فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۸، شماره ۲، تابستان ۱۴۰۱، صفحهٔ ۲۴۳- ۲۶۰ (مقاله پژوهشی)
DOI: 10.22059/JESPHYS.2022.326374.1007334

بهبود کیفیت نشانگر پراشندگی برای تصویرسازی گسل‌ها با استفاده از تابع شباهت محلی اریب در حوزه پس‌برانباشت

محمد حسینی[۱] و حمیدرضا سیاه‌کوهی[۲*]

۱. دانشجوی دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران
۲. استاد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۷/۱۷، پذیرش نهایی: ۱۴۰۱/۱/۳۰)

چکیده

پراش‌ها اطلاعات مفیدی را درباره عارضه‌های زمین‌شناختی زیرسطحی مانند گسل‌ها، ناپیوستگی‌ها، چین‌خوردگی‌ها و مانند آنها ارائه می‌دهند. در مطالعه گسل‌ها برگشتگی قطبایی موج‌های پراشیده از لبه گسل‌ها یک چالش بزرگ به‌شمار می‌رود. در دهه‌های اخیر چندین روش در حوزه‌های پیش و پس‌برانباشت برای تعیین ویژگی‌ها و محل پراش‌ها ارائه شده است ولی بیشتر آنها در مواجهه با برگشتگی قطبایی امواج پراشیده از لبه گسل‌ها، توانایی کافی برای آشکارسازی پراش‌ها را ندارند. روش‌های تابع شباهت و مهاجرت کرشهف به‌عنوان دو روش مرسوم، بدون در نظر گرفتن برگشتگی قطبایی، برای تصویرسازی پراش‌های منتشرشده از لبه گسل‌ها دچار مشکل می‌شوند. در این مقاله دو راهکار برای بهبود کیفیت نشانگر پراشندگی معرفی می‌شود که حضور برگشتگی قطبایی تأثیری در کارایی آن ندارد. در راهکار ارائه شده برای برطرف کردن مشکل برگشتگی قطبایی، خم برون‌راند پراش به چند گروه تقسیم و سپس تابع شباهت به‌صورت محلی برای هر کدام از این گروه‌ها محاسبه می‌شود. تابع شباهتی محلی به‌کار رفته در این تحقیق، زمان‌سیر امواج پراشیده را از معادله ریشه دوم دوگانه به‌دست می‌آورد. همچنین روشی برای بهبود بیشتر تصویر چشمه‌های پراش استفاده می‌شود که با به‌کارگیری پنجره اریب در آن، به‌نوعی تابع شباهت محلی را به‌صورت تابعی از زمان وزن‌دار می‌کند. کارایی روش تابع شباهت محلی با استفاده از وزن‌دهی پنجره اریب و بدون آن بر روی داده‌های لرزه‌ای مصنوعی و واقعی بدون اعمال هیچ‌گونه تصحیح قطبایی بررسی شده که نتایج حاکی از کانونش و تفکیک‌پذیری بهتر پراش‌ها در لبه گسل‌ها است.

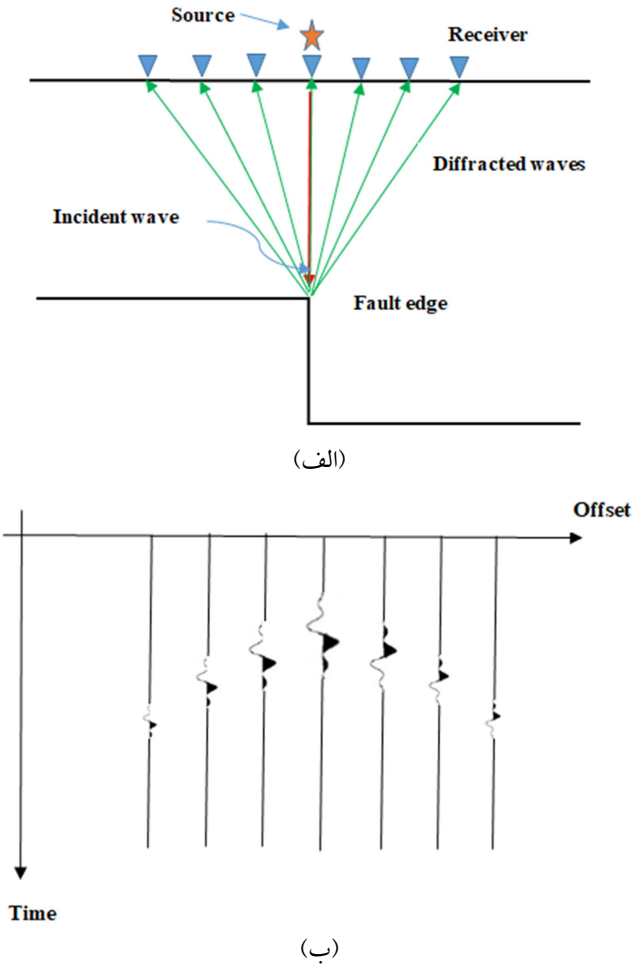
واژه‌های کلیدی: آشکارسازی گسل، تصویرسازی پراش، برگشتگی قطبایی، تابع شباهت محلی، پنجره اریب، نشانگر پراشندگی.

۱. مقدمه

انتشار امواج از محیط‌های مختلف اولین‌بار توسط ریاضی و فیزیک‌دان سرشناس هلندی به‌نام کریستیان هویگنس تشریح شد (الشمری، ۲۰۱۱). هویگنس بیان کرد که همه نقاط روی جبهه موج می‌توانند به‌عنوان چشمه‌های نقطه‌ای دوم برای تولید موج‌های کروی جدید در نظر گرفته شوند. با گذر زمان جبهه موج جدید، حاصل از پوش جبهه موج‌های دوم خواهد بود. زمانی که سطح بازتاب به‌وسیله ناپیوستگی‌هایی چون گسل‌ها، چین‌خوردگی‌ها، مناطق خرد شده و مانند آنها قطع شود، در چنین حالت‌هایی اصل‌های اپتیک هندسی برای شرح رفتار امواج پراشیده به‌تنهایی کافی نخواهد بود و قانون بقای انرژی می‌بایست لحاظ شود (شریف و جلدارت، ۱۹۹۵). همچنین تروری (۱۹۷۰) بیان کرد که عارضه‌های زیرسطحی تنها در صورتی قابلیت پراشندگی را به‌عنوان چشمه پراش خواهند داشت که اندازه آنها ابعادی برابر یا نزدیک به طول موج داشته باشند.

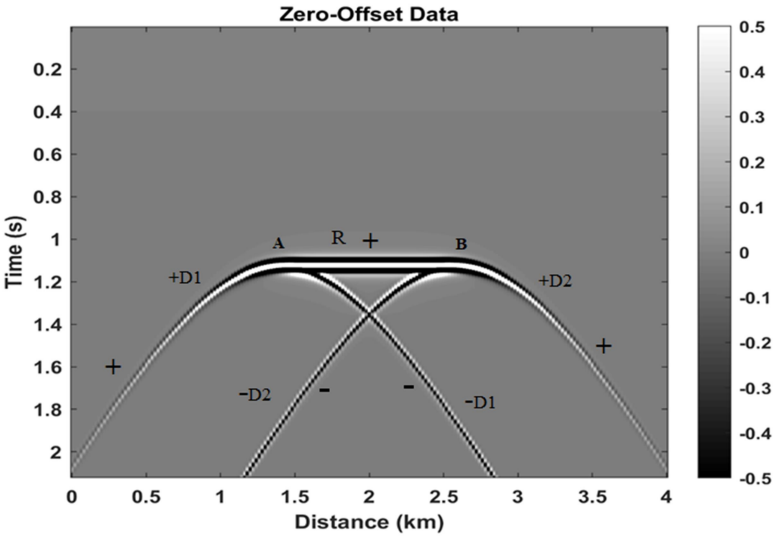
شکل ۱، طرح کلی هذلولی پراش از لبه گسل را نشان می‌دهد. در شکل ۱-الف یک زوج چشمه و گیرنده درست بالای لبه گسل قرار دارد و بقیه گیرنده‌ها در اطراف آنها قرار گرفته‌اند. موج پس از برخورد به لبه گسل پراشیده شده و در سطح زمین توسط گیرنده‌ها دریافت شده است. در شکل ۱-ب هذلولی پراش ناشی از لبه گسل آورده شده است. ردلرزه‌ها موج‌های پراشیده از لبه گسل را در موقعیت هر گیرنده نشان می‌دهند. همان‌طور که مشاهده می‌شود امواج حاصل از پراش در دو طرف لبه گسل دچار ۱۸۰ درجه تغییر فاز شده‌اند (تروری، ۱۹۷۰) و دامنه آنها به سرعت با دور شدن از لبه گسل کاهش یافته‌اند.

*نگارنده رابط: hamid@ut.ac.ir



شکل ۱. الف) طرح برخورد یک پرتو از چشمه به لبه بالایی گسل و تولید امواج پراش و ثبت آن در گیرنده‌ها. ب) نگاشت ردلرزه‌های پراش حاصل از لبه گسل که برگشتگی قطبایی در دو طرف رأس پراش دیده می‌شود.

امواج لرزه‌ای بازتابی و پراشیده اساساً دو پدیده فیزیکی متفاوتی هستند. بیشتر روش‌های پردازش داده‌های لرزه‌ای برای تصویرسازی و مطالعه عارضه‌های زمین‌شناختی زیرسطحی از امواج بازتابی بهره برده‌اند و متأسفانه پراش‌ها اغلب در پردازش و تفسیر داده‌های لرزه‌ای مرسوم حذف یا نادیده گرفته می‌شدند (پاپزینار و نیک، ۱۹۹۸). این در حالی است که اطلاعات بسیار سودمندی در امواج پراشیده نهفته که نشانگری از عارضه‌های زیرسطحی کوچک‌مقیاس مانند گسل‌ها، زون‌های خردشده، کانال‌ها، مرزهای گنبد نمکی و یا نشانگری از تغییرات کوچک در ضرایب بازتاب لرزه‌ای مانند حضور سیال‌ها یا جریان سیال‌ها در مخزن هستند (آلونایزی و همکاران، ۲۰۱۴). به‌همین دلیل مطالعه چگونگی رفتار امواج پراشیده از عارضه‌های زیرسطحی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. به‌همین خاطر بایستی در نگاشت‌های لرزه‌ای، امواج پراشیده‌شده را از امواج دیگر به‌ویژه امواج بازتابی تشخیص دهیم. لذا برای تشخیص این‌گونه امواج می‌بایست از روش‌های پردازش و تحلیل ویژه بهره برد. شکل ۲ مثالی از ایجاد پراش از لبه‌های یک بازتابنده افقی است که ردلرزه‌های بازتابی و پراش در آن با قطبایی‌های مربوطه آورده شده است تا مقایسه‌ای بین قطبایی و دامنه موج‌های بازتابی و پراشیده شده صورت گیرد. در مثال نمایش داده شده، دامنه پاسخ‌های پراش در لبه‌های بازتابنده نصف دامنه پاسخ‌های بازتاب به‌تنهایی است. نتایج مهم شامل تغییرفاز ۱۸۰ درجه و همانندی شکل موج پراش و شکل موج بازتابی است (تروری، ۱۹۷۰).



شکل۲. پراش‌های D1 و D2 به‌ترتیب از لبه‌های کناری یعنی نقاط A و B از یک بازتابنده افقی (R) اتفاق افتاده است. قطبایی برای بازتابنده (R) و یال چپ پراش D1 و یال راست پراش D2 مثبت است. پراش‌ها در رأس آن برای لبه‌های ناپیوستگی مانند گسل‌ها دچار تغییر فاز ۱۸۰ درجه می‌شوند که در شکل، برای یال راست پراش D1 و یال چپ پراش D2 با علامت منفی نشان داده شده است.

کری (۱۹۵۲) و هاجدورن (۱۹۵۴)، اولین کسانی بودند که نقش امواج پراش را در تفسیر داده‌های لرزه‌ای مطرح کردند، هرچند که مفاهیم اولیه و پایه‌ای آن توسط تروری (۱۹۷۰)، کلم-موساتو (۱۹۷۲) و تروری (۱۹۷۷) به‌صورت بنیادین و به‌تفصیل بیان شده است. کری (۱۹۵۲) نیز اهمیت پراش‌ها برای آشکارسازی گسل‌ها را مطرح کرد. امواج پراش همچنین توسط هارلان و همکاران (۱۹۸۴) برای تخمین و به‌روزکردن سرعت‌های لرزه‌ای به‌کار برده شده است.

در تصویرسازی پراش از شکل موج‌های پراشیده در نگاشت‌های لرزه‌ای برای تعیین موقعیت چشمه‌های پراش استفاده می‌شود. امروزه کاربرد تصویرسازی پراش عمومیت بیشتری در جوامع علمی-صنعتی مرتبط با ژئوفیزیک یافته است. البته امواج پراش چون نسبت به امواج بازتابی ضعیف هستند؛ بنابراین به نوفه حساس‌تر از بازتاب‌ها هستند از این‌رو تصویرکردن پراش برای داده آلوده به نوفه قوی کار راحتی نیست. برداشت داده‌هایی با فولد (Fold) بالا می‌تواند در بهبود نتایج حاصل از تصویرسازی پراش مؤثر باشد (برکویچ و همکاران، ۲۰۰۹).

برای چند دهه گذشته تصویرسازی پراش‌ها برای کاربردهای مختلفی از جمله برای آشکارسازی گسل‌ها (کری، ۱۹۵۲)، تخمین سرعت لرزه‌ای (هارلان و همکاران، ۱۹۸۴)، ارائه راه‌حل حوزه زمان برای پراش صوتی (دالتون و یدلین، ۱۹۸۹) و آشکارسازی ناهمگنی‌ها توسط امواج پراشیده (لاندا و کیدار، ۱۹۹۸) استفاده شده است. روش آنها بر اساس آشکارسازی امواج پراش به‌وسیله تمرکز بر دامنه‌های سیگنال حاصل از نقاط پراش بر روی مقاطع لرزه‌ای بنا نهاده شده است. این روش بر اساس محاسبه تابع همبستگی دامنه سیگنال‌های لرزه‌ای در طول محور دورافت بنا شده است.

امکان جداسازی پراش‌ها در داده‌های لرزه‌ای و تصویرکردن آنها با انتخاب سرعت‌های مهاجرت بهینه توسط فومل و همکاران (۲۰۰۷) تشریح شد. معیار آنها برای جداسازی بازتاب از پراش، همواربودن و پیوستگی شیب‌های محلی منطبق بر رویدادهای بازتاب می‌باشد.

تحلیل سرعت بازه‌ای در محیط‌های زمین‌شناسی پیچیده اغلب به‌عنوان یک مسئله حل نشده در نظر گرفته می‌شود. یک روش مناسب برای بهبود فرایند تجزیه‌وتحلیل سرعت، استفاده از نگاشت‌های پراش است که معمولاً در

فرایند تصویرسازی و پردازش داده از آنها چشم‌پوشی می‌شود. روشی برای آنالیز داده پراش به‌منظور تجزیه‌وتحلیل سرعت مهاجرت در حوزه زمان یا عمق توسط ریشف و لاندا (۲۰۰۸) معرفی شد. این روش بر اساس تفاوت آشکار بین پراش‌ها و بازتاب‌ها بعد از مهاجرت در حوزه شیب-زاویه است و فقط داده برانباشت شده به‌عنوان ورودی به‌کار برده می‌شود.

کویمبرا و همکاران (۲۰۱۳) به‌علت این‌که نگاشت پراش حاوی اطلاعات زیادی درباره سرعت محیط نسبت به نگاشت بازتاب بوده، یک روشی برای بهبود سرعت مهاجرت و تعیین محل پراش بر اساس آنالیز برون‌راند پیش‌مهاجرت و پس‌مهاجرت نگاشت‌های پراش در حوزه عمق، بنا نهاد. این روش یک مدل سرعت را به‌عنوان مدل اولیه به‌کار برده است و در نهایت یک مدل سرعت و موقعیت پراش به‌روز شده را در حوزه عمق به‌عنوان نتیجه فراهم می‌کند.

روش تصویرسازی پراش با داده‌های پیش‌برانباشت و پس‌برانباشت برای داده‌های برداشت شده در اطراف محیط‌های سنگی سخت توسط خوشنواز و همکاران (۲۰۱۷) مطرح شده که در آن از روش پیشنهاد شده لاندا و کیدار (۱۹۹۸) استفاده شده است. پیش‌تر این تکنیک‌ها بر اساس فرضیاتی چون انتشار موج از میان محیط‌های همسانگرد، توسعه و به‌کار برده شده بود ولی در حضور ناهمسانگردی، فرضیات به‌کار رفته دیگر برقرار نبوده و بنابراین ناهمسانگردی بایستی در آشکارسازی پراش در نظر گرفته می‌شد.

یکی از مراحل کلیدی در تصویرسازی پراش، جدایی پراش از دیگر رویدادها و تقویت پراش‌ها به‌ویژه در تمام حجم داده پیش‌برانباشت است (بختیاری‌راد و همکاران، ۲۰۱۸). تفکیک پراش پیش‌برانباشت بر اساس ویژگی‌های جبهه موج آنها، با استفاده از روش سطوح هم بازتاب (Common-reflection-surface) یا CRS بررسی شده است.

در این زمینه به کارهای دیگری از جمله (دل و گاجوسکی، ۲۰۱۱؛ خایدوکف و همکاران، ۲۰۰۴؛ ساوا و همکاران، ۲۰۰۵؛ تنر و همکاران، ۲۰۰۶؛ موزر و هووارد، ۲۰۰۸؛ برکویچ و همکاران، ۲۰۰۹؛ فومل، ۲۰۰۹؛ دل و همکاران، ۲۰۱۳؛ خایدوکف و همکاران، ۲۰۰۴؛ زائو و همکاران، ۲۰۱۴؛ خشنواز و همکاران، ۲۰۱۶؛ لی و همکاران، ۲۰۱۸) هم می‌توان اشاره کرد.

در کل دو نوع روش تصویرسازی پراش وجود دارد که شامل تصویرسازی با مهاجرت پراش‌ها و روش استفاده از ویژگی‌های پراشندگی به‌عنوان یک نشانگر تفسیری است. مهاجرت پراش نیازمند جداسازی انرژی میدان‌موج پراشیده از امواج بازتابی در حوزه‌های مختلف، قبل از انجام مهاجرت است (زاوالیشن، ۱۹۸۲؛ خایدوکف و همکاران، ۲۰۰۴؛ ریشف و لاندا، ۲۰۰۸؛ برکویچ و همکاران، ۲۰۰۹؛ دل و گاجوسکی، ۲۰۱۱؛ بورنت و فومل، ۲۰۱۱؛ گونگ و همکاران، ۲۰۱۶؛ شوارتز و گاجوسکی، ۲۰۱۷؛ شوارتز، ۲۰۱۹). در مقابل، روش استفاده از ویژگی‌های پراشندگی، نیاز به موارد گفته شده در مورد روش مهاجرت پراش‌ها را ندارد (لاندا و همکاران، ۱۹۸۷؛ لاندا و کیدار، ۱۹۹۸؛ بونا و همکاران، ۲۰۱۳؛ آلونایزی و همکاران، ۲۰۱۴؛ خشنواز و همکاران، ۲۰۱۶ و ۲۰۱۷).

استفاده ازتابع شباهت به‌عنوان یک نشانگر، توانایی قابل‌توجهی در ردیابی یا آشکارسازی امواج پراش‌یافته در نگاشت‌های لرزه‌ای با نسبت سیگنال به نوفه پایین را دارد. با توجه به اصل بقای انرژی، چون قطبایی موج‌های حاصل از پراش در دو سوی لبه گسل با یکدیگر متفاوت بوده و ۱۸۰ درجه قطبایی آنها با هم فرق می‌کند، در این شرایط به‌کاربردن هر یک از روش‌های مهاجرت کرشهف و تابع شباهت بدون درنظرگرفتن این تغییر فاز، قادر نخواهند بود تا پراشنده‌ها را به تصویر بکشند. بدون درنظرگرفتن برگشتگی قطبایی، استفاده از این روش‌ها باعث رمبش (Collapse) هذلولی‌های پراش به رأس آنها نخواهد شد.

پژوهشگران اغلب تصحیح‌هایی را برای آشکارسازی پراش‌هایی که دارای برگشتگی قطبایی هستند انجام

داده‌اند که به تعدادی از آنها اشاره می‌شود. زاوالیشن (۱۹۷۵) بیان کرد که زمان رسیدها در اطراف لبه پراش متقارن هستند. بنابراین اگر همه ردلرزه‌های متقارن در اطراف نقطه وسط را از یکدیگر کم کنیم، همه دامنه‌های امواج پراش دو برابر می‌شوند و در عوض امواج بازتاب تضعیف خواهند شد. برای مطالعه الگوی انتشار دی‌اکسیدکربن تزریق شده در ساختارهای زیرسطحی که به‌علت دوری از مشکلات زیست محیطی صورت می‌گیرد، روشی توسط آلونایزی و همکاران (۲۰۱۳) ارائه شده که قدرت آشکارسازی آن به‌وسیله تصحیح برگشتگی قطبایی در لبه پراش‌ها بهبود یافته است. همچنین یک روش تصویرسازی دینامیک با توجه به ویژگی برگشتگی قطبایی پراش‌ها توسط زائو و همکاران (۲۰۱۴) با هدف تقویت پراش و افزایش نسبت سیگنال به نوفه ارائه شده است که از این طریق بازتاب‌های قوی حذف و پراش‌ها تقویت شده‌اند. خشنواز و همکاران (۲۰۱۷) با استفاده از روش کلاسیک برای در نظر گرفتن برگشتگی قطبایی، قطبش را در دو طرف رأس منحنی‌های زمان‌سیر پراش‌ها در هر نقطه تصویر، عکس هم در نظر گرفته‌اند و محاسبات تابع شباهت را انجام داده‌اند. شایان ذکر است که اغلب روش‌های گفته شده زمان‌بر هستند یا نیاز به تصحیح دارند. در این مطالعه روشی برای تهیه تصویری واضح از چشمه‌های پراش در زیر زمین بدون نیاز به اعمال تصحیح برگشتگی قطبایی امواج پراشیده ارائه می‌شود. این روش پیش از این توسط خشنواز و همکاران (۲۰۱۹ و ۲۰۲۱) برای فائق‌شدن بر چالش برگشتگی قطبایی حاصل از سازوکار چشمه‌های لرزه‌ای در مکان‌یابی خردلرزه‌ها و همچنین در تحلیل سرعت لرزه‌ای در حضور برگشتگی قطبایی حاصل از تغییرات دامنه با دورافت (Amplitude Versus Offset) یا AVO به‌کار گرفته شده است. در این روش بخشی از نگاشت لرزه‌ای که محدود به پنجره انتخابی حول هذلولی پراش است به زیرگروه‌های کوچک‌تر تقسیم و تابع شباهت محلی (Local-Semblance) در این زیرگروه‌ها محاسبه می‌شود. سپس دامنه تصویر نهایی در هر کدام از نقاط تصویر از میانگین تابع شباهت‌های اندازه‌گیری‌شده برای همه زیرگروه‌ها در آن نقطه به‌دست می‌آید. روش پیشنهادی می‌تواند برای حل مشکل برگشتگی قطبایی در امتداد هذلولی پراش به‌ویژه در موقعیت پراش از لبه گسل‌ها مفید واقع شود.

با توجه به این‌که امواج پراش دامنه ضعیفی دارند و به‌شدت در زمان‌سیرهای کم با امواج بازتابی تداخل می‌کنند (شوارتز، ۲۰۱۹) در بخش دوم از روش پیشنهادی برای جلوگیری از این تداخل‌های مخرب پنجره‌هایی با طول متغیر حول هذلولی‌های پراش در نظر گرفته می‌شود. طول پنجره‌ها با افزایش زمان (یعنی ازعمق کم به عمق زیاد) افزایش می‌یابد تا بتوان تا حد امکان کانونش و تفکیک‌پذیری و تصویرسازی پراش‌ها را بهبود بخشید. به این ترتیب که در هر نقطه روی محور دورافت یک پنجره اریب (Tapered Aperture) با زاویه رأس مشخص به‌کار می‌رود. این عمل در واقع نوعی وزن‌دادن به داده‌های مورد استفاده از طریق تابع شباهت است. یعنی در زمان سیر (یا عمق) کم از تعداد ردلرزه کمتری استفاده می‌شود ولی در مقابل در زمان سیر(یا عمق) زیاد، تقریباً همه ردلرزه‌ها استفاده می‌شوند. این روش، روش تابع شباهت محلی اریب (Tapered Local Semblance) نام نهاده شد.

۲. تئوری

ناحیه مورد مطالعه به شبکه‌ای از نقاط در حوزه تصویر تقسیم و هر کدام از این نقاط می‌تواند به‌عنوان یک چشمه پراش در نظر گرفته شود. زمان‌سیر دوطرفه (t) در حوزه زمان برای رخدادهای هذلولی پراش از معادله زیر محاسبه می‌شود.

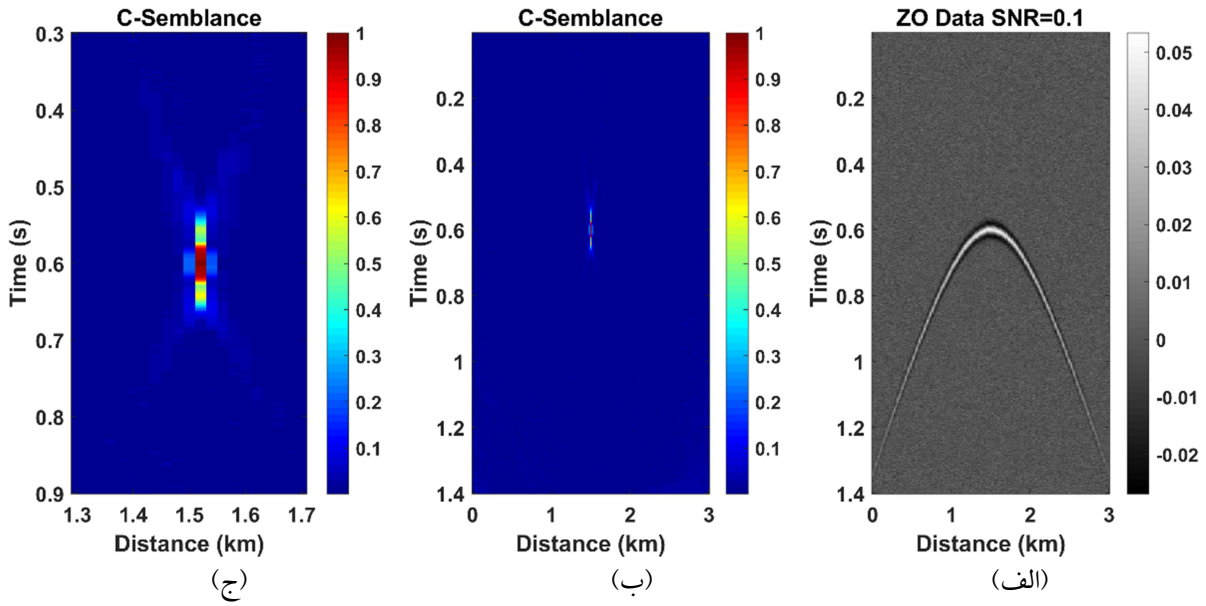
$$t = \sqrt{{t_0}^2 + \left(\frac{x}{v}\right)^2} \qquad (۱)$$

که در آن t_0 زمان‌سیر دوطرفه برای حالتی که چشمه و گیرنده روی هم و درست بالای نقطه پراش باشند، v سرعت انتشار موج در محیط و x فاصله گیرنده تا چشمه

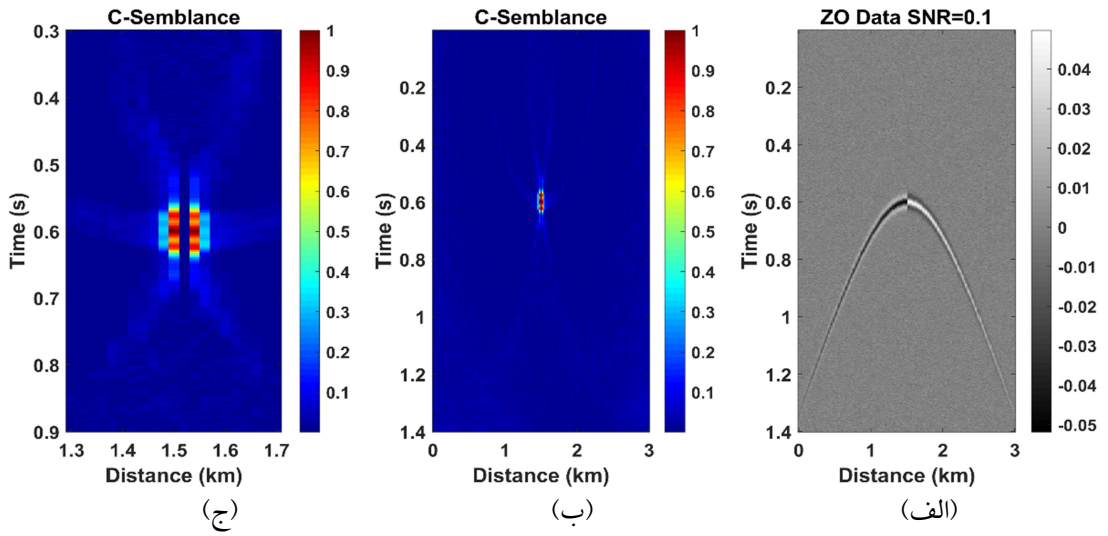
است. برای اندازه‌گیری شباهت بین داده‌های موجود در پنجره انتخابی حول هذلولی پراش، از تابع شباهت استفاده می‌شود. تابع شباهت کلاسیک (Classic Semblance) از رابطه زیر به‌دست می‌آید (تنر و کولر، ۱۹۶۹):

$$CS = \sum_{t=-m}^{m}\left(\sum_{i=1}^{n} A_{it}\right)^2 / n \sum_{t=-m}^{m}\sum_{i=1}^{n} {A_{it}}^2 \quad (۲)$$

که درآن A_{it} دامنه نمونه‌ای در زمان t از i امین ردلرزه پنجره انتخابی با پهنای زمانی $2m+1$ نمونه است و nتعداد ردلرزه‌های موجود در پنجره است. روش کلاسیک تصویرسازی پراش با به‌کارگیری موج‌های پراشیده، درصدد اندازه‌گیری تابع شباهت در امتداد منحنی برون‌راند هذلولی شکل پراش است که در عین ساده‌بودن ابزاری قدرتمند برای آشکارسازی عارضه‌های منحصربه‌فرد کوچک‌مقیاس است. برای مثال شکل ۳-الف داده دورافت صفر برای یک چشمه پراش نقطه‌ای (Diffraction Point) را نشان می‌دهد که در محیطی با سرعت ثابت ۲۵۰۰ متر بر ثانیه اتفاق افتاده است. قابل ذکر است که ما در این تحقیق برای اضافه کردن نوفه سفید گوسی به سیگنال با SNRهای مختلف از نسبت سطح توان سیگنال به سطح توان نوفه استفاده کرده‌ایم. مقطع پراش (Diffraction Section) حاصل از این شکل که با استفاده از تابع شباهت کلاسیک به‌دست آمده، توانسته پراش نقطه‌ای را به‌خوبی در محل صحیح آن آشکارسازی کند. روش تابع شباهت کلاسیک در حضور پراش‌های حاصل از لبه گسل که در آن برگشتگی قطبایی در شکل موج‌های پراش رخ می‌دهد، کارایی خود را از دست می‌دهد. برای مثال اگر در پنجره‌ای، تعداد ردلرزه‌ها با قطبایی مثبت و منفی برابر باشند، اندازه‌گیری تابع شباهت کلاسیک (معادله ۲) مقدار صفر یا نزدیک صفر را در محل پراش‌ها، علی‌رغم وجود چشمه پراش، به‌دست می‌دهد. در واقع برگشتگی قطبایی باعث آشکار نشدن پراشنده در حوزه تصویر می‌شود. در شکل ۴-الف داده دورافت صفر برای پراشی که برگشتگی قطبایی در رأس آن اتفاق افتاده است، نشان داده شده است. استفاده از تابع شباهت کلاسیک مقدار صفر را در رأس آن نشان می‌دهد که در شکل ۴-ب نشان داده شده است و شکل ۴-ج هم بخش بزرگ‌نمایی شده شکل ۴-ب می‌باشد.



شکل۳. الف) مقطع مصنوعی دورافت صفر شامل منحنی برون‌راند رخداد هذلولی یک پراش نقطه‌ای. ب) مقطع پراش حاصل از شکل (الف) که تابع شباهت کلاسیک (Classic or C-semblance) توانسته پراش را در محل خود آشکارسازی کند. ج) بخش بزرگ‌نمایی‌شده از شکل (ب).



شکل ٤. الف) مقطع مصنوعی دورافت صفر رخداد هذلولی حاصل از یک پراش که در دو طرف رأس دچار برگشتگی قطبایی شده است. ب) مقطع پراش حاصل از تابع شباهت کلاسیک که مقدار صفر را در رأس پراش نشان می‌دهد. ج) بخش بزرگ‌نمایی‌شده از شکل (ب).

در این روش برای محاسبه تابع شباهت، داده‌های متعلق به رخداد هذلولی پراش که پنجره پیمایش انتخابی آنها را در برگرفته است را برخلاف روش‌های کلاسیک، به چندگروه کوچک‌تر تقسیم می‌کند. با این تقسیم‌بندی هر گروه شامل تعدادی ردلرزه خواهد بود و تابع شباهت این‌بار به‌صورت محلی برای هر گروه به‌صورت مجزا اندازه‌گیری می‌شود (شکل ۵). سپس مقدار همدوسی برای هر نقطه از تصویر نهایی (یا مقطع پراشندگی) با میانگین‌گیری از مقدارهای به‌دست آمده، برای تابع شباهت‌های محلی طبق رابطه (۳) به‌دست می‌آید.

$$\frac{1}{N_g}\sum_{k=1}^{N_g}\left[\sum_{t=-m}^{m}\left(\sum_{i=1}^{n}A_{it}\right)^2\Big/ n_k\sum_{t=-m}^{m}\sum_{i=1}^{n}{A_{it}}^2\right] \quad (۳)$$

که در آن N_g تعداد گروه‌های ایجادشده در پنجره پیمایش و n_k تعداد گیرنده در k امین گروه است. بقیه پارامترها همان پارامترهای رابطه (۲) هستند.

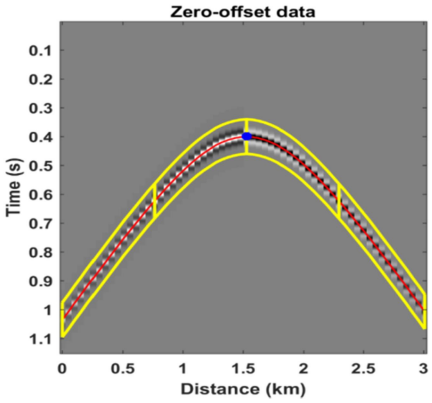
همان‌طور که اشاره شد در روش پیشنهادی برای غلبه بر مشکل برگشتگی قطبایی، پنجره انتخابی حول هذلولی پراش به چند زیرگروه مانند شکل ۵ تقسیم و تابع شباهت محلی برای هر گروه محاسبه می‌شود. نحوه عملکرد روش پیشنهادی در شکل ۵ که شامل موج پراشیده با برگشتگی قطبایی است، نشان داده شده است. در اینجا به‌جای در نظرگرفتن تمام ردلرزه‌ها در یک پنجره (تابع شباهت کلاسیک)، ردلرزه‌های موجود در پنجره پیمایش به چهار گروه کوچک‌تر تقسیم شده به‌طوری‌که هر گروه تعداد کمتری از ردلرزه‌ها یا گیرنده‌ها را در خود جا می‌دهد. در ضمن در شکل ۵ عرض زمانی هر پنجره دوباره $2m+1$ نمونه همانند رابطه (۲) تعیین شده که در عمل مقدار m به‌صورت سعی و خطا تعیین می‌شود. در مرحله بعد مقدار تابع شباهت برای هر نقطه از تصویر (یعنی رأس پراش) از میانگین‌گیری مقدار تابع شباهت‌های محلی به‌دست می‌آید. چون مقدار تابع LS شباهت محلی برای هر گروه در این مثال مساوی یک است، پس مقدار تابع شباهت که از میانگین‌گیری آنها به‌دست می‌آید، برخلاف روش کلاسیک، دارای مقدار غیر صفر و برابر یک خواهد شد و به این ترتیب پراش‌ها در محل خود تصویرسازی خواهند شد.

۳. شیوه بررسی

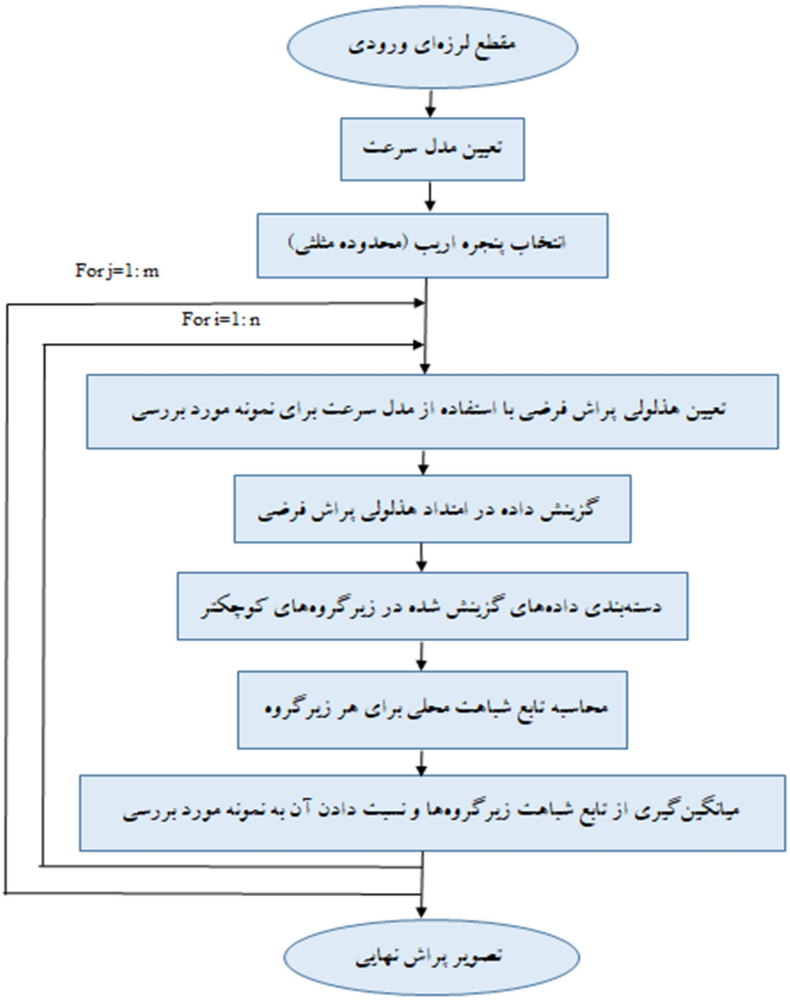
روند اجرایی روش پیشنهادی در شکل ۶ نشان داده شده است. برای بررسی نحوه عملکرد و کارایی روش پیشنهادی، این روش را روی مقطع مصنوعی دورافت صفر

شکل ۴ که قبلاً روش تابع شباهت کلاسیک مقدار صفر را در محل پراش با برگشتگی قطبایی آن نشان داده بود، اعمال کردیم که نتیجه آن در شکل ۷ قابل مشاهده است.

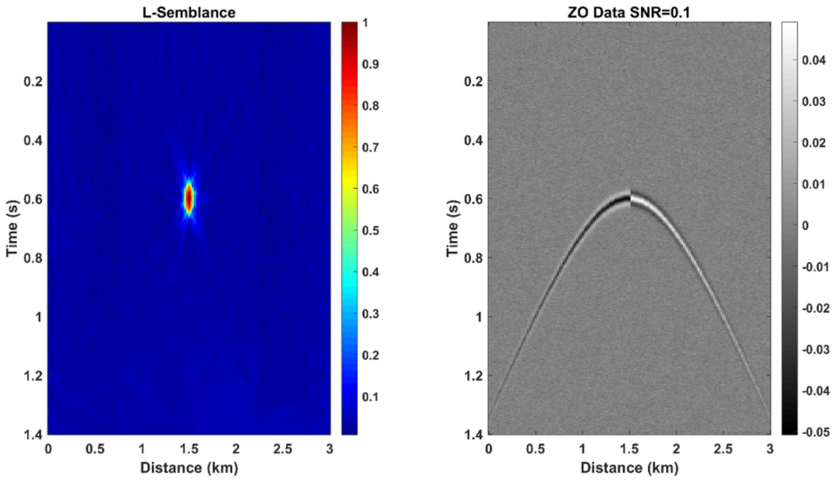
این روش پیشنهادی توانسته است برخلاف شکل ۴ پراش با برگشتگی قطبایی را نیز در محل صحیح خود تصویرسازی کند و بر چالش برگشتگی قطبایی غلبه کند.



شکل۵. طرح کلی از روش پیشنهادی. این شکل هذلولی پراشی را نشان می‌دهد که دارای تعداد مساوی از موجک‌ها با قطبایی مثبت و منفی است. مقدار تابع شباهت کلاسیک (یعنی قرارگرفتن همه ردلرزه‌ها در یک گروه) طبق رابطه (۲) صفر خواهد شد و چشمه پراش به تصویر کشیده نخواهد شد. طبق روش پیشنهادی (رابطه ۳) این رخداد در اینجا به ٤ گروه تقسیم شده که به‌طور جداگانه مقدار تابع شباهت برای هر گروه محاسبه و میانگین آنها به‌عنوان دامنه نقطه تصویر در نظر گرفته می‌شود. عرض پنجره طبق معادله (۲) همان 2m+1 نمونه است.



شکل٦. طرحواره روش پیشنهادی که در آن n نشان‌دهنده تعداد نمونه زمانی و m نشان‌دهنده تعداد ردلرزه‌ها است.



(ب) (الف)

شکل۷. الف) مقطع دورافت صفر در شکل ٤ که مقدار تابع شباهت کلاسیک آن صفر به‌دست آمده بود. ب) مقطع پراش که با استفاده از روش پیشنهادی تابع شباهت محلی (Local or L-Semblance) به‌دست آمده و رویداد پراش با برگشتگی قطبایی که در محل چشمه آن آشکارسازی شده است.

در شکل ۸ مقطع‌ها نشانگر چهار رویداد هذلولی ناشی از چهار چشمه پراش در عمق‌های مختلف است. همان‌طور که در شکل مشهود است، پراش‌ها با افزایش زمان با یکدیگر تلاقی می‌کنند. بدون شک پراش‌های عمق کم سهم بیشتری در این تلاقی‌ها در مقایسه با پراش‌های عمیق دارند. پر واضح است که در اینجا هم مسئله تلاقی انرژی پراش و بازتاب می‌تواند بر مقدار دامنه تابع شباهت تأثیر منفی بگذارد. این تأثیر برای پراش‌های کم‌عمق به‌خاطر تلاقی‌های بیشتر، مخرب‌تر خواهد بود. در بخش دوم روشی پیشنهادی برای رفع این اثرمخرب در تصویرسازی چشمه‌های پراش، ارائه شده است. این مهم با به‌کارگیری پنجره‌های اریب حاصل می‌شود. پنجره اریب این قابلیت را دارد که تعداد ردلرزه‌های دخیل در محاسبه مقدار تابع شباهت را به‌صورت تابعی از زمان افزایش دهد. این کار به‌نوعی عمل وزن‌دادن را در محاسبه تابع شباهت محلی ایفا می‌کند. برای هذلولی پراش در زمان سیرهای کم (ناشی از چشمه‌های پراش کم عمق) استفاده از پنجره اریب تعداد ردلرزه‌های کمتری را درگیر محاسبه تابع شباهت خواهد کرد و این به منزله کاهش مداخله تلاقی‌های مخرب در امر تصویرسازی است.

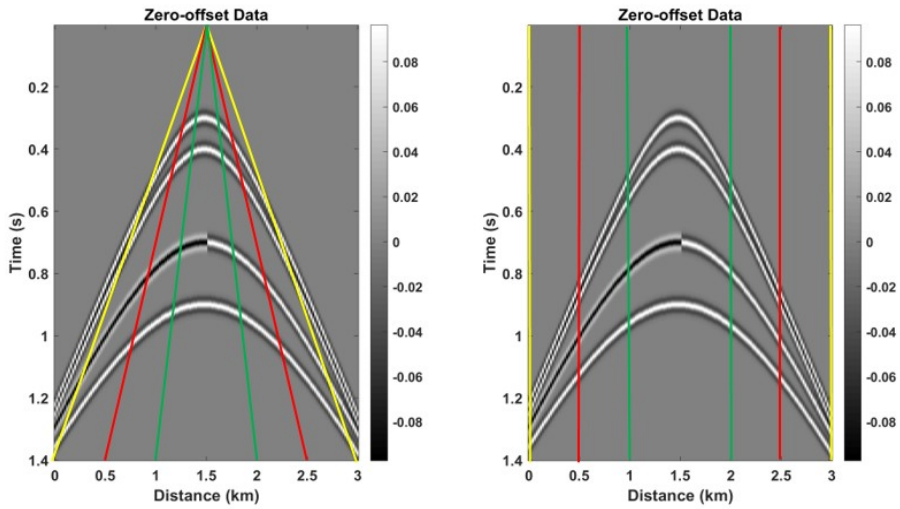
شکل ۸-الف، ۳ پنجره غیراریب با تعدادی ردلرزه ثابت در هر پنجره را نشان می‌دهد. پنجره محدود به دو خط زردرنگ، دارای بزرگ‌ترین عرض پنجره پیمایش و بیشترین تعداد ردلرزه است در حالی‌که محدوده خط سبز، دارای کوچک‌ترین عرض پنجره و کمترین تعداد ردلرزه نسبت به بقیه پنجره‌ها را داراست و تعداد کمتری ردلرزه را در اطراف قله پراش در برگرفته است. تعداد ردلرزه‌های مورد استفاده برای تعیین تابع شباهت در هر کدام از این پنجره‌ها برای همه زمان‌ها یکسان است. شکل ۸-ب، ۳ پنجره اریب فرضی با ۳ زاویه رأس و عرض‌های مختلف را با رنگ‌های زرد، قرمز و سبز نشان می‌دهد. پنجره اریب با رنگ زرد، دارای بازترین زاویه و پنجره اریب با رنگ سبز، دارای بسته‌ترین زاویه رأس است. تعداد ردلرزه‌های مورد استفاده برای تعیین تابع شباهت در این پنجره ها با افزایش زمان سیر (عمق) افزایش می‌یابد که پنجره اریب در روش تابع شباهت محلی، روش تابع شباهت محلی اریب نامیده شده است.

در روش تابع شباهت محلی (شکل ۸-الف) عرض پنجره انتخابی (Aperture) یا تعداد ردلرزه‌ها در پنجره انتخابی در طول زمان ثابت است. یعنی به‌عنوان مثال یکی از محدوده‌های بین دو خط زرد، دو خط قرمز و یا دو خط سبز، با توجه به ملاحظات گروه‌بندی و شرایط داده

انتخاب می‌شود. از آنجاکه یال هذلولی‌های پراش در اعماق کم، بیشترین تداخل را با سایر نوع داده‌های لرزه‌ای دارند و این مسئله باعث افت قدرت تصویرسازی روش تابع شباهت محلی برای پراش‌ها در این محدوده عمقی می‌شود، در مقاله حاضر به‌عنوان راه‌حل پیشنهاد شده از پهنای اریب استفاده شد. یعنی قاعده پنجره مستطیلی که با معیارهای روش تابع شباهت محلی انتخاب می‌شود در بیشینه زمان رکورد بدون تغییر نگه داشته می‌شود ولی انتهای دیگر خطوط مربوط به پنجره انتخابی در سطح (یا t=0) به‌هم متصل می‌شوند. یعنی در روش تابع شباهت محلی اریب، محدوده مثلثی (به‌جای مستطیل) به‌عنوان محدوده بررسی انتخاب می‌شود که رأس آن در t=0 است. با به‌کارگیری این شیوه، پهنای پنجره برای داده‌های مورداستفاده در تصویرسازی پراش در زمان‌های کمتر کوچک‌تر شده و به‌دنبال آن تعداد ردلرزه‌های مشارکت‌کننده در تصویرسازی کمتر و در نتیجه اثر مخرب تداخل‌ها کاهش می‌یابد.

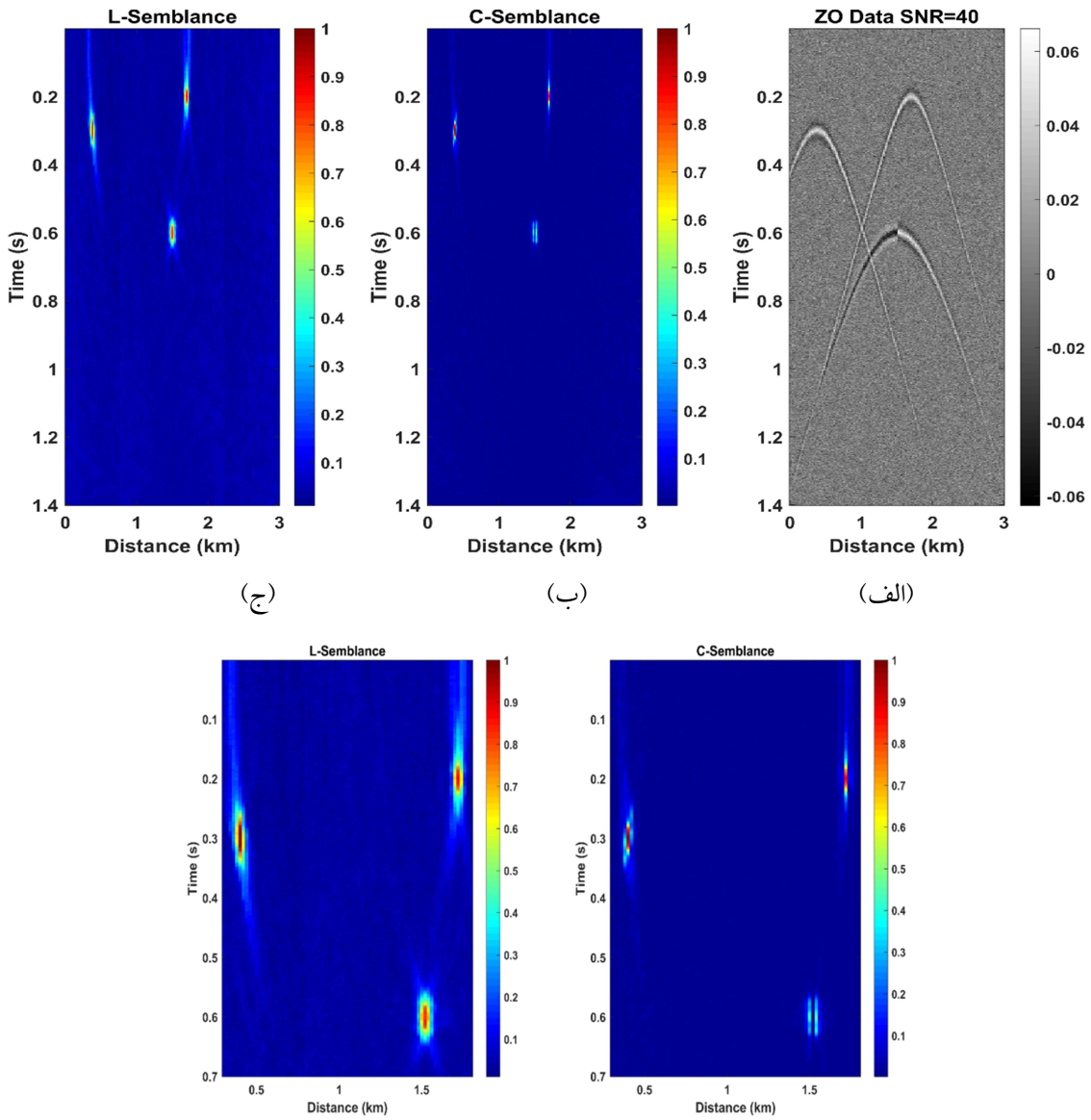
۴. اعمال روش‌ها روی داده‌های مصنوعی و واقعی

مقطع لرزه‌ای مصنوعی در شکل ۹ـالف مربوط به مدل زمین با سه پراشنده در عمق‌های دلخواه است. در اینجا یک مدل زمین با سرعت ثابت ۲۵۰۰ متر بر ثانیه برای انتشار موج در نظر گرفته شده است. در این مدل‌سازی موجک ریکر با فاز صفر و با فرکانس غالب ۲۰ هرتز، فاصله نمونه‌برداری زمانی ۲ میلی ثانیه و گیرنده‌ها با فاصله ۲۰ متر انتخاب شده‌اند. یکی از پراش‌ها دارای برگشتگی قطبایی است ولی بقیه از نوع پراش با قطبایی ثابت می‌باشند. در مقطع پراش شکل ۹–ب تابع شباهت کلاسیک با استفاده از رابطه (۲) محاسبه شده است که برای پراش با برگشتگی قطبایی مقدار صفر را در محل چشمه نشان می‌دهد درحالی‌که برای سایر پراش‌ها چشمه با مقداری غیر صفر تصویرسازی شده است ولی در شکل ۹–ج رخدادهای پراش مورد استفاده در پنجره مربوط به اندازه‌گیری همدوسی طبق روش پیشنهادی به ۴ گروه تقسیم شده و تابع شباهت محلی (رابطه ۳) توانسته به‌خوبی همه پراش‌ها، حتی پراش با برگشتگی قطبایی را در محل چشمه‌های آنها با دامنه غیر صفرآشکارسازی کند. شکل ۹–د و شکل ۹–ه هم به‌ترتیب بخش بزرگ‌نمایی شده شکل ۹–ب و شکل ۹ـج می‌باشند.



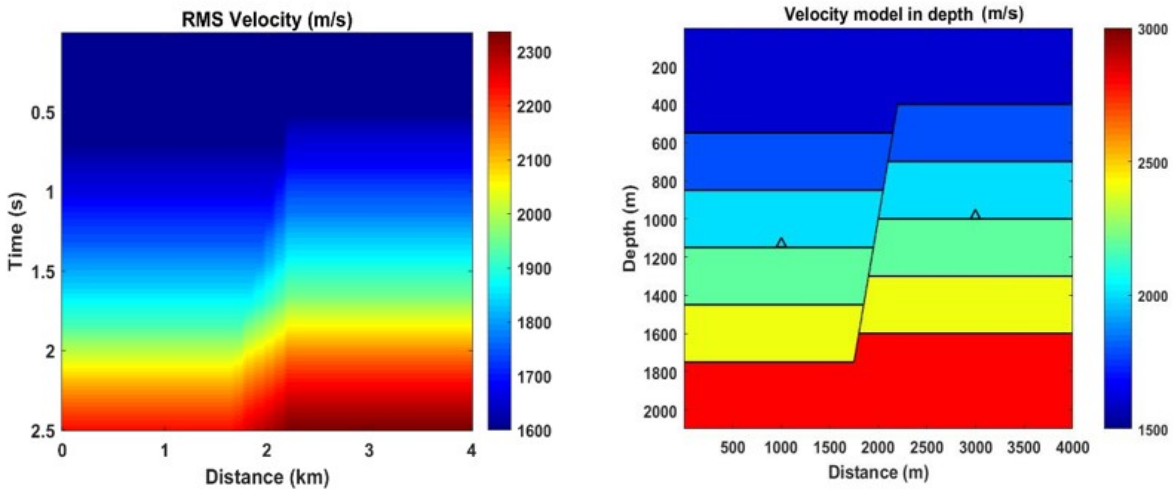
(ب) (الف)

شکل۸. الف) پنجره‌هایی با تعداد ردلرزه‌های ثابت از بالا به پایین، با محدوده رنگ‌های مختلف که محدوده رنگ زرد محدوده بیشتری از داده را در سطح برون‌راند هذلولی‌های پراش‌ها را برای محاسبه تابع شباهت در نظر می‌گیرد، در حالی‌که رنگ سبز تعداد ردلرزه‌های کمتری را نسبت به بقیه خواهد داشت. ب) پنجره‌های اریب یا وزن‌دار، با زاویه رأس‌های مختلف که در محدوده رنگ‌های زرد، قرمز و سبز با میدان‌های دید مختلف، نشان داده شده‌اند، محدوده رنگ زرد زاویه رأس بازتر و محدوده رنگ سبز زاویه تندتری نسبت به بقیه دارند.



شکل۹. الف) مقطع مصنوعی دورافت صفر شامل سه پراش که یکی از آنها دارای برگشتگی قطبایی است. ب) مقطع پراش به‌دست آمده از روش تابع شباهت کلاسیک که در آن پراش‌های بدون برگشتگی قطبایی آشکارسازی شده‌اند ولی برای پراش با برگشتگی قطبایی مقدار صفر در رأس آن نشان داده شده است. ج) مقطع پراش با روش پیشنهادی تابع شباهت محلی که توانسته هر سه پراش را در محل خودشان آشکارسازی کند. د) مقطع پراش که در آن شکل (ب) بزرگ‌نمایی شده است. ه)مقطع پراش که در آن شکل (ج) بزرگ‌نمایی شده است.

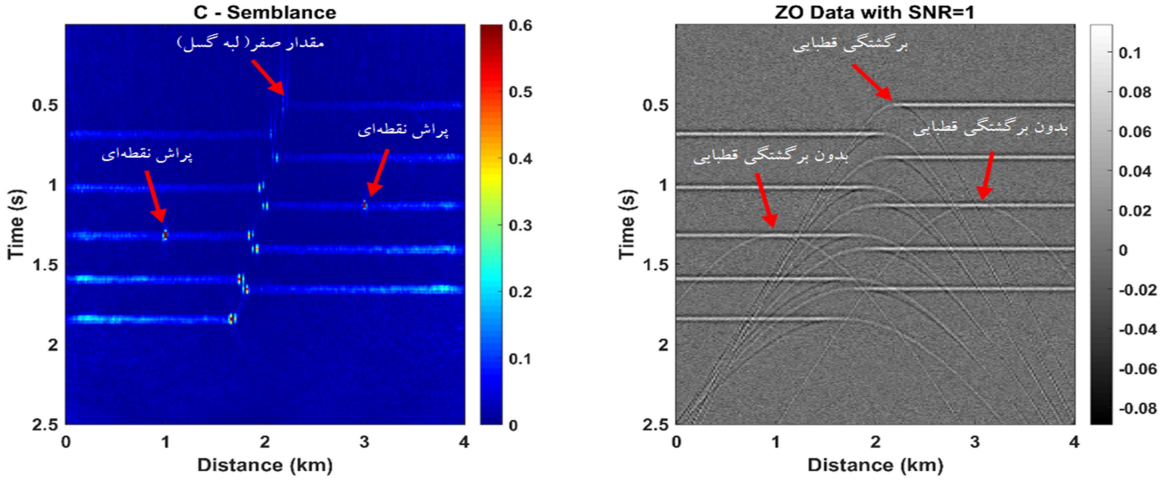
برای تشریح بیشتر کارایی روش‌های پیشنهادی به‌ویژه روش تابع شباهت محلی اریب از یک مدل زیرسطحی با ساختار گسل نرمال استفاده شده است که لایه سوم آن دارای دو عارضه کوچک به‌عنوان چشمه‌های پراش نقطه‌ای مستقل هستند (شکل ۱۰-الف). در این مدل‌سازی فاصله نمونه‌برداری زمانی ۲ میلی‌ثانیه و فاصله گیرنده‌ها از هم ۲۰ متر بوده و برگشتگی قطبایی در لبه گسل‌ها قابل مشاهده است. مدل سرعت ریشه دوم میانگین مربع سرعت‌ها (RMS) در حوزه زمان برای این مدل نیز در شکل ۱۰-ب آورده شده است.



(ب) (الف)

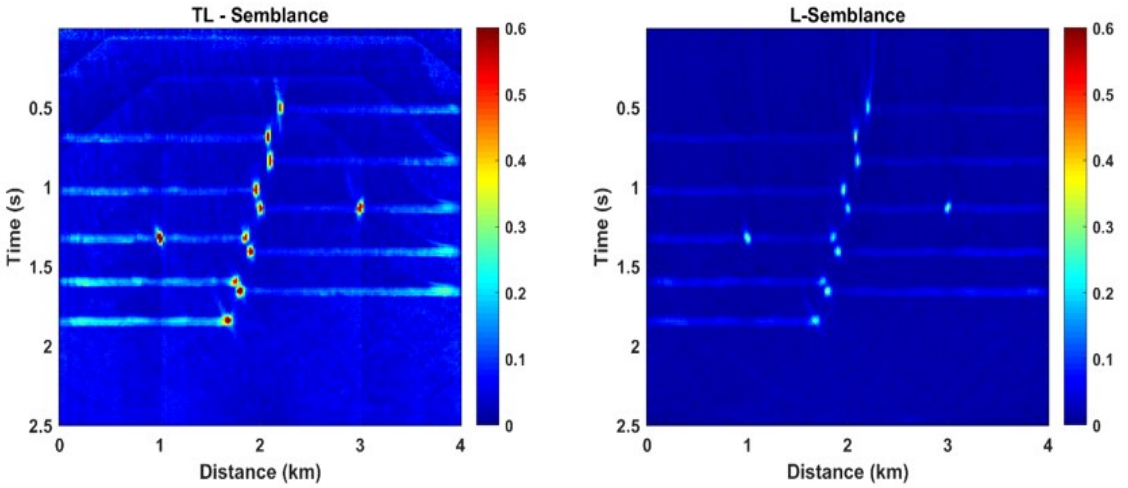
شکل ۱۰. الف) مدل سرعت عمقی یا مدل زمین‌شناسی با یک ساختار گسل نرمال که در لایه دوم آن و در دو طرف شکستگی، دو عارضه کوچک‌مقیاس برای ایجاد پراش نقطه‌ای نیز در نظر گرفته شده است. ب) سرعت RMS مدل.

داده مدل‌سازی شده در شکل ۱۱-الف حاوی مقداری نوفه گوسی سفید با نسبت سیگنال به نوفه یک (SNR=1) می‌باشد که به داده خام اضافه شده است. شکل ۱۱-ب نتایج تصویرسازی داده شکل ۱۱ـالف را با استفاده از تابع شباهت کلاسیک (رابطه ۲) نشان می‌دهد. در این شکل واضح است که پراش‌های نقطه‌ای مستقل که برگشتگی قطبایی نداشتند، به‌خوبی در محل چشمه خود آشکارسازی شده‌اند ولی پراش‌های ناشی از لبه‌های گسل به درستی آشکارسازی نشده‌اند و در مکان چشمه این پراش‌ها مقدار تابع شباهت صفر یا نزدیک به صفر به‌دست آمده است. در شکل ۱۲-الف هم نتیجه به‌کارگیری روش پیشنهادی تابع شباهت محلی (رابطه ۳) روی داده شکل ۱۱-الف نشان داده شده است. در این تصویرسازی هم ۴ گروه در نظر گرفته شده است. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود همه پراش‌ها به‌خوبی آشکارسازی شده‌اند و مقادیر غیرصفر برای تابع شباهت در محل چشمه پراش‌ها و در لبه گسل‌ها دیده می‌شود. در ادامه، مقطع پراشندگی را برای داده شکل ۱۱-الف با استفاده از روش پیشنهادی تابع شباهت محلی اریب که به‌منظور کاهش اثر مخرب تداخل پراش‌ها با یکدیگر و با سایر امواج مطرح شد، به‌دست آوردیم که نتایج آن در شکل ۱۲-ب ارائه شده است. زاویه رأس مثلث در پنجره اریب به‌کار رفته برای این داده ۳۲ درجه می‌باشد که در شکل ۸-ب توضیح داده شده است. از شکل ۱۲-ب می‌توان به‌خوبی، توانمندی و دقت روش پیشنهادی تابع شباهت محلی اریب را درآشکارسازی، تفکیک و کانونش بهتر پراش‌های حاصل از لبه گسل‌ها مشاهده کرد. شایان ذکر است که با توجه به این‌که شکل ۱۲ مربوط به داده مصنوعی است؛ از این‌رو بخشی از رویدادهای بازتابی که در همسایگی رأس هذلولی فرضی پراش قرار می‌گیرند، به‌خاطر نبود تداخل‌های مخرب کافی به هنگام محاسبه مقدار تابع شباهت، با دامنه قابل‌رؤیتی در تصویر نهایی می‌مانند. اما در دنیای واقعی این‌طوری نیست و به‌علت حضور رویدادهای زیاد ناشی از سایر بازتابنده‌ها و تداخل مخرب داده‌ها با یکدیگر، بازتابنده‌ها معمولاً تقویت نمی‌شوند که نمونه‌ای از آن را در شکل ۱۴ همین مقاله می‌توان مشاهده کرد که با توجه به‌شمار زیاد بازتابنده‌ها در داده واقعی (شکل ۱۳)، تقریباً اثری از بازتابنده‌ها در شکل نتایج تصویرسازی پراش‌ها مشاهده نمی‌شود.



(ب) (الف)

شکل ۱۱. الف) داده دورافت صفر مدل شکل ۱۰، پراش‌ها از لبه گسل دارای برگشتگی قطبایی هستند. ولی در دو محل پراش نقطه‌ای در لایه دوم، برگشتگی قطبایی نداریم. ب) مقطع پراش که با به‌کارگیری تابع شباهت کلاسیک به‌دست آمده است. در اینجا در محل چشمه پراش‌ها از لبه گسل، تابع شباهت تقریباً مقدار صفر (جای خالی) را نشان می‌دهد ولی برای دو پراش نقطه‌ای، تابع شباهت مقدار بالایی را نشان می‌دهد.

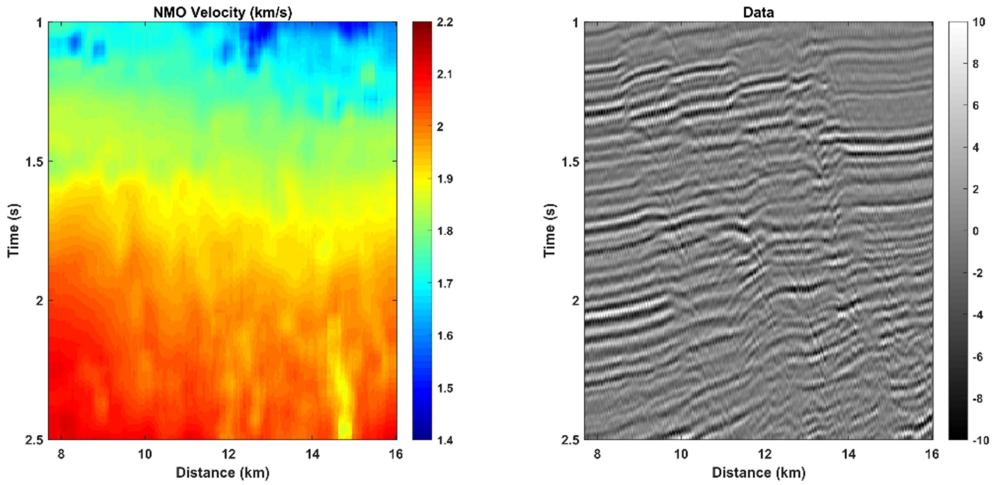


(ب) (الف)

شکل ۱۲. الف) مقطع پراش مربوط به داده شکل ۱۱-الف که با به‌کارگیری تابع شباهت محلی حاصل شده است. ب) مقطع پراش محاسبه شده برای همان داده که با به‌کارگیری تابع شباهت محلی اریب (Tapered Local or TL-Semblance) به‌دست آمده است. چنان‌چه از شکل هم قابل مشاهده است، پراش‌ها نسبت به شکل (الف)، قوی‌تر و بهتر آشکارسازی و کانونی شده‌اند.

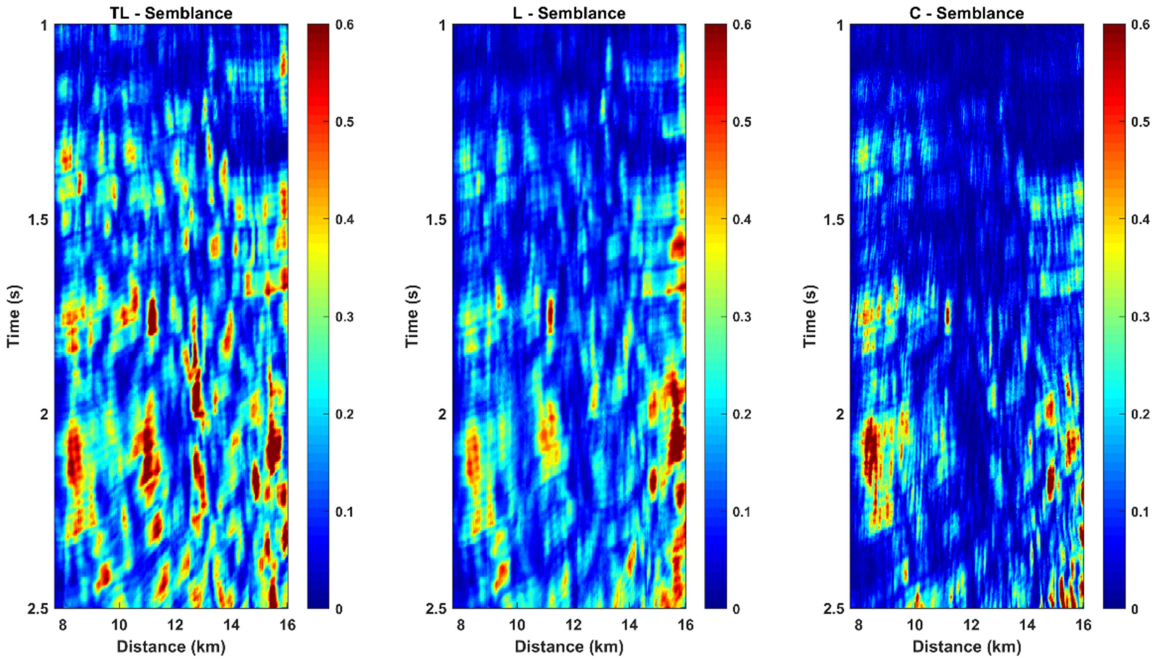
روش‌های پیشنهادی تابع شباهت محلی و تابع شباهت محلی اریب بر روی داده واقعی مربوط به خلیج مکزیک (شکل ۱۳) هم بررسی و نتایج آن در شکل ۱۴ ارائه شده است. مقطع پراش در شکل ۱۴-الف، با استفاده از تابع شباهت کلاسیک و مقطع پراش در شکل ۱۴-ب با روش تابع شباهت محلی به‌دست آمده است. مقطع پراش در شکل ۱۴-ج هم با روش تابع شباهت محلی اریب و با در نظرگرفتن پنجره اریب با زاویه رأس ۶۷ درجه به‌دست آمده است. چنان‌چه نتایج شکل ۱۴ نشان می‌دهد، در شکل ۱۴-ج نسبت به شکل ۱۴-ب، تابع شباهت محلی اریب توانسته است پراش‌هایی با عمق کمتر را نیز بهتر آشکارسازی کند و در کل پراشندگی بیشتری را نسبت به شکل ۱۴-ب نشان می‌دهد که از آن می‌توان به اطلاعاتی در مورد گسل‌ها دست یافت. قابل ذکر است که برای

تعیین محل دقیق گسل‌ها بایستی به مقاطع دیگری به‌صورت تکه‌های زمانی (Time slice) نیز دسترسی داشته باشیم که در مورد داده‌های موجود فقط یک خط برداشت در دسترس بود. همچنین بیشینه‌هایی که در دو محدوده کناری تصویرهای پراش شکل ۱۴، یعنی تقریباً در محدوده کیلومترهای ۸ تا ۹ و ۱۵ تا ۱۶، مشاهده می‌شوند؛ به‌دلیل عدم‌امکان تشکیل کامل هذلولی‌های فرضی پراش (نبود نصف یال پراش‌های فرضی) قابل‌اعتماد نیستند و بایستی در هنگام تفسیر در مورد آنها احتیاط کرد.



(الف) (ب)

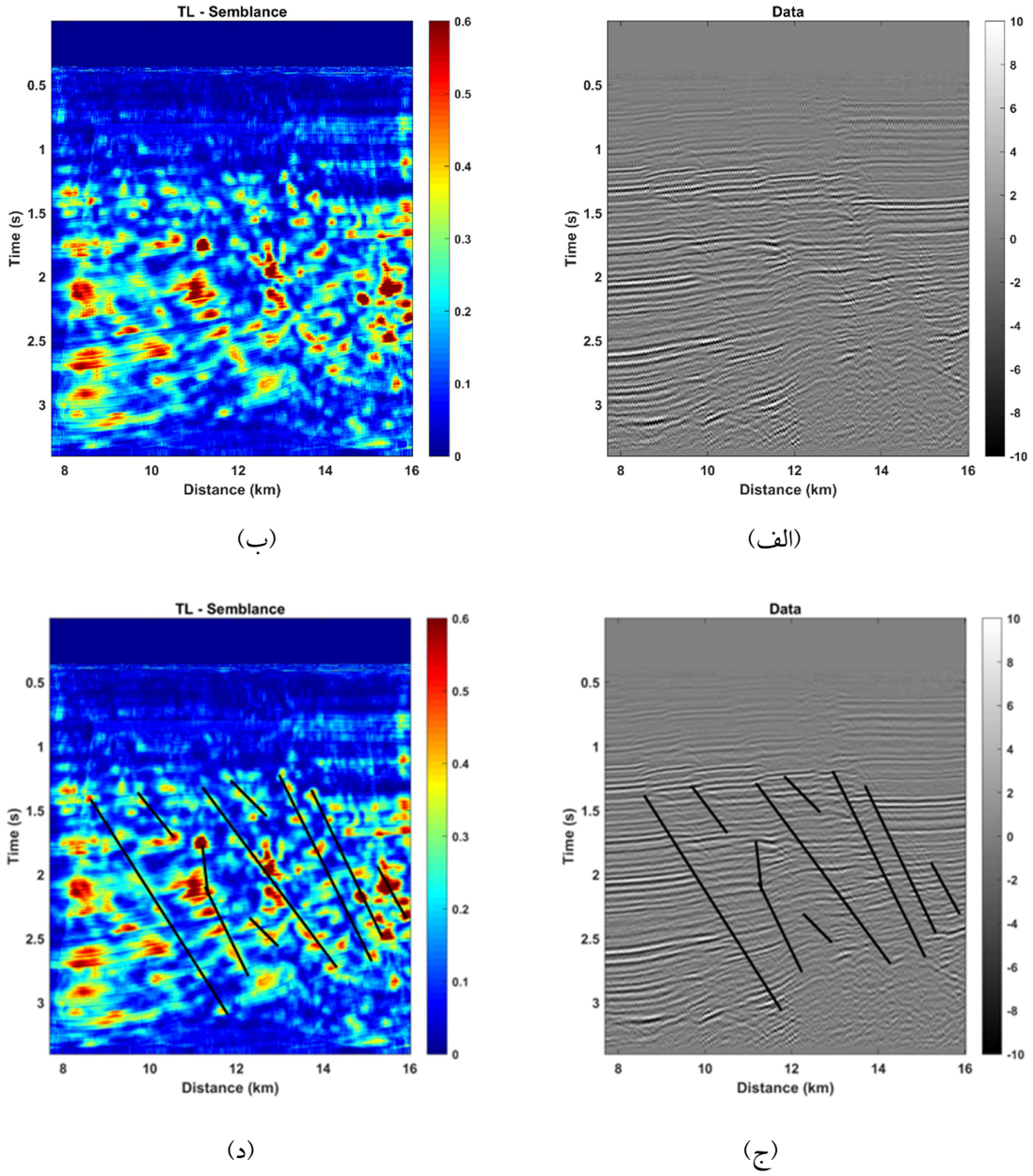
شکل۱۳. الف) داده دورافت صفر برای خلیج مکزیک. ب) سرعت NMO مربوطه.



(الف) (ب) (ج)

شکل۱۴. نتایج تصویرسازی پراش برای داده شکل ۱۳، الف) مقطع پراش با استفاده از تابع شباهت کلاسیک. ب) مقطع پراش با استفاده از تابع شباهت محلی. ج) مقطع پراش با استفاده از تابع شباهت محلی اریب.

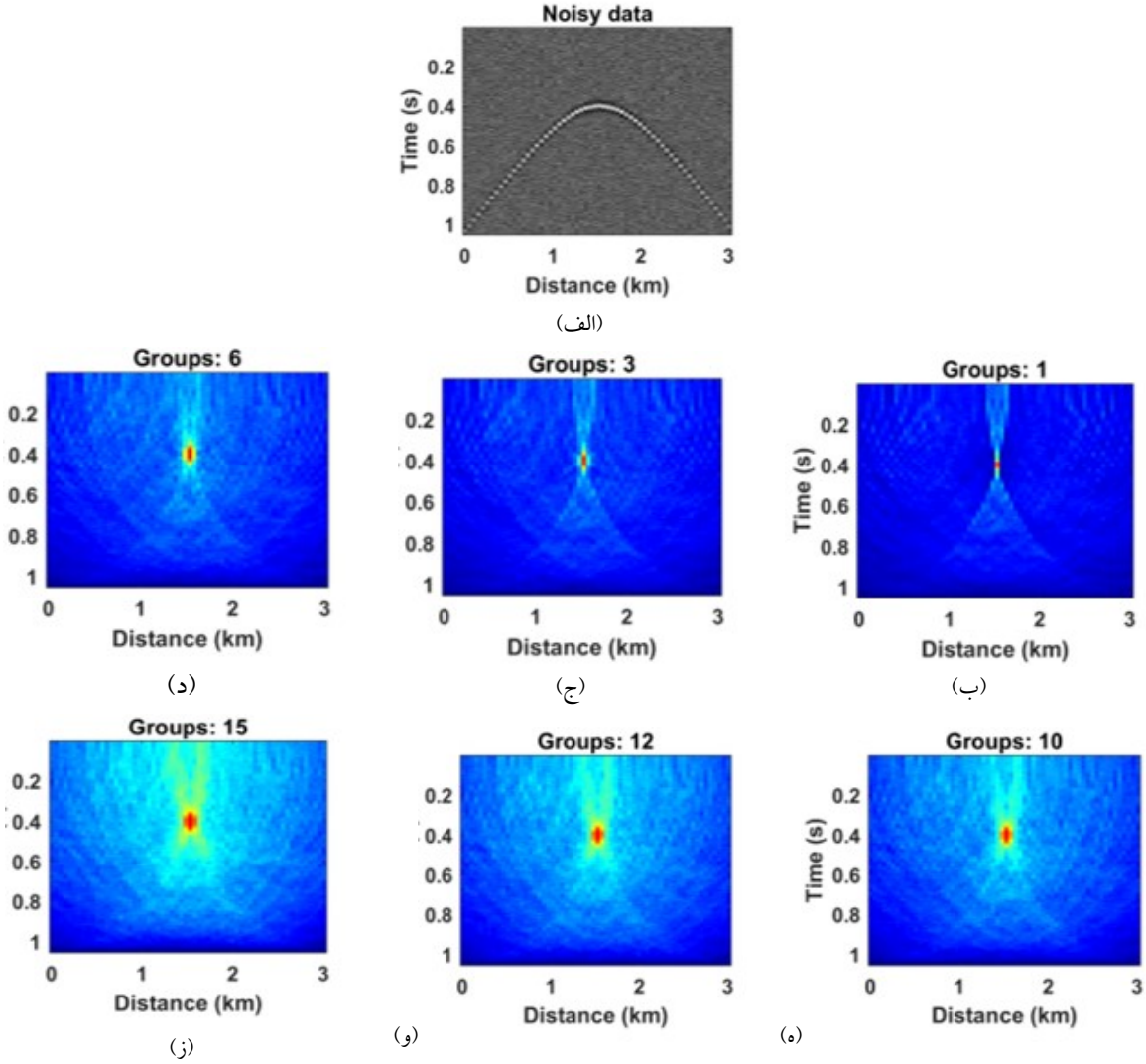
در داده واقعی چون دسترسی به مقاطع هم‌راستا (in-line) و مقاطع عمود برهم (cross-line) را نداریم، از این‌رو نمی‌توان با قاطعیت در مورد محل گسل‌ها صحبت کرد. ما فقط اطلاعات مقطع نشان داده شده در شکل ۱۳ را در اختیار داریم و تنها تفسیری که می‌توان انجام داد بررسی مطابقت شکل داده و مقطع پراش به‌دست آمده با روش پیشنهادی است. به‌همین منظور مقطع پراش به‌دست آمده از روش تابع شباهت محلی اریب در کنار مقطع لرزه‌ای قرار داده شده است و به‌طور تقریبی تعدادی از روندهایی که در امتداد آنها تقریباً رأس پراش‌ها قرار دارد با خطوط سیاه روی مقطع پراش و مقطع لرزه‌ای در شکل ۱۵ نشان داده شده است.



شکل ۱۵. الف) مقطع کامل داده دورافت صفر مربوط به خلیج مکزیک. ب) مقطع پراش به‌دست آمده با استفاده از تابع شباهت محلی اریب. ج) مشخص کردن روند تقریبی پراش‌ها در روی مقطع داده. د) تطبیق روندهای مشخص شده در روی مقطع داده با مقطع پراش به‌دست آمده از روش پیشنهادی تابع شباهت اریب.

۵. بحث و نتیجه‌گیری

یک مسئله چالش برانگیز که در این مقاله بایستی به آن اشاره شود انتخاب بهینه تعداد گروه‌ها در هر رخداد هذلولی یا پنجره (Group per event) یا GPE است که نقش کلیدی را در دستیابی به کانونش خوب و تفکیک‌پذیری بالا در روش پیشنهادی دارد. از یک طرف، انتخاب GPE کمتر، تفاوت قابل ملاحظه‌ای بین روش تابع شباهت کلاسیک و تابع شباهت محلی ندارد چون معادله (۳) به همان معادله (۲) تبدیل می‌شود. از طرف دیگر، انتخاب بدون ملاحظه یا انتخاب GPE بیشتر باعث کاهش قدرت کانونش و همچنین افزایش نوفه زمینه‌ای در حوزه تصویر خواهد شد. این امر همچنین بحث عدم‌قطعیت را پیش می‌آورد که عدم‌قطعیت در تعیین محل پراش در راستای زمان (عمودی) بیشتر از راستای مکان (جانبی) است که قدرت تمرکز و کانونش روش پیشنهادی روی یک مثال داده مصنوعی شکل ۱۶ نشان داده شده است. در شکل ۱۶-الف، یک پراش با پلاریته ثابت که نوفه تصادفی هم به آن اضافه شده قابل مشاهده است و بقیه قسمت‌های شکل ۱۶-ب تا ۱۶-ز، نتیجه تصویرسازی پراش با استفاده از روش پیشنهادی و با به‌کار بردن GPEهای مختلف را نشان می‌دهد.



شکل۱۶. الف) یک رخداد پراش با قطبایی ثابت که دارای نوفه تصادفی می‌باشد را نشان می‌دهد. شکل‌های ۱۶-ب تا شکل ۱۶-ز هم نتایج تصویرسازی پراش با تعداد گروه‌های متفاوت (GPE) در هر رخداد به‌دست آمده را نشان می‌دهد که تعداد گروه در بالای هر شکل نوشته شده است.

در بیشتر موارد طبق مثال‌های ذکر شده در متن مقاله، انتخاب ۴ گروه برای هر رخداد هذلولی مناسب بوده و تقریباً نتایج قابل‌قبولی را به‌همراه داشته است. روش‌های پیشنهاد شده بر روی داده‌های مصنوعی و واقعی با انتخاب بهینه عرض پنجره در روش تابع شباهت محلی و سپس تعداد گروه مناسب و زاویه رأس بهینه در روش تابع شباهت محلی اریب، بررسی شد و مشاهده شد که روش‌های پیشنهادی بدون هیچ‌گونه نیازی به تصحیح قطبایی، باعث تفکیک‌پذیری بهتر در لبه گسل‌ها در هر نوع داده مصنوعی و افزایش پراشندگی در داده واقعی شده‌اند. ادامه این تحقیق می‌تواند در حوزه پیش‌برانباشت دوبعدی و سه‌بعدی صورت گیرد.

مراجع

Alshamry, M., 2011, Detection of diffracted waves, BSc, (Geophysics) Kansas state university. Report No.: GPM 3/11.

Alonaizi, F., Pevzner, R., Bóna, A., Alshamry, M., Caspari, E. and Gurevich, B, 2014, Application of diffracted wave analysis to time-lapse seismic data for CO2 leakage detection, Geophysical Prospecting 62(2), 197-209.

BakhtiariRad, P., Schwarz, B., Gajewski, D. and Vanelle, C, 2018, Common-reflection-surface-based prestack diffraction separation and imaging, Geophysics 83(1), S47-S55.

Berkovitch, A., Belfer, I., Hassin, Y. and Landa, E, 2009, Diffraction imaging by multifocusing, Geophysics 74(6), WCA75–WCA81.

Bóna, A., Pevzner, R., Tertyshnikov, K., Greenwood, A., Sun B., Yavuz, S. and Urosevic, M, 2013, Diffraction imaging in hard-rock environments, In 75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2013 (pp. cp-348).

Burnett, W. and Fomel, S., 2011, Diffraction velocity analysis by path-integral seismic imaging, 81st SEG Annual International Meeting, 3898-3902.

Coimbra, A. T., Jadsom, S. J., Figueiredo, D., Schleicher, J., Novais, A. and Costa, C. J., 2013, Migration velocity analysis using residual diffraction moveout in the poststack depth domain, Geophysics 78(3), S125-S135.

Dalton, D. R. and Yedlin, M. J., 1989, Exact time-domain solu-tions for acoustic diffraction by a half plane: Surveys in Geo-physics, 10, 305–330.

Dell, S. and Gajewski, D., 2011, Common-reflection-surface-based workflow for diffraction imaging, Geophysics 76(5), S187–S195.

Dell, S., Pronrvich, A., Kashtan, B. and Gajewski, D., 2013, Diffraction traveltime approximation for general anisotropic media, Geophysics 78(5), WC15–WC23.

Fomel, S., 2009, Velocity analysis using AB semblance, Geophysical Prospecting 57(3), 311-321.

Fomel, S., Landa, E. and Taner, M. T., 2007, Poststack velocity analysis by separation and imaging of seismic diffractions, Geophysics 72(6), U89–U94.

Gong, X., Yu, C. and Wang, Z., 2016, Separation of prestack seismic diffractions using an improved sparse apex-shifted hyperbolic Radon transform, Exploration Geophysics 48(4), 476-484.

Hagedoorn, J. G., 1954, A process of seismic reflection interpretation, Geophysical prospecting 2(2), 85-127.

Harlan, W. S., Claerbout, J. F. and Rocca, F., 1984, Signal/noise separation and velocity estimation, Geophysics 49(11), 1869-1880.

Khaidukov, V., Landa, E. and Moser, T. J., 2004, Diffraction imaging by focusing-defocusing: An outlook on seismic super resolution, Geophysics 69(6), 1478-1490.

Khoshnavaz, M. J., Bóna, A., Chambers, K., Siahkoohi, H. and Khoshnavaz, A., 2019, Surface passive seismic monitoring by the local use of semblance, the 2nd AEGC International Geophysical Conference and exhibition, Perth, Western Australia.

Khoshnavaz, M. J., Bóna, A. and Urosevic, M., 2017, Post-stack diffraction imaging in vertical transverse isotropy media using non-hyperbolic moveout approximations, Geophysical Prospecting 66(2), 273-281.

Khoshnavaz, M. J., Bóna, A., Hossain, M. S., Urosevic, M. and Chambers, K., 2016, Diffractivity Another attribute for the interpretation of seismic data in hard rock environment, a case study. Interpretation 4(4), B23-B32.

Khoshnavaz, M. J., Siahkoohi, H. R. and Roshnadel Kahoo, A., 2021, Seismic velocity analysis in the presence of amplitude variations using local semblance, Geophysical Prospecting, 69, no. 6, 1208-1217, doi: 10.1111/1365-2478.13118.

Klem-Musatov, K., Kovalevsky, G. L. and Tokmulina, L. R., 1972, On intensity of waves diffracted at their edges, Geol.Geophys. 5, 82-92.

Krey, T., 1952, The significance of diffraction in

the investigation of faults, Geophysics 17(4), 843–858.

Landa, E. and Keydar, S., 1998, Seismic monitoring of diffraction images for detection of local heterogeneities. Geophysics 63(3), 1093–1100.

Landa, E., Shtivelman, V. and Gelchinsky, B., 1987, A method for detection of diffracted waves on common-offset sections, Geophysical prospecting 35(4), 359-373.

Li, C., Peng, S., Zhao, J., Cui, X., Du, W. and, Satibekova, S., 2018, Polarity-preserved diffraction extracting method using modified apex-shifted Radon transform and double-branch Radon transform, J. Geophys. Eng.15(2018)1991–2000(10pp).

Moser, T. J. and Howard, C. B., 2008, Diffraction imaging in depth, Geophysical Prospecting 56(5), 627–641.

Papziner, U. and Nick, K. P., 1998, Automatic detection of hyperbolas in georadargrams by slant-stack processing and migration. First Break 16(6).

Reshef, M. and Landa, E., 2008, Post-stack velocity analysis in the dip-angle domain using diffractions, Geophysical Prospecting 57(5), 811–821.

Sava, C. P., Biondi, B. and Etgen, J., 2005, Wave-equation migration velocity analysis by focusing diffractions and reflections, Geophysics 70(3), U19-U27.

Schwarz, B., 2019, Coherent wavefield subtraction for diffraction separation, Geophysics 84(3), V157-V168.

Schwarz, B. and Gajewski, D., 2017, Accessing the diffracted wavefield by coherent subtraction, Geophysical Journal International 211(1), 45-49.

Sheriff, R. and Geldart, L., 1995, Exploration Seismology, Camberidge University Press.

Taner, M. T. and Koehler, M., 1969, Velocity spectra-digital computer derivation applications of velocity functions, Geophysics 34(6), 859–881.

Taner, M. T., Fomel, S. and, Landa, E., 2006, Separation and imaging of seismic diffractions using plane-wave decomposition, SEG Technical Program Expanded Abstracts 25(1).

Trorey, A. W., 1970, A simple theory for seismic Diffraction, Geophysics 35(5), 762-784.

Trorey, A. W., 1977, Diffractions for arbitrary source-receiver locations, Geophysics 42(6), 1177-1182.

Zavalishin, B., 1982, Diffractions over deposit edges, Stanford Exploration Project report SEP-32, 125–136.

Zhao, j., Wang, Y. and, Yu, C., 2014, Diffraction imaging by uniform asymptotic theory and double exponential fitting, Geophysical Prospecting 63(2), 338-353.

Improving diffractivity attribute to image faults using tapered local semblance in post-stack domain

Hosseini, M.[1] and Siahkoohi, H. R.[2*]

1. Ph.D. Student, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran
2. Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 9 Oct 2021, Accepted: 19 April 2022)

Summary

Diffractions carry useful and important information about subsurface features such as unconformities, faults, pinch-out, and so on. On the other hand, most of the information is encoded in diffractions. Polarity reversal across diffraction move out curves that are generated from fault's edges, is a great challenge in seismic diffraction imaging. For the last few decades, several conventional methods in the pre-and post-stack domains, have been carried out for the diffractions characteristics and their locations. But most of these methods were not able to deal with the polarity reversal for diffraction imaging, some of them were time consuming, and needed to have some correction to deal with polarity changes, especially in diffraction caused by fault's edges. Despite a large amount of research that has been carried out on diffraction imaging, very few studies have been devoted to the challenge of the polarity reversal across move out surfaces. We used the semblance function along with the hyperbolic move out curves for the diffractions that their travel times have been calculated using the double-square-root equation. As we know, using both semblance and Kirchhoff migration for diffraction imaging from fault's edges, without which taking the polarity reversal into account would fail. This is caused by presence of same number of positive and negative wavelets in the diffraction move out curves. For solving this problem, we divided the global scanning window along hyperbolic move out surfaces into several subdivided window and the local semblance measurements over the sub-windows were performed separately. Every point in image domain is considered as a diffraction point that we call this points as image points. The final semblance measure at each image point is calculated by averaging the semblance measurements from sub-divided smaller windows. We also contaminated the synthetic data with white Gaussian noise, having different signal to noise ratios. Results showed no significant differences due to the fact that random arrivals in seismic data do not influence the semblance measurement. In next step to improve the diffraction imaging, we used tapered local semblance due to interference of diffractions with dominated reflection waves, other data and even other diffractions, especially at far offsets from diffraction's apex. We called the proposed method as tapered local semblance method. The method weights the data from top to the bottom along the time axis, we also use less number of traces at shallow parts and more traces at deeper parts to reduce the harming effect of the interference. To coup with this task, we introduced a triangle taper to take few number of traces at the early arrival parts and more traces at the late arrival parts, instead of using a box with constant number of traces in the apertures from top to the bottom of the window. We tested several tapers with different angles of apex to determine the optimum one. We evaluated both methods on synthetic data as well as field recorded dataset. Both methods required no polarity reversal corrections to be applied. The obtained results showed the ability of our workflow to having higher resolution and good localization for diffractions from fault's edges in synthetic data. The results obtained from using the tapered local semblance method on field recorded dataset showed more diffractivity than local semblance method.

Keywords: Fault detection, diffraction imaging, polarity reversal, tapered local semblance, tapered aperture, diffractivity attribute.

* Corresponding author: hamid@ut.ac.ir