

南苏鲁造山带的超高压变质岩及岩石化学研究

张泽明¹⁾ 许志琴¹⁾ 刘福来¹⁾ 游振东²⁾ 孟繁聪¹⁾ 李天福¹⁾

1) 中国地质科学院地质研究所大陆动力学实验室, 北京, 100073

2) 中国地质大学地球科学学院, 武汉, 430074

内容提要 在南苏鲁造山带核部, 古老的表壳岩和花岗质侵入岩经历了三叠纪的超高压变质作用, 在超高压变质岩抬升过程中经历了强烈的角闪岩相退变质作用改造。据岩相学和岩石化学研究, 可以区分出六大类典型超高压变质岩: 榴辉岩、石榴石橄榄岩、石英硬玉岩、石榴石多硅白云母片岩、硬玉石英岩和石榴石绿辉石文石岩。这些岩石的角闪岩相退变质产物分别是斜长角闪岩、蛇纹岩、长英质片麻岩、长石石英云母片岩、石英岩和大理岩。地球化学研究揭示, 榴辉岩的原岩很可能是形成在大陆内部构造环境的拉斑玄武岩, 而石榴石橄榄岩可能是起源于亏损的残余地幔。石英硬玉岩原岩包括正变质的花岗岩和奥长花岗岩、副变质的酸性火山碎屑岩和长石石英砂岩。大面积分布的古老花岗岩很可能是形成在大陆或大陆边缘环境。长石石英云母片岩、石英岩和大理岩的原岩为沉积岩, 与副变质的长英质片麻岩和基性火山岩一起构成了古老的表壳岩组合。双峰式的酸性和基性火山岩组合的存在也证明部分表壳岩是形成在大陆环境。因此, 可以推测南苏鲁造山带核部的超高压变质岩原岩为形成在大陆板内环境的沉积岩-酸性和基性火山岩-花岗岩和奥长花岗岩建造。

关键词 南苏鲁造山带 超高压变质岩 岩石化学 形成环境 变质演化

在过去的近 15 年里, 大量的岩石学研究已经证明含柯石英榴辉岩和其他超高压变质岩在大别和苏鲁地区广泛分布, 使之成为目前世界上已知的、最大的超高压变质带 (Liou et al., 1995; You et al., 1996; Cong et al., 1996; Wallis et al., 1999)。在苏鲁地区, 超高压变质带从山东半岛东北部的威海延伸到江苏北部的东海地区, 长约 320km。尽管东海地区第四系分布广泛, 基岩出露较差, 但在某些位置已经发现了多种典型的超高压变质岩, 如含柯石英榴辉岩、硬玉石英岩、蓝晶石石英岩和石榴石橄榄岩 (Hirajima et al., 1990; Enami et al., 1993; Zhang R Y et al., 1994, 1995; Yang et al., 1993; Zhang Z M et al., 1996, 2000)。中国第一口大陆科学深钻选址在东海地区的重要理由之一就是这里有许多特征的超高压变质岩。而且, 5000 m 深钻的重要目的之一就是研究大陆造山带的物质组成、结构和超高压变质岩的形成与折返机制 (Xu et al., 1998)。

在 20 世纪 80 年代, 为了勘探金红石等矿床, 在东海地区打了几百口深度为几十米到上千米的取心

钻孔。在中国大陆科学钻探工程选址过程中, 为了揭示地下浅部的构造特征和超高压变质岩分布及接触关系, 又打了三口预先导孔, 深度分别为 430m、1030m 和 720m, 并进行了全孔取心。通过对上述部分钻孔岩心的研究, 取得了一些有意义的成果 (张泽明等, 1999; Zhang Z M et al., 2000, 2003; Liu et al., 1999, 2001b, 2002; 刘福来等, 2001a, 2003; Rumble et al., 2002)。其中一个较大的进展是证明广泛分布的长英质片麻岩与榴辉岩一起经历了超高压变质作用。本文是在南苏鲁地区 1:25 万区域地质填图、大比例尺剖面测量、重点露头详细观察以及多个浅孔岩心的研究基础上, 对该地区的超高压变质岩空间分布、岩石组合、岩相学和地球化学进行较系统地总结, 并探讨超高压变质岩的原岩成分及形成环境。

1 超高压变质岩岩相学

区域地质调查表明, 南苏鲁造山带主要由三个部分组成, 即变质的表壳岩、变质的花岗质片麻岩、

注: 本文为国家“九五”重大科学工程“中国大陆科学钻探工程”项目及科技部重大基础研究前期研究专项 (编号 2001CCB00900)、国土资源部科技项目 (编号 2002207)、中国地质调查局区域地质调查项目 (编号 I50C002004) 和中国地质科学院地质研究所大陆动力学实验室资助的成果。

收稿日期: 2003-03-25; 改回日期: 2003-06-23; 责任编辑: 周健。

作者简介: 张泽明, 男, 1961 年生。现为中国地质科学院地质研究所研究员。从事变质地质学与岩石学研究, 近年来主要研究超高压变质作用。通讯地址: 100037, 北京百万庄大街 26 号; 电话: 010-68999735; Email: zzm@ccsd.org.cn。

未变质的第三系玄武岩和白垩系沉积岩及中、新生代的花岗质侵入体(图1)。以往的研究认为,变质表壳岩、变质花岗质片麻岩构成了大面分布的角闪岩相变质岩,包括各种长英质片麻岩、片岩、变粒岩、浅粒岩、斜长角闪岩,大理岩和石英岩等,而具有更高

变质程度的榴辉岩和橄榄岩在角闪岩相变质岩中呈透镜状产出。在含柯石英榴辉岩发现以后,通过深入的岩相学和矿物学研究,又证明石榴石多硅白云母石英片岩、硬玉石英岩和蓝晶石石英岩等是超高压变质岩。但是,对于更大面积分布的长英质片麻岩是

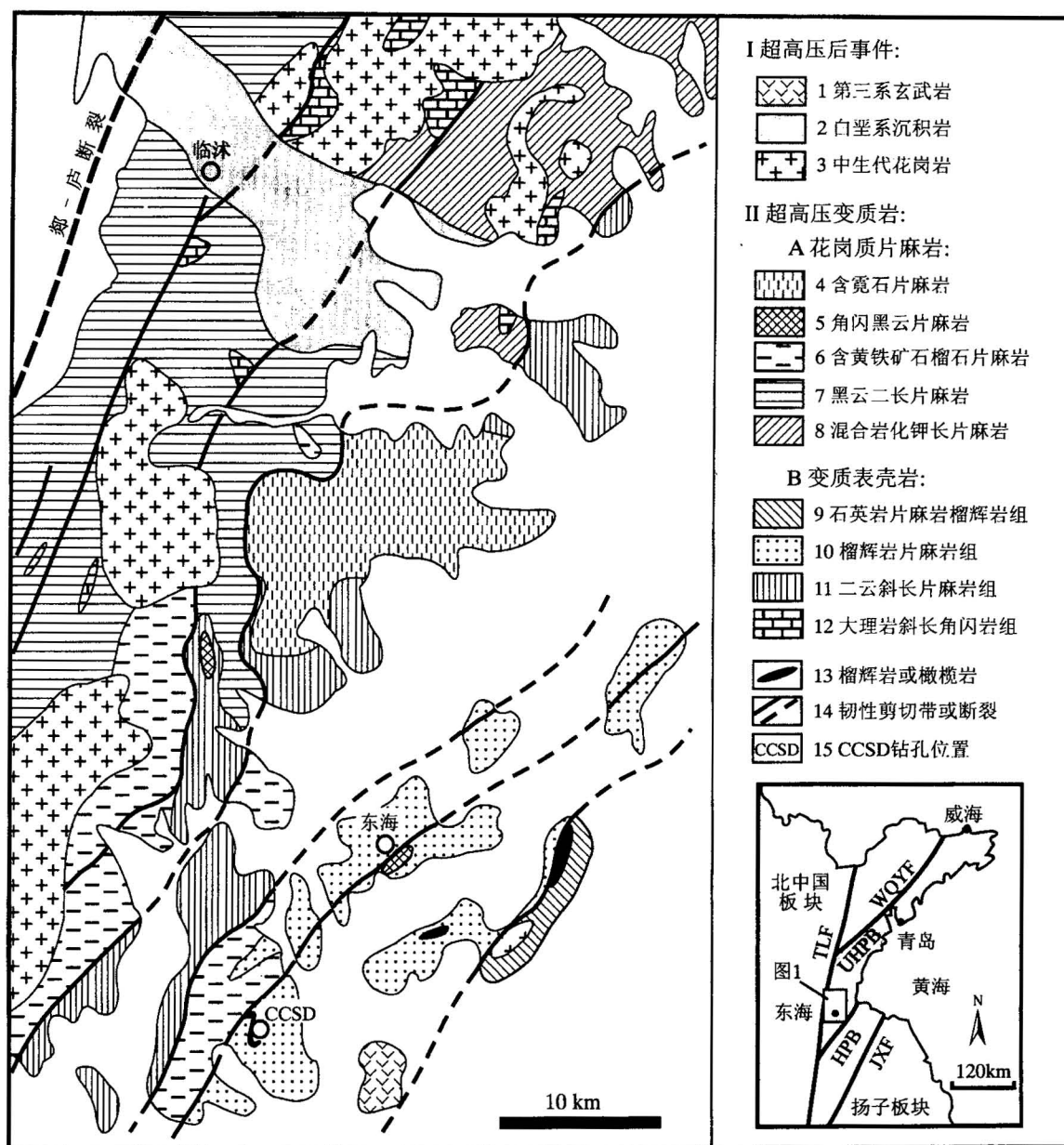


图1 南苏鲁造山带地质简图

Fig. 1 Sketch geological map of the southern Sulu orogenic belt

插图:HPB—高压变质带;UHPB—超高压变质带;JXF—嘉山-响水断裂;TLF—郯庐断裂;WQYF—五莲-烟台断裂

In the inset figure: HPB—high-pressure belt; UHPB—ultrahigh-pressure belt; JXF—Jiashan—Xiangshui fault; TLF—Tanlu fault; WQYF—Wulian—Yantai fault. I—Events after UHP metamorphism; 1—Tertiary basalt; 2—Cretaceous sedimentary; 3—Mesozoic granite. II—UHP metamorphic rock; A—granitic gneiss; 4—aeirine- and sodic amphibole-bearing gneiss; 5—amphibole-biotite gneiss; 6—pyrite- and garnet-bearing gneiss; 7—biotite gneiss; 8—migmatitic gneiss; B—metamorphosed supracrustal rock; 9—gneiss and eclogite; 10—eclogite-bearing gneiss; 11—two-micas gneiss; 12—marble and amphibolite; 13—eclogite or peridotite; 14—ductile shear zone and fault; 15—CCSD drill site

否也经超高压变质作用存在较大争议。最近几年,随着更深入的岩石学研究,特别是长英质片麻岩的锆石中普遍发现柯石英、多硅白云母和绿辉石等矿物包体,进一步证明作为榴辉岩围岩的花岗质片麻岩和变质表壳岩都经历了超高压变质作用。综合现有资料,基于岩相学和原岩成分,可将南苏鲁地区的超

高压变质岩划分为六大类,它们是榴辉岩、石榴石橄榄岩、石英硬玉岩、石榴石多硅白云母片岩、硬玉石英岩和石榴石绿辉石文石岩。表 1 概要性地总结了各类超高压变质岩及角闪岩退变质产物的岩相学特征。从中可以看出,目前在上世界上所发现的主要超高压变质岩岩石类型在南苏鲁地区都有产出。

表 1 南苏鲁地区的超高压变质岩类型、矿物组成、原岩和退变质特征

Table 1 Mineral assemblage, protolith and retrograde characteristic of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the south Sulu area

岩石类型	主要矿物	次要矿物	原岩	角闪岩相退变质矿物及代表性岩石	
榴辉岩	石榴子石、绿辉石	柯石英、多硅白云母、蓝晶石、金红石、钠质角闪石、黝帘石、锆石、磷灰石、锆石	基性火成岩或富铁、镁泥质岩	角闪石、斜长石、黑云母、绿帘石、钛铁矿、榍石、透辉石	斜长角闪岩、绿帘黑云角闪岩
石榴石橄榄岩	石榴子石、橄榄石	普通辉石、顽火辉石、金云母、菱镁矿、钛斜硅镁石	超基性火成岩	镁绿泥石、蛇纹石、透闪石、金云母、磁铁矿	蛇纹岩
石英硬玉岩或石英绿辉石岩	硬玉或辉绿石、柯石英	多硅白云母、石榴子石、钠质角闪石、金红石、钾长石、蓝晶石、黝帘石、磁铁矿、锆石	中酸性、酸性火成岩、长石石英砂岩	斜长石、钾长石、白云母、绿帘石、角闪石、黑云母、石英	黑云母二长片麻岩、绿帘角闪斜长片麻岩等
石榴石多硅白云母片岩	多硅白云母、石榴子石	柯石英、绿辉石、蓝晶石、金红石、锆石	富硅泥质岩	黑云母、白云母、斜长石、钾长石、角闪石、石英	石榴石二云片岩
硬玉石英岩 蓝晶石石英岩 多硅白云母石英岩	柯石英	硬玉或绿辉石、石榴子石、蓝晶石、多硅白云母、黝帘石、金红石、锆石、黄玉	富铝硅质岩或石英砂岩	石英、白云母或钠云母、钾长石、斜长石、角闪石、霓辉石、黑云母、绿帘石、	长石石英云母片岩
石榴石绿辉石文石岩	文石或白云石	柯石英、石榴子石、绿辉石、黝帘石、金云母、菱镁矿、多硅白云母、钠质角闪石、榍石	不纯的灰岩、白云岩或钙硅酸岩	方解石、白云石、透辉石、绿帘石、黑云母、白云母、绿泥石、角闪石	大理岩、透辉石大理岩

1.1 榴辉岩类

榴辉岩主要由石榴子石和绿辉石组成,可含石英(或柯石英)、多硅白云母、蓝晶石、滑石、金红石和锆石等,全岩化学成分主要相当基性岩,但部分可为超基性岩、也可为中基性甚至中性岩。尽管榴辉岩中也不一定都含有柯石英或柯石英的多晶石英假象包体,但大家都认为榴辉岩全部经历了超高压变质作用。基于原生次要矿物及其含量,该地区的榴辉岩可划分成五种类型(Zhang Z M et al., 2000),第一类为普通榴辉岩,又可称之为双矿榴辉岩,除了金红石之外不含其他次要矿物,经常与超基性岩伴生,全岩化学成分以贫 SiO_2 和富 MgO 为特征。在矿物化学成分上,这类榴辉岩中的石榴子石较富镁铝榴石,单斜辉石含硬玉分子较低;第二类是富金红石榴辉岩,金红石的含量可达 5%~10%,是金红石矿的母岩,可含少量原生钠质或钠钙质角闪石和磷灰石。有意义的是,在这类榴辉岩中磷灰石与金红石含量呈正相关性,而且两种矿物总含量可达 10%~15%。岩石化学分析结果也显示,岩石中的 TiO_2 与 P_2O_5 含量呈明显的正相关;第三类为石英榴辉岩,次要矿物主要为石英,其含量可达 10%~20%,全岩化学成

分更偏中基性,甚至为中性岩, SiO_2 含量可达 60%;第四类为多硅白云母榴辉岩,以富含多硅白云母,同时也有较高的石英和黝帘石含量,表明其原岩可能是变质的基性火山-沉积岩;第五类为多硅白云母蓝晶石榴辉岩,以多硅白云母、蓝晶石和黝帘石同时出现,并具有较高含量为特征,表明其化学成分更富钾、铝和钙,接近富铁镁的泥质岩。

在南苏鲁地区,许多榴辉岩以富含原生含水矿物为特征,如多硅白云母、黝帘石、角闪石和滑石等都可以在超高压变质作用峰期稳定存在,在部分岩石中这些矿物的最高含量可达 20%以上。同时,在榴辉岩的早期退变质作用过程中,即在石英榴辉岩相又是以大量的含水矿物的形成为特征,如角闪石、绿帘石和多硅白云母,且多呈变斑晶出现,矿物粒度可达厘米级。榴辉岩的角闪岩相退变质作用产物为斜长角闪岩,以普通角闪石、斜长石、绿帘石、黑云母、白云母和石英的共生为特征。角闪石、帘石类矿物和白色云母可以出现在超高压、高压和角闪岩相各个变质阶段,但其化学成分有较大差异。如角闪石分别为钠质角闪石、钠钙质角闪石和钙质角闪石,白色云母分别为多硅白云母($\text{Si}>3.3$)、多硅白云母质

白云母($\text{Si}=3.3\sim 3.0$)和白云母。这些含水矿物的普遍存在证明,在榴辉岩的形成与演化过程中有广泛的流体-矿物相互作用。

1.2 石榴石橄榄岩

尽管以石榴石橄榄岩为代表的超基性岩在大陆造山带分布很少,但却一直令人关注。近几年来,随着橄榄岩单斜辉石和橄榄石中出溶结构、出溶体成分确定以及超硅石榴子石的发现等,证明石榴石橄榄岩的形成深度大于180 km,甚至到410~670 km的地幔过渡带(Dobrzhinetskaya et al., 1996, 1999; Green et al., 1997; Harker et al., 1997; Herman et al., 1998; Liou et al., 1998; Medaris, 1999; Zhang R Y et al., 1999; van Roermund et al., 2000; Bruechner et al., 2000; Yang et al., 2000)。由此提出了一个重要的问题,即榴辉岩和超高压变质的表壳岩是不是也具有与石榴石橄榄岩一样的形成深度?这个问题的解决已经成为建立大陆造山带构造模型的核心问题。在东海的蒋庄、芝麻坊、许沟和毛北等地点和钻孔中都有超基性岩出现。常见的岩石类型是石榴石橄榄岩、石榴石二辉橄榄岩、纯橄榄岩和石榴石辉石岩等,从结构上看有中细粒和斑状变晶结构两类。在芝麻坊钻孔中出现的斑状石榴石二辉橄榄岩具有复杂的矿物组成、矿物化学成分和结构特征。Yang等(2000)发现,在变斑晶石榴子石的核部含低压变质矿物包体,由

此推测石榴石橄榄岩在超高压变质作用之前侵入到陆壳中,在停留了很长时间,经历了陆壳物质混染后,又与陆壳物质一起被俯冲到地幔深度,发生超高压变质作用。Zhang R Y等(2000)认为这是一种A型石榴石橄榄岩,可能来源于俯冲之上的地幔楔状体或俯冲带之下的地幔岩。笔者新近的研究表明,这种石榴石橄榄岩形成温度为1100~1200℃,压力达6.5~8.0 GPa,形成深度为180~200 km(张泽明等, 2002)。南苏鲁地区的超基性岩大多发生了强烈的水热蚀变,石榴子石、橄榄石和辉石被蛇纹石、镁绿泥石、透闪石及磁铁矿交代,最终变成蛇纹岩或透闪石岩。

1.3 石英硬玉岩

该类岩石主要由硬玉(或绿辉石)、柯石英、多硅白云母、石榴子石、钾长石和黝帘石组成, Carswell(1990)将其称之为 Mucronite, 岩石化学成分相当于酸性和中酸性火成岩。区域地质调查结果表明,在南苏鲁造山核部大面积分布的就是酸性和中酸性变质岩,它们包括各类花岗质片麻岩和副变质的长英质片麻岩。但是,与它们相对应的超高压变质作用产物,甚至超高压变质的结构残余都很少见。这正是提出榴辉岩的围岩并没有经历超高压变质作用的重要依据。但研究发现,长英质片麻岩的锆石中普遍含柯石英、多硅白云母、石榴子石、绿辉石和硬玉包体(Liu et al., 2001b, 2002)。同时,在部分片麻岩中发

现了多硅白云母、富钙贫锰的石榴子石、金红石等指示矿物。这些证据表明,大面积分布的长英质片麻岩确实经历了早期的超高压变质作用,只是后期的角闪岩相退变质作用更加强烈,使早期的超高压矿物难以保存下来。与榴辉岩退变质过程中需要大量的外来流体加入不同,石英硬玉岩或石英绿辉石岩的退变质是脱水反应过程,这就使得它们更容易发生退变质,而转变成角闪岩相变质岩。

1.4 石榴石多硅白云母片岩

在南苏鲁地区有多种以白色云母和石英为主组成的片岩,如石榴石多硅白云母片岩、绿帘石石英多硅白云母片岩、蓝晶石多硅白云母片岩和蓝晶石钠云母片岩等。这些岩石的原岩多相当于不纯的泥质沉积岩,部分相当于中酸性火山-沉积岩。极富硅的

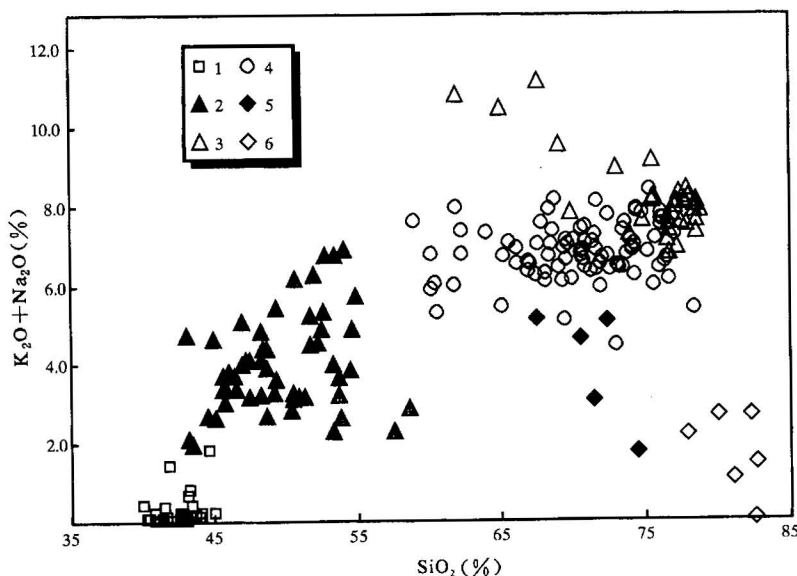


图2 超高压变质岩 SiO_2 - $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 图

Fig. 2 SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ diagram for UHP rocks

1—超基性岩; 2—榴辉岩; 3—正片麻岩; 4—副片麻岩; 5—片岩; 6—石英岩

1—Ultramafic rock; 2—eclogite; 3—orthogneiss; 4—paragneiss; 5—schist; 6—quartzite

多硅白云母($\text{Si} > 3.4 \sim 3.5$)和富钙石榴子石以及多硅白云母、石榴子石、绿辉石和蓝晶石后成合晶假象结构的普遍存在,证明其经历了超高压变质作用(Carswell et al., 2000; Zhang Z M et al., 2003)。在退质作用过程中,多硅白云母和石榴子石转变成黑云母和斜长石,绿辉石转变成角闪石和钠质斜长石,蓝晶石变成斜长石或钠云母,金红石转变成榍石,最

后形成长石石英云母片岩。

1.5 石英(柯石英)岩

石英岩包括硬玉或绿辉石石英岩、蓝晶石石英岩、多硅白云母石英岩和石榴石多硅白云母石英岩等,是不纯的硅质岩或石英砂岩超高压变质作用的产物。石英岩在超高压变质条件下的主要矿物应该是柯石英,其他次要矿物包括硬玉、绿辉石、黝帘石、

表 2 南苏鲁地区代表性超高压变质岩的全岩化学成分

Table 2 Whole rock chemical compositions of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the south Sulu area

岩石	榴辉岩			石榴石橄榄岩			花岗质片麻岩			
样品号	234 3/5	C18-125	C96-315	C25-141	C55-173	C55-175	272 4/6	FS3-1-1	C84-252	C84-277
SiO_2	51.94	53.67	45.75	41.93	44.62	37.39	78.57	74.04	69.93	78.03
TiO_2	1.34	1.95	1.71	0.026	0.029	0.002	0.10	0.31	0.5	0.07
Al_2O_3	14.16	13.75	16.34	3.55	2.68	0.76	11.24	12.02	14.12	12.06
Fe_2O_3	4.72	13.65	13.05	8.12	5.81	7.13	0.56	1.43	3.48	1.39
FeO	5.33	10.04	10.74	6.11	3.52	2.80	0.47	2.84	2.50	0.79
MnO	0.19	0.19	0.22	0.12	0.10	0.071	0.03	0.13	0.14	0.047
MgO	4.88	4.93	9.06	38.17	30.68	40.75	0.25	0.96	0.79	0.071
CaO	8.39	7.78	10.24	2.41	6.00	0.16	0.25	1.50	2.01	0.31
Na_2O	2.30	2.83	2.78	0.24	0.13	0.02	3.76	5.35	5.74	4.19
K_2O	3.95	0.85	0.24	0.46	1.69	0.01	4.36	1.97	2.12	4.24
P_2O_5	0.19	0.17	0.69	<0.1	<0.1	<0.1	0.02		0.12	<0.1
Total	99.69	99.77	100.08	100.23	100.21	100.68	99.82	100.55	99.92	100.41
La	10.81	9.96	26.5	2.96	21.7	3.14	14.78	121.00	71.4	8.4
Ce	28.63	21.3	61.3	7.2	40.6	5.87	34.12	202.00	114	14.5
Pr	3.73	2.52	7.17	0.59	3.62	0.58	3.67	20.10	11.5	2.33
Nd	16.20	11.8	34	2.23	13.5	2.1	14.04	86.70	52	8.27
Sm	4.11	3.4	7.6	0.51	2.81	0.42	3.66	18.60	9.17	2.25
Eu	1.18	1.42	2.62	0.18	0.82	0.14	0.17	2.76	2.46	0.24
Gd	5.14	11.1	7	0.61	2.54	0.27	4.23	21.50	7.5	1.98
Tb	0.90	1.34	1.47	0.13	0.31	0.056	0.86	2.27	1.26	0.5
Dy	5.88	8.98	7.13	0.86	1.25	0.27	5.82	19.50	7	4.37
Ho	1.20	2.16	1.47	0.24	0.25	0.065	1.20	4.62	1.56	0.94
Er	3.67	6.75	4.1	0.46	0.45	0.12	3.61	14.80	4.5	2.96
Tm	0.61	0.9	0.46	0.091	0.068	0.021	0.54	2.54	0.57	0.38
Yb	3.74	5.49	3.5	0.6	0.45	0.14	2.99	12.70	3.67	2.38
Lu	0.610	0.89	0.43	0.097	0.076	0.025	0.469	2.520	0.57	0.33
REE	122.56	142.31	198.85	21.47	93.66	14.88	125.04	653.61	323.76	74.43
Y	36.15	54.3	34.1	4.71	5.22	1.66	34.88	122.0	36.6	24.6
Nb	10.7	6.65	8.19	0.41	1.3	1.1	11.1	20.6	10.9	7.54
Rb	112	24	8.06	18.3	80.2	2.46	111	60.1	42.9	83.8
Sr	189	75.3	256	62.2	334	12	33	71.9	185	42.1
Ba	1224	445	244	337	152	45.6	624	271	602	496
Zr	151	147	171	3.01	1.94	0.54	133	421	411	142
Cr	82	264	307	2874	2121	2326	12	110	212	102
V	249	353	410	30.9	101	43.8	4	52	28.7	0.44
Ni	39	44.8	205	1572	1414	1886	6	21.2	36	5.88
Co	31.9	58	80.5	88.1	115	155	2.0	6.65	4.19	0.55
Th	15.6	0.67	0.24	10.6	2.67	0.45	4.5	12.70	7.67	1.16
Sc	29.6	40.2	43.2	19.7	19	10.4	1.4	10.70	16.4	4.13
Hf	4.3	3.02	2.36	0.2	0.066	0.02	6.3	7.80	8.08	6.29
Ta	0.6	1.23	1.89	0.21	0.12	0.008	0.8	1.32	1.77	1.97
U		0.47	0.12	0.71	1.12	0.11	1.1	2.39	1.59	0.74

钠质角闪石、金红石、黄玉和锆石等。在石英岩的锆石中也发现了柯石英、多硅白云母和硬玉或绿辉石包体(刘福来等, 2003)。在角闪岩相退变质作用过程中, 多硅白云母和石榴子石经常发育有黑云母+斜长石+绿帘石构成的后成合晶冠状体或假象, 角闪石+钠质斜长石呈绿辉石或硬玉的后成合晶假象, 蓝晶石发育斜长石或钠云母合晶冠状体 (Zhang Z

M et al., 2003)。这些减压退变质反应的存在也说明石英岩经历了早期的超高压变质作用。

1.6 石榴石绿辉石文石岩

到目前为止, 已经在南苏鲁地区的碳酸盐岩和钙硅酸岩中发现了石榴子石、绿辉石、黝帘石、金云母和多硅白云母等高压变质矿物组合, 并且在锆石中找到柯石英包体(刘福来等, 2003)。同时, 碳酸盐

续表 2

岩石	副片麻岩			片岩			石英岩			
样品号	29911/13	2304-45	QLT25	C92-296	703-48	QLT29	C81-245	24517/25	QLT 35	C79-241
SiO ₂	61.77	58.99	75.3	72.53	67.48	71.50	70.53	81.18	82.70	80.13
TiO ₂	1.23	1.07	0.27	0.31	0.80	0.62	0.58	0.55	0.13	0.51
Al ₂ O ₃	14.20	16.50	13.6	12.91	13.27	14.80	15.61	14.76	11.60	13.55
Fe ₂ O ₃	2.93	2.41	1.61	3.42	2.41	3.81	4.02	0.35	2.03	0.92
FeO	4.17	6.14		2.62	4.53		0.81	0.20		0.43
MnO	0.16	0.35	0.07	0.05	0.30	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01
MgO	2.58	1.72	0.23	1.50	1.62	1.00	0.39	0.21	0.46	0.08
CaO	4.64	4.06	1.00	1.70	3.07	3.46	0.47	0.15	1.06	0.18
Na ₂ O	3.74	5.92	5.26	3.63	2.18	2.58	1.70	0.79	1.41	1.58
K ₂ O	2.25	1.66	1.57	3.09	2.98	0.51	2.95	0.29	0.04	1.09
P ₂ O ₅	0.58		0.04	<0.1	0.11	0.20	0.10	0.05	0.01	<0.1
Total	99.45	99.78	98.87	99.62	99.74	98.58	99.73	99.66	99.46	99.77
La	44.62	15.32	11.56	166	21.60	13.65	103.00	13.10	6.68	50.50
Ce	103.10	32.29	32.38	263	55.51	31.90	171.00	30.25	16.60	82.60
Pr	12.66	4.35	2.49	24.6	6.84	3.19	17.20	3.46	1.38	7.50
Nd	51.53	23.21	9.44	99.2	28.51	13.10	67.80	13.20	4.99	31.80
Sm	9.49	7.82	2.20	16.6	6.27	3.17	9.87	2.02	1.04	6.30
Eu	2.87	3.87	0.65	3.1	2.17	1.06	1.95	0.50	0.16	1.68
Gd	8.77	10.83	2.16	10.8	8.82	3.06	6.00	1.42	0.95	4.57
Tb	1.32	1.87	0.37	1.26	1.69	0.47	0.97	0.18	0.15	0.37
Dy	7.73	11.03	2.10	7.13	11.23	2.38	4.80	0.93	0.62	3.07
Ho	1.66	2.39	0.49	1.22	2.40	0.50	0.71	0.18	0.15	0.59
Er	4.53	6.20	1.50	4.17	6.93	1.40	3.11	0.48	0.38	2.01
Tm	0.72	0.84	0.26	0.41	1.12	0.22	0.30	0.07	0.06	0.27
Yb	3.36	5.39	1.58	2.87	6.41	1.14	2.26	0.41	0.38	1.87
Lu	0.727	0.750	0.27	0.41	1.20	0.19	0.36	0.08	0.07	0.36
REE	297.12	168.69	102.46	631.07	230.15	93.44	411.93	70.89	41.59	207.19
Y	44.03	42.53	35	30.3	69.45	18	22.6	4.61	8	13.7
Nb	11.40	8.10	14	8.75	13.80	8	14.7	8.9	13	12.7
Rb	45	34	32	51.1	81	25	45.3	6	6	14.3
Sr	698	153	98	236	101	627	399	358	119	394
Ba	3434	1551	491	985	966	561	1343	1718	17	1164
Zr	300	222	230	284	354	207	345	268	418	301
Cr	20	69	5	128	2	9	177	15	5	104
V	100	79	7	21.9	98	48	28.8	17.0	23	15.8
Ni	11	109	5	15.4	10	5	8.59	7.0	6	11.90
Co	14	12	1	7.31	11.7	5	4.47	3.5	6	1.68
Th	11	2		14.3	11.9		25.90	1.9		8.97
Sc	20.4	20.46	7	10.2	21.9	12	13.90	2.5	6	9.30
Hf	7.6	6.40		6.23	10.3		15.70	6.5		4.62
Ta	0.5	0.50		2.68	0.8		2.94	0.4		0.60
U		0.40		2.73			3.85	0.5		2.55

注: 氧化物含量单位为%, 稀土和微量元素含量为 $\times 10^{-6}$ 。分析单位为德国哥廷根大学地学中心、国家地质分析测试中心和湖北岩矿分析测试中心。

岩和钙质硅酸岩包含有大量含柯石英的榴辉岩透镜体。这些证据都表明, 尽管还没有发现该类岩石在超高压变质条件下的主要矿物——文石, 仍然可以推测这些岩石经历了超高压变质作用。文石在超高压变质岩的抬升过程中是极不稳定的, 很容易转变成方解石。碳酸盐岩和钙质硅酸岩的角闪岩相稳定矿物是方解石、白云石、透辉石、透闪石、硅灰石、绿帘石、白云母和黑云母等。

2 超高压变质岩组合及分布

南苏鲁造山带东海和临沭地区的地质填图表明, 花岗质片麻岩约占超高压变质岩分布面积的70%(图1)。根据矿物组合、变形程度、混合岩化程度和成分演化关系, 可划分出5个岩石类型。第一种为混合岩化黑云钾长片麻岩, 主要分布在上述地区的东北部, 多期变形和混合岩化作用强烈, 很难找到早期高压变质作用的痕迹, 可能是本区最早的古老花岗质侵入体; 第二种为含黑云母二长片麻岩, 在上述地区的西北部和中西部大面积分布。岩石中含极少量暗色矿物($<5\%$), 中细粒变晶结构或糜棱结构, 发育韧性变形面理与线理; 第三种为含黄铁矿石榴石二长片麻岩, 主要分布在图1的西南部, 以含较多的黄铁矿和局部含石榴子石为特征, 暗色矿物的含量也较少, 为黑云母和白云母等。很少见的富钙石榴子石和多硅白云母可能是超高压变质作用的残余; 第四种为黑云角闪二长片麻岩, 以含较高的暗色矿物角闪石、黑云母和绿帘石为特征($5\% \sim 10\%$), 产出面积很小, 只在东海牛山和碱厂有出露; 第五种为含霓辉石角闪石二长片麻岩, 在图1的中部较大面积产出, 以含碱性辉石和碱性角闪石为特征。有人曾推测这两种矿物是超高压变质作用形成的, 但从结构上看, 它们与斜长石和钾长石是共生的。

由于表壳岩经历多期变质、变形和岩浆侵入, 被强烈肢解、分割, 多呈透镜状或薄层状在花岗质片麻岩中产出。因此, 已经不可能识别出原岩的层序及建造组合特征。据现在的变质表壳岩组合和空间分布, 大致划分出以下5个岩组: ①斜长角闪岩大理岩组, 主要由斜长角闪岩和黑云母斜长片麻岩组成, 夹透辉石透闪石大理岩和榴辉岩透镜体, 在该地区的东北部呈北东—南西向断续产出于黑云二长片麻岩和混合岩化的黑云钾长片麻岩之中(图1)。超高压变质岩组合应为榴辉岩、石英硬玉岩和石榴石绿辉石文石岩。②二云斜长片麻岩组, 以二云斜长片麻岩为主, 与黑云斜长片麻岩、石榴绿帘二云片麻岩呈

互层, 夹大量榴辉岩体和二云石英片岩。在该地区中部呈北东—南西向分布于含黄铁矿石榴石二长片麻岩、含霓辉石角闪石二长片麻岩和混合岩化钾长片麻岩之中。超高压变质组合应为石英硬玉岩、榴辉岩和石榴石多硅白云母片岩。③片麻岩榴辉岩组, 包括二云二长片麻岩、富黑云母片麻岩、多硅白云母榴辉岩、绿帘斜长角闪岩和石英白云母片岩等, 分布在该地区的东南部, 如中国大陆科学钻探工程孔区附近的毛北至张庄、驼峰和白塔埠等地。超高压变质岩组合是多硅白云母榴辉岩、柯石英硬玉岩和石榴石多硅白云母石英片岩等。④榴辉岩片麻岩组, 包括榴辉岩、绿帘白云斜长片麻岩、黑云母斜长片麻岩、绿帘蓝晶石石英岩和白云母石英岩。分布在该地区南部, 即房山、虎山至青龙山一带, 特点是榴辉岩、片麻岩和石英岩互层状产出。超高压变质岩组合应为榴辉岩、柯石英硬玉岩、硬玉柯石英岩和石榴石多硅白云母柯石英片岩等。⑤大理岩石英岩组, 以大理岩为主, 夹多硅白云母石英岩或含磁铁矿石英岩, 局部二者互层状产出, 夹榴辉岩透镜体。分布于东海地区的东南部, 在地表仅见于武强山和秦山岛上。但钻探表明, 该岩组分布规模较大, 局部厚度可达几百米。超高压变质岩组合为文石岩、榴辉岩和多硅白云母柯石英岩。

3 岩石化学

通过大量的全岩化学分析, 可以将南苏鲁造山带主要变质岩超基性岩、榴辉岩、正片麻岩、副片麻岩、片岩和石英岩的地球化学特征简述如下, 其代表性样品的分析结果见表2。

以石榴石橄榄岩为代表的超基性岩的 SiO_2 含量为 $35\% \sim 45\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 2\%$ (图2), 绝大多数 $< 1\%$ 。与基性岩相比, 明显富 $\text{MgO} (> 30\%)$, 贫 Al_2O_3 和 CaO 。与Ringwood(1975)定义的原始地幔岩相比, 本区超基性岩的 Al_2O_3 、 TiO_2 和 CaO 都明显偏低, 只有 FeO 相当于原始地幔岩的平均值。而且, MgO 与 Al_2O_3 、 TiO_2 和 CaO 之间具明显负相关性, 表明这种超基性岩起源于亏损的残余地幔(Zhang R Y et al., 2000)。超基性岩的稀土元素总量为 $8 \times 10^{-6} \sim 70 \times 10^{-6}$, 球粒陨石标准化分配型式多表现出较明显的分馏, 即轻稀土富集、重稀土亏损(图3a)。但个别样品表现为轻稀土富集、重稀土平坦型, 甚至为中稀土亏损型, 这很可能是地幔交代作用的结果(Song et al., 1989)。超基性岩的微量元素原始

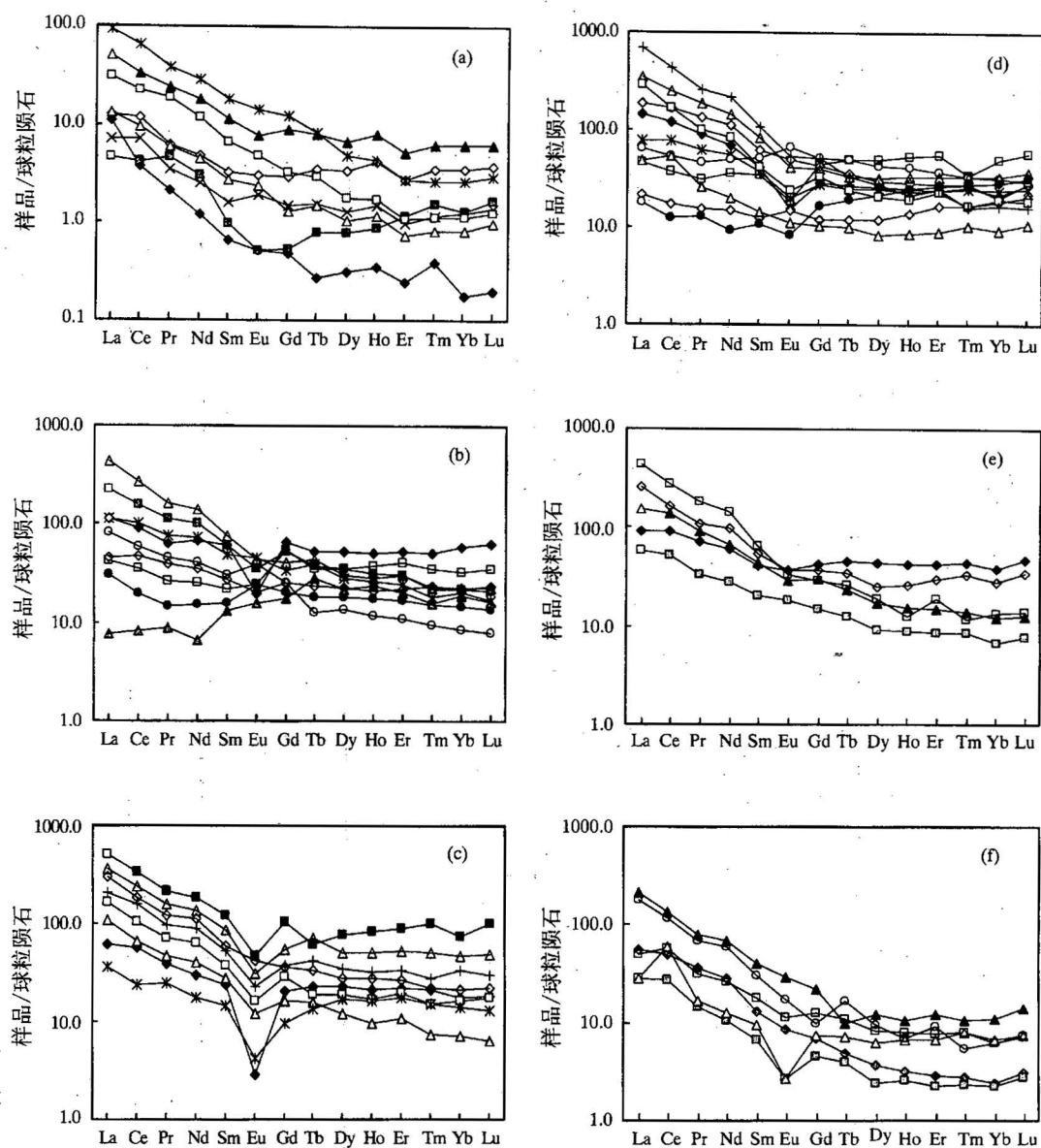


图3 超高压变质岩稀土元素球粒陨石标准化分配形式

Fig. 3 Chondrite-normalized REE pattern of UHP rocks

(a)—超基性岩; (b)—榴辉岩; (c)—花岗质片麻岩; (d)—副片麻岩; (e)—片岩; (f)—石英岩

(a)—Ultramafic rock; (b)—eclogite; (c)—granitic gneiss; (d)—paragneiss; (e)—schist; (f)—quartzite

地幔标准化分配型式表现为 Nb、Zr 和 Ti 的强烈负异常(图 4a); 而除个别样品外, 其他微量元素的含量多高于原始地幔值, 并且具有相似的分配型式。

以榴辉岩为代表基性变质岩具有十分复杂的、且范围很大的成分变化。SiO₂ 含量为 42%~60%, Na₂O+K₂O 为 2%~7.5%(图 2)。榴辉岩的稀土元素含量在 10 至 100 倍球粒陨石之间。多数榴辉岩的稀土元素球粒陨石标准化型式表现出较明显的分异, 轻稀土富集, 而重稀土亏损。但也有的表现为平坦型, 甚至轻稀土亏损, 重稀土富集(图 3b)。榴辉岩

的微量元素原始地幔标准化分配型式表明, 多数样品具有较明显的 Nb、Sr、Nd 和 Ti 的负异常, 以及 Th 和 K 的正异常或负异常(图 4b)。榴辉岩常量、稀土元素和微量元素的差异变化, 都表明其原岩可能是多成因。榴辉岩微量元素的 N 型 MORB 标准化分配型式相对较为接近, 表现为从 Sr 到 P 的大隆起, 以及个别样的 Nb、Hf 和 Ti 的负异常(图 4c)。

南苏鲁地区的正变质与副变质片麻岩虽具有相近的 SiO₂ 含量(图 2), 但其他元素具有较大的差异。如正片麻岩具有较高的 Na₂O+K₂O 含量, 较低的

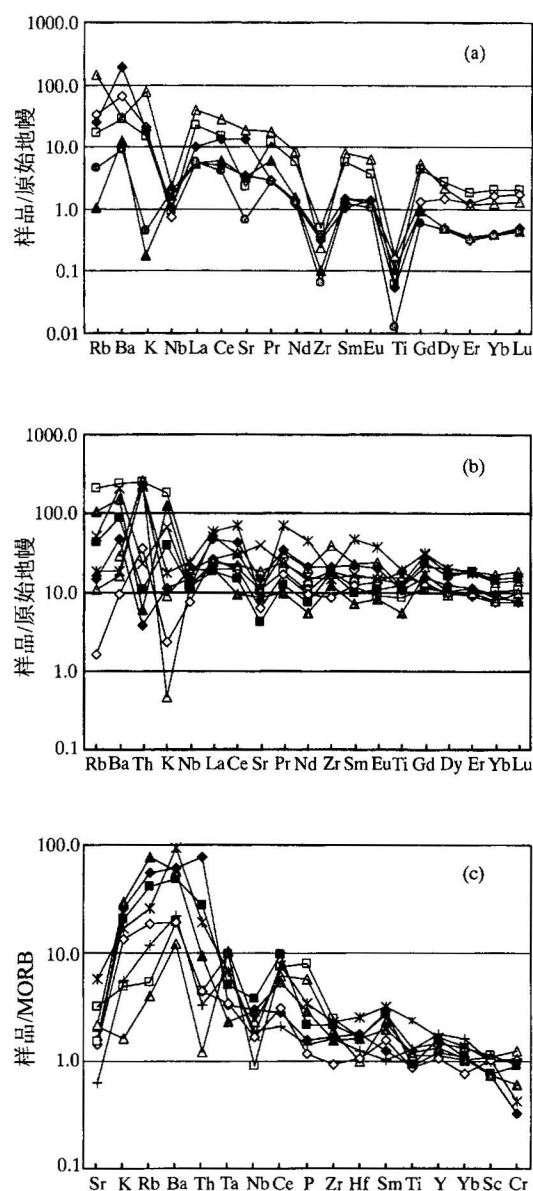


图 4 超基性岩或榴辉岩微量元素原始地幔或 N-MORB 标准化分配形式

Fig. 4 Primitive-mantle or N-MORB normalized spidergrams of ultramafic rocks and eclogites

(a)—超基性岩; (b), (c)—榴辉岩

(a)—Ultramafic rock; (b), (c)—eclogite

Mg 值, 较低的 CaO 和全铁, 较高的 Na_2O , 以及较低的 Co 和 V (图 5)。正片麻岩的稀土元素球粒陨石标准化分配型式为轻稀土富集, 重稀土亏损型, 且具有明显的负 Eu 异常 (图 3c)。尽管多数副片麻岩也具有轻稀土富集、重稀土亏损的分配型式, 但只有个别样品具轻微的负 Eu 异常, 多数样品不具 Eu 异常, 部分还具有正 Eu 异常, 这也可能显示副片麻岩原岩是多种成因 (图 3d)。正、副片麻岩的微量元素大

陆地壳标准化分配型式基本相同, 但前者均有明显的负 Sr 异常, 而后者具有更明显的 Nb 异常 (图 6a 和 b)。

超高压片岩具有与片麻岩相当的 SiO_2 含量, 但具有较低的 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量 (图 2)。其他氧化物虽与正、副片麻岩并无明显差异 (表 2), 但其本身变化范围要比正、副片麻岩大, 这也反映出其为变质沉积岩的特征。超高压片岩的稀土元素球粒陨石标准化分配型式均呈轻稀土富集、重稀土亏损型, 有的样品重稀土相对较平缓 (图 3e)。超高压片岩的微量元素含量与大陆地壳较为接近, 为后者的 1 至 8 倍之间, 标准化形式呈平坦型, 有较明显的负 Rb 和 Nb 异常, 个别样品负 Sr 或正 Sr 异常 (图 6c)。

与上述所有岩石类型相比, 变质石英岩类具有最高的 SiO_2 含量和最低的 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量 (图 2), 除 Al_2O_3 与片麻岩和片岩相近以外, 其他氧化物均较后两者要明显偏低 (表 2), 显出富铝硅质岩的原岩特征。与片麻岩和片岩相比, 石英岩的稀土元素总量, 特别是重稀土偏低, 其球粒陨石标准化分配形式均为轻稀土富集、重稀土亏损型, 但个别样品具有负 Eu 异常, 或正 Ce 异常 (图 3f)。石英岩的微量元素大陆地壳标准化分配形式显示 (图 6d), 大多数的微量元素含量略低于大陆地壳, 同时也表现出较明显的正 Zr 异常和 Ba 的正异常或负异常。

4 原岩构造环境分析

大量的研究已经表明, 大别-苏鲁造山带的超高压榴辉岩原岩为正变质岩, 并很可能是变质玄武岩或辉长岩 (Li et al., 1993; Zhang R Y et al., 1995; Jahn, 1998; Zhang Z M et al., 2000)。图 7 也显示, 本区的榴辉岩大多数相当于正变质斜长角闪岩, 或靠近正变质的斜长角闪岩区。部分更富铁的榴辉岩其成分应该是更接近超基性岩。图 8 表明, 这些正变质的榴辉岩大多数属于拉斑玄武岩系列。据全岩化学成分判别, 榴辉岩的原岩包括苦橄玄武岩、玄武岩、玄武安山岩、安山岩、粗面安山岩和玄武质粗面安山岩等多种类型 (张泽明等, 2002)。榴辉岩的大范围成分变化, 特别部分贫镁、富钙榴辉岩原岩可能表明其经历了地壳物质的混染或者本身就是火山-沉积岩 (Zhang R Y et al., 1995)。

有关榴辉岩的原岩形成构造环境存在较大争议, 有人认为是蛇绿岩, 但更多人认为是火山弧或板内玄武岩 (Li et al., 1993; Zhang R Y et al., 1995; Jahn et al., 1994)。图 9 和 10 均显示, 大多数榴辉

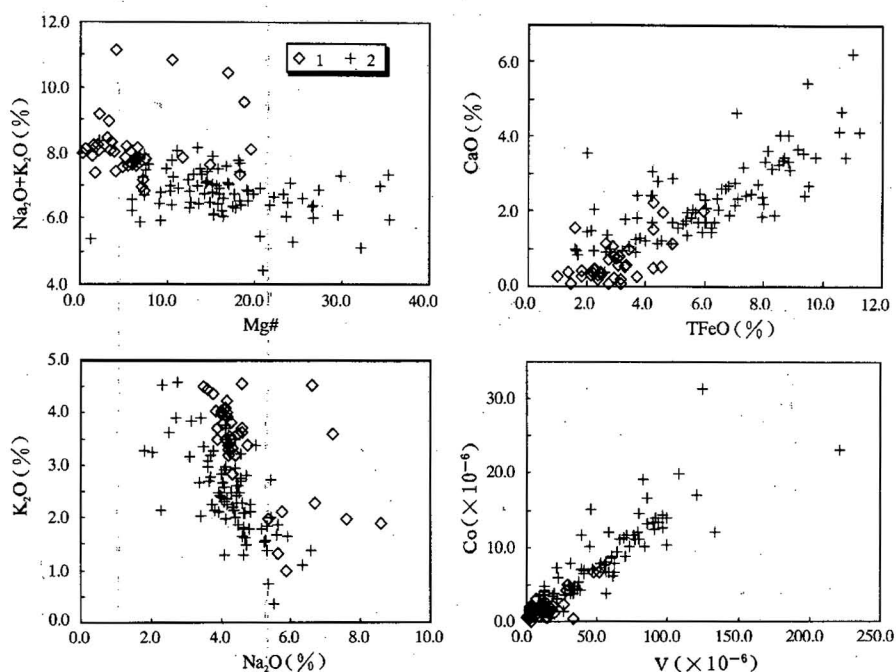


图 5 花岗质片麻岩与副片麻岩化学成分对比

Fig. 5 Chemical compositional comparison of orthogneiss and paragneiss

1—正片麻岩; 2—副片麻岩

1—Orthogneiss; 2—paragneiss

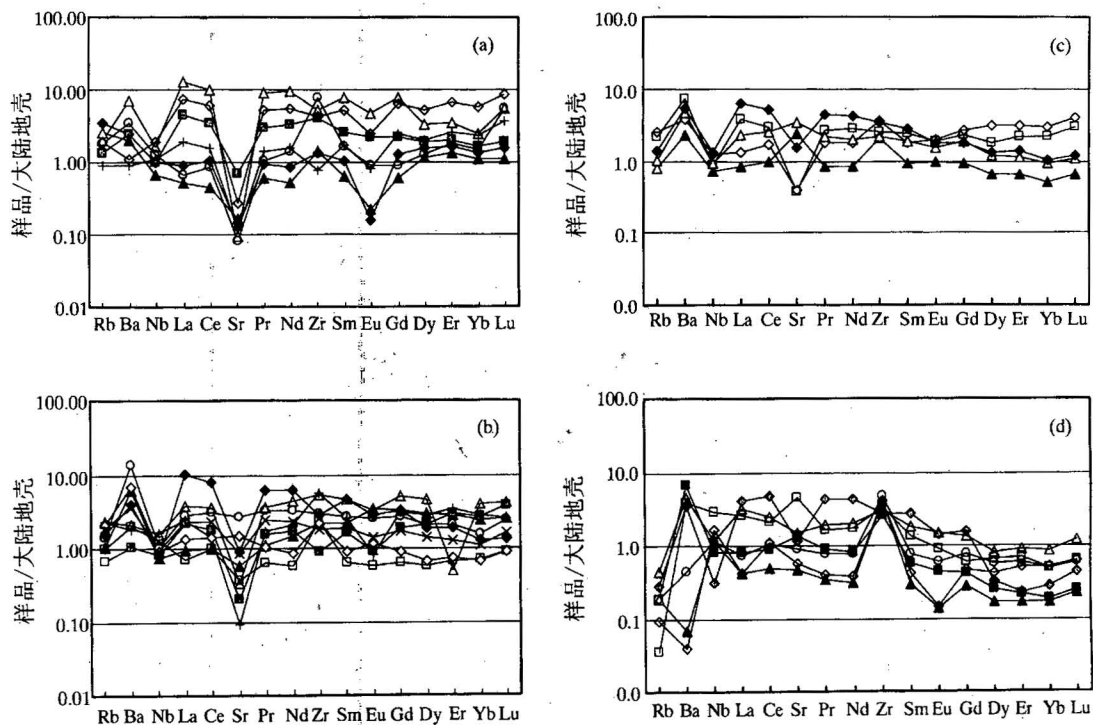


图 6 片麻岩、片岩和石英岩微量元素大陆地壳标准化分配形式

Fig. 6 Continental crust-normalized spidergrams of gneiss, schist and quartzite

(a)—正片麻岩; (b)—副片麻岩; (c)—片岩; (d)—石英岩

(a)—Orthogneiss; (b)—paragneiss; (c)—schist; (d)—quartzite

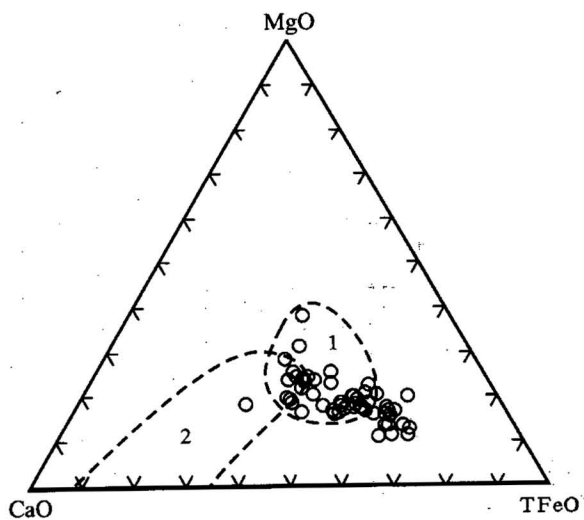


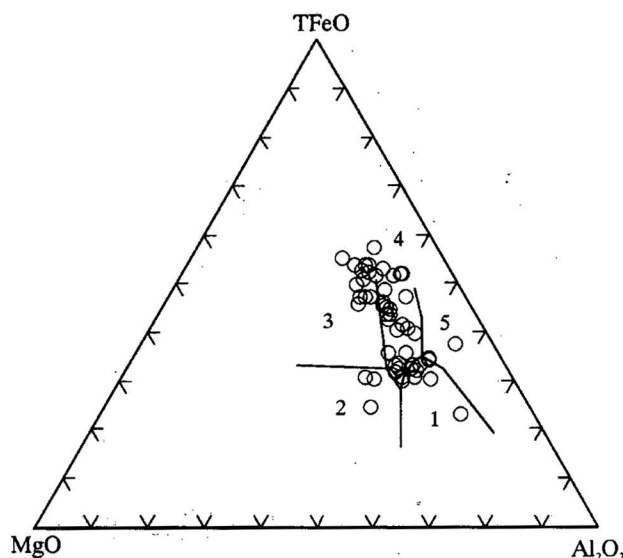
图 7 榴辉岩 MgO-CaO-TFeO 图

Fig. 7 MgO-CaO-TFeO diagram of eclogite

1—正变质斜长角闪岩; 2—副变质斜长角闪岩

(图中分区据王仁民等, 1987)

1—Amphibolite derived from igneous rock; 2—amphibolite from sedimentary rock (after Wang Renmin et al., 1987)

图 9 榴辉岩的 TFeO-MgO-Al₂O₃ 图Fig. 9 TFeO-MgO-Al₂O₃ diagram of eclogite

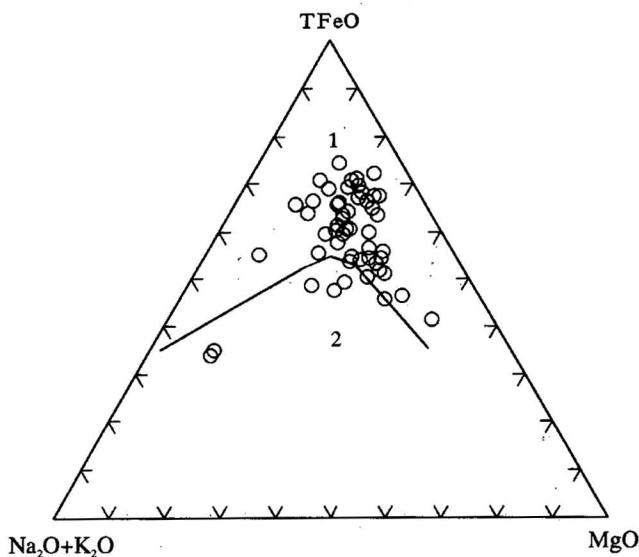
1—造山玄武岩; 2—洋中脊或洋底玄武岩; 3—大洋岛玄武岩;

4—大陆玄武岩; 5—扩张性中央岛玄武岩

(图中分区据王仁民等, 1987)

1—Orogenic basalt; 2—mid-ocean ridge basalt; 3—ocean island basalt; 4—continental basalt; 5—spreading center island basalt

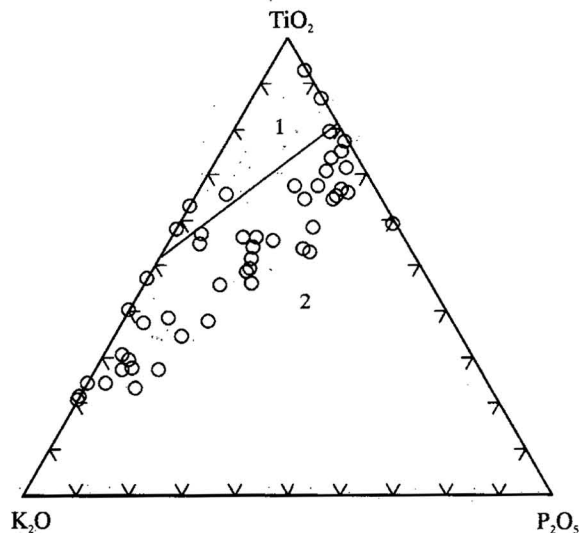
(after Wang Renmin et al., 1987)

图 8 榴辉岩 TFeO-Na₂O+K₂O-MgO 图Fig. 8 TFeO-Na₂O+K₂O-MgO diagram of eclogite

1—拉斑玄武岩; 2—钙碱性玄武岩 (图中分界据王仁民等, 1987)

1—Tholeiite; 2—calcic-alkali basalt

(after Wang Renmin et al., 1987)

图 10 榴辉岩的 TiO₂-K₂O-P₂O₅ 图Fig. 10 TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram of eclogite

1—大洋玄武岩区; 2—非大洋玄武岩区

(图中分区据王仁民等, 1987)

1—Ocean basalt; 2—non-ocean basalt

(after Wang Renmin et al., 1987)

岩落入大陆玄武岩区。除一个样品之外, 榴辉岩的 Ti/V 值均大于 20 (图 11), 这也表明榴辉岩的原岩形成在大陆环境下 (Jahn, 1998)。多数榴辉岩的 Y/Nb 值大于 4, 进一步表明是大陆玄武岩 (图 11)。此外, 也许更重要的是, 榴辉岩的稀土元素球粒陨石标准化形式 (图 3c) 和微量元素 MORB 标准化形式 (图

4c) 也均表明, 其具有大陆玄武岩的亲缘性。据 CIPW 标准矿物分子计算, 本区正片麻岩的原岩属花岗岩和奥长花岗岩, 而没有英云闪长岩和花岗闪长岩。这些花岗质片麻岩与 TTG 岩浆岩组合相比

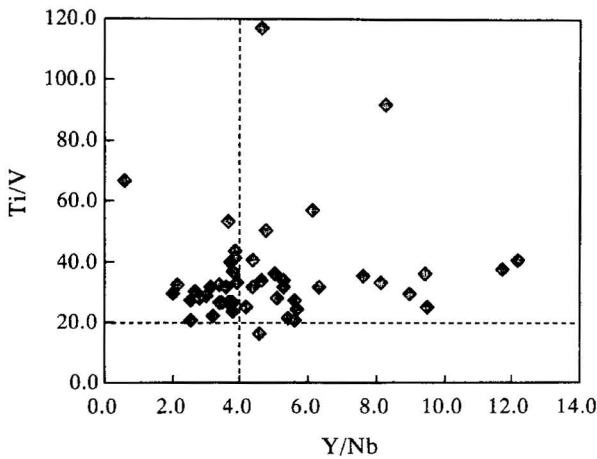


图 11 榴辉岩的 Ti/V-Y/Nb 图
Fig. 11 Ti/V vs Y/Nb diagram of eclogite

明显贫 CaO, 而富 Na_2O 和 K_2O (张泽明等, 2002)。微量元素特征显示, 大多数为板块内部构造环境, 少数为火山弧构造环境, 而没有一个点落入洋中脊和同碰撞花岗岩区 (图 12a 和 b)。此外, 花岗质片麻岩 $\text{K}_2\text{O} > 1\%$, 较强烈的稀土元素分馏和明显的负 Eu 异常也表明, 其形成在大陆或大陆边缘环境。

由于多期的强烈变形改造和岩浆侵入, 变质表壳岩多呈透镜状产于花岗质片麻岩之中, 其原始沉积建造和岩石组合已经很难识别。在东海县东南部的青龙山一带, 变质表壳岩分布规模较大, 构成了一个由酸性火山岩变质形成的白云绿帘钠长片麻岩, 和由基性火山岩变质形成的榴辉岩组成的双峰式火山岩组合。一般认为这种双峰式的火山岩是形成在大陆裂谷构造环境。

5 结论

(1) 在南苏鲁造山带核部大面积分布的角闪岩相变质岩普遍经历了早期的超高压变质作用, 典型超高压变质岩是榴辉岩、石榴石橄榄岩、石英硬玉岩、石榴石多硅白云母片岩、硬玉石英岩和石榴石绿辉石文石岩, 它们的角闪岩相退变质产物分别是斜长角闪岩、蛇纹岩、长英质片麻岩、长石石英云母片岩、石英岩和大理岩。

(2) 榴辉岩是代表性的超高压变质岩, 主要由石榴子石和绿辉石组成, 含少量石英 (柯石英)、多硅白云母、蓝晶石、角闪石、黝帘石、金红石、滑石和锆石。在许多榴辉岩的超高压变质和退变质过程中出现大量的含水矿物。大多数榴辉岩的全岩化学成分相当于基性岩, 少部分相当于超基性岩、中基性或中性岩。榴辉岩的原岩可能主要是形成在大陆内部的基性火成岩, 少部分可能为基性火山-沉积岩或富镁铁的泥质岩。

(3) 以石榴石橄榄岩为代表的超基性岩以石榴子石、单斜辉石、斜方辉石和橄榄石的共生为特征。深入的矿物化学和出溶结构证据表明, 石榴石橄榄岩很可能是形成在比榴辉岩更高的 $p-t$ 条件下, 并可能是来自于俯冲带之上的地幔楔状体。地球化学成分显示其具有亏损的残余地幔岩特征。

(4) 造山带核部大面积分布的长英质片麻岩的原岩相当于花岗岩或奥长花岗岩, 形成在大陆内部或火山弧构造环境。长英质片麻岩锆石中柯石英、绿辉石 (或硬玉) 和多硅白云母包体的存在, 证明其经历了早期的超高压变质作用, 应为柯石英硬玉 (绿辉

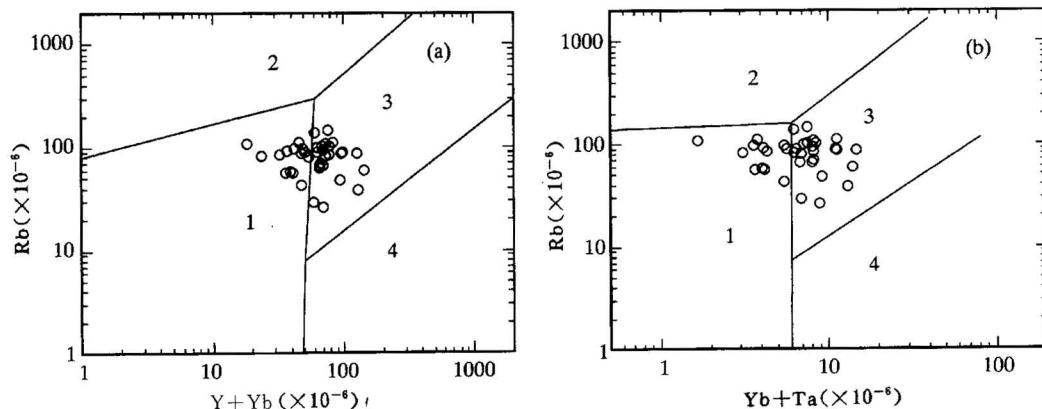


图 12 花岗质片麻岩 Rb-Y+Yb(a) 和 Rb-Yb+Ta(b) 图
Fig. 12 Rb vs Y+Yb (a) and Rb vs Yb+Ta (b) of orthogneiss

1—火山弧花岗岩; 2—同构造的碰撞带花岗岩; 3—板块内部花岗岩; 4—洋中脊花岗岩 (图中分区据王仁民等, 1987)
1—Volcanic arc granite; 2—syn-collisional granite; 3—within plate granite; 4—mid-ocean ridge granite (after Wang Renmin et al., 1987)

石)岩。与榴辉岩相比,其经历了更强烈角闪岩相退变质作用。

(5)石榴石多硅白云母片岩、硬玉石英岩和石榴石绿辉石文石岩的原岩分别相当于泥质岩、硅质岩和碳酸盐岩,它们与基性和酸性火山岩一起构造了形成在大陆裂谷或大陆边缘环境下的古老表壳岩组合。

致谢: 本项研究得到了潘明宝博士、杨经绥研究员、李海兵研究员、张建新研究员、金振民教授、沈昆研究员、Hoefs 教授、肖益林博士、罗贤材高工、殷秀兰、陈世忠和邱海俊博士的帮助与指导。

参 考 文 献

- 刘福来, 许志琴, 张泽明, 杨经绥. 2001a. 中国大陆科学钻探工程预先导孔中片麻岩—花岗质片麻岩的岩石学和地球化学研究. 地质学报, 75(1): 70~80.
- 刘福来, 张泽明, 许志琴. 2003. 苏鲁地体超高压矿物的三维空间分布. 地质学报, 77(1): 69~84.
- 张泽明, 许志琴, 徐惠芬. 1999. 南苏鲁超高压变质带东海 ZK703 钻孔榴辉岩的变质作用. 地质学报, 73(4): 321~333.
- 张泽明, 许志琴, 刘福来, 孟繁聪, 杨天南, 李天福, 殷秀兰. 2002. 南苏鲁造山带根部的物质组成及变质作用. 地质通报, 21(10): 609~616.
- Bruechner H K, Medaris L G. 2000. A general model for the intrusion and evolution of "mantle" peridotites in high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic terranes. *J. Metamorphic Geol.*, 18: 123~133.
- Carswell D A. 1990. Eclogite facies rocks. Blackie and Son Ltd., New York.
- Carswell D A, Wilson R N, Zhai M G. 2000. Metamorphic evolution, mineral chemistry and thermobarometry of schists and orthogneisses hosting ultra- high pressure eclogites in the Dabieshan of central China. *Lithos*, 52: 121~155.
- Cong B L, Zhang R Y, Liou J G, Ye K, Wang Q C. 1996. Metamorphic evolution of UHPM rocks. In: Cong B L, eds. Ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabieshan—Sulu region of China. Beijing: Science Press, 128~160.
- Dobrzhinetskaya L, Green H, Wang S. 1996. Alpe Arami: a peridotite massif from depths of more than 300 kilometers. *Science*, 271: 1841~1845.
- Dobrzhinetskaya L, Bozhilov K N, Green H W. 1999. The solubility of TiO_2 in olivine: implications for the mantle wedge environment. *Chemical Geology*, 160: 357~370.
- Enami M, Zang Q, Yin Y. 1993. High-pressure eclogites in northern Jiangsu—southern Shandong province, eastern China. *J. Metamorphic Geol.*, 11: 589~603.
- Green H W, Dobrzhinetskaya L, Riggs E M, Jin Z M. 1997. Alpe Arami: a peridotite massif from the Mantle Transition Zone? *Tectonophysics*, 279: 1~21.
- Harker B, Sharp T, Zhang R, Liou J, Hervig R. 1997. Determining the origin of ultrahigh-pressure lherzolites. *Science*, 258: 702~704.
- Herman L M, van Roermund H L M, Martyn R D. 1998. Ultra-high pressure ($P > 6$ GPa) garnet peridotites in Western Norway: exhumation of mantle rocks from > 185 km depth. *Terra Nova*, 10: 295~301.
- Hirajima T, Ishiwatari A, Cong B L, Zhang R Y, Banno S, Nozaka T. 1990. Identification of coesite in Mengzhong eclogite from Donghai County, northeastern Jiangsu Province, China. *Mineralogical Magazine*, 54: 579~584.
- Jahn B M, Cornichet J, Henin O, Coz—Bouhnik M Le, Cong B L. 1994. Geochemical and isotopic investigation of ultra-high pressure (UHP) metamorphic terranes (Su—Lu and Dabie) in China. *EOS*, 75: 743.
- Jahn B M. 1998. Geochemical and isotopic characteristics of UHP eclogites and ultramafic rocks of the Dabie orogen: Implications for continental subduction and collisional tectonics. In: Hacker B R, Liou J G, eds. When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-pressure Rocks. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 203~239.
- Li S G, Chen Y Z, Cong B L, Zhang Z, Zhang R, Liou D, Hart S R, Ge N J. 1993. Collision of the North China and Yangtze Block and formation of coesite-bearing eclogites: timing and processes. *Chemical Geology*, 109: 70~89.
- Liou J G, Banno S, Ernst W G. 1995. Ultrahigh-pressure metamorphism and tectonics. *The Island Arc*, 4: 233~239.
- Liou J G, Zhang R Y. 1998. Petrogenesis of an ultrahigh-pressure garnet-bearing ultramafic body from Maowu, Dabie Mountains, east-central China. *The Island Arc*, 7: 115~134.
- Liu F L, Xu Z Q, Xu F H, Yang J S. 1999. High- and ultrahigh-pressure metamorphism and retrogressive texture of gneiss in the Donghai area: Evidence from gneisses in drillhole ZK2304. *Acta Geologica Sinica*, 73: 300~315.
- Liu F L, Xu Z Q, Zhang Z M, Yang J S. 2001a. Petrology and geochemistry of gneiss and granitic gneiss from pre-pilot drill hole (CCSD-PP1), Chinese Continental Scientific Drilling Project. *Acta Geologica Sinica*, 75(1): 70~80 (in Chinese with English abstract).
- Liu F L, Xu Z Q, Katayama I, Yang J S, Maruyama S, Liou J. 2001b. Mineral inclusions in zircon of para- and orthogneiss from pre-pilot drillhole CCSD-PP1, Chinese Continental Scientific Drilling Project. *Lithos*, 59: 199~215.
- Liu F L, Xu Z Q, Liou J G, Katayama I, Masago H, Maruyama S, Yang J S. 2002. Ultrahigh- pressure mineral inclusions in zircons from gneissic core samples of the Chinese Continental Scientific Drilling Site in eastern China. *European Journal of Mineralogy*, 14: 499~512.
- Liu F L, Zhang Z M, Xu Z Q. 2003. Three-dimensional distribution of ultrahigh-pressure minerals in Sulu terrane. *Acta Geologica Sinica*, 77(1): 69~84 (in Chinese with English abstract).
- Medaris L. 1999. Garnet peridotite in Eurasian HP and UHP terranes: A diversity of origins and thermal histories. *Int. Geol. Rev.*, 41: 799~815.
- Ringwood A E. 1975. Composition and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill, New York.
- Rumble D, Giorgis D, Ireland T, Zhang Z M, Xu H F, Yui T F, Yang J S, Xu Z Q, Liou J G. 2002. Low ^{18}O zircons, U-Pb dating, and the Qinglongshan oxygen and hydrogen isotope anomaly near Donghai in Jiangsu Province, China. *Goechimica et Cosmochimica Acta*, 66: 2299~2306.
- Song Y, Frey F A. 1989. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalts from Hannuoba, eastern China: implications for subcontinental mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 59: 97~113.
- Van Roermund H L M, Drury M R, Barnhoorn A, De Ronde A A. 2000. Super-silica garnet microstructures from an orogenic garnet peridotite, evidence for an ultra-deep (> 6 GPa) origin. *J. Metamorphic Geol.*, 18: 135~147.
- Wallis S, Enami M, Banno S. 1999. The Sulu UHP terrane: A review of the petrology and structural Geology. *Int. Geol. Rev.*, 41: 906~920.

- Xu Z Q, Yang W C, Zhang Z M, Yang T N. 1998. Scientific significance and site-selection researches of the first Chinese Continental Scientific Deep Drillhole. *Cont. Dyn.*, 3: 1~13.
- Yang J J, Godard G, Kienast J, Lu Y, Sun J. 1993. Ultrahigh-pressure (60 kbar) magnesite-bearing garnet peridotites from northeastern Jiangsu, China. *J. Geology*, 101: 541~554.
- Yang J J, Jahn B M. 2000. Deep subduction of mantle-derived garnet peridotites from the Su—Lu UHPM terrane in China. *J. Metamorphic Geol.*, 18: 167~180.
- You Z D, Han Y J, Yang W R, Zhang Z M, Wei B Z, Liu R. 1996. The high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic belt in the east Qinling and Dabie Mountains, China. Wuhan: China University of Geoscience Press, 150.
- Zhang R Y, Liou J G, Cong B L. 1994. Petrogenesis of garnet-bearing ultramafic rocks and associated eclogites in the Su—Lu ultrahigh-pressure metamorphic terrane, China. *J. Metamorphic Geol.*, 12: 169~186.
- Zhang R Y, Hirajima T, Banno S, Cong B L, Liu J G. 1995. Petrology of ultrahigh-pressure rocks from the southern Sulu region, eastern China. *J. Metamorphic Geol.*, 13: 659~675.
- Zhang R Y, Shu J F, Mao H G, Liou J G. 1999. Magnetite lamellae in olivine and clinohumite from Dabie UHP ultramafic rocks, central China. *American Mineral.*, 84: 564~569.
- Zhang R Y, Liou J G, Yang J S, Yui T. 2000. Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from the Dabie—Sulu UHP terrane, eastern-central China. *J. Metamorphic Geol.*, 18: 149~166.
- Zhang Z M, You Z D, Han Y J, Sang L K. 1996. Petrology, metamorphic process and genesis of the Dabie—Sulu eclogite belt, Eastern Central China. *Acta Geologica Sinica*, 9: 134~156.
- Zhang Z M, Xu Z Q, Xu H F. 1999. Metamorphism of the eclogite from the ZK703 drillhole in Donghai, South Sulu (Jiangsu—Shandong) ultrahigh-pressure metamorphic belt, eastern China. *Acta Geologica Sinica*, 73 (4): 321~333 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z M, Xu Z Q, Liu F L, Meng F C, Yang T N, Li T F, Yin X L. 2002. Composition and metamorphism of the root of the southern Sulu orogen. *Geological Bulletin of China*, 21(10): 609~616 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z M, Xu Z Q, Xu H F. 2000. Petrology of ultrahigh-pressure eclogite from the ZK703 drillhole in the Donghai, eastern China. *Lithos*, 52: 35~50.
- Zhang Z M, Xu Z Q, Xu H F. 2003. Petrology of the Non-mafic UHP Metamorphic Rocks from the drillhole in the Southern Sulu Orogenic Belt, Eastern—central China. *Acta Geologica Sinica*, 77 (2): 173~186.

Petrology and Petrochemistry of UHP Metamorphic Rocks from the Sulu Orogenic Belt, Eastern Central China

ZHANG Zeming¹⁾, XU Zhiqin¹⁾, LIU Fulai¹⁾, YOU Zhendong²⁾
MENG Fancong¹⁾, LI Tianfu¹⁾

1) Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100073

2) Chinese University of Geosciences, Wuhan, 430074

Abstract

In the southern Sulu orogenic belt, old supracrustal rocks and granitic intrusions were subjected to ultrahigh-pressure metamorphism (UHPM) in 220 to 240 Ma during the subduction and collision between the North China plate and Yangtze plate, and then amphibolite-facies retrogression during the exhumation of UHPM rocks. Based on the study of petrology and petrochemistry, these rocks can be divided into six types, i. e. eclogite, garnet peridotite, quartz jadeitite, garnet-phengite schist, jadeite quartzite and garnet and omphacite-bearing aragonite marble. They were transformed to amphibolite, serpentinite, gneiss, quartz-mica schist, quartzite and marble during the amphibolite-facies retrogression. The chemical characteristics indicate that the protolith of eclogites were possibly tholeiite with a continental affinity, whereas the garnet peridotites were derived from a depleted mantle. The protoliths of quartz jadeitite include metamorphosed granite, trondhjemite, acidic volcanic rocks and feldspar-quartz sandstone. The metamorphosed granites show an affinity of continental or continental margin. The quartz-mica schist, quartzite and marble were metamorphosed sedimentary rocks, and, together with paragneiss and mafic rock, constituted the old supracrustal series. The bimodal association of acidic and mafic volcanic rock suggests that some supracrustal rocks were formed under continental rift. Therefore, the protoliths of the UHPM rocks from the southern Sulu orogenic belt were sedimentary rocks, mafic and acidic volcanic rock, granite and trondhjemite formation with continental affinity.

Key words: Sulu orogenic belt; UHPM rock; petrochemistry; tectonic setting; metamorphic evolution