

بهبود تشخیص اولین رسیده‌های امواج P با استفاده از تداخل‌سنجی فرامجازی

مجنتی نجفی^۱، رامین نیکروز^{۲*}، حمیدرضا سیاهکوهی^۳

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، دانشگاه ارومیه، ایران
^۲استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه، ایران
^۳استاد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۳/۰۷/۲۶، تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۵/۲۴)

چکیده

در مواردی که توان چشمه متناسب با طول پروفیل لرزه‌ای یا عمق هدف عملیات اکتشافی شکست مرزی نباشد یا تضعیف موج چشمه زیاد باشد، معمولاً تشخیص اولین رسیده‌ها، به‌خصوص در دورافت‌های بلند، مشکل خواهد شد. برای تقویت اولین رسیده‌ها روشی براساس تداخل‌سنجی فرامجازی (Supervirtual interferometry - SVI) معرفی می‌شود. اساس این روش بر اختلاف هندسه سیر امواج شکستی با سایر امواج لرزه‌ای استوار است. تقویت اولین رسیده‌ها با این روش، نسبت سیگنال به نوفه داده‌های شکست مرزی را متناسب با مجذور تعداد چشمه‌های به‌کاررفته در روند تداخل‌سنجی فرامجازی، افزایش می‌دهد. در این مطالعه روش تداخل‌سنجی فرامجازی بر روی داده‌های ساختگی و حقیقی دوبعدی شکست مرزی اعمال گردیده است. از مهم‌ترین امتیازات این روش می‌توان به افزایش نسبت سیگنال به نوفه اشاره کرد.

واژه‌های کلیدی: تداخل‌سنجی فرامجازی، امواج شکستی، نسبت سیگنال به نوفه

۱ مقدمه

برای کاوش آب‌های زیرزمینی بهتر از روش بازتابی می‌باشد (شریف، ۱۹۹۵).

تفسیر داده‌های شکست مرزی با رسم منحنی زمان-مکان سیر موج لرزه‌ای صورت می‌گیرد لذا هرچه زمان رسید امواج شکست مرزی دقیق‌تر انتخاب شود صحت مراحل بعدی تفسیر از جمله محاسبه سرعت لایه‌ها بیشتر می‌شود. چنانچه دامنه موج شکستی بتواند به نوفه‌های محل ثبت چیره شود انتخاب زمان رسید با اطمینان بیشتری همراه خواهد بود. هرچه موج لرزه‌ای از چشمه مولدش دور می‌شود به سه دلیل اصلی دامنه آن ضعیف می‌شود:

لرزه‌نگاری شکست مرزی در طیف بسیار گسترده‌ای از مسائل علمی و فنی، از کاوش‌های مهندسی تا مطالعه ساختار کل پوسته زمین به کار گرفته می‌شود. اندازه‌گیری‌های شکست مرزی می‌تواند اطلاعات با ارزشی برای استفاده در پردازش داده‌های بازتابی (مانند تصحیح استاتیکی) فراهم کند (کری، ۲۰۰۲). به‌طور کلی روش شکست مرزی برای تشخیص عمق سنگ بستر، سطح آب زیرزمینی، عملیات گودبرداری و شناسایی شکستگی‌های مدفون یا نواحی خرد شده در عوارض آذرین یا دگرگدیس

واگرایی کروی، جذب طبیعی و پراکندگی (رینالد، ۱۹۹۷).

در برداشت‌های شکست مرزی معمولاً طول دورافت بین ۵ تا ۱۰ برابر عمق اکتشافی در نظر گرفته می‌شود (کری، ۲۰۰۲). با افزایش عمق کاوش، به دلیل دورافت زیاد انرژی موج به ویژه در دریافت‌کننده‌های انتهایی بسیار تضعیف شده و رسیدهای اولیه، انرژی کافی برای غلبه بر نوفه‌های محیطی را نخواهند داشت. همچنین در مواردی که لایه‌های زیرین سست باشند به دلیل جذب طبیعی بالا، انرژی موج تحلیل یافته و امواج شکستی با دامنه‌های ضعیف‌تری ثبت خواهند شد. در این شرایط در دورافت‌های نسبتاً کم نیز رسیدهای اولیه وضوح مطلوبی را از خود نشان نمی‌دهند.

چشمه‌های مورد استفاده در داده‌برداری شکست مرزی متناسب با هدف برداشت (به‌طور مثال پتک یا مواد انفجاری) متفاوت می‌باشند. در مواردی که دسترسی به چشمه‌ای متناسب با هدف برداشت وجود نداشته باشد یا امکان انجام انفجار در منطقه برداشت نباشد، امواج تولیدی قدرت کافی برای سیر در تمام مسیر داده‌برداری و تولید سیگنال با انرژی مطلوب نخواهند داشت. بنابراین پروفیل طولی، لایه‌های سست سطحی و چشمه‌های ضعیف از جمله مواردی هستند که نسبت سیگنال به نوفه سر موج‌ها (Head waves) را کاهش می‌دهند.

برای اینکه تاحدی به این مسئله غلبه شود، دانگ و همکاران (۲۰۰۶) و بعدها بارادواج و چاستر (۲۰۱۰) نظریه تداخل سنجی شکستی را گسترش دادند تا نسبت سیگنال به نوفه سر موج‌های ثبت شده را افزایش دهند. در این مقاله از روش تداخل سنجی فرامجازی (SVI) که جزئیات آن را بارادواج و اسپاستر (۲۰۱۰)، مالیسون و همکاران (۲۰۱۱) و بارادواج و همکاران (۲۰۱۱) شرح داده‌اند، استفاده شده است.

۲ روش تحقیق

۱-۲ نظریه روش

رابطه حاکم بر تداخل سنجی در روش همبستگی متقابل، از دوجانبگی جبهه موج و اصل تغییرناپذیری وارونگی زمان استخراج شده است. برای دو چشمه مانند A و B که درون محیطی به سطح بسته ∂D قرار دارند، این رابطه در حوزه مکان-بسامد چنین می‌باشد (وپینار و فوکیما، ۲۰۰۶):

$$2\Re\{\hat{G}(x_A, x_B, \omega)\} \approx \frac{2}{\rho c} \iint_{\partial D} \hat{G}(x_A, x, \omega) \hat{G}^*(x_B, x, \omega) d^2x, \quad (1)$$

که $x=(x_1, x_2, x_3)$ بردار موقعیت در مختصات دکارتی، $\hat{G}(x_A, x_B, \omega)$ تابع گرین با بسامد زاویه‌ای ω در دریافت‌کننده x_A از چشمه‌ای در مکان x_B $\hat{G}^*(x_B, x, \omega)$ ، تابع گرین در دریافت‌کننده x_B ناشی از چشمه‌ای تک قطبی در مکان x ، ρ چگالی محیط انتشار و c سرعت سیر موج هستند. علامت \Re قسمت حقیقی تابع گرین و علامت ستاره نشان‌دهنده مزدوج مختلط می‌باشد. چشمه‌های متعدد x در امتداد یک شکل دلخواه ∂D (سطح بسته‌ای که دو دریافت‌کننده x_A و x_B را در بر گرفته است) توزیع شده‌اند و انتگرال در طول این مرز محاسبه می‌شود.

حاصل ضرب مزدوج مختلط تابع گرین در نقطه x_B با تابع گرین در نقطه x_A در حوزه بسامد مترادف با همبستگی در حوزه زمان می‌باشد. بنابراین با انتگرال‌گیری از همبستگی متقابل جبهه‌های موج ثبت شده در دریافت‌کننده‌های x_A و x_B در امتداد سطح بسته ∂D که چشمه‌ها قرار دارند، $\hat{G}(x_A, x_B, \omega)$ قابل بازیابی است.

دو تابع گرین سمت راست رابطه (۱) نشان‌دهنده جبهه موج ثبت شده در دریافت‌کننده‌ها می‌باشد اما در برداشت لرزه‌ای تابع گرین ثبت نمی‌شود، بلکه به جای آن فشار وارده از سوی زمین به دریافت‌کننده اندازه‌گیری می‌شود.

همان‌طور که در شکل ۱-الف نشان داده شده است، وقتی که رسیده‌های شکستی ناشی از چشمه S در دو دریافت-کننده R_1 و R_n با هم همبسته می‌شوند، فاز مسیر مشترک از روی داده‌ها حذف شده و آنچه که باقی می‌ماند رسید شکستی مجازی نامیده می‌شود. این اختلاف فاز باقی مانده، بین دریافت‌کننده اول و سایر دریافت‌کننده‌ها یکسان می‌باشد. تکرار این کار برای چشمه‌های دورتر از موقعیت بحرانی در دریافت‌کننده‌های R_1 و R_n منجر به ردلرزه‌ای مجازی با زمان رسید شکستی یکسان خواهد شد، لذا برانبارش ردلرزه مجازی برای همه چشمه‌های دورتر از موقعیت بحرانی ردلرزه شکستی مجازی با نسبت سیگنال به نوفه بالایی تولید خواهد کرد (بارادواج و همکاران، ۲۰۱۲). در ادامه داده‌های دریافت‌کننده R_1 ، که به چشمه نزدیک‌تر بوده و انتظار می‌رود نسبت به دریافت-کننده‌های دورتر SNR بالایی داشته باشد، با ردلرزه شکست مجازی برانبارش شده، هممیخت می‌شود. بدین ترتیب ردلرزه ثبت شده در دریافت‌کننده R_n با نسبت سیگنال به نوفه بالایی باز تولید خواهد شد.

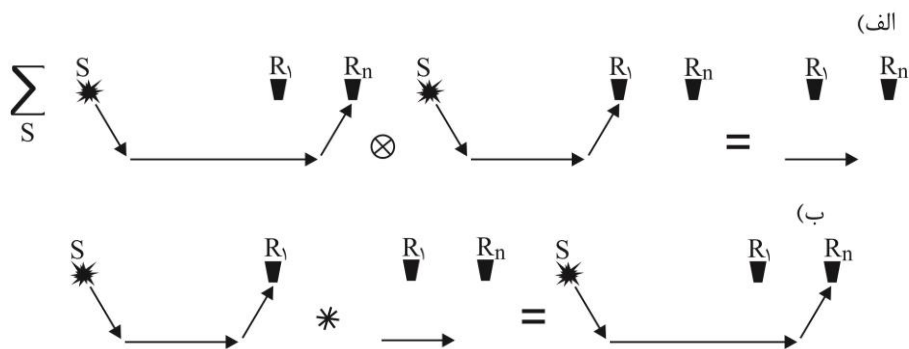
بنابراین دو تابع گرین سمت راست رابطه (۱) به \hat{p} تغییر می‌یابند که شامل تبدیل فوریه موجک چشمه‌های سطحی $\hat{S}(\omega)$ (همچنین در داده‌برداری صحرائی باید این موجک به عنوان پاسخ دستگاهی گیرنده‌ها به حساب بیاید) می‌باشد:

$$\hat{p}(x_A, x, \omega) = \hat{S}(\omega) \hat{G}(x_A, x, \omega), \quad (2)$$

$$\hat{p}(x_B, x, \omega) = \hat{S}(\omega) \hat{G}(x_B, x, \omega). \quad (3)$$

در نتیجه پاسخی بازیابی خواهد شد که با خودهمبستگی (Autocorrelation) موجک چشمه سطحی هممیخت شده است. بنابراین تابع گرین سمت چپ رابطه (۱) به $\hat{C}(x_A, x_B, \omega)$ تبدیل می‌شود که نشان دهنده تابع گرین ضرب شده با طیف توان موجک چشمه سطحی است.

$$2\Re\{\hat{C}(x_A, x_B, \omega)\} \approx \frac{2}{\rho c} |\hat{S}(\omega)|^2 \iint_{\partial D} \hat{G}(x_A, x, \omega) \hat{G}^*(x_B, x, \omega) d^2x. \quad (4)$$



شکل ۱. مراحل تداخل سنجی فرامجازی. (الف) وقتی داده‌های دریافت‌کننده‌های بعد از R_1 با داده‌های دریافت‌کننده R_1 همبسته می‌شوند فاز مسیر مشترک از روی داده‌ها حذف خواهد شد. این ردلرزه شکست مجازی برای تمامی چشمه‌های بعد از S یکسان بوده و زمان رسید آن یکسان می‌باشد. با برانبارش نتیجه برای همه چشمه‌ها نسبت سیگنال به نوفه ردلرزه شکست مجازی متناسب با مجذور تعداد چشمه‌های مورد استفاده افزایش می‌یابد. (ب) وقتی داده‌های دریافت‌کننده R_1 با ردلرزه شکست مجازی قسمت (الف) هممیخت می‌شوند فاز آنها به یکدیگر اضافه و داده‌های دریافت‌کننده R_n با SNR بالا باز تولید می‌شوند.

خروجی این مرحله $\hat{p}(x_{R_n}, x_S^k, \omega)$ همان داده‌های دریافت کننده R_n می‌باشد که با SNR افزایش یافته است. به عبارت دیگر، مقطع لرزه‌ای k امین چشمه بازیابی شده است.

نوفه‌های تصادفی یا ناهمدوس موجود در داده‌ها به دلیل ماهیت آماری خود عموماً در مرحله اول کاربرد روش یعنی برانبارش رسیدهای شکست مجازی تضعیف می‌شوند. در مرحله دوم اختلاف زمانی موجود بین رسیدهای شکستی با نوفه‌های همدوس در دریافت کننده‌ها موجب کوچیدن نوفه‌های همدوس می‌شود.

توجه شود که رابطه (۱) پس از دو تقریب از یک رابطه دقیق به دست آمده است: اولاً فرض شده است که محیط و بیرون δD همگن باشد، ثانیاً تقریب چشمه دور برای تبدیل چشمه‌های دوقطبی به تک‌قطبی اعمال شده است. همچنین در هندسه شکست مرزی مورد مطالعه، مرز انتگرال رابطه (۴) به شکل سطح بسته نمی‌باشد زیرا چشمه‌ها تنها در یک انتهای دریافت کننده‌ها در سطح زمین توزیع شده‌اند (شکل ۲). این تقریب‌ها ممکن است در کاربردهای عملی به خطاهای دامنه و پدیده‌های تصنعی (بعضاً بارز) منجر شود.

به عبارت دیگر چنانچه بخواهیم مقطع فرامجازی هر چشمه را به دست آوریم داده‌های اولین دریافت کننده آن چشمه را با مقطع شکست مجازی برانبارش شده هم‌میخت خواهیم کرد (شکل ۱-ب).

مراحل کاربرد روش را می‌توان بدین صورت بیان کرد:

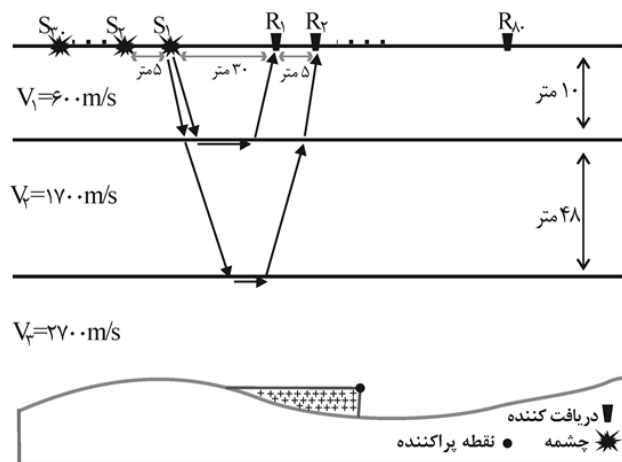
۱- ابتدا داده‌های دو دریافت کننده R_1 و R_n با هم هم‌بسته شده و این کار برای تمام چشمه‌ها تکرار و خروجی‌ها با هم برانبارش می‌شوند:

$$\hat{C}(x_{R_n}, x_{R_1}, \omega) \approx \sum_{k=1}^N \hat{p}(x_{R_n}, x_S^k, \omega) \hat{p}^*(x_{R_1}, x_S^k, \omega), \quad (5)$$

که C رسید شکست مجازی، N تعداد چشمه‌ها، p داده‌های ثبت شده در دریافت کننده‌ها و x_S^k مکان k امین چشمه می‌باشد. با برانبارش نتیجه برای همه چشمه‌ها، SNR رسید شکست مجازی متناسب با \sqrt{N} افزایش می‌یابد.

۲- داده‌های دریافت کننده R_1 با رسید شکست مجازی C هم‌میخت می‌شود (شکل ۱-ب):

$$\hat{p}'(x_{R_n}, x_S^k, \omega) = \hat{p}(x_{R_1}, x_S^k, \omega) \times \hat{C}(x_{R_n}, x_{R_1}, \omega). \quad (5)$$



شکل ۲. مدل زمین‌شناسی داده‌های ساختگی و هندسه برداشت. سرعت و ضخامت لایه‌ها در شکل آمده است. چگالی لایه‌ها ثابت و برابر فرض شده است.

۲-۲ کاربرد روش بر روی داده‌های ساختگی

آزمودن روش بر روی داده‌های ساختگی پیش از کاربرد آن بر داده‌های حقیقی امری رایج در کارهای لرزه‌ای می‌باشد. با این کار توانایی پژوهشگران در بررسی نقاط ضعف و قوت روش‌ها افزایش می‌یابد زیرا داده‌های ساختگی تحت کنترل می‌باشند. برای ساختن داده‌های دوبعدی شکست مرزی با استفاده از زمان رسید، یک زمین ساده سه‌لایه‌ای با چگالی ثابت و سرعت‌های ۶۰۰، ۱۷۰۰ و ۲۷۰۰ متر بر ثانیه به ترتیب برای لایه اول، دوم و سوم مانند شکل ۲ در نظر گرفته شده‌است. هندسه برداشت شامل ۸۰ دریافت‌کننده با فاصله ۵ متر از یکدیگر و ۳۰ چشمه هم‌خط خارج از فاصله بحرانی، می‌باشد. فاصله چشمه‌ها از یکدیگر ۵ متر و نزدیک‌ترین دورافت ۳۰ متر قرار داده شده‌است. ابتدا زمان رسید امواج شکستی از سطح لایه دوم و سوم در مکان دریافت‌کننده‌ها محاسبه، سپس وارون زمان رسیده‌های سطح لایه دوم در موجک ریکر با بسامد غالب ۱۷ هرتز و وارون زمان رسیده‌های سطح لایه سوم با موجک ریکر با بسامد غالب ۱۰ هرتز هم‌میخت گشته‌است (تا به‌طور تقریبی افت دامنه نیز منظور شود).

داده‌های ساخته شده پدیده‌های مطلوبی هستند که هرگز با این خلوص در داده‌برداری‌های اکتشافی دیده نخواهند شد. همچنین برای بررسی کارایی روش SVI نیاز است که به داده‌ها نوفه اضافه شود. از این رو دو نوع نوفه هم‌دوس و ناهم‌دوس به داده‌ها اضافه شده‌اند. برای ایجاد نوفه ناهم‌دوس چندین توزیع تصادفی (ماتریس‌هایی ۴۰۰ سطری و ۸۰ ستونی) با موجک‌های ریکر کم‌بسامد هم‌میخت شده و از آنها با ترکیب‌های متفاوت میانگین گرفته شده‌است. بازه بسامد مرکزی موجک‌های ریکر بین ۵/۸ تا ۱۱ هرتز می‌باشد. برای هر رکورد میانگین یکی از ترکیب‌ها افزوده شده‌است. نقطه پراکننده‌ای که در لایه سوم شکل ۲ وجود دارد بر روی رکوردهای تمام چشمه‌ها طرح پراش را ایجاد خواهد کرد (لازم به ذکر می‌باشد که

در داده‌برداری‌های واقعی در صورت مشاهده چنین نوفه‌ای در داده رکوردگیری تکرار می‌شود. در اینجا فرض بر این است که به هردلیلی مثلاً افتادن وسیله‌ای از دست کارگر در مجاورت گیرنده‌ای خاص یا نظیر آن رویداد هذلولی بر روی رکورد باقی مانده باشد). همچنین فرض شده است که بر روی رکوردها بازتاب چندگانه نیز وجود داشته باشد، این داده‌های ناخواسته به‌مثابه نوفه هم‌دوس در همه رکوردها ظاهر می‌شوند.

با توجه به این که جداکردن سیگنال از نوفه در داده‌های ساختگی میسر می‌باشد لذا به راحتی می‌توان برای محاسبه SNR از رابطه (۷) استفاده کرد. به این ترتیب رسم نمودار SNR برای قبل و بعد از اعمال SVI به صورت رد (تریس) به رد ممکن خواهد شد (شکل‌های ۴ و ۶).

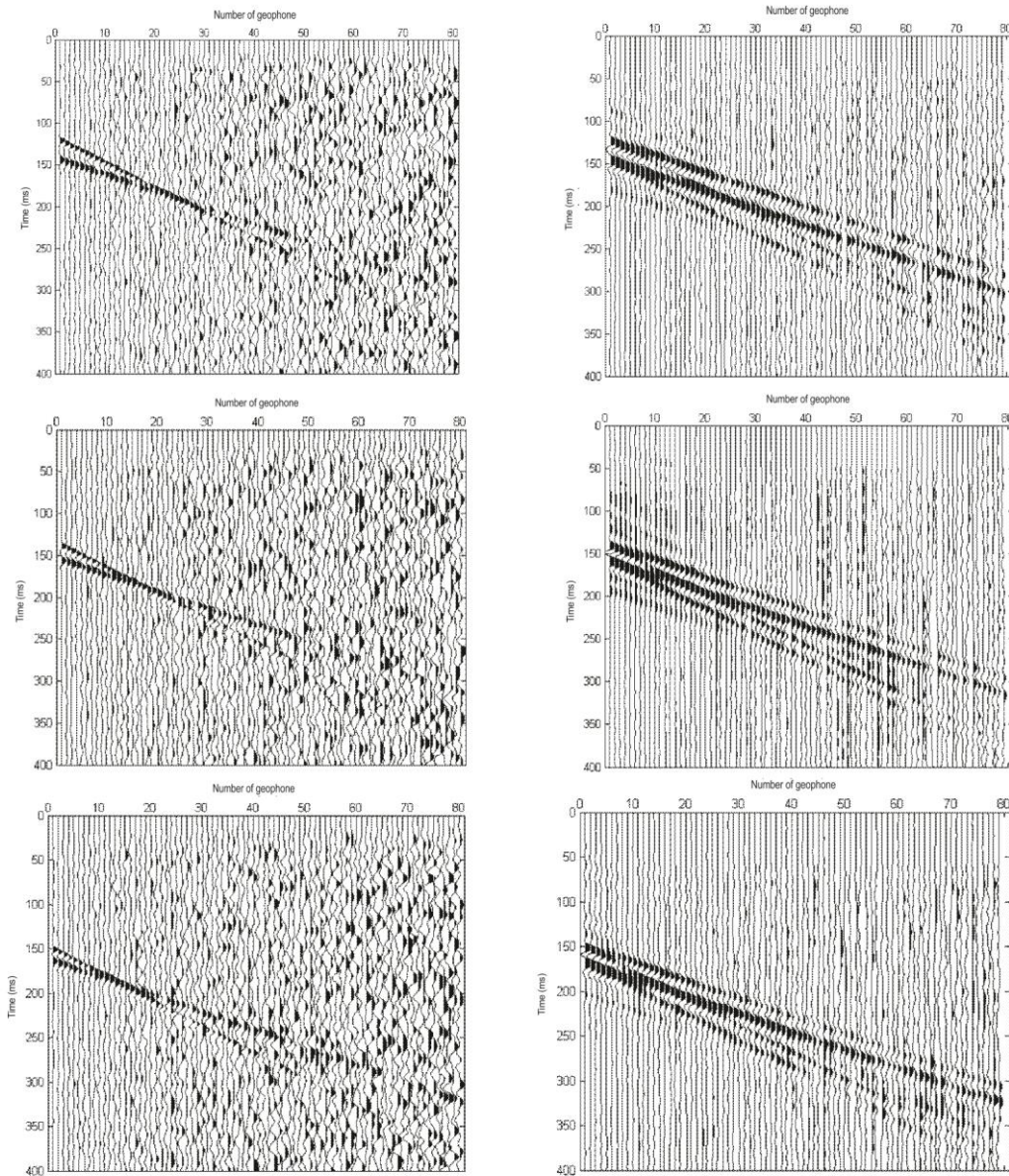
(۷)

$$SNR = \frac{P_{signal}}{P_{noise}} = \left(\frac{A_{signal}}{A_{noise}} \right)^2,$$

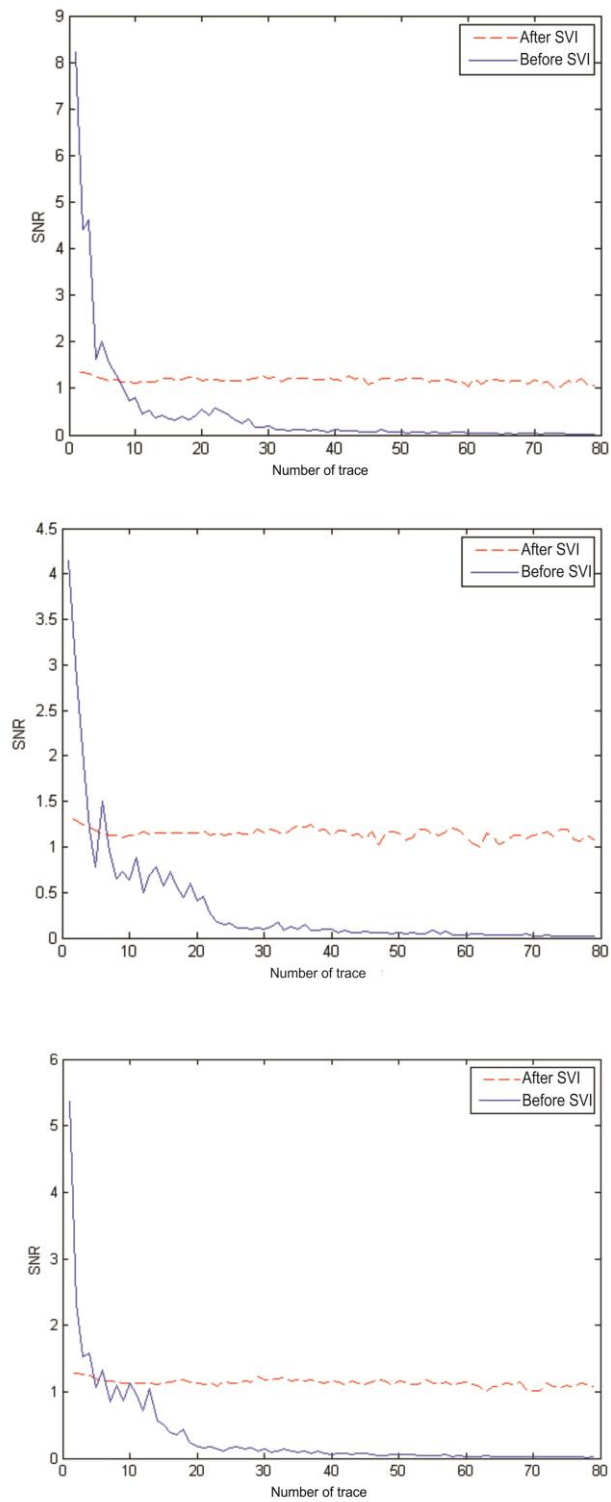
که P توان متوسط و A جذر میانگین مربعات (RMS) دامنه سیگنال یا نوفه می‌باشد. چنانچه این نسبت کمتر از ۱ باشد کیفیت رکورد ضعیف می‌باشد. اتلاف انرژی موج و تضعیف دامنه آن در مسیر چشمه - دریافت‌کننده و همچنین حضور امواج ناخواسته، مقدار SNR را کاهش خواهد داد.

روش SVI یک بار بر روی رکوردهایی با نوفه ناهم‌دوس و بار دیگر بر روی رکوردهایی با هر دو نوع نوفه اعمال شده‌است. در شکل ۳ رکوردهای ساختگی چشمه‌های ۱۷، ۲۳ و ۲۷ همراه با نوفه ناهم‌دوس پیش و پس از کاربرد SVI با استفاده از رابطه‌های (۵) و (۶) نشان داده شده‌است. در شکل ۴ نسبت سیگنال به نوفه به‌طور جداگانه برای هر یک از مقاطع شکل ۳، پیش و پس از کاربرد SVI محاسبه شده و در نمودار آمده است. نمودار پیوسته و آبی‌رنگ مربوط به قبل و نمودار منقطع و

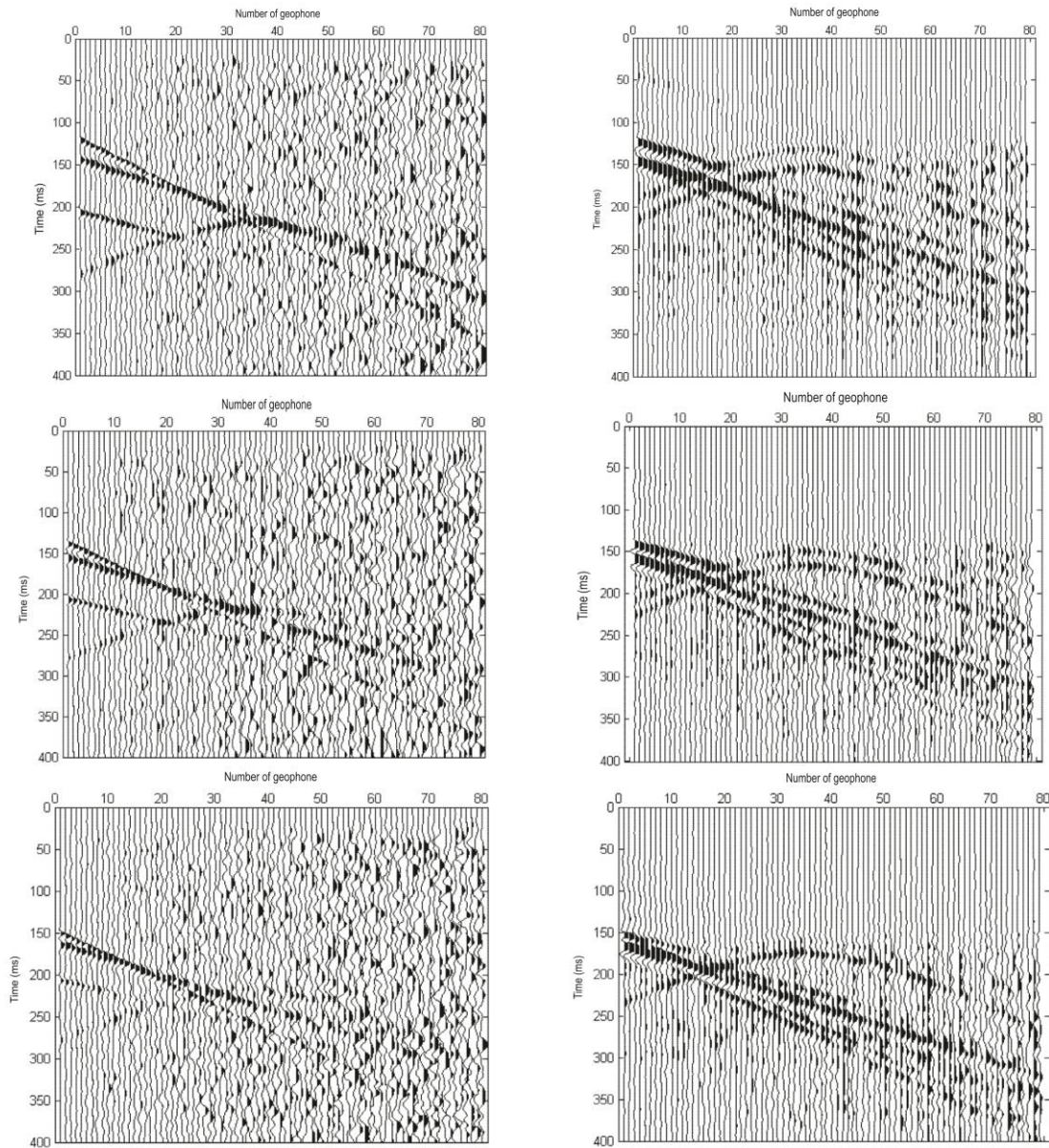
قرمز رنگ مربوط به پس از کاربرد SVI می باشد. همان طور که دیده می شود نمودار قرمز رنگ بالاتر از یک می باشد.



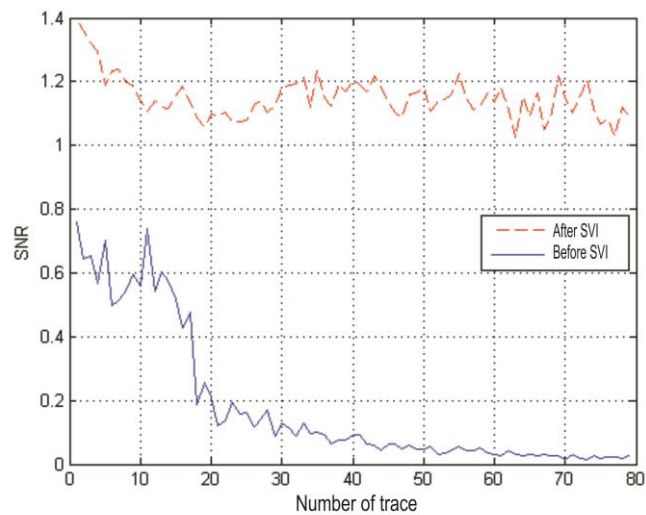
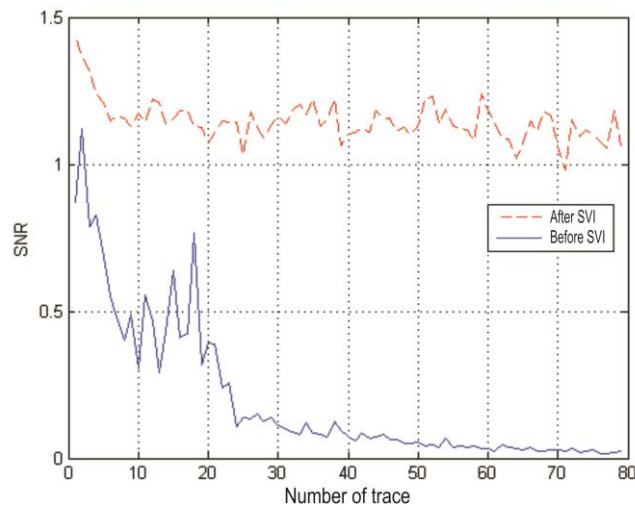
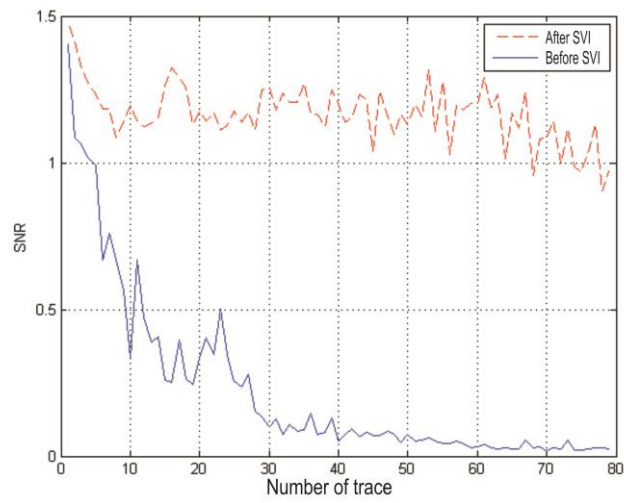
شکل ۳. رکورد چشمه های ۱۷، ۲۳ و ۲۷ همراه با نوفه ناهمدوس قبل و بعد از تداخل سنجی فرامجازی. سمت چپ، رکوردهای ساختگی به ترتیب از بالا به پایین مربوط به چشمه های ۱۷، ۲۳ و ۲۷ می باشد. تعیین رسیدهای اول در ردلزه های انتهایی و برخی ردلزه های میانی تقریباً غیرممکن است. سمت راست همان رکوردهای سمت چپ پس از اعمال SVI می باشد. همان طور که دیده می شود رسیدهای اولیه تقویت شده و در تمام ردلزه ها می توان زمان اولین رسیدها را به راحتی تعیین کرد. پدیده هایی که با پیکان نشان داده شده اند معنای فیزیکی نداشته و ناشی از خطی بودن چشمه ها می باشد.



شکل ۴. به ترتیب از بالا به پایین نمودارهای SNR رکورد چشمه‌های ۱۷، ۲۳ و ۲۷ پیش (آبی رنگ) و پس از انجام SVI (قرمز رنگ). نسبت SNR پس از اعمال SVI به‌خصوص در دریافت‌کننده‌های انتهایی افزایش یافته‌است. همچنین برای تمام ردلرزه‌ها نمودار قرمز بزرگ‌تر از ۱ می‌باشد.



شکل ۵. رکورد چشمه‌های ۱۷، ۲۳ و ۲۷ همراه با نوفه همدوس و ناهمدوس قبل و بعد از تداخل‌سنجی فرامجازی. سمت چپ، رکوردهای ساختگی به ترتیب از بالا به پایین مربوط به چشمه‌های ۱۷، ۲۳ و ۲۷ می‌باشد. تعیین رسیدهای اول در ردلرزه‌های انتهایی و برخی ردلرزه‌های میانی تقریباً غیرممکن است. سمت راست همان رکوردهای سمت چپ پس از اعمال SVI می‌باشد. همان طور که دیده می‌شود طرح پراش کوچ کرده و بازتاب چندگانه حذف شده، ضمن این‌که رسیدهای اولیه خصوصاً در دریافت‌کننده‌های انتهایی قابل تشخیص هستند. پدیده‌هایی که با پیکان نشان داده شده‌اند معنای فیزیکی نداشته و ناشی از خطی بودن چشمه‌ها می‌باشد.

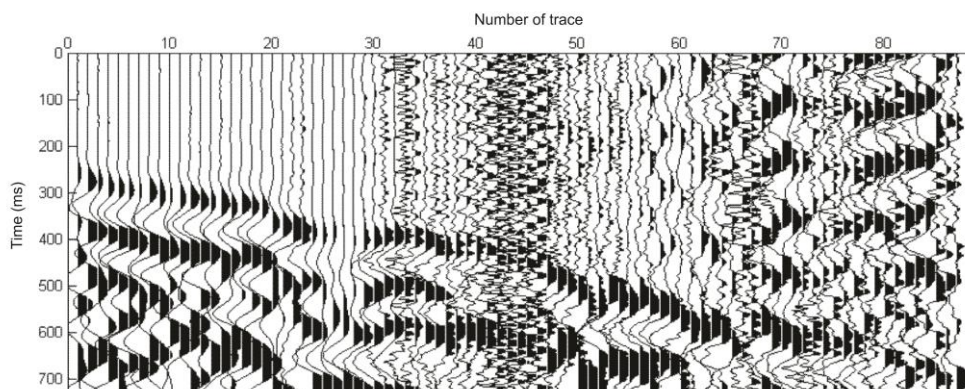


شکل ۶. به ترتیب از بالا به پایین نمودارهای SNR رکورد چشمه‌های ۱۷، ۲۳ و ۲۷ شکل ۵، پیش (آبی‌رنگ) و پس از انجام SVI (قرمز رنگ). نسبت SNR بعد از کاربست SVI به‌خصوص در دریافت‌کننده‌های انتهایی افزایش یافته‌است.

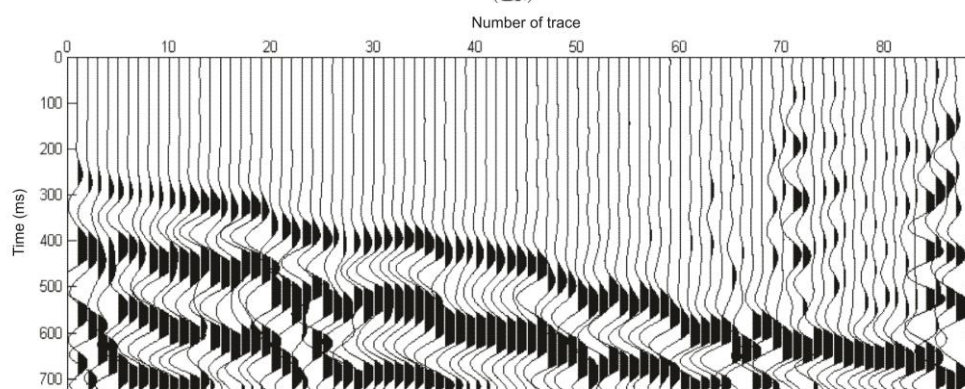
برای بررسی کارایی و صحت هر روشی پس از اعمال آن بر داده‌های ساختگی، باید آن را بر روی داده‌های حقیقی نیز امتحان کرد. در این مطالعه از داده‌های شکست مرزی دویعدی در منطقه‌ای واقع در جنوب غرب ایران استفاده شده است. برای اعمال روش SVI از رکوردهای ۸ چشمه استفاده شده است و نتیجه برای دورترین چشمه در شکل‌های ۷-الف و ۷-ب به ترتیب پیش و پس از کاربرد SVI نشان داده شده است. در این داده‌برداری‌ها فاصله بین دریافت‌کننده‌ها ۸ متر می‌باشد. در مقطع شکل ۷-الف نوفه‌ها سبب مخدوش شدن رسیدهای اولیه شده و تشخیص زمان رسید آنها را در برخی ردلرزه‌ها به‌ویژه در دریافت‌کننده‌های انتهایی مشکل کرده است.

همچنین در شکل ۵ رکوردهای ساختگی چشمه‌های ۱۷، ۲۳ و ۲۷ همراه با هر دو نوع نوفه همدوس و ناهمدوس پیش و پس از کاربرد SVI با استفاده از رابطه‌های (۵) و (۶) نشان داده شده است. در شکل ۶ نسبت سیگنال به نوفه به‌طور جداگانه برای هر یک از مقاطع شکل ۵، پیش و پس از کاربرد SVI محاسبه شده و در نمودار آمده است. نمودار منقطع و قرمز رنگ مربوط به پس از و نمودار پیوسته و آبی رنگ مربوط به پیش از کاربرد SVI می‌باشد. تقریباً در تمام نقاط نمودار قرمز رنگ بالاتر از یک می‌باشد.

۳-۲ کاربرد روش بر روی داده‌های حقیقی



(الف)



(ب)

شکل ۷. رکورد حقیقی اولین و دورترین چشمه پیش و پس از SVI. رکورد (الف) پیش از انجام SVI می‌باشد. نوفه‌ها باعث شده‌اند رسیدهای اولیه مخدوش شوند و تشخیص زمان رسید آنها در برخی ردلرزه‌ها، به‌خصوص در دریافت‌کننده‌های انتهایی، ممکن نباشد. رکورد (ب) همان رکورد الف پس از انجام SVI می‌باشد. رسیدهای اولیه تقویت و نوفه‌ها تضعیف شده‌اند به‌گونه‌ای که می‌توان زمان رسیدها را به‌راحتی تشخیص داد.

روش مناسب برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه در داده‌های شکست مرزی استفاده شد. این کار تشخیص اولین رسیده‌ها را بهبود می‌بخشد. برابر بودن هندسه سیر و به تبع آن زمان سیر ردلرزه شکستی مجازی بین دو دریافت‌کننده برای تمامی چشمه‌های خارج از فاصله بحرانی امکان برابری ردلرزه‌های شکستی مجازی را فراهم کرده است. تداخل‌سنجی فرامجازی نوفه‌های ناهمدوس را به خوبی تضعیف و نوفه‌های همدوس را تضعیف یا کوچک می‌دهد. مقدار SNR تمام رکوردها پس از کار بست SVI بیشتر از ۱ بود. به دلیل خطی و محدود بودن چشمه‌ها در داده برداری دوبعدی شکست مرزی، پدیده‌هایی موازی با رسیده‌های شکستی بر روی رکوردهای فوق مصنوعی ایجاد می‌شوند.

منابع

کازمی س. ع.، ۱۳۸۷، تضعیف امواج سطحی از رکوردهای لرزه‌ای با استفاده از پیش‌بینی به روش تداخل‌سنجی: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال.

- Bharadwaj, P., Schuster, G. T., Mallinson, I., and Dai, W., 2012, Theory of supervirtual refraction interferometry: *Geophys. J. Int.*, **188**, 263-273.
- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., and Wapenaar, K., 2006, Seismic interferometry-turning noise into signal: *The Leading Edge*, **25**, 1082-1092.
- Dong, S., Sheng, J., and Schuster, G. T., 2006, Theory and practice of refraction interferometry: *SEG Expanded Abstract*, **25**, 3021-3025.
- Kearey, Ph., Brooks, M., and Hill, I., 2002, *An Introduction to Geophysical Exploration*: Blackwell Science Ltd.
- Reynolds, J. M., 1997, *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*: Jhon Wiley & Sons Ltd, England.
- Mikesell, D., van Wijk, K., Calvert, A., and Haney, M., 2009, *The virtual refraction: Useful spurious energy in seismic*

در مقطع شکل ۷-ب سر موج‌ها تقویت و نوفه‌ها تضعیف شده‌اند به گونه‌ای که می‌توان زمان رسیده‌ها را به راحتی تشخیص داد.

از آنجا که جداسازی سیگنال از نوفه در داده‌های حقیقی مانند داده‌های ساختگی میسر نیست، نمی‌توان SNR هر دو مقطع شکل ۷ را مانند داده‌های ساختگی محاسبه نمود و نمودار رد به رد آن را رسم کرد. لذا برای محاسبه SNR داده‌های حقیقی از روش تجزیه مقادیر تکین (Singular Value Decomposition (SVD)) استفاده شده است.

برای استفاده از SVD نیاز هست که رسیده‌های اولیه به صورت افقی قرار گیرند. لذا ابتدا در هر دو مقطع شکل ۷ برونراند نرمال (NMO) انجام و سپس رکوردها به مقادیر تکین تجزیه شده‌اند. پس از تجزیه رکوردها می‌توان از رابطه (۸) برای محاسبه SNR استفاده کرد:

$$\frac{S}{N} = 10 \log \left(\frac{\sigma_1^2 - \frac{1}{R-1} \sum_{r=2}^R \sigma_r^2}{\frac{1}{R-1} \sum_{r=2}^R \sigma_r^2} \right), \quad (8)$$

که R تعداد مقادیر تکین و σ_r مقادیر تکین ماتریس قطری است. مقادیر حاصل پیش و پس از کار بست SVI به ترتیب برابر با ۱۸/۸۴ و ۲۸ دسی بل می‌باشد. به عبارت دیگر پس از کار بست SVI به طور میانگین ۱۰ دسی بل بر مقدار SNR افزوده شده است. چنانچه این محاسبات را برای دریافت‌کننده‌های انتهایی به کار ببریم تفاوت بین این دو SNR افزایش خواهد یافت؛ برای مثال از دریافت‌کننده ۲۰ به بعد، پیش و پس از کار بست SVI خواهیم داشت ۱۴/۸۵ و ۲۶/۳۶ دسی بل که تفاوتشان ۱۱/۵۱ دسی بل می‌باشد.

۳ نتیجه گیری

در این تحقیق از تداخل‌سنجی فرامجازی به منزله یک

- Wapenaar, K., and Fokkema, J., 2006, Green's function representations for seismic interferometry: *Geophysics*, **71** (4), 33–46.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X. and Verdel, A., 2010, Tutorial on seismic interferometry: Part1- Basic principles and applications: *Geophysics*, **75**, (5), 195-209.
- Wapenaar, Slob, E., Snieder, R., and Curtis, A., 2011, Tutorial on seismic interferometry: Part2- Underlying theory and new advances: *Geophysics*, **75** (5), 211-227.
- interferometry: *Geophysics*, **74**(3), A13-A17
- Nichols, J., Mikesell, D. and van Wijk, K., 2010, Application of the virtual refraction to near-surface characterization at the Boise hydrogeophysical research site: *Geophysical Prospecting*, **58**, 1011-1021.
- Schuster, G. T., 2009, *Seismic Interferometry*: Cambridge University Press, New York.