

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

四川石棉蛇绿岩的地球化学特征及其构造意义

沈渭洲¹⁾ 高剑峰¹⁾ 徐士进¹⁾ 李惠民²⁾ 周国庆¹⁾ 杨铸生³⁾ 杨七文³⁾

1) 南京大学地球科学系, 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 210093

2) 天津地质矿产研究所, 300170; 3) 四川省地质矿产厅攀西地质大队地质调查所, 西昌, 615000

内容提要 四川石棉县石棉蛇绿岩主要由变质橄榄岩和辉长岩组成, 玄武岩出露零星。辉长岩中锆石 U-Pb 年龄为 906 ± 46 Ma, 表明它是新元古代早期岩浆活动产物。变质橄榄岩具有低的 Al_2O_3 和 CaO 含量, 高的 MgO 含量和 $Mg^{#}$ 值, 与世界上典型蛇绿岩中方辉橄榄岩的值一致。玄武岩具有较高的 SiO_2 和 TiO_2 含量, 较低的 Al_2O_3 和 K_2O 含量; LREE 略亏损, 基本无 Eu 异常; 在不相容元素方面, 玄武岩具有较低的 $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$, Ce/Zr , Th/Y , Th/La 和 Ti/Y 值, 较高的 La/Nb , Zr/Nb 和 Y/Nb 值, Nb 负异常较为明显; 玄武岩的主要地球化学特征与 MORB 相似, 但与 IAT 和 OIB 区别明显。在构造环境判别图解中, 玄武岩均投影于 MORB 区域。根据上述特征并结合区域地质构造特征, 笔者认为, 石棉蛇绿岩可能形成于成熟的弧后盆地环境。

关键词 蛇绿岩 地球化学 弧后盆地 四川石棉

四川石棉镁铁质—超镁铁质岩体以盛产纤维蛇纹石石棉而闻名国内外。早期的研究多偏重矿床本身, 而对岩石成因注意不够。但自曾宪教等(1982)提出石棉镁铁质—超镁铁质岩体是一个被肢解了的古老蛇绿岩体以来, 人们对于石棉镁铁质—超镁铁质岩体属于蛇绿岩范畴已逐渐趋于共识(骆耀南, 1983; 潘杏南等, 1987; 李建林等, 1990; 孙传敏, 1994), 但有关石棉蛇绿岩的研究成果却极少见诸文献报道。本文首先研究石棉蛇绿岩的主要元素、微量元素和稀土元素特征, 以期能对蛇绿岩的成因提供某种制约因素。

1 地质背景

石棉蛇绿岩体位于石棉县城东南约 6 km 处。由于南坪河右行平移断层影响而分成南岩体(凉山岩体)和北岩体(大洪山岩体)两部分(图 1a)。它们大体呈 $N60^\circ E$ 方向延伸, 长约 5 km, 宽约 0.3~0.7 km, 总体倾向 NW, 倾角陡。岩体由下部变质橄榄岩(蛇纹岩)和上部辉长岩组成, 两者呈构造接触(图 1b)。变质橄榄岩体被上震旦统苏雄组火山—沉积岩系(其中流纹岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 803 ± 12 Ma, 李献华等, 2001)沉积不整合覆盖, 但深部资料揭示, 两者呈断层接触(曾宪教等, 1982)。在苏雄组中见有蛇

纹岩砾石(曾宪教等, 1982; 潘杏南等, 1987; 刘朝基等, 1988), 蛇绿岩体上部的辉长岩被晋宁期后造山黄草山花岗岩岩体(亦称石棉岩体, 单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 786 ± 36 Ma, 沈渭洲等, 2000)侵入。这表明, 石棉蛇绿岩是在新元古代早期形成的。

石棉蛇绿岩中变质橄榄岩的一个明显的特征是蛇纹石化作用非常强烈, 原生矿物组成和结构构造已被改造殆尽。蚀变矿物主要是蛇纹石(约占矿物组成的 85%~95%), 它包括纤蛇纹石、Povlen 型纤蛇纹石、利蛇纹石和叶蛇纹石(黄伯钧等, 1989)。其次为绢石、透闪石、阳起石、滑石、绿泥石、绿帘石、水铝榴石、碳酸盐、铬尖晶石、石棉与水镁石等, 橄榄石、辉石假晶常见, 网状结构明显。如表 2 所示, 变质橄榄岩的主要元素成分比较均一, 按巴特—尼格里标准矿物分子计算, 变质橄榄岩的原岩下部以纯橄岩为主, 上部主要为方辉橄榄岩(刘朝基等, 1988); 变质橄榄岩的另一个明显的特征是构造变形相当发育, 不仅在变质橄榄岩体与辉长岩体及震旦系围岩之间呈构造接触, 而且在变质橄榄岩体内部更是遍布各种构造形迹, 包括片理、似片麻理、鳞片状劈理、揉皱状挠曲及纵横交错的剪切带等, 反映受到多期构造作用叠加改造, 明显呈现构造岩的组构特征。

在蛇纹岩体中、上部还发现有呈包体形式(团块

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 49972024)的成果。

收稿日期: 2002-06-15; 改回日期: 2002-11-02; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 沈渭洲, 男, 1939年7月生。教授, 博士生导师。主要从事同位素地球化学教学与科研工作。通讯地址: 210093, 南京大学地球科学系; 电话: 025-3594021; Email: wzshen@nju.edu.cn。

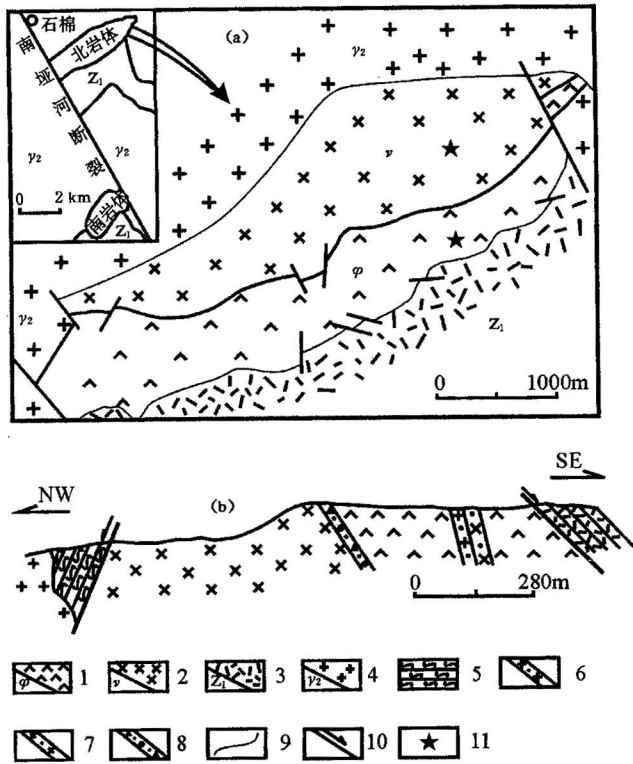


图1 石棉蛇绿岩地质略图(a)和地质剖面图(b)
(据曾宪教等, 1982; 刘朝基等, 1988)

Fig. 1 Geological sketch map (a) and geological profile (b) of the Shimian ophiolite (after Ceng Xianjiao et al., 1982; Liu Zhaoji et al., 1988)

1—变质橄榄岩; 2—辉长岩; 3—震旦系下统苏雄组火山沉积岩;
4—晋宁期花岗岩; 5—震旦系下统苏雄组绿片岩; 6—长英岩脉;
7—辉绿岩脉; 8—断裂破碎带; 9—地质界线; 10—断层; 11—取
样点

1—Metamorphic peridotite; 2—gabbro; 3—volcanic—sedimentary
rocks of Suxiong Formation of Lower Sinian System; 4—granite of
Jinning Period; 5—greenschist of Suxiong Formation of Lower
Sinian System; 6—arizonite; 7—diabase vein; 8—shattered fault
zone; 9—line of geological limitation; 10—fault; 11—sample loca-
tion

状和脉状)产出的透辉岩和石榴透辉岩,一般为1~2m²,具有明显的分带性和典型的构造岩组构特征。曾宪教等(1982)认为,它们是地幔橄榄岩中的一种同生含长辉石岩包体经强烈构造变形并伴有重结晶变质作用的产物,具有石榴子石、硬柱石、帘石、透辉石等矿物组合,尤其是其中高压低温变质作用标型矿物——硬柱石的出现,说明岩体构造侵位时曾受到很强的应力作用。蛇纹岩中呈巨大脉体产出的石棉矿也可能是这种应力作用的产物(潘杏南等, 1987),因为石棉脉产于断裂破碎带、破劈理带和构造透镜体带,而且石棉纤维的生长不是垂直脉壁而

是平行脉壁。此外,蛇纹岩中赋存的小型豆荚状铬铁矿也受到这种应力作用的影响,表现为铬铁矿普遍出现碎裂现象,局部甚至变为糜棱状。

辉长岩以中晶—细晶为主,局部可见伟晶辉长岩透镜体或囊状体,主要组成矿物为辉石(单斜辉石与顽火辉石)与斜长石(拉—中长石),副矿物有磁铁矿、钛铁矿和磷灰石。岩石蚀变强烈,蚀变矿物有绿色角闪石、纤闪石、阳起石、黝帘石、绿帘石、绢云母与蛇纹石等,变余辉长结构或辉绿辉长结构清晰。

在辉长岩体上部见有零星出露的玄武岩和硅质岩,玄武岩主要由斜长石和辉石组成,含长结构或间粒结构,斜长石较新鲜,但辉石已闪石化。硅质岩显层纹构造,主要由隐晶质石英、少量绢云母和铁质组成,边缘见有糜棱岩化(曾宪教等, 1982)。

2 样品和分析方法

锆石样品是从辉长岩(样号9910)中分选出来,在破碎、淘洗、磁选和重液选基础上分离出锆石,然后在双目镜下挑选出晶形好、无裂隙的岩浆结晶锆石进行年代学研究。样品由天津地质矿产研究所同位素实验室李惠民研究员分析;铀、铅含量采用²⁰⁵Pb-²³⁵U混合同位素稀释法测定(陆松年等, 1991);同位素比值测定采用VG-354质谱计;全流程本底Pb为0.050ng,U为0.002ng。分析结果列于表1。供地球化学测试用的全岩样品是在对野外采集的样品经室内初步研究基础上选取的。主要元素由南京大学地球科学系中心实验室采用常规湿法化学分析。为了减少蚀变作用对岩石化学成分的影响,以便于对比研究,表2所列数据已将主要氧化物含量标准化为无挥发分、无水干岩浆体系的含量。微量元素和稀土元素由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室分析,使用仪器为MAT Element II型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS),检测限优于0.5×10⁻⁹,相对标准偏差优于5%。

3 结果和讨论

3.1 岩体形成时代

如表1所示,4颗锆石的表面年龄变化较大,不仅在同一颗锆石的3组表面年龄之间是如此,而且在不同锆石颗粒的同一组表面年龄之间也是这样,表明锆石自形成以来,其中的放射成因铅已发生不同程度丢失。在这种情况下,只有采用谱和图才能获得可信的锆石结晶年龄。如图2所示,由4颗锆石

表 1 辉长岩中锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 U-Pb isotopic compositions of zircon in the gabbro

序号	锆石特征	重量 ($\mu\text{g/g}$)	U ($\mu\text{g/g}$)	Pb ($\mu\text{g/g}$)	样品中 普通铅 重量 (ng)	同位素原子比值					表面年龄 (Ma)		
						$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅黄色透明短柱状自形晶	10	645	17	0.036	250	0.1587	0.02014 (104)	0.1375 (112)	0.0495 (28)	129	131	173
2	浅黄色透明短柱状自形晶	10	365	15	0.067	88	0.1923	0.02003 (157)	0.1351 (186)	0.0489 (51)	128	129	144
3	无色透明细长柱状自形晶	10	320	14	0.037	172	0.2188	0.02893 (205)	0.2310 (238)	0.0579 (39)	184	211	526
4	浅紫红色透明短柱状自形晶	10	290	37	0.014	1287	0.3925	0.0977 (25)	0.910 (30)	0.0675 (13)	601	657	853

注： $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 已对实验空白 ($\text{Pb}=0.050\text{ng}$, $\text{U}=0.002\text{ng}$) 及稀释剂作了校正, 其他比值中的铅同位素均为放射成因同位素, 括号内的数字为 2σ 绝对误差, $0.0686(2)$ 表示 $0.0686 \pm 0.0002(2\sigma)$

组成的不一致线与谐和曲线的上交点年龄为 $906 \pm 46\text{Ma}$, 下交点年龄为 $122 \pm 14\text{Ma}$, $\text{MSWD}=0.29$ 。上交点年龄代表锆石结晶年龄, 它与石棉蛇绿岩中由橄榄岩和辉长岩获得的全岩 Sm-Nd 等时线年龄 $938 \pm 30\text{Ma}$ (沈渭洲等, 2002a) 在误差范围内一致。尽管全岩 Sm-Nd 体系抗扰动能力强, 但由于蛇绿岩蚀变较强, 全岩 Sm-Nd 体系可能会受到某种程度影响。因此, 锆石 U-Pb 年龄可能更真实的反映蛇绿岩的形成时代。下交点年龄则代表导致锆石中放射成因铅发生丢失的后期热事件发生的时间。

3.2 主要元素

如表 2、3 所示, 本区变质橄榄岩的主要元素组成相对均一, Al_2O_3 ($0.81\% \sim 1.12\%$, 平均 0.92%) 和 CaO 含量 ($0.48\% \sim 1.25\%$, 平均为 0.85%) 低,

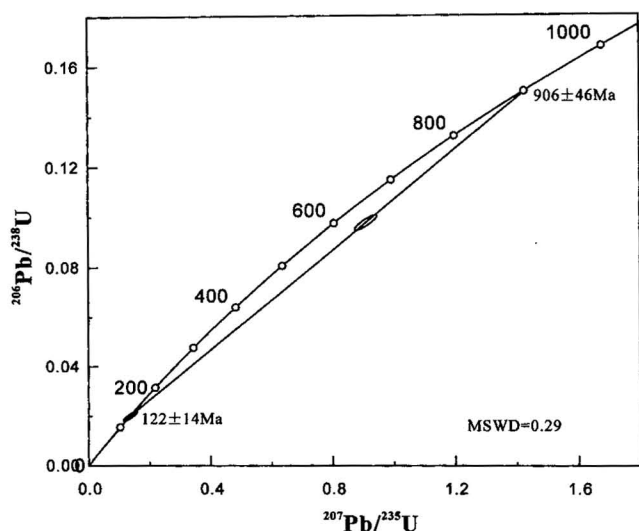


图 2 辉长岩中锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 2 Zircon U-Pb concordance diagram in the gabbro

属低铝型变质橄榄岩 (朱宝清等, 1987)。它具有高的 MgO 含量 ($42.55\% \sim 46.07\%$, 平均为 43.83%) 和 $\text{Mg}^\#$ 值 ($90.35 \sim 92.17$, 平均为 90.96), 属镁质超镁铁质岩, 与世界上典型蛇绿岩中方辉橄榄岩的值 (分别为 $39.6\% \sim 48.4\%$ 和 $88.8 \sim 91.4$, Coleman, 1977) 一致。在 ACM 图上, 它位于变质橄榄岩区域内 (图 3a); 在 FAM 图上, 它基本上投影于变质橄榄岩区域 (图 3b)。变质橄榄岩的 SiO_2 为 $41.49\% \sim 46.06\%$, $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ 值为 $0.15 \sim 0.18$, 在 $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ 图解中, 它十分相似于蛇绿岩套中的方辉橄榄岩和纯橄榄岩 (图 4)。本区变质橄榄岩的 TiO_2 含量 ($0.03\% \sim 0.15\%$, 平均为 0.075%) 高于 Pearce 等 (1984) 划分的 SSZ 型蛇绿岩 ($0.03\% \sim 0.04\%$), 属高 Ti 型蛇绿岩。透辉岩和石榴透辉岩的主要元素组成可能由于强烈构造-变质作用影响而显示较大的变化: Al_2O_3 为 $0.91\% \sim 10.68\%$, TiO_2 为 $0.13\% \sim 2.62\%$, FeO^* 为 $2.41\% \sim 20.44\%$, CaO 为 $18.26\% \sim 24.24\%$, MgO 为 $8.61\% \sim 18.17\%$ 和 $\text{Mg}^\#$ 值为 $47.40 \sim 94.16$ 。总体上讲, 透辉岩的主要元素 (包括微量元素, 表 2) 组成更接近于变质橄榄岩。因此, 后者可能代表石榴透辉岩的原岩。

本区镁铁质岩石包括辉长岩和玄武岩。与上述超镁铁质岩石相比, 它们具有高的 Al_2O_3 ($11.98\% \sim 15.48\%$) 和低的 MgO 含量 ($7.16\% \sim 7.99\%$), $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ 。在 ACM 图中, 它们投影于镁铁质堆积岩区域附近 (图 3a); 在 FAM 图中, 它们位于拉斑玄武岩系列和钙碱性系列分界线附近 (图 3b)。镁铁质岩石的 $\text{Mg}^\#$ 值较低 ($52.05 \sim 62.76$), 反映岩浆已经历强烈演化。 SiO_2 含量 ($51.18\% \sim 51.95\%$) 和

表 2 石棉蛇绿岩的主要元素(%)、微量元素和稀土元素($\times 10^{-6}$)分析结果
 Table 2 Major(%), trace and rare earth elements($\times 10^{-6}$) of the Shimian ophiolite

样号	9802	9901	9905	9907	9904	9906	9908	9910	9909	9935	9936
岩性	方辉 橄榄岩	方辉 橄榄岩	方辉 橄榄岩	纯橄岩	透辉岩	石榴 透辉岩	辉长岩	辉长岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
SiO ₂	45.4	45.53	46.06	41.49	53.85	38.84	51.95	51.18	51.74	51.54	51.54
TiO ₂	0.15	0.03	0.06	0.06	0.13	2.62	0.79	1.13	1.56	1.50	1.50
Al ₂ O ₃	0.95	0.81	1.12	0.81	0.91	10.68	15.48	13.66	12.19	12.10	11.98
Fe ₂ O ₃	8.42	7.76	6.94	8.34	1.12	7.62	3.82	3.95	4.74	4.03	4.02
FeO	1.06	1.69	0.94	2.18	1.29	12.82	5.79	8.11	9.16	10.42	10.50
MnO	0.07	0.09	0.12	0.12	0.07	0.23	0.15	0.17	0.14	0.16	0.17
MgO	42.55	43.33	43.35	46.07	18.17	8.61	7.57	7.99	7.16	7.34	7.37
CaO	1.06	0.48	1.25	0.61	24.24	18.26	10.51	9.98	9.37	9.01	8.85
Na ₂ O	0.21	0.14	0.14	0.19	0.12	0.23	2.98	3.36	3.52	3.48	3.65
K ₂ O	0.05	0.08	0.02	0.11	0.06	0.06	0.74	0.47	0.29	0.24	0.25
P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.21	0.11	0.15	0.18	0.16
LOI	12.56	11.74	11.76	13.04	1.01	4.41	2.14	2.21	1.92	2.48	2.56
Total	99.99	99.98	100.01	100.01	99.98	100.01	99.99	100.11	100.01	100.0	99.99
Mg [#]	98.62	97.85	98.80	97.41	96.17	54.48	69.97	63.51	58.21	55.66	55.58
Li	1.065	0.994	0.965	0.813	7.458	31.737	44.609	47.923	23.065	26.161	27.163
Be	0.042	0.059	0.071	0.008	0.350	0.073	0.265	1.067	0.446	0.451	0.491
Sc	7.86	7.272	8.921	7.257	9.288	68.24	41.14	51.10	50.37	56.67	57.24
Ga	1.058	1.033	0.908	0.884	1.357	12.47	17.30	15.83	15.25	16.24	15.59
Rb	0.846	0.594	0.333	0.890	0.342	1.471	35.97	25.80	16.84	13.97	14.47
Sr	16.50	5.323	3.631	12.60	10.51	19.54	168.9	113.4	69.66	83.84	94.28
Y	1.406	0.727	0.917	0.841	3.896	15.81	20.67	22.93	39.49	38.02	39.24
Zr	4.749	2.505	1.984	1.576	5.953	12.53	36.28	48.74	93.18	89.20	100.6
Nb	0.561	0.151	0.156	0.116	0.248	0.299	0.666	1.019	1.910	2.102	3.365
Mo	0.659	0.265	0.178	0.451	0.065	0.144	0.120	0.178	0.289	0.314	0.383
Sn	0.083	0.501	0.116	0.092	0.191	0.235	0.400	0.829	1.438	1.424	1.537
Cs	0.384	0.113	0.084	0.118	0.068	3.377	5.138	2.489	0.972	0.955	1.026
Ba	7.662	8.010	3.038	5.973	4.227	14.27	81.12	42.36	29.42	28.09	33.62
Hf	0.122	0.065	0.059	0.056	0.199	0.553	1.289	1.703	2.97	2.97	3.09
Ta	0.041	0.016	0.038	0.021	0.021	0.035	0.066	0.086	0.130	0.167	0.187
Th	0.175	0.104	0.118	0.076	0.217	0.078	0.131	0.224	0.190	0.201	0.255
U	0.032	0.038	0.032	0.032	0.063	0.037	0.066	0.100	0.051	0.056	0.097
La	1.251	1.385	1.033	0.990	1.312	1.484	2.372	2.949	3.621	3.459	4.125
Ce	2.756	3.114	2.047	2.048	2.709	2.502	6.762	7.266	11.24	11.12	12.47
Pr	0.186	0.238	0.072	0.094	0.230	0.363	0.965	1.175	1.981	1.986	2.047
Nd	0.788	0.755	0.558	0.595	1.285	2.007	5.699	6.613	10.55	10.68	10.79
Sm	0.245	0.170	0.163	0.147	0.360	0.996	2.393	2.457	3.901	3.966	3.913
Eu	0.089	0.059	0.036	0.030	0.111	0.568	0.920	0.835	1.505	1.516	1.557
Gd	0.187	0.084	0.114	0.086	0.456	1.666	2.873	3.231	4.781	4.876	4.991
Tb	0.023	0.023	0.020	0.018	0.092	0.313	0.569	0.601	1.002	1.031	1.082
Dy	0.197	0.070	0.098	0.104	0.517	2.470	4.605	4.511	6.767	6.968	7.086
Ho	0.040	0.014	0.019	0.020	0.116	0.601	1.024	1.027	1.438	1.494	1.491
Er	0.124	0.049	0.066	0.066	0.387	1.757	2.836	2.953	4.244	4.232	4.272
Tm	0.021	0.010	0.011	0.009	0.078	0.364	0.561	0.594	0.641	0.632	0.661
Yb	0.115	0.047	0.074	0.065	0.416	1.748	2.641	2.856	4.210	4.097	4.322
Lu	0.008	0.004	0.003	0.001	0.075	0.313	0.509	0.533	0.651	0.655	0.664
LREE	5.315	5.721	3.909	3.904	6.007	7.920	19.11	21.30	32.80	32.72	34.90
HREE	0.715	0.301	0.405	0.373	2.137	9.232	15.62	16.31	23.73	23.99	24.57
L/H	7.43	19.00	9.65	10.50	2.81	0.858	1.22	1.31	1.38	1.36	1.42
δ Eu	1.22	1.34	0.77	0.75	0.84	1.34	1.07	0.91	1.06	1.05	1.08
(La/Yb) _N	7.33	19.90	9.41	10.30	2.13	0.57	0.61	0.70	0.56	0.57	0.64
(La/Sm) _N	3.21	5.12	3.99	4.24	2.29	0.94	0.62	0.76	0.58	0.55	0.66

注: Mg[#] = 100 × Mg / (Mg + Fe²⁺); LOI 代表烧失量。

表 3 石棉蛇绿岩中玄武岩的不相容元素比值

Table 3 Incompatible element ratios of basalt from the Shimian ophiolite

样号	(La/Yb) _N	(La/Sm) _N	La/Nb	Ce/Zr	Zr/Nb	Y/Nb	Th/Yb	Th/La	Zr/Y	Ti/Y
9909	0.580	0.584	1.89	0.12	48.8	20.6	0.045	0.052	2.36	237
9935	0.569	0.549	1.64	0.12	42.4	18.1	0.049	0.058	2.35	237
9936	0.643	0.663	1.23	0.12	29.9	11.7	0.059	0.062	2.56	230
OIB	12.29	2.39	0.77	0.29	5.83	0.8	1.85	1.32	9.66	594
E-MORB	1.91	1.56	0.76	0.21	8.80	3.5	0.25	1.30	3.32	273
N-MORB	0.59	0.61	1.07	0.10	31.76	11.2	0.04	0.93	2.64	254

注：N-MORB, E-MORB 和 OIB 的数据根据 Sun 等(1989)。

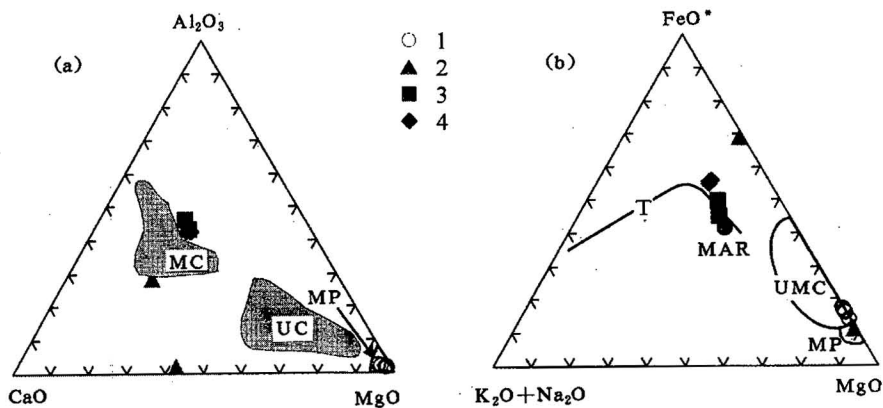


图 3 石棉蛇绿岩的 ACM(a)和 FAM(b)图

Fig. 3 ACM(a) and FAM(b) diagrams of the Shimian ophiolite

MAR—大西洋中脊玄武岩；MC—镁铁质堆积岩；UC—超镁铁质堆积岩；MP—变质橄榄岩；UMC—镁铁质—超镁铁质堆积岩；
 1—变质橄榄岩；2—石榴透辉岩和透辉岩；3—辉长岩；4—玄武岩
 MAR—Mid-Atlantic ridge basalt；MC—mafic cumulate rocks；UC—mafic—ultramafic cumulate rocks；MP—etamorphic peridotite；
 UMC—mafic—ultramafic cumulate rocks；1—metamorphic peridotite；2—garnet diopsidite and diopsidite；3—gabbro；4—basalt

FeO* / (FeO* + MgO) 值(0.56~0.66)较高,在图4中都投影于镁铁质堆积岩区域内。在镁铁质岩石中,玄武岩具有较高的 SiO₂ (51.54%~51.74%)和 TiO₂ 含量(1.50%~1.56%),较低的 Al₂O₃ (11.98%~12.19%)和 K₂O 含量(<0.30%),相似于洋中脊玄武岩(Melson et al., 1976)。

3.3 微量元素

在 MORB 标准化的微量元素蛛网图上,变质橄榄岩中所有元素相对于 MORB 而言,均显示出不同程度的亏损,其中 Nb 的亏损尤为明显(表3,图5a)。虽然分布曲线有所起伏,但总体上呈右倾型,即随着元素不相容性降低,亏损愈是明显。这种分布特征意味着它们来自强烈亏损的残余地幔岩(裴先治等, 1996)。石榴透辉岩(样号9906)的弱不相容元素含量的升高可能同它们在蛇绿岩构造就位过程中经受更强烈的构造—变质作用有关。

在镁铁质岩石中,辉长岩和玄武岩具有相似的微量元素分布型式,即不相容元素相对富集(尤其是

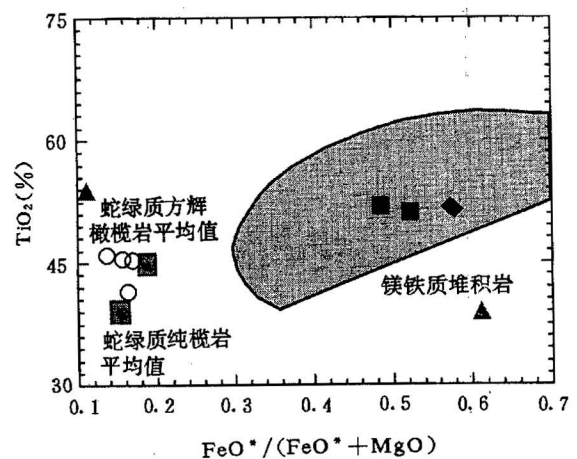


图 4 石棉蛇绿岩的 SiO₂—FeO* / (FeO* + MgO) (据 El-Sayed 等, 1999)

Fig. 4 SiO₂—FeO* / (FeO* + MgO) diagram of the Shimian ophiolite (after El-Sayed et al., 1999)

图例说明同图2

Symbols are the same as in Fig. 2

Rb),高场强元素相对亏损,丰度值相似于 MORB,呈平坦状分布,因而它明显不同于所有元素呈“隆起”特征的板内玄武岩。同时,辉长岩和玄武岩都显示 Nb 的轻微亏损,无 Ti 负异常(图 5b,c)。这些特征与弧后盆地中形成的皖南与赣东北蛇绿岩(李献华,1999)十分相似。

3.4 稀土元素

如表 2、3 所示,石棉蛇绿岩中变质橄榄岩的 REE 含量($4.277 \times 10^{-6} \sim 6.030 \times 10^{-6}$)较高,高于球粒陨石值(3.292×10^{-6} , Boynton, 1984)1.3~1.8 倍,但稍低于原始地幔值(7.075×10^{-6} , McDonough et al., 1991);轻、重稀土之间的分馏明显,并显示 LREE 富集, HREE 亏损特征 [LREE/HREE = 7.43~19.0, $(La/Yb)_N = 7.33 \sim 19.87$],分布型式呈右倾型(图 6a)。这与世界上大多数蛇绿岩套中变质橄榄岩的 REE 分布型式呈 LREE 亏损型(二辉橄榄岩)或 V 型(方辉橄榄岩和纯橄榄岩)(Frey, 1984)不同,但与云南双沟(黄忠祥等, 1993)和皖南伏川(杨建明等, 1993)等蛇绿岩中变质橄榄岩的分布特征相同。关于变质橄榄岩中 LREE 的富集,目前有两种不同的看法:一是认为代表地幔源区特征,是地幔交代作用的结果(王希斌等, 1995; 裴先治等, 1996);另一认为可能同变质橄榄岩经受的强烈蛇纹石化作用有关(张旗等, 1995)。鉴于本区变质橄榄岩的蛇纹石化作用相当强烈,因此, LREE 的富集可能同强烈的蛇纹石化作用有关。

在石棉蛇绿岩中,辉长岩和玄武岩的稀土元素组成十分相似;REE 总量较低($34.73 \times 10^{-6} \sim 59.47 \times 10^{-6}$),轻、重稀土之间的分馏不明显, LREE/HREE = 1.22~1.42; LREE 略亏损, $(La/Yb)_N = 0.56 \sim 0.76$ (表 3);基本无 Eu 异常($\delta Eu = 0.91 \sim 1.08$), REE 配分模式近平坦的左倾型(图 6b)。这些特征与 N-MORB 很相似。

3.5 形成环境探讨

石棉蛇绿岩在就位过程中经历了强烈的雨水热液蚀变(沈渭洲等, 2002b)和构造变质作用(曾宪教等, 1982),变质程度达绿片岩相一角闪岩相。因此,位于微

量元素蛛网图左侧的大离子元素如 Rb, Ba, K 和 Sr 等很容易在这种蚀变和变质作用过程中发生活化转移,因而不能有效地指示其形成的构造环境。但位于右侧的高场强元素如 Nb, Ta, Hf, Zr, Ti, Y 等和稀土元素在这些作用过程中基本上是不活动的(Mullen, 1983),利用它们来判别构造环境是十分有效的。

蛇绿岩的地球化学特征是判断其形成构造环境的最主要依据。在蛇绿岩中,地幔橄榄岩由于微量元素丰度太低,精确测定难度较大;辉长岩和堆晶岩由于分离结晶作用影响而难于反映原始岩浆特征。因此,蛇绿岩中的玄武岩便成为最能体现其地球化学特征的岩石单元。本文将主要根据玄武岩的主要元

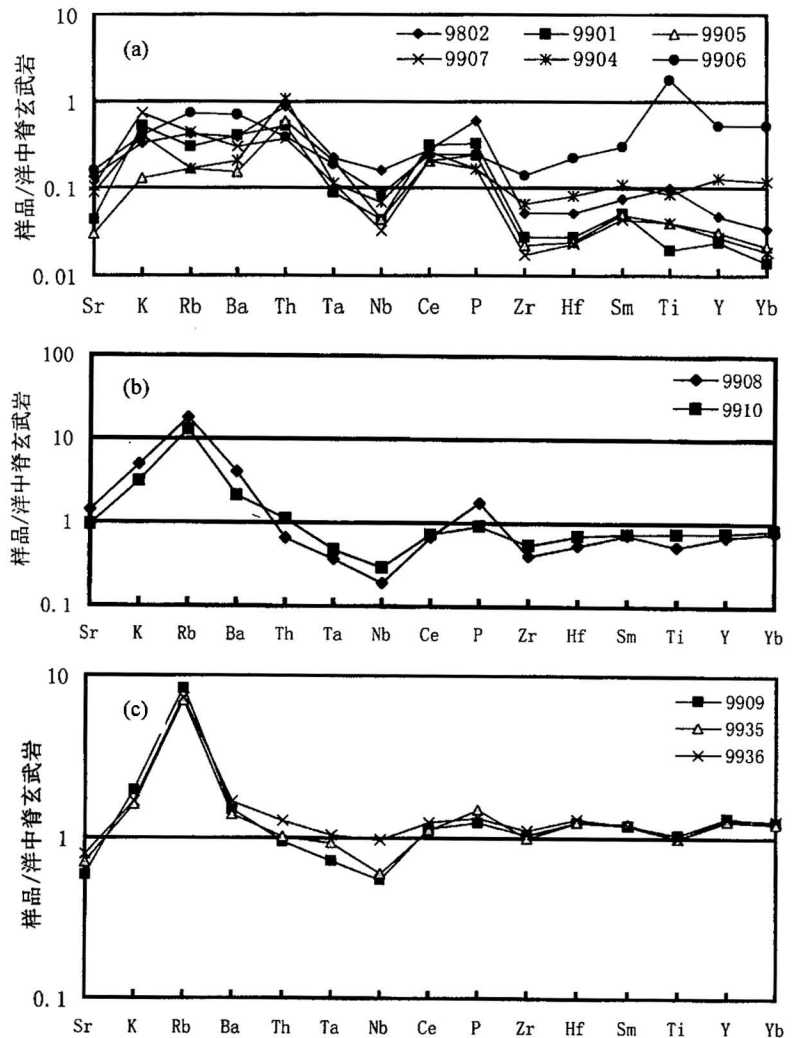


图 5 石棉蛇绿岩的微量元素蛛网图 (MORB 值据 Beviens et al., 1984)

Fig. 5 Spider diagram of trace elements of the Shimian ophiolite (MORB values after Beviens et al., 1984)

- (a)—变质橄榄岩、石榴透辉岩和透辉岩; (b)—辉长岩; (c)—玄武岩
(a)—Metamorphic peridotite, garnet diopside and diopside;
(b)—gabbro; (c)—basalt

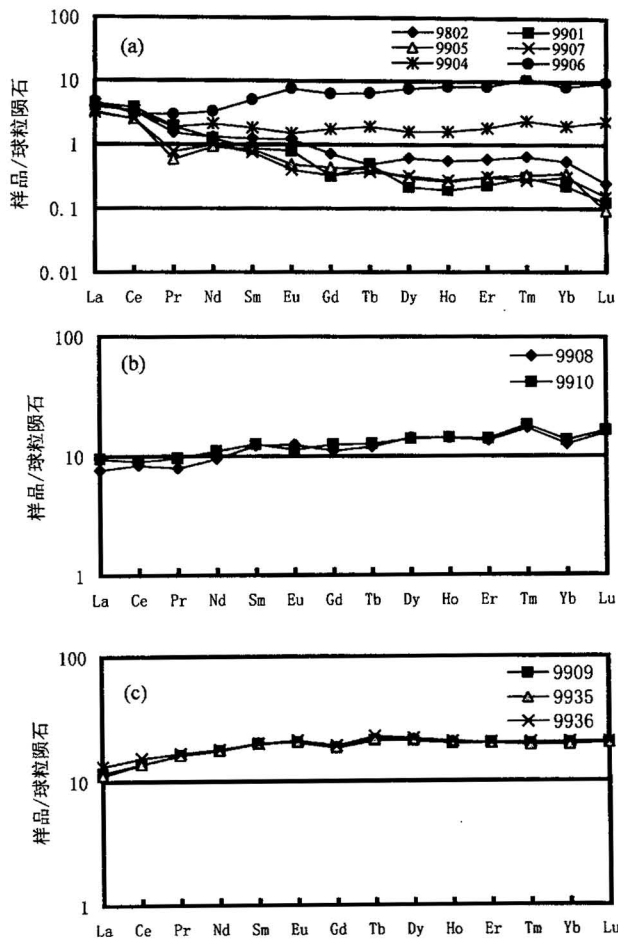


图 6 石棉蛇绿岩的稀土元素分配模式图
(球粒陨石值据 Boynton, 1984)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE pattern of the Shimian ophiolite (chondrite values after Boynton, 1984)

- (a) — 变质橄榄岩、石榴透辉岩和透辉岩；
- (b) — 辉长岩；(c) — 玄武岩
- (a) — Metamorphic peridotite, garnet diopsidite and diopsidite;
- (b) — gabbro; (c) — basalt

素(不活动元素 TiO_2)、高场强元素(Nb, Ta, Hf, Zr, T, Y)和稀土元素(REE)提供的信息,厘定蛇绿岩形成的地构造背景。

在构造环境判别图上,玄武岩数据点在 $Zr-TiO_2$ (图 7a)、 $Zr-Zr/Y$ (图 7b) 和 $Zr/4-Y-Nb \cdot 2$ (图 7d) 等图上均投影于 N-MORB 区域内;在 $Th-Ta-Hf/3$ 图上,它们投影于 N-MORB 和 P-MORB 区域内(图 7c);在 $Th/Yb-Ta/Yb$ 和 $Ce/Nb-Th/Nb$ 图(李献华, 1999)上,它们分别投影于大洋岛弧和弧后盆地内(图略)。这些特征显示玄武岩主要与 MORB 具亲缘关系。

如表 2、3 所示,玄武岩具有较低的 $(La/Yb)_N$ (0.560~0.643), $(La/Sm)_N$ (0.549~0.663), Ce/Zr

(0.121~0.125), Th/Y (0.045~0.059), Th/La (0.052~0.062) 和 Ti/Y (230~237) 值,较高的 La/Nb (1.23~1.89), Zr/Nb (29.9~48.8) 和 Y/Nb (11.7~20.6) 值。这些特征都与 MORB 相似,而与 OIB 区别明显。

此外,石棉蛇绿岩还具有高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(7.3~7.7),在 $\epsilon_{Nd}(t)-t$ 图上,位于 MORB 型亏损地幔演化区域内,反映源自强烈亏损的地幔源区,没有受到地壳混染作用影响(沈渭洲等, 2002a)。

综上所述,石棉蛇绿岩中玄武岩和辉绿岩的主要元素、微量元素、稀土元素和 Nd 同位素特征均表明,它们与 MORB 具明显的亲缘性,而与 WPB、IAT 和 OIB 的差异比较明显。具有这种特征的蛇绿岩最可能形成于大洋环境,如洋中脊或成熟的弧后盆地,而与大陆及岛弧环境无关(李献华等, 2000; 张旗等, 2001)。如果有同期岛弧火山岩存在,则这种具 MORB 亲缘性的玄武岩最可能形成于成熟的弧后盆地环境(张旗等, 2001)。现有资料证实,该区确实存在同时代岛弧火山岩,如石棉大水沟斜长角闪岩(锆石 U-Pb 年龄 936Ma, Xu et al., 1998)和天宝山组英安一流纹质钙碱性火山岩(全岩 Rb-Sr 等时线年龄 907Ma, 骆耀南, 1983; 孙传敏, 1994)。因此在这种情况下,笔者认为石棉蛇绿岩是在成熟的弧后盆地中形成的,可能是弧后盆地演化至成熟阶段快速拉张的产物。

扬子古陆周边存在新元古代造山带已是众所周知的事实。但作为造山带研究的核心问题之一——蛇绿岩(古洋壳)的厘定上,迄今为止,只有扬子东南缘的伏川(白文吉等, 1986; 周新民等, 1989; 邢凤鸣, 1990; 沈渭洲等, 1992; 杨建明等, 1993)与赣东北(周国庆, 1989; 徐备等, 1989; 李献华等, 1994; 赵建新等, 1995)和扬子北缘的松树沟(李曙光等, 1991; 张泽军等, 1992; 裴先治等, 1996; 董云鹏等, 1997; 周鼎武等, 1998)与宽坪(张寿广等, 1991; 张宗清等, 1995)等新元古代蛇绿岩已得到公认,而对位于扬子西缘的盐边蛇绿岩还存在颇多争议。既有肯定意见(李继亮等, 1983, 1987; 潘兆橹等, 1986; 张保民等, 1989; 沈上越等, 1989; 孙传敏, 1994),也有持否定观点(从柏林, 1988; 董显扬等, 1995; 张旗等, 2001)。因此,本文对扬子西缘石棉蛇绿岩的厘定为进一步确认环扬子古陆新元古代造山带的存在、古板块构造格局的恢复等方面具有十分重要的意义。

致谢:本文初稿承蒙周新民教授、周金城教授和于津海副教授审阅并提出宝贵修改意见,谨致谢忱!

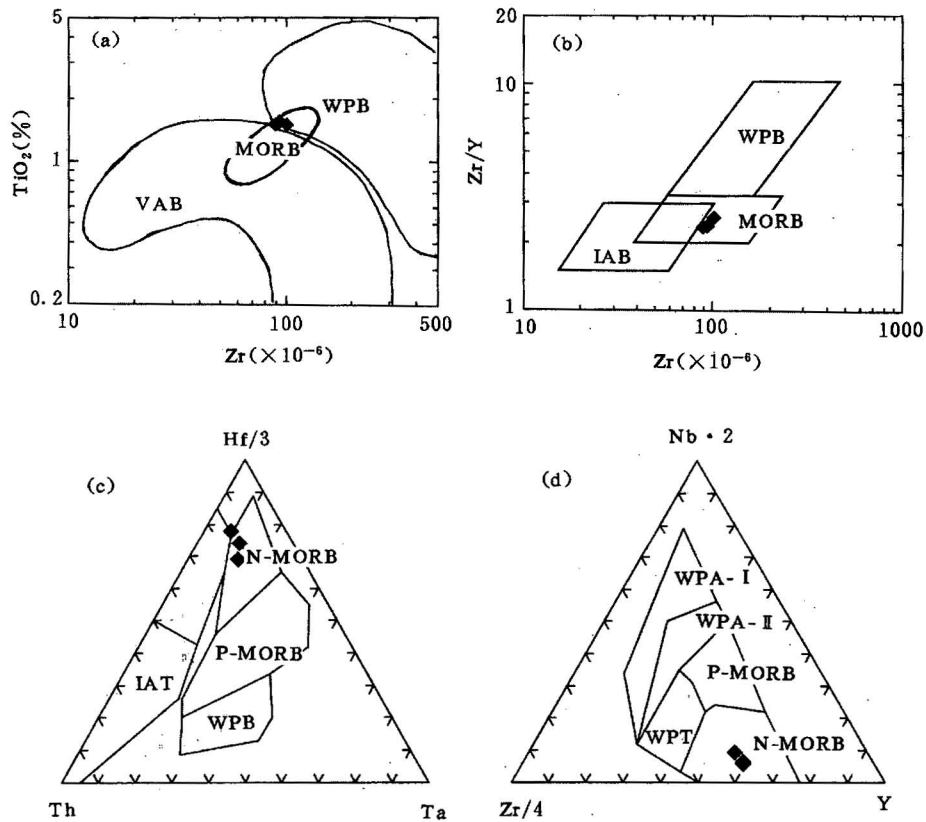


图7 石棉蛇绿岩的构造环境判别图

Fig. 7 Identification diagram of tectonic setting of the Shimian ophiolite

(a)—Zr—TiO₂图(据 Pearce, 1982); (b)—Zr—Zr/Y(据 Pearce, 1982); (c)—Th—Ta—Hf/3图(据 Wood, 1980); (d)—Zr/4—Y—Nb*2图(据 Meschede, 1986); VAB—火山弧玄武岩; WPB(WPA-I, WPA-II)—板内玄武岩; IAB(IAT)—岛弧玄武岩; MORB—洋中脊玄武岩; N-MORB—正常洋中脊玄武岩; P-MORB—富集型洋中脊玄武岩; 其他图例说明同图3

(a)—Zr—TiO₂ diagram(after Pearce, 1982); (b)—Zr—Zr/Y diagram(after Pearce, 1982); (c)—Th—Ta—Hf/3 diagram(after Wood, 1980); (d)—Zr/4—Y—Nb*2 diagram(after Meschede, 1986); VAB—volcanic arc basalt; WPB(WPA-I and WPA-II)—intra-plate basalt; IAB—island arc basalt; MORB—mid-ocean ridge basalt; N-MORB—normal mid-ocean ridge basalt; P-MORB—riched mid-ocean ridge basalt; other symbols are the same as in Fig. 3

参 考 文 献

- 白文吉, 甘启高, 邢凤鸣, 等. 1986. 江南古陆东南缘蛇绿岩完整层序剖面的发现和基本特征. 岩石矿物学杂志, 5(4): 289~299.
- 曾宪教, 徐先哲, 杨七文, 等. 1982. 四川石棉镁铁质—超镁铁质岩体是一个被肢解了的古老蛇绿岩. 攀西地质, (1): 24~37.
- 从柏林. 1988. 攀西古裂谷的形成与演化. 北京: 科学出版社.
- 董显扬, 李行, 叶良和, 等. 1995. 中国超镁铁质岩. 北京: 地质出版社.
- 董云鹏, 周鼎武, 刘良, 等. 1997. 东秦岭松树沟蛇绿岩 Sm-Nd 同位素年龄的地质意义. 中国区域地质, 16: 217~221.
- 黄忠祥, 韩松, 董金泉, 等. 1993. 云南新平县双沟蛇绿岩稀土元素地球化学研究. 岩石矿物学杂志, 12: 205~212.
- 黄伯钧, 闵育顺. 1989. 四川石棉蛇绿岩矿物学研究. 矿物学报, 9(3): 202~210.
- 李建林, 董裕生, 刘鸿元. 1990. 扬子地区晋宁期板块构造的探讨. 地质科学, (3): 215~223.
- 李继亮, 张凤秋, 王守信. 1983. 四川盐边元古代蛇绿岩的稀土元素分配特点. 岩石学研究, (3): 37~44.
- 李继亮, 张绍宗. 1987. 通安—小关河元古代碰撞缝合带的发现及其地质意义. 地质科学, (1): 81~85.
- 李曙光, 陈移之, 张国伟, 等. 1991. 一个距今10亿年侵位的阿尔卑斯型橄榄岩体: 北秦岭晚元古代板块构造体制的证据. 地质论评, 37(3): 235~242.
- 李献华. 1999. 元古宙地壳增长和演化的地球化学制约——以华南为例. 见郑永飞主编: “化学地球动力学”, 北京: 科学出版社, 288~316.
- 李献华, 周国庆, 赵建新. 1994. 赣东北蛇绿岩的离子探针锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 地球化学, 23: 125~131.
- 李献华, 周汉文, 丁式江, 等. 2000. 海南岛“邦溪—晨星蛇绿岩片”的时代及其构造意义——Sm-Nd 同位素制约. 岩石学报, 16(3): 425~432.
- 李献华, 周汉文, 李正祥, 等. 2001. 扬子块体西缘新元古代双峰式火山岩的锆石 U-Pb 年龄和岩石化学特征. 地球化学, 30(4): 315~322.
- 刘朝基, 曾绪纬, 金久堂. 1988. 康滇地区基性—超基性岩. 重庆:

- 重庆出版社。
- 陆松年, 李惠民. 1991. 蓟县长城系大红峪组火山岩的单颗粒锆石 U-Pb 法准确定年. 中国地质科学院院报, 22: 137~146.
- 骆耀南. 1983. 康滇构造带的古板块历史. 地球科学, (3).
- 潘杏南, 赵济湘, 张选阳, 等. 1987. 康滇构造与裂谷作用. 重庆: 重庆出版社。
- 潘兆楹, 束今赋, 朱中一. 1986. 攀西裂谷火成岩组合的矿物学、岩石学特征及其与裂谷演化的关系. 地球科学, 11: 557~560.
- 裴先治, 张维吉, 王全庆, 等. 1996. 东秦岭松树沟蛇绿岩的形成环境探讨. 西安地质学院学报, 18(3): 1~7.
- 沈上越, 张保民. 1989. 四川盐边基性—超基性杂岩体中斜长石矿物学研究. 矿物岩石, 9(3): 17~25.
- 沈渭洲, 邹海波, 楚雪君, 等. 1992. 安徽伏川蛇绿岩的 Nd-Sr-O 同位素研究. 地质科学, (4): 333~341.
- 沈渭洲, 凌海飞, 徐士进, 等. 2000. 扬子板块西缘北段新元古代花岗岩类的地球化学特征和成因. 地质论评, 46(5): 512~519.
- 沈渭洲, 徐士进, 杨铸生, 等. 2002. 四川石棉蛇绿岩套的 Sm-Nd 年龄及 Nd-Sr 同位素研究. 科学通报, 47(待刊).
- 沈渭洲, 徐士进, 杨铸生, 等. 2002. 四川石棉蛇绿岩的氢氧同位素研究. 地质论评, 48(增刊): 183~187.
- 孙传敏. 1994. 川西元古代蛇绿岩与扬子板块西缘元古代造山带. 成都理工学院学报, 21(4): 11~16.
- 王希斌, 鲍佩声, 戎合. 1995. 中国蛇绿岩中变质橄榄岩的稀土元素地球化学. 岩石学报, 11(增刊): 24~41.
- 邢凤鸣. 1990. 皖南伏川蛇绿岩形成环境的地球化学标志. 岩石矿物学杂志, 9(1): 1~12.
- 徐备, 乔广生. 1989. 赣东北晚元古代蛇绿岩的 Sm-Nd 同位素年龄及原始构造环境. 南京大学学报(地球科学), (3): 108~114.
- 杨建明, 王希斌, 鲍佩声. 1993. 安徽歙县蛇绿岩地球化学特征及形成构造环境. 岩石矿物学杂志, 12(3): 232~241.
- 张保民, 沈上越, 束今赋. 1989. 四川盐边基性—超基性杂岩体中角闪石矿物学研究. 矿物学报, 9(4): 364~371.
- 张旗, 周德进, 李秀云, 等. 1995. 云南双沟蛇绿岩的特征和成因. 岩石学报, 11(增刊): 190~202.
- 张旗, 周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京: 科学出版社。
- 张寿广, 万渝生, 刘国惠, 等. 1991. 北秦岭宽坪群变质地质. 北京: 北京科学技术出版社。
- 张泽军, 安三元. 1992. 松树沟超镁铁岩成因的地球化学证据. 地球化学, 22(2): 175~181.
- 张宗清, 张旗. 1995. 北秦岭晚元古代宽坪蛇绿岩中变质基性火山岩的地球化学特征. 岩石学报, 11(增刊): 165~177.
- 赵建新, 李献华, McCulloch MT, 等. 1995. 皖南和赣东北蛇绿岩成因及其构造意义: 元素和 Sm-Nd 同位素制约. 地球化学, 24: 311~326.
- 周鼎武, 董云鹏, 刘良, 等. 1998. 松树沟元古宙蛇绿岩 Nd, Sr, Pb 同位素地球化学特征. 地质科学, 33: 31~38.
- 周国庆. 1989. 赣东北元古代蛇绿岩和高温高压变质岩的发现及意义. 南京大学学报(地球科学), (1~2): 25~37.
- 周新民, 邹海波, 杨杰东, 等. 1989. 安徽歙县伏川蛇绿岩套的 Sm-Nd 等时线年龄及其地质意义. 科学通报, 34: 1243~1245.
- 朱宝清, 王来生, 王连晓. 1987. 西准噶尔西南地区古生代蛇绿岩. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 17: 3~64.
- Beviens R E. Kokelaar B P. Dunkley P N. 1984. Petrology and geochemistry of lower to middle Oroovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. Proc. Geol. Ass., 95: 337~347.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. ed. Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, 63~114.
- Coleman R G. 1977. Ophiolites—Ancient oceanic lithosphere. Berlin. Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1977.
- Ceng Xianjiao. Xu Xianzhe. Yang Qiwen. et al. 1982. Shimian mafic—ultramafic rock body, Sichuan—a dismembered ancient ophiolite. Panxi Geology, (1): 24~37 (in Chinese).
- Cong Bailin. 1988. Formation and Evolution of Panxi Paleo-rift. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Dong Xianyang. Li Xing. Ye Lianghe. et al. 1995. Ultramafic Rocks of China. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Dong Yunpeng. Zhou Dingwu. Liu Liang et al. 1997. Sm-Nd isotopic ages of the Songshugou ophiolite from the east Qinling and its geological significance. Regional Geology of China. 16: 217~221 (in Chinese with English abstract).
- El-Sayed M M. Furnes H. Mohamed F H. 1999. Geochemical constraints on the tectonomagmatic evolution of the late Precambrian Fawakhir ophiolite, Central Eastern Desert, Egypt. J. African Earth Sci., 29: 515~533.
- Frey F A. 1984. Rare earth element abundances in upper mantle rocks. In: Henderson P. ed. Rare Earth Element Geochemistry. 153~203.
- Huang Zhongxiang. Han Song. Dong Jinqian. et al. 1993. Rare earth element geochemistry of Shuanggou ophiolites from Xiping county, Yunnan Province. Acta Petrologica Mineralogica. 12: 205~212 (in Chinese with English abstract).
- Huang Bojun. Min Yushun. 1989. A mineralogical study on serpentine minerals from the Sichuan asbestos deposit. Acta Mineralogica Sinica. 9(3): 202~210 (in Chinese with English abstract).
- Li Jianlin. Dong Rongsheng. Liu Hongyuan. 1990. The plate tectonics of Yangtze block region during Jinning orogenic period. Scientia Geologica Sinica. (3): 215~223 (in Chinese with English abstract).
- Li Jiliang. Zhang Fengqiu. Wang Shouxin. 1983. Rare earth element distribution pattern of Proterozoic ophiolite, Yanbian, Sichuan. Petrological Research. (3): 37~44 (in Chinese).
- Li Jiliang. Zhang Shaozong. 1987. The discovery of a Proterozoic collision suture from Tongan to Xiaoguanhe and its geological significance. Scientia Geologica Sinica. (1): 81~85 (in Chinese with English abstract).
- Li Shuguang. Chen Yizhi. Zhang Guowei. et al. 1991. A 1 Ga B. P. Alpine peridotite body emplaced into the Qinling Group: evidence for the existence of the late Proterozoic plate tectonics in the north Qinling area. Geological Review. 37(3): 235~242 (in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua. 1999. Geochemical constraints on the accretion and evolution of Proterozoic crust—Taking area of South China as an example. In: Zheng Yongfei. ed. Chemical Geodynamics. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Li Xianhua. Zhou Guoqing. Zhao Jianxin. 1994. SHRIMP ion microprobe zircon U-Pb age of the NE Jiangxi ophiolite and its tectonic implications. Geochimica. 23: 125~131 (in Chinese with English abstract).

References

Bai Wenji. Gan Qigao. Xing Fengming. et al. 1986. Discovery of well-reserved ophiolite and its basical characters in southeastern margin of the Jiangnan ancient continent. Acta Petrologica Mineralogica. 5(4): 289~299 (in Chinese with English abstract).

- Li Xianhua, Zhou Hanwen, Ding Shijiang, et al. 2000. Sm-Nd isotopic constraints on the age of the Bangxi—Chenxing ophiolite in Hainan Island: implications for the tectonic evolution of eastern Paleo-Tethys. *Acta Petrologica Sinica*, 16 (3): 425~432 (in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua, Zhou Hanwen, Li Zhengxiang, et al. 2001. Zircon U-Pb age and petrochemical characteristics of the Neoproterozoic bimodal volcanics from western Yangtze block. *Geochimica*, 30 (4): 315~322 (in Chinese with English abstract).
- Liu Chaoji, Ceng Xuwei, Jin Jiutang. 1988. Basic—ultrabasic rocks in the Kangdian region. Chongqing: Chongqing Publishing House (in Chinese with English abstract).
- Lu S N, Li H M. 1991. A precise U-Pb single zircon age determination for the volcanics of Dahongyu Formation, Changcheng System in Jixian. *Bull. China Acad. Geol. Sciences*, 22: 137~146 (in Chinese with English abstract).
- Luo Yaonan. 1983. Paleo-plate history of the Kangdian tectonic belt. *Earth Science*, (3) (in Chinese with English abstract).
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiite with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56: 207~218.
- McDonough W F, Sun S S, Ringwood A E, et al. 1991. K, Rb, and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Ross Taylor Symposium volume.
- Melson W G, Vallier T L, Wright T L, et al. 1976. Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian ocean sea floor, spreading centers. In: *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*. Washington DC: Am Geophys Union, 351~367.
- Mullen E D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62: 53~62.
- Pan Xingnan, Zhao Jixiang, Zhang Xuanyang, et al. 1987. Tectonics and rifting in Kangdian region. Chongqing: Chongqing Publishing House (in Chinese with English abstract).
- Pan Zhaolu, Shu Jinfu, Zhu Zhongyi. 1986. The mineralogical and petrological characters of the igneous rock associations from Panxi rift and their relationship to the rift evolution. *Earth Science*, 11: 557~560 (in Chinese with English abstract).
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R S, ed. *Andesites*. Chichester: Wiley, 525~548.
- Pei Xianzhi, Zhang Weiji, Wang Quanqing, et al. 1996. The formation environment of Songshugou ophiolite in the eastern Qinling. *J. Xi'an College of Geology*, 18 (3): 1~7 (in Chinese with English abstract).
- Pearce J A, Lippard S J, Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In: Kokelaar B P, Howells M F, eds. *Marginal basin geology*. Oxford: Blackwell. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 16: 77~94.
- Shen Shangyue, Zhang Baomin. 1989. The mineralogical study on the plagioclases from basic—ultrabasic complex in Yanbian, Sichuan province. *Minerals and Rocks*, 9 (3): 17~25 (in Chinese with English abstract).
- Shen Weizhou, Zou Haibo, Chu Xuejun, et al. 1992. Nd, Sr, and O isotopic study on Fuchuan ophiolite suite in Anhui province. *Scientia Geologica Sinica*, (4): 333~341 (in Chinese with English abstract).
- Shen Weizhou, Ling Hongfei, Xu Shijin, et al. 2000. Geochemical characteristics and genesis of some Neoproterozoic granitoids in the northern part of the western margin of the Yangtze block. *Geological Review*, 46 (5): 512~519 (in Chinese with English abstract).
- Shen Weizhou, Xu Shijin, Yang Zhusheng, et al. 2002a. Sm-Nd dating and Nd-Sr isotopic study of the Shimian ophiolite, Sichuan Province. *Chinese Science Bulletin* (in press).
- Shen Weizhou, Xu Shijin, Yang Zhusheng, et al. 2002b. Oxygen and hydrogen isotope study on the Shimian ophiolite, Sichuan Province. *Geological Review*, 48 (Suppl.): 183~187.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D and Norty M J, eds. *Magmatism in ocean basins*. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 42. 313~345.
- Sun Chuanmin. 1994. Proterozoic ophiolites in western Sichuan and the Proterozoic orogenic belt on the west border of Yangtze paleo-plate. *J. Chengdu Institute Technology*, 21 (4): 11~16 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xibin, Bao Peisheng, Rong He. 1995. Rare earth elements geochemistry of the mantle peridotite in the ophiolite suites of China. *Acta Petrologica Sinica*, 11 (Suppl.): 24~41 (in Chinese).
- Wood D A. 1980. The application of a Th—Hf—Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50: 11~30.
- Xin Fengming. 1990. Geochemical indication of formation environment of Fuchuan ophiolites in southern Anhui province. *Acta Petrologica Mineralogica*, 9 (1): 1~12 (in Chinese with English abstract).
- Xu Bei, Qiao Guangsheng. 1989. Sm-Nd isotopic age and tectonic setting of the late Proterozoic ophiolites in northeastern Jiangxi province. *J. Nanjing Uni. (Earth Sciences)*: (3): 108~114 (in Chinese with English abstract).
- Xu Shijin, Shen Weizhou, Wang Rucheng, et al. 1998. U-Pb dating of zircon grains from the ore-bearing plagioclase amphibolite in the Dashuigou Te deposit. *Chinese Science Bulletin*, 43 (17): 1486~1489.
- Yang Jianming, Wang Xibin, Bao Peisheng. 1993. Geochemical characteristics and tectonic setting of ophiolites in Shexian county, Anhui province. *Acta Petrologica Mineralogica*, 12 (3): 232~241 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Baomin, Shen Shangyue, Shu Jinfu. 1989. A mineralogical study of hornblendes from the basic—ultrabasic complexes in Yanbian, Sichuan province. *Acta Mineralogica Sinica*, 9 (4): 364~371 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Qi, Zhou Dejin, Li Xiuyun, et al. 1995. Characteristics and genesis of Shuanggou ophiolites, Yunnan Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 11 (Suppl.): 190~202 (in Chinese).
- Zhang Qi, Zhou Guoqing. 2001. *Ophiolites of China*. Beijing: Science Press (in Chinese with English abstract).
- Zhang Shouguang, Wan Yusheng, Liu Guohui, et al. 1991. Metamorphic geology of Kuanping Group in the northern Qinling. Beijing: Beijing Science and Technology Press (in Chinese).
- Zhang Zejun, An Sanyuan. 1992. Element geochemical evidence for the petrogenesis of Songshugou ultramafic rocks. *Geochimica*, (2): 175~181 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zongqing, Zhang Qi. 1995. Geochemistry of metamorphosed

- late Proterozoic Kuanping ophiolite in the northern Qinling, China. *Acta Petrologica Sinica*, 11 (Suppl.): 165~177 (in Chinese).
- Zhao Jianxin, Li Xianhua, McCulloch M T, et al. 1995. Petrogenesis of ophiolites from south Anhui and northeast Jiangxi and their tectonic implications: chemical and Sm-Nd isotopic constraints. *Geochimica*, 24: 311~326 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Baoqing, Wang Laisheng, Wang Lianxiao. 1987. Paleozoic ophiolites of southwestern area of West Zhungeer. *Bull. Xi'an Inst. Geol. Min. Res., Chinese Acad. Geol. Sci.*, (17): 3~64 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Dingwu, Dong Yunpeng, Liu Liang, et al. 1998. Nd, Sr and Pb isotopic characteristics of the Proterozoic ophiolite from Songshugou area. *Scientia Geologica Sinica*, 33: 31~38 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Guoqing. 1989. The discovery and significance of the northeastern Jiangxi ophiolite (NEJXO) and relevant high temperature—high pressure metamorphic rocks. *J. Nan. Univ. (Earth Sciences)*, (1~2): 25~37 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Xinmin, Zou Haibo, Yang Jiedong, et al. 1989. Sm-Nd isochron age of Fuchuan ophiolite suite, Xi county, Anhui province and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, 34: 1243~1245 (in Chinese).

Geochemical Characteristics of the Shimian Ophiolite, Sichuan Province and Its Tectonic Significance

SHEN Weizhou¹⁾, GAO Jianfeng¹⁾, XU Shijin¹⁾, Li Huimin²⁾, ZHOU Guoqing¹⁾, YANG Zhusheng³⁾,
YANG Qiwen³⁾

- 1) *Department of Earth Sciences and State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, Nanjing University, Jiangsu, 210093*
2) *Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin, 300170*; 3) *Geological Survey Institute, Panxi Geological Team, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Xichang, 615000*

Abstract

The Shimian ophiolite is mainly composed of metamorphic peridotite and gabbro. The occurrences of basalt are very rare. Zircon U-Pb age of the gabbro is 906 ± 46 Ma indicating it is product of an early Neoproterozoic magmatic activity. The metamorphic peridotites have low Al_2O_3 , CaO contents, high MgO contents and $Mg^{\#}$ values. They are consistent with those of harzburgite from the typical ophiolite of the world. The basalts show higher SiO_2 and TiO_2 contents, lower Al_2O_3 and K_2O contents, slightly depleted LREE and essentially no Eu anomaly. In the incompatible elements, the basalts have lower $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$, Ce/Zr, Th/Y, Th/La and Ti/Y ratios, higher La/Nb, Zr/Nb and Y/Nb ratios. These geochemical characteristics of the basalts are similar to the MORB, but evidently different from IAT and OIB. On the identification diagram of tectonic setting, the basalts are all plotted in the area of MORB. Combining the above-mentioned characteristics with the regional geological data, it is proposed that the Shimian ophiolite was probably formed from the mature back-arc basin.

Key words: ophiolite; geochemistry; mature back-arc basin; Shimian County; Sichuan Province