评述

地球内部水专题

橄榄石的同系温度 T/T_m : 对上地幔蠕变与橄榄石组构转变的启示

王勤*

南京大学地球科学与工程学院, 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210046

* E-mail: qwang@nju.edu.cn

收稿日期: 2016-01-23; 接受日期: 2016-04-22; 网络版发表日期: 2016-05-05

国家自然科学基金项目(批准号: 41590623, 41172182)和国土资源部公益性行业科研专项项目(编号: 201311178-3)资助

摘要 同系温度为晶体材料的绝对温度(T)与其熔点(T_m)的比值, 是对比晶体流变强度的重要参数之一. 橄榄石($\text{Mg, Fe}_2\text{SiO}_4$)的熔点随含铁量和含水量的增加而降低, 随压力增加而升高, 高压下橄榄石的相变可导致熔点随压力发生不连续变化. 本文对前人的铁橄榄石(Fe_2SiO_4)熔融实验结果进行校正, 确定铁橄榄石- γ 相 Fe_2SiO_4 -熔体的三联点位于 6.4GPa 和 1793K. 然后使用广义混合律建立了常压至 6.4GPa, 无水橄榄石的固相线和液相线与含铁量和压力的关系. 橄榄石 T/T_m 随深度的变化可用于定性对比具有不同热状态和橄榄石成分的上地幔流变强度, $T/T_m=0.5$ 的深度界定了上地幔从半脆性变形到完全塑性变形的转换深度. 克拉通岩石圈地幔的橄榄石 T/T_m 显著低于造山带和伸展盆地, 一直到岩石圈-软流圈边界才与周围地幔趋于一致($T/T_m>0.66$), 表明克拉通的岩石圈强度较高. 此外, 使用 T/T_m 分析橄榄石的变形实验结果, 发现含水量对橄榄石组构的影响与压力密切相关, 但是水对橄榄石流变强度的弱化作用及其与橄榄石同系温度的关系尚需进一步研究. 低于 6.4GPa(<200km), T/T_m 控制了橄榄石[100]和[001]位错滑移的转变. 在上地幔 $10^{-12}\sim 10^{-15}\text{s}^{-1}$ 的应变速率和低应力条件下, 橄榄石[100](010)位错滑移系(A型组构)的稳定域为 $T/T_m>0.55\sim 0.60$. $T/T_m<0.55\sim 0.60$ 时, [001]位错滑移更易于发生, 低 T/T_m 使橄榄石的主控位错滑移系转变为[001](100), 形成C型组构. 这与天然变形的橄榄岩普遍发育橄榄石A型组构, 而超高压变质带中经历了深俯冲的橄榄岩发育橄榄石C型组构一致. 而[001](010)位错滑移系(B型组构)受 T/T_m 和应力的共同影响. 因此, 橄榄石的同系温度建立了将变形实验结果外延到上地幔流变的桥梁. 克拉通地区的上地幔地震波各向异性需要一个四层模型来拟合: 上层为残留的A型组构, 中间为B型组构, 岩石圈-软流圈边界为新生的A型或B型组构, 以及 Lehmann 不连续面之下以扩散蠕变为主的软流圈地幔. 对橄榄石组构转变机制的认识是通过地震波各向异性追踪上地幔含水量的分布和地幔流动的关键.

关键词 橄榄石, 同系温度, 晶格优选定向, 水, 地震波各向异性, 上地幔

中文引用格式: 王勤. 2016. 橄榄石的同系温度 T/T_m : 对上地幔蠕变与橄榄石组构转变的启示. 中国科学: 地球科学, 46: 618-638, doi: 10.1360/N072015-00431

英文引用格式: Wang Q. 2016. Homologous temperature of olivine: Implications for creep of the upper mantle and fabric transitions in olivine. Science China Earth Sciences, 59: 1138-1156, doi: 10.1007/s11430-016-5310-z

1 引言

上地幔主要由橄榄石(>60%)和辉石组成, 橄榄石的变形机制和组构控制了上地幔的流变行为和地震波各向异性(Ben Ismail和Mainprice, 1998; Karato等, 2008; Bürgmann和Dresen, 2008). 橄榄石的韧性变形机制主要包括: 位错蠕变、扩散蠕变、颗粒边界滑移、Peierls机制等(例如, Carter和Avé Lallemant, 1970; Karato等, 1986, 1993; Mei和Kohlstedt, 2000a, 2000b; Bystricky等, 2000; Hansen等, 2011). 在一定的热力学条件下, 几种变形机制可能同时发生, 但是主控变形机制决定了橄榄石的应变速率和组构.

流变学本构方程定量描述了材料的应变速率($\dot{\epsilon}$)随应力(σ)、温度(T)、压力(P)、粒径(d)和水逸度($f_{\text{H}_2\text{O}}$)等参数的变化. 橄榄石的位错蠕变、扩散蠕变和颗粒边界滑移都遵循幂律流变律(power law creep):

$$\dot{\epsilon} = A d^{-m} f_{\text{H}_2\text{O}}^r \sigma^n \exp\left(-\frac{E^* + PV^*}{RT}\right), \quad (1)$$

其中, A 是指前因子, m 是粒径指数, r 是水逸度指数, n 是应力指数, E^* 是活化能, V^* 是活化体积, R 是气体常数. 位错蠕变通过位错滑移和位错攀移的平衡来控制位错在晶格内的运动, 应变速率与矿物的粒径无关, 因此 $m=0$. 对于无水橄榄石和含水橄榄石的位错蠕变, n 分别为3.5和3(Karato和Jung, 2003; Hirth和Kohlstedt, 2003). 扩散蠕变通过原子从高应力处向低应力处迁移实现, 因此与粒径密切相关. 橄榄石的扩散蠕变流变律中, $m=3$, $n=1$ (Hirth和Kohlstedt, 2003). 橄榄石的颗粒边界滑移可与位错运动或原子扩散相伴生, 导致上地幔的超塑性和应变局部化. 对于位错运动参与的颗粒边界滑移, 粒径对应变速率具有显著影响, $m=0.7$, $n \approx 3$ (Hansen等, 2011). 而对于含富水熔体的纯橄岩, 橄榄石的颗粒边界滑移与扩散蠕变相关, $n \approx 2.1$, 流变强度随橄榄石粒径增加而显著提高(Ohuchi等, 2012).

矿物在低温和高应力下的韧性变形以位错滑移为主, 不伴随动态恢复, 称为Peierls机制. 指数流变律(exponential creep law)能更好地拟合橄榄石的Peierls机制以及低温下剪切带的黏弹性变形(Evans和Goetze, 1979; Kameyama等, 1999; Kawazoe等, 2009):

$$\dot{\epsilon} = A_{\text{PE}} \exp\left(-\frac{E_{\text{PE}}^* + PV_{\text{PE}}^*}{RT}\left(1 - \frac{\sigma}{\sigma_{\text{P}}}\right)^2\right), \quad (2)$$

其中, σ_{P} 是Peierls应力, A_{PE} 、 E_{PE}^* 和 V_{PE}^* 分别是Peierls机制的指前因子、活化能和活化体积.

同系温度(homologous temperature)定义为晶体材料的绝对温度(T)与其熔点(T_{m})的比值. 晶体材料的熔点受控于原子间的结合力, 因此 T/T_{m} 是对比晶体流变强度的重要参数之一, 在冶金学、材料学等领域被广泛使用. 如图1所示, $T/T_{\text{m}} \leq 0.4$ 时, 弹性变形和Peierls机制是主控的变形机制, 晶体材料的强度随 T/T_{m} 增加缓慢地线性降低; $T/T_{\text{m}} > 0.4$ 时, 晶体材料进入蠕变域, 强度随 T/T_{m} 的增加而快速减小; $T/T_{\text{m}} > 0.6$ 时, 由于动态恢复和动态重结晶作用, 晶体材料的流变强度显著降低. Weertman(1978)提出橄榄石的流变律可用应变速率随归一化应力(σ/μ)和同系温度(T/T_{m})的变化来表示:

$$\dot{\epsilon} = B(\sigma/\mu)^n \exp\left(-\frac{gT_{\text{m}}}{RT}\right), \quad (3)$$

其中, B 和 g 是经验常数, μ 是剪切模量. 使用式(3)更易于对比不同变形条件下晶体材料的流变行为, 但是大多数矿物在高温高压下的剪切模量和熔点尚未确定.

橄榄石(Mg,Fe) $_2\text{SiO}_4$ 是镁橄榄石 Mg_2SiO_4 和铁橄榄石 Fe_2SiO_4 形成的连续类质同象系列, 其成分用镁橄榄石所占的摩尔百分比来表示: $\text{Fo} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) \times 100$. 地球上地幔的橄榄石Fo值在85~95之间变化, 在富集的软流圈地幔平均为 Fo_{89} , 而在亏损的岩石圈地幔可达到 Fo_{95} (Griffen等, 2003; Eaton等, 2009). 月幔橄榄石Fo值的变化范围为75~85, 平均成分为

图1 晶体材料的强度与同系温度的相关性

Fo_{83} (Khan等, 2007; Grimm, 2013). 根据热红外发射光谱, 火星橄榄石的成分变化很大, Fo_{68} 、 Fo_{53} 和 Fo_{39} 在火星表面广泛分布, Fo_{91} 可能代表了火星地幔的成分(Koeppen和Hamilton, 2008; Ody等, 2013). 但是在早期的行星分异阶段, 火星的岩浆洋可能主要由 $\text{Fo}<25$ 的富铁橄榄石组成(Elkins-Tanton等, 2005). Bowen和Schairer(1935)建立了 Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 二元系在0.1MPa下的熔融相图. 该相图不仅成为研究橄榄石熔融和结晶分异的基础, 而且被用于计算橄榄石的同系温度, 以建立无水橄榄石的变形机制图(Ashby和Verrall, 1977)和流变律(Borch和Green, 1987). 虽然熔融实验已确定水可以显著降低橄榄石的熔点(Hirschmann等, 2009; Green等, 2014), 但目前还缺乏对含水橄榄石熔融行为的实验研究, 而且高压下的 Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 熔融实验结果非常有限(Ohtani等, 1998), 这限制了橄榄石的同系温度在地幔流变学和行星演化方面的应用.

上地幔含水量分布的时空变化及其流变学效应对大陆的生长和演化具有重要意义(Hirschmann, 2006; Bürgmann和Dresen, 2008; Arndt, 2013). 对美国亚利桑那州San Carlos橄榄石(Fo_{90})的变形实验揭示: 水可以显著增强颗粒边界迁移并降低橄榄石集合体的黏度(Karato等, 1986; Mei和Kohlstedt, 2000a, 2000b; Kohlstedt, 2006). 对富铁橄榄石, 目前已获得了无水条件下位错运动参与的颗粒边界滑移机制的流变律(Zhao等, 2009), 而且发现含水的富铁橄榄石的流变强度比干燥时小1个数量级(赵永红等, 2006, 2007). 此外, 高温高压实验发现水对橄榄石晶格优选定向的影响在低于3GPa(Jung和Karato, 2001)和高于7GPa(Ohuchi和Irifune, 2013)时完全不同. 由于不同的橄榄石组构会使橄榄岩形成各具特色的地震波各向异性, 橄榄石组构转变的机制及其构造意义引起了广泛的争议.

本文根据前人对橄榄石的熔融实验结果, 建立了常压至6.4GPa无水橄榄石(Mg,Fe) $_2\text{SiO}_4$ 的固相线和液相线与含铁量和压力的关系. 然后结合加拿大Superior Province克拉通西部、大别山和苏北盆地的热结构, 获得大陆典型构造区橄榄石 T/T_m 随深度的变化曲线, 以对比具有不同热状态和橄榄石成分的上地幔流变强度. 最后使用 T/T_m 分析变形实验和天然橄榄岩中的橄榄石组构, 为上地幔地震波各向异

性的解释提供新的约束.

2 橄榄石和橄榄岩的熔点

2.1 镁橄榄石和铁橄榄石的熔点

Bowen和Schairer(1935)进行了常压下(Mg,Fe) $_2\text{SiO}_4$ 体系的熔融实验, 发现镁橄榄石的熔点是2171K, 而铁橄榄石的熔点只有1478K, 橄榄石的Fo值越高, 熔点越高. 他们提出橄榄石的熔点随着压力增加而线性提高, 这一预测得到Davis和England(1964)对镁橄榄石从常压到5GPa的熔融实验的证实:

$$T_{\text{Fo}}=2171+47.7P, \quad (4)$$

其中, T_{Fo} 是镁橄榄石的熔点(单位: K), P 是压力(单位: GPa). Hsu(1967)对铁橄榄石的熔融实验也发现在 $P \leq 4\text{GPa}$ 时, 铁橄榄石的熔点(T_{Fa})随压力增加而线性升高:

$$T_{\text{Fa}}=1478+48.5P. \quad (5)$$

但是随后的实验表明高压下橄榄石的熔融行为非常复杂. Presnall和Walter(1993)发现Simon公式可以更好地拟合镁橄榄石从常压到16.5GPa下的熔融实验结果:

$$P=2.44 \times [(T_{\text{Fo}}/2171)^{11.4}-1]. \quad (6)$$

在10.1GPa和2523K, 镁橄榄石从低压下的一致熔融(液相成分与未熔之前的固相成分完全一致)转变为高压下的不一致熔融(镁橄榄石=方镁石+熔体). 如图2所示, 在1500K, 斜方晶系的 α 相镁橄榄石在14GPa转变为具有似尖晶石结构的瓦德利石(β 相镁橄榄石), 在18.2GPa转变为具有尖晶石结构的林伍德石(γ 相镁橄榄石). 在1500K和~24GPa, 林伍德石转变为具有钙钛矿结构的布里奇曼石(原称pevoskite MgSiO_3 , 2014年命名为Bridgmanite)和方镁石. 镁橄榄石的 α - β 相变和 β - γ 相变导致熔融曲线随压力的不连续变化(Presnall, 1995).

Akimoto等(1967)测量了在1.7~7.6GPa压力对 Fe_2SiO_4 熔融行为的影响, 发现低于6.2GPa, 铁橄榄石发生一致熔融并遵循Simon公式:

$$P=4.1 \times [(T_{\text{Fa}}/1478)^{4.8}-1]. \quad (7)$$

在6.2GPa和1793K, 铁橄榄石的熔融曲线与相变线相交, 形成铁橄榄石- γ 相铁橄榄石-熔体的相变-熔融三联点. 在6.2~7.6GPa, 铁橄榄石的熔点随压力增加而线性增加:

图2 镁橄榄石 Mg_2SiO_4 的相变-熔融相图
(修改自 Presnall, 1995)

$$P = (T_{\text{Fa}} - 1108.6) / 110.6. \quad (8)$$

但是, Ohtani(1979)测量了 Fe_2SiO_4 在4.8~20GPa下的熔融行为,发现 Fe_2SiO_4 的相变-熔融三联点位于 $(7 \pm 0.5)\text{GPa}$ 和 $(1793 \pm 25)\text{K}$. 上述两个实验采用了不同的铁橄榄石相变线来校正压力,这导致二者标定的 Fe_2SiO_4 相变-熔融三联点存在差异.

Yagi等(1987)使用同步辐射加速器,获得铁橄榄石的 α - γ 相变线为

$$P = 2.0675 + 0.0025T_{\text{Fa}}. \quad (9)$$

Akaogi等(1989)通过热力学计算获得的 Fe_2SiO_4 相变线与Yagi等(1987)的实验结果一致. 因此,本文采用式(9)来校正Akimoto等(1967)和Ohtani(1979)的实验压力. 校正后铁橄榄石的相变-熔融三联点位于6.4GPa和1793K(图3). 校正后, $P \leq 6.4\text{GPa}$ 时铁橄榄石的熔点随压力的变化遵循Simon公式:

$$P = 4.2 \times [(T_{\text{Fa}} / 1478)^{4.8} - 1]. \quad (10)$$

高于6.4GPa, γ 相铁橄榄石的熔点随压力增加而线性提高,熔点随压力变化的梯度(dT_{Fa}/dP)为120K/GPa,显著高于 α 相铁橄榄石的 dT_{Fa}/dP ,表明相变导致原子间的结合力增强:

$$P = (T_{\text{Fa}} - 1793) / 120 + 6.41. \quad (11)$$

2.2 橄榄石(Mg,Fe) $_2\text{SiO}_4$ 的熔点

由于镁橄榄石和铁橄榄石的相变条件相差很大,而且铁橄榄石没有 β 相, $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ 体系的相变不仅与温压相关,而且受橄榄石的成分影响. 例如,在

1873K, 富镁 α 相橄榄石(Fo 值 >83)随着压力增加将依次转变为 $(\alpha+\beta)$ 共存相 $\rightarrow \beta$ 相 $\rightarrow (\beta+\gamma)$ 共存相 $\rightarrow \gamma$ 相; 而富铁 α 相橄榄石(Fo 值 <55)将依次转变为 $(\alpha+\gamma)$ 共存相 $\rightarrow \gamma$ 相(图4). 温度降低,相变所需的压力降低(Katsura和Ito, 1989). 在相同温度下,含铁量的增加将降低橄榄石相变所需的压力(Stixrude, 1997; Katsura等, 2004).

Ohtani等(1998)发现由于含铁量对橄榄石相变和不一致熔融的重要影响, $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ 在8.5GPa下的熔融相图与在常压下完全不同. 因此,本文仅根据镁

图3 校正后的铁橄榄石 Fe_2SiO_4 相变-熔融相图

图4 Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 体系的相图
(修改自 Katsura 和 Ito, 1989)

橄榄石和铁橄榄石的熔融实验结果, 将Bowen和Schairer(1935)建立的橄榄石熔融相图外推至6.4GPa(无相变和不一致熔融, 相当于~200km深度). 值得注意的是, 上述熔融实验均未考虑橄榄石样品中的水含量. 由于H在橄榄石中的扩散速率非常快(Kohlstedt和Mackwell, 1998), 即使橄榄石含有少量的水, 在制样过程中水已基本丢失, 因此, 可看作无水橄榄石的熔融实验. 目前还缺乏定量研究水对橄榄石熔点影响的高温高压实验. 对含水橄榄岩在1~2GPa下的熔融实验发现: H在橄榄石和熔体中的分配系数 $D_H^{\text{olivine/melt}}=0.0017\pm0.0005$, 这意味着熔融一旦开始, 橄榄石将迅速脱水(Aubaud等, 2004).

如图5所示, 0.1MPa下橄榄石的固相线和液相线(Bowen和Schairer, 1935)可以使用广义混合律(generalized means)拟合:

$$T_{\text{Ol}} = (W_{\text{Fo}} T_{\text{Fo}}^J + W_{\text{Fa}} T_{\text{Fa}}^J)^{1/J}, \quad (12)$$

其中, W 是镁橄榄石或铁橄榄石的体积百分比, T 是镁橄榄石或铁橄榄石在一定压力下的固相线或液相线(单位: K), 下标Ol、Fo和Fa分别代表橄榄石、镁橄榄石和铁橄榄石. J 是一常数, 使用最小二乘法拟合, 对于固相线, $J=-2.8$; 对于液相线, $J=5$. 如果含铁量对橄榄石熔融行为的影响至6.4GPa仍保持不变, 使用式(6)、(10)和(12)可计算橄榄石的固相线和液相线随压力的变化(图5), 从而获得高压下橄榄石的熔融相

图(图6). 随压力增加, 橄榄石的固相线和液相线缓慢升高(图5). 由于铁橄榄石的熔点随压力变化的梯度比镁橄榄石略高, 6.4GPa下橄榄石固液混溶区的温度范围比0.1MPa下略有缩小(图6).

2.3 橄榄岩的熔点

橄榄岩的固相线是研究上地幔发生部分熔融的深度、熔体迁移和地幔对流的重要参数. 橄榄岩的固相线受压力、成分和含水量影响. Hirschmann(2000)总结了无水橄榄岩的熔融实验, 提出在0~10GPa, 名义上无水橄榄岩的固相线 $T_{\text{drysolidus}}$ 随压力的变化可拟合为

$$T_{\text{drysolidus}} = -5.104P^2 + 132.899P + 1393.661, \quad (13)$$

其中, $T_{\text{drysolidus}}$ 的单位是K, 压力 P 的单位是GPa. $T_{\text{drysolidus}}$ 在常压下为1394K, 在6GPa为2007K, 远低于无水橄榄石 Fo_{90} 的熔点(图5a). $T_{\text{drysolidus}}$ 随着全岩 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 含量的升高而降低, 随着全岩 $\text{Mg}^\#$ 的升高而升高, 这反映了单斜辉石对无水橄榄岩熔点的显著影响(Hirschmann, 2000).

水可以羟基的形式进入橄榄石、辉石、石榴石等名义上无水矿物的晶格(Bell和Rossman, 1992; Bell等, 1995; Peslier, 2010). Aubaud等(2004)根据在1~2GPa下的含水橄榄岩熔融实验, 提出H在橄榄岩和熔体中的分配系数 $D_H^{\text{peridotite/melt}}$ 约为0.009, 并估计了含水橄

图5 无水橄榄石 $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ 的固相线和液相线

阴影区为地球上地幔橄榄石的成分区间, 无水橄榄岩的固相线据式(13)计算(Hirschmann, 2000)

图6 $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$ 体系在常压和6.4GPa下的平衡相图

榄岩的固相线($T_{\text{wetsolidus}}$):

$$T_{\text{wetsolidus}} = \frac{1}{\left(\frac{1}{T_{\text{drysolidus}}} - \frac{R}{\Delta H_{\text{fusion peridotite}}} \ln(1 - X_{\text{OH}^{-1}}^{\text{melt}}) \right)}, \quad (14)$$

其中, $X_{\text{OH}^{-1}}^{\text{melt}}$ 是位于固相线的熔体中羟基的摩尔分数, $\Delta H_{\text{fusion peridotite}}$ 是橄榄岩的熔化焓(Kojitani和Akaogi, 1997). 根据式(14), Hirschmann等(2009)发现水可以显著提高上地幔初始熔融的深度. 例如: 洋中脊之下的地幔绝热线(Stixrude和Lithgow-Bertelloni, 2007)与 $T_{\text{drysolidus}}$ 在65km相交, 与含水量为100和200ppm的 $T_{\text{wetsolidus}}$ 分别在80和104km相交(图7). 对于年龄为50Ma的大洋岩石圈, 在110km发生部分熔融需要橄榄岩的含水量达到300ppm. 300ppm已超过大洋软流圈(洋中脊玄武岩的源区)的含水量上限, 因此, 大洋软流圈90~100km的低速带不可能由富水地幔的部分熔融产生(Hirschmann等, 2009).

3 橄榄石的同系温度与上地幔蠕变

Ashby和Verrall(1977)根据橄榄石 Fo_{90} 的流变律和在1个大气压下的熔点, 使用归一化应力和同系温度建立了无水橄榄石 Fo_{90} 在8.1GPa的变形机制图(图8). 假定橄榄石粒径为0.1mm, 当 $T/T_m < 0.5$, 橄榄石的力学行为由低温变形机制控制, 例如: 弹性变形、

图7 水对洋中脊下方橄榄岩固相线的影响
(修改自 Hirschmann 等, 2009)

当地幔绝热线与橄榄岩的固相线相交时, 上地幔开始部分熔融. 图中数值为橄榄岩中的结构水含量, 单位为 ppm

劈理和Peierls机制导致的应变强化. 当 $T/T_m \geq 0.5$, 在上地幔 $10^{-12} \sim 10^{-15} \text{s}^{-1}$ 的应变速率下, 位错蠕变或扩散蠕变成为橄榄石的主控变形机制, 幂律流变律控制了橄榄石的韧性变形. 由于橄榄石是上地幔最主要的矿物, 橄榄石 $T/T_m = 0.5$ 可用于界定上地幔从同时包含脆性和塑性变形的半脆性变形到完全塑性变形的转换深度.

取1300°C作为热岩石圈的底界(Jaupart和Mareschal, 1999), Wang(2010)计算了加拿大Superior Province克拉通西部、大别山和苏北盆地的地温曲线, 以分别代表稳定克拉通、中生代造山带和新生代伸展盆地的热结构(图9a). 将地温曲线除以一定压力下橄榄石的固相线, 即可获得橄榄石的同系温度随深度的变化. 对于上述三个构造单元, 无水橄榄石的 T/T_m 都随深度增加而增加, 随橄榄石Fo值的增加而减小(图9b). 取 Fo_{90} 的同系温度对比不同构造区的上地幔强度(表1), Superior Province克拉通西部具有冷且厚的岩石圈, Fo_{90} 的 T/T_m 在Moho面为0.32, 在120km达到0.5, 在200km达到0.66. 大别山具有正常的温

图 8 高压下无水橄榄石的变形机制图(修改自 Ashby 和 Verrall, 1977)
红线为主控变形机制的边界, 绿色阴影区为上地幔的应变速率范围

表 1 典型大陆构造单元的橄榄石同系温度对比

构造单元	橄榄石成分	Moho			$T/T_m=0.5$		岩石圈-软流圈边界	
		深度(km)	温度(°C)	T/T_m	深度(km)	深度(km)	温度(°C)	T/T_m
Western Superior Province	FO ₈₅	42	394	0.33	114	209	1300	0.66
	FO ₉₀	42	394	0.32	120	209	1300	0.66
	FO ₉₅	42	394	0.31	128	209	1300	0.65
大别山	FO ₈₅	40	547	0.41	61	120	1300	0.73
	FO ₉₀	40	547	0.40	67	120	1300	0.71
	FO ₉₅	40	547	0.38	70	120	1300	0.69
苏北盆地	FO ₈₅	31	664	0.47	35	67	1300	0.76
	FO ₉₀	31	664	0.46	37	67	1300	0.73
	FO ₉₅	31	664	0.44	39	67	1300	0.71

度梯度和岩石圈厚度, FO₉₀的 T/T_m 在Moho面为0.40, 在67km达到0.5, 在120km达到0.71. 而苏北盆地具有热且薄的岩石圈, FO₉₀的 T/T_m 在Moho面为0.46, 在37km处达到0.5, 在67km处达到0.73. 不同构造单元FO₉₀的 T/T_m 在67km处(苏北盆地的岩石圈-软流圈边界)差异最大, 之后随深度增加而逐渐减小. 在

120km(大别山的岩石圈-软流圈边界)之下, 大别山和苏北盆地FO₉₀的 T/T_m 趋于一致, 暗示二者软流圈的流变强度近似. 而Superior Province克拉通西部FO₉₀的 T/T_m 显著低于构造活动区, 一直到200km之下才与周围地幔趋于一致, 表明克拉通的岩石圈地幔强度较高, 在地幔对流中可以保持长期相对稳定. 通过橄

图9 典型大陆构造单元的上地幔热结构(a)和 $\leq 200\text{km}$ 橄榄石同系温度剖面(b)

灰色阴影区为橄榄石的 $T/T_m=0.55\sim 0.60$ 的范围, 是上地幔 $10^{-12}\sim 10^{-15}\text{s}^{-1}$ 应变速率下橄榄石[100]和[001]主控位错滑移的分界

榄石 Fo_{90} 的同系温度推断的上地幔强度剖面(图9b)与使用 Fo_{90} 的流变律计算的有效黏度剖面(Wang, 2010)一致, 因此, 橄榄石的同系温度是上地幔流变结构的主控因素。

此外, 太古宙岩石圈地幔由于经历了早期的高程度部分熔融, 其橄榄石的Fo值比元古宙和显生宙略高(Griffin等, 2003; O'Reilly和Griffin, 2006)。强烈亏损、难熔的残留地幔常成为稳定克拉通的核部。由橄榄石的同系温度剖面(图9b)可知, 在相同温度下橄榄石的Fo值越高, 橄榄石 T/T_m 越低, 上地幔强度越高。这与根据流变实验获得的含铁量对橄榄石强度的影响一致(Zhao, 2009)。因此, 橄榄石的同系温度可用于对比具有不同热状态和成分的上地幔流变强度。例如: 中生代橄榄岩-熔体相互作用强烈改造了华北东部的太古宙岩石圈地幔, 降低了橄榄石的Fo值和克拉通岩石圈地幔的黏度(张宏福, 2009)。流变学实验表明来自榴辉岩的熔体与橄榄岩反应可形成低镁辉石岩和高镁安山岩, 降低橄榄岩的流变强度,

但是水对上地幔的弱化作用对华北克拉通破坏更为重要(Zhang等, 2012)。橄榄岩-熔体相互作用和水致弱化都会提高橄榄石同系温度, 对应于岩石圈地幔的强度降低。克拉通破坏过程中这两种机制可能都发挥作用, 关键是谁能更有效地提高橄榄石的同系温度。考虑到上地幔橄榄石Fo值的变化范围, 橄榄石成分变化对元古宙以来上地幔流变行为的影响非常有限(图9)。但是在地球冥古宙至太古宙的演化阶段, 橄榄石成分变化导致的地幔流变强度差异对周期性的地幔倒转(Griffin等, 2014)可能具有重要影响。

如前所述, 橄榄石的 T/T_m 是温度、压力、Fo值和含水量的函数。由于缺乏含水橄榄石在高压下的熔点和剪切模量数据, 我们无法使用同系温度建立含水橄榄石的变形机制图。Wang(2010)采用近年来实验确定的橄榄石 Fo_{90} 的流变律, 对比了大陆不同构造环境下无水 and 含水橄榄石的变形机制。上地幔发生稳态蠕变时的应力可通过动态重结晶橄榄石的粒径、亚颗粒的粒径、位错结构等进行估算, 一般在0.1~

10MPa之间, 在俯冲带和碰撞造山带可达到40~50MPa(Karato等, 1980; Jin等, 1989; van der Wal等, 1993; Peacock, 2003), 但是来自造山带中剪切带的橄榄岩可能在高应力(~400MPa)下发生半脆性变形(Jin等, 1998). 在上地幔变形条件下(蠕变速率为 10^{-12} ~ 10^{-15} s $^{-1}$, 橄榄石粒径为0.1~10mm), 扩散蠕变控制了无水橄榄石的变形(图10a). 但是, 少量的水就可以显著降低位错蠕变所需的临界剪应力, 使位错蠕变成为上地幔粗粒橄榄石的主控变形机制, 而扩散蠕变可能在200km之下占主导(图10b). 由于天然橄榄石普遍含水, 上地幔的韧性变形应该由含水橄榄石的流变律控制. 位错蠕变将导致橄榄石形成晶格优选定向, 这与天然变形橄榄岩中广泛发育的橄榄石晶格优选定向(Ben Ismail和Mainprice, 1998)和全球地震波各向异性的观测结果一致(Park和Levin, 2002).

4 橄榄石的同系温度与组构转变

近年来开展的大应变剪切变形实验揭示了水、温度、压力、应力和部分熔融等因素对橄榄石组构的影响. 虽然颗粒边界滑移(Hansen等, 2011; Précigout和Hirth, 2014)、扩散蠕变(Miyazaki等, 2013)、部分熔融

(Holtzman等, 2003)也可以导致橄榄石发育不同的组构, 但是位错蠕变被认为是橄榄石形成晶格优选定向的主要机制. 位错滑移系由滑移面和滑移方向(Burgers矢量, $\mathbf{b}$)组成. 虽然多晶集合体的位错蠕变是多组位错滑移系共同作用的结果, 但是具有最小临界剪应力的位错滑移系控制了晶格优选定向的发育. 值得注意的是, 实验样品的变形速率一般为 10^{-4} ~ 10^{-6} s $^{-1}$, 比上地幔变形速率要快6~9个数量级. 实验中橄榄石样品的粒径常为微米级, 而天然橄榄石粒径在0.1毫米~厘米级. 变形实验样品的含水量可接近H在橄榄石中的溶解度, 而天然橄榄石的原位含水量常常远低于溶解度. 因此, 将实验结果外延到上地幔变形时需要特别留意尺度问题. 由于橄榄石的含铁量、含水量和变形条件的差异, 橄榄石组构的转变机制成为构造物理学的研究热点.

4.1 温度和应变速率对橄榄石组构的影响

由于位错蠕变和扩散蠕变都是热驱动的变形, 温度对橄榄石的组构发育具有重要影响. Carter和Avé Lallemant(1970)对含水和干燥的纯橄岩和橄榄岩的变形实验发现: 在573~1673K和0.5~3GPa压力下, 橄榄石的主控位错滑移系在低温下为[001]{110}, 随着温度升高依次转变为[100]{0kl}(D型组

图 10 无水橄榄石(a)和贫水橄榄石(b)的变形机制图(修改自 Wang, 2010)

黑色实线和蓝色实线分别表示在 Superior Province 克拉通西部 200 和 400km 的应变速率, 红色实线和蓝色虚线分别给出了 200 和 400km, 位错蠕变、扩散蠕变、Peierls 机制的主控边界, 绿色方框表示上地幔的应力和橄榄石粒径范围

构)和[100](010)(A型组构), 而且组构转变的临界温度随应变速率的降低而降低(图11). 对橄榄岩(Nicolas等, 1973)和橄榄石单晶(Bai等, 1991)的实验也证实高温下[100](010)位错滑移系控制了橄榄石的组构发育.

早期变形实验常采用单轴挤压的方式, 应变量小于50%, 而天然橄榄岩的剪应变常常超过100%, 这导致将实验结果外延至上地幔流变时的不确定性. 以氦气为介质的气体流变仪可以准确地控制实验过程中的应力和温度变化, 进行大应变实验, 但是压力不超过700MPa, 温度不超过1550K(Paterson, 1990; Paterson和Olgaard, 2000). Zhang等(2000)使用Paterson流变仪进行Fo₉₀多晶集合体的单剪变形, 压力为300MPa, 剪应变 ≤ 2.5 . 他们发现在1473K橄榄石的[100]和[001]位错同时发育, 而在1573K橄榄石[100]位错滑移占主导, 形成A型组构, 这与Carter和Avé Lallemant(1970)的实验结果一致. 但是, Bystricky等(2000)使用Paterson流变仪在300MPa和1473K下对Fo₉₀多晶集合体进行的大应变(剪应变 ≤ 5)扭转实验, 发现亚颗粒旋转重结晶导致橄榄石形成强烈的晶格优选定向, 橄榄石残斑发育了A型组构, 而动态重结晶的橄榄石颗粒形成D型组构. Zhang等(2000)实验中橄榄石的含水量为300 H/10⁶Si, 而Bystricky等(2000)实验中橄榄石的含水量小于30

H/10⁶Si. 因此, 二者实验结果的差异表明水可促进颗粒边界迁移, 影响重结晶橄榄石的晶格优选定向.

图12使用橄榄石的同系温度对比了近年来橄榄石组构的实验结果, 由于不清楚铁橄榄石的 α - γ 相变对含铁橄榄石熔点的影响, 图12未包括压力超过6.4GPa的Fo₉₀多晶集合体实验数据. 使用无水橄榄石

图11 温度和应变速率对橄榄石组构的影响
(修改自 Carter 和 Avé Lallemant, 1970)

图12 同系温度对橄榄石组构的影响

数据来自 Bystricky 等(2000), Zhang 等(2000), Jung 和 Karato(2001), Couvy 等(2004), Katayama 等(2004), Li 等(2004), Jung 等(2006, 2009), Katayama 和 Karato(2006)

的熔点可能会低估含水橄榄石的 T/T_m . 当 $T/T_m \geq 0.70$ 时, 橄榄石[100]方向的位错滑移占据主导, 形成A型或D型组构; 当 $T/T_m < 0.70$ 时, [001]方向的位错滑移更为发育, 橄榄石的组构与样品是否含水无关(图12a). 图12a中有一个数据异常点($P=3\text{GPa}$, $T=1475\text{K}$, $T/T_m=0.63$)来自无水镁橄榄石单晶的变形实验(Raterron等, 2007), 这可能由于定向的镁橄榄石单晶体只能沿(010)面发育[100]位错或者[001]位错, 而不像多晶集合体同时发育多组位错滑移系, 导致镁橄榄石单晶体中[100](010)位错滑移系的 T/T_m 较低. 此外, 不同橄榄石组构的 T/T_m 与压力基本无关, 证明同系温度已包含了压力对位错滑移系发育的影响(图12b).

4.2 水和应力对橄榄石组构的影响

变形实验中常使用傅立叶变换红外光谱仪

(FTIR)的非偏振光测量橄榄石的羟基吸收峰, 然后根据 Paterson(1982)的校正方法计算橄榄石的含水量, 其结果比使用 Bell等(2003)的校正方法低3.5倍. 使用 Griggs流变仪, 在0.3~2.2GPa对 Fo_{90} 多晶集合体进行的单剪实验发现高含水量和高应力下橄榄石可发育不同的组构(Jung和Karato, 2001; Katayama等, 2004; Jung等, 2006). 如图13a和b所示, 贫水橄榄石在低应力下形成[100](010)晶格优选定向(A型组构), 而富水橄榄石在高应力下发育[001](010)晶格优选定向(B型组构), 在中等应力下发育 [001](100)晶格优选定向(C型组构). 在中等含水量和低应力下, 橄榄石发育以[100](001)滑移系为特征的E型组构. 以[100]{0kl}滑移系为特征的D型组构投在贫水和高应力条件下. 由于上地幔的应力较低, 橄榄石的A型组构更为普遍.

图 13 高温和相对低压下的橄榄石组构

(a) 应力和含水量对橄榄石组构的影响, (b) 橄榄石结晶轴的下半球赤平投影极图(Karato 等, 2008), (c) 应力和水饱和度对橄榄石组构的影响. 数据来自 Bystricky 等(2000), Zhang 等(2000), Jung 和 Karato(2001), Katayama 等(2004), Jung 等(2006)

由于Griggs装置中的固体围压介质和样品之间存在摩擦力,难以确定实验过程中的应力变化.实验样品中的位错密度常常很不均一,根据淬火样品的位错密度粗略估算终态应力的误差可达10~15%(Jung和Karato, 2001).为确定水对橄榄石组构转变的影响,可用橄榄石的含水量除以变形条件下H在橄榄石中的溶解度,获得橄榄石的水饱和度.橄榄石中H的溶解度受温度、压力、水逸度、氧逸度和含铁量的影响(Kohlstedt等, 1996; Kohlstedt 和 Mackwell, 1998; Zhao等, 2004).本文采用水的状态方程(Pitzer和Sterner, 1994)计算水逸度,然后根据Kohlstedt等(1996)的结果获得橄榄石中H的溶解度.对前人的实验结果使用水饱和度进行分析,发现除了D型组构形成于低水饱和度条件下,橄榄石的组构与水饱和度基本无关(图13c).而且,具有不同水饱和度的橄榄石在高应力下都发育了B型组构.

4.3 压力对橄榄石组构的影响

多项砧高压装置(DIA)具有6个顶砧,通过单阶段加压可达到~15GPa和~2000K的温压条件.结合同步辐射X射线技术的Deformation multi-anvil装置(D-DIA)经过对DIA的改进,可进行压力高达25GPa(相当于下地幔顶部)的变形实验(Cordier和Rubie, 2001; Li, 2009; Ohuchi等, 2010).使用多项砧对镁橄榄石单晶体的变形实验表明:超高压可以促进橄榄石[001]方向的位错滑移,在1477~1677K,无水橄榄石单晶体的位错滑移矢量在7GPa从[100]转变为[001](Couvry等, 2004; Raterron等, 2007, 2009).

对橄榄石多晶集合体的变形实验确认了压力对橄榄石[001]位错滑移的促进作用,但是对[100]和[001]位错滑移的临界压力还存在争议. Jung等(2009)使用改进型Griggs装置对无水方辉橄榄岩进行变形实验,发现在~3GPa和1573K的条件下($T/T_m=0.71$),压力导致无水橄榄石从A型组构转变为B型组构,但是B型组构的强度很低.但是,使用D-DIA装置对San Carlos橄榄石多晶集合体的变形实验揭示:[001]位错滑移所需的临界压力随温度升高而降低,而且C型组构发育所需的临界压力高于B型组构.例如:在8~9GPa和773~1273K下无水或贫水橄榄石多晶集合体的变形以[001]位错蠕变为主(Li等, 2003; Raterron等, 2004).贫水的橄榄石多晶集合体在7.6GPa和

1493K从A型组构转变为B型组构,在7.6GPa和1673K同时发育B型和C型组构,在9.6GPa和1670K发育C型组构(Ohuchi等, 2011; Ohuchi和Irifune, 2013).

此外, Ohuchi 和 Irifune(2013)发现,在7.2~11.1GPa和1400~1770K富水橄榄石发育A型组构,中等含水量的橄榄石发育B型组构,而贫水橄榄石发育C型组构,与Jung和Karato(2001)提出的低压下含水量与橄榄石组构的关系完全不同,证明含水量对橄榄石组构的影响与压力密切相关(图14a).超高压实验中的应力常常很高(图14b),因此难以确定围压和应力对橄榄石组构转变的贡献(Karato等, 2008).由于矿物的剪切模量 μ 随围压的增加而增加,归一化应力(σ/μ)可以更好地反映应力对晶体材料流变性质的影响.图14c和d表明了归一化应力和应力对橄榄石组构的影响.对于超出6.4GPa的变形实验,只使用无水或贫水的橄榄石数据,并使用无水镁橄榄石的熔点作为橄榄石Fo₉₀的熔点,会略微低估橄榄石Fo₉₀的 T/T_m .如图14c所示,橄榄石的组构与归一化应力无关,因此超高压实验中的无水橄榄石B型或C型组构主要由压力造成.橄榄石B型组构的发育是高应力和相对较低的 T/T_m 共同作用的结果(图14d).

Durincx等(2005)使用第一原理计算无水镁橄榄石的广义堆垛层错,发现10GPa下[100](010)滑移系发生了显著的硬化,而[001](010)和[001](100)位错滑移系的堆垛层错能却变化不大,[001](100)位错滑移系最易发育. Mainprice等(2005)采用黏塑性自洽模型,模拟单剪变形条件下橄榄石多晶集合体晶格优选定向的发育,也发现高压下橄榄石的[001]滑移比[100]滑移更易发生,表明>250km深度下橄榄石将发育B型或C型组构.

5 讨论

5.1 天然橄榄岩的变形组构

将图12a中橄榄石[100]和[001]滑移的分界线外延到 10^{-12} ~ 10^{-15} s⁻¹的应变速率,可获得A型组构的稳定域为 $T/T_m>0.55$ ~ 0.60 .这一范围对应于大洋、伸展盆地和造山带的大部分岩石圈地幔,克拉通岩石圈地幔的下部,以及全部软流圈(图9b).这解释了来自蛇绿岩、玄武岩和金伯利岩携带的橄榄岩包体的橄榄石普遍发育A型组构(Christensen, 1984; Ben Ismail和

图 14 压力和应力对橄榄石结构的影响

数据来自 Bystricky 等(2000), Zhang 等(2000), Jung 和 Karato(2001), Couvy 等(2004), Katayama 等(2004), Li 等(2004, 2006), Raterron 等(2004, 2007), Jung 等(2006, 2009), Katayama 和 Karato(2006), Ohuchi 等(2011), Ohuchi 和 Irifune(2013)

Mainprice, 1998; Ben Ismaïl 等, 2001; Tommasi 等, 2008), 而且大洋区和构造活动区的地震波各向异性与地幔流动方向具有一致性(Savage, 1999; Park 和 Levin, 2002). 橄榄石的A型和D型结构可在相近的温度和含水量条件下发育(图12~14), 在阿曼蛇绿岩(Boudier 和 Nicolas, 1995)和日本 Horoman 橄榄岩体(Sawaguchi, 2004)都发现橄榄石的A型和D型结构共存.

Jung 和 Karato(2001)提出高含水量导致橄榄石的组构转换后, 橄榄石的B型或者C型组构被很多学者作为上地幔高含水量($>1000 \text{ H}/10^6 \text{ Si}$)的标志. 例如: 日本 Sanbagawa 高压低温变质带石榴橄榄岩的橄榄石B型组构(Mizukami 等, 2004), 阿尔卑斯造山带 Cima

di Gagnone 石榴橄榄岩的橄榄石C型组构(Frese 等, 2003; Skemer 等, 2006), 被分别作为富流体的地幔楔和俯冲带发育的典型组构. 而来自挪威加里东造山带石榴橄榄岩的橄榄石C型组构被认为形成于富水的大陆深部地幔(Katayama 等, 2005).

但是, 与富流体、以基性-超基性岩为主要组成物质的大洋俯冲带不同, 大陆俯冲带以低水活度、富长英质、泥质表壳岩为特征, 深俯冲和折返过程中只有局部的流体活动(Zheng 等, 2011). Xu 等(2006)在苏鲁超高压变质带芝麻坊石榴橄榄岩中首次发现了超高压(4~7 GPa)、低温(750~950℃)、贫流体环境下形成的橄榄石C型组构, 对应于 $T/T_m=0.45\sim0.55$. Wang 等(2013a)证实苏鲁超高压变质带的许沟橄榄岩也经

历了超高压、低温的变质作用, 贫水的橄榄石发育了C型组构. Wang等(2013b)对挪威加里东造山带的橄榄岩进行了系统研究, 发现贫水的橄榄石发育了不同的组构类型(图15). 与前人对橄榄石组构的实验结果对比(图12~14), 俯冲带内的橄榄石组构发育与含水量无关, 主要受到同系温度和应力的影响. 来自超高压变质带的弱变形橄榄岩具有橄榄石A型组构(图16a), 可能保存了俯冲前地幔楔的组构特征; 而韧性剪切带的糜棱岩化橄榄岩具有B型组构(图16b), 反映了高应力、高应变速率下的组构特征. 北部Otrøy石榴石方辉橄榄岩经历了 $>6\text{GPa}$ 和 $850\sim 950^\circ\text{C}$ 的超高压变质作用, 发育的橄榄石C型组构(图16c)可归因于深俯冲板片中超高压和相对低温导致的低 T/T_m . 这为认识柴北缘超高压变质带富水橄榄石的C型组构(Jung等, 2013)和瑞典加里东造山带Seve Nappe橄榄石的E型组构(Clos等, 2014)提供了重要信息.

Lee和Jung(2015)发现南非Finsch金伯利岩携带的含金刚石的石榴橄榄岩发育橄榄石B型组构, 其形

成条件为 $P>(4.3\pm 0.3)\text{GPa}$, 温度为 1050°C , 含水量为 $50\sim 120\text{H}/10^6\text{Si}$. 橄榄石的平均成分为 Fo_{93} , 对应的橄榄石 T/T_m 为0.58, 正好处于相对低温、贫水的克拉通岩石圈地幔中橄榄石[100]滑移向[001]滑移转变的 T/T_m 范围(图9b). 根据压力和橄榄石的 T/T_m , 该B型组构应形成于 $130\sim 165\text{km}$. 虽然Lee和Jung(2015)将Finsch石榴橄榄岩的橄榄石B型组构归因于高压, 但是来自Kaapvaal克拉通岩石圈底部($170\sim 200\text{km}$)强烈变形的橄榄岩以橄榄石A型组构为主, 并且可见[100](010)和[001](010)位错滑移系的叠加(Ben Ismail等, 2001). 这表明压力不是造成贫水橄榄石发育B型组构的主要原因, 相对较低的橄榄石同系温度和应力才是B型组构的主控因素(图14d). 随着深度增加, 当橄榄石 $T/T_m>0.60$, 贫水橄榄石将从B型组构转变为A型组构(图9b), 而在岩石圈-软流圈边界的韧性剪切带, 高应力可导致橄榄石发育B型组构(图14d). 因此, 如果克拉通岩石圈地幔还保留着早期高温变形阶段的A型组构, 垂向上橄榄石组构将分为三层: 上

图15 挪威 Western Gneiss Region 橄榄石组构的空间分布(修改自 Wang 等, 2013b)

图 16 挪威 Western Gneiss Region 典型橄榄岩样品的橄榄石组构与地震波各向异性(修改自 Wang 等, 2013b)

下半球赤平投影, X 平行线理, Z 垂直面理, N 为测量点数; pfJ 为组构强度参数; V_{s1} 是 S 波快波的波速, AV_s 是 S 波各向异性, S 波快波的极化方向用白色短线表示. (a) 弱变形橄榄岩保存了橄榄石 A 型组构, (b) 糜棱岩化橄榄岩具有 B 型组构, (c) 北部 Otøy 地区石榴橄榄岩发育 C 型组构, (d)~(f) 发育了 A 型组构和 B 型组构的橄榄岩具有相似的地震波各向异性, 而 C 型组构导致橄榄岩的地震波各向异性显著变化

层为残留的A型组构, 中间为B型组构, 底部为由岩石圈-软流圈边界的地幔对流导致的新生的A型或B型组构(图17). 上部残留的A型组构和底部新生的A型组构可能具有不同的定向.

5.2 橄榄石组构与上地幔地震波各向异性

对于变形的橄榄岩, 可建立构造坐标系 X -平行线理, Y -平行面理但垂直线理, Z -垂直于面理. 橄榄石晶体的最快P波速度(V_{Pmax})和最慢P波速度(V_{Pmin})分别平行 $[100]$ 和 $[010]$ 方向. 因此, 橄榄石的A型组构导致橄榄岩的 V_{Pmax} 平行线理, V_{Pmin} 垂直面理, S 波快波(V_{S1})的极化方向近平行于线理(图16d). 如图16所示, 橄榄岩样品N97-8和N97-9虽然分别发育了A型和B型橄榄石组构, 但受到辉石的晶格优选定向的影响, 二者的地震波各向异性特征很近似, 而橄榄石C型组构使橄榄岩的 V_{Pmax} 和 V_{S1} 的极化方向都近垂直于面理(图16f).

对于水平流动的上地幔, 橄榄石A型组构将使 V_{Pmax} 平行地幔流动方向. 水平传播的 S 波将分裂成偏振方向平行面理的 V_{SH} 和垂直面理的 V_{SV} , 并且 $V_{SH} > V_{SV}$. 而垂直入射的 S 波(例如SKS和SKKS)会分裂成为偏振方向互相垂直的 V_{SX} 和 V_{SY} , V_{SX} 的偏振方向平行线理, V_{SY} 的偏振方向平行 Y 方向, 由于 $V_{SX} > V_{SY}$, V_{S1} 的极化方向(ϕ)指示了上地幔流动方向(图17). 以此建立的上地幔流动和地震波各向异性的关系成为追踪板块运动的重要工具, 尤其在洋中脊、大陆造山带和裂谷区(Ben Ismaïl和Mainprice, 1998; Park和Levin, 2002). 但是, 在大洋俯冲带的弧前地区(Long和Becker, 2010)和大陆岩石圈的不同构造单元(Wüstefel等, 2009), 地震波各向异性与板块运动方向并不具有相关性, 这暗示了岩石圈地幔和软流圈地

幔具有不同的变形历史, 导致橄榄石的A型组构具有不同的定向.

大陆上地幔的Lehmann不连续面指在 $\sim 220\text{km}$ 地震波各向异性突然降低, 是地震观测中的重要界面. 对其成因有两种主要解释: 橄榄石的主控变形机制从位错蠕变转变为扩散蠕变(Karato, 1992; Deuss和Woodhouse, 2004; Wang, 2010), 或者高压导致的橄榄石组构从 $[100]$ 滑移转变为 $[001]$ 滑移(Mainprice等, 2005). 在正常的大陆地温梯度下, 橄榄石的同系温度在 $\sim 220\text{km}$ 大于0.66, 应该发育A型组构(图9b). 应力导致的橄榄石A型到B型的组构转变只在韧性剪切带内局部发育, 而且在地震波各向异性上难以区分(Wang等, 2013b). 因此, 橄榄石的主控变形机制从位错蠕变转变为扩散蠕变是导致Lehmann不连续面的主要原因. 但是在俯冲带的地温梯度下, 位错蠕变一直到 300km 还占主导, 超高压导致的橄榄石A型向C型组构的转变可解释俯冲带中的Lehmann不连续面(Wang, 2010). 因此, 根据橄榄石组构发育的热力学条件, 克拉通地区的上地幔地震波各向异性需要一个四层模型来拟合, 包括以位错蠕变为主的具有三层结构的岩石圈地幔, 以及以扩散蠕变为主的软流圈地幔(图17).

5.3 未来研究方向

大陆岩石圈经历了多期增生和构造岩浆作用, 物质成分很不均一, 流变学结构具有强烈的各向异性. 橄榄岩、辉石岩、榴辉岩的组构和物理性质是建立上地幔物质组成和流变学结构的基础. 选取全球典型超高压变质带和克拉通的地幔岩样品进行对比研究, 相当于建立了一个天然实验室来研究不同热动力条件下的岩石组构. 将地幔岩的组构分析与对

图17 克拉通上地幔橄榄石变形机制的分层分布以及S波分裂特征

地幔矿物的变形实验相结合, 可以研究岩浆作用、地幔交代作用、板块碰撞和俯冲等事件对地幔动力学演化的影响。

橄榄石的 T/T_m 可以更好地反映温度、压力和成分对上地幔流变强度和橄榄石组构转变的影响。Mosenfelder等(2006)发现低压与高压下H进入橄榄石的机制不同, 暗示了水对橄榄石组构的影响以及“水弱化”效应与压力密切相关(Chopra和Paterson, 1984; Hirth和Kohlstedt, 2003; Korenaga和Karato, 2008; Fei等, 2013)。由于缺乏含水橄榄石的高压熔融实验, 目前无法定量估计水对橄榄石熔点和 T/T_m 的影响。尤其在 $P > 6.4 \text{ GPa}$, 富铁橄榄石的熔融行为应该有较大变化, 并影响橄榄石流变强度随压力的变化。因此, 尽快开展高压下无水 and 含水橄榄石的熔融实验不仅有助于研究橄榄石的原位熔融和结晶过程, 而且可以促进对上地幔流变行为的认识。

为进一步厘清上地幔塑性流动与地震波各向异性的关系, 需要将高温高压变形实验、理论模拟与天然样品研究相结合, 系统对比不同变形条件下的橄榄石组构发育、含水量和地震波各向异性, 建立不同构造环境下的地震波各向异性和上地幔演化的联系。此外, 也应开展斜方辉石、单斜辉石、石榴石的组构、含水量和变形机制的研究, 以深入了解水在上地幔的分布和运移及其物理效应, 为解决岩石圈-软流圈边界的性质(Peslier等, 2010; Wang, 2010)、克拉通破坏机制(Hirth和Kohlstedt, 1996; 高山等, 2009; 徐义刚等, 2009; Zhang等, 2012)、俯冲带地震成因(Green和Houston, 1995; Zhang等, 2004)等重大科学问题提供新的信息。

致谢 感谢章军锋教授及另一位审稿人对本文的宝贵意见。

参考文献

- 高山, 章军锋, 许文良, 刘勇胜. 2009. 拆沉作用与华北克拉通破坏. 科学通报, 54: 1962–1973
- 徐义刚, 李洪颜, 庞崇进, 何斌. 2009. 论华北克拉通破坏的时限. 科学通报, 54: 1974–1989
- 张宏福. 2009. 橄榄岩-熔体相互作用: 克拉通型岩石圈地幔能够被破坏之关键. 科学通报, 54: 2008–2026
- 赵永红, 李小凡, 李扬, Zimmerman M, Kohlstedt D L. 2007. 铁橄

- 榄石高温高压流变性的实验研究. 岩石学报, 23: 2927–2932
- 赵永红, 施旭, Zimmerman M, Kohlstedt D L. 2006. 含水对富铁橄榄石流变性的影响. 岩石学报, 22: 2381–2386
- Akaogi M, Ito E, Navrotsky A. 1989. Olivine-modified spinel-spinel transitions in the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$: Calorimetric measurements, thermochemical calculation, and geophysical application. J Geophys Res, 94: 15671–15685
- Akimoto S I, Komada E, Kushiro I. 1967. Effect of pressure on the melting of olivine and spinel polymorph of Fe_2SiO_4 . J Geophys Res, 72: 679–686
- Arndt N T. 2013. The formation and evolution of the continental crust. Geochem Perspectives, 2: 405–533
- Ashby M F, Verrall R A. 1977. Micromechanisms of flow and fracture, and their relevance to the rheology of the upper mantle. Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci, 288: 59–95
- Aubaud C, Hauri E H, Hirschmann M M. 2004. Hydrogen partition coefficients between nominally anhydrous minerals and basaltic melts. Geophys Res Lett, 31: L20611, doi: 10.1029/2004GL021341
- Bai Q, Mackwell S J, Kohlstedt D L. 1991. High-temperature creep of olivine single crystals, 1. Mechanical results for buffered samples. J Geophys Res, 96: 2441–2460
- Bell D R, Iginger P D, Rossman G R. 1995. Quantitative analysis of trace OH in garnet and pyroxene. Am Miner, 80: 465–474
- Bell D R, Rossman G R, Maldener J, Endisch D, Rauch F. 2003. Hydroxide in olivine: A quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum. J Geophys Res, 108: 2105, doi: 10.1029/2001JB000679
- Bell D R, Rossman G R. 1992. Water in Earth's mantle: The role of nominally anhydrous minerals. Science, 255: 1391–1397
- Ben Ismaïl W, Barrol G, Mainprice D. 2001. The Kaapvaal Craton seismic anisotropy: Petrological analyses of upper mantle kimberlite nodules. Geophys Res Lett, 28: 2497–2500
- Ben Ismaïl W, Mainprice D. 1998. An olivine fabric database: An overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy. Tectonophysics, 269: 145–157
- Borch R S, Green H W. 1987. Dependence of creep in olivine on homologous temperature and its implications for flow in the mantle. Nature, 330: 345–348
- Boudier F, Nicolas A. 1995. Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. J Petrol, 36: 777–796
- Bowen N L, Schairer J F. 1935. The system MgO-FeO-SiO_2 . Am J Sci, 29: 151–217
- Bürgmann R, Dresen G. 2008. Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. Annu Rev Earth Planet Sci, 36: 531–567
- Bystricky M, Kunze K, Burlini L, Burg J P. 2000. High shear strain of olivine aggregates: Rheological and seismic consequences. Science, 290: 1564–1567

- Carter N L, Avé Lallemant H G. 1970. High temperature flow of dunite and peridotite. *Geol Soc Am Bull*, 81: 2181–2202
- Christensen N I. 1984. The magnitude, symmetry and origin of upper mantle anisotropy based on fabric analysis of ultramafic tectonites. *Geophys J Royal Astron Soc*, 76: 89–111
- Clos F, Gilio M, van Roermund H L M. 2014. Fragments of deeper parts of the hanging wall mantle preserved as orogenic peridotites in the central belt of the Seve Nappe Complex, Sweden. *Lithos*, 192–195: 8–20
- Chopra P N, Paterson M S. 1984. The role of water in the deformation of dunite. *J Geophys Res*, 89: 7861–7876
- Cordier P, Rubie D C. 2001. Plastic deformation of minerals under extreme pressure using a multi-anvil apparatus. *Mater Sci Eng A-Struct Mater Prop Microstruct Process*, 309: 38–43
- Couvy H, Frost D J, Heidelbach F, Nyilas K, Ungar T, Mackwell S, Cordier P. 2004. Shear deformation experiments of forsterite at 11 GPa–1400°C in the multianvil apparatus. *Eur J Mineral*, 16: 877–889
- Davis B T C, England J L. 1964. The melting of forsterite up to 50 kilobars. *J Geophys Res*, 69: 1113–1116
- Deuss A, Woodhouse J H. 2004. The nature of the Lehmann discontinuity from its seismological Clapeyron slopes. *Earth Planet Sci Lett*, 225: 295–304
- Durinck J, Legris A, Cordier P. 2005. Pressure sensitivity of olivine slip systems: First-principle calculations of generalized stacking faults. *Phys Chem Miner*, 32: 646–654
- Eaton D W, Darbyshire F, Evans R L, Grütter H, Jones A G, Yuan X H. 2009. The elusive lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons. *Lithos*, 109: 1–22
- Elkins-Tanton L T, Hess P C, Parmentier E M. 2005. Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes. *J Geophys Res*, 110: E12, doi: 10.1029/2005JE002480
- Evans B, Goetze C. 1979. The temperature variation of hardness of olivine and its implication for polycrystalline yield stress. *J Geophys Res*, 84: 5505–5524
- Fei H, Wiedenbeck M, Yamazaki D, Katsura T. 2013. Small effect of water on upper-mantle rheology based on silicon self-diffusion coefficients. *Nature*, 498: 213–215
- Frese K, Trommsdorf V, Kunze K. 2003. Olivine [100] normal to foliation: Lattice preferred orientation in prograde garnet peridotite formed at high H₂O activity, Cima di Gagnone (Centre Apls). *Contrib Mineral Petrol*, 145: 73–86
- Green D H, Hibberson W O, Rosenthal A, Kovaca I, Yaxley G M, Falloon T J, Brink F. 2014. Experimental study of the influence of water on melting and phase assemblages in the upper mantle. *J Petrol*, 55: 2067–2096
- Green H W, Houston H. 1995. The mechanics of deep earthquakes. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 23: 169–213
- Griffin W L, Belousova E A, O'Neill C, O'Reilly S Y, Malkovets V, Pearson N J, Spetsius S, Wilde S A. 2014. The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution. *Lithos*, 189: 2–15
- Griffin W L, O'Reilly S Y, Abe N, Aulbach S, Davies R M, Pearson N J, Doyle B J, Kivi K. 2003. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle. *Precambrian Res*, 127: 19–41
- Grimm R E. 2013. Geophysical constraints on the lunar Procellarum KREEP Terrane. *J Geophys Res Planets*, 118: 768–777
- Hansen L N, Zimmerman M E, Kohlstedt D L. 2011. Grain boundary sliding in San Carlos olivine: Flow law parameters and crystallographic-preferred orientation. *J Geophys Res*, 116: B08201, doi: 10.1029/2011JB008220
- Hirschmann M M, Tenner T, Aubaud C, Withers A C. 2009. Dehydration melting of nominally anhydrous mantle: The primacy of partitioning. *Phys Earth Planet Int*, 176: 54–68
- Hirschmann M M. 2000. Mantle solidus: Experimental constraints and the effects of peridotite composition. *Geochem Geophys Geosyst*, 1: 1042–1067, doi: 10.1029/2000GC000070
- Hirschmann M M. 2006. Water, melting, and the deep Earth H₂O cycle. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 34: 629–653
- Hirth G, Kohlstedt D L. 2003. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. In: Eiler J E, ed. *Inside the Subduction Factory*. Washington DC: American Geophysical Union. 83–105
- Hirth G, Kohlstedt D L. 1996. Water in the oceanic upper mantle: Implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 144: 93–108
- Holtzman B K, Kohlstedt D L, Zimmerman M E, Heidelbach F, Hiraga T, Hustoft J. 2003. Melt segregation and strain partitioning: Implications for seismic anisotropy and mantle flow. *Science*, 301: 1227–1230
- Hsu L C. 1967. Melting of fayalite up to 40 kilobars. *J Geophys Res*, 72: 4235–4244
- Jaupart C, Mareschal J C. 1999. The thermal structure and thickness of continental roots. *Lithos*, 48: 93–114
- Jin D, Karato S, Obata M. 1998. Mechanisms of shear localization in the continentallithosphere: Inference from the deformation microstructures of peridotites from the Ivrea zone, northern Italy. *J Struct Geol*, 20: 195–209
- Jin Z M, Green II H W, Borch R S. 1989. Microstructures of olivine and stresses in the upper mantle beneath Eastern China. *Tectonophysics*, 169: 23–50
- Jung H, Karato S. 2001. Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, 293: 1460–1463
- Jung H, Katayama I, Jiang Z, Hiraga T, Karato S. 2006. Effect of water and stress on the lattice-preferred orientation of olivine. *Tectonophysics*, 421: 1–22
- Jung H, Lee J, Ko B, Jung S, Park M, Cao Y, Song S. 2013. Natural type-C olivine fabrics in garnet peridotites in North Qaidam UHP collision belt, NW China. *Tectonophysics*, 594: 91–102

- Jung H, Mo W, Green H W. 2009. Upper mantle seismic anisotropy resulting from pressure-induced slip transition in olivine. *Nature Geosci*, 2: 73–77
- Kameyama M, Yuan D A, Karato S. 1999. Thermal-mechanical effects of low-temperature plasticity (the Peierls mechanism) on the deformation of a viscoelastic shear zone. *Earth Planet Sci Lett*, 168: 159–172
- Karato S, Jung H, Katayama I, Skemer P. 2008. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: New insights from laboratory studies. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 36: 59–95
- Karato S, Jung H. 2003. Effects of pressure on high-temperature dislocation creep in olivine polycrystals. *Philos Mag A*, 83: 401–414
- Karato S, Paterson M S, Fitzgerald J D. 1986. Rheology of synthetic olivine aggregates: Influence of grain size and water. *J Geophys Res*, 91: 8151–8176
- Karato S, Rubie D, Yan H. 1993. Dislocation recovery in olivine under deep upper mantle conditions: Implications for creep and diffusion. *J Geophys Res*, 98: 9761–9768
- Karato S, Toriumi M, Fujii T. 1980. Dynamic recrystallization of olivine single crystals during high temperature creep. *Geophys Res Lett*, 7: 649–652
- Karato S. 1992. On the Lehman discontinuity. *Geophys Res Lett*, 19: 2255–2258
- Katayama I, Jung H, Karato S. 2004. New type of olivine fabric at modest water content and low stress. *Geology*, 32: 1045–1048
- Katayama I, Karato S, Brandon M. 2005. Evidence of high water content in the deep upper mantle inferred from deformation microstructures. *Geology*, 33: 613–616
- Katayama I, Karato S. 2006. Effect of temperature on the B- to C-type olivine fabric transition and implication for flow pattern in subduction zones. *Phys Earth Planet Inter*, 157: 33–45
- Katsura T, Ito E. 1989. 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*, 94: 15663–15670
- Katsura T, Yamada H, Nishikawa O, Song M, Kubo A, Shinmei T, Yokoshi S, Aizawa Y, Yoshino T, Walter M J, Ito E, Funakoshi K. 2004. Olivine-wadsleyite transition in the system $(Mg,Fe)_2SiO_4$. *J Geophys Res*, 109: B02209, doi: 10.1029/2003JB002438
- Kawazoe T, Karato S, Otsuka K, Jing Z, Mookherjee M. 2009. Shear deformation of dry polycrystalline olivine under deep upper mantle conditions using a rotational Drickamer apparatus (RDA). *Phys Earth Planet Inter*, 174: 128–137
- Khan A, Connolly J A D, MacLennan J, Mosegaard K. 2007. Joint inversion of seismic and gravity data for lunar composition and thermal state. *Geophys J Int*, 168: 243–258
- Koeppen W C, Hamilton V E. 2008. Global distribution, composition, and abundance of olivine on the surface of Mars from thermal infrared data. *J Geophys Res*, 113: E05001, doi: 10.1029/2007JE002984
- Kohlstedt D L, Keppler H, Rubie D C. 1996. Solubility of water in the α , β and γ phases of $(Mg,Fe)_2SiO_4$. *Contrib Mineral Petrol*, 123: 345–357
- Kohlstedt D L, Mackwell S J. 1998. Diffusion of hydrogen and intrinsic point defects in olivine. *Z Phys Chem*, 207: 147–162
- Kohlstedt D L. 2006. The role of water in high-temperature rock deformation. *Rev Mineral Geochem*, 62: 377–396
- Kojitani H, Akaogi M. 1997. Melting enthalpies of mantle peridotite: Calorimetric determinations in the system CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 and application to magma generation. *Earth Planet Sci Lett*, 153: 209–222
- Korenaga J, Karato S. 2008. A new analysis of experimental data on olivine rheology. *J Geophys Res*, 113: B02403, doi: 10.1029/2007JB005100
- Lee J, Jung H. 2015. Lattice-preferred orientation of olivine found in diamond-bearing garnet peridotites in Finsch, South Africa and implications for seismic anisotropy. *J Struct Geol*, 70: 12–22
- Li L. 2009. Studies of mineral properties at mantle condition using deformation multi-anvil apparatus. *Prog Nat Sci*, 19: 1467–1475
- Li L, Raterron P, Weidner D, Chen J. 2003. Olivine flow mechanism at 8 GPa. *Phys Earth Planet Inter*, 138: 113–129
- Li L, Weidner D, Raterron P, Chen J, Vaughan M. 2004. Stress measurements of deforming olivine at high pressure. *Phys Earth Planet Inter*, 143–144: 357–367
- Li L, Weidner D, Raterron P, Chen J, Vaughan M, Mei S, Durham B. 2006. Deformation of olivine at mantle pressure using the D-DIA. *Eur J Mineral*, 18: 7–19
- Long M D, Becker T W. 2010. Mantle dynamics and seismic anisotropy. *Earth Planet Sci Lett*, 297: 341–354
- Mainprice D, Tommasi A, Couvy H, Cordier P, Frost D J. 2005. Pressure sensitivity of olivine slip systems and seismic anisotropy of Earth's upper mantle. *Nature*, 433: 731–733
- Mei S, Kohlstedt D L. 2000a. Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates 1. Diffusion creep regime. *J Geophys Res*, 105: 21457–21469
- Mei S, Kohlstedt D L. 2000b. Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates 2. Dislocation creep regime. *J Geophys Res*, 105: 21471–21481
- Miyazaki T, Sueyoshi K, Hiraga T. 2013. Olivine crystals align during diffusion creep of Earth's upper mantle. *Nature*, 502: 321–326
- Mizukami T, Wallis S R, Yarnamoto J. 2004. Natural examples of olivine lattice preferred orientation patterns with a flow-normal a -axis maximum. *Nature*, 427: 432–436
- Mosenfelder J L, Deligne N I, Asimow P D, Rossman G. 2006.

- Hydrogen incorporation in olivine from 2–12 GPa. *Am Miner*, 91: 285–294
- Nicolas A, Boudier F, Boullier A M. 1973. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Am J Sci*, 273: 853–876
- O'Reilly S Y, Griffin W L. 2006. Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications. *Tectonophysics*, 416: 289–319
- Ody A, Poulet F, Bibring J P, Loizeau D, Carter J, Gondet B, Langevin Y. 2013. Global investigation of olivine on Mars: Insights into crust and mantle compositions. *J Geophys Res Planets*, 118: 234–262
- Ohtani E, Moriwaki K, Kato T, Onuma K. 1998. Melting and crystal-liquid partitioning in the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{--Fe}_2\text{SiO}_4$ to 25 GPa. *Phys Earth Planet Inter*, 107: 75–82
- Ohtani E. 1979. Melting relation of Fe_2SiO_4 up to about 200 kbar. *J Phys Earth*, 27: 189–208
- Ohuchi T, Irifune T. 2013. Development of A-type olivine fabric in water-rich deep upper mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 362: 20–30
- Ohuchi T, Kawazoe T, Nishihara Y, Nishiyama N, Irifune T. 2011. High pressure and temperature fabric transitions in olivine and variations in upper mantle seismic anisotropy. *Earth Planet Sci Lett*, 304: 55–63
- Ohuchi T, Kawazoe T, Nishiyama N, Nishihara Y, Irifune T. 2010. Technical development of simple shear deformation experiments using a deformation-DIA apparatus. *J Earth Sci*, 21: 523–531
- Ohuchi T, Nishihara Y, Kawazoe T, Spengler D, Shiraishi R, Suzuki A, Kikegawa T, Ohtani E. 2012. Superplasticity in hydrous melt-bearing dunite: Implications for shear localization in Earth's upper mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 335–336: 59–71
- Park J, Levin V. 2002. Seismic anisotropy: Tracing plate dynamics in the mantle. *Science*, 296: 485–489
- Paterson M S. 1982. The determination of hydroxyl by infrared absorption in quartz silicate glasses and similar materials. *Bull Mineral*, 105: 20–29
- Paterson M S, Olgaard D L. 2000. Rock deformation tests to large shear strains in torsion. *J Struct Geol*, 22: 1341–1358
- Paterson M S. 1990. Rock deformation experimentation. In: Duba A G, Durham W B, Handin J W, Wang H F, eds. *The Brittle-Ductile Transition in Rocks*. Washington DC: AGU. 187–194
- Peacock S M. 2003. Thermal structure and metamorphic evolution of subduction slabs. In: Eiler J, ed. *Inside the Subduction Factory*. Washington DC: AGU Geophysical Monograph. 7–22
- Peslier A H, Woodland A B, Bell D R, Lazarov M. 2010. Olivine water contents in the continental lithosphere and the longevity of cratons. *Nature*, 467: 78–81
- Peslier A H. 2010. A review of water contents of nominally anhydrous natural minerals in the mantles of Earth, Mars and the Moon. *J Volcanol Geotherm Res*, 197: 239–258
- Pitzer K S, Sterner S M. 1994. Equations of state valid continuously from zero to extreme pressures for H_2O and CO_2 . *J Chem Phys*, 101: 3111–3116
- Précigout J, Hirth G. 2014. B-type olivine fabric induced by gain boundary sliding. *Earth Planet Sci Lett*, 395: 231–240
- Presnall D C, Walter M J. 1993. Melting of forsterite, Mg_2SiO_4 , from 9.7 to 16.5 GPa. *J Geophys Res*, 98: 19777–19783
- Presnall D C. 1995. Phase diagrams of Earth-forming minerals. In: Thomas J A, ed. *Mineral Physics and Crystallography: A Handbook of Physical Constants*. Washington DC: AGU Reference Shelf 2. 248–268
- Raterron P, Amiguet E, Chen J, Li L, Cordier P. 2009. Experimental deformation of olivine single crystals at mantle pressures and temperatures. *Phys Earth Planet Inter*, 172: 74–83
- Raterron P, Chen J, Li L, Weidner D, Cordier P. 2007. Pressure-induced slip system transition in forsterite: Single-crystal rheological properties at mantle pressure and temperature. *Am Miner*, 92: 1436–1445
- Raterron P, Wu Y, Weidner D J, Chen J. 2004. Low-temperature olivine rheology at high pressure. *Phys Earth Planet Inter*, 145: 149–159
- Savage M K. 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? *Rev Geophys*, 37: 65–106
- Sawaguchi T. 2004. Deformation history and exhumation process of the Horoman Peridotite Complex, Hokkaido, Japan. *Tectonophysics*, 379: 109–126
- Skemer P, Katayama I, Karato S. 2006. Deformation fabrics of the Cima di Gagnone peridotite massif, Central Alps, Switzerland: Evidence of deformation at low temperatures in the presence of water. *Contrib Mineral Petrol*, 152: 43–51
- Stixrude L, Lithgow-Bertelloni C. 2007. Influence of phase transformations on lateral heterogeneity and dynamics in Earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 263: 45–55
- Stixrude L. 1997. Structure and sharpness of phase transitions and mantle discontinuities. *J Geophys Res*, 102: 14835–14852
- Tommasi A, Vauchez A, Ionov D A. 2008. Deformation, static recrystallization, and reactive melt transport in shallow subcontinental mantle xenoliths (Tok Cenozoic volcanic field, SE Siberia). *Earth Planet Sci Lett*, 272: 65–77
- van der Wal D, Chopra P N, Drury M, Fitz Gerald J D. 1993. Relationships between dynamically recrystallized grain size and deformation conditions in experimentally deformed olivine rocks. *Geophys Res Lett*, 20: 1479–1482
- Wang Q, Xia Q K, O'Reilly S Y, Griffin G L, Beyer E E, Brueckner H K. 2013b. Pressure- and stress-induced fabric transition in olivine from peridotites in the Western Gneiss Region (Norway): Implications for mantle seismic anisotropy. *J Metamorph Geol*,

- 31: 91–111
- Wang Q. 2010. A review of water contents and ductile deformation mechanisms of olivine: Implications for the lithosphere–asthenosphere boundary of continents. *Lithos*, 120: 30–41
- Wang Y F, Zhang J F, Shi F. 2013a. The origin and geophysical implications of a weak C-type olivine fabric in the Xugou ultra-high pressure garnet peridotite. *Earth Planet Sci Lett*, 376: 63–73
- Weertman J. 1978. Creep laws for the mantle of the Earth. *Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 288: 9–26
- Wüstefel A, Bokelmann G, Barruol G, Montagner J P. 2009. Identifying global seismic anisotropy patterns by correlating shear-wave splitting and surface-wave data. *Phys Earth Planet Inter*, 176: 198–212
- Xu Z Q, Wang Q, Ji S C, Chen J, Zeng L S, Yang J S, Chen F Y, Liang F H, Wenk H R. 2006. Petrofabrics and seismic properties of garnet peridotite from the UHP Sulu terrane (China): Implications for olivine deformation mechanism in a cold and dry subducting continental slab. *Tectonophysics*, 421: 111–127
- Yagi T, Akaogi M, Shimomura O, Suzuki T, Akimoto S. 1987. *In situ* observation of the olivine-spinel phase transformation in Fe_2SiO_4 using synchrotron radiation. *J Geophys Res*, 92: 6207–6213
- Zhang J F, Green H W, Bozhilov K N, Jin Z M. 2004. Faulting induced by precipitation of water at grain boundaries in hot subducting oceanic crust. *Nature*, 428: 633–636
- Zhang J F, Wang C, Wang Y F. 2012. Experimental constraints on the destruction mechanism of the North China Craton. *Lithos*, 149: 91–99
- Zhang S, Karato S, Gerald J F, Faul U H, Zhou Y. 2000. Simple shear deformation of olivine aggregates. *Tectonophysics*, 316: 133–152
- Zhao Y H, Ginsberg S B, Kohlstedt D L. 2004. Solubility of hydrogen in olivine: Dependence on temperature and iron content. *Contrib Mineral Petrol*, 147: 155–161
- Zhao Y H, Zimmerman M E, Kohlstedt D L. 2009. Effect of iron content on the creep behavior of olivine: 1. Anhydrous conditions. *Earth Planet Sci Lett*, 287: 229–240
- Zheng Y F, Xia Q K, Chen R X, Gao X Y. 2011. Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision. *Earth Sci Rev*, 107: 342–374