

# 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\*

姜常义 苏生瑞 任名华 杨志华

西安地质学院, 西安 710054)

主题词 北秦岭 拉斑系列 钙碱系列 活动陆缘 晋宁运动

提 要 研究区内有两类密切共生的活动陆缘型幔源侵入岩组合, 它们分属拉斑系列和钙碱系列。这两个系列的侵入岩存在系统的化学差异, 而且在高位岩浆房中普遍经历了镁铁矿物的分离结晶作用。拉斑系列与钙碱系列均具有板块会聚边缘幔源岩浆的地球化学特征。它们均不同程度地富集大离子亲石元素而贫高场强元素、过渡族元素和重稀土元素。地球化学研究证明, 这两个系列的岩浆起源于同一贫化型地幔源区, 源岩类型为尖晶石橄榄岩。大离子亲石元素的富集应归因于消减板块的脱水作用或熔融作用。两个系列间的化学差异起因于拉斑系列的熔融程度高于钙碱系列。它们均为晋宁期古秦岭洋盆闭合过程的产物。

## 1 引言

笔者曾论证过从长安县东部边界至凤县岩湾一带的原秦岭岩群和丹凤岩群并非由变质地层组成, 而是由各种变形的侵入岩组成<sup>[1]</sup>。这些侵入体互相叠套, 构成了一套连续长度达260km的侵入岩带。主要岩石类型是辉长岩、闪长岩、石英二长岩、花岗闪长岩和各种各样的花岗岩。不同主要类型之间有连续过渡的类型。在较大的辉长岩体内部, 常可见到由岩浆分异作用形成的橄榄岩和辉石岩。总体上, 拉斑系列早于钙碱系列。在不同剖面线上均表现为相对基性的岩体侵位在先, 相对酸性的岩体侵位在后的正序岩浆演化序列。这些侵入体普遍经历了程度不同的塑性变形和静态重结晶阶段的变质作用, 以致于在强变形带上, 其原生组构消失殆尽, 而呈现出构造岩的面貌。有必要指出, 前人多把厚畛子岩体和四方台岩体单独圈定为侵位相对较晚的基性杂岩体<sup>[2]</sup>。据我们观察, 这两个岩体与其周围的变形侵入岩本属同一个狭长的基性侵入岩带, 是同期幔源岩浆的产物。这两个侵入体内部并非没有塑性变形, 只不过总体上变形弱, 属于填图尺度的弱变形域。本文进一步研究其中的基性侵入岩的岩石化学和地球化学特征, 并探讨其构造背景和岩浆过程, 以期验证和深化由地质观察和岩相学观察所得出的结论。

\* 本文由北京中关村地区联合分析测试中心和地矿部秦巴项目(85—01—010)联合资助。  
本文于1997年4月收到, 1997年9月改回。

## 2 两类幔源岩浆的化学差异

本文的分析样品多数采自周至县黑河剖面,少数采自柞水县西北部的太和剖面与太白县两河口剖面<sup>[1]</sup>。分析数据列于表1和表2。按照 Miyashiro (1979)<sup>[6]</sup>以镁铁比值与SiO<sub>2</sub>含量谐变规律为原则的分类方案,16件样品中属拉斑系列者和属钙碱系列者各具其半(图1)。相应地,前者的全铁含量高于后者(图2H),MgO含量总体上也高一些。碱金属,尤其是钾的含量,是不同系列岩浆的重要参数。拉斑系列的K<sub>2</sub>O含量低于钙碱系列的K<sub>2</sub>O含量(图2E);总体上,前者的Na<sub>2</sub>O含量也低于后者。在少量元素方面,两个系列的岩浆也存在明显的差异,拉斑系列贫P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>而富MnO,钙碱系列则相反(图2G)。就大多数样品而言,拉斑系列的轻稀土元素(以La为代表)和中稀土元素(以Gd为代表)含量低于钙碱系列(图2B);前者的大离子亲石元素(Rb,Ba,Sr)丰度也低于后者(图2D,F)。在过渡族元素中,拉斑系列的Co,Cr丰度高于钙碱系列,虽有一定的重叠范围,前者的Ni,Sc含量也高一些(图2A,C)。简言之,与钙碱系列相比,拉斑系列富相容元素(Mg,Fe,Mn,Co,Cr,Ni,Sc)而贫不相容元素(Rb,Ba,Sr,K,Na)和适度不相容元素(P,La,Gd),反之亦然。

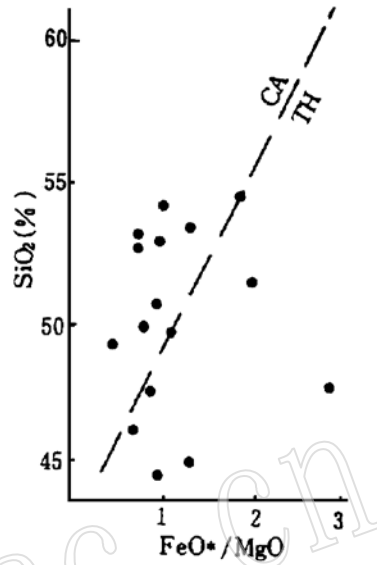


图1 SiO<sub>2</sub>-FeO\* MgO图

Fig. 1 SiO<sub>2</sub>-FeO\* MgO diagram

表1 岩石化学数据

Table 1 Petrochemical data

序号	岩石	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	灼失	总量	Mg* 系列
1	橄辉石岩	43.67	1.06	15.46	8.11	4.13	0.21	11.53	6.80	2.70	1.83	0.33	4.27	100.10	44 TH
2	辉长岩	45.80	1.31	16.28	4.61	6.28	0.19	7.61	11.87	2.69	0.56	0.26	2.32	99.78	36 TH
3	辉长岩	46.29	0.40	15.79	4.16	5.43	0.17	11.72	8.97	2.75	1.13	0.22	3.11	100.14	50 TH
4	辉长岩	47.42	1.16	15.01	4.16	5.48	0.22	10.18	10.10	2.52	0.45	0.25	2.16	99.01	46 TH
5	辉长岩	48.00	1.23	14.73	10.37	4.80	0.20	4.90	7.43	2.96	1.87	0.30	2.31	99.10	21 TH
6	辉长岩	49.68	1.30	14.18	4.57	5.20	0.18	7.80	10.49	3.49	1.29	0.30	1.81	100.2	39 TH
7	辉长岩	51.43	1.17	18.39	4.55	3.45	0.14	3.86	7.56	3.85	2.74	0.56	2.41	100.11	28 TH
8	暗色 闪长岩	54.94	1.02	16.80	2.76	4.53	0.15	4.39	6.67	3.59	2.74	0.37	1.81	99.77	33 TH
9	辉石岩	49.30	0.37	4.70	3.79	4.33	0.20	16.43	15.35	1.41	0.80	0.19	3.10	99.97	62 CA
10	辉长岩	50.73	0.57	16.25	4.44	3.98	0.15	8.52	9.36	1.98	1.25	0.25	1.05	99.55	45 CA
11	辉长岩	49.85	1.06	12.92	4.89	3.43	0.16	9.31	9.29	3.44	2.70	0.51	2.23	99.79	48 CA
12	辉长岩	52.82	0.42	17.21	3.40	1.63	0.11	6.27	8.10	3.34	2.63	0.20	3.82	99.95	51 CA
13	辉长岩	52.97	0.62	14.42	4.35	3.43	0.16	7.42	8.97	3.28	2.38	0.49	1.61	100.10	44 CA
14	暗色 闪长岩	53.14	0.39	16.51	2.85	3.00	0.16	7.47	8.52	2.99	2.28	0.19	2.51	100.01	51 CA
15	暗色 闪长岩	53.33	0.74	15.98	3.33	4.35	0.15	5.66	6.86	3.30	2.96	0.52	3.06	100.24	37 CA
16	暗色 闪长岩	54.08	0.66	15.20	3.75	2.55	0.13	5.64	6.91	3.72	3.92	0.42	2.65	99.63	42 CA

Mg\* = Mg (Mg+Fe), 其中Mg和Fe均为原子数。

表 2 稀土元素与微量元素丰度 ( $\times 10^{-6}$ )Table 2 Abundance of rare earth elements and trace elements ( $\times 10^{-6}$ )

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
La	20.13	4.72	4.88	8.65	18.33	7.07	38.31	31.92	7.52	16.18	71.29	18.61	46.38	11.72	52.22	46.76
Ce	43.14	13.33	8.96	18.36	41.13	17.19	74.37	62.00	14.66	30.85	147.7	37.37	91.89	20.40	98.76	87.66
Pr	5.42	1.75	1.35	2.35	5.14	2.54	9.62	7.93	2.07	4.13	18.52	4.57	12.41	2.81	12.43	11.05
Nd	22.10	8.76	5.58	9.69	22.14	12.38	36.57	29.48	8.35	15.88	72.33	17.01	49.60	10.49	44.21	39.23
Sm	5.01	2.86	1.06	2.53	4.76	3.56	7.07	5.86	1.95	3.34	12.55	3.15	9.97	2.21	7.97	7.93
Eu	1.26	0.95	0.47	0.67	1.38	1.19	1.63	1.47	0.53	0.90	2.69	0.79	1.95	0.65	1.72	1.58
Gd	4.83	3.90	1.38	2.79	4.83	4.88	6.29	5.38	2.45	3.20	9.39	3.07	7.79	2.27	6.22	5.89
Tb	0.75	0.64	0.23	0.47	0.73	0.78	0.91	0.78	0.36	0.47	1.28	0.46	1.02	0.32	0.83	0.76
Dy	4.20	3.97	1.29	2.40	4.12	4.74	4.79	4.16	1.94	2.63	5.79	2.61	4.81	1.72	3.84	3.57
Ho	0.96	0.93	0.27	0.55	0.92	1.07	1.01	0.91	0.42	0.52	1.19	0.56	0.96	0.39	0.82	0.74
Er	2.33	2.41	0.63	1.49	2.42	2.77	2.55	2.34	1.04	1.50	2.83	1.42	2.22	1.00	2.02	1.72
Tm	0.35	0.39	0.10	0.24	0.37	0.43	0.37	0.35	0.16	0.23	0.40	0.21	0.32	0.15	0.30	0.26
Yb	1.98	2.26	0.98	1.32	2.20	2.47	2.11	2.01	0.86	1.31	2.27	1.19	1.65	0.82	1.62	1.36
Lu	0.31	0.35	0.09	0.21	0.34	0.35	0.30	0.30	0.13	0.20	0.34	0.19	0.23	0.13	0.26	0.20
Eu*	0.77	0.84	1.10	0.80	0.87	0.89	0.73	0.78	0.72	0.84	0.72	0.80	0.66	0.88	0.73	0.68
$\frac{La}{Yb}$	6.8	1.4	5.0	4.4	5.8	1.9	12	11	6.2	8.3	21	11	19	9.6	21	24
$\Sigma REE$	112.7	47.2	26.87	51.7	108.8	61.4	185.9	154.9	42.4	81.3	348.6	91.2	231.2	54.7	233.2	208.7
Sr	592	184	388	532	492	205	832	593	163	444	638	727	799	603	692	752
Rb	54.7	47.7	47.7	81.7	72.6	50.0	54.0	81.7	46.2	52.1	66.1	75.6	73.3	63.6	83.5	84.5
Ba	183	66	211	14.70	4.70	111	679	711	75	300	787	626	1312	521	1024	1376
Th	47	4.0	37	33	47	41	28	26	43	27	37	21	28	25	27	25
Nb	41	38	24	24	52	45	43	30	30	32	37	25	33	20	26	33
Zr	172	111	35	51	172	126	196	174	76	81	154	215	71	95	153	190
Y	21.72	21.99	6.73	13.22	22.35	24.75	23.05	20.70	9.43	13.65	24.98	12.96	21.18	9.19	17.51	16.41
Sc	39.81	36.38	22.38	29.20	31.95	43.60	15.54	18.81	64.96	27.05	39.09	19.42	25.83	25.23	18.07	16.15
Ni	136	96	172	123	27	91	57	48	147	68	107	77	107	85	68	104
Co	33	29	28	22	27	30	28	23	31	25	26	20	28	17	24	27
Cr	651	296	452	6.70	31	267	208	77	898	208	292	129	291	93	82	249
V	264	244	108	177	327	248	159	160	180	127	192	87	175	100	168	135

注:本表数据顺序和岩石名称同表 1。

$Eu^* = E_{uN} / [(S_{mN} + G_{dN}) \div 2]$ , 其中  $E_{uN}$ 、 $S_{mN}$ 、 $G_{dN}$  的角标 N 表示相应元素的球粒陨石比值。

### 3 AFC 作用

幔源岩浆在地壳内高位岩浆房中的同化作用与分离结晶作用 (AFC 作用)<sup>[5]</sup> 可以不同程度地改变元素的丰度和某些元素间的比值。在哈克尔变异图 (图 3) 上, 辉石岩显著地富铁和钙, 与其以单斜辉石为主的矿物组合相符。总体上, 拉斑系列的镁铁含量随  $SiO_2$  增加而有所降低, 证明在岩浆结晶作用的早期和中期, 分离的主要是橄榄石和斜方辉石。钙含量在结晶历史的中晚期有所增加, 反映了在此阶段单斜辉石相对于铁镁矿物的增多。 $Na_2O$  随  $SiO_2$  的增加而略有增加, 一方面反映了斜长石数量的逐步增多, 另一方面说明斜长石始终不是主要液相线相。由此证明岩浆房中的水压较大, 抑制了斜长石的结晶作用<sup>[6]</sup>。随  $SiO_2$  含量增加, 钙碱系列的  $MgO$ 、 $FeO^*$ 、 $CaO$  同步降低, 说明分离的液相线相是单斜辉石和钙质

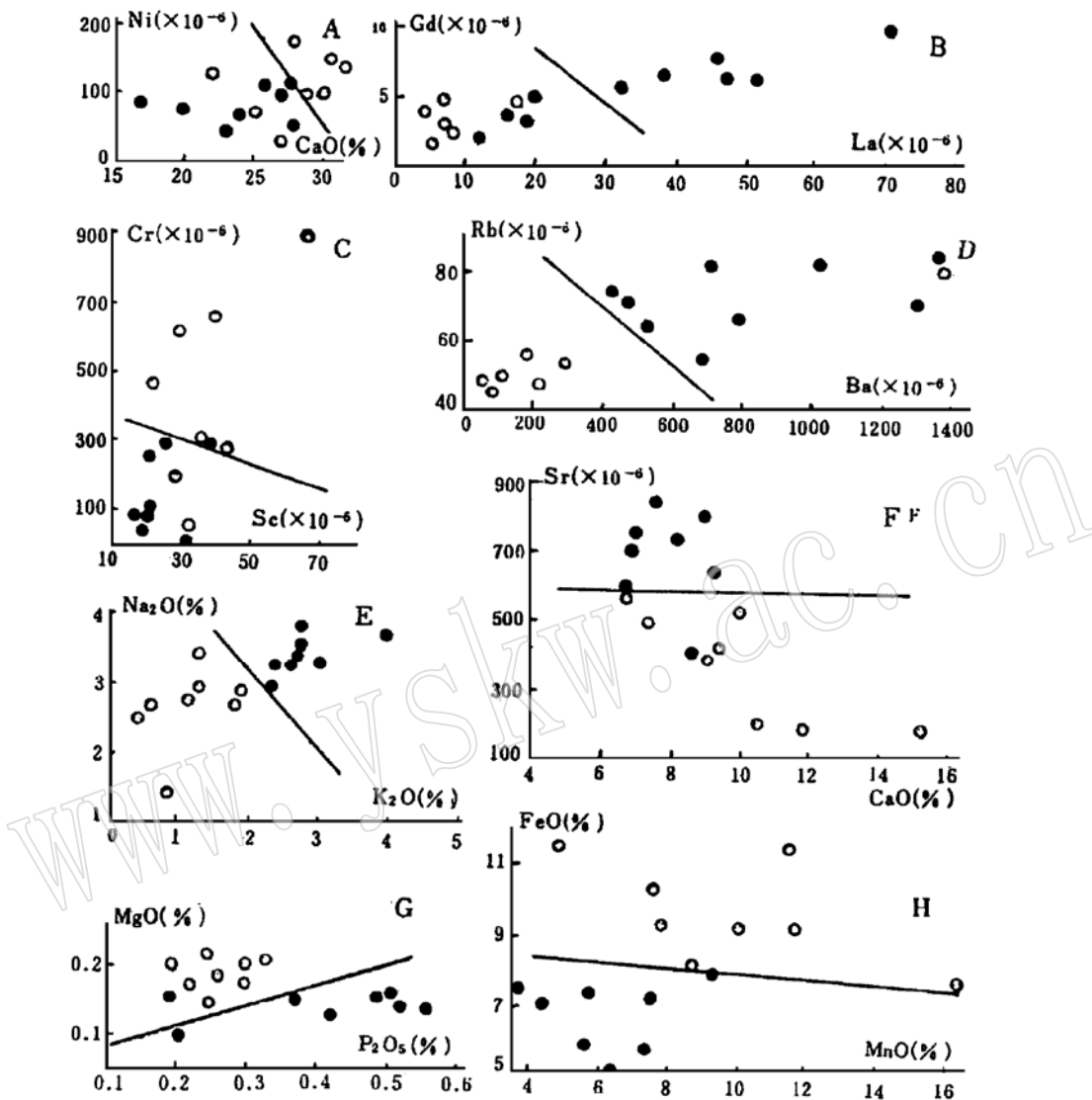


图2 拉斑系列与钙碱系列侵入岩的化学成分差异

Fig.2 Chemical differences between intrusive rock of tholeiite series and that of calc-alkaline series

•—钙碱系列; ○—拉斑系列

角闪石。Na<sub>2</sub>O 含量的稳定性同样说明斜长石在该系列中不是主要的液相线相。角闪石的早期晶出从另一个侧面证实了岩浆房中具有较高的水压。一般来讲,拉斑系列的岩浆具有较低的氧逸度,不利于铁钛氧化物的早期结晶;而钙碱系列有较高的氧逸度,在其它热力学条件有利的情况下,铁钛氧化物也会成为液相线相。本区拉斑系列的 TiO<sub>2</sub> 含量稳定,没有铁钛氧化物的分离结晶作用;而钙碱系列的 TiO<sub>2</sub> 含量总体上随 SiO<sub>2</sub> 含量增加而降低,则证明曾发生过铁钛氧化物的分离结晶作用。

地壳混染会降低幔源岩浆中锆的丰度和 Ti/Yb 比值,并导致负钨异常<sup>[6]</sup>。在图 4 上,钙碱系列的 Sr、Eu\* 和 Ti/Yb 比值基本稳定,说明没有发生用微量元素和少量元素丰度或比值可以察觉的同化作用。拉斑系列的 Sr 和 Ti/Yb 比值有一些不规则的变化,可以证明曾有过局部的同化作用。

#### 4 构造环境

板块会聚边缘的岩浆岩具有特殊的地球化学特征。主要表现为贫重稀土元素、高场强元素 Ti、Nb、Ta、P、Zr、Hf、Y,而富集大离子元素和轻稀土元素<sup>[8,9]</sup>。在图 5a 上,钙碱系列的多元素配分曲线充分体现了这些特征;大离子亲石元素,尤其是 K、Rb、Ba、Th 高度富集,而高场强元素、重稀土元素和过渡族元素则系统贫化,Nb、P、Zr、Ti、Y 均低于相邻元素的标准值,处于 V 字型谷底的位置。 $TiO_2 < 1.3\%$ ,属典型会聚边缘幔源岩浆的特征<sup>[9]</sup>。在图 6A 上,稀土元素配分曲线为轻稀土元素富集型, $(La/Yb)_n = 10.24$ ,没有 Eu 的显著贫化。所有这些特征,均证明钙碱系列的侵入岩形成于板块会聚边缘背景。

拉斑系列的基性侵入岩与钙碱系列的相同之处,在于它同样具有大离子亲石元素的富集和高场强元素、重稀土元素和过渡族元素的贫化,尤其是 Ti 和 Y。Eu 的贫化。不同之处在于图形上,Nb、P、Zr 没有显示出处于 V 字形谷底的位置,而是与相邻元素一起构成了右倾的曲线(图 5B)。拉斑系列的 Nb 丰度与钙碱系列处于相同的范围,而 P、Zr 丰度略低于后者。因此,这种图形上的差异是由于前者的轻稀土元素和中稀土元素贫化所致,拉斑系列的轻稀土和中稀土元素以及稀土元素总量均低于钙碱系列,仅仅是重稀土元素含量有较大的重叠范围。因而,它们的稀土元素配分曲线为平坦

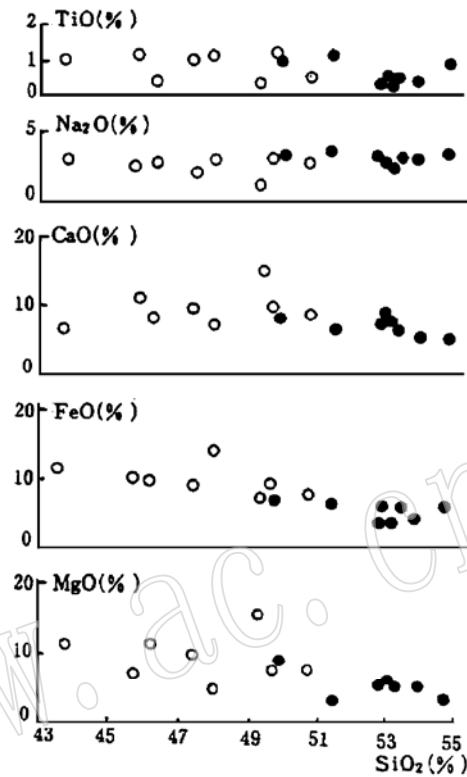


图 3 哈克尔变异图  
Fig. 3 Harker variogram

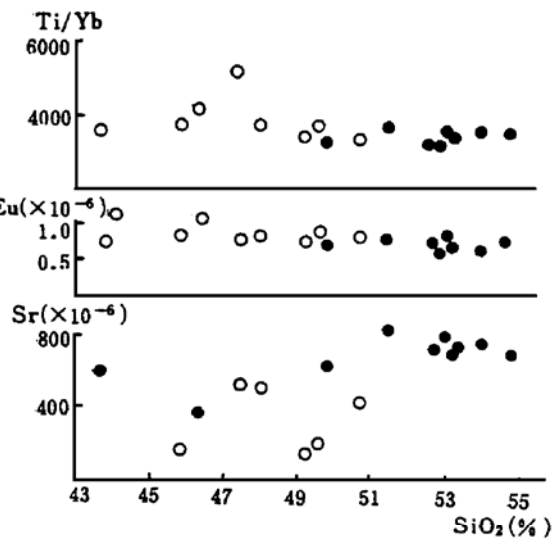


图 4 二氧化硅—微量元素丰度和比值图  
Fig. 4 Abundances of trace elements and ratios of silica to trace elements

型到轻稀土和中稀土元素富集型(图6B)。按照经典的岛弧拉斑玄武岩的定义,其稀土元素配分曲线应为平坦型<sup>[10]</sup>。后来研究证明,在大洋型岛弧初始阶段,为轻稀土和中稀土元素贫化型,与N-MORB的配分曲线相同。随着地壳厚度和成熟度的增加,配分曲线从平缓型转为平坦型,继之以富集型<sup>[11]</sup>,尤其是它们与钙碱系列共生,说明本区应属具有一定成熟度的陆壳。两个系列的所有样品 $Zr/Y > 3$ ,也证明本区属活动陆缘或大陆型岛弧而非大洋型岛弧<sup>[12]</sup>。

## 5 源区性质与俯冲板块的作用

本区大多数样品的高场强元素(Ti)、重稀土元素(Tb, Yb)和过渡族元素(Sc, Y)丰度低于N型洋中脊玄武岩(图5)。由此证明了会聚边缘系统中具有较大分配系数的高场强元素、重稀土元素和过渡族元素是系统贫化的。由于这些元素相对不溶于由消减板块脱水产生的流体或者熔蚀作用产生的硅质岩浆,因而,这些元素的特征仅仅取决于地幔楔本身的特征。所以上述元素的贫化反映了会聚边缘岩浆源区比洋中脊玄武岩源区更贫化。在上地幔熔融期间,按照相容性减少的顺序依次为Sc, Y, Ti, Zr。这些元素的比值(Sc/Y, Ti/Zr)以及Zr的丰度对于源区组成和熔融程度是敏感的。比值越高, Zr丰度越低,意味着更贫化的源区和更高的熔融程度<sup>[13]</sup>。由图7可见,钙碱系列与拉斑系列的投影点构成了同一条阵列。由此证明这两个系列的岩浆来自同一贫化的源区。由于拉斑系列的Zr丰度系统的低于钙碱系列,因此,前者的熔融程度普遍高于后者。此结论与前述两个系列的化学差异是完全一致的,也是与稀土元素特征完全一致的。

有必要指出,本区幔源岩浆岩的Zr丰度高于洋中脊玄武岩。由此而导致前者的Ti/Zr比值低于后者。此种情况尚见于Vanuatu岛弧<sup>[4]</sup>。这反映了熔融期间总分配系数的变化,即Ti的分配系数相对于Zr的增加。过去将此特征归因于TNT相在熔融期间的稳定性,后

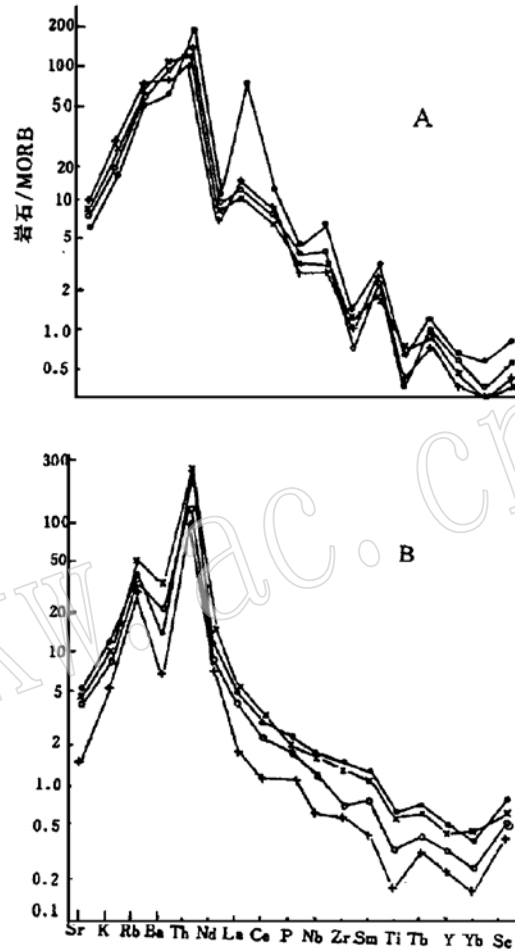


图5 多元素配分曲线图

Fig. 5 Partitioning curves of multi-elements

来的岩石学实验证明,金红石、钙钛矿和钛铁矿等 TNT 相在地幔楔熔融条件下是极不稳定的<sup>[5]</sup>。由于角闪石和金云母同样富含这些元素,这两种矿物的存在可以解释这种习性<sup>[6]</sup>。石榴石富含重稀土元素,由石榴石橄榄岩熔融产生的岩浆具有从 Dy 到 Lu 逐步衰减的特点。而本区的幔源岩浆的重稀土元素配分曲线相对平坦,此为尖晶石橄榄岩派生的标志<sup>[7]</sup>。近来的研究证明,尖晶石石榴石橄榄岩转化的深度为 70—75km<sup>[8]</sup>。而角闪石在 110km 才全部分解<sup>[9]</sup>。有鉴于此,本区相对高的 Zr 丰度应归因于角闪石的作用。

富含大离子亲石元素和轻稀土元素是会聚边缘幔源岩浆的普遍特征。有多方面的证据证明了这种特征主要应归因于洋壳或远洋沉积物在消减期间的脱水作用或熔融作用<sup>[20]</sup>,尽管在高位岩浆房中的同化混染作用和分离结晶作用会使这种特征有所加强。鉴于远洋沉积物的作用会导致岩浆产物具有明显的负钕异常和非常高的 Ba 丰度<sup>[21]</sup>,而本区的幔源岩浆岩不具备这些特征,所以上述特征应归因于消减洋壳(主要是玄武岩)的脱水作用和熔融作用。

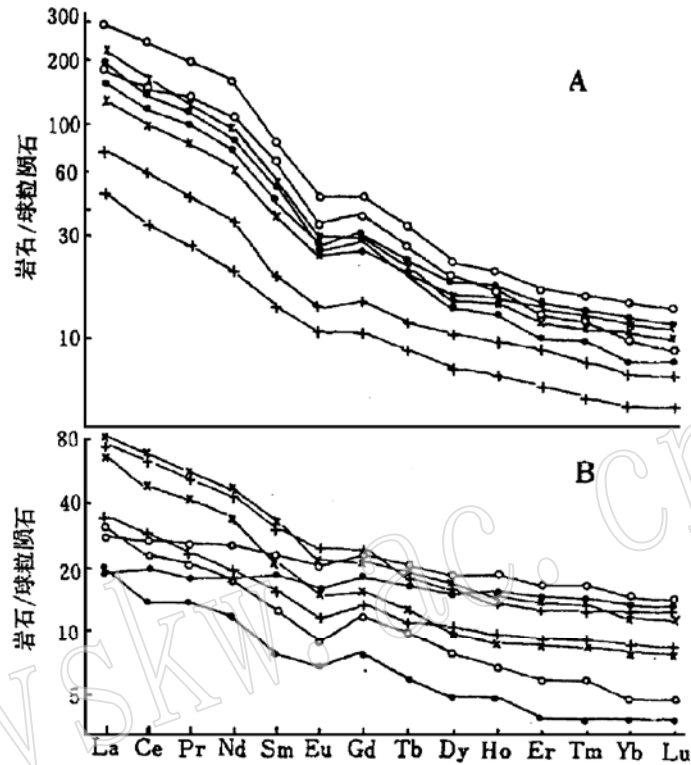


图6 稀土元素配分曲线图

Fig. 6 Chondrite-normalized REE Patterns

## 6 北秦岭的晋宁运动

笔者在北秦岭的商州地区发现并研究了一条蛇绿岩带。该岩带位于秦岭岩群的北侧,具有完整的蛇绿岩套岩石组合,并且完全符合业已移位的蛇绿岩套的各种地质要素。该岩带的 Sm—Nd 等时线年龄为 832Ma,最小模式年龄为 1.1Ga,与此相对应,从南阳盆地西缘至陕甘交界一带的北秦岭存在一条连续长度达 800km 的活动陆缘型侵入岩带<sup>[22]</sup>。本文的研究范围仅是其中的一段。本区幔源岩浆岩的 Sm—Nd 等时线年龄为 984Ma<sup>[23]</sup>,而且在同一岩带中相同或相近的年龄数据日渐增多。北秦岭侵入岩带应是古秦岭洋盆 B 型俯冲过程的产物。鉴于已发表的 800—700Ma 侵入岩主要是花岗岩,它们应当是 A 型俯冲和碰撞

造山的产物。所以,古秦岭洋盆的闭合时限应当是 800Ma 左右。而该洋盆在 1.1—1.0Ga 的时限内完成扩张和形成过程。换言之,在大体上为晋宁运动的时限内,扬子板块与华北板块曾一度分离,而后再拼合为统一的古陆。所以,应当把晋宁运动视为秦岭造山带演化历史中一个相对独立的阶段,此阶段主导性的构造体制是板块体制。进而言之,晋宁运动的构造和建造奠定了现在北秦岭的基本格局,以后发生的历次构造运动都是在它的基础上叠加和改造。张宏飞等人<sup>[24]</sup>基于 Sm-Nd 同位素模式年龄资料的研究认为,北秦岭在 1.0Ga 左右曾有过一次显著的地壳增生,而以后的历次构造运动主要表现为物质的壳内再循环。显然,侧重点不同的这两种研究殊途而同归。

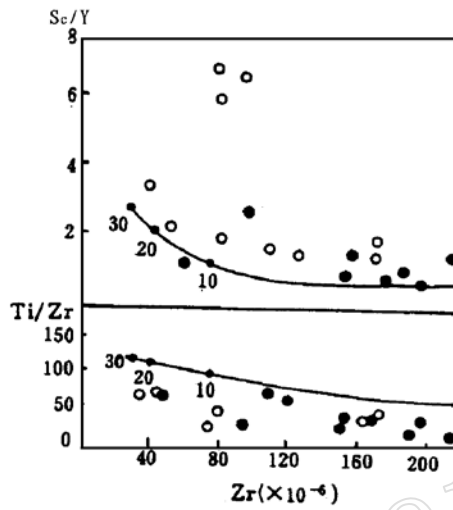


图7 Zr-Sc Y, Ti Zr-Zr 图

Fig.7 Zr-Sc Y, Ti Zr-Zr diagram

## 参 考 文 献

- 1 姜常义、苏生瑞、任名华. 论秦岭岩群和丹凤岩群西段之解体. 中国区域地质, 1996, 4: 361—365.
- 2 陕西省地质矿产局. 陕西省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1989.
- 3 Miyashiro A. Volcanic rock series in island and active continental margins Am. J. Sci. 1974, 274: 321—355.
- 4 Thorpe RS, Francis P W & O' Callaghan L. Relative roles of source compositions, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. 1984, A310: 675—692.
- 5 Gust DA and Perfit MR. Phase relations of a high Mg basalts from the Aleutian Island Arc: Implications for primary island arc basalts and high-Al basalts. Contrib. Mineral. Petrol. 1987. 917: 7—18.
- 6 Fang Z, Zhao J X and McCulloch M T. Geochemical and Nd isotopic study of palaeozoic bimodal volcanic in Hainan Island, South China—Implications for rifting tectonics and mantle reservoirs. Lithos, 1992, 29: 127—139.
- 7 Box S E. Introduction to special section on alkaline arc magmatism. Journal of Geophysical Research. 1989, 94: 4467—4468.
- 8 Naranjo J A. Chemistry and petrological evolution of the Lasterra volcanic complex in the north Chilean Andes. Geol. Mag. 1992, 129: 723—740.
- 9 Gill J B. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and backarc: Fiji and the South Fiji basin. Journal of Geology. 1987, 95: 589—615.
- 10 Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In: R S. Thopl (Editor), Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley, Chichester, 1982, 525—548.
- 11 Van Bergen M J, Vroon P Z, Varekamp J C and Pooter R P R. The origin of the potassic rock suite from Batu Tara volcano East Sunda Arc, Indonesia). Lithos, 1992, 28: 261—282.
- 12 Ujike Osamu and Tsachiya Mobuyuki. Geochemistry of Miocene basaltic rocks temporally straddling the rifting of lithosphere at the Akita Yamagata area, northeast Japan. Chemical Geology, 1993, 104: 61—74.
- 13 Woodhead J Eggers and Gamble J. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin



- basalt: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 114: 491—504.
- 14 Barsdell M and Berry R. Origin and evolution of primitive island arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu. *J. Petrol.* 1990, 31: 747—777.
- 15 Ryerson F J and Watson E B. Rutile saturations in magma: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987, 86: 225—239.
- 16 Irving A J and Frey F A. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacryst genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1984, 48: 1201—1221.
- 17 Lin P N and Stern R J. Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc, 2. Large ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. *Journal of Geophysical Research*. 1989, 94: 4497—4515.
- 18 Gasparik T. Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system Ca-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Contrib. Mineral.* 1984, 87: 87—97.
- 19 Tatsumi Yoshiyuki. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94: 4697—4707.
- 20 Conticelli S and Peccerillo A. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: Petrogenesis and inferences on the evolution of mantle sources. *Lithos*, 1992, 28: 221—240.
- 21 Nelson D R. Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediment in magma genesis. *Lithos*, 1992, 28: 403—420.
- 22 姜常义、苏生瑞、张振飞、杨志华、赵太平. 对二郎坪群火神庙组物质组成的质疑与再认识. *西安地质学院学报*, 1991, 17(2): 1—5.
- 23 周鼎武、张成立、韩松、张泽军、董去鹏等. 东秦岭早古生代两条不同构造-岩浆杂岩带的形成构造环境. *岩石学报*, 1995, 11: 115—126.
- 24 张宏飞、赵志丹、骆庭川、张本仁. 从岩石 Sm-Nd 同位素模式年龄论北秦岭地壳增生和地壳深部性质. *岩石学报*, 1995, 17: 160—170.

## Two Types of Active Epicontinental Mantle – derived Magmatic Activities and Magmatic Processes in the Zhashui – Taibai Sector of North Qinling Mountains

Jiang Changyi, Su Shengrui, Ren Minghua, Yang Zhihua

(Xian College of Geology, Xian 710054)

**Key words:** North Qinling Mountains, tholeiite series, calc – alkaline series, active continent margin, Jinning orogeny

### Abstract

In the study area there exist two types of closely associated active epicontinental mantle – derived intrusive assemblages, belonging to tholeiite series and calc – alkaline series respectively. Intrusive rocks of the two series show systematic chemical differences, and generally experienced fractional crystallization of mafic minerals at the high magmatic chamber. Both the tholeiite series and the calc – alkaline series exhibit geochemical characteristics of mantle – derived magma along the margin of plate convergence, and are in different degrees enriched in large – ion lithophile elements and impoverished in high field strong elements, transitional elements and heavy rare earth elements. Geochemical studies show that magma of these two series originated from the same impoverished mantle source, with the source rock being spinel peridotite. The enrichment of large – ion lithophile elements should be attributed to the devatering or melting of the subducting plate. The chemical differences between these two series resulted from the higher melting degree of the tholeiite series than that of the calc – alkaline series. They were both formed during the closing process of the Qinling paleoceanic basin in Jinning period.