

地幔转换带: 地球深部研究的重要方向

周春银¹, 金振民^{1,2}, 章军锋^{1,2}

1. 中国地质大学(武汉) 地球科学学院, 湖北 武汉 430074

2. 中国地质大学(武汉) 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北 武汉 430074

Zhou Chunyin¹, Jin Zhenmin^{1,2}, Zhang Junfeng^{1,2}

1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China

2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China

Zhou Chunyin, Jin Zhenmin, Zhang Junfeng. Mantle transition zone: An important field in the studies of Earth's deep interior. *Earth Science Frontiers*, 2010, 17(3): 090-113

Abstract: Mantle transition zone (MTZ) is the link between the upper and lower mantle. It has important implications for our understanding of the composition and evolution of the whole mantle, mantle convection and the geodynamics of the deep subduction of lithosphere and deep-focus earthquakes. The seismic discontinuities in transition zone are generally interpreted in terms of phase transformations in olivine component at high pressures. Recent high-pressure-temperature experiments indicate that the transformations in non-olivine components (e. g. pyroxene and garnet) contribute significantly to the depth and sharpness of these discontinuities as well as the gradients in seismic velocities and density. In addition, the bulk composition, elemental partitioning, temperature and H₂O have great impacts on these phase transformations and relative discontinuities, as well. These subtle experiment results explained some relative local characteristics and variations very well, and advanced our knowledge of the Earth's deep interior and its geodynamic process. Because of the lack of samples directly from deep Earth, and the relative limitation of geophysical and geochemical methods, the high-pressure-temperature experiments are still the indispensable method for our understanding of the composition and characteristics of the Earth's deep interior.

Key words: mantle transition zone; seismic discontinuity; phase transformation; geodynamics

摘要: 地幔转换带是联系上下地幔的纽带, 对于认识整个地幔的组成和演化、地幔对流、岩石圈深俯冲及深源地震等地球深部动力学问题具有重要意义。一般认为, 转换带地震不连续面主要与橄榄石的高压相变密切相关。最新的高温高压实验研究表明, 地幔中非橄榄石组分的相变, 如辉石和石榴子石的相变, 对不连续面的深度和宽度以及转换带内的波速和密度梯度也起到很大的影响。另外地幔全岩成分、端员组分、温度和水也对相变和不连续面具有重要影响, 这些精细的实验研究成果更好地解释了转换带地震不连续面一些相对局部的性质和变化, 促进了我们对地球深部性质和动力学过程的了解。因为缺少直接来自地球深部的样品, 而地球物理和地球化学研究也有它们的相对局限性, 所以高温高压实验仍然是我们了解地球深部成分和性质的重要手段之一。

关键词: 地幔转换带; 不连续面; 相变; 动力学

中图分类号: P542.5 文献标志码: A 文章编号: 1005-2321(2010)03-0090-24

收稿日期: 2010-01-07; 修回日期: 2010-03-23

基金项目: 国家自然科学基金项目(90714010, 40821061); 教育部和国家外国专家局高等学校学科创新引智计划(B07039); 地质过程与矿产资源国家重点实验室科学技术部专项

作者简介: 周春银(1985—), 男, 硕士研究生, 构造地质学专业, 主要从事地幔相变与高温高压实验研究。E-mail: chunyinzhou@gmail.com

(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

地幔转换带(mantle transition zone, MTZ)是指 410 km 和 660 km 不连续面(后文分别简称为 410 和 660)之间的地幔部分。地幔转换带在地球内部物质结构和动力学研究中具有重要的意义,是解决许多重要地球科学问题的“钥匙”^[1]。由于缺乏直接来自于地幔转换带的样品,对地幔转换带的研究在很大程度上一直依赖于地球物理方法。但地球物理数据存在多解性,不能完全解释地球深部结构和物质状态,所以必须依靠高温高压实验来验证和说明^[2]。自 20 世纪五六十年代以来,随着高温高压实验技术和分析测试水平的发展,在实验室模拟地幔转换带深度条件的技术已经成熟,从而提高了我们对地幔转换带的矿物岩石学、矿物物理学、热动力学和流变学等方面的认识。

认识地幔首先要了解地幔的成分和结构。现有的方法是比较深部地球物理特征和特殊的矿物组合的性质,对地幔的物理化学性质进行估计,首先要选取一个合理的平均上地幔成分模型^[3]。现有的关于上地幔物质组成的岩石学模型主要有 pyrolite(地幔岩)模型^[4-8]和 piclogite(苦橄质榴辉岩)模型^[9-11],其中前者更为广大研究者所接受。

在大约 410 km 和 660 km 深度,地幔转换带地震波速在全球范围内存在着两个明显的不连续面^[12-13],部分地区在大约 520 km 也可观测到一个地震波不连续面^[14-18](后文简称为 520)。其中 660 是上、下地幔的分界面。地震波不连续面为研究地幔转换带的物理化学性质提供了重要的约束条件。这些地震波不连续面的形成,被认为与地幔矿物的相变密切相关^[1, 19-22]。但是由于这些不连续面的复杂性以及实验的不确定性,目前对于这些不连续面的性质、深度、宽度及解释仍有争议,主要是高温高压实验结果与地球物理数据的对应问题^[23-24]。

对地球深部物质进行实验研究必须依赖材料学、物理化学和计算机等多学科的综合提高。目前高温高压实验技术取得了突破性进展,激光加热金刚石压砧(laser heated diamond-anvil cell, LHDAC)和大体积压机(large-volume press, LVP),已经成为高温高压研究中最重要两种技术之一,结合同步辐射技术(synchrotron radiation),使我们能够在高温高压条件下原位(*in situ*)定量地研究地球深部物质的相变和矿物的重要物性及行为^[25]。在以上技术支持下,科学家们对地幔转换带及下地幔中的矿物成分和相变展开了广泛而深入的研究,并取得

了突破性进展,如后钙钛矿(post-perovskite)的发现^[26-30],使我们对地幔深部的认识达到了一个新的水平^[31-32]。

矿物相变是研究地球深部物质性质和结构的重要途径和方法,地幔转换带中的矿物相变约束着地幔物质成分和结构,同时转换带相变对研究地幔对流^[33]等地球动力学问题也具有重要意义。

1 地幔转换带的成分和相变

对地幔转换带成分的估计必须在现有的地幔岩石学模型基础上进行。经理论计算,pyrolite 和 piclogite 模型的矿物组成随深度变化,与 PREM 模型^[12]在地球物理特征上非常具有可比性^[34]。pyrolite 模型更是在实验中被广泛应用,提高了我们对地幔的认识水平,而对 piclogite 模型则一直缺乏直接的高温高压实验^[35]。

上地幔的成分目前已经比较清楚,主要矿物是橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、石榴子石以及少量的钛铁矿和铬铁矿^[23]。根据高温高压实验研究^[36-42],转换带的主要矿物(或矿物相)是瓦兹利石(wadsleyite, β 相橄榄石,又称 modified spinel)、林伍德石(ringwoodite, γ 相橄榄石,又称 spinel)、石榴子石以及少量的辉石和 CaSiO_3 钙钛矿(本文中钙钛矿指具有 CaTiO_3 钙钛矿结构的硅酸盐相,下同)。

pyrolite 模型中各种矿物的比例随深度而发生变化。可将 pyrolite 模型中的矿物分成两部分,橄榄石相和富 Al 富 Si 矿物相(或辉石-石榴子石相),两类矿物相在地幔中均发生独特的相变^[31]。

对于 $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ 橄榄石组分在地幔转换带中的相变及其与地幔中不连续面的关系,前人已经进行了系统的研究和讨论^[22, 37, 40, 43-56]。在上地幔大约 410 km 深度和约 13.5 GPa 压力条件下,橄榄石转变为具更高波速和更高密度的瓦兹利石,该相变标志着转换带的开始。随深度增加至大约 520 km 深度和约 18 GPa 压力条件下,瓦兹利石转变为林伍德石。在大约 660 km 深度和约 23.5 GPa 压力条件下,林伍德石分解成 $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ 钙钛矿和 $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ 镁方铁矿(magnesiowüstite, 亦称 ferropericlasite, 铁方镁石),该相变则标志着下地幔的开始。

对于富 Al 富 Si 矿物相(辉石-石榴子石相)在地幔转换带中的相变,前人亦做了大量的高温高压实验和理论研究^[41, 57-69]。在转换带以上的地幔中,

富 Al 富 Si 相矿物主要是贫 Ca 的斜方辉石、富 Ca 的单斜辉石和石榴子石。随深度和压力增加, 辉石组分会进入到石榴子石的结构中形成石榴子石固溶体^[58, 67-68], Si^{VI} 和 M^{VI} ($\text{M} = \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca}^{2+}$) 替代 Al^{VI} (Cr^{VI}) 而占据石榴子石的八面体位置。由于这种替代作用使得石榴子石中 Si 成分增加、Al 成分减少而形成一种贫 Al 富 Si 的石榴子石(分子式中 $\text{Si} > 3$ pfu, 以 $\text{O} = 12$ pfu 为标准), 即 majorite(通常又称超硅石榴子石), 它实际是一种介于端员组分 $\text{M}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$ 和 $\text{M}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ($\text{M} = \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca}^{2+}$) 之间、具石榴子石结构的固溶体。高温高压实验表明, majorite 在转换带中的稳定域非常广, 可能是仅次于瓦兹利石和林伍德石含量最多的矿物相。在压力超过大约 18 GPa 条件下, majorite 中的富 Ca 组分随压力增加从石榴子石中逐渐出溶形成 CaSiO_3 钙钛矿。在 660 以下的压力条件下, 所有石榴子石将会逐渐地完全转变成钙钛矿(又称后石榴子石相变), 转变压力比后尖晶石相变压力更高。

对全岩进行高温高压实验也是认识地幔矿物组成和相变的重要手段。目前对石榴子石二辉橄榄岩^[69-70], 尖晶石二辉橄榄岩^[71-74], 地幔岩组分^[39, 75-81], 方辉橄榄岩^[36], 以及 MORB 组分^[38, 64, 71, 82-87] 的高压

相变都进行了研究。其中, MORB 与 pyrolite 组分(或橄榄岩)相比较, 地球化学组成差别较大, Si、Al、Fe、Na、Ca 的含量都相对更高^[5, 38, 64, 75, 82], 所以 MORB 组分在地幔包括转换带条件下的矿物组合与 pyrolite 有很大差别(图 1)。

根据高温高压实验结果, 由于 MORB 更加富 Al 和富 Si, 在地幔转换带条件下 MORB 体系中 majorite 比例比在橄榄岩中的大得多, 并且可以出现斯石英(SiO_2), 而橄榄石的高压相则可以不出现; 在转换带下部可以出现含 Na 的富 Al 相^[38, 64]; MORB 相对富 Ca, 所以钙钛矿相中 Ca-钙钛矿的比例相对要比在 pyrolite 体系(橄榄岩)中的比例更高; MORB 中石榴子石具有相对较高的 Al_2O_3 含量, 石榴子石-钙钛矿的转变压力比在 pyrolite 体系(橄榄岩)中的转变压力更高(下文详细讨论)。

2 转换带地震波不连续面和相变

目前相关文献报道的地幔地震波不连续面的个数已超过 10 个^[88], 其中 410 和 660 不连续面在全球范围内都普遍存在^[12-13], 而 520 则并未在全球各地都观测到^[18]。

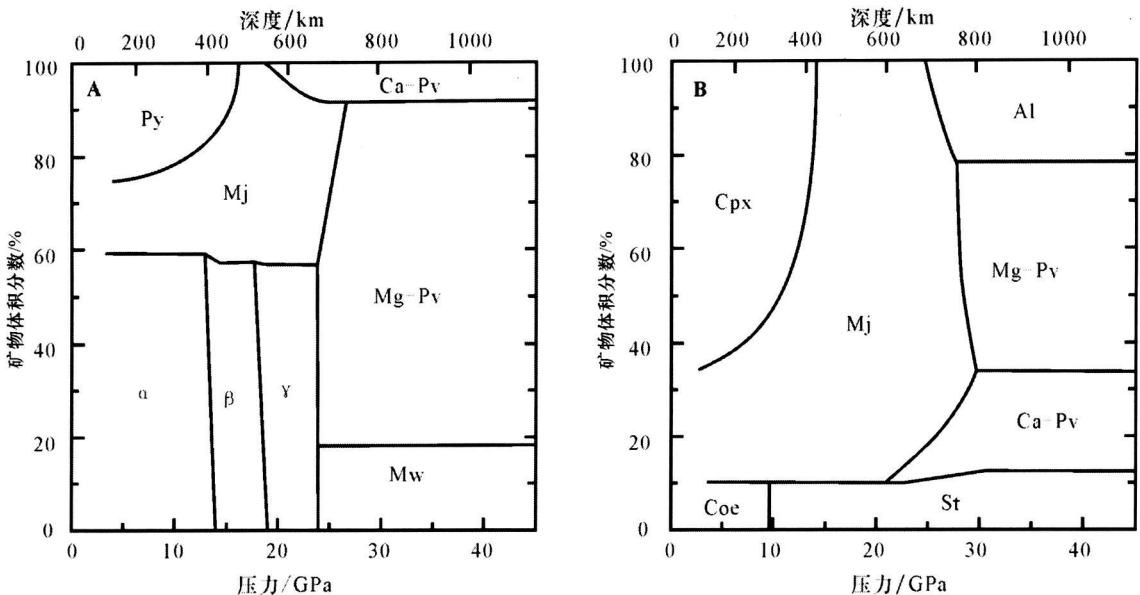


图 1 Pyrolite (A) 和 MORB (B) 组分中矿物比例随压力变化示意图
(据 Akaogi^[31], 略有修改)

Fig 1 Mineralogical components along the normal geotherm for pyrolite and mid-ocean-ridge basalt (MORB)

数据来源: Irfune 和 Ringwood^[38]; Hirose 等^[64]; Ono 等^[83]; Aoki 和 Takahashi^[85]; Perrillat 等^[87]。α—橄榄石, β—瓦兹利石, γ—林伍德石, Py—辉石, Mg-pv—Mg 钙钛矿, Ca-pv—Ca 钙钛矿, Mw—铁方镁石, Coe—柯石英, St—斯石英, Mj—超硅石榴子石, Cpx—单斜辉石, Al—Al 相。

在 20 世纪人们就认识到橄榄石的高压相变可能与地幔中地震波不连续面有关^[1, 19-20], 但由于当时缺乏相应的地球物理数据和矿物物性数据以及实验条件的限制, 无法完全证实 Brich 等人^[1] 的认识。直到 20 世纪 60 年代, 地球物理研究证实了地幔中的 410 和 660 的存在^[89], 随后实验研究了 (Mg, Fe)₂SiO₄ 系统的相变并被用来解释地幔中的不连续面^[43, 90]。410 和 660 分别为地幔转换带的上下边界, 现普遍认为分别是由橄榄石的 α - β 相变^[7, 37, 43, 53, 91-92] 和后尖晶石相变^[91-93] 引起的, 而转换带中的 520 则被认为与橄榄石的 β - γ 相变有关^[6, 14, 16, 94], 但是非橄榄石组分的相变对不连续面也会产生影响^[23, 95-96]。410、520 和 660 以及与不连续面有关的相变, 为转换带的成分和结构提供了重要的约束条件, 同样也影响着地幔的动力学过程。

2.1 410 km 不连续面与相变

410 是地幔中最明显的地震波不连续面之一, 现在已经在全球范围发现了 410 km 不连续面的普遍存在^[97-99]。对于 410 是化学边界还是相变边界的问题, 自其发现以来一直存在着争论^[23, 100], 现在普遍认为 410 主要是由橄榄石转变为瓦兹利石引起的^[7, 37, 43, 53], 而非橄榄石组分可以跟橄榄石组分相互作用, 对 α - β 相变及 410 的宽度和深度有影响^[95-96]。

(Mg, Fe)₂SiO₄ 体系(图 2)中橄榄石-瓦兹利石相变可以用来解释 410 的成因^[7]。Katsura 和 Ito^[37] 在 1 600 °C 和 1 200 °C 的高温条件下通过实验确定了 Mg₂SiO₄ 端员 α - β 相变压力分别为 15 GPa 和 14 GPa; Fe₂SiO₄ 端员的 β 相是不稳定的, 橄榄石会直接转变成 γ 相。Akaogi 等^[48] 则利用热化学计算方法得到了相似的相图。Morishima 等^[49] 在立方砧(cubic anvil)装置中, 第一次利用原位 X 光衍射方法(*in situ* X-ray diffraction)以及 NaCl 压标, 在 800 ~ 1 600 °C 和 11 ~ 15 GPa 条件下, 对 Mg₂SiO₄ 成分中 α - β 相变进行了研究, 得到相边界的线性表达式为 $p(\text{GPa}) = (9.3 \pm 0.1) + (0.0036 \pm 0.0002) T(^{\circ}\text{C})$; 尽管压力得到了更加精确的测定, 但是缺乏 Fe₂SiO₄ 端员组分, 具有一定的局限性。Fei 和 Bertka^[40] 利用 Kawai 型多面砧(multi-anvil)装置, 在 1 400 °C 条件下确定了 (Mg, Fe)₂SiO₄ 体系中的 α - β 相变压力大约在 12.7 ~ 14.6 GPa。但这些压力是根据当时已知的其他高温高压实验中矿物的相变压力来校正的, 并不是原位校正

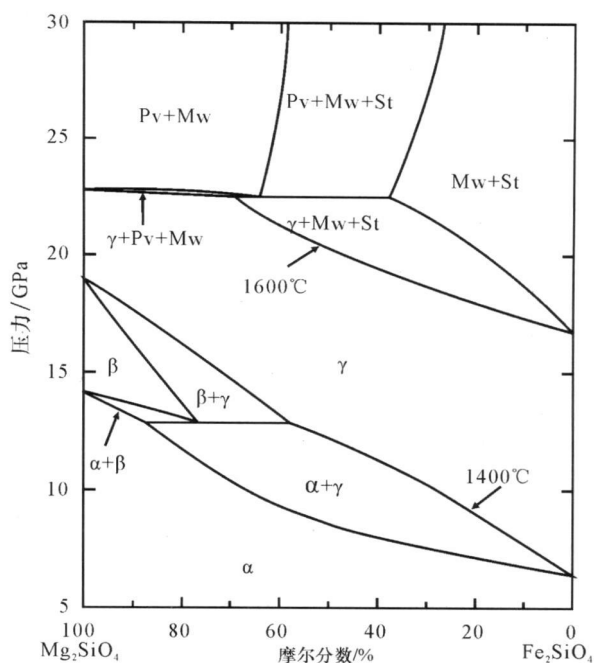


图 2 (Mg, Fe)₂SiO₄ 体系相图
(据 Akaogi^[31])

Fig 2 Phase relations in the system (Mg, Fe)₂SiO₄
数据来源: Katsura 和 Ito^[37]; Akaogi 等^[48]; Akaogi 等^[50]; Ito 和 Takahashi^[93]。 α —橄榄石, β —瓦兹利石, γ —林伍德石, Pv—钙钛矿, Mw—铁方镁石, St—斯石英。

的压力, 所以压力数据不完全可靠。

Katsura 等^[53] 利用原位 X 光衍射和电子探针技术以及 MgO 压标^[101-102], 在 1 600 K 和 1 900 K 条件下, 重新对 (Mg, Fe)₂SiO₄ 体系中的 α - β 相变关系进行了更加精确和准确的研究。Mg₂SiO₄ 端员 α - β 相变压力分别为 14.2 GPa (1 600 K) 和 15.4 GPa (1 900 K), 并给出 410 处的温度为 $(1\,760 \pm 45)$ K。Yu 等^[56] 根据第一性原理(first principles), 利用 LDA(local density approximation) 和 GGA(generalized gradient approximation) 方法模拟了 Mg₂SiO₄ 体系中 α - β - γ 相变, 其中 α - β 相变导致的密度变化与实验是一致的, 但是仍有不确定性存在。

实验表明, 非橄榄石组分(辉石)在大约 400 km 深度附近也会发生转变, 并通过 Fe 的分配作用与橄榄石组分相互作用^[96]。在上地幔中随着压力增加辉石会发生相应的相变^[57, 59, 61](图 3)。在高温条件下, 辉石会转变成石榴子石(majorite); 在低温条件下, 辉石会转变成瓦兹利石和斯石英, 然后在更高的压力条件下会继续转变成林伍德石和斯石英。但是辉石的相变并不能导致 410 的形成: 一是在 pyrolite 模型中辉石(cpx + opx)的比例相对有限,

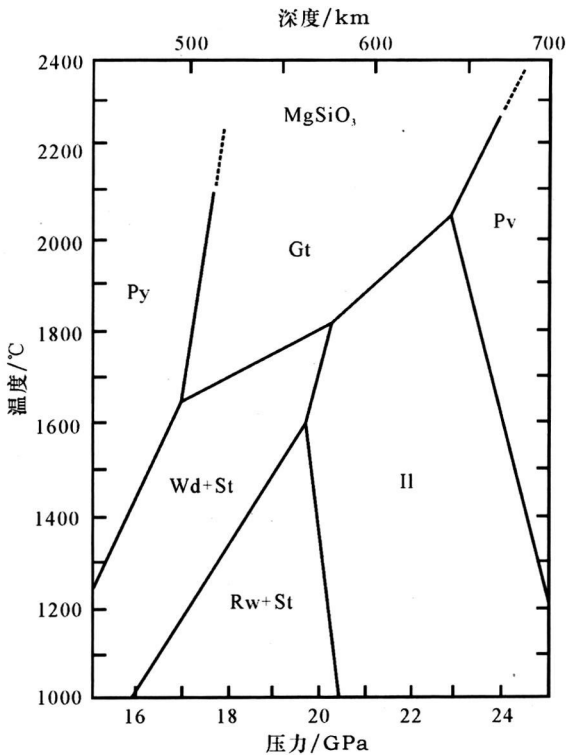


图3 MgSiO_3 体系的相图
(据 Sawamoto^[61])

Fig 3 Phase relations in system MgSiO_3

Py—辉石, Gt—石榴子石, Wd—瓦兹利石, Rw—林伍德石, St—斯石英, Il—钛铁矿, Pv—钙钛矿。

低于 30%; 二是由于辉石含有较多的 Ca、Al, 这些元素会使相变发生在一个比较宽的压力范围内(下文讨论), 所以辉石的相变不像橄榄石相变那样会在一个较窄的压力范围(或深度)内完成而形成物性突变, 也不能形成不连续面, 但是辉石-石榴子石的相变能够引起地幔转换带中较高的波速和密度梯度^[103]。Liu^[67] 曾研究指出, 不仅辉石-石榴子石相变压力与 410 不符, 而且伴随相变的密度变化也太小而难于解释 410 处的波速突变。

2.2 520 km 不连续面与相变

410 和 660 之间约 250 km 厚的地幔转换带, 随深度压力增加矿物产生相变作用, 导致密度和波速迅速增大。地球物理资料发现 520^[14] 并不是一个全球都可见的不连续面^[15-18]。与 520 形成有关的相变可能包括, 瓦兹利石-林伍德石相变^[6, 14, 16, 94], 以及富 Ca 钙钛矿从石榴子石中的出溶相变^[34, 96, 104]。另外, 转换带中还可能存在一定比例的石榴子石 (majorite), 其性质对转换带的各种物理化学性质也会产生一定的影响。

在 pyrolite 模型中, 通常认为 520 是由 (Mg, Fe)₂SiO₄ 体系中瓦兹利石-林伍德石相变引起的^[6, 94], 但是 CaSiO_3 钙钛矿从 majorite 中的出溶也正好在这一深度附近^[34, 96, 104], 可能也是成因之一。目前对 520 的成因还没有完全确定, 可能是瓦兹利石-林伍德石相变, 单斜辉石-majorite- CaSiO_3 钙钛矿转变以及化学成分变化等综合因素引起的^[14, 23]。这一问题还需要利用 pyrolite 或者其他的典型地幔成分做细致研究。

橄榄石的 β - γ 相边界最开始由淬火实验来确定(图 2)。Katsura 和 Ito^[37] 在 1 600 °C 和 1 200 °C 的高温条件下通过实验确定了 Mg_2SiO_4 端员 β - γ 相变压力分别为 21 GPa 和 19 GPa; Akaogi 等^[48] 根据淬火实验^[37] β - γ 相变的 p - T 数据通过热力学计算得到了类似的结果, 但是该淬火实验和热力学计算模拟存在着很大的不确定性。Suzuki 等^[51] 利用同步辐射 X 光和 NaCl 压标^[105-106] 在多面砧中原位测量了该相变边界, 并给出压力-温度关系为: $p(\text{GPa}) = 10.32 + 0.00691T(^\circ\text{C})$ 。Inoue 等^[54] 在相同的实验装置中利用两种 Au 压标^[107-108] 在 1 400 °C 条件下原位测得的相变压力为 18.1 GPa 和 18.9 GPa。但是 Yu 等^[56] 利用第一性原理计算的结果表明仅仅 Mg_2SiO_4 成分的 β - γ 相变并不能形成 520, 指出 CaSiO_3 钙钛矿从 majorite 中的出溶才是真正原因。而 Canil^[104] 曾在转换带条件下对透辉石进行高温高压实验证明, CaSiO_3 钙钛矿从石榴子石中出溶可以形成 520。

转换带中部相关系比较复杂, 可能存在的相包括单斜辉石、瓦兹利石、林伍德石、石榴子石 (majorite) 以及 CaSiO_3 钙钛矿, Ca、Al、Fe、Mg 对体系的相变产生很大的影响。在转换带下部, 稳定存在的相主要是林伍德石、 CaSiO_3 钙钛矿和贫 Ca 的石榴子石。在 520 km 附近, CaSiO_3 钙钛矿逐渐从石榴子石 (majorite) 中出溶, 由于 CaSiO_3 钙钛矿使体系的密度和波速都明显增大, 所以 CaSiO_3 钙钛矿的形成可能是局部 520 的一个重要成因。

2.3 660 km 不连续面与相变

660 是地幔中最明显的不连续面, 并且已经在全球范围内得到了证实^[12-13], 现通常认为 660 是由橄榄石的后尖晶石相变引起的。但是 660 的形成不能简单地由后尖晶石相变来解释, 非橄榄岩组分在转换带中也具有一定的比例, 对后尖晶石相变和转换带底部的不连续面会产生比较大的影响^[24, 96]。

如石榴子石 (majorite)-钙钛矿相变^[41]。660 是上、下地幔的分界面, 对于地幔物质组成和结构、地幔对流等动力学问题研究具有重要意义。前人已经在理论和实验上取得了大量的研究成果, 但 660 和后尖晶石相变实验研究仍有许多复杂问题需要更合理可靠地解释。

现在普遍认为, 660 的形成是由橄榄石的后尖晶石相变主导的, 即林伍德石分解为钙钛矿和铁方镁石^[93]。Ito 和 Takahashi^[93] 在 Kawai 型多面砧中通过淬火实验, 在 1 600 °C 条件下确定该相变压力为大约 23 GPa (图 2)。理论计算^[50] 得到了与淬火实验^[93] 一致的结果, 表明该相变具有负的压力-温度斜率。但是 Ito 和 Takahashi^[93] 的实验结果, 尤其是压力校正采用的是室温下 GaP 等的相变和其他压力更低的相变, 具有很大的不确定性。

Irifune 等^[24] 在 1 400 ~ 1 800 °C 条件下第一次在多面砧装置中利用 Au 压标^[107] 原位精确测量了 Mg_2SiO_4 的后尖晶石相变, 实验结果指示该相变压力为 (21.1 ± 0.2) GPa, 与 Ito 和 Takahashi^[93] 的结果及 660 对应压力相比低大约 2 GPa。这一结果的报道引起后来对后尖晶石相变压力和校正压标的激烈讨论^[109], 具有重要的地球科学意义: 后尖晶石相变发生在 600 km 深度, 而不是 660 km 深度, 660 不能用后尖晶石相变来解释, 而可能有其他相变的作用或者地幔成分发生改变。之后, 在激光加热金刚石压砧 (LHDAC) 装置中, Shim 等^[110] 采用 Pt 压标^[111], Chudinovskikh 和 Bohler^[112] 采用红宝石压标, 确定 Mg_2SiO_4 的后尖晶石相变的压力在 23 ~ 25 GPa, 分别独立地再次证实了 Mg_2SiO_4 的后尖晶石相变压力与 660 对应压力是一致的。Katsura 等^[52] 利用原位 X 光衍射和 Au 压标^[107] 发现后尖晶石相变压力约为 22 GPa, 比 660 对应压力低大约 1 GPa, 与 Irifune 等^[24] 的结果比较接近。Fei 等^[113] 利用 MgO 压标^[103] 也得到与 660 一致的相变压力, 但是利用 Au 压标^[107] 测得的结果与 Irifune 等^[24] 是一致的。Litasov 等^[80] 利用 Au 压标^[115] 研究了无水 $\text{CaO-MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ -pyrolite 体系中的后尖晶石相变, 得到的相变压力与 660 处的压力比较接近, 该相变边界表达式为: $p(\text{GPa}) = -0.0005T(\text{K}) + 23.54$ 。以上实验研究说明, 压标的选择可能会对压力的精确测定产生严重影响。最近 Yu 等^[53] 利用第一性原理模拟了 Mg_2SiO_4 中的后尖晶石相变, 得到 1 900 K 条件下该相变压力为 23.2 GPa, 与 660 对应

压力比较一致。

除以上橄榄石组分的相变以外, 在 pyrolite 模型中林伍德石和石榴子石 (majorite) 是转换带下部含量最多的矿物相, 在 660 附近都会发生相变, 并最终向钙钛矿转变, 因此可以说 660 是由生成钙钛矿的相变形成的。与 660 相关的相变包括以上所述橄榄石体系的相变和石榴子石体系 (非橄榄石体系) 的相变。橄榄石体系通常不含 Ca 和 Al, 但它们在辉石-石榴子石体系中对与石榴子石相关的相变具有重要的影响。

实验研究表明^[41, 63, 65-66] (图 4), 在 25 ~ 27 GPa 压力下, 镁铝榴石 ($\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) 在低温条件下 ($< 1\,200\text{ }^\circ\text{C}$) 将会先转换成钛铁矿然后再分解成钙钛矿和刚玉, 而在高温条件下 ($1\,400 \sim 1\,800\text{ }^\circ\text{C}$) 镁铝榴石会直接分解为 MgSiO_3 钙钛矿和刚玉。Irifune 等^[63] (图 4A) 在 1 500 °C 和 22 ~ 28 GPa 条件下利用多面砧装置对 $\text{MgSiO}_3\text{-Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ 体系的关系进行了研究, 并且发现钙钛矿中的 Al_2O_3 含量随温度和压力均增大。Kubo 和 Akaogi^[65] 以及 Akaogi 等^[66] 分别在 1 600 °C 和 1 000 °C 条件下对 $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{-Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ 体系的相变关系进行了研究 (图 4B, D)。对比两者结果可以发现, 在低温条件下 ($1\,000\text{ }^\circ\text{C}$) 钛铁矿固溶体的稳定域扩展到了 $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ 端员, 温度上升 ($1\,600\text{ }^\circ\text{C}$) 导致钛铁矿固溶体的稳定域减小。而石榴子石固溶体 (majorite) 的稳定域得到了扩展并可以与钙钛矿共存, 在 26 ~ 27 GPa 条件下, 石榴子石 (majorite) 完全转变成钙钛矿和刚玉; 靠近 $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$ 端员的钛铁矿最终也转变成钙钛矿, 这与 Irifune 等^[63] 的结果比较接近 (图 4A, B)。

Hirose 等^[41] (图 4C) 在更高温条件下 ($1\,750\text{ }^\circ\text{C}$ 和 $2\,000\text{ }^\circ\text{C}$) 对 $\text{MgSiO}_3\text{-Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ 体系的关系进行了原位测量, 实验结果也得到了类似的相变关系, 但是石榴子石固溶体 (majorite) 消失的压力比 Kubo 和 Akaogi^[65] 以及 Irifune 等^[63] 的结果低大约 2 GPa。结合 Irifune 等^[24] 的研究结果, 他们认为淬火实验^[94] 将后尖晶石相变的压力高估了 2 GPa (即大约 60 km 深度), 该相变应发生在 600 km 深度而不是 660 km 深度。由此转换带的主要成分应该是含 6% ~ 8% Al_2O_3 (摩尔分数) 的辉石-石榴子石 (majorite) 而不是橄榄石, 相当于玄武质成分, 其中石榴子石 (majorite) 向钙钛矿的相变正好在大约 24 GPa 压力条件下^[64] (相当于 660 km), 上地幔

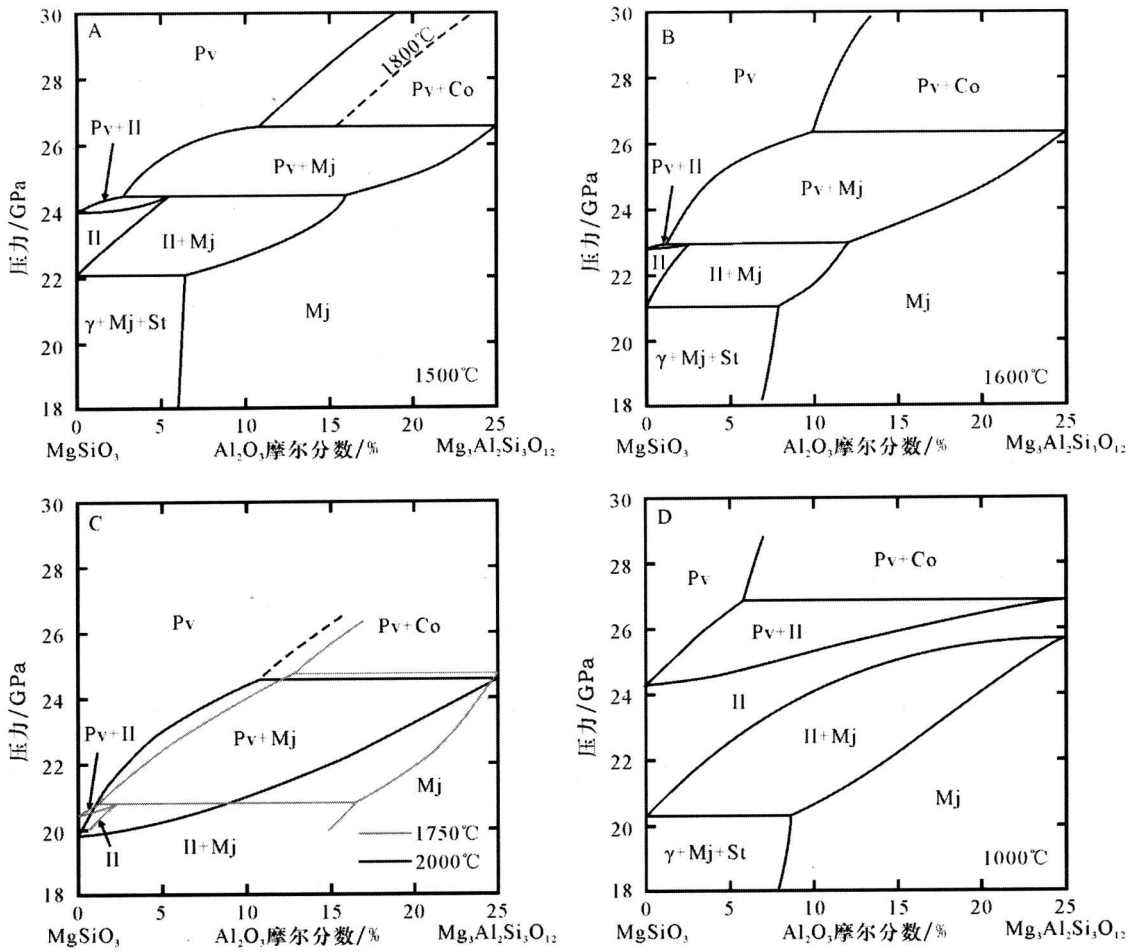


图 4 $Mg_4Si_4O_{12}$ - $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ 体系的相关系
Fig 4 Phase relations in the system $Mg_4Si_4O_{12}$ - $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$

数据来源: (A) Irifune 等^[63]; (B) Kubo 和 Akaogi^[63]; (C) Hirose 等^[41]; (D) Akaogi 等^[66]。γ—林伍德石, St—斯石英, Mj—超硅石榴子石, Il—钛铁矿, Pv—钙钛矿, Cor—刚玉。

410 和 660 可能是矿物相变和化学分层共同作用的结果。

综上所述, 发生在转换带底部的相变非常复杂, 橄榄石和非橄榄石体系均产生相应的相变。所以, 660 可能是一个由后尖晶石相变主导的多相变界面, 可能对 660 形成产生重要影响的相变为石榴子石 (majorite)-钛铁矿相变、钛铁矿-钙钛矿相变和后尖晶石相变。但是对于这 3 个相变的压力关系不同学者的研究结果还存在着一定的争议^[24, 41, 77, 93, 117-118], 这些相变或许可以用来解释 660 的分裂现象^[119-125] (下文讨论)。

3 问题与讨论

尽管目前对地幔转换带的研究已经取得了很大

进展, 特别是相关的地球物理数据和高温高压实验数据, 使我们对转换带的认识得到了极大的提高。但是仍然有许多问题未能得到合理可靠的解释, 这些问题对于我们真正认识地球内部的结构、成分、演化和动力学过程至关重要。以下对所涉及的几个问题作简单讨论。

3.1 不连续面的分裂现象

最近的地球物理观测发现, 520^[18, 121, 126-127] 和 660^[120-125] 均存在着分裂的现象。

Deuss 和 Woodhouse^[18] 对全球进行地震观测时, 发现除了普遍存在的 410 和 660 以外, 520 发生了分裂, 在北美地盾区、北非地盾区和印尼俯冲带均发现了在大约 500 km 和 560 km 深度存在这两个反射面, 因此不可能单用橄榄石的 β-γ 相变来解释, 非橄榄石组分的作用也应作考虑。Gilbert 等^[126] 和

Ai 和 Zheng^[121] 利用接收函数 (receiver functions) 方法分别对美国西部和中国东部上地幔结构进行研究时也发现了类似的 520 的分裂现象。Van der Meijde^[127] 等对地中海地区进行地震观测时发现了相同的 520 的分裂现象, 并认为含水量、温度和化学成分等是造成分裂的重要影响因素。最近的高温高压实验研究^[128], 认为 500 km 处的不连续面最可能是由橄榄石的 β - γ 相变引起的, 而 560 km 处的不连续面则可以由 CaSiO_3 钙钛矿从石榴子石 (majorite) 中出溶来解释。

地幔转换带中不仅 520 存在着分裂现象^[18, 121, 126-127], 660 也存在着分裂。Vacher 等^[119] 根据实验矿物物性数据计算了 pyrolite^[75] 和 piclogite^[10] 组分沿绝热温度在上地幔中的地震剖面。结果表明, 非橄榄石组分对 660 的解释具有重要的影响, 沿着冷的温度剖面钛铁矿的出现可以导致转换带底部出现 3 个不连续面, 分别是由石榴子石-钛铁矿相变、后尖晶石相变和钛铁矿-钙钛矿相变引起的。随后 Simmons 和 Gurrola^[120] 在美国南加州找到了 660 分裂的地球物理证据。Ai 等^[122] 以及 Ai 和 Zheng^[121] 利用接收函数方法分别对中国东北和东部地区上地幔结构进行研究时, 也发现 660 存在着分裂的现象。Deuss 等^[123] 在加拿大和格陵兰/北极地区也观测到 660 的分裂, 并认为是在相对低温条件下石榴子石 (majorite)-钛铁矿-钙钛矿相变以及后尖晶石相变导致的结果。近年来, 在汤加地区^[129]、马里亚纳群岛地区^[124] 和南美地区^[130] 的地震观测, 以及 Andrews 和 Deuss^[125] 利用全球接收函数方法, 均证实了部分地区 660 附近存在着双地震不连续面。

根据以上地震观测发现, 660 发生分裂一般都在相对较低的地温条件下 (如受深俯冲影响的区域), 而在地温相对较高的地区 (如大洋中脊和热点等受地幔柱上涌影响的区域) 则一般只观测到一个不连续面。660 的分裂跟体系温度、成分 (尤其是 Al) 以及橄榄石组分与非橄榄石组分之间的相互作用有很大关系^[123, 131]。

660 km 深度附近除了后尖晶石相变 (吸热反应, $dp/dT < 0$) 外, 石榴子石 (majorite)-钙钛矿相变 (放热反应, $dp/dT > 0$) 也发生在相近的深度。在高温条件下 (1 800 ~ 2 000 °C), 后尖晶石相变压力比石榴子石-钙钛矿相变压力低, 若二者之间互不影响则这两个相变会发生在不同的压力条件下, 形成双

不连续面^[131]。但是石榴子石-钙钛矿相变对 Al 含量特别敏感, Al 含量增加会使石榴子石更加稳定而使石榴子石 (majorite)-钙钛矿相变压力增加 (图 4)。两个相变会通过 Al 的分配而相互作用, 在相变形成钙钛矿之前 Al 会优先进入石榴子石 (majorite) 中, 而当钙钛矿一旦出现, 则 Al 优先进入到钙钛矿中。所以当尖晶石相变首先产生钙钛矿时, 部分 Al 将从石榴子石进入到钙钛矿中而致使石榴子石中的 Al 含量降低, 进而使石榴子石稳定性降低, 石榴子石 (majorite)-钙钛矿相变压力也随之降低而与后尖晶石相变压力相当, 那么也就只能形成一个不连续面^[131]。在更高的温度下条件下 ($> 2\,000\text{ }^{\circ}\text{C}$), 林伍德石将不再稳定而无后尖晶石相变产生, 石榴子石 (majorite)-钙钛矿相变占据着主导地位, 该相变发生在相对较宽的压力区间内, 在 660 km 附近只形成一个较小的不连续面^[123], 660 ~ 720 km 之间则具有很高的密度和波速梯度。在相对低温条件下, 后尖晶石相变在 660 km 深度附近是主要的相变, 但是在 610 ~ 640 km 深度之间石榴子石 (majorite)-钛铁矿 (低 Al 条件下, 如果出现)-钙钛矿相变的加入, 就会形成多个不连续面^[123]。结果表明, 低温低 Al 有利于 660 的分裂, 高温高 Al 则不利于 660 的分裂^[131]。

最近的研究认为^[132], 仅仅用相变不能够解释地幔转换带中的不连续面分裂, 可能也有物质成分的改变, 如堆积的残余板片物质, 这也是地幔转换带内物质的不均一性表现。

3.2 地震波不连续面及其成因

尽管目前广泛接受地幔转换带中的地震波不连续面是由橄榄石组分的相关相变主导形成的, 但是随着新的研究和发现, 对这些不连续面的成因仍有一些争议。总体来说, 关于地幔转换带中地震波不连续面成因的观点主要分为两种: 一种是相变 (不连续面即为相变边界), 相变观点又可以再细分为单相变和多相变作用; 另一种是化学成分变化 (不连续面即为化学边界)。

对于地幔转换带中的相变已经获得大量的实验研究和理论计算数据, 并得到大多数人的认可。通常对地幔转换带中地震波不连续面的解释是 pyrolite 体系中橄榄石的高压相变引起的^[67, 14, 43, 50, 90, 93-94, 133], 但是也发现相变压力和地球物理数据存在着不一致性^[23], 尤其是原位精确测量结果表明相变压力与不连续面深度之间可能存在着较大的不一致^[24], 于是

人们认识到地幔转换带的不连续面或许不能单由橄榄石的 α - β - γ 三相的高压相变来解释。所以, pyro-lite 模型中的其他成分, 即非橄榄石组分(辉石-石榴子石组分)对不连续面的形成应该也有影响。

首先, 对于 410, 目前已经确认是由橄榄石的 α - β 相变导致的, 可能发生在相同深度和压力下的辉石-石榴子石相变会使不连续面扩大, 但应该不会导致 410 的形成。其次, 520 的成因目前争议较大。传统上认为是由橄榄石的 β - γ 相变引起的^[6, 94], 但是另一种观点则认为, 520 可能是由石榴子石(majorite)出溶 CaSiO_3 钙钛矿形成的^[34, 104], 因为 CaSiO_3 钙钛矿的形成可以使体系的密度和波速都明显增大^[96], 从而形成不连续面。尽管有争议, 但至少生成 CaSiO_3 钙钛矿的相变对局部 520 的形成具有重要贡献。最近模拟计算也表明, β - γ 相变并不能产生 520, 而是与辉石-石榴子石- Ca 钙钛矿体系的相变有关^[59]。再次, 660 的成因更加复杂, 除了普遍认可的后尖晶石相变以外, 相关的相变还有石榴子石(majorite)-钛铁矿-钙钛矿相变^[56, 66, 77, 95-99], 660 的分裂很可能就是以上这些相变的结果^[123]。这两个体系的矿物相之间通过 Al 组分以及 Fe-Mg 分配而相互作用, 但关键在于 660 附近生成钙钛矿的相变是由后尖晶石相变主导还是由石榴子石(majorite)-钛铁矿-钙钛矿相变主导。后尖晶石相变和石榴子石-钙钛矿相变分别具有负的和正的的压力-温度斜率, 而且石榴子石的稳定域比林伍德石的稳定域更广^[65-69], 尤其是在高温条件下, 可以预见石榴子石-钙钛矿相变将主导 660 附近的相变。不可否认, 在部分地区无法单独用橄榄石的后尖晶石相变来解释 660 及其相关的一些问题, 非橄榄石组分的相变的作用不得不考虑, 因此 660 很可能是一个由后尖晶石相变主导但同时也有其他相变参与的跨越一定深度的不连续面。换句话说, 通常所讨论的 660, 可能不是一个简单不连续的突变“面”, 而可能是一个有多种相变作用的“带”, 从转换带底部延伸至下地幔顶部, 在此沿用 660 这一传统深度称谓, 称为“660 discontinuity zone”。

对于地幔转换带中的不连续面是相变边界还是化学边界, 自这些不连续面被发现以来一直都在争论中^[10, 23, 100, 134], 尤其是转换带底部 660 的性质, 对于地幔对流形式至关重要。如果 660 是相变界面^[6], 那么意味着地幔对流形式更可能是全地幔对流; 如果 660 是化学界面^[23], 则支持地幔对流的形

式为分层对流^[123]。现在已经证明, 尽管仍有争议, 橄榄石的后尖晶石相变形成 660 的突变, 而非橄榄石组分的相变, 则可以导致 660 直至大约 750 km 深度之间非常高的密度和波速梯度^[95-96, 103]。相变导致不连续面形成的观点现已被大多数学者所接受。但是地幔转换带中的化学不均一性仍然是存在的, 不连续面的分裂就是其证明之一^[128, 130], 现在地球物理证据^[135-137]已经发现, 地幔转换带中还可能存在残余的板片(stagnant slab^[138])。

3.3 影响不连续面及相关相变的因素

影响不连续面及其相关相变的因素很多, 如 Mg-Fe-Al-Ca 等元素、温度和水, 很多学者^[96, 139]已经对影响不连续面及相变的因素进行过研究和讨论。下面主要对主量元素、温度和水的作用做简单分析。

3.3.1 主量元素的影响

Ca 主要富集在辉石-石榴子石体系中, 相变过程为单斜辉石 \rightarrow 石榴子石 \rightarrow 钙钛矿。Ca 钙钛矿自转换带中部开始形成以后, 可以一直稳定存在至下地幔, 因此它对 660 处的石榴子石(majorite)和林伍德石向钙钛矿转变反应所产生的相变影响起着“削弱”(dilute)作用^[99]。地幔中的钙钛矿相可以分为富 Ca 和贫 Ca 两种, 分别是由石榴子石(majorite)和林伍德石转变而成的。

体系中的 Fe 含量对 410 的深度和厚度有直接的影响。对于一个富 Fe(或贫 Fe)的地幔来说, 橄榄石-瓦兹利石相变将会形成一个浅而宽(或深而窄)的不连续面^[37]。Mg-Fe 元素在橄榄石、瓦兹利石和石榴子石之间的分配作用^[140], 将会导致橄榄石-瓦兹利石相变区间变小, 使不连续面变窄^[39, 141]。在 1 400 $^{\circ}\text{C}$ 无水条件下, Mg-Fe 分配作用会使橄榄石-瓦兹利石相变的压力区间仅为 0.2 GPa, 即相当于约 6 km^[142]。

Al 元素对不连续面也有重要影响^[96], Al 的加入将使体系中的相变情况变得更加复杂。Al 在橄榄石体系中的含量很低, 主要是富集在辉石-石榴子石体系中。体系中的 Al 含量会直接影响石榴子石的稳定域, 由于辉石-石榴子石反应, 从而进一步可以影响体系中橄榄石/瓦兹利石中的 Fe 含量以及辉石的含量。在高 Al 情况下, 石榴子石的稳定域扩大而含量相对较高, 辉石在向石榴子石转变时被消耗而减少, 由于石榴子石会从橄榄石/瓦兹利石中抽取 Fe, 致使橄榄石组分的 Fe 含量减少, 所以最终

会使 410 变得更窄更深。在高 Al 情况下, 辉石向石榴子石的相变也将导致转换带中很高的密度和波速梯度, 因为石榴子石比辉石具有更高的密度和波速。对于 660, Al 元素一方面会使石榴子石-钙钛矿相变压力范围扩大, 另一方面则使后尖晶石相变和石榴子石-钙钛矿相变产生相互作用, 可能导致不连续面的分裂。Al 元素使石榴子石(majorite)的稳定域扩展, 导致石榴子石可以与钙钛矿共存, 高 Al 含量将会生成刚玉可以和钙钛矿在 27 GPa 以上的一定压力范围内共存^[41, 63, 65-66] (图 4), 但最终所有的 Al 在地下幔中都会进入钙钛矿结构中, 形成一种含 Al 的钙钛矿^[143]。Inifune 等^[61] 和 Hirose 等^[41] 在实验中均发现钙钛矿中 Al 含量随压力增加而增加, Al 含量对石榴子石-钙钛矿相变会产生很大的影响。

3.3.2 温度的影响

研究表明, 橄榄石-瓦兹利石相变的压力-温度斜率(clapeyron slope)为正^[53] ($dp/dT > 0$), 属放热反应, 那么当温度升高(或降低)时, 相变压力也会相应增大(或减小), 所对应的 410 的深度也会随之下降(或升高)。所以在低温区(如深俯冲带) 410 相对会下降, 而在高温区(如地幔柱)则会抬升^[144] (图 5)。Bina 和 Wood^[145] 以及 Katsura 和 Ito^[37] 发现橄榄石-瓦兹利石共存区间随温度升高而变窄。Bina 和 Helffrich^[146] 指出在俯冲带冷的板片中橄榄石-瓦兹利石相变区间会扩大而在高温区则相反。

与 410 处橄榄石-瓦兹利石相变相反, 后尖晶石相变具有负的压力-温度斜率^[52, 93, 113] ($dp/dT < 0$), 属吸热反应, 意味着随温度的升高(或下

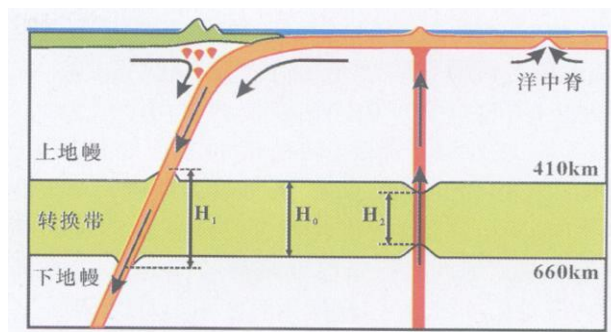


图 5 转换带厚度在不同温度环境中的变化
(据 Hirschmann^[158] 修改)

Fig 5 Sharpness of Transition zone varies in different temperature conditions

H_0 —平均转换带厚度, H_1 —低温条件下转换带厚度, H_2 —高温条件下转换带厚度, 三者之间的大小关系为 $H_1 > H_0 > H_2$ 。

降)相变压力会降低(或升高), 如果认为 660 是由后尖晶石相变主导的, 那么 660 深度也会随之发生改变, 即在低温区(如深俯冲带) 660 会下降, 而在高温区(如地幔柱)则会上升(图 5)。另一方面, 石榴子石-钙钛矿相变具有正的压力-温度斜率^[41, 77] ($dp/dT > 0$), 温度上升使钛铁矿的稳定域减小而石榴子石(majorite)固溶体的稳定域会提高^[65-66], 如果认为石榴子石(majorite)-钙钛矿相变主导 660, 那么在高温条件下该相变压力会向高压方向偏移, 即 660 会下降。由于钙钛矿具有很高的密度和波速, 所以可以在 660 以下形成很高的波速和密度梯度。

考虑到 α - β 相变和后尖晶石相变的压力-温度斜率刚好是正负相反的, 若认为地幔转换带的不连续面是由橄榄石的高压相变形成, 地幔转换带的

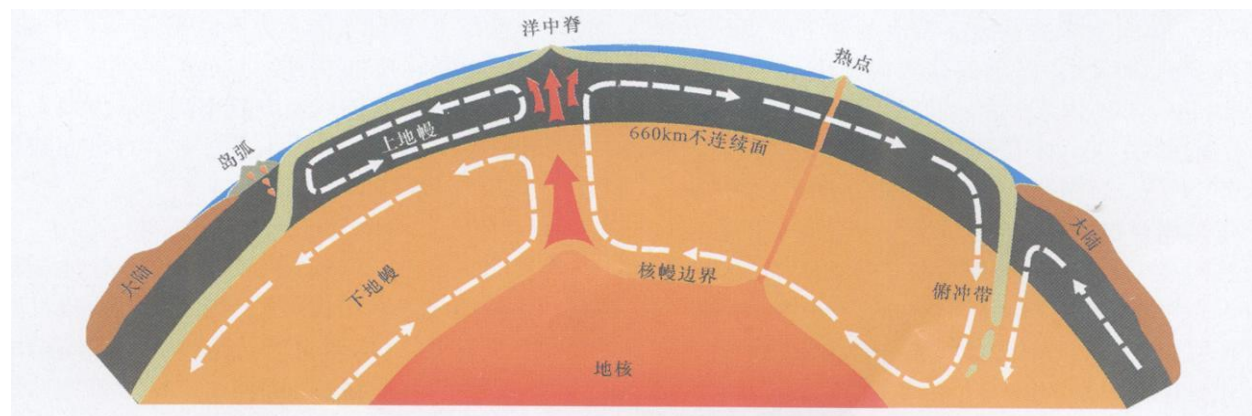


图 8 板块俯冲和地幔对流示意图
(据 Detrick^[239] 综合修改)

Fig 8 A sketch map for subducted slabs and mantle convection

在全球范围内, 部分大洋板块发生深俯冲可以穿过 660 km 不连续面进入下地幔中(如中美洲俯冲带), 构成全地幔对流中的下降流, 另也有部分大洋板块受各种复杂因素阻碍而滞留在地幔转换带中(如日本-中国东北俯冲带), 在局部形成分层对流。

温度相对上升(或下降)则 410 和 660 将互相接近(或远离),转换带的厚度亦随之而变化(图 5)。根据最近的研究,全球地幔转换带的平均厚度为 242 km^[147]。在地温异常区,转换带的厚度变化较大。如南太平洋和夏威夷地区地幔转换带厚度相对平均水平减薄^[148-151],但是也有相关的地球物理观测并未发现热点地区转换带厚度减薄的证据^[152]。在菲律宾海等俯冲带地区,转换带厚度则相对增厚^[153]。

3.3.3 水的影响

现已发现,地幔中的名义无水矿物^[154] (nominally anhydrous minerals, NAMs) 可以含有高达 3% 的水^[155-158]。如果矿物含水,其物性与不含水时将会有很大的差异。

Van der Meijde 等^[159] 在地中海地区 410 km 深度附近观测到 20~35 km 厚的不连续面,并认为是深部水存在的证据。Wood^[160] 研究认为,水的存在将会使瓦兹利石的稳定域扩展到低压区,使 α - β 相变的压力区间比在无水地幔条件下扩大。最近在多面砧装置中进行的淬火实验^[161-164] 表明,在含水条件下橄榄石-瓦兹利石相变边界(对应于 410)会向低压方向偏移 1~2 GPa(相当于 410 上升大约 30~60 km)。这与通过原位 X 光衍射实验^[165-166] 得到的结果是一致的。

关于水对 β - γ 相变的影响的数据非常有限^[139]。Litasov 和 Ohtani^[164] 在含 2% (质量分数) H₂O 的 CMAS-pyrolite 体系中发现, β - γ 相变边界向高压方向出现微小的偏移。Kawamoto^[167] 则发现,在 20 GPa、1300 °C 条件下,含 13% (质量分数) H₂O 的 pyrolite 体系中相边界比在无水条件下向高压方向偏移了约 2 GPa。以上偏移方向与 Inoue 等^[168] 在 (Mg, Fe)₂SiO₄ 体系中的实验结果是一致的。

实验证明,林伍德石可以含有相当量的水^[156, 169-171],而钙钛矿^[172-174] 和镁方铁矿^[175-176] 的含水量则相对很少。在含水条件下林伍德石的稳定域会移向高压方向,从而使后尖晶石相变压力提高,660 亦随之下降。Higo 等^[172] 在 1600 °C 条件下实验证明:在含水(质量分数 1%~3%)条件下后尖晶石相变压力比无水条件下会增大,不过压力增大的幅度仅仅大约 0.2 GPa,并不是很明显。Ohtani 等^[177] 发现林伍德石的含水量随温度升高而降低,因为相边界与林伍德石的含水量密切相关,所以在低温含水条件下相变压力具有较大的偏移,而在高温下偏移则相对较小一些。Litasov 等^[165] 利用原位

X 光衍射方法在高温高压下研究了含 20% (质量分数) H₂O 的 pyrolite 组分的前尖晶石相边界,发现在 1473 K 温度时相边界比无水条件下^[80] 高约 0.6 GPa,但在高温下(1773~1873 K)无明显差别。后尖晶石具有负的压力-温度斜率^[52, 93, 113],水的作用与温度的影响是相反的,低温下水的影响更加明显,660 的大幅下降被认为是转换带中水存在的证据^[80, 139, 165]。

在含水条件下相边界偏移的机制目前还不是十分清楚,可能与矿物相的不同含水能力有关^[139]。

对于非橄榄石组分,淬火实验^[178] 和原位 X 光衍射实验^[179-180] 均发现,在含水条件下石榴子石(majorite)-钙钛矿相变边界向低压方向偏移 1~2 GPa。但是该偏移方向无法用体系中矿物相的不同含水能力的影响来解释^[139],因为石榴子石(majorite)^[181] 的含水能力相对于下地幔主要矿物钙钛矿^[172-174] 和镁方铁矿^[175-176] 的含水能力更高,在含水条件下石榴子石稳定域会扩大,在相变过程中相边界应该向高压方向迁移而不是低压方向,这刚好和实验结果是相反的!对于这个问题,一方面需要考虑实验中可能存在的不确定性或者误差,另一方面则需要考虑地幔转换带底部可能存在着化学成分变化,而这些可能的组分的干扰和影响作用现在也无法完全确定。要解决这些颇具争议性的问题,亟待进一步的研究去探讨。

尽管地幔转换带中的矿物可能含有相当量的水^[155-156],但是目前缺乏直接来自转换带的样品,转换带实际上是否真正含有如此多的水,仍然是一个疑问。也就是说,高储水能力并不意味着实际的高含水量。关于地幔转换带中的含水问题^[157, 176, 182-183] 还需要通过高温高压实验以及电导率测量等方面来进一步仔细的研究解决,但是目前电导率的研究结果仍然具有相当大的争议^[182, 184-187]。

3.4 pyrolite 或 piclogite ?

不可否认,pyrolite 模型^[4-8, 68] 可以很好地解释地幔转换带的成分和结构,对于我们认识地幔具有重要的意义。但是,任何模型对地幔成分和结构的估计,都必须结合地球物理资料和矿物岩石物性数据来解释和检验。pyrolite 模型所演化出来的部分物性,与地球物理资料仍有一些不一致^[11, 23, 134, 188-189]。其中最主要的不一致表现在,410 处 pyrolite 模型会产生比地球物理观测要高得多的波速突变^[190-191],在 pyrolite 中 v_p 和 v_s 突变分别为 6.9% 和 7.9%^[192],但

是在 PREM 参考模型^[12]中, 波速变化分别仅为 2.5% 和 3.4%。造成该不一致的主要原因是橄榄石-瓦兹利石相变产生的波速突变太大^[192-197] (Δv_p : 10.6%; Δv_s : 12.2%^[197]), 因此要使矿物学模型与地球物理资料一致, 现有的 pyrolite 模型中橄榄石的含量应该适当降低^[39, 196-199], 同时也要考虑其他非橄榄石成分的作用^[95-99]。piclogite 模型^[9-11] 尽管对成分做了很大的调整, 以辉石-石榴子石为主, 即苦橄质辉岩成分, 前文已述; 但辉石-石榴子石 (majorite) 相变并不能形成 410 km 附近的不连续面, 前人也早已证明这一结论^[67, 200-201]。最新的研究表明^[42], 在地幔转换带中两种模型在 P 波速度方面与地球物理模型 (PREM^[12] 和 AK135^[202]) 具有一定的可比性。但在转换带上部, 不论 P 波还是 S 波的速度, pyrolite 模型均比地球物理模型偏高, 波速突变也相应偏高; 在转换带下部, 两种模型 S 波速度均比地球物理模型的偏低 (图 6)。

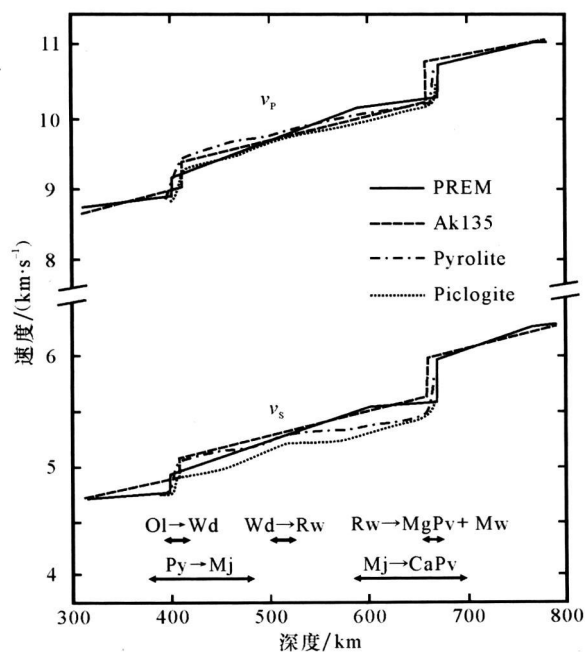


图 6 地幔转换带中 pyrolite 和 piclogite 与地球物理模型中波速的比较 (据 Irfune 等^[42]略有简化)

Fig 6 A comparison of the sound velocities for pyrolite and piclogite compositions with representative seismological models in the mantle transition zone

Ol—橄榄石, Wd—瓦兹利石, Rw—林伍德石, Px—辉石, Mj—超石榴子石, CaPv—Ca 钙钛矿, MgPv—Mg 钙钛矿, Mw—铁方镁石。图下方箭头指示 pyrolite 中主要矿物发生相变的深度范围。

pyrolite 模型已经在实验和理论上得到了广泛证明, 针对其与地球物理资料的不一致性问题, 如

果做适当的成分修正, 则可以估计: 修正的 pyrolite 模型中橄榄石的成分适当降低, 具体降低的幅度还需要进一步的研究确定; 辉石和石榴子石的成分适当增加, 但仍低于 piclogite 模型中的量。经过修正的 pyrolite 模型中, 橄榄石组分是形成不连续面的主导因素, 而非橄榄石组分 (即辉石-石榴子石组分, 或富 Al 富 Si 组分) 在橄榄石相变的相近深度和压力区间内, 既可以参与不连续面的形成, 也可以对不连续面的形态产生影响, 而且对转换带及下地幔顶部的高密度/波速梯度起着重要作用。

3.5 上地幔相变与动力学

随着高温高压技术的进步, 结合地震层析成像等地球物理方法, 对地球深部的物质组成和结构的认识得到了极大的提高。地幔相变及动力学也一直是地球科学研究的前沿和热点。在目前尚不能直接获取地幔转换带及更深部的样品的情况下, 通过地幔相变及动力学的研究, 可以使我们了解地球深部物质的物理化学性质, 探讨其流变学特征。

3.5.1 深源地震

上地幔相变动力学建立起了相变与深源地震的联系。

深源地震的成因机制^[203]一直是地质学家争论的焦点之一。目前关于深源地震的机制解释主要有 3 种^[204-207]: (1) 脱水致脆 (dehydration embrittlement)^[208-209]; (2) 绝热剪切失稳 (adiabatic shear instability)^[210-212]; (3) 相变致裂 (transformation-induced faulting)^[213-215]。最早提出固体相变作用可能与深源地震有关的是美国固体相变物理学家 Bridgman^[216], 随后科学家对此进行了一系列探索^[204, 213-215, 217-221], 其中, Green 科研小组取得的成果尤为引人注目^[222]。Green 小组研究发现, 产生反向裂隙 (anticrack) 致裂的相变反应可以是橄榄石的 α - γ 相变^[213, 215, 223] 和 α - β 相变^[214, 223], 必须是放热反应^[206, 223-226], 但钠长石 ($Ab \rightarrow Jd + Coe$) 和橄榄石的分解相变反应 ($\alpha \rightarrow Pv + Mw$) 不能形成反向裂隙^[205, 223]; 林伍德石的分解相变反应 ($\gamma \rightarrow Pv + Mw$) 和钛铁矿-钙钛矿相变反应 ($Il \rightarrow Pv$) 也不能形成反向裂隙, 因为他们是吸热反应^[223, 225]。在转换带以下, 橄榄石 (尖晶石相) 相变均已消失, 相变-反向裂隙致裂机制因此在下地幔并不适用, 这也正好解释了地震活动在转换带底部突然消失的现象^[205, 223, 225]。

尽管仍有争议, 如亚稳态橄榄石存在的状态以

及范围、实验结果在天然地质条件中的外推限制等问题, 但相变-反向裂隙致裂机制可能是目前深源地震成因机制中最重要的一种解释之一。

3.5.2 洋壳和陆壳的深俯冲命运

俯冲板片动力学和地幔矿物相变密切相关。对于深俯冲板块的命运, 包括洋壳^[38, 64]和陆壳^[227-228], 都是通过对具有代表性的物质组分(合成样品或者天然样品)进行高温高压相变实验来研究的。俯冲板片中的物质在深俯冲过程中, 随着温度和压力逐渐增大, 产生相应的相变, 其物理化学性质(波速和密度)也随之而改变。尤其是密度的改变, 对于俯冲板片能否穿越转换带底部而进入下地幔至关重要。

俯冲大洋板块结构自上而下主要包括上覆的玄武质洋壳(厚约 6~7 km), 中间的方辉橄榄岩层(厚约 30 km)和下伏的“亏损”地幔岩层(厚约 40 km)构成^[133, 229]。在深俯冲过程中, “亏损”地幔岩层由于物质组成和性质与周围地幔相近, 而将会被吸收进入周围地幔环境中, 因此, 玄武质洋壳(MORB)和方辉橄榄岩的性质变化决定着大洋板块俯冲的最终命运。

玄武质洋壳(MORB)随着俯冲深度的增加, 其中的辉石会逐渐转变为石榴子石, 玄武岩相变为榴辉岩, 而榴辉岩的密度超过了地幔岩(pyrolite)的密度, 驱动着洋壳进一步俯冲到更深的地幔转换带底部^[38, 229]。但是在转换带底部 660 处, 地幔中的矿物林伍德石相变分解形成更高压高密度的矿物集合体(钙钛矿和镁方铁矿), 而 MORB 由于 Al 含量比 pyrolite 更高, 致使其中石榴子石(majorite)能够保持稳定至 800 km 深度。石榴子石密度比钙钛矿密度约低 10%, 那么俯冲洋壳的密度将小于周围地幔的密度, 成为洋壳穿越转换带底部不连续面的阻碍(图 7)。但是当 MORB 中的石榴子石在 27 GPa 左右完全相变为钙钛矿后, 下地幔中 MORB 的密度将再次大于周围地幔密度^[64, 71, 86-87]。如果俯冲洋壳在转换带底部/上地幔顶部堆积能够突破浮力阻碍而进入下地幔, 将继续俯冲至核幔边界。

方辉橄榄岩是俯冲洋壳中的另一种重要的岩石, 它在俯冲过程中与 MORB 的相变行为不同。根据前人的研究结果^[36, 229], 在 660 以上, 方辉橄榄岩密度始终都小于 pyrolite(图 7), 这是由于方辉橄榄岩比 pyrolite 中 Fe 和 Al 含量均相对较低, 而 Al 是高密度的石榴子石的主要成分之一。在下地幔顶部(24~26 GPa), 同样由于 pyrolite 中 Al 使石榴子石

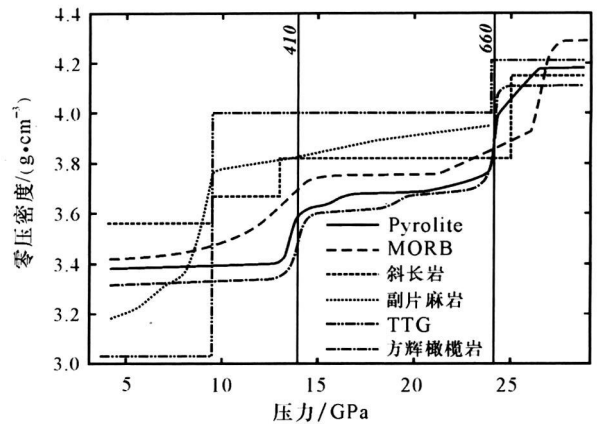


图 7 几种代表性岩石零压密度随压力/深度变化的比较

Fig 7 Zero-pressure density profile for pyrolite, MORB,

anorthosite, para-gneiss, TTG, and harzburgite

资料来源: Pyrolite (Irifune 和 Ringwood^[36]), MORB (Irifune 和 Ringwood^[36], Hirose 等^[64]), 斜长岩 (Komabayashi 等^[230]), 副片麻岩 (Wu 等^[228]), TTG (Komabayashi 等^[230]), 方辉橄榄岩 (Irifune 和 Ringwood^[36])。其中, 副片麻岩在 24 GPa 以上压力条件下的密度变化目前尚缺乏相关的数据。

稳定至更深部, 方辉橄榄岩的密度才略大于周围地幔密度。但是随着 pyrolite 中石榴子石在 27 GPa 左右完全转变成钙钛矿, 此后一直到核幔边界, 方辉橄榄岩的密度将始终小于相同深度的下地幔岩石。

根据 Ringwood 的大洋岩石圈模型, Irifune 和 Ringwood^[36, 229]将玄武岩(MORB)和方辉橄榄岩以 1:4 的比例混合来代表深俯冲洋壳的组分, 研究俯冲洋壳与周围地幔的密度关系, 结果发现在 650 km 以上俯冲洋壳始终比周围地幔岩石密度大, 但在下地幔顶部密度关系又倒转过来, 而在下地幔 700 km 左右洋壳的密度将再次大于 pyrolite, 在此深度以下, 二者的密度非常接近。以上结果表明, 影响洋壳深俯冲最终命运的关键问题在于能否突破地幔转换带底部的浮力障碍。Ringwood 和 Irifune 则提出在转换带底部, 俯冲的洋壳物质(玄武岩和方辉橄榄岩)可能在 660 附近堆积而形成一个“巨石”(mega-lith)^[229]。这些堆积或残留在转换带底部的洋壳物质及“巨石”可以在横向和纵向上伸展, 很可能与所观测到的地震波异常(或者 660 的分裂)有关, 温度相对较低的“巨石”由于高密度而将沉入下地幔中。但是俯冲的洋壳与周围地幔的密度关系非常复杂, 相边界的压力-温度斜率此时具有重要意义: 转换带底部的主要矿物相是林伍德石和石榴子石(majorite), 后尖晶石相变和石榴子石-钙钛矿相变分别

具有负的和正的 p - T 斜率, 而俯冲带内(或者“巨石”)温度相对周围地幔要低 $300 \sim 400\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。这意味着在地下幔顶部 pyrolite 中林伍德石转变成高密度的钙钛矿和镁方铁矿矿物组合后时, 俯冲带内相对低密度的林伍德石仍可能保持稳定而未发生分解, 而石榴子石成分则可能已经转变成更高密度的钙钛矿了。由此俯冲带内林伍德石和石榴子石组分此时将分别产生正的和负的浮力, 二者综合作用的效果尚需进一步的研究。

目前对于大陆地壳的深俯冲研究资料比较有限, Irifune 等^[227] 和 Wu 等^[228] 分别对平均大陆上地壳成分(氧化物合成)和天然大陆上地壳岩石(副片麻岩)进行了高温高压相变实验。结果发现, 陆壳物质在 $8 \sim 9\text{ GPa}$ 以下其密度远远低于 pyrolite 的密度, 但随后在斯石英和 K-锰钡矿等高压矿物的形成以及连续的脱水作用下, 陆壳物质的密度将超过 pyrolite 甚至 MORB, 在 660 时 pyrolite 和俯冲陆壳物质的密度相近(图 7)。但随着压力继续增加进入下地幔时, 林伍德石相变分解形成更高密度的钙钛矿和镁方铁矿, 下地幔顶部岩石密度将再次远远大于深俯冲陆壳物质的密度。由此可见, 大陆上地壳在深俯冲作用过程中至少可以俯冲到 400 km 以下的地幔转换带中, 这对于我们认识大陆俯冲动力学具有重要的意义。至于大陆上地壳岩石在更高压力的下地幔条件下行为如何, 目前尚缺乏直接的高温高压实验数据。Irifune 等^[227] 推测, 大陆上地壳物质的密度将会一直低于下地幔岩石的密度, 致使俯冲陆壳板片被阻挡在地幔转换带底部 660 处。

最近根据相关数据资料亦有对大陆 TTG 岩石和斜长岩的相变及密度计算表明^[230], TTG 岩石在 9 GPa 左右斯石英矿物组合形成以后直至下地幔, 其密度始终都是大于 pyrolite(图 7); 而斜长岩在 9 GPa 左右斯石英矿物组合形成以后直至 660 , 其密度一直都大于 pyrolite, 但在转换带底部由于 pyrolite 中后尖晶石相变生成了更高密度的钙钛矿和镁方铁矿矿物组合, 密度关系倒转; 在 25 GPa 左右斜长岩中的石榴子石相变其密度再次短暂超过 pyrolite, 而在此深度以下, 斜长岩的密度一直都略小于 pyrolite(图 7)。可见, 大陆 TTG 岩石在深俯冲过程中是可以穿越 660 而进入下地幔直至核幔边界; 而对于斜长岩, 预计中的大面积斜长岩目前在地表并未找到。普遍认为大量的斜长岩在地质历史时期都发生深俯冲而进入了地幔中, 由于俯冲物质具有

相对较低的温度, 这一温度效应可能使斜长岩在深俯冲过程中具有比周围地幔更高的密度, 从而也可以穿越 660 而进入下地幔。

与大陆和大洋岩石圈深俯冲相关的岩石零压密度随深度的变化关系总结在图 7 中, 在 660 以上由于大陆地壳岩石和 MORB 中可以形成高密度的斯石英或者石榴子石(榴辉岩), 其密度将大于 pyrolite, 单从密度考虑有理由相信大陆岩石和玄武质岩洋壳可以发生深俯冲直到转换带底部。即使 pyrolite 中后尖晶石相变产生了更高密度的钙钛矿和镁方铁矿组合, 但是由于俯冲带内具有相对较低的温度而使岩石密度可能更高, 另外在下地幔顶部($700 \sim 800\text{ km}$)石榴子石也逐渐完全转变成高密度的钙钛矿而产生拖拽力, 从而使深俯冲的板块可以俯冲至下地幔。虽然密度是非常重要的因素, 然而影响板块俯冲的因素还需要考虑上、下地幔的粘滞性以及相关的热力学因素。另外, 地球演化和地质历史时期中地幔内部的状态特征与目前的地幔亦有差异, 这些因素对于研究古板块和现在的板块的深俯冲作用都具有重要作用。

3.5.3 地幔对流

关于地幔对流的形式仍然是争论的焦点。高温高压相变实验研究认为, 地幔中的不连续面是 pyrolite 矿物相变的结果, 地幔的成分在不连续面上、下没有改变, 主要支持全地幔对流模型; 地球物理观测到下地幔中存在着冷板块, 俯冲带 660 的下降以及下地幔中的不均一性, 证实俯冲板片能够穿越 660 进入下地幔, 支持全地幔对流模型(当然也有支持分层对流模型的地球物理观测资料); 而地球化学研究结果则更多支持分层对流模型^[33]。笔者认为其核心问题是俯冲板块能否穿越 660 进入下地幔。上文已从矿物相变和密度关系讨论了深俯冲板块的命运, 以下再结合地球物理观测的结果略作说明。

板块的深俯冲作用是地幔对流中的重要环节, 是浅部物质进入地球深部的主要途径。它和地球内部上涌的热流(如地幔柱, 热点)可以构成在地球内部运动的对流体系。如图 8, 如果俯冲板块能够穿越 660 , 则可以构成全地幔对流; 若不能, 至少可以肯定局部的分层对流是存在的。目前全球地震层析的结果亦证实^[231], 局部地区俯冲板块滞留在地幔转换带中而未穿过 660 , 这一类型俯冲带地区如日本—中国东北俯冲带, 伊豆—小笠原(Izu-Bonin)俯冲带; 但也有部分地区俯冲板块直接穿越 660 到达

下地幔深度,如印度尼西亚和美洲中部俯冲带;比较特殊的是汤加俯冲板块,北汤加板块俯冲到转换带底部之后转为水平,中汤加板块则在转换带底部发生扭结(kink)堆积,但最终都在西段穿越 660 进入下地幔,而南汤加板块则直接俯冲到下地幔中。

4 结语

近十多年来,虽然对于地幔转换带的研究已经取得了相当大的进展,但是仍然有许多科学问题还有待深入探讨。转换带中的相变可以分为主要的两种,一是橄榄石组分的相变,二是非橄榄石组分的相变,其中主要是辉石-石榴子石组分的相变,另外还可能有 SiO_2 以及 Al_2O_3 组分的相变。橄榄石组分的相变可能是转换带中不连续面形成的主导因素,而非橄榄石组分的相变对不连续面的深度和宽度以及速度/密度梯度有重要影响。转换带中水的作用还存在很大争议,Fe 元素等的作用还不是很清楚,仍需要更合理可靠的压标来精确标定压力,这些方面也是今后非常具有研究价值的课题。

地幔转换带以及更深部地球内部的物质成分和结构,目前仍无法完全确定,主要是缺乏来自深部的样品。目前最主要的技术方法是地球物理探测、高温高压实验以及地球化学方法,所有方法中地球物理探测最直接但存在着多解性,高温高压实验仍有许多的不确定性和局限性,地球化学方法能提供的信息也相当有限。地幔转换带的结构和成分比较复杂,而目前只有地震波速(v_p , v_s)和密度以及少量的地球化学数据来约束其结构和成分,所以还需要深入地研究以获得更加接近真实的地幔转换带的成分。尽管仍然存在着不一致性,但 pyrolite 模型无疑是目前最可靠的地幔模型。

目前我国在地球深部研究领域与国际前缘还存在着很大的差距,学科交叉意识淡薄,对地球深部的重要研究意义认识不够,实验仪器方面长期以来无法和国际先进水平接轨,是我国地球科学界长期以来的不足^[4]。2008 年美国国家研究理事会发布《Origin and Evolution of Earth: Research Questions for a Changing Planet》^[232] 报告,提出 21 世纪固体地球科学研究的 10 个重大科学挑战,其中强调了地球深部研究的重要性,对于国内地球科学未来发展同样具有重要的借鉴意义。近年来我国的地学工作者,正在不断努力缩小与国际先进水平之间的

差距,力争在地球深部研究领域有一定的话语权。随着《华北克拉通破坏》重大研究计划以及华北地区地球内部结构探测计划(NCISP)等重大科学研究项目的实施,已经获得了部分华北、东北及中国东部的地壳-上地幔速度结构^[121-122, 233-237],对于认识华北克拉通演化以及转换带结构特征具有重要的意义。青藏高原和喜马拉雅地区,在国际合作研究项目“国际喜马拉雅和青藏高原深剖面及综合研究”(INDEPTH)等支持下,也取得了一系列具有重要意义的成果,观测到显著的 410 和 660 的存在^[238]。在实验方面,随着相关先进实验仪器投入使用,将使我国的高温高压实验技术水平大大地提高。

结合中国实际,展望未来我国地球深部研究的发展方向,有以下几方面的建议:

(1) 要缩小与国际先进水平之间的差距,必须建立先进的技术平台,提高实验和分析测试水平。目前大体积压机(LVP)和金刚石压砧(DAC)在国际上已经成为高温高压实验中广泛使用的装置,同步辐射源在美国(APS)、日本(Spring-8)和欧洲(ESRF)也成为重要的技术手段;而我国在这方面尚处于起步阶段,LVP 和 DAC 实验平台正在建设中,上海同步辐射源(SSRF)在地球科学领域中的运用有望在不久的将来成为现实。

(2) 广泛开展有效的合作,注重地球物理、地球化学、岩石矿物学、材料科学与计算机科学等学科的交叉结合,吸收国际上的先进理论知识和科学技术,时时刻刻关注国际地球科学研究的前缘。学科间的交叉融合,是解决地球科学中复杂问题的必然趋势,利用多学科交叉思维,可以从多视角去认识事物的本质,找到解决矛盾的方法。

(3) 利用我国独特的天然地质实验室,如青藏高原、秦岭—大别—苏鲁造山带、华北克拉通等,结合我国实际,有重点有针对性地开展具有国际地质意义的科学问题,如青藏高原的隆升、陆-陆碰撞及深俯冲、华北克拉通的减薄和破坏等重大课题,提高我国地球科学在国际上的影响力。

References

- [1] Birch F. Elasticity and constitution of the Earth's interior [J]. Journal of Geophysical Research, 1952, 57(2): 227-286.

- [2] Jin Z M. The progresses and perspectives of high- T and high-

- p* experimental study in China[J]. Chinese Journal of Geophysics, 1997, 40(Suppl 1): 71-81 (in Chinese).
- [3] Frost D J. The upper mantle and transition zone[J]. Elements, 2008, 4(3): 171-176.
- [4] Ringwood A E. A model for the upper mantle[J]. Journal of Geophysical Research, 1962, 67(2): 857-867.
- [5] Ringwood A E. Mineralogy of the mantle[M] // Hurley P M. Advances in Earth Science. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology Press, 1966: 357-398.
- [6] Ringwood A E. Composition and Petrology of the Earth's Mantle[M]. New York: McGraw-Hill, 1975.
- [7] Ringwood A E. Origin of the Earth and Moon[M]. New York: Springer-Verlag, 1979.
- [8] Sun S S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1982, 46(2): 179-192.
- [9] Anderson D L, Bass J D. Mineralogy and composition of the upper mantle[J]. Geophysical Research Letters, 1984, 11(7): 637-640.
- [10] Bass J D, Anderson D L. Composition of the upper mantle: Geophysical tests of two petrological models[J]. Geophysical Research Letters, 1984, 11(3): 229-232.
- [11] Duffy T S, Anderson D L. Seismic velocities in mantle minerals and the mineralogy of the upper mantle[J]. Journal of Geophysical Research, 1989, 94(B2): 1895-1912.
- [12] Dziewonski A M, Anderson D L. Preliminary reference Earth model[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1981, 25(4): 297-356.
- [13] Flanagan M P, Shearer P M. Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking SS precursors[J]. Journal of Geophysical Research, 1998, 103(B2): 2673-2692.
- [14] Shearer P M. Seismic imaging of upper-mantle structure with new evidence for a 520-km discontinuity[J]. Nature, 1990, 344: 121-126.
- [15] Gossler J, Kind R. Seismic evidence for very deep roots of continents[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1996, 138: 1-13.
- [16] Shearer P M. Transition zone velocity gradients and the 520-km discontinuity[J]. Journal of Geophysical Research, 1996, 101(B2): 3035-3066.
- [17] Gu Y, Dziewonski A M, Agee C B. Global de-correlation of the topography of transition zone discontinuities[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 157: 57-67.
- [18] Deuss A, Woodhouse J. Seismic observations of splitting of the mid-transition zone discontinuity in Earth's mantle[J]. Science, 2001, 294: 354-357.
- [19] Bernal J D. Discussion[J]. Observatory, 1936, 59: 268.
- [20] Ringwood A E. The constitution of the mantle; III Consequences of the olivine-spinel transition[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1958, 15(3): 195-212.
- [21] Liu L G. The causes of the major seismic discontinuities in the transition zone of the Earth's mantle[J]. Geophysical Journal International, 1995, 121(2): 404-408.
- [22] Agee C B. Phase transformations and seismic structure in the upper mantle and transition zone[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1998, 37(1): 165-203.
- [23] Anderson D L. Theory of the Earth[M]. Boston: Blackwell Scientific, 1989: 34-44.
- [24] Irifune T, Nishiyama N, Kuroda K, et al. The postspinel phase boundary in Mg_2SiO_4 determined by in situ X-ray diffraction[J]. Science, 1998, 279: 1698-1700.
- [25] Wang Y B. Combining the large-volume press with synchrotron radiation: Application to in-situ studies of Earth materials under high pressure and temperature. [J]. Earth Science Frontiers, 2006, 13(2): 1-36 (in Chinese).
- [26] Murakami M, Hirose K, Kawamura K, et al. Post-perovskite phase transition in MgSiO_3 [J]. Science, 2004, 304: 855-858.
- [27] Oganov A R, Ono S. Theoretical and experimental evidence for a post-perovskite phase of MgSiO_3 in Earth's D'' layer[J]. Nature, 2004, 430: 445-448.
- [28] Tsuchiya T, Tsuchiya J, Umemoto K, et al. Phase transition in MgSiO_3 perovskite in the Earth's lower mantle[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 224: 241-248.
- [29] Monnereau M, Yuen D A. Topology of the postperovskite phase transition and mantle dynamics[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2007, 104(22): 9156-9161.
- [30] Hirose K, Lay T. Discovery of post-perovskite and new views on the core-mantle boundary region[J]. Elements, 2008, 4(3): 183-189.
- [31] Akaogi M. Phase transitions of minerals in the transition zone and upper part of the lower mantle[M] // Ohtani E. Advances in High-Pressure Mineralogy. Geological Society of America, 2007: 1-13.
- [32] Ohtani E, Sakai T. Recent advances in the study of mantle phase transitions[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2008, 170(3/4): 240-247.
- [33] Helffrich G R, Wood B J. The Earth's mantle[J]. Nature, 2001, 412: 501-507.
- [34] Ita J, Stixrude L. Petrology, elasticity, and composition of the mantle transition zone[J]. Journal of Geophysical Research, 1992, 97(B5): 6849-6866.
- [35] Fei Y W. Phase transitions in the Earth's mantle and mantle mineralogy[M] // Zhang Y X, Yin A. Structure, Evolution, and Dynamics of the Earth. Beijing: Higher Education Press,

- 2002; 49-90(in Chinese).
- [36] Irifune T, Ringwood A E. Phase transformations in a harzburgite composition to 26 GPa: Implications for dynamical behaviour of the subducting slab[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1987, 86: 365-376.
- [37] Katsura T, Ito E. The system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$ at high pressures and temperatures: Precise determination of stabilities of olivine, modified spinel, and spinel[J]. Journal of Geophysical Research, 1989, 94(B11): 15663-15670.
- [38] Irifune T, Ringwood A E. Phase transformations in subducted oceanic crust and buoyancy relationships at depths of 600-800 km in the mantle[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1993, 117: 101-110.
- [39] Irifune T, Isshiki M. Iron partitioning in a pyrolite mantle and the nature of the 410-km seismic discontinuity[J]. Nature, 1998, 392: 702-705.
- [40] Fei Y, Bertka C M. Phase transitions in the Earth's mantle and mantle mineralogy[M] //Fei Y, Bertka C M, Mysen B O. Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: A Tribute to Francis R Boyd. Houston: Geochemical Society, Special Publication No 6, 1999: 189-207.
- [41] Hirose K, Fei Y, Ono S, et al. In situ measurements of the phase transition boundary in $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$: Implications for the nature of the seismic discontinuities in the Earth's mantle [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 184: 567-573.
- [42] Irifune T, Higo Y, Inoue T, et al. Sound velocities of majorite garnet and the composition of the mantle transition region[J]. Nature, 2008, 451: 814-817.
- [43] Ringwood A E, Major A. The system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$ at high pressures and temperatures[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1970, 3: 89-108.
- [44] Suito K. Phase relations of pure Mg_2SiO_4 into a spinel structure under high pressures and temperatures[J]. Journal of Physics of the Earth, 1972, 20: 225-243.
- [45] Liu L G. The post-spinel phase of forsterite[J]. Nature, 1976, 262: 770-772.
- [46] Suito K. Phase relations of pure Mg_2SiO_4 up to 200 kilobars [M] //Mhmas A. High Pressure Research: Applications to Geophysics. New York: Academic Press, 1977: 365-371.
- [47] Sawamoto H. Single crystal growth of the modified spinel (β) and spinel (γ) phases of $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ and some geophysical implications[J]. Physics and Chemistry of Minerals, 1986, 13(1): 1-10.
- [48] Akaogi M, Ito E, Navrotsky A. 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]. Journal of Geophysical Research, 1989, 94 (B11): 15671-15685.
- [49] Morishima H, Kato T, Suto M, et al. The phase boundary between α - and β - Mg_2SiO_4 determined by in situ X-ray observation[J]. Science, 1994, 265: 1202-1203.
- [50] Akaogi M, Kojitani H, Matsuzaka K, et al. Postspinel transformations in the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$: Element partitioning, calorimetry, and thermodynamic calculation[M] //Manghnani M H, Yagi T. Properties of Earth and Planetary Materials at High Pressure and Temperature. Washington DC: American Geophysical Union Geophysical Monograph, 1998: 373-384.
- [51] Suzuki A, Ohtani E, Morishima H, et al. In situ determination of the phase boundary between Wadsleyite and Ringwoodite in Mg_2SiO_4 [J]. Geophysical Research Letters, 2000, 27(6): 803-806.
- [52] Katsura T, Yamada H, Shinmei T, et al. Post-spinel transition in Mg_2SiO_4 determined by high p - T in situ X-ray diffraction[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2003, 136(1/2): 11-24.
- [53] Katsura T, Yamada H, Nishikawa O, et al. Olivine-wadsleyite transition in the system $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ [J]. Journal of Geophysical Research, 2004, 109: B02209, doi: 10.1029/2003JB002438.
- [54] 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[J]. Physics and Chemistry of Minerals, 2006, 33(2): 106-114.
- [55] Yu Y G, Wentzcovitch R M, Tsuchiya T, et al. First principles investigation of the postspinel transition in Mg_2SiO_4 [J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34: L10306, doi: 10.1029/2007GL029462.
- [56] Yu Y G, Wu Z, Wentzcovitch R M. α - β - γ transformations in Mg_2SiO_4 in Earth's transition zone[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2008, 273: 115-122.
- [57] Gasparik T. Transformation of enstatite-diopside-jadeite pyroxenes to garnet[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1989, 102(4): 389-405.
- [58] Akaogi M, Akimoto S. Pyroxene-garnet solid-solution equilibria in the systems $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_7\text{-Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ and $\text{Fe}_3\text{Si}_2\text{O}_7\text{-Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ at high pressures and temperatures[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1977, 15(1): 90-106.
- [59] Akaogi M, Navrotsky A, Yagi T, et al. Pyroxene-garnet transformation: Thermochemistry and elasticity of garnet solid solutions, and application to a pyrolite mantle[M] //Manghnani M H, Syono Y. High-Pressure Research in Mineral Physics. Washington DC: American Geophysical Union, 1987: 251-260.

- [60] Kanzaki M. Ultrahigh-pressure phase relations in the system $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{-Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1987, 49(1/2): 168-175.
- [61] Sawamoto H. Phase diagram of MgSiO_3 at pressures up to 24 GPa and temperatures up to 2200 °C: Phase stability and properties of tetragonal garnet [M] //Manghnani M H, Syono Y. *High-Pressure Research in Mineral Physics*. Tokyo: Terra, 1987: 209-219.
- [62] Gasparik T. Melting experiments on the enstatite-pyroxene join at 80-152 kbar [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97(B11): 15181-15188.
- [63] Irifune T, Koizumi T, Ando J I. An experimental study of the garnet-perovskite transformation in the system $\text{MgSiO}_3\text{-Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1996, 96(2/3): 147-157.
- [64] Hirose K, Fei Y, Ma Y, et al. The fate of subducted basaltic crust in the Earth's lower mantle [J]. *Nature*, 1999, 397: 53-56.
- [65] Kubo A, Akaogi M. Post-garnet transitions in the system $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{-Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ up to 28 GPa: Phase relations of garnet, ilmenite and perovskite [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2000, 121(1/2): 85-102.
- [66] Akaogi M, Tanaka A, Ito E. Garnet-ilmenite perovskite transitions in the system $\text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{-Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ at high pressures and high temperatures: Phase equilibria, calorimetry and implications for mantle structure [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2002, 132(4): 303-324.
- [67] Liu L G. The mineralogy of an eclogitic Earth mantle [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1980, 23(4): 262-267.
- [68] Ringwood A E. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55(8): 2083-2110.
- [69] Akaogi M, Akimoto S. High-pressure phase equilibria in a garnet lherzolite, with special reference to $\text{Mg}^{2+}\text{-Fe}^{2+}$ partitioning among constituent minerals [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1979, 19(1): 31-51.
- [70] Takahashi E, Ito E. Mineralogy of mantle peridotite along a model geotherm up to 700 km depth [M] //Manghnani M H, Syono Y. *High-Pressure Research in Mineral Physics*. Washington DC: American Geophysical Union, 1987: 427-438.
- [71] Ono S, Ohishi Y, Isshiki M, et al. In situ X-ray observations of phase assemblages in peridotite and basalt compositions at lower mantle conditions: Implications for density of subducted oceanic plate [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110: B02208, doi: 10.1029/2004JB003196.
- [72] Takahashi E. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1986, 91(B9): 9367-9382.
- [73] Zhang J, Herzberg C. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1 from 5 to 22.5 GPa [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99(B9): 17729-17742.
- [74] Herzberg C, Zhang J. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101(B4): 8271-8295.
- [75] Irifune T. An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the constitution of the mantle [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1987, 45(4): 324-336.
- [76] Wood B J. Phase transformations and partitioning relations in peridotite under lower mantle conditions [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 174: 341-354.
- [77] Hirose K. Phase transitions in pyrolitic mantle around 670-km depth: Implications for upwelling of plumes from the lower mantle [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107 (B4): 2078, doi: 10.1029/2001JB000597.
- [78] Nishiyama N, Yagi T. Phase relation and mineral chemistry in pyrolite to 2200 °C under the lower mantle pressures and implications for dynamics of mantle plumes [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108 (B5): 2078, doi: 10.1029/2001JB000597.
- [79] Murakami M, Hirose K, Sata N, et al. Post-perovskite phase transition and mineral chemistry in the pyrolitic lowermost mantle [J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32: L03304, doi: 10.1029/2004GL021956.
- [80] Litasov K, Ohtani E, Sano A, et al. In situ X-ray diffraction study of post-spinel transformation in a peridotite mantle: Implication for the 660-km discontinuity [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 238: 311-328.
- [81] Kubo A, Ito E, Katsura T, et al. In situ X-ray diffraction of pyrolite to 40 GPa using Kawai-type apparatus with sintered diamond anvils: Possibility for the existence of iron-rich metallic particles in the lower mantle [J]. *High Pressure Research: An International Journal*, 2008, 28(3): 351-362.
- [82] Yasuda A, Fujii T, Kurita K. Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa: Implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99(B5): 9401-9414.
- [83] Ono S, Ito E, Katsura T. Mineralogy of subducted basaltic crust (MORB) from 25 to 37 GPa, and chemical heterogeneity of the lower mantle [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 190: 57-63.
- [84] Hirose K, Fei Y. Subsolidus and melting phase relations of

- basaltic composition in the uppermost lower mantle[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66 (12): 2099-2108.
- [85] Aoki I, Takahashi E. Density of MORB eclogite in the upper mantle[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2004, 143/ 144: 129-143.
- [86] Hirose K, Takafuji N, Sata N, et al. Phase transition and density of subducted MORB crust in the lower mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 237: 239-251.
- [87] Perrillat J P, Ricolleau A, Daniel I, et al. Phase transformations of subducted basaltic crust in the upmost lower mantle [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2006, 157 (1/ 2): 139-149.
- [88] Stixrude L. Properties of rocks and minerals: Seismic properties of rocks and minerals, and structure of the Earth[M] // Price G D. *Treatise on Geophysics, Mineral Physics*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 2007(2): 7-32.
- [89] Johnson L R. Array measurements of P velocities in the upper mantle[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1967, 72 (24): 6309-6325.
- [90] Akimoto S I, Fujisawa H. Olivine-spinel solid solution equilibria in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1968, 73(4): 1467-1479.
- [91] Lebedev S, Chevrot S, van der Hilst R D. Seismic evidence for olivine phase changes at the 410- and 660-kilometer discontinuities[J]. *Science*, 2002, 296: 1300-1302.
- [92] Lebedev S, Chevrot S, van der Hilst R D. Correlation between the shear-speed structure and thickness of the mantle transition zone[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2003, 136(1/ 2): 25-40.
- [93] Ito E, Takahashi E. Post-spinel transformations in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 and some geophysical implications[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94 (B8): 10637-10646.
- [94] Rigden S M, Gwanmesia G D, Gerald J D F, et al. Spinel elasticity and seismic structure of the transition zone of the mantle[J]. *Nature*, 1991, 354: 143-145.
- [95] Weidner D J, Wang Y. Chemical- and Clapeyron-induced buoyancy at the 660 km discontinuity[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(B4): 7431-7441.
- [96] Weidner D J, Wang Y. Phase transformations: Implications for mantle structure[M] // Karato S, Forte A M, Liebermann R C, et al. *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.
- [97] Flanagan M P, Shearer P M. A map of topography on the 410-km discontinuity from PP precursors[J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(5): 549-552.
- [98] Chambers K, Deuss A, Woodhouse J H. Reflectivity of the 410-km discontinuity from PP and SS precursors[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110: B02301, doi: 10.1029/2004JB003345.
- [99] Chambers K, Woodhouse J H, Deuss A. Topography of the 410-km discontinuity from PP and SS precursors[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 235: 610-622.
- [100] Helffrich G. Topography of the transition zone seismic discontinuities[J]. *Reviews of Geophysics*, 2000, 38(1): 141-158.
- [101] Matsui M, Parker S C, Leslie M. The MD simulation of the equation of state of MgO: Application as a pressure calibration standard at high temperature and high pressure[J]. *American Mineralogist*, 2000, 85(2): 312-316.
- [102] Speziale S, Zha C S, Duffy T S, et al. Quasi-hydrostatic compression of magnesium oxide to 52 GPa: Implications for the pressure-volume-temperature equation of state[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(B1): 515-528.
- [103] Schubert G, Turcotte D L, Olsen P. *Mantle Convection in the Earth and Planets*[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001: 84-92.
- [104] Canil D. Stability of clinopyroxene at pressure-temperature conditions of the transition region[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1994, 86: 25-34.
- [105] Decker D L. High-pressure equation of state for NaCl, KCl, and CsCl[J]. *Journal of Applied Physics*, 1971, 42(8): 3239-3244.
- [106] Brown J M. The NaCl pressure standard[J]. *Journal of Applied Physics*, 1999, 86(10): 5801-5808.
- [107] Anderson O L, Lsaak D G, Yamamoto S. Anharmonicity and the equation of state for gold[J]. *Journal of Applied Physics*, 1989, 65(4): 1534-1543.
- [108] Shim S H, Duffy T S, Takemura K. Equation of state of gold and its application to the phase boundaries near 660 km depth in Earth's mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 203(2): 729-739.
- [109] Bina C R. Earth science: Mantle cookbook calibration[J]. *Nature*, 2001, 411: 536-537.
- [110] Shim S H, Duffy T S, Shen G. The post-spinel transformation in Mg_2SiO_4 and its relation to the 660-km seismic discontinuity[J]. *Nature*, 2001, 411: 571-574.
- [111] Holmes N C, Moriarty J A, Gathers G R, et al. The equation of state of platinum to 660 GPa (6. 6 Mbar)[J]. *Journal of Applied Physics*, 1989, 66(7): 2962-2967.
- [112] Chudinovskikh L, Boehler R. High-pressure polymorphs of olivine and the 660-km seismic discontinuity[J]. *Nature*, 2001, 411: 574-577.

- [113] Fei Y, Van Orman J, Li J, et al. Experimentally determined post-spinel transformation boundary in Mg_2SiO_4 using MgO as an internal pressure standard and its geophysical implications[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109: B02305, doi: 10.1029/2003JB002562.
- [114] Tsuchiya T. First-principles prediction of the p - V - T equation of state of gold and the 660-km discontinuity in Earth's mantle[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108 (B10): 2462, doi: 10.1029/2003JB002446.
- [115] Conrad P G. The stability of almandine at high pressures and temperatures[M] //Manghnani M H, Yagi T. Properties of Earth and Planetary Materials at High Pressure and Temperature. Washington DC: American Geophysical Union, 1998: 393-399.
- [116] Akaogi M, Ohmura N, Suzuki T. High-pressure dissociation of $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ garnet: Phase boundary determined by phase equilibrium experiments and calorimetry[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1998, 106(1/2): 103-113.
- [117] Chudinovskikh L, Boehler R. MgSiO_3 phase boundaries measured in the laser-heated diamond cell[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 219: 285-296.
- [118] Kuroda K, Irifune T, Inoue T, et al. Determination of the phase boundary between ilmenite and perovskite in MgSiO_3 by in situ X-ray diffraction and quench experiments[J]. *Physics and Chemistry of Minerals*, 2000, 27(8): 523-532.
- [119] Vacher P, Mocquet A, Sotin C. Computation of seismic profiles from mineral physics: The importance of the non-olivine components for explaining the 660 km depth discontinuity[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1998, 106(3/4): 275-298.
- [120] Simmons N A, Gurrola H. Multiple seismic discontinuities near the base of the transition zone in the Earth's mantle[J]. *Nature*, 2000, 405: 559-562.
- [121] Ai Y, Zheng T. The upper mantle discontinuity structure beneath eastern China[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(21): 2089, doi: 10.1029/2003GL017678.
- [122] Ai Y, Zheng T, Xu W, et al. A complex 660 km discontinuity beneath northeast China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 212: 63-71.
- [123] Deuss A, Redfern S A T, Chambers K, et al. The nature of the 660-kilometer discontinuity in Earth's mantle from global seismic observations of PP precursors[J]. *Science*, 2006, 311: 198-201.
- [124] Tibi R, Wiens D A, Shiohara H, et al. Double seismic discontinuities at the base of the mantle transition zone near the Mariana slab[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34: L16316, doi: 10.1029/2007GL030527.
- [125] Andrews J, Deuss A. Detailed nature of the 660 km region of the mantle from global receiver function data[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113: B06304, doi: 10.1029/2007JB005111.
- [126] 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]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(B5): 2229, doi: 10.1029/2001JB001194.
- [127] van der Meijde M, van der Lee S, Giardini D. Seismic discontinuities in the Mediterranean mantle[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2005, 148: 233-250.
- [128] Saikia A, Frost D J, Rubie D C. Splitting of the 520-kilometer seismic discontinuity and chemical heterogeneity in the mantle[J]. *Science*, 2008, 319: 1515-1518.
- [129] Zang S X, Zhou Y Z, Ning J Y, et al. Multiple discontinuities near 660 km beneath Tonga area[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33: L20312, doi: 10.1029/2006GL027262.
- [130] Schmerr N, Garnero E J. Upper mantle discontinuity topography from thermal and chemical heterogeneity[J]. *Science*, 2007, 318: 623-626.
- [131] Wang Y, Wen L, Weidner D, et al. SH velocity and compositional models near the 660-km discontinuity beneath South America and Northeast Asia[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111: B07305, doi: 10.1029/2005JB003849.
- [132] Andrews J, Deuss A. Splitting of the 520 and 660 km discontinuities in receiver functions and implications for mantle dynamics[C] //AGU Fall Meeting. 2008: D123A-1754.
- [133] Irifune T. Phase transformations in the Earth's mantle and subducting slabs: Implications for their compositions, seismic velocity and density structures and dynamics[J]. *The Island Arc*, 1993, 2(2): 55-71.
- [134] Anderson D L, Bass J D. Transition region of the Earth's upper mantle[J]. *Nature*, 1986, 320: 321-328.
- [135] Obayashi M, Yoshimitsu J, Fukao Y. Tearing of Stagnant Slab[J]. *Science*, 2009, 324: 1173-1175.
- [136] Zhao D. Seismic imaging of the stagnant Pacific slab in the mantle transition zone under East Asia[C] //AGU Fall Meeting. 2008: S14C-06.
- [137] Gu Y J, Schultz R, Okeler A. Migration and radon imaging of the Western Pacific subduction zones using SdS waves[C] //AGU Fall Meeting. 2008: D112A-08.
- [138] Fukao Y, Obayashi M, Nakakuki T. Stagnant Slab: A Review[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2009, 37(1): 19-46.
- [139] Ohtani E, Litasov K D. The effect of water on mantle phase transitions[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2006, 62(1): 397-420.

- [140] Stixrude L. Structure and sharpness of phase transitions and mantle discontinuities[J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102(B7): 14835-14852.
- [141] Frost D J. Fe^{2+} -Mg partitioning between garnet, magnesio-wustite, and $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ phases of the transition zone [J]. American Mineralogist, 2003, 88(2/3): 387-397.
- [142] Frost D J. The structure and sharpness of $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ phase transformations in the transition zone[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 216(3): 313-328.
- [143] Irifune T. Absence of an aluminous phase in the upper part of the Earth's lower mantle[J]. Nature, 1994, 370: 131-133.
- [144] Xu W, Lithgow-Bertelloni C, Stixrude L, et al. The effect of bulk composition and temperature on mantle seismic structure[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2008, 275: 70-79.
- [145] Bina C R, Wood B J. Olivine-spinel transitions: Experimental and thermodynamic constraints and implications for the nature of the 400-km seismic discontinuity[J]. Journal of Geophysical Research, 1987, 92(B6): 4853-4866.
- [146] Bina C R, Helffrich G. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography[J]. Journal of Geophysical Research, 1994, 99(B8): 15853-15860.
- [147] Lawrence J F, Shearer P M. A global study of transition zone thickness using receiver functions[J]. Journal of Geophysical Research, 2006, 111: B06307, doi: 10.1029/2005JB003973.
- [148] Cao Q, Wang P, van der Hilst R, et al. High resolution seismic imaging of transition zone beneath the Hawaii Volcano Chain: Evidence for deep-rooted mantle plume[C] // AGU Fall Meeting, 2008: S21A-1806.
- [149] Scherrer N, Garnero E. Investigation of upper mantle discontinuity structure beneath the central Pacific using SS precursors[J]. Journal of Geophysical Research, 2006, 111: B08305, doi: 10.1029/2005JB004197.
- [150] Courtier A M, Bagley B, Revenaugh J. Whole mantle discontinuity structure beneath Hawaii[J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34: L17304, doi: 10.1029/2007GL031006.
- [151] Niu F, Inoue H, Suetsugu D, et al. Seismic evidence for a thinner mantle transition zone beneath the South Pacific Superswell[J]. Geophysical Research Letters, 2000, 27(13): 1981-1984.
- [152] Tauzin B, Debayle E, Wittlinger G. The mantle transition zone as seen by global Pds phases: No clear evidence for a thin transition zone beneath hotspots[J]. Journal of Geophysical Research, 2008, 113: B08309, doi: 10.1029/2007JB005364.
- [153] Ohtaki T, Suetsugu D, Kanjo K, et al. Evidence for a thick mantle transition zone beneath the Philippine Sea from multiple-ScS waves recorded by JISNET[J]. Geophysical Research Letters, 2002, 29: 1646, doi: 10.1029/2002GL014764.
- [154] Bell D R, Rossman G R. Water in Earth's mantle: The role of nominally anhydrous minerals[J]. Science, 1992, 255: 1391-1397.
- [155] Inoue T, Yurimoto H, Kudoh Y. Hydrous modified spinel, $\text{Mg}_{1.75}\text{SiH}_{0.5}\text{O}_4$: A new water reservoir in the mantle transition region[J]. Geophysical Research Letters, 1995, 22(2): 117-120.
- [156] Kohlstedt D L, Keppler H, Rubie D C. Solubility of water in the α , β and γ phases of $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1996, 123(4): 345-357.
- [157] Ohtani E. Water in the mantle[J]. Elements, 2005, 1(1): 25-30.
- [158] Hirschmann M M. Water, melting, and the deep Earth H_2O cycle[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2006, 34(1): 629-653.
- [159] van der Meijde M, Marone F, Giardini D, et al. Seismic evidence for water deep in Earth's upper mantle[J]. Science, 2003, 300: 1556-1558.
- [160] Wood B J. The effect of H_2O on the 410-kilometer seismic discontinuity[J]. Science, 1995, 268: 74-76.
- [161] Frost D J, Dolejs D. Experimental determination of the effect of H_2O on the 410-km seismic discontinuity[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 256: 182-195.
- [162] Chen J, Inoue T, Yurimoto H, et al. Effect of water on olivine-wadsleyite phase boundary in the $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ system[J]. Geophysical Research Letters, 2002, 29(18): 1875, doi: 10.1029/2001GL014429.
- [163] Smyth J R, Frost D J. The effect of water on the 410-km discontinuity: An experimental study[J]. Geophysical Research Letters, 2002, 29(10): 1485, doi: 10.1029/2001GL014418.
- [164] Litasov K, Ohtani E. Stability of various hydrous phases in CMAS pyrolyte- H_2O system up to 25 GPa[J]. Physics and Chemistry of Minerals, 2003, 30(3): 147-156.
- [165] Litasov K D, Ohtani E, Sano A, et al. Wet subduction versus cold subduction[J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32: L13312, doi: 10.1029/2005GL022921.
- [166] Litasov K, Ohtani E, Sano A. Influence of water on the major phase transitions in the Earth's mantle[M] // S J, van der Lee S. Earth's Deep Water Cycle. American Geophysical Union, 2006: 95-111.
- [167] Kawamoto T. Hydrous phase stability and partial melt chemistry in H_2O -saturated KLB-1 peridotite up to the uppermost lower mantle conditions[J]. Physics of the Earth

- and Planetary Interiors, 2004, 143/144: 387-395.
- [168] Inoue T, Higo Y, Ueda T, et al. The effect of water on the high-pressure phase boundaries in the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$ [C] // Ito E. Conference Abstract of Transport of Materials in the Dynamic Earth. Kurayoshi, Japan; 2001: 128-129.
- [169] Inoue T, Weidner D J, Northrup P A, et al. Elastic properties of hydrous ringwoodite (γ -phase) in Mg_2SiO_4 [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 160: 107-113.
- [170] Ohtani E, Mizobata H, Yurimoto H. Stability of dense hydrous magnesium silicate phases in the systems $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-H}_2\text{O}$ and $\text{MgSiO}_3\text{-H}_2\text{O}$ at pressures up to 27 GPa [J]. Physics and Chemistry of Minerals, 2000, 27(8): 533-544.
- [171] Yusa H, Inoue T, Ohishi Y. Isothermal compressibility of hydrous ringwoodite and its relation to the mantle discontinuities [J]. Geophysical Research Letters, 2000, 27(3): 413-416.
- [172] Higo Y, Inoue T, Irifune T, et al. Effect of water on the spinel-postspinel transformation in Mg_2SiO_4 [J]. Geophysical Research Letters, 2001, 28(18): 3505-3508.
- [173] Bolfan-Casanova N, Keppler H, Rubie D C. Water partitioning at 660 km depth and evidence for very low water solubility in magnesium silicate perovskite [J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(17): 1905, doi: 10.1029/2003GL017182.
- [174] Litasov K, Ohtani E, Langenhorst F, et al. Water solubility in Mg-perovskites and water storage capacity in the lower mantle [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 211: 189-203.
- [175] Bolfan-Casanova N, Mackwell S, Keppler H, et al. Pressure dependence of H solubility in magnesiowüstite up to 25 GPa: Implications for the storage of water in the Earth's lower mantle [J]. Geophysical Research Letters, 2002, 29(10): 1449, doi: 10.1029/2001GL014457.
- [176] Murakami M, Hirose K, Yurimoto H, et al. Water in Earth's lower mantle [J]. Science, 2002, 295: 1885-1887.
- [177] Ohtani E, Tomo M, Litasov K, et al. Stability of dense hydrous magnesium silicate phases and water storage capacity in the transition zone and lower mantle [J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2001, 124(1/2): 105-117.
- [178] Litasov K D, Ohtani E. Phase relations in hydrous MORB at 18-28 GPa: Implications for heterogeneity of the lower mantle [J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2005, 150(4): 239-263.
- [179] Litasov K, Ohtani E, Suzuki A, et al. Absence of density crossover between basalt and peridotite in the cold slabs passing through 660 km discontinuity [J]. Geophysical Research Letters, 2004, 31: L24607, doi: 10.1029/2004GL021306.
- [180] Sano A, Ohtani E, Litasov K, et al. In situ X-ray diffraction study of the effect of water on the garnet-perovskite transformation in MORB and implications for the penetration of oceanic crust into the lower mantle [J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2006, 159(1/2): 118-126.
- [181] Katayama I, Hirose K, Yurimoto H, et al. Water solubility in majoritic garnet in subducting oceanic crust [J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(22): 2155, doi: 10.1029/2003GL018127.
- [182] Karato S, Dai L. Current status of our understanding of the water content in the mantle transition zone [C] // AGU Fall Meeting, 2008: D113C-01.
- [183] Bolfan-Casanova N. Water in the Earth's mantle [J]. Mineralogical Magazine, 2005, 69(3): 229-257.
- [184] Manthilake M A G M, Matsuzaki T, Yoshino T, et al. Electrical conductivity of wadsleyite as a function of temperature and water content [J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2009, 174: 10-18.
- [185] Dai L, Karato S I. Electrical conductivity of wadsleyite at high temperatures and high pressures [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2009, 287: 277-283.
- [186] Huang X, Xu Y, Karato S I. Water content in the transition zone from electrical conductivity of wadsleyite and ringwoodite [J]. Nature, 2005, 434: 746-749.
- [187] Yoshino T, Manthilake G, Matsuzaki T, et al. Dry mantle transition zone inferred from the conductivity of wadsleyite and ringwoodite [J]. Nature, 2008, 451: 326-329.
- [188] Duffy T S, Zha C S, Downs R T, et al. Elasticity of forsterite to 16 GPa and the composition of the upper mantle [J]. Nature, 1995, 378: 170-173.
- [189] Zha C S, Duffy T S, Mao H K, et al. Single-crystal elasticity of $\beta\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$ to the pressure of the 410 km seismic discontinuity in the Earth's mantle [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1997, 147: E9-E15.
- [190] Shearer P M, Flanagan M P. Seismic velocity and density jumps across the 410- and 660-kilometer discontinuities [J]. Science, 1999, 285: 1545-1548.
- [191] Cammarano F, Goes S, Deuss A, et al. Is a pyrolytic adiabatic mantle compatible with seismic data [J]? Earth and Planetary Science Letters, 2005, 232: 227-243.
- [192] Li B, Liebermann R C, Weidner D J. p - V - ρ - ν_s - T measurements on wadsleyite to 7 GPa and 873 K: Implications for the 410-km seismic discontinuity [J]. Journal of Geophysical Research, 2001, 106(B12): 30579-30591.
- [193] Li B, Liebermann R C, Weidner D J. Elastic moduli of wadsleyite ($\beta\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$) to 7 Gigapascals and 873 Kelvin [J]. Science, 1998, 281: 675-677.

- [194] Liu W, Kung J, Li B. Elasticity of San Carlos olivine to 8 GPa and 1073 K[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32: L16301, doi: 10.1029/2005GL023453.
- [195] Stixrude L, Lithgow-Bertelloni C. Thermodynamics of mantle minerals: I. Physical properties[J]. *Geophysical Journal International*, 2005, 162(2): 610-632.
- [196] Katsura T, Shatskiy A, Manthilake M A G M, et al. p - V - T relations of wadsleyite determined by in situ X-ray diffraction in a large volume high-pressure apparatus[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36: L11307, doi: 10.1029/2009GL038107.
- [197] Liu W, Kung J, Li B, et al. Elasticity of $(\text{Mg}_{0.87}\text{Fe}_{0.13})_2\text{SiO}_4$ wadsleyite to 12 GPa and 1073 K[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009, 174: 98-104.
- [198] Cammarano F, Romanowicz B. Insights into the nature of the transition zone from physically constrained inversion of long-period seismic data[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2007, 104(22): 9139-9144.
- [199] Li B, Liebermann R C. Indoor seismology by probing the Earth's interior by using sound velocity measurements at high pressures and temperatures[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2007, 104(22): 9145-9150.
- [200] Irifune T, Sekine T, Ringwood A E, et al. The eclogite-garnetite transformation at high pressure and some geophysical implications[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 77(2): 245-256.
- [201] Liu L G. Phase relations in the system diopside-jadeite at high pressures and high temperatures[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 47(3): 398-402.
- [202] Kennett B L N, Engdahl E R, Buland R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes[J]. *Geophysical Journal International*, 1995, 122(1): 108-124.
- [203] Frohlich C. The nature of deep-focus earthquakes[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1989, 17(1): 227-254.
- [204] Green H W. Earth science: Tiny triggers deep down[J]. *Nature*, 2003, 424: 893-894.
- [205] Gleason G C, Green H W. A general test of the hypothesis that transformation-induced faulting cannot occur in the lower mantle[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009, 172(1/2): 91-103.
- [206] Green H W, Houston H. The mechanics of deep earthquakes[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1995, 23: 169-213.
- [207] Estabrook C H. Seismic constraints on mechanisms of deep earthquake rupture[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109: B02306, doi: 10.1029/2003JB002449.
- [208] Jung H, Green H W II, Dobrzynetska L F. Intermediate depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change[J]. *Nature*, 2004, 428: 545-549.
- [209] Zhang J, Green H W, Bozhilov K, et al. Faulting induced by precipitation of water at grain boundaries in hot subducting oceanic crust[J]. *Nature*, 2004, 428: 633-636.
- [210] Griggs D T, Baker D W. The origin of deep focus earthquakes[M]. // Mark H, Fernback S. *Properties of Matter Under Unusual Conditions*. Hoboken, NJ: Wiley Interscience, 1968: 23-42.
- [211] Ogawa M. Shear instability in a viscoelastic material as the cause of deep focus earthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92(B13): 13801-13810.
- [212] Hobbs B E, Ord A. Plastic instabilities: Implications for the origin of intermediate and deep focus earthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93(B9): 10521-10540.
- [213] Green H W, Burnley P C. A new self-organizing mechanism for deep-focus earthquakes[J]. *Nature*, 1989, 341: 733-737.
- [214] Green H W, Young T E, Walker D, et al. Anticrack-associated faulting at very high pressure in natural olivine[J]. *Nature*, 1990, 348: 720-722.
- [215] Burnley P C, Green H W II, Prior D J. Faulting associated with the olivine to spinel transformation in Mg_2GeO_4 and its implications for deep-focus earthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96(B1): 425-443.
- [216] Bridgman P W. Polymorphic transitions and geological phenomena[J]. *American Journal of Science*, 1945, 243: 90-97.
- [217] Green H W, Scholz C H, Tingle T N, et al. Acoustic emissions produced by anticrack faulting during the olivine-spinel transformation[J]. *Geophysical Research Letters*, 1992, 19(8): 789-792.
- [218] Sung C M, Burns R G. Kinetics of the olivine \rightarrow spinel transition: Implications to deep-focus earthquake genesis[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1976, 32(2): 165-170.
- [219] Liu L G. Phase transformations, earthquakes and the descending lithosphere[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1983, 32(3): 226-240.
- [220] Kirby S H. Localized polymorphic phase transformations in high-pressure faults and applications to the physical mechanism of deep earthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92(B13): 13789-13800.
- [221] Kirby S H, Durham W B, Stern L A. Mantle phase changes and deep earthquake faulting in subducting lithosphere[J]. *Science*, 1991, 252: 216-225.

- [222] Jin Z M. Phase transformation and dynamics of the upper mantle[M] //Xiao Q H, Li X B, Liu S C, et al. *Frontiers of Geological Sciences in 1990's: Research Priorities for China*. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1993: 121-130(in Chinese).
- [223] Green H W. Shearing instabilities accompanying high-pressure phase transformations and the mechanics of deep earthquakes[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2007, 104(22): 9133-9138.
- [224] Green H W. Solving the paradox of deep earthquakes[J]. *Scientific American*, 1994, 271(3): 64-71.
- [225] Green H W, Zhou Y. Transformation-induced faulting requires an exothermic reaction and explains the cessation of earthquakes at the base of the mantle transition zone[J]. *Tectonophysics*, 1996, 256: 39-56.
- [226] Green H W II, Marone C. Instability of deformation[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2002, 51(1): 181-199.
- [227] Irifune T, Ringwood A E, Hibberson W O. Subduction of continental crust and terrigenous and pelagic sediments: An experimental study[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 126(4): 351-368.
- [228] Wu Y, Fei Y, Jin Z, et al. The fate of subducted upper continental crust: An experimental study[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 282: 275-284.
- [229] Ringwood A E, Irifune T. Nature of the 650-km seismic discontinuity: Implications for mantle dynamics and differentiation[J]. *Nature*, 1988, 331: 131-136.
- [230] Komabayashi T, Maruyama S, Rino S. A speculation on the structure of the D'' layer: The growth of anti-crust at the core-mantle boundary through the subduction history of the Earth[J]. *Gondwana Research*, 2009, 15(3/4): 342-353.
- [231] Albarède F, van der Hilst R D. Zoned mantle convection [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2002, 360: 2569-2592.
- [232] Committee on Grand Research Questions in the Solid-Earth Sciences, National Research Council. *Origin and Evolution of Earth: Research Questions for a Changing Planet*[M]. Washington DC: National Academies Press, 2008.
- [233] Tian Y, Zhao D, Sun R, et al. Seismic imaging of the crust and upper mantle beneath the North China Craton[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009, 172(3/4): 169-182.
- [234] Chen L, Zheng T, Xu W. Receiver function migration image of the deep structure in the Bohai Bay Basin, eastern China[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33: L20307, doi: 10.1029/2006GL027593.
- [235] Chen L, Ai Y. Discontinuity structure of the mantle transition zone beneath the North China Craton from receiver function migration[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2009, 114: B06307, doi: 10.1029/2008JB006221.
- [236] Huang J, Zhao D. Seismic imaging of the crust and upper mantle under Beijing and surrounding regions[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009, 173(3/4): 330-348.
- [237] Xu P, Zhao D. Upper-mantle velocity structure beneath the North China Craton: Implications for lithospheric thinning [J]. *Geophysical Journal International*, 2009, 177(3): 1279-1283.
- [238] Kind R, Yuan X, Saul J, et al. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: Evidence for Eurasian plate subduction[J]. *Science*, 2002, 298: 1219-1221.
- [239] Detrick R. The Engine that Drives the Earth[J]. *Oceanus*, 2004, 42(2): 6-12.

参考文献

- [2] 金振民. 我国高温高压实验研究进展和展望[J]. *地球物理学报*, 1997, 40(增刊 I): 71-81.
- [25] 王雁宾. 地球内部物质物性的原位高温高压研究: 大体积压机与同步辐射源的结合[J]. *地学前缘*, 2006, 13(2): 1-36.
- [35] 费英伟. 地幔中的相变和地幔矿物学[M] //张有学, 尹安. *地球的结构、演化和动力学*. 北京: 高等教育出版社, 2002: 49-90.
- [222] 金振民. 上地幔相变动力学[M] //肖庆辉, 李晓波, 刘树臣, 等. *当代地质科学前沿: 我国今后值得重视的前沿研究领域*. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993: 121-130.