

宋秀青, 2017, 用 PTD 方法测定 2017 年精河 M_s 6.6 地震序列的深度, 中国地震, 33(4), 694~702。

用 PTD 方法测定 2017 年 精河 M_s 6.6 地震序列的深度

宋秀青

上海市地震局, 上海市兰溪路 87 号 200062

摘要 2017 年 8 月 9 日精河发生 M_s 6.6 地震, 随后发生一系列余震。本文采用 PTD 方法和新疆测震台网分析的震相数据, 基于新疆“2015 地壳速度模型”, 计算了该地震序列的震源深度, 得到 M_s 6.6 主震震源深度约为 14km, $M_s \geq 2.5$ 余震深度为 9~18km。所有震相数据来自中国地震台网中心编目数据库。

关键词: PTD 方法 震源深度 地壳速度模型 精河 M_s 6.6 地震

[文章编号] 1001-4683(2017)04-0694-09 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

据中国地震台网测定, 北京时间 2017 年 8 月 9 日 7 时 27 分 52 秒新疆博尔塔拉州精河县发生 6.6 级地震, 震源深度 11km, 震中位于 44.27°N , 82.89°E 。截至 10 月 20 日, 共发生 4 级以上余震 6 次, 3 级以上余震 20 次, 最大余震震级 4.7 级。地震震中位于准噶尔盆地西南缘、天山支脉婆罗科努山北麓、库松木契克山前断裂附近。近 5 年来, 在距此次地震震中 200km 范围内共发生 3 级以上地震 65 次。最大震级地震为此次精河 M_s 6.6 地震。

“十五”数字地震观测网络项目以来, 随着地震台站数的不断增加, 测震台网逐渐加密, 这使得多数地震的震中均能被台站包围。在这样的情况下, 震中位置可被比较准确的测定。由于沿深度方向不能布设台站, 所以, 震源深度的准确测定受发震时刻、震中距、速度模型、定位方法等因素的制约。对区域测震台网而言, 利用记录到的震相快速准确地测定震源深度仍然是努力的目标。

作为测震台网产出的地震参数之一, 震源深度对地球科学有着非常重要的意义(高原等, 1997), 其精确测定有助于进一步了解地震活动与断层之间的关系(Galdeano et al, 1995), 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都具有非常重要的意义(郑勇等, 2017), 震源机制及矩张量的分析、震源处的应力分布状况等都与震源深度有着密切的关系(张国民等, 2002)。目前, 用于震源深度测定的方法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

[收稿日期] 2017-10-30; [修定日期] 2017-12-14

[项目类别] 上海市地震局科技专项(2017 专 2)、中国地震局监测司专项(17110402)共同资助

[作者简介] 宋秀青, 女, 1974 年生, 高级工程师, 主要从事地震监测、数字地震资料应用、速度模型研究等工作。

E-mail: dzzysdyj@126.com

法(宋秀青等,2014;郑勇等,2017)。2种方法在应用上各有特点。利用近台直达 P 波测定震源深度是一种非常可信的方法,但至少要有台间距小于 1.4 倍震源深度的近台(Mori, 1991)。深度震相法也是一种成熟且快速可靠的震源深度测定方法,分为近震深度震相法和远震深度震相法。近震深度震相是后续震相,信噪比低,识别困难(Ma, 2010),加之 sPn 震相主要出现在 300~800km 的震中距范围内,而在此范围内要获得清晰记录的地震,其震级一般要达到 3~4 级以上(吴微微等,2012),因此,近震深度震相的实际应用存在一定的局限性。同样,用远震深度震相 pP、sP 等测定中强地震的震源深度十分有效,但对于 5 级以下的地震,往往受到限制。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益成熟,在波形反演震源机制解和测定矩震级的同时亦可求得震源深度,其缺点是计算比较耗时,特别是对 4 级以下地震的测定难度较大(宋秀青等,2014)。

1 国内外研究机构的初步结果

精河 $M_s 6.6$ 地震发生后,国内外各研究机构快速给出了震源参数,其中,震中位置比较接近,震源深度由于定义、方法、数据来源及速度模型等的不同而有所差异。中国地震台网中心速报给出的震源深度为 11km;USGS 给出的为 20km;波茨坦 GEOFON 数据中心给出的为 24km;中国地震台网中心、中国地震局地球物理研究所波形拟合的质心深度为 23km;新疆维吾尔自治区地震台网中心震源机制解的震源深度为 22.4km;中国地震局地球物理研究所研究震源破裂过程给出的深度结果为 25.9km;全球 CMT 小组的深度结果为 27.9km。

需要指出的是,矩心深度和震源破裂的初始深度是 2 类不同的结果。对于这 2 类深度结果之间的关系,有学者曾指出其与震源机制的不同类型有关(吴忠良等,2002)。基于波形反演求得的矩心深度与台站分布、初始模型、反演次数,甚至与计算者的经验都有一定关系。震源破裂初始深度的结果则与计算方法、发震时刻、速度模型等因素密切相关。有些地震 2 类结果比较接近(洪德全等,2013、2017,程静馥等,2016);有时,同一个地震的深度结果因波形、数据、反演方法或计算方法等的不同而有所不同(杨宜海等,2017;易桂喜等,2017;宋秀青,2017)。本文主要讨论地震初始破裂的震源深度。

2 PTD 方法简介

震源深度的测定方法有很多种,在实际应用中各有千秋(郑勇等,2017)。对区域测震台网而言,震源深度测定的确定性方法(简称 PTD 方法)(朱元清等,1990、1997)是一种较为方便、快速的方法。该方法根据 Pg、Pn 波传播路径的特点,利用远台记录到的 Pn 震相初至到时,换算至近台的理论初至 Pn 震相到时后,再减去该近台记录到的初至 Pg 震相到时来测定震源深度。由于使用初至震相到时,可得到较为准确的 Pn-Pg 到时差,Pg 和 Pn 的台站数据可两两组合,其组合相互独立,震源深度结果满足高斯分布。因此,PTD 方法是充分利用不同地震台站间的初至到时差来计算震源深度的。

与传统的 Pn-Pg 测定震源深度相比,PTD 方法有以下优点:①使用初至震相,避免了后续震相不清晰所带来的误差;②避开了发震时刻引起的误差;③由于 Pn、Pg 震相离源射线相反,增加了对震源深度的敏感性;④与传统的单台 Pn-Pg 方法相比,一个台站的 Pn 震相到时减去另一个台站的 Pg 震相到时为 1 个组合对,任意初至 Pn 和初至 Pg 的组合,大大增加了

组合的对数(即样本量),提高了计算的有效性。该方法在2014年于田 M_s 7.3地震序列的震源深度测定(宋秀青等,2014)、2017年九寨沟 M_s 7.0地震的震源深度测定中得到了很好的应用(宋秀青,2017)。

3 新疆地区速度模型简介

震源深度的计算会受到震相识别、走时及路径计算、震中距、速度模型等因素的影响。由于在深度方向上没有台站,因此,合适的速度模型对于震源深度的准确测定有着非常重要的作用(宋秀青等,2016)。新疆占中国国土面积的1/6,具有“三山夹两盆”的地形地貌和复杂的地质构造。南边紧靠帕米尔高原,天山山脉横贯东西,绵延约2500km,其特殊的地质构造活动背景被认为是印度板块与欧亚板块碰撞的结果(Abdrakhmatov et al,1996;孙安辉等,2011)。

自1977年以来,新疆测震台网在工作中一直使用的是“3400走时表”,该走时表是前苏联涅尔赛索夫、拉乌金于1964年研制的,为一个较大范围内的平均走时表,其测线全长3500km,从帕米尔至贝加尔,穿过中亚、哈萨克斯坦、阿勒泰萨彦和贝加尔湖沿岸等几个地区。新疆与其中的中亚、俄罗斯西萨彦岭相邻,“3400走时表”的西部走时表也部分适用于新疆地区(新疆地震局分析预报室,1982)。通过对该走时表的理论分析,陈向军等(2014)得到了“3400走时表”的2层速度模型(表1)。

2014年起,全国各区域测震台网使用2009~2014年间发生在本区域的地震事件,反演得到适合本区域测震定位使用的一维速度模型。该模型于2015年通过测试,简称“2015模型”(宋秀青等,2015)。新疆“2015模型”速度结构见表2。与“3400走时表”速度模型相比,新疆“2015模型”第1层更厚,P波速度稍大,S波速度稍小;第2层较薄,速度稍大;莫霍面速度稍小。

表1 “3400走时表”模型(据陈向军等(2014))

P波		S波		层厚 /km
速度 分类	波速 /($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	速度 分类	波速 /($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	
v_{P1}	5.960	v_{S1}	3.573	22
v_{P2}	6.302	v_{S2}	3.582	35
v_{Pn}	8.364	v_{Sn}	4.830	

表2 新疆“2015模型”

P波		S波		层厚 /km
速度 分类	波速 /($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	速度 分类	波速 /($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	
v_{P1}	6.10	v_{S1}	3.53	26
v_{P2}	6.70	v_{S2}	3.87	28
v_{Pn}	8.20	v_{Sn}	4.74	

4 新疆“2015模型”和“3400走时表”模型的定位结果

距精河 M_s 6.6地震震中100km范围内有2个台站,其中,最近台为精河台,震中距为37km。新疆测震台网的台站分布见图1,震级大于2.5级的地震分布见图2。

基于相同台站和相同数量的震相数据,分别采用新疆“2015模型”和“3400走时表”模型进行定位,得到的震中位置如表3所示。由表3可见,2个定位结果非常接近,在可接受的精度范围内。相比之下,新疆“2015模型”的残差略小。由图1可见,精河地震主震的震中能够被台站包围。在实际定位中,左侧还接入了邻国的台站,因此,发生在该区域的地震,其定

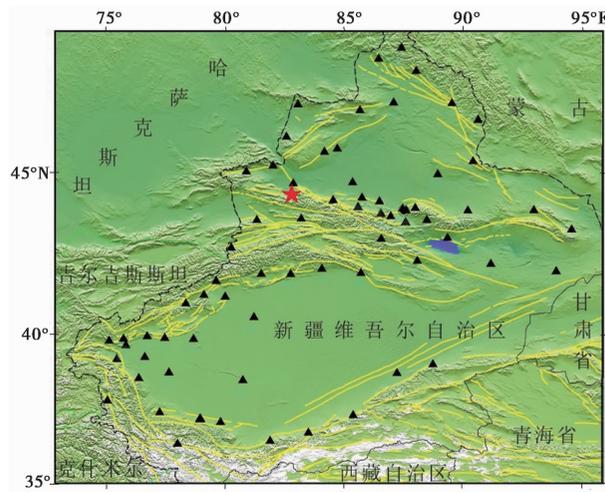


图 1 新疆测震台网台站分布
红色五角星为精河 M_s 6.6 地震震中;黑色三角形为台站

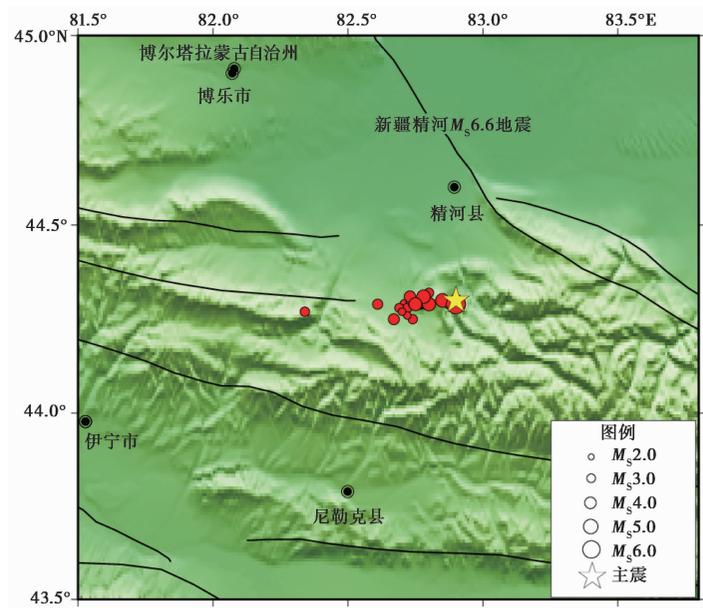


图 2 $M_s \geq 2.5$ 地震的分布

表 3 新疆“2015”模型和“3400 走时表”模型的定位结果

模型	发震时刻 (时:分:秒)	北纬	东经	震级 M_s	残差
新疆“2015 模型”	07:27:52.40	44°18.18'	82°52.44'	6.6	0.520
“3400 走时表”模型	07:27:51.25	44°17.42'	82°54.24'	6.6	0.784

位结果比较可信。

5 用PTD方法计算精河 $M_s 6.6$ 地震序列的震源深度

本文采用新疆“2015模型”,使用PTD方法对精河 $M_s 6.6$ 地震序列中 $M_s \geq 2.5$ 地震重新测定了震源深度,全部震相数据来源为中国地震台网中心编目数据库。计算使用的震中参数、震相数及深度结果等见表4。

表4 使用PTD方法和“2015模型”计算 $M_s \geq 2.5$ 精河地震序列震源深度

发震时刻 (年-月-日 T时:分:秒)	φN /(°)	λE /(°)	M_s	震源深度/km		有效 样本数	震相数	
				编目	PTD		Pg	Pn
2017-09-21T 11:28:21.20	44.27	82.34	3.3	17.3	14.4	161	12	27
2017-09-09T 06:57:22.03	44.25	82.67	3.8	16.6	15.7	227	14	37
2017-08-24T 04:18:06.84	44.29	82.72	3.1	17.8	11.7	53	11	9
2017-08-18T 17:19:24.78	44.29	82.77	3.4	10.7	13.2	252	13	42
2017-08-16T 20:33:27.55	44.29	82.77	2.9	6.3	13.0	186	12	34
2017-08-16T 19:51:54.88	44.29	82.77	2.6	6.8	18.1	37	11	6
2017-08-13T 15:41:49.49	44.29	82.87	3.0	7.8	14.0	157	12	29
2017-08-12T 06:19:06.92	44.29	82.71	3.3	15.1	14.2	203	13	32
2017-08-12T 02:20:14.54	44.28	82.72	3.1	14.6	14.3	87	13	13
2017-08-10T 08:10:22.90	44.25	82.74	3.3	11.5	14.0	160	11	44
2017-08-09T 23:47:52.10	44.32	82.80	3.3	6.7	13.1	143	9	42
2017-08-09T 18:02:09.27	44.30	82.85	3.2	6.3	12.2	125	11	25
2017-08-09T 13:22:40.48	44.29	82.80	4.6	11.6	13.5	21	9	60
2017-08-09T 09:48:24.34	44.26	82.72	2.6	5.7	11.5	48	11	19
2017-08-09T 08:54:32.39	44.28	82.69	3.1	19.2	11.4	16	18	1
2017-08-09T 08:52:34.20	44.31	82.73	3.2	11.7	10.8	29	10	6
2017-08-09T 08:51:02.56	44.29	82.74	3.0	13.4	13.5	117	11	21
2017-08-09T 08:46:31.86	44.30	82.73	2.9	7.8	11.4	120	13	22
2017-08-09T 08:40:23.32	44.29	82.61	3.5	13.4	14.5	138	10	31
2017-08-09T 08:27:26.03	44.27	82.70	3.1	13.1	9.1	19	12	5
2017-08-09T 08:22:37.96	44.31	82.73	4.0	10.9	11.9	102	11	33
2017-08-09T 07:44:31.41	44.31	82.78	4.7	12.1	12.1	11	9	18
2017-08-09T 07:39:18.51	44.29	82.75	4.5	12.5	11.7	55	10	11
2017-08-09T 07:27:51.25	44.29	82.90	6.6	12.7	13.5	282	14	97

由表4可见, $M_s \geq 2.5$ 余震的深度为9~18km(图3)。PTD方法计算得到精河 $M_s 6.6$ 地震的主震深度为13.5km(图4)。

图4中左侧上部前2列为P波、S波速度,第3列为层厚,第4列为程序设定的计算精度和误差参数,第5、6列分别为Pg、Pn震相的震中距使用范围。左侧中部第1行为程序从中国地震台网中心数据库调出的数据,显示了发震时刻、震中经纬度、震源深度、震级、计算残差和地震发生地点等。左侧中部第2行分别为PTD方法计算得到的震源深度,有效样本组

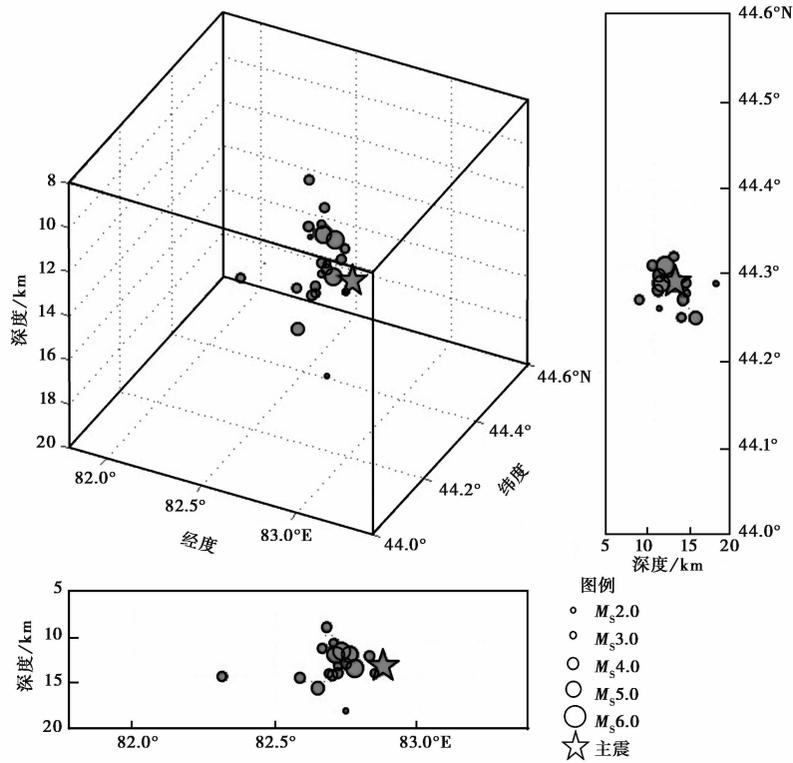


图 3 精河 $M_s \geq 2.5$ 地震序列的 PTD 深度结果分布

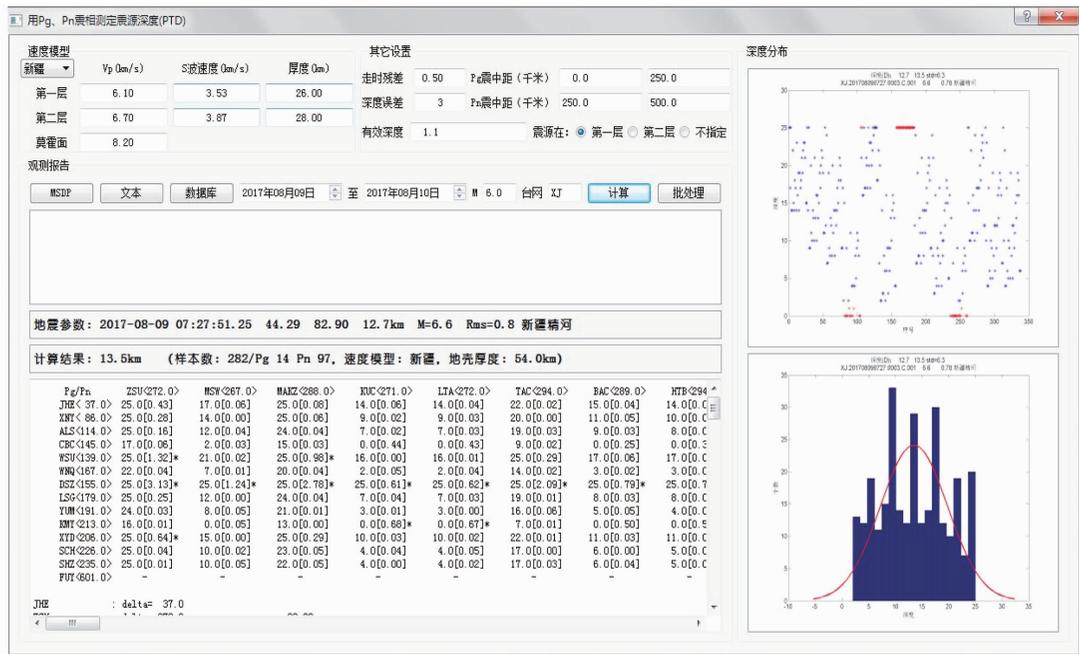


图 4 新疆“2015 模型”的 PTD 结果

合数和数据库中 Pg、Pn 的震相数,采用的速度模型和莫霍面深度。左侧下部第 1 列为调出 Pg 震相的台站名,括号里的数字为震中距。第 1 行为调出的 Pn 震相的台站名,括号里的数字为震中距。其它数据为深度和误差的中间结果。实际程序使用中,左侧下部可以上下左右拖动以显示其他中间结果。图 4 中右侧上部为由所有独立震相组合计算得到的深度。横坐标为组合对的序号,纵坐标为震源深度。红色点为超出误差范围舍弃的组合对。右侧下部为所有组合对的结果分布,横坐标为震源深度,纵坐标为对应的组合数。

中国地震台网中心数据库中的编目结果是新疆测震台网基于“3400 走时表”使用单纯形方法计算所得。为了比较“2015 模型”与“3400 走时表”模型的不同,使用 PTD 方法和相同的震相数据,采用“3400 走时表”模型,计算得到精河 $M_s6.6$ 地震的深度结果为 13.9km (图 5)。

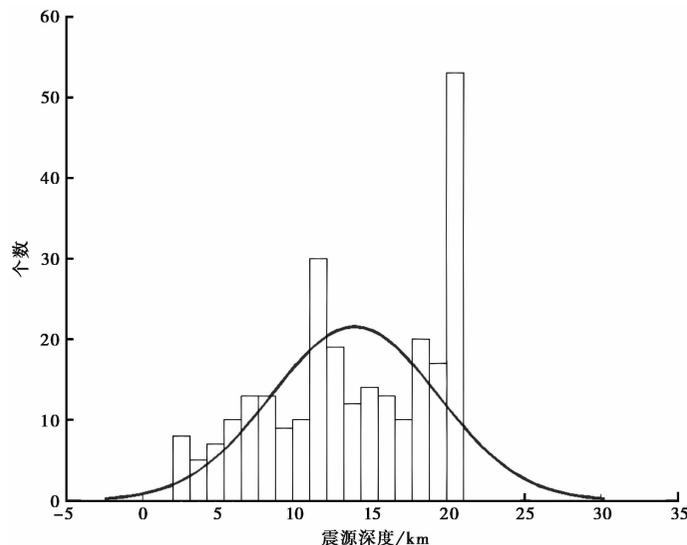


图 5 “3400 走时表”模型 PTD 结果的分布

采用“3400 走时表”模型地震定位得到的正式编目的震源深度结果为 12.7km;采用相同模型由 PTD 方法计算得到的震源深度为 13.9km;纵坐标为计算该震源深度所对应的有效组合对数

一般情况下,PTD 方法计算得到的各个组合对的震源深度集应满足高斯分布;组合对越多,速度模型和实际区域构造越接近,高斯分布的形态越好,结果的可信度就越高。此外,区域地质构造越复杂,图 4 右侧上部图像点的分布就越离散。

实际计算中,根据具体情况 14 个 Pg 中我们选取了前 13 个,忽略了震中距 601km 的 FUY(富蕴台),Pn 的震中距选取 250~500km 范围内共 26 个台站的震相数据,以确保所用震相数据均为初至。

同样采用 13 个 Pg 初至震相、26 个 Pn 初至震相,“3400 走时表”模型的有效组合对数少于“2015 模型”,高斯分布不够理想,其中,部分震源深度集中在 20km 左右,这表明“3400 走时表”模型的莫霍面平均深度比震源区域实际情况要深,这部分震相组合对的观测值为了符合模型的理论值,造成计算深度下移。该现象同时也证明了 PTD 方法计算结果的相对稳定性。

6 利用远台深度震相验证

当震中距较大且震级较高时,利用远震深度震相测定震源深度是一种成熟的方法,且能得到较为准确的结果。精河地震主震震级为 6.6 级,在震中距大于 1000 多千米的台站中,应该有部分台站会记录到 pP、sP 等深度震相。基于这样的考虑,在国家台的编目中找到了远台的深度震相(表 5)。

根据表 5 中青海德令哈台和玉树台记录到的 pP、sP、sS 等深度震相,可以求得精河 M_s 6.6 地震的震源深度为 15km 左右。

7 结果与讨论

(1) 本文使用 PTD 方法,采用新疆“2015 模型”,直接在编目数据库中下载 2017 年精河 M_s 6.6 地震序列的震相数据,计算得到主震震源深度为 13.5km, $M_s \geq 2.5$ 余震的深度为 9~18km。

(2) 使用同样的方法和数据,采用新疆“3400 走时表”模型,计算得到主震震源深度为 13.9km。尽管 2 个结果非常接近,但是,“2015 模型”的结果具有更多的组合对和更好的高斯分布。说明在距主震震中 500km 范围内“2015 模型”更符合当地的速度结构。

(3) 考虑到地球曲率和研究区域地质构造的复杂性,采用的震相数据范围的不同会造成震源深度存在 1~2km 的差异,但这样的变化仍然在设定的误差范围内。

(4) 根据青海德令哈台和玉树台记录到的深度震相,精河地震主震的震源深度均约为 15km,与 PTD 方法的结果基本一致。

(5) 综合考虑上述因素,本文的计算结果表明,精河 M_s 6.6 地震的震源深度为 14km,误差为 3km。

(6) 在区域速度模型适合的条件下,PTD 方法可快速得到较为准确的震源深度结果。

致谢: 对中国地震台网中心提供的地震数据资料和新疆地震局陈向军对本文的支持和帮助,以及审稿专家提出的宝贵建议,在此一并表示感谢。

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。
程静馥、康萌,2016,多方法计算四川炉霍 M_s 5.3 地震震源深度,四川地震,(3),12~16。
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。
洪德全、王行舟、倪红玉等,2013,多种方法研究 2012 年 7 月 20 日江苏高邮 M_s 4.9 地震震源机制解和震源深度,地球物理学进展,28(4),1757~1765。
洪德全、赵朋、倪红玉等,2017,阜阳 M_s 4.3 地震震源深度的确定及地震成因分析,地球物理学报,60(4),1423~1432。
宋秀青,2017,2017 年 8 月 8 日四川九寨沟 M 7.0 地震震源深度测定,地震地磁观测与研究,38(4),15~20。
宋秀青、游秀珍、刘芳等,2016,区域地壳速度模型对准确测定地震参数的重要性研究,华北地震科学,34(2),27~31。

表 5 德令哈台和玉树台记录到的深度震相

台站	震中距 /($^{\circ}$)	震相	到时 (时:分:秒)
德令哈台	12.9	P	23:30:58.0
		pP	23:31:01.4
		sP	23:31:04.8
		S	23:33:24.3
		sS	23:33:31.1
玉树台	15.7	P	23:31:35.2
		pP	23:31:38.4
		PP	23:31:49.4
		S	23:34:33.6
		sS	23:34:39.4
		SS	23:34:48.8

- 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。
- 宋秀青、朱元清,2015,中国大陆地壳速度模型发展综述,地震地磁观测与研究,36(5),149~152。
- 孙安辉、陈棋福、陈颢,2011,天山东北部地震的重新定位和一维地壳速度模型的改善,中国地震,27(3),235~246。
- 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、黄静、周公威,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,“3400km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。
- 杨宜海、范军、花茜等,2017,近震全波形反演2017年九寨沟 $M7.0$ 地震序列震源机制解,地球物理学报,60(10),4098~4104。
- 易桂喜、龙锋、梁明剑等,2017,2017年8月8日九寨沟 $M7.0$ 地震及余震震源机制解与发震构造分析,地球物理学报,60(10),4083~4097。
- 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。
- 郑勇、谢祖军,2017,地震震源深度定位研究的现状与展望,地震研究,40(2),167~175。
- 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,1997,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。
- Abdrakhmatov K Y, Aldazhanov S A, Hager B H, et al, 1996, Relatively recent construction of the Tien Shah inferred from GPS meturemems of present day emstM deformation rates, Nature, 384(6608), 450~453.
- Galdeano C S, Casado C L, Delgado J, et al, 1995, Sh ~ low seismicity and active faults in the Betic Cordillera: a preliminary approach to seismic sources associated with specific faults, Tectonophysics, 248(34), 293~302.
- Ma S T, 2010, Focal depth detemfination for moderate and small earthquakes by modeling regional depth phases sPg, sPmP, and sPn, Bull Seism Soc Am, 100(3), 1073~1088.
- 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, Bull Seism Soc Am, 81(2), 508~523.

Using PTD method to determine the focal depth of the Jinghe M_s 6.6 earthquake sequence on August 9, 2017, Xinjiang

Song Xiuqing

Earthquake Administration of Shanghai Municipality, Shanghai 200062, China

Abstract An M_s 6.6 earthquake occurred on August 9, 2017 in Jinghe County, Xinjiang Uygur Autonomous Region, which was followed by a series of aftershocks. Domestic and foreign scientific research institutions have obtained different results for the focal depth of the main shock. In this paper, PTD method is used to determine the focal depth of the earthquake sequence. The result of the main shock is 14km by using the data of Xinjiang Digital Seismic Network and the Xinjiang 2015 velocity model, and the focal depth of aftershocks above $M2.5$ is between 9~18km. All the seismic phase data is from the catalog database of China Earthquake Networks Center.

Key words: PTD method; Focal depth; Crust velocity model; Jinghe M_s 6.6 earthquake