JRAG
نشریه پژوهش های ژئوفیزیک کاربردی
دوره ۴، شماره ۱، ۱۳۹۷، صفحات ۱۷۰–۱۵۷
شناسه دیجیتال (DOI): 10.22044/JRAG.2016.753

تخمین ضریب کیفیت ثابت برای یک ردلرزه و حذف اثر آن توسط واهمامیخت ناپایا

سید حسین سید آقامیری[1*] و علی غلامی[2]

۱- دانشجوی دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران
۲- دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۰۴/۳۰؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۰۷/۲۷

* نویسنده مسئول مکاتبات: h.aghamiry@ut.ac.ir

واژگان کلیدی

تخمین Q
جذب لرزه‌ای
مدل Q ثابت
واهمامیخت ناپایا
بهینه‌سازی غیرخطی
بهینه‌سازی خطی

چکیده

خاصیت ویسکو الاستیک زمین باعث اتلاف انرژی و تضعیف دامنه موج لرزه‌ای منتشر شده در زمین می‌شود. این اثر که به عنوان جذب لرزه‌ای شناخته می‌شود و معمولاً با فاکتور کیفیت (Q) نشان داده می‌شود، مشکل جدی در پردازش داده‌های لرزه‌ای است. چنانچه اطلاعاتی در مورد مقدار ضریب جذب وجود داشته باشد حذف اثر آن باعث بهبود تفکیک‌پذیری داده می‌شود. در این مقاله مقدار Q برای یک ردلرزه (trace) با فرض Q ثابت برای کل ردلرزه، تخمین زده می‌شود و سپس توسط واهمامیخت ناپایا اثر آن از ردلرزه حذف می‌شود. روش جدید برای تخمین Q به حل یک مسئله وارون می‌پردازد. با فرض تنکی (sparsity) سری ضرایب بازتاب زمین به دنبال مقداری از Q هستیم که تنک‌ترین سری ضرایب بازتاب زمین را نتیجه می‌دهد. مسئله فوق‌الذکر یک مسئله وارون غیرخطی بوده و بهینه‌سازی آن زمان‌گیر است. در این مقاله روش‌هایی برای حل این مشکل و مقرون به صرفه کردن روش جدید پیشنهاد می‌شود. اعمال روش جدید بر داده‌های مصنوعی و واقعی نشان می‌دهد که روش جدید قدرت بالایی در تخمین Q دارد و بسیار پایدار است. همچنین مقایسه روش جدید با روش‌های دیگر نشان از دقت روش جدید در تخمین Q دارد.

۱- مقدمه

در هنگام تحلیل موج لرزه‌ای منتشر شده در زمین، معمولاً زمین به صورت یک محیط الاستیک ایده‌آل فرض شده و امواج لرزه‌ای با استفاده از معادله موج الاستیک تشریح می‌شوند. در عمل موج منتشر شده به دلایل زیادی از جمله ناهمسانگردی (anisotropy)، ناهمگنی (heterogeneous)، تخلخل و ... با موج منتشر شده در محیط ایده‌آل متفاوت خواهد بود. همچنین خاصیت ویسکو الاستیک زمین باعث اتلاف انرژی موج لرزه‌ای و در نتیجه آن تضعیف دامنه موج لرزه‌ای می‌شود. این پدیده اتلاف انرژی که وابسته به فرکانس موج است جذب لرزه‌ای (seismic absorption) نامیده می‌شود (Yilmaz,2000). با مطالعه پدیده جذب مشاهده شده در زمین و تخمین و حذف اثر آن می‌توان به تفکیک‌پذیری بهتر در پردازش لرزه ای دست یافت. همچنین اطلاع از اثر جذب کمک می‌کند تا اطلاعات دقیقی از خواص سنگ‌های محیط استخراج کنیم (Zhang and Ulrich, 2002).

خاصیت جذب یک محیط معمولاً با ضریب کیفیت (Q) نشان داده می‌شود. به نحوی که هر چه این ضریب بدون دیمانسیون مقدار بیشتری داشته باشد آن محیط جذب کمتری دارد.

هدف از تخمین Q را می‌توان در دو مورد ذکر کرد: الف- حذف اثر جذب از موج لرزه‌ای و انجام پردازش بهتر داده‌های لرزه‌ای ب- توصیف مخزن. برای مورد الف نیاز به دانستن Q برای لایه‌های اصلی زمین داریم ولی برای مورد ب، به دانستن Q به صورت جزئی‌تر نیاز داریم. در این مقاله هدف از تخمین Q مورد الف، یعنی حذف اثر آن از امواج لرزه‌ای و انجام پردازش بهتر است. به منظور حذف اثر جذب ردلرزه‌ها از روش‌های سفیدسازی طیف دامنه متغیر با زمان (time-variant spectral whitening) و یا واهمامیخت ناپایا (non-stationary deconvolution) استفاده می‌شود (Robinson,1979، Hargreaves and Calvert, 1991، Bickel, 1993، Varela et al., 1993، Margrave, 2011 و Gholami, 2016).

الگوریتم‌های زیادی برای تخمین Q از داده‌های لرزه‌ای سطحی و دیگر داده‌های لرزه‌ای معرفی شده است. شاید مرسوم‌ترین آن‌ها روش نسبت طیفی (Spencer et al., 1982 و Tonn, 1991) باشد. روش‌های دیگری برای تخمین Q معرفی شد که نسبت به روش نسبت طیفی بهتر عمل می‌کنند (Quan and Harris, 1997، Zhang and Ulrich, 2002، Taner and Treitel, 2003، Rickett, 2003، Singleton et al., 2006، Guerra and Leaney,2006 و Margrave, 2011).

در این مقاله از مدل Q ثابت برای زمین استفاده شده (Kjartansson,1979) و به مسئله تخمین Q به دید یک مسئله وارون نگاه شده است. از آنجایی که پاسخ ضربه زمین تنک (Sparse) است چنانچه اثر موجک و جذب زمین از ردلرزه ثبت شده حذف شوند (واهمامیخت ناپایا) به یک سری ضرایب بازتاب تنک می‌رسیم. حال اگر واهمامیخت ناپایا را با Q های مختلف انجام دهیم آن جوابی که تنک‌ترین سری ضرایب بازتاب را بدهد مربوط به Q ردلرزه است.

۲- بخش‌های اصلی مقاله

اثر جذب زمین پدیده‌ای بسیار پیچیده است و برای مدل کردن ریاضی آن نیاز به تقریب‌ها و فرض‌های ساده ساز است. در حالت ساده یک بعدی، موجی که در راستای عمود در یک محیط تک لایه با سرعت ثابت v منتشر می‌شود با حل معادله اسکالر موج در حوزه فرکانس-مکان به صورت زیر بیان می‌شود (Aki and Ricards,1980)

$$P(\omega,z)=P(\omega,0)e^{-i\frac{\omega}{v}z} \qquad (۱)$$

که در این رابطه ω فرکانس زاویه‌ای، z عمق و P(ω,z) نشان‌دهنده دامنه موج در یک عمق و فرکانس خاص است و i نماد موهومی است. به منظور اعمال اثر جذب موج در محیط باید سرعت به صورت مختلط تعریف شود:

$$v=\alpha+i\beta \qquad (۲)$$

در این رابطه α نشان‌دهنده سرعت محیط و β فاکتوری است که به جذب محیط وابسته است. با جایگذاری رابطه ۲ در رابطه ۱ و اندکی محاسبات ریاضی خواهیم داشت:

$$P(\omega,z)=P(\omega,0)e^{-i\frac{\omega\alpha}{\alpha^2+\beta^2}z}e^{-\frac{\omega\beta}{\alpha^2+\beta^2}z} \qquad (۳)$$

برای بیشتر سنگ‌ها می‌توان گفت α>>β است (Sheriff and Geldart,1982) و می‌توان رابطه ۳ را به صورت زیر ساده کرد:

$$P(\omega,z)=P(\omega,0)e^{-i\frac{\omega}{\alpha}z}e^{-\frac{\omega\beta}{\alpha^2}z} \qquad (۴)$$

برای تبدیل عمق (z) به زمان انتشار (τ) می‌توان از رابطه z=ατ استفاده کرد و معادله را به صورت زیر نوشت:

$$P(\omega,z)=P(\omega,0)e^{-i\omega\tau}e^{-\frac{\omega\beta}{\alpha}\tau} \qquad (۵)$$

Kjartansson (1979) فرض Q ثابت و مستقل از فرکانس را در نظر گرفت و آن را به صورت زیر تعریف کرد:

$$\frac{1}{2Q}=\frac{\beta}{\alpha} \qquad (۶)$$

مدل پیشنهادی Q ثابت، یک نمایش خوب برای جذب موجود در اکثر سنگ‌ها برای محدوده فرکانس‌های لرزه‌ای است. با جایگذاری رابطه ۶ در رابطه ۵ خواهیم داشت:

$$P(\omega,z)=P(\omega,0)e^{-i\omega\tau}e^{-\frac{\omega}{2Q}\tau} \qquad (۷)$$

در رابطه ۷ $|\hat{A}(\omega,\tau)|=e^{-\frac{\omega}{2Q}\tau}$ اندازه عامل جذب است. چنانچه جذب وجود نداشته باشد (Q→∞) این عامل برابر ۱ شده و در آن صورت رابطه ۷ انتشار موج تخت در محیط الاستیک را نشان

می‌دهد. $|\hat{A}(\omega,\tau)|$ تابعی دوبعدی از زمان انتشار و فرکانس است. با افزایش زمان انتشار و فرکانس این اثر بیشتر شده و انرژی موج بیشتر تضعیف می‌شود. چنانچه در راستای عمود از $|\hat{A}(\omega,\tau)|$ عکس تبدیل فوریه بگیریم اپراتور جذب در حوزه زمان به دست می‌آید. این اپراتور ماتریسی است که ستون‌های آن نشان‌دهنده اثر جذب در یک زمان انتشار خاص هستند. در شکل ۱-الف تعدادی از ستون‌های این ماتریس برای مدل Q ثابت با Q=30 در کنار هم رسم شده‌اند. چنانچه جذب وجود نداشت باید اپراتور جذب به صورت ماتریس همانی می‌بود. نکته‌ای که در شکل ۱-الف مشهود است غیر-علی (non-casual) بودن ستون‌های ماتریس جذب است. اثر جذب باید در هر زمان علی باشد. به منظور علی کردن اپراتور جذب باید فاز برای این رابطه تعریف شود:

$$\hat{A}(\omega,\tau)=e^{-\frac{\omega}{2Q}\tau}e^{i\varphi} \qquad (۸)$$

که φ به صورت $\frac{H[|\omega|]}{2Q}\tau$ تعریف می‌شود در اینجا $|\omega|$ به قدر مطلق فرکانس و H به عملگر تبدیل هیلبرت اشاره دارد (Gholami,2015). چنانچه از رابطه ۸ عکس تبدیل فوریه در راستای عمود گرفته شود اپراتور جذبی که بیشتر به واقعیت زمین نزدیک است به دست می‌آید. شکل ۱-ب مشابه شکل ۱-الف است با این تفاوت که ستون‌های اپراتور جذب علی شده‌اند.

برای یک زمین یک بعدی، ردلرزه پس از یک سری پردازش‌های مشخص نظیر حذف امواج چندگانه، حذف اثر گسترش هندسی، حذف نوفه‌های مربوط به امواج سطحی و ... (Yilmaz,2000) را می‌توان با رابطه همامیختی زیر بیان کرد:

$$y=WAr+n \qquad (۹)$$

در این رابطه y ردلرزه ثبت شده، W ماتریس توئپلیتزی موجک اولیه و $A=A(t,\tau)$ اپراتور جذب در حوزه زمان است. همچنین r سری ضرایب بازتاب زمین و n نوفه اضافه شده است که می‌تواند تصادفی یا غیر تصادفی باشد. باید به این نکته توجه نمود که برای یک محیط بدون جذب (Q→∞) ماتریس A یک ماتریس یکانی خواهد بود و رابطه ۹ به شکل مرسوم معادله همامیختی سری بازتابی با موجک اولیه تبدیل خواهد شد (Yilmaz,2000) اما برای یک محیط جاذب رابطه ۹ به دلیل وجود عملگر A با نام معادله همامیختی ناپایا شناخته می‌شود (Margrave,2011). ستون‌های ماتریس WA دربردارنده موجک در زمان‌های مختلف است. به دلیل پدیده جذب با افزایش زمان این موجک‌ها بیشتر جذب می‌شوند. شکل ۱-ج تعدادی از ستون‌های ماتریس WA که با مدل Q ثابت با Q=30 و موجک کمینه فاز با فرکانس غالب ۴۰ هرتز به دست آمده است ترسیم شده‌اند. در صورتی که اثر جذب وجود نداشته باشد موجک‌های موجود در ستون‌های ماتریس WA یکسان بوده و فقط نسبت به هم جابه‌جا می‌شوند.

پاسخ ضربه زمین یک سری تنک است. از طرفی نرم (norm) صفر، رابطه معکوسی با تنکی سری ضرایب دارد هرچه مقدار نرم صفر کمتر باشد سری ضرایب تنک‌تر خواهد بود. می‌توان با حل رابطه

$$\arg\min_{Q}\|r\|_0 \;\; s.t. \;\; \|y-WAr\|_2^2\le\delta \qquad (۱۰)$$

Q لازم برای استخراج تنک‌ترین سری ضرایب بازتاب را استخراج نمود. در این رابطه توزیع نوفه تصادفی موجود در ردلرزه، گوسی در نظر گرفته شده است.

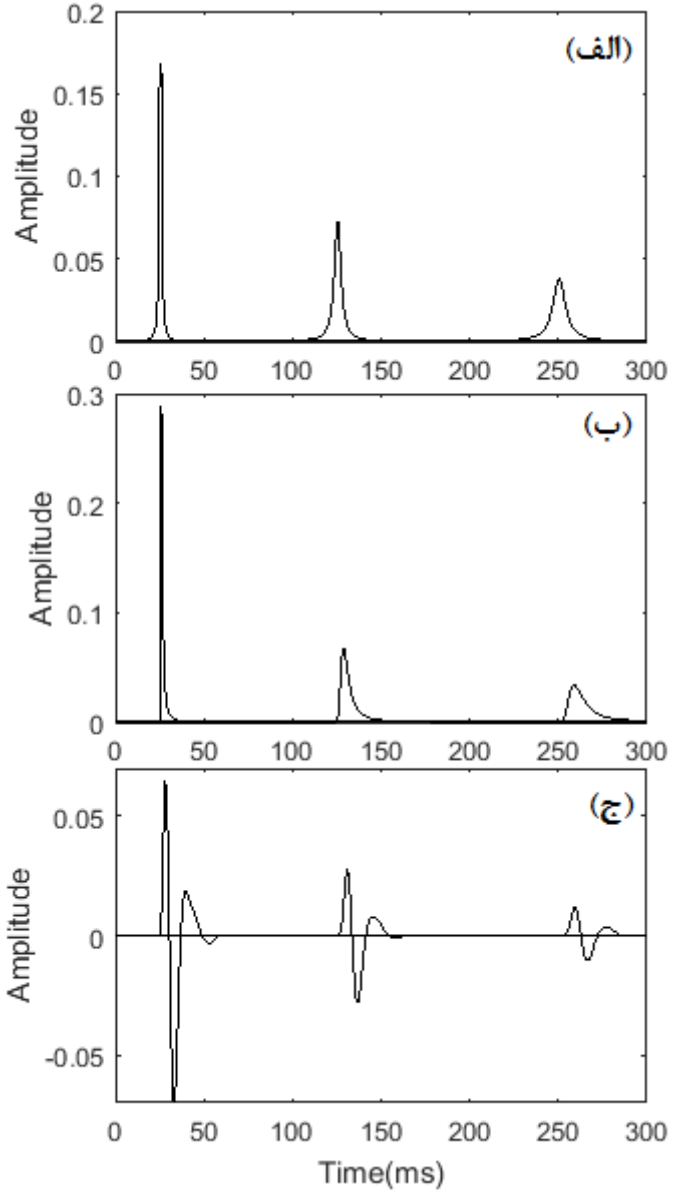
رابطه ۱۰ یک رابطه غیرخطی نسبت به Q است. از طرفی کمینه کردن نرم صفر به دلیل مشتق‌پذیر نبودن و غیر محدب بودن (non-convex) بسیار دشوار است و جز مسائل دشوار در ریاضیات است (Aster,2012). می‌توان به جای حل رابطه ۱۰ رابطه زیر را به ازا مقادیر متفاوت Q حل کرد و از میان آن‌ها Q که مربوط به تنک‌ترین جواب است را انتخاب نمود.

$$\arg\min_{r}\|r\|_1 \qquad s.t. \qquad \|y-WAr\|_2^2\le\delta \qquad (۱۱)$$

در این رابطه $\|r\|_1$ جایگزین $\|r\|_0$ شده است؛ زیرا نرم یک، محدب است و به یک جواب تنک همگرا می‌شود (Aster,2012).

به منظور اندازه‌گیری تنکی یک سری ضرایب، معیارهای متفاوتی وجود دارد؛ که از جمله آن‌ها می‌توان به معیارهای کورتوزیس (Jones and Parks,1990)، نرم p (Stankovic,2001)، بی‌نظمی شانون (Shannon,1948)، بی‌نظمی گاوسی (Gholami,2013)، بی‌نظمی شانون اصلاح شده (Rao and Kreutz-Delgado,1999)، استانکوویچ (Sejdic et al.,2008)، تانژانت هایپربولیک (Karvanen and Cichocki,2003)، هویر (Hoyer,2004) و جینی (Hurley et al.,2005) اشاره کرد.

نکته دیگر نحوه انتخاب Q در رابطه ۱۱ است. برای آزمودن یک Qخاص باید یک مسئله وارون غیرخطی را حل کنیم و از طرفی بازه Q های مورد بررسی باید به گونه‌ای انتخاب شود که تمام احتمالات Q را شامل شود در نتیجه الگوریتم پیشنهادی زمان‌گیر است. می‌توان با انتخاب چند Q از محدوده Q مورد نظر و حل رابطه ۱۱ برای آن‌ها و انتخاب Q مربوط به اولین و دومین جواب تنک و سپس بررسی دقیق‌تر بازه بین این دو Q، باعث بهبود زمانی الگوریتم شد.



شکل۱: الف: نمایش سه ستون از ابتدا، وسط وانتهای ستون‌های $A(t,\tau)$ در حالتی که فاز آن‌ها صفر بوده و غیر علی هستند. ب: نمایش همان ستون‌های $A(t,\tau)$ در حالتی که کمینه فاز بوده و علی هستند.ج: نمایش همان ستون‌های W_A. در هر سه بخش این شکل Q=30 و در بخش سوم از موجک کمینه فاز با فرکانس غالب ۴۰ هرتز استفاده شده است.

۳- اعمال روش بر داده مصنوعی

به منظور آزمودن روش پیشنهادی دو ردلرزه مصنوعی با سری ضرایب بازتاب شکل ۲-الف و موجک کمینه فاز ۴۰ هرتز ایجاد می‌شود. بر روی یکی از ردلرزه‌ها اثر جذب با Q=30 و بر دیگری اثر جذب با Q=130 اعمال شده است و به اندازه یک درصد انرژی ردلرزه های ایجاد شده، به آن‌ها نوفه تصادفی اضافه شده است. ردلرزه مربوط به Q=30 در شکل ۲-پ و ردلرزه مربوط به Q=130 در شکل ۲-ث آمده است. در این مقاله فرض بر دانستن موجک اولیه است. الگوریتم پیشنهادی با جستجو در محدوده Q 10 تا ۲۰۰ بر روی این دو ردلرزه با استفاده از رابطه ۱۱ انجام می‌شود. نتیجه معیارهای مختلف تنکی جواب‌های به دست آمده برای ردلرزه های ۲-پ و ۲-ث در شکل ۳ نمایش داده شده‌اند. در این شکل نمودارهای آبی مربوط به ردلرزه شکل ۲-پ و نمودارهای قرمز مربوط به ردلرزه شکل ۲-ث می‌باشند. بعضی از معیارهای اندازه‌گیری تنکی هرچه مقدار بیشتری داشته باشند سری تنک‌تر است و برعکس، بعضی از معیارهای اندازه‌گیری تنکی هرچه مقدار کمتری داشته باشند سری تنک‌تر است. در این مقاله وارون دسته دوم معیارها ترسیم شده است. پس برای همه نمودارهای شکل ۳ بیشینه نمودار بیشترین تنکی را نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود معیارهای نرم نیم، شانون، شانون اصلاح شده و تانژانت هایپربولیک جواب خوبی دارند و دقیقاً مقدار Q=30 را برای ردلرزه شکل ۲-پ و

مقدار Q=130 را برای ردلرزه شکل ۲-ث نشان می‌دهند. از بررسی چندین مسئله مختلف با سری ضرایب بازتاب،Q و سطح نوفه متفاوت نتیجه شد که نرم نیم رفتار بهتری دارد و در این مقاله از نرم نیم به عنوان معیار اندازه‌گیری تنکی استفاده شده است. در شکل ۲-ت، سری ضرایب بازتاب تخمین زده شده از ردلرزه شکل ۲-پ بعد از اعمال واهمامیخت ناپایا با Q تخمین زده شده از روش جدید با رابطه ۱۱ آورده شده است که خطای RMS (میانگین مربعات خطا) آن نسبت به سری ضرایب بازتاب اولیه ۰/۱۰ است. همچنین در شکل ۲-ج سری ضرایب بازتاب تخمین زده شده از ردلرزه شکل ۲-ث بعد از اعمال واهمامیخت ناپایا با Q تخمین زده شده از روش جدید آورده شده است که خطای RMS آن نسبت به سری ضرایب بازتاب اولیه ۰/۰۸ است.

به منظور آزمودن بهتر روش پیشنهادی، ردلرزه‌هایی با سری ضریب بازتاب شکل ۲-الف و موجک کمینه فاز ۴۰ هرتز و Q های مختلف و مقدار نوفه تصادفی مختلف ایجاد و روش جدید بر روی آن‌ها اعمال شده و درصد خطای روش جدید در تخمین Q برای هر ردلرزه رسم شده است (شکل ۴). همان‌طور که دیده می‌شود روش جدید در Q های پایین و متوسط در مقادیر مختلف نویز بدون هیچ خطایی مقدار درست Q را تخمین می‌زند و درصد خطا تقریباً صفر است. در Q های بالا و مقادیر کم نویز بدون خطا عمل می‌کند اما با افزایش نویز مقدار خطا در تخمین Q افزایش می‌یابد. همان‌طور که می‌دانیم واهمامیخت ناپایا نسبت به خطا در مقدار بزرگ Q مقاوم است و اندکی خطا در تخمین Q باعث ایجاد تغییر جدی در جواب نهایی نمی‌شود. در نتیجه این مقدار خطا در تخمین Q های بزرگ مشکل جدی برای روش پیشنهادی محسوب نمی‌شود.

در ادامه، مقایسه روش جدید با دو روش دیگر برای تخمین Q صورت می‌گیرد. یکی از این روش‌ها، روش پیشنهادی Margrave (2011)برای تخمین اثر جذب و موجک لرزه‌ای برای انجام واهمامیخت ناپایا گابور است. در این روش از طریق هموار کردن نمایش زمان-فرکانس گابور ردلرزه لرزه‌ای بر روی مسیرهای هذلولی تخمینی از به دست می‌آورد. با استفاده از روش Margrave (2011) می‌توان موجک اولیه را هم تخمین زد ولی در اینجا فرض شده موجک اولیه را می‌دانیم. ماتریس $|\hat{A}(\omega,\tau)|$ تخمینی برای ردلرزه ۲-پ در شکل ۵-الف و ماتریس $|\hat{A}(\omega,\tau)|$ تخمین زده شده برای ردلرزه ۲-ث در شکل ۵-پ آورده شده است. فاز این ماتریس‌ها با فرض کمینه فاز بودن به دست آورده می‌شود. نتیجه واهمامیخت ناپایا با استفاده از رابطه ۱۱ برای این دو ردلرزه در شکل ۵-ب و ۵-ت آورده شده است که خطای تخمین آن‌ها به ترتیب ۳/۰۹ و ۲/۲۷ است. از مقایسه این دو شکل با شکل ۲-ت و ۲-ج که سری‌های ضرایب بازتاب تخمین زده شده با روش پیشنهادی هستند نتایج بهتر مشهود است.

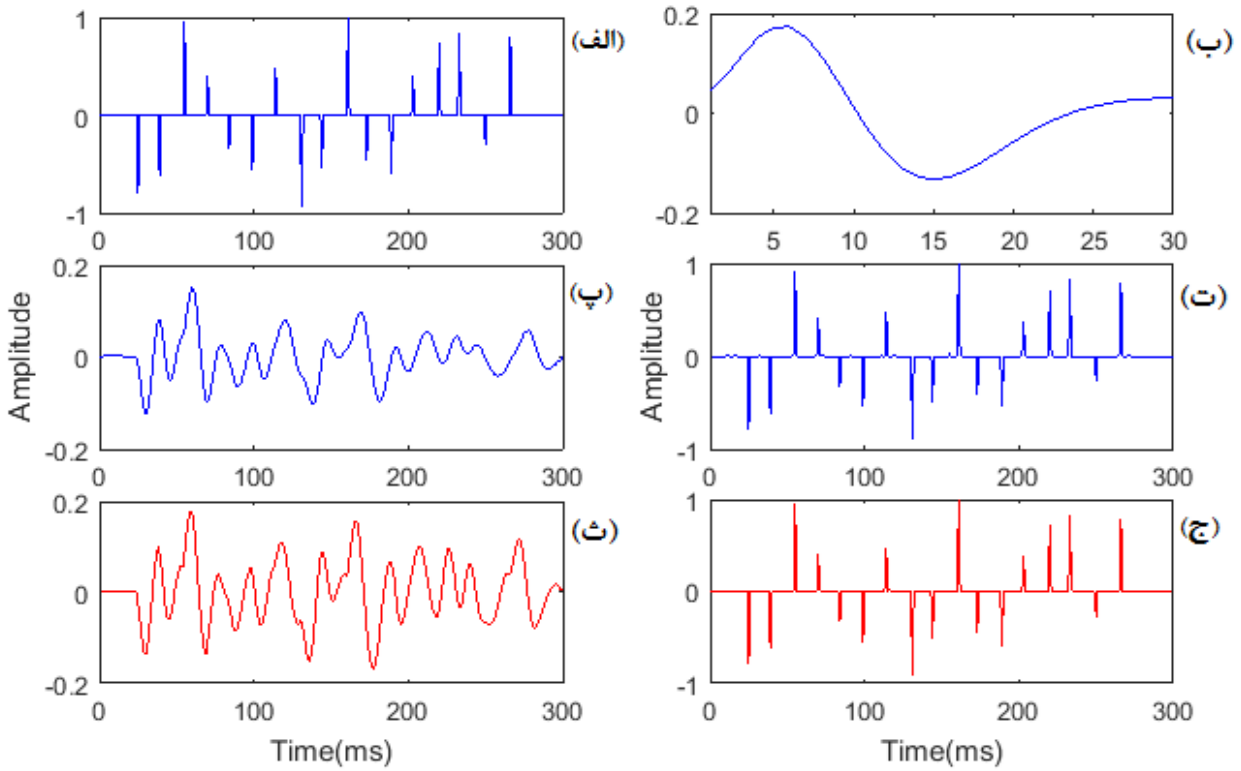
روش دیگر که به منظور مقایسه روش پیشنهادی استفاده می‌شود روش Zhang and Ulrich (2002) برای تخمین Q است. در این روش با نسبت دادن Q به تغییر دامنه بیشینه نمایش زمان-فرکانس گابور در زمان‌های مختلف با استفاده از یک رابطه تحلیلی، مقدار Q تخمین زده می‌شود. نمایش زمان-فرکانس گابور ردلرزه شکل ۲-پ و ۲-ث به ترتیب در شکل ۶-الف و ۶-پ آورده شده است. Q تخمین زده شده با این روش برای ردلرزه شکل ۲-پ، ۵۵ و برای ردلرزه شکل ۲-ث، ۱۲۶ است. نتیجه انجام واهمامیخت ناپایا با استفاده از رابطه ۱۱ برای این دو ردلرزه در شکل ۶-ب و ۶-ت آورده شده است که خطای تخمین آن‌ها به ترتیب ۲/۷۱ و ۰/۱۲ است. به منظور مقایسه بهتر نتایج سه روش ارائه شده، خطای RMS آن‌ها بعد از واهمامیخت ناپایا در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱: مقایسه خطای RMS روش‌های مختلف بعد از واهمامیخت ناپایا توسط Q تخمین زده شده.

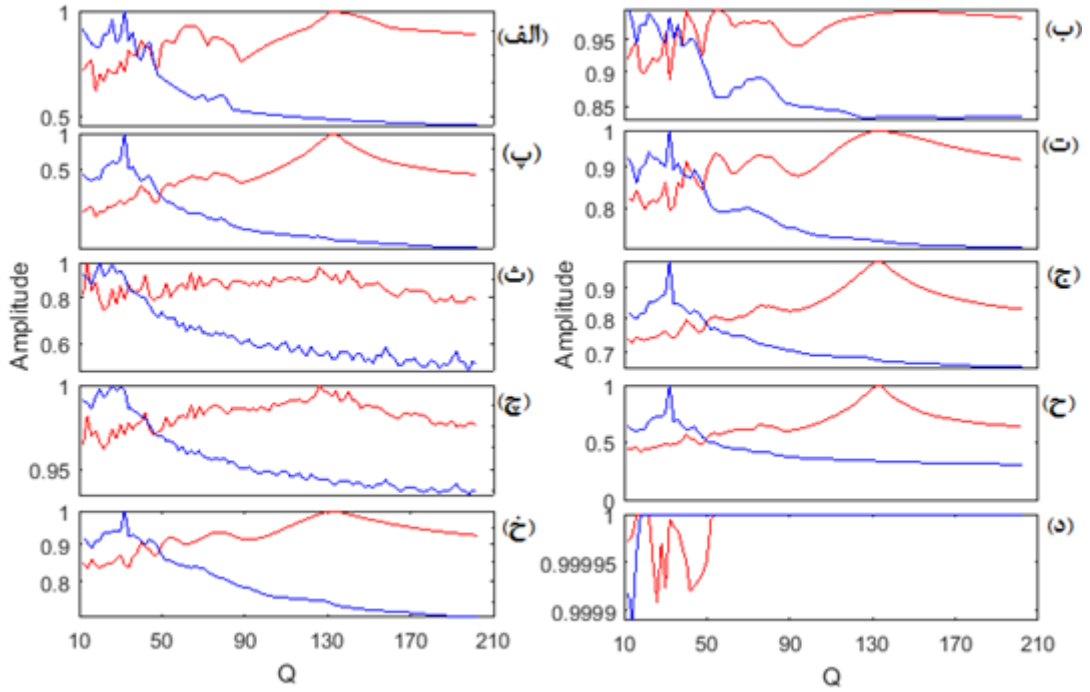
	ردلرزه با Q=30	ردلرزه با Q=130
روش پیشنهادی	۰/۱۰	۰/۰۸
روش Margrave (2011)	۳/۰۹	۲/۲۷
روش Zhang and Ulrich (2002)	۲/۷۱	۰/۱۲

با توجه به نتایج به دست آمده می‌توان گفت روش Margrave (2011) نسبتاً ضعیف عمل می‌کند. روش Zhang and Ulrich (2002) در Q پایین جواب قابل قبولی ندارد ولی در Q بالا نسبتاً خوب عمل می‌کند. این روش به شدت تحت تأثیر تداخل بین موجک‌ها در ردلرزه و سطح نوفه است که با افزایش این فاکتورها کارایی روش حتی برای Q بالا کاهش می‌یابد. برای مشاهده قیاس بین عملکرد این روش‌ها به Tu and Lu (2010) رجوع شود.

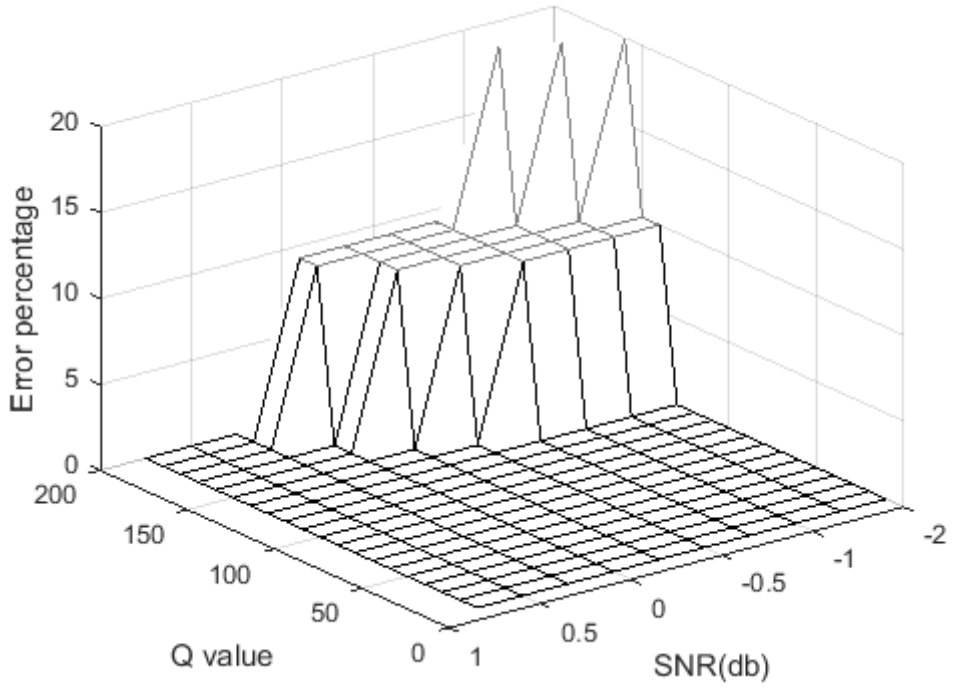
روش پیشنهادی برای تخمین Q نیاز به دانستن موجک اولیه دارد ولی نوع موجک (کمینه فاز، بیشینه فاز و ...) مهم نیست. به منظور بررسی حساسیت روش به دقیق بودن موجک اولیه، ردلرزه شکل ۲-پ در نظر گرفته شد و به جای استفاده از آن تنها تقریبی از موجک اصلی برای واهمامیخت مورد استفاده قرار گرفت. موجک تقریبی با ایجاد چرخش فازی ثابت در موجک اصلی حاصل گردید. در شکل ۷ خطای تخمین Q برحسب خطای فازی موجک رسم شده است. رفتار نمودار حاصل گویای این است که الگوریتم حاصل رفتاری نسبتاً پایدار نسبت به خطاهای فازی موجک دارد.



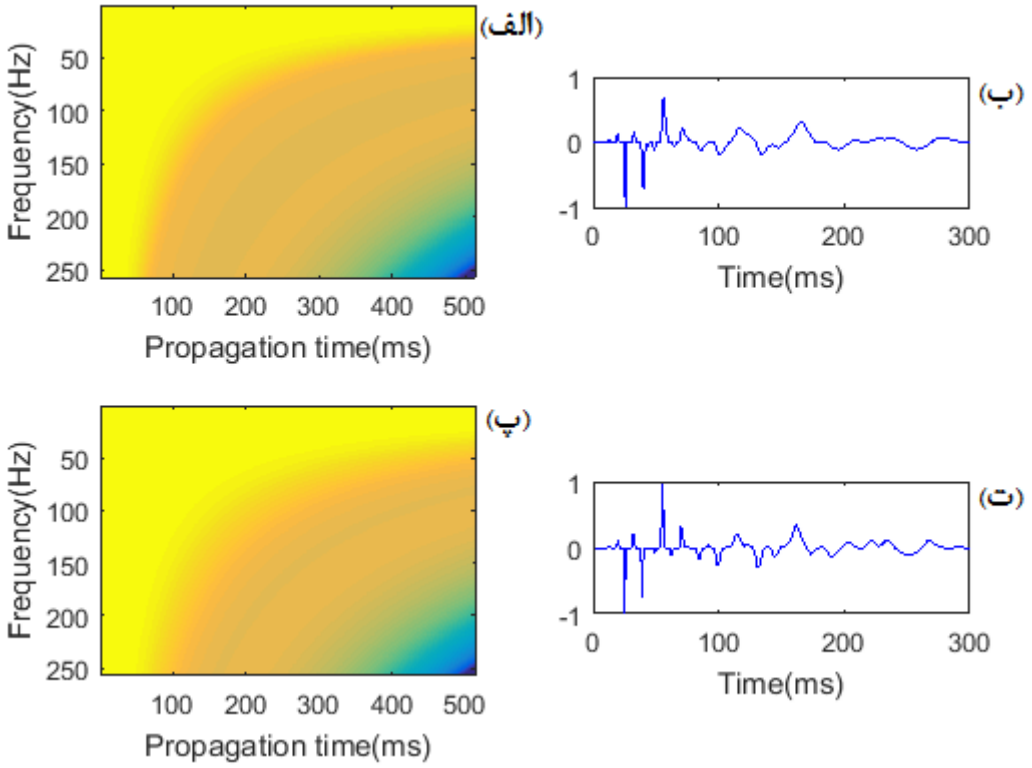
شکل ۲: الف: سری ضرایب بازتاب اولیه ب: موجک کمینه فاز اولیه با فرکانس غالب ۴۰ هرتز. پ: ردلرزه ایجاد شده با Q=30 ت: سری ضرایب بازتاب تخمین زده شده از ردلرزه شکل ۲–پ با رابطه ۱۱ با استفاده از Q به دست آمده از روش جدید ث: ردلرزه ایجاد شده با Q=130 ج: سری ضرایب بازتاب تخمین زده شده از ردلرزه شکل ۲–ث با رابطه ۱۱ با استفاده از Q به دست آمده از روش جدید.



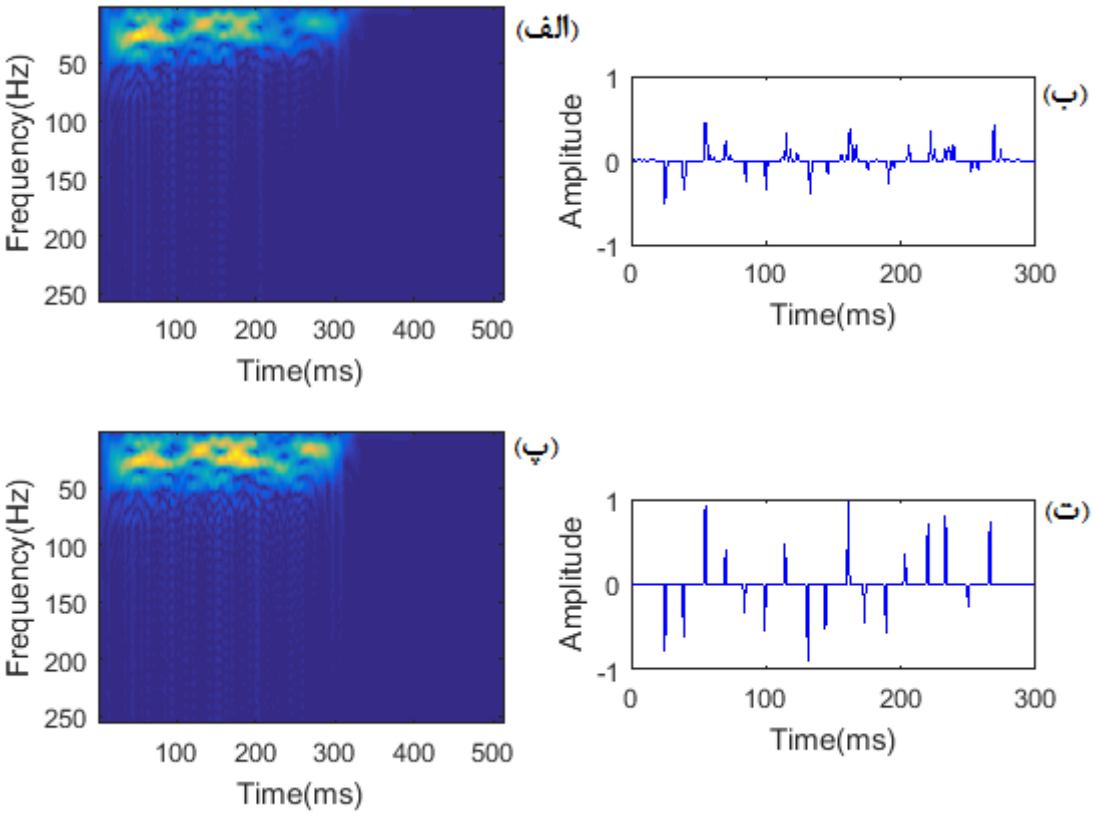
شکل ۳: معیارهای مختلف اندازه‌گیری تنکی جواب‌های رابطه ۱۱ با Q های متفاوت برای ردلرزه شکل ۲–پ (آبی) و ردلرزه شکل ۲–ث (قرمز) الف: نرم صفر ب: کورتوزیس پ: نرم نیم ت: شانون ث: گاوس ج: شانون اصلاح شده چ: استانکوویچ ح: تانژانت هایپربولیک خ: هویر د: جینی.



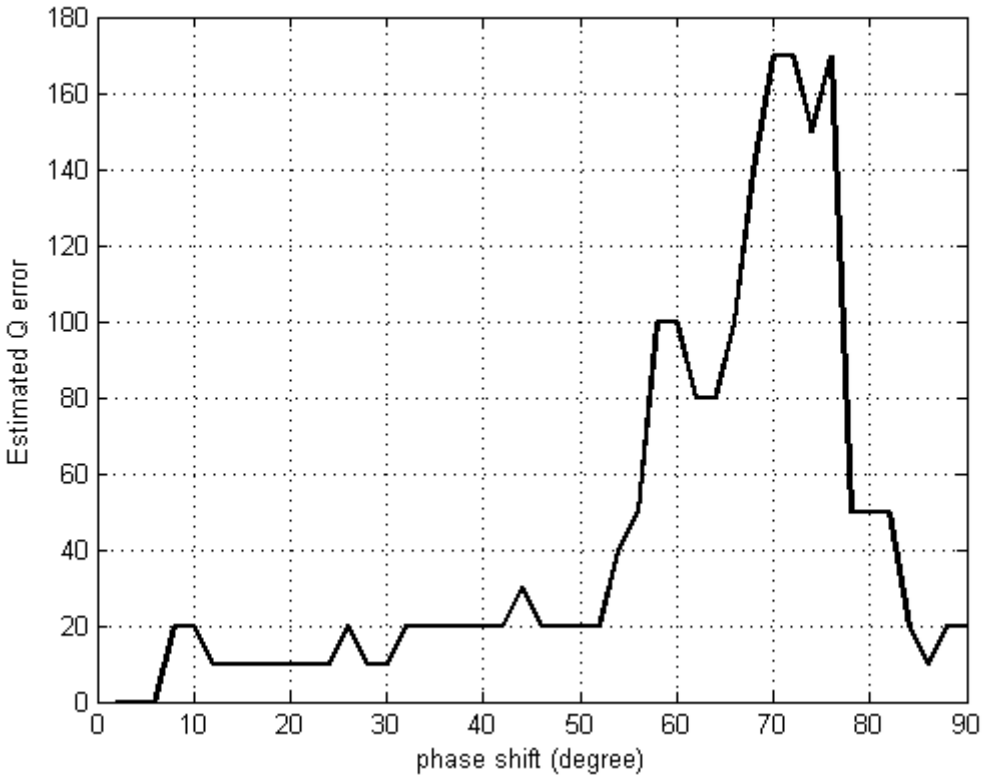
شکل ۴: نمایش خطای تخمین Q روش جدید برای ردلرزه‌هایی با سری ضرایب بازتاب شکل ۲-الف و موجک کمینه فاز شکل ۲-ب و Q های مختلف و سطح نویز متفاوت.



شکل ۵: الف: ماتریس $|\hat{A}(\omega,\tau)|$ تخمینی توسط روش Margrave (2011) از ردلرزه شکل ۲-پ ب: نتیجه انجام واهمامیخت ناپایا بر روی شکل ۲-پ با رابطه ۱۱ و $|\hat{A}(\omega,\tau)|$ شکل ۵-الف پ: ماتریس $|\hat{A}(\omega,\tau)|$ تخمینی توسط روش Margrave (2011) از ردلرزه ۲-ث ت: نتیجه انجام واهمامیخت ناپایا بر روی ردلرزه ۲-ث با رابطه ۱۱ و $|\hat{A}(\omega,\tau)|$ شکل ۵-پ.



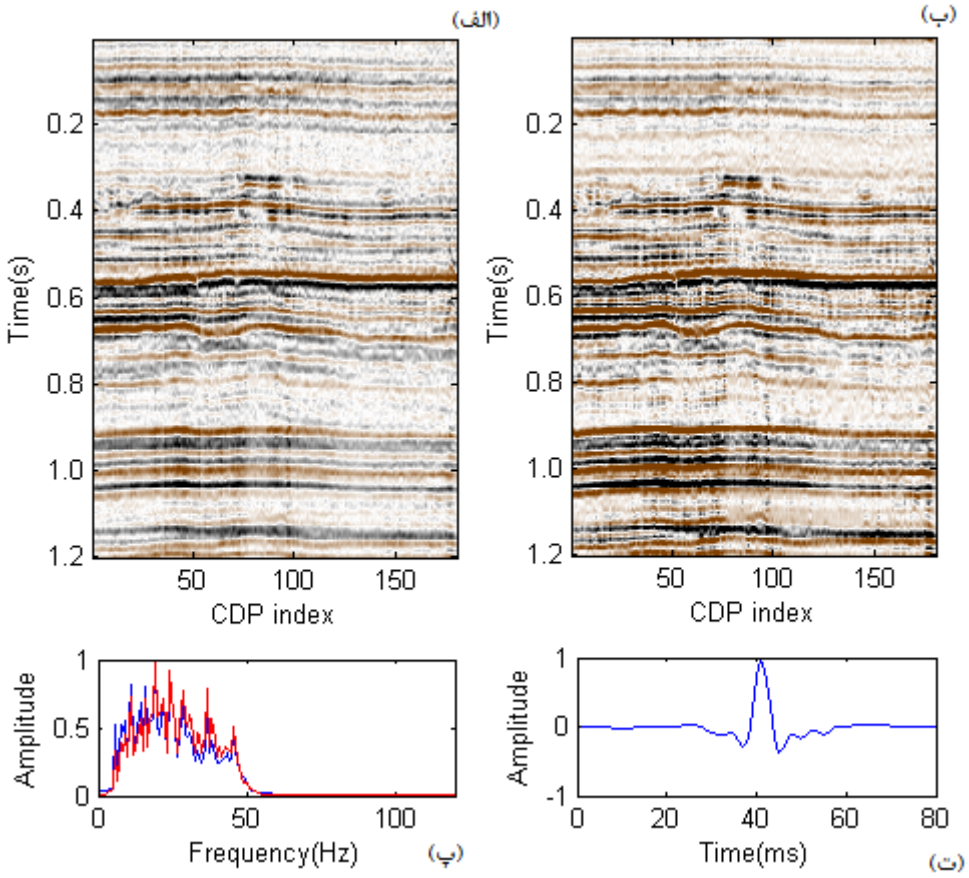
شکل ۶: الف: نمایش زمان–فرکانس گابور ردلرزه شکل ۲–پ ب: نتیجه انجام واهمامیخت ناپایا بر روی شکل ۲–پ با رابطه ۱۱ و Q تخمینی توسط روش Zhang and Ulrich (2002) پ: نمایش زمان–فرکانس گابور ردلرزه شکل ۲–ث ت: نتیجه انجام واهمامیخت ناپایا بر روی ردلرزه شکل ۲–ث با رابطه ۱۱ و Q تخمینی توسط روش Zhang and Ulrich 2002.



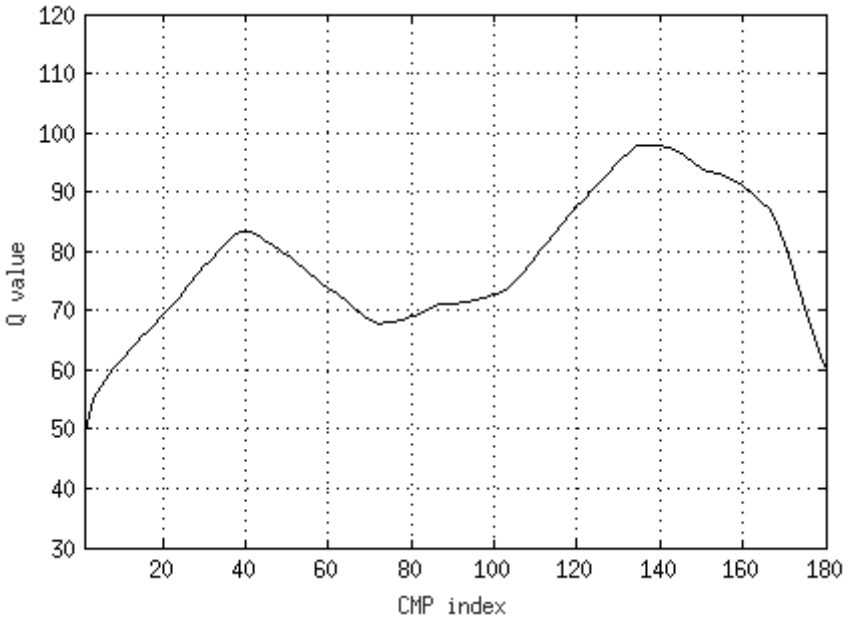
شکل ۷: خطای تخمین Q به ازا موجک اولیه نادرست. موجک نادرست از طریق اضافه کردن فاز ثابت به موجک اولیه تولید شده است.

۴- اعمال روش بر داده واقعی

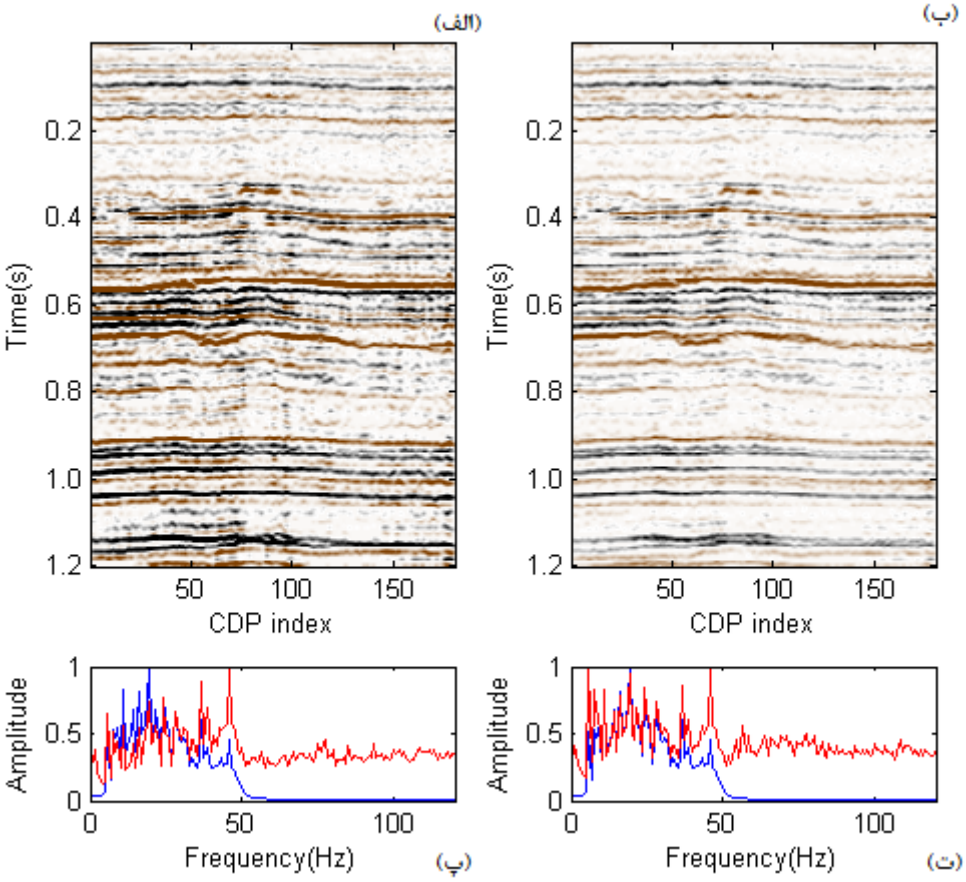
به منظور آزمودن روش جدید، یک مقطع برانبارش شده که پردازش روی آن انجام گرفته است انتخاب شد (شکل ۸-الف). موجک این مقطع توسط واهمامیخت کور سه‌بعدی (Gholami and Sacchi, 2013) تخمین زده شده است (شکل ۸-ت). در ادامه الگوریتم جدید برای تخمین Q بر روی هر یک از ردلرزه‌های شکل ۸-الف اعمال شده و Q تخمین زده شده در شکل ۹ نشان داده شده است. نتیجه واهمامیخت ناپایا با استفاده از موجک شکل ۸-ت و Q شکل ۹، در شکل ۱۰-الف آمده است که طیف دامنه میانگین آن نیز در شکل ۱۰-پ در کنار طیف دامنه میانگین داده اولیه آورده شده است. به منظور مقایسه، واهمامیخت پایا با استفاده از موجک شکل ۸-ت بر مقطع شکل ۸-الف اعمال شده که نتیجه در شکل ۱۰-ب آمده و طیف دامنه آن در شکل ۱۰-ت در کنار طیف دامنه میانگین داده اولیه نمایش داده شده است. نتیجه بهتر وهمامیخت ناپایا نسبت به واهمامیخت پایا به لحاظ ظاهری مشخص است و دامنه رخ‌داده‌ای موجود در بخش‌های انتهایی مقطع بهبود یافته است. همچنین طیف دامنه مربوط به واهمامیخت پایا و واهمامیخت ناپایا هر دو نشان‌دهنده سفیدتر شدن طیف دامنه نسبت به طیف دامنه مقطع اولیه می‌باشند ولی طیف دامنه واهمامیخت ناپایا نشان‌دهنده افزایش بیشتر در دامنه فرکانس‌های بالا است. نتیجه فیلتر وارون Q بر مقطع اولیه با استفاده از Q تخمینی توسط روش جدید در شکل ۸-ب آمده است و طیف دامنه میانگین آن در کنار طیف دامنه میانگین داده اولیه در شکل ۸-پ آمده است که بهبود آن نسبت به طیف دامنه میانگین داده اولیه مشهود است.



شکل ۸: الف-مقطع برانبارش شده ب: مقطع حاصل از فیلتر وارون Q با Q تخمینی از روش جدید (شکل ۹) پ: طیف دامنه میانگین شکل ۸-ب (قرمز) و طیف دامنه میانگین شکل ۸-الف (آبی) ت: موجک تخمین زده شده برای مقطع ۸-الف با استفاده از واهمامیخت کور سه‌بعدی (Gholami and Sacchi,2013).



شکل ۹: Q تخمین زده شده برای مقطع شکل ۸-الف.



شکل ۱۰: الف: مقطع حاصل از واهمامیخت ناپایا با Q تخمینی از روش جدید (شکل ۹) و موجک شکل ۸-ت ب: مقطع حاصل از واهمامیخت پایا با استفاده از موجک شکل ۸-ت پ: طیف دامنه میانگین شکل ۱۰-الف (قرمز) و طیف دامنه میانگین مقطع اولیه (آبی) ت: طیف دامنه میانگین شکل ۱۰-ب (قرمز) و طیف دامنه میانگین مقطع اولیه (آبی).

۵- نتیجه‌گیری

در این مقاله تخمین Q ثابت برای کل یک ردلرزه انجام شد. در این کار به تخمین Q به دید یک مسئله وارون غیرخطی که با جستجو و حذف اثر Q و موجک لرزه‌ای به تنک‌ترین سری ضرایب بازتاب می‌رسد نگاه شده است. حل این مسئله وارون غیرخطی زمان‌گیر است از این‌رو با تغییراتی در تابع هزینه و نحوه جستجو Q تا حدود زیادی این مشکل مرتفع می‌گردد.

روش جدید برخلاف دیگر روش‌ها، در تخمین Q های کم و متوسط نسبت به نسبت سیگنال به نوفه مقاوم است و جواب دقیق می‌دهد. همچنین برای Q های زیاد در نسبت سیگنال به نوفه زیاد جواب دقیق می‌دهد ولی در حالتی که نسبت سیگنال به نوفه کم باشد در تخمین Q خطا وجود خواهد داشت. از آنجایی که واهمامیخت ناپایا نسبت به خطا در مقدار بزرگ Q مقاوم است این مشکل خطا در تخمین Q، مشکلی جدی برای روش جدید محسوب نمی‌شود. روش پیشنهادی نیاز به دانستن موجک اولیه دارد ولی نوع موجک اولیه (کمینه فاز، بیشینه فاز و...) مهم نیست. همچنین نتایج نشان داد در خطاهای کم موجک هم می‌توان به Q قابل قبولی دست یافت. نتایج اعمال واهمامیخت ناپایا بر داده‌های مصنوعی و واقعی با Q تخمین زده شده از روش جدید نشان از قدرت و دقت روش جدید نسبت به سایر روش‌ها دارد.

۶- منابع

Aki, K. and Richards, P.G., 1980, Quantitative seismology-theory and methods, W.H. Freeman and Company.

Aster, R., Borchers, B. and Thurber, C., 2012, Parameter Estimation and Inverse Problems: Second Edition, Elsevier Academic Press.

Bickel, S.H., 1993, Similarity and the inverse Q filter: The Pareto-Levy stretch, Geophysics, 58, 1629-1633.

Gholami, A. and Sacchi, M.D., 2013, Fast 3D blind seismic deconvolution via constrained total variation and GCV, SIAM Journal on Imaging Sciences, 6 (4), 2350-2369

Gholami, A., 2015, Semi-blind non-stationary deconvolution: Joint reflectivity and Q estimation, Journal of Applied Geophysics, 117, 32-41.

Gholami, A., 2016, Projected Gabor deconvolution, Geophysics, 81 (2), 1-7.

Gholami, A., 2013, Residual statics estimation by sparsity maximization, Geophysics, 78, V11-V19.

Guerra, R. and Leaney, S., 2006, Q(z) model building using walkaway VSP data, Geophysics, 71, V127-V132.

Hargreaves, N.D. and Calvert, A.J., 1991, Inverse Q-filtering by Fourier transform, Geophysics, 56, 519-527.

Hoyer, P.O., 2004, Non-negative matrix factorization with sparseness constrains, J. Mach.Learn. Res, 5, 1457-1469.

Hurley, N., Rickard, S. and Curran, P., 2005, Parameterized lifting for sparse signal representation using the Gini index:in Signal Processing with Adaptive sparse Structured Representation (SPARS05), Rennes, France.

Jones, D.L. and Parks, T.W., 1990, A high resolution data-adaptive time-frequency representation, IEEE Trans. Acoust. Speech Signal Process., 38, 2127-2135

Karvanen, J. and Cichocki, A., 2003, Measuring sparseness of noisy signals, 4th International Symposium on Independent Component Analysis and Blind Signal Separation, Japan.

Kjartansson, E., 1979, Constant Q wave propagation and attenuation, J. Geophys. Res., 84, 4737-4748.

Margrave, G.F., Lamoureux, M.P. and Henley, D.C., 2011, Gabor deconvolution:Estimating reflectivity by nonstationary deconvolution of seismic data, Geophysics, 76 (3), 15-30.

Quan, Y. and Harris, J.M., 1997, Seismic attenuation tomography using the frequency shift method, Geophysics, 62, 895-905.

Rao, B.D. and Kreutz-Delgado, K., 1999, An affine scaling methodology for best basis selection, IEEE Trans. Signal Processing, 47, 187-200.

Rickett, J., 2003, Illumination-based normalization for wave-equation depth migration, Geophysics, 68, 1371-1379.

Robinson, J., 1979, A technique for the continuous representation of dispersion in seismic data, Geophysics, 44, 1345-1351.

Shannon, C.E., 1948, A mathematical theory of communication, Part I: Bell Sys. Tech. J., 27, 379-423

Sheriff, R.E. and Geldart, L.P., 1982, Exploration Seismology, Cambridge University Press.

Singleton, S., Taner, M.T. and Treitel, S., 2006, Q estimation using Gabor- Morlet joint time-frequency analysis techniques, 76th SEG, expanded abstracts, pp. 1610-1614.

Spencer, T.W., Sonnad, J.R. and Butler, T.M., 1982, Seismic Qstratigraphy or dissipation, Geophysics, 47, 16-24.

Srjdic, E., Djurovic, I. and Jiang, J., 2008, A window width optimized S-transform, EURASIP journal on Advances in Signal Processing, DOI: 10.1155/2008/672941.

Stankovic, L., 2001, A measure of some time-frequency distributions concentration, Signal Processing, 81, 212-223.

Taner, M.T. and Treitel, S., 2003, A robust method for Q estimation, 73rd SEG, Expanded Abstracts, Soc. of Expl. Geophys., pp. 710-713,

Tonn, R., 1991, The determination of the seismic quality factor Q from VSP data: A comparison of different computational method, Geophysical Prospecting, 39, 1-27.

Tu, N. and Lu, W., 2010, Improve q estimates with spectrum correction based on seismic wavelet estimation, Applied Geophysics, 7, 217-228.

Varela, C.L., Rossa, A.L. and Ulrych, T., 1993, Modeling of attenuation and dispersion, Geophysics, 58, 1167-1173.

Yilmaz, O., 2001, Seismic Data Processing, SEG.

Zhang, C. and Ulrych, T.J., 2002, Estimation of quality factors from CMP records, Geophysics, 67, 1542-1547.

Shahrood University of Technology

JOURNAL OF RESEARCH ON APPLIED GEOPHYSICS

(JRAG)

2018, VOL 4, NO 1

(DOI): 10.22044/JRAG.2016.753

Constant Q estimation from a seismic trace and its removal by non-stationary deconvloution

Seyed Hossein Seyed Aghamiry[1*] and Ali Gholami[2]

1- Ph.D. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
2- Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 20 July 2016; Accepted: 18 October 2016

Corresponding author: h.aghamiry@ut.ac.ir

Keywords

Q estimation
Seismic Attenuation
Q-constant Model
Non-Stationary Deconvolution
Non-Linear Optimization
Linear Optimization

Extended Abstract

Summary

The visco-elasticity of the earth causes dissipation of the energy of seismic waves when traveling through a medium, a phenomenon referred to as seismic attenuation. The attenuation property of a medium is described by a quantity called quality factor, or Q, which describes the amount of energy loss. The quality factor is related to the frequency of the propagation wave. In seismic data processing, our knowledge about this quantity is used to enhance the quality of seismic data, as an increase in the temporal resolution of the data, via absorption compensation tools. An exact formulation of seismic attenuation and its effect on the recorded data are unknown but there are simple models for describing the attenuation behavior approximately. The constant Q model relates a single value for Q to all frequencies in a trace. An important step in dealing with absorption compensation is the estimation of Q value. There are some methods for estimation of Q. In this paper we formulate Q estimation as a non-linear inverse problem. The value of Q is found by the optimization over the sparsity of the reflectivity describing the trace with a given wavelet. Numerical tests using simulated and field data are presented showing high performance of the proposed method for Q estimation and high-resolution non-stationary deconvolution.

Introduction

Conventionally, in seismic exploration, the earth is modeled as an ideal elastic medium, and seismic wave propagation is explained by means of the elastic wave equation. In practice, however, the propagation of seismic waves in the earth is in many respects different from seismic wave propagation in an ideal solid. For example, the earth material is anisotropic, heterogeneous, porous, etc. The traditional elastic wave equation is not accurate enough to describe the wave behavior for this complicated medium. Generally, the visco-elasticity of the earth materials causes seismic energy dissipation, and thus, decreases the amplitude of propagating waves. By elimination of the effects of this phenomenon from the observed seismic data, we may be able to construct images with better resolution through seismic data processing and extract more detailed information about the rock materials through seismic data inversion. There are some simple models to describe the behavior of seismic energy loss. In this paper, we assume the constant Q model for earth and we compensate the effects of wavelet and seismic attenuation simultaneously from a trace. In the case of layered earth models, non-stationary deconvolution using true value of Q, can lead to a sparse reflectivity series. This point is the key assumption in this paper.

Methodology and Approaches

According to the convolutional model of the earth, a seismic signal can be modeled as convolution of the source generated wavelet with the earth impulse response including the effects of attenuation. Thus, we can formulate a noise free trace as y=WAr, where y is the seismic trace, W is a Toeplitz matrix of initial wavelet and A is the attenuation operator as a function of Q, and r is the earth impulse response.

For layered earth models, the seismic earth impulse response is a sparse time series. Therefore, if we solve the following non-linear optimization problem

$$\arg\min_{Q} \|r\|_0 \qquad s.t. \qquad \|y-WAr\|_2^2 \le \delta \qquad (1),$$

we can find a Q that gives the sparsest reflectivity. However, solving this non-linear optimization is very hard, and instead of solving the above optimization problem, we solve

$$\arg\min_{r} \|r\|_1 \qquad s.t. \qquad \|y - WAr\|_2^2 \le \delta \qquad (2)$$

for different Q values and select those values leading to the sparsest reflectivity.

Results and Conclusions

We have proposed a method, based on non-stationary sparse deconvolution, for estimation of constant Q factor for a seismic trace. Numerical examples from simulated and field data indicated that the new method, in comparison with some conventional methods, provides better results. It was observed from numerical examples that the new method works well for low Q values and low signal to noise ratios.