

معرفی نشانگر مرکز جرم مقیاس در حوزه موجک و به کارگیری آن در اکتشافات لرزه‌ای

فرحناز اشرفیان اصفهانی^۱، حمیدرضا سیاه‌کوهی^۲

^۱دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات (nazi_fa_2004@yahoo.com) ^۲مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران (email: hamid@ut.ac.ir)

(دریافت: ۸۵/۱۱/۲۹، پذیرش نهایی: ۸۶/۰۸/۰۵)

چکیده

امواج لرزه‌ای در زمین متحمل جذب ناشی از ناهمسانگردی‌های محیط می‌شوند. برآورد تضعیف از روش کاهش دامنه امواج لرزه‌ای مشاهده شده اغلب با خطا همراه است. از آنجا که جذب انرژی لرزه‌ای متناسب با بسامد امواج افزایش می‌یابد، لذا از روش‌های بسامدی برای برآورد ضریب تضعیف یا فاکتور کیفیت (Q) استفاده می‌کنند. در اغلب روش‌های مرسوم با تعریف نشانگرهای لرزه‌ای بسامدی و بررسی ارتباط بین آنها و جذب انرژی، حضور ناهمسانگردی‌ها تحقیق می‌شود. در این تحقیق تبدیل موجک پیوسته (CWT) و نقشه زمان - مقیاس حاصل از آن در نقش ابزاری ریاضی به‌کار رفته است. با بررسی ارتباط بین ضریب کیفیت محیط انتشار موج و مرکز جرم مقیاس (Centroid of Scale) استخراج شده از نقشه زمان - مقیاس در حکم نشانگر لرزه‌ای، تضعیف انرژی لرزه‌ای به هنگام انتشار مورد بررسی قرار می‌گیرد. معمولاً بی‌هنجاری‌های مرتبط با جذب در مقاطع لرزه‌ای بسیار حائز اهمیت‌اند و نشانگر حضور مخازن هیدروکربوری یا زون‌های گسلی هستند. با این انتظار که بررسی رفتار، نشانگر مرکز جرم مقیاس مقاطع لرزه‌ای بتواند محل تجمع هیدروکربورها یا زون‌های گسل خورده را مستقیماً نشان دهد، در این بررسی الگوریتم‌های مربوط در محیط نرم‌افزار Matlab تدوین و روی داده‌های لرزه‌ای مصنوعی و واقعی ارزیابی شده است. سرعت و دقت محاسباتی بیشتر، از جمله مزایای این روش نسبت به روش‌های دیگر است.

کلید واژه‌ها: ضریب کیفیت، تبدیل موجک، مرکز جرم مقیاس، مقیاس نما، نشانگر لرزه‌ای

۱ مقدمه

وجود دارد. اولین روش استفاده شده تبدیل فوریه زمان - کوتاه (STFT) است که طیف زمان - بسامد آن با در نظر گرفتن تبدیل فوریه روی پنجره زمانی انتخاب شده‌ای تولید می‌شود. در این روش قدرت تفکیک زمان - بسامد در فضای (t-f) ثابت و به طول پنجره از قبل تعیین شده وابسته است (Cohen, 1995). در حالی که هدف ما به دست آوردن طیف زمان - بسامدی است که قدرت تفکیک آن با تغییر محتوی بسامدی سیگنال تغییر کند. هر گاه بتوان موجکی اختیار کرد که تغییر مقیاس آن منجر به تولید محدوده‌های بسامدی متفاوت شود، از هم‌امیخت آن با سیگنال مورد نظر قادر به تامین قدرت تفکیک متغیر در حوزه (t-f) خواهیم بود. این همان روش معروف تبدیل موجک پیوسته است (Mallat, 1999). تبدیل موجک

تضعیف وابسته به بسامد انرژی هنگام انتشار امواج لرزه‌ای در محیط جاذب ذاتی است. همچنین تضعیف ممکن است در حضور ترک‌ها، شکست‌ها و فشار زیاد سیال اشباع شده نیز اتفاق بیفتد. جذب با کاهش انرژی برای هر دوره متناسب است. از آنجا که مسافتی معین به ازای دوره‌های بیشتری در بسامدهای زیاد نسبت به بسامدهای کم طی می‌شود، پس انرژی بسامدهای زیاد به‌طور طبیعی سریع‌تر از بسامدهای کم کاهش خواهد یافت. از این رو بررسی تضعیف سیگنال لرزه‌ای در حوزه بسامد، بهتر صورت می‌گیرد. داده‌های لرزه‌ای عموماً ایستا نیستند و محتوای بسامدی آنها با زمان تغییر می‌کند. تهیه نقشه زمان - بسامد نوعی نمایش داده‌های غیرایستا است و روش‌های گوناگونی برای آنالیز زمان - بسامد سیگنال‌های لرزه‌ای

۲ تبدیل موجک پیوسته

آنالیز موجک، توزیع بسامدی یک سری زمانی غیرایستا را با استفاده از مجموعه پنجره‌هایی که در زمان مقیاس می‌شوند بررسی می‌کند. تبدیل موجک پیوسته تابع $x \in L^2(\mathbb{R})$ به صورت زیر تعریف می‌شود (Mallat, 1999):

$$CTW_x(\tau, a) = \langle x, \psi_{\tau, a} \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \frac{1}{\sqrt{a}} \psi^* \left(\frac{t-\tau}{a} \right) dt \quad (1)$$

که در آن $CWT(a, t)$ ضرایب تبدیل موجک پیوسته، $x(t)$ سیگنال لرزه‌ای و ψ موجک تحلیلی است که نقش تابع پنجره جابه‌جا شده را ایفا می‌کند، همچنین علامت * نشان‌دهنده مزدوج مختلط تابع ψ و a پارامتر مقیاس است. تبدیل موجک پیوسته را می‌توان به صورت معادله همابخت نیز بیان کرد:

$$CTW_x(\tau, a) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \frac{1}{\sqrt{a}} \psi^* \left(\frac{t-\tau}{a} \right) dt = x * \bar{\psi}_a(\tau) \\ \bar{\psi}_a(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi^*(-t/a) \quad (2)$$

۳ معکوس پذیری تبدیل موجک پیوسته

با توجه به تعریف تبدیل موجک پیوسته، رابطه (۱) شباهت بین سیگنال و توابع پایه یا همان موجک‌ها را اندازه می‌گیرد. در این تعریف موجک مادر $\psi(t)$ به عنوان تابع کرنل این نوع تبدیل سیگنال باید به گونه‌ای طراحی شود که تبدیل وارون‌پذیر باشد. یعنی تبدیل متناظری وجود داشته باشد که امکان بازسازی سیگنال را از تبدیل موجک پیوسته آن فراهم کند. همچنین اطمینان از اینکه هیچ اطلاعاتی از سیگنال از بین نرفته باشد، حاصل شود (Sadowsky, 1996). ویژگی که موجک مادر باید تامین کند تا تبدیل موجک وارون امکان‌پذیر شود، شرط پذیرش (admissibility condition) نام دارد.

پیوسته از خاصیت تغییر مقیاس و جابه‌جایی موجک استفاده می‌کند و نقشه زمان - مقیاس سیگنال مورد بررسی را تحت عنوان مقیاس نما (Scalogram) تولید می‌کند. گاهی استفاده از نقشه‌های زمان - بسامد و زمان - مقیاس، برای پردازش و تحلیل داده‌های لرزه‌ای وضوح کافی ندارند یا با حجم عظیمی از داده‌ها مواجه هستیم (مقاطع بسامد ثابت). در چنین مواقعی پارامترهای میانگین طیفی زمان - بسامد یا مقیاس از تبدیل موجک پیوسته محاسبه می‌شوند. دقیقاً همان تعریف نشانگرهای طیفی را می‌توان بر طیف زمان - بسامد حاصل از تبدیل فوریه زمان کوتاه و یا تبدیل موجک پیوسته نیز اعمال و نشانگرهای دیگری به نام نشانگرهای طیفی لحظه‌ای تعریف کرد (Sinha, 2002). چون در موجک مورلت (Morlet) مقیاس با بسامد مرکزی موجک نسبت عکس دارد (Torrence & compo, 1998)، بنابراین می‌توان نشانگرهای مشابهی از نقشه زمان - مقیاس تبدیل موجک پیوسته محاسبه کرد که مرکز جرم مقیاس یکی از آنها است (Li et al., 2006). لازم به ذکر است که نشانگرهایی که بر اساس مقیاس نما محاسبه می‌شوند از سرعت و دقت بیشتر برخوردارند (ذبیحی، ۱۳۸۴). در این بررسی با در نظر گرفتن معادله انتشار موج لرزه‌ای در محیط ناهمسانگرد، ارتباط بین جذب محیط (فاکتور کیفیت محیط) و نشانگر مرکز جرم مقیاس حاصل از مقیاس نما در حوزه موجک بررسی می‌شود. سپس با در نظر گرفتن یک مدل ساده زمین، داده‌های لرزه‌ای مصنوعی را ایجاد می‌کنیم و قابلیت تحلیل زمان - مقیاس تبدیل موجک را در مورد تشخیص بی‌هنجاری (آنومالی)های تضعیف‌کننده انرژی لرزه‌ای مورد بررسی قرار می‌دهیم. در نهایت از این ویژگی نشانگر لرزه‌ای در داده‌های واقعی استفاده می‌شود و بی‌هنجاری حاصل از حضور یک مخزن هیدروکربور را تشخیص می‌دهیم.

مدوله سازی یک موج تخت با تابع گاوسی به دست می آید که به صورت زیر تعریف می شود:

$$\psi(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{imt} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (5)$$

به نحوی که $m \geq 5$. گائو و همکارانش (1998) موجک مورلت اصلاح شده را به صورت زیر بیان کردند:

$$\psi_m(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{imt} e^{-\frac{(ct)^2}{2}} \quad (6)$$

که در آن m بسامد مدوله و C فاکتور دامنه مدوله است که طول تابع موجک را کنترل می کند. رابطه موجک مورلت اصلاح شده در حوزه بسامد به صورت زیر است:

$$\hat{\psi}(w) = \sqrt{2\pi^{\frac{1}{4}}} c^{-1} e^{-(w-m)^2/2c^2} \quad (7)$$

۵ فاکتور کیفیت Q و عوامل مؤثر

رایج ترین پارامتر معرف جذب در محیط انتشار موج، فاکتور کیفیت است و به مثابه ویژگی ذاتی سنگ، به صورت نسبت انرژی ذخیره شده به انرژی واپاشیده در هر دوره تعریف می شود. بر اساس این تعریف هر چه فاکتور کیفیت سنگ بیشتر باشد مقدار جذب انرژی و یا تضعیف آن کمتر خواهد بود. ضریب تضعیف با ضریب کیفیت به صورت زیر مرتبط می شوند. (Toksoz & Johnston, 1981)

$$\frac{1}{Q} = \frac{\alpha v}{\pi f} = \frac{\delta}{\pi} \quad (8)$$

که در آن α ضریب تضعیف، v سرعت انتشار، f بسامد و δ کاهش لگاریتمی است.

داده های آزمایشگاهی و اندازه گیری های قابل دسترس نشان می دهند که افزایش فشار، تضعیف را کاهش می دهد. همچنین اشباع در حکم یکی از ویژگی های سیالات موجود در سنگ ها نقش مهمی در تضعیف انرژی

اگر $CWT_x(\tau, a)$ ، تبدیل موجک پیوسته تابع $x(t)$ باشد می توان با استفاده از فرمول زیر تابع $x(t)$ را از تبدیل موجک آن بازسازی کرد.

$$x(t) = \frac{1}{c_\psi} \int_0^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} CWT(\tau, a) \psi_{a,\tau}(t) \frac{dad\tau}{a^2} \quad (3)$$

که در این رابطه: $c_\psi = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{|\hat{\psi}(w)|^2}{w} dw$ و $\hat{\psi}(w)$ تبدیل فوریه $\psi(t)$ است. رابطه (۳) تبدیل موجک وارون نامیده می شود. برای برقراری این رابطه باید c_ψ محدود باشد یعنی $c_\psi < \infty$ که همان شرط پذیرش است و موجک مادر آن را تامین می کند. برای اینکه مقدار انتگرال محدود باشد لازم است که $\hat{\psi}(w=0) = 0$ یعنی موجک مادر هیچ مولفه بسامدی DC نداشته باشد، بنابراین با توجه به رابطه تبدیل فوریه موجک مادر $\psi(t)$:

$$\hat{\psi}(w) = \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) e^{-iwt} dt \Rightarrow \hat{\psi}(w=0) = \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) dt = 0 \quad (4)$$

به عبارت دیگر می توان گفت که شرط پذیرش معادل صفر شدن انتگرال موجک مادر است و برای اینکه این شرط تامین شود، موجک مادر باید شامل نوسان هایی باشد تا نواحی منفی و نواحی مثبت همدیگر را خنثی کنند.

۴ موجک مورلت

با توجه به هدف تحقیق، نوع کاربرد و شرایط سیگنال، ممکن است یک موجک خاص انتخاب شود. از آنجا که معمولاً در پردازش داده های لرزه ای، دامنه و طیف فاز سیگنال مورد بررسی قرار می گیرد، لذا موجک انتخاب شده علاوه بر داشتن شرط قبلی (برقراری شرط پذیرش) باید موجک تحلیلی نیز باشد. موجک مورلت موجک تحلیلی است (Morlet et al, 1982). این موجک از

فرض شده است که موجک چشمه به صورت یک پاسخ ایده‌ال یعنی $|X(w,0)|=1$ باشد و از تضعیف ناشی از پاشندگی سرعت صرف نظر می‌شود. سپس با استفاده از موجک مورلت، تبدیل موجک پیوسته معادله (۱۱) در حوزه بسامد به دست می‌آید. شکل بسامدی تبدیل موجک پیوسته به صورت زیر خواهد بود:

$$\text{CWT}_X(a,b) = \sqrt{a} X(w,z) e^{ibw} \overline{\psi}(aw) \quad (12)$$

که در آن علامت بار روی $\overline{\psi}(aw)$ در رابطه ۲ توضیح داده شده است. سپس با جای گذاری روابط (۷) و (۱۱) در رابطه (۱۲) خواهیم داشت:

$$\text{CWT}_X(a,b) = \sqrt{a} e^{\frac{iwz}{c(w)}} e^{\frac{-wz}{2Qc(w)}} e^{ibw} \sqrt{2\pi} \frac{1}{4c^{-1}} e^{\frac{-(aw-m)^2}{2c^2}} \quad (13)$$

با ساده کردن و استفاده از خواص انتقال زمانی و بسامدی تبدیل فوریه، می‌توان چگالی انرژی لرزه‌ای حاصل از مقیاس نمای تبدیل موجک پیوسته را در حوزه زمان به صورت زیر نوشت:

$$|\text{CWT}_{a,b}(t)|^2 = \frac{a^{-1}}{\sqrt{\pi}} e^{\frac{mt}{Qa} + \frac{c^2 t^2}{4Q^2 a^2} - \frac{c^2 (t-b)^2}{a^2}} \quad (14)$$

مشابه تعاریف اندازه‌های طیفی لحظه‌ای براساس طیف‌نما (Barnes, 1993 ; Sinha, 2002) و نظریه آمار و احتمال، مرکز جرم مقیاس در حکم نشانگر جذب با استفاده از مقیاس نمای تبدیل موجک پیوسته با رابطه زیر داده می‌شود.

$$S_c(t) = \frac{\int_0^\infty |\text{CWT}(t,a)|^2 \frac{da}{a}}{\int_0^\infty \frac{1}{a} |\text{CWT}(t,a)|^2 \frac{da}{a}} \quad (15)$$

با جای گذاری رابطه (۱۴) در رابطه (۱۵) و با استفاده از انتگرال جزء به جزء می‌توان به طور ساده نوشت:

موج لرزه‌ای بازی می‌کند و با افزایش اشباع، تضعیف افزایش می‌یابد. همچنین فشار، اثر اشباع را در تضعیف امواج کاهش می‌دهد (Gardner et al., 1964). بسامد از دیگر عوامل مؤثر در تضعیف انرژی امواج لرزه‌ای است. از بررسی آزمایشگاهی سنگ‌ها روابط مفید بین ضریب تضعیف و بسامد و ضریب کیفیت و بسامد (باند خیلی وسیع بسامدی از بسامدهای لرزه‌ای حدود 10^{-3} تا حدود 10^8 Hz) به دست آمده است. رابطه بین α و f به صورت زیر حاصل شده است (Attewell & Ramana, 1966)

$$\alpha = 1.99 \times 10^{-6} f^{1.0386} \text{ db/cm}^{-1} \quad \text{for} \quad 10^{-3} < f < 10^8 \quad (9)$$

بر اساس این رابطه، تغییرات ضریب تضعیف بر حسب بسامد، تقریباً به صورت خطی است. همچنین رابطه بین ضریب کیفیت و فرکانس به صورت زیر است.

$$\bar{Q} = 213 f^{-0.013} \quad \text{for} \quad 10^{-3} < f < 10^7 \quad (10)$$

در اینجا فاکتور کیفیت تقریباً برای امواج لرزه‌ای، مستقل از بسامد است.

۶ بررسی ارتباط نشانگر مرکز جرم مقیاس با جذب انرژی

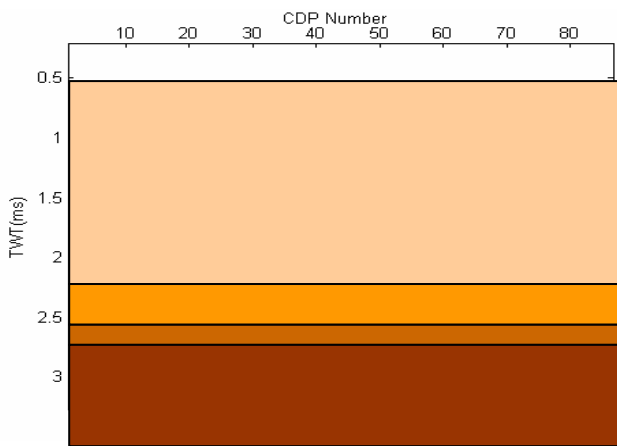
در ابتدا موج تخت $X(w,z)$ در یک محیط ناهمسانگرد با ضریب کیفیت مستقل از بسامد فرض و معادله انتشار موج به صورت زیر تعریف می‌شود (Aki et al. 1980):

$$X(w,z) = X(w,0) e^{\frac{iwz}{c(w)}} e^{\frac{-wz}{2Qc(w)}} \quad (11)$$

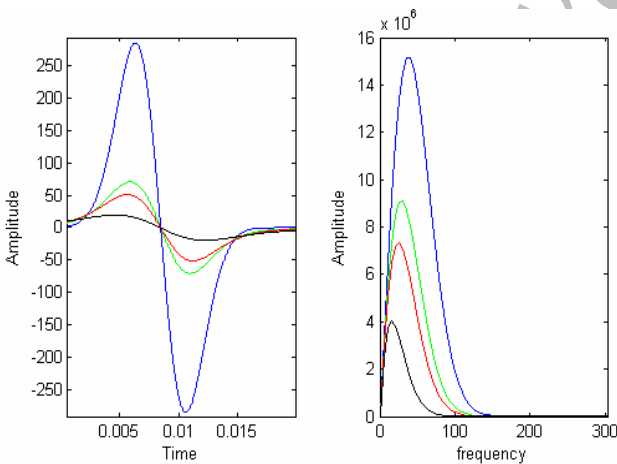
که در آن w بسامد زاویه‌ای، z فاصله انتشار، $X(w,0)$ موجک منبع در $z=0$ و $c(w)$ سرعت فاز است. همچنین

جدول ۱. مشخصات مدل زمین شناسی مورد استفاده در این بررسی

مشخصات	سرعت M/S	چگالی Kg/m ³	ضریب کیفیت
لایه اول	۲۰۰۰	۲۲۵۰	۴۰۰
لایه دوم	۲۳۰۰	۲۲۵۰	۱۵۰
لایه سوم	۲۴۵۰	۲۲۵۰	۵۰
لایه چهارم	۲۶۰۰	۲۲۵۰	۵۰



شکل ۱. مدل زمین شناسی مورد استفاده در این بررسی. عمق بر حسب زمان رفت و برگشت موج بازتابی ارائه شده است



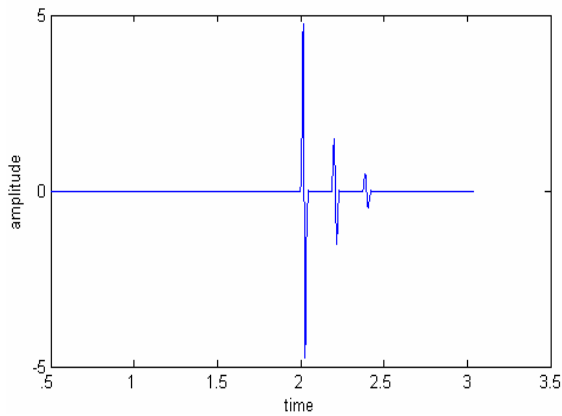
شکل ۲. الف) اثر جذب روی دامنه موجک، دامنه موجک مصنوعی اولیه (آبی)، پس از اثر جذب لایه اول (سبز)، پس از اثر جذب لایه اول و دوم (سرخ)، پس از اثر جذب لایه اول، دوم و سوم (سیاه). ب) اثر جذب روی طیف دامنه، طیف فوریه موجک مصنوعی اولیه (آبی)، پس از اثر جذب لایه اول (سبز)، پس از اثر جذب لایه اول و دوم (سرخ)، پس از اثر جذب لایه اول، دوم و سوم (سیاه).

$$S_c(t) = \frac{mt}{Q} \quad (16)$$

همان طور که مشاهده می شود مرکز جرم مقیاس با ضریب کیفیت محیط رابطه عکس دارد. هرچه ضریب کیفیت کمتر و جذب بیشتر باشد، نشانگر مرکز جرم مقیاس بزرگ تر خواهد بود. بنابراین تضعیف حاصل از بی هنجاری ها به راحتی با تجمع مرکز جرم مقیاس های بزرگ قابل تشخیص است و می توان از این روش برای آشکارسازی مستقیم مخازن هیدرو کربور و یا زون های شکست خورده استفاده کرد.

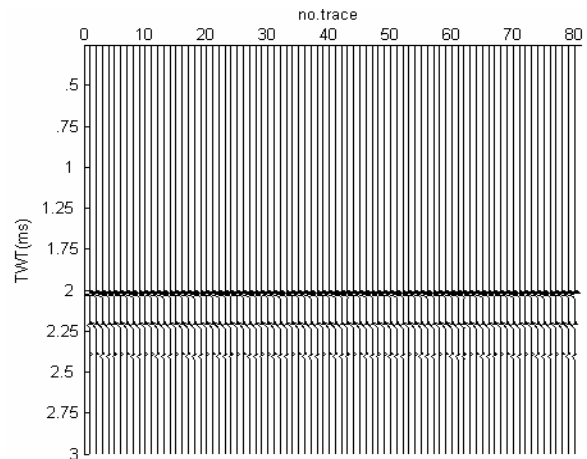
۷ کار با داده های مصنوعی

مدل زمین با سه لایه افقی روی نیم فضا را مطابق جدول ۱ و شکل ۱ در نظر می گیریم. برای ساخت مقطع لرزه ای مصنوعی مدل زمین شناسی از مشتق اول تابع توزیع گوسی (با بسامد مرکزی ۷۵ هرتز) در نقش موجک استفاده می شود. اثر جذب لایه ها را به ترتیب و با توجه به ضریب کیفیت آنها بر طیف دامنه موجک اعمال می کنیم. شکل ۲ اثر جذب لایه های مدل فرضی بر شکل و طیف دامنه موجک انتخاب شده را نشان می دهد. همان طور که انتظار می رفت در اثر جذب کاهش دامنه در طیف دامنه موجک برای مولفه های بالای بسامد، بیشتر از بقیه بوده است و دامنه موجک نیز در اثر جذب لایه ها افت پیدا کرده است. از هم آمیخت هر موجک با ضریب بازتاب متناظرش، مقطع لرزه ای مصنوعی مدل پیش گفته برای هشتاد CDP مطابق با شکل ۳ به دست آمد. همان طور که در شکل ۳ مشاهده می شود، به علت افزایش جذب و کاهش ضریب کیفیت محیط با عمق، کاهش دامنه امواج بازتابی با عمیق تر شدن سطح بازتابنده بیشتر شده است.

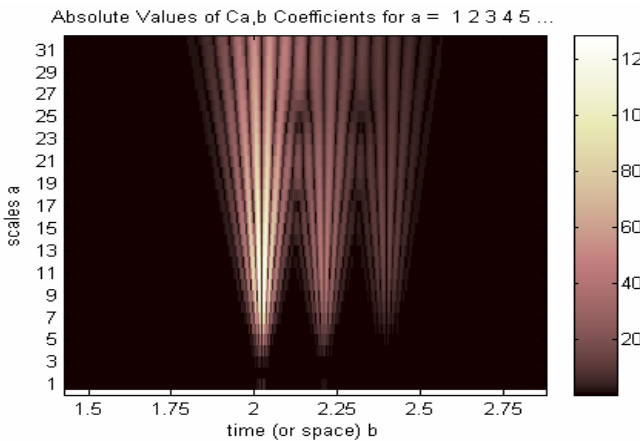


شکل ۴. نمونه ای از ردلرزه حاصل از بازتاب موج از مدل زمین‌شناسی

شکل (۱)

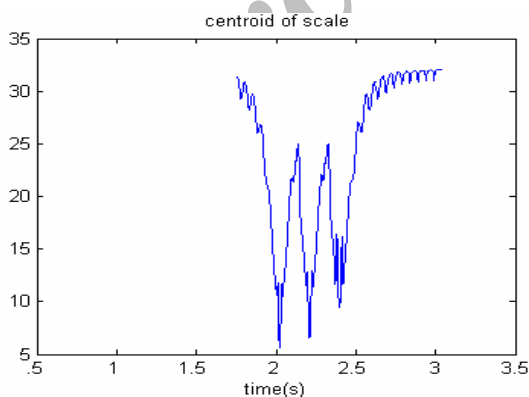


شکل ۳. مقطع لرزه ای مصنوعی مدل شکل (۱)



شکل ۵. نقشه زمان - مقیاس حاصل از تبدیل موجک پیوسته ردلرزه شکل

(۴)



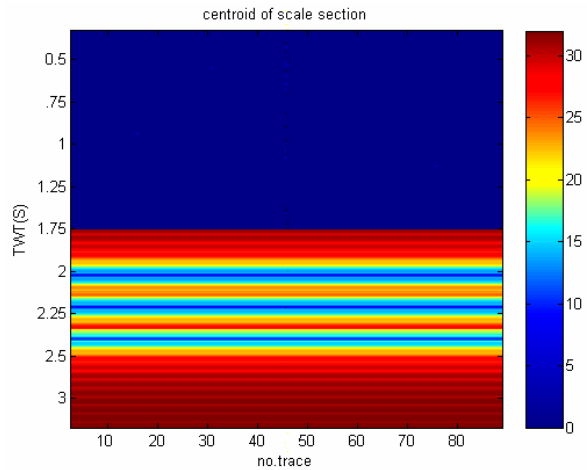
شکل ۶. مرکز جرم مقیاس حاصل از مقیاس نمای تبدیل موجک پیوسته

ردلرزه شکل (۴) به مثابه نشانگر تضعیف.

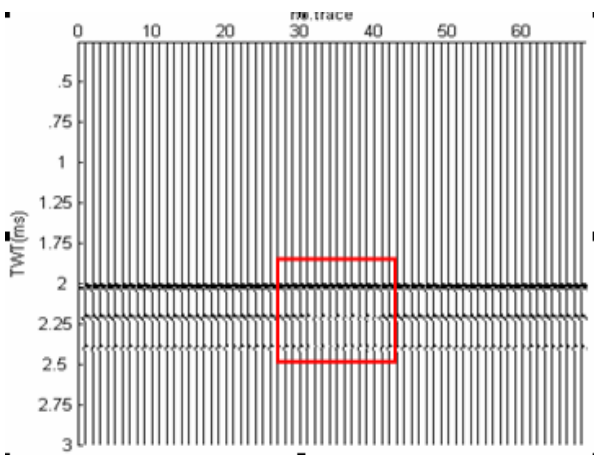
۸ تهیه مقطع نشانگر مرکز جرم مقیاس

به ازای هر ردلرزه از مقطع لرزه‌ای مصنوعی، مثل شکل ۴، نقشه زمان - مقیاس مربوطه از تبدیل موجک پیوسته با به کارگیری موجک مورلت و به ازای مقیاس‌های ۱ تا ۳۲ مطابق شکل ۵ به دست آمد. سپس با توجه به تعریف نشانگر مرکز جرم مقیاس (رابطه ۱۵) و ضرایب تبدیل موجک پیوسته محاسبه شده، نشانگر مرکز جرم مقیاس بر حسب زمان برای ردلرزه مورد نظر در شکل ۶ به دست آمد. همان‌طور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، با افزایش زمان و کاهش ضریب کیفیت لایه‌ها (یا افزایش جذب)، مرکز جرم مقیاس افزایش می‌یابد. بنابراین تضعیف انرژی امواج لرزه‌ای که با افت بسامدی نیز همراه است در اینجا طبق رابطه ۱۶ با افزایش مرکز جرم مقیاس مواجه می‌شود. در ادامه این نشانگر لرزه‌ای برای تک تک ردلرزه‌ها در مقطع مصنوعی محاسبه می‌شود و با کنار هم گذاشتن آنها، مقطع مرکز جرم مقیاس متناظر به دست می‌آید. با تفسیر مقطع مرکز جرم مقیاس می‌توان موقعیت زون‌های جاذب را تشخیص داد و تجزیه و تحلیل کرد (شکل ۷).

همان طور که مشاهده می شود نشانگر مرکز جرم مقیاس تریس ۳۵ در لایه دوم نسبت به تریس ۲۰ به شدت افزایش یافته است که این حاکی از اثر جذب بسیار زیاد ناشی از وجود بی هنجاری است. حال با کنار هم گذاشتن مرکز جرم مقیاس تک تک ردلرزه های مقطع مصنوعی و به دست آوردن نقشه مرکز جرم مقیاس این مدل شکل ۱۰، مشاهده می شود که در منطقه بی هنجاری با ضریب کیفیت بسیار کم، با تجمع مرکز جرم مقیاس های بزرگ روبه رو هستیم.



شکل ۷. مقطع نشانگر مرکز جرم مقیاس استخراج شده از تبدیل موجک پیوسته مقطع لرزه ای شکل (۳)



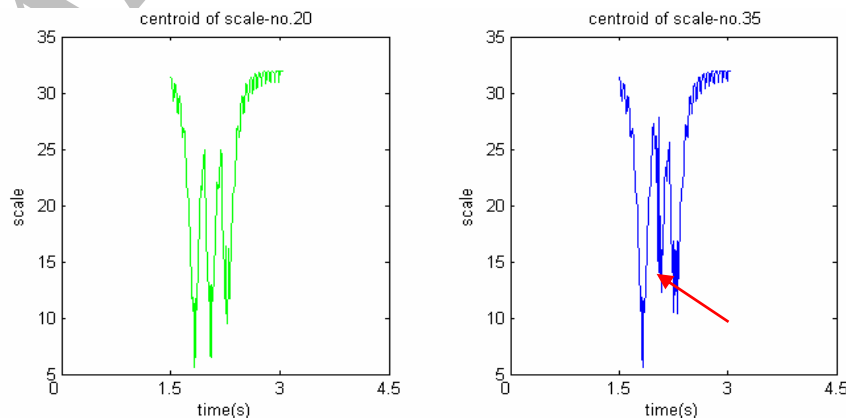
شکل ۸. مقطع لرزه ای مصنوعی مربوط به مدل زمین شناسی که در لایه دوم آن بی هنجاری با $Q=10$ در محدوده بین CDP سی و چهل وجود دارد. موقعیت بی هنجاری با مربع نشان داده شده است.

۹ تشخیص بی هنجاری به کمک نشانگر مرکز جرم

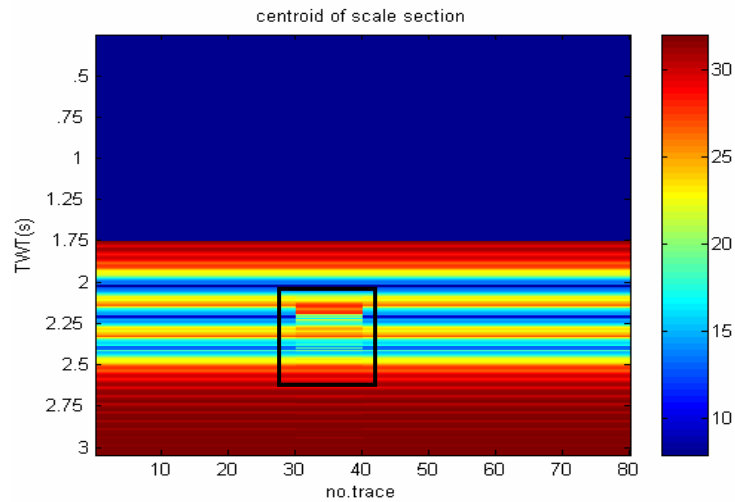
مقیاس

مثال اول

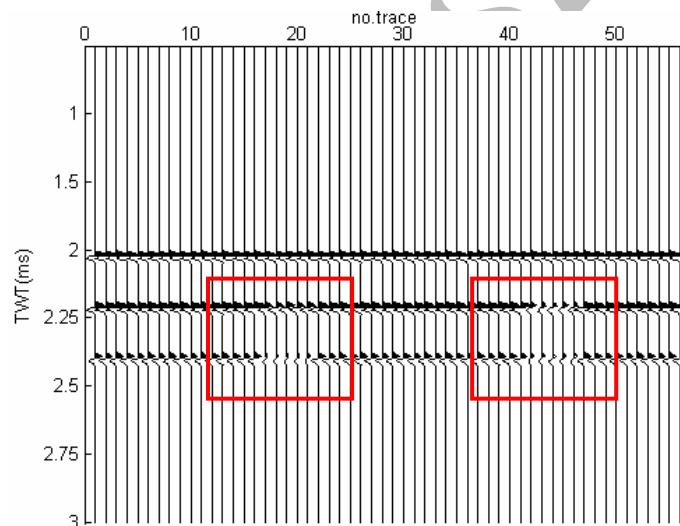
در لایه دوم همان مدل زمین شناسی شکل ۱ یک بی هنجاری جاذب با ضریب کیفیت ۱۰ بین CDP شماره ۳۰ تا ۴۰ در نظر گرفته شد. مقطع لرزه ای مصنوعی مربوط به این مدل در شکل ۸ دیده می شود. در این شکل در نواحی بی هنجاری، دامنه امواج در اثر تضعیف بیشتر، به شدت افت پیدا کرده است. برای مقایسه در شکل ۹ مرکز جرم مقیاس متناظر با تریس ۲۰ که از منطقه بدون بی هنجاری و تریس ۳۵ که از منطقه دارای بی هنجاری عبور کرده است، مقایسه می شود.



شکل ۹. سمت چپ نشانگر مرکز جرم مقیاس متناظر با تریس ۲۰، سمت راست نشانگر مرکز جرم مقیاس متناظر با تریس ۳۵.



شکل ۱۰. مقطع نشانگر مرکز جرم مقیاس مربوط به مقطع لرزه ای شکل (۸) که وجود بی‌هنجاری در بین CDP سی و چهل در لایه دوم به روشنی مشخص است.



شکل ۱۱. مقطع لرزه‌ای مصنوعی مربوط به مدل زمین‌شناسی که در لایه دوم آن به ترتیب دو بی‌هنجاری با $Q=45$ در محدوده بین CDP پانزده و بیست و $Q=25$ در محدوده بین CDP چهل و چهل و پنج وجود دارد. همچنین در لایه سوم یک بی‌هنجاری با $Q=15$ در راستای عمقی با بی‌هنجاری اول، در نظر گرفته شد. موقعیت بی‌هنجاری‌ها با مربع نشان داده شده است.

شکل ۱۱ نشان داده شده است. در این شکل در نواحی بی‌هنجاری، دامنه امواج در اثر تضعیف بیشتر، به شدت افت پیدا کرده است. اما در لایه سوم بین CDP شماره ۴۰ و CDP شماره ۴۵، افت دامنه ناشی از وجود بی‌هنجاری نیست بلکه در اثر عبور از بی‌هنجاری لایه دوم واقع شده است. نقشه مرکز جرم مقیاس این مدل در شکل ۱۲، مشاهده می‌گردد که در این مدل نیز در منطقه بی‌هنجاری

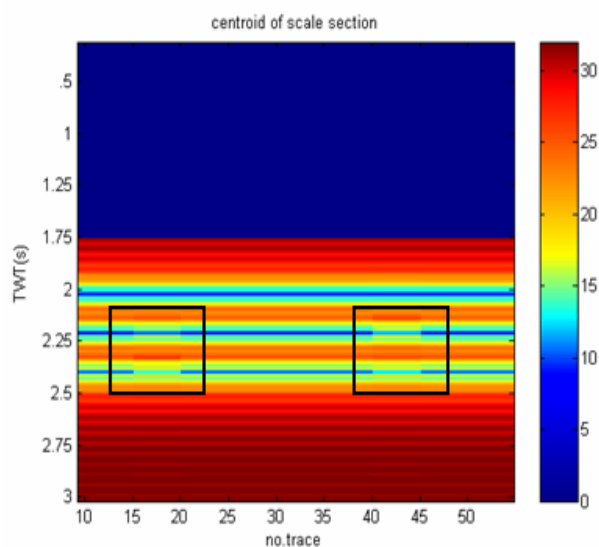
مثال دوم

در لایه دوم همان مدل زمین‌شناسی شکل ۱ دو بی‌هنجاری جاذب با ضریب کیفیت ۴۵ بین CDP شماره ۱۵ تا CDP شماره ۲۰ و ضریب کیفیت ۲۵ بین CDP شماره ۴۰ تا CDP شماره ۴۵ و همچنین در لایه سوم یک بی‌هنجاری با ضریب کیفیت ۱۵ در راستای عمقی با بی‌هنجاری اول، در نظر گرفته شد. مقطع لرزه‌ای مصنوعی آن در

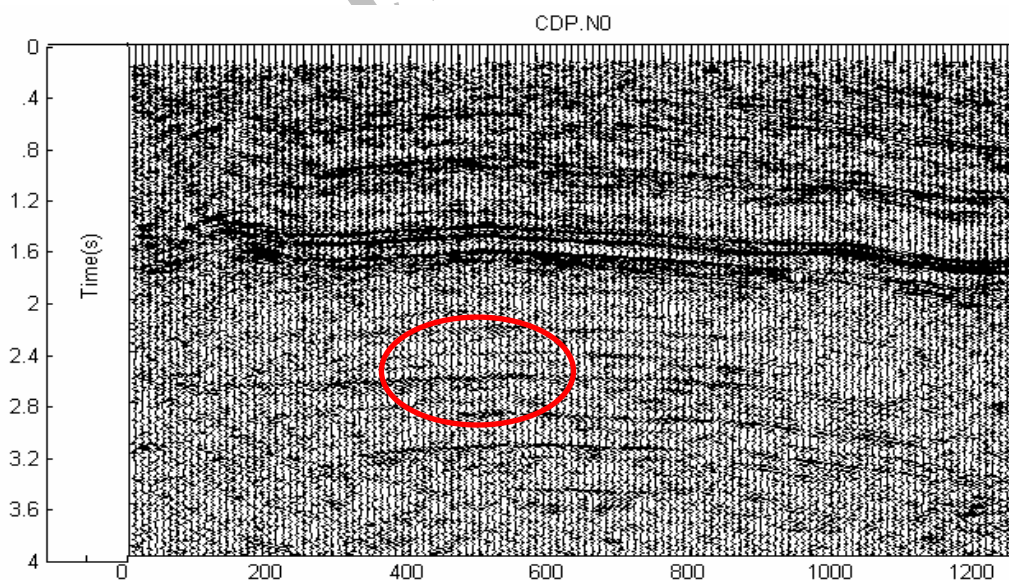
۱۰ اعمال روش روی داده واقعی

حال که کارایی نشانگر مرکز جرم مقیاس حاصل از تبدیل موجک پیوسته در شناسایی زونهای جاذب انرژی لرزه‌ای روی داده‌های مصنوعی نشان داده شد، این روش را روی داده‌های واقعی اعمال می‌کنیم. انتظار می‌رود که حضور زونهای خرد شده و مخازن هیدروکربورها (به‌خاطر ضریب کیفیت بسیار کمی که دارند) به مثابه بی‌هنجاری‌های تضعیف‌کننده، به صورت محل تجمع مرکز جرم مقیاس‌های بزرگ دیده شوند. شکل ۱۳ یک مقطع لرزه‌ای برانبارش شده را پس از مهاجرت نشان می‌دهد. موقعیت مخزن هیدروکربور در حوالی CDP شماره ۵۰۰ و زمان سیر ۲/۵ ثانیه، گزارش شده است (عسگری، ۱۳۸۴). ما نیز در این بررسی با استفاده از روش نشانگر مرکز جرم مقیاس حاصل از نقشه زمان - مقیاس تبدیل موجک پیوسته این مقطع لرزه‌ای، محل مخزن را مطابق شکل ۱۴ در محدوده گزارش شده مشاهده کردیم. همچنین تصویر بزرگ شده زون‌های پیش‌گفته در شکل‌های ۱۳ و ۱۴ در شکل ۱۵ نشان داده شده است.

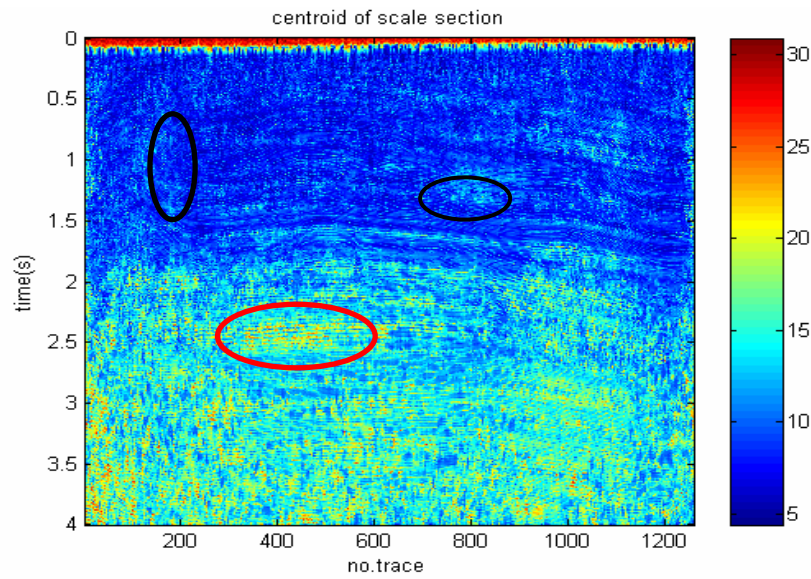
با ضریب کیفیت بسیار کم، با تجمع مرکز جرم مقیاس‌های بزرگ روبه‌رو هستیم. بنابراین مرکز جرم مقیاس که با ضریب کیفیت رابطه عکس دارد، نشانگر مناسبی برای تشخیص کیفی و مستقیم مناطق جاذب روی مقاطع لرزه‌ای با استفاده از تبدیل موجک پیوسته است.



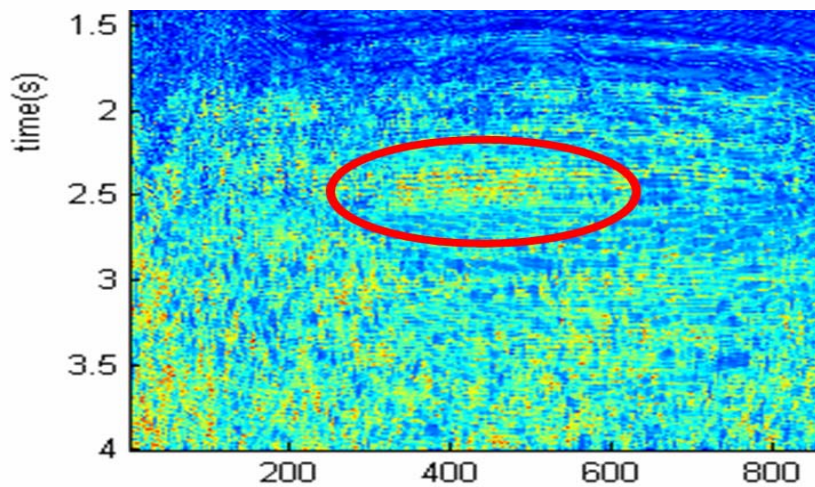
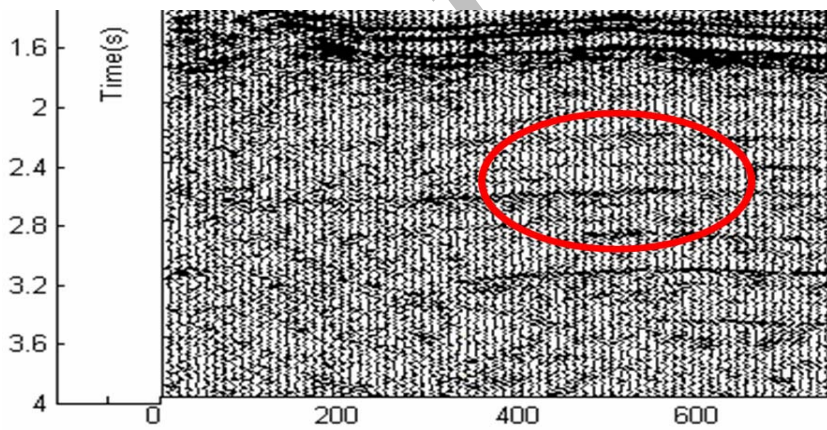
شکل ۱۲. مقطع نشانگر مرکز جرم مقیاس مربوط به مقطع لرزه‌ای شکل (11) که در آن وجود بی‌هنجاری در لایه دوم و سوم به روشنی مشخص است.



شکل ۱۳. مقطع لرزه‌ای برانبارش شده و مهاجرت یافته با ۱۲۵۸ تریس و طول زمانی ۴ ثانیه. وجود مخزن در CDP شماره ۵۰۰ و زمان ۲/۵ ثانیه گزارش شده است (عسگری، ۱۳۸۴).



شکل ۱۴. مقطع نشانگر مرکز جرم مقیاس مربوط به شکل (۱۳). در محدوده CDP شماره ۵۰۰ و زمان ۲/۵ ثانیه بی‌هنجاری ناشی از مخزن هیدروکربور دیده می‌شود. در گوشه سمت چپ بالا، بی‌هنجاری ناشی از زون گسل خورده و در گوشه سمت راست بالا، بی‌هنجاری ناشی از over pressure (ذبیحی - ۱۳۸۴) مشاهده میشود.



شکل ۱۵. تصویر بزرگ شده زون‌های اشاره شده در شکل‌های ۱۳ و ۱۴ را نشان می‌دهد.

- Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1084-1087.
- Gardner, G.H.F., Wyllie, M.R.J., and Droschak, D.M., 1964, Effects of pressure and fluid saturation on the attenuation of elastic wave in sands: J. Petrol. Tech., 16, 189-198.
- Hauge, P.S., 1981, Measurements of attenuation from vertical seismic profiles: Geophysics, 46, (11), 1548-1558.
- Li, H., Zhao, W., Cao, H., Yao, F., 2006, Measures of scale based on the wavelet scalogram and its applications to gas detection, Geophysics, 71, (5), V111-V118 (September-October 2006).
- Mallat, S., 1999, A Wavelet tour of signal processing, Academic Press.
- Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E., and Giard, D., 1982, Wave propagation and sampling theory: Geophysics, 47, 222-236.
- Sadowsky, J.D., 1996, Investigation of signal characteristics using the continuous wavelet transform: Johns Hopkins APL Technical Digest, 17, 258-269
- Sinha, S.K., 2002, Time-frequency localization wavelet transform and its application in seismic data analysis, M.S thesis, University of Oklahoma, USA.
- Toksoz, M.N., Johnston, D.H., 1981, Seismic wave attenuation: Definitions and terminology (Chapter 1), Society of Exploration Geophysicists, USA.
- Torrence, C., and Compo, G.P., 1998, A practical guide to wavelet analysis: Bulletin of the American Meteorological Society, 79, 61-78.

۱۱ نتیجه گیری

مبانی نظری بحث روشن ساخت که نشانگر مرکز جرم مقیاس، با ضریب کیفیت محیط رابطه عکس دارد، پس می توان آن را در نقش نشانگری برای تشخیص کیفی و مستقیم موقعیت زون های جاذب در مقاطع لرزه ای به کار برد. نشانگرهای حاصل از مقیاس نمای تبدیل موجک پیوسته علاوه بر قدرت تفکیک بهینه، از سرعت محاسباتی بیشتری نسبت به نشانگرهای حاصل از نقشه زمان-بسامد برخوردارند. در لرزه نگاری برای اکتشاف نفت چون زون های خرد شده و مخازن هیدروکربوری یافت بسامد غالب همراه هستند با اعمال این روش می توان از تجمع مرکز جرم مقیاس های بسیار بزرگ، مستقیماً محل تجمع هیدروکربورها را شناسایی کرد.

منابع

- عسگری، ر.، ۱۳۸۴، "تبدیل S و کاربردهای آن در پردازش و تفسیر داده های لرزه ای"، پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- ذیحی، ا.، ۱۳۸۴، "تحلیل مقاطع لرزه ای در حوزه زمان-فرکانس برای تصویرسازی لایه های نازک و مخازن هیدروکربور"، پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- Aki, K. and Richards, P.G., 1980, Quantitative Seismology, Theory and Methods: San Francisco, W.H. Freeman.
- Attewell, P.B. and Ramana, Y.V., 1966, Wave attenuation and internal friction as function of frequency in rocks: Geophysics, 31, 1049-1056.
- Barnes, A.E., 1993, Instantaneous spectral bandwidth and dominant frequency with applications to seismic reflection data: Geophysics, 58 (3), 419-428.
- Cohen, L., 1995, Time-frequency analysis: Prentice Hall
- Gao, J., Li, Y. and Chen, W., 1998, on the instantaneous attributes analysis of seismic data via wavelet transform: 68th Ann.