

# 地震转换波测深中 PS 转换震相的分离 和参数测定 \*

张家茹 邵学钟 高维安

(中国北京 100029 国家地震局地质研究所)

## 摘 要

转换波测深的实践表明, PS 波转换震相的波形长度往往超过来自相邻界面 PS 转换波之间的到时差, 因此来自相邻界面的 PS 转换波的相互干涉, 常组成复杂的干涉波系列. 采用目测方法只能分出其中某些优势震相. 本文介绍了转换波干涉震相的分离、参数测定和识别的计算机分析方法. 计算实例表明, 改进后的分离干涉波算法具有计算速度快、分离干涉波的能力强和精度高等优点. 对提高转换波测深的分辨率和可靠性有重要意义.

**关键词** 地震转换波测深; PS 转换震相; 全方位偏振分析; 分离干涉波法

## 1. 前 言

地震转换波测深法目前已成为研究地壳和上地幔结构的重要方法之一(邵学钟等, 1978, 1986, 1989). 在转换波记录中 PS 转换震相的分离和正确识别, PS 波到时差和振幅比的正确测定, 始终是转换波法资料解释的中心问题.

转换波法实践表明, PS 转换波震相的长度, 往往超过来自相邻界面的 PS 波之间的到时差. 因此, 来自各界面的 PS 转换波相互干涉, 并且 PS 波与各干扰波也发生干涉, 组成复杂的干涉波系列. 用目测方法只能在干涉波系列中分出某些强的 PS 震相, 对于较弱的震相识别很困难, 为了提高震相分离和识别的可靠性和提高震相参数测定的精度和效率, 有必要制定采用计算机自动分离干涉波和测定参数的方法.

分离相互干涉的转换波震相, 可利用它们的偏振特性和波形特征. 第一步, 首先通过转轴和投影对记录进行全方位偏振分析, 从而能将偏振方向各异的 P 波、PS 转换波、二次波以及各种干扰波等基本分离开. 但对于那些偏振方向差别不大的干涉震相, 还需要在偏振分析基础上, 利用波形相似性准则, 通过相关分析和迭代过程, 将各个相互干涉的震相分离开, 后者称为分离干涉波方法.

\* 国家地震局资助项目, 地震科学联合基金资助项目的一部分.

1991年9月24日收到本文初稿, 1992年2月19日决定采用.

## 2. 全方位偏振分析法

首先将原始的北南, 东西和上下三分量记录经转轴得到  $R$ ,  $T$  和  $P$  三个特征方向上的记录, ( $P$  与接收台站处  $P$  波入射方向一致,  $R$  位于  $P$  波入射平面内, 且与  $P$  方向垂直,  $T$  为切向).

相互垂直的  $R$ ,  $T$  和  $P$  特征分量记录, 唯一的决定了一个地震波动场. 利用下式我们可以得到空间任意特定方向上的波动场投影:

$$U(A_z, I, t) = R(t) \times \cos(A_z) \times \sin(I) + T(t) \times \sin(A_z) \times \sin(I) + P(t) \times \cos(I) \quad (1)$$

其中,  $A_z$  是特定方向相对于  $R$  轴的方位角,  $I$  是该特定方向与  $P$  轴的夹角. 取一系列的  $A_z$  和  $I$  角变值, 并按一定次序将  $U(A_z, I, t)$  画出来, 便得到一张全方位偏振分析图 (图 1). Galperin (1983) 详细研究了利用全方位偏振分析图分离干涉震相的方法, 在转换波法中我们主要选用下列四组方向进行偏振分析:

$$\left\{ \begin{array}{l} I = 90^\circ \quad A_z = 15^\circ \times (n-1) \\ \qquad \qquad \qquad n = 1, 2, \dots, 12 \\ I = 60^\circ \quad A_z = 30^\circ \times (n-1) \\ \qquad \qquad \qquad n = 1, 2, \dots, 12 \\ I = 30^\circ \quad A_z = 45^\circ \times (n-1) \\ \qquad \qquad \qquad n = 1, 2, \dots, 8 \\ I = 0^\circ \quad P \text{ 轴方向} \end{array} \right. \quad (2)$$

图 1a 是在  $I=90^\circ$  的特征平面上 ( $P$  波零振幅平面上) 波场的偏振分析图, 图 1b, c 是  $I=60^\circ$ ,  $I=30^\circ$  圆锥面上波动场的投影图. 根据波形、振幅和偏振的变化, 可在图上区分出不同的震相. 此外, 根据每个震相与其它震相的干涉情况, 可以找出干涉最少即信噪比最高的一个分量, 称为最佳分量. 用最佳分量测到时差最为精确, 它也常用于波的对比追踪.

通过上述全方位偏振分析, 可以将偏振方向有较大差别的干涉波分离开. 但在各特定方向分量上, 有效波仍然是相互干涉的, 单用偏振分析法不能解决问题, 必须采用专门的分离干涉波方法.

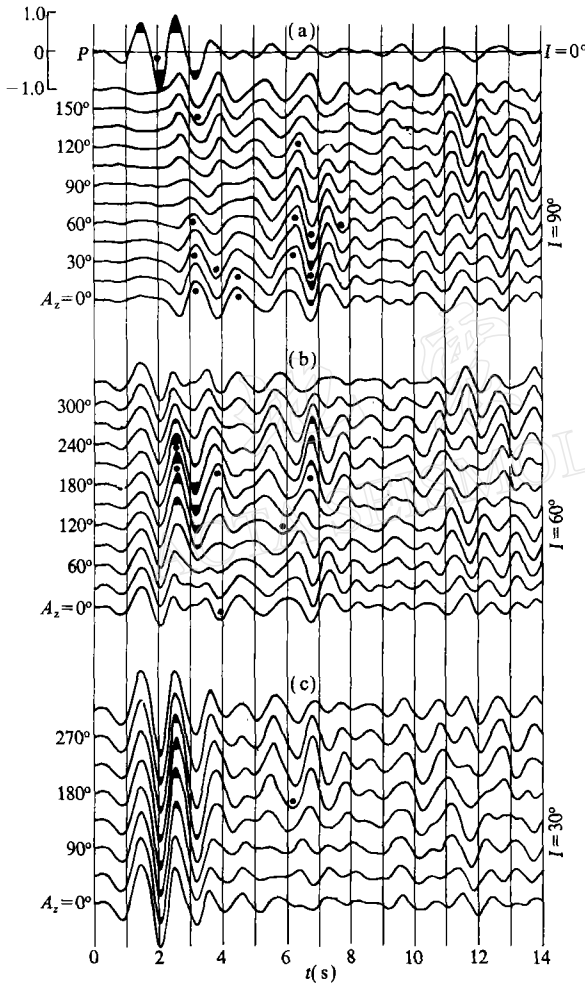


图 1 北京地区平各庄测点远震记录的全方位偏振分析图

### 3. 分离干涉波算法

#### 3.1 分离干涉波方法的基本原理 (Тригубова и др., 1969)

已知某个水平分量的地震记录  $U = U(j\Delta t)$  和 PS 波的标准波形, 水平分量记录可表示为由  $M$  个 PS 波以及随机干扰的叠加组成

$$U = \sum_{\mu=1}^M f_{\mu} + n \quad (3)$$

式中,  $\sum_{\mu=1}^M f_{\mu}$  表示  $M$  个 PS 波的叠加,  $M$  是有效波的数目, PS 波可用下式表示:

$$f_{\mu} = A_{\mu} [\varphi(i\Delta t - t_{0\mu})] \quad \mu = 1, 2, \dots, M \quad (4)$$

式中,  $\varphi$  是已知的归一化的 P 波波形,  $A_{\mu}, t_{0\mu}$  为第  $\mu$  个 PS 波的振幅和到时差.  $\vec{n} = n(i\Delta t)$  表示随机分量, 可认为它具有正态分布, 平稳、沿  $T$  轴不相关, 且均值为零等特征.

采用参数估计中的最大似然性估计法. 在上述限定条件下似然性函数可表示为

$$q(A_{\mu}, t_{0\mu}) = (\vec{U} - \sum_{\mu=1}^M f_{\mu})^2 \quad (5)$$

选择参数  $A_{\mu}, t_{0\mu}$  的估计值:  $\hat{A}_{\mu}, \hat{t}_{0\mu}$ , 使得  $q$  值达到最大. 经过变换, (5) 式可写成

$$q = \sum_{\mu=1}^M q_{\mu}(A_{\mu}, t_{\mu}) = (\vec{\varphi} \cdot \vec{W}_{\mu}) \quad (6)$$

$$\text{其中} \quad \vec{W}_{\mu} = \vec{U} - \sum_{v=1}^{\mu-1} A_v \cdot \varphi \quad A_{\mu} = (\vec{\varphi} \cdot \vec{W}_{\mu}) / (\vec{\varphi} \cdot \vec{\varphi}) \quad (7)$$

(7) 式中的  $\vec{W}_{\mu}$  是指从实际记录中减去已找到的 PS 波之后的记录. 由 (6) 式可见,  $q_{\mu}$  相当于用已知的 P 波对  $\vec{W}_{\mu}$  进行最佳滤波, 当  $\mu=1$  时,  $\vec{W}_1 = \vec{U}$ ,  $q_1$  是对原始资料  $U$  实行最佳滤波的结果.

如果只有一个有效波或者有效波互不干涉, 只要求得  $q_1$ , 根据它的极大就可测定波的到时差  $t_{01}$ , 由 (7) 式可求得振幅  $A_1$ . 若存在两个 PS 波寻找  $q_2$  的极大值得到第二个波的到时差  $t_{02}$ , 根据 (7) 式求  $A_2$ , 此时作为实际资料用的是  $\vec{W}_2 = U - \sum_{v=1}^{2-1} A_v \cdot \varphi$ , 即是从原始资料中减去已经求出的第一个波.

由于波之间存在相互影响, 已找到的波参数测定是不精确的, 必须进行二个波的相互参数校正: 先固定  $f_2$  的参数求  $f_1$  的参数, 然后固定  $f_1$  的参数, 求  $f_2$  的参数, 这样继续下去, 直到  $q$  的相对变化小于给定的数值, 然后又假定存在 3 个波, 4 个波等等.

每次在寻找大一号的波时, 必须检查临界条件是否满足, 实际是估计在干扰背景下分出 PS 波的可靠性. 如果要求在干扰背景中发现波的可靠性在 95% 以上, 可取临界条件:

$$\sqrt{\left[ \frac{1}{\sigma^2} (\vec{f}_{\mu} \cdot \vec{f}_{\mu}) \right]} \geq 3.3 \quad (8)$$

$\sigma^2$  是噪音的方差. 采用这一条件时要求分出的波的振幅高于干扰背景的幅度 3.3 倍以上. 若不满足这一条件, 寻找波的过程就停止. 此时的  $\mu$  值就代表分出的 PS 波的个数. 在整个分离过程中, 计算机是自动求出满足条件(8)式时转换震相的个数, 并给出其到时差和振幅比.

根据上述原理, 我们自编了计算程序. 在原有的算法中, 要求 P 波波形为非干涉波, PS 波的极性需事先给定, 并且当分出的波较多时, 相互迭代过程需很长时间, 效率不高. 我们通过对迭代过程的分析, 发现在迭代过程中波的到时差变化不大, 主要是波的振幅不断调整. 根据这一特点我们改进了迭代方法, 在不影响结果精度的前提下, 限定只在有限的时间区间内进行迭代, 使计算时间减少了 2-3 倍, 大大提高了迭代效率. 我们的程序对 P 波波形和 PS 波极性也不需要事先给以任何限制, 使用更为方便. 图 2 是自动分离程序框图.

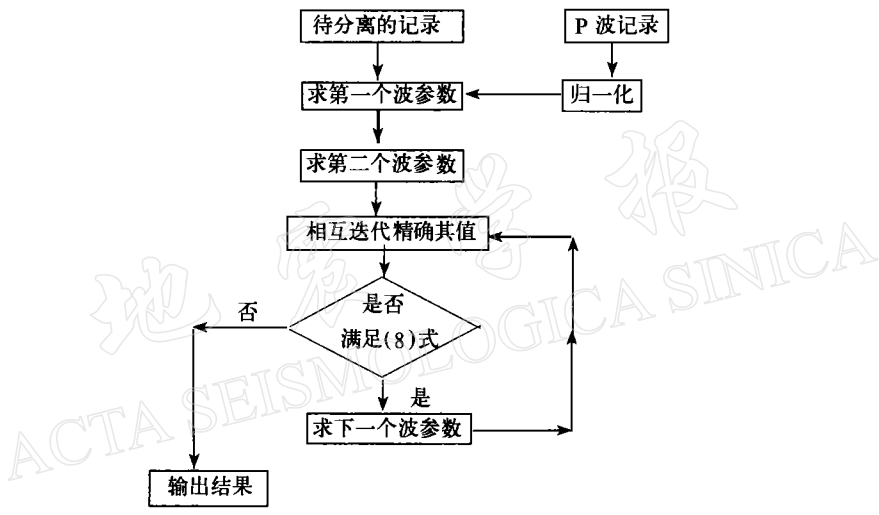


图 2 分离干涉波程序框图

3.2 计算实例

图 3、图 4 是两个理论波的计算实例. 每张图的最下面一条是原生的 P 波子波记录. 下面第二条记录 S 是合成记录, 它由不同振幅不同相移的 P 波记录叠加而成, 以此模拟水平分量中转换波震相的干涉记录图. 图 3 中记录 S 是由 5 个波叠加而成, 各波的理论到时差分别为  $t_{01}=0.5$ ,  $t_{02}=1.0$ ,  $t_{03}=1.8$ ,  $t_{04}=2.2$ ,  $t_{05}=2.9$ s, 振幅比分别是  $A_{01}=0.3$ ,  $A_{02}=-0.25$ ,  $A_{03}=-0.3$ ,  $A_{04}=-0.2$ ,  $A_{05}=0.4$ . 图中  $W_1$  记录是从原始记录中减去第一个分出的震相后剩下的记录图. 箭头在时间轴上的位置, 表示分出的波的到时差. 箭头的长短和方向, 表示震相的振幅与 P 波振幅之比和极性. 箭头向上表示震相的极性为正, 向下为负. 依此类推, 例如  $W_3$  记录表示已分出的 3 个干涉波被减去后剩下的记录,  $W_5$  记录已成为一条直线, 说明叠加的波已全部被分出, 连续找波的过程列于表 1 中. 与理论值的比较表明, 分离的精度很高, 到时差只差一个采样点(即 0.025s), 振幅比误差小于 5%. 值得指出的是, 在例 1 中干涉波的最小到时差为 0.4-0.5s (P 波的周期约为 1s), 它们都能被精确地分离开.

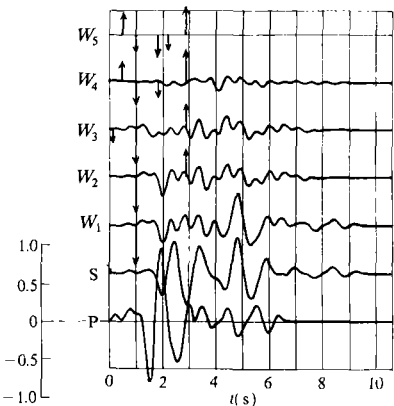


图3 5个波叠加记录的分离干涉波理论计算的实例

在选择P波子波时往往由于波的干扰,只能选出优势相位.此外,在记录中总是存在噪音背景,这些都能引起分离的误差.图4的算例中,选用了较长的P波(达12.5s).在实际工作中由于干扰,往往只选取了P波初始的2~4s强相位作为子波,用较短的子波(图4中P'一段记录)去分离图中用很长的P波叠加而成的记录(S).图4分离结果表明,基本震相还是分离正确的,但到时误差较大,达0.1s以上,振幅比的误差达30%~40%.

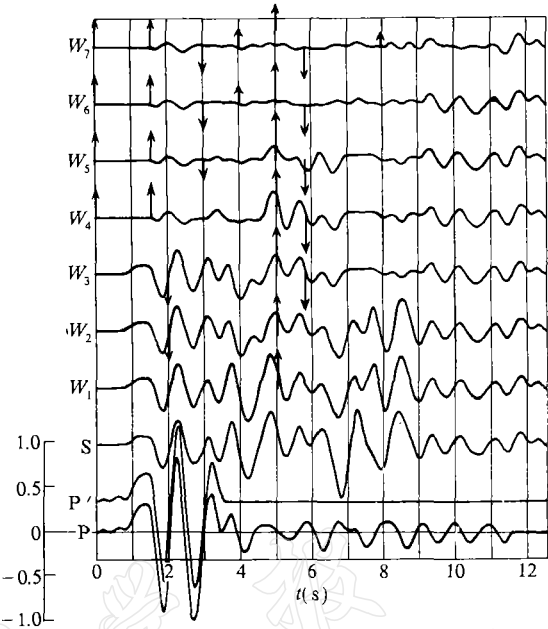


图4 7个波迭加记录的分离干涉波理论计算实例.  
计算中由于P波子波选取较短而引起误差

表1 分离干涉波的计算过程

	No.	到时差 和振幅比	1	2	3	4	5
逐 步 接 近 真 值	1	$\Delta t$	0.94				
		$A_i$	-0.54				
	2	$\Delta t$	0.94	2.85			
		$A_i$	-0.49	0.37			
	3	$\Delta t$	0.92	2.85	0.07		
		$A_i$	-0.48	0.35	-0.18		
	4	$\Delta t$	1.00	2.85	0.45	1.80	
		$A_i$	-0.30	0.44	0.26	-0.23	
	5	$\Delta t$	0.97	2.87	0.47	1.77	2.17
		$A_i$	-0.26	0.40	0.29	-0.30	-0.20

由于子波选择不准或干扰的存在,在分离时还可能分出一些小振幅的虚假震相,其特点是:由不同记录分出的虚假震相的到时差不稳定.因此可以分析一个测点的多张地震记录,在到时差上稳定的,且振幅比超过噪音背景3倍以上的才是可靠的真实震相.

理论计算还表明,分离干涉波法用于转换波法时,分离的极限到时差是0.3~0.4s,干涉波到时差 $\leq 0.3s$ 的记录,分离时能产生较大的误差.

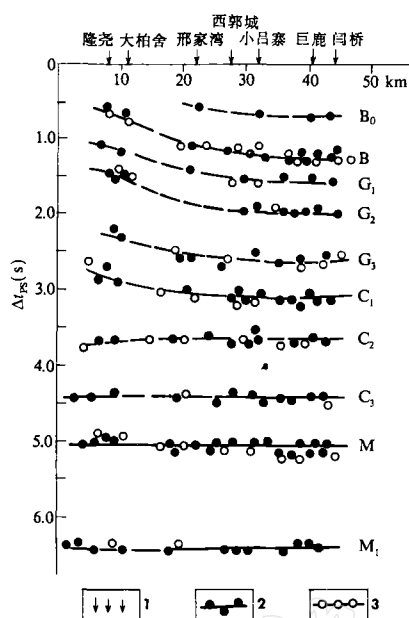


图5 分离干涉波方法应用实例,邢台地震区 PS 波到时差分析结果

1. 测点; 2. 分离干涉波方法得出的转换波到时差; 3. 人工目测法分出的转换波到时差

图5是分离干涉波的应用实例,在邢台地震区的一段转换波测线的几个测点上,用人工目测分析只能分出5-6个优势震相 $B$ ,  $G_2$ ,  $C_1$ ,  $C_2$ 和 $M$ 等界面,有时分出的更少或几乎分不出震相.用分离干涉波方法在地壳范围内分出了7-9个转换震相,每个界面上分出的PS震相个数也增加,大大提高了分层的详细程度和可靠性.

#### 4. 震相识别

通过上述全方位偏振分析,对每一个特定方向上的记录,都采用分离干涉波方法单独进行波的自动分离,可以分离出很多波,并测定各个波的到时差和振幅比.每一个分离出的波在各个特定方向上都可能投影,对于线性偏振的P波和PS转换波,它们在各特定方向记录上测定的到时差是一致的.但P波及其二次波的最大振幅应位于 $I=0^\circ$ 或 $I=30^\circ$ 方向的记录上,PS波及其二次波的最大振幅应位于 $I=90^\circ$ 的平面上或 $I=60^\circ$ 的圆锥面上,但方位角各不相同.

对于椭圆偏振的转换波,它们在各特定方向的记录上测定的到时差,发生有规律的变化,但最大振幅仍位于 $I=90^\circ$ 或 $I=60^\circ$ 的特征面的记录上.最大振幅位于 $I=30^\circ$ 到 $I=60^\circ$ 之间的圆锥面上的震相,主要是干扰波或是来自倾斜界面的转换波.

图6是图1所表示的北京地区平各庄测点实测的远震转换波记录的分离干涉波结果.根据分离出的每个波的最大振幅所在的空间位置,可以确定它是属于P波系列(用PPP表示)还是转换波系列(用PS表示).第一个是初至P波,到时差为零,最大振幅位于 $I=0^\circ$ ,  $A_z=0$ 的特定方向上具有线性偏振.后面7个是转换波震相,  $PS_2$ 和 $PS_5$ 具有椭圆偏振特征,其它PS波接近线性偏振.在 $I=90^\circ$ 的平面上,到时差6s之内分出了5个转换震相,用黑点表示在图1a上.在 $I=60^\circ$ 的圆锥面上分出4个转换波,其到时差和振幅比都表示在图6中,P波最大振幅表示为100,其它震相的振幅相对P波而言,正号表示波的极性与P波相同,负号表示与P波极性相反.振幅越大,信噪比越高的PS波分出的次数越多,相反则分出的次数越少.据理论计算(邵学钟等,1989),PPS和PSS型二次波的到时差通常大于5s,且PSS震相很弱.因此,这里得出的到时差小于5s的波主要是一次PS转换震相,到时差大于5s且振幅较弱的震相有可能是PS二次波震相.在转换波法中,识别二次波震相是重要的也是较复杂的问题,我们将用专文进行讨论.

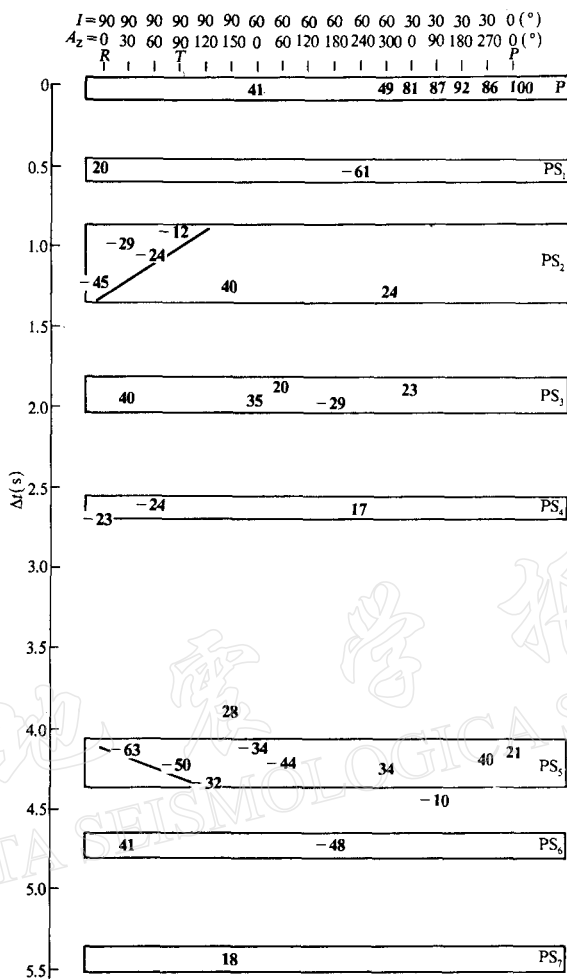


图6 北京地区平各庄测点远震转换波记录的分离干涉波结果

## 参 考 文 献

- 邵学钟、张家茹、杨小峰、张晓虎、雷胜利、王启鸣、高维安, 1978. 利用地震转换波探测地壳、上地幔构造试验. 地球物理学报, 25, 89-100.
- 邵学钟、张家茹、章思亚、陈纪平, 1986. 唐山大地震区深部构造的初步研究. 地球物理学报, 29, 28-41.
- 邵学钟、张家茹、雷兴林, 1989. 天然地震转换波测深. 华北平原南部地区深部地球物理综合探测方法与成果, 204-244. 海洋出版社, 北京.
- Galperin, E., 1983. *The Polarization Method of Seismic Exploration*, 37-43. D. Reidel, Dordrecht.
- Shao, X. Z., Zhang, R., Liu, Q. Y. and Zhang, S. Y., 1986. The common features of the deep structures in some large-earthquake areas of the North China Plain and their implication for the earthquake site prediction. *J. Phys. Earth*, 34, Suppl., 223-239.
- Тригубова, К. В., Троян, В. Н., 1969. Применение оптимального алгоритма разделения волн при интерпретации материалов станции. *Земля*, 81-89. Прик. геофизика, Вып. 57, М., Недра.