

ساختار پوسته ایران براساس برگردان همزمان تابع انتقال گیرنده و اطلاعات پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی

افسانه نصر آبادی^۱، محمد تاتار^{۱*}، ایوب کاویانی^۲

^۱پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۲دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۳دانشگاه فرانکفورت آلمان، فرانکفورت، آلمان

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۱/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۵/۲۰

چکیده

ساختار پوسته فلات ایران واقع میان دو صفحه همگرایی عربی و اوراسیا به کمک برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی مورد مطالعه قرار گرفت. زمین‌لرزه‌های دور ثبت شده توسط ایستگاه‌های باند پهن شبکه لرزه‌نگاری ملی ایران (INSN) برای محاسبه توابع گیرنده مورد استفاده قرار گرفتند. منحنی پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی به روش دو ایستگاهی میان جفت ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری یاد شده، محاسبه و تعیین شد. برای به کمترین میزان رساندن خطای موجود در برآورد ساختار پوسته در صورت استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده و یا برگردان منحنی سرعت فاز امواج ریلی به تنهایی، از روش بهینه برگردان همزمان تابع انتقال گیرنده و منحنی پاشندگی امواج ریلی استفاده شد. نتایج پژوهش حاضر نشان می‌دهد که ستبرای پوسته در ایران از ۲۷ ± ۴۰ کیلومتر در جنوب خاور کشور (ایستگاه ZHSF) تا حداکثر ۲۷ ± ۵۶ کیلومتر در زیر زون سندج- سیرجان (SNGE) متغیر است. مطالعه جامع صورت گرفته نشان داد که ستبرای پوسته در بخش‌های مرکزی زاگرس (GHIR) مشابه با کارهای پیشین انجام گرفته ۲۷ ± ۴۷ کیلومتر است در حالی که در انتهای ترین بخش خاوری آن (BNDS) ستبرای ۲۷ ± ۵۲ کیلومتر و در بخش باختری (SHGR) به ۲۷ ± ۴۷ کیلومتر می‌رسد. ژرفای ناپیوستگی موهو برای ایران مرکزی (KRBR) ۲۷ ± ۴۸ کیلومتر برآورد شد. این در حالی است که ژرفای این ناپیوستگی در بخش جنوبی زون البرز مرکزی (THKV, DAMV) به حدود ۲۷ ± ۵۴ کیلومتر می‌رسد. ژرفای محاسبه شده برای موهو در شمال‌باختر ایران (MAKU) و باختر حوضه دریای خزر (GRMI) بر یک پوسته با ستبرای ۲۷ ± ۴۳ کیلومتر دلالت دارد.

کلید واژه: ایران، امواج سطحی، توابع گیرنده، برگردان همزمان، پاشندگی سرعت فاز

*نویسنده مسئول: محمد تاتار

E-mail: mtatar@iiees.ac.ir

۱- مقدمه

فلات ایران، به‌عنوان بخشی از زون فعال آلپ- هیمالیا، زون‌های زمین‌ساختی مختلفی را شامل می‌شود و سطح بالایی از فعالیت‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد. مطالعه ساختمان سرعتی پوسته و گوشه بالایی در فلات ایران، درک بهتری از تکامل و پیشینه زمین‌ساختی زون‌های لرزه‌زمین‌ساختی آن در اختیار می‌گذارد. تحلیل امواج سطحی و منحنی پاشندگی این امواج روش و ابزاری مناسب برای تعیین ساختار سرعتی پوسته و تعیین متوسط سرعت موج برشی در محدوده گسترده‌ای از ژرفای میان دو ایستگاه لرزه‌ای است (Ozalaybey et al., 1997; Rapine et al., 2003; Larson et al., 2006). همچنین روش‌های وارون توابع گیرنده موج P نیز می‌تواند اطلاعات مفیدی در مورد ساختار پوسته و گوشه بالایی به ما بدهد. توابع گیرنده بیشترین حساسیت را به تباین سرعت موج برشی دارند و می‌توانند سطوح ناپیوستگی با تباین سرعتی بالا را در لایه‌های ساختار زیر گیرنده نشان دهند (Ammon et al., 1990). اما این دو روش هر کدام به تنهایی برای تعیین ساختار زیر سطحی کافی نیست. روش توابع انتقال گیرنده، تنها به وجود سطوح ناپیوستگی حساس است و در صورت عدم برآورد صحیح سرعت موج P و بویژه S، با خطای قابل توجهی در تعیین ژرفای ناپیوستگی‌ها همراه خواهد بود (Ammon, 1991). در مقابل منحنی‌های پاشندگی امواج سطحی به ناپیوستگی‌های سرعت و تباین سرعت حساسیت کمتری دارند اما با دقت مناسبی سرعت میانگین موج برشی را تعیین می‌کنند. ترکیب این دو و برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی پاشندگی امواج سطحی، می‌تواند مدل دقیق‌تر و با کیفیت‌تری از ژرفا و سرعت موج برشی به ما بدهد. در ایران و بویژه در سال‌های اخیر مطالعات گسترده‌ای برای تعیین ژرفای ناپیوستگی موهو و بررسی تغییرات ستبرای پوسته در راستای نیم‌رخ‌های لرزه‌ای صورت گرفته است اما با این حال هنوز مدل جامع و قابل اعتمادی از هندسه ناپیوستگی موهو در زیر فلات ایران وجود ندارد. اولین مطالعات انجام گرفته در ایران به کمک تحلیل امواج

سطحی به دهه ۸۰ میلادی برمی‌گردد که در آن (Asudeh, 1982)، با استفاده از روش دو ایستگاهی و داده‌هایی از ایستگاه‌های تبریز، مشهد و شیراز سرعت‌های فاز موج ریلی را در مسیرهای زاگرس و ایران مرکزی به دست آورد. نتایج این پژوهش برای ستبرای پوسته در زاگرس، ایران مرکزی و البرز به ترتیب ۴۶، ۴۳ و ۴۵ کیلومتر است. (Giese et al., 1983). با استفاده از عملیات لرزه‌ای انکساری به مطالعه ساختار ژرفای پوسته در منطقه میان کمربند زاگرس و ایران مرکزی پرداختند. ریخت‌های اصلی ساختار پوسته‌ای در منطقه مورد مطالعه از نتایج این عملیات به شرح زیر است: حاشیه باختری بلوک لوت پوسته‌ای به ستبرای تقریبی ۴۰ کیلومتر دارد. در زاگرس مرتفع پوسته نازک‌تر می‌شود و نزدیک سیرجان به ۲۵-۲۰ کیلومتر می‌رسد. با استفاده از مدل‌سازی بی‌هنجاری بوگه (Dehghani & Makris, 1984) ژرفای موهو را برای کل ایران و Snyder & Barazangi (1986) برای منطقه لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس محاسبه کردند. بیشترین ژرفای به دست آمده برای موهو توسط (Dehghani & Makris, 1984)، تقریباً ۵۰ کیلومتر، در زیر گسل اصلی وارن زاگرس (MZT) و ۳۵ کیلومتر برای ایران مرکزی است. همچنین Snyder & Barazangi (1986) ژرفای موهو را از ۴۰ کیلومتر در زیر لبه حوضه ساحلی تا ۶۵ کیلومتر در زیر گسل اصلی زاگرس پیشنهاد کردند. (Mangino & Priestley, 1998) برای حوضه جنوبی دریای خزر نشان دادند که پوسته در جنوب باختر و جنوب خاور حوضه دریای خزر ۳۳-۳۰ کیلومتر ستبرای دارد. (Hatzfeld et al., 2003) با روش تابع گیرنده یک ستبرای پوسته‌ای ۲۷ ± ۴۶ کیلومتری را که شامل لایه رسوبات به ستبرای ۱۱ کیلومتر و پوسته بلورین به ستبرای ۲۷ ± ۳۵ کیلومتر است، برای منطقه قیر که در زاگرس مرکزی واقع شده به دست آوردند. (Javan Doloei & Roberts, 2003) با استفاده از تجزیه توابع گیرنده موج P و ۲۰ رویداد دورلرز ثبت شده در ۷ ایستگاه بلند دوره ILPA، ستبرای پوسته در جنوب زون لرزه زمین‌ساختی البرز را ۲۷ ± ۴۶ کیلومتر به دست آوردند.

دگرشکلی به صورت بی لرزه، یا خزش روی گسل ها یا با چین خوردگی تعدیل می شود (Jackson & McKenzie, 1984). ایالت لرزه زمین ساختی ایران مرکزی- خاور ایران پهنه درون صفحه ای است که از شمال به پهنه های برخوردی البرز- آذربایجان و کپه داغ، از باختر و جنوب باختر به منطقه برخورد قاره ای زاگرس، از جنوب خاور به منطقه فرورانش اقیانوسی- قاره ای مکران و از خاور به بلوک پایدار هیلمند (بلوک افغان) محدود است (شکل ۱). در زون خاوری ایران تنش های برشی چیره است و باعث تشکیل گسل های برشی و امتداد لغز می شود. روند گسل های فعال از شمالی- جنوبی در مرکز به شمال شمال خاوری- جنوب جنوب باختری در کناره های شمالی و جنوبی تغییر می یابد. در بخش های شمالی این زون چندین گسل با روند شمال باختری- جنوب خاوری وجود دارد که به گسل های رانده (تراستی) خاتمه پیدا می کنند. به سمت جنوب گسل ها با گسل های رانده مکران هماهنگ می شوند. در ایران مرکزی لرزه خیزی پراکنده است و ژرفای کانونی زلزله ها کم می باشد (Walker & Jackson 2004). گسل های چیره این ناحیه گسل های امتداد لغز راست گرد هستند. بلوک لوت، میان دو گسل بزرگ شمالی- جنوبی نایند و نهبندان قرار دارد (شکل ۱). نیروهای فشاری وارد بر ناحیه، سبب شده اند تا در امتداد این گسل ها، جابه جایی ها از نوع امتداد لغز و برشی باشند.

۳- داده و روش

۳-۱. تعیین منحنی های پاشندگی سرعت فاز امواج رایلی

سه سال داده دورلرز ثبت شده در ایستگاه های سه مؤلفه ای باند گسترده شبکه ملی لرزه نگاری کشور (INSN) (شکل ۱)، از ۲۰۰۴/۴/۱۵ تا ۲۰۰۷/۴/۱۶، در سه دسته داده، رویدادهایی با طول مسیر دایره بزرگ چشمه- گیرنده 90° - 30° و بزرگای بیش از ۵ (۹۴۳ رویداد)، 130° - 90° با بزرگای بیش از ۶ (۱۵۹ رویداد) و 170° - 130° با بزرگای بیش از ۵/۶ (۱۵ رویداد)، برای تعیین منحنی های سرعت فاز امواج رایلی انتخاب شدند. شکل ۲ موقعیت مکانی رخداد های دورلرز انتخاب شده را نشان می دهد.

منحنی های پاشندگی سرعت فاز مد اصلی امواج رایلی، برای هر زوج ایستگاه، با استفاده از روش دو ایستگاهی مبتنی بر روش Aki & Richards (1980) محاسبه شدند. برای این کار برای هر جفت ایستگاه معین، رویدادهایی که با جفت ایستگاه مورد نظر بر روی یک مسیر دایره بزرگ، یا با اختلاف کمی (کمتر از 10° درجه) قرار دارند، انتخاب شدند. بیشتر روش های مبتنی بر تبدیل فوریه، برای به دست آوردن سرعت گروه و فاز امواج سطحی، از فیلتر میان گذری استفاده می کنند که متمرکز بر یک بسامد مرکزی با مقادیر مختلف است و فیلتر چند گانه نامیده می شود (Udias, 1999; Landisman et al., 1969). پس با انتخاب مؤلفه عمودی نگاشت (شکل ۳) و تبدیل فوریه آن و استفاده از فیلتر چند گانه منحنی پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی با معلوم بودن زمان وقوع رویدادهای ثبت شده در ایستگاه، میان یک جفت ایستگاه و رویداد فرضی که بر روی یک مسیر دایره بزرگ قرار دارند به دست می آید. شکل ۴ تجزیه حوزه زمان- بسامد بخشی از مؤلفه عمودی نگاشت زلزله ۲۰۰۷/۴/۱۳، در فاصله 128° را که در ایستگاه قیر ثبت شده است، نشان می دهد. پس از به دست آوردن منحنی پاشندگی سرعت گروه در حوزه زمان- بسامد، با استفاده از روش فیلتر انطباق فاز (Herrin & Goforth (1977)، مد اصلی امواج رایلی از نگاشت استخراج می شود. فیلترهای انطباق فاز، فیلترهایی خطی هستند که فاز فوریه فیلتر برابر با فاز فوریه یک سیگنال فرضی است. (Herrin & Goforth (1977 روشی تکرار پذیر را شرح دادند که می تواند برای پیدا کردن فیلتری که فاز آن با فاز یک مؤلفه خاص از سیگنال لرزه ای برابر باشد، به کار رود. با اجرای این فیلتر بر روی رکوردهای رقومی امواج رایلی می توان مدهای مختلف امواج رایلی را از هم جدا کرد. در پایان قطار موج اولیه با استفاده از منحنی پاشندگی سرعت گروه ظاهری اش

(Paul et al. (2006) با استفاده از روش تابع گیرنده و داده های یک شبکه موقت شامل ۴۵ ایستگاه لرزه نگاری، ژرفای موهو را از ساحل خلیج فارس تا ۲۵ کیلومتری جنوب باختری گسل اصلی زاگرس، ۴۵ کیلومتر، از آنجا تا زون سندج- سیرجان حدود ۷۰ کیلومتر و در بخش جنوبی ایران مرکزی حدود ۴۲ کیلومتر به دست آوردند. (Rajaei et al. (2010) و Radjaee et al. (2007) به کمک ۲۶ ایستگاه لرزه نگاری باند پهن موقت و برگردان همزمان توابع گیرنده و داده های امواج سطحی به بررسی ساختار پوسته در بخش مرکزی زون لرزه زمین ساختی البرز پرداختند. نتایج ایشان بیانگر سبب برای پوسته ای حدود ۴۸ تا ۵۰ کیلومتر در بخش شمالی از بلوک ایران مرکزی پیش از شروع ارتفاعات البرز، سبب برای حدود ۵۵ کیلومتر در بخش میانی البرز و همچنین حدود ۴۴ کیلومتر در ساحل جنوبی دریای خزر است. (Soudouiet al. (2009 بر اساس نتایج توابع گیرنده سبب برای ۵۴-۵۱ کیلومتر برای البرز مرکزی و یک سبب برای غیر عادی ۶۷ کیلومتری را در زیر آتشفشان دماوند نشان دادند. در این پژوهش سعی بر این است تا با استفاده از سه سال داده دورلرز ثبت شده در ایستگاه های لرزه نگاری باند پهن شبکه ملی لرزه نگاری کشور (INSN) منحنی های پاشندگی سرعت فاز مد اصلی امواج رایلی برای هر زوج ایستگاه با استفاده از روش دو ایستگاهی تعیین شود و پس از آن با برگردان همزمان این منحنی ها و توابع گیرنده محاسبه شده برای ۱۲ ایستگاه لرزه نگاری در شبکه یاد شده، مدل دقیقی از ساختار سرعتی پوسته، در زیر ایستگاه های لرزه نگاری شبکه ملی لرزه نگاری ایران (INSN) به دست آید.

۲- لرزه خیزی و لرزه زمین ساخت زون های مهم ایران

در ایران، زمین لرزه ها بیشتر حاصل نیروی همگرایی دو صفحه عربی و اوراسیا هستند که به صورت گسلش در زون های لرزه زمین ساختی زاگرس، البرز، کپه داغ، ایران مرکزی و خاور ایران تعدیل می شوند (شکل ۱). زون ساختاری البرز به عنوان یک کمربند فعال از کوه های تالش در شمال باختر تا کوه های کپه داغ در شمال خاور ادامه دارد و در بخش میانی بخش جنوبی حوضه خزر را به طور کامل پوشش می دهد (Jackson et al., 2002). این زون نتیجه حرکت فشارشی زمین ساختی صفحه عربستان نسبت به صفحه پایدار اوراسیا بوده و شامل یک توالی سبب از سنگ های آتشفشانی آندزیتی پالتوسن و یک سری سنگ های وارد شونده است که حوضه جنوبی دریای خزر را از حوضه میوسن (تشکیلات قم) در ایران مرکزی جدا کرده است. (Berberian & King, 1981). بیشتر سازوکارهای کانونی در این کمربند، گسلش وارونه و یا گسل های امتداد لغز چپ گرد موازی با امتداد البرز را نشان می دهند. (Jackson et al. (2002 بر اساس شواهد لرزه خیزی و Allen et al. (2004) و Ritz et al. (2006) به کمک شواهد زمین ساختی تسهیم یا تجزیه حرکت مایل صفحه عربی نسبت به اوراسیا را عامل ایجاد کننده دو نوع سازوکار بالا می دانند. زون لرزه زمین ساختی زاگرس به عنوان یک کمربند چین خورده- رورانده با طولی متجاوز از ۱۲۰۰ کیلومتر و عرض متوسط ۲۵۰ کیلومتر با روند شمال باختر- جنوب خاور از مرز ایران و ترکیه در خاور تا تنگه هرمز در جنوب ادامه دارد (شکل ۱). از نظر ساختمانی، شکل گیری زاگرس مربوط به جنبش همگرایی مداوم صفحه عربستان در جنوب باختر و ریزقاره ایران مرکزی در شمال خاور است که ناشی از حرکت به سوی شمال خاور صفحه عربستان نسبت به اوراسیا است (Alavi, 1994; Berberian, 1995). زمین لرزه های زاگرس بیشتر ناشی از حرکات گسل های پی سنگی است که به صورت رانندگی با روندی موازی چین خوردگی و یا به صورت حرکات امتداد لغز راست گرد با روند شمال باختری- جنوب خاوری در زیر رسوبات به نسبت سبب مدفون هستند (Tatar et al., 2004). نهشته های تبخیری به طور چشمگیری در زمین ساخت زاگرس تأثیر داشته اند. احتمالاً به دلیل پوشش رسوبی سبب روی پی سنگ و بویژه وجود چندین لایه تبخیری، بیشتر

۲- تصحیح پاسخ دستگای داده‌ها و یکسان‌سازی میزان تقویت هر سه مؤلفه.

۳- Decimate کردن داده‌ها برای کاهش نرخ نمونه‌برداری از ۵۰ به ۱ نمونه بر ثانیه.

۴- در نظر گرفتن جفت‌ایستگاه‌های مورد نظر و تعیین رویدادهایی که با یک جفت‌ایستگاه بر روی یک مسیر دایره بزرگ یا با اختلاف کمی (کمتر از ۱۰ درجه) قرار دارند.

۵- انجام تجزیه حوزه زمان- بسامد (FTAN) و روش فیلتر چندگانه Dzewonski et al. (1969) برای تعیین سرعت گروه امواج راییلی و استخراج مد اصلی امواج راییلی. هدف در این مرحله به دست آوردن منحنی پاشندگی سرعت گروه موج راییلی و استفاده در مرحله اعمال فیلتر انطباق فاز است. در این مرحله با انتخاب مؤلفه عمودی نگاهت و تبدیل فوری آن و استفاده از فیلتر چندگانه منحنی پاشندگی سرعت گروه امواج راییلی با معلوم بودن زمان وقوع رویدادهای ثبت شده در ایستگاه‌های باند پهن شبکه، میان یک جفت ایستگاه و رویداد فرضی که بر روی یک مسیر دایره بزرگ قرار دارند به دست آمد.

۶- استفاده از روش فیلتر انطباق فاز (Herrin & Goforth 1977) برای استخراج مد اصلی امواج راییلی از نگاهت. با انجام این روش در چند مرحله توانستیم مد اصلی موج راییلی را از نگاهت اولیه جدا کنیم. برای به دست آوردن فاز فیلتر از منحنی پاشندگی سرعت گروه موج راییلی، از همان سیگنال اولیه که در مرحله پیش با استفاده از حوزه زمان- بسامد و اعمال فیلترهای باند باریک بر روی نگاهت به دست آمده بود، استفاده شد. با استفاده از این روش مد اصلی امواج راییلی از تمام داده‌ها در جفت ایستگاه‌های مورد نظر استخراج شد.

۷- تعیین منحنی پاشندگی سرعت فاز امواج راییلی میان جفت ایستگاه‌ها از تمام رویدادهای ممکن با استفاده از روش فیلتر (Wiener 1949). در این مرحله با تعیین اختلاف طیف فاز در دو نقطه از مسیر دایره بزرگ (دو ایستگاه که بر روی یک مسیر دایره بزرگ قرار دارند)، سرعت فاز از رابطه (۴) با آن سرعت فاز امواج راییلی در دوره تناوب‌های مختلف میان یک زوج ایستگاه از تمام رویدادهای ممکن با استفاده از روش فیلتر (Wiener 1949) در سه محدوده داده با فاصله 90° ، 130° و 170° - 130° در محدوده سرعت $2/5$ تا 5 کیلومتر بر ثانیه بر روی یک نمودار رسم شد. شکل ۶ منحنی پاشندگی سرعت فاز پایانی مسیر میان دو ایستگاه سندانج-آشتیان را نشان می‌دهد. با این روش منحنی پاشندگی سرعت فاز میان همه زوج ایستگاه‌های ممکن تعیین شد.

۲-۳. توابع انتقال گیرنده

بیش از یک سال داده دور لرز ثبت شده در ایستگاه‌های سه مؤلفه‌ای باند گسترده شبکه ملی لرزه‌نگاری کشور (INSN)، از $2004/5/16$ تا $2005/7/29$ ، برای تعیین توابع گیرنده پردازش شد. مرحله اول پردازش داده‌ها شامل تبدیل فرمت و استخراج رخدادهای است. رویدادهایی با طول مسیر دایره بزرگ چشمه-گیرنده بزرگ‌تر از 25° و کوچک‌تر از 90° و بزرگای بیش از 5 انتخاب شدند. این مجموعه داده (۲۲۰ رویداد) برای تعیین ساختار سرعتی پوسته و بویژه تعیین سبترای آن در زیر ایستگاه‌های شبکه ملی لرزه‌نگاری کشور (INSN) مورد استفاده قرار گرفت. برای تعیین توابع گیرنده از روش تکرار واهمامیخت در حوزه زمان (Ligorria & Ammon 1999) که پایداری بالاتری با داده‌های نوفه‌دار در مقایسه با روش حوزه بسامد دارد (Julia et al., 2005)، استفاده شد. پس از تصحیح اثرات دستگای (بهره و پاسخ دستگای)، مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگاشت به دو جهت شعاعی و مماسی چرخش داده شدند. برای حذف اثر چشمه و مسیر و اثر دستگای از روش واهمامیخت مؤلفه عمودی از مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگاشت‌ها استفاده شد. سپس برای حذف نوفه‌های با بسامد بالا، بر روی توابع گیرنده فیلتر گوسی با متغیر پهنای a برابر با مقدار ۱ اعمال شد. با توجه به این که در بیشتر ایستگاه‌ها، ساختار با آزمون تغییر می‌کند، بنابراین مشاهدات از طریق آزمون (بازه بک آزمون کمتر از 20°) و سپس فاصله (کمتر از 10°) دسته‌بندی و برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه (S/N)، آنها را برانبارش کردیم.

بازسازی می‌شود. طیف دامنه سیگنال حاصل از این فرایند خطی کمتر شامل مدهای بالاتر، نوفه و انکساری‌های جانبی است. تبدیل فوری کانولوشن نگاهت $s(t)$ و فیلتر $f(t)$ را به صورت زیر است:

$$s(t) * f(t) \Rightarrow S(\omega) F(\omega) \exp[i\phi(\omega) - \phi'(\omega)] \quad (1)$$

اگر فاز فوری فیلتر با فاز فوری نگاهت برابر باشد، $\phi(\omega) = \phi'(\omega)$ ، در این حال به $f(t)$ فیلتر انطباق فاز گفته می‌شود. اگر $|F(\omega)| = |S(\omega)|$ باشد، در این حالت عمل کانولوشن یک اوتوکرویلین است که حاصل آن افزایش نسبت سیگنال به نوفه است. اما این عمل باعث کاهش قابلیت جدایش زمانی خروجی می‌شود. با انتخاب $|F(\omega)| = 1$ ، نسبت سیگنال به نوفه و قابلیت جدایش زمانی در حد مناسب است. با اعمال این فیلتر بر روی یک سیگنال لرزه‌ای و برگردان آن به حوزه زمان، شاهد افزایش دامنه سیگنال در نقاطی خاص هستیم. با اعمال یک پنجره زمانی بخشی از نگاهت را که شامل مد اصلی موج راییلی است جدا می‌کنیم (شکل ۵).

با انجام این روش در چند مرحله می‌توانیم به طور کامل مد اصلی موج راییلی را از نگاهت اولیه جدا کنیم. برای به دست آوردن فاز فیلتر از منحنی پاشندگی سرعت گروه موج راییلی همان سیگنال اولیه که در مرحله اول با استفاده از حوزه زمان- بسامد و اعمال فیلترهای باند باریک بر روی نگاهت به دست آمده، استفاده می‌شود. با استفاده از این روش مد اصلی امواج راییلی از نگاهت در جفت ایستگاه مورد نظر استخراج می‌شود. در پایان با استفاده از تبدیل فوری دو لرزه‌نگاشت در دو ایستگاه می‌توان سرعت فاز را به دست آورد. روش با گرفتن تبدیل فوری لرزه‌نگاشت‌های مربوط به هر ایستگاه و به دست آوردن طیف فاز و دامنه مربوط به هر کدام که در زمان‌های t_1 و t_2 آغاز می‌شوند، شروع می‌شود (Udias, 1999). اگر لرزه‌نگاشتی در زمان t_1 پس از زمان وقوع و در فاصله t_2 از چشمه، داشته باشیم، تبدیل فوری آن، فاز هر بسامد را در زمان شروع مربوط به آن می‌دهد که در آن فاز برابر است با:

$$\Phi_1 = \omega t_1 - k r_1 + \phi + \phi_1 = 2L\pi \quad (2)$$

اگر فاز اولیه در چشمه، زمان وقوع (t_0) و فاصله پیموده شده r_1 ، معلوم باشد آن وقت $c(\omega)$ می‌تواند در محدوده خطاها تعیین شود. مقدار L تا جایی انتخاب می‌شود که سرعت فاز برای دوره تناوب‌های بالا برابر با مقدار متوسط جهانی شود. سرعت فازهای با دوره تناوب بالا فقط تا چند درصد تغییر می‌کند که برای محدود کردن L کافی است. با دانستن سازوکار گسل خوردگی و ژرفای چشمه، می‌توانیم فاز اولیه $\phi(\omega)$ را مشخص کنیم. البته افزون بر تصحیح فاز دستگای، باید تصحیحات دیگری به خاطر اثرات غیر کشسان و عبور گروهی انجام شود. دقیق‌ترین روش برای برآورد سرعت فاز این است که اختلاف طیف فاز در دو نقطه از مسیر دایره بزرگ (دو ایستگاه که بر روی یک مسیر دایره بزرگ قرار دارند) گرفته شود. در این حالت فاز اولیه حذف می‌شود و داریم (Udias, 1999):

$$\Phi_2(\omega) - \Phi_1(\omega) = \delta\Phi(\omega) + 2N\pi = \omega\Delta t - k\Delta x \quad (3)$$

که $2N\pi$ همانطور که پیش‌تر گفته شد، برای جبران تعداد دورهای کامل جداکننده دو فاز، اضافه می‌شود. با تقسیم رابطه بالا بر k و استفاده از $c = \frac{\omega}{k}$ داریم:

$$c(\omega) = \frac{\Delta r}{\Delta t - T_0 \left(\frac{\Delta\Phi}{2\pi} + N \right)} \quad (4)$$

که در آن Δt ، فاصله میان دو ایستگاه و Δx ، اختلاف زمان رسیدن یک فاز در این دو ایستگاه است. رابطه (۴) سرعت فاز را برای همه بسامدهای به دست آمده در تبدیل فوری می‌دهد. اما عملاً از آنجایی که لرزه‌نگاشت‌ها یک تابع نمونه‌برداری شده با طول محدود هستند، تبدیل فوری آنها تنها تعداد محدودی از بسامدها را می‌دهد. به این روش، روش دو ایستگاهی گفته می‌شود.

به طور کلی مراحل زیر برای استخراج مقادیر اختلاف فاز و تعیین منحنی پاشندگی سرعت فاز امواج راییلی بر روی داده‌ها انجام شد:

۱- استخراج داده‌ها و تبدیل آنها به فرمت (Seismic Analysis Code) SAC.

۳-۳. برگردان همزمان منحنی پاشندگی سرعت فاز مد اصلی امواج رایلی و

تابع گیرنده

توابع گیرنده و منحنی پاشندگی امواج سطحی هر دو به سرعت موج برشی حساس هستند و می‌توانند برای تعیین ساختار زیر سطحی و ژرفای موهو، مفید باشند. توابع گیرنده به تغییر سرعت موج برشی و زمان سیر عمودی حساس هستند و می‌توانند تباین سرعت را در لایه‌های ساختار زیر گیرنده نشان دهند (Ammon et al., 1990) اما میان سرعت به دست آمده و ژرفای مورد نظر هماهنگی وجود ندارد (Ammon, 1991). منحنی پاشندگی امواج سطحی هم ابزار مناسبی برای تعیین میانگین سرعت موج برشی در محدوده گسترده‌ای از ژرفای میان دو ایستگاه لرزه‌ای است (Takeuchi & Saito, 1972)، اما به ناپیوستگی‌های سرعت و تباین سرعت نسبت به تابع گیرنده حساسیت کمتری دارد. ترکیب این دو و برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی پاشندگی امواج سطحی، می‌تواند مدل دقیق‌تر و با کیفیت‌تری از ژرفا و سرعت موج برشی به ما بدهد (Ozalaybey et al., 1997; Julia et al., 2000; 2005).

برای برگردان همزمان تابع گیرنده و منحنی پاشندگی سرعت فاز امواج سطحی از برنامه کامپیوتری (Herrmann-Ammon, 2003) استفاده شد. در این روش باید دو گروه داده مستقل از هم با یکدیگر، با استفاده از متغیر وزنی P ترکیب و برای این که مدل حاصل، به مدل واقعی نزدیک باشد مقدار رابطه زیر باید کمینه شود:

$$S = [(1-P)N_r + PN_s] \left[\frac{(1-P)}{N_r} \sum_{i=0}^{N_r} \left(\frac{O_{ri} - P_{ri}}{\sigma_{ri}} \right)^2 + \frac{P}{N_s} \sum_{j=0}^{N_s} \left(\frac{O_{sj} - P_{sj}}{\sigma_{sj}} \right)^2 \right] \quad (5)$$

که در آن S خطای استاندارد میان داده‌های واقعی و پیش‌بینی شده، P، متغیر وزنی میان 0 و 1 (با انتخاب $P=0.5$ هر دو گروه داده به یک نسبت شرکت داده می‌شوند)، O_{ri} ، i امین تابع گیرنده مشاهده‌ای (واقعی)، P_{ri} ، تابع گیرنده پیش‌بینی شده در زمان t_i منطبق با یک مدل سرعت، σ_{ri} ، خطای استاندارد مشاهده در t_i ، O_{sj} ، j امین پاشندگی موج سطحی مشاهده‌ای، P_{sj} ، j امین مقدار پیش‌بینی شده منحنی پاشندگی منطبق با یک مدل سرعت، N_r و N_s ، به ترتیب تعداد نقاط توابع گیرنده و پاشندگی موج سطحی، σ_{sj} ، حدود خطای استاندارد j امین مشاهده موج سطحی می‌باشند. برای یک مجموعه داده بسیار زیاد، با انتخاب خطای استاندارد صحیح، کمترین مقدار مورد انتظار برای S، 1 است. مدل اولیه‌ای متشکل از لایه‌های سرعتی همگن و همسانگرد تخت، با ثابت گرفتن سبترای لایه‌ها و آزادی تغییر سرعت لایه‌ها (با در نظر گرفتن یک حد میرایی) در نظر گرفته شد. با در نظر گرفتن مقادیر مختلفی از متغیر وزنی P در طول برنامه و انتخاب بالاترین انطباق با هر دو گروه داده، در برخی ایستگاه‌ها مقدار $P=0.1$ و در برخی ایستگاه‌ها به دلیل پایین بودن انطباق منحنی پاشندگی مقدار 0.2 تا 0.25 در نظر گرفته شد. با انتخاب این مقادیر برای متغیر وزنی P، انطباق هر دو گروه داده در حد مطلوب است. مقدار خطای استاندارد تابع گیرنده S_r ، 0.002/ثانیه و با توجه به (Stevens & Adams, 1999) میزان خطای استاندارد اطلاعات موج سطحی 1٪ سرعت فاز، یعنی 0.5 km/sec در نظر گرفته شد. در هر مرحله از برگردان همزمان میزان درصد انطباق با داده‌ها، که میزان انطباق دامنه‌های داده‌های واقعی با داده‌های مصنوعی را نشان می‌دهد به دست می‌آید. زمانی که مقدار این انطباق بیشتر از 90٪ باشد، تطابق داده‌های پاشندگی و تابع گیرنده خوب است.

برای برگردان همزمان منحنی پاشندگی سرعت فاز امواج رایلی و تابع گیرنده در یک ایستگاه لرزه‌نگاری از منحنی پاشندگی مناسب میان این ایستگاه مفروض و ایستگاه‌های نزدیک آن با این شرط که در یک زون لرزه‌زمین‌ساختی قرار داشته باشند، استفاده شد. کمترین و بیشترین دوره تناوب قابل اطمینان برای اندازه‌گیری سرعت فاز میان دو ایستگاه بستگی به طول پنجره زمانی موج رایلی، فاصله میان زوج ایستگاه و تضعیف وابسته به بسامد دارد. طول پنجره زمانی برای هر لرزه‌نگاشتی

بستگی به این دارد که چه طولی از سیگنال برای به دست آوردن مدل مناسب لازم است. از این نظر اگر طول پنجره زمانی 500 ثانیه باشد، بیشترین دوره تناوب سیگنال 500 ثانیه می‌باشد. فاصله میان دو ایستگاه، بیشینه طول موجی را که می‌تواند استفاده شود، به دست می‌دهد که بر اساس معادله $T=\lambda/v$ و در نظر گرفتن یک مقدار مناسب سرعت مثلاً $V_s=4$ کیلومتر بر ثانیه بیشترین دوره تناوب قابل دسترسی به دست می‌آید. منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز در این پژوهش از دوره تناوب 20-15 ثانیه تا 140 ثانیه به دست آمد. برای برگردان همزمان با تابع گیرنده، طول دوره تناوبی که مناسب بود و مدل بهتری ارائه می‌داد، انتخاب شد.

۴- بحث

منحنی‌های سرعت فاز مد اصلی امواج رایلی از روش دو ایستگاهی به دست آمد. پس از پردازش داده‌ها، با استفاده از تجزیه حوزه زمان-بسامد و روش فیلتر چندگانه (Dziewonski et al., 1969) و اجرای فیلتر (Herrin & Goforth, 1977)، مد اصلی امواج رایلی از نگاشت‌ها استخراج و با استفاده از روش فیلتر Wiener (1949) منحنی پاشندگی سرعت فاز امواج رایلی میان دو ایستگاه از تمام رویدادهای ممکن تعیین شد. سپس با استفاده از توابع گیرنده مربوط به هر ایستگاه مدل سرعتی ساختار زیر سطحی در زیر هر ایستگاه لرزه‌نگاری به دست آمد. نتایج حاصل از جستجوی مدل سرعتی پوسته در زیر ایستگاه لرزه‌نگاری قیر-کارزین (عرض جغرافیایی 28°28' و طول جغرافیایی 52°49'8") واقع در زون لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس به تفصیل مورد بررسی قرار گرفت. برای انجام برگردان همزمان در ایستگاه قیر از منحنی پاشندگی میان زوج ایستگاه قیر-بندرعباس استفاده شد. البته منحنی‌های پاشندگی میان زوج ایستگاه قیر-شوشتر نیز آزمایش شد که مدل سرعتی حاصل از منحنی پاشندگی قیر-بندرعباس مناسب‌تر بود. از تعداد 154 رخداد دورلرژ ثبت شده در این ایستگاه، تعداد 15 تابع گیرنده برانبارش شده محاسبه شدند (شکل 7)، که بیشتر آنها برای برگردان همزمان با منحنی سرعت فاز امواج رایلی مورد استفاده قرار گرفتند. شکل 8 نتایج برگردان همزمان را برای ساختار گیرنده در این ایستگاه مبتنی بر تابع گیرنده برانبارش یافته با میانگین بک آزیموت 47 درجه نشان می‌دهد. با توجه به شکل، تابع گیرنده نسبت سیگنال به نوفه بالایی داشته و فاز P_s مشخص و قابل مشاهده‌ای در 6 ثانیه پس از زمان رسید فاز P دارد. با توجه به نتایج، میزان انطباق هر دو تابع گیرنده محاسبه‌ای و مشاهده‌ای و منحنی پاشندگی محاسبه‌ای و مشاهده‌ای خوب است. در مورد جزئیات بخش‌های بالای مدل، از مرز پوسته بلورین تحتانی با رسوبات و همچنین با پوسته بلورین تحتانی و سبترای آنها به دلیل خطای بالای منحنی پاشندگی در دوره تناوب‌های پایین اطلاعات دقیقی به دست نمی‌آید. اما همه مدل‌ها شامل یک لایه رسوبات با سرعت پایین در بخش بالای مدل و زون گذر از پوسته به گوشه آشکاری هستند. در مورد دیگر ایستگاه‌ها نیز در مدل‌های سرعتی حاصل مرز موهوی مشخصی قابل مشاهده است. با توجه به مدل سرعتی در ایستگاه قیر، به دلیل تغییر ناگهانی سرعت موج برشی مرز مشخصی در ژرفای 2 ± 27 کیلومتر (با پیکان نشان داده شده است)، آشکارا قابل مشاهده است، که می‌توان آن را به سطح ناپیوستگی موهو نسبت داد. سرعت موج برشی در گوشه به 4/5 کیلومتر بر ثانیه می‌رسد.

در ایستگاه لرزه‌نگاری شوشتر که در زون لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس، در باختر ایران قرار دارد، از منحنی پاشندگی میان زوج ایستگاه قیر-شوشتر استفاده شد. تعداد 4 تابع گیرنده برانبارش شده محاسبه و برای برگردان همزمان با منحنی فاز امواج رایلی استفاده شدند. در این ایستگاه با در نظر گرفتن مقادیر مختلفی از متغیر وزنی P در طول برنامه و انتخاب بالاترین انطباق با هر دو گروه داده، در برخی بک آزیموت‌ها مقدار 0.15 و در برخی دیگر مقدار 0.2 برای متغیر وزنی در نظر گرفته شد. با انتخاب این

نیز در زون لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی قرار دارد، پوسته ستریابی در حدود ۴۸ کیلومتر و موج برشی در گوشته سرعت ۴/۲ کیلومتر بر ثانیه دارد (شکل ۹). در این ایستگاه در برخی بک‌آزیموت‌ها مقدار $P=0/1$ و در برخی دیگر مقدار $P=0/15$ برای متغیر وزنی با در نظر گرفتن انطباق بالا برای هر دو گروه داده انتخاب شد.

علت اختلاف مشاهده‌ای میان ستریای ۴۸ کیلومتری در زیر ایستگاه کرمان و ستریای ۵۸ کیلومتری در زیر ایستگاه نائین ناشی از قرار گرفتن ایستگاه اخیر در زون ارومیه-دختر و حاشیه شمالی زون سندج-سیرجان است. پیش از این نیز توسط Paul et al. (2006) ستریای زیاد تا ۶۷ کیلومتر به دلیل فرورانش صفحه عربی به‌زیر ایران در زیر زون سندج-سیرجان گزارش شده است. ایستگاه کرمان در زون ایران مرکزی قرار می‌گیرد که ستریای متوسطی در حدود ۴۶ کیلومتر دارد.

همچنین در ایستگاه زاهدان که در خاور ایران و زون لرزه‌زمین‌ساختی خاور ایران قرار دارد، با در نظر گرفتن مقادیر مختلفی از متغیر وزنی P در طول برنامه و انتخاب بالاترین انطباق با هر دو گروه داده، در برخی بک‌آزیموت‌ها مقدار $0/2$ و در برخی دیگر مقدار $0/25$ برای متغیر وزنی در نظر گرفته شد. با توجه به نتایج حاصل میانگین ستریای پوسته در زیر ایستگاه زاهدان به ۴۰ کیلومتر و سرعت موج برشی در گوشته بالایی به ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد (شکل ۹).

نتایج به‌دست آمده در ایستگاه قیر برای ستریای پوسته در زون لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس با نتایج به‌دست آمده از پژوهش‌های دیگران همخوانی دارد. به‌گونه‌ای که Hatzfeld et al. (2003) با روش تابع گیرنده، ژرفای موهو را در منطقه قیر که در زاگرس مرکزی قرار دارد، 46 ± 2 کیلومتر به‌دست آوردند. همچنین نتایج پژوهش‌های Paul et al. (2006) برای ساختار پوسته در کمربند زاگرس در نیمرخ بوشهر-یزد، ستریابی حدود ۴۵ کیلومتر را برای پوسته از ساحل خلیج فارس تا ۲۵ کیلومتری جنوب‌باختری گسل اصلی زاگرس (نزدیک به ایستگاه قیر) نشان می‌دهد. Asudeh (1982) با استفاده از امواج سطحی، ستریای پوسته در زاگرس را به‌ترتیب ۴۶ و ۴۵ کیلومتر به‌دست آورد. داده‌های بی‌هنجاری بوگه Dehghani & Makris (1984) ژرفای موهو را در منطقه زاگرس حدود ۵۰ کیلومتر نشان می‌دهد.

نتایج پژوهش Paul et al. (2010) برای ساختار پوسته در راستای دو نیمرخ لرزه‌ای که به‌طور موازی زاگرس را قطع می‌کنند به‌ترتیب ستریابی حدود ۵۶ و ۶۸ کیلومتر را برای زون سندج-سیرجان نشان می‌دهد. با توجه به این که ایستگاه لرزه‌نگاری سندج مورد استفاده در این پژوهش نیز در این زون قرار دارد موهوی به‌دست آمده در آن نیز نسبت به دیگر ایستگاه‌ها بویژه ایستگاه‌های واقع در زون لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس، ژرفای بیشتری را نشان می‌دهد.

نتایج حاصل از ژرفای موهو برای دو ایستگاه دماوند و تهران (۵۴-۵۶) همخوانی خوبی با نتایج حاصل از پژوهش‌های دیگر دارد (Rajaei, 2007; Radjaee et al., 2010; Sodoudi et al., 2009; Priestley, 1998; Javan Doloei & Roberts, 2003 & Mangino).

در شمال‌باختر ایران پژوهش‌های زیادی در رابطه با تعیین ژرفای موهو و ویژگی‌های سرعتی پوسته صورت نگرفته است. اما در نواحی اطراف بویژه در خاور ترکیه و اطراف حوضه جنوبی دریای خزر مطالعاتی در این رابطه انجام گرفته است. Mangino & Priestley (1998) در پژوهشی که به‌بررسی ساختار پوسته در حوضه جنوبی دریای خزر پرداختند، ژرفای موهو را در بخش جنوب خاوری حوضه دریای خزر تقریباً ۴۵ کیلومتر گزارش دادند. Zor et al. (2003) با استفاده از تجزیه تابع گیرنده در خاور ترکیه ستریای موهو را ۴۵ کیلومتر گزارش کرده‌اند. مطالعات ایشان نشان می‌دهد که ستریای موهو در این ناحیه میان ۳۸ تا ۵۰ کیلومتر تغییر می‌کند. ژرفای موهوی ۴۳ کیلومتری به‌دست آمده در زیر ایستگاه‌های ماکو و گرمی نتایج به‌دست آمده از این پژوهشگران را تأیید می‌کند. همچنین همخوانی این

مقادیر برای پارامتر وزنی P ، انطباق هر دو گروه داده در حد مطلوب است. با توجه به نتایج حاصل از بک‌آزیموت‌های مختلف، تعیین موهو با خطای زیادی همراه است، اما انطباق تابع گیرنده برای فاز Ps خیلی خوب است. با این وجود، از ژرفای ۴۶ تا ۵۴ کیلومتری تغییر سرعت موج برشی از ۳/۶ به ۴/۴ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد (شکل ۹) که می‌توان گفت زون گذر از پوسته به گوشته در این محدوده ژرفایی قرار دارد. در ایستگاه لرزه‌نگاری بندرعباس نیز که در جنوب ایران و در جنوب خاوری زون لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس در منطقه گذر برخورد قاره‌ای زاگرس و فرورانش مکران قرار گرفته، با توجه به مدل‌های حاصل از ۱۱ گروه تابع گیرنده برانبارش شده از ۱۸۹ رخداد دورلرز (شکل ۹) متوسط ستریای پوسته ۵۲ کیلومتر است و سرعت موج برشی در گوشته به ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد.

با توجه به مدل‌های سرعتی حاصل در ایستگاه سندج از بک‌آزیموت‌های مختلف زون گذر از پوسته به گوشته (مرز موهو) در ژرفای ۵۶ کیلومتری است و سرعت موج برشی در گوشته در ساختار زیر این ایستگاه به ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد (شکل ۹). در این ایستگاه از منحنی پاشندگی سرعت فاز میان زوج ایستگاه سندج-آشتیان استفاده شد. در ایستگاه‌های دماوند و تهران به‌دلیل نزدیک بودن این دو ایستگاه به یکدیگر و قرار گرفتن هر دوی آنها در زون لرزه‌زمین‌ساختی البرز، از منحنی پاشندگی سرعت فاز میان این زوج ایستگاه برای برگردان همزمان منحنی پاشندگی و تابع گیرنده استفاده شد. در ایستگاه دماوند از ۲۱۳ رخداد دورلرز ۱۱ گروه تابع گیرنده برانبارش شده محاسبه شد. با توجه به مدل سرعتی در بک‌آزیموت‌های مختلف در ایستگاه دماوند، میانگین ستریای پوسته 54 ± 2 کیلومتر و سرعت موج برشی در گوشته ۴/۲ کیلومتر بر ثانیه است. همچنین در ایستگاه تهران، که در کنار ایستگاه دماوند قرار دارد، ۵ گروه تابع گیرنده برانبارش شده محاسبه و برای برگردان همزمان با منحنی سرعت فاز امواج رایی استفاده شدند. در این ایستگاه به‌دلیل پایین بودن انطباق منحنی پاشندگی سرعت فاز موج رایی محاسبه‌ای با نقاط پاشندگی سرعت فاز موج رایی مشاهده‌ای در حالت $P=0/1$ ، برای متغیر وزنی در برخی بک‌آزیموت‌ها مقدار $0/2$ و در برخی دیگر مقدار $0/3$ در نظر گرفته شد. از ویژگی آشکار منحنی‌های تابع گیرنده در بک‌آزیموت‌های مختلف وجود فاز تبدیلی قوی Ps در حدود ۶/۵ ثانیه پس از فاز مستقیم P است. با توجه به نتایج حاصل در بک‌آزیموت‌های مختلف، میانگین ستریای پوسته ۵۶ کیلومتر و سرعت موج برشی در گوشته ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه است (شکل ۹).

در ایستگاه گرمی که در بخش باختری زون لرزه‌زمین‌ساختی البرز و به‌عبارت دیگر در باختر حوضه دریای خزر واقع شده است از منحنی پاشندگی سرعت فاز میان زوج ایستگاه گرمی-ماکو استفاده شد. نتیجه وارون‌سازی هم‌زمان تابع گیرنده مربوط به بک‌آزیموت‌های مختلف، بر دو مقدار ۴۳ و ۵۴ کیلومتر به‌عنوان ژرفای ناپیوستگی موهو دلالت دارند. در هر حال بنا به مطالعات پیشین انجام گرفته، ژرفای ۴۳ کیلومتر معقول‌تر به نظر می‌رسد (شکل ۹). چنین تصور می‌شود که ناپیوستگی مشاهده‌ای در ژرفای ۵۴ کیلومتر ناشی از راندگی پوسته حوضه جنوبی خزر به زیر تالش باشد. برای ایستگاه ماکو نیز از منحنی پاشندگی میان همین زوج ایستگاه، گرمی-ماکو، استفاده شد. در برگردان همزمان متغیر وزنی $P=0/2$ برای انطباق بهتر هر دو گروه داده انتخاب شد. با توجه به مدل‌های سرعتی حاصل از بک‌آزیموت‌های مختلف، میانگین ستریای پوسته ۴۳ کیلومتر و سرعت موج برشی در گوشته به ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد. نتایج برگردان هم‌زمان در بک‌آزیموت‌های مختلف در ایستگاه آشتیان واقع در شمال‌باختر ایران مرکزی ستریابی در حدود ۴۹ کیلومتر را برای پوسته و سرعت ۴/۱ کیلومتر بر ثانیه را برای سرعت موج برشی در گوشته بالایی نشان می‌دهد (شکل ۹). در ایستگاه نائین واقع در زون لرزه‌زمین‌ساختی ارومیه-دختر با توجه به نتایج حاصل از برگردان هم‌زمان، میانگین ستریای پوسته در حدود ۵۸ کیلومتر و سرعت موج برشی در گوشته ۴/۲ کیلومتر بر ثانیه است. در ایستگاه کرمان که این ایستگاه

کشور (INSN) است. برگردان همزمان منحنی پاشندگی سرعت فاز امواج سطحی حاصل از سه سال داده دور لرز ثبت شده در این ایستگاه‌ها در فواصل 170° – 30° ، با توابع گیرنده یک سال داده دور لرز در فواصل 90° – 25° برای تعیین ساختار پوسته در بخش‌های مختلف ایران با یک خطای قابل قبول انجام شد.

نتایج حاصل از این پژوهش (جدول ۱) نشان می‌دهد که ژرفای موهو در زیر فلات ایران از ۴۳ کیلومتر در شمال باختر ایران زیر ایستگاه‌های گرمی و ماکو تا ۵۸ کیلومتر در زیر ایستگاه نائین واقع در زون ارومیه – دختر و ۵۶ کیلومتر در زیر ایستگاه سنندج واقع در زون سنندج – سیرجان تغییر می‌کند. میانگین ژرفای موهو در بخش‌های جنوبی البرز مرکزی (ایستگاه‌های دماوند و تهران) ۵۴–۵۶ کیلومتر است و سازگار با نتایج پژوهش‌های پیشین نشان می‌دهد که رشته کوه البرز بدون ریشه ژرف است. کمترین ستبرای مشاهده‌ای برای پوسته مربوط به جنوب‌خاور ایران یعنی زیر ایستگاه زاهدان است که ژرفای ۴۰ کیلومتر را برای موهو نشان می‌دهد. نتایج پژوهش حاضر، دوباره نشان داد که در زاگرس مرکزی ستبرای پوسته حدود ۴۷ کیلومتر است، به سوی شمال‌خاور بر ستبرای آن افزوده می‌شود و در زیر زون سنندج – سیرجان به حد بیشینه خود یعنی ۵۶ کیلومتر می‌رسد. ستبرای زیاد مشاهده شده در زیر زون سنندج – سیرجان به دلیل فرورانش پوسته اقیانوسی صفحه عربی در راستای گسل اصلی زاگرس به زیر ایران است که در مطالعات پیشین (Paul et al. (2006, 2010) نیز به آن اشاره شده است.

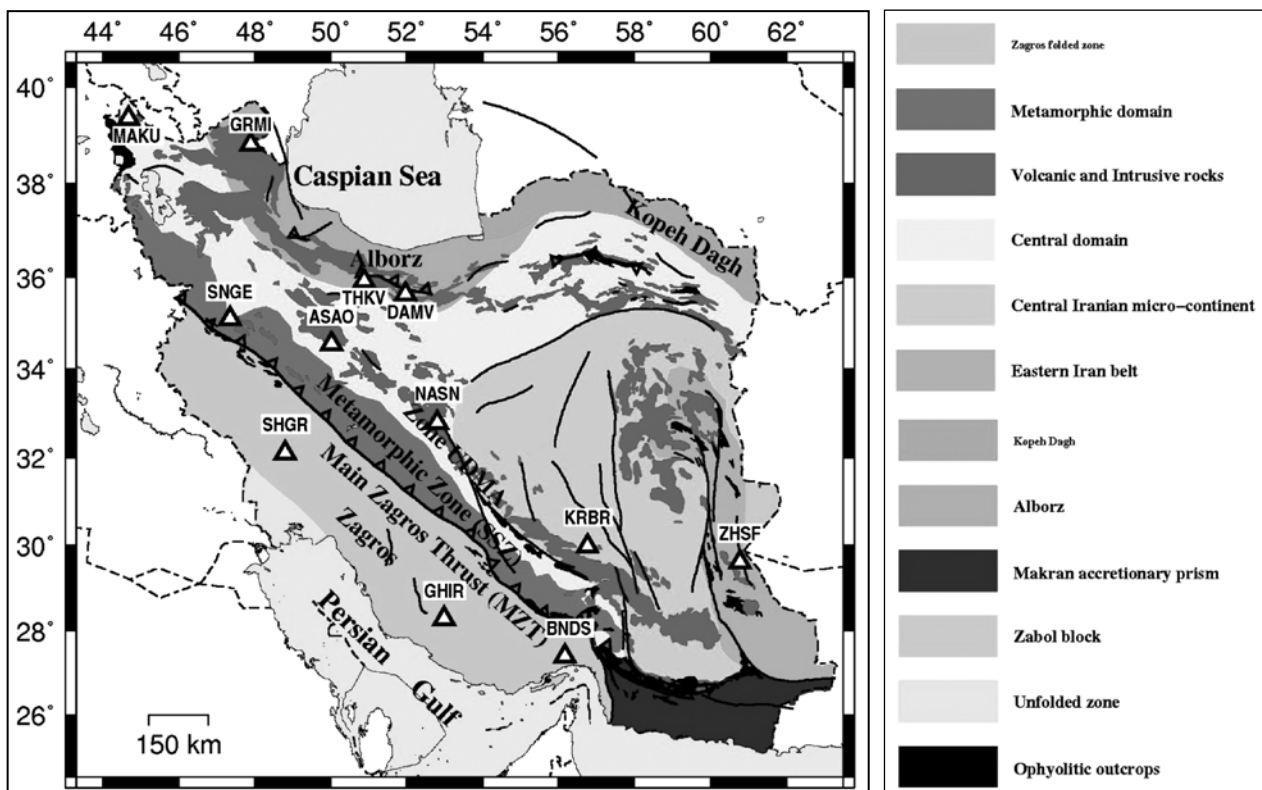
نتیجه با مطالعات گرانشی (Dehghani & Makris (1984 وجود یک پوسته نازک در این بخش از ایران را بیان می‌کند.

(Taghizadeh-Farahmand et al. (2010 با استفاده از توابع گیرنده، ژرفای میانگین موهو را ۴۸ کیلومتر در زیر ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری تبریز به دست آوردند.

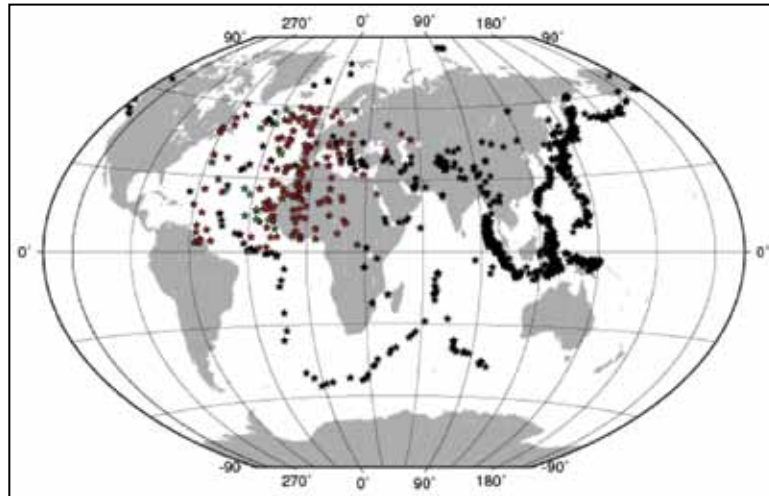
ستبرای ۴۹ کیلومتری به دست آمده برای پوسته در زیر ایستگاه آشتیان واقع در شمال‌باختر ایران مرکزی با نتایج حاصل از پژوهش (Paul et al. (2010 در شمال‌باختر ایران مرکزی نزدیک به ایستگاه آشتیان که بر وجود یک ژرفای موهوی واقع در ۵۰ کیلومتری دلالت دارد، سازگاری خوبی نشان می‌دهد. اما تفاوت به نسبت زیادی میان نتایج حاصل از مطالعات (Asudeh (1982، (Dehghani & Makris (1984 و (Giese et al. (1983 و نتایج به دست آمده در این پژوهش برای ستبرای پوسته در ایران مرکزی دیده می‌شود. با توجه به حجم و نوع داده و روش پردازشی استفاده شده در این پژوهش، ژرفای موهوی به دست آمده در پژوهش حاضر اعتمادپذیری و دقت بیشتری نسبت به کارهای پیشین دارد.

۵- نتیجه گیری

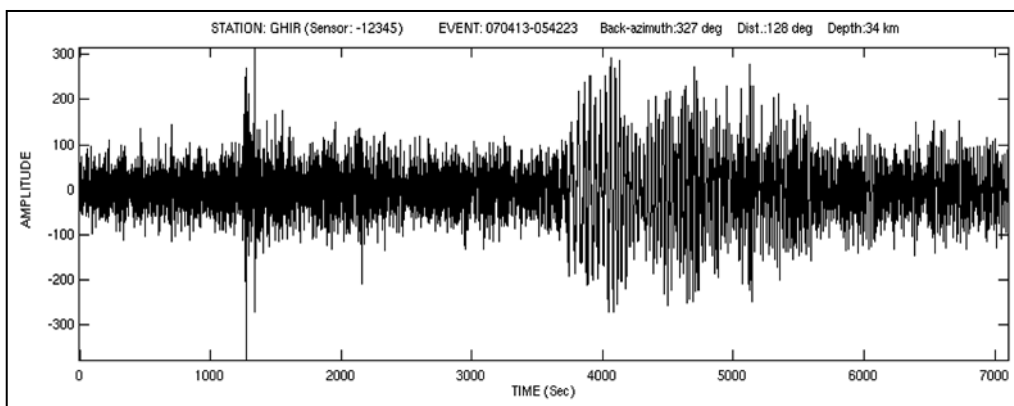
هدف از این پژوهش مطالعه ساختار پوسته در بخش‌های مختلف ایران و تعیین ستبرای پوسته در زیر ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باند گسترده شبکه ملی لرزه‌نگاری



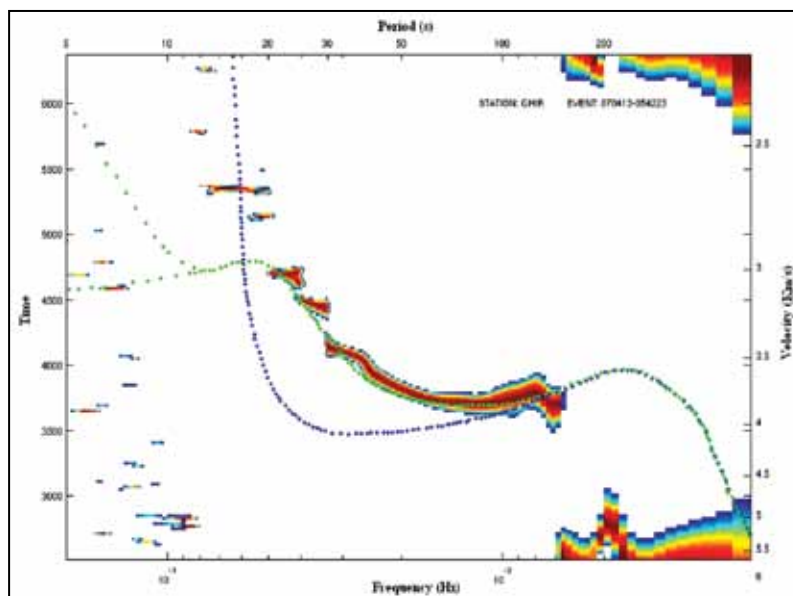
شکل ۱- نقشه نشان دهنده واحدهای ساختمانی مهم ایران (برگرفته از بانک داده‌های علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، <http://www.ngdir.ir>) به همراه موقعیت ایستگاه‌های باند پهن شبکه ملی لرزه‌نگاری کشور (INSN).



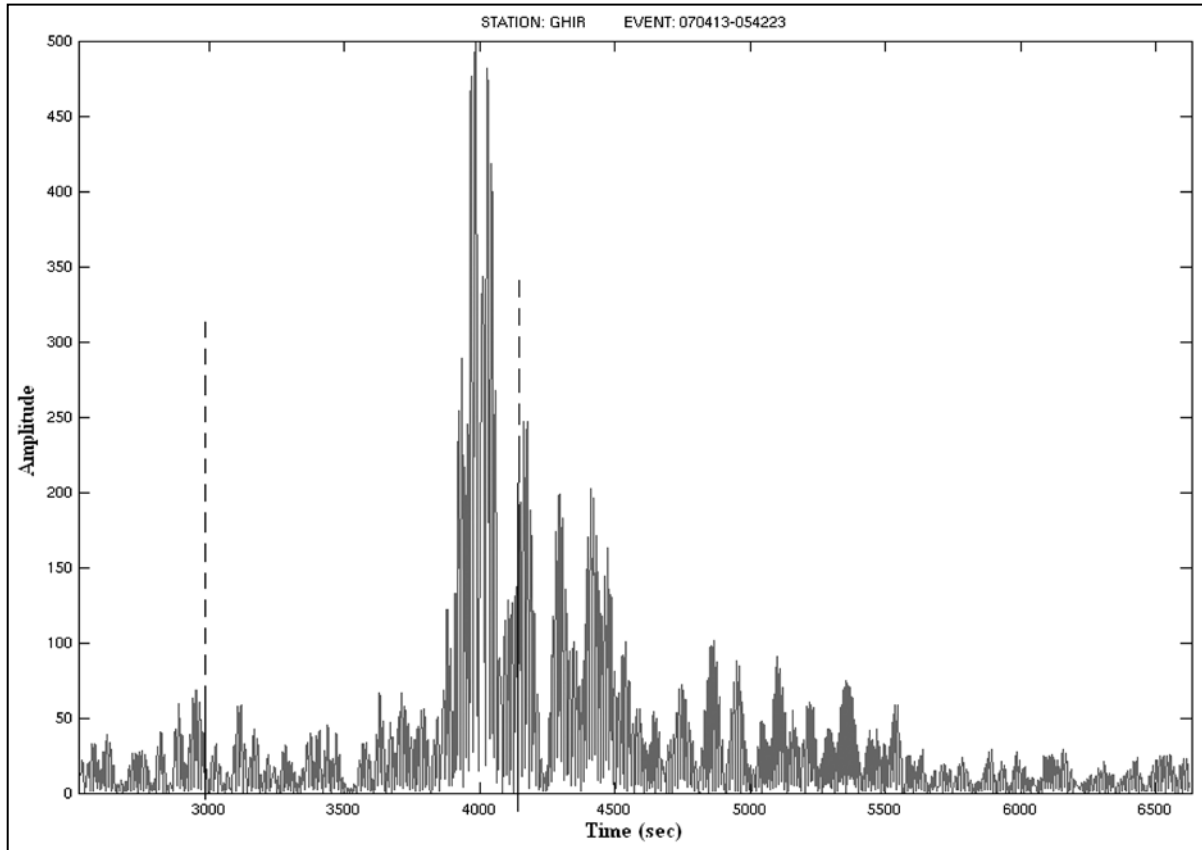
شکل ۲- موقعیت مکانی رخدادهای دورلرز انتخاب شده برای تعیین منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز امواج رایلی. ستاره‌های سیاه، سرخ و سبز رنگ به ترتیب رویدادهایی با طول مسیر دایره بزرگ چشمه-گیرنده 90° - 30° ، 130° - 90° و 170° - 130° .



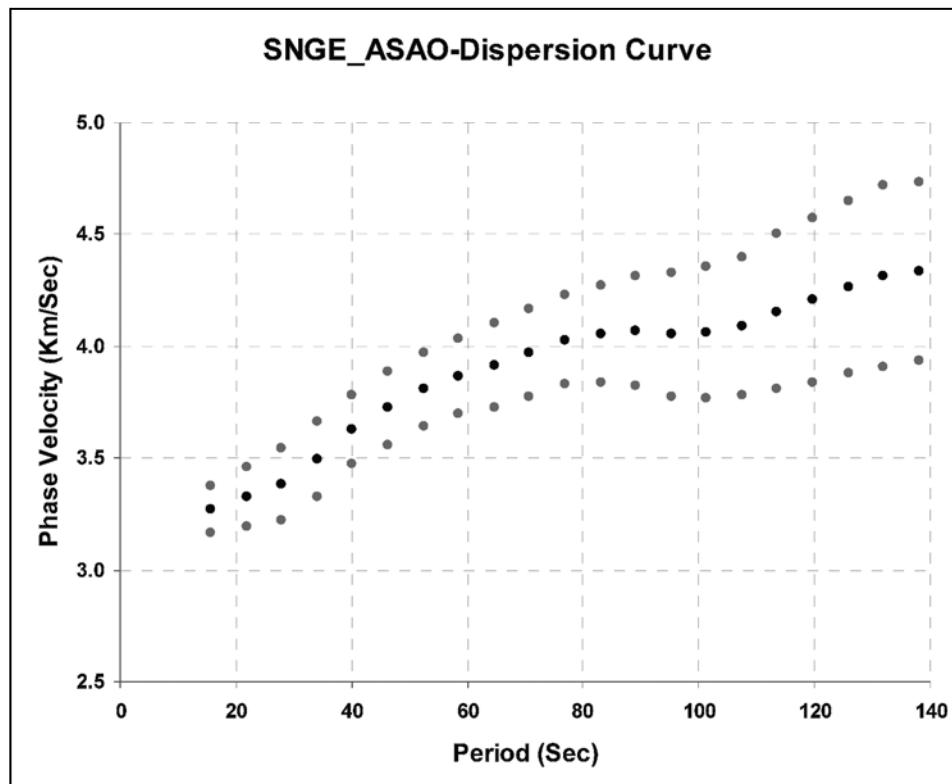
شکل ۳- مؤلفه عمودی مربوط به زلزله $2007/4/13$ که در فاصله 128° از ایستگاه قیر رخ داده و در این ایستگاه به ثبت رسیده است.



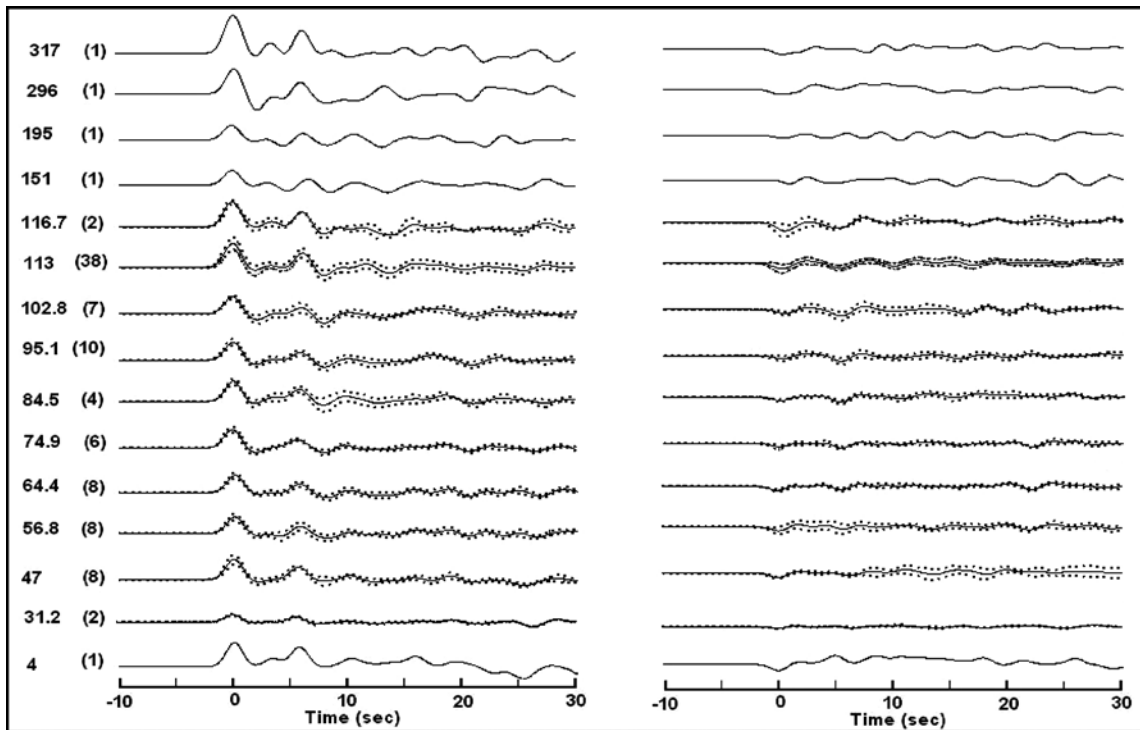
شکل ۴- تجزیه حوزه زمان- بسامد و روش فیلتر چندگانه برای تعیین منحنی سرعت فاز به عنوان برآورد اولیه برای تعیین سرعت فاز نگاشت زلزله $2007/4/13$ که در ایستگاه قیر ثبت شده است.



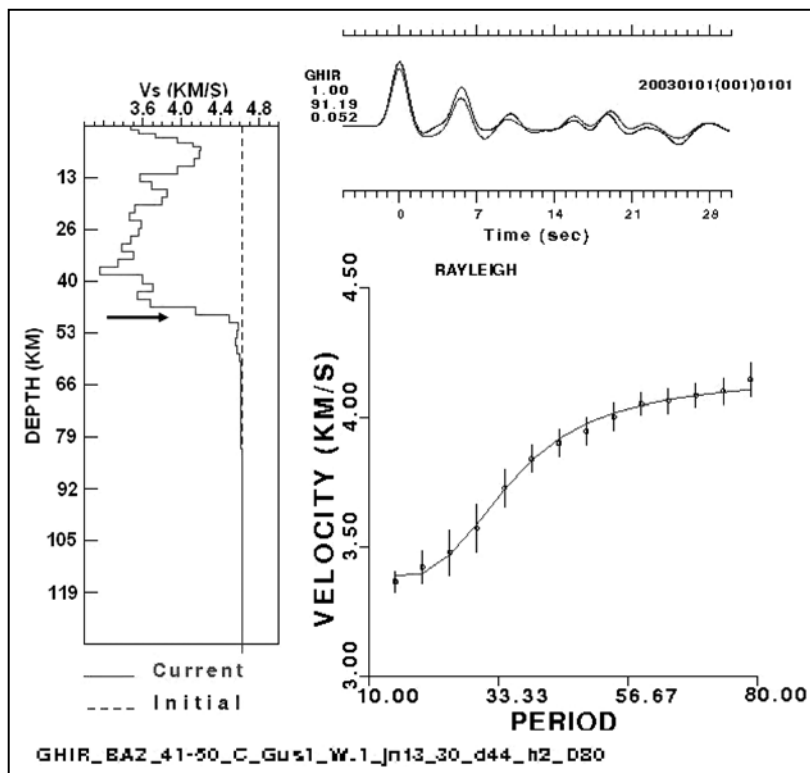
شکل ۵- اعمال فیلتر انطباق فاز بر روی مؤلفه عمودی زلزله ۲۰۰۷/۴/۱۳ ثبت شده در ایستگاه قیر و انتخاب پنجره زمانی برای جداسازی مد اصلی موج رایلی.



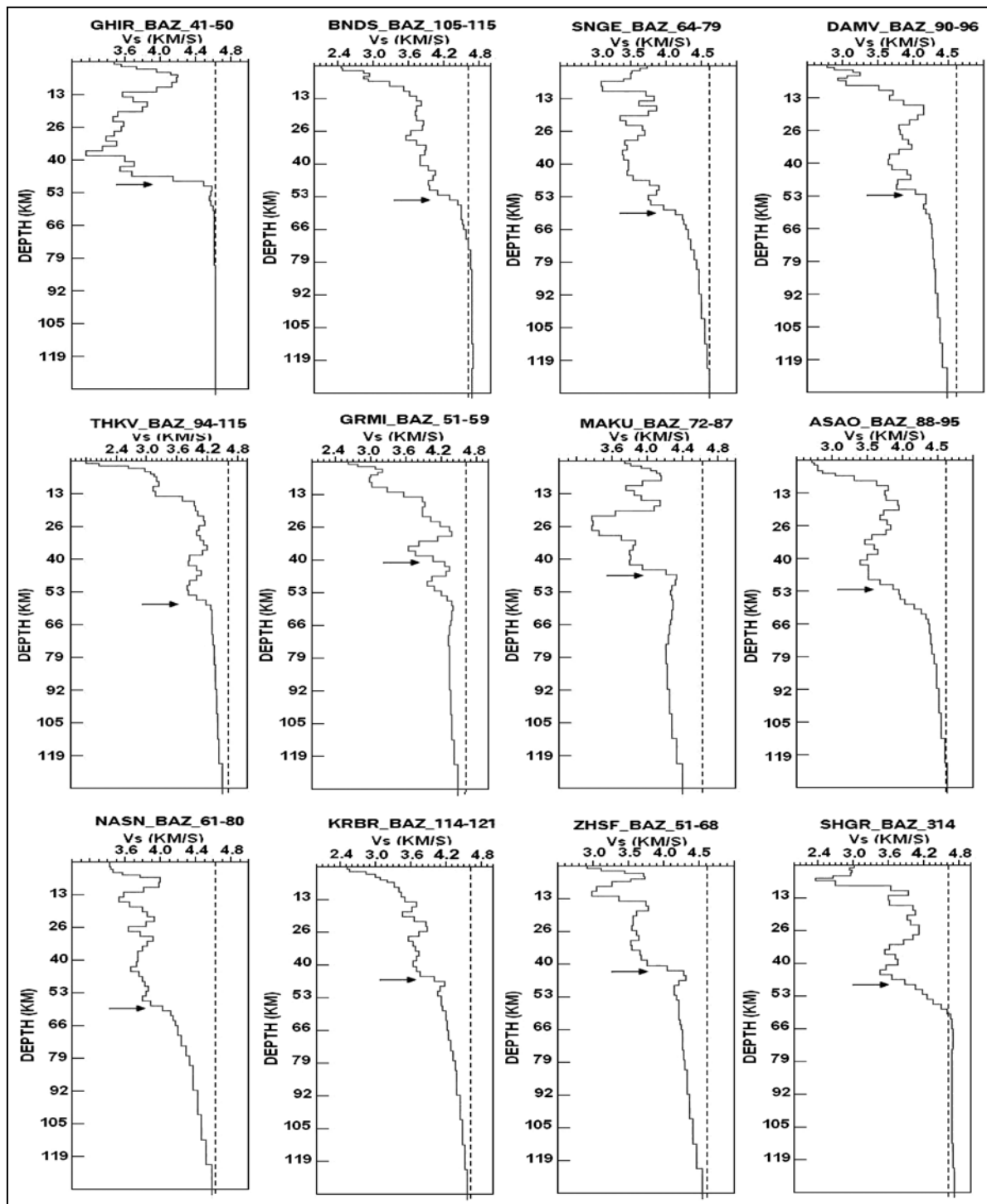
شکل ۶- منحنی نهایی پاشندگی سرعت فاز موج رایلی و میزان انحراف از معیار آن.



شکل ۷- توابع گیرنده برانبارش شده شعاعی (سمت چپ) و مماسی (سمت راست) برای بک آزیموت‌های مختلف در ایستگاه قیر. خطوط نقطه چین حدود $\pm 1SD$ را نشان می‌دهند. اعداد سمت چپ بیانگر میانگین بک آزیموت و تعداد رویدادهای برانبارش شده (درون پرانتز) هستند. تمام توابع گیرنده با استفاده از روش حوزه زمان (Ligorria & Ammon (1999) و متغیر گوسی $a=1$ به دست آمده‌اند



شکل ۸- نتایج برگردان همزمان منحنی پاشندگی سرعت فاز موج رابلی و توابع گیرنده برای بک آزیموت ۴۱-۵۰ در ایستگاه قیر. تابع گیرنده در بخش بالا سمت راست، منحنی پاشندگی سرعت فاز موج رابلی بخش پایین سمت راست و مدل سرعتی ساختار زیر گیرنده هم در سمت چپ قرار دارد. خط نقطه چین آبی رنگ مدل سرعتی اولیه و خط سرخ رنگ مدل سرعتی به دست آمده در زیر این ایستگاه را نشان می‌دهد.



شکل ۹- مدل‌های سرعتی از برگردان هم‌زمان برای ۱۲ ایستگاه شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران (INSN). موقعیت موهو با فلش نشان داده شده است.

جدول ۱- نتایج به دست آمده از برگردان همزمان منحنی های پاشندگی سرعت فاز موج رایلی و توابع گیرنده برای ایستگاه های شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران (INSN) که در زمان پژوهش حاضر فعال بوده اند.

ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	سرعت موج برشی در گوشته (Km/S)	میانگین ژرفای موهو (Km)
<i>Ghir-Karzin (GHIR)</i>	۲۸/۲۸	۵۲/۹۸	۴/۵	۴۷±۲
<i>Bandar-Abbas (BNDS)</i>	۲۷/۳۸	۵۶/۱۷	۴/۳	۵۲±۲
<i>Sanandaj (SNGE)</i>	۳۵/۰۹	۴۷/۳۴	۴/۳	۵۶±۲
<i>Damavand (DAMV)</i>	۳۵/۶۳	۵۱/۹۷	۴/۲	۵۴±۲
<i>Tehran (THKV)</i>	۳۵/۹۰	۵۰/۹۱	۴/۳	۵۶±۲
<i>Germi-Ardebil (GRMI)</i>	۳۸/۷۹	۴۷/۸۳	۴/۳	۴۳±۲
<i>Maku (MAKU)</i>	۳۹/۳۵	۴۴/۶۸	۴/۳	۴۳±۲
<i>Ashtian-Arak (ASAO)</i>	۳۴/۵۴	۵۰/۰۲	۴/۱	۴۹±۲
<i>Naein (NASN)</i>	۳۲/۷۹	۵۲/۸۰	۴/۲	۵۸±۲
<i>Kerman (KRBR)</i>	۲۹/۹۸	۵۶/۷۶	۴/۲	۴۸±۲
<i>Zahedan (ZHSF)</i>	۲۹/۶۱	۶۰/۷۹	۴/۳	۴۰±۲
<i>Shooshtar (SHGR)</i>	۳۲/۱۰	۴۸/۸۰	۴/۳	۴۷±۲

References

- Aki, K. & Richards, P. G., 1980- Quantitative Seismology: Theory and Methods, 799 pp., W. H. Freeman, New York.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, 229, 211–238.
- Allen, M., Jackson, J., & Walker, R., 2004 - Late Cenozoic reorganization of the Arabia Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, 23, 10.1029/2003TC001530.
- Ammon, C. J., Randall, G. E. & Zandt, G., 1990- On the non-uniqueness of receiver function inversions, *J. Geophys. Res.*, 95, 15303-15318.
- Ammon, G. J., 1991- The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2504–2510.
- Asudeh, I., 1982- Seismic structure of Iran from surface and body wave data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 71, 715-730.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, 18, 210 – 265.
- Berberian, M., 1995- Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193–224.
- Dehghani, G. A. & Makris, J., 1984- The Gravity Field And Crustal Structure Of Iran. *N. Jb. Geol. Palaont. Agh.*, 168, 215-229.
- Dziewonski, A., Block, S. & Landisman, M., 1969- A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.
- Giese, P., Makris, J., Akashe, B., Rower, P., Letz, H. & Mostaanpour, M., 1983- Seismic crustal studies in southern Iran between the Central Iran and Zagros belt, *Geological Survey of Iran*, 51, 71-89.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. & Ghafory-Ashtiany, M., 2003- Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran), *Geophysical J. Int.*, 155, 403-410.
- Herrin, E., & Goforth, T., 1977- Phase-matched Filters: Application to the study of Rayleigh Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1259-1275.
- Herrmann, R. B. & Ammon, C. J., 2003- Computer programs in seismology, Version 3.20, Surface waves, Receiver functions and Crustal structure, Saint Louis University, Penn State University.
- Jackson, J. A., Priestley, K., Allen, M. & Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148, 214–245.
- Jackson, J. A. & McKenzie, D. P., 1984- Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 185–264.

- Javan Doloei, G. & Roberts, R., 2003- Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions, *Tectonophysics*, 364, 115-133
- Julia, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B. & Correig, A. M., 2000- Joint inversion of receiver function and surface-wave dispersion observations, *Geophys. J. Int.*, 143, 99-112.
- Julia, J., Ammon, G. J. & Nyblade, A. A., 2005- Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities, *Geophys. J. Int.*, 162, 555-569.
- Landisman, M., Dziewonski, A. & Sato, Y., 1969- Recent improvements in the analysis of surface waves observations. *geophys. J. R. Astr. Soc.*, 17, 369-403.
- Larson, A. M., Snoke, J. A. & James, D. E., 2006- S-wave velocity structure, mantle xenoliths and the upper mantle beneath the Kaapvaal craton, *Geophys. J. Int.*, 167, 171-186.
- Ligorria, J. P. & Ammon, C. J., 1999- Iterative deconvolution and receiver function estimation, *Bulletin of the seismological Society of America* 89, 1395- 1400.
- Mangino, S. & Priestley, K., 1998- The crustal structure of the southern Caspian region *Geophysical Journal International*, *Geophys., J. Int.*, 133, 630-648.
- Ozalaybey, S., Savage, M. K., Sheehan, A. F., Louie, J. N. & Brune, J. N., 1997- Shear-wave velocity structure in the northern basin and range province from the combined analysis of receiver functions and surface waves, *Bull. seism. Soc. Am.*, 87, 183-199.
- Paul, A. Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J. & Mokhtari, M., 2006- Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.* 166, 227-237.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Tatar, M. & Priestley, K., 2010- Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). *Journal of Geological Society of London., Special Publications*; 330; 5-18
- Radjaee, A., H., 2007- The crustal structure in the Central Alborz from receiver functions analysis, Ph.D. Thesis, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
- Radjaee, A.H., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K. & Hatzfeld, D., 2010- Variation of Moho depth in the Central part of Alborz Mountains, North of Iran. *Geophys. J. Int.*, 181, 173-184
- Rapine, R., Tilmann, F., West, M. & Ni, J., 2003- Crustal structure of northern and southern Tibet from surface wave dispersion analysis, *J. geophys. Res.*, 108, doi: 10.1029/2001JB000445.
- Rham, D., 2009- The crustal structure of the Middle East. Ph.D. thesis, University of Cambridge Library, Cambridge, UK.
- Ritz, J.-F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. & Vernant, P., 2006- Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics, *Geology*, v. 34, p. 477-480, doi:10.1130/G22319.1.
- Snyder, D.B. and Barazangi, M., 1986- Deep crustal structure and flexure of the Arabian Plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations, *Tectonics*, 5, 361-373.
- Soudou, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B. & Sadidkhouy, A., 2009- Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies. *Geophys. J. Int.*, 177, 733-742.
- Stevens, J. L. & Adams, A. D., 1999- Improved Surface Wave Detection and measurement using phase-matchd filtering and improved regional models. *Bull. seism. Soc. Am.* v. 67, pp. 1259-1275
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N. & Ghitanchi, M. R., 2010- Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver function. *J. Seismology*, 14, 823-836.
- Takeuchi, H. & Saito, M., 1972- Seismic surface waves: in *Methods in computational Physics*. Academic Press Inc., New York, 11, 217-294.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. & Ghafory-Ashtiany, M., 2004- Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquakes seismicity, *Geophys. J. Int.*, 403-410.
- Udias, A., 1999- *Principles of Seismology*, Cambridge University Press.
- Walker, R. & Jackson, J., 2004- Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, *Tectonics*, 23, doi:10.1029/2003TC001529.
- Wiener, N., 1949- *Extrapolation, Interpolation, and Smoothing of Stationary Time Series*. New York: Wiley. ISBN 0-262-73005-7.
- Zor, E., Sandvol, E., Gurbuz, C., Turkelli, N., Seber, D. & Barazangi, M., 2003- The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 30, 24, 8044, doi:10.1029/2003GL018192.