



地幔转换带橄榄石高压相变实验研究

吴耀, 王雁宾, 张艳飞, 金振民, 王超, 周春银

中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074

E-mail: ywu@cug.edu.cn, wuyao.earth@yahoo.com.cn

2011-09-09 收稿, 2011-11-04 接受

中国深部探测计划(Sinoprobe-0801)和国家自然科学基金(41174076, 41002068)资助

摘要 橄榄石是上地幔的主要矿物之一, 它的相变对于认识地幔不连续面的成因, 整个地幔的物质组成和演化、地幔对流、俯冲板片深源地震等地球深部动力学问题具有重要意义. 本研究使用中国地质大学地球深部研究实验室多面砧压机进行了 2 种成分的橄榄石(Fo_{100} 和 Fo_{90}) 在压力为 14.1~20 GPa, 温度为 1400°C 的相变实验研究. 压力为 14.8~15.6 GPa 时, Fo_{90} 和 Fo_{100} 均转变为瓦兹利石(β); 而在 14.1 GPa 实验中, Fo_{90} 完全转变为瓦兹利石, Fo_{100} 则仍为橄榄石(α). 瓦兹利石具有 2 种产状: 破碎的粒状结构(粒度大于 100 μm)和微晶集合体(微晶粒度小于 10 μm). 瓦兹利石拉曼谱图中显示 722~723 和 917~919 cm^{-1} 特征峰. 随着压力升高, 实验产物中出现更多的呈微晶集合体结构产出的瓦兹利石, 表明实验压力离橄榄石相变边界越远, 瓦兹利石成核密度越大, 导致体系 Gibbs 自由能下降, 高压相矿物颗粒生长受到抑制. 但由于瓦兹利石成核活化能很小, 因此实验产物中均有大量呈微晶集合体产出的瓦兹利石. 实验产物的显微结构特征对解释陨石中出现瓦兹利石的产状提供高温高压实验启示. 压力为 19.5 和 20 GPa 时实验产物为林伍德石(γ), 其中压力为 19.5 GPa 的实验中 Fo_{100} 中瓦兹利石和林伍德石共存. 实验产物林伍德石为自形粒状(颗粒度为 10~20 μm), 三联点结构发育. 798 和 840 cm^{-1} 为林伍德石的拉曼特征峰. 综合本次研究以及前人地震探测结果表明, 中国东部上地幔复杂结构无法用单一的橄榄石体系相变来解释, 其他矿物(如辉石-石榴石)的相变及其与橄榄石体系相变的相互影响可能导致了该地区上地幔具有复杂的结构. 因此进一步开展复杂体系(如橄榄石+辉石体系)的高温高压相变实验研究, 并在已有地球物理探测成果的基础上建立合理的地质-岩石学模型, 对探讨中国东部地区上地幔复杂结构形成的物理机理, 影响因素及其深部动力学机制具有重要意义.

关键词

地幔转换带
橄榄石
高压相变
上地幔结构
高温高压实验
中国东部

橄榄石是上地幔最主要的组成矿物之一. 基于 Pyrolite(理论地幔岩)模型, 上、下地幔具有相同的化学成分^[1,2], $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ 橄榄石的高压相变和分解被认为直接导致了地幔转换带中的地震波不连续面^[3~7]. 对于橄榄石在地幔转换带中的相变及其与地震波不连续面的关系, 前人已经进行了系统的研究和讨论: 沿正常的地幔地温曲线, 在大约 14 GPa (410 km)处橄榄石转变为具更高密度和波速的瓦兹利石(Wadsleyite), 该相变标志着地幔转换带的开始^[3~7]. 随着深度增加

至 18 GPa(约 520 km), 瓦兹利石转变为林伍德石^[5~9] (Ringwoodite). 而在 23.5 GPa(约 660 km), 林伍德石分解成 $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ 钙钛矿和镁方铁矿(Magnesiowüstite), 这一分解反应则标志着下地幔的开始^[10~12].

高温高压实验研究表明, 不同 $\text{Mg}^\# [= \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})]$ 的橄榄石相变压力有一定的差别; 此外, Pyrolite 体系中富 Ca 和 Al 的矿物(如辉石、石榴石等)在上地幔和转换带也会发生相变. 辉石相变造成的密度和波速变化太小, 不足以解释 410 km 处的波速突变^[13],

英文版见: Wu Y, Wang Y B, Zhang Y F, et al. An experimental study of phase transformations in olivine under pressure and temperature conditions corresponding to the mantle transition zone. Chin Sci Bull, 2012, 57: 894–901, doi: 10.1007/s11434-011-4884-2

而且 Al 和 Fe 等元素的存在会使相变发生在较宽的压力范围内. 重要的是, 辉石在相变过程中有可能通过 Fe 和 Al 在不同矿物中的分配与橄榄石的相变相互作用^[14]. 这种相互作用有可能为了解某些地区的复杂地幔结构(如中国东部)提供重要契机. 因此, 针对特定的构造背景和不同地温梯度, 开展不同成分地幔矿物(矿物集合体)的高温高压实验研究, 将为认识这些地区深部物质成分和构造特征提供重要的启示.

目前, 中国地质大学(武汉)从美国 Rockland Research Corporation 引进了 1000 吨单轴加压多面砧压机(Rockland 1000 ton uniaxial multi-anvil apparatus), 该仪器主要用于地球科学研究领域, 研究地幔转换带温压范围内的地学问题. 本次研究结合该仪器的压力标定, 开展了 2 种不同成分橄榄石(Fo_{100} , Fo_{90})在地幔转换带温压范围内的相变实验研究, 作为深入了解我国东部上地幔结构实验研究的开端.

1 地幔转换带橄榄石高压相变实验

1.1 实验起始物质和实验条件

本次研究的起始物质为粒度 3~5 μm 的 2 种成分的橄榄石, 分别是 San Carlos 橄榄石以及人工合成的镁橄榄石(Fo_{100}). 其中 Fo_{100} 的合成步骤如下: (1) 纯度为 99.99% 的 MgO 和 SiO_2 按摩尔比 2:1 混合; (2) 混合物在玛瑙研钵中和酒精混合, 研磨 3 h 以上, 使之混合均匀; (3) 将混合均匀的粉末置于温度为 1973 K 的混合气体炉(gas mixing furnace) 约 12 h 使之发生烧结(sintering), 然后淬火. 重复上述步骤 3 次, 最后得到混合均匀的实验起始物质.

1.2 实验装置和分析方法

本次研究在中国地质大学(武汉)的 Rockland 1000 吨多面砧压机上进行. 压力产生设备是国外广泛使用的 Walker 模块, 这是一个改进的川井式二级多砧增压装置, 其第一级砧头为工具钢圆柱, 分割为 6 个形状相同的滑块, 每块顶端切成正方形平面(边长 48 mm). 6 个滑块置放于工具钢制成的圆筒之内, 滑块与圆筒之间用塑料片绝缘. 6 个正方形平面构成一个立方体空间, 用来对第二级砧头加压. 第二级砧头为碳化钨(WC)立方体(Toshiba Tungaloy F-grade), 边长 25.4 mm, 立方体各角都截成三角形平面. 8 个三角形界面构成一个八面体空间, 用来对样品组合加压. 本次研究中三角形界面的边长为 5 mm, 相应的八面体传压介质($\text{MgO}+\text{Al}_2\text{O}_3$)的边长为 10 mm(称为 10/5 样品组合装置).

图 1(a)为 10/5 样品组装截面图. 在该组合中八面体传压介质留有直径为 4.34 mm 的圆孔, 用于放置加热部件, 加热部件由 LaCrO_3 (外径 4.34 mm, 内径 2.66 mm, 长度为 8.31 mm)圆筒和金属 Re 加热体组成, 其中 Re 加热体放置于 LaCrO_3 圆筒中. 在低电压下, LaCrO_3 是非常好的绝热材料, 能够保证整个装置具有较高的加热效率. 实验样品放置在 Ta 金属样品套内. 金属套与加热体之间为一层 Al_2O_3 绝缘管, 样品长度约为 1.8 mm. 实验过程中温度由热电偶(W_3Re_{95} - $\text{W}_{26}\text{Re}_{74}$)直接测量, 未进行压力对热电偶热电势(e.m.f)影响的校正. 压力则是通过已知矿物高压相变压力进行标定.

依据高温下柯石英-斯石英^[15]、镁橄榄石-瓦兹利

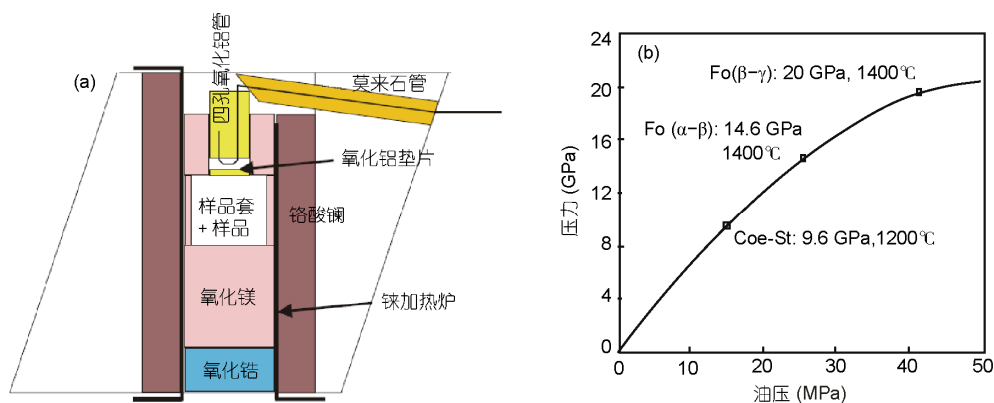


图 1 多面砧压机 10/5 样品装置(a)和高温压力标定曲线(b)

3 个标定分别为 9.6 GPa, 1200°C 柯石英-斯石英^[16](Coe-St); 14.6 GPa, 1400°C 镁橄榄石-瓦兹利石^[16](α - β); 20 GPa, 1400°C 瓦兹利石-林伍德石^[17,18](β - γ). 矿物代号见表 1

表1 2种成分橄榄石 Fo₁₀₀ 和 Fo₉₀ 高压相变实验温压条件和实验产物^{a)}

样品号	压力(GPa)	温度(℃)	时间(h)	实验产物	
				Fo ₁₀₀	Fo ₉₀
R0018	14.1	1400	2.5	α	β
R0023	14.8	1400	6.0	β	-
R0025	14.8	1400	6.0	β	β
R0013	15.6	1400	6.0	β	β
R0024	19.5	1400	6.0	γ(β)	γ
R0014	20.0	1400	6.0	γ	γ

a) R0023 实验在抛光过程中 Fo₉₀ 样品丢失, 根据前人研究结果 Fe 使 α-β 相变压力降低以及 Fo₁₀₀ 中存在 β 相推测 Fo₉₀ 也应为 β 相. R0024 实验中 Fo₁₀₀ 样品中同时出现 γ+β 相, 表明该实验位于 β-γ 相变边界上. 矿物代号: α, 橄榄石; β, 瓦兹利石; γ, 林伍德石

石和瓦兹利石-林伍德石相变^[16,17]对该装置进行了压力标定(图 1(b)), 由压力标定结果可知, 使用 10/5 样品组合可进行 21 GPa 以内的实验, 压力误差一般为 0.5~1.0 GPa, 但在压力标定点附近误差较小(<0.5 GPa). Bertka 等人^[18]对类似样品组装进行的温度标定实验显示, 该样品组装中心存在一个 1.5 mm 长度的恒温区(±25℃), 而在恒温区以外温度梯度约为 100℃/mm. 因此, 在实验过程中尽量减小样品的尺寸同时将样品准确放置于加热体恒温区以获得温度更为可信的实验结果.

在本次研究中, 每次实验同时将 2 种成分橄榄石放置在直径 1.5 mm 的 Ta 样品套中, 其中 Fo₁₀₀ 直接与热电偶接触. 2 种实验初始物质之间由一层 Ta 片分割(图 2). 首先将样品缓慢加压到预定压力, 待压机

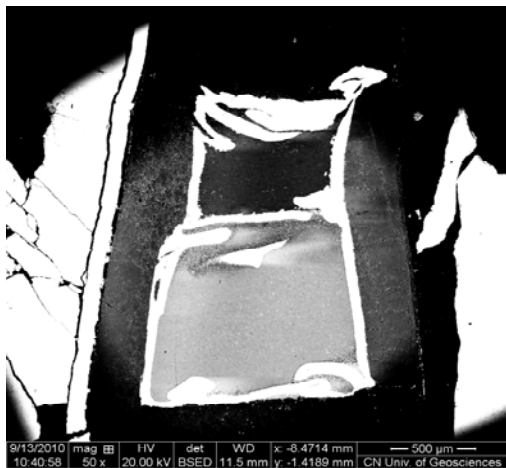


图2 典型实验样品显微照片(R0014, 20 GPa, 1400℃)

2 种成分橄榄石放置于直径 1.5 mm 的 Ta 样品套中, 其中 Fo₁₀₀ 直接与热电偶接触, 2 种橄榄石之间由一层 Ta 片分割. Ta 样品套与金属 Re 加热体之间为绝缘的 Al₂O₃

的液压保持稳定后缓慢升温至目标温度. 实验过程中温度和液压均自动控制. 实验结束时, 先截断对 Re 加热体的供电, 样品在 2~3 s 时间内由高温迅速冷却至约 100℃, 然后缓慢卸压取出样品. 实验结束后, 整个样品装置一起被固定于环氧树脂环中, 使用刚玉粉末或金刚砂抛光至露出样品的中间部分. 对已抛光的样品超声清洗去除样品表面的杂质后储存在干燥箱中. 使用地质过程与矿产资源国家重点实验室场发射扫描电子显微镜和显微激光拉曼光谱仪对样品进行分析, 目的是鉴定橄榄石的不同高压相矿物以及实验产物的显微结构. 实验条件和产物见表 1.

2 实验结果

为了详细了解 Mg[#] 不同的 2 种橄榄石高压相变的具体压力及其与地幔转换带地震波不连续面的关系, 本次研究共完成了 6 次实验(表 1), 压力范围为 14~20 GPa, 温度为 1400℃, 与转换带顶部实际温度接近^[7].

2.1 橄榄石-瓦兹利石相变

在橄榄石-瓦兹利石相变研究中共进行了 4 次实验, 压力分别为 14.1, 14.8, 15.6 GPa. 在 14.1 GPa 实验中, Fo₉₀ 完全转变为瓦兹利石, 而 Fo₁₀₀ 则仍为橄榄石; 压力为 14.8 GPa 的 2 个实验以及 15.6 GPa 的实验中, Fo₉₀ 和 Fo₁₀₀ 均完全转变为瓦兹利石, 生成的瓦兹利石具有 2 种产状(图 3(a)): (1) 破碎的粒状结构, 粒度一般大于 100 μm; (2) 以微晶集合体形式产出, 微晶粒度小于 10 μm. 拉曼光谱分析表明 2 种产状的橄榄石高压相均是单一的 β 相, 拉曼谱图中包含 ~722(1) 和 ~918(1) cm⁻¹ 2 个瓦兹利石特征峰^[19,20], 区别于橄榄石的 2 个拉曼特征峰 ~653(1) 和 821 cm⁻¹. 这 2 种显微结构与安宁河陨石中瓦兹利石产状相似^[20], 事实上安宁河陨石脉体基质中液态相组合石榴子石+瓦兹利石的结晶压力和温度分别为 14.2~15.2 GPa 和 1750~1900℃, 形成压力与本研究相当. 因此, 以微晶集合体形式产出瓦兹利石其形成机制可能与扩散控制的颗粒边界成核生长相关, 而以破碎粒状结构产出的瓦兹利石则主要受大颗粒橄榄石晶内成核生长控制.

对不同压力条件下橄榄石相变为瓦兹利石实验产物的显微结构进行系统分析, 2 种产状的瓦兹利石共生. 随着压力升高, 实验产物中出现更多的呈微晶集合体结构产出的瓦兹利石, 表明实验压力离橄榄

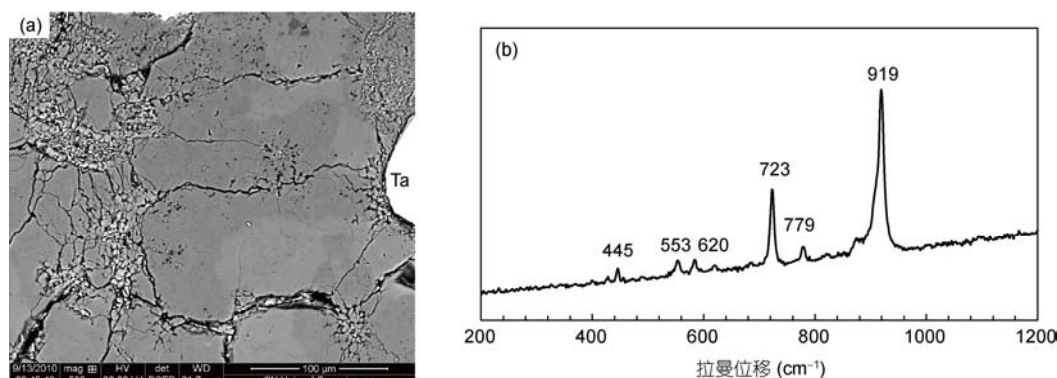


图3 橄榄石高压相变(R0013, Fo_{100} , 15.6 GPa, 1400℃)形成瓦兹利石的电子背散射图像(a)以及实验产物拉曼谱图(b)

瓦兹利石分别以破碎的粒状结构和微晶集合体形式产出. 2种产状的瓦兹利石拉曼谱图中均显示 722~723 和 917~919 cm^{-1} 2 个特征峰. 前者主要与大颗粒橄榄石晶内成核生长有关, 而以微晶集合体形式产出的瓦兹利石其形成机制可能与扩散控制的颗粒边界成核生长相关

石相变边界越远(成核的 driven force 越大), 瓦兹利石成核密度越大, 导致体系 Gibbs 自由能下降, 高压相矿物颗粒生长受到抑制^[21~24]. 但由于瓦兹利石成核活化能(activation energy for nucleation)很小(约 348 kJ/mol)^[21], 因此即使是 14.1 GPa 的实验中, Fo_{90} 中也有大量呈微晶集合体产出的瓦兹利石. 本次研究与前人干体系实验合成的瓦兹利石显微结构特征一致, 可以用于解释陨石中出现的瓦兹利石为何多以这 2 种显微结构共生.

2.2 瓦兹利石-林伍德石相变

在压力为 19.5 GPa 的实验中 Fo_{90} 中只出现单一相林伍德石, 而在同一实验的 Fo_{100} 中则出现瓦兹利石和林伍德石共存, 考虑到 10/5 样品组合的温度梯

度较小($\pm 25^\circ\text{C}$), 该实验温压条件(19.5 GPa, 1400℃)应位于 Fo_{100} 瓦兹利石-林伍德石相变边界上. 当压力增加至 20 GPa 时, Fo_{100} 和 Fo_{90} 样品均只出现单一相林伍德石. 该实验中出现的林伍德石为自形粒状, 颗粒度为 10~20 μm , 三联点结构发育(图 4(a)). 拉曼光谱分析显示 798 和 840 cm^{-1} 2 个林伍德石拉曼特征峰^[19].

3 讨论

了解地幔转换带对地球内部物质成分、结构和动力学过程的研究具有重要的意义, 目前对地幔转换带的研究在很大程度上依赖于地球物理方法, 特别是地震学研究. 在 410 和 660 km 深度, 全球范围内存在 2 个明显的地震波不连续面^[25], 部分地区在大

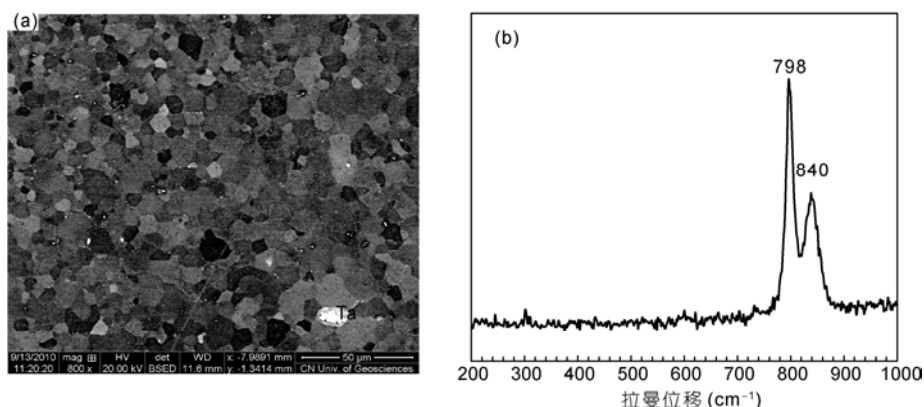


图4 橄榄石高压相变(R0014, Fo_{100} , 20 GPa, 1400℃)形成林伍德石的电子背散射图像(a)以及实验产物拉曼谱图(b)

林伍德石以自型粒状结构产出, 粒度约为 15~20 μm , 三联点结构发育

约 520 km 也可观测到 1 个不连续面^[26~29]. 地震波不连续面为研究地幔转换带的物理化学性质提供重要的约束条件, 是研究地球深部结构最重要的方面之一, 然而对地球物理深部探测成果的解释具有多解性和不确定性, 此外不同大地构造背景地区转换带发育深度、厚度、形态和成分组成有较大差异. 因此, 综合地球物理数据和高温高压实验结果是了解转换带地震波不连续面性质、深度、厚度以及成因的主要途径.

3.1 橄榄石相变与地幔转换带地震波不连续面的关系

已有大量的实验研究 $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ 体系的高压相变, 早期的实验主要是使用多面砧高温高压装置进行的淬火实验, 如 Katsura 和 Ito^[30], Fei 和 Bertka^[6], 这些实验的压力是根据已知的其他矿物的相变压力来校正的, 所以压力数据被认为具有较大的不确定性. 最近利用同步辐射原位 X 射线衍射, 开展了橄榄石高压相变的原位实验, 例如 Katsura 等人^[7]使用 MgO 压标在 1600 和 1900 K 条件下, 对 $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ 体系中的 α - β 相变关系进行了更加精确和准确地研究, Mg_2SiO_4 端元 α - β 相变压力分别为 14.2 GPa (1600 K) 和 15.4 GPa (1900 K), 同时给出 410 km 处的温度为 1760 ± 45 K. 随着实验技术和压力标定的改进, 不同方法给出的橄榄石相变压力逐渐收敛到误差范围以内.

410 km 地震波不连续面是地幔中最明显的界面之一, 一直以来对该不连续面的成因究竟是化学界面还是相变界面存在广泛的争论, 见 Helffrich^[31] 的综述. 现在被普遍接受的理论地幔岩 (Pyrolite) 模型认为地幔转换带中的一系列地震波不连续面主要是由橄榄石高压相变引起的^[1]. 事实上, 不同学者给出的 Pyrolite 模型尚存在细节上的区别. 有些研究试图用橄榄石与瓦兹利石之间弹性波速的差异来界定转换带橄榄石成分的含量. 但值得指出的是, 使用橄榄石高压相变来解释地震波不连续面忽视其他矿物的影响, 如富 Ca, Al 的辉石和石榴石对地震波不连续的影响, 而这些矿物还可以和橄榄石相互作用, 从而对不连续面深度和厚度均有影响^[13,32]. 这些作用亟待系统定量的研究, 我们仅在此做一些简短定性的讨论.

3.2 影响转换带橄榄石相变的因素

从图 5 中可知, $\text{Mg}^\#$ 不同的 2 种橄榄石无论是相变的压力还是 α - β , 及 β - γ 相变带的宽度均有很大的差异, 其中 α - β 相变带宽度远远小于 β - γ . 在 410 km 不连续面附近, 这种由成分导致的橄榄石-瓦兹利石相变压力差异小于 0.5 GPa (相应深度差异 15 km). 上述讨论主要针对橄榄石而言, 但 Al 元素几乎不能进入橄榄石和瓦兹利石中. 因此, 石榴石和辉石等矿物与橄榄石的相互作用除了 Fe 和羟基外^[33], 其余元素的影响不大, 故纯橄榄石体系 $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ 的相变对于认识 410 km 不连续面的成因具有十分重要的意义.

然而在转换带中部 (520 km) 相变变得复杂. 由橄榄石化学成分不同导致瓦兹利石-林伍德石相变边界的深度和宽度变化愈加明显, 此外在这个深度附近辉石类矿物的相变促使超硅石榴石 (majorite) 和 CaSiO_3 钙钛矿出现. 最近的地球物理观测发现, 在中国东部、北美地盾区、北非地盾区、地中海地区和印尼俯冲带 520 km 不连续面均存在分裂的现象^[34~36]. 因此 520 km 地震波不连续面究竟是由瓦兹利石-林伍德石的转变还是其他高压矿物 (如超硅石榴石、 CaSiO_3 钙钛矿) 的出现, 或是上述因素共同作用所导致^[37], 目前争论较大, 尚待进一步的实验研究. 此外, 结构水对橄榄石相变也会产生重要影响, 如使 410 km 不连续面向浅部抬升, 520 km 不连续面向深部拓展等, 详见周春银等人^[38] 和杨翠平等人^[39] 的综述.

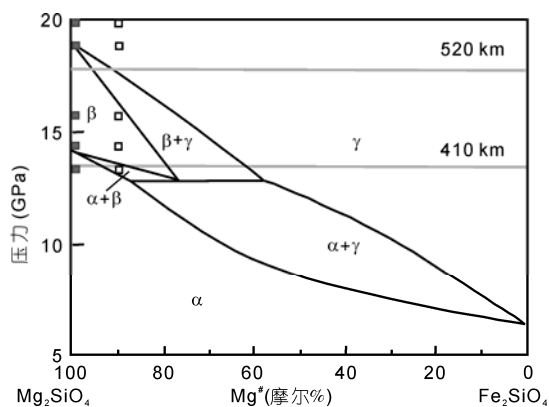


图 5 Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 体系 1400°C 条件下高压相图^[6]

实心方块表示本次研究中实验起始物质为 Mg_2SiO_4 的实验压力, 空心方块则代表实验起始物质为 $(\text{Mg}_{90}\text{Fe}_{10})_2\text{SiO}_4$ 的实验. 此外, 为了便于对比, 图中还标出了 PREM 模型^[24] 中 410 和 520 km 对应的压力

3.3 对中国东部上地幔结构的启示

中国东部上地幔结构特征的研究很多^[34,40~42], 东北地区和华北地区有明显差异(图 6(a)~(c)). 华北地区转换带代表了经过重新活化和减薄的克拉通类型: 410 km 不连续面比较平缓, 520 km 不连续面基本不发育, 660 km 不连续面发育正常. 华北地区的东南部表现复杂, 410 和 660 km 不连续面均有明显分裂现象, 目前认为 660 km 部连续面的异常现象可能与太平洋板块俯冲有关. 而东北地区代表了西北太平洋洋壳俯冲带类型: 410 和 660 km 界面形态复杂, 具有典型分裂现象, 转换带之间(520~550 km)分布有信号强度不等的过渡型不连续分叉界面. 国外典型稳定

克拉通(如南非和西伯利亚)的地幔转换带 410 和 660 km 界面比较简单, 且都没有 520 km 不连续面存在^[43](图 6(d)), 我国东北地区地幔转换带不仅 410 和 660 km 界面复杂, 有分裂、断开现象, 而且还发育 520 km 的复杂过渡性界面. Chen 等人^[40,42]认为这是由转换带岩石化学成分不均一性导致的, 俯冲洋壳物质可能是形成这种不均匀性的一个重要因素. 实际上, 地球物理研究表明中国东部地区地幔转换带中俯冲洋壳物质分布广泛^[44]. 因此, 通过高温高压实验手段研究富 Al 俯冲洋壳物质加入对地幔转换带的结构产生什么样的影响具有重要意义, 可以为我们进一步认识部分地区 410, 520 和 660 km 不连续面

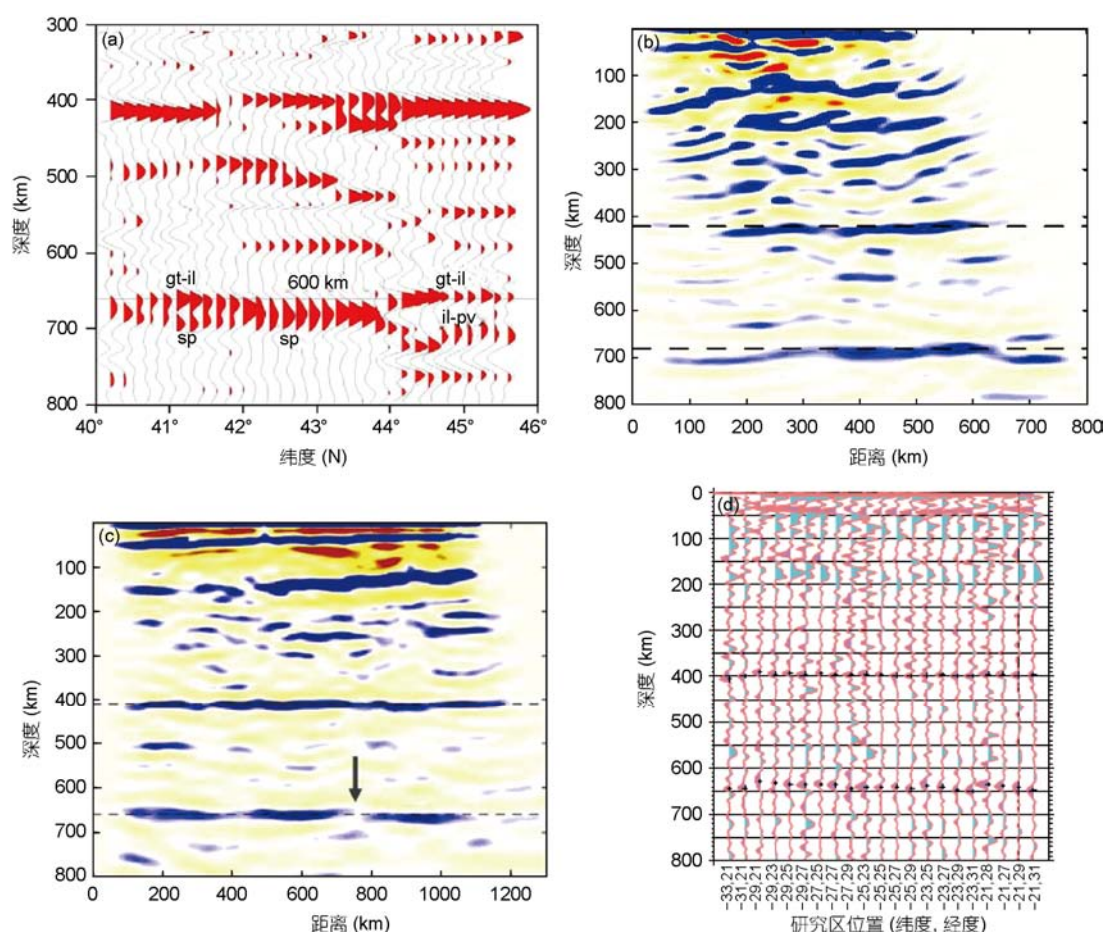


图 6 中国东部地区与南非克拉通上地幔结构对比

(a) 利用接收函数叠加成像获得的中国东北地区(42.0°N, 约 125.0°~131.0°E)上地幔结构^[40], sp, gt-il, il-pv 分别代表后尖晶石相变、石榴石-钛铁矿相变和钛铁矿-钙钛矿相变; (b) 接收函数成像获得的中国东部渤海湾地区上地幔结构^[41]; (c) 通过波动方程叠后偏移与接收函数相结合的方法, 获得的华北克拉通地区(约 35.5°N, 114.8°~120.0°E)上地幔结构^[42]; (d) 接收函数叠加技术获得的南非克拉通 410 和 660 km 地震不连续面结构^[43]. 南非克拉通显示典型的稳定克拉通型地幔结构, 其 410 和 660 km 地震不连续面结构简单, 520 km 不连续面不发育

的复杂结构必要的约束。

综合 Fo_{90} , Fo_{100} 体系橄榄石 α - β - γ 高温高压相变实验研究和前人地震探测结果表明, 中国东部上地幔复杂结构无法用单一的橄榄石体系相变来解释, 其他矿物(如含 Al 相矿物辉石-石榴石)的相变以及这些矿物与橄榄石体系相变的相互影响可能导致了该

地区上地幔具有复杂的结构。因此进一步开展复杂体系(如橄榄石+辉石体系)的高温高压相变实验研究, 并在已有地球物理探测成果的基础上建立合理的地质-岩石学模型, 对探讨中国东部地区上地幔复杂结构形成的物理机理, 影响因素及其深部动力学机制具有重要意义。

致谢 感谢中国地质大学章军锋教授和饶建华教授在实验技术方面的帮助。中国地质大学何谋春教授在拉曼光谱分析, 徐海军博士在 EBSD 和 FE-SEM 分析中给予宝贵支持。

参考文献

- 1 Ringwood A E. A Model for the upper mantle. *J Geophys Res*, 1962, 67: 857–867
- 2 Sun S-S. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochim Cosmochim Acta*, 1982, 46: 179–192
- 3 Ringwood A E, Major A. The system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 at high pressures and temperatures. *Phys Earth Planet Inter*, 1970, 3: 89–108
- 4 Agee C B. Phase transformations and seismic structure in the upper mantle and transition zone. *Rev Mineral Geochem*, 1998, 37: 165–203
- 5 Akoagi M. Phase transitions of minerals in the transition zone and upper part of the lower mantle. In: Ohtani E, ed. *Advances in High-Pressure Mineralogy*. New York: Geological Society of America, 2007. 1–13
- 6 Fei Y, Bertka C M. Phase transitions in the Earth's mantle and mantle mineralogy. In: Fei Y, Bertka C M, Mysen B O, eds. *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation (A tribute to Francis R Boyd)*. Houston: Geochemical Society Special Publication 6, 1999. 189–207
- 7 Katsura T, Yamada H, Nishikawa O, et al. Olivine-wadsleyite transition in the system $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$. *J Geophys Res*, 2004, 109: B02209
- 8 Inoue T, Irifune T, Higo Y, et al. The phase boundary between wadsleyite and ringwoodite in Mg_2SiO_4 determined by *in situ* X-ray diffraction. *Phys Chem Mineral*, 2006, 33: 106–114
- 9 Yu Y G, Wu Z, Wentzcovitch R M. α - β - γ transformations in Mg_2SiO_4 in Earth's transition zone. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 273: 115–122
- 10 Liu L G. The post-spinel phase of forsterite. *Nature*, 1976, 262: 770–772
- 11 Katsura T, Yamada H, Shinmei T, et al. Post-spinel transition in Mg_2SiO_4 determined by high P-T *in situ* X-ray diffractometry. *Phys Earth Planet Inter*, 2003, 136: 11–24
- 12 Yu Y G, Wentzcovitch R M, Tsuchiya T, et al. First principles investigation of the postspinel transition in Mg_2SiO_4 . *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L10306
- 13 Liu L G. The mineralogy of an eclogitic earth mantle. *Phys Earth Planet Inter*, 1980, 23: 262–267
- 14 Weidner D J, Wang Y. Phase transformations: implications for mantle structure. In: Karato S, Forte A M, Liebermann R C, et al, eds. *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale (Geophysical Monograph)*. Washington DC: American Geophysical Union, 2000. 215–235
- 15 Zhang J, Li B, Utsumi W, et al. *In situ* X-ray observations of coesite-stishovite transition: Reversed phase boundary and kinetics. *Phys Chem Mineral*, 1996, 23: 1–10
- 16 Akaogi M, Ito E, Navrotsky A. Olivine-modified spinel-spinel transitions in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 : Calorimetric measurements, thermochemical calculation, and geophysical application. *J Geophys Res*, 1989, 94: 15671–15685
- 17 Suzuki A, Ohtani E, Morishima H, et al. *In situ* determination of the phase boundary between Wadsleyite and Ringwoodite in Mg_2SiO_4 . *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 803–806
- 18 Bertka M, Fei Y W. Mineralogy of the Martian interior up to core-mantle boundary pressures. *J Geophys Res*, 1997, 102: 5251–5264
- 19 McMillan P, Akaogi M. Raman spectra of β - Mg_2SiO_4 (modified spinel) and γ - Mg_2SiO_4 (spinel). *Am Mineral*, 1987, 72: 361–364
- 20 陈鸣. 冲击变质陨石橄榄石晶内高压多形转变特征与条件. *矿物学报*, 2009, 29: 1–6
- 21 Kuno T, Ohtani E, Fulakoshi K. Nucleation and growth kinetics of the α - β transformation in Mg_2SiO_4 determined by *in situ* synchrotron powder X-ray diffraction. *Am Mineral*, 2004, 89: 285–293
- 22 Sung C M, Burns R G. Kinetics of the olivine-spinel transition: Implications to deep focus earthquake genesis. *Earth Planet Sci Lett*, 1976, 32: 165–170
- 23 Mosenfelder J L, Marton F C, Ross C R, et al. Experimental constraints on the depth of olivine metastability in subducting lithosphere. *Phys Earth Planet Inter*, 2001, 127: 165–180

- 24 Kerschhofer L, Sharp T G, Rubie D. Intracrystalline transformation of olivine to wadsleyite and ringwoodite under subduction zone conditions. *Science*, 1996, 274: 79–81
- 25 Dziewonski A M, Anderson D L. Preliminary reference earth model. *Phys Earth Planet Inter*, 1981, 25: 297–356
- 26 Shearer P M. Seismic imaging of upper-mantle structure with new evidence for a 520 km discontinuity. *Nature*, 1990, 344: 121–126
- 27 Shearer P M. Transition zone velocity gradients and the 520-km discontinuity. *J Geophys Res*, 1996, 101: 3035–3066
- 28 Gu Y, Dziewonski A M, Agee C B. Global de-correlation of the topography of transition zone discontinuities. *Earth Planet Sci Lett*, 157: 57–67
- 29 Deuss A, Woodhouse J. Seismic observations of splitting of the mid-transition zone discontinuity in Earth's Mantle. *Science*, 2001, 294: 354–357
- 30 Katsura T, Ito E. The system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 at high pressures and temperatures: Precise determination of stabilities of olivine, modified spinel, and spinel. *J Geophys Res*, 1989, 94: 15663–15670
- 31 Helffrich G. Topography of the transition zone seismic discontinuities. *Rev Geophys*, 2000, 38: 141–158
- 32 Weidner D J, Wang Y. Chemical- and Clapeyron-induced buoyancy at the 660 km discontinuity. *J Geophys Res*, 1998, 103: 7431–7441
- 33 Irifune T, Isshiki M. Iron partitioning in a pyrolite mantle and the nature of the 410-km seismic discontinuity. *Nature*, 1998, 392: 702–705
- 34 Ai Y, Zheng T. The upper mantle discontinuity structure beneath eastern China. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 2089, doi: 10.1029/2003GL017678
- 35 Gilbert H J, Sheehan A F, Dueker K G, et al. Receiver functions in the western United States, with implications for upper mantle structure and dynamics. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2229, doi: 10.1029/2001JB001194
- 36 van der Meijde M, van der Lee S, Giardini D. Seismic discontinuities in the Mediterranean mantle. *Phys Earth Planet Inter*, 2005, 148: 233–250
- 37 Saikia A, Frost D, Rubie D. Splitting of the 520-kilometer seismic discontinuity and chemical heterogeneity in the mantle. *Nature*, 2008, 139: 1515–1518
- 38 周春银, 金振民, 章军峰. 地幔转换带: 地球深部研究的重要方向. *地学前缘*, 2010, 17: 90–113
- 39 杨翠平, 金振民, 吴耀. 地幔转换带中的水及其地球动力学意义. *地学前缘*, 2010, 17: 114–126
- 40 Ai Y, Zheng T, Xu W, et al. A complex 660 km discontinuity beneath northeast China. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 212: 63–71
- 41 Chen L, Zheng T, Xu W. Receiver function migration image of the deep structure in the Bohai Bay Basin, eastern China. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L20307, doi: 10.1029/2006GL027593
- 42 Chen L, Ai Y. Discontinuity structure of the mantle transition zone beneath the North China Craton from receiver function migration. *J Geophys Res*, 2009, 114: B06307, doi: 10.1029/2008JB006221
- 43 Gao S S, Silver P G, Liu K H, et al. Mantle discontinuities beneath Southern Africa. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 1491, doi: 10.1029/2001GL013834
- 44 Huang J, Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 2006, 111: B09305, doi: 10.1029/2005JB004066