

# 地球深部地幔弹性性质的实验进展

Hauke Marquardt, Andrew R. Thomson

原文发表于: **Nature Reviews Earth & Environment, 2020, 1, 455-469, doi: 10.1038/s43017-020-0077-3**

**摘要:** 地球物理观测方法,尤其是地震学,提供了地幔结构和组成的极其详细的视角。理论上,深部地幔的地震波速结构可以用来约束其温度和矿物组成。然而,地幔波速结构的反演依赖于地幔矿物弹性性质的定量认识。地幔矿物弹性性质的认识主要来自于在高温高压下的声速的原位测量。本篇技术综述重点介绍了用于约束深部地幔矿物弹性性质的主要方法,并讨论了它们的优势、局限性和未来发展潜力。本文着重描述了金刚石压砧中的光散射技术和大腔体压机中的超声波方法,这些方法提供了迄今为止关于深部地幔矿物的大部分弹性数据,未来仍然会继续提供新数据。本文还总结了对地幔过渡带和下地幔中典型矿物弹性性质研究的现有认识,最近该领域已经取得了重大研究进展,但是已发表数据中仍存在不足。

## 关键点:

- 地震学提供了一个研究地球深部地幔结构的极其详细的视角。
- 目前对深部地幔矿物的弹性性质的认识仍然不足,无法充分解释地震数据。
- 布里渊光谱法和超声波干涉技术是测试地幔矿物弹性性质的最常用方法。
- 同时进行高压和高温测试仍然具有挑战性,但最近的分析技术的进步使之成为可能。

## 引言:

地幔的物理和化学性质影响着地幔的动力学过程,不仅控制了地幔内部的行为,对地表板块构造的性质同样有很强的控制作用。因此,我们需要对地幔的物理和化学性质有准确和定量的理解,才能在十亿年的时间尺度上成功模拟出地球或者其他行星的演化历史。

地球深部的不可入性是对其进行研究的最大难题,人们主要是通过地球物理观测(如地震波到时<sup>[1]</sup>)来得到地球深部的信息。地震观测的数据越来越多,也越来越精确<sup>[2-5]</sup>,目前更大的挑战是如何很好地解释这些观测数据。对于地震观测得到的地幔中存在的一系列异常,如大型低剪切波速省<sup>[6]</sup>、过渡带的波速异常<sup>[7]</sup>和地幔中部广泛存在的散射体<sup>[5, 8]</sup>等,仍然缺乏合理的解释。

通过反演地震观测的数据来约束地幔的化学组成和矿物组成,需要我们对地幔温压条件

下可能存在的物质的物理性质有很好的理解。在一阶近似下，物质的地震波速由几个关键的弹性性质决定，包括体弹模量(K)、剪切模量(G)和密度( $\rho$ )（知识框 1）。而我们所讨论的地幔中的岩石集合体，是由很多矿物组成的（图 2），因此，我们通过研究这些矿物的弹性性质也许足以反演地震数据，但每个矿物相的弹性性质会随压力、温度和化学成分的变化而显著改变。由于对典型地幔矿物的弹性性质仍然缺乏理解，导致自第一次尝试通过反演地震数据来约束深部地幔的化学、矿物学和温度<sup>[9]</sup>以来的几十年都很难有进一步的突破。

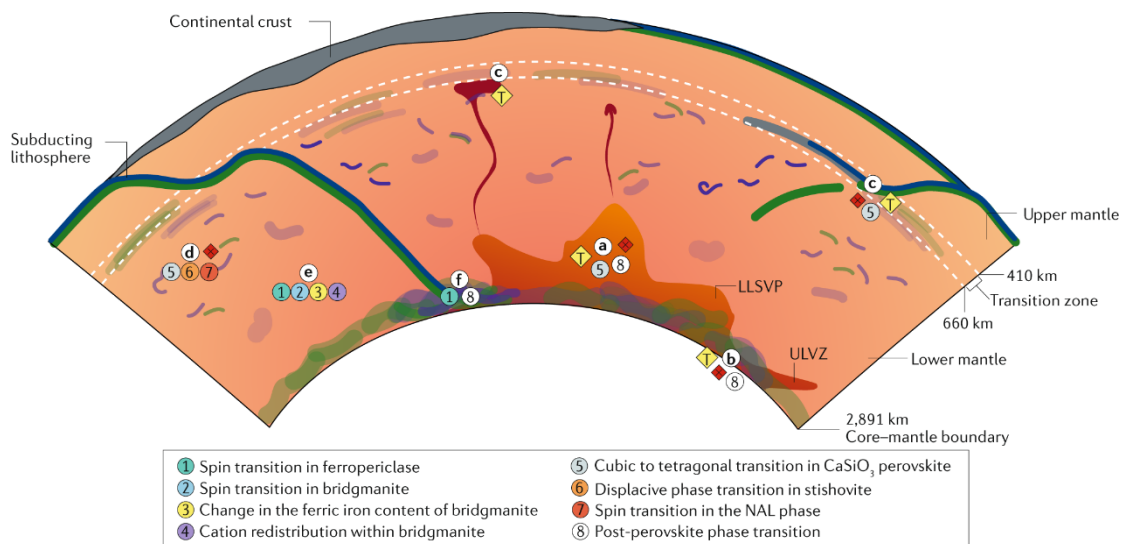


图 1 地球地幔中地震结构解释图

图 1)地幔中地震结构示意图。白色圆圈中的字母突出显示了一些异常区域，在这些区域里特定的地震观测结果与化学变化（红色菱形）或温度变化（黄色菱形）有关。彩色圆圈中的数字指的是矿物学特征，这些特征可能为观察到的现象提供另一种解释。a)大型低剪切波速省（LLSVPs）<sup>[6]</sup>的地震特征与  $\text{CaSiO}_3$  钙钛矿<sup>[18]</sup>（5）和后钙钛矿相的变有关（8）。b)超低速区（ULVZs），被认为是富铁（Mg, Fe） $\text{O}^{[39,40]}$ 或富铁后钙钛矿<sup>[43,113]</sup>的存在造成的。c)过渡带和/或下地幔顶部的波速变化与立方钙钛矿的低声速有关<sup>[14]</sup>（5）。d)地幔中部的地震散射体可能与新型六方铝（NAL）相<sup>[148]</sup>（7）中的自旋跃迁、斯石英的位移相变<sup>[81,149-151]</sup>（6）或  $\text{CaSiO}_3$  钙钛矿<sup>[18,152,153]</sup>（5）中的立方-四方转变有关。e)下地幔一维速度结构的变化以及横向不均一性，主要归因于铁方镁石<sup>[23,154,155]</sup>（1）的自旋转变，布里奇曼石（bridgmanite）<sup>[22,156]</sup>（2）的自旋转变，布里奇曼石<sup>[12,157,158]</sup>（3）铁含量的变化或布里奇曼石<sup>[159]</sup>（4）内阳离子交换。f)D''层的波速各向异性与后钙钛矿相变<sup>[160,161]</sup>（8）或铁方镁石<sup>[19,24,126]</sup>（1）的自旋转变有关。

即使是上地幔中含量最丰富、研究最多的橄榄石矿物，最高也只有在 1300 K 和 13 GPa 下测量的弹性性质的实验数据<sup>[10]</sup>，比地幔温度低了几百度<sup>[11]</sup>，这就需要对橄榄石的弹性性质数据外推至地幔条件才能直接解释地震观测结果。此外，地幔中其他矿物相的弹性性质的

数据很少，通常局限于较低的温度和压力，很难约束其弹性各向异性，导致可靠的地震数据反演仍然遥不可及。随着过去几年新的原位分析技术的出现，我们才能在接近地幔的温压条件下测量矿物的弹性性质<sup>[12-24]</sup>，这样的技术发展为长期以来基于矿物弹性性质来理解地球内部这一思路的广泛实现带来了希望。

然而，最近的研究进展表明地震数据的解释可能比之前假设的要复杂得多。有一些矿物性质（除了成分）的改变会影响，有时甚至主导了地震波速的改变，这些性质可能是变价元素（如铁）的自旋状态，也可能是晶体缺陷的存在或者浓度，抑或是氧逸度（图 2）。因此，对于地震层析成像的传统解释，通常将地震波速变化归因于温度差异，这可能并不是地幔中地震波速异常的真正原因。

虽然地震波速的传统解释可能在某些区域成立，但是在其他区域可能完全不成立。例如，中部地幔压力条件下，假如铁方镁石中的铁发生了自旋转变<sup>[25]</sup>，那么理论上纵波波速会随着温度的升高而增加，而不是之前人们认为的降低<sup>[23,26,27]</sup>（图 2b）。铁方镁石中铁的自旋态转变导致的地震波速变化只是等待高温高压弹性测试实验验证的几个假说之一。由于矿物的许多性质在地幔更深的地方发生着变化（图 2a），因此，自上个世纪 30 年代<sup>[29]</sup>建立起来的通过状态方程外推的矿物物理学主流方法<sup>[28]</sup>，仍然会由于很难重现非线性的矿物性质而失败。

这篇技术综述中，我们将讨论测定深部地幔条件下矿物弹性性质的主要技术，并着重讨论了这些技术的潜力、局限性和误差，希望可以为不同研究者提供参考。我们将总结最近在实验上取得的关于深部地幔矿物弹性性质的认识，并将突出目前这些实验设备能达到的温压条件与实际需要之间的差距。此外，我们还概述了测量地幔转换带和下地幔中典型地幔矿物的弹性系数张量的困难，而这是解释地震波速各向异性不可或缺的一部分。

### 知识框 1：地震体波与矿物物理性质的关系

在地球内部传播的地震体波有两种。压缩波（或主波）通过质点振动传播，传播方向与振动方向一致，速度为  $v_p$ 。剪切波传播方向垂直于质点振动方向，速度为  $v_s$ 。压缩波在剪切波（或次波）之前到达。压缩波和剪切波的传播速度可能与它们通过的材料各向同性（即方向无关和偏振无关）的弹性模量有关：

$$v_p^2 = \frac{K_s + \frac{4}{3}G}{\rho} \quad (1)$$

$$v_s^2 = \frac{G}{\rho} \quad (2)$$

其中  $\rho$  为密度， $K_s$  为绝热体弹模量， $G$  为剪切模量（通常也表示为  $\mu$ ）。 $v_p$  和  $v_s$  可以结合起来

定义体波波速 $v_{\Phi}$ 或 $v_B$ :

$$v_{\Phi}^2 = \frac{K_S}{\rho} \quad (3)$$

体波波速在地震资料解释中得到了广泛应用，可以通过高压 X 射线衍射实验来确定，因为材料的等温体弹模量( $K_T$ )描述了恒定温度下在其弹性范围内体积或密度如何响应静压力的变化:

$$K_T = -V(\partial P/\partial V)_T \quad (4)$$

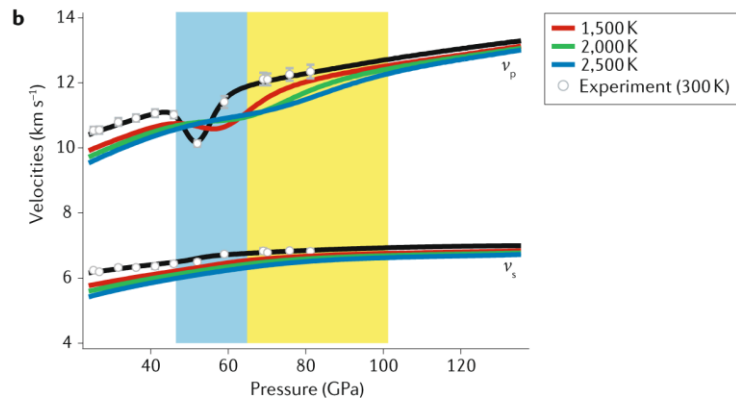
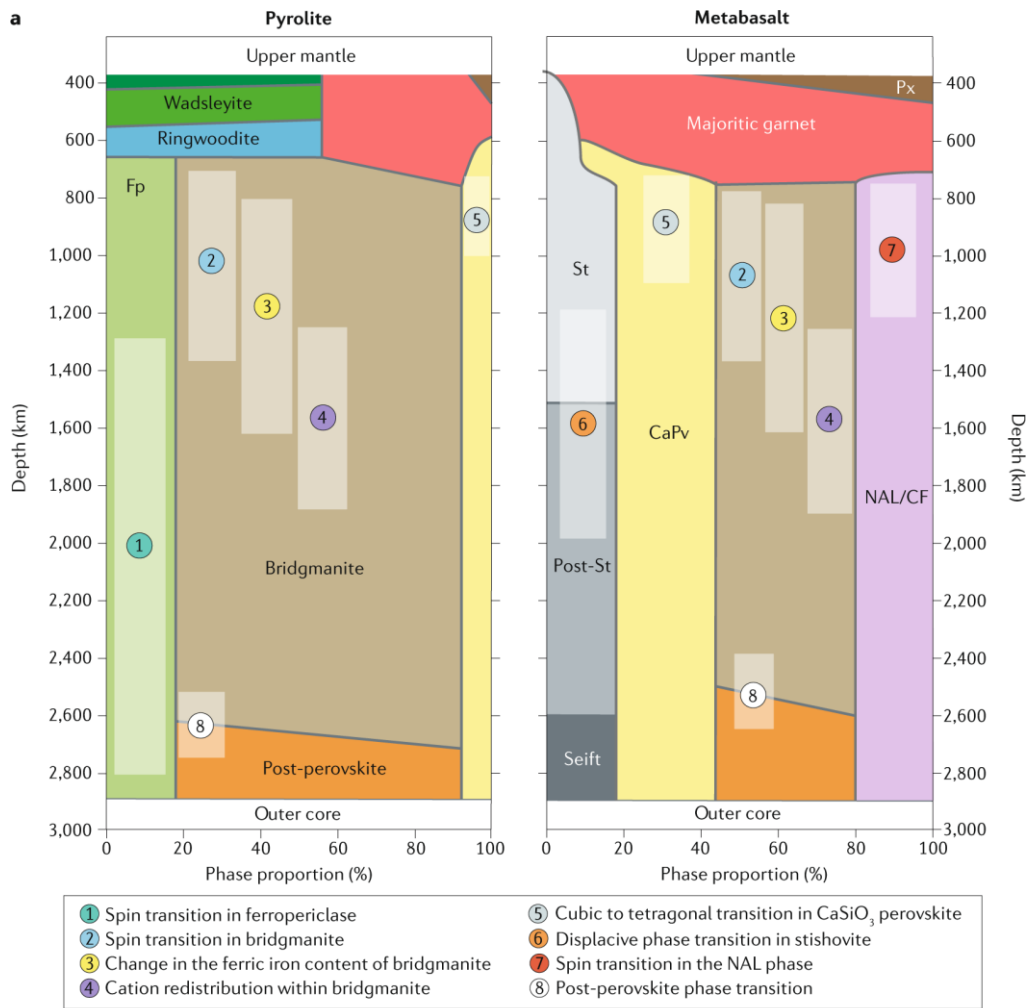
绝热和等温弹模量由材料的体积热膨胀( $\alpha_v$ )和 Grüneisen 参数( $\gamma$ )相关联:

$$K_S = (1 + \alpha_v \gamma T) K_T \quad (5)$$

室温下等温体弹模量和绝热体弹模量之间的差异通常约为 1%，因此许多研究简单地使用  $K_T$  来约束  $v_{\Phi}$ 。然而， $K_T$  和  $K_S$  之间的差异在地幔温度下显著增加。使用体波波速的另一个复杂之处是，它受到纵波和横波模型的联合约束，而这些模型通常基于穿过地球的不同传播路径，这就给体波波速模型带来了更多误差。

$$v_{\Phi}^2 = v_p^2 - \frac{4}{3} v_s^2 \quad (6)$$

需要强调的是，上述关系仅适用于弹性和各向同性材料，即地震能量不会因耗散而损失并且地震波速与传播方向无关。如果要考虑这些，体弹模量和剪切模量需要由各向异性弹性张量代替，其中的张量参数称为弹性常数( $c_{ij}^S$ )。



**图 2 过渡带和下地幔矿物学**

图 2|过渡带和下地幔的矿物学。a|过渡带和下地幔的矿物学特征表现为两个不同整体成分（基于<sup>162,163</sup>）。近期在下地幔中发现的矿物学特征已经被提议用来解释图 1 所示的一些地震观测。每个过程或特征扩展的大致深度范围用灰色阴影区域表示。b|  $(\text{Mg,Fe})\text{O}$  中的铁自旋转变对地震速度的影响。测量结果显示，在约 50 GPa 时， $v_p$  显著下降，原因是  $(\text{Mg,Fe})\text{O}$  中铁自旋转变。然而，测量仅限于室温（空心圆圈）。理论工作表明当温度升高时，速度异常发生的范围更广（彩色曲线），但这仍需实验证实。然而， $(\text{Mg,Fe})\text{O}$  自旋转变发生的压力范围与温度的关系可能导致波速异常因发生在较大压力范围而显得并不明显。由于  $(\text{Mg,Fe})$

O 的自旋转变地震波速度与压力、温度之间的复杂关系，这可以造成  $v_P$  在一定压力下与温度的变化呈正相关（蓝色区域）。若没有 (Mg,Fe) O 自旋跃迁的影响，地震波速通常与地幔内某一压力下的温度呈负相关（慢=热；快=冷）。此外，(Mg,Fe) O 的自旋跃迁导致形成一个宽区域，其中  $v_P$  对温度比  $v_S$ （黄色区域）更敏感。CaPv, CaSiO<sub>3</sub> 钙钛矿；CF, 钙铁相；Fp, 铁方镁石；NAL, 新六方铝相；Px, 辉石；Seift, 赛石英；St, 斯石英。b 部分经许可改编自参考文献<sup>[23]</sup>, Elsevier。

## 测试技术:

地幔矿物中的地震波速可以通过实验来测量，也可以通过分子模拟来预测。虽然我们更侧重弹性性质的实验测量，模拟方法提供了一种与之相补充的途径<sup>[30]</sup>。计算技术可以从经典力学到分子动力学再到完全从头算。例如，从头算方法可以预测整个地幔温压条件下地幔矿物相的弹性性质，其不确定度小于 2-5%，但是与在地幔中观测到的地震异常相比，计算的不确定度仍然相对较大。计算技术中不确定性主要来源于计算中需要用到的近似，而改进这些近似的唯一方法是与准确的实验测量值进行比较。

许多实验技术已经被用来研究地球深部物质的弹性性质<sup>[31,32]</sup>, 包括: X 射线非弹性散射, (可见光)非弹性散射和超声波干涉法等。这些实验技术可以准确测定矿物波速、弹性各向异性、声子态密度以及声子寿命。然而，一些实验方法（如共振超声光谱学）只能用于常压<sup>[33,34]</sup>或需要较大的样品，因此这些方法在高压下的应用是不切实际的（例如，非弹性中子散射）<sup>[35]</sup>。

原则上有几种方法可以用来研究地幔压力下物质的性质，比如非弹性 X 射线散射 (IXS)<sup>[36,37]</sup>和核共振非弹性 X 光散射 (NRIXS)<sup>[38]</sup>，这些技术利用 X 射线探测晶体的声子性质。由于这两种技术都可以利用同步辐射 X 射线源的高强度和精细聚焦的优势，它们可以在金刚石压砧 (DACs) 中实现，而从而得到下地幔压力条件的性质<sup>[36,39]</sup>。

IXS 技术可以提供声子色散曲线中线性部分各点的测量值，从中可以得到纵波和横波速度<sup>[19]</sup>。因此，它可以直接约束地幔压力下的地震速度。而 NRIXS 技术则可以确定分原子声子态密度，这可以用来得到德拜速度 ( $v_D$ )<sup>[39]</sup>。然而，德拜速度并不是地球物理性质，还需要体弹模量的约束来确定  $v_P$  和  $v_S$ 。由于需要利用金刚石压砧来研究高压样品，这两种技术都比较“慢”，观测单个速度通常就要花费 2 至 24 小时。实验时间上的花费（在某种程度上是由于硅酸盐样品的 X 射线散射较弱），并且需要用到专用同步辐射加速器，这就是 IXS 和 NRIXS 技术很少被应用于地幔矿物研究的原因<sup>[19,39-44]</sup>。

光散射技术（包括布里渊光谱法和脉冲激光散射）利用相干激光源和样品声子的非弹性

相互作用,可以用来直接测量地幔矿物中  $v_P$  和  $v_S$ 。布里渊光谱法(BS)和脉冲激光散射(ISLS)都不需要同步辐射光源,大学实验室就可以使用这两种技术,现在已经被广泛应用于地球科学领域。

超声波技术,如超声波干涉法(US),也能够通过向高压样品中发送频率极高(kHz–GHz)的“地震波”,来研究高压下地球深部物质的弹性性质。超声波技术中使用的声波可以利用压电材料或激光源产生,并在目标样品中进行传播。使用压电传感器的超声波技术通常在 MHz–GHz 的频率下工作,并可与大腔体压机(LVP)或金刚石压砧(DAC)结合使用,直接测量地幔条件下的  $v_P$  和  $v_S$ 。虽然金刚石压砧和大腔体压机都已经被用于研究地幔硅酸盐矿物的声速,但基于金刚石压砧的 GHz 级超声波测量到目前为止也还仅限于 10 GPa 以下的压力<sup>[45,46]</sup>和几百摄氏度<sup>[47]</sup>。然而,基于大腔体压机的超声波测量可以在 20 GPa 以上和 2000 K 的温压条件下应用<sup>[48]</sup>。

基于激光的超声波干涉法(US)是一种超快脉冲探测光学技术<sup>[49]</sup>,通常称为皮秒超声波(PSU)。应力波是由脉冲激光与样品表面的相互作用产生的,可以用基于激光的干涉测量法检测应力波到达近侧(反射后)或远侧。由于 PSU 测量可以在金刚石压砧中进行<sup>[49]</sup>,因此实现高压相对简单。尽管 PSU 技术是能够达到地幔温度条件的,但是到目前为止还仅限于在相对低温的条件下应用<sup>[50]</sup>。

尽管用于研究矿物弹性的实验技术是多种多样的,但是到目前为止,基于金刚石压砧的布里渊光谱法和基于大腔体压机的超声波干涉法提供了地幔矿物的大部分实验弹性数据(图 3)。这矿物弹性性质的实验数据因此最有希望用这些技术得到扩展。下文中我们对布里渊光谱和超声波干涉技术将进行更多阐述,将着重强调它们的局限性和目前在地球科学研究中的应用。此外,我们还将简要概述 X 射线衍射在地幔矿物研究上的应用,因为它在约束地幔矿物的压缩系数以及高温高压密度方面很重要。上文提到的其他技术在未来可能会更广泛地应用于深部地幔矿物研究,但迄今为止主要用于研究地核中的物质。

### **激光散射技术:**

光散射技术,如 BS(布里渊光谱法)和 ISLS(脉冲激光散射),通常在金刚石压砧中进行,以研究地幔压力下的矿物弹性性质。在过去的 20 年里,布里渊光谱和脉冲激光散射这两种技术都已经得到了广泛普及,尤其是经常用于地球科学研究的高压布里渊散射系统在 2000 年时只有三套,而在 2020 年数量已经超过十套。因此,光散射技术正为研究地幔矿物的弹性性质提供着关键信息。

### 布里渊光谱法 (BS):

在布里渊光谱法中, 探测激光穿过样品时与研究样品中的声波(声子声学支)发生非弹性相互作用产生散射光, 我们主要测量激光与散射光之间的频率偏移(图 3a、b)。一般来说, 地幔矿物的高压布里渊光谱实验是在对称薄片前向散射几何结构中进行的(图 3a), 其中所测量的频率偏移和所研究材料的声速之间存在直接关系(图 3b) [51]。因此, 在与地幔相关的压力下, 布里渊光谱法可以直接约束地幔矿物的声速。

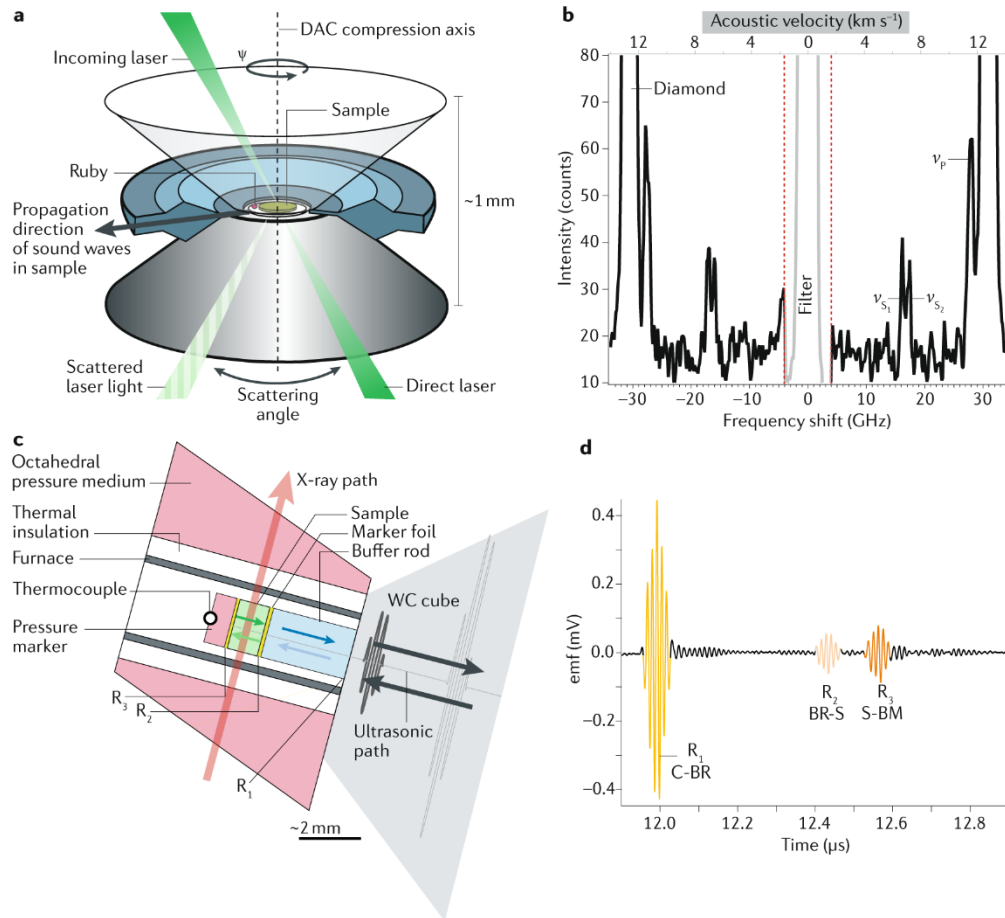


图 3 高压弹性实验示意图

图 3|高压弹性实验示意图。a|基于金刚石压砧(DAC)的布里渊散射实验示意图。入射的激光束聚焦在压力室中的样品板上。一小部分激光被样品散射, 并以规定的散射角收集。散射光与样品中的声波进行能量交换, 声波在标有黑色箭头的方向传播。b|散射光相对于入射激光的强度与频移。频谱是对称的, 因为在与声波的非弹性相互作用过程中, 能量既可以获得也可以损失。在弹性各向异性的单晶测试情况下, 沿探测方向传播的两个横波( $v_S$ )和一个纵波( $v_P$ )产生的谱中可以识别出三种作用。高频位移的强烈作用与激光束侵入金刚石砧有关。在进行测量(在高压下可能需要几个小时)之后, 金刚石压砧绕压缩轴旋转几度, 然后测量另一个布里渊光谱。利用 Christoffel 方程, 结合声子传播方向、波速和弹性常数[53], 将沿不同传播方向测得的所有速度反演为弹性常数。c|高压多砧压力机超声波实验示意图。MHz 频率的声脉冲通过缓冲棒经过一个碳化钨(WC)立方体进入样品, 反射从接口  $R_1$ (立方体-缓冲棒; C-BR)、 $R_2$ (缓冲棒-样品; BR-S)和  $R_3$ (样品-背景介质; S-BM)返回到传感器。X 射线照相术在样品顶部和底部使用标记箔测量样品长度  $L$ 。d|一个典型的超声波频谱, 其强度峰值来自界面  $R_1$ 、 $R_2$ 和  $R_3$ 的回波。样品中的声速可以用  $2L/\Delta t$



计算，其中  $\Delta t$  是  $R_2$  和  $R_3$  到达时间的差。b 部分光谱改编自参考文献<sup>[12]</sup>，Springer Nature Limited.

在金刚石压砧中，在高压下用布里渊光谱法测量的声速数据的准确度和精度分别优于 1% 和 0.5%，散射几何条件偏离理想情况将会导致更大的误差<sup>[52,53]</sup>。理想几何条件的偏离可以通过大量不同角度上收集数据来评估<sup>[12]</sup>，但由于时间上花费，实际研究中很少这么做。布里渊信号受样品厚度的影响很大，因此在地幔深部压力条件下的实验中，样品必须非常薄 (<15 $\mu\text{m}$ )，导致收集信号的时间需要几十分钟到几个小时。

### 布里渊光谱法测量单晶：

布里渊光谱法可以测量单晶样品和多晶集合体。单晶布里渊光谱实验通过测量晶体中几个不同的传播方向上的声速，从而限制单晶样品全部的弹性张量（知识框 2），可以通过反演弹性张量的几个或所有分量得到整个数据集，最后通过一些平均方案计算弹性模量  $K$  和  $G$  的值（知识框 2）。数据集通常包含数十个或数百个单独的测量值，通过反演能够很好的约束弹性性质。原则上，弹性常量可通过布里渊光谱法确定，其误差小于 1%<sup>[53,54]</sup>。一般来说，人们期望通过测量更多的声速来推导出具有更小不确定度的弹性常量。然而实际的误差取决于很多因素，包括数据分析方法等<sup>[55,56]</sup>。

得到小的不确定度是非常耗费时间的。即使是对于只需要在一个晶面上进行测量的立方对称的晶体（如林伍德石、超硅石榴石和铁方镁石），也需要很长的实验时间<sup>[20,57]</sup>。对于具有较低晶体对称性的矿物而言更为复杂（包括斜方晶系的瓦兹利石和布里基曼石），需要从样品的多个方向来测量以提供额外的晶格方向上的数据<sup>[58-60]</sup>。最近的研究着重于在一个金刚石压砧中测量多晶样品，这样的话做一个简单的实验就能确定低对称性晶体的全部弹性张量或化学变化对声速的影响<sup>[12,20,58-59]</sup>。

### 知识框 2: 各向异性和平均方案

所有的矿物，即使是立方对称的矿物，都或多或少地具有弹性各向异性；在应力作用下，不同方向的晶格会发生不同程度的变化。任何晶格对外部应力( $\sigma$ )或应变( $\varepsilon$ )的完整响应由它的弹性张量（用简化符号表示）<sup>[165]</sup>描述:

$$\begin{pmatrix} \sigma_1 \\ \sigma_2 \\ \sigma_3 \\ \sigma_4 \\ \sigma_5 \\ \sigma_6 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} \\ c_{41} & c_{42} & c_{43} & c_{44} & c_{45} & c_{46} \\ c_{51} & c_{52} & c_{53} & c_{54} & c_{55} & c_{56} \\ c_{61} & c_{62} & c_{63} & c_{64} & c_{65} & c_{66} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \varepsilon_3 \\ \varepsilon_4 \\ \varepsilon_5 \\ \varepsilon_6 \end{pmatrix} \quad (7)$$

$\sigma_1$ - $\sigma_3$ 和 $\varepsilon_1$ - $\varepsilon_1$ 是正应力、正应变， $\sigma_4$ - $\sigma_6$ 和 $\varepsilon_4$ - $\varepsilon_6$ 分别是剪应力、剪应变， $c_{ij}$ 是矿物的弹性常数。

由于声波实际上是应力波，所以它们在不同方向的表现速度会有所不同。尽管全弹性张量由 36 个独立的弹性常数组成，但在许多地幔矿物中，多个弹性常数受到对称性的限制。例如，立方矿物有三个独立的弹性常数<sup>[53]</sup>

$$\begin{pmatrix} \sigma_1 \\ \sigma_2 \\ \sigma_3 \\ \sigma_4 \\ \sigma_5 \\ \sigma_6 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{12} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{11} & c_{12} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{12} & c_{11} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{44} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \varepsilon_3 \\ \varepsilon_4 \\ \varepsilon_5 \\ \varepsilon_6 \end{pmatrix} \quad (8)$$

因此，需要从单晶数据中定义的  $c_{ij}$  数量由晶体对称性决定。通过平均，弹性常数与相同矿物的多晶介质的各向同性体积和剪切模量有关。这种平均可以假设均匀应力 ( $\sigma_1=\sigma_2=\sigma_3=-\delta P$ ; Reuss 边界) 或均匀应变 ( $\varepsilon_1=\varepsilon_2=\varepsilon_3=-\delta P$ ; Voigt 边界)。虽然对于大多数晶体对称性来说，Reuss 和 Voigt 体弹模量 (分别为  $K_R$  和  $K_V$ ) 是不同的，但对于立方对称矿物来说，它们是相等的:

$$K_R = K_V = \frac{1}{3}(c_{11} + 2c_{12}) \quad (9)$$

同样的步骤可以用来推导平均剪切模量。然而，即使对于立方相，这两个值不等:

$$G_R = \frac{5(c_{11}-c_{12})c_{44}}{4c_{44}+3(c_{11}-c_{12})} \quad (10)$$

$$G_V = \frac{1}{5}(3c_{44} + c_{11} - c_{12}) \quad (11)$$

虽然有效模量必须在这两个界限之间，但确切的位置是未知的。当将  $c_{ij}$  转换为弹性模量时，最常见的方法是使用 Voigt-Reuss-Hill 平均值<sup>[166]</sup>，在等式中定义<sup>[12,13]</sup>:

$$K_{VRH} = \frac{1}{2}(K_R + K_V) \quad (12)$$

$$G_{VRH} = \frac{1}{2}(G_R + G_V) \quad (13)$$

对于各向异性较低的相，如超硅石榴石，Voigt 和 Reuss 界限实际上是无法区分的。然而，对于高度各向异性的相，如 80 GPa 条件下的铁方镁石， $v_S$  的变化约为 7%， $v_P$  的变化约为 3%<sup>[23]</sup>。另一个常用的平均方案 Hashin-Shtrikman 方法，它具有更紧的边界<sup>[167]</sup>。

现在可以在~100 GPa 的压力条件下利用金刚石压砧中进行单晶布里渊散射实验<sup>[23,57]</sup>。然而，实验所需的大量时间（单个压力点通常需要几天到几周的时间）限制了该实验应用于立方对称的矿物（超硅石榴石<sup>[61,63]</sup>、林伍德石<sup>[20,64,65]</sup>和铁方镁石<sup>[23,24,57,66]</sup>）。斜方晶系的晶体（如瓦兹利石<sup>[58,67-60]</sup>和布里奇曼石<sup>[12]</sup>）只有少量的高压下的实验数据 (<41 GPa)。另外，无法对 CaSiO<sub>3</sub> 钙钛矿、后钙钛矿或赛石英进行单晶布里渊光谱测试，因为减压后这些矿物很快就发生相变，它们无法从高压高温环境中淬火回收样品。最后，在所有布里渊光谱实验中，

压力超过约 40 GPa 时就很难测量纵波波速，因为纵波的信号会被金刚石压砧的峰值所掩盖<sup>[12]</sup>（图 3b）。

尽管金刚石压砧可以在 100 GPa 下进行布里渊光谱实验，但是过渡带和下地幔矿物中由电阻加热的金刚石压砧产生的单晶只能在很低的压力和 1000 K 以下的温度条件下进行布里渊光谱实验，截止到目前仅仅对林伍德石<sup>[20,71]</sup>、超硅石榴石<sup>[62]</sup>和(铁)方镁石<sup>[72,73]</sup>有相关研究。因此，使用电阻加热的金刚石压砧实验不能直接适用于地幔的温压条件。激光加热方法的应用，让在地幔温度条件下的布里渊光谱实验测量成为可能。然而，布里渊光谱实验测量需要光学透明的样品，这些样品一般不吸收最广泛用于激光加热的红外波长(约 1 $\mu$ m)的光。在布里渊光谱实验中，不能在样品中添加可以吸收激光的材料（XRD 实验中广泛使用的溶液，如铂），因为样品保持透明来发生光学散射。

另一种替代方案是使用波长约为 10  $\mu$ m 的二氧化碳激光来加热样品。波长更长的激光以及不使用二氧化碳纤维激光器会使实验装置更加复杂，很明显它们会很难被操作、引导和聚焦。有学者已经成功利用激光加热首次在真实地幔温度下的进行单晶布里渊散射实验<sup>[74-77]</sup>，而基于波导的二氧化碳激光器的最新发展可能会进一步促进实验的成功<sup>[75,78]</sup>。然而，对于过渡带或下地幔矿物，目前还没有公开发表的地幔温度条件下完整的单晶实验数据。

### **布里渊光谱法测量多晶集合体：**

在多晶集合体上进行的布里渊光谱实验克服了测量单晶样品时所遇到的一些挑战，并能够直接约束已知密度样品的平均体弹模量和剪切模量（知识框 1）。多晶布里渊光谱实验不仅可以对预先已合成的样品进行测量，也可以对原位合成的样品进行测量。一般来说，在多晶集合体上的测量比在单晶样品上的测量“容易”，这是因为前者不需要测量特定方向上的波速。因此，所需的测量任务量大大减少，这使得多晶实验比单晶实验快很多。

然而，多晶实验虽然很快，但会丢失一些弹性张量和弹性各向异性的信息，例如多晶实验测量的速度是一个平均值，我们很难确定这个平均值代表了什么（知识框 2）。此外，多晶实验的复杂性还包括所测量的速度对样品微观结构的敏感性，如颗粒尺寸<sup>[79]</sup>、颗粒形状和外形优先取向，同时测得的速度还会受到晶格优先取向、探测激光与声子传播方向之间的耦合效率<sup>[80]</sup>或样品中应力分布<sup>[81]</sup>的影响。前人在概念验证工作中已经对比了常压下布里奇曼石多晶和单晶布里渊光谱实验<sup>[82]</sup>，但尚未进行系统的高压研究。

尽管存在上述局限性，但多晶实验仍然具有重要的优势<sup>[83]</sup>，它已经大量缩短了实验时间，有助于进行高温实验，并且可以测量无法获得单晶样品的矿物。多晶布里渊光谱实验的优点

促成了在过去的 15 年时间里对布里奇曼石<sup>[13,22,84,85]</sup>、超硅石榴石<sup>[86]</sup>、铁方镁石<sup>[13]</sup>、(超) 斯石英<sup>[87]</sup>、钙钛矿<sup>[88]</sup>、后钙钛矿<sup>[83]</sup>弹性性质的多次测量。此外, 对含铝  $\text{MgSiO}_3$  布里奇曼石和  $\text{MgO}$  的多晶集合物进行激光加热的高压布里渊光谱测量 (高达 91 GPa) 已经在 2700 K 的高温下取得了成功<sup>[13]</sup>。

### 脉冲激光散射 (ISLS)

脉冲激光散射是一种类似于布里渊光谱的技术<sup>[89]</sup>, 但与布里渊光谱不同的是, 它没有金刚石的干扰。在脉冲激光散射中, 用秒级 (脉冲) 激光器在样品中诱发声波, 然后测量声波。相比之下, 布里渊光谱的声波是纯热源的。脉冲激光散射都与布里渊光谱几乎在所有方面都具有相同的优势和局限性。这两种方法之间最重要的区别是, 脉冲激光散射能够测量不透明的样品, 并能够测量高压下的纵波波速, 而高压下布里渊光谱实验中的金刚石信号会掩盖纵波信号。然而, 脉冲激光散射不能准确测量地幔矿物中的剪切波速。在脉冲激光散射中, 剪切波速必须从在样品和传压介质之间传播的面波来估算<sup>[15]</sup>。

在金刚石压砧中进行脉冲激光散射实验的困难在于用于诱发声波 (1064 纳米波长) 的脉冲激光会损坏金刚石。特别是当金刚石中有缺陷或被切应变时很容易损坏<sup>[57]</sup>。脉冲激光散射通常用于研究地核中的物质, 到目前为止前人仅在下地幔压力条件下用脉冲激光散射法测量过铁方镁石和布里奇曼石<sup>[15,16,22]</sup>。一项令人兴奋的技术发展是有学者结合使用布里渊光谱 (测量剪切波速) 和脉冲激光散射 (测量压缩波速) 来准确获得布里奇曼石和铁方镁石的地震波速<sup>[16,22,57]</sup>。

### 超声波技术 (US)

US 通常在大腔体压机中进行, 是在高压下约束矿物弹性的另一种方法 (图 3c)。US 的原理是将声波脉冲传入样本, 然后检测回波, 从而得到样品上、下表面 (图 3c 中的  $R_2$  和  $R_3$ ) 返回的回波之间的延时 ( $\Delta t$ )。假设样品为厚度  $L$  的无限平行薄板, 则此样品的声速可以简单地表示为  $2L/\Delta t$ 。

从基本原理上看, 超声波技术很简单。但是事实上, 高压实验中 (无论利用是 LVP 还是 DAC) 由于严格的几何限制和无法直观看到样品的长度, 使得测量变得复杂。然而, 一种经过充分测试和相当标准化的方法, 已经被开发出来。它能在 LVP 或 DAC 中同时测量  $v_p$  和  $v_s$ , 其不确定度小于 1%<sup>[21,48,90-93]</sup>。受限于 DAC 中作为传声粘合剂的石英气凝胶的稳定极限<sup>[45,46]</sup>, 到目前为止基于金刚石压腔的方法仅限于低压和低温条件 (<10 GPa 和 <523 K)。因

此本文重点关注大腔体压机的超声实验，它可以达到代表过渡带和下地幔的条件。

LVP-US 实验最严格的限制来自于样本。多晶样品的面必须是水平完整的，没有孔隙、裂纹或任何其他宏观缺陷。同时晶体还要保持细粒并没有任何晶格优选。LVP-US 技术也可以对单晶进行测试，但是因为难以制备足够大的高质量样品，使得用 LVP-US 技术测试单晶样品的研究仍然有限<sup>[94]</sup>。高压相的单晶研究，通常在 DAC（尽管对压力小于 10 GPa）中用 US 进行<sup>[46,95]</sup>。

无论是多晶还是单晶，样品的表面必须是平坦的。为了避免边缘效应影响波的传播，应使样品的长度小于径向尺寸。通常要求样品是预先合成的(一般是通过预烧结)，并加工成适当尺寸的圆柱体(例如，大于 20 GPa 的研究要求样品直径小于 2 毫米)。如果满足样品几何形状的限制，那么，假设压缩按预期进行，并且保持样品平行面几何形状，那么在单个实验中的几个压力和温度条件下，高质量的速度测量是可能的。

合成一个单一样本并在 LVP 进行超声实验所需的时间约为一周，这是 LVP-US 方法的一个主要缺点。最新的研究已经成功地避免了独立进行预合成样品<sup>[14,18]</sup>，而是将预合成与超声波测量结合在一个实验中。然而，尽管将样品合成和 US 测试相结合听起来很有吸引力，因为这将使得每个超声波实验所需时间大约减少一半，但由于样品几何形状不完美，大量实验结果不得不放弃。

在高压和高温条件下需要进行两项测试：回波之间的时间延迟( $\Delta t$ )和样品长度(L)。样品中的声脉冲（波长小于  $L/2$ ）由双模态  $\text{LiNbO}_3$  或另一种合适的压电换能器(例如， $\text{ZnO}$  通常被用在基于 DAC 的 US 实验中)产生，并被传递到样品中。LVP 实验中使用典型频率在 20-80MHz 范围内。用示波器来检测从样品的近边界和远边界返回的回波(图 3d)。尽管存在样品在高压下变短，而使得两个回波相互干扰的困难，回波之间的时间延迟也可以以  $\ll 0.5\%$ (通常  $< 0.1\%$ )的不确定度来确定。然而，与测量声波传播时间相比，准确确定样品长度更具挑战性。在实验中无法直接对样本成像，这意味对样品长度只能估算。这通常使用 Cook 法进行，虽然 Cook 法的准确性取决于所研究的材料(因为它依赖于样品的状态方程)，但不确定度通常大于 3-5%，相当于导出的声波速度的不确定度为 3-5%。

量化样品长度的一个更可靠的方法是使用同步辐射源 X 射线测量。这种方法能够使 X 射线穿过样品环境，实现样品的 X 射线成像<sup>[92]</sup>。通过将样品的圆柱轴定位成垂直于 X 光束，样品长度就可以精确到 1-2 $\mu\text{m}$ ，这通常对应于约 0.2-0.4%的不确定度<sup>[92]</sup>。然而，仍然很难确定样品是否真的是圆柱形的，如果在压缩过程中样品形成“桶形”这可能会影响声波的传递。考虑到几何形状误差和声波传播时间误差，在同步辐射的实验中有 0.25-0.5%误差是合理的。

此外，利用同步辐射光源 XRD 也可以用来测定样品密度，并依此得到  $K_s$  和  $G$ (与  $V_p$  和  $V_s$  的关系见知识框 1)。

基于同步辐射的超声波实验的局限性主要是运筹和财政上的。同步加速器实验需要使用束线仪器，这受到了竞争性投标系统的限制。实验时间分配很少，通常是一年只有几天，很少允许重复测试。结合约 75% 的单个实验成功率，时间和资金限制意味着同步光源上进行的 LVP-US 测试产生的实验数据集是少量的，并且可能在未来一段时间内保持这样。

然而，在过去的几年里，基于 LVP 的超声波实验已经取得了许多实质性的进展。例如，由于新的商业碳化钨和烧结金刚石砧材料的出现，在 LVP 实验中常规可达到的压力和温度条件的范围正在不断扩大<sup>[97,98]</sup>(图 4)。基于 LVP 的超声波实验现在已经可以在大约 27 GPa<sup>[99]</sup> 和 2400 K<sup>[100]</sup> 的温压条件下进行，而且这个领域将会继续扩大。此外，由于示波器的性能迅速提高，单个超声波测试所需的时间从十年前的大于 5 分钟减少到小于 10 秒<sup>[93]</sup>。

到目前为止，LVP-US 方法主要用于研究多晶固体在各向同性方面的特征。然而，就在最近，已经有研究成功使用它来测试液体和其他非晶材料的热弹性和压缩波速度<sup>[100]</sup>。随着进一步的发展，除了时间限制和样品合成之外，没有其它因素可以阻止我们在单晶上面作此研究。迄今为止，单晶测量仅限于对氧化镁在 8 GPa 和 1600 K 下的研究<sup>[94]</sup>。未来对单晶的研究可以提供有关高温下矿物各向异性的重要信息。

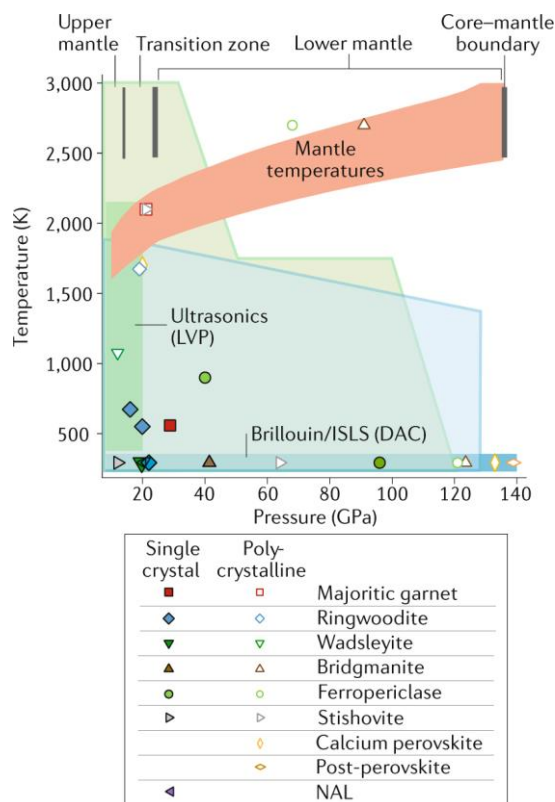


图 4 已发表的光散射和超声波实验所涵盖的条件

图 4|已发表的光散射和超声波实验所涵盖的条件。深绿色阴影区域表示在大腔体压机中进行超声波干涉测量实验时所达到的条件，深蓝色阴影区域表示在布里渊散射光谱或在金刚石压砧中进行脉冲激光散射(ISLS)实验时通常所达到的条件。橙色阴影区显示了地幔地热的大致压力和温度条件。阴影区域显示了使用电阻加热金刚石压砧和大腔体压机所达到的压力和温度条件的近似范围，但迄今为止在这些范围内弹性测量很少或没有。激光加热的金刚石压砧可以覆盖所显示的整个压力和温度范围，但是，同样很少有进行弹性测量的。这些符号指的是在特定地幔相的弹性实验中达到的最大压力和温度条件。实心符号表示单晶体的测量值，空心符号表示多晶体测量值。绘制了林伍德石<sup>[20,65,71]</sup>，瓦兹利石<sup>[58,67]</sup>，镁铁榴石<sup>[62]</sup>，铁方镁石<sup>[57,52]</sup>，布里奇曼石<sup>[12]</sup>和新六方铝相（NAL）<sup>[135]</sup>的单晶数据。还有瓦兹利石<sup>[139]</sup>，超硅石榴石<sup>[64]</sup>，铁方镁石<sup>[13,39]</sup>，布里奇曼石<sup>[13]</sup>，斯石英<sup>87,108</sup>，钙钙钛矿<sup>14,18,88</sup>和后钙钛矿<sup>[83]</sup>多晶数据。(测试压力达 172 GPa)。

## 从 XRD 得到的认识

XRD 是一种确定地幔物质密度和压缩性质的较为成熟的方法。高压 XRD 实验要么在 LVPs，要么在 DACs 中进行，并且近几十年来这种方法在同步辐射光源实验中也已经变得很常规。与典型的实验室光源相比，同步辐射提供的高能 X 射线使捕获时间大幅减少。原则上，XRD 测量会约束样品的晶格参数和晶体结构。晶格参数可用于计算样品的(单位晶胞)体积，并且如果质量已知，还可计算其密度。现在的常规做法是测量不同压力下的单位晶胞

的体积, 构建函数关系, 然后以适当的状态方程拟合这些数据点。常压等温体弹模量  $K_{0,T}$  及其随压力变化的外延值( $K_0'$ )可从所得模型中获取。此外, 单独的高压 XRD 实验就可以对物质的体波波速进行预测( $V_\phi$ , 知识框 1)。

与直接测量声波速度相比, 衍射实验更快且更容易。XRD 实验技术的相对简单和该技术长期以来在全球同步辐射光源线站的应用, 使得一些矿物的高温高压密度和压缩系数积累了大量实验数据。此外, 最近同步光源光通量的增加和探测器技术的发展使得 XRD 实验速度大幅加快。例如, 十年前, 在最先进的同步加速器设施上收集一个单一的粉末衍射图案需要几分钟的时间, 而现在需要花费的时间少得多。使用具有极高量子效率的新型探测器, 可以在几毫秒内收集(Mg, Fe)O 的单个衍射图案<sup>[101,102]</sup>, 几乎可以连续收集体积-压缩数据。因此, 不同压力下的弹性等温体积模量(方程 4)可以在不依赖状态方程的情况下直接确定。若将时间分辨 XRD 的发展和精细控制的压缩路径或确定频率下的应力循环相结合<sup>[102,103]</sup>, 无疑将催生高压实验中同步射线衍射应用的更多创新。然而, 需要注意的是, XRD 不能用来约束样品的剪切模量。

目前人们已经实现了对样品密度和声速的同时测量, 这在同步辐射光源线站是通过将 BS 和 US 技术与 XRD 测量相结合实现的, 而在大学实验室则是将 BS 技术与 XRD 测量相结合<sup>[104,105,106]</sup>。同时测量样品的密度和声速对于高温高压条件下的实验特别有用, 因为在这些条件下, 对样品的密度几乎没有预先的约束。此外, BS 或 US 的结果( $K_s$ )与 XRD 测量相结合, 可以确定绝对压力(绝对压力是指不受所用压标影响的压力)<sup>[12,58,62,104,106,107]</sup>。因此, 同时使用不同技术可以减小因为压标不统一而带来的实验结果的不确定性。

## 总结和未来展望

金刚石压砧和 LVP-US 的光散射方法已成为测试高温高压条件下深部地幔矿物弹性性质的主要技术。尽管利用金刚石压砧在下地幔压力条件下进行布里渊光谱和脉冲激光散射测试现已成为常规方法, 但同时产生高温仍然是一项挑战。类似地, LVP 实验可以达到地幔绝热线的温度, 但是目前为止还不能应用于下地幔底部温压条件下的弹性性质测量。

尽管大多数地幔矿物地震性质的实验数据是在高温高压条件下, 但是很少能达到下地幔条件。此外, 大多数矿物的实验数据仅来源于一两项测量多晶样品的地震性质的研究。例如, 在温度 $>1500$  K 的条件下, 前人使用 LVP-US 研究了林伍德石<sup>[21]</sup>、钙钙钛矿<sup>[14,18]</sup>、斯石英<sup>[108]</sup>和超硅石榴石<sup>[109]</sup>, 但是数据仅局限于有限的温压条件和单一组分(每一个矿物相), 并且迄今为止很少有重复实验。此外, 在 2700 K 和 $\sim 91$  GPa 条件下<sup>[13]</sup>, 还有学者用多晶布里渊光



谱法测量了高温高压下铁方镁石和布里奇曼石的地震性质,但是高温数据仅限于七个独立的点(铁方镁石四个, 布里奇曼石三个)。

目前缺乏对新的六方铝相、铁酸钙相、后斯石英相、赛石英以及后钙钛矿在高于 300 K 条件下的地震性质的实验数据,而对瓦兹利石的测量也只达到 1073 K<sup>[110]</sup>。即使是研究最多的下地幔矿物铁方镁石,关于铁自旋转变对其弹性性质的影响以及压力对体弹模量的软化作用<sup>[12,58,62,104,106,107]</sup>仍然存在不确定性,更关键的是缺乏高温下穿过铁方镁石自旋转变区域声速的实验测量数据(图 2b)。此外,关于地幔中次要矿物相(如碳酸盐<sup>[111]</sup>、含水矿物相<sup>[112]</sup>和熔体<sup>[113]</sup>)弹性性质的实验研究仍然非常少。例如,对于单晶超级含水相 B 相的布里渊光谱法测量能达到 12 GPa,但温度只有 700 K<sup>[114]</sup>;同样,D 相和 E 相在高温高压下也缺乏研究<sup>[115,117]</sup>。

总之,实验数据库还远未完成,现有的实验数据还不足以用来校正分子模拟的结果或者建立可靠的地震性质模型,从而解释层析成像模型中观察到的地震反射、转换或异常现象。由于数据不足,我们还无法对实验数据的质量及其相关结果进行可靠的统计测试,也很难确定已有实验数据的真实不确定度。同样地,很少有研究同时用多种技术(如超声波干涉法和布里渊光谱法)同时测量深部地幔矿物的性质(尤其是化学成分类似的矿物)。此外,对某些地幔矿物(如橄榄石或瓦兹利石)的实验数据对比揭示了声速观测的不一致性<sup>[10,58]</sup>。而由于具有相似成分、压力和温度下的实验数据非常少,所以系统地揭示这些不一致性的内在原因是非常困难的。

总的来说,在地球深部地幔的温压条件下,对任何地幔矿物相的地震波速的不确定度的假设都不能好于 $\pm 1-2\%$ ,大多数研究中都是 $\pm 2-5\%$ 。然而,在层析成像模型中观察到的地震异常的幅度在过渡带条件下达到最大值 2-3%,而在整个下地幔的  $V_p$  或  $V_s$  中降至 $< 1\%$ <sup>[118]</sup>。因此,尽管有限的层析成像分辨率可能掩盖了地幔中地震异常的真实幅度,该幅度可能更大,或许更符合使用全波形反演技术观察到的幅度<sup>[119,120]</sup>,但是目前要可靠地解释观察到的地震波速异常仍然非常困难。

此外,矿物各向异性的高压实验目前还仅限于基于金刚石压砧的光散射技术,并且这些实验除了橄榄石、石榴子石、林伍德石和铁方镁石之外,绝大多数都被限制在常温条件下。仅有两项研究的压力达到了 41 GPa ( $< 1000$  千米深度)并讨论了地球上最丰富的矿物布里奇曼石的各向异性,但它们彼此并不一致<sup>[12,16]</sup>。由于布里奇曼石的化学复杂性,加上没有任何其他高压下的单晶弹性数据,我们无法解释这些已发表数据之间的差异。因此,我们无法确定测量的各向异性之间的差异是否与研究样品的结构或化学变化、所用实验室设备或数据分析程序的不同等有关。

当晶界滑移、化学扩散或相变等过程在与通过的地震波引起的压力(应力)变化在相同的时间尺度(或频率)上发生时,地幔中可能发生的地震波衰减还可能会带来额外的挑战<sup>[121-123]</sup>。这种与时间尺度相关的过程可能会使实验室声速测量结果(MHz–THz 级频率)和自然地震波(约 0.001 – 100Hz)之间的对比变得更复杂。因此,未来的实验应该着重约束可能导致地震衰减的地幔过程的时间尺度<sup>[124,125]</sup>。

总而言之,实验室里的弹性实验能达到的温压条件与地球深部真实的温压条件相比仍然有很大的差距(图 4)。然而正如上文所展现的那样,技术进步正在加快:LVP 获得的压力范围不断扩大,甚至可以达到超过 100GPa 的条件,这在以前只能用烧结金刚石压砧才能达到<sup>[98]</sup>。此外,基于金刚石压砧的电阻加热现在可以在高达 1500 K 甚至更高的温度下进行几个小时<sup>[126,127]</sup>,但是这个温度仍然远小于地幔真实的温度。同样地,LVP 中在 100 GPa 下的实验也不太可能成为常规方法,尤其是结合脉冲回波超声技术使用时。我们认为金刚石压砧中的布里渊光谱实验结合 CO<sub>2</sub> 激光加热可能是获得下地幔温压条件的最可行的方法<sup>[10,13,75]</sup>,虽然其在多晶材料上进行实验的可靠性仍不清楚。

展望未来,实验学家面临的挑战是能否提供足够多的有关地震性质的实验数据,只有实验数据集足够大,我们才能“校正”弹性性质的理论模拟结果,从而降低不确定度来更好地解释深部地幔的地震波速。不久的将来,我们可以期待从 InSight 号收集的数据中获得火星地幔的第一手地震数据<sup>[128]</sup>。实验上得到的高温高压下的弹性数据将在未来火星地震观测数据的解释中发挥关键作用,但是由于火星地幔中的铁含量比地幔高,所以未来的实验需要扩大研究的地幔矿物的成分范围。

最后,矿物物理所预测的可能存在的地幔矿物的地震波速数据经常要与地幔径向的一维地震模型(如 PREM129<sup>[129]</sup>或 AK135<sup>[130]</sup>)进行对比。这种与一维模型的比较相对方便且容易理解,并且能够提供评估任意矿物相的波速快慢的标准波速剖面。然而,一维模型并不能真正代表地球任何特定区域的速度。地震层析成像表明在整个地幔中,波速存在着显著的、广泛的横向变化。因此,我们不能再局限于将矿物物理数据与全球一维平均速度模型进行对比了。利用基于矿物物理的模型解释区域波速模型或全球层析成像数据,有助于我们更深入的理解地球深部的真实情况,包括化学不均匀性的三维分布信息。地震学提供了地球内部深处非常详细的信息——许多信息都被隐藏了,我们只需要用数据来破解它。

表 1: 高压下地幔矿物弹性测量技术概述

方法	基本原理	测量量	探测频率	导出性质	局限	优势	时间要求	测试环境	测试的转换带/下地幔矿物
DAC-based									
BS (SC)	光子-声子散射	激光的频移	10 <sup>9</sup> Hz	vp, vs, cij	透明样品, vp 在高压下通常检测不到	高质量数据, 弹性各向异性	高	实验室	Wad <sup>[58,67-70]</sup> ; Rw <sup>[64,65,71,131]</sup> ; Mj <sup>[61-63]</sup> ; Bm <sup>[12,16]</sup> ; MgO <sup>[73,132,133]</sup> ; fp <sup>[23,24,57,66,72]</sup> ; (post-)st <sup>[134]</sup> ; NAL/CF <sup>[135]</sup>
BS (PC)	光子-声子散射	激光的频移	10 <sup>9</sup> Hz	vp, vs, KS, G	对晶粒尺寸、CPO、激光耦合的敏感度	样品的原位合成是可能的	中	实验室	Mj <sup>[86]</sup> ; Bm <sup>[13,22,84,85]</sup> ; Fp <sup>[13]</sup> ; CaPv <sup>[88]</sup> ; (post-)st <sup>[87]</sup> ; Ppv <sup>[83]</sup>
XRD	弹性 x 射线散射	晶格参数, 体积	0Hz	K <sub>T</sub> , ρ	无法确定剪切模量	快速, 高温常规	低	同步辐射	所有物质
IXS (SC)	光子-声子散射	声子色散曲线上的点	10 <sup>12</sup> Hz	vp, vs, cij	耗时	可以测量不透明的单晶	高	同步辐射	Fp <sup>[19]</sup>
PSA (SC/PC)	声应变的光声产生/检测	与时间相关的表面反射率	10 <sup>9</sup> Hz	vp, vs, cij	不是常规方法	不透明样品, 快速	低	实验室	没有地幔矿物。金属样品 <sup>[49-50]</sup>
ISLS (SC/PC)	光子-声子非弹性散射	时域衍射强度	10 <sup>9</sup> Hz	vp, vs, cij	vs 的信息有限	高压下的 vp	中	实验室	Bm <sup>[16,22]</sup> ; Fp <sup>[15,57]</sup>
NRIXS (SC/PC)	<sup>57</sup> Fe 核激发的光子散射	部分声子状态密度	10 <sup>12</sup> Hz	vD, vp, vs	vp 和 vs 的推导需要状态形式方程	可以测量不透明样品	中	同步辐射	fp/mw <sup>[39-42]</sup> ; ppv <sup>[43]</sup>
GHz interferometry (SC)	压电致动器产生声波	旅行时间	10 <sup>9</sup> Hz	vp, vs, cij	限于 < 10 GPa	可以测量不透明样品	中	实验室	Rw <sup>[136]</sup> ; fp <sup>[46]</sup>
LVP-based									
US (PC)	压电致动器产生	旅行时间, 样	10 <sup>6</sup> Hz	vp, vs,	数据对晶粒尺寸、	高温通常可以	中	同步辐射	Wad <sup>[137-139]</sup> ; Rw <sup>[21,140]</sup> ;

	生声波	晶长度		$K_s, G$	优选方位敏感。压力范围有限	达到			$Mj^{[109,141,142]}$ ; $Bm^{[91,143,144]}$ ; $Fp^{[145]}$ ; $CaPv^{[14,18]}$ ; $St^{[108]}$ , $ak^{[146]}$
<b>XRD</b>	弹性 x 射线散射	晶格参数, 体积	0Hz	$K_T, \rho$	无法确定剪切模量	快速, 高温常规	低	实验室	大多数物质

ak, 阿基墨石; bm, 布里奇曼石; BS, 布里渊光谱法; CaPv, CaSiO<sub>3</sub> 钙钛矿; CF, 钙铁氧体相; CPO, 晶体优先取向; fp, 铁方镁石; ISLS, 脉冲激光散射; IXS, 非弹性 x 射线散射; LM, 下地幔; mj, 镁铁榴石; NAL, 新六方铝相; NRIXS, 核共振非弹性 x 光散射; PC, 多晶体; ppv, 后钙钛矿; PSA, 皮秒声波; rw, 林伍德石; SC, 单晶; st, 斯石英; TZ, 过渡区; US, 超声波干涉测量法; wad, 瓦兹利石; XRD, X 射线衍射。

参考文献:

1. Romanowicz, B. Using seismic waves to image Earth's internal structure. *Nature* 451, 266–268 (2008).
2. Dziewonski, A. M. & Romanowicz, B. A. in *Treatise on Geophysics* 2nd edn (ed. Schubert, G.) 1–28 (Elsevier, 2015).
3. French, S. W. & Romanowicz, B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. *Nature* 525, 95–99 (2015).
4. Hosseini, K. et al. Global mantle structure from multifrequency tomography using P, PP and P-diffracted waves. *Geophys. J. Int.* 220, 96–141 (2020).
5. Waszek, L., Schmerr, N. C. & Ballmer, M. D. Global observations of reflectors in the mid-mantle with implications for mantle structure and dynamics. *Nat. Commun.* 9, 385 (2018).
6. Garnero, E. J., McNamara, A. K. & Shim, S.-H. Continent-sized anomalous zones with low seismic velocity at the base of Earth's mantle. *Nat. Geosci.* 9, 481–489 (2016).
7. Ritsema, J., van Heijst, H. J. & Woodhouse, J. H. Global transition zone tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109, B02302 (2004).
8. Kaneshima, S. Seismic scatterers in the mid-lower mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.* 257, 105–114 (2016).
9. Birch, F. Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57, 227–286 (1952).
10. Zhang, J. S. & Bass, J. D. Sound velocities of olivine at high pressures and temperatures and the composition of Earth's upper mantle. *Geophys. Res. Lett.* 43, 9611–9618 (2016).
11. Brown, J. M. & Shankland, T. J. Thermodynamic parameters in the Earth as determined from seismic profiles. *Geophys. J. Int.* 66, 579–596 (1981).
12. Kurnosov, A., Marquardt, H., Frost, D. J., Ballaran, T. B. & Ziberna, L. Evidence for a Fe<sup>3+</sup>-rich pyrolitic lower mantle from (Al,Fe)-bearing bridgmanite elasticity data. *Nature* 543, 543–546 (2017).
13. Murakami, M., Ohishi, Y., Hirao, N. & Hirose, K. A perovskitic lower mantle inferred from high-pressure, high-temperature sound velocity data. *Nature* 485, 90–94 (2012).
14. Gréaux, S. et al. Sound velocity of CaSiO<sub>3</sub> perovskite suggests the presence of basaltic crust in the Earth's lower mantle. *Nature* 565, 218–221 (2019).
15. Crowhurst, J. C., Brown, J. M., Goncharov, A. F. & Jacobsen, S. D. Elasticity of (Mg,Fe)O

- through the spin transition of iron in the lower mantle. *Science* 319, 451–453 (2008).
16. Fu, S. et al. Single-crystal elasticity of (Al,Fe)-bearing bridgmanite and seismic shear wave radial anisotropy at the topmost lower mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 518, 116–126 (2019).
  17. Marquardt, H. et al. Elastic softening of (Mg<sub>0.8</sub>Fe<sub>0.2</sub>)O ferropericlase across the iron spin crossover measured at seismic frequencies. *Geophys. Res. Lett.* 45, 6862–6868 (2018).
  18. Thomson, A. R. et al. Seismic velocities of CaSiO<sub>3</sub> perovskite can explain LLSVPs in Earth's lower mantle. *Nature* 572, 643–647 (2019).
  19. Antonangeli, D. et al. Spin crossover in ferropericlase at high pressure: a seismologically transparent transition? *Science* 331, 64–67 (2011).
  20. Schulze, K. et al. Seismically invisible water in Earth's transition zone? *Earth Planet. Sci. Lett.* 498, 9–16 (2018).
  21. Higo, Y., Inoue, T., Irifune, T., Funakoshi, K.-I. & Li, B. Elastic wave velocities of (Mg<sub>0.91</sub>Fe<sub>0.09</sub>)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> ringwoodite under P–T conditions of the mantle transition region. *Phys. Earth Planet. Inter.* 166, 167–174 (2008).
  22. Fu, S. et al. Abnormal elasticity of Fe-bearing bridgmanite in the Earth's lower mantle. *Geophys. Res. Lett.* 45, 4725–4732 (2018).
  23. Marquardt, H., Speziale, S., Reichmann, H. J., Frost, D. J. & Schilling, F. R. Single-crystal elasticity of (Mg<sub>0.9</sub>Fe<sub>0.1</sub>)O to 81 GPa. *Earth Planet. Sci. Lett.* 287, 345–352 (2009).
  24. Marquardt, H. et al. Elastic shear anisotropy of ferropericlase in Earth's lower mantle. *Science* 324, 224–226 (2009).
  25. Badro, J. et al. Iron partitioning in Earth's mantle: toward a deep lower mantle discontinuity. *Science* 300, 789–791 (2003).
  26. Wu, Z. & Wentzcovitch, R. M. Spin crossover in ferropericlase and velocity heterogeneities in the lower mantle. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 111, 10468–10472 (2014).
  27. Wu, Z. Velocity structure and composition of the lower mantle with spin crossover in ferropericlase. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 2304–2314 (2016).
  28. Stixrude, L. & Lithgow-Bertelloni, C. Thermodynamics of mantle minerals - I. Physical properties. *Geophys. J. Int.* 162, 610–632 (2005).
  29. Birch, F. The effect of pressure upon the elastic parameters of isotropic solids, according to

- Murnaghan's theory of finite strain. *J. Appl. Phys.* 9, 279–288 (1938).
30. Karki, B. B., Stixrude, L. & Wentzcovitch, R. M. High-pressure elastic properties of major materials of Earth's mantle from first principles. *Rev. Geophys.* 39, 507–534 (2001).
  31. Bass, J. D. in *Treatise on Geophysics* Vol. 2 (ed. Schubert, G.) 269–291 (Elsevier, 2007).
  32. Angel, R. J., Jackson, J. M., Reichmann, H. J. & Speziale, S. Elasticity measurements on minerals: a review. *Eur. J. Mineral.* 21, 525–550 (2009).
  33. Isaak, D. G., Anderson, O. L. & Goto, T. Measured elastic moduli of single-crystal MgO up to 1800 K. *Phys. Chem. Miner.* 16, 704–713 (1989).
  34. Isaak, D. G. et al. The temperature dependence of the elasticity of Fe-bearing wadsleyite. *Phys. Earth Planet. Inter.* 182, 107–112 (2010).
  35. Loong, C.-K. Inelastic scattering and applications. *Rev. Mineral. Geochem.* 63, 233–254 (2006).
  36. Fiquet, G. et al. Application of inelastic X-ray scattering to the measurements of acoustic wave velocities in geophysical materials at very high pressure. *Phys. Earth Planet. Inter.* 143–144, 5–18 (2004).
  37. Burkel, E. Phonon spectroscopy by inelastic x-ray scattering. *Rep. Prog. Phys.* 63, 171–232 (2000).
  38. Sturhahn, W. Nuclear resonant spectroscopy. *J. Phys. Condens. Matter* 16, S497–S530 (2004).
  39. Wicks, J. K., Jackson, J. M. & Sturhahn, W. Very low sound velocities in iron-rich (Mg,Fe)O: Implications for the core-mantle boundary region. *Geophys. Res. Lett.* 37, L15304 (2010).
  40. Wicks, J. K., Jackson, J. M., Sturhahn, W. & Zhang, D. Sound velocity and density of magnesiowüstites: implications for ultralow-velocity zone topography. *Geophys. Res. Lett.* 44, 2148–2158 (2017).
  41. Finkelstein, G. J. et al. Strongly anisotropic magnesiowüstite in Earth's lower mantle. *J. Geophys. Res.* 123, 4740–4750 (2018).
  42. Lin, J.-F. et al. Sound velocities of ferropericlase in the Earth's lower mantle. *Geophys. Res. Lett.* 33, L22304 (2006).
  43. Mao, W. L. et al. Iron-rich post-perovskite and the origin of ultralow-velocity zones. *Science* 312, 564–565 (2006).
  44. McCammon, C. et al. Sound velocities of bridgmanite from density of states determined by nuclear inelastic scattering and first-principles calculations. *Prog. Earth Planet. Sci.* 3, 10 (2016).

45. Jacobsen, S. D. et al. Structure and elasticity of single-crystal (Mg,Fe)O and a new method of generating shear waves for gigahertz ultrasonic interferometry. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107, 2037 (2002).
46. Jacobsen, S. D., Spetzler, H., Reichmann, H. J. & Smyth, J. R. Shear waves in the diamond-anvil cell reveal pressure-induced instability in (Mg,Fe)O. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 101, 5867–5871 (2004).
47. Jacobsen, S. D. et al. Gigahertz ultrasonic interferometry at high P and T: new tools for obtaining a thermodynamic equation of state. *J. Phys. Condens. Matter* 14, 1 1525–1 1530 (2002).
48. Li, B. & Liebermann, R. C. Study of the Earth's interior using measurements of sound velocities in minerals by ultrasonic interferometry. *Phys. Earth Planet. Inter.* 233, 135–153 (2014).
49. Decremps, F. et al. Sound velocity of iron up to 152 GPa by picosecond acoustics in diamond anvil cell. *Geophys. Res. Lett.* 41, 1459–1464 (2014).
50. Edmund, E. et al. Picosecond acoustics technique to measure the sound velocities of Fe-Si alloys and Si single-crystals at high pressure. *Minerals* 10, 214 (2020).
51. Whitfield, C. H., Brody, E. M. & Bassett, W. A. Elastic moduli of NaCl by Brillouin scattering at high pressure in a diamond anvil cell. *Rev. Sci. Instrum.* 47, 942–947 (1976).
52. Sinogeikin, S. V. & Bass, J. D. Single-crystal elasticity of pyrope and MgO to 20 GPa by Brillouin scattering in the diamond cell. *Phys. Earth Planet. Inter.* 120, 43–62 (2000).
53. Speziale, S., Marquardt, H. & Duffy, T. S. Brillouin scattering and its application in geosciences. *Rev. Mineral. Geochem.* 78, 543–603 (2014).
54. Speziale, S. & Duffy, T. S. Single-crystal elastic constants of fluorite (CaF<sub>2</sub>) to 9.3 GPa. *Phys. Chem. Miner.* 29, 465–472 (2002).
55. Kurnosov, A., Marquardt, H., Frost, D. J., Ballaran, T. B. & Ziberna, L. Kurnosov et al. reply. *Nature* 564, E27–E31 (2018).
56. Lin, J.-F., Mao, Z., Yang, J. & Fu, S. Elasticity of lower-mantle bridgmanite. *Nature* 564, E18–E26 (2018).
57. Yang, J., Tong, X., Lin, J.-F., Okuchi, T. & Tomioka, N. Elasticity of ferropericlase across the spin crossover in the Earth's lower mantle. *Sci. Rep.* 5, 17188 (2015).
58. Buchen, J. et al. High-pressure single-crystal elasticity of wadsleyite and the seismic signature of water in the shallow transition zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 498, 77–87 (2018).



59. Mao, Z. et al. Elasticity of single-crystal olivine at high pressures and temperatures. *Earth Planet. Sci. Lett.* 426, 204–215 (2015).
60. Schulze, K., Buchen, J., Marquardt, K. & Marquardt, H. Multi-sample loading technique for comparative physical property measurements in the diamond-anvil cell. *High Press. Res.* 37, 159–169 (2017).
61. Murakami, M., Sinogeikin, S. V., Litasov, K., Ohtani, E. & Bass, J. D. Single-crystal elasticity of iron-bearing majorite to 26 GPa: implications for seismic velocity structure of the mantle transition zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 274, 339–345 (2008).
62. Pamato, M. G. et al. Single crystal elasticity of majoritic garnets: Stagnant slabs and thermal anomalies at the base of the transition zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 451, 114–124 (2016).
63. Sanchez-Valle, C., Wang, J. & Rohrbach, A. Effect of calcium on the elasticity of majoritic garnets and the seismic gradients in the mantle transition zone. *Phys. Earth Planet. Inter.* 293, 106272 (2019).
64. Sinogeikin, S. V., Bass, J. D. & Katsura, T. Single-crystal elasticity of gamma-(Mg<sub>0.91</sub>Fe<sub>0.09</sub>)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> to high pressures and to high temperatures. *Geophys. Res. Lett.* 28, 4335–4338 (2001).
65. Wang, J., Sinogeikin, S., Inoue, T. & Bass, J. D. Elastic properties of hydrous ringwoodite at high-pressure conditions. *Geophys. Res. Lett.* 33, L14308 (2006).
66. Jackson, J. M. et al. Single-crystal elasticity and sound velocities of (Mg<sub>0.94</sub>Fe<sub>0.06</sub>)O ferropericlase to 20 GPa. *J. Geophys. Res.* 111, B09203 (2006).
67. Wang, J., Bass, J. D. & Katsura, T. Elastic properties of iron-bearing wadsleyite to 17.7 GPa: Implications for mantle mineral models. *Phys. Earth Planet. Inter.* 228, 92–96 (2014).
68. Mao, Z. et al. Effect of hydration on the single-crystal elasticity of Fe-bearing wadsleyite to 12 GPa. *Am. Mineral.* 96, 1606–1612 (2011).
69. Mao, Z. et al. Elasticity of hydrous wadsleyite to 12 GPa: implications for Earth's transition zone. *Geophys. Res. Lett.* 35, L21305 (2008).
70. Zha, C.-s. et al. Single-crystal elasticity of beta-Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> to the pressure of the 410 km seismic discontinuity in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 147, E9–E15 (1997).
71. Mao, Z. et al. Sound velocities of hydrous ringwoodite to 16 GPa and 673 K. *Earth Planet. Sci.*

- Lett. 331–332, 112–119 (2012).
72. Yang, J. et al. Elasticity of ferropericlase and seismic heterogeneity in the Earth's lower mantle. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 8488–8500 (2016).
73. Fan, D. et al. Elasticity of single-crystal periclase at high pressure and temperature: the effect of iron on the elasticity and seismic parameters of ferropericlase in the lower mantle. *Am. Mineral.* 104, 262–275 (2019).
74. Zhang, J. S., Bass, J. D. & Zhu, G. Single-crystal Brillouin spectroscopy with CO<sub>2</sub> laser heating and variable  $q$ . *Rev. Sci. Instrum.* 86, 063905 (2015).
75. Kurnosov, A., Marquardt, H., Dubrovinsky, L. & Potapkin, V. A waveguide-based flexible CO<sub>2</sub>-laser heating system for diamond-anvil cell applications. *C. R. Geosci.* 351, 280–285 (2019).
76. Sinogeikin, S. V., Lakshtanov, D. L., Nicholas, J. D. & Bass, J. D. Sound velocity measurements on laser-heated MgO and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. *Phys. Earth Planet. Inter.* 143–144, 575–586 (2004).
77. Sinogeikin, S. V., Lakshtanov, D. L., Nicholas, J. D., Jackson, J. M. & Bass, J. D. High temperature elasticity measurements on oxides by Brillouin spectroscopy with resistive and IR laser heating. *J. Eur. Ceram. Soc.* 25, 1313–1324 (2005).
78. Kriesel, J. M. et al. Hollow core fiber optics for mid-wave and long-wave infrared spectroscopy. *Proc. SPIE* <https://doi.org/10.1117/12.882840> (2011).
79. Marquardt, H. et al. Elastic properties of MgO nanocrystals and grain boundaries at high pressures by Brillouin scattering. *Phys. Rev. B* 84, 064131 (2011).
80. Marquardt, H., Speziale, S., Jahn, S., Ganschow, S. & Schilling, F. R. Single-crystal elastic properties of (Y, Yb)<sub>3</sub>Al<sub>5</sub>O<sub>12</sub>. *J. Appl. Phys.* 106, 093519–093515 (2009).
81. Buchen, J. et al. Equation of state of polycrystalline stishovite across the tetragonal-orthorhombic phase transition. *J. Geophys. Res.* 123, 7347–7360 (2018).
82. Sinogeikin, S. V., Zhang, J. & Bass, J. D. Elasticity of single crystal and polycrystalline MgSiO<sub>3</sub> perovskite by Brillouin spectroscopy. *Geophys. Res. Lett.* 31, L06620 (2004).
83. Murakami, M. et al. Sound velocity of MgSiO<sub>3</sub> post-perovskite phase; a constraint on the D'' discontinuity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 259, 18–23 (2007).
84. Jackson, J. M., Zhang, J., Shu, J., Sinogeikin, S. V. & Bass, J. D. High-pressure sound velocities and elasticity of aluminous MgSiO<sub>3</sub> perovskite to 45 GPa: Implications for lateral heterogeneity in Earth's lower mantle. *Geophys. Res. Lett.* 32, L21305 (2005).

85. Murakami, M., Sinogeikin, S. V., Hellwig, H., Bass, J. D. & Li, J. Sound velocity of MgSiO<sub>3</sub> perovskite to Mbar pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.* 256, 47–54 (2007).
86. Sinogeikin, S. V. & Bass, J. D. Elasticity of majorite and a majorite-pyrope solid solution to high pressure: implications for the transition zone. *Geophys. Res. Lett.* 29, 1017 (2002).
87. Asahara, Y. et al. Acoustic velocity measurements for stishovite across the post-stishovite phase transition under deviatoric stress: implications for the seismic features of subducting slabs in the mid-mantle. *Am. Mineral.* 98, 2053–2062 (2013).
88. Kudo, Y. et al. Sound velocity measurements of CaSiO<sub>3</sub> perovskite to 133 GPa and implications for lowermost mantle seismic anomalies. *Earth Planet. Sci. Lett.* 349–350, 1–7 (2012).
89. Abramson, E. H., Brown, J. M. & Slutsky, L. J. Applications of impulsive stimulated scattering in the earth and planetary sciences. *Annu. Rev. Phys. Chem.* 50, 279–313 (1999).
90. Li, B. & Liebermann, R. C. High-pressure geoscience special feature: indoor seismology by probing the Earth's interior by using sound velocity measurements at high pressures and temperatures. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 104, 9145–9150 (2007).
91. Chantel, J., Frost, D. J., McCammon, C. A., Jing, Z. & Wang, Y. Acoustic velocities of pure and iron-bearing magnesium silicate perovskite measured to 25 GPa and 1200 K. *Geophys. Res. Lett.* 39, L19307 (2012).
92. Li, B., Kung, J. & Liebermann, R. C. Modern techniques in measuring elasticity of Earth materials at high pressure and high temperature using ultrasonic interferometry in conjunction with synchrotron X-radiation in multi-anvil apparatus. *Phys. Earth Planet. Inter.* 143, 559–574 (2004).
93. Whitaker, M. L., Baldwin, K. J. & Huebsch, W. R. DIASCOPE: Directly integrated acoustic system combined with pressure experiments - a new method for fast acoustic velocity measurements at high pressure. *Rev. Sci. Instrum.* 88, 034901 (2017).
94. Chen, G., Liebermann, R. C. & Weidner, D. J. Elasticity of single-crystal MgO to 8 gigapascals and 1600 Kelvin. *Science* 280, 1913–1916 (1998).
95. Jacobsen, S. D., Smyth, J. R., Spetzler, H., Holl, C. M. & Frost, D. J. Sound velocities and elastic constants of iron-bearing hydrous ringwoodite. *Phys. Earth Planet. Inter.* 143–144, 47–56 (2004).
96. Cook, R. K. Variation of Elastic constants and static strains with hydrostatic pressure: a method for calculation from ultrasonic measurements. *J. Acoust. Soc. Am.* 29, 445–449 (1957).
97. Kunimoto, T., Irifune, T., Tange, Y. & Wada, K. Pressure generation to 50 GPa in Kawai-type

multianvil apparatus using newly developed tungsten carbide anvils. *High Press. Res.* 36, 97–104(2016).

98. Yamazaki, D. et al. High-pressure generation in the Kawai-type multianvil apparatus equipped with tungsten-carbide anvils and sintered-diamond anvils, and X-ray observation on CaSnO<sub>3</sub> and (Mg,Fe)SiO<sub>3</sub>. *C. R. Geosci.* 351, 253–259 (2019).

99. Higo, Y., Irifune, T. & Funakoshi, K. I. Simultaneous high-pressure high-temperature elastic velocity measurement system up to 27 GPa and 1873 K using ultrasonic and synchrotron X-ray techniques. *Rev. Sci. Instrum.* 89, 014501 (2018).

100. Jing, Z., Yu, T., Xu, M., Chantel, J. & Wang, Y. High-pressure sound velocity measurements of liquids using in situ ultrasonic techniques in a multianvil apparatus. *Minerals* 10, 126 (2020).

101. Pennicard, D. et al. LAMBDA 2M GaAs — A multi- megapixel hard X-ray detector for synchrotrons. *J. Instrum.* 13, C01026 (2018).

102. Jenei, Z. et al. New dynamic diamond anvil cells for tera-pascal per second fast compression x-ray diffraction experiments. *Rev. Sci. Instrum.* 90, 065114 (2019).

103. Mendez, A. S. J. et al. A resistively-heated dynamic diamond anvil cell (RHdDAC) for fast compression x-ray diffraction experiments at high temperatures. *Rev. Sci. Instrum.* <https://doi.org/10.1063/1.5100075> (2020).

104. Sinogeikin, S. et al. Brillouin spectrometer interfaced with synchrotron radiation for simultaneous x-ray density and acoustic velocity measurements. *Rev. Sci. Instrum.* 77, 103905–103911 (2006).

105. Murakami, M., Asahara, Y., Ohishi, Y., Hirao, N. & Hirose, K. Development of in situ Brillouin spectroscopy at high pressure and high temperature with synchrotron radiation and infrared laser heating system: application to the Earth's deep interior. *Phys. Earth Planet. Inter.* 174, 282–291 (2009).

106. Trubitsin, D. M. et al. The Sm:YAG primary fluorescence pressure scale. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 5805–5813 (2013).

107. Matsui, M., Higo, Y., Okamoto, Y., Irifune, T. & Funakoshi, K.-I. Simultaneous sound velocity and density measurements of NaCl at high temperatures and pressures: application as a primary pressure standard. *Am. Mineral.* 97, 1670–1675 (2012).

108. Gréaux, S. et al. Sound velocities of aluminum-bearing stishovite in the mantle transition zone. *Geophys. Res. Lett.* 43, 4239–4246 (2016).

109. Irifune, T. et al. Sound velocities of majorite garnet and the composition of the mantle transition region. *Nature* 451, 814–817 (2008).
110. Liu, W., Kung, J., Li, B. S., Nishiyama, N. & Wang, Y. B. Elasticity of  $(\text{Mg}_{0.87}\text{Fe}_{0.13})_2\text{SiO}_4$  wadsleyite to 12 GPa and 1073 K. *Phys. Earth Planet. Inter.* 174, 98–104 (2009).
111. Isshiki, M. et al. Stability of magnesite and its high-pressure form in the lowermost mantle. *Nature* 427, 60–63 (2004).
112. Nishi, M. et al. Stability of hydrous silicate at high pressures and water transport to the deep lower mantle. *Nat. Geosci.* 7, 224–227 (2014).
113. Fu, S. et al. Melting behavior of the lower-mantle ferropericlase across the spin crossover: Implication for the ultra-low velocity zones at the lowermost mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 503, 1–9 (2018).
114. Li, X. et al. Elasticity of single-crystal superhydrous phase B at simultaneous high pressure-temperature conditions. *Geophys. Res. Lett.* 43, 8458–8465 (2016).
115. Liu, L.-g., Okamoto, K., Yang, Y.-j., Chen, C.-c & Lin, C.-C. Elasticity of single-crystal phase D (a dense hydrous magnesium silicate) by Brillouin spectroscopy. *Solid State Commun.* 132, 517–520 (2004).
116. Rosa, A. D., Sanchez-Valle, C. & Ghosh, S. Elasticity of phase D and implication for the degree of hydration of deep subducted slabs. *Geophys. Res. Lett.* 39, L06304 (2012).
117. Satta, N. et al. Single-crystal elasticity of iron-bearing phase E and seismic detection of water in Earth's upper mantle. *Am. Mineral.* 104, 1526–1529 (2019).
118. Koelemeijer, P., Ritsema, J., Deuss, A. & van Heijst, H.-J. SP12RTS: a degree-12 model of shear- and compressional-wave velocity for Earth's mantle. *Geophys. J. Int.* 204, 1024–1039 (2016).
119. Borgeaud, A. F. E., Kawai, K. & Geller, R. J. Three-dimensional S velocity structure of the mantle transition zone beneath Central America and the Gulf of Mexico inferred using waveform inversion. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 9664–9681 (2019).
120. Deschamps, F., Konishi, K., Fuji, N. & Cobden, L. Radial thermo-chemical structure beneath Western and Northern Pacific from seismic waveform inversion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 520, 153–163 (2019).
121. Zhang, B. L., Ni, S. D. & Chen, Y. L. Seismic attenuation in the lower mantle beneath Northeast China constrained from short-period reflected core phases at short epicentral

- distances. *Earth Planet. Phys.* 3, 537–546 (2019).
122. Liu, C. & Grand, S. P. Seismic attenuation in the African LLSVP estimated from PcS phases. *Earth Planet. Sci. Lett.* 489, 8–16 (2018).
123. Hwang, Y. K. & Ritsema, J. Radial  $Q_{\mu}$  structure of the lower mantle from teleseismic body-wave spectra. *Earth Planet. Sci. Lett.* 303, 369–375 (2011).
124. Li, L. & Weidner, D. J. Effect of phase transitions on compressional-wave velocities in the Earth's mantle. *Nature* 454, 984–986 (2008).
125. Faul, U. & Jackson, I. Transient creep and strain energy dissipation: an experimental perspective. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 43, 541–569 (2015).
126. Immoor, J. et al. Evidence for  $\{100\}\langle 011\rangle$  slip in ferropericlase in Earth's lower mantle from high-pressure/high-temperature experiments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 489, 251–257 (2018).
127. Immoor, J. et al. An improved setup for radial diffraction experiments at high pressures and high temperatures in a resistive graphite-heated diamond anvil cell. *Rev. Sci. Instrum.* 91, 045121 (2020).
128. Banerdt, W. B. et al. Initial results from the InSight mission on Mars. *Nat. Geosci.* 13, 183–189 (2020).
129. Dziewonski, A. M. & Anderson, D. L. Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.* 25, 297–356 (1981).
130. Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R. & Buland, R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophys. J. Int.* 122, 108–124 (1995).

(翻译: 牛笑光、张志明/地星室; 校稿: 张志刚/地星室)