

山东荣成马草夼橄榄岩矿物地球化学研究

任玉峰¹, 高翔², 杨经绥¹, 胡明月³, 贾泽荣³

(1. 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;
2. 中国地质大学 X光衍射实验室, 北京 100083; 3. 国家地质实验测试中心, 北京 100037)

摘要: 马草夼橄榄岩位于苏鲁超高压变质带山东荣成腾家集附近, 其原岩为残余地幔方辉橄榄岩, 经历了超高压变质作用和后期麻粒岩-角闪岩相变质作用。对马草夼橄榄岩及侵入于其中的辉石岩脉和角闪岩脉的主要矿物橄榄石、斜方辉石和角闪石做了单矿物微量元素和稀土元素地球化学分析, 结果表明 Co 和 Ni 在橄榄石中含量最高且富集, 在斜方辉石和角闪石中含量低且亏损。由于橄榄石在全岩中含量高达 90% 以上, 因而全岩 Co, Ni 富集。虽然角闪石在全岩中体积含量仅占 3% ~ 8%, 但斜方辉石和橄榄石的微量和稀土元素含量远远低于角闪石, 故全岩的微量 (Co, Ni 除外) 和稀土元素化学特征受控于角闪石。斜方辉石、橄榄石与角闪石的微量和稀土元素分布特征基本相同, 辉石岩脉和角闪岩脉中的角闪石比地幔橄榄岩中的角闪石更富集微量和稀土元素。微量和稀土元素地球化学特征显示马草夼橄榄岩至少受到了含 Co, Ni 的流体, 富含 LREE、Ba、Sr、Ta 的硅酸盐流体和少量低 Th/U 的碳酸盐地幔流体的多次交代, 流体交代发生于超高压变质后期浅部地幔驻留期间。马草夼橄榄岩所处的氧逸度 (相对于 FMQ) 为 +1.0 ~ +2.0, 落入正常大陆地幔的范围, 在折返过程中未受到壳源流体的影响, 保持了地幔氧同位素特征。

关键词: 橄榄岩; 矿物微量元素和稀土元素; 氧同位素; 氧逸度; 荣成; 山东

中图分类号: P588.12⁵; P595

文献标识码:A

文章编号: 1000-6524(2009)03-0215-10

Geochemistry of minerals from Macaokuang peridotite in Rongcheng area, Shandong Province

REN Yu-feng¹, GAO Xiang², YANG Jing-sui¹, HU Ming-yue³ and JIA Ze-rong³

(1. Key Laboratory of Continental Dynamics of Ministry of Land and Resources, Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 2. X-Ray Diffractive Laboratory, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;
3. National Research Center for Geoanalysis, Beijing 100037, China)

Abstract: Located in Tengjiaji of Rongcheng area, Shandong Province, the Macaokuang peridotite lies in the northeastern part of the Sulu ultrahigh pressure metamorphic belt. The protolith of the peridotite is the residual mantle harzburgite, which underwent ultrahigh pressure and then granulite-amphibolite facies metamorphism. Trace and rare earth element abundances of olivine, orthopyroxene and amphibole in the Macaokuang mantle peridotite and the orthopyroxenite veins and amphibolite veins within the peridotite were analyzed, and the result shows that Co and Ni are high and mainly concentrated in olivine, but their contents are low in orthopyroxene and amphibole, suggesting that the bulk rock is enriched in Co and Ni due to the high proportion of olivine in the rock. Although it makes up only 3% ~ 8% of the whole rock, the amphibole controls the contents and distribution patterns of trace and rare earth elements of the bulk rock with the exception of Co and Ni. Orthopyroxene and olivine have much lower trace and rare earth element abundances than amphibole, and the element distribution patterns of orthopyroxene and olivine are quite similar to the pattern of amphibole. Amphibole in orthopyroxenite veins and amphibolite

veins is more enriched in trace and rare earth elements than that in peridotite. Geochemistry of the elements shows that peridotite must have experienced repeated metasomatic actions of at least such components as Co and Ni-rich fluids, LREE, Ba, Sr, Ta-rich and Th, U-extremely low silicate fluids and carbonic fluids. Fluid metasomatism occurred after UHP metamorphism at a shallow mantle depth. Olivine, orthopyroxene and amphibole in the peridotite together with the intruded veins are characterized by normal mantle oxygen isotopic ratios and show equilibrium each other. Meanwhile, the oxygen fugacity of the peridotite is $+1.0 \sim +2.0$, falling in the normal continental mantle range, implying that the rock has not experienced metasomatic action of crustal fluids.

Key words: peridotite; trace and rare earth elements of mineral; oxygen isotope; oxygen fugacity; Rongcheng; Shandong Province

1 地质背景

马草夼橄榄岩地处苏鲁超高压变质带东北端的山东省荣成市腾家集附近(图1),呈不规则的卵圆状分布于本区大面积出露的新元古代花岗闪长质片麻岩中。该片麻岩中产出的榴辉岩块、大理岩块及片麻岩本身均经历了超高压变质作用(叶凯等, 1992; Hirajima *et al.*, 1993; Zhang *et al.*, 1994; Ye and Hirajima, 1996; Hacker *et al.*, 1997; Kato *et al.*, 1997; Wallis *et al.*, 1997)。

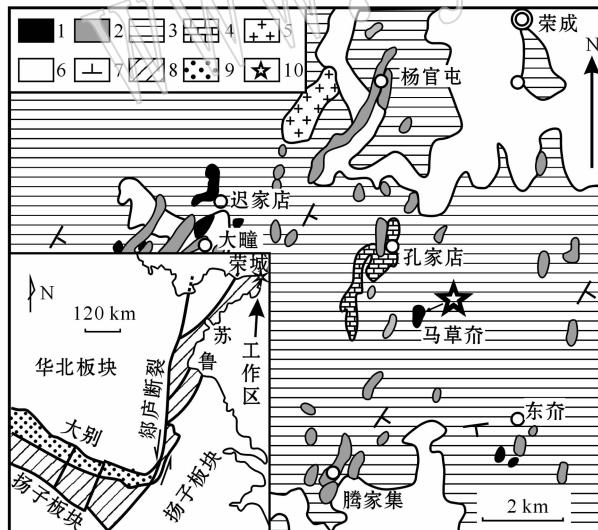


图1 荣成地区地质简图

Fig. 1 Geologic sketch map of the Rongcheng area

- 1—橄榄岩; 2—榴辉岩; 3—片麻岩; 4—大理岩; 5—花岗岩;
- 6—第四系; 7—岩石产状; 8—绿片岩相变质带;
- 9—苏鲁-大别高压超高压变质带; 10—PP6 钻孔位置
- 1—peridotite; 2—eclogite; 3—gneiss; 4—marble; 5—granite;
- 6—Quaternary; 7—altitude of rock; 8—green schist metamorphic belt;
- 9—Sulu-Dabie HP and UHP metamorphic belt;
- 10—location of the CCSD PP6 drill hole

在该橄榄岩上实施了197 m的科学钻探。经详细的岩石学研究,岩石主体原岩为亏损的地幔方辉橄榄岩,被岩浆成因的辉石岩脉和角闪岩脉所切割(图2)。橄榄岩主要矿物组成为橄榄石(90%~95%)、斜方辉石(3%~5%)、角闪石(3%~8%)、尖晶石(<0.5%)、镍硫化物(<0.1%)和单斜辉石(<0.1%)(图3)。其中,橄榄石发生了不同程度的蛇纹石化。在该岩石中还发现了呈团簇状分布的微米级细粒石榴石。根据该岩石的矿物组合和结构,笔者认为该岩石经历了早期部分熔融、中期超高压变质和后期的退变质交代作用(任玉峰等,2007)。

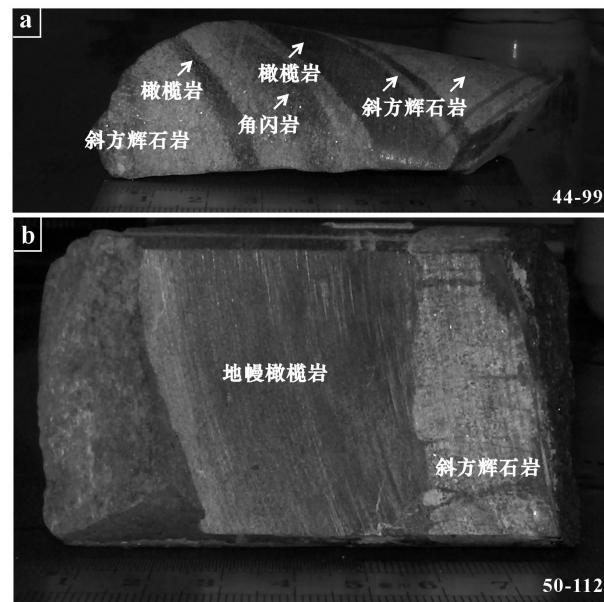


图2 地幔橄榄岩中穿插的岩浆岩脉

Fig. 2 Magmatic veins intruded in the mantle peridotite

- a—橄榄岩-方辉岩-角闪岩脉,依次呈暗色、灰白色、深灰色,具条带构造; b—地幔橄榄岩中穿插的方辉岩脉
- a—peridotite-orthopyroxenite-amphibolite veins;
- b—orthopyroxenite vein

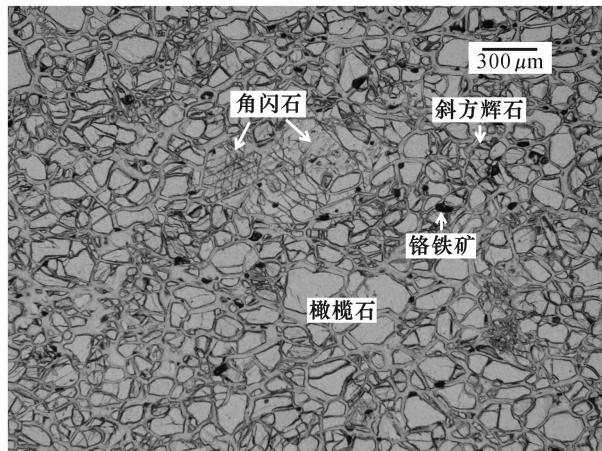


图3 马草夼地幔橄榄单偏光照片

Fig. 3 Micrograph of Macaokuang peridotite under plane light

在该橄榄岩中发现有2条岩浆成因的岩脉,包括辉石岩脉(50-112)和角闪岩脉(44-99),后者与橄榄岩和辉石岩一起呈条带状分布于地幔橄榄岩中(图2)(任玉峰等,2007)。橄榄岩的矿物化学成分($Fo = 88$, $En = 88$)完全不同于地幔橄榄岩($Fo = 92$, $En = 92$)。辉石岩脉和角闪岩脉厚度 $1 \sim 2$ cm,前者由顽火辉石(~95%)、角闪石(~3%)和橄榄石(1~2%)组成,后者由歪闪石(~95%)和黑云母(~5%)组成。这些岩脉与地幔橄榄岩之间界限清晰。

从全岩化学分析知,该地幔橄榄岩轻稀土元素富集,重稀土元素亏损(任玉峰等,2007)。那么,这些微量和稀土元素存在于何种矿物中?在长期的地幔岩演化过程中该岩石所处环境的氧逸度是否有改变?与该地幔橄榄岩相伴的具有侵入体性质的岩脉的地球化学特点是什么?本文从岩石地球化学的角度对此展开了探讨。

2 分析方法

矿物的微量和稀土元素分析在国家地质研究测试中心完成。采用 Finnigan Element 2 等离子质谱仪,配合 NEW WAVE UP213 激光器,对厚约 0.1 mm 的岩石薄片中的矿物进行了原位分析。激光光斑直径为 $40 \mu\text{m}$,采用的玻璃标样为美国国家标准技术研究院研制的标准 NIST 612 和德国马普化学所提供的标准物质 KL2-G,结合橄榄岩中矿物的电子探针数据进行校正。绝大多数元素含量检出限可达到 10^{-9} 至 10^{-10} g/g ,在 1 h 内,重复测定标准物质,痕量元素分析精度为 2% ~ 5%。

分析的矿物有角闪石、斜方辉石和橄榄石。其中角闪石来自地幔橄榄岩(39-92)、辉石岩脉(50-112)和角闪岩脉(44-99);斜方辉石来自地幔橄榄岩中的残余辉石斑晶和细粒低钙辉石(39-92)、辉石岩脉(50-112);橄榄石来自地幔橄榄岩(39-92)。橄榄石粒径细小,多在 $0.2 \sim 0.5$ mm,裂隙发育,再加上薄片厚度大,可供分析的数据偏少,但已具有一定的代表性。

氧同位素分析在中国地质科学院矿产资源研究所氧同位素实验室完成。采用常规的 BrF_5 氧同位素制样方法,利用质谱仪 MAT253EM 分析,采用国际标准 SMOW,分析精度为 $\pm 0.2\text{\textperthousand}$ 。分析样品为单矿物橄榄石、斜方辉石和角闪石。其中橄榄石和斜方辉石残余斑晶是从 15 个地幔岩样品破碎后挑选出来的。角闪石是从角闪岩脉(44-99)中挑选的。

3 矿物微量元素地球化学

表1为橄榄石、斜方辉石、角闪石的单矿物微量元素地球化学分析结果。与原始地幔岩的 Co、Ni 相比($\text{Co } 105 \times 10^{-6}$, $\text{Ni } 1 960 \times 10^{-6}$, MacDonough and Sun, 1995),橄榄岩全岩表现为 Co、Ni 富集($\text{Co } 108 \times 10^{-6} \sim 119 \times 10^{-6}$, $\text{Ni } 2 059 \times 10^{-6} \sim 2 504 \times 10^{-6}$, 任玉峰等,2007),而单矿物微量元素显示(表1),仅橄榄石表现为富集($\text{Co } 134 \times 10^{-6} \sim 144 \times 10^{-6}$, $\text{Ni } 3 535 \times 10^{-6} \sim 4 831 \times 10^{-6}$),其他矿物 Co、Ni 含量均低于原始地幔,表现为亏损。因此,橄榄岩中 Co 和 Ni 主要存在于橄榄石中。由于橄榄石占到原岩矿物体积的 70% ~ 80%,蛇纹石占约 25% ~ 15%,其他矿物 5% ~ 10%,因此全岩仍然表现为 Co、Ni 富集。但值得注意的是,该橄榄岩同苏鲁其他橄榄岩块一样,含有包括镍黄铁矿和赫硫镍矿(Zhang et al., 2004)在内的镍硫化物,它们分布于蛇纹石中,多呈不规则的形态与磁铁矿交生在一起(图4)。从岩石微量元素地球化学知,蛇纹石化强烈的 2 个样品其 Co、Ni 正异常程度低于蛇纹石化弱的岩石(任玉峰等,2007),表明这些元素在流体的作用下有一定的迁移,使 Co、Ni 有所降低。与橄榄岩相邻的片麻岩中几乎看不到镍硫化物和磁铁矿。可见,蛇纹石化及硫化物的生成仅限于橄榄岩内部。Zhang 等(2004)认为这些硫化物为残余地幔熔体,但根据橄榄石富含 Co、Ni,且 Co、Ni 硫化物常与磁铁矿呈交生结构分布于蛇纹石中,笔者认为这些 Co、Ni 硫化物

表1 马草夼橄榄岩中主要造岩矿物微量元素丰度

Table 1 Trace element abundances of rock-forming minerals in Macaokuuang peridotite

样号	39-92_1	39-921_2	39-921_1	39-92_2	39-92_3	39-92_4	39-92_5	50-112_1	50-112_2	50-112_3	50-112_4	50-112_5	50-112_6	50-112_7	50-112_8	44-99_1	44-99_2	
矿物	OI	OI	Opx(斑)	Opx(斑)	Opx(斑)	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	
Rb	-	0.0060	0.0117	-	0.0158	-	0.0113	0.1267	0.0473	0.0367	0.0477	0.0124	0.0507	-	0.0518	0.0549	0.4349	
Ba	0.0629	-	0.7016	0.3893	0.8528	0.0416	0.1459	8.9790	2.0425	-	0.0677	0.0493	0.0839	0.0076	0.0654	0.1909	4.1464	5.5054
Th	0.0026	0.0000	0.0132	0.0230	0.0307	0.0000	0.0101	0.0164	0.0156	0.0094	0.0065	0.0044	0.0102	0.0009	0.0039	0.0667	0.0206	0.0092
U	0.0000	0.0000	0.0347	0.0460	0.0406	0.0000	0.0149	0.0121	0.0074	0.0025	0.0019	0.0066	0.0013	0.0006	0.0000	0.0118	0.0047	0.0025
Nb	0.0000	-	0.0922	0.0663	0.0766	0.0015	0.0064	0.0410	0.1105	0.0043	0.0045	-	0.0034	0.0090	0.0054	0.0062	0.0174	0.0049
Ta	-	0.0004	0.0052	0.0045	0.0137	0.0018	0.0010	0.0087	0.0280	0.0017	0.0024	-	0.0011	0.0038	0.0040	0.0057	0.0009	0.0000
Pb	0.0112	-	0.2300	0.1462	0.1710	-	-	8.5673	2.1622	0.0316	0.0953	-	0.0039	-	-	0.1161	0.4416	0.7428
Sr	-	0.0527	4.5877	4.8844	5.1065	0.0246	0.3261	12.3322	2.3870	0.1622	0.1645	0.0302	0.0883	0.0225	0.2965	0.1660	8.7582	6.9559
Nd	0.0000	0.0000	0.0111	0.0069	0.0032	0.0028	-	0.0132	-	0.0098	-	0.0031	-	0.0070	0.0067	0.0209	0.1026	0.0175
Zr	0.0000	0.0000	0.2598	0.0000	0.0823	0.0000	0.0000	0.0542	0.0000	0.0544	0.0571	0.0553	0.0000	0.0000	0.1244	0.2382	0.4633	0.0497
Hf	-	-	0.0024	0.0087	0.0039	0.0017	0.0051	0.0072	0.0074	-	0.0021	0.0038	-	0.0000	0.0019	0.0066	0.0060	0.0034
Ti	2.1428	2.7970	24.8487	25.7663	33.9233	26.2145	18.7037	54.7396	40.8939	83.9025	85.3049	72.4456	73.6591	89.3435	78.7071	77.9202	239.3611	234.4906
Y	0.0000	0.0013	0.0098	0.0127	0.0104	0.0041	-	0.0175	0.0086	0.0111	0.0173	0.0012	0.0076	0.0072	0.0152	0.0122	0.1268	0.0348
Sc	2.1782	1.6794	15.0894	16.3163	15.6113	5.7331	3.7521	2.1382	2.3951	2.1389	2.9703	1.7855	1.9101	1.7274	2.4785	3.5406	4.6965	3.8910
V	0.4109	0.2950	64.8884	66.4387	64.0006	28.1997	18.9432	6.8906	7.4927	11.7585	12.2084	15.2104	15.7171	16.3924	15.9744	14.2070	23.3360	21.9398
Co	144.0151	134.6423	48.6324	50.0519	45.1519	56.9208	60.9148	64.9510	47.2364	49.9503	49.0550	46.2334	49.6748	47.1306	46.0043	56.8634	50.7746	50.7746
Ni	3535.6558	4831.6972	1149.1240	1119.8971	1041.4962	808.6241	1316.2021	1217.8989	1269.5479	856.2049	846.9953	851.7675	796.5258	839.7664	801.7546	795.0118	654.8284	683.8356
样号	44-99_3	44-99_4	44-99_5	44-99_6	44-99_7	39-92_1	39-92_2	39-92_3	44-99_1	44-99_2	44-99_3	44-99_4	44-99_5	44-99_6	44-99_7	44-99_8	44-99_9	
矿物	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	
Rb	0.2565	0.0449	0.2883	0.2383	0.3368	0.6350	0.8995	4.0354	3.2459	5.2200	5.6578	6.2160	7.0609	6.3493	1.7869	1.7262	2.4766	6.7954
Ba	0.7532	0.4554	1.4750	1.1254	1.7856	2.7153	70.5884	123.1826	122.6631	345.8033	371.9619	282.0767	390.8099	306.7561	102.3673	96.6483	114.0601	307.7138
Th	0.0052	0.3094	0.0599	0.0049	0.0169	0.1155	0.0052	0.0022	0.0486	0.1314	0.1317	0.1443	0.1357	0.1552	0.1104	0.1192	0.1046	0.1240
U	0.0017	0.0307	0.0261	0.0029	0.0099	0.0240	0.0119	0.0252	0.1076	0.0747	0.0616	0.0740	0.0360	0.0467	0.0895	0.1139	0.0702	0.0542
Nb	0.0008	0.0104	0.0120	0.0034	0.0107	0.0053	0.1093	0.5360	1.9793	1.5396	1.5735	1.2658	1.3465	1.2174	0.9128	1.0766	0.7334	1.0855
Ta	-	0.0018	0.0011	0.0018	0.0001	0.0084	0.0291	0.2099	0.0843	0.0547	0.0539	0.0524	0.0412	0.0517	0.0505	0.0289	0.0517	0.0289
Pb	0.0998	0.1814	0.2643	0.4398	0.8598	1.1336	1.8503	8.2787	6.6679	7.4273	9.0146	14.3198	14.3443	9.3372	55.5196	13.7972	10.2531	7.2436
Sr	1.1529	0.6834	1.3056	1.4063	2.0060	2.8818	209.1819	509.1353	444.3968	628.8300	628.4573	559.0162	650.9276	585.9210	523.3375	529.7141	505.8249	620.0576
Nd	0.0176	0.0038	0.0000	0.0082	0.0067	-	0.5831	2.7785	6.7415	9.1192	9.7235	8.9418	10.0477	9.8152	13.7321	11.4079	13.6270	8.2833
Zr	0.0000	0.1277	0.1779	0.1182	0.0560	0.0958	0.9415	5.6772	15.7528	18.9607	21.4013	20.3064	16.8553	16.9108	21.6769	17.5258	17.4810	14.6779
Hf	0.0018	0.0000	0.0000	0.0038	0.0123	0.0127	0.3613	0.8422	0.8422	0.8408	0.7933	0.6986	0.6808	0.7346	1.1664	0.9484	0.9453	0.6074
Ti	161.9782	185.0041	178.7738	161.5656	191.8790	196.9050	133.3868	505.3975	1036.9728	3762.8615	3999.6378	3445.1916	2983.8016	3018.8625	2291.3150	3201.9485	2747.3764	3365.4098
Y	0.0140	0.0288	0.0302	0.0230	0.0383	0.0324	0.4013	1.1923	9.7183	13.3425	11.6419	10.6413	11.0992	10.2685	4.9963	7.9636	4.4713	9.7387
Sc	3.1334	3.8026	3.6799	3.6624	4.0581	3.8416	71.8513	127.1011	115.2781	57.2438	56.9880	48.1960	47.3827	46.8545	97.6649	79.0263	61.7590	62.1991
V	15.6836	17.3221	19.4149	18.4987	21.4135	20.7679	161.4197	516.3798	213.0770	271.6339	273.1993	269.7542	233.6961	256.0335	490.5722	348.3361	322.0549	264.6609
Co	56.1442	55.0446	61.7815	55.4258	55.2169	54.8682	24.1146	28.4919	32.9255	41.9437	38.0152	39.7837	40.9056	40.5836	37.9752	38.9155	38.5158	40.2714
Ni	636.9070	667.2520	995.9035	641.0342	620.2453	635.7011	1082.2015	1196.8913	1307.9483	1115.1464	1031.4247	1063.8840	1100.8922	1113.5862	1100.8996	1084.0396	1073.3508	1089.0109

注:样品编号39-92为地幔橄榄岩;50-112为辉石岩脉;44-99为角闪岩脉;紧随样品编号后面的数字为分析点序号;-表示未检出。

极可能是橄榄石蛇纹石化、从橄榄石分离的产物,或橄榄岩受到含镍流体的交代,使Co、Ni增加,后期蚀变使Co、Ni从橄榄石中分离、以硫化物方式出现。

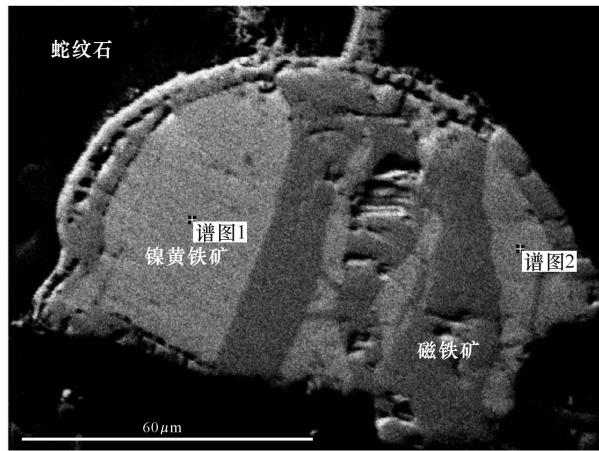


图4 马草夼橄榄岩中镍黄铁矿和磁铁矿的
交生结构扫描电镜照片

Fig. 4 Backscattering electric image of pentlandite and magnetite intergrowth in the Maocaokuang peridotite

从表1知,橄榄石中除Co、Ni外,其他微量元素含量极低,远远低于辉石和角闪石。从图5矿物微量元素平均含量相对于原始地幔的分布方式可以看出,橄榄石和斜方辉石的微量元素都是亏损的(除Co、Ni外),而角闪石中许多微量元素(如Rb、Ba、Nb、Ta、Sr)是富集的。矿物中所含微量元素的变化趋势与岩石基本一致,如Th、U、Pb、Y显示负异常,Ba、Ta、Sr显示

正异常(图5)。橄榄岩中的斜方辉石残余斑晶与基质中细粒低铝斜方辉石微量元素含量区别不大(表1)。具岩浆性质的斜方辉石,其微量元素含量变化趋势类似于橄榄岩中的残余辉石,而且,相对与原始地幔也是亏损的(图5)。角闪石中大离子亲石元素Rb、Ba、Nb、Ta、Sr、Nd是富集的,Ba、Ta、Sr呈正异常,Th、U强烈亏损,呈负异常,高场强元素Zr、Hf、Ti较平坦。岩浆成因的角闪石与橄榄岩中的角闪石相比,主元素组成几乎完全相同(任玉峰等,2007),但所含的Sr、Nd、Zr、Ha、Ti均高于地幔岩中的角闪石,尤其是Ti相对于原始地幔是富集的,而在后者中总是亏损的(表1)。这与角闪岩脉内可见副矿物钛铁矿、后者仅见到副矿物铬铁矿和磁铁矿是一致的(任玉峰等,2007)。所有脉岩(50-112、44-99)中矿物Ti含量均高于残余地幔岩中的矿物(39-92)。

4 矿物稀土元素地球化学

表2为橄榄石、斜方辉石、角闪石的单矿物稀土元素地球化学分析结果。橄榄石和辉石的稀土元素含量极低,几乎不含稀土,而角闪石的稀土元素含量极高,且辉石岩脉中和角闪岩脉中的角闪石的稀土含量高于橄榄岩中的角闪石(图6)。从橄榄岩的稀土元素含量来看,稀土元素总量为 $1.08 \times 10^{-6} \sim 2.41 \times 10^{-6}$,其中轻稀土元素在 $1.00 \times 10^{-6} \sim 2.20 \times 10^{-6}$ (任玉峰等,2007)。而对于单矿物角闪石,稀土

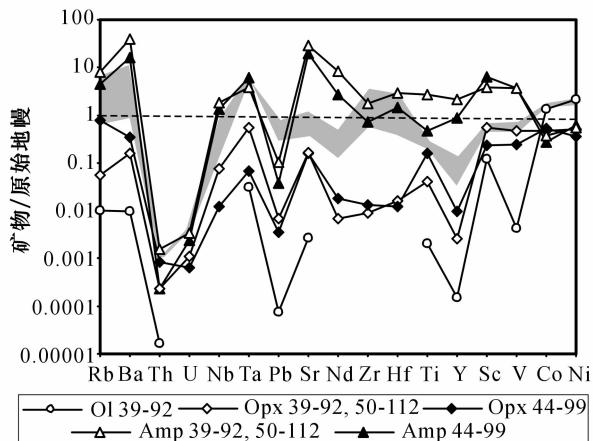


图5 矿物微量元素平均含量相对于原始地幔分布图

Fig. 5 Pyrolite normalized trace elements of
minerals in Macaokuang peridotite

OI—橄榄石;Opx—斜方辉石;Amp—角闪石;阴影—岩石/原始地幔
OI—olivine; Opx—orthopyroxene; Amp—amphibole;
shadow—rock/pyrolite

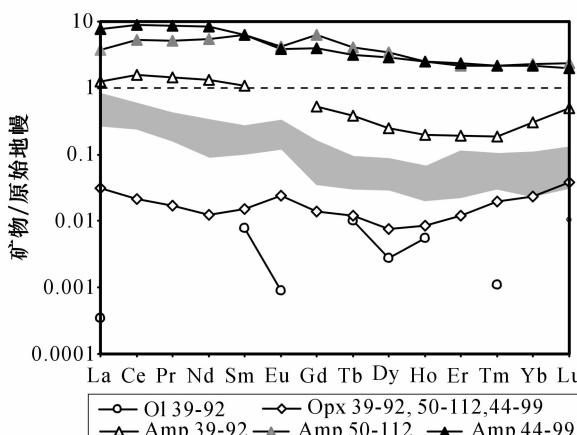


图6 矿物稀土元素平均含量相对于原始地幔分布图

Fig. 6 Pyrolite normalized rare earth elements of
minerals in the Macaokuang peridotite

OI—橄榄石;Opx—斜方辉石;Amp—角闪石;阴影—岩石/原始地幔
OI—olivine; Opx—orthopyroxene; Amp—amphibole;
shadow—rock/pyrolite

表 2 马草芥橄榄岩中主要造岩矿物稀土元素丰度

Table 2 Rare earth element abundances of major rock-forming minerals in Macaoxuanguang peridotite

样号	39-92_1	39-92_2	39-92_1	39-92_3	39-92_4	39-92_5	39-92_6	50-112_1	50-112_2	50-112_3	50-112_4	50-112_5	50-112_6	50-112_7	50-112_8	50-112_9	44-99_1	44-99_2
矿物	OI	OI	Opx(辉)	Opx(辉)	Opx(斑)	Opx	Opx	Opx(辉)	Opx	Opx	Opx							
La	0.0000	0.0004	0.0091	0.0125	0.0123	—	0.0070	0.0286	0.0144	0.0050	0.0006	—	0.0024	0.0000	0.0015	0.0210	0.0685	0.0506
Ce	—	—	0.0168	0.0193	0.0122	0.0021	0.0044	0.0321	0.0095	0.0061	—	0.0058	0.0073	0.0026	0.0013	0.0326	0.2317	0.0444
Pr	—	—	0.0022	0.0020	0.0013	0.0000	0.0039	0.0011	—	0.0035	0.0016	0.0004	0.0000	—	0.0023	0.0061	0.0345	0.0000
Nd	0.0000	0.0000	0.0111	0.0069	0.0032	0.0028	—	0.0132	—	0.0098	—	0.0031	—	0.0070	0.0067	0.0209	0.1026	0.0175
Sm	0.0000	0.0063	0.0000	0.0000	0.0029	0.0000	0.0000	—	—	0.0035	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0161	0.0040	0.0353	0.0035
Eu	0.0001	—	—	0.0005	—	—	—	—	—	0.0048	—	0.0035	0.0054	—	—	0.0018	0.0146	—
Gd	0.0000	—	0.0058	0.0000	0.0019	0.0000	0.0068	0.0068	0.0156	0.0078	—	—	—	—	0.0037	—	0.0194	0.0077
Tb	0.0020	0.0000	—	0.0000	0.0004	0.0000	—	0.0000	0.0000	0.0000	0.0025	0.0011	0.0005	0.0000	0.0007	0.0000	0.0037	0.0011
Dy	—	0.0019	0.0000	0.0036	0.0000	0.0020	0.0000	0.0023	0.0049	0.0000	0.0000	0.0023	0.0023	0.0000	0.0079	0.0000	0.0336	0.0066
Ho	0.0016	0.0000	—	0.0009	0.0000	0.0005	—	0.0000	0.0031	0.0000	0.0000	0.0013	0.0000	—	—	0.0007	0.0019	0.0044
Er	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0024	0.0000	0.0000	0.0020	0.0019	—	0.0000	0.0036	0.0017	0.0000	0.0091	0.0019	0.0234	0.0050
Tm	0.0001	0.0000	0.0022	0.0013	0.0009	0.0007	0.0040	0.0000	0.0004	0.0017	0.0000	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0012	0.0006
Yb	—	0.0000	0.0000	0.0098	0.0021	0.0046	0.0103	0.0012	0.0029	0.0068	0.0027	0.0000	0.0000	0.0086	0.0239	0.0353	0.0128	0.0128
Lu	—	0.0007	0.0024	0.0030	0.0012	0.0008	0.0010	0.0008	0.0008	0.0010	0.0003	0.0019	—	0.0018	0.0000	0.0044	0.0040	0.0043
Σ REE	0.0039	0.0093	0.0496	0.0598	0.0498	0.0153	0.0274	0.0883	0.0580	0.0374	0.0182	0.0242	0.0161	0.0140	0.0592	0.1192	0.6145	0.1547
LREE	0.0001	0.0067	0.0450	0.0412	0.0427	0.0067	0.0123	0.0818	0.0445	0.0357	0.0058	0.0145	0.0098	0.0133	0.0278	0.0875	0.5065	0.1237
HREE	0.0038	0.0026	0.0046	0.0186	0.0070	0.0086	0.0151	0.0065	0.0135	0.0017	0.0125	0.0097	0.0063	0.0007	0.0314	0.0317	0.1080	0.0310
L/H	0.04	2.60	9.89	2.21	6.09	0.78	0.82	12.55	3.29	21.23	0.46	1.50	1.56	19.72	0.88	2.76	4.69	4.00
样号	44-99_3	44-99_4	44-99_5	44-99_6	44-99_7	44-99_8	39-92_1	39-92_2	39-92_3	50-112_1	44-99_1	44-99_2	44-99_3	44-99_4	44-99_5	44-99_6	44-99_7	44-99_8
矿物	Opx	Opx	Opx	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp							
La	0.0129	0.0092	0.0526	0.0072	0.0204	0.0300	0.3659	1.2607	2.4102	4.9314	5.1112	4.9275	4.8760	5.3670	5.3349	4.6406	6.0056	3.8926
Ce	0.0156	0.0177	0.0374	—	0.0297	0.0384	0.9384	4.2865	8.8751	13.4208	14.4949	13.7632	15.1156	15.2469	16.4251	13.7758	18.8315	12.3119
Pr	0.0023	0.0013	0.0039	0.0020	0.0045	—	0.1146	0.6152	1.3086	1.9023	2.0464	1.9264	2.1812	2.1936	2.5937	2.1535	2.8457	1.8352
Nd	0.0176	0.0038	0.0000	0.0082	0.0067	—	0.5831	2.7785	6.7415	9.1192	9.7285	8.9418	10.0477	9.8152	13.7321	11.4079	13.6270	8.2833
Sm	0.0074	0.0043	0.0041	0.0042	0.0114	—	0.1288	0.7480	2.5475	2.7553	2.2423	2.3339	2.4180	2.4991	3.0588	2.8811	3.0379	1.8972
Eu	0.0030	0.0002	0.0009	—	—	0.0019	—	—	0.6465	0.4379	0.3705	0.4746	0.3641	0.4523	0.9872	0.9115	0.9941	0.3204
Gd	0.0026	0.0084	—	0.0229	0.0039	—	0.1291	0.4492	3.3855	2.6075	2.490	2.0877	2.4569	2.1317	1.7548	1.9447	1.8227	2.0174
Er	—	0.0106	0.0074	0.0100	0.0018	0.0032	0.0442	0.1225	0.9513	1.4060	1.4114	1.1826	1.2910	1.0881	0.5247	0.9393	0.4373	1.1567
Tb	0.0011	—	0.0017	—	0.0031	0.0009	0.0206	0.0560	0.4066	0.3511	0.3755	0.3229	0.3857	0.3508	0.2328	0.2547	0.2247	0.3112
Dy	0.0000	0.0028	0.0105	0.0046	0.0027	0.0066	0.0627	0.2776	2.3324	2.7604	2.2362	2.1505	2.0675	2.3534	1.1263	1.5491	1.0206	2.2800
Ho	0.0012	0.0007	0.0007	0.0000	0.0026	0.0033	0.0183	0.0405	0.3754	0.5241	0.4383	0.4514	0.4347	0.4382	0.1725	0.3019	0.1819	0.4137
Lu	0.0018	0.0043	0.0012	0.0026	0.0024	0.0034	0.0241	0.0431	0.1578	0.2012	0.1571	0.1447	0.1144	0.1007	0.1601	0.0874	0.1439	0.0506
Σ REE	0.0748	0.0698	0.1383	0.0758	0.0928	0.1046	2.5540	10.8445	31.3084	42.1272	42.4836	39.8636	42.7948	42.8329	46.8289	42.1300	49.7249	36.1118
LREE	0.0614	0.0449	0.0989	0.0445	0.0767	0.0703	2.2599	10.1381	25.9149	35.1744	36.4229	34.4550	37.4594	37.7058	43.8865	37.7150	47.1645	30.5580
HREE	0.0134	0.0249	0.0393	0.0312	0.0161	0.0343	0.2941	0.7064	5.3935	6.9528	6.6067	5.4086	5.3354	5.1270	2.9424	4.4150	2.5603	5.5539
L/H	4.57	1.81	2.52	1.43	4.75	2.05	7.68	14.35	4.80	5.06	6.01	6.37	7.02	7.35	14.92	8.54	18.42	5.50

注:样品编号39-92为地幔橄榄岩;50-112为辉石岩脉;44-99为角闪岩脉;深随样品编号后面的数字为分析点序号;—表示未检出。

元素总量为 $2.55 \times 10^{-6} \sim 31.31 \times 10^{-6}$,轻稀土元素为 $2.26 \times 10^{-6} \sim 25.9 \times 10^{-6}$,其中角闪岩脉中的角闪石稀土元素总量 $36.11 \times 10^{-6} \sim 49.72 \times 10^{-6}$,轻稀土元素 $30.56 \times 10^{-6} \sim 49.72 \times 10^{-6}$ 。与原始地幔岩相比,3种角闪石均表现为轻稀土元素富集,重稀土元素亏损。与岩石稀土元素分布模式相比较(图6),可知橄榄岩全岩稀土元素的特征及其贡献主要来自角闪石。

5 矿物氧同位素

橄榄石的 $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ 值为4.3‰(表3),与仰口石榴石橄榄岩的橄榄石(4.4‰)一致(Zhang R Y et al., 2005),但比正常地幔橄榄石氧同位素比值(5.1‰, Matthey et al., 1994; Chazot et al., 1997)偏低,这可能与测试方法有关。采用传统的单矿物粉末方法,由于橄榄石颗粒很细,不易剔除边缘和内部蛇纹石的影响。而采用激光熔样对单颗粒矿物分析的方法,能够避开蛇纹石的影响。显然,该比值比“壳源”石榴石橄榄岩(原岩为侵入地壳的橄榄岩,后来经历了超高压变质作用)橄榄石的单颗粒氧同位素比值3.3‰~3.8‰高的多(李天福等,2006a),仍然反映了马草夼橄榄岩中橄榄石来自地幔,而非地壳。橄榄岩中斜方辉石残余斑晶的氧同位素比值为5.9‰(表3),反映了地幔氧同位素特征。来自岩浆成因的角闪石也显示了地幔氧同位素特征,为5.8‰(表3),接近于含水的地幔橄榄岩中角闪石氧同位素比值5.3‰~5.5‰范围(Chazot et al., 1997)。另外,斜方辉石和角闪石氧同位素差值 $\Delta_{\text{Opx-Amp}}\delta^{18}\text{O}=0.1\text{\textperthousand}$,表明该地幔橄榄岩与角闪岩脉的氧同位素之间是平衡的。因此,马草夼橄榄岩中的辉石岩脉和角闪岩脉均为残余地幔进一步熔融产生的熔体结晶的产物,而且,后期均未受到地壳流体的改造。

表3 造岩矿物氧同位素分析结果

Table 3 Oxygen isotopic ratios of minerals from Macao-kuang peridotite in Rongcheng area, Shandong Province

样品号	单矿物	$\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$
r-15-Ol	橄榄石	4.3
r-15-Opx	斜方辉石(斑晶)	5.9
44-99-Amp	角闪石(岩脉)	5.8

6 岩石氧逸度

对于马草夼橄榄岩,根据橄榄石、尖晶石和斜方

辉石的探针数据(任玉峰等,2007),利用Brey和kohler(1991)有关Ca在斜方辉石中溶解度的温度计、Witt-Eickschen和Seck(1991)有关尖晶石-橄榄石中Ca和Al在斜方辉石中溶解度的温度计以及Ballhaus等(1991)有关橄榄石-尖晶石Fe-Mg交换反应温度计,计算出在尖晶石橄榄岩压力范围内共同温度范围在830~925℃。在此基础上,根据Ballhaus等(1991)有关橄榄石-斜方辉石-尖晶石的氧逸度关系式(适用范围:t=800~1 300℃,p=0.3~2.7 GPa)计算出马草夼橄榄岩氧逸度在+1.0~+2.0,大多在+1.1~+1.8之间,与大陆地幔橄榄岩氧逸度数据相一致(Mattioli et al., 1989; Woodland et al., 1992),表明地幔交代伴随着岩石的氧化作用,残余地幔已经历地幔流体的普遍改造。

7 讨论

马草夼橄榄岩主体原岩为方辉橄榄岩,与PP1钻孔中的石榴石方辉橄榄岩和无石榴石的橄榄岩有相似矿物组合特征(李天福等,2006b)。不同的是马草夼橄榄岩含角闪石和少量微米尺度的石榴石,几乎不含云母(少量仅见于辉石和角闪岩脉),个别样品中含有少量的他形且成分不均匀的白云石,菱镁矿仅以包体方式出现在橄榄石中。据矿物组合和温压计算,该岩石经历了超高压变质作用(任玉峰等,2007)。前人对中国东部岩石圈地幔岩做了大量的研究(Zhang et al. 2002; 张宏福等,2005; 郑建平等,2006; Zheng et al., 2005a, 2005b, 2006a, 2006b),郑建平等(2007)提出华北克拉通岩石圈主体至少保留到早古生代与扬子板块俯冲碰撞之前,中国东部岩石圈地幔的交代作用发生在超高压变质作用后,而且交代流体与华北-扬子地块碰撞产生的流体有关。Xu等(2003)研究了中国东部玄武岩中尖晶石和石榴石橄榄岩微量元素地球化学特征,提出橄榄岩的变质交代作用发生在玄武岩喷发前不太长的时间内,即地幔交代作用不是在残余地幔形成后就开始的。任玉峰等(2007)认为马草夼橄榄岩在超高压变质作用后在浅部地幔发生了麻粒岩相-角闪岩相变质交代事件。Zhang R Y等(2005)认为流体缺乏是导致超高压变质过程中初始和低压相存在的主要原因。Canil(2002, 2004)研究了约1 700个地幔橄榄岩中等不相容元素Al、Cr、Sc、V、Yb所代表的橄榄岩分离熔融模式,提出所有的橄榄岩无论其形成于

何种构造背景,其在地幔中平衡成为地幔残余的压力均小于 3 GPa,即为尖晶石相,而呈石榴石相的橄榄岩是在汇聚边界俯冲到更深部位的结果。从马草夼橄榄岩岩相来看,保留有早期地幔残余的特征,如含有具透辉石+铬铁矿出溶体的高铝顽火辉石残余斑晶,而微米级石榴石+细粒低铝顽火辉石组合表明岩石曾从地幔浅部俯冲到深部,或者浅部地幔橄榄岩受陆-陆碰撞形成的挤压应力作用,所处深度并未加大,而压力增大,发生了榴辉岩相超高压变质作用。据郑建平等(2007)对 CCSD-PP1 钻孔橄榄岩的研究和 Reverdatto 等(2008)对来自壳源橄榄岩和幔源橄榄岩主元素和微量元素地球化学对比研究,我们认为马草夼橄榄岩应属于华北克拉通地幔残余,且经历了超高压变质作用。

马草夼橄榄岩的主要矿物为橄榄石+蛇纹石,其次为斜方辉石和角闪石。从前面矿物的微量和稀土元素分析知,除 Co、Ni 外,马草夼橄榄岩全岩稀土和微量元素的主要贡献者为角闪石,斜方辉石和橄榄石几乎不含稀土,这与角闪石中含有离子半径较大的 Na^+ 和 Ca^{2+} 、可与大离子亲石元素和稀土元素相互取代有关。当岩石中含有单斜辉石和石榴石,全岩微量和稀土元素含量将受控于它们(Xu et al., 2003)。当岩石中角闪石的模式含量较高时,角闪石所含微量元素将超过单斜辉石和石榴石(Xu et al., 2003)。因此,马草夼橄榄岩中橄榄石、斜方辉石不是容纳微量和稀土元素的主体,这与 Xu 等(2003)的研究结果是相一致的。但特别注意的是 Co、Ni 这两种微量元素主要赋存在橄榄石中。

当橄榄岩受到含水硅酸盐流体交代,岩石将富集大离子亲石元素和高场强元素,而受到碳酸盐流体交代时,岩石将富含大离子亲石元素、轻稀土元素、U 和 Th,但高场强元素含量低(Rudnick et al., 1993; Coltorti et al., 1999; Zanetti et al., 1999)。通常,这两者流体均存在(Xu et al., 2003)。马草夼橄榄岩表现为轻稀土元素富集、重稀土元素亏损,具明显的 Ba、Ta、Sr 正异常,Th、U、Pb 强烈亏损,而 Ti 相对 Y 呈正异常。笔者认为,马草夼橄榄岩可能受到多期流体的交代,包括含水硅酸盐流体和少量低 Th、U 的碳酸盐流体的相互作用,使岩石强烈亏损 Th 和 U,高场强元素平坦。其交代流体特征与仰口石榴石橄榄岩(Zhang R Y et al., 2005)和芝麻坊橄榄岩(李天福等,2006b)有所差别。对于侵入到橄榄岩中的辉石岩脉和角闪岩脉,其基性程度高,应为地幔橄

榄岩重熔的产物,可能形成于超高压变质之前,也可能形成于超高压变质中或稍晚的阶段。这需要进一步的研究证据。

从矿物微量和稀土元素的分布模式来看,岩石的微量和稀土元素分布模式是单矿物分布模式及各元素丰度变化的综合。由于辉石岩脉和角闪岩脉中角闪石+辉石的含量远远大于橄榄岩中角闪石的含量,因此,脉岩中相应的微量和稀土元素比橄榄岩中的更富集,且其分布模式完全取决于角闪石。

前人对尖晶石橄榄岩、石榴石橄榄岩和含金刚石橄榄岩(Mattey et al., 1994; Ionov et al., 1994)以及含水地幔橄榄岩(Chazoto et al., 1997)的氧同位素研究表明,橄榄石、辉石、石榴石及角闪石的 $\delta^{18}\text{O}$ 在 4.8‰ ~ 6.2‰ 之间,其中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{橄榄石}} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{石榴石}} < \delta^{18}\text{O}_{\text{尖晶石}} < \delta^{18}\text{O}_{\text{单斜辉石}} < \delta^{18}\text{O}_{\text{斜方辉石}}$,含水和无水的橄榄岩氧同位素并无系统差别,说明地幔内流体被橄榄石的氧同位素所缓冲,流体循环沉淀出角闪石、云母,或地幔流体氧同位素与地幔氧同位素组成相同。储雪蕾等(1999)、于慧敏等(2005a,2005b)对中国东部玄武岩中地幔橄榄岩包体同位素研究表明,其单矿物氧同位素比值均落入正常地幔氧同位素的范围内,但矿物之间存在氧同位素分馏,并将其归因于各种地幔流体的交代。对于苏鲁地区经历了超高压变质作用的地幔橄榄岩,如仰口的石榴石橄榄岩(Zhang R Y et al., 2005)和芝麻坊橄榄岩(Zhang Z M et al., 2005),其氧同位素比值也落入了正常地幔的范围内。同样,位于荣成的马草夼橄榄岩也具有正常地幔氧同位素特征。由于流体,尤其是外来流体或地壳流体或来自俯冲板片流体作用有限,使得这些经历了超高压变质的地幔橄榄岩保持了地幔岩的氧同位素特征,以构造侵位的方式卷入了代表扬子陆壳的大面积分布的片麻岩中。可见,中国东部岩石圈地幔无论以捕虏体方式还是以“冷侵位”方式进入地壳,均保持了地幔氧同位素的特征。

李建平等(2001)对安徽女山地幔橄榄岩包体的氧化-还原状态做了分析,计算得到 $\Delta \log f\text{O}_2 (\text{FMQ}) = -2.5 \sim +1.5$,且提出可能受到含 CO-CH₄ 流体的影响,使女山角闪石橄榄岩的氧逸度降低。笔者对马草夼橄榄岩氧逸度计算表明,较高的温度使得氧逸度计算值范围变窄。在尖晶石橄榄岩的压力范围内,平衡温度在 830°C 以上时,马草夼橄榄岩氧逸度(相对于 FMQ)范围为 +1.0 ~ +2.0,而对于角闪岩相的橄榄岩计算的氧逸度范围在 +0.3 ~ +2.1 之

间,未出现负值,表明地幔氧化程度不均匀,且氧化程度高,但落入了正常大陆地幔氧化-还原范围(± 2 , Mattioli *et al.*, 1989)。

8 结论

(1) 马草夼橄榄岩属于华北克拉通残余地幔岩,经历了超高压变质作用,后期受到地幔流体的改造。

(2) 马草夼橄榄岩 Co、Ni 微量元素主要赋存在橄榄石中,其他稀土和微量元素主要赋存于角闪石中。斜方辉石和橄榄石几乎不含稀土元素,微量元素含量极低。角闪石(体积含量仅 3% ~ 8%)的微量和稀土元素分布模式决定着地幔岩微量和稀土元素分布模式。侵入脉岩辉石岩和角闪岩的微量和稀土元素比地幔岩更富集。

(3) 马草夼橄榄岩轻稀土元素富集、重稀土元素亏损,具明显的 Ba、Ta、Sr 正异常,Th、U、Pb 强烈亏损,可能受到包括含水硅酸盐流体和少量低 Th/U 的碳酸盐流体的多期流体的交代。

(4) 马草夼橄榄岩以构造侵位方式进入地壳,未受到壳源流体的交代,具地幔氧同位素的特征。

(5) 马草夼橄榄岩在尖晶石橄榄岩的压力范围内,氧逸度(相对于 FMQ)范围为 +1.0 ~ +2.0 之间,氧化程度不均匀,属于正常大陆地幔氧化-还原范围。

References

- Ballhaus C, Berry R F and Green D H. 1991. High pressure experimental calibration of olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 107: 27 ~ 40.
- Brey G P and Köhler T. 1990. Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II: new thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers [J]. Journal of Petrology, 31: 1 353 ~ 1 378.
- Canil D. 2002. Vanadium in peridotites, mantle redox and tectonic environments: Archean to present [J]. Earth and Planetary Science Letters, 195: 75 ~ 90.
- Canil D. 2004. Mildly incompatible elements in peridotites and the origins of mantle lithosphere [J]. Lithos, 77: 375 ~ 393.
- Chazot G, Lowry D, Menzies M, *et al.* 1997. Oxygen isotopic composition of hydrous and anhydrous mantle peridotites [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(1): 161 ~ 169.
- Coltorti M, Bonadiman C, Hinton R W, *et al.* 1999. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Granade Comore, Indian Ocean [J]. Journal of Petrology, 40: 133 ~ 163.
- Hacker B R, Sharp T, Zhang R Y, *et al.* 1997. Determining the origin of ultrahigh-pressure lherzolite [J]. Science, 278: 702 ~ 704.
- Hirajima T, Wallis S R, Zhai M, *et al.* 1993. Eclogitized metagrainoid from the Su-Lu ultrahigh pressure (UHP) province, eastern China [J]. Proceedings of the Japan Academy, 68: 249 ~ 254.
- Ionov D A, Harmon R S, France-Landord C, *et al.* 1994. Oxygen isotope composition of garnet and spinel peridotites in the continental mantle: evidence from the Vitim xenolith suite, southern Siberia [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58 (5): 1 463 ~ 1 470.
- Kato T, Enami M and Zhai M. 1997. Ultra-high-pressure (UHP) marble and eclogites in the Su-Lu UHP terrane, eastern China [J]. J. Metamorphic Geol., 15: 169 ~ 182.
- Li Jianping & Zhang Sheng. 2002. Redox state of amphibole-bearing mantle peridotite from Nushan, Anhui Province in eastern China and its implications [J]. Science in China Series D, 45(4): 348 ~ 357.
- Li Tianfu, Yang Jingsui and Rumble D. 2006a. Magmatic ultramafic rock in Sulu ultrahigh pressure metamorphic belt: depleted oxygen isotope evidence from main hole of Chinese Continental Scientific Drilling Project [J]. Acta Petrologica Sinica, 22 (7): 1 933 ~ 1 940 (in Chinese with English abstract).
- Li Tianfu, Yang Jingsui and Zhang Ruyuan. 2006b. K-rich and carbonatic melt metasomatism in depleted upper mantle: geochemical evidences from peridotites in pre-pilot hole of Chinese Continental Scientific Drilling Project [J]. Earth Science (Journal of China University of Geosciences), 31 (4): 457 ~ 471 (in Chinese with English abstract).
- MacDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth [J]. Chemical Geol., 120: 223 ~ 252.
- Mattey D, Lowry D and Macpherson C. 1994. Oxygen isotope composition of mantle peridotite [J]. Earth and Planetary Science Letters, 128: 231 ~ 241.
- Mattioli G S, Baker M B and Rutter M J. 1989. Upper mantle oxygen fugacity and its relation to metasomatism [J]. J. Geol., 97: 521 ~ 536.
- Ren Yufeng, Yang Jingsui, Zhang Zhongming, *et al.* 2007. Study of the Macaoquang peridotite body from the PP6 drill hole of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) Project [J]. Acta Geologica Sinica, 81(7): 1 004 ~ 1 016 (in Chinese with English Abstract).
- Reverdatto V V, Selyatitskiy A Y and Carswell D A. 2008. Geochemical distinctions between "crustal" and mantle-derived peridotites/pyroxenites in high/ultrahigh pressure metamorphic complexes [J]. Russian Geology and Geophysics, 49: 73 ~ 90.
- Rudnick R L, McDonough W F and Chappell B W. 1993. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: Petrographic and geochemical characteristics [J]. Earth and Planetary Science Letters, 114: 463 ~ 475.
- Wallis S R, Ishiwatari A, Hirajima T, *et al.* 1997. Occurrence and field relationships of ultrahigh-pressure metagrainoid and coesite eclogites in the Su-Lu terrane, eastern China [J]. Journal of the Geologic Society of London, 154: 45 ~ 54.
- 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 [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 109: 251 ~ 262.

- 106: 431~439.
- Woodland A, Kornprobst J, Wood B. 1992. Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs [J]. *J. Petrol.*, 33: 203~230.
- Xu X, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. 2003. Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China [J]. *Chemical Geology*, 198: 163~188.
- Ye K and Hirajima T. 1996. High-pressure marble at Yangguantun, Rongcheng county, Shandong Province, eastern China [J]. *Mineralogy and Petrology*, 57: 151~165.
- Ye Kai and Xu Ping. 1992. Petrogenesis of eclogites and related peridotitic rocks in Datuan area of Rongcheng County, Shandong Province [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 8 (1): 27~39 (in Chinese with English abstract).
- Yu Huimin, Xia Qunk, Dallai L, et al. 2005a. Oxygen isotope and trace element compositions of peridotite xenoliths from Nushan volcano, SE China and implications for mantle metasomatism [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21 (3): 829~838 (in Chinese with English abstract).
- Yu Huimin, Xia Qunk, Wang Rucheng, et al. 2005b. Oxygen isotope and trace element compositions of peridotite xenoliths from Panshihan volcano, SE China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21 (6): 1 609~1 616 (in Chinese with English abstract).
- Zanetti A, Mazzucchelli M, Rivalenti G, et al. 1999. The Finero plagiopyite-peridotite massif: An example of subduction-related metasomatism [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 107~122.
- Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. 2002. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton: evidence from major, trace-element and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144: 241~253.
- Zhang Hongfu, Zhou Xinhua, Fan Weiming, et al. 2005. Nature, composition, enrichment processes and its mechanism of the Mesozoic lithospheric mantle beneath the southeastern North China Craton [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21 (4): 1 271~1 280 (in Chinese with English abstract).
- Zhang R Y, Liou J G and Zheng J P. 2004. Ultrahigh-pressure corundum-rich garnetite in garnet peridotite [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 147: 21~31.
- Zhang R Y, Liou J G, Cong B, et al. 1994. Petrogenesis of garnet-bearing ultramafic rocks and associated eclogites in the Su-Lu ultra-high-pressure metamorphic terrane, eastern China [J]. *J. Metamorphic Geol.*, 12: 169~186.
- Zhang R Y, Liou J G, Zheng J P, et al. 2005. Petrogenesis of the Yangkou layered garnet-peridotite complex, Sulu UHP terrane, China [J]. *American Mineralogist*, 90: 801~813.
- Zhang Z M, Rumble D, Liou J G, et al. 2005. Oxygen isotope geochemistry of rocks from the Pre-Pilot Hole of the Chinese Continental Scientific Drilling Project (CCSD-PPH1) [J]. *American Mineralogist*, 90: 857~863.
- Zheng J P, Griffin W L and O'Reilly S Y. 2006a. Mineral chemistry of peridotites from Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic lithosphere: constraints on mantle evolution beneath eastern China [J]. *Journal of Petrology*, 47: 2 233~2 256.
- Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. 2006b. A refractory mantle protolith in younger continental crust, east-central China: age and composition of zircon in the Sulu UHP peridotite [J]. *Geology*, 34 (9): 705~708.
- Zheng Jianping, Lu Fengxiang, Yu Chunmei, et al. 2006. Peridotitic petrochemistry of the eastern North China: Significance for lithospheric mantle evolution [J]. *Earth Science (Journal of China University of Geosciences)*, 31 (1): 49~56 (in Chinese with English abstract).
- Zheng J P, Sun M, Zhou M F, et al. 2005a. Trace elemental and PGE geochemical constraints of Mesozoic and Cenozoic peridotitic xenoliths on lithospheric evolution of the North China craton [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69: 3 401~3 418.
- Zheng J P, Sun M, Zhou M F, et al. 2005b. Late Mesozoic-Eocene mantle replacement beneath the eastern North China craton?: evidences from the Paleozoic and Cenozoic peridotite xenoliths [J]. *Intern. Geol. Rev.*, 47: 454~472.
- Zheng Jianping, Tang Huayun, Zhang Zhihai, et al. 2007. Mantle property of the CCSD-PP1 peridotite and its significance for the dynamics [J]. *Geoscience*, 21 (2): 275~285 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 储雪蕾,徐九华,佐腾久夫.1999.汉诺坝等地地幔捕虏体的氧同位素[J].*自然科学进展*,9(4):373~377.
- 李建平,张生.2001.中国东部安徽女山含角闪石地幔橄榄岩的氧化还原状态及其意义[J].*中国科学(D辑)*,31(8):648~655.
- 李天福,杨经绥,Rumble D.2006a.苏鲁超高压变质带的岩浆型超镁铁岩:来自中国大陆科学钻探主孔的亏损氧同位素证据[J].*岩石学报*,22(7):1 933~1 940.
- 李天福,杨经绥,张儒媛.2006b.亏损上地幔中的富钾熔体和碳酸盐交代作用:来自CCSD预先导孔橄榄岩的地球化学证据[J].*地球科学*,31(4):457~471.
- 任玉峰,杨经绥,张仲明,等.2007.中国大陆科学钻探工程卫星孔CCSDPP6钻孔橄榄岩岩石学研究[J].*地质学报*,81(7):1 004~1 016.
- 叶凯,徐平.1992.山东荣城大幢榴辉岩成因岩石学研究[J].*岩石学报*,8(1):27~39.
- 于慧敏,夏群科,Dallai L,等.2005a.安徽女山橄榄岩包体的氧同位素比值和微量元素组成:地幔交代作用[J].*岩石学报*,21(3):829~838.
- 于慧敏,夏群科,王汝成,等.2005b.江苏盘石山玄武岩中橄榄岩包体的氧同位素和微量元素地球化学[J].*岩石学报*,21(6):1 609~1 616.
- 张宏福,周新华,范蔚茗,等.2005.华北东南部中生代岩石圈地幔性质、组成、富集过程及其形成机理[J].*岩石学报*,21(4):1 271~1 280.
- 郑建平,路凤香,余淳梅,等.2006.华北东部橄榄岩岩石学特征及其岩石圈地幔演化意义[J].*地球科学(中国地质大学学报)*,31 (1):49~56.
- 郑建平,汤华云,张志海,等.2007.大陆科学钻探先导孔(CCSD-PP1)橄榄岩地幔属性及动力学意义[J].*现代地质*,21(2):275~285.