

宋秀青、缪发军、刘双庆等,2014,2014年新疆于田 M_s 7.3地震序列的震源深度测定,中国地震,30(2),198~207。

2014年新疆于田 M_s 7.3地震序列的震源深度测定

宋秀青¹⁾ 缪发军²⁾ 刘双庆³⁾ 陈向军⁴⁾ 王俊²⁾ 朱元清¹⁾

1) 上海市地震局,上海市兰溪路87号 200062

2) 江苏省地震局,南京 210014

3) 天津市地震局,天津 300201

4) 新疆维吾尔自治区地震局,乌鲁木齐 830011

摘要 2014年2月12日新疆维吾尔自治区于田县发生 M_s 7.3地震,随后又发生了一系列余震。本文采用测定震源深度的确定性方法计算了于田 M_s 7.3地震序列的深度,震相数据来自于中国地震台网中心编目数据库,并结合使用了新疆数字地震台网记录的地震波形原始资料。

关键词: 震源深度 地壳速度模型 地震序列 PTD方法

[文章编号] 1001-4683(2014)02-0198-10 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

震源深度是描述地震震源信息的基本参数之一,也是目前难以准确测定的参数之一。用不同的测定方法和速度模型,甚至不同技术人员分析,往往会得出差异很大的结果。震源深度的确定对地球科学有着十分重要的意义(高原等,1997),其精确测定可以帮助地球科学家进一步了解地震活动与断层之间的关系(Galdeano et al, 1995)。地球动力学意义上的板块运动和壳幔构造的研究(Glennon et al, 1995; 郑斯华, 1995)、地震活动性研究中的非线性动力学模型(朱元清等, 1991)、地震成核及震源破裂的研究(Abercrombie et al, 1995; 高原等, 1995)、地震视应力随深度变化特征的研究(吴忠良, 2002)、震源处的应力分布状况、震源机制及矩张量的分析、震源区地震活动性的描述等等都和震源深度有直接的关系(张国民等, 2002)。可以说震源深度与地震学中各领域的研究都有着十分密切的关系。

地震震源深度的测定和对结果的误差分析,始终是地震学家需要解决的问题。目前常用的方法有很多,各有特点。主要有基于震相到时并结合地震射线理论的运动学方法和地震波形反演的动力学方法。

利用近台直达P波测定震源深度是一种很直接的方法,近台直达P波震相清晰、可靠。

[收稿日期] 2014-03-20; [修定日期] 2014-03-27

[项目类别] 中国地震局监测预报司专项(1309010)、地震科技星火计划项目(XH13007)和测震台网青年骨干培养专项(20130201)共同资助

[作者简介] 宋秀青,女,1974年生,硕士,工程师,现从事地震观测工作。E-mail: dzzysdyj@126.com

朱元清: 通讯作者, E-mail: yqzhu@stn.sh.cn

但要提高测定精度,就必须加密地震台网观测点,使得台间距的大小与震源深度相当,而且至少要有台间距小于 1.4 倍震源深度的近台。当震中附近有足够近的地震台站时,利用 S-P 时间差也可准确测定震源深度(王登伟,2010)。利用反射 P 波测定震源深度,虽然不要求台间距的大小与震源深度相当,但是因为一般在全反射时才会记录到反射 P 波的清晰震相。在中国东部地区震中距在 60 ~ 90km 时可以记录到较清晰的反射 P 波,但是作为后续震相还是不容易准确判别,而且不是每个台站都能出现反射 P 波,故其应用受到限制。深度震相法可以较准确地测定震源深度,其分为远震深度震相法和近震深度震相法。用远震深度震相 pP、sP 测定震源深度是很成熟的方法,快速可靠。但是该方法要求震级较大、震中距较远,所以用于 5 级以下地震时有很大的局限性,而对中强、远震的震源深度测定则十分有效。用近震深度震相 sPL、sPg、sPmP、sPn 也可测定震源深度(高立新等,2007;崇加军等,2010;王登伟,2011)。在地震台网稀疏、数据偏少的情况下,近震深度震相法对确定震源深度尤其重要。当震中距小于 1000km 时,我国西北、西南、华东、华北及东北地区的一些地震台站都能记录到 sPn 震相,用 sPn 与 Pn 的到时差即可计算震源深度。然而,sPn 震相主要出现在 300 ~ 800km 的震中距范围内,而在此范围获得清晰记录的地震震级一般要达到 3 ~ 4 级以上(吴微微等,2012)。但近震深度震相是后续震相,信噪比很低,对其识别和操作都比较困难,该方法难以推广(Ma,2010)。

随着计算机技术的发展,用地震波形反演震源深度的方法也日趋成熟,用地震波形反演震源机制解和测定矩震级时也可以同时求得震源深度。用该方法得到的震源深度比较准确,但是与我们所说的断层破裂的初始点不同,此震源深度是地震震源体的中心深度,而且计算比较耗时,特别是对 4 级以下地震的测定难度较大。利用地震面波随深度的衰减来研究震源深度也是利用地震波形反演震源深度的方法之一。可以利用随震源深度的增加,短周期面波(R_g 波)与 S 波的振幅比的快速减小来分析地震震源深度。当震源深度小于 5km 时,敏感性和分辨率较高;但是当震源深度大于 10km 时,敏感性和分辨率显著下降,而且此时对震级的要求也明显提高。

此外,使用主事件法(周仕勇等,1999)、相对定位法(朱元清等,1995)、双差定位法(刘劲松等,2007)和地震台阵法等(朱元清等,2002;寿海涛等,2007)对地震序列进行定位和测定震源深度,也有较好的结果,并可以结合层析成像资料勾画相应的发震构造(杨智娴等,2002;黄媛等,2006;朱艾斓等,2012)。

目前,中国地震局各地震台网在日常地震定位工作中,主要使用 MSDP 测震软件中挂载的单纯型法、LocalSat 和 HypoSat 方法进行定位。个别台网增加了遗传算法等非线性搜索定位程序,但各种方法测定出的震源深度结果差异较大。例如单纯型法的深度定位结果强烈依赖初值,当初始震源深度默认为 10km 时,计算得到的震源深度结果普遍偏小,其深度空间分布与当地地质构造也没有较好的关联性。

新疆地域辽阔,地形复杂,深大断裂纵横交错。于田处于青藏高原和塔里木盆地之间,准确测定震源深度对研究该区域特殊的地形地貌和地质构造有重要意义。本文重新校核了新疆于田的地壳速度结构模型,在参考该区域的速度模型及于田 $M_s7.3$ 地震主震精定位结果的基础上,利用 PTD 方法对本次于田地震序列的震源深度进行了测定。

1 测定震源深度的确定性方法

目前地震基本参数测定中震源深度的测定误差较大,其原因主要是地震观测仪器都布设在地表,而在地震震源以下深度处则无法布设,这导致现有运动学方法中目标函数对震源深度参数的敏感性很低。2000年以来,随着中国地震台网密度的加大,已经可以比较精确地测定震中,这为震源深度测定的确定性方法(朱元清等,1990)提供了必要的基础条件。

震源深度测定的确定性方法(简称PTD方法)(朱元清等,1997a;王新岭等,2004)的基本原理是假定已知多层均匀地壳模型,假设震源深度为 h 。 S_i 、 S_j 表示地震台站,其中 S_i 为初至震相为Pg波的地震台站, S_j 为初至震相为Pn波的地震台站; v_k 表示各层的速度; H_L 表示各层的层厚。对新疆于田地区当震中距小于250km时,其地震台站 S_i 记录到的初至震相一般为Pg波;当震中距大于270km时,其地震台站 S_j 记录到的初至震相一般为Pn波。根据地震学射线理论走时方程,当 S_i 台的震中距大于其理论Pn临界值对应的震中距 d 时,用 S_j 地震台记录到的实际初至震相Pn波的到时,减去 S_j 台和 S_i 台Pn波的理论走时差,即可得到由 S_j 台转换到 S_i 台的理论Pn波到时,再减去 S_i 台记录到的实际初至震相Pg波到时。根据此到时差即可求得震源深度。当模型简化成2层均匀地壳模型时(图1),可以给出更直观的解释。

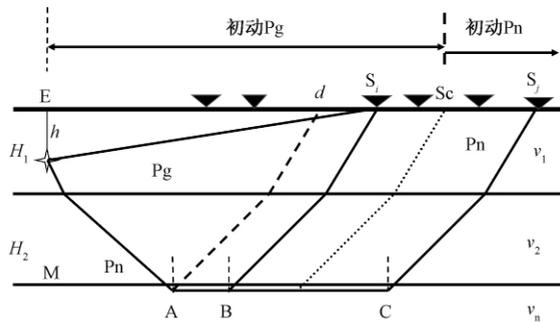


图1 测定震源深度的确定性方法原理
倒三角形为地震台站

图1中E是震中; h 是震源深度;假设 S_c 是Pg和Pn波走时相同的点; S_i 、 S_j 表示地震台站, S_i 为初至震相为Pg波的地震台站, S_j 为初至震相为Pn波的地震台站; v_1 和 v_2 表示第1、2层的速度, H_1 、 H_2 表示第1、2层的层厚; v_n 是莫霍界面的速度。这时,只需要将 S_j 地震台记录到的实际初至震相Pn波的到时,减去BC段Pn波的理论走时,就可以转换得到 S_i 地震台的Pn波的替代到时。这时就可以用Pn-Pg求震源深度的方法来计算震源深度。需要指出的是,当地震台站震中距小于Pn出射临界点 d 时,我们称为Pn出射盲区,这时需要将 S_j 地震台记录到的实际初至震相Pn波的到时,减去AC段Pn波的理论走时,得到虚拟地震台 d 的Pn到时,再减去震中距小于 d 点的实际地震台Pg的到时来计算震源深度。

该方法利用了初至Pg和Pn震相比较清晰、莫霍界面的速度 v_n 容易确定而且比较稳定的特点,并结合直达Pg波和折射Pn波的离源射线反向特征,能比较敏感地反映震源深度的变化。理论计算结果显示,当震源深度变化5km时,对震中距为100km的地震台,其到时差

的变化可以达到 0.7s。根据目前中国地震台网的密度,以这样的分辨率来计算震源深度是可以接受的。但是如果仅利用直达 Pg 波的走时变化,假设其速度为 6km/s,那么对震中距为 100km 的地震台,当震源深度变化 10km 时,可以得到直达 Pg 波的走时差只改变了约 0.07s。需要强调的是,本文涉及的初至震相,指的是区域地震记录到的莫霍面首波 Pn 及地壳内的直达波 Pg。如果在实际应用中当同一台站拾取了这 2 个震相时,只需要取到时更早的震相参与计算即可。

PTD 方法除了初至震相的信噪比较高、Pg 和 Pn 震相的离源射线上下方向相反容易辨认以外,还由于采用不同台站的初至 Pn 和 Pg 到时差计算震源深度,因此可以完全避开发震时刻引起的误差。Pn 到时震相转换时,可以对不同台站进行组合,参与深度计算的组合数为 Pg 记录到的台站数 \times Pn 记录到的台站数。需要特别指出的是,这些组合求得的震源深度是相互独立的结果。由于理论模型与实际地壳模型存在差别,故台站较密集时能够满足统计规律,震源深度的结果分布也符合高斯分布,并可以较好地给出误差估计。

2 理论方法的计算机实现

在计算机上有 2 种方法可以完成震源深度的上述理论计算。第 1 种是理论深度走时表方法,即对给定的地壳速度结构模型,先在理论上计算出对应某震中距的不同深度的走时差表,即 PTD 方法。早期在计算机的性能还较差时,均采用该方法计算震源速度。如朱元清等(1997b)用该方法计算了华东地区 300 多个地震的震源深度。第 2 种是直接计算地震震相到时的方法。

对指定的地壳速度结构模型,假设有 i 个台站的 Pg 震相和 j 个台站的 Pn 震相,则定义: Pg_i^o 为台站 i 的 Pg 观测到时; Pg_i^l 为台站 i 的 Pg 理论到时; Pn_j^o 为台站 j 的 Pn 观测到时; Pn_j^l 为台站 j 的 Pn 理论到时; $\Delta T_{ij}^o = Pn_j^o - Pg_i^o$ 为台站 j 的 Pn 震相与台站 i 的 Pg 震相的观测到时差; $\Delta T_{ij}^l = Pn_j^l - Pg_i^l$ 为台站 j 的 Pn 震相与台站 i 的 Pg 震相的理论到时差。

在震中位置和速度模型已知的情况下,对于发生在地壳内的地震,使用下面的全局搜索法确定震源深度:在给定整个地壳的厚度范围内,以 1.0km 的步长计算各深度(h)下,各台站的 Pn 或 Pg 理论到时,得到理论到时差 $\Delta T_{i,j}^l$ (朱元清等,1990、1997a),再与观测到时差 $\Delta T_{i,j}^o$ 进行比较,取两者最接近时即误差最小时对应的深度为震源深度。

对 i 个 Pn 震相和 j 个 Pg 震相,用上述方法一共可得到 $i \times j$ 个深度值。当数据足够多时程序还可以根据设置进行适当的筛选,舍弃理论到时差与观测到时差过大(如大于 0.2s)或者误差过大(如大于 2 倍的均方差)的结果后,再通过加权平均,最终确定地震的震源深度。大量的理论试验和实例计算表明震源深度结果的分布满足高斯分布,故该程序最后以高斯分布的极值对应的深度结果作为该地震的震源深度。

本程序可以在中国地震局系统内网上直接连接中国地震台网中心编目数据库,自动读取每个地震的震相数据,并根据震中的位置,自动选取该地区事先设定的地壳速度结构模型并进行震源深度计算。程序经少量设置既可作为独立的深度测定程序运行,也可以用作批量地震的深度测定程序运行。程序还提供了集成到 MSDP 或其他地震定位软件中运行的接口。在 MSDP 或其他地震定位软件中使用 PTD 方法时,本程序提供了两种带参数命令行的调用方式:①PTD. exe-jopens Catalog_id,其中 Catalog_id 是 jopens 数据库中

指定目录的ID;②PTD. exe-msdp phaseFile, 其中 phaseFile 是 MSDP 生成的 phase 文件的路径。

当作为独立的震源深度测定程序运行时步骤如下:①双击 PTD. exe, 运行程序;②点击“从数据库导入(JOPENS)”按钮, 或点击“从 MSDP 导入(phase 文件)”按钮;③在对话框中选择 JOPENS 中要进行深度计算的目录或在对话框中选择 MSDP 生成的. phase 文件后, 程序自动调入观测报告数据, 并根据震中位置, 选取合适的速度模型;④在对话框中, 设置好各项参数, 后点“计算”按钮, 最后得到计算结果。

为了方便不同的使用目的, 程序允许设定参数的修改。各参数的定义如下: 允许的走时残差: 指当理论到时差与实测到时差大于此值时, 舍弃该样本点; 允许的深度误差指当深度值大于此处指定倍数均方差时, 舍弃该样本点; P_g 的震中距范围指参与计算的 P_g 震相的震中距范围; P_n 的震中距范围指参与计算的 P_n 震相的震中距范围; 震源在第 1 层指震源深度只在第 1 层内搜索; 震源在第 2 层指震源深度只在第 2 层内搜索; 不指定指震源深度可以在整个地壳内搜索, 并给出建议的最佳深度结果。

在结果显示界面上会给出本次震源深度测定所给定的速度结构模型、设定的各项参数和有关震相数据, 还会同时显示所有参与深度运算求得的各组深度结果的分布图和直方图, 直方图服从高斯分布。

3 新疆于田的地壳速度模型和 $M_s 7.3$ 地震震源深度的测定

占全国陆地面积六分之一的新疆地区, 具有“三山夹两盆”地形地貌和复杂的地质构造。区内天山山脉横贯东西, 南边紧靠帕米尔高原, 又夹于塔里木盆地和准噶尔盆地之间, 小区域特点突出, 地形起伏较大, 不同地区之间的地壳速度结构有明显的差异。为了更好地测定于田地震序列的震源深度, 必须采用适合该地区的速度模型(刘文学等, 2011)。为避免速度结构差异造成的深度测定的误差, 根据 PTD 方法的约定, 要求采用地震定位时的相同速度结构模型来测定地震震源深度。

陈向军等(2014)给出了于田震区地壳速度的 4 个参考模型。第 1 个是新疆的“3400km 走时表”速度模型(新疆地震局分析预报室, 1982): 第 1 层速度为 5.960km/s, 厚度为 22km; 第 2 层速度为 6.302km/s, 厚度为 35km; 莫霍面速度为 8.364km/s。第 2 个是以 2014 年新疆于田 $M_s 7.3$ 地震主震为中心, 半径为 1° 范围内自 2009 年以来所有地震事件的 P_g 、 P_n 震相数据拟合的速度结果, 即 $v_{P_g} = 6.07\text{km/s}$ 、 $v_{P_n} = 8.298\text{km/s}$ 。第 3 个采用 2014 年 2 月 11 日于田 $M_s 5.4$ 、12 日于田 $M_s 7.3$ 、12 日于田 $M_s 5.7$ 等 3 个地震事件的 P_g 、 P_n 震相数据拟合得到的速度结果, 即 $v_{P_g} = 5.98\text{km/s}$ 、 $v_{P_n} = 8.239\text{km/s}$ 。第 4 个仅采用 2014 年 2 月 12 日于田 $M_s 7.3$ 地震主震事件的 P_n 震相数据, 其莫霍面速度值为 $v_{P_n} = 8.21\text{km/s}$ 。

为了校核新疆于田震区的地壳模型, 本文结合精定位和 PTD 方法试错合适的速度结构。取新疆“3400km 走时表”速度结构模型为原型, 结合其他参考模型, 通过精定位来不断调整速度参数, 通过 PTD 方法试错莫霍面的深度。对精定位结果的判别标准为取误差最小者, 王俊等(2014)采用该推荐模型对 $M_s 7.3$ 地震主震进行精定位时, 总的走时残差为 0.547s。而采用新疆“3400km 走时表”速度结构模型进行主震精定位时, 总的走时残差为 0.935s。用 PTD 方法试错莫霍面深度时, 结果的判别标准不仅要求实际计算深度值收敛和

有一定的集中度,而且要求数据样本较多,以满足统计规律和服从高斯分布。理论上可以证明当集中度最大值和高斯分布的极值最接近时对应的结果最好。

图2 为于田 $M_s7.3$ 地震 315 个独立的震源深度样本的集中度分布和高斯分布耦合的结果。其物理意义从 PTD 方法的理论公式可以得知,由于 Pn 波的射线路径强烈地依赖于地壳的厚度变化,不合适的地壳厚度将会使震源深度的结果发散。对于新疆于田 $M_s7.3$ 地震主震,记录到初至为 Pg 波的地震台站有 5 个,记录到初至为 Pn 波的台站有 63 个,所以共有 315 个独立的震源深度可供统计分析。假设数据资料满足统计要求,结果服从高斯分布。考虑到该方法设定的震源深度误差为 2km,故采用步长为 1km 来人为改变速度模型中莫霍面的深度。试错结果表明,莫霍面的深度为 57km 时,315 个独立的震源深度的集中度最大值和高斯分布极值耦合得最好。最后得到的新疆于田地壳速度结构模型为:第 1 层速度为 5.960km/s,厚度为 22km;第 2 层速度为 6.302km/s,厚度为 35km;莫霍面速度为 8.21km/s,莫霍面深度为 57km。用该模型计算的主震震源深度为 12km,残差为 0.78s,深度误差为 2km。

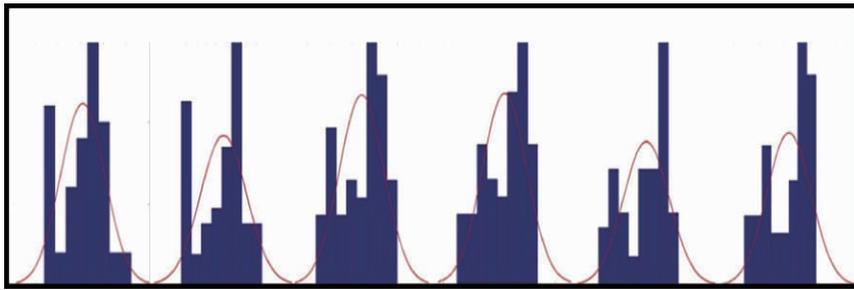


图2 于田 $M_s7.3$ 地震 315 个独立的震源深度的集中度分布和高斯分布耦合的结果
从左到右对应的莫霍面深度从 55km 到 60km,步长为 1km。左起第 3 个结果中集中度最大值和高斯分布极值耦合最好,对应的莫霍面深度为 57km,图中的最大值已归一化

需要指出的是,中国地震局“地震震源深度研究推进小组”在本研究工作中,对新疆地壳速度结构模型的研究、2014 年新疆于田 $M_s7.3$ 地震主震精定位和震源深度的研究是采用独立的不同方法互相验证、共同确定的。

4 新疆于田 $M_s7.3$ 地震序列震源深度结果

通过试错求得适合于田震区的速度结构模型后,其前震和余震序列均采用该速度结构模型测定。使用的震相数据来自中国地震台网中心编目数据库,并结合使用了新疆地震局监测中心的原始地震波形数据资料。截至 2014 年 3 月 15 日,用 PTD 方法共计算得到 2014 年新疆于田 $M_s7.3$ 地震序列的 106 个地震震源深度(图 3、表 1)。

表 1 的结果按震级大小分档后,再按时间序列排序给出。这是因为记录到较大地震的台站多,可靠性较高;而较小的地震由于记录台站较少,误差较大。由于 2014 年新疆于田 $M_s7.3$ 地震震区地震台站分布比较稀疏,所以实际计算结果表明,当震级大于 $M_s2.5$ 时得到的震源深度结果较好。

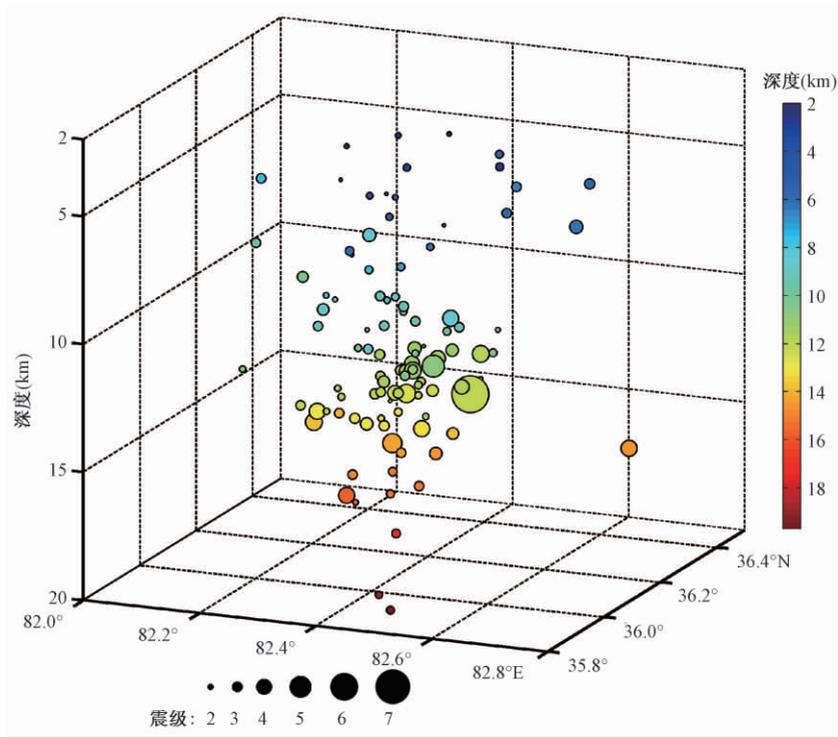


图3 2014年2月12日于田 $M_57.3$ 地震序列震源深度分布
震中位置来自中国地震台网中心编目数据库

5 结果分析与讨论

综上所述,通过对2014年2月12日新疆维吾尔自治区于田县 $M_57.3$ 地震主震、前震和余震序列的震源深度测定得到以下结论:

(1) 对于本次新疆于田 $M_57.3$ 地震主震,各研究机构给出了不同的震源深度。新疆地震台网的结果为8.7km,国家台网中心12km,USGS、德国GEOFON数据中心和伯克利地震实验室均为10km,CMT为13.5km。本研究结果使用了于田当地的速度结构,利用68个地震台的初至震相,共315组独立的结果参与分析,得到的震源深度为12km,误差2km。

(2) 在对余震序列进行震源深度计算时,部分小地震或震相不清晰的地震不满足计算条件,故得不到深度计算结果。如2月15日15时20分 $M_52.9$ 地震,初次读取到Pg震相5个,Pn震相1个,无深度计算结果。经重新调取地震事件波形分析后获得Pg震相4个,Pn震相9个,计算震源深度为17km。在计算过程中,也会发现个别小地震有2个或2个以上Pg和Pn震相,但是无计算结果。经检查原始波形重新分析后,发现由于地震震级较小,在没有充分放大初至Pn波形时,把后续震相Pg误判为Pn。如2月13日22时32分 $M_52.4$ 余震,初次计算时从国家地震台网中心数据库中读取到Pg震相5个,Pn震相2个,无深度计算结果。对波形重新分析后,获得Pg震相4个,Pn震相7个,求得震源深度为12km。因此,从某种意义上说,PTD方法对震相分析的准确性亦是一种检验。

表 1 2014 年新疆于田 $M_s 7.3$ 地震序列地震震源深度(截至 2014 年 3 月 15 日)

序号	发震日期 (年-月-日)	发震 时刻 (时:分:秒)	国家台网中心数据库结果				本文 计算 深度 (km)	序号	发震日期 (年-月-日)	发震 时刻 (时:分:秒)	国家台网中心数据库结果				本文 计算 深度 (km)
			纬度 (°N)	经度 (°E)	震级 M_s	深度 (km)					纬度 (°N)	经度 (°E)	震级 M_s	深度 (km)	
1	2014-02-12	17:19:47	36.04	82.55	7.3	8.7	12	54	2014-02-23	10:41:27	36.07	82.38	3.1	6.7	9
2	2014-02-11	10:14:54	35.97	82.52	5.2	8.0	11	55	2014-02-25	09:03:13	35.87	82.34	3.0	7.2	12
3	2014-02-12	17:24:43	36.35	84.43	5.7	7.3	15	56	2014-02-26	14:18:28	35.95	82.34	3.5	7.0	9
4	2014-02-12	17:26:46	36.15	82.77	4.2		15	57	2014-03-04	07:10:14	36.17	82.55	3.0	7.2	6
5	2014-02-12	17:36:10	35.97	82.50	4.2	6.6	13	58	2014-03-07	06:57:53	35.89	82.36	3.1	9.5	9
6	2014-02-12	18:00:08	36.06	82.43	4.6	7.7	13	59	2014-02-12	18:36:32	36.00	82.50	2.6	5.3	6
7	2014-02-12	19:14:21	36.18	82.50	4.4	8.1	12	60	2014-02-12	19:00:10	36.06	82.50	2.8	7.9	10
8	2014-02-13	02:00:06	35.93	82.39	4.3	3.8	16	61	2014-02-12	21:26:50	35.99	82.45	2.8	7.6	13
9	2014-02-13	03:09:25	36.01	82.43	4.7	6.0	14	62	2014-02-12	23:42:01	36.02	82.47	2.7	5.1	12
10	2014-02-13	08:07:03	35.95	82.56	4.2	5.2	9	63	2014-02-13	00:25:29	35.93	82.46	2.4	11.2	8
11	2014-02-13	08:08:41	36.00	82.47	4.4	3.9	11	64	2014-02-13	01:43:24	36.02	82.47	2.6	6.1	12
12	2014-02-13	15:34:19	36.11	82.46	4.1	6.5	12	65	2014-02-13	02:27:00	36.22	82.51	2.1	18.5	11
13	2014-02-14	05:37:18	36.02	82.43	4.0	5.4	12	66	2014-02-13	03:14:19	35.97	82.45	2.9	6.2	15
14	2014-02-14	09:08:57	36.01	82.55	4.0	8.3	12	67	2014-02-13	08:20:28	35.98	82.63	2.7	7.2	3
15	2014-02-15	20:32:59	36.02	82.29	4.4	7.2	14	68	2014-02-13	08:28:43	36.39	82.43	2.8	6.0	6
16	2014-02-27	22:30:38	36.06	82.44	4.0	6.4	11	69	2014-02-13	08:55:58	35.89	82.23	2.4	18.2	11
17	2014-03-13	01:55:42	35.95	82.33	4.3	10.0	13	70	2014-02-13	09:17:56	36.07	82.42	2.6	8.1	10
18	2014-02-11	20:33:48	36.12	82.52	3.1	6.9	13	71	2014-02-13	11:52:21	35.93	82.41	2.6	5.2	10
19	2014-02-12	17:29:45	36.31	82.13	3.3		11	72	2014-02-13	12:07:10	35.99	82.45	2.2	6.9	2
20	2014-02-12	17:30:30	36.05	82.48	3.4		12	73	2014-02-13	16:07:33	35.95	82.44	2.3	7.4	13
21	2014-02-12	17:33:17	36.35	82.03	3.0		10	74	2014-02-13	22:32:52	35.96	82.36	2.4	6.7	12
22	2014-02-12	17:41:06	36.30	82.25	3.8		9	75	2014-02-13	23:53:35	35.93	82.43	2.4	7.3	4
23	2014-02-12	17:55:08	36.02	82.50	3.6	4.9	15	76	2014-02-14	07:26:53	36.00	82.43	2.6	6.2	5
24	2014-02-12	18:00:59	36.43	82.00	3.1	4.2	8	77	2014-02-14	14:33:35	35.87	82.41	2.6	7.0	12
25	2014-02-12	18:05:08	36.32	82.62	3.2		6	78	2014-02-14	18:33:31	36.00	82.44	2.2	11.6	5
26	2014-02-12	18:10:17	36.04	82.52	3.5	10.3	14	79	2014-02-15	09:17:14	36.05	82.46	2.9	5.5	12
27	2014-02-12	19:19:48	36.39	82.46	3.0		7	80	2014-02-15	15:20:12	35.92	82.48	2.9	7.7	17
28	2014-02-12	19:31:05	36.19	82.66	3.7	6.3	6	81	2014-02-15	21:49:24	35.92	82.36	2.2	5.0	8
29	2014-02-12	20:12:45	35.94	82.51	3.1	7.6	15	82	2014-02-15	23:07:19	35.91	82.40	2.1	9.2	2
30	2014-02-12	21:14:57	36.09	82.30	3.1	11.6	14	83	2014-02-16	00:07:19	35.88	82.38	2.4	8.5	12
31	2014-02-12	22:36:27	35.98	82.43	3.5	6.5	12	84	2014-02-17	23:53:20	35.90	82.41	2.9	8.6	6
32	2014-02-13	00:13:26	36.00	82.55	3.0	7.7	9	85	2014-02-18	00:56:27	36.08	82.57	2.8	7.5	11
33	2014-02-13	02:07:29	35.91	82.41	3.1	6.8	15	86	2014-02-19	03:56:55	35.86	82.48	2.6	9.7	19
34	2014-02-13	04:51:26	36.08	82.42	3.9	7.1	12	87	2014-02-19	23:51:50	36.03	82.38	2.7	7.7	8
35	2014-02-13	05:39:16	35.87	82.52	3.1	4.9	10	88	2014-02-21	15:47:54	35.93	82.37	2.1	5.4	8
36	2014-02-13	07:57:13	35.99	82.41	3.2	8.6	12	89	2014-02-22	07:19:36	36.00	82.46	2.5	8.0	3
37	2014-02-13	12:03:07	35.96	82.39	3.2	6.7	13	90	2014-02-24	01:58:07	36.00	82.44	2.8	8.5	8
38	2014-02-13	17:20:50	36.12	82.39	3.0	8.4	12	91	2014-02-27	08:56:06	35.88	82.49	2.8	7.4	20
39	2014-02-13	17:51:39	36.11	82.42	3.8	8.3	11	92	2014-03-01	00:02:07	35.86	82.50	2.7	6.8	15
40	2014-02-13	20:10:09	36.03	82.46	3.0	5.5	10	93	2014-03-04	02:38:54	35.90	82.42	2.2	8.7	16
41	2014-02-14	02:22:14	35.98	82.46	3.0	5.1	14	94	2014-03-06	04:39:03	36.00	82.45	2.8	8.5	7
42	2014-02-14	03:04:59	35.78	82.50	3.1	4.4	9	95	2014-03-12	12:24:16	35.82	82.58	2.4	6.8	12
43	2014-02-14	03:09:41	35.99	82.42	3.0	4.3	12	96	2014-03-13	05:02:15	36.01	82.47	2.5	8.4	11
44	2014-02-14	05:06:38	36.12	82.48	3.6	5.8	11	97	2014-02-12	22:21:22	36.85	82.55	1.9	8.5	8
45	2014-02-14	14:02:01	35.97	82.46	3.2	9.6	12	98	2014-02-12	22:27:09	35.94	82.46	1.6	6.6	12
46	2014-02-14	15:16:36	36.07	82.42	3.2	7.8	9	99	2014-02-13	00:05:17	35.90	82.44	1.8	6.2	9
47	2014-02-14	19:21:53	36.03	82.40	3.1	7.8	12	100	2014-02-13	06:14:26	36.05	82.50	1.7	6.9	6
48	2014-02-14	20:06:14	36.11	82.36	3.2	9.5	12	101	2014-02-13	08:52:08	36.16	82.51	1.9	6.3	13
49	2014-02-15	12:27:31	35.94	82.42	3.6	9.3	13	102	2014-02-13	10:33:40	36.15	82.46	1.8	7.6	3
50	2014-02-15	20:00:28	36.00	83.30	3.5	8.7	14	103	2014-02-13	12:20:05	36.01	82.42	1.6	3.6	5
51	2014-02-16	03:24:47	35.94	82.45	3.2	9.7	13	104	2014-02-13	12:32:16	36.10	82.44	1.7	9.6	11
52	2014-02-16	09:57:59	35.98	82.48	3.1	7.2	11	105	2014-03-01	00:21:28	35.97	82.38	1.9	7.8	7
53	2014-02-16	19:14:47	35.94	82.45	3.1	8.5	9	106	2014-03-01	06:32:50	35.93	82.38	1.7	8.5	4

(3) 一般情况下,初至 P_g 和 P_n 震相拾取平均误差小于 $0.1s$ 。中国地震局在地震参数测定和编目时要求初至震相到时读取误差小于 $0.2s$, P_g 震相走时误差小于 $0.5s$, 而 P_n 震相走时误差小于 $1s$ 。所以只要地壳速度结构模型合适,有初至 P_g 和 P_n 震相到时,理论上均可以求得震源深度。

(4) 震源深度测定的大量的数值模拟结果显示,PTD 方法可以用带有随机误差的震相到时数据计算震源深度来分析深度的误差。当假设理论深度是 $12km$ 时,通过仿真结果显示,当 P_g 和 P_n 的到时随机误差分别增加 $0.5s$ 和 $1s$ 时,震源深度的误差幅度可达 $\pm 2km$;当分别增加 $1s$ 和 $2s$ 时,则深度误差幅度可达 $\pm 3km$ 。

(5) PTD 方法是用不同台站间的初至到时作变换后的到时差计算震源深度的。因此,每个地震至少要分别记录到 2 个以上 P_n 和 P_g 震相,换言之,至少有 4 组以上数据才能进行有效计算和评价。当只有 P_g 或 P_n 一种震相时则不满足计算条件,震源深度的计算将无结果。

致谢:感谢中国地震局监测预报司、中国地震台网中心、新疆维吾尔自治区地震局、江苏省地震局、天津市地震局、上海市地震局和地震震源深度研究推进小组全体成员对震源深度研究工作的大力支持和帮助。

参考文献

- 陈向军、上官文明、宋秀青等,2014,新疆全区和分区地壳速度模型的分析,中国地震,30(2),178~187。
- 崇加军、倪四道、曾祥方,2010,sPL——一个近距离确定震源深度的震相,地球物理学报,53(11),2620~2630。
- 高立新、刘芳、赵蒙生等,2007,用 sPn 震相计算震源深度的初步分析与应用,西北地震学报,29(3),213~217。
- 高原、吴忠良,1995,1993年11月13日堪察加大地震局的破裂过程及其构造意义,地球物理学报,38(1),55~63。
- 高原、周蕙兰、郑斯华等,1997,测定震源深度的意义的初步讨论,中国地震,13(4),321~329。
- 黄媛、杨建思、张天中,2006,2003年新疆巴楚-伽师地震序列的双差分重新定位研究,地球物理学报,49(1),162~169。
- 刘劲松、Kin Y C, Gary A H 等,2007,双差定位法在地震丛集精确定位中的应用,地球物理学进展,22(1),137~141。
- 刘文学、刘贵忠、周刚,2011,新疆和周边地区地壳厚度和 V_p/V_s 比值变化的接收函数约束,地球物理学报,54(8),2034~2041。
- 寿海涛、朱元清、黄耘等,2007,利用上海台阵对常熟2001年2002年震群的精定位,地震地磁观测与研究,28(3),27~33。
- 王登伟,2010,利用直达P波测定地方震震源深度的探讨,地震地磁观测与研究,31(5),45~48。
- 王登伟,2011,用 sPn 与 P_n 波走时差测定近震震源深度的方法,地震,31(1),12~19。
- 王俊、宋秀青、陈向军等,2014,新疆于田 $M_s 7.3$ 地震主震精确定位研究,中国地震,30(2),188~197。
- 王新岭、张国民、马宏生等,2004,用 PTD 方法测定巴林左旗 5.9 级地震震源深度,地震,24(4),51~56。
- 吴微微、苏金蓉、魏娅玲,2012,sPn 震相计算近震震源深度研究,地震地磁观测与研究,33(5/6),88~92。
- 吴忠良,2002,震源深度与矩心深度的分布特征及其与震源机制类型之间的关系,中国地震,18(4),337~345。
- 新疆地震局分析预报室,1982“3400公里走时表”及其应用、新疆走时表工作的设想,地震地磁观测与研究,3(4),25~30。
- 杨智娴、陈运泰、张宏志,2002,张北-尚义地震序列的重新定位和发震构造,地震学报,24(4),366~377。
- 张国民、汪素云、李丽等,2002,中国大陆地震震源深度及其构造含义,科学通报,47(9),663~668。
- 郑斯华,1995,青藏高原地震的震源深度及其构造意义,中国地震,11(2),99~106。
- 周仕勇、许忠淮、韩京等,1999,主地震定位法分析以及1997年新疆伽师强震群高精度定位,地震学报,21(3),258~265。
- 朱艾澜、徐锡伟、于贵华等,2012,玉树地震序列重新定位及其地震构造研究,地学前缘,19(4),8~14。
- 朱元清、范长青、浦小峰,1995,南黄海地震序列时空参数的精细测定和分析,中国地震,11(1),54~61。

- 朱元清、石耀霖,1991,地震活动性研究中的非线性动力学模型,地球物理学报,**34**(1),20~31。
- 朱元清、石耀霖、李平,1990,一种确定地震深度的新方法,地震地磁观测与研究,**11**(2),4~12。
- 朱元清、夏从俊、李平,1997a,确定震源深度的PTD方法及其应用,地震地磁观测与研究,**18**(3),21~29。
- 朱元清、夏从俊、左力格图等,1997b,一个三维空区的震例研究,地震学报,**19**(3),327~330。
- 朱元清、于海英,2002,上海地震台阵(网)近震定位的翻台方法,地震地磁观测与研究,**23**(2),97~106。
- 朱元清、赵仲和,1997c,提高地震定位精度新方法的研究,地震地磁观测与研究,**18**(5),59~67。
- Abercrombie R E, Main I G, Douglas A, et al,1995, The nucleation and rupture process of the 1981 Gulf of Corinth earthquakes from deconvolved broad-band data, *Geophy J Iner*, **120**(2), 393~405.
- Galdeano C S, Casado C L, Delgado J, et al, 1995, Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera: a preliminary approach to seismic sources associated with specific faults, *Tectonophysics*, **248**(3-4), 293~302.
- Glenon M A, Chen W P, 1995, Rupture of deep-focus earthquakes in the north-western Pacific and their implications on seismogenesis, *Geophy J Inter*, **120**(3),706~720.
- Ma S T, 2010, Focal depth determination for moderate and small earthquakes by modeling regional depth phases sPg, sPmP, and sPn, *Bull Seism soc Am*, **100**(3),1073~1088.

The depth determination of the 2014 Yutian $M_S 7.3$ earthquake sequence, Xinjiang

Song Xiuqing¹⁾ Miao Fajun²⁾ Liu Shuangqing³⁾ Chen Xiangjun⁴⁾ Wang Jun²⁾
Zhu Yuanqing¹⁾

- 1) Earthquake Administration of Shanghai Municipality, Shanghai 200062, China
- 2) Earthquake Administration of Jiangsu Province, Nanjing 210014, China
- 3) Earthquake Administration of Tianjin Municipality, Tianjin 300201, China
- 4) Earthquake Administration of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Urumqi 830011, China

Abstract An $M_S 7.3$ earthquake happened on February 12, 2014 in Yutian county, Xinjiang Uygur Autonomous Region, which was followed by a series of aftershocks. It is very important work to determine the depth of seismic sequence timely. Accurate determination of the focal depths of the foreshock, main shock and aftershock sequence can provide more information about fault structure, source process, crust and mantle structure, the motion of the plates and a series of problems. The paper uses a deterministic method for determination of earthquake depth to measure the depths of Yutian $M_S 7.3$ seismic sequence in Xinjiang. The original phases data are adopted from the catalog database of China Earthquake Networks Center, combined with seismic wave records from the Digital Seismic Network Center, Earthquake Administration of Xinjiang Uygur Autonomous Region.

Key words: Focal depth Crustal velocity model Seismic sequence PTD method