

大陆下地壳和岩石圈地幔含水性的差异 ——山东莒南玄武岩中深源包体的初步观察

杨贵才^{1,2} 杨晓志¹ 郝艳涛¹ 夏群科¹

(1. 中国科学技术大学 地球和空间科学学院, 中国科学院 壳幔物质与环境重点实验室, 安徽 合肥 230026;
2. 武警黄金地质研究所, 河北 廊坊 065000)

摘要:对产于莒南晚中生代玄武岩中的镁铁质麻粒岩和橄榄岩包体矿物进行了傅里叶变换红外光谱 (FTIR) 分析。结果显示, 麻粒岩矿物和全岩中水含量分别为: 单斜辉石 $300 \times 10^{-6} \sim 1180 \times 10^{-6}$, 斜方辉石 $80 \times 10^{-6} \sim 169 \times 10^{-6}$, 斜长石 $717 \times 10^{-6} \sim 1239 \times 10^{-6}$, 全岩 $525 \times 10^{-6} \sim 855 \times 10^{-6}$; 橄榄岩矿物和全岩中水含量分别为: 单斜辉石 $466 \times 10^{-6} \sim 746 \times 10^{-6}$, 斜方辉石 $187 \times 10^{-6} \sim 304 \times 10^{-6}$, 橄榄石 $6 \times 10^{-6} \sim 15 \times 10^{-6}$, 全岩 $81 \times 10^{-6} \sim 245 \times 10^{-6}$ 。从单矿物看, 麻粒岩和橄榄岩之间含水量的差距不是很明显, 但麻粒岩的全岩水含量明显高于橄榄岩, 表明大陆深部岩石圈的水含量在垂向上具有不均一性。

关键词:麻粒岩, 橄榄岩, 下地壳, 岩石圈地幔, 结构水, 红外光谱, 莒南

中图分类号: P588.3; P588.12⁺5; P592 文献标识码: A 文章编号: 1000-6524(2012)05-0691-10

Water content difference between continental lower crust and lithospheric mantle: granulite and peridotite xenoliths hosted in basalts from Junan, Shandong Province

YANG Gui-cai^{1,2}, YANG Xiao-zhi¹, HAO Yan-tao¹ and XIA Qun-ke¹

(1. CAS Key Laboratory of Crust-Mantle Materials and Environments, School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China; 2. Gold Geological Institute, China Armed Police Force, Langfang 065000, China)

Abstract: The deep continental lithosphere, which includes the lower crust and the lithospheric mantle, is a very important layer in the earth's interior. The minerals comprise lower continental crust and lithospheric mantle are mainly nominally anhydrous minerals (NAMs) such as clinopyroxene, orthopyroxene, feldspar, olivine and garnet, and could contain very small and variable amounts of water in the structure as hydrogen-related minor defects; nevertheless, such trace amounts of water can disproportionally affect many physical and chemical properties and play a vital role in geodynamical processes. Knowledge of water distribution in the deep earth may help us understand the interior processes and the evolution of the earth. In this study, using Fourier transform infrared spectrometer (FTIR) analysis, the authors obtained the water content of such minerals as clinopyroxene, orthopyroxene and plagioclase in continental lower crustal granulite xenoliths and mantle peridotite xenoliths hosted by alkali basalts in Junan, Shandong Province. H_2O content ranges from 300×10^{-6} to 1180×10^{-6} for clinopyroxene, 80×10^{-6} to 169×10^{-6} for orthopyroxene, 717×10^{-6} to 1239×10^{-6} for plagioclase, and 525

收稿日期: 2011-06-13; 修订日期: 2012-05-25

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40903016)

作者简介: 杨贵才(1979-), 男, 汉族, 硕士研究生, 主要从事矿产资源勘查和地球化学研究, E-mail: gcyang08@mail.ustc.edu.cn.

$\times 10^{-6}$ to 855×10^{-6} for bulk rock in continental lower crustal granulite xenoliths; and from 466×10^{-6} to 746×10^{-6} for clinopyroxene, 187×10^{-6} to 304×10^{-6} for orthopyroxene, 6×10^{-6} to 15×10^{-6} for olivine, and 81×10^{-6} to 245×10^{-6} for bulk rock in mantle peridotite xenoliths. The measured water concentrations of the minerals and bulk rock can roughly reflect the distribution of water in its sources, as evidenced by the following observations: ① EMP and FTIR measurements show no inter- and intra-grain heterogeneities for individual minerals in each sample; ② the cores of the clean, crack-and inclusion-free grains of relatively larger sizes were selected for FTIR measurements; ③ the studied samples were usually fresh and subjected to no alteration. In agreement with previous investigations of similar samples from Hannuoba and Nushan in North China Craton, water content of the continental lower crust is obviously higher than that of the underlying lithospheric mantle.

Key words: granulite; peridotite; lower continental crust; lithospheric mantle; water; FTIR; Junan

下地壳和上地幔的主要组成矿物为斜方辉石、单斜辉石、长石、橄榄石、石榴石等。这些矿物都是名义上无水矿物,但都含有一定的结构水(e. g. Ingrin and Skogby, 2000)。虽然其水含量较低,通常为百万分之几十到几千(H_2O 的质量分数),但是由于矿物本身具有庞大的体积和质量,它们可能构成地球深部最重要的水储库,其中含有的水可以影响地球内部许多的物理化学性质及其地质作用过程(Bell and Rossman, 1992; Ingrin and Hemley, 2000; Williams *et al.*, 2001; Karato, 2003, 2011)。因此了解地球内部各圈层的水含量和分布对于我们理解地学上的许多现象和地质作用过程,甚至是地球的演化有着极为重要的作用。

深部大陆岩石圈主要指下地壳和岩石圈地幔,在地球内部各圈层的研究中具有极其重要的意义。而被玄武质岩浆携带至地表的包体样品,为我们探索地球深部提供了直接的窗口。目前对幔源样品中的名义上无水矿物研究较多,而对下地壳样品研究较少,对同一地点的地幔(主要组成为橄榄岩)和下地壳样品(主要为麻粒岩样品)的对比研究也很少(杨晓志等, 2007; Yang *et al.*, 2008)。

华北克拉通东部的莒南为我们提供了一个良好的天然场所。在这个地区的晚中生代玄武岩中,产出大量的橄榄岩、辉石岩、麻粒岩包体和辉石、长石巨晶。本文对产自莒南的橄榄岩和麻粒岩包体中的主要矿物进行了傅里叶变换红外光谱(FTIR)分析,以期了解橄榄岩和麻粒岩中各矿物的水含量,并对深部岩石圈水含量的垂向分布进行初步探讨。

1 区域地质背景

华北克拉通是世界上保存最古老的地块之一(Liu *et al.*, 1992),其最古老的岩石年龄 > 3.8 Ga (Liu *et al.*, 1992; Wu *et al.*, 2008)。根据变质岩的岩相学、构造演化和 p - T - t 轨迹,华北克拉通被划分为西部陆块、东部陆块和中央造山带(Zhao *et al.*, 1998, 2001; 赵国春, 2009)。在克拉通内部两条巨大的地质和地球物理构造带贯穿南北(图 1):西部是一条可能由岩石圈减薄的不耦合分布造成的大兴安岭-太行山重力梯度带(马杏垣, 1987; Xu, 2007),而东部是一条可能与中生代大规模构造-岩浆活动形成有关的郯庐断裂带。华北克拉通的深部岩石圈在古生代晚期开始减薄,减薄的尺度可能高达 $80 \sim 120$ km (Menzies *et al.*, 1993, 2007; Griffin *et al.*, 1998),至早白垩世($120 \sim 130$ Ma)达到顶峰,这种破坏一直持续了 100 Ma (Xu, 2001; Xu and Bodinier, 2004; 徐义刚, 2004, 2006; 徐义刚等, 2009)。

莒南麻粒岩和橄榄岩包体产自山东省莒南县城北 20 km 的玄武质角砾岩墙中,在大地构造位置上位于郯庐断裂带以东的苏鲁超高压变质带。莒南地区的深部岩石圈特征为:下地壳为 $25 \sim 33$ km,岩石圈地幔为 $33 \sim 80$ km (杨文采等, 2002; Ying *et al.*, 2010)。岩墙出于晚中生代斑状正长岩中,走向 NWW,延伸 200 m,平均宽 10 m。玄武岩岩性为碧玄岩,喷出时代为 67 Ma (Ying *et al.*, 2006)。玄武岩在喷出过程中携带大量深源包体,主要为地幔

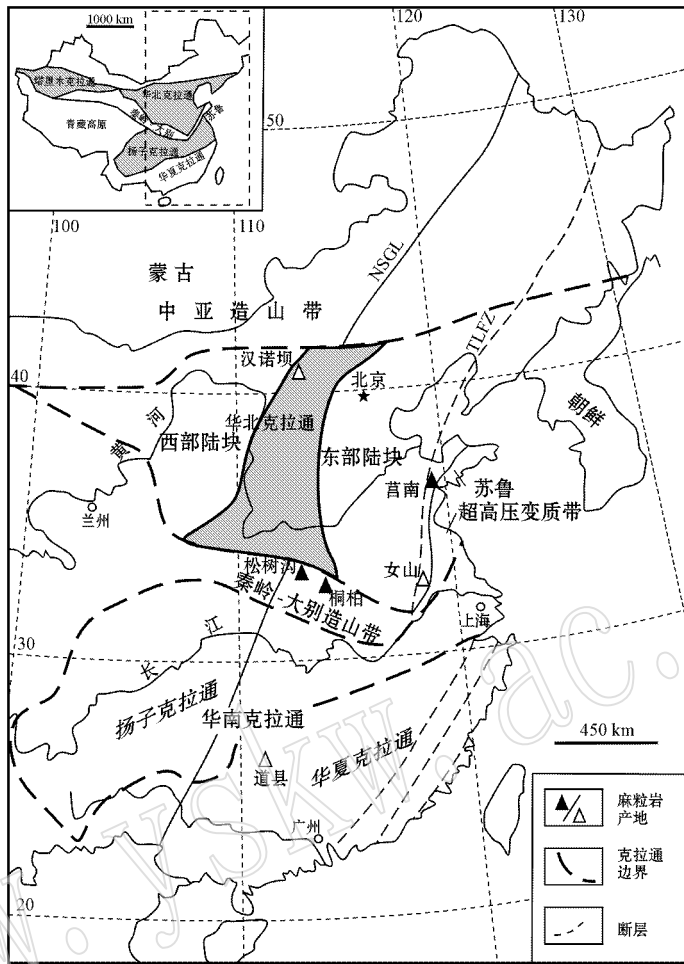


图 1 中国东部区域构造简图及莒南麻粒岩和橄榄岩包体产地(据 Yang 等, 2008)

Fig. 1 Simplified tectonic units of eastern China and locations of Junan granulite and peridotite xenoliths(after Yang *et al.*, 2008)

NSGL—大兴安岭-太行山南北重力梯度带; TLFZ—郯庐断裂带

NSGL—Da Hinggan Mountains-Taihang Mountain NS-trending gravity gradient zone; TLFZ—Tan-Lu fault zone

橄榄岩、辉石岩、下地壳麻粒岩和云母、橄榄石、辉石巨晶。本文选取其中的橄榄岩和麻粒岩包体作为研究对象。

莒南 11 个橄榄岩和 6 个麻粒岩包体样品中的矿物含量列于表 1, 它们分别属于二辉橄榄岩和二辉麻粒岩(图 2), 详细的岩石学和矿物学特征见文献(Ying *et al.*, 2006, 2010)。

橄榄岩和麻粒岩包体的矿物成分和红外光谱测试在中国科学院壳幔物质与环境重点实验室完成。矿物成分分析在电子探针实验室完成, 电子探针型号为岛津 EPMA1600, 测定条件为: 加速电压 15 kV, 束电流 20 nA, 光斑大小 $5 \mu\text{m}$, 使用天然或合成的氧化物做标样, 测试误差 <math>< 2\%</math>。红外光谱测试在红外光谱实验室完成, 使用 Nicolet 5700 型红外光谱仪及其耦合的 Continuum 红外显微镜。分析过程中的有

关参数和仪器附件如下: 探测器为液氮冷却的 MCT-A 测定的波数范围为 $2\,500 \sim 6\,000 \text{ cm}^{-1}$, 使用非偏振光 KBr 分束器, 光谱分辨率为 2 或 4 cm^{-1}, 光斑大小为 $30 \mu\text{m} \times 30 \mu\text{m}$, $50 \mu\text{m} \times 50 \mu\text{m}$ 或 $100 \mu\text{m} \times 100 \mu\text{m}$ (根据样品颗粒大小和测定位置的样品质量调整), 扫描次数为 128 或 256 次。选择透明、未发生明显蚀变或无裂痕的颗粒进行测定, 测定点一般选取较大颗粒的中心位置附近。光谱的收集和处理使用 Thermo Nicolet 公司提供的 OMNIC 7.1 a 软件。

矿物中结构水含量(表示为 H_2O 的质量分数)的计算使用 Beer-Lambert 吸收定律的变形形式: $\Delta = I \times c \times t \times \gamma$, 其中 Δ 为积分吸收面积, I 为积分吸收系数, c 为水含量, t 为厚度, γ 为方位因子。不同矿物使用不同的积分吸收系数: 单斜辉石(Cpx) $7.09/10^{-6} \text{ cm}^2$, 斜方辉石(Opx) $14.84/10^{-6} \text{ cm}^2$,

表 1 莒南橄榄岩和麻粒岩捕虏体矿物含量估算表 $w_B/\%$

Table 1 Estimated modes of Junan peridotite and granulite xenoliths

编号	Cpx	Opx	Ol	Pl
08jn-03	21	27	51	
8jn-11	20	5	75	
08jn-24	15	12	73	
08jn-35	10	17	73	
08jn-43	15	8	77	
08jn-44	10	25	65	
08jn-47	25	10	65	
08jn-53	8	12	80	
08jn-65	10	15	75	
08jn-26	15	10	75	
08jn-59	8	15	77	
05LG10	15	20		65
05LG17	8	24		68
JN09-9	30	15		55
JN09-7	5	25		70
JN09-10	25	20		55
JN09-11	15	25		60

莒南
橄榄岩莒南
麻粒岩

石榴石(Grt) $1.39/10^{-6} \text{ cm}^2$ (Bell *et al.*, 1995), 橄榄石(Ol) $0.188/10^{-6} \text{ cm}^2$ (Bell and Rossman, 2003), 斜长石(Pl) $15.3/10^{-6} \text{ cm}^2$ (Johnson and Rossman, 2003)。计算积分吸收面积时,所取波数范围一般为 $3\ 000 \sim 3\ 650 \text{ cm}^{-1}$, 但个别斜长石的波数范围可达 $2\ 700 \text{ cm}^{-1}$ 左右。样品的厚度使用同一薄片上多点测量(一般在 10 点以上, 尽量覆盖整个薄片)的平均值。对单斜辉石、斜方辉石、橄榄石、斜长石的方位因子取作 $1/3$ (Paterson, 1982)。全岩的水含量是根据单矿物的结构水含量和单矿物在全岩中的体积分数(根据薄片观察而得)来计算的。整个计算过程中产生的误差为 $30\% \sim 50\%$ (Xia *et al.*, 2006)。

对二辉橄榄岩包体和二辉麻粒岩包体的主要组成矿物进行了化学组成的电子探针分析(杨贵才等, 2012), 计算的温压结果如下: 麻粒岩为 $821 \sim 876^\circ\text{C}$, $0.92 \sim 1.04 \text{ GPa}$; 橄榄岩为 $930 \sim 1\ 106^\circ\text{C}$, $1.34 \sim 1.63$

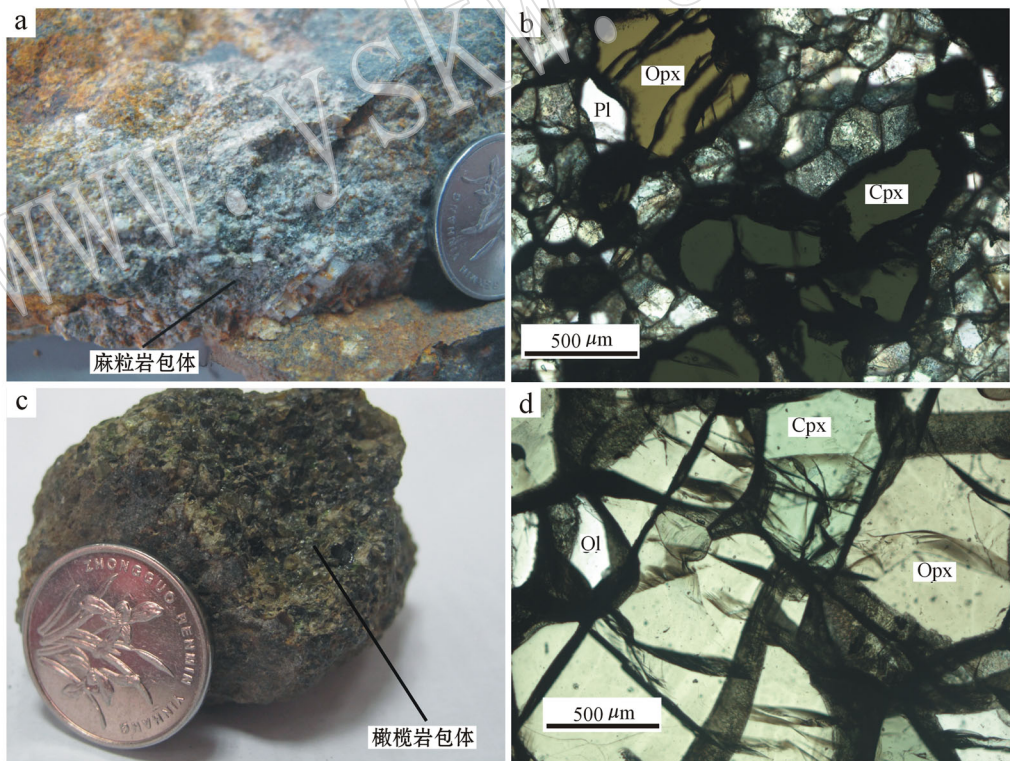


图 2 山东莒南麻粒岩(JN09-7)和橄榄岩(08jn-03)包体样品(a、c)及显微(b、d, 正交偏光)照片

Fig. 2 Photographs(a, c) and polarizing optical photomicrographs(b, d) of granulite(JN09-7) and peridotite(08jn-03) xenoliths from Junan, Shandong Province

Pl—斜长石; Opx—斜方辉石; Cpx—单斜辉石; Ol—橄榄石

Pl—plagioclase; Opx—orthopyroxene; Cpx—clinopyroxene; Ol—olivine

GPa, 分别对应于该区的下部地壳和上部岩石圈地幔。

2 包体矿物的水含量

对玄武岩中的二辉橄榄岩和二辉麻粒岩样品中

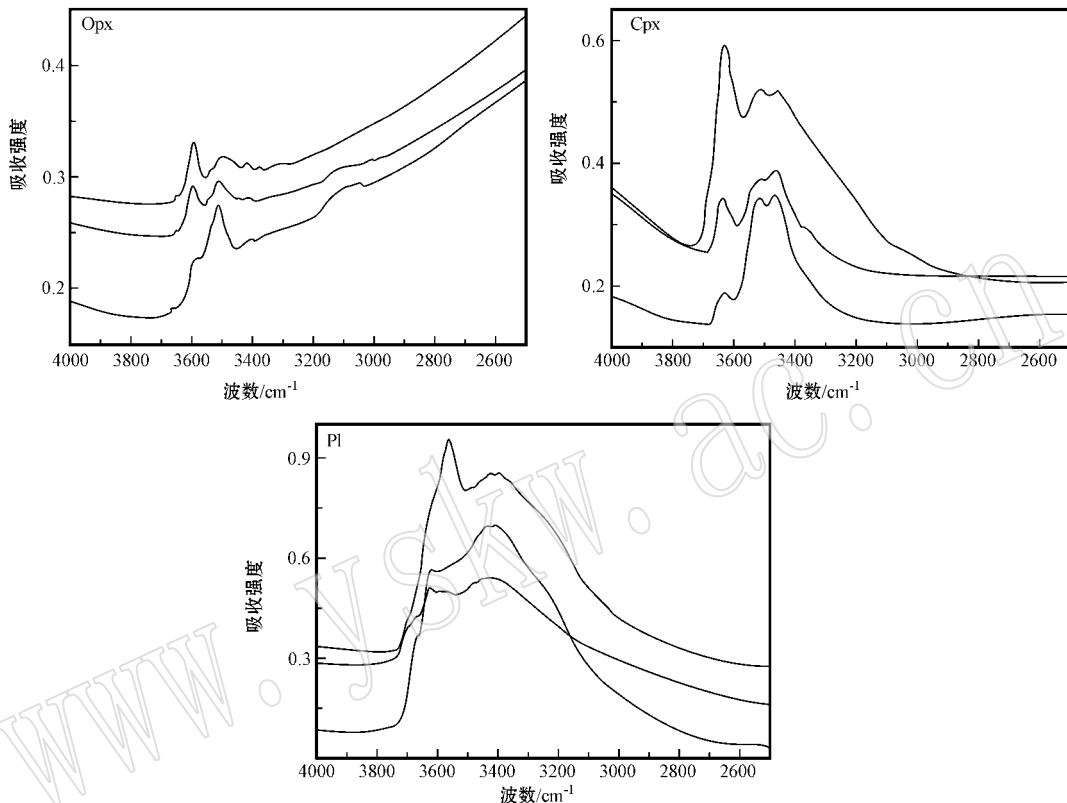


图 3 麻粒岩中代表性矿物的红外光谱图

Fig.3 Representative IR spectra of minerals in granulites

根据峰位置的不同,每一种矿物的吸收峰可划分为不同的几组。单斜辉石的吸收峰大致可以分为 3 组: $3\ 450\sim 3\ 470\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 510\sim 3\ 530\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 620\sim 3\ 635\ \text{cm}^{-1}$;斜方辉石的吸收峰大致可以分为 4 组: $3\ 395\sim 3\ 430\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 510\sim 3\ 525\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 570\sim 3\ 590\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 595\sim 3\ 610\ \text{cm}^{-1}$,但个别样品在 $3\ 055\sim 3\ 070\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 195\sim 3\ 220\ \text{cm}^{-1}$ 和 $3\ 295\sim 3\ 315\ \text{cm}^{-1}$ 范围内具有弱的吸收峰;斜长石的吸收峰较复杂,大致可以划分为: $3\ 180\sim 3\ 230\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 380\sim 3\ 406\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 420\sim 3\ 445\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 480\sim 3\ 520\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 580\sim 3\ 600\ \text{cm}^{-1}$ 、 $3\ 610\sim 3\ 630\ \text{cm}^{-1}$ 。这些特征峰的位置与前人已有研究结果一致(Skogby and Rossman, 1989; Skogby *et al.*, 1990; Bell and Rossman, 1992; Libowitzky and Beran, 2004; John-

主要的名义上无水矿物(单斜辉石、斜方辉石、长石、橄榄石)进行的傅里叶变换红外光谱(FTIR)分析表明,这些矿物中都含有一定量的结构水,以羟基(OH)和少量水分子的形式存在于矿物中。几种非均质矿物代表性谱图示于图 3、图 4,每种矿物的 3 条谱线分别代表 3 个不同方位的测试结果。

son and Rossman, 2004)。辉石吸收峰的特征位置是矿物中的 OH 引起的。长石中特征吸收峰也表明其是结构水引起的,只不过它除了含有结构 OH 外,还含有以 H_2O 分子和 NH_4^+ 形式存在的结构水(Johnson and Rossman, 2004)。

为了检测样品被携带上升时 H 的扩散和被后期作用过程改造情况,对不同类型包体中的一些矿物单颗粒进行了从边部到核部再到边部的多点测量,电子探针和红外光谱结果均显示这些矿物颗粒内部具有较均一的化学成分和水含量。

麻粒岩和橄榄岩中矿物的水含量计算结果列于表 2。结果显示,莒南麻粒岩中单斜辉石、斜方辉石、斜长石和全岩中的水含量分别为 $300\times 10^{-6}\sim 1\ 180\times 10^{-6}$ 、 $80\times 10^{-6}\sim 169\times 10^{-6}$ 、 $717\times 10^{-6}\sim 1\ 239$

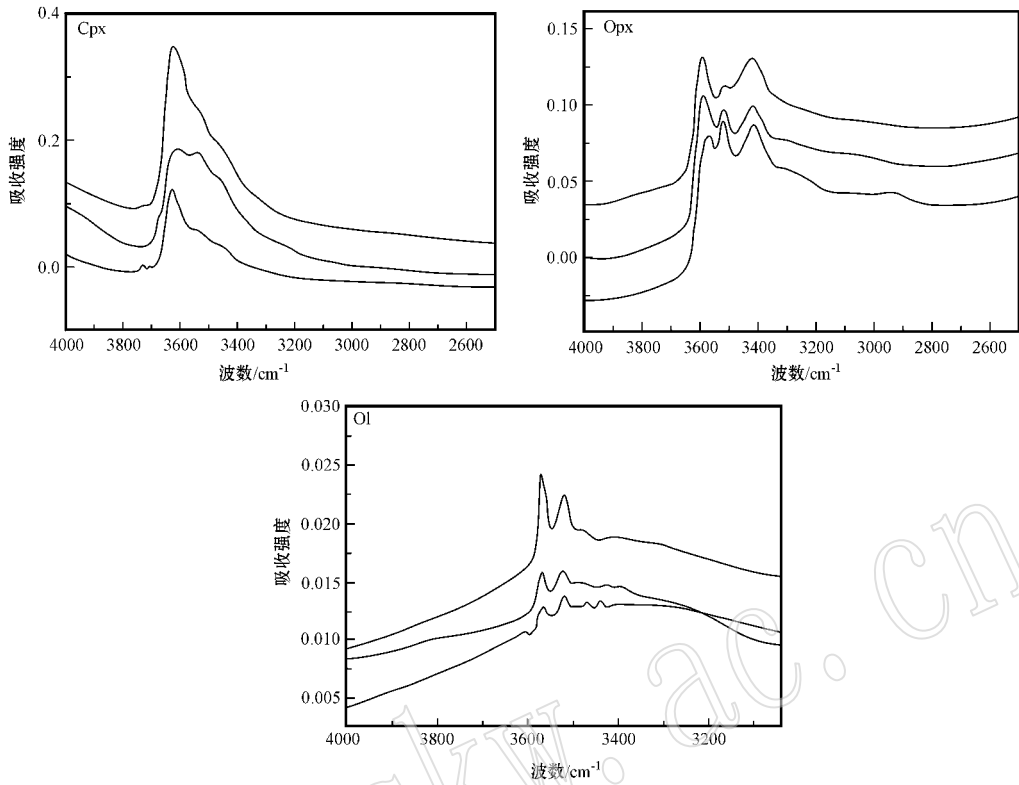


图 4 橄榄岩中代表性矿物的红外光谱图

Fig.4 Representative IR spectra of minerals in peridotites

表 2 莒南麻粒岩和橄榄岩捕虏体中单斜辉石和斜方辉石中的水含量 $\omega_B/10^{-6}$

Table 2 Water content in Cpx and Opx from Junnan granulite and peridotite xenoliths

样品	岩性	单斜辉石	斜方辉石	斜长石	橄榄石	全岩
05LG10	二辉麻粒岩	1 180	80	916		788
05LG17	二辉麻粒岩	610	86	1 156		855
JN09-9	二辉麻粒岩	482	95	1 239		840
JN09-7	二辉麻粒岩	300		846		607
JN09-10	二辉麻粒岩	918	169	1 044		838
JN09-11	二辉麻粒岩	408	136	717		525
平均		650	113	986		742
08jn-03	二辉橄榄岩	746	304		6	245
08jn-11	二辉橄榄岩	482	201			106
08jn-24	二辉橄榄岩	594	294		6	128
08jn-35	二辉橄榄岩	600	269		7	111
08jn-43	二辉橄榄岩	580	277		15	121
08jn-44	二辉橄榄岩	698	253		9	139
08jn-47	二辉橄榄岩	479	217		7	146
08jn-53	二辉橄榄岩	578	250		6	81
08jn-65	二辉橄榄岩	491	257		9	94
08jn-26	二辉橄榄岩	466	187		6	93
08jn-59	二辉橄榄岩	702	271			93
平均		583	253		8	124

注:全岩水含量等于主要矿物质量分数(表 1)与各矿物水含量之积的和。

$\times 10^{-6}$ 和 $525 \times 10^{-6} \sim 855 \times 10^{-6}$; 橄榄岩中单斜辉石、斜方辉石和橄榄石的水含量分别为 $466 \times 10^{-6} \sim 746 \times 10^{-6}$ 、 $187 \times 10^{-6} \sim 304 \times 10^{-6}$ 、 $6 \times 10^{-6} \sim 15 \times 10^{-6}$ 和 $81 \times 10^{-6} \sim 245 \times 10^{-6}$ 。

3 源区水含量的保存

水的源区问题是首先应该探讨的问题,但以下证据能说明其保存了源区的组成:①同一样品中的同一种矿物样品的化学组成均一,没有表现出差异性(杨贵才等,2012);②红外光谱测定时选择粒度较大且不含裂痕和包裹体的矿物颗粒的中心部位,有效地避免了被后期地质过程改造的可能性;③对矿物颗粒内部的均一性分析时,未发现矿物颗粒边部和核部的差异(杨贵才等,2012),表明矿物在出露地表的过程中或后期的地质作用没有改变初始的H信息;④选择的样品大都较新鲜,在红外谱图上也未发现显著的与蚀变矿物有关的影响,即在 $> 3\ 660\ \text{cm}^{-1}$ 区域形成尖锐的峰,说明所测得的谱图没有受到外来流体或含水相的干扰。因此,本文所获得的数据能够代表样品源区的水含量。

4 莒南地区深部岩石圈水含量的垂向分布

莒南麻粒岩和橄榄岩包体中矿物的 FTIR 分析显示,下地壳麻粒岩中单斜辉石的水含量要比上地幔橄榄岩中的分散,不具有规律性,而斜方辉石的水含量却要明显低于上地幔橄榄岩的,但全岩中水含量麻粒岩的(平均为 $742 \times 10^{-6} \pm 141 \times 10^{-6}$)却比

橄榄岩的(平均为 $124 \times 10^{-6} \pm 45 \times 10^{-6}$)要高得多(图5)。总体而言,相对于橄榄岩包体,麻粒岩中各矿物和全岩水含量的变化范围较大,且全岩含水量较高,这种不均一性也远远超过计算水含量过程中产生的误差 30%。这很可能指示深部岩石圈中的水含量即使在同一地点横向上和垂向上是不均一的,这与前人对汉诺坝和女山的研究结果一致(杨晓志等, 2007; Yang *et al.*, 2008)。

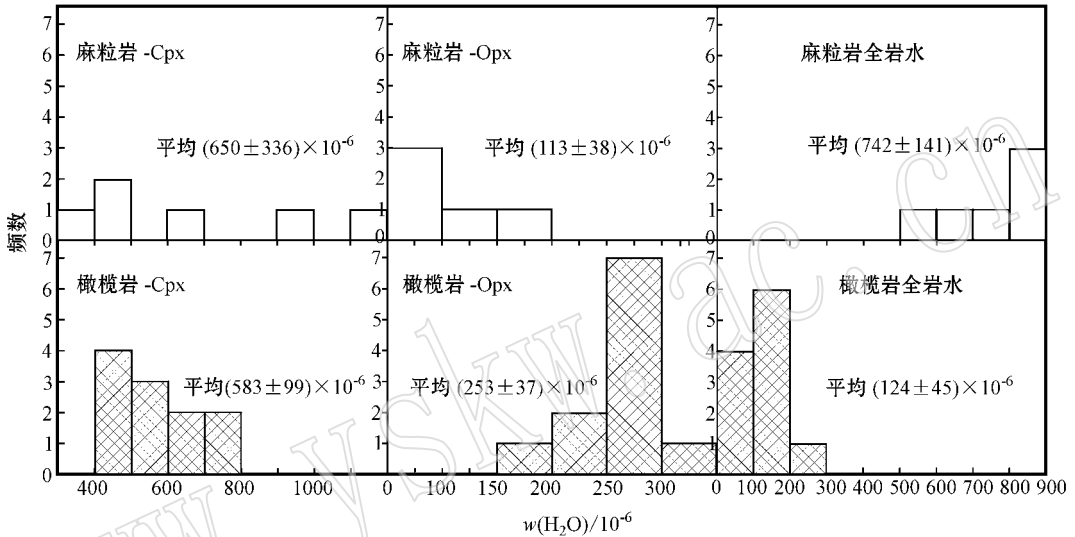


图5 莒南麻粒岩和橄榄岩包体中辉石和全岩的水含量的不均一性图解

Fig. 5 Variation of water content in pyroxenes and whole rock from Junan granulite and peridotite xenoliths

通过与前人研究的汉诺坝包体(此文后简称汉诺坝)和女山的下地壳麻粒岩和上地幔橄榄岩全岩的水含量(Yang *et al.*, 2008)进行比较,发现莒南和女山两地的均比汉诺坝包体的要高(图6)。从形成时代上,莒南麻粒岩和橄榄岩与女山相应的岩石相近(均为 18 Ga 左右),但其之间水含量也存在差异,特别是上地幔的橄榄岩,反映了同一时代下地壳和上地幔的水存在不均一性。它们都与汉诺坝包体(形成年龄为中生代)的水含量存在差异,表明不同时期下地壳和上地幔的含水性也存在差异。因此可以说,地球不同圈层和同一圈层在不同时代的含水性存在差异,即使在同一时代同一圈层的含水性也存在差异,即地球的含水性在垂向上和横向上都是不均一的。

对于莒南麻粒岩包体来说,其中的矿物水含量斜长石 > 单斜辉石 > 斜方辉石,在橄榄岩捕掳体中则是单斜辉石 > 斜方辉石 > 橄榄石。在下地壳中,

斜长石和单斜辉石是水的主要储库,在上地幔中,单斜辉石和斜方辉石是主要的水储库。这种不均一性的起因可能主要源于橄榄岩是地幔发生部分熔融和岩浆提取后的残余物(Salters and Stracke, 2004; Workman and Hart, 2005),而麻粒岩是地幔熔体上涌至下地壳后的产物。H 是不相容元素(Michael, 1995),在熔融和分异过程中,熔体相的水含量要比熔融残余相中的水含量高很多,即麻粒岩的水含量比橄榄岩的高。因此,在含有大量水的下地壳,那些被完全浸透的矿物水含量较高,而其他部分矿物水含量较低。麻粒岩中的单斜辉石和斜长石中的水含量变化较大印证了这一说法。这也可能成为下地壳中辉石的水含量变化范围比上地幔大的一个原因。

实验岩石学研究表明,水在矿物中的溶解度受温度、压力和水活度等因素的影响(Keppler and Bolfan-Casanova, 2006)。报据目前对单斜辉石(Bromiley *et al.*, 2004)和斜方辉石(Rauch and Keppler, 2002)

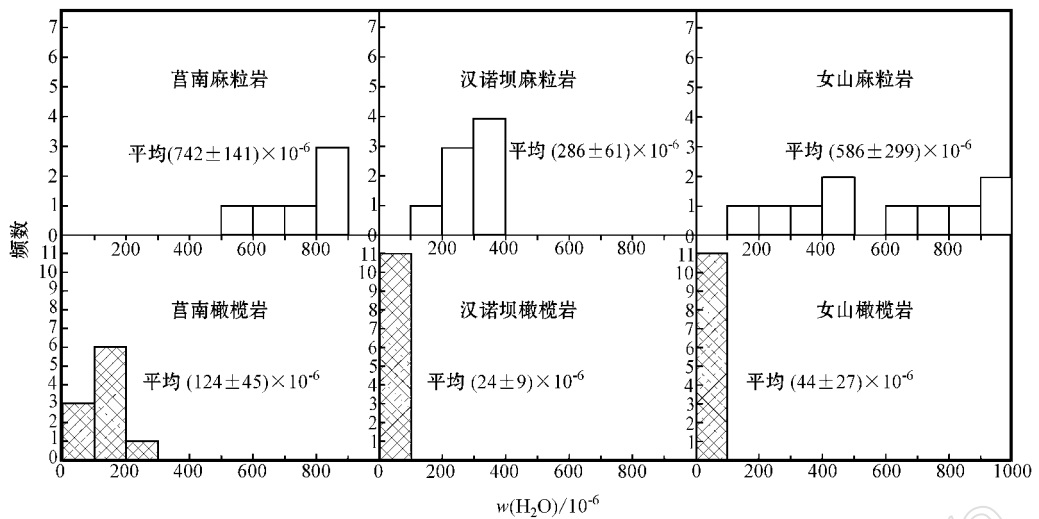


图 6 不同地点(莒南、汉诺坝、女山)麻粒岩和橄榄岩全岩水含量不均一性(汉诺坝、女山数据据 Yang 等, 2008)

Fig. 6 Lateral variation of water content in granulites and peridotites from different regions (Junan, Hannuoba and Nüshan) (the data of Hannuoba and Nüshan after Yang *et al.*, 2008)

的实验结果,如果假定下地壳的水活度和上述实验中的接近,那么单纯从热力学的角度上看:莒南麻粒岩包体中辉石基本处于水的饱和状态或过饱和状态,而橄榄岩中辉石的水含量基本处于水的不饱和状态。水在橄榄岩和麻粒岩矿物中的含量和分布状态可能具有以下一些指示意义:①下地壳中的水活度比想象中要高,这会影响麻粒岩中矿物的水含量;②矿物的成分和晶体结构可能会对其水含量有重要的影响。如果两种体系中的水活度差别不是很大的话,矿物学的组成性质可能会显著影响其中的水含量,比如:上地幔中的辉石都是富 Mg 的,矿物结构非常紧密,而下地壳中的辉石都是富 Fe 的,矿物结构要相对疏松,因此 H 可能更容易出入后者的结构中,从而引起麻粒岩矿物中水含量较大变化。但以上这两种机制还缺乏实验岩石学的证据,因而还有待进一步研究的充实。③关于矿物中水的溶解度的实验研究一般都是在相对较高的温度和压力条件下进行的,这些实验结果是否能直接应用到相对较低的温度和压力条件(比如下地壳温压条件)下目前还不太清楚。在较低的温度和压力条件下结构水有可能以新的耦合机制进入矿物结构中,例如,最近关于含 Al 斜方辉石的实验研究表明,在较低的温度和压力下,能进入矿物结构中的水的量明显增加,水含量可以高达 7000×10^{-6} 以上 (Mierdel *et al.*, 2007),目前还不太清楚是何种机制引起的这种变化。

水(即使只有微量的存在)可以显著地增强下地

壳和上地幔矿物的变形,进而对岩石圈岩石的流变行为产生明显的影响。深部岩石圈中水含量在横向和垂向上的不均一性可能会直接影响岩石圈的流变强度,并进而影响岩石圈的稳定性。虽然实验岩石学数据的缺乏使我们目前难以根据这些数据定量或半定量的估计岩石圈的强度结构,但根据莒南、汉诺坝和女山的研究结果推测,华北克拉通深部岩石圈的流变强度可能在较大尺度上是不均一的,虽然这种不均一性是否能扩展到全球尺度上还需要更多数据的支持。这些不均一性可能对岩石圈的稳定性和一些动力学过程,如拆沉作用、板块的错移等产生重要影响。

5 结论

(1) 组成山东莒南二辉橄榄岩和二辉麻粒岩的名义上无水矿物中均含有一定量的结构水,且以羟基(OH)和少量水分子的形式存在于矿物中。

(2) 红外光谱测试结果显示:莒南麻粒岩中单斜辉石、斜方辉石、斜长石和全岩中的水含量分别为 $300 \times 10^{-6} \sim 1180 \times 10^{-6}$ 、 $80 \times 10^{-6} \sim 169 \times 10^{-6}$ 、 $717 \times 10^{-6} \sim 1239 \times 10^{-6}$ 和 $525 \times 10^{-6} \sim 855 \times 10^{-6}$;橄榄岩中单斜辉石、斜方辉石、橄榄石和全岩中的水含量分别为 $466 \times 10^{-6} \sim 746 \times 10^{-6}$ 、 $187 \times 10^{-6} \sim 304 \times 10^{-6}$ 、 $6 \times 10^{-6} \sim 15 \times 10^{-6}$ 和 $81 \times 10^{-6} \sim 245 \times 10^{-6}$ 。

(3)从单矿物看,麻粒岩和橄榄岩之间水含量的差距不是很明显,但麻粒岩的全岩水含量明显高于橄榄岩,表明大陆深部岩石圈的水含量在垂向上具有不均一性。

致谢 在中国科学技术大学学习的3年间,赵子福教授、谢智博士和赵波、赵子灵等人给予学习上的教诲及生活上的关心,在实验中冯敏老师给予了帮助和指导,在此表示感谢,同时感谢评审人提出的修改意见。

References

- Bell D R and Rossman G R. 1992. Water in Earth's mantle: The role of nominally anhydrous mineral[J]. *Science*, 255: 1391~1397.
- Bell D R, Ihinger P D and Rossman G R. 1995. Quantitative analysis of hydroxyl in garnet and pyroxene[J]. *American Mineralogist*, 80: 465~474.
- Bell D R, Rossman G R, Maldener J, et al. 2003. Hydroxide in olivine: A quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum[J]. *Journal of Geophysical Research*, 108: B2.
- Bromiley G D, Keppler H, McCammon C, et al. 2004. Hydrogen solubility and speciation in natural, gem-quality chromian diopside[J]. *American Mineralogist*, 89(7): 941~949.
- Griffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, et al. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton[A]. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*[C]. *American Geophysical Union*, 107~126.
- Ingrin J and Skogby H. 2000. Hydrogen in nominally anhydrous upper-mantle minerals: concentration levels and implications[J]. *European Journal of Mineralogy*, 12(3): 543~570.
- Johnson E A and Rossman G R. 2003. The content and speciation of hydrogen in feldspars using FTIR and ¹H MAS NMR spectroscopy[J]. *American Mineralogist*, 88: 901~911.
- Johnson E A and Rossman G R. 2004. A survey of hydrous species and concentrations in igneous feldspars[J]. *American Mineralogist*, 89(4): 586~600.
- Karato S L. 2003. Mapping water content in the upper mantle[A]. *Inside the Subduction Factory*[C]. Washington D C: *American Geophysical Union, Monograph*, 138~152.
- Karato S I. 2011. Water distribution across the mantle transition zone and its implications for global material circulation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 301: 413~423.
- Keppler H and Bolfan-Casanova N. 2006. Thermodynamics of water solubility and partitioning[A]. Keppler H and Smyth J R. *Water in Nominally Anhydrous Minerals*[C]. *Mineralogical Society of America*, Washington D C, 62: 193~230.
- Libowitzky E and Beran A. 2004. IR spectroscopic characterization of hydrous species in mineral[A]. *Spectroscopic Methods in Mineralogy*[C]. Budapest: *Eotvos University Press*, 227~279.
- Liu D Y, Nutman A P, Compston W, et al. 1992. Remnants of > 3 800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton[J]. *Geology*, 20: 339~342.
- Ma Xingyuan. 1989. *Lithospheric Dynamics Map of China and Adjacent Seas (1:4 000 000) and Explanatory Notes*[M]. Beijing: *Geological Publishing House* (in Chinese with English abstract).
- Menzies M A, Fan W M and Zhang M. 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and loss of > 120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China[A]. *Magmatic Processes and Plate Tectonics*[C]. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 71~81.
- Menzies M A, Xu Y G, Zhang H F, et al. 2007. Integration of geology, geophysics and geochemistry: A key to understanding the North China Craton[J]. *Lithos*, 96: 1~21.
- Michael P J. 1995. Regionally distinctive sources of depleted MORB: evidence from trace elements and H₂O[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 131: 301~320.
- Mierdel K, Keppler H, Smyth J R, et al. 2007. Water solubility in aluminous orthopyroxene and the origin of Earth's asthenosphere[J]. *Science*, 315: 364~368.
- Paterson M S. 1982. The determination of hydroxyl by infrared absorption in quartz, silicate, glasses and similar minerals[J]. *Bulletin of Minéralogy*, 105: 20~29.
- Rauch M and Keppler H. 2002. Water solubility in orthopyroxene[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 525~536.
- Salters V J M and Stracke A. 2004. Composition of the depleted mantle[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5: Q05004.
- Skogby H and Rossman G R. 1989. OH⁻ in pyroxene: an experimental study of incorporation mechanisms and stability[J]. *American Mineralogist*, 74: 1059~1069.
- Skogby H, Bell D R and Rossman G R. 1990. Hydroxide in pyroxene variations in the natural environment[J]. *American Mineralogist*, 75(7~8): 764~774.
- Williams Q and Hemley R J. 2001. Hydrogen in the deep earth[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29: 365~418.
- Workman R K and Hart S R. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM)[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 231: 53~72.
- Wu F Y, Zhang Y B, Yang J H, et al. 2008. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on the Early Archean crustal evolution in Anshan of the North China Craton[J]. *Precambrian Research*, 167: 339~362.
- Xia Q K, Yang X Z, Deloule E, et al. 2006. Water in the lower crustal granulite xenoliths from Nushan, eastern China[J]. *Journal of Geophysical Research*, 111: B11202.
- Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath the Sino-Korean craton in China: evidence, timing and mechanism[J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26A: 747~757.
- Xu Yigang. 2004. *Lithospheric Thinning Beneath North China: A Tem-*

- poral and Spatial Perspective[J]. Geological Journal of China Universities, 10: 324~331(in Chinese with English abstract).
- Xu Yigang. 2006. Formation of the Taihangshan gravity lineament by the diachronous lithospheric thinning of the North China Craton[J]. Earth Science, 31: 14~22(in Chinese with English abstract).
- Xu Y G. 2007. Diachronous lithospheric thinning of the North China Craton and formation of the Daxin'anling-Taihangshan gravity lineament[J]. Lithos, 96: 281~298.
- Xu Y G and Bodinier J L. 2004. Contrasting enrichments in high- and low-temperature mantle xenoliths from Nushan, Eastern China: results of a single metasomatic event during lithospheric accretion? [J]. Journal of Petrology, 45(2): 321~341.
- Xu Y G, Li H Y, Pang C J, *et al.* 2009. On the timing and duration of the destruction of the North China Craton[J]. Chinese Science Bulletin, 54: 3379~3396.
- Yang Guicai, Yang Xiaozhi and Xia Qunke. 2012. Temporal variation of water content in the lower continental crust: Evidence from feldspar in mafic granulites[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 31(4): 565~577(in Chinese with English abstract).
- Yang Wencai and Wang Jiyang. 2002. Geophysical evidences for magmatic underplating in the Sulu area, East China[J]. Acta Geologica Sinica, 76(2): 173~180(in Chinese with English abstract).
- Yang Xiaozhi, Xia Qunke, Yang Yan, *et al.* 2007. Water in continental lower crust and lithospheric mantle: A FTIR study from xenoliths [J]. Journal of University of Science and Technology of China, 37(8): 964~973(in Chinese with English abstract).
- Yang X Z, Xia Q K, Deloule E, *et al.* 2008. Water in minerals of continental lithospheric mantle and overlying lower crust: A comparative study of peridotite and granulite xenoliths from the North China Craton[J]. Chemical Geology, 256: 33~45.
- Ying J F, Zhang H, Kita N, *et al.* 2006. Nature and evolution of Late Cretaceous lithospheric mantle beneath the eastern North China Craton: Constraints from petrology and geochemistry of peridotitic xenoliths from Junan, Shandong Province, China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 244(3~4): 622~638.
- Ying J F, Zhang H F and Tang Y J. 2010. Lower crustal xenoliths from Junan, Shandong province and their bearing on the nature of the lower crust beneath the North China Craton[J]. Lithos, 119(3~4): 363~376.
- Zhao Guochun. 2009. Metamorphic evolution of major tectonic units in the basement of the North China Craton: Key issues and discussion [J]. Acta Petrologica Sinica, 25(8): 1772~1792(in Chinese with English abstract).
- Zhao G C, Wilde S A and Cawood P A. 1998. Thermal evolution of Archean basement rocks from the eastern part of the North China Craton and its bearing on tectonic setting[J]. International Geology Review, 40: 706~721.
- Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, *et al.* 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and *p-t* path constraints and tectonic evolution[J]. Precambrian Research, 107: 45~73.

附中文参考文献

- 马杏垣. 1987. 1:4000000 中国及邻近海域岩石圈动力学图[M]. 北京:地质出版社.
- 徐义刚. 2004. 华北岩石圈减薄的时空不均一特征[J]. 高校地质学报, 10: 324~331.
- 徐义刚. 2006. 太行山重力梯度带的形成与华北岩石圈减薄的时空差异性有关[J]. 地球科学, 31: 14~22.
- 徐义刚, 李洪颜, 庞崇进, 等. 2009. 论华北克拉通破坏的时限[J]. 科学通报, 54: 1974~1989.
- 杨贵才, 杨晓志, 夏群科. 2012. 下地壳含水性的演化——来自不同时代麻粒岩中长石水含量的证据[J]. 岩石矿物学杂志, 31(4): 565~577.
- 杨文采, 汪集旸. 2002. 苏鲁地区地壳岩浆底侵的地球物理认识[J]. 地质学报, 76(2): 173~180.
- 杨晓志, 夏群科, 杨燕, 等. 2007. 大陆下地壳和岩石圈地幔中的水: 基于捕虏体的红外光谱分析[J]. 中国科学技术大学学报, 37(8): 964~973.
- 赵国春. 2009. 华北克拉通基地主要构造单元变质作用演化及其若干问题讨论[J]. 岩石学报, 25(8): 1772~1792.