

برش‌نگاری دوبعدی موج ریلی برای پوسته و گوشته بالایی کپه‌داغ

فرزاد مهدویان فرد^۱ و حبیب رحیمی^{۲*}

^۱ کارشناس ارشد ژئوفیزیک (زلزله شناسی)، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

^۲ استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۰/۱۷، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۲۰)

چکیده

در این مطالعه نقشه‌های برش‌نگاری (توموگرافی) دوبعدی سرعت گروه با استفاده از پردازش تک‌ایستگاهی برآورد شده است. داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی مربوط به بازه زمانی ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ ثبت شده در ۶ ایستگاه سه‌مولفه‌ای نواریپهن شبکه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله تحلیل شد. عمده کار در این مطالعه، دستیابی به نتایج برش‌نگاری با استفاده از روش تک‌ایستگاهی است. برای این منظور، ابتدا بر روی داده‌ها تصحیحات اولیه صورت گرفته و مدهای اساسی موج سطحی برای ۱۰۷۵ زمین‌لرزه با استفاده از این روش با تحلیل زمان-بسامد از لرزه‌نگاشت‌ها جدا شدند. مدهای اساسی موج سطحی جدا شده به وسیله نرم‌افزار FTAN و منحنی‌های پاشش سرعت‌های گروه به دست آمده توسط آن با استفاده از کد نوشته شده و روش وارون‌سازی خطی یانوسکایا-دیتمار برای برآورد نقشه‌های برش‌نگاری دوبعدی سرعت گروه استفاده شدند. با توجه به نتایج به دست آمده از برش‌نگاری دوبعدی در دوره‌های تناوب پایین ۳ و ۵ ثانیه (اعماق کم)، یک بی‌هنجاری سرعت بالا در قسمت جنوبی ناحیه کپه‌داغ مشاهده می‌شود که به صورت کاملاً واضح ناحیه رسوبی البرز-بینالود را از ناحیه کپه‌داغ جدا کرده است؛ بنابراین می‌توان یک جدایش مرزی را بین ناحیه البرز-بینالود و ناحیه کپه‌داغ قائل شد. در دوره تناوب ۲۰ ثانیه، یک بی‌هنجاری سرعت بالا از شمال تا جنوب منطقه کشیده شده است. در غرب این بی‌هنجاری پرسرعت نیز یک بی‌هنجاری کم‌سرعت وجود دارد که مرز واضحی را ایجاد کرده است. در دوره تناوب ۳۵ ثانیه مدل برش‌نگاری به دست آمده وجود یک بی‌هنجاری پرسرعت و کم‌سرعت را در فواصل نزدیک به گوشته بالایی آشکار می‌کند که با مرز واضحی از یکدیگر جدا شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: برش‌نگاری دوبعدی، سرعت گروه، امواج سطحی، بی‌هنجاری، کپه‌داغ

۱ مقدمه

درک دقیق از خصوصیات و ساختار زمین در مطالعات ژئوفیزیک مدرن، ژئوشیمی، زمین‌شناسی و اخت‌فیزیک از اهمیت بسزایی برخوردار است. وودهوس و دزونسکای (۱۹۸۴) ارتباط بین ساختار سرعتی گوشته، زمین‌ساخت (تکتونیک) صفحه‌ای جهان و جریان همرفتی در گوشته را از طریق وارون‌سازی ساختار گوشته با استفاده از داده‌های امواج لرزه‌ای آشکار کردند. مطالعه ساختار سرعتی زمین نقش مهمی در فهم ژئودینامیک عمیق، زمین‌ساخت صفحه‌ای، جریان همرفتی در گوشته، نقطه داغ و توده گوشته ایجاد می‌کند. سنگ‌کره (لیتوسفر) و سست‌کره (آستوسفر) فعال‌ترین لایه‌ها در ۴۰۰ کیلومتر بالایی زمین هستند. بسیاری از رویدادهای دینامیکی مانند بال‌آمدگی پوسته، کشش بستر دریا، جابه‌جایی صفحه، تولید زمین-لرزه و فوران آتشفشان در این قسمت‌ها اتفاق می‌افتد. آگاهی از خصوصیات ساختاری سنگ‌کره و سست‌کره یکی از مهم‌ترین پایه‌های زمین‌ساخت صفحه‌ای به شمار می‌رود.

ایالت لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ واقع در شمال شرق ایران یک رشته کوه خطی است که کوتاه‌شدگی در ایران را از سطح بلند و پایدار ترکمنستان جدا می‌کند. در قسمت مرکزی آن، آرایه‌ای از گسل‌های فعال امتدادلغز راست‌گرد وجود دارد که به‌طور مورب رشته کوه را قطع کرده‌اند و خم‌شدگی‌های چند کیلومتری را در ساختار ریخت‌شناختی و زمین‌شناختی منطقه به‌وجود آورده‌اند. این گسل‌ها مسبب اصلی زمین‌لرزه‌های مخرب در قرن-های نوزدهم و بیستم هستند و خطر لرزه‌ای زیادی را در ناحیه شمال‌شرق ایران نشان می‌دهند (هالینگزورث و همکاران، ۲۰۰۶). مرز میان ایران و صفحه اوراسیا را، یک منطقه شکافی تشکیل می‌دهد که در شمال واقع شده است و از قفقاز در شمال غرب تا کپه‌داغ در شمال شرق ادامه می‌یابد. پهنه رسوبی-ساختاری کپه‌داغ شامل کوه‌های

هزارمسجد در شمال‌شرق ایران است که در یک راستای WNW تا ESE، از شرق دریای خزر آغاز و پس از عبور از ترکمنستان و ایران، وارد خاک افغانستان می‌شود. در نتیجه، میدان گازی بزرگ کپه‌داغ بین سه کشور ایران، ترکمنستان و افغانستان مشترک است (افشارحرب، ۱۳۸۰). بنابراین ضخامت زیاد سنگ‌های رسوبی دریایی و نبود تکاپوهای آذرین، کپه‌داغ را پس از زاگرس مناسب‌ترین حوضه برای تشکیل و تجمع هیدروکربن ساخته است. کشف میدان‌های عظیم هیدروکربنی در این حوضه، درستی این دیدگاه را نشان می‌دهد (آقانباتی، ۱۳۸۳). از نگاه ریخت‌شناختی، کپه‌داغ منطقه‌ای کوهستانی است که فازهای آلپ پایانی در شکل‌گیری سیمای امروزی آن نقش اساسی داشته‌اند. ریخت‌شناسی منطقه، جوان بوده و توپوگرافی ناحیه، رابطه‌ای مستقیم با ساختارهای زمین‌شناختی دارد. به‌طور معمول، تاق‌دیس‌ها ارتفاعات و ناودیس‌ها دشت‌های میان کوهی را می‌سازند (آقانباتی، ۱۳۸۳). برای توصیف زمین‌ساختی از نحوه تشکیل این منطقه، نیاز به بررسی ۳۰ میلیون سال پیش یعنی زمان الیگوسن است. در این زمان، حوضه پیش‌خشکی البرز (ناحیه البرز-بینالود کنونی) به‌صورت یک رشته نسبتاً صاف و خطی وجود داشت. بعدها در زمان میوسن به‌دلیل فشارها و تنش‌هایی که صفحه عربستان و در نتیجه ایران مرکزی به این حوضه آورد، در شرق این حوضه یعنی در شمال‌شرق ایران یک خمش ایجاد و به‌دلیل همگرایی شدید در این ناحیه کوه‌های کپه‌داغ تشکیل شد. در قسمت غربی این حوضه به‌دلیل صلب و پایدار بودن حوضه خزر جنوبی و همچنین حرکات صفحات عربستان و ایران مرکزی تقریباً هیچ گونه خمشی ایجاد نشد. بیشتر همگرایی در این ناحیه در قسمت بینالود و نواحی مرکزی کپه‌داغ تجمع یافته است (هالینگزورث و همکاران، ۲۰۱۰). رخداد زمین‌لرزه‌های متعدد همراه با گسلش سطحی نشان‌دهنده آن است که کمربند چین‌خورده

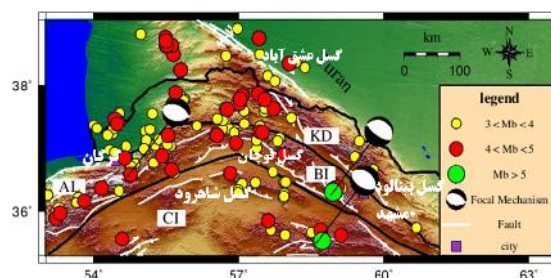
کیلومتر در نظر گرفته‌اند (چالنگو، ۱۹۷۵؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). شکل ۱ نقشه لرزه‌خیزی منطقه را برای زمینلرزه‌های بزرگ‌تر از ۳ به همراه سازوکار کانونی گسل‌های فعال نشان می‌دهد. اطلاعات زمینلرزه‌ها و سازوکارها از وبگاه مرکز بین‌المللی زلزله‌شناسی (ISC) و اطلاعات گسل‌ها از سازمان زمین‌شناسی اتخاذ گردیده است.

مطالعات ساختارهای سرعتی تعیین دقیق محل زلزله‌ها، تعیین و تشخیص لایه‌بندی‌های زمین، ارتقاء توانایی تشخیص انفجار از زلزله، تفسیر زمین‌ساخت بزرگ‌مقیاس و در نهایت تعیین واقع‌گرایانه خطر زلزله را ممکن می‌کنند. مطالعات سرعتی معمولاً وابسته به برآورد زمان‌سیر رسیده‌های مختلف فازهای امواج حجمی و یا زمان سیر مدهای مختلف امواج سطحی است.

هدف اصلی در این مطالعه تهیه نقشه بُرش‌نگاری (توموگرافی) دوبعدی برای مطالعه پوسته و گوشته بالایی منطقه کپه‌داغ در قسمت شمال شرقی ایران است. با توجه به اینکه تشخیص ساختارهای سرعتی زمین یکی از اهداف مهم برای زلزله‌شناسان به شمار می‌رود، در این ناحیه (کپه‌داغ) تنها چند مطالعه برای برآورد ساختار سرعتی پوسته انجام گرفته است. اما برای برآورد ساختار سرعتی گوشته بالایی، مطالعات کمی انجام گرفته و بیشتر مطالعات انجام گرفته هم به صورت بزرگ‌مقیاس بوده است. بنابراین ضروری است که با اجرای برش‌نگاری بر روی این منطقه بتوان با تهیه نقشه‌های برش‌نگاری دوبعدی، ساختارهای سرعتی دقیق‌تری از منطقه مورد مطالعه به دست آورد. بر روی ناحیه شمال شرقی ایران و به عبارتی بر روی ناحیه برخوردی ایالت‌های کپه‌داغ و ایران مرکزی و همچنین کپه‌داغ و البرز، مطالعات گوناگونی صورت گرفته است. در مطالعه متقی و همکاران (۲۰۱۲) بر روی این ناحیه با استفاده از وارون‌سازی زمان‌رسید

کپه‌داغ از زمان بازپسین فعالیت‌های زیادی داشته و موجب ویرانی شهرهایی مانند قوچان شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). به عقیده مکنزی (۱۹۷۲) ناحیه لرزه‌خیز کپه‌داغ ادامه جنوب شرقی نوار لرزه‌خیز قفقاز-خزر است.

جدا از زمینلرزه‌های شناخته‌شده و گسل‌های کوتاه‌تر، آبرفت‌های پلکانی موجود در امتداد رودخانه‌ها، به‌ویژه رودخانه کشف‌رود، معرف فعالیت‌های جوان پهنه کپه‌داغ‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). فرونشست کشف‌رود کوه‌های کپه‌داغ در شمال را از کوه‌های بینالود در جنوب جدا می‌کند. از دیدگاه زمین‌ساختی، کوه‌های بینالود به صورت ادامه شرقی کوه‌های البرز مدنظر قرار گرفته است (علوی، ۱۹۹۲). مطالعه کانون زمینلرزه‌های کپه‌داغ نشان می‌دهد که: ۱- زمینلرزه‌ها بیشتر در مرز جنوبی و مرز شمالی کپه‌داغ متمرکزند. ۲- بخش‌های جنوب شرقی و شرق کپه‌داغ چندان لرزه‌زا نیست و ۳- زمینلرزه‌های کپه‌داغ بیشتر از نوع کم‌ژرفاست (آقانباتی، ۱۳۸۳).



شکل ۱. نقشه لرزه‌خیزی منطقه به همراه گسل‌ها و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های بزرگ. KD (کپه‌داغ)؛ BI (بینالود)؛ AL (البرز)؛ CI (ایران مرکزی)؛ (مرجع اطلاعات زمین‌لرزه‌ها و سازوکارهای کانونی از وبگاه مرکز بین‌المللی زلزله‌شناسی (ISC) و اطلاعات گسل‌ها از سازمان زمین‌شناسی اتخاذ گردیده است).

ویژگی فعالیت لرزه‌ای این منطقه، فراوانی نسبی زمین‌لرزه‌های بزرگ با عمق کم می‌باشد و زمین‌لرزه با عمق متوسط در این ناحیه به ثبت نرسیده است. عمده فعالیت‌های لرزه‌ای در این ناحیه را بین اعماق ۱۰ تا ۱۲

۲ روش تک‌ایستگاهی در برآورد منحنی‌های پاشش سرعت گروه موج ریلی

روش تک‌ایستگاهی با یک ایستگاه و یک زمین‌لرزه بیان می‌شود. در این روش فرض می‌شود که فاز اولیه زمین‌لرزه معلوم بوده و یا اینکه خطای ناشی از عدم آگاهی از آن بر روی فاز اولیه آن‌قدر ناچیز است که می‌توان از آن صرف‌نظر کرد. یک رکورد موج لرزه‌ای که طی یک زمین‌لرزه تولید و به‌وسیله یک ایستگاه فاصله‌دار آشکار می‌شود، تابع تعداد زیادی از پارامترهاست: (۱) پارامترهای مربوط به سازوکار زمین‌لرزه مانند عمق، جهت‌گیری چشمه و فاز اولیه؛ (۲) خصوصیات کشسانی و ناکشسانی محیطی که در آن امواج منتشر می‌شوند؛ (۳) پاسخ دستگاهی که معمولاً می‌توان آن را از ضربه درجه‌بندی‌شده موجود بر روی تقریباً همه رکوردهای دوره بلند تعیین کرد. کمیت فاز اولیه چشمه تا زمانی که سازوکار چشمه تعیین نشود ناشناخته باقی خواهد ماند. بنابراین استفاده از روش تک‌ایستگاهی مستلزم آن است که از سازوکار کانونی چشمه آگاهی داشته باشیم. امروزه توزیع ایستگاه‌های لرزه‌ای برای تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های بزرگ با استفاده از امواج P و S کافی می‌باشد و برنامه‌های رایانه‌ای برای برآورد فاز اولیه چشمه برای یک سازوکار معین موجود هستند. استفاده از امواج P و S برای تعیین سازوکار زمین‌لرزه‌های کوچک سخت‌تر شده است، زیرا تراکم ایستگاه در چنین مواردی کافی نیست. روش بعدی برای تعیین سازوکار چشمه استفاده از طیف دامنه امواج لاو و ریلی می‌باشد (پانز، ۱۹۷۶). روش‌های مرسوم مانند تحلیل پنجره متحرک لن‌دیسمن و همکاران (۱۹۶۹) و روش صافی‌های چندگانه دزونسکای و همکاران (۱۹۶۹) می‌توانند برای برآورد منحنی‌های پاشش سرعت گروه و همچنین از فن کاربست صافی به متغیر زمانی برای جداسازی سیگنال نرم و هموار (مد پایه) استفاده شوند.

امواج P زلزله‌های دور با استفاده از روش کمینه مربعات میراشونده ACH، یک بی‌هنجاری سرعت بالای عمیق آشکار شد. جلوه‌های سطحی این بی‌هنجاری بین گسل‌های اشک‌آباد و درونه در جایی که تفکیک‌پذیری و پوشش پرتو در آن خوب است، دیده می‌شود. همچنین این نتایج از وجود یک ناحیه گذار در گوشته فوقانی در زیر دماغه بینالود که از آن به‌عنوان ناحیه بخیه‌ای بین صفحه ایران و توران تفسیر می‌کنیم، یاد می‌کند. بر اساس این نتایج و شواهد زمین‌شناختی، دره اترک که مرز بین رشته‌کوه‌های بینالود و کپه‌داغ است می‌تواند ناحیه بخیه (شکاف) شمال شرقی صفحه ایران، جایی که اوراسیا و صفحه توران به زیر رشته‌کوه بینالود و ایران مرکزی رانده می‌شود، در نظر گرفته شود. در ادامه کاری که متقی و همکاران (۲۰۱۴) بر روی ساختار پوسته و قسمت بالایی گوشته فوقانی در منطقه برخوردی شمال‌شرق ایران انجام دادند، یک مدل سرعتی برای این منطقه ارائه شد. مدل به‌دست آمده نشان داد که تغییر ضخامت لایه رسوبات و پوسته بالایی با بارگذاری قائم ناشی از وزن کوه‌ها متناسب است و در زیر ارتفاعات ضخامت بیشتری دارد. اما چنین تناسب و همخوانی در مورد تغییرات جانبی ضخامت پوسته وجود ندارد و نشان می‌دهد که کوه‌ها در شمال-شرق ایران فاقد ریشه هستند. مدل سرعتی به‌دست آمده همچنین وجود یک سنگ‌کره (لیتوسفر) ضخیم‌تر را در زیر رشته‌کوه‌های کپه‌داغ و بینالود در مقایسه با بلوک سخت ایران مرکزی نشان می‌دهد. همچنین در مطالعه رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) در مورد برش‌نگاری سرعت موج برشی سامانه سست‌کره-سنگ‌کره در زیر فلات ایران با استفاده از روش وارون-سازی غیرخطی، نقشه‌های برش‌نگاری سرعت گروه در دوره‌های تناوب ۲۰ و ۳۰ ثانیه یک بی‌هنجاری پرسرعت را در نواحی مرکزی کپه‌داغ نشان داد.

۳ داده‌ها

در این مطالعه از داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی مربوط به بازه زمانی ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ ثبت شده در ۶ ایستگاه (جدول ۱) سه مولفه‌ای نواریه‌ن شبکه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES) به‌عنوان بانک اطلاعاتی اولیه برای پردازش با استفاده از روش تک‌ایستگاهی استفاده شد. زمین‌لرزه‌های محلی به کار رفته در این مطالعه دارای عمق کانونی کم تا حداکثر ۳۰ کیلومتر، با بزرگی‌های ۲/۵ به بالا در نظر گرفته شدند که جمعاً تعداد ۱۰۷۵ زمین‌لرزه به همراه ۶ ایستگاه (DAMV, MRVT, BJR, SHRD, TABS, SHRT) برای منطقه مورد نظر به کار گرفته و تعداد ۲۴۰۵ مسیر بین ایستگاه و زمین‌لرزه (مسیر رومرکزی) ایجاد شد که در شکل ۳ مسیرهای مربوطه نشان داده شده است. قبل از پردازش داده‌های تک‌ایستگاهی، اولین قدم تصحیح دستگای و تصحیح خط مبنا است که اثرات دستگاه و امواج بلنددوره و گرمایی، فشارسنجی (بارومتر) یا دیگر نوفه‌های دستگای بلنددوره را از شکل موج حذف می‌کند. سپس، برای محاسبه سرعت گروه و برآورد منحنی‌های پاشش سرعت گروه، داده‌های تصحیح شده به فرمت ورودی نرم‌افزار FTAN تبدیل می‌گردد.

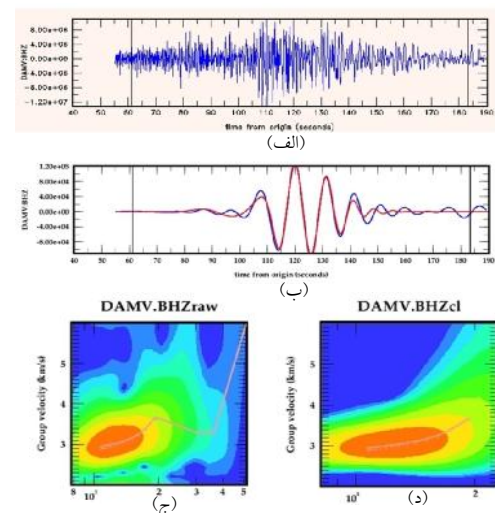
جدول ۱. نام اختصاری و مختصات ایستگاه‌های استفاده شده در این مطالعه.

	Station Code	Latitude (°)	Longitude (°)	Elevation (m)	Network
1	BJRD	37.7	57.408	1337	INSN
2	DAMV	35.63	51.971	2520	INSN
3	MRVT	37.659	56.089	870	INSN
4	TABS	33.64	57.119	1106	INSN
5	SHRD	35.99	56.01	1264	INSN
6	SHRT	33.646	60.291	837	INSN

۴ برش‌نگاری دو بعدی امواج سطحی

امواج سطحی در فواصل دور بلندترین و قوی‌ترین قسمت نوسان‌های لرزه‌ای تولید شده از انفجارها و زمین‌لرزه‌ها را

در این مطالعه از نرم‌افزار FTAN به منظور برآورد منحنی‌های پاشش سرعت گروه استفاده شد. این روش مبتنی بر ارائه و بیان لرزه‌نگاشت در حوزه بسامد-زمان است. نرم‌افزار FTAN برای پردازش داده‌های موج سطحی اعم از تشخیص و جداسازی سیگنال و همچنین برای اندازه‌گیری خصوصیات سیگنال مانند سرعت گروه مناسب است. این روش کاربست صافی به داده‌ها در FTAN با یک مجموعه از صافی‌های نواریه‌یک گاوسی، تفاوت مهمی با روش صافی‌های چندگانه برای برآورد سرعت گروه دارد. در روش FTAN از بسامدی آبی به جای بسامد مرکزی برای نوار صافی استفاده می‌شود تا بسامد قله‌های گروه‌های رسیده را برآورد کند و مزیت آن شامل تصحیح برای افت طیف دامنه در بسامدهای پایین و برآورد با خطای کم در چاله‌های طیفی است. شکل ۲ مثالی را از برآورد منحنی‌های پاشش سرعت گروه و مراحل پردازش تک‌ایستگاهی برای زمین‌لرزه ۱۵ اسفند ۱۳۸۵ که در ایستگاه دماوند (DAMV) به ثبت رسیده است، نشان می‌دهد.



شکل ۲. مراحل برآورد منحنی‌های پاشش سرعت گروه با استفاده از روش تک‌ایستگاهی برای زمین‌لرزه ۱۵ اسفند ۱۳۸۵ که ایستگاه دماوند (DAMV) به ثبت رسانده است. (الف) لرزه‌نگاشت خام. (ب) هم‌پوشانی شکل موج تمیز شده (مد پایه) بر روی شکل موج خام برای موج ریلی. (ج) نقشه FTAN خام مولفه قائم. (د) نقشه FTAN تمیز شده مولفه قائم.

$$\delta t_i = - \int_{L_{0i}} \frac{\delta V(r)}{V_0^2(r)} ds, \quad (1)$$

که L_{0i} مسیر متناظر با تقریب اولیه، $V_0(r)$ سرعت در تقریب اولیه، و $\delta V(r) = V(r) - V_0(r)$ است. در اینجا سرعت اولیه ثابت، برابر با سرعت متوسط بر روی سطحی صاف در یک دوره تناوب معین در منطقه مورد مطالعه، در نظر گرفته می‌شود. در این صورت L_{0i} یک خط مستقیم بر روی زمین تخت (یا قسمت رومرکز- ایستگاه آن، کمان بزرگ روی یک کره) است. با در نظر گرفتن انتگرال گیری بر روی ناحیه دوبعدی مورد مطالعه Ω داریم (دیتمار و یانوسکایا، ۱۹۸۷):

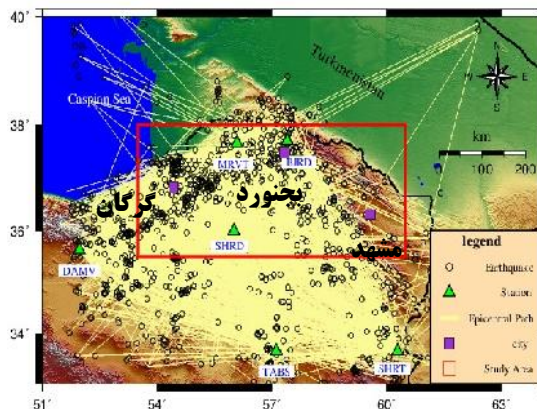
$$\delta t_i = \iint_{\Omega} G_i(r) m(r) d(r), \quad (2)$$

که $G_i(r)$ تابعی است که در پرتو i ام یکتاست و خارج از آن مقدار صفر دارد، و نیز شرط زیر را برآورده می‌کند (دیتمار و یانوسکایا، ۱۹۸۷):

$$\iint_{\Omega} G_i(r) m(r) d(r) = t_{0i}, \quad (3)$$

که t_{0i} زمان سیر در امتداد پرتو i ام در مدل تقریب اولیه است. شایان توجه است که زمان سیر از انتگرال بر روی چند ناحیه که این خط را محصور می‌کنند تعیین می‌شود و نه انتگرال گیری بر روی یک خط بینهایت باریک. باقی مانده نسبی δt_i می‌تواند بر حسب معادله (۲) با یک هسته (کرنل) $\tilde{G}_i(r)$ که در نزدیکی برخی از پرتوها محدود و مخالف صفر است، بیان شود. برای ناحیه Ω ، مختصات s در امتداد پرتو و n عمود بر پرتو هستند، $N(s)$ ناحیه‌ای است در امتداد n که در آن $\tilde{G}(r)$ مخالف صفر است. بدین ترتیب معادله (۲) را می‌توان به صورت زیر درآورد (دیتمار و یانوسکایا، ۱۹۸۷):

تشکیل می‌دهند. برش‌نگاری دوبعدی در واقع عبارتست از به‌دست آوردن مقادیر منحنی پاشش سرعت فاز و گروه در بسامدهای مختلف برای هر نقطه از منطقه مورد مطالعه. برخلاف برش‌نگاری امواج حجمی، برای برش‌نگاری امواج سطحی فرض داشتن یک مدل اولیه لازم نیست. معمولاً پاشش در یاخته‌ها (سلول‌ها) با برش‌نگاری پاشش شبکه‌ای (grid) محاسبه می‌شود. مقیاس شبکه بایستی بتوان تفکیک ثابت باشد (ژونمی، ۲۰۰۹). در این مطالعه برای به‌دست آوردن نقشه‌های برش‌نگاری سرعت گروه، از روش ارتقاء یافته برش‌نگاری خطی دوبعدی دیتمار و یانوسکایا (۱۹۸۷) و یانوسکایا و دیتمار (۱۹۹۰) استفاده



شکل ۳. مسیر پرتوهای موج ریلی (خطوط زرد) برای منطقه مورد مطالعه (مستطیل قرمز) به روش تک‌ایستگاهی؛ دایره‌های مشکی زمینلرزه‌ها و مثلث‌های سبز ایستگاه‌ها هستند.

شد. این روش در واقع گسترش یافته روش یک‌بعدی معمول و مرسوم بکاس-گیلبرت (۱۹۶۸) است. مزیت این روش آن است که در صورت موجود نبودن ناحیه‌ای با پوشش یکنواخت یا مسیرهای موج سطحی هم می‌توان از آن استفاده کرد. به‌طور کلی تصور می‌شود که زمان سیر چشمه-ایستگاه با یک انتگرال بر روی پرتو تعیین می‌شود. براین اساس، زمان باقی مانده نسبت به چند تقریب اولیه با یک فرمولبندی خطی شده، تعیین می‌شود. رابطه زمان سیر موج سطحی به شکل زیر است (دیتمار و یانوسکایا، ۱۹۸۷):

همواری نقشه‌های سرعت را کنترل می‌کند (دیتمار و یانوسکایا، ۱۹۸۷):

$$\sum_i \left(\delta t_i - \iint_{\Omega} G_i(r) m(r) dr \right)^2 + \alpha \iint_{\Omega} |\Delta m(r)|^2 dr. \quad (۷)$$

با توجه به اینکه جمله دوم رابطه (۷) شامل گرادیان تابع به‌جای خود تابع است، کمینه‌سازی این رابطه هنوز هم برای به‌دست آوردن جواب یکتا کافی نیست. بنابراین نیاز به شرط‌هایی است که در مورد لبه ناحیه Ω اتخاذ شود (زوئمی، ۲۰۰۹).

۴-۱ تعیین پارامترهای وارون

در این مطالعه برای وارون‌سازی برش‌نگاری سرعت‌های موج سطحی از روش پیشنهادی دیتمار و یانوسکایا (۱۹۸۷) و یانوسکایا و دیتمار (۱۹۹۰) استفاده شده است. ورودی‌هایی که برای برش‌نگاری در نظر گرفته شد شامل طول و عرض جغرافیایی نقاط آغازی و پایانی هر مسیر، سرعت در هر مسیر، تعداد داده‌ها در هر مسیر، اندازه شبکه به‌منظور شبکه‌بندی منطقه و پارامترهای تنظیم مانند α و σ به‌منظور هموار کردن نقشه‌های برش‌نگاری می‌باشد و خروجی‌های به‌دست آمده شامل سرعت مسیر پرتو در هر شبکه، ناحیه میانگین و کشیدگی است. پارامتر تنظیم α در رابطه (۷) ابزار مهمی برای کنترل نقشه‌های برش‌نگاری است. این پارامتر تعادل (trade-off) مابین برازش به داده‌ها و همواری نقشه‌های سرعت به‌دست آمده را کنترل می‌کند. آگاهی از توان تفکیک داده‌ها به ما اجازه می‌دهد تا کمینه اندازه ناهمگنی را مشخص کنیم. با این روش مشخص می‌شود که این رویکرد تا چه اندازه‌ای از ناهمگنی را می‌تواند برای ما آشکار کند. هر چقدر که مقدار پارامتر تنظیم را افزایش دهیم، نرمی توزیع سرعت منتج بیشتر و ناحیه میانگین برای هر شبکه بزرگ‌تر خواهد بود که در نتیجه توان تفکیک کمتر می‌شود. در این مطالعه مقادیر زیادی از پارامتر تنظیم (شکل ۴) آزمایش

$$\delta t_i = \int_{L_{0i}} ds \int_{N(s)} \tilde{G}_i(n,s) m(n,s) dn = \int_{L_{0i}} \bar{m}_i(s) \frac{ds}{v_0} = \iint_{\Omega} \bar{m}_i(r) G_i(r) dr, \quad (۴)$$

که مقدار محلی $\bar{m}_i(r) = V_0 \int_{N(s)} \tilde{G}_i(n,s) m(n,s) dn$ در نقطه r نیست، بلکه یک مقدار متوسط در امتداد جهتی عمود بر پرتو در آن نقطه است. وقتی سرعت به آرامی تغییر می‌کند و تغییراتش زیاد نیست، خطایی که استفاده از معادله (۴) به جای (۱) موجب می‌شود، بزرگ نخواهد بود و می‌تواند خطایی تصادفی فرض شود. در این صورت مشاهدات (باقی‌مانده‌های زمانی δt_i) و مدل مورد نظر به صورت زیر خواهد بود (دیتمار و یانوسکایا، ۱۹۸۷):

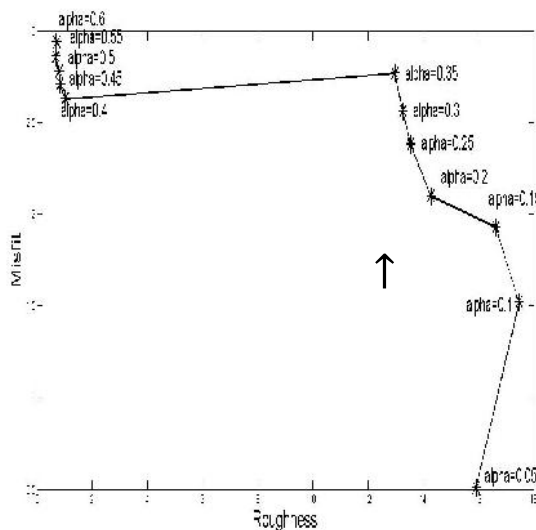
$$\delta t_i = \iint_{\Omega} G_i(r) m(r) dr + \varepsilon_i. \quad (۵)$$

در این مورد، خطاهای ε_i را می‌توان مستقل فرض کرد. برای یافتن تابع مجهول $m(r)$ باید عبارت زیر کمینه شود:

$$\sum_i \left(\delta t_i - \iint_{\Omega} G_i(r) m(r) dr \right)^2. \quad (۶)$$

جواب چنین مسئله‌ای یکتا نیست و از این رو بایستی قیدهای اضافی بر روی تابع مورد نظر اعمال شود. روش‌هایی که برای ارائه جواب به‌کار می‌رود در ارتباط با قیدهای اعمال شده متفاوت است. در یک‌بعد، روش بکاس-گیلبرت بر روی رفتار توابع مورد نظر قید اعمال می‌کند: جواب باید دارای هنج (نرم) کمینه باشد (این کار برای کمینه‌سازی انتگرال مشتق مجذور می‌باشد). در حالت دوبعدی نیز بدین معنی است که انتگرال گرادیان مجذور $m(r)$ کمینه شود. از معادله (۶) برای یافتن $m(r)$ استفاده شده که در آن پارامتر تنظیم برای کمینه‌سازی تابع است. این پارامتر برازش بین داده‌ها و

مقدار α ناحیه جواب به سمت همواری و کاهش در مقدار خطا می‌رود. در نهایت مقدار α برابر با ۰.۲ در نظر گرفته شد (شکل ۴) زیرا این مقدار پارامتر، نقشه‌های به نسبت هموار با خطاهای کوچک در جواب به همراه دارد.



شکل ۴. مقادیر آزمایشی پارامتر α بر اساس نبود برازش و ناهمواری داده‌ها. مقدار انتخابی این پارامتر ($\alpha=0.2$) با پیکان نشان داده شده است.

۴-۱-۱ توان تفکیک جانبی

تفکیک‌پذیری جانبی نقشه‌های برش‌نگاری را می‌توان با روش‌های زیر انجام داد:

۴-۱-۱-۱ برآورد توان تفکیک با استفاده از

پارامترهای ε و L

نتیجه برش‌نگاری موج سطحی برآورد مقادیر محلی سرعت‌های گروه در نقاط مختلف شبکه بر روی منطقه مورد مطالعه است که می‌توان به وسیله آنها نقشه‌های سرعت گروه برای دوره‌های تناوب مختلف را به دست آورد. ابعاد ناهمگنی‌های تمیزدانی در قسمت‌های مختلف ناحیه مورد مطالعه را می‌توان با نقشه‌های توان تفکیک (تفکیک‌پذیری) برآورد کرد (رحیمی و همکاران، ۲۰۱۴). یانوسکایا (۱۹۹۷) دو پارامتر برای برآورد توان تفکیک جانبی ارائه داد: اندازه متوسط ناحیه

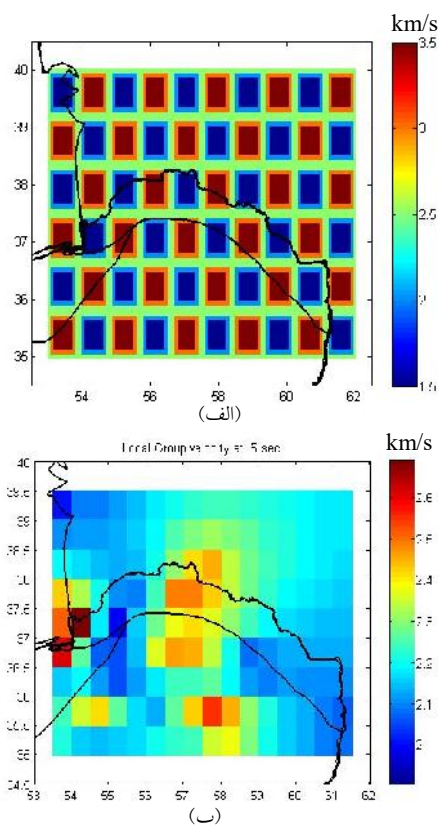
شد. در نمودار شکل ۴ پارامتر α برحسب نبود برازش (misfit) و ناهمواری (roughness) بیان می‌شود. اصطلاح نبود برازش بر اختلاف بین داده‌های اندازه‌گیری شده و پیش‌بینی شده دلالت می‌کند. در صورتی که این دو کمیت به اندازه کافی به یکدیگر نزدیک باشند، این مدل انتخابی مناسب برای حل مسئله خواهد بود. بنابراین برای پیدا کردن مقدار آلفای (α) مناسب بایستی بهترین مقدار نبود برازش یافت شود. اگر داده‌ها را d_i که حاوی خطاهایی (نوفه‌هایی) هستند در نظر بگیریم، آنها را می‌توان با توزیع گاوسی با یک انحراف استاندارد ε_i توصیف کرد که در نتیجه مقدار مناسب نبود برازش بین داده‌های پیش‌بینی‌شده و میدانی، با معادله (۸) به دست می‌آید (دیتمار و یانوسکایا، ۱۹۸۷):

$$\varphi_d(m) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i^{obs} - d_i^{pred}}{\varepsilon_i} \right)^2, \quad (8)$$

که d_i^{obs} و d_i^{pred} به ترتیب داده‌های مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده هستند. در اینجا به دنبال مدلی نیستیم که منجر به یک نبود برازش خیلی کوچک شود زیرا در چنین مدلی نوفه نیز به همراه داده‌های اصلی برازش می‌یابد. بنابراین بایستی به دنبال مدلی بود که داده‌های پیش‌بینی شده به طور منطقی نزدیک به مقادیر مشاهده‌ای باشند. در این مطالعه مقادیر کوچک‌تر پارامتر α توزیع سرعت گروه دویبعی بسیار آشفته‌ای را نشان داد. این مقادیر کوچک‌تر α ناحیه‌های میانگین کوچک‌تر، باقیمانده‌های کوچک‌تر و در نتیجه توان تفکیک بهتری را در اختیار قرار می‌دهد. بنابراین بایستی بین نبود برازش داده‌ها و همواری نقشه‌های سرعت تعادلی برقرار باشد تا از مدل واقعی دور نشویم. برای این مطالعه محاسبه نقشه‌های سرعت گروه برای چند مقدار پارامتر تنظیم α از ۰.۰۵ تا ۰.۶ انجام گرفت. با کوچک شدن مقدار α ، ناحیه جواب واضح‌تر ولی مقدار خطای آن افزایش یافت در صورتی که با بزرگ‌تر شدن

۴-۱-۱-۲ آزمون شطرنجی

آزمون شطرنجی ابزار مفیدی برای تحلیل توان تفکیک جزئیات ساختاری زمین در وارون‌سازی برش‌نگاری است (کراسون، ۲۰۰۷). روش آزمون شطرنجی را می‌توان برای برآورد تفکیک‌پذیری فضایی و آزمون بر روی نواحی مختلف منطقه مورد مطالعه انجام داد، هر چند که در این روش ضعفی اساسی به چشم می‌خورد (لوک و همکاران، ۱۹۹۳). در این مطالعه آزمون شطرنجی به صورت مربع‌های شطرنجی (۵×۵) منفک دوبعدی به‌عنوان مدل واقعی (شکل ۵-الف) ساخته شد. سپس زمان‌سیرهای مصنوعی با مدل‌سازی پیشرو بر روی تمامی جفت‌های



شکل ۵. آزمون توان تفکیک شطرنجی (۵×۵) برای دوره تناوب ۵ ثانیه. (الف) مدل ورودی. (ب) مدل بهبودیافته.

چشمه-ایستگاه به‌کارگرفته‌شده در برش‌نگاری اصلی محاسبه شدند. این زمان‌سیرهای مصنوعی سپس با روشی مشابه داده‌های واقعی وارون شده و مدل بهبودیافته به‌دست

میانگین‌گیری و کشیدگی ناحیه میانگین‌گیری. برای تعیین این پارامترها یک تابع $S(x, y)$ برای جهات مختلف دستگاه مختصات تعریف و بر اساس آن اندازه‌های ناحیه میانگین‌گیری در جهات مختلف تعیین می‌شود. ناحیه میانگین‌گیری که تصویری از توان تفکیک به‌دست آمده به ما می‌دهد، می‌تواند به‌وسیله یک بیضی که در مرکز آن یک گره (نود) یا نقطه هست تقریب زده شود. در این ناحیه نقطه‌ها با فاصله یکسان در راستای محورهای x و y بسته به طول و عرض ناحیه مورد مطالعه شبکه‌بندی می‌شوند. هر بیضی با محورهای مساوی با بیشترین و کمترین مقادیر $S(x, y)$ تعیین می‌شود که طی آن کوچک‌ترین محور $S_{\min}(x, y)$ و بزرگ‌ترین محور $S_{\max}(x, y)$ محاسبه می‌شوند و در نهایت توان تفکیک در هر نقطه با یک عدد به نام اندازه متوسط ناحیه میانگین‌گیری با رابطه $L = (S_{\min}(x, y) + S_{\max}(x, y)) / 2$ داده می‌شود. از آنجایی که توان تفکیک تا حد زیادی وابسته به تراکم مسیرهای دوره‌تاوی عبوری در هر یاخته (سلول) است، واضح است که مقادیر کم اندازه ناحیه میانگین‌گیری مربوط به توان تفکیک بالا بوده و باید در مناطقی که تعداد زیادی مسیر پرتو عبور می‌کنند نمایان گردد. پارامتر دوم کشیدگی ناحیه میانگین‌گیری (ε) است که اطلاعاتی را در مورد توزیع آزمون‌توی مسیر پرتوها با نسبت زیر می‌دهد:

$$2(S_{\max}(x, y) - S_{\min}(x, y)) / (S_{\max}(x, y) + S_{\min}(x, y)).$$

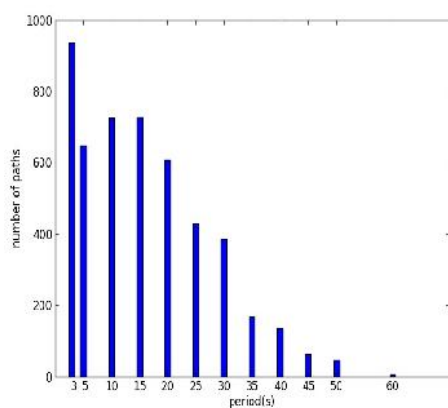
مقادیر پایین این پارامتر دلالت بر این دارد که پرتوها کمابیش به‌طور یکنواختی در تمام جهات در طول پهنه توزیع شده‌اند؛ از این‌رو توان تفکیک در هر نقطه را می‌توان با اندازه متوسط ناحیه میانگین‌گیری بیان کرد. برعکس، مقادیر بزرگ این پارامتر (معمولاً > 1) دلالت بر این دارد که مسیرها دارای جهت‌دهی ترجیحی هستند و در طول این جهات احتمالاً توان تفکیک خیلی کوچک خواهد بود (پانوسکایا، ۱۹۹۷).

پرتو را داریم. در اینجا تنها نقشه‌های برش‌نگاری سرعت به همراه مقادیر استاندارد خطای سرعت گروه، طول تفکیک‌پذیری (اندازه متوسط ناحیه میانگین‌گیری) و مقدار کشیدگی ناحیه میانگین‌گیری برای دوره‌های تناوب ۳، ۵، ۲۰ و ۳۵ ثانیه به‌طور جداگانه برای هر دوره تناوب آورده شده است (شکل‌های ۷، ۸، ۹ و ۱۰). در این مطالعه طول تفکیک‌پذیری در نتایج برش‌نگاری به‌دست آمده در قسمت‌های مرکزی نقشه‌ها در همه محدوده‌های دوره تناوب از مرتبه ۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر است، در حالی که در نزدیکی مرزهای سیاسی و خارج آن جایی که پوشش

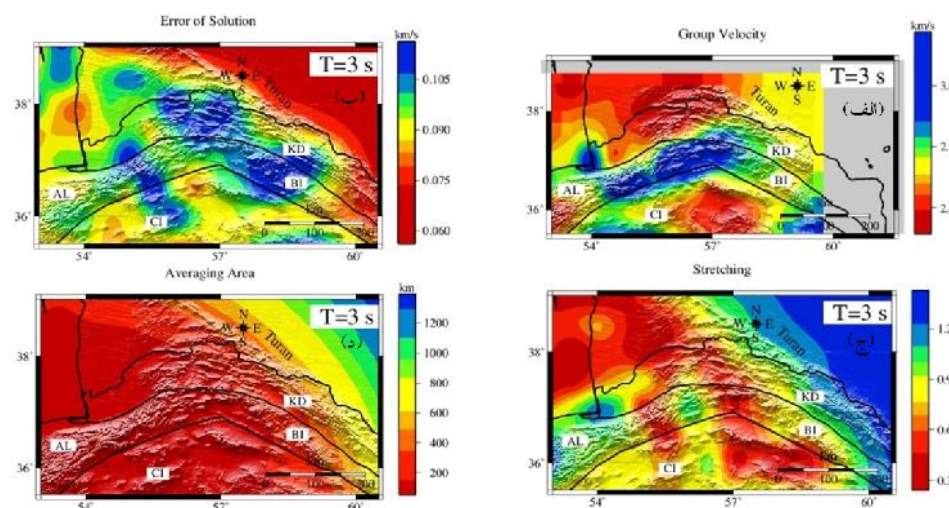
آمد (شکل ۵-ب). در طی این مطالعه چندین آزمون شطرنجی با فاصله‌های شبکه‌ای مختلف و زمان‌سیرهای محاسبه‌شده برای تمام مسیرها از مدل‌های ورودی با آشفتگی‌های سرعت متفاوت به‌دست آمد. در اینجا تنها به مدل بهبودیافته در دوره تناوب ۵ ثانیه با فاصله شبکه‌ای ۵×۵/۵ اشاره شده است (شکل ۵). با مقایسه مدل آشفته بهبودیافته با مدل ورودی می‌توان حساسیت وارون‌سازی اصلی داده‌های واقعی را به منظور بهتر کردن جزئیات مشابه در زمین واقعی نشان داد.

۵ نتایج

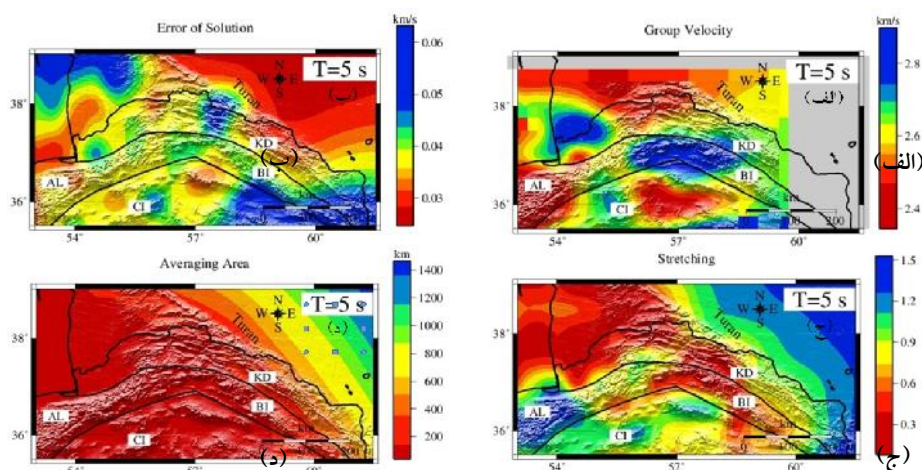
در این مطالعه منحنی‌های پاشش سرعت گروه با استفاده از نرم‌افزار تحلیل در حوزه بسامد-زمان (FTAN) به‌دست آمد. بعد از محاسبه سرعت گروه به روش تک‌ایستگاهی با به‌کارگیری روش ارائه شده توسط دیتمار و یانوسکایا (۱۹۸۷) و یانوسکایا و دیتمار (۱۹۹۰)، نقشه‌های برش-نگاری دوبعدی سرعتی در بازه دوره‌های تناوب ۲ تا ۷۰ ثانیه به‌دست آمد. شکل ۶ تعداد مسیرهای پرتو را در دوره‌های تناوب مختلف برای داده‌های تک‌ایستگاهی نشان می‌دهد که در دوره تناوب ۳ ثانیه بیشترین مسیرهای



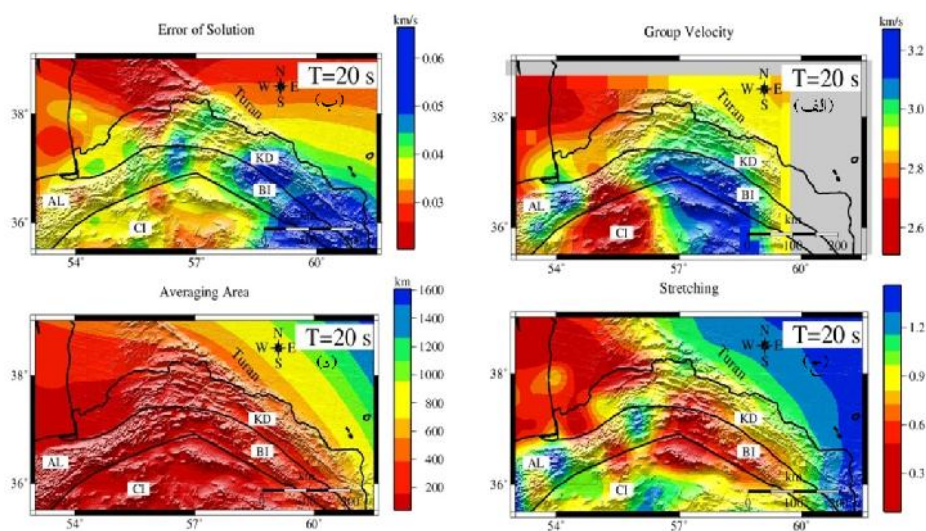
شکل ۶. تعداد مسیر پرتوها بر حسب دوره تناوب برای داده‌های تک-ایستگاهی.



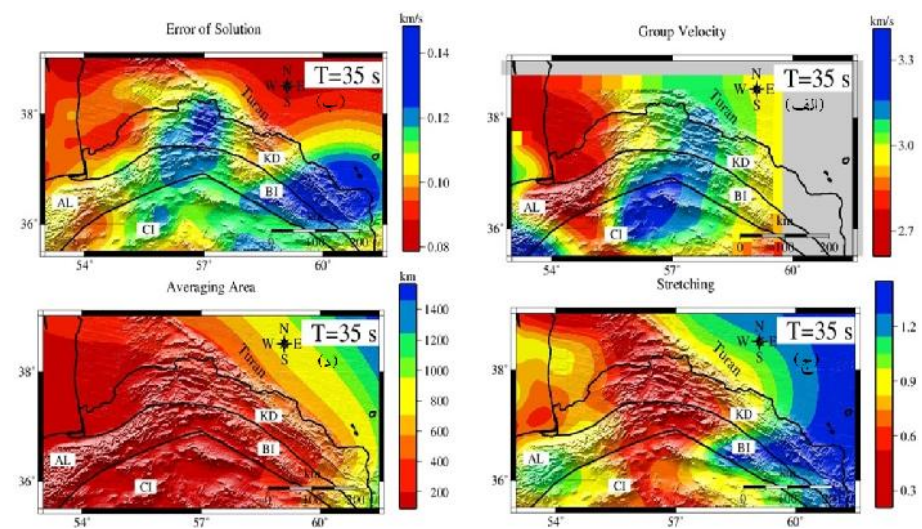
شکل ۷- (الف) نقشه‌های برش‌نگاری دوبعدی سرعت گروه (کیلومتر بر ثانیه)، ناحیه خاکستری نشان‌دهنده پوشش کم پرتوها و یا نبود داده است. (ب) خطای مربوط به حل (کیلومتر بر ثانیه). (ج) کشیدگی ناحیه میانگین و (د) طول توان تفکیک (کیلومتر) مربوط به موج ریلی برای دوره تناوب ۳ ثانیه منطبقه مورد مطالعه. KD (کپه‌داغ)؛ BI (بینالود)؛ AL (البرز)؛ CI (ایران مرکزی).



شکل ۸. همانند شکل ۷، ولی برای دوره تناوب ۵ ثانیه.



شکل ۹. همانند شکل ۷، ولی برای دوره تناوب ۲۰ ثانیه.



شکل ۱۰. همانند شکل ۷، ولی برای دوره تناوب ۳۵ ثانیه.

در دوره ۲۰ ثانیه سرعت‌های گروه (شکل ۹-الف) از مقادیر ۲/۶ تا ۳/۲ پیروی می‌کنند و سرعت میانگین برابر با ۲/۹ کیلومتر بر ثانیه می‌باشد. برای این دوره تناوب، اندازه متوسط و کشیدگی ناحیه میانگین‌گیری برای مقادیر مختلف رسم گردید. همان‌طوری که ذکر شد، هر چقدر مقدار پارامترهای کشیدگی و اندازه متوسط ناحیه میانگین‌گیری کوچک‌تر باشند نشان‌دهنده این است که پرتوها به‌صورت هموار و همگن‌تری در طول پهنه توزیع شده‌اند. در این دوره تناوب، بیشتر منطقه دارای مقادیر کشیدگی پایین و ناحیه میانگین‌گیری پایین است (نواحی قرمز رنگ در شکل‌های ۹-ج و ۹-د) که تایید می‌کند پرتوها به‌صورت همگن و یکنواخت در جهات مختلف توزیع شده‌اند. توان تفکیک در نواحی نزدیک به مرز سیاسی و خارج آن و جاهایی که دارای پوشش ناکافی پرتو و ایستگاه هستیم، پایین می‌باشد. در این دوره تناوب یک بی‌هنجاری سرعت بالا که از شمال تا جنوب منطقه کشیده شده است، مشاهده می‌شود. در غرب این بی‌هنجاری پرسرعت نیز یک بی‌هنجاری کم‌سرعت وجود دارد که مرز واضحی را ایجاد کرده است. عمق نفوذ موج ریلی برای این بی‌هنجاری را می‌توان در حدود ۳۰ کیلومتر تخمین زد. همچنین برای این دوره تناوب در اکثر نقاط خطای حل مسئله پایین است. در نواحی مرزی به دلیل پوشش ناکافی پرتو، مقدار خطای بالاتری در حدود ۰/۶ نسبت به دیگر نواحی مشاهده می‌شود (شکل ۹-ب). در دوره ۳۵ ثانیه، سرعت‌های گروه (شکل ۱۰-الف) به ترتیب از مقادیر متغیر ۲/۷ تا ۳/۳ و سرعت میانگین ۳ کیلومتر بر ثانیه پیروی می‌کنند. عمق نفوذ موج ریلی با تقریب نصف طول موج و دوسوم طول موج در این دوره تناوب را می‌توان در حدود ۵۰ تا ۶۰ کیلومتر در نظر گرفت. مدل بی‌هنجاری موجود یک بی‌هنجاری پرسرعت در فواصل گوشته بالایی را نشان می‌دهد. برای این دوره تناوب نیز اندازه متوسط و کشیدگی ناحیه میانگین‌گیری

مسیرهای پرتو ضعیف است، بدتر می‌شود. براین اساس، منطقه مورد مطالعه با کمینه طول تفکیک‌پذیری (۵۰ کیلومتر) با شبکه‌بندی منظم ۰/۵ × ۰/۵ (تقریباً ۵۰ × ۵۰ کیلومتر) گسسته شد تا بتوان به‌وسیله آن ناهمگنی‌های موجود را تا حد امکان حفظ کرد.

۶ بحث و نتیجه‌گیری

نتایج برش‌نگاری دوبعدی سرعت گروه در شکل‌های ۷، ۸، ۹ و ۱۰ نمایانگر تغییرات سرعت در نقاط مختلف محدوده مورد مطالعه برای دوره‌های تناوب مختلف است به‌طوری‌که در دوره‌های پایین‌تر، از پوسته و عمق‌های نفوذ کمتر و در دوره‌های بالاتر از نواحی با عمق نفوذ بیشتر نمونه‌برداری می‌شود. نواحی خاکستری در این دوره‌ها نواحی دارای پوشش ناکافی پرتو و یا فقدان داده هستند. سرعت گروه در دوره‌های ۳ و ۵ ثانیه (شکل‌های ۷-الف و ۸-الف) از مقادیر ۲/۴ تا ۳ با سرعت میانگین ۲/۶ کیلومتر بر ثانیه پیروی می‌کند. عمق نفوذ موج ریلی در این دوره‌ها با تقریب نصف طول موج و دوسوم طول موج برای دوره ۳ ثانیه در حدود ۴ تا ۵ کیلومتر و برای دوره ۵ ثانیه در حدود ۶/۵ تا ۸/۵ کیلومتر در نظر گرفته می‌شود. در این دوره‌ها وجود یک بی‌هنجاری سرعت بالا (ناحیه آبی‌رنگ) در قسمت جنوبی کوه‌های کپه‌داغ را شاهد هستیم که به‌طور کاملاً واضح یک جدایش مرزی بین زون رسوبی البرز-بینالود از کوه‌های کپه‌داغ و همچنین ایران مرکزی قائل هستیم. برای این دوره‌ها مقادیر ناحیه میانگین و کشیدگی ناحیه میانگین (شکل‌های ۷-د، ۸-د، ۷-ج و ۸-ج) در اکثر نقاط پایین است که نشان از توان تفکیک بالا و توزیع هموار و همگن پرتوها در این قسمت دارد. برای دوره‌های ۳ و ۵ ثانیه مقدار خطای (شکل‌های ۷-ب و ۸-ب) مربوط به حل مسئله به ترتیب کمتر از ۰/۱ و ۰/۴ کیلومتر بر ثانیه است.

افشار حرب، ع.، ۱۳۸۰، زمین‌شناسی نفت ایران: جزوه آموزشی، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران.

Alavi, M., 1992, Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran: *Tectonics*, **11**, 37–360.

Backus, G. E., and Gilbert, F., 1968, The resolving power of gross earth data: *Geophys. J. Int.*, **16**, 169–205.

Chen, Y., Badal, J., and Hu., J., 2010, Love and Rayleigh wave tomography of the Qinghai-Tibet plateau and surrounding areas: *Geophys. J. Int.*, **167**(10), 1171–1203.

Crosson, S., 2007, Checkerboard Test for 3-D Tomography Model of Washington Cascadia Margin: *Earth and Space Sciences*, University of Washington, Seattle, Washington.

Ditmar, P. G., and Yanovskaya, T. B., 1987, Generalization of Backus–Gilbert method for estimation of lateral variations of surface wave velocities: *Phys. Solid Earth, Izvestia Acad. Sci. USSR*, **23** (6), 470–477.

Dziewonski, A., S. Bloch, and Landisman, M., 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals: *Bull. Seism. Soc. Am.* **59**, 427–444.

Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M., Jackson, J., and Copley, A., 2010, Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia–Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene: *Geophys. J. Int.* **181**, 1214–1246.

Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M., and Bolourchi, M., 2006, Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran: *Geophys. J. Int.*, **166**, 1161–1177.

Jackson, J. A., and McKenzie, D. P., 1984, Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt between Western Turkey and Pakistan: *Geophys. J. Royal Astronomical Soc.*, **77**, 185–264.

Landisman, M., Dziewonski, A., and Sato, Y., 1969, Recent improvements in the analysis of surface observations: *Geophys. J. Int.*, **17**, 369–403.

Lévêque, J. J., Rivera, L., and Wittlinger, G., 1993, On the use of the checkerboard test to assess the resolution of tomographic inversions: *Geophys. J. Int.*, **115**, 313–318.

Levshin, A. L., Ritzwoller, M. H., and Resovsky, J. S., 1999, Source effects on surface wave

(شکل‌های ۱۰-د و ۱۰-ج) در اکثر نقاط پایین است که نشان از توان تفکیک بالا در این نواحی دارد. همچنین مقدار خطای حل مسئله به دلیل کمبود مسیرهای پرتو (شکل ۳) در اکثر نواحی برای این دوره تناوب در حدود ۱۴٪ است (شکل ۱۰-ب). به طور یقین اندازه‌گیری پاشش‌هایی که به موجب چشمه ایجاد می‌شود عاری از عدم قطعیت نیست. یکی از منابع خطا در تعیین پاشش سرعت، خطاهای تصادفی مانند عدم قطعیت در زمان سیر موج سطحی می‌باشد. عدم قطعیت در زمان سیرهای موج سطحی تقریباً به طور کامل از عدم قطعیت در موقعیت فضا-زمانی چشمه به وجود می‌آید. در هر صورت چن و همکاران (۲۰۱۰) این مشکل را تشریح کردند و یافتند که مقدار خطای آماری با تغییر در فاصله رومرکزی بسیار کوچک است و مقدار آن کمتر از ۰٫۳٪ کیلومتر بر ثانیه برای امواج ریلی می‌باشد.

همچنین تصحیحات زمان گروه چشمه برای دوره‌های تناوب کمتر از ۷۵ ثانیه و برای زمینلرزه‌های کم عمق‌تر از ۲۵ کیلومتر چشم‌پوشیدنی است (لوشین و همکاران، ۱۹۹۹). در صورتی که برای دوره‌های تناوب بلندتر و به خصوص برای زمینلرزه‌های عمیق‌تر، تصحیحات زمان گروه چشمه قابل ارزیابی است. به عبارت دیگر اثرات زمان گروه چشمه بر روی تصاویر برش‌نگاری سرعت گروه ممکن است در دوره‌های کمتر از ۷۵ ثانیه و برای زمینلرزه‌های کم عمق چشم‌پوشیدنی باشد (لوشین و همکاران، ۱۹۹۹) که در نتیجه می‌توان چنین در نظر گرفت که در فواصل کم و برای دوره‌های پایین، خطا در محاسبه زمان سیر تاثیر چندانی بر دقت تصاویر برش‌نگاری نمی‌گذارد.

منابع

آقاباتی، س. ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدن کشور.

- Plateau: *Bull. Seism. Soc. of Am.*, **104**(6), 2782-2798.
- Tchalenko, J. S., and Berberian, M., 1975, Dasht-e-Bayaz fault, Iran: Earthquake and earlier related structures in bedrock: *Geol. Surv. Am. Bull.*, **86**, 703-709.
- Woodhouse, J. H., and Dziewonski, A. M. 1984, Mapping the upper mantle: Three-dimensional modeling of earth structure by inversion of seismic waveforms: *J. Geophys. Res.*, **89**, 5953-5986.
- Xuemei, Z., 2009, The structural model of the lithosphere-asthenosphere system in the Qinghai-Tibet and its adjacent areas from surface wave tomography: *Chinese Academy of Science, Institute of Geology and Geophysics.*
- Yanovskaya, T. B. and Ditmar, P. G., 1990, Smoothness criteria in surface wave tomography: *Geophys. J. Int.*, **102**, 63-72.
- Yanovskaya T. B., 1987, Resolution estimation in the problem of seismic ray tomography: *Izv Phys Solid Earth*, **33** (9), 762-765.
- group travel times and group velocity maps: *Phys. Earth Planet Inter.*, **115**, 293-312.
- McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region: *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **30**, 109-185.
- Motaghi, K., Tatar, M., Priestley, K., Romanelli, F., Doglioni, C., and Panza, G. F., 2014, The deep structure of the Iranian Plateau: *Gondwana Research*, 1-12.
- Motaghi, k., Tatar, M., Shomali, Z. H., Kaviani, A., and Priestley, K., 2012, High resolution image of uppermost mantle beneath NE Iran continental collision zone: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **208-209**, 38-49.
- Panza, G. F., 1976, Phase velocity determination of fundamental Love and Rayleigh waves: *Pure Appl. Geophys.*, **114**, pp. 753-764.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., Vaccari, F., and Panza, G. F., 2014, Shear-wave velocity tomography of the lithosphere-asthenosphere system beneath the Iranian