

闽北政和洋后变质超镁铁岩的岩石 地球化学及矿物化学研究*

任 胜 利

(中国地质大学(北京)地质矿产系, 北京 100083)

李继亮 周新华

(中国科学院地质研究所, 北京 100029)

孙 敏

(香港大学地球科学系, 香港薄扶林道)

摘 要 岩石化学研究表明, 洋后变质超镁铁岩是由变质方辉橄榄岩和变质超镁铁堆积岩组成。变质方辉橄榄岩的微量元素地球化学及矿物化学特征表明, 应为亏损的残余地幔产物。通过系统的岩石地球化学、矿物化学及年代学研究, 认为洋后变质超镁铁岩可能为华南晚震旦—早古生代的蛇绿岩组成部分。

关键词 岩石地球化学 矿物化学 年代学 变质超镁铁岩 福建省

洋后变质超镁铁岩位于政和县石屯乡洋后村西约 100m 处, 大地构造上位于政和—大浦断裂北段。80 年代中期的 1:5 万区域地质填图工作认为该岩体为加里东期侵入的小岩体; 此后的有关工作则认为该岩体为华南新元古代青白口纪的蛇绿岩组成^[1,2]。由于该套超镁铁岩特殊的构造产出位置, 因而其产出背景的研究对于深化该区大地构造属性的认识具有十分重要的地质意义。本文试从系统的岩石地球化学及矿物化学研究入手, 对该套岩石的构造属性进行初步探讨。

1 地质产出

野外调查表明, 该岩体由一系列大小数米至数十米的蛇纹石岩块相混杂组成, 岩块的透镜体化及片理化均比较明显, 且蛇纹岩块的规模愈小, 透镜体化和片理化愈发育, 有的甚至全部片理化, 形成片理化带。构造解析表明, 这些片理化带实际上是一些构造剪切滑动面(滑动面上的短柱状纤维石棉十分发育)。总体看来, 从岩体的中心向围岩、蛇纹岩块的规模逐渐变小, 岩石愈加破碎, 片理或劈理也更为发育(图 1)。

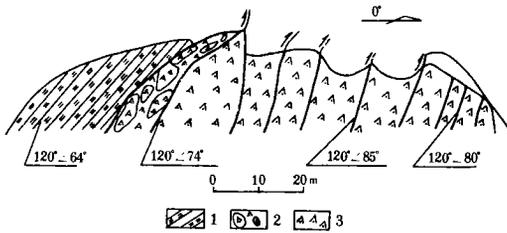


图1 洋后变质超镁铁岩体剖面图

Fig.1 Section map of Yangzhou metamorphic ultramafic rocks

1. 晚震旦纪一早寒武纪绿帘绿泥钠长片岩; 2. 断层破碎带; 3. 变质超镁铁岩。

矿物为叶蛇纹石和纤蛇纹石(>90%), 此外尚见少量方解石及尖晶石类矿物。薄片除偶见橄榄石的变余网状结构外, 未见任何原生矿物或结构的残留。叶蛇纹石和纤蛇纹石大多呈定向排列, 形成片理; 方解石呈单晶或团块状集合体产出, 含量0%—5%; 尖晶石类矿物呈粒状或团粒状, 含量变化较大(0%—5%)。

已有的岩石全分析表明(表1), 研究区变质超镁铁岩的主量元素成分变化范围较大, 按其化学组成大致可分为三类。

第I类: 贫 Al_2O_3 (0.7%—1.0%)、 ΣFeO (4.7%—8.9%)、 CaO (0.5%—1.6%)、富 MgO (37.2%—39.6%)。与阿曼塞马伊勒(Samail)和塞浦路斯特罗斯(Troodos)蛇绿岩底部的方辉橄榄岩主成分相当一致^[3]。除去挥发分及水, 并按 $FeO/Fe_2O_3 = 9$ 将铁换算为全铁, 再将全成分换算为100%。所计算的 CIPW 标准矿物组成表明, 该类岩石的主要矿物组成为橄榄石(ol: 62.3%—79.1%)及斜方辉石(hy: 14.2%—29.5%)。

第II类: 贫 Al_2O_3 (1.2%—3.4%)、 ΣFeO (5.1%—7.9%)、 MgO (24.0%—31.3%)、富 CaO (6.8%—17.6%)、具二辉橄榄岩的成分特点。处理后数据的 CIPW 标准矿物组成表明, 该类岩石的主要矿物组成为单斜辉石(25.1%—47.9%)、斜方辉石(6.1%—22.7%)及橄榄石(37.5%—44.6%)。

第III类: 富 Al_2O_3 (6.3% ±), ΣFeO (11.5% ±), 贫 MgO (33.3%—33.7%)、

岩体的上述产出特征暗示了其具构造就位的冷侵位特征。在岩体就位过程中, 岩石由深部的塑性构造环境向浅部的脆性构造环境改变, 从而使其既显示出韧塑性的片理化变形特征, 又显示出脆性构造碎裂变形特征。

2 岩石化学

岩石呈墨绿色鳞片变晶结构、块状构造或片状构造, 组成岩石的主要

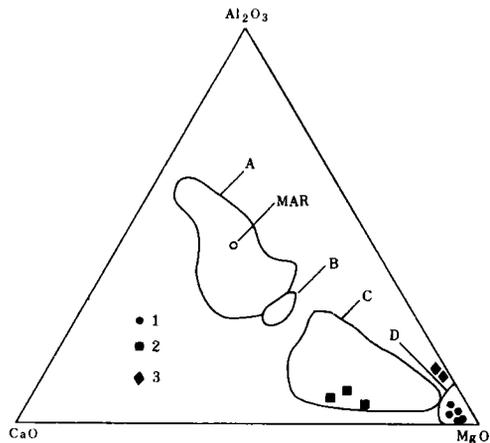


图2 镁铁-超镁铁岩 Al_2O_3 - CaO - MgO 判别图
(据文献[3])

Fig.2 Al_2O_3 - CaO - MgO discrimination diagram for mafic-ultramafic rocks

1. 第I类变质超镁铁岩; 2. 第II类变质超镁铁岩; 3. 第III类变质超镁铁岩; A. 镁铁质堆积岩; B. 科马提岩; C. 超镁铁质堆积岩; D. 变质橄榄岩; MAR. 平均洋中脊玄武岩组成。

表 1 超镁铁岩类主成分分析数据及有关参数计算结果(%)

Table 1 Major element analysis results (%) of Yanghou ultramafic rocks and calculated parameters

样号	YH21	YH23	YH27	YH36	YH37	GS03	GS04	GS05	YH51	YH52
类型	I					II			III	
SiO ₂	38.35	40.40	39.30	36.43	40.12	43.35	41.71	41.15	35.09	34.71
TiO ₂	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.12	0.30	0.23	1.12	1.11
Al ₂ O ₃	1.02	0.95	0.71	0.76	0.81	1.22	3.42	2.06	6.25	6.25
Fe ₂ O ₃	3.31	3.81	1.40	7.31	4.05	4.39	3.76	2.38	7.34	7.95
FeO	2.63	2.93	3.40	2.27	1.59	2.35	4.50	2.95	4.90	4.22
MnO	0.12	0.10	0.11	0.10	0.09	0.11	0.13	0.17	0.21	0.22
MgO	38.12	37.34	38.17	37.19	39.64	31.33	27.10	24.63	33.34	33.72
CaO	1.22	1.22	1.59	0.82	0.54	6.8	17.55	11.46	0.21	0.52
Na ₂ O	0.02	0.10	0.06	0.10	0.07	0.06	0.06	0.06	0.13	0.15
K ₂ O	0.07	0.01	0.01	/	/	0.07	0.06	0.04	0.01	0.03
P ₂ O ₅	0.01	0.01	/	0.02	0.01	0.02	0.09	0.01	0.02	0.02
H ₂ O ⁺	10.43	10.99	11.26	11.65	8.99				11.06	11.16
H ₂ O ⁻	0.07	0.04	0.31	0.12	/				0.16	/
烧失量	4.40	1.72	3.34	3.32	3.59	10.12	11.88	14.89	0.21	0.12
总计	99.71	99.68	99.69	100.10	99.51	100.21	100.56	100.03	100.05	100.18

CIPW 标准矿物

ab	0.2	1.0	0.6	1.0	0.7	0.6	0.6	0.6	1.3	1.4
an	3.0	2.4	2.0	1.9	2.2	3.2	10.0	6.2	1.0	2.8
c									6.5	5.8
di	3.2	3.5	5.8	2.2	0.6	27.2	25.1	47.9		
hy	21.5	29.5	24.3	14.2	28.4	22.7	20.7	6.1	20.8	15.0
ol	70.6	62.3	66.5	79.1	67.1	44.6	41.0	37.5	66.0	70.5
mt	1.0	1.1	0.8	1.5	0.9	1.0	1.3	0.9	1.9	1.9
il	0.1	0.1	0.1	0.1		0.3	0.7	0.5	2.4	2.4
Mg/Fe*	6.8	5.9	8.2	4.2	7.6	5.0	3.4	4.8	2.9	3.0

注: GS03、GS04、GS05数据据政和幅1:5万区调报告;其他为中国科学院地质研究所九室XRF法测定。

现异常矿物——刚玉。

在 ACM 图上(图 2), 第 I 类变质超镁铁岩投影点落于变质橄榄岩区间; 第 II 类变质超镁铁岩则置于超镁铁质堆积岩区间; 第 III 类变质超镁铁岩因富 Al₂O₃ 贫 CaO 而向右偏离超镁铁质堆积岩区间。这表明, 第 I 类变质超镁铁岩可能为亏损玄武质组分的地幔残余(富难熔组分 MgO、贫易熔组分的 Al₂O₃、CaO、ΣFeO); 而 II、III 两类变质超镁铁岩则可能由地幔岩派生的熔浆分凝结晶形成。这些具明显不同成因类型的超镁铁岩共生于一体的情况在在表岭地幔岩、刚玉以及芬兰 I 等典型地幔岩分布区也

3 矿物化学

3.1 尖晶石

尖晶石类矿物 [尖晶石-铬铁矿-磁铁矿, 结构式为 $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$] 是超镁铁岩中常见的副矿物, 随部分熔融和分离结晶过程的不同, 其化学组成差别很大, 即 Cr、Mg 富集于固体部分, 而 Al 富集于熔体部分。此外, Mg 和 Fe^{2+} 在尖晶石及硅酸盐熔体与矿物中的分配主要取决于温度, 且 $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ 比值与氧逸度 (f_{O_2}) 密切相关, 因此尖晶石类矿物的组成对其寄主岩石的形成环境变化十分敏感, 被誉为判别其寄主岩环境的“指示剂”^[6]。由于尖晶石类矿物的这些特性, 再加上其特征值 $\text{Cr}^\# [100\text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})]$ 不易受后期地质作用改造的影响, 因而被广泛应用于超镁铁生成环境的判别^[6-8]。

从薄片观察表明, 第 I 类变质超镁铁岩 (样号: YH27) 中的尖晶石族矿物具明显的碎裂结构和环带构造, 即单个矿物碎裂为不规则的块状, 不同块体的中心部分在单偏光下呈褐红色, 边缘部分呈不透明的黑色。这些块体在电子探针的背射电子图象上明显地分为明暗不同的三个带, 即中心部分为深灰色、过渡带为浅灰色、边缘带为灰白色, 表明了由中心向边缘矿物的平均原子序数逐渐升高。

表2 洋后变质方辉橄榄岩 (YH27) 中尖晶石类矿物电子探针分析结果 (%) 及有关参数计算

Table 2 Electron microprobe analysis results (%) and calculated parameters for spinellide minerals

环带	核 心						过 渡 带					边 缘 带			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
TiO ₂	0.11	0.04	0.07	0.08	0.06	0.25	0.21	0.12	0.21	0.11	0.21		0.01	0.06	
Al ₂ O ₃	22.11	21.73	21.99	21.19	23.12	23.78	1.10	0.65	1.22	1.33	0.41	0.10			0.12
Cr ₂ O ₃	47.48	46.89	46.64	45.98	45.41	45.21	39.34	38.99	38.88	38.25	37.10	15.29	9.54	9.06	2.44
Fe ₂ O ₃	0.79		0.07	0.52			28.44	32.24	29.26	32.41	30.69	51.95	60.61	60.74	66.26
MgO	11.94	7.97	8.05	8.16	9.02	7.74	1.59	1.58	1.47	3.39	1.34	0.96	0.34	0.46	0.50
CaO	0.04	0.05	0.00		0.13	0.04				0.18		0.11	0.04	0.01	0.15
MnO	0.79	1.22	1.29	1.52	0.90	1.35	2.96	3.42	2.98	3.26	2.89	1.44	0.80	0.41	0.09
FeO	16.19	21.45	21.67	21.77	20.19	20.96	26.11	22.77	26.68	20.69	26.05	29.40	29.84	29.33	28.77
NiO	0.09	0.08			0.11	0.03	0.24	0.22	0.18		0.32	0.57	0.54	0.51	0.70
总量	99.54	99.43	99.78	99.22	98.94	99.36	99.99	99.99	100.88	99.65	99.01	99.82	101.72	100.58	99.03
Mg [#]	0.35	0.35	0.38	0.38	0.43	0.38	0.06	0.05	0.05	0.07	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02
Cr [#]	0.59	0.59	0.59	0.59	0.57	0.57	0.96	0.98	0.96	0.95	0.98	0.99	1.00	1.00	0.94

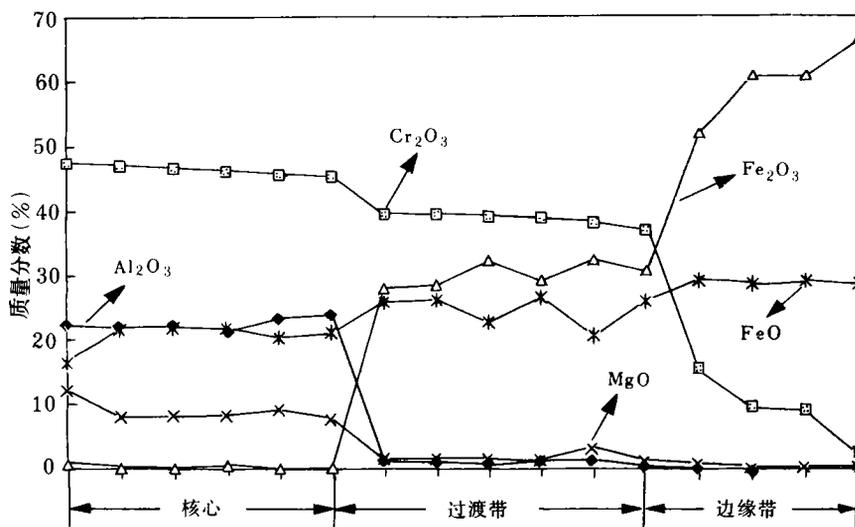


图 3 不同环带尖晶石的主成分变化图

Fig. 3 Major composition variations of spinel zones

不同环带的电子探针分析结果表明(表 2), 由中心向边缘成分差异较大: 在矿物成分上表现为由镁质铝铬铁矿经铁质铬铁矿向磁铁矿过渡; 在化学成分上表现为 Al_2O_3 、 Cr_2O_3 、 MgO 的含量依次降低, FeO 、 Fe_2O_3 的含量依次升高(图 3)。核心部分的特征指数 $\text{Cr}^\#$ 值为 0.56—0.59, 近似于 Dick *et al.* 的 III 型尖晶石^[6], 即可能为高度亏损的地幔残余。过渡带的 $\text{Cr}^\#$ 值极高 (0.95—0.99), 呈向磁铁矿过渡的趋势。已有的大量研究表明^[5,9—11], 尖晶石的该类型环带为其在超镁铁岩发生蛇纹石化, 或变质作用的过程中受蚀变而形成的。

3.2 蛇纹石

对超镁铁岩中主量元素在蛇纹石化过程中的行为已有过较多的讨论。一般认为蛇纹石化作用除 H_2O 加入外, 基本上仍是一个等化学过程^[3]。但 80 年代以来的诸多论证表明, 超镁铁岩的主成分在蛇纹石化过程中除 Al_2O_3 相对不受影响外, Ca 、 Mg 、 Fe 、 Na 均有一定程度的活动^[7,12]。由于本岩块的普遍强烈蛇纹石化, 使得矿物成分讨论较为困难。

为探讨洋后变质超镁铁岩中的橄榄石等矿物大致成分特征, 研究中选择了变质方辉

表 3 蛇纹石单矿物电子探针分析结果(%) (样品号: YH27)

Table 3 Electron probe analyses (%) of serpentine in Yangzhou area

序号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	MnO	NiO	Na_2O	K_2O	H_2O	总量
1	43.13	0.03	0.56	0.17	2.91	39.87	0.03	0.04	0.02	0.02	12.80	99.59
2	43.8	0.02	0.40		2.82	40.29	0.1	0.11		0.03	12.93	100.50

橄榄岩(样号: YH27)进行蛇纹石单矿物探针分析(表3)。由表3可见, 所分析的蛇纹石成分比较稳定, 且 MgO 高 FeO 低, 表明其可能为高度亏损的残余地幔产物, 与该样品中的尖晶石族矿物成分组成特征十分一致。

4 微量元素地球化学

4.1 稀土元素(REE)

已有的 I、III 两类变质超镁铁岩的稀土元素分析结果表明(表4、图4), 它们的稀土元素组成及分布模式明显不同。具体表现为:

表4 变质超镁铁岩稀土元素分析结果($\times 10^{-6}$)及有关参数计算

Table 4 Analysis results ($\times 10^{-6}$) of REE for Yanghou metamorphic ultramafic rocks

项 目	YH21	YH23	YH27	YH36	YH37	YH50	YH51	I类均值	III类均值	塞马伊勒	特罗斯斯
	I					III					
La	309	270	175	177	223	701	752	231	727	26	68
Ce	534	510	295	344	401	1707	1777	417	1742	55	72
Pr	68	60	45	64	40	265	55	261	—	6	90
Nd	297	220	127	140	181	1185	1217	193	1201	26	26
Sm	59	45	33	46	35	345	342	44	344	5	8
Eu	20	14	12	14	12	109	110	14	110	1	4
Gd	62	50	48	47	51	384	367	52	376	7	13
Tb	9	8	8	9	8	69	65	8	67	—	1
Dy	91	68	54	60	47	403	394	64	399	16	18
Ho	17	10	9	10	12	95	89	12	92	—	3
Er	74	42	40	25	30	273	273	42	273	19	22
Tm	9	5	7	5	4	44	45	6	45	—	1
Yb	72	50	50	40	54	33	326	53	328	31	16
Lu	11	11	10	13	9	57	55	11	56	—	4
总量	1632	1363	913	994	1107	5958	6078	1202	6018	192	346
δ Eu	1.01	0.90	0.92	0.92	0.87	0.92	0.95	0.93	0.93	0.57	1.31
(La/Sm) _N	3.29	3.77	3.34	2.42	4.01	1.28	1.38	3.33	1.33	3.21	5.35
(Gd/Yb) _N	20.69	0.81	0.77	0.95	0.76	0.94	0.91	0.78	0.92	0.18	0.63
(La/Yb) _N	2.89	3.64	2.36	2.98	2.78	1.43	1.56	2.92	1.49	0.57	1.31

第 I 类变质超镁铁岩的稀土元素丰度较低 ($\Sigma\text{REE} = 0.91 \times 10^{-6} - 1.63 \times 10^{-6}$), 稀土元素分布模式呈明显的“U”型 [$(\text{La} / \text{Sm})_{\text{N}} = 2.42 - 4.01$; $(\text{Gd} / \text{Yb})_{\text{N}} = 0.69 - 0.95$; $(\text{La} / \text{Yb})_{\text{N}} = 2.36 - 3.64$], 与残余地幔的稀土元素分布模式比较接近^[13]。与典型蛇绿岩套中的方辉橄榄岩相比, 本岩块的轻稀土元素总量略偏高(图 4), 考虑到样品的普遍蛇纹石化, 推测其可能为成岩后的蚀变作用所造成^[14-15]。

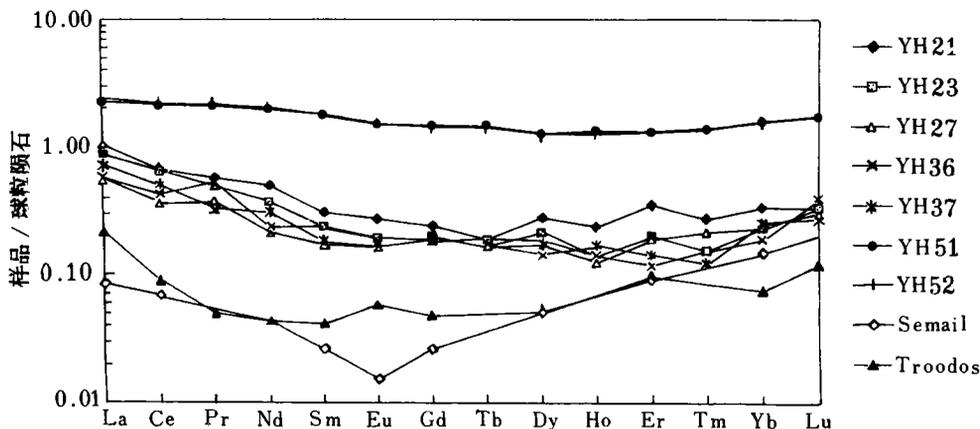


图 4 变质超镁铁岩稀土元素球粒陨石标准化分布图

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns for Yanghou metamorphic ultramafic rocks

Semail 为阿曼塞马伊勒变质方辉橄榄岩的稀土元素分布模式(据文献[12]), Troodos 为塞浦路斯特罗多斯变质方辉橄榄岩的稀土元素分布模式(据文献[5])。

第 III 类变质超镁铁岩的稀土元素丰度较高 ($\Sigma\text{REE} = 5.96 \times 10^{-6} - 6.08 \times 10^{-6}$), 稀土元素分布曲线平缓 [$(\text{La} / \text{Sm})_{\text{N}} = 1.28 - 1.38$; $(\text{Gd} / \text{Yb})_{\text{N}} = 0.91 - 0.94$; $(\text{La} / \text{Yb})_{\text{N}} = 1.43 - 1.58$] (图 4), 表现出橄榄石和辉石所具有的稀土元素分布的特点^[13,16]。结合该类岩石富 Al_2O_3 、 TiO_2 及贫 MgO 的特点, 可推测其以橄榄石及辉石为主的超镁铁结晶岩。

4.2 大离子亲石元素 (LILE) 及高场强元素 (HFSE)

I、III 两类岩石的微量元素分析结果见表 5。由表 5 可看出, 大多数样品的大离子亲

表 5 洋后岩体微量元素分析结果 ($\times 10^{-6}$)

Table 5 Trace element analyses results ($\times 10^6$) of Yanghou metamorphic ultramafic rocks

样号	Rb	Ba	Nb	Zr	Hf	Ta	Sc	Cr	Ni	Co	V
YH21	2.7	72	0.19	0.47	0.02	0.01	8	2064	2719	109	30
YH23	/	50	/	/	/	/	7	2144	2741	113	27
YH27	0.3	49	0.19	0.57	0.02	0.01	8	1350	2280	117	37
YH51	1.3	16	2.58	7.20	0.24	0.26	35	86	1188	66	199
PM	0.6	7	0.71	11.20	0.31	0.04	17	1020	2400	105	59

石元素 Rb、Ba 明显较原始地幔高, 可能为蛇纹石化蚀变作用造成; 第 I 类样品的高场强元素 (Nb、Ta、Zr、Hf) 低于原始地幔中相同元素值的 4—20 倍, 第 III 类样品中的这些元素含量则明显增高 (其中 Nb、Ta 高于原始地幔相同元素值的 4—6 倍)。反映了两类岩石的明显不同成因: 即第 I 类变质超镁铁岩可能为高度部分熔融的地幔残余; 第 III 类变质超镁铁岩则可能为幔源岩高度部分熔融作用产生的玄武质熔体分凝物。

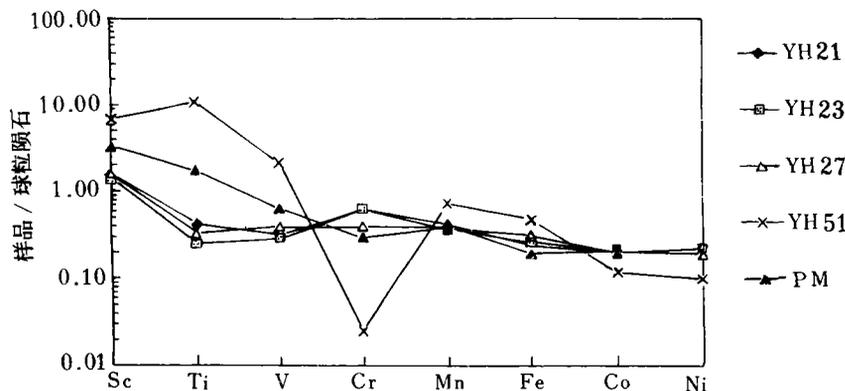


图 5 变质超镁铁岩的过渡族元素球粒陨石标准化分布图

Fig.5 Chondrite-normalized FTGE patterns for Yangzhou metamorphic ultramafic rocks

4.3 第一过渡族元素 (FTGE)

对地幔源区矿物相来说, 第一过渡族元素中 Sc、Cr、Co、Ni 在晶体(液体)比值中的总体分配系数 $D > 1$, 属相容元素; Fe、Mn 的 $D \approx 1$, 为适度相容元素; Ti、V、Cu 的 $D < 0.2$, 为适度不相容元素。此外, 由于 Cr、Ni 易保留在地幔矿物相(橄榄石、辉石)中, 因而一般来说, 由地幔岩派生的岩石相对于球粒陨石来说均具不同程度的 Cr、Ni 负异常, 而地幔岩本身及类似岩石不具这一特征。因此, 根据 FTGE 在不同超镁铁岩中的丰度和分配情况, 可揭示岩浆源区及成岩作用过程。

洋后岩体中两类超镁铁岩的过渡族元素丰度存在明显差别(表 5): 与原始地幔相比, 第 I 类岩石高度富相容元素 Cr、Co 和 Ni, 具强亏损的地幔残留物特征; 第 III 类岩石的 Cr、Co、Ni 丰度则远低于原始地幔中相应元素值。在过渡族元素的球粒陨石标准化分布图上(图 5), 第 I 类岩石的样品表现出亏损不相容元素 (Ti、V)、富集相容元素 (Cr、Ni) 的分布模式; 而第 III 类岩石的样品则显示出近于幔源火成岩的富集不相容元素 (Ti、V)、亏损相容元素 (Cr、Ni) 的分布型式。两类超镁铁岩的这种互补变异表明它们之间成因上的密切相关, 即第 I 类岩石具残余地幔特征, 而第 III 类岩石则具经地幔岩派生的岩石特征(超镁铁质的分凝堆晶成因), 与它们的主量元素、稀土元素及不相容元素组成特征十分一致。

5 成岩时代探讨

由于超镁铁岩的同位素年代学工作难度较大, 因此, 本文试图通过与洋后超镁铁岩相混杂产出的熊山基性岩墙群杂岩和稻香组变沉积岩的年代学研究来探讨其生成时代。

熊山基性岩墙群杂岩的 Sm / Nd 等时线年龄为 $586 \pm 30 Ma$, 并且参与等时线计算的样品 $\epsilon_{Nd}(T)$ 值高达 $+6.9^{[18]}$, 这暗示了熊山岩墙群杂岩应来自萃取过 MORB 后而留下来的亏损地幔源区, 其与洋后超镁铁岩中的方辉橄榄岩在成因上可能为母子体关系。

闽北地质大队在本区进行行政和图幅 1:5 万区域地质填图时, 曾在与该岩墙群杂岩相混杂产出的稻香组变沉积凝灰岩(变质为绿帘绿泥钠长片岩)中发现有郝台达穴面球形藻(*Trematosphaeridium holtedahlii* Tim)、穴面球形藻(*Trematosphaeridium* sp.)、原始球形藻(*Protosphaeridium Timofeev*)、古藻片(*Laminavites antiquissimus* Eichw)等隶属于晚震旦一早奥陶纪的微古化石。

本次工作中, 我们在稻香组的大理岩中测得 Pb/Pb 同位素测年结果为 $460 \pm 37 Ma$ 。对于变质的碳酸盐岩(大理岩)来说, 其 Pb/Pb 等时线年龄反映的应是其变质重结晶年龄^[19]; 此外, 在该层位的大理岩中曾发现裂瓣体有机格架(*Turuchanica temete* sp.)、可疑的几丁虫分子(*Chitinozoa?*)等隶属于晚震旦纪—早古生代的微古化石^[20]。因此, 可以认为稻香组形成于晚震旦纪至早古生代, 但在 460Ma 左右发生变质改造作用。

此外, 闽北地质大队在进行行政和图幅 1:5 万区测时, 曾测得洋后变质超镁铁岩中角闪石(可能为变质产物)的 K/Ar 同位素年龄为 $424 \pm 10 Ma$ 。

综上年代学工作, 本文认为洋后变质超镁铁岩的生成时代与熊山岩墙群杂岩大致相当($586 Ma \pm$), 但在 424—460Ma 期间可能受到一次强烈的热事件改造。

6 结 论

洋后变质超镁铁岩的岩石地球化学及矿物化学研究表明, 它应为受熔浆萃取过的残余地幔和超镁铁结晶岩的混杂体; 该超镁铁岩的地质产出特征表明, 它可能生成于晚震旦纪—早古生代, 但在成岩后发生构造侵位和蚀变、变质改造作用。通过洋后变质超镁铁岩地球化学及年代学研究, 本文认为应重视在闽北地区寻找华南晚震旦纪—早古生代的蛇绿岩信息。

在工作过程中得到中国科学院地质研究所张旗研究员和南京大学周新民教授的许多有益启示。主成分分析由中国科学院地质研究所九室测定, 电子探针分析由中国科学院地质研究所岩石圈开放研究实验室和中国地质大学(北京)电子探针实验室完成。谨此致谢!

参 考 文 献

- 4 高长林, 秦德余, 吉让寿. 东秦岭三类构造环境中的镁铁—超镁铁岩的地球化学特征. 见: 张本仁主编. 秦巴区域地球化学文集. 北京: 地质出版社, 1990. 106—125.
- 5 Liipo J, Vuollo J, Nykanen V, *et al.* Chromites from the early Proterozoic Outokumpu-Jormua Ophiolite Belt: a comparison with chromites from Mesozoic ophiolites. *Lithos*, 1995, 36: 15—27.
- 6 Dick J B, Bullen T. Chromium spinel as a petrogenic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib Mineral Petrol*, 1984, 86: 54—76.
- 7 Bonatti E, Michael P J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basin to subduction zones. *Earth Planet Sci Lett*, 1989, 91: 297—311.
- 8 Arai S. Characterication of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chem Geol*, 1994, 10: 191—204.
- 9 Bliss N W, MacLean W H. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochim Cosmochim Acta*, 1975, 39: 973—990.
- 10 Burkhard D M. Accessory chromium spinels: Their coexistence and alteration in serpentinites. *Geochim Cosmochim Acta*, 1993, 57: 1297—1306.
- 11 Evans B W, Frost B R. Chrome-spinel in progressive metamorphism—a preliminary analysis. *Geochim Cosmochim Acta*, 1975, 39: 959—972.
- 12 Lippard S J, Shelton A W, Gass I G. The Samail Ophiolite. In: Lippard S J, Shelton A W, Gass I G, eds. *The Ophiolite of Northern Oman*. London: Blackwell, 1986. 135—175.
- 13 Frey F A. Rare earth element abundance in mantle rocks. In: Henderson ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. London: Elsevier Sci Pub Company INC, 1984. 172—195.
- 14 Gillis K M, Ludden N, Simith A D. Mobilization of REE during crustal aging in the Troodos ophiolite, Cyprus. *Chem Geol*, 1992, 98: 71—80.
- 15 Michard A. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochim Cosmochim Acta*, 1989. 53: 745—750.
- 16 王中刚, 于学元, 赵振华. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1989. 158—172.
- 17 Rollinson H R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York: John Wiley and Sons, 1993. 154—160.
- 18 Ren Shengli, Li Jiliang, Zhou Xinghua *et al.* Sm/Nd isotopic age and tectonic implications of Xiongshan Diabasic Dike Swarm, North Fujian, China. In: Chen Yanjing ed. *China's Postdoctors' Contributions to the 30th International Geological Congress*. Beijing: Petroleum Industry Press of China, 1996. 153—158.
- 19 Jahn B M, Cuveller H. Pb-Pb and U-Pb geochronology of carbonate rocks: An assessment. *Chem Geol*, 1994, 115: 125—151.
- 20 徐一伟, 林玉萍. 政和“稻香组”地质时代的确定及其变质火山岩岩石成因探讨. *福建地质*, 1990, 9(4): 266—279.

PETROCHEMISTRY AND MINERAL CHEMISTRY STUDIES ON METAMORPHIC ULTRAMAFIC ROCKS IN YANGHOU AREA, ZHENGHE COUNTY, FUJIAN PROVINCE, CHINA

Ren Shengli

(Department of Earth Sciences, China University of Geosciences, Beijing 100083)

Li Jiliang Zhou Xinhua

(Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Sun Min

(Department of Earth Sciences, the University of Hong Kong, Hong Kong)

Abstract

Petrochemistry studies indicate that the Yanghou metamorphic ultramafic rocks are composed of metamorphosed harzburgite and ultramafic cumulate. Trace element geochemistry and mineral chemistry studies on the metamorphosed harzburgite indicate that it is the relict of the depleted mantle. From systematic studies on petrochemistry, mineral chemistry and geochronology, it's concluded that the Yanghou metamorphic ultramafic rocks are components of Later Sinian-Early Paleozoic ophiolite in South China.

Key words: lithochemistry, mineral chemistry, chronology, metamorphic ultramafic, Fujian Province