

山东昌乐-临朐玄武岩中单斜辉石巨晶及地幔捕虏体的 He-Ar 同位素地球化学

苏菲^{①②}, 肖燕^③, 贺怀宇^{①*}, 苏本勋^③, 王英^{①②}, 朱日祥^③

① 中国科学院地球深部重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;

③ 岩石圈演化国家重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

* 联系人, E-mail: huaiyuhe@mail.iggcas.ac.cn

2013-04-26 收稿, 2013-06-03 接受, 2013-12-19 网络版发表

国家重点基础研究发展计划(2009CB825001)和国家自然科学基金重大研究计划重点项目(90714010)资助

摘要 对华北东部昌乐-临朐新生代玄武岩中的单斜辉石巨晶及其所携带的橄榄岩-辉石岩捕虏体进行了系统的岩石地球化学和稀有气体同位素研究, 旨在为华北东部岩石圈地幔的演化提供制约. 稀有气体同位素研究结果显示, 与寄主玄武岩有成因联系的单斜辉石巨晶、二辉石岩和纯橄岩都具有比 MORB 略低的 He 同位素比值(分别为 7.0~7.7, 7.4 和 7.0~7.7 Ra)和接近大气特征的 Ar 同位素比值; 来自岩石圈地幔碎片的二辉橄岩和异剥橄岩的橄岩也具有同样特征的 He (7.0~7.6 Ra)和 Ar 同位素比值, 并且与其部分熔融程度无关, 指示这个地区的岩石圈地幔受到过来自地壳衍生熔体的交代. 二辉橄岩和异剥橄岩中单斜辉石和斜方辉石具有较低的 He 含量、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值(2.3~7.1 Ra), 结合样品岩石学及前人地球化学研究成果, 推测交代华北克拉通之下新生代岩石圈地幔的熔体可能来自于太平洋板块的俯冲.

关键词

He 同位素
地幔捕虏体
辉石巨晶
板块俯冲
华北东部

地幔捕虏体矿物中所保存的稀有气体(尤其是 He, Ar)成分特征能够反映地幔源区的演化过程. 地球加积形成时捕获原始太阳星云组分, 初始 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值为 120 Ra(Ra 为空气中的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值, 1 Ra=1.40×10⁻⁶). 地幔中原始捕获的(primordial)³He 和 ⁴He 随着地球去气不断丢失, 而 U, Th 不断衰变产生 ⁴He, 所以地幔 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值由 45 亿年前的 120 Ra 不断降低. 大约 3 亿年前对流地幔 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值就降到近 10 Ra, 随后缓慢降至 8 Ra^[1]. 大量洋中脊玄武岩(MORB)He 同位素数据也集中在 8±1 Ra^[2]. 深部地幔比较不均匀, 是去气程度较低的原始部分与俯冲板块的混合, 因此洋岛玄武岩(OIB)He 同位素数据变化大, 从 5 Ra 到 50 Ra^[3]. 地壳去气程度高, U, Th 含量也高, 受 U, Th 衰变产生的放射性成因 ⁴He 影响, 地壳 He 同位素比

值约 0.03 Ra^[2]. 一般认为低的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值是俯冲板块中 U, Th 衰变产生 ⁴He 的影响, 高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值则是代表来自深部的物质^[1~5].

大陆岩石圈地幔(SCLM)经历了复杂的演化过程, 传统的地球化学手段只能部分揭示熔体与 SCLM 的作用过程. 稀有气体元素具有很高的熔体/流体配分系数, 在地幔中 He, Ar 同位素与 Sr, Nd 和 Pb 同位素可能是解耦的, 因此 He, Ar 同位素可以作为反映大陆岩石圈地幔的更详细的熔体/流体交代过程的独特的示踪剂^[4,5].

由于地幔矿物中 He 含量很低, 放射性元素 U, Th 衰变子体为 ⁴He, 微量的 U, Th 存在即可改变 He 同位素组成. 研究表明, 稀有气体在固相和气液相的配分系数差别很大, 气液相包裹体中的稀有气体同

引用格式: 苏菲, 肖燕, 贺怀宇, 等. 山东昌乐-临朐玄武岩中单斜辉石巨晶及地幔捕虏体的 He-Ar 同位素地球化学. 科学通报, 2014, 59: 374-386

英文版见: Su F, Xiao Y, He H Y, et al. He and Ar isotope geochemistry of pyroxene megacrysts and mantle xenoliths in Cenozoic basalt from the Changle-Linqu area in western Shandong. Chin Sci Bull, 2014, 59, doi: 10.1007/s11434-013-0027-2

位素可以很好地保存,而矿物晶格中的稀有气体则经常受热事件和放射性元素子体的干扰.用真空压碎样品方法释放出的稀有气体量不到加热熔样释放量的十分之一,但能释放出原生流体包裹体,而加热熔样则容易受岩体喷出或侵位以后 U-Th 或 K 衰变产生的放射性稀有气体子体影响,失去示踪的意义^[6].

郯庐断裂带位于华北克拉通东部,为软流圈上涌提供了通道,并且在华北克拉通中-新生代的岩石圈减薄中起了重要作用^[7-9].昌乐-临朐新生代火山岩区位于郯庐断裂带中段(图1),该区碱性玄武岩中携带有大量地幔捕掳体.详细的岩石学和地球化学研究表明,该地区低 Mg#(88-91)的橄榄岩捕掳体代表了新生的岩石圈地幔^[10-12].因此,昌乐-临朐地区是研究岩石圈演化和软流圈-岩石圈相互作用的理想场所.

许多学者对山东昌乐地幔橄榄岩捕掳体采用加热熔样法进行了稀有气体同位素测定,发现 He 同位素组成显示了极端不均一的 ³He/⁴He 比值:它们大多低于大洋中脊玄武岩(8 Ra),甚至低于大气(1 Ra)^[13-15],对理解地幔源区稀有气体地球化学特征提出了挑战.

He 等人^[16]对昌乐地幔橄榄岩捕掳体采用真空压碎法进行了初步研究,发现当[He](He 含量)低于 1×10⁻⁸ cc STP g⁻¹(1 cc=1 mL,余同)时,³He/⁴He 与[He]具有明显的正相关性,反之,两者则无相关性.一般

认为这是因为[He]高时晶格的影响小,[He]低时晶格的影响大.所以,针对昌乐地幔橄榄岩捕掳体的样品,选取 1×10⁻⁸ cc STP g⁻¹为压碎法测得数据的阈值,低于此值的样品认为是受到晶格衰变组分影响,高于此值的样品基本不受晶格组分的影响,能比较好地反映源区特征.应用该方法得出昌乐二辉橄榄岩和异剥橄榄岩的 ³He/⁴He 比值介于 6.9~7.6 Ra 之间,显示出软流圈的强烈影响.

然而,He 等人^[16]仅对少量二辉橄榄岩和异剥橄榄岩进行稀有气体研究,并没有结合岩石学工作,也无法解释部分共生的橄榄石和辉石 He 同位素不平衡的原因.因此有必要采用真空压碎方法对昌乐-临朐地幔橄榄岩捕掳体进行系统分析,并且从稀有气体角度探讨华北东部岩石圈地幔的熔体/流体作用.

本研究中对昌乐-临朐地区辉石巨晶及地幔捕掳体进行了系统的岩石学、矿物化学和稀有气体同位素研究,研究结果显示了地幔交代作用的存在,提供交代流体来源的信息,为华北东部岩石圈地幔的演化提供进一步的证据.

1 地质背景与样品

昌乐-临朐碱性玄武岩位于郯庐断裂带中段,从老到新为牛山期、山旺期和尧山期,喷发时间分别为

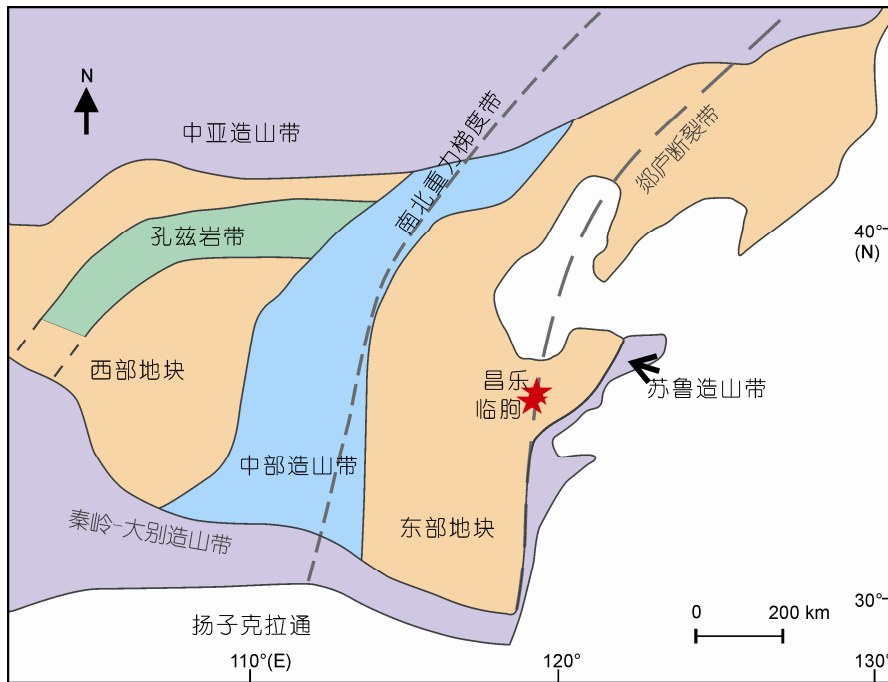


图1 华北克拉通及山东昌乐-临朐地区的位置概图

20~18, 18~17 和 17~15 Ma^[17,18]. 这些玄武岩中含有丰富的各类深源捕虏体如二辉橄榄岩、异剥橄榄岩及辉石岩, 并且含有大量的歪长石巨晶和辉石巨晶.

昌乐北岩玄武岩年龄为 19 Ma, 属牛山期^[17]. 该地区二辉橄榄岩和异剥橄榄岩较大并且新鲜(直径约 3~20 cm). 本次研究中在该地区选择 5 个样品: 辉石巨晶 CL12-12, 二辉橄榄岩 CL12-15, 异剥橄榄岩 BYS3, CL09-36 和 CL09-64.

临朐山旺-鹤鸽山玄武岩中牛山期蚀变较重, 不适合稀有气体研究. 山旺期和尧山期地幔捕虏体直径约 2~10 cm, 挑选 12 块较大且新鲜的样品研究: 纯橄岩 SW2008-1 和 SW2008-2(山旺期), 二辉橄榄岩 SW2008-3, SW2008-4, SW2008-5, SW2008-6 和 SW2008-7(山旺期), 二辉岩 SW10-py(山旺期)及辉石巨晶 SW10-5-1, SW10-5-2, SW10-5-3 和 SW10-5-4(尧山期). 山旺期和尧山期玄武岩中的地幔捕虏体未见明显区别.

2 分析方法

选择较为新鲜的样品磨制薄片, 然后分别在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室的 JOEL JXA-8100 型电子探针和 Agilent 7500 电感耦合等离子质谱上分别完成了矿物的主量元素(表 S1)和微量元素的分析测试(表 S2), 实验分析方法分别如下.

主量元素测试的工作电压为 15 keV, 工作电流为 10 nA, 束斑直径约为 5 μm , 利用天然矿物样品和 PAP 校正处理程序^[19]进行仪器标定和数据校正.

微量元素测试采用 193 nm 激光系统原位剥蚀的方法, 束斑直径为 90 μm , 剥蚀频率为 8 Hz, 以 He 作为载气将激光剥蚀的物质送入质谱测量. 标准硅酸盐玻璃 Nist610 和 Nist612 作为元素浓度外标, CaO 做内标, 采用 Glitter 4.0 处理数据. 球粒陨石标准值和原始地幔标准值数据分别参考文献[20,21].

在岩石薄片观察的基础上, 选取新鲜的地幔捕虏体, 粉碎至 20~40 目, 挑选出新鲜的单矿物颗粒. 挑纯后用 5% 的稀 HNO₃ 超声波清洗以去除可能的蚀变影响以及颗粒表面约 1 μm 放射性成因和宇宙射线成因的元素影响^[22], 然后用去离子水超声波清洗数次直至干净, 并用丙酮清洗, 烘干. 称取约 2 g 样品装载到真空粉碎机中进行 He, Ar 同位素的测量. 所有的测试都是在中国科学院地质与地球物理研究所

稀有气体实验室(Noblesse 稀有气体质谱仪)完成, 详细的实验流程参见文献[16], 简单流程如下.

采用约 2000 psi(1 psi=6.895 kPa)的压力单次静压单矿物颗粒样品以释放其中的稀有气体, 其中 Ar 被吸附在液氮温度下装有活性炭的冷阱中, He 被吸附在 13 K 以下可精确控温的冷泵中, 并在 35 K 时释放. 另外, Noblesse 稀有气体质谱仪上一个室温下的 GP50 锆铝泵和一个液氮温度下装有活性炭的冷阱能更有效地减少残余气体的影响. 所有的测量均在静态模式下进行.

Noblesse 稀有气体质谱仪 >700 的分辨率能够将 ³He 和 HD 完全分开. 样品测试前都有相同流程的本底测量, He 的本底可以忽略不计(³He < 3 × 10⁻¹⁷ cc STP), Ar 的本底比较低 (⁴⁰Ar < 4 × 10⁻¹¹ cc STP). 稀有气体数据的处理包括本底的扣除及空气和 He 标样 (HESJ)^[23]的校正, 详细结果见表 S3.

3 结果

3.1 岩石学和矿物学特征

岩石薄片显微镜下观察表明, 该地区地幔捕虏体主要为残碎斑结构和细粒变晶结构, 多数二辉橄榄岩和异剥橄榄岩捕虏体中的单斜辉石具有筛状结构和熔体囊.

辉石巨晶(SW10-5-1, SW10-5-2, SW10-5-3, SW10-5-4 和 CL12-12)呈深褐色, 直径约 1~3 cm. 矿物内部干净并且没有变形和交代及重结晶现象. 其中 SW10-5-1, SW10-5-2, SW10-5-3, SW10-5-4 的 Mg# 约 74, CL12-12 的 Mg# 约 82, 并且 Al₂O₃, Cr₂O₃, Na₂O 含量变化较大, 分别为 5.8wt%~9.3wt%, 0.02wt%~0.53wt%, 1.1wt%~1.9wt%. 基于主量元素分析, 除 CL12-12 为透辉石巨晶外, 其他辉石巨晶均为 Al-普通辉石. 肖燕等人^[24]的岩石学、矿物组成和地球化学特征及 Fe-Mg 在单斜辉石与熔体间的配分研究表明该类辉石巨晶是碱性玄武岩浆在高压下结晶形成.

二辉石岩(SW10-py)含 ~50% 的斜方辉石 (Mg# 88.5), ~45% 的单斜辉石 (Mg# 90.1) 和 <5% 的尖晶石, 具有较为典型的粗粒火成结构, 矿物颗粒边缘光滑并普遍发育 120° 角的三连点接触结构, 与岩浆成因的堆积结构相似. 矿物内部干净并且没有变形和交代及重结晶现象. 尖晶石呈棕色不规则粒状, Cr# 为 10.8, 属于富铝的铬尖晶石. 推测 SW10-py 是上地幔

岩浆演化过程中形成的早期结晶的辉石岩。

纯橄岩(SW2008-1 和 SW2008-2)含有~90%的橄榄石(Fo 88.3 和 88.9)和~10%尖晶石(Cr# 35.7 和 34.6),其中橄榄石颗粒粗,表面多裂隙,尖晶石呈黑褐色不规则粒状(图2(a)). 根据粗粒火成结构和低的 Fo 值,认为该纯橄岩是在岩浆房中由橄榄石和尖晶石堆积形成。

异剥橄岩(BYS3, CL09-36 和 CL09-64)含橄榄石、单斜辉石和少量的尖晶石(<5%). 其中橄榄石的 Fo 为 82.2~87.3, 而单斜辉石的 Mg# 为 84.1~88.5. Xiao 等人^[10]认为昌乐地区的异剥橄岩是二辉橄岩与来自于软流圈的贫硅熔体反应形成, 熔体依次置换其中的尖晶石、单斜辉石和斜方辉石后结晶成橄榄石、具筛状结构的单斜辉石和尖晶石的组合. 虽然筛状结构在单斜辉石中比较发育, 但单斜辉石仍保存有较好的形状和颗粒边缘, 除了熔体囊以外没有与接触矿物或熔体反应过的痕迹(图 2(b)).

二辉橄岩 (CL12-15, SW2008-3, SW2008-4, SW2008-5, SW2008-6 和 SW2008-7)主要为残碎斑结构和细粒变晶结构, 橄榄石的 Fo 为 87.8~90.9, 斜方

辉石的 Mg# 为 88.5~91.4, 单斜辉石的 Mg# 为 88.4~92.0. 其中二辉橄岩 CL12-15 和 SW2008-5 中尖晶石 Cr#(35.6 和 36.8)明显高于其他二辉橄岩(7.8~14.6), 薄片可见到尖晶石外包裹单斜辉石(图 2(c)), 推测是熔体与尖晶石反应生成单斜辉石, 在此过程中尖晶石中的铝进入单斜辉石, 造成尖晶石 Cr#升高. 二辉橄岩 SW2008-4 中可见到熔体与橄榄石反应生成单斜辉石(图 2(d)). 此外, 这 6 个二辉橄岩样品中, 有 5 个样品的单斜辉石具有筛状结构, 有 4 个样品发育熔体囊, 具明显的熔体交代特征。

结合前人工作, 薄片观察与主量元素分析表明辉石巨晶、二辉石岩和纯橄岩与寄主玄武岩具成因联系, 而异剥橄岩和二辉橄岩为玄武岩捕获的岩石圈地幔碎片。

3.2 微量元素特征

辉石巨晶的稀土元素总量为 29.0~45.2 ppm (1 ppm=10⁻⁶ μg g⁻¹, 下同), (La/Yb)_N 为 2.6~5.2(表 S2), 并都具有上凸型的稀土元素配分模式(图 3(a)), 即富集中稀土(MREE), 表明其岩浆源区经历了两阶段过

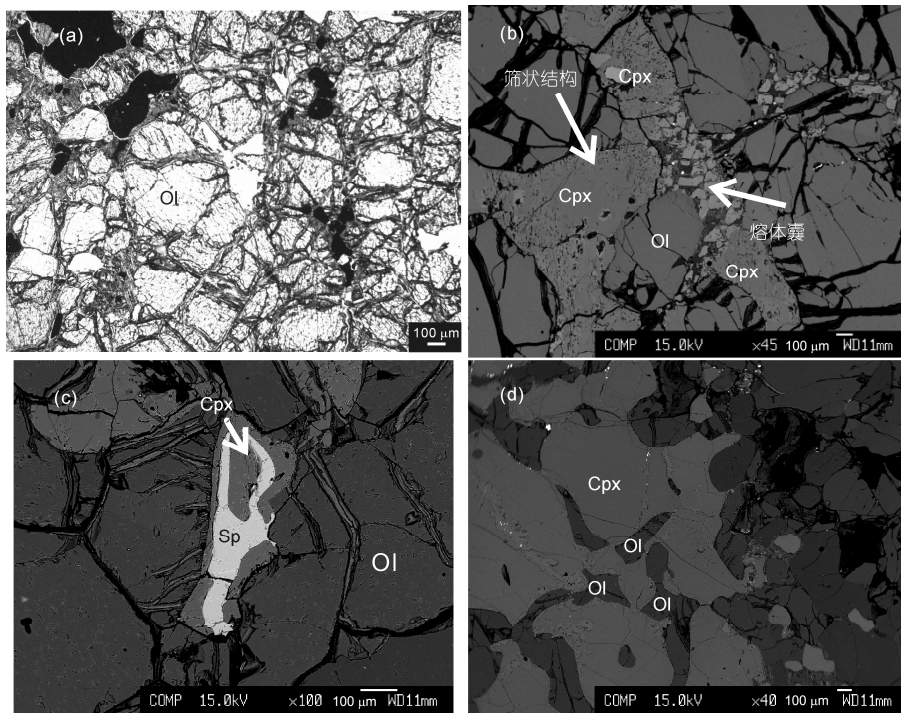


图 2 岩石样品的偏光及背散射图

(a) 纯橄岩 SW2008-2 偏光照片; (b) 异剥橄岩 CL09-36 的背散射照片 (样品中发育的熔体囊以及单斜辉石的筛状结构); (c) 二辉橄岩 SW2008-5 背散射照片, 可见熔体与尖晶石反应生成单斜辉石; (d) 二辉橄岩 SW2008-4 背散射照片, 可见熔体与橄榄石反应生成单斜辉石, 颗粒中还残存橄榄石; 矿物缩写: Ol, 橄榄石; Cpx, 单斜辉石; Sp, 尖晶石

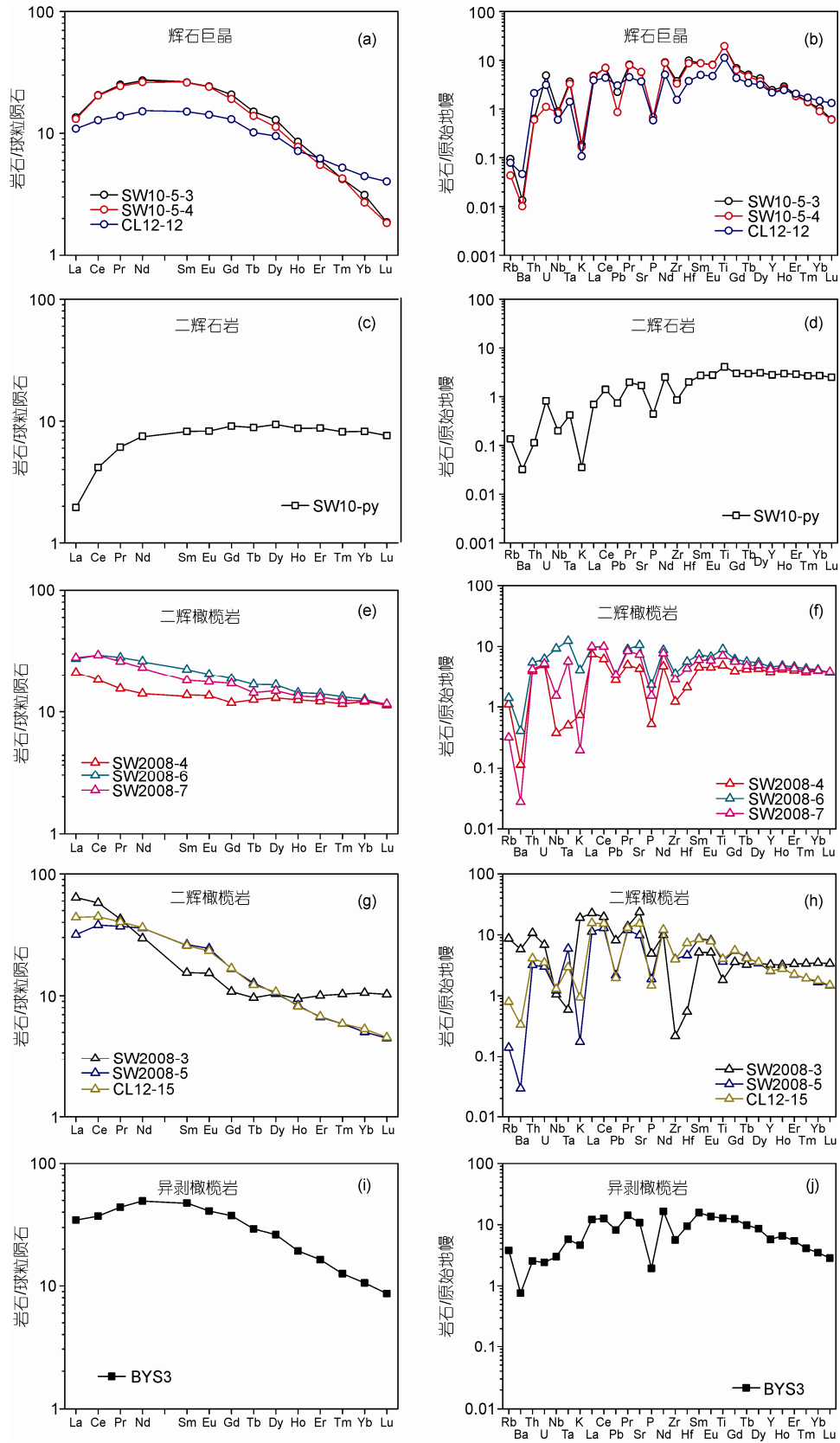


图3 昌乐-临朐地区地幔捕掳体中单斜辉石的稀土配分和微量元素蛛网图

程: (1) 熔体交代, (2) 熔体提取. 大离子亲石元素 (LILE) 的含量较低, 如 Rb 为 0.01~0.05 ppm, Sr 为 76.9~121.3 ppm, 也是熔体提取的结果. 高场强元素 (HFSE) 的含量大致为: Nb, 0.42~0.64 ppm; Ta, 0.06~0.15 ppm; Zr, 17.2~41.4 ppm; Hf, 1.2~3.0 ppm. 从原始地幔标准化蛛网图上看出, Ba, Nb, Pb, Zr 表现为负异常, Sr 和 Y 表现为弱负异常, Ti 表现为正异常(图 3(b)).

二辉石岩(SW10-py)中单斜辉石的稀土元素含量较低, 稀土元素(REE)含量为 16.57 ppm, (La/Yb)_N 为 0.26, 稀土元素经球粒陨石标准化后主要表现为轻稀土元素(LREE)亏损、重稀土元素(HREE)平坦. 表明是由正常软流圈地幔底侵后部分熔融形成的基性岩浆中结晶出来的(图 3(c)). 微量元素原始地幔标准化后的蛛网图上显示, 相对亏损 LILE, 具有 Ba, Nb, Sr, Zr 的负异常(图 3(d)), Sr 和 Y 的弱负异常, Ti 的正异常.

二辉橄榄岩中单斜辉石的稀土配分模式可以分为 3 种形式. (1) LREE 弱富集, HREE 平坦型 (SW2008-4, SW2008-6, SW2008-7), 标准化值在 10 左右, 总稀土含量在 37.7~57.1 ppm 之间, (La/Yb)_N 在 1.9~2.5 之间(图 3(e)). 蛛网图上显示出 Ba, Nb, Pb, Zr 的负异常和 Ti 的弱正异常(图 3(f)). 此类二辉橄榄岩可能存在少量熔体交代但未经历大规模的部分熔融. (2) LREE 强富集, HREE 平坦型(SW2008-3)(图 3(g)), 此类二辉橄榄岩受到强烈的熔体交代后未经历大规模的部分熔融. (3) LREE 强富集, HREE 亏损型 (SW2008-5, CL12-15)(图 3(g)), 此类二辉橄榄岩受到强烈的熔体交代后经历过大规模的部分熔融. 后 2 种二辉橄榄岩具有较高的稀土含量, REE 含量为 64.3~80.1 ppm, (La/Yb)_N 较大, 在 6.5~8.9 之间, 从蛛网图上可见 Ba, Nb, Pb, Zr, Ti 的负异常和 Sr 弱正异常(图 3(h)).

异剥橄榄岩(BYS3)中单斜辉石的稀土元素含量较高, REE 为 87.16, 稀土元素组成经球粒陨石标准化后具上凸型的配分模式(图 3(i)), 与上述 LREE 强富集、HREE 亏损型的二辉橄榄岩类似, 推测受到地壳熔体交代后又经历了熔体提取. 微量元素经原始地幔标准化后显示出 Ba, Pb, Sr, Y, Zr 的负异常(图 3(j)).

综上所述, 临朐-昌乐地幔捕虏体具有 LREE 富集的稀土配分型式和类似 OIB 的原始地幔标准化微量元素分布. (La/Yb)_N 和 Ti/Eu 比值的常被用来区分地幔交代作用中的介质——硅酸盐熔体和碳酸

盐熔体^[25]: 高(La/Yb)_N、低 Ti/Eu 比值多与碳酸盐熔体交代作用有关, 相反则体现硅酸盐熔体的交代作用. 昌乐-临朐大多数二辉橄榄岩和异剥橄榄岩具有较高的 Ti/Eu 值(2744~18719)和较低的(La/Yb)_N, 表现出较强的硅酸盐熔体交代作用.

3.3 He, Ar 同位素特征

(i) 来自熔体的辉石巨晶、二辉石岩和纯橄岩的 He, Ar 同位素特征. 辉石巨晶 ⁴He 含量变化范围较大, 为 4×10^{-9} ~ 272×10^{-9} cc STP g⁻¹, 但有着比较一致的 ³He/⁴He 比值(7.0~7.7 Ra)(表 S3, 图 4(a)), 表明样品未受到来自于晶格放射性成因 ⁴He 和宇宙射线成因 ³He 的影响. 其中 A1-普通辉石巨晶(SW10-5-1, SW10-5-2, SW10-5-3 和 SW10-5-4)的 ⁴⁰Ar/³⁶Ar 比值变化范围为 284.7~625.6, 接近和略高于大气值. ⁴He/⁴⁰Ar* 比值为 2.1~5.0, 在地幔比值范围内(1~5)^[26]. 透辉石巨晶 CL12-12 的 ⁴⁰Ar/³⁶Ar 比值为 1266.2, 略富集放射性成因的 ⁴⁰Ar*. ⁴He/⁴⁰Ar* 比值为 0.1, 指示存在少量稀有气体扩散丢失, 但是其 ³He/⁴He 比值与其他辉石巨晶一致, 表明由于稀有气体扩散导致的同位素分馏对同位素比值影响不大, 其 He, Ar 同位素比值可以代表源区特征^[26](图 4(b)).

二辉石岩(SW10-py)中单斜辉石的 ⁴He 含量为 35×10^{-9} cc STP g⁻¹, 比斜方辉石的 ⁴He 含量 7×10^{-9} cc STP g⁻¹ 高, 而两者的 ³He/⁴He 比值(7.4 Ra)一致, 表明未受到来自于晶格的放射性成因 ⁴He 和宇宙射线成因 ³He 的影响(表 S3, 图 4(a)). ⁴⁰Ar/³⁶Ar 分布在 443.9~1290.7, 接近或高于大气值. ⁴He/⁴⁰Ar* 接近 1, 在地幔比值范围内(1~5), 表明稀有气体扩散丢失不明显, 其 He, Ar 同位素比值可以代表源区特征^[26](图 4(b)).

纯橄岩(SW2008-1 和 SW2008-2)中尖晶石的 ⁴He 含量为 1857×10^{-9} ~ 2295×10^{-9} cc STP g⁻¹, 远高于橄榄石的 157×10^{-9} ~ 220×10^{-9} cc STP g⁻¹, 而两者的 ³He/⁴He 比值一致(7.0~7.7 Ra)(表 S3, 图 4(a)). 橄榄石的 ⁴⁰Ar/³⁶Ar 为 524.9~542.4, 稍高于大气值, ⁴He/⁴⁰Ar* 约为 0.5. 尖晶石的 ⁴⁰Ar/³⁶Ar 为 1705.4~1816.5, 略富集放射性成因 ⁴⁰Ar*; ⁴He/⁴⁰Ar* 为 2.1~2.6, 在地幔比值范围内(图 4(b)). 橄榄石相对于尖晶石具有的较低 ⁴He 含量和低于地幔比值范围的 ⁴He/⁴⁰Ar*, 表明尖晶石对 He 的保存更好; 橄榄石中有少量 He 的丢失, 但均一的 ³He/⁴He 比值表明没有明显的同位素分馏, 其 He 和 Ar 同位素比值可以代表源区特征.

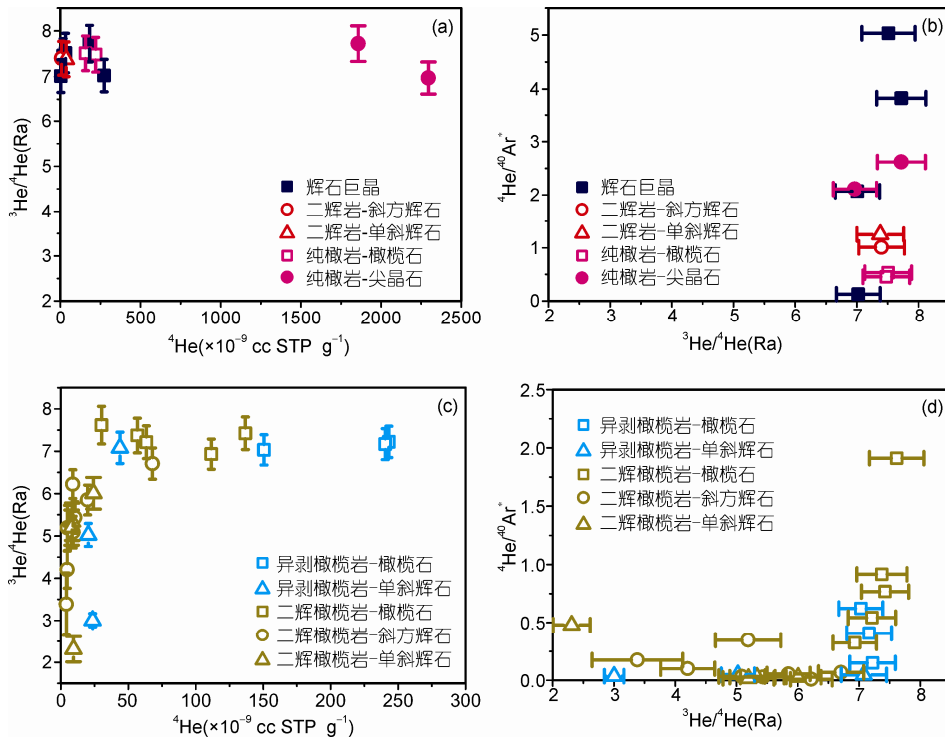


图4 ^4He 含量与 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的关系图以及 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ 的关系图

(a) 辉石巨晶、二辉岩和纯橄岩的 ^4He 含量与 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的关系图解; (b) 辉石巨晶、二辉岩和纯橄岩的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ 的关系图解; (c) 异剥橄榄岩和二辉橄榄岩的 ^4He 含量与 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 的关系图解; (d) 异剥橄榄岩和二辉橄榄岩的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ 的关系图解

综上所述, 昌乐-临朐地区辉石巨晶、二辉石岩和纯橄岩的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 7.0~7.7 Ra, 接近于 MORB 值(8 ± 1 Ra), 显示出软流圈物质对其地幔源区的贡献。而其 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 接近大气值, 显示出大气组分的影响。这可能是由于样品被岩浆携带上升至地表过程中或样品表面吸附大气, 也可能是地幔源区的特征。

(ii) 来自岩石圈地幔的异剥橄榄岩和二辉橄榄岩的 He, Ar 同位素特征。异剥橄榄岩(BYS3, CL09-36 和 CL09-64)中橄榄石的 ^4He 含量为 $151\times 10^{-9}\sim 243\times 10^{-9}$ cc STP g^{-1} , $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 7.0~7.2 Ra; 单斜辉石的 ^4He 含量为 $20\times 10^{-9}\sim 44\times 10^{-9}$ cc STP g^{-1} , $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 3.0~7.1 Ra(表 S3, 图 4(c))。橄榄石的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 为 1528.9~4823.6, $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ 比值为 0.2~0.6; 单斜辉石的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 为 409.9~513.8, $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ 比值为 0.04~0.05。

二辉橄榄岩(SW2008-3, SW2008-4, SW2008-5, SW2008-6, SW2008-7 和 CL12-15)中橄榄石的 ^4He 含量变化范围为 $30\times 10^{-9}\sim 137\times 10^{-9}$ cc STP g^{-1} , $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值比较均一(6.9~7.6 Ra); 斜方辉石的 ^4He 含量为 $4\times 10^{-9}\sim 68\times 10^{-9}$ cc STP g^{-1} , $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 3.4~6.7 Ra, 较橄榄石低; 单斜辉石的 ^4He 含量为 $8\times 10^{-9}\sim 24\times 10^{-9}$

cc STP g^{-1} , $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 2.3~6.0 Ra(表 S3, 图 4(c))。橄榄石的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为 1183.9~2660.1, $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ 比值为 0.32~1.91; 斜方辉石的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为 422.3~4137.2, $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ 比值为 0.01~0.18; 单斜辉石的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为 545.7~4943.7, $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ 比值为 0.02~0.48(表 S3, 图 4(d))。

综上所述, 异剥橄榄岩和二辉橄榄岩中橄榄石具有较高的 ^4He 含量和一致的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值(6.9~7.6 Ra), 但是所有单斜辉石和斜方辉石都具有较低的 ^4He 含量、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 和 $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ 比值, 并且三者具有明显的正相关关系。

4 讨论与结论

4.1 昌乐-临朐地区新生岩石圈地幔的形成机制

三叠纪华北克拉通与扬子克拉通、蒙古微大陆的碰撞以及其后太平洋板块俯冲导致了华北克拉通的破坏, 东部古老的克拉通型岩石圈地幔转变成年轻的富集型岩石圈地幔^[17,27-30]。郯庐断裂被认为是华北克拉通东部大陆岩石圈地幔内的薄弱带。晚中生代以

来,太平洋板块的俯冲导致了软流圈上涌并且郯庐断裂带被认为是软流圈上涌的主要通道^[7-9,11,31,32].有的研究^[7-10,33]认为,软流圈物质上涌主导的热侵蚀作用是岩石圈破坏的热-化学/机械侵蚀方式,这涉及岩石圈地幔与软流圈地幔之间的化学相互作用.但是地震层析成像结果显示,华北克拉通岩石圈地幔的厚度由东向西逐渐变厚^[28,29],指示了太平洋板块西向俯冲对华北克拉通岩石圈减薄的物理效应^[30].

岩石学和主量微量元素研究显示,本文中昌乐-临朐的辉石巨晶、二辉石岩和纯橄岩与寄主玄武岩具成因联系,而异剥橄榄岩和二辉橄橄榄岩为玄武岩捕获的岩石圈地幔碎片,并且经历了不同程度的部分熔融和熔体交代.

单斜辉石巨晶、二辉石岩和纯橄岩的 He 同位素比值(7.0~7.7, 7.4, 7.0~7.7 Ra)都接近 MORB(8±1 Ra)值.对于经历了不同程度熔体交代和部分熔融的二辉橄橄榄岩和异剥橄橄榄岩,其橄榄石 He 同位素比值(6.9~7.6 Ra)也接近 MORB 值.橄榄石是橄橄榄岩的重要组成部分(60%~90%),它的 He 同位素可以代表岩石圈地幔的 He 组成特征.这种 He 同位素比值与岩石类型和主量、微量元素解耦的现象说明,新生岩石圈地幔 He 同位素比值受软流圈来源地壳物质的强烈影响(平均值为 7.3 Ra),而壳源熔体对 He 同位素比值的贡献是微不足道的.

前人对昌乐-临朐玄武岩中的橄橄榄岩捕虏体的研究表明二辉橄橄榄岩具有饱满的主量元素特征(Fo<91),LREE 非常富集, Sr-Nd 同位素亏损,被认为是新生生的岩石圈地幔的碎片,但其含有比较多的低 Fo 值的异剥橄橄榄岩说明此区岩石圈地幔在其形成之后经历了熔体的多次改造和重建^[7,10,33].单斜辉石巨晶富集中稀土元素(MREE)的特点表明,其地幔源区在受到壳源熔体交代后又经历了熔体提取过程.因此,本文中异剥橄橄榄岩和二辉橄橄榄岩为经历了不同程度的熔体交代和部分熔融的岩石圈地幔碎片,其 He 同位素比值与部分熔融程度(Gd/Yb)_N 无关(图 5(a));而单斜辉石的 He 同位素比值低于橄橄榄石,并且与熔体交代程度(La/Sm)_N 呈负相关,表明交代程度越高,单斜辉石 He 同位素比值越低(图 5(b)).说明壳源熔体交代软流圈地幔形成了新生岩石圈地幔^[17].

4.2 俯冲板块对昌乐-临朐地区岩石圈地幔稀有气体特征的影响

一般认为,稳定的大陆岩石圈地幔经过长期演化,U/Th 衰变产生的 ⁴He 会导致 He 同位素比值降低,例如欧洲岩石圈地幔(法国中央高原、德国、奥地利)He 同位素比值为 6.3 Ra^[34,35].而上涌软流圈地幔冷却形成的新生岩石圈地幔,其 He 同位素比值为 MORB 值,即 8±1 Ra,例如澳大利亚东北部的 Mt Quincan^[36].

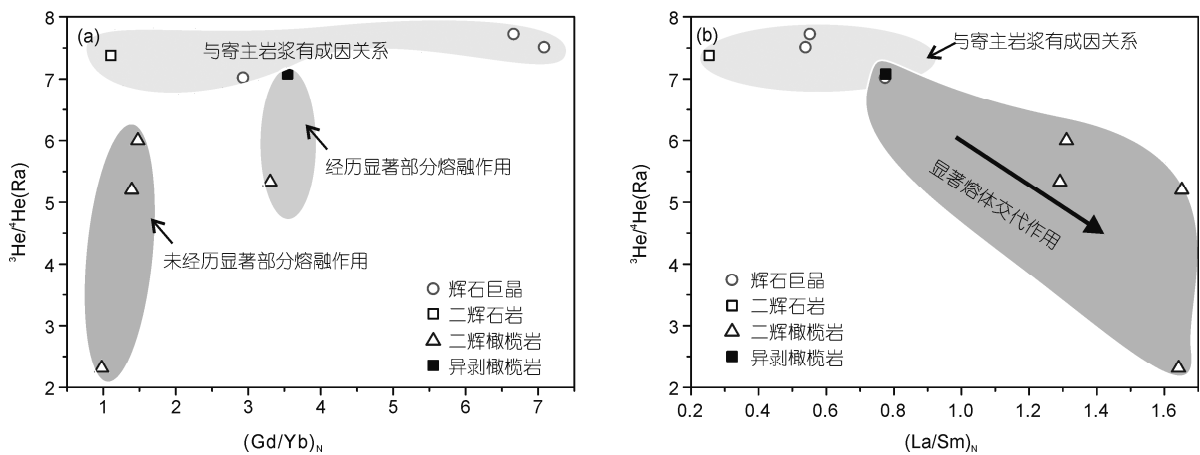


图 5 He 同位素比值与部分熔融程度(Gd/Yb)_N 以及与熔体交代程度(La/Sm)_N 关系图

(a) 单斜辉石 He 同位素比值与部分熔融程度(Gd/Yb)_N关系图.与寄主岩浆有成因联系的辉石巨晶和二辉石岩的 He 同位素与(Gd/Yb)_N 无关.对于岩石圈地幔碎片(异剥橄橄榄岩和二辉橄橄榄岩),未经历显著部分熔融,即(Gd/Yb)_N 约为 1,和经历了显著部分熔融,即(Gd/Yb)_N 约较高的捕虏体,其单斜辉石 He 同位素比值无明显差别.(b) He 同位素比值与熔体交代程度(La/Sm)_N关系图.与寄主岩浆有成因联系的辉石巨晶和二辉石岩的 He 同位素与部分熔融程度无关.岩石圈地幔碎片中的单斜辉石 He 同位素比值与(La/Sm)_N 呈负相关,表明交代程度越高,单斜辉石 He 同位素比值越低

受俯冲板块衍生物质的影响, He 同位素比值会有所降低, 例如意大利 Hyblean Plateau 新生代地幔捕虏体稀有气体为 6.9~7.6 Ra, 平均值为 7.3 Ra^[37,38].

昌乐-临朐新生岩石圈地幔与意大利 Hyblean Plateau 一致, 也略低于 MORB 值(8±1 Ra), 这或者是由于新生的岩石圈地幔作为封闭体系演化, He 同位素比值受 U/Th 衰变产生的 ⁴He 影响而降低, 或者是由于俯冲板块衍生物质的影响. 假设昌乐-临朐新生岩石圈地幔与软流圈一样, ⁴He 含量 1.5×10⁻⁵ cc STP g⁻¹, Th/U= 3.3^[39], 每克 U(包括相应的 Th)每年产生 2.15×10⁻⁷ cc STP ⁴He. 若地幔 U 含量为 0.00852 ppm, 则产生 1.45×10⁻⁶ cc STP g⁻¹的 ⁴He 就可以将 8 Ra 变为 7.3 Ra, 这需要 790 Ma, 因此封闭体系演化模式与华北克拉通破坏的地质过程不符.

最近研究表明, 太平洋板块俯冲的洋壳物质交代地幔楔, 形成辉石岩地幔, 是中国东部新生代火山岩的源区^[17,30,40]. 假设俯冲板块带来交代地幔楔的 U 为 200 ppm, Th 为 950 ppm, 经过 30 Ma, 产生 ⁴He 量为 1.5×10⁻⁶ cc STP g⁻¹. 对源区影响约 10%, 则 ³He/⁴He 由 8 Ra 降至 7.2 Ra. 因此, 俯冲板块产生的 ⁴He 可能是导致昌乐-临朐新生岩石圈地幔 He 同位素比值略低的原因.

本研究中, 异剥橄榄岩和二辉橄榄岩中单斜辉石和斜方辉石无论是 ³He/⁴He 比值, 还是 ⁴He 含量甚至 ⁴He/⁴⁰Ar* 都比橄榄石要低, 并且斜方辉石的 ⁴He 含量和 ³He/⁴He 比值比橄榄石低, 比单斜辉石高(图 3(c)), 这可能是受到俯冲板块衍生物质的影响, 也可

能是受辉石晶格中 U, Th 衰变产生 ⁴He 的污染. 此外, 无论是与寄主玄武岩具成因联系的辉石巨晶、二辉石岩和纯橄岩, 还是从岩石圈地幔中捕获的异剥橄榄岩和二辉橄榄岩, 其 ⁴⁰Ar/³⁶Ar 都接近大气值 295.5, 而远低于地幔值^[41], 这可能是受到俯冲板块的影响, 也可能是地表过程(如风化)和样品处理、测试过程中的大气污染. 以下分别讨论这几种可能性.

(i) 单斜辉石和斜方辉石低 ³He/⁴He 比值是否受晶格中 U/Th 产生 ⁴He 的污染. 由于辉石, 尤其是单斜辉石中 U/Th 含量高于橄榄石, 因此辉石中低的 ³He/⁴He 比值可能是矿物本身的 He 同位素特征, 也可能是晶格中 U/Th 产生 ⁴He 的影响. 尽管压碎法能够有效地避免晶格中放射性成因的 ⁴He 和宇宙射线成因的 ³He 的影响, 但对于 He 含量低的样品仍可能有少量的放射性成因或宇宙射线成因的 He 在压碎的过程中从晶格向流体包裹体中扩散, 这表现在采用多次压碎样品过程中 He 同位素比值会逐渐趋向放射性成因或宇宙射线成因的比值^[42,43].

为了检验晶格中放射性成因或宇宙射线成因的 He 对数据的影响, 进一步证明辉石中低的 ³He/⁴He 比值不是受辉石晶格中 U 和 Th 衰变的影响, 我们对样品 CL09-36 和 CL09-64 的单斜辉石进行了多次分步压碎, 测得的 ³He/⁴He 比值分别为 4.2~5.7 和 3.1~3.8 Ra (表 1, 图 6), 与单次压碎的结果是一致的. 这表明单次压碎法可以有效避免晶格中放射性成因 ⁴He 和宇宙射线成因 ³He 的影响, 本文所测 He 同位素比值可以代表矿物在地幔中的 He 同位素组成.

表 1 异剥橄榄岩(CL09-36 和 CL09-64)中的单斜辉石多次压碎的稀有气体数据

压碎次数	³ He/ ⁴ He(Ra)	误差(1σ)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁸ Ar/ ³⁶ Ar	⁴ He/ ⁴⁰ Ar*
CL09-36 Cpx					
5	4.7	0.3	459.0	0.18	5.53
15	4.5	0.5	460.1	0.18	7.40
30	4.2	0.4	478.4	0.19	0.41
40	5.2	0.5	472.1	0.19	0.41
60	5.7	0.5	474.5	0.19	1.27
CL09-64 Cpx					
4	3.3	0.2	554.2	0.19	0.32
10	3.7	0.3	507.5	0.18	3.89
20	3.1	0.3	545.8	0.19	0.26
40	3.7	0.3	535.3	0.19	0.28
70	3.8	0.4	520.1	0.19	0.30

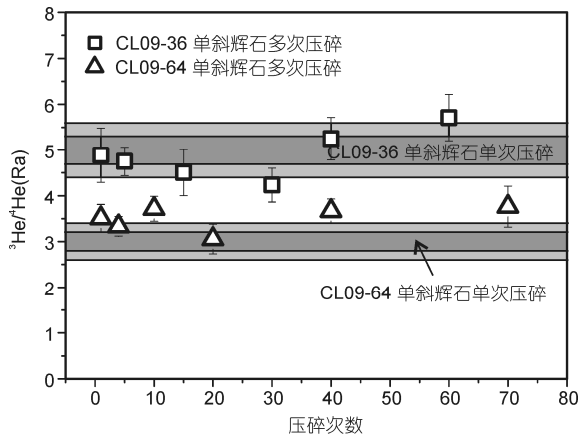


图6 多次压碎异剥橄榄岩样品中单斜辉石的³He/⁴He比值
 异剥橄榄岩 CL09-36 和 CL09-64 中单斜辉石多次压碎的 ³He/⁴He 比值区间(分别是 4.2~5.7 Ra, 3.1~3.8 Ra)与单次压碎的 ³He/⁴He 比值(分别是 5.0±0.3 Ra(1σ), 3.0±0.2 Ra(1σ), 深色区域是 1σ 误差, 浅色区域是 2σ 误差)基本一致, 表明单次压碎法可以有效避免晶格中放射性成因 ⁴He 和宇宙射线成因 ³He 的影响

(ii) 俯冲板块熔体对异剥橄榄岩和二辉橄榄岩的交代。由于辉石, 尤其是单斜辉石的晶格缺陷较多, 比较容易储存稀有气体, 一般地幔捕掳体中单斜辉石的 He 含量都高于橄榄石^[5,38]。昌乐-临朐异剥橄榄岩和二辉橄榄岩却正好相反, 橄榄石中的 He 含量平均比单斜辉石高 10 倍, 推测辉石可能存在 He 丢失。

大部分放射性成因的稀有气体同位素直接或间接地来自 K, U 和 Th。这 3 个元素在大部分地幔过程中没有明显分异, 而且半衰期也近似。因此地幔样品的放射性成因的稀有气体同位素应具有很好的相关性。地幔的 ⁴He/⁴⁰Ar* 的比值应为 1~5^[26]。由于 He 在熔体中的溶解度比 Ar 高, 当贫 He 熔体与辉石共存时

He 优先进入熔体, 造成 ⁴He/⁴⁰Ar* 比值降低。昌乐-临朐异剥橄榄岩和二辉橄榄岩中辉石中 ⁴He/⁴⁰Ar* 值为 0.01~0.48, 部分橄榄石中的 ⁴He/⁴⁰Ar* 值也低于地幔值, 表明存在少量 He 丢失, 没影响橄榄石中 He 同位素比值。考虑到 He 丢失与样品尺寸无关, 例如二辉石岩 SW10-py 和纯橄岩 SW2008-1 和 SW2008-2 直径 2~3 cm, 远小于二辉橄榄岩和异剥橄榄岩, 所以 He 丢失不是在寄主岩浆上升过程中发生的。由于异剥橄榄岩和二辉橄榄岩的单斜辉石普遍发育熔体交代结构, 而且交代熔体主要影响单斜辉石, 基本不影响橄榄石。如果该熔体来自软流圈, 则 He 含量和比值都较高, 不会降低单斜辉石中的 He 含量和比值。因此, 该熔体可能是来自俯冲板块。

异剥橄榄岩和二辉橄榄岩中可能还存在原生的辉石(相对熔体与橄榄石/尖晶石反应生成的次生辉石而言), 所测得的辉石稀有气体同位素组成应该是原生和次生辉石中稀有气体的混合值(由于原生橄榄石的稀有气体特征未被抹去, 推测原生辉石也一样)。推测是由于混合比例不同而造成 ³He/⁴He 不同程度降低。

(iii) 异剥橄榄岩和二辉橄榄岩是否存在大气 Ar 污染。昌乐-临朐地幔捕掳体的 ⁴⁰Ar/³⁶Ar 都接近大气值 295.5, 而远低于地幔值^[41]。由于大气中 Ar 含量较高, 接近 1%, 一般认为接近大气值的 Ar 同位素都是受到地表过程(如风化)和样品处理、测试过程中的大气污染^[35,36]。³⁶Ar 与 ³He 都不能由放射性衰变等过程产生, 而 ³⁶Ar 主要来自大气, ³He 主要来自地幔。如果是地表过程中的大气污染, 则两者不存在相关性, 只有当俯冲的洋壳将大气组分带入地幔, ³⁶Ar 与 ³He 含量才存在正相关^[44]。

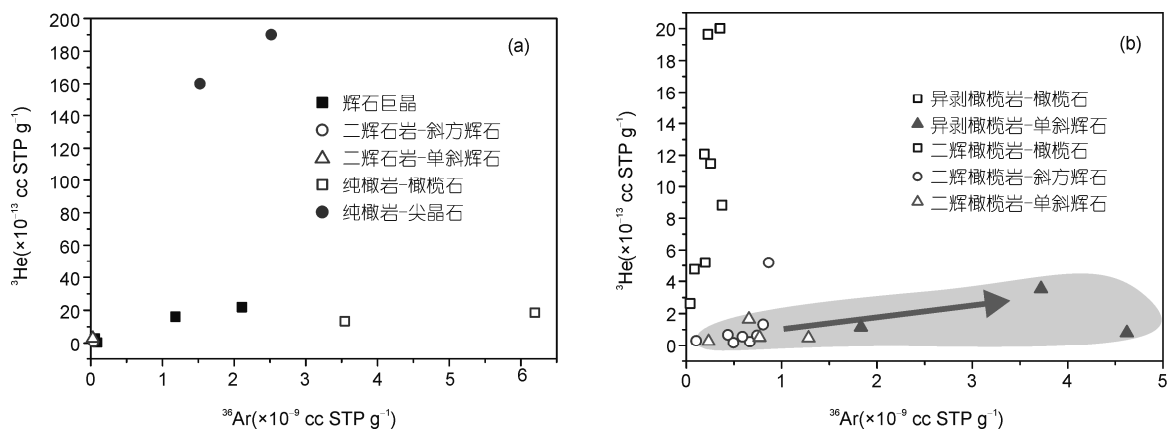


图7 ³⁶Ar 与 ³He 含量关系图

本文中与寄主玄武岩具成因联系辉石巨晶、二辉石岩和纯橄岩的 ^{36}Ar 与 ^3He 含量存在一定相关性(图 7(a)), 但是由于数据点较少, 难以确认. 异剥橄榄岩和二辉橄榄岩中橄榄石的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 较高, 而且也不存在相关性, 但是单斜辉石 ^{36}Ar 与 ^3He 含量存在相关性(图 7(b)), 表明交代熔体是俯冲的洋壳.

(iv) 来自太平洋俯冲板块熔体对临朐-昌乐岩石圈地幔的交代. 交代地幔楔橄榄岩的熔体来源可能有 2 种: (1) 早中生代以来太平洋板块的低角度俯冲到欧亚大陆下面^[17,30,40]; (2) 华北板块和华南板块的碰撞, 扬子板块在晚古生代时期的俯冲^[31]. 如果是来自扬子板块的熔体, 由于其比较古老, 放射性同位素比值高, 则 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 就会比较高, 与临朐-昌乐地幔捕虏体的 Ar 同位素特征不符.

此外, 研究表明, 昌乐北岩地幔橄榄岩 Sr-Nd 同位素 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7030\sim 0.7034$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5129\sim 0.5134$) 比较亏损, 不可能来自古老的俯冲板块^[10,45]. 根据新生代玄武岩的微量元素和 Sr-Nd-Pb-O 同位素研究^[17,40,46], 一般认为在太平洋板块向西俯冲过程中, 来自洋壳的熔体交代了上覆新置换的软流圈成因地幔楔, 形成富化、富集的新生岩石圈地幔, 其部分熔融就形成了中国东部新生代玄武岩^[30,45]. 新生岩石圈地幔中含有俯冲的大洋地壳物质. Mg 同位素研究也发现^[47], 在 >120 Ma 的玄武岩中未发现轻 Mg 同位素的特征, 而 <110 Ma 的阜新和太行山玄武岩均具有轻的 Mg 同位素组成 ($\delta^{26}\text{Mg}=-0.60\sim -0.42$), 平均值为 -0.46 ± 0.10 . 因此, 从时间的角度看影响华北克拉通新生代岩石圈地幔的熔体可能源自俯冲的太平洋板块.

致谢 感谢郑永飞教授、张宏福研究员、郑建平教授和刘传周副研究员对地幔化学和地幔捕虏体的讨论.

参考文献

- Gonnermann H M, Mukhopadhyay S. Preserving noble gases in a convection mantle. *Nature*, 2009, 459: 560–563
- Ozima M, Podosek F A. *Noble Gas Geochemistry*. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 1–284
- Starkey N A, Stuart F M, Ellam R M, et al. Helium isotopes in early Iceland picrites: Constraints on the composition of high $^3\text{He}/^4\text{He}$ mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 277: 91–100
- Hilton D R, Procell D. Noble gases as mantle tracers. In: Holland H D, Turekian K K, eds. *Treatise on Geochemistry*. New York: Elsevier, 2003. 277–318
- Martelli M, Bianchini G, Beccaluve L, et al. Helium and argon isotopic compositions of mantle xenoliths from Tallante and Calatrava, Spain. *J Volcano Geotherm Res*, 2011, 200: 18–26
- Stuart F M, Burnard P G, Taylor R P, et al. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mo mineralization, South Korea. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 4663–4673
- Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. Nature and evolution of Cenozoic lithospheric mantle beneath Shandong peninsula, Sino-Korean craton. *Int Geol Rev*, 1998, 40: 471–499
- Xu Y G, Chung S L, Ma J L, et al. Contrasting Cenozoic lithospheric evolution and architecture in the eastern and western Sino-Korean craton: Constraints from geochemistry of basalts and mantle xenoliths. *J Geol*, 2004, 112: 593–605
- Chen L, Zheng T Y, Xu W W. A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, eastern China: Constructed from wave equation based receiver function migration. *J Geophys Res*, 2006, 11: B0932, doi: 10.1029/2005JB003974
- Xiao Y, Zhang H, Fan W, et al. Evolution of lithospheric mantle beneath the Tan-Lu fault zone, eastern North China Craton: Evidence from petrology and geochemistry of peridotite xenoliths. *Lithos*, 2010, 117: 229–246
- 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
- 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
- 马锦龙, 陶明信, 叶先仁. 山东沂述地区幔源矿物中的流体和稀有气体地球化学研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35: 1019–1027
- 胡文瑛, 宋玉财, 陈小明, 等. 山东昌乐玄武岩内刚玉巨晶稀有气体同位素组成. *科学通报*, 2006, 51: 2526–2533
- 汤华云, 郑建平, 余淳梅. 华北东部新生代玄武岩中橄榄岩捕虏体的流体及稀有气体组成研究. *岩石学报*, 2007, 23: 1531–1542

- 16 He H Y, Zhu R X, Saxton J. Noble gas isotopes in corundum and peridotite xenoliths from the eastern North China Craton: Implications for comprehensive refertilization of lithospheric mantle. *Phys Earth Planet Inter*, 2011, 189: 185–191
- 17 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
- 18 He H Y, Deng C L, Pan Y X, et al. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results from the Shanwang Basin, eastern China: Constraints on the age of the Shanwang Formation and associated biota. *Phys Earth Planet Inter*, 2011, 187: 66–75
- 19 Pouchou J L, Pichoir F. Quantitative analysis of homogeneous or stratified micro volumes applying the model “PAP”. In: Heinrich K F J, Newbury D E, eds. *Electron Probe Quantification*. New York: Plenum Press, 1991. 31–75
- 20 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implication for mantle composition and process. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Oceanic Basins*. London: Geological Society, 1989. 313–345
- 21 McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth. *Chem Geol*, 1995, 120: 223–253
- 22 Moreira M, Madureira P. Cosmogenic helium and neon in 11 Myr old ultramafic xenoliths: Consequences for mantle signatures in old samples. *Geochem Geophys Geosyst*, 2005, 6: Q08006, doi: 10.1029/2005GC000939
- 23 Matsuda J, Matsumoto T, Sumino H, et al. The $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio of the new internal He Standard of Japan(HESJ). *Geochem J*, 2002, 36: 191–195
- 24 肖燕, 张宏福, 范蔚著. 华北晚中生代和新生代玄武岩中单斜辉石巨晶来源及其对寄主岩岩浆过程的制约: 以莒南和鹤壁为例. *岩石学报*, 2008, 24: 65–76
- 25 Coltorti M, Bonadiman C, Hinton R W, et al. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: Evidence from clinopyroxenes and glasses in untramafic xenoliths of Grande Comore, India Ocean. *J Petrol*, 1999, 40: 133–165
- 26 Yamamoto J, Nishimura K, Sugimoto T, et al. Diffusive fraction of noble gases in mantle with magma channels: Origin of low He/Ar in mantle-driven rocks. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 280: 167–174
- 27 吴福元, 徐义刚, 高山, 等. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. *岩石学报*, 2008, 24: 1145–1174
- 28 朱日祥, 郑天愉. 华北克拉通破坏机制与古元古代板块构造体系. *科学通报*, 2009, 54: 1950–1961
- 29 朱日祥, 徐义刚, 朱光, 等. 华北克拉通破坏. *中国科学: 地球科学*, 2012, 42: 1135–1159
- 30 郑永飞, 吴福元. 克拉通岩石圈的生长和再造. *科学通报*, 2009, 54: 1945–1949
- 31 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Secular evolution of the lithosphere beneath the eastern North China Craton: Evidence from Mesozoic basalts and high-Mg andesites. *Geochim Cosmochim Acta*, 2003, 67: 4373–4387
- 32 Zheng J P, Griffin W L, Ma Q, et al. Accretion and reworking beneath the North China Craton. *Lithos*, 2012, 149: 61–78
- 33 Zhang H F. Transformation of lithospheric mantle through peridotite-melt reaction: A case of Sino-Korean craton. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 237: 768–780
- 34 Gautheron C, Moreira M. Helium signature of the subcontinental lithospheric mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 199: 39–47
- 35 Gautheron C, Moreira M, Allegre C. He, Ne and Ar composition of the European lithospheric mantle. *Chem Geol*, 2005, 217: 97–112
- 36 Czuppon G, Matsumoto T, Handler M R, et al. Noble gas in spinel peridotite xenoliths from Mt Quincan, North Queensland, Australia: Undisturbed MORB-type noble gases in the subcontinental lithospheric mantle. *Chem Geol*, 2009, 266: 19–28
- 37 Sapienza G, Hilton D R, Scribano V. Helium isotopes in peridotite mineral phase from Hyblean Plateau xenoliths (south-eastern Sicily, Italy). *Chem Geol*, 2005, 219: 115–129
- 38 Correale A, Martelli M, Paonita A, et al. New evidence of mantle heterogeneity beneath the Hyblean Plateau(southeast Sicily, Italy) as inferred from noble gases and Geochemistry of ultramafic xenoliths. *Lithos*, 2012, 132-133: 70–81
- 39 Porcelli D, Ballentine C J. Models for distribution of terrestrial noble gases and evolution of the atmosphere. *Rev Mineral Geochem*, 2002, 47: 411–480
- 40 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
- 41 Burnard P, Graham D, Turner G. Vesicle-specific noble gas analyses of “popping rock”: Implications for primordial noble gases in Earth. *Science*, 1997, 276: 568
- 42 Hopp J, Trierloff M. Refining the noble gas record of the Reunion mantle plume source: Implications on mantle geochemistry. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 240: 573–588
- 43 Blard P H, Puchol N, Farley K A. Constraints on the loss of matrix-sited helium during vacuum crushing of mafic phenocrysts. *Geochim Cosmochim Acta*, 2008, 75: 3788–3803
- 44 Matsumoto T, Pinti D L, Matsuda J, et al. Recycled noble gas and nitrogen in the subcontinental lithospheric mantle: Implications from N-He-Ar in fluid inclusions of SE Australian xenoliths. *Geochem J*, 2002, 36: 209–217

- 45 Zheng Y F. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. *Chem Geol*, 2012, 328: 5–48
- 46 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
- 47 Yang W, Teng F Z, Zhang H F, et al. Magnesium isotopic systematic of continental basalts from the North China Craton: Implications for tracing subducted carbonate in the mantle. *Chem Geol*, 2012, 328: 185–194
-

补充材料

表 S1 山东昌乐-临朐地区辉石巨晶及地幔捕虏体的电子探针数据(wt%)

表 S2 山东昌乐-临朐地区辉石巨晶及地幔捕虏体的微量元素数据(ppm)

表 S3 山东昌乐-临朐地区辉石巨晶及地幔捕虏体的稀有气体分析结果

本文的以上补充材料见网络版 csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.