中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 3 期: 521 ~ 536
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

探测岩石圈间断面精细结构的地震光照成像新方法

孙伟家[1,4*], 符力耘[2†], 魏伟[3,4], 唐清雅[1,4]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院地球与行星物理重点实验室, 北京 100029;
2. 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 青岛 266580;
3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院页岩气与地质工程重点实验室, 北京 100029;
4. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029
* 通讯作者, E-mail: swj@mail.iggcas.ac.cn
† 通讯作者, E-mail: lfu@upc.edu.cn

收稿日期: 2018-04-09; 收修改稿日期: 2018-06-27; 接受日期: 2018-07-20; 网络版发表日期: 2018-09-28
国家自然科学基金项目(批准号: 41720104006、41774060)和中国科学院青年创新促进会项目(编号: 2017094)资助

摘要 岩石圈内部间断面的精细结构隐含了岩石圈形成、增生和改造及破坏等重要的动力学信息. 文章发展了地震光照成像新方法以探测岩石圈内部间断面小尺度结构. 该方法使用了高频段0.5~4Hz的远震事件地震P波初至及其尾波信号, 其对岩石圈间断面的分辨能力达到2km. 该方法的基本原理是在台站下方垂直入射透射波响应的自相关等价于震源和地震台站均位于自由地表的反射波响应. 透射波响应包括在台站下方穿过间断面到达自由地表的初至P波及其在自由地表和间断面之间反射的多次波. 本研究将该方法垂直入射情况进一步拓展到倾斜入射, 这提升了该方法的适用性. 通过合成理论地震图验证了地震光照成像方法理论的正确性和可行性, 探讨了影响成像结果的一些因素, 并给出了该方法的数据处理步骤以及成果解释准则. 文章利用该方法并结合瞬时频率等结果确定了华北克拉通东部两个固定台站的岩石圈精细结构, 发现在两个台站下方岩石圈地幔分别在52和75km的深度存在明显的间断面. 西澳大利亚克拉通MBWA固定台站下方, 地震光照成像和接收函数揭示的岩石圈结构较为一致, 存在明显的岩石圈内部间断面. 高频地震光照成像结果可揭示岩石圈精细结构, 但其波形更为复杂, 建议充分利用层析反演速度和接收函数等已有的地震学信息并作为参考.

关键词 岩石圈, 间断面, 中岩石圈不连续面, 地震光照成像, 自相关

1 引言

岩石圈内部结构尤其是间断面结构是认识地球大陆形成和演化的关键途径之一. 目前, 探测地球内部界面信息的主要方法是接收函数. 该方法自20世纪70年代(Vinnik, 1977; Langston, 1979; Vinnik等, 1983)提出后被广泛地应用到莫霍面和岩石圈底边界等岩石圈主要间断面以及地幔转换带的探测. P波接收函数的基本

中文引用格式: 孙伟家, 符力耘, 魏伟, 唐清雅. 2019. 探测岩石圈间断面精细结构的地震光照成像新方法. 中国科学: 地球科学, 49: 521–536, doi: 10.1360/N072018-00106
英文引用格式: Sun W, Fu L, Wei W, Tang Q. 2019. A new seismic daylight imaging method for determining the structure of lithospheric discontinuity. Science China Earth Sciences, 62: 473–488, https://doi.org/10.1007/s11430-018-9249-3

© 2018 《中国科学》杂志社

思路是利用了地震波在遇到界面发生透射后会产生转换波，利用P波和Ps转换波的走时差确定间断面的深度. 由于来自岩石圈底边界的Ps转换波易受到地壳内部界面多次波的干扰. 因此, 利用P波接收函数探测深度为100~250km的岩石圈底边界和内部边界时存在一定的困难(Kumar和Bostock, 2006; Ford等, 2010).

为克服P波接收函数探测岩石圈底边界的困难, Farra和Vinnik(2000)发展了S波接收函数. 远震S波遇到界面后, 其产生的转换震相Sp在S之前且多次波在S之后, 因而S波接收函数中的Sp转换波不会被多次波干扰. S波接收函数是探测岩石圈内部间断面的有效方法. 但在实际中, 由于地震信噪比、远震事件和台站分布以及界面倾斜等因素影响, 可获得稳定可靠的S波接收函数的数目有限, 这一定程度上增加了S波接收函数探测岩石圈间断面的困难(例如, Wilson等, 2006; Yuan等, 2006). 另外, 由于Sp波接收函数所使用的频带(0.03~0.5Hz)较低而使得其对界面的分辨能力受到了一定的限制.

近年来发展的一种利用自相关从透射波响应中提取反射波信号的新方法在研究岩石圈间断面中具有良好的应用前景, 是勘探地震学方法用于天然地震学结构研究的尝试. 该方法的基本原理由勘探地震学家Claerbout(1968)提出, 核心思想是垂直入射的透射波的自相关等价于反射波. 其物理实质是利用自相关从自由地表和间断面之间的多次波提取反射波, 原理示意图如图1所示. Gorbatov等(2012)利用澳大利亚固定台站记录的垂直分量的连续波形(即环境噪音)和自相关技术提取来自莫霍面的反射P波, 其获得的莫霍面深度与接收函数和人工地震获得的结果吻合. Kennett等(2015)利用这一原理从布设在澳大利亚东南部750个单分量地震台的连续波形记录提取了莫霍面的信息. 进一步, Kennett(2015)利用该方法研究了澳大利亚岩石圈的P波反射率. Saygin等(2017)利用自相关从环境噪音中提取了P波反射波, 并探测了印度尼西亚Jakarta盆地基底厚度.

由于使用连续地震记录进行自相关提取反射波信息的效率较低且需要较长的连续波形, Sun和Kennett(2016a)利用自相关从远震事件的P波和S波及其对应的尾波中提取了澳大利亚岩石圈主要界面的P波和S波的反射波, 其结果与已有的信息吻合; 同时他们证明了P波分量和S波分量的互相关结果与P波和S波接收函数结果是一致的. Sun和Kennett(2017)利用该方法研究了华北克拉通中西部的中岩石圈不连续面(mid-lithosphere discontinuity, MLD), 并将该方法命名为地震光照成像(seismic daylight imaging)方法. Pham和Tkalčić(2017)进一步细化了该方法的数据处理流程, 并以南极洲冰盖厚度和Kaapvaal克拉通的地壳厚度探测研究为例说明了该方法的有效性.

图 1　地震光照成像方法的原理示意图

*F*和*J*分别表示自由地表和间断面, 黑色三角表示地震台站. 各物理量的含义详见正文

实际上, 利用自相关方法获取来自间断面的反射信号在地震学探测地球内部结构方面已有应用. 徐佩芬等(2013)利用空间自相关法从地震台阵记录的微动信号的垂直分量获得台阵下方地壳结构信息. Ruigrok和Wapenaar(2012)利用High-Climb台阵记录的PKP和PKIKP等震相及其尾波, 通过自相关技术提取了青藏高原莫霍面的反射波. Wang等(2015)利用自相关方法获取了$PKIKP^2$和$PKIIKP^2$两个震相并获得了地球内内核各向异性的结果.

地震光照成像方法利用自相关方法将远震透射波转换为反射波, 所构建的反射波使用了0.5~4Hz频带的地震信号, 因而其对岩石圈间断面的分辨能力可达2km. 在前期研究基础上, 本文进一步发展了地震光照成像方法, 突破了垂直入射的限制并使其适用于倾斜入射情况, 详细阐述了该方法的基本原理、数据处理流程, 提出了成果解释的准则, 进行了数值合成理论地震图研究, 说明方法的有效性及存在的影响因素, 并以中国东部的两个固定台站为例研究了其下方莫霍面、中岩石圈不连续面和岩石圈底边界等间断面结构. 研究结果表明本文方法的有效性和正确性, 为利用本方法开展探测岩石圈内部的精细结构研究奠定了基础.

2　地震光照成像方法

地震光照成像方法的基本原理是间断面下方的震

源垂直入射透射波响应的自相关等价于以台站为虚拟震源和接收点的反射波响应. 该思想最初由勘探地震学家Claerbout(1968)提出, 但当时其并未对该方法进行命名; Rickett和Claerbout(1999)利用声波信号即不考虑地震弹性波及其波型转换, 因而将该方法命名为"Acoustic Daylight Imaging". Schuster等(2004)使用了"Daylight Seismic Imaging"这一名词. 考虑到天然地震信号不仅包括P波和S波分量而且包括二者的转换波, 因而将该方法统一为"Seismic Daylight Imaging", 中文译为"地震光照成像".

2.1　基本原理

与接收函数方法相同, 地震光照成像方法的基本条件是震源位于间断面的下方, 如利用远震地震事件. 频率域的透射波响应可表达为如下慢度积分方程(Kennett, 2002):

式中, 透射波入射的慢度范围是, 单个入射慢度的透射波响应, 其可表达为

式中, $S_I(p, \omega)$是震源时间函数和仪器响应的综合响应, $\mathbf{Z}(p, \omega)$和$\Phi(p, \omega)$分别代表了的自震源至间断面以下区域的地震波传播的振幅和相位, 是台站下方自由地表和间断面之间的地震波反射和透射的地震响应, 其可表达为

式中, 表征了向上入射的透射波及其在自由地表和间断面J之间的多次反射波的综合响应, 是自间断面向上传播的一次透射波响应, 表示自由地表F和间断面J之间的反射矩阵, 为自由地表的反射矩阵, 为自间断面J向上透射到自由地表的透射矩阵, 为传输矩阵. 需要注意的是, 地震光照成像方法涉及一次自由地表向下的反射, 该反射系数为负值, 因此会导致最后的震相极性相反, 即速度增加对应的是负震相, 速度降低对应的是正震相. 为了与接收函数保持一致, 在最后的成像结果进行极性的反转校正.

根据式(2), 频率域单个慢度的透射波地震响应的自相关函数为

式中, 不同远场震源的相位传播效应$\Phi^{T*}\Phi$在台站下方趋于相等, 但不同地震事件的振幅项$\mathbf{Z}^*\mathbf{Z}^T$则不同, 但可通过多个地震事件的叠加削弱振幅的影响(Gorbatov等, 2012). 震源和仪器响应项中的仪器响应可通过反褶积进行消除; 考虑到适当震级的远震事件的震源为点源, 其震源时间函数可近似为不同持续时间长度的三角函数(例如, Houston, 2001). 进一步可通过滤波削弱震源时间函数的影响, 因而震源项虽不可完全消除但可近似不予考虑. 综上, 式(4)则可写为

将式(3)代入式(5)中有

将如下关系式(Frasier, 1970)

代入式(6)中, 可得

式(8)表明来自间断面下方地震透射响应的自相关函数等价于在自由地表的虚拟震源和地震台站记录的自由地表和间断面之间的反射波响应. 注意到需要通过叠加具有不同入射慢度的地震事件而削弱地震震源的影响以及提高信噪比, 最终由地震透射波构建的地震反射波可表达为

需要说明的是, 不同入射慢度条件下的透射系数和反射系数是不同的, 勘探地震学中已开展了关于反射/透射能量分配的地震波模拟和偏移成像方法研究(例如, 孙伟家等, 2009; Sun和Fu, 2012)以及振幅随入射角度的变化(amplitude versus angle, AVA; 例如, 郑晓东, 1991). 根据上述研究结果, 在远震和全球震相0~0.08s km^{-1}的入射慢度范围内, 反射/透射系数均较为稳定, 并未有剧烈变化. 因而, 不同入射慢度引起的反射和透射系数差异可忽略.

2.2　数据选取与处理

地震光照成像方法构建反射波需要对数据进行适当的选取. 一方面为克服震源的影响, 选择适当震级(5.5~7.0级)的远震事件, 这些地震事件的震源尺度相对于30°~90°震中距可被当做点源处理, 且震源时间函数可被近似为三角函数(例如, Houston, 2001). 另一方面为获取以台站为虚拟震源和接收点的地震反射波,

需要地震事件位于台站和间断面的下方(如深地震事件), 或者震源不在台站下方但在台站下方地震射线近乎垂直入射(如远震事件). 远震事件的P波近乎垂直向上入射至台站, 入射慢度约为0.04~0.08s km^{-1}. 全球震相(global phase)PKP和PKIKP等在台站下方的入射慢度均<0.04s km^{-1}. 因而, 地震光照成像方法可利用垂直分量记录的远震地震事件P波以及全球震相PKP和PKIKP等震相及其尾波构建反射波, 时间窗口选取这些震相理论到时的前30s和后100s.

数据处理主要包括预处理、自相关、倾角时差动校正以及叠加等过程. 预处理主要包括去趋势、去均值、去仪器响应和零相位滤波等, 其中滤波选用4阶Butterworth带通零相位滤波器, 频带范围为0.5~4Hz. 图2为澳大利亚固定台站NWAO记录的一个远震事件的时频分析, 可以看出地震信号的主要能量集中在1Hz以下, 但有效信号的最高频率高至5Hz或更高. 因而该方法频段的选取兼顾了低频和高频的地震反射波信号, 相应的成像结果则反映了大尺度和小尺度岩石圈结构.

由于利用自相关从P波及其尾波中提取反射信号, 其对事件波形的信噪比要求不高. 通常选取信噪比>3的地震事件即可. 信噪比定义为信号波形均方根与噪音波形均方根的比值. 信号为理论到时−5~5s的时间窗口, 噪音为理论到时−100~−10s的时间窗口.

地震光照成像方法最关键的是进行地震事件-台站对的波形自相关将透射波响应转换为虚拟震源和台站均位于自由地表的地震反射波. 本文选取了不同震中距的地震事件, 地震射线在台站下方的入射慢度有差异(0.04~0.08s km^{-1}). 为了消除入射慢度导致的地震反射震相的走时差, 需要对其进行动校正至垂直入射.

考虑界面深度为h_0, 其上覆介质的速度为v_0, 则$\tau-p$域中的反射时间方程可表达为(Kennett, 2001)

式中, $\tau_0=2h_0/v_0$是震源位于地表时垂直反射的双程时间, p为入射慢度. 式(10)可重新写为

对上式进行泰勒级数展开可有

由式(12)可知, 入射慢度为时的时差动校正量为, 注意走时校正量较垂直入射为负值, 这是因为倾斜入射时地震波先于垂直入射到达地震台站.

图 2　澳大利亚固定台站NWAO记录的一个远震地震事件Z分量波形(a)及其时频分析(b)

该地震事件的发震时刻为2010-09-29, 17:11:25(国际时), 震中位于(133.76°E, 4.96°S), 震源深度为26km. 绿色虚线为P波理论到时, 红色虚线为S波理论到时

经过自相关和动校正后得到了每个地震事件-台站对的自相关谱图(autocorrelograms), 为了提高信噪比, 需要将同一个台站的自相关谱图进行叠加以构建该台站下方的地震反射率. 当地震台阵的地震台站间距较密时, 还可进行空间叠加进一步提高地震反射信号的信噪比(Kennett等, 2015; Sun和Kennett, 2017). 最后通过时深转换或者深度偏移将时间域的地震反射信号转换到深度域.

此外, 当介质速度对比较强时, 其下方的反射信号会较弱. 这时可通过勘探地震数据处理技术—自动增益控制(Automatic Gain Control, AGC)增强地震信号. 本文的做法是: 以每个采样点为中心, 选取合适长度的时间窗, 这里时间窗长度选为10s, 对该采样点的振幅用时间窗内波形振幅的均方根进行归一, 然后对每个采样点进行时窗滑动并重复该过程, 直到完成所有采样点的振幅增强.

3　理论模型的数值测试

3.1　方法原理的正确性

本节利用地震模拟验证地震光照成像方法原理的正确性和有效性. 图3给出了简单两层介质模型的透射响应及其构建的地震反射波. 震源位于模型的底部和地震台站的正下方, 震源时间函数为Ricker子波, 主频

为2Hz. 图3b中, 合成的透射波地震图(WAV)和构建的反射波(SDI)均包含了自由地表和间断面之间的多次波(标号3), 这与方程(3)和(8)是一致的. 同时, 标号3的多次波振幅明显弱于标号2的反射波信号, 这主要是因为地震波在自由地表和间断面每发生一次反射后的反射系数会呈指数衰减, 即, n=0,1,2…. 构建的来自间断面的反射波信号(标号2)清晰可见且走时准确, 说明地震光照成像方法的理论正确性和可行性.

图 3　两层介质的简单模型(a)、原始的地震透射波响应(b)(WAV)和地震光照成像方法构建的反射波形(SDI)经过了极性反转校正

震源位于模型底部, 震源时间函数为Ricker子波, 主频为2Hz. (a) 虚线给出了射线路径示意图, 注意这里为垂直入射; 标号1~3分别表示直达波、一次反射波和多次反射波, 分别对应(b)中1~3所示的震相

3.2　多次波及转换波的影响

实际中, 地震光照成像方法主要采用远震事件, 尽管其在台站下方以小角度入射, 但依然会产生较为明显的地震多次波以及转换波. 本文合成了震中距分布为30°~90°的远震事件对应不同慢度0.08~0.04s km^{-1}的理论地震图(图4c), 并按照地震光照成像方法的处理流程获取相应的反射波记录(图4b).

图4为多层介质模型及其地震光照成像方法构建的深度域地震反射波结果. 图4c为不同慢度(0、0.06、0.08s km^{-1})入射情况下合成的理论地震图, 其中震源时间函数为脉冲. 对比可以发现, 当垂直入射(慢度为0)时, 其主要受到自由地表和各间断面之间的多次波的影响; 当透射波为非垂直入射时(慢度为0.06、0.08s km^{-1}), 在间断面除了会发生多次反射外还会产生较强的转换波, 如图4b和c所示. 对比合成理论地震图(图4c)和地震光照成像方法构建的反射记录(图4b)发现, 图4b中的多次波和转换波比图4c中的有较为明显减少; 且叠加后的地震反射记录(stk)与垂直入射的反射记录几乎一致, 这表明地震光照成像方法可以压制大部分多次波和转换波. 值得注意的是, 实际地震事件的方位角和震中距多为不均匀分布, 这可能会导致不能彻底压制多次波和转换波. 为尽可能克服这一缺陷, 尽可能将ZNE坐标系旋转至LQT坐标系并使用L分量, 这可进一步减少所用地震信号中的转换波分量.

另在实际中, 由于地震事件和台站的分布存在入射慢度的不均匀性, 重采样分析(Bootstrap)是一种统计学分析技术并被用到接收函数的可靠性估计(例如, Diehl和Ritter, 2005). 该技术的核心思想是从每个台站的所有待叠加成像结果中随机选取不同数量成像结果进行叠加以评估成像结果的可靠性. 根据这一思想, 在该入射慢度范围内随机选取了50、100、150个不同入射慢度进行叠加, 如图4b灰色线所示. 不同慢度数量叠加结果与使用均匀分布的慢度叠加结果(stk)基本一致, 但在42km处出现一个较小的振幅扰动, 可能是由于入射慢度不均匀引起的. 因此在实际数据处理中, 尽可能使地震事件和台站的方位角和震中距分布均匀. 在本例中虽未涉及地壳内部的复杂结构, 但壳内复杂结构产生的多次波和转换波等对深部的影响也应给予重视.

3.3　速度模型的影响

与接收函数相似, 地震光照成像方法需要预知地震波速度. 目前, 获取准确的速度模型存在一定困难, 因而可选择近似速度模型进行反射波成像. 该速度可以是全球平均模型如ak135模型(Kennett等, 1995), 也可以是区域的平均模型. 本文建议使用反演方法获得的研究区域的3-D速度模型.

通常情况下, 所使用的速度模型与真实速度略有差异, 可能会导致最终的成像结果存在一定的误差. 本文以ak135模型为例, 测试了速度模型误差对成像结果的影响. 图5a是ak135模型及速度扰动为2%和5%速度模型, 基于该模型合成了理论地震图, 并利用本文方法对反射波进行成像(图5b), 在成像过程中均使用ak135模型. 当速度扰动为2%时, 位置误差是0.3km,

图 4　多层介质模型(a)、地震光照成像方法构建的深度域地震反射波(b)以及合成的不同入射慢度的理论地震图(c)
震源是脉冲. (b)中给出了不同慢度(0、0.06、0.08s km^{-1})入射情况下的深度域地震反射波, 标签为stk的地震道表示对应远震事件入射慢度0.04~0.08s km^{-1}的叠加后的地震反射波, 三条灰色线分别是随机选择50、100、150个入射慢度的叠加结果, 所用慢度的叠加数量标在底部. (b)中的地震光照成像结果进行了极性反转校正

当扰动增加至5%时, 误差相应增加至0.7km, 但二者的误差均较小. 这意味着在速度误差允许的范围内, 界面成像结果误差是可以接受的.

3.4　薄互层的分辨能力

通常岩石圈呈现出较强的垂向非均匀性, 例如人工爆炸源的深反射地震剖面的结果表明地壳底部呈现出高低速交替的薄互层(例如, 王椿镛等, 1994; 赵俊猛等, 2001; 滕吉文, 2006). Kennett和Furumura(2008)发现澳大利亚西部和北部地震台站记录的地震事件呈现出明显的低频初至及>16Hz的高频尾波信号且持续时间很长, 其表明在该地区的岩石圈呈现出明显的不均匀性. 综合地震波传播模拟、层析成像等研究成果, Kennett和Furumura(2016)推断岩石圈的垂向非均匀介质的相关长度可小至0.5km.

基于此, 本文建立了基于ak135模型(M1)的薄互层模型(M2), 每个薄层的厚度为2.5km, 如图6a所示, 并比较了ak135模型与该模型震源位于10km处的反射波记录(图6b). 为说明不同频率地震波对薄互层的分辨能力, 震源采用了主频为1和2Hz的雷克子波. 图6b中, M1模型的反射波不论震源主频高低均能清晰可见, 而M2模型中薄互层1Hz时的反射波"叠置"在一起.

对于M2薄互层模型, 震源主频为1Hz时, 其地震反射记录不能分辨这些薄互层, 但是可根据地震波的频率和振幅特征变化限定该薄互层的上下边界(35km和40km). 另外, 当震源的主频为2Hz时, 薄互层对应的反射波可呈现出一个完整的子波, 即主频2Hz时可分辨这些薄互层. 这说明更高频率的地震波其可分辨更加精细

图 5　速度模型不确定对成像结果影响
(a) 速度模型, 黑线为ak135模型, 点线和虚线是相对ak135速度模型的扰动分别是+2%和+5%; (b) 本文方法经过极性反转校正地震光照成像结果, 成像过程中均使用ak135模型

的岩石圈间断面结构, 然而实际中为了捕捉岩石圈主要的结构, 以波组特征确定层的顶底边界和厚度, 参见图6b灰色框. 图6b灰色框对应图6a中M2模型的顶底边界是35km和40km, 即速度由35km渐变增加至40km.

3.5　地震光照成像解释准则

岩石圈界面的梯度是解释反射波记录的重要影响因素, 也是反映岩石圈动力学过程的重要参数. 近年的研究结果表明岩石圈的主要边界呈现渐变的特征. 岩石圈底边界在澳大利亚下方是厚度约为90km的岩石圈-软流圈过渡带(Yoshizawa和Kennett, 2015). 莫霍面也被认为是具有厚度的壳幔过渡带(Griffin和O'Reilly, 1987). 通常, 岩石圈间断面根据速度梯度特征可分为突变界面和缓变界面两类.

在前期研究和理论模型测试的基础上, 本文总结和归纳地震光照成像结果的解释准则: (1) 清晰的地震反射信号; (2) 地震波组的反射信号. 一般而言, 在速度对比强的突变界面可获得强而清晰的地震反射信号, 适用于解释准则1; 而在速度梯度小的渐变界面难以获得较强的地震反射信号, 此时应根据反射波信号的频率和振幅等波组特征变化识别间断面, 适用于解释准则2. 在解释过程中特别是根据波形频率特征拾取界面时, 应注意相位的极性与速度变化的对应关系.

为进一步说明上述成像解释准则, 给出一个更为复杂的理论模型, 如图7a所示. 图7a中, 较M1模型速度由5.8km s^{-1}跃升至8.04km s^{-1}, M2模型的速度从5.8km s^{-1}缓变到8.04km s^{-1}并存在高低速的薄互层. 对于尖锐界面的M1模型, 其成像结果对应非常明显的反射信号A和E, 适用准则1; 对于较复杂的M2模型, 根据准则2, 在图7b中利用高频成像结果(M2H, 0.5~4Hz)标出了主要的界面A~E, 特别地, AB和CD认为是一个高低速的薄互层. 值得注意的是, M2模型的低频成像结果(M2L, 0.05~1Hz)给出了A、C和D, 但界面C和D的位置与模型存在一定的差异, 且未能识别出界面E. 这说明高频的地震光照成像结果可对岩石圈内部精细界面结构进行有效和准确成像.

此外, 希尔伯特变换的瞬时频率可用来辅助识别反射波频率特征的变化. 瞬时频率IF定义为(Taner等, 1979)

图 6　ak135模型及其衍生的薄互层模型(a)和相应的合成理论地震记录(b)

(a) 虚线表示ak135模型(M1), 灰色粗线表示ak135薄互层模型(M2). (b) 横轴坐标为震源函数的主频(1和2Hz), 震源函数为雷克子波, 灰色框内为一个波组, 左侧两道对应M1模型的合成记录, 右侧两道对应M2模型的合成记录.

式中, $H(t)$为地震信号$x(t)$的希尔伯特变换. 瞬时频率是勘探地震学中较常用的信号分析技术之一, 是地震信号振幅、相位、频率等属性中的一种, 其可用来识别反射波并利用瞬时频率的振幅变化识别反射层位置(Barnes, 2007). 图7c给出了图7b相应的瞬时频率值, 图中毛刺部分由于图7b中零值引起. 图7c中, M1模型的瞬时频率较好的对应了A和E的反射信号, M2模型的瞬时频率特别是高频分量(图7c中M2H)给出了反射层的位置, 但需要强调的是瞬时频率的幅度大小与间断面速度对比强弱之间的关系不明显. 即在实际中, 由于观测资料的完备性及介质的复杂性(如界面突变/缓变)等因素, 瞬时频率幅度大小不必须与速度对比强弱相对应. Barnes(2007)说明瞬时频率和瞬时相位不是相互独立的, 因此在某些情况下瞬时频率的峰值可能与实际界面有相位上的差异, 瞬时频率仅是一种信号辅助识别界面的方法. 此外, 由于高频信号反映的结构尺度较小, 建议将地震层析反演获得的地震波速度或者低频的接收函数结果作为间断面识别的辅助依据.

图 7　理论模型(a)、对应的地震光照成像结果解释(b)和相应的瞬时频率(c)

(a) 虚线为ak135模型M1, 实线为复杂模型M2, 字母A~E给出了主要界面的位置; (b) 给出了(a)所示理论模型的经过极性反转后的地震光照成像结果, M1模型成像结果的频带是0.5~4Hz, M2L和M2H分别表示0.05~1Hz低频段和0.5~4Hz高频段的M2模型的成像结果

4　方法的初步应用与讨论

4.1　地震光照成像的复杂特征成因

地震光照成像结果显得极为复杂，综合分析认为岩石圈介质的强非均匀性和高频地震信号是两个最主要的原因. 图2中，P波震相后续的尾波十分强，并且P波震相及其尾波的频率达到5Hz以上. Kennett和Furumura(2008)观测到在澳大利亚西部和北部相似的现象, 尾波的频率最高至16Hz. Aki和Chouet(1975)认为这些高频的尾波是岩石圈的非均匀性引起的地震波散射, 观测到的尾波越强则非均匀性亦越强. 换言之, 高频的尾波是岩石圈强非均匀性的强有力证据. 进一步, Kennett和Furumura(2008)以实际观测到的原始地震波形分析和地震正演模拟方法为基础，利用随机介质描述岩石圈呈现出很强的横向和垂向不均匀性，并确定了澳大利亚西部和北部地壳和岩石圈地幔的介质非均匀体的垂向的相关长度为0.4和0.5~1.0km(Kennett和Furumura, 2016).

岩石圈的介质尺度是与地震频率密切相关的，地震波频率越高，其波长越短，可分辨的介质非均匀性越小，反之亦然，地震频率越低，其波长越长，可分辨的介质非均匀性的能力越弱. 远震事件的时频分析结果表明其频率可达5Hz以上(图2)，传统地震学方法多使用的1Hz以下的低频段对地球内部结构进行成像，对于岩石圈地幔约为8.0km s^{-1}的P波速度而言，对于S波接收函数0.05~0.5Hz的频带，其转换的P波波长是16~160km. 地震光照成像方法使用了更高频段0.5~4Hz的地震波, 其波长是2~16km, 该数值非常接近Kennett和Furumura(2016)给出的岩石圈地幔1km的垂向相关长度. 这意味着地震光照成像方法从理论上可以分辨小至2km的垂向非均匀体，高频的地震光照成像结果有助于揭示更精细的岩石圈结构. 因而利用实际地震资料构建的地震反射波记录比较复杂(图7~9), 主要原因是高频地震信号(0.5~4Hz)所揭示的岩石圈介质的强非均匀性.

本文方法是利用来自间断面下方的透射波构建反射波并进行成像. 需要注意的是, 反射波的产生条件是地震波阻抗变化，波阻抗的定义是地震波速度和介质密度的乘积，即地震波阻抗的变化与否决定了是否产生地震的反射波. 因此，密度和速度的变化均会产生地震反射波，这也加重了高频段0.5~4Hz地震反射波特征的复杂性. 此外，岩石圈界面大多存在一定的倾角，因而数据分布的不均匀性如方位角等可能会对增加地震光照成像结构复杂性.

4.2　介质的多尺度性和频率依赖性

地球介质呈现出很强的横向和垂向不均匀性. 杨文采(2009)强调“地球的非均匀性本来是很容易接受的事实, 但由于有人对它简单地模型化, 使人的概念反而模糊了…… 20世纪前半叶, 地球物理学给地球内部描述了一个壳-幔-外核和内核的分层结构模式, 给人造成了分层均匀的印象”.

图8a为Kennett和Furumura(2016)综合地震波形分析、地震数值模拟、层析成像及人工地震等多种地震学信息建立的西澳大利亚克拉通岩石圈的多尺度速度模型. 该模型较ak135模型非常复杂, 其坐标是(119°E, 21°S). 该速度模型是中-大尺度的层析反演速度和小尺度的速度扰动叠加而成, 中-大尺度分量反映了岩石圈的背景结构特征, 小尺度分量反映了岩石圈薄互层等精细结构, 其中地壳和岩石圈地幔的介质非均匀体的相关长度为0.4和0.5~1.0km(Kennett和Furumura, 2016). 较ak135等全球参考模型, Kennett和Furumura (2016)表征的多尺度速度模型可能更加接近真实的地球介质. 本节用该模型说明地震光照成像方法对接近真实介质的多尺度模型的响应复杂性.

图8b为通过合成透射波响应的理论地震图并利用地震光照成像方法构建的地震反射记录(SDI)以及不同频带范围的S波接收函数, 用于地震光照成像的合成理论地震图的震源频带为0.5~4Hz, 入射慢度范围是0.08~0.04s km^{-1}, 对应震中距是30°~90°, 射线数量为200条. 由于图8a所示的地震波速度模型十分复杂, 相应的高频反射波记录亦十分复杂, 这是岩石圈垂向介质的强不均匀性的体现. 另外, 尽管多次反射波振幅随着反射次数而呈指数衰减, n=0, 1, 2, …, 但当模型或介质足够复杂(图8a), 薄互层的层间多次波可能会导致地震光照成像结果趋于复杂.

图8b给出了不同频段合成的S波接收函数, 该频段自0.05~0.125Hz至0.05~2Hz覆盖了低频至高频. 可以看到高频接收函数(RF1: 0.05~2Hz)的波形特征和地震光照成像方法(0.5~4Hz)的波形特征均比较复杂, 但随着频率的逐渐降低, 波形特征趋于简单, 这反映了介质的多尺度性和频率的依赖性(例如, Kennett和Furumura, 2016). 图8a所示的多尺度模型十分复杂, 除莫霍面以外岩石圈不存在明显的间断面, 岩石圈-软流圈过渡带的上下边界是Yoshizawa和Kennett(2015)根据

图 8　西澳大利亚克拉通多尺度地震P波速度模型(a)、构建的地震反射记录(b)(SDI)和不同频段的S波接收函数结果

(a) Kennett和Furumura(2016). RF1: 0.05~2.0Hz, RF2: 0.05~1.0Hz, RF3: 0.05~0.5Hz, RF4: 0.05~0.25Hz, RF5: 0.05~0.125Hz, 其中SDI结果进行了极性反转. 该速度模型位于(119°E, 21°S). 横线自上而下分别标注了莫霍面(Kennett和Salmon, 2012)及岩石圈-软流圈过渡带的上下边界(Yoshizawa和Kennett, 2015)

大尺度的面波速度模型给出，不同尺度的参数的直接对比存在一定困难．Kennett等(2017)全面分析了澳大利亚的不同地点和剖面的多尺度模型并与接收函数进行了对比，认为高频信号是探测精细结构的直接方式，但高频波形的复杂性是认识精细结构的挑战之一．综上，使用不同频带的地震波揭示的地球介质的分辨率是有所不同的，岩石圈介质的复杂性是地震光照成像结果复杂的主要因素．相应地，为了避免高频地震光照成像结果的过度甚至是错误解释，需要用大尺度的层析反演速度和频率较低的接收函数结果作为依据．

4.3 华北克拉通

本节给出位于华北克拉通内部2个固定台站的实例(图9)，其中一个固定台站为北京地震台网的ZHT台站(115.68°E，39.96°N)，另外一个是辽宁地震台网的DLD台站(123.73°E, 39.75°N). 这两个固定台站的结果十分典型, 代表了渐变界面和突变界面, 构建地震信号分别表现为较强的波组反射信号和清晰的地震反射信号.

本次使用的地震波形数据下载自中国地震局地球物理研究所国家测震台网数据备份中心[1)](郑秀芬等, 2009)．经过预处理和数据筛选后，共获得ZHT台站记录的181个远震事件和DLD台站记录的100个远震事件. 图9给出了这两个固定台站构建的地震反射波记录以及从层析反演的3-D速度模型(Sun和Kennett, 2016b, 2016c)提取的1-D速度曲线. 该速度模型是通过反演区域Pn和Sn震相走时获得的3-D岩石圈速度结构，区域震相随着震中距的增加，其传播深度随之增加．在中国东部，震中距为10°的区域震相的穿透深度可达到100km(Sun和Kennett, 2016b)，而在该地区岩石圈的厚度约为100km(郑天愉等, 2017)．地震光照成像方法解释的莫霍面和岩石圈底边界位置与接收函数和面波结果(郑天愉等, 2017; Wang等, 2017)基本一致, 在ZHT台站下方，地震光照成像方法和接收函数确定的莫霍面位置约有1km的误差，这是由于两种方法采用的频率范围略有差异所导致，也说明了地球介质非均匀尺度的频率依赖性.

图9a中，实线为接收函数方法给出的莫霍面和岩石圈底边界(郑天愉等, 2017)，箭头标示了ZHT台站下方莫霍面和中岩石圈不连续面的位置．ZHT台站的地震反射记录无明显的单一反射信号，而是呈现地震波组，这反映了该台站下方界面是缓变的．根据地震波组的频率和振幅变化特征，解释了莫霍面和中岩石圈不连续面位于32和75km处，即在这两个深度上地震反射记录有较为明显频率特征变化，如图9a箭头所示位置．在相应深度，瞬时频率(IF)的值较大，ZHT台站的地震反射特征清晰地表现出了其频率特征的变化．对比反演速度结构发现，该间断面对应地震P波和S波的速度降低.

图9b给出的DLD台站下方的地震反射记录则在52和105km深度上有明显的反射波振幅，52km深的间断面为岩石圈内部间断面即中岩石圈不连续面(MLD)，地震P波和S波速度表现为降低．105km深度的间断面为岩石圈-软流圈过渡带的底边界(LAB)，对应地震P波和S波速度的最小值，而岩石圈-软流圈过渡带的上边界在该台站下方不明显．需要说明近来的研究显示在克拉通地区岩石圈底边界(LAB)通常是一个岩石圈-软流圈的过渡带(Lithosphere-asthenosphere transition, LAT)(例如, Ford等, 2010; Yoshizawa和Kennett, 2015; Mancinelli等, 2017)，其上下边界分别对应最大S波负梯度和最小S波速度(Yoshizawa和Kennett, 2015).

在52和105km深度范围内，无其他明显的频率和振幅等反射特征的变化．52和105km处间断面的强反射说明界面速度对比很强．此外，DLD台站下方140~180km存在较为明显的渐变界面，但该深度位于软流圈内，其反映了软流圈的垂向非均匀性，但其成因还需进一步研究.

这里再次说明由于透射波在地表发生了一次向下的反射, 地震光照成像结果的极性与接收函数相反, 即速度增加对应负震相. 为了与接收函数保持一致, 注意本文的地震光照成像结果均作了极性反转. 例如, 进行极性反转后，图9b中52km的中岩石圈不连续面对应了明显的负震相，105km的岩石圈-软流圈过渡带底边界对应了明显的正震相，分别对应速度的降低和增加，这与图9b所示的大尺度层析速度反演结果是吻合的.

图9c和d给出了ZHT和DLD两个台站地震光照成

1) 国家测震台网数据备份中心．2007．国家测震台网地震波形数据．中国地震局地球物理研究所，doi:10.11998/SeisDmc/SN，http://www.seisdmc.ac.cn

图 9　华北克拉通内部两个固定台站的地震反射波记录和层析反演速度结构

(a) 北京地震台网ZHT台站下方地震光照成像结果及走时层析反演的速度; (b) 辽宁地震台网的DLD台站下方地震光照成像结果及走时层析反演的速度; (c) ZHT台站记录的远震事件方位角分布, (d) DLD台站记录的远震事件方位角分布, 远震事件的震中距为30°~90°. 其中实线给出了莫霍面(Moho)和岩石圈底边界(LAB), 其来自于郑天愉等(2017), http://www.craton.cn/data/. 箭头地震光照成像方法解释的莫霍面位置、岩石圈内部间断面(D)和岩石圈底边界. (a)和(b)中左侧为极性反转校正后的地震光照成像方法构建的地震反射波, 右侧为层析反演的P波和S波速度结构(实线)以及ak135模型(虚线). AC表示构建的反射波, AGC表示利用自动增益控制加强弱信号的反射波, IF表示瞬时频率

像结果所使用的远震事件的方位角分布, 震中距范围是30°~90°. 从图9c和d看, 地震事件的震中距和方位角分布较为均匀, 其中方位角主要分布在120°和225°之间, 但在315°~360°均没有地震事件. ZHT和DLD两个台站在不同方位角和震中距范围的地震光照成像结果如图10所示. 从图10中看出, 在不同震中距或是方位角范围内的地震光照成像结果存在一定的差异性和相似性. 例如在图10d中52km的中岩石圈不连续面, 方位角90°~180°、0°~180°、0°~360°均存在明显的反射波振幅, 所使用远震事件的叠加数量是74、82和100; 但在0°~90°和180°~360°未见明显的反射信号, 但同时注意到在该范围角范围内的事件数量是8和18. 由于在大多数情况下, 岩石圈界面在3-D空间存在起伏和倾角, 因而要求地震事件的震中距和方位角分布尽可能均匀. 当远震事件方位角分布较差时, 地震光照成像方法可进一步利用震中距120°~180°的全球震相(global

phase)对岩石圈界面结构进行成像(Ruigrok和Wapenaar, 2012).

4.4 西澳大利亚克拉通

在西澳大利亚Jack Hills发现了世界上最古老的锆石, 它的U-Pb同位素年龄是44.04亿年, 这意味着西澳大利亚是世界上最古老的克拉通. MBWA台站是位于西澳大利亚Marble Bar的固定台站, 其资料可通过IRIS公开获得. 为了进一步说明地震光照成像方法的可靠性, 本文对比了S波接收函数(Ford等, 2010)和地震光照成像方法(Sun等, 2018)获得的MBWA台站下方的岩石圈界面结构(图11).

对比发现, 接收函数和地震光照成像确定的Moho、MLD1和MLD2的位置均比较一致. 值得说明的是, Ford等(2010)在其文中仅解释了MLD1, 由于MLD2的负震相的幅值较小而未给予解释; Sun等(2018)给出的地震光照成像结果中该震相较为明显. 一个可能的原因是, 接收函数使用了129个远震事件, 而地震光照成像方法则使用了1848个远震事件, 更多事件的叠加可增强有效信号.

借助于数值模拟, Ford等(2010)指出在MBWA台站下方的岩石圈底边界是一个过渡带, 厚度约为60~90km或者更厚. 这与Yoshizawa和Kennett(2015)将岩石圈底边界(LAB)扩展到岩石圈-软流圈过渡带(LAT)的概念是吻合的. 岩石圈-软流圈过渡带的上下边界分别对应最大S波速负梯度和最小S波速度. 较传统的岩石圈底边界(LAB), 我们应注意到这一概念的变化和发展. 综上, 地震光照成像方法的结果可以和低频接收函数结果对比分析.

4.5 岩石圈地幔内部间断面-中岩石圈不连续面

岩石圈主要的间断面是莫霍面和岩石圈底边界

图 10 华北克拉通固定台站下方不同震中距和方位角范围极性反转后的地震光照成像结果

(a) ZHT台站不同震中距; (b) ZHT台站不同方位角; (c) DLD台站不同震中距; (d) DLD台站不同方位角. 每幅图下方的数字表示该震中距或者方位角范围的远震事件数量. 实线给出了莫霍面的位置, 虚线给出了岩石圈内部界面和岩石圈底边界的位置, 参见图9

图 11　西澳大利亚克拉通固定台站MBWA下方的结构对比

S波接收函数(RF)和地震光照成像方法(SDI), 其中S波接收函数结果来自Ford等(2010). Moho面位置由Kennett和Salmon(2012)综合了人工地震、接收函数等地震学信息给出, MLD1是Ford等(2010)根据接收函数结果解释的中岩石圈不连续面的位置, MLD2是Sun等(2018)根据地震光照成像结果解释的另一条中岩石圈不连续面位置. 灰色阴影区是本文综合接收函数和地震光照成像结果给出的岩石圈底边界范围

(LAB), 近年来的研究表明在克拉通等构造稳定的地区, 岩石圈地幔内存在一条间断面即中岩石圈不连续面(mid-lithosphere discontinuity, MLD)(例如, Hales, 1969; Abt等, 2010; Fischer等, 2010; Chen等, 2014; Selway等, 2015; Chen, 2017; Sun和Kennett, 2017; Sun等, 2018). 该间断面的深度范围约为60~160km, 且主要集中在80~120km(Selway等, 2015), 主要现象是穿过该界面地震波速度通常降低. Hales(1969)利用人工地震剖面资料最初报道了这条界面, 深度约为90km, 地震P波速度表现为增加.

目前, 该间断面的形成机制尚不清楚且存在较大争议, 一个重要的特点是地震S波速度多表现为降低, 其解释主要有三类: 物质成分(角闪石、金云母等含水矿物)、温度成因(如部分熔融、弹性颗粒边界滑移)和地震各向异性(例如, Selway等, 2015; Chen, 2017; Sun等, 2018). 各向异性研究结果显示在北美克拉通中岩石圈不连续面很可能与克拉通的形成有关(例如, Bostock, 1998; Yuan和Romanowicz, 2010; Wirth和Long, 2014).

图9所示的结果表明两个台站下方岩石圈地幔内部均存在中岩石圈不连续面. 该界面的埋深分别是75km(ZHT台站下方)和52km(DLD台站下方), 穿过界面的地震波P波和S波速度明显降低. 在华北克拉通中西部的中岩石圈不连续面深度范围80~120km(Chen等, 2014; Sun和Kennett, 2017). 综合热流数据, Sun和Kennett(2017)发现在该地区热岩石圈边界(He, 2015)与本研究确定的中岩石圈不连续面一致. 在通常情况下, 在克拉通地区地震学探测到的岩石圈底边界与热岩石圈边界是吻合的(Artemieva, 2009), 其中热岩石圈边界的定义为1250~1350℃的等温线(例如, Artemieva, 2009; He, 2015). He(2015)认为地震学岩石圈底边界与热岩石圈边界的差异是由于存在一个“流变边界层”(rheological boundary layer).

华北克拉通东部在中生代晚期由于太平洋板块的俯冲而发生了明显的岩石圈减薄和破坏(例如, 朱日祥等, 2011), 伴随的剧烈岩浆活动和交代作用释放了大量的热量而抬升了热岩石圈边界, 即太平洋板块俯冲致使华北克拉通中岩石圈不连续面和热岩石圈边界一致. 从这个角度而言, 地热学的流变边界层(He, 2015)与地震学的岩石圈-软流圈过渡带是相似的, 即中岩石圈不连续面和岩石圈底边界之间的岩石圈地幔是岩石圈到软流圈的过渡带, 表现为软的流变学性质, 而中岩石圈不连续面以上的岩石圈则表现为坚硬的弹性特征. 需要注意的是克拉通岩石圈通常呈现出冷的状态, 由于华北克拉通中西部的中岩石圈不连续面现今受到明显的热作用, 可认为华北克拉通下方的中岩石圈不连续面现今是热控制的界面, 但该地区的中岩石圈不连续面初期形成的机制不明且未来需要深入的研究.

5　结论

本文发展了从震中距为30°~90°和120°~180°的地震事件初至及其尾波中提取地震反射波的地震光照成像方法. 时频分析结果表明这些地震事件的初至P波及尾波具有高达5Hz以上的有效成分, 该方法利用了这些地震事件波形0.5~4Hz的地震信号构建反射波, 其对岩石圈间断面的分辨率达到2km, 使其成为研究岩石圈间断面的精细结构强有力的方法. 通过合成理论地震图表明地震光照成像方法能有效探测岩石圈内部

间断面尤其是可以探测2km厚度的薄互层. 在华北克拉通东部ZHT和DLD两个固定台站下方, 地震光照成像方法确定的莫霍面和岩石圈底边界与接收函数的结果一致, 在ZHT台站下方75km和DLD台站下方52km深度均存在明显的岩石圈内部间断面, 即中岩石圈不连续面. 西澳大利亚克拉通MBWA台站下方, 地震光照成像方法结果与低频S波接收函数的结果较为一致, 存在明显的中岩石圈不连续面. 复杂的地震P波反射成像结果说明了岩石圈介质强的横向和垂向小尺度(≤2km)的非均匀体以及频率依赖的多尺度性.

需要强调的是, 本文研究是将勘探地震学方法应用于岩石圈精细结构探测的尝试, 要求地震事件的方位角和震中距分布较均匀; 为揭示岩石圈的小尺度结构, 本文方法使用了地震信号的高频信息(0.5~4Hz), 并给出了相应的解释准则, 但由于真实多尺度介质结构的复杂性而对渐变界面的解释存在一定困难, 因此在实际解释中应给予足够重视, 建议将反演的地震波速度和接收函数等已有中大尺度结果做为参考.

致谢 感谢主编、编委和多位审稿人详尽审阅并提出了宝贵建议, 这极大提升了本文的质量.

参考文献

孙伟家, 符力耘, 姚振兴. 2009. 基于耦合反射/透射系数单程波传播算子的地震波模拟研究. 地球物理学报, 52: 2558–2565

滕吉文. 2006. 地球深部壳-幔边界的层束精细结构与物理属性研究. 吉林大学学报: 地球科学版, 36: 1–23

王椿镛, 吴庆举, 张先康. 1994. 冀中拗陷内深地震反射剖面揭示的滑脱构造. 科学通报, 39: 625–628

徐佩芬, 李世豪, 凌甦群, 郭慧丽, 田宝卿. 2013. 利用SPAC法估算地壳S波速度结构. 地球物理学报, 56: 3846–3854

杨文采. 2009. 东亚古特提斯域大地构造物理学. 北京: 石油工业出版社

赵俊猛, 刘国栋, 赵国泽, 卢造勋, 张先康. 2001. 天山造山带与准噶尔盆地壳幔过渡带及其动力学含义. 中国科学 D辑: 地球科学, 31: 272–282

郑秀芬, 欧阳飚, 张东宁, 姚志祥, 梁建宏, 郑洁. 2009. “国家数字测震台网数据备份中心”技术系统建设及其对汶川大地震研究的数据支撑. 地球物理学报, 52: 1412–1417

郑天愉, 段永红, 许卫卫, 艾印双, 陈凌, 赵亮, 张耀阳, 徐小兵. 2017. 华北地区地壳-上地幔地震波速度结构模型v2.0. http://www.craton.cn/data

郑晓东. 1991. Zoeppritz方程的近似及其应用. 石油地球物理勘探, 26: 129–144

朱日祥, 陈凌, 吴福元, 刘俊来. 2011. 华北克拉通破坏的时间, 范围与机制. 中国科学: 地球科学, 41: 583–592

Abt D L, Fischer K M, French S W, Ford H A, Yuan H, Romanowicz B. 2010. North American lithospheric discontinuity structure imaged by *Ps* and *Sp* receiver functions. J Geophys Res, 115: B09301

Aki K, Chouet B. 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects. J Geophys Res, 80: 3322–3342

Artemieva I M. 2009. The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data. Lithos, 109: 23–46

Barnes A E. 2007. A tutorial on complex seismic trace analysis. Geophysics, 72: W33–W43

Bostock M G. 1998. Mantle stratigraphy and evolution of the slave province. J Geophys Res, 103: 21183–21200

Chen L. 2017. Layering of subcontinental lithospheric mantle. Chin Sci Bull, 62: 1030–1034

Chen L, Jiang M, Yang J, Wei Z, Liu C, Ling Y. 2014. Presence of an intralithospheric discontinuity in the central and western north china craton: Implications for destruction of the craton. Geology, 42: 223–226

Claerbout J F. 1968. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. Geophysics, 33: 264–269

Diehl T, Ritter J R R. 2005. The crustal structure beneath SE Romania from teleseismic receiver functions. Geophys J Int, 163: 238–251

Farra V, Vinnik L. 2000. Upper mantle stratification by P and S receiver functions. Geophys J Int, 141: 699–712

Fischer K M, Ford H A, Abt D L, Rychert C A. 2010. The lithosphere-asthenosphere boundary. Annu Rev Earth Planet Sci, 38: 551–575

Ford H A, Fischer K M, Abt D L, Rychert C A, Elkins-Tanton L T. 2010. The lithosphere-asthenosphere boundary and cratonic lithospheric layering beneath Australia from Sp wave imaging. Earth Planet Sci Lett, 300: 299–310

Frasier C W. 1970. Discrete time solution of plane P-Sv waves in a plane layered medium. Geophysics, 35: 197–219

Gorbatov A, Saygin E, Kennett B L N. 2012. Crustal properties from seismic station autocorrelograms. Geophys J Int, 192: 861–870

Griffin W L, O'Reilly S Y. 1987. Is the continental Moho the crust-mantle boundary? Geology, 15: 241

Hales A L. 1969. A seismic discontinuity in the lithosphere. Earth Planet Sci Lett, 7: 44–46

He L J. 2015. Thermal regime of the North China Craton: Implications for craton destruction. Earth-Sci Rev, 140: 14–26

Houston H. 2001. Influence of depth, focal mechanism, and tectonic setting on the shape and duration of earthquake source time functions. J Geophys Res, 106: 11137–11150

Kennett B L N, Engdahl E R, Buland R. 1995. Constraints on seismic

velocities in the Earth from traveltimes. Geophys J Int, 122: 108–124

Kennett B L N. 2001. The Seismic Wavefield: Volume 1, Introduction and Theoretical Development. Cambridge: Cambridge University Press

Kennett B L N. 2002. The Seismic Wavefield: Volume 2, Interpretation of Seismograms on regional and Global Scales. Cambridge: Cambridge University Press

Kennett B L N. 2015. Lithosphere-asthenosphere *P*-wave reflectivity across australia. Earth Planet Sci Lett, 431: 225–235

Kennett B L N, Furumura T. 2008. Stochastic waveguide in the lithosphere: Indonesian subduction zone to australian craton. Geophys J Int, 172: 363–382

Kennett B L N, Furumura T. 2016. Multiscale seismic heterogeneity in the continental lithosphere. Geochem Geophys Geosyst, 17: 791–809

Kennett B L N, Salmon M. 2012. AuSREM: Australian seismological reference model. Aust J Earth Sci, 59: 1091–1103

Kennett B L N, Saygin E, Salmon M. 2015. Stacking autocorrelograms to map moho depth with high spatial resolution in southeastern Australia. Geophys Res Lett, 42: 7490–7497

Kennett B L N, Yoshizawa K, Furumura T. 2017. Interactions of multi-scale heterogeneity in the lithosphere: Australia. Tectonophysics, 717: 193–213

Kumar M R, Bostock M G. 2006. Transmission to reflection transformation of teleseismic wavefields. J Geophys Res, 111: B08306

Langston C A. 1979. Structure under mount rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. J Geophys Res, 84: 4749–4762

Mancinelli N J, Fischer K M, Dalton C A. 2017. How sharp is the cratonic lithosphere-asthenosphere transition? Geophys Res Lett, 44: 10,189–10,197

Pham T S, Tkalčić H. 2017. On the feasibility and use of teleseismic P wave coda autocorrelation for mapping shallow seismic discontinuities. J Geophys Res-Solid Earth, 122: 3776–3791

Rickett J, Claerbout J. 1999. Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring. Lead Edge, 18: 957–960

Ruigrok E, Wapenaar K. 2012. Global-phase seismic interferometry unveils P-wave reflectivity below the Himalayas and Tibet. Geophys Res Lett, 39: L11303

Saygin E, Cummins P R, Lumley D. 2017. Retrieval of the P wave reflectivity response from autocorrelation of seismic noise: Jakarta Basin, Indonesia. Geophys Res Lett, 44: 792–799

Schuster G T, Yu J, Sheng J, Rickett J. 2004. Interferometric/daylight seismic imaging. Geophys J Int, 157: 838–852

Selway K, Ford H, Kelemen P. 2015. The seismic mid-lithosphere discontinuity. Earth Planet Sci Lett, 414: 45–57

Sun W, Fu L Y. 2012. Compensation for transmission losses based on one-way propagators in the mixed domain. Geophysics, 77: S65–S72

Sun W, Kennett B L N. 2016a. Receiver structure from teleseisms: Autocorrelation and cross correlation. Geophys Res Lett, 43: 6234–6242

Sun W, Kennett B L N. 2016b. Uppermost mantle P wavespeed structure beneath eastern china and its surroundings. Tectonophysics, 683: 12–26

Sun W, Kennett B L N. 2016c. Uppermost mantle structure beneath eastern china and its surroundings from Pn and Sn tomography. Geophys Res Lett, 43: 3143–3149

Sun W, Kennett B L N. 2017. Mid-lithosphere discontinuities beneath the western and central North China Craton. Geophys Res Lett, 44: 1302–1310

Sun W, Fu L Y, Saygin E, Zhao L. 2018. Insights into layering in the cratonic lithosphere beneath Western Australia. J Geophys Res-Solid Earth, 123: 1405–1418

Taner M T, Koehler F, Sheriff R E. 1979. Complex seismic trace analysis. Geophysics, 44: 1041–1063

Vinnik L P. 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle. Phys Earth Planet Inter, 15: 39–45

Vinnik L P, Avetisjan R A, Mikhailova N G. 1983. Heterogeneities in the mantle transition zone from observations of P-to-SV converted waves. Phys Earth Planet Inter, 33: 149–163

Wang Q, Song X D, Ren J Y. 2017. Ambient noise surface wave tomography of marginal seas in east Asia. Earth Planet Phys, 1: 13–25

Wang T, Song X, Xia H H. 2015. Equatorial anisotropy in the inner part of Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda. Nat Geosci, 8: 224–227

Wilson D C, Angus D A, Ni J F, Grand S P. 2006. Constraints on the interpretation of S-to-P receiver functions. Geophy J Int, 165: 969–980

Wirth E A, Long M D. 2014. A contrast in anisotropy across mid-lithospheric discontinuities beneath the central United States—A relic of craton formation. Geology, 42: 851–854

Yoshizawa K, Kennett B L N. 2015. The lithosphere-asthenosphere transition and radial anisotropy beneath the Australian continent. Geophys Res Lett, 42: 3839–3846

Yuan H, Romanowicz B. 2010. Lithospheric layering in the North American craton. Nature, 466: 1063–1068

Yuan X, Kind R, Li X, Wang R. 2006. The S receiver functions:

Synthetics and data example. Geophys J Int, 165: 555–564

(责任编委: 姚华建)