

天水地区S波速度结构

李清河

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

本文归纳总结出人工地震测深中利用垂直向记录识别S波震相的几个准则,提出了P波和S波联合反演地壳结构的方法。根据这一方法,反演了南北地震带北段张家川炮灵台—阿木去乎测线、厂坝炮徽县—礼县测线等的地壳结构,并给出了各段地壳介质有关参数。结果表明,P、S波联合反演所得结果可信度较大。

一、前 言

由于爆源和仪器的原因,目前人工地震测深中多用P波求速度结构。但是,仅靠P波尚不能深刻地描述地球介质参数,如密度、弹性模量等。只有同时给出P波、又给出S波速度结构,才能获得地球内部更多信息。在利用S波信息上,一般使用其偏振特性^[1],P波与S波的转换特性^[2],SH型的面波特性等。在S波的速度结构中,国外有人作过,具有明确的结论^[3、4、5],就S波的速度结构而言,一般单独用S波反演,由于对S波的认识差异,所得结果与P波相比有不少出入。至于在垂直向仪器中识别S波,则更是较难的课题了。

我们首先探讨了在垂直向记录中辨认并追踪SV波,然后从理论上给出了P波与S波联合反演地壳结构的方法,并用此方法具体对位于南北地震带北段的厂坝爆破徽县—礼县剖面 and 8609工程中张家川炮灵台—阿木去乎剖面的P波与S波进行单独和联合反演,比较了结果,获得了较多的地壳介质性质。

二、S波震相的确认

由于下述原因,S波震相较之P波震相难以辨认:

(1) 爆炸源不利于激发S波;(2) 仅用垂直向仪器接收,对S波反应不佳;(3) S波一般在续至波列中,会有其它类型的波迭加。

为了确认S波震相,必须有三分向地震仪进行记录。本文所述各次记录中,由于有三分向仪器在不同距离上控制记录,使得所确认的S波震相较为可靠。

我们用以判断S波震相的主要依据与办法是:

1. S波周期一般比P波大。爆破记录中，Pg波的周期一般为0.1—0.16秒，而Sg波周期一般为0.13—0.2秒，Pm波周期一般为0.11—0.2秒，Sm波则在0.2—0.4秒之间，S波水平向记录比垂直向记录的周期更为大些，当然，也有两者相差甚小的，这就更需仔细辨认。

2. 振幅特性。三分向仪器中，水平向S波一般比垂直向大。单分向仪器中，由于炮检距不同和波震相性质不同，振幅特性不一。

3. 对于续至P波对应的S波，可以从初至P波对应的S波——对应判定。但要注意某些距离会有转换波插入，要特别小心。

4. 按照理论波速比判定震相的出现。

5. 在单分向与三分向夹杂的记录剖面中，以三分向可靠记录作为走时控制点。在相遇系统中，对比互换点震相，以助于判定S波震相。

上述依据与办法，要在具体分析过程中反复判断，以求准确可靠。

为了使S波震相判读更可靠、更准确，应该利用P波与S波质点振动方向的差异，进行极化滤波，进行质点振动的最大似然分析，通过对波的分解再合成，便可以获得准确的波至。

图8—1是天水地震区人工地震测深工程中张家川炮的几个测点记录，由图可见，单分向记录中亦可记录到较好的S波。

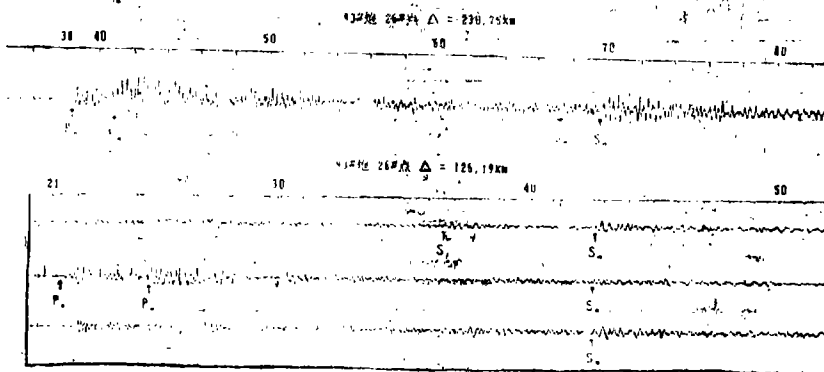


图8—1 张家川炮的几个测点记录

Fig. 8-1 Several records of Zhangjiachuan shot

三、记录剖面分析

1. 厂坝炮徽县—礼县剖面及有关台站记录

录

厂坝炮徽县—礼县剖面各测点记录中一般均可以辨认较为可靠的S波震相，虽然都是垂直向仪器，但记录面貌能可以明显地反映。事实上，垂直向记录亦可接收到爆破激发的S波，如图8—2所示中平南炮武山、文县、平凉台垂直向记录。

2. 灵台—阿木去乎剖面中记录分析

灵台—阿木去乎测线中张家川炮，其向东部分无三分向仪器，但Sg波可追踪至

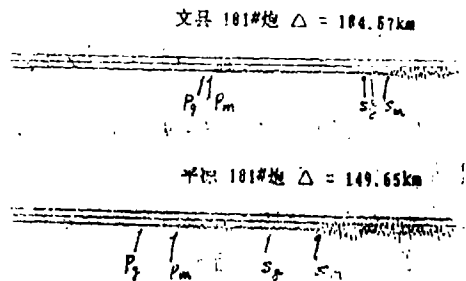


图8—2 平南炮几个台的垂直向记录

Fig. 8-2 Several records of vertical geophones in Pingnan shot

107 km。在88km至144km之间可追踪到对应Pm波的Sm波，不过点较少。西支则可分析出Pg、Pm、Pn等，相应可分析出Sg、Sm、Sn等，见图8—3。Sg、Sm、Sn视速度一般在3.3km/s至4.6 km/s之间。

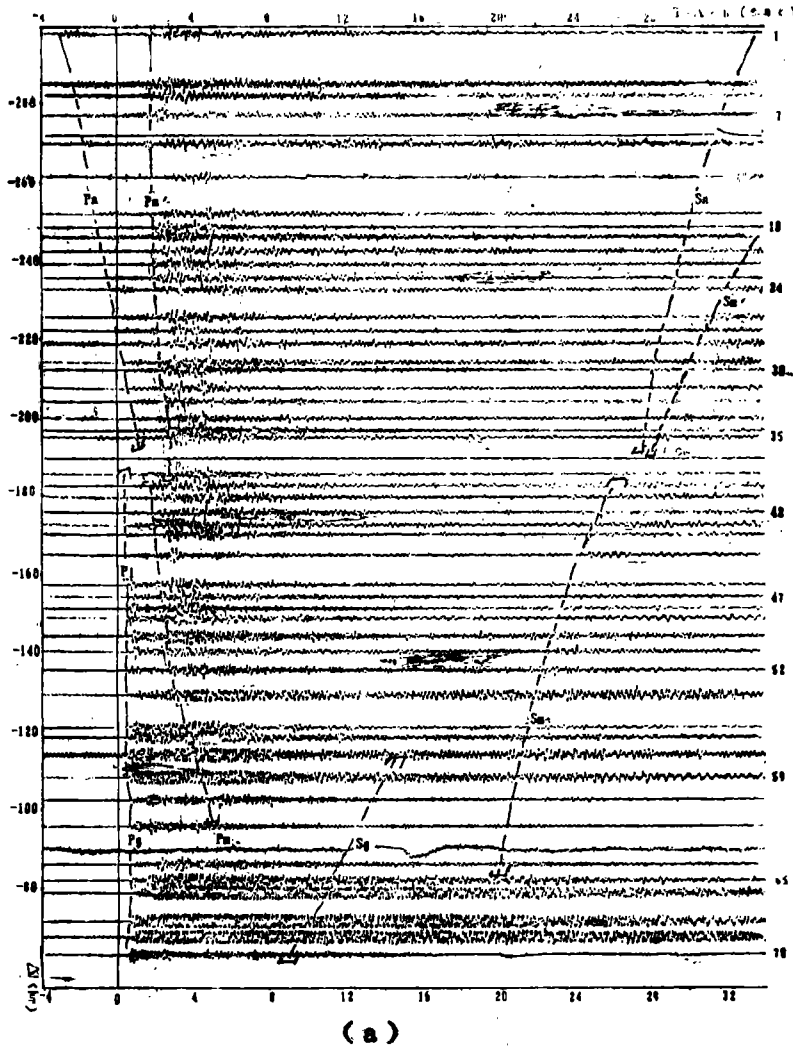


图8—3 张家川地记录剖面图
Fig. 8—3 Record section of Zhangjiachuan shot

四、P、S波联合反演地壳速度结构的方法

目前人们大都使用P波反演地壳速度结构。这主要是因为多是用垂直向仪器记录之故，目前使用的S波反演，也往往因为反演本身的不唯一而使P、S波获得的地质界面差异颇大。为了克服上述弊病，我们提出了使用P波与S波联合反演地壳结构的方法。

这里所用的P波与S波是指通过同一地层的两种波，其波性质相应，如Pg-Sg, Pm-Sm, Pn-Sn等。

设

$$\begin{aligned} \vec{A}_p &= (X_i, Y_i, Z_i, t_{p,i}) \\ \vec{A}_s &= (X_i, Y_i, Z_i, t_{s,i}) \quad i=1, 2, \dots, N \end{aligned} \quad (1)$$

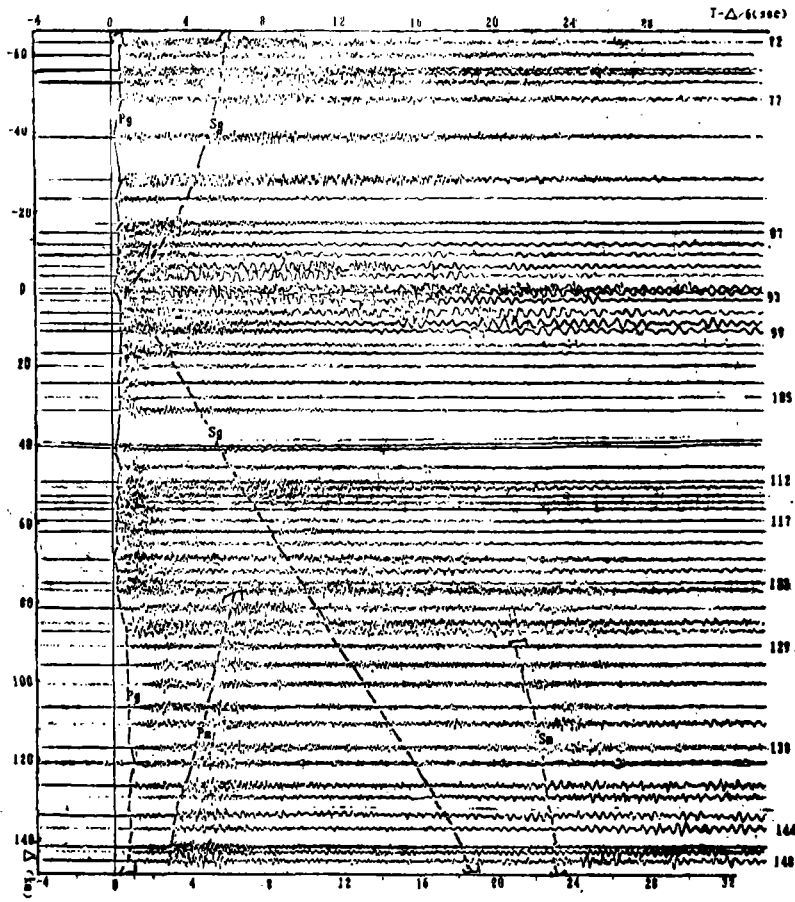


图 8—3 (b)

\bar{A}_p 、 \bar{A}_s 为矢量空间， X_i 、 Y_i 、 Z_i 为测点坐标， t_{p1} 、 t_{s1} 为对应P、S波的走时。

设有n个离散的观测数据，即

$$\begin{aligned} t_p^0 &= (t_{p1}^0, t_{p2}^0, \dots, t_{pn}^0)^T \\ t_s^0 &= (t_{s1}^0, t_{s2}^0, \dots, t_{sn}^0)^T \end{aligned} \quad (2)$$

为观测值向量。

反演的目标函数是 $\Phi(v_p, h_p, v_s, h_s)$

先各自独立反演。可获得 h_p^0 、 v_p^0 、 h_s^0 、 v_s^0 ，构成解向量为：

$$J = (h_p^0, v_p^0, h_s^0, v_s^0)^T \quad (3)$$

令 $\Delta h = |h_p - h_s|$ ，若以J向量求出理论值：

$$\begin{aligned} T_p &= (T_{p1}, T_{p2}, \dots, T_{pn})^T \\ T_s &= (T_{s1}, T_{s2}, \dots, T_{sn})^T \end{aligned} \quad (4)$$

则联合求解本身是求：

$$\begin{aligned} \epsilon_{p1} &= |t_{p1}^0 - T_{p1}| \\ \epsilon_{s1} &= |t_{s1}^0 - T_{s1}| \end{aligned} \quad (5)$$

使范数:

$$\begin{aligned} //\varepsilon_{p_i} //^2 &= \sum \varepsilon_{p_i} = \min \\ //\varepsilon_{s_i} //^2 &= \sum \varepsilon_{s_i} = \min \end{aligned} \quad (6)$$

借助于相同地质界面的条件, 使

$$//\Delta h // = \sum \delta h_i = \min \quad (7)$$

便可实现(6)式。

$$\text{设给定深度误差 } \delta, \text{ 不妨设: } \Delta h > \delta \quad (8)$$

$$\text{考虑函数型约束条件: } t_p = \gamma t_s \quad (9)$$

式中 r 为波速比。由于 γ 与 v 直接有关, 与 h 则不一定相关。对于不同性质的波, 可以根据地质勘探和长期研究的结果, 给出各自的 r 取值范围。例如, 可设沉积岩中 $1.68 < r < 2.2$ 等。

令

$$A \leq \gamma \leq B \quad (10)$$

A 、 B 则为不同性质的波的可能取值区间。于是, 按下面步骤, 可实现联合反演。

①单独对 P 、 S 波进行反演。单独反演的计算可视观测资料的质量, 观测系统与欲解决的地质、地球物理问题而定。在目前已有许多较为成熟的方法, 在此不赘述。单独反演可获得 V_p' , V_s' , h_p' , h_s' , σ_p , σ_s 。

② $\Delta h = |h_p - h_s|$, $\Delta \sigma = |\sigma_p - \sigma_s|$ 事先给定方差 $\varepsilon = k\delta$ 。

③若 $\Delta \sigma^2 > \varepsilon$, 可按最优化取向原则, 满足最优化的优势方向首先复查 S 波走时。

④从 $\gamma = A$ 开始, 重复进行反演。此时, 不妨先固定 t_p , 重复(1)过程, 并按(2)、(3)过程检查之。

⑤若不满足上述条件, 则改从 $\gamma = B$ 反向迭代反演。如此按等步长反向递减的办法搜索, 直至 $\sum \Delta \sigma^2 < \varepsilon$ 为止。

⑥由于 P 、 S 波在界面反射角不同, 故在反演之前, 还须偏移到同一界面上。

最终, 我们可以获得 v_p 、 h_p 、 v_s 、 h_s , 其中结果是 $\Delta h = |h_p - h_s| \leq \delta$, $A \leq v_p/v_s = \gamma \leq B$ 。

五、实际解释结果

1. 徽县—礼县剖面中基底形态

厂坝炮徽县—礼县剖面 P_g 、 S_g 波反演结果另文已述〔6〕。

2. 天水—礼县地区地壳平均 P 波与 S 波速度结构

我们利用1985年12月30日厂坝500吨爆破和武都、成县爆破台站记录反复核对震相, 分别用 P_m 和 S_m 求出地壳平均厚度和 P 波速度。

3. 张家川炮反演地壳结构

① P_g 、 S_g 反演的速度结构

两种反演获得的地层形态基本一致。 P_g 、 S_g 作为界面首波, 在 70° 点处有一断裂。在 60° 点左右亦有一断裂, 经核对前者为马街山—清水断裂, 后者为西秦岭北缘断裂。在 95° 左右亦有一断裂, 在 115° 左右有一断裂。前者为会宁—张家川断裂, 后者为海原—六盘山断裂。所得结果与梁中华等〔7〕的 P_g 基底界面形态基本一致, 见图8—4。

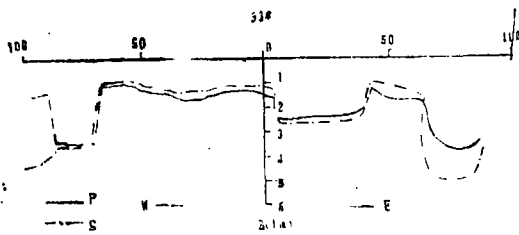


图 8—4 张家川炮 Pg、Sg 波联合反演获得的基底形态

Fig. 8—4 Basement shape from simultaneous inversion of Pg and Sg in Zhangjiachuan shot

② P_m、S_m反演的结构
P_m、S_m反演出张家川以东和以西地壳平均厚度与深度。

③ P_n、S_n反演的结构
以P_n和S_n联合反演出上地幔顶面波滑行速度和相应深度。上述结果及推算的地壳介质参数：波速比 γ 、泊松比 σ 、体压模量K与密度 ρ 之比统一列表见表 8—1。

表 8—1

		厂 坝 炮	张家川炮西支	张家川炮东支
沉 积 层	V _p	4.0	3.8	
	V _s	2.01	2.02	
	γ	1.99	1.88	
	K/ ρ	10.61	17.68	
	σ	0.33	0.3	
基 底	V _p	6.0	5.8	
	V _s	3.45	3.46	
	γ	1.74	1.68	
	K/ ρ	20.13	9.0	
	σ	0.253	0.224	
地 壳	V _p	6.20	6.29	6.24
	V _s	3.58	3.60	3.57
	γ	1.731	1.747	1.746
	K/ ρ	21.32	22.28	21.91
	σ	0.249	0.256	0.256
上 地 幔 顶 部	V _p		7.72	
	V _s		4.7	
	γ		1.829	
	K/ ρ		28.38	
	σ		0.287	

六、结论与讨论

本文提出的S波震相识别原则主要有：

- (1) 周期差异；
- (2) 振幅差异；
- (3) 对应与P波震相的关系；
- (4) 理论波速比判定；
- (5) 以三分向资料作为控制点。

提出的P波与S波联合反演地壳结构的方法是：以不同地质层位的波速比为约束条件，以对应同一地质界面的不同波相获得的界面形态的一致性为目标函数，按最优化取向原则，从约束区间正反搜索，以满足反演的要求。

对天水地区人工地震测深结果的P、S波联合反演结果表明，此方法较之单独求更可靠，且各地不同深度的波速比、泊松比、体压模量与密度之比相差颇大。当然，本研究目前仍属一维反演。

为了使S波震相识别更可靠，应利用波振动方向的差异，采用极化滤波办法，压制某一震相，突出某一震相，这些工作有待今后进一步深化。

参 考 文 献

- [1] S. Crampin, Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting, *Geophysics*, Vol. 58, No. 1, 1986.
- [2] 张东雷、郑学钟、雷胜利, 利用波的偏振特性提高转换波震相识别的可靠性, *地球物理学报*, Vol. 25, No. 1, 1982.
- [3] Meisner, R., *The continental crust: A Geophysical Approach*, Academic press, INC, 1986.
- [4] G. Perrier, J. C. Rugg, *Structure profonde du Massif Central francais*, *Annales de Geophysique*, Vol. 29, No. 1, 1973.
- [5] Z. El-Isa, J. Mechie and C. Prodehl, Shear velocity structure of Jordan from explosion seismic data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 90, 265—281, 1987.
- [6] 李清河等, 天水—礼县地区地壳速度结构, *西北地震学报*, Vol. 12, No. 2, 1990.
- [7] 梁中华等, 天水地震区地壳浅层速度结构, 本文集。

THE VELOCITY STRUCTURE OF S-WAVES IN TIANSHUI AREA

Li Qinghe

(*Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB*)

Abstract

Several rules to distinguish S-wave phase of vertical records in DSS and a method to inverse simultaneously crustal structure by P-and S-wave have been put forward and summed up. The crustal structures of Lingtai-Amuquhu profile from Zhangjiachuan shot and Huixian-Lixian profile from Changba shot located on the northern part of South-North Seismic Belt were inverted according to this method, the medium parameters of crust were calculated. The results indicated that the results obtained from simultaneous inversion of P-and S-wave are believable.