利用面波振幅谱确定四川九寨沟M7.0地震震源深度

赵博^{1,3}, 高原^{2,3*}, 马延路¹

1. 中国地震台网中心, 北京 100045;

2. 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036;

3. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

* 联系人, E-mail: qzgyseis@163.com

2017-11-03 收稿, 2018-03-21 修回, 2018-03-23 接受, 2018-05-04 网络版发表

国家重点研发计划(2016YFC0600302)和中国地震台网中心青年基金(QNJJ201717)资助

摘要 准确的震源深度对理解板块构造过程, 地震断层结构, 非天然地震识别等有重要意义. 地震面波远场振幅公式显示面波振幅谱与震源机制、观测方位和震源深度有密切关系. 当震源机制与观测方位确定后, 可以利用面波振幅谱与震源深度唯一依赖关系, 确定震源深度. 浅源地震面波振幅谱在0.01~0.08 Hz之间的某个很窄的频段会出现陷波现象即振幅能量衰减, 陷波位置与震源深度和频率有密切关系. 本研究分析了不同震源机制解的理论地震图陷波现象出现的位置与震源深度的关系. 通过理论地震图计算, 得到不同震源深度的远场面波振幅谱, 与实际观测波形对比, 并进行深度定位. 理论地震图面波振幅谱显示, 震源深度的微小变化会引起面波振幅谱的变化, 因此可以精确确定浅源地震的震源深度. 震源机制解与震源深度具有耦合现象, 为了分析震源机制的扰动对震源深度定位的影响, 反演了九寨沟地震的震源机制解, 并对走向、倾角、滑动角分别增加 $\pm 10^\circ$ 的扰动, 结果显示震源机制解的较小扰动对深度定位影响不大. 为了消除低频噪声、剪切波、短周期面波等对面波振幅谱的影响, 利用AK135速度模型对地震波形进行去频散处理. 本研究利用瑞利(Rayleigh)面波振幅谱能量衰减特征对2017年8月8日四川九寨沟M7.0地震震源深度进行确定, 得到本次地震震源深度为8.2 km.

关键词 九寨沟地震, 震源深度, 面波振幅谱, 瑞利波

震源深度的精确定位是地震学研究的一个基本内容, 精确的震源深度对理解发震断层结构^[1], 板块运动和构造^[2], 识别非天然地震^[3]等有重要意义. 对于中、深源地震, 可以利用远场台站记录到的上行转换波如pP, sP到时与P波到时差来确定震源深度, 可以降低深度方向的不确定性^[4]. 但对位于地壳中的浅源地震, 由于pP, sP震相拾取困难, 难以用来确定深度. 如何精确确定浅源地震震源深度, 成为地震学研究的重要内容之一^[5].

通常地震定位方法有两种, 线性定位和非线性定

位. 这两种方法都是基于P波或S波走时方程的盖戈方法^[6]来反演位置参数. 盖戈方法在线性化, 最小二乘求解以及观测系统的误差分布上有其局限性^[7,8]. 常规的走时定位对区域速度模型的准确性依赖很大. 速度模型的不准确性, 在很大程度上影响了深度定位的精度^[9,10]. 为了降低速度模型引起的误差, 提高定位精度, 研究者提出了一些相对定位法. 双差定位法^[11], 通过台站间到时数据进行双差计算, 有效的减弱了速度模型扰动引起的误差. 双差定位法属于相对定位的一种, 定位结果受到初始震源位置影响较大. Sun等人^[11]根据

引用格式: 赵博, 高原, 马延路. 利用面波振幅谱确定四川九寨沟M7.0地震震源深度. 科学通报, 2018, 63: 1223–1234

Zhao B, Gao Y, Ma Y L. Using surface wave amplitude spectra to estimate the source depth of Sichuan Jiuzhaigou M7.0 earthquake (in Chinese). Chin Sci Bull, 2018, 63: 1223–1234, doi: 10.1360/N972017-01150

不均匀介质散射场特性, 发展了利用尾波干涉定位方法, 该方法也是一种相对定位法, 能够有效降低震源初始位置的不确定性引起的定位误差。

Rayleigh波在0.01~0.08 Hz频段内振幅谱特征与震源深度有密切关系, 其频谱形状随深度变化比较敏感。在某一频段内, Rayleigh波振幅谱能量会出现衰减, 能量衰减对应的频段与震源深度有密切关系。Tsai和Aki^[12]最早提出了利用地震面波振幅谱精确确定震源深度, 并论证了该方法的可行性。Fox等人^[13]利用该方法对1999年台湾Mw5.9集集地震进行深度定位, 震源深度确定为13 km, 中国地震台网中心地震目录中给出的震源深度为10 km, 台湾气象局发布的地震目录中, 地震深度为16 km, USGS(美国地质调查局英文缩写)发布的地震目录给出震源深度为33 km。对于2004年美国Parkfield的Mw6.0地震, Fox等人^[13]定位的震源深度为4 km, USGS发布的地震深度为8.1 km。Heyburn等人^[3]利用该方法并结合深震相对伊朗2002~2009年发生的4

次中等震级地震进行了深度定位, 得到了比较可靠的定位结果。本研究通过分析震源机制、震中-台站方位角、震源深度等对瑞利波频谱特征的影响, 利用Rayleigh波振幅谱能量衰减位置与深度的依赖关系, 对2017年8月8日四川九寨沟M7.0地震震源深度进行了定位。

1 方法介绍

面波振幅谱特征受震源机制、震源深度以及观测方位等因素影响。Tsai和Aki^[12]分析了多种因素对振幅谱能量衰减的影响: 地壳和上地幔速度模型, 断层面长度及破裂速度, 面波衰减等因素对Rayleigh波振幅谱特征影响不大。振幅谱中能量衰减出现的位置与震源机制、震源深度及观测方位角依赖性很大。当震源机制和震中-台站方位角确定后, 面波频谱特征只受震源深度影响。可以利用振幅谱特征-震源深度的依赖关系, 确定地震深度。Aki和Richards^[14]给出了Rayleigh波辐射花样:

$$A(\phi, \omega_n) = \left\{ \left[k_n r_1(h) \left(M_{xx} \cos^2 \phi + M_{yy} \sin^2 \phi + M_{xy} \sin 2\phi \right) + \frac{r_4(h) - k_n(\alpha^2 - 2\beta^2) \rho r_1(h)}{\alpha^2 \rho} M_{zz} \right]^2 + \left[\frac{r_3(h)}{\beta^2 \rho} \left(M_{xz} \cos \phi + M_{yz} \sin \phi \right) \right]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (1)$$

其中, ϕ 为震中-台站方位角, ω_n 为角频率, k_n 为波数, M 为地震矩张量, α , β 分别为P波和S波速度, ρ 为密度, r_1 为水平位移向量特征函数, r_3 , r_4 为剪切应力和正应力特征函数, h 为震源深度。Rayleigh波的振幅公式显示, 振幅 $A(\phi, \omega_n)$ 是观测方位与频率的函数, 受震源机制和震源深度的影响。

不同震源机制的理论地震图振幅谱显示出不同的振幅谱衰减特征, 如图1。(a), (b)为断层倾角为90°, 滑动角为0°的走滑型震源机制解在震源深度为10和20 km时, 理论振幅谱随方位角分布。图中黑色方框位置为振幅谱能量衰减位置, 可以看出, 当震源深度为10 km时, 振幅能量衰减位置在0.06 Hz附近出现。当震源深度为20 km时, 振幅能量衰减位置在0.04 Hz附近。(c), (d)为断层倾角为45°, 滑动角为90°的逆冲型震源机制, 在震源深度为10和20 km时, 理论振幅谱随方位角分布, 振幅衰减位置分别在0.03~0.04 Hz和0.02~0.03 Hz。

正演结果表明, Rayleigh波振幅谱特征随震源深度变化比较敏感, 当震源机制解确定后, 可以根据Rayleigh波振幅谱特征与震源深度的依赖关系确定震源深度。在不同的震源-台站方位角上, 会出现频谱能量变化

的强弱区别。如图1(a)中, 方位角在0°~50°, 70°~130°, 160°~230°, 250°~320°之间, 振幅谱能量在0.06 Hz两侧衰减明显。图1(c)中, 观测方位角在0°~120°, 180°~300°时, 振幅能量在0.03~0.04 Hz之间衰减明显, 其他观测方位角时, 在低频侧(0.01~0.03 Hz)变化幅度不大。

进行深度定位时, 首先进行全方位角理论振幅谱计算, 找出振幅谱能量降低频带区与其两侧能量变化明显的方位角区间。根据这个方位角区间, 进行台站选取。

面波在地壳中传播时会出现频散现象, 不同频率的面波传播速度不同。如图2, 不同频率经过带通滤波后面波到时不同。低频面波速度高于高频面波, 在地震图上显示为不同的到时, 这使得不同周期面波能量分布在较大的时间窗内, 与其他低频信号混淆在一起。为了消除低频噪声, SV, Rg, Lg等信号对Rayleigh波振幅谱能量特征的影响, 利用相位匹配滤波^[15]孤立出基模面波。

计算Rayleigh波理论相速度频散曲线并进行相位匹配滤波, 消除频散效应^[13], 各频带面波将被压缩在时间窗中心位置。消除频散后, 对深度定位有价值的能量都集中在时间窗中心附近(图3)。本研究利用AK135模

图 1 Rayleigh波理论地震图振幅谱全方位角分布。(a)、(b)中理论地震震源机制解为：走向，326°，倾角90°，滑动角0°，不同颜色表示振幅对数值，黑色框内为振幅谱能量衰减位置，(a)震源深度为10 km；(b)震源深度为20 km；(c)、(d)中理论震源机制解为：326°，倾角45°，滑动角90°，两条黑色曲线间为振幅能量衰减位置，(c)震源深度为10 km，(d)震源深度为20 km

Figure 1 The amplitude spectra of the synthetic Rayleigh wave in all azimuths. The focal mechanism of the synthetic wave is: strike 326°, dip 90°, rake 0° in (a) and (b). Different colors indicate the log amplitude. The positions of amplitude energy dropping are in the black boxes. The earthquake depth is 10 km in (a), (c), and 20 km in (b), (d). In (c) and (d), the focal mechanism of the synthetic wave is: strike 326°, dip 45°, rake 90°. The positions of amplitude energy dropping are between the black curves

图 2 面波频散现象。顶部波形为HL.BNX台R分量记录到的四川九寨沟M7.0地震波形图。下面依次是经过不同频率带通滤波后的波形图，右侧为滤波带宽

Figure 2 The dispersion of surface wave. The seismic wave of Sichuan Jiuzhaigou M7.0 earthquake recorded by station HL.BNX is in the top of Figure 2. The filtered waves are underneath the observed wave. The filter bandwidths are on the right

型, 计算Rayleigh波理论相速度频散曲线并将0.01~0.08 Hz各频率压缩到时间窗中心. 压缩后的波形, 在时间域窗口中心位置集中了Rayleigh面波的主要能量(图4).

去频散处理分为三步. 首先, 将时间域波形做傅里叶变换: $h(t) \rightarrow H(\omega)$, 其中 t 为时间, ω 为角频率. 其次, 将0.01~0.08 Hz频带进行频移: $e^{-i\omega t_c} H(\omega)$. 其中, $\omega = 2\pi f$, f 为频率, t_c 为各频率的面波相对窗口中心的偏移时间: $t_c = \frac{\text{Dist}}{c(f)} - t_0$, Dist 为震中距, $c(f)$ 为Rayleigh波相速度, t_0 为时间域波形记录窗口中心时间. 经过相位匹配滤波去频散后, 进行傅里叶逆变换, 在时间域内各频段Rayleigh面波能量都被压缩在窗口中心附近(图4). 最后, 在时间域窗口中心处加100~300 s的汉宁窗.

浅源地震一般发生在30 km以内, 将0~30 km以1 km间隔对深度方向网格化. 对于已经确定的震源机制解、震源-台站方位角, 计算理论波形振幅谱. 将理论波形振幅谱与经过相位滤波去频散后的观测波形振

幅谱比较, 对比不同震源深度振幅谱能量衰减区出现的频率位置, 确定震源深度.

2 四川九寨沟M7.0地震深度定位

2017年8月8日21时19分, 四川省阿坝州九寨沟县发生M7.0级地震, 中国地震台网中心(CENC)发布的主震速报参数为: 33.20°N, 103.82°E, 20 km, M7.0. 中国地震台网中心大震应急产出的震源机制解为: 走向326°, 倾角62°, 滑动角-15°(引自<http://www.csi.ac.cn/>). 本次地震发生在青藏高原东缘. 晚新生代以来, 青藏高原的迅速隆起, 导致其东缘地区地壳物质沿大型走滑断裂系发生大规模的向东、东南方向的“逃逸”运动^[16]. 区域内构造应力场自晚新生代以来转变为北西-南东向的近水平挤压. 通过震源机制解资料和剪切波分裂参数反演得到巴颜喀拉地块东部的主压应力方向为WNW~近EW向^[9,10,17], 区域内地震活动背景一直很强^[18], 2008年M8.0汶川地震和2013年M7.0芦山地震发生在该区域东部的龙门山断裂带上^[10,19,20].

图3 原始波形与相位匹配滤波后的波形. 地震事件与图2相同, 上方波形为振幅归一化后的原始记录, 下方波形为经过相位匹配滤波后消除了频散效应的波形图

Figure 3 The original waveform and phase matching filtering wave. The earthquake event is the same with Figure 2. The top wave is the original waveform, and the bottom wave is removed the dispersion after phase matching filtering

图4 去频散波形对比。地震事件与图2相同, 图中红色波形为原始地震图带通滤波结果, 蓝色波形为经过震相匹配滤波后的带通滤波结果, 波形左侧数字为带通滤波带宽

Figure 4 Comparison of the removed dispersion wave. The earthquake event is the same with Figure 2. The red waves are the Band-pass filtered waves. The blue waves are the removed dispersion waves after phase matching filtering. The filter bandwidths are on the right

为了选择振幅能量衰减明显的观测台站, 利用震源机制解计算10和20 km深度全方位角理论振幅谱。图5(a), (b)分别显示不同深度振幅谱特征有明显变化, 在震中-台站方位角为 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$, $210^{\circ}\sim 230^{\circ}$ 范围内, 振幅能量衰减特征较为明显。因此选取该方位角范围内的国家地震台网台站用于深度定位, 台站分布如图6。定位台站主要用了黑龙江、内蒙古、云南等省范围内的国家台。

以MOH台(漠河台)的观测波形为例, 对观测波形做去频散处理, 将面波能量压缩后在窗口中心。计算MOH台的理论地震图振幅谱并与观测波形振幅谱进行对比, 在1~30 km深度搜索最佳拟合深度。图7(a)显示了不同深度理论波形振幅谱与观测波形振幅谱对比, 在深度为7.9 km时, 频谱衰减特征最相似。

图7(b)为BNX等台站观测波形与理论波形振幅谱比较。在深度方向搜索振幅谱能量衰减特征匹配最佳

结果, 每个单台均得到定位结果, 取所有台站定位结果的平均值8.2 km为震源深度, 均方根误差为1.1 km见表1。

本方法在反演震源深度时, 前提是震源机制解已经确定, 但震源机制解与震源深度存在一定的耦合关系。为了分析震源机制解随震源深度变化的敏感度, 本研究利用IRIS全球台网数据反演了震源机制解随深度的变化情况, 如图8。结果显示, 深度在5~30 km范围内震源机制解随深度变化的敏感度很低, 震源机制解拟合度在0.6~0.7之间, 变化不大。同时, 我们对本研究所采用的震源机制解: 走向、倾角、滑动角分别 $\pm 10^{\circ}$ 的扰动, 然后根据扰动后的震源机制解进行深度定位, 得到表2定位结果。结果显示, 走向、倾角、滑动角有 $\pm 10^{\circ}$ 扰动时, 对利用面波振幅谱确定震源深度的结果影响不大。

图5 全方位角理论面波振幅谱. (a), (b) 显示了九寨沟地震(震源机制为走向 326° , 倾角 62° , 滑动角 -15°)理论地震图面波振幅谱, (a), (b)分别为震源深度为10, 20 km时的振幅谱

Figure 5 The amplitude spectra of the synthetic surface wave with all azimuths. (a), (b) show the amplitude spectra of the synthetic surface wave of Jiuzhaigou earthquake. The focal mechanism of this earthquake is: strike 326° , dip 62° , rake -15° . The depths of the synthetic earthquake are 10 and 20 km in (a) and (b)

本方法采用了AK135全球速度模型计算理论频散曲线, 根据面波不同周期的速度值进行去频散处理. 速度模型的扰动, 会影响不同周期面波能量是否能完全压缩至窗口中心. 我们对比分析了AK135, IASP91, PREM三种全球大尺度速度模型(图9(a), (b))计算的理论频散曲线(图9(c), (d)). 图9显示, 三种模型P波和S波速度差别不大, 但是根据三种模型计算的理论Rayleigh波频散曲线略有不同, 其中AK135和IASP91的频散曲线基本一致, 但与PREM模型的频散曲线有一定差异, 在 $0.01\sim 0.08$ Hz范围内, 频散速度差别最大位置有 ± 0.4 km/s差异. 但是这种差异对深度定位影响不大, 原因有二: (1) 该方法与传统的走时定位不同, 速度模型并不用于进行走时定位计算, 而是用来进行面波能量去频散处理, 根据理论频散速度将面波能量压缩至时

间窗中心位置附近. (2) 本方法去频散处理时, 在时间窗中心位置加了300 s的汉宁窗, 窗口长度能够包括绝大部分面波能量. ± 0.4 km/s的速度扰动, 即使不能将对应的频率能量完全压缩至窗口中心, 但300 s长的时间窗也完全包含了这部分能量, 对深度定位影响很小. 另外, 由于该方法选用的是远场台站面波数据, 因此不受区域速度结构的影响. 区域速度结构和地壳厚度的不准确性, 对该方法深度定位影响不大.

利用面波振幅谱特征进行深度定位的方法稳定, 但其主要针对浅源地震. 由于该定位方法利用的是面波能量谱, 而中、深源地震面波发育不完全, 因此中、深源地震不适用于该方法. 另外, 该方法适用于中强地震. 当震级大于6级时, 浅源地震面波信噪比较高, 定位准确性较高, 但是如果震级小于6级, 在定位时, 需要挑

图 6 地震台站分布. 图中红色三角形为国家地震台网台站, 沙滩球为四川九寨沟地震震源机制解

Figure 6 The distribution of seismic station. The red triangles indicate the seismic stations which are used for location. The beach ball indicates the focal mechanism of Sichuan Jiuzhaigou earthquake

选信噪比较高的台站数据进行定位.

3 结论

对于浅源地震, Rayleigh面波的振幅谱衰减特征与断层面走向、倾角、滑动角、震源深度以及观测台站方位角等因素有着密切关系. 当震源机制和观测方位确定后, Rayleigh面波振幅谱能量衰减特征只与震源深度有唯一依赖关系. 利用振幅谱特征-震源深度关系可以精确确定浅源地震深度. Rayleigh面波理论地震图振幅谱显示, 当震源深度有微小变化(如 ± 1 km), 会影响振幅谱能量衰减位置的不同. 振幅谱特征和震源深度的敏感

的依赖关系可用于地壳浅源地震震源深度的精确确定.

利用21个国家台波形数据进行深度定位, 得到四川九寨沟地震的震源深度为8.2 km, 均方根误差为1.1 km. 对于四川九寨沟地震, 国内外不同机构都发布了震源参数信息. 美国地质调查局(USGS)发布震源深度为9 km, 德国地学研究中心(GFZ)为9 km, 中国地震台网中心(CENC)速报深度为20 km. GCMT矩张量反演矩心深度为14 km, USGS的W-phase反演震源机制矩心深度为13.5 km, GFZ的震源机制矩心深度为10 km, CENC大震应急产出的震源机制解矩心深度为11 km. 本研究结果8.2 km是根据面波能量谱计算得到

图7 理论面波振幅谱与观测波形振幅谱。(a) MOH台观测波形和不同深度理论波形振幅谱对比;红色曲线为观测波形振幅谱,蓝色曲线为最佳拟合深度理论振幅谱,黑色曲线分别为1~25 km深度理论振幅谱。(b) ARS等国家台观测波形与理论波形振幅谱;颜色含义同(b)。右侧数字代表理论震源深度,波形顶部为台站名

Figure 7 The amplitude spectra of synthetic surface wave and observation wave. (a) The amplitude spectra comparison of observation wave and synthetic wave at MOH station. The red curve indicates the amplitude spectra of observation wave. The blue curve indicates the amplitude spectra of the best-fitting synthetic wave. The black curves indicate the amplitude spectra of the synthetic waves which depths are distribution from 1 km to 25 km. Some other examples show in (b) and the colors are the same with (a). The numbers indicate the synthetic the depth of the source in the right. The station names are on the top

表 1 各单台深度定位结果

Table 1 The result of the depth location

台站名	深度(km)	台站名	深度(km)
ARS	6.7	MOH	7.9
BAC	7.0	NZN	9.2
BNX	8.1	TNC	7.8
BTO	8.4	WDL	10.4
EYA	6.5	WLT	9.2
GNH	7.1	WJH	8.9
HEH	8.1	XLT	6.7
HHC	9.2	XCE	7.4
HLR	8.6	ZOD	7.5
HEG	8.7	平均值	8.2
JGD	8.0	均方差	1.1
MEL	10

图 8 震源机制与深度拟合度

Figure 8 Fitness of focal mechanism and source depth

的,为矩心深度.上述机构发布的矩心深度,都是反演矩张量时得到的,在进行波形拟合时都综合考量走向、倾角、滑动角和深度等因素,而本研究只将震源深度作为变量,反演只依赖振幅谱能量特征-震源深度关系,因此在矩心深度测量方面比较精确.

通过对震源机制断层面解分别增加 $\pm 10^{\circ}$ 的误差扰动,发现其对深度定位的影响不大,震源机制解随震源深度变化的敏感度要低于面波振幅谱能量衰减特征与震源深度之间的依赖关系.扰动检验分析显示,利用该方法进行定位时,震源机制解的微小扰动($\leq 10^{\circ}$)对震源深度定位影响不大.

表 2 震源机制解扰动对深度定位结果的影响

Table 2 The effect of the disturbance of focal mechanism on the results of source depth location

走向, 倾角, 滑动角($^{\circ}$)	震源深度(km)
326, 62, -15(本研究所用参数)	7.9
326+10, 62, -15	7.3
326-10, 62, -15	8.0
326, 62+10, -15	8.4
326, 62-10, -15	7.1
326, 62, -15+10	7.2
326, 62, -15-10	7.7
326+10, 62+10, -15+10	7.8

图9 速度结构与Rayleigh波理论频散曲线. (a), (b) P波和S波速度模型; (c) 群速度频散曲线; (d) 相速度频散曲线. 图中红色线为AK135模型, 绿色线为IASP91模型, 蓝色线为PREM模型

Figure 9 Velocity model and Rayleigh wave synthetic dispersion curve. (a), (b) The P wave and S wave velocity model; (c) the group velocity dispersion curve; (d) phase velocity dispersion curve. The red line is AK135 model. The green line is IASP91 model. The blue line is PREM model

致谢 两位审稿人对论文进行了认真审核, 并提出了宝贵的意见, 在此表示衷心的感谢. 中国地震台网中心为本论文提供了事件波形数据, 本论文制图利用了GMT软件, 在此表示感谢.

参考文献

- 1 Waldhauser F. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bull Seismological Soc Am*, 2000, 90: 1353–1368
- 2 Stein S, Wiens D A. Depth determination for shallow teleseismic earthquakes: Methods and results. *Rev Geophys*, 1986, 24: 806–832
- 3 Heyburn R, Selby N D, Fox B. Estimating earthquake source depths by combining surface wave amplitude spectra and teleseismic depth phase

- observations. *Geophys J Int*, 2013, 194: 1000–1010
- 4 Basham P W, Ellis R M. The composition of P codas using magnetic tape seismograms. *Bull Seismol Soc Amer*, 1969, 59: 473–486
- 5 Gao Y, Zhou H L, Zheng S H, et al. 1997. Preliminary discussion on implication of determination on source depth of earthquake. *Earthq Res China*, 1997, 13: 321–329 [高原, 周蕙兰, 郑斯华, 等. 测定震源深度的意义的初步讨论. *中国地震*, 1997, 13: 321–329]
- 6 Geiger L. Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bull St Louis Univ*, 1912, 8: 60–71
- 7 Xu L S, Du H L, Yan C, et al. A method for determination of earthquake hypocentroid: Time-reversal imaging technique I-Principle and numerical tests (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2013, 56: 1190–1206 [许力生, 杜海林, 严川, 等. 一种确定震源中心的方法: 逆时成像技术(一)——原理与数值实验. *地球物理学报*, 2013, 56: 1190–1206]
- 8 Xu L S, Yan C, Zhang X, et al. A method for determination of earthquake hypocentroid: Time-reversal imaging technique—An examination based on people-made earthquakes (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2013, 56: 4009–4027 [许力生, 严川, 张旭, 等. 一种确定震源中心的方法: 逆时成像技术(二)——基于人工地震的检验. *地球物理学*, 2013, 56: 4009–4027]
- 9 Zhao B, Shi Y, Gao Y. Seismic relocation, focal mechanism and crustal seismic anisotropy associated with the 2010 Yushu $M_s7.1$ earthquake and its aftershocks. *Earthq Sci*, 2012, 25: 111–119
- 10 Zhao B, Gao Y, Huang Z B, et al. Double difference relocation, focal mechanism and stress inversion of Lushan $M_s7.0$ earthquake sequence (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2013, 56: 3385–3395 [赵博, 高原, 黄志斌, 等. 四川芦山 $M_s7.0$ 地震余震序列双差定位、震源机制及应力场反演. *地球物理学报*, 2013, 56: 3385–3395]
- 11 Sun L, Zhang M, Wen L. A new method for high-resolution event relocation and application to the aftershocks of Lushan Earthquake, China. *J Geophys Res: Solid Earth*, 2016, 121: 2539–2559
- 12 Tsai Y B, Aki K. Precise focal depth determination from amplitude spectra of surface waves. *J Geophys Res*, 1970, 75: 5729–5744
- 13 Fox B D, Selby N D, Heyburn R, et al. Shallow seismic source parameter determination using intermediate-period surface wave amplitude spectra. *Geophys J Int*, 2012, 191: 601–615
- 14 Aki K, Richards P G. *Quantitative Seismology*. Sausalito, California: University Science Books, 2002
- 15 Herrin E, Goforth t. Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh waves. *Bull Seism Soc Am*, 1977, 67: 1259–1275
- 16 Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 10: 611–616
- 17 Gao Y, Wang Q, Zhao B, et al. A rupture blank zone in middle south part of Longmenshan Faults: Effect after Lushan $M_s7.0$ earthquake of 20 April 2013 in Sichuan, China. *Sci China Earth Sci*, 2013, 57: 2036–2044 [高原, 王琼, 赵博, 等. 龙门山断裂带中南段的一个破裂空段——芦山地震的震后效应. *中国科学: 地球科学*, 2013, 43: 1038–1046]
- 18 Gao Y, Wu Z L, Liu Z, et al. Seismic source characteristics of nine strong earthquakes from 1988 to 1990 and earthquake activity since 1970 in the Sichuan-Qinghai-Xizang (Tibet) zone of China. *Pure Appl Geophys*, 2001, 57: 1423–1443
- 19 Zhao B, Shi Y, Gao Y. Relocation of aftershocks of the Wenchuan $M_s8.0$ earthquake and its implication to seismotectonics. *Earthq Sci*, 2011, 24: 107–113
- 20 Yi G X, Long F, Vallage A, et al. Focal mechanism and tectonic deformation in the seismogenic area of the 2013 Lushan earthquake sequence, southwestern China (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2016, 59: 3711–3731 [易桂喜, 龙锋, Vallage A, 等. 2013年芦山地震序列震源机制与震源区构造变形特征分析. *地球物理学报*, 2016, 59: 3711–3731]

Summary for “利用面波振幅谱确定四川九寨沟M7.0地震震源深度”

Using surface wave amplitude spectra to estimate the source depth of Sichuan Jiuzhaigou M7.0 earthquake

Bo Zhao^{1,3}, Yuan Gao^{2,3*} & Yanlu Ma¹

¹ China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China;

² Institute of Earthquake Forecasting, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China;

³ Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

* Corresponding author, E-mail: qzgyseis@163.com

The accurate source depth of earthquake is important for understanding plate-tectonic processes and structure of seismic faults, identifying natural earthquake and non-natural earthquake. The amplitude formula of seismic surface wave shows that the amplitude of surface wave is closely related to the focal mechanism, the azimuth from epicenter to station and the source depth. When the focal mechanism and the observation position are determined, the excitation energy of surface wave is sensitive to source depth. The surface wave amplitude spectrum can be applied to determine the focal depth. The amplitude energy of shallow earthquake shows the “notch” phenomenon in band of frequency between 0.01 and 0.08 Hz in amplitude spectra, i.e. the attenuation of amplitude energy. The position of the frequency-dependent “notch” is related to the source depth. In this study, the relationship between the position of the “notch” and the source depth is analyzed by theoretical seismogram. We obtain the amplitude spectrums of the far-field at different source depths and then locate the source depth by means of comparing with observed seismic waveforms. By the amplitude spectrum of theoretical surface wave, small changes in the source depth can cause the variation of the amplitude spectrum so that the source depth of shallow earthquake can be accurately determined. The focal mechanism is coupled with the source depth. In order to analyze the influence of the disturbance of source mechanism to source depth determination, the focal mechanism of Jiuzhaigou earthquake was inversed, with disturbance of 10 degrees to strike, dip and rake. The results show only rather small changes in locating depth. In order to eliminate the influence of low frequency noise, shear wave and surface wave of short-period on amplitude spectra, this study adopts the AK135 velocity model to remove the dispersion. In this study, the seismic source depth of the Jiuzhaigou M7.0 earthquake of 8 August 2017 in Sichuan province, China, was determined at 8.2 km by the energy attenuation characteristics of Rayleigh amplitude spectrum.

Jiuzhaigou earthquake, seismic source depth, amplitude spectrum of the surface wave, Rayleigh wave

doi: [10.1360/N972017-01150](https://doi.org/10.1360/N972017-01150)