

DOI:10.19948/j.12-1471/P.2023.01.04

赣东北婺源地区中生代花岗岩体的构造背景研究

胡 鹏^{1,2}, 曾 威^{1,2}, 段 明^{1,2}, 王佳营^{1,2}

(1. 中国地质调查局天津地质调查中心, 天津 300170; 2. 中国地质调查局华北地质科技创新中心, 天津 300170)

摘 要: 邦彦坑岩体、段莘岩体和青山岭岩体位于江南造山带东段。邦彦坑花岗岩特征为高硅($\text{SiO}_2=65.56\% \sim 71.36\%$); 富铝($\text{Al}_2\text{O}_3=14.12\% \sim 16.58\%$); 低镁($\text{MgO}=1.08 \sim 1.33$); 富钾($\text{K}_2\text{O}=3.42\% \sim 4.56\%$); 弱的Eu负异常(δEu 为 $0.65 \sim 0.92$); $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 较高($13.92 \sim 19.09$); 特征元素Y含量较低($13.8 \times 10^{-6} \sim 17.9 \times 10^{-6}$); 富集元素Sr($335.9 \times 10^{-6} \sim 484 \times 10^{-6}$); 高的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ($1.07 \sim 1.62$); 低的 $\text{Mg}^\#$ ($0.23 \sim 0.27$)、Cr($6.83 \sim 13.02$)、Ni($3.81 \sim 6.13$)、Ce/Pb比值($1.60 \sim 3.46$), 明显的Nb、Ta负异常, 指示其为壳源, C型埃达克岩, 为构造加厚下地壳基性岩的部分熔融形成。段莘和青山岭花岗岩有富硅、富钾、贫钙、贫镁和过铝质的特征, LREE与HREE均表现出平缓的右倾趋势, 强烈的Eu负异常。呈现出经典右倾“V”字形, Rb、Th、Ta等不相容元素富集, Zr轻微亏损, Ba、Sr、Eu强烈负异常, $10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al}=3.12 \sim 3.44$, 属于A₂型花岗岩, 为后造山伸展作用的产物。赣东北印支期造山后有地壳加厚现象, 由晚侏罗世到白垩世早期区域构造应力发生转变, 由构造加厚的挤压环境开始转变为造山后伸展环境。

关键词: 中生代花岗岩; A型花岗岩; C型埃达克岩; 挤压向伸展转化

中图分类号: P588.121; P545

文献标识码: A

文章编号: 2097-0188(2023)01-0033-09

晚中生代的花岗岩, 包括埃达克质岩和A型花岗岩都在扬子地块东部有广泛分布。C型埃达克岩可以追踪地质历史上的地壳增厚及其相关事件^[1-2]。而作为深源岩石的A型花岗岩虽然在成因机制上争议较大, 但A型花岗岩形成于拉张或非挤压的构造环境已成共识^[3-6], 故大陆环境下的埃达克质岩和A型花岗岩在一定程度上可以指示岩石圈的构造环境及动力学机制。

赣东北中生代的邦彦坑、段莘和青山岭花岗岩体, 位于江西东北部婺源地区、扬子地块与华夏地块拼合带的江南造山带东段, 前人对这三个岩体仅有年代学的研究^[7], 因而掌握这三个岩体的地球化学特征, 对研究这三个岩体的成因、构造背景以及赣东北地区中生代构造演化都有着重要意义。本文拟对邦彦坑、段莘和青山岭花岗岩做主、微量地球化学研究, 探讨其构造背景。

1 岩体地质特征

江南造山带地处扬子板块与华夏板块交界处, 区域岩性以浅变质、强变形的新元古代火山-沉积岩系、新元古代侵入体及中生代侵入体为主。邦彦坑岩体、段莘岩体和青山岭岩体出露于江西婺源县东

北部(图1)。皖浙赣复合断裂带(区域上称为江湾剪切带)呈NNE向展布, 区域上东、西两侧分别分布着新元古代河上镇群和溪口群浅变质火山-沉积岩系。邦彦坑岩体分布在该断裂带内部, 段莘和青山岭岩体则分布在断裂带西侧。

邦彦坑岩体呈独立岩株, 平面形态上呈透镜体状, 并呈NE向平行于皖浙赣复合断裂带产出, 出露面积约1.8 km²。岩体侵入于新元古代河上镇群骆家门组的砂岩、粉砂岩、板岩、硅质岩中。岩性主要有黑云母二长花岗岩和黑云母花岗闪长岩。段莘岩体呈独立小岩株出露, 平面上呈不规则心形, 侵入于新元古代溪口群佛子坑组地层中, 出露面积约17 km²。岩石类型以正长花岗岩为主, 次为二长花岗岩。青山岭岩体呈独立小岩株位于研究区北西部, NNE向展布, 平面上呈不规则长条状, 侵入于新元古代溪口群的砂岩、粉砂岩、板岩、千枚岩中, 出露面积不足10 km², 岩体边缘的局部地段与围岩呈断层接触, 岩体内部也发育各式断裂构造, 沿某些断裂, 有石英脉或碱长花岗伟晶岩脉灌入。青山岭岩体岩性主要为正长花岗岩, 少量二长花岗岩和碱长花岗岩, 正长花岗岩与二长花岗岩的露头宽度比>3/2。青山岭岩体的岩石矿物组成及其它特征与段莘岩体相近。

收稿日期: 2021-12-20

资助项目: 中国地质调查局项目“天山-华北陆块铀钍等矿产资源调查(DD20190813)”、“硬岩型铀钍等矿产资源远景调查与勘查示范(DD20160129)”

作者简介: 胡鹏(1989-), 男, 工程师, 地质学专业, 从事矿产地质调查与研究工作, E-mail: 824901364@qq.com。

<http://hbdz.org.cn>

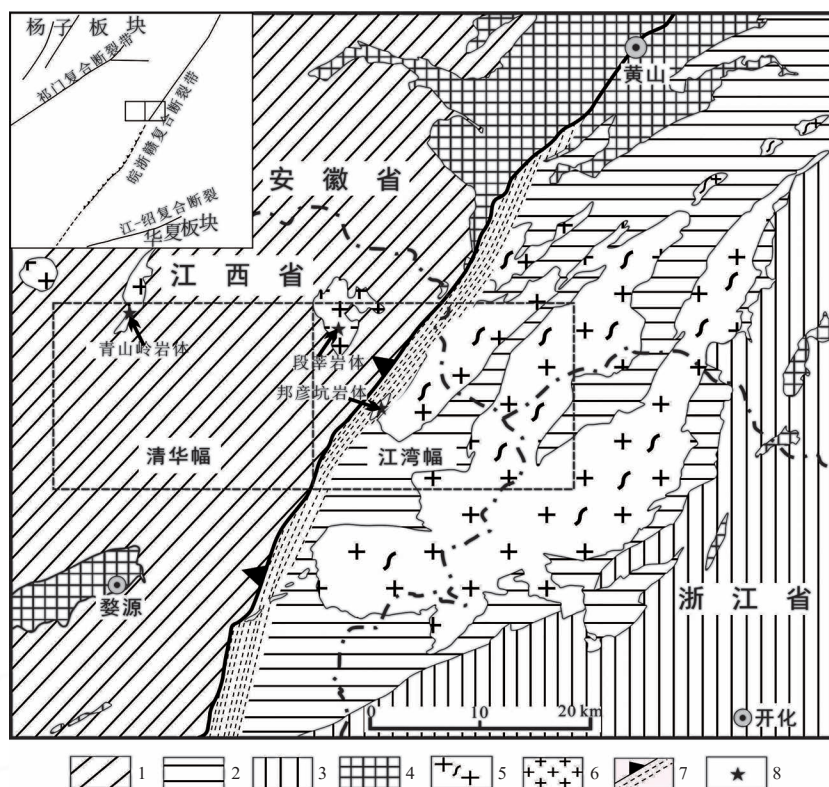


图1 江南造山带东段区域地质简图

Fig.1 Simplified geological map of Jiangnan orogenic belt

- 1.溪口群;2.河上镇群;3.下古生界;4.中生界;
5.新元古代花岗岩;6.燕山期花岗岩;7.江湾剪切带;8.采样点

镜下观察表明青山岭岩体(图2a)和段莘岩体岩性为二云母正长花岗岩,主要由石英(20%~35%)+斜长石(10%~20%)+钾长石(35%~60%)+黑云母(2%~5%)组成,另有少量的白云母(2%~4%),副矿物有磷灰石、锆石、电气石等。普遍发生蚀变,其中黑云母大部分绿泥石化、钾长石轻微高岭土化,斜长石绢云母化(图2b);邦彦坑岩体岩性为绿泥石化黑云母花岗闪长岩(图2c),主要矿物为石英(35%~40%)+斜长石(40%~50%)+钾长石(10%~17%)+黑云母(5%~7%),另有少量的白云母(<1%)等矿物,含少量不透明副矿物(<1%),黑云母大部分绿泥石化(图2d)、斜长石绢云母化。

2 测试方法

本次岩石化学分析测试选取了新鲜样品。邦彦坑花岗岩样品共4件,均为黑云母二长花岗岩,段莘花岗岩和青山岭花岗岩样品分别有3件,均为正长花岗岩,共计10件。粗碎和磨样在中国地质大学国家重点实验室完成。样品研磨至200目以下,加工过程中无设备和人工污染。邦彦坑岩体的样品B4-3和

B5-2为补充样,其主、微量元素测定在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室测定,全岩主量元素的分析方法依据国标 GB/T 14506.28-2010。全岩微量元素测定利用 Agilent 7500a ICP-MS 分析,详细的样品分析处理过程、精度及准确度参见 Liu 等(2008)^[8]。其余样品的主、微量元素在湖北地质实验研究所测定,检测环境温度在 10~24℃,湿度为 30%~60%。主量元素分析仪器采用荷兰 PW2440 波长色散 X 荧光光谱仪,分析精度优于 1%,其中 FeO 采用重铬酸钾滴定法测定,微量元素和稀土元素分析仪器为法国 JY38S 等离子体原子发光光谱,分析精度优于 3%。

3 测试结果

邦彦坑花岗岩富硅($\text{SiO}_2=65.56\% \sim 71.36\%$);富铝($\text{Al}_2\text{O}_3=14.12\% \sim 16.58\%$);MgO 含量较低,为 1.08%~1.33%;CaO 含量为 1.25%~2.32%;K₂O 含量为 3.42%~4.56%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.07 \sim 1.62 > 1$,为高 K 低 Na; $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}=0.35 \sim 0.75$ 。在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图上,邦彦坑花岗岩样品显示高钾钙碱性系列特征(图3a),与其里特曼指数 $\sigma=1.69 \sim 2.02$ (平均 1.86) 所指示的中-弱的钙碱性岩石系列相一致(表1)。岩石的 $\text{A}/\text{CNK}=1.13 \sim 1.36$,刚玉标准矿物含量=2.1~5.1(表1),显示强过铝花岗岩特征(图3b)。

邦彦坑花岗岩4件样品的稀土元素总量 ΣREE 为 $131.82 \times 10^{-6} \sim 152.09 \times 10^{-6}$;其中轻稀土 LREE 为 $121.72 \times 10^{-6} \sim 140.73 \times 10^{-6}$,重稀土为 $(10.04 \sim 11.93) \times 10^{-6}$,轻、重稀土比值为 10.24~12.71,呈轻稀土相对富集,重稀土相对亏损的特点。稀土元素球粒陨石标准化蛛网(图4a)表现为陡倾右倾型,表明轻重稀土分异明显。岩体 Yb 含量较低,为 $1.15 \times 10^{-6} \sim 1.5 \times 10^{-6}$, δEu 为 0.65~0.92,具有弱的 Eu 负异常,轻稀土元素分馏明显,重稀土元素分馏略不明显。邦彦坑岩体的源区可能没有或只存在很少的斜长石残留,且初始岩浆没有或很少发生斜长石的分离结晶作用。

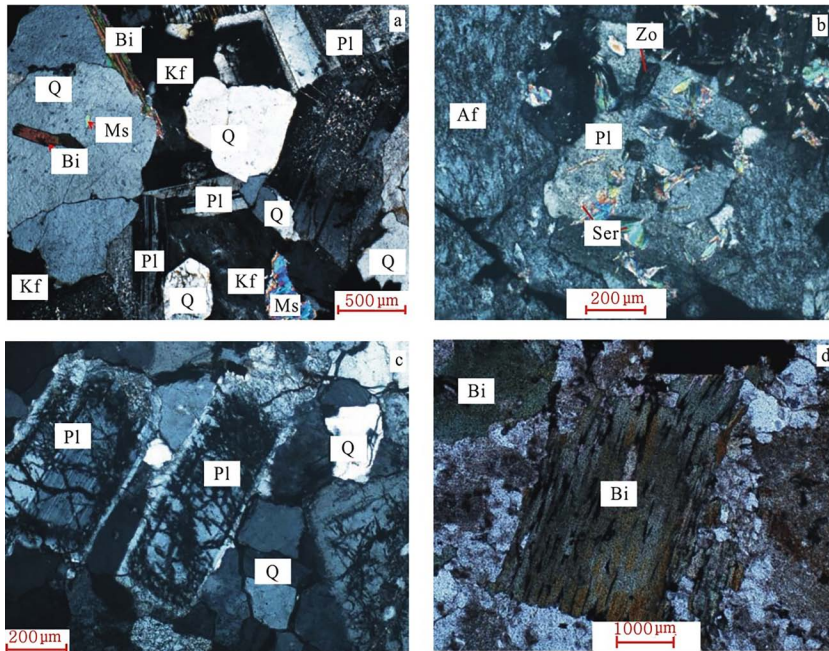


图2 岩相学显微照片

Fig.2 Petrographic photomicrographs

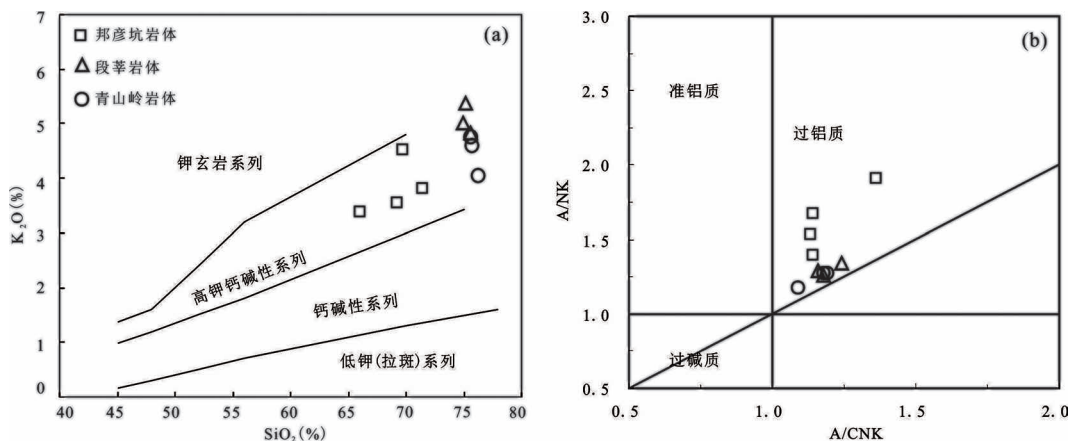
邦彦坑花岗岩微量元素表现为富集大离子亲石元素(LILE)(Rb、La、Ba、Sr),相对亏损高场强元素(HFSE)(Nb、Ta),特征元素Y的含量较低,为 $13.8 \times 10^{-6} \sim 17.9 \times 10^{-6}$;富集元素Sr,为 $335.9 \times 10^{-6} \sim 484 \times 10^{-6}$,指示源区石榴子石残留;具有较高的Sr/Y比值($19.39 \sim 35.07$)和Y/Yb比值($10.73 \sim 12.23$)。原始地幔元素标准化的微量元素蛛网图(图4b)显示Ba、Sr、和Nb-Ta呈负异常,Nb、Ta的亏损可能与地壳物质参与有关^[9]。

段莘花岗岩和青山岭花岗岩主量元素地球化学特征接近,均表现出高硅(SiO_2 含量分别为 $74.95\% \sim 75.63\%$, $75.61\% \sim 76.28\%$);富铝(Al_2O_3 含量分别为

$13.31\% \sim 13.62\%$, $12.83\% \sim 13.40\%$);贫镁(MgO含量分别为 $0.11\% \sim 0.13\%$, 0.66%);贫钙(CaO含量分别为 $0.41\% \sim 0.63\%$, $0.41\% \sim 0.46\%$);富钾(K_2O 含量分别为 $4.86\% \sim 5.35\%$, $4.07\% \sim 4.77\%$); $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 分别为 $1.63 \sim 1.84$, $1.03 \sim 1.50$;A/CNK分别为 $1.16 \sim 1.24$, $1.09 \sim 1.19$ 。段莘花岗岩和青山岭花岗岩形成年龄相近,分别为 125 Ma 和 128 Ma ^[7],其岩性组成一致,均为正长花岗岩和二长花岗岩,且其主量元素地球化学特征也总体一致,都具有富硅、低铝、贫镁、低钙、高钾的共同特征:两者的铝过饱和指数A/CNK都高于1.1,刚玉标准矿物含量 $=1.6 \sim 3.2$,显示强过铝花岗岩特征(图3b);并同样具有高钾钙碱性系列

列岩石特征(图3a),一致于其里特曼指数($\sigma=1.86 \sim 2.11$)指示的中等钙碱性系列岩石特征(表1)。

段莘花岗岩和青山岭花岗岩的稀土元素总体特征基本一致(图4c),稀土元素总量偏低。分别为 $\Sigma \text{REE}=56.01 \times 10^{-6} \sim 60.4 \times 10^{-6}$ 和 $24.4 \times 10^{-6} \sim 32.21 \times 10^{-6}$ 。其中轻稀土LREE为 $46.47 \times 10^{-6} \sim 52.78 \times 10^{-6}$ 和 $18.11 \times 10^{-6} \sim 24.97 \times 10^{-6}$;HREE为 $7.62 \times 10^{-6} \sim 9.45 \times 10^{-6}$ 和 $5.64 \times 10^{-6} \sim 7.24 \times 10^{-6}$ 。段莘花岗岩和青山岭花岗岩球粒陨石标准化曲线中,表现出相同的趋势:LREE与HREE均表现出平缓的右倾趋势,强烈的Eu负异常。呈现出经典右倾“V”字形,说明可能由同一岩浆演化而来。段莘花岗岩和青山岭花岗岩的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 分别为

图3 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解(a)和A/NK-A/CNK图解(b)(底图a据Rickwood and Fountain^[8];底图b据Maniar and Piccoli^[10])Fig.3 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (a)and A/NK-A/CNK(b)diagrams

<http://hbdz.org.cn>

表1 主量(%),微量(10^{-6})元素分析结果
Table 1 Major elements and trace elements compositions

SiO ₂	69.66	71.36	68.88	65.56	75.63	74.95	75.1	75.65	75.61	76.28
TiO ₂	0.51	0.47	0.58	0.63	0.09	0.1	0.09	0.06	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	14.78	14.12	15.05	16.58	13.62	13.5	13.31	13.4	13.24	12.83
Fe ₂ O ₃	1.54	1.07	3.08(FeO ^T)	3.42(FeO ^T)	0.53	0.52	0.58	0.71	0.59	0.9
FeO	1.22	1.23			0.47	0.83	0.75	0.45	0.55	0.18
MgO	1.11	1.08	1.19	1.33	0.11	0.13	0.13	0.06	0.06	0.06
MnO	0.03	0.03	0.05	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04
CaO	1.9	1.25	2.32	1.94	0.48	0.63	0.41	0.41	0.46	0.46
Na ₂ O	2.82	3.59	3.1	3.02	2.95	3.09	2.9	3.35	3.18	3.94
K ₂ O	4.56	3.84	3.56	3.42	4.86	5.03	5.35	4.62	4.77	4.07
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.18	0.23	0.2	0.16	0.16	0.23	0.25	0.2
H ₂ O ⁺	1.38	1.54			0.88	0.86	1.03	0.85	0.96	0.79
CO ₂	0.1	0.06			0.04	0.04	0.04	0.06	0.12	0.08
Total	99.75	99.77	98.25	96.17	99.88	99.87	99.88	99.89	99.9	99.89
C	2.12	2.14	2.36	5.13	3.15	2.23	2.41	2.72	2.64	1.6
A/CNK	1.13	1.14	1.14	1.36	1.24	1.16	1.18	1.19	1.18	1.09
AR	2.59	2.87	2.24	2.07	3.48	3.7	4.02	3.73	3.77	4.03
σ43	2.02	1.93	1.69	1.78	1.86	2.06	2.11	1.94	1.93	1.92
σ25	1.23	1.2	1.02	1.04	1.21	1.33	1.37	1.26	1.26	1.26
R1	2 531	2 554	2 606	2 481	2 854	2 708	2 716	2 765	2 793	2 728
R2	558	473	614	622	327	342	315	313	316	307
A/MF	2.27	2.42	2.06	2.06	8.4	6.22	6.24	7.9	7.85	8.24
C/MF	0.53	0.39	0.58	0.44	0.54	0.53	0.35	0.44	0.5	0.54
Sc	6.47	6.8	7.78	8.32	2.51	2.58	2.36	2.99	2.73	2.81
V	57.8	49	64	73.7	2.79	4.66	4.75	2.01	2.71	2.93
Cr	7.73	6.83	10.6	13	1.25	2.3	1.51	0.94	1.11	0.87
Ni	3.81	3.82	5.54	6.13	0.97	1.35	3.18	0.96	1.04	0.55
Cu	23.9	104	29.9	22.2	7.71	3.39	2.57	2.19	3.33	1.99
Zn	34.7	25.7	49.6	33	53.5	81.8	78.6	61.4	63.3	48.9
Ga	20.3	16	20	23	24.6	22.1	22.7	26.7	24.9	23.9
Rb	162	177	137	164	486	394	422	616	589	377
Sr	484	347	372	336	19.5	42.1	35.9	12.1	24.1	19.8
Y	13.8	17.9	16.4	13.8	14.9	10.8	10.3	11.1	9.85	13.2
Zr	147	142	150	203	60.7	62.9	62.4	34.5	36.8	40.5
Nb	10.5	11.5	12.12	12.2	17.9	14.8	13.7	21.5	20	20.8
Ba	769	693	644	792	50.7	168	78.5	10.7	13.2	26.4
La	30.6	29.1	33.9	29.4	8.7	9.56	10.2	3.3	3.66	4.65
Ce	59.5	56.6	66.1	56.9	21.1	21.9	24	8.13	9.15	11.4
Pb	23.7	35.4	24	16.4	27.3	34.4	32.2	15.3	29.9	18.9
Pr	6.6	6.49	7.27	6.3	2.69	2.78	3.1	1.05	1.22	1.49
Nd	25.2	24.4	27.4	23.6	10.4	10.6	11.9	4.09	4.5	5.49
Sm	4.54	4.63	4.95	4.37	3.38	3.22	3.28	1.49	1.55	1.88
Eu	1.15	0.94	1.16	1.22	0.2	0.4	0.3	0.05	0.06	0.06
Gd	3.7	3.99	3.94	3.5	3.5	3.01	3.14	1.75	1.66	1.95
Tb	0.52	0.58	0.55	0.5	0.68	0.52	0.54	0.39	0.37	0.44
Dy	2.54	3.11	3.05	2.64	3.3	2.37	2.43	2.2	1.91	2.47
Ho	0.46	0.59	0.55	0.49	0.43	0.32	0.3	0.32	0.28	0.38
Er	1.32	1.62	1.52	1.34	0.88	0.75	0.64	0.78	0.68	0.94
Tm	0.18	0.32	0.21	0.19	1	0.09	0.08	0.11	1	0.13
Yb	1.15	1.5	1.34	1.29	0.58	0.64	0.44	0.65	0.57	0.83
Lu	0.17	0.22	0.2	0.19	0.07	0.08	0.06	0.08	0.08	1
Hf	3.95	4.05	4.12	5.34	2.5	2.37	2.36	1.71	1.83	1.92
Ta	0.86	1.2	1.07	0.98	3.75	2.87	2.55	5.7	6.4	5.63
Pb	237	35.4	24	16.4	27.3	34.4	32.2	15.3	29.9	18.9
Th	12.9	13.7	13.8	10.3	9.76	8.53	9.96	5.82	6.04	7.38
U	2.46	3.75	3.27	2.3	21.2	9.69	21	34.4	20.9	30.8
ΣREE	138	134	152	132	44.3	45.2	49.6	36.1	36.8	43.1
La _N /Yb _N	19.1	13.9	18.1	16.3	10.8	10.7	16.6	3.64	4.61	4.02
δEu	0.83	0.65	0.78	0.92	0.18	0.39	0.28	0.1	0.11	0.1
Rb/Ba	0.21	0.26	0.21	0.21	9.59	2.35	5.38	57.57	44.6	14.3
Rb/Sr	0.33	0.51	0.37	0.49	24.9	9.36	11.8	50.9	24.44	19
Nb/Ta	12.2	9.58	11.3	12.5	4.77	5.16	5.37	3.77	3.13	3.69

注:样品B4-3、B5-2的主、微量元素在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室测定,其余样品的主、微量元素分析均在湖北地质实验研究所测定。

10.71~16.63(平均12.70)和3.64~4.63(平均4.09),轻重稀土分馏不明显。Eu的强烈负异常表明源区大量斜长石残留或在结晶过程中分离结晶。表现出Rb、Th、Ta等不相容元素富集,Zr轻微亏损,Ba、Sr、Eu强烈负异常。

4 讨论

4.1 邦彦坑花岗岩的成因类型

邦彦坑花岗岩的SiO₂含量较高,均大于56%;富铝,平均15.13%,大于15%,MgO含量较低,均小于

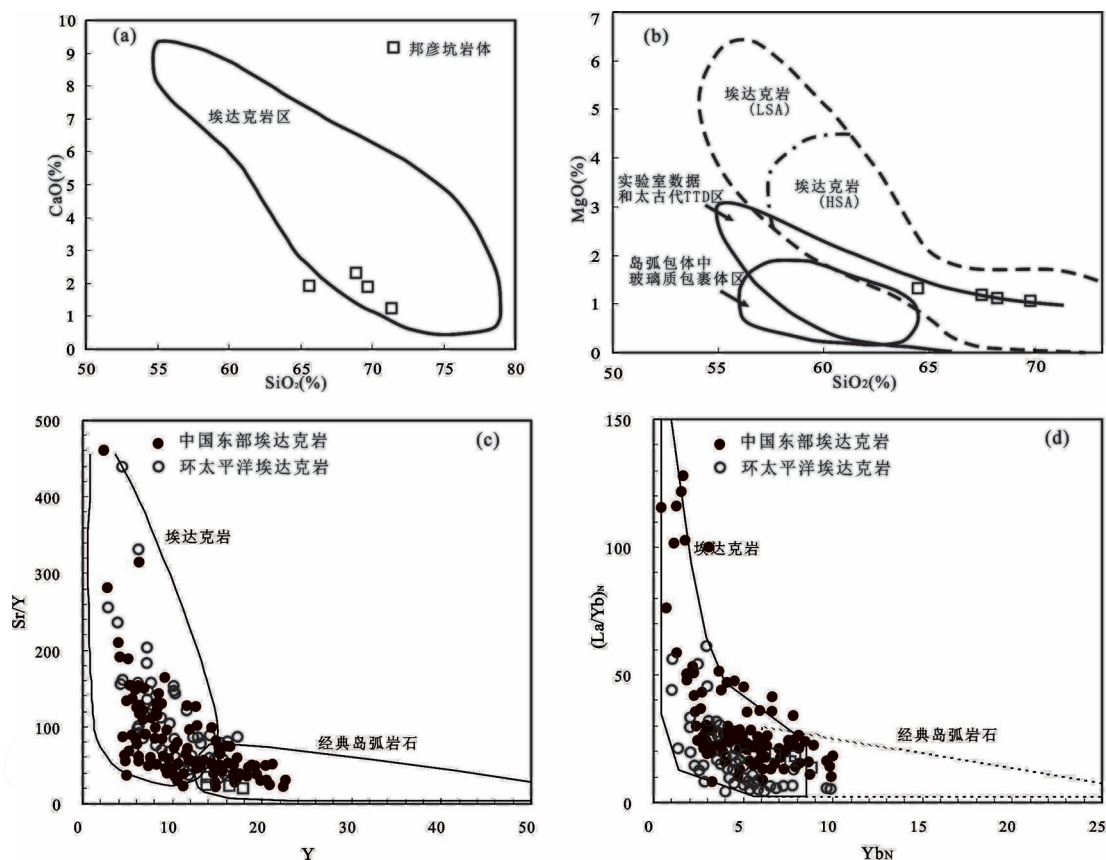


图4 稀土元素球粒陨石标准化分布型式图(a)、微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)
(球粒陨石标准化值和原始地幔数值据 Sun and McDonough^[11])

Fig.4 Chondrite normalized REE distribution patterns and primitive mantle normalized trace element spider diagrams

3%,富钾,属于高钾钙碱性系列(图3a)。邦彦坑岩体富K贫钠,因而其 K_2O/Na_2O 比值相对较大,为1.07~1.62,高 K_2O/Na_2O 比值也合理地解释了区域上的埃达克岩中通常含一定量钾长石,而富钠的角闪石极少见;低的Ce/Pb比值(1.60~3.46),明显的Nb、Ta负异常,指示其为壳源^[12],表现出埃达克岩特征基本一致^[13-14],但与典型的俯冲板片熔融的埃达克岩相比较^[14],邦彦坑花岗岩具有更高的 SiO_2 和更低的 MgO 及 $Mg^\#$ 。 SiO_2 -CaO图解(图5a)与 SiO_2 -MgO图解显示岩体均落入埃达克岩区域(图5b)^[15]。在 $(La/Yb)_N/Yb_N$ 图解(图5d)中落入埃达克岩区域, Sr/Y -Y图解(图5c)上则投入到经典岛弧岩石靠近埃达克岩的区域中,但这与中国东部高价钙碱性埃达克质岩的范围一致,属于C型埃达克岩^[16-17]。

C型埃达克岩成因机制可分为以下3种模式:

(1)加厚的下地壳部分熔融^[18-19]; (2)基性岩浆高压分异^[20-21]; (3)拆沉下地壳部分熔融^[22-24]。源于拆沉下地壳的埃达克岩往往显示出高的 MgO 、Cr、Ni和

$Mg^\#$,因其岩浆上升过程中与地幔橄榄岩相互作用^[25],并与北东扬子地块Cu-Au矿化紧密相关^[17],然而在邦彦坑花岗岩中并没有观察到这些特征。因此,拆沉下地壳的部分熔融这个模式并不适用于邦彦坑C型埃达克岩。部分熔融的玄武质岩浆在高压条件下经过分异,而研究区并未发现同期的基性岩石,并且岩体中未见镁铁质暗色包体,因此不支持第二种成因模式。综合来看,邦彦坑埃达克岩形成于加厚的下地壳底部基性岩石的部分熔融,这种类型的埃达克岩一般为后碰撞阶段产物^[1,26]。此阶段构造体制由碰撞期挤压转向拉张的构造环境,软流圈热物质上涌使得增厚地壳下地壳底部岩石处于高热状态而发生部分熔融形成埃达克岩浆。因此地壳增厚产生的部分熔融是形成该类埃达克岩的主要构造环境。

4.2 段莘和青山岭花岗岩的成因类型

区域上,赣东北的段莘、青山岭花岗岩有富Si、富K、贫Ca、贫Mg和过铝质的特征,与典型A型花岗岩的主量元素特征基本一致^[27],样品的碱度率(AR)

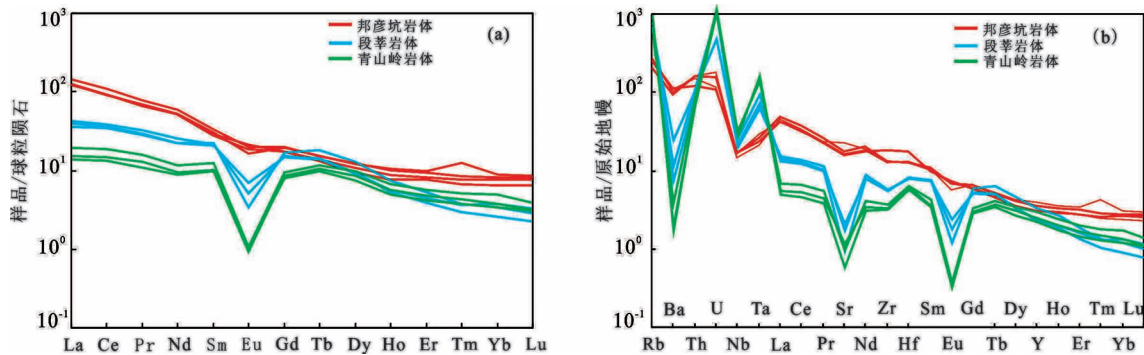


图5 CaO-SiO₂图解(a), MgO-SiO₂图解(b), Y-Sr/Y图解(c)和 Yb_N-(La/Yb)_N图解(d)
(图a和b底图据 Martin et al.^[15], 图c和d底图据 Defant and Drummond^[14]; 张旗等^[16])

Fig.5 CaO-SiO₂(a), MgO-SiO₂(b), Y-Sr/Y(c) and Yb_N-(La/Yb)_N(d) diagrams

3.48~4.03, 在铝质A型花岗岩的AR值范围内^[28], FeO^T/MgO值为9.63~10.83, 明显高于全球典型I型花岗岩、S型和M型花岗岩的FeO/MgO值。根据镜下鉴定出的矿物组合及含量, 前已述及, 段莘和青山岭花岗岩的矿物组合以石英+钾长石+斜长石+黑云母+白云母为主, 与铝质A型花岗岩非常相似。

根据吴锁平等人对国内各类型花岗岩的数据统计^[27]分析表明, 段莘和青山岭花岗岩与国内外A型花岗岩相比更富Si、Al, 贫Ca、Mg、Ti、Fe₂O₃含量很低, Nb、Zr、Ga、Y和Ga/Al均低于平均水平, 显示典型的铝质A型花岗岩的特征。在经典的Whalen et al. 指标中, 段莘和青山岭花岗岩样品全部落在A-型花岗

岩的区域(图6)。

Eby与洪大卫等^[6,29]都曾提出须将A型花岗岩进一步分为A₁和A₂这两个亚类。其中, A₁亚类(非造山环境, 洪大卫等称为AA亚型)以似长石和正长岩为主, 主要受上地幔热柱、裂谷作用形成, 在造山作用岩浆活动时间序列中是最晚的一次; 而A₂亚类(后造山环境, 洪大卫等称为PA亚型)以碱性花岗岩和铝质A型花岗岩为主, 主要跟大陆边缘地壳伸展作用以及陆内剪切作用产生的拉张环境有关^[29]。

段莘和青山岭花岗岩的SiO₂=75.54%, R₁为2708~2854, R₂为307~342, 指示段莘和青山岭岩体为A₂亚类花岗岩^[28]。Green提出Nb/Ta比值可作为

指示壳-幔体系地球化学作用的指标^[30]。球粒陨石和原始地幔的Nb/Ta为17.5±2.0, 而后太古代大陆地壳平均为11, 地幔直接派生的OIB玄武岩Nb/Ta比较接近原始地幔值, 但IAB玄武岩、火山弧花岗岩和A₂亚类花岗岩由于有陆壳参与熔融或受其混染, 此值明显下降, 如IAB玄武岩为8~28, 同碰撞花岗岩为5~12, A₂亚类花岗岩为4~9.5, I型花岗岩为1.5~2.2^[30-31]。段莘与青山岭岩体的Nb/Ta=3.13~5.37, 位于A₂亚类花岗岩的Nb/Ta比值范围。由段莘和青山岭岩体微量元素蛛网图可知, 段莘与青山岭花岗岩在(岩石/原始地幔)Nb=20~60处形成一个低谷, Nb和Ta相对亏损, 说明有陆壳组分参与熔融^[32-33]。初步判定段莘和青山岭岩体为壳幔混溶的产物。

4.3 岩石成因及构造背景

主量元素FeO^T/(FeO^T+MgO)-SiO₂构

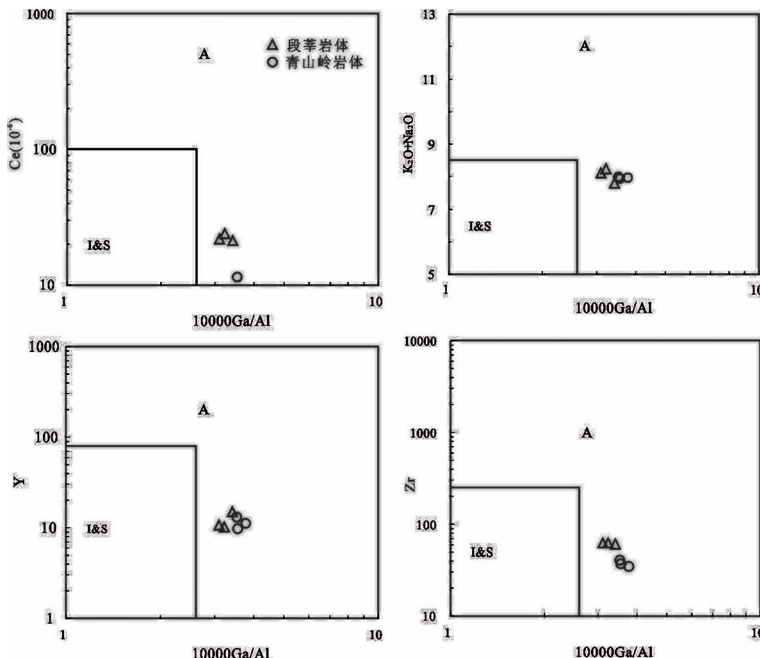


图6 Ce、K₂O/Na₂O、Y、Zr-(Ga/Al) × 10 000 岩石系列判别图

(底图据 Whalen et al.^[3])

Fig.6 Discriminant diagrams of Ce、K₂O/Na₂O、Y、Zr-(Ga/Al) × 10 000

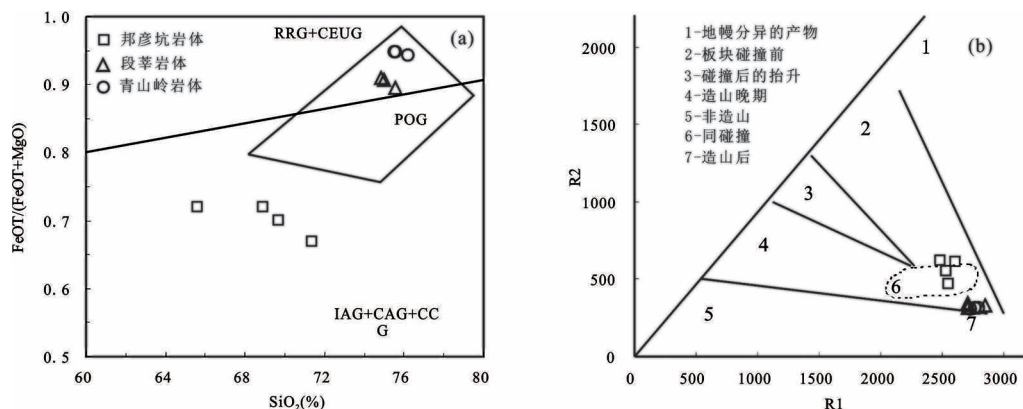


图7 $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ 图(a)和 R_2-R_1 构造成因类型分类图(b)
(底图a据 Maniar and Picoli^[11]; b据 Batchelor and Bowden^[34])

Fig.7 $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ diagram(a) and R_1-R_2 diagram(b)

造环境判别图解上(图7b)邦彦坑花岗岩样品落入 IAG+CAG+CCG 区(碰撞造山花岗岩),也表明邦彦坑埃达克质岩浆源于挤压碰撞造山形成的加厚地壳熔融,挤压向伸展转换的构造背景下;而段莘和青山岭岩体在 $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ 构造环境判别图解(图7b)都落入 POG 内,指示形成于后造山伸展环境。此外,在 R_1-R_2 图解中(图7c),邦彦坑花岗岩样品落入同碰撞花岗岩域,段莘和青山岭花岗岩以及黄山花岗岩样品则分别落入“造山期后 A 型花岗岩”区域。与 A_2 型花岗岩构造背景相符合,为后造山伸展产物。

中生代华南陆内变形的动力来自华南陆块西南的特提斯大地构造域、北部的昆仑秦岭大地构造域以及东南的太平洋大地构造域多向汇聚的远程效应^[34-36],华南早中生代构造体制经历了从特提斯构造域陆-陆碰撞向滨太平洋构造域大洋板块俯冲转换^[37,38]。即华南印支构造事件的动力来自早二叠-中三叠古特提斯洋闭合和秦岭-大别造山带的早三叠陆-陆碰撞,形成近东西向褶皱和冲断推覆构造^[35,39],而这势必导致在挤压造山作用后出现地壳加厚的现象,并在研究区内表现为大量近 EW 向的褶皱和断层系统。到了中侏罗世(175~165 Ma),构造体制向滨太平洋构造域大洋板块俯冲转换,来自于大洋板块向华南大陆低角度的俯冲,使华南形成了宽达 1 300 km 的褶皱逆冲构造系统,构造线走向为 NE-NNE 向^[35,39,40]。研究区内大量的 NNE 向褶皱-断层系统也印证了这一点。到晚侏罗世,赣东北的构造环境由挤压造山转变为伸展变形,增厚的下地壳因构造伸展减压部分熔融。本文研究的邦彦坑花岗岩体形成于 151 Ma,来自加厚地壳的下地壳岩石的部分产物,指示挤压的构造环境,而后造山伸展环境下形成的段

莘、青山岭形成年龄为 128~125 Ma^[9],因而赣东北地区在晚侏罗世到早白垩世区域构造应力发生转变,由构造加厚的挤压环境开始转变为造山后伸展环境。

5 结论

(1)邦彦坑花岗岩为 C 型埃达克岩,来自加厚地壳的下地壳岩石的部分产物,指示挤压的构造环境;青山岭、段莘花岗岩为 A 型花岗岩,形成于后造山伸展环境。

(2)赣东北印支期造山后有地壳加厚现象,由晚侏罗世到白垩世早期区域构造应力发生转变,由构造加厚的挤压环境开始转变为造山后伸展环境。

参考文献:

- [1] 张旗.关于 C 型埃达克岩成因的再探讨[J].岩石矿物学杂志, 2011, 30(14): 739-747.
- [2] 余超.辽北清原地区英云闪长岩年代学、地球化学特征及其地质意义[J].地质调查与研究, 2019, 42(01):20-31.
- [3] WHALEN J B, CURRIE K L, CHAPPELL B W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 1987, 95(4): 407-419.
- [4] ROGERS J J W, GREENBERG J E. Late-orogenic, Post-orogenic, and Anorogenic Granites: Distinction by Major-Element and Trace-Element Chemistry and Possible Origins [J]. Journal of Geology, 1990, 98(3): 291-309.
- [5] EBY G N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis[J]. Lithos, 1990, 26(1-2): 115-134.
- [6] EBY G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrologic and tectonic implications[J]. Geology, 1992, 20(7): 641-644.
- [7] 胡鹏,陈能松,徐先兵,等.赣皖交界婺源地区中生代花岗岩体的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及其地质意义[J].地

- 质科技情报, 2014, 33(4): 24-30.
- [8] LIU Y S, ZONG K Q, KELEMEN P B, et al. Geochemistry and magmatic history of eclogites and ultramafic rocks from the Chinese continental scientific drill hole: Subduction and ultra-high-pressure metamorphism of lower crustal cumulates[J]. *Chemical Geology*, 2008, 247(1-2): 133-153.
 - [9] RICKWOOD P C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *Lithos*, 1989, 22(4): 247-263.
 - [10] MANIAR P D, PICCOLI P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological Society of American Bulletin*, 1989, 101(5): 635-643.
 - [11] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society Special publications*, 1989, 42(1): 313-345.
 - [12] RICKWOOD P C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *Lithos*, 1989, 22(4): 247-263.
 - [13] 张旗, 王焰, 刘伟, 等. 埃达克岩的特征及其意义[J]. *地质通报*, 2002, 21(7): 431-435.
 - [14] DEFANT M J, DRUMMOND M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. *Nature*, 1990, 347(6294): 662-665.
 - [15] MARTIN H, SMITHIES R H, RAPP R, et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution[J]. *Lithos*, 2005, 79(1-2): 1-24.
 - [16] 张旗, 王焰, 钱青, 等. 中国东部燕山期埃达克岩的征及其构造-成矿意义[J]. *岩石学报*, 2001, 17(2): 236-244.
 - [17] WANG Q, WYMAN D A, XU J F, et al. Partial melting of thickened or delaminated lower crust in the middle of eastern China: implications for Cu-Au mineralization[J]. *Journal of Geology*, 2007, 115(2): 149-161.
 - [18] ZENG L, GAO L, XIE K, et al. Mid-Eocene high Sr/Y granites in the Northern Himalayan Gneiss Domes: Melting thickened lower continental crust[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2011, 303(3-4): 251-266.
 - [19] CHIARADIA, MASSIMO. Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: an Earth scale perspective[J]. *Scientific Reports*, 2015, 5(1): 8115.
 - [20] CHIARADIA M. Adakite-like magmas from fractional crystallization and melting-assimilation of mafic lower crust (Eocene Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador) [J]. *Chemical Geology*, 2009, 265(3-4): 0-487.
 - [21] CASTILLO P R. Adakite Petrogenesis[J]. *Lithos*, 2012, 134-135: 304-316.
 - [22] KAY R W, KAY S M. Delamination and Delamination Magmatism[J]. *Tectonophysics*, 1993, 219(1-3): 177-189.
 - [23] KAY S M, RAMOS V A, MARQUEZ M. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks of slab melting prior to ridge-trench collision in southern South America[J]. *Journal of Geology*, 1993, 101(6): 703-714.
 - [24] WANG Q, WYMAN D A, XU J F, et al. Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu-Au mineralization[J]. *Lithos*, 2006, 89(3-4): 424-446.
 - [25] GAO S, RUDNICK R L, YUAN H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton[J]. *Nature*, 2004, 432(7019): 892-897.
 - [26] 翁望飞, 支利庚, 蔡连友, 等. 皖南中生代高钾钙碱性埃达克岩 地球化学特征及岩石成因[J]. *地质调查与研究*, 2011, 35(2): 98-107.
 - [27] 吴锁平, 王梅英, 戚开静. A型花岗岩研究现状及其评述[J]. *岩石矿物学杂志*, 2007, 26(1): 57-66.
 - [28] 刘昌实, 陈小明, 王汝成, 等. 广东龙口南昆山铝质A型花岗岩的成因[J]. *岩石矿物学杂志*, 2003, 22(1): 1-10.
 - [29] 洪大卫, 王式洸, 韩宝福, 等. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志[J]. *中国科学(B辑)*, 1995, 25(4): 418-426.
 - [30] GREEN T H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system[J]. *Chemical Geology*, 1995, 120(3): 347-359.
 - [31] BARTH M G, MCDONOUGH W F, RUDNICK R L. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust[J]. *Chemical Geology*, 2000, 165(3): 197-213.
 - [32] 陈能松, 王新宇, 张宏飞, 等. 柴-欧微地块花岗岩地球化学和 Nd-Sr-Pb 同位素组成: 基底性质和构造属性启示[J]. *地球科学-中国地质大学学报*, 2007, 32(1): 7-21.
 - [33] BATCHELOR R A, BOWDEN P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters[J]. *Chemical geology*, 1985, 48(1): 43-55.
 - [34] WANG Y J, FAN W M, CAWOOD P A, et al. Indosinian high-strain deformation for the Yunkaidashan tectonic belt, south China: Kinematics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints[J]. *Tectonics*, 2007, 26(6): TC6008-TC6008.
 - [35] SHU L S, FAURE M, WANG B, et al. Late Palaeozoic-Early Mesozoic geological features of South China: response to the Indosinian collision events in Southeast Asia[J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 2008, 340(2): 151-165.
 - [36] KESSELMANS R P W, WIJNBERG J B P A, GROOT A D, et al. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia: Significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam[J]. *Geology*, 2001, 29(29): 211-214.
 - [37] ZHOU X M, SUN T, SHEN W Z, et al. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: a response to tectonic evolution[J]. *Episodes*, 2006, 29(1): 26-33.
 - [38] 张岳桥, 徐先兵, 贾东, 等. 华南早中生代从印支期碰撞构造体系向燕山期俯冲构造体系转换的形变记录[J]. *地学前缘*, 2009, 16(1): 234-247.
 - [39] 徐先兵, 张岳桥, 贾东, 等. 华南早中生代大地构造过程[J]. *中国地质*, 2009, 36(3): 573-593.
 - [40] LI Z X, LI X H. Formation of the 1300 km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model[J]. *Geology*, 2007, 35(2): 179-182.

Research on tectonic setting of Mesozoic granitoids in the Wuyuan county area, northeastern Jiangxi province

HU Peng^{1,2}, ZENG Wei^{1,2}, DUAN Ming^{1,2}, WANG Jia-ying^{1,2}

(1. Tianjin Center, China Geological Survey, Tianjin 300170, China;

2. North China Center of Geoscience Innovation, China Geological Survey, Tianjin 300170, China)

Abstract: The Bangyankeng, Duanxin and Qingshanling granitic plutons intrude in the eastern part of Jiangnan orogenic belt. The Bangyankeng pluton shows high SiO₂ content(65.56%~71.36%), rich in aluminum(Al₂O₃=14.12%~16.58%), and poor in MgO(1.08 to 1.33). It is also rich in potassium(3.42% ~ 4.56%), and weak negative Eu anomaly($\delta\text{Eu}=0.65\sim0.92$), (La/Yb)_N has a higher value of 13.92~19.09. As the content characteristic element, Y is with a low value of $13.8 \times 10^{-6} \sim 17.9 \times 10^{-6}$. Sr is of $335.9 \times 10^{-6} \sim 484 \times 10^{-6}$, with the significant negative anomalies of Nb and Ti. Various characteristics indicate that Bangyankeng granite belongs to C-type adakites with the partial melting of mafic crust formation. The DuanXin and Qingshanling granites are rich in Si, K, poor in Ca, Mg and peraluminous characteristics. The LREE and HREE exhibit moderate right orientation, strong negative anomalies of Eu. It shows classic right-slope "V" shape. The incompatible elements Rb, Th, Ta are high, and Zr is slight loss. Ba, Sr, Eu show strong negative anomaly, together with Ga / Al = 3.12~3.44. The geochemistry indicates that DuanXin and Qingshanling rock belong to A₂-type granite, as the product of post-orogenic extensional. The crust in northeast of Jiangxi was thickened after the Indosinian orogeny and then suffer the regional tectonic stress shifts during the Late Jurassic to Early Cretaceous. The compression under the tectonic thickening transfers to the post-orogenic extension.

Key words: Mesozoic Granites; A-type granites; C-type adakites; extrusion conversion to stretch

The characteristics of chromite deposits and analysis of metallogenic potential in North China

DANG Zhi-cai^{1,2}, LI Jun-jian^{1,2}, ZHANG Tong³, FU Chao^{1,2},

SONG Li-jun⁴, PENG Yi⁵, FANG Tong-ming⁶

(1. Tianjin Center of China Geological Survey, Tianjin 300170, China; 2. North China Center for Geoscience Innovation, China Geological Survey, Tianjin 300170, China; 3. Inner Mongolia Bureau of Geological Survey, Hohhot 010020, China; 4. Geological Survey of Hebei Province, Shijiazhuang 050081, China; 5. Geological Survey of Henan Province, Zhengzhou 450007, China; 6. Geological Survey of Beijing Province, Beijing 102206, China)

Abstract: In recent years, 49 chromite deposits (ore occurrences) including 1 medium-sized deposit, 11 small-sized deposits and 37 occurrences have been discovered in North China. These chromite deposits (occurrences) are mainly distributed in Inner Mongolia, Hebei, Henan and Beijing provinces, which strictly controlled by Ophiolites and distributed spatially along the ophiolite belts, such as Shangdan, Suolunshan and Hegenshan. They were formed in Archen to Mesozoic, and Neoproterozoic-Paleoproterozoic and Late Paleozoic were heyday period of chromite mineralization. The ophiolite type is mainly chromite deposit type, followed by magmatic type. The comprehensive analysis shows that several ophiolitic melange belts such as Erlian-Hegenshan, Suolunshan, Kedanshan and Shangdan have good prospecting potential for chromite deposits in Inner Mongolia. Deep exploration and peripheral investigation of known mining areas should be strengthened to achieve a breakthrough in chromite prospecting.

Key words: chromite deposits; resource characteristics; metallogenetic regularity; analysis of metallogenetic potential; North China