

ارزیابی ناهمسانگردی سرعت موج برشی در پوسته ناحیه جنوب دریای خزر

مرضیه رمضان زاده رستمی^۱ و زهره سادات ریاضی راد^{۲*}

^۱گروه مهندسی نفت، مواد و معدن، واحد تهران مرکزی، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران
^۲گروه زمین شناسی، واحد چالوس، دانشگاه آزاد اسلامی، چالوس، ایران.

(دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۰۱، پذیرش: ۱۴۰۳/۰۶/۱۰)

چکیده

یکی از روش‌هایی که می‌توان از داده‌های لرزه‌ای ثبت شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری استفاده نمود، میزان اشتقاق دو فاز عمود برهم است که به صورت ناهمسانگردی در پوسته و گوشته زمین نشان داده می‌شود. در مطالعه حاضر، براساس داده‌های ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در شمال ایران از ژانویه ۲۰۱۸ تا ژانویه ۲۰۲۰، با بزرگای بیش از ۳/۵ انجام گرفته است. بعضی از ایستگاه‌ها داده‌های لرزه محلی خوبی را ثبت کرده بودند که با استفاده از شناسایی فاز Ps، در لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده، پارامترهای ناهمسانگردی در این ایستگاه‌ها محاسبه گردید. برای شناسایی بهتر ناهمسانگردی منطقه و عدم ثبت داده مناسب در بعضی ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، از داده‌های محلی ثبت شده در ایستگاه‌های موقت استفاده گردید. بررسی‌های پژوهش حاضر، بر اساس یکی از روش‌های استاندارد اندازه‌گیری اشتقاق موج برشی، انجام شده است. پنجره آنالیز موج برشی با استفاده از برنامه‌نویسی به صورت اتومکانیک انتخاب و زوج Φ و δt محاسبه می‌شود. بنابراین میزان تأخیر بین دو مؤلفه کند و سریع موج برشی تبدیلی در این مطالعه به‌طور میانگین $1/1 \pm 0/03$ ثانیه و حداکثر در راستای $20/18 \pm 5$ درجه محاسبه گردید. همچنین با استفاده از روش حداقل انرژی با میانگین زمان تأخیر $1/25 \pm 0/05$ ثانیه و آزمون محور سریع $18/4 \pm 03$ درجه بدست آمد. علاوه بر آن، با استفاده از مدل‌سازی معکوس، سرعت موج برشی در زیر هر ایستگاه محاسبه گردید. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که مقدار سرعت از سمت دریای خزر به سمت البرز نسبت به سایر مطالعات، افزایش قابل توجهی را نشان می‌دهد. نتایج بدست آمده در مقایسه با مطالعات قبلی بیانگر تفاوت در بعضی از ایستگاه‌ها متفاوت می‌باشد که می‌توان آن را به رسوبی بودن منطقه، ثبت وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ اخیر و مطالعه ایستگاه‌های لرزه‌ای بیشتر نسبت داد.

کلید واژه: ناهمسانگردی، پوسته، شمال ایران، البرز، اشتقاق امواج برشی

۱ مقدمه

ناهمسانگردی یکی از مهم‌ترین خصوصیات سنگ‌های رسوبی و دگرگونی است که ناهمسانگردی سرعت موج برشی را با دو پارامتر راستا (Φ) و بزرگی تأخیر زمانی (δt) نشان می‌دهند. معمولاً راستای ناهمسانگردی موج برشی همان راستای مؤلفه سریع موج برشی از شمال جغرافیایی در جهت عقربه‌های ساعت در نظر گرفته می‌شود و بر حسب درجه بیان می‌گردد. ناهمسانگردی به دو مؤلفه قطبیده عمود برهم و با سرعت‌های متفاوت تقسیم می‌شود. راستایی که سرعت موج بیشتر است، محور سریع و عمود بر آن، در راستای محور کند، قطبیده می‌شود. δt اختلاف زمانی میان دو موج سریع و کند است و بستگی به قدرت ناهمسانگردی و ضخامت لایه‌ی ناهمسانگرد دارد. ϕ زاویه بین راستای محور سریع در راستای شعاعی پارامترهای ناهمسانگردی است (سویج، ۱۹۹۹). موج S در محیط، مؤلفه S_v و مؤلفه S_H دارد و دامنه هر مؤلفه بستگی به جهت پلاریزاسیون دارد. نگاشت‌های ثبت شده در هر ایستگاه مورد مطالعه، مؤلفه‌های عمودی شامل P و S_v و مؤلفه‌های عرضی تنها S_H را ثبت می‌کنند. مؤلفه‌های عرضی و شعاعی اغلب در اثر چرخش مؤلفه‌های شرقی-غربی و شمالی و جنوبی حول محور قائم تحت زاویه آزمون پستی بدست می‌آیند. بزرگ‌ترین محدودیت در مشاهدات اشتقاق موج برشی این است که داده‌های قابل تفسیر، به راحتی قابل برداشت نمی‌باشند. نکته مهم این است که موج برشی باید زاویه ورودی کوچکتر از زاویه حد داشته باشد که به طور معمول ۳۵ تا ۴۵ درجه است (فاه و همکاران، ۲۰۰۱).

مطالعه‌ی اشتقاق امواج برشی ابزار مفیدی برای بدست آوردن راستای تنش در پوسته و فرآیند تغییرشکل در جبهه می‌باشد و ممکن است برای تشخیص مدل‌های مختلف کوه‌زایی با شکافت‌های قاره‌ای استفاده شود (فونچ و راندرنری، ۲۰۰۶). این واقعیت که قسمت‌های زیادی از پوسته در برابر امواج لرزه‌ای ناهمسانگرد به نظر می‌رسند،

دلایل کافی برای مطالعه در مورد اشتقاق موج برشی را ارائه می‌نماید، زیرا پدیده اشتقاق موج برشی دانشی گره خورده با دانش ناهمسانگردی لرزه‌ای است و ناهمسانگردی همواره نشان دهنده اشتقاق امواج لرزه‌ای به‌خصوص موج برشی می‌باشد (سدیدخوی و همکاران، ۲۰۰۶). بیشتر سنگ‌های پوسته فوقانی نسبتاً ناهمسانگرد هستند. حضور ناهمسانگردی در زمین که امروزه به عنوان اشتقاق امواج برشی به کار می‌رود، در داده‌های لرزه‌ای چند مؤلفه‌ای بسیار اثرگذار است. شناخت این پدیده‌ها، می‌تواند ما را به پیچیدگی‌های زیرزمین، رهنمون کند. ناهمسانگردی می‌تواند به علت دانه‌بندی لایه‌ها در رسوبات جهت کریستالیزاسیون سنگ‌های کریستالین، جهت توجیه دانه‌ها در سنگ‌های رسوبی و یا به واسطه شکاف‌های ایجاد شده در سنگ‌های رسوبی، بر اثر اعمال تنش، بوجود آمده باشد (کرامپین، ۱۹۸۱).

روش‌های عددی با توجه به انعطافی که در حل مسائل پیچیده دارند مورد توجه قرار گرفته‌اند. در بین روش‌های عددی مختلف، روش عددی المان مجزا کاربرد فراوانی در حل مسائل مهندسی عمران، مهندسی معدن و به طور کلی ژئوتکنیکی دارند. در میان نرم افزارهای مبتنی بر روش المان مجزا PFC 3D را می‌توان به عنوان یکی از نرم افزارهای قدرتمند برای حل مسائل دارای محیط ناپیوسته به کار برد. از مهم‌ترین ویژگی‌های این نرم افزار می‌توان به توانایی مدل‌سازی شبکه‌ی درزه‌های مجزا (DFN) نیز تعیین خصوصیات رفتاری مواد بر اساس خواص ماکرو آزمایشگاهی و طی فرایند کالیبراسیون اشاره کرد. این قابلیت‌ها کمک می‌کنند که مدل در نزدیک‌ترین حالت به شرایط واقعی ایجاد شود و نتایج دارای دقت بالاتری باشند. مدل‌سازی عددی با نرم افزار PFC به روش المان مجزا، توسط نبی بیدهندی و امیری بشلی (۱۳۷۹) بر روی رفتار سنگ‌های دارای ناهمسانگردی عرضی تحت شرایط مختلف بارگذاری انجام گرفت. نبی بیدهندی و امیری

مؤلفه برشی عمود برهم یکی سریع و دیگری کند قطبیده میشود. استفاده از فرآیند اشتقاق موج برشی در محاسبه راستا و اندازه ناهمسانگردی مسیر انتشار موج روشی است که از این خاصیت اشتقاق موج برشی فاز SKS ثبت شده در لرزه‌نگارهای دورلرز، برای تعیین ناهمسانگردی موج برشی در گوشته البرز استفاده شده است (سدیدخوی و همکاران، ۱۳۸۷).

روش امواج حجمی از روش‌های دقیق برای مطالعه ناهمسانگردی پوسته‌ای است. این مطالعات شامل اندازه‌گیری تغییرات سمتی مرتبط با سرعت امواج تراکمی و برشی و هم چنین اشتقاق امواج برشی است (تی سوکادا، ۱۹۹۴). روش سمتی مرتبط با سرعت امواج لرزه‌ای در طول بیشتر از یک خط پیمایش در جهت‌های مختلف اندازه‌گیری می‌شود (شییرر و ارکات، ۱۹۸۵؛ هیراتا و همکاران، ۱۹۹۲). این روش اغلب برای تحلیل ناهمسانگردی پوسته‌های اقیانوسی استفاده می‌شود و علت آن آرایش ساده برای پیکربندی چشمه و ایستگاه‌ها و همچنین توپوگرافی ساده و وضعیت زمین‌شناسی نسبتاً یکنواخت برای پوسته اقیانوسی می‌باشد (تی سوکادا، ۱۹۹۴). در روش دوم، پدیده اشتقاق موج برشی مورد بررسی قرار می‌گیرد (نور و سمونز، ۱۹۶۹ و کرامپین، ۱۹۸۱). روش اشتقاق امواج برشی، برای تعیین ناهمسانگردی توسط فونچ و راندرنری (۲۰۰۶) معرفی گردید.

جوان دولویی (۱۳۸۲) در منطقه مشهد، ناهمسانگردی سرعت موج برشی در پوسته را به روش تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای با استفاده از زمین لرزه‌های دورلرز مورد بررسی قرارداد. سدیدخوی و همکاران (۲۰۰۸)، ناهمسانگردی پوسته و گوشته بالایی گستره البرز مرکزی را با استفاده از آنالیز تابع انتقال گیرنده و بررسی جدایش فاز Ps و هم چنین جدایش فاز SKS مورد بررسی قرار دادند و یک روند شمال شرقی - جنوب غربی را گزارش کردند. کاویانی و همکاران (۲۰۰۹) تغییرات شکلی گوشته منطقه برخوردی

بشلی (۱۳۷۹) نشان دادند که زوایای لایه‌بندی صفر درجه حداکثر مقدار و زاویه ۳۰ درجه کمترین مقدار مقاومت سنگ را دارد. سرعت‌های امواج تراکمی و برشی در سه جهت متعامد در نمونه‌های سنگی مکعبی شکل از سه گروه مختلف سنگی در هر دو حالت خشک و اشباع تحت فشار تک محوری کم اندازه‌گیری می‌شود. نمونه‌های سنگی از فرض ناهمسانگردی بیضوی در هر دو حالت خشک و اشباع پیروی می‌کند. برای هر سه گروه سنگی بررسی ضرایب کشسانی، مدول یانگ، نسبت‌های پواسون و مدول بالک در هر دو حالت خشک و اشباع را میتوان محاسبه کرد و نتایج نشان می‌دهد که مقدار این کمیت‌ها در حالت اشباع بیشتر است (نبی بیدهندی و امیری بشلی، ۱۳۷۹).

مطالعاتی توسط کرامپین (۱۹۹۴)، سیلور (۱۹۹۶) و تینبای و همکاران (۲۰۰۴) برای بررسی ناهمسانگردی پوسته و گوشته با استفاده از امواج دورلرز انجام پذیرفته است. ناهمسانگردی دورلرز یک روش نوین جهت بررسی اشتقاق موج برشی در محیط ناهمسانگرد است. مبنای این روش بر اساس تغییرات آزیموتی مؤلفه شعاعی توابع گیرنده می‌باشد. در محیط ناهمسانگرد زمان رسید فازهای تبدیلی p به s تغییرات آشکاری را به صورت تابعی از آزیموت برگشتی نشان می‌دهد. این تغییرات می‌تواند به منظور محاسبه ضرایب جدایشی یا همان ضرایب ناهمسانگردی یعنی راستای پلاریزاسیون پرسرعت و زمان تأخیر برای یک لایه ناهمسانگرد به وسیله عمل شیفت زمانی و برابارش مورد استفاده قرار گیرد. برای چند لایه ناهمسانگرد ضعیف با این روش میتوان ضرایب ناهمسانگردی مؤثر را محاسبه کرد (سافر و همکاران، ۲۰۱۶). فاز SKS به صورت موج S از گوشته عبور میکند. در مرز هسته و گوشته به موج P تبدیل میشود. هسته خارجی را به صورت موج P طی میکند و سپس در برگشت به گوشته به موج S تبدیل میشود. اگر این فاز موج برشی از محیط ناهمسانگرد گوشته و پوسته زمین عبور کند به دو

منطقه‌ی شمال غرب ایران (منطقه البرز غربی، دشت گیلان، طارم و زنجان) را به وسیله اندازه‌گیری پارامترهای جدایش موج برشی، بررسی کردند. نتایج نشان می‌دهد که روند شرقی-غربی عمود بر تنش منطقه‌ای وجود دارد. صادقی باقرآبادی و همکاران (۲۰۱۸)، به بررسی ناهمسانگردی در غرب ایران پرداخته و ناهمسانگردی و تغییر شکل گوشته بالایی را در زیر کمربندهای اصلی راندگی و چین-خوردگی زاگرس و البرز و فلات ایران بدست آوردند. آروین و همکاران (۱۳۹۹)، بررسی ناهمسانگردی لرزه‌ای در شمال غرب ایران و مطالعه ساختار پوسته و گوشته بالایی در البرز غربی و منطقه بوئین زهرا را با استفاده از توابع گیرنده S_p، مورد بررسی قرار دادند که نتایج آن جهت پلاریزاسیون سریع بدست آمده راستای شمالشرق-جنوب-غربی را در منطقه البرز نشان می‌دهد. با پیشروی به سمت ایران مرکزی بردارها، چرخیده و یک روند شرقی-غربی را نشان داده و در ادامه در زاگرس این چرخش ادامه داشته و راستای محور سریع هم راستا با روند کوهزاد بوده و جهت شمالغرب-جنوبشرقی را نشان می‌دهند. همچنین آنها در تحقیق خود پیشنهاد دادند ناهمسانگردی مشاهده شده عمدتاً توسط فابریک های LPO توسعه یافته ناشی از برش لایه سست کره، در پاسخ به حرکت سنگ کره نسبت به گوشته عمیق تر کنترل می‌شود (آروین و همکاران ۲۰۲۱).

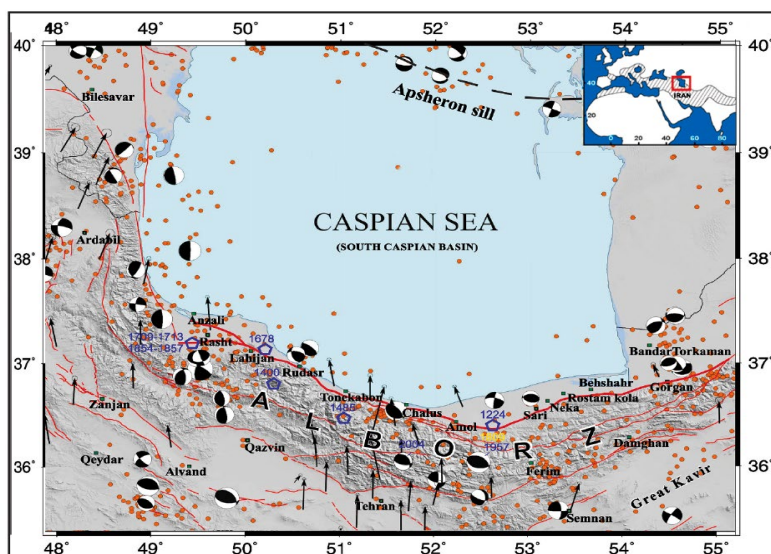
ویسی و همکاران (۱۴۰۰)، مطالعه‌ی ساختار لیتوسفر و گوشته بالایی در منطقه برخوردی زاگرس شمالی و البرز غربی را با استفاده از روش ACH، مورد بررسی قرار دادند. میراحمدی و همکاران (۱۴۰۰)، با مطالعه موردی بر روی ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باندهن منطقه کرمان و بندر عباس به بهبود روش تعیین پارامترهای ناهمسانگردی با استفاده از اشتقاق فاز برشی Ps پرداختند. نظری و همکاران (۲۰۲۱) در مطالعات خود نرخ گسلش در منطقه البرز مرکزی را حداقل ۳/۶ میلی متر در سال بدست آوردند (شکل ۱).

عربی-اوراسیا را با استفاده از ناهمسانگردی لرزه‌ای جستجو کردند که منجر به ارائه یک نقشه از ناهمسانگردی لرزه‌ای در ایران شد، که نتیجه بخش البرز مرکزی آن با نتایج سدیدخوی و همکاران (۲۰۰۸) مطابقت نداشت. ساکی و همکاران (۱۳۹۱)، پارامترهای ناهمسانگردی را در پوسته فوقانی منطقه بم، با استفاده از اشتقاق فاز Sg موج برشی بدست آوردند. میراحمدی شلمزاری و همکاران (۱۳۹۲)، پارامترهای ناهمسانگردی و راستای تنش محلی را با استفاده از پس لرزه‌ها در منطقه محمدآباد ریگان کرمان بدست آوردند. آروین و همکاران (۱۳۹۳)، ناهمسانگردی منطقه شمال غرب ایران را با استفاده از دو روش مرسوم حداقل انرژی و بیشترین همبستگی مورد بررسی قرار داده و منشأ ناهمسانگردی مشاهده شده را به جریان سست کره (آستونسفر) نسبت دادند. آروین و همکاران (۱۳۹۳) برخورد موج برشی فازهای انکساری هسته و ناهمسانگردی لرزه‌ای در گوشته بالایی در شمال غرب ایران را در ۲۳ ایستگاه موقت لرزه‌نگاری را مطالعه کردند. ϕ و δt را با استفاده از روش حداکثر همبستگی با میانگین زمان تأخیر 0.40 ± 0.12 ثانیه و آزیموت محور سریع $4 \pm 25/7$ درجه با استفاده از روش حداقل انرژی با میانگین زمان تأخیر $0.05 \pm 1/3$ ثانیه و آزیموت محور سریع $5 \pm 21/49$ درجه ناهمسانگردی انجام دادند. نتایج نشان می‌دهد که با دگرشکلی‌های پوسته منطقه سازگاری کمی دارد. بنابراین به دلیل نازک بودن سنگ کره (لیتوسفر) در منطقه، همخوانی قابل توجه ناهمسانگردی مشاهده شده با بردارهای سرعت و ورق‌های سنگ کره در دستگاه مرجع بدون چرخش منشأ ناهمسانگردی مشاهده شده را به جریان سست کره نسبت دادند. اسکندری و همکاران (۱۳۹۴)، در پژوهش خود به بررسی ناهمسانگردی در پوسته شمال غرب ایران با استفاده از فازهای Sg و Ps، زلزله‌های محلی و توابع انتقال گیرنده پرداختند.

احمدی و همکاران (۱۳۹۷)، ناهمسانگردی کل پوسته‌ی

رانده شدن حوضه خزر جنوبی به زیر البرز در مشاهدات آن‌ها دیده نشده است. ناهمسانگردی مشاهده شده با بررسی فازهای SKS بر روی کل منطقه ایران توسط کاویانی و همکاران (۲۰۲۰) نیز همخوانی بسیار نزدیکی با نتایج بدست آمده در مطالعه آروین دارد. آن‌ها ناهمسانگردی راستای شمالغرب - جنوب شرقی را در محدوده شمال غرب، البرز غربی، تالش و طارم مشاهده کردند و همچنین در قسمت‌هایی از ایران مرکزی که در مجاروت مناطق ذکر شده قرار دارد، چرخش به جهت شمال شرق - جنوب غربی را گزارش کردند.

موقری و جوان (۲۰۱۹)، موقری و همکاران (۲۰۲۱)، ناهمسانگردی پوسته فلات ایران را براساس امواج نوفه و امواج سطحی محاسبه نمودند. آروین و همکاران (۲۰۲۱) نیز در مطالعات خود با بررسی توابع S و P هندسه مرز موهو و هندسه سنگ کره - آستونسفر و همچنین دو مدل ساختاری برای پوسته و گوشته بالایی در زیر دو پروفیل لرزه‌ای در دو راستای عمود و در امتداد رشته کوه‌های البرز ارائه دادند. طبق شواهد بدست آمده در این مطالعه منشأ پوسته و سنگ کره حوضه خزر جنوبی را یک پوسته و سنگ کره قاره‌ای معرفی کرده و همچنین اعلام کردند اثری مبنی بر



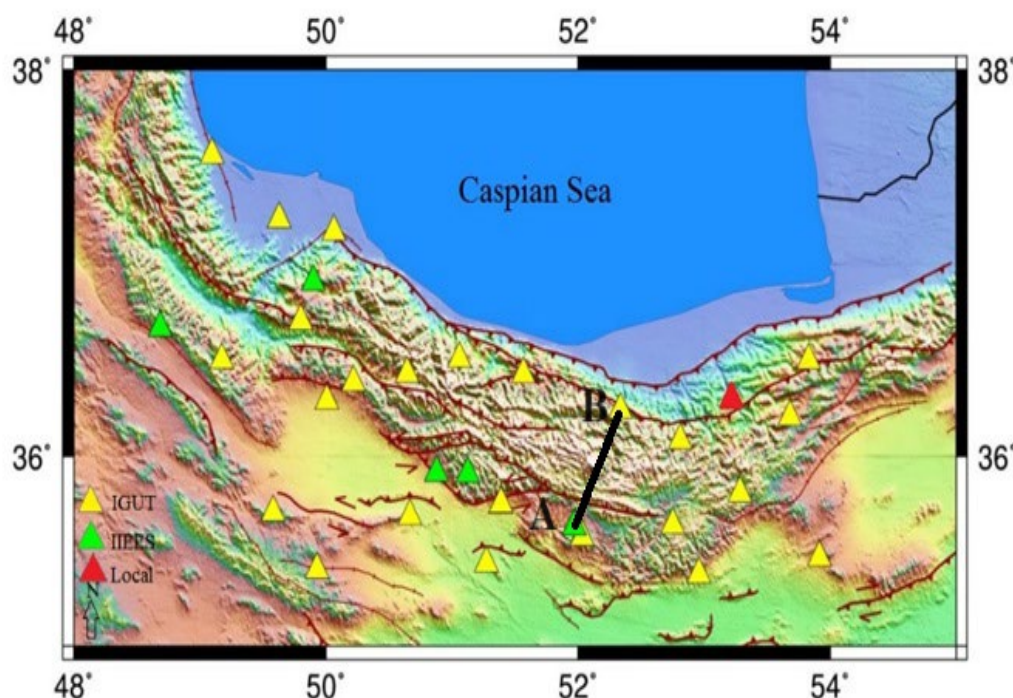
شکل ۱. نقشه لرزه‌زمینساختی گستره خزر جنوبی (با تغییرات پس از نعمتی و همکاران، ۲۰۱۳). خط‌چین‌های سرخ نازک و ستبر نشان‌دهنده گسل‌های استنباطی، فرعی و اصلی است. خط قرمز ستبر گسل خزر در حاشیه شمالی رشته کوه البرز مرکزی را تعریف می‌کند. سازوکار کانونی زلزله از جکسون و همکاران، (۲۰۰۲) و تاتار و همکاران (۲۰۰۷) و کاتالوگ جهانی CMT گرفته شده است (<https://www.globalcmt.org/>). نقاط نارنجی کانون زلزله‌ها را با $M_w > 5$ نشان می‌دهد (ایگلند و همکاران ۱۹۹۸؛ ایگلند و ویلاسنر، ۲۰۰۲) و پیکان‌های سیاه بردارهای سرعت GPS (بر حسب میلی‌متر در سال، <http://www.ncc.ir>) نسبت به اوراسیا هستند (نظری و همکاران، ۲۰۲۱).

۲۰۲۳). در این راستا، پس از ترکیب شکل موج‌های ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری تهران و استان‌های همجوار، بزرگی و زمان دقیق وقوع شوک اصلی و شش پس لرزه آن محاسبه شده است. مقایسه بین جهت‌گیری‌های میدان تنش و نسبت تنش اطلاعات جدیدی در مورد میدان

بررسی لرزه‌خیزی تاریخی و ابزاری و سینماتیک گسل‌های اصلی برای استنباط وضعیت تنش در شمال شرق تهران بزرگ با استفاده از زلزله $M_w = 5.1$ و پس لرزه‌های مربوط به آن که در تاریخ ۱۸ اردیبهشت ۱۳۹۹ رخ داده است، مورد بررسی قرار گرفت (ازقندی و همکاران،

نشان می‌دهند. در این مطالعه، برای محاسبه ناهمسانگردی در شمال ایران، ابتدا با استفاده از داده‌های ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در ایران که در محدوده‌ای با طول جغرافیای ۵۰ تا ۵۴ درجه شرقی و عرض جغرافیای ۳۵ تا ۳۸ درجه شمالی قرار دارد، مورد استفاده قرار گرفت. شکل ۲، ایستگاه‌های مورد استفاده در این پژوهش را نشان می‌دهد. همانطور که در شکل نشان داده شده است، ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران با رنگ زرد و ایستگاه‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سبز رنگ و ایستگاه موقت محلی که در سد شهید رجایی ساری قرار دارد به رنگ قرمز نشان داده شده است. مشخصات این ایستگاه‌ها طبق جدول شماره ۱ می‌باشد. مدل‌سازی انجام شده بر روی داده‌های لرزه‌ای طبق پروفیل AB که در شکل ۲ نشان داده شده است، انجام گرفت.

تنش محلی ارائه می‌دهد. تغییر نسبت تنش در پوسته پایین و بالایی به طور قابل توجهی زیاد است، که نشان دهنده ناهمگنی تغییر شکل مربوط به گسل مشا است (ازقندی و همکاران، ۲۰۲۳). برخورد عربستان و اوراسیا تأثیر قابل توجهی بر فلات ایران داشته است و آن را به مکان مهمی برای بررسی تغییر شکل پوسته تبدیل کرده است. بسته شدن اقیانوس نوئتیس و برخورد متعاقب آن در دوران سنوزوئیک منجر به تغییر شکل گسترده در بخش شمالی فلات ایران، به ویژه توسعه رشته کوه البرز شده است. ازقندی و همکاران (۲۰۲۴) نشان دادند که تعیین ضخامت پوسته و پارامترهای ناهمسانگرد آزیموتی به منظور دستیابی به الگوهای تغییر شکل پوسته در منطقه به نسبت V_p/V_s (K) وابسته است. تجزیه و تحلیل این مطالعه، ناپیوستگی‌های درون پوسته‌ای را در هفت ایستگاه شناسایی کرد که نشان‌دهنده حضور دو لایه پوسته ناهمسانگرد مجزا است. این لایه‌های ناهمسانگرد حداکثر زمان تاخیر تا ۰.۶ ثانیه را



شکل ۲. نقشه ایستگاه‌های مورد مطالعه.

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده در این مطالعه.

شهر	اسم ایستگاه	شبکه	کد ایستگاه	عرض جغرافیایی درجه شمالی	طول جغرافیایی درجه شرقی
گلستان	علی آباد کتول	IIIES	ABGH	۳۶/۷۳۵	۵۴/۷۹۹
گلستان	مراوه تپه	IIIES	MRVT	۳۷/۶۵۹	۵۶/۰۸۹
تهران	دماوند	IIIES	DAMV	۳۵/۶۳۰	۵۱/۹۷۱
البرز	چناران	IIIES	CHTH	۳۵/۹۰۸	۵۱/۱۲۶
البرز	کاوش	IIIES	THKV	۳۵/۹۱۶	۵۰/۸۷۹
گیلان	دیلمان	IIIES	GIDE	۳۶/۹۱	۴۹/۹۰
سمنان	شاهرود	IIIES	SHRO	۳۶/۰۰۹	۵۶/۰۱۳
دماوند	دماوند	IGTU	DMV	۳۵/۵۷۷۳	۵۲/۰۳۲۳
سمنان	انجیلو	IGTU	ANJ	۳۵/۴۶۷۹	۵۳/۹۱۴۷
فیروزکوه	فیروزکوه	IGTU	FIR	۳۵/۶۴۲	۵۲/۷۵۴
قزوین	قزوین	IGTU	GZV	۳۶/۳۸۶	۵۰/۲۱۸
حسن آباد	حسن آباد	IGTU	HSB	۳۵/۴۳۸	۵۱/۲۷۶
ماهدشت	ماهدشت	IGTU	MHD	۳۵/۶۸۵	۶۶۷/۵۰
قم	قم	IGTU	QOM	۳۴/۸۴۲۴	۵۱/۰۷۰۳
رازقان	رازقان	IGTU	RAZ	۳۵/۴۰۵	۴۹/۹۲۹
سفید آب	کاشان	IGTU	SFB	۳۴/۳۵۱۹۲	۵۲/۲۴۰۷
تهران	تهران	IGTU	THE	۳۵/۷۵۲	۵۱/۳۸۹
ورامین	ورامین	IGTU	VRN	۳۴/۹۹۵۳	۵۱/۷۲۷۲
مینودشت	مینودشت	IGTU	MND	۳۷/۲۳۶۹	۵۵/۳۸۸۷
رشت	رشت	IGTU	RST ₁	۳۷/۲۳۲	۴۹/۶۳
رودبار	چیرنده	IGTU	JIR ₁	۳۶/۷۰۸	۴۹/۸۰۲
رضوانشهر	کاسپین	IGTU	CSN ₁	۳۷/۵۶۴	۴۹/۰۹۰۵
آلاشت	آلاشت	IGTU	ALA	۳۶/۰۸۳	۵۲/۸۱
گلوگاه	گلوگاه	IGTU	GLO	۳۶/۵۰۲	۵۳/۸۳۱
کیاسر	کیاسر	IGTU	KIA	۳۶/۲۰۷	۵۳/۶۸۴
آمل	پران	IGTU	PRN	۳۶/۲۴۲	۵۲/۳۳۸
پول	نیمور	IGTU	KLST	۳۶/۵۱۸۲	۵۱/۰۵۸۷
کلاردشت	مازیچال	IGTU	MZPU	۳۶/۴۳۹۷	۵۱/۵۶۸۷
ساری	سد شهید رجایی	Local	TJN	۳۶/۲۵۳۳	۵۳/۲۲۷۷۸

۲ زمین شناسی و لرزه زمینساخت منطقه

شمال ایران از نظر تکتونیکی یک منطقه به شدت فعال است که با زلزله‌های شدید و مکرر در رشته‌کوه‌های البرز-تالش و حوضه خزر جنوبی (SCB) نشان داده شده است (دانسیو و همکاران، ۲۰۱۸؛ بربریان و واکر، ۲۰۱۰؛ تاتار و همکاران، ۲۰۰۷؛ بربریان و یس، ۲۰۰۱؛ امبراسیز و ملویل،

۱۹۸۲). زمین لرزه‌های مخرب شمال ایران از سال ۱۹۵۳ تا ۲۰۲۱ حدود ۵۴۸۱۰ تلفات انسانی و حدود ۱۶۸.۵ کیلومتر گسیختگی سطح گسل ایجاد کرده است (رشیدی و همکاران، ۲۰۲۳). به دلیل ناشناخته بودن ویژگی‌های هندسی-سینماتیکی گسل‌های حوزه شمالی رشته کوه البرز، ارزیابی خطر گسیختگی گسل دقیق نیست و تعیین

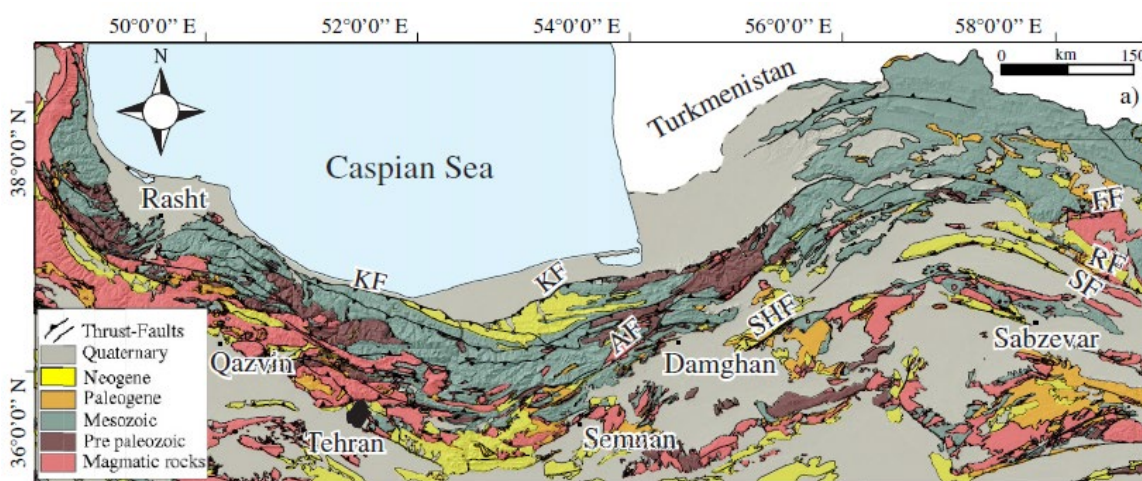
(مانجینو و پرسیتلی، ۱۹۹۸). این بلوک که در داخل کمر بند آلپ - هیمالیا است توسط کمر بندهای فعال و لرزه خیز همانند البرز، کپه داغ، تالش و خزر میانی احاطه شده است. حوضه خزر جنوبی یکی از مناطق فعال ناحیه ای و محلی است. این منطقه با بقیه بلوک های غیر لرزه ای ایران از نظر تکتونیکی متفاوت است، زیرا سطح آن بیش از ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر زیر سطح دریا می باشد، (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). وضعیت ساختاری البرز با حرکت به سمت شمال صفحه عربی با سرعت ۳۰ میلی متر در سال و هم چنین چرخش به سمت شمال خاور صفحه خزر جنوبی، مرتبط است که این حرکات زمین ساخت ترا فشارشی را در این کمر بند کوهستانی سبب شده است (ورتانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). گسل ها در البرز غربی و مرکزی نیز تابع روند عمومی می باشند. شکستگی ها و گسل ها در البرز غربی و نیمه غربی البرز مرکزی به احتمال قوی متأثر از برخورد صفحه عربستان با ایران مرکزی، روند شمال غرب - جنوب شرق را نشان می دهند که در نیمه شرقی البرز مرکزی تا حدودی روند غرب شمال غرب - شرق جنوب شرق به خود می گیرد. نقشه زمین ساختی شمال ایران و رخنمون رسوبات در شکل ۳ نشان داده شده است (ماتی و همکاران، ۲۰۱۶). به طور خلاصه می توان گفت سازوکار گسل ها در گستره البرز همگی از نظر داشتن مؤلفه معکوس دارای وجه مشترک می باشند. این مؤلفه با توجه به موقعیت تکتونیکی فلات ایران و به تبع آن، گستره البرز قابل قبول است. مؤلفه هایی از جنبش امتداد لغز در ساز و کارهای زمین لرزه های شمال غرب البرز، البرز مرکزی و نیز جنوب شرقی البرز دیده می شود. همانطور که در قسمت شمال شرقی البرز گسلش معکوس با زاویه بسیار کم (راندگی) نیز دیده می شود. نقشه برداری از گسل های فعال در سطح زمین و مطالعه ژئومورفولوژی تکتونیکی آنها به شدت به مقدار و نوع پوشش گیاهی بستگی دارد (واکر و همکاران، ۲۰۲۲؛

پارامترهای ساختاری گسل های فعال داده های مهم مورد نیاز برای تفسیر واقعی مشاهدات لرزه ساخت ساختی را فراهم می کند. رشته کوه البرز هندسه ای V شکل دارد و در قسمت های شرقی و غربی خود به ترتیب دارای گسل هایی با جهت شمال - جنوب غربی و شمال غربی - جنوب شرقی است. سبک تغییر شکل کلی از طریق سیستمی از چین های دو لبه، گسل های امتداد لغز چپگرد و گسل های معکوس که به موازات محدوده هستند، تعریف شده است (بربریان، ۱۹۸۳؛ اشتوکلین، ۱۹۷۴). بر اساس شواهد صحرایی، سینماتیک ناحیه گسلی شمال البرز و شاخه های آن، مانند پهنه گسلی رویان، شمال باختری - جنوب شرقی و گسل های فعال فرعی NNE-SWW به طور دقیق شناسایی نشده است. ویژگی های آنها بیشتر بر اساس تصاویر ماهواره ای شناخته شده است (نظری و همکاران، ۲۰۲۱؛ رشیدی، ۲۰۲۱؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

برخی از زمین لرزه های مهم منطقه (مانند زمین لرزه بلده ۲۸ اردیبهشت ۱۳۸۳؛ Mw 6.2) نتیجه فعالیت پهنه گسلی شمال البرز و شاخه های آن (مثلاً گسل رویان) است (رشیدی، ۲۰۲۱). اگرچه محققان مختلف زمین لرزه های متعددی را به گسل شمال البرز مرتبط دانسته اند، اما هیچ گسیختگی لرزه ای سطحی روی این گسل گزارش نشده است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). برخی از محققین بر این باورند که این گسل از زمان سیلورین فعال بوده است (نادروف و همکاران، ۱۹۹۷). با توجه به سابقه طولانی شکل گیری و فعالیت آن، عرض پهنه گسلی شمال البرز قابل توجه است که در بخش هایی از منطقه به حدود ۱۵ کیلومتر می رسد. حوضه ی خزر جنوبی در شمالی ترین منطقه ایران از لحاظ لرزه ای به منزله بلوکی غیر فعال شناخته می شود که در اطراف آن ناحیه هایی با فعالیت لرزه ای شدید قرار دارد. ضخامت زیاد پی سنگ بلورین حوضه خزر جنوبی و سرعت لرزه ای زیاد آن، وجود احتمالی یک پوسته شبه اقیانوسی در این محدوده را نشان می دهد

ماهری و همکاران (۲۰۰۶)، با استفاده از توموگرافی دو بعدی موج L_g و سرعت عبور آن از پوسته به بررسی ضخامت پوسته در مناطق مختلف ایران پرداختند که نتیجه آن برای پوسته خزر جنوبی حاکی از تأیید شبه اقیانوسی بودن پوسته خزر جنوبی است. با توجه به سازوکارهای کانونی موجود می‌توان حدس زد که در ارتفاعات بلند رشته کوه‌های البرز در شمال غرب که مقدار کوتاه شدگی و ارتفاع توپوگرافی بیشتر است، همگرایی مایل بین شمال غرب ایران و جنوب دریای خزر اساساً به گسلش کاملاً معکوس و جنبش کاملاً امتدادلغز چپ گرد تقسیم می‌شود، (سدیدخوی، ۲۰۰۸). در حاشیه شمالی رشته کوه البرز، گسل‌های فرعی حاصل از فعالیت پیشرونده گسل خزر شکل گرفته‌اند (تاتار و همکاران، ۲۰۰۷) این گسل‌ها معمولاً امتداد زیادی ندارند و به شکستگی‌های دیگری در دامنه جنوبی تر خود ختم می‌شوند. آن‌ها به همراه گسل خزر هندسه لبه شمالی رشته کوه البرز را به کنترل خود در آورده‌اند (رشیدی و حسامی آذر، ۱۳۹۷). نقشه زمین ساخت شمال ایران همراه با گسل‌های منطقه در شکل ۳ نشان داده شده است (ماتی و همکاران، ۲۰۱۶).

رشیدی و همکاران، ۲۰۲۱؛ تسرتلی و همکاران، ۲۰۱۶). در مناطق خشک (به عنوان مثال، کویر لوت در شرق و جنوب ایران)، می‌توان گسل‌ها را با سطحی از جزئیات توصیف کرد که در منطقه پوشش گیاهی، امکان پذیر نیست. با این حال، در منطقه شمال ایران، بیشتر ویژگی‌های ژئومورفیک تکتونیکی به دلیل پوشش گیاهی مترکم و همچنین پوشش‌های جنگلی پنهان هستند (تسرتلی و همکاران، ۲۰۱۶؛ دی پاسکال و همکاران، ۲۰۱۶؛ سلیم و همکاران، ۲۰۱۳؛ گوسوامی و همکاران، ۲۰۰۹). بنابراین، مطالعات تکتونیک فعال در منطقه با پوشش گیاهی - جنگلی انبوه مانند البرز، باید شامل بازدیدهای میدانی زیادی باشد. تجزیه و تحلیل ویژگی‌های هندسی و سینماتیکی گسل‌های فعال، لرزه‌خیزی و داده‌های ژئودزیکی درون یابی به سینماتیک امروزی البرز غربی و مرکزی ارائه می‌کند، که در درک چگونگی حرکت به سمت غرب SCB با توجه به اوراسیا و ایران مرکزی به سمت شمال ایران است. یافته‌های ما اهمیت فرآیند پارتیشن بندی کرنش را در البرز غربی و مرکزی نشان می‌دهد که به عنوان یک منطقه انتقال با شمال آن عمل می‌کند (رشیدی و همکاران، ۲۰۲۳).



شکل ۳. نقشه زمین‌ساختی شمال ایران و رخنمون رسوبات؛ KF: گسل خزر؛ AF: گسل البرز؛ SHF: گسل شاهرود، TF: گسل تالش (آستارا) (ماتی و همکاران، ۲۰۱۶).

۳ تئوری اشتقاق موج برشی و ناهمسانگردی لرزه‌ای

ناهمسانگردی امواج لرزه‌ای به دو دسته ناهمسانگردی سنگ شناسی یا ذاتی و ناهمسانگردی به واسطه تنش القایی تقسیم بندی می‌شود (لیو و همکاران، ۲۰۰۰). در این مطالعه که با هدف بررسی ناهمسانگردی در انتشار امواج لرزه‌ای انجام گرفته است، اولویت به چگالی و توزیع درزه‌ها در پوسته نسبت داده شده است. زیرا این مورد، یکی از عوامل بسیار مهم در ایجاد ناهمسانگردی می‌باشد. معمولاً لایه‌های نازک، افقی هستند. این چنین لایه‌هایی ناهمسانگردی عرضی را با محور تقارن عمودی نشان می‌دهند. برای انتشار در طول یک صفحه افقی، فازهای S_H حرکت سریع و فازهای S_V حرکت کندی دارند. اما برای زوایای ورودی عمودی، هیچ جدایشی وجود ندارد. ورود یک دایک به داخل سنگ‌هایی با سرعت بالاتر یا پایین‌تر می‌تواند عامل ناهمسانگردی باشد (سویچ، ۱۹۹۹).

برای تعیین میزان ناهمسانگردی عموماً از موج P استفاده نمی‌شود زیرا تأثیرات ناهمسانگردی بر داده‌های موج فشارشی P خیلی کوچک می‌باشد و تفسیر آنها مشکل است (تسوانکین، ۲۰۰۱). در مقابل در داده‌های موج برشی S، تأثیرات ناهمسانگردی سرعتی بسیار قابل توجه است. اشتقاق موج S را می‌توان از طریق هر نوع موج برشی اندازه‌گیری نمود. البته باید دقت لازم صورت گیرد. یک ملاحظه مهم این است که اگر زاویه ورودی موج برشی به سطح بیشتر از زاویه بحرانی که حدود ۳۵ درجه نسبت به محور قائم است، باشد که مقدار دقیق آن بستگی به نسبت پواسون محیط و انحنای مسیر موج در گوشه دارد، انعکاس S به P در سطح باعث ایجاد آشفتگی در دامنه و فاز موج ثبت خواهد شد و در نتیجه حرکت ذره‌ای موج، غیر خطی می‌گردد (ناتلی، ۱۹۶۱). اغلب زاویه‌های ورودی کوچک‌تر از زاویه بحرانی به عنوان پنجره موج برشی نام گذاری می‌شود. مطالعات اشتقاق امواج برشی به فازهایی

با زاویه ورودی کمتر از ۳۵ درجه (محدوده پنجره موج برشی) محدود می‌شوند (بارو و همکاران، ۲۰۱۱). فازهای دیگری که تقریباً خواصی مشابه موج P دارند و برگشته از سطح می‌باشند را می‌توان برای تعیین جهت ناهمسانگردی در مناطقی که زلزله‌ای ثبت نشده و ایستگاه ثبت زلزله وجود ندارد مورد استفاده قرار داد. این فازها عبارتند از: Ps ، SKS و Sg که فازهای موج برشی در محدوده پنجره موج برشی برای مطالعه اشتقاق موج برشی استفاده می‌شود (سویچ، ۱۹۹۹). از فازهای SS ، Ss و SP نیز که فازهای برگشته از سطح هستند (ولف و سیلور، ۱۹۹۸)، می‌توان برای پیدا کردن سطح زیر نقطه برگشتی و تعیین ناهمسانگردی در این مناطق استفاده نمود. توجه به این نکته ضروری است که مطالعات اشتقاق موج برشی با استفاده از فازهای نامبرده غیر از فازهای برشی، نیاز به تصحیحات زیادی دارند. فازهای Ps ، SKS و Sg سه فازی هستند که بیشترین استفاده را در تعیین ناهمسانگردی دارند (فیشر و یانگ، ۱۹۹۴).

۴ روش کار و پردازش داده‌ها

مطالعه کنونی بر اساس یکی از روش‌های استاندارد برای اندازه‌گیری اشتقاق موج برشی، که روش تصحیح جدایش موج سیلور (۱۹۹۶) و روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴) می‌باشد، انجام پذیرفت. در این روش، پنجره آنالیز موج برشی به شکل دستی انتخاب می‌گردد و زوج ϕ و δt محاسبه شده به شدت تحت تأثیر انتخاب پنجره آنالیز موج برشی می‌باشند و این بدان معنی است که انتخاب پنجره آنالیز موج برشی به شکل مستقیم بر روی نتایج تأثیرگذار است. در روش سیلور (۱۹۹۶)، با چرخش هر دو مؤلفه افقی و اعمال تأخیر زمانی بر روی یک مؤلفه، مؤلفه‌ای شعاعی و عرضی تصحیح شده‌ای ایجاد می‌گردد. با ترسیم نقشه پربندی انرژی مؤلفه عرضی تصحیح شده، مقدارهای بهینه پارامترهای ناهمسانگردی محاسبه می‌گردد. حداقل

به دست آورده شود. مقدار کمی خطی جابه‌جایی حرکت ذره توسط مقادیر ویژه کوواریانس C داده می‌شود. برای محیط همسانگرد، جابه‌جایی حرکت ذره، خطی می‌باشد و ماتریس کوواریانس C یک مقدار ویژه غیر صفر دارد. ولی در محیط ناهمسانگرد، این ماتریس دو مقدار ویژه غیر صفر دارد. بنابراین عملگر معکوس جدایش که بهترین تصحیح برای محیط ناهمسانگرد است. در یک ماتریس کوواریانس افقی تصحیح شده نتایج به‌طور خطی تقریباً منفرد است (لانگ و واندر هیلست، ۲۰۰۵).

تعداد N اندازه‌گیری مقیاس شده $(\delta t_i$ و $\varphi_i)$ با واریانس های $(\sigma_{\delta t_i}^2, \sigma_{\varphi_i}^2)$ را در نظر بگیرید، $i=1, \dots, N$ داده‌ها به M خوشه دسته بندی می‌شوند. در هر خوشه C_j ، تعداد N_j داده وجود دارد به طوری که $j=1, \dots, M$ هر $(\delta t_j$ و $\varphi_j)$ با استفاده از روش اوریت و همکاران (۲۰۰۱) خوشه بندی شده است. برای شروع، تعداد خوشه‌ها و داده‌ها برابر فرض می‌شود ($M=N$)، و همه فاصله‌های درون خوشه‌ای را به منظور به دست آوردن تغییرات متناوبی طبیعی φ محاسبه می‌گردد. فاصله درون خوشه‌ای به‌طور ساده فاصله مقیاس شده هندسی بین مراکز خوشه‌ها می‌باشد. به طوری که در استفاده از اندازه این فاصله، فرض می‌شود که خوشه‌ها توسط تغییرات همسانگرد مشخص و شناخته شوند، زیرا اطلاعاتی از ساختار خوشه‌ها وجود ندارد. در طی فرایندی تکرار شونده، نزدیکترین دو خوشه با هم ترکیب شده تا تعداد خوشه‌ها یکی کاهش یابد. ترکیب کردن خوشه‌ها تا زمانی دنبال می‌شود که تنها یک خوشه در کل مجموعه باقی بماند ($M=1$).

برای هر تعداد از خوشه‌ها $M=1, \dots, N$ ، در هر خوشه C_j تعداد نقاط داده‌ها N_j می‌باشد، میانگین پارامترهای خوشه‌ها $(\Delta t_j, \varphi_j)$ ، توسط روابط زیر داده می‌شوند (اوریت و همکاران، ۲۰۰۱):

$$\delta t_j = \frac{\sum_{i=1}^{N_j} \delta t_i^{(j)}}{N_j} \quad (4)$$

مقدار انرژی بر روی مؤلفه عرضی مطابق با مقدارهای φ و δt بهینه شده پیشنهاد خواهد شد و خطای برآورد شده بر اساس نقشه‌های پربندی تعیین می‌گردد. اگر محیط همگن و همسانگرد در نظر گرفته شود، تابع بردار موج S برای انتشار در این محیط با طول L و زمان رسید T_0 بر روی لرزه‌نگاشت به صورت زیر خواهد شد تینبای و همکاران (۲۰۰۴):

$$\bar{u}(\omega) = \bar{A}W(\omega)\exp[-i\omega T_0] \quad (1)$$

که در این رابطه \bar{A} دامنه برداری مختلط، $W(\omega)$ موج ضربه‌ای است. دامنه \bar{A} می‌تواند بصورت زیر تقریب زده شود:

$$\bar{A} \approx \hat{A}p \quad (2)$$

که در آن A یک اسکالر است و \hat{p} بردار یکه است که به جهت جابجایی اشاره دارد و در صفحه‌ای بر جهت انتشار موج \hat{p} عمود است. اشتقاق موج برشی می‌تواند با تصویر \hat{p} به دو راستای \hat{f} و \hat{S} جهت پلاریزاسیون سریع و کند مدل شود. شیفتم زمانی این دو مؤلفه با اندازه زمانی تأخیر δt که $+\delta t/2$ برای مؤلفه سریع و $-\delta t/2$ برای مؤلفه کند است، صورت می‌گیرد. \hat{f} و \hat{S} دو بردار ویژه ماتریس پلاریزاسیون V می‌باشند. مقادیر ویژه متناظر مربع سرعت های برشی β_1^2 و β_2^2 هستند. در یک محیط ناهمسانگرد تابع برداری موج برشی به صورت زیر بیان می‌شود:

$$U_s(\omega) = W(\omega)\exp[-i\omega T_0]\Gamma(\varphi, \delta t)\hat{p} \quad (3)$$

به طوری که Γ عملگر جدایش است. همانگونه که ملاحظه می‌گردد این تابع بستگی به جهت پلاریزاسیون موج سریع (زاویه بین \hat{p} و \hat{f}) و زمان تأخیر δt دارد. مشکل اساسی بدست آوردن Φ و δt است. بهترین جوابهای Φ و δt موقعی به دست می‌آید که در صورت حذف ناهمسانگردی، جابجایی حرکت ذره‌ای موج برشی S خطی شود. ویدال (۱۹۸۶) اثبات نمود که عملگر معکوس جدایش می‌تواند از ماتریس کوواریانس جابجایی حرکت افقی در حوزه زمان

به طور مشابه انتهای پنجره تحلیلی T_{end} مجاز به تغییر N_{end} بار از مقدار T_{end0} تا T_{end1} به اندازه ΔT_{end} است. تعداد کل پنجره‌های تحلیلی برابر $(N=N_{end}N_{beg})N$ می‌باشد. زمان شروع و خاتمه پنجره‌های تحلیلی از روابط زیر به دست می‌آیند:

$$T_{beg} = T_{beg_1} - (i-1)\Delta T_{beg}, \text{ for } i=1 \dots N_{beg} \quad (12)$$

$$T_{end} = T_{end_0} - (i-1)\Delta T_{end}, \text{ for } i=1 \dots N_{end} \quad (13)$$

هر یک از پنجره‌های تحلیلی خود برابر $(j-1)N_{beg} + i$ پنجره می‌باشد. ترتیب پنجره‌ها برای تحلیل خوشه‌ای اهمیتی ندارد. عموماً، تعداد زیادتر پنجره‌ها متناسب با پنجره‌های بزرگتر است. زمان‌های T_{beg_1} ، T_{end_0} ، T_{end_1} و T_{beg_0} متناسب با زمان انتخاب شده (TS) موج برشی S تعریف می‌شوند. زمانهای T_{beg_1} و T_{end_0} مینیمم پنجره تحلیلی را تعریف می‌کنند. حداکثر T_{beg_0} و T_{end_1} باید به گونه‌ای انتخاب شود که پنجره شامل فاز دیگری غیر از فاز برشی مورد نظر نباشد.

اغلب زاویه‌های ورودی کوچک‌تر از زاویه بحرانی به عنوان پنجره موج برشی نام‌گذاری می‌شود. مطالعات اشتقاق امواج برشی، فازهایی با زاویه ورودی کمتر از ۳۵ درجه (محدوده پنجره موج برشی) محدود می‌شوند (بارو و همکاران، ۲۰۱۱). با توجه به حجم زیاد داده‌ها که از سال ۲۰۱۸ تا ۲۰۲۰ در کلیه ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موجود در منطقه جنوب دریای خزر جمع‌آوری شد، ناهمسانگردی پوسته بر اساس یکی از روش‌های استاندارد اندازه‌گیری اشتقاق موج برشی، با استفاده از روش تصحیح جدایش موج سیلور (۱۹۹۶) و روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴)، در این پژوهش انجام شده است. در این روش، با استفاده از کدنویسی در پایتون، پنجره آنالیز موج برشی انتخاب می‌گردد و زوج ϕ و δt محاسبه می‌شود که تأثیرات ناهمسانگردی سرعتی بدست می‌آید. در روش سیلور و چان برای هر جفت ϕ و δt ، الگوریتم ماتریس کوواریانس C برای لرزه‌نگاشت‌های چرخش و شیفت

$$\phi_j = \frac{\sum_{i=1}^{N_j} \phi_i^{(j)}}{N_j} \quad (5)$$

به‌طوری‌که $\delta t_i^{(j)}$ و $\phi_i^{(j)}$ اندازه‌های مربوط به خوشه j -ام هستند. آخرین خوشه نیازمند این است که تعداد خوشه‌ها تعریف شود که خود مسئله‌ای دشوار در تحلیل خوشه‌ای می‌باشد. روش‌های زیادی برای تشخیص تعداد مطلوب خوشه‌ها وجود دارد (میلیگان و کوپر، ۱۹۸۸). در روش تحلیل خوشه مرتبه‌ای، در ابتدا خوشه‌های به هم فشرده که باید شامل تعداد زیادی از نقاط باشد مشخص می‌شود. کوواریانس درون خوشه‌های W و کوواریانس میان خوشه‌های B را به صورت زیر می‌توان تعریف نمود (میلیگان و کوپر، ۱۹۸۸):

$$W = \left(\frac{\sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^{N_j} (\delta t_i^{(j)} - \Delta t_j)^2 \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^{N_j} (\delta t_i^{(j)} - \Delta t_j) (\phi_i^{(j)} - \phi_j)}{\sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^{N_j} (\delta t_i^{(j)} - \Delta t_j) (\phi_i^{(j)} - \phi_j) \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^{N_j} (\delta t_i^{(j)} - \Delta t_j)^2} \right) \quad (6)$$

$$B = \left(\frac{\sum_{j=1}^M (\Delta t_j - \bar{\Delta t})^2 \sum_{j=1}^M (\Delta t_j - \bar{\Delta t}) (\phi_j - \bar{\phi})}{\sum_{j=1}^M (\Delta t_j - \bar{\Delta t}) (\phi_j - \bar{\phi}) \sum_{j=1}^M (\phi_j - \bar{\phi})^2} \right) \quad (7)$$

به طوری که $\bar{\delta t}$ و $\bar{\phi}$ مقادیر میانگینی از δt و ϕ روی تمام نمونه‌ها می‌باشند:

$$\bar{\delta t} = \frac{\sum_{i=1}^{N_j} \delta t_i}{N} \quad (8)$$

$$\phi_j = \frac{\sum_{i=1}^{N_j} \phi_i}{N_j} \quad (9)$$

اولین مرحله در روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴) تنظیم یک شبکه از پنجره‌های تحلیلی است. لازم به ذکر است که نتایج به دست آمده در روش تینبای و همکاران متاثر از محل انتخاب پنجره تحلیلی دستی قبل از انتخاب پنجره تحلیلی به شکل اتوماتیک است. شروع پنجره‌های تحلیلی T_{beg} ، مجاز به تغییر N_{beg} بار از مقدار T_{beg_0} تا T_{beg_1} به اندازه ΔT_{beg} می‌باشد. به طور مشابه انتهای پنجره تحلیلی T_{end} مجاز به تغییر N_{end} بار از مقدار T_{end_0} تا T_{end_1} به اندازه ΔT_{end} است. زمان شروع و خاتمه پنجره‌های تحلیلی از روابط زیر بدست می‌آیند (تینبای و همکاران، ۲۰۰۴):

$$T_{beg} = T_{beg_1} - (i - L) \quad (10)$$

$$C_{ij} = C_{ij}(\phi, \delta t) = \int_{-\infty}^{+\infty} u_i(t) u_j(t - \delta t) dt; \quad i, j = 1, 2 \quad (11)$$

محاسبه گردید. گسل‌ها در البرز غربی و مرکزی تابع روند عمومی شمال غرب- جنوب شرق است و در نیمه شرقی البرز، شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد (ماتی و همکاران، ۲۰۱۶). در این مطالعه براساس زاویه ورودی موج به سطح که کمتر از زاویه بحرانی ۳۵ درجه نسبت به قائم است (بارو و همکاران، ۲۰۱۱)، استفاده شده است. با شرط فوق، پنجره موج انتخاب می‌گردد. براساس لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده، بردار موج محاسبه گردید و دامنه برداری مختلط و موج ضربه تقریب زده شد. شیفیت زمانی این دو مؤلفه براساس زمان تأخیر برای مؤلفه سریع و کند محاسبه گردید. اگر ناهمسانگردی وجود داشته باشد، نمودار جابه‌جایی حرکت ذره در این محدوده بیضی می‌شود. لازم به ذکر است به منظور اجتناب از نوسان متناوب خطا در جواب‌ها، پنجره تحلیلی باید به اندازه کافی بزرگ باشد که شامل موج برشی و حتی چندین دوره از آن شود. با وجود این، طول پنجره نمی‌تواند آن‌قدر بزرگ باشد که شامل فازهایی غیر از فازهای پوسته‌ای مورد نظر شود، که باعث تنزل کیفیت برآورد پارامترهای اشتقاق می‌گردد. انتخاب شروع پنجره تحلیل کمی قبل از شروع موج برشی اغلب نتایج پایداری در بردارد و اثر نوسان متناوب خطا که برای سیگنال مشکل‌ساز است را کاهش می‌دهد. این کار در مدل‌سازی آن‌قدر انجام می‌گیرد تا در یک ماتریس کوواریانس افقی تصحیح شده، نتایج به‌طور خطی محاسبه گردد. برای تک‌تک پنجره‌های تحلیلی موج، محاسبات طبق روش سیلور (۱۹۹۹) انجام پذیرفت. پس از انتخاب پنجره تحلیلی مناسب یک جستجوی شبکه‌ای با استفاده از نرم افزار سایزان بر روی Φ و δt صورت می‌گیرد. به این معنا که، دو مؤلفه افقی تحت زاویه Φ چرخش داده می‌شوند و هم چنین یک مؤلفه به اندازه δt تأخیر داده می‌شود. نتایجی که پایین‌ترین مقادیر ویژه کوواریانس جابه‌جایی حرکت ذره تصحیح شده (جابه‌جایی حرکت ذره خطی) را داشته باشد، بهترین جواب‌ها

یافته برای همه مقادیر ممکن Φ و δt محاسبه می‌گردد. مقادیر پارامترهای اشتقاق نهایی، منجر به یک ماتریس کوواریانس C منفرد با یک مقدار ویژه غیر صفر می‌گردد. هم‌چنین در روش سیلور (۱۹۹۹) از جابه‌جایی حرکت ذره که همدوسی دو مؤلفه را نشان می‌دهد، استفاده می‌شود و باید بعد از تصحیحات لازم، خطی گردد. در روش فوق بر خلاف روش سیلور انتخاب پنجره تحلیلی موج برشی به شکل اتومکانیک انجام می‌گیرد و بدین وسیله مشکل وابسته بودن نتایج به انتخاب پنجره تحلیلی موجود در روش سیلور و چنان بر طرف شده است. نتایج این کاربرد N اندازه‌گیری از Φ و δt را در بر دارد. اگر فرض شود که نتایج معتبر بر روی خیلی از پنجره‌ها پایدار باشد می‌بایست مقادیر معتبر خوشه‌های مشابه را در نظر گرفت. اندازه‌گیری‌ها در چندین خوشه تمرکز پیدا می‌کنند. برای مشخص کردن این خوشه‌ها از تحلیل خوشه‌ای بی‌ناظر استفاده شده است (اوریت و همکاران، ۲۰۰۱). براساس روابط ذکر شده، کلیه داده‌های منطقه به روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴) مدل‌سازی می‌شوند و براساس پوشش پرتو بدست آمده از داده‌های انتخابی به ازای هر N داده، تعداد C خوشه در نظر گرفته می‌شود و در کل داده‌ها به M خوشه دسته‌بندی خواهند شد. نتایج را میتوان به صورت نقشه‌های ناهمسانگردی پوسته نشان داد.

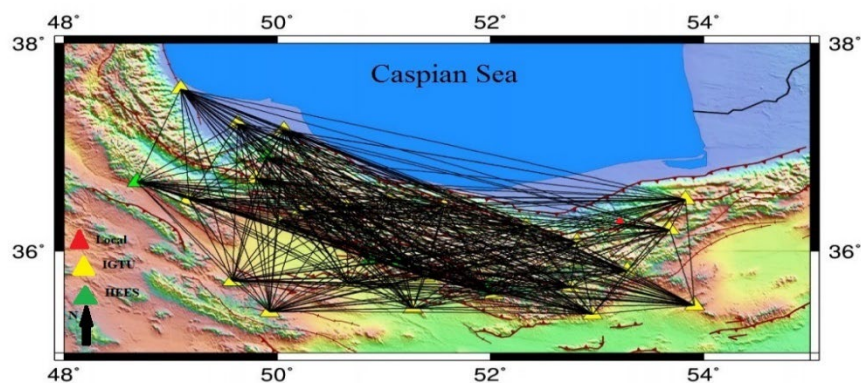
۵ بحث و نتیجه‌گیری

در این تحقیق با استفاده از داده‌های ثبت شده در ۲۱ ایستگاه لرزه‌ای مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۷ ایستگاه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و ایستگاه لرزه‌نگاری سد شهید رجایی ساری و ۶ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت، ناهمسانگردی سرعت انتشار امواج لرزه‌ای در پوسته شمال ایران مورد بررسی قرار گرفت. پارامترهای ناهمسانگردی پوسته با استفاده از اشتقاق امواج لرزه‌ای بر اساس روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴)

مطالعه محاسبه گردید. نتیجه‌ی این اشتقاق که دارای خطای پائینی می‌باشد، براساس پوشش پرتوی ایستگاه‌های مورد مطالعه در شکل ۴، نشان داده شده است.

اندازه‌های ناپایدار (خوشه‌های محکم) با خطاهای اندازه‌گیری بزرگ و یا برعکس خوشه‌های پراکنده با خطاهای اندازه‌گیری کوچک وجود داشته باشد. بنابراین، واریانسی کلی، $\sigma_{a_j}^2$ برای خوشه‌ها را تعریف می‌گردد که با بیشترین مقدار تنظیم می‌شود. بهترین خوشه کمترین مقدار $\sigma_{a_j}^2$ را دارد. پس از بازبینی نقشه پراکندگی Φ و δt پایداری نتایج اشتقاق می‌تواند با بررسی تغییرات Φ و δt و نسبت به تعداد پنجره تشخیص داده شود. نتیجه‌ی پایدار اشتقاق باید در محدوده وسیع شامل تعداد نقاط زیاد و خطاهای پایین باشد (تینبای و همکاران، ۲۰۰۴). براساس روابط ذکر شده، کلیه داده‌های منطقه به روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴) مدل‌سازی شدند و بر اساس پوشش پرتو بدست آمده از داده‌های انتخابی، شکل ۴ ترسیم گردید. هر ناحیه در شکل که دارای تراکم بیشتری از مسیر پرتو باشد، می‌توان گفت که امکان مدل‌سازی بهتری از آن ناحیه وجود دارد. در این حالت زمان شروع سیگنال‌ها در روز و سال یکسان است و کرولیشن بین مؤلفه‌های مختلف دو ایستگاه در یک زمان مشخص انجام می‌گیرد.

برای اشتقاق خواهند بود. محدوده اطمینان ۹۵٪ برای بهینه کردن مقادیر Φ و δt استفاده می‌گردد. بعد از برآورد پارامترهای اشتقاق موج می‌بایست شکل موج لرزه‌نگاشت در پنجره تحلیل مورد نظر تصحیح شود تا مقادیر ویژه ماتریس کوواریانس جابه‌جایی ذره مبنایی برای این مطالعه محاسبه گردد. به منظور محاسبه خودکار پارامترهای اشتقاق و دست یافتن به پنجره تحلیلی بهینه، جستجو بر روی محدوده‌ی وسیعی از پنجره‌هایی با شروع و پایان متفاوت آغاز می‌شود تا پنجره بهینه که پنجره‌ای است کمترین خطا را می‌دهد، مشخص گردد. بنابراین برای N اندازه‌گیری، پارامترهای ناهمسانگردی برای اینکه از اعتبار برخوردار باشند باید روی خیلی از پنجره‌ها پایدار باشند. بنابراین می‌بایست برای مقادیر معتبر، خوشه‌هایی مشابه در نظر گرفت (اوریت و همکاران، ۲۰۰۱). در این مطالعه به ازای هر N داده تعداد C خوشه در نظر گرفته شد و در کل داده‌ها به M خوشه دسته‌بندی شدند. فاصله هر خوشه براساس فرض اولیه $M=N$ انجام پذیرفت. با استفاده از فاصله مقیاس شده هندسی بین مراکز خوشه‌ها، تغییرات همسانگرد شناخته می‌شوند. این فرایند تکرار گردید تا نزدیک‌ترین دو خوشه باهم ترکیب شوند تا در کل فقط یک خوشه باقی بماند. آخرین خوشه مورد تحلیل قرار گرفت و کوواریانس درون خوشه‌ای و میان خوشه‌ای (میلیگان و کوپر، ۱۹۹۸) برای این



شکل ۴. منطقه مورد بررسی و پوشش پرتو بدست آمده از داده‌های انتخابی.

واریانس درون خوشه، $\sigma_{c_j}^2$ و متوسط واریانس داده ها، $\sigma_{d_j}^2$ از خوشه‌های باقی مانده، از روابط زیر محاسبه می‌شوند (تینبای و همکاران، ۲۰۰۴):

$$\sigma_{c_j}^2 = \frac{\sum_{i=1}^{N_j} (\delta t_i^{(j)} - \Delta t_j)^2 + (\phi_i^{(j)} - \phi_j)^2}{N_j} \quad (14)$$

$$\sigma_{d_j}^2 = \left[\sum_{i=1}^{N_j} \frac{1}{(\sigma_{\delta t_i^{(j)}})^2} \right]^{-1} + \left[\sum_{i=1}^{N_j} \frac{1}{(\sigma_{\phi_i^{(j)}})^2} \right]^{-1} \quad (15)$$

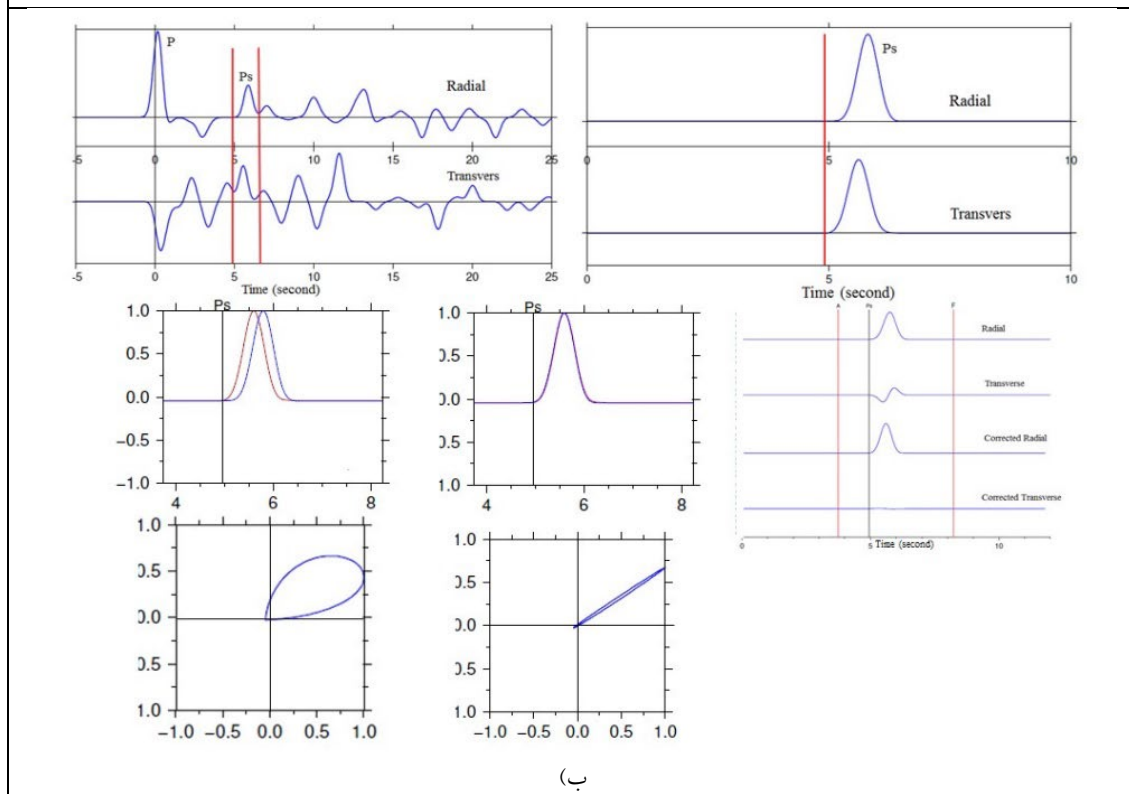
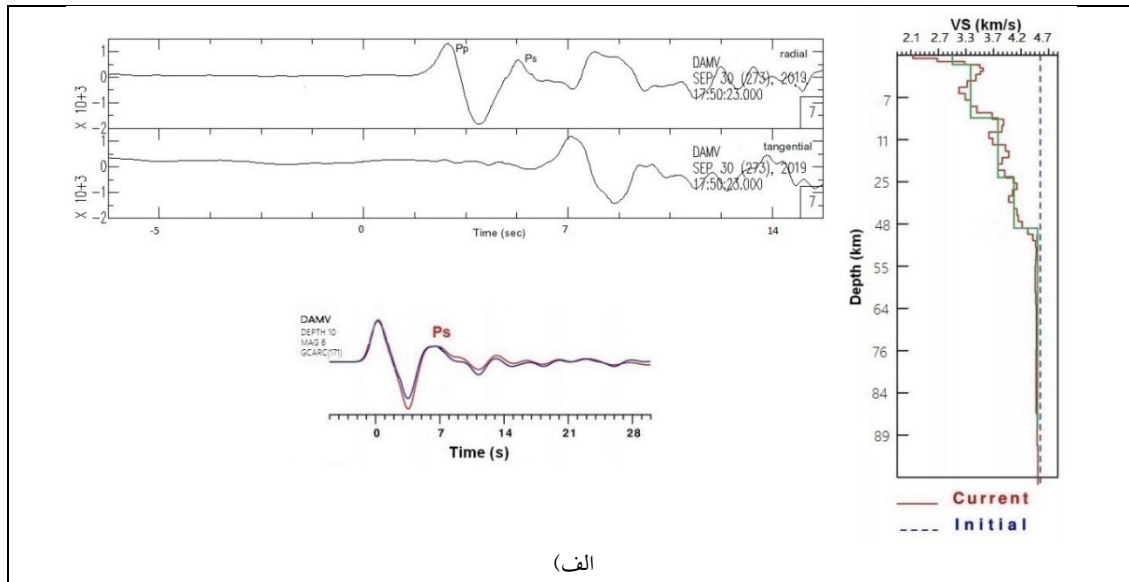
طبق روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴)، ϕ و δt برای تمام پنجره‌های انتخاب شده با شروع و خاتمه‌ای متفاوت محاسبه و نمودار دو بعدی ϕ برحسب δt ترسیم می‌گردد. مناطق پایدار، با استفاده از تحلیل خوشه‌ای بسته به نوع روش تحلیل و راه تعیین تعداد بهینه خوشه‌ها، منطقه‌ای که فشردگی خوبی از نظر خوشه‌ها دارد، به عنوان مناطق پایدار مشخص می‌گردد. خوشه‌های بهینه، سبب کمترین خطا در محاسبات و تعیین پنجره مناسب در محاسبه ϕ و δt می‌شود. در نتیجه پارامترهای اشتقاق بر روی محدوده وسیعی از پنجره‌های تحلیلی مختلف پایدار می‌شوند. در این مطالعه پارامترهای اشتقاق به وسیله لرزه نگاشت‌های اصلی (فیلتر شده) عمودی، عرضی و شعاعی فازهای ورودی پیش‌بینی شده در فاصله زمانی مناسب قرار گرفته‌اند. این فازها برای اندازه‌گیری استفاده شده‌اند (شکل ۵). برای هر رویداد ثبت شده در ایستگاه‌های مورد مطالعه، تعداد ۸۵ پنجره تحلیلی انتخاب شد تا بتوان پارامترهای ناهمسانگردی را تعیین نمود. نتایج ناشی از انتخاب پنجره بین ۳ تا ۳۰ بود، که نتایج بدست آمده نشان دهنده این است که با این تعداد لرزه‌نگاشت، مؤلفه شعاعی و عرضی تصحیح می‌گردد و مؤلفه عرضی تصحیح شده کمینه می‌شود. سپس برهم نهی مؤلفه‌های سریع و کند تصحیح نشده و تصحیح شده محاسبه می‌گردد که در همه ایستگاه‌ها به جواب رسیده شد. نتایج به صورت نمودار مؤلفه‌های عرضی تصحیح شده (با اطمینان ۹۵٪) و محاسبه پارامترهای اشتقاق موج برشی در شکل ۵ نشان داده شد. به علت زیاد بودن ایستگاه‌ها، مراحل پردازش صورت گرفته روی لرزه‌نگاشت باند پهن رویداد

هر یک از پنجره‌های تحلیلی در این مطالعه برابر $(j-1)N_{beg}+i$ پنجره می‌باشد. ترتیب پنجره‌ها برای تحلیل خوشه‌ای اهمیتی ندارد. عموماً، تعداد زیادتر پنجره‌ها متناسب با پنجره‌های بزرگتر است. زمان‌های T_{end0} ، T_{end1} ، T_{beg0} و T_{beg1} متناسب با زمان انتخاب شده (Ts) موج برشی S تعریف می‌شوند. زمان‌های T_{end0} و T_{beg1} کمترین پنجره تحلیلی را تعریف می‌کنند. حداکثر T_{end1} و T_{beg0} باید به گونه‌ای انتخاب شود که پنجره شامل فاز دیگری غیر از فاز برشی مورد نظر نباشد. بعد از بدست آوردن ϕ و δt از روی لرزه‌نگاشت‌ها با توجه به این دو پارامتر تصحیح می‌شوند (تینبای و همکاران، ۲۰۰۴). صحت محاسبات صورت گرفته بدین صورت است که انرژی بر روی مؤلفه عرضی تصحیح شده باید حداقل گردد. همچنین امواج برشی سریع و کند باید در شکل بهینه شوند و حرکت جابه‌جایی ذره بعد از تصحیح خطی شود. بنابراین بعد از انجام بهینه‌سازی، نمودار سطحی خطا باید فشردگی خوبی در بعضی نقاط نشان دهد. در نتیجه تحلیل خوشه‌ای برای حداکثر هر سه نوع خوشه، به طور صحیح مشخص خواهد شد.

در این مطالعه بیشترین اندازه M، پیش‌بینی شده توسط دو معیار توقف، به عنوان تعداد مطلوب خوشه‌ها استفاده شده است. زیرا در این حالت دست بالا گرفتن تعداد خوشه‌ها ارجحیت دارد. بنابراین نتایج متفاوت قابل توجهی در خوشه‌های مشابه، به وجود نمی‌آید. حد مطلوب رابطه (۱۳) برای تعیین M می‌تواند برای تعداد بالای خوشه‌ها ناپایدار باشد. بنابراین مشخص کردن حد بالایی از تعداد خوشه‌ها M_{max} ضروری است. در این مطالعه، مراکز خوشه‌ها و تعداد مطلوب خوشه‌هایی که انتخاب می‌گردد، باید بهترین خوشه و بهترین اندازه از میان این خوشه‌ها باشند. معیار انتخاب بهترین خوشه، بر اساس تعداد نقاط و واریانس میان خوشه‌ها بنا شده است. تمام خوشه‌هایی با تعداد کمتر از NC_{min} نقطه، نامعتبر و حذف می‌گردند. اگر هیچ خوشه‌ای وجود نداشته باشد، راه حل ثابت و محکمی وجود ندارد.

تحلیل خوشه‌ها نشان می‌دهد. منحنی پربندی انرژی روی مؤلفه عرضی محاسبه گردید. جابه‌جایی حرکت ذره قبل و بعد از تصحیح باید خطی شود که با محدوده اطمینان ۹۵٪ بدست آمد.

۳۰م سپتامبر ۲۰۱۹ در ایستگاه دماوند (DAMV) در شکل ۵ نشان داده شده است. این شکل مؤلفه‌های شعاعی و عرضی قبل و بعد از تصحیح، نمودار دوبعدی تغییرات خطای محاسبه شده ϕ و δt را بر حسب شماره پنجره و

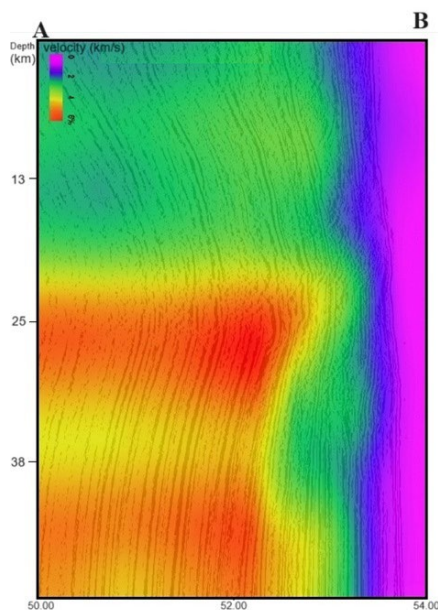


شکل ۵. (الف) مؤلفه‌های عرضی تصحیح شده در ایستگاه دماوند که با بهترین مقدار و با اطمینان ۹۵٪ نشان می‌دهند. (ب) نحوه ایزوله کردن فاز لرزه‌ای موج

برشی و محاسبه پارامترهای اشتقاق.

۲۰ کیلومتر به بعد در سمت چپ منطقه سرعت موج برشی نسبت به بقیه اعماق پوسته، سرعت بیشتری را از خود نشان می‌دهد. این مدل‌سازی بر حسب سرعت موج برشی در منطقه مورد مطالعه بر اساس داده‌های لرزه‌ای انجام گرفت که در شکل ۶ نشان داده شده است. طبق مدل رسم شده سرعت برشی از شمال به سمت جنوب کاهش می‌یابد که زیر البرز سرعت بیشترین مقدار را دارد که حتی به ۶ متر بر ثانیه می‌رسد. از طرف غرب به سمت شرق محدوده مورد مطالعه کاهش سرعت مشهود است که طبق مدل رسم شده و زمین‌شناسی منطقه، مطابقت خوبی نشان می‌دهد. براساس نتایج مطالعات ازقندی و همکاران (۲۰۲۴) این تغییرات را که به تغییرات تنش در منطقه نسبت داده‌اند مطابقت خوبی نشان می‌دهد.

با توجه به اشتقاق موج برشی صورت گرفته، ناهمسانگردی در پوسته بالایی در زیر ایستگاه‌های مورد بررسی، بدست آمد. با استفاده از روش گفته شده و محاسبات صورت گرفته، مشخص شد که متوسط راستای ناهمسانگردی برای ۱۹ ایستگاه مورد بررسی بین ۲ تا ۳۴ درجه تغییر می‌کند. علاوه بر آن مشخص شد که متوسط بزرگی ناهمسانگردی ۰/۱ تا ۰/۴ ثانیه است. طبق پروفیل AB شکل ۲، مدل‌سازی صورت گرفت. براساس نتایج محاسبات ناهمسانگردی و مدل‌سازی منطقه نشان می‌دهد که در ناحیه راست منطقه مورد مطالعه با حداقل سرعت موج برشی روبرو هستیم که می‌تواند دلیلی بر روان بودن پوسته اشاره داشته باشد. سمت چپ منطقه مورد مطالعه نشان دهنده افزایش سرعت موج برشی است که در اعماق



شکل ۶. مدل‌سازی موج برشی در جنوب دریای خزر.

ویژگی‌های یک پوسته اقیانوسی معمول برای حوضه خزر جنوبی باعث می‌شود که آنومالی بوگه در حدود ۱۰۰ میلی‌گال بیشتر مشاهده شود. همچنین آنومالی مغناطیسی پایین در پوسته حوضه خزر جنوبی نمی‌تواند نشانگر یک پوسته اقیانوسی باشد. بربریان (۱۹۸۳) گسله خزر که در

مدل دو بعدی چگالی تکنیک و همکاران (۲۰۱۹) نشان می‌دهد که پوسته بلورین حوضه خزر جنوبی دارای یک چگالی میانگین ۲۸۰۰ کیلومتر بر مترمربع است و بنابراین یک پوسته قاره‌ای و ضخیم را برای حوضه خزر جنوبی پیشنهاد می‌کند. مشخص گردید که در نظر گرفتن

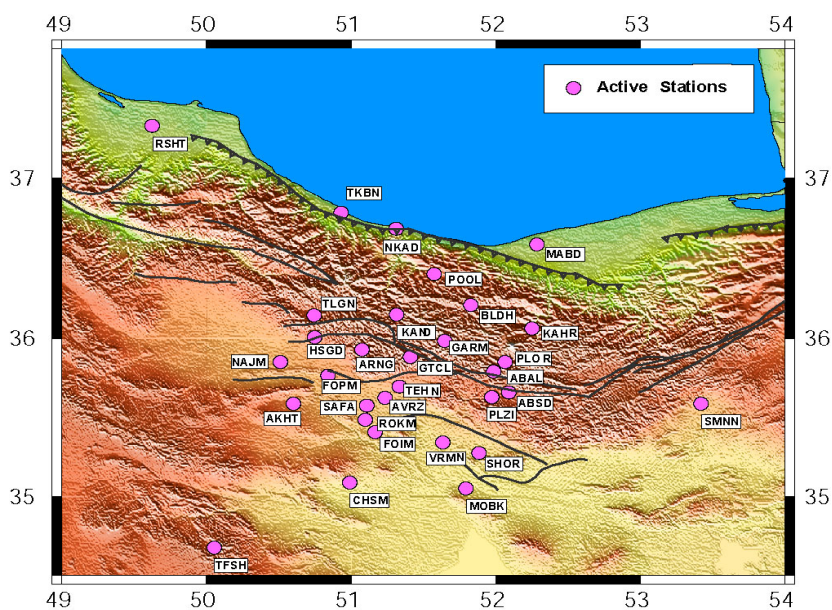
سرعت موج برشی وجود دارد. همانطور که شکل ۸ نشان می‌دهد تغییرات سرعت در منطقه به سمت غرب افزایشی است. بنابراین بر اساس دو مدل‌سازی بر اساس داده‌های لرزه‌ای و داده‌های GPS نشان می‌دهد که در شرق ناحیه مورد مطالعه یک منطقه کم سرعت وجود دارد. در ایستگاه دماوند همخوانی ناشی از دو راستای محاسبه شده، نشان می‌دهد جهت‌گیری درزه و شکست‌ها در امتداد بیشینه تنش حاکم در منطقه است. اما نزدیک به ساختارهای محلی تغییراتی دیده می‌شود. نزدیک کوه‌های تالش راستاهای ناهمسانگردی موازی با امتداد کوه‌ها است که با مطالعه آورین و همکاران (۲۰۲۳) مطابقت دارد.

با یک نگاه کلی به گستره مورد مطالعه با استفاده از فاز موج برشی دو راستای غالب ناهمسانگردی مشاهده می‌شود. راستای شمال‌غرب - جنوب شرق و راستای شمال شرق - جنوب غرب. وجود راستای شمال شرقی - جنوب غربی در ایستگاه‌های مستقر در حاشیه شرقی و جنوبی دریای خزر و هم چنین راستاهای به دست آمده در ایستگاه‌هایی که در قسمت غرب و نزدیک گیلان قرار گرفته‌اند با آنچه در مطالعه لو و همکاران (۲۰۱۲) صورت گرفته مطابقت دارد.

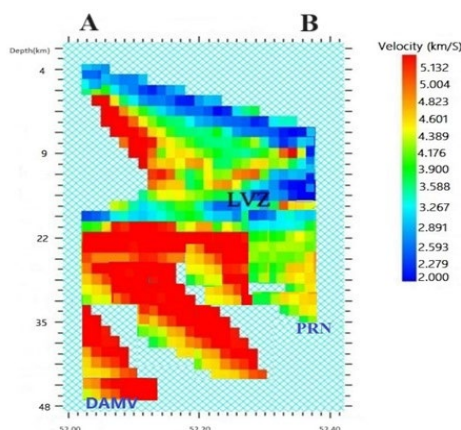
اگر به صورت محلی به ایستگاه‌ها نگاه کنیم، ساختارهای پیچیده زمین‌شناسی در منطقه مانند کوه آتشفشانی دماوند، گسل خزر و همچنین زیرراندگی پی سنگ خزر جنوبی به زیر دریای خزر نیز راستای ناهمسانگردی را می‌تواند تحت تأثیر خود قرار دهند و باعث پراکندگی و تغییر راستای ناهمسانگردی در ایستگاه‌های مختلف شوند. به دلیل فشارهایی که به این منطقه وارد می‌شود، کوتاه شدگی پوسته و ایجاد رشته کوه باعث می‌شود حرکت پلاستیک در پوسته پایینی در امتداد رشته کوه قرار گیرد. راستای محور سریع عمود بر راستای کوتاه شدگی و بنابراین موازی با رشته کوه است.

امتداد دامنه شمالی رشته کوه البرز قرار دارد را به عنوان مرز میان حوضه خزر جنوبی و البرز مطرح کرد. تاتار و همکاران (۲۰۰۷) با بررسی پس لرزه‌های زلزله با بزرگای ۶/۲ در سال ۲۰۰۴ در البرز مرکزی، نشان دادند که پوسته حوضه خزر جنوبی در طول گسل خزر به زیر البرز رانده می‌شود. در حوضه خزر جنوبی جکسون و همکاران (۲۰۰۲) با بررسی مکانیسم‌های کانونی زلزله‌ها در بخش جنوبی خزر نشان دادند که زیرراندگی حوضه خزر جنوبی به زیر کوه‌های البرز وجود دارد. قدس و همکاران (۲۰۱۶) با بررسی توابع گیرنده در ۴ ایستگاه لرزه‌ای و پراکندگی لرزه‌ای در حوضه خزر جنوبی بیان کردند که هیچ شهادی مبنی بر زیر راندگی حوضه خزر جنوبی به زیر ایران مرکزی در طول گسله خزر وجود ندارد. متقی و همکاران (۲۰۱۸) با انجام توموگرافی زمان رسید امواج برشی و حجمی یک مدل ساختاری برای لیتوسفر البرز غربی بدست آوردند. آنها دو آنومالی سرعت جانبی شدید در پوسته و گوشته فوقانی در زیر قسمت شمالی دامنه بخش جنوبی خزر مشاهده کردند که آن را به عنوان مرز بین ساختار لیتوسفری حوضه خزر جنوبی و ایران مرکزی در نظر گرفتند.

برای دقت کار و صحت سنجی داده‌ها، نتایج بدست آمده با استفاده از ایستگاه‌های سامانه موقعیت‌یاب جهانی (GPS) سازمان نقشه برداری (۲۰۲۳)، که در شکل ۷ نشان داده شده است، مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت. مدل‌سازی روی این داده‌ها در دو ایستگاه که تغییرات سرعت مشهود بود، صورت گرفت. میزان حرکت صفحه شمال ایران بر اساس GPS، با مطالعه حاضر، مورد مقایسه قرار گرفت. با مدل‌سازی داده‌های ایستگاه‌های GPS و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، مدل سرعتی در فاصله بین دو ایستگاه پران و دماوند، طبق پروفیل AB شکل ۲، ترسیم گردید. نتایج این مدل‌سازی نشان می‌دهد که شرق منطقه، یک زون کم سرعت (LVZ) وجود دارد و در سمت غرب افزایش



شکل ۷. نقشه ایستگاه‌های جی‌پی‌اس سازمان نقشه برداری کشوری در شمال ایران.



شکل ۸. مدل سرعتی ترسیم شده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های ایستگاه‌های جی‌پی‌اس و لرزه‌های شمال ایران.

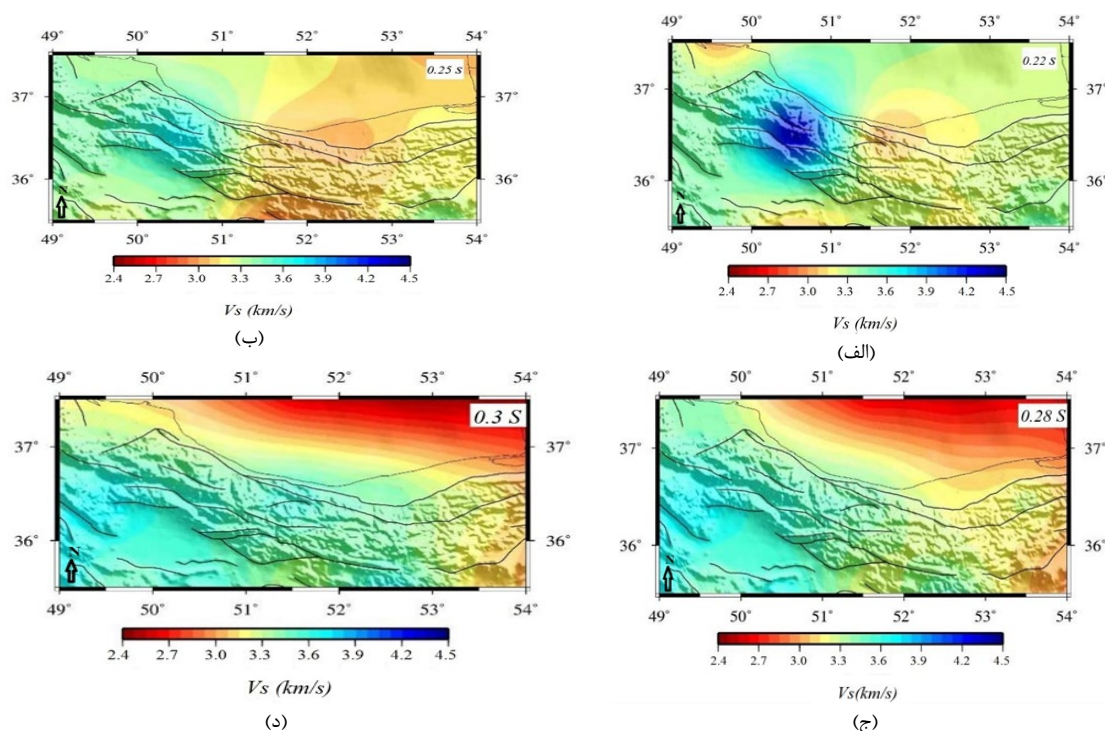
چنین تغییری نشان دهنده وجود یک گرادیان سرعتی در این ناحیه است. این حرکت جریان پلاستیک پوسته را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد. نتیجه چنین تغییری ایجاد یک برش ساده در منطقه است (محمدی و همکاران، ۲۰۱۳). البته قابل ذکر است که این برش آنقدر زیاد نیست که باعث ایجاد آثار سطحی شود اما باعث می‌شود کانی‌ها موازی با راستای برش، جهت‌گیری کنند. در پوسته به دلیل ناهمگنی و تأثیر عوامل و ساختارهای زمین‌شناسی و با توجه به اینکه پوسته از دو قسمت شکننده و نرم تشکیل شده است،

بنابراین راستاهای ناهمسانگردی به دست آمده در این منطقه نشان دهنده رفتار پلاستیک در پوسته پایینی هستند. در نتیجه جریان پوسته پایینی یا به عبارتی کانی‌های این ناحیه دارای جهت‌گیری ترجیحی شمال-شرق-جنوب غرب هستند که با نتایج به دست آمده در این ناحیه مطابقت دارد. از آنجایی که حرکت نسبی پوسته با جی‌پی‌اس اندازه‌گیری می‌شود، با نگاهی به بردارهای جی‌پی‌اس مشاهده می‌شود که شمال‌غرب منطقه مورد مطالعه، دارای یک حرکت به سمت شمال و سپس شمال‌شرق است.

می‌تواند از لایه‌های مختلف ناهمسانگردی با شیب‌های متفاوت ایجاد شده باشد. بنابراین راستای ناهمسانگردی دارای پراکندگی بیشتری است به غیر از ایستگاه‌های که نزدیک آتشفشان دماوند قرار دارند تقریباً در سایر ایستگاه‌ها توافق بین راستای ناهمسانگردی در پوسته وجود دارد و هر دو راستا در غالب ناهمسانگردی شمال شرقی-جنوب غربی را نشان می‌دهد. ممکن است شرایط تکوین تکتونیک منطقه باعث ایجاد چنین هم‌خوانی بین راستای ناهمسانگردی به دست آمده با استفاده از سایر فازها باشد (آورین و همکاران، ۱۳۹۹). با مقایسه بزرگای ناهمسانگردی بدست آمده از نتایج فاز برشی، نشان می‌دهد که وجود ناهمسانگردی زیادی در پوسته پایینی وجود دارد.

سرعت‌های بدست آمده در مدل‌سازی برای هر پرپود متفاوت است. سرعت موج برشی در منطقه مورد مطالعه از ۲/۴ تا ۴/۵ کیلومتر بر ثانیه متغیر است. روند این تغییرات از شمال شرق به جنوب غرب صعودی است که می‌تواند بیانگر این موضوع باشد که در این راستا ضخامت سازند آبرفتی کاهش می‌یابد و وارد منطقه پرسرعت ریشه البرز می‌گردد. با استفاده از مدل‌سازی انجام شده در منطقه مورد مطالعه، نقشه تغییرات سرعت موج برشی در پرپودهای ۰/۲ تا ۰/۳ ثانیه در شکل ۹ نشان داده شده است. مقدار میانگین خطای استاندارد سرعت موج برشی در پرپودهای 0.3 s، 0.28 s، 0.25 s، 0.22 s، با توجه به پارامترهای خروجی از مدل‌سازی به ترتیب ۰/۱۱۵، ۰/۰۵۹، ۰/۰۳۹ و ۰/۰۳۴ کیلومتر بر ثانیه بدست آمد. ابعاد ناهمگنی‌هایی که می‌تواند در مسیرهای مختلف بدست آید در نواحی مختلف با توجه به مقادیر قدرت تفکیک داده شده مختلف، متفاوت خواهد بود. با توجه به پارامتر ناحیه میانگین‌گیر، حداقل طول قدرت تفکیک ۵ کیلومتر بدست آمد. بدلیل وابسته بودن طول قدرت تفکیک به پوشش مسیر، حداقل این مقدار در ناحیه مرکزی منطقه مورد مطالعه، ۱۵ کیلومتر است. پارامتر

کشیدگی به‌طور کلی دلالت بر چگونگی توزیع مناسب مکانی مسیرها در منطقه مورد مطالعه دارد به‌طوری‌که مقادیر کوچک آن دلالت بر جهت‌گیری توزیع مناسب مکانی مسیرها در منطقه مورد مطالعه دارد. با توجه به همپوشانی خوب ایستگاه‌ها، سرعت حرکت صفحه‌ها، از هر دو روش مدل‌سازی تقریباً مشابه بود. با استفاده از مقادیر ویژه ماتریس کوواریانس جابه‌جایی در نقطه مبنا، با استفاده از وارون‌سازی، نقشه‌های سرعت موج برشی در زمان‌های متفاوت رسم گردید. شکل ۹، نشان می‌دهد که در زمان‌های 0.22 s، 0.25 s، 0.28 s، 0.3 s سرعت موج برشی متغیر است. در شکل ۴ این مسأله به وضوح دیده می‌شود که مسیر پرتوها در منطقه اکثراً شمال غربی-جنوب شرقی هستند. در قسمت شرقی منطقه پارامتر کشیدگی کمتر است که نشان دهنده این است در این منطقه، جواب بدست آمده از لحاظ منطقه‌ای در سطح ناحیه مورد مطالعه در اندازه یکسانی برای همه جهات توزیع شده است. سرعت‌های بدست آمده در مدل‌سازی برای هر پرپود متفاوت است که در شکل ۹ به نمایش گذاشته شده است. با توجه به شکل فوق، هر چه زمان کمتر باشد سرعت موج برشی بیشتر دیده می‌شود. با افزایش زمان، ناحیه بیشتری از جنوب دریای خزر با سرعت کمتری مشخص شده است. حرکت از سمت شمال به سمت جنوب یا البرز نشان می‌دهد که سرعت موج برشی بیشتر شده است. در همه زمان‌ها این کاهش و افزایش سرعت موج برشی نشان می‌دهد که در زیر رشته کوه‌های البرز سرعت برشی از سواحل دریای خزر بیشتر است. در زمان کمتر، سرعت موج برشی در ناحیه البرز به حداکثر مقدار خود می‌رسد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که پدیده اشتقاق فاز موج برشی که از لرزه نگاشت‌های افقی در تعیین راستای ناهمسانگردی در پوسته بر اساس دو روش تحلیل خوشه‌ها و جستجوی شبکه‌ای بر اساس روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴) بدست می‌آید، در شکل ۱۰ نشان داده شده است.



شکل ۹. مدل‌سازی سرعت موج برشی در زمان‌های متفاوت (الف) ۰/۲۲ ثانیه (ب) ۰/۲۵ ثانیه (ج) ۰/۲۸ ثانیه (د) ۰/۳ ثانیه.

از ایستگاه‌ها با مطالعات انجام شده متفاوت می‌باشد. شکل فوق نشان می‌دهد که روند حرکت پوسته در ناحیه شرقی جنوب دریای خزر شمال غرب تا شمال می‌باشد. در ناحیه‌ی جنوب این منطقه، جهت روند به سمت شمال شرق تغییر پیدا می‌کند. در ناحیه‌ی مرکزی جنوب دریای خزر جهت حرکت پوسته به سمت شمال غرب می‌باشد و ناحیه‌ی جنوبی این منطقه که البرز را شامل می‌شود، جهت شمال شرق را نشان می‌دهد. در ناحیه غربی دریای خزر روند حرکت پوسته تقریباً شمالی با اندکی مؤلفه به سمت غرب و شرق است. کمی پایین‌تر از این ناحیه روند شرقی غربی می‌شود و در انتهای البرز جهت شمال شرقی به خود می‌گیرد. در انتهای ناحیه غربی البرز روند حرکت صفحه پوسته به سمت شمال غرب می‌باشد. مطالعه کنونی با سایر مطالعه‌هایی که در این منطقه انجام شده است کمی تفاوت دارد و علت آن را می‌توان به فعال شدن مجدد لرزه‌ای و تکنونیک ناحیه مذکور نسبت داد.

بر اساس ۱۴۵۰ لرزه‌نگاشت سه مؤلفه‌ای و تک مؤلفه‌ای در منطقه جنوب دریای خزر دو راستای غالب مطابق جدول ۲ برای راستای ناهمسانگردی سرعت موج برشی به دست آمد. راستای غالب محاسبه شده برای ناهمسانگردی منطقه تقریباً عمود بر سامانه‌های گسلی خزر و البرز و در خیلی موارد اندک موازی با آن‌ها است که نتایج خوبی با مطالعه ازقندی و همکاران (۲۰۲۴) و اندازه‌گیری‌های GPS در منطقه نشان می‌دهد. لذا میتوان بخشی از ناهمسانگردی در پوسته فوقانی رشته کوه البرز در شمال ایران را بخشی از زمین‌ساخت فعال و بردارهای تنش ناشی از همگرایی بین ایران مرکزی و اوراسیا دانست (نظری و همکاران، ۱۴۰۰). با توجه به اینکه راستای ناهمسانگردی عمود بر محور تنش است، لذا مقدار به دست آمده در این تحقیق با راستای تنش وارده از سمت صفحه ایران مرکزی و اوراسیا همخوانی دارد. به دلیل همگرایی دو صفحه فوق پوسته بالایی منطقه دارای میدان قابل توجه تنش‌های زمین‌ساختی است. همانطور که شکل ۱۰ نشان می‌دهد ناهمسانگردی در بعضی

جدول ۲. پارامترهای ناهمسانگردی محاسبه شده برای پوسته در جنوب دریای خزر.

ایستگاه	عرض جغرافیایی درجه شمالی	طول جغرافیایی درجه شرقی	φ درجه	δt ثانیه
LABGH	۳۶/۷۳۵	۵۴/۷۹۹	-۱۰	۰/۰۲۳
MRVT	۳۷/۶۵۹	۵۶/۰۸۹	-۳/۶	۰/۰۱۲
DAMV	۳۵/۶۳۰	۵۱/۹۷۱	۴۲	۰/۲۲۷
CHTH	۳۵/۹۰۸	۵۱/۱۲۶	۵۵	۰/۲۷۶
THKV	۳۵/۹۱۶	۵۰/۸۷۹	۵۲	۰/۲۲۴
GIDE	۳۶/۹۱	۴۹/۹۰	۶	۰/۰۰۱
SHRO	۳۶/۰۰۹	۵۶/۰۱۳	۱۵	۰/۳۰۱
DMV	۳۵/۵۷۷۳	۵۲/۰۳۲۳	۵۸	۰/۲۷۹
AFJ	۳۵/۴۶۷۹	۵۳/۹۱۴۷	-۲۵	۰/۲۰۱
FIR	۳۵/۶۴۲	۵۲/۷۵۴	۳۸	۰/۲۸۶
GZV	۳۶/۳۸۶	۵۰/۲۱۸	۳۴	۰/۲۷۷
LHSB	۳۵/۴۳۸	۵۱/۲۷۶	۳۰	۰/۱۴۹
MHD	۳۵/۶۸۵	۶۶۷.۵۰	۷	۰/۲۵۸
LQOM	۳۴/۸۴۲۴	۵۱/۰۷۰۳	۲۸	۰/۲۰۱
LRAZ	۳۵/۴۰۵	۴۹/۹۲۹	۴۸	۰/۱۵۴
LTHE	۳۵/۷۵۲	۵۱/۳۸۹	۵۸	۰/۲۱۰
RST ₁	۳۷/۲۳۲	۴۹/۶۳	-۱۵	۰/۰۷۰
JIR ₁	۳۶/۷۰۸	۴۹/۸۰۲	-۱۰	۰/۰۵۰
CSN ₁	۳۷/۵۶۴	۴۹/۰۹۰۵	۱۵	۰/۱۲۳
LALA	۳۶/۰۸۳	۵۲/۸۱	-۱۲	۰/۲۰۱
GLO	۳۶/۵۰۲	۵۳/۸۳۱	-۱۱	۰/۲۱۱
KIA	۳۶/۲۰۷	۵۳/۶۸۴	-۱۰	۰/۱۷۸
PRN	۳۶/۲۴۲	۵۲/۳۳۸	-۳۲	۰/۲۶۷
KLST	۳۶/۵۱۸۲	۵۱/۰۵۸۷	-۲۲	۰/۳۰۱
MZPU	۳۶/۴۳۹۷	۵۱/۵۶۸۷	-۲۵	۰/۱۰۱
TJN	۳۶/۲۵۳۳	۵۳/۲۲۷۷۸	۴	۰/۲۷۶

L: ایستگاه موقت

به صورت کامل موازی با روند کوهزادی منطقه نیستند. در مطالعه احمدی و همکاران (۱۳۹۷) راستای ناهمسانگردی زاویه‌ای حدوداً ۴۵ درجه با این ساختارها نشان می‌دهد، شکل ۱۱(الف). در مطالعه کنونی (شکل ۱۰) نیز در قسمت جنوب غربی دریای خزر ناهمسانگردی جهت شمال غرب،

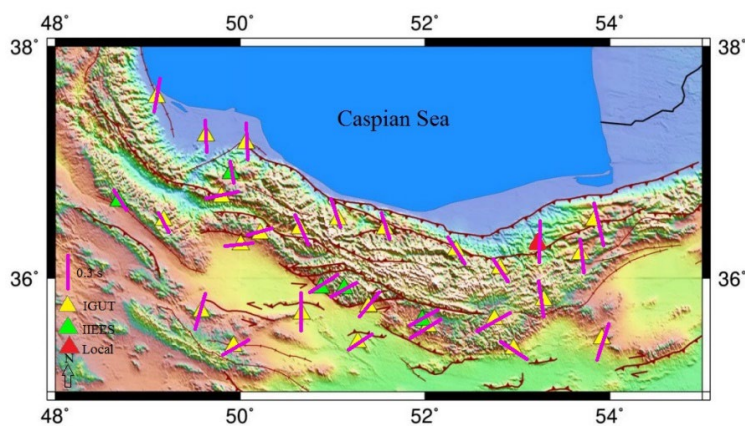
نواحی جنوب غربی دریای خزر و البرز غربی راستای ناهمسانگردی غالب، با عوارض تکتونیکی مثل کوه‌ها و گسله‌ها تقریباً زاویه ۴۵ درجه می‌سازد. با این که شدت تغییر شکل در این مناطق زیاد است، اما تغییر شکل بافت سنگ‌ها به صورت کامل انجام نشده است و به همین دلیل

مطالعه کنونی نشان می‌دهد. با بررسی‌های انجام شده به نظر می‌رسد که الگوی ناهمسانگردی منطقه‌ای یکنواخت پوسته در منطقه مورد مطالعه بیشتر مرتبط با ساختارهای بزرگ مقیاس زمین‌شناسی و روند منطقه است و کمتر از آشفتگی‌های ساختاری محلی متأثر شده است.

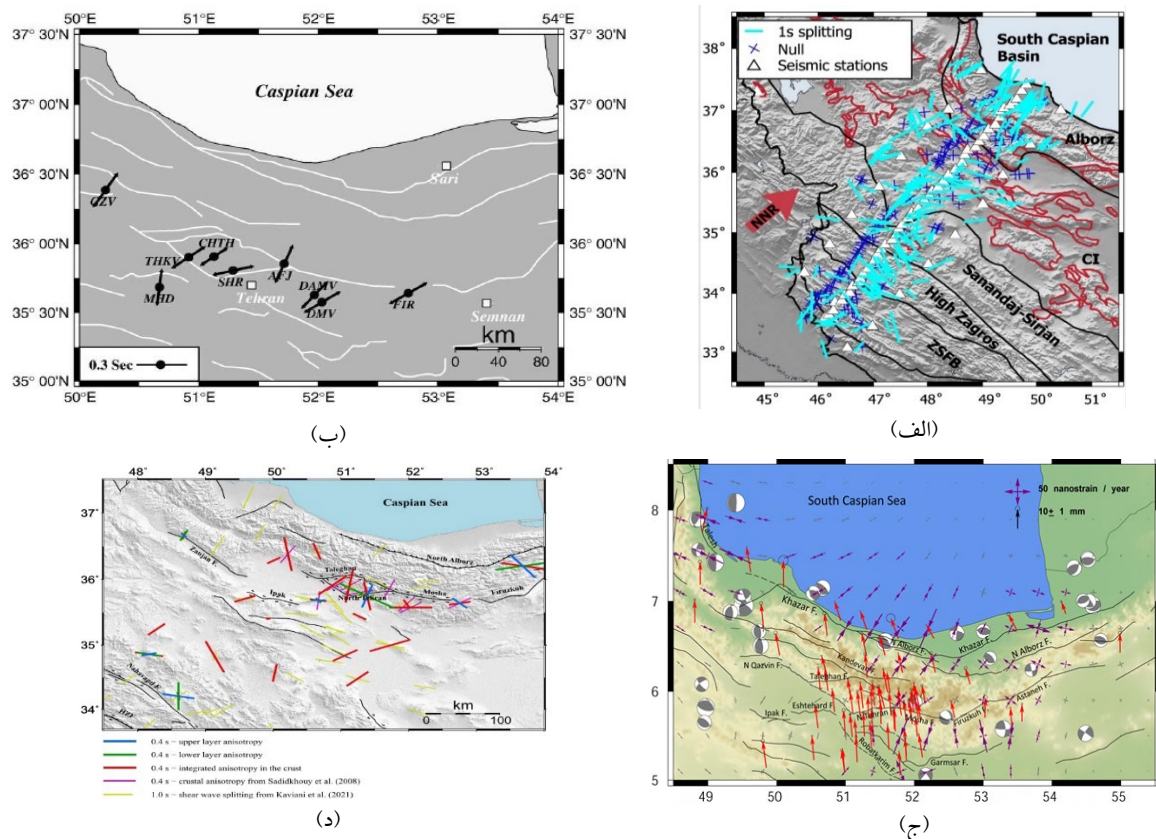
۶ نتایج

اشتیاق صورت گرفته برای فاز Sg، وجود ناهمسانگردی در پوسته در زیر ایستگاه‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. با استفاده از دوروش تحلیل خوشه‌ای و جستجوی شبکه‌ای که در روش تینبای و همکاران (2004) آورده شده است و مدل‌سازی انجام شده با داده‌های لرزه‌ای و داده‌های GPS، در راستای پروفیل AB که در شکل ۲ نشان داده شده است، این مطالعه انجام گرفته است. محاسبات انجام شده، نشان می‌دهد که متوسط راستای ناهمسانگردی برای ۲۵ ایستگاه مورد بررسی بین ۲۵- تا ۵۸ درجه تغییر می‌کند. این راستا از روند شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب تبعیت می‌کند. متوسط بزرگی ناهمسانگردی نیز بین ۰/۰۰۱ تا ۰/۳۰۱ ثانیه در منطقه مورد مطالعه بدست آمد. نتایج حاصل از مدل‌سازی، نشان می‌دهد که در هر ایستگاهی داده خوب ثبت شده باشد، محور سریع به صورت خطی با آزیموت تناسب خواهد

جنوب شرق و در البرز غربی راستای شرقی-غربی و پائین تر از آن نزدیک مرز زاگرس و ایران مرکزی جهت شمال شرق-جنوب غرب را با زوایای 40 ± 5 را نشان می‌دهد. در مطالعه سدیدخوی و همکاران (۲۰۰۸) در البرز مرکزی طبق شکل ۱۱ (ب) نشان از تغییر جهت ناهمسانگردی در ایستگاه‌های دماوند و افجه را دارد. با توجه به ثبت بیشترین داده در این ایستگاه‌ها، می‌تواند دلیلی بر فعالیت جدید در این مناطق باشد که با مدل سرعتی رسم شده در این مطالعه نیز تطابق دارد. در مطالعه‌ی موقری و همکاران (۲۰۲۱) و کاویانی و همکاران (۲۰۲۰)، (شکل ۱۱ ج)، نشان می‌دهد که روند ناهمسانگردی به سمت شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد اما در مطالعه فوق (شکل ۱۰) جهت حرکت در جنوب دریای خزر به سمت شمال و شمال غرب-جنوب شرق و در پایین تر از آن روند ناهمسانگردی به سمت شمال شرق-جنوب غرب می‌باشد که این خود می‌تواند دلیلی بر فعالیت جدید در البرز باشد. ازقندی و همکاران (۲۰۲۳) روند ناهمسانگردی در شرق البرز را از ساری تا فیروزکوه را شمال غرب-جنوب غرب محاسبه کردند و در تهران روند تغییر کرده و شمال شرق-جنوب غرب شده است و در حوالی گسل ایبک به صورت تقریباً شرقی-غربی و مقدار خیلی کمتر از مرکز و شرق البرز می‌باشد (شکل ۱۱ د)، که بیشترین هماهنگی را با



شکل ۱۰. ناهمسانگردی سرعت موج برشی پوسته ناحیه جنوب دریای خزر.



شکل ۱۱. مقایسه ناهمسانگردی سایر مطالعات با این مطالعه، الف) احمدی و همکاران، (ب) سدیدخوی و همکاران، (ج) کاویانی و همکاران، (د) ازقندی و همکاران، (۲۰۲۰) ویرایش شده موقری و همکاران، (۲۰۲۱) ازقندی و همکاران، (۲۰۲۳).

ناهمسانگردی منطقه تقریباً عمود بر سامانه گسلی یا موازی با آن است. بنابراین راستای عمود بر سامانه گسلی با نتایج ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) در راستای محورهای جابه‌جایی افقی ناشی از اندازه‌گیری‌های GPS در منطقه است، مطابقت خوبی نشان می‌دهد. لذا می‌توان بخشی از ناهمسانگردی در پوسته فوقانی ناحیه را ناشی از زمین‌ساخت فعال و بردارهای تنش ناشی از حرکت همگرایی صفحات ایران مرکزی و اوراسیا دانست. با توجه به اینکه راستای ناهمسانگردی به موازات محور تنش است، لذا مقدار به‌دست آمده در این مطالعه با راستای تنش وارده از سمت صفحه ایران مرکزی همخوانی دارد. به دلیل همگرایی دو صفحه فوق پوسته بالایی منطقه دارای میدان قابل توجه تنش‌های زمین‌ساختی است. با توجه به اینکه برخی از راستاهای به‌دست آمده عمود بر امتداد سامانه

داشت. این خط نیز با تأخیر زمانی میانگین، هماهنگی نشان می‌دهد. با ایزوله کردن فاز لرزه‌ای Ps در حالت شعاعی و S در حالت مماسی، پارامترهای اشتقاق تعیین گردید و سرعت موج برشی محاسبه گردید. این نتایج در ایستگاه دماوند که بهترین نگاشت ثبت شده را نشان می‌دهد، همچنین مشخص گردید که حداکثر سرعت بدست آمده، در عمق ۴۸ کیلومتری است و راستای غالب ناهمسانگردی محاسبه شده در جنوب دریای خزر بیشتر شمال غرب- جنوب شرق و کم و بیش موازی با زاویه کم نسبت به راستای تنش منطقه می‌باشد. در ناحیه پایین‌تر از آن و در البرز راستای ناهمسانگردی شمال شرق- جنوب غرب می‌باشد. در قسمت غربی منطقه مورد مطالعه نیز ناهمسانگردی با امتداد ساختارهای زمین‌شناسی کمی متفاوت است. راستای غالب محاسبه شده برای

سازمان نقشه برداری کشور، نقشه موقعیت یاب جهانی، GPS شمال ایران، ۲۰۲۳
<https://eshop.ncc.gov.ir/login>
 ساکی، م. جوان دولویی، غ. سدیدخوی، ا. (۱۳۹۱)، پارامترهای ناهمسانگردی سرعت موج برشی در پوسته فوقانی منطقه بم، فیزیک زمین و فضا، ۳۸(۱)، ۱۳۳-۱۴۴.

سدیدخوی، ا. جوان دولویی، غ. سیاه کوهی، ح.ر. (۱۳۸۷). تحلیل فاز SKS امواج زلزله برای تعیین ناهمسانگردی جبه در البرز مرکزی. مجله ژئوفیزیک ایران، ۲(۲)، ۱-۱۲.

صابری، ا. یساقی، ع. جموری، ی. معدنی پور، س. (۱۳۹۵). برآورد تغییرات نرخ برخاستگی با استفاده از ترازبایی دقیق در البرز مرکزی، شمال ایران، پژوهشهای دانش زمین، سال هفتم، شماره ۲۵، صفحات ۶۲-۷۴.

میراحمدی شلمزاری، ش. سدیدخوی، ا. رضایی نایه، ع. جوان دولویی، غ. (۱۳۹۲)، تعیین پارامترهای ناهمسانگردی و راستای تنش محلی براساس تحلیل پس لرزه های زلزله 29 آذرماه 1389 محمدآباد ریگان (استان کرمان)، مجله ژئوفیزیک ایران، ۷(۳)، ۱۳۴-۱۴۵.

میراحمدی شلمزاری، ش. سدیدخوی، ا. جوان دولویی، غ. (۱۴۰۰)، بهبود روش تعیین پارامترهای ناهمسانگردی با استفاده از جدایش فاز برشی Ps مطالعه موردی ایستگاههای لرزه نگاری باندپهن منطقه کرمان و بندرعباس، پژوهش های ژئوفیزیک کاربردی، ۷(۱)، ۲۹-۳۸.

نبی بیدهدی، م. امیری بشلی، س. (۱۳۷۹)، بررسی آزمایشگاهی ناهمسانگردی سرعت در نمونه های سنگی گرانتیت بندر عباس، ماسه سنگ چابهار و آندزیت ارومیه در حالت های خشک و اشباع، مجله فیزیک زمین و فضا، ۲۶(۱)، ۳۵-۴۵.

گسلی هستند، که با مطالعات متقی و همکاران (۲۰۱۸) تطابق خوبی نشان می دهد. لذا احتمال حضور درزه و ترک هایی در منطقه وجود دارد. بنابراین یکی از عوامل ناهمسانگردی در این ناحیه، احتمالاً وجود درزه و ترک های جهت یافته و فضاهای خالی موجود در داخل سنگ ها می باشد. در نتیجه، سرعت های کمتری در جهت موازی بر صفحه متوسط درزه و ترک ها منتشر می شوند.

منابع

آروین، ش. ثبوتی، ف. قدس، ع. مرتضی نژاد، غ.ر. پریستلی، ک. (۱۳۹۳)، مطالعه ناهمسانگردی لرزه ای در شمال غرب ایران، ۱۶ امین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.

آروین، ش. ثبوتی، ف. پریستلی، ک. قدس، ع.ر. متقی، خ. (۱۳۹۹)، مطالعه ی ساختار پوسته و موهو از حوضه خزر جنوبی و البرز غربی تا منطقه بوئین-زهره با استفاده از تحلیل توابع گیرنده، نوزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.

احمدی، ش. ثبوتی، ف. هنرمند، م. (۱۳۹۷). ناهمسانگردی لرزه ای پوسته در البرز غربی، مجموعه مقالات هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، صفحه ۲۵-۲۸.

اسکندری، ز. ثبوتی، ف. قدس، ع.ر. سدیدخوی، ا. (۱۳۹۴)، مطالعه ناهمسانگردی لرزه ای در شمال غرب ایران با استفاده از فازهای S پوسته

جوان دولویی، غ. (۱۳۸۲). تعیین میزان ناهمسان گردی سرعت موج برشی در پوسته به روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای (مطالعه موردی منطقه مشهد). مجله فیزیک زمین و فضا، ۲۹(۲)، ۳۰-۴۰.

رشیدی، ا. حسامی، خ. (۱۳۹۷). گسل خزر، ساختار هندسی و فعالیت آن، زمین ساخت، ۲(۷)، ۶۳-۷۵.

- stress tectonic regime. *Iranian Journal of Geophysics*, 16(4), 165-174.
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., & Hassanzadeh, J. (2001). Exhumation history of the AlamKuh area, central Alborz Mountains, northern Iran: implications for Caspian subsidence and collision-related tectonics. *Geology* 29, 559-562.
- Baruah, S., Bora, D.K., & Biswas, R. (2011). Estimation of crustal discontinuities from reflected seismic waves recorded at Shillong and Mikir Hills Plateau, Northeast India. *International Journal of Earth Sciences*, 100(6), 1283-1292.
- Berberian, M., & Walker, R. (2010). The Rudbār Mw 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western 'High-Alborz', Iran. *Geophysical Journal International*, 182(3), 1577-1602.
- Berberian, M., & Yeats, R.S. (2001). Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau. *Journal of Structural Geology*, 23 (2-3), 563-584.
- Berberian, M. (1983). The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Journal of Earth Society*.
- Calinski, T., & Harabasz, J. (1974). A dendrite method for cluster analysis. *Communications in Statistics* 3, 1-27.
- Fah, D., Kind, F., & Giardini, D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratio. *Geophysical Journal International*, 145, 535-549.
- Crampin, S. (1981). A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic media. *Wave motion*, 3, 343-391.
- Crampin, S., & Chastin, S. (2003). A review of shear wave splitting in the crack critical crust. *Geophysics Journal International*, 155, 221-240.
- Crampin, S. (1994). The fracture criticality of crustal rocks. *Geophysics Journal International*, 118, 428-438.
- Crampin, S. (1988). Suggestion for consistent terminology for seismic anisotropy. *Geophys. Prosp.*, 37, 753-770.
- Danciu, L., Şeşetyan, K., Demircioglu, M., Gülen, L., Zare, M., Basili, R., Elias, A., Adamia, SH., Nino Tsereteli, N., Yalçın, H., Utkucu, M., Asif Khan, M., Sayab, M., Hessami, KH., Rovida, A.N., Stucchi, M., Burg, J.P., Karakhanian, A., Babayan, H., Avanesyan, M., Mammadli, T., Al-Qaryouti, M., Kalafat, D., Varazanashvili, O., Erdik, M., & Giardini, D. (2018). The 2014 Earthquake Model of the Middle East: نظری. ح، فرانسوا ریتز. ژ. آواگیان. آ. (۱۴۰۰). ریخت زمین ساخت و نرخ لغزش گسله خزر در البرز مرکزی (شمال ایران)، علوم زمین، ۳۱ (۲)، ۱۲۰، ۱۰۱-۱۱۰. وردی میگونی، ف.ا. محمدی ویژه، م. فرخ نیا، ع. بوستان، ا. نظری، ح. (۱۳۹۸) بررسی تکتونیک فعال و شناسایی گسلهای جنبی به وسیله روشهای ژئوفیزیکی مطالعه موردی: گوهرتپه- بهشهر. علوم زمین، سال ۲۸، شماره ۱۱۱، ۲۳۶-۲۲۷.
- ویسی، م. ثبوتی، ف. عباسی، م. (۱۴۰۰)، مطالعه ساختار لیتوسفر و گوشته بالایی در شمال غرب زون برخوردی زاگرس با استفاده از توموگرافی دورلرز سه بعدی. مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۵ (۳)، ۱۳۵-۱۴۹.
- Alavi, M. (1996). Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Geodynamics*, 21, 1-33.
- Allen, M., Jackson, J., & Walker, R. (2003). Late Cenozoic reorganization and the comparison of short term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, 16.
- Arvin, SH., Sobouti, F., Priestley, K., Ghods, A., Motaghi, KH., Tilmann, F., & Eken, T. (2021). Seismic anisotropy and mantle deformation in NW Iran inferred from splitting measurements of SK(K)S and direct S phases. *Geophysical Journal International*, 226, 1417-1431.
- Aster, R.C., Shearer, P.M., & Berger, J. (1990). Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza seismic network, Southern California: Implication for shear wave splitting and earthquake prediction. *Journal of Geophysics Research*, 95, 12449-12473.
- Ambraseys, N.N., & Melville, C.P. (1982). *A History of Persian Earthquakes*, Cambridge University Press.
- Azqandi, M., Abbassi, M.R., Mahmoodabadi, M., Shabaniyan, E., & Sadidkhouy, A. (2024). Crustal deformation and thickness variation from Zagros to Alborz in Iran: New insights from H-κ-c method. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 346, 107-124.
- Azqandi, M., Abbassi, M.R., Javan Doloei, GH., & Sadidkhouy, A. (2023). Fault-kinematic and stress state investigation using focal mechanism solution along the Mosha fault, Alborz Mountain: implication for changing

- seismogenic sources. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16, 3465–3496.
- De Pascale, G.P., Chandler-Yates, N., Dela Pena, F., Wilson, P., May, E., Twiss, A., & Cheng, C.H. (2016). Active tectonics west of New Zealand's alpine fault: South Westland fault zone activity shows Australian plate instability. *Geophysics Research Letter*, 43(7), 3120-3125.
- Duda, R.O. & Hart, P.E. (1973). *Pattern classification and scene analysis*, Wiley, New York.
- Engdahl, E.R. & Villasenor, A. (2002). Global Seismicity: 1900-1999. In: Lee, H.K., Kanamori, H., Jennings, P.C., et al., Eds., *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A*, Academic Press, Amsterdam.
- Engdahl, E.R., Hilst, R.V.D., & Buland, R. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88 (3), 722–743.
- Esmersoy, C. (1999). Split-shear wave inversion for fracture evaluation. 60th Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1400-1403.
- Everitt, B. S., Landau, S., & Leese, M. (2001). *Cluster analysis*, 4th Edition, Arnold, London.
- Fischer, K.M. & Yang, X. (1994). Anisotropy in Kuril-Kamchatka subduction zone structure. *Geophysics Research Letter*, 21, 5–8.
- Fouch, M.J. & Rondenay, S. (2006). Seismic anisotropy beneath stable continental interiors. *Physics Earth Planetu Internathnal*, 158(2-4), 292-320.
- Ghassemi, M.R. (2005). Drainage evolution in response to fold growth in the hanging-wall of the Khazar fault, north-eastern Alborz. *Iran. Basin Research*, 17, 425–436.
- Goswami, CH., Mukhopadhyay, DH., Poddar, B.C. (2009). Geomorphology in relation to tectonics: A case study from the eastern Himalayan foothills of West Bengal, India. *Quaternary International*, 298, 80-92.
- Heintz, M., & Kennett, B.L.N. (2006). The apparently isotropic Australian upper mantle. *Geophysics Research Letters*, 33, L15319.
- Hirata, N., Nambu, H., Shinohara, M., & K. Suyehiro, K. (1992). Seismic evidence of anisotropy in the Yamato crust. *Peoc. OPD. SCI, Result*, 127/128, Pt. 2, 1107-1121.
- Jackson, J., & McKenzie, D.P. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77, 185- 264.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., & Berberian, M. (2002). Active tectonics of Southern Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.
- Kaneshima, S., Ando, M., & Kimura, S. (1988). Evidence from shearwaves plittingf or the restrictiono f seismica nisotropyto the upper crust. *Nature*, 335, 627-629.
- Kaviani, A., Hatzfeld, D., Paul, A., Tatar, M. Priestley, K. (2009). shear wave splitting, lithospheric anisotropy and mantle deformation beneath the Arabia-Eurasia collision zone in Iran. *Earth Planet Sci. Lett.*, 286, 371–378.
- Kaviani, A., Paul, A., Moradi, A., Martin Mai, P., Pilia, S., Boschi, L., Rumpker, G., Lu, Y., Zheng, Sandvol, E. (2020). Crustal and uppermost mantle shear wave velocity structure beneath the Middle East from surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 221(2), 1349–1365.
- Kaviani, A., Sandvol, E., Ku; W., Beck, S.L., Türkelli, N., Özacar, A.A., Jonathan, R., Delph, J.R. (2022). Seismic attenuation tomography of the Sn phase beneath the Turkish-Iranian Plateau and the Zagros Mountain belt, *Geosphere*, 18(4), 1377–1393.
- Levin, V., & Park, J. (1998). A P–SH conversions in a layered media with hexagonally symmetric anisotropy: a cookbook. *Pur. Appl. Geophys.* 151, 669-697.
- Levin, V., Droznin, D., Park, J., & Gordeev, E. (2004). Detailed mapping of seismic anisotropy with local shear waves in southeastern Kamchatka. *Geophys. J. Int.*, 158, 1009 – 1023.
- Liu, E., Li, X.Y., & Queen, J.H. (2000). Discrimination of pore fluids from P and converted shear wave AVO analysis. *Geophysics*, 55, 1070-1088
- Lü, Y., Liu, B., Pei, S., Sun, Y., Toksöz, M.N., Zeng, X. (2012). Pn tomographic velocity and anisotropy beneath the Iran region. *Bull. seism. Soc. Am.*, 102(1), 426–435.
- Long, M.D., & Hilst, R.D. (2005). Estimating Shear-Wave Splitting Parameters from Broadband Recordings in Japan: A Comparison of Three Methods. *B. S. S. A.*, 95(4), 1346–1358.
- Maheri, M.P., Qods, A., & Abbasi, M. (2006). Two-dimensional tomography of ML wave velocity in Iran. *Maheri Peyrov, M., & Abbasi, M. (2016). ML Velocity Tomography in*

- Iranian Plateau. *Journal of the Earth and Space Physics*, 42(2), 263-279.
- Mainprice, D., & Silver, P.G. (1993). Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinent lithosphere. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 78, 257-280.
- Mangino, S., & Priestly, K. (1998). Crustal structure of southern Caspian region. *Geophys. J. Int.*, 133, 630-648.
- Margheriti, L., Lucente, F.P., & Pondrelli, S. (2003). SKS splitting measurements in the Apenninic-Tyrrhenian domain (Italy) and their relation with lithospheric subduction and mantle convection. *J. Geophys. Res.* 108, 2218.
- Mattei, M., Cifelli, F., Alimohammadi, H., Rashid, H., Winkler, A., Sagnotti, L. (2016). Oroclinal bending in the Alborz Mountains (Northern Iran) constraints on the age of South Caspian subduction and extrusion tectonics. *Gondwana Research*, 42, 13-28
- Milligan, G.W., & Cooper, M.C. (1988). A study of standardization of variables in cluster-analysis. *Journal of Classification*, 5, 181-204.
- Motaghi, K.H., Ghods, A.R., Sobouti, F., & Shabanian, E. (2018) Lithospheric seismic structure of the West Alborz - Talesh ranges, Iran. *Geophysical Journal International*, 215(3).
- Movaghari, R., Javan Doloei, G.H. (2019). 3-D crustal structure of the Iran plateau using phase velocity ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, 220, 1555-1568.
- Movaghari, R., JavanDoloei, G.H., Yang, Y., Tatar, M., Sadidkhouy, A. (2021). Crustal radial anisotropy of the Iran Plateau inferred from ambient noise tomography. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 126.
- Nazari, H., Ritz, J.F., Jean-Pierre Burg, J.F., Shokri, M., Haghypour, N., Mohammadi Vizheh, M., Avagyan, A., Fazeli Nashli, H., Ensani, M. (2021). Active tectonics along the Khazar fault (Alborz, Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 219, 104893.
- Nadirov, R.S., Bagirov, E., Tagiyev, M., Lerche, I. (1997). Flexural plate subsidence, sedimentation rates, and structural development of the super-deep South Caspian Basin. *Marine Petrol. Geol.*, 14, 383-400.
- Nemati, M., Hollingsworth, J., Zhan, Z., Bolourchi, M.J., & Talebian, M. (2013). Microseismicity and seismotectonics of the South Caspian Lowlands, NE Iran. *Geophysical Journal International*, 193 (3), 1053-1070.
- Nur, A., & Simmons, G. (1969). Stress-induced velocity anisotropy in rock: An experimental study. *Journal of Geophysical Research*, 74, 6667-6674.
- Nuttli, O.W. (1961). The effect of the Earth's surface on the S wave particle motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 51, 237-246.
- Rashidi, A., Nemati, M., Shafieibafti, S.H., Pourbeyranvand, S.H., Derakhshani, R., & Braitenberg, C. (2023). Structure and kinematics of active faulting in the northern domain of Western and Central Alborz, Iran and interpretation in terms of tectonic evolution of the region. *Journal of Asian Earth Sciences*, 255, 105760.
- Rashidi, A. (2021). Geometric and kinematic characteristics of the Khazar and North Alborz Faults: Links to the structural evolution of the North Alborz-South Caspian boundary, Northern Iran. *J. Asian Earth Sci.* 213, 104755.
- Sadeghi-Bagherabadi, A., Sobouti, F., Ghods, A.R., Motaghi, K.H., Talebian, M., Chen, L., Jiang, M., Ai, Y., & He, Y. (2018). Upper mantle anisotropy and deformation beneath the major thrust-and-fold belts of Zagros and Alborz and the Iranian Plateau. *Geophysical Journal International*, 214, 1913-1918.
- Sadidkhouy, A., Javan Doloei, G.H., & Gheitanchi, M. R. (2006). Crustal seismic anisotropy in the south-central Alborz region using Moho Ps converted phases. *J. Earth and Space Physics*, 32(3).
- Sadidkhouy, A., Javan-Doloei, G.H., & Siahkoohi, H.R. (2008) Seismic anisotropy in the crust and upper mantle of the central Alborz region, Iran. *Tectonophysics*, 456, 194-205.
- Sadidkhouy, A., Javan-Doloei, G.H. & Siahkoohi, H.R. (2008). SKS phase analysis of earthquake waves to determine frontal anisotropy in Central Alborz. *Journal of Geophysics of Iran*, 2, 1-12.
- Savage, M.K. (1999). Seismic Anisotropy and Mantle Deformation; what have we learned from shear wave splitting. *Reviews of Geophysics*, 37(1), 65-91.
- Savage, M.K., Peppin, W.A., & Vetter, U.R. (1990a). Shear-wave anisotropy and stress direction in and near Long Valley Caldera, California, 1979-1988. *J. Geophys. Res.*, 95(11), 165-177.
- Schaeffer, A.J., Lebedev, S., & Becker, T.W. (2016). Azimuthal seismic anisotropy in the Earth's upper mantle and the thickness of tectonic plates. *Geophysical Journal International*, 207(2), 901-933.

- Selim, H.H., Tüysüz, O., A. Karakaş, A., & Taş, K.Ö. (2013). Morphotectonic evidence from the southern branch of the North Anatolian Fault (NAF) and basins of the south Marmara sub-region, NW Turkey. *Quaternary International*, 292, 176-192.
- Mohammadi, N., Sodoudi, F., Mohammadi, E., Sadidkhouy, A. (2013). New constraints on lithospheric thickness of the Iranian plateau using converted waves. *J. Seismol.*, 17(3), 883-895.
- Shearer, P., & Orcutt, J. (1985). Anisotropy in the oceanic lithosphere—theory and observations from the Ngendei seismic refraction experiment in the south-west pacific. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 80, 493-526.
- Sileny, J., & Plomerova, J. (1996). Inversion of shear-wave splitting parameters to retrieve three-dimensional orientation of anisotropy in continental lithosphere. *Phys. Earth Planet. Sci.*, 24, 385-432.
- Silver, P.G. (1996). Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of Geology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 24, 385-432.
- Stoklin, J. (1974). Northern Iran, Alborz Mountain Mesozoic-Cenozoic orogenic belt, data for orogenic studies, *J. Geol. Soc.*
- Stöcklin, J. (1974). Possible ancient continental margin in Iran in: *Geology of Continental Margins*. Burk, C.A. & C.L. Drake, eds., Springer New York, 837-887.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D., & Bergman, E. (2007). The 2004May 28 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran. *Geophysical Journal International*, 170, 249-261.
- Teanby, N.A., Kendall J.M., & Baan, M.V.D. (2004). Automation of shear wave splitting measurements using cluster analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94, 453-463.
- Tsereteli, N., Tibaldi, A., Alania, V., Gventsadse, A., Enukidze, O., Varazanashvili, O., B.I.R. Muller, B.I.R. (2016). Active tectonics of central-western Caucasus, Georgia. *Tectonophysics*, 691, 328-344.
- Tsvankin, I., & Grechka, V. (2001). Parameter estimation for VTI media using PP and PS reflection data. 71st Ann. Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys, 857-860.
- Tsukada, S. (1994). Analysis of shear wave splitting by using high density seismic array data—a quantitative study of anisotropy in the upper crust. Earthquake Reserch Institute, University of TOKYO.
- Vernant P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., & Tavakoli, F. (2004). Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177-185.
- Vidale, J.E. (1986). Complex polarization analysis of particle motion. *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 1511-1530.
- Walker, R., Yetirmishli, G.J., Pierse, I., Kazimova, S.E., & Kazimov, I.E. (2022). The first results of paleoseismological studies between oxford university and republican seismic survey center of Anas. *Seismoprognois Observations in the Territory of Azerbaijan*, 22 (2), 3-8.
- Wolfe, C.J., & Silver, P.G. (1998). Seismic anisotropy of oceanic upper mantle, Shear-wave splitting methodologies and observations. *Journal of Geophysics Research*, 103, 749-771.

Evaluation of shear wave velocity anisotropy in the crust of the southern Caspian sea

Marziyeh Ramezan Zadeh Rostami¹ and Zohreh Sadat Riazi Rad^{2*}

¹ Ph.D. Student, Department of Petroleum, Mining and Geophysics Engineering, Faculty of Civil and Earth Resources Engineering, Central Tehran, Islamic Azad University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Science, Chalous Branch, Islamic Azad University, Chalous, Iran

(Received: 21 May 2024, Accepted: 31 August 2024)

Summary

Anisotropy is one of the most important characteristics of sedimentary and metamorphic rocks, influencing the stability of open and underground spaces. One of the methods that can be used from the seismic data recorded in seismic networks is the polar separation of two perpendicular phases, revealing itself in the form of anisotropy in the earth's crust and mantle. The anisotropy of the shear wave velocity is represented by direction (φ) and the magnitude of time delay (δt). Usually, the direction of shear wave anisotropy is considered as the direction of the fast shear wave component relative to the geographic north, expressed in clockwise degrees. This study utilized data from seismic stations at the Institute of Geophysics, the University of Tehran, and the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering in northern Iran. The data spanned from January 2018 to January 2020 and included earthquakes with a magnitude of $M_L \geq 3.5$. Some stations had recorded good local earthquake data, and by using Ps phase detection in the recorded seismograms, the anisotropy parameters were calculated in these stations. The investigations of the present research were carried out based on one of the standard methods of measuring shear wave derivation. The shear wave analysis window is selected automatically using coding and the pair φ and δt is calculated. In order to better identify the anisotropy of the region and the lack of proper data recording in some seismic stations, original data recorded in local stations were used. Based on Saisan and SAC software, the delay between compression and shear waves was calculated on an average of 1.1 ± 0.03 seconds and a maximum of 20.18 ± 5 degrees. It was also observed using the minimum energy method with an average delay time of 1.25 ± 0.05 seconds and a fast axis azimuth of 18.03 ± 4 degrees. Shear velocity was calculated at each station using inverse modeling. The results show that the velocity value has increased from the Caspian Sea to the Alborz side compared to other studies. The results obtained from the anisotropy map show that the movement of the crust in the eastern region of the southern Caspian Sea is northwest to north. In the south of this area, the trend direction changes to the northeast. In the central region south of the Caspian Sea, the direction of crust movement is towards the northwest, and the southern region of this region, which includes Alborz, shows the northeast direction. In the western region of the Caspian Sea, the movement of the crust is almost northerly, with a small component towards the west and east. Lower than this area, the east-west trend turns, and at the end of Alborz, it takes a northeastward. At the end of the western region of Alborz, the crust plate moves towards the northwest. The current study is slightly different from other studies that have been done in this area, and the reason for this can be attributed to the seismic and tectonic reactivation of the mentioned area.

Keywords: Anisotropy, crust, north of Iran, Alborz, shear wave