科学通报 2013 年 第 58 卷 第 14 期: 1289 ~ 1299
自然科学基金项目进展专栏 论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

苏鲁地区晚白垩世莒南和青岛玄武岩中低$\delta^{18}O$橄榄石的交代地幔楔成因

郭锋[①*], 郭江涛[①②], 王焰[①], 范蔚茗[①], 李超文[①], 李红霞[①], 赵亮[①]

① 中国科学院广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640;
② 中国科学院大学, 北京 100049
* 联系人, E-mail: guofengt@263.net

2012-10-09 收稿, 2012-11-16 接受, 2013-04-15 网络版发表
国家自然科学基金重点项目(90914009)和国家自然科学基金委员会创新群体科学基金(41121002)资助

摘要 华北陆块岩石圈经历了中-新生代强烈的岩石圈减薄和随后的地幔增生作用. 来自山东莒南和青岛晚白垩世玄武岩中橄榄石捕虏晶和地幔包体橄榄石的原位氧同位素分析结果显示, 它们总体上具有低$\delta^{18}O$的特征, 其中莒南橄榄石捕虏晶和地幔包体橄榄石的 Fo=87.5~89.8, $\delta^{18}O$=4.1‰~5.2‰, 平均值为 4.8‰; 青岛玄武岩中地幔包体的橄榄石 Fo=89.0~89.9, $\delta^{18}O$=4.1‰~5.2‰, 平均值为 4.8‰. 前人的矿物学和地球化学研究资料显示, 这些橄榄岩包体具有饱满的岩石化学特征和亏损的 Sr-Nd 同位素组成, 类似于亏损的 MORB 型地幔. 因此, 这类低$\delta^{18}O$的地幔橄榄岩可能为经历了俯冲板片高温流体或熔体交代的地幔楔. 结合近年来报道的新生代低$\delta^{18}O$玄武岩和代表残留洋壳的低$\delta^{18}O$石榴石辉石岩包体, 我们认为华北大陆岩石圈中-新生代地幔演化过程中存在俯冲大洋地壳的贡献.

关键词
交代地幔楔
俯冲大洋地壳
低$\delta^{18}O$橄榄石
晚白垩世
华北克拉通

华北中-新生代岩石圈减薄和增生作用是目前国内外研究的热点科学问题之一. 大量的研究显示在中-新生代期间华北岩石圈不仅发生了剧烈的减薄作用, 同时也发生了地幔增生作用[1~8]. 来自新生代玄武岩地幔橄榄岩包体的研究显示, 新生代地幔具有相对亏损的 Sr-Nd 同位素组成, 类似于亏损的 MORB 型地幔[1,3,5]. 近年来对苏鲁地区晚白垩世玄武岩中地幔橄榄岩包体的研究结果也显示存在类似的 Sr-Nd 同位素亏损型地幔[9~12], 反映华北陆块可能自晚白垩世以来就已经发生了地幔增生作用. 这些新增生的亏损地幔曾被认为是中-新生代期间由于大陆伸展拉张背景下, 对流软流圈经部分熔融或通过熔体交代等作用形成. 尽管如此, 自中、晚白垩世以来, 太平洋板块向东亚大陆边缘发生俯冲作用也可能对华北的地幔改造有重要贡献[13~15], 因为来自华北东部新生代玄武岩的元素-同位素地球化学特征显示, 其地幔熔融源区存在俯冲大洋地壳物质的参与[16~19], 但目前仍缺乏来自地幔橄榄岩的直接证据, 制约了进一步理解俯冲物质对华北岩石圈地幔的减薄与增生作用的贡献.

由于地球不同的储库具有差异性的氧同位素组成, 因此氧同位素被广泛运用于岩浆的起源和演化、板块俯冲所引起的地幔交代作用等深部过程的研究[20~24]. 通常认为地幔橄榄岩具有均一的氧同位素组成, 而受到再循环地壳物质交代的地幔橄榄岩会发生 ^{18}O 的亏损或富集. 目前对华北地区中-新生代玄武岩中地幔包体的橄榄石原位氧同位素研究报道非常少, 是否存在地幔氧同位素组成的不均一性仍不清楚.

相对于传统的氧同位素分析方法, 利用二次离

引用格式: 郭锋, 郭江涛, 王焰, 等. 苏鲁地区晚白垩世莒南和青岛玄武岩中低$\delta^{18}O$橄榄石的交代地幔楔成因. 科学通报, 2013, 58: 1289–1299
英文版见: Guo F, Guo J T, Wang Y, et al. A metasomatized mantle wedge origin for low-$\delta^{18}O$ olivine in late Cretaceous Junan and Qingdao basalts in the Sulu orogen. Chin Sci Bull, 2013, 58, doi: 10.1007/s11434-012-5607-z

子探针(SIMS)原位分析手段来研究矿物尺度及内部的氧同位素组成具有以下优势: (1) 有效避免矿物杂质对氧同位素分析的影响; (2) 可以了解矿物内部是否存在氧同位素组成的微区不均一性. 如果存在不均一性, 传统的全岩或矿物氧同位素分析将无法获得真正的氧同位素组成; (3) 能有效揭示矿物形成过程中是否受到了来自外来熔体/流体的影响. 为此本文选择山东省苏鲁地区晚白垩世的莒南和青岛玄武岩中的橄榄石捕虏晶和地幔包体中的橄榄石开展电子探针和原位氧同位素分析. 结果显示, 无论是橄榄石捕虏晶还是地幔包体橄榄石都显示出相对正常地幔橄榄石低的δ^{18}O 值, 它们很可能来自经历高温蚀变的俯冲大洋板片析出流体/熔体改造的地幔楔.

1 区域地质背景和样品

苏鲁造山带是华北与华南陆块碰撞形成的秦岭-大别造山带的东延部分(图 1(a)). 自三叠纪以来, 华北与华南陆块碰撞连成一体, 中国东部岩石圈处于相同的构造体制. 研究区位于苏鲁造山带内部, 其中青岛位于五莲-烟台断裂带的东南, 莒南位于郯庐断裂带的东侧. 前人对区域构造演化开展了大量的研究, 其出露的基底岩石主要为一套经历中-低级变质作用的中-晚元古代粉子山群, 在古生代末-早中生代经历了华南大陆的深俯冲作用, 出露了大量的超高压岩石[25,26]; 晚中生代期间区域处于伸展背景, 发育了大量的幔源岩浆、花岗岩和成矿作用, 以及广泛喷发的青山组火山岩[27~29]. 在中-晚白垩世, 出露了一套类似于前陆盆地的王氏组砂砾岩, 并伴随着零星的玄武岩喷发(图 1(b)), 由东至西包括青岛劈石口玄武岩脉(~82 Ma)[11]、胶州大西庄玄武岩(~74 Ma)[9]和莒南玄武质角砾岩(~67 Ma)[10].

这些晚白垩世玄武岩在地球化学上的共同特点是具有与典型的洋岛玄武岩(OIB)类似的主量(低SiO_2、富 MgO 和碱)、微量元素(Nb-Ta 正异常和 Pb 负异常)组成, 在 Sr-Nd 同位素组成上也总体与 OIB 相似[9~11], 但青岛玄武岩显示出稍微富集放射成因 Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr_i$>0.7045)[11]. 这些特点与华北东部乃至中国东部新生代玄武岩非常相似[16~18].

本次研究的对象分别来自青岛劈石口玄武岩脉和莒南玄武质火山碎屑岩中的橄榄岩包体及橄榄石捕虏晶, 玄武岩呈黑色-深灰色, 斑状结构, 斑晶主要为单斜辉石, 橄榄石极为少见, 在莒南玄武质火山碎屑岩中见橄榄石和单斜辉石捕虏晶, 基质为间隐结构, 由单斜辉石、长石等微晶和玻璃组成, 橄榄石捕虏晶成分均一, 无明显成分环带, 与寄主玄武岩接触边界清晰(图 2(a)和(b)). 橄榄岩包体中的橄榄石呈深绿色, 碎斑-等粒结构, 为尖晶石二辉橄榄岩, 橄榄石颗粒之间局部可观察到蚀变现象(图 2(c)和(d)).

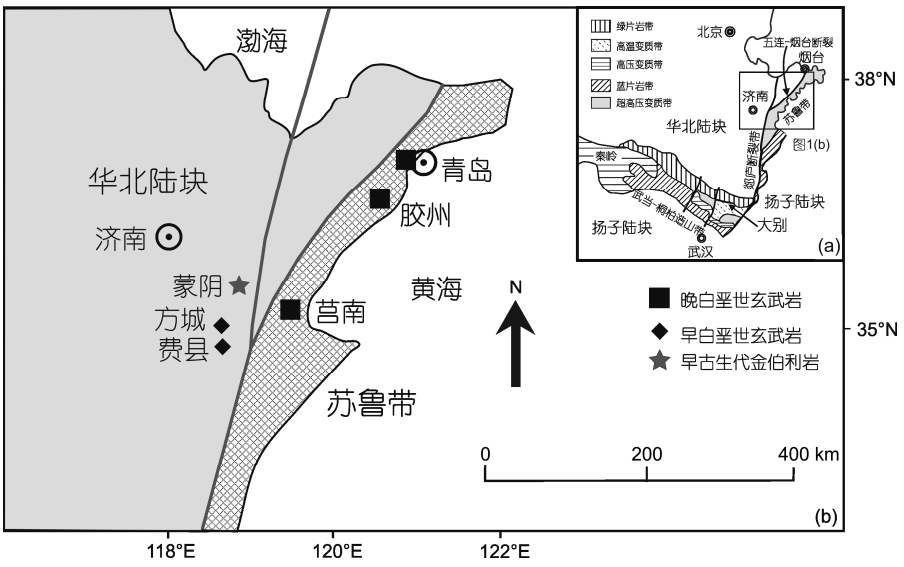


图 1 苏鲁地区晚白垩世玄武岩分布简图

据文献[12]修改

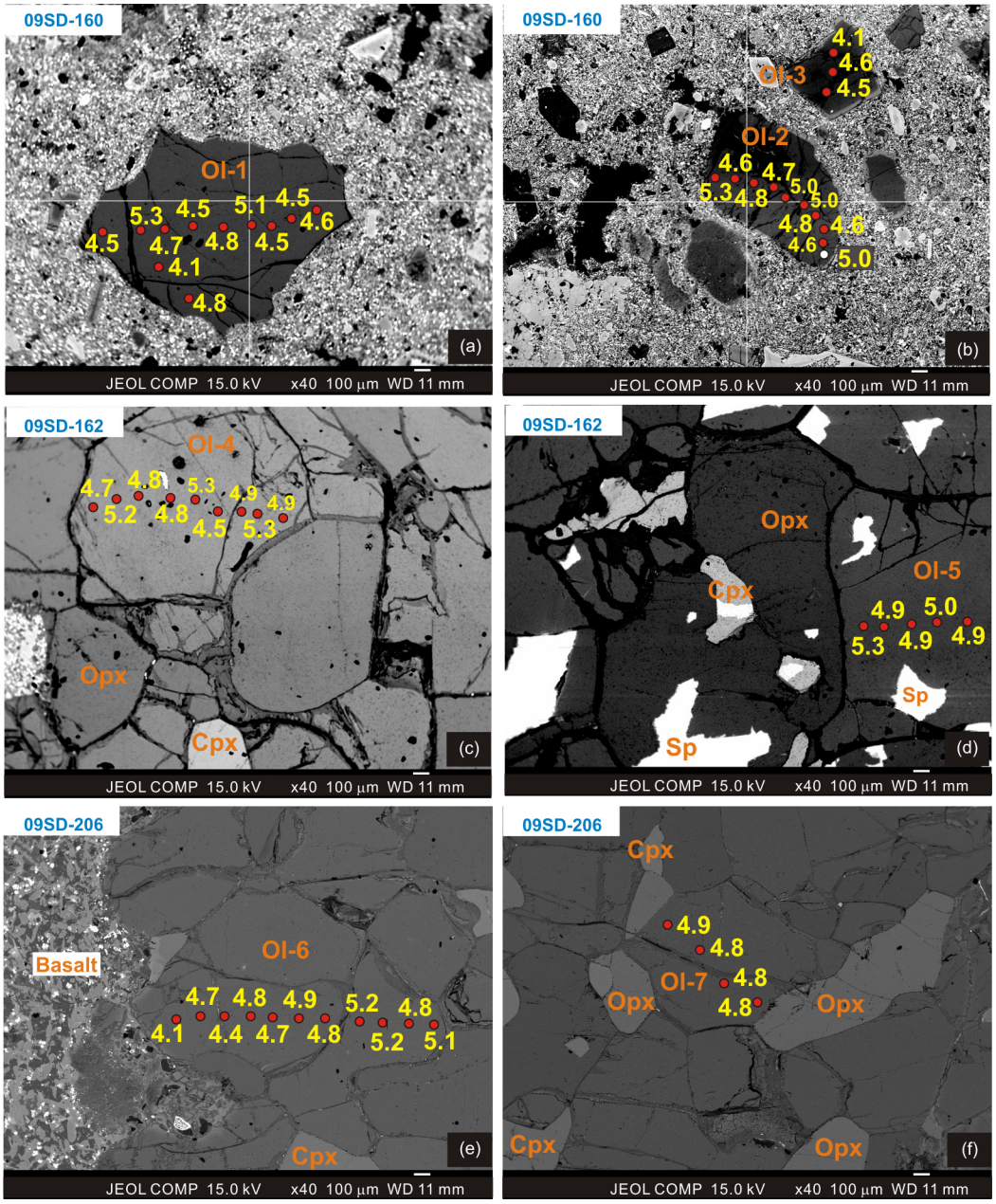


图 2　莒南和青岛玄武岩橄榄石捕虏晶和地幔包体橄榄石的原位氧同位素分析结果

橄榄石编号如 Ol-1~O1-7 对应于表 1 和表 2 的矿物编号. (a)和(b)为莒南玄武岩中橄榄石捕虏晶; (c)和(d)为莒南玄武岩中地幔包体; (e)和(f)为青岛玄武岩中地幔包体. Ol, 橄榄石; Cpx, 单斜辉石; Opx, 斜方辉石; Sp, 尖晶石

2　分析技术

橄榄石的主量元素在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室的 JEOL 公司的 JXA-8100 型电子探针仪(EPMA)上分析, 仪器加速电压为 15 kV, 电流为 2.0×10^{-8} A, 电子斑束为 2 μm. 为更精确地分析橄榄石的 Mn, Ni, Ca 等元素含量, 橄榄石的各元素分析时间参考 Sobolev 等人[30]的分析技术, 其电子探针成分见表 1.

橄榄石的原位氧同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所的二次离子探针质谱仪 Cameca ims-1280 上进行. 具体的分析流程和技术见文献[31], 氧同位素分析结果以 $\delta^{18}O$ 来表示(相对于 VSMOW).

表 1 苏鲁地区莒南和青岛玄武岩中橄榄石捕虏晶和地幔包体橄榄石的电子探针分析结果 a)

样品号	橄榄石编号	莒南玄武岩中橄榄石捕虏晶									
		SiO_2	NiO	CaO	Al_2O_3	FeO	MgO	MnO	Cr_2O_3	总量	Fo
09SD-160	Ol-1	40.34	0.31	0.06	0.05	9.80	46.72	0.15	0.02	97.45	89.5
	Ol-1	40.42	0.34	0.06	0.03	10.03	46.64	0.19	0.02	97.73	89.2
	Ol-1	40.21	0.33	0.07	0.02	10.09	46.54	0.16	–	97.42	89.2
	Ol-1	40.22	0.35	0.04	0.01	10.16	47.13	0.15	0.01	98.06	89.2
	Ol-1	40.70	0.32	0.04	0.02	10.15	47.34	0.14	0.00	98.70	89.3
	Ol-1	40.51	0.36	0.04	0.01	10.25	47.08	0.16	–	98.41	89.1
	Ol-1	39.94	0.35	0.04	0.01	10.21	46.23	0.16	0.01	96.94	89.0
	Ol-1	40.26	0.37	0.04	0.02	10.06	46.53	0.14	0.02	97.43	89.2
	Ol-1	39.10	0.35	0.04	0.02	10.29	45.34	0.16	0.01	95.31	88.7
	Ol-1	40.20	0.34	0.04	0.01	10.20	46.70	0.15	0.01	97.66	89.1
	Ol-1	40.30	0.36	0.05	0.02	10.25	46.76	0.15	0.00	97.87	89.1
	Ol-2	40.17	0.34	0.07	0.02	10.47	46.72	0.17	0.00	97.95	88.8
	Ol-2	40.07	0.33	0.06	0.03	10.32	46.54	0.16	0.02	97.51	88.9
	Ol-2	40.13	0.32	0.06	0.02	10.35	46.17	0.16	0.03	97.23	88.8
	Ol-2	40.19	0.32	0.07	0.10	10.32	46.51	0.13	0.01	97.65	88.9
	Ol-2	40.01	0.33	0.06	0.02	10.39	46.57	0.18	0.01	97.57	88.9
	Ol-3	39.81	0.33	0.07	0.03	10.32	46.54	0.16	0.01	97.26	88.9
	Ol-3	39.95	0.32	0.06	0.02	10.31	46.54	0.17	0.01	97.37	89.0
	Ol-3	39.94	0.33	0.07	0.02	10.26	46.54	0.13	–	97.28	89.0
	Ol-3	40.02	0.31	0.07	0.02	10.37	46.40	0.14	0.02	97.34	88.9
	Ol-3	39.64	0.35	0.08	0.03	10.26	46.96	0.14	0.02	97.47	89.1
		莒南橄榄岩包体									
09SD-162	Ol-4	41.60	0.35	0.08	0.06	11.36	44.49	0.16	0.02	98.12	87.5
	Ol-4	41.37	0.35	0.06	0.03	11.35	45.35	0.16	0.03	98.69	87.7
	Ol-4	41.62	0.36	0.08	0.02	11.03	45.52	0.17	0.00	98.79	88.0
	Ol-4	41.59	0.34	0.06	0.03	11.19	46.12	0.15	0.02	99.50	88.0
	Ol-4	42.02	0.36	0.08	0.04	11.02	45.45	0.15	0.04	99.15	88.0
	Ol-4	41.85	0.35	0.07	0.03	11.29	44.45	0.14	0.02	98.20	87.5
	Ol-4	41.30	0.37	0.06	0.03	11.32	46.25	0.14	0.02	99.50	87.9
	Ol-4	43.13	0.34	0.07	0.03	10.93	43.70	0.15	0.02	98.36	87.7
	Ol-4	41.12	0.35	0.07	0.04	11.26	44.85	0.17	0.02	97.88	87.7
	Ol-4	41.87	0.38	0.05	0.02	11.04	46.57	0.15	0.00	100.08	88.3
	Ol-4	40.47	0.37	0.07	0.04	11.22	46.43	0.16	0.01	98.76	88.1
	Ol-4	42.18	0.35	0.06	0.02	11.42	45.71	0.17	0.03	99.92	87.7
	Ol-4	41.87	0.35	0.06	0.05	11.28	47.10	0.15	0.03	100.90	88.2
	Ol-4	42.56	0.34	0.07	0.05	11.35	44.74	0.15	0.03	99.29	87.5
	Ol-4	41.85	0.33	0.10	0.09	11.12	45.41	0.15	0.03	99.08	87.9
	Ol-4	41.60	0.34	0.08	0.12	11.23	44.64	0.17	0.05	98.23	87.6
	Ol-4	41.30	0.34	0.08	0.04	11.30	48.27	0.12	0.03	101.47	88.4
	Ol-5	41.97	0.36	0.05	0.02	11.24	45.78	0.14	0.03	99.59	87.9
	Ol-5	41.85	0.36	0.06	0.05	11.13	45.66	0.14	0.03	99.29	88.0
	Ol-5	41.74	0.36	0.08	0.05	11.19	45.51	0.14	0.03	99.09	87.9
	Ol-5	41.78	0.35	0.06	0.04	11.11	47.01	0.16	0.01	100.52	88.3
	Ol-5	42.00	0.36	0.05	0.03	11.29	45.23	0.15	0.01	99.12	87.7
	Ol-5	42.23	0.34	0.08	0.06	11.09	47.17	0.14	0.02	101.13	88.4
	Ol-5	41.09	0.35	0.08	0.06	11.42	46.34	0.17	0.02	99.52	87.9
	Ol-5	41.76	0.35	0.06	0.04	11.06	45.13	0.14	0.01	98.56	87.9
	Ol-5	41.91	0.33	0.11	0.17	11.41	46.89	0.15	0.04	101.02	88.0
	Ol-5	42.22	0.35	0.07	0.05	11.30	45.44	0.15	0.00	99.58	87.8
	Ol-5	41.49	0.35	0.06	0.03	11.38	45.80	0.15	0.03	99.28	87.8
	Ol-5	40.78	0.36	0.06	0.03	11.38	47.03	0.13	0.02	99.79	88.1
	Ol-5	41.43	0.36	0.07	0.04	11.30	44.90	0.15	0.03	98.28	87.6

(续表 1)

样品号	橄榄石编号	青岛橄榄岩包体									
		SiO_2	NiO	CaO	Al_2O_3	FeO	MgO	MnO	Cr_2O_3	总量	Fo
09SD-206	Ol-6	40.02	0.36	0.10	0.03	10.12	50.46	0.16	0.03	101.27	89.9
	Ol-6	40.21	0.34	0.09	0.04	10.20	47.55	0.16	0.02	98.61	89.3
	Ol-6	40.49	0.34	0.10	0.04	10.37	47.30	0.14	0.02	98.79	89.0
	Ol-6	40.49	0.36	0.10	0.03	10.34	48.98	0.15	0.02	100.47	89.4
	Ol-6	40.54	0.35	0.10	0.03	10.34	47.25	0.17	0.02	98.79	89.1
	Ol-6	40.58	0.36	0.09	0.03	10.32	47.93	0.12	0.02	99.45	89.2
	Ol-6	40.62	0.34	0.09	0.03	9.92	47.73	0.16	0.01	98.90	89.6
	Ol-6	40.71	0.34	0.09	0.03	10.33	47.54	0.13	0.02	99.19	89.1
	Ol-6	40.73	0.34	0.09	0.03	10.45	47.99	0.17	0.03	99.82	89.1
	Ol-6	40.79	0.35	0.09	0.03	10.41	48.12	0.15	0.02	99.96	89.2
	Ol-6	40.80	0.36	0.09	0.06	10.46	48.09	0.13	0.09	100.09	89.1
	Ol-6	40.88	0.34	0.09	0.03	10.51	47.97	0.17	0.01	100.00	89.1
	Ol-6	40.90	0.38	0.09	0.03	10.57	48.50	0.15	0.03	100.64	89.1
	Ol-6	40.95	0.34	0.09	0.02	10.24	47.62	0.14	0.03	99.44	89.2
	Ol-6	40.99	0.36	0.09	0.02	10.33	47.95	0.16	0.01	99.90	89.2
	Ol-7	41.13	0.37	0.09	0.03	10.34	48.51	0.15	0.01	100.62	89.3
	Ol-7	41.16	0.36	0.08	0.03	10.36	48.24	0.13	0.01	100.37	89.2
	Ol-7	41.17	0.36	0.09	0.02	10.36	48.68	0.14	0.04	100.85	89.3
	Ol-7	41.18	0.36	0.08	0.03	10.45	48.57	0.15	0.01	100.81	89.2
	Ol-7	41.21	0.35	0.10	0.04	10.34	47.37	0.14	0.02	99.57	89.1
	Ol-7	41.23	0.34	0.08	0.03	10.45	47.76	0.15	0.03	100.06	89.1
	Ol-7	41.34	0.36	0.09	0.03	10.29	48.28	0.13	0.02	100.55	89.3
	Ol-7	41.40	0.36	0.09	0.03	10.31	48.08	0.16	0.02	100.44	89.3
	Ol-7	41.57	0.35	0.09	0.02	10.44	48.27	0.16	0.02	100.92	89.2

a) "–"表示低于电子探针检测值, 未检测到. 分析方法据文献[30], 其中 Si, Mg, Fe, Ca, Al 的电子计数分析时间为 90 s, Mn 和 Cr 的分析时间为 120 s, Ni 的分析时间为 150 s. 电子探针的分析点为从边缘-中心-边缘逐步分析, 与图 2 中橄榄石的原位氧同位素分析相对应. 所分析的橄榄石编号对应图 2 以及表 2 的相同编号

橄榄石标样采用 San Carlos 橄榄岩包体的橄榄石, 与样品一同放置在环氧树脂中. 一次离子源为 Cs^+, 加速电压为 10 kV, 电流强度约 2 nA, 离子束斑为 10 μm. 氧同位素(^{18}O 和 ^{16}O)通过多接受模式收集在 2 个法拉第杯中, 每组氧同位素比值数据的计数次数为 4 组, 每组 20 次. 标样 San Carlos 橄榄石的氧同位素分析精度好于 0.4‰(2σ), 在样品分析过程中, 橄榄石标样 San Carlos 给出的结果为 5.27‰±0.08‰(2σ, n=32), 与 San Carlos 标样的推荐值$\delta^{18}O$=5.35‰在误差范围内一致[32], 本次分析的橄榄石及 San Carlos 标样的氧同位素组成见表 2.

3 分析结果

3.1 莒南玄武岩橄榄石捕虏晶

橄榄石捕虏晶具有自形结构(图 2(a)和(b)), SiO_2 变化在 39.1%~40.7%之间, MgO 变化在 45.3%~47.3%之间, NiO 变化在 0.31%~0.37%之间, MnO 变化在 0.13%~0.19%之间, CaO<0.1%, Fo=88.7~89.5, 与饱满型地幔岩中橄榄石的成分相似[33]. 这类橄榄石的$\delta^{18}O$ 变化在 4.1‰~5.3‰之间, 平均值为 4.7‰, 相对地幔橄榄石的$\delta^{18}O$(5.1‰~5.4‰)明显偏低[34].

3.2 莒南玄武岩中地幔包体橄榄石

橄榄石具有碎斑结构(图 2(c)和(d)), SiO_2 变化在 40.5%~43.1%之间, MgO 变化在 43.7%~48.3%之间, NiO 变化在 0.33%~0.39%之间, MnO 变化在 0.12%~0.17%之间, CaO<0.1%, Fo=87.5~88.4, 总体较新生代地幔橄榄岩包体的橄榄石略低 Fo 值. 橄榄石的$\delta^{18}O$ 变化在 4.5‰~5.3‰之间, 平均值为 5.0‰, 略低于地幔橄榄石的$\delta^{18}O$ 值[34].

3.3 青岛玄武岩中地幔包体橄榄石

橄榄石具有碎斑结构(图 2(e)和(f)), SiO_2 变化在 40.0%~41.6%之间, MgO 变化在 47.3%~50.5%之间, NiO 变化在 0.34%~0.38%之间, MnO 变化在 0.12%~

表 2 苏鲁地区橄榄石捕虏晶和地幔包体橄榄石以及标样的原位氧同位素分析结果 a)

莒南玄武岩中橄榄石捕虏晶			莒南橄榄岩包体			青岛橄榄岩包体			橄榄石标样	
橄榄石编号	离矿物边界距离(μm)	$\delta^{18}O\pm2\sigma$ (‰)	橄榄石编号	离矿物边界距离(μm)	$\delta^{18}O\pm2\sigma$ (‰)	橄榄石编号	离矿物边界距离(μm)	$\delta^{18}O\pm2\sigma$ (‰)	橄榄石编号	$\delta^{18}O\pm2\sigma$ (‰)
Ol-1	150	4.55±0.38	Ol-4	1100	4.91±0.28	Ol-6	50	5.14±0.22	sancarlos@1	5.10±0.28
Ol-1	300	4.47±0.24	Ol-4	880	5.33±0.30	Ol-6	180	4.83±0.31	sancarlos@2	5.45±0.23
Ol-1	400	4.47±0.25	Ol-4	800	4.91±0.24	Ol-6	300	5.23±0.34	sancarlos@3	5.14±0.32
Ol-1	520	5.09±0.18	Ol-4	700	4.50±0.22	Ol-6	450	5.17±0.38	sancarlos@4	5.29±0.37
Ol-1	680	4.77±0.27	Ol-4	600	5.26±0.21	Ol-6	580	4.77±0.14	sancarlos@5	5.43±0.26
Ol-1	1300	5.28±0.24	Ol-4	520	4.82±0.26	Ol-6	730	4.89±0.39	sancarlos@6	5.05±0.29
Ol-1	900	4.51±0.30	Ol-4	340	4.82±0.29	Ol-6	900	4.68+0.26	sancarlos@7	5.37±0.24
Ol-1	110	4.74±0.34	Ol-4	180	5.18±0.36	Ol-6	1100	4.75+0.36	sancarlos@8	5.20±0.18
Ol-1	1500	4.54±0.24	Ol-4	90	4.66±0.32	Ol-6	1250	4.39±0.34	sancarlos@9	5.12±0.25
Ol-1	1200	4.09±0.37	Ol-5	100	5.27±0.26	Ol-6	1400	4.70±0.31	sancarlos@10	5.35±0.40
Ol-1	1000	4.77±0.26	Ol-5	200	4.92±0.30	Ol-6	1550	4.15±0.38	sancarlos@11	5.36±0.31
Ol-2	50	5.30±0.33	Ol-5	350	4.95±0.24	Ol-7	100	4.90±0.36	sancarlos@12	5.36±0.20
Ol-2	120	4.61±0.30	Ol-5	540	4.96±0.32	Ol-7	350	4.78±0.19	sancarlos@13	5.30±0.29
Ol-2	240	4.76±0.30	Ol-5	700	4.93±0.26	Ol-7	600	4.83±0.17	sancarlos@14	5.41±0.21
Ol-2	350	4.65±0.27				Ol-7	750	4.84±0.26	sancarlos@15	5.32±0.22
Ol-2	480	4.97±0.29							sancarlos@16	5.00±0.29
Ol-2	550	4.99±0.34							sancarlos@17	5.35±0.36
Ol-2	670	4.77±0.21							sancarlos@18	5.26±0.36
Ol-2	800	4.59±0.30							sancarlos@19	5.35±0.33
Ol-2	900	4.58±0.27							sancarlos@20	5.61±0.30
Ol-2	1000	4.97±0.34							sancarlos@21	5.38±0.15
Ol-3	450	4.64±0.36							sancarlos@22	5.15±0.15
Ol-3	300	4.10±0.23							sancarlos@23	5.23±0.28
Ol-3	150	4.53±0.35							sancarlos@24	5.12±0.27
									sancarlos@25	5.05±0.26
									sancarlos@26	5.24±0.30
									sancarlos@27	5.15±0.27
									sancarlos@28	5.08±0.35
									sancarlos@29	5.40±0.20
									sancarlos@30	5.02±0.33
									sancarlos@31	5.49±0.30
									sancarlos@32	5.24±0.19

a) 标样 San Carlos 橄榄石 32 次氧同位素分析给出了$\delta^{18}O=5.27‰\pm0.08‰$, 与推荐值在误差范围内相似[32]

0.17%之间, CaO<0.1%, Fo=89.0~89.9, 相当于前人报道的低 MgO 橄榄岩[12], 类似于新生代玄武岩中的橄榄岩包体. 橄榄石的$\delta^{18}O$ 变化在 4.2‰~5.3‰之间, 平均值为 4.9‰, 低于地幔橄榄石的$\delta^{18}O$ 值[34].

4 成因讨论

本次分析的橄榄石成分与标样 San Carlos 橄榄石(Fo=90)基本一致, 因此分析过程中因样品与标样之间的成分差异导致的基体效应影响可以忽略. 尽管蚀变作用会导致矿物的$\delta^{18}O$ 变化, 如低温的表生蚀变作用将引起橄榄石的$\delta^{18}O$ 值增加, 因此即使存在地表蚀变作用影响, 本文获得的相对正常地幔低的$\delta^{18}O$橄榄石反映了被分析橄榄石自身的低$\delta^{18}O$特点.

综合本次分析的橄榄石原位氧同位素结果, 发现这些橄榄石颗粒内部的氧同位素组成并未显示出规律性变化, 如从颗粒边缘与中心、从寄主玄武岩接触边界到颗粒中心, 橄榄石的氧同位素组成呈随机变化(图 2 和 3(a)). 与正常地幔橄榄石的氧同位素

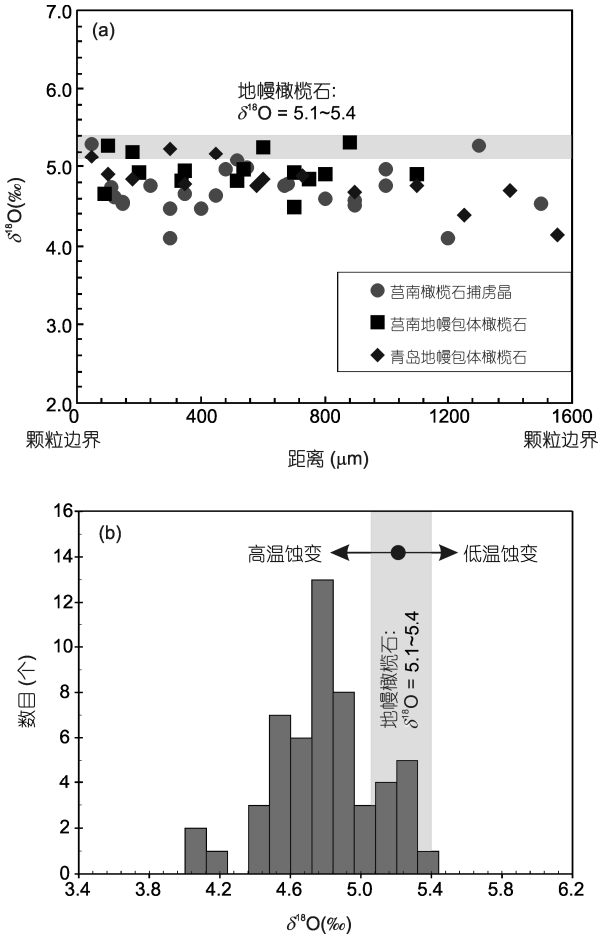


图 3　橄榄石氧同位素统计结果(a)及其与边界距离之间的协变关系(b)

地幔橄榄石氧同位素变化来自文献[34], (b)中显示的不同温度蚀变趋势据文献[35,36]

组成相比[34], 它们总体上显示出低δ^{18}O 的特点(图3(b)), 类似于前人报道的苏鲁超高压变质带超高压石榴石橄榄岩中的橄榄石氧同位素组成(δ^{18}O=3.6‰~5.3‰)[37,38], 以及苏鲁地区新生代玄武岩部分橄榄石斑晶的氧同位素组成[16,18], 但明显区别于区域中生代玄武岩中橄榄石斑晶和辉石岩包体中橄榄石的富δ^{18}O 值特点(图4(a))[39]. 以下我们就低δ^{18}O 橄榄石的可能来源以及该类地幔岩对于晚中生代-新生代华北陆块岩石圈演化的可能指示意义进行讨论.

4.1　橄榄石低δ^{18}O 成因

众多的研究实例显示低δ^{18}O 岩浆主要形成于大陆裂谷环境和扩张大洋岩石圈[24]. 在大陆裂谷环境, 由于低δ^{18}O 的大气降水被再循环到岩浆熔融源区, 导致所形成的岩浆具有低δ^{18}O 特征[40,41]. 大洋岩石圈由于下部的辉长岩洋壳和橄榄岩受到高温蚀变或变质作用导致的流体-岩石相互作用形成低δ^{18}O 特征, 而上部玄武岩地壳与海水相互作用发生低温蚀变而呈现出富 ^{18}O 特点[35,36].

目前关于地幔是否存在氧同位素不均一性还存在认识上的分歧, Harmon 和 Hoefs[42]对不同构造环境玄武岩中橄榄石斑晶氧同位素组成的研究认为可能存在不同氧同位素组成的地幔储库; Eiler 等人[43]认为, 不同类型的洋岛玄武岩中的橄榄石氧同位素组成存在差异, 可能与地幔不均一性相关; Gurenko 等人[44]认为 Canary Islands 玄武岩中橄榄石的δ^{18}O 变化反映了地幔熔融源区的不均一性, 认为橄榄岩熔体相对低δ^{18}O(5.2‰), 而辉石岩熔体则高δ^{18}O(5.9‰). 尽管如此, 来自典型低δ^{18}O 的冰岛和夏威夷玄武岩中橄榄石斑晶的原位氧同位素分析结果显示, 这些具有低δ^{18}O 的玄武岩浆受到了来自低δ^{18}O 地壳物质的同化混染[32,45,46]. 来自堪察加岛弧玄武岩的橄榄石显示出高δ^{18}O 的特点, 被认为是不同地幔来源岩浆混合和/或不平衡扩散作用的结果, 其富δ^{18}O 岩浆组分来源于被强烈富 ^{18}O 流体改造的岩石圈地幔或地幔楔[47]. 综上所述, 地壳物质通过俯冲再循环到地幔可能是导致地幔氧不均一性的重要机制之一[24].

根据前人对营南和青岛玄武岩中低镁橄榄岩包体的矿物学和地球化学研究结果[9,10,12], 本文所分析的橄榄岩包体和捕虏晶具有类似于饱满型地幔橄榄岩的特征. 对于营南橄榄石捕虏晶来说, 寄主玄武岩的 Mg$^{\#}$在 66~71 之间(作者未发表数据), 其岩浆自身结晶的橄榄石 Fo 值应在 70~80 之间. 显然橄榄石捕虏晶的 Fo 远大于与寄主玄武岩平衡结晶的橄榄石成分. 不过, 所有捕虏晶和捕虏体橄榄石的 Fo 都集中在 87.5~89.9, 略低于正常地幔橄榄岩部分熔融残留体中的橄榄石(Fo 值多大于 90 甚至 92). 因此, 这些捕虏的橄榄石既不是玄武岩浆结晶分异形成, 也不是正常地幔橄榄岩部分熔融后的残留体矿物, 而可能是俯冲隧道内受到熔体交代的橄榄石或者熔体-橄榄岩反应形成的辉石岩经受部分熔融后的残留体[24].

在熔体-橄榄石反应过程中, 由于反应熔体来自颗粒边界, 结果外部变化明显、内部基本保持不变, 这样就会出现颗粒内部的成分和δ^{18}O 分带. 然而, 原位分析发现, 从颗粒边缘到中心, 所分析的橄榄石的δ^{18}O 值呈随机变化(图 2 和 3(a)), 因此橄榄石的δ^{18}O

变化不大可能为捕获上升过程中与寄主玄武岩之间反应并导致O同位素交换的结果. 然而, 如果在俯冲隧道内通过熔体-橄榄岩反应形成低δ^{18}O 辉石岩, 由此部分熔融所形成的残留体矿物将具有相对均一的氧同位素组成. 通常认为软流圈地幔橄榄岩处于相对高温状态, 由于氧的快速扩散和地幔对流引起的均一化作用, 即使不同地幔组分存在氧同位素不均一性, 也很难被保留下来[16]. 从这个角度来说, 这些低δ^{18}O 辉石岩曾经位于大陆岩石圈地幔与软流圈地幔边界之上, 从而使其低δ^{18}O 信息得以保存.

尽管来自大别-苏鲁造山带的石榴石橄榄岩也具有低δ^{18}O特点[37,38], 但其在Sr-Nd同位素组成上显示出相对富集的特征, 如$\varepsilon_{Nd}(t)$=−5.8~−3.6, $^{87}Sr/^{86}Sr_i$= 0.7086~0.7096, 显然不同于本次研究的具有大洋地幔的 Sr-Nd 同位素组成的橄榄岩(图4(b)), 因此我们认为, 本文研究的橄榄岩不可能来自被俯冲的华南

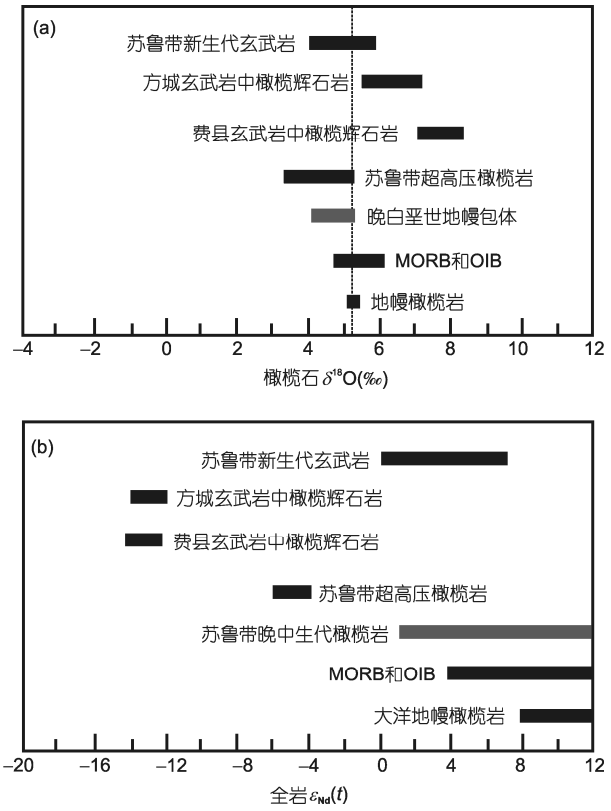


图 4 苏鲁地区不同时代橄榄石的δ^{18}O 值(a)和全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$ (b)对比

资料来源: 大洋地幔橄榄岩[34], MORB 和 OIB[42,43]; 苏鲁超高压橄榄岩[37,38]; 苏鲁新生代玄武岩[16,18]; 费县玄武岩中辉石岩[39]; 苏鲁晚白垩世玄武岩地幔包体氧同位素组成(本文); Nd 同位素数据[12]; 方城玄武岩中辉石岩(文献[48]和作者待发表数据)

大陆岩石圈地幔. 这些橄榄岩包体在 O-Nd 同位素组成上也明显不同于早白垩世玄武岩中橄榄辉石岩(图4(b)), 说明它们不可能为中生代受到俯冲陆壳强烈改造的富集地幔[39,48].

值得一提的是, 本次研究的莒南和青岛玄武岩中地幔包体在矿物组成、岩石学和地球化学特征上都非常类似于中国东部新生代玄武岩中尖晶石二辉橄榄岩[2~8], 如橄榄石相对低Fo、单斜辉石具有N-MORB型REE配分模式和大洋地幔的Sr-Nd同位素组成, 以前被认为是新增生饱满型地幔[10,12]. 尽管目前对新生代玄武岩中的地幔橄榄岩包体缺少原位氧同位素研究, 但是可以预测, 由软流圈地幔经部分熔融直接转化形成的岩石圈地幔橄榄岩应该具有正常地幔的氧同位素特征[17,28,34], 而非目前所观察到的莒南和青岛地幔岩包体的低δ^{18}O 特点. 因此我们认为, 本文所研究的地幔橄榄岩所代表的是“置换”华北大陆古老岩石圈地幔的新生地幔, 并且经历了来自地壳的低δ^{18}O 熔体交代作用.

来自蛇绿岩套的氧同位素研究结果显示, 大洋岩石圈在经历蚀变过程导致的氧同位素变化有截然不同的两种趋势: (1) 上部洋壳经历低温海水蚀变导致富 ^{18}O; (2) 下部辉长岩洋壳和橄榄岩经历高温蚀变或变质作用而贫 ^{18}O[35,36]. 在俯冲隧道同样存在富^{18}O 和贫 ^{18}O 地幔源区[24], 其中受到富 ^{18}O 的俯冲沉积物和低温蚀变上部洋壳改造的地幔楔可能成为富^{18}O 的地幔源区, 而受到高温蚀变下部洋壳流体或熔体改造的地幔楔则可能显示出贫 ^{18}O. 根据本次研究的橄榄石具有相对正常地幔橄榄岩低Fo值和δ^{18}O特点, 我们认为它们很可能来自受到高温蚀变下部洋壳熔体交代的地幔楔.

4.2 对华北岩石圈地幔演化的指示意义

近年来对苏鲁地区新生代玄武岩的氧同位素研究也发现了一些低δ^{18}O 的具有洋岛玄武岩特征的镁铁质岩浆, 其成因被认为与俯冲大洋岩石圈的参与有关[16,18]. Yu 等人[49]对东北新生代玄武岩中石榴子石辉石岩包体的氧同位素研究也发现一些低δ^{18}O 的残留洋壳. Zheng[24]认为, 在大洋板块俯冲到大陆岩石圈之下的过程中, 俯冲隧道内部发生板片-地幔相互作用, 洋壳来源的流体/熔体交代上覆大陆岩石圈地幔楔, 能够引起地幔楔橄榄岩-辉石岩具有低δ^{18}O特点.

来自古太平洋板块的运动轨迹显示[13,14], 东亚大陆边缘至少在晚中生代受到了来自太平洋板块的俯冲作用. 在莒南和青岛玄武岩捕获的橄榄岩包体中还存在另一类代表华北古老岩石圈地幔的高镁橄榄岩[10,12]. 综合这些观察事实, 我们设想了以下成因模式来解释这些低δ^{18}O 橄榄岩的成因.

(1) 被俯冲的太平洋地壳岩石经历了高温流体蚀变或变质作用, 获得了低δ^{18}O 的特征[16~18,49]; (2) 俯冲的低δ^{18}O 洋壳发生部分熔融, 形成低δ^{18}O 长英质熔体交代上覆地幔楔橄榄岩, 产生低δ^{18}O 的地幔源区[16~18]; (3) 地幔楔发生部分熔融作用, 其中的低δ^{18}O 超镁铁岩(包括交代橄榄岩[16~18]和石榴石辉石岩[49])熔融产生了低δ^{18}O 玄武岩. 这些熔融后的低δ^{18}O 地幔楔残留体以及上覆的华北古老岩石圈地幔—高镁橄榄岩包体[3,10,12]同时被寄主玄武岩捕获带到地表. 这种低δ^{18}O 超镁铁岩的原岩可能主要为橄榄辉石岩, 它们经部分熔融产生的大陆玄武岩具有低δ^{18}O 特点[16,18], 熔融残留后的橄榄岩同样也具有低δ^{18}O 特点[24]. 如果上述推断合理, 那么由大洋岩石圈俯冲引起的交代地幔楔增生和“置换”作用可能是华北陆块中-新生代岩石圈地幔演化过程的一个重要转折[16].

5 主要认识

来自苏鲁造山带莒南和青岛晚白垩世玄武岩中橄榄石捕虏晶和地幔包体中橄榄石的原位化学成分和氧同位素分析结果显示, 它们虽然具有化学成分上饱满、同位素亏损的岩石圈地幔特点, 却显示出明显的低δ^{18}O 特征, 反映这些橄榄岩中包含了经历高温蚀变的俯冲大洋地壳组分. 华北陆块及周边地区出露的新生代低δ^{18}O 玄武岩和残留大洋地壳包体, 说明它们的地幔源区也受到过俯冲太平洋下部高温蚀变洋壳来源流体或熔体的交代作用. 因此, 太平洋板块西向俯冲不仅引起了华北克拉通岩石圈地幔的减薄和“置换”作用, 而且洋壳来源的低δ^{18}O 熔体/流体交代的地幔楔转化成新生的岩石圈地幔. 这些交代成因的地幔楔物质可能是中国东部晚白垩世-新生代大陆玄武岩及其中亏损型橄榄岩包体的地幔源区之一.

致谢 感谢中国科学院地质与地球物理研究所李献华研究员、李秋立博士、唐国强先生在橄榄石原位氧同位素分析, 以及中国科学院广州地球化学研究所陈林丽女士在电子探针分析过程的帮助.

参考文献

1 Menzies M A, Fan W M, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In: Prichard H M, Alabaster T, Harris N B W, et al, eds. Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol Soc Spec Pub, 1993, 76: 71–81
2 Fan W M, Zhang H F, Baker J, et al. On and off the North China Craton: Where is the Archaean keel? J Petrol, 2000, 41: 933–950
3 Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W, et al. Relict refractory mantle beneath the eastern North China Block: Significance for lithosphere evolution. Lithos, 2001, 57: 43–66
4 Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: Peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and a regional synthesis. Geochim Cosmochim Acta, 2007, 71: 5203–5225
5 Xu Y G. Thermo-tectonic destruction of the Archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton in China: Evidence, Timing and Mechanism. Phys Chem Earth (A), 2001, 26: 747–757
6 Xu Y G, Blusztajn J, Ma J L, et al. Late Archean to Early Proterozoic lithospheric mantle beneath the western North China Craton: Sr-Nd-Os isotopes of peridotite xenoliths from Yangyuan and Fansi. Lithos, 2008, 102: 25–42
7 Gao S, Rudnick R, Carlson R W, et al. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton. Earth Planet Sci Lett, 2002, 198: 307–322
8 Zhang H F, Goldstein S L, Zhou X H, et al. Evolution of subcontinental lithospheric mantle beneath eastern China: Re-Os isotopic evidence from mantle xenoliths in Paleozoic kimberlites and Mesozoic basalts. Contrib Mineral Petrol, 2008, 155: 271–293
9 Yan J, Chen J F, Xie Z. Mantle derived xenoliths in the late Cretaceous basalts in eastern Shandong: New constraints on the timing of lithospheric thinning in east China. Chin Sci Bull, 2003, 48: 1570–1574
10 Ying J F, Zhang H F, Kita N, et al. 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. Earth Planet Sci Lett, 2006, 244: 622–638

11 Zhang J, Zhang H F, Ying J F, et al. Contribution of subducted Pacific slab to Late Cretaceous mafic magmatism in Qingdao region, China: A petrological record. Island Arc, 2008, 17: 231–241

12 Zhang J, Zhang H F, Kita N, et al. Secular evolution of the lithospheric mantle beneath the eastern North China Craton: Evidence from peridotitic xenoliths from Late Cretaceous mafic rocks in the Jiaodong region, east-central China. Int Geol Rev, 2011, 53: 182–211

13 Engebretson D C, Cox A, Gordon R G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basins. Geol Soc Am Spec, 1985, 206: 1–59

14 Faure M, Natal'in B. The geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times. Tectonophysics, 1992, 208: 397–411

15 Guo F, Nakamura E, Fan W M, et al. Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing, Yanji Area, NE China. J Petrol, 2007, 48: 661–692

16 Zhang J J, Zheng Y F, Zhao Z F. Geochemical evidence for interaction between oceanic crust and lithospheric mantle in the origin of Cenozoic continental basalts in East-central China. Lithos, 2009, 110: 305–326

17 Wang Y, Zhao Z F, Zheng Y F, et al. Geochemical constraints on the nature of mantle source for Cenozoic continental basalts in East-central China. Lithos, 2011, 125: 940–955

18 Xu Z, Zhao Z F, Zheng Y F. Slab-mantle interaction for thinning of cratonic lithospheric mantle in North China: Geochemical evidence from Cenozoic continental basalts in central Shandong. Lithos, 2012, 146-147: 202–217

19 Chen L H, Zeng G, Jiang S Y, et al. Sources of Anfengshan basalts: Subducted lower crust in the Sulu UHP belt, China. Earth Planet Sci Lett, 2009, 286: 426–435

20 Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F, et al. Zircon Hf-O isotope evidence for crust-mantle interaction during continental deep subduction. Earth Planet Sci Lett, 2011, 308: 229–244

21 Eiler J M. Oxygen isotope variations in basaltic lavas and upper mantle rocks. Rev Mineral Geochem, 2001, 43: 319–364

22 Valley J W. Oxygen isotopes in zircon. Rev Mineral Geochem, 2003, 53: 343–385

23 Bindeman I. Oxygen isotopes in mantle and crustal magmas as revealed by single crystal analysis. In: Putirka K D, Tepley III FJ, eds. Minerals, Inclusions and Volcanic Processes. Rev Mineral Geochem, 2008, 69: 445–478

24 Zheng Y F. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. Chem Geol, 2012, 328: 5–48

25 Li S G, Jagoutz E, Lo C H, et al. Sm/Nd, Rb/Sr, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ isotopic systematics of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie–Sulu belt, Central China: A retrospective view. Int Geol Rev, 1999, 41: 1114–1124

26 Zheng Y F, Zhou J B, Wu Y B, et al. Low-grade metamorphic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt: A passive-margin accretionary wedge deformed during continent subduction. Int Geol Rev, 2005, 47: 851–871

27 Fan W M, Guo F, Wang Y J, et al. Postorogenic bimodal volcanism along the Sulu orogenic belt in eastern China. Phys Chem Earth (A), 2001, 27: 733–746

28 Guo F, Fan W M, Wang Y J, et al. Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: Implications for enrichment processes beneath continental collisional belt. Lithos, 2004, 78: 291–305

29 Yang J H, Zhou X H. Rb-Sr, Sm-Nd, and Pb isotope systematics of pyrite: Implications for the age and genesis of lode gold deposits. Geology, 2001, 29: 711–714

30 Sobolev A V, Hofmann A W, Kuzmin D V, et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. Science, 2007, 316: 412–417

31 Li X H, Li W X, Li Q L, et al. Petrogenesis and tectonic significance of the 850 Ma Gangbian alkaline complex in South China: Evidence from *in situ* zircon U-Pb dating, Hf-O isotopes and whole-rock geochemistry. Lithos, 2010, 114: 1–15

32 Bindeman I N, Gurenko A A, Sigmarsson O, et al. Oxygen isotope heterogeneity and disequilibria of olivine phenocrysts in large volume basalts from Iceland: Evidence for magmatic digestion and erosion of Pleistocene hyaloclastites. Geochim Cosmochim Acta, 2008, 72: 4397–4420

33 Thompson R N, Gibson S A. Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites. Nature, 2000, 407: 502–506

34 Chazot G, Lowry D, Menzies M, et al. Oxygen isotopic composition of hydrous and anhydrous mantle peridotites. Geochim Cosmochim Acta, 1997, 61: 161–169

35 Gregory R T, Taylor Jr H P. An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: Evidence for ^{18}O buffering of the oceans by deep (>5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. J Geophys Res, 1981, 86: 2737–2755

36 Putlitz B, Matthews A, Valley J W. Oxygen and hydrogen isotope study of high pressure metagabbros and metabasalts (Cyclades, Greece): Implications for the subduction of oceanic crust. Contrib Mineral Petrol, 2000, 138: 114–126

37 Zhang R Y, Rumble D, Liou J G, et al. Low $\delta^{18}O$, ultrahigh-P garnet-bearing mafic and ultramafic rocks from Dabie Shan, China. Chem Geol, 1998, 150: 161–170

38 Zheng Y F, Yang J J, Gong B, et al. Partial equilibrium of radiogenic and stable isotope systems in garnet peridotite during UHP metamorphism. Am Mineral, 2003, 88: 1633–1643
39 Xu W L, Zhou Q J, Pei F P, et al. Destruction of the North China Craton: Delamination or thermal/chemical erosion? Mineral chemistry and oxygen isotope insights from websterite xenoliths. Gondwana Res, 2012, 29: 119–129
40 Bindeman I N, Watts K E, Schmitt A K, et al. Voluminous low-δ^{18}O magmas in the late Miocene Heise volcanic field, Idaho: Implications for the fate of Yellowstone hotspot calderas. Geology, 2007, 35: 1019–1022
41 Zheng Y F, Wu Y B, Chen F K, et al. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale ^{18}O depletion event in igneous rocks during the Neoproterozoic. Geochim Cosmochim Acta, 2004, 68: 4145–4165
42 Harmon R S, Hoefs J. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global ^{18}O systematics of basalts from different geotectonic settings. Contrib Mineral Petrol, 1995, 120: 95–114
43 Eiler J M, Farley K A, Valley J W, et al. Oxygen isotope variations in oceanic island basalt phenocrysts. Geochim Cosmochim Acta, 1997, 61: 2281–2293
44 Gurenko A A, Bindeman I N, Chaussidon M. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle beneath the Canary Islands: Insights from olivine phenocrysts. Contrib Mineral Petrol, 2011, 162: 349–363
45 Garcia M O, Ito E, Eiler J M. Oxygen isotope evidence for chemical interaction of Kilauea historical magmas with basement rocks. J Petrol, 2008, 49: 757–769
46 Wang Z, Eiler J M. Insights into the origin of low-δ^{18}O basaltic magmas in Hawaii revealed from *in situ* measurements of oxygen isotope compositions of olivines. Earth Planet Sci Lett, 2008, 269: 376–386
47 Auer S, Bindeman I, Wallace P, et al. The origin of hydrous, high-δ^{18}O voluminous volcanism: Diverse oxygen isotope values and high magmatic water contents within the volcanic record of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia. Contrib Mineral Petrol, 2008, 157: 209–230
48 Zhang H F, Ying J F, Shimoda G, et al. Importance of melt circulation and crust-mantle interaction in the lithospheric evolution beneath the North China Craton: Evidence from Mesozoic basalt-borne clinopyroxene xenocrysts and pyroxenite xenoliths. Lithos, 2007, 96: 67–89
49 Yu S Y, Xu Y G, Ma J L, et al. Remnants of oceanic lower crust in the subcontinental lithospheric mantle: Trace element and Sr-Nd-O isotope evidence from aluminous garnet pyroxenite xenoliths from Jiaohe, Northeast China. Earth Planet Sci Lett, 2010, 297: 413–422