

华北中生代玄武岩中地幔橄榄石捕虏晶：对岩石圈地幔置换过程的启示

张宏福 英基丰 徐平 马玉光

(中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈构造演化开放研究实验室, 北京 100029. E-mail: hfzhang@mail.igcas.ac.cn)

摘要 山东方城玄武岩(125 Ma)中发现罕见的具有明显环带结构的橄榄石。橄榄石中心部分的组成($Mg\# = 87.2 \sim 90.7$)类似于华北新生代玄武岩携带的橄榄岩捕虏体中橄榄石的组成, 其边缘部分($Mg\# = 76.8 \sim 83.9$)接近于玄武岩中斑晶橄榄石的组成($75.7 \sim 79.0$)。橄榄石的这种化学成分特征及其浑圆的晶体形态和较小的颗粒($300 \sim 800 \mu m$)皆说明这些橄榄石是地幔矿物捕虏晶, 即地幔橄榄岩的解体矿物。其中心部分能够代表地幔橄榄岩的组成。橄榄石的环带结构是橄榄石捕虏晶与寄主玄武岩快速反应造成的。这种橄榄石与玄武质岩浆的相互反应可能在华北中生代岩石圈地幔中普遍存在, 即为岩石圈地幔置换作用的重要方式。从而使古生代主量元素亏损的高镁橄榄岩转变为中生代晚期的主量元素饱满同位素富集的低镁橄榄岩, 造成古老岩石圈地幔的消失。

关键词 华北 中生代 玄武岩 地幔捕虏晶 岩石圈地幔

地幔矿物捕虏晶(如橄榄石)是古老克拉通地区产出的金伯利岩中的常见矿物^[1~3]。然而, 这些矿物捕虏晶在同样是地幔来源的玄武岩中却很少出现, 尤其是我国华北克拉通内部中新世代玄武岩中尚未见明确报道^[4~11], 尽管这些玄武岩中含有众多的地幔橄榄岩捕虏体。我们在对华北中生代玄武岩的研究中, 在山东方城橄榄拉斑玄武岩^[12]中发现存在地幔橄榄石捕虏晶。本文旨在报道这些橄榄石捕虏晶的矿物学特征及其形成过程, 并讨论该区中生代岩石圈地幔特征、形成过程和它们提供的启示。

1 地质背景及岩石特征

方城玄武岩分布在山东省费县县城以东的方城地区, 即中生代沉积断陷盆地中, 距郯庐断裂带以西约 70 km。该区玄武岩属中生代青山组火山岩的一部分, 其形成时代为 125 Ma^[12]。玄武岩为暗绿色, 斑状结构和块状构造。根据岩石化学成分可以划分为碱性玄武岩和橄榄拉斑玄武岩。玄武岩详细的岩石学和地球化学特征已报道^[12]。方城玄武岩中含有一定量的尖晶石相超镁铁岩捕虏体, 大小多在 1~8 cm 之间, 主要为单斜辉石, 含少量橄榄石、尖晶石和斜长石, 即为橄榄单斜辉石岩。

橄榄石捕虏晶出现在橄榄拉斑玄武岩中(图 1), 含量很少, 约 1%, 故不易发现。橄榄石捕虏晶多呈浑圆状, 少数具熔蚀港湾(图 1), 颗粒小($< 1 \text{ mm}$), 一

般多在 $300 \sim 800 \mu m$ 。橄榄石捕虏晶皆具有明显的成分环带(见分析结果), 在背散射电子像图上表现为中心部分颜色深(富镁), 边缘部分颜色浅(富铁), 中心和边缘部分的宽度因颗粒而异。橄榄石斑晶多为半自形, 含量较高(约占 5%), 颗粒较粗(多在 $1 \sim 2 \text{ mm}$ 之间), 无明显环带结构。基质中的橄榄石为它形晶, 颗粒细小, 多小于 $200 \mu m$ 。

2 分析方法与结果

玄武岩制成标准的探针片, 橄榄石的主量元素含量在镀碳薄片上利用电子探针在中国科学院地质与地球物理研究所的 Cameca SX50 仪器上直接测定的。测试电压为 15 kV, 电流 20 nA。测试结果见表 1。

橄榄石捕虏晶具有明显的化学成分环带(表 1 和图 2)。中心部分具有较高的 MgO , NiO , Cr_2O_3 , SiO_2 含量和相应较低的 FeO , MnO 含量(表 1)。其 $Mg\#(87.2 \sim 90.7)$ 类似于山东山旺和栖霞新生代玄武岩所携带的橄榄岩捕虏体中橄榄石和河南鹤壁新生代玄武岩所携带的低 $Mg\#$ 橄榄岩捕虏体中橄榄石(图 2)。橄榄石捕虏晶从中心到边缘 MgO , NiO , Cr_2O_3 和 SiO_2 含量降低, 而 FeO 和 MnO 含量升高。其中间部分的 $Mg\#$ 落入方城玄武岩携带的橄榄单斜辉石岩捕虏体中橄榄石的组成范围内。捕虏晶橄榄石边缘部分具有较宽的组成变化范围($Mg\# = 76.8 \sim 83.9$), 其中部分橄榄石具有很低的 $Mg\#$, 接近于橄榄石斑晶的

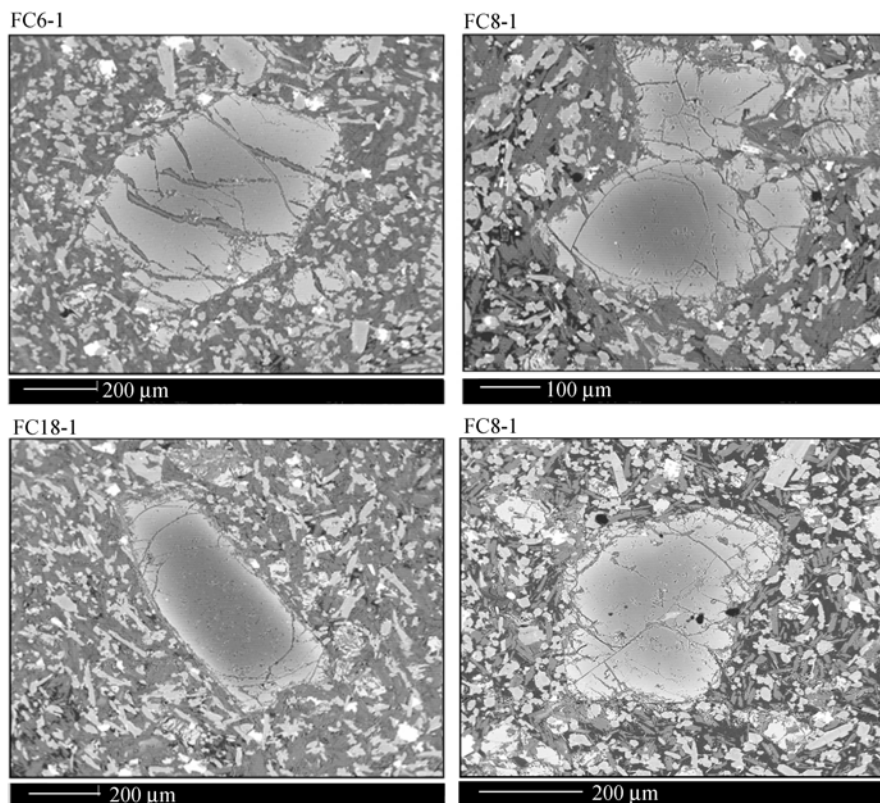


图 1 橄榄石捕虏晶的背散射电子像

Mg#. 橄榄石斑晶不具明显化学成分环带(表 1), 其中心到边缘的 Mg#变化不超过 2%. 橄榄石斑晶的 Mg#低, 皆 < 80(75.7~79.0), MnO 含量较高(0.22~0.40)(表 1 和图 2). 基质中的橄榄石具有很低的 Mg#, 多在 72~73 之间, 个别甚至低至 68.8, MnO 含量很高(0.50~0.71).

3 讨论

3.1 具环带结构的橄榄石是捕虏晶或是斑晶?

具环带结构橄榄石中心部分的 Mg#接近于山东山旺和栖霞新生代玄武岩所携带橄榄岩捕虏体中的橄榄石和河南鹤壁新生代玄武岩所携带的低 Mg#橄榄岩捕虏体中橄榄石^[13](图 2), 而其边缘部分的 Mg#接近于玄武岩中基本无环带结构、颗粒较大、晶型较好的橄榄石斑晶, 这些特征皆说明这些具有环带结构的橄榄石是捕虏晶, 而不是玄武岩早期结晶的斑晶. 橄榄石捕虏晶中心部分的 Mg#明显高于方城玄武岩携带的橄榄单斜辉石岩捕虏体中的橄榄石(图 2)表明这些橄榄石捕虏晶不是地幔橄榄单斜辉石岩的解体矿物, 而应该是地幔橄榄岩的解体矿物. 因此, 这

些橄榄石捕虏晶能够提供中生代岩石圈地幔性质及其演化的一些信息.

3.2 橄榄石环带的形成过程

橄榄石具有如此明显的环带结构还是不多见的. 这些环带状结构可能是在地幔橄榄石被寄主玄武岩捕获后与玄武岩反应形成的. 当高温(≥ 1200)的玄武岩浆捕获橄榄石后, 由于橄榄石捕虏晶与寄主玄武岩化学组成的不平衡, 致使橄榄石捕虏晶受溶蚀并与岩浆发生反应, 这也可能是橄榄石捕虏晶颗粒相对较小的原因. 反应的结果使得橄榄石边缘部分逐渐与寄主玄武岩的化学成分趋于一致. 即边部的化学组成接近于从玄武岩浆中直接结晶出来的斑晶的组成. 这种矿物-岩浆反应可能是直接以固态扩散(即 Mg-Fe 交换)的形式进行的: $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ (镁橄榄石) + 熔体(原始岩浆) = $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ (贵橄榄石) + 熔体(演化岩浆).

当岩浆温度(和压力)降低到一定值时, 如喷出地表, 这种矿物-岩浆反应即扩散作用立即停止, 从而保存了这种不平衡的环带结构. 这说明橄榄石捕虏

表1 方城玄武岩中橄榄石的电子探针分析结果(%)

橄榄石颗粒			SiO ₂	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Mg#
捕虏晶	FC6-1	颗粒 1-中心	39.87	0.10	47.16	0.15	0.21	12.09	0.43	87.42
	FC6-1	颗粒 1-边缘	39.54	0.05	44.40	0.21	0.22	15.21	0.36	83.87
	FC6-1	颗粒 2-中心	40.21	0.12	48.07	0.11	0.12	10.77	0.60	88.83
	FC6-1	颗粒 2-中间	40.17	0.10	46.68	0.16	0.16	12.24	0.49	87.17
	FC6-1	颗粒 2-边缘	38.83	0.05	39.21	0.27	0.32	21.08	0.24	76.82
	FC8-1	颗粒 1-中心	40.30	0.09	48.39	0.15	0.11	10.71	0.26	88.95
	FC8-1	颗粒 1-边缘	37.90	0.02	40.52	0.27	0.36	20.80	0.12	77.63
	FC8-1	颗粒 2-中心	41.06	0.10	47.93	0.10	0.12	10.37	0.32	89.17
	FC8-1	颗粒 2-中间	39.56	0.07	42.07	0.11	0.35	17.56	0.28	81.02
	FC8-1	颗粒 2-边缘	39.64	0.03	40.77	0.16	0.37	18.86	0.18	79.39
	FC8-1	颗粒 3-中心	41.07	0.08	47.53	0.13	0.12	10.73	0.34	88.76
	FC8-1	颗粒 3-中间	39.45	0.04	42.93	0.15	0.21	16.99	0.24	81.83
	FC8-1	颗粒 3-边缘	38.97	0.05	40.62	0.15	0.30	19.69	0.22	78.61
	FC12-1	颗粒 1-中心	40.27	0.08	48.94	0.15	0.17	10.10	0.29	89.62
	FC18-1	颗粒 1-中心	40.88	0.11	49.27	0.11	0.10	9.04	0.50	90.66
	FC18-1	颗粒 1-边缘	39.66	0.30	44.07	0.17	0.22	15.35	0.23	83.65
斑晶	FC6-1	颗粒 1	38.75	0.03	41.13	0.13	0.22	19.46	0.28	79.03
	FC8-1	颗粒 1	38.70	0.02	39.74	0.15	0.38	20.77	0.23	77.32
	FC8-1	颗粒 2	38.27	0.01	38.76	0.23	0.40	22.09	0.23	75.77
	FC18-1	颗粒 1-中心	38.82	0.02	39.61	0.16	0.26	20.85	0.27	77.20
	FC18-1	颗粒 1-边缘	38.28	0.03	38.98	0.20	0.38	21.99	0.14	75.96
基质	FC6-1	颗粒 1	38.02	0.02	36.85	0.19	0.53	24.18	0.21	73.09
	FC6-1	颗粒 2	38.08	0.02	36.95	0.19	0.50	24.03	0.22	73.26
	FC8-1	颗粒 1	37.81	0.02	36.51	0.21	0.54	24.74	0.16	72.45
	FC18-1	颗粒 1	37.44	0.00	36.48	0.32	0.53	25.16	0.08	72.10
	FC18-1	颗粒 2	37.33	0.02	34.01	0.23	0.71	27.53	0.18	68.76

晶-岩浆反应终止于玄武岩基质矿物结晶之前, 这就是为什么橄榄石捕虏晶的边缘部分不具有类似于玄武岩基质橄榄石组成的原因。另外, 在如此高的温度下, Mg, Fe在橄榄石中的扩散速率很大, 故能保存如此完好的橄榄石的环带结构, 说明反应进行时间很短, 这从另一个侧面佐证了该区玄武岩上升速度很快, 即未发生显著的结晶分离作用和同化混染作用, 与从玄武岩本身地球化学得出的结论完全一致^[12]。要完好地保存橄榄石捕虏晶需要岩浆上升速度很快, 这可能就是橄榄石捕虏晶在玄武岩和基性侵入岩中很少见, 而多见于金伯利岩中的主要原因。

3.3 橄榄岩-熔体/岩浆的反应

橄榄岩与熔体/岩浆的反应在蛇绿岩套橄榄岩^[14~16]、造山带橄榄岩^[17]、超镁铁质侵入杂岩体^[18~20]、地幔橄榄岩捕虏体^[20,21]以及深海橄榄岩^[22]中广泛存

在, 并被许多实验岩石学研究所证实^[23~25]。在蛇绿岩套橄榄岩和造山带橄榄岩中, 这种反应常以消耗斜方辉石而生成橄榄石为主要特征, 同时可能伴随有单斜辉石岩脉的形成。这种反应模式很好地解释了部分蛇绿岩套^[14~16]和造山带^[17]中纯橄榄岩以及蛇绿岩中豆荚状(podiform)铬铁矿^[14~16]的形成。其反应方式可以表述为: 斜方辉石 + 熔体 1 = 橄榄石 + SiO₂(熔体 2) (+单斜辉石) ()。相反, 另一种橄榄岩与熔体/岩浆的反应: 橄榄石 + SiO₂(熔体 1) (+单斜辉石) = 斜方辉石(+熔体 2) (), 却在超镁铁质侵入杂岩体^[18~20]和地幔橄榄岩捕虏体^[20,21]中很常见, 该反应以消耗橄榄石(和单斜辉石)而生成斜方辉石为主要特征, 并用来解释部分地幔方辉橄榄岩和超镁铁质侵入杂岩体中方辉橄榄岩的成因。后一种反应方式可能在古老岩石圈地幔中广泛存在^[20,21,26,27]。Kelemen等人^[20]通过对全球各种来源地幔橄榄岩捕

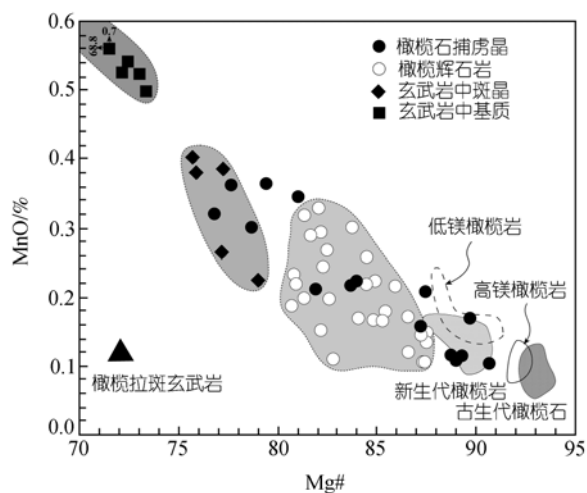


图 2 橄榄石的 Mg# 与 MnO 含量的关系

图中高镁橄榄岩和低镁橄榄岩代表河南鹤壁新生代玄武岩所携带的高 Mg# 和低 Mg# 橄榄岩捕虏体中橄榄石组成^[13]; 新生代橄榄岩和古生代橄榄石分别代表山东山旺和栖霞新生代玄武岩所携带的橄榄岩捕虏体中橄榄石组成以及山东蒙阴古生代金伯利岩携带的橄榄石捕虏晶的组成^[13]。拉斑玄武岩和橄榄辉石岩分别代表寄主玄武岩的平均化学组成^[12]和方城玄武岩携带的橄榄单斜辉石岩捕虏体中橄榄石组成(张宏福, 未发表数据)

捕体的矿物学和岩石学的详细研究, 发现许多地幔橄榄岩中含有太多的斜方辉石(富 SiO₂)和具有很高的 LREE/HREE 比值, 这些特征都与起源于原始地幔橄榄岩部分熔融形成的难熔残余的观点不相符, 从而提出这些方辉橄榄岩可能是地幔难熔残余形成之后再由地幔交代作用改造形成的。同时, 这些学者^[18~20]在对美国加利福尼亚北部环状超镁铁质侵入杂岩体(纯橄岩、方辉橄榄岩、二辉橄榄岩、斜长石二辉橄榄岩)的研究中提供了地质证据, 证实了这种交代方辉橄榄岩的存在。Zhang 等人^[21,27]在对南非地幔复合(Polymict)橄榄岩捕虏体的研究中发现交代作用形成的斜方辉石, 提供了岩石学证据证实了交代方辉橄榄岩的存在。而且, 交代形成的斜方辉石和原橄榄岩中的斜方辉石存在很大的化学组成上的不同^[21]。有趣的是上述两种反应(反应 1: 单斜辉石交代斜方辉石, 同时生成橄榄石; 反应 2: 斜方辉石交代单斜辉石, 同时消耗橄榄石)在同一块复合橄榄岩捕虏体中同时存在(见文献[27]中彩图)。矿物相的温压计算^[21]和反应过程中矿物相如橄榄石体积变化^[26]皆说明反应 1 趋向于发生在较浅部位, 而反应 2 发生于

较深部位, 这与反应的纯橄岩多出现在蛇绿岩^[14~16]、造山带橄榄岩^[17]和深海橄榄岩^[22], 而交代方辉橄榄岩常存在于超镁铁质侵入岩^[18~20]和地幔橄榄岩捕虏体^[20,21]的事实一致。Kelemen 等人^[26]进一步通过橄榄石中镍含量与橄榄岩中斜方辉石含量的正相关关系以及反应中橄榄石的体积变化和孔隙流体的特征等分析认为, 反应 1 即消耗辉石生成橄榄石不太可能在岩石圈地幔普遍存在, 而反应 2 即消耗橄榄石而生成辉石的反应在古老岩石圈地幔中很可能普遍存在, 即为岩石圈地幔橄榄岩-熔体反应的主要方式。

另一个重要的事实是, 不管是哪种反应方式, 橄榄岩和熔体反应的结果不仅使橄榄岩中不同矿物相的相对含量(橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、尖晶石/石榴石)发生变化, 而且必然导致矿物相组成的变化, 而后者没有引起研究者足够的重视。前已叙及, 反应前后斜方辉石的组成变化很明显^[21], 但橄榄岩中的最主要矿物橄榄石的组成的变化又如何? 南非复合橄榄岩捕虏体中橄榄石的组成存在非常大的变化¹⁾(大的变斑晶 Mg# = 92~95, 小的晶体 Mg# = 87~91)。因复合橄榄岩是地幔不同来源矿物岩石组成的构造混杂岩^[21,27], 加之橄榄石矿物环带又不存在, 故当时认为变斑晶为难熔橄榄石残留晶, 而小的低 Mg# 晶体为熔体结晶的产物。华北方城玄武岩中具有明显环带结构的橄榄石捕虏晶的发现为我们了解橄榄岩-熔体的反应导致橄榄岩中橄榄石组成的变化提供了天然样品。很显然, 反应的结果取决于加入的熔体的组成。因通常情况下, 熔体的组成比岩石圈地幔橄榄岩富 Si, Ca, Fe 和贫 Mg, Ni。反应的结果很可能导致橄榄岩向富 Si, Ca, Fe 和贫 Mg 方向演化, 即导致低 Mg 橄榄石的形成。这可能就是蛇绿岩套中纯橄岩比方辉橄榄岩中橄榄石的 Mg# 低的原因^[14~16]。

3.4 对岩石圈地幔性质及其演化的启示

华北(如蒙阴和复县)古生代金伯利岩中橄榄石捕虏晶具有很高的 Mg# (92~95, 图 2), 这与金伯利岩携带的橄榄岩捕虏体中橄榄石的组成完全一致^[3,13], 说明华北东部太古代克拉通之下的确存在主要元素高度亏损的岩石圈地幔, 即完全类似于全球其他太古代克拉通(如 KAAPVAAL, SIBERIA 克拉通)下岩石圈地幔组成^[28~30]。而且, 这种主量元素高度亏损的岩

1) Zhang H F. Petrology and geochemistry of on- and off-craton mantle rocks: Eastern China and southern Africa. Ph. D. Thesis, Royal Holloway, University of London, 1998. 183

石圈地幔至少保存至古生代末期。华北东部太古代克拉通陆核西缘河南鹤壁新生代玄武岩中高Mg#橄榄岩捕虏体的发现^[13]表明这种主要元素高度亏损的岩石圈地幔在某些地区至少残存至新生代。然而,这种高度亏损玄武质组分的地幔橄榄岩捕虏体在华北东部晚白垩纪玄武岩(辽宁阜新碱锅 100 Ma^[9,11],山东胶州大西庄 74 Ma^[10]和辉长-闪长岩(山东莱芜 125 Ma^[31],山东金岭 112~129 Ma^[32])中携带的少量橄榄岩捕虏体中并不存在。这些晚中生代玄武岩和基性侵入岩中携带的橄榄岩捕虏体中橄榄石的Mg#皆<92,绝大多数在88~91之间^[9~11,31,32]。这与该区中生代岩石圈地幔源玄武岩的地球化学反演得到的岩石圈地幔性质完全一致^[12]。现在的问题是,高度亏损的岩石圈地幔橄榄岩到底是如何丢失的?

具环带结构的橄榄石捕虏晶的形成过程可以对上述问题提供有意义的启示。前已叙及,这些具环带结构的橄榄石捕虏晶是地幔橄榄岩的解体产物。因此,其中心部分的组成可以代表当时(125 Ma)岩石圈地幔橄榄岩中橄榄石的组成(87~91)。这表明此时的岩石圈地幔已完全不同于古老的高度亏损主量元素的岩石圈地幔,与同时代的或稍晚的基性岩浆所携带的地幔橄榄岩捕虏体的性质相似^[9~11,31,32]。环带状橄榄石捕虏晶的形成过程(橄榄石与熔浆的反应)暗示这类化学反应(即反应)在该区岩石圈地幔中可能很普遍。反应的结果不仅使橄榄石与熔浆中富硅组分结合形成斜方辉石使斜方辉石含量增高,而且高镁橄榄石与熔浆中的富铁组分结合形成相对富铁橄榄石,从而使原来高镁橄榄岩转变为低镁橄榄岩。同时,残余的相对富Ca、Al的岩浆封闭于岩石圈地幔中结晶形成大量的单斜辉石岩脉。这可能就是中生代玄武岩中出现大量橄榄单斜辉石岩捕虏体的原因^[12]。因在岩石圈地幔的高温高压条件下,这种矿物-岩浆反应很容易达到化学平衡,从而形成组成均匀的矿物晶体,因此,在地幔橄榄岩捕虏体中尚未见到环带结构如此明显的橄榄石晶体。故我们认为地幔橄榄岩与熔浆的反应是岩石圈地幔性质转换的重要方式,其结果使得高度亏损的古生代岩石圈地幔直接转变为主量元素饱满的晚中生代岩石圈地幔(橄榄岩+辉石岩)。转换后的岩石圈地幔的微量元素和同位素组成取决于参与反应的熔浆的性质。中生代华北内部大量钙碱性火山岩即为来自于这种改造过的岩

石圈地幔的部分熔融。需要指出的是,造成高镁橄榄岩向低镁橄榄岩转换的熔体与形成方城的寄主玄武岩的母岩浆没有任何联系。

4 结论

山东方城玄武岩中出现的具有明显环带结构的橄榄石晶体为地幔橄榄岩的解体矿物。其中心部分的组成类似于华北新生代玄武岩携带的橄榄岩捕虏体中橄榄石的组成,而边缘部分接近于玄武岩中斑晶橄榄石的组成。橄榄石明显的环带结构是捕虏晶与寄主玄武岩快速反应造成的,即不平衡反应的产物。这种橄榄石与玄武质岩浆的相互作用被认为是岩石圈地幔置换作用的重要方式之一。因此,具有环带状结构的橄榄石捕虏晶在华北中生代玄武岩中的发现对了解华北中生代岩石圈地幔的形成和演化具有重要的研究价值。

致谢 衷心感谢特邀编辑和两位评审人对本文的修改建议。本工作受国家自然科学基金委员会杰出青年科学基金(批准号:40225009)和中国科学院知识创新工程项目(KZCX1-07)资助。

参 考 文 献

- Mitchell R H. Kimberlites: Mineralogy, geochemistry, and petrology. London: Plenum Press, 1986
- 董振信. 中国金伯利岩. 北京: 科学出版社, 1994. 229~239
- 池际尚, 路凤香, 赵磊, 等. 华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征. 北京: 科学出版社, 1996
- 鄂莫岚, 赵大升. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京: 科学出版社, 1987
- 池际尚主编. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究(附金伯利岩). 北京: 中国地质大学出版社, 1988
- 刘若新. 中国新生代玄武岩的年龄和地球化学. 北京: 地震出版社, 2002
- 穆治国, 刘林玉, 黄宝玲. 细粒橄榄石晶粒对中国晚新生代橄榄玄武岩 K-Ar 定年的影响. 科学通报, 1998, 43(1): 764~766
- 任胜利. 橄榄玄武岩的 K-Ar 同位素年龄是否应该重新审查. 科学通报, 1998, 43(7): 689~690
- 许文良, 郑常青, 王冬艳. 辽西中生代粗面玄武岩中地幔和下地壳捕虏体的发现及其地质意义. 地质论评, 1999, 45(增刊): 444~449
- 闫峻, 陈江峰, 谢智, 等. 鲁东晚白垩世玄武岩中的幔源捕虏体: 对中国东部岩石圈减薄时间制约的新证据. 科学通报, 2003, 48(14): 1570~1574[摘要][PDF]
- 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67(22): 4373~4387 [\[DOI\]](#)
- 12 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton: Evidence from major, trace element, and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 2002, 144: 241~253
- 13 Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. Relict refractory mantle beneath the eastern North China block: Significance for lithosphere evolution. *Lithos*, 2001, 57: 43~66 [\[DOI\]](#)
- 14 Zhou M F, Robinson P T, Malpas J, et al. Podiform chromitites in Luobusa ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, 1996, 37: 3~21
- 15 Zhou M F, Robinson P T, Malpas J, et al. Melt/rock interaction and melt evolution in the Sartohay high-Al chromite deposits of the Dalabute ophiolite (NW China). *Journal of Asian Earth sciences*, 2001, 19: 517~534 [\[DOI\]](#)
- 16 Kelemen P B. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology*, 1990, 31: 51~98
- 17 Bodinier J L, Vasseur G, Vernieres J, et al. Mechanisms of mantle metasomatism: Geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. *Journal of Petrology*, 1990, 31: 597~628
- 18 Quick J E. The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, Northern California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1981, 78: 413~422
- 19 Kelemen P B, Ghiorse M S. Assimilation of peridotite in zoned calc-alkaline plutonic complexes: Evidence from the Big Jim Complex, Washington Cascades. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1986, 94: 12~28
- 20 Kelemen P B, Dick J B, Quick J E. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 1992, 358: 635~640 [\[DOI\]](#)
- 21 Zhang H F, Menzies M A, Gurney J, et al. Cratonic peridotites and silica-rich melts: Diopside-enstatite relationships in polymict xenoliths, Kaapvaal, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65: 3365~3377 [\[DOI\]](#)
- 22 Niu Y L. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*, 1997, 38: 1047~1074 [\[DOI\]](#)
- 23 Fisk M R. Basalt-magma interactions with harzburgite and the formation of high magnesium andesites. *Geophysical Research Letters*, 1986, 13: 467~470
- 24 Daines M J, Kohlstedt D L. The transition from porous to channelized flow due to melt/rock reaction during melt migration. *Geophysical Research Letters*, 1994, 21: 145~148 [\[DOI\]](#)
- 25 Kelemen P B, Joyce D M, Webster J D, et al. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiites and harzburgite at 1150-1050°C and 5 kbar. *Journal of Petrology*, 1990, 31: 99~134
- 26 Kelemen P B, Hart S R, Bernstein S. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 164: 387~406 [\[DOI\]](#)
- 27 Zhang H F, Menzies M A, Matney D. Mixed mantle provenance: Diverse garnet compositions in polymict peridotites, Kaapvaal craton, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 216: 329~346 [\[DOI\]](#)
- 28 Boyd F R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planetary Science Letters*, 1989, 96: 15~26 [\[DOI\]](#)
- 29 Boyd F R, Pokhilenko N P, Pearson D G, et al. Composition of the Siberian cratonic mantle: Evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 1997, 128: 228~246 [\[DOI\]](#)
- 30 Gaul O F, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Mapping olivine composition in the lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 182: 223~235 [\[DOI\]](#)
- 31 陈立辉, 周新华. 鲁西中生代闪长岩中的深源超镁铁质岩捕虏体及其富硅交代特征. *中国科学, D辑*, 2003, 33(8): 734~744 [\[摘要\]](#) [\[PDF\]](#)
- 32 许文良, 王冬艳, 高山, 等. 鲁西中生代金岭闪长岩中纯橄岩和辉石岩包体的发现及其意义. *科学通报*, 2003, 48(8): 863~868 [\[摘要\]](#) [\[PDF\]](#)

(2003-12-23 收稿, 2004-03-23 收修改稿)