

地震震源深度定位研究的现状与展望^{*}

郑勇^{1,2}, 谢祖军²

(1. 中国地质大学(武汉) 地球物理与空间信息学院 湖北省多尺度成像重点实验室, 湖北 武汉 430074;
2. 中国科学院测量与地球物理研究所 大地测量与地球动力学国家重点实验室, 湖北 武汉 430077)

摘要:地震震源深度是地震学研究中的核心问题之一, 准确确定地震震源深度对于准确评估地震灾害、确定地震成因和动力学环境、判断余震发展趋势和危险性以及核爆监测等多方面具有非常重要的意义, 然而地震震源深度定位一直是国际地震学界一个难题。针对这些问题, 对地震震源定位研究的现状和未来的发展进行了分析和总结。首先, 对目前国际和国内地震深度定位方法的研究现状进行了总结, 综述了目前深度定位的主要思路和方法, 主要介绍了走时定位和波形拟合定位2个方面。其中, 系统介绍了走时定位中的S-P定位、Pn-Pg定深以及波形反演定深中的偏振定深和振幅定深方法, 并分别阐述了这些方法的优缺点及适用范围。由于波形反演中的深度震相方法对地震深度较为敏感, 而且对速度模型的依赖性相对较小, 因此对深度震相中的sPmP、sPL、sPn、sSn等进行了较为全面的介绍和评述, 分别就其适用范围及优缺点进行了定量的分析。其次, 对速度模型的影响以及地震波速度结构的反演等问题进行了简要的综述。最后, 在此基础上, 对未来深度定位的发展进行了展望, 提出综合多种定位方法和数据以及联合地震学和大地测量学等技术进行联合深度定位, 将是未来地震定深以及地震震源性质反演的主要方向。

关键词: 深度定位; 走时定位; 波形反演; 深度震相; 联合反演

中图分类号: P315.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2017)02-0167-09

0 引言

地震震源深度定位是地震学研究中的核心问题之一。准确地确定地震的震源深度, 在以下几个方面具有重要的科学意义:

(1) 准确确定地震震源深度是地震灾害评估的重要依据。地震灾害与地震震源深度关系密切, 一般而言, 浅源地震灾害相对较大, 而深源地震造成的灾害相对较小。这也是导致芦山地震震级不太大, 却造成较大破坏的重要因素之一(Liu *et al*, 2013; Xie *et al*, 2013)。相对而言, 深源地震的破坏就小得多, 比如在中国东北区域的深源地震, 虽然造成较大面积的震感, 但是破坏性相对较小。

(2) 地震震源深度是地震成因的关键性依据。统计研究表明, 大陆地震绝大多数发生在15 km以上的地壳中, 这是因为地壳的强度在不同深度上有较大差异, 呈现三明治、Crème brûlée或者香蕉切片等模式(Bürgmann, Dresen, 2008)。不同的

模型对应着不同的岩石组成以及动力学环境。地震通常发生在脆性区域到脆性-蠕变性转换的区域。因此, 通过确定地震的震源深度, 就能够在一定程度上了解孕震的深度以及地壳物质的组分情况, 从而对地震的孕震环境和地震成因给出定量的依据。

(3) 准确的地震震源深度信息对于判断强余震的发展有重要的指示作用。通常地震的余震与主震的破裂位置有明显的对应关系, 强余震主要分布在主震破裂区的周围, 准确确定主震的震源深度, 就能够在一定程度上推测余震可能发生区域。此外, 通过余震深度变化趋势, 对未来强余震的发展过程也有重要的判断作用(Zheng *et al*, 2009, 2013)。

(4) 准确的地震震源深度也是核爆破监测的关键性判定依据。天然地震大多数发生在地下, 特别是在岩层内, 因此, 地震震源深度不会特别浅。相反, 核爆一般发生在地表或者距离地表很近的地下, 因此, 其深度经常是0 km或者非常浅,

^{*} 收稿日期: 2017-04-01.

基金项目: 地震公益性行业科研专项项目(201308013)和川滇国家地震监测预报实验场项目(2016CESE0204)联合资助。

这时候,再配合上地震的震源机制以及波形等其它信息,就能够较准确地判定核爆的位置以及性质。因此,地震深度的定位在军事安全上有重要的应用价值。

除此以外,准确的深度定位还能够在地震预警、确定大地震的震源过程、地下矿产资源勘探和页岩气的开采等方面起重要作用。因此,准确地确定地震震源深度,在科学上以及国民经济上都有重要的应用价值。

一般而言,地震的三要素(发震时刻、震源位置和震级大小)中,震源位置和发震时刻相对比较容易确定,已经能够较准确地加以确定,震级确定的准确度也比较高,目前的主要问题集中在大地震的震级确定上。与之相对,震源深度的确定一直是地震定位中一个难题。由于台站间距通常大于地震的深度,在台站分布相对稀疏的情况下,少量的地震水平变化产生的影响就会大于地震深度产生的误差。因此,地震深度定位的误差比水平向大很多,如何准确地确定地震的深度,依然是地震学界一个非常有挑战性的问题。因此,它被列入美国近十年的重要研究挑战之列。

同时,地震深度定位也是一个古老的问题,其解决思路就是在给定的速度模型下,利用各种深度定位方法获得震源深度的过程。从 Geiger (1912) 提出地震定位的方法以来,地震深度的研究已经开展了 100 多年,取得了长足的进步,主要包括两方面的工作:一是地震深度定位方法的探索,二是速度模型的获取或更新。因此,本文从地震的定位方法着手,综述当前地震深度定位的现状,对速度模型的研究进行一定阐述,在一定程度上展望地震深度定位的未来发展方向。

1 地震深度定位方法的研究现状

总体而言,目前国际和国内在地震深度定位方法大体上可分为 2 类,一类是走时定位法,另一类是波形反演法。下面我们分别从这 2 个方面进行阐述和分析。

1.1 走时定位法

基于到时的深度定位法已经广泛被应用于国内外的定位软件中,其优点是震相到时简单、易于拾取,对于近震台站分布密集的区域,精度可以满足需要。但是,这类方法要求地震台间距较

小。研究表明,只有当最小震中距小于 1.4 倍震源深度时,基于走时方法确定的震源深度才有较高的精度 (Mori, 1991)。但是,通常情况下地震发生在台站附近 20 km 范围内的机会并不多,因此浅于 15 km 的地震震源深度的定位误差一般较大。利用区域数据进行绝对地震定位的方法,震源深度和发震时刻之间存在折衷,不同地震深度引起的地震波到时变化可以在一定范围内通过改变发震时刻进行弥补,因此难以确定出准确的震源深度和发震时刻。对于中国大陆地区而言,东部地区的震源深度平均在 (13 ± 6) km (张国民等, 2002)。据此推算,只有当台间距达到 18 km 左右时,才能给出较准确的震源深度。目前,我国东部的地震台站平均间距一般大于 20 km,在现有的观测条件下,依据到时信息还很难给出精度较高的震源深度。

近年来,针对传统到时方法的不足,一些学者发展了新的基于到时的方法。刘春等 (2009) 提出了一种确定地震震源深度的方法,通过直接在图上量取出射角来目视判断地震是否“刚好”位于台站的“正”下方,挑选出位于台站正下方的地震,在三分量地震记录中识别出 P 波和 S 波震相,通过 P 波和 S 波的到时差计算出地震震源深度。此方法使一些刚好发生在台站正下方的地震震源深度的确定问题变得相对简单,但是,目前在中国地震台网分布稀疏的情况下,刚好发生在台站下方的地震并不多,因此,该方法的适用范围十分有限。

另外,利用 S - P 到时差进行地震定位 (Earthquake Research Institute, 1950; Vesić, 1961) 的方法思路也已经被广泛应用于地震位置的确定研究中。然而,准确的 S - P 到时差同时依赖于 P 波和 S 波的地壳速度模型,由于 S 波速度模型的可靠性比较低,导致对于地震位置、尤其是地震深度的约束不足。Greensfelder (1965) 提出了一种利用同一台站记录到的 Pg - Pn 波到时差确定地震深度的方法,并应用于美国 Nevada 地区的地震深度测定研究中。由于利用了 Pg 和 Pn 波出射角的较大差异,为确定地震深度提供了更多约束。然而,利用同一台站的 Pg 和 Pn 波震相,Pn 波作为续至震相,不易识别和拾取 Pn 波的到时。不仅如此,Greensfelder (1965) 的研究还表明,Pg - Pn 波到时差对于所用的地壳和上地幔速度模型非

常敏感。朱元清等(1990)提出利用远处台站的Pn波与近处台站的Pg波到时差Pn-Pg来确定震源深度的方法,发现在不同速度结构情况下,5 km震源深度会引起0.7 s的Pn-Pg到时差的变化。考虑到近台的Pg波和远台的Pn波均为初至震相,震相识别和到时拾取的准确度会明显提高,也有助于提高地震深度测定结果的准确性。

1.2 波形反演法

相比地震震相到时,地震波形则包含更为丰富的信息,如果波形记录质量高、震相清晰,利用地震波形来确定震源深度的方法则可以得到更高精度的震源深度结果(Wu, Takeo, 2004)。常用的波形定深方法有偏振信息法、振幅信息法、深度震相等。针对不同的震相特征、不同的震中距范围、不同的波形质量可以选择不同的方法。

(1) 偏振信息法

P波偏振(径向与垂直向振幅比)在一定程度上可以约束地震深度。一般情况下,震中距和深度的比值与P波垂直向和径向振幅比值密切相关:震中距一定的情况下,地震越深,P波垂直向振幅与径向之比越大。该方法的不足是只有在震中距远小于震源深度时,P波偏振才能有效约束震中距和深度的比值,而且受浅层的速度结构影响较大。在速度模型不很准确时,利用P波偏振确定震源深度有一定的不确定性,因此该方法只在一定的条件下有效,可以作为其他定深方法的一种补充。

(2) 振幅信息法

地震波的振幅与震源深度有直接的关系,因此,基于振幅的信息,可以为获取地震深度提供重要的参数。目前,利用振幅信息研究地震深度主要有以下几种方式,包括瑞利波振幅谱法、面波体波比法以及Coda强度法等。

瑞利面波的激发可以表示为(Aki, Richards, 1980):

$$E(\omega, \varphi, h) = \frac{dr_2}{dz} \Big|_h M_{zz} + K(\omega) r_1(h) [M_{xx} \cos^2 \varphi + 2M_{xy} \sin \varphi \cos \varphi + M_{yy} \sin^2 \varphi] + i \left[\frac{dr_1}{dz} \Big|_h - K(\omega) r_2(h) \right] [M_{xz} \cos \varphi + M_{yz} \sin \varphi] \quad (1)$$

其中, ω 为频率, K 为对应波数, φ 为方位角, h 为震源深度。因此在已有准确机制解的情况下,

面波的频谱只与深度相关,Tsai和Aki(1970)指出影响地震面波频谱的诸多因素中,与深度相比,地壳厚度、震源参数、非弹性衰减的影响都较小,因此在得到准确断层参数且破裂长度小于10 km时,通过频谱可以得到震源深度。这种方法通过简正模式的解计算不同震源深度对应的瑞利波振幅谱,根据瑞利波振幅谱随震源深度不同而有很大的差异这一特征,拟合实际观测的瑞利波振幅谱,并与理论图进行比较,从而确定震源深度。

短周期瑞利波的发育距离与震源深度有关,典型的发育距离为震源深度的5倍左右,而瑞利波的发育可以通过其与S波的比值作为参考,在同一台站上瑞利波与S波的振幅比随震源深度的增加而减小。罗艳等(2010)在确定震源机制解的基础上,通过对比理论地震图和实际记录的瑞利波与S波的比值,测定了汶川地震北端一个余震序列的震源深度。

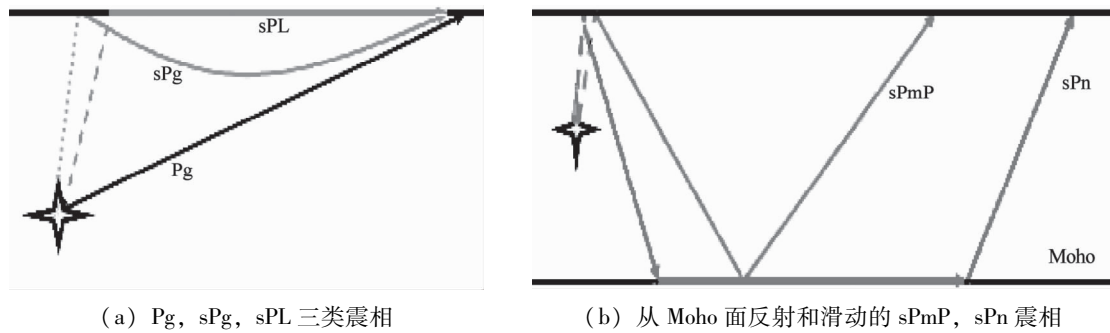
另外,地震尾波也可以用来对地震深度进行研究。一般认为尾波是地震波传播过程中多次反射或折射产生的。由于浅部地壳的不均匀性较强,而且自由地表是较强的反射界面,因此地震波在浅部的散射比较强,Pitarka等(2007)通过数值计算研究表明,爆炸源激发的S波和Lg波在浅部的散射是尾波的主要成因,Lg尾波的强度与震源深度成反比例关系。根据这些特征,尾波可以用在浅源地震的深度研究上。

(3) 深度震相法

深度震相是一种对震源深度变化特别敏感的震相,可以显著提高震源深度的测定精度(Langston, 1996, 1987; Saikia *et al.*, 2001; 房明山等, 1995; 张瑞青, 吴庆举, 2008)。对于 $M \geq 5$ 的地震,可以利用pP, sP来计算震源深度。对于 $M < 5$ 的地震,可以利用震源深度震相sPL, sPg, sPmP和sPn,以及它们的参考震相PL, Pg, PmP和Pn来测定震源深度。这些震相示意图如图1所示。由于不同的深度震相一般有其优势的震中距范围和适用条件,而且深度震相的振幅较弱,初动较为模糊,识别困难。因此,在常规地震定位中,使用深度震相快速测定震源深度还存在一定的困难。目前,国际和国内的相关研究集中在以下几种深度震相上:

① sPL 震相

sPL震相是较小震中距上(30~50 km),由S



(a) Pg, sPg, sPL 三类震相

(b) 从 Moho 面反射和滑动的 sPmP, sPn 震相

图 1 深度震相法的几种深度震相示意图

Fig. 1 Schematic diagram of several deep seismic phases of deep seismic phase method

波入射到自由地表形成的水平传播的 P 波和多次反射、折射波形成的一个波列。合成地震图研究表明, sPL 具备深度震相的典型特征, 其与直达 P 波的到时差, 随震源深度增加而近乎线性增长, 且对震中距不敏感, 因此可以较好地约束震源深度 (崇家军等, 2010)。sPL 是在自由地表反射形成的, 反射效率受地形起伏、浅部结构影响较大。地形起伏较大情况下, sPL 中多次散射成分比重较大, 因此波包较宽, 易与后续震相混杂。对于沉积盆地来说, 由于浅部地震波速较低, 此时, sPL 由多个震相组合而成, 也会导致 sPL 波包变宽, 同时直达 P 波的波包也变宽, 容易形成干扰。因此对于复杂地形和内部结构区域, sPL 震相的特征、发育距离等还需要深入研究。李志伟等 (2015) 利用该震相以及短周期面波以及 CAP 等方法, 对 UGGS 目录中 4~5 级地震震源深度的可靠性进行了分析, 取得了良好的效果。

② sPmP 震相

在地震波的切向分量上, 由于没有 P-SV 波的耦合, 波形相对简单, SmS 和 sSmS 震相对更容易辨认和适用于震源深度的确定。但是很少有研究利用切向分量的 SmS 和 sSmS 震相来确定震源深度, 只有少数研究人员曾使用 sSmS 做过一些研究 (Zhao, Helmberger, 1993; Helmberger *et al.*, 1993)。研究发现 SmS 和 sSmS 只在高频下才为清晰的震相, 2 s 以上的长周期地震波主要是直达 S 波和面波成分, 尤其在 5 s 以上的长周期地震图上 SmS 以及 sSmS 的强度比 S 波或 S 多次波弱得多。在宽频带地震图上, 在结构较为简单的地区, 在短周期 (1 s 左右) 地震图上可以观测到清晰的 SmS (谢祖军等, 2012), 但是在结构复杂的地区就很难辨认。因此, sSmS 只能作为辅助的深度震

相, 在结构简单、震源深度较深的情形下适用。

③ sPn, sSn 震相

早在 20 世纪 60 年代, 前苏联地震科学家已经开始用 sPn 震相计算震源深度, 欧美等国家学者也经常使用这一震相。震相 sPn 是测定近距离浅源地震的震源深度参数中比较实用的震相, 对于 $M \geq 4$ 地震的适应性比较好。

国内学者也利用 sPn、sSn 开展了一些震源深度的研究 (房明山等, 1995; 任克新等, 2004; 张瑞青, 吴庆举, 2008)。sPn 的观测范围一般为震中距小于 1 000 km 内, 在我国西北、西南、华东、华北及东北地区一些台站, 能较清楚地记录到 sPn 震相。根据 Pn 和 sPn 的走时方程可知, 对一个特定的地震而言, sPn 与 Pn 的走时差是一个常量, 与震中距无关。如果有多台数据, 就可以将 Pn 对齐后, 再进行 sPn 震相的测定。但由于 sPn 与 Pn 同属于首波性质, 初动振幅较微弱, 清晰度也不如各种直达波, 如 Pg、Sg 等, 且容易受噪音和尾波的影响, 单台挑选的可靠性不高, 人工识别较为困难。

④ 远震的 P + pP/sP 震相

$M \geq 5$ 的中强地震, 在震中距 $30^\circ \sim 90^\circ$ 的远震地震记录图上往往能观测到较清晰的深度震相 pP、sP。通过计算不同深度的远震理论地震图, 与实际观测数据对比, 使二者的深度震相 pP、sP 与直达 P 波到时差拟合最好的那个深度即为所求的震源深度。当震中距在 $30^\circ \sim 90^\circ$ 之间时, 地震波在台站端几乎是垂直入射, P 波与 pP、sP 的走时差主要受震源深度影响, 而震中距对其影响不大。2 km 左右的震源深度变化, 就能引起 pP、sP 与 P 波到时差明显的变化。如果深度震相记录清晰, 则这种方法所确定的深度精度可达到 2 km (Eng-

dahl *et al.*, 1998; Stein, Wiens, 1986)。对于更强的地震 ($M6+$)，震源持续时间有可能大于深度震相时间，在此情形下需要通过波形拟合测定深度，目前已经发展了 CAPtel, CAPjoint 等方法反演远震波形、测定震源质心深度 (Xie *et al.*, 2013)。

目前，这些定位方法在科学研究中已经取得了长足的进步，很多方法已经能够应用在常规的地震定位上。值得注意的是，这些方法都有各自的优点，也存在着一定的局限性。因此，只有根据不同的定位需要，综合不同的方法进行深度定位，才能得到较好的结果。

3 速度结构的研究现状

地震定位本质上还是利用地震波在地下介质中传播产生的响应信号。因此，无论是地震波到时定位，还是波形拟合定位，都存在着速度模型的制约问题。如何获取准确的速度模型是地震深度研究中另一个主要的工作。获取准确的地壳和上地幔速度模型对于研究震源深度有非常重要的意义。

获取地壳速度模型的常用方法包括人工地震测深 (Li *et al.*, 2006)、体波层析成像 (Huang, Zhao, 2006; Zhao, 2009; Tian *et al.*, 2009; Li, Hilst, 2010)、面波速度成像 (Tang, Chen, 2008; He *et al.*, 2009; Yao *et al.*, 2008) 及接收函数方法 (Chen *et al.*, 2009; 葛粲等, 2011; Zhou *et al.*, 2009) 等。人工地震测深可以获取高精度的地壳分层模型，但是剖面位置分布稀疏，观测成本相对较高，主要获取的是 P 波速度。地震体波和面波层析成像能够获取区域尺度深部的速度结构，但是对浅层特别是地壳部分的敏感度偏低，且分辨率受限于地震的分布。

随着近些年中国宽频带地震台网的快速发展，噪声成像技术 (Barmin *et al.*, 2001; Lin *et al.*, 2009) 在中国大陆的地壳上地幔速度结构研究中起着越来越重要的作用。相比传统的地震波层析成像，噪声成像方法在确定地壳和上地幔顶部速度结构方面有着突出的优势：首先，背景噪声的主要频率集中在周期为 3~40 s、周期比较短、正好处于地壳最为敏感的周期上，因此相比于地震面波的信号，噪声成像的结果对地壳的结构更为敏感和准确；其次，噪声成像采用 2 个台站之间

的相关性函数作为经验格林函数，由于台站的位置是准确知道的，因此，从根本上排除了由于震源位置不准带来的误差；第三，由于台站的分布可以人为布设，因此，对于地震分布稀少、方位角分布不均匀的地区，通过人为布设台站进行连续观测的方式，能够获得这些区域准确的速度结构。基于这些优点，目前，噪声成像方法已经在研究中国大陆地壳上地幔速度结构的研究中起着重要的作用 (Fang *et al.*, 2010; Zheng *et al.*, 2010a, b, 2011; Yang *et al.*, 2010, 2012; Zhou *et al.*, 2012; Shen *et al.*, 2016; Lyu *et al.*, 2016; Jiang *et al.*, 2016)。

与传统的面波层析成像相似，噪声成像方法对地壳内部界面和 Moho 面的起伏不是很敏感，而面波反演中 Moho 面的起伏与地壳速度之间存在着折衷，所以，准确的地壳厚度和内部界面信息对于获得准确的地壳速度结构，从而确定准确的地震深度有较大意义。与面波反演不同，远震接收函数则对界面敏感，对地壳速度相对不太敏感，因此，利用接收函数可以获得较为可靠的地壳厚度信息。一些学者利用接收函数方法，获得了华北 (Chen *et al.*, 2009; 葛粲等, 2011; Zhou *et al.*, 2009)、青藏高原 (Zhao *et al.*, 2010) 等地区的 Moho 界面起伏等信息。

4 未来的发展方向

如前所述，地震定位是一个非常具有挑战性的问题，单纯用某一种方法很难对所有的地震进行精确的定位。因此，未来地震定位的发展方向，不仅要从事地震学本身的技术发展出发进行进一步的研究，还需要引进其他学科的技术和方法，特别是大地测量学方法，如 InSAR 技术等，多方位、多数据的进行定位和定深的研究。

4.1 利用大地测量学方法对地震深度的研究

InSAR、GPS 等大地测量技术在近 20 年得到了革命性的进步，在地震学研究中得到了广泛的应用。特别是在震源研究方面，和地震学方法相结合，已经能够用于得到地震震源破裂的各种特征 (Liu *et al.*, 2015a, b, 2016, 2017; Bürgmann *et al.*, 2002)，也在中小地震的震源性质研究上得到了成功应用 (Zheng *et al.*, 2015; Zheng, Liu, 2016)。这些方法可以单独反演地震参数 (Wright

et al, 1999, 2004; Massonner, 1993), 也可以结合地震波形反演和野外观测, 对地震震源参数进行精确地反演 (Delouis *et al*, 2002)。由于浅源地震在地表所产生的形变场较大, 且地表位移随着地震深度和震中距的增加而迅速下降 (Dawson *et al*, 2008), 可通过地表位移的变化, 精确地反演震源深度。因此, 该方法特别适合浅源地震的情况。Dawson 等 (2008) 利用 InSAR 数据对发生在澳大利亚的 2 个浅源地震 (深度 1 km 左右) 进行了研究, 其重定位精度达 100 m, 并计算了相应的震源深度和震源机制解, 给出了迄今为止应用 InSAR 方法反演得到的最小浅源地震模型, 其震级为 $M_w 4.4$ 。因此, InSAR 方法可以对 5 级左右的浅源地震进行标定, 从而配合其他方法获得参考地震的震源深度。

4.2 地震烈度与深度关系的研究

震源深度是影响地震烈度的重要因素。阎志德和郭履灿 (1984) 采用 1979 年之前的 57 次较大地震的相关数据通过二元线性回归建立了震级与震中烈度和震源深度的关系, 发现震源深度对地震烈度有着较明显的影响。由于历史地震震源深度数据的缺失或者精度不高等问题的存在, 在烈度衰减规律及震中烈度与震源特征参数关系的研究过程中, 通常都无法准确考虑震源深度参数的影响 (肖亮, 俞言祥, 2011; 吕坚等, 2009; 孙继浩, 帅向华, 2011)。

张建福等 (2005) 采用 2000 年以前有震源深度数据的 75 个震例建立了震中烈度与震级和震源深度的关系, 并考虑震源深度的影响建立了烈度区面积与震级的关系, 由于采用的震源深度数据精度不高, 没有得到较理想的结果。采用具有较高精度震源深度参数震例开展相关研究, 建立更合理的地震烈度衰减关系成为发展的趋势。近年来, 随着宽频带数字化地震仪应用的愈加广泛以及不同定位方法的发展, 地震震源深度测定的精度得到了较大的提升, 可为考虑震源深度的影响研究地震烈度的衰减规律以及由历史宏观烈度资料推断历史地震震源深度提供精度较高的统计数据 (周中红等, 2010)。

4.3 地幔地震的震相识别

研究发现, 在地幔部分也有少量的地震发生。Zhu 和 Helmberger (1996) 通过分布在青藏高原内部的 11 个宽频带地震仪的观测结果, 利用波形拟

合的方法, 发现了 3 个地壳之下的地震。相比一般的地震, 地壳之下的地震有明显的不同特点, 就是没有 P_n 、 S_n 的存在。因此, 在较远距离上 S_d 、 P_d 波形很尖锐; 另外, 在一般地震波的 SH 分量上 $S_d + S_m$ 波形很清晰, 而地幔中的地震波形中 $S_d + S_m$ 震相缺失。因此, 利用这 2 个特征, 可以较准确地确定地震是否发生在地壳之下。虽然地幔内部地震比较少, 但是意义重大, 可以帮助我们认识到大陆碰撞带等地区的构造和动力学性质。因此, 地幔地震值得进行研究和分析。

4.4 结合多种资料、多种技术的联合

近些年来地震深度定位的研究发展, 不仅仅局限在地震本身上, 在大地测量方向上也得到了长足的进展。然而, 以往这些研究主要集中在单纯一个领域上, 比如大地测量只集中在大地测量上, 地震学只集中在地震学上, 这对深度定位产生了一定的影响和制约。此外, 速度结构的研究本身就离不开地震震源性质的发展。因此越来越多的技术将速度模型和地震位置相结合, 同时反演地震的位置和速度结构 (Zhang, Thurber, 2003; Fang, Zhang, 2014), 从而达到自治的结果。未来的发展, 必然是多种资料、多种技术的联合定位。将地震定位、速度模型同时研究, 结合 InSAR 等大地测量资料作为约束, 联合确定地震的位置和性质。

对中国地震局科技司的支持, 对参与地震公益性行业科研专项项目“地震震源深度定位方法及应用研究—以东部典型地区为例”的全体项目组成员表示衷心的感谢。

参考文献:

- 崇家军, 倪四道, 曾祥方. 2010. sPL, 一个近距离确定震源深度的震相[J]. 地球物理学报, 53(11): 2620–2630.
- 房明山, 杜安陆, 董孝平, 等. 1995. 用 sPn 震相测定近震震源深度[J]. 地震地磁观测与研究, 16(5): 13–18.
- 葛荣, 郑勇, 熊熊. 2011. 华北地区地壳厚度与泊松比研究[J]. 地球物理学报, 54(10): 2538–2548.
- 李志伟, 黄志斌, 王晓欣, 等. 2015. USGS 地震目录中 4~5 级震源深度异常地震可靠性初步研究: 以南北地震带若干地震为例[J]. 地球物理学报, 58(4): 1236–1250.
- 刘春, 吴忠良, 蒋长胜. 2009. 汶川地震序列中较大深度余震的一种可能的直接观测证据[J]. 中国地震, 25(2): 113–122.
- 吕坚, 俞言祥, 高建华, 等. 2009. 江西及邻区地震烈度衰减关系研究[J]. 地震研究, 32(3): 269–274.
- 罗艳, 倪四道, 曾祥方, 等. 2010. 汶川地震余震区东北端一个余震序

- 列的地震学研究[J]. 中国科学:地球科学, 40(6):677-687.
- 任克新, 邹立晔, 刘瑞丰, 等. 2004. 用 sPn 计算内蒙地震的震源深度[J]. 地震地磁观测与研究, 25(3):24-31.
- 孙继浩, 帅向华. 2011. 川滇及其邻区中强地震烈度衰减关系适用性研究[J]. 地震工程与工程振动, 31(1):11-18.
- 肖亮, 俞言祥. 2011. 中国西部地区地震烈度衰减关系[J]. 震灾防御技术, (4):358-371.
- 谢祖军, 郑勇, 倪四道, 等. 2012. 2011年1月19日安庆 M_L 4.8地震的震源机制解和深度研究[J]. 地球物理学报, 55(5):1624-1634.
- 阎志德, 郭履灿. 1984. 论中国地震震级与震中烈度的关系及其应用[J]. 中国科学:化学, (11):1050-1058.
- 张国民, 汪素云, 李丽. 2002. 中国大陆地震震源深度及其构造含义[J]. 科学通报, 47(9):663-668.
- 张建福, 成小平, 姜立新, 等. 2005. 基于面积统计的震后烈度评估[J]. 自然灾害学报, (1):76-81.
- 张瑞青, 吴庆举. 2008. 四川攀枝花2008年8月31日 M_s 5.6地震震源深度的确定[J]. 国际地震动态, (12):1-5.
- 周中红, 何少林, 陈文凯. 2010. 甘肃省地震烈度衰减关系研究[J]. 西北地震学报, (1):72-75.
- 朱元清, 石耀霖, 李平. 1990. 一种确定地震深度的新方法[J]. 地震地磁观测与研究, 11(2):4-12.
- AKI K, RICHARDS P G. 1980. Quantitative seismology. Theory and methods[M]. San Francisco:W H Freeman and Company.
- BARMIN M P, RITZWOLLER M H, LEVSHIN A L. 2001. A fast and reliable method for surface wave tomography[J]. Pure Appl Geophys, 158(8):1351-1375.
- BÜRGMANN R, AYHAN M R, FIELDING E J, *et al.* 2002. Deformation during the 12 November 1999 Düzce, Turkey, Earthquake, from GPS and InSAR Data[J]. Bull Seism Soc Amer, 92(1):161-171.
- BÜRGMANN R, DRESEN G. 2008. Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy, and Field Observations[J]. Annu Rev Earth Planet Sci, 36(36):531-567.
- CHEN L, CHENG C, WEI Z. 2009. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton[J]. Earth Planet Sci Lett, 286(1-2):171-183.
- DAWSON J, CUMMINS P, TREGONING P, *et al.* 2008. Shallow intraplate earthquakes in Western Australia observed by Interferometric Synthetic Aperture Radar[J]. J Geophys Res, 113(B11), B11408, doi:10.1029/2008JB005807.
- DELOUIS B D, GIARDINI D, LUNDGREN P, *et al.* 2002. Joint Inversion of InSAR, GPS, Teleseismic, and Strong-Motion Data for the Spatial and Temporal Distribution of Earthquake Slip: Application to the 1999 Izmit Mainshock[J]. Bull Seism Soc Amer, 92(1):278-299.
- Earthquake Research Institute. 1950. Observations of aftershocks carried out in Imaichi district, Tochigi prefecture[J]. Bull of the Earthquake Research Institute, (28):387-392.
- ENGDAHL E R, HILST R V D, BULAND R. 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination[J]. Bull Seism Soc Am, 88(3):722-743.
- FANG H J, ZHANG H J. 2014. Wavelet-based double-difference seismic tomography with sparsity regularization[J]. Geophys J Int, 199(2):944-955.
- FANG L H, WU J P, DING Z F, *et al.* 2010. High resolution Rayleigh wave group velocity tomography in North China from ambient seismic noise[J]. Geophys J Int, 181(3):1171-1182.
- GEIGER L. 1912. Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only(translated from Geiger's 1910 German article[J]. Bulletin of St Louis University, 8(1):56-71.
- GREENSFELDER R W. 1965. The Pg-Pn method of determining depth of focus with applications to Nevada earthquakes[J]. Bull Seism Soc Amer, 55:391-403.
- HE Z, YE T, DING Z. 2009. Surface wave tomography for the phase velocity in the northeastern part of North China[J]. Chinese J Geophys, 52(5):1233-1242.
- HELMBERGER D, DREGER D, STEAD R, *et al.* 1993. Impact of broadband seismology on the understanding of strong motions[J]. Bull Seism Soc Amer, 88(3):830-850.
- HUANG J, ZHAO D. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions[J]. J Geophys Res, 111(B9):4813-4825.
- JIANG C X, YANG Y, ZHENG Y. 2016. Crustal structure in the junction of Qinling Orogen, Yangtze Craton and Tibetan Plateau: implications for the formation of the Dabashan Orocline and the growth of Tibetan Plateau[J]. Geophys J Int, 205(3):1670-1681.
- LANGSTON C A. 1987. Depth of faulting during the 1968 Meckering, Australia, earthquake sequence determined from waveform analysis of local seismograms[J]. J Geophys Res, 92(B11):11561-11574.
- LANGSTON C A. 1996. The SsPmp phase in regional wave propagation[J]. Bull Seism Soc Am, 86(1):133-143.
- LI C, HLST R D V D. 2010. Structure of the upper mantle and transition zone beneath Southeast Asia from traveltimes tomography[J]. J Geophys Res, 115(B7):307-309, doi:10.1029/2009JB006882.
- LI S L, MOONEY W D, FAN J. 2006. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data[J]. Tectonophysics, 420(1/2):239-252.
- LIN F, RITZWOLLER M H, SNIEDER R. 2009. Eikonal tomography: Surface wave tomography by phase-front tracking across a regional broad-band seismic array[J]. Geophys J Int, 177(3):1091-1110.
- LIU C L, ZHENG Y, GE C, *et al.* 2013. Rupture Process of the $M_7.0$ Lushan Earthquake[J]. Science China: Earth Sciences, 56(7):1187-1192, doi:10.1029/s11430-013-4639-9.
- LIU C L, ZHENG Y, XIE Z, *et al.* 2017. Slip history of the 2016 M_w 6.2 Norcia (central Italy) earthquake constrained by seismic and geodetic data[J]. Geophys Res Lett, 44:1320-1328.
- LIU C L, ZHENG Y, XIONG X, *et al.* 2016. Rupture process of the 2015 M_w 7.9 Nepal earthquake and its implications on the seismic risk[J]. Tectonophysics, 682:264-277.
- LIU C L, ZHENG Y, XIONG X. 2015a. Rupture processes of the September 5, 2012 M_w 7.6 Nicoya, Costa Rica earthquake constrained by improved geodetic and seismological observations[J]. Geophys J Int,

- 203(1):175–183.
- LIU C L, ZHENG Y, XIONG X, *et al.* 2015b. Kinematic rupture process of the 2014 Chile M_w 8.1 earthquake constrained by strong-motion, GPS static offsets and teleseismic data[J]. *Geophys J Int*, 202(2):1137–1145.
- LYU J, XIE Z, ZHENG Y, *et al.* 2016. Rayleigh wave phase velocities of South China block and its adjacent areas[J]. *China Science: Earth Science*, 59(11):2165–2178.
- MASSONNER D, ROSSI M, CARMONA C, *et al.* 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry[J]. *Nature*, 364:138–142.
- MORI J. 1991. Estimates of velocity structure and source depth using multiple P waves from aftershocks of the 1987 Elmore Ranch and Superstition Hills, California, earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Am*, 81(2):508–523.
- PITARKA A, HELMBERGER D V, NI S D. 2007. Analysis and simulation of three-dimensional scattering due to heterogeneous crustal structure and surface topography on regional phases; magnitude and discrimination[C]//Proceeding of the 29th seismic research review: ground-based nuclear explosion monitoring technologies, 205–213.
- SAIKIA C K, WOODS B B, THIO H K. 2001. Calibration of the regional crustal waveguide and the retrieval of source parameters using waveform modeling[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 158(7):1301–1338.
- SHEN W, RITZWOLLER M H, KANG D, *et al.* 2016. A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath China from surface wave dispersion[J]. *Geophys J Int*, 206(2): doi: 10.1093/gji/ggw175.
- STEIN S, WIENS D A. 1986. Depth determination for shallow teleseismic earthquakes: Methods and results[J]. *Rev Geophys*, 24(4):806–832.
- TANG Q, CHEN L. 2008. Structure of the crust and uppermost mantle of the Yanshan Belt and adjacent regions at the northeastern boundary of the North China Craton from Rayleigh wave dispersion analysis[J]. *Tectonophysics*, 455(1–4):43–52.
- TIAN Y, ZHAO D, SUN R, *et al.* 2009. Seismic imaging of the crust and upper mantle beneath the North China Craton, Phys[J]. *Earth Planet Int*, 172(3–4):169–182.
- TSAI Y B, AKI K. 1970. Precise Focal Depth Determination from Amplitude Spectra of Surface Waves[J]. *J Geophys Res*, 75(29):5729–5744, doi:10.1029/JB075i029p05729.
- VESIA S. 1961. A consideration of H. I. S. Thirlaway's Depth of focus discrimination within the crust at first-zone distances[R]//Vesiac Special Advisory Report, 1, Inst of Technology, Univ of Mich, Ann Arbor.
- WRIGHT T J, PARSON B E, LU Z. 2004. Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR[J]. *Geophys Res Lett*, 31(1):169–178, doi:10.1029/2003GL0188227.
- WRIGHT T J, PARSONS B E, JACKSON J, *et al.* 1999. Source parameters of the 1 October 1995 Dinar(Turkey) earthquake from SAR interferometry and seismic bodywave modelling[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 172(1–2):23–37.
- WU C, TAKEO M. 2004. An intermediate deep earthquake rupturing on a dip-bending fault: Waveform analysis of the 2003 Miyagi-ken Oki earthquake[J]. *Geophys Res Lett*, 312(24):357–370.
- XIE Z J, JIN B K, ZHENG Y, *et al.* 2013. Source parameters inversion of the 2013 Lushan earthquake by combining teleseismic waveforms and local seismograms[J]. *Science China: Earth Sciences*, 56(7):1177–1186.
- YANG Y, RITZWOLLER M H, ZHENG Y, *et al.* 2012. A synoptic view of the distribution and connectivity of the mid-crustal low velocity zone beneath Tibet[J]. *J Geophys Res*, 117(B4):398–399.
- YANG Y, ZHENG Y, CHEN J, *et al.* 2010. Rayleigh wave phase velocity maps of Tibet and the surrounding regions from ambient seismic noise tomography[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(8), doi:10.1029/2010GC003119.
- YAO H, BEGHEIN C, HLST R D V D. 2008. Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis—II. Crustal and upper-mantle structure[J]. *Geophys J Int*, 173(1):205–219, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03696.x.
- ZHANG H, THURBER C H. 2003. Double-difference tomography: the method and its application to the Hayward fault, California[J]. *Bull Seism Soc Am*, 93(5):1875–1998.
- ZHAO D. 2009. Multiscale seismic tomography and mantle dynamics[J]. *Gondwana Research*, 15(3):297–323.
- ZHAO J M, YUAN X H, LIU H B, *et al.* 2010. The boundary between the Indian and Asian tectonic plates below Tibet[J]. *PNAS*, 107(25):11229–11233.
- ZHAO L S, HELMBERGER D V. 1993. Source retrieval from broadband regional seismograms; Hindu Kush region[J]. *Phys Earth Planet Interiors*, 78(1–2):69–95.
- ZHENG Y, JIN B K, XIONG X, *et al.* 2015. An Adaptive 2D linear projection method and its application in geosciences[J]. *Journal of Earth Sciences*, 26(5):724–728.
- ZHENG Y, LIU C L. 2016. Towards combining multiple geophysical datasets to determine earthquake source parameters in China[J]. *Science China: Earth Science*, 59(110):2260–2262.
- ZHENG Y, MA H, LYU J, *et al.* 2009. Source mechanism of strong aftershocks ($M_s \geq 5.6$) of the 2008/05/12 Wenchuan earthquake and the implication for seismotectonics[J]. *Sci China Ser D – Earth Sci*, 52(6):739–753.
- ZHENG Y, NI S D, CHEN Y, *et al.* 2013. Magnitude and Rupture Duration from High Frequency teleseismic P Wave with Projected Landweber Deconvolution[J]. *Science China: Earth Science*, 56(1):13–21.
- ZHENG Y, NI S D, XIE Z, *et al.* 2010a. Strong aftershocks in the northern segment of the Wenchuan earthquake rupture zone and their seismotectonic implications[J]. *Earth Planet Space*, 62(11):881–886.
- ZHENG Y, YANG Y, RITZWOLLER M H, *et al.* 2010b. Crustal structure of the northeastern Tibetan Plateau, the Ordos Block, and the Sichuan Basin from ambient noise tomography[J]. *Earthquake Sci*

- ence, 23(5):465–476, doi:10.1007/s11589-010-0745-3.
- ZHENG Y, SHEN W, ZHOU L, *et al.* 2011. Crust and uppermost mantle beneath the North China Craton, northeastern China, and the Sea of Japan from ambient noise tomography [J]. *J Geophys Res*, 116(B12), doi:10.1029/2011JB008637.
- ZHOU L, XIE J, SHEN W, *et al.* 2012. Ambient noise surface wave tomography of South China [J]. *Geophys J Int*, 193(1):452–462, doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05423.x.
- ZHOU R M, STUMP B W, HERRMANN R B, *et al.* 2009. Teleseismic receiver function and surface – wave study of velocity structure beneath the Yanqing – Huailai Basin Northwest of Beijing [J]. *Bull Seism Soc Am*, 99(3):1937–1952.
- ZHU L P, HELMBERGER D V. 1996. Intermediate depth earthquake beneath the India – Tibet collision zone [J]. *Geophys Res Lett*, 23(5):435–438.

Present Status and Prospect of Earthquake Focal Depth Locating

ZHENG Yong^{1,2}, XIE Zujin²

(1. *Hubei Subsurface Multi – scale Imaging Key Laboratory, Institute of Geophysics and Geomatics, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, Hubei, China*)

(2. *State Key Laboratory of Geodesy and Geodynamics, Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, Hubei, China*)

Abstract

Earthquake focal depth locating is always a key project in seismology. Precise focal depth is of critical importance for evaluating seismic hazard, deciphering dynamic mechanism of earthquake generating, estimating aftershock evolution and risk, as well as monitoring nuclear tests. However, how to determine an accurate focal depth is always a challenge in seismological studies. Aiming at solving these problems, we analyzed and summarized the present status and the future development of earthquake focal depth locating. In this paper we first reviewed the present status of focal depth locating in the world, and made a summary of the frequently – used relocating methods and ideas at present, and introduced two types focal depth relocating ideas: arrival time relocating and waveform modeling methods. For these ideas, we systematically described the S – P and the Pn – Pg methods that belongs to arrival time method, and polarization focal depth locating and amplitude focal depth locating that belongs to waveform modeling, and further analyzed the advantages and limitations of these methods. Since the depth phase methods are highly sensitive to focal depth, and are relatively free from the uncertainties of crustal models, we mainly reviewed the depth phases of sPmP, sPL, sPn, and sSn, and quantitatively evaluated their availabilities and characteristics. Second, we also discussed the effects of crustal velocity model on the reliability of focal depth locating, and reviewed the advancements of seismic tomography techniques over recent years. Finally, based on the present status of the progresses on the focal depth locating, and the studies of seismic velocity structures, we proposed an idea of combining multiple datasets and relocating methods, jointly utilizing seismologic and geodetic techniques to relocate focal depth, which should be the major research field in investigating focal depth and source parameters in the near future.

Keywords: focal depth relocating; arrival time locating; waveform modeling; depth phase; joint inversion