

# 天水地震区S波偏振异常

王恩福 陈学波 祝水平 李金森 司洪波

(国家地震局地壳应力研究所)

## 摘要

本文给出中国大陆西部天水地区地壳测深研究工作中S波激发与接收, S波有效观测窗口, S波分裂和偏振异常特征与介质地震各向异性以及区域构造应力场作用主方向关系的研究试验结果。结果表明, 利用普通钻井爆炸震源, 震源位于含水层以下, 能够激发出较强的S波。采用三个分量拾震器, 不但能够较好地接收到莫霍界面上反射的S波波列, 而且在不同的观测距离观测到不同深度界面反射的S波。天水地区试验结果给出M面反射S波最佳观测窗口为170公里左右, 并存在着明显的S波分裂与偏振异常。超前S波偏振优势方向为近东西方向, 与该区震源机制解研究得到的最大主压应力方向(P轴方向)基本一致。而晚到S波偏振优势方向为近南北向, 与该区现今最大主压应力方向垂直。

## 一、前言

普通充水钻井爆炸源可以产生较强的S波这一事实已经被理论研究〔6〕和实验研究〔1〕所证实。但是在地壳深部探测工作中, 观测S波并用于介质岩性分层结构〔2〕, 介质地震各向异性以及区域构造应力场研究还是最近十几年的事情。

地球介质在微观上是各向异性的, 在宏观上由于地幔对流和应力作用引起的晶体定向排列或定向排列的微裂隙也产生可观测到的地震各向异性。大量实际观测资料表明, 地壳及上地幔确实存在着地震各向异性。因此, 通过S波的观测研究, 可以研究地壳介质的地震各向异性, 并进一步探讨地壳构造演化历史, 地幔对流以及现今构造应力场作用特征。

理论与观测结果表明, 在区域构造应力场的长期作用下, 在潜在震源区, 地壳介质由随机分布的微裂缝逐渐形成定向排列的裂缝带就可能成为未来地震的主要断裂带。当S波通过这一区域时, 便分裂为偏振方向互相垂直, 而且具有不同速度的S波〔4、7〕。显然, 通过S波这一分裂和偏振异常特征, 可以进一步探讨潜在震源的物理标志, 区域构造应力场作用特征和地震参数〔5〕。

## 二、S波激发与接收

对于浅层地震勘探目前多应用敲板法或S波机械震源。文献〔1〕指出, 在爆炸地震学

中,震源位于含水层内,普通钻井爆炸源沿其与钻井轴成45度方向上可以激发很强的S波。尽管S波有效观测距离比P波小得多,但只要观测距离合适就可以观测到理想的S波。

### 1.震源情况

在8609天水地壳测深工作中,全部采用普通钻井组合爆炸震源,震源位于含水层以下。(1)26号点爆炸震源,钻孔深27.07米,水位6米,炸药包沉放深度为18.2米,钻孔组合间距 $10 \times 10$ 米,总炸药量为2.5吨,震源介质为第三系泥岩。爆炸后震源区产生南东走向地面隆起约40厘米。(2)123号点爆炸震源,钻孔深16.5米,水位10米,炸药包沉放深度16米,钻孔组合间距 $10 \times 8$ 米,总炸药量1.974吨,震源介质为第三系红色泥岩,含钙质结核。爆炸后震源区产生环状裂缝。(3)400号点爆炸源,钻孔深20.44米,水位12米,炸药包沉放深度18.19米,钻孔组合间距 $9 \times 9$ 米,总炸药量1.5吨,震源处介质为红色泥岩夹细砂岩。爆炸后震源区产生塌陷。观测系统见《天水地震区人工地震测深观测系统》<sup>[10]</sup>。

### 2. S波观测与记录

普通单方向拾震器(检波器)只用于接收P波,有时也接收到S波的垂直分量。在天水地壳测深工作中,我们采用了15套DJ-3型三分向拾震器,架设在I测线上,拾震器间距约3公里, $H_1$ 分量:沿着主测线走向,即北; $H_2$ 分量:沿I测线走向方向;垂直分量:与地面法线方向一致。

要准确地观测S波分裂到时差和偏振异常,正确地选择S波观测窗口则十分重要。大量研究表明,当观测点离震源太近,由于面波速度与S波速度相差较小,产生面波和S波震相互干涉,影响S波观测;观测点离震源太远,S波在自由表面的入射角过大,表面地形等对S波质点偏振运动影响较大,使S波震相产生畸变。通常选择S波观测窗口,使S波在地面的入射角满足 $\arcsin i \leq 35^\circ$ <sup>[9]</sup>。本试验参照上述原则确定了不同宽度的S波观测窗口。各炮 $S_m$ 波观测窗口为26号炮:70~150公里;123号炮:145~235公里;400号炮:140~150公里。实验结果表明,在天水地区 $S_m$ 最佳观测窗口为110~170公里。在该观测距离内, $S_m$ 震相清晰,各观测点记录相关性好, $S_m$ 震相无畸变。大于此窗口,如123号震源部分记录,虽然也可观测到 $S_m$ 震相,但很难准确读出 $S_m$ 震相到时,而且S波有不同程度的畸变,不利于S波分裂和偏振研究。

### 3. S波震相特征

本研究采用如下判据确定S波震相:(1)在地震截面图上,S波同相轴明显,S波振幅和周期都明显变大,而且随着震中距增加幅值衰减较P波慢。(2)一般情况下,S波三个方向分量的到时存在着不同程度的到时差。(3)由同一观测点P波和S波走时差计算虚波速度应为8 km/s左右,不应该有太大的偏差。(4)S波和P波震相的偏振特征不同。

根据上述判别震相标准,我们较为准确地确定了 $S_m$ 震相。其震相特征分别叙述如下:(1)26号震源记录,除了因外界干扰,信噪比太低,7个记录不能清楚识别出 $S_m$ 震相外,其余 $S_m$ 震相可靠, $S_m$ 波优势周期为0.3~0.5秒, $S_m$ 各分量分裂到时差0.2~0.5秒,两个水平分量视速度分别为 $V_{s1} = 3.6 \text{ km/s}$ , $V_{s2} = 3.55 \text{ km/s}$ 。(2)123号爆炸源记录,所有观测点都记录到了 $S_m$ 震相,震中距大于186公里以后, $S_m$ 震相不清楚,S波优势周期0.3~0.5秒, $S_m$ 分裂到时差0.3~0.6秒,两个水平分量视速度分别为 $V_{s1} = 3.61 \text{ km/s}$ , $V_{s2} = 3.55 \text{ km/s}$ 。(3)400号震源记录,非纵测线接收,所有观测点都清楚地记录到了 $S_m$ 震相, $S_m$ 波优势周期0.5秒左右, $S_m$ 分裂到时差0.3秒左右,两个水平分量视速度分别

为  $V_{s1} = 3.58 \text{ km/s}$ ,  $V_{s2} = 3.56 \text{ km/s}$ 。

此外，本试验在近距离的 S 波记录中，S<sub>g</sub> 震相可追踪到 120 公里。S<sub>n</sub> 震相在震中距 160 公里以后出现，但因可使用的记录太少，本文不便讨论。

### 三、S 波分裂与偏振异常

S 波在各向异性地球介质中传播也分裂成为快、慢两种 S 波，而且较快传播的 S 波质点运动偏振方向与裂缝走向平行，慢 S 波质点运动偏振方向与裂缝走向垂直。在理想情况下，利用 S 波分裂到时差的大小可以估计地球介质各向异性程度和各向异性体几何形状。利用我们所得到的 S 波分裂与偏振异常资料，可较好地研究地壳介质地震各向异性，并根据大量研究所得到的直立裂缝走向与最大水平主压应力方向平行这一推论，进一步推测天水地区区域构造应力场作用的主方向。

本实验对三分向拾震器全部由罗盘定位，并由本文所述的 S 波震相判别标准测定 S 波震相。做质点运动轨迹图时，S 波窗口的选择主要依据 S 波波组情况，既要保证快和慢 S 波初至震相包括在选择的窗口内，又要排除其它震相的干扰。由快和慢质点运动轨迹图的长轴方向作为 S 波偏振的优势方向。

图 9—1 为三个震源的典型三分向记录。从上到下分别为 26 号震源，58 号测点接收的记录，123 号震源，59 号测点记录和 400 号震源，59 号测点记录。在同一观测点，我们观测到了三个方向互相正交的 S 波震相的到时差，而且震中距较大的 123 号震源，59 号测点分裂到时差也较大，约 0.6 秒。

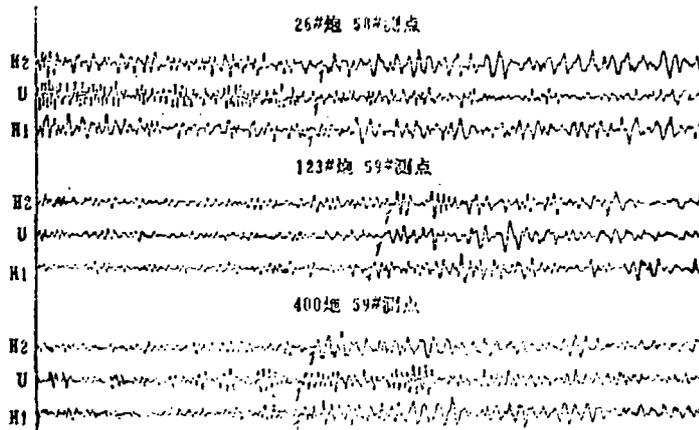


图 9—1 三个震源典型三分向记录  
Fig. 9—1 Records of three component from three shots

图 9—2 给出了图 9—1 记录的 S 波水平分量质点运动轨迹图。图中(A)表示地震射线离源方向，(T)表示向着震源方向，(R)表示面向震源的右侧方向，(L)表示面向震源的左侧方向。图 9—2 左侧各图是未经校正的 S 波质点运动轨迹图，从图上可清晰看到慢 S 波质点偏振方向的改变。右侧各图为经各向异性校正后 S 波质点运动轨迹图。比较左右两图，不难看出，在各向异性校正之前，S 波的分裂与偏振特征反映了其射线所经过路径的地

震各向异性信息。经各向异性校正后，S波质点运动无明显偏振优势方向，所反映的仅仅是普通钻井爆炸源均匀膨胀作用力特征。如图9—2C所示，400号震源，观测点不变，其射线路径为近南北向，但得到的质点运动轨迹同纵测线的质点运动轨迹相一致。这一重要现象有力的证明了S波分裂与偏振异常确实反映了地球介质存在着地震各向异性。

图9—3分别给出了上述三个典型记录中，两组正交的S波水平分量快和慢S波质点运动轨迹。A为26号震源，58号测点快和慢S波质点运动轨迹图。左图为超前（快）S波质点运动轨迹图，右图为晚到（慢）S波质点运动轨迹图。由图上量得超前S波偏振优势方向为北81°东，晚到S波偏振优势方向为北16°东。B为123号震源，59号测点S波质点运动轨迹图，超前S波偏振优势方向为北89°西，晚到S波偏振优势方向为北8°东。C为400号震源，59号测点S波质点运动轨迹图，超前S波偏振优势方向为北73°东，晚到S波偏振优势方向为北26°东。由上述结果不难看出，S波偏振方向与震源到接收点方位无关，而主要依赖于地震波射线所经过介质的地震各向异性。试验中考虑到不同方位的射线路径，但得到的S波分裂和偏振方向具有相同的结果，为我们研究地震各向异性和区域构造应力场作用特征提供了可靠的证据。

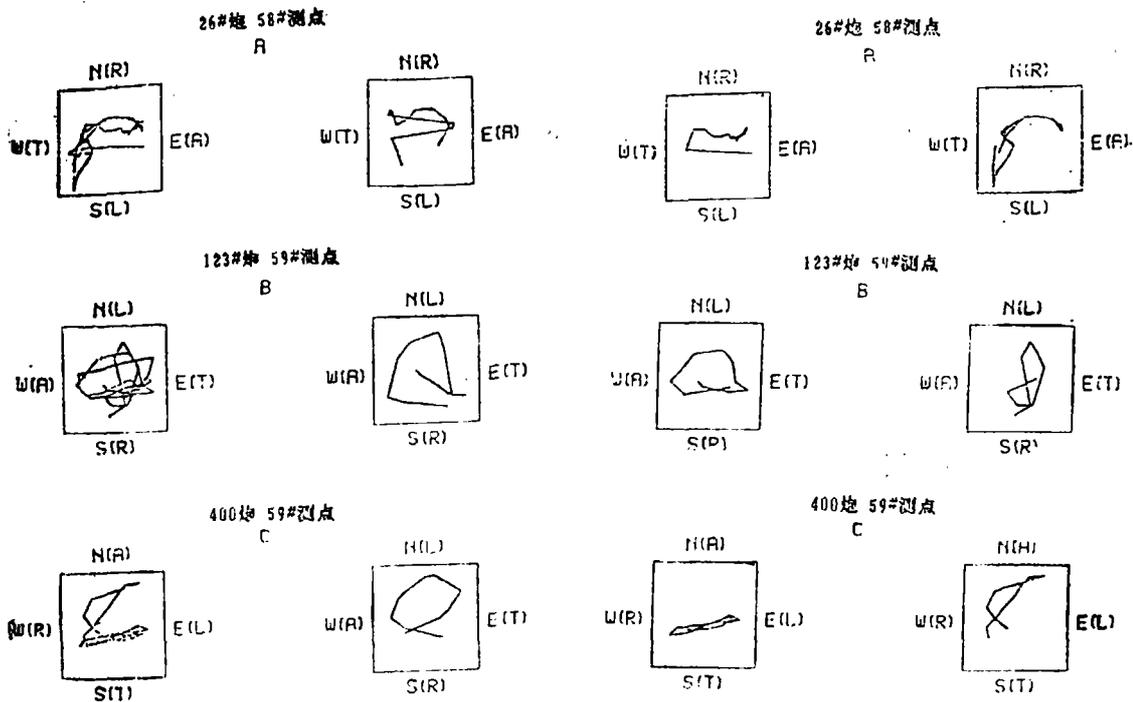


图9—2 典型记录S波质点运动轨迹  
Fig. 9—2 Motion orbits of S particle

图9—3 两个正交的S波质点运动轨迹图  
左图为快S波质点运动轨迹图；  
右图为慢S波质点运动轨迹图  
Fig. 9—3 Motion orbits of orthogonal S particle  
Left: faster S waves; Right: slower S wave

综上所述，我们由S波分裂与偏振异常推测天水地区最大主压应力方向为近东西向，而最小主压应力方向为近南北向。这一结论与该区地震震源机制研究给出的P轴和T轴方向一致。

#### 四、问题与讨论

在地壳深部探测工作中进行 S 波激发与接收和 S 波分裂与偏振研究是我们初次尝试。取得了令人满意的结果。

(1) 实验结果表明, 普通充水钻井爆炸震源能够激发较强的 S 波。实验采用 DJ-3 型三分向拾震器, 较好的观测到了 S 波三个互相垂直的分量。

(2) S 波观测窗口选择应遵照  $\arcsin(V_s/V_p) \leq 35^\circ$ , 有时观测窗口可大一些。天水地区 S<sub>m</sub> 波有效观测距离达 180 公里左右。

(3) 实验结果进一步证实了 S 波分裂与偏振异常反映地震波射线所经过地壳介质的各向异性的平均结果。三个不同方位震源的 S 波具有大致相同的偏振方向, 该优势方向与该区主要断裂构造、节理和微裂隙走向基本一致, 与由震源机制解得到的 P 轴方向一致。本文快 S 波偏振优势方向与本区区域构造应力场最大主压应力方向为近东西向一致〔8〕。

(4) 日本学者认为, 地壳上部 (10 公里左右) 介质, 在区域构造应力场作用下, 形成平行于最大主压应力方向的直立裂缝异常区, 这异常区往往是未来地震的震源区〔8〕。实践表明, 通过 S 波分裂与偏振异常特征, 能够较好的确定异常区的空间展布特征, 根据分裂到时差大小和偏振优势方向的时空变化可推测地震各向异性程度和地震发生的机理。因此可以说, S 波观测和 S 波分裂与偏振异常可能成为研究潜在震源物理标志的一个重要技术途径。

(5) 应当指出, 普通钻井爆炸震源与天然地震震源所激发的 S 波的偏振方向完全不同, 前者 S 波偏振方向与钻井轴成 45 度角, 而后者则受地震时断层错动方式控制, 往往给出较复杂的偏振图象, 因此在应用天然地震资料研究 S 波分裂与偏振异常时要小心地去校正。

(6) 本文给出 S 波激发与接收初次试验结果, 虽然取得了一些令人满意的结果, 但是还有许多问题需经过进一步试验研究, 如提高 CBV-3 型制调器的动态范围, 改进钻井爆炸源激发 S 波的效果等。随着 S 波在地壳深部探测工作中的广泛应用, 它必将对地球介质各向异性研究和潜在震源物理标志的研究产生十分深远的影响。

#### 参 考 文 献

- 〔1〕J. E. White, Shear waves from explosive sources, *Geophys.*, Vol.28, No. 6, 1963.
- 〔2〕W. Steven Holbrook et al., An interpretation of Wide-Angle Compressional and Shear Wave Data in Southwest Germany: Poisson's Ratio and Petrological Implications, *J. G. R.*, Vol.93, No.B10, 1988.
- 〔3〕Masataka Ando et al. Shear Wave Polarization Anisotropy in the Upper Mantle Beneath Honshu, Japan, *J. G. R.*, Vol.88, No.B7, 1983.
- 〔4〕S. Crampin, R. Evans and B. K. Atkinson, Earthquake prediction: a new physical basis, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol.76, No. 1, 1984.
- 〔5〕S. G. Brooks, P. N. Christon and D.C. Booth, Extensive-dilatancy anisotropy (EDA) inferred from observations of crustal shear waves generated by a refraction experiment in northern Scandianvia, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* Vol.90, 225—232, 1987.
- 〔6〕Healan, P. A., Radiation from a cylindrical source of finite length, *Geophysics*, Vol. 18, pp. 685—696, 1953.
- 〔7〕Bamford, D. and Crampin, S., Seismic anisotropy the state of art, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol.49, 1—8 d, 1977.
- 〔8〕陈志泰等, 鄂尔多斯西缘地震构造背景探讨, *山西地震*, No. 4, 1984.
- 〔9〕Masataka Ando and Yuzo Ishikawa, Observations of shear-wave velocity polarization anisotropy beneath Honshu, Japan: Two masses with different polarization in the upper mantle, *J. Phys Earth*, 30, 1982.
- 〔10〕阎祥仪, 天水地震区人工地震深观测系统与观测资料, 本文集.

## THE POLARIZED ANOMALY OF S WAVE IN TIANSHUI EARTHQUAKE AREA

Wang Enfu, Chen Xuebo, Zhu Shuiping, Li Jinsen  
and Si Hongbo

(*Institute of Earth's Dynamics, SSB*)

### Abstract

The experiment results about the excitation and reception, effect measurement window, splitting, relationship between polarized anomaly, anisotropy and principal stress direction of S waves in Tianshui earthquake area have been given in this article. A common hypocenter of the explosion located under the water-bearing bed can excites stronger S waves. The S waves can be received not only from Moho but also from other interface using three component geophone. The optimal window of  $S_m$  in this experiment is about 170km and the obvious S-splitting and polarization anomaly exist there. The predominant polarized direction of faster S-wave is near E-W which is basically agree with the maximum principal compressive stress direction (P-axis), the slower S-wave is near N-S which across modern maximum principal compressive stress direction.