



تحلیل سرعت مقاوم در برابر AVO با استفاده از تبدیل رادون مرتبه بالا

میلاذ فرشاد^{۱*} و احمد رضا مختاری مبارکه^۲

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۲- دانشجوی دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۸/۰۳؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۱۲/۱۰

* نویسنده مسئول مکاتبات: mfarshad@ut.ac.ir

چکیده

تحلیل سرعت یکی از مهم‌ترین مراحل پردازش داده‌های لرزه‌ای است؛ چرا که بسیاری از مراحل پردازش از جمله تصحیحات برونراند، برانبارش و مهاجرت زمانی و عمقی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. روش‌های متفاوتی برای ساخت مدل سرعتی از داده‌های لرزه‌ای معرفی شده است. متداول‌ترین روش تحلیل سرعت استفاده از معیار شباهت است. این معیار و سایر انواع آن با اندازه‌گیری دامنه لرزه‌ای در امتداد مسیرهای هذلولی، سعی در به دست آوردن طیف سرعت دارند. از مشکلات اصلی این معیار زمان‌گیر بودن محاسبات با توجه به ابعاد داده‌ها و عدم کارایی مناسب در صورت وجود تغییرات دامنه با دورافت یا تغییرات قطبش آن است. بدین منظور از معیار شباهت AB استفاده می‌شود؛ که این معیار نیز تفکیک‌پذیری بسیار پایینی دارد. از طرفی محدود بودن باند فرکانسی رخدادهای لرزه‌ای به علت اثر موجک لرزه‌ای، باعث کاهش تفکیک‌پذیری زمانی می‌شود. در این مقاله درجات بالاتر تبدیل رادون هذلولی واهمامیختی برای افزایش تفکیک‌پذیری و مقابله با مشکل تغییرات دامنه با دورافت معرفی شده است. به‌علاوه، به منظور به دست آوردن طیف سرعت با وضوح بالا از الگوریتم سریع آستانه‌گذاری با تکرار و برای کاهش حجم محاسبات تبدیل رادون، از حوزه قطبی-لگاریتمی استفاده شده است. اجرای این الگوریتم روی مثال‌های مصنوعی عاری و حاوی نوفه و همچنین روی داده‌های واقعی مربوط به خلیج مکزیک، افزایش چندین برابر تفکیک‌پذیری را نسبت به روش معمول شباهت و شباهت AB در به دست آوردن طیف سرعت نمایش می‌دهد.

واژگان کلیدی

تحلیل سرعت
تبدیل رادون هذلولی
تبدیل رادون واهمامیختی
تبدیل رادون در حوزه قطبی-لگاریتمی
درجات بالاتر تبدیل رادون
AVO

رابطه تبدیل رادون به صورت رابطه ۲ خواهد بود:

$$m(\tau, p) = \int \int_{-\infty}^{+\infty} d(t, x) \psi_{\tau, p}^{\delta}(t, x) dx dt \quad (2)$$

$$= \int \int_{-\infty}^{+\infty} d(t, x) \delta(t - \varphi_{\tau, p}) dx dt$$

که $d(t, x)$ داده ورودی، $m(\tau, p)$ تبدیل رادون داده ورودی و $\varphi_{\tau, p}$ مربوط به مسیر انتگرال گیری است. تبدیل رادون هذلولی شامل انتگرال گیری روی مسیر هذلولی به صورت $\varphi_{\tau, p} = \sqrt{\tau^2 + p^2 x^2}$ است. τ زمان رفت و برگشت در دورافت صفر، p کندی و x دورافت را نمایش می دهد.

تابع محاسباتی تبدیل رادون و معیار شباهت ثابت است و به داده هایی که با آن تحلیل می شوند؛ بستگی ندارد. به همین دلیل یک تبدیل غیر تطبیقی محسوب می شود. در لرزه شناسی داده ها دارای باند فرکانسی محدودند؛ در حالی که تابع پایه در تبدیل رادون با تابع دیراک در زمان تعریف می شود؛ بنابراین در صورت استفاده از قیدهای تنگی نیز این تعریف باعث کاهش شدید تفکیک پذیری در حوزه رادون می شود؛ که خود یکی از مشکلات اصلی تبدیل رادون است. به تازگی الگوریتمی برای حل این مشکل با نام تبدیل رادون واهمامیختی توسط غلامی (۲۰۱۷) مطرح شده است.

از طرفی همه این روش ها نیز مانند سایر روش های شباهت نیاز به جمع دامنه ها روی مسیر هذلولی در پنجره های تعریف شده دارند؛ که در صورت وجود داده هایی با حجم بالا، محاسبات بسیار زمان گیر خواهد بود. در این مقاله برای افزایش سرعت محاسبات، از تبدیل رادون در مختصات قطبی لگاریتمی استفاده می شود (Nikitin et al., 2016).

هدف از این تحقیق ارائه روشی با سرعت محاسبات و تفکیک پذیری بالا برای تحلیل سرعت در حضور تغییرات دامنه با دورافت است؛ که این روش بر مبنای درجات بالاتر تبدیل رادون هذلولی واهمامیختی در حوزه قطبی-لگاریتمی شکل می گیرد.

۲- تبدیل رادون هذلولی

۱-۲- مقدمه

هر چه مسیر انتگرال گیری شباهت بیشتری به رخ داده های موجود در داده های لرزه ای داشته باشد، در حوزه رادون تقریب بهتری از آن ها به دست خواهد آمد. در صورت برداشت نقطه میانی مشترک، بازتاب های لایه های زیرسطحی، با تقریب خوبی رخ داده هایی به شکل هذلولی را می سازند (Gardner and Lu, 1991)؛ بنابراین، از بین تبدیل های رادون موجود، تبدیل رادون هذلولی بهترین تطابق را با رخ داده های لرزه ای بازتابی دارد؛ پس برای تبدیل رادون هذلولی، داریم:

در پردازش داده های لرزه ای بسیاری از مراحل از جمله تضعیف امواج تکراری، تصحیح برونراند، مهاجرت های زمانی و عمقی به مدل سرعت احتیاج دارند؛ که نشان دهنده اهمیت تحلیل سرعت است. رایج ترین روش تحلیل سرعت، استفاده از معیار شباهت برای اندازه گیری همدوسی است؛ که به صورت نسبت نرمال شده ی انرژی خروجی به ورودی در پنجره ی زمانی تعریف می شود (Yilmaz, 2001). این معیار در صورت وجود تغییرات شدید دامنه رخ داده های لرزه ای با دورافت و یا تغییرات قطبش آن با مشکل مواجه می شود (Sarker et al., 2001). Sarker et al., (2001) روشی را به نام شباهت AB برای حل این مشکل ارائه دادند. بعدها (Fomel 2009) شباهت AB را به عنوان همبستگی^۱ بین معیار شباهت و یک روند تفسیر کرد. او این روند را دو جمله نخست تقریب Shuey در نظر گرفت و ضرایب آن را با استفاده از روش کمترین مربعات به دست آورد. این روش تقریباً دو برابر تفکیک پذیری کمتری نسبت به معیار شباهت داشت. Luo and Hale (2012) با وزن دادن به داده برحسب دورافت های دور و نزدیک موفق به افزایش وضوح طیف سرعت شدند. Chen et al., (2015) وزنی را با توجه به شباهت محلی هر ردلرزه با یک ردلرزه مرجع معرفی کردند؛ که منجر به افزایش تفکیک پذیری شد. Gong et al., (2016) تفکیک پذیری معیار شباهت را با استفاده از تبدیل رادون هذلولی تنک، افزایش دادند. Ebrahimi et al., (2017) نیز با تعریف دو وزن برای شباهت AB، یکی بر مبنای نسبت بین مقادیر تکین اول و دوم و دیگری بر مبنای موقعیت موجک لرزه ای در پنجره زمانی، تفکیک پذیری در راستای سرعت و زمان را افزایش دادند. فرشاد و غلامی (۱۳۹۶) با استفاده از تبدیل رادون در حوزه قطبی-لگاریتمی روشی اصلاح شده برای شباهت AB ارائه دادند؛ که با افزایش تفکیک پذیری در راستای سرعت، کاهش حجم محاسبات و در نتیجه افزایش سرعت محاسبات را به همراه داشت.

در این تحقیق از درجات بالاتر تبدیل رادون هذلولی برای مقابله با مشکل تغییرات دامنه با دورافت استفاده شده است. در این روش پارامترهای گرادیان و انحنا مربوط به AVO وارد تبدیل رادون می شوند؛ تا اطلاعات بیشتری از تغییرات دامنه با دورافت حاصل شود (Xue et al., 2014).

تبدیل رادون یک تبدیل انتگرالی است؛ که با انتگرال گیری روی مسیرهای هذلولی، سهمی و خطی سعی در به دست آوردن حوزه رادون دارد (Gardner and Lu, 1991).

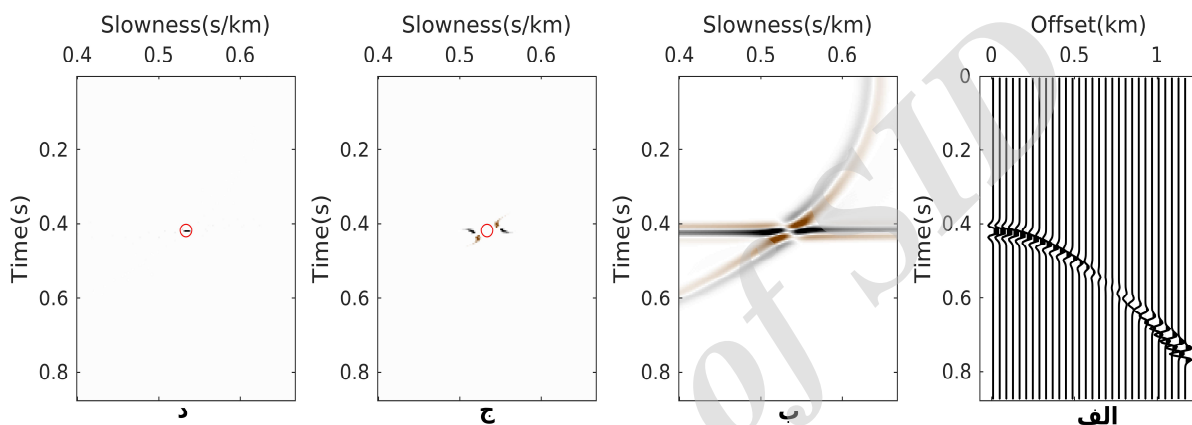
اگر تابع پایه برای تبدیل رادون به صورت زیر تعریف شود (غلامی، ۲۰۱۷):

$$\psi_{\tau, p}^{\delta}(t, x) = \delta(t - \varphi_{\tau, p}(x)) \quad (1)$$

1- Correlation

$$d = Lm \quad (۴)$$

که m ضرایب حوزه رادون، L عملگر وارون تبدیل رادون و d داده‌های برداشت شده است. به منظور افزایش تفکیک‌پذیری قید تنکی به رابطه بالا اضافه می‌شود (Sacchi and Ulrych, 1995; Wang and Ng, 2009). با این حال اثر لکه‌دار شدن فضای مدل در تبدیل رادون تنک نیز مشاهده می‌شود. شکل ۱-ج تبدیل رادون هذلولی تنک را برای این حالت نمایش می‌دهد. در این شکل سرعت و زمان درست با دایره قرمز مشخص شده است.



شکل ۱: داده حاوی تغییرات دامنه با دورافت، (الف) تبدیل رادون مرسوم، (ب) تبدیل رادون تنک، (ج) روش پیشنهادی در این مقاله و (د) دایره قرمز سرعت و زمان درست را نمایش می‌دهد.

و مجموعه‌ی این ضرایب، طیف OPT را می‌سازد. در این طیف، $c_0(t)$ ، $c_1(t)$ و $c_2(t)$ مهم‌ترین پارامترهای ویژگی AVO را می‌سازند (Johansen et al., 1995). $c_0(t)$ مربوط به جمع دامنه‌ها در راستای دورافت، $c_1(t)$ مربوط به گرادیان داده‌ها است؛ که بیانگر تغییرات روند دامنه است و $c_2(t)$ مربوط به انحنا AVO است؛ که کاهش و سپس افزایش دامنه رخداد و یا عکس آن را توصیف می‌کند. سایر ضرایب درجات بالاتر، اطلاعات بیشتری مربوط به جزئیات تغییرات دامنه مانند نوفه را به دست می‌آورند.

۲-۳- درجات بالاتر تبدیل رادون هذلولی

تبدیل رادون مرسوم تغییرات دامنه با دورافت را در نظر نمی‌گیرد. برای تبدیل رادون هذلولی تنک مقاوم در برابر تغییرات دامنه، به ضرایب بیشتری برای توصیف روند تغییرات دامنه با دورافت نیاز است. OPT خوبی برای توصیف دامنه است. با ترکیب تبدیل رادون و OPT (رابطه ۶)، می‌توان OPT را در راستاهای متفاوت به دست آورد؛ به عبارت دیگر، تبدیل رادون نه تنها شامل جمع دامنه‌هاست؛ بلکه شامل گرادیان، انحنا و سایر درجات بالاتر چندجمله‌ای هم می‌شود. با ترکیب روابط (۳) و (۶) داریم:

$$m(\tau, p) = \iint_{-\infty}^{+\infty} d(t, x) \delta(t - \sqrt{\tau^2 + p^2 x^2}) dx dt \quad (۳)$$

اگر دامنه‌های لرزه‌ای ثابت نباشند، تبدیل رادون با لکه‌دار کردن فضای مدل سعی در جبران تغییرات دامنه می‌کند. شکل ۱-ب نمایانگر این اثر است.

تبدیل رادون، تبدیلی متعامد نیست و لذا برگشت‌پذیر هم نیست. تقریباً در تمامی کاربردهای این تبدیل در لرزه‌شناسی، وارون-پذیری آن ضروری است. برای حل این مشکل، تبدیل رادون اغلب به صورت یک دستگاه خطی فرمول‌بندی می‌شود. رابطه زیر تبدیل رادون را به شکل ماتریسی نمایش می‌دهد:

۲-۲- تبدیل چندجمله‌ای متعامد

می‌دانیم هر رخداد AVO را می‌توان با یک چندجمله‌ای تقریب زد (Ursin and Dahl, 1990)، (Johansen et al., 1995) روش OPT را برای گسترش داده‌ی لرزه‌ای در غالب برهنه‌ی چندجمله‌ای‌های متعامد معرفی کرد؛ بنابراین، داده لرزه‌ای $d(t, x)$ را می‌توان به شکل رابطه آتی معرفی نمود:

$$d(t, x) = \sum_{j=0}^N c_j(t) q_j(x) \quad (۵)$$

مجموعه‌ی چندجمله‌ای‌های متعامد از $\{q_j(x), j=0, 1, \dots, N\}$ مختصات دورافت x با $N+1$ نمونه است؛ که $q_j(x)$ یک چندجمله‌ای از خانواده چندجمله‌ای‌های متعامد است. با استفاده از روش کمترین مربعات، ضرایب به صورت زیر به دست می‌آید:

$$c_j(t) = \sum_{i=0}^N d(t, x_i) q_j(x_i) \quad (۶)$$

که $c_j(t)$ درجه j ام ویژگی AVO را در زمان t نمایش می‌دهد

2- Orthogonal Polynomials Transform

$$m(\tau, p) = \int \int_{-\infty}^{+\infty} d(t, x) \psi_{\tau, p}^w(t, x) dx dt \quad (10)$$

$$= \int \int_{-\infty}^{+\infty} d(t, x) w(t - \varphi_{\tau, p}) dx dt$$

می‌توان درجات بالاتر تبدیل رادون واهمامیختی را به کمک روابط (۷) و (۱۰) به صورت زیر تعریف کرد:

$$m_j(\tau, p) = \int \int_{-\infty}^{+\infty} d(t, x) \psi_{\tau, p}^w(t, x) q_j(x) dx dt \quad (11)$$

$$= \int \int_{-\infty}^{+\infty} d(t, x) w(t - \sqrt{\tau^2 + p^2 x^2}) q_j(x) dx dt$$

تبدیل رادون معکوس برای رابطه ۱۱ به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$d(t, x) = \sum_{j=0}^2 \left(\int \int m_j(\tau, p) w(t - \sqrt{\tau^2 + p^2 x^2}) q_j(x) d\tau dp \right) \quad (12)$$

رابطه ۱۲ برای حالت درجه دوم به شکل ماتریسی به صورت زیر است:

$$d = L_0 m_0 + L_1 m_1 + L_2 m_2 \quad (13)$$

$$= (L_0, L_1, L_2) \begin{pmatrix} m_0 \\ m_1 \\ m_2 \end{pmatrix} = Lm$$

که L_0, L_1, L_2 عملگرهای برخوردگاه، گرایان و انحنا هستند. از آنجایی که عملگر L تبدیل رادون متعامد نیست، جواب به دست آمده با عملگر الحاقی $m_{adj} = L^T d$ ، وضوح و دقت کمی خواهد داشت. برای نخستین بار، Thorson and Claerbout (1985) به حل مسئله رادون به صورت یک مسئله رادون پرداختند. به منظور حل مسئله وارون تبدیل رادون، می‌توان تابع هزینه را به صورت رابطه آتی تعریف کرد:

$$J(m) = \|d - Lm\|_2^2 + \lambda \|m\|_1 \quad (14)$$

که $\|x\|_p := \left(\sum_{i=1}^n |x_i|^p \right)^{1/p}$ و λ پارامتر منظم‌ساز است. برای d و L معلوم، از الگوریتم سریع آستانه‌گذاری با تکرار (FISTA) (Back and Teboulle, 2009) برای به دست آوردن حوزه رادون تنک استفاده شده است.

۴- تبدیل رادون هذلولی در حوزه قطبی-لگاریتمی

در هر تکرار از الگوریتم FISTA، نیاز به اعمال عملگرهای معکوس و الحاقی تبدیل رادون است؛ در این مقاله به منظور کاهش زمان محاسبات، از الگوریتم سریعی با همگرایی $O(N^2 \log N)$ که توسط Nikitin et al., (2016) معرفی شده، استفاده شده است. این الگوریتم بر مبنای استفاده از نمونه‌برداری قطبی-لگاریتمی است؛ که بخش محاسباتی اصلی آن به محاسبه‌ی هممیخت اختصاص یافته

$$\widehat{m}_j(\tau, p) = \int \int_{-\infty}^{+\infty} d(t, x) \delta(t - \sqrt{\tau^2 + p^2 x^2}) q_j(x) dx dt \quad (7)$$

که ضریب \widehat{m}_j زام در راستای مسیر هذلولی را نمایش می‌دهد. از آنجایی که این رابطه ترکیبی از تبدیل رادون با درجات مختلف است؛ این روش را درجات بالاتر تبدیل رادون می‌نامند؛ که برای $N=2$ داده‌های ورودی در حوزه زمان-مکان را به ۳ پنل برخوردگاه $m_0(\tau, p)$ ، گرایان $m_1(\tau, p)$ و انحنا $m_2(\tau, p)$ تجزیه می‌کند (Xue et. Al., 2014). این تفاوت اصلی روش درجات بالاتر تبدیل رادون با تبدیل رادون مرسوم است. تبدیل رادون معکوس برای این روش به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$d(t, x) = \sum_{j=0}^2 \left(\int \int m_j(\tau, p) \delta(t - \sqrt{\tau^2 + p^2 x^2}) q_j(x) d\tau dp \right) \quad (8)$$

۳- تبدیل رادون هذلولی واهمامیختی

تابع محاسباتی تبدیل رادون ثابت است و به داده‌هایی که با آن تحلیل می‌شوند بستگی ندارد؛ به همین دلیل یک تبدیل غیر تطبیقی محسوب می‌شود. در عمل توابع پایه در تبدیل رادون به شکل تابع دیراک در زمان هستند، در حالی که در لرزه‌شناسی داده‌ها دارای باند فرکانسی محدودند. نتیجه این نوع تعریف، تفکیک‌پذیری پایین در طیف سرعت است؛ که از مشکلات اصلی به شمار می‌رود.

الگوریتمی برای حل این مشکل، تحت نام تبدیل رادون واهمامیختی توسط غلامی (۲۰۱۷) مطرح شده است. این تبدیل به داده‌های ورودی وابسته^۳ است. عملگر این روش را می‌توان ترکیبی از عملگرهای واهمامیخت و تبدیل رادون در نظر گرفت؛ بدین منظور نیاز است که شکل موج از داده‌های ورودی استخراج شود؛ به عبارت دیگر، اگر موج واقعی استفاده شود، ضرایب تبدیل رادون واهمامیختی دقیقاً ضرایب تبدیل رادون پاسخ ضربه‌ی زمین خواهد بود و در این حالت تفکیک‌پذیری بالایی در راستای زمان و کندی به دست خواهد آمد. در این روش تابع پایه برای تبدیل رادون واهمامیختی به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\psi_{\tau, p}^w(t, x) = w(t - \varphi_{\tau, p}(x)) \quad (9)$$

که $w(t)$ موج لرزه‌ای است. تابع پایه جدید با ثابت بودن در طول مسیر φ ، برای هر دورافت x یک موجک در زمان محسوب می‌شود. این دقیقاً همان رفتاری است که از رخداد‌های موجود در داده‌های لرزه‌ای انتظار می‌رود. این شکل از تابع پایه در حالت مرسوم به شکل $w(t) = \delta(t)$ شناخته می‌شود. با جایگذاری رابطه ۱۱ در رابطه ۲، رابطه تبدیل رادون واهمامیختی به صورت زیر درمی‌آید (غلامی، ۲۰۱۷):

نتیجه می‌شود که؛ تبدیل رادون هذلولی در مختصات قطبی-لگاریتمی به صورت هم‌میخت \bar{d} و توزیع (θ, ρ) است؛ پس می‌توان برای محاسبه‌ی سریع آن از تبدیل فوریه استفاده کرد.

در این مقاله، روشی بر مبنای درجات بالاتر تبدیل رادون هذلولی واهمامیختی در حوزه قطبی-لگاریتمی برای تحلیل سرعت در حضور تغییرات دامنه با دورافت معرفی شد. در این روش، از درجات بالاتر تبدیل رادون هذلولی برای جبران اثر تغییرات دامنه با دورافت، از تبدیل رادون واهمامیختی برای افزایش تفکیک‌پذیری و از تبدیل رادون در حوزه قطبی-لگاریتمی برای کاهش حجم محاسبات استفاده شده است.

۵- مثال‌های عددی

۵-۱- مثال‌های مصنوعی

مثال مصنوعی اول شامل هفت رخداد است که مشخصات زمان و سرعت آن‌ها طبق جدول ۱ است (شکل ۲-الف). در این مثال نمونه‌برداری زمانی ۰/۰۰۴ ثانیه و مکانی ۵ متر است. همچنین موجک ریکر با فرکانس ۲۰ هرتز به عنوان موجک لرزه‌ای استفاده شده است. چهار رخداد دارای تغییرات دامنه با دورافت در زمان‌ها و سرعت‌های (۰/۹۵، ۱۸۵۰)، (۰/۹۵، ۱۹۰۰)، (۱، ۱۸۵۰) و (۱، ۱۹۰۰) قرار گرفته است. برای این داده، روش شباهت معمول، شباهت AB و روش ارائه شده در این مقاله بررسی شده است (شکل ۳). طول پنجره زمانی در روش شباهت معمول و شباهت AB، ۹ نمونه زمانی در نظر گرفته شده است. زمان محاسبات برای روش شباهت معمول ۲۹/۶۱ ثانیه، شباهت AB ۴۰/۰۲ ثانیه و در هر تکرار از الگوریتم FISTA برای روش پیشنهادی ۰/۶۴ ثانیه بوده است. در این مثال به منظور به دست آوردن حوزه تنک، ۵۰۰ تکرار از الگوریتم FISTA اعمال شده است. به منظور بررسی تفکیک‌پذیری ۲ برش زمانی و سرعتی در زمان ۰/۹۵ ثانیه (شکل ۴) و سرعت ۱۸۵۰ متر بر ثانیه (شکل ۵) زده شده و برای همه روش‌ها مقایسه شده است. به وضوح قابل مشاهده است که روش پیشنهادی تفکیک‌پذیری بسیار بالایی را نسبت به دو روش دیگر از خود نشان داده است.

است. در نتیجه، می‌توان از حوزه فرکانس برای محاسبه سریع آن استفاده کرد. این الگوریتم نخست با کشیدگی زمانی و مکانی، هذلولی‌ها را به خط راست تبدیل می‌کند. در اثر این کشیدگی، رابطه ۳ برای تبدیل رادون هذلولی به شکل رابطه ۱۵ درمی‌آید:

$$m_h(\tau, p) = 2 \int_0^{+\infty} d(\sqrt{\tau^2 + p^2 x^2}, x) dx \quad (15)$$

$$= 2 \int_0^{+\infty} d'(\tau^2 + p^2 x', x')$$

رابطه‌ی بالا تبدیل رادون خطی را نمایش می‌دهد؛ که روش سریعی برای محاسبه‌ی آن بر مبنای هم‌میخت در مختصات قطبی-لگاریتمی است و توسط Anderson et al., (2016) ارائه شده است. به صورت استاندارد، رابطه ۱۵ را می‌توان با تابع دیراک نوشت؛ که به صورت زیر است:

$$m_h(\tau^2, p^2) = \iint d'(t', x') \delta(t' - \tau^2 - p^2 x') \quad (16)$$

برای تغییر مختصات از مختصات دکارتی به قطبی-لگاریتمی داریم:

$$\begin{cases} t' = e^{\rho'} \cos(\theta') \\ x' = e^{\rho'} \sin(\theta') \end{cases} \quad \begin{cases} \tau^2 = \frac{e^{\rho}}{\cos(\theta)} \\ p^2 = -\tan(\theta) \end{cases} \quad (17)$$

که $-\pi < \theta < \pi$ است. اگر (θ', ρ') را مختصات قطبی-لگاریتمی متناظر با نقطه (t', x') در مختصات دکارتی در نظر بگیریم، می‌توان $\bar{d}(\theta', \rho')$ را برای نمایش $d'(t', x')$ در مختصات قطبی-لگاریتمی استفاده کرد. با جایگذاری روابط (۱۷) در (۱۶) داریم:

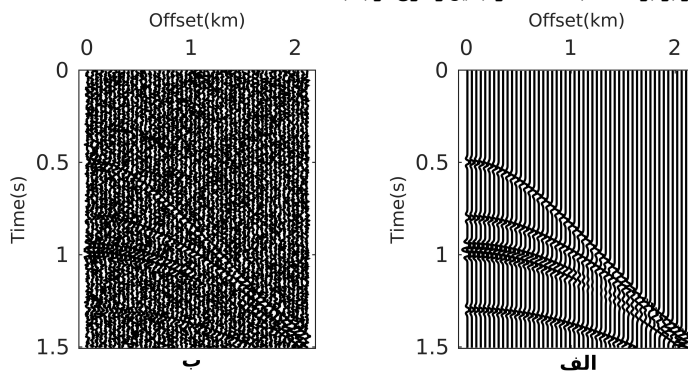
$$m_{hp}(\theta', \rho') = \iint \bar{d}(\theta', \rho') e^{\rho'} \delta(\cos(\theta - \theta') - e^{\rho - \rho'}) d\rho' d\theta' = \cos(\theta) \iint \bar{d}(\theta', \rho') e^{\rho'} \zeta(\theta - \theta', \rho - \rho') d\rho' d\theta' \quad (18)$$

که $\zeta(\theta, \rho) = \delta(\cos(\theta) - e^{\rho})$ است. از رابطه ۱۸

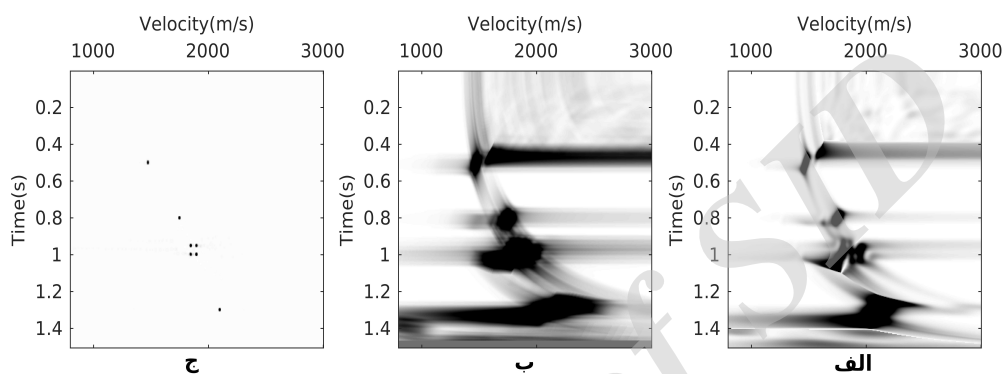
جدول ۱: رخدادهای لرزه‌ای موجود در داده مصنوعی نقطه میانی مشترک.

شماره رخداد	زمان دورافت صفر (ثانیه)	سرعت (متر بر ثانیه)
۱	۰/۵	۱۴۷۵
۲	۰/۸	۱۷۵۰
۳	۰/۹۵	۱۸۵۰
۴	۰/۹۵	۱۹۰۰
۵	۱	۱۸۵۰
۶	۱	۱۹۰۰
۷	۱/۳	۲۱۰۰

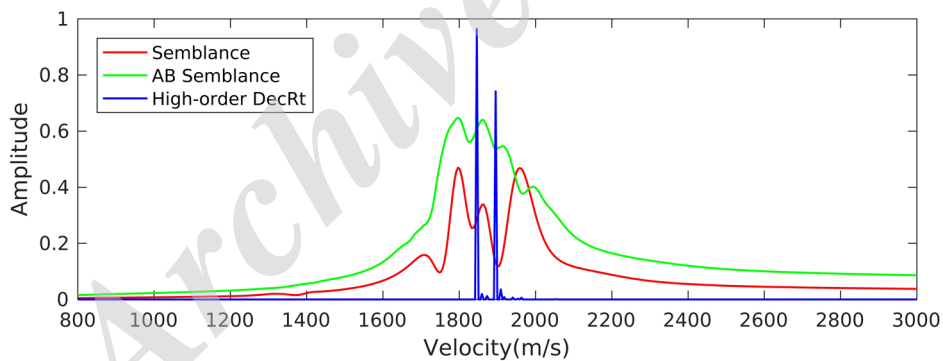
فرشاد و مختاری مبارکه، تحلیل سرعت مقاوم در برابر AVO با استفاده از تبدیل رادون مرتبه بالا، صفحات ۳۰۴-۲۹۳.



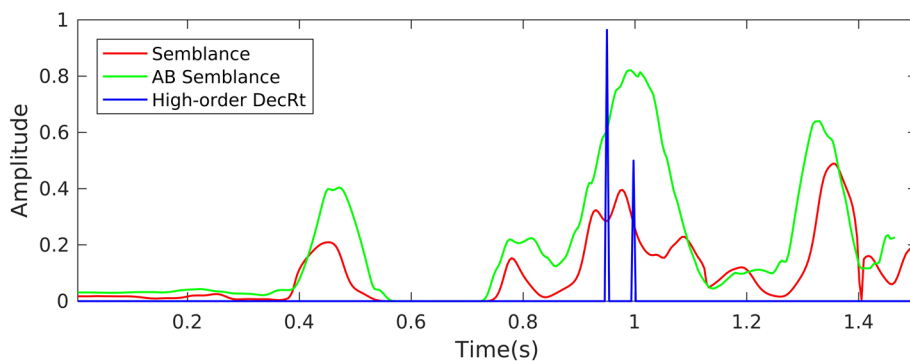
شکل ۲: (الف) رکورد نقطه میانی مشترک مصنوعی؛ (ب) رکورد نقطه میانی مشترک مصنوعی آغشته به نوفه.



شکل ۳: (الف) روش شباهت معمول، (ب) روش شباهت AB، (ج) روش درجات بالاتر تبدیل رادون هذلولی واهمامیختی در حوزه قطبی- لگاریتمی.



شکل ۴: برش زمانی در زمان ۰/۹۵ ثانیه.

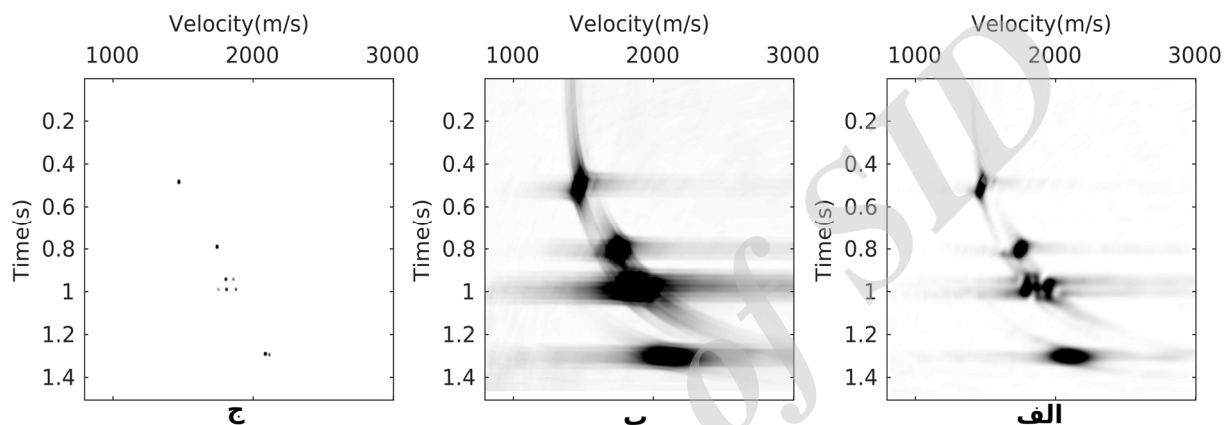


شکل ۵: برش سرعتی در سرعت ۱۸۵۰ متر بر ثانیه. وجود دامنه در زمان‌های ۰/۵ و ۱/۳ ثانیه برای روش شباهت معمول و شباهت AB، به علت تفکیک پذیری بسیار پایین این روش‌ها در تحلیل سرعت بوده است (شکل ۳-الف و ب).

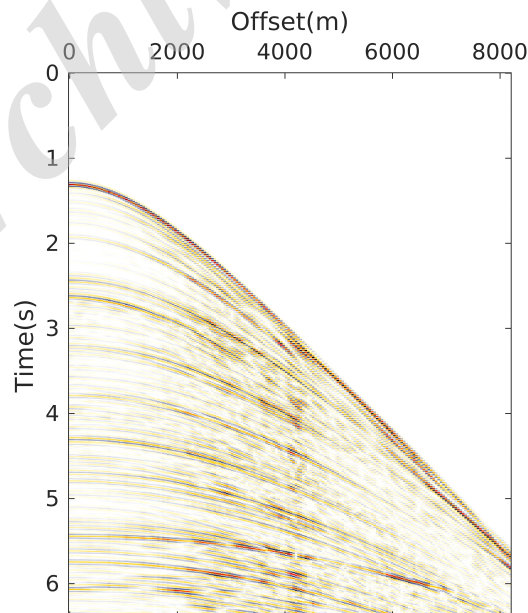
نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۴، شماره ۲، ۱۳۹۷.

الاستیک به منظور شبیه‌سازی خلیج مکزیک ساخته شده است. این رکورد دارای ۱۸۰ ردلرزه و مدت زمان ثبت ۶,۴ ثانیه با نمونه‌برداری زمانی ۰,۰۰۸ است (شکل ۷). تحلیل سرعت این داده به روش‌های شباهت، شباهت AB و روش مطرح شده در مقاله، در شکل ۸ نمایش داده شده است. موجک استخراج شده به وسیله‌ی روش پیشنهادی در شکل ۸ (د) نمایش داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، روش پیشنهادی تفکیک‌پذیری بالایی را نسبت به سایر روش‌ها ارائه می‌دهد؛ به طوری که می‌توان سرعت و زمان رخدادها را با دقت بالایی انتخاب کرد.

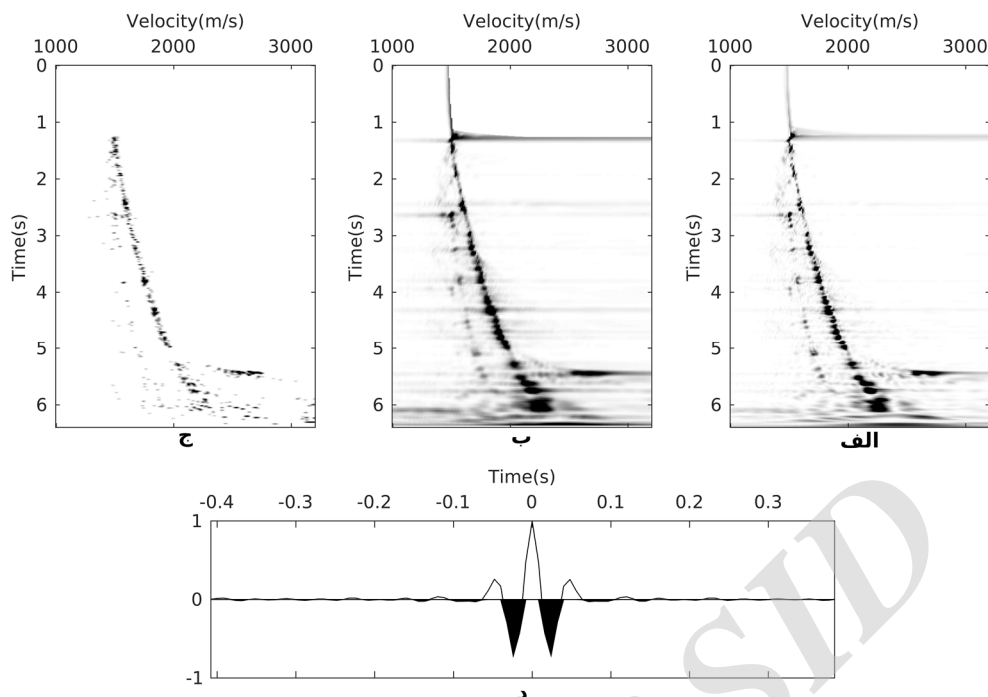
در شکل ۶ عملکرد روش پیشنهادی در حضور نوفه مورد بررسی قرار گرفته است. در این مثال، داده ورودی شکل ۲-الف، به نوفه تصادفی با $S/N = -2.5$ db آلوده شده است (شکل ۲-ب). طیف سرعت این داده با روش‌های شباهت، شباهت AB و روش مطرح شده بررسی شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، روش بیان شده پایداری نسبتاً خوبی نسبت به نوفه از خود نشان داده و نتایجی مشابه حالت عاری از نوفه ارائه داده است. به منظور بررسی روش ارائه شده روی داده‌های واقعی، یک رکورد نقطه میانی مشترک از داده‌های PLUTO 1.5 انتخاب شده است. این داده به روش تفاضل متناهی از یک مدل مصنوعی ۲ بعدی



شکل ۶: (الف) روش شباهت معمول، (ب) روش شباهت AB و (ج) روش درجات بالاتر تبدیل رادون هذلولی واهمامیختی در حوزه قطبی-لگاریتمی.



شکل ۷: رکورد نقطه میانی مشترک از PLUTO 1.5.

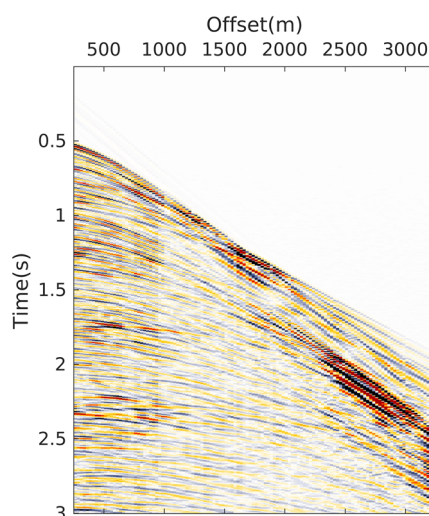


شکل ۸: (الف) تحلیل سرعت به روش شباهت معمول، (ب) روش شباهت AB، (ج) روش درجات بالاتر تبدیل رادون هذلولی واهمامیختی در حوزه قطبی-لگاریتمی و (د) موجک تخمین زده شده برای داده شکل ۷.

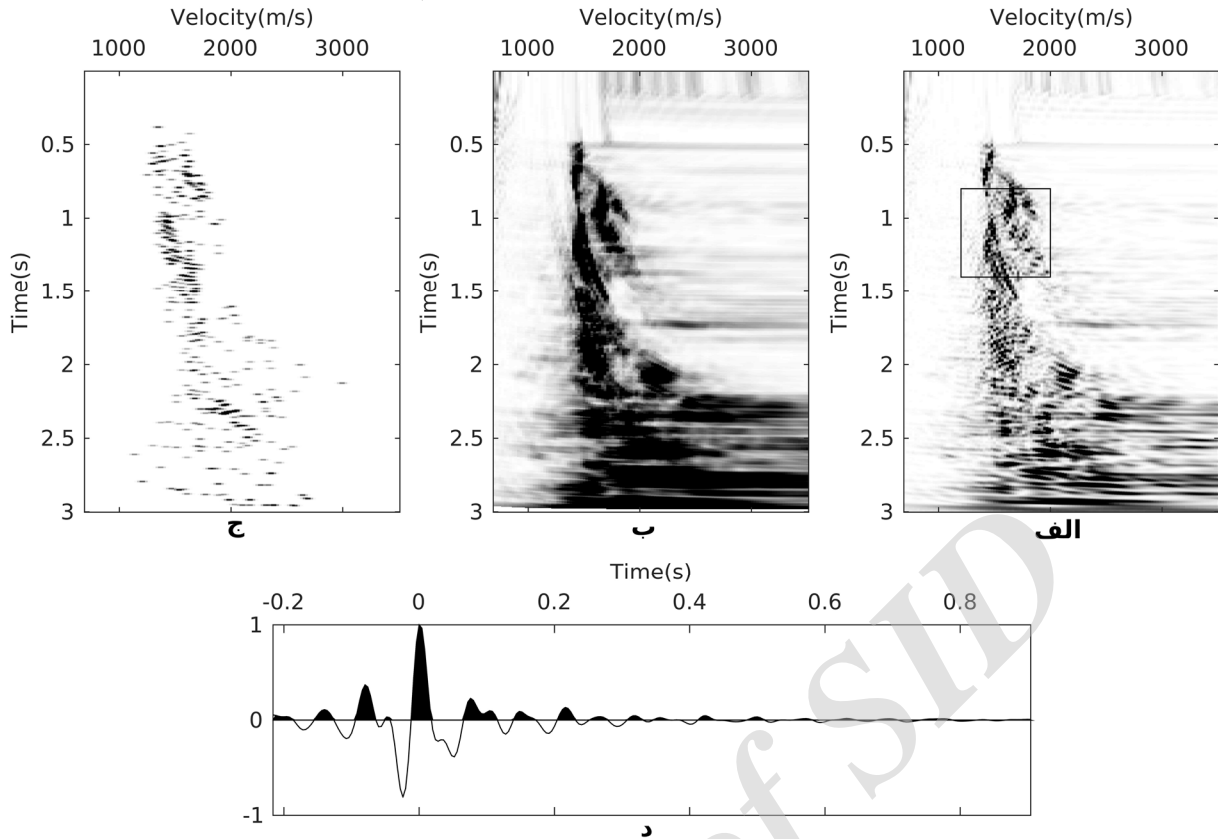
۵-۲- مثال واقعی

قسمت‌های تغییرات دامنه با دورافت با مستطیلی در شکل ۱۰-الف نمایش داده شده است. به منظور بررسی بهتر، این قسمت با بزرگنمایی در شکل ۱۱ نمایش شده است. به وضوح قابل مشاهده است که روش شباهت در این قسمت‌ها عملکرد ضعیفی داشته و همچنین روش شباهت AB با وجود تشخیص وجود آنومالی تغییرات دورافت با دامنه، تفکیک‌پذیری بسیار پایینی را نمایش داده است. با این حال روش پیشنهادی تفکیک‌پذیری بسیار خوبی را برای انتخاب زمان و سرعت درست ارائه داده است.

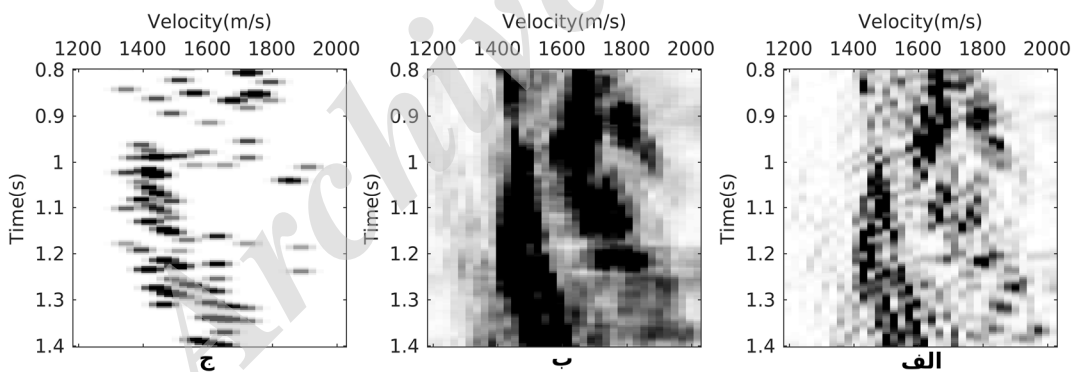
به منظور بررسی روش ارائه شده روی داده‌های واقعی، از داده واقعی دوبعدی خلیج مکزیک استفاده شده است. این داده دارای ۱۲۰ ردلرزه و ۱۰۰۱ رکورد چشمه مشترک است. داده اصلی دارای زمان ثبت ۰ تا ۶ ثانیه به نمونه‌برداری زمانی 0.004 ثانیه است؛ اما در اینجا برای سادگی محاسبات تا زمان ۳ ثانیه بررسی شده است (شکل ۹). تحلیل سرعت این داده به روش‌های شباهت، شباهت AB و روش مطرح شده در مقاله، در شکل ۱۰ نمایش داده شده است.



شکل ۹: داده رکورد واقعی خلیج مکزیک.



شکل ۱۰: (الف) تحلیل سرعت به روش شباهت معمول، (ب) روش شباهت AB، (ج) روش درجات بالاتر تبدیل رادون هذلولی واهمامیختی در حوزه قطبی-لگاریتمی و (د) موجک تخمین زده شده برای داده شکل ۹.



شکل ۱۱: بزرگنمایی طیف سرعت شکل ۱۰ در قسمت‌های (الف) دارای تغییرات دامنه با دورافت، (ب) روش شباهت معمول روش شباهت AB، (ج) روش درجات بالاتر تبدیل رادون هذلولی واهمامیختی در حوزه قطبی-لگاریتمی.

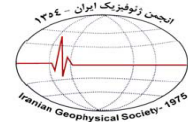
۶- نتیجه‌گیری

برای حل مشکل تغییرات دورافت با دامنه ارائه شد. نتایج حاصل از مثال‌های عددی مصنوعی و واقعی نشان‌دهنده‌ی کاربردی بودن روش مطرح شده در تحلیل سرعت است.

روش معمول شباهت عملکرد ضعیفی را در حضور تغییرات دامنه با دورافت از خود نمایش می‌دهد. به منظور حل این مشکل، روش شباهت AB مطرح شده است که این روش نیز از تفکیک‌پذیری بسیار پایین رنج می‌برد. در این مقاله با ترکیبی از درجات بالاتر تبدیل رادون هذلولی، تبدیل رادون واهمامیختی و تبدیل رادون در حوزه قطبی-لگاریتمی، روشی جدید با سرعت و تفکیک‌پذیری بالا

۷- منابع

- Johansen, T.A., Bruland, L. and Lutro, J., 1995, Tracking the amplitude versus offset by using orthogonal polynomials, *Geophysical Prospecting*, pp. 245-261.
- Luo, S. and Hale, D., 2012, Velocity analysis using weighted semblance, *Geophysics*, 77 (2), U15-U22.
- Nikitin, V.V., Anderson, F., Carlsson, M. and Duchkov, A., 2016, Fast hyperbolic Radon transform by log-polar convolution, *SEG International Exposition and Annual Meeting*, pp. 16-21.
- Sachhi, M.D. and Ulrych, T.J., 1995, High-resolution velocity gathers and offset space reconstructions, *Geophysics*, 60 (4), 1169-1177.
- Sarker, D., Castagna, J.P. and Lamb, W.J., 2001, AVO and velocity analysis, *Geophysics*, 66, 1284-1293.
- Thorson, J.R. and Claerbout, J.F., 1985, Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion, *Geophysics*, 50, 2727-2741.
- Ursin, B. and Dahl, T., 1990, Least-square estimation of reflectivity polynomials, 60th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, pp. 1069-1071.
- Wang, J. and Ng, M., 2009, Greedy least-squares and its application in radon transform, *CSPG CSEG CWLS Convention*.
- Xue, Y., Ma, J. and Chen, X., 2014, High-order sparse Radon transform for AVO-preserving data reconstruction, *Geophysics*, 79 (2), V13-V22.
- Yilmaz, Ö., 2001, *Seismic data analysis*, SEG.
- فرشاد، م. و غلامی، ع.، ۱۳۹۶، الگوریتمی سریع برای تحلیل سرعت لرزه‌ای بر مبنای شباهت AB، نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، doi:10.22044/jrag.2017.5686.1115
- Anderson, F., Carlsson, M. and Nikitin, V.V., 2016, Fast algorithms and efficient GPU implementations for the Radon transform and the back-projection operator represented as convolution operators, *SIAM Journal on Imaging Sciences*, 9 (2), 637-664.
- Chen, Y., Liu, T. and Chen, X., 2015, Velocity analysis using similarity weighted semblance, *Geophysics*, 80, A75-82.
- Beck, A. and Teboulle, M., 2009, A fast iterative shrinkage-thresholding algorithm for linear inverse problems, *SIAM Journal on Imaging Sciences*, 2, 183-202
- Ebrahimi, S., Roshandel kahoo, A., Chen, Y. and Porsani, M., 2017, A high-resolution weighted AB semblance for dealing with amplitude-variation-with-offset phenomenon, *Geophysics*, 82 (2), V85-V93.
- Fomel, S., 2009, Velocity analysis using AB semblance, *Geophysical prospecting*, 57, 311-321.
- Gardner, G.H.F. and Lu, L., eds., 1991, *Slant-stack processing*, SEG, Issue 14 of *Geophysics reprint series*.
- Gholami, A., 2017, Deconvolutive Radon transform, *Geophysics*, 82 (2), V117-V125.
- Gong, X., Wang, S. and Zhang, T., 2016, Velocity analysis using high-resolution semblance based on sparse hyperbolic Radon transform, *Journal of applied geophysics*, 134, 146-152.



AVO preserved velocity analysis using high-order Radon transform

Milad Farshad^{1*} and Ahmadreza Mokhtari Mobarakeh²

1- M.Sc. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
2- Ph.D. Candidate, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 25 October 2017; Accepted: 1 March 2018

* Corresponding author: mfarshad@ut.ac.ir

Keywords

Velocity Analysis
Hyperbolic Radon Transform
Deconvolutive Radon Transform
Radon Transform in Log-Polar Coordinates
High-Order Radon Transform
AVO

Extended Abstract

Summary

Velocity analysis is one of the most important stages of seismic processing. The most conventional method for velocity analysis is to calculate the semblance coefficients. Traditional semblance has some shortcomings, for instance, low resolution in time and velocity direction, high computational cost, and having trouble in presence of amplitude variation-with-offset (AVO) phenomenon. In order to compensate for the latest shortcoming, AB semblance has been proposed. However, this method has approximately twice

the lower resolution than traditional semblance. On the other hand, due to effects of the source wavelet, seismic events have band-limited nature, which leads to a decrease in temporal resolution. Recently, the deconvolutive Radon transform has been introduced to overcome the latest problem. In this paper, we have developed the deconvolutive hyperbolic Radon transform for AVO preserved velocity analysis. We have also used the log-polar domain in order to reduce computational cost. We tested this method on both synthetic and real field data sets to show resolution improvement in the proposed method.

Introduction

Velocity analysis is one of the most important steps in seismic data processing and interpretation. It affects many processes of seismic data processing, such as NMO correction, stacking, and time and depth migration. There are several methods for calculation of velocity spectra. The most conventional method for velocity analysis is based on moveout of reflection events, which uses the coherency. Semblance is the most conventional coherency measure, which is defined as normalized output to input energy ratio of a windowed hyperbola. Although it is functional in most circumstances, it has some problems such as low resolution in time and velocity direction, and lack of velocity peak in the presence of strong variations of amplitude along seismic events (AVO) or polarity reversals. In order to overcome the later problem, AB semblance has been introduced. However, it suffers from lower resolution compared to conventional semblance. In this paper, high-order sparse deconvolutive Radon transform has been employed to increase the resolution of velocity spectra.

Methodology and Approaches

Since the basic functions in Radon transform are independent of the data which is to be analyzed, the Radon transform is a non-adaptive transform. Due to effects of the source wavelet, seismic events have band-limited nature, while basis functions of Radon transform are Dirac delta functions in time. This leads to a decrease in resolution. Recently, the deconvolutive Radon transform has been introduced in order to overcome these problems. This method can be defined as a blend of deconvolution and Radon operators.

The conventional Radon transform sums the amplitudes along trajectories for a specific time and velocity values and does not consider AVO characteristics of seismic data. To avoid this drawback, high-order Radon transform has been introduced. This method combines the conventional Radon transform with the orthogonal polynomial transform. As a consequence, it can estimate the seismic data more accurately by using a few polynomial coefficients to represent its AVO characteristics. In this paper, we have used higher order of deconvolutive Radon transform to overcome the AVO problem and enhance the resolution in time direction. Moreover, by applying fast iterative shrinkage-thresholding algorithm (FISTA), a high-resolution velocity panel is obtained. The main step of this algorithm involves the computation of the forward and adjoint operators, which in the case of hyperbolic Radon transform can be very time-consuming. In order to reduce the computational costs, we have rewritten the Radon transform in log-polar coordinates.

By doing so, the main computational parts are attributed to compute convolutions, which can be computed rapidly in frequency domain. In order to use frequency domain, samples in log-polar coordinates must be chosen on an equally spaced grid; Thus, interpolating is required for switching between log-polar and time-offset coordinates.

Results and Conclusions

In this paper, we have developed the deconvolutive hyperbolic Radon transform for AVO preserved velocity analysis. This method is based on higher order of deconvolutive hyperbolic Radon transform. This method significantly improves the resolution of velocity analysis in presence of AVO. The method has been examined by applying it on real field and synthetic data. The results from these tests have confirmed the above claims.

Archive of SID