

ساختار سرعتی پوسته در زیر دو ایستگاه لرزه نگاری در حاشیه جنوبی البرز مرکزی (ایران)

منصوره موچان^۱، افسانه نصرآبادی^{۲*}، محمدرضا سپهوند^۳ و حبیب رحیمی^۴

- ۱- کارشناس ارشد ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان
۲- دانشیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان
۳- استادیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان
۴- دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۰۱/۲۸؛ پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۰۷/۰۶

* نویسنده مسئول مکاتبات: a.nasrabadi@kgut.ac.ir

چکیده

در این مطالعه ساختار سرعتی پوسته در زیر دو ایستگاه مرکز ملی شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران (INSN) دماوند و تهران، واقع در حاشیه جنوبی البرز مرکزی با روش برگردان همزمان توابع گیرنده موج P و منحنی های پاشندگی سرعت فاز و گروه موج ریلی موردبررسی قرار گرفت. جهت تعیین توابع گیرنده از پنج سال داده دورلرز با بزرگای بیش از ۵ و روش تکرار واهمامیخت در حوزه زمان استفاده گردید. منحنی های پاشندگی سرعت گروه و فاز موج ریلی از مطالعه بر روی ساختار پوسته و گوشته ی بالایی فلات ایران در بازه ی دوره ی تناوبی ۲۰ تا ۸۰ ثانیه تأمین شده است. ناهماهنگی عمق-سرعت در اطلاعات توابع گیرنده باعث غیر یکتایی مساله ی برگردان می شود، اما با دخالت دادن اطلاعات حاصل از سرعت مطلق برآوردهای پاشندگی و برگردان همزمان این دو مجموعه ی داده ای، می توان بر این محدودیت غلبه کرد. با این کار، اطلاعات با خطای کمتری در مورد ساختار پوسته ای فراهم می شود. نتایج این مطالعه نشان می دهند که عمق ناپیوستگی موهو در زیر ایستگاه تهران (THKV) ۵۱-۵۰ کیلومتر و در زیر ایستگاه دماوند (DAMV) ۵۴-۵۲ کیلومتر می باشد. در زیر ایستگاه تهران لایه ای نازک از مواد با سرعت بسیار پایین در سطح به ضخامت ۲-۳ کیلومتر و لایه ای از رسوبات با ضخامت ۱۲-۱۰ کیلومتر در بالای پوسته بلورین ۳۴ کیلومتری قرار گرفته است. در زیر ایستگاه دماوند لایه ای نازک از رسوبات با سرعت پایین و با ضخامت ۴-۳ کیلومتر قرار دارد. همچنین در عمق ۱۶-۱۴ کیلومتری تغییرات سرعت موج برشی از ۳/۲ به ۳/۶ کیلومتر بر ثانیه می تواند نشان دهنده مرز بین پوسته بالایی و پایینی یعنی مرز کنراد باشد.

واژگان کلیدی

البرز مرکزی
عمق موهو
توابع گیرنده
برگردان همزمان

۱- مقدمه و زمین شناسی منطقه مورد مطالعه:

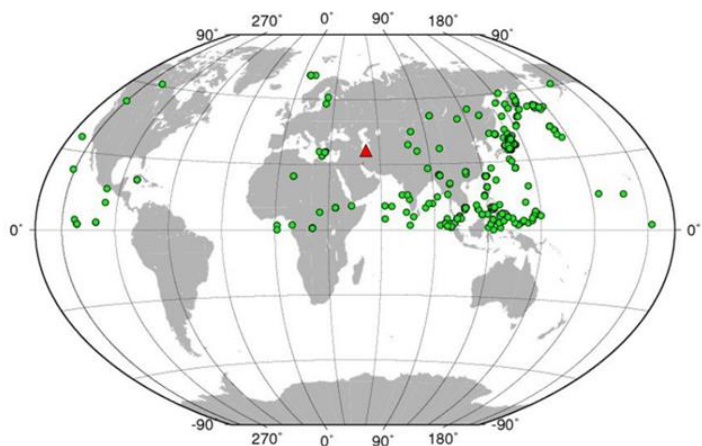
ایران در کمربند کوهزایی آلپ-همالیا که یکی از مناطق لرزه خیز جهان است واقع شده است. زون ساختاری البرز به عنوان یک کمربند فعال از کوه های تالش در شمال باختر تا کوه های کپه داغ در شمال خاور ادامه دارد و در بخش میانی، بخش جنوبی حوضه خزر را به طور کامل پوشش می دهد (Jackson et al., 2002). این زون نتیجه حرکت فشارشی زمین ساختی صفحه عربستان نسبت به صفحه پایدار اوراسیا بوده و شامل یک توالی ستبر از سنگ های آتشفشانی آندزیتی پالئوسن و یکسری سنگ های نفوذی (intrusive rocks) است که حوضه جنوبی دریای خزر را از حوضه میوسن سازند قم (در ایران مرکزی جدا کرده است (Berberian and King, 1981). البرز مرکزی دربردارنده سنگ نهشته هایی از پرکامبرین تا کواترنری است که در قالب ساختارهای پیچیده چین - راندگی در طی کوهزادهای گوناگون حاصل از باز و بسته شدن حوضه های تتیس شکل گرفته اند. Ritz et al. (2006) نشان دادند که گستره درونی البرز مرکزی در رژیم فعال تراکشی با محور کششی با راستای WNW-ESE قرار دارد. البرز با عرض ۱۲۰-۶۰ کیلومتر، دارای دامنه های پرشیبی است، که در طول گسل های مهمی چون مشا، شمال تهران و شمال قزوین در جنوب و گسل خزر و شمال البرز در شمال به مناطق پست می پیوندند (Allen et al., 2004). بیشتر سازوکارهای کانونی در این کمربند، گسلش معکوس و یا گسل های امتدادلغز چپ گرد موازی با امتداد البرز را نشان می دهند و حرکت مایل صفحه عربی نسبت به اوراسیا موجب ایجاد دو نوع سازوکار فوق در اثر افراز (partitioning) می گردد (Jackson et al., 2002).

رویداد زمین لرزه نشان دهنده دگرشکلی مداوم پوسته زمین است. زمین- لرزه ها مهم ترین خطرات طبیعی هستند که هرچند وقت یکبار شمار کثیری از جمعیت کشور گرفتار اثرات نامطلوب آن می شوند. برآورد قابل اعتماد از خطر زمین لرزه در نقاط مختلف ایران برای طراحی و ساخت سازه های عمومی و پیشرفته و کاهش تلفات جانی و اقتصادی و تبعات اجتماعی آن، نیاز به شناسایی دقیق گسل های فعال و پهنه های لرزه خیز و تعیین موقعیت رویدادهای زلزله دارد که آن نیز مستلزم شناخت ساختار پوسته می باشد. تهران پایتخت ایران با جمعیت شناور نزدیک به ده میلیون نفر در قسمت جنوبی رشته کوه های البرز و قسمت شمالی ایران مرکزی واقع گردیده و توسط گسل های فعال احاطه شده است. با توجه به این که در بعضی از مناطق اطراف تهران شواهد زمین شناختی کمی مبنی بر فعالیت گسل ها وجود دارد، مطالعات ساختار سرعتی پوسته نقش مهمی در شناخت بهتر مسائل زمین شناسی و ژئوفیزیکی ایفا می کند. مطالعات گرانی سنجی (Dehghani and Makris, 1983) تغییرات آنومالی گرانی بوگه را در طول کوه های البرز بین ۱۰۰- تا ۱۲۰- میلی گال نشان می دهد که درواقع

نشان دهنده ضخامت پوسته ای کمتر از ۳۵ کیلومتر می باشد که در زیر آتشفشان دماوند به ۶۰-۵۰ کیلومتر می رسد. (Radjaee et al. (2010) و Sodoudi et al. (2009) با روش تابع گیرنده عمق موهو را در جنوب البرز مرکزی به ترتیب ۵۸-۵۵ و ۵۴-۵۱ کیلومتر برآورد کردند. بررسی های (Paul et al. (2010) با استفاده از تحلیل توابع گیرنده زمین لرزه های دورلرز ثبت شده در ایستگاه های موقت پروفیل دهلران- البرز (کمربند زاگرس شمالی) ضخامت ۵۴-۵۲ کیلومتری را برای پوسته البرز مرکزی نشان می دهند. (Abbassi et al. (2010) با روش برگردان هم زمان توابع گیرنده و منحنی های پاشندگی سرعت گروه حاصل از مطالعه (Rham (2009) و تعیین مدل های ساده ای برای ساختار سرعت پوسته در زیر حاشیه جنوبی البرز مرکزی عمق موهو را 58 ± 2 دست آوردند. Sodoudi et al. (2009) ضخامت پوسته را در زیر ایستگاه دماوند ۶۷ کیلومتری به دست آوردند که ضخامت بالایی را برای پوسته در زیر این منطقه نشان می دهد. لذا با توجه اهمیت موضوع و همچنین اعتبار سنجی نتایج قبلی، در این تحقیق تلاش گردیده تا با استفاده از داده های بیشتر و جدیدتر (بیشتر از سه سال داده دورلرز) و استفاده از منحنی های پاشندگی سرعت فاز و گروه جدیدتر حاصل از مطالعات (Rahimi et al. (2014) مطالعه دوباره و دقیق تری در خصوص ساختار سرعتی پوسته در زیر این دو ایستگاه انجام گردد.

توابع گیرنده، سری های زمانی هستند که از لرزه نگاشت های سه مؤلفه ای محاسبه می شوند و ارائه کننده پاسخ نسبی ساختار زمین در مجاورت محل گیرنده می باشند. شکل موج ترکیبی از امواج مستقیم P و امواج تبدیل یافته Ps است که در ساختار زیر ایستگاه انعکاس یافته اند. توابع گیرنده بیشترین حساسیت را به تباین سرعت موج برشی دارند و می توانند سطوح ناپیوستگی با تباین سرعتی بالا را در لایه های ساختار زیر گیرنده نشان دهند (Ammon et al. (1990) به دلیل تغییر سرعت گروه و فاز امواج سطحی با عمق برای دوره تناوب های مختلف و پاشندگی در این امواج و حساس بودن منحنی پاشندگی این امواج به سرعت موج برشی، برگردان منحنی پاشندگی این امواج نیز روشی مفید جهت تعیین متوسط سرعت موج برشی در محدوده وسیعی از فاصله بین دو ایستگاه لرزه ای می باشد (Takeuchi and Saito, 1972). در این مطالعه جهت کاستن عدم قطعیت برگردان هر گروه داده به تنهایی از روش بهینه برگردان هم زمان این دو گروه داده استفاده نمودیم. در این پژوهش سعی گردید تا با استفاده از بیش از سه سال داده دورلرز ثبت شده در دو ایستگاه مرکز ملی شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران (INSN) دماوند و تهران که در جنوب البرز مرکزی و نزدیک به شهر تهران واقع شده اند (شکل ۱)، توابع گیرنده تعیین و با برگردان هم زمان آن ها با منحنی های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی اطلاعاتی از ساختار سرعتی پوسته و عمق ناپیوستگی موهو در مناطق زیر این دو ایستگاه لرزه ای به دست آید.

گردید.



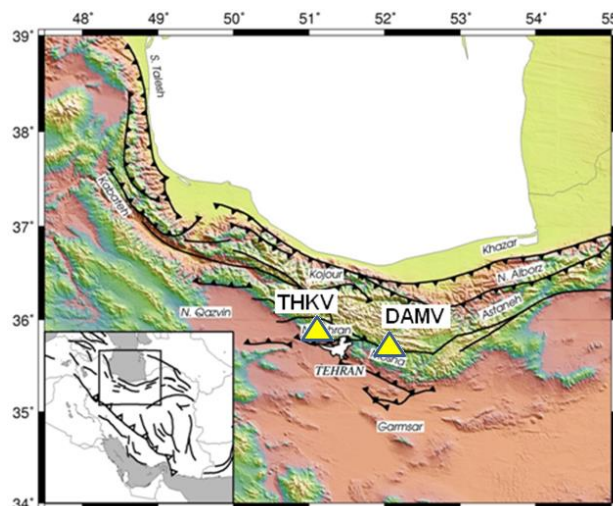
شکل ۲. موقعیت مکانی رخدادهای دور لرز مورد استفاده در محاسبه توابع گیرنده

جهت تقویت دامنه‌ی فازها و افزایش نسبت سیگنال به نوفه (S/N)، توابع گیرنده رویدادهایی که نزدیک به هم هستند، اختلاف گستره سمت وارون کمتر از ۲۰ درجه و فاصله کمتر از ۱۵ درجه، دسته‌بندی و همانند عملیات برانبارش در پردازش داده‌های لرزه‌ای برانبارش گردیدند تا در نهایت از هر مجموعه یک تابع گیرنده با کیفیت بهتر به دست آید. بدین ترتیب توابع گیرنده ایستگاه دماوند در ۸ دسته و ایستگاه تهران در ۱۲ دسته تقسیم‌بندی شدند و سپس با برنامه‌های موجود برانبارش گردیدند.

۲-۲- منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز امواج ریلی

امواج سطحی قوی‌ترین امواج ثبت‌شده روی لرزه‌نگاشت‌ها هستند، در مورد یک نیم فضای همگن، سرعت امواج ریلی به بسامد بستگی ندارد، اما در یک ساختمان لایه‌ای و غیر همگن امواج ریلی حالت پاشندگی از خود نشان می‌دهند. با توجه به اینکه سرعت امواج نسبت به عمق افزایش می‌یابد، طول موج‌های بلندتر به قسمت‌های عمیق‌تر نفوذ کرده و تولید امواج ریلی با سرعت بالا نموده، در صورتی که طول موج‌های کوتاه‌تر در لایه‌های بالاتر که سرعت پایین‌تری دارند حرکت نموده و تولید امواج ریلی با سرعت پایین نموده و در نتیجه پاشندگی ایجاد می‌کنند. یک سطح آزاد و حالت نیم فضا برای تشکیل امواج ریلی کافی می‌باشد. منحنی پاشندگی سرعت امواج سطحی ابزار مناسبی جهت تعیین متوسط سرعت موج‌برشی در محدوده وسیعی از عمق بین دو ایستگاه لرزه‌ای می‌باشد (Larson et al., 2006).

در این مطالعه از منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز مد اساسی امواج ریلی که توسط Rahimi et al. (2014) به دست آمده استفاده گردید. ایشان در ابتدا برای هر جفت لرزه‌نگاشت چشمه- ایستگاه، سرعت گروه و مد اساسی موج ریلی را از راه پردازش مؤلفه قائم ثبت‌شده در ایستگاه‌ها و با استفاده از روش FTAN به دست آوردند. در روش FTAN از تابع گرین برآورد شده در طول مسیر با استفاده از روش فیلتر وینر در حوزه بسامد استفاده نمودند. سپس با استفاده از روش دواپیستگاهی سرعت‌های فاز مد اساسی امواج ریلی را بین جفت ایستگاه‌ها محاسبه کردند. در مرحله بعد این منحنی‌ها را برگردان نموده و نقشه‌های توموگرافی در زیر فلات ایران



شکل ۱: موقعیت دو ایستگاه مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران (INSN) مورد استفاده در این مطالعه.

۲- داده و روش

۲-۱- تحلیل تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای

هنگامی که موج P به ناپیوستگی‌هایی با تباین سرعتی بالا برخورد می‌کند، تحت شرایط مرزی علاوه بر موج P عبوری و انعکاسی، امواج تبدیلی P به S عبوری و انعکاسی نیز خواهیم داشت. تبدیلی‌های Ps که به تباین سرعت برشی حساس هستند، دامنه‌های قوی‌تری را در مؤلفه‌های افقی نسبت به مؤلفه‌های قائم نشان می‌دهند. با الگوسازی زمان و دامنه این امواج بازتابی، اطلاعات مهمی در مورد ساختار زیرین زمین فراهم می‌آید.

همان‌طور که گفته شد بیش از سه سال داده دور لرز ثبت‌شده از سال ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۳ در دو ایستگاه لرزه‌ای سه مؤلفه‌ای مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران (INSN) ایستگاه دماوند (DAMV) و تهران (THKV) در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفت. مرحله اول پردازش داده‌ها تبدیل فرمت و استخراج آن‌ها می‌باشد. جهت تعیین توابع گیرنده از رویدادهای دور لرز (رویدادهایی با طول مسیر دایره بزرگ چشمه- گیرنده بزرگ‌تر از ۲۵° و کوچک‌تر از ۹۰° استفاده گردید، برای اینکه زاویه برخورد موج P در این رویدادها نزدیک به عمود بوده و در نتیجه دارای دامنه قوی‌تری بر روی مؤلفه قائم می‌باشد. لذا در این مطالعه از رویدادهای دور لرز و بزرگای بیش از ۵ استفاده گردید. (شکل ۲). پس از تصحیح اثرات دستگاهی (بهره gain و پاسخ دستگاهی) و چرخش مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگاشت به دو جهت شعاعی و مماسی، جهت حذف نوفه‌های با بسامد بالا، بر روی لرزه‌نگاشت‌ها فیلتر گوسی با پارامتر پهنای برابر با مقدار ۱ اعمال گردید، که امکان عبور فرکانس‌های کمتر از ۰/۵ هرتز را می‌دهد. برای تعیین توابع گیرنده از روش تکرار واهمامیخت در حوزه زمان (Ligorria & Ammon, 1999) که پایداری بالاتری با داده‌های نوفه دار در مقایسه با روش حوزه بسامد دارد (Julia et al., 2005) استفاده شد. جهت حذف اثر چشمه و مسیر و اثر دستگاهی از روش واهمامیخت مؤلفه قائم از مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگاشت‌ها استفاده

N_s ، تعداد نقاطی که منحنی پاشش را تشکیل می‌دهند. $q = 1 - p$ و P فاکتور تأثیر بانک داده نامیده می‌شود که می‌تواند بین ۰ تا ۱ متغیر باشد. مدل اولیه‌ای متشکل از لایه‌های سرعتی همگن و همسانگرد تخت، با ثابت گرفتن ضخامت لایه‌ها و آزادی تغییر سرعت لایه‌ها (با در نظر گرفتن یک حد میرایی) در نظر گرفته شد. مدل اولیه شامل لایه‌هایی با ضخامت ۱ کیلومتر تا عمق ۶ کیلومتر، ضخامت ۲ کیلومتر بین ۶-۶۶ کیلومتر، ضخامت ۴ کیلومتر تا عمق ۸۲ کیلومتر و ضخامت ۱۰ کیلومتر تا عمق ۱۳۲ کیلومتر می‌باشد. سرعت شروع برای هر لایه در مدل، $4/62$ برابر با سرعت موج‌برشی در گوشته بالایی، در نظر گرفته شد. این قابل قبول است به این دلیل که اندازه‌گیری‌های پاشندگی، قابلیت تعیین سرعت‌های پوسنه را در طول برنامه دارا می‌باشند.

۳- بحث و بررسی نتایج

با توجه به روش‌های شرح داده‌شده در بخش‌های قبل، توابع گیرنده برای دو ایستگاه شبکه ملی لرزه‌نگاری کشور واقع در حاشیه جنوبی البرز مرکزی در منطقه تهران محاسبه و با استفاده از اطلاعات پاشندگی سرعت گروه و فاز مد اصلی امواج ریلی برای هر ایستگاه، مدل سرعتی با استفاده از برگردان هم‌زمان این دو گروه داده به دست آمد. مشخصات و مختصات جغرافیایی این دو ایستگاه در جدول (۱) آورده شده است.

ایستگاه لرزه‌نگاری تهران (کاوش) در شهرک تحقیقاتی کاوش در ۲۰ کیلومتر اتوبان کرج-قزوین قرار دارد. برای تعداد ۲۸۰ رخداد دورلرز ثبت‌شده در این ایستگاه توابع گیرنده محاسبه و از این تعداد حدود ۶۸ تابع گیرنده انتخاب و نهایتاً تعداد ۱۲ تابع گیرنده برانبارش شده محاسبه گردیدند، که غالب آن‌ها جهت برگردان هم‌زمان با منحنی سرعت گروه و فاز امواج ریلی مورد استفاده قرار گرفتند. شکل (۳) نتایج برگردان هم‌زمان تابع گیرنده با منحنی پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی (سمت چپ) و منحنی پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی (سمت راست) را برای محدوده یک آزیموتی $50^\circ - 30^\circ$ نشان می‌دهد. انطباق تابع گیرنده محاسبه‌ای با تابع گیرنده مشاهده‌ای خصوصاً برای فاز Ps که $6/5$ ثانیه بعد از فاز مستقیم P رسید است در حد مطلوب می‌باشد. همچنین انطباق داده‌های پاشندگی سرعت موج سطحی مشاهده‌ای و محاسبه‌ای نیز بالا می‌باشد. ما برگردان هم‌زمان را با $0/9 - 0/1$ جهت رسیدن به بالاترین میزان انطباق با هر دو گروه داده اجرا کردیم. لذا در برخی ایستگاه‌ها مقدار $P=0/1$ و در برخی ایستگاه‌ها به دلیل پایین بودن انطباق منحنی پاشندگی مقدار $0/2$ یا $0/15$ در نظر گرفته شد.

را ترسیم نمودند. پس از آن منطقه مورد مطالعه را به شبکه‌هایی با ابعاد 1° در 1° تقسیم و مقادیر سرعت گروه و فاز را برای مرکز هر یک از سلول‌های شبکه و به تفکیک پیوندهای مختلف به دست آوردند. ما از منحنی‌های پاشندگی سلول زیر هر ایستگاه استفاده نمودیم.

۳-۲- برگردان هم‌زمان تابع انتقال گیرنده و منحنی

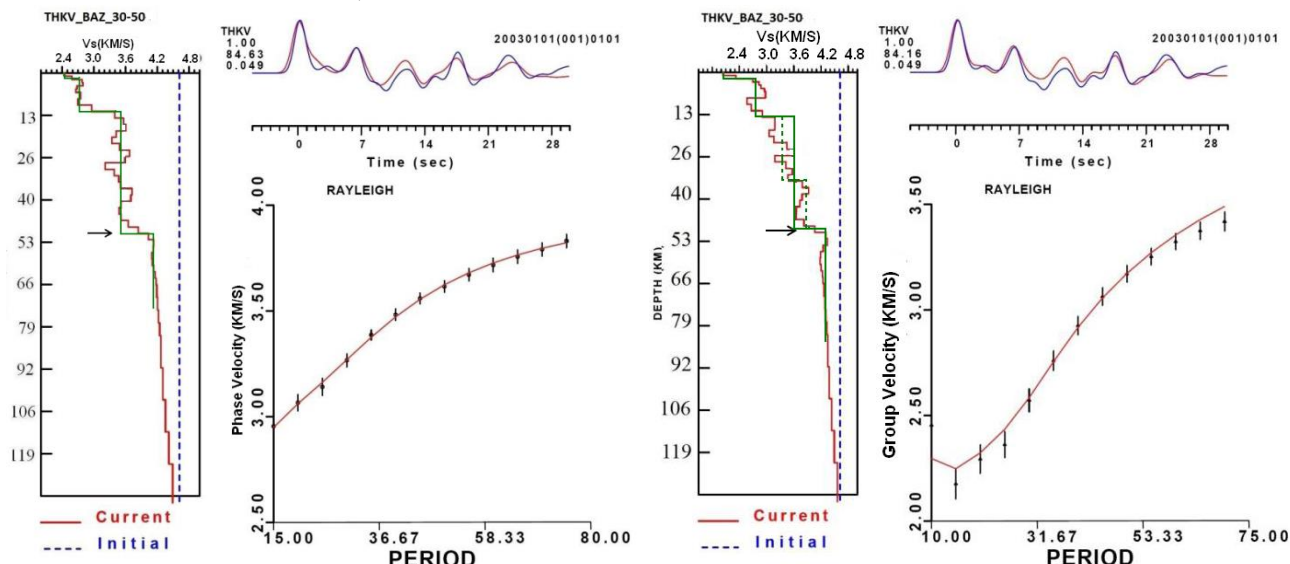
پاشندگی سرعت فاز و گروه امواج ریلی

ترکیب داده‌های مختلف برای الگوسازی ساختار زمین با توجه به پیچیدگی‌های موجود بهترین روش برای بهبود بخشیدن به مدل‌های ارائه‌شده می‌باشد. توابع گیرنده به تغییر سرعت موج‌برشی و زمان سیر قائم حساس هستند و می‌توانند تباین سرعت را در لایه‌های ساختار زیر گیرنده نشان دهند (Ammon et al., 1990). لذا در تشخیص مرزها در اعماق مختلف می‌تواند موفق باشد و اطلاعات خوبی در مورد مرز ناپیوستگی‌ها ارائه دهد، اما اطلاعات کمتری در مورد سرعت مطلق آن دارند. این مساله می‌تواند باعث یک ارتباط ظاهری بین عمق و سرعت شود که هنگام تفسیر داده‌ها مشکل‌ساز می‌شود (Ammon et al., 1990). برای مثال، اختلاف‌زمانی میانگین یکسانی می‌تواند هم با یک لایه‌ی کم‌سرعت نازک و هم با یک لایه‌ی پرسرعت ضخیم به وجود آید، به عبارت دیگر، جواب‌های مساله‌ی وارون، غیر یکتا هستند. از طرف دیگر امواج سطحی به متوسط سرعت مطلق موج‌برشی حساسیت بیشتری دارند تا به تغییرات سرعت در مرزهای ناپیوستگی. بنابراین در تعیین مرزهای ناپیوستگی‌ها قدرت خوبی ندارند. برگردان هم‌زمان منحنی‌های پاشندگی و توابع گیرنده می‌تواند مشکلات برگردان جداگانه هر دو روش را برطرف نماید.

برگردان هم‌زمان توسط برنامه نرم‌افزاری (Herrmann and Ammon 2003) انجام گردید. معیار رسیدن به الگوی نهایی مطلوب به حداقل رساندن خطای استاندارد بین داده‌های واقعی و پیش‌بینی‌شده می‌باشد. از آنجایی که در برگردان هم‌زمان دو بانک داده باهم به پارامترهای مدل برگردانده می‌شوند، در این صورت مدل هدف مدلی است که تابع خطای E زیر را کمینه کند:

$$E = \frac{q}{N_r} \sum_{i=0}^{N_r} \left(\frac{O_{ri} - P_{ri}}{\sigma_{ri}} \right)^2 + \frac{p}{N_s} \sum_{j=0}^N \left(\frac{O_{sj} - P_{sj}}{\sigma_{sj}} \right)^2 \quad (1)$$

که در آن O_{ri} تابع گیرنده مشاهده‌ای P_{ri} تابع گیرنده پیش‌بینی‌شده توسط مدل، σ_{ri} انحراف معیار هر کدام از نقاط مشاهده‌ای، O_{sj} منحنی پاشش مشاهده‌ای P_{sj} منحنی پاشندگی پیش‌بینی‌شده، σ_{sj} انحراف از معیار داده مشاهده‌ای می‌باشد. N_r ، تعداد نقاط تابع گیرنده مشاهده‌ای و

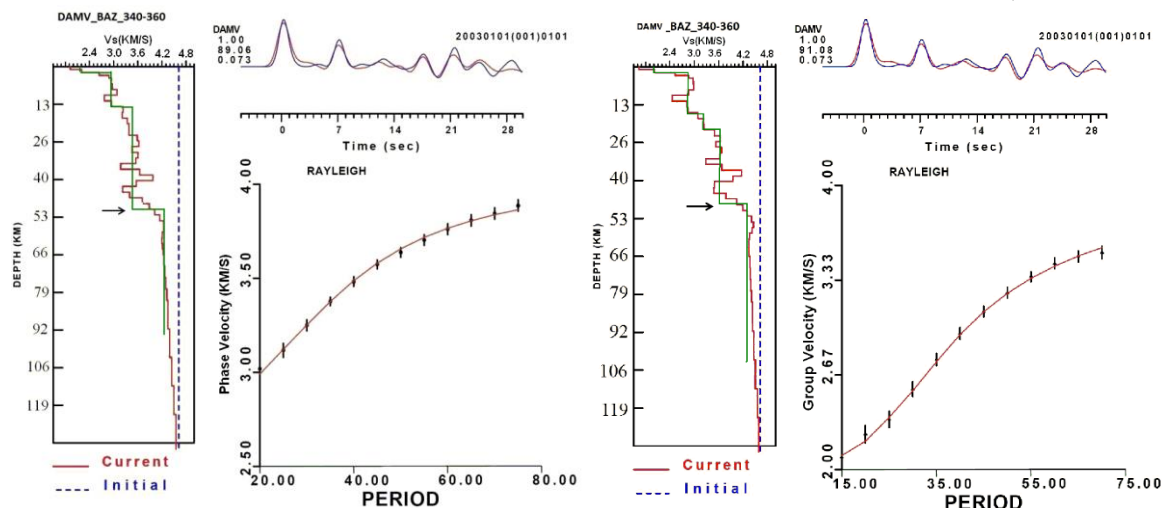


شکل ۳: نتایج برگردان هم‌زمان تابع گیرنده با پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی (سمت چپ) و با پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی (سمت راست) در گستره بک‌آزموتی 50° – 30° در ایستگاه تهران (THKV). در هر شکل قسمت بالا سمت راست شامل تابع گیرنده مشاهده‌ای (به رنگ آبی) و تابع گیرنده محاسبه‌شده توسط برنامه (به رنگ قرمز)، اعداد سمت چپ هم بیانگر پارامتر فیلتر گوسی، میزان درصد انطباق تابع گیرنده و پارامتر پرتو می‌باشند. قسمت پایین سمت راست، منحنی پاشندگی سرعت گروه موج ریلی مشاهده‌ای (نقاط) و میزان خطای مربوط به هر کدام و منحنی پاشندگی محاسبه‌شده (منحنی قرمز) ثانیه را نشان می‌دهد. سمت چپ مدل سرعتی ساختار زیر گیرنده را نشان می‌دهد. خط نقطه‌چین آبی مدل سرعتی اولیه، شامل یک نیم فضا با سرعت یکنواخت، خط قرمز مدل سرعتی به‌دست‌آمده در زیر این ایستگاه و خط سبز مدل ساده تطبیق داده شده را نشان می‌دهد. با افزایش سرعت موج‌برشی از $3/6$ تا $4/3$ کیلومتر بر ثانیه، می‌توان مرز موهو را در عمق 50 ± 2 کیلومتری اعلام کرد. موقعیت مرز موهو با پیکان نمایش داده شده است.

می‌باشد.

ایستگاه لرزه‌نگاری دماوند، DAMV، در منطقه گیلاند، ۵۰ متر بعد از روستای کاجان واقع شده است. در این ایستگاه با توجه به مدل‌های حاصل از ۸ گروه تابع گیرنده برانبارش شده از ۲۰۸ رخداد دورلرز که فاز تبدیلی Ps در آن‌ها ۷ ثانیه بعد از فاز P مشاهده می‌گردد، ساختار سرعت بدین شرح می‌باشد: لایه‌ای با ضخامت ۳–۴ کیلومتر با سرعت پایین در سطح متعلق به لایه رسوبات قابل مشاهده می‌باشد. همچنین در عمق ۱۶–۱۴ کیلومتری تغییر سرعت از $2/9$ به $3/6$ کیلومتر بر ثانیه بیانگر وجود ناپیوستگی در این عمق می‌باشد که شاید بتوان آن را به مرز بین پوسته بالایی و پایینی یعنی ناپیوستگی کنراد نسبت داد. عمق 52 ± 2 با تغییر واضح سرعت از $3/6$ به $4/3$ کیلومتر بر ثانیه را می‌توان به مرز موهو نسبت داد. شکل (۴) نتایج برگردان هم‌زمان را برای محدوده بک‌آزموتی 360° – 340° نشان می‌دهد. شکل (۵) نتایج برگردان هم‌زمان را برای چند گستره بک‌آزموتی دیگر برای هر دو ایستگاه نشان می‌دهد. موقعیت مرز موهو با پیکان نمایش داده شده است.

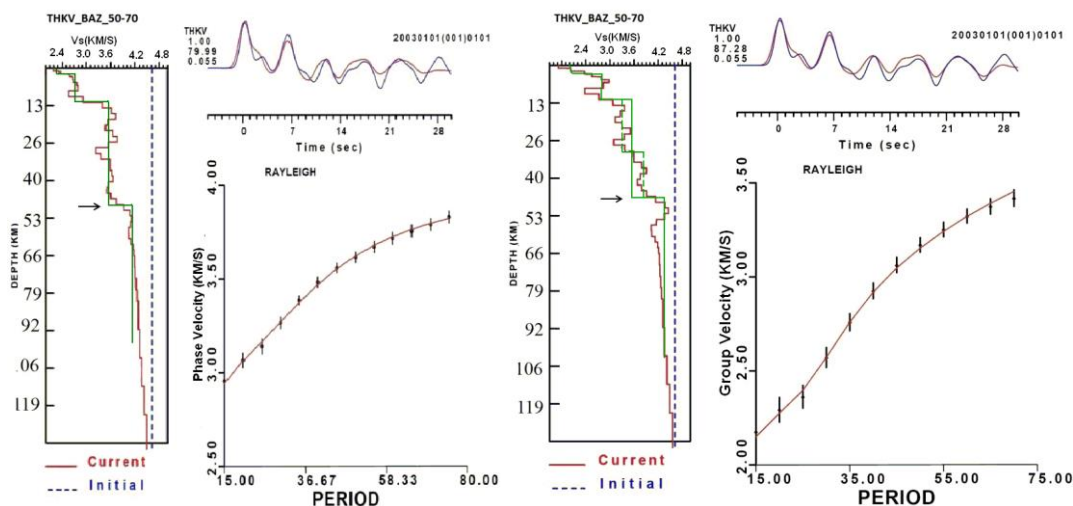
با توجه به مدل‌های حاصل از برگردان تابع گیرنده با اطلاعات پاشندگی سرعت گروه و پاشندگی سرعت فاز برای تمام محدوده‌های بک‌آزموتی ساختار سرعت در زیر این ایستگاه بدین شرح می‌باشد: لایه‌ای نازک در حد چند کیلومتر (۲–۳ کیلومتر) از مواد با سرعت بسیار پایین در سطح، لایه‌ای با ضخامت تقریبی ۱۲–۱۰ کیلومتر با سرعت میانگین موج‌برشی $2/8$ کیلومتر بر ثانیه و پوسته بلورین با ضخامت ۳۴ کیلومتر و سرعت میانگین موج‌برشی $3/6$ کیلومتر بر ثانیه. البته در مدل‌های حاصل از برگردان با اطلاعات پاشندگی سرعت گروه از عمق ۱۳–۱۴ کیلومتری تا عمق ۵۰ کیلومتری، پوسته بلورین را می‌توان به دو بخش، یکی با ضخامت ۲۰ کیلومتر و سرعت میانگین $3/4$ کیلومتر بر ثانیه و دیگری با ضخامت ۱۴ کیلومتر با سرعت میانگین $3/9$ کیلومتر بر ثانیه تقسیم نمود. در عمق 50 ± 2 کیلومتری نیز تغییر سرعت از $3/7$ به $4/4$ کیلومتر بر ثانیه را می‌توان مشاهده نمود که می‌توان آن را به عنوان زون گذر از پوسته به گوشته یا به عبارتی مرز ناپیوستگی موهو نسبت داد. مرز ناپیوستگی موهو به عنوان عمقی که سرعت موج‌برشی در آن به میزان سرعت در گوشته بالایی و درست در زیر موهو می‌رسد در نظر گرفته می‌شود (Tatar and Nasrabadi, 2013). اگرچه مرز موهو شامل یکسری تغییرات پله‌ای کوچک در سرعت

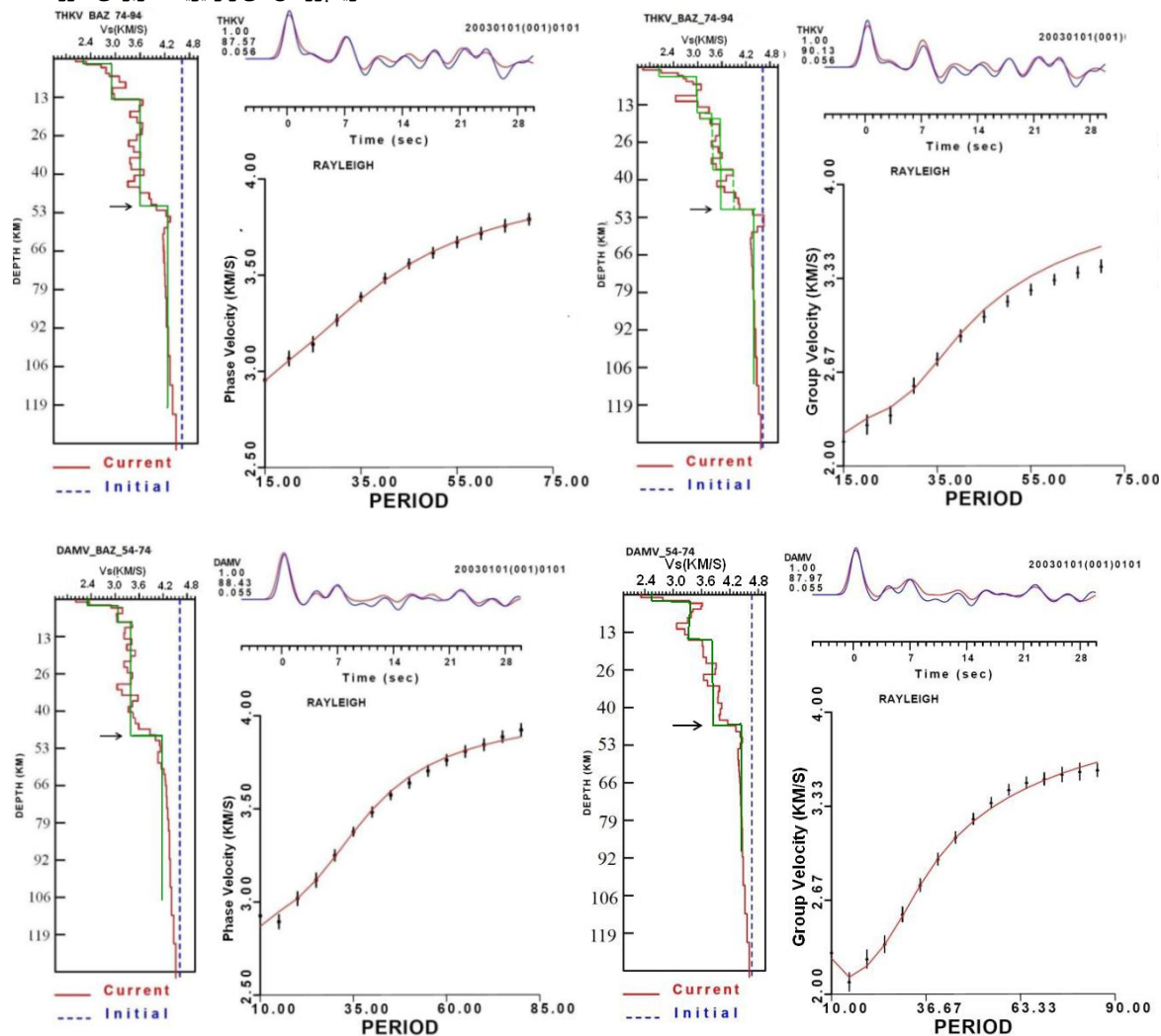


شکل ۴: نتایج برگردان هم‌زمان تابع گیرنده با پاشندگی سرعت گروه امواج ری-لی (سمت چپ) و با پاشندگی سرعت فاز امواج ری-لی (سمت راست) در گستره بک‌آزیموتی 360° – 340° در ایستگاه دماوند (DAMV). متوسط ستبرای پوسته 52 ± 2 کیلومتر می‌باشد. مرز موهو با پیکان نمایش داده شده است.

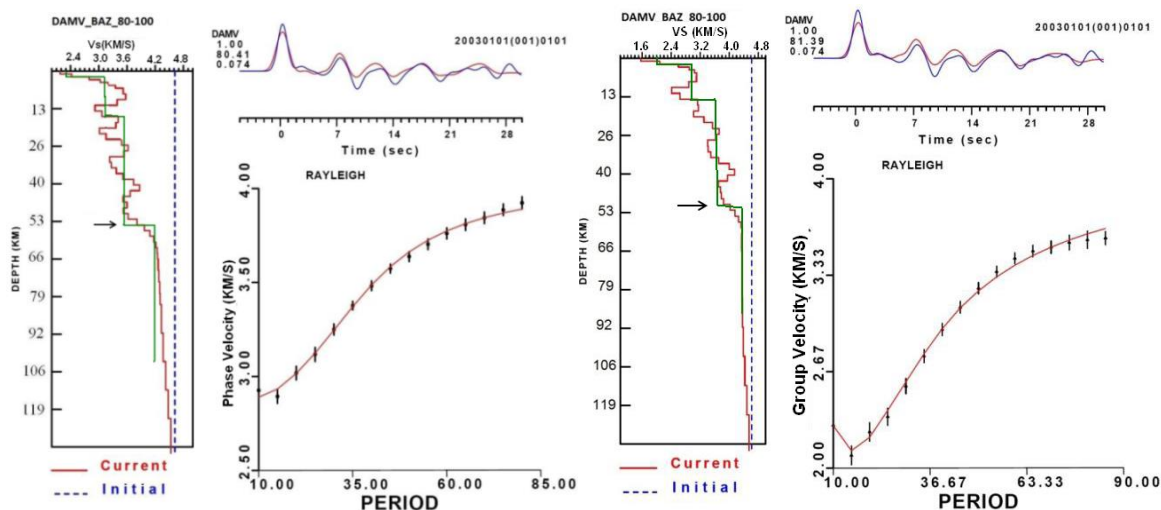
ایستگاه رسیده است. در تابع گیرنده حاصل از مدل ساده به روش مستقیم نیز اختلاف زمانی بین فاز P و Ps ثانیه می‌باشد، که می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که مدل ساده تطبیق شده و موقعیت مرز موهو به واقعیت نزدیک می‌باشد. همچنین جهت تعیین خطا، روش مستقیم برای موقعیت‌های مختلف موهو ($1 \pm$) و $2 \pm$ و $4 \pm$ کیلومتر اختلاف با موقعیت تعیین شده انجام گردید. توابع گیرنده مصنوعی با توابع گیرنده مشاهده‌ای مقایسه گردید و نشان داده شد که روش برگردان هم‌زمان می‌تواند با $2 \pm$ کیلومتر خطا همراه باشد. برای تمامی محدوده‌های بک‌آزیموتی دو ایستگاه برگردان منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز انجام و نتایج کلی آن به‌صورت خلاصه در جدول (۱) نشان داده شده است.

جهت نشان دادن اینکه چقدر مدل ساده تطبیق شده به مدل سرعتی حاصل از برگردان، با مدل واقعی ساختار زیر ایستگاه‌ها همخوانی دارد، از آزمون مدل‌سازی مستقیم استفاده نمودیم. شکل (۶) نتایج مدل‌سازی مستقیم را برای مدل حاصل از برگردان هم‌زمان در ایستگاه تهران، THKV، در محدوده بک‌آزیموتی 95° – 115° نشان می‌دهد. در این شکل در سمت چپ تابع گیرنده مشاهده‌ای به رنگ سیاه و تابع گیرنده حاصل از مدل ساده به رنگ قرمز مشاهده می‌گردد. همان‌طور که مشاهده می‌گردد برازش تقریباً خوبی بین آنها وجود دارد. تقریباً در تمام بازه‌ی زمانی قله‌ها و دره‌های دو منحنی به‌صورت موازی یکدیگر را دنبال می‌کنند. با توجه به تابع گیرنده برانبارش یافته مشاهده‌ای فاز Ps، γ ثانیه پس از فاز P به

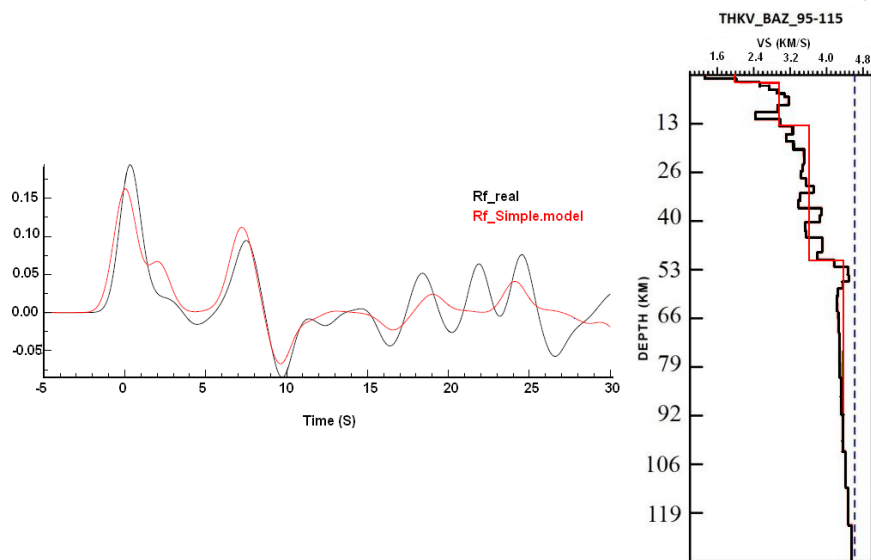




شکل ۵: نتایج برگردان هم‌زمان برای چند گستره بک آزمایشی دیگر برای هر دو ایستگاه. موقعیت مرز موهو با پیکان نمایش داده شده است.



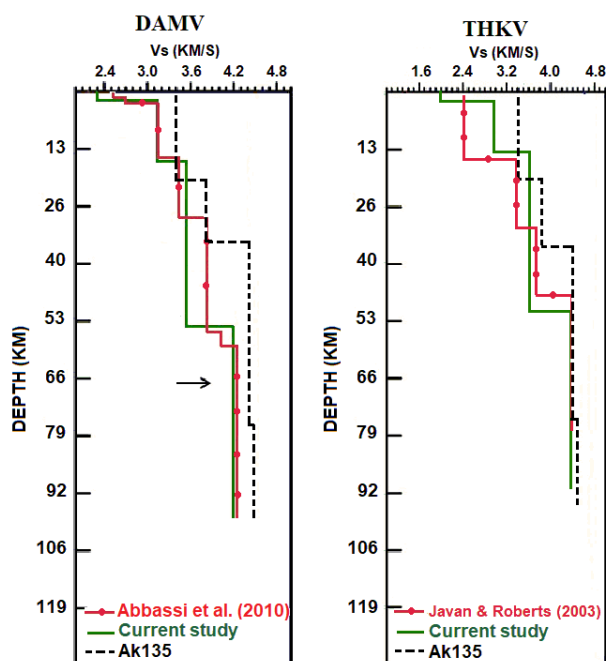
شکل ۵: ادامه



شکل ۶: نتایج مدل‌سازی مستقیم برای مدل حاصل از برگردان هم‌زمان در ایستگاه تهران، THKV، در محدوده بک‌آزموتی 95° - 115° .

جدول (۱). مختصات جغرافیایی ایستگاه‌های تهران و دماوند و میانگین عمق موهو برای هر ایستگاه

ایستگاه	عرض جغرافیایی (درجه شمالی)	طول جغرافیایی (درجه شرقی)	ارتفاع از سطح آزاد دریا (متر)	میانگین عمق موهو (کیلومتر)
تهران (THKV)	۳۵/۹۰	۵۰/۹۱	۱۷۹۵	۵۰-۵۱
دماوند (DAMV)	۳۵/۶۳	۵۱/۹۷	۲۵۲۰	۵۲-۵۴



شکل ۷: مقایسه مدل‌های حاصل از تحقیق حاضر در دو ایستگاه دماوند و تهران با مدل‌های حاصل از Abbassi et al., (2010)، Javan و AK135 and Roberts (2003). پیکان موقعیت عمق موهو حاصل از مطالعه

با توجه به نتایج حاصل از این تحقیق عمق مرز موهو در زیر ایستگاه تهران ۵۰-۵۱ کیلومتر و در زیر ایستگاه دماوند ۵۲-۵۴ کیلومتر می‌باشد. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، مطالعات مختلفی جهت تعیین ساختار پوسته در این منطقه انجام گرفته است. در مقایسه با نتایج دیگران Radjaee et al. (2010) با استفاده از برگردان هم‌زمان منحنی‌های سرعت گروه امواج سطحی و توابع گیرنده مربوط به رکوردهای ثبت شده در ۲۶ ایستگاه موقت، ضخامت پوسته را در قسمت جنوبی البرز مرکزی ۵۵-۵۸ کیلومتر به دست آوردند، که کمی بیشتر از نتایج این تحقیق می‌باشد. Abbassi et al., (2010) با استفاده از روش استفاده شده در این تحقیق عمق موهو را در زیر ایستگاه دماوند ۵۸ کیلومتر به دست آوردند. شکل (۷) مدل‌های حاصل از Abbassi et al., (2010) و Ak135 و تحقیق حاضر را برای ایستگاه دماوند مقایسه می‌کند. وجه تمایز تحقیق حاضر با مطالعه Abbassi et al., (2010) استفاده از داده‌های دورلرز جدیدتر و بیشتر (بیشتر از ۳ سال) و منحنی‌های پاشندگی مورد استفاده می‌باشد. Abbassi et al., (2010) تنها از منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ری لی Rham (2009) استفاده کردند، اما در این تحقیق از منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز امواج ری لی جدیدتر که توسط Rahimi et al. (2014) به دست آمده است، استفاده گردید.

Allen, M., Jackson, J., and 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.

Berberian, M. and King, G. C. P., 1981, Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.*, 18, 210 – 265.

Dehghani, G. A. and Makris J., 1983, The Gravitay Field and Crustal Structure of Iran. *Geological Survey of Iran, Report No. 51*, 51-68

Herrmann, R.B. and Ammon, C.J., 2003, Computer programs in seismology, Version 3.20, Surface waves, Receiver functions and Crustal structure, Saint Louis University, Penn State Univercity.

Jackson, J. A., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophys. J. Int.*, 148, 214–245.

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.

Ligorri'a, J.P. and Ammon, C.J., 1999, Iterative deconvolution and receiver function estimation. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 1395– 1400.

Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M., & Péquegnat, C. (2010). Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). *Geological Society, London, Special Publications*, 330(1), 5-18

Radjaee, A.H., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K., and Hatzfeld, D. 2010, Variation of Moho depth in the Central part of Alborz Mountains, North of Iran. *Geophysical Journal International*. 181, 173-184.

Rahimi, H., Hamzehloo, H., Vaccari, F., Panza, G.F., 2014, Shear-wave velocity tomography of the lithosphere–asthenosphere system beneath the Iranian Plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104, no. 6, 2782-2798.

Rham D (2009) The crustal structure of the Middle East. Ph.D. thesis, University of Cambridge Library, Cambridge, UK

Sodoudi et al. (2009) نشان می‌دهد.

با توجه به شکل در هر دو مدل ۳-۴ کیلومتر رسوبات با سرعت پایین ($2/3-3/2$ km/s) قابل مشاهده می‌باشد. در عمق ۱۴ کیلومتری تغییر سرعتی از $3/2-3/6$ km/s نیز می‌تواند بیانگر یک ناپیوستگی دیگر مانند مرز بین پوسته بالایی و پایینی باشد. در مدل حاصل از Abbassi et al., (2010) زون گذر از پوسته به گوشته در محدوده عمقی ۵۵-۵۸ کیلومتری با تغییر سرعت موج‌برشی از $3/8-4/2$ km/s مشاهده می‌شود درحالی‌که در مدل حاصل از تحقیق حاضر مرز موهو در عمق ۵۳ کیلومتری با تغییر سرعت $3/6-4/2$ km/s قابل مشاهده می‌باشد که با توجه به محدوده خطا در روش برگردان هم‌زمان نتایج تقریباً نزدیک به هم می‌باشند. Sodoudi et al. (2009) با استفاده از روش توابع گیرنده ضخامت پوسته را در زیر ایستگاه دماوند ۶۷ کیلومتری به دست آوردند و این ضخامت زیاد را به تجمع ماگما در این منطقه آتشفشانی نسبت دادند. در مدل حاصل از تحقیق حاضر این ضخامت زیاد مشاهده نگردید.

در ایستگاه تهران با توجه به شکل (۷) که مدل حاصل از تحقیق حاضر را با نتایج مطالعه (2003) Javan and Roberts و AK135 مقایسه می‌کند، موقعیت ناپیوستگی‌های سرعت در قسمت‌های بالای پوسته (عمق ۱۴ کیلومتری) در هر سه مدل تقریباً مشابه می‌باشد، اما موقعیت موهو در مدل حاصل از تحقیق حاضر نسبت به دو مدل دیگر پایین‌تر، می‌باشد. Javan and Roberts (2003) عمق ناپیوستگی موهو را ۴۶ کیلومتر به دست آوردند، در حالیکه در این تحقیق عمق موهو ۵۱-۵۰ به دست آمد.

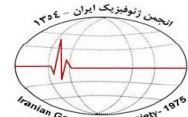
۴- نتیجه‌گیری

برای تمامی محدوده‌های یک آزمون‌تی دو ایستگاه تهران (THKV) و دماوند (DAMV) متعلق به مرکز ملی شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران (INSN) واقع در حاشیه جنوبی البرز مرکزی، برگردان هم‌زمان توابع گیرنده موج P و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز مد اصلی امواج ریلی انجام گردید و ساختار سرعتی پوسته در زیر این دو ایستگاه به دست آمد. نتایج نشان می‌دهد که عمق مرز موهو در زیر ایستگاه تهران ۵۱-۵۰ کیلومتر و در زیر ایستگاه دماوند ۵۴-۵۲ کیلومتر می‌باشد، که نشان‌دهنده این است که در این منطقه ضخامت پوسته چندان زیاد نیست.

۵- مراجع

Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M. R., Hatzfeld, D., Priestley, K., 2010. Crustal Velocity Structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran). *JOURNAL OF GEODYNAMICS*, 49, 68-78.

- Takeuchi, H., and Saito, M., 1972, Seismic surface waves: in *Methods in computational Physics*. Academic Press Inc., New York, 11, 217-294.
- Tatar, M. R., and Nasrabadi, A., 2013, Crustal thickness variations in the Zagros continental collision zone (Iran) from joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion, *Journal of Seismology*, 17, 1321-1337.
- 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* 34, 477-480.
- Sodoudi, 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. *Geophysical Journal International*, 177, 733-742.



Crust velocity structure beneath two seismic stations on the southern edge of the Central Alborz (Iran)

Mansoureh Mochan¹, Afsaneh Nasrabadi^{2*}, MohammadReza Sepahvand³ and Habib Rahimi⁴

1- M.Sc. in Seismology, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

2- Associate Professor, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

3- Assistant Professor, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

4- Associate Professor, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 17 April 2022; Accepted: 28 September 2022

Corresponding author: a.nasrabadi@kgut.ac.ir

Keywords

Central Alborz

Moho depth

Receiver function

Joint inversion

Extended Abstract

Summary

Crust velocity structure beneath two broadband seismic stations of Iran National Seismic Network (INSN), DAMV and THKV located in Central Alborz has been investigated by joint inversion of receiver function and Rayleigh wave phase and group velocity dispersion curves. The result suggests

that Moho depth beneath the THKV and DAMV stations are 50-51 km and 52-54 km, respectively. Beneath the THKV station, there is a thin layer of very low-velocity materials at the surface and a sedimentary layer having a thickness of 10-12 km above a crystalline crust with a thickness of 34 km. Beneath the DAMV station, there is a thin sedimentary layer of low velocity with a thickness of 3-4 km, and also, a velocity change from 3.2 to 3.6 km/s at the depth of 14-16 km, indicating a discontinuity, which might be attributed to the border between the upper and lower crusts. The average Moho depth on the southern edge of Central Alborz is 52 ± 2 km.

Introduction

The Alborz belt as an active belt extends from Talesh Mountains in the northwest of Iran to Kopehdagh Mountains in northeast of Iran. The capital city, Tehran, with a floating population of over 8 million people, is located in the southern part of the Alborz Mountains range and is surrounded by active faults. As there is a little geological evidence of fault activity in some areas around Tehran, the study of the crust velocity structure in the region plays an important role in better understanding of the geological and geophysical issues. Several studies have been carried out by various researchers to determine the crustal structure beneath the two stations. However, these researchers have stated different thicknesses for the crustal structure beneath these two stations. Sodoudi et al. (2009) have obtained a thickness of 67 km for the crust beneath the DAMV station. In this regard, we have tried to study the crustal structure again using more data than those used in previous studies, and also, using newer phase and group velocity dispersion curves, given by Rahimi et al. (2014), to ensure the validity of the results of previous studies about the Moho depth and the crust thickness. As a result, this study can confirm or modify the results of previous studies.

Methodology and Approaches

To determine the receiver functions, time-domain iterative deconvolution of Ligorria and Ammon (1999) and teleseismic events from 2009 to 2013 with magnitudes more than 5.0 were used. After correcting the data for instrument effects (gain and instrument response) and rotating the horizontal components to radial and tangential directions, in order to reduce high-frequency noise, a Gaussian filter with width parameter equal to 1 was applied to seismograms. To strengthen phase amplitudes and enhance the signal-to-noise ratio (S/N), the receiver functions of the events close to each other, were sorted and stacked up. The fundamental mode Rayleigh wave group and phase velocities dispersion curves, provided by Rahimi et al. (2014) on the structure of crust and upper mantle of the Iranian Plateau for the period interval of 10-100 sec, were used. The depth-velocity trade-off in the receiver functions caused non-uniqueness in the inverse problem. Using joint inversion of two datasets, this shortcoming could be compromised. The joint inversion was performed by the computer program in the seismology package presented by Herrmann and Ammon (2003).

Results and Conclusions

For all back azimuthal ranges of the two stations, we have made the joint inversion of phase and group velocity dispersion curves and receiver functions. As a result, we have obtained the Moho depth beneath the THKV and DAMV stations

equal to 50-51 km and 52-54 km, respectively. Beneath the THKV station, we have also found the existence of a thin layer comprising of a very low-velocity materials ($V_s < 2.7$ km/s) at the surface and a sedimentary layer, having a thickness of 10-12 km and an average shear velocity of 2.8 km/s, above a crystalline crust with a thickness of 34 km and an average shear wave velocity of 3.6 km/s. Beneath the DAMV station, a thin sedimentary layer of low velocity with a thickness of 3-4 km has been observed. Moreover, a velocity change from 3.2 to 3.6 km/s at the depth of 14-16 kilometers indicates a discontinuity which might be attributed to the border between the upper and lower crusts, i.e. the Conrad discontinuity. A clear velocity change from 3.6 to 4.2 km/s at the depth of 52-54 $\pm$ 2 can be attributed to the Moho boundary. The average thickness of the crystalline crust is estimated to be 51 km. In the model obtained by Abbassi et al. (2010) with the same method (but using different data), the transition zone from the crust to the mantle is observed in the depth range of 55- 58 km with a velocity change of 3.8-4.2 km/s, while in the model obtained from the present study, the Moho depth is found to be at a depth of 52-54 km with a velocity change of 3.6-4.2 km/s. Considering to the error range in the joint inversion method, the results of these two studies are almost close to each other. Sodoudi et al. (2009) have also obtained the crustal thickness of 67 kilometers beneath the DAMV station by using receiver function method. They have attributed this high thickness to the accumulation of magma in this volcanic area. At the THKV station, we have compared the models obtained from the current study with the results of the study carried out by Javan and Roberts (2003) and AK135. Consequently, it is found out that the position of the velocity discontinuities in the upper parts of the crust (at the depth of 14 km) is almost the same in all the three models, but the position of the Moho in the model obtained from this study, compared to the other two models, is observed to be deeper. In this regard, Javan and Roberts (2003) have found the Moho discontinuity depth of 46 km, while in this study, the Moho discontinuity at the depth of 51-50 km has been obtained.
