李娟，陈思丹，何小波，王巍，杨凡. 2023. 中-下地幔散射体：探测方法、研究进展和展望. 地球与行星物理论评（中英文），54(3)：339-354. doi：10.19975/j.dqyxx.2022-039.

Li J, Chen S D, He X B, Wang W, Yang F. 2023. Mid-lower mantle scatterers: Detection methods, research progress and prospect. Reviews of Geophysics and Planetary Physics, 54(3): 339-354 (in Chinese). doi:10.19975/j.dqyxx.2022-039.

中-下地幔散射体：探测方法、研究进展和展望

李 娟[1,2,5*]，陈思丹[1,2]，何小波[3]，王 巍[4]，杨 凡[1,2]

1 中国科学院地质与地球物理研究所 地球与行星物理院重点实验室，北京 100029

2 中国科学院大学地球与行星科学学院，北京 100049

3 浙江海洋大学海洋科学与技术学院 海洋探测与技术系，舟山 316022

4 美国南加州大学 地球科学系，洛杉矶 90007

5 黑龙江漠河地球物理国家野外科学观测研究站，中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029

摘要：得益于地震波传播理论的快速发展、数据分析方法日新月异的变化以及地震观测覆盖区域的增加，我们对地球深部的探测能力从原有的百千米尺度提升到目前的千米尺度. 地震层析成像研究很早就揭示出体积庞大的下地幔存在数千千米尺度的不均匀体，而对下地幔更小尺度上（约十千米至百千米）的认识则来自于基于台阵分析的高频地震散射波探测技术. 大量证据表明整个下地幔分布着数千米至数千千米不同尺度的速度不均匀体，其形成可能与俯冲至下地幔的洋壳和俯冲板片的岩石圈地幔物质密切相关. 因此，对下地幔不均匀体的探测及其分布规律和形成机理的认识，将有助于理解地球内部物质构成及其矿物相变、热化学结构等，进而深化我们对地幔流变性、地幔对流模式和地幔混合效率等地球内部热化学、动力学过程的认识. 本文聚焦于分布在约 700～2 000 km 中-下地幔深度的小尺度不均匀体/散射体，首先从散射体的定义和小尺度不均匀性的统计学描述出发，分别介绍探测下地幔小尺度散射体的地震波“探针”及探测方法的特点和局限性，简要回顾一些代表性研究；其后基于搜集到的 200 余个下地幔散射体数据，统计了散射体的深度部分布特点；最后针对下地幔散射体探测方法中的问题给出思考，并对该研究方向进行了展望.

关键词：中-下地幔；散射体；台阵技术；地震波探针；不均一性

doi：10.19975/j.dqyxx.2022-039 **中图分类号**：P315 **文献标识码**：A

Mid-lower mantle scatterers: Detection methods, research progress and prospect

Li Juan[1,2,5*], Chen Sidan[1,2], He Xiaobo[3], Wang Wei[4], Yang Fan[1,2]

1 Key Laboratory of Earth and Planetary Physics, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2 College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3 Department of Ocean Exploration and Technology, Zhejiang Ocean University, Zhoushan 316022, China

4 Department of Earth Sciences, University of Southern California, Los Angeles, CA 90007, USA

5 Heilongjiang Mohe Observatory of Geophysics, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Abstract: Thanks to the rapid development of seismic wave propagation theory, emerging of data analyzing methods, and the increasing coverage of the seismic exploration, our ability to probe deep into the Earth has been increased from the scale of 100 kilometers to the scale of kilometers at present. The existence and wide-distributed

收稿日期：2022−04−24；**录用日期**：2022−06−18

基金项目：国家自然科学基金资助项目（42074063）；中国科学院地质与地球物理研究所重点部署资助项目（IGGCAS-201904）

Supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 42074063), and the Key Research Program of the Institute of Geology & Geophysics, CAS (Grant No. IGGCAS-201904)

***通信作者**：李娟，研究员，主要从事行星与地球深部结构和动力学过程研究. E-mail：juanli@mail.iggcas.ac.cn

heterogeneities at a scale of thousands of kilometers in the massive lower mantle have been revealed by seismic tomography for a long time, while the knowledge of smaller scales (~10～100 km) has come from high-frequency seismic scattered wave detection techniques that are mainly based on array analysis. A growing body of evidence shows that multiple-scale heterogeneities distribute through the Earth's entire lower mantle; the heterogeneities have been attributed to basaltic oceanic crust and its underlying lithospheric mantle. Therefore, detecting and characterizing of their distribution and formation mechanism will help understand the material composition, mineral phase transformation, and thermochemical structure of the Earth's interior. Furthermore, they shed light on the thermochemical and dynamic processes of the Earth's interior, such as mantle rheology, convection, and mixing efficiency. This review focuses on the small-scale heterogeneities/scatterers distributed in the mid-lower mantle at a depth of ~700～2 000 km. Firstly, from the perspective of the definition of the scatterers and statistical description of small-scale heterogeneities, we introduce a variety of seismic waves, acting as the "probes" for the small-scale heterogeneities in the lower mantle, and then summarize the characteristics and limitations of available detection methods. Moreover, some representative studies are briefly reviewed. Based on the data of more than 200 lower mantle scatterers collected from previous publications, we characterize the distribution of scatterer's depths. Finally, we point out some unsolved problems in the detection method of lower mantle scatterers and propose the prospect for future research directions.

Keywords: middle-lower mantle; scatterer; array processing techniques; seismic probe; heterogeneity

0　引　言

下地幔通常是指地球内部~660 km 至~2 890 km 深度核幔边界范围内的区域（Dziewonski and Anderson, 1981），它将上覆的地幔过渡带（MTZ）及下方的核幔边界区域（CMB）分隔开来，是地球内部体积和质量最大的圈层. 地幔原岩模型认为下地幔主要由橄榄石的高温高压相变矿物布里奇曼石和铁方镁矿构成，因此很多学者认为其总体化学成分与上地幔基本一致（Hyung et al., 2016; Wang X et al., 2015; Wu, 2016; Zhang et al., 2013）. 早期研究显示，体积庞大的下地幔似乎较为“沉闷”，相比于上地幔展现出较少的结构特征，因此认为其物质构成总体均匀（Dziewonski, 1984; Gudmundsson et al., 1990）. 随着地震波传播理论的发展、地震观测和数据分析方法的进步，特别是不同尺度、高精度地震学层析成像研究以及现代地震台阵技术的应用，已明确揭示出从下地幔顶部到底部的核幔边界处，都具有数千米至数千千米不同空间尺度的速度和密度不均匀结构，其形成很可能和进入下地幔的俯冲洋壳、俯冲板片以及核幔边界处的“大规模低剪切波速区域”（LLSVP）有关（如, Grand, 2002; 黄周传, 2022; Kaneshima, 2016; van der Hilst et al., 1991; Waszek et al., 2018; Weber and Wicks, 1996; 朱介寿, 2000）.

本文将重点介绍中地幔深度范围内（700～2 000 km）小尺度散射体探测的相关研究和进展；对于下地幔底部、D″层和核幔边界区域，由于其热、化学过程剧烈而复杂，多尺度不均匀性显著，探测方法更加灵活多样、具有特色，其相关研究内容远非本文能一一涵盖的，将只在必要地方简要提及. 关于 D″层的矿物物理实验进展和地震探测的结果可以参阅 Jackson 和 Thomas（2021）评论文章.

对下地幔不均匀体分布特征、物理性质及产生机理的认识，直接关系到地幔物质构成、地幔对流和混合效率等地球内部动力学过程相关的科学问题. 对来自地球深部样本的地球化学和矿物物理分析可以为地幔不均匀性提供最直接的约束，但迄今来自于下地幔的矿物样本比从月球返回的样本还要稀缺（Kaminsky, 2012）. 因此地震波，特别是散射地震波场成为探测、表征和约束下地幔不均匀性的有效工具. 本文所涉及的下地幔散射体主要是指数千米到数百千米尺度的弹性性质发生变化的小尺度不均匀体，其空间尺寸远小于全球地震层析成像可检测的分辨率.

文章将从散射体的概念和小尺度不均匀性的统计学描述入手，引入探测下地幔小尺度结构的地震波“探针”概念，重点介绍利用地震激发的多种类型散射波场探测下地幔散射体的原理、方法，并对基于地震干涉理论的背景噪声互相关提取下地幔体波信号的方法和应用加以介绍；还将探讨散射体的深度分布规律；最后对下地幔不均匀体探测方法中存在的问题给出思考和研究展望.

1　地幔小尺度不均匀性的刻画及波场模拟

在地震观测记录中，存在诸多难以用一维或大尺度速度平滑的地球模型解释的地震波信号，一般可将这些信号归因于不均匀体粗糙界面上产生的反射和散射（Chang and Cleary, 1981）. 散射即为当介质中存在与地震波长尺寸接近的异常结构时，地震波场会在传播过程中发生畸变，使得部分地震波能量转移到新的路径上. 当地震波长与地幔不均匀体/散射体/结构异常体的尺寸接近时，散射作用会显著改变高频地震波形（Sato et al., 2012）.

过去几十年里，地震学研究已揭示出地幔小规模非均一性的广泛存在，尤其是高频 (~1 Hz) 地震波场明确提供了下地幔深部存在千米级结构的证据（如, Cleary and Haddon, 1972）. 由于地震事件和台站分布的不均匀、散射波信号的微弱，以及当异常体的尺寸接近或小于地震波波长时，利用数值方法有效快速正演模拟高频地震波的传播较为困难，进而难以开展对下地幔小尺度不均一性的全球性反演成像研究. Aki（1969）较早提出了一种基于统计学的描述地球介质不均匀性方法，被广泛用于定量描述地壳、地幔、核幔边界，直至内核的全球或局域小尺度不均一性结构中（如, Aki and Chouet, 1975; Shapiro and Ritzwoller, 2002; Shearer and Earle, 2004; Wang and Vidale, 2022; Zhang et al., 2018）.

对于全球性下地幔小尺度不均匀性的研究也大都遵循这一思路. 假设小尺度不均一体的分布是随机的，可以用数学上不同类型的概率密度分布，例如冯卡门型（Von Karman）、高斯型或指数型的自相关函数或功率谱密度函数来表述异常体的空间和弹性性质扰动分布（图 1, Sato et al., 2012; 徐涛等, 2007），类似于地壳中的测井数据观测（Holliger, 1996; Savran and Olsen, 2016）；通过比较观测和正演地震记录中的散射波能量等特性（例如包络线）获取相关尺度、扰动量幅度等统计参数，进而刻画小尺度不均匀体的分布统计特性. 例如，Hedlin 等（1997）以及 Mancinelli 和 Shearer（2013）通过叠加全球台网记录的 PKP 前驱波包络线得到振幅随震中距的变化特性，进而研究了地幔非均匀体的深度分布特征. 他们的研究指出在地幔最深部的 1200 km 内速度扰动均方根为 0.1%，非均匀性互相关尺度在 2～30 km 之间（Hedlin et al., 1997; Mancinelli and Shearer, 2013）.

通过模拟地震波在小尺度不均一的地幔中的传播有助于约束中-下地幔的速度结构，进而讨论小尺度不均匀体的物质属性和形成的温压条件. 由于介质自身的复杂性，计算非均匀介质中地震波传播只在少数条件下具有解析解，比如弱不均一介质中的单次散射（Aki and Chouet, 1975; Leyton and Koper, 2007）和全空间各向均匀介质中的多次散射（Wu, 1985; Zeng, 1991），因此在考虑复杂散射体模型的时候，多采用数值计算的方法模拟地震波在非均一介质中的传播. 随着大型计算机计算能力的飞速提高，有限差分方法和谱元法等数值计算方法得到了充分发展，从最早仅能模拟局部区域二维随机散射介质中地震波传播（Frankel and Clayton, 1984, 1986），发展到近二十年三维全球波场的计算（Komatitsch and Tromp, 2002; Nissen-Meyer et al., 2014）. 但是数值模拟方法依旧面临在计算中、高频地震波波场时计算量大这个难题，因此对于三维全球波场的模拟，一般无法计算高于 1 Hz 的波场，从而无法模拟和解释下地幔或者地核高频散射波的观测.

为了克服这一难题，借鉴了粒子物理和天体光学物理输运方程，Wu（1985）引入辐射转移理论解决了多次散射条件下散射衰减和本征衰减的分离问题. 基于此方法，地震学家们进一步发展了基于辐射转移理论的蒙特卡罗方法，从而可以模拟更加复杂的介质中多次散射的地震波能量场（Gusev and Abubakirov, 1987; Hoshiba, 1991; Margerin et al., 2000; Shearer and Earle, 2004; Yoshimoto, 2000）. 这种方法的优势是可以快速模拟全球高频（>1 Hz）多次散射的波场，从而成功利用较高频的深部散射震相的观测来解释地球深部的不均一结构（如, Hedlin et al., 1997; Peng et al., 2008; Shearer et al., 1998）. 关于辐射转移理论和蒙特卡罗模拟的方法细节可以参考 Shearer 和 Earle（2004）以及 Sato 等（2012）.

2　基于地震事件的台阵探测方法和观测

下地幔不均一性的探测难度较大. 一方面，地球深部的不均一性比地壳、上地幔中的不均一性弱；另一方面，很难区分来自地球内部的弱散射与台站

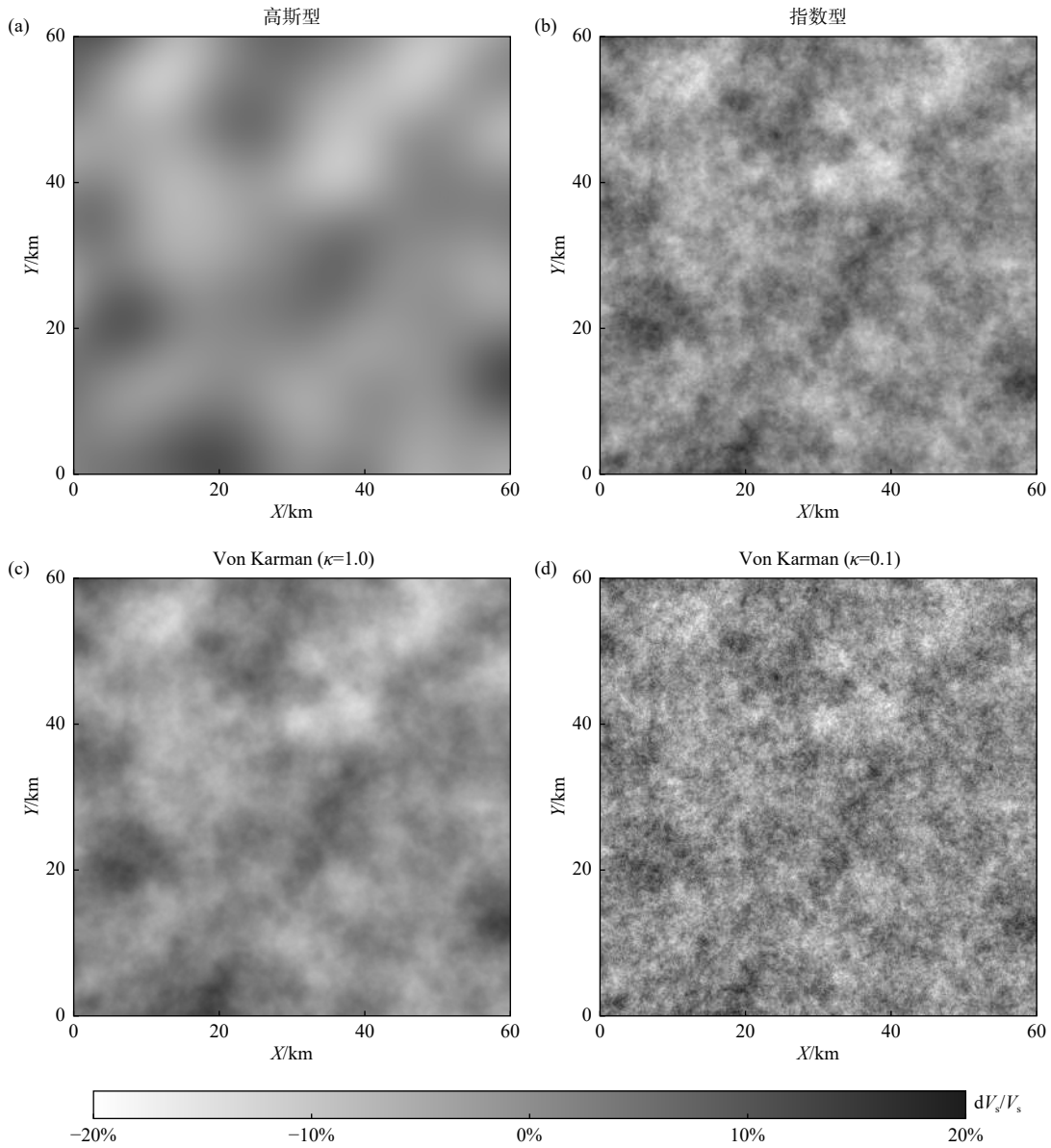

图 1　不同模型的二维随机速度扰动示例.（a）高斯型，a=5 km，σ=0.05，其中 a 是代表相关长度，反映散射体的特征长度，σ 是 RMS（root mean square）速度扰动.（b）指数型，a=5 km，σ=0.05.（c）Von Karman 型，a=5 km，σ=0.05，κ=1.0，κ 控制大尺度和小尺度异常体的比例.（d）Von Karman 型，a=5 km，σ=0.05，κ=0.1

Fig. 1　Example of two-dimensional random velocity disturbance of different models. (a) Gaussian type, a=5 km, σ=0.05, where a represents the correlation length, reflecting the characteristic length of the scatterer, σ represents RMS (root mean square) velocity disturbance. (b) Exponential type, a=5 km, σ=0.05. (c) Von Karman type, a=5 km, σ=0.05, κ=1.0, where κ controls the proportion of large-scale and small-scale abnormal bodies. (d) Von Karman type, a=5 km, σ=0.05, κ=0.1

下方岩石圈的强非均一性对地震波场的影响. 使用现代地震台阵技术分析来自下地幔的不同类型散射波，是目前最为有效的探测下地幔小尺度不均一体及其几何、物性变化的手段.

地震波场的某些部分（图 2）特别适合地球深部散射体的探测. 当在传播路径上存在弹性性质和/或密度发生变化的小尺度异常结构时，产生的散射波通常会以主震相，即沿震源—台站射线路径传播的地震波的前驱波（precursors）或后至波（postcursors 或者 coda）形式抵达观测台站，在波形记录中表现为主震相之前或之后出现的微弱信号. 这些地震散射震相就成为研究地球内部小尺度结构的灵敏“探针”. “探针”的波长决定了可以探测、成像的散射体结构尺寸，例如 1 Hz 以上的远震高频 P 波，可以探测到的散射体尺寸通常在 1～10 km 范围内. “探针”可以是 P 波或 S 波波场相关的散射波，但 S 波的周期长，因而检测地球小尺度结构的能力较为有限（Shearer, 2007）. 这里将重点介绍与 P 波波场有关的系列散射波“探针”，包括 S-P 转换波、P-P 前驱波和尾波、P′P′前驱波

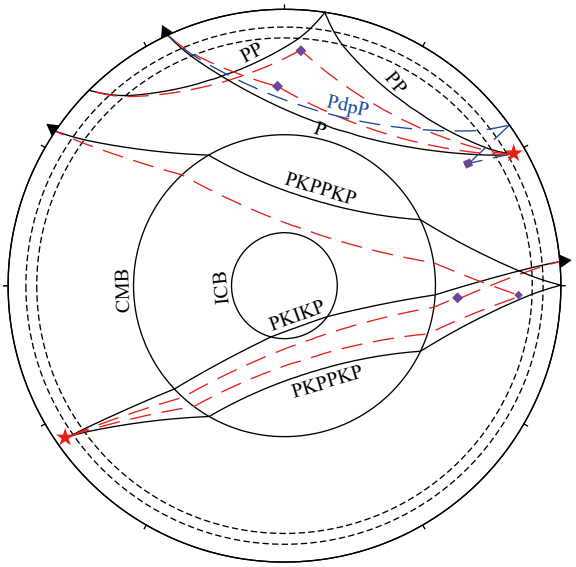

图 2　散射波射线路径示意图. 菱形为深部地幔散射体，五角星为地震事件，三角形为地震台站. 实线代表地表台站接收到的不同体波震相的射线路径，如直达 P 波、PP、PKPPKP 以及 PKIKP 波. 虚线代表上述体波震相，经过深部地幔散射体散射后的射线路径. 图中还示意了一种新震相 PdpP 的射线路径，原 PP 震相经由散射体散射，到达地表反射一次再被台站所接收

Fig. 2　The schematic diagram of scattered wave ray path. The diamonds represent deep mantle scatterers; the pentagrams represent seismic events and the triangles represent seismic stations. The solid lines represent the ray paths of different body wave seismic phases received by surface stations, such as the direct P, PP, PKPPKP and PKIKP waves. The dotted lines represent the ray paths of the seismic phases scattered by the deep mantle scatterers. The figure also shows the ray path of a new seismic phase PdpP. The original PP seismic phase is first scattered by the scatterer, and then reflected on the surface once, before received by the seismic station

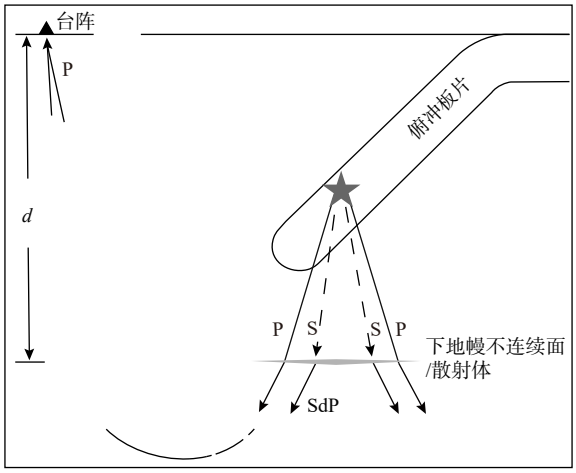

图 3　SdP 转换波示意图. 震源发出的 S 波遇到地幔中深度为 *d* 的不连续面或散射体，发生 S-P 波的转换，最终被地表台站所接收

Fig. 3　The schematic diagram of SdP converted wave. The S-wave that emitted by the source will meet the discontinuity or scatterer located at depth of *d*; it will then convert to P wave before received by the station

（即 PKPPKP 前驱波）、PKP 前驱波及其他类型散射波的探测研究（图 2）.

2.1　S-P 散射波

S-P 散射波是指震源发出的 S 波遇到地幔中的反射面或散射体，发生 S-P 转换/散射后产生的地震波，在震源侧或接收台站侧均可发生（图 3）. 震源侧的 S-P 散射波在直达 P 波后的有限时窗内抵达，更易观测到，其主频率较高，约为 1 Hz，是探测下地幔可能存在的间断面或不均匀体的重要地震信号（如, Kawakatsu and Niu, 1994）. 由于以下几点原因，一般将这类地震波视为散射波，而不是通常意义下的转换波：（1）作为直达 P 波的后续震相通常偏离既定的大圆路径；（2）理论上 S-P 的慢度小于直达 P 波，但在很多实际观测中，却显示出正的慢度异常值；（3）邻近区域多个地震事件的 S-P 波的转换深度往往不一致，甚至相差很大. 因此，我们更一般性地将它们视为散射波，而不是大尺度或全球性间断面上的转换波.

台阵技术在探测下地幔散射体时起到了至关重要的作用. 地震台阵分析方法发展自 1960 年代，是一类用于提高微弱天然地震信号和核爆信号检测、监测能力的方法（Rost and Thomas, 2002）. 利用不同“探针”探测下地幔散射体的过程中广泛用到了台阵技术. 这里将以 S-P 散射波“探针”为例，结合下地幔小尺度散射体探测的特点，详细介绍包括聚束方法（beamforming）、速度谱分析（velocity spectral analysis）、频率-波数域分析以及偏移分析等（Rost and Thomas, 2009）台阵技术的原理和应用.

聚束是一种提高数据信噪比、消除不必要干扰源信号，实现深部微弱信号检测的技术. 聚束方法最早源自相控阵雷达领域，用于目标的搜索和跟踪. 聚束方法可实现信号在发射端和接收端的改造，前者可激发定向的信号源，后者可实现从多方向数据集中提取相关方向的信号. 早在 1960 年代，Bodine 等（1956）基于聚束方法提出可产生特定方向地震波的思想，实现了源端单频信号源的控制，该方法主要运用在地震勘探领域，通过精确控制各震源的起震时间或相位，实现特定方向地震波的激发. 而接收端聚束方法的运用最早是在天然地震领

域，例如，Shen（1979）采用自适应聚束方法检测到来自地球深部的微弱信号，证明了聚束方法具有压制地震背景噪声的能力.

大多数台阵方法都假设入射波以平面波的形式到达阵列，这对于远震事件的波前面是一个很好的近似. 台阵记录到的某个震相在各个子台站之间具有相似或相近的波形，只是到时有一定的偏移. 将以一定后方位角和慢度传播的记录信号进行适当的时间偏移后叠加，则所有与后方位角和慢度相匹配的信号会增强，聚束方法因而可以有效分离记录信号的相干和非相干部分（Douglas, 1998; Rost and Thomas, 2002）. 在叠加过程中，慢度矢量是关键. 基于不准确的慢度和后方位角值的叠加会削弱信号振幅并导致信号失真. 同时，台阵下方的波速局部变化也可以造成慢度和反方位角偏离理论值（Berteussen, 1976; Krüger and Weber, 1992）. Vidale（2019）提出了利用“对跖点事件”（antipodal event）校正近垂直入射条件下，由于台阵下方的波速局部变化导致慢度和反方位角偏离的方法，但是大角度入射条件下的偏离仍然缺乏有效方法加以校正. 因此，聚束方法对于分布相对均匀的中、小孔径台阵，波形表现出相似或相干的阵列较为适用.

速度谱分析是常用的提取台阵记录中相关信号的到时、慢度信息的方法，是在波形聚束的基础上获取速度能量谱随时间变化图像的分析过程. 多台站叠加压制了噪声信号，极大增强了相关信号. 通常认为速度谱图中的能量显著点指示了相关信号的入射，进而可以拾取信号的到时、慢度等信息，并分析其来源. 常用的叠加方法有简单的线性或非线性叠加，后者包括 N 次根叠加（Kanasewich et al., 1973; Muirhead, 1968）、相位加权叠加（Rost and Thomas, 2002; Schimmel and Paulssen, 1997）和双重自助叠加方法（dual bootstrap stack, DBS, Korenaga, 2013）等. 相比于线性叠加，N 次根叠加可以更好地突出相关信号，并提高慢度分辨率（Muirhead and Datt, 1976; 周元泽和王卓君, 2011），但会造成波形的畸变，因此无法从叠加结果中直接提取有效波形信息. 在实际应用中，多采用线性和非线性叠加相互配合的方式准确提取主能量团的到时、慢度和振幅特性. 由于 S-P 散射波和直达 P 波在远场的射线路径几乎重合，其相对到时差主要取决于散射体距震源的深度，因此可以较为精准地确定散射体的空间位置.

在实际观测中，由于中下地幔散射体的尺度较小，且几何形态不规则，产生的 S-P 散射波往往会偏离震源-台站的大圆弧面方向，因而还需要辅助其他台阵分析手段，例如频率-波数分析，对信号的入射方向进行确定. 频率-波数分析是一种可以同时提取相关信号慢度和入射后方位角的方法. 通常的做法是，截取台站观测记录一定时窗内的波形，将其变换到频率-波数域后进行叠加. 因为可以对水平面一定范围内的波数进行计算，得到不同方向和慢度下该波形记录叠加后的能量，对应的能量最强处就代表了搜索到的入射信号. 该方法对信号有较高的频率分辨率，但对时窗的选取要谨慎. 通常在完成速度谱分析并读取到时后，在目标信号附近很短的时窗（一般为几秒钟）内做分析，可以得到稳定有效的结果.

基于地震台阵记录的偏移成像方法也被广泛用来精确确定地幔深部异常体的空间位置. 地震偏移成像技术的核心是把在地表观测到的地震波能量投射归位到地下的某位置处. 下地幔散射体探测中较为常用的有 Semblance Coefficient 方法（SC 方法）和 Joint Likelihood（JL 方法）方法等（Kaneshima and Helffrich, 1998; Kaneshima, 2019; Neidell and Taner, 1971）. 其基本原理都类似于地震勘探中的偏移过程（图 4），即将感兴趣的有限区域划分为离散的三维网格点，视每个网格点为潜在的散射点，从震源和台站两端追踪地震射线路径到每个离散化的散射点，定义一个波形相似系数（如 SC 值或 JL 值），计算每个潜在散射点上的波形相似系数值，该值越大，存在相关信号的可能性就越高，该点为真实散射点的可能性也就越大.

应用 SP 散射波“探针”探测下地幔不均匀体的优点主要体现在：（1）由于入射 S 波和散射 P 波之间存在较强的速度差异以及主频较高（~1 Hz），在定位下地幔散射体时具有很高的分辨率（Kaneshima, 2016）；（2）在地震波形记录中偶尔会出现信噪比极高的 S-P 波震相，甚至在单个波形记录中都可肉眼观测到，因此可以通过对该震相的波形分析来获知散射体的几何特性和弹性性质（如, He and Zheng, 2018; Kaneshima and Helffrich, 1999; Niu, 2014; Yuan et al., 2021; Zhang B et al., 2020）. 该方法的局限性表现为：（1）作为 P 波的尾波，微弱的 S-P 散射波通常会被深度震相 pP、sP 湮没掉，因而可利用的信号时窗有限；（2）尽管理论上可以利用浅源地震探测更大深度范围内的异常体，但在实际分析中，为了避免复杂震源过

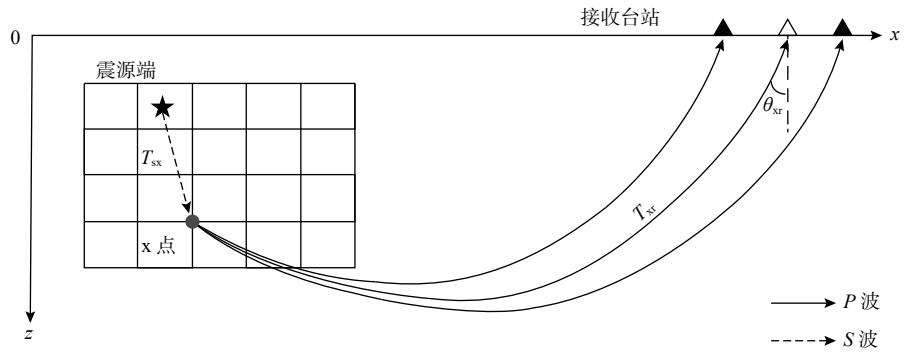

图 4　偏移成像示意图. x 为散射点，T_{sx}表示震源到散射点的旅行时，T_{xr}表示散射点到接收台站的旅行时. θ_{xr}表示入射角

Fig. 4　Schematic diagram of migration imaging. The x represents a scattering point, T_{sx} represents the travel time from the source to the scattering point, and T_{xr} represents the travel time from the scattering point to the station. θ_{xr} represents the angle of incidence

程、深度震相以及地表、地壳浅层多次反射波的干扰，通常都会选用发生在俯冲地区的中等强度中深源地震事件，因此 S-P 散射波方法可以探测的地幔空间范围有限，一般只局限在现今仍然活跃的俯冲带地区.

S-P 散射波“探针”是应用最为广泛的下地幔散射体探测方法（如, Wang and He, 2020; Yang and He, 2015），相关研究很多，这里仅介绍部分典型的围绕环太平洋俯冲带开展的应用研究. Kawakatsu 和 Niu（1994）较早利用深源地震产生的 S-P 转换波及台阵叠加方法，揭示了汤加俯冲带、日本海及印尼弗洛勒斯海域存在 920-km 深度间断面，并推测可能是全球性间断面. Castle 和 Creager（1999）发现伊豆-小笠原海沟下地幔中存在南北走向的倾斜不均匀体，结合层析成像结果认为与俯冲的古老洋壳有关. Vinnik 等（2001）则发现了环太平洋地区存在 900-km、1 200-km 及 1 700-km 深度的中、下地幔间断面，认为有可能是全球性的间断面，但在深度和强度上存在横向差异. Kaneshima 和 Helffrich（1999）通过对马里亚纳一次主震及其前震、余震的研究，揭示出下地幔中部存在着弹性性质变化较大的不均匀体；其后续研究（Kaneshima and Helffrich, 2003）继续揭示出马里亚纳东北区域 1 000～1 850 km 深度范围内存在多条近平行的异常体；在西太平洋地区也陆续发现了小尺度（~10 km）散射体的存在，认为可能是早期地幔混合的结果（Kaneshima and Helffrich, 2009, 2010）. Li 和 Yuen（2014）在我国东北、俄罗斯锡霍特山以及日本海地区发现了分布于 920～1 200 km 深度处的散射体，由于散射体和现今滞留在地幔过渡带内的俯冲太平洋板块在空间位置上不相关，认为它们是古 Izanagi 板块俯冲进入下地幔的残留体. He 和 Zheng（2018）在伊豆-小笠原、秘鲁等俯冲地区 930～1 500 km 深度处探测到多处下地幔散射体信号，认为和俯冲过程产生的小尺度组分异常相关. Haugland 等（2017）利用南美洲深源地震在 USArray 台阵的波形记录，在 1 750 km 深度处探测到 10 km 厚的散射体. 尤为特殊的是，这些记录的 S-P 震相振幅异常显著，极性为负，非常适合开展细致的波形正演模拟. 结果表明散射体的 S 波速度异常在−1.6%～−12.4% 之间，代表了俯冲进入下地幔的洋中脊玄武岩残片，可以用该深度温压条件下后斯石英相变产生的剪切软化效应来解释. Ritsema 等（2020）注意到 USArray 台阵记录中，有两次深源地震事件在横跨 2 000 km 的所有台站记录中都展示出较为清晰的 S-P 震相，且表现出先负后正的极性. 通过对极性和波形特征的正演模拟明确揭示出约 10～20 km 厚的洋壳在下地幔顶部发生弯折，表明俯冲洋壳即使在俯冲到黏性陡增的下地幔后，仍能保持 10～20 km 的厚度.

2.2　PP 前驱波

PP 前驱波是 P 波在间断面或异常体底部一次反射后的震相，其慢度和在自由表面反射的 PP 波接近但略小于 PP 波. PP 前驱波可能源于上地幔间断面上的对称反射（如, Shearer, 1990），也可能来自于地表或者深部界面/异常体的非对称反射（如, Weber and Wicks, 1996）（图 2）. 宽频带地震记录中的 PP 前驱波常被用来探测全球性地幔间断面——660-km 和 410-km 界面的起伏和性质变化（如, Rost and Weber, 2002），但由于周期较长，主频通常都低于 20 s；因此，相应的菲涅尔带

（Fresnel zone）大，分辨率较为有限（如, Day and Deuss, 2013）.

这里提及的 PP 前驱波是指在远场波形记录中，PP 波之前数十至百秒抵达，可以在高频、宽频带地震台阵中观测到的短周期地震波能量，其主频约为 1 Hz，在定位下地幔散射体时具有较高的分辨率（Bentham and Rost, 2014）. 与 S-P 散射波不同，PP 前驱波的散射点不局限于震源附近区域，因此利用台阵分析技术搜索大圆路径附近一定区域内的地震波能量就可以获得散射体的全球性分布（如, Bentham and Rost, 2014; Rost et al., 2008）. 由于 PP 前驱波信号十分微弱，要想进一步利用波形的振幅信息获取可靠的散射体弹性性质和几何尺寸等则较为困难.

Rost 等（2008）较早利用短周期地震台阵 PP 前驱波观测研究了下地幔不均匀体的全球性分布. 在观测记录图中，发现了很多偏离大圆路径的高频 PP 前驱波能量，认为是由下地幔小尺度不均一体产生；在汤加、马里亚纳海沟下方的散射体的空间分布还勾勒出一条连续、延伸到至少 1 000 km 深度的倾斜结构，和古老的大洋岩石圈俯冲相关. Bentham 和 Rost（2014）利用偏离大圆路径的 PP 前驱波，在西北太平洋俯冲地区下方探测到约 300 个不均匀体，分布于伊豆-小笠原/马里亚纳俯冲地区的系列散射体则勾画出一个倾斜、延伸到 1 480 km 深度的准平面结构；在古印度尼西亚（Ancient Indonesian）俯冲海沟附近，发现了直至 1 880 km 的准平面散射结构. 实际上，他们认为这些观测到的 PP 前驱波大部分是由于地壳或上地幔散射体造成. Bentham 等（2017）通过对全球台网叠加的 PP 前驱波包络线的能量分析，提出下地幔 1 000～1 800 km 范围内统计意义上的不均匀性强度为 1%.

2.3　P'P'前驱波

P'P'前驱波即 PKPPKP 前驱波（图 2），提供了另一种探测全球范围下地幔散射体分布的方法，其主频高（可以达到~1 Hz），入射角较小且具有近对称的菲涅尔带，因此在检测小尺度异常时横向分辨率可以达到~200 km，垂向分辨率可达~5 km（Schultz and Gu, 2013）. LeStunff 等（1995）利用 P'P'前驱波探测到了中地幔散射体，认为是非洲南部下地幔顶部 785-km 深度处的间断面. 之后的研究则发现他们观测的 P'P'前驱波信号应该是非对称路径的 $PKPP_{diff}$ 或 $P_{diff}PKP$ 震相（Zhang B et al., 2020），因而新的结果不支持非洲南部 785-km 间断面的存在.

Schultz 等（2014）提出了基于反卷积、叠加、Radon 变换和深度偏移的数据分析步骤，利用 P'P' 前驱波探测到纳斯卡-南美洲俯冲带 700～800 km 深度的异常体，同时还探测了地幔过渡带深度的反射界面，并对界面的性质，例如尖锐程度（sharpness）等做了细致讨论. Rost 等（2015）则较为系统地探讨了利用中等孔径台阵 P'P'前驱波探测不同深度下地幔散射体的能力；其后 Frost 等（2018）系统地利用中等孔径台阵 P'P'前驱波探测和定位了下地幔中散射体的位置，发现下地幔顶部及底部 D″层内的散射体最为丰富，并分析了下地幔散射体与大尺度速度层析成像、横向速度梯度变化、深部热点和俯冲板片位置的空间相关性，探讨了下地幔散射体的动力学成因.

2.4　PKP 前驱波

PKP 前驱波（图 2）通常被认为是由 D″层、CMB 的地形起伏或下地幔最底部的不均一性造成（如, Shearer et al., 1998; Wen and Helmberger, 1998; 左兆荣, 1983）. PKP 是透过外核的 P 波——PKP_{bc} 和 PKP_{ab} 两支在核幔边界处发生散射，以 PKP_{df} 的前驱波形式被观测到. 这类高频前驱波的振幅通常较强，很早就在地震记录图中观测到（Gutenberg and Richter, 1934）. Cleary 和 Haddon（1972）较早分析了这类散射地震波能量的来源，也正由于其对核幔边界区域以及地幔最深部异常结构的独特敏感性，PKP 前驱波得到了广泛的应用.

利用 PKP 前驱波探测散射体的问题主要体现在，定位的分辨率往往很低，尤其是散射体的深度；且源侧散射和接收侧散射均会出现非唯一性. 对于这种散射，通常很难研究单个散射体的特性，因此多用随机过程来描述（Hedlin et al., 1997; Hedlin and Shearer, 2000）. 如果可以较高精度获得与 PKP_{df} 相关的射线方向和到时，则可以用于刻画局部散射体的特征（如, Cao and Romanowicz, 2007; Frost et al., 2013; Ma and Thomas, 2020; 沈旭章和周蕙兰, 2009; Thomas et al., 1999; Wen and Helmberger, 1998）.

2.5　P-S 散射波

从震源处发出的 P 波在地球深部的界面或者散射体上发生散射，生成 Ps 散射/转换波. 其探测方法和分析过程与接收函数方法探测 Moho 面、地幔过渡带间断面基本一样.

Shen 等（2003）在冰岛、夏威夷等存在热物质上涌的地区发现了中地幔 1 050 km 深度处的不连续面，认为其不是全球性间断面，界面上下速度的变化支持地幔内部存在不同化学储库的地幔动力学模型. 在地中海地区地震记录的接收函数波形上，出现了对应于下地幔 860 km、900 km、1 200 km 和 1 320 km 深度上的 Ps 转换波，暗示了在局部地域存在对应深度的反射界面（van der Meijde et al., 2005）. Jenkins 等（2016）利用 P-S 转换波研究了西欧下方的下地幔浅部不均匀性，发现欧洲和北大西洋下方 800～1 400 km 深度范围内存在地震速度跳跃，主要出现在 975～1 050 km 深度之间，并认为这种不均匀性是由化学性质不同的地幔柱物质的相变引起，也或者是由上升地幔柱裹挟的小尺度化学不均匀体所引起.

2.6　其他地震散射波探测方法

剪切波类型的散射波也可以作为探测下地幔不均匀体的“探针”. 例如 ScS 多次反射波、SS 前驱波等，它们的优点是可以探测台站稀少的海域地区地下深部间断面的起伏或异常体的存在. Courtier 和 Revenaugh（2008）利用 ScS 多次反射波提取了 SH 波反射率随深度的变化，检测到北美洲和汤加地区下地幔存在明显的波阻抗界面，解释为中地幔深度的界面或者散射体. 但 ScS 多次反射波的主周期一般都低于 20 s，难以识别小尺度异常体.

SS 前驱波是更为常用的探测中、大尺度异常结构的“探针”，它不受观测台站和地震事件不均匀分布的约束，可以探测散射体的全球性分布. Waszek 等（2018）利用长周期 SS 前驱波，系统探寻了全球范围的下地幔反射体（reflector）的分布和特征，在 800～1 300 km 深度范围内发现了横向尺度 500～2 000 km 的反射体，叠加后的前驱波呈现出不同的地震波极性，与地震层析成像给出的速度异常的相关性也暗示了中、下地幔深度范围内广泛存在物质成分的不均一.

在震中距大于 80°的远场地震记录中，PP 还存在另一种类型的前驱波（记为 PdpP 或 PPdp 波），通常在速度谱图中可以清楚看到. 它们往往在 PP 震相之前 20～50 s 时窗抵达，慢度更低，介于直达 P 波（或 P_{diff} 震相）和 PP 波之间（袁野，2021）. PdpP 波代表了从震源出发的 P 波在深度为 d 的反射/散射体顶部反射后又在地表发生一次反射后的震相（图 2），可视为震源侧的反射；而 PPdp 波则是对应的在台站下方某深度散射体上的反射波. 如果严格沿着大圆路径传播，这两个 PP 前驱波信号将具有同样的走时和慢度. 袁野（2021）利用这种特殊的 PP 前驱波，在斐济-汤加下方探测到了分布在 700～1 500 km 深度范围内的一系列中地幔散射体，通过对能谱图的正演模拟表明其尺度至少要大于 10～20 km，且西北-东南向的横向分布范围至少大于 3 500 km. 这样广泛的分布意味着该散射体很可能和停滞在 1 000 km 深度处的俯冲板块有关.

3　背景噪声提取体波探测下地幔散射体

随着对地震波传播理论的深入认识、计算能力的提升和观测数据的增加，以地震干涉理论为基础的地震背景噪声成像方法得到迅速发展. 通过台站之间的背景噪声互相关函数可以得到台站间近似的格林函数，进而获取较高分辨率的地球介质速度成像（图 5）. 由于面波噪声源在背景噪声源中占主导地位，很容易从相关函数中提取出来，地震背景噪声面波成像在过去十几年里迅速发展成为获取高分辨率的地球浅部及上地幔速度成像的一种常规手段.

从地震背景噪声中提取体波，特别是来自于深部地幔的体波信号极具挑战性. 主要原因在于：（1）大部分噪声源都位于地球表面，产生稳相体波信号的噪声源有限，体波稳相区狭窄；（2）体波信号相对于面波信号能量弱、频率高、衰减更快（Forghani and Snieder, 2010）. 近年来，随着对噪声源的深入认识以及密集观测数据的获得，噪声提取体波信号已获得成功并逐渐应用于地球内部结构的解译中. 例如，从背景噪声中提取莫霍面反射波（Xie et al., 2021; Zhan et al., 2010）以及上地幔间断面反射体波（如, Feng et al., 2017; Poli et al., 2012）；从 5～40 mHz 的长周期背景地震波场（seismic hum，也叫“地嗡”，Benioff et al., 1959）中提取全球尺度多种类型体波传播；从地震尾波中提取通过内核的 PKIIKP-PKIKP 两次往返波

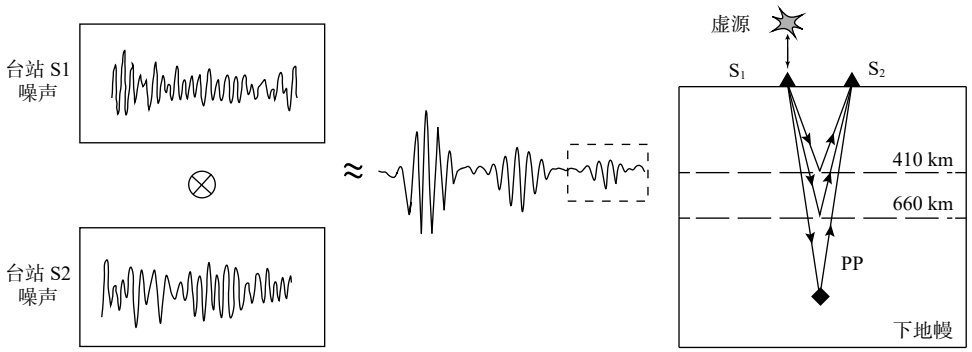

图 5　背景噪声互相关示意图. 台站S_1与台站S_2记录到的环境背景噪声进行互相关运算，等效于将一个台站当作虚拟源，另一个台站当成接收器，可以提取来自地球深部不连续面的反射信号

Fig. 5　The diagram of the method of noise cross-correlation. The cross-correlation operation between the environmental noise that recorded by the station S_1 and the station S_2, is equivalent to taking one station as a virtual source and the other station as a receiver, and it can be applied to retrieve the body waves reflected from the discontinuities interior the Earth

（Wang T et al., 2015）等，都是近年来颇具代表性的地震噪声提取体波信号的研究工作.

Zhang L 等（2020）首次尝试了从地震背景噪声中提取来自下地幔散射体的体波信号. 研究者们利用东北亚地区布设的密集地震台阵数据，在前人提取上地幔间断面反射体波方法的基础上发展了共反射点短程叠加方法，用以突显更加微弱的来自下地幔散射体上的信号. 在叠加后的波形中，不仅清晰观测到地幔过渡带上下界面的 PP 反射波，同时在部分曲线 200～220 s 处发现了来自于下地幔的 PP 反射体波信号（图 6a）. 为确定该噪声提取信号的性质和位置，研究者们还对比分析了天然地震产生的远场 S-P 散射波，发现地震噪声提取的 PP 体波信号反射点和天然地震 S-P 震相转换点的空间位置极其接近，很可能来自于同一个散射源. 对噪声 PP 震相和地震 S-P 转换波的联合波形模拟显示，当 S 波、P 波速度及密度异常分别为−7.2 %、0.2 % 及 0.6 % 时，理论地震图与观测结果拟合最佳（图 6b）. 这表明探测到的下地幔散射体可能源自俯冲并进入到下地幔的洋壳，很可能与古老的 Izanagi 俯冲板块在深部的残留体相关（Li and Yuen, 2014）.

4　下地幔散射体的深度分布

由于各种地震波“探针”具有不同的分辨率，地震波传播路径的差异也决定了其对不同构造区域采样的不同，因此对散射体的位置分布做简单比较并没有实质性的意义. 但散射体的深度分布可以反应地幔不均匀性在深度上的变化，蕴含了全球地幔深部结构、地幔流变性以及地幔对流相关的重要信息.

我们以 Kaminsky（2017）工作中统计得到的 1998—2017 年间下地幔不均匀体数据为基础，收集了 2018 年至今不同学者利用地震学方法探测到的下地幔散射体深度信息，共 206 个数据，其中绝大部分来自于 S-P 散射波“探针”的结果，还有部分来自 PP、SS 前驱波研究（He and Zheng, 2018; Kaneshima, 2018, 2019; Ritsema et al., 2020; Schumacher et al., 2018; Waszek et al., 2018; Yuan et al., 2021）.

从图 7 可以看出，地幔深部大致可勾勒出三个主要的非均匀区域：（1）660～1 300 km 的下地幔浅部是不均匀性最为强烈的区域，在该区域观察到分布较为广泛的散射体，占据了整个下地幔非均匀体的 70% 以上；（2）1 300～1 900 km 的下地幔中部，约 20% 的下地幔散射体在该深度范围被探测到；（3）1 900 km 之下的下地幔深部，只观测到极少数的散射体分布. 其中，在下地幔浅部 800～900 km、中部 1 500～1 600 km 处分别存在两个极大峰值.

由于 S-P 数据占据了统计数据的 78%，因此在进一步理解图 7 所示的散射体深度分布时，首先需要考虑 S-P 散射波分析中通常采用的深源地震对板块俯冲区域下地幔采样的固有偏差. 由于时间窗口长度有限（一般取直达 P 波后的 15～150 s），S-P 方法无法研究下地幔最深的 600 km，也即深度超过 2 200 km 的区域. 另一方面，该方法在深度超过 1 800 km 区域很少探测到散射体，部分原因可能在于存在地震射线的采样偏差，但更有可能反映了某种具有地球物理意义的客观现象，即不均匀性和散射强度从某个深度起发生了很大变化. 有研究表明俯冲洋壳中的斯石英相变受到 Al 和 H_2O 含量的影

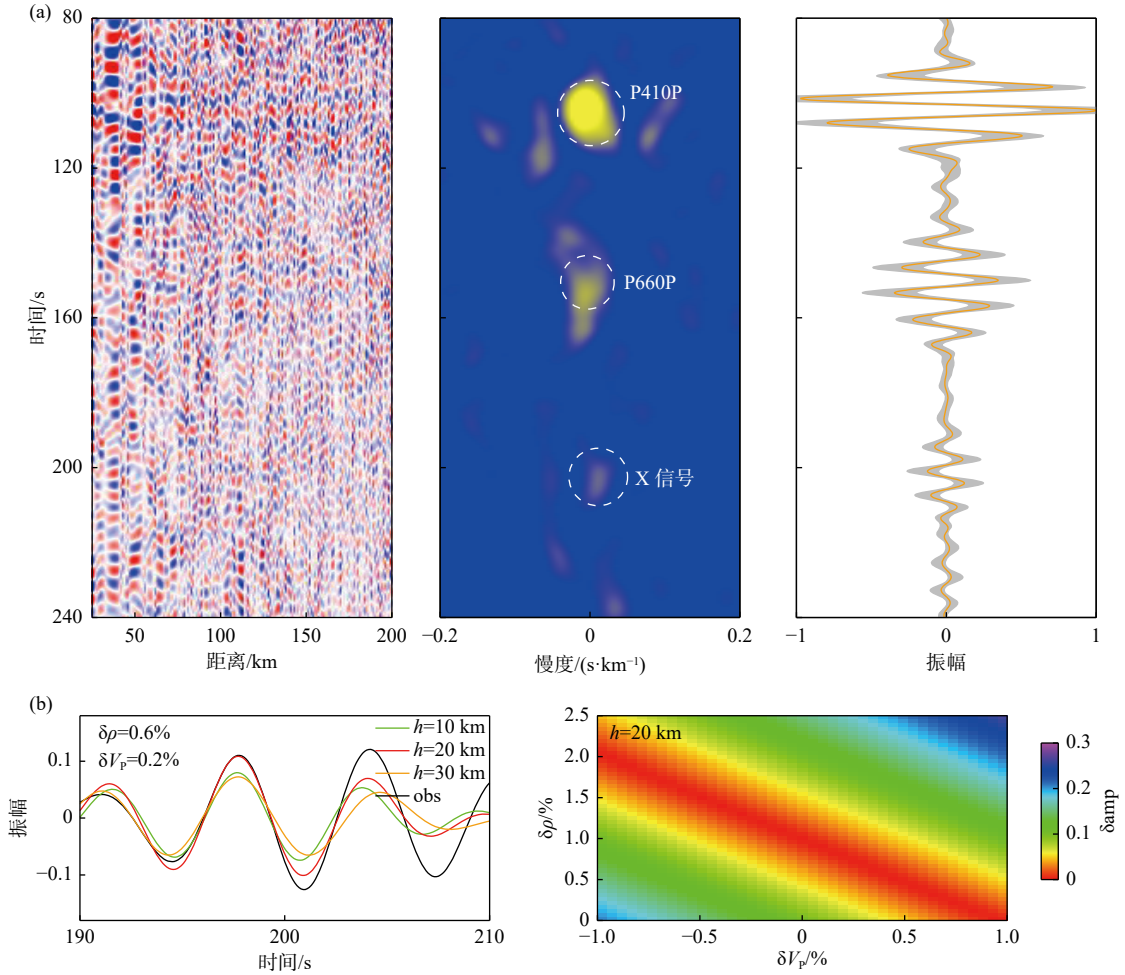

图 6　利用地震干涉技术提取下地幔散射体反射信号.（a）慢度谱与相位加权叠加的结果. 可以看到清楚的下地幔散射体 X 信号；（b）下地幔散射体上的 PP 体波震相的理论波形模拟. 测试异常体厚度与速度模型对结果的影响（修改自 Zhang L et al., 2020）

Fig. 6　Body wave reflected from the lower mantle scatter is retrieved from noise cross-correlation. (a) Through the superposition of slowness spectrum and phase weighting, we can find the X signal of lower mantle scatterer clearly; (b) Synthetic seismograms calculated for PP phase and the test for the influence of thickness of the scatterer and velocity model (modified from Zhang L et al., 2020)

响，最大相变深度约为 1 700 km 左右（Tsuchiya et al., 2004），和探测到的绝大多数散射体都分布在 1 700 km 以浅的深度范围较为一致. 在 1 000～1 100 km 深度处分布有较多的散射体，这和地震层析成像结果中给出的俯冲板块穿过地幔过渡带后在 900～1 200 km 深度发生停滞也较为吻合，在某些热点区域也发现上涌的地幔柱在~1 000 km 深度发生偏转（Durand et al., 2017）. 这是否意味着某个深度处地幔黏滞度的变化，还是暗示一个源自于不同矿物组分的化学变化面，甚至发生在 40～70 GPa 的 Fe 自旋状态转变（如, Nomura et al., 2011）也带来了部分影响？这些问题都需要对下地幔散射体的位置、深度、几何形态和物性给出更精准的约束，进而从下地幔散射体对地球深部的“采样”中获取地幔组成、溯源洋壳物质，帮助认识和理解地球演化过程中最重要的地幔对流过程.

5　下地幔散射体探测的思考和展望

在探测方法上，基于地震台阵的分析方法在探测地球深部结构中起到了重要作用，但也具有一定的局限性. 例如，台阵分析方法对台站数量和布设方式有一定的要求，除了需要台站布设得密集外，对台阵形状和孔径也有些特定的要求：孔径过小，台阵分析对于信号的慢度分辨率不够；孔径过大，则入射波前面不可视为平面波，不再满足多数台阵分析要求的入射波波前面必须是平面波的基本假定. 对于下地幔小尺度散射体的探测，需要根据所研究目标对台阵孔径的大小加以合理限制或做适当的子区域划分. 这在前人的研究中已有很好的例证

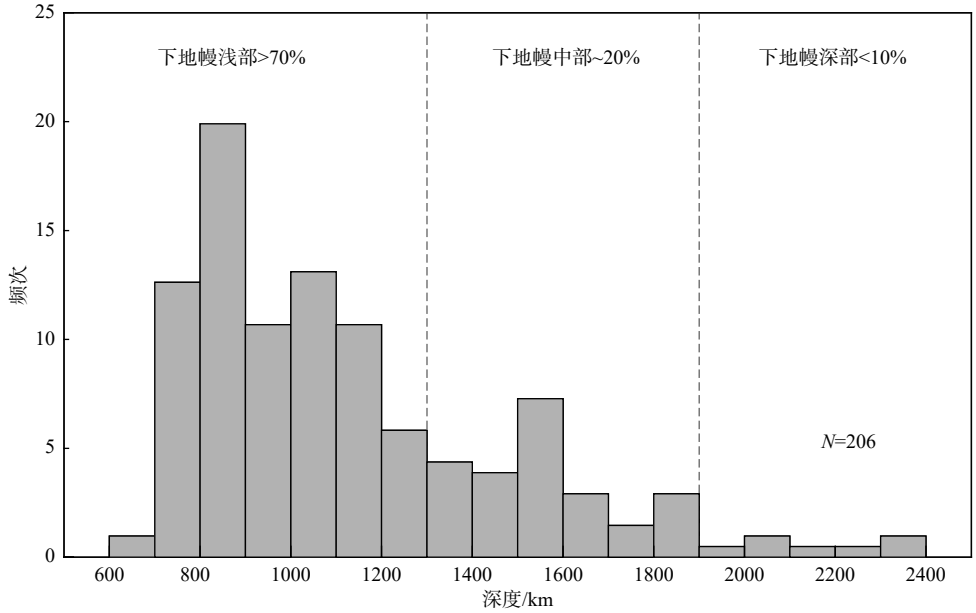

图 7　散射体深度分布直方图. 横坐标为探测到的散射体深度，纵坐标为频率，*N* 为总计收集到的散射体数目. 超过 70% 的散射体分布在下地幔浅部，20% 的散射体分布在下地幔中部，而下地幔底部具有极少数的非均匀性

Fig. 7　The distribution histogram of the scatterers' depth. The horizontal and vertical coordinates are the depth of the detected scatterers and the frequency. *N* is the total number of scatterers collected. More than 70% scatterers are distributed in the shallow part of the lower mantle, 20% scatterers are distributed in the middle of the lower mantle, and only very few inhomogeneities at the bottom of the lower mantle

（如, Kaneshima, 2019）. 另外，如果能够使用或发展适当的地震台阵方法，浅源地震在 S-P 探测中很可能和深源地震一样有用，这样就可以打破该方法只适用于活跃俯冲地区的有限地幔探测空间范围的限制（Pavlis, 1992）.

散射体都是有限尺寸的，除去空间位置外，还需要对不均匀体的性质，包括几何形态、物性变化等加以约束. 这些特征理论上可以从散射波的振幅、波形中获取. 但一些因素使得进一步估测小尺度不均一体的性质十分困难. 例如，绝大多数散射信号都很微弱、信噪比低，很难直接利用振幅和波形信息对物性变化给出准确的约束；震源位置的微小差异会导致散射点的不同，进而显著影响同一个阵列内的观测波形，导致不同的叠加结果可能相差较大；另一方面，同一个散射体的信息又可能反应在相距很远的台阵波形记录中. 这无疑加大了微弱信号提取的难度，但同时多个独立地震台阵的观测也提供了多角度约束散射体空间位置和几何形态的可能性. 以 S-P 转换波为例，在个别观测中出现过很强的 S-P 散射波情况，其振幅与在 660-km 间断面上的 S-P 转换波能量相当甚至更强. 这些散射波的强度取决于散射体的几何结构、台站的场地效应和速度异常值大小，但在多数情况下，这些因素都未知. 在某些形状复杂的界面上，S-P 转换波的聚焦和散焦作用也需要评估，以解释散射波的振幅. 它还强烈地依赖于震源位置和震源处 P 波和 S 波的辐射花样等. 因此，很难对散射振幅进行可靠的理论预测. 这就要求研究者在分析散射波的波形时，要小心避免过度解释，并将解释限制于某些稳健的特性上（Korenaga, 2015）.

从背景噪声中提取下地幔体波信号提供了一种新的下地幔不均匀体探测思路. 基于地震干涉理论的背景噪声互相关方法等价于把其中一个台站变成虚拟的震源. 这种“去源化”思路具有传统地震方法无法比拟的优势，能避免震源位置的不确定性和震源时间函数复杂性所带来的不利影响；同时能够克服震源的空间局限性，实现更好的数据覆盖以满足对不同构造区域的采样. 更为重要的是，噪声中体波信号的成功提取使得联合利用天然地震事件和噪声源，实现多种地震波（例如 P 波和 S 波）联合约束下地幔散射体弹性性质成为可能.

除此之外，目前的多数研究都聚焦于俯冲带下方，而对板内，特别是热点及地幔柱区域覆盖较少，未来需要增加对这些区域的研究以认识不同构造背景下的小尺度不均匀体分布规律. 同时要综合考虑不同地震“探针”频率的差别和采样的有偏性，对下地幔不均一体空间分布特征、几何特性及异常强度作出更加准确、定量的描述.

在这个过程中，可以将基于人工智能的无监督“数据驱动”思想引入到地幔小尺度不均匀体的探测中（Ward et al., 2021）. 在理论认知有限的情况下，自动搜索、检测不同类型的地震波“探针”，攫取复杂地震观测中的信息，特别是挖掘出为数不多的强振幅波形特征，帮助研究者更加快速、精准地探明地球深部小尺度散射体及其结构特征，进而结合高温高压矿物物理实验结果及动力学数值模拟，认识不均匀体的成分，揭示不均匀体的形成机制及在整个地球动力学演化过程中的作用.

致谢

感谢姚华建教授和编辑部约稿. 在写作过程中，与张志刚副研究员进行了有益的讨论，一并表示感谢. 感谢三位匿名审稿人仔细审阅稿件并给出了宝贵的意见，使本文更加完善.

References

Aki K. 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves[J]. Journal of Geophysical Research, 74(2): 615-631.

Aki K, Chouet B. 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects[J]. Journal of Geophysical Research, 80(23): 3322-3342.

Benioff H, Harrison J C, Lacoste L, et al. 1959. Searching for the Earth's free oscillations[J]. Journal of Geophysical Research, 64(9): 1334-1337.

Bentham H L M, Rost S. 2014. Scattering beneath western Pacific subduction zones: Evidence for oceanic crust in the mid-mantle[J]. Geophysical Journal International, 197: 1627-1641.

Bentham H L M, Rost S, Thorne M S. 2017. Fine-scale structure of the mid-mantle characterised by global stacks of PP precursors[J]. Earth and Planetary Science Letters, 472: 164-173.

Berteussen K A. 1976. The origin of slowness and azimuth anomalies at large arrays[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 66(3): 719-741.

Bodine A G J. 1956. Geophysical transducer[P]. U. S. Patent: 745-507.

Cao B, Romanowicz. 2007. Locating scatterers in the mantle using array analysis of PKP precursors from an earthquake doublet[J]. Earth and Planetary Science Letters, 255(1-2): 22-31.

Castle J C, Creager K C. 1999. A steeply dipping discontinuity in the lower mantle beneath Izu-Bonin[J]. Journal of Geophysical Research, 104(B4): 7279-7292.

Chang A C, Cleary J R. 1981. Scattered PKKP: Further evidence for scattering at a rough core-mantle boundary[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 24: 15-29.

Cleary J R, Haddon R A W. 1972. Seismic wave scattering near the core-mantle boundary: A new interpretation of precursors to PKP[J]. Nature, 240: 549-551.

Courtier A M, Revenaugh J. 2008. Slabs and shear wave reflectors in the midmantle[J]. Journal of Geophysical Research, 113(B8): B08312.

Day E A, Deuss A. 2013. Reconciling PP and P′P′ precursor observations of a complex 660 km seismic discontinuity[J]. Geophysical Journal International, 194(2): 834-838.

Douglas A. 1998. Making the most of the recordings from short-period seismometer arrays[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 88: 1155-1170.

Durand S, Debayle E, Ricard Y, et al. 2017. Confirmation of a change in the global shear velocity pattern at around 1000 km depth[J]. Geophysical Journal International, 211(3): 1628-1639.

Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference Earth model[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 25(4): 297-356.

Dziewonski A M. 1984. Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6[J]. Journal of Geophysical Research, 89: 5929-5952.

Feng J, Yao H, Poli P, et al. 2017. Depth variations of 410-km and 660-km discontinuities in eastern North China Craton revealed by ambient noise interferometry[J]. Geophysical Research Letters, 44(16): 8328-8335.

Forghani F, Snieder R. 2010. Underestimation of body waves and feasibility of surface-wave reconstruction by seismic interferometry[J]. The Leading Edge, 29(7): 790-794.

Frankel A, Clayton R W. 1984. A finite difference simulation of wave propagation in two-dimensional random media[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 74: 2167-2186.

Frankel A, Clayton R W. 1986. Finite difference simulations of seismic scattering: Implications for the propagation of short-period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity[J]. Journal of Geophysical Research, 91(B6): 6465-6489.

Frost D A, Sebastian R, Selby N D, et al. 2013. Detection of a tall ridge at the core-mantle boundary from scattered pkp energy[J]. Geophysical Journal International, 195(1): 558-574.

Frost D A, Garnero E J, Rost S. 2018. Dynamical links between small- and large-scale mantle heterogeneity: Seismological evidence[J]. Earth and Planetary Science Letters, 482: 135-146.

Grand S P. 2002. Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society A Mathematical Physical & Engineering Sciences, 360(1800): 2475-2491.

Gudmundsson O, Davies J H, Clayton R W. 1990. Stochastic analysis of global traveltime data: Mantle heterogeneity and random errors in the ISC data[J]. Geophysical Journal International, 102(1): 25-43.

Gusev A A, Abubakirov I R. 1987. Monte Carlo simulation of record envelope of a near earthquake[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 49: 30-36.

Gutenberg B, Richter C F. 1934. On seismic waves (first paper)[J]. Gerlands Beiträ ge zur Geophysik, 43: 56-133.

Haugland S M, Ritsema J, Kaneshima S, et al. 2017. Estimate of the rigidity of eclogite in the lower mantle from waveform modeling of broadband S-to-P wave conversions[J]. Geophysical Research Letters, 44(11): 778-784.

Hedlin M A H, Shearer P M, Earle P S. 1997. Seismic evidence for

small-scale heterogeneity throughout the Earth's mantle[J]. Nature, 387(6629): 145-150.

Hedlin M A H, Shearer P M. 2000. An analysis of large-scale variations in small-scale mantle heterogeneity using Global Seismographic Network recordings of precursors to PKP[J]. Journal of Geophysical Research, 105(B6): 13655-13673.

He X, Zheng Y. 2018. S-to-p conversions from mid-mantle slow scatterers in slab regions: Observations of deep/stagnated oceanic crust?[J]. Pure and Applied Geophysics, 175(6): 2045-2055.

Holliger K. 1996. Upper-crustal seismic velocity heterogeneity as derived from a variety of p-wave sonic logs[J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 125(3): 813-829.

Hoshiba M. 1991. Simulation of multiple scattered coda wave excitation based on the energy conservation law[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 67: 123-136.

Huang Z C. 2022. Review on body-wave tomography for seismic velocity and anisotropy[J]. Reviews of Geophysics and Planetary Physics, 53(6): 656-679 (in Chinese).

Hyung E, Shichun H, Michail I P, et al. 2016. Is the mantle chemically stratified? Insights from sound velocity modeling and isotope evolution of an early magma ocean[J]. Earth and Planetary Science Letters, 440: 158-168.

Jackson J M, Thomas C. 2021. Seismic and Mineral Physics Constraints on the D" Layer[M]// Mantle Convection and Surface Expressions: Geophysical Monograph. American Geophysical Union, 193–227.

Jenkins J, Deuss A, Cottaar S. 2016. Converted phases from sharp 1000 km depth mid-mantle heterogeneity beneath Western Europe[J]. Earth and Planetary Science Letters, 459: 196-207.

Kaminsky F V. 2012. Mineralogy of the lower mantle: A review of 'super-deep' mineral inclusions in diamond[J]. Earth-Science Reviews, 110(1-4): 127-147.

Kaminsky F V. 2017. The Earth's Lower Mantle[M]. Springer International Publishing.

Kanasewich E R, Hemmings C D, Alpaslan T. 1973. Nth-root stack nonlinear multichannel filter[J]. Geophysics, 38: 327-338.

Kaneshima S, Helffrich G. 1998. Detection of lower mantle scatterers northeast of the Marianna subduction zone using short-period array data[J]. Journal of Geophysical Research, 103: 4825-4838.

Kaneshima S, Helffrich G. 1999. Dipping low-velocity layer in the mid-lower mantle: Evidence for geochemical heterogeneity[J]. Science, 283: 1888-1891.

Kaneshima S, Helffrich G. 2003. Subparallel dipping heterogeneities in the mid-lower mantle[J]. Journal of Geophysical Research, 108(B5): 2272.

Kaneshima S, Helffrich G. 2009. Lower mantle scattering profiles and fabric below Pacific subduction zones[J]. Earth and Planetary Science Letters, 282(1-4): 234-239.

Kaneshima S, Helffrich G. 2010. Small scale heterogeneity in the mid-lower mantle beneath the circum-Pacific area[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 183: 91-103.

Kaneshima S. 2016. Seismic scatterers in the mid-lower mantle[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 257: 105-114.

Kaneshima S. 2018. Seismic scatterers in the mid-lower mantle beneath Tonga-Fiji[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 274: 1-13.

Kaneshima S. 2019. Seismic scatterers in the lower mantle near subduction zones[J]. Geophysical Journal International, 219: S2-S20.

Kawakatsu H, Niu F L. 1994. Seismic evidence for a 920-km discontinuity in the mantle[J]. Nature, 371: 301-305.

Komatitsch D, Tromp J. 2002. "Spectral-element simulations of global seismic wave propagation -I. " Validation[J]. Geophysical Journal International, 149: 390-412.

Korenaga J. 2013. Stacking with dual bootstrap resampling[J]. Geophysical Journal International, 195(3): 2023-2036.

Korenaga J. 2015. Constraining the geometries of small-scale heterogeneities: A case study from the Mariana region[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120: 7830-7851.

Krüger F, Weber M. 1992. The effect of low velocity sediments on the mislocation vectors of the GRF array[J]. Geophysical Journal International, 108: 387-393.

LeStunff Y, Wick C W, Romanowicz B. 1995. P′P′ precursors under Africa: Evidence for mid-mantle reflectors[J]. Science, 270(5233): 74-77.

Leyton F, Koper K D. 2007. Using PKiKP coda to determine inner core structure: 1. Synthesis of coda envelopes using single-scattering theories[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112(5): 1-19.

Li J, Yuen D A. 2014. Mid-mantle heterogeneities associated with Izanagi plate: Implications for regional mantle viscosity[J]. Earth and Planetary Science Letters, 385: 137-144.

Ma X, Thomas C. 2020. Small-scale scattering heterogeneities in the lowermost mantle from a global analysis of PKP precursors[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 125(3): 1-18.

Mancinelli N J, Shearer P M. 2013. Reconciling discrepancies among estimates of small-scale mantle heterogeneity from PKP precursors[J]. Geophysical Journal International, 195: 1721-1729.

Margerin L, Campillo M, van Tiggelen B. 2000. Monte Carlo simulation of multiple scattering of elastic waves[J]. Journal of Geophysical Research, 105: 7873-7892.

Muirhead K. 1968. Eliminating false alarms when detecting seismic events automatically[J]. Nature, 217: 533-534.

Muirhead K T, Datt R. 1976. The *N*-th root process applied to seismic array data[J]. Geophysical Journal International, 47: 197-210.

Neidell N S M, Taner T. 1971. Semblance and other coherency measures for multichannel data[J]. Geophysics, 36(3): 482-497.

Nissen-Meyer T, van Driel M, St¨ahler S, et al. 2014. AxiSEM: Broadband 3-D seismic wavefields in axisymmetric media[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 5(1): 425-445.

Niu F. 2014. Distinct compositional thin layers at mid-mantle depths beneath northeast China revealed by the US Array[J]. Earth and Planetary Science Letters, 402: 305-312.

Nomura R, Ozawa H, Tateno S, et al. 2011. Spin crossover and iron-rich silicate melt in the Earth's deep mantle[J]. Nature, 473: 199-202.

Pavlis G L. 1992. Appraising relative earthquake location errors[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 82: 836-859.

Peng Z, Koper K D, Vidale J E, et al. 2008. Inner-core fine-scale structure from scattered waves recorded by LASA[J]. Journal of Geo-

physical Research: Solid Earth: 113(9): 1-11.

Poli P, Campillo M, Pedersen H, Group L W. 2012. Body-wave imaging of Earth's mantle discontinuities from ambient seismic noise[J]. Science, 338: 1063-1065.

Ritsema J, Kaneshima S, Hauglanda S M. 2020. The dimensions of scatterers in the lower mantle using USArray recordings of S-wave to P-wave conversions[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 306: 106541.

Rost S, Thomas C. 2002. Array seismology: Methods and applications[J]. Reviews of Geophysics, 40(3): 1008.

Rost S, Weber M. 2002. The upper mantle transition zone discontinuities in the Pacific as determined by short-period array data[J]. Earth and Planetary Science Letters, 204: 347-361.

Rost S, Garnero E J, Williams Q. 2008. Seismic array detection of subducted oceanic crust in the lower mantle[J]. Journal of Geophysical Research, 113(B6): B06303.

Rost S, Thomas C. 2009. Improving seismic resolution through array processing techniques[J]. Surveys in Geophysics, 30(4): 271-299.

Rost S, Earle P S, Shearer P M, et al. 2015, Seismic Detections of Small-Scale Heterogeneities in the Deep Earth[M]//The Earth's Heterogeneneous Mantle. Springer International Publishing, 367-390.

Sato H, Fehler M C, Maeda T. 2012. Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth[M]. Springer Berlin Heidelberg.

Savran W H, Olsen K B. 2016. Model for small-scale crustal heterogeneity in Los Angeles basin based on inversion of sonic log data[J]. Geophysical Journal International, 205(2): 856-863.

Schimmel M, Paulssen H. 1997. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks[J]. Geophysical Journal International, 130: 497-505.

Schultz R, Gu Y J. 2013. Multiresolution imaging of mantle reflectivity structure using SS and P′P′ precursors[J]. Geophysical Journal International, 19(1): 668-683.

Schultz R, Stern V, Gu Y J. 2014. An investigation of seismicity clustered near the Cordel Field, west central Alberta, and its relation to a nearby disposal well[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119: 3410-3423.

Schumacher L, Thomas C, Abreu R. 2018. Out-of-plane seismic reflections beneath the Pacific and their geophysical implications[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(3): 2286-2302.

Shapiro N M, Ritzwoller M H. 2002. Monte-carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle[J]. Geophysical Journal International, 151(1): 88-105.

Shearer P M. 1990. Seismic imaging of upper-mantle structure with new evidence for a 520-km discontinuity[J]. Nature, 344(6262): 121-126.

Shearer P M. Hedlin M A, Earle P S. 1998. PKP and PKKP precursor observations: Implications for the small-scale structure of the deep mantle and core[C]//Geophys. Monograph AGU: The Core-Mantle Boundary Region, Geodyn. Ser, 28: 37-55.

Shearer P M, Earle P S. 2004. The global short-period wavefield modeled with a Monte Carlo seismic phonon method[J]. Geophysical Journal International, 158: 1103-1117.

Shearer P M. 2007. Deep Earth structure-seismic scattering in the deep Earth[J]. Treatise on Geophysics, 1: 695-729.

Shen H W. 1979. Some notes on the Yellow River[J]. Eos Transactions American Geophysical Union, 60(31): 545-547.

Shen X Z, Zhou H L. 2009. Locating seismic scatterers at the base of the mantle beneath eastern Tibet with PKIKP precursors[J]. Chinese Science Bulletin, 54: 3844–3851 (in Chinese).

Shen Y, Wolfe C J, Solomon S C. 2003. Seismological evidence for a mid-mantle discontinuity beneath Hawaii and Iceland[J]. Earth and Planetary Science Letters, 214(1-2): 143-151.

Thomas C, Weber M, Wicks C F, et al. 1999. Small scatterers in the lower mantle observed at German broadband arrays[J]. Journal of Geophysical Research, 104: 15073-15088.

Tsuchiya T, Tsuchiya J, Umemoto K, et al. 2004. Elasticity of post-perovskite $MgSiO_3$[J]. Geophysical Research Letters, 31(14): L14603.

van der Hilst R, Engdahl E R, Spakman W, et al. 1991. Tomo-graphic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs[J]. Nature, 353: 37-42.

van der Meijde M, Lee S, Giardini D. 2005. Seismic discontinuities in the mediterranean mantle[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 148(2-4): 233-250.

Vidale J E. 2019. Very slow rotation of earth's inner core from 1971 to 1974[J]. Geophysical Research Letters, 46(16): 9483-9488.

Vinnik L, Kato M, Kawakatsu H. 2001. Search for seismic discontinuities in the lower mantle[J]. Geophysical Journal International, 147: 41-56.

Wang L, He X. 2020. Sharpness of the paired 660-km discontinuity beneath the Izu-Bonin area[J]. Earth and Planetary Physics, 4(6): 1-12.

Wang T, Song X, Xia H H. 2015. Equatorial anisotropy in the inner part of Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda[J]. Nature Geoscience, 8(3): 224-227.

Wang W, Vidale J E. 2022. An initial map of fine-scale heterogeneity in the Earth's inner core[J]. Nature Geoscience, 15: 240-244.

Wang X, Tsuchiya T, Hase A. 2015. Computational support for a pyrolitic lower mantle containing ferric iron[J]. Nature Geoscience, 8(7): 556-559.

Ward J, Thorne M, Nowacki A, et al. 2021. Automatic slowness vector measurements of seismic arrivals with uncertainty estimates using bootstrap sampling, array methods and unsupervised learning[J]. Geophysical Journal International, 226(3): 1847-1857.

Waszek L, Schmerr N C, Ballmer M D. 2018. Global observations of reflectors in the mid-mantle with implications for mantle structure and dynamics[J]. Nature Communications, 9: 385.

Weber M, Wicks C W. 1996. Reflections from a distant subduction zone[J]. Geophysical Research Letters, 23(12): 1453-1456.

Wen L, Helmberger D V. 1998. Ultra-low velocity zones near the core-mantle boundary from broadband PKP precursors[J]. Science, 279(5357): 1701-1703.

Wu R S. 1985. Multiple scattering and energy transfer of seismic waves separation of scattering effect from intrinsic attenuation. I: Theoretical modelling[J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 82: 57-80.

Wu Z. 2016. Velocity structure and composition of the lower mantle

with spin crossover in ferropericlase[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121(4): 2304-2314.

Xie J, Luo Y, Yang Y. 2021. Retrieving PmP travel times from a persistent localized microseismic source[J]. Geophysical Research Letters, 48: e2021GL094827.

Xu T, Ning J R, Liu C C, et al. 2007. Influence of the self-organization of the Earth interior upon the traveltime and amplitude of seismic wave[J]. Chinese Journal of Geophysics, 50(4): 1174-1181 (in Chinese).

Yang Z, He X. 2015. Oceanic crust in the mid-mantle beneath west-central Pacific subduction zones: Evidence from S to P converted waveforms[J]. Geophysical Journal International, 203(1): 541-547.

Yoshimoto K. 2000. Monte Carlo simulation of seismogram envelopes in scattering media[J]. Journal of Geophysical Research, 105: 6153-6161.

Yuan Y. 2021. Using array analysis to study smallscale heterogeneities in the mid-lower mantle[D]. Hefei: University of Science and Technology of China.

Yuan Y, Sun D, Leng W, et al. 2021. Southeastward dipping mid-mantle heterogeneities beneath the sea of Okhotsk[J]. Earth and Planetary Science Letters, 573: 117151.

Zeng Y. 1991. Compact solutions for multiple scattered wave energy in the time domain[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 81: 1022-1029.

Zhan Z, Ni S, Helmberger D V, et al. 2010. Retrieval of Moho-reflected shear wave arrivals from ambient seismic noise[J]. Geophysical Journal International, 182: 408-420.

Zhang B, Ni S, Sun D, et al. 2018. Constraints on small-scale heterogeneity in the lowermost mantle from observations of near podal PcP precursors[J]. Earth and Planetary Science Letters, 489: 267-276.

Zhang B, Zeng X, Xie J, et al. 2020. Validity of resolving the 785 km discontinuity in the lower mantle with P′ P′ precursors?[J]. Seismological Research Letters, 91(6): 3278-3285.

Zhang L, Li J, Wang T, et al. 2020. Body waves retrieved from noise cross-correlation reveal lower mantle scatterers beneath the northwest Pacific subduction zone[J]. Geophysical Research Letters, 47(19): e2020GL088846.

Zhang Z, Stixrude L, Brodholt J. 2013. Elastic properties of mgsio3-perovskite under lower mantle conditions and the composition of the deep earth[J]. Earth and Planetary Science Letters, 379: 1-12.

Zhou Y Z, Wang Z J. 2011. On the difference of mid-mantle multiple velocity structure beneath Izu-Bonin and Tonga areas[J]. Sciences China Earth Sciences, 41(7): 936-944 (in Chinese).

Zhu J S. 2000. Structure of lower mantle and core-mantle boundary region and its geodynamics[J]. Advance in Earth sciences, 15(2): 139-142 (in Chinese).

Zuo Z R. 1983. A review of research developments on the precursors of PKP[J]. Recent Developments in World Seismology, 4: 6-9 (in Chinese).

附中文参考文献

黄周传. 2022. 地震体波速度与各向异性层析成像研究进展[J]. 地球与行星物理论评，53(6)：656-679.

沈旭章，周蕙兰. 2009. 用 PKIKP 的前驱震相探测青藏高原东部地幔底部的散射体 [J]. 科学通报，54：3844-3851.

徐涛，宁俊瑞，刘春成，等. 2007. 地球介质自组织性对地震波走时和振幅的影响[J]. 地球物理学报，50(4)：1174-1181.

袁野. 2021. 基于台阵分析方法研究中下地幔小尺度异常体 [D]. 合肥：中国科学技术大学.

周元泽，王卓君. 2011. 伊豆-小笠原和汤加地区中地幔多层速度结构差异性研究[J]. 中国科学：地球科学，41(7)：936-944.

朱介寿. 2000. 下地幔及核幔边界结构及地球动力学[J]. 地球科学进展，15(2)：139-142.

左兆荣. 1983. PKP 的前驱波的研究进展综述[J]. 国际地震动态，4：6-9.