

# 时间域属性组合法提取品质因子 $Q$

白利娜\* 赵凌云

(贵州省煤层气页岩气工程技术研究中心, 贵州贵阳 550008)

白利娜, 赵凌云. 时间域属性组合法提取品质因子 $Q$ . 石油地球物理勘探, 2015, 50(3): 436-443.

**摘要** 品质因子 $Q$ 是表征地下介质对地震波吸收衰减特性的参量,在储层预测和油藏描述中有着重要的应用。频率域属性组合法利用地震波谱的统计属性(质心频率和惯心频率)组合估算 $Q$ 值,具有较高的理论精度,但估算结果依赖波谱的提取质量。为避免地震波谱的提取,提出时间域属性组合法,根据时间域子波信息直接估算频率属性:对于常相位子波,其频谱质心频率等于包络峰值处的瞬时频率,惯心频率等于质心频率乘以子波导数包络峰值处的瞬时频率。当地震子波近似常相位时,可在时间域提取其质心频率和惯心频率,实现 $Q$ 值的估算。模型和资料测试结果表明,时间域属性组合法估算 $Q$ 值具有一定的可信度和可行性。

**关键词** 品质因子 $Q$  属性组合 时间域 瞬时频率

**中图分类号**:P631 **文献标识码**:A **doi**: 10.13810/j.cnki.issn.1000-7210.2015.03.008

## 1 引言

地震波在地下传播过程中,出现能量衰减、相位改变和分辨率降低的现象,这与地层介质的非黏弹性特征有关,尤其是当地层含气时,这种现象愈加明显。品质因子 $Q$ 是度量介质吸收衰减强弱的本征参量, $Q$ 值越小,衰减越严重。在地震数据处理阶段,地层 $Q$ 场可用于反 $Q$ 滤波提高资料的分辨率;在储层地球物理领域, $Q$ 值可作为油气检测的指示因子和储层描述的有力依据。因此, $Q$ 值的准确提取对于地层吸收衰减特性的研究有着重要意义<sup>[1]</sup>。

目前,根据VSP资料提取 $Q$ 值被认为是最直接的手段,具有较高的可信度,按照数据应用的域来分,估算方法大体可分为两类:时间域和频率域。时间域方法是直接根据地震子波信息提取 $Q$ 值,包括子波模拟法、上升时间法<sup>[2]</sup>、振幅衰减法和解析信号法<sup>[3]</sup>等;频率域方法是根据子波频谱信息提取 $Q$ 值,包括谱比法(LSR)、属性组合法<sup>[4]</sup>(Combination of frequency statistics attributes,简称CFSA,质心频移法CFS<sup>[5]</sup>可归为CFSA的一个特例)和峰值频

率法<sup>[6]</sup>等。一般地,时间域方法对资料的保幅性要求较高,而频率域方法较为稳定,对资料品质的要求相对较低,因此人们更倾向于使用频率域资料。例如,刘国昌等<sup>[7]</sup>基于数据正则化思想利用谱比法提取 $Q$ 值,高静怀等<sup>[8]</sup>利用匹配地震子波的峰值频率信息提取 $Q$ 值,武银婷等<sup>[9]</sup>利用质心法估算薄层 $Q$ 值,都取得了一定的实用效果。但大量的研究表明,上述方法都有各自的适用条件,到目前为止,尚没有一种方法具有普适性,因此,需要探索更多的适用于不同条件的 $Q$ 值估算技术。频域属性组合法是近年来提出的 $Q$ 值估算新方法,利用质心频率和惯心频率组合提取 $Q$ 值,规避了对地震子波谱形状的假设,具有较高的理论精度和鲁棒性。但频率域方法需要提取准确的地震子波谱, $Q$ 值估算精度较大程度上取决于波谱的质量。高静怀等<sup>[10]</sup>发展了一种基于地震子波包络峰值处的瞬时频率信息进行 $Q$ 值估算的方法(EPIF),其特点是在时间域直接实现,无需提取地震子波谱,但需要用理论子波对初始地震子波进行高精度的匹配,匹配参数的准确性较大程度上影响了 $Q$ 值估算的精度。

本文借鉴文献<sup>[10]</sup>的研究思路,以常相位子波为假设条件,研究其频率域属性(质心频率和惯心频

\* 贵州省贵阳市观山湖区阳关大道112号贵州省煤层气页岩气工程技术研究中心, 550008. Email: 1986bailina@163.com

本文于2014年5月27日收到,修改稿于2015年4月28日收到。

本研究受贵州省科技重大专项“贵州省煤层气地面抽采关键技术研究及示范工程”(黔科合重大专项字[2014]6002号)资助。

率)与时间域瞬时频率之间的解析关系,将频域属性组合法转换为时间域属性组合法。根据模型和实际资料,尝试在时间域直接提取子波波形的瞬时信息,利用时间域属性组合法实现 Q 值的估算。

## 2 基本原理

### 2.1 频率域属性组合法

对于振幅谱  $A(f)$ ,定义其高阶矩频率属性  $f^{[k]}$  为

$$f^{[k]} = \frac{\int_0^{\infty} f^k A(f) df}{\int_0^{\infty} A(f) df} \quad (1)$$

式中:  $f$  为频率;  $k$  为阶次(取 1, 2, 3, ...)。当  $k=1$  时,  $f^{[1]}$  为质心频率;当  $k=2$  时,  $f^{[2]}$  为惯心频率(与转动惯量有关)。

记地层介质吸收衰减前、后的地震子波为  $a_1(t)$  和  $a_2(t)$ ,其波谱分别为  $A_1(f)$  和  $A_2(f)$ ,根据 Futterman 衰减模型(不考虑相位畸变等因素),存在如下关系

$$A_2(f) = A_1(f) \exp\left(-\frac{\pi \Delta t}{Q} f\right) \quad (2)$$

式中:  $\Delta t$  为传播时差;  $Q$  为介质品质因子。

根据文献[4],频率域属性组合法可分一阶近似式、二阶近似式等,这里选取精度较高的一次拟合式

$$Q = \frac{a}{b} \pi \Delta t \frac{f_1^{[2]} - f_1^{[1]} f_2^{[1]}}{f_1^{[1]} - f_2^{[1]}} \quad (3)$$

式中:  $f_i^{[k]}$  为波谱  $A_i(f)$  的  $k$  阶矩频率属性( $i=1, 2$ );  $a$  和  $b$  是指数衰减式  $e^{-x}$  在指定区间上的一次拟合系数( $e^{-x} \approx b - ax$ ,  $x \equiv \pi \Delta t f Q^{-1}$ ),  $f$  取值区间根据实际资料而定,一般可取  $[0, 100]$ 。当  $a=1$ ,  $b=1$  时,式(3)退化为一阶近似式。

需要指出的是,一阶近似式与质心法存在如下关系

$$Q_{\text{一阶近似}} = Q_{\text{质心}} + \pi \Delta t f_1^{[1]} \quad (4)$$

式中:  $Q_{\text{一阶近似}}$  为一阶近似式估算的 Q 值;  $Q_{\text{质心}}$  为质心法估算的 Q 值。两种方法相差一质心项  $\pi \Delta t f_1^{[1]}$ 。一般地,传播时差  $\Delta t$  取 20ms(按层速度 2000m/s 计算,对应的地层厚度为 40m),地震子波质心频率  $f_1^{[1]}$  取 50Hz,质心项约为 3,比地层 Q 值小 1~2 个量级,若舍去质心项,则一阶近似式同质心频移法。

因此,质心频移法可看作是一阶近似式的近似,归为属性组合法的一个特例。同时属性组合法的推导规避了对地震子波谱波形的假设(质心频移法假设地震子波谱为 Gauss 谱或脉冲谱),更具有理论意义和普适性,且利于误差的定量分析和控制。

### 2.2 时间域属性组合法

Barens<sup>[11]</sup>指出,对于常相位子波  $a_i(t)$  ( $i=1, 2$ ),其瞬时振幅(这里指 Hilbert 包络,下同)峰值处的瞬时频率  $f_{si}$  等于其振幅谱  $A_i(f)$  的质心频率  $f_i^{[1]}$ ,即

$$f_{si} = f_i^{[1]} = \frac{\int_0^{\infty} f A_i(f) df}{\int_0^{\infty} A_i(f) df} \quad (5)$$

根据式(5)和 Fourier 正反变换的性质,  $a_i(t)$  导数瞬时振幅峰值处的瞬时频率  $\tilde{f}_{si}$  等于振幅谱  $f A_i(f)$  的质心频率,即

$$\begin{aligned} \tilde{f}_{si} &= \frac{\int_0^{\infty} f \cdot f A_i(f) df}{\int_0^{\infty} f A_i(f) df} \\ &= \frac{\int_0^{\infty} f \cdot f A_i(f) df / \int_0^{\infty} A_i(f) df}{\int_0^{\infty} f A_i(f) df / \int_0^{\infty} A_i(f) df} = \frac{f_i^{[2]}}{f_i^{[1]}} \end{aligned} \quad (6)$$

将式(5)、式(6)代入式(3),则有时间域属性组合法

$$Q = \frac{a}{b} \pi \Delta t f_{s1} \frac{\tilde{f}_{s1} - f_{s2}}{f_{s1} - f_{s2}} \quad (7)$$

式中:  $\tilde{f}_{s1}$  为子波  $a_1(t)$  导数瞬时振幅峰值处的瞬时频率;  $f_{si}$  为子波  $a_i(t)$  瞬时振幅峰值处的瞬时频率。式(7)称为时间域属性组合法(Combination of frequency statistics attributes in time domain,简称 TCFSA)。

## 3 模型测试

### 3.1 单层模型

首先,测试式(5)和式(6),在时间域估算质心频率  $f^{[1]}$  和惯心频率  $f^{[2]}$ 。生成一主频为 50Hz 的零相位 Ricker 子波,1ms 采样。图 1a 为时间域波形及其包络;图 1b 为子波 1 的振幅谱;图 1c 为子波 1 的导数(记为子波 2)及其包络;图 1d 为子波 2 的振幅谱。在频率域,根据振幅谱直接计算得到波谱 1 的质心频率为 56.42Hz,惯心频率为 3750;在时间域,计算的子波 1 包络峰值处的瞬时频率为 56.38Hz,

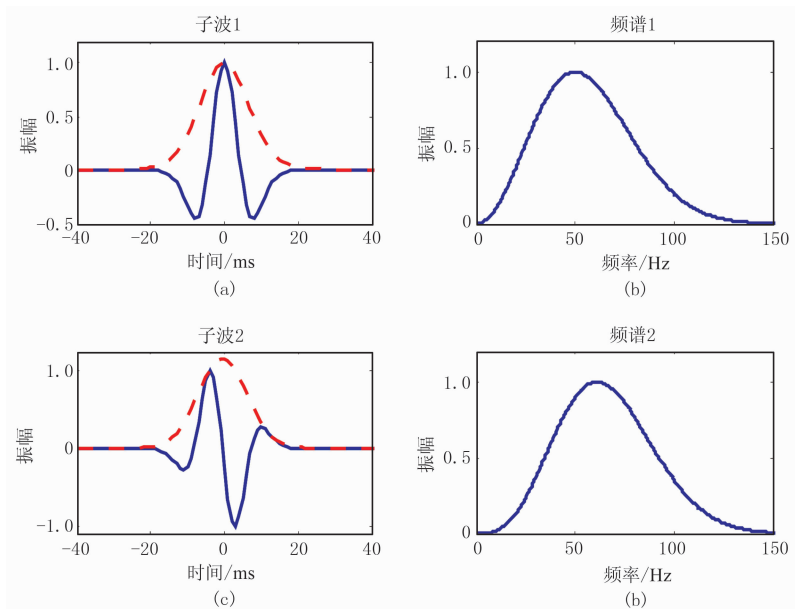


图1 子波、包络及频谱图

(a)子波1及其包络(红色虚线);(b)子波1的频谱;(c)子波1的导数(红色虚线),即子波2及其包络;(d)子波2的频谱

子波2包络峰值处的瞬时频率为66.26Hz,两者乘积约为3736。从计算结果看,子波1包络峰值处的瞬时频率近似等于其波谱的质心频率,子波1和子波2包络峰值处的瞬时频率乘积近似等于波谱1的惯心频率,相对误差小于0.5%。为不失一般性,进一步测试了不同相位的常相位子波,根据波形估算的瞬时频率与波谱估算的质心频率、惯心频率均具有稳定的等价换算关系。因此,根据时间域波形信息计算的波谱频率属性具有一定的可信度。

其次,验证式(7)估算Q值的准确性。以图1a中的子波1作为地表初始子波,经单层均匀介质吸收衰减后记为子波3,子波1和子波3满足关系式(2),传播时差为30ms,地层Q值取100。图2a是子波1及其包络,图2b是子波3及其包络。根据衰减前后的子波波形信息,提取子波1的包络峰值瞬时频率为56.38Hz,其导数(即图1b中的子波2)的包络峰值瞬时频率为66.26Hz,子波3的包络峰值瞬时频率为55.84Hz。将时间域提取的各频率信息代入式(7), $a$ 和 $b$ 均取1,得Q值为104.24;根据该Q值,对指数衰减项 $e^{-x}$ 进行一次拟合,得 $a=0.9560$ , $b=0.9993$ ,重新代入式(7),估算得到的Q值为99.71,接近设定的地层Q值,相对误差为0.29%。作为对比,如果在频率域利用属性组合式(3)估算Q值,结果为101.27,相对误差为1.27%,同样具有较高的精度。

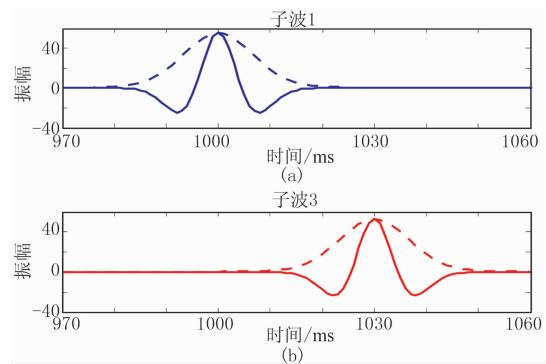


图2 衰减前(a)、后(b)子波(实线:子波;虚线:包络)

### 3.2 多层模型

设计层状介质模型,共分六层,层厚均为200m,波速及层Q值见表1。地表初始子波为50Hz主频的Ricker子波,按式(2)生成衰减的零偏VSP下行波场(见图3,每隔60m显示一道),检波器间距取10m。根据VSP下行波信息直接提取初至子波及其导数的包络峰值处瞬时频率,从56.38Hz降为48.35Hz,红线为各道子波导数包络峰值处瞬时频率,从66.26Hz降为57.95Hz。将时间域瞬时频率信息代入式(7),最终估算的Q值(图5中红线),较好地反映了地层Q值的走向趋势,数值与设定值(图5蓝线)较接近,绝对误差在2以内。图6为相对误差曲线,各深度反演的Q值相对误差在1.5%以内。模型测试表明,在常相位子波假设条件下,时间域属性组合法估算的Q值具有较高的精度。

表 1 层状介质模型参数

层位	厚度/m	纵波速度/(m·s <sup>-1</sup> )	品质因子 Q
1	200	2500	80
2	200	3500	120
3	200	3000	100
4	200	2000	60
5	200	2800	90
6	200	4000	150

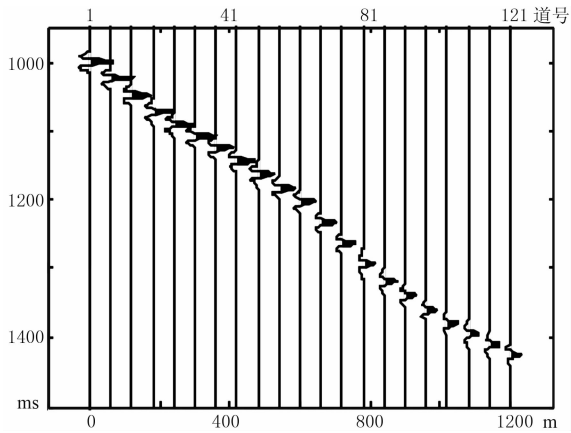


图 3 VSP 下行波场

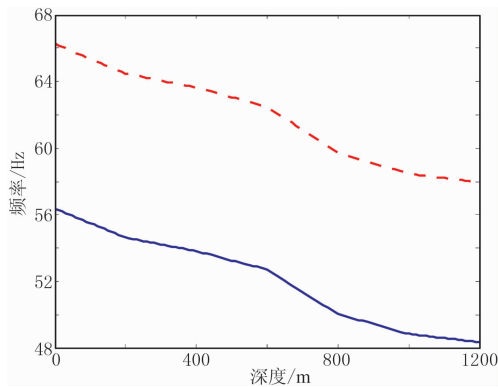


图 4 各道包络峰值处瞬时频率曲线  
蓝线:子波瞬时频率;红线:子波导数瞬时频率

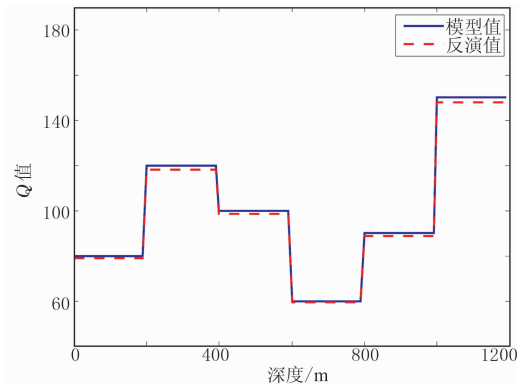


图 5 地层 Q 值曲线

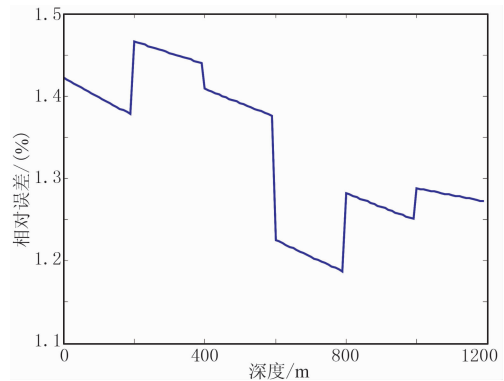


图 6 相对误差曲线

### 4 实际资料应用

将时间域属性组合法应用于实际生产。图 7a 是渤海湾某海上工区的一个 VSP 下行波记录,该油田目前处于开发调整阶段,“十二五”专项攻关的部分关键技术将在该区资料上进行试验性处理。从记录上看,初至波信息受污染较少,资料品质较好,道间距为 10m,深度从 300m 到 900m,共 60 道,采样率为 1ms。图 7b 是第 60 道的初至波形信息(均归一化显示)。由于导数曲线存在异常奇异点的干扰,峰值位置的确定需要选取合适的区间进行约束,根据峰值位置可以拾取对应点的瞬时频率信息。

图 8 是各道初至波形的瞬时频率变化趋势曲线(已做平滑处理),图 8a 是子波包络峰值处的瞬时频率,从最初的 17Hz 递减为 16.1Hz,图 8b 是子波导数包络峰值处的瞬时频率,从 20.9Hz 递减为 19.6Hz,略大于子波包络峰值处的瞬时频率,符合理论假设。图 9 是地层参数结果,图 9a 为地层速度曲线,呈递增趋势,图 9b 为频率域属性组合法估算的 Q 值曲线,图 9c 为时间域属性组合法估算的 Q 值曲线。从 Q 值—速度相关性分析来看,频域估算的 Q 值曲线与速度的相关为 0.8895,时域估算的 Q 值曲线与速度的相关为 0.8195,两个相关值均较高,说明了属性组合法估算的 Q 值也能较好地反映地层品质因子的走向,品质因子的取值分布在 50~200 之间。对比 Q 值估算结果发现,两条曲线在 700m 以上保持较好的一致性,在 700~900m 之间则出现一定的差异,频域曲线在 150~180 之间震荡,趋势平缓,时域曲线则从 150 递减为 100 左右。造成这个差异的一个重要原因是两种方法利用的子

波信息量不同,时间域方法利用的是子波局部信息,频率域方法利用的是子波多点信息。当然,从另一方面看,时间域方法也有可取之处,它可以通过时间域波形信息直接估算 Q 值,规避了频率域方法需要提取相对准确的频谱这一关键环节。

根据估算的 Q 值对地面资料进行反 Q 滤波,综合考虑频率域和时间域估算的 Q 值曲线,300m(对应的双程旅行时约为 315ms)以上的 Q 值固定为 50,300~700m(对应的双程旅行时约为 894ms)之间的 Q 值取时间域方法的估算结果,700m 以下的

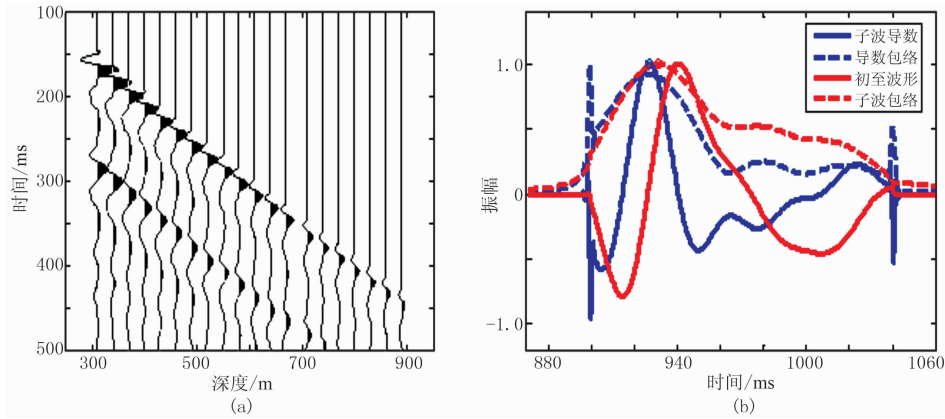


图 7 VSP 下行波记录(a)及第 60 道初至波信息(b)

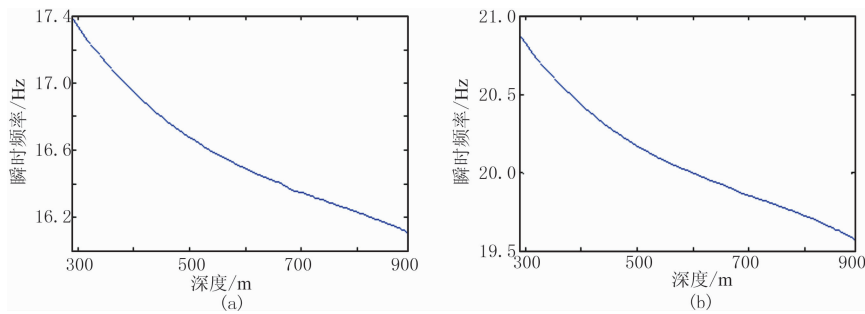


图 8 瞬时频率曲线

(a)子波包络峰值; (b)子波导数包络峰值

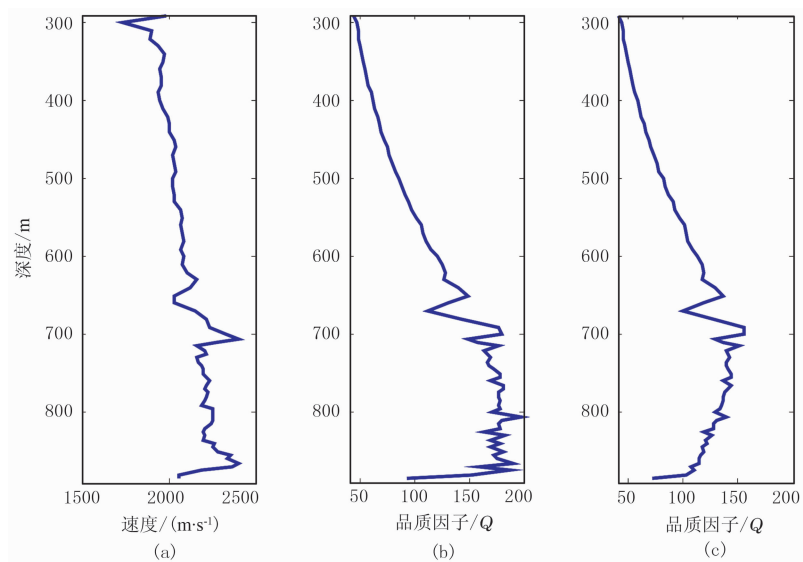


图 9 地层参数

(a)速度; (b)频率域估算的 Q 值; (c)时间域估算的 Q 值



Q 值固定为 150。图 10 为单道反 Q 补偿前后的效果图。从时频谱上可以看到,补偿后记录各深度的频带和能量均得到有效的补偿,如 1100ms 处的时频谱,补偿前 100~150Hz 的能量较弱,补偿后该频段的能量得到提升,带宽增加。图 11 是补偿前后整道记录的频谱对比,滤波后中高频能量得到较好的补偿,各频率能量(尤其是 65~95Hz 之间的成分)的一致性得到有效改善。

图 12 是补偿前、后的过井剖面对比(目的层约为 1200~1600ms),补偿后的剖面复合波分离,同相轴增多,不同深度的能量和带宽一致性增强,横向连续性得到改善。例如,第 60~90 道之间,在 1400~1500ms 附近(黑色椭圆内),处理后同相轴明显变

细,分辨率提高,断点清晰,接触关系清楚。其中,第 97~101 道为井上 VSP 走廊叠加道(作为标准道记录),井旁道同相轴与井上记录匹配度得到改善(红色椭圆内)。为了便于对比,对处理前后的剖面进行带通滤波,在此基础上进行井震对比。图 13 是主频为 30Hz 的补偿前、后过井剖面,对比发现,两个剖面在分辨率上的区别不大(因为滤波器是相同的主频和带宽),但相位信息差异较大,补偿后井旁道的同相轴与标准道更匹配、更连续,如 1230ms 和 1260ms 处的强能量标志轴(红色椭圆内)以及 1460ms 处的同相轴(黑色椭圆内)。井震相关的提高,说明反 Q 滤波对相位校正的准确性,反过来验证了 Q 值估算的合理性。

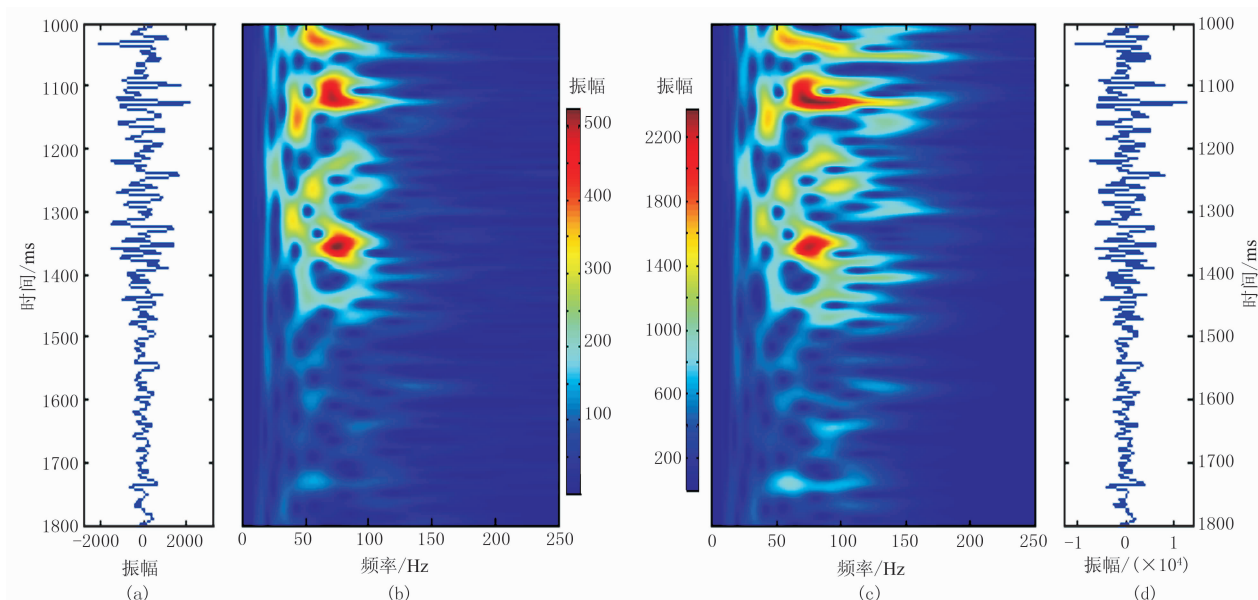


图 10 单道补偿前、后的记录及其时频谱(S变换)

(a) 补偿前记录; (b) 补偿前时频谱; (c) 补偿后时频谱; (d) 补偿后的记录

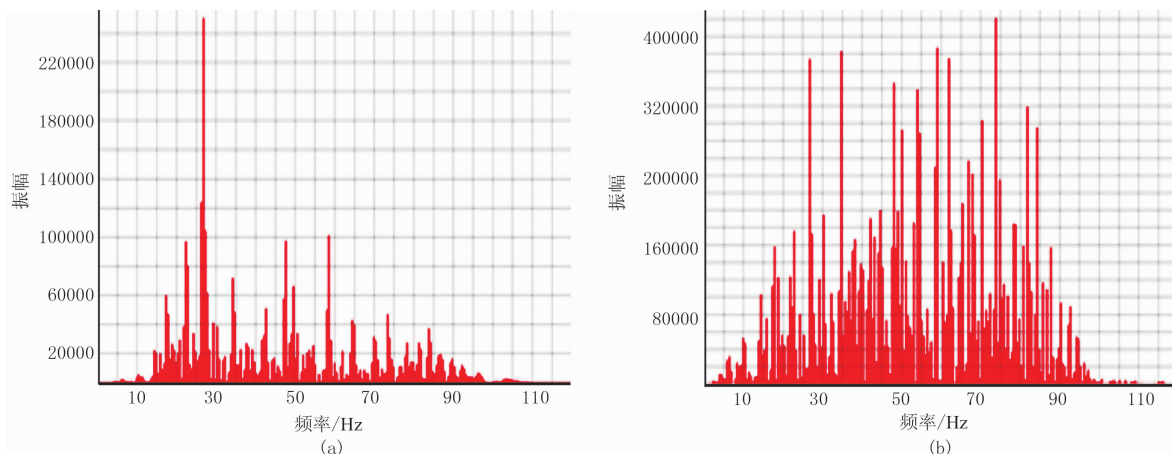


图 11 补偿前(a)、后(b)的频谱

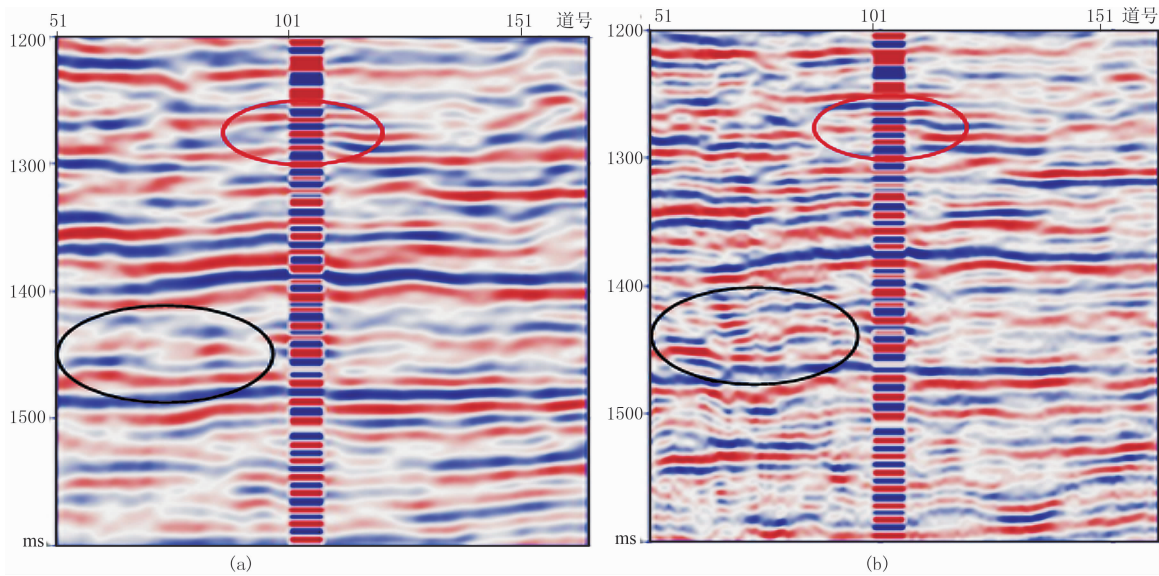


图 12 补偿前(a)、后(b)的过井剖面

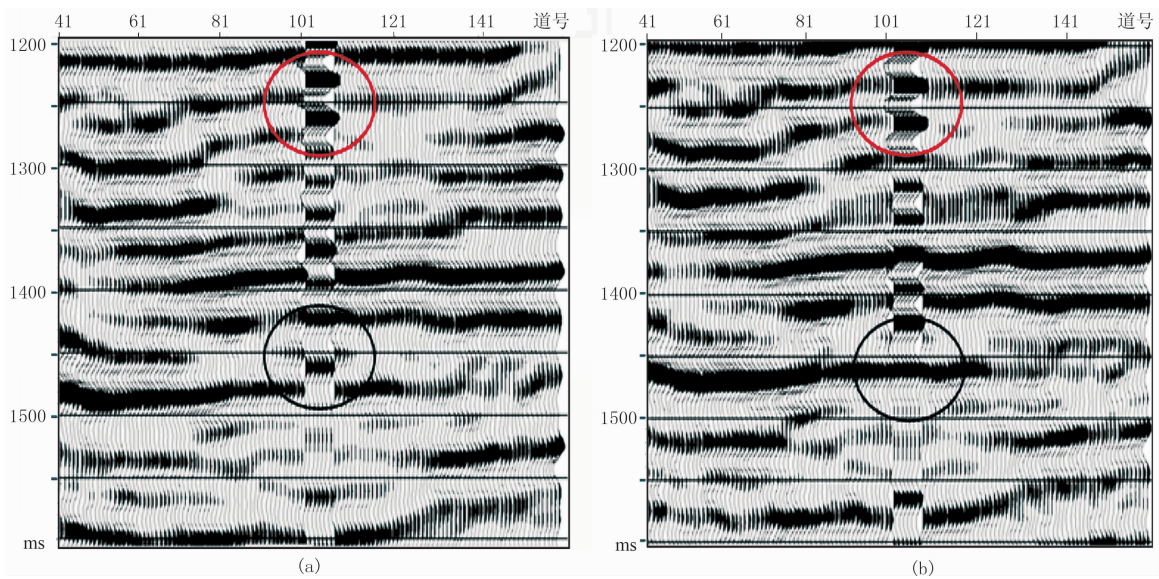


图 13 30 Hz 带通滤波后的过井剖面

(a) 补偿前; (b) 补偿后

## 5 结论

时间域属性组合法是利用直达波瞬时信息进行 Q 值估算,对子波峰值附近的记录信噪比要求较高,且瞬时频率的估算本身存在一定的误差,一定程度上影响了 Q 值的精度和鲁棒性。无需提取地震子波谱是该方法的一个优点,且相比其他的一些时间域方法(如振幅衰减法等),能较好地地区分固有衰减(与 Q 值有关的吸收衰减)和非固有衰减(如几何扩

散、反射透射损失和层间颗粒散射等)。频率域属性组合法综合利用了地震子波谱的多点统计信息,具有较高的鲁棒性,但需要提取准确的波谱。

另外,需要说明的是,时间域属性组合法推导过程中做了常相位子波的假设,常相位子波是物理不可实现的非因果信号,实际生产中满足因果性的实际地震子波可以通过适当的相位旋转因子变为常相位子波<sup>[10,12,13]</sup>。

综上所述,属性组合法两种实现方式各有优势和侧重点,实际应用需要视具体情况而定。

## 参 考 文 献

- [1] 马昭军,刘洋.地震波衰减反演研究综述.地球物理学进展,2005,20(4):1074-1082.  
Ma Zhaojun, Liu Yang. A summary of research on seismic attenuation. Progress in Geophys, 2005, 20(4):1074-1082.
- [2] Kjartansson E. Constant  $Q$ -wave propagation and attenuation. J Geophys Res, 1979, 84:4737-4748.
- [3] Engelhard L. Determination of seismic-wave attenuation by complex trace analysis. Geophys, 1996 (125): 608-622.
- [4] 曹思远,赵宁,王宗俊等.频域统计性属性组合提取品质因子  $Q$ .石油地球物理勘探,2013,48(4):545-552.  
Cao Siyuan, Zhao Ning, Wang Zongjun et al. Seismic  $Q$  estimation by combinations of frequency statistics attributes. OGP, 2013, 48(4):545-552.
- [5] Quan Y L, Harris J M. Seismic attenuation tomography using the frequency shift method. Geophysics, 1997, 62(3):895-905.
- [6] Zhang Changjun, Ulrych T J. Estimation of quality factors from CMP records. Geophysics, 2002, 67(5): 1542-1547.
- [7] 刘国昌,陈小宏,杜婧等.基于整形正则化和  $S$  变换的  $Q$  值估计方法.石油地球物理勘探,2011,46(3):417-422.  
Liu Guochang, Chen Xiaohong, Du Jing et al. Seismic  $Q$  estimation using  $S$ -transform with regularized inversion. OGP, 2011, 46(3):417-422.
- [8] 高静怀,杨森林.利用零偏移 VSP 资料估计介质品质因子方法研究.地球物理学报,2007,50(4):1198-1209.  
Gao Jinghuai, Yang Senlin. On the method of quality factors estimation from zero-offset VSP data. Chinese Journal Geophysics, 2007, 50(4):1198-1209.
- [9] 武银婷,朱光明,刘伊克等.零偏 VSP 反演  $Q$  值 CFS 方法及影响因素研究.地球物理学进展,2010,25(6): 1897-1904.  
Wu Yinting, Zhu Guangming, Liu Yike et al. Study on CFS method in  $Q$  inversion using zero-offset VSP data. Progress in Geophys, 2010, 25(6):1897-1904.
- [10] 高静怀,杨森林,王大兴.利用 VSP 资料直达波的包络峰值处瞬时频率提取介质品质因子.地球物理学报,2008,51(3):853-861.  
Gao Jinghuai, Yang Senlin, Wang Daxing. Quality factor extraction using instantaneous frequency at envelope peak of direct waves of VSP data. Chinese Journal Geophysics, 2008, 51(3):853-861.
- [11] Barnes A E. Instantaneous spectral bandwidth and dominant frequency with applications to seismic reflection data. Geophysics, 1993, 58(3):419-428.
- [12] Barnes A E. Instantaneous frequency and amplitude at the envelope peak of a constant-phase wavelet. Geophysics, 1991, 56(7):1058-1060.
- [13] Tokson M N, Johnston D H, Timur A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: Laboratory measurements. Geophysics, 1979, 44(4):681-690.
- [14] Tu N, Lu W K. Improve  $Q$  estimates with spectrum correction based on seismic wavelet estimation. Applied Geophysics, 2010, 7(3):217-228.
- [15] James R. Integrated estimation of interval-attenuation profiles. Geophysics, 2006, 71(4):19-23.
- [16] Tonn R. The determination of the seismic quality factor  $Q$  from VSP data: A comparison of different computational methods. Geophysical Prospecting, 1991, 39(1):1-27.
- [17] 李宏兵,赵文智,曹宏等.小波尺度域含气储层地震波衰减特征.地球物理学报,2004,47(5):892-898.  
Li Hongbing, Zhao Wenzhi, Cao Hong et al. Characteristics of seismic attenuation of gas reservoirs in wavelet domain. Chinese Journal Geophysics, 2004, 47(5):892-898.
- [18] Li Hongbing. Measures of scale based on the wavelet scalogram with applications to seismic attenuation. Geophysics, 2006, 71(5):V111-V118.
- [19] Reine C, Van der Baan M, Roger C. The robustness of seismic attenuation measurements using fixed and variable-window time-frequency transforms. Geophysics, 2009, 74(2):WA123-WA135.

(本文编辑:冯小球)

## 作者简介



白利娜 助理工程师,1986年生;2012年毕业于中国石油大学(北京)地球物理与信息探测技术专业,获硕士学位;现就职于贵州省煤层气页岩气工程技术研究中心,主要从事煤层气、页岩气的勘探开发研究工作。