

胶东北部碱性超基性脉岩地球化学 特征及环境和成因探讨*

刘 燊¹ 胡瑞忠¹ 赵军红¹ 冯彩霞¹ 蒋国豪¹ 史丹妮²

(1. 中国科学院地球化学研究所矿床重点实验室 贵州贵阳 550002; 2. 中国石油化工有限公司
石油勘探开发研究院 北京 100083)

摘 要 胶东地区脉岩属碱性超基性岩系 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.67\% \sim 5.43\%$; $\text{SiO}_2 = 36.70\% \sim 39.99\%$), 岩性为单一的橄榄辉石岩。从主量元素 (包括 CIPW 标准矿物组成) 和过渡元素组成来看, 该岩系近似原始岩浆组成。电子探针结果显示: 橄榄石为富镁质橄榄石 (贵橄榄石) ($\text{Fo} = 71 \sim 90$), 单斜辉石为透辉石 (次透辉石为主)。岩石富集大离子亲石元素 (K、Rb、Sr、Th 和 Ba), 但不具有高场强元素 (Nb、Ta、Zr 和 Hf) 的亏损, 表明岩石形成于大陆板内环境, 为地幔橄榄岩低度部分熔融 (3.4%) 的产物。同时, 它具有大陆边缘弧的特性, 暗示其为一种滞后型弧岩浆作用的产物。稀土元素特征显示, 岩石强烈富集 LREE, 而相对亏损 HREE, 暗示了源区的富集特性。Eu/Eu* = 0.89 ~ 1.00, 总体不表现明显的负 Eu 异常, 暗示斜长石不是主要的分馏矿物相。结合板内碱性岩石的矿物结晶顺序认为, 本区岩浆分馏以较弱的橄榄石分馏为主。

关键词 碱性超基性岩脉 板内 部分熔融 分离结晶 胶东北部

中图分类号: P588.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 0563-5020(2005)01-0069-15

1 概 述

碱性超基性岩是特定条件下幔源岩浆活动的产物, 主要产于稳定大陆内部, 构造上受控于裂谷作用或深大断裂活动。该类岩石在欧洲、亚洲、东非和南美等地都有出露, 在我国境内分布较少, 且规模较小, 零星见于山东、山西、湖北 (西部)、四川 (西部和北部) 及云南等地 (黄智龙等, 1995)。此类岩石常伴有丰富的矿产 (Fe、P、Au 及稀土) 资源而受到重视。

胶东地区碱性超基性脉岩产出于胶北隆起区, 构造上远离沂沭断裂带 (郯庐断裂带山东段)。目前对该区脉岩的研究以出露于金矿区的高钾质、钾质脉岩和煌斑岩为主。本文主要从主量和微量元素方面对碱性超基性脉岩的地球化学特征加以论述, 并结合年代学资料探讨其成因和成岩环境。

碱性超基性岩脉侵入胶东岩群 (栖霞亚群牟家组), 后者是以奥长花岗岩为主的晚太古代 (> 2 500 Ma) TTG 杂岩体, 1:5 万区调时将其时代归为燕山期^①。脉体走向 NE, 计

* 中国科学院知识创新工程重要方向项目 (编号: KZCX3-SW-125 和 KZCX2-102) 资助。

刘 燊, 男, 1974 年 10 生, 副研究员, 岩石学和地球化学专业。

2003-07-21 收稿, 2003-10-08 改回。

① 山东省地质矿产局第六地质队. 1990. 赵格庄幅区域地质调查报告 (1:50 000).

大、小两条,与沂沭断裂带分布大致平行(图1)。大者长3~4 km,被全新统覆盖,宽数十米;小的长数百米,宽几米到数十米。采样沿两脉体走向进行,其中小脉体中采样2个(SWZ1和SWZ2,取样间隔约50 m),大脉体中采样6个(SWZ4~SWZ10,取样间隔约150 m),其岩石化学成份见表1。碱性超基性岩脉的岩性为单一的橄榄辉石岩,主要造岩矿物有:橄榄石(可能属镁橄榄石或贵橄榄石,约10%~15%),长柱状单斜辉石(65%~80%),偶见斜长石($An=80\sim 90$, <8%)和黑云母(<5%)。副矿物主要为粒状磁铁矿(0.3~0.6 mm, 10%~15%)和少量长短不一的六方柱状和针状磷灰石(<5%)。岩石多具绿泥石化和透闪石化。岩脉在延长方向和横向方向上岩石的结构、构造和粒度皆无明显变化。

在全碱- SiO_2 的 TAS 图上(图2a),本区碱性超基性岩脉的投影点都落于碱性系列碱玄岩+碧玄岩和副长石岩范围。考虑到蚀变过程中 K 和 Na 等元素较活泼,用 TAS 图解

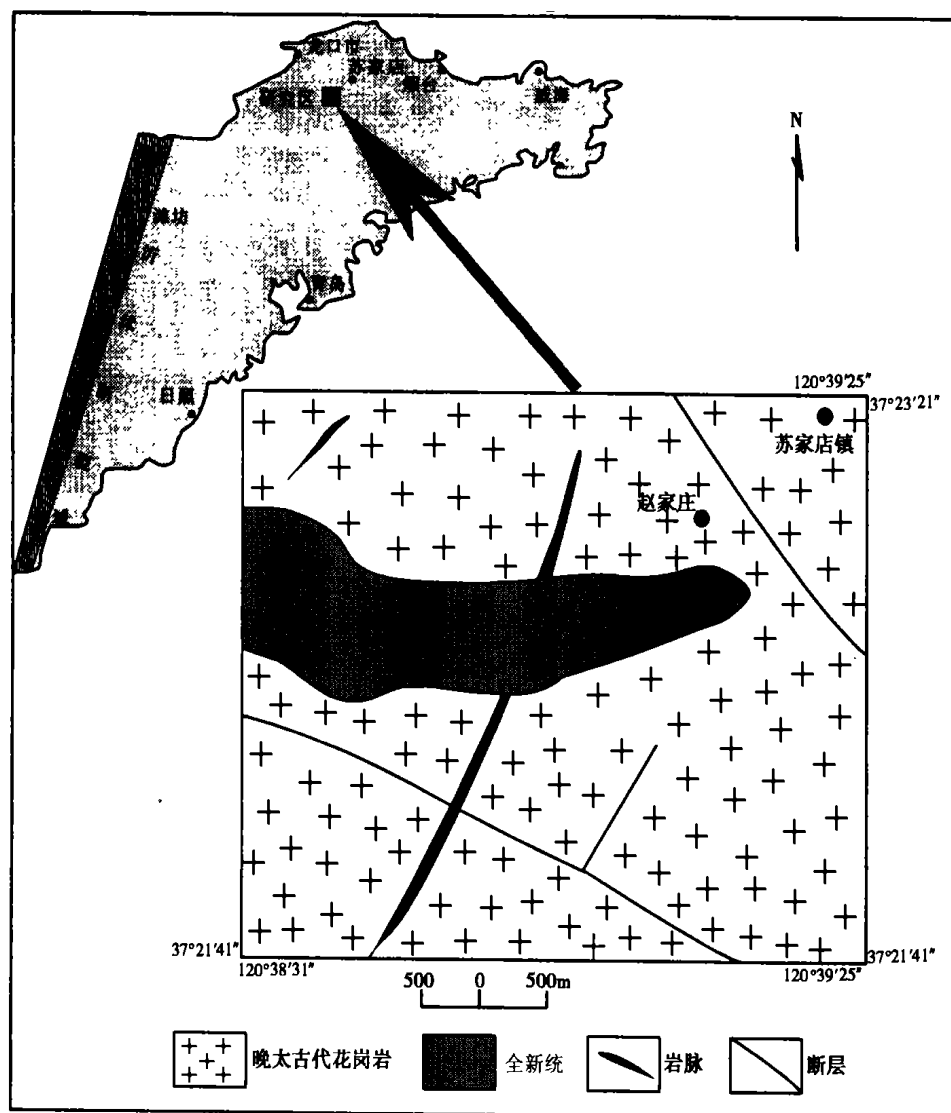


图1 碱性超基性脉岩分布图

Fig. 1 A geological map showing distribution of the alkaline ultramafic dikes

表 1 碱性超基性岩脉岩石化学成份/Wt%、主要参数和 CIPW 值

Table 1 Petrochemical compositions, predominant petrochemical parameters and CIPW values

样品号	SWZ1	SWZ2	SWZ4	SWZ5	SWZ6	SWZ7	SWZ9	SWZ10
SiO ₂	37.55	36.7	38.58	39.99	38.9	38.96	37.04	39.53
TiO ₂	0.42	1.07	1.07	0.31	0.97	1.07	0.41	1.08
Al ₂ O ₃	13.50	16.03	11.78	12.58	14.28	13.41	12.88	12.66
Fe ₂ O ₃	6.51	7.63	5.66	6.61	5.50	5.35	5.78	4.24
FeO	6.77	4.01	6.75	6.65	6.42	6.25	7.05	7.73
MnO	0.28	0.22	0.24	0.22	0.23	0.22	0.27	0.19
MgO	11.82	12.48	12.32	11.12	12.05	12.09	11.04	11.92
CaO	12.09	11.27	11.04	11.78	10.56	10.39	15.06	10.69
Na ₂ O	3.45	3.16	3.12	3.50	3.43	3.68	3.79	3.72
K ₂ O	1.57	1.51	1.79	1.39	1.54	1.75	1.52	1.35
P ₂ O ₅	0.80	1.10	1.50	0.77	1.33	1.60	0.85	1.33
CO ₂	1.5	3.54	3.45	1.7	2.3	2.1	3.2	2.3
LOI	3.15	0.85	2.1	2.8	2.22	2.57	0.5	2.7
Total	99.49	99.57	99.40	99.42	99.73	99.44	99.39	99.44
Mg [#]	42	47	44	40	45	46	41	44
K ₂ O/TiO ₂	3.74	1.41	1.67	4.48	1.59	1.64	3.71	1.25
Na ₂ O + K ₂ O	5.02	4.67	4.91	4.89	4.97	5.43	5.31	5.07
Na ₂ O/K ₂ O	2.2	2.09	1.74	2.52	2.23	2.1	2.49	2.76
or	0	0	4.96	3.85	6.93	8.55	0	8.33
ab	0	0	0	0	0	0	0	0
an	17.6	26.32	13.66	15.26	19.94	15.69	14.23	14.65
lc	7.68	7.36	4.96	3.78	2.07	1.86	7.37	0.1
ne	16.68	15.21	15.23	16.89	16.5	17.79	18.14	18.04
Di(wo)	17.01	10.71	14.75	17.35	11.23	12.02	24.49	13.88
Di(en)	12.47	9.23	10.99	12.67	8.4	9.07	17.32	9.69
Di(fs)	2.9	0	2.28	3.02	1.69	1.71	5.01	3.01
Ol(fo)	13.1	16.48	15.28	11.63	16.27	15.97	8.07	15.3
Ol(fa)	3.36	0	3.5	3.07	3.61	3.32	2.58	5.24
mt	9.96	11.07	8.74	10.1	8.38	8.19	8.76	6.51
he	0	0.38	0	0	0	0	0	0
il	0.84	2.14	2.17	0.62	1.94	2.15	0.81	2.17
ap	1.84	2.52	3.49	1.77	3.05	3.69	1.94	3.07

主量元素在中国科学院地球化学研究所采用常规湿法分析,分析者李荪蓉; $Mg^{\#} = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$ 。

判别岩石类型可能会产生误差,因此,我们选择一些在蚀变过程中不活泼的元素(Ti、Zr、Y和Nb)来做进一步的判别。在Zr/TiO₂-Nb/Y判别图上(图2b),所有样品也都落入碱性系列的碧玄岩和粗面岩范围内,与TAS判别图一致。

挑选烧失量相对较小的两样品SWZ2和SWZ9进行了K-Ar年龄测定,所测年龄分别为110.85 Ma和110.68 Ma(表2),两年龄在误差范围内是一致的。

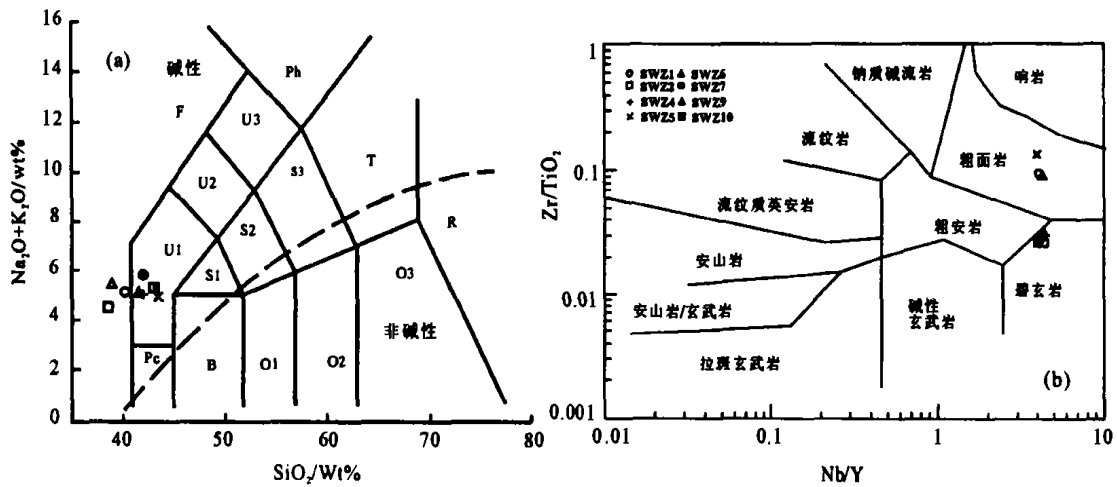


图2 碱性超镁铁质脉岩(Na₂O + K₂O)-SiO₂(a)和Zr/TiO₂-Nb/Y(b)图解

a 图仿 Le Bas et al. (1986), b 图仿 Winchester and Floyd (1976); F. 副长石岩; Pc. 苦橄岩; U1. 碱玄岩 + 碧玄岩; U2. 响岩质碱玄岩; U3. 碱玄质响岩; Ph. 响岩; S1. 粗面玄武岩; S2. 玄武粗安岩; S3. 粗安岩; T. 粗面岩 + 粗面英安岩; B. 玄武岩; O1. 玄武安山岩; O2. 安山岩; O3. 英安岩; R. 流纹岩; 虚线表示碱性与非碱性系列的分界线

Fig. 2 (Na₂O + K₂O) vs. SiO₂ (a) and Zr/TiO₂ vs. Nb/Y (b) diagrams for the alkaline ultramafic dikes

2 矿物化学成份

本区橄榄石和辉石电子探针分析结果列于表3。从表中可以看到,对橄榄石来说,各氧化物的含量除FeOT和MgO变化幅度相对较大(分别为9.88%~25.99%和36.07%~50.16%)外,总体变化幅度较小。SiO₂的范围是37.14%~40.01%,平均为39.08%。其Fo为71~90,平均85,均属富镁质橄榄石(贵橄榄石)。辉石分析点的化学成份比较接近。各氧化物的含量变化很小, SiO₂ = 49.40%~50.75%; TiO₂ = 1.64%~2.01%; Al₂O₃ = 2.92%~4.15%; FeOT = 6.20%~6.61%; CaO = 24.34%~24.68%; MgO = 13.42%~13.79%,表现出贫铁富钙的特性。通过计算,在辉石的Wo-En-Fs三元分类图解上(略),本区单斜辉石以次透辉石为主。

表2 碱性超基性脉岩 K-Ar 年龄分析

Table 2 K-Ar dating of the alkaline ultramafic dikes

样号	K 含量/%	⁴⁰ Ar _{rad} /克分子/克	放射成因 ⁴⁰ Ar/%	年龄/Ma
SWZ2	1.75	3.49E-10	93.75	110.85 ± 2.1
SWZ9	1.3	2.62E-10	93.29	110.68 ± 2.1

K-Ar 年龄由中国地震局地质研究所 K-Ar 年龄实验室李大明测试,使用仪器:VG 公司生产的 MM-1200 质谱计及与其相连的全金属萃取系统,采用常数:λ = 5.543 × 10⁻¹⁰/a, λ_e = 0.581 × 10⁻¹⁰/a, λ_β = 4.962 × 10⁻¹⁰/a, ⁴⁰K/K = 1.167 × 10⁻⁴/克分子/克。

3 岩石化学

(1) 主量元素

从表1可见,岩石的SiO₂含量介于36%至40%之间,为超基性岩类;Na₂O + K₂O为4.89%~5.31%。结合碱性强弱判别图(王希渠,1986)

(图3),可看出岩石均属

强碱性岩系;Na₂O/K₂O为1.74~2.76,除SWZ5、SWZ9和SWZ10 Na₂O与K₂O之差>2,属于钠质类型外(Le Bas et al., 1986),其余样品都<2。TiO₂为0.31%~1.08%,CaO为

表 3 橄辉石和单斜辉石化学成份/%

Table 3 Chemical compositions of the olivine and clinopyroxene

样品号	SWZ2	SWZ4	SWZ6	SWZ9	SWZ2	SWZ4	SWZ6	SWZ9
矿物	橄辉石	橄辉石	橄辉石	橄辉石	单斜辉石	单斜辉石	单斜辉石	单斜辉石
MnO	0.17	0.13	0.43	0.12	0.10	0.10	0.18	0.16
Na ₂ O	0.02	0.32	0.00	0.05	0.65	0.62	0.7	0.67
K ₂ O	0.02	0.09	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
FeOT	9.88	12.28	25.99	10.10	6.61	6.20	6.23	6.58
MgO	50.16	46.14	36.07	49.48	13.45	13.79	13.58	13.42
TiO ₂	0.00	0.02	0.06	0.02	2.01	1.86	1.64	1.84
CaO	0.06	0.24	0.87	0.24	24.39	24.62	24.34	24.68
Al ₂ O ₃	0.04	0.07	0.02	0.00	4.15	2.95	3.14	2.92
SiO ₂	39.63	40.01	37.14	39.55	49.40	50.75	50.48	40.65
Total	99.98	99.30	100.58	99.57	100.77	100.90	100.30	99.94
氧数	O=4	O=4	O=4	O=4	O=6	O=6	O=6	O=6

测试由南京大学电子探针分析室完成。

10.39%~15.06%。同世界碱性超镁铁岩平均值相比,本区岩石总体表现出富铁(Fe₂O₃: 4.24%~7.63%; FeO:4.01%~7.73%),镁(11.04%~12.48%)而贫碱和铝(11.78%~16.03%)的特征。在岩石演化上 Mg[#]值(100 × Mg/(Mg + Fe²⁺))从大到小,一般反映岩石从早到晚生成的先后顺序,研究区内超基性岩石的 Mg[#]值介于 40~47 之间,差别不大,反映岩浆的侵入时间一致。SI 介于 37 与 43 之间,接近原生玄武岩浆值(40 ±)(Le Bas et al., 1986)。邱家骧(1990)认为,超基性岩形成有直接侵入和经历了岩浆分异两种,前者的

MgO > 30, 且 MgO/FeO 多 > 6~7; 后者反之。研究区碱性超基性岩脉的 MgO 为 11.04%~12.48%, MgO/FeO < 4(多数 < 2), 说明在成岩过程中经历了岩浆的分异作用。该区碱性超基性岩脉中主要元素(SiO₂、Al₂O₃、MgO、CaO、SI 和 K₂O + Na₂O 等)及部分 CIPW 标准矿物(Di、Ol 和 ne 等)百分含量与 Mg[#]值之间的相关关系(图略)与夏威夷原生霞石岩的演化趋势(Frey and Roden, 1987)相似,而与我国川滇裂谷带内碱性超基性岩的演化趋势(张云湘, 1988)存在明显差异。本区岩石的 CaO 含量较高(10.39%~12.09%),反映了源区的石榴石组成特点(富钙铝榴石, grossular-rich)(Peacock et al., 1994)。

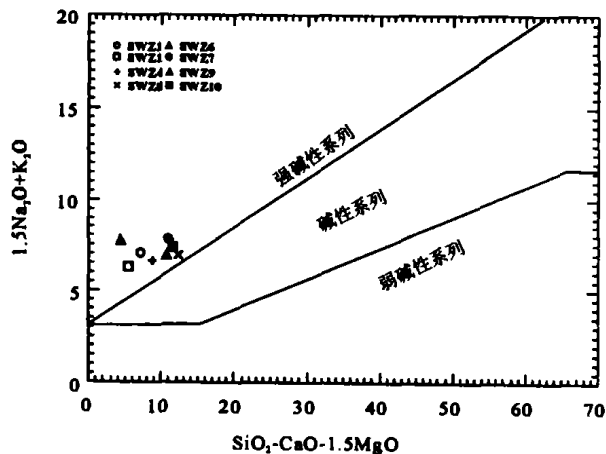


图 3 碱性超基性脉岩

(1.5Na₂O + K₂O) - (SiO₂ - CaO - 1.5MgO) 图

(仿王希渠, 1986)

Fig. 3 Diagram of (1.5Na₂O + K₂O) vs. (SiO₂ - CaO - 1.5MgO) for the alkaline ultramafic dikes

(2) 微量元素

本区碱性超基性岩脉微量元素丰度列于表4。从表4可看出,碱性超基性岩脉的大离子亲石元素和高场强元素含量($K = 11\ 202 \sim 14\ 853\ \mu\text{g/g}$; $Rb = 16.49 \sim 28.35\ \mu\text{g/g}$; $Sr = 1\ 246 \sim 1\ 734\ \mu\text{g/g}$; $Ba = 197.7 \sim 744.5\ \mu\text{g/g}$; $Zr = 295.9 \sim 332.5\ \mu\text{g/g}$; $Nb = 120.3 \sim 144.1\ \mu\text{g/g}$)明显高于 Jagoutz et al. (1979) 报道的原始地幔含量($K = 260\ \mu\text{g/g}$; $Rb = 0.81\ \mu\text{g/g}$; $Sr = 28\ \mu\text{g/g}$; $Ba = 6.9\ \mu\text{g/g}$; $Zr = 11.0\ \mu\text{g/g}$; $Nb = 1.29\ \mu\text{g/g}$), 暗示原始岩浆可能是地幔橄榄岩经低度部分熔融($<5\%$)的产物。

同样,本区岩石中 $K/Rb = 433.4 \sim 774.9$; $K/Ba = 15.48 \sim 64.64$; $Rb/Sr = 0.013 \sim 0.018$, 与幔源岩浆的相应比值(分别为 321、37.7 和 0.029, 据 Jagoutz et al., 1979) 相比, K/Rb 比值明显偏高; 而后两者比值总体偏低。这反映成岩过程中经历了原始岩浆的分异作用, 但长石的分离结晶作用并不明显。样品相对 MORB 标准化分配图(图 4a) 与大陆边缘弧玄武岩(Pearce, 1982) 相似(图 4b)。主要区别是前者中 Rb 和 Ba 的富集程度不高, 而 Nb、Ta 的分馏程度较高。

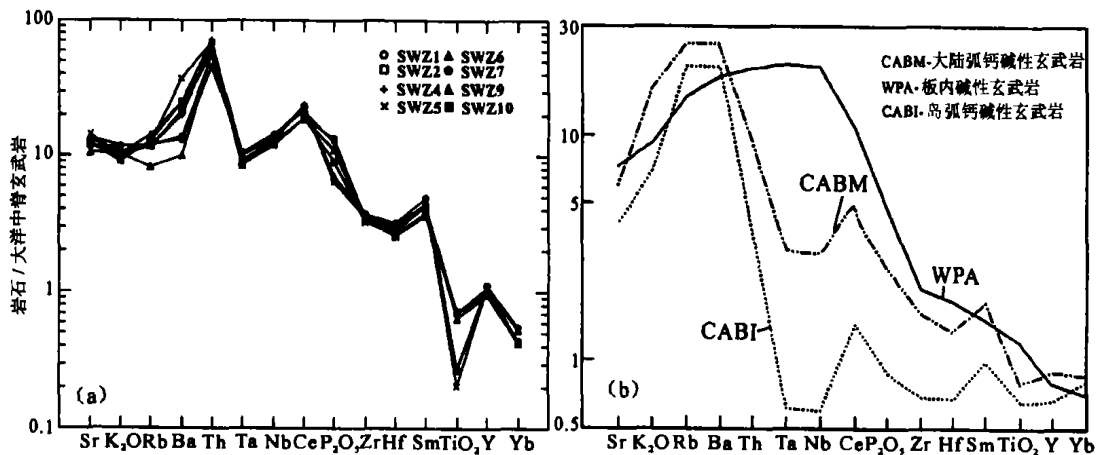


图4 碱性超基性脉岩微量元素 MORB 标准化的蛛网图(a)
和三类不同玄武岩的微量元素 MORB 标准化的蛛网图(b)

Fig. 4 MORB-normalized incompatible element spidergram (a) of the alkaline ultramafic dikes and basalts of three different types (b)

在岩石过渡元素(表5)的球粒陨石标准化分配曲线中(图5),可看出岩石分配曲线为明显的“W”形(Cr、Ni 亏损谷),表明成岩过程经历了橄榄石和单斜辉石的分馏作用,因为 Ni 主要赋存在橄榄石中,Cr 主要寄生在单斜辉石中。Green(1971)统计原始碱性玄武岩平均含 $Ni = 290\ \mu\text{g/g}$, $Cr = 380\ \mu\text{g/g}$; 本区碱性超基性岩 Ni 和 Cr 分别为 $283.8 \sim 335.9\ \mu\text{g/g}$ 和 $288.9 \sim 432.1\ \mu\text{g/g}$, 与原始碱性玄武岩相似,也与 Frey and Roden(1987)报道的夏威夷原生霞石岩相应含量($Ni = 300 \sim 350\ \mu\text{g/g}$, $Cr = 420\ \mu\text{g/g}$)接近,可见原始岩浆的分馏作用相对较弱。

(3) 稀土元素

本区碱性超基性脉岩 ΣREE 为 $347.0 \sim 464.5\ \mu\text{g/g}$ (表4), LREE 为 $322.3 \sim 435.9\ \mu\text{g/g}$, HREE 为 $23.98 \sim 28.67\ \mu\text{g/g}$, $(La/Yb)_N = 29.12 \sim 38.90$, $(Ce/Yb)_N = 19.11 \sim 21.58$ 。表现出稀土总量高、轻稀土富集和重稀土亏损的特点。 $Eu/Eu^* = 0.89 \sim 1.00$, 总

表 4 碱性超基性脉岩微量元素、稀土元素组成/ 10^{-6} 以及主要参数

Table 4 Trace elements, REE and predominant parameters of the alkaline ultramafic dikes

样品号	SWZ1	SWZ2	SWZ4	SWZ5	SWZ6	SWZ7	SWZ9	SWZ10
Ba	265.3	425.3	397.9	744.5	197.7	274.8	504	501.1
Rb	24.42	23.37	23.11	24.84	16.49	23.52	28.35	25.85
Sr	1588	1472	1612	1734	1246	1377	1659	1471
k	13028	12530	14853	11524	12779	14521	12613	11202
Zr	332.5	295.9	324	315.9	313.1	307.5	323.7	300.4
Nb	140.4	125.6	144.1	129.4	126.5	122.2	135.3	120.3
Th	9.01	11.5	13.49	13.69	11.5	11.13	14.06	11.3
Hf	7.66	6.29	6.71	7.14	6.1	6.14	7.38	6.09
Ta	7.27	5.83	7.39	6.58	6.31	6.17	7.05	6.08
U	4.38	3.58	4.11	4.56	3.22	3.15	4.18	3.6
Pb	6.91	6.96	7.85	8.84	7.15	8.59	6.82	7.48
La	121.9	84.06	96.06	89.89	83.36	82.36	93.62	82.24
Ce	175.8	142.8	162.3	173.8	139.7	141.1	178.9	141.4
Pr	21.28	17.93	20.6	18.31	17.68	17.47	19.13	17.44
Nd	96.52	67.11	75.83	75.63	67.68	65.39	77.62	66.65
Sm	15.93	12.44	14.19	14.1	12.7	12.23	14.65	12.03
Eu	4.42	3.87	4.44	3.69	3.81	3.76	3.84	3.68
Gd	12.62	11.4	13.03	11.32	11.27	11.35	11.4	10.92
Tb	1.55	1.48	1.67	1.47	1.48	1.48	1.46	1.47
Dy	7.99	6.34	7.06	7.22	6.4	6.34	7.26	6.14
Ho	1.28	1.18	1.27	1.21	1.15	1.07	1.17	1.14
Er	2.85	2.39	2.66	2.76	2.44	2.45	2.72	2.32
Tm	0.3	0.28	0.33	0.3	0.31	0.27	0.31	0.31
Yb	1.86	1.45	1.52	1.83	1.44	1.5	1.78	1.47
Lu	0.23	0.2	0.21	0.21	0.19	0.19	0.21	0.21
LREE	435.9	328.2	373.4	375.4	324.9	322.3	387.8	323.4
HREE	28.67	24.72	27.75	26.32	24.68	24.65	26.35	23.98
(La/Yb) _N	38.9	34.42	37.52	29.12	34.37	32.6	31.16	33.22
(Ce/Yb) _N	19.11	19.9	21.58	19.17	19.61	19.01	20.27	19.44
Eu/Eu*	0.95	0.99	1	0.89	0.97	0.98	0.91	0.98
Nb/U	32.08	35.09	35.05	28.37	39.29	38.8	32.39	33.42
Ba/Zr	0.8	1.44	1.23	2.36	0.63	0.89	1.56	1.67
Nb/Ta	19.31	21.55	19.5	19.66	20.05	19.81	19.18	19.79
Rb/Sr	0.015	0.016	0.014	0.014	0.013	0.017	0.017	0.018
K/Rb	533.4	536.2	642.7	463.9	774.9	617.4	444.9	433.4
K/Ba	49.11	29.46	37.33	15.48	64.64	52.84	25.03	22.36
Nb*	1.72	2.04	2.03	2.05	2.06	1.93	2.03	2.05
K*	0.28	0.34	0.35	0.3	0.34	0.4	0.31	0.31

微量元素和稀土元素在中国科学院地球化学研究所采用 ICP-MS 分析,分析者漆亮;其中 $K^* = 2K_N / (Nb_N + La_N)$, $Nb^* = 2Nb_N / (K_N + La_N)$ 。

表5 碱性超基性脉岩过渡元素组成/ 10^{-6}

Table 5 Transitional element contents of the alkaline ultramafic dikes

样品号	SWZ1	SWZ2	SWZ4	SWZ5	SWZ6	SWZ7	SWZ9	SWZ10
Sc	18.37	15.16	15.8	20.25	16.62	17.43	18.82	17.91
Ti	2518	6415	6415	1858	5815	6415	2458	6475
V	235.3	192.4	187.9	227.3	195.5	191.8	221.7	195.2
Cr	432.1	375.5	305.9	431.3	318.2	330.8	412.2	288.9
Mn	2156	1694	1848	1694	1771	1694	2079	1463
Fe	98514	84864	92352	98280	88686	86268	95550	90090
Co	67.16	58.14	57.76	66.51	56.19	58.73	64.38	55.76
Ni	327.2	327	335.9	300.4	294.5	300.5	305.9	283.8
Cu	66.36	45	45.47	64.58	44.47	43.67	61.11	46.87
Zn	173.4	161	170.4	172.9	160.6	161.6	165.7	155.3

微量元素、稀土元素和过渡元素在中国科学院地球化学研究所用电感耦合等离子质谱(ICP-MS)分析,分析者漆亮,所有元素分析的重现性(准确度)优于5%;稀土元素的分析精度优于5%,微量元素分析精度优于10%。

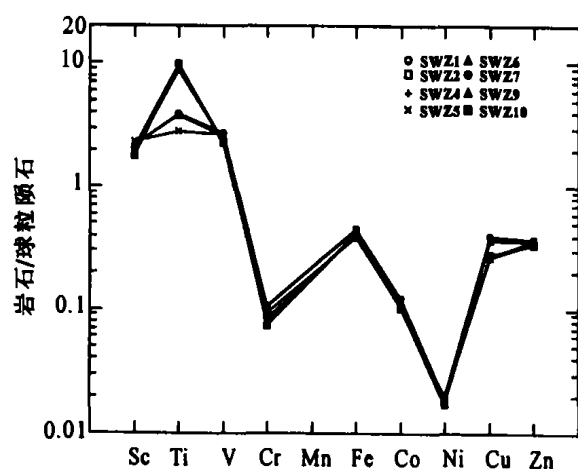


图5 碱性超基性脉岩过渡元素球粒陨石标准化图解
(球粒陨石数据据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized diagram of transitional elements of the alkaline ultramafic dikes

体不表现明显的 Eu 负异常特性,反映成岩过程斜长石的分离结晶作用不明显。

从稀土元素球粒陨石(Sun and McDonough, 1989)标准化配分模式图(图6)可看出,曲线均显示出强烈右倾的 LREE 富集, HREE 相对亏损特征, La 为球粒陨石的 200~300 倍, 而 Yb 仅为球粒陨石的 5~7 倍, 暗示岩浆来源于相对较深的石榴石相地幔(石榴石二辉橄榄岩地幔)(姜常义等, 1997; 李献华等, 2002; 葛小月等, 2003), 且源区存在石榴石残留相。曲线均不显示 Eu 的异常特性, 但均表现出微弱的负 Ce 异常, 可能由以

下几方面因素引起:地壳物质的混入(赵振华, 1997), 高的氧化条件(王中刚等, 1989), 俯冲深海沉积物和海水对地幔的交代作用(Clive and Taylor, 1989), 或继承了源区的固有特征(陈德潜等, 1990)。

4 构造环境和成因讨论

(1) 构造环境

Zr、Y、Nb、Ta 和 Hf 等为不活动元素, 在岩浆演化过程中能保持一定的连续性, 不易受后期地质作用的干扰, 因此用它们来判断岩石产出的大地构造背景是一种比较常用的

有效方法。在 Zr/Y-Zr (Pearce and Norry, 1979) 相关图 (图 7a)、Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980) 和 Nb × 2-Zr/4-Y (Meschede, 1986) 三角图中 (图 7b 和 7c), 研究区碱性超基性脉岩样品都落入大陆板内玄武岩或板内碱性玄武岩范围内。

(2) 地壳混染和源区特征

因为本区碱性超基性脉岩均存在不同程度的透闪石化和绿泥石化蚀变, 所以用低级区域变质及蚀变过程中不活泼的元素 Th、Nb、Ta、Zr、Hf、Ti、稀土元素 REE 及过渡性元素 Sc 等的丰度变化来探讨该区超镁铁

质岩浆岩的地球化学特性。为了解这些超镁铁质岩浆的源区特性, 必须首先判断它们在上侵、定位过程中是否受到地壳物质的混染以及受混染的程度。在 $Mg^{\#}$ 对 K_2O/TiO_2 、Ba、Ba/Zr 和 Rb/Sr 相关图中 (略), $Mg^{\#}$ 与它们都呈明显的负相关关系, 暗示地壳混染的可能性不大 (Brandon et al., 1993)。为了避免 K_2O 、Ba、Rb 和 Sr 等 LILE 可能引起的不确定性, 可以用 Nb/Ta-La/Yb 相互关系做进一步判断, 在相关图中 (略), 该区样品也并不呈现出明显地壳混染的负相关关系 (Münker, 1998)。此外, 研究区碱性超基性脉岩的 $K^* = 0.28 \sim 0.40$, $Nb^* = 1.72 \sim 2.06$ (表 2), 同样说明岩浆在上升侵位过程中没有受到陆壳物质的混染 (程小久等, 1998)。

既然没有经历地壳混染作用, 那么富集大离子亲石元素和 LREE 只能是继承了地幔源区的性质。然而, 富集地幔源是如何形成的呢? 该区岩石中 Nb/Ta = 19.18 ~ 21.55, 高于球粒陨石相应值 (17.6), 可能体现了岩浆源区 Nb 和 Ta 的寄主矿物 (如金红石) 与俯冲板块低度部分熔融产生的硅酸盐岩浆之间存在着相互关系 (Münker, 1998)。另外, 碱性超基性岩的 Nb/U = 28.37 ~ 39.29, 与其说是地壳组份 (地壳 Nb/U = 9 ~ 21) 的混染, 不如说是通过再循环的洋壳通过俯冲带 (高 Nb/U 和 Nb/La, 低 Th/La) 进入地幔源引起的 (Wilson, 1989)。同样, 所有样品在微量元素模式图中 (图 4a), Th 表现出显著富集特征, 说明岩浆在上侵、定位过程中没有受到地壳物质的混染, 而是俯冲洋壳析出的流体交代岩石圈地幔的结果 (李献华等, 1997)。从本文的元素特征分析来看, 微量元素对 MORB 的图谱显示出与大陆边缘弧有关的环境成因特征 (Pearce, 1982)。另外, 采用相关元素进行构造环境分析, 在 Zr/Al₂O₃-TiO₂/Al₂O₃ 和 Ce/P₂O₅-Zr/TiO₂ 判别图解 (图 8) 中, 成份点分别落入陆弧 + 碰撞后弧和碰撞后弧区, 反映为富集地幔型源区或强烈的流体交代的洋壳和陆壳混合特征。吴根耀等 (2002a) 认为, 苏鲁洋在三叠纪时发生了大规模的消减, 晚侏罗-早白垩世再次发生了消减并闭合。苏鲁洋的闭合导致了我国东部高原 (燕山造山带) 的形成, 大量扬子区的下地壳物质通过苏皖地块的俯冲进入地幔楔, 从而形成了由下插的大洋板块、上覆的楔型地幔及地壳物质组成的类似弧火山的富集地幔源。但诱发岩

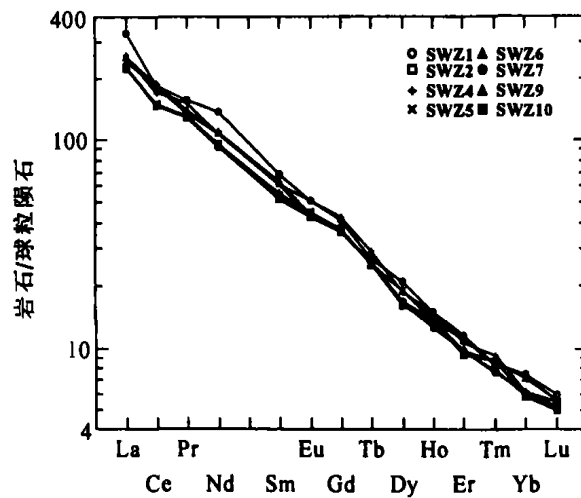


图 6 碱性超基性脉岩的 REE 配分模式图

Fig. 6 The REE distribution patterns of alkaline ultramafic dikes from Jiaobei

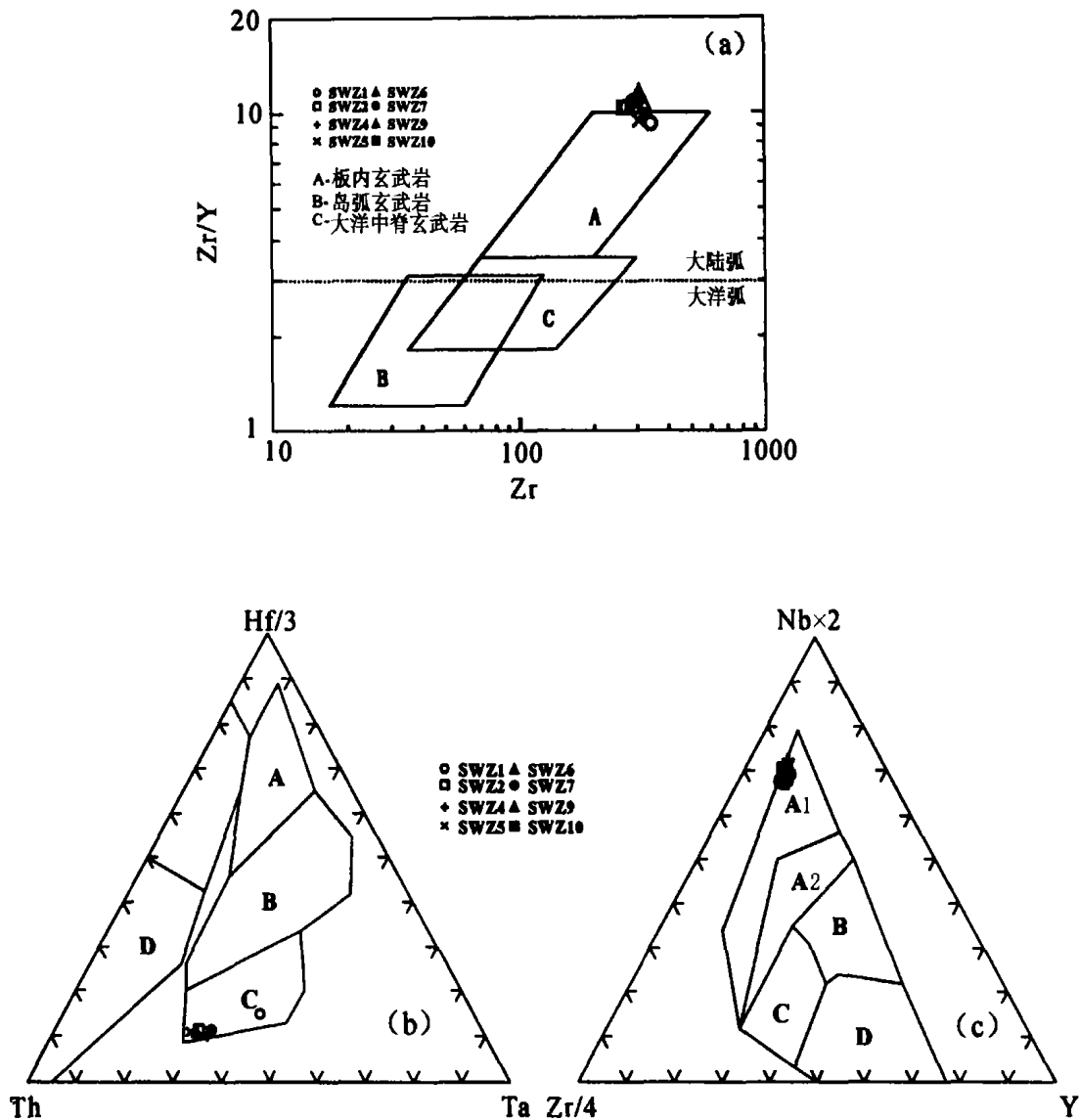


图7 胶东碱性超基性脉岩形成的构造环境判别图

(a) Zr/Y-Zr 图解 (仿 Pearce and Norry, 1979); (b) Hf/3-Th-Ta 图解 (仿 Wood, 1980); A. N-MORB; B. P-MORB; C. 板内碱性玄武岩及其分异产物; D. 岛弧拉斑玄武岩及其分异产物; (c) Nb x 2-Zr/4-Y 图解 (仿 Meschede, 1986); A1 和 A2. 板内碱性玄武岩; A2 和 C. 板内拉斑玄武岩; B. P-MORB; D. N-MORB; C 和 D. 火山弧玄武岩

Fig. 7 Tectonic discriminant diagrams for the alkaline ultramafic dikes from east Shandong

浆熔融作用并在碰撞作用的同时,早白垩世末-晚白垩世期间,燕山造山带发生快速坍塌,导致岩石圈的快速张裂(北东向裂谷发育)(吴根耀等,2002b)。在超壳断裂(裂谷)与地幔流体的共同作用下,地幔岩石的熔点迅速降低,诱发了大范围的岩浆熔融作用,随之出现了研究区内的碱性脉岩和同时期苏皖地区的碱性火山岩。因为快速的坍塌和张裂,岩浆迅速侵位,从而避免了地壳物质的混染。我们认为可能正是由于岩浆作用之前存在苏鲁洋的消减俯冲作用,才导致了脉岩具有与所产出构造环境(大陆板内)不一致的地球化学特征(大陆边缘弧特性)。因而作者提出研究区碱性脉岩在成因上应属一种新的类型——滞后型弧(陆缘弧)岩浆作用。这也与作者对鲁西青山组火山岩的研究结论(刘樂

等,2003)一致。

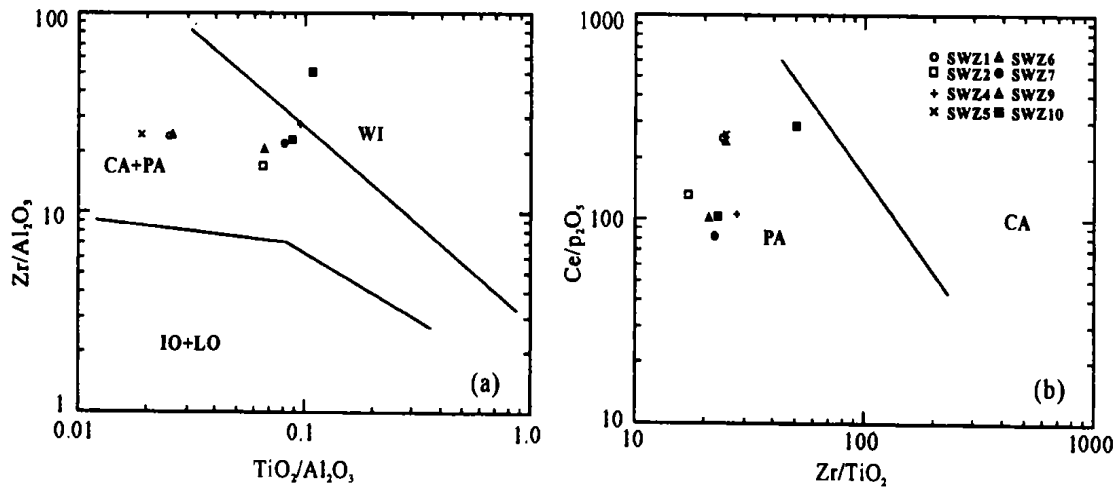


图 8 超基性脉岩的 Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3 和 Ce/P_2O_5 - Zr/TiO_2 判别图解

WI. 板内;CA+PA. 陆弧+碰撞后弧;IO+LO. 初始大洋岛弧+晚期大洋岛弧

Fig. 8 Zr/Al_2O_3 vs. TiO_2/Al_2O_3 and Ce/P_2O_5 vs. Zr/TiO_2 diagrams for the ultramafic dikes

(3) 部分熔融和分离结晶

在 $Lg(Ba/Ca)$ - $Lg(Sr/Ca)$ (图 9a) 和 Rb/Zr - Rb/Nb (图 9b) 相关图中,研究区碱性超基性脉岩都表现为直线型的平衡部分熔融演化趋势 (Ouma et al., 1981; 马昌前等, 1994)。说明该区脉岩为富集地幔 (石榴石二辉橄榄岩地幔) 低度部分熔融作用的产物。

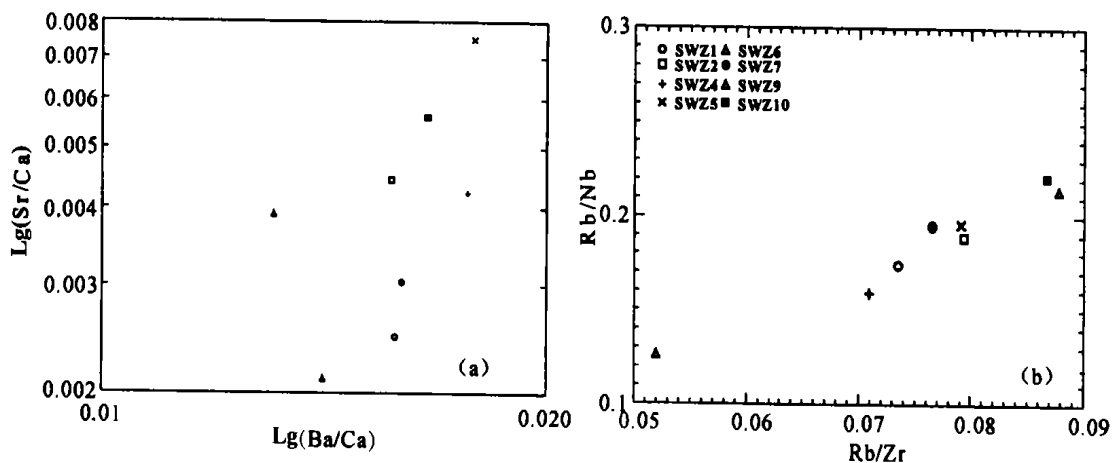


图 9 超基性脉岩的 $Lg(Ba/Ca)$ - $Lg(Sr/Ca)$ (a) 和 Rb/Zr - Rb/Nb (b) 相关图

Fig. 9 $Lg(Ba/Ca)$ vs. $Lg(Sr/Ca)$ (a) and Rb/Zr vs. Rb/Nb (b) correlative diagrams for the ultramafic dikes

对部分熔融程度的计算首先要知道源区的化学组成,然而在大多数情况下是不可能的。Maalqé and Pedersen(2003)提出了双元素(Sm、Nd)比值法计算部分熔融程度和源区的组成,从而避免了由假定源区组成而带来计算的不确定性。首先选择两端元 SWZ1 和 SWZ10,其 Sm、Nd 含量分别为 (Sm_1, Nd_1) 和 (Sm_2, Nd_2) , 因此按批式熔融的理论模式,在低程度批式熔融熔体中元素含量为:

$$Nd_1(Sm_1) = S_{Nd(Sm)} / [D_{Nd(Sm)} + f(1 - P_{Nd(Sm)})] \quad (1)$$

同理,较高程度部分熔融 g 时为:

$$Nd_2(Sm_2) = S_{Nd(Sm)} / [D_{Nd(Sm)} + f(1 - P_{Nd(Sm)})] \quad (2)$$

式中, D 代表分配系数, f 代表部分熔融程度, P 代表各样品提供给熔体的分数。

考虑到为同一期岩浆过程中成岩演化,因此按 Zou and Zindler (1996) 的假定使得 $P1_{Nd(Sm)} = P2_{Nd(Sm)}$,故我们可以简化 Maaløe 小比例部分熔融程度的估算:

$$f = [D_{Sm}(Q_{Sm} - 1)(1 - P_{Nd}) - D_{Nd}(Q_{Nd} - 1)(1 - P_{Sm})] / (Q_{Nd} - Q_{Sm})(1 - P_{Nd})(1 - P_{Sm})$$

式中, Q 代表元素比值 ($Nd_1(Sm_1) / Nd_2(Sm_2)$)。

在石榴石橄榄岩地幔部分熔融过程中其分配系数为:

$$D = 0.55 Ol + 0.22 Opx + 0.15 Cpx + 0.02 Sp + 0.06 Ga。$$

部分熔融模型为: $0.25 Opx + 0.61 Cpx + 0.04 Sp + 0.20 Ga \rightarrow 0.10 Ol + P_{Sm(Nd)}$ (Gurenko and Chaussidon, 1995), 单矿物对各元素的分配系数参照 Spath et al. (2001)。

通过计算得出 $f = 3.4\%$ 。再由公式(1)、(2)计算得源区 Sm、Nd 含量分别为 $1.24 \mu\text{g/g}$ 和 $6.08 \mu\text{g/g}$, 此值明显高于原始地幔值 ($0.44, 1.35$) (Green, 1971)。这可能与俯冲流体交代岩石圈地幔有关 (Brandon et al., 1993)。

从前面分析认为原始岩浆的分异作用较弱,几乎不存在斜长石的分离结晶作用,结合板内碱性岩的矿物结晶顺序 ($Ol \rightarrow Pl \rightarrow Cpx$) (邱家骧, 1990) 来看,本区岩浆演化以橄榄石分馏为主。

5 结 论

(1) 研究区脉岩为碱性超基性岩系,它形成于大陆板内环境。岩性上为单一的橄榄辉石岩。

(2) 该岩系为富集地幔源低度 (3.4%) 部分熔融作用的产物,岩浆演化过程经历了以橄榄石为主的分馏作用。

(3) 研究区碱性脉岩应为滞后型弧 (陆缘弧) 岩浆作用的产物。岩浆侵位前源区的形成可能与古大洋 (苏鲁洋) 板块的消减俯冲作用有关。岩浆在上升过程中没有受到明显的地壳物质混染。

致谢 衷心感谢迟效国教授和战新志研究员的指导帮助和山东省国土资源厅提供的部分资料!

参 考 文 献

- 陈德潜, 陈 刚. 1990. 实用稀土元素地球化学. 北京: 冶金工业出版社. 81—83, 144—151.
 Chen Deqian and Chen Gang. 1990. Practical Rare Earth Elements Geochemistry. Beijing: Metallurgy Industry Press. 81—83, 144—151.
 程小久, 程景平, 王江海. 1998. 胶东蓬家乔金矿区钾玄质煌斑岩的元素地球化学研究. 地球化学, 27(1): 91—100.
 Cheng Xiaojiu, Cheng Jingping and Wang Jianghai. 1998. Element geochemistry of shoshonitic lamprophyres in the Pengjiakuang gold district, Shandong province. *Geochimica*, 27(1): 91—100.
 葛小月, 李献华, 周汉文. 2003. 琼南晚白垩世基性岩墙群的年代学、元素地球化学和 Sr-Nd 同位素研究. 地球化学, 32

(1):11—20.

- Ge Xiaoyue, Li Xianhua and Zhou Hanwen. 2003. Geochronologic, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the late Cretaceous mafic dike swarms in southern Hainan Island. *Geochimica*, 32(1):11—20.
- 黄智龙, 颜以彬, 吴 静. 1995. 云南禄丰鸡街杂岩体中碱性超基性岩地球化学特征及成因探讨. *地球化学*, 24(3): 276—286.
- Huang Zhilong, Yan Yibin and Wu Jing. 1995. Geochemistry and genesis of alkaline-ultrabasic rocks from Jijie complex body in Lufeng, Yunnan. *Geochimica*, 24(3):276—286.
- 姜常义, 苏生瑞, 任名华, 杨志华. 1997. 北秦岭柞水-太白区段两类活动陆缘型幔源岩浆活动与岩浆过程. *岩石矿物学杂志*, 16(4):314—323.
- Jiang Changyi, Su Shengrui, Ren Minghua and Yang Zhihua. 1997. Two types of active epicontinental mantle-derived magmatic activities and magmatic processes in the Zhuoshui-Taibai sector of north Qinling mountains. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 16(4):314—323.
- 李献华, 胡瑞忠, 饶 冰. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学. *地球化学*, 26(2):14—31.
- Li Xianhua, Hu Ruizhong and Rao Bing. 1997. Geochronology and geochemistry of Cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China. *Geochimica*, 26(2):14—31.
- 李献华, 周汉文, 韦刚健, 刘 颖, 钟孙霖, 罗清华, 李寄嶠. 2002. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约. *地球化学*, 31(1):26—34.
- Li Xianhua, Zhou Hanwen, Wei Gangjian, Liu Ying, Zhong Sunlin, Luo Qinghua and Li Jiyu. 2002. Geochemistry and Sr-Nd isotopes of Cenozoic ultrapotassic lamprophyres in western Yunnan; Constraints on the composition of sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica*, 31(1):26—34.
- 刘 荣, 胡瑞忠, 赵军红, 冯彩霞. 2003. 鲁西青山组火山岩形成的构造背景及其成因探讨: 主元素和微量元素证据. *地球化学*, 32(4):306—316.
- Liu Shen, Hu Ruizhong, Zhao Junhong and Feng Caixia. 2003. Tectonic setting and petrogenesis of Qingshan formation volcanic rocks in western Shandong province; Evidence from major elements and trace elements. *Geochimica*, 32(4): 306—316.
- 马昌前, 杨坤光, 唐仲华(主编). 1994. 花岗岩类岩浆动力学——理论, 方法及鄂东花岗岩类例析. 武汉: 中国地质大学出版社. 38—48.
- Ma Changqian, Yang Kunguang and Tang Zhonghua (eds. in chief). 1994. Magma-Dynamics of Granitoids: Theory, Method and a Case Study of the Eastern Hubei Granitoids. Wuhan: China University of Geosciences Press. 38—48.
- 邱家骥. 1990. 岩浆岩岩石学(第二版). 北京: 地质出版社. 207—220.
- Qiu Jiaxiang. 1990. Magmatic Rocks Petrology (2nd ed.). Beijing: Geological Publ. House. 207—220.
- 王希渠. 1986. 一种确定火成岩系列碱度的新方法. *岩石矿物学杂志*, 5(4):376—378.
- Wang Xiqu. 1986. A new method for confirming the alkali degree of igneous. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 5(4):376—378.
- 王中刚, 于学元, 赵振华(主编). 1989. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社. 133—190.
- Wang Zhonggang, Yu Xueyuan and Zhao Zhenhua (eds. in chief). 1989. Rare Earth Elements Geochemistry. Beijing: Science Press. 133—190.
- 吴根耀, 陈焕疆, 马 力, 徐克定. 2002a. 苏皖地块——特提斯演化阶段独立的构造单元. *古地理学报*, 4(2):77—87.
- Wu Genyao, Chen Huanjiang, Ma Li and Xu Keding. 2002a. Su-Wan block: An independent tectonic unit during period of Tethyan evolution. *Journal of Palaeogeography*, 4(2):77—87.
- 吴根耀, 陈焕疆, 马 力, 徐克定. 2002b. 中国东部燕山期高原的发育及对矿产和油气资源评价的启示. *石油实验地质*, 24(1):3—12.
- Wu Genyao, Chen Huanjiang, Ma Li and Xu Keding. 2002b. Occurring of the East China Yanshanian Plateau and its inspiration to mineral and petroleum resources evaluation. *Petroleum Geology & Experiment*, 24(1):3—12.
- 张云湘(主编). 1988. 攀西裂谷 I. 北京: 地质出版社. 1—352.
- Zhang Yunxiang (ed. in chief). 1988. Panxi Rift, Vol. 1. Beijing: Geological Publ. House. 1—352.
- 赵振华. 1997. 微量元素地球化学原理. 北京: 科学出版社. 1—169.

- Zhao Zhenhua. 1997. The Principle of Trace Elements Geochemistry. Beijing: Science Press. 1—169.
- Brandon A D, Hoopper P R, Goles G G and Lambert R J. 1993. Evaluating crustal contamination in continental basalts: the isotopic composition of the Picture Gorge basalt of the Columbia River Basalt group. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **114** (4):452—464.
- Clive R N and Taylor L A. 1989. A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: Evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism? *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**:1035—1040.
- Frey F A and Roden M F. 1987. The mantle source for the Hawaiian Islands, constrains from the lavas and ultramafic inclusions. in: Menzies M A and Hawkesworth C J. eds. *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press. 423—464.
- Green D H. 1971. Composition of basaltic magmas as indicators of origin: application to oceanic volcanism. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **268**:707—725.
- Gurenko A A and Chaussidon M. 1995. Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Icelandic tholeiites: Origin by continuous melting of a single mantle column. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**(14):2905—2917.
- Jagoutz E, Palme H, Baddenhausen H, Blum K, Cendales M, Dreibus G, Spettel B, Lorenz V and Wanke H. 1979. The abundances of major, minor and trace elements in the earth's as derived from primitive ultramafic nodules. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, **10**:2031—2050.
- Le Bas N J, Le Maitre R W, Streckeisen A and Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Petrol.*, **27**:745—750.
- Maaløe S. and Pedersen R B. 2003. Two methods for estimating the degree of melting and trace element concentrations in the sources of primary magmas. *Chem. Geol.*, **193**:155—166.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**:207—218.
- Münker C. 1998. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chem. Geol.*, **144**:23—45.
- Ouma N, Ninomiya S and Nagasawa H. 1981. Mineral/groundmass partition coefficients for nepheline, melilite, clinopyroxene and perovskite in melilite-nepheline basalt, Nyiragongo, Zaire. *Geochem. Jour.*, **15**:221—228.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. in: Thorpe R S. ed. *Andesites*. New York: Wiley. 525—548.
- Pearce J A and Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**:33—47.
- Peacock S M, Rushmer T and Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**:227—244.
- Spath A, Le Roes A P and Opiyo-Akech N. 2001. Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism—the Chyulu Hills Volcanic Province, Southern Kenya. *Jour. Petrol.*, **42**(4):765—787.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. in: Saunders A D and Norry M J. eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., **42**:313—345.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman. 153—226.
- Winchester J A and Floyd P A. 1976. Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**:459—469.
- Wood D A. 1980. A variably veined suboceanic upper mantle—genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, **7**:499—503.
- Zou H and Zindler A. 1996. Constraints on the degree of dynamic partial melting using concentration ratios. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**:711—717.

GEOCHEMICAL FEATURES, ENVIRONMENT AND PETROGENESIS OF THE ALKALINE ULTRAMAFIC DIKES IN NORTH SHANDONG PENINSULA

Liu Shen¹ Hu Ruizhong¹ Zhao Junhong¹ Feng Caixia¹ Jiang Guohao¹ Shi Danni²

(1. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002; 2. Exploration and Production

Research Institute, China Petroleum & Chemical Corp., Beijing 100083)

Abstract

The dikes of olive-pyroxene outcropping in north part of east Shandong Province belonged to alkaline ultramafic rocks ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.67\% \sim 5.43\%$; $\text{SiO}_2 = 36.70\% \sim 39.99\%$). The major elements (together with CIPW standard minerals) and transitional elements indicated that these dikes were similar to primitive magma. Electron microprobe analyses showed the olivine ($\text{Fo} = 71 \sim 90$) being chrysolite, and clinopyroxene mostly was attributed to diopside. The dikes were formed in a tectonic setting of intraplate, with the characteristics of enrichment in LILE (K, Rb, Sr, Th, Ba, etc.), and depletion in HFSE (Nb, Ta, Zr and Hf). Meanwhile, the rocks possessed the feature of continent marginal arc, suggesting that they might be products of hysteresis (recycled) arc magmatism. The REE features demonstrated the rocks coming from the deep mantle (garnet peridotite mantle), and undergoing, before their emplacement, a low-degree partial melting (3.4%) of peridotite. During magma extraction, however, there was lack of magmatic fractional crystallization but weak fractionation of olivine, since the Eu negative anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.89 \sim 1.00$) was not obvious, which was further supported by the crystallization order of the minerals being of intraplate rocks.

Key Words Alkaline ultramafic dikes, Intraplate, Partial melting, Fractional crystallization, Northern part of east Shandong

“第二届亚洲地区生物矿化研讨会”在清华大学召开

自 1998 年 10 月在北京中国科学院古脊椎动物与古人类研究所召开第一届亚洲地区生物矿化研讨会以来,中国有关生物矿化作用的研究已取得很大进展。2004 年 10 月 4~6 日在清华大学材料系召开“第二届亚洲地区生物矿化研讨会”。会议由清华大学主办,日本化石研究会,中国科学院现代古生物学和地层学国家重点实验室,古脊椎动物与古人类研究所,中国科学院地质与地球物理研究所协办。中国、日本、韩国和美国共 50 余名科学家出席会议,其中包括中国工程院院士李恒德(会议主席)、中国科学院院士刘东生和朱静、第 8 届国际生物矿化作用研讨会主席小林岩雄、美国“材料科学与工程杂志 C”主编 Paul CALVERT。会议收到论文摘要 51 篇。会上报告 34 篇。会议内容包括脊椎动物、无脊椎动物和微生物的生物矿化作用,植入体和仿生物质的生物矿化作用,以及磷酸盐和碳酸盐等矿物的仿生矿化。比上届会议,参加人员的国家、单位和人数增多,从事领域更加广泛。不但有古生物学家、生物材料学家、沉积学家,还有现代生物学家、无机化学家、生物药学家和骨科、牙科和结石医学家参加。会议反映的研究水平比第一届会议有很大提高,但达到细胞生物学和分子生物学研究水平的文章还很少。会议论文集将在美国“材料科学与工程杂志 C”刊出。下届会议将于 2006 年初冬在厦门大学举行。

(戴永定)