

## برآورد ضریب جذب داده‌های لرزه‌ای به کمک تحلیل زمان - بسامد براساس منظم‌سازی شکل‌ده

شهرام کایانی چراتی<sup>1</sup>، حمیدرضا سیاهکوهی<sup>2\*</sup> و علی غلامی<sup>3</sup>

<sup>1</sup>دانش آموخته کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

<sup>2</sup>استاد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

<sup>3</sup>دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

(تاریخ دریافت: 93/08/19، تاریخ پذیرش: 95/02/29)

### چکیده

تحلیل زمان - بسامد داده‌های لرزه‌ای به دلیل ناپیوستگی بودن آنها، یک روش مهم در پردازش و تفسیر داده لرزه‌ای است. دانستن اینکه چگونه محتوای بسامدی یک سیگنال با زمان تغییر می‌کند، مهم است، چراکه امکان تعیین بسامد قله (بسامد با بیشینه دامنه) محلی داده‌های لرزه‌ای را فراهم می‌سازد.

در این مقاله روشی برای انجام تبدیل زمان - بسامد به صورت محلی و بر پایه مسائل وارون استفاده شده است، که نیاز به انتخاب پنجره زمانی را برطرف می‌کند. از آنجایی که حل مسائل وارون همواره همراه با ناپایداری و ناپایداری است، در این مطالعه از روش منظم‌سازی شکل‌ده که یک منظم‌سازی درجه دو است، برای نمایش سیگنال لرزه‌ای ناپیوسته در حوزه زمان - بسامد استفاده می‌شود. تبدیل مورد نظر در این مطالعه بر پایه تبدیل فوریه می‌باشد و ضرایب فوریه به کمک روش وارون تعیین می‌شود که در آن شعاع هموارسازی، عامل کنترل‌کننده منظم‌سازی شکل‌ده می‌باشد.

ایده کلیدی در این روش این است که خطای میان سیگنال ورودی و همه مؤلفه‌های فوریه سیگنال ورودی را به طور هم‌زمان و با کنترل تفکیک‌پذیری زمانی، کاهش می‌دهد و این کار سبب نمایش هموارتری در حوزه زمان - بسامد می‌شود. کارایی روش با اعمال آن روی داده‌های لرزه‌ای مصنوعی و واقعی مورد بررسی قرار گرفت و به عنوان کاربرد لرزه‌ای از این روش برای برآورد ضریب جذب به کمک تعیین جابه‌جایی مرکز ثقل بسامد در داده‌های لرزه‌ای استفاده شده است.

**واژه‌های کلیدی:** تفکیک طیفی، منظم‌سازی درجه دو، ضریب جذب، جابه‌جایی مرکز ثقل بسامد

## 1 مقدمه

داده‌های لرزه‌ای اغلب رفتاری نایستا (Nonstationary) از خود نمایش می‌دهند. بنابراین توصیف زمان-بسامد ردلرزه‌ها، نشانگری مفید در توصیف و تحلیل داده‌های لرزه‌ای است. دو دسته روش برای مشخص کردن بسامد محلی وجود دارد. یکی از آنها براساس بسامد لحظه‌ای است و دیگری براساس تجزیه محتوای بسامدی است. تغییرات محتوای بسامدی یک سیگنال با زمان به کمک روش‌های تجزیه به‌طور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرد. قدیمی‌ترین شیوه در تحلیل زمان-بسامد، روش تبدیل فوریه زمان-کوتاه (STFT) است که سیگنال را با استفاده از یک پنجره متمرکز در زمان قطعه‌بندی و تحلیل فوریه را روی هر قطعه اجرا می‌کند.

جایگزین این شیوه، به‌جای به‌کارگیری توابعی بر مبنای سینوس و کسینوس، تبدیل موجک پیوسته (CWT) بر مبنای توابع موجک برای تحلیل زمان-بسامد ردلرزه‌ها است (سینها و همکاران، 2005، 2009). اما خروجی این تبدیل یک نقشه زمان-مقیاس است. تبدیل S (استاکول و همکاران، 1996) ترکیبی از مفاهیم دو تبدیل STFT و CWT است. این تبدیل برخلاف STFT برای نمایش نقشه زمان-بسامد داده ورودی از پنجره متغیر گوسی استفاده می‌کند.

در این مقاله، نمایش زمان-بسامد بر مبنای منظم‌سازی درجه دو مد نظر است (یون و همکاران، 1985). اما نکته بارز و نو در این تبدیل استفاده از منظم‌سازی شکل‌ده (Shaping regularization)، (فومل، 2007) است که لیو و همکاران (2009) برای نمایش بسامدی متغیر با زمان برای سیگنال لرزه‌ای نایستا پیشنهاد داده‌اند. لیو و فومل (2010) با بسط این روش، یک تبدیل زمان-بسامد نایستا به کمک روش وارون طراحی کرده‌اند. این تبدیل نمایش خوبی از خصوصیات نایستای داده‌های لرزه‌ای ارائه می‌دهد و از این خصیصه در تفسیر و پردازش داده‌های

لرزه‌ای استفاده می‌شود.

امواج لرزه‌ای به هنگام انتشار درون زمین بخشی از انرژی خود را از دست می‌دهند. تحقیقات نشان داده است که افت انرژی امواج لرزه‌ای را می‌توان به چهار عامل عمده گسترش هندسی، کاهش انرژی در اثر عبور، جذب و پراکندگی نسبت داد (پوپول، 2003). دو عامل اول مستقل از بسامد هستند و معمولاً در مراحل پردازش تا حد زیادی جبران می‌شوند. ولی به دلیل پیچیدگی پدیده جذب، تاکنون سازوکار آن به‌طور کامل شناخته نشده است و در عمل برای مدل‌سازی، کاهش نمایی دامنه با فاصله را برای امواج لرزه‌ای در نظر می‌گیرند (روشن دل، 1388).

رایج‌ترین مقیاس برای برآورد میزان تضعیف موج ناشی از جذب محیط، کمیته بی‌بعد به نام فاکتور کیفیت است. این کمیته رابطه عکس با ضریب جذب دارد و تعریف‌های زیادی برای آن ارائه شده است. اما به‌طور کلی فاکتور کیفیت نسبت انرژی ذخیره شده به انرژی تلف‌شده در هر دوره تناوب می‌باشد. اهمیت این نشانگر از این جهت است که دامنه امواج لرزه‌ای هنگام عبور از محیط ناکشسان، کاهش یافته و بسامد پیدا می‌کند، بنابراین از تضعیف موج برای تعیین سنگ‌شناسی، ساختارهای خردشده، شکستگی‌ها، محتویات شاره درون حفره‌ها استفاده شده است (پارا و هکت، 2002). از آنجا که در مسافتی معین، بسامدهای بالا دوره‌های بیشتری را نسبت به بسامدهای پایین طی می‌کنند، بنابراین انرژی بسامدهای بالا به‌طور طبیعی سریع‌تر از انرژی بسامدهای پایین کاهش خواهد یافت. از این‌رو، بررسی تضعیف سیگنال لرزه‌ای در حوزه بسامد بهتر انجام می‌گیرد.

روش‌های مبتنی بر بسامد برای برآورد تضعیف، به دلیل قابل اعتماد بودن و راحتی استفاده برای کاربر، متداول‌تر هستند (تون، 1991). در روش‌های موجود برای بررسی نحوه تضعیف موج در صورت مشخص بودن دامنه

$$\arg \min_{A_n} \left\| f(x) - \sum_n A_n(x) \psi_n(x) \right\|_2^2. \quad (2)$$

چنانچه از نگاه وارون به این مسئله پرداخته شود، رابطه (2) بدوضع (ill posed) است. این شرایط به دلیل ناپیوستا بودن مسئله ایجاد شده است، یعنی متغیرهای مجهول بیشتری نسبت به مقادیر معلوم در دست است (غلامی، 1388). برای حل این مشکل با کمک روش منظم‌سازی تیخونوف ضریب منظم‌سازی به معادله (2) اضافه می‌شود، تا از میان جواب‌های ممکن، پایدارترین آن به دست آید. روش منظم‌سازی تیخونوف (1963) شکل تابع بالا را به صورت زیر تغییر می‌دهد:

$$\tilde{A}_n(x) = \arg \min_{A_n} \left\| f(x) - \sum_n A_n(x) \psi_n(x) \right\|_2^2 + \varepsilon^2 \sum_n \|D[C_n(x)]\|_2^2, \quad (3)$$

که  $D$  عملگر تنظیم،  $\varepsilon$  پارامتر مقیاس و  $A_n(x)$  ضرایب سری فوریه متغیر با زمان و هنج یا نرم (norm) آن  $|A_n(x)|$  یک نمایش زمان - بسامد است.

اگر در معادله (2) داده  $f(x)$  به صورت بردار  $d$ ، پارامترهای مدل  $A_n(x)$  به صورت بردار  $m$  و رابطه تابعی  $\sum_n^* \psi_n(x)$  به صورت عملگر مدل‌سازی پیشرو  $G$  نشان داده شوند، شکل مسئله به صورت یک مسئله پیشرو  $d = G(m)$  در خواهد آمد، که به صورت زیر می‌توان آن را نشان داد:

$$\underbrace{f(x)}_d = \sum_{n=-\infty}^{\infty} \underbrace{A_n(x)}_m \underbrace{\psi_n(x)}_G \Rightarrow d = G * m, \quad (4)$$

یکی از شیوه‌های مرسوم برای جستجوی پارامتر مدل  $m$  یا  $[\tilde{A}_n(x)]$ ، حل رابطه (4) براساس منظم‌سازی تیخونوف است که به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\hat{m} = (G^T G + \varepsilon^2 D^T D)^{-1} * G^T d, \quad (5)$$

و طیف بازتابی از روش نسبت طیفی (Spectral Ratio) استفاده می‌شود. اما به دلیل مشکلات موجود در این روش همچون تداخل و حضور نوفه، تشخیص مخزن امکان پذیر نمی‌باشد. برای رفع این مشکل از اختلاف طیف دامنه بازتابی و عبوری برای محاسبه تضعیف لرزه‌ای نسبی استفاده می‌شود (گو و استوارت، 2006).

از طرفی یکی از مشخصه‌های مهم موجک مرکز ثقل بسامد آن است که هم‌زمان با تغییر طیف بسامد موجک تغییر می‌کند (کوآن و همکاران، 1997). در این تحقیق از روش جابه‌جایی مرکز ثقل بسامد استفاده می‌شود و با یافتن دو بسامد حول مرکز ثقل بسامد که دارای بیشترین اختلاف دامنه هستند نشان داده می‌شود که این اختلاف رابطه مستقیم با تضعیف لرزه‌ای نسبی دارد (گو و استوارت، 2006). در این مقاله ابتدا کارایی تبدیل زمان - بسامد محلی (LTFT) در نمایش ناپیوستایی سیگنال‌ها مورد بررسی قرار گرفته و سپس فاکتور کیفیت در داده‌های مصنوعی و واقعی به کمک روش جابه‌جایی مرکز ثقل بسامد تخمین زده می‌شود.

## 2 تبدیل زمان - بسامد محلی

تبدیل LTF که در سال 2010 لیو و فومل ارائه دادند، بر مبنای تبدیل فوریه بوده و تغییرات زمان - بسامد سیگنال ناپیوستا را نمایش می‌دهد:

$$f(x) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} A_n \psi_n(x), \quad (1)$$

که  $f(x)$  یک سیگنال علی (causal)،  $A_n$  ضرایب سری فوریه و  $\psi_n(x) = e^{i\left(\frac{2\pi nx}{L}\right)}$  است. برازش ناپیوستا به ضرایب  $A_n$  اجازه تغییر با مقدار  $x$  را می‌دهد. در حالت خطی،  $A_n(x)$  با حل معادله کمترین مربعات تعیین می‌شود:

عملگر  $G$  دارای واحدهای فیزیکی است که به مقیاس - دهی نیاز دارد. معرفی فاکتور مقیاس  $G$  به صورت  $1/\lambda$  در معادله (8)، به شکل زیر نوشته می شود:

$$\hat{m} = [\lambda^2 I + S(G^T G - \lambda^2 I)]^{-1} * S G^T d, \quad (9)$$

مقیاس  $\lambda$  در معادله (9) مقیاس نسبی است، که عملگر پیشرو  $G$  را کنترل می کند، ولی شکل مدل را برآورد نمی کند. این کار با عملگر هموارسازی  $S$  کنترل می شود. در عمل،  $S$  می تواند به صورت هموارسازی گوسی با یک شعاع تنظیم پذیر کنترل شود که نیازی به دانستن پارامترهای منظم سازی نیست. این شعاع تنها فاکتور مؤثر در این تبدیل است. معمولاً  $\lambda$  مقدار میانگین  $\psi_n(x)$  انتخاب می شود. منظم سازی شکل ده نسبت به منظم سازی تیخونوف خصوصیات عددی بهتری دارد (فومل، 2007). در این مطالعه روش گرادیان مزدوج به عنوان روش تکرار به کار گرفته می شود.

برای نمایش کارایی تبدیل LTF، یک سیگنال چیرپ نمایی با دو بسامد معلوم، با دو شعاع هموارسازی مختلف در شکل 1 نشان داده شده است و در شکل 1-د تبدیل  $S$  همان سیگنال برای مقایسه نشان داده شده است.

#### 4 تحلیل رابطه بین ضریب تضعیف و اختلاف دامنه

دو بسامد در طیف بازتابی

به منظور برآورد فاکتور تضعیف فرض می شود که فرایند انتشار موج با نظریه سیستم های خطی قابل توصیف است. اگر دامنه طیف موج فرودی  $S(f)$  و پاسخ ابزار و اثر محیط  $J(f)H(f)$  باشد، در این صورت شکل کلی دامنه دریافتی به صورت زیر قابل بیان است (شکل 2):

$$R(f) = J(f)H(f)S(f), \quad (10)$$

که  $\hat{m}$  مقادیر تخمین زده شده به پارامترهای مجهول مسئله و  $G^T$  عملگر الحاقی است. ولی در این مطالعه ما از روش جایگزین دیگری مسئله را حل خواهیم کرد که مبانی نظری آن در ادامه بیان می شود.

### 3 تنظیم شکل ده

ایده منظم سازی شکل ده با معرفی هموارسازی به عنوان یک عملگر اصلی را فومل (2007) ارائه داده و در تعیین نشانگرهای لرزه ای (2007b) بکار برده است. در حالت های کلی تر، هموارسازی به معنی نگاشتی از مدل ورودی برای فضای توابع قابل قبول است. این عملگر نگاشتی، شکل ده نامیده می شود. عملگرهای شکل ده، ضرورتاً ورودی را هموار نمی کنند، اما آنها ورودی را به یک مدل پذیرفتنی تبدیل می کنند. برای تخمین بهتر  $A_n(x)$  و کاهش خطا میان سیگنال ورودی و سیگنال خروجی به طور هم زمان، از این روش کمک گرفته می شود و با اعمال روش های تکرار، سعی شده تا مدل هموارتری برآورد شود.

با در نظر گرفتن معادله (5) و به کار گرفتن عملگر منظم سازی  $D$ ، می توان نوشت:

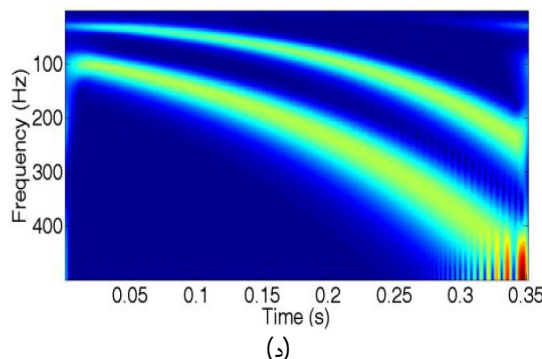
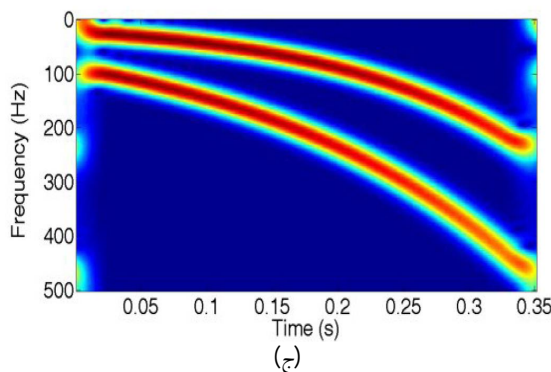
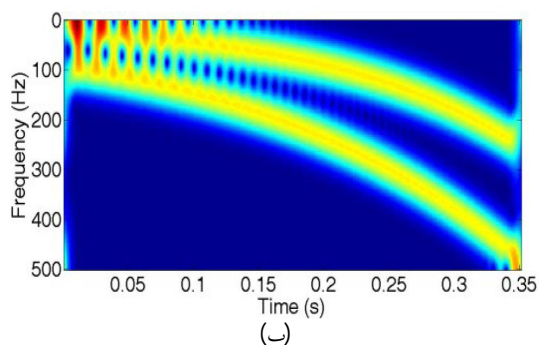
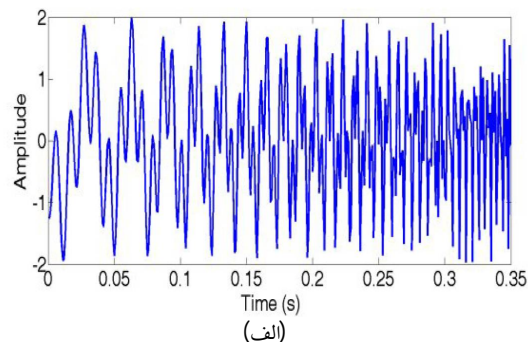
$$S = (I + \varepsilon^2 D^T D)^{-1}, \quad (6)$$

که  $S$  عملگر هموارسازی (شکل ده) است. رابطه (6) را می توان به صورت زیر نیز نوشت:

$$\varepsilon^2 D^T D = S^{-1} - I. \quad (7)$$

با قراردادن معادله (7) در معادله (5) یک شکل قراردادی از منظم سازی مسئله تخمین به کمک فاکتور شکل ده ایجاد می شود:

$$\begin{aligned} \hat{m} &= (G^T G + S^{-1} - I)^T * G^T d \\ &= [I + S(G^T G - I)]^{-1} * S G^T d, \end{aligned} \quad (8)$$

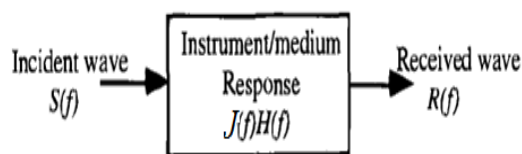


شکل 1. (الف). سیگنال چیرپ با دو بسامد معلوم نمایی (سینها و همکاران، 2005) و تبدیل LTF از آن با شعاع هموارسازی، (ب) 15 نقطه، (ج) 55 نقطه و (د) تبدیل  $K$  مربوط به سیگنال ورودی.

که  $J(f)$  شامل گسترش هندسی، پاسخ ابزار، جفت‌شدگی چشمه/گیرنده، الگوهای تابش و ضرایب بازتاب/عبور و تجمع فازی ناشی از انتشار است،  $H(f)$  هم توصیف‌کننده اثر تضعیف روی دامنه و برابر با مقدار زیر است:

$$H(f) = \exp\left(-f \int_{ray} \alpha_0 dl\right), \quad (11)$$

که  $\alpha_0$  ضریب تضعیف می‌باشد.



شکل 2. مدل یک سیستم خطی برای تضعیف (بولی و همکاران، 1997).

مرکز ثقل بسامد طیف ورودی  $S(f)$  به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$f_s = \frac{\int_0^\infty f S(f) df}{\int_0^\infty S(f) df}, \quad (12)$$

و انحراف معیار از مرکز ثقل طیف ورودی به صورت رابطه زیر خواهد بود:

$$\sigma_s^2 = \frac{\int_0^\infty (f - f_s)^2 S(f) df}{\int_0^\infty S(f) df}. \quad (13)$$

حال اگر فرض شود طیف دامنه ورودی دارای توزیع گوسی باشد در این صورت:

$$S(f) = \exp\left[-\frac{(f - f_0)^2}{2\sigma_s^2}\right], \quad (14)$$

و در نتیجه طیف دامنه دریافتی  $R(f)$  به صورت رابطه زیر می‌باشد:

$$R(f) = K \exp\left[-\frac{(f - f_R)^2}{2\sigma_s^2}\right], \quad (15)$$

$$\begin{aligned} \Delta R(\Delta f) &= R(f_s - \Delta f) - R(f_s + \Delta f) \\ &= K \exp\left[-\frac{(f_s - \Delta f - f_0)^2}{2\sigma_s^2}\right] - K \exp\left[-\frac{(f_s + \Delta f - f_0)^2}{2\sigma_s^2}\right]. \end{aligned} \quad (21)$$

رابطه (21) به ازای یک  $\Delta f$  معین بیشینه خواهد شد. پس مشتق رابطه (21) به ازای این  $\Delta f$  صفر می‌شود:

$$\frac{\partial}{\partial \Delta f} [\Delta R(\Delta f)] = 0, \quad (22)$$

که ساده شده مشتق بالا به صورت زیر خواهد بود:

$$\Delta f = -\alpha_0 z \sigma_s^2 / 2 + \sigma_s \sqrt{1 + z^2 \alpha_0^2 / 4} \approx \sigma_s, \quad (23)$$

که  $z$  مسافت انتشار موج می‌باشد. از رابطه (23) نتیجه می‌شود که دو بسامد واقع در فاصله  $\sigma_s$  از طرفین مرکز ثقل بسامد، دارای بیشترین اختلاف دامنه هستند. بنابراین مقدار  $\alpha_0$  از رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$\alpha_0 \approx \frac{R(f_s - \sigma_s) - R(f_s + \sigma_s)}{2J z \sigma_s \exp(0.5)}. \quad (24)$$

از آنجایی که نواحی هدف (منظور بخشی از زمین است که باعث تضعیف شدید موج لرزه‌ای می‌شود، از جمله مخزن، شکستگی‌های موضعی، حفره‌های دارای شاره) خیلی متغیر نیستند و می‌توان مخرج کسر را ثابت فرض کرد، اختلاف بین دو بسامد می‌تواند به درستی بیانگر اندازه نسبی تضعیف موج باشد.

در شکل 3 طیف دامنه ورودی (منحنی آبی)، طیف دامنه بازتابی (خط چین قرمز)، بسامدهای مورد نظر و بیشینه اختلاف دامنه‌ها به وضوح نشان داده شده است.

در این مطالعه با استفاده از تبدیل زمان - بسامد مقاطع تک بسامد مربوط به این دو بسامد را استخراج و از هم کم می‌کنیم تا توزیع تضعیف لرزه‌ای نسبی روی مقطع مشخص شود. از آنجایی که اختلاف دامنه این دو بسامد متناسب با تضعیف نسبی است، انتظار می‌رود در نواحی‌ای

که  $K$  برابر است با:

$$K = J \exp\left[-\frac{f_d}{2\sigma_s^2}\right], \quad (16)$$

$$f_d = 2f_s \sigma_s^2 \int_l \alpha_0 dl - \left(\sigma_s^2 \int_l \alpha_0 dl\right)^2, \quad (17)$$

و مرکز ثقل بسامد طیف گیرنده و چشمه به صورت زیر خواهد بود:

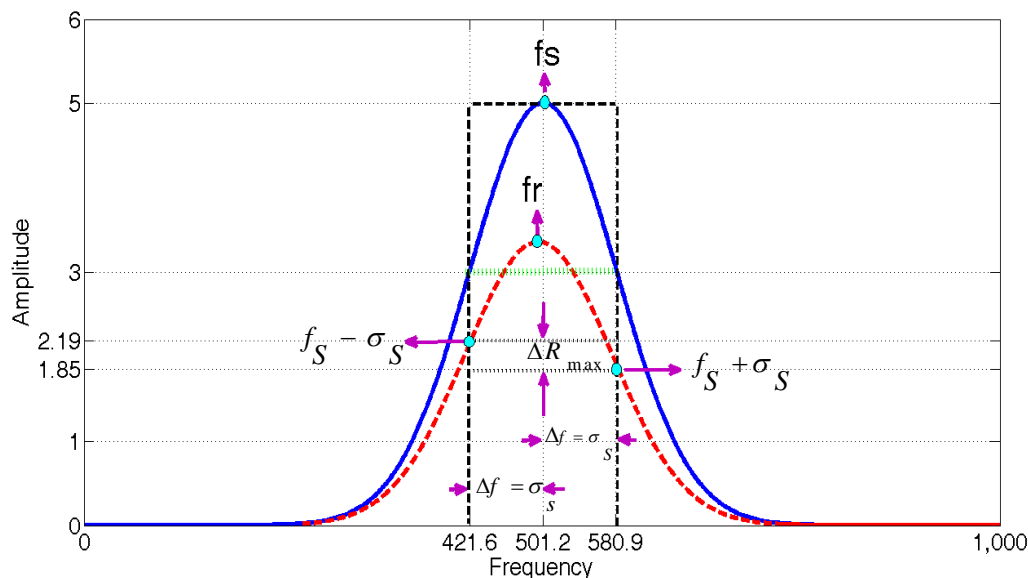
$$f_s = f_0, \quad (18)$$

$$f_R = f_s - \sigma_s^2 \int_{ray} \alpha_0 dl. \quad (19)$$

بنابراین رابطه (19) را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\int_{ray} \alpha_0 dl = (f_s - f_R) / \sigma_s^2. \quad (20)$$

بدین ترتیب، مقدار تضعیف مورد نظر به دست خواهد آمد، که نتایج برای طیف‌های ناگوسی نیز جواب مشابهی داده است (کوآن و جری، 1997). رابطه (20) نشان می‌دهد که مرکز ثقل بسامد به دلیل تضعیف، به سمت بسامدهای پایین‌تر میل می‌کند. اگر اختلاف بین دامنه‌های دو بسامد متقارن حول مرکز ثقل بسامد در طیف بازتابی ناشی از تضعیف باشد، رابطه (14) نشان می‌دهد که در طیف دامنه ورودی تغییرات ناشی از جذب وجود ندارد و اختلاف دامنه بین هر دو بسامد متقارن حول مرکز ثقل بسامد صفر است. بنابراین اختلاف در طیف بازتابی می‌تواند عامل تضعیف را در خود داشته باشد. اگر فرض شود  $\Delta f$  اختلاف بین یک بسامد و مرکز ثقل بسامد باشد، در این صورت اختلاف بین دامنه دو بسامد متقارن حول مرکز ثقل بسامد برابر است با (گو و استوارد، 2006):



شکل 3. تحلیل رابطه بین اختلاف دامنه دو بسامد در طیف خروجی (بازتابی) با ضریب تضعیف.

### 5 اعمال روش‌ها روی داده مصنوعی و واقعی

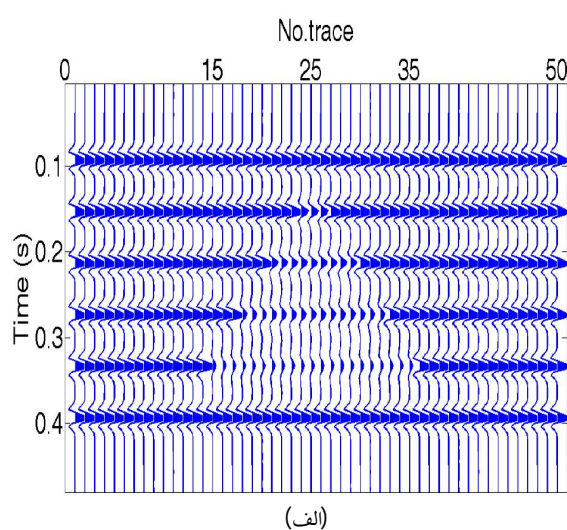
یک مدل مصنوعی با شش لایه افقی روی نیم‌فضا، شامل 50 ردلرزه همراه با نوبه تصادفی مطابق شکل 4-الف به کمک نرم‌افزار متلب (MATLAB) در نظر گرفته شده است. برای ساخت این مقطع لرزه‌ای مصنوعی از موجک ریکر با بسامد قله برابر با 30 هرتز استفاده شده است. اثر تضعیف انرژی موج در لایه‌ها به ترتیب و با در نظر گرفتن ضریب کیفیت آنها و با استفاده از رابطه (10) بر طیف دامنه موجک اعمال می‌شود. به علت افزایش تضعیف و کاهش ضریب کیفیت محیط با عمق، کاهش دامنه امواج بازتابی با عمیق‌تر شدن سطح بازتابنده‌ها بیشتر شده است (شکل 4-الف). برای نشان دادن کارایی روش ارائه شده، سعی شده بی‌هنجاری در مقطع لرزه‌ای به گونه‌ای طراحی شود تا توان تفکیک‌پذیری بالایی را به نمایش بگذارد. بنابراین همان‌طور که در شکل 4-الف دیده می‌شود، در لایه دوم در محدوده بین ردلرزه شماره 24 تا شماره 26 تضعیف بیشتر یا بی‌هنجاری جاذب با ضریب کیفیت 75، در لایه سوم این بی‌هنجاری بین ردلرزه شماره 21 تا شماره 29 با ضریب کیفیت 60، در لایه چهارم این

که تضعیف بزرگ‌تری دارند، دامنه بزرگ‌تر باشد (کرمی، 1388). البته موج ورودی در رکوردهای لرزه‌ای واقعی اغلب یک موجک ریکر هم‌امیخت شده کمینه فاز بوده که برای تحلیل داده‌های لرزه‌ای به کار گرفته می‌شود. بنابراین موجک لرزه‌ای شبیه موجک ریکر است. جدول 1 بسامد قله موجک ریکر و مرکز ثقل بسامد و انحراف معیار حاصل از تطبیق یک تابع گوسی به طیف دامنه موجک ریکر را نشان می‌دهد. در نتیجه مرکز ثقل بسامد به بسامد قله موجک ریکر نزدیک است و این شرایط نشان می‌دهد که شکل طیف دامنه به حالت گوسی نزدیک است.

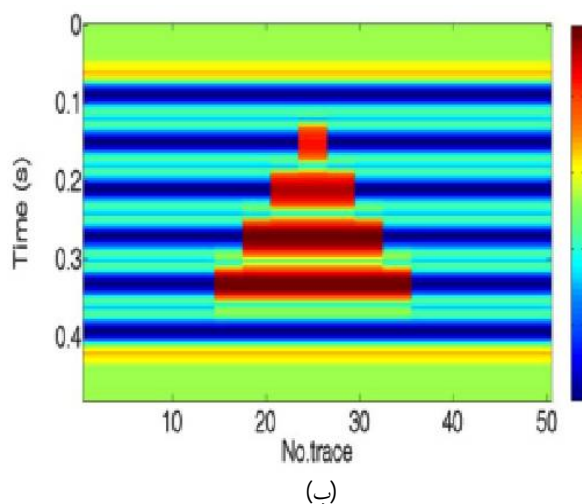
جدول 1. ارتباط بین بسامد قله موجک ریکر و مرکز ثقل بسامد و انحراف معیار حاصل از تطبیق یک تابع گوسی به طیف دامنه موجک ریکر (گو و استوارد، 2006).

| ردیف | بسامد قله (هرتز) | مرکز ثقل بسامد (هرتز) | انحراف معیار (هرتز) |
|------|------------------|-----------------------|---------------------|
| 1    | 25               | 26/2                  | 11/7                |
| 2    | 30               | 31/2                  | 14/3                |
| 3    | 35               | 36/5                  | 16/5                |
| 4    | 40               | 41/7                  | 19/1                |

برای اجرای روش با توجه به بسامد قله مقطع و جدول 1، مقاطع تک‌بسامد از بسامدهای 61 هرتز و 23 هرتز تهیه شده و اختلاف این دو مقطع در شکل 5-ب نشان‌دهنده دامنه‌های بزرگ در محدوده داخل بیضی است. این بزرگی دامنه ناشی از اثر تضعیف بالا در این ناحیه است که با موقعیت گزارش شده مخزن مطابقت دارد.



(الف)



(ب)

شکل 4. (الف) مقطع لرزه ای مصنوعی. (ب) مقطع ضریب جذب نسبی حاصل از جابه‌جایی مرکز ثقل بسامد.

بی‌هنجاری بین ردلرزه شماره 18 تا شماره 32 با ضریب کیفیت 45 و در لایه پنجم این بی‌هنجاری بین ردلرزه شماره 15 تا شماره 35 با ضریب کیفیت 30 در نظر گرفته شده است. با توجه به جدول 1 مقادیر دو بسامد مشخص شده در طرفین مرکز ثقل بسامد (بسامد قله 30 هرتز)، برابر 45 هرتز و 17 هرتز می‌باشد. بعد از گرفتن تبدیل زمان-بسامد از مقطع لرزه‌ای مصنوعی و حاصل شدن مکعب سه‌بعدی X-T-F، مقاطع تک‌بسامد حاصل از این دو بسامد از هم کم می‌شود. نتیجه یک مقطع تضعیف لرزه‌ای نسبی می‌باشد. به طور واضح در شکل 4-ب مشاهده می‌شود نواحی بی‌هنجاری در این مقطع، با توجه به ضرایب کیفیت مختلف، با تفکیک پذیری خوبی مشخص شده است. همان‌طور که انتظار می‌رفت، نواحی پررنگ‌تر دارای دامنه بزرگ‌تر و تضعیف بیشتر می‌باشند. وجود نوفه‌های تصادفی تأثیری در نتیجه نداشته است.

برای حالت واقعی، یک مقطع لرزه‌ای برانبارش شده از میدان گازی واقع در شمال ایران استفاده شده است. این مقطع دارای 550 ردلرزه بوده و براساس گزارش‌های موجود، موقعیت مخزن مورد نظر بین فاصله زمانی 0/1 ثانیه تا 0/25 ثانیه و از ردلرزه شماره 150 الی ردلرزه شماره 450 می‌باشد. در شکل‌های 5-الف و 5-ب به ترتیب موقعیت مخزن در مقطع لرزه‌ای و مقطع تضعیف نسبی با بیضی نشان داده شده است. با توجه به مطالعه طیف بسامدی در مقطع، بسامد قله در این مقطع برابر با 40 هرتز می‌باشد. در داده‌های واقعی به دلیل احتمال عدم اطلاع از نحوه برداشت داده‌ها (دینامیتی، ویراتوری و غیره)، به‌منظور تخمین موجک لرزه‌ای، برای تعیین بسامد قله، محاسبه مرکز ثقل بسامد و گرفتن طیف بسامد از ردلرزه‌های مختلف اطلاعات خوبی از بسامد قله در اختیار قرار می‌دهد.



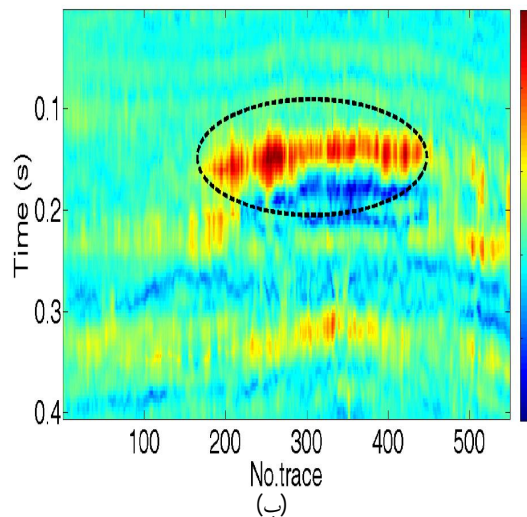
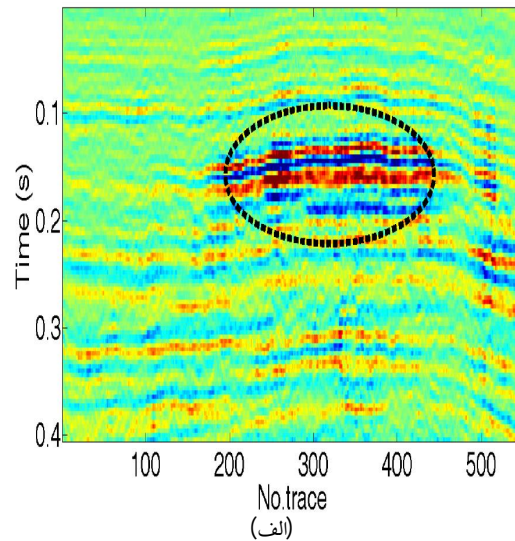
داده‌های لرزه‌ای به علت تابع بسامد بودن جذب انرژی توسط زمین، محتوای بسامدی متغیر با زمان دارند و جزء دسته امواج نایستا هستند. با توجه به نمایش قابل قبول این تبدیل از خصوصیات ناپایای داده‌های لرزه‌ای در حوزه زمان-بسامد، بررسی تضعیف سیگنال لرزه‌ای در حوزه بسامد انجام شد. روش جابه‌جایی مرکز ثقل بسامد از کارآمدترین روش‌ها و ابزاری قوی برای تحلیل مقطع لرزه‌ای از لحاظ توزیع ضریب تضعیف لرزه‌ای و تحلیل نواحی تضعیف‌کننده موج می‌باشد. از آنجایی که مرکز ثقل بسامد هم‌زمان با تغییر طیف بسامد موجک تغییر می‌کند، با یافتن دو بسامد حول مرکز ثقل بسامد که دارای بیشترین اختلاف دامنه هستند نشان داده شد که این اختلاف رابطه مستقیم با تضعیف لرزه‌ای نسبی دارد. کارایی روش در مقاطع لرزه‌ای مصنوعی با حضور نوفه و واقعی مورد بررسی قرار گرفت. نتایج بیان‌کننده توانایی بالای این روش برای به تصویر کشیدن موقعیت بی‌هنجاری‌ها با تفکیک‌پذیری مطلوب است. مخازن و کانال‌های گازی و نفتی نسبت به سنگ‌های اطراف به لحاظ تضعیف متمایز هستند؛ این روش کمک زیادی به تشخیص موقعیت مخازن و کانال‌ها با هر ابعاد و ضخامتی در مقاطع لرزه‌ای می‌کند.

### منابع

روشندل، ا.، 1388، بهبود تبدیل‌های زمان-فرکانس در مطالعه داده‌های لرزه‌ای: رساله دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.

غلامی، ع.، 1388، منظم‌سازی مسائل بدووضع ژئوفیزیکی بر مبنای تنگی: رساله دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.

کریمی مزین، د.، 1388، محاسبه تضعیف لرزه‌ای نسبی با استفاده از اختلاف زمان-فرکانسی بازتابی: پایان‌نامه



شکل 5. (الف) مقطع لرزه‌ای برآیند شده، وجود مخزن در بین ردلرزه های 150 الی 250 و بازه زمانی 0/1 ثانیه تا 0/25 ثانیه گزارش شده است. (ب) مقطع ضریب جذب نسبی حاصل از جابه‌جایی مرکز ثقل بسامد و موقعیت مخزن.

### 6 نتیجه‌گیری

در این مطالعه از تبدیل زمان-بسامد محلی استفاده شد که با استفاده از منظم‌سازی درجه دو بر مبنای تبدیل فوریه، تغییرات زمان-بسامد سیگنال نایستا را نمایش می‌دهد. تبدیل به صورت یک روش وارون است و با کمک منظم‌سازی شکل‌ده، کنترل خوبی روی نمایش تفکیک‌پذیری در حوزه‌های زمان و بسامد فراهم می‌کند.

- Pujol, J., 2003, *Elastic Wave Propagation and Generation in Seismology*: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Quan, Y. L., and Jerry, M. H., 1997, Seismic attenuation tomography using the frequency shift method: *Geophysics*, **62**, 895–905.
- Sinha, S., Routh, P. S., and Anno, P., 2009, Instantaneous spectral attributes using scales in continuous wavelet transform: *Geophysics*, **74**(2), WA137–WA142.
- Sinha, S., Routh, P. S., Anno, P., and Castagna, J. P., 2005, Spectral decomposition of seismic data with continuous-wavelet transform: *Geophysics*, **70**(6), P19–P25.
- Stockwell, R. G., Mansinha, L., and Lowe, R. P., 1996, Localization of the complex spectrum: The S transform: *IEEE Transactions on Signal Processing*, **44**(4), 998–1001.
- Tikhonov, A. N., 1963, Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method: *Soviet Mathematical Doklady*, **4**, 1035–1038.
- Tonn, R., 1991, The determination of the seismic quality factor Q from VSP data: A comparison of different computational methods: *Geophysical Prospecting*, **39**(1), 1–27.
- Youn, D. H., and J.-G. Kim, 1985, Short-time Fourier transform using a bank of low-pass filters: *IEEE Transactions on Acoustics, Speech, and Signal Processing*, **33**, 182–185, doi:10.1109/TASSP.1985.1164509.
- کارشناسی ارشد، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی.
- Fomel, S., 2007, Shaping regularization in geophysical-estimation problems: *Geophysics*, **72**(2), R29–R36.
- , 2007b, Local seismic attributes: *Geophysics*, **72**(3), A29–A33.
- Gu, H., and Stewart, R., 2006, Calculation of relative seismic attenuation from the reflection time-frequency differences in a carbonate reservoir: *Crewes Research Report*, **18**, Ch. 55.
- Hedlin, K., Mewhort, L., and Margrave, G., 2001, Delineation of steam flood using seismic attenuation: 71st Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1572–1575.
- Liu, G., Fomel, S. and Chen, X., 2009, Time-frequency characterization of seismic data using local attributes: 79th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1825–1829.
- Liu, Y., and Fomel, S., 2010, Local time-frequency transform and its application to ground-roll noise attenuation: 80th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 3711–3716.
- Parra, J. O., and Hackett, C., 2002, Wave attenuation attributes as flow unit indicators: *The Leading Edge*, **21**, 564–572.