

文章编号: 1000-4734(2010)02-0194-13

苏鲁造山带碱性岩的成因研究

——主微量元素地球化学证据

王涛^{1,2}, 刘燊^{1,3*}, 胡瑞忠^{1**}, 冯彩霞¹, 齐有强¹, 冯光英^{1,2}, 杨毓红^{1,2}

(1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002)

(2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049 3 西北大学 大陆动力学国家重点实验室, 陕西 西安 710069)

摘要: 苏鲁造山带碱性岩总体具有高 SiO_2 (60.2% ~ 65.1%), 高钾 ($K_2O=4.66\% \sim 5.79\%$, $K_2O/N_2O > 1$), 富碱 ($N_2O+K_2O=8.30\% \sim 10.1\%$) 和过铝质 ($Al_2O_3=14.5\% \sim 16.7\%$, $A/KNC=0.92 \sim 1.10$) 的特征。在微量元素蛛网图上, 样品表现出富集大离子亲石元素 (Rb, Ba, K), Ti 和 U 及亏损高场强元素 (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, P) 的特点。研究区碱性岩具有较高的稀土总量 ($\Sigma REE=296 \times 10^6 \sim 868 \times 10^6$)。球粒陨石标准化配分曲线呈平行分布, 轻重稀土分异明显 (右倾型), 具有中等弱的负 Eu 异常 ($\delta Eu=0.46 \sim 0.78$)。元素地球化学特征表明, 苏鲁造山带碱性岩为富集岩石圈地幔部分熔融的产物, 但在成岩过程中可能经历了单斜辉石、斜长石、磷灰石、Ti-F 氧化物、角闪石和黑云母等矿物的分离结晶作用, 锆石饱和温度计算表明岩浆的结晶温度范围为 830 ~ 924 °C。苏鲁造山带碱性岩形成于岩石圈拉张减薄的构造环境, 岩浆在上升侵位过程中没有明显受到地壳物质的混染。

关键词: 碱性岩; 元素地球化学; 岩石成因; 苏鲁造山带

中图分类号: B584; B588.15; B595 文献标识码: A

作者简介: 王涛, 男, 1979 年生, 博士研究生, 岩石地球化学专业。E-mail: wangt117@163.com

碱性岩是地球上产出环境特殊和分布较少的一种岩石类型, 形成于岩石圈拉张环境, 其物质来源较深, 主要源于上地幔^[1]。苏鲁造山带碱性岩分布于沂沭断裂以东, 嘉山-响水断裂以北, 五莲-青岛-烟台断裂以南的胶莱盆地, 主要分布在荣城 (甲子山和槎山)、昆仑山、莱阳、胶南、五莲和莒南地区, 岩性主要包括正长岩、A 型花岗岩和石英二长岩等^[2]。碱性岩可能与碰撞造山作用、下地壳拆沉减薄作用、壳幔相互作用等深部过程具有密切的成因联系^[3,4], 是深部地球动力学过程在浅部地壳的历史记录和直接表现。因此对其研究是探索地球深部物质组成、物理化学环境和深部动力学过程的一个重要途经。另外, 碱性岩是在拉张背景下产出的, 对其精确的年代学研究可以

准确厘定岩石圈 (地壳) 拉张的时间和期次。同时, 中生代岩石圈减薄被认为是中国东部一个重要的地质过程^[5], 它诱发了中国东部中生代大面积的深源岩浆活动和大规模成矿作用^[6], 因此对苏鲁带碱性岩的研究可以为中国东部岩石圈减薄的时间和机制提供可能的约束。前人曾对苏鲁造山带碱性岩的不同岩体进行过一定程度的研究^[7-11], 目前较一致的认识是碱性岩在张性环境下成岩, 但对不同时代碱性岩的成因还存在很大的争议: Yang 等^[8]认为苏鲁带甲子山三叠纪碱性岩 (209 ~ 215 Ma) 来源于扬子板块岩石圈地幔, 而 Xie 等^[9]则认为是华北板块岩石圈地幔的产物^[9]; 另外, 通过对五莲地区 115 ~ 125 Ma^[12] 的碱性岩研究, 黄洁等^[10]认为它们是地壳部分熔融的产物。因此, 需要对带内分布的碱性岩做进一步系统的认识和研究。针对前面所阐述的碱性岩的重要研究意义和存在问题, 本文选择苏鲁带中 4 个碱性岩体, 拟从矿物学及主微量元素地球化学方面对其进行研究, 以期对苏鲁造山带碱性岩的成因做出合理的解释。

收稿日期: 2009-10-15

基金项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目 (KZCX2-YW-QN10); 国家自然科学基金 (批准号: 40673029, 40773020); 西北大学大陆动力学国家重点实验室开放课题基金 (08LCD08)

* 通讯作者, E-mail: liushet@vip.gygc.ac.cn

** 通讯作者, E-mail: huiruizhong@vip.gygc.ac.cn

1 地质背景与岩相学

苏鲁造山带是三叠纪扬子板块向北俯冲与华北板块碰撞的结果, 位于郯庐断裂带以东, 是秦岭大别造山带的东延部分, 以发育花岗片麻岩-榴辉岩大理岩组成的超高压变质杂岩为特征^[13]。苏鲁地块内广泛发育中生代岩浆岩, 岩石类型多样, 镁铁质超镁铁质岩、中性岩、碱性岩和酸性岩都有出露。同位素年代学研究表明, 在 130~120 Ma 间发生了大别山大规模碰撞后岩浆事件^[14]。苏鲁带 A 型花岗岩形成于 127~125 Ma^[11], 主要分布在五莲和莒县地区, 该岩体常与钙碱性型花岗岩在空间上密切共生, 构成 IA 型复合杂岩体。胶东片麻岩地体主要有两套岩石组合^[15], 一套是太古宙变质火山沉积岩系列(胶东群)和 TTG 片麻岩, 另一套是早元古代变质碎屑岩系列(荆山群)和变质化学沉积系列(粉子山群), 二者都经历了角闪岩相到麻粒岩相的变质作用, 最终的变质时代约为 1.8 Ga^[16]。

研究对象位于苏鲁带的胶南、大店和莒南地区。胶南石英二长岩主要侵位于太古一下元古代地层中的片麻岩内, 出露面积约 270 km², 并与燕

山期花岗岩相伴生(图 1)。岩石手标本(JC1-14)呈浅灰色, 具中粒斑状结构, 块状构造。经镜下鉴定, 主要矿物组合有钾长石(40%~45%)、中长石(30%~35%)和石英(10%~15%); 次要矿物有黑云母(2%~5%)和角闪石(1%~2%); 副矿物有磷灰石、锆石、磁铁矿和榍石。大店透辉石英二长岩出露面积约 550 km², 是所研究岩体中最大的一个, 主要侵位于太古一下元古代片麻岩中(图 1); 岩石手标本(DC1组和 DC2组)也呈浅灰色, 具中粒斑状结构, 块状构造。主要矿物组合为钾长石(40%~43%)、中长石(30%~33%)、石英(10%~15%)和透辉石(8%~10%); 次要矿物有黑云母(1%~3%)和角闪石(1%~2%); 副矿物有磷灰石、锆石、磁铁矿和榍石。莒南石英二长岩主要侵位于太古早元古代片麻岩中, 出露面积约 120 km²(图 1); 岩石手标本(N1-13)呈浅灰色, 具中粒斑状结构, 块状构造。主要矿物组合为半自形的正长石(35%~40%)和石英(10%~15%)、自形的中长石(30%~35%)和透辉石(5%~7%); 次要矿物有黑云母(2%)和角闪石(1%~2%); 副矿物有磷灰石、锆石、磁铁矿和榍石。

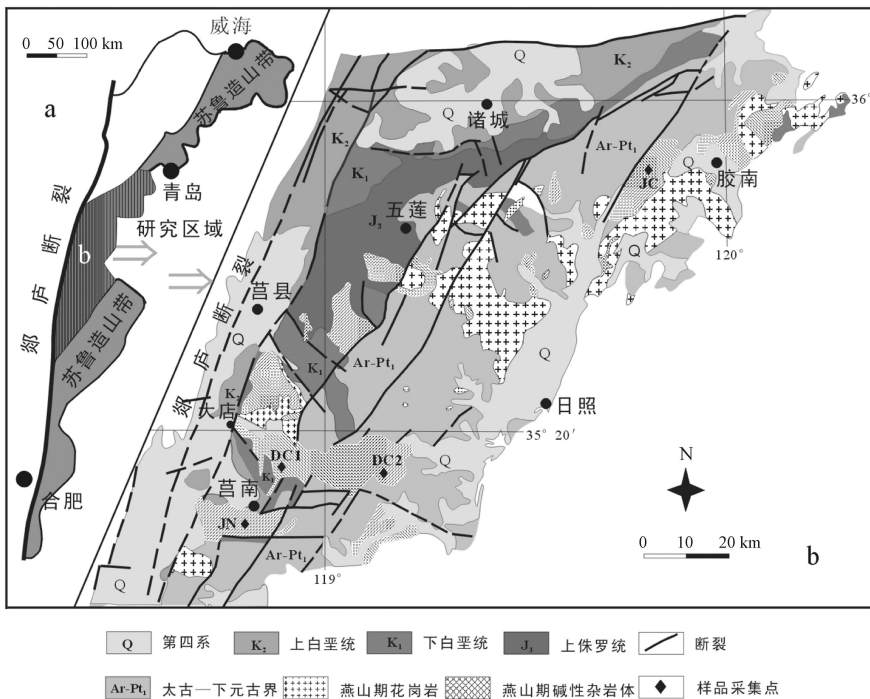


图 1 (a)中国东部苏鲁造山带构造简图与 (b)研究区地质采样分布图(据 Liu 等^[11])

Fig 1. (a) Simplified tectonic map of the Sulu orogenic belt in eastern China

(b) The geologic map of study areas and the sampling locations (modified from Liu et al^[11]).

2 分析方法

主量元素在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室采用 Axios PW 4400型 X射线荧光光谱仪 (XRF)分析完成,分析精度优于 3%。在矿物学和岩相学研究的基础上,首先选取具有代表性的样品,粉碎至 200目,然后称样品 0.7 g XRF分析专用熔剂(复合溶剂: $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, LiBO_2 , LiF)7 g搅拌均匀之后倒入白金坩埚中,进入熔样机高温熔融,烧制熔片。然后把将制备的熔片放入 XRF仪器上进行测试。

微量和稀土元素分析在中国地质科学院国家地质实验测试中心采用电感耦合等离子质谱 (ICP-MS)完成,分析精度优于 5%。处理过程如下:称取 50 mg的 200目样品,置于密封容器中,加入 1 mL HF电热板蒸干去 SiO_2 再加入 1 mL HF和 0.5 mL HNO_3 , 加盖,放置烘箱中 (170 °C)分解 24 h然后放在电热板上蒸干,加入 1 mL HNO_3 再蒸干,重复两次操作,最后加入 2 mL HNO_3 和 5 mL去离子水,盖上盖子,130 °C下溶解残渣 3小时,冷却后加入 500 ng Rh内标溶液,转移至 50 mL离心管中,上机测定。

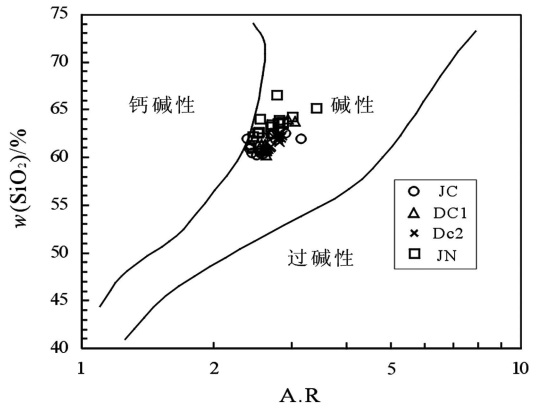
3 主量元素和微量元素地球化学

3.1 主量元素

主量元素分析结果见表 1。从中可以看出,本文研究样品的 SiO_2 含量变化范围为 60.2% ~ 65.1%,大部分集中在中性岩的变化范围。另外,岩石具有高 K_2O (4.66% ~ 5.79%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$)和富碱 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.30\% \sim 10.1\%$)特征。样品具有较高的赖特碱度率 ($A.R. = 2.37 \sim 3.41$),在 SiO_2 -A.R图解 (图 2)中,全部落在碱性区域,表现出碱性岩的特征。碱性岩的 Al_2O_3 含量范围为 14.5% ~ 16.7%,在 A/KNC - A/NK 图解中 (图 3),总体属于过铝质,只有少数样品落在准铝质区或分界线上。在 Harker图解 (图 4)中,随着 SiO_2 的增加, CaO (1.66% ~ 4.57%), MgO (1.91% ~ 2.83%), Fe_2O_3 (4.74% ~ 6.28%), P_2O_5 (0.29% ~ 0.52%), TiO_2 (0.55% ~ 1.11%)和 Al_2O_3 都呈现下降的趋势, K_2O 和 Na_2O 与 SiO_2 的相关性不明显。

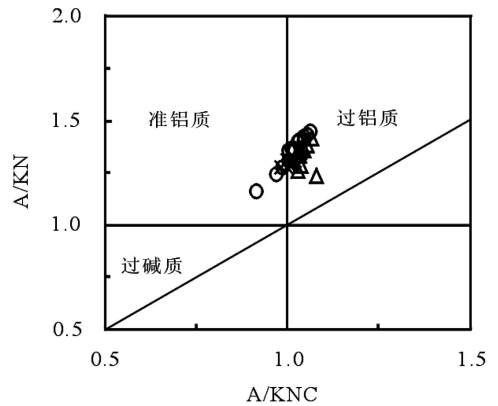
3.2 微量及稀土元素

微量和稀土元素分析结果见表 2。在微量元



$$A.R = \frac{(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})}{(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})}$$

图 2 苏鲁造山带碱性岩 SiO_2 -A.R图解
Fig. 2. SiO_2 vs A.R diagram of alkaline rocks from Su Lu orogenic belt



A, K, N和 C分别代表 Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO 中的 Al, K, N和 Ca的原子数;

图 3 苏鲁造山带碱性岩的 A/KNC - A/NK 图解
Fig. 3. A/KNC vs A/NK diagram of alkaline rocks from Su Lu orogenic belt

素原始地幔标准化蛛网图 (图 5)上,不同地区的岩石样品具有相似的特征:富集 Th, U和大离子亲石元素 (Rb, Ba, K),亏损 P和高场强元素 (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti)。从表 2可看出,碱性岩中 Cr($24.7 \times 10^6 \sim 95.4 \times 10^6$)和 Ni($11.6 \times 10^6 \sim 95.4 \times 10^6$)的含量远低于一般原始岩浆 Cr($500 \times 10^6 \sim 600 \times 10^6$)和 Ni($250 \times 10^6 \sim 300 \times 10^6$)^[17]。但碱性岩具有较高的稀土总量 ($\sum \text{REE} = 296 \times 10^6 \sim 868 \times 10^6$),且轻重稀土分异明显 [$(\text{La}/\text{Yb})_N = 15.0 \sim 47.3$]。在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图 (图 6)中,不同岩体的配分曲线大致平行,反映它们为同源岩浆演化的产物。另外,所有样

表 1 苏鲁造山带碱性岩主量元素分析结果 ($w_B/\%$)Table 1. Major element analysis ($\%$) of alkaline rocks from Sulu orogenic belt

样品	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	$t/^\circ\text{C}$
JC1	60.4	16.0	0.76	5.69	0.11	2.83	4.57	3.75	5.23	0.52	0.41	100.33	861
JC2	60.4	16.1	0.73	5.65	0.10	2.67	4.33	3.65	5.36	0.49	0.39	99.87	873
JC3	60.5	15.9	0.76	5.91	0.11	2.82	4.53	3.68	4.87	0.52	0.76	100.38	883
JC4	60.7	16.2	0.75	5.85	0.11	2.76	4.46	3.88	5.09	0.51	0.18	100.54	884
JC5	61.3	16.2	0.75	5.89	0.11	2.80	4.43	3.56	5.01	0.52	0.06	100.57	896
JC6	60.2	16.0	0.74	5.79	0.11	2.72	4.48	3.90	4.91	0.51	0.47	99.90	868
JC7	61.0	16.0	0.75	5.93	0.11	2.72	4.49	3.81	4.66	0.51	0.37	100.30	862
JC8	61.1	15.9	0.75	5.89	0.12	2.78	4.42	3.53	4.91	0.51	0.36	100.21	875
JC9	62.0	15.6	0.67	5.20	0.10	2.38	3.91	4.41	5.67	0.43	0.04	100.32	839
JC10	61.9	15.6	0.67	5.20	0.10	2.42	3.98	3.97	5.19	0.44	0.46	99.85	882
JC11	61.8	16.1	0.74	5.80	0.11	2.73	4.33	3.77	4.82	0.51	0.05	100.77	893
JC12	61.9	16.0	0.74	5.89	0.11	2.76	4.41	3.63	4.68	0.51	0.03	100.70	878
JC13	62.5	15.7	0.66	5.25	0.11	2.50	3.89	4.08	5.49	0.45	0.05	100.68	877
JC14	62.5	15.7	0.72	5.42	0.10	2.43	4.01	3.87	5.16	0.45	0.02	100.36	871
DC1-1	61.4	16.5	0.77	5.80	0.11	2.39	4.16	3.59	5.27	0.38	0.28	100.62	847
DC1-2	60.3	16.1	0.71	5.36	0.10	2.23	3.89	3.78	5.15	0.35	2.61	100.52	849
DC1-3	61.4	16.4	0.74	5.74	0.11	2.33	4.09	3.79	5.35	0.37	0.11	100.39	837
DC1-4	64.0	15.9	0.65	4.97	0.09	1.92	3.26	3.72	5.72	0.30	0.06	100.60	858
DC1-5	63.8	15.8	0.64	4.87	0.10	1.91	3.13	3.78	5.79	0.29	0.32	100.40	878
DC1-6	61.4	16.7	0.74	5.84	0.10	2.45	4.16	3.74	5.40	0.38	0.01	100.87	865
DC1-7	60.9	16.5	0.74	5.65	0.12	2.33	4.05	3.88	5.38	0.38	0.08	99.93	857
DC1-8	60.8	16.3	0.75	5.75	0.11	2.39	4.14	3.79	5.31	0.38	0.13	99.79	833
DC1-9	61.0	16.3	0.76	5.99	0.13	2.44	4.14	3.81	5.35	0.39	0.14	100.48	847
DC1-10	60.8	16.3	0.75	5.81	0.11	2.47	4.11	3.69	5.37	0.38	0.34	100.11	860
DC1-11	62.5	15.8	0.72	6.28	0.14	2.17	3.76	3.73	5.28	0.35	0.07	100.84	854
DC1-12	60.7	16.4	0.75	5.70	0.11	2.34	4.13	3.79	5.39	0.37	0.27	99.93	857
DC2-1	62.4	15.7	0.68	5.29	0.11	2.20	3.68	3.83	5.34	0.42	0.28	99.94	851
DC2-2	62.5	15.4	0.69	5.28	0.11	2.44	3.87	3.74	5.44	0.45	0.06	99.96	859
DC2-3	61.2	15.7	0.74	5.60	0.11	2.57	4.06	3.90	5.12	0.47	0.47	99.85	830
DC2-4	61.9	16.1	0.70	5.47	0.12	2.39	3.81	4.04	5.38	0.46	0.12	100.50	850
DC2-5	61.7	15.9	0.67	5.31	0.11	2.30	3.72	3.92	5.41	0.44	0.34	99.78	846
DC2-6	62.0	16.1	0.73	5.38	0.11	2.34	3.78	3.89	5.61	0.44	0.13	100.51	859
DC2-7	61.1	16.1	0.75	5.70	0.11	2.51	4.03	3.94	5.23	0.43	0.04	99.87	847
DC2-8	62.2	16.2	0.72	5.60	0.11	2.42	3.86	3.98	5.33	0.45	0.03	100.89	859
DC2-9	62.1	15.8	0.70	5.26	0.11	2.30	3.71	3.92	5.32	0.43	0.14	99.81	852
DC2-10	62.3	16.0	0.71	5.45	0.11	2.35	3.77	4.00	5.46	0.44	0.02	100.58	857
DC2-11	62.1	16.1	0.60	5.41	0.11	2.35	3.73	3.95	5.53	0.44	0.04	100.39	841
DC2-12	62.2	15.9	0.72	5.39	0.11	2.43	3.74	3.89	5.46	0.44	0.06	100.37	859
N1	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874
N2	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874
N3	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874
N4	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874
N5	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874
N6	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874
N7	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874
N8	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874
N9	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874
N10	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874
N11	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874
N12	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874
N13	63.6	15.6	0.66	4.83	0.09	1.96	3.41	3.77	5.39	0.29	0.29	99.84	874

注: t_2 为锆石饱和温度.

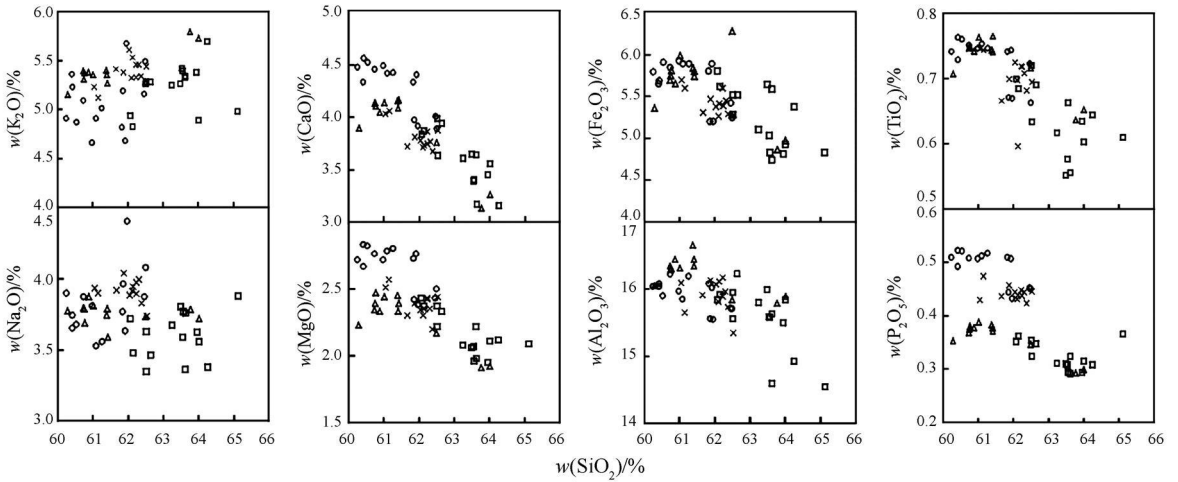


图 4 苏鲁造山带碱性岩 Harker图

Fig 4 Harker diagram of alkaline rocks from Sulu orogenic belt

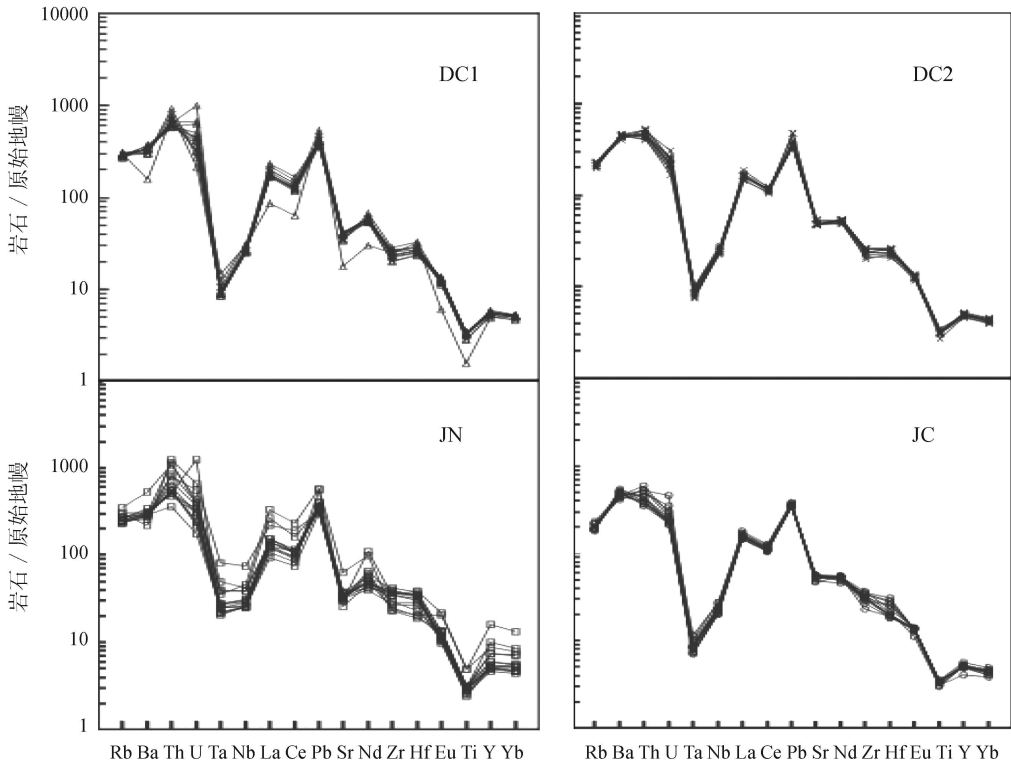


图 5 苏鲁造山带碱性岩微量元素原始地幔标准化蛛网图

Fig 5 Primitive mantle normalized trace elements spidergrams of alkaline rocks from Sulu orogenic belt

品都表现出 Eu 的负异常 ($\delta Eu = 0.46 \sim 0.78$) 特征, 暗示在成岩过程中存在一定程度的斜长石分离结晶作用。

4 成因讨论

4.1 源区性质

源区性质是岩石学成因研究的重要内容。相

似元素的比值, 与各地典型构造背景下样品比值的对比, 能够对岩浆源区性质有一定的指示作用。

研究区碱性岩均具有高钾 ($K_2O = 4.66\% \sim 5.79\%$, $K_2O/N_2O = 1.22 \sim 1.68$) 特性, K_2O 与 SiO_2 不具有相关性 (图 4), 且 K_2O 的含量变化与 MgO 的含量无关, 表明高钾是其固有的特点, 反映岩浆源区可能存在富钾的金云母矿物相^[18]。研究区碱性岩和伴生的镁铁质岩具有一致的 St

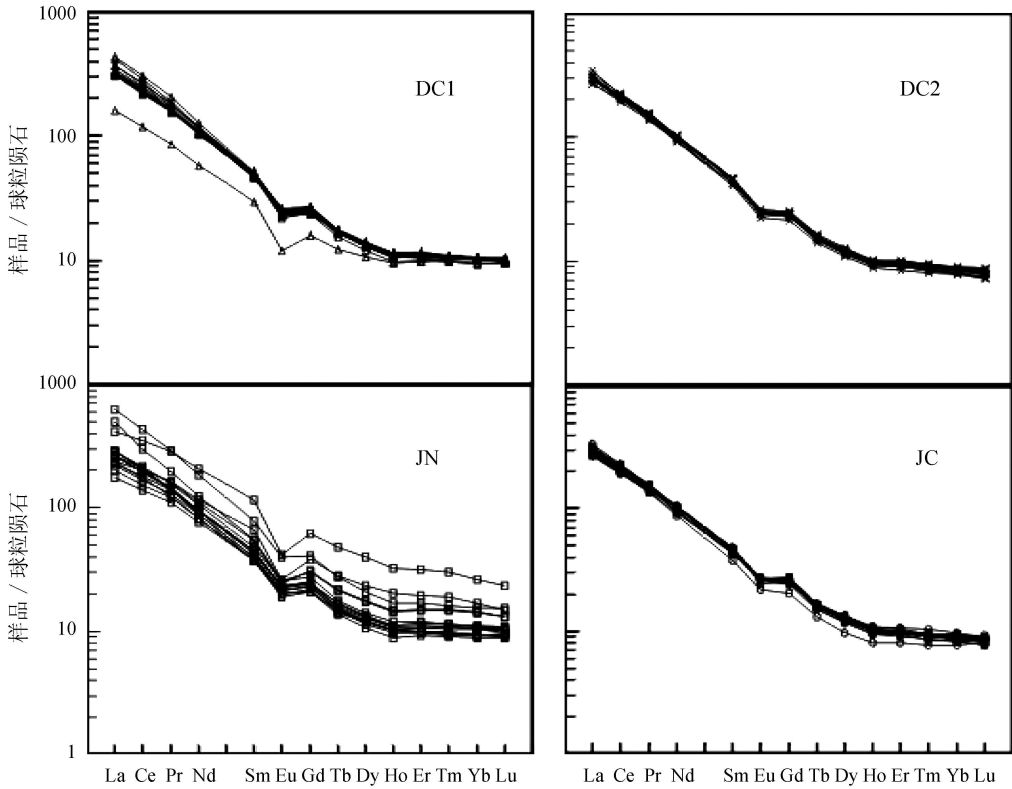


图 6 苏鲁造山带碱性岩 REE分布模式

Fig. 6. Chondrite-normalized rare earth element patterns of alkaline rocks from Sulu orogenic belt

Nd-H同位素组成, 暗示它们具有相同的源区 富集岩石圈地幔^[11]。另外, 在研究区碱性岩中我们发现来自幔源的捕虏体, 进一步表明碱性岩的源区为岩石圈地幔。岩石富集 Th 大离子亲石元素 (Rb, Ba) 和 LREE (图 5, 6), 也表明其岩浆可能起源于富集地幔源区^[19]。Foley^[17]曾指出源自富集地幔的 C 和 N 含量可以远低于原始岩浆的 Cr ($500 \times 10^6 \sim 600 \times 10^6$) 和 Ni ($250 \times 10^6 \sim 300 \times 10^6$) 含量, 因此, 研究区碱性岩较低的 Cr ($24.7 \times 10^6 \sim 95.4 \times 10^6$) 和 Ni ($11.6 \times 10^6 \sim 95.4 \times 10^6$) 含量同样暗示其可能来自富集的地幔源区。同时, 研究区同源的基性脉岩和碱性岩 Pb 同位素研究表明它们来源于华北板块下富集的岩石圈地幔^[11]。从 Sr/Ca-Ba/C 图解 (图 7) 来看, 研究区内碱性岩明显为部分熔融作用下的产物^[20]。

在原始地幔标准化蛛网图 (图 5) 上, 高场强元素 Nb, T 和 T 具有明显的负异常, 暗示成岩过程中可能有地壳物质的加入^[8]。碱性岩的 Nb 异常特征参数 Nb* (0.13 ~ 0.38) 小于 1, 也反映成岩过程中可能存在大量地壳物质的参与。研究表明, 如果有 0.1% 的金红石进入地幔发生交代作

用, Nb/T 就会增大 40% ~ 60%^[21]。研究区碱性岩的 Nb/Ta (14.9 ~ 55.4) 比值较高, 平均为 40.1, 普遍高于原始地幔 (EM) 的 Nb/Ta 比值 (17.5 ± 2.0)^[22], 暗示地幔源区可能存在金红石的交代作用。金红石是地幔岩 (榴辉岩、金伯利岩) 中一种广泛分布的矿物, 实验研究表明在 480 °C 和 0.9 GPa 条件下获得锐钛矿 - TiO₂ II 金红石

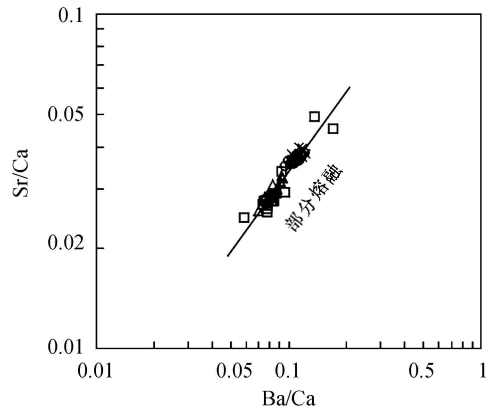


图 7 苏鲁造山带碱性岩 K₂O/Na₂O-SiO₂ 和 K₂O/Na₂O-MO 图解

Fig. 7. K₂O/Na₂O vs SiO₂ and K₂O/Na₂O vs MO diagrams of alkaline rocks from Sulu orogenic belt

的三相点^[23],根据地温梯度和地压梯度估算,金红石在地幔中的稳定区域至少为 50~70 km 之间,由此可推断碱性岩可能至少来自 50~70 km 深度的岩石圈地幔的部分熔融。

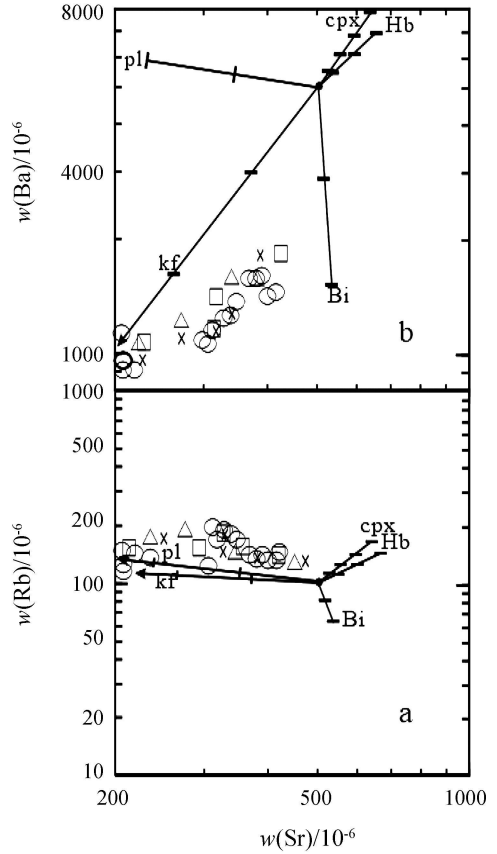
4.2 分离结晶

锆石饱和温度 (T_z) 计算结果显示 (表 1), 岩浆结晶温度范围为 830~924 °C。CaO、MgO、 B_2O_3 、 TiO_2 、 F_2O_3 、 Al_2O_3 与 SiO_2 有较明显的负相关性 (图 4) 说明岩浆在侵位过程中发生了一定程度的单斜辉石、磷灰石、 $TiFe$ 氧化物和斜长石分离结晶作用^[24]。在原始地幔标准化蛛网图 (图 5) 和球粒陨石标准化配分模式图 (图 6) 中, 所有样品都表现出明显的 S 和 Eu 负异常特征, 也说明成岩过程中存在斜长石的分离结晶或部分熔融过程中斜长石残留在源区。T 和 P 的负异常 (图 5) 则表明成岩过程中有 $TiFe$ 氧化物 (金红石和钛铁矿) 和磷灰石的分离结晶发生。另外, Ta、Nb 的亏损及 Th 的富集现象 (图 5), 可能与角闪石和黑云母等矿物的分离结晶有关^[25]。从过渡族元素的含量特征来看, 过渡族元素总体含量偏低, 其标准化图解 (图略) 明显亏损 Cr、Ni (在原始地幔中相应的丰度分别为 3000×10^6 和 2000×10^6), 这可能与物源区有铁镁矿物如橄榄石 (与 N 相关) 和单斜辉石或尖晶石 (与 C 相关) 的结晶分异有关^[26]。在 Rb-S 和 Ba-S 微量元素图解 (图 8) 中, 岩浆分离结晶的矿物以斜长石和钾长石为主 (图 8a), 且在岩浆演化的早期存在黑云母和钾长石的分离结晶, 在岩浆演化的晚期, 钾长石分异的比例越来越大 (图 8b)。

4.3 地壳混染

上述分析显示成岩过程中有地壳物质的参与, 地壳物质可以通过俯冲或拆沉进入岩石圈地幔, 以熔融产生的熔体对岩石圈地幔进行改造 (交代作用), 也可以在岩浆上升侵位的过程中实现 (地壳混染作用)。

苏鲁造山带碱性岩产于中国东部岩石圈拉伸构造背景下, 并在一个不断活化的构造活动带上, 岩浆上升速度快, 一般来说遭受地壳混染的可能性较小。研究区碱性岩具有高的 Th/U (1.71~15.1) 和 Ce/Pb 比值 (3.70~15.4) 以及低的 Nb/La 比值 (0.12~0.36), 反映岩浆在上升侵位的过程中受地壳混染的可能性不大^[27]。由于研究区



Bi 黑云母; cpx 单斜辉石; Hb 普通角闪石;
kf 钾长石; pl 斜长石

图 8 苏鲁造山带碱性岩的 Rb-Sr 和 Ba-Sr 图解
Fig. 8 Rb vs Sr and Ba vs Sr diagrams of alkaline rocks from Sulu orogenic belt

碱性岩具有相对均一的 Nd 和 Sr 同位素组成^[11], 以及岩石的 La/Sm 比值和 K_2O/TiO_2 、 K_2O/P_2O_5 比值变化小的特点, 同样表明岩浆在上升的过程中受地壳混染的可能性不大^[6]。Na₂O 和 K₂O (特别是 K₂O) 与 SiO_2 之间不存在正相关关系 (图 4), 且 Nb 与 Th 之间具有相对明显的正相关关系 (图略), 表明岩浆在上升过程中不可能存在明显的地壳混染^[28]。Th 表现出显著富集的特点 (图 5), 也说明岩浆在上升侵位的过程中没有受到明显的地壳混染^[24]。而且, 在 Nb/Ta-La/Yt 的相关图 (图 9) 中 Nb/Ta 和 La/Yb 没有明显的负相关关系, 也表明在成岩过程中不存在明显的地壳混染作用^[29]。另外, Sr-Nd 同位素研究进一步说明在成岩的过程中没有受到明显的地壳混染的影响^[11]。除此之外, 碱性岩中存在幔源捕虏体, 更有力的说明了母岩浆上升侵位的速度非常快, 这就导致岩浆在上升侵位过程中不存在明显地壳物

质的混染。综上所述, 苏鲁造山带碱性岩岩石地球化学特征应该来自富集的岩石圈地幔。

性超基性岩墙群的大量出露也表明该地区岩石圈处于拉张背景之下^[11 32]。而且苏鲁带燕山期大规模强烈的岩浆作用同样表明白垩纪中期以来苏鲁带岩石圈处于拉张背景之下^[6 33]。另外, 该地区晚侏罗世至晚白垩世形成的断陷盆地-胶莱盆地可作为苏鲁造山带岩石圈拉张最直接的证据之一^[33]。

关于控制苏鲁带岩石圈拉张减薄的因素, 目前主要有以下几种可能的观点: 太平洋板块的俯冲作用、扬子板块的俯冲作用、热机械-化学侵蚀作用、郯庐断裂带的活动和拆沉作用。

Chen等^[34]认为来自俯冲的太平洋板块的流体交代作用改变了华北东部岩石圈地幔, 弧后拉张导致了交代地幔的部分熔融, 从而产生大规模的岩浆活动。但从太平洋板块俯冲方向来看, 晚中生代 Izanaq 板块相对华北板块为北-北东向俯冲, 这就使研究区产生弧后拉张背景的可能性极小^[35 36]。目前还没有物质证据表明太平洋板块俯冲对中国东部岩石的成因有贡献^[37]。中国东北新生代钾质玄武岩 U-Th不平衡研究也排除了太平洋板块俯冲的影响^[38]。另外, 华北板块西部早白垩世幔源岩石的研究表明, 富集岩石圈地幔源区的形成与太平洋板块的俯冲也没有关系^[34]。

扬子板块俯冲到一定程度就会发生板块脱离从而进入软流圈地幔中, 这就引发了软流圈的上涌, 从而导致苏鲁带中生代岩石圈的拉张减薄, 并引发大规模的岩浆和成矿作用^[8]。Yang等^[8]和 Xi等^[9]认为苏鲁带甲子山碱性岩 (209 ~ 215 Ma)就是在此构造背景下形成的。但本研究中碱性岩 (120 ~ 126 Ma^[11]) 的形成远晚于甲子山岩体, 很难用同一种动力学机制加以解释。对于该地区这两次的碱性岩浆活动, 共同的认识是这些碱性岩都形成于拉张背景, 分歧在于拉张背景的形成和碱性岩成因: 对于甲子山碱性岩, 被认为是形成于扬子板块俯冲和脱离形成的拉张背景之下, Yang等^[8]认为该碱性岩 (209 ~ 215 Ma)来源于扬子板块岩石圈地幔, 而 Xi等^[9]则认为是华北板块岩石圈地幔的产物; 关于后期 (120 ~ 126 Ma)的碱性岩, 认为是形成于华北板块加厚下地壳的榴辉岩化导致的拆沉作用形成的拉张背景之下, 且碱性岩来自华北板块富集岩石圈地幔的部分熔融^[11]。

热-机械侵蚀模式认为岩石圈底部地幔热流的增加导致岩石圈内热状态的明显改变, 华北陆

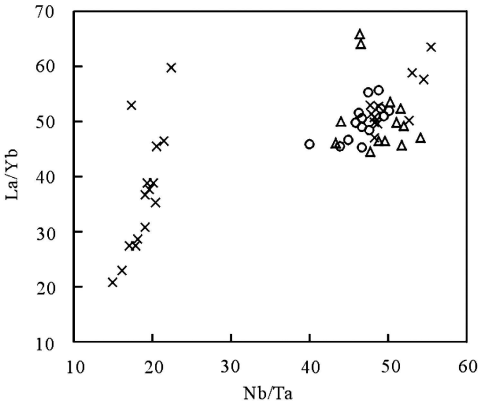
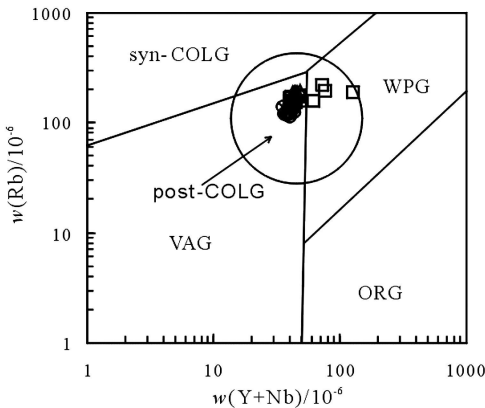


图 9 苏鲁造山带碱性岩 Nb/Ta-La/Yb图解
Fig. 9. Nb/Ta vs. La/Yb diagram of alkaline rocks from Sulu orogenic belt

4.4 成岩机制

中晚侏罗纪到白垩纪初, 为古太平洋动力演化时期, 中国东部处于以挤压和挤压-剪切为主的动力学状态中, 白垩纪中期 (约 110 ± 5 Ma) 以来为太平洋动力演化阶段 (今太平洋体系演化阶段), 中国东部转入以拉张为主的构造背景^[30]。Pearce指出 Rb-Nb+Y微量元素图解对于判别花岗岩类 (指石英质量分数 > 5 的火成岩) 的构造环境非常有效^[31]。苏鲁带碱性岩在该判别图上投影点全部位于后碰撞 (Post-COLG) 区域 (图 10), 代表了一种拉张性的构造环境。同时, 苏鲁带基



ORG 洋脊花岗岩; VAG 火山弧花岗岩;
WPG 板内花岗岩; syn-COLG 同碰撞花岗岩;
post-COLG 后碰撞花岗岩

图 10 苏鲁造山带碱性岩的构造环境判别图解
Fig. 10. Tectonic setting discrimination diagrams of alkaline rocks from Sulu orogenic belt

块岩石圈厚度的减薄主要受制于岩石圈内热状态的变化,以热侵蚀的减薄方式为主,机械拉张作用可能对华北陆块岩石圈厚度的减薄作用有一定贡献^[39]。热化学侵蚀模式认为软流圈的上涌导致太古代岩石圈地幔受到热化学的侵蚀,从而导致华北岩石圈的拉张和减薄^[40]。但由于它们都无法解释苏鲁带出现的来自拆沉下地壳部分熔融的埃达克岩石^[41]。所以我们也不支持这两种模式。

郯庐断裂带是中国东部一条重要的强烈构造变形带,它在早白垩世初期发生了第2次左行平移,之后出现伸展背景下的大规模岩浆活动,其时间主要为早白垩世中期晚白垩世(132~92 Ma)^[42]。郯庐断裂带的第2次左行平移与苏鲁带大规模岩浆活动的时代基本相同,也与苏鲁带岩石圈拉张减薄基本同时^[43,44]。但现在不明确的是岩石圈的拉张减薄导致了郯庐断裂带的发育,还是郯庐断裂带的存在诱发了岩石圈的拉张减薄。研究表明,地下深部的剪切作用使岩石圈的整体性发生破坏,并引发一系列化学过程是可能的^[45],但至今缺乏相应的实体研究。

近年来,埃达克岩的研究使人更加关注到岩石圈拆沉作用^[46],目前虽然对拆沉条件以及方式还存在一些异议^[47]。到目前为止,有关苏鲁造山带的埃达克岩的研究较少,但是有限的资料却给我们提供了一些研究思路。研究区的埃达克岩的成因主要与下地壳的拆沉有关^[32,41]。

综上所述,我们认为岩石圈拆沉作用是导致苏鲁带岩石圈拉张减薄最可能的一种模式。在早侏罗世由于华北板块和扬子板块可能再次发生了板内挤压,这就导致了苏鲁地壳的加厚,加厚下地

壳经过高压超高压变质作用产生具有独特物理和化学特性的榴辉岩^[11],榴辉岩密度比地幔橄榄岩的密度高 $0.2 \sim 0.4 \text{ g/cm}^3$ ^[48],由于重力的不平衡,在中侏罗世榴辉岩与下伏的岩石圈地幔一起通过拆沉作用进入软流圈地幔中^[49],并引发了软流圈再次上涌和岩石圈的拉张和减薄;由于榴辉岩的熔解温度低于地幔橄榄岩的熔解温度^[50],随着硅饱和的榴辉岩进入地幔后被加热,榴辉岩发生熔融产生了硅质熔融体(英云闪长岩至奥长花岗岩)并与上覆地幔橄榄岩发生大规模交代作用,这就产生了交代富集的岩石圈地幔;在早白垩世随着拆沉的继续^[51],交代富集的岩石圈地幔得到减压并发生部分熔融,这就产生了原始岩浆,原始岩浆在上升成岩的过程中发生了分离结晶作用,最后在造山带的有利位置产生了碱性岩和过铝质的A型花岗岩。

5 结 论

苏鲁造山带碱性岩形成于岩石圈拉张减薄的构造环境,岩石圈拆沉是导致拉张的主因。在成因上为华北板块富集岩石圈地幔部分熔融的产物,在成岩过程中可能存在单斜辉石、斜长石、磷灰石、TiF氧化物角闪石和黑云母等矿物的分离结晶作用,岩浆结晶温度范围为 $830 \sim 924 \text{ }^\circ\text{C}$,岩浆在上升侵位过程中不存在明显地壳物质的混染。

致谢:刘铁庚研究员在光薄片矿物鉴定工作给予了一定指导,山东地质科学院提供了部分基础资料,在此一并致谢!

参 考 文 献:

- [1] 阎国翰,牟保磊,许保良,等.中国北方显生宙富碱侵入岩年代学和Nd-Sr-Pb同位素特征[J].地质论评,2002,48(增刊):69-76
- [2] 山东地质矿产资源局.山东省区域地质附图[M].北京:地质出版社,1991.
- [3] Liegeois J.P. Contrasting origin of post-collisional high-K calc. alkaline and Shoshonitic versus alkali and peralkali line granitoids: The use of sliding normalization[J]. Lithos, 1998, 45: 1-26.
- [4] Karmalkar N.R., Sona R., Giffin W.L., et al. Alkaline magmatism from Kutch, NW India: implications for plate-lithosphere interaction[J]. Lithos, 2005, 81(1/4): 101-119.
- [5] Menzies M.A., Fan W.M., Zhang M. Paleozoic and Cenozoic Lithospheres and Loss of Ni 20 km of Archean Lithosphere, Sino-Korean Craton, China: Magmatic Processes and Plate Tectonics[M]. London: Geological Society of London Special Publication, Academic Press, 1993.
- [6] Fan W.M., Guo F., Wang Y.J., et al. Post-orogenic bimodal volcanism along the Sulu orogenic belt in eastern China[J]. Phys Chem Earth (A), 2001, 26: 733-746.
- [7] 韩宗珠.鲁苏碱性岩套特征及其形成的构造背景[J].山东地质,2000,4(16):5-10.
- [8] Yang J.H., Chung S.L., Wilde S.A., et al. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu orogenic belt, East China: Geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence[J]. Chemical Geology, 2005, 214: 99-125.

- [9] Xie Z, Li QZ, Gao T S. Comment on " Petrogenesis of post orogenic syenites in the Sulu orogenic belt, east China: Geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence" [J]. *Chemical Geology* 2006, 235: 191-194.
- [10] 黄洁, 郑永飞, 吴元保, 等. 苏鲁造山带五莲地区岩浆岩元素和同位素地球化学研究 [J]. *岩石学报*, 2005, 21(3): 545-568.
- [11] Liu S, Hu R Z, Gao S, et al. U-Pb zircon age, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on age and origin of alkaline intrusions and associated mafic dikes from Sulu orogenic belt, Eastern China [J]. *Lithos* 2008, 106: 365-379.
- [12] 周建波, 郑永飞, 赵子福. 山东五莲中生代岩浆岩的锆石 U-Pb 年龄 [J]. *高校地质学报*, 2003, 9(2): 185-194.
- [13] Zheng Y F, Fu B, Gong B, et al. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime [J]. *Earth Science Review* 2003, 62: 105-161.
- [14] Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, et al. Zircon U-Pb age, element and C-O isotope geochemistry of post-collisional mafic-ultramafic rocks from the Dabie orogen in east-central China [J]. *Lithos* 2005, 83: 1-28.
- [15] 沈宝丰, 骆辉, 李双保, 等. 华北陆台太古宙绿岩带地质及成矿 [M]. 北京: 地质出版社, 1994: 202.
- [16] 唐俊, 郑永飞, 吴元保, 等. 胶东地块西部变质岩锆石 U-Pb 定年和氧同位素研究 [J]. *岩石学报*, 2004, 20(5): 1063-1086.
- [17] Foley S F, Venturelli G, Green D H, et al. The ultrapotassic rocks: characteristics, Classification and constraints for Petrogenetic models [J]. *Earth Science Review* 1987, 24: 81-134.
- [18] Wyllie P J, Sekine T. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization [J]. *Contrib Mineral Petrol* 1982, 79: 375-380.
- [19] 任康绪, 阎国翰, 牟保磊, 等. 辽西凌源河坎子碱性杂岩体地球化学特征及地质意义 [J]. *岩石矿物学杂志*, 2004, 3(23): 193-202.
- [20] Allegre C J, Hart S R. Trace Elements in Igneous Petrology [M]. Amsterdam: Elsevier, 1978: 1-12.
- [21] Guo F, Fan W M, Wang Y J, et al. Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: implications for enrichment processes beneath continental collisional belt [J]. *Lithos* 2004, 78: 291-305.
- [22] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society Special Publication* 1989, 42: 313-347.
- [23] Dachile F, Simons Y, Roy R. Pressure-temperature studies of anatease brookite rutile and TO_2 -H₂ [J]. *American Mineralogist* 1968, 53: 1929-1939.
- [24] 李献华, 李奇峰, 刘颖, 等. 华夏古陆元古代变质火山岩的地球化学特征及其构造意义 [J]. *岩石学报*, 1999, 15(3): 364-371.
- [25] 吴福元, SW ilde, 孙德有, 佳木斯地块片麻状花岗岩的锆石离子探针 U-Pb 年龄 [J]. *岩石学报*, 2001, 17(3): 443-452.
- [26] Rollison H R. Using Geochemistry Data: Evaluation, Presentation, Interpretation [M]. London: Longman Group UK Ltd, 1993.
- [27] Miller C, Schuster R, Kårlzli U, et al. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis [J]. *J Petrol* 1999, 40(9): 1399-1424.
- [28] Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective [J]. *Review Geophysics* 1995, 33: 267-309.
- [29] Munker C. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back system, New Zealand: Source constraints and application of refined ICPMS techniques [J]. *Chemical Geology* 1998, 144: 23-45.
- [30] 任纪舜. 中国及邻区大地构造图 (1:5000000) [M]. 北京: 地质出版社, 1999.
- [31] Pearce J. Sources and settings of granitic rocks [J]. *Episodes* 1996, 19(4): 120-125.
- [32] Liu Shep, Hu Ruizhong, Gao Shap, et al. Petrogenesis of late Mesozoic mafic dikes in the Jiaodong Peninsula, eastern North China Craton and implications for the foundering of lower crust [J]. *Lithos* 2009, 113(3-4): 621-639.
- [33] 徐贵忠, 周瑞, 闫臻, 等. 论胶东地区中生代岩石圈减薄的证据及其动力学机制 [J]. *大地构造与成矿学*, 2001, 25(4): 368-380.
- [34] Chen B, Jahn B M, Arai Kawa A, et al. Petrogenesis of the Mesozoic intrusive complexes from the southern Taihang Orogen, North China Craton and Sr-Nd-Pb isotopic constraints [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 2004, 148: 489-501.
- [35] Ying J F, Zhang H F, Sun M, et al. Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province, western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime [J]. *Lithos* 2007, 98: 45-66.
- [36] Kimura G, Takahashi M, Kono M. Mesozoic collision extension tectonics in eastern Asia [J]. *Tectonophysics* 1990, 181: 15-23.
- [37] Zhang H F, Sun M, Zhou X H, Ying J F. Geochemical constraints on the origin of Mesozoic alkaline intrusive complexes from the North China Craton and tectonic implications [J]. *Lithos* 2005, 81: 297-317.
- [38] Zou H B, Reid M R, Liu Y S, et al. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U-Th disequilibrium data [J]. *Chemical Geology* 2003, 200: 189-201.
- [39] 林舸, Zhang Y H, 王岳军, 等. 华北陆块岩石圈减薄作用: 热薄化与机械拉伸的数值模拟研究 [J]. *大地构造与成矿学*, 2004, 28(1): 8-14.
- [40] Menzies M A, Xu Y, Zhang H F, et al. Integration of geology, geophysics and geochemistry: A key to understanding the North China Craton

- [J. Lithos 2007, 96: 1-21.
- [41] Liu S, Hu R Z, Gao S, et al. Zircon U-Pb age, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of adakitic volcanic rocks from Jiaodong Shandong Province, Eastern China: Constraints on petrogenesis and implications [J. Journal of Asian Earth Sciences 2009, 35(5): 445-458.
- [42] 谢文雅, 牛漫兰, 曹洋. 郑庐断裂带早白垩世岩浆活动与断裂带的活动关系 [J. 合肥工业大学学报(自然科学版), 2009, 32(3): 293-304.
- [43] 吴福元, 葛文春, 孙德有, 等. 中国东部岩石圈减薄的几个问题 [J. 地学前缘, 2003, 10(3): 51-60.
- [44] 吴福元, 徐义刚, 高山, 等. 华北岩石圈与克拉通破坏研究的主要学术之争 [J. 岩石学报, 2008, 24(6): 1145-1174.
- [45] Xu Y G, Ross J V, Merlier J C C. The upper mantle beneath the continental rift of Tanlu, Eastern China: evidence for the intra-lithospheric shear zones [J. Tectonophysics 1993, 225: 337-360.
- [46] Wang Q, Xu J F, Jian P, et al. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization [J. J Petrology 2006, 47(1): 119-144.
- [47] Kay R W, Kay S M. Delamination and delamination magmatism [J. Tectonophysics 1993, 219: 177-189.
- [48] Levander A, Ni J F, Lee C T A, et al. Imaging the continental lithosphere [J. Tectonophysics 2006, 416: 167-185.
- [49] Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton [J. Nature 2004, 432: 892-897.
- [50] Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V, et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts [J. Science 2007, 316: 412-417.
- [51] Li S G, Huang F, Li H. Post-collisional delamination of the lithosphere beneath Dabie-Sulu orogenic belt [J. Chinese Science Bulletin 2002, 46: 1487-1490.

Petrogenesis of Alkaline Rocks in the Sulu Orogen-Evidence from Elemental Geochemistry

WANG Tao², LIU Shen³, HU Rui-zhong, FENG Cai-xia,
QIYOU Qiang, FENG Guang-ying², YANG Yu-hong²

(1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;
3. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi'an 710069, China)

Abstract We reported the major and trace elements of alkaline rocks from the Sulu orogenic belt. The rocks belong to peraluminous series ($A_2O_3 = 14.5\% \sim 16.7\%$, $A/KNC = 0.92 \sim 1.10$), and are characterized by high SiO_2 (60.2%~65.1%) and K_2O contents (4.66%~5.79%, $K_2O/Na_2O > 1$). Moreover, the alkaline rocks are characterized by enrichment in Th, U, Rb, Ba and K, depletion in Nb, Ta, Zr, Hf, Ti and P, strong fractionation of LREE and HREE [$(La/Yb)_N = 15.0 \sim 47.3$], as well as moderate negative Eu anomalies ($\delta Eu = 0.46 \sim 0.78$). Based on the above geochemical features, we propose that these alkaline rocks were derived from partial melting of the enriched lithospheric mantle in the extensional tectonic setting. Meanwhile, the parental magma underwent intense mineral fractional crystallization including clinopyroxene, plagioclase, apatite, hornblende and biotite, whereas there had no crustal contamination during magma ascent. Simulative calculation for zircon saturation temperatures (T_{Zr}) indicated that the alkaline rocks crystallized between 830 °C and 924 °C.

Key words alkaline rocks; elemental geochemistry; petrogenesis; Sulu orogenic belt