

北秦岭火山岩地球化学特征、 成因和构造环境

何瑞芳 安三元

(西安地质学院, 西安 710054)

主题词 火山岩建造 地球化学 岩浆成因 构造环境 北秦岭

提 要 本文研究了北秦岭及华北地台南缘火山岩约 500 件岩石化学、120 件微量元素和 135 件稀土元素样品数据。熊耳群、大红口组火山岩属 B 类的地壳混染型, 为大陆裂谷环境; 宽坪群、秦岭群变拉斑玄武岩建造属 A 类的幔源型, 为海槽环境; 二郎坪群、丹凤群细碧角斑岩建造属 C+A、C 类的壳幔混合型, 为海盆环境。

1 火山岩共生组合

秦岭造山带存在四大火山岩旋回。第一旋回为早元古代秦岭群(同位素地质年龄为 2226—1800 Ma)变拉斑玄武岩建造, 由变质拉斑玄武岩组成; 第二旋回为中元古—晚元古代早期, 其中宽坪群(1410—884 Ma)属变拉斑玄武岩建造, 由变质拉斑玄武岩及极少量科马提岩、流纹岩组成; 熊耳群(1800—1400 Ma)属滨浅海相玄武粗安岩—英安流纹岩组合, 具双众数特征, 中基性火山岩有玄武安山岩、玄武粗安岩、粗面玄武岩, 占 60%—65%; 酸性火山岩有流纹岩、英安流纹岩、英安岩, 占 35%—40%, 有变质与蚀变作用发生; 大红口组及其相当地层宝山沟组(734—507 Ma)属以陆相为主的粗面岩组合, 以粗面岩、安粗岩及火山碎屑岩、正长斑岩为主, 存在碱性基性—超基性火山岩及凝灰岩; 富水杂岩(761—561 Ma)由纯橄岩、橄辉岩、透辉岩、暗色辉长岩和碱性辉长岩、二长岩、正长岩组成。第三旋回为晚元古代晚期—三叠纪, 其中二郎坪群及相当地层草滩沟群、斜峪关群、云架山群、丹矾窑群、大河群(740—410 Ma)属细碧角斑岩建造, 具双众数特征, 细碧岩约占 60%—70%, 角斑岩占 3%—5%, 石英角斑岩占 25%—35%; 丹凤群(448—402 Ma)属细碧角斑岩建造, 由细碧岩、变玄武岩、辉绿岩及少量中酸性火山岩、火山碎屑岩、超基性岩组成; 秦王山与四方台岩体为橄榄辉长岩、辉长岩—苏长岩、辉长闪长岩。第四旋回为侏罗纪之后的后造山期火山岩建造, 本文不拟探讨。

2 火山岩地球化学特征和成因

笔者分析(表 1、2)和收集了秦岭不同旋回火山岩约 500 件岩石化学、120 件微量元素和 135 件稀土元素样品数据。以下将以这些数据为依据详细探讨各火山岩系列、岩浆部分熔融、分离结晶和壳幔混染、混合作用特征。

表 1 火山岩岩石化学成分
Table 1 Chemical compositions of volcanic rocks

序号	样号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	S	灼失	总和
1	LNB36	45.45	2.10	15.17	4.16	10.11	0.20	5.83	11.37	0.38	1.45	0.089	3.38	0.00	0.68			100.369
2	HNB97	47.70	2.48	12.47	2.86	10.31	0.18	7.13	7.27	0.46	3.60	0.125	2.94	0.00	2.10			
3	HNB23	52.38	1.00	11.94	3.56	7.41	0.18	7.26	8.45	0.25	4.10	0.078	2.42	0.08	1.03	0.002		100.14
4	LWH20	45.71	3.50	10.73	5.74	13.41	0.30	4.20	8.04	0.48	2.18	0.22	2.94	0.08	2.71	0.162		100.402
5	LSB141	56.88	1.04	16.44	1.07	5.82	0.10	3.81	6.07	1.38	4.38	0.188	2.06	0.04	0.96			100.238
6	LSB147	55.09	1.00	14.49	2.72	5.20	0.15	5.45	6.73	1.12	4.43	0.36	1.96				2.85	98.75
7	XLY3	48.35	2.05	14.24	2.83	9.84	0.24	5.74	10.23	0.35	3.52	0.25	0.57				1.72	98.26
8	WB-53	47.90	1.24	13.76	2.13	9.64	0.22	8.17	12.07	0.70	1.32	0.07	1.97				2.84	100.12
9	WB-63	50.00	1.83	14.07	3.29	10.11	0.23	7.10	10.19	0.70	1.13	0.30	0.76					99.71
10	WB-71	49.07	2.13	13.90	2.54	11.19	0.30	6.95	10.07	0.54	0.74	0.14	1.80				2.28	99.85
11	QT-1/5	49.53	1.967	13.82	1.87	10.70	0.20	6.69	8.90	1.21	2.58	0.25					1.42	99.03
12	QT-1/24	49.30	1.65	14.08	1.50	10.61	0.19	6.96	10.08	0.72	2.40	0.14					0.68	98.30
13	LSB48	46.72	0.24	21.00	1.85	3.16	0.11	8.95	12.95	1.08	2.08	0.035	1.94	0.06	0.15			100.025
14	LSB39	49.26	1.15	14.86	3.23	5.80	0.15	9.51	10.24	1.25	2.78	0.068	1.18	0.00	0.00			99.478
15	LD2	49.18	0.65	17.53	4.12	4.80	0.17	4.22	12.63	1.49	1.28	0.055	2.36	0.08	1.81	0.045		100.42
16	LDD1	51.55	1.00	18.77	5.27	4.88	0.19	3.92	6.31	0.60	5.48	0.073	1.26	0.08	0.13	0.012		99.525
17	LDD9	53.60	0.47	16.99	2.16	5.46	0.11	3.48	8.79	1.56	2.25	0.20	2.78	0.08	2.39			100.398
18	LT2	46.65	0.62	18.09	6.00	5.07	0.21	5.25	8.56	0.56	3.73	0.07	3.58	0.04	1.42	0.009		99.859
19	Lm1	53.04	0.69	14.21	2.83	6.58	0.21	7.95	8.81	1.08	2.73	0.058	1.10	0.10	0.19	0.082		99.66

续表

序号	样号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	灼失	总和
20	Hc47	47.99	0.73	13.10	3.15	6.72	0.19	9.78	13.02	1.33	1.93	0.074	1.66	0.00	1.20			100.874
21	Hc26	52.11	0.64	18.90	5.17	3.67	0.21	3.46	7.35	2.30	3.78	0.023	1.88	0.08	0.21	0.039		99.822
22	HSW22	51.00	1.01	15.16	8.22	1.20	0.28	5.01	10.30	1.38	4.20	0.12	1.32	0.10	1.03	0.004		100.334
23	HSW15	53.90	0.95	15.25	3.03	5.17	0.28	5.26	9.09	1.06	4.63	0.11	1.00	0.18	0.52	0.007		100.437
24	HSW6-5	49.66	0.53	13.07	2.78	3.84	0.16	9.03	14.93	0.78	2.18	0.002	1.40	0.02	1.74	0.024		100.146
25	HSB1	48.30	2.11	12.98	5.01	9.65	0.28	5.68	11.63	0.56	1.78	0.15	1.68	0.04	0.13	0.065		100.045
26	HSB10	47.70	1.34	18.28	2.52	6.77	0.15	6.82	11.94	0.80	2.73	0.079	1.20	0.00	0.14			100.469
27	HSB18	49.57	1.81	13.25	2.65	7.19	0.14	6.05	10.74	0.38	4.19	0.066	1.38	0.00	2.04			99.456
28	HSB31	67.88	0.64	15.06	2.51	1.26	0.066	1.34	1.93	2.52	4.28	0.28	1.66	0.12	0.68	0.012		100.238
29	HSB40	56.24	0.99	16.12	3.20	3.72	0.12	2.91	5.58	0.56	5.53	0.61	2.72	0.14	1.87	0.012		100.322
30	HSB50	46.21	0.79	18.24	4.16	7.38	0.20	8.33	7.71	0.34	3.43	0.043	2.28	0.10	0.39	0.006		99.609
31	LWH13	54.70	0.29	9.64	1.52	6.36	0.15	11.36	9.61	0.58	3.25	0.055	1.16	0.12	0.90	0.008		99.70
32	LWH12	48.14	0.25	10.14	2.31	6.05	0.18	8.42	16.12	0.41	2.88	0.023	1.20	0.12	4.00	0.006		100.25
33	LWH6	53.66	0.93	16.57	2.71	5.52	0.22	5.62	7.40	1.43	4.40	0.18	1.18	0.06	0.23	0.007		100.115

1—4为宽坪群；5—7为二郎坪群；8—12为秦岭群；13—33为丹凤群；11—12采自陕西省太白县官山。1、5、6、13—19采自户县涝峪；2、3、20—30采自周至县黑河；

7—采自周至县西骆峪；4、31—33采自蓝田县辋川；8—10采自丹凤县杏庄。8—10据杨家喜(1986)；11—12由北京铀矿地质研究所分析，其余由西安地质矿产研

究所分析。

表 2 火山岩的微量元素含量
Table 2 Trace element contents of volcanic rocks (ppm)

样号	Ti	Cr	Co	Ni	Zr	V	Rb	Sr	Ba	Y	La	Sm	LREE	HREE
LNB36	13000	190	63	100	130	440	7.3	277.8	120	16.0	5.0	2.7	32.80	13.38
HNB97	14900	210	39	47	130	390	8	110	150					
HNB23	6000	36	42	150	130	290	15		41	15.7	5.48	2.00	26.64	9.27
LWH20	21000	13	55	150	210	570	28		91	30.1	11.28	4.55	63.86	18.34
LSB141	6240	220	24	39	140	170	40	410	730					
LSB48	1400	910	40	200	30	67	32.0	311.1	220	4.0	1.0	0.3	6.0	2.72
LSB39	6890	380	47	94	74	230	32.4	926.6	520	11.2	8.1	3.7	49.5	12.27
LD2	3900	40	43	24	74	250	53	290	500					
LDD1	6000	27	36	4	111	110	15		220	21.0	12.00	3.43	55.73	12.39
LDD9	2800	60	27	16	67	170	45	280	>800					
LT2	3700	47	40	16	52	210	15	250	260					
Lm1	4100	320	46	50	59	230	100	73	190					
HSB31	3800	13	10	4	170	67	51		>800	13.1	63.02	5.40	218.02	9.58
HSB40	5900	0	29	31	23	130	15		380	20.0	54.09	7.13	217.98	14.11
HC47	4400	630	47	140	74	250	15	380	640					
HC26	3800	7	27	6	104	202	98		400	26.9	50.09	8.33	203.18	18.59
HSW22	6060	110	54	110	119	200	35		280					
HSW15	5700	130	49	100	37	190	28		170					
HSW6-5	3200	270	43	120	52	130	28	240	140					
HSB1	12700	54	46	150	190	286	28		110	29.4	10.48	4.38	58.5	18.36
HSB10	8030	300	47	71	52	240	17.4	263.3	130	14.9	2.9	2.1	23.5	11.32
HSB18	10900	200	47	47	111	270	0	130	110					
HSB50	4700	87	46	47	52	330	28	260	170					
LWH13	1700	890	40	350	52	160	28		85	5.8	4.49	0.97	16.48	4.00
LWH12	1500	640	55	270	44	170	28		160	4.1	4.28	0.75	12.62	2.69
LWH6	5600	13	34	150	133	120	53		560	32.4	29.21	7.52	143.77	19.55

后五项由北京铀矿地质研究所分析, 其余由西安地质矿产研究所分析。

在 $\text{FeO}^*-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 图解 (都城秋穗, 1975) 中, 随 FeO^*/MgO 比值升高, 大洋拉斑玄武岩系 FeO^* 明显升高, 岛弧拉斑玄武岩系变异曲线较平缓, 岛弧钙碱性岩系 FeO^* 趋于降低。将该图应用于秦岭火山岩 (图 1), 可发现三类趋势, 随 FeO^*/MgO 升高, A 类趋势 FeO^* 明显升高, FeO^* 含量较高, (以秦岭群、宽坪群玄武岩为代表); C 类 FeO^* 逐渐降低, FeO^* 含量较低, (以丹凤县丹凤群火山岩、秦王山岩体为代表); B 类介于 A 类与 C 类之间, 将属该类的熊耳群中基性火山岩、酸性火山岩和大红口组火山岩分别认为 B 类-1、2、3, 那么 B 类-1 的 FeO^* 变异曲线较平缓, FeO^* 含量中等, B 类-2 的 FeO^*/MgO 值很高 (图中未能表示), B 类-3 的 FeO^* 逐渐升高, FeO^* 含量较低; 二郎坪群与周至县一户县地区丹凤群同时存在 C 与 A 类, 记为 C+A 类; 秦岭花岗岩 (G)^[4] 具有 C 类趋势。A、C 及 B 类-1 趋势向上地幔岩交汇 (Ringwood, 1966), C、B 类-3 与 G 趋势交于上地壳平均值 (S. B. Taylor 等, 1985)。A 类属典型的拉斑玄武岩系列。C 类属钙碱性系列, 与秦岭花岗岩趋势的类似性, 显示了地壳物质在岩浆演化中的影响。何瑞芳等 (1989^①, 1991) 及夏林圻等 (1990) 指出熊耳群及大红口组火山岩属拉斑玄武岩系列, 为幔源岩浆与硅铝质地壳物质混染作用的产物。

在皮尔斯等 (1973, 1982) 设计的现代岩浆系列 Ti—Zr 图解中, 从板内经洋

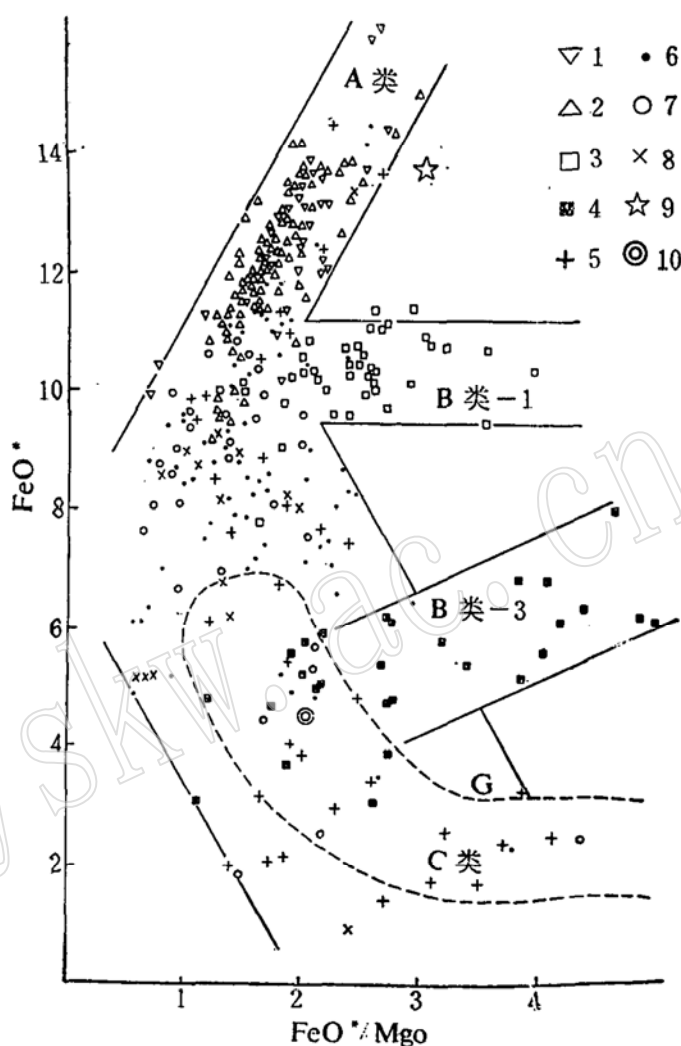


图 1 秦岭火山岩 $\text{FeO}^*-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 图解

Fig. 1 $\text{FeO}^*-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ diagram of volcanic rocks in Qinling

1—秦岭群玄武岩 (杨家喜, 1986; 林学军, 1988; 肖思云, 1985); 2—宽坪群玄武岩 (张维吉等, 1985; 陈珍珍等, 1989; 本文); 3—熊耳群火山岩 (李钦仲等, 1985; 夏林圻等, 1990); 4—大红口组火山岩 (张维吉等, 1987; 胡健民, 1990); 5—二郎坪群火山岩 (陈珍珍等, 1989; 张维吉等, 1985; 本文); 6—周户地区丹凤群火山岩 (本文; 肖思云, 1985; 陕西地质八队, 1980); 7—丹凤县丹凤群火山岩 (肖思云, 1985; 胡能高等, 1988; 孙勇等, 1988); 8—四方台、秦王山岩体 (张稳胜, 1987; 陕西地质八队, 1980); 9—上地幔岩; 10—上地壳平均值

① 何瑞芳、安三元, 1989, 北秦岭深部地球化学, 地质矿产部 1989 年秦巴科研项目成果交流会议资料。

中脊到岛弧玄武岩, Ti、Zr含量趋于降低;随着含钛氧化物的分离结晶,由图解左上部的基性熔岩到右下部派生的中酸性熔岩,岩浆系列中 Ti/Zr 比值逐渐降低。将该图用于北秦岭(图2),可见从 A→C+A→C'类玄武岩, Ti、Zr 含量逐渐降低, Ti、Zr 由呈正相关

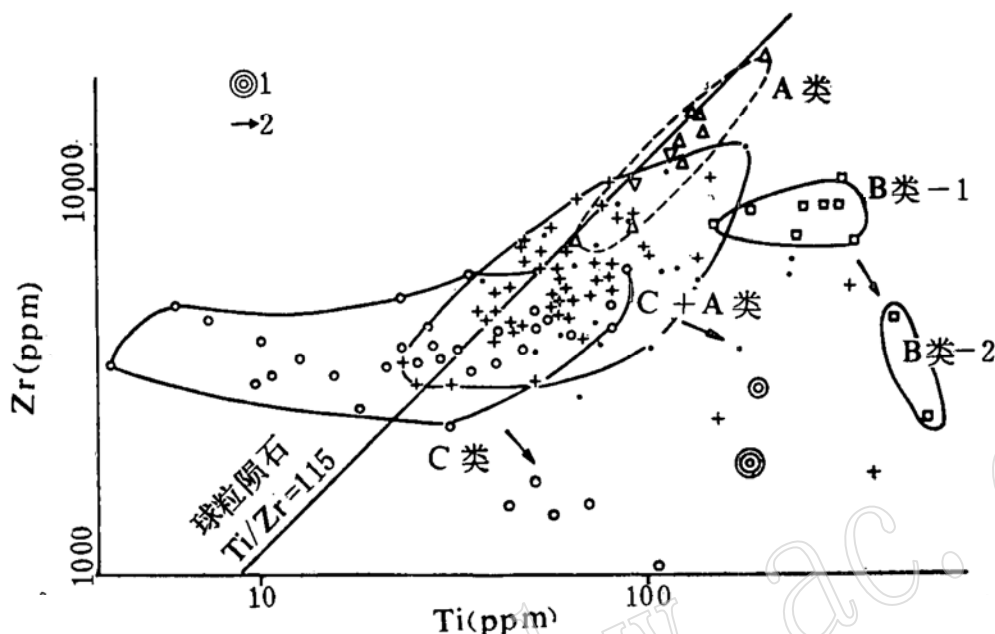


图2 秦岭火山岩 Ti—Zr 图解

Fig. 2 Ti—Zr diagram of volcanic rocks in Qinling

1—秦岭花岗岩平均值; 2—由中基性趋向中酸性火山岩; 图例见图1

变到 Zr 趋于降低而 Ti 基本不变, Ti/Zr 比值由类似于球粒陨石比值增加到偏离该比值。

Ti 含量的减小与地幔源岩部分熔融程度的增加有关 (如 Mysen 等, 1977; Sun Shen-

su 等, 1977, 1979), Zr 的增

大与分离结晶作用增强有关 (如

Pearce 等, 1973, 1979; 1982)。

可见这些玄武岩 Ti、Zr 的系

统变化, 反映了部分熔融程

度的增加。B类-1 的 Ti/Zr 比

值明显低于球粒陨石, 且 Ti 不

随 Zr 及 $\text{FeO}^*/\text{MgO}^{(7)}$ 的增加而

变化, 否定了由幔源岩浆经含

钛氧化物分离结晶形成的可能

性, 证实了地壳混染作用成因。

从 B

类→C+A→C类, 由中基性火

山岩到相应的中酸性火山岩,

Ti/Zr 比值均具降低趋势, 这是

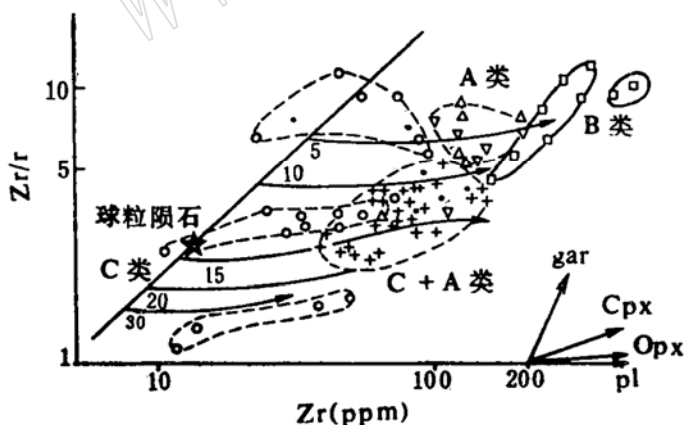


图3 Zr/Y—Zr 图解

Fig. 3 Zr/Y—Zr diagram

(图例同图1)

否能说明含钛氧化物的分离结晶作用, 还有待于进一步证实。

皮尔斯等 (1979) 根据现代不同构造环境玄武岩的差异性, 经大量有关分配系数与成岩定量模型的理论计算, 设计了 Zr/Y—Zr 图解, 认为从岛弧经洋中脊到板内玄武

岩, Zr/Y 比值逐渐增加, 反映母源由“亏损型”到“富集型”的变化和部分熔融程度(由数字 5, 10, 15, 30 表示)的降低, 箭头指示分离结晶趋势。将秦岭玄武岩投于图 3, 发现各类玄武岩 Zr/Y 比值与图 2 结论相一致的部分熔融程度变化特征: 宽坪群、秦岭群玄武岩部分熔融程度约为 3%—10%, B 类-1 为 3%—12%, 二郎坪群玄武岩为 10%—20%, 周户地区丹凤群为 8%—15%, 丹凤县丹凤群多为 12%—15%, 少数约为 5% 及 35%。丹凤县丹凤群玄武岩存在三种 Zr/Y 比值, 分别为 1.1—1.71 (平均 1.42)、2.52—3.76 (3.08) 和 5.58—10.73 (7.80), 不仅反映了部分熔融程度的变化, 还可指示源岩亏损程度的多样性, 而其 Zr 含量较低, 说明所经受的分离结晶作用较弱。随 Zr 的变化, 二郎坪群玄武岩 Zr/Y 趋于增加, B 类-1 的 Zr/Y 明显增大, 说明前者存在单斜辉石分离结晶, 后者可能涉及石榴石、单斜辉石的分离结晶作用。单斜辉石的分离结晶作用可由 $Cr-Y$ 图解^[6]印证。

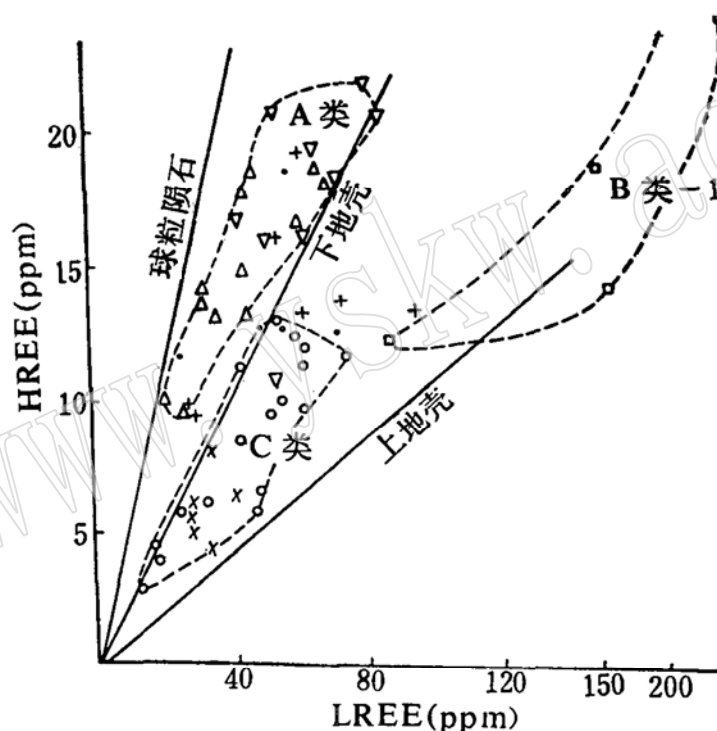


图 4 LREE—HREE 图解

Fig. 4 LREE—HREE diagram

(图例同图 1)

在秦岭火山岩 LREE—HREE 图解 (图 4) 中, 从 A→C + A→C 类玄武岩, HREE 趋于降低, LREE/HREE 比值由位于球粒陨石值 (1.76) 与下地壳值 (4.11) 之间, 增加到下地壳与上地壳值 (9.54) 范围内。B 类-1 的 LREE、HREE 含量高, LREE/HREE 值类似于上地壳值。Hanson (1980) 由二辉橄榄岩不同程度一次分离熔融, 计算熔体的稀土元素模式, 指出在熔融程度大于 15% 时, 所有稀土元素都发生同等富集, 稀土模式平行于熔融母体的模式, 也即具有同一 LREE/HREE 比值。在熔融程度小于 15% 时, 熔体的轻稀土元素优先富集, 重稀土在残留体不存在石榴石时不发生分异, 也即熔体的 LREE/HREE 将大于熔融母体; 重稀土在残留体存在石榴石时将发生

亏损,使熔体的 HREE 降低和 LREE/HREE 增加。因除 B 类-1 外的岩浆分离结晶作用不涉及石榴石(图 3),其它矿物的分离结晶作用基本不引起轻、重稀土元素的分离。已知 A 类玄武岩部分熔融程度小于 15%,其源岩 LREE/HREE 应趋近 A 类玄武岩的最低值,也即由图 4 所表示的球粒陨石值;C + A 与 C 类玄武岩熔融程度多近于 15%,其 LREE/HREE 应等于源岩,这种轻稀土富集型的源岩不同于 A 类玄武岩的球粒陨石型源岩,可能类似于下地壳^①或为经受地壳物质改造的地幔⁽⁶⁻⁷⁾;B 类-1 稀土特征与上地壳的相似性,与地壳混染成因吻合。

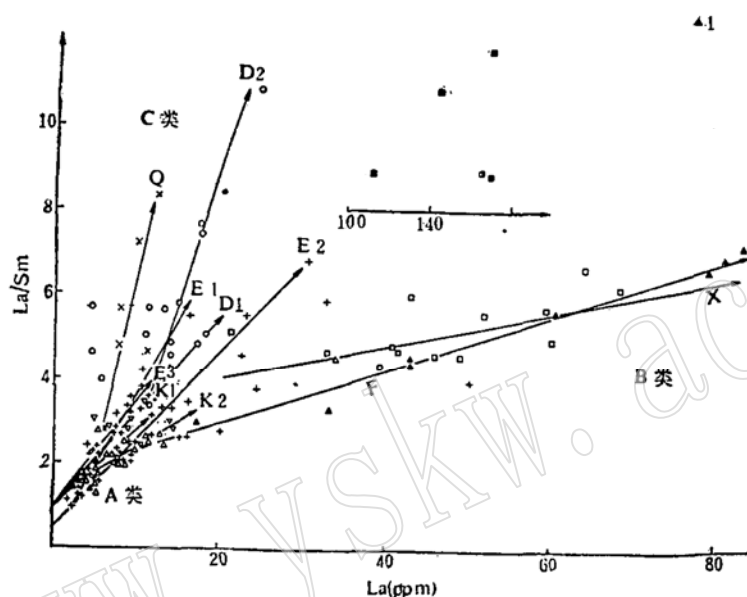


图 5 La/Sm—La 图解

Fig. 5 La/Sm—La diagram

1—富水杂岩(贾东等, 1988); 其余见图 1

La/Sm—La 图解(据 Allegre 和 Minster, 1978)的斜线代表部分熔融岩浆演化趋势,斜率为 $D_{\text{Sm}}^{\text{sm}}/C_{\text{Sm}}^{\text{La}}$, 截距为 $C_{\text{La}}^{\text{La}}(1-P_{\text{Sm}}^{\text{sm}})/C_{\text{Sm}}^{\text{La}}$, $D_{\text{Sm}}^{\text{sm}}$ 为源岩中 Sm 的总分配系数, $P_{\text{Sm}}^{\text{sm}}$ 为进入熔体的源岩矿物总分配系数, $C_{\text{La}}^{\text{La}}$ 、 $C_{\text{Sm}}^{\text{La}}$ 为源岩中 La、Sm 的浓度;水平线表示分离结晶演化趋势。图 5 为由秦岭各火山岩投点拟合的趋势线,其中宽坪群有 K_1 : $\text{La}/\text{Sm}=0.182 \text{ La}+0.98$, K_2 : $\text{La}/\text{Sm}=0.127 \text{ La}+1.11$;熊耳群 X : $\text{La}/\text{Sm}=0.04 \cdot \text{La}+3.19$;富水杂岩 F : $\text{La}/\text{Sm}=0.065 \text{ La}+1.64$;二郎坪群有 E_1 : $\text{La}/\text{Sm}=0.361 \text{ La}+0.085$, E_2 : $\text{La}/\text{Sm}=0.207 \text{ La}+0.53$, E_3 : $\text{La}/\text{Sm}=0.252 \text{ La}+1.00$;丹凤县丹凤群有 D_1 : $\text{La}/\text{Sm}=0.226 \text{ La}+0.96$, D_2 : $\text{La}/\text{Sm}=0.635 \text{ La}-3.68$, 秦王山岩体 Q : $\text{La}/\text{Sm}=0.866 \text{ La}-2.122$ 。从 B→A→C 类,趋势线斜率逐渐增加而截距趋于减小,其中 X 、 F 的斜率很低, E_1 、 D_1 、 Q 的截距近于零或为负值。可见本图的实际应用是非常复杂的。

A 类趋势线的斜率、截距界于 B 类与 C 类之间,代表正常地幔部分熔融作用。C 类趋势线的截距为 1.00—3.68,负截距值无法用简单的部分熔融及分离结晶演化模型解释。

① 胡能高、安三元, 1988, 陕西丹凤地区丹凤群火山岩的岩浆类型、成因及其构造环境。

前已述及, B类、C类为地壳与地幔物质相互作用的产物, 那么它们的稀土特征可由Lagmuir等(1978)的二元系混合作用模型解释。端员成分为 (x_1y_1) 、 (x_2y_2) 的二元混合模型为双曲线 $Ax + Bxy + Cy + D = 0$, 对于比值—元素图, $A = a_2y_2 - a_1y_1$, $B = a_1 - a_2$, $C = a_2x_1 - a_1x_2$, $D = a_1x_2y_1 - a_2x_1y_2$, $b = 1$, $\gamma = a_1/a_2$, 当比值的分子与元素相同时, $\gamma = 1$, $B = 0$, 模型为直线 $y = (y_2 - y_1)/(x_2 - x_1) \cdot x + (x_2y_1 - x_1y_2)/(x_2 - x_1)$ 。尽管B类与C类同为壳幔作用产物, 但它们的作用方式与环境是完全不同的。B类属壳幔混染型, 是玄武岩浆上侵地壳并引起地壳物质融熔, 在地壳内的岩浆房中, 发生幔源玄武岩浆与壳源酸性岩浆的不完全混染——混合作用^[7]。C类常与A类共生, 为C + A类, 是高地幔物质上涌, 下地壳底部物质被融化而回返地幔, 在壳幔过渡带强烈混合形成的^[7,13]。王良书等(1988)确认东秦岭地区有低速层, 壳幔边界为过渡带, 蔡尚中(1987)发现7.8 km/s的异常地幔区。在B类的地壳岩浆房, 由于壳源酸性岩浆对幔源玄武岩浆的混染—混合, 酸性岩浆的La/Sm比值(y_2)与玄武岩浆的La/Sm比值(y_1)相差不大, 而La值(x_2 与 x_1)相差较大, 使其趋势线较之A类的斜率减小而截距增大。而在C、C + A类的壳幔过渡带, 下地壳底部熔融产物的La/Sm比值(y_2)与上地幔物质的La/Sm比值(y_1)相差较大, 而La值(x_2 与 x_1)相差不大, 使其趋势线较之A类的斜率增大而截距减小。同一火山岩组合的不同趋势线, 表明岩浆源岩的不均一、多样性特征。

3 构造环境探讨

熊耳群(孙枢等, 1981; 乔秀夫等, 1982; 张国伟等, 1988; 何瑞芳等, 1988; 夏林圻等, 1990; 杨忆, 1990)、大红口组(张维吉等, 1987)属大陆裂谷环境: (1) 熊耳群受两组断裂控制, 大红口组受栾川断裂控制。它们均位于华北地台南缘; (2) 熊耳群以陆相砂砾岩高角度不整合覆盖在太华群之上, 大红口组火山岩夹于栾川群顶部; (3) 熊耳群具有双众数特征; (4) 火山岩多数仅受轻微变质作用, 属B类的过渡性拉斑玄武岩系列, 为在地壳岩浆房中, 幔源玄武岩浆与壳源酸性岩浆的不完全混染—混合作用产物。

在对北秦岭变拉斑玄武岩建造与细碧角斑岩建造的构造环境恢复中, 人们大都基于将今论古的思维方式, 或者将它们定为裂谷体系, 或者划归与现代板块构造相关的洋弧体系(包括洋中脊、小洋盆、海沟、弧后盆地、岛弧、山弧等形式)。笔者认为, 北秦岭大陆造山带的变质火山—沉积岩系既不存在现代板块构造活动形式, 又不同于大陆裂谷体系, 而具有多旋回槽盆活动形式: (1) 与变拉斑玄武岩建造相伴的沉积岩原岩为浅海相沉积的陆源杂砂岩、(含叠层石)硅质白云质灰岩、硅质岩, 与细碧角斑岩建造相伴的沉积岩原岩为中深海相环境的陆源杂砂岩、灰岩和放射虫硅质岩。造山带中多数条带状燧石可能是在近岸海盆中沉积而成(孙勇等, 1988)。不存在大洋沉积岩组合; (2) 丹凤群、二郎坪群及秦岭群存在指示张裂环境的辉绿岩脉或岩墙群; (3) 普遍经受绿片岩相—角闪岩相的中、低压相系变质作用, 未发现可靠的指示大洋板块俯冲的高压变质相系和双变质带;

(4) 未发现可靠的混杂堆积和地缝合线; (5) 用构造地球化学图解, 将这些古地槽火山岩与洋中脊、岛弧或大陆裂谷火山岩的硬性对比是很难进行的, 无法作出明确的判断^[6];

(6) 二郎坪群以基性火山岩和酸性火山岩为主, 仅有少量的中性火山岩, 呈现双众数特

征。细碧角斑岩建造属C、C+A类火山岩，C类属钙碱性火山岩系列，当高热地幔上涌，陆壳拉张、减薄为过渡性地壳，壳幔物质运动及其相互的非常剧烈的作用，形成壳幔过渡带，C、C+A类火山岩为壳幔过渡带物质运动产物。这完全不同于被多数人承认的现代岛弧、大陆边缘钙碱性火山岩的Ringwood成因模式。

槽盆构造环境的概念是，克拉通、老造山带、古大陆边缘或初始陆壳，在拉张减薄过程中，具有从大陆裂谷到大洋盆地发展的总体趋势，但大陆裂谷、大洋盆地是该趋势的两个极端构造环境，裂隙发展的结果，经常是形成一系列过渡壳（到局部洋壳）的海槽—海盆带和陆壳（到过壳）的岛链，这种中间阶段的构造环境的发展程度，高于大陆裂谷而低于大洋盆地，没有发育洋脊扩张、大洋板块俯冲及相关的岛弧和弧后盆地，并未达到现代板块构造发展阶段。

北秦岭变拉斑玄武岩建造与细碧角斑岩建造之间存在一定的差别：（1）前者属早一中元古代，后者属晚元古代晚期—早古生代；（2）前者为浅海环境，后者为中深海环境；（3）前者具绿片岩相—低角闪岩相变质，后者发生同旋回的绿片岩相—高角闪岩相变质；（4）前者花岗岩不很发育，后者发育大量同旋回花岗岩；（5）前者仅有沉积变质型Fe、Mn矿化，后者形成火山热液变质型Fe、Cu、Zn、Au、Ag矿床；（6）前者属幔源型A类玄武岩，部分熔融程度约为3%—10%，后者属壳幔混合型的C、C+A类火山岩，玄武岩部分熔融程度多为10%—20%，少数为5%及35%。这些差别主要与地幔能量状态有关，形成细碧角斑岩建造的地幔热能较高，才能导致壳幔过渡带、混合型火山岩的较高部分熔融程度、火山热液作用、大量的花岗岩、较高的变质程度的发育。两类火山岩建造的不同地幔能量状态，指示不同构造环境。笔者将变拉斑玄武岩建造的构造环境称为海槽，将细碧角斑岩建造的环境称为海盆。

笔者感谢王崇礼、周庭梅、张维吉、段联合、杨家喜、胡能高、夏林圻老师的帮助。

参 考 文 献

- 1 王仁民等.变质岩原岩图解判别法.北京:地质出版社,1987.58—82.
- 2 张国伟等.秦岭造山带的形成及其演化.西北大学出版社,1988.65—74.
- 3 胡健民,张维吉.洛南—栾川过渡带及其两侧火山岩的地球化学特征.西安地质学院学报,1990,(2):29—37.
- 4 严阵等.陕西省花岗岩.西安交通大学出版社,1985.203—292.
- 5 Taylor S R et al. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell publications, Oxford. 1985. 46—92.
- 6 何瑞芳,安三元.北秦岭玄武岩微量元素地球化学.陕北地质,1990,(1):29—36.
- 7 何瑞芳等.北秦岭火山岩岩石化学特征和成因.西安地质学院学报,1991,(2):7—13.
- 8 夏林圻,夏祖春等.华北板块南缘熊耳群火山岩岩石学及其形成环境讨论.西安地矿所所刊,1990,28,1—13.
- 9 Pearce J A et al. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. petrol., 1979, 69: 33—47.
- 10 Allegre C J et al. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. Earth. Planet. Sci. Lett., 1978 38: 1—25.
- 11 Hanson G N. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. Ann. Rev. Earth planet.,

Sci., 1980, 8: 371—406.

12 王中刚, 于学元, 赵振华等. 稀土元素地球化学. 北京科学出版社, 1989. 384—404.

13 任纪舜等. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 科学出版社, 1990. 1—21.

Geochemical Characteristics, Petrogenesis and Tectonic Settings of Volcanic Rocks in the Northern Qinling Mountains

He Ruifang An Sanyuan

(Xi'an College of Geology, Shaanxi 710054)

Key words: volcanic rock formation; geochemistry; magma genesis; tectonic settings; Northern Qinling

Abstract

The authors collected and studied about 500 samples of major, 120 samples of trace and 135 samples of rare earth elements of the volcanic rocks from the Northern Qinling Mountains and the southern margin of the North China platform. The volcanic rocks of the Xiong'er Group and the Dahongkou Formation are B-type of volcanics series, being the products of the contamination of mantle-derived mafic magma with crust-derived siliceous magmas in the magma chambers of crust, with continental rift tectonic settings. The metatholeiite formations of the Kuanping Group and the Qinling Group belong to A-type volcanics series, with mantle-derived magma genesis and sea trough tectonic settings. The spilite-keratophyre formations of the Erlangping Group and the Danfeng Group are C+A-type and C-type volcanics series, being the mixing products of the magma from the lower crustal bottom and that from hot mantle diapirs at crust-mantle transitional zones, with sea basin tectonic settings.