

林建民、杨微、陈蒙等, 2012, 偏振分析在地震信号检测中的应用, 中国地震, 28(2), 133 ~ 143。

偏振分析在地震信号检测中的应用

林建民¹⁾ 杨微²⁾ 陈蒙²⁾ 吴仁豪¹⁾ 葛洪魁²⁾

1) 浙江海洋学院, 浙江省舟山市定海区文化路 105 号 316004

2) 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

摘要 给出了一种 3 分量地震数据偏振分析的技术, 并将其应用到人工地震勘探信号的提取中。该技术基于时域算法, 通过对协方差矩阵的本征分析, 在滑动时间窗内计算偏振特性, 由偏振椭圆导出表征质点运动的各种属性, 并利用质点运动的特征构建偏振滤波器。本文对 3 分量合成地震记录和野外探测实验的实际 3 分量记录进行偏振分析研究, 并在此基础上进行偏振滤波, 有效地提高了信噪比。

关键词: 3 分量地震记录 偏振分析 偏振滤波

[文章编号] 1001-4683(2012)02-0133-11 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

地震勘探中地下结构的确定基本上依赖于地震波传播过程的研究、地表质点运动的测量和地震记录中地震信号的检测解释等 3 个方面的结合, 其中, 检测提取地震记录中的有效信号对于下一步地震数据处理具有重要意义。

长期以来, 地震勘探采用单一的纵波, 即采用纵波震源激发, 单分量垂直检波器接收, 在检波器上记录的只是地震波场在垂向上的投影, 因而记录到的波场信息不全面, 不能真实反映地下全波场, 导致在利用单分量资料进行岩性解释、油气藏识别时, 多解性严重(胡天跃等, 2004)。上世纪 90 年代后, 随着采集、处理技术的发展, 综合利用多分量信息逐渐成为可能。目前大多数采用的是 P 波震源激发, 地面 3 分量(海底 4 分量)检波器接收多分量波场(Steve, 2001)。这些高品质的 3 分量地震数据不仅为走时地震层析成像等运动学研究, 同时也为地震波衰减、动态震源模拟等动力学研究提供了很好的条件。但是, 由于地震记录中噪声的存在, 使得地震信号的检测 and 解释受到影响与限制, 地震学家试图利用 3 分量地震探测技术克服这一困难。

3 分量地震记录中包含了关于地下结构的重要信息, 但是由于缺乏提取和解释这些信息的合适工具, 它们被忽略了。多年来, 已有不少地震学家利用偏振分析的研究来分析检测

[收稿日期] 2012-03-15

[项目类别] 国家自然科学基金(41104027)、浙江省教育厅科研项目(Y201019121)及浙江海洋学院科研启动项目共同资助

[作者简介] 林建民, 男, 1981 年生, 2008 年中国科学技术大学地球物理专业博士毕业, 现为浙江海洋学院海洋科学学院副教授, 主要从事人工地震探测和海洋地球物理方面研究工作。Email: jmlin1981@ustc.edu

3 分量地震信号 (Montalbetti et al, 1970; Reading et al, 2001; Samson et al, 1981a; Kanasewich, 1981; Roberts et al, 1991; Rudd et al, 1992; Wagner et al, 1996; Samson, 1983; Vidale, 1986; 刘建华等, 2006)。例如, 利用相关技术, 根据 3 分量地震记录质点运动的方向和偏振特性构建时域的偏振滤波器进行滤波处理以提高信噪比 (Montalbetti et al, 1970; Reading et al, 2001)。这些方法基本上基于地震记录变化的空间分布 (各向同性或各向异性), 并且一定程度上假设噪音为白噪或各向同性, 根据观测到的质点运动特性, 加强或衰减 3 分量地震记录进行偏振滤波 (Samson et al, 1981a; Kanasewich, 1981; Shimshoni et al, 1964; Flinn, 1965)。

本文利用单拾振器 3 分量地震信号处理技术, 精确计算了描述地震波场的偏振参数, 以此构建偏振滤波器, 利用质点运动的偏振信息提高 3 分量地震记录的信噪比。其特点在于简单有效, 定量计算可描述为在滑动时间窗内根据协方差矩阵计算出偏振特性, 将各偏振参数表示为时间的函数, 根据偏振程度将 3 分量数据进行空间上的加权处理。

1 偏振分析

传统地震勘探方法主要是处理垂直分量的纵波质点振动, 水平分量的振动往往被作为干扰压制。实际上, 只有 3 分量地震数据才能真实反映地下全波场。真实的 3 分量地震记录是重构质点运动轨迹, 进行偏振分析研究, 进行偏振滤波等多分量勘探方法的基础。

基于协方差矩阵的偏振分析, 通过对 3 分量地震记录对应的协方差矩阵的本征分析, 在滑动时间窗内计算分解得到 3 个本征值与对应的本征向量, 以此描述偏振椭球主分量的方向与振幅, 进而表征时间窗内的质点运动 (Montalbetti et al, 1970; Kanasewich, 1981; Flinn, 1965; Jurkevics, 1988; Esmersoy, 1984)。

正交 3 分量地震记录 $[S_x(t), S_y(t), S_z(t)]$ 对应的协方差矩阵 \mathbf{M} 为

$$\mathbf{M}(\xi) = \begin{pmatrix} I_{xx}(\xi) & J_{xy}(\xi) & J_{xz}(\xi) \\ J_{xy}(\xi) & I_{yy}(\xi) & J_{yz}(\xi) \\ J_{xz}(\xi) & J_{yz}(\xi) & I_{zz}(\xi) \end{pmatrix} \quad (1)$$

即各项为 3 分量记录的自方差和互方差

$$I_{kk}(\xi) = \frac{1}{T} \int_{\xi-T/2}^{\xi+T/2} (S_k(\tau) - \mu_k(\xi))^2 d\tau$$

$$J_{km}(\xi) = \frac{1}{T} \int_{\xi-T/2}^{\xi+T/2} (S_k(\tau) - \mu_k(\xi))(S_m(\tau) - \mu_m(\xi)) d\tau$$

$$k, m = (x, y, z)$$

协方差矩阵 $\mathbf{M}(\xi)$ 在时间窗 T 内进行计算, ξ 为该时间窗的中点, $\mu(\xi)$ 为每一分量在该时间窗内的平均值。令 $\mathbf{M}(\xi)$ 的本征向量为 $\mathbf{v}_j(\xi)$, 本征值为 $\lambda_j(\xi)$ ($j=1, 2, 3$), 由于 $\mathbf{M}(\xi)$ 为对称矩阵, 同时是半正定矩阵, 意味着其本征值为非负实数, 因此有 $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3 \geq 0$ 。

\mathbf{M} 为椭球二次形式的系数矩阵, 该椭球 (偏振椭球) 为最小二乘意义上数据的最佳拟合, 其长、短及次短半轴分别可表示为: $a = l\sqrt{\lambda_1}$, $b = l\sqrt{\lambda_2}$, $c = l\sqrt{\lambda_3}$, 其中 l 为近似于 $\sqrt{3}$ 的因子 (Samson J C, 1977; Benhama A et al, 1988)。主轴方向则由协方差矩阵的本征矢量 $\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2$

和 \mathbf{v}_3 (分别对应 λ_1, λ_2 和 λ_3) 决定, 本征矢量 \mathbf{v}_1 则给出了记录信号的主要偏振方向 (Kanasewich, 1981、1990)。

偏振椭圆的主轴确定时间窗内的质点运动。纯线性偏振, 只有一个非零本征值, $\lambda_1 \neq 0, \lambda_2 = \lambda_3 = 0$, 如体波 P、SH 或 Love 面波; 纯椭圆偏振有两个非零本征值, $\lambda_1 = \lambda_2 \neq 0, \lambda_3 = 0$, 如 Rayleigh 面波; 实际应用中, 所有 3 个本征值一般都非 0 并且不相等, 所以偏振为椭球形。从主轴计算的属性还可以提取有关地面运动特征的定量信息, 计算地面质点运动的偏振方向、入射角和能量分布等描述偏振特性的偏振参数 (Jepson et al, 1990)。

1.1 偏振方向

偏振方向通常以水平方位角 Φ 和入射角 Θ (入射波传播方向偏离垂向的夹角) 进行描述

$$\Theta = \arctan\left(\frac{\sqrt{x^2 + y^2}}{z}\right) \quad (2)$$

$$\Phi = \arctan\left(\frac{y}{x}\right) \quad (3)$$

x, y 代表主本征矢量 \mathbf{v}_1 的两水平分量, z 为垂直分量, \mathbf{v}_1 表征质点偏振的主方向。

1.2 偏振性

偏振性主要用来描述信号的形状及其偏振的线性或平面性程度。质点运动轨迹的两个主要特征是轨迹的形状和方向。形状以椭圆率进行描述, 其定义为椭圆半短轴、半长轴之间的比值, $e_{21} = \sqrt{\lambda_2/\lambda_1}$ 为主椭圆率, $e_{31} = \sqrt{\lambda_3/\lambda_1}$ 为次椭圆率, $e_{32} = \sqrt{\lambda_3/\lambda_2}$ 为横向椭圆率。当质点椭圆偏振时, $0 < e_{ik} < 1$ ($i, k = 1, 2, 3$); 线性偏振时, $e_{ik} = 0$ ($i, k = 1, 2, 3$); 球偏振时 ($\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$), $e_{ik} = 1$ ($i, k = 1, 2, 3$)。

波形事件的线性偏振程度可用直线性参数 RL 来表征。引用 Kanasewich (1981、1990) 对 RL 的定义

$$RL = 1 - \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)^Q \quad (4)$$

RL 的取值范围在 0 ~ 1 之间, 对应质点运动轨迹的线性程度, 当完全线性偏振时 (如纯体波), 其值为 1。指数 Q 用以调节偏振程度的敏感度, 其值通常小于或等于 1。在 Flinn (1965) 的方法中, Q 值取 1。Jurkevics (1988) 用 3 个本征值对 RL 进行了定义

$$RL = 1 - \left(\frac{\lambda_2 + \lambda_3}{2\lambda_1}\right)^Q \quad (5)$$

此时, $RL = 0$ 表示没有明确的偏振方向。另外, Meyer (1988) 则采用了略有不同的方式定义 RL

$$RL = 1 - \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} + \frac{\lambda_3}{\lambda_1}\right)^Q \quad (6)$$

这里, 如果将 Q 设为 1, 则线性偏振时, $RL = 1$; 椭圆偏振时, $RL = 0$; 球偏振时, $RL = -1$ 。

波形事件的平面偏振性由平面性参数 f_1 表征 (Benhama et al, 1988), 其值亦在 0 (球偏振) 和 1 (平面偏振) 之间

$$f_1 = \frac{\sqrt{\lambda_1} + \sqrt{\lambda_2} - 2\sqrt{\lambda_3}}{\sqrt{\lambda_1} + \sqrt{\lambda_2} + \sqrt{\lambda_3}} = 1 - \frac{3e_{31}}{1 + e_{21} + e_{31}} \quad (7)$$

Jurkevics (1988) 用变量 PL 来描述此特性

$$PL = 1 - \frac{2\lambda_3}{\lambda_1 + \lambda_2} \quad (8)$$

纯 Rayleigh 面波质点运动轨迹为椭圆形, 质点运动限于一个平面, 其平面度即为 1。另外, 总偏振系数 τ 的含义与直线性参数 RL 类似, 它首先由 Samson (1973, 1977) 定义

$$\tau^2 = \frac{(1 - e_{21}^2)^2 + (1 - e_{31}^2)^2 + (e_{21}^2 - e_{31}^2)^2}{2(1 + e_{21}^2 + e_{31}^2)^2}, \quad (9)$$

通常 τ 值介于 0 ~ 1 间, 而线性偏振时, $\tau = 1$; 圆偏振时, $\tau = 0.5$; 球偏振时, $\tau = 0$ 。

1.3 振幅参数

3 分量地震数据的振幅参数描述了对应时间窗内波场的能量分布 (Meyer, 1988)。在 t_i 时刻位移的振幅为瞬时合成矢量 $\mathbf{R}_i = \sqrt{S_x^2(t_i) + S_y^2(t_i) + S_z^2(t_i)}$, 该时刻的波场能量与 \mathbf{R}_i 平方成正比。因此, 波场在偏振方向上的能量取决于本征合成矢量 $\mathbf{R}_e = \sqrt{\lambda_1}$ (椭圆偏振时, \mathbf{R}_e 与半长轴成正比)。整个时间窗 T 内的平均能量可表示为

$$R_q = \frac{1}{T} \int_{\xi-T/2}^{\xi+T/2} (S_x^2(\tau) + S_y^2(\tau) + S_z^2(\tau)) d\tau.$$

2 偏振滤波器设计

地震波可以用不同的偏振模式进行描述。如地震勘探中广泛应用的 P 波和 S 波为线性偏振, 其质点运动轨迹为直线 (Kanasewich, 1981), 而地震勘探中的主要噪声来源之一——地滚波 (尤其在炮检距较小的接收道) (Sheriff, 1984), 其质点运动轨迹则为逆进椭圆 (主轴方向为垂向)。其它背景噪声的特性则很难用一个确定的数学定义进行描述, 但通常情况下, 为一定程度的杂乱随机的过程。因此, 考虑到不同地震信号以及噪声之间具有不同的质点运动方式, 其对应的偏振特性可被用来去除噪声和分离探测信号。由前述质点偏振系数和偏振方向的概念可知, 利用偏振性和偏振方向的空间分布可以构建偏振滤波器 (Kanasewich, 1981; Flinn, 1965; Benhama et al, 1988; Samson et al, 1981b), 它是非线性点对点增益函数, 其设计思想是利用质点偏振的不同特性, 通放某种偏振的波, 但使噪声衰减。

在 3 分量地震记录数据对应的时间窗内, 定义一权重函数

$$\hat{R}(t_i) = [F(\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3)]^j \quad (10)$$

$F(\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3)$ 是关于偏振性的函数, 可采用公式 (4) 定义的直线性参数, 也可采用公式 (9) 定义的总偏振系数。

与最大本征值 λ_1 对应的本征矢量 \mathbf{v}_1 表征质点主偏振方向, 将其进行归一化 $|\mathbf{v}_1| = 1$, 并在 3 分量坐标系分解 \mathbf{v}_1 为 3 个方向余弦 $\mathbf{v}_1 = (v_{1,x}, v_{1,y}, v_{1,z})$ 。因此, 可定义 3 个方向函数如下

$$D_j(t_i) = (|v_{1,j}|)^K \quad (11)$$

这里的 j 代表 3 分量, $j = x, y, z$ 。

权重函数 $\hat{R}(t_i)$ 、方向函数 $D_j(t_i)$ 以及原始地震数据的乘积就是偏振滤波的结果。通常,需要对滤波因子进行平滑处理,以减小异常的峰值引入的不稳定性

$$\bar{R}(t_i) = \frac{1}{T_0} \int_{t_i-T_0/2}^{t_i+T_0/2} \hat{R}(\tau) d\tau, \quad (12)$$

$$\bar{D}_j(t_i) = \frac{1}{T_0} \int_{t_i-T_0/2}^{t_i+T_0/2} D_j(\tau) d\tau, \quad (13)$$

T_0 为平滑窗口长度。所以,偏振滤波后数据可表示为

$$SF_x(t) = S_x(t) \bar{R}(t) \bar{D}_x(t) \quad (14)$$

$$SF_y(t) = S_y(t) \bar{R}(t) \bar{D}_y(t) \quad (15)$$

$$SF_z(t) = S_z(t) \bar{R}(t) \bar{D}_z(t) \quad (16)$$

公式(10)、(11)中的 J 、 K 指数项是一种加权系数,Kanasewich(1981)建议取值 $J=1, K=2$ 。将 J 设为 0 时,偏振滤波器只完成空间方向上的滤波;而将 K 设为 0 时,偏振滤波器则只按质点偏振程度滤波。

3 偏振滤波器应用

为了检验滤波器的性能,人工合成 3 分量地震记录,并加以噪声至信噪比(SNR)为 5(图 1),对其进行偏振分析,并在此基础上进行偏振滤波。该合成地震记录只为检测滤波器质量,并不对应任何实际物理模型。图 2 给出了计算所得的各偏振参数。图 2(a)为椭球率 e_{21} ,其值越小表征该时间点上的地震波偏振性越强(e_{21} 等于零时为线性偏振);相反,线性度参数 RL (图 2(b))和平面度参数 PL (图 2(c))则与地震波偏振性成正比;图 2(d)和图 2(e)分别给出了水平方位角 Φ 和入射角 Θ 的绝对值,合成记录中不同的地震波具有不同的水平方位角和入射角。偏振分析结果表明,该合成记录中所包含的地震波,相对于背景噪声,具有明显的偏振特性,且不同的地震波具有不同的偏振特征。

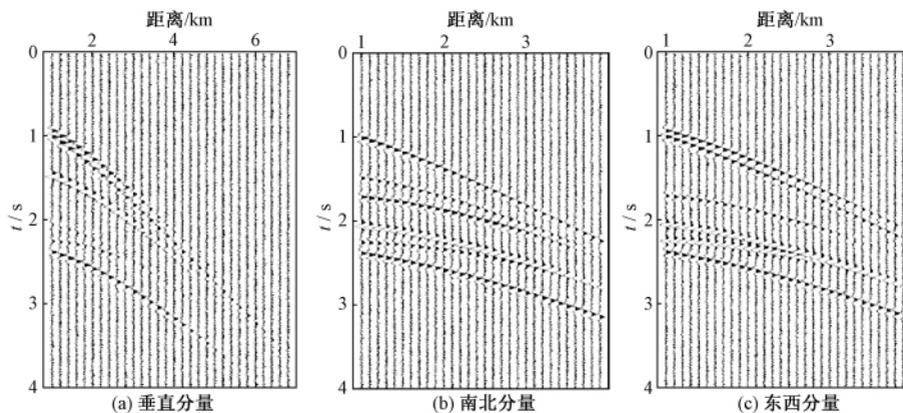


图 1 3 分量合成地震记录(SNR = 5)

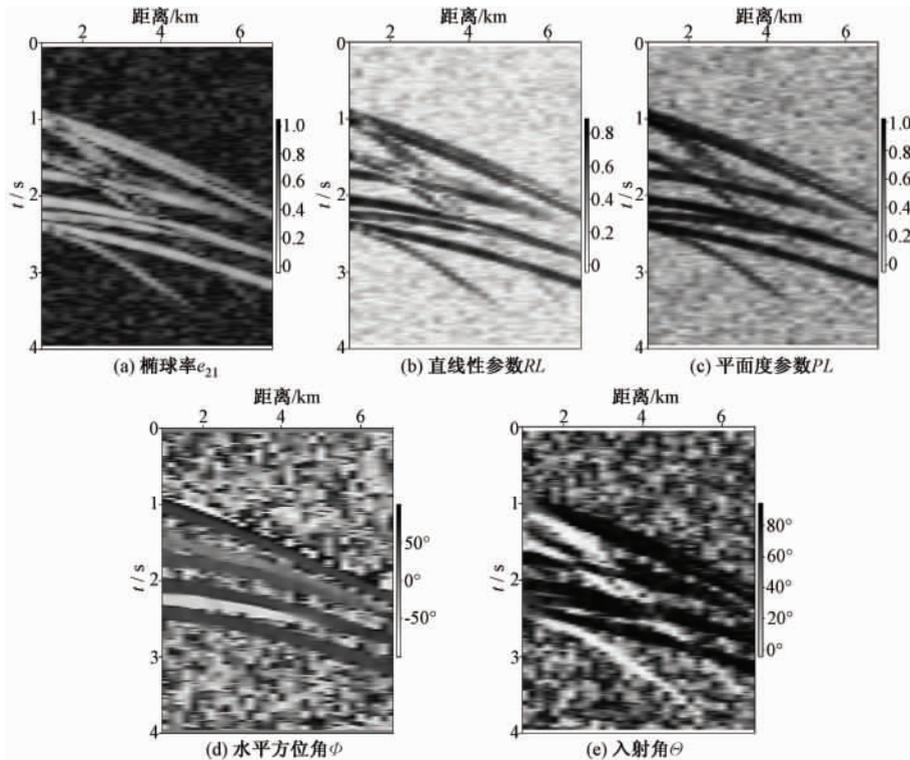


图2 合成地震记录的偏振特性

根据该合成3分量地震记录的偏振分析结果,构建相应的偏振滤波器进行滤波。由于所包含的地震子波主要频率为10Hz左右,滑动窗口 T 长度取为0.1s(取1~2个信号周期长度),图3为偏振滤波后的结果,显示了该滤波器有效的去噪功能。并且,通过对比滤波前后的波形,畸变非常小,未发生相移,显示了该滤波器很好的零相位性。

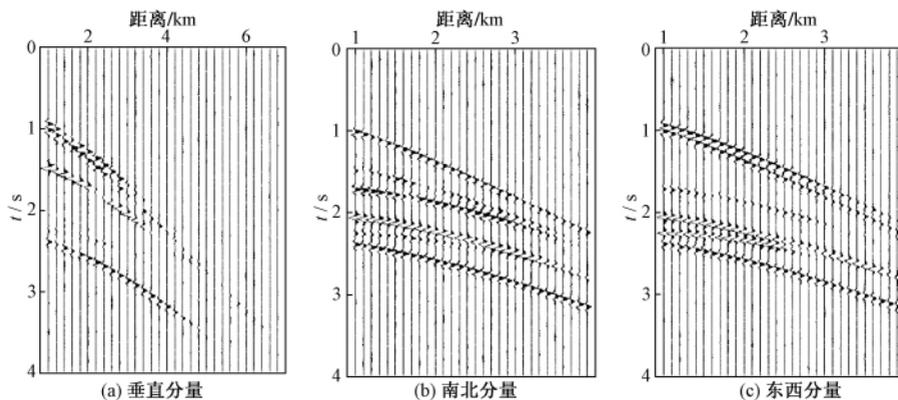


图3 3分量合成地震记录的偏振滤波结果

图4给出了某次落重法地震探测实验(葛洪魁等,2006)中激发信号的实际3分量记录波形,以及通过偏振分析计算得到的入射角。从入射角计算结果来看,对应时间轴0.4、

0.6s 附近的信号,其偏振性相对于背景噪声非常突出,并且具有较小的入射角,表明其传播路径较浅。在此基础上,根据该 3 分量记录数据的偏振分析,构建相应的偏振滤波器,取滑动时间窗长度为 0.08s,对其进行偏振滤波,有效地提高了地震记录的信噪比(图 5)。尤其是滤波后的垂直向波形(图 5(b)),可清楚地识别出 0.6s 附近的反射信号,但水平分量的干扰噪声压制效果不是很明显,其可能原因是水平方向的干扰噪声本身也具有较弱的偏振性。

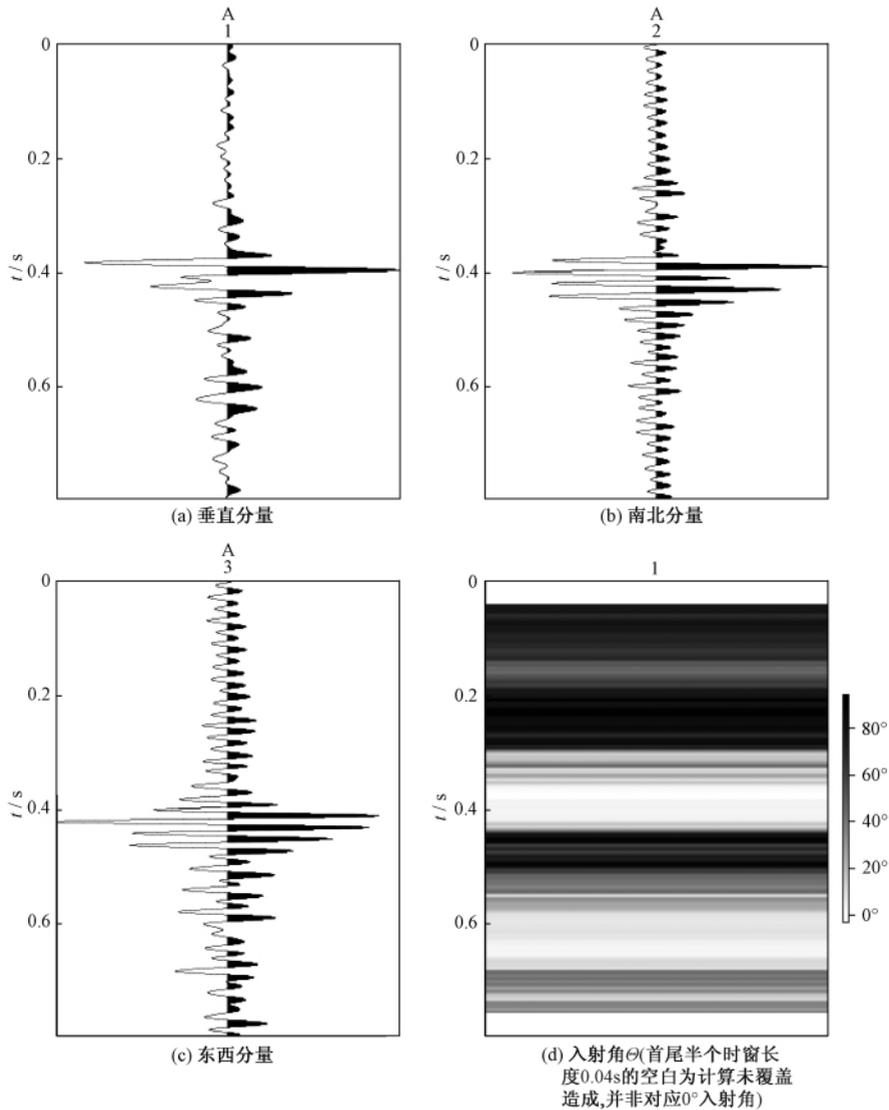


图 4 单个铅球信号 3 分量记录及其入射角计算结果

4 讨论与结论

在众多的偏振分析技术中,协方差矩阵法是可靠实用的方法之一。本文在此基础上,利用计算得到的 3 分量地震数据的特征值、特征向量和偏振特性,构建偏振滤波器,具有很好

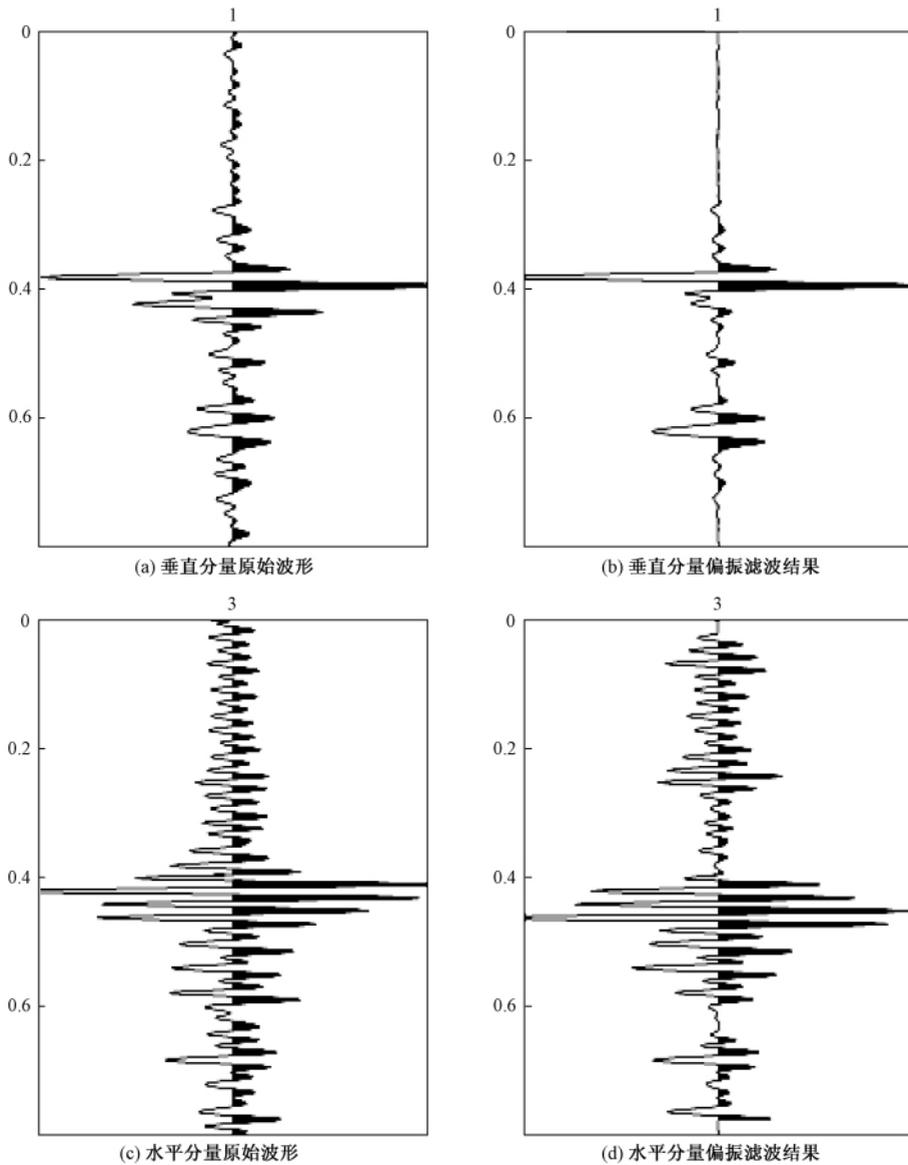


图5 垂直分量、东西分量原始波形及滤波后波形的比较

的去噪功能。以上合成3分量地震记录的实例与实际3分量数据的应用显示了该滤波器的有效性,它能主动有选择性地衰减噪声。同时,相对于普通滤波算法(比如差分滤波),本文给出的偏振滤波器具有如下零相位滤波器的特点。

(1) 滤波后的数据在起始部分未发生畸变,大多数情况下,这种畸变是可以接受的,但当数据较短时,这种畸变会带来很大的负面影响。

(2) 滤波后的信号相对于原始信号,未发生相移。在地震信号处理中,通常需要震相信息分析天然地震的震源机制、断层特征,也利用面波震相分析地下的频散结构等。在这些对

震相具有特殊要求的处理过程中,相移问题需要引起高度的注意。

另外,在地震数据处理过程中,通常采用带通滤波器(如常用的 Butterworth 滤波器)进行滤波以去除给定频段之外的噪声,该方法在一定程度上能提高地震数据的信噪比。但是一般而言,背景噪声的频带覆盖地震信号的频带,该部分噪声不能通过简单的带通滤波进行去除,利用偏振滤波器能进一步去除该部分噪声。

本文探讨的偏振分析及基于协方差矩阵法的滤波,其应用过程中存在一个重要限制,即时间窗 T 长度的选择。为此,Vidale(1986)采用多分量信号的 Hilbert 变换直接构建协方差矩阵计算质点椭圆特征。Morozov 等(1996)则提出了一种同时计算所有偏振参数的方法,但是其局限于 3D 空间,不能确定偏振方向的权重。Diallo 等(2006)则提出了一种时间窗长度 T 自适应选择的协方差矩阵解析近似法,克服了时间窗长度在应用中的影响。

本文的方法基于单台 3 分量记录,其基本假设是在给定的时间窗范围内只有某个方向传播来的某种主要震相(比如 P 波)到达。因此,如果有多种震相或多个方向的波同时到达,该偏振滤波方法的稳定性将受到影响。为解决这个问题,Reading 等(2001)在 Samson 等(1980、1981b)的方法的基础上,应用傅立叶变换在频率域上设计了偏振滤波器。此外, Park(1987)和 Bataille 等(1991)进行了频率域上偏振分析技术的研究,使得从不同方向同时到达的震相的分离成为可能。Soma 等(2002)用连续小波变换将偏振分析扩展到时间频率域,提高了偏振分析的分辨率。Diallo 等(2005)利用连续小波变换将 Morozov 等(1996)的多分量地震数据偏振分析方法推广到了时间频率域,有效地改进了现有偏振分析技术在偏振滤波、震相分离、面波分析等方面的应用效果。

同时,偏振信息的质量随着噪声的增加而降低。由于信噪比较低,信号偏振不明显,会导致偏振结果的分辨率低,有效性下降。因此,在偏振分析和滤波之前,可以首先应用其他提高信噪比的方法,但是必须注意该方法不能够影响到信号的偏振方向。如果采用 3 分量地震台阵记录数据,对各单台记录的协方差矩阵进行平均,将有效提高该方法的稳定性与准确性(Jurkevics,1988;Bataille et al,1991;Jepsen et al,1990;Lucas,1989;Cho et al,1992)。

另外,当传播信号频率较高时,其对介质小尺度横向非均匀性敏感,散射、路径复杂化、相位变化、震相转换、不同震相叠加等效应增强,同时会引入更多由信号产生的有色噪声,这些不利于入射角、方位角等偏振参数的计算。

致谢:感谢王宝善等专家在数据分析上的指导和帮助,谨致衷心谢忱。

参考文献

- 葛洪魁、林建民、王宝善等,2006,编码震源提高地震探测能力的野外实验研究,地球物理学报,49(3),864~870。
- 胡天跃、张广娟、赵伟等,2004,多分量地震波波场分解研究,地球物理学报,47(3),504~508。
- 刘建华、刘福田、胥颐,2006,3 分量地震资料的偏振分析,地球物理学进展,21(1),6~10。
- Bataille K, Chiu J M, 1991, Polarization analysis of high-frequency, three-component seismic data, Bull Seism Soc Am, 81, 622~642.
- Benhama A, Cllet C, Dubesset M, 1988, Study and application of spatial directional filtering in three component recordings. Geophysical Prospecting, 36, 591~613.
- Cho W H, Spencer T W, 1992, Estimation of polarization and slowness in mixed wavefields, Geophysics, 57, 805~814.

- Diallo M S, Kulesh M, Holschneider M, 2005, Instantaneous polarization attributes in the time-frequency domain and wavefield separation, *Geophysical Prospecting*, **53**, 723 ~ 731.
- Diallo M S, Kulesh M, Holschneider M, et al, 2006, Instantaneous polarization attributes based on an adaptive approximate covariance method, *Geophysics*, **71**, 99 ~ 104.
- Esmersoy C, 1984, Polarization analysis, rotation and velocity estimation in three-component VSP, in M N. Toksoz, and R R Stewart, eds. *Vertical seismic profiling, part B, Advanced concepts*: Geophysical Press, 236 ~ 255.
- Flinn E A, 1965, Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion, *Proc IEEE* **53**, 1874 ~ 1876.
- Jepson D C, Kennett B L N, 1990, Three-component analysis of regional seismograms, *Bull Seism Soc Am*, **80** (6B), 2032 ~ 2052.
- Jurkevics A, 1988, Polarization analysis of three-component array data, *Bull Seism Soc Am*, **78**, 1725 ~ 1743.
- Kanasewich E R, 1981, *Time Sequence Analysis in Geophysics*, The University of Alberta Press.
- Kanasewich E R, 1990, *Seismic Noise Attenuation, Handbook of Geophysical Exploration*, Pergamon Press, Oxford.
- Lucas E, 1989, Polarization analysis of seismic data, M Sc Thesis, Flinders University of South Australia.
- Meyer J H, 1988, First comparative results of integral and instantaneous polarization attributes for multicomponent seismic data, Institut Francais Du Petrole, France.
- Montalbetti J F, Kanasewich E R, 1970, Enhancement of teleseismic body phases with a polarization filter, *Geophys J R Astr Soc*, **21**, 119 ~ 129.
- Morozov I B, Smithson S B, 1996, Instantaneous polarization attributes and directional filtering, *Geophysics*, **61**, 872 ~ 881.
- Park J, 1987, Frequency dependent polarization analysis of high-frequency seismograms, *Journal of Geophysical Research*, **92**, 12664 ~ 12674.
- Reading A M, Mao W, Gubbins D, 2001, Polarization filtering for automatic picking of seismic data and improved converted phase detection, *Geophys J Int*, **147**, 227 ~ 234.
- Roberts R G., Christoffersson A, 1991, Seismic signal detection—a better mousetrap? *Bull Seism Soc Am*, **81** (6), 2511 ~ 2515.
- Rudd B O, Husebye E S, 1992, A new three component detector and automatic single-station bulletin production, *Bull Seis Soc Am*, **82** (1), 221 ~ 237.
- Samson J C, 1973, Descriptions of the polarization states of vector processes: applications to ULF magnetic fields, *Geophys J R Astr Soc*, **34**, 403 ~ 419.
- Samson J C, 1977, Matrix and stokes vector representations of detectors for polarized waveforms: theory, with some applications to teleseismic waves, *Geophys J R Astr Soc*, **51**, 583 ~ 603.
- Samson J C, 1983, The spectral matrix, eigenvalues, and principal components in the analysis of multichannel geophysical data, *Ann Geophys*, **1**, 115 ~ 119.
- Samson J C, Olson J V, 1980, Some comments on the descriptions of the polarization states of waves, *Geophys J R Astro Soc*, **61**, 115 ~ 129.
- Samson J C, Olson J V, 1981a, Generalized stokes vectors and generalized power spectra for second-order stationary vector-processes, *SIAM J, Appl Math*, **40** (1), 137 ~ 149.
- Samson J C, Olson J V, 1981b, Data-adaptive polarization filters for multichannel geophysical data, *Geophysics*, **46** (10), 1423 ~ 1431.
- Sheriff R E, 1984, *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*, Soc Expl Geophys.
- Shimshoni M, Smith S W, 1964, Seismic signal enhancement with three-component detectors, *Geophysics*, **29** (5), 664 ~ 671.
- Soma N, Niitsuma H, Baria R, 2002, Reflection technique in time-frequency domain using multicomponent acoustic emission signals and application to geothermal reservoirs, *Geophysics*, **67**, 928 ~ 938.
- Steve R, 2001, Seismic data acquisition—The new millennium, *Geophysics*, **66** (1), 54.
- Vidale J E, 1986, Complex polarization analysis of particle motion, *Bull Seism Soc Am*, **76**, 1393 ~ 1405.
- Wagner G S, Owens T J, 1996, Signal detection using multi-channel seismic data, *Bull Seis Soc Am*, **86** (1a), 221 ~ 231.

The application of polarization analysis in seismic signal detection

*Lin Jianmin*¹⁾ *Yang Wei*²⁾ *Chen Meng*²⁾ *Wu Renhao*¹⁾ *Ge Hongkui*²⁾

1) Zhejiang Ocean University, Zhoushan 316004, China

2) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

Abstract The paper introduces a method of polarization analysis and its application for seismic signal detection. This method is based on Flinn's algorithm in time domain. Calculation of the data polarization characteristics can be done through calculating the eigenstructure of the covariance matrix in each moving data window. And the polarization filter is designed according to the characteristics of the particle motion to improve the signal to noise ratio (SNR) of the seismic record. Synthetic three-component seismic data and real data from field experiment have been applied and the filtered results show the high efficiency of this method.

Key words: Three-component record Polarization analysis Polarization filter