

## 用 sPn 震相计算震源深度的初步分析与应用

高立新<sup>1</sup>, 刘芳<sup>1</sup>, 赵蒙生<sup>1</sup>, 于红梅<sup>2</sup>

(1. 内蒙古自治区地震局, 内蒙古自治区呼和浩特 010051;

2. 赤峰市地震局, 内蒙古自治区赤峰 024000)

**摘要:**用近震震相 sPn 与 Pn 波的到时差测定壳内近震深度的方法简捷准确。本文对 2004 年 3 月 24 日内蒙古东乌珠穆沁旗 5.9 级地震震中 1 000 km 范围内不同台站记录的 sPn 震相进行了初步分析, 计算了该次地震的震源深度。还讨论了用 sPn 测定震源深度的可能性及该方法在日常工作中的应用问题。

**关键词:** sPn 震相; 壳内地震; 震源深度; 东乌珠穆沁旗 5.9 级地震

**中图分类号:** P315.6      **文献标识码:** A      **文章编号:** 1000-0844(2007)03-0213-05

## Primary Analysis on the Seismic Source Depth Determination Using sPn Phase and Its Application

GAO Li-xin<sup>1</sup>, LIU Fang<sup>1</sup>, ZHAO Meng-sheng<sup>1</sup>, YU Hong-mei<sup>2</sup>(1. *Earthquake Administration of Inner Mongolia Autonomous Region, Hohhot 010051, China;*2. *Earthquake Administration of Chifeng City, Inner Mongolia Autonomous Region Chifeng 024000, China*)

**Abstract:** The method using arrival-time difference between sPn and Pn phase of seismic wave to determine the depth of seismic resource in near region within crust is simple and accurate. In this paper, the sPn phase of Dongwuzhumuqin M5.9 earthquake on March 24, 2004, recorded by different seismic stations their epicentral distances are no more than 1 000 km in Inner Mongolia Autonomous Region are primary analyzed, and the depth of event focal is calculated. Meanwhile the possibility that using sPn phase to determine depth of seismic resource and application of this method to daily earthquake monitoring work are discussed.

**Key words:** sPn phase of seismic wave; Earthquake in crust; Depth of seismic resource; Dongwuzhumuqin M5.9 earthquake

## 0 引言

虽然现今测定震源深度的方法有多种, 但目前震源深度的精度仍是个棘手的问题, 在现代地震目录中, 它几乎已经成为最不准确的参数之一<sup>[1]</sup>。

20 世纪 50 年代苏联学者提出在近震中可观测到 sPn 震相, 之后曾给出双层地壳近震的 sPn-Pn 走时方程。在 20 世纪 70 年代初张诚曾对甘肃地区 sPn 震相做过一些研究。80 年代随着世界数字记录观测台网的发展, 国外学者采用理论地震图和数字模拟记录比较方法可清晰分辨出 sPn 和 pPn 波,

从而有助于提高测定近震深度和定位精度。近年国外学者有用 sPn-Pn 或 pPn-Pn 走时差的变化监测某一震区震源在时间和空间域的变化来预测地震<sup>[2]</sup>。

在地震记录中不是没有 sPn 震相, 而是因为干扰或其他原因不能准确识别或者分辨出来, 因而未能形成用以计算浅源地震震源深度的概念。其实对于国内一般强度的地震, 如果震中距小于 1 000 km, 波形记录中 sPn 震相并不少见。如今数字地震记录台站已经形成一定规模, 已具备正确分辨 sPn

收稿日期: 2006-03-06

作者简介: 高立新(1965-), 男, 内蒙古丰镇人, 高级工程师, 主要从事地震预报及相关研究工作。

的条件,只要掌握好一些主要记录特征就不难确定大多数壳内地震的震源深度。

2004 年 3 月 24 日北京时间 09 时 53 分,内蒙古自治区东乌珠穆沁旗发生 5.9 级地震,微观震中位于北纬  $45^{\circ}19'$ ,东经  $118^{\circ}22'$ 。在当时测定的地震基本参数中仅有震中纬度、经度、发震时刻和震级,没有给出震源深度的数值。综合内蒙古地震台网、中国地震局台网中心、中国地震局地球物理研究所几家单位的结果,最后给出的震源深度为 30 km<sup>[3]</sup>。本文利用内蒙古 7 个台站的数字地震记录资料,根据 sPn 震相重新计算这次地震的震源深度。

### 1 sPn 波射线路径和走时方程

震相 sPn 是测定近距离 ( $\Delta < 1\ 000\text{ km}$ ) 浅源地震(震源在地壳内)震源深度数值的比较实用的震相。

设震源不在地表 ( $H \neq 0$ ),当横波 S 的离源角  $i \geq 90^{\circ}$  时,S 射线入射地表并反射转换为纵波 P,入射到莫霍界面(M 界面),当入射角为临界角时,纵波在地幔顶部沿着 M 界面向前滑行形成 Pn,因该震相由横波转换而来,所以记为 sPn。虽然其动力学特征保持着横波性质,但其振幅和周期均大于纵波,最终以纵波形式出现在地震记录上,所以垂直分向显示清晰。由于 sPn 与 Pn 同属于首波性质,初动振幅较微弱,不明显,清晰度也远不如各种直达波如 Pg、Sg 等。

如果按双层地壳模式,即存在康拉德界面(C 界面),又有 sPc(sP\*),本文暂不讨论。同样应该存在 pPn 和 sSn。pPn 在 Pn 与 sPn 之间,随 Pn 之后不到 2、3 个周期的到时差。pPn 的记录周期与 Pn 相同,振幅小于 Pn,通常淹没在 Pn 的尾波中。sSn 和 pPn 一样,同样很难分辨。它们的使用价值远比 sPn 低<sup>[4-6]</sup>。

假设  $V_1$ 、 $V_2$  分别为上地壳和下地壳内 P 波的传播速度, $V_{S1}$ 、 $V_{S2}$  分别为 S 波在上地壳和下地壳内传播速度, $V_3$  表示 Pn 波的传播速度, $h$  表示震源深度, $h_1$  为震源与上下地壳分界面的深度, $H_1$  表示上地壳厚度, $\Delta t$  表示 sPn-Pn 的走时差。在单层地壳结构中 sPn-Pn 的走时差方程为<sup>[7]</sup>

$$T_{sPn} - T_{Pn} = h \left[ \frac{V_3^2 - V_{S1}^2}{V_3 V_{S1} (V_3^2 - V_{S1}^2)^{1/2}} + \left( \frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_3^2} \right) \right] \quad (1)$$

在双层地壳中,假设震源在上地壳内,射线路径如图 1(a);若震源在下地壳内,射线路径如图 1(b)。

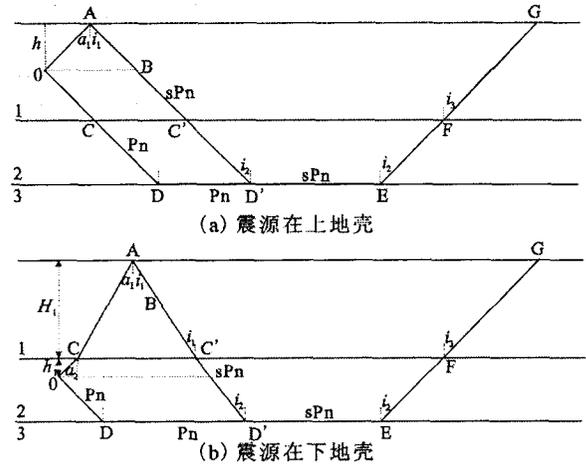


图 1 双层地壳中 sPn 与 Pn 射线路径

Fig. 1 sPn and Pn radial paths with seismic source in the double-layer model.

图中 O 点表示震源,射线  $i$  角要满足公式  $\sin i = V_1/V_2$ 。若震源在上地壳内,sPn-Pn 的走时差方程可表达为<sup>[7]</sup>

$$T_{sPn} - T_{Pn} = h \left( \frac{1}{\cos a_1 \cdot V_{S1}} + \frac{1}{\cos i_1 V_1} \right) - \frac{h(\tan a_1 + \tan i_1)}{V_3} \quad (2)$$

根据斯奈尔定律可推得

$$\Delta t = T_{sPn} - T_{Pn} = h \left( \frac{\sqrt{V_3^2 - V_{S1}^2}}{V_3 \cdot V_{S1}} + \frac{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3 \cdot V_1} \right) \quad (3)$$

若震中在下地壳内,sPn-Pn 的走时差方程可表达为<sup>[7]</sup>

$$T_{sPn} - T_{Pn} = \frac{h_1}{V_{S2} \cos a_2} + \frac{H_1}{V_{S1} \cos a_1} + \frac{H_1}{V_1 \cos i_1} + \frac{h_1}{V_2 \cos i_2} - (h_1 \tan i_2 + H_1 \tan i_1 + h_1 \tan a_2 + H_1 \tan a_1) / V_3 \quad (4)$$

根据斯奈尔定律可推得

$$\begin{aligned} \Delta t = T_{sPn} - T_{Pn} &= \frac{h_1 \cdot V_3}{V_{S2} \cdot \sqrt{V_3^2 - V_{S2}^2}} + \frac{H_1 \cdot V_3}{V_{S1} \cdot \sqrt{V_3^2 - V_{S1}^2}} + \\ &\frac{H_1 \cdot V_3}{V_1 \cdot \sqrt{V_3^2 - V_1^2}} + \frac{h_1 \cdot V_3}{V_2 \cdot \sqrt{V_3^2 - V_2^2}} - \\ &\frac{1}{V_3} \left( \frac{h_1 \cdot V_2}{\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} + \frac{H_1 \cdot V_1}{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}} + \right. \\ &\left. \frac{h_1 \cdot V_{S2}}{\sqrt{V_3^2 - V_{S2}^2}} + \frac{H_1 \cdot V_{S1}}{\sqrt{V_3^2 - V_{S1}^2}} \right) \quad (5) \end{aligned}$$

根据华北、内蒙古地区近震走时表的速度模型并参考 Iaspei 速度模型,可以知道:上地壳的厚度

$H_1 = 15 \text{ km}$ , 下地壳厚度  $H_2 = 18 \text{ km}$ ,  $V_{s1} = 3.33 \text{ km/s}$ ,  $V_1 = 5.70 \text{ km/s}$ ,  $V_{s2} = 3.80 \text{ km/s}$ ,  $V_2 = 6.51 \text{ km/s}$ ,  $V_3 = 8.01 \text{ km/s}$ 。把这个速度模型值代入式(3)、(5)可得

震源在上地壳的震源深度:

$$h = 2.56\Delta t \quad (6)$$

震源在下地壳的震源深度:

$$h = 15 + 3.11(\Delta t - 5.93) = 3.11\Delta t - 3.44 \quad (7)$$

分析式(6)、(7)可以知道,当  $\Delta t$  小于 5.93 s 时震源位于上地壳内,适用式(6)进行计算;如果  $\Delta t$  小于 11.7 s 而大于等于 5.93 s,震源位于下地壳内,这时适用式(7)计算震源深度。震源深度超过 33 km 时利用双层地壳模型计算就不适用了。

## 2 sPn 震相识别

sPn 波在我国一些台站的记录特征是:sPn 波的振幅通常比 Pn 波强,若初动清楚可见 sPn 与 Pn 波相反,周期一般比 Pn 长<sup>[8]</sup>。因为 sPn 的原生波是 S 波,所以两水平向常常也很清晰。观测范围一般在  $\Delta < 1000 \text{ km}$  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<sup>[8]</sup>。sPn 与 Pn 波的时距曲线相平行,随震中距变化极小。sPn 与 Pn 波时差仅随震源深度而增减,若有多台数据,则 sPn-Pn 是一常量,也是鉴别 sPn 震相的一个判据。在分析 sPn 震相时要特别注意 sPn 与 P\* 的区别:一般 P\* 比 sPn 振幅弱,周期短,从走时判别则要核实 P\* 走时。同样,内蒙古测震台网数字记录的 sPn 震相大多具有以上这些特征。

## 3 计算震源深度

以 2004 年 3 月 24 日内蒙古东乌珠穆沁旗 5.9 级地震为例<sup>[9]</sup>,利用内蒙古 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 30 s,图 2 是选用的 7 个台的 sPn 波形记录。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 0.34,最大为 3.01,平均为 1.48,总的趋势是 sPn 记录周期大于 Pn 记录周期;振幅比最小为 1.15,最大为 6.21,平均为 3.32,可见 sPn 振幅大于 Pn 振幅。各台站之间的振幅比和周期比偏差较大,其原因是记录的信噪比相对较小,干扰背景相对较大,所以量取读数的误差相对较大,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 3.68 s 至 5.68 s,平均 4.97 s,除锡林浩特台 3.68 s,其它各台相差 0.02~1.02 s。对应的震源深度 9.4~14.5 km,平均深度为 13 km。

表 1 sPn 震相与 Pn 震相的特征数据对比及得到的震源深度

台站及代码	震中距 $\Delta/^\circ$	$T_{sPn}/T_{Pn}$ /s	$A_{sPn}/A_{Pn}$ /s	$t_{sPn-Pn}$ /s	震源深度 /km
锡林浩特 XLT	1.89	1.51	5.55	3.68	9.4
乌兰浩特 WHT	2.51	1.01	1.15	5.68	14.5
二连浩特 STN	4.61	0.34	1.72	4.66	11.9
集 宁 JIN	5.59	0.92	1.21	5.18	13.3
乌兰花 WLH	5.79	3.01	6.21	4.92	12.6
百灵庙 BLM	6.01	1.17	5.08	5.12	13.1
清水河 QSH	6.71	2.41	2.31	5.56	14.2
均 值		1.48	3.32	4.97	13

注: $T_{sPn}/T_{Pn}$ 为 sPn 与 Pn 的周期比; $A_{sPn}/A_{Pn}$ 为 sPn 与 Pn 的振幅比; $t_{sPn-Pn}$ 为 sPn 与 Pn 的到时差。

到时差在各台的差别主要取决于分辨 Pn 和 sPn 的初相位到达时刻的准确与否以及读数的精度大小。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,以至于不太显现,所以读取到时读数至少有一个周期(1~3 s)的相差,从而使得震源深度的计算结果存在  $\pm 3 \text{ km}$  至 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最小。另外,sPn 不是 P\*,因为 P\* 在 Pn 之后 20 s 以后才出现。

表 2 中国部分区域(sPn-Pn)及对应的震源深度(适用  $\Delta \leq 800 \text{ km}$ )

区域 深度 /km	华北 <sup>[8]</sup>	山西 <sup>[8]</sup>	甘、青 <sup>[8]</sup>	四川 <sup>[8]</sup>	华东 <sup>[8]</sup>	内蒙古
	sPn-Pn /s	sPn-Pn /s	sPn-Pn /s	sPn-Pn /s	sPn-Pn /s	sPn-Pn /s
2	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8
4	1.5	1.4	1.4	1.4	1.3	1.6
6	2.3	2.3	2.1	2.0	2.0	2.3
8	3.0	2.8	2.8	2.7	2.7	3.1
10	3.8	3.5	3.4	3.4	3.3	3.9
12	4.5	4.2	4.2	4.0	4.0	4.7
14	5.3	4.9	4.8	4.7	4.7	5.5
16	6.1	5.6	5.5	5.4	5.3	6.2
18	6.8	6.3	6.2	6.1	6.0	6.9
20	7.8	7.0	6.9	6.7	6.7	7.5
22	8.3	7.7	7.6	7.4	7.4	8.2
24	9.1	8.4	8.3	8.1	8.0	8.8
26	9.6	9.1	8.9	8.8	8.7	9.5
28	10.8	9.8	9.8	9.4	9.4	10.1
30	11.3	10.5	10.3	10.1	10.0	10.8
32	12.1	11.2	11.0	10.8	10.7	11.4
34	12.9	11.9	11.7	11.5	11.4	
36	13.6	12.6	12.4	12.1	12.0	
38	14.4	13.3	13.1	12.8	12.7	
40	15.1	14.0	13.8	13.5	13.4	
42	15.9	14.7	14.5	14.2	14.0	
44	16.6	15.4	15.1	14.8	14.7	
46	17.4	16.2	15.8	15.5	15.4	
48	18.1	16.9	16.5	16.2	16.0	
50	18.9	17.6	16.2	16.9	16.7	

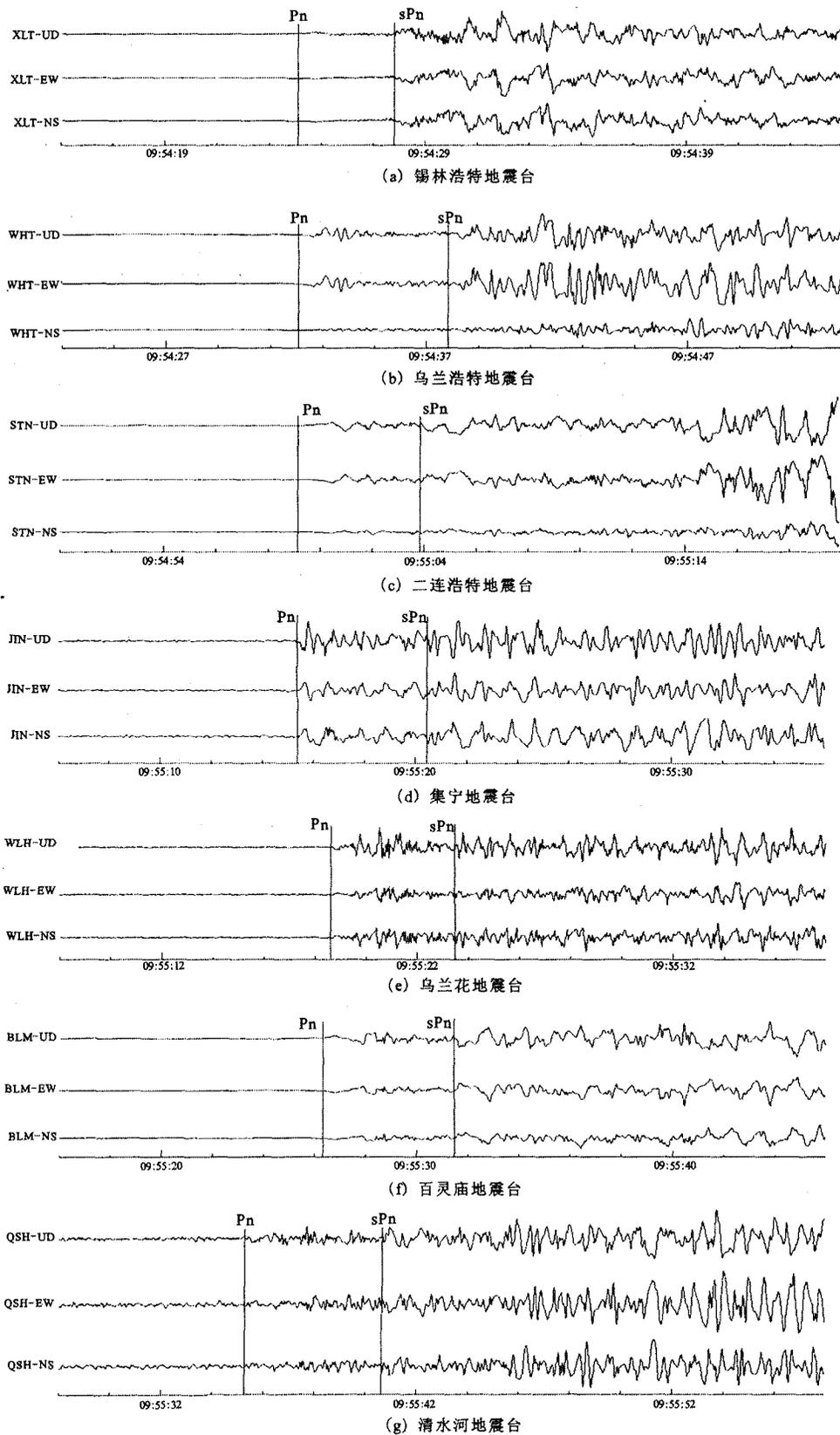


图2 部分台站的2004年3月24日东乌珠穆沁旗5.9级地震的数字地震记录  
 Fig. 2 The digital seismic records of Dongwuzhumuqin M5.9 earthquake on March 24, 2004, from some seismic stations.

前面已经提到,用 sPn 震相计算震源深度精度较高。本次我们利用震中距不同的 7 个台的 sPn 震相计算 2004 年 3 月 24 日内蒙古东乌珠穆沁旗 5.9 级地震的震源深度,其平均值为 13 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 18 km;内蒙古地震局台网中心给出的震源深度为 30 km。我们的结果与中国地震局台网中心现代地震目录最终给出的震源深度较为接近<sup>[2]</sup>。

#### 4 我国部分地区 sPn—Pn 走时表

房明山等<sup>[8]</sup>采用 1989 年出版的《中国分区地震波走时表的研制》,计算了山西、华北、甘、青、华东和四川地区的 sPn—Pn 走时差(表 2),根据上述地区的地壳分层速度模型得到的结果如表 2 所示。从表 2 和震例检验的结果可以看出,sPn—Pn 走时差表是比较适合内蒙古地区走时特性的,特别与华北地区的数值更为接近,2003 年和 2004 年内蒙古两次 5.9 级地震用 sPn 方法得到的震源深度各台的 sPn—Pn 数值一致性较好<sup>[9]</sup>,与其它方法比较结果的可信度和精度更好。由于内蒙古地区是采用二层地壳分层模型,故二层以外的速度模型即震源深度大于 33 km 的地震的震源深度未做计算。

图 3 是根据表 2 得到的中国部分地区  $t(sPn-Pn)$  及其对应的震源深度  $h$  图。可以看出,华北、山西、甘、青、四川、华东几个地区的  $t-h$  关系值偏差较小,除华北地区外,其余四个地区曲线斜率更为接近。

表 3 不同单位及方法测得的震源深度比较

日期	发震时间	震中位置	震级/M	sPn—Pnh/km	结果(来源)h/km
1985-01-18	17:33:29.8	宁夏灵武	4.2	9.7	10(中国地震局分析中心) <sup>[8]</sup>
1986-08-16	04:20:36.6	黑龙江德都	5.5	17	28(中国地震年报) <sup>[8]</sup>
1989-10-18	22:57:23.6	山西大同—阳高	5.7	11.6	12(山西地震局) <sup>[8]</sup>
1989-10-19	01:26:26.6	山西大同—阳高	6.1	9.5	14(山西地震局) <sup>[8]</sup>
1989-10-19	02:20:46.2	山西大同—阳高	5.6	8.6	12(山西地震局) <sup>[8]</sup>
2003-08-16	18:58:42.0	内蒙古巴林左旗—阿鲁科尔沁旗间	5.9	17±3 <sup>[10]</sup>	15~20(内蒙古地震局) <sup>[2]</sup>

图 4 是根据公式(6)、(7)得到的内蒙古地区小于 33 km 的地震  $t-h$  关系曲线,从图中可以看出,内蒙古地区的  $t-h$  关系曲线与华北地区的数值更为接近。联系华北、山西、甘、青、四川、华东几个地区的结果,可能反映了用 sPn 方法计算震源深度在以上几个地区具有一定的普适性。

房明山等用 sPn 震相计算了表 3 中前 5 次地震的震源深度<sup>[8]</sup>;任克新等<sup>[10]</sup>用 sPn 震相计算了表 3 中第 6 次地震的震源深度。从表中数据可见,用

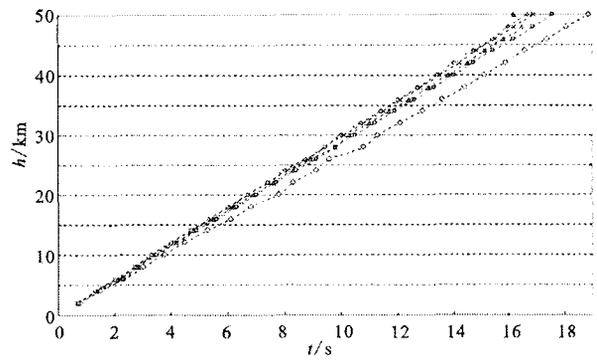


图3 根据表 1 得到的华北、山西、甘、青、四川、华东  $t/sPn-Pn$  与对应的震源深度  $h/km$  图

Fig. 3  $t/sPn-Pn$  and  $h/km$  from the table 1 in North China, Shanxi, Gansu, Qinghai, Sichuan, East China regions.

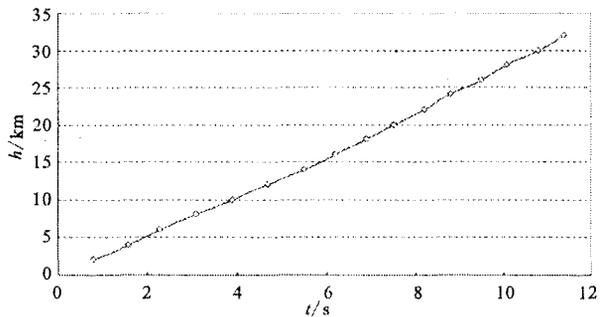


图 4 根据表 1 得到的内蒙古地区  $t/sPn-Pn$  与对应的震源深度  $h/km$  图

Fig. 4  $t/sPn-Pn$  and  $h/km$  from the table 1 in Inner Mongolia region.

sPn 震相计算震源深度方法更为简洁、准确,可操作性更强。

#### 5 结论与讨论

sPn 波是横波入射到震中附近的地面,由原生的 S 波的 SV 波成分转换成的 Pn 波。在震中距小于 1 000 km 范围内,我国一些地震台站可记录到较清晰的 sPn 震相。我国地震台站记录 sPn 震相的基本特征是:sPn 波的振幅通常比 Pn 波强;若初动

### 3 结论

(1) 在不同的动应力作用下,黄土震陷的下限深度是不同的。动应力越大,震陷下限深度越深。在较大动应力作用下(相当于Ⅶ~Ⅷ度地震烈度),兰州黄土震陷下限深度可达 12 m。

(2) 在一定动应力作用下(相当于Ⅶ度地震烈度),不同含水量条件下兰州黄土震陷下限深度是可以预测的,并且预测结果与实验数据较为吻合,从经验来讲也是较为合理的。

(3) 剪切波速能够反映黄土的如密度、含水量、孔隙比等与震陷特性关系密切的物理参数,因而能够反映黄土的震陷特性。

(4) 利用剪切波速对西安黄土的震陷下限深度判断与实验数据相符,预测结果较为合理。

#### [参考文献]

- [1] 王兰民主编. 黄土动力学[M]. 北京:地震出版社,2003:198-208.
- [2] 张振中,段汝文. 黄土震陷研究与震害预测[J]. 西北地震学报,1987,9(增刊):14-18.
- [3] 王兰民. 黄土地震灾害预防与减轻研究[D]. 兰州:中国地震局兰州地震研究所,2000.
- [4] 李启鹏,程显尧,蔡东艳. 地震荷载下黄土的动力特性[J],西安冶金建筑学院学报,1985,43(3):9-27.
- [5] 余雄飞,谢定义. 原状黄土的增湿结构弱化特性对动荷载下变形特性的影响[A]//全国土工建筑物及地基抗震学术讨论会论文集汇编[G]. 1986:225-228.
- [6] 建设部. 湿陷性黄土地区建筑规范(GB50028). 北京:中国建筑工业出版社,2004.
- [7] 张振中. 黄土地震灾害预测[M]. 北京:地震出版社,1999:68-70.
- [8] 王峻,王兰民. 永登 5.8 级地震中黄土震陷灾害的探讨[J]. 地震研究,2005,28(4):393-397.
- [9] 徐舜华,王兰民,袁中夏. 黄土震陷初判指标的界定研究[J]. 西北地震学报,2006,28(2):140-143.

(上接 217 页)

清楚可见 sPn 初动符号与 Pn 相反;sPn 的周期一般比 Pn 波大;因为 sPn 原生波是 S 波,故此在两水平向常常也很清楚;sPn 震相出现在 Pn 之后、 $\bar{P}$  之前,要特别注意与 P\* 波的混淆。

震源深度是地震定位的一个重要参数。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,并且分析人员能够认准该震相,应用本文中所介绍的方法就可以测算出较为精确的震源深度值。如果有多台记录到了 sPn 震相,取各台计算深度的平均值可以得到比较精确的震源深度值。

本文及其它文献给出的我国部分地区的 sPn—Pn 走时差表为应用 sPn 震相测准我国部分地区近震深度提供了有利工具。另外,可用 sPn—Pn 的走时差变化监测某一震区震源深度在时间和空间域的变化来预测地震。

sPn 震相为计算近距离( $\Delta < 1\ 000$  km)发生的地震的震源深度提供了一种切实可行的方法。特别是对于区域台网来说,一般记录到 sPn 震相的机会较多,可以将该方法用于实际工作中,尽可能精确地给出国内浅源地震的震源深度值,更好地为科研工作者研究地震成因及其深部地壳结构的的活动提供重要判据。

用 sPn 震相计算震源深度,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,基本上可以准确地计算出该次地震的震源深度,方法简洁、实用,便于在日常工作中推广。

#### [参考文献]

- [1] 高原,周蕙兰,郑斯华,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] 修济刚,李友博,王铁城,等. 宽频带数字地震学观测与研究[M]. 北京:海洋出版社,1988.
- [3] 内蒙古自治区地震局. 内蒙古自治区 2003 年和 2004 年两次 5.9 级地震[M]. 北京:地震出版社,2005.
- [4] 时振梁,张少泉,赵荣国,等. 地震工作手册[M]. 北京:地震出版社,1992.
- [5] 张少泉. 地震波分析与应用[M]. 北京:地震出版社,1998.
- [6] 库尔哈奈克. 地震图解析[M]. 刘启示,等译. 北京:地震出版社,1990.
- [7] 张诚. 地震分析基础[M]. 北京:地震出版社,1986.
- [8] 房明山,杜安陆,董孝平,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.
- [9] 高立新,阎海滨,丁风和,等. 东乌珠穆沁旗 5.9 级地震参数及序列特征[J]. 东北地震研究,2005,21(2):16-23.
- [10] 任克新,邹立晔,刘瑞丰,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.