

利用 sPn 与 Pn 震相的到时差计算震源深度^{* 1}

吕俊强

(宁夏回族自治区地震局,银川 750001)

摘 要 对2010年6月22日宁夏永宁M4.9地震震中距1 000 km范围内不同台站记录的sPn、Pn震相进行了初步分析,利用二者的到时差计算该次地震的震源深度,并讨论了用sPn测定震源深度的可能性及其应用。

关键词 sPn震相;壳内地震;近震;震源深度;到时差

中图分类号:P315.3⁺²

文献标识码:A

ANALYSIS ON SEISMIC SOURCE DEPTH DETERMINATION USING TRAVEL TIME DIFFERENCE OF sPn AND Pn PHASE

Lü Junqiang

(Earthquake Administration of Ningxia Hui Autonomous Region, Yinchuan 750001)

Abstract The sPn and Pn phase of Yongning M4.9 earthquake on June 22 in 2010, recorded by different seismostations which the epicentral distances are no more than 1 000 km in Ningxia region are primary analyzed, and the focal depth is calculated by the travel time difference. Meanwhile, the possibility and application that using sPn phase to determine depth of seismic resource are discussed.

Key words: sPn phase of seismic wave; within-crust earthquake; local earthquake; focal depth; travel time difference

1 引言

震源深度作为地震时空参数中的一个基本参数,虽然测定的方法有多种,但目前解算震源深度的精度仍是个棘手的问题,在现代地震目录中,它几乎成为最不准确的参数之一。而震源深度的准确测定关系到对震源破裂过程、断层构造和应力场作用等一系列重要问题的正确认识^[1]。由于地震台站不可能在三维空间中包围震源,使得精确测定震源深度成为在地震定位中的难点^[2]。不同的测量手段和定位程序,甚至不同人员的分析,也往往会给出不同的震源深度。一般在常规地震定位中震源深度与地震起始时间之间存在相互折衷,因而震源深度的测定精度不高^[3]。目前主要使用直达P波测定震源深度,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^[4]。但我

国绝大多数地震台网布局较疏,远远不能满足这一苛刻要求。震中距小于1 000 km范围内,sPn震相发育,是继Pn初至后的主要震相,本文所做的工作就是采用sPn和Pn波的走时差来测定2010年6月22日宁夏永宁M4.9级地震的震源深度,得到的结果与中国地震局台网中心及宁夏地震局台网中心给出的震源深度基本一致。说明用sPn和Pn波的走时差来测定地震深度的方法简便、准确、可行。

2 用 sPn-Pn 走时差测定震源深度的方法及误差

当地震发生在地壳内时,S波射线入射地表后,其中SV成分会发生反射,并会转换为P波后入射到莫霍面。当入射角为临界角时,形成Pn波,由于它是S波转换而来,所以记为sPn波。下面以常用的单层地壳和双层地壳模型为例进行讨论。

* 收稿日期:2013-10-23

作者简介:吕俊强,男,1978年生,工程师,主要从事地震监测工作。E-mail:lvjunqiang200571@163.com

2.1 单层地壳模型

图 1 中 O 点表示震源, 用 v_1 和 v_{s1} 分别表示地壳内 P 波和 S 波的传播速度, v_3 表示 Pn 波的传播速度, h 表示震源深度。

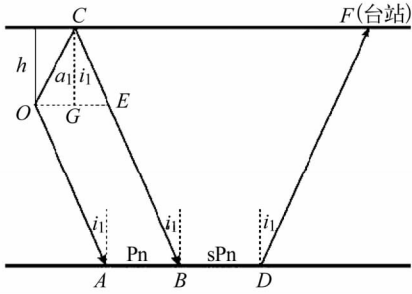


图 1 单层地壳模型中 sPn 与 Pn 的射线路径

Fig. 1 Radial paths of sPn and Pn in the single-layer model

从图 1 中 O 点作 OE 平行于 AD , sPn 的路径为 $OC + CE + EB + BD + DF$, Pn 的路径为 $OA + AB + BD + DF$ 。按照地震波的传播路径和对应的传播速度有:

$$T_{sPn} = \frac{OC}{v_{s1}} + \frac{CE}{v_1} + \frac{EB}{v_1} + \frac{BD}{v_3} + \frac{DF}{v_1} \quad (1)$$

$$T_{Pn} = \frac{OA}{v_1} + \frac{AB}{v_3} + \frac{BD}{v_3} + \frac{DF}{v_1} \quad (2)$$

设 $\Delta t = T_{sPn} - T_{Pn}$, 并有 $OA = EB$, 则可推得

$$\Delta t = \frac{OC}{v_{s1}} + \frac{CE}{v_1} - \frac{AB}{v_3} \quad (3)$$

由 Snell 定律与由三角几何关系可得

$$\Delta t = h \left| \frac{\sqrt{v_3^2 - v_{s1}^2}}{v_3 v_{s1}} + \frac{\sqrt{v_3^2 - v_1^2}}{v_3 v_1} \right| \quad (4)$$

2.2 双层地壳模型(震源在上地壳)

在双层地壳中, 震源在上地壳时, 见图 2(a)。图 2(a)中 O 点表示震源, 用 v_1 和 v_2 分别表示 P 波在上地壳和下地壳内的传播速度, v_3 表示 Pn 波的传播速度。用 v_{s1} 和 v_{s2} 分别表示 S 波在上地壳和下地壳内的传播速度, h 表示震源深度, H_1 和 H_2 分别表示上地壳和下地壳的厚度。从图 2 中 O 点作 OE 平行于 AD , sPn 的路径为 $OC + CE + EJ + JB + BD + DK + KF$, Pn 的路径为 $OG + GA + AB + BD + DK + KF$ 。按照地震波传播路径和对应的传播速度有:

$$T_{sPn} = \frac{OC}{v_{s1}} + \frac{CE}{v_1} + \frac{EJ}{v_1} + \frac{JB}{v_2} + \frac{BD}{v_3} + \frac{DK}{v_2} + \frac{KF}{v_1} \quad (5)$$

$$T_{Pn} = \frac{OG}{v_1} + \frac{GA}{v_2} + \frac{AB}{v_3} + \frac{BD}{v_3} + \frac{DK}{v_2} + \frac{KF}{v_1} \quad (6)$$

设 $\Delta t = T_{sPn} - T_{Pn}$, 并有 $OG = EJ$, $GA = JB$, 可得

$$\Delta t = \frac{OC}{v_{s1}} + \frac{CE}{v_1} - \frac{AB}{v_3} \quad (7)$$

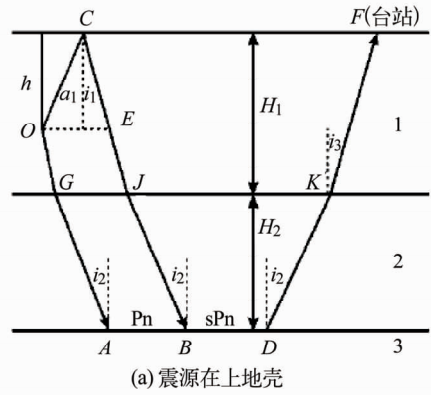
同理, 由三角几何关系可推知

$$\Delta t = h \left| \frac{1}{v_{s1} \cos \alpha_1} + \frac{1}{v_1 \cos i_1} \right| - h \frac{(\tan \alpha_1 + \tan i_1)}{v_3} \quad (8)$$

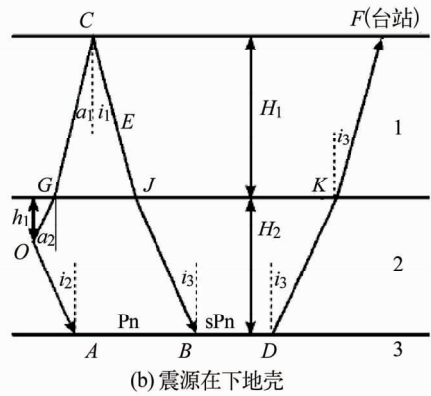
同理, 根据 Snell 定律可推知

$$\Delta t = h \left| \frac{\sqrt{v_3^2 - v_{s1}^2}}{v_3 v_{s1}} + \frac{\sqrt{v_3^2 - v_1^2}}{v_3 v_1} \right| \quad (9)$$

比较式(4)和(9), 可知此时与单层地壳模型结果相同。



(a) 震源在上地壳



(b) 震源在下地壳

图 2 双层地壳模型中 sPn 与 Pn 的射线路径

Fig. 2 Radial paths of sPn and Pn in the double-layer model

2.3 双层地壳模型(震源在下地壳)

在双层地壳中, 震源在下地壳, 见图 2(b)。图 2(b)中 O 点表示震源, 用 v_1 和 v_2 分别表示 P 波在上地壳和下地壳内的传播速度, v_3 表示 Pn 波的传播速度。用 v_{s1} 和 v_{s2} 分别表示 S 波在上地壳和下地壳内的传播速度, h 表示震源深度, h_1 表示震源与上地壳和下地壳分界面的距离, H_1 和 H_2 分别表示上地壳和下地壳厚度。此时震源深度为上地壳厚度 H_1 与 h_1 之和。sPn 的路径为 $OG + GC + CJ + JB + BD + DK + KF$, Pn 的路径为 $OA + AB + BD + DK + KF$, 按照地震波传播路径和对应的传播速度有:

$$T_{sPn} = \frac{OG}{v_{s2}} + \frac{GC}{v_{s1}} + \frac{CJ}{v_1} + \frac{JB}{v_2} + \frac{BD}{v_3} + \frac{DK}{v_2} + \frac{KF}{v_1} \quad (10)$$

$$T_{Pn} = \frac{OA}{v_2} + \frac{AB}{v_3} + \frac{BD}{v_3} + \frac{DK}{v_2} + \frac{KF}{v_1} \quad (11)$$

设 $\Delta t = T_{sPn} - T_{Pn}$, 同理由三角几何关系可推知

$$\Delta t = \frac{h_1}{v_{s2} \cos \alpha_2} + \frac{H_1}{v_{s1} \cos \alpha_1} + \frac{H_1}{v_1 \cos i_1} + \frac{h_1}{v_2 \cos i_2} - (h_1 \tan i_2 + H_1 \tan i_1 + h_1 \tan \alpha_2 + H_1 \tan \alpha_1) / v_3 \quad (12)$$

同理, 根据 Snell 定律可推知

$$\Delta t = \frac{h_1 v_3}{v_{s2} \sqrt{v_3^2 - v_{s2}^2}} + \frac{H_1 v_3}{v_{s1} \sqrt{v_3^2 - v_{s1}^2}} + \frac{H_1 v_3}{v_{11} \sqrt{v_3^2 - v_1^2}} + \frac{h_1 v_3}{v_{21} \sqrt{v_3^2 - v_2^2}} - \frac{1}{v_3} \left| \frac{h_1 v_2}{\sqrt{v_3^2 - v_2^2}} + \frac{H_1 v_1}{\sqrt{v_3^2 - v_1^2}} + \frac{h_1 v_{s2}}{\sqrt{v_3^2 - v_{s2}^2}} + \frac{H_1 v_{s1}}{\sqrt{v_3^2 - v_{s1}^2}} \right| \quad (13)$$

从式(4)、(9)、(13)可以看出,sPn 与 Pn 的走时差 Δt 与区域地壳模型密切相关,随震源深度变化而变化,但与震中距无关。因此,可以将各区域的地壳模型数值代入式(4)、(9)、(13),得到对应的震源深度计算公式,由计算公式可以得到时差 Δt 与震源深度速查表。以便根据 Δt 迅速查得地震深度。由于本文研究的震例发生在宁夏区域,为了获得该区域可靠的速度模型,研究该区域平均速度结构,需要同时综合区域地壳波形拟合反演结果以及已有的研究结果^[5,6]。该区域平均地壳模型为:上地壳厚 $H_1 = 15$ km,下地壳厚 $H_2 = 25$ km, $v_{s1} = 3.33$ km/s, $v_1 = 6.10$ km/s, $v_{s2} = 3.80$ km/s, $v_2 = 6.70$ km/s, $v_3 = 8.01$ km/s。将上述模型数值代入式(4)和(13),分别得到宁夏区域震源深度计算公式为:

$$h = 2.63 \Delta t \quad (\text{单层地壳模型}) \quad (14)$$

$$h = 15 + 3.19(\Delta t - 5.70) = 3.19(\Delta t - 1) \quad (\text{双层地壳模型}) \quad (15)$$

分析式(14)、(15)可知,当 $\Delta t \leq 5.70$ s 时,震源位于上地壳内,可用式(14)进行计算;当 5.70 s $< \Delta t \leq 13.5$ s 时,震源位于下地壳内,可用式(15)进行计算。

运用该方法测定地震深度的误差主要来源于 Pn 和 sPn 震相识别误差与地壳模型误差。如果因震相识别导致 Δt 达到 1 s 的误差,根据式(14)、(15),在宁夏地区就会造成震源深度 3 km 左右的误差,因此准确识别 Pn 和 sPn 震相至关重要。

3 Pn 与 sPn 震相识别方法和记录特征

3.1 Pn 震相识别方法和记录特征

根据 Pg 波和 Pn 波的走时方程,计算出 Pn 波先于 Pg 波到达的临界震中距 Δ_0 ,因为当台站位置远小于 Δ_0 时,Pn 波完全被 Pg 波淹没,不易识别。当台站位置在 Δ_0 附近时,根据两种震相的动力学特征,一般 Pg 波初动起始较 Pn 波尖锐,振幅较 Pn 波大,且 Pn 波周期比 Pg 波大。再结合本地区 Pg 和 Pn 的震相特征,只要仔细识别,都能达到比较高的测定精度。当台站位置大于临界震中距 Δ_0 时,Pn 已经作为初至震相,直接读取即可。宁夏的 Δ_0 大约为 220 km。

3.2 sPn 震相识别方法和记录特征

在地震记录波形中不是没有 sPn 震相,而是因为被其他震相淹没或干扰等其他原因不能准确识别

或者分辨出来。在模拟、纸介质记录状态下,sPn 震相难以准确测定。国外学者采用理论地震图和数字模拟记录相比较的方法,可以清晰分辨出 sPn 和 pPn 波,从而有助于提高测定地震深度和定位精度^[7]。sPn 震相的记录特征如下:

因为 sPn 的原生波是 S 波,所以两个水平分量常常很清晰,同时因其动力学特征保持横波性质,但最终以纵波形式出现在地震记录上,所以垂直分量也显示清晰,并且振幅和周期均大于纵波。

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。根据各种震相走时关系,sPn 震相出现在 Pn 之后、Pg 之前。同时要特别注意 sPn 与 P* 波的混淆,一般 P* 比 sPn 振幅弱,周期短。可以参考 P* 走时,来进行判别,以免与 P* 混淆。sPn 的观测范围一般在震中距 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。根据推导方程可知,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^[8]。

4 计算震源深度

以 2010 年 6 月 22 日宁夏永宁 4.9 级地震为例,利用宁夏地震台网 7 个台站的数字地震记录资料,根据 sPn 震相的判别依据,震中距由近到远,记录长度均为 120 s,图 3 是选用的震中距 $\Delta > 250$ km 的 7 个台的 sPn 波形记录。

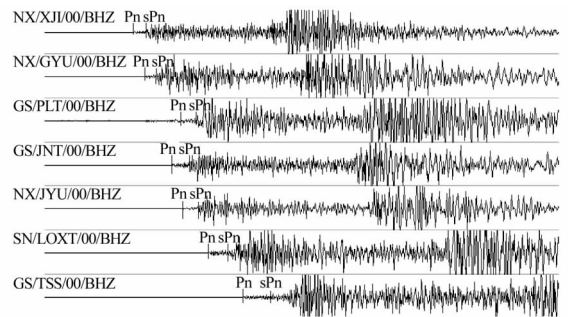


图 3 宁夏地震台网 7 个台站的 sPn 波形记录

Fig. 3 sPn phase of seismic wave from seven seismostations of Ningxia network

sPn 对比 Pn 的特征数据及震源深度结果见表 1。表 1 中周期比最小为 1.28,最大为 1.78,平均为 1.47,总的趋势是 sPn 记录周期大于 Pn 记录周期;振幅比最小为 1.34,最大为 2.53,平均为 2.0,可见 sPn 振幅大于 Pn 振幅。各台站之间的振幅比和周期比的偏差,其原因是记录的信噪比较小、误差较大,另外可能与震中距不同有一定的关系。但总的趋势仍可以反映出纵波和横波动力学特征的差别,就记录周期和振幅而言,sPn 均大于 Pn,这与经典物理特征基本一致。各台的到时差 t_{sPn-Pn} 从 2.25 s 至

2.53 s, 平均 2.36 s, 对应的震源深度 5.9 ~ 6.6 km, 平均深度为 6.2 km。

到时差在各台的差别的大小, 主要取决于分辨 Pn 和 sPn 的初相位到达时刻的准确与否以及读数的精度。因为这类首波性质的震相, 初始振幅一般情况下都非常微弱, 所以读取到时读数至少有一个周期 (1 ~ 2 s) 的相差, 从而使得震源深度的计算结果存在 $\pm 3 \sim 5$ km 的可能误差。如果各台站的到时差精度很高, 偏差趋于零, 所求的震源深度误差将很小。

表 1 sPn 震相与 Pn 震相的特征数据对比及得到的震源深度
Tab.1 Comparison of the characteristic data of sPn and Pn phases and focal depths

台站及代码	震中距 (km)	$T_{sPn}/$ T_{Pn}	$A_{sPn}/$ A_{Pn}	t_{sPn-Pn} (s)	震源深度 (km)
宁夏西吉台 XJI	250	1.32	1.74	2.32	6.1
宁夏固原台 GYU	256	1.28	1.34	2.25	6.2
甘肃平凉台 PLT	316	1.41	1.95	2.42	6.3
甘肃静宁台 JNT	306	1.32	2.53	2.36	6.2
宁夏泾源台 JYU	309	1.65	1.98	2.25	5.9
陕西陇县台 LOXT	369	1.50	2.16	2.28	6.0
甘肃天水台 TSS	437	1.78	2.34	2.53	6.6
均值	320	1.47	2.0	2.36	6.2

注: T_{sPn}/T_{Pn} 为 sPn 与 Pn 的周期比, A_{sPn}/A_{Pn} 为 sPn 与 Pn 的震幅比, t_{sPn-Pn} 为 sPn 与 Pn 的到时差

根据已有的研究成果^[8-12]可知, 用 sPn 震相计算震源深度精度较高。利用震中距不同的 7 个台的 sPn 震相计算 2010 年 6 月 22 日宁夏永宁 4.9 级地震的震源深度, 其平均值为 6.2 km。对这次地震中国地震局台网中心现代地震目录最终给出的震源深度为 6 km, 宁夏地震局台网中心给出的震源深度也为 6 km。得到的结果与其基本一致。

图 4 为采用中国地震台网中心结果绘制的宁夏永宁县附近 100 km 范围内 250 个中小地震震源深度分布图, 从图 4 中可以看到, 宁夏永宁县地区附近中小地震的平均震源深度约为 7 km, 与本文使用 sPn 方法得到的震源深度较为吻合。

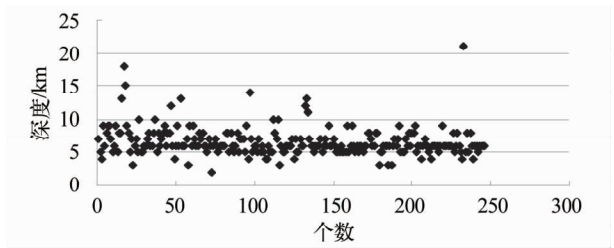


图 4 宁夏永宁县附近中小地震震源深度分布

Fig. 4 Focal depths distribution of medium and small earthquakes near Yongning county in Ningxia

5 结论与讨论

1) 震源深度是地震定位的重要参数, 测算国内及邻近地区地震的震源深度, 无论震级大小, 如果区域台网记录中能够记录到 sPn 震相, 并且能够认准该震相, 应用本文的方法就可以测算出较为精确的震源深度值。

2) 运用 sPn 与 Pn 走时差方法测定地震深度的误差主要来源于 Pn 和 sPn 震相识别误差与地壳模型误差, 所以准确识别 Pn 和 sPn 震相至关重要。对于数字测震台网来讲, 能够观测到清晰的 Pn 和 sPn 震相, 可以将该方法用于实际工作中。为保证测量精度, 可利用各个台站测量结果的可比性, 取多个可靠台站的平均值作为最终结果。

3) 根据宁夏永宁县附近地区中小地震震源深度分布图可以看到, 2010 年 6 月 22 日宁夏永宁县 M4.9 地震及其所在的地区附近平均震源深度约为 7 km, 与本文使用 sPn 方法得到的震源深度较吻合。

4) 采用 sPn 震相计算近距离 ($\Delta < 1\,000$ km) 地震的震源深度, 各个台站的计算结果具有可比性, 如果 sPn-Pn 的到时差较为一致, 就可以准确计算。

参 考 文 献

1 高原, 等. 测定震源深度的意义的初步讨论[J]. 中国地震, 1997, 13(4): 321 - 329.

2 韩京, 等. 新疆地震目录中的中源地震定位问题研究[J]. 内陆地震, 2004, 18(2): 113 - 121.

3 李志伟, 等. 利用 DE 算法反演地壳速度模型和地震定位[J]. 地球物理学进展, 2006, 21(2): 370 - 378.

4 中国科学院地球物理研究所. 近震分析[M]. 北京: 地震出版社, 1977.

5 杨明芝, 等. 宁夏地震活动与研究[M]. 北京: 地震出版社, 2007.

6 国家地震局地球物理研究所. 新编地震走时表[M]. 北京: 地震出版社, 1980.

7 高立新, 等. 用 sPn 震相计算震源深度的初步分析与应用[J]. 西北地震学报, 2007, 29(3): 213 - 217.

8 洪星, 等. sPn 震相的多台同时测定法[J]. 地震地磁观测与研究, 2006, 27(3): 77 - 80.

9 房明山, 等. 用 sPn 震相测定近震震源深度[J]. 地震地磁观测与研究, 1995, 16(5): 13 - 18.

10 洪星, 等. sPn 震相的多台同时测定法[J]. 地震地磁观测与研究, 2006, 27(3): 77 - 80.

11 任克新, 等. 用 sPn 计算内蒙地震的震源深度[J]. 地震地磁观测与研究, 2004, 25(3): 24 - 31.

12 王登伟. 用 sPn 与 Pn 波走时差测定近震震源深度的方法[J]. 地震, 2011, 31(1): 12 - 19.