

# 苏北东海榴辉岩地球化学及原岩成因

樊金涛

(江苏省地质矿产调查研究所, 南京 211135)

主题词 榴辉岩 地球化学 E型MORB 江苏

**提 要** 苏北东海榴辉岩的原岩为蛇绿岩基性熔岩和堆积镁铁岩。其玄武岩的化学成分相当于洋脊拉斑玄武岩, 并富集大离子亲石元素、稀土元素和轻稀土元素, 属于E型洋脊玄武岩。它们形成于扬子古大陆板块北缘苏北—胶南地体与胶北地体间洋盆环境中的局部异常脊, 是由富集地幔低程度部分熔融和来自深部岩浆的分离结晶作用而形成, 由于俯冲消减作用遭受相对低温高压(超高压)的榴辉岩相变质和强烈破碎, 被挤压到东海群下部不同构造层位中, 是外来的被肢解的蛇绿岩块。

在江苏省东北部东海—赣榆地区, 断续出露一套中—深变质岩系, 称东海岩群, 其上为海州群不整合覆盖。东海岩群的原岩形成于晚太古代—一早元古代。在东海岩群下部分布区, 出露有一系列榴辉岩块、超镁铁岩块和(斜长)角闪岩块等。本文重点研究榴辉岩, 即围岩榴辉岩(Bosch等, 1971)的岩石地球化学特征, 并探讨其原岩成因。

## 1 东海榴辉岩地质特征

东海榴辉岩块分布于苏北—胶南地体的西南部, 沿邵店—桑墟断裂的北部, 大致呈南南西—北北东向带状展布(图1-a), 向南西被郯庐断裂截切, 向北东延入山东日照、荣城等地, 是一条受五莲—荣城深大断裂<sup>①</sup>控制的区域性榴辉岩带(图1-b)。在研究区内, 已发现有5000余个岩块, 成群出现, 带状排列, 它与五莲—荣城断裂带及整个岩带呈锐角度相交。

岩块属小型规模, 一般长几十米—几百米, 面积0.00001—0.15 km<sup>2</sup>, 大多产于角闪岩相片麻岩中, 两者变质程度不相协调。岩块都呈透镜状、长条状等拉长形态, 与区域片麻理等的总体方向一致。它们都是无根岩块, 与围岩的界线清楚平直, 除见有与界线大致平行的片理外, 还可见到明显的压碎现象, 有的接触处有一层不厚的热动力变质的绿帘黑云片岩。上述情况说明, 东海榴辉岩是构造侵位的外来岩块。

本文于1993年11月收到, 1994年4月改回。

① 曹国权、王致本等, 1990, 山东胶南地体及其边界断裂五莲—荣城断裂的构造意义, 山东地质, 6(1): 1—10。

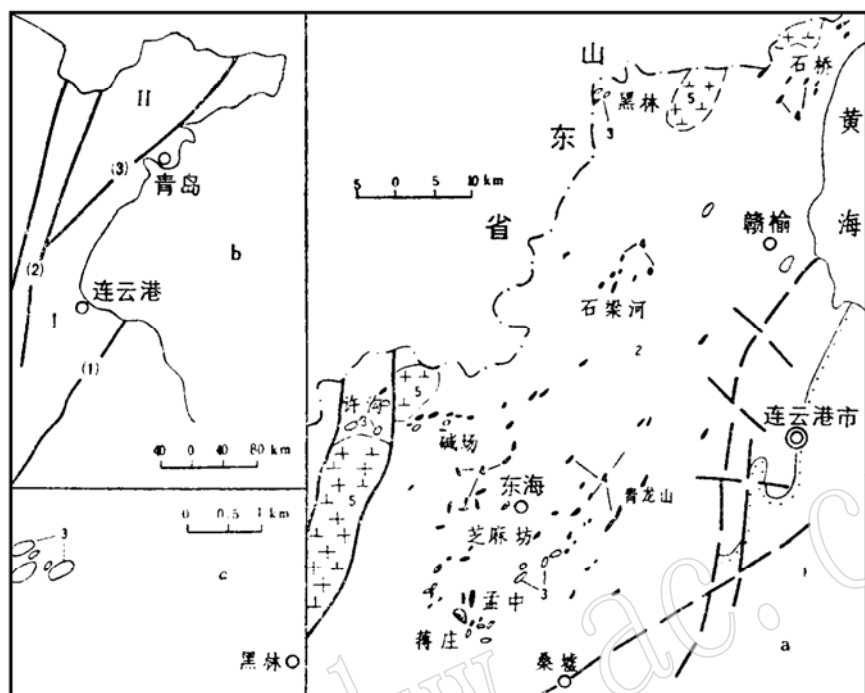


图 1 东海—赣榆地区榴辉岩、超镁铁岩分布略图

Fig. 1 Schematic map showing distribution of eclogites and ultramafic rocks in Donghai-Ganyu area

1—海州群分布区；2—东海岩群分布区；3—超镁铁岩；4—榴辉岩；5—燕山期花岗闪长岩；实（虚）细线—实测（推测）地质界线；点实线—不整合界线；实（虚）粗线—实测（推测）断裂；（1）淮阴—响水断裂；（2）郑卢断裂；（3）五莲—荣城断裂；I—苏北—胶南地体；II—胶北地体

## 2 东海榴辉岩原岩恢复

东海榴辉岩的15个岩石化学分析样品在尼格里四面体图解和周世泰（1981）KA图解上均落入火成岩区。在对鉴别变质基性岩与变质钙硅酸盐最佳的Leake（1964）尼格里参数 $c-mg$ 图解<sup>[1]</sup>上，东海榴辉岩的投影点大体沿基性岩的趋势线分布，与泥质岩、碳酸盐岩及其混合物的趋势线格格不入（图2）。因此，东海榴辉岩的原岩属岩浆岩无疑。

在13个构造侵位的超基性—基性原岩样品中有8个样品在Coleman（1977）给出的蛇绿岩 $Al_2O_3-CaO-MgO$ 图解<sup>[2]</sup>上投入堆积镁铁岩区（图3）。其余的5个样品在Hughes（1982）给出的蛇绿岩 $(Na_2O+K_2O)-(FeO)-MgO$ 图解上投点区见图4），其中4个样品具有高 $Na_2O$ ，低 $CaO$ 的特征，在Hughes（1972）给出的基性火山岩 $(Na_2O+K_2O)-(Fe_2O_3+FeO)-MgO$ 图解上投入世界细碧岩区内，另一个样品投入玄武岩区内。

酸性岩样品与Coleman（1977）给出的国外蛇绿岩斜长花岗岩的岩石化学成分相当，在Coleman等（1975）给出的 $SiO_2-K_2O$ 图解<sup>[1]</sup>上，投入大洋斜长花岗岩区。因此，构造侵入榴辉岩的原岩以堆积镁铁岩为主，其次为斜长花岗岩和基性熔岩（包括细碧岩和玄武岩）或岩墙群（？）等。

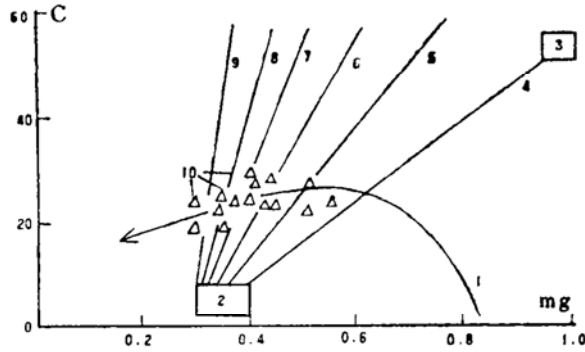


图 2 东海榴辉岩C—Mg图解 (据Leake, 1964)  
Fig. 2 C—Mg diagram of Donghai eclogites.

1—卡鲁祖玄岩的趋势线；2—典型的泥质岩和半泥质岩；3—白云岩；4—9—各种泥质岩—石灰岩混合物；10—东海榴辉岩投影点

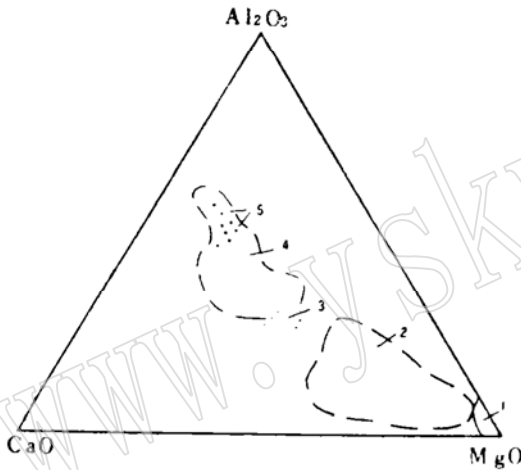


图 3 蛇绿岩 $Al_2O_3$ —CaO—MgO图解  
(据 Coleman, 1977)

Fig. 3  $Al_2O_3$ —CaO—MgO diagram of ophiolites  
1—变质橄榄岩区；2—堆积超镁铁岩区；3—科马提岩区；4—堆积镁铁岩区；5—东海榴辉岩投影点

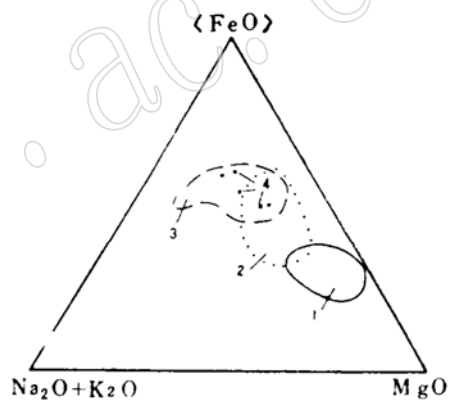


图 4 蛇绿岩 $(Na_2O + K_2O)$ —(FeO)—MgO 图解  
(据 Hughes, 1982)

Fig. 4  $(Na_2O + K_2O)$ —(FeO)—MgO diagram of ophiolites  
1—基性岩流区；2—岩墙群区；3—辉长岩区；4—东海榴辉岩投影点

### 3 东海榴辉岩地球化学

#### 3.1 主要元素地球化学

东海榴辉岩的岩石化学成分列于表 1。其中堆积镁铁岩的岩石化学成分与国外大多数地区的蛇绿岩和西藏、东秦岭等地蛇绿岩堆积镁铁岩的岩石化学成分<sup>[2-4]</sup>基本一致，具有高  $Al_2O_3$ 、 $\langle FeO \rangle$ 、CaO，低 MgO 的特征，显示它们是岩浆结晶分离作用较晚的产物。斜长花岗岩的岩石化学成分具有大洋斜长花岗岩  $SiO_2$  高、 $Al_2O_3$  中等、 $\langle FeO \rangle$ 、MgO 低、 $K_2O$  极低的特征。它们随着  $SiO_2$  含量的增加， $Al_2O_3$ 、CaO 的含量趋于增加，MgO 的含量趋于减少，并且它们的  $\langle FeO \rangle / MgO$  比值趋于增大，显示随岩浆的分离结晶作用铁有明显的富集，

表1 东海榴辉岩石化学成分(%)

Table 1 Petrochemical composition of Donghai eclogites

蛇绿岩组分	变质岩石名称	序号	$\Sigma\text{IO}_2$	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>	Na <sub>2</sub> O+ K <sub>2</sub> O	<FeO> <FeO>	<FeO>/ MgO	
超 基 性 岩	蚀变榴辉岩	1	41.78	1.61	17.78	2.54	14.70	0.143	6.56	13.56	1.22	0.10	0.086	1.32	16.99	2.59	
	绿帘角闪榴辉岩	2	43.38	1.49	19.18	5.71	7.50	0.405	6.10	12.28	2.05	0.21	0.63	2.26	12.61	2.07	
	蓝晶榴辉岩	3	44.03	1.35	18.46	5.36	12.06	0.45	4.27	10.32	2.02	0.02	0.83	2.04	16.88	3.95	
堆 积 镁 铁 岩	蓝晶榴辉岩	4	47.38	1.00	20.05	5.60	5.42	0.20	6.37	10.58	2.67	0.01	0.36	2.68	10.46	1.64	
	石英榴辉岩	5	49.36	2.37	14.41	5.11	9.04	0.257	5.11	9.04	3.21	0.09	0.86	3.30	13.64	2.67	
	石英榴辉岩	6	50.84	1.48	16.19	5.66	7.88	0.195	4.18	8.33	3.04	0.12	0.44	3.16	12.97	3.10	
	白云母榴辉岩	7	51.22	1.98	15.30	1.93	9.96	0.211	5.56	8.48	2.58	0.45	0.55	3.03	11.70	2.10	
	榴辉岩	8	52.42	1.17	17.72	2.20	8.30	0.155	4.10	10.70	2.27	0.04	0.33	2.31	10.28	2.51	
	中性岩	石英榴辉岩	9	53.90	1.31	16.72	4.55	7.28	0.230	3.28	7.50	3.68	0.38	0.427	4.06	11.38	3.47
	酸性岩	石英榴辉岩	10	67.08	0.72	13.31	3.64	4.12	0.154	1.70	4.16	3.16	0.51	0.306	3.67	7.40	4.35
	玄武岩	绿帘榴辉岩	11	47.40	1.10	17.90	5.12	6.26	0.183	7.50	8.96	2.90	0.81	0.499	3.71	10.87	1.45
基 性 岩	次闪石化榴辉岩	12	46.32	1.64	17.68	5.07	10.21	0.329	4.59	7.44	3.63	1.16	0.596	4.78	14.77	3.22	
	石英榴辉岩	13	47.88	1.35	18.21	7.04	5.92	0.157	3.57	9.12	4.34	0.61	0.498	4.95	12.26	3.43	
	榴辉岩	14	49.62	1.20	16.79	2.74	9.68	0.216	5.52	8.90	4.16	0.22	0.081	4.38	12.15	2.20	
	蓝晶榴辉岩	15	50.22	1.03	17.83	6.76	4.42	0.20	6.53	8.23	3.95	0.16	0.32	4.11	10.50	1.61	

注: <FeO> = 0.9Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO<sub>3,4,15</sub>引自杨建军(1990)。

代表分离结晶作用最终产物的斜长花岗岩的出现,揭示岩浆发生了充分的分离结晶作用,而且是在低压下的封闭系统中进行的。

东海基性熔岩的岩石化学成分与国外大多数地区的蛇绿岩和西藏、东秦岭等地蛇绿岩基性熔岩的岩石化学成分<sup>[2-4]</sup>基本一致,具有高 $Al_2O_3$ 、 $\langle FeO \rangle$ 、 $CaO$ 、 $MgO$ 相对更低的特征,显示它们是岩浆分离结晶作用晚期的产物。它与堆积镁铁岩相比,具有高 $SiO_2$ 、 $Na_2O$ ,低 $CaO$ 的特征,显示镁铁质岩浆喷出海底后普遍遭受了细碧岩化作用。5个样品有4个属于细碧岩,1个属于玄武岩,具有蛇绿岩火山岩的岩石组合特征。

基性熔岩的碱度率(A.R.)为1.32—1.47,在Wright碱度率图解上,落入钙碱性区和弱碱性区,在硅—碱图解上,均投入欧文(1971)划分的亚碱性区,具有蛇绿岩火山岩的基本属性。经Irvine和Baragar(1971)的AFM图解判别,它们属拉斑玄武岩系列。其拉斑玄武岩与Condie(1982)给出的各种构造环境拉斑玄武岩的岩石化学成分<sup>[5]</sup>对比,具有洋脊拉斑玄武岩( $SiO_2$ 、 $TiO_2$ 含量中等, $\langle FeO \rangle$ 含量低, $MgO$ 、 $Na_2O$ 含量高)的特征,而与岛弧、洋岛和大陆裂谷拉斑玄武岩的岩石化学成分有显著区别。

### 3.2 稀土元素地球化学

东海榴辉岩的稀土元素含量及参数列于表2。其中堆积镁铁岩随着 $MgO$ 含量的降低,其稀土元素含量趋于增加。基性熔岩的稀土元素组成特征如下。

#### 3.2.1 稀土元素含量( $\Sigma REE$ )

基性熔岩的稀土元素含量为56.12—124.36( $\times 10^{-6}$ ),是球粒陨石的15—35倍,明显大于N型MORB的稀土元素含量,为球粒陨石的10—20倍<sup>[6]</sup>,而与Saunders(1984)给出的E型MORB的稀土元素含量<sup>[7]</sup>接近,但低于夏威夷、亚速尔群岛等洋岛碱性玄武岩和Frey(1984)给出的大陆碱性玄武岩的稀土元素含量<sup>[7,8]</sup>。其稀土元素分布曲线落入E型MORB分布范围内,而未能完全落入洋岛碱性玄武岩

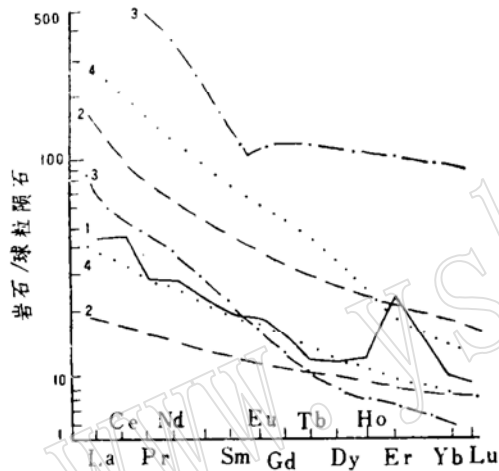


图5 东海基性熔岩稀土元素分布型式

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of Donghai basic lava

1—东海基性熔岩, 2—表示E型MORB范围(据Saunders, 1984); 3—表示大陆碱性玄武岩范围(据Cullers等, 1984); 4—表示洋岛碱性玄武岩范围(据王中刚等, 1989)

和大陆碱性玄武岩的分布范围内(图5)。

#### 3.2.2 LREE/HREE和 $(La/Yb)_N$ 比值

基性熔岩的LREE/HREE和 $(La/Yb)_N$ 比值较高,分别为2.18—6.70和1.61—6.75,反映它们的轻、重稀土元素发生了较明显的分馏,属于轻稀土元素富集型,与以贫化LREE为特征的N型MORB明显不同。上述比值与Saunders(1984)给出的亚速尔等E型MORB的LREE/HREE和 $(La/Yb)_N$ 比值<sup>[7]</sup>十分接近。其 $(La/Yb)_N$ 比值低于亚速尔、圣海伦斯、冰岛等洋岛碱性玄武岩和Frey(1984)给出的大陆碱性玄武岩的 $(La/Yb)_N$ 比值<sup>[7,8]</sup>。

#### 3.2.3 铕异常类型( $\delta Eu$ )

基性熔岩的 $\delta Eu$ 值接近于1,为0.96—1.15,属于铕正常型或弱正异常型,与Saunders

表 2 东海榴辉岩稀土元素含量 ( $\times 10^{-6}$ ) 及参数  
Table 2 REE contents ( $10^{-6}$ ) and parameters of Donghai eclogites

蛇绿岩组分	序号	MgO	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	$\Sigma$ REE	LREE/HREE	(La <sub>2</sub> /Yb <sub>N</sub> ) <sub>0Eu</sub>
堆积铁岩	1	6.56	7.72	29.71	1.87	8.16	2.01	0.74	2.10	0.28	1.31	0.35	5.57	0.87	0.13	60.81	4.73	5.99
	2	5.11	25.59	57.69	6.60	28.57	6.25	2.00	5.38	0.74	3.76	0.84	2.93	2.15	0.31	142.81	7.86	8.02
	3	3.28	21.65	49.53	5.67	24.32	5.52	1.63	5.00	0.54	4.21	1.03	5.25	2.79	0.41	127.55	5.93	5.23
	4	1.70	32.94	72.26	3.15	34.07	7.16	1.95	6.14	0.79	4.24	0.90	3.07	2.31	0.33	174.31	8.80	9.62
基性熔岩	5	7.50	13.72	39.15	3.61	16.61	3.54	1.28	3.11	0.33	2.29	0.53	3.80	1.37	0.20	89.54	6.70	6.75
	6	4.59	6.61	18.72	1.82	8.53	2.08	0.73	2.60	0.39	4.28	1.09	6.09	2.77	0.41	56.12	2.18	1.61
	7	3.57	18.29	47.03	5.49	25.60	6.16	2.12	5.92	0.90	4.27	0.92	5.21	2.14	0.31	124.36	5.32	5.76
平均值		12.87		34.97	3.64	16.91	3.93	1.38	3.88	0.54	3.61	0.85	5.03	2.09	0.31	90.01	4.52	4.15

注: 稀土元素含量由江苏省地矿局中心实验室采用等离子光谱分光分离富集法测定,  $K_{Nd} \leq 5\%$ ; 标准化采用 Roynton(1984) 推荐的数据。

表 3 东海榴辉岩微量元素含量 ( $\times 10^{-6}$ )  
Table 3 Trace element contents ( $10^{-6}$ ) of Donghai eclogites

蛇绿岩组分	序号	MgO	Sr	K	Ba	Th	Nb	Ce	P	Sm	Ti	Y	Yb	Sc	Cr	Ni	Co	V
堆积铁岩	1	6.56	125.57	1000	17.23	15.77	5.31	29.71	231.80	2.01	9652	12.27	0.87	57.28	229.18	37.35	61.98	544.79
	2	4.18	654.52	1200	117.48	4.70	1.78	50.51	1849.98		8873	27.73	3.56	32.84	46.94	21.79	41.29	239.75
	3	3.28	393.54	3800	251.84	5.11	4.74	48.53	1596.85	5.52	7853	25.82	2.79	30.02	61.81	20.99	36.04	166.57
	4	1.70	520.62	5100	394.99	2.63	4.63	72.26	1187.90	7.16	4316	22.96	2.31	17.56	45.48	16.84	21.17	124.12
基性熔岩	5	7.50	611.90	8100	745.46	9.32	4.71	39.15	1763.88	3.54	6595	15.40	1.37	29.22	102.80	77.25	42.23	194.52
	6	5.52	48.72	2200	42.29	7.42	5.67	291.07			7194	37.88		89.11	89.11	33.25	33.84	281.03
	7	4.59	65.39	11600	395.14	5.61	6.62	18.72	2373.01	2.08	9832	27.88	2.77	38.37	79.33	25.38	49.69	228.13
	8	3.57	579.75	6100	515.49	8.23	4.81	47.03	1854.38	6.16	8093	23.14	2.14	34.62	73.07	32.15	39.72	277.92
N型MORB (Pearce, 1982)			120	1250	20	0.2	3.5	10.0	524	3.3	9000	30	3.4	40	250			

(1984) 给出的 E 型 MORB 的铕异常类型相同。其  $\delta\text{Eu}$  值远低于 Kay 和 Gast (1973) 给出的大陆碱性玄武岩的  $\delta\text{Eu}$  值 (大于 2)。

### 3.3 微量元素地球化学

东海榴辉岩的微量元素含量列于表 3。其中堆积镁铁岩随着  $\text{MgO}$  含量的降低, 其大离子亲石元素 Sr、K、Ba、Th 等的含量趋于增加, 过渡金属元素 Cr、Co、Ni 等的含量降低。

玄武岩的微量元素地球化学特征为富集 Sr、K、Ba、Th 等大离子亲石元素, 相对枯竭 Nb、Ce、P、Sm、Ti、Y、Yb 等高离子电位元素, 相对富集 Cr、Ni、Co 等过渡金属元素, 与 Schilling (1973, 1975) 给出的 E 型 MORB 的微量元素地球化学特征<sup>[9]</sup>一致。其大离子亲石元素的含量高出 Pearce (1982) 给出的 N 型 MORB 大离子亲石元素含量<sup>[10]</sup> 的 5—40 余倍, 其过渡金属元素的含量远高于目前已有文献报道的所有岛弧拉斑玄武岩 Cr、Ni 等的含量<sup>[11]</sup>。

### 3.4 锶同位素

应用锶同位素方法是当前研究蛇绿岩成因的一个重要途径。东海榴辉岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值, 据蔡湖、禹山两处榴辉岩测定, 为 0.70335—0.70637<sup>①</sup>, 与国内外蛇绿岩堆积岩、岩墙群和基性熔岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值 (0.7031—0.7065)<sup>[12]</sup> 相当, 表明其原岩是蛇绿岩堆积岩、岩墙群(?) 和基性熔岩等。

## 4 东海榴辉岩的原岩成因探讨

东海榴辉岩经原岩恢复为火成岩。其岩石富含稀土元素, 具有富轻稀土元素, 铕无明显异常或为弱正异常。据 Shatsky 等 (1990) 研究, 稀土元素在榴辉岩相变质过程中的行为是惰性的<sup>[13]</sup>, 因此, 东海榴辉岩的稀土组成即代表其原岩的稀土元素组成。它与国内外包括本地区泥灰岩等的贫稀土元素和铕中等负异常的分布型式<sup>②</sup> 明显不同, 说明东海群中原地产出的泥灰岩等碳酸盐岩不可能是东海榴辉岩的原岩。

东海榴辉岩原岩是蛇绿岩堆积镁铁岩和基性熔岩, 属于拉斑玄武质岩石系列, 未发现岛弧中常见的钙碱质岩石系列及其大量的安山岩或闪长岩。其拉斑玄武岩的岩石化学成分接近于洋脊拉斑玄武岩。在邓万明 (1984) 给出的玄武岩  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{TiO}_2$  图解<sup>[5]</sup> 上, 东海基性熔岩均处于岛弧区外, 但亦非全部落入洋脊玄武岩区, 显示东海基性熔岩既不同于岛弧玄武岩, 亦不完全同于正常的洋脊玄武岩 (N 型 MORB)。在玄武岩中, 据已知文献资料, 富集大离子亲石元素和稀土元素, 具有富轻稀土元素和铕无明显异常分布型式的有 E 型洋脊玄武岩、洋岛碱性玄武岩和大陆碱性玄武岩等。然而, 东海基性熔岩具有 E 型 MORB 的稀土组成, 为富集的拉斑玄武岩, 与洋岛玄武岩由平坦—弱富集的拉斑玄武岩和富集的碱性玄武岩的稀土组成不尽相同, 并且, 其  $\Sigma\text{REE}$ 、 $\text{LREE}/\text{HREE}$ 、 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 、 $\delta\text{Eu}$  等值没有洋岛碱性玄武岩和大陆碱性玄武岩的值高, 其岩石类型未发现在洋岛和大陆碱性玄武岩中常见的霞石岩、碧玄岩、白榴岩和响岩等强不饱和过碱性岩石, 因此, 东海基性熔岩属于 E 型洋脊玄武岩。

①② 江苏省地矿局区调大队, 1986, 苏北前震旦系地质 (送审稿)。

Frey 等 (1978) 根据模拟计算提出富集玄武岩的稀土元素和其它微量元素分布最好用富集和分馏的地幔来解释<sup>[16]</sup>。Erlank 等 (1983) 的研究认为 E 型 MORB 来源于富集型地幔。并认为地幔富集的原因是更深的地幔热柱上升。东海基性熔岩上述稀土元素、微量元素地球化学特征符合 Schilling (1973, 1975) 研究北大西洋 Reykjanes 脊—冰岛和红海—亚丁湾 Afar 时提出的原始热地幔柱的成因模式<sup>[9]</sup>。他认为, 位于低速层之下的富集地幔呈垂直的地幔柱和地幔羽形式通过一个化学上亏损的 LVZ 上升。其构造环境与一般的大洋中脊环境不同, 是一种局部的异常脊。

据黄堂发 (1990) 提供的东海地幔石榴石二辉橄榄岩, 由橄榄石 (55%—65%)、斜方辉石 (10%—20%)、单斜辉石 (3%—8%) 和石榴石 (5%—15%) 等组成<sup>●</sup>, 相当于 Jordan (1979) 研究的海洋下面地幔橄榄岩的矿物成分<sup>[17]</sup>。其稀土元素含量为 10.59—18.40 ( $\times 10^{-6}$ ), 是球粒陨石的 3—6 倍。它比地幔岩的原始丰度 (球粒陨石 1.4—3.6 倍<sup>[6]</sup>) 要高。并且, 东海地幔石榴石二辉橄榄岩富含轻稀土元素, LREE/HREE 为 3.48, 分馏明显。因此, 它可能就是东海榴辉岩原岩的富集地幔源岩。

在判别岩浆、岩石形成过程的 La/Sm—La 图解上, 东海榴辉岩部分样品的 La/Sm—La 比值与 La 丰度之间构成一条部分熔融模式线 (图 6)。这是同一地幔源岩不同程度部分熔融的产物。根据黄堂发提供的石榴石二辉橄榄岩的矿物成分比例和岩石的 Ce 浓度计算, 经

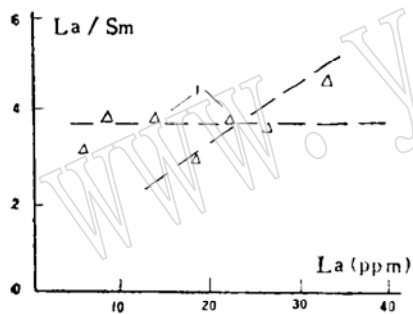


图 6 东海榴辉岩 La/Sm—La 相关图  
Fig. 6 La/Sm—La diagram of Donghai eclogites  
1—东海榴辉岩投影点

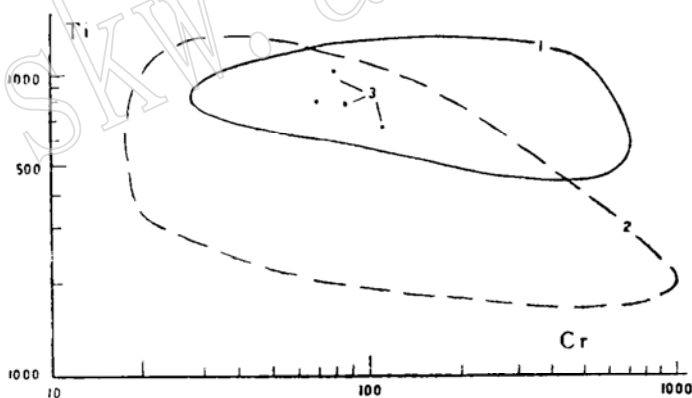


图 7 东海基性熔岩 Ti—Cr 图解 (据 Pearce, 1975)  
Fig. 7 Ti—Cr diagram of Donghai basic lava  
1—洋中脊玄武岩分布范围; 2—岛弧低钾拉斑玄武岩分布范围;  
3—本区样品投影点

5.5%—8.7% 的部分熔融可以形成东海富集的拉斑玄武岩。而其它样品的 La/Sm 比值与 La 丰度间构成一条分离结晶作用模式线 (图 6), 它位于部分熔融模式线的左侧, 显示其岩浆与上述地幔岩部分熔融无关, 而来自深部富集的地幔流, 即地幔柱, 是由其分离结晶作用形成的。

东海榴辉岩的矿物组成及化学成分特征显示遭受过相对低温和高压 (超高压) 的变质作用。据估算, 变质温度为 670—920℃, 压力高达 2500—3000 MPa, 说明东海榴辉岩的形成与

● 黄堂发, 1990, 苏北东海石榴石二辉橄榄岩初步研究, 江苏地质, (2): 23—26。



板块俯冲带的消减作用有关。用 Ave Lalleman (1980) 提出的深度公式计算, 它们是E型洋脊玄武岩及堆积镁铁岩俯冲到80—95km深处形成的变质岩。

在邓万明(1984)的 $Al_2O_3/TiO_2-TiO_2$ 图解上, 东海基性熔岩均落入岛弧玄武岩区外; 在都城秋穗(1977)的 $\langle FeO \rangle - \langle FeO \rangle / MgO$ 图解上, 东海拉斑玄武岩均投入大洋拉斑玄武岩区; 在Pearce(1975)相对稳定的微量元素Ti—Cr图解上, 东海基性熔岩投入洋脊玄武岩与岛弧拉斑玄武岩过渡区(图7)。以上一系列图解表明, 它们既是洋脊拉斑玄武岩的特征, 又有岛弧拉斑玄武岩的某些特征, 据此推测形成于板块会聚边缘附近的洋盆环境或弧后盆地环境。但据孙贤铎等(1978)研究, 形成于弧后盆地扩张中心的玄武岩属低钛玄武岩( $TiO_2 \leq 0.6\%$ )<sup>[18]</sup>, 东海玄武岩 $TiO_2$ 的含量高, 为1.10%, 因此, 东海榴辉岩的原岩E型洋脊玄武岩和堆积镁铁岩形成于扬子古大陆板块北缘苏北—胶南地体与胶北地体间洋盆环境中的局部异常脊。东海榴辉岩是E型洋脊玄武岩和堆积镁铁岩沿苏北—胶南地体北缘海沟向南俯冲到深部经变质形成的。由于胶北地体与苏北—胶南地体最终发生了碰撞拼贴, 它们遭受了强烈破碎, 被推挤到东海群下部不同构造层位中, 成为东海俯冲带混杂岩中的蛇绿岩碎块。这是华北陆板块与扬子陆板块印支期大规模碰撞造山<sup>[19,20]</sup>前的一次外来地体的拼合运动。它类似于印度板块与欧亚板块碰撞造山前的羌塘、拉萨等地体的拼合运动。

## 5 结 论

1) 东海榴辉岩的原岩为蛇绿岩的基性熔岩和堆积镁铁岩, 具有富集大离子亲石元素、稀土元素和轻稀土元素的地球化学特征, 属于E型洋脊玄武岩及堆积镁铁岩。推测它们形成于扬子古大陆板块北缘苏北—胶南地体与胶北地体间的洋盆环境中的局部异常脊。

2) 东海石榴石二辉橄榄岩是富集型地幔源岩。由其低程度部分熔融和来自深部岩浆经不同程度的分离结晶作用形成了E型洋脊玄武岩及堆积镁铁岩等。

3) 东海榴辉岩是E型洋脊玄武岩及堆积镁铁岩在俯冲消减过程中形成的相对低温高压(超高压)变质岩, 并遭受强烈破碎, 被挤压到东海群下部不同构造层位中, 是外来的被肢解的蛇绿岩块。

### 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. 8—9, 54—58.
- 2 Coleman R G. Ophiolites (Ancient Oceanic lithosphere). New York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1977. 21—25.
- 3 鲍佩声等. 藏北蛇绿岩套的堆积岩. 见: 喜马拉雅地质(II). 北京: 地质出版社, 1984. 149—166.
- 4 汤耀庆等. 东秦岭蛇绿岩的形成时代和构造环境. 成都地质学院学报, 1986, 13(2): 52—65.
- 5 Condie K C. Plate tectonics and crustal evolution (Second edition). New York: Pergamon Press, INC. 1982.
- 6 Ringwood A E. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. 1975.
- 7 Saunders A D. The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. In: Rare Earth Element Geochemistry, Ed. by Henderson, P. Elsevier Science Publishers, B. V. Amsterdam, 1984. 205—236.
- 8 Frey F A. Rare Earth abundances in upper mantle rocks. In: Rare Earth Element Geochemistry, Ed. by Henderson, P. Elsevier Science Publishers, B. V. Amsterdam, 1984. 153—203.

- 9 Schilling J G. Rare earth variation across normal segment of the Reykjanes Ridge, 60°—53°N, Mid-Atlantic Ridge, 29°—S, and East Pacific Rise, 2°—19°S, and evidence on the composition of the underlying Lower-Velocity Layer. *J. Geophys.*, 1975, 80(11): 1459—1472.
- 10 Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from distinctive plate boundaries. In: *Andesites* (R. S. Thorpe, ed.) 1982. 525—547.
- 11 Green T H. Island arc and continent-building magmatism. A review of petrogenesis based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 1980, 63: 367—385.
- 12 鲍佩声等. 蛇绿岩及其研究方法. 见: 李春星等著. 板块构造基本问题. 北京: 地震出版社, 1986. 62—89.
- 13 Shatsky V S et al. Behaviour of rare-earth elements during high-pressure metamorphism. Elsevier Science Publishers B V. Amsterdam, 1990, 25: 219—226.
- 14 王中刚等. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1989. 251—254.
- 15 邓万明. 藏北东巧—怒江基性、超基性岩带的岩石成因. 见: 喜马拉雅地质 (II). 北京: 地质出版社, 1984. 83—98.
- 16 Frey F A et al. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiite to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical experimental petrological data, *J. Petrol.* 1978, 19: 463—513.
- 17 Jordan T H. Structural geology of the earth's interior. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 1979, 76(9): 447—491.
- 18 Shen Su Sun et al. Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts, *Geology*, 1978, 6: 689—693.
- 19 王鸿祯等. 东秦岭古海域两侧大陆边缘区的构造发展. *地质学报*, 1982, 56(3): 270—280.
- 20 王清晨、许增华、张国伟等. 秦岭的大地构造演化. *地质科学*, 1989, (2): 129—143.

## Geochemistry of Donghai Eclogites in northern Jiangsu and Origin of Their Protoliths

Fan Jintao

(Jiangsu Surveying Institute of Geology and Mineral Resources, Nanjing, 211135)

**Key words:** eclogite; geochemistry; E-MORB; Jiangsu

### Abstract

Eclogite masses and some other rocks in Donghai-Ganyu area of Jiangsu Province show many characteristics of ophiolites and seem to be relict fragments of the oceanic crust. The protoliths must be basic lava and cumulate mafic rocks of ophiolites. The basalt exhibits chemical composition of oceanic ridge tholeiite and contains abundant large-ion lithophile elements, REE and LREE, thus belonging to E-MORB. These rocks were formed in an oceanic basin environment between the Subei-Jiaonan terrane and the Jiaobei terrane, with their magma derived from the partial melting of the enriched mantle and the deep mantle current. As a result of plate subduction and collision, these plutonic eclogites were emplaced in different horizons of the Donghai Group.