# 中国大陆科学钻探工程卫星孔 CCSDPP6 钻孔橄榄岩岩石学研究

任玉峰,杨经绥,张仲明,李天福

国土资源部大陆动力学实验室,中国地质科学院地质研究所,北京,100037

内容提要:中国大陆科学钻探工程卫星孔 PP6 钻孔位于苏鲁超高压变质带的山东荣成滕家集马草夼橄榄岩体中。该橄榄岩出露于元古代花岗闪长片麻岩中,面积为 300m×130m。地表岩石风化强烈,钻孔内岩石新鲜,劈理发育。孔深 196 m,橄榄岩厚度约 110m,下部为花岗闪长片麻岩。橄榄岩主体呈块状构造,边缘呈条带状构造,靠近片麻岩的橄榄岩蛇纹石化强烈。除了 10 cm 厚的岩脉原岩为岩浆分异的产物外,岩石主元素、微量和稀土元素地球化学显示,原岩为极亏损的地幔方辉橄榄岩。岩石主要矿物组成为橄榄石(85%~95%)+斜方辉石(3%~5%)+角闪石(3%~5%)+尖晶石(约 0.5%)+镍硫化物(<0.1%),个别部位含有石榴石、单斜辉石和白云石。根据矿物的结构和成分,大体分为三个期次的组合。早期残余地幔矿物组合,由镁橄榄石、富铝顽火辉石、铬尖晶石和透辉石组成,具残余斑状结构,常含有包体,为高温低压组合;超高压变质期矿物组合,由镁橄榄石、镁铝榴石(Pyr=62~66)、低铝顽火辉石、铬尖晶石组成,具细粒变晶结构,无包体,变质温压为840~940°C、3.0~4.1GPa;麻粒岩相一角闪岩相变质期矿物组合,包括韭闪石、镁铝尖晶石、铬尖晶石、白云石、透闪石、蛇纹石,变质温度和压力为650~780℃、<1.8 GPa。马草夼橄榄岩作为地幔楔,在印支期发生了超高压变质作用,并在折返过程中叠加了麻粒岩相一角闪岩相的变质作用。

关键词: PP6 钻孔;方辉橄榄岩;石榴子石;超高压变质;荣成;山东

对苏鲁超高压变质带的认识始于对苏鲁地区榴 辉岩中柯石英的发现(Yang and Smith, 1989: Hirajima et al., 1990),后来在大面积分布的片麻 岩的锆石包体中也发现了柯石英(刘福来等,2003), 使人们对苏鲁地区的超高压变质的认识更加深刻。 与榴辉岩相伴的超镁铁岩的研究在区域上做了大量 的研究工作(白文吉等,1992;赵大升等,1993;张旗 等,1995;樊金涛,1996;陆永增,1998; Zhang et al., 1994, 1995, 2000; Zhang and Liou, 1998), 尤 其是实施中国大陆科学钻探工程以后,科学家从钻 孔中获得了新鲜的岩石,做了更为细致的研究(李天 福等,2003;杨经绥等,2005;陈世忠等,2005)。苏鲁 地区的超镁铁岩呈分散的、规模不大的小岩体,常常 与榴辉岩伴生,或包含榴辉岩,属于典型的造山带橄 榄岩或阿尔卑斯型橄榄岩,可能记录了早期造山带 的演化史。因此,开展该地区橄榄岩的研究对早期 地球演化及地球动力学的认识具有重要的意义 (Zhang et al., 1994; Tsai et al., 2000)。苏鲁地体 中超镁铁岩是否经历了超高压变质作用、其原岩形成的环境是什么,目前有两种观点:一种认为,超镁铁岩为大陆地幔楔和侵入地壳的镁铁一超镁铁质堆晶岩卷入到150km以下的地幔,发生了超高压变质作用,然后折返于地表(Zhang et al.,1994,1995,2000; Zhang and Liou,1998),另一种认为是大洋地幔物质发生俯冲、超高压变质和折返(樊金涛,1996;王希斌等,2005)。而独立的、无石榴石的尖晶石橄榄岩块是否经历了超高压变质作用则很难判断。PP6钻孔位置地表岩石风化强烈,但孔内岩石新鲜,岩性简单,为地幔岩的演化研究提供了极其便利的条件。

# 1 地质背景

PP6 钻孔为中国大陆科学钻探工程之卫星孔之一,位于山东省荣成市境内。区域上,荣成地处苏鲁超高压地体的东北端,境内分布有大面积新元古界花岗闪长质片麻岩,少量榴辉岩、超镁铁岩、大理岩

收稿日期:2007-04-28;改回日期:2007-06-15;责任编辑:郝梓国。

注:本文由"973"项目(编号 2003CB716500)、中国地质调查局项目(编号 2001CCB00900)和自然科学基金项目(编号 40399140)的资助的 成果。

作者简介:任玉峰,女,1965年生。博士,副研究员,毕业于兰州大学地质系,从事岩石学研究工作。Email:ryf2003\_1999@yahoo.com.cn。



图 1 PP6 钻孔所在地区地质简图 Fig. 1 Geologic sketch map of the area around PP6 drill hole, Rongcheng

1一橄榄岩;2一榴辉岩;3一片麻岩;4一大理岩;5一第四系;6一 岩石产状;7一绿片岩相变质带;8一苏鲁一大别高压超高压变 质带;9-PP6 钻孔位置

1—Peridotite; 2—eclogite; 3—gneiss; 4—marble; 5— Quaternary; 6—occurrence of rock; 7—green schist metamorphic belt; 8—Sulu-Dabie HP and UHP metamorphic belt; 9—location of the CCSD PP6 drill hole

和中生代花岗岩岩块在此出露。PP6 钻孔位置在靠 近腾家集马草夼的一个橄榄岩体上(图 1),地理坐 标为东经 122°22′30″,北纬 37°05′36″。PP6 钻孔的 地质剖面见图 2。该橄榄岩体在平面上呈不规则的 卵圆状,长轴近南北向展布,总体上与围岩片麻岩走 向基本一致,岩体长约 300m,宽约 130m。岩体在平 面和剖面上具同心圆状分带现象,从外向内依次为 条纹状蛇纹石化橄榄岩、灰绿色橄榄岩。岩体内部 劈理发育,与围岩片麻岩(片麻理倾向 90°~125°,倾 角 50°~76°)基本一致,略有差异,岩体内面理倾向 东(90°~110°),倾角 80°~70°。

# 2 橄榄岩岩相学

PP6 钻孔钻进深度 197.36m,岩心直径为 50mm。岩心采取率为 99.8%,总长度为 196.86m。 岩性变化(图 3)从上至下为:第1到第3 层为近地 表的部分,为强烈风化的橄榄岩,岩心总厚度为3.2 m;第4 层为新鲜的暗绿色块状橄榄岩,岩心总厚度 为 85.36m;第5 层为条带状橄榄岩,岩心总厚度为 23.82m;第6 层为蛇纹岩,岩心厚度为 2.9m;第7~



1一钻孔;2一岩性界限;3一橄榄岩;4一蛇纹石化橄榄岩;5一第 四纪沉积物;6一黑云花岗片麻岩

1—Drill hole; 2—lithologic boundary; 3—peridodite; 4 serpentinized peridotite; 5—Quarternary; 6—biotite granitic gneiss

9 层为浅灰色条带状含黑云母的花岗闪长片麻岩, 总厚度为 77.74m,其中夹有厚度为 4.2m 的蛇纹 岩。

从地表到深部,岩石片理发育,产状一致,倾角 为70~80°。沿劈理主要发育蛇纹石化,个别部位 碳酸盐化。在孔深 89.06m 以上,岩石呈块状构造 (图 4a)。除了劈理面外,其他部位岩石新鲜,蛇纹 石化微弱。岩心柱面及内部可见到少量孤立的斜方 辉石斑晶,平行劈理方向分布。

在孔深 89.06~115.78m,岩石呈条带状构造, 由斑状斜方辉石、角闪石和重结晶的细粒斜方辉石 和橄榄石组成,岩石新鲜(图 4b)。条带状构造的岩 石和上部块状构造的岩石呈过渡关系。

孔深为 98.38~98.88m 段,岩石蛇纹石化较强。

在孔深为 98.88~99m 处,即在条带状变质的 方辉橄榄岩中,出现了厚度约 10cm 的条带状岩石 (图 4c),与其上部和下部岩石直接接触且平行于劈 理面方向分析。该条带状岩石由暗色蛇纹石条带、 浅灰白色斜方辉石条带和灰色角闪石条带组成。

孔深 99~105.88m,岩石蛇纹石化较弱,相对新鲜,条带构造明显。



深度比例尺: 1:50000

图 3 PP6 钻孔岩心柱状剖面

Fig. 3 Lithologic profile of the cores from

#### PP6 drill hole

第五层条带状辉石橄榄岩中,上部(虚框中)岩石蛇纹石化弱(蛇 纹石含量10%~30%),下部蛇纹石化强(蛇纹石含量>50%)。 ★为按深度岩石化学分析样品的采样部位

The dashed frame represents week serpentinized striped peridotite and the lower part was strongly serpentinized peridotite in the fifth layer.  $\bigstar$  sampling depth for chemical analysis of rock cores

在孔深 105.88m 以下,岩石强烈蛇纹石化,但仍然显示条带状构造(图 4d)。

总之,对 PP6 钻孔的橄榄岩,从上至下,除了 10cm 厚的条带状岩脉(图 4c)外,岩石类型均为变 质方辉橄榄岩和蛇纹岩。变质方辉橄榄岩局部橄榄 石含量达 95%以上。上部岩心呈块状构造,底部呈 条带状构造,与地表出露的情况完全一致,即岩体中 部为块状,边缘为条带状构造。这两种不同构造的 岩石之间的界线不明显。橄榄岩和片麻岩之间以强



图 4 PP6 钻孔岩心不同部位构造现象 Fig. 4 Rock cores of the PP6 drill hole showing their structures (a)—块状构造;(b)—条带状构造;(c)—岩脉的条带状构造; (d)—强烈蛇纹石化条带状构造 (a)—Massive rock;(b)—streaky rock;(c)—streaky vein; (d)—streaky rock but strongly serpentinized

烈的蛇纹石化和纤闪石化岩石为界。

# 3 岩石地球化学

#### 3.1 主元素地球化学

共作了 15 个样品的岩石化学分析(由于条带状 岩脉岩心较小,未作岩石化学分析)。取样深度见图 3。其中,前 10 个样品取自块状变质方辉橄榄岩,后 5 个样品取自条带状变质方辉橄榄岩。这 5 个样品 中后 3 个样品为蛇纹岩(最底部的样品几乎接近片 麻岩),因此  $H_2 O^+$ 的含量要高一些,SiO<sub>2</sub>含量也比 前 10 个样品低。总的来看,岩石成分均匀,变化不 大。扣除水分和烧失量,岩石各个组分的含量为 (%):MgO 46.50~48.65 (其中蛇纹岩 46.12~ 44.49);SiO<sub>2</sub> 42.85~ 45.31(其中蛇纹岩 44.87~ 45.31),Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.51~0.75;CaO 0.09~0.43,FeO 1.96~5.34,Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.89~6.38,TiO<sub>2</sub> 0.03~0.05; MnO 0.08~0.11;Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.32~0.41(个别未检测 出);Na<sub>2</sub>O 0.01~0.09(个别 0.17);K<sub>2</sub>O 0.01~ 0.09(表 1)。

经计算,(MgO+(FeO))/SiO<sub>2</sub> 摩尔比为1.52 ~1.69(强蛇纹石的最后一个样品为1.48),Mg<sup>#</sup>值 除2个蛇纹岩化较强的岩石达到90~91外(表1), 其他样品均为92。可见,岩石极其富镁,其化学组 成对应于地幔方辉橄榄岩的成分。

总的来看,与原始地幔岩相比(MacDonough and Sun, 1995),岩石富含难熔组分 MgO,缺乏 CaO、TiO<sub>2</sub>、FeO、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>易熔组分(图 5),其对应的 原岩为极其亏损的地幔方辉橄榄岩。

#### 3.2 微量元素地球化学

对 15 个样品进行了微量元素分析(表 1,图 6)。

Hf也有些正异常。其他样品与原始地幔岩相比,基本上是亏损的。同时表现出大离子元素相对富集和 高场强元素相对富集的特点。这可能与地幔流体交

	表 1 PP6 钻孔橄榄岩主元素(%)、微量元素( $ imes$ 10 $^{-6}$ )、稀土元素( $ imes$ 10 $^{-6}$ )化学分析结果
Table 1	Analytical results of the major, trace and rare earth elements of the peridotite from the PP6 drill hole

样品编号	6-10	10-29	15-44	19-51	23-60	27-70	32-79	32-83	35-89	39-92	42-96	46-102	47-104	48-108	50-113
$SiO_2$	44.04	43.96	42.85	43.94	44.33	43.68	43.70	43.93	43.79	44.23	43.51	43.68	45.10	44.87	45.31
${\rm TiO}_2$	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	0.56	0.75	0.40	0.71	0.74	0.66	0.56	0.59	0.64	0.66	0.51	0.59	0.65	0.55	0.65
$Cr_2O_3$	0.37	0.38	0.32	0.39	0.39	0.37	0.38	0.36	0.41	0.41	0.39	0.37	0.00	0.38	0.38
$Fe_2O_3$	1.96	2.39	2.76	2.44	2.96	1.89	2.79	2.58	2.32	2.22	2.95	3.70	5.94	5.61	6.38
FeO	5.30	4.79	4.61	4.96	4.47	5.34	4.45	4.65	4.93	4.98	4.62	3.73	1.96	2.05	2.37
MnO	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.08	0.08
MgO	47.22	47.04	48.65	46.97	46.50	47.53	47.57	47.34	47.27	46.99	47.46	47.23	46.12	46.22	44.49
CaO	0.30	0.43	0.23	0.38	0.42	0.28	0.31	0.31	0.42	0.34	0.31	0.34	0.06	0.10	0.09
$Na_2O$	0.08	0.09	0.01	0.06	0.03	0.07	0.05	0.06	0.05	0.01	0.06	0.17	0.01	0.07	0.08
$K_2O$	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.09
$P_2O_5$	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg #	92.26	92.35	92.44	92.13	92.08	92.32	92.41	92.37	92.31	92.31	92.08	92.26	91.84	92.07	90.72
La	0.33	0.22	0.52	0.34	0.24	0.21	0.23	0.20	0.25	0.22	0.22	0.43	0.31	0.22	0.17
Ce	0.90	0.52	0.91	0.64	0.53	0.47	0.49	0.44	0.53	0.51	0.51	1.02	0.82	0.54	0.39
Pr	0.08	0.05	0.07	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.11	0.09	0.06	0.04
Nd	0.26	0.21	0.26	0.25	0.21	0.18	0.18	0.20	0.21	0.20	0.19	0.42	0.33	0.27	0.11
Sm	0.08	0.06	0.05	0.07	0.07	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.10	0.11	0.05	0.04
Eu	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.02	0.05
Gd	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.08	0.06	0.04	0.02
Tb	0.007	0.008	0.006	0.005	0.004	0.005	0.004	0.007	0.007	0.004	0.007	0.009	0.009	0.006	0.003
Dy	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.06	0.05	0.04	0.02
Ho	0.009	0.007	0.006	0.008	0.005	0.005	0.005	0.005	0.008	0.006	0.007	0.01	0.01	0.009	0.003
Er	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	0.05	0.03	0.03	0.01
Tm	0.004	0.003	0.002	0.004	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.005	0.007	0.005	0.004	0.002
Yb	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.05	0.03	0.02	0.01
Lu	0.007	0.004	0.004	0.006	0.004	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.007	0.009	0.008	0.004	0.002
Y	0.063	0.049	0.040	0.058	0.037	0.040	0.033	0.040	0.053	0.040	0.065	0.091	0.065	0.044	0.021
Hf	0.742	0.636	0.530	0.671	0.353	0.530	0.353	0.283	0.318	0.671	0.495	1.802	0.742	0.283	0.247
Zr	1.105	0.848	0.810	1.019	0.579	0.848	0.533	0.425	0.413	1.038	0.755	2.295	0.981	0.393	0.361
$\operatorname{Rb}$	0.40	0.30	0.29	0.28	0.31	0.26	0.24	0.28	0.29	0.30	0.27	0.80	0.29	0.25	2.58
Ba	4.03	4.81	4.09	4.20	5.00	4.79	4.92	4.59	5.50	4.37	8.07	5.42	3.57	4.66	45.7
Th	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.13	0.05	0.05	0.05
U	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05
Nb	0.13	0.09	0.10	0.08	0.09	0.10	0.08	0.10	0.10	0.08	0.05	0.33	0.10	0.08	0.08
Ta	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
V	39.5	35.1	28.6	36.0	36.3	35.7	32.4	31.3	38.6	38.0	35.1	29.1	38.2	33.4	33.2
Li	1.02	0.85	0.98	0.87	0.71	0.83	0.66	0.76	0.72	0.84	0.81	0.82	0.26	0.50	1.45
Be	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Sc	5.80	6.81	4.61	6.10	6.41	5.64	5.48	5.51	6.01	5.89	5.32	5.74	6.15	5.14	4.47
Co	117	116	119	114	116	119	114	115	114	117	116	113	113	108	105
Cu	1.32	2.96	31.8	0.98	1.71	1.63	0.42	0.97	0.78	0.12	7.62	0.93	1.24	2.28	3.42
Zn	24.6	55.9	19.9	16.3	27.5	17.2	17.0	18.2	18.8	19.5	27.8	20.1	23.9	22.4	26.3
Ga	0.76	0.83	0.67	0.74	0.78	0.70	0.66	0.71	0.73	0.75	0.73	0.74	0.74	0.63	1.16
Sr	6.85	9.73	6.47	5.52	6.96	5.25	6.10	5.76	8.40	5.48	14.9	7.81	2.53	5.58	6.82
Pb	2.65	2.30	1.83	1.44	1.86	1.55	1.48	1.80	2.03	3.38	29.7	2.86	2.06	1.68	3.41
Cl	90.0	83.0	149.0	106.0	71.0	75.0	84.0	79.0	102.0	86.0	112.0	145	252	277	386

注:岩石主元素(X 荧光法)、微量元素和稀土元素(质谱分析法)分析在中国地质科学院国家地质测试中心完成。





代密切相关。此外,所有的样品 Co、Ni、和 Cl 均属 于正异常。探针分析表明,Cl 元素主要存在于韭闪 石,透闪石中几乎无。而 Co 和 Ni 主要存在于硫化 物中,其次为橄榄石中。这些元素的富集可能与地 幔流体活动有关。

### 3.3 稀土元素地球化学

15个岩石样品稀土元素含量分析表明,岩石总 稀土含量为0.87~2.40ppm,轻稀土为0.8~2.21 ppm,重稀土为0.05~0.19ppm。轻重稀土的比值 达7.5~21.3。与原始地幔岩相比(MacDonough and Sun, 1995),属于极亏损地幔岩。同时,可能受 到地幔流体的交代作用,轻稀土富集,重稀土亏损 (表1,图7)。

蛇纹岩样品 50—113 出现 Eu 正异常的,这仍 然与其受到片麻岩的污染有关。



图 7 岩石稀土元素分配模式 Fig.7 REE distribution patterns of the rock cores ●一蛇纹岩;其他为橄榄岩; ●-Serpentinite; others to be peridotite

# 4 橄榄岩矿物成分和矿物组合

对于块状和条带状变质橄榄岩,常见矿物组成 为橄榄石(80%~85%)+斜方辉石(3%~5%)+角 闪石(3%~5%)+尖晶石(0.1%~0.5%)+镍硫化 物,发育不同程度的蛇纹石化。条带状构造的变质 方辉橄榄岩由于重结晶作用使斜方辉石、角闪石和 细粒橄榄石相对集中而表现为条带状。对于钻孔底 部的蛇纹岩(图 4d),从其中橄榄石、辉石和角闪石 残晶的成分和结构特点来看,为变质方辉橄榄岩强 烈蛇纹石化的结果。

根据矿物之间的相互关系,划分出三个期次的 组合类型。

## 4.1 早期残余地幔矿物组合

早期残余地幔矿物组合为橄榄石+斜方辉石+ 尖晶石±单斜辉石,具残余斑状结构,为原始地幔经 部分熔融的残余地幔岩-方辉橄榄岩,代表了高温 低压组合。

其中,最明显的矿物为斜方辉石,呈豆状或眼球 状斑晶分布于岩石中,粒径最大,为1~5mm,具有 波状消光和扭折带。薄片下见到有些斜方辉石包含 有橄榄石和单斜辉石。单偏光下可见到密集的出溶 体,使其呈淡褐色(图 8a)。经能谱分析得知出溶体 为透辉石和铬尖晶石(图 8b)。探针分析表明该斜 方辉石  $Al_2O_3$ 含量在  $1.01\% \sim 1.32\%$ , CaO 含量约 为 0.1%, 计算得出 En 值为 92, 属于顽火辉石(表 2)。

橄榄石由于脆性较大,在后期应力的作用下,容 易破裂,因此在粒度上不像斜方辉石那样明显,但早 期橄榄石最显著的特点是含有浑圆的橄榄石、辉石、 菱镁矿和自形的尖晶石包体(图 9a、b)。橄榄石的 粒度多在 0.5~0.8mm,化学组成见表 2。经计算橄 榄石的 Fo 端元为 91~92,为镁橄榄石,代表了残余 地幔岩的主要成分。

早期尖晶石(图 10a、b)呈残余碎斑状或蠕虫状 结构,棕红色,半透明,裂纹发育。粒度为 0.6~1.5 mm,代表了与橄榄石、斜方辉石相平衡的早期矿 物。其化学组成见表 2 的中等 Cr 含量的尖晶石。 至于橄榄石中细粒自形尖晶石,则形成更早,为原始



图 8 斜方辉石斑晶的单偏光和扫描电镜照片 Fig. 8 Micrographs of porphyroclastic orthopyroxene (a)一斜方辉石斑晶分布于细粒变质方辉橄榄岩中; (b)一斜方辉石(灰色)出溶透辉石(灰白)和铬尖晶石(白色) (a)—opx surrounded by finer granular minerals under plane light; (b)—back scattering electric image of the opx (gray) with exsolutions of diopside (light gray) and Cr-spinel (white)

	表 2 PP6 钻孔岩石薄片部分电子分析结果(%)	
Table 2	Representative microprobe analytical results of the peridotite from the PP6 drill ho	ole

矿物	樹楷石							斜方辉石	单斜辉石				
101 W			14X 198 14					かす力 /中/口					
	10-28	25-66	42-96	44-99	50-112	41-94	41-94	44-99	46-102	46-102	4-3 *	10-28	10-28
$SiO_2$	40.712	41.091	41.107	39.897	40.602	57.953	57.534	57.481	58.031	57.731	56.31	56.704	55.908
${\rm TiO}_2$	0.012	0	0	0.003	0.008	0.005	0.027	0.015	0	0.003		0	0.006
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	0	0	0.01	0	0.003	0.572	1.206	0.292	0.468	1.011		0.61	0.76
$Cr_2O_3$	0.016	0	0.004	0.005	0	0.115	0.212	0.036	0.095	0.067	0.58	0.278	0.342
FeO	7.607	7.635	8.097	11.671	7.818	5.688	5.799	7.828	5.409	5.621	1.45	1.2	1.187
MnO	0.084	0.097	0.096	0.091	0.102	0.129	0.125	0.072	0.124	0.117		0.025	0.074
MgO	50.917	51.201	51.203	47.83	50.944	35.639	35.546	34.531	36.127	35.781	17.12	18.105	18.143
CaO	0.013	0.002	0	0.011	0.003	0.111	0.152	0.068	0.123	0.091	24.12	23.087	22.547
$Na_2O$	0.008	0	0	0	0.002	0.017	0	0	0	0.022		0.242	0.332
$\rm K_2O$	0	0	0	0	0	0	0.008	0	0	0.002		0.002	0.005
Cl													
总和	99.369	100.026	100.517	99.508	99.482	100.229	100.609	100.323	100.377	100.446	99.58	100.253	99.304
矿物	石榴石				角闪石			尖晶石					
样号	12-37	12-37 *	25-66	41-94	41-94	42-96	44-99	10-28	12-37	12-37	25-66	41-94	50-112
$\mathrm{SiO}_2$	40.991	41.76	53.977	48.05	57.021	46.45	46.024	0.035	0.083	0.058	0.008	0.023	0.029
$\mathrm{TiO}_2$			0.067	0.197	0.035	0.238	0.497	0.009	0.017	0.000	0.000	0.078	0.047
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	22.818	22	5.893	12.302	2.929	12.66	13.954	19.899	12.643	63.030	46.331	24.896	26.347
$\mathrm{Cr}_2\mathrm{O}_3$	0.962	1.64	0.687	1.151	0.477	1.352	1.124	49.584	55.573	5.711	23.138	44.144	43.129
FeO	9.175	11.27	1.845	2.805	1.721	2.712	3.97	20.407	22.783	8.678	13.417	19.653	19.286
MnO	0.688	0.54	0.049	0.026	0.011	0.046	0.059	0.379	0.424	0.078	0.148	0.292	0.329
MgO	16.908	18.42	21.853	19.127	22.961	18.719	18.329	9.966	7.906	21.300	17.014	11.700	11.782
CaO	7.117	4.78	11.897	11.703	11.998	11.565	11.546	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.023
$Na_2O$			0.631	1.527	0.305	1.414	2.301	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
$\mathrm{K}_2\mathrm{O}$			0.204	0.552	0.031	0.823	0.408	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
Cl			0.112	0.172	0.039	0.218	0.278						
总和	98.659	100.41	97.215	97.612	97.528	96.197	98.49	100.279	99.429	98.862	100.06	100.786	100.972

注:\*能谱分析,在国土资源部大陆动力学实验室完成;其他为探针分析,在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针室完成。



图 9 早期残余橄榄石的扫描电镜照片 Fig. 9 Back scattering electric images of early stage olivines (a)—含有菱镁矿包体;(b)—含有自形铬尖晶石包体 (a)—with magnesite inclusion,(b)—with euhedral Cr-spinel inclusion



图 10 残余尖晶石的反光(a)和透射光(b)照片 Fig. 10 The early stage Cr-spinel porphyroclasts under reflective light(a) and plane light(b)

地幔熔融过程中结晶的产物,被橄榄石所捕获。这 些自形的细粒尖晶石与粒间大颗粒残余尖晶石成分 (主体和中心部位)一致,以富铬为特征。

单斜辉石在薄片中偶尔可以见到,存在于粒间 或为斜方辉石斑晶的包体。单颗粒扫描电镜照片见 图 11,化学成分见表 2,富含 MgO 和 CaO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和 Na<sub>2</sub>O 含量普遍高于斜方辉石。其中 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>为 0.28%~0.58%,颗粒表面裂纹发育。

#### 4.2 超高压变质矿物组合

矿物组合为石榴石+橄榄石+斜方辉石+尖晶 石。具细粒变晶结构。为早期地幔残余矿物在超高 压变质过程中形成的产物。

岩石中石榴石大小约 5~20 $\mu$ m,无色透明,几 个颗粒常常在一起,与其直接接触的是橄榄石(图 12)。该石榴石化学组成见表 2,经计算镁铝榴石端 元含量为 62mol%~66mol%。其 Cr<sub>2</sub> O<sub>3</sub> 含量达 0.92%~1.64%以上。利用石榴石一斜方辉石压力 计(Brey and Kohler,1991)计算出岩石平衡压力为 3.0~4.1GPa(见第 5 部分),表明在该阶段岩石已 达到了榴辉岩相的变质程度,经历了超高压变质作 用。

该期矿物除石榴石外,与之相平衡的有细粒斜



图 11 单斜辉石扫描电镜照片 Fig. 11 Back scattering electric image of clinopyroxene



图 12 含石榴石的橄榄岩显微照片 Fig. 12 Micrographs of garnet bearing peridotite 粗箭头指示三处石榴石微粒,右下角为中部的 石榴石与橄榄石镶崁的扫描电镜图像

The three bold arrows point to three groups of garnet. The lower right back scattering electric image shows the garnet from the center grain connected with olivine

方辉石、橄榄石、尖晶石。最典型的现象出现在斜方 辉石残余斑晶边缘(图 13),颗粒之间呈多角状相崁 的三连点变晶结构。对于橄榄石和斜方辉石,粒径 多在 0.1~0.3mm 左右,无包体。橄榄石的成分与 早期橄榄石相似,但粒度更细。斜方辉石与早期相 比,其 En 端元含量为 92,仍属于顽火辉石,粒度更 细,但 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量大大降低,多在 0.4%~0.5%,最 低为 0.25%,其他成分变化不大。少数细粒斜方辉 石颜色变暗,透明度降低,但成分同上。铬尖晶石呈 极细的粒状分布于橄榄石颗粒之间。



图 13 分布于斜方辉石残余斑晶边缘的重结晶细粒 橄榄石、斜方辉石、尖晶石和变质角闪石 Fig. 13 Fine grain neoblasts of olivine, orthopyroxene, Cr-spinel and retrograde amphibole around a porphyroclastic orthopyroxene under plane light

该薄片(图 13)的结构现象类似于糜棱岩化和 重结晶的结构现象。但糜棱岩化作用主要发生于地 壳的浅部,温度和压力要低的多,不可能产生细粒的 石榴石和低 Al 斜方辉石这样的高压矿物。另外, 从岩石薄片和岩心来看,除了矿物有定向排列(如残 余斑状斜方辉石、有时为角闪石)及岩心发育劈理 (间距为数十厘米~1米,平行于早期矿物定向的方 向)外,无糜棱岩化构造现象。

在许多岩石薄片中常常见到裂理发育的橄榄 石、表面裂纹发育的尖晶石、斜方辉石(包括粗粒和 细粒或斑晶和基质)、具旋转结构的角闪石。这些现 象与后期构造变形有关。在块状构造的岩石薄片中 也可见到细粒变晶结构的橄榄石、斜方辉石和尖晶 石,无包体;在条带状构造的岩石中同样可见到大颗 粒的斜方辉石和铬尖晶石残余斑晶。这些现象表明 后期构造变形对橄榄岩矿物的结构改造是有限的。 矿物结构的细粒化和重结晶作用主要与超高压变质 作用有关。

### 4.3 麻粒岩相一角闪岩相矿物组合

早期矿物及超高压阶段形成的矿物在岩石折返 过程中由于温压变化和流体加入,发生了交代和退 变质作用,产生了韭闪石、透闪石、镁铝尖晶石、白云 石、镍硫化物和蛇纹石。可与韭闪石、透闪石、镁铝 尖晶石、白云石共生的矿物还有橄榄石和斜方辉石。 这些矿物组合类似于麻粒岩相的组合,但缺少单斜 辉石。这与原岩本身缺少 CaO 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>有关。

角闪石粒度较大,0.5~1mm,呈自形一半自形 柱状结构,具有淡绿色多色性,常常发育明显的环带 结构(图 14),化学组成见表 2。探针分析表明,中心 部位为韭闪石质角闪石(Si=6.1~6.5),边缘为透 闪石质角闪石(Si=7.3~7.7)。角闪石内部常常发 育铬尖晶石出溶棒(能谱分析出溶体为铬尖晶石), 相对于斜方辉石残斑的尖晶石出溶棒要稀疏一些。 角闪石本身富含 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(约1%)(核心),常可见到细 粒橄榄石包体和浑圆或自形的尖晶石包体。因此, 韭闪石为辉石退变的产物,透闪石为韭闪石退变质 或被交代的产物,韭闪石继承了残余辉石的特征(出 溶铬尖晶石、含铬尖晶石包体和橄榄石包体)。根据 其 MgO-FeO 和 CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>的成分组成范围(Zhang et al, 2005)和发育的扭折带现象,应属于地幔来源 的角闪石。以上这些现象表明,角闪石的生成及其 退变质均发生于地幔中。

至于透闪石,主要为分布于韭闪石周边的环带 (图 14),其干涉色常常高于韭闪石。二者显著的区 别是后者含有较多的契尔马克分子,同时,含较高的 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(约 1%)、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O、TiO<sub>2</sub>及 Cl,而前 者正好相反(表 2)。因此透闪石为韭闪石进一步减 压退变的产物。



图 14 角闪石在正交偏光下的显微结构照片 Fig. 14 Micrographs of amphiboles under polar light (a)—角闪石环带和橄榄石、尖晶石包体; (b)—角闪石中铬尖晶石出溶棒 (a)—with ring and with olivine and Cr-spinel inclusions;



同透闪石一样,蛇纹石为橄榄石遭到后期含水 流体的蚀变生成的。

在岩石薄片中除了 Cr 尖晶石外,还发现有镁铝 尖晶石(图 12、图 15,表 2 高 Al 成分者),Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含量 高达 63%,由于含有少量的 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,颜色呈淡红色。 对多个薄片的研究表明这种富铝尖晶石常常和铬尖 晶石呈连晶,形成一个大颗粒(图 15),且富铝的部 分常常含有细粒的橄榄石和斜方辉石包体,为后期 生成物。我们认为,早期尖晶石固溶体在减压降温



图 15 富铝(暗色)和富铬(灰白色) 尖晶石连晶的背散色图像 Fig. 15 Back scattering electric image of Al-rich (dark) and Cr-rich spinels (light)

的过程中,由于平衡条件变化,原来的固溶体分离, 产生了富含铬和富含铝的尖晶石连晶。有关尖晶石 的解释见讨论部分。

在少数薄片中可见到分布于橄榄石粒间的白云石(图 16),因含铁较高而呈褐红色。具有明显的闪突起。能谱分析测得成分为 MgO 19.43%,CaO 34.2%,FeO 3.67%,总和 57.3%。在其他薄片中可见到分布于粒间的含铁物质,未见到含白云石。由于白云石的成分不均匀,且呈它形粒状分布于粒间,与橄榄石和辉石呈平衡关系。因此,推测该矿物有可能是菱镁矿减压变质的产物。

对薄片中 50 余个不透明矿物颗粒做了能谱分



图 16 分布于橄榄石粒间的褐红色白云石 Fig. 16 Intergranular brown dolomites between olivines under plane light



图 17 反射光下分布于橄榄石粒间的镍黄铁矿 Fig. 17 Pentlandite between olivines under reflective light

析,发现主要为镍黄铁矿(图 17),呈它形分布于橄 榄石颗粒之间。在蛇纹岩中,镍黄铁矿和磁铁矿常 常交生在一起。含镍硫化物的形成可能与地幔流体 交代有关。这部分内容将另文发表。

对于 98.88~99m 处的条带状岩脉,由于脉体 较小,未作全岩化学分析。岩石由蛇纹石条带、斜方 辉石条带和角闪石条带组成(图 18、图 4c)。

对蛇纹石条带,主要由蛇纹石组成,含有少量细小的橄榄石和斜方辉石残晶。探针分析表明,橄榄石的 Fo=88,斜方辉石的 En=88。

对于斜方辉石条带,主要矿物为斜方辉石,含少量的韭闪石质角闪石,具三连点变晶结构。斜方辉石的 En=88。

对角闪石条带,主要矿物为韭闪石质角闪石,含 有极少量的黑云母,具三连点式的细粒变晶结构。 角闪石的透闪石环带很细。成分同变质方辉橄榄岩 中的角闪石。粒间暗色矿物为钛铁矿,不同于其上 部和下部的变质方辉橄榄岩中的暗色矿物。

这三种成分条带从宏观上界线清晰(图 4),矿 物成分完全不同于变质方辉橄榄岩,具有岩浆分离 结晶的特点,可能为超镁铁岩浆沿残余地幔橄榄岩 的裂隙灌入并结晶形成岩脉,与方辉橄榄岩一起遭 受了变质作用。

# 5 岩石的温压计算

马草夼变质方辉橄榄岩的基质斜方辉石铝的含 量比残余斜方辉石低得多,保持了超高压时的成分。 因此,利用低铝辉石所做的温度压力计算能够反映



图 18 条带状岩脉的单偏光照片 Fig. 18 Micrograph of the strip veins composed of meta- peridotite, pyroxenite and amphibolite

超高压变质期的温度和压力。据 Tsai 等(2000)对 铙钹寨尖晶石橄榄岩的计算,当岩石组合缺少石榴 石时,重结晶压力应在 6~18kbar;当出现石榴石相 时,压力大于 18kbar(在 T=850~900℃时)。以此 压力和温度作对照。根据斜方辉石中 Ca 含量温度 计(Brey and Kohler,1990)和斜方辉石一石榴石平 衡压力计(Brey and Kohler,1990),计算出马草夼方 辉橄榄岩在超高压变质作用阶段的温度和压力为 840~940℃和 3.0~4.1GPa。有趣的是,荣成地区 榴辉岩的变质温度普遍高于苏鲁东海地区和大别山 榴辉岩, 而变质压力普遍低于它们(储雪蕾等, 2003)。同样,该处变质方辉橄榄岩的超高压变质温 度高于荣成以南的仰口石榴石橄榄岩变质温度 (Yoshida et al., 2004),但压力却低于仰口。

岩石经超高压变质后,发生麻粒岩相~角闪岩 相的变质作用。这时岩石中的尖晶石一橄榄石一斜 方辉石处于平衡状态。根据 Ca、Al 在尖晶石(包括 富 Al 和富 Cr 类型)、斜方辉石和橄榄石之间的分 配,计算平衡温度(Witt-Eickschen and Seck, 1991)。计算得出该阶段岩石变质的温度为 650 ~ 780℃。

由于岩石中缺少与残余斜方辉石相平衡的单斜 辉石,无法对变质前残余地幔岩的温度采用二辉石 温度计进行计算。同时,由于大颗粒尖晶石的成分 受到了改造,采用尖晶石一橄榄石一斜方辉石温度 计计算值不准确。此外,由于斜方辉石残余斑晶出 溶单斜辉石,Ca的含量大大降低。根据 Brey and Kohler(1990)有关 Ca 在斜方辉石溶解度的温度计 来推测,其平衡温度应高于超高压变质温度。

## 6 讨论

原始地幔发生部分熔融形成岩石圈地幔的时间 大致为元古代,这是根据附近迟家店橄榄岩的 Sm-Nd 模式年龄为中元古代(1648Ma,来自钻孔资料) 得出来的。伴随热事件为壳源片麻岩的变质。在相 邻的滕家条带状细粒花岗闪长片麻岩中,锆石 U-Pb 年龄为新元古代(733~797Ma,来自钻孔资料)。另 外,根据中国东部中、新生代玄武岩中地幔岩包体的 锆石 U-Pb 年龄(刘勇胜等,2004)和 Re-Os 同位素 年龄(支霞臣 & 秦协,2004),表明东部岩石圈地幔 形成于元古代,而且该地幔岩石圈随着时间的演化, 发生垂向置换、更新和减薄,太古代残余地幔岩已很 少见了(闫峻等,2003;张宏福等,2003;刘勇胜等, 2003)。马草夼变质橄榄岩原岩类型为方辉橄榄岩, 在岩石圈地幔形成以后,处于高温低压的状态。中 国东部地幔岩普遍具轻稀土富集和重稀土亏损的特 点,马草夼橄榄岩也具有这种特点,表明中国东部地 幔中普遍存在富含大离子亲石元素和轻稀土流体的 交代作用。

Yoshida 等(2004)对仰口石榴石橄榄岩研究发现,斜方辉石和单斜辉石残余斑晶的中心相对于边缘富 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,而且边缘常常被透闪石或阳起石所替代。在本研究中,由于原岩为高度亏损的方辉橄榄岩,亏损易熔元素 CaO,因而岩石中缺少单斜辉石。少量的单斜辉石和斜方辉石后期被角闪石所替代,但保留了残余地幔辉石的结构。韭闪石富含 Cl 与岩石在麻粒岩相变质阶段处于高盐度的流体有关(刘景波,2006)。到角闪岩相变质阶段,流体中水的含量增加,角闪石中几乎不含 Cl,成为透闪石。水的加入促进了橄榄石的蛇纹石化。

据 Zhang & Liou(1994)的研究,菱镁矿一白云 石的相变温度更接近于石英一柯石英的单变线。从 本研究计算的温度一压力条件来看,超高压期的变 质压力≥ 3.0GPa,可以出现菱镁矿+单斜辉石的 组合。根据白云石存在于粒间、成分不均匀和它形 的结构特点,该白云石很可能为菱镁矿退变质的产 物,即发生了单斜辉石+菱镁矿→斜方辉石+白云 石的反应。

Yoshida 等(2004)根据基质中存在细粒富 Al 的尖晶石和角闪石,认为它们是石榴石分解的产物。 从本研究来看,石榴石比尖晶石小得多,而角闪石的 粒径要大得多,且未见到细粒角闪石。因此,富铝尖 晶石不可能是石榴石分解的产物。另外,铬尖晶石 边缘常常为富铝尖晶石,而且表现为一个整体颗粒。 我们知道,尖晶石氧化物端元之间在低温下存在很 宽的固溶体混溶间断(Lindsley, 1991;任玉峰等, 2006,图 6),温度越高,混溶区间越宽。对于本研 究,尖晶石方辉橄榄岩形成于高温低压条件,经超高 压变质作用,尖晶石相变为石榴石。从计算的压力 来看,变质压力并不高(3.0~4.1GPa),但变质的 温度较高(840~940°C)。根据实验,在高温下,尖 晶石相有可能与石榴石相共存(Klemme, 2004)。 因此,可能有部分尖晶石转变为石榴石,部分未转 变。在减压降温过程中,由于岩石又受到了麻粒岩 一角闪岩相的变质作用,石榴石可能又转变为尖晶 石,有可能分解出富 Al 尖晶石。无论是石榴石还 是尖晶石,由于进一步的再平衡,原尖晶石固溶体变 得不稳定,沿固相线两端演化,产生了富铝和富铬尖 晶石。可能由于岩石缺乏流体或岩体折返速度快, 二者未发生充分分离,造成了连晶现象。

马草夼变质方辉橄榄岩因岩石极其贫 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 尖晶石的含量低(约 0.5%),既使相变为石榴石,其 数量也是相当少的(<0.5%),岩石又经后期的改 造,石榴石很难保存下来。马草夼变质方辉橄榄岩 中微粒石榴石(5~40μm)的发现对苏鲁和大别地区 尖晶石橄榄岩是否经历了超高压变质作用提供了非 常重要的启示。

总的来看,马草夼地幔橄榄岩为元古代形成的 极亏损残余地幔方辉橄榄岩。到印支期,由于杨子 陆块与华北板块的碰撞,该地幔岩(作为地幔楔)从 地幔浅部被卷入到150km以下的地幔,发生超高压 变质作用。之后岩石折返,在浅部地幔发生了麻粒 岩相一角闪岩相的变质作用,最终进入地壳。在变 质过程中,流体活动有限,使得残余地幔岩和超高压 矿物得以保存下来。壳幔物质的交换仅限于边界。 岩石在地壳深度同片麻岩一起受到构造变形,产生 定向构造,并与片麻岩呈构造接触关系。

**致谢:**在研究和成文过程中得到了王希斌先生、 白文吉先生和 Zhang Ru-Yan 博士的指导,在此表 示感谢。

#### 参考文献

- 陈世忠,杨经绥,许志琴,李天福,陈方远,张仲明,张文兰.2005. 大陆科学钻探 CCSD-PP3 钻孔超镁铁岩岩石学和矿物学特征及 其意义.岩石学报,21(2):369~380.
- 储雪蕾,郭敬辉,范宏瑞,金成伟. 2003. 荣城榴辉岩的氧同位素组成. 科学通报,48(2):187~192.

樊金涛. 1996. 苏北东海超镁铁岩研究. 中国区域地质, 1: 9~16.

- 李天福,杨经绥,张儒媛. 2003. 江苏东海芝麻房预先导孔 (CCSD-PP1)橄榄岩及其反映的上地幔亏损和交代事件. 地质学报,77 (4):492~509.
- 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.
- 刘景波,刘文元,叶凯. 2006. 仰口退变质榴辉岩角闪石的氯环带: 退变质过程中多期流体活动的证据. 2006 年全国岩石学与地 球动力学研讨会论文摘要. P. 285.
- 刘勇胜,高山,柳晓明,等. 2003. 汉诺坝下地壳一上地幔包体的岩 石圈热动力学记录。科学通报,1575~1585.
- 刘勇胜,袁洪林,高山,等. 2004. 汉诺坝橄榄辉石岩包体锆石 U-Pb年龄:97~158Ma岩浆底侵作用和麻粒岩相变质作用之间的 成因联系.科学通报,790~797.
- 陆永增. 1998. 苏北超基性岩某些超高压变质特征. 江苏地质, 22 (1): 1~9.
- 任玉峰,杨经绥,Shu Jingfu,等.中国大陆科学深钻主孔岩屑中含 纳和锌的尖晶石的发现.岩石学报,22(7):1867~1874.
- 王希斌,杨经绥,陈松勇,史仁灯.2005.也谈铙钹寨超镁铁岩体的 成因和构造类型的归属问题.岩石学报,21(6):1593~1608.
- 闫峻,陈江峰,谢智,等. 2003. 鲁东晚白垩世玄武岩中的幔源捕虏 体:对中国东部岩石圈减薄时间制约的新证据.科学通报, 1570~1574.
- 杨经绥,陈世忠,张仲明,许志琴,吴才来,刘福来,李天福,陈松 勇,陆永增.2005.苏鲁超高压变质带岗上石榴石橄榄岩岩体: 中国大陆科学钻探卫星孔 (CCSD-PP3 钻孔)初步研究.岩石学 报,21 (2):293~304.
- 张宏福,英基丰,徐平.2004.华北中生代玄武岩中地幔橄榄岩石 捕虏晶:对岩石圈地幔置换过程的启示.科学通报,784~789.
- 张旗,马保林,刘若新,赵大升,樊祺诚,李齐,李秀云.1995. 一 个消减带上的大陆岩石圈残片一安徽饶拔寨超镁铁岩的地球化 学特征.中国科学 B辑,25(8):867~873.
- 赵大升,张旗,刘若新,樊祺诚,马保林.1993.山东梭罗树岩体橄 榄岩中的尖晶石一石榴石相转变的初步研究.科学通报,38 (17):1581~1584.
- 支震臣,秦协. 2004. 中国东部地幔橄榄岩捕虏体的 Re-Os 同位素 地球化学:岩石圈地幔的形成年龄和减薄作用的制约. 岩石学 报,20(5):989~998. Brey G P and K? hler T. 1990. Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II: new thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. Journal of Petrology, 31, 1353~1378.
- Chen S Z, Yang J S, Xu Z Q, Li T F, Chen F Y, Zhang Z M, Zhang W L. 2005. Petrology and mineralogy of PP3 ultramafic rocks in Sulu UHP belt and its significance. Acta Petrologica Sinica, 21 (2): 369~380.
- Chu X L, Guo J H, Fan H R and Jin C W. 2003. Oxygen isotopic composition of Rongcheng eclogite. China Science Bulletin, 48 (2): 187~192.
- Fan Jintao. 1996. Ultramafic rocks in the Donghai area, northern Jiangsu. Regional Geology of China, 1: 9~16.
- Hirajima T, Ishiwatari A, Cong B L, Zhang R Y, Banno S, Nozaka T. 1990. Coesite from Mengzhong eclogite at Donghai country,

northern Jiangsu province, China. Mineral Magazine, 54: 579 $\sim 583.$ 

- Klemme S. 2004. The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> and thermodynamic modeling. Lithos, 77: 639~646.
- Li T F, Yang J S and Zhang R Y. 2003. Peridotite from the prepilot hole (PP1) of the Chinese Continental Scientific Drilling Project and its bearing on depleted and metasomatic upper mantle. Acta Geologica Sinica, 77 (4): 492~509.
- Lindsley, D H. 1991. Experimental studies of oxide minerals. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D C. P. 1~264
- Lu Y Z. Some ultra-high pressure metamorphic features of ultrabasic rocks in Northern Jiangsu. 22 (1): 1~9.
- MacDonough W F and Sun S S. The composition of the Earth. Chemical Geol. 120: 223~252.
- Ren Y F, Yang J S, Shu J F et al. 2006. Discovery of Na- and Zn bearing spinel in the rock cuttings from the main hole, Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) project. Acta Petrologica Sinica, 22 (7): 1867~1874.
- Tsai C H, Liou J G and Ernst. 2000. Petrological characterization and tectonic significance of retrogressed garnet peridotites, Raobazhai area, North Dabie Complex, eastern-central China. J. Metamorphic Geol., 18, 181~192.
- Wang X B, Yang J S, Chen S R and Shi R D. 2005. Origin and structural nature of Naobozhai ultramafic rock: a discussion. Acta Petrologica Sinica, 21 (6): 1593~1608.
- Witt-Eickschen G and Seck H A. 1991. Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer, Contributions to Mineralogy and Petrology, 106: 431~439.
- Yang J S, Chen S Z, Zhang Z M, Xu Z Q, Wu C L, Liu F L, Li T F, Chen S Y and Lu Y Z. 2005. A preliminary study of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) PP3 hole on the Gangshang garnet peridotite body in the Sulu UHPM belt. Acta Petrologica Sinica, 21 (2): 293~304.
- Yang J J and Smith D C. 1989. Evidence for a former sandinecoesite-eclogite at Lanshantou, eastern China, and the

recognition of the Chinese Su-Lu coesite-eclogite province. Third International Eclogite Conference, Wurzburg, Terra Abstract, 1: 26.

- Yoshida D, Hirajima T and Ishiwatari A. 2004. Pressuretemperature path recorded in the Yangkou garnet peridotite, in Su-Lu ultrahigh-pressure metamorphic belt, eastern China. Journal of Petrology. 45 (6): 1125~1145.
- Zhang Q, Ma B L, Liu R X, Zhao D S, Fan Q C, Li Qand Li X Y. 1995. A crust lithospheric slab from subduction: Geochemical features of the ultramafic rocks in Raobazhai, Anhui Province. Science in China (Series B), 25 (8): 867~873.
- Zhang R Y and Liou J G. 1998. Dual origin of garnet peridotites of Dabie-Sulu UHP terrane, Eastern-Central China. Episodes, 21 (4): 229~234.
- Zhang R Y, Liou J G and Cong B. 1994. Petrogenesis of garnetbearing ultramafic rocks and associated eclogites in the Su-Lu ultrahigh-pressure metamorphic terrane, eastern China. J. Metamorphic Geol., 12: 169~186.
- Zhang R Y, Liou J G and Cong B. 1995. Talc-, magnesite- and Ti-Clinohumite- Bering ultrahigh-pressure meta-mafic and ultramafic complex in the Dabie Mountains, China. J. Petrology, 4: 1011~1037.
- Zhang R Y, Liou J G, Yang J S and Li T F. 2000. Petrochemical Constraints dual origin of garnet peridotites from the Dabie-Sulu UHP terrane, Eastern-Central China. J. metamorphic Geol., 18: 149~166.
- Zhang R Y, Liou J G, Zheng J P et al. 2005. Petrogenesis of Yangkou layered garnet-peridotite complex, Sulu UHP terrane, China. American Mineralogist, 90: 801~813.
- Zhao D S, Zhang Q, Liu R X, Fan Q C, Ma B L. 1993. Spinelgarnet phase transition in peridotite of Suoluoshu rock body, Shandong Province. China Science Bulletin, 38 (17): 1581~ 1584.
- Zhi X C and Qin X. 2004. Re-Os isotope geochemistry of mantlederived peridotite xenoliths from eastern China: constraints on the age and thinning of lithosphere mantle. Acta Petrologica Sinica, 20 (5): 989~998.

# Study of the Macaokuang Peridotite Body from the PP6 Drill Hole of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) Project

REN Yufeng, YANG Jingsui, ZHANG Zhongming, LI Tianfu Key Laboratory of Continental Dynamics of the Ministry of Land and Resources, Institute of Geology, CAGS. Beijing 100037

#### Abstract

CCSD PP6 drilling hole penetrated in the Macaokuang peridotite body, Rongcheng of Shandong province, which rests in the Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt(UHPM). Peridotite occurring in the Protozoic granodiorite gneiss is exposed with an area of by 300m by 130m on the surface. The rock near the surface is strongly weathered but drilling core is very fresh and of well-developed cleavages. A 196m-deep hole reveals the peridotite of 110m in thickness, beneath which is granodiorite gneiss. Main peridotite body occurs as massive structure, but streaky structure in the margin. Peridotite near the gneiss is strongly serpentinized. Except that protolith of a 10cm-wide-vein was the product of magmatic differentiation, analyses of major, trace element and rare earth elements indicate that the protolith is extremely depleted mantle harzburgite. The rock consists mainly of olivine  $(85\% \sim 95\%)$ , orthopyroxene  $(3\% \sim 5\%)$ , amphibole  $(3\% \sim 5\%)$ , spinel (~0.5\%) and pentlandite (<0.1\%), occasionally with garnet, clinopyroxene and dolomitite. Based on the mineral textures and compositions, three-stage mineral assemblages were recognized. Mineral assemblage of early residual mantle, consisting of fosterite, high-Al enstatite, Cr spinel and diopside, is of porphyroclastic texture and has no inclusions, implying a high- and low-temperature assemblage. Comprising forsterite, pyrope ( $Pyr = 62 \sim 66$ ), low-Al enstatite and Cr spinel, mineral assemblage of the ultrahigh pressure metamorphic stage is of fine-grained granular blastic texture and contains no inclusions, with the temperature and pressures of  $840 \sim 940^{\circ}$ C and  $3.0 \sim 4.1$ GPa respectively. Mineral assemblage of granulite-facies and amphibolite-facies metamorphic stage comprises pargasitic hornblende, Mg-Al spinel, Cr spinel, dolomitite, tremolite and serpentine, with temperature and pressures of  $650 \sim 780$  °C and < 1.8 GPa respectively. The Macaokuang peridotite, as the mantle wedge, experienced the ultrahigh pressure metamorphism during Indosinian Period, and was superimposed with granulite- and amphibolite-facies metamorphism during exhumation process.

Key words: drilling hole, harzburgite, garnet, UTPM, Rongcheng, Shandong