中国科学: 地球科学 2023 年 第 53 卷 第 10 期: 2370 ~ 2377
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

论 文

橄榄石-碳酸盐熔体相互作用生成透辉石的反应机制与意义

王静[1*], 苏本勋[1,2†], Sanjeewa P. K. MALAVIARACHCHI[3], Patrick Asamoah SAKYI[4], Prasanna L. DHARMAPRIYA[3]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源重点实验室, 北京 100029;
2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. Department of Geology, Faculty of Science, University of Peradeniya, Peradeniya 20400, Sri Lanka;
4. Department of Earth Science, School of Physical and Mathematical Sciences, University of Ghana, Legon-Accra, Ghana
* 通讯作者, E-mail: wangjing@mail.iggcas.ac.cn
† 通讯作者, E-mail: subenxun@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2022-11-28; 收修改稿日期: 2023-06-15; 接受日期: 2023-06-25; 网络版发表日期: 2023-09-06
中国科学院青年创新促进会资助

摘要 大量天然样品分析和实验结果表明碳酸盐熔体-橄榄岩的反应是消耗斜方辉石、生成单斜辉石的过程. 然而, 在该过程中橄榄石是否以及如何发生成分上的改变却鲜有研究. 本文对斯里兰卡典型钙质碳酸岩中具反应边结构的橄榄石进行了详细的矿物学和地球化学分析. 橄榄石颗粒的裂隙和边缘均发育了蛇纹石化, 其反应边自内向外依次为蛇纹石、透闪石和透辉石带. 内部蛇纹石带以蛇纹石为主, 含少量磁铁矿; 幔部透闪石带以透闪石和白云石共生为主, 可见少量蛇纹石和透辉石; 外部透辉石带呈海绵边结构, 常包裹橄榄石、蛇纹石、透闪石和白云石, 与碳酸岩中的粒间透辉石特征一致. 橄榄石颗粒的剖面成分分析显示, 从核到边FeO含量降低及MgO含量和Fo值升高, 蛇纹石则继承了橄榄石的成分. 面扫元素分布图指示Si和Mg在蛇纹石带中具有向外扩散的趋势, 碳酸盐熔体中Ca的加入促进了透闪石的形成, 而透闪石与碳酸盐熔体的进一步反应生成了贫Si、贫Mg、富Ca的透辉石. 这些特征表明, 在与碳酸盐熔体反应过程中橄榄石先后发生蛇纹石化和透闪石化, 最后转变为透辉石. 这些透辉石成分极其贫Na和Al而富Ca, 与斜方辉石和碳酸盐或硅酸盐熔体反应形成的单斜辉石在成分上有明显区别. 这一反应机制可能具有普遍意义, 为异剥橄榄岩和单斜辉石岩的成因机制提供了新的解释.

关键词 橄榄石, 碳酸岩, 透辉石, 透闪石, 熔体-矿物相互作用

1 引言

碳酸盐熔体为二氧化硅不饱和熔体, 在上升和就位过程中易与硅酸盐岩石发生反应. 碳酸盐熔体因富挥发分而具有低黏度和高渗透性的特征(Treiman和Schedl, 1983; Hammouda和Laporte, 2000), 与地幔橄榄

中文引用格式: 王静, 苏本勋, Malaviarachchi S P K, Sakyi P A, Dharmapriya P L. 2023. 橄榄石-碳酸盐熔体相互作用生成透辉石的反应机制与意义. 中国科学: 地球科学, 53(10): 2370–2377, doi: 10.1360/N072022-0346
英文引用格式: Wang J, Su B X, Malaviarachchi S P K, Sakyi P A, Dharmapriya P L. 2023. Transformation of olivine to diopside via interaction with carbonatite melts. Science China Earth Sciences, 66(10): 2332–2339, https://doi.org/10.1007/s11430-022-1135-7

© 2023 《中国科学》杂志社

岩常发生较为充分的相互作用. 橄榄岩中富Si的斜方辉石优先与碳酸盐熔体发生反应, 生成单斜辉石和橄榄石, 进而导致方辉橄榄岩向二辉橄榄岩和异剥橄榄岩的转变(Yaxley等, 1998; Neumann等, 2002). 前人已对天然橄榄岩样品(Coltorti等, 1999; Su等, 2010)和实验岩石学(Sokol等, 2016; Gervasoni等, 2017; Sharygin等, 2018)中斜方辉石-碳酸盐熔体交代的反应特征进行了较为全面的研究. 在碳酸盐熔体交代过程中, 除了斜方辉石向单斜辉石转变, 还同时伴有金云母、磷灰石和其他碳酸盐矿物的形成以及矿物和岩石的轻稀土显著富集(Yaxley等, 1991, 1998). 因此, 反应产物单斜辉石的组成被广泛用以指示碳酸盐交代作用(例如, Coltorti等, 1999). 地幔橄榄岩的碳酸盐交代作用通常为隐性交代, 仅导致橄榄石主量元素轻微变化和少量微量元素及一些同位素的显著改变(例如, Mg#(100×Mg/(Mg+Fe))和Ca含量升高, Hauri等(1993); Li同位素变轻, Su等(2014a, 2014b)). 然而, 关于橄榄石-碳酸盐熔体相互作用的机制研究较少, 无论实验岩石学还是天然样品中, 橄榄石是否以及如何向单斜辉石转变尚不明确.

斯里兰卡Eppawala碳酸岩是世界上含橄榄石的典型碳酸岩之一. 这些碳酸岩中橄榄石的Fo值为87.9~91.0, Ni含量极低(低于电子探针检测限)(Pitawala和Lottermoser, 2012; Wang等, 2021; Su等, 2022). 橄榄石常以粒间颗粒或聚合体的形式产出(图1a、1b), 多发育反应边(图1b~1d). 在正交偏光显微镜下, 橄榄石显示矿物环带特征, 其反应边的多相矿物与碳酸岩中的主要组成矿物明显不同. 这一反应现象是研究橄榄石和碳酸盐熔体相互作用的理想样品.

2　地质背景和样品描述

斯里兰卡Eppawala碳酸岩出露于北纬8°6′00″~8°9′30″、东经80°24′30″~80°27′30″, 主要赋存于Wanni 750~550Ma的片麻岩(正片麻岩、角闪黑云母片麻岩和紫苏花岗质片麻岩)和大理岩中(Cooray, 1994; Pitawala和Lottermoser, 2012). 数百个碳酸岩体分布在Eppawala村庄附近, 其成岩年龄为475Ma(Wang等, 2021), 是斯里兰卡迄今为止报道的最年轻的岩浆岩. 这些岩体岩浆特征保存完好, 未发生后期变形或变质作用. 它们主要由方解石、白云石和磷灰石组成, 并含有多

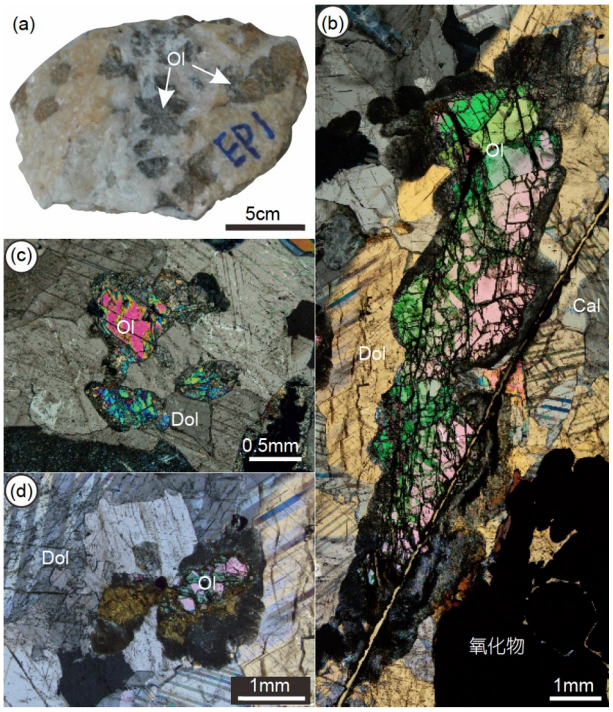


图 1　斯里兰卡Eppawala碳酸岩岩相学特征

(a) 碳酸岩手标本; (b)~(d) 橄榄石的产出及反应特征. Ol, 橄榄石; Cal, 方解石; Dol, 白云石

种副矿物, 包括硅酸盐矿物(橄榄石、单斜辉石、斜方辉石、黑云母和榍石)、氧化物(磁铁矿、金红石和尖晶石)、萤石、黄铁矿、硫酸盐(重晶石和天青石)和磷酸盐(独居石)(Pitawala等, 2003; Pitawala和Lottermoser, 2012; Wang等, 2021), 矿物组成上与全球其他地区的碳酸岩相似. 化学组成上, Eppawala碳酸岩的CaO含量高达46wt%, MgO含量为4~9wt%, 为钙质碳酸岩; 其轻稀土元素显著富集而亏损高场强元素(Manthilake等, 2008).

Eppawala碳酸岩中的橄榄石颗粒0.5~10mm不等, 裂隙发育(图1b~1d). 前人研究认为橄榄石颗粒是碳酸盐熔体中早期结晶形成的堆晶相(Pitawala和Lottermoser, 2012). 大多数橄榄石颗粒具有反应边结构(图2a), 仅少数橄榄石颗粒未发生反应并与周围的碳酸盐矿物显示出清晰的边界(图2b). 橄榄石反应边的发育程度因颗粒而异(图2c~2f). 典型的反应边从内到外由三个带组成, 即蛇纹石、透闪石和透辉石带(图2c), 前两个带在部分颗粒中并未发育(图2e、2f). 反应边结构保留了母体橄榄石的轮廓, 并展示出特征的矿物组成.

内部蛇纹石带在橄榄石边缘密集发育, 偶尔延伸

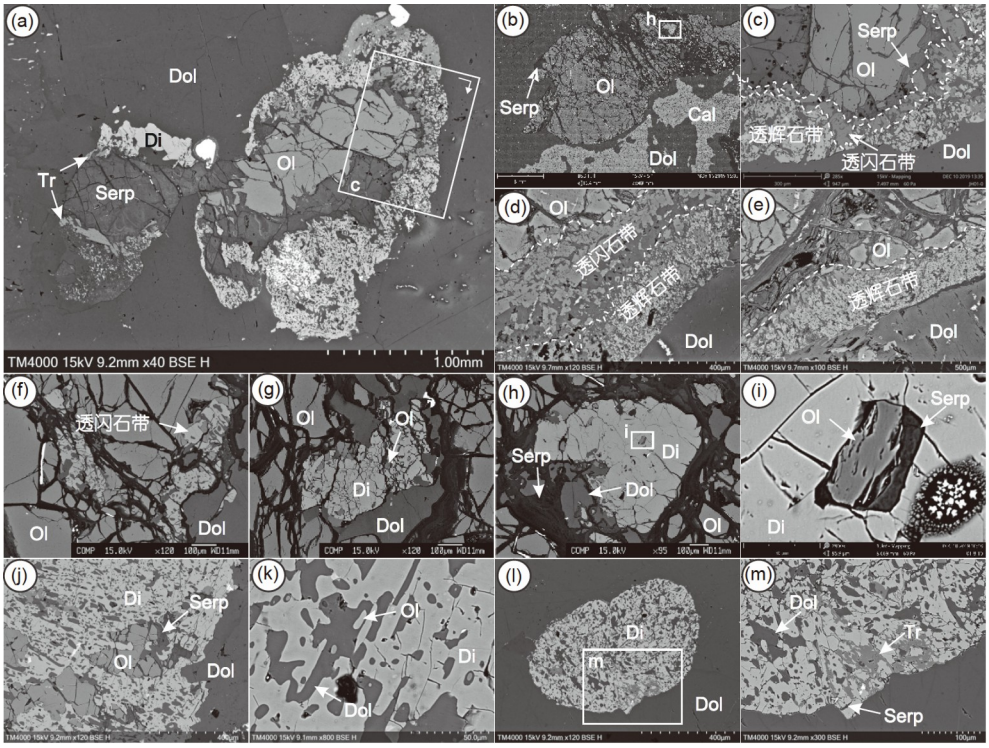


图 2　Eppawala碳酸岩中橄榄石的背散射图

(a) 被反应边包裹的橄榄石; (b) 无反应边橄榄石与碳酸盐接触边界截然; (c) 典型橄榄石反应边, 由内向外依次为蛇纹石、透闪石和透辉石带; (d) 透闪石带和透辉石带的产出特征; (e)、(f) 透辉石带与橄榄石直接接触; (g) 白云石-透辉石共生特征; (h) 蛇纹石、白云石和透辉石共生组合; (i) 透辉石中的橄榄石和蛇纹石残晶; (j)、(k) 透辉石带中的橄榄石和白云石包裹体; (l)、(m) 具海绵边结构的粒间透辉石及透闪石和白云石包裹体. Ol, 橄榄石; Cal, 方解石; Dol, 白云石; Serp, 蛇纹石; Di, 透辉石; Tr, 透闪石

到橄榄石内部的裂隙中(图2a~2c). 其矿物组合以蛇纹石和微米级磁铁矿为主, 可见少量白云石和橄榄石残晶(图2a、2c), 表明碳酸盐熔体的渗透作用以及与橄榄石之间的不完全反应. 幔部透闪石带由透闪石和白云石组成, 透闪石晶体多自形(图2c), 白云石和少量蛇纹石呈他形产出在透闪石颗粒之间或以包裹体的形式出现在透闪石中(图2c、2d). 外部透辉石带中的透辉石一般呈海绵边结构, 常包裹透闪石、白云石或与其交互共生(图2d~2f), 偶见橄榄石和蛇纹石包裹体(图2g~2k). 碳酸岩中的粒间透辉石中也存在类似的结构和矿物包裹体(图2l、2m), 表明Eppawala碳酸岩中不同产状透辉石的成因相似.

3　分析方法和实验结果

样品的背散射电子图像(BSE)和面扫元素分布图在中国科学院地质与地球物理研究所矿物微区结构与成分分析实验室进行, 使用的仪器是配备能量色散光谱仪的FEI Nova Nano450扫描电镜和配备Bruker Quantax 75能量色散光谱仪的Model TM4000Plus II扫描电镜, 加速电压为15kV, 束流为3.0nA. 每张BSE图像采集时间约为1min, 对于区域扫描模式, 采集时间为25~60min. 薄片中的矿物由Witec alpha300R双聚焦拉曼显微镜识别, 光谱由532nm半导体激光器辐射激发, 使用蔡司100×透镜NA=0.9, 聚焦到样品表面(直径360nm). 数据通过硅片校准至520.7cm^{-1}. 蛇纹石相鉴定参考Rinaudo等(2003)和Auzende等(2004)报道的拉曼光谱. 矿物主量元素在中国科学院地质与地球物理研究所的电子探针实验室测定, 仪器型号为JEOL JXA8100, 加速电压为15kV, 束流为10nA, 束斑为1μm, 积分时间10~30s. 所有分析元素的不确定度小于1~2%. 使用的标准样品为天然和合成矿物, 校正基于ZAF程序. 橄榄石、蛇纹石、透闪石、透辉石和白云石代表性电子探针成分见网络版附表S1~S4(http://earthcn.scichina.com).

总体来看，Eppawala碳酸岩中橄榄石的Fo值为87.9~91.0，CaO含量<0.093wt%，NiO含量<0.07wt%，与Manthilake等(2008)和Pitawala和Lottermoser(2012)报道的橄榄石成分一致. 无反应边结构的橄榄石颗粒从核到边FeO含量增加、Fo值降低(图3a、3c)，与岩浆中结晶的矿物成分环带一致(例如, Pearce, 1987; Su等, 2014b). 与之相反, 具反应边结构的橄榄石颗粒边部相对核部显示贫FeO、高Fo值的特征(图3b、3d、3e). 橄榄石中反应边结构的发育与成分环带之间的这种相关性暗示，橄榄石与碳酸盐熔体的相互作用过程中可能

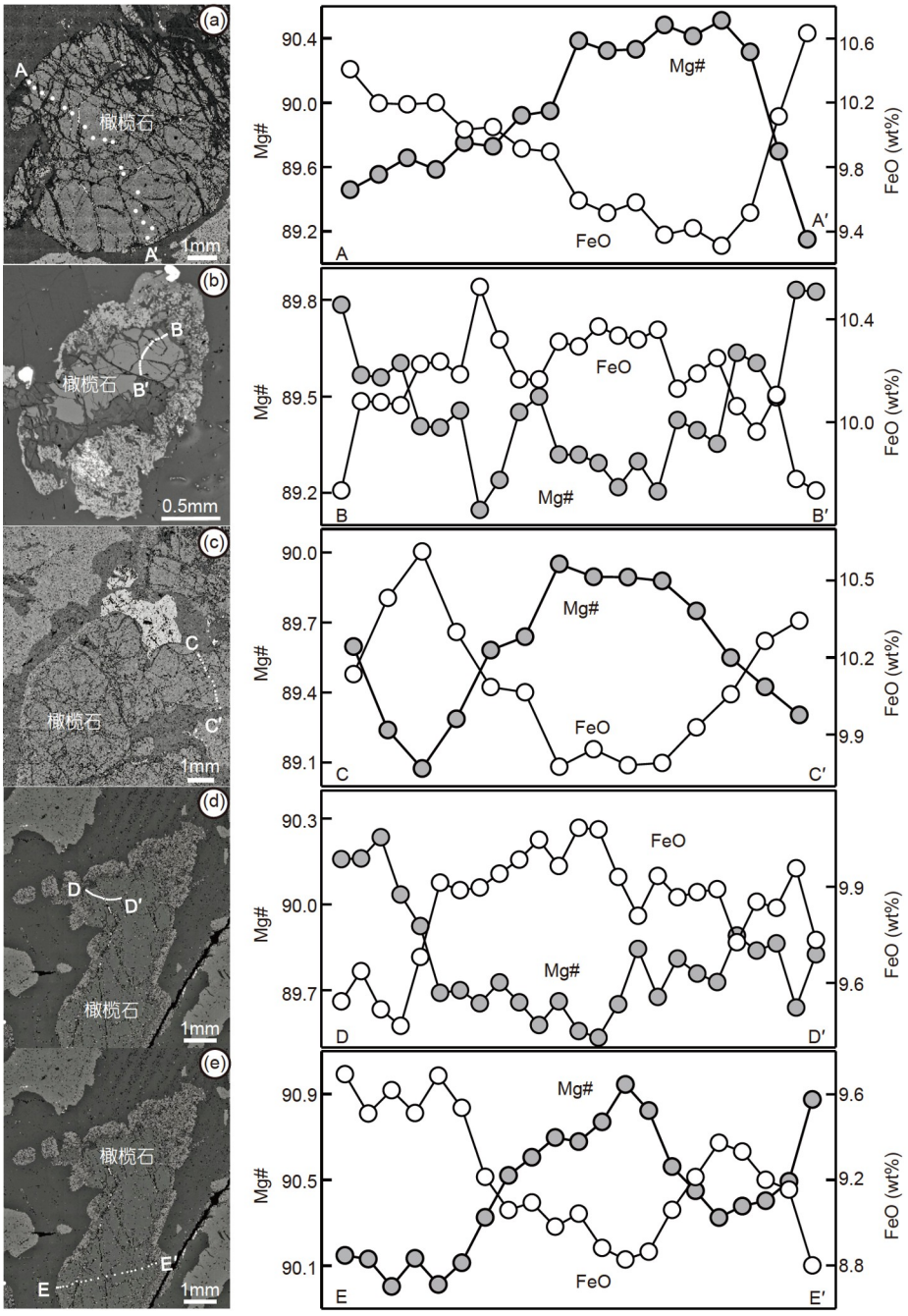


图 3　Eppawala碳酸岩中橄榄石颗粒主量元素剖面分析

(a)、(c) 无反应边的橄榄石; (b)、(d)、(e) 反应边发育的橄榄石

使橄榄石的Fo值表现出明显升高，但其CaO含量无显著变化(附表S1).

内部蛇纹石带主要由叶蛇纹石组成(图4)，其SiO_2(43.1~51.9wt%)、MgO(25.9~32.9wt%)、FeO(4.47~10.1wt%)和NiO(<0.06wt%)含量变化较大，Mg#为82.4~92.9(附表S1)，在成分上与橄榄石具有亲缘性. 相对于橄榄石，蛇纹石具有较高的CaO(0.05~0.69wt%)、Al_2O_3(<0.26wt%)和Na_2O(0.07~0.41wt%)含量, 加之白云石的出现, 可能反映了碳酸盐熔体组分的加入. 剖面分析和元素分布图指示, 与幔部透闪石带接触的区域中, 蛇纹石的Mg和Si显著富集(图5).

相对于内部带中的叶蛇纹石，幔部透闪石带中的透闪石颗粒具有较高的Mg#(95.1~96.9)、SiO_2(57.0~58.6wt%)和CaO(13.0~13.8wt%)，以及较低的FeO(1.33~2.11wt%)和MgO(22.2~23.8wt%)(附表S2), 表明透闪石的形成过程中有碳酸盐熔体的持续加入. 相对于幔部带中的透闪石，外部带中透辉石颗粒的SiO_2和MgO含量显著降低，与碳酸岩交代的橄榄岩中的单斜辉石一致(Neumann等，2002；Su等，2014a；Deng等，2017) (图6)，但CaO、FeO、Al_2O_3和Na_2O含量却明显不同(图6、7a~7c, 附表S3).

另外，反应边中的白云石相对Eppawala碳酸岩中的粒间白云石具有更高的MgO、CaO和SiO_2，以及更低的MnO含量(图7d、7e; 附表S4), 除了碳酸盐熔体和反应形成的混合熔体的成分差异外，还可能反映了矿物间元素分配系数的差异.

4 橄榄石-碳酸盐熔体相互作用的反应机制及意义

上述Eppawala碳酸岩中橄榄石及其反应边的岩相学和化学组分特征表明，橄榄石颗粒与碳酸盐熔体发生了相互作用，不仅有化学成分的改造，还伴随着溶解和沉淀作用. 碳酸盐熔体早期结晶生成的橄榄石的特征(Pitawala和Lottermoser，2012)及Eppawala碳酸岩的壳源属性(Wang等，2021；Su等，2022；苏本勋等，2022)表明橄榄石-碳酸盐熔体相互作用发生在地壳深度. 由于碳酸盐熔体相对橄榄石具有更高Mg/Fe比值, 反应过程中橄榄石颗粒边部Fo值升高(图3b、3d、3e), 与碳酸盐交代地幔橄榄岩中橄榄石的变化趋势一致(例如, Su等, 2014b). 然而与碳酸盐交代橄榄岩中橄

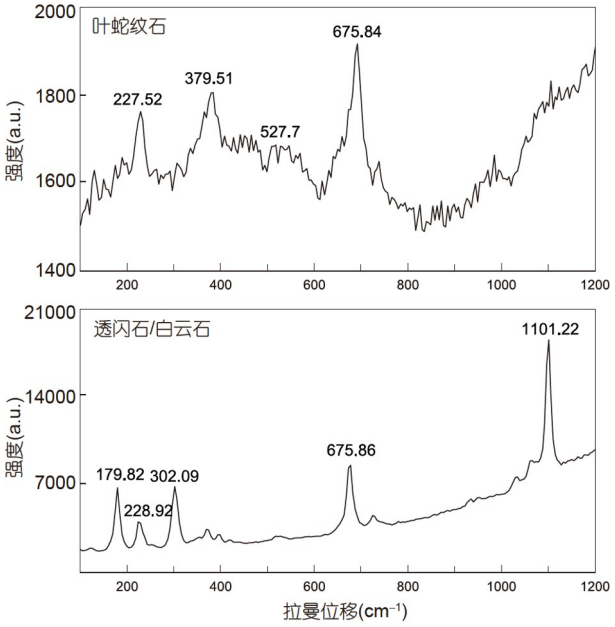


图 4　叶蛇纹石以及透闪石-白云石微粒混合物的拉曼光谱

榄石的CaO含量变化不一致的是，Eppawala碳酸岩中橄榄石的CaO含量低且无明显变化(附表S1；Hauri等，1993；Manthilake等，2008；Pitawala和Lottermoser，2012)，可能是由于本次研究样品与文献报道的地幔橄榄岩具有不同的压力条件. 另一种解释可能是由于Ca在碳酸盐熔体中具有更高的溶解度，导致橄榄石-碳酸盐熔体相互作用过程中Ca不进入橄榄石. 另外，由于结晶橄榄石的碳酸盐熔体本身就具有Ni亏损的特征，这里橄榄石的低Ni特征(Pitawala和Lottermoser，2012；Wang等，2021)不能用于指示碳酸盐熔体的交代作用.

在与碳酸盐熔体反应过程中，橄榄石向单斜辉石转变的第一步为蛇纹石化：橄榄石+碳酸盐熔体→蛇纹石+磁铁矿+混合熔体.

由于碳酸盐熔体富含挥发分且水含量极高(Keppler, 2003), 因此侵入的碳酸盐熔体沿着橄榄石颗粒中的裂隙引起蛇纹石化(图2a~2c). 反应边的面扫元素分布图指示蛇纹石带中的Mg和Si明显呈向外迁移趋势(图5). 蛇纹石富Mg、富Si的成分特征使其与碳酸盐熔体反应更加充分，因此会被消耗从而导致部分反应带无蛇纹石出现(图2d~2f). 蛇纹石溶解产生的局部混合熔体可能继承了蛇纹石的水含量，比碳酸盐熔体更富水. 从而进一步反应生成具高Mg#(高达96.9)和SiO_2含

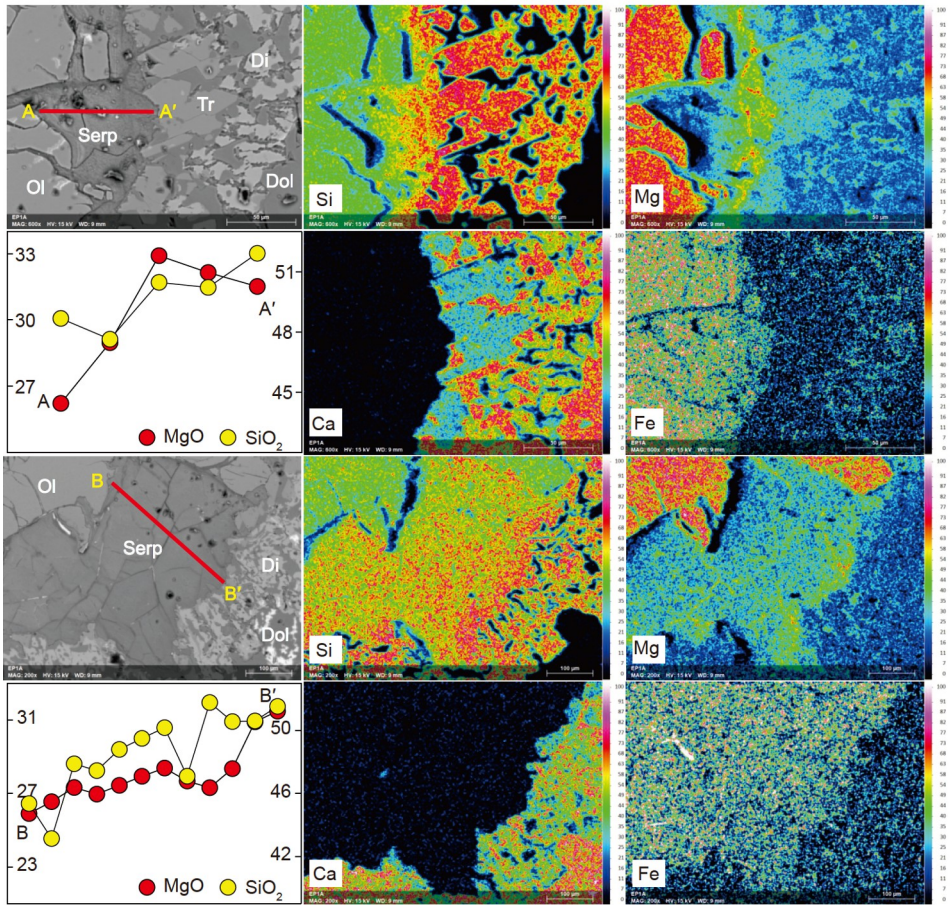


图 5　橄榄石反应边的主量元素面扫分布图及剖面成分变化

Ol, 橄榄石; Dol, 白云石; Serp, 蛇纹石; Di, 透辉石; Tr, 透闪石

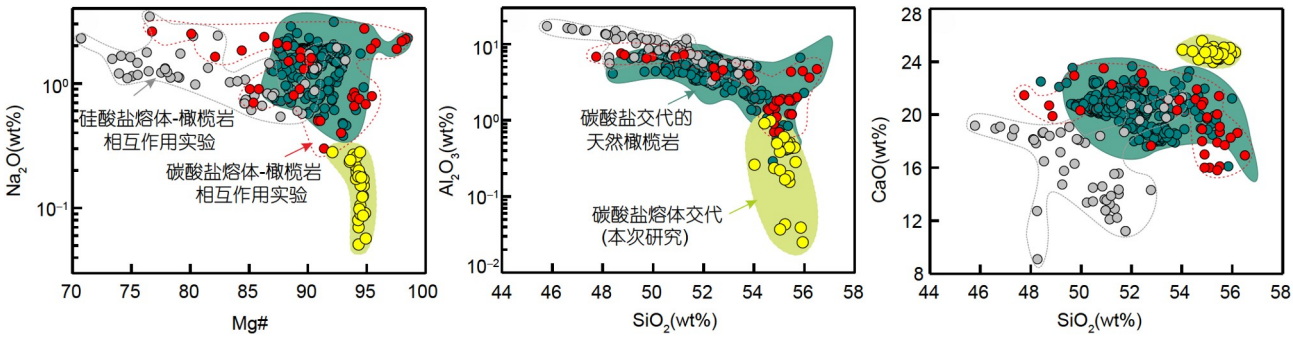


图 6　Eppawala碳酸岩中单斜辉石与文献中交代成因单斜辉石的成分对比

硅酸盐熔体-橄榄岩相互作用实验数据引自Yaxley等(1998)、王超等(2010)和Gervasoni等(2017), 碳酸盐熔体-橄榄岩相互作用实验数据引自Klemme等(1995)、Sokol等(2016)、Gervasoni等(2017)和Sharygin等(2018), 天然碳酸盐交代橄榄岩数据引自Hauri等(1993)、Yaxley等(1998)、Coltorti等(1999)、Gorring和Kay(2000)、Neumann等(2002)、Su等(2014a)及Deng等(2017)

量(高达58.6wt%)的含水矿物透闪石(附表S2), 该过程可用以下反应进行表示: 蛇纹石+碳酸盐熔体→透闪石+熔体.

随着反应的进行, 透闪石向名义上不含水矿物透辉石转变, 透闪石中的水在此过程中被碳酸盐熔体吸收, 该过程可表示为: 透闪石+碳酸盐熔体→透辉石

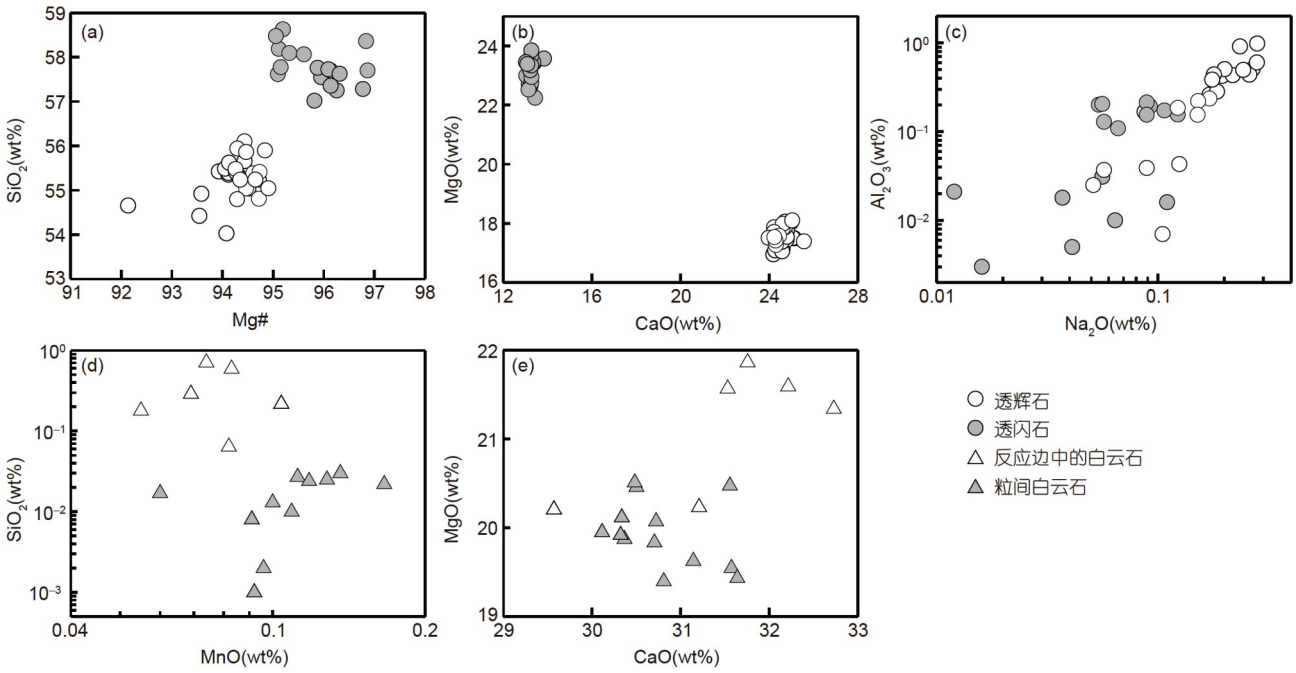


图 7　Eppawala碳酸岩中透辉石、透闪石和白云石的主量元素相关性图解

+熔体.

值得注意的是, 在整个反应过程中水很容易迁移进熔体, 这与碳酸盐熔体中的高水溶性一致(Keppler, 2003; Sokol等, 2013). 透辉石相对透闪石具更高的CaO含量(图7b), 进一步表明碳酸盐熔体中Ca的贡献, 反应残留的熔体更富Mg. 这也与反应带内和反应边以白云石为主而非方解石一致(图2a~2f、2l、2m), 同时也可以用来解释反应带内和反应边周围白云石与Eppawala碳酸岩中粒间白云石的成分差异(图7d、7e).

由此可见, 橄榄石-碳酸盐熔体相互作用过程中, 依次通过蛇纹石化、透闪石化将橄榄石转变为透辉石. 反应最终生成的透辉石(例如, 贫Na、Al, 富Ca)与地幔橄榄岩交代作用过程中由斜方辉石转变而成的单斜辉石在成分上具有明显差异(图6及其中参考文献). 因此, 反应生成的单斜辉石成分在很大程度上取决于反应矿物(橄榄石或斜方辉石)和反应熔体(碳酸盐或硅酸盐). 由于元素的分配系数与温度和压力密切相关(Su等, 2022), 反应发生的深度(地壳或地幔)也可能是重要的影响因素. 此外, 已有研究认为异剥橄榄岩化的交代介质为碳酸质熔体或流体, 进而形成高Mg异剥橄榄岩(例如, Yaxley等, 1998; Coltorti等, 1999; Kogarko等, 2001; Scott等, 2014). 本次研究为地幔橄榄岩中交代成因的角闪石和单斜辉石提供了另一种机制, 即橄榄石-碳酸盐熔体相互作用, 同时一些地幔异剥橄榄岩和单斜辉石岩可能形成于地幔橄榄岩(包括纯橄岩)-碳酸盐熔体的深度反应.

致谢　感谢两位匿名审稿人提出的宝贵意见.

参考文献

苏本勋, 王静, 李晓春, 朱明帅. 2022. 壳源碳酸岩特征、成因及意义. 岩石学报, 38: 3747–3759

王超, 金振民, 高山, 章军锋, 郑曙. 2010. 华北克拉通岩石圈破坏的榴辉岩熔体-橄榄岩反应机制: 实验约束. 中国科学: 地球科学, 40: 541–555

Auzende A L, Daniel I, Reynard B, Lemaire C, Guyot F. 2004. High-pressure behaviour of serpentine minerals: A Raman spectroscopic study. Phys Chem Miner, 31: 269–277

Coltorti M, Bonadiman C, Hinton R W, Siena F, Upton B G J. 1999. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: Evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. J Petrol, 40: 133–165

Cooray P G. 1994. The precambrian of Sri Lanka: A historical review. Precambrian Res, 66: 3–18

Deng L X, Liu Y S, Zong K Q, Zhu L Y, Xu R, Hu Z C, Gao S. 2017. Trace element and Sr isotope records of multi-episode carbonatite

metasomatism on the eastern margin of the North China Craton. Geochem Geophys Geosyst, 18: 220–237

Gervasoni F, Klemme S, Rohrbach A, Grützner T, Berndt J. 2017. Experimental constraints on mantle metasomatism caused by silicate and carbonate melts. Lithos, 282-283: 173–186

Gorring M L, Kay S M. 2000. Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: Implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. Contrib Mineral Petrol, 140: 55–72

Hammouda T, Laporte D. 2000. Ultrafast mantle impregnation by carbonatite melts. Geology, 28: 283–285

Hauri E H, Shimizu N, Dieu J J, Hart S R. 1993. Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. Nature, 365: 221–227

Keppler H. 2003. Water solubility in carbonatite melts. Am Miner, 88: 1822–1824

Klemme S, van der Laan S R, Foley S F, Günther D. 1995. Experimentally determined trace and minor element partitioning between clinopyroxene and carbonatite melt under upper mantle conditions. Earth Planet Sci Lett, 133: 439–448

Kogarko L N, Kurat G, Ntaflos T. 2001. Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil. Contrib Mineral Petrol, 140: 577–587

Manthilake M A G M, Sawada Y, Sakai S. 2008. Genesis and evolution of Eppawala carbonatites, Sri Lanka. J Asian Earth Sci, 32: 66–75

Neumann E R, Wulff P E, Pearson N J, Spencer E A. 2002. Mantle xenoliths from Tenerife (Canary Islands): Evidence for reactions between mantle peridotites and silicic carbonatite melts inducing Ca metasomatism. J Petrol, 43: 825–857

Pearce T H. 1987. The theory of zoning patterns in magmatic minerals using olivine as an example. Contr Mineral Petrol, 97: 451–459

Pitawala A, Lottermoser B G. 2012. Petrogenesis of the Eppawala carbonatites, Sri Lanka: A cathodoluminescence and electron microprobe study. Miner Petrol, 105: 57–70

Pitawala A, Schidlowski M, Dahanayake K, Hofmeister W. 2003. Geochemical and petrological characteristics of Eppawala phosphate deposits, Sri Lanka. Miner Depos, 38: 505–515

Rinaudo C, Gastaldi D, Belluso E. 2003. Characterization of chrysotile, antigorite and lizardite by FT-Raman spectroscopy. Canadian Miner, 41: 883–890

Scott J M, Hodgkinson A, Palin J M, Waight T E, Van der Meer Q H A, Cooper A F. 2014. Ancient melt depletion overprinted by young carbonatitic metasomatism in the New Zealand lithospheric mantle. Contrib Mineral Petrol, 167: 1–7

Sharygin I S, Shatskiy A, Litasov K D, Golovin A V, Ohtani E, Pokhilenko N P. 2018. Interaction of peridotite with Ca-rich carbonatite melt at 3.1 and 6.5 GPa: Implication for merwinite formation in upper mantle, and for the metasomatic origin of sublithospheric diamonds with Ca-rich suite of inclusions. Contrib Mineral Petrol, 173: 22

Sokol A G, Kruk A N, Chebotarev D A, Palyanov Y N. 2016. Carbonatite melt-peridotite interaction at 5.5–7.0 GPa: Implications for metasomatism in lithospheric mantle. Lithos, 248-251: 66–79

Sokol A G, Kupriyanov I N, Palyanov Y N. 2013. Partitioning of H_2O between olivine and carbonate-silicate melts at 6.3 GPa and 1400°C: Implications for kimberlite formation. Earth Planet Sci Lett, 383: 58–67

Su B X, Wang J, Cui M M, Wu Y, Pang K N, Malaviarachchi S P K, Dharmapriya P L. 2022. Element partitioning and Li-O isotope fractionation between silicate minerals and crustal-derived carbonatites and their implications. J Geophys Res Solid Earth, 127: e2022JB024563

Su B X, Zhang H F, Deloule E, Vigier N, Hu Y, Tang Y J, Xiao Y, Sakyi P A. 2014a. Distinguishing silicate and carbonatite mantle metasomatism by using lithium and its isotopes. Chem Geol, 381: 67–77

Su B X, Zhang H F, Deloule E, Vigier N, Sakyi P A. 2014b. Lithium elemental and isotopic variations in rock-melt interaction. Geochemistry, 74: 705–713

Su B X, Zhang H F, Sakyi P A, Ying J F, Tang Y J, Yang Y H, Qin K Z, Xiao Y, Zhao X M. 2010. Compositionally stratified lithosphere and carbonatite metasomatism recorded in mantle xenoliths from the Western Qinling (Central China). Lithos, 116: 111–128

Treiman A H, Schedl A. 1983. Properties of carbonatite magma and processes in carbonatite magma chambers. J Geol, 91: 437–447

Wang J, Su B X, Chen C, Ferrero S, Malaviarachchi S P K, Sakyi P A, Yang Y H, Dharmapriya P L. 2021. Crustal Derivation of the ca. 475 Ma Eppawala Carbonatites in Sri Lanka. J Petrol, 62: egab075

Yaxley G M, Green D H, Kamenetsky V. 1998. Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere. J Petrol, 39: 1917–1930

Yaxley G M, Crawford A J, Green D H. 1991. Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. Earth Planet Sci Lett, 107: 305–317

(责任编委: 郑建平)