

查小惠, 董非非, 汤兰荣, 等. 基于谐波分解的余干地震台接收函数研究 [J]. 华南地震, 2020, 40 (3): 27-33. [ZHA Xiaohui, ZHAO Ying, ZENG Wenjing, et al. Study on Receiver Functions of Yugan Seismic Station Based on Harmonic Decomposition [J]. South China journal of seismology, 2020, 40 (3): 27-33]

基于谐波分解的余干地震台接收函数研究

查小惠, 赵 影, 曾文敬, 罗 丽, 郭雨帆

(江西省地震局, 南昌 330026)

摘要: 基于各向异性介质下 Pms 震相到时的理论公式和理论地层模型, 验证了谐波分解方法求取地壳各向异性参数的可行性和可靠性。将该方法应用到余干地震台, 发现余干地震台不同方位角接收函数 Pms 震相存在明显的到时差, 谐波分解结果表明台站下方各向异性快波方向约为 83° , 时间延迟约为 0.28 s。快波方向 and 前人研究余干台的 SKS 分裂结果较为一致, 支持华南地区壳幔耦合变形的观点。水平轴各向异性模型参数只能部分解释 Pms 到时差异, 完整的解释需要进一步考虑界面倾斜和倾斜轴各向异性等情况。

关键字: 接收函数; 谐波分解; 各向异性

中图分类号: P315 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-8662 (2020) 03-0027-07

DOI: 10.13512/j.hndz.2020.03.04

Study on Receiver Functions of Yugan Seismic Station Based On Harmonic Decomposition

ZHA Xiaohui, ZHAO Ying, ZENG Wenjing, LUO Li, GUO Yufan

(Jiangxi Earthquake Agency, Nanchang 330026, China)

Abstract: Based on the theoretical formula of the arrival time of the seismic phase of Pms in anisotropic medium and the theoretical stratigraphic model, the feasibility and reliability of the harmonic decomposition method to obtain the anisotropic parameters of the crust are verified. Applying this method to Yugan seismic station, it is found that there is obvious arrival time difference in different azimuth receiver functions of Pms phase in Yugan seismic station. The results of harmonic decomposition show that the direction of anisotropic fast wave under the station is about 83° and the time delay is about 0.28 s. The direction of the fast wave is consistent with the SKS splitting results of previous studies, which supports the viewpoint of crust mantle coupling deformation in South China. The parameters of horizontal axis anisotropic model can only partially explain the time difference of Pms, and the complete interpretation needs to further consider the interface tilt and tilt axis anisotropy.

Keywords: Receiver function; Harmonic decomposition; Anisotropy

0 引言

接收函数方法^[1]研究地壳结构已被广泛应

用。随着观测资料的增多, 研究方法的深入, 基于不同方位角接收函数的变化研究台站下方地壳不均匀性的论文越来越多^[2-5]。目前在研究

收稿日期: 2019-12-09

基金项目: 中国地震局地震科技星火计划项目 (XH20030Y)

作者简介: 查小惠 (1989-), 男, 工程师, 主要从事前兆监测和接收函数方面的研究。

E-mail: zhaxiaohuiouc@163.com

横向不均匀性中研究最多的是界面倾斜和各向异性,而各向异性中又以 HTI(水平对称轴的横向各向同性)介质为主。在众多使用接收函数研究地壳不均匀性的方法中,谐波分解^[6]是一种较为常用的方法。谐波分解方法的主要原理是根据倾斜界面和各向异性导致的 Pms 震相随方位角时间变化周期存在差别^[7-8]。界面倾斜导致 Pms 震相随方位角呈 2π 周期变化,HTI 介质中 Pms 震相随方位角呈 π 周期变化,谐波分解方法可以在 Pms 震相的相对时差中分离出这两种叠加在一起的时间变化,从而分析台站下方的横向不均匀性。本文首先基于水平对称轴各向异性介质接收函数 Pms 到时理论公式和理论地层模型,分析并验证谐波分解方法的可行性和可靠性。然后将该方法应用到江西余干地震台(图 1),基于江西省地震局台网中心多年来积累的连续波形资料,进一步验证谐波分解方法在实际台站中的应用效果,探讨余干台站下方的地壳不均匀性。

1 方法及理论测试

1.1 方法原理

根据前人研究^[7-8]显示,单层水平对称轴各向异性介质接收函数 Pms 到时可以近似表达为

$$t_{\text{Pms}} = t_0 - \frac{\delta t}{2} \cos[2(\theta - \varphi)] \quad (1)$$

其中, t_0 为各向同性介质 Pms 震相到时, δt 是各向异性介质所引起的时差, θ 为接收函数的后方位角, φ 是各向异性快波方向。根据接收函数不同后方位角 Pms 震相的到时变化,可以基于谐波分解的方法,反演得到公式(1)中的模型参数,理解台站下方的介质结构参数。

本文首先使用理论公式和理论模型得到一系列的理論 Pms 震相到时,然后利用 harmfit 函数对该到时进行谐波拟合,通过理论试验,验证分析程序的可靠性,同时理解各反演参数间的对应关系。最后将该方法应用到实际台站当中,获取实际台站下方可靠的地壳结构参数。

1.2 理论接收函数测试

1.2.1 基于公式的理论测试

基于公式(1),假设 $t_0=5$, $\delta t=0.3$, $\varphi=45^\circ$ 。反方位角从 0° 到 360° ,以 10° 为间隔,总共 37 道,

计算出 Pms 震相的走时(图 2)。然后对计算出的 Pms 震相走时使用 harmfit 函数进行谐波分析,验证谐波分解程序的可靠性。研究发现,使用 harmfit 进行谐波分析时,需要去除 Pms 震相走时的直流分量,否则拟合不准确。去除掉直流分量后,使用 harmfit 进行 4 阶谐波分析,得到结果参数为表 1,拟合图形为图 2,图 2 中实线为公式计算的理論 Pms 震相去直流后的走时,虚线为使用 harmfit 函数拟合得到的 Pms 震相走时。

表 1 harmfit 函数 4 阶谐波分析结果

Table 1 The fourth order harmonic analysis results of harmfit function

余弦阶数	振幅	相位
1 阶	0	0.06
2 阶	0.15	1.57
3 阶	0	-1.31
4 阶	0	0.13

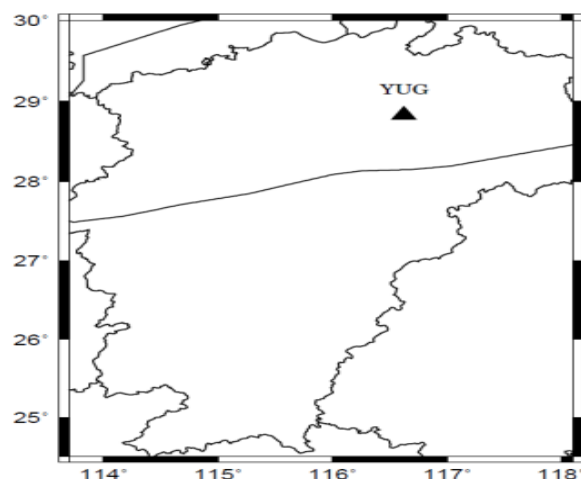


图 1 YUG 地震台位置图

Fig.1 Location map of YUG station

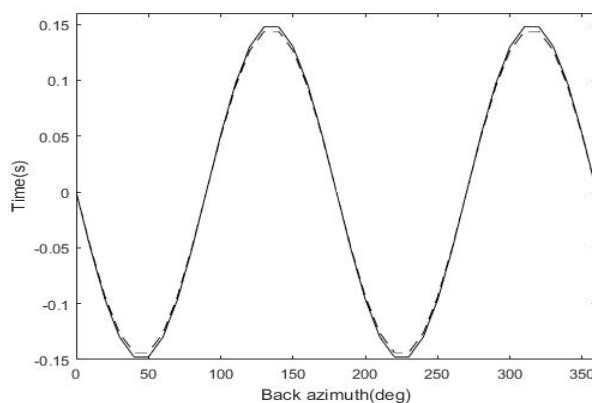


图 2 理论和谐波拟合的 Pms 震相走时图

Fig.2 Pms phase travel time diagram fitted with harmonics

根据表 1 可以看到, 1, 3, 4 阶的振幅都为零, 根据 harmfit 函数说明, 得到的二阶谐波表达式应该为 $AMP \cdot \cos(2t + ALP)$, 其中 AMP 为振幅, ALP 为相位, 单位是弧度。二阶的振幅为 0.15, 振幅的 2 倍为 0.3, 和假设的 $\delta t = 0.3$ 一致。相位信息为 1.57, 为弧度结果, 接近 $\pi/2$, 二阶表达式可以写成 $0.15 \cdot \cos(2 \cdot t + 1.57)$, 根据 cos 函数的公式 $\cos(\theta - \pi) = -\cos(\theta)$ 。可以将二阶表达式写成 $-0.15 \cdot \cos[2(\theta - \pi/4)]$, 和 (1) 式对照认为, harmfit 谐波分解结果和假设的参数是一致

的。通过该理论公式和 harmfit 的函数拟合, 验证了 harmfit 函数谐波分解的正确性, 并知道如何理解 harmfit 的谐波分解参数。

1.2.2 基于模型的理论测试

为了更深入的理解各向异性地壳模型产生的接收函数 Pms 震相走时变化, 谐波分解方法对地壳各向异性的分析能力, 本文设定了两个地壳模型 (表 2)。使用谐波分解方法分析理论地层模型的 Pms 震相走时数据, 验证了程序的可用性并更深入的理解了相关参数的对应关系。

表 2 计算接收函数的地层模型
Table 2 Strata models used for receiver function modeling

地层模型	A 组各向异性					
	A1			A2		
Thick	20 000	20 000	0	20 000	20 000	0
Den	2720	2720	3300	2720	2720	3300
V_p	6100	6100	8200	6100	6100	8200
V_s	3500	3500	4600	3500	3500	4600
F	1	0	1	1	0	1
%P	0	5	0	0	5	0
%S	0	5	0	0	5	0
Tr	0	0	0	0	45	0
PI	0	0	0	0	0	0
Str	0	0	0	0	0	0
Dip	0	0	0	0	0	0

备注: Thick 为地层厚度, Den 为密度, V_p 为 P 波速度, V_s 为 S 波速度, 它们的单位分别为 m、 g/cm^3 、m/s、m/s。F 取值 0、1, 0 表示该层为各向异性层, 1 表示该层为各向同性层, %P 和 %S 分别为 P 波和 S 波的各向异性程度, Tr 为快轴方向的水平投影与正北方向的夹角, PI 为快轴方向与铅锤方向的夹角, Str 为倾斜界面的走向 (倾向为走向加 90 度), Dip 为倾斜界面的倾角。

对 A1 和 A2 两个地层模型, 使用 RAYSUM 程序^[9]合成理论的 RTZ 三分量地震记录, 射线参数设为 0.05 s/km, 高斯脉冲宽度设为 0.5 s, 采样间隔设为 0.01 s, 总共 5024 个采样点, 360° 的反向方位角以 10° 为间隔观测, 总共 37 道接收。再将理论合成的 RTZ 三分量地震记录利用

迭代反褶积^[10-11]得到 R 分量的接收函数, 接收函数高斯低滤波参数设为 3, 大约对应 1 Hz 的拐角频率。求取得到理论接收函数以后使用脚本将反方位角、射线参数等信息写入接收函数头文件, 方便后续处理。

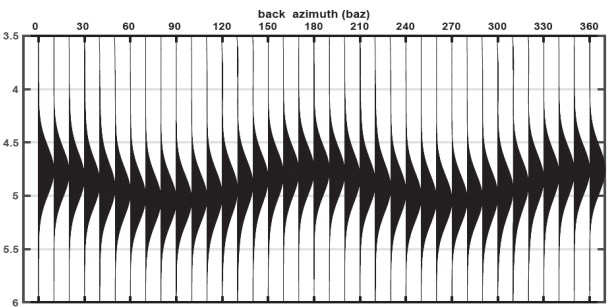


图 3 A1 模型 Ps 震相
Fig.3 Ps phase of A1 model

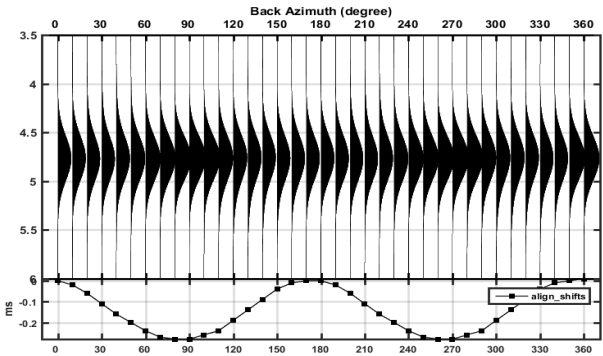


图 4 A1 模型 Ps 震相对齐时差曲线
Fig.4 Ps phase alignment time difference curve of A1 model

根据 Ps 震相的到时, 选取接收函数时间窗 3.5 s~6 s 进行分析 (图 3)。以反方位角为 0° 的接收函数为参考道, 其它道接收函数向该道接收函数对齐, 计算出每道相对第一道的时间偏移量, 可以看出各道接收函数的时间偏移连线显示明显的余弦曲线特征 (图 4)。需要说明的是, 时间偏移曲线的余弦特征和参考道的选取没有关系, 选取任何一个反方位角的接收函数作为参考道, 得到的时间偏移曲线余弦特征不变, 但是相对到时在数值上存在一个常量的整体的平移。利用 harmfit 函数对相对时差进行谐波分析, 可以得到不同阶余弦函数的振幅和相位 (表 3), 下面我们对谐波分解结果进行分析。

表 3 模型 A1 和 A2 谐波分解结果
Table 3 Harmonic decomposition results of model A1 and A2

模型	余弦阶数	振幅 AMP	相位 ALP
A1	1 阶	0.01	0
	2 阶	0.15	0.22
	3 阶	0.01	0
	4 阶	0.01	0.35
A2	1 阶	0	-3.04
	2 阶	0.14	-1.37
	3 阶	0	-2.85
	4 阶	0.01	-2.87

Raysum 软件中各向异性的定义是基于百分比, 假设各向异性强度 K 可以写为 $K = \frac{V_{\max} - V_{\min}}{V_{\max}}$ (1) 其中 V_{\max} 为快波速度, V_{\min} 为慢波速度; 快慢波走时差 dt 可以表达为 $\frac{L}{V_{\min}} - \frac{L}{V_{\max}}$ (2), 其中 L 为各向异性层厚度。将 (1) 式代入 (2) 式可得 (3) 式 $L \cdot K = dt \cdot V_{\min}$ (3)。在 A1 和 A2 模型中 L 为 20 km, 模型中给出的是平均速度为 3.5 km/s, 各向异性强度 K 为 5% 时, 计算可得 V_{\min} 约为 3.41 km/s, 可以算出理论的时间延迟应该为 0.29 s 左右。

根据 harmfit 函数说明, 得到的 2 阶谐波表达式应该为 $AMP \cdot \cos(2t + ALP)$, ALP 为弧度, 可

以认为使用 harmfit 求解两个理论模型的时间延迟分别为 0.30 s 和 0.28 s, 和理论时间 0.29 s 的时间延迟相符, 快轴方向分别约为 -6° 和 39°, 和理论的 0° 和 45° 相近但有误差。基于理论模型的计算, 我们认为该方法可以较好的提取单层水平对称轴各向异性地壳模型的地壳结构信息, 后续将在实际资料处理中, 进一步验证。

2 实际台站处理

基于前文理论公式和理论模型的谐波分解结果可以知道, 只要精确获取不同方位角的 Ps 震相相对时间偏差, 通过谐波分解, 可以得到各向异性的快波方向和时间延迟。但在实际处理过程中, 接收函数存在噪声, 且接收函数方位角覆盖不完整, 这些都会影响到不同方位角相对时差的提取, 进而影响谐波分解的可靠性。本文基于江西余干地震台, 细致分析了方位角覆盖的完整性问题, 基于波形互相关方法提取 Pms 的相对时差。然后利用谐波分解方法对台站接收函数进行了分析, 对结果进行了解释。

2.1 方位角完整性分析

为了分析地震事件方位角覆盖情况, 本次以余干地震台为中心, 挑选出 2011 年到 2019 年 5.5 级以上地震, 震中距在 30° 到 95° 之间记录的远震总共 1837 个。以 10 为间隔, 将反方位角分为 36 个区间, 统计每个区间接收函数的数量 (表 4)。同时绘制地震震中分布图 (图 5)。根据表 4 和图 5 可以明显看出, 地震事件的方位角分布是非常不均匀的。反方位角从 50° 到 110° 只有 5 个地震事件, 地震事件为个位数的反方位角区间也还有 9 个, 如果这些地震事件求取的接收函数形态不好, 会导致这些方位角的接收函数约束缺失, 这对我们使用不同方位角接收函数反演地壳结构是非常不利的。对于某些方位角, 如 120°~130°, 地震事件数量达到 665 条, 存在很大的冗余。虽然地震事件分布很不均匀, 但地壳横向不均匀性造成的 Pms 震相周期较大, 根据采样定理, 当前的方位角覆盖完全可以对信号进行恢复。

表 4 YUG 台 2011—2019 不同方位角接收函数数量

Table 4 Number of receiver functions in different azimuths of YUG station from 2011 to 2019

bazF	bazT	NUM	bazF	bazT	NUM	bazF	bazT	NUM
0	10	2	120	130	665	240	250	9
10	20	2	130	140	144	250	260	8
20	30	4	140	150	68	260	270	12
30	40	87	150	160	58	270	280	7
40	50	158	160	170	59	280	290	24
50	60	1	170	180	30	290	300	50
60	70	0	180	190	22	300	310	41
70	80	1	190	200	22	310	320	16
80	90	0	200	210	36	320	330	1
90	100	0	210	220	28	330	340	0
100	110	3	220	230	54	340	350	19
110	120	190	230	240	16	350	360	0

bazF 为起始方位角 bazT 为终止方位角 num 为方位角方位内接收函数数量

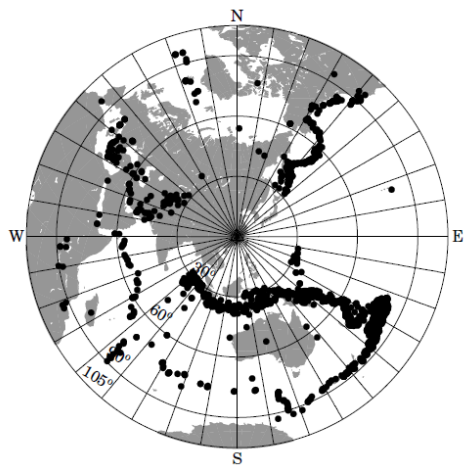


图 5 2011—2019 年远震震中分布图

Fig.5 Epicenter distribution of teleseismic from 2011 to 2019

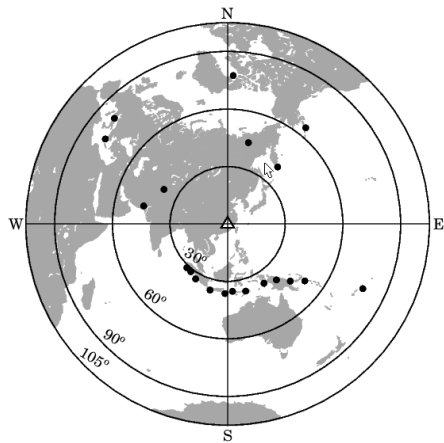


图 6 使用的地震事件震中分布图

Fig.6 Epicenter distribution map of earthquakes used

在实际处理过程中，基于地震事件震中方位角分布的不均匀性，本文采取如下接收函数挑选方法。首先基于接收函数的形态，在所有接收函数中挑选出 Ps 震相较为清晰，波形质量较好的接收函数，然后对于某一个方位角范围，在挑选好的多个接收函数中挑选出一条高质量的可代表该方位角接收函数特征的事件参与不同方位角的接收函数反演。而对于接收函数很少的方位角区间，逐条挑选，确保方位角的覆盖能达到最大。

2.2 实际台站处理

本次使用的地震资料时间跨度较长，使用了 2007—2017 年的地震资料。选择震中距在 30°~95° 之间的 5.5 级以上远震，截取 P 波初至前 20 s 和初至后 80 s 事件波形进行接收函数计算，带通滤波频率为 0.1~2.0 Hz, 迭代次数设置为 100、接收函数的高斯低通滤波系数设为 3.0(该系数对应的拐角频率约为 1 Hz)。挑选到 267 条接收函数，然后每个方位角选择 1 条接收函数参与反方位角计算，总共有 20 条接收函数参与计算，参与计算的地震震中分布图见图 6。

首先对 20 条接收函数进行动校正，校正到震中距为 67° 的标准。然后按反方位角排列，突出显示 2.3 s~4.3 s 的波形，可以明显看到 Pms 震相存在到时差 (图 7)。

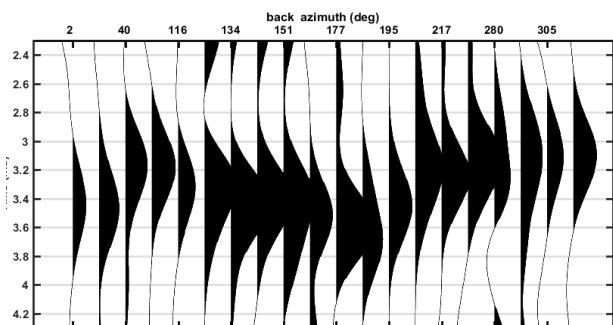


图7 余干台 Ps 震相

Fig.7 Ps phase of YUG station

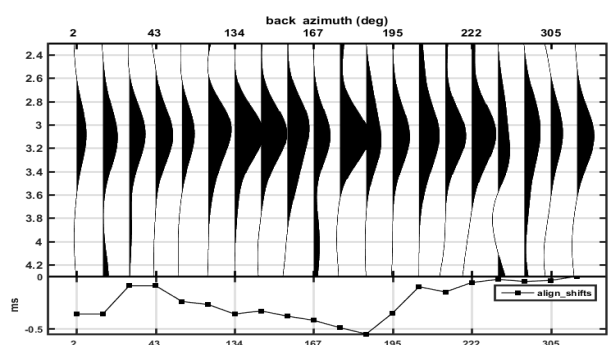


图8 余干台 Ps 震相对齐时差曲线

Fig.8 Ps phase alignment time difference curve of YUG station

利用波形互相关方法将余干台 20 道接收函数 Ps 震相对齐 (图 8), 得到不同方位角的 Ps 震相相对走时差, 然后进行谐波分解, 4 阶谐波分解结果见表 5。基于表 5 的二阶谐波分析结果, 可以认为地壳各向异性的时间延迟约为 0.28 s, 快波方向为 83°。但是谐波分解结果显示, 1 阶和 4 阶的振幅系数也较大, 这表明台站下方的结构较为复杂, 仅仅使用水平轴的各向异性地层模型很难解释, 可能要考虑倾斜界面甚至其它更复杂的地壳结构模型才可以完全解释不同方位角的 Ps 震相时间偏差。

表 5 余干台 4 阶谐波分解结果

Table 5 The fourth order harmonic decomposition results of Yugan station

余弦阶数	振幅	相位
1 阶	0.16	0.71
2 阶	0.14	-2.90
3 阶	0.06	2.04
4 阶	0.17	-2.65

3 结论和讨论

本文基于各向异性介质下 Pms 震相到时的理论公式和理论地层模型, 验证了谐波分解方法求取地壳各向异性参数的可行性和可靠性。对江西余干地震台实际资料处理, 认为余干台地壳各向异性的快波方向约为 83°, 时间延迟约为 0.28 s。在处理中发现, Pms 相对到时的拾取精度对谐波分解结果的影响是很大的。本文通过波形互相关方法对齐 Pms 震相, 求取相对时差, 发现并不是每个反方位角 Pms 震相的波峰都可以对齐。因为波形互相关计算的是给定时间区间内波形的整体相似度。韩明等^[5]提出可以通过提取不同方位角 Pms 震相波峰最大值的时间, 然后进行谐波分解, 本文进行了尝试, 但结果相差不大。余干台接收函数谐波分解的结果显示, 2 阶谐波并不能完全拟合 Pms 震相的相对时差, 表明台站下方还存在倾斜等其它横向不均匀性。王琼等^[12]研究认为倾斜界面的存在不会对快波方向产生影响, 但是会影响延迟时间的计算的。所以本文得到快波方向参数比延迟时间具有更高的准确性。

杨晓瑜^[13]使用 SKS 分裂方法研究了长江中下游地区地幔的各向异性, 结论为快波方向总体呈现 E-W 向, 平均快波方向为 86.19°, 和本文得到的余干台地壳各向异性快波方向较为一致, 支持华南地区壳幔耦合变形的观点。石玉燕等^[14]对华东地区部分台站进行了 SKS 分裂研究, 包括余干地震台。文中的得到的余干地震台快波方向为 102°, 时间延迟为 0.9 s。快波方向和本文的结果存在一定的差别, 需进一步分析。本文得到的时间延迟小于 0.3 s, 结合前人得到的 SKS 时间延迟, 支持地幔的各向异性强于地壳的观点。与前人结果的对比进一步证明了本文方法和结论的可靠性, 未来将该方法进一步用于江西地区的其它台站研究, 为理解该区的形变机制提供更多的约束。

致谢: 本文使用的谐波分解基础函数为 harmfit, 来自 GITHUB, num-matlab-master 软件包, 作者为 François Beauducel<beauducel@ipgp.fr>。绘图过程中使用了 Eike Rietsch 的 Seislab 工具箱和 GMT 软件, 审稿专家对文章的修改提出了建设性意见, 这里一并表示感谢。

参考文献

- [1] Owens T J, Zandt G, Taylor S R. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms[J]. *J GeophysRes*, 1984, 89: 7783-7795
- [2] 徐震, 徐鸣洁, 王良书, 等. 用接收函数 Ps 转换波研究地壳各向异性——以哀牢山—红河断裂带为例 [J]. *地球物理学报*, 2006, 49(2): 438-448
- [3] 强正阳, 吴庆举, 何静, 等. 内蒙古阿巴嘎地区地壳方位各向异性研究 [J]. *地球物理学报*, 2019, 62(8): 2946-2958
- [4] 杨妍, 姚华建, 张萍, 等. 用接收函数方法研究华北克拉通中部造山带及其邻域地壳方位各向异性 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2018(48): 912-923. DOI:10.1360/N072017-00334.
- [5] 韩明, 李建有, 徐晓雅, 等. 按方位叠加接收函数分析青藏高原东南缘的地壳各向异性 [J]. *地球物理学报*, 2017, 60(12): 4537-4556
- [6] Bianchi I, Park J, Agostinetti P, et al. Mapping seismic anisotropy using harmonic decomposition of receiver functions: An application to Northern Apennines, Italy[J]. *J Geophys Res*, 2010, 115 (B12): 317.
- [7] Rumpker G, Kaviani A, Latifi K. Ps-splitting analysis for multilayered anisotropic media by azimuthal stacking and layer stripping[J]. *Geophysical Journal International*, 2014, 199(1): 146-163
- [8] Liu H F, Niu F L. Estimating crustal seismic anisotropy with a joint analysis of radial and transverse receiver function data[J]. *Geophys J Int*, 2012, 188: 144-164.
- [9] Frederiksen A W, Bostock M G. Modeling teleseismic waves in dipping anisotropic structure[J]. *Geophys. J. Int.*, 2020, 141: 401-412.
- [10] Herrmann R B, Ammon C J. Computer programs in seismology[D]. St Louis, Missouri: Department of Earth and Atmospheric Sciences, St Louis University, 2004.
- [11] Ligorria J P, Ammon C J. Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation [J]. *Bull Seismol Soc Amer*, 1999, 89: 1395-1400.
- [12] 王琼, 高原, 钮凤林, 等. 利用接收函数计算地壳各向异性的可靠性分析及倾斜界面的影响 [J]. *地震*, 2016, 36(2): 14-25
- [13] 杨晓瑜. 长江中下游成矿带及邻区上地幔各向异性研究 [D]. 北京: 中国地质大学, 2017
- [14] 石玉燕, 郑斯华, 颜启, 等. 华东地区 SKS 波分裂研究 [J]. *地震*, 2012, 32(4): 33-43