

苏北、胶南地区榴辉岩的特征及成因探讨

尹玉军

(北京大学地质系)

主题词: 榴辉岩; P-T条件; 苏北; 胶南

提 要: 本文着重讨论苏北、胶南地区的榴辉岩的地质、岩石学和矿物学特征及其成因。依据野外地质产状, 该区榴辉岩可分三种类型, 即产于超基性岩中的Ⅰ类榴辉岩; 产于片麻岩、片岩中的Ⅱ类榴辉岩; 以及产于大理岩中的Ⅲ类榴辉岩。Ⅰ类榴辉岩可能是超基性岩带上来的幔源榴辉岩团块, 其结晶温压为 570°C , $16 \times 10^8 \text{Pa}$, 后在区域变质作用下再平衡; Ⅱ类和Ⅲ类榴辉岩可能是基性岩经区域高压变质的产物, 其形成条件分别为 $620-640^{\circ}\text{C}$, $14-15 \times 10^8 \text{Pa}$ 到 560°C , $13.8 \times 10^8 \text{Pa}$ 和 $670-690^{\circ}\text{C}$, $14-24 \times 10^8 \text{Pa}$ 到 $745-758^{\circ}\text{C}$, $15-23 \times 10^8 \text{Pa}$ 。不同类型榴辉岩形成温压相近, 但其温压的形成机制不同。

江苏北部、山东南部地区榴辉岩的分布受区域构造边界的严格限制。北以华北变质区的南界五连—荣成断裂为界, 南以桑墟—新河断裂为界, 西为郯庐断裂所限, 东临黄海。

一、区域地质

区域基底是一套早元古代变质岩系, 自下而上分为三段。下段为黑云—角闪质变质岩类, 中下段主要为各种云母片麻岩, 中上段为以云母变粒岩为主的岩类, 上段则为以白云片麻岩—混合岩为主的岩类, 其原岩形成于火山活动逐渐减弱、沉积作用逐渐增强的活动带环境^①。

榴辉岩主要赋存于上述中段变质岩系中, 据苏北境内的组成该段变质岩系的各类岩石中出现 (1) $\text{Bi} + \text{Phen} + \text{Qz} \pm \text{Mic} + \text{Ab}$; (2) $\text{Gt} + \text{CPx} + \text{Rut}$; (3) $\text{Qz} + \text{Mu} \pm \text{Ky}$; (4) $\text{Zo} + \text{Gt} + \text{Phen} + \text{Qz}$; (5) $\text{Qz} + \text{Ky}$; (6) $\text{Cc} + \text{Do} + \text{Di}$ 等矿物共生组合, 局部并伴有混合岩化作用, 变质作用的温度大致相当于角闪岩相的范围。但是, 原岩组分变化的各种粘土质和长英质岩中的斜长石系列的长石均以钠长石 ($\text{An}_{2-10.5}$) 的形式存在, 这与一般角闪岩相条件下上述组分的岩石中只出现偏基性的斜长石 (Turner⁽¹⁾ 1981; Hyndman⁽²⁾ 1985; Dong et al.⁽³⁾ 1989) 相矛盾。根据Miyashiro⁽⁴⁾ (1973) 等的研究, 在高压下酸性斜长石稳定存在的温度范围变宽, 因而本区钠质长石的普遍存在可能是高压作用的结果。另外, 在碱性片麻岩和蓝晶石石英岩中还出现了金红石, 而 TiO_2 在中低压变质条件下一般均进入其他矿物相, 而不独立形成金红石, 故金红石的存在也反映了其可能的高压形成条件。

① 山东区调队报告, 1984; 江苏地质六队报告, 1986。

文中使用的部分矿物代号: AC透辉石, Gt石榴石, Py镁铝榴石, Aeg霓石, Gro钙铝榴石, Rut金红石, Alm铁铝榴石, Jd硬玉, SP榍石, And钙铁榴石, Ky蓝晶石, Spe锰铝榴石, Aug普通辉石, Ol橄榄石, Zo黝帘石, CPx单斜辉石, Phen多硅云母。

二、榴辉岩的地质、岩石学和矿物学特征

1. 地质特征

本区榴辉岩的分布明显受地层层位控制,集中产于区域中段尤其是中段中部变质岩中,经区域构造抬升,风化剥蚀,常在同一地区成群出露。

依据野外地质产状,区域榴辉岩可分为三类,即产于超基性岩中的榴辉岩(简称Ⅰ类);产于片岩、片麻岩中的榴辉岩(简称Ⅱ类)和产于大理岩中的榴辉岩(简称Ⅲ类)。

Ⅰ类榴辉岩呈团块状、透镜状包裹于蛇纹岩中,长约20cm—2m,宽10—30cm,与蛇纹岩接触界线截然。

Ⅱ类榴辉岩是本区榴辉岩的主要类型,以其产状不同可分为层状类和透镜状类两类。层状类呈厚30—50m的的夹层产于一定层位的片岩、片麻岩中,二者整合接触,其间无明显构造错动痕迹,显示相同的构造变形式样;层状体内部,成分不同的薄层交互排列,厚1—10cm,产状与接触面一致。透镜状类通常以长透镜状产于某一层位,以青龙山—玉坪山岩体(图1)为典型,出露面积约1.6km²,在该岩体顶端见榴辉岩侵入,蚕蚀蓝晶石石英岩,并捕获了蓝晶石石英岩团块,显示岩浆侵入接触关系,在透镜体翼部,则见岩浆顺层贯入围岩,在垂直剖面上表现为榴辉岩与围岩成互层状,并和谐变形,岩体内部呈明显的结构构造分带,各带间渐变过渡,由内带向外带,构造由块状→条痕条纹状→条带状,结构相应由细粒→中粗粒→粗粒的粒状变晶结构。岩体中央发育后期断裂构造,并伴有热液活动,热液交代早期矿物形成杂乱分布的巨晶绿帘石,构成中央斑杂构造带。

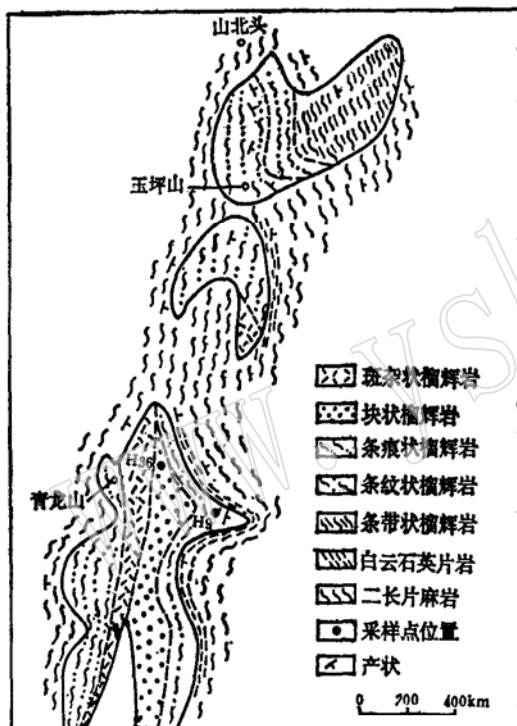


图1 江苏省青龙山—玉坪山榴辉岩分带图

Fig.1 Schematic map of zoning of eclogites from Qinglongshan—Yupingshan, Jiangsu

Ⅲ类榴辉岩只见于山东荣成,呈厚约10m透镜状侵入大理岩并捕获大理岩团块,二者呈岩浆侵入接触关系。

2. 岩石学特征

三类榴辉岩的岩石学特征见表1。

Ⅰ类榴辉岩主要由石榴石和绿辉石组成,它们呈半自形—不规则粒状相嵌,互相包裹,边缘重结晶,生成新的石榴石、绿辉石小颗粒。后期退化变质生成绿帘石、闪石等退化变质矿物。

表1 榴辉岩岩石学特征表

Table 1 The petrologic characteristics of the eclogites

岩石类型		Ⅱ类榴辉岩		Ⅲ类榴辉岩
		层状类	透镜状类	
结构构造		粒柱状变晶结构 条带状构造	粒(柱)状变晶结构 中央块状、边缘条带状	粒状变晶结构 块状构造
主要矿物组合	前变质期	Gt+Omp+Rut		
	变质主期	Gt+Omp细晶	Gt+Omp±Ky±Rut +Qz±Phen±Zn	Gt+Omp+Parg +Rut
	退化变质期	Epi+Hb+Sp±Mt	Hb+Ab交生体 Hb+Bi+Epi(少量) +Sp+Mt	Hb _{II} +Epi+Sp +Mt
典型地区		山东沭边、江苏孟中	苏北任朱沟	山东荣成

Ⅱ类榴辉岩的两个亚类层状类和透镜状类具有大致相同的矿物共生组合,除石榴石、绿辉石、石英、金红石这些常见的矿物外,还出现了典型的变质矿物蓝晶石、黝帘石、多硅白云母,它们与其他矿物平衡共生或呈包体包裹于其他矿物中。在透镜状类边部带和层状类中,见主要矿物相对聚集,定向排列,首尾相接,构成典型的条带状构造。个别露头见黝帘石的含量达20—25%,形成以黝帘石、蓝晶石、石英为主的条带和以石榴石、绿辉石、石英为主的条带相间排列的条带状构造(带宽1—5mm)。在青龙山—玉坪山岩体翼部与围岩呈互层状产出的榴辉岩中含有50%左右的石英,这种石英呈粒状,与其他矿物平衡共生,可能是岩浆侵位时捕获了围岩大量石英,保留在变质岩中。该类岩石程度不同地发生了退化变质,生成不规则的角闪石、绿帘石,它们中常包裹有大量石榴石、绿辉石等早期矿物。此外,还见有蓝晶石和绿辉石之间发生退化反应生成的钠云母。

Ⅲ类榴辉岩的平衡共生矿物为石榴石、绿辉石及少量韭闪石、金红石,在靠近大理岩的部位还出现少量与榴辉岩矿物平衡共生的方解石,可能是岩浆侵位时捕获的碳酸盐物质的变质产物。退化作用很弱,只边部局部出现退化绿帘石、黄绿—淡黄绿色角闪石。

3. 榴辉岩中某些矿物的特征●及其与围岩矿物特征的对比

1) 石榴石

由表2可以看出,三类榴辉岩的石榴石间存在明显的组分差异。Ⅰ类富Py(镁铝榴石),Ⅱ类富Alm(铁铝榴石),而Ⅲ类则富Gro(钙铝榴石)。它们的详细端员组成为:Ⅰ类,Alm_{9.9—35},Py_{41—60}, (And(钙铁榴石)+Gro)_{15—33};Ⅱ类,其中的透镜状类的边缘带与层状类相似,它们较透镜体中央带石榴石富(And+Gro)而贫Py,由前者到后者,Alm由33.9—47.7到33.6—37.5,Py由25.5—37到41.6—49.3, (And+Gro)则由23.9—31.2到16.0—19.8;Ⅲ类,Alm_{13—14},Py_{26.5—27.6}, (And+Gro)_{58.8—59}。

在Mottana^[5] (1986) 基于Coleman等的野外分类重新作出的Ca(Gro+And)—Mg(Py)—Fe(Alm)三角图(图2)上,Ⅰ类基本落入图中A区,Ⅱ类集中在B区,二者均与其产状

●所有矿物的化学组分均由北大地质系电子探针室分析,绿辉石的Fe³⁺据化学滴定获得的FeO/FeO:ol近似求得,其他矿物的Fe³⁺均以郑巧荣(1983)提供的方法校正。

表 2 石榴石、绿辉
Table 2 EPMA data of

样品号 矿物名称	7013-1 Gt	7013-1 CPx	7013-1 Gt	7013-1 CPx	E-1 ^① Gt	M-1 ^② Gt	H-36 Gt	H-36 CPx	H-36 Gt	H-36 CPx	H-47 Gt
	核部		边部				核部		边部		
SiO ₂ (wt%)	36.94	54.35	38.29	54.22	42.55	42.20	39.33	52.29	37.33	57.70	37.37
TiO ₂	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00
Al ₂ O ₃	24.68	10.82	23.29	9.82	23.39	23.31	23.98	9.95	23.59	9.01	21.53
FeO _{tot}	20.80	3.29	20.07	3.32	5.06	12.43	18.87	8.47	18.99	6.68	22.67
FeO ^③		1.18		1.18				1.00		1.00	
FeO ^④		4.37		4.37				7.30		7.30	
MnO	0.53	0.00	0.58	0.02	0.14	0.22	0.46	0.00	0.48	0.05	0.64
MgO	11.33	9.82	10.42	11.03	15.78	16.64	10.86	8.04	12.30	9.41	6.36
CaO	7.01	13.21	8.04	15.06	13.36	5.99	7.20	11.23	5.55	13.32	10.81
Na ₂ O	0.03	6.94	0.05	5.93	0.02	0.02	0.11	7.95	0.04	6.87	0.06
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
总计 ^⑤	101.39	98.43	100.73	99.40	100.86	99.81	100.82	97.93	98.28	99.11	99.44
Si	2.727	1.955	2.856	1.941	3.013	3.019	2.916	1.924	2.823	1.945	2.891
Al ^{IV}	0.273	0.045	0.144	0.059			0.084	0.076	0.177	0.055	0.109
Al ^{VI}	1.874	0.414	1.093	0.355	1.966	1.970	2.012	0.355	1.926	0.329	1.854
Ti	0.004	0.000	0.000	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Fe ³⁺	0.396	0.065	0.248	0.065	0.298		0.089	0.202	0.257	0.157	0.265
Fe ²⁺	0.888	0.027	1.004	0.027	0.298	0.744	1.081	0.036	0.944	0.028	1.201
Mn	0.033	0.000	0.037	0.001	0.009	0.013	0.029	0.000	0.031	0.002	0.042
Mg	1.247	0.526	1.159	0.588	1.664	1.776	1.200	0.441	1.200	0.508	0.733
Ca	0.554	0.509	0.643	0.577	1.013	0.460	0.572	0.442	0.572	0.517	0.896
Na	0.004	0.484	0.007	0.412	0.003	0.003	0.016	0.567	0.016	0.482	0.009
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
And	20.42		13.09				4.63		13.71		13.84
Py/Jd	45.81	40.24	40.77	34.08	56.3	60.13	41.64	33.59	49.32	31.49	25.52
Spe/Ac	1.21	6.88	1.30	5.89	0.3	0.44	1.01	20.73	1.10	15.37	1.46
Gro/Aug		52.88	9.53	60.03	33.4	15.60	15.52	45.68	2.29	53.14	17.36
Alm	32.62		35.32		9.9	23.80	37.50		33.58		41.82
岩石类型	I 类 榴 辉 岩					透镜状类榴辉岩中央带					

注：①、②数据引自龚湘玲大学生论文；③、④为湿化学滴定结果；⑤探针分析百分总量。

石榴石分析数据

garnets and omphacites

H-g Gt	H-g CPx	Jg-3 Gt	Jg-3 CPx	J14-2 Gt	J14-2 CPx	J14-2 Gt	J14-2 CPx	7J45-1 Gt	7J45-1 CPx	7J45-1 Gt	7J45-1 CPx
核部		核部		核部		核部	边部	核部		核部	边部
38.52	55.17	37.41	54.71	37.37	55.20	37.34	55.58	39.93	54.33	40.73	53.33
00.3	0.04	0.00	0.11	0.07	0.14	0.04	0.00	0.07	0.10	0.58	0.00
23.34	11.91	22.58	11.70	21.76	13.17	22.35	13.63	21.98	8.25	21.63	9.06
20.85	2.87	19.81	2.65	24.35	5.02		4.35	8.53	2.44	8.44	3.32
	1.46		1.23		1.38		1.38		0.45		0.45
	3.08		2.91		4.39		4.39		3.02		3.02
0.34	0.05	0.53	0.00	0.48	0.00	0.53	0.00	0.24	0.05	0.14	0.00
9.64	9.51	9.12	9.47	7.37	7.38	6.76	7.33	7.05	11.81	7.46	11.54
8.72	13.37	9.66	13.43	8.86	10.71	8.28	11.09	21.58	15.84	22.13	16.81
0.03	7.04	0.10	7.10	0.16	8.95	0.08	9.01	0.02	5.38	0.02	4.83
0.01	0.00	0.04	0.02	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03
101.48	99.96	99.25	99.19	100.46	100.56	100.47	101.22	100.63	98.31	101.34	98.31
2.865	1.951	2.844	1.951	2.856	1.935	2.866	1.944	2.954	1.987	2.987	1.926
0.135	0.049	0.156	0.049	0.144	0.065	0.134	0.058	0.045	0.013	0.013	0.074
0.002	0.447	1.967	0.442	1.816	0.478	1.985	0.505	1.851	0.339	1.856	0.311
0.002	0.001	0.000	0.003	0.004	0.004	0.002	0.000	0.044	0.003	0.032	0.000
0.226	0.045	0.307	0.040	0.348	0.114	0.255	0.082	0.120	0.057	0.124	0.077
1.071	0.040	0.952	0.035	1.209	0.046	1.355	0.042	0.408	0.011	0.393	0.015
0.021	0.002	0.034	0.000	0.031	0.000	0.034	0.000	0.015	0.002	0.009	0.000
1.069	0.051	1.034	0.503	0.840	0.383	0.773	0.384	0.777	0.636	0.816	0.621
0.695	0.506	0.787	0.513	0.725	0.402	0.681	0.416	1.734	0.614	1.739	0.650
0.004	0.483	0.015	0.490	0.024	0.608	0.012	0.610	0.029	0.377	0.028	0.338
0.001	0.000	0.004	0.001	0.004	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.003	0.001
11.87		16.41		18.61		13.45		6.13		6.29	
37.43	43.81	36.48	43.34	29.95	47.50	27.19	48.25	26.48	30.93	27.59	29.90
0.74	3.46	1.21	3.95	1.10	11.97	1.19	10.62	0.51	6.15		2.97
12.47	52.63	11.63	52.71	7.24	40.53	10.50	41.13	52.97	62.92	52.52	67.13
37.50		33.91		43.10		47.66		13.91		13.29	
透镜状类榴辉岩边缘带				层状类榴辉岩				Ⅲ类榴辉岩			

石榴石阳离子数以6个氧为基础求算，石榴石阳离子数以12个氧为基础求算。

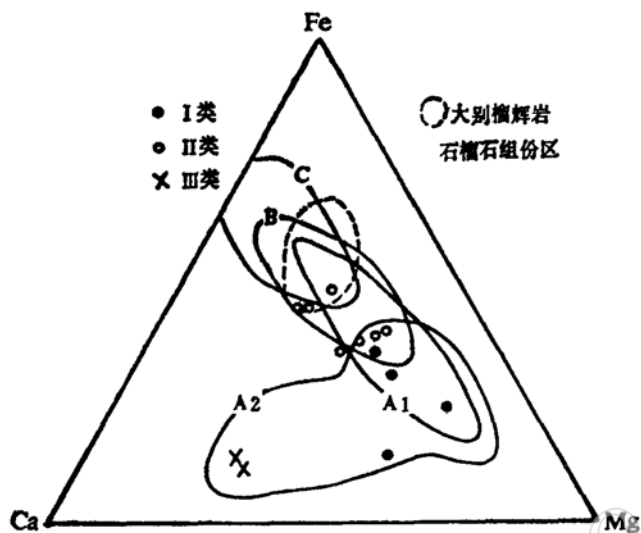


图2 石榴石的Fe—Ca—Mg图(据Mottana, 1986)

Fig.2 Fe—Ca—Mg diagram of garnets

A₁—超基性岩中的石榴石±单斜辉石±榍石层; A₂—科马提岩中的包体榴辉岩, 含刚玉、金刚石榴辉岩, 榴辉蓝晶岩区; B—片麻岩中的榴辉岩; C—与蓝闪石片岩共生的榴辉岩(大别榴辉岩石榴石组分, 引自张兆忠, 1983)

相符; Ⅲ类中石榴石则明显富钙, 可能由于原岩富钙造成。上述Ⅱ类中石榴石与产于大别山的同产状榴辉岩中的石榴石的组分相比, 有一定差异。

2) 辉石

榴辉岩中的辉石均为绿辉石(图3), 但不同类型榴辉岩的绿辉石的端员组成仍有一定差异, 大致表现为Ⅱ类富Jd分子, Ⅲ类富Aug分子, I类介于二者之间。详细的端员组成为: I类, Jd 34.1—40.2, Ac 5.89—6.9, Aug 52.8—60; Ⅱ类, 其中的透镜状类边部带与层状类相似, 较透镜体中央带富Jd而贫Ac, 由前者到后者, Jd由43.3—48.2到31.5—33.6, Ac由3.5—12到15.4—20.7, Aug由40.5—52.7到45.7—53.0; Ⅲ类, Jd 29.9—30.9, Ac 3—6.2, Aug 62.9—67.1。

3) 角闪石

据Leak⁽⁶⁾(1978)的角闪石分类方案,

I类榴辉岩中的闪石为浅闪石, Ⅱ类榴辉岩中的闪石为镁钠闪石, Ⅲ类榴辉岩中的闪石为韭闪石, 它们均与蓝片岩相岩石中产生的端员蓝闪石或富蓝闪石组分的闪石不同。

4) 白云母

本区Ⅱ类榴辉岩及各种粘土质、长英质岩中均出现白云母, 依据Cipiriani⁽⁷⁾(1971)的白云母分类方案, 榴辉岩及含铁、镁的片麻岩、片岩中的白云母均为典型的多硅白云母, 不含

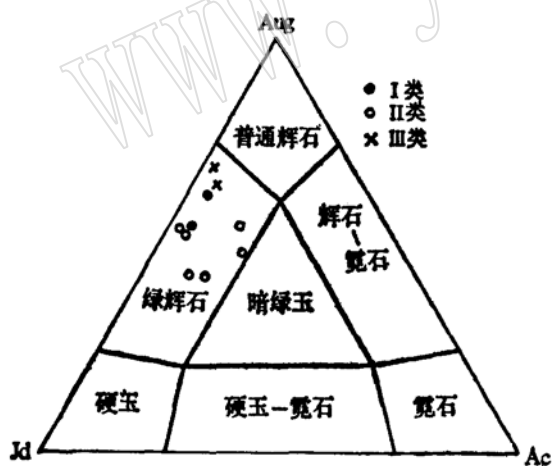


图3 辉石分类图(据Essense等, 1967)

Fig.3 Classification diagram of pyroxenes

铁、镁的石英片岩中的白云母为普通白云母。

上述不同类型岩石中的白云母在化学组分上不尽相同,但在结构上却表现出相同的特征,即均出现3T型白云母。而且,榴辉岩和白云石英片岩中的白云母多具3T型结构,很少2M型,而粘土质和长英质岩中却出现很多甚至多于3T型的2M型,镜下可见其中的3T型白云母有的边缘部分转化为2M型,据此推断,粘土质和长英质岩中2M型白云母的大量出现可能是由于退化过程中,3T型白云母在这些岩石中容易发生脱水反应造成的,当然不排除有些2M型白云母是原生的可能性。

3T和2M型白云母的结晶特性,决定了它们具有以下区别:(1)三方晶系的3T型白云母的2V角等于零,而二轴晶的2M型白云母的2V角却介于35—50°之间;(2)结构型不同决定了二者的X光衍射谱线的差异。基于上述特点,作者确定了该区3T型白云母的存在以及2M型白云母的相对含量。

三、榴辉岩的成因探讨及形成条件

1. 成因探讨

本区Ⅰ类榴辉岩呈团块状包裹于蛇纹岩体中,矿物组合和矿物组分都与Ⅱ类榴辉岩明显不同,主要矿物石榴石、绿辉石边缘发生重结晶,形成新的榴辉岩组合(细粒石榴石、绿辉石),它可能是超基性岩浆捕获带至地壳的幔源榴辉岩,后在区域高压变质作用条件下重新达到平衡。

Ⅱ类榴辉岩的形成与区域变质作用的关系密切。依据以下事实:(1)层状榴辉岩的分布明显受地层层位控制,与围岩整合接触、同步变形,某些透镜状榴辉岩体(如前述的青龙山—玉坪山榴辉岩体)的野外地质特征显示了其母岩的就位是通过岩浆侵入的方式实现的;(2)较大的榴辉岩透镜体自中心至边缘形成的定向构造由无→强、粒度由小→大的变质构造格局,并伴随着矿物组分的相应变化,记录了由小到大的变质压力;而透镜体的边缘带与层状榴辉岩在结构、构造和矿物组分上均相似,反映了两类榴辉岩可能具有相同的形成历史;(3)榴辉岩中出现典型的变质组合,围岩中出现了在估算的变质温度下可能代表高压的钠长石、金红石,区域普遍出现标志高压的3T白云母。我们认为该类榴辉岩是基性火山岩和侵入岩与围岩一起在榴辉岩相条件下变质而成的,由于原岩组分的差异,而形成不同的变质矿物组合。当然不排除现在所见的某些粘土质、长英质岩的矿物组合可能基本是退化变质矿物组成的,因为这种岩石中发生的脱水退化变质反应,较基性岩中发生的吸水退化变质反应容易得多(Newton^[8], 1986; Koons^[9], 1985; Brown, 1986^[10])。

Ⅲ类榴辉岩的成因类似于Ⅱ类榴辉岩,野外地质特征显示出岩浆侵入性质,岩石学特征指示了其变质成因特点,可能是侵入碳酸盐岩石的基性岩浆岩与围岩一起在榴辉岩相条件下的变质产物。

2. 温压条件

(1) Ⅰ类榴辉岩

采用Eliss和Green^[11](1979)的地温计估算的温度见图4。榴辉岩的形成压力下限用Irving^[11](1974)以与该类榴辉岩化学组分相近的基性岩为原始材料实验测定的相变线估算,

大致为 $11 \times 10^8 \text{ Pa}$, 在此压力下, 共生的Gt-CPx中心和边缘重结晶平衡的Gt-CPx的温度分别为 560°C 和 525°C 。如果不计地壳内部温压异常变化, 那么可用 Clark和Ringwood^[13](1964)给出的前寒武纪地质地温曲线和Gt-CPx线估算榴辉岩的起源温压为 570°C 、 $16 \times 10^8 \text{ Pa}$ 。

(2) II类榴辉岩

据该类榴辉岩的矿物平衡共生组合中出现石英, 采用Eliss和Green^[11] (1979)Gt-CPx地温计和坂野^[14] (1986)的 钠长石=单斜辉石(Jd_{20-50}) + 石英 平衡线估算的温压条件如图5所示。透镜状类榴辉岩的边部带和层状榴辉岩的形成温压相近, 由共生的Gt-CPx中心至边缘温压由 $620-640^\circ\text{C}$ 、 $14-15 \times 10^8 \text{ Pa}$ 到 560°C 、 $13.8 \times 10^8 \text{ Pa}$, 代表一个递减变质过程, 它们与透镜状类中央带的形成温度相近, 但高于中央带的变质压力, 后者由其共生的Gt-CPx中心至边缘温压由 605°C 、 $13 \times 10^8 \text{ Pa}$ → 550°C 、 $12 \times 10^8 \text{ Pa}$, 这可能是由于变质过程中固态岩石阻碍压力自透镜体边缘向中心传递造成的。这一温压特征与前述的结构构造特征相吻合。

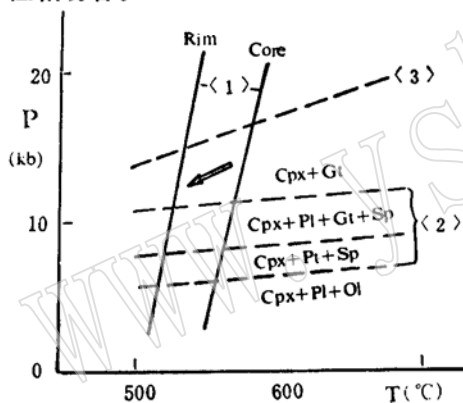


图 4 I类榴辉岩P-T图

Fig. 4 P-T diagram of the type I eclogite

- (1)Gt-CPx地温线(Eliss和Green, 1979);
(2)相变线(Irving, 1974); (3)Ane地质地
温曲线(Clark 和Ringwood, 1964)

Core—核部; Rim—边缘; $1\text{Kb}=10^8 \text{ Pa}$ (下同)

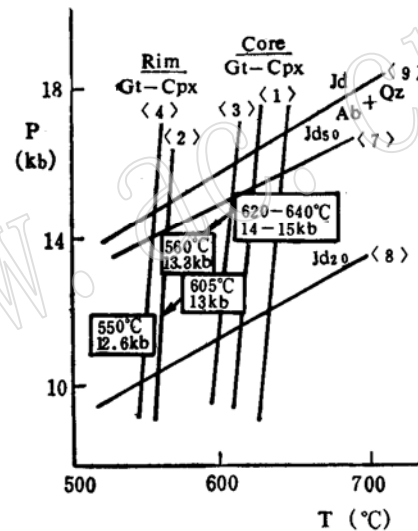


图 5 II类榴辉岩P-T图

Fig. 5 P-T diagram of the type II eclogite

- (1)、(2)透镜状类边缘带及层状类榴辉岩; (3)、
(4)透镜状类榴辉岩中央带; (7)、(8)、 $\text{Ab}=\text{CPx}(\text{Jd}=50, 20)$ (坂野, 1986); (9) $\text{Ab}=\text{Jd}+\text{Qz}$
(Holland, 1980) Gt-CPx地温计据Eliss和Green
(1979)

在上述的温度范围内, 所估算的压力条件不足以使钠长石发生分解反应生成硬玉, 这与围岩中没有出现硬玉一致。

(3)、III类榴辉岩

利用Eliss和Green^[11] (1979) Gt-CPx地温计估算的温度如图6示。由于平衡共生组合中有角闪石存在, 我们可以利用 Lambert^[15] (1972)以组分类似于该类榴辉岩的橄榄拉斑玄武岩为原始材料实验作出的角闪石榴辉岩的稳定区来大致估算该类榴辉岩的压力范围。综合估算结果表明, 由Gt-CPx中心至边缘 T, P由 $670-690^\circ\text{C}$ 、 $14-24 \times 10^8 \text{ Pa}$ 到 $745-765^\circ\text{C}$ 、 $15-23 \times 10^8 \text{ Pa}$ 。由于 X_{Ca} 值较大(0.59), 所估算的温度偏高。

上述不同类型榴辉岩形成的温压条件相近, 但其温压的形成机制可能不同, 从而使得即

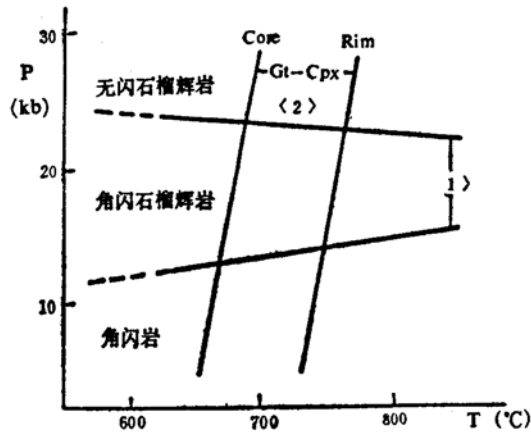


图6 Ⅲ类榴辉岩P-T图

Fig.6 P-T diagram of the type III eclogites

(1)角闪石榴辉岩稳定区(Lambert, 1972)

(2)Gt-Cpx地温线(据Eliss & Green, 1979)

使是相同成因的Ⅱ类和Ⅲ类榴辉岩,其温压演化历史也不尽相同。关于温压的形成机制,有多种不同的观点,本文由于篇幅所限,不再详述。

另外,如文中所述,围岩中的某些特征显示出与榴辉岩同变质的特点,但因本人工作时间有限,对围岩变质矿物组合的研究不够深入,有待进一步研究。

在本文的撰写过程中,得到董中保教授的精心指导,在此表示衷心感谢。本项工作得到国家自然科学基金委员会资助,特此表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Turner, F. J., 1981, Metamorphic petrology.
- [2] Hyndman, D. W., 1985, Petrology of igneous and metamorphic rocks.
- [3] Dong Shenbao, Shen Qihan, Sun Dazhong and Lu Liangzhao, 1986, Metamorphic Map of China Geological Publishing House.
- [4] Miyashiro, A., 1973, Metamorphic belt and metamorphic rocks.
- [5] Kottana, A., 1986, Crystal chemical evolution of garnet and amphibolite microprobe analysis: its bearing on the classification of eclogites. *Lithos*, 19, 171—186.
- [6] Leak, B. E., 1978, Nomenclature of amphiboles. *J. Min. Associ. Cana.* 16, 501—520.
- [7] Cipiriani, C., et al., 1971, Metamorphic white micas: definition of paragenetic field. *Schweiz. Miner. Mitt.*, 51, 259—302.
- [8] Newton, R. C., 1986, Metamorphic temperature and pressure of group B and C eclogites. *Geol. Sci. Amer.*, Mem. 164, 17—30.
- [9] Koons, P. O., 1985, Non-mafic rocks in the greenschist, blueschist and eclogite facies. *Chem. Geol.*, 50, 3—30.
- [10] Brown, E. H., 1986, Phase petrology of eclogitic rocks in the Fairbanks district, Alaska. *Geo. Amer.*, Mem. 164.
- [11] Eliss, D. J. and Green, D. H., 1979, An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Can. Min. Petro.*, 71, 13—22.
- [12] Irving, A. I., 1974, Geochemical and high pressure experimental studies of garnet pyroxenite

and pyroxene granulite xenoliths from the Delegate Basaltic pipes, Australia. *J. Petro.*, 15, 1—14.

[13] Clark, S. P. Jr and Ringwood, A. E., 1964. Density distribution and constitutions of the mantle. *Rev. Geophys.* 2, 35—88.

[14] 藏启家等, 1986, 中国东部, 江苏省东海县仁产すエワロジヤイメ, 名古屋大学综合研究资料馆报告.

[15] Lambert, L. B. and Wyllie, P. J., 1972, Melting of gabbro (quartzeclogite) with excess water to 35 kb with geological applications. *J. Geo.* 80. 1—6.

Characteristics and Petrogenesis of the Eclogites in Shandong and Jiangsu

Yin Yujun

(Department of Geology, Peking University)

Key words, eclogites, Shandong and Jiangsu, P—T conditions

Abstract

The eclogites in Shandong and Jiangsu provinces can be classified into three types according to their occurrences in the field. Type I occurs in serpentinites as blocks or lenses; type II conformably in gneisses or schists as lenses or layers; and type III as lense in marble. Detailed studies on the field occurrences, petrology, mineralogy of the eclogites have shown that type I may be a mantle-derived eclogite, its equilibrium P, T being 570°C, 16×10^8 Pa and has undergone another metamorphic event at 525°C and pressure greater than 11×10^8 Pa; types II and III are the metamorphic products of basalts under the condition of regional high pressure metamorphism, and their P—T paths of crystallization gradually change from 620—640°C, $14—15 \times 10^8$ Pa to 560°C, 13.8×10^8 Pa and from 670—690°C, $14—24 \times 10^8$ Pa to 745—755°C, $15—23 \times 10^8$ Pa respectively. The various eclogites formed at similar P and T, but their P, T forming mechanism may be different.