

韦庆海、孟宪森、杨家亮等, 2015, 松嫩盆地井下摆记录到的地方震地表反射波, 中国地震, 31(2), 432 ~ 438。

松嫩盆地井下摆记录到的地方震地表反射波

韦庆海¹⁾ 孟宪森¹⁾ 杨家亮²⁾ 高东辉¹⁾
郝永梅¹⁾ 刁桂苓²⁾ 孟令蕾³⁾ 佟艳英⁴⁾

1) 黑龙江省地震局, 哈尔滨市鸿翔路 24 号 150090

2) 河北省地震局, 石家庄 050021

3) 哈尔滨市地震局, 哈尔滨 150000

4) 黑龙江省地震局大庆地震台, 黑龙江 大庆 163000

摘要 地震波在地球表面的反射波 PP、SS 由于需经地球表面的一次反射, 因此属于远震记录观测到的震相。本文利用井下摆观测数据, 对 2003 年吉林松原震群和 2005 年黑龙江林甸地震震相进行认真研究, 根据台站附近的测井资料确定的上地壳速度模型, 对选定的地表反射点进行地震波的走时计算, 初步判定在特定的震中距内井下摆可以记录到地方震的地球表面反射波。为和远震记录的 PP 和 SS 震相相区别, 本文暂定此震相为 PgPg、SgSg。

关键词: 松原震群 地表反射波 井下摆

[文章编号] 1001-4683 (2015) 02-0432-07

[中图分类号] P315

[文献标识码] A

1 引言

2003 年 1 ~ 11 月在第二松花江断裂和松辽盆地深断裂交汇部位发生了 $M_L \geq 1.0$ 地震 71 次, 其中 $M_L \geq 2.0$ 地震 39 次, 最大地震为 2003 年 5 月 9 日 $M_L 3.7$ 。松原市宁江区新民乡对其中 13 次地震有震感。该次震群活动不仅对于松原地区, 对于地震频度较低的东北地震区(吴戈等, 1994) 来说也是一次显著的地震活动。且于 1119 年第二松花江断裂的吉林前郭曾发生 $M 6 \frac{3}{4}$ 级地震(吴戈等, 1994), 为此对这组小地震活动作了认真研究(孟宪森等, 2007)。在对吉林松原台地震波形记录进行分析时, 意外发现松原台井下摆记录到了一些特殊的震相(图 1)。2005 年大庆市林甸发生了 $M 5.1$ 地震, 大庆台网中部分井下摆也记录到了这一特殊的震相(图 1)。在此基础上收集了首都圈地区的井下摆地震记录, 发现在特定的震中距离内也记录到一些类似震相。对于首都圈地区记录到的该类震相, 一些学者(沈伟森等, 2010; 刘渊源等, 2011) 确定为地表反射波, 并用其开展了关于首都圈地区 S 波速度结构的相关研究。在松嫩盆地该类震相则是首次发现, 因此, 本文对这组震相进行了详

[收稿日期] 2014-03-12; [修定日期] 2014-11-14

[项目类别] 中国地震局地震科技星火项目(XH12014)、河北省科学技术研究与发展计划项目(11276905D) 共同资助

[作者简介] 韦庆海, 男, 1972 年生, 硕士, 高级工程师, 主要从事工程地震工作。E-mail: maybee2@163.com

细研究。

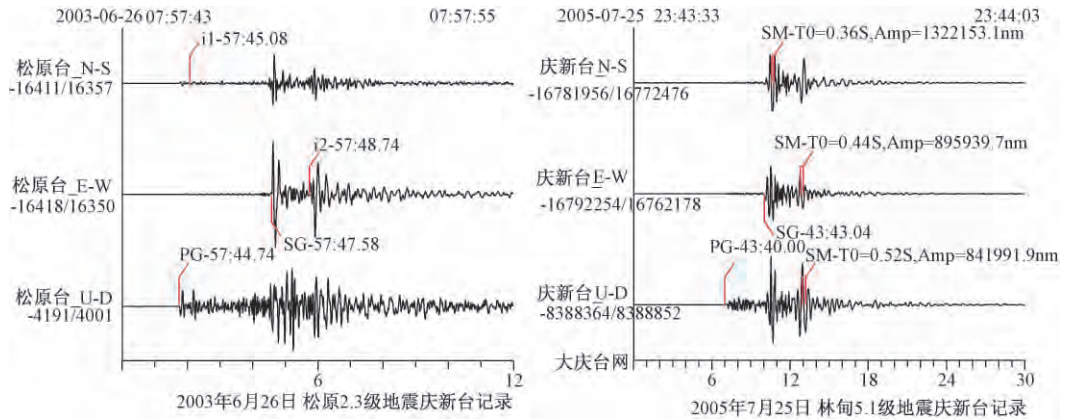


图 1 松嫩平原井下摆记录到的地表反射波

2 松原台单台记录分析

2.1 松原震群较大地震分布及其定位

图 2 是根据双差精确定位数据(温岩等,2007)绘制的震中分布图。从图 2 中可看出地震分布在两条断裂的交汇部位,集中在松原市新民乡、第二松花江和嫩江围成的三角形区域。

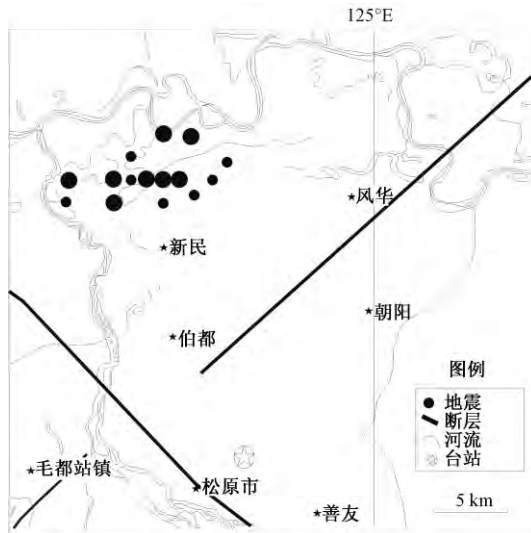


图 2 2003 年松原震群震中分布

因此,以这些较大地震的震中位置作为分析松原单台记录地震的震相分析参考点是相对可信的。经过对松原台记录进行重新处理,发现 $M_L \geq 2.0$ 地震有 30 次初动清晰,可计算地震方位角。经计算该台记录地震事件主要分布在台站 NW357°方向(见表 1 和图 3),震中距离为 22km 左右,因此,其小地震的位置参考几个较大地震多台精定位结果都分布在上述三角形区

表 1 松原台记录震相到时差和方位分布(初动记录清晰地震)

日期	直达纵波 (Pg)	未知震相 (i1)	$(t_{i1}-t_{Pg})/s$	直达横波 (Sg)	未知震相 (i2)	$(t_{i2}-t_{Sg})/s$	$(t_{Sg}-t_{Pg})/s$	方位角 $I(^{\circ})$
01-26	19-26-25.31	19-26-25.65	0.35	19-26-28.01		1.30	2.70	291.5
03-18	22-05-56.45	22-05-56.80	0.35	22-05-59.30	22-06-0.50	1.20	2.85	14.0
03-27	15-29-9.93	15-29-10.27	0.34	15-29-12.86	15-29-14.00	1.14	2.93	5.1
03-28	09-24-58.60	09-24-59.00	0.40	09-25-1.50	09-25-2.80	1.30	2.90	351.6
04-02	02-07-52.00	02-07-52.40	0.40	02-07-54.90			2.90	360.0
04-16	21-19-14.18	21-19-14.60	0.40	21-19-17.04	21-19-18.23	1.20	2.80	357.4
04-23	03-55-15.81	03-55-16.14	0.33	03-55-18.63	03-55-19.76	1.13	2.82	352.8
04-26	17-05-11.80	17-05-12.10	0.30	17-05-14.65	17-05-15.78	1.13	2.85	360.0
05-07	00-48-49.70			00-48-52.60	00-48-53.80	1.20	2.90	360.0
05-07	20-42-28.00	20-42-28.30	0.30	20-42-30.86	20-42-32.00	1.14	2.86	351.4
05-08	22-04-32.08	22-04-32.37	0.30	22-04-36.09	22-04-36.00	1.20	2.84	353.8
05-09	00-46-7.79	00-46-8.12	0.34	00-46-10.63	00-46-11.89	1.26	2.84	354.2
05-11	15-13-57.20	15-13-57.60	0.40	15-14-0.10	15-14-1.20	1.10	2.90	360.0
05-11	15-13-4.55	15-13-4.90	0.34	15-13-7.39	15-13-8.00	1.21	2.84	360.0
05-12	11-03-16.76	11-03-17.10	0.35	11-03-19.60	11-03-20.70	1.10	2.84	345.5
05-12	13-44-3.70			13-44-6.66	13-44-7.85	1.19	2.80	360.0
05-14	20-59-15.37	20-59-15.67	0.30	20-59-18.27	20-59-19.37	1.10	2.90	360.0
06-21	01-21-27.72	01-21-28.05	0.33	01-21-30.54	01-21-31.60	1.16	2.82	360.0
06-22	07-09-59.25	07-09-59.58	0.33	07-10-02.13	07-10-3.38	1.17	2.88	360.0
06-24	11-55-11.30	11-55-11.70	0.40	11-55-14.10	11-55-15.30	1.20	2.80	360.0
06-26	07-57-44.75	07-57-45.09	0.34	07-57-47.59	07-57-48.73	1.14	2.84	358.9
07-08	07-54-31.90	07-54-32.20	0.33	07-54-34.70	07-54-35.70	1.10	2.80	0.75
07-12	00-56-26.14			00-56-28.89	00-56-30.09	1.20	2.75	360.0
07-26	00-43-28.60	00-43-28.94	0.33	00-43-30.18	00-43-31.37	1.19	1.58	314.9
08-26	00-44-49.03			00-44-51.99			2.96	360.0
08-26	03-09-53.40	03-09-53.73	0.33	03-09-56.35	03-09-57.57	1.22	2.95	360.0
09-09	10-21-42.50	10-21-42.84	0.34	10-21-45.29	10-21-46.49	1.20	2.79	346.0
09-20	08-26-1.35	08-26-1.66	0.31	08-26-4.19	08-26-5.42	1.23	2.84	359.8
09-24	19-02-0.17	19-02-0.52	0.35	19-02-3.13	19-02-4.36	1.23	2.86	360.0
10-13	18-52-23.94	18-52-24.30	0.38	18-52-26.79	18-52-27.99	1.20	2.85	360.0
11-03	05-35-39.56	05-35-39.87	0.31	05-35-42.35	05-35-43.52	1.17	2.79	360.0

域内。两组未知震相与 Pg 和 Sg 波到时差非常稳定,平均为 $t_{i1} - t_{Pg} = 0.36s$, $t_{i2} - t_{Sg} = 1.177s$ 。

2.2 松原台记录震相特征及其解释

松原地震台位于松原市南,井深 490m,390m 处产油,套管深 489.4m,摆放置在井下 384m 处。地质构造位于松辽盆地中坳陷带与东南隆起带的交界处,在双山-前郭-肇东活动断裂带附近。第四系厚 50m,基岩为白垩系地层。

松原台记录的两组震相 i1 和 i2,由于 22km 左右震中距内不会记录到地壳反射波 P_{11} 和 S_{11} ,考虑到松原台摆是放在井下 384m 处,初步判定 Pg 和 Sg 震相后出现的应为 Pg 和 Sg 波在地表面反射波 $PgPg$ 和 $SgSg$,其原理将如图 4 所示。首先需要说明的是如果沉积层波速和基底的波速相差较大的话,则射线路径由于 Snell 折射定律在进入沉积层时变成近似垂直入射。例如,首都圈附近的研究(沈伟森等,2010;刘渊源等,2011)认为基底 S 波速度为 3000

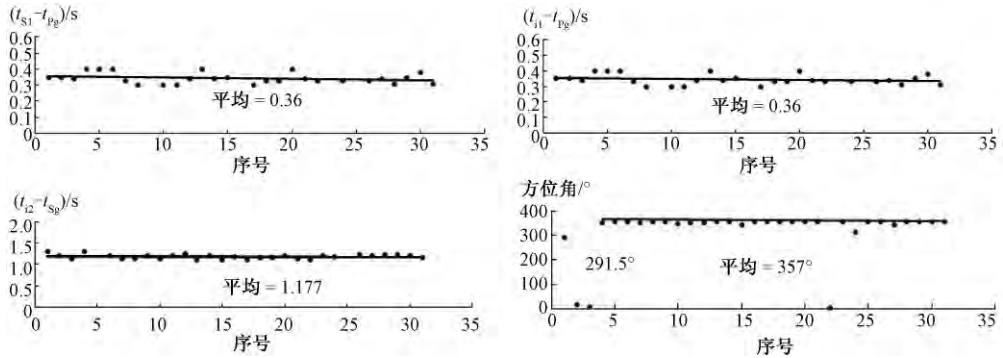


图3 松原台测定震相到时差和方位角分布

~5000m/s,而沉积土层中一般小于800m/s,因此可认为基本是垂直入射。但根据大庆-松原地区的地层结构分析,第四纪沉积层约50~80m,而老的沉积层厚度可达3000~5000m(迟元林等,2002)。同时依据大庆地区钻井波速测定结果,没有明显的分界面。由于震源深度浅,且震中距离近,因此图4的射线路径可能是合理的。这样,我们只要能计算出直达波射线(EJ)和地表反射波射线(EF+FJ)走时差,然后和实际记录到时差相比较即可证明井下摆在特定的震中距内是否记录到地方震地表反射波。

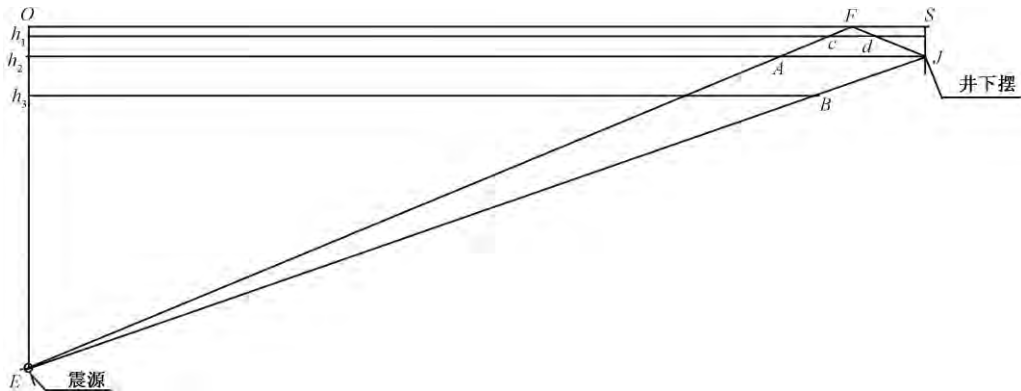


图4 松原台观测地震波射线示意图

这里需要考虑的是该台附近是否在上地壳内存在一个十分明显的间断面,从而出现了一个该界面产生的反射波。如果有的话,则地面摆也会记录到该类震相,事实上无地面台站记录到此震相。同时大庆庆新台(井下708m)在林甸地震中也记录到该震相。林甸地震的震源深度参考各台网结果应为10km以下,所以从不同地震和不同深度井下摆记录结果分析,不会是地壳内存在某一明显间断面产生的震相。

根据双差定位结果,松原小震群的震源深度平均为5~9km。根据台网定位结果,较大地震震中位于新民乡西北,结合表1中松原台记录到的小震分析,震中距松原台平均21.3km,而松原单台测定的震源距平均为22km,据此计算震源深度为5.5km。由于震级不大(最大为 $M_L 3.7$),而震中新民乡多次震感强烈,说明震源很浅。

图4中射线EJ和EF+FJ分别为直达波和地表反射波所经路径, $h_1 = 50\text{m}$ 为第四系松

散沉积, $h_2 = 384\text{m}$ 为井下摆所放位置, $EO = h$ 为震源深度, 取 5500m 。

依据地震波在地球表面入射角等于反射角有 $OF/5500\text{m} = FS/384\text{m}$

其中 $FS = 21300\text{m} - OF$ 解得 $OF = 19909\text{m}$ $FS = 1390\text{m}$ $EA = 19264\text{m}$

在直达波射线段上取 $EB = EA$, 计算余下线段 BJ 的走时并和地表反射波 $AF + FJ$ 的走时相比较, 即可判定松原台记录到的是否为地表反射波。

由于有大庆地区测井资料和地表沉积层 S 波速度资料, 先计算地震波速随深度分布, 据图 5 进行线性拟合。

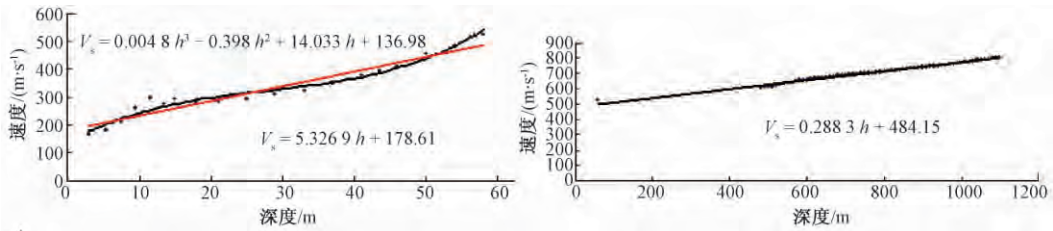


图 5 松原地区不同深度地震波速度分布

对于 $h = 0 \sim 50\text{m}$, 3 次曲线拟合: $V_s = 0.0048h^3 + 0.398h^2 + 14.033h + 136.98$ (1)

直线拟合: $V_s = 5.3269h + 178.61$ (2)

$h = 50 \sim 1100\text{m}$ $V_s = 0.2883h + 484.15$ (3)

然后计算 S 波的直达波和地表反射波的到时差。

直达波射线 BJ 其行进路线从 (地下) -615m 到 -384m , 依据 (3) 式该段路径平均波速为 628m/s , $BJ = EJ - EB = 22000\text{m} - 19264\text{m} = 2736\text{m}$ $t_{BJ} = BJ/628\text{m/s} = 4.36\text{s}$

反射波线段 $AF + FJ$, 由于有一段行进在地表第四纪沉积层中, 需要分别计算:

行进在 50m 之上射线长度 $CF + FD$ 段为 $(CF + FD)/(AF + FJ) = 50\text{m}/384\text{m}$, 有 $CF + FD = 361\text{m}$

依据 (1) 式和 (2) 式, 50m 以上平均波速为 313m/s , 则 $t_{CF+FD} = 1.15\text{s}$,

而 $AC + DJ = 2416\text{m}$

依据 (3) 式, 从 -50m 至 -384m 平均波速为 547m/s , 计算得到 $t_{AC+DJ} = 4.41\text{s}$

所以有反射波走时, $t_{\text{反射}} = 4.42\text{s} + 1.16\text{s} = 5.56\text{s}$

走时差为 1.20s , 和图 3 及表 1 中 $i2 - Sg$ 到时差平均值数据基本吻合, 因此, 可以认定松原台直达波后记录到的比较明显的震相为 Sg 波在地表面的反射波, 定义为 $SgSg$ 。

对于 P 波, 由于没有 50m 以上的波速资料, 无法直接计算, 采用大庆 $480\text{m} \sim 1100\text{m}$ 测井纵横波速比进行推测:

据大庆测井资料计算波速比 $V_p/V_s = (2201.4\text{m/s})/(711\text{m/s}) = 3.1$, 则纵波走时差为 $1.20\text{s}/3.1 = 0.39\text{s}$, 和图 3 及表 1 中 $i1 - Pg$ 到时差平均值基本吻合。可以确定其为 Pg 波在地表面的发射波, 定义为 $PgPg$ 。

3 大庆台网庆新台记录到的林甸地震震相分析

2005 年 7 月大庆林甸发生 5.1 级地震, 根据黑龙江台网和中国地震台网测定, 震源深

度为 15km,美国台网的测定结果为 10km,距庆新台 25.48km,庆新台井下摆位于 -708m。

从图 1 中可看到在 Sg 波后面 2.46s 左右有一明显震相。由于庆新台和松原台都位于松嫩平原,其地质结构类似,因此可以应用松原台分析计算过程对庆新台地震记录进行分析,将庆新台具体数据代入, $h_1 = 50\text{m}$,为第四系松散沉积, $h_2 = 708\text{m}$ 为井下摆所放位置, $EO = h$ 为震源深度,取 12500m。

$$t_{BJ} = BJ / (827\text{m/s}) = 3.0\text{s}$$

$$t_{CF+FD} = 217.4\text{m} / (313\text{m/s}) = 0.69\text{s}$$

$$t_{AC+DJ} = 4.8\text{s}$$

$$t_{\text{反射}} = 4.8\text{s} + 0.69\text{s} = 5.49\text{s}$$

走时差为 2.49s,和图 1 中 $t_{12} - t_{Sg}$ 基本吻合,因此,可以认定庆新台直达波后记录到的明显震相为 Sg 波在地表面的反射波 SgSg。

4 结论与讨论

(1) 根据松原地震台和大庆庆新台记录资料计算表明,松嫩平原井下摆可以记录到地方震的地球表面反射波。

(2) 根据首都圈台网记录,一些井下摆台近期又记录到许多该震相,应该深入开展已获得的地表沉积层 S 波速度结构研究。因为从现有资料分析,很难观测到震中距离超过 50km 井下摆记录到地表反射波的事实。如 2013 年吉林前郭 5.8 级震群距离松原台 70km,距离大庆台网大多数台都在 200km 内,没有发现记录到地表反射波,而文安地震,遍布在华北平原的井下摆台站只有在特定震中距离内(很少超过 50km)才能记录到地表反射波。所以如果首都圈地区地下结构满足于垂直入射的话(刘渊源等,2011;徐锡伟等,2002),观测到地表反射波的井下摆台站不应限制在数十千米的震中距内。

(3) 松嫩平原地区近期将有一批深井地震观测投入运行,应进一步开展松嫩平原 S 波地下速度结构的研究。

致谢: 吉林省地震局监测处、分析预报中心和松原地震台和大庆地震台网、河北台网各位同仁在资料收集时给予了大量帮助,黑龙江省地震工程研究院马艳丽绘制了文中图件,在此表示谢意。

参考文献

- 迟元林、云金表、蒙启安等,2002,松辽盆地深部结构及成盆动力学与油气聚集,84,北京:石油工业出版社。
- 刘渊源、崇加军、倪四道,2011,基于井下摆天然地震数据测量首都圈近地表波速结构,地震学报,33(3),342~350。
- 孟宪森、战玉明、姜锦华等,2007,东北地震研究,23(1),62~66。
- 沈伟森、罗艳、倪四道等,2010,天然地震频率范围内首都圈地区近地表 S 波速度结构,地震学报,32(2),137~146。
- 吴戈、蒋秀琴、许东满等,1994,东北大陆历史地震研究,63~93,成都:地图出版社。
- 温岩、温洪涛、张晨侠,2007,东北地震研究,23(1),1~7。
- 徐锡伟、吴卫民、张先康,2002,首都圈地区地壳最新构造变动与地震,31~34,北京:科学出版社。
- 朱介寿、刘福田、王椿镛等,1988,研究地壳上地幔结构的地震体波计算方法,1~7,北京:科学出版社。

The surface reflection wave of local earthquake record by underground seismographs in the Songnen basin

*Wei Qinghai*¹⁾ *Meng Xiansen*¹⁾ *Yang Jialiang*²⁾ *Gao Donghui*¹⁾ *Hao Yongmei*¹⁾
*Diao Guiling*²⁾ *Meng Linglei*³⁾ *Tong Yanying*⁴⁾

1) Earthquake Administration of Heilongjiang Province, Harbin 150090, China

2) Earthquake Administration of Hebei Province, Shijiazhuang 050021, China

3) Earthquake Administration of Harbin City, Harbin 150000, China

4) Daqing Seismic Station, Daqing 163000, Heilongjiang, China

Abstract Seismic waves of PP and SS as earth's surface reflection wave, as a result of the reflection of the earth's surface, a seismic phase that can be observed in distant earthquake records. The paper used the underground seismographic data to study seismic phases of the 2003 Songyuan earthquake clusters and 2005 Lindian earthquake records, and calculated the arrived time at the selected surface conducting seismic reflection point with the earth's crust velocity model at the stations near the logging data. The results show that the underground seismographs in specific epicenter of the local earthquake can record reflection waves on the earth surface. The paper determined the seismic phase as PgPg and SgSg in order to differentiate them from the distance records of PP and SS.

Key words: Swarm of earthquakes in Songyuan Surface reflected wave of earth
Underground seismographs