

胶东—鲁南早元古代 双变质带及其地质意义

韩宗珠

(青岛海洋大学海洋地质系)

袁荣林

(中国科学院地球化学研究所)

赵广涛

(青岛海洋大学矿物资源研究所)

盛兴土

(湖南省矿产测试利用研究所)

王文正

(青岛海洋大学分析测试中心)

提要 本文作者描述了胶东—鲁南双变质带,从荣成、文登、威海经青岛、胶南、诸城、日照到莒南赋存于太古代至早元古代胶东群和/或胶南群变质杂岩中的C类榴辉岩带,代表了高压低温变质带;从胶东到鲁南的桃科期(早元古代)I型花岗岩带及胶东莱西—安丘早元古代麻粒岩相岩石则代表了高温低压变质带。我们推测,这一双变质带,形成于早元古代华南板块向华北板块的俯冲期。在这次碰撞事件之后,胶东—鲁南地区发生角闪岩相变质作用,这次变质事件使得高压低温变质带发生了进变质作用,使C类榴辉岩平衡温度升高,同时使蓝闪石片岩消失;高温低压变质带则发生了退变质作用,I型花岗岩发生混合岩化作用,麻粒岩相岩石遭受退化变质。

胶东—鲁南双变质带,表明了华北—华南陆块的东部边界是从合肥、嘉山、响水、连云港经鲁南、青岛到胶东(荣成、威海)而后没入北黄海的。

从山东东部的荣成经青岛、胶南、诸城到鲁南的日照和莒南存在一条C类榴辉岩带,它们赋存在太古代胶东群和早元古代胶南群变质地层中,代表了早元古代华南陆块向华北陆块俯冲时形成的低温高压变质带;从荣成经胶南到日照一线的早元古代花岗岩带以及莱西—平度—昌邑—安丘一线出露的早元古代麻粒岩相岩石则代表了板块俯冲时形成的高温低压变质带(图1)。这一双变质带的确立对确定我国华北—华南陆块边界界限和接合时代以及胶东—鲁南地区地质演化研究具有十分重要的地质意义。

一、引言

双变质带是指两条特点不同,走向平行,变质作用时期大致相同的变质带,常表现为

本文1989年12月收到,1990年11月改回。

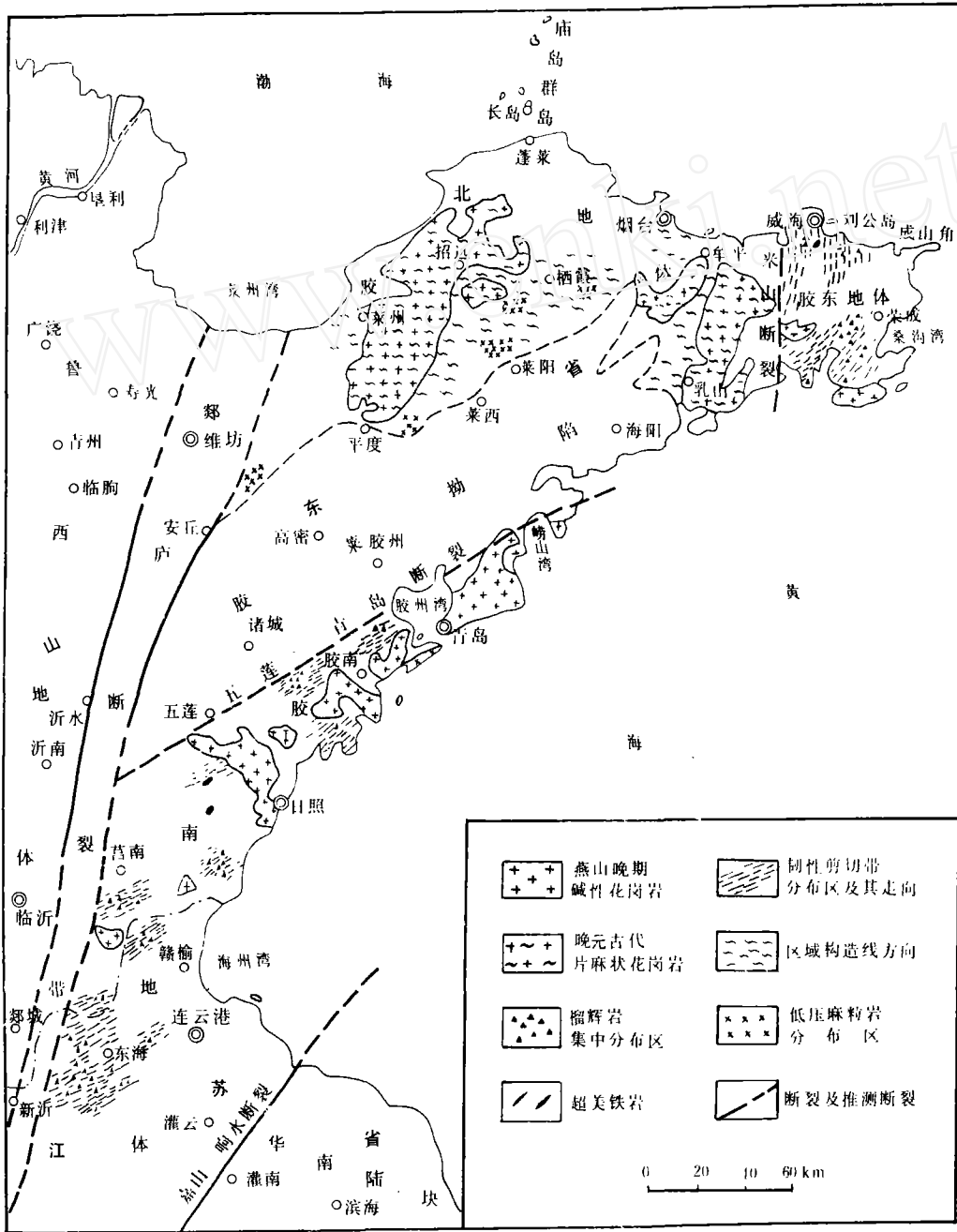


图 1 胶东—鲁南早元古代双变质带地质略图

一条是高压低温变质带,位于大洋一侧;另一条是高温低压变质带,位于高压低温变质带内侧靠大陆一侧。双变质带的成因与大洋岩石圈板块向大陆岩石圈板块俯冲有密切关系。

按照现代板块构造学说观点,高压低温变质带的成因是由于海洋岩石圈板块沿俯冲带(贝尼奥夫带)向大陆岩石圈板块之下俯冲,由于俯冲速度较大,而岩石对热的传导又较慢,致使在较深部位出现高压低温的异常 $p-T$ 条件,从而使下沉的岩层(洋壳及其表层的海相沉积层)发生高压低温变质作用,其地温梯度很低,一般不超过 $10-15\text{C}/\text{km}$,而蓝闪石片岩和 C 类榴辉岩是高压低温变质带的典型标志岩石。

高温低压变质带则形成于地壳的较浅部位,最高温度可达 $600-700\text{C}$ 以上,压力最大不超过 0.5GPa ,平均地热梯度大于 $25\text{C}/\text{km}$ 。A. Miyashiro^[1] 认为高温低压变质带以低压相系变质岩——广泛的深成花岗岩——安山岩——流纹岩三位一体为主要标志。

二、胶东—鲁南低温高压变质带

胶东—鲁南低温高压变质带是以胶东—鲁南 C 类榴辉岩带为标志。

胶东—鲁南 C 类榴辉岩带从荣成、文登开始经青岛、胶南、诸城、日照到莒南,向南延伸到江苏境内,全长 400km 以上,其规模不亚于挪威西部、阿尔卑斯地区和美国西海岸加利福尼亚地区的榴辉岩。

表 1 胶东—鲁南 C 类榴辉岩的化学组成(重量%)

产地	胶东(荣成、文登)			青 岛**			鲁南(日照、莒南)	
	RC23-2	荣成*	文登*	YK-6	YK-11	YK-14	LRM-1	SL-213*
SiO ₂	44.34	51.27	45.73	50.81	50.91	48.51	42.07	41.50
TiO ₂	0.70	0.89	0.62	1.06	0.91	1.16	2.24	0.54
Al ₂ O ₃	15.89	16.91	21.98	14.71	15.59	13.74	18.68	18.42
Fe ₂ O ₃	4.35	2.14	1.36	—	—	—	2.49	5.97
FeO	10.89	8.23	7.75	9.91	9.44	10.88	17.98	13.65
MnO	0.22	0.13	—	0.16	0.15	0.16	0.12	0.19
MgO	6.44	5.85	6.29	3.47	3.15	4.91	5.14	5.31
CaO	14.11	9.21	13.70	12.98	10.68	12.31	9.80	11.02
Na ₂ O	2.20	3.80	1.63	3.43	3.93	3.45	0.80	2.29
K ₂ O	0.05	0.03	0.08	2.09	1.41	2.16	—	0.05
P ₂ O ₅	0.66	0.27	—	0.37	0.46	0.52	—	0.13
H ₂ O ⁺	0.20	0.42	0.65	—	—	—	—	0.17
H ₂ O ⁻	0.41	—	—	—	—	—	—	0.21
总量	100.46	99.15	99.79	98.99	96.63	97.80	99.32	99.45

* 引自文献[2][9]。

** 青岛榴辉岩利用 X 荧光定量光谱分析,FeO 为全铁,H₂O⁺ 和 H₂O⁻ 未分析。

胶东—鲁南 C 类榴辉岩呈透镜状、条带状或香肠状分布于太古代—早元古代(胶东群或胶南群)变质杂岩中,呈整合接触关系,主要由石榴石和绿辉石组成,并含有少量石英、白云母、金红石、蓝闪石、蓝晶石和角闪石等,具中粗粒—中细粒花岗变晶结构,片麻状构造为主,常见条带状构造和斑杂构造,块状构造者较少见,多位于榴辉岩体的中心部位。

在胶东(荣成、文登和威海)和鲁南(日照、莒南、诸城)不仅分布有 C 类榴辉岩,而且分布有 A—B 类榴辉岩^{①,②,③},在青岛仅出露有典型的 C 类榴辉岩^②。

青岛 C 类榴辉岩出露于青岛仰口东 1km 的海滨地带,赋存于早元古代胶南群甄家沟组黑云斜长片麻岩和石英片岩中(图 2),榴辉岩主要由石榴石(30%—40%)、绿辉石(30—50%)、石英(5—10%)、白云母(5—10%)、蓝闪石(1—3%)、蓝晶石(2—3%)、金红石(<1%)和少量褐帘石。矿物均已发生定向排列构成片麻状或条带状构造。在榴辉岩周围还分布有糜棱岩,其中含有特征变质矿物蓝晶石(1—3%),表明该地糜棱岩形成于中温中压条件之下。

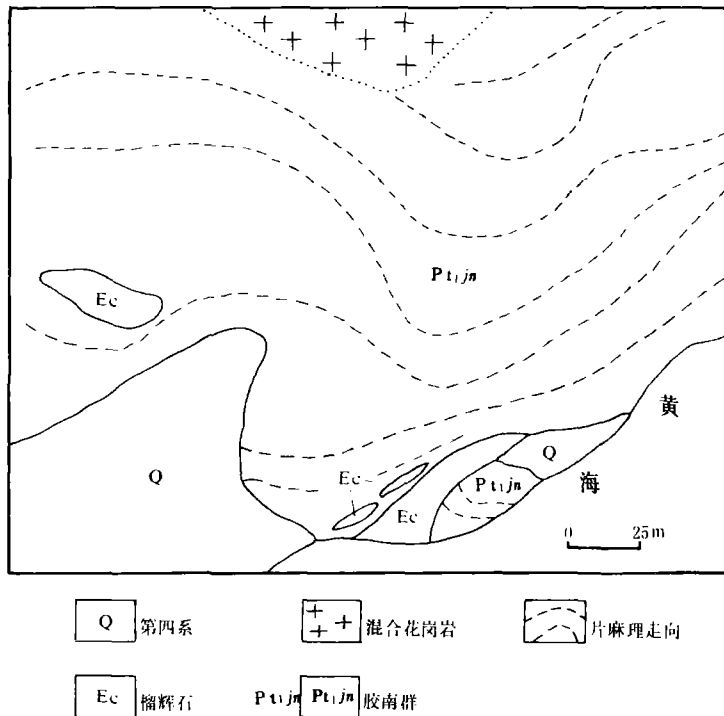


图 2 青岛仰口 C 类榴辉岩地质草图

(据李师汤资料修改)

① 袁荣林,1986,苏鲁两省某些榴辉岩中的石榴石及单斜辉石。中国科学院地球化学研究所晋升研究员论文,未刊稿。

② 韩宗珠、赵广涛等,1990,青岛 C 类榴辉岩的发现及其大地构造意义。矿物岩石地球化学通讯,第 3 期,182—183。

表2 胶东—鲁南C类榴辉岩带上榴辉岩中石榴石的电子探针分析结果(重量%)

产地	胶东(荣成)	青 岛						鲁南(日照、莒南)	
样品号	RC-23-2	YK-4	YK-6	YK-10	YK-11	YK-13	YK-15	SL-213	LRM-1*
SiO ₂	37.99	38.51	38.67	38.48	38.43	38.76	38.47	38.78	39.13
TiO ₂	0.07	0.01	0.01	0.00	0.02	0.05	0.00	0.09	0.00
Al ₂ O ₃	20.99	21.92	22.05	21.69	21.71	22.08	21.71	20.86	20.34
FeO*	23.82	23.17	25.00	23.42	22.13	23.50	22.53	22.04	22.85
MnO	0.12	0.59	0.69	0.73	0.56	0.69	0.63	0.18	0.28
MgO	4.96	3.41	3.59	3.90	3.26	3.56	2.91	4.86	5.95
CaO	11.96	10.98	10.07	11.12	11.80	10.60	13.06	13.60	10.25
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00
总量	99.91	98.61	100.07	99.37	98.00	99.26	99.35	100.41	99.65

以12个氧原子为基础的阳离子数

Si	2.971	3.030	3.014	3.013	3.034	3.029	3.016	3.001	3.000
Al ^N	0.029	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^M	1.906	2.032	2.025	2.001	2.022	2.033	2.006	1.903	1.890
Ti	0.004	0.000	0.000	0.001	0.003	0.004	0.000	0.005	0.110
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.558	1.525	1.630	1.533	1.462	1.536	1.477	1.427	1.320
Mn	0.008	0.039	0.045	0.049	0.039	0.046	0.042	0.012	0.020
Mg	0.578	0.400	0.416	0.455	0.384	0.414	0.340	0.561	0.680
Ca	1.002	0.925	0.841	0.933	0.999	0.887	1.097	1.123	0.840
Na	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.040
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000
合计	8.056	7.953	7.972	7.985	7.945	7.951	7.981	8.037	7.900

石榴石端元组成百分含量

镁铝榴石	18.9	13.8	14.2	15.3	13.4	14.4	11.5	18.5	25.4
铁铝榴石	48.0	52.8	55.6	51.6	50.7	53.3	50.0	44.0	49.2
锰铝榴石	0.3	1.3	1.5	1.6	1.3	1.6	1.4	0.4	0.8
钙铝榴石	28.3	32.0	28.6	31.4	34.4	30.8	37.1	32.7	18.5
钙铁榴石	4.5	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	4.4	6.2
钙铬榴石	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

* 肖怀济等,1979。

1965 年美国地质调查所 R. G. Coleman 等^[4]根据化学组成将榴辉岩分为三类, A 类: $\text{SiO}_2=46\%$, $\text{MgO}=13\%$; B 类: $\text{SiO}_2=48\%$, $\text{MgO}=9\%$; C 类: $\text{SiO}_2=48\%$, $\text{MgO}=6\%$ 。从表 1 中列出的胶东—鲁南榴辉岩带上榴辉岩的化学成分来看, 与 R. G. Coleman 等的 C 类榴辉岩成分一致。

胶东—鲁南 C 类榴辉岩带上部分榴辉岩中石榴石的电子探针分析结果列入表 2 中, 其 Pyr(镁铝榴石): Alm+Sp(铁铝榴石+锰铝榴石): Gro(钙铝榴石) 为 11.5—25.4 : 44.5—57.1 : 18.5—37.1, 将其端员组成投影于 R. G. Coleman 等^[4]的 Pyr—Alm+Sp—Gro 三角判别图解中(图 3), 可以看出, 胶东—鲁南 C 类榴辉岩带上榴辉岩中的石榴石均位于 C 类榴辉岩区, 且与美国弗兰西斯科^[6]与蓝闪石片岩伴生的 C 类榴辉岩范围重合。在从柏林等^[5]的榴辉岩中石榴石的 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Mn})-\text{Ca}^{2+}$ 相关性判别图解上(图 4), 胶东—鲁南 C 类榴辉岩带上榴辉岩中的石榴石大多位于蓝闪片岩相范围, 从而确定了胶东—鲁南榴辉岩带为 C 类榴辉岩带。

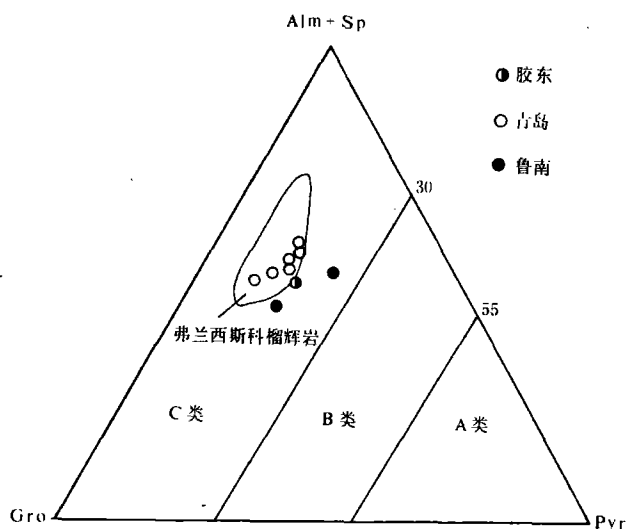


图 3 胶东—鲁南 C 类榴辉岩带上部分榴辉岩中石榴石端员组成图解
(据 R. G. Coleman 等, 1965)

胶东—鲁南 C 类榴辉岩中单斜辉石的电子探针分析结果列入表 3 中, 计算的单斜辉石中硬玉分子含量 Jd 为 29—53%, 在透辉石(Aug)—硬玉(Jd)—锥辉石(Ac)三角图解上^[6](图 5), 均位于绿辉石区。在单斜辉石中硬玉分子(Na 和 Al^{VI})含量随压力增大而增加, 胶东—鲁南 C 类榴辉岩中单斜辉石的硬玉分子含量多超过 40%, 反映了其形成压力较大, 另外榴辉岩中蓝闪石的存在也表明它们形成于较高的压力条件。

利用 Raheim 和 Green^[7]的石榴石—单斜辉石地质温度计公式:

$$T(\text{K}) = 3686 + 283.5 \times P(\text{GPa}) / (\ln \text{Kd} + 2.33)$$

将计算的温度压力在 $p-T$ 图上投影(图 6), 利用温压线与石英拉斑玄武岩—榴辉岩相变线的交点得出本区榴辉岩形成的最低温度压力值为 550—810 C, 1.15—1.67 GPa, $T/p = 480 \text{ C/GPa}$, 古地温梯度为 14 C/km, 属典型的低温高压变质作用的产物。

表3 胶东—鲁南C类榴辉岩带上榴辉岩中单斜辉石的电子探针分析结果(重量%)

产地	胶东(荣成)	青 岛						鲁南(日照、莒南)	
样品号	RC-23-2	YK-4	YK-6	YK-10	YK-11	YK-13	YK-15	SL-213	LRM-1*
SiO ₂	54.95	57.80	57.66	57.39	57.27	56.75	57.42	55.91	54.58
TiO ₂	0.15	0.01	0.00	0.02	0.01	0.07	0.00	0.09	0.40
Al ₂ O ₃	8.58	14.00	14.92	16.13	15.79	12.41	18.20	6.96	3.04
FeO*	6.94	4.78	4.37	4.31	5.38	5.31	3.60	6.85	7.53
MnO	0.09	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	9.25	4.27	4.68	4.43	3.96	5.55	3.74	9.92	8.35
CaO	14.62	7.87	9.43	7.82	7.83	11.49	7.95	16.00	13.84
Na ₂ O	5.49	10.39	8.84	10.49	9.66	8.32	9.82	5.66	5.30
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.04	0.00	0.00
总量	100.07	99.15	99.93	100.62	99.98	100.01	100.78	100.41	99.01

以6个氧原子为基础的阳离子数

Si	1.986	2.041	2.023	2.001	2.013	2.017	1.984	2.004	1.97
Al ^{IV}	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.03
Al ^{VI}	0.352	0.585	0.617	0.663	0.654	0.520	0.725	0.294	0.36
Ti	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.01
Fe ³⁺	0.046	0.012	0.000	0.046	0.007	0.049	0.000	0.000	0.01
Fe ²⁺	0.167	0.130	0.128	0.080	0.151	0.109	0.104	0.106	0.20
Mn	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.00
Mg	0.498	0.226	0.245	0.230	0.207	0.299	0.193	0.530	0.45
Ca	0.566	0.299	0.354	0.292	0.295	0.438	0.294	0.614	0.54
Na	0.385	0.714	0.601	0.709	0.659	0.573	0.658	0.393	0.37
K	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.00
合计	4.021	4.016	3.969	4.021	3.989	4.007	3.976	3.942	3.94

单斜辉石端员分子百分含量

硬玉	34	47	45	51	50	37	53	29	37
锥辉石	5	1	1	4	1	4	0	10	1
透辉石	61	52	54	45	49	59	47	61	62

* 胥怀济等,1979。

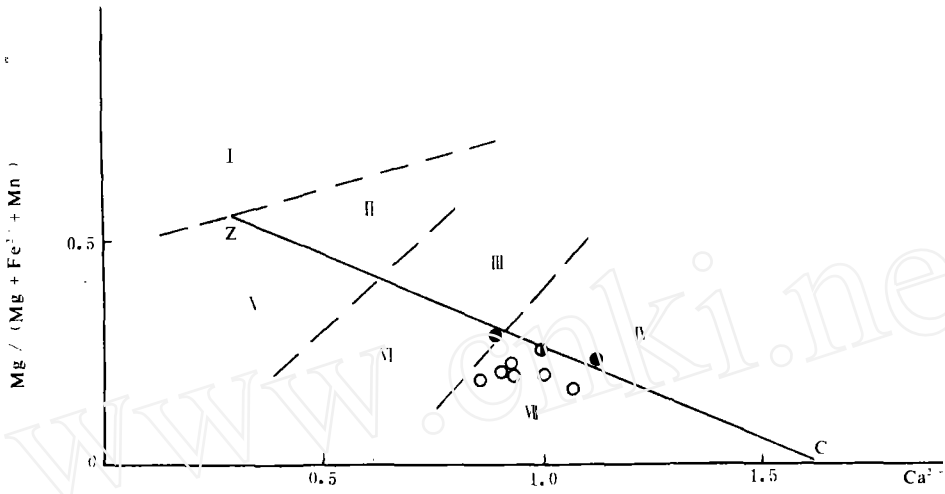


图 4 胶东—鲁南榴辉岩带上榴辉岩石榴石的
 $Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn) - Ca^{2+}$ 相关性图解
 (据从柏林等,1977)

ZC 线以上为幔成榴辉岩, I、II、III—金伯利岩中的榴辉岩, IV—刚玉榴辉岩; ZC 线以下为壳成榴辉岩, V—变粒岩相榴辉岩; VI—角闪岩相榴辉岩; VII—蓝闪片岩相中的榴辉岩; 符号同图 3

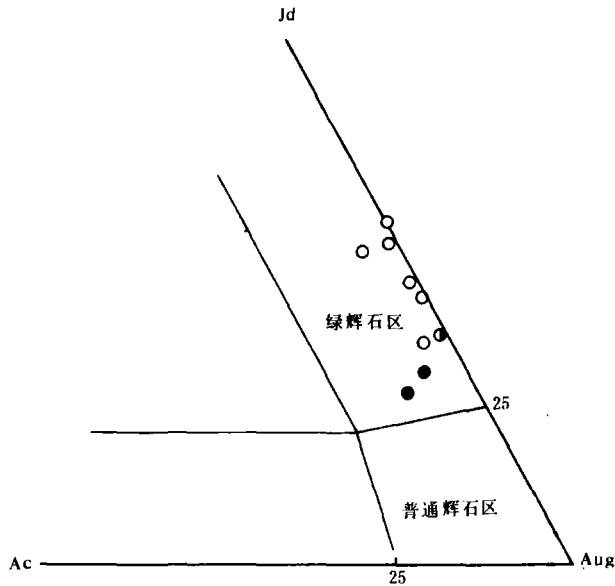


图 5 胶东—鲁南 C 类榴辉岩带上榴辉岩中单斜辉石的
 $Aug - Jd - Ac$ 三角图解(据 Essene, B. W., 1967)
 符号同图 3

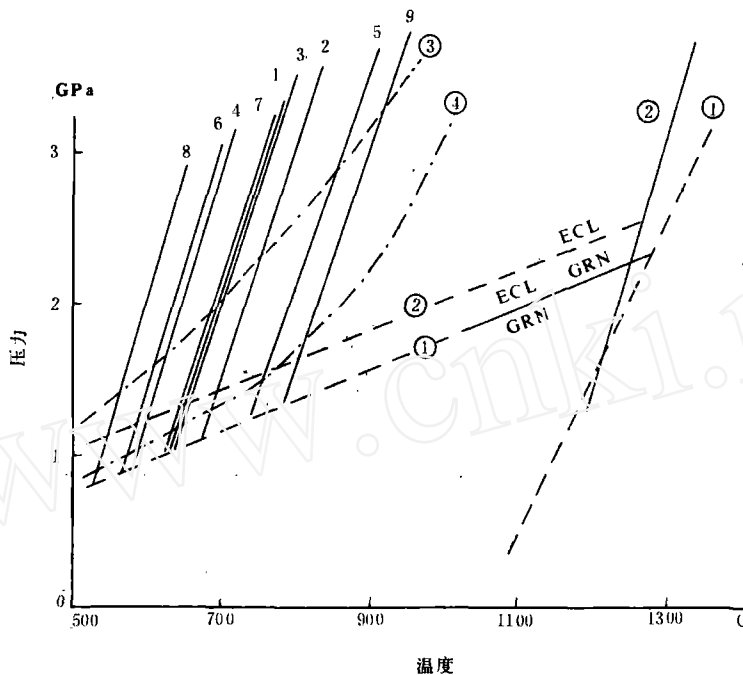


图6 胶东—鲁南C类榴辉岩 $p-T$ 图解

(据 Green 和 Ringwood, 1967; Clark 和 Ringwood, 1964)

- ①碱性橄榄玄武岩相变线; ②石英拉斑玄武岩相变线; ECL—榴辉岩; GRN—石榴石麻粒岩相;
③前寒武纪地质地热线; ④大洋地热线; 1, 2, 3……9 为样品顺序号(按表2和表3中的次序)

由于胶东—鲁南C类榴辉岩与太古代—早元古代变质杂岩密切伴生, 且与围岩呈整合接触, 因而可以认为这一C类榴辉岩带形成于早元古代。

三、胶东—鲁南高温低压变质带

胶东—鲁南高温低压变质带是以胶东—鲁南桃科期花岗岩带和莱西—安丘早元古代麻粒岩带的标志。

1. 胶东—鲁南桃科期花岗岩带

Chappell 和 White⁽⁸⁾将花岗岩分为两个系列, 一是I型花岗岩, 来源于上地幔或下部地壳, 形成于大于1000°C的高温环境, 其岩石化学标志为 $Al/(Na+K+Ca/2) < 1.1$; 另一类是S型花岗岩, 由上部地壳的沉积岩经花岗岩化作用形成, 交代结构十分普遍, 岩石化学特征值 $Al/(Na+K+Ca/2) > 1.1$ 。

从胶东到鲁南分布的早元古代花岗岩带, 包括胶北昆崮山岩体和鹊山岩体, 鲁南月季山岩体、围子山岩体、田家沟岩体、鸡山岩体、大朱曹岩体以及苏北连云港岩体, 其 $Al/(Na+K+Ca/2)$ 比值在 0.85—1.04 之间^{D, (9)}, 具I型花岗岩性质, 可被视为高温低

D 山东省区域地质志, 岩浆岩, 1988年2月, 未刊稿, 山东省地质科学研究所。

压变质带的重要标志之一。但应当指出,这条花岗岩带上的花岗岩普遍遭受不同程度的混合岩化作用,其原因将在后面论及。

2. 莱西—安丘早元古代麻粒岩相变质带

根据靳是琴等^[10]研究,在胶东地区的莱西、平度、昌邑、安丘一带出露一套早元古代麻粒岩相岩石,面积约 2700km²,呈 NE-SW 向伸展,主要岩性为黑云变粒岩、浅粒岩、含角闪黑云变粒岩,中间夹有大理岩、石墨辉石岩、石墨片麻岩、矽线石榴黑云斜长片麻岩、角闪二辉麻粒岩、斜长角闪岩及磁铁石英岩等,它们遭受了不同程度的混合岩化作用,其原岩为火山—沉积岩系。

利用矿物地质温压计估算的这一麻粒岩带的成岩温度为 720—810℃,压力为 0.5GPa 左右,地热梯度为 41—46℃/km,属低压高温变质的麻粒岩相。角闪麻粒岩相变质作用之后,又遭受了不均匀的退变质作用^[10],因此,莱西—安丘麻粒岩相变质岩组合可被视为胶东—鲁南早元古代高温低压变质带的退变质残留。

四、胶东—鲁南早元古代双变质带及其地质意义

以胶东—鲁南 C 类榴辉岩为代表的高压低温变质带和以胶东—鲁南 I 型花岗岩带及莱西—安丘麻粒岩相带为代表的高温低压变质带的确立,对确定我国华北—华南陆块边界界限和接合时代,研究山东东部和南部的地质演化历史具有十分重要的地质意义。

胶东—鲁南 C 类榴辉岩的产出并没有与蓝闪石片岩伴生,是没有形成蓝闪石片岩,还是蓝闪石片岩在后来的进变质作用过程中消失了呢?大量的地质事实支持了后一观点,第一,在青岛 C 类榴辉岩中出现与蓝闪石和含高硬玉组分的绿辉石不协调的蓝晶石,并且在其周围的糜棱岩中也有蓝晶石存在,表明有榴辉岩形成之后又经历了一次中温中压变质作用阶段;第二,利用矿物地质温度计计算的胶东—鲁南 C 类榴辉岩的最低成岩温度为 550—810℃,显著高于典型 C 类榴辉岩的成岩温度(450—550℃),表明在 C 类榴辉岩形成之后又经历了进变质作用,使其平衡温度升高。由此我们推测我国华北—华南陆块的碰撞时代为早元古代粉子山群变质杂岩形成之前,这次碰撞事件形成胶东—鲁南双变质带,后来形成粉子山群变质杂岩的早元古代角闪岩相变质作用使低温高压变质带发生进变质作用,导致蓝闪石片岩消失并使 C 类榴辉岩平衡温度升高并形成蓝晶石等新生矿物;高温低压变质带则发生退变质作用,导致麻粒岩相岩石发生退变质作用, I 型花岗岩遭受程度不同的混合岩化作用。

传统的中国区域大地构造学认为^[11],我国华北—华南陆块边界界限从合肥向北东经嘉山、响水到连云港后没入黄海,胶东—鲁南双变质带的确立表明了华北—华南陆块的边界界限是由合肥经连云港、鲁南(莒南、日照)、青岛至胶东(威海、荣成)后没入北黄海再抵朝鲜,其接合时代发生在早元古代早期。

致谢:本文经张保民教授审阅,并提出许多修改意见,野外工作得到张自桓、刘贵章、张希道、杨士望等同志的大力协助,靳是琴教授提供许多宝贵资料,谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] A. Miyashiro, 1972, Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and oceanfloor metamorphism. *Tectonophysics*, 13, 141—159.
- [2] 胥怀济、王文翔、郭金弟, 1979, 莒南、日照地区的深源榴辉岩. *地震地质*, 1(2), 57—66.
- [3] 韩宗珠, 1988, 胶东—苏北—大别山榴辉岩—石榴石橄榄岩带及其地质意义. *山东地质*, 4(1), 67—72.
- [4] R. G. Coleman, et al., 1965, Eclogites and eclogites: Their differences and similarities. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, 483—508.
- [5] 从柏林、张雯华, 1977, 榴辉岩中的石榴石. *科学通报*, 8, 413—416.
- [6] B. W. Essene, et al., 1967, Omphacite in Californian metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 15, 1—23.
- [7] A. Raasein and D. H. Green, 1974, Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe—Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48(3), 179—203.
- [8] B. W. Chappell and J. White, 1974, Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173—174.
- [9] 周导之、满发胜、朱广美、孙立广, 1984, 苏北—胶东古碰撞带. *中国科学技术大学学报*, 14(4), 550—559.
- [10] 靳是琴、李殿超、李宪洲、刘福来, 1987, 胶东莱西—平度一带早元古代麻粒岩相岩石的成因矿物学. *矿物学报*, 7(4), 328—337.
- [11] 黄汲清指导, 任纪舜等主编, 1980, 中国大地构造及其演化. 科学出版社.

EASTERN SHANDONG—SOUTHERN SHANDONG PAIRED METAMORPHIC BELTS AND THEIR GEOLOGICAL SIGNIFICANCE

Har. Zongzhu

*(Department of Marine Geology, Ocean
University of Qingdao)*

Yuan Qilin

(Institute of Geochemistry, Academia Sinica)

Zhao Guangtao

Sheng Xingtu

*(Institute of Mineral Resources, Ocean
University of Qingdao)* *(Hunan Institute of Test
and Utilization of
Mineral Resources)*

Wang Wenzheng

(Analysis Test Centre, Ocean University of Qingdao)

Abstract

In this paper the authors described the paired metamorphic belts in Eastern—Southern Shandong. The group C eclogite zone encompassed in metamorphic rocks of the Archaean—Proterozoic Jiaodong Group and/or Jiaonan Group Starts from Rongcheng, Wendeng and Weihai, passing through Qingdao, Jiaonan, Zhucheng and Rizhao, to Junan county, and represents the high-pressure and low-temperature metamorphic belt while the zone of I-type granites formed in the Taoke stage (Pt₁) from Eastern Shandong to Southern Shandong and the early Proterozoic granulite-facies rocks in the Laixi-Anqiu area of Eastern Shandong represents the high-temperature, low-pressure metamorphic belt. It is suggested that the paired metamorphic belts were formed by (subduction) collision of the Southern China plate with the Northern China plate during the early Proterozoic, After this collision an amphibolitefacies metamorphic event took place in Eastern and Southern Shandong which led to progressive metamorphism of the high-p and low-T metamorphic belt, causing a rise in equilibrium temperature of group C

eclogites and disappearance of blueschist; whereas the high-T and low-p metamorphic belt underwent retrogressive metamorphism including migmatization of the I-type granites and retrogressive metamorphism of the granulite facies rocks.

The paired metamorphic belts in Eastern and Southern Shandong indicate that the east part of the boundary between the Northern China plate and the Southern China plate runs from Hefei, Jiashan, Xiangshui, Lianyungang, through Southern Shandong and Qingdao, to Eastern Shandong (Rongcheng and Weihai) and sinks into northern Huanghai sea.

www.cnki.net