东北亚PKiKP/PcP振幅比离散特征与内核边界密度跳变研究

章浩东^{1,3}, 艾印双^{1,2,3*}, 何玉梅^{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重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;

3. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: ysai@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2020-08-27; 收修改稿日期: 2020-12-09; 接受日期: 2020-12-24; 网络版发表日期: 2021-03-31

中国科学院战略性先导科技专项项目(B类)(编号: XDB18000000)和国家自然科学基金项目(批准号: 41125015)资助

摘要 地球内核边界密度是理解地球核幔系统及地球发电机模型的重要约束. PKiKP/PcP振幅比通常被用于内核边界密度跳变研究, 但常常受限于离散的观测数据. 文章首次拾取东北亚地区不同地震在相同内核和核幔边界区域反射的PKiKP和PcP震相, 通过分析表明PKiKP/PcP振幅比离散是广泛存在的; 同时, 对比了PKiKP和PcP振幅, 发现PKiKP/PcP振幅比离散不能仅归因于内核边界的异常, 其离散更可能来自于两种震相射线路径差异和壳幔结构不均匀异常的影响. 通过拟合PKiKP/PcP振幅比观测数据, 文章得到东北亚下方的内核边界密度跳变和压缩波速度跳变分别约为 0.65 g cm^{-3} 和 0.87 km s^{-1} , 较大的密度跳变和压缩波跳变意味着内核表面可能存在局部的结晶作用.

关键词 东北亚, 内核边界, PKiKP/PcP振幅比, 密度跳变

1 引言

内核的缓慢增长与堆积会释放热量和轻元素, 并驱动液态外核的对流. 作为固态内核与液态外核分界面的内核边界, 其密度跳变大小可以为内核固化的动力学过程尤其是计算内核的热演化过程提供约束. 例如, 它可以用来计算内核的冷却速率, 并进一步估计对地球发电机模型的作用(Buffett等, 1996; 刘斌等, 1999; 黄定华等, 2001; Nimmo等, 2004; 吴忠庆和王文忠, 2016; 刘沁雅等, 2017; Wang和Niu, 2019). 前人

做过大量关于内核边界密度跳变(简称“密度跳变”)的研究. 利用自由振荡方法可以得到密度跳变大小约为 $0.55\sim 0.60\text{ g cm}^{-3}$ (Dziewonski和Anderson, 1981). 另一方面, 地震体波方法常使用前临界PKiKP震相和PcP震相的振幅比值来测量密度跳变, 但其结果一般都是大于由自由振荡方法得到的结果(Koper和Pyle, 2004; Koper和Dombrovskaya, 2005; 温联星等, 2018). 由于前临界PKiKP震相在地球内部传播路径长, 信号很容易被湮没在噪声中, 因此能拾取到的有效PKiKP信号十分稀少(Tkalčić等, 2009). 基于少量的PKiKP和PcP

中文引用格式: 章浩东, 艾印双, 何玉梅. 2021. 东北亚PKiKP/PcP振幅比离散特征与内核边界密度跳变研究. 中国科学: 地球科学, 51(5): 696–708, doi: 10.1360/SSTe-2020-0230

英文引用格式: Zhang H, Ai Y, He Y. 2021. Research on the scatter features of the PKiKP/PcP amplitude ratio and the inner core boundary density contrasts beneath Northeast Asia. Science China Earth Sciences, 64(5): 716–727, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9712-3>

观测数据, Bolt和Qamar(1970)得到密度跳变的上限为 1.8 g cm^{-3} , 而Souriau和Souriau(1989)认为密度跳变约为 $1.33 \sim 1.66 \text{ g cm}^{-3}$. 随着观测数据的增加, Koper和Pyle(2004)同样利用了PKiKP/PcP振幅比(简称“振幅比”)的方法, 得到了密度跳变($0.52 \pm 0.24 \text{ g cm}^{-3}$)的结果. Cao和Romanowicz(2004)认为密度跳变应该为 $0.6 \sim 0.9 \text{ g cm}^{-3}$. 总的来说, 密度跳变的上界为 1.1 g cm^{-3} (Tkalčić等, 2009). 由于数据的稀少、采样范围有限以及数据的离散性, 使用PKiKP/PcP振幅比方法很难得到一个较为准确的密度跳变值.

在前人工作中, 关于东北亚下方的内核边界密度跳变研究较少. Shen等(2016)将PKiKP/PcP振幅比按震中距平均, 得到黄海下方内核边界密度跳变大致可以划分为 0.6 和 1.2 g cm^{-3} 两个区域, 并认为可能是内核边界镶嵌式的横向异常. Krasnoshechekov等(2019)由观测PKiKP/PcP振幅比推测鄂霍次克海下方内核边界密度跳变仅为 0.3 g cm^{-3} , 这一数值远小于ak135模型给出的密度跳变值. 受限于观测数据, 前人研究通常采用PKiKP/PcP振幅比数据按照相邻震中距平均的方法, 以降低数据离散带来的不确定性. 但这也会使许多细节被掩盖, 甚至给出了大相径庭的密度跳变测量结果. 另外, 前人尚没有利用多个地震的PKiKP数据采样内核边界同一区域的报道.

本研究收集了大量高质量的PKiKP和PcP震相资料, 这些数据来源于四个地震, 并在东北亚局部相同内核边界区域密集采样. 为了研究PKiKP/PcP振幅比的离散特性, 本文首先对比了四个地震的PKiKP/PcP振幅比, 之后又对比分析了PKiKP和PcP的绝对振幅. 在模拟出理论PKiKP/PcP振幅比曲线后, 得到对此理论振幅比敏感的弹性参数. 通过拟合观测得到的振幅比, 本文获得了东北亚下方内核边界一个较为准确的密度跳变和压缩波速度跳变结果, 这对内核边界的结晶或熔融状态有指示作用.

2 数据及方法

2.1 数据

地震体波中的前临界PKiKP和PcP震相组合常被用来研究内核边界密度跳变. 其中PKiKP是地震激发的压缩波穿过液态外核并在内核边界发生反射的震相; 而PcP是压缩波在核幔边界发生反射的震相, 常被

用于PKiKP的参考震相(图1a). 我们从国家测震台网数据备份中心(郑秀芬等, 2009)收集了2009~2018年的四个地震, 它们激发的地震P波同时在东北亚下方的内核边界发生反射(表1). 本文仅选取台站接收的垂直分量, 并且对地震波信号进行1~2 Hz双极因果巴特沃斯滤波, 之后对其去除仪器响应, 得到位移地震波形图. 图1b是PKiKP和PcP震相的示例, 两震相的波形形状十分相似.

这四个地震共有246道记录密集采样东北亚两个邻近的内核边界区域. 附图S1(网络版附图, <http://earthcn.scichina.com>)所示为PKiKP和PcP震相波形数据, PKiKP射线路径在地表的投影如图2所示. 具体的, 区域一范围为(47°N , 131°E)至(48°N , 133°E), 被来自两个地震的129道记录采样(图2b). 区域二范围为(43°N , 130°E)至(43°N , 133°E), 被来自四个地震的117道记录采样(图2c). 在后续分析中, 我们对这两个区域采用半径为 1° (投影在地表约111.2km, 对应在内核边界处约22.3km), 步长 1° , 部分重叠的圆形网格.

2.2 方法

Bolt和Qamar(1970)提出, 如果预先知道震源辐射花样和地球参考模型, 那么通过PKiKP/PcP振幅比就能推测出内核边界密度跳变大小. 在本研究中, PKiKP/PcP振幅比定义为PKiKP振幅与PcP振幅的比值, 即:

$$dA = \left(\frac{A_{\text{PKiKP}}}{A_{\text{PcP}}} \right)_{\text{obs}}, \quad (1)$$

式中 A_{PKiKP} 和 A_{PcP} 分别表示观测得到的PKiKP和PcP震相的位移振幅大小. 为了更准确且稳定地测量两个震相的幅值, 我们截取震相实际到时前4s至后4s共8s时间窗的波形, 并选取时间窗内波峰波谷差为振幅大小(Cao和Romanowicz, 2004). 由于PKiKP和PcP震相的离源角存在差异, 震源辐射花样会对两震相的振幅大小产生较大的影响(Tkalčić等, 2009; Shen等, 2016). 因此, 需要对PKiKP/PcP振幅比做辐射花样校正. 通常, 将观测得到的振幅比数据乘以辐射花样校正因子就可以得到校正后的振幅比.

通过观察PKiKP/PcP振幅比, 可以分析其离散特征. 在本研究中, 我们收集在相同内核边界小区域内密集采样, 但来自四个不同地震的PKiKP震相数据. 通

图 1 本研究中用到的PKiKP和PcP震相

(a) 穿过地球内部的PKiKP(红色实线)和PcP(蓝色实线)震相的射线路径。图中示例地震(黑色五角星)震源深度为50km, 接收台站(黑色三角形)震中距为30°。(b) 台站HE.WAT接收的经过1~2Hz滤波后的位移波形记录, 可见清晰的PKiKP和PcP震相。震相的理论到时用黑色虚线标出, 而实际观测到时分别用蓝色虚线(PcP)和红色虚线(PKiKP)标识

表 1 本研究用到的地震事件

地震	发震时间	纬度(°N)	经度(°E)	深度(km)	震级(M_w)	区域一内反射点数目	区域二内反射点数目
1	2009-12-10T02:30:54.9	53.44	153.77	655.7	6.3	20	15
2	2013-05-24T14:56:30.0	52.22	151.56	620.0	6.9	109	68
3	2016-01-11T17:08:06.5	44.46	141.01	253.9	6.3	0	9
4	2018-11-02T11:01:17.7	47.81	146.65	446.7	6.0	0	25

过对比这四个地震PKiKP/PcP振幅比的离散特征, 我们或许可以有新的发现。另一方面, 圆形网格的半径为1°, 这就意味着理论上网格内的PKiKP/PcP振幅比大小十分相近, 同时PKiKP振幅和PcP振幅都应当稳定在相近的范围内。但是, 如果PKiKP/PcP振幅比发生离散的现象, 可能来自于稳定的PKiKP振幅和离散PcP振幅, 或者稳定的PcP振幅和离散的PKiKP振幅。进而可以分析其离散原因。

进一步, 通过PKiKP/PcP振幅比, 我们可以测量内核边界的密度跳变大小。这里我们首先引入理论PKiKP/PcP振幅比的计算方法, 这一方法在Tkalić等(2009)文章中有详细描述。基于地震射线理论, 并假设在地球浅部PKiKP和PcP震相的射线路径相似, 球状对称地球中的理论PKiKP/PcP振幅比主要由三个因素确定。通过这三个因素我们便可以模拟出PKiKP/PcP振幅比的理论值。它们分别是: 压缩波的几何扩散

效应、外核的衰减作用(Cormier和Richards, 1976)和内核边界和核幔边界处的反射与透射系数(即反透射系数)。分述如下: (1) 对于压缩波的几何扩散效应, 它反映了球对称地球中地震波的波前扩张会造成能量分散, 并使振幅减小(Nolet, 2008); (2) 对于外核的衰减作用, 在具体的理论计算中, 外核中的衰减作用由品质因子 Q_k 确定, 其大小为10000, 并假设地震波主频为1 Hz (Tkalić等, 2009); (3) 对于反透射系数, 由于在地球不连续界面处存在位移连续、正应力相等和剪切应力为零的边界条件, 基于ak135模型的理论参数(Kennett等, 1995; 其弹性参数见表2所列), 我们便可以计算得到核幔边界和内核边界的反透射系数(附图S2)。从附图S2可见, 在内核边界处反射的P波(即PKiKP震相)存在临界角, 并且在入射角70°时, 几乎没有能量反射。ak135模型内核边界处的密度跳变大小为0.565g cm⁻³, 压缩波速度跳变大小为0.754km

图 2 PKiKP震相在内核边界反射点位置分布

(a) 本研究中所使用的地震(彩色五角星, 编号见表1)、接收台站(黑色三角形)以及相应的PKiKP传播的大圆弧路径在地表的投影分布(彩色线). PKiKP震相在内核边界处的反射点由彩色实心点标示. 不同地震的数据用不同颜色表示. 来自地震1、2、3和4的震源、反射点位置(文中反射点均指PKiKP反射点)和射线路径分别用蓝色、红色、绿色和橙色加以区分; 区域一(b)和区域二(c)的反射点分布图. 图中彩色点是反射点, 黑色点是每个网格的中心位置, 圆圈示意半径为1°、步长为1°的圆形网格. 区域一内有六个部分重叠的网格, 区域二内有四个部分重叠的网格

表 2 ak135模型中核幔边界与内核边界的弹性参数

弹性参数	密度(g cm^{-3})	压缩波速度(km s^{-1})	剪切波速度(km s^{-1})
核幔边界上侧	5.551	13.660	7.281
核幔边界下侧	9.915	8.000	0.000
内核边界上侧	12.139	10.289	0.000
内核边界下侧	12.704	11.043	3.504

s^{-1} . 通过这一射线理论方法, 我们便可以得到理论PKiKP/PcP振幅比相对于震中距的函数. 再者, 不同震源深度的理论PKiKP/PcP振幅比曲线也会存在差别, 但差别一般较小(附图S3). 在本研究中, 不同震源深度的理论振幅比相差小于0.005, 所以为了方便计算, 我们假设震源位于地表. 因此, 在本研究中, PKiKP/PcP振幅比与核幔边界及内核边界处的反透射系数有关, 而反透射系数受到界面处的密度和地震波速度的影响. 通过拟合观测到的PKiKP/PcP振幅比, 我们便可以推测界面处的弹性参数大小, 尤其是内核边界处的密度跳变大小.

3 结果

3.1 PKiKP/PcP振幅比

所有PKiKP/PcP振幅比与震中距的关系如图3a所示, 其中震中距的范围约为 $10^{\circ}\sim 40^{\circ}$, 振幅比呈现出较大的离散特征. 进一步来看, 对于不同的地震, 振幅比数据依旧存在离散特征, 同时这种离散不依赖于震中距的变化. 通过对比观测PKiKP/PcP振幅比大小(数据点)与理论振幅比曲线(黑色虚线), 发现即便数据存在离散, 但是基本分布在理论曲线附近. 另一方面, 我们给出了每道记录的辐射花样校正量的大小, 当辐射花

图3 本研究中PKiKP/PcP振幅比结果

(a) 观测的PKiKP/PcP振幅比随震中距变化分布. 黑色虚线表示基于ak135模型计算得到的理论振幅比曲线. (b) 震源辐射花样校正量随震中距变化分布. 图中不同地震数据用不同颜色标示

样校正量为1时, 表示辐射花样无影响. 四个地震的辐射花样校正量从0.7至1.1 (图3b), 表明震源辐射花样效应对PKiKP/PcP振幅比确实存在影响, 尤其是对地震4的数据影响较大.

由于在内核边界采样的稀疏性, 前人研究中(Kooper和Pyle, 2004; 申中寅等, 2013; Shen等, 2016)通常将PKiKP/PcP振幅比按照相近震中距来平均. 但是, 平均后的结果会掩盖一些有用的信息. 比如, 对于相近震中距的PKiKP/PcP振幅比而言, 这些数据可能来自于不同的地震, 也可能是采样了不同的内核边界区域, 因此仅仅分析相近震中距的振幅比数据是略显粗糙的. 为了更详细分析, 我们对比在相同区域反射但是来自于不同地震的PKiKP/PcP振幅比.

首先, 我们分析了区域一中每个网格内的PKiKP/PcP振幅比, 该区域有六个网格, 震中距范围为 20° ~ 35° , 振幅比观测结果如图4所示. 两个地震PKiKP采样区域一的内核边界, 分别用蓝色(地震1)和红色(地震2)加以区别. 我们观察到, 数据量越多, 均值越稳定, 误差棒也越小(图4). 地震1的PKiKP震相在此区域内有20个反射点; 而地震2有109个反射点. 因此, 六个网格中地震2的PKiKP/PcP振幅比均值都较稳定, 稍大于理论曲线, 并且误差棒相互差别较小. 但是, 在六个网格中地震1的PKiKP/PcP振幅比均值相对于理论曲线变化稍大, 同时误差棒相互差别也较大. 例如, 在图4a、4d、4e、4f中, 地震1采样的振

幅比均值大于理论曲线; 而在图4b、4c中则均值小于理论曲线. 尽管这可能表现不同网格之间的横向变化, 但由于区域一横向范围很小以及地震2采样的数据量远大于地震1, 所以地震2采样的振幅比均值结果更可靠.

再者, 我们分析区域二内每个网格的PKiKP/PcP振幅比, 该区域有四个网格, 震中距范围为 10° ~ 40° , 振幅比观测结果如图5所示. 四个地震PKiKP采样区域二的内核边界. 与区域一相同的是, 尽管振幅比的数据呈现出离散的特性, 观测数据越多, 均值则越稳定. 例如, 地震2采样的振幅比均值较稳定的在理论曲线附近, 但是地震1、3和4采样的振幅比均值变化很大. 同时, 我们观察到地震4采样点的震中距位于 25° 附近, 尽管其震源辐射花样的影响较大(图3b), 但振幅比的离散特征与其他地震相近.

区域一被两个地震的PKiKP数据所采样, 而区域二则被四个地震的PKiKP数据所采样. 这四个地震的震源机制解、震级大小都不相同, 但是其PKiKP/PcP振幅比都表现出较明显的离散特性. 由于PKiKP/PcP振幅比直接受到PKiKP振幅和PcP振幅的影响, 所以我们进一步分析PKiKP/PcP振幅比离散的来源.

3.2 PKiKP振幅和PcP振幅

为了确定PKiKP/PcP振幅比数据离散的来源, 我们给出区域一(附图S4)和区域二(附图S5)每个圆形网

图4 区域一内六个网格中的PKiKP/PcP振幅比

两个地震PKiKP震相在区域一内反射, 地震1和2振幅比分别用蓝色和红色表示. 该区域有6个互相重叠的半径为 1° 的圆形网格((a)~(f)), 分别用6个子图画出, 子图右上角给出了网格中心点的经纬度位置. 其中黑色虚线表示基于ak135模型的理论振幅比曲线. 圆形点表示由单台观测得到的PKiKP/PcP振幅比, 而方形点表示观测振幅比的均值; 误差棒则表示标准差大小

格中PKiKP振幅和PcP振幅关系图. 由于每个圆形网格的半径为 1° , 那么在给定震中距下该网格中的理论PKiKP/PcP振幅比应该为一常数, 并且PKiKP和PcP的振幅应当稳定在较小范围内.

我们以区域一内网格(47°N , 131°E)为例, 该网格中的PKiKP/PcP振幅比以及PKiKP与PcP振幅的关系如图6所示. 其中, 图6a是两个地震采样的PKiKP/PcP振幅比. 相应的, 图6b、6c分别显示了地震1和地震2采样的PKiKP振幅和PcP振幅, 我们观察到PKiKP振幅和PcP振幅都表现出离散的特征. 地震1在此网格内采样的PcP振幅在 $0\sim 800\text{nm}$ 范围内, PKiKP振幅在 $0\sim 40\text{nm}$ 范围内. 而地震2在此网格内采样的PcP振幅在 $0\sim 10000\text{nm}$ 范围内, 而PKiKP振幅在 $0\sim 600\text{nm}$ 范围内.

同样的, 我们以区域二内网格(43°N , 131°E)为例(图7). 在此网格中, 我们得到了四个地震采样的PKiKP/PcP振幅比(图7a)以及相应的每个地震采样的PKiKP振幅和PcP振幅(图7b、7c、7d、7e). 与区域一

相似的是, PKiKP振幅和PcP振幅都表现出离散的特征, 并且较为对称的分布在理论振幅比直线的两侧. 因此, 异常的PKiKP/PcP振幅比并非仅仅来自于PKiKP振幅的离散, 或仅来自于PcP振幅的离散, 而是这两个震相离散的共同结果.

我们进一步分析了PKiKP/PcP振幅比与PKiKP振幅的相关性, 以及PKiKP/PcP振幅比与PcP振幅的相关性. 我们发现对于PKiKP/PcP振幅比与PcP振幅的相关系数, 和PKiKP/PcP振幅比与PKiKP振幅的相关系数(附图S6), 在区域一中为 -0.59 和 0.45 , 在区域二中为 -0.44 和 0.49 . 即在相关性上, 一方面, 相关系数并不较大, 如接近 -1 或者 1 , 相关系数的绝对值位于 $0.3\sim 0.6$; 另一方面, 振幅比与PKiKP振幅的相关系数和与PcP振幅的相关系数并没有表现出较大的差异, 比如区域一中两个相关系数绝对值都在 0.5 左右. 因此, PKiKP/PcP振幅比的离散很难仅仅归咎于PcP振幅或者PKiKP振幅.

图5 区域二内四个网格中的PKiKP/PcP振幅比

四个地震PKiKP震相在区域二内反射, 地震1、2、3和4分别用蓝色、红色、绿色和橙色来表示. 该区域有四个互相重叠的半径为 1° 的圆形网格, 并分别用四个子图画((a)~(d)), 子图右上角标出网格中心点的经纬度位置. 其中黑色虚线表示基于ak135模型的理论振幅比曲线. 圆形点表示由单台观测得到的PKiKP/PcP振幅比, 而方形点表示观测振幅比的均值; 误差棒则表示标准差大小

图6 区域一中示例网格(47°N, 131°E)内采样的数据

(a) PKiKP/PcP振幅比随震中距变化分布. 圆形点表示单台记录的PKiKP/PcP振幅比, 而方形点表示网格内的振幅比均值, 误差棒表示标准差大小. 黑色虚线表示基于ak135模型的理论振幅比曲线. (b)和(c)分别为地震1和地震2在此网格中的PKiKP振幅与PcP振幅关系图. 其中黑色虚线表示该网格在震中距 31.5° (b)和 28.4° (c)时基于ak135模型计算得到的理论振幅比大小. 此网格中反射点数据源自地震1和2

图7 区域二中示例网格(43°N, 131°E)内采样的数据

(a) PKiKP/PcP振幅比随震中距变化分布. 圆形点表示单台记录的PKiKP/PcP振幅比, 而方形点表示网格内的振幅比均值, 误差棒表示标准差大小. 黑色虚线表示基于ak135模型的理论振幅比曲线. (b)~(e)分别为地震1~4在此网格中的PKiKP振幅与PcP振幅关系图. 其中黑色虚线表示该网格在震中距35.8° (b)、33.4° (c)、15.1° (d)和24.8° (e)时基于ak135模型的理论振幅比大小. 此网格中反射点数据源自地震1、2、3和4, 分别用蓝色、红色、绿色和橙色来区别

3.3 利用PKiKP/PcP振幅比计算内核边界的密度跳变

PKiKP/PcP振幅比对内核边界和核幔边界的上侧及下侧的弹性参数(密度 ρ 、压缩波速度 V_p 和剪切波速度 V_s)十分敏感. 在附图S7中, 基于ak135模型, 我们通过分别改变不连续界面两侧共10个弹性参数的大小来观察理论振幅比曲线的变化情况, 并依次来判断密度跳变和速度跳变对PKiKP/PcP振幅比的影响. 发现在震中距25°~50°范围时, 振幅比对内核边界处的密度跳变 $\Delta\rho$ 和压缩波速度跳变 ΔV_p 很敏感(附图S6f~S6i). 因此, 通过观测的PKiKP/PcP振幅比与理论振幅比曲线之间的差异, 便可以估计内核边界的实际弹性参数跳变值.

首先假设PKiKP/PcP振幅比仅受到内核边界密度

跳变的影响(图8). 在ak135模型中, 密度跳变为 0.57 g cm^{-3} (黑色虚线). 图8a(区域一)和图8b(区域二)分别显示了每个网格内PKiKP/PcP振幅比平均值随震中距分布, 这些均值都位于 0.3 g cm^{-3} (橙色虚线)和 1.2 g cm^{-3} (蓝色虚线)之间. 也就是说, 根据这两个区域的振幅比的平均值可以看出, 它们的密度跳变的上限为 1.2 g cm^{-3} , 下限为 0.3 g cm^{-3} . 进一步, 我们使用了最小二乘方法拟合两个区域最优的密度跳变值. 在区域一(图8c)中, 地震1振幅比拟合的最优值为 0.81 g cm^{-3} , 地震2振幅比拟合的最优值为 0.79 g cm^{-3} ; 这两个地震振幅比拟合的平均最优值为 0.80 g cm^{-3} . 可以看出, 这两个地震在区域一获得的密度跳变值几乎相等. 在区域二(图8d)中, 由地震1、2、3和4的振幅比拟合的密度跳变最优值分别为 1.15 、 0.56 、 0.45 和 0.76 g cm^{-3} , 由这四个地震振幅比拟合的平均最优值为 0.59 g cm^{-3} .

图8 PKiKP/PcP振幅比与内核边界的密度跳变

仅改变内核边界密度跳变参数拟合观测的PKiKP/PcP振幅比。区域一(a)和区域二(b)内振幅比均值。方形点表示每个网格中的振幅比平均值,误差棒表示标准差大小。自下而上三条曲线表示三个有代表性的密度跳变大小(即 0.3 g cm^{-3} , ak135, 1.2 g cm^{-3}),给出了数据的上下限范围。区域一(c)和区域二(d)内拟合的最优密度跳变。其中圆形点表示单台记录的振幅比,黑色虚线表示基于ak135模型的理论振幅比曲线,彩色实线表示每个地震拟合得到的密度跳变,黑色实线表示区域内所有地震拟合得到的密度跳变。图中来自不同地震的数据用不同颜色标示

这四个地震的PKiKP震相同时在区域二的内核边界上反射,但是拟合的密度跳变值却相差甚远,这可能是数据量较少而误差影响较大造成的。另一方面,我们假设PKiKP/PcP振幅比仅受到内核边界压缩波跳变的影响(附图S8),其拟合得到的压缩波速度跳变值过大,也难以解释观测的振幅比数据。

仅考虑密度跳变或压缩波速度跳变都难以解释PKiKP/PcP振幅比观测数据。考虑到这两者之间存在折衷的关系(Koper和Pyle, 2004),我们假设内核边界

处的密度跳变和压缩波速度跳变是按照同等比例变化的(Tian和Wen, 2017),因此同样使用最小二乘法来拟合最优跳变值,得到区域一的弹性参数均值相对于ak135模型偏大15%(即密度跳变为 0.65 g cm^{-3} ,压缩波速度跳变为 0.87 km s^{-1})(图9a);区域二的弹性参数相对于ak135模型在 $-1\sim+37\%$ 范围内(即:密度跳变为 $0.56\sim0.77\text{ g cm}^{-3}$,压缩波速度跳变为 $0.76\sim1.03\text{ km s}^{-1}$),且其均值相对于ak135模型偏大4%(图9b)。另一方面,由于区域一与区域二位置很接近,所以内核边界的参

图9 PKiKP/PcP振幅比与内核边界的密度跳变及压缩波速度跳变

同时改变内核边界密度跳变和压缩波速度跳变来拟合观测的PKiKP/PcP振幅比。区域一(a)和区域二(b)内基于观测振幅比得到的密度跳变和压缩波速度跳变的最优拟合曲线。其中圆形点表示单个台站记录的振幅比, 黑色虚线表示基于ak135模型的理论振幅比曲线, 彩色实线表示每个地震拟合的最优值, 黑色实线表示区域内所有地震拟合的最优值。不同曲线对应的拟合结果见右上角图例

数跳变应当很接近。考虑到区域一的参数跳变拟合值很稳定, 而且在区域二的参数跳变拟合值变化范围内, 所以我们采样的东北亚下方内核边界的密度跳变和压缩波速度跳变可以用研究区域一的结果来表示。

4 讨论

PKiKP/PcP振幅比为内核边界的密度跳变和压缩波速度跳变提供了约束。但是, 观测的振幅比常受限于数据的离散。我们将首先分析观测数据离散的原因。之后对比讨论东北亚下方内核边界的密度跳变和压缩波速度跳变。

4.1 PKiKP/PcP振幅比数据的离散特性

本文观测到的PKiKP/PcP振幅比存在离散性。观测的数据越多, 其均值越稳定, 这可以有效降低随机误差的影响, 并提高了数据的准确性(Tkalčić等, 2009)。尽管观测数据的多少会影响到振幅比的均值以及拟合的结果, 但是也很难完全解释离散的原因。对于本文观测的PKiKP/PcP振幅比数据, 我们已经对其做了震源辐射花样校正, 所以PKiKP/PcP振幅比的离散应当归因于PKiKP振幅或PcP振幅或者两种震相射线

路径差异和壳幔结构不均匀性的影响。

前人的研究显示PKiKP/PcP振幅比的离散与PKiKP的异常振幅有关。这些异常可能来自于内核表面镶嵌式的横向不均匀性(Krasnoshechekov等, 2005)或者内核边界凸起造成的能量散射作用(Dai等, 2012)或者内核顶部的不均匀结构(Poupinet和Kennett, 2004; Leyton和Koper, 2007)等。Koper和Pyle(2004)在研究中发现振幅比数据在震中距30°附近出现特别明显的离散, 进一步发现这是严重异常的PcP振幅导致; 并将其归因于超低速带(ULVZs)或核幔边界凸起的影响。边界面的小尺度起伏会造成振幅发生改变; 具体来说, 边界面的凸起通常会造造成能量的散射, 表现为振幅值明显偏小; 而凹陷则会造成能量的聚焦, 表现为振幅值明显偏大。对于本研究中的局部区域而言, 区域二经度方向跨度最大, 约为129°~134°, 对应到内核边界约110km的尺度范围。而主频为1Hz的PKiKP震相在内核边界的菲涅尔带半径约为150km (Kawakatsu, 2006), 其尺度大于我们研究的区域, 更大于单个网格尺度, 所以在单个网格中对比分析是可靠的。如果PKiKP振幅离散但是PcP振幅稳定, 那么PKiKP/PcP振幅比的离散应当归因于PKiKP震相。相反, 如果PcP振幅离散但是PKiKP振幅稳定, 那么PKiKP/PcP振幅比的离散应当归

因于PcP震相。但通过对比单一网格中的PKiKP振幅与PcP振幅, 我们发现PKiKP振幅与PcP振幅都存在在较大范围内波动的现象(附图S3、S4)。也就是说PKiKP和PcP振幅都存在离散, 并且因此导致了PKiKP/PcP振幅比的离散和不确定性。所以, 我们很难将振幅比的离散仅仅归咎于PKiKP或PcP震相单一作用的结果, 也很难说是由于内核边界或核幔边界的起伏造成的。

对比区域一和区域二内的PKiKP/PcP振幅比结果, 我们发现即便两区域相邻, 但也表现出较大的差异。在区域一中, 地震1振幅比拟合得到的最优曲线与地震2振幅比拟合得到的最优曲线几乎一致; 而在区域二中, 地震1、2、3和4的振幅比拟合的最优曲线却相互差别较大。地震波在地球内部传播, 其射线路径经过的所有异常都可能会影响到地震波的振幅大小。尽管PKiKP和PcP震相的射线路径在地球浅部(地壳及上地幔)相似, 但是局部的结构异常依旧会改变PKiKP或PcP震相的振幅值, 进而影响PKiKP/PcP振幅比的大小(Zheng和Wu, 2008; Hong和Menke, 2008)。这两个区域除了采样的数据量不同, 他们之间的射线路径也不相同。总的来说, PKiKP/PcP振幅比的离散与PKiKP振幅离散和PcP振幅离散均相关, 这可能是两震相射线路径的差异以及地球内部的不均匀性对射线路径影响的结果。另外, 也可以利用PcP和PKiKP的信噪比, 以及两者波形的互相关系数作为权重, 来对不同PKiKP/PcP振幅比进行分类, 以得到更可靠的振幅比平均值与标准差。但使用这一方法如何确定权重, 有待进一步的研究与探讨。

4.2 东北亚下方内核边界的密度跳变

前人研究中, 用内核边界或者核幔边界的单一异常弹性参数跳变难以解释异常偏大的PKiKP/PcP振幅比(Krasnoshchekov等, 2005; Tkalčić等, 2010; Tanaka和Tkalčić, 2015)。在本研究中, 仅改变内核边界密度跳变大小或仅改变内核边界的压缩波速度大小都很难解释相对于ak135模型异常偏大的PKiKP/PcP振幅比。对于观测得到的PKiKP/PcP振幅比相对于理论值过大问题, Waszek和Deuss(2015)尝试不使用PKiKP震相数据, 而使用在PKiKP到时附近的噪声来替代, 并得到一个较合理的结果。但权衡好密度跳变和压缩波速度跳变之间的折衷, 有利于更好的拟合观测数据(Koper和Pyle, 2004; Tkalčić等, 2009)。Tian和Wen(2017)在模拟PKiKP波形时假设密度跳变与压缩波速度跳变和剪切

波速度跳变都以同样比例改变。而在本研究中, PKiKP/PcP振幅比在25°~50°范围内仅对内核边界处的密度跳变和压缩波速度跳变敏感, 所以假设这两者以相同比例改变, 以期可以为偏大的振幅比观测数据提供一个合理的约束。

在东亚以及东北亚区域, 前人的结果表明观测到的PKiKP/PcP振幅比相对于ak135模型都偏大。Shen等(2016)发现黄海下方内核边界的密度跳变大小可以归为两类(0.6和1.2 g cm⁻³), 并认为这可能是横向不均匀的马赛克结构造成的。另一方面, 也有研究表明东北亚下方内核边界的密度跳变不同于全球其他地区。在全球大部分其他地区的PKiKP/PcP振幅比都偏大, 并且由此得到偏大的密度跳变值, 但是东北亚的密度跳变值却小于ak135模型的理论值(Koper和Pyle, 2004; Tkalčić等, 2009)。Krasnoshchekov等(2019)在他的研究中对比了东西半球两个采样区域的PKiKP/PcP振幅比, 认为东北亚的鄂霍次克海下方内核边界的密度跳变仅为0.3 g cm⁻³。而本研究的采样的东北亚下方内核边界的密度跳变为0.65 g cm⁻³以及压缩波速度跳变为0.87 km s⁻¹, 这一结果与ak135模型相比稍大。一般来说, 内核表面的结晶会造成轻物质的抛出, 这会降低内核边界上侧的密度和压缩波速度, 从而使得内核边界的密度或速度跳变值增大(Antonangeli等, 2010)。更进一步, 内核边界上侧存在一个厚度约300 km左右的高衰减层(F层, Zou等, 2008), 这可能也是内核边界结晶抛出轻物质的结果。但相较于前人远大于或小于ak135模型的结果(Waszek和Deuss, 2015; Krasnoshchekov等, 2019), 本文得到的结果比较接近于ak135模型。这意味着利用PKiKP/PcP振幅比这一体波方法测量得到的东北亚下方的内核边界密度跳变大小, 与自由振荡测量得到的密度跳变值(0.55~0.60 g cm⁻³)较为接近(PREM模型, Dziewonski和Anderson, 1981), 即随着观测数据的增多, 体波方法的准确性可以进一步提高。

5 结论

本研究首次拾取了不同地震在相同内核边界发生密集反射的PKiKP震相, 为PKiKP/PcP振幅比的对比分析提供了可能。

通过对比分析与讨论, 我们发现PKiKP/PcP振幅比离散是普遍存在的; 并且对比PKiKP振幅和PcP振幅

发现, 两者振幅都存在明显的离散. 研究表明PKiKP/PcP振幅比离散可能与核幔边界或内核边界的小尺度起伏无关, 更可能源于射线传播路径上的不均匀结构.

通过改变内核边界的弹性参数跳变值来拟合观测得到的PKiKP/PcP振幅比, 获得东北亚下方内核边界密度跳变和压缩波速度跳变分别为 0.65 g cm^{-3} 和 0.87 km s^{-1} , 该值相较于ak135模型稍微偏大, 意味着内核边界可能存在局部结晶.

致谢 感谢中国地震局地球物理研究所国家测震台网数据备份中心为本研究提供了研究数据(doi: 10.11998/seisdmc/SN, <http://www.seisdmc.ac.cn>). 感谢申中寅提供了计算理论PKiKP/PcP振幅比曲线的程序. 本文所有图片都使用GMT(Wessel和Smith, 1991)和Matplotlib(Hunter, 2007)绘制.

参考文献

- 黄定华, 吴金平, 段怡春, 郭浩, 张恒, 姚凌青, 张凡, 李斌, 王君慧, 殷鸿福. 2001. 从内核偏移到板块运动. 科学通报, 46: 646–650
- 刘斌, 张群山, 王宝善, 傅容珊, Kern H, Popp T. 1999. 地球内核的地震波速各向异性与其自转有关. 科学通报, 44: 1209–1211
- 刘沁雅, 谷宇, 姚华建. 2017. 探索地球内部结构和地震震源机制——地震学家Adam M. Dziewonski教授的学术成就简介. 中国科学: 地球科学, 47: 509–517
- 申中寅, 艾印双, 何玉梅, 姜明明. 2013. 利用前临界PKiKP-PcP资料研究中国东部内核边界性质. 地球物理学报, 56: 3324–3333
- 温联星, 田冬冬, 姚家园. 2018. 地球内核及其边界的结构特征和动力学过程. 地球物理学报, 61: 803–818
- 吴忠庆, 王文忠. 2016. 矿物高温高压下弹性的第一性原理计算研究进展. 中国科学: 地球科学, 46: 582–621
- 郑秀芬, 欧阳飏, 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
- Antonangeli D, Siebert J, Badro J, Farber D L, Fiquet G, Morard G, Ryerson F J. 2010. Composition of the Earth's inner core from high-pressure sound velocity measurements in Fe-Ni-Si alloys. *Earth Planet Sci Lett*, 295: 292–296
- Bolt B A, Qamar A. 1970. Upper bound to the density jump at the boundary of the Earth's inner core. *Nature*, 228: 148–150
- Buffett B A, Huppert H E, Lister J R, Woods A W. 1996. On the thermal evolution of the Earth's core. *J Geophys Res*, 101: 7989–8006
- Cao A, Romanowicz B. 2004. Constraints on density and shear velocity contrasts at the inner core boundary. *Geophys J Int*, 157: 1146–1151
- Cormier V F, Richards P G. 1976. Comments on “The damping of core waves” by Anthony Qamar and Alfredo Eisenberg. *J Geophys Res*, 81: 3066–3068
- Dai Z, Wang W, Wen L. 2012. Irregular topography at the Earth's inner core boundary. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 7654–7658
- Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference Earth model. *Phys Earth Planet Inter*, 25: 297–356
- Hunter J D. 2007. Matplotlib: A 2D graphics environment. *Comput Sci Eng*, 9: 90–95
- Hong T K, Menke W. 2008. Imaging laterally varying regional heterogeneities from seismic coda using a source-array analysis. *Phys Earth Planet Inter*, 166: 188–202
- Kawakatsu H. 2006. Sharp and seismically transparent inner core boundary region revealed by an entire network observation of near-vertical PKiKP. *Earth Planets Space*, 58: 855–863
- 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
- Koper K D, Dombrovskaya M. 2005. Seismic properties of the inner core boundary from PKiKP/P amplitude ratios. *Earth Planet Sci Lett*, 237: 680–694
- Koper K D, Pyle M L. 2004. Observations of PKiKP/PcP amplitude ratios and implications for Earth structure at the boundaries of the liquid core. *J Geophys Res*, 109: B03301
- Krasnoshchekov D N, Kaazik P B, Ovtchinnikov V M. 2005. Seismological evidence for mosaic structure of the surface of the Earth's inner core. *Nature*, 435: 483–487
- Krasnoshchekov D, Ovtchinnikov V, Polishchuk V. 2019. Dissimilarity of the Earth's inner core surface under South America and Northeastern Asia revealed by core reflected phases. *J Geophys Res Solid Earth*, 124: 4862–4878
- Leyton F, Koper K D. 2007. Using PKiKP coda to determine inner core structure: 1. Synthesis of coda envelopes using single-scattering theories. *J Geophys Res*, 112: B05316
- Nimmo F, Price G D, Brodholt J, Gubbins D. 2004. The influence of potassium on core and geodynamo evolution. *Geophys J Int*, 156: 363–376
- Nolet G. 2008. A Breviary of Seismic Tomography. Cambridge: Cambridge University Press
- Poupinet G, Kennett B L N. 2004. On the observation of high frequency PKiKP and its coda in Australia. *Phys Earth Planet Inter*, 146: 497–511
- Shen Z Y, Ai Y S, He Y M, Jiang M M. 2016. Using pre-critical PKiKP-PcP phases to constrain the regional structures of the inner core boundary beneath East Asia. *Phys Earth Planet Inter*, 252: 37–48

- Souriau A, Souriau M. 1989. Ellipticity and density at the inner core boundary from subcritical PKiKP and PcP data. *Geophys J Int*, 98: 39–54
- Tanaka S, Tkalčić H. 2015. Complex inner core boundary from frequency characteristics of the reflection coefficients of PKiKP waves observed by Hi-net. *Prog Earth Planet Sci*, 2: 34
- Tian D, Wen L. 2017. Seismological evidence for a localized mushy zone at the Earth's inner core boundary. *Nat Commun*, 8: 165
- Tkalčić H, Cormier V F, Kennett B L N, He K. 2010. Steep reflections from the Earth's core reveal small-scale heterogeneity in the upper mantle. *Phys Earth Planet Inter*, 178: 80–91
- Tkalčić H, Kennett B L N, Cormier V F. 2009. On the inner-outer core density contrast from PKiKP/PcP amplitude ratios and uncertainties caused by seismic noise. *Geophys J Int*, 179: 425–443
- Wang L, Niu F. 2019. Anomalous SmKS induced by postcritical reflection and refraction at the core-mantle boundary. *Sci Bull*, 64: 1601–1607
- Waszek L, Deuss A. 2015. Anomalous strong observations of PKiKP/PcP amplitude ratios on a global scale. *J Geophys Res Solid Earth*, 120: 5175–5190
- Wessel P, Smith W H F. 1991. Free software helps map and display data. *Eos Trans AGU*, 72: 441
- Zheng Y, Wu R. 2008. Theory of transmission fluctuations in random media with a depth-dependent background velocity structure. *Adv Geophys*, 50: 21–41
- Zou Z, Koper K D, Cormier V F. 2008. The structure of the base of the outer core inferred from seismic waves diffracted around the inner core. *J Geophys Res*, 113: B05314

(责任编辑: 杨顶辉)