

بررسی ناهمگنی‌های جانبی ساختاری در حوضه خزر و شمال پهنه برخوردی ایران با استفاده از پراکنش امواج حجمی به سطحی

مریم گشمرد^۱، فرهاد ثبوتی^{۲*} و شیوا آروین^۳

^۱ دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۳ دکترای تخصصی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

(دریافت: ۱۴۰۳/۱۰/۲۴، پذیرش: ۱۴۰۳/۱۲/۱۲)

چکیده

امواج لرزه‌ای حجمی در برخورد با ناهمگنی‌های ساختاری می‌توانند پراکنده شده و از پراکنش آنها امواج سطحی تولید شود. در این تحقیق به منظور تعیین محل ناهمگنی‌های ساختاری محدوده حوضه خزر در شمال ایران، پدیده پراکنش امواج حجمی SH دورلرز و تبدیل آنها به امواج سطحی LA مورد بررسی قرار گرفت. با شناسایی امواج LA و پراکنده از ناهمگنی‌های ساختاری می‌توان محل آن ساختارها را تعیین کرد. برای این کار از لرزه‌نگاشت‌های ۸۲ ایستگاه باندپهن شبکه‌های موقت لرزه‌نگاری ایران-چین و دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان و تعدادی از ایستگاه‌های دائم شبکه لرزه‌نگاری باندپهن ایران استفاده شده است. پس از پردازش مولفه‌های عرضی ۲۷۵ زمین‌لرزه با بزرگای گشتاوری بزرگتر از ۵/۵ و فواصل رومرکزی ۴۰ تا ۱۰۰ درجه روش و آنالیز فازهای همدوس بر روی داده‌ها در نگاشت‌های ۵ زمین‌لرزه امواج LA و پراکنده با دامنه قابل توجه مشاهده شد. بهترین نتیجه مربوط به زمین‌لرزه ۲۳ ژوئن ۲۰۱۴ با بزرگای گشتاوری ۷/۹ در اقیانوس آرام است که در آن امواج LA و کم‌دامنه با پریود ۲۵ ثانیه و سرعت ۳/۷ کیلومتر بر ثانیه دیده می‌شود. برای تعیین محل پراکنش، از روش بازگشت به عقب در امتداد مسیر پرتو استفاده شد. در این روش با کمک سرعت‌های بدست آمده برای موج برشی و موج LA در روش آنالیز فازهای همدوس، مکان چشمه‌های پراکنش تخمین زده شد. با در کنار هم قرار دادن مکان‌های پراکنش بدست آمده از هر ۵ رویداد نتایج بدین صورت به دست آمد، محدوده اول پراکنش در پشته آپشرون در حوضه خزر جنوبی قرار دارد. در مورد پشته آپشرون عامل پراکنندگی می‌تواند تغییرات و شیب تند در ساختار لایه‌های رسوبی حوضه و لایه پرسرعت زیرین باشد. محدوده دوم در امتداد پهنه گسلی راست‌بر در کشور ترکمنستان، بین حوضه خزر جنوبی و کوه‌های کپه‌داغ در شمال شرق ایران واقع است. محدوده پراکنش سوم در درون کوهزاد البرز مرکزی و شرقی متمرکز است. در مورد البرز شیب زیاد توپوگرافی در بخش‌های شمالی و جنوبی و همچنین زون‌های گسلی اصلی نقش مهمی در پراکنندگی امواج لرزه‌ای دارند. منطقه چهارم در غرب کشور قزاقستان در نزدیکی کمربند چین‌خورده اورال در محل زمین‌درز پالتوزویک تعیین شد. عامل پراکنندگی در آنجا می‌تواند پله ساختاری بین رسوبات و مرز موهو باشد. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که چین‌خوردگی‌های با عرض کم و زون‌های گسلی مرتبط و لبه حوضه‌های رسوبی عمیق می‌توانند عامل پراکنندگی امواج لرزه‌ای باشند.

کلید واژه: پراکنش موج، پراکنده‌کننده، موج برشی، موج LA، همدوسی فاز، مکان‌یابی با روش بازگشت به عقب

۱ مقدمه

پراکنش (Scattering) امواج لرزه‌ای در هنگام برخورد با ساختارهای ناهمگن زمین‌شناختی یکی از عوامل اصلی در پراکنده شدن انرژی آنهاست (ماندا و همکاران، ۲۰۱۴). مطالعات نشان می‌دهند که عواملی مانند طول موج پرتو تابیده و نسبت آن با ابعاد محل پراکنش، تغییرات امپدانس در محیط و سایر ویژگی‌های فیزیکی مانند شکل و ابعاد محل پراکنش در پراکنش و تبدیل امواج از یک نوع به نوع دیگر موثر هستند (شیرر، ۲۰۰۷). ناهمگنی‌های ساختاری تغییرات سرعت لرزه‌ای قابل توجهی در زمین ایجاد می‌کنند که می‌تواند منشا پراکنش باشد. در اغلب موارد این ناهمگنی‌های لرزه‌ای توزیعی تصادفی دارند، بنابراین میدان موج پراکنده نیز توزیع شده و کم‌انرژی است به طوری که تنها می‌توان یک توصیف آماری برای توزیع ناهمگنی‌ها ارائه کرد (یو و همکاران، ۲۰۱۷). در مقابل، عوارض ساختاری دیگری نظیر اختلاف توپوگرافی شدید، لبه‌های حوضه‌های رسوبی، پله‌های ساختاری در مرز موهو و پهنه‌های گسلی می‌توانند به صورت پراکنده‌کننده قوی عمل کرده و امواج پراکنده با دامنه بزرگ تولید کنند. مطالعه پدیده پراکنش موج می‌تواند منجر به آشکارسازی چشمه‌های قوی پراکنش شود و از این طریق به بررسی ساختارهای زمین‌شناختی و فرایندهای دگرشکلی در پوسته و لیتوسفر زمین کمک کند (فینلای و همکاران، ۲۰۱۹؛ یو و همکاران، ۲۰۲۱). علاوه بر این میدان موج پراکنده موجب کاهش دامنه امواج اصلی در مسیر انتشارشان می‌شود. یکی از عوامل مهم در محاسبه روابط کاهیدگی در نظر آوردن اثر پراکنش امواج است. بنابراین تخمین چشمه‌های پراکنش امواج در یک منطقه می‌تواند به برآورد بهتر اثر پراکنش بر روابط کاهیدگی کمک کند. این اطلاعات جزء مهمی از مطالعات برآورد خطر لرزه‌ای هستند. آشکارسازی و تعیین محل ناهمگنی‌های قوی جانبی با شکل ساختاری تقریباً عمودی یک چالش مهم محسوب

می‌شوند. پراکنش امواج حجمی به امواج سطحی امکان آشکارسازی این ساختارها را فراهم می‌کند. برخلاف روش‌هایی مانند تابع گیرنده که معمولاً مرزهای سرعتی افقی یا کم‌شیب را آشکار می‌کنند (لانگستون، ۱۹۷۹)، امواج سطحی به دلیل نحوه انتشارشان توانایی آشکارسازی ناهمگنی‌های جانبی واقع در مسیر جبهه موج را دارند (یو و همکاران، ۲۰۱۷). امواج سطحی به دلیل گسترش هندسی دوبعدی نسبت به امواج حجمی، کاهیدگی کمتری داشته و تا فواصل دورتر می‌توانند ثبت شوند. با این حال به علت این که امواج پراکنده در مبدا تشکیل، معمولاً دارای انرژی کمی هستند در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری نیز با دامنه کم ثبت می‌شوند. شانس دریافت این امواج کم‌انرژی زمانی بیشتر می‌شود که شبکه ایستگاهی متراکم باشد و ایستگاه‌های بیشتری موج را ثبت کنند. در مطالعات متعددی تبدیل امواج حجمی به دو موج سطحی لاو و ریلی بررسی شده است (بنیستر و همکاران، ۱۹۹۰؛ فینلای و همکاران، ۲۰۱۹؛ فورومورا و همکاران، ۱۹۹۸؛ ماندا و همکاران، ۲۰۱۴؛ رونا و مندوزا، ۱۹۹۶؛ یو و همکاران، ۲۰۱۷؛ ۲۰۲۱). پدیده پراکنش امواج انواع مختلفی دارد، مانند تبدیل امواج حجمی به یکدیگر، تبدیل امواج سطحی به یکدیگر و یا تبدیل یک موج حجمی به یک موج سطحی. در این تحقیق به طور خاص تبدیل موج حجمی SH به موج سطحی لاو در پهنه ایران مورد بررسی قرار گرفت. موج لاو حاصل از پراکندگی موج برشی تفاوت‌هایی را با یک موج لاو دورلرز دارد. موج لاو دورلرز در نزدیکی رومرکز زمین‌لرزه در لایه‌های سطحی زمین ایجاد می‌شود و با اختلاف زمان زیاد نسبت به امواج حجمی و با دامنه بزرگ توسط ایستگاه‌ها دریافت و ثبت می‌شود. موج لاو پراکنده به دلیل کاهیدگی ناشی از پدیده پراکنش دامنه کمی دارد. این موج به دلیل داشتن سرعتی کمتر از سرعت موج SH با فاصله زمانی کمی بعد از آن و در میان کدای S می‌رسد. امواج لاو پراکنده که توسط ایستگاه‌های مختلف ثبت

ضحیم‌تر است (عبدلایف و همکاران، ۲۰۱۵). بر طبق مطالعات لرزه‌شناسی (مانجینو و پریستلی، ۱۹۹۸؛ ایران‌دوست و همکاران، ۲۰۲۲) ضخامت رسوبات در حوضه‌ی خزر جنوبی بین ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر است که در جنوب غرب حوضه به بیشترین مقدار خود می‌رسد و شواهدی بر اقیانوسی بودن پی‌سنگ آذرین قسمت میانی آن وجود دارد. چنین به نظر می‌رسد که رسوبات بر روی یک پی‌سنگ اقیانوسی به ضخامت ۱۰ کیلومتر قرار گرفته‌اند (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). این باور وجود دارد که پوسته اقیانوسی در زیر پشته آپشرون به سوی شمال فرورانش می‌کند (گولونکا، ۲۰۰۷). بر طبق نظر آلن و همکاران (۲۰۰۳) پی‌سنگ حوضه خزر جنوبی شبیه یک بلوک سخت، مقاوم و بدون تغییرشکل داخلی است که نقش مهمی در چگونگی شکل‌گیری کمربندهای چین‌خورده و رانده پیرامونش داشته است. در زیر خزر جنوبی عمق کف پوسته از حدود ۳۰ کیلومتر در حاشیه جنوبی تا ۴۵ کیلومتر به سمت پشته آپشرون-بالخان افزایش می‌یابد (ایران‌دوست و همکاران، ۲۰۲۲). حوضه رسوبی عمیق در غرب ترکمنستان، مابین پهنه گسلی و ضلع شرقی خزر جنوبی در مطالعه ایران‌دوست و همکاران (۲۰۲۲) بی‌هنجاری کم‌سرعت تا اعماق بیش از ۱۵ کیلومتر نشان می‌دهد. شرایط تقریباً مشابهی در سمت مقابل و در حوضه رسوبی کورا در غرب خزر جنوبی برقرار است. به عبارت بهتر می‌توان گفت از نظر ساختاری مجموعه کمربند چین‌خورده-رورانده کپه‌داغ تا خزر جنوبی و حوضه رسوبی کورا در غرب خزر جنوبی شامل لایه‌های رسوبی کم‌سرعت و عمیقی هستند که بر روی یک لایه پرسرعت قرار گرفته‌اند. در مورد کوهزادهای البرز و کپه‌داغ عمق موهو به ترتیب تا ۵۰ و ۴۵ کیلومتر می‌رسد (راستگو و همکاران، ۲۰۱۸؛ ایران‌دوست و همکاران، ۲۰۲۲). مهم‌ترین تفاوت بین البرز و کپه‌داغ در این است که با وجود آن که عرض البرز در حدود ۲ برابر کپه‌داغ است ولی درصد

شده‌اند از آنجا که همگی در یک مکان ایجاد شده‌اند همدوس (Coherent) هستند، به همین دلیل با کمک آنالیز فازهای همدوس و با داشتن اختلاف زمان رسید موج برشی اولیه و موج لاو حاصل می‌توان محل پراکنش را پیدا کرد (یو و همکاران، ۲۰۱۷). در مطالعاتی که تا به امروز بر روی پوسته ایران انجام شده تمرکز بسیار کمی بر پراکنش امواج لرزه‌ای بوده و لزوم مطالعه بیشتر در این زمینه احساس می‌شود. منطقه مطالعاتی این تحقیق در ابتدا تمام فلات ایران بود. بدین منظور از داده‌های تمامی شبکه‌های لرزه‌نگاری دائم و موقت کشور که در دسترس بودند برای تعیین محل‌های پراکنش موج SH به موج لاو استفاده شد. در نهایت مشخص شد که در بسیاری از مناطق ایران پوشش ایستگاهی برای آشکارسازی چشمه‌های پراکنش کافی نیست. در شمال غرب و غرب ایران پوشش ایستگاهی کافی برای اهداف مطالعه وجود داشت و نتایج قابل گزارش برای لبه شمالی پهنه برخوردی ایران حاصل شد. در ادامه مراحل پردازش داده و تخمین محل چشمه‌های پراکنش توضیح داده می‌شود و سپس در باره‌ی ماهیت چشمه‌های پراکنده‌کننده بحث می‌شود.

۲ ساختار پوسته در پهنه شمالی ایران

فلات ایران شامل کمربند فعال رورانده-چین‌خورده زاگرس، زون سنندج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، کوهزادهای البرز و کپه‌داغ، بلوک‌های میان‌قاره‌ای ایران مرکزی و پهنه فرورانش مکران است. در این میان حوضه خزر جنوبی در بین رشته‌کوه‌های قفقاز، تالش، البرز و کپه‌داغ واقع شده است. بخش غربی حوضه از نظر رسوب‌گذاری به دلیل تفاوت در ساختار پوسته کاملاً با بخش شرقی متفاوت است (رابرت و همکاران، ۲۰۱۲). مدل‌های گرانی نشان می‌دهند که چگالی پوسته در حوضه‌ی خزر جنوبی در بخش غربی قابل مقایسه با ساختار پوسته اقیانوسی است، در حالی که پوسته بخش شرقی

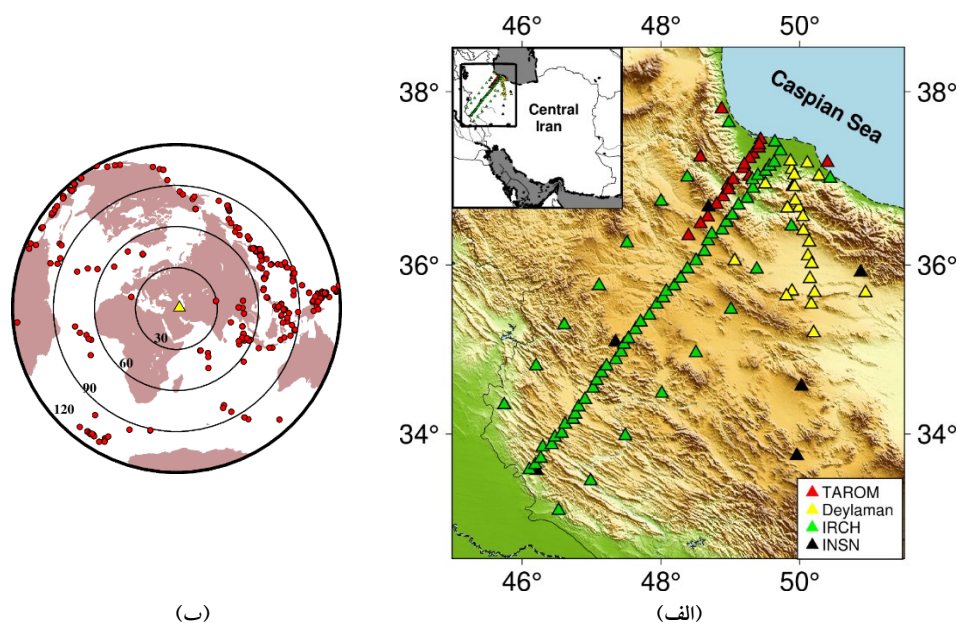
(مانند SH، PS، SS، SKS و غیره) کوتاه بوده و موج لاو پراکنده شده از اولین فاز برشی با فازهای بعدی تداخل می‌کند و امکان تشخیص آن کم می‌شود. همچنین در فواصل بیش از ۱۰۰ درجه اولین موج برشی رسیده، فاز پراش یافته S_{diff} است که دامنه‌اش معمولاً کوچک بوده و نمی‌تواند امواج لاو به اندازه کافی قوی تولید کند. بنابراین تمرکز کار بر روی فواصل رومرکزی ۴۰ تا ۱۰۰ درجه قرار داده شد. پردازش اولیه شامل حذف پاسخ دستگاهی، یکسان‌سازی فرکانس داده‌برداری برای دستگاه‌های مختلف و چرخاندن از مختصات ZNE به ZRT بود. این کارها در نرم‌افزار SAC انجام شد. پردازش اولیه و حذف داده‌های با نسبت سیگنال به نوفه پایین منجر به انتخاب نگاشت‌های ۲۷۵ زمین‌لرزه برای پردازش‌های بعدی شد. توزیع مکانی این زمین‌لرزه‌ها در شکل ۱ب نشان داده شده است.

کوتاه‌شدگی هر دو یکسان است و این تفاوت می‌تواند به دلیل زیرراندگی حوضه‌ی خزر جنوبی به زیر خزر میانی باشد (آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

۳ داده و روش کار

۳-۱ پردازش اولیه و آماده‌سازی داده‌ها

این مطالعه بر روی لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده در ۸۲ ایستگاه باندهن شبکه‌های موقت در غرب و شمال غرب ایران و تعدادی از ایستگاه‌های دائم شبکه ملی باندهن ایران در بازه‌ی زمانی یک‌ساله ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۴ انجام شده است (شکل ۱الف). برای این کار ابتدا زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۵/۵ با فاصله رومرکزی ۳۰ تا ۱۲۰ درجه نسبت به شهر رودبار در استان گیلان انتخاب شدند. در بررسی لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده معلوم شد که در فواصل کمتر از ۴۰ درجه، فاصله‌های زمانی بین فازهای متوالی موج برشی



شکل ۱. الف) توزیع مکانی ایستگاه‌های مورد استفاده، شامل: شبکه‌های موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان (قرمز و زرد) و شبکه ایران-چین (سیز) و شبکه دائمی باندهن ایران (سیاه). ب) زمین‌لرزه‌های ثبت شده توسط این شبکه‌ها در بازه زمانی ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۴ با بزرگای گشتاوری بیش از ۵/۵ و فاصله رومرکزی ۳۰ تا ۱۲۰ درجه که در این تحقیق مورد بررسی قرار گرفت.

۲-۳ یافتن امواج لاو پراکنده

هدف این پردازش یافتن امواج لاو پراکنده شده همدوس از چشمه‌های پراکنش در مسیر امواج برشی است. برای تشخیص این امواج از هر سه مولفه لرزه‌نگاشت‌ها استفاده شد، ولی تمرکز اصلی بر روی مولفه عرضی قرار داده شد زیرا که موج لاو بر روی این مولفه دامنه بزرگ‌تری دارد. با استفاده از مدل سرعتی جهانی IASP91 زمان رسید فازهای مختلف لرزه‌ای محاسبه شده و فازها علامت‌گذاری شدند. بر روی لرزه‌نگاشت‌ها فیلتر میان‌گذر اعمال شد و سپس برخط و برحسب زمان رسید مرتب شدند. فیلترهای مختلفی برای تضعیف ریزلرزه‌های زمینه‌ای بر روی نگاشت‌ها اعمال شد و در نهایت با فیلتر میان‌گذر ۰/۰۲ تا ۰/۱ هرتز امواج همدوس با دامنه بزرگ‌تری قابل تشخیص بودند. در این مرحله شکل‌موج‌ها بار دیگر بازمینی و نمونه‌های با نوفه زیاد حذف شدند. پراکنش امواج ناهمگنی‌های ساختاری در هر نقطه‌ای در مسیر امواج می‌تواند روی دهد، اما با افزایش فاصله، امواج لاو پراکنده دامنه‌شان کاهش یافته و در میان میدان‌های موج دیگر محو

خواهند شد. بنابراین تنها اگر پراکنش در فاصله چندصد کیلومتری و کمتر، از ایستگاه لرزه‌ای روی دهد احتمال شناسایی آن قابل توجه خواهد بود. امواج لاو پراکنده، با یک تاخیر زمانی حداکثر چندصد ثانیه‌ای پس از موج برشی اولیه به ایستگاه می‌رسد به این منظور برای شناسایی امواج لاو پراکنده یک پنجره زمانی از ۵۰ ثانیه پیش، تا ۴۰۰ ثانیه بعد از زمان رسید اولین فاز S انتخاب شد. با مرتب کردن لرزه‌نگاشت‌ها بر حسب فاصله از چشمه زمین‌لرزه، امواج پراکنده لاو با یک برون‌راند بر روی نگاشت‌ها قابل تشخیص هستند. مقدار برون‌راند متناسب با سرعت آن امواج و متفاوت از برون‌راند امواج برشی اولیه است (شکل ۲الف). نگاشت‌های تمامی ۲۷۵ زمین‌لرزه به صورت چشمی واریسی شدند. این بررسی در نهایت منجر به انتخاب ۵ رویداد دورلرز با امواج لاو پراکنده پر دامنه در ایستگاه‌ها شد. مشخصات این ۵ رویداد در جدول ۱ آورده شده است. در مراحل بعد آنالیز فاز و مکان‌یابی چشمه‌های پراکنده‌کننده بر روی این رویدادها انجام شد.

جدول ۱. مشخصات ۵ زمین‌لرزه‌ای که در نگاشت آنها موج لاو حاصل از پراکنش مشاهده شد.

شماره زمین‌لرزه	زمان زمین‌لرزه (ث. د. س. - م. ر. م. س)	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)	بزرگای گشتاوری	آزموت پستی (درجه)	فاصله رومرکزی (درجه)
۱	۲۳-۰۶-۲۰۱۴ — ۰۹-۵۳-۲۰	۱۷۸/۷۶	۵۱/۷۹	۷/۹	۲۷-۲۹	۸۰-۸۳
۲	۲۵-۱۰-۲۰۱۳ — ۱۹-۱۰-۱۷	۱۴۴/۶۶	۳۷/۱۵	۷/۱	۵۴-۵۷	۷۱/۷-۷۶/۶
۳	۲۶-۰۲-۲۰۱۴ — ۴۰-۱۳-۲۱	-۱۷۱/۸۲	۵۳/۶۰	۶/۱	۲۱-۲۳	۸۲-۸۷
۴	۰۲-۰۳-۲۰۱۴ — ۲۳-۱۱-۲۰	۱۲۷/۳۶	۲۷/۴۳	۶/۳	۷۰/۶-۷۳/۹	۶۴/۵-۶۸/۶
۵	۲۰-۰۷-۲۰۱۴ — ۴۷-۳۲-۱۸	۱۴۸/۷۸	۴۴/۶۴	۶/۳	۴۶-۴۸/۶	۷۰-۷۵

۳-۳ آنالیز فازهای همدوس

برای تعیین ماهیت امواج پراکنده دیده شده بر روی نگاشت‌ها از روش آنالیز فاز شیمل و پاولسون (۱۹۹۷) استفاده شد. روش آنالیز فاز، سیگنال‌ها را به جای دامنه بر

حسب فاز آنها برانبارش کرده و به این ترتیب توانایی آشکارسازی امواج همدوس بسیار ضعیف را دارد. از آنجا که امواج همدوس هم‌فاز هستند در فرایند برانبارش دامنه‌هایشان بر یکدیگر افزوده می‌شود. در حالی که امواج

را مشاهده کرد، به طوری که بر روی نمودار زمان سیر، در بخش‌هایی که امواج همدوس ضعیف با فازهای اصلی قوی‌تر تداخل کرده و به صورت چشمی قابل تشخیص نیستند، باز هم کندی آنها قابل محاسبه خواهد بود. با کمک آنالیز فازهای همدوس نمودار فرکانس-زمان رویداد هم به دست می‌آید که یک نمونه از آن در شکل ۲ آمده است. از روی این نمودار می‌توان فرکانس موج پراکنده شده را تخمین زد. در این مورد خاص به نظر می‌رسد که فرکانس موج لاو در محدوده ۰/۰۴ تا ۰/۰۵ هرتز منطبق با پریودهای ۲۰ تا ۲۵ ثانیه است.

کارهای محاسباتی این قسمت در محیط‌های بش اسکرپیت و متلب انجام شد.

۳-۴ مکان‌یابی محل‌های پراکنش

در مرحله پایانی، موقعیت جغرافیایی مکان‌هایی که نقش پراکنده‌کننده را بازی کرده‌اند و باعث تبدیل امواج S به موج لاو شده‌اند، به کمک روش تصویر به عقب تخمین زده شد. این روش بر اساس تاخیر زمان رسید موج پراکنده لاو نسبت به یک موج مرجع (در این جا موج برشی مولد آن در چشمه پراکنش) است. برای هر رویداد، ابتدا فاز برشی‌ای که توانسته بود موج لاو را ایجاد کند شناسایی شد. برای بیشتر رویدادها بیش از یک فاز لاو بر روی نمودار کندی-زمان مشاهده شد. ساختار پراکنده‌کننده می‌تواند فازهای متوالی موج برشی را پراکنده کند و فاز لاو هر یک در زمانی متفاوت بر روی نمودار ظاهر می‌شود. در ادامه تنها امواج لاو قوی و با مقادیر همدوسی بالاتر انتخاب شد و برای جلوگیری از اشتباه گرفتن امواج لاو پراکنده با سایر فازهای کم‌سرعت، بازه کندی به محدوده‌ی امواج لاو یعنی ۲۵ تا ۳۵ ثانیه بر درجه محدود شد. قدم بعدی در تعیین محل پراکنش انتخاب یک مدل سرعتی مناسب بود. مرتضی‌نژاد و رحیمی (۲۰۱۸) سرعت گروه موج لاو را در بخش‌هایی از حاشیه حوضه‌ی خزر جنوبی برای پریود ۱۰ ثانیه بین ۲/۶

غیرهمدوس مانند نوفه‌ها حذف می‌شوند آنالیز فاز در بازه‌ی کندی امواج برشی و لاو بین صفر تا ۴۰ ثانیه بر درجه انجام شد. ابتدا تبدیل هیلبرت بر شکل موج‌ها اعمال شده و سیگنال تحلیلی محاسبه شد و پس از بهنجارش دامنه‌ها، شکل موج‌های تحلیلی طبق رابطه زیر برانبارش شدند و متغیری به نام همدوسی فاز محاسبه شد:

$$c(t) = \frac{1}{N} \left| \sum_{j=1}^N e^{i\Phi_j(t)} \right| \quad (1)$$

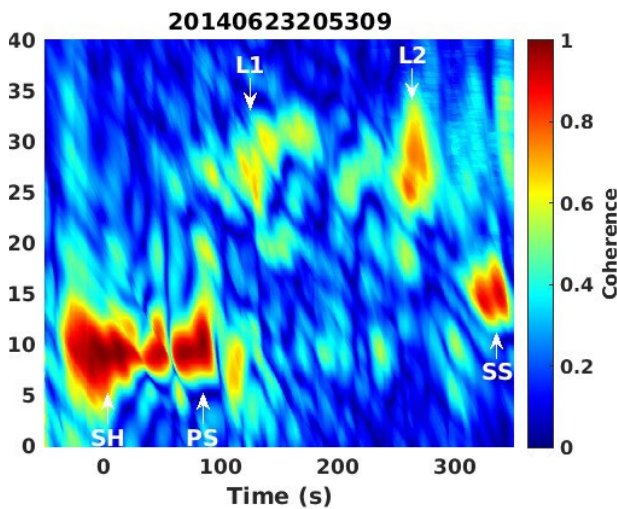
که N تعداد شکل موج‌ها و $\Phi_j(t)$ فاز لحظه‌ای شکل موج ژام است. همدوسی فاز $C(t)$ مقادیری بین صفر تا یک دارد به طوری که هرچه درصد همدوسی موج‌ها بیشتر باشد این عدد به یک نزدیکتر و برای سیگنال‌هایی مانند نوفه که هیچ شباهتی به هم ندارند و هم‌فاز نیستند برابر با صفر است. مقادیر کندی هر مجموعه همدوس، با کمک شیب نمودار زمان سیر محاسبه و نمودار کندی-زمان آن رسم شد (شکل ۲ب). در این شکل دیده می‌شود که فازهای همدوس در دو محدوده کندی جمع شده‌اند. محدوده ۵ تا ۱۵ ثانیه/درجه منطبق با کندی امواج برشی دورلرز است و محدوده ۲۵ تا ۳۵ ثانیه/درجه منطبق با امواج سطحی است (L_1 و L_2) و ما این امواج را امواج لاو پراکنده شده تفسیر می‌کنیم. در شکل ۲پ افت دامنه امواج لاو پراکنده با فاصله در میان آرایه ایستگاه‌های لرزه‌نگاری رسم شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود روند افت دامنه آن مطابقت بهتری با پخش هندسی دوبعدی با نسبت $1/\sqrt{R}$ دارد تا پخش هندسی سه‌بعدی با نسبت $1/R$. این مشاهده تاییدی بر این است آنچه در نتایج به عنوان موج پراکنده دیده می‌شود در حقیقت یک موج سطحی است. که یکی از امتیازات روش آنالیز فاز این است که توانایی آشکارسازی سیگنال‌های هم‌فاز ضعیف و کم‌دامنه را دارد. مزیت دیگر این روش این است که در نمودار کندی-زمان در یک زمان ثابت، می‌توان امواجی با کندی‌های متفاوت

شد:

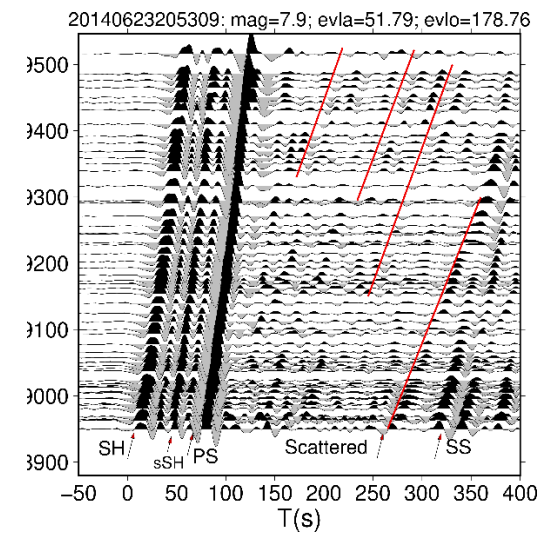
$$\Delta x = \Delta t \times \frac{(V_s \times V_l)}{V_s - V_l} \quad (2)$$

که در آن Δx فاصله پراکنده کننده از ایستگاه لرزه‌ای، V_s سرعت موج S، V_l سرعت موج لاو و Δt اختلاف زمان رسید دو موج است. در این رابطه مسیر پرتوها در سطح افقی، یک خط راست فرض شده و از انحنای مسیر به خاطر ناهمگنی‌های جانبی سرعت صرف نظر شد. برای سرعت

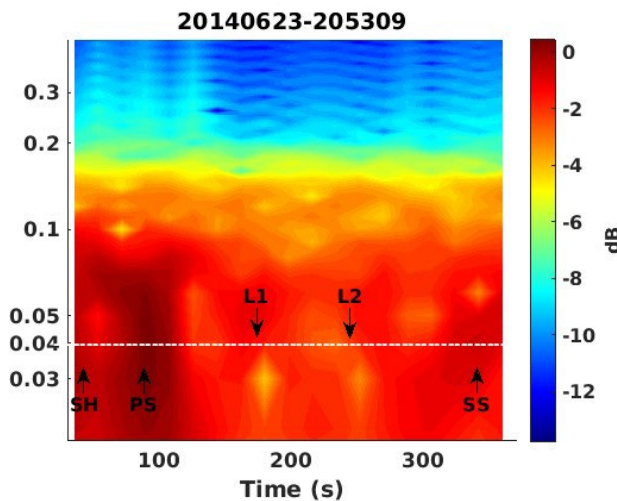
تا ۳/۰ کیلومتر بر ثانیه و برای پریود ۲۰ ثانیه بین ۲/۷ تا ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه به دست آوردند. با کمک مدل جهانی GDM52 اکستروم (۲۰۱۱) و مقادیر بدست آمده در مطالعه مرتضی‌نژاد و رحیمی (۲۰۱۸)، اطمینان حاصل شد که امواج پراکنده دیده شده بر روی نگاشت‌ها از نوع موج لاو هستند. برای تعیین محل پراکنش که در راستای مسیر پرتو از چشمه تا ایستگاه قرار دارد از رابطه ریاضی زیر استفاده



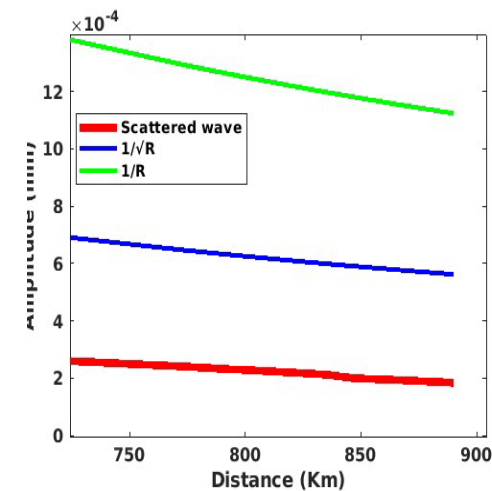
(ب)



(الف)



(ت)

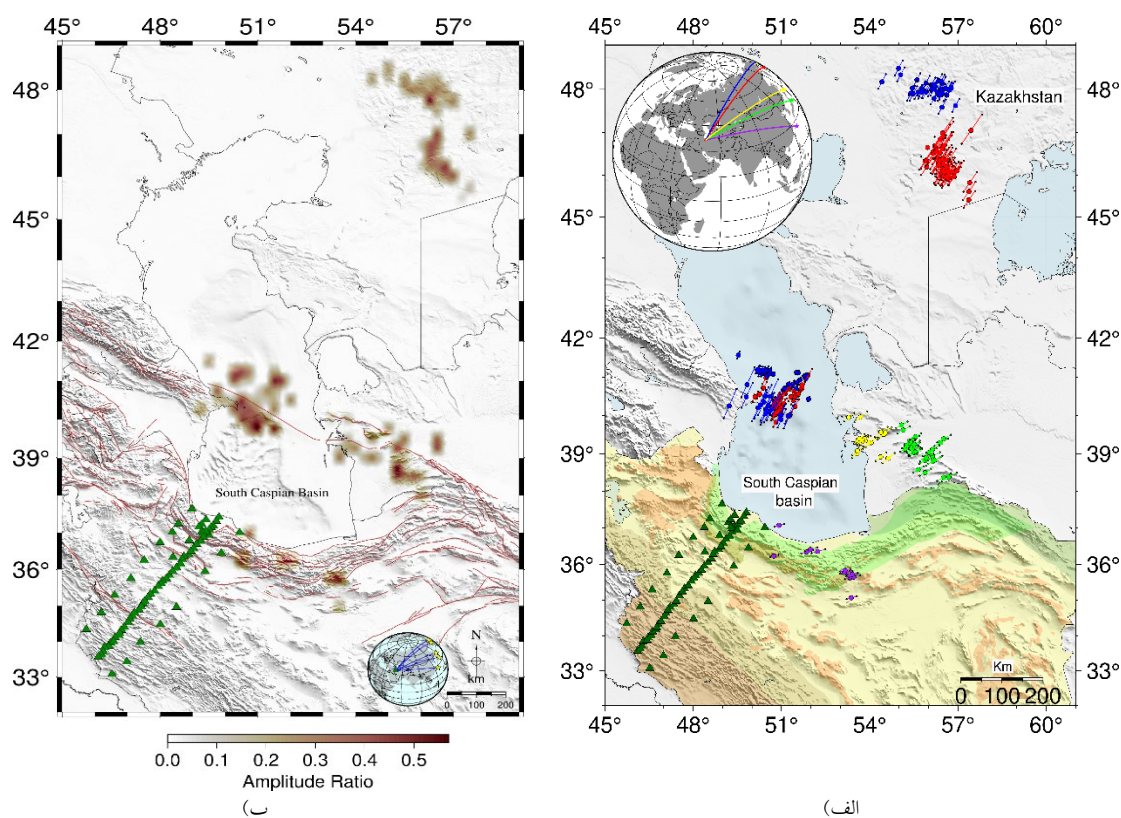


(پ)

شکل ۲. الف) نمودار فاصله بر حسب زمان رسید مولفه‌های عرضی در زمین‌لرزه ۲۳ ژوئن سال ۲۰۱۴ با بزرگای ۷/۹ که در روی آن فازهای مختلف موج برشی S و امواج پراکنده همدوس که برخی از آنها با خط قرمز مشخص شده‌اند، دیده می‌شوند. ب) نمودار کندی-زمان فازهای S و مجموعه امواج لاو پراکنده L1 و L2 پ مقایسه شیب تغییرات دامنه موج لاو پراکنده (قرمز) با شیب خط 1/R (سبز) و شیب خط 1/R (آبی) ت) نمودار فرکانس بر حسب زمان این زمین‌لرزه.

برای هر کدام یک نقطه تعیین شد (شکل ۳ الف). برای هر مسیر پرتو، نسبت بیشینه دامنه موج پراکنده به دامنه موج برشی محاسبه شد و این مقدار به مکان پراکنده کننده بر روی آن مسیر نسبت داده شد. بدین ترتیب یک نقشه از دامنه‌ها رسم شد (شکل ۳ ب). این نقشه کمک می‌کند که بتوان محل پراکنده کننده‌ها را از اثر مجموع پرتوهایی که آنها را درنوردیده‌اند به دست آورد. زیاد بودن دامنه‌ها در یک نقطه نشان‌دهنده این است که در آن نقطه پراکنده کننده‌ها قوی‌تر عمل کرده و موج لاو با دامنه بزرگتری ایجاد کرده‌اند.

موج برشی از مدل سرعت جهانی IASP91 استفاده شد و مقادیر سرعت هر فاز با درصدی از نایقینی در نمودار کندی-زمان مشخص شد. فاصله‌های محاسبه شده و مکان‌های تعیین شده برای پراکنش نیز دارای مقداری نایقینی است که مهم‌ترین علت آن دقیق نبودن سرعت موج‌های برشی و لاو است. برای محاسبه این نایقینی، در نمودار کندی-زمان بازه‌ی خطای سرعت ظاهری موج برشی از ± 0.5 کیلومتر بر ثانیه تا ± 1 کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شد. در مرحله بعد فاصله پراکنده کننده از ایستگاه لرزه‌ای در امتداد مسیر هر پرتو به طور جداگانه محاسبه و



شکل ۳. الف) نقاط پراکنش به دست آمده برای ۵ زمین‌لرزه با درصد خطاهای $0.5 \pm$ و $1 \pm$ کیلومتر بر ثانیه. زمین‌لرزه‌های ۱، ۲، ۳، ۴ و ۵ جدول دو به ترتیب با رنگهای قرمز، سبز، آبی، بنفش و زرد نشان داده شده‌اند. ب): محل‌های پراکنش بدست آمده در این تحقیق بر حسب نسبت دامنه موج پراکنده به دامنه موج برشی.

مکان پراکنده کننده‌ها را در محدوده‌ی دریای خزر و نواحی اطراف آن نشان دادند (جدول ۱). اولین مورد که قوی‌ترین امواج پراکنده را نشان می‌دهد، زمین‌لرزه ۲۳

۴ نتایج

پس از پردازش ۲۷۵ رویداد دورلرزه، در ۵ مورد از آنها شواهدی از امواج پراکنده با دامنه‌های متفاوت دیده شد که

مشابهی با زمین‌لرزه اول عبور کرده و برون‌راند نسبتا مشابهی نیز دارد. بزرگای این زمین‌لرزه کم‌تر است ولی با این حال نتایجی کاملا منطبق با زمین‌لرزه اول نشان می‌دهد. رویداد سوم زمین‌لرزه ۲۵ اکتبر ۲۰۱۳ است که با بزرگای ۷/۱ با آزمون پستی ۵۶° در اقیانوس آرام رخ داده است. این رخداد به همراه رخداد دیگری در ۲۰ ژوئیه ۲۰۱۴ با بزرگای گشتاوری ۶/۳ محل پراکنش را به ترتیب در کوهزاد کپه‌داغ و محدوده‌ی گسله راست‌بر ترکمنستان نشان می‌دهد. آخرین زمین‌لرزه‌ای که موج لاو پراکنده نشان می‌دهد رویداد ۲ مارس ۲۰۱۴ است که در درازگودال فیلیپین در اقیانوس آرام رخ داده و پرتوهای آن از شمال‌شرق وارد فلات ایران شده و ضمن عبور از کوهزاد البرز توسط تعداد محدودی از ایستگاه‌های بخش البرز و مرکزی شبکه ایران-چین ثبت شده است. محل‌های پراکنش این ۵ زمین‌لرزه (شکل ۳ب) در محدوده‌های مجزا تجمع دارند. نزدیک‌ترین محدوده به ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در درون کوهزاد البرز مرکزی و شرقی متمرکز است. پرتوهایی که این محدوده را آشکار کرده‌اند از شمال شرق ایران وارد شده و کوه‌های البرز را پیش از رسیدن به ایستگاه‌ها در نور دیده‌اند. محدوده بعدی پراکنده‌کننده‌ها در امتداد خطواره‌ی ساختاری کپه‌داغ-پشته آپشرون-قفقاز علیا گسترش یافته‌اند. محدوده آخر

ژوئن ۲۰۱۴ با بزرگای گشتاوری ۷/۹ و با آزمون پستی ۲۷° در درازگودال کوریل-کامچاتکا در اقیانوس آرام است که امواج لرزه‌ای آن از بخش شرقی خزر عبور کرده و توسط ایستگاه‌ها ثبت شده بود. در شکل موج‌های این زمین‌لرزه به علت بزرگای و انرژی زیاد آن، امواج لاو حاصل از پراکنش با دامنه قابل توجه مشاهده شد. خط‌های قرمز در شکل ۲ الف تعدادی از امواج سطحی پراکنده آن را پس از زمان رسید موج اولیه SH به خوبی نشان می‌دهد. نمودارهای کندی-زمان، فرکانس-زمان و نمودار تغییرات دامنه امواج پراکنده شده با فاصله در شکل ۲ آورده شده است. کندی محاسبه شده برای امواج لاو، در بازه‌ی ۳۰-۲۵ ثانیه بر درجه قرار دارد که معادل سرعتی در محدوده‌ی ۴/۰۲-۳/۷۰ کیلومتر بر ثانیه است. کندی موج S برخوردی در محدوده‌ی ۱۲-۹ ثانیه بر درجه بوده که معادل سرعت ظاهری ۹/۱-۱۲/۲ کیلومتر بر ثانیه است (جدول ۲). همچنین دوره تناوب موج لاو در حدود ۲۵ ثانیه تعیین شد. در مرحله مکان‌یابی با کمک رابطه بین اختلاف زمان رسید دو موج S و لاو فاصله محل پراکنش تا هر ایستگاه برای هر پرتو به صورت جداگانه تعیین شد (شکل ۳). مورد دوم، زمین‌لرزه ۲۶ فوریه ۲۰۱۴ با بزرگای ۶/۱ است که در همان محدوده‌ی درازگودال کوریل-کامچاتکا رخ داده و با آزمون پستی ۲۲° از مسیر تقریبا

جدول ۲. نمودار زمان رسید و کندی فازهای مختلف S و امواج لاو پراکنده حاصل از هر یک از آنها در زمین‌لرزه ۲۳ ژوئن ۲۰۱۴. اختلاف زمان رسید فازهای S با امواج لاو مربوطه‌شان تقریبا یکسان است. فاز PS که کندی بیشتری دارد (سرعت کمتر) موج لاو با کندی بیشتر تولید کرده است.

نوع موج	زمان رسید (ثانیه)	زمان رسید موج لاو مربوطه (ثانیه)	اختلاف زمان رسید امواج S و لاو (ثانیه)	کندی موج S (ثانیه/درجه)	کندی موج لاو مربوطه (ثانیه/درجه)
موج SH	۱۳۳۸	۱۴۳۵	۹۷	۱۰/۱۶۲	۲۷
فاز sSH	۱۳۸۷	۱۴۸۴	۹۷	۱۰/۲۶۷	۲۷
فاز PS	۱۴۰۱	۱۴۹۹	۹۸	۱۲/۲۳۲	۳۰

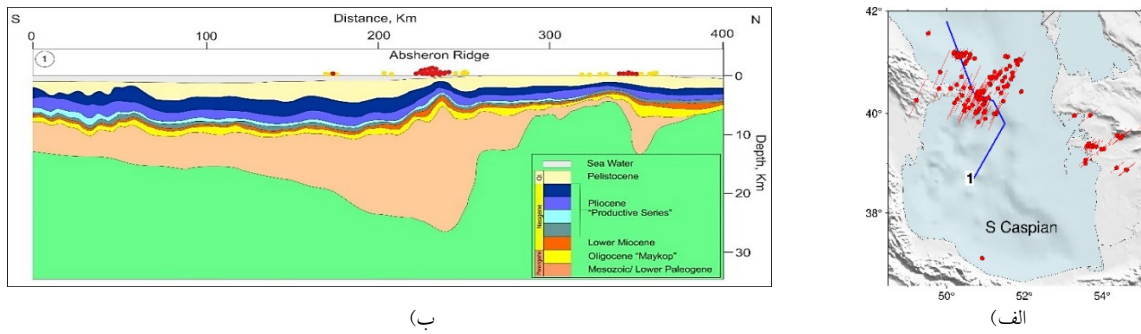
در فاصله‌ای دورتر و در غرب کشور قزاقستان در نزدیکی کمربند چین خورده اورال در محل یک زمین درز قدیمی دوران پالئوزوئیک تعیین شده است.

۵ بحث و بررسی نتایج

تعیین محل پراکنش امواج لرزه‌ای می‌تواند اطلاعات مفیدی در مورد ساختار تکتونیکی، هندسه تغییرشکل پوسته و ارتباط بین محل‌های پراکنش و ساختارهای زمین‌شناسی که آنها را ایجاد کرده‌اند به دست دهد، به ویژه اگر این مکان‌ها در زیر اقیانوس‌ها و دریاها باشند که امکان نصب ایستگاه لرزه‌نگاری در آنها کم است. منظور از ناهمگنی سرعتی جانبی، ساختاری با شیب زیاد است که تغییرات ناگهانی سرعت ایجاد می‌کند، مانند حاشیه یک حوضه رسوبی که در آن رسوبات کم‌سرعت حوضه در مجاورت لایه‌های پرسرعت‌تر قرار دارند. نتایج پیشین نشان می‌دهند که قدرت پراکنش امواج حجمی به سطحی علاوه بر ویژگی‌های فیزیکی محل پراکنش، به جهت و زاویه برخورد جبهه موج نیز حساس است (یو و همکاران، ۲۰۲۱). برای مثال اگر پرتو موج به صورت عمودی بر پراکنده‌کننده بتابد دامنه امواج پراکنده‌شده بیشتر خواهد بود. همچنین بیشترین پراکنندگی موج در محل ناهمگنی‌هایی با عرض کم و با اختلاف سرعتی زیاد روی می‌افتد. این الگو در نتایج به‌دست آمده به وضوح دیده می‌شود.

مجموعه‌ای از پراکنده‌کننده‌های آشکارشده در ایت پژوهش در امتداد خطواره‌ی ساختاری که از پشته آپشرون تا پهنه گسلی راست‌بر در ترکمنستان ادامه دارد قرار دارند. پرتوهای امواج برشی عمدتاً با زاویه زیاد به این ساختارها برخورد کرده‌اند. در امتداد پهنه گسلی راست‌بر ترکمنستان عوامل مختلف می‌توانند چشمه پراکنش باشند. گرادیان توپوگرافی در دو سوی این پهنه می‌تواند یک عامل پراکنش باشد. ناهمگنی‌های جانبی و تباین‌های سرعت در

عمق که در اثر عملکرد جنبشی پهنه شکل گرفته‌اند نیز می‌توانند موجب پراکنش امواج برشی شوند. همچنین بر اساس مطالعه ایران‌دوست و همکاران (۲۰۲۲) یک حوضه رسوبی عمیق در غرب ترکمنستان، مابین پهنه گسلی راست‌بر و حاشیه شرقی خزر جنوبی وجود دارد که یک بی‌هنجاری کم‌سرعت را تا اعماق بیش از ۱۵ کیلومتر نشان می‌دهد. شرایط تقریباً مشابهی نیز در غرب حوضه خزر در حوضه رسوبی کورا در کشور آذربایجان حکم‌فرما است. مشابه این مشاهدات در آمریکای شمالی و بر روی لبه حوضه‌های رسوبی میان‌پوسته‌ای دیده شده است (یو همکاران، ۲۰۲۱). در پهنه پشته آپشرون در درون دریای خزر عامل پراکنش قطعاً تغییرات شدید در لایه‌بندی پوشش رسوبی حوضه و تباین‌های سرعت لرزه‌ای بین رسوبات کم‌سرعت و پی‌سنگ پرسرعت زیرین است. پشته آپشرون تقریباً بر لبه شمالی حوضه خزر جنوبی قرار دارد. نقاط پراکنش بدست آمده در این بخش با نتایج مطالعه عبدالایف و همکاران (۲۰۱۵) همخوانی خوبی دارد. شکل ۴ پروفیل ساختاری ایشان در عرض پشته آپشرون را نشان می‌دهد. بر طبق این پروفیل دقیقاً در محل پشته، رسوبات کم‌عمق‌تر از ۱۰ کیلومتر چین‌خوردگی بزرگی را در خود جای داده‌اند. در همان محل و در مسافتی حدود ۵۰ کیلومتر، عمق پی‌سنگ آذرین از ۲۷ کیلومتر به کمتر از ۱۰ کیلومتر کاهش می‌یابد. در زیر پشته آپشرون یک ضخیم‌شدگی در لایه‌های رسوبی دیده می‌شود که باعث شده رسوبات کم‌سرعت به صورت جانبی بین لایه‌های پرسرعت قرار گیرند. این تباین سرعت لرزه‌ای می‌تواند چشمه پراکنده‌کننده امواج لرزه‌ای باشد. یک ناهمگنی ساختاری مشابه اما کوچک‌تر نیز در شمال پشته دیده می‌شود. این تغییرات ساختاری تباین‌های سرعتی بزرگ ایجاد می‌کنند. همانطور که در شکل دیده می‌شود نقاط پراکنش به‌دست آمده که بر روی سطح پروفیل تصویر شده‌اند (نقاط قرمز و زرد) بیشترین تجمع را در محل این



شکل ۴. الف) راستای پروفیل ساختاری (عبدالایف و همکاران، ۲۰۱۵) ب) پروفیل ساختاری و تصویر نقاط پراکنش به دست آمده از این تحقیق بر روی آن. دایره‌های قرمز مربوط به نقاط پراکنشی هستند که روی خط پروفیل قرار گرفته‌اند و دایره‌های زرد رنگ با توجه به درصد خطای تعیین شده احتمال قرارگیری روی پروفیل را دارند. بیشترین تجمع نقاط پراکنش بر روی ناپیوستگی‌های تند ایجاد شده بین آخرین لایه رسوبی و پی‌سنگ زیرین است.

باعث می‌شوند لایه‌های سرعتی مختلف در کنار یکدیگر قرار گرفته و شرایط پراکنندگی امواج لرزه‌ای فراهم شود. بیش‌تر گسله‌های فعال البرز مانند آستانه، فیروزکوه و مشا در بخش جنوبی کوهزاد، و گسله خزر و شمال البرز در بخش شمالی بر روی لبه‌های آن قرار دارند. ناهمگنی‌های ساختاری که این گسله‌ها می‌توانند ایجاد کنند، مانند قراردادن لایه‌های با سرعت‌های متفاوت در مقابل یکدیگر، بطور اصولی می‌تواند موجب پراکنش موج شود. اما در البرز تصویری به‌اندازه کافی دقیق و با جزئیات از تغییرات سرعت موج لرزه‌ای در عرض کوهزاد دسترس نیست تا بتوان این موضوع را مورد راستی‌آزمایی قرار داد. در نبود چنین اطلاعاتی ما عامل پراکنش در البرز را به تغییرات توپوگرافی نسبت می‌دهیم. مطالعات پیشین نیز بر نقش توپوگرافی در ایجاد پراکنش تاکید کرده‌اند. به عنوان مثال مطالعه یو و همکاران (۲۰۱۷؛ ۲۰۲۱) یک عامل پراکنش قوی در غرب ایالات متحده را برجستگی‌های قوی باتیمتری کف اقیانوس در حاشیه قاره‌ای امریکای شمالی تعیین کرده است. بنیستر و همکاران (۱۹۹۰) نیز نشان داده‌اند که امواج فشارشی زمین‌لرزه‌های کوچک در هنگام عبور از مناطق با شیب توپوگرافی زیاد پراکنده شده و امواج ریلی بسیار کوتاه‌دوره (فاز Rg) ایجاد می‌کنند.

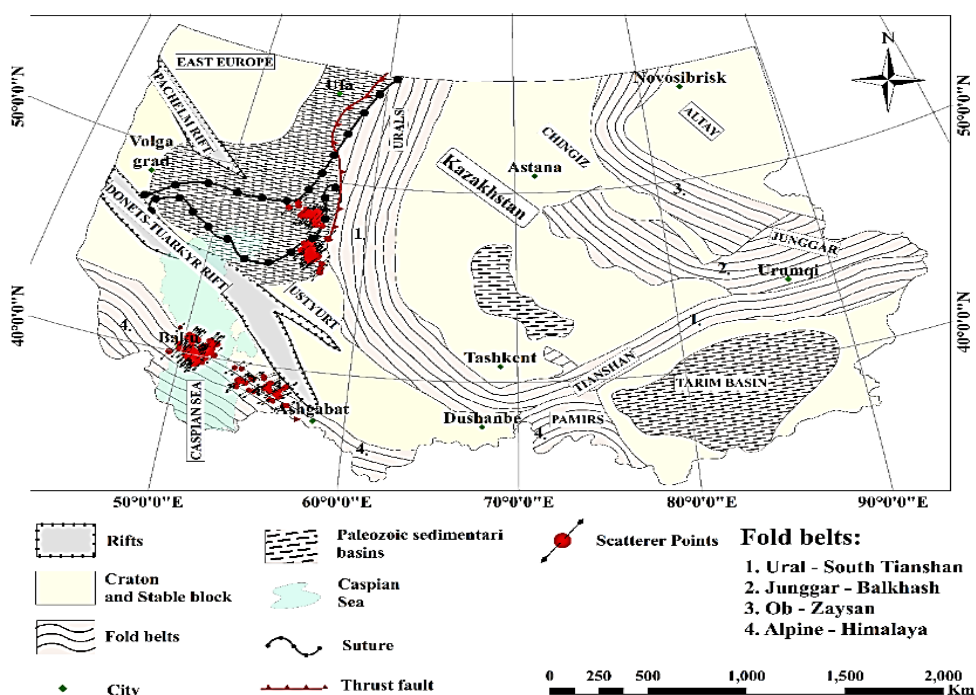
ناهمگنی‌های ساختاری دارند. از طرفی دوره تناوب امواج لاو پراکنده در حدود ۲۰ تا ۲۵ ثانیه برآورد شده است و از آنجا که امواج لاو ۲۵ ثانیه عمق انتشاری در حدود ۲۰ تا ۳۰ کیلومتر در پوسته دارند، این عمق با عمق ناهمگنی ساختاری آپشرون تطابق خوبی دارد و می‌تواند مویید این باشد که امواج پراکنده از ساختارهای عمیق رسوبی زیر آپشرون سرچشمه گرفته‌اند. این نتایج با مطالعات دیگری که در حوضه‌های اقیانوسی انجام شده مطابقت دارد. برای مثال فورومورا و همکاران (۱۹۹۸) نشان دادند که ساختارهای رسوبی در پشته‌های اقیانوسی می‌توانند امواج سطحی پر دامنه تولید کنند. با توجه به نتایج بدست آمده و تاریخچه تکتونیکی این منطقه به نظر می‌رسد که احتمالاً یک پراکنده‌کننده پیوسته وجود دارد که در امتداد خطواره‌ی ساختاری کپه‌داغ-پشته آپشرون-قفقاز علیا ادامه دارد و به دلیل محدودیت‌های ایستگاهی تنها بخش‌هایی از آن به تصویر کشیده شده است.

در کوهزاد البرز که نزدیکترین پراکنده‌کننده به ایستگاه‌های لرزه‌نگاری محسوب می‌شود بیش‌تر چشمه‌های پراکنش در لبه شمالی و جنوبی کوهزاد، جایی که شیب توپوگرافی زیاد است، متمرکز هستند. بنابراین تغییرات ناگهانی توپوگرافی می‌تواند یک علت پراکنش موج باشد. همچنین وجود گسله‌های موجود در این بخش

بحث بیش تری نمی توان کرد. اما می توان گفت که قرار گرفتن چشمه های پراکنش در فاصله بسیار نزدیک به این زمین درز خود گویای توانایی روش ما در شناسایی ساختارهای زمین شناختی مدفون است.

نکته مهم در بررسی زمین لرزه ۲۳ ژوئن ۲۰۱۴ وجود بیش از یک مجموعه امواج پراکنده لاو در نمودارهای کندی-زمان آن است. این مشاهده می تواند حاکی از وجود بیش از یک پراکنده کننده در مسیر امواج باشد. این امکان البته همواره وجود دارد. با بررسی بیشتر و مقایسه زمان های رسید فازهای برشی مختلف و امواج پراکنده، معلوم شد که فازهای موج برشی هر یک به تنهایی موجب پراکنش امواج شده اند. این موضوع را می توان از مشابه بودن تاخیر زمانی بین فازهای برشی متوالی با تاخیر زمانی بین فازهای لاو متوالی استنباط کرد. برای نمونه تاخیر زمانی بین موج SH و موج sSH که در مسیرهایی مشابه حرکت می کنند در

سومین و دورترین محل پراکنش به دست آمده که به صورت قوی و منسجم دیده می شود در غرب کشور قزاقستان است (شکل ۳ و ۵). این محدوده در نزدیکی یک زمین درز دوره ویسین آغازین در پالتوزویک (۳۳۰ میلیون سال قبل) قرار دارد. بر طبق بیکادوروف و همکاران (۲۰۰۳) بلوک قزاق یک پهنه قدیمی است که در پالتوزویک از به هم پیوستن چندین قطعه قاره ای پر کامبرین و پالتوزویک آغازین تشکیل شد و توسط کمر بندی های کوهزایی متعدد احاطه شده است (شکل ۵). این پهنه از توپوگرافی زیاد بلندی برخوردار نیست و چنین به نظر می رسد که عامل پراکنش در این پهنه می تواند پله های ساختاری از جمله زون های گسلی اصلی و یا تغییرات شدید عمق موهو باشد که احتمالاً در اثر کارکرد این زمین درز قدیمی در پوسته ایجاد شده است. از آنجا که دسترسی به اطلاعات زیر سطحی بیش تر از این زمین درز مقدور نبود در این مرحله



شکل ۵. نقشه تکتونیکی اوراسیای مرکزی (بیکادوروف و همکاران، ۲۰۰۳) و تصویر نقاط پراکنش که با دایره های قرمز مشخص شده اند. محل پراکنش در مجاورت کمر بند چین خورده اورال زمین درز دوران ویسین آغازین (۳۳۰ میلیون سال قبل) است که تا مرز گوشته پایین رفته است.

حالی که باید به این نکته دقت داشت که دامنه موج S دریافت شده در ایستگاه با دامنه موج S در محل پراکنش یکسان نیست و در مقایسه با امواج سطحی کاهیدگی بیشتری دارند. با توجه به این نکته نسبت دامنه‌ها یک تخمین نه چندان دقیق از قدرت پراکنش محل پراکنندگی است. یکی دیگر از کاستی‌های روش پراکنندگی امواج حجمی به سطحی این است که با آن نمی‌توان عمق محل پراکنش را به طور دقیق به دست آورد و تنها می‌توان تصویر نقاط پراکنش را بر روی سطح زمین مشخص کرد و سپس از مقایسه آنها با ساختارهای موجود در منطقه که شرایط لازم برای پراکنش را دارند استنتاج زمین‌شناختی کرد. بر اساس دوره تناوب موج پراکنده و بازه عمقی انتشارش در نزدیکی سطح تنها می‌توان تخمینی خام از عمق پراکنده‌کننده داشت. هم‌چنین به علت ناهمگنی‌های جانبی در سرعت لرزه‌ای امواج، مسیر پرتو بر روی سطح افقی خط راست نبوده و خمیده است. در نظر گرفتن این موضوع مستلزم اعمال روش‌های پیش‌رفته‌تر مسیریابی خواهد بود که از حد توان این مطالعه مقدماتی بیرون بود. از موارد اهمیت مطالعه پدیده پراکنش این است که با پراکنده شدن جبهه موج لرزه‌ای، امواج کم‌دامنه ثانویه‌ای بر روی نگاشت‌ها ایجاد می‌شوند که باعث کاهش انرژی و دامنه فازهای اصلی P و S شده و این مسئله تاثیر زیادی در نتایج مطالعات مربوط به میدان موج دارد.

۶ نتیجه‌گیری

وجود ناهمگنی‌های سرعتی جانبی در مسیر حرکت جبهه امواج برشی دورلرز موجب پراکنش آنها شده و در شرایط مناسب می‌تواند امواج لاو پراکنده تولید کند. با وجود اینکه پدیده پراکنش در ابعاد کوچک همواره اتفاق می‌افتد ولی مشاهده امواج پراکنده با دامنه زیاد بر روی نگاشت‌ها نشان از قدرت بالای پراکنده‌کننده دارد. در این تحقیق با شناسایی امواج لاو پراکنده از ساختارهای زمین‌شناختی در

حدود ۹۷ ثانیه است. بر روی نمودار کندی-زمان دو موج لاو پراکنشی با همین فاصله زمانی نیز دیده می‌شوند. تعداد پراکنده‌کننده‌ها برای این زمین‌لرزه دو مورد تشخیص داده شد و آنقدر قوی عمل کرده‌اند که توانسته‌اند فازهای متعدد S (مانند PS و SSH) را به طور جداگانه پراکنده و در ازای هر کدام یک موج لاو ایجاد کنند. نکته دیگر این است که فازهای S کم‌سرعت‌تر، موج لاو کم‌سرعت‌تری نیز ایجاد کرده‌اند. مورد اخیر در مورد فاز PS به وضوح دیده می‌شود. چون این الگو دو بار تکرار شده می‌توان گمان کرد که احتمالاً دو پراکنده‌کننده مختلف وجود دارند. قطعیت این موضوع هنگامی تایید شد که نقاط پراکنش بدست آمده از فازهای مختلف با یکدیگر همپوشانی خوبی نشان دادند و محل این دو پراکنده‌کننده با دقت نسبتاً بالایی تعیین شد. نتایج ما نشان می‌دهند که فازهای برشی گوناگون می‌توانند امواج پراکنده تولید کنند. این نتیجه به طور ضمنی بیان می‌کند که پراکنش حساسیت زیادی به زاویه برخورد (Incidence angle) امواج برشی ندارد، نتیجه‌ای که یو و همکاران (۲۰۱۷) نیز آن را تایید می‌کنند. در جدول ۲ مقادیر کندی و زمان رسید تعدادی از فازهای موج برشی و امواج لاو هر یک، برای زمین‌لرزه ۲۳ ژوئن ۲۰۱۴ آورده شده است.

در پایان با مقایسه نتایج به دست آمده از فازهای مختلف در صورتی که نقاط بدست آمده همپوشانی خوبی داشتند مجموع نقاط به دست آمده از همه فازها به عنوان منطقه پراکنش هر زمین‌لرزه معرفی شد. یکی دیگر از مواردی که برای تعیین ماهیت امواج پراکنده انجام شد مقایسه تغییرات دامنه آنها با افزایش فاصله بود. همانطور که در شکل ۲ پ دیده می‌شود نرخ افت دامنه امواج پراکنده با متناسب با $1/\sqrt{R}$ است و این شاهدهی بر کاهیدگی آن مطابق با الگوی امواج سطحی است. در این مطالعه از نسبت دامنه موج پراکنده به دامنه موج برشی اولیه در هر ایستگاه استفاده شد تا نمودار قدرت پراکنش محل پراکنندگی ترسیم شود. در

لبه حوضه‌های رسوبی عمیق در همه‌جا می‌توانند عامل پراکندگی امواج لرزه‌ای باشند و مشاهده آنها تنها مستلزم داشتن داده‌های لرزه‌ای در اندازه کافی است. شبکه‌های لرزه‌ای آرایه‌ای با فواصل ایستگاهی کم بیشترین احتمال موفقیت در شناسایی پراکنش را دارند. چنین به نظر می‌رسد که یکی از عوامل مهم در پراکنش امواج، تغییرات جانبی سرعت لرزه‌ای در دو سوی پراکنده‌کننده است. بنابراین مطالعه چشمه‌های پراکنش می‌تواند در بهبود دادن مدل‌های سرعت لرزه‌ای در پهنه ایران سودمند باشد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از دو داور محترم و دبیر تخصصی مجله از بابت نظرات و پیشنهادات سازنده که در بهبود مقاله موثر افتاد تشکر می‌کنند.

منابع

- مرتضی نژاد، غلامرضا و رحیمی، حبیب. (۱۳۹۷). ساختار پوسته شمال غرب ایران با استفاده از توموگرافی منحنی پاشش امواج لاو. *مجله ژئوفیزیک ایران*. ۱۲(۳)، ۶۹-۵۳.
- Abdullayev, N. A., Kadirov, F., & Guliyev, I.S. (2015). Subsidence history and basin-fill evolution in the South Caspian Basin from geophysical mapping, flexural backstripping, forward lithospheric modelling and gravity modelling. In: Brunet, M.-F., McCann, T. & Sobel, E. R. (eds) *Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range*. Geological Society, London, Special Publications, 427, <http://doi.org/10.1144/SP427.5>.
- Allen, M.B., Vincent, S.J., Alsop, G.I., Ismailizadeh, A., and Flecker, R. (2003). Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics* 366, 223e239.
- Bannister, S., Husebye, E., & Ruud, B. (1990). Teleseismic P coda analyzed by three-component and array techniques: Deterministic location of topographic P-to-Rg scattering near

فواصل نسبتاً نزدیک به ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، بخش‌هایی از ناهمگنی‌های جانبی ساختاری در حوضه خزر و شمال پهنه برخورداردی ایران آشکارسازی شدند. از میان ۲۷۵ زمین‌لرزه با بزرگای گشتاوری بزرگ‌تر از ۵/۵ و در فاصله رومرکزی ۴۰ تا ۱۰۰ درجه در ۵ مورد امواج لاو پراکنده با دامنه قابل اندازه‌گیری مشاهده شد. پس از مکان‌یابی هر رویداد و با کنار هم قرار دادن مکان‌های پراکنش نتایج زیر بدست آمد: محدوده اول چشمه‌های پراکنش در امتداد پشته آپشرون در حوضه خزر جنوبی قرار دارد. عامل پراکندگی می‌تواند تغییرات ساختاری پوشش رسوبی حوضه خزر جنوبی در لبه شمالی آن باشد. محدوده دوم ناهمگنی‌ها در امتداد پهنه گسلی راست‌بر کشور ترکمنستان است که از حوضه خزر جنوبی تا کوه‌های کپه‌داغ در شمال شرق ایران ادامه دارد. با توجه به تاریخچه تکتونیکی این بخش، چنین به نظر می‌رسد که خطواره‌ی ساختاری کپه‌داغ-پشته آپشرون-قفقاز علیا به صورت یک چشمه خطی پراکنده‌کننده امواج حجمی عمل می‌کند. محدوده پراکنش سوم در درون کوهزاد البرز مرکزی و شرقی متمرکز تعیین شد. در البرز شیب زیاد توپوگرافی در حاشیه‌های شمالی و جنوبی کوهزاد و همچنین احتمالاً زون‌های گسلی اصلی آن نقش مهمی در پراکندگی امواج لرزه‌ای دارند. منطقه چهارم در فاصله‌ای دورتر و در غرب کشور قزاقستان در نزدیکی کمربند چین‌خورده اورال در محل زمین‌درز پالتوزویک تعیین شد. در آنجا عامل پراکندگی می‌تواند پله‌های ساختاری در سکانس‌های رسوبات و یا مرز موهو باشد. نتایج ما نشان می‌دهند که محل چشمه‌های پراکنده‌کننده امواج در همه‌جا با زمین‌شناسی سطحی مطابقت بسیار خوبی دارد. به دلیل محدودیت شبکه‌های موجود در پهنه مطالعاتی، در سایر مناطق ایران امواج پراکنده شده با دامنه قابل اندازه‌گیری مشاهده نشد، ولی نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که چین‌خوردگی‌های با عرض کم و زون‌های گسلی مرتبط و

- V.N., Smirnov, A.V., Uzhkenov, B.S. & Volozh, Y.A. (2003). Ordovician- Permian paleogeography of central Eurasia: Development of Paleozoic petroleum-bearing basins. *Journal of Petroleum Geology*, 26(3), pp.325-350.
- Ekström, G. (2011). A global model of Love and Rayleigh surface wave dispersion and anisotropy. *Geophysical Journal International*. 187(3), 1668–1686. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05225.x>.
- Finlay, T. S., Worthington, L. L., Schmandt, B., Ranasinghe, N. R., Bilek, S. L., & Aster, R. C. (2019). Teleseismic scattered-wave imaging using a large-N array in the Albuquerque Basin, New Mexico. *Seismological Research Letters*, 91, 287–303. <https://doi.org/10.1785/0220190146>.
- Furumura, M., Kennett, B., & Furumura, T. (1998). Anomalous surface waves associated with deep earthquakes, generated at an ocean ridge. *Geophysical Journal International*, 134, 663–676.
- Golonka, J. (2007). Geodynamic evolution of the South Caspian Basin. In: Yilmaz, P. O. Isaksen, G. H.(eds) *Oil and Gas of the Greater Caspian Area*.
- Irاندوست, M.A., Priestley, K., & Sobouti, F. (2022). High-resolution lithospheric structure of the Zagros collision zone and Iranian plateau. *Journal of Geophysical Research*. 127, e2022JB025009. <https://doi.org/10.1029/2022JB025009>
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., & Berberian, M. (2002). Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*. 148, 214-245.
- Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4749–4762.
- the NORESS array. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(6B), 1969–1986.
- Bykadorov, V.A., Bush, V.A., Fedorenko, O.A., Filippova, I.B., Miletenko, N.V., Puchkov, Maeda, T., Furumura, T., & Obara, K. (2014). Scattering of teleseismic P-waves by the Japan Trench: A significant effect of reverberation in the seawater column. *Earth and Planetary Science Letters*. 397, 101–110.
- Mangino, S. & Priestley, K. (1998). The crustal structure of the southern Caspian region. *Geophysical Journal International*. 133, 630–648.
- Rastgoo, M., Rahimi, H., Motaghi, K., Shabanian, S., Romanelli, F., Giuliano, F., & Panza, F. (2018). Deep structure of the Alborz Mountains by joint inversion of P receiver functions and dispersion curves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 277 (2018): 70-80.
- Revenaugh, J., & Mendoza, H. (1996). Mapping shallow heterogeneity with teleseismic P to Rg scattered waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 86, 1194–1199.
- Schimmel, M., & Paulssen, H. (1997). Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*. 130(2), 497–505.
- Shearer, P. M. (2007). Seismic scattering in the deep Earth. *Treatise on Geophysics*, 1, 695–730.
- Yu, C., Zhan, Z., Hauksson, E., Cochran, E. (2017). Strong SH-to-Love Wave Scattering off the Southern California Continental Borderland. *Geophysical Research Letters*, 44. <https://doi.org/10.1002/2017GL075213>.
- Yu, C., Castellanos, C., & Zhan, Z. (2021). Imaging strong lateral heterogeneities across the contiguous US using body-to-surface wave scattering. *Journal of Geophysical Research*. *Solid Earth* 126.

Imaging strong lateral heterogeneities across the Caspian basin and northern Iran using body-to-surface wave scattering

Maryam Gashmard¹, Farhad Sobouti^{2*} and Shiva Arvin³

¹ Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

² Associate Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

³ Ph.D., Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

(Received: 13 January 2025, Accepted: 02 March 2025)

Summary

Seismic scattering is commonly observed and results from wave propagation in heterogeneous medium. Body-to-surface wave scattering, originated from strong lateral heterogeneity. In this study, we present the results of an analysis on body-to-surface wave scattering in the region of Iran, performed on the teleseismic recordings of 82 broadband stations of temporary and permanent networks in Iran. The type of scattering we consider is the conversion of the SH wave to Love wave from geological scatterers. For earthquake sources, we use more than 275 events with magnitude ≥ 5.5 and we limit the epicentral distances of the events to 40° and 100° . We apply phase coherence analysis to broadband waveforms to detect coherent signals associated with body-to-surface wave scattering. The best result was obtained for the 23 June 2014 earthquake ($M_w=7.9$) in the Pacific Ocean, whose scattered Love waves in our region of study traveled at a dominant period of ~ 25 s and a velocity of ~ 3.7 km/s. We utilize the converted surface waves to map strong lateral heterogeneities in the Caspian basin and the regions to its south and north. We found 4 other earthquakes with similar results. We located the sources of scattering by back-propagating the beamformed energy using straight-ray approximation for the 5 earthquakes. Back projections suggest that strong scattering is associated with several regions; 1) the Apsheron ridge in the interior of the Caspian basin, 2) along the right-lateral strike-slip shear zone between the Caspian Basin and the Kopet Dag Mountains of NE Iran, 3) in the Alborz Mountains of northern Iran, and 4) along the ancient Paleozoic suture zone of the Ural Mountains in Kazakhstan. In the Apsheron ridge, the steep variations in the structure of the sedimentary cover of the basin is the likely source of scatterers. In the Alborz, steep topographic slope on the northern and southern limit of the mountain range might be the cause of scattering. Also, the major fault zones of the Alborz both on its northern and southern flanks could play a role. In Kazakhstan, the location of the scatterers might indicate the existence of structural steps such as those of the sedimentary sequences and the Moho in the crust. Because of the lack of stations, we could not find scatterers in other regions. The results show strong lateral heterogeneities in seismic wave velocity or density, such as fold and thrust belts, basin edges, and fault zone structures, are potentially strong scatterers.

Keywords: Wave Scattering, scatterer, shear wave, love wave, phase coherence, back projection