

## تعیین ساختار سرعتی پوسته بالایی جنوب غرب تهران با استفاده از توموگرافی نوفه

### لرزه‌ای درون‌چاهی

رامین موقری<sup>۱</sup> و غلام جوان دلوئی<sup>۲\*</sup>

۱. دانشجوی دکتری، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

۲. استادیار، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(دریافت: ۹۶/۵/۲، پذیرش نهایی: ۹۶/۱۱/۱۷)

#### چکیده

روش توموگرافی نوفه محیطی در سال‌های اخیر به‌منظور مطالعه ساختارهای سرعتی در عمق‌های مختلف و در مناطقی با لرزه‌خیزی پایین به‌طور گسترده استفاده شده است. در مطالعه حاضر، نوفه لرزه‌ای ثبت شده در آرایه بلند دوره ایران (ILPA) واقع در ناحیه جنوب غرب استان تهران با به‌کارگیری روش توموگرافی نوفه لرزه‌ای مورد مطالعه قرار گرفته است. با استفاده از تکنیک همبستگی متقابل، توابع گرین تجربی در دوره تناوب بین ۳ تا ۱۰ ثانیه با فواصل بین ایستگاهی حداقل ۲۴ کیلومتر محاسبه و سپس منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه این توابع برای انجام فرآیند توموگرافی لرزه‌ای محاسبه شده‌اند. به دلیل استفاده از حس‌گرهای درون‌چاهی در عمق ۱۰۰ متری در شبکه ایلپا (ILPA) و همچنین استفاده از روش انتخاب نوفه گوسی، توابع گرین به‌دست‌آمده بین همه جفت ایستگاه‌های ممکن دارای نسبت سیگنال به نوفه قابل قبول بودند. در ادامه با استفاده از نقشه‌های سرعت گروه برای هر دوره معین، منحنی پاشندگی محلی در هر سلول جغرافیایی تعیین و با انجام فرآیند وارون سازی غیر خطی، مدل عمقی سرعت موج برشی محاسبه و ارائه شد. این روش امکان برآورد مدل شبه سه‌بعدی موج برشی تا عمق ۱۵ کیلومتر را برای پوسته فوقانی ناحیه جنوب غرب استان تهران فراهم نموده است. با بررسی پروفیل‌های سرعت موج برشی در راستای شمال شرق- جنوب غرب، یک تغییر روند سرعت در راستای پروفیل‌ها دیده می‌شود که می‌تواند نشانگر وجود یکی از شاخه‌های گسل ایپک و یا وجود تاقدیسی با سطح محور در این راستا و شیب به سمت شمال شرق در پوسته بالایی منطقه مورد مطالعه باشد.

واژه‌های کلیدی: نوفه، همبستگی متقابل، منحنی پاشندگی، موج برشی، توموگرافی لرزه‌ای، لرزه‌نگار درون‌چاهی.

#### ۱. مقدمه

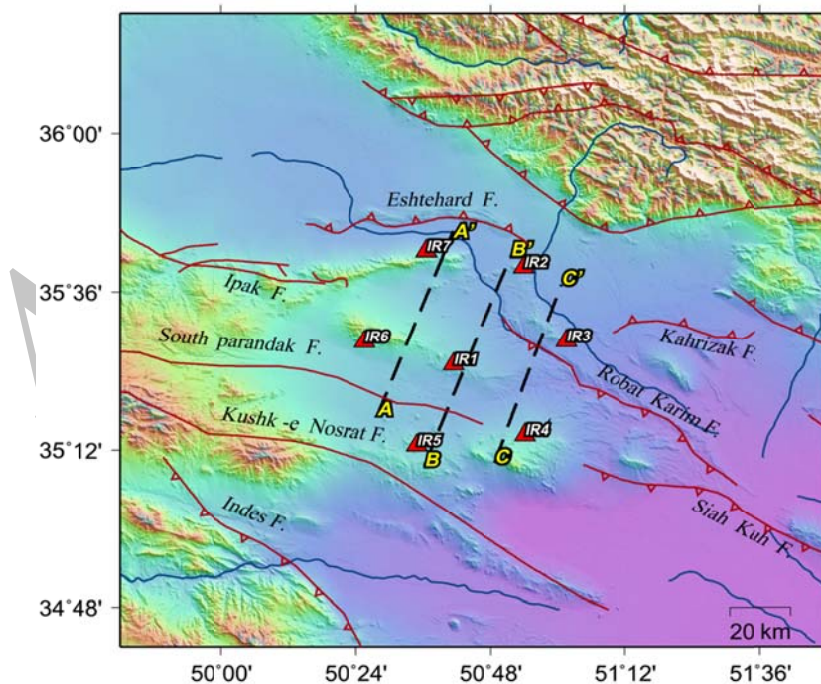
(۲۰۰۴)؛ بنزن و همکاران (۲۰۰۷)؛ واپنار و همکاران (۲۰۱۳)؛ موقری و همکاران (۱۳۹۳)). مطالعاتی مانند شاپیرو و کامپو (۲۰۰۴) و شاپیرو و همکاران (۲۰۰۵) نشان داد که با محاسبه‌ی تابع همبستگی متقابل سری‌های زمانی نوفه‌های ثبت شده در دو ایستگاه لرزه‌نگاری، می‌توان تابع گرین بین آنها را به دست آورد. استفاده از تابع گرین حاصل از نوفه محیطی در مطالعه تغییرات جانبی سرعت موج تحت عنوان توموگرافی نوفه محیطی (شاپیرو ریتزولر، ۲۰۰۲) شناخته می‌شود. توموگرافی نوفه لرزه‌ای از مقیاس‌های متنوع برخوردار است و می‌تواند در محدوده‌ی چند هزار کیلومتر با عمق نفوذ زیاد (برای مثال تا زون انتقالی، کاستوفسکی و همکاران ۲۰۰۸، نیشیدا و همکاران ۲۰۰۹) تا مقیاس‌های زیر سطحی کم‌عمق

روش‌های اندازه‌گیری مبتنی بر نوفه محیطی، یکی از روش‌های مناسب و به‌روز در جهت تعیین هندسه و مشخصات دینامیکی لایه‌های زیرزمینی و ساختارهای زمین‌شناسی و همچنین بررسی اثرات ساختگاه و برآورد خطرات ناشی از بزرگنمایی امواج زمین‌لرزه می‌باشد. گسترش کاربرد نوفه‌ها علیرغم سؤالات مطرح شده در رابطه با ماهیت آن در چند سال اخیر مورد توجه محققان علوم زمین بوده است. استفاده از نوفه‌های محیطی به دلیل عدم وابستگی به وقوع زلزله از اهمیت بیشتری برخوردار بوده (جوان دلوئی و موقری، ۱۳۹۲) و امکان استفاده از نوفه‌ها در مناطقی که دارای لرزه‌خیزی پایین هستند، سبب به‌کارگیری گسترده این روش در مقیاس‌های مختلف شده است (به‌عنوان نمونه: شوستر و همکاران ۲۰۰۴)؛ اشنایدر

عمق موهو در حدود ۴۶ کیلومتر است. در مطالعه حاضر ساختار سرعتی پوسته در زیر آرایه بلند دوره ایلیا (که موقعیت آنها مطابق نقشه شکل ۱ نمایش داده شده است) با استفاده از روش توموگرافی نوفه لرزهای بررسی شده است. با پردازش نوفه‌های پیوسته ثبت شده در هر ایستگاه، تابع گرین موج ریلی بین هر جفت ایستگاه لرزه‌نگاری درون‌چاهی استخراج و سپس منحنی پاشندگی سرعت گروه به روش تحلیل فرکانس- زمان برای هر مسیر بین ایستگاهی محاسبه شده است. بر اساس این منحنی‌ها نقشه‌های دو بعدی سرعت گروه موج ریلی در دوره تناوب بین ۳ تا ۱۰ ثانیه با استفاده از روش وارون‌سازی تکرار شونده و غیر خطی توموگرافی موج سطحی بر اساس ردیابی سریع (راولینسون و سامبریچ، ۲۰۰۵) محاسبه شده است. در خاتمه با استخراج منحنی پاشندگی محلی در هر سلول جغرافیایی امکان برآورد مدل شبه سه‌بعدی سرعت موج برشی فراهم شده است.

(موردت و همکاران، ۲۰۱۳؛ شمالی و شیرزاد، ۲۰۱۵؛ ریتزولر و همکاران، ۲۰۱۱؛ کامپیو و همکاران، ۲۰۱۱) و مقیاس‌های در حد چند متر (ژیا و همکاران، ۱۹۹۹) مورد استفاده قرار گیرد.

ناحیه مورد مطالعه در جنوب غرب استان تهران واقع شده است و از لرزه‌خیزی نسبتاً پایین برخوردار است. این ناحیه توسط گسل‌های کهریزک از شرق، اشتهاارد از شمال و پرندک و کوشک نصرت از غرب و جنوب احاطه شده است. از مطالعات انجام شده در این منطقه می‌توان به مطالعه دلویی و رابرتز (۲۰۰۳) اشاره کرد که در آن با استفاده از تحلیل توابع گیرنده ۲۰ زمین‌لرزه دور لرز ثبت شده در شبکه ایلیا و ساختار سرعت موج طولی تا عمق ۵۰ کیلومتری پوسته زمین، مورد بررسی قرار گرفته است. بر این اساس، ساختار پوسته به سه لایه اصلی تقسیم شده است. اولین لایه مربوط به پوسته بالایی با ضخامت ۱۴ کیلومتر است که با لیتولوژی منطقه تطابق دارد. پوسته میانی تا عمق حدود ۳۰ کیلومتر و پوسته زیرین نشانگر



شکل ۱. نقشه موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری درون‌چاهی ایلیا که در سال‌های ۱۳۵۵ تا ۱۳۵۷ ه.ش فعال بوده‌اند. خط‌چین‌ها راستای مقاطع عرضی برآورد سرعت موج برشی را نشان می‌دهند. خطوط قرمز رنگ گسل‌های اصلی منطقه و خطوط آبی مسیر رودخانه‌های اصلی را نشان می‌دهند.

## ۲. جایگاه تکتونیکی منطقه

شبکه ایلیا شامل هفت ایستگاه لرزه‌نگاری بلند دوره درون‌چاهی است که در مرز جنوبی رشته‌کوه‌های البرز واقع در جنوب غرب تهران بزرگ و در گستره طول جغرافیایی ۴۹/۷ تا ۵۱/۸ و عرض جغرافیایی ۳۴/۷ و ۳۶/۳ قرار دارد. منطقه مورد مطالعه به لحاظ جغرافیایی از سمت شرق به اسلام‌شهر، رباط کریم و حسن‌آباد، از شمال به شهر قدس، اشتهارد کرج، بوئین‌زهرا، از غرب به رازقان و از جنوب به شهر ساوه محدود شده است. این ناحیه بیش از دو سوم چهارگوشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه را تحت پوشش قرار می‌دهد؛ بنابراین ارائه جایگاه زمین‌شناسی و خاستگاه تکتونیکی منطقه مورد مطالعه بر مبنای نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ساوه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (سازمان زمین‌شناسی کشور) منطقی به نظر می‌رسد.

کوهستان‌های اصلی این منطقه، با راستای باختر، شمال باختر - خاور، جنوب خاور و با بیشینه ارتفاع تقریبی ۳۰۰۰ متر از سطح دریا، گستره مورد مطالعه را به چندین فرونشست میان‌کوهستانی اصلی تقسیم می‌نماید.

گوشه شمال خاوری این گستره بخشی از رشته‌کوه البرز میانی و دشت کرج است. رودخانه برغان دره ژرفی را در این بخش از رشته‌کوه‌های البرز پدید آورده که با راستایی خاوری - باختری پس از تقاطع با مجموعه گسل‌های واقع در شمال باختری کرج با راستای شمال خاور - جنوب باختر رودخانه کردان را تشکیل می‌دهد.

در جنوب این ناحیه، رودخانه شور پس از زهکشی آب‌ها از کویر اشتهارد (فرونشست جنوب کوه‌های اشتهارد) با راستای خاوری - باختری جریان یافته، سپس شمالی - جنوبی شده و پس از پیوستن به رودخانه سرود به دریاچه حوض سلطان در شرق منطقه مورد مطالعه می‌ریزد. در جنوب فرونشست اشتهارد، کوه‌های چاقو، جارو و ادامه باختری این ارتفاعات، از مهم‌ترین کوه‌های منطقه مورد مطالعه به‌شمار می‌روند که سبب جدایی فرونشست اشتهارد (در سوی شمال) از فرونشست‌های میان‌کوهستانی حاشیه جنوبی این ارتفاعات شده‌اند. فرونشست‌های

مذکور نیز به‌نوبه خود توسط ادامه باختری ارتفاعات کوشک نصرت از فرونشست ساوه جدا شده‌اند. در این منطقه، مرز اغلب فرونشست‌های میان‌کوهستانی با کوه‌های دربردارنده آنها، گسلی بوده و به نظر می‌رسد جنبش و کوهزایی فاز آلبی، باعث تشکیل ساختارهای اصلی منطقه شامل چین‌خوردگی‌ها، گسل‌ها و شکستگی‌ها شده است.

بخش عمده‌ای از این منطقه از دیدگاه زمین‌شناسی و زمین‌ساخت در پهنه ایران مرکزی قرار گرفته است. در حاشیه جنوب باختری گستره ایران مرکزی (جنوب باختری چهارگوش ساوه) پهنه ارومیه - دختر واقع شده است. پهنه مذکور اگرچه توسط بسیاری از محققین به‌عنوان بخشی از ایران مرکزی در نظر گرفته می‌شود اما به سبب برخی تفاوت‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساخت، ویژگی‌های زمین‌ریخت‌شناسی و ریخت‌زمین‌ساختی متفاوتی از ایران مرکزی دارد.

به نظر زمین‌شناسان، ایران مرکزی تحولات ساختمانی گوناگونی را پشت سر گذاشته است به‌گونه‌ای که ساختمان زمین‌شناسی بسیار پیچیده‌ای را رقم زده است. در پالئوزوئیک، پلتفرم ایران مرکزی در نتیجه نیروهای کششی شکسته شده و در آن گسل‌های بزرگی در جهات مختلف پدید آمده‌اند. حرکات قائم در راستای این شکستگی‌ها سبب ایجاد حوضه‌های گرابنی شکل شده و در تمام طول پالئوزوئیک و تا اواسط مزوزوئیک سبب تشکیل رخساره‌های رسوبی ساحلی و کم‌عمق در حوضه‌های رسوبی جداگانه شده است. در مزوزوئیک و سنوزوئیک ایران مرکزی به‌صورت یک منطقه پرتحرک ظاهر شده است که نتیجه این جنبش‌ها، علاوه بر چندین دگرشیبی، تشکیل تعداد زیادی توده‌های آتشفشانی و نفوذی است.

نقش چین‌خوردگی نیز در تشکیل ناهمواری‌های ایران مرکزی بسیار چشم‌گیر است. ساختمان‌های چین‌خورده ایران مرکزی به‌طور عمده مربوط به کوهزایی آلبین است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). اغلب این ساخت‌های

چین خورده در طول شکستگی‌ها جابه‌جا شده و از این رو در یک امتداد قرار ندارند. در حاشیه شمالی ایران مرکزی محور چین‌ها جهت باختری - خاوری و در خاور (به موازات بلوک لوت) روند شمالی - جنوبی دارند. فقط در حاشیه جنوب باختری ایران مرکزی (گستره چهارگوش ساوه) محور چین‌ها به تبعیت از محور عمومی کوه‌های زاگرس، دارای روند شمال باختری - جنوب خاوری است.

علاوه بر شکستگی‌ها، دخالت فعالیت‌های ماگمایی در ساختمان ناهمواری‌های ایران مرکزی، آن را از سایر واحدهای ریخت‌شناسی متمایز ساخته است. این فعالیت‌های ماگمایی از پراکامبرین تا نئوژن ادامه داشته ولی شدیدترین آنها مربوط به ترشیاری و به ویژه ائوسن بوده است. این فعالیت‌ها هم به صورت آتش‌فشانی و هم به شکل نفوذی در ساختمان ناهمواری‌ها دخالت چشمگیری دارد.

در مجاورت جنوب باختری پهنه ایران مرکزی زون ارومیه - دختر واقع شده است. بسیاری از محققین فعالیت آتش‌فشانی در این زون را نتیجه فروانش پوسته اقیانوسی زاگرس در امتداد برخورد به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی و ذوب آنها در عمق زمین می‌دانند (شهاب پور، ۲۰۰۵). در اثر این فرآیند مواد مذاب درونی تحت فشار از طریق شکاف‌های متعدد به سطح زمین راه یافته و در حاشیه پوسته قاره‌ای ایران مرکزی کوه‌های مرتفعی را شکل داده‌اند.

از مهم‌ترین ویژگی‌های این زون کوهستانی، که به ویژه بخش‌های میانی منطقه مورد مطالعه را تشکیل داده است، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد.

الف: امتداد این رشته‌کوه‌ها پیوسته بوده و به جز در دو محل که رودخانه‌های قره‌چای و قمرود باعث ایجاد شکاف در آن شده است، یکپارچه می‌باشد؛ ب: چهره ظاهری کوه‌ها عمدتاً به صورت دیواره‌های طویل و گاهی بلند می‌باشد؛ ج: توده‌های ماگمایی که اسکلت اصلی این رشته‌کوه‌ها را می‌سازد اغلب حاصل فعالیت آتش‌فشانی

در محیط دریایی در دوره ائوسن بوده و به سبب خروج مواد مذاب درونی از طریق شکاف‌ها و گسل‌ها شکل گرفته‌اند؛ د: گسل‌های زیادی این رشته‌کوه‌ها را در راستاهای طولی و عرضی بریده و تغییرات زیادی به ویژه در ساختمان‌های چین‌خورده آن ایجاد کرده و چهره دیواره مانند‌ی به آنها داده است؛ ه: نفوذ چندین گنبد نمکی در راستای این زون قابل توجه است؛ و: توده‌های نفوذی زیادی این رشته‌کوه‌ها را شکافته است. نفوذ باتولیت‌ها از مزوزوئیک تا آخر سنوزوئیک ادامه داشته که به طور عمده در طی فازهای کوهزایی آلپی جایگزین شده‌اند.

بنابراین شبکه لرزه‌نگاری ایلیا در ناحیه‌ای با ویژگی‌های تکتونیکی پیچیده واقع شده است. ایستگاه‌های IR1 و IR6 روی زون آتش‌فشانی بیرون زده در راستای NW-SE قرار دارند. در قسمت شمالی، ایستگاه‌های IR2 و IR7 نیز بر روی سنگ‌های آتش‌فشانی در مرز فرونشست قزوین قرار دارند. ایستگاه IR3 از طرف غرب و شمال توسط سنگ‌های آتش‌فشانی و در غرب و جنوب توسط آبرفت‌های کواترنری و رسوبات کنگلومرا احاطه شده است و ایستگاه‌های IR4 و IR5 روی دگرشکلی‌های فاز ائوسن - الیگوسن کرج قرار دارند (دلوائی و رابرتز، ۲۰۰۳).

گسل‌های اصلی شناخته شده در منطقه که غالباً در راستای شرقی - غربی و دارای سازوکارهای متنوعی هستند مطابق شکل ۱ عبارتند از: ۱) گسل کوشک نصرت با طول ۲۲۰ کیلومتر و با شیب به سمت جنوب غرب که واحدهای کرتاسه، ائوسن و پادگانه‌های آبرفتی کواترنر را قطع می‌کند، سازوکار آن امتداد لغز چپ گرد به همراه مؤلفه معکوس می‌باشد. ۲) گسل جنوب پرندک در راستای شمال غربی - جنوب شرقی، نهشته‌های کواترنری را قطع کرده است. ۳) گسل اشتهاارد با طول ۶۳ کیلومتر و ۴) گسل کهریرک با طول ۵۵ کیلومتر (دومارتینی و همکاران، ۱۹۹۸) در راستای شرقی - غربی و شیب به سمت شمال هستند (شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲؛ بربریان و همکاران، ۱۳۶۲). ۵) گسل رباط کریم با روند

لرزه‌نگاری درون‌چاهی این است که نوفه تولیدی مربوط به آنها (self-noise) معمولاً زیر مدل نوفه کمینه (NLNM) حتی تا دوره تناوب‌های ۱۰۰ ثانیه قرار دارد. به دلیل طبیعت سطحی بودن نوفه‌ی لرزه‌ای، از دامنه‌ی نوفه با عمق به صورت نمایی کاسته می‌شود درحالی‌که این اتفاق در مورد امواج پیکری تقریباً رخ نمی‌دهد. با توجه به اینکه عمق نفوذ امواج سطحی با طول موج افزایش می‌یابد، نوفه‌هایی که دارای فرکانس بالا هستند سریع‌تر با افزایش عمق میرا می‌شوند. به طور مثال وایتز و همکاران (۱۹۹۶) نشان داده‌اند چگالی انرژی نوفه در عمق ۳۰۰ متری یک گمانه در مقایسه با سطح در فرکانس ۰/۵ هرتز حدود ۱۰ دسی‌بل، در فرکانس ۱ هرتز معادل ۲۰ دسی‌بل و در فرکانس ۱۰ هرتز به اندازه ۳۵ دسی‌بل کاهش پیدا می‌کند.

با توجه به این موضوع می‌توان گفت استفاده از حس‌گرهای درون‌چاهی، اثرات نامطلوب منابع سطحی نوفه‌های فرکانس بالا که در نزدیکی هر ایستگاه لرزه‌نگاری وجود دارند را به طور قابل توجهی کاهش می‌دهد.

در این مطالعه از مؤلفه قائم داده‌های پیوسته استفاده شده است زیرا پردازش داده‌های نوفه ثبت شده روی مؤلفه قائم به منظور دستیابی به توابع گرین امواج ریلی مناسب هستند (لین و همکاران، ۲۰۰۷). اولین مرحله در پردازش داده‌ها آماده‌سازی داده‌های پیوسته برای هر ایستگاه است. با توجه به اینکه نوفه‌ها از تعداد نامشخصی سیگنال لرزه‌ای مربوط به منابع نوفه مختلف تشکیل شده‌اند می‌توان انتظار داشت نوفه لرزه‌ی ثبت شده در یک ایستگاه از توزیع گوسی پیروی می‌کند (گروس و ریتر، ۲۰۰۹) هرچند برخی منابع تولید سیگنال نوفه مانند خردلرزه‌های اقیانوسی اولیه و ثانویه دارای منابع و راستای مشخصی در هر منطقه هستند. گروس و همکاران (۲۰۱۱) از این خاصیت نوفه در جهت دسته‌بندی و جداسازی نوفه‌ها بهره برده‌اند. با الهام از این روش، پس از جداسازی سیگنال‌های پیوسته ثبت شده در هر ایستگاه و تبدیل آنها به سیگنال‌های یک‌ساعته، روش زیر در جهت استخراج نوفه گوسی برای

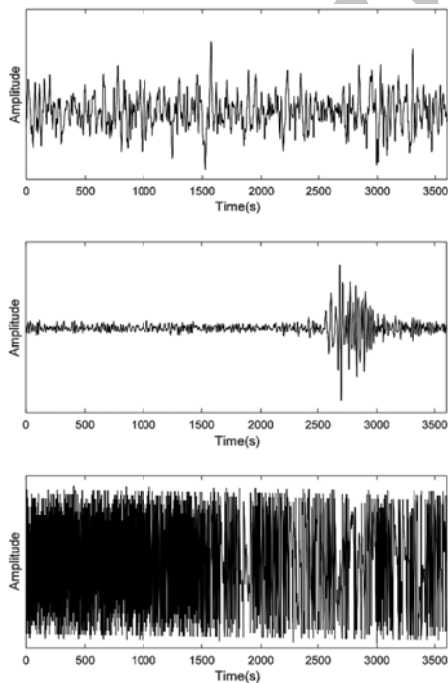
عمومی شمال غرب - جنوب شرق و طول ۹۱ کیلومتر که بخش شمال غربی آن، از جنوب شهریار تا جنوب رباط کریم به طول ۲۶ کیلومتر و در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن واقع شده است. این گسل از نوع معکوس با مؤلفه امتداد لغز چپ‌گرد است و شیب آن به سمت جنوب غرب است (کیانی فر و پور کرمانی، ۱۳۹۰). ۶) همین سازوکار نیز برای گسل سیاه‌کوه با بررسی پدیده‌های ریخت‌زمین‌ساختی شامل تغییر ناگهانی جهت آبراهه‌ها، کج شدگی مخروط افکنه‌ها، ایجاد عوارض مثلثی و پشته‌های فشارشی قابل تصور است (حسینی و رحیمی، ۱۳۹۰). ۷) گسل ایپک با طول حدود ۱۰۰ کیلومتر (بربریان، ۱۹۷۱) و امتداد شرقی-غربی و شیب به سمت جنوب است. سازوکار گسل ایپک به نظر تریفونوف و ماچتی (۱۹۹۳) از نوع امتداد لغز راست‌گرد می‌باشد. وجود رانندگی‌های کوچک و سنگ‌هایی شبیه پروتومیلونیت با برگوارگی‌ها و خطواره‌ها، شواهد جالبی از وجود حرکت برشی در راستای گسل ایپک می‌باشد (بیک پور، ۱۳۸۳).

### ۳. داده‌ها و روش تحقیق

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه مربوط به آرایه بلند دوره ایران (Iranian Long-period Array) است که بین سال‌های ۱۹۷۶ تا ۱۹۷۹ در ناحیه جنوب غربی تهران در شمال استان مرکزی فعال بوده است. این آرایه دارای ۷ ایستگاه است که به صورت دایره‌وار حول یک ایستگاه در مرکز نصب شده است (شکل ۱). فاصله ایستگاه مرکزی و سایر ایستگاه‌ها حدود ۳۰ کیلومتر است. سیگنال‌های این شبکه دارای فرکانس نمونه‌برداری ۱ هرتز هستند.

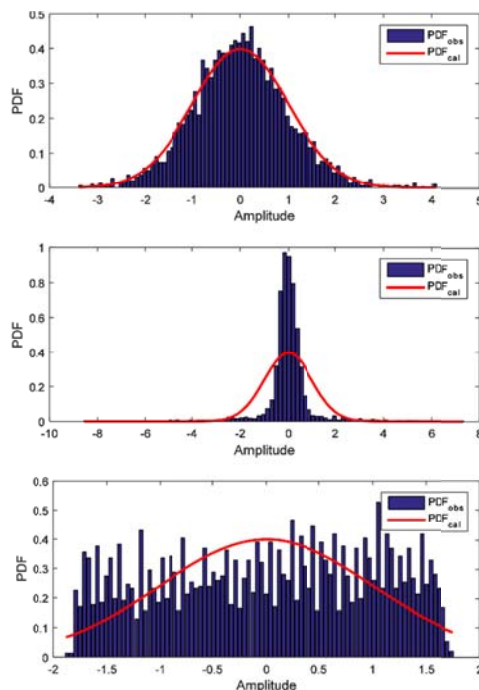
حس‌گرهای به کار رفته در این ایستگاه‌ها از نوع Geotech (Borehole Seismometer) KS-36000 هستند که در عمق ۱۰۰ متری از سطح زمین نصب شده‌اند. در این ایستگاه‌ها به دلیل تنظیم مکانیکی محورها، اختلالی در مؤلفه قائم به وسیله نوفه حاصل از مؤلفه‌های افقی به وجود نمی‌آید. از مهم‌ترین مزیت‌های استفاده از ایستگاه‌های

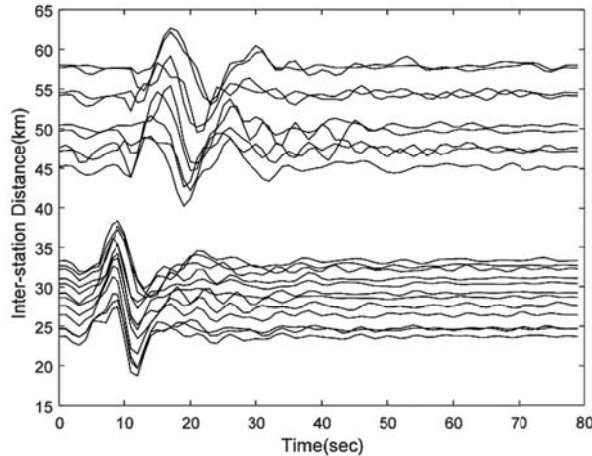
از حذف روند روزانه و حذف میانگین، داده‌ها در بازه دوره تناوبی ۳ تا ۱۰ ثانیه فیلتر می‌شوند. سپس بهنجارسازی تک بیتی در فضای زمان و بهنجارسازی طیفی اعمال می‌شود. پس از آماده‌سازی سیگنال‌های هر ایستگاه، گام بعدی محاسبه همبستگی متقابل بین آنها و برابارش زمانی است. در این مرحله همبستگی متقابل بین سیگنال‌های مربوط به هر جفت ایستگاه در زمان‌های مشترک محاسبه می‌شود. سیگنال‌های به‌دست آمده بین هر جفت ایستگاه، سری‌های زمانی دو طرفه با تأخیر زمانی مثبت و منفی هستند. قسمت تأخیر زمانی مثبت را سیگنال علی و قسمت منفی آن را سیگنال غیر علی می‌گویند. پس از این مرحله تابع همبستگی متقابل بین هر جفت ایستگاه برای هر ساعت، با مقادیر به‌دست آمده در زمان‌های قبل جمع یا برابارش می‌شود. هر چه طول سری زمانی در نظر گرفته شده بیشتر باشد سیگنال نهایی دارای نسبت سیگنال به نوفه (SNR) بالاتر خواهد بود. در انتها سیگنال دو طرفه با میانگین‌گیری به سیگنال یک‌طرفه یا متقارن تبدیل می‌شود. توابع همبستگی متقابل برای همه جفت ایستگاه‌های شبکه ایلپا در شکل ۳ نشان داده شده است.



شکل ۲. نوفه‌های یک‌ساعته ثبت شده در ایستگاه IR1 شبکه ایلپا (چپ) و مقایسه چگالی احتمال محاسبه شده و مشاهده شده برای پنجره نوفه به طول یک ساعت (راست). سیگنال بالا با پیروی از توزیع گوسی به‌عنوان نوفه مفید وارد مراحل بعدی پردازش می‌شود.

ورود به مرحله پردازش نوفه‌ها انجام شد. در این روش اختلاف بین پوش هیستوگرام ساخته شده به‌وسیله سری زمانی نوفه با تابع چگالی احتمال مربوط به انحراف معیار نوفه به‌عنوان معیار انتخاب نوفه لرزه‌ای در نظر گرفته می‌شود. همان‌طور که گفته شد نوفه لرزه‌ای از توزیع گوسی پیروی می‌کند. بنابراین با رسم هیستوگرام پنجره نوفه باید توزیع گوسی دیده شود. از طرفی هر پنجره نوفه دارای یک انحراف معیار است که به‌وسیله آن می‌توان یک تابع چگالی احتمال به دست آورد. نتایج برای داده‌های ایستگاه‌های شبکه ایلپا نشان می‌دهد در صورتی که حداقل مربعات اختلاف تابع چگالی احتمال تجربی با تابع تئوری کمتر از ۰/۱ باشد پنجره‌ی مورد نظر دارای نوفه لرزه‌ای گوسی است در غیر این صورت این پنجره شامل اختشاشات دستگاهی یا دیگر عوامل بوده و از جریان پردازش حذف می‌شود. شکل ۲ استفاده از این روش برای انتخاب نوفه گوسی در سه پنجره یک‌ساعته نوفه ثبت شده در شبکه ایلپا را نشان می‌دهد. ادامه روند پردازش داده‌ها در جهت استخراج تابع گرین تجربی مانند بنسن و همکاران (۲۰۰۷) است. در اینجا پس





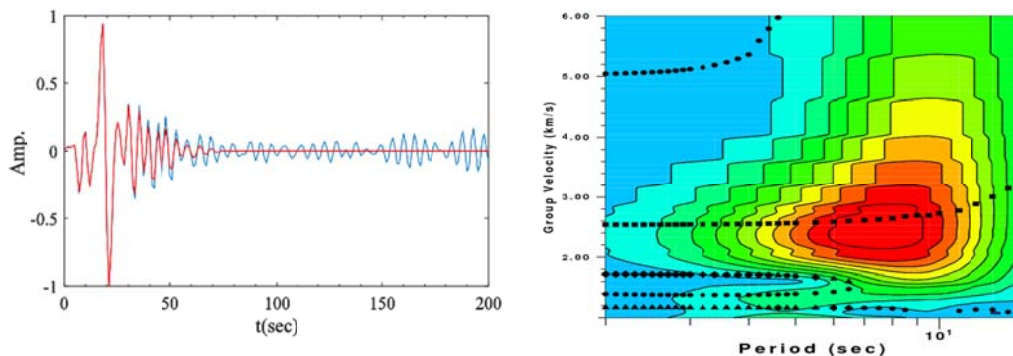
شکل ۳. توابع گرین حاصل از همبستگی متقابل نوفه‌های ثبت شده در ایستگاه‌های شبکه ایلیا.

معیار مشخص می‌شود. الف: تعداد همبستگی‌های انجام شده بین دو ایستگاه؛ با توجه به مدت‌زمان داده‌های پیوسته در شبکه ایلیا که حدوداً سه سال می‌باشد برای هر جفت ایستگاه تعداد حداقل ۷۰۰۰ تابع همبستگی محاسبه و برانبارش شده است. ب: معیار نسبت سیگنال به نوفه (SNR)؛ که در واقع به‌عنوان نسبت مقدار بیشینه دامنه تابع گرین در پنجره سیگنال به مقدار ریشه مربع میانگین (RMS) در پنجره نوفه در نظر گرفته می‌شود. به دلیل استفاده از حس‌گرهای درون‌چاهی در عمق ۱۰۰ متری در شبکه ایلیا و همچنین استفاده از روش انتخاب نوفه گوسی، توابع گرین به‌دست‌آمده بین همه جفت ایستگاه‌ها دارای  $SNR > 10$  بوده‌اند. ج: معیار فاصله بین دو ایستگاه؛ که بنا بر مطالعات لو و همکاران (۲۰۱۵) و جیانگ و همکاران (۲۰۱۶) باید بزرگ‌تر از یک طول موج باشد. در ادامه، منحنی پاشندگی توابع گرین با استفاده از روش تحلیل فرکانس-زمان (لوشین و همکاران، ۱۹۸۹) استخراج شده و سرعت گروه موج ریلی به‌منظور ورود به مرحله توموگرافی به زمان سیر موج ریلی تبدیل می‌شود. شکل ۴ نمونه‌ای از جداسازی مد پایه موج ریلی و محاسبه منحنی پاشندگی سرعت گروه برای مسیر بین ایستگاه‌های IR5 و IR6 را نشان می‌دهد.

۴. محاسبه منحنی‌های پاشندگی و توموگرافی لرزه‌ای مطالعات نظری توسط ویور و لابیکیس (۲۰۰۱)، سبرا و همکاران (۲۰۰۵) و روکس و همکاران (۲۰۰۵) نشان داد که با فرض توزیع یکنواخت چشمه نوفه، رابطه‌ای بین همبستگی متقابل نوفه محیطی  $C(t)$  و تابع گرین بین دو ایستگاه وجود دارد. برخی مطالعات از پاشندگی سرعت گروه استخراج شده از تابع همبستگی متقابل نوفه که به‌عنوان NCF شناخته می‌شود، استفاده کرده‌اند (شاپیرو و کامیو، ۲۰۰۴؛ شاپیرو و همکاران، ۲۰۰۵). اما برخی دیگر مانند لابیکیس و ویور (۲۰۰۱)، ویور و لابیکیس (۲۰۰۱)، روکس و همکاران (۲۰۰۵) و سبرا و همکاران (۲۰۰۵) از مشتق زمانی این تابع که معادل تابع گرین تجربی است (EGF) استفاده کردند. به‌طور مثال برای ایستگاه‌هایی در موقعیت مکانی A و B، رابطه‌ی بین تابع همبستگی که در اینجا  $C(t)$  است و تابع گرین تجربی،  $\hat{G}(t)$  و تابع گرین واقعی  $G(t)$  به‌صورت زیر است:

$$\frac{dC_{AB}(t)}{dt} = -\hat{G}_{AB}(t) + \hat{G}_{BA}(-t) \approx -G_{AB}(t) + G_{BA}(-t). \quad (1)$$

از این‌رو، پس از محاسبه توابع همبستگی و اعمال مشتق زمانی بر آنها، توابع گرین بین هر جفت ایستگاه استخراج می‌شود. کیفیت توابع گرین استخراج شده معمولاً با سه



شکل ۴. دیاگرام انرژی تابع گرین بین دو ایستگاه IR5 و IR6 (راست) (هرمن و آمون، ۲۰۰۲) و جداسازی مد پایه موج ریلی از تابع گرین (چپ).

در بخش دوم با استفاده از روش وارون سازی نیم فضا، خطی سازی محلی مسئله نسبت به مدل موجود برای جور کردن آشفتگی پارامترهای مدل با زمان سیرهای مشاهده شده اجرا می شود. برخلاف مسائل توموگرافی معمول، در اینجا مشاهده شده ها، زمان سیرهای موج منتشره بین دو ایستگاه هستند به طوری که یکی از ایستگاه ها به عنوان چشمه و دیگری به عنوان گیرنده در نظر گرفته شود. بنابراین گرادیان سرعت با استفاده از ترکیب چند چشمه و گیرنده که منطقه ی مورد مطالعه را پوشش می دهد به دست می آید.

روش نیم فضا، وارون سازی را تا زمانی که اختلاف بین زمان سیر مشاهده شده و محاسبه شده، کمینه شود اجرا می کند. جزئیات این روش به وسیله ی کنت و همکاران (۱۹۸۸) و راولینسون و سمبریج (۲۰۰۳) ارائه شده است. این مرحله با کمینه کردن تابع هدف زیر انجام می شود:

$$\Phi(m) = (d_{obs} - g(m))^T W_d^{-1} (d_{obs} - g(m)) + \epsilon(m - m_0)^T W_m^{-1} (m - m_0) + \eta m^T D^T D m \quad (2)$$

که در آن  $g(m)$ ،  $d_{obs}$ ،  $W_d$ ،  $m_0$ ،  $W_m$ ،  $D$ ،  $\epsilon$  و  $\eta$  به ترتیب زمان سیر محاسبه شده، زمان سیر مشاهده شده، ماتریس وزن دهی داده، مدل مرجع، ماتریس کوواریانس مدل، ماتریس هموارسازی، پارامتر میرایی و پارامتر هموارسازی هستند. ترکیب روش ردیابی سریع برای محاسبات مربوط به مسئله ی مستقیم و روش وارون سازی نیم فضا، روشی قوی برای تصویرسازی توموگرافی است

به منظور ساختن نقشه های دو بعدی سرعت گروه، روش وارون سازی تکرار شونده و غیر خطی توموگرافی موج سطحی بر اساس روش ردیابی سریع (راولینسون و سمبریج، ۲۰۰۵) استفاده شده است. در این روش اختلاف بین زمان سیرهای محاسبه شده و مشاهده شده با به روزرسانی مسیره های انتشار امواج کمینه می شود. مزیت استفاده از این روش نسبت به روش توموگرافی برمین و همکاران (۲۰۰۱) این است که انحنا ی مسیر پرتو را در محاسبات توموگرافی در نظر می گیرد. روش توموگرافی موج سطحی بر اساس ردیابی سریع در دو بخش انجام می شود.

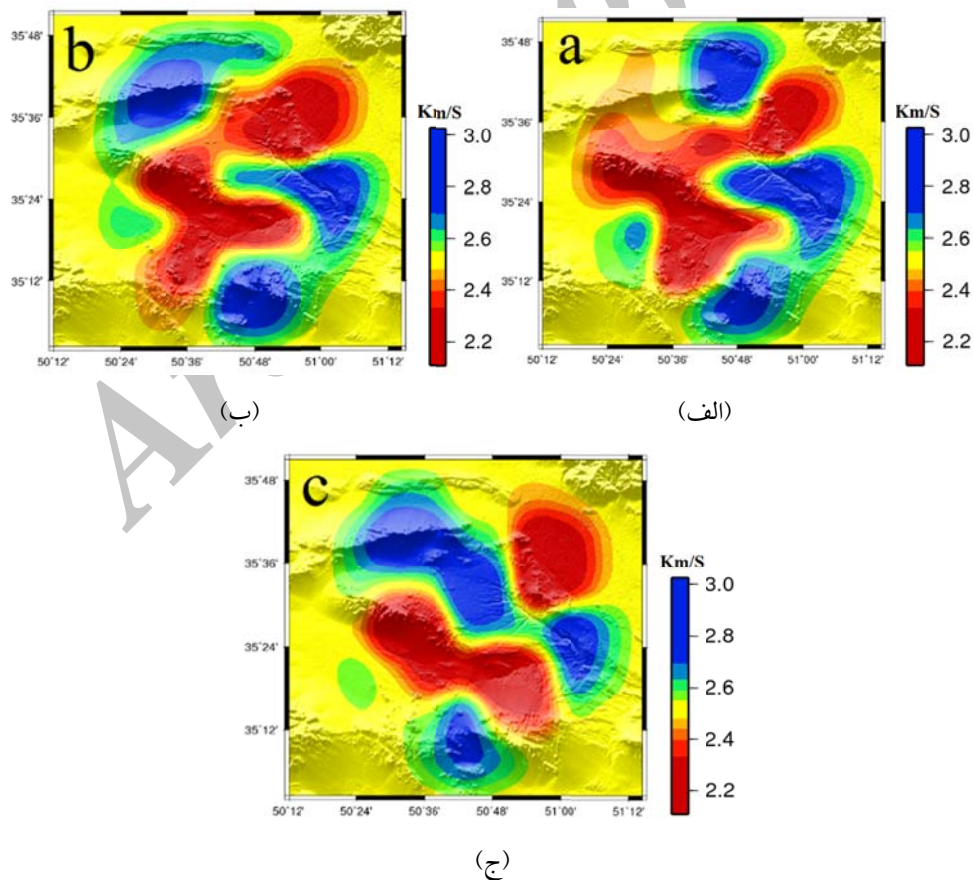
در بخش اول، روش ردیابی سریع (FMM) که شامل یک فرآیند جواب المان محدود معادله ایکونال برای ساختن اولین جبهه موج در ناحیه با استفاده از داده های زمان سیر است، اعمال می شود. این بخش مرحله مستقیم نامیده می شود. زمانی که مکان چشمه ها و گیرنده ها شناخته شده هستند نقشه ای بین محل قرارگیری آنها به منظور پیش بینی زمان سیرها و مسیر انرژی لرزه ای در داخل محیط مورد نیاز است (راولینسون و سمبریج، ۲۰۰۵). پیش بینی زمان سیرها و مسیر انرژی به وسیله ی به کارگیری نقشه ی ردیابی پرتوها قابل دستیابی است. مهم ترین برتری این روش نسبت به روش های دیگر ردیابی پرتو این است که زمان سیرها برای تمام سلول های موجود محاسبه می شود. این روش زمانی که حتی پوشش ایستگاهی ضعیفی وجود دارد به خوبی مؤثر است (راولینسون و سمبریج، ۲۰۰۵).



توموگرافی امواج سطحی بر اساس ردیابی سریع (FMM) به دست آورده‌اند.

با تبدیل سرعت‌های گروه به زمان سیر موج ریلی، داده‌ها در جهت اجرای فرآیند توموگرافی تولید می‌شود. در این مرحله منطقه مورد مطالعه به فرم سلول‌های جغرافیایی با ابعاد  $0.7 \times 0.7$  درجه در نظر گرفته شده است و توموگرافی دو بعدی در دوره تناوب‌های ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸، ۹ و ۱۰ ثانیه انجام شدند. مدل اولیه ورودی برای هر دوره تناوب، میانگین سرعت‌ها در آن دوره تناوب در نظر گرفته شده است. نتایج توموگرافی در دوره تناوب‌های ۳، ۶ و ۹ ثانیه در شکل ۵ نشان داده شده است. با توجه به مرز بین سرعت پایین و سرعت بالای موج ریلی در این نقشه‌ها که عمود بر راستای ساختارهای گسلی منطقه است، پروفیل‌های AA'، BB' و CC' (شکل-۱) به منظور بررسی سرعت موج برشی در عمق انتخاب شده است.

به طوری که حتی در محیط‌های به شدت ناهمگن نتایج قابل اطمینان و پایدار می‌دهد (راولینسون و سمبریج، ۲۰۰۳). همان‌طور که اشاره شد این روش دارای الگوریتمی بر اساس معادله ایکونال است که برای تعیین زمان رسیدن فاز امواج سطحی بیان شده است نه برای گروه. البته با فرض اینکه پدیده چند مسیره شدن موج لرزه‌ای اتفاق نیفتد، معادله ایکونال می‌تواند برای سرعت گروه نیز به کار گرفته شود؛ زیرا پدیده چند مسیره شدن باعث می‌شود انرژی گروه امواج سطحی مسیرهای متفاوتی را دنبال کنند. بنابراین اگر سرعت فاز و گروه دارای یک الگوی انتشار باشند نتایج قابل قبولی با استفاده از این روش توموگرافی قابل دستیابی است (آروکا و همکاران، ۲۰۱۰؛ سایگین و کنت، ۲۰۱۰؛ یانگ و همکاران، ۲۰۱۱؛ سایگین و کنت، ۲۰۱۲). در این راستا یانگ و همکاران (۲۰۱۱) نتایج مشابهی را برای سرعت گروه و فاز با استفاده از روش

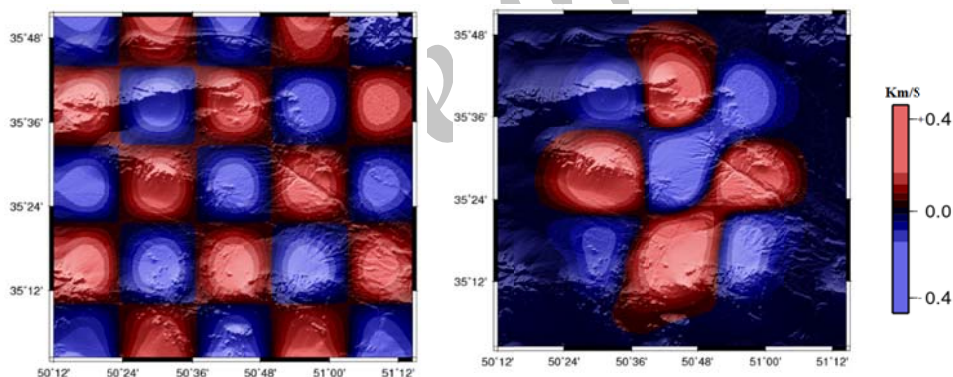


شکل ۵. نقشه‌های سرعت گروه موج ریلی در دوره تناوب‌های الف) ۳، ب) ۶ و ج) ۹ ثانیه.

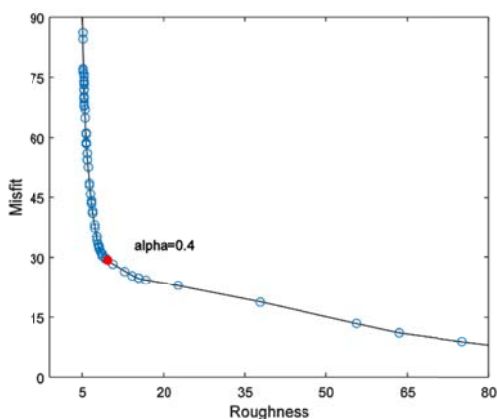
سیرها انجام می‌شود. این قدرت تفکیک بنا بر آزمایش شطرنجی صورت گرفته در این مطالعه می‌تواند آنومالی‌هایی با ابعاد ۰/۱ درجه را بازسازی نماید (شکل ۶).

در طی فرآیند اجرای توموگرافی پارامتر تنظیم کننده برای هر فرکانس آزمایش و بهترین مقدار پارامتر میرایی برای آن انتخاب می‌شود. برای تعیین پارامتر میرایی از نمودار واریانس مدل بر حسب مقدار خطای باقیمانده استفاده می‌شود. اختلاف مدل سرعت اولیه و مدل نهایی برابر با واریانس مدل و میزان تطابق مدل نهایی با مشاهدات اولیه به عنوان مقدار خطای باقیمانده در نظر گرفته می‌شود. شکل ۷ پارامتر واریانس مدل بر حسب خطای باقیمانده برای دوره تناوب ۳ ثانیه را نشان می‌دهد. مقدار پارامتر میرایی نهایی از جایی که مقادیر واریانس مدل و خطای باقیمانده در حالت بهینه هستند، انتخاب می‌شود.

به منظور برآورد میزان موفقیت در مرحله توموگرافی، قابلیت ساخت آشفستگی‌های سرعتی توسط مسیرهای موجود با به کارگیری داده‌های مصنوعی آزمایش می‌شوند. این مرحله تحت عنوان آزمایش صفحه شطرنجی شناخته می‌شود. برای انجام این کار ابتدا مدلی شطرنجی به عنوان مدل هدف و با قدرت تفکیک مورد نظر تولید می‌شود. با در نظر گرفتن این مدل به عنوان مرجع و اطلاعات مربوط به چشمه‌ها (ایستگاه‌هایی که به عنوان چشمه مجازی در نظر گرفته می‌شوند) و گیرنده‌ها، مسئله مستقیم ردیابی پرتو حل می‌شود. خروجی این مرحله زمان سیرهای لازم برای رسیدن پرتوها از چشمه‌ها به گیرنده‌ها در مدل شطرنجی است. در مرحله بعد پس از اضافه کردن خطا به این زمان سیرها، آنها به عنوان زمان سیرهای مشاهده شده در نظر گرفته می‌شوند و در ادامه تمام مراحل توموگرافی روی این زمان



شکل ۶. مدل در نظر گرفته شده (چپ) و مدل ساخته شده نهایی (راست) در آزمایش شطرنجی در دوره تناوب ۳ ثانیه.



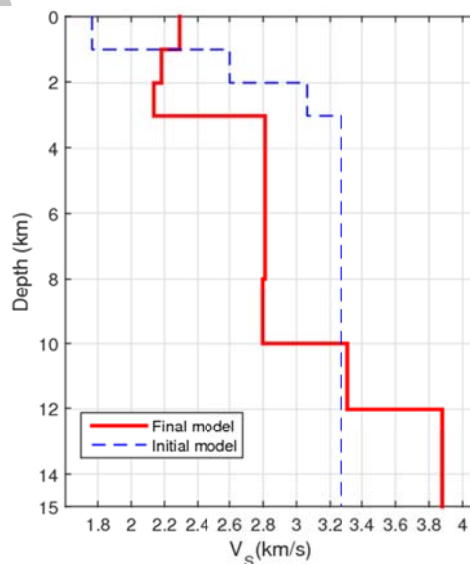
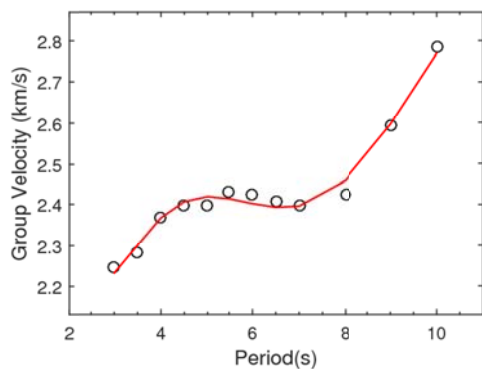
شکل ۷. تغییرات واریانس مدل بر حسب مقدار خطای باقیمانده در دوره تناوب ۳ ثانیه.

## ۵. مدل‌سازی سرعت موج برشی

با در اختیار داشتن نقشه‌های سرعت موج ریلی در هر پرپود، برای هر سلول جغرافیایی یک منحنی پاشندگی که به منحنی پاشندگی محلی معروف است قابل استخراج خواهد بود. برای به دست آوردن ساختار سرعتی موج برشی، منحنی‌های پاشندگی به دست آمده در هر نقطه از سلول‌ها وارون‌سازی می‌شود. منحنی‌های پاشندگی محلی به دست آمده با استفاده از روش وارون‌سازی که در بسته نرم‌افزاری ارائه شده توسط هرمن و آمون (۲۰۰۲) برنامه‌نویسی شده به مدل یک‌بعدی در عمق تبدیل شده‌اند. در این مرحله مدل اولیه نقش مهمی را ایفا می‌کند. مدل اولیه در این مطالعه مربوط به دلوثی و رابرتز (۲۰۰۳) می‌باشد که با تحلیل توابع گیرنده زمین‌لرزه‌های دور لرز توانستند ساختار سرعت موج طولی P را در زیر

شبه‌ایلیا مورد بررسی قرار دهند.

شکل (۸-چپ) مثالی از منحنی پاشندگی محلی استخراج شده از نقشه‌های سرعت موج ریلی در دوره تناوب‌های بین ۳ تا ۱۰ ثانیه مربوط به یکی از نقاط پروفیل BB' را نشان می‌دهد. این منحنی به همراه همه منحنی‌های نقاط روی پروفیل‌ها به مدل عمقی سرعت موج برشی وارون‌سازی شدند. سپس با جمع‌آوری و کنار هم قرار دادن مدل‌های یک‌بعدی در طول پروفیل AA', BB' و CC' به مقطع عرضی در طول این پروفیل‌ها می‌رسیم (شکل ۹). در مرحله وارون‌سازی، پارامتر مدل اولیه دارای وابستگی عمقی است. به طوری که از سطح تا عمق ۴ کیلومتر چهار لایه با ضخامت یک کیلومتر و از ۴ کیلومتر به بعد لایه‌ها با ضخامت دو کیلومتر در نظر گرفته شده‌اند.



شکل ۸. مدل عمقی سرعت موج برشی برای یکی از نقاط پروفیل BB' (راست). سرعت گروه موج ریلی استخراج شده از نقشه‌های سرعت (منحنی قرمز) و سرعت تخمین زده شده با مدل نهایی (علامت‌های سیاه) در فرآیند وارون‌سازی (چپ).

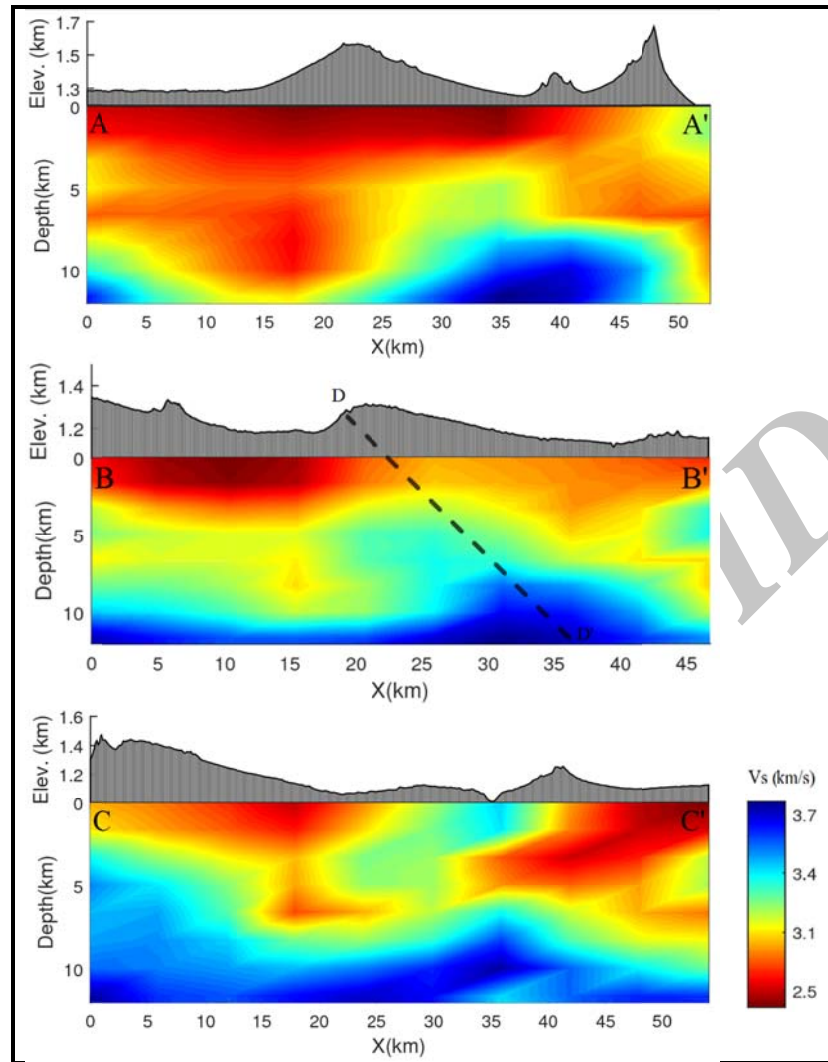
### ۶. بحث و نتیجه گیری

در این مطالعه سعی شد با استفاده از نوفه لرزه‌ای ثبت شده در ایستگاه‌های آرایه بلند دوره ایران (ایلپا) ساختار سرعت موج برشی در ناحیه جنوب غرب استان تهران مورد ارزیابی قرار گیرد. با به کارگیری روش توموگرافی نوفه لرزه‌ای و با پردازش داده‌های مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت‌ها در دوره تناوب بین ۳ تا ۱۰ ثانیه، ابتدا منحنی‌های پاشندگی موج ریلی بین هر جفت ایستگاه محاسبه و توموگرافی دو بعدی در منطقه مورد مطالعه انجام شد. با در اختیار داشتن نقشه‌های سرعت گروه موج ریلی، منحنی‌های پاشندگی محلی استخراج و مدل سه‌بعدی تعیین شد.

با در نظر گرفتن نقشه‌های سرعت موج ریلی در دوره تناوب‌های بین ۳ تا ۱۰ ثانیه می‌توان یک تباین سرعتی در راستای جنوب غربی-شمال شرقی مشاهده نمود. این موضوع باعث شد پروفیل  $BB'$  برای بررسی سرعت موج برشی در عمق انتخاب شود. همچنین پروفیل  $AA'$  و  $CC'$  موازی با پروفیل  $BB'$  انتخاب شد تا با در نظر گرفتن تغییرات سرعت موج برشی در راستای این پروفیل‌ها به درک بهتر ساختارهای موجود کمک شود.

با مطالعه پروفیل‌های سرعت موج برشی در راستای جنوب غربی-شمال شرقی (شکل ۹)، یک لایه کم ضخامت با سرعت پایین که در نواحی جنوب غرب ناحیه مورد مطالعه به ۴ کیلومتر نیز می‌رسد به‌طور واضح مشخص است. این لایه می‌تواند معرف لایه‌های رسوبی فرسایش یافته و هوازده باشد. سرعت این لایه حدود  $2.5 \text{ km/s}$  است که با حرکت به سمت شمال شرق از ضخامت آن

کاسته شده و سرعت آن نزدیک به  $2.8 \text{ km/s}$  می‌رسد. با بررسی پروفیل‌ها در عمق ۲ تا ۱۲ کیلومتر، متوجه یک جابه‌جایی در لایه‌های سرعتی در طول خط  $BB'$  (شکل ۹) می‌شویم. این جابه‌جایی که با توموگرافی متناظر آن نیز همخوانی داشته و می‌توان گفت منشأ آن احتمالاً یک گسل با شیب غالب به سمت شمال و یا یک تاقدیس با سطح محور به سمت شمال می‌باشد که اثر خود را در ۱۰ کیلومتر بالای منطقه مورد مطالعه و در طول پروفیل  $BB'$  نشان داده است. با در نظر گرفتن گسل ایپک در شمال غرب منطقه مورد مطالعه و توموگرافی حاصل از آن، این احتمال تقویت می‌شود که ناپیوستگی در لایه‌های سرعتی مورد نظر، مربوط به یکی از شاخه‌های گسل ایپک باشد. از طرفی نزدیک‌ترین گسل به این جابه‌جایی گسل رباط کریم است که به گفته کیانی فر و پور کرمانی (۱۳۹۰) شیب آن به سمت جنوب غرب است. درحالی‌که برخی گسل‌های منطقه نظیر اشتهارد و کهریزک با طول ۶۳ و ۵۵ کیلومتر و راستای شرقی-غربی دارای شیب به سمت شمال هستند (شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲؛ بربریان و همکاران، ۱۳۶۲). علاوه بر آن تغییرات جانبی سرعت موج برشی در امتداد خط‌های  $AA'$  و  $CC'$  هم قابل ملاحظه است و چنانچه با نقشه‌های دقیق زمین‌شناسی و لرزه‌زمین‌ساخت مورد مقایسه تطبیقی قرار داده شوند، دلایل اصلی آن که احتمالاً گسلش و یا نفوذ توده‌های ماگمایی می‌باشد را واضح‌تر نشان می‌دهد. البته تنوع در شیب گسل‌های منطقه، نشان‌دهنده‌ی تکنونیک پیچیده در مرز جنوبی البرز و نوار آتشفشانی ایران مرکزی است و مطالعات دقیق‌تر شناسایی خصوصیات لرزه‌زمین‌ساختی در این منطقه را اجتناب‌ناپذیر می‌کند.



شکل ۹. مقاطع عرضی ساختار موج برشی در راستای پروفیل‌های AA' و BB' و CC' (شکل ۱).

سازنده و نظرات ارزشمند باعث ارتقای علمی مقاله از لحاظ تخصصی، ادبیات فنی و کیفیت مطالب آن شده‌اند، صمیمانه سپاسگزاری می‌نمایم.

#### مراجع

بربریان، م.، قریشی، م.، ارژنگروش، ب. و مهاجر اشجعی، الف.، ۱۳۶۲، تکنیک جوان، لرزه زمینساخت و مطالعه خطر زمینلرزه در ناحیه قزوین. گزارش داخلی سازمان زمینشناسی کشور، شماره ۵۷، ص ۸۴  
بیک‌پور، ش.، ۱۳۸۳، تحلیل ساختاری گسل ایپک (از جنوب اشتهارد تا جنوب بوئین‌زهره)، پایان‌نامه

نتایج به‌دست‌آمده در این تحقیق نشان داد استفاده از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری درون‌چاهی به‌منظور بررسی ساختار سرعتی پوسته بالایی با به‌کارگیری روش توموگرافی نوفه لرزه‌ای بسیار مناسب هستند. همچنین استفاده از روش انتخاب نوفه گوسی که در این تحقیق به‌کار گرفته شد، می‌تواند در جهت بهبود کیفیت توابع گرین در روش توموگرافی نوفه محیطی کمک شایانی کند.

#### تشکر و قدردانی

از داوران محترم مجله که با راهنمایی‌های ارزنده، انتقادات

- آقاحسینی، ا.، کوه‌پیما، م. و وحدتی دانشمند، ب.، ۱۳۹۲، دانشنامه‌ی گسله‌های ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نشر رهی، ۶۰۰ صفحه، تهران.
- کیانی‌فر، ر. و پورکرمانی، م.، ۱۳۹۰، تحلیل ساختاری گسل رباط کریم و توان لرزه‌زایی آن، فصل‌نامه علوم زمین، ۲۱، ۶، ۴۹-۲۷.
- موقری، ر.، جوان‌دلویی، غ.، نوروزی، م. و سدیدیخوی، ا.، ۱۳۹۳، تعیین ساختار سرعتی پوسته جنوب شرق ایران براساس نوفه محیطی لرزه نگاشت‌های باندپهن. مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۰، ۲، ۱۷-۳۰.
- Arroucau, P., Rawlinson, N. and Sambridge, M., 2010, New insight into Cainozoic sedimentary basins and Palaeozoic suture zones in southeast Australia from ambient noise surface wave tomography. *Geophysical Research Letters*, 37(7).
- Barmin, M. P., Ritzwoller, M. H. and Levshin, A. L., 2001, A fast and reliable method for surface wave tomography. *Pure Appl. Geophys.*, 158, 1351-1375, doi:10.1007/PL00001225.
- Bensen, G. D., Ritzwoller M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., 2007, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-60.
- Berberian, M., 1971, Preliminary report on the structural analysis of Ipak active fault. *Geol. Surv. Iran, Int. Rep.*
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981, Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth. Sci.*, 18, 210-265.
- Campillo, M., Roux, P. and Shapiro, N. M., 2011, Correlation of seismic ambient noise to image and monitor the solid Earth. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, Springer-Verlag. doi:10.1007/978-90-481-8702-7.# Science+ Business Media B.V.
- De Martini, P. M., Hessami, K., Pantosti, D., D'Addezio, G., Alinaghi, H., Ghafory-Ashtiani, M., 1998, A geologic contribution to the evaluation of the seismic potential of the Kahrizak Fault (Tehran, Iran). *Tectonophysics*, 287, 187-199.
- Doloei, J. and Roberts, R., 2003, Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions. *Tectonophysics*, 364(3), 115-133.
- کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- جوان‌دلویی، غ. و موقری، ر.، ۱۳۹۲، پردازش نوفه محیطی ابزارای قوی برای تعیین ساختار سرعتی پوسته، پژوهشنامه لرزه‌شناسی و مهندسی زلزله، شمارگان ۶۰، سال ۱۶، تابستان ۹۲، تهران.
- حسینی، م. و رحیمی، ب.، ۱۳۹۰، مطالعه ساختاری و کینماتیکی گسل سیاه کوه شمال جاجرم. سی‌امین گردهمایی علوم زمین، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شیخ‌الاسلامی، م. ر.، جوادی، ح. ر.، اسدی سرشار، م.، Groos, J. C., Bussat, S. and Ritter, J. R. R., 2011, Performance of different processing schemes in seismic noise cross-correlations. *Geophysical Journal International*, 188(2), 498-512.
- Groos, J. C. and Ritter, J. R. R., 2009, Time domain classification and quantification of seismic noise in an urban environment. *Geophys. J. Int.*, 179, 1213-1231.
- Herrmann, R. B. and Ammon, C. J., 2002, Computer Programs in Seismology, Surface Waves, Receiver functions and Crustal structure. Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, St Louis.
- Jiang, C., Yang, Y., Rawlinson, N. and Griffin, W. L., 2016, Crustal structure of the Newer Volcanics Province, SE Australia, from ambient noise tomography. *Tectonophysics*, 683, 382-392.
- Kennett, B. L. N., Sambridge, M., and Williamson, P. R., 1988, Sub-space methods for large scale inverse problems involving multiple parameter classes. *Geophys. J. Int.*, 94, 237-247.
- Kustowski, B., Ekstrom, G. and Dziewonski, A. M., 2008, Anisotropic shear wave velocity structure of the Earth's mantle: a global model. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* (1978-2012), 113(B6), doi:10.1029/2007JB005169.
- Levshin, A. L., Yanovskaya, T. B., Lander, A. V., Bukchin, B. G., Barmin, M. P., Ratnikova, L. I. and Its, E. N., 1989, *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*, ed. Keilis-Borok, V.I., Kluwer, Norwell, Mass.
- Lin, F., Ritzwoller, M. H., Townend, J., Savage, M. and Bannister, S., 2007, Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand. *Geophys. J. Int.*, 18, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03414.x.

- Lobkis, O. I. and Weaver, R. L., 2001, On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffusive field, *J. Acoust. Soc. Am.*, 110, 3011-3017.
- Luo, Y., Yang, Y., Xu, Y., Xu, H., Zhao, K. and Wang, K., 2015, On the limitations of interstation distances in ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, 201(2), 652-661.
- Mordret, A., Landes, M., Shapiro, N. M., Singh, S. C., Roux, P. and Barkved, O. I., 2013, Near-surface study at the Valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophys. J. Int.*, 193(3), 1627-1643.
- Nishida, K., Montagner, J. P. and Kawakatsu, H., 2009, Global surface wave tomography using seismic hum. *Science*, 326(5949), 112-112.
- Rawlinson, N. and Sambridge, M., 2005, The fast marching method: An effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media. *Exploration Geophysics*, 36, 341-350.
- Rawlinson, N. and Sambridge, M., 2003, Wavefront evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method. *Geophys. J. Int.*, 156, 631-647.
- Ritzwoller, M. H., Lin, F. C. and Shen, W., 2011, Ambient noise tomography with a large seismic array. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(8), 558-570.
- Roux, P., Sabra, K. G., Kuperman, W. A. and Roux, A., 2005, Ambient noise cross-correlation in free space: Theoretical approach. *J. Acoust. Soc. Am.*, 117, 79-84.
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A., Fehler, M. C., 2005, Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03310.
- Saygin, E. and Kennett, B. L. N., 2010, Ambient seismic noise tomography of Australian continent. *Tectonophysics*, 481(1), 116-125.
- Saygin, E. and Kennett, B. L. N., 2012, Crustal structure of Australia from ambient seismic noise tomography (1978-2012). *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 117(B1), B01304, doi:10.1029/2011JB008403
- Schuster, G. T., Yu, J., Sheng, J. and Rickett, J., 2004, Interferometric/daylight seismic imaging. *Geophys. J. Int.*, 157, 838-852.
- Shahabpour, J., 2005, Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 405-417.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L. and Ritzwoller, M. H., 2005, High resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307, 1615-1618.
- Shapiro, N. M. and Campillo, M., 2004, Emergence of broadband and Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07614.
- Shapiro, N. M. and Ritzwoller, M. H., 2002, Monte-Carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle. *Geophysical Journal International*, 151(1), 88-105.
- Shomali, Z. H. and Shirzad, T., 2015, Crustal structure of Damavand volcano, Iran, from ambient noise and earthquake tomography. *Journal of Seismology*, 19(1), 191-200.
- Snieder, R., 2004, extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E*, 69, 046610.
- Trifonov, V. C. and Machette, M. N., 1993, The world Map of Major Active faults project. *Annual di Geofisica*, 36(3-4), 225-236.
- Wapenaar, K., Broggini, P., Slob, E. and Snieder, R., 2013, Three-dimensional single-sided Marchenko inverse scattering, data-driven focusing, Green's function retrieval, and their mutual relations. *Phys. Rev. Lett.*, 110, 084301.
- Weaver, R. L. and Lobkis, O. I., 2001, Ultrasonic without a source: Thermal Fluctuation Correlations at MHz Frequencies. *Phys. Rev. Lett.*, 87(13), 134301-4.
- Withers, M. M., Aster, R. C., Young, Ch. J. and Chael, E. P., 1996, High-frequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86(5), 1507-1515.
- Xia, J., Miller, R. D. and Park, C. B., 1999, Estimation of near-surface shear wave velocity by inversion of Rayleigh waves, *Geophysics*, 64(3), 691-700.
- Young, M. K., Rawlinson, N., Arroucau, P., Reading, A. M. and Tkalcic, H., 2011, High-frequency ambient noise tomography of southeast Australia: new constraints on Tasmania's tectonic past. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L13313. doi:10.1029/2011GL047971.

## Upper Crustal Structure of South West of Tehran Using Borehole Ambient Noise Tomography

Movaghari, R.<sup>1</sup> and Javan Doloei, Gh.<sup>2\*</sup>

1. Ph.D. Student, Seismology Department, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

2. Assistant Professor, Seismology Department, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

(Received: 24 July 2017, Accepted: 6 Feb 2018)

### Summary

The crustal structure study based on ambient noise measurements has become a popular, fast and reliable method in earthquake seismology in recent years around the world. Generally, not only in seismology but also in other applications which deal with signals, accept noise as an undesired component of the signal. It is believed that noise obscures data and does not contain useful information. Ambient noise measurements promise significant improvements in the resolution and accuracy of crustal and upper mantle images. Traditional dispersion analysis, however, does not yield reliable estimates of the structure in the shallow crust because of strong scattering at short-periods ( $T < 30$ ). Recent advances in surface-wave ambient noise tomography (e.g., Shapiro et al., 2005; Sabra et al., 2005; Yao et al., 2006; Yang et al., 2007; Lin et al., 2007) greatly enhance our ability to resolve the shallow crustal structure. In this study, we apply ambient noise tomography to image and investigate the shallow shear velocity structure of the upper crust beneath south west of Tehran area. Data from seven stations of Iranian Long Period Array (ILPA) are acquired from IRIS free data center. These data were recorded during 1975 to 1977 in corporation of the FDSN with the Institute of Geophysics at University of Tehran. At the moment, all continuous seismic waveforms are available for researchers. After obtaining the continuous waveforms, we preprocessed and segmented the data into one hour time windows. Hourly cross correlation of ambient noise between all station pairs were calculated and group velocity of Rayleigh waves dispersion curve in periods between 3 to 10 seconds are measured from the Green's function resulting cross correlations. To determine dispersion curves of surface waves we have used the Frequency-Time Analysis technique (FTAN). Because of using borehole seismometer in ILPA array and our new Gaussian noise selection proposed method; all Green functions had acceptable SNR ratio and greater than 10. Therefore, we predict the suitable and reliable result of Green's functions in comparison with ambient noise of free surface seismometers. Then using dispersion map in each period, we extracted a local dispersion curve for each grid point. Finally, the quasi-3D shear wave velocity model in the study area provided using nonlinear inversion procedure for each grid point of local dispersion curves by means of Shapiro et al., (2005) technique. By preparing different shear wave velocity profiles in the direction of NE-SW, of the studied area, we try to image the changing velocity variations and trends along the profiles, which can indicate the existence of one of the branches of the IPAK fault, or the existence of an anticline with the axis in this direction and the slope to mards the northeast direction. The results indicate a reliable image from upper crust of south east of Tehran region in consistent with the results of Doloei and Roberts (2003) from teleseismic P-waveform time domain receiver function (RF) method. Moreover, the upper crustal structural model proposed for this area is in agreement with surface geological setting. Therefore, we suggest that for isolating the ambient noise from temporary and very local conditions, the digging and covering the seismic stations prepares a suitable noise level for the crustal structure studies.

**Keywords:** ambient noise, cross correlation, dispersion curves, tomography, borehole seismometer, Tehran.

---

\* Corresponding author:

Javandoloei@iiees.ac.ir