铜钼或钨锡矿床的岩浆特征不同。岩石化学分析表明,细粒花岗岩中 Pb、Zn、Cu、Mo、Cr、W 等成矿金属含量较高,Pb、Mo、W 分别相对于克拉克值富集 3.88、5.72 和 27.13 倍。铅同位素证据(李应栩等,2012)也显示,细粒花岗岩铅同位素组成与采自五庙桥、相公坞、俞家坞及坞山关的方铅矿铅同位素组成基本一致。

综上所述,矿区铅锌(钼)矿化与细粒花岗岩密切相关,因此,细粒花岗岩的侵位年龄可近似代表矿区铅锌的成矿时代, 134 Ma 明显晚于该成矿带中部德兴矿集区的成矿年龄。德兴矿区与成矿有关的花岗闪长斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $(171 \pm 3) \text{ Ma}$ (王强等,2004),其代表了软杭成矿带上又一重要的成矿事件。该成矿时代与中国东部大规模成岩成矿作用(毛景文等,2000)及邻区长江中下游成矿带的第二期成岩成矿时间一致(周涛发等,2008;2010),因此,其代表了中国东部的一次重要成矿事件在浙西地区的表现。

安吉矿区已完成的勘查工作主要针对矿区西北部和东部的矽卡岩型铁锌矿化和矽卡岩型铅锌矿化,细粒花岗岩及围岩中大面积呈面状分布的绿泥石化、黄铁矿化、硅化蚀变,深部是否存在斑岩型或其他矿化类型目前尚不清楚,建议加强对细粒花岗岩及外围的找矿勘查工作。

① 南京地质矿产研究所,2010.浙江省安吉县港口地区金多金属矿地质报告.内部报告.

5 结 论

(1) 锆石 U-Pb 定年结果表明, 细粒花岗岩侵位时代为晚侏罗世—早白垩世之交, 约 134 Ma, 是中国东部岩石圈活化和大规模成岩成矿的产物。

(2) 细粒花岗岩属高钾钙碱性-钾玄岩、过铝质岩石系列, 轻稀土元素相对富集, 重稀土元素相对亏损, 富集大离子亲石元素 Rb、Th、U、K、轻稀土元素和 Pb, 明显亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti 和 P。岩石化学结果显示其介于 I 型与 S 型之间, 表明其源区的复杂性。细粒花岗岩具有较高的分异程度和较强的氧化特征。

(3) 矿床地质、细粒花岗岩岩石化学及铅同位素结果均表明, 矿区铅锌、钼矿化与细粒花岗岩有成因联系。

志 谢 岩石化学样品采集过程中, 得到南京地质矿产研究所、港口普查项目组全体成员(王爱国、贺菊瑞、李斌等)、金九矿业集团公司、浙江省第一地质大队的大力帮助。样品处理测试过程中, 得到郭翔、周俊杰、西北大学柳小明、弓化栋等人的帮助, 在此一并表示感谢!

参考文献/References

何国锦, 杨晓春, 吴光明, 张国防, 蔡雄翔, 郑 剑. 2011. 浙江西北银山铅锌多金属矿床矿石矿物特征及成矿期次初步研究[J]. 地球学报, 33(3): 304-312.

李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 97页.

李思田, 杨士恭, 吴冲龙, 黄家福, 程守田, 夏文臣, 赵根榕. 1987. 中国东北部晚中生代裂陷作用及东北亚断陷盆地系[J]. 中国科学 B 辑(2): 185-195.

李献华, 周汉文, 刘 颖, 李奇崛, 陈正宏, 于津生, 桂训唐. 2001. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: II. 微量元素和 Sr-Nd 同位素地球化学[J]. 地球化学, 30(1): 57-66.

李应棚, 谢玉玲, 唐燕文, 王爱国, 邱立明, 张欣欣. 2012. 浙江安吉港口多金属矿床铅物质来源初探—铅同位素证据[J]. 矿床地质, 31(4): 929-940.

毛景文, 王志良. 2000. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景初步探讨[J]. 矿床地质, 19(4): 289-296.

裴先治, 丁仁平, 张国伟, 刘会彬, 李佐臣, 李王晔, 刘战庆, 孟 勇. 2007. 西秦岭北缘新元古代花岗岩片麻岩的 LA-ICP-MS 锆石

U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 81(6): 772-786.

任建业, 胡祥云, 张俊霞. 1998. 中国大陆东部晚中生代构造活化及其演化过程[J]. 大地构造与成矿学, 22(2): 89-96.

唐燕文, 谢玉玲, 李应棚, 王爱国, 贺菊瑞, 邱立明, 张欣欣, 韩宇达, 姜研岑. 2012. 浙江安吉坞山关杂岩体岩相学、岩石地球化学特征及岩石成因[J]. 矿床地质, 31(4): 915-928.

王 强, 赵振华, 简 平, 许继峰, 包志伟, 马金龙. 2004. 德兴花岗岩区长斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和 Nd-Sr 同位素地球化学[J]. 岩石学报, 20(2): 315-324.

谢玉玲, 唐燕文, 李应棚, 李 媛, 刘保顺, 邱立明, 张欣欣, 姜研岑. 2012. 浙江安吉铅锌多金属矿床岩浆侵位序列与成矿控制[J]. 岩石学报, 28(8)待刊.

徐克勤. 2010. 华南花岗岩与成矿问题[A]. 中国实用矿山地质学(上册)C. 23-26页.

许志琴. 1982. 郟庐断裂中段古裂谷的基本特征[J]. 地球学报, 4(1): 17-44.

杨明桂, 梅勇文. 1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征[J]. 华南地质与矿产, 3: 52-59.

杨明桂, 黄水保, 楼法生, 唐维新, 毛素斌. 2009. 中国东南陆区岩石圈结构与大规模成矿作用[J]. 中国地质, 36(3): 528-543.

杨松生. 1991. 皖南浙西地区多金属矿成矿条件浅析[J]. 地质与勘探, 27(5): 13-17.

周涛发, 范 裕, 袁 峰. 2008. 长江中下游成矿带成岩成矿作用研究进展[J]. 岩石学报, 24(8): 1665-1678.

周涛发, 范 裕, 袁 峰, 宋传中, 张乐骏, 钱存超, 陆三明, David R C. 2010. 庐枞盆地侵入岩的时空格架和对成矿制约[J]. 岩石学报, 26(9): 2694-2714.

朱弟成, 莫宣学, 王立全, 赵志丹, 牛耀龄, 周长勇, 杨岳衡. 2009. 西藏冈底斯东部察隅高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素约束[J]. 中国科学 D 辑, 地球科学, 39(7): 833-848.

Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. Chemical Geology, 192: 59-79.

Belousova E A, Griffin W L, O'reilly S Y and Fisher N I. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type[J]. Contributions to Mineral Petrology, 143(5): 602-622.

Blevin P L and Chappell B W. 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia[J]. Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences, 83: 305-316.

Blevin P L and Chappell B W. 1995. Chemistry, origin and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: The metallogeny of I- and S-type granites[J]. Econ. Geol., 90: 1604-1619.

Blevin P L, Chappell B W and Allen C M. 1996. Intrusive metallogenic provinces in eastern Australia based on granite and composition[J]. Transactions of Royal Society of Edinburgh Earth Science, 87: 281-

- 290.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements : Meteorite studies [A]. In : Henderson P , ed. Rare earth element geochemistry [C]. Amsterdam : Elsevier. 63-114.
- Chappell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite types [J]. *Pacific Geology* , 8 : 173-174.
- Crofu F , Hanchar J M , Hoskin P W O and Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* , 53 : 469-500.
- Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* , 53 (1) : 27-62.
- Li X H , Li Z X , Li W X , Liu Y , Yuan C , Wei G J and Qi C S. 2007. U-Pb zircon , geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I-and A-type granites from central Guangdong , SE China : A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab [J]. *Lithos* , 96 : 186-204.
- Ludwig R K. 2008. User 's manual Isoplot 3.70 [M]. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 4 : 1-76.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth [J]. *Chemical Geology* , 120 : 223-253.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system [J]. *Earth-Science Reviews* , 37 : 215-244.
- Miller C F , McDowell S M and Mapes R W. 2003. Hot and cold granites Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance [J]. *Geology* , 31 (6) : 529-532.
- Pirajno F. 1992. Hydrothermal mineral deposits : Principles and fundamental concepts for the exploration geologist [M]. Berlin Heidelberg : Springer-Verlag , 1-70.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry : Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism [J]. *Chemical Geology* , 184 : 123-138.
- Vavra G , Gebauer D , Schmid R and Compston W. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps) : An ion microprobe (SHRIMP) study [J]. *Contribution Mineral Petrology* , 122 (4) : 337-358.
- Vavra G , Schmid R and Gebauer D. 1999. Internal morphology , habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons : Geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps) [J]. *Contribution Mineral Petrology* , 134 : 380-404.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited : Temperature and composition effects in variety of crustal magma types [J]. *Earth and Planetary Science Letters* , 64 : 295-304.
- White A J R , Beam S D and Cramer J J. 1977. Granitoid types and mineralization with special reference to tin [A]. In : N Yamada , ed. Plutonism in relation to volcanism and metamorphism - Papers Presented at the 7th CPPP meeting [C].
- Wu Y B , Chen D G , Xia Q K , Tu X L and Cheng H. 2002. In-situ trace element analyses of zircons from Dabieshan Huangzhen eclogite : Trace element characteristics of eclogite-facies metamorphic zircon [J]. *Chinese Science Bulletin* , 47 (16) : 1398-1401.
- Wu Y B , Chen D G , Xia Q K , Tu X L , Cheng H and Yang X Z. 2003. In-situ trace element analyses and Pb-Pb dating of zircons in granulite from Huangtuling , Dabieshan by LAM-ICP-MS [J]. *Science in China Series D : Earth Sciences* , 46 (11) : 1161-1170.
- Wu Y B and Zheng Y F. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age [J]. *Chinese Science Bulletin* , 49 (15) : 1554-1569.
- Yuan H L , Gao S , Dai M N , Zong C L , Günther D , Fontaine G H , Liu X M and Diwu C R. 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age , Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS [J]. *Chemical Geology* , 247 : 100-117.