

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

واژگان کلیدی	چکیده
البرز مرکزی عمق موهو توابع گیرنده برگردان همزمان	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 منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز و گروه موج ریلی موردبررسی قرار گرفت. جهت تعیین توابع گیرنده از پنج سال داده دورلر با بزرگای بیش از ۵ و روش تکرار واهمامیخت در حوزه زمان استفاده گردید. منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز موج ریلی از مطالعه بر روی ساختار پوسته و گوشته‌ی بالایی فلات ایران در بازه‌ی دوره‌ی تناوبی ۲۰ تا ۸۰ ثانیه تأمین شده است. ناهماهنگی عمق- سرعت در اطلاعات توابع گیرنده باعث غیر یکتایی مساله‌ی برگردان می‌شود، اما با دخالت دادن اطلاعات حاصل از سرعت مطلق برآوردهای پاشندگی و برگردان همزمان این دو مجموعه‌ی داده‌ای، می‌توان بر این محدودیت غلبه کرد. با این کار، اطلاعات با خطای کمتری در مورد ساختار پوسته‌ای فراهم می‌شود. نتایج این مطالعه نشان می‌دهند که عمق ناپیوستگی موهو در زیر ایستگاه تهران (THKV) ۵۰-۵۱ کیلومتر و در زیر ایستگاه دماوند (DAMV) ۵۲-۵۴ کیلومتر می‌باشد. در زیر ایستگاه تهران لایه‌ای نازک از مواد با سرعت بسیار پایین در سطح به ضخامت ۲-۳ کیلومتر و لایه‌ای از رسوبات با ضخامت ۱۲-۱۰ کیلومتر در بالای پوسته بلورین ۳۴ کیلومتری قرار گرفته است. در زیر ایستگاه دماوند لایه‌ای نازک از رسوبات با سرعت پایین و با ضخامت ۳-۴ کیلومتر قرار دارد. همچنین در عمق ۱۶-۱۴ کیلومتری تغییرات سرعت موج‌برشی از ۳/۲ به ۳/۶ کیلومتر بر ثانیه می‌تواند نشان‌دهنده مرز بین پوسته بالایی و پایینی یعنی مرز کنراد باشد.

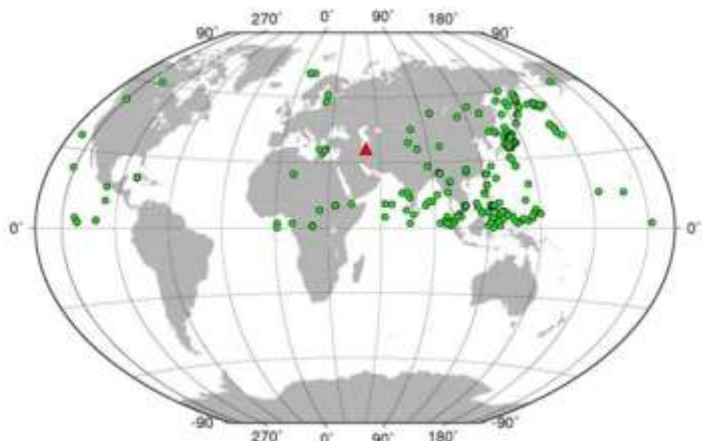
۱- مقدمه و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه:

ایران در کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا که یکی از مناطق لرزه‌خیز جهان است واقع شده است. زون ساختاری البرز به‌عنوان یک کمربند فعال از کوه‌های تالش در شمال باختر تا کوه‌های کپه داغ در شمال خاور ادامه دارد و در بخش میانی، بخش جنوبی حوضه خزر را به‌طور کامل پوشش می‌دهد (Jackson et al., 2002). این زون نتیجه حرکت فشارشی زمین ساختی صفحه عربستان نسبت به صفحه پایدار اوراسیا بوده و شامل یک توالی ستر از سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی پالئوسن و یکسری سنگ‌های 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 نهشته‌هایی از پرکامبرین تا کواترنری است که در قالب ساختارهای پیچیده چین - راندگی در طی کوهزادهای گوناگون حاصل از باز و بسته شدن حوضه‌های تتیس شکل گرفته‌اند. (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 دامنه‌های پرشیبی است، که در طول گسل‌های مهمی چون مشا، شمال تهران و شمال قزوین در جنوب و گسل خزر و شمال البرز در شمال به مناطق پست می‌پیوندند (Allen et al., 2004). بیشتر سازوکارهای کانونی در این کمربند، گسلش معکوس و یا گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد موازی با امتداد البرز را نشان می‌دهند و حرکت مایل صفحه عربی نسبت به اوراسیا موجب ایجاد دو نوع سازوکار فوق در اثر افراز (partitioning) می‌گردد (Jackson et al., 2002).

رویداد زمین‌لرزه نشان‌دهنده دگرشکلی مداوم پوسته زمین است. زمین‌لرزه‌ها مهم‌ترین خطرات طبیعی هستند که هرچند وقت یک‌بار شمار کثیری از جمعیت کشور گرفتار اثرات نامطلوب آن می‌شوند. برآورد قابل‌اعتماد از خطر زمین‌لرزه در نقاط مختلف ایران برای طراحی و ساخت سازه‌های عمومی و پیشرفته و کاهش تلفات جانی و اقتصادی و تبعات اجتماعی آن، نیاز به شناسایی دقیق گسل‌های فعال و پهنه‌های لرزه‌خیز و تعیین موقعیت رویدادهای زلزله دارد که آن نیز مستلزم شناخت ساختار پوسته می‌باشد. تهران پایتخت ایران با جمعیت شناور نزدیک به ده میلیون نفر در قسمت جنوبی رشته‌کوه‌های البرز و قسمت شمالی ایران مرکزی واقع گردیده و توسط گسل‌های فعال احاطه شده است. با توجه به این‌که در بعضی از مناطق اطراف تهران شواهد زمین‌شناختی کمی مبنی بر فعالیت گسل‌ها وجود دارد، مطالعات ساختار سرعتی پوسته نقش مهمی در شناخت بهتر مسائل زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی ایفا می‌کند. مطالعات گرانی‌سنجی (Dehghani and Makris, 1983) تغییرات آنومالی گرانی بوگه را در طول کوه‌های البرز بین ۱۰۰- تا ۱۲۰- میلی گال نشان می‌دهد که درواقع نشان‌دهنده ضخامت پوسته‌ای کمتر از ۳۵

کیلومتر می‌باشد که در زیر آتشفشان دماوند به ۶۰-۵۰ کیلومتر می‌رسد. (Radjaee et al., 2010) و (Soudoudi et al., 2009) با روش تابع گیرنده عمق موهو را در جنوب البرز مرکزی به ترتیب ۵۸-۵۵ و ۵۴-۵۱ کیلومتر برآورد کردند. بررسی‌های (Paul et al., 2010) با استفاده از تحلیل توابع گیرنده زمین‌لرزه‌های دورلرز ثبت شده در ایستگاه‌های موقت پروفیل دهلران- البرز (کمربند زاگرس شمالی) ضخامت ۵۴-۵۲ کیلومتری را برای پوسته البرز مرکزی نشان می‌دهند. (Abbassi et al., 2010) با روش برگردان هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه حاصل از مطالعه (Rham, 2009) و تعیین مدل‌های ساده‌ای برای ساختار سرعت پوسته در زیر حاشیه جنوبی البرز مرکزی عمق موهو را 58 ± 2 به دست آوردند. (Soudoudi 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 می‌دهد. لذا با توجه اهمیت موضوع و همچنین اعتبار سنجی نتایج قبلی، در این تحقیق تلاش گردیده تا با استفاده از داده‌های بیشتر و جدیدتر (بیشتر از سه سال داده دورلرز) و استفاده از منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز و گروه جدیدتر حاصل از مطالعات (Rahimi et al., 2014) مطالعه دوباره و دقیق‌تری در خصوص ساختار سرعتی پوسته در زیر این دو ایستگاه انجام گردد.

توابع گیرنده، سری‌های زمانی هستند که از لرزه‌نگاشت‌های سه مؤلفه‌ای محاسبه می‌شوند و ارائه‌کننده پاسخ نسبی ساختار زمین در مجاورت محل گیرنده می‌باشند. شکل موج ترکیبی از امواج مستقیم P و امواج تبدیل یافته Ps است که در ساختار زیر ایستگاه انعکاس یافته‌اند. توابع گیرنده بیشترین حساسیت را به تباین سرعت موج‌برشی دارند و می‌توانند سطوح ناپیوستگی با تباین سرعتی بالا را در لایه‌های ساختار زیر گیرنده نشان دهند (Ammon et al., 1990) به دلیل تغییر سرعت گروه و فاز امواج سطحی با عمق برای دوره تناوب‌های مختلف و پاشندگی در این امواج و حساس بودن منحنی پاشندگی این امواج به سرعت موج‌برشی، برگردان منحنی پاشندگی این امواج نیز روشی مفید جهت تعیین متوسط سرعت موج‌برشی در محدوده وسیعی از فاصله بین دو ایستگاه لرزه‌ای می‌باشد (Takeuchi and Saito, 1972). در این مطالعه جهت کاستن عدم قطعیت برگردان هر گروه داده به‌تنهایی از روش بهینه برگردان هم‌زمان 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 لرزه‌نگاری باند پهن ایران (INSN) دماوند و تهران که در جنوب البرز مرکزی و نزدیک به شهر تهران واقع شده‌اند (شکل ۱)، توابع گیرنده تعیین و با برگردان هم‌زمان آن‌ها با منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی اطلاعاتی از ساختار سرعتی پوسته و عمق ناپیوستگی موهو در مناطق زیر این دو ایستگاه لرزه‌ای به دست آید.



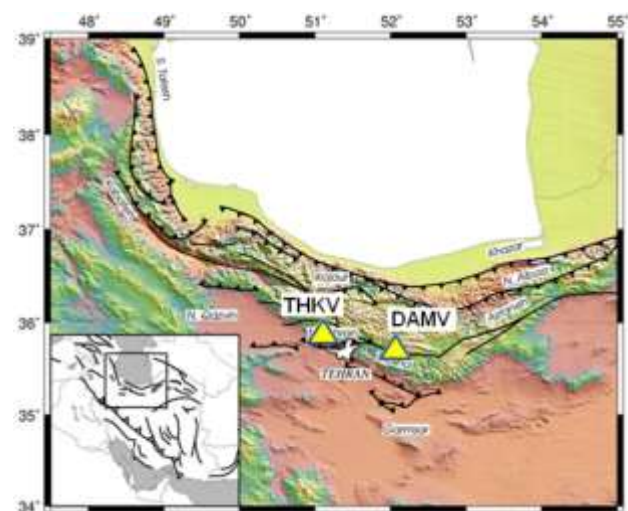
شکل ۲. موقعیت مکانی رخداد‌های دورلرزمورد استفاده در محاسبه توابع گیرنده

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 درنهایت از هر مجموعه یک تابع گیرنده باکیفیت 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، طول‌موج‌های بلندتر به قسمت‌های عمیق‌تر نفوذ کرده و تولید امواج ریلی با سرعت بالا نموده، در صورتی که طول‌موج‌های 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) به‌دست‌آمده 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



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 دورلرزم 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 دورلرزم (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 دورلرزم 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

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، ۴/۶۲ برابر با سرعت موج‌برشی در گوشته بالایی، در نظر گرفته شد. این قابل قبول است به این دلیل که اندازه‌گیری‌های پاشندگی، قابلیت تعیین سرعت‌های پوسته 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 بک آزیموتی $50^\circ - 30^\circ$ نشان می‌دهد. انطباق تابع گیرنده محاسبه‌ای با تابع گیرنده مشاهده‌ای خصوصاً برای فاز Ps که ۶/۵ 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 $P=0.1-0.9$ جهت رسیدن به بالاترین میزان انطباق با هر دو گروه داده اجرا کردیم. لذا در برخی ایستگاه‌ها مقدار $P=1$ و در برخی ایستگاه‌ها به دلیل پایین بودن انطباق منحنی پاشندگی مقدار ۰/۲ یا ۰/۱۵ در نظر گرفته شد.

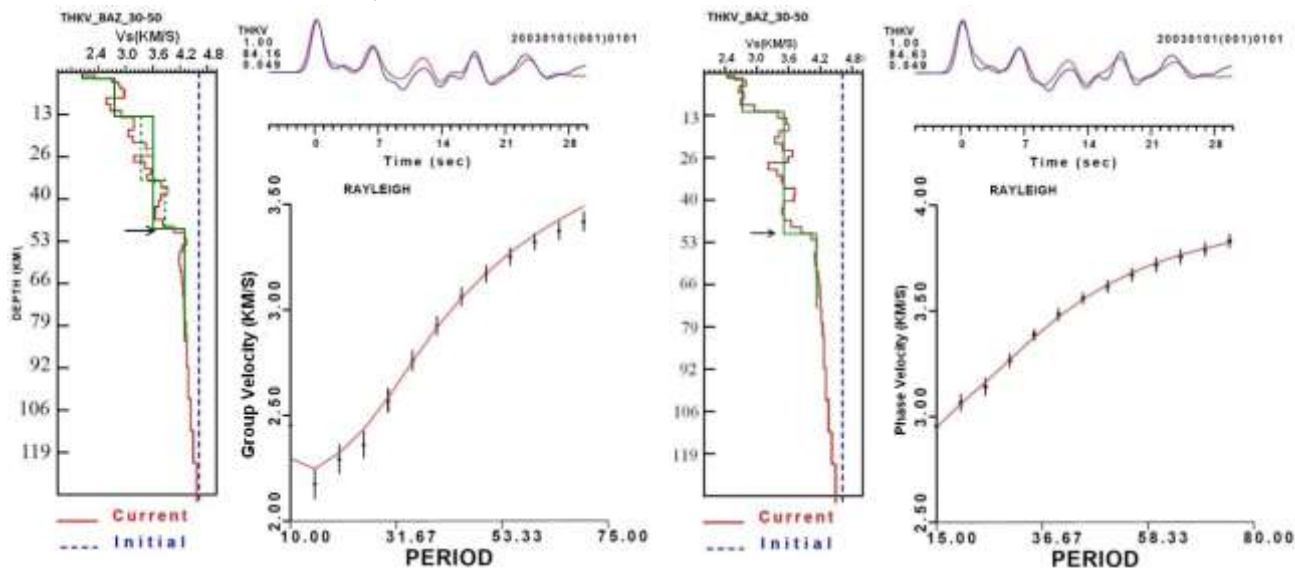
این منحنی‌ها را برگردان نموده و نقشه‌های توموگرافی در زیر فلات ایران را ترسیم نمودند. پس از آن منطقه مورد مطالعه را به شبکه‌هایی با ابعاد 1° در 1° تقسیم و مقادیر سرعت گروه و فاز را برای مرکز هر یک از سلول‌های شبکه و به تفکیک پیوندهای مختلف به دست آوردند. ما از منحنی‌های پاشندگی سلول زیر هر ایستگاه استفاده 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 مشکل ساز می‌شود (Ammon et al., 1990). برای مثال، اختلاف زمانی 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 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

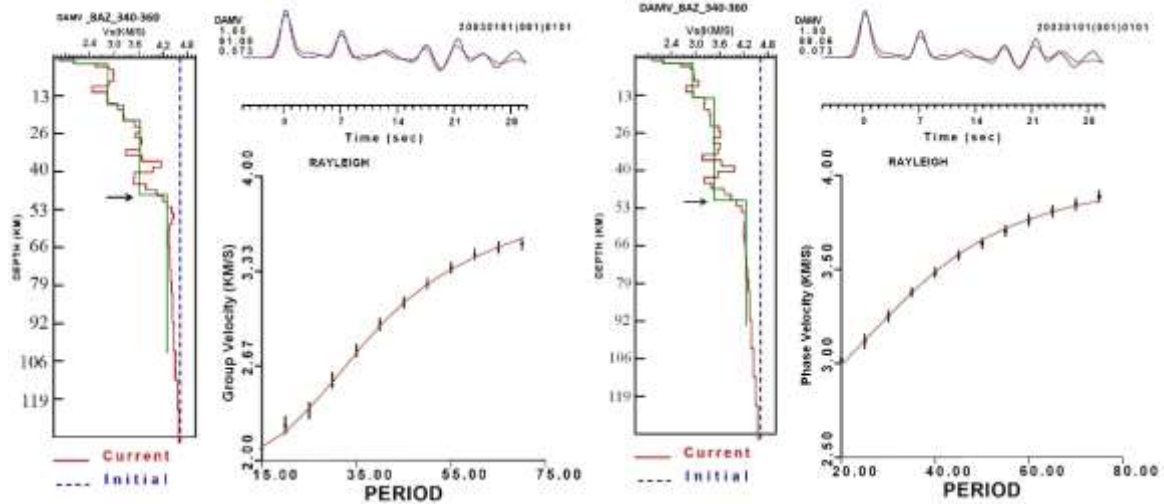


شکل ۳: نتایج برگردان هم‌زمان تابع گیرنده با پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی (سمت چپ) و با پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی (سمت راست) در گستره بک‌آزیموتی 50° – 30° در ایستگاه تهران (THKV). در هر شکل قسمت بالا سمت راست شامل تابع گیرنده مشاهده‌ای (به رنگ آبی) و تابع گیرنده محاسبه‌شده توسط برنامه (به رنگ قرمز)، 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.

کوچک در سرعت می‌باشد.

ایستگاه لرزه‌نگاری دماوند، DAMV، در منطقه گیلاند، ۵۰۰ 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 سرعت‌پایین در سطح متعلق به لایه رسوبات قابل مشاهده می‌باشد. همچنین در عمق ۱۶–۱۴ کیلومتری تغییر سرعت از ۲/۹ به ۳/۶ 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 ۳/۶ به ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه را می‌توان به مرز موهو نسبت داد. شکل (۴) نتایج برگردان هم‌زمان را برای محدوده بک‌آزیموتی 360° – 340° نشان می‌دهد. شکل (۵) نتایج برگردان هم‌زمان را برای چند گستره بک‌آزیموتی دیگر برای هر دو ایستگاه نشان می‌دهد. موقعیت مرز موهو با پیکان نمایش داده شده است.

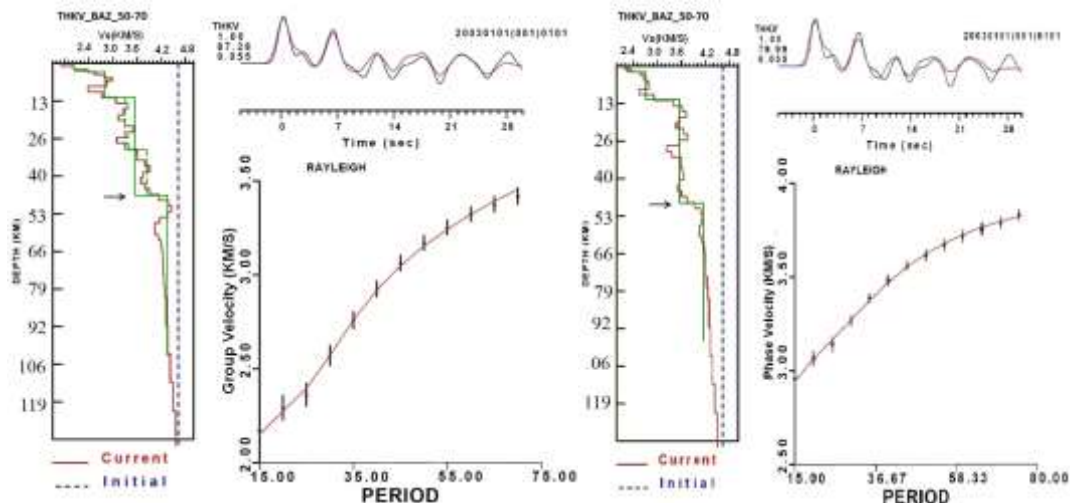
با توجه به مدل‌های حاصل از برگردان تابع گیرنده با اطلاعات پاشندگی سرعت گروه و پاشندگی سرعت فاز برای تمام محدوده‌های بک‌آزیموتی ساختار سرعت در زیر این ایستگاه بدین شرح می‌باشد: لایه‌ای نازک در حد چند کیلومتر (۲–۳ کیلومتر) از مواد با سرعت بسیار پایین در سطح، لایه‌ای با ضخامت تقریبی ۱۲–۱۰ کیلومتر با سرعت 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 به‌عنوان زون گذر از پوسته یه گوشته یا به عبارتی مرز ناپیوستگی موهو نسبت داد. مرز ناپیوستگی موهو به‌عنوان 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

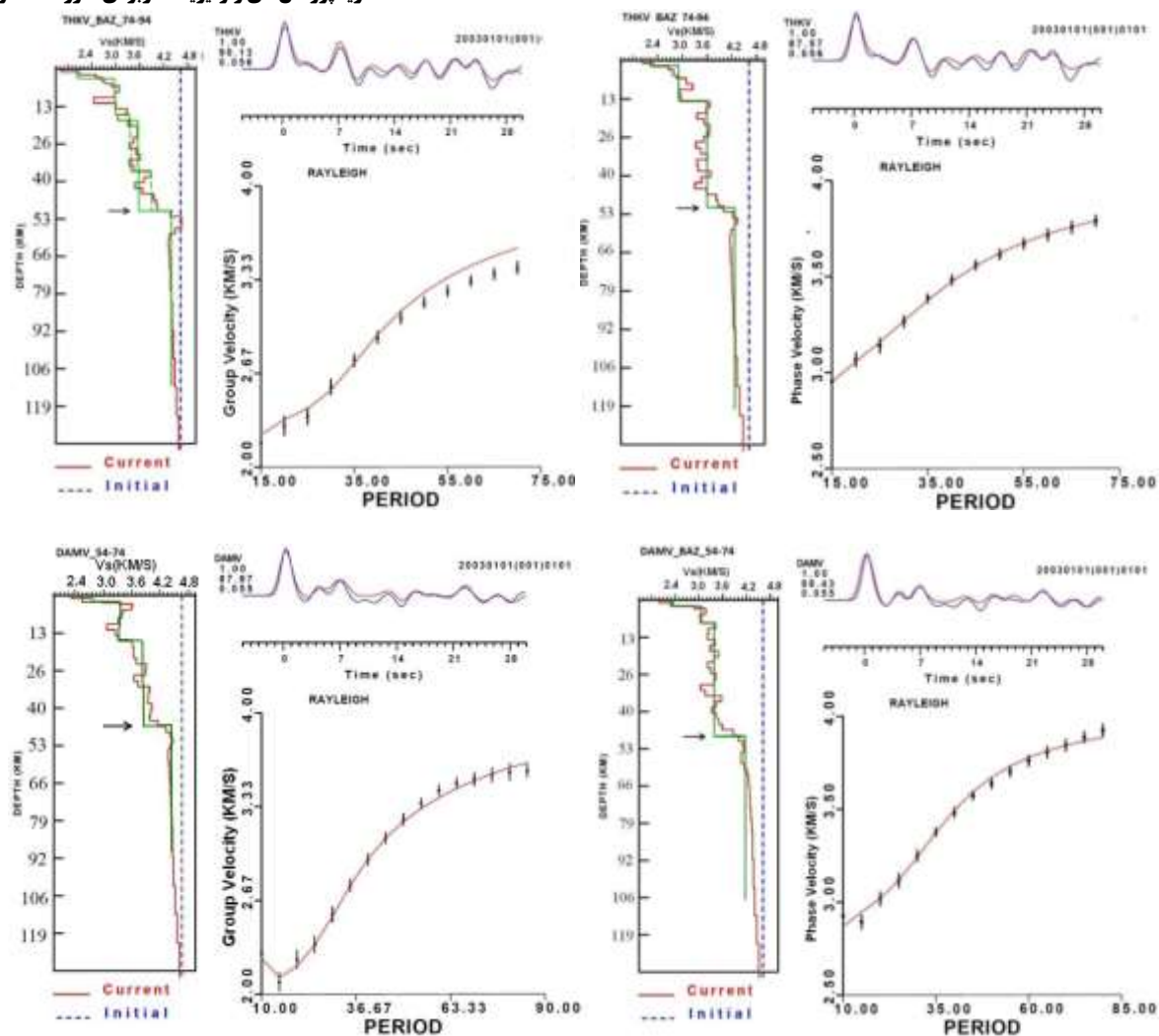


شکل ۴: نتایج برگردان هم‌زمان تابع گیرنده با پاشندگی سرعت گروه امواج ری-لی (سمت چپ) و با پاشندگی سرعت فاز امواج ری-لی (سمت راست) در گستره بک‌آزیموتی 360° - 340° در ایستگاه دماوند (DAMV). متوسط ستبرای پوسته 52 ± 2 کیلومتر می‌باشد. مرز موهو با پیکان نمایش داده شده است.

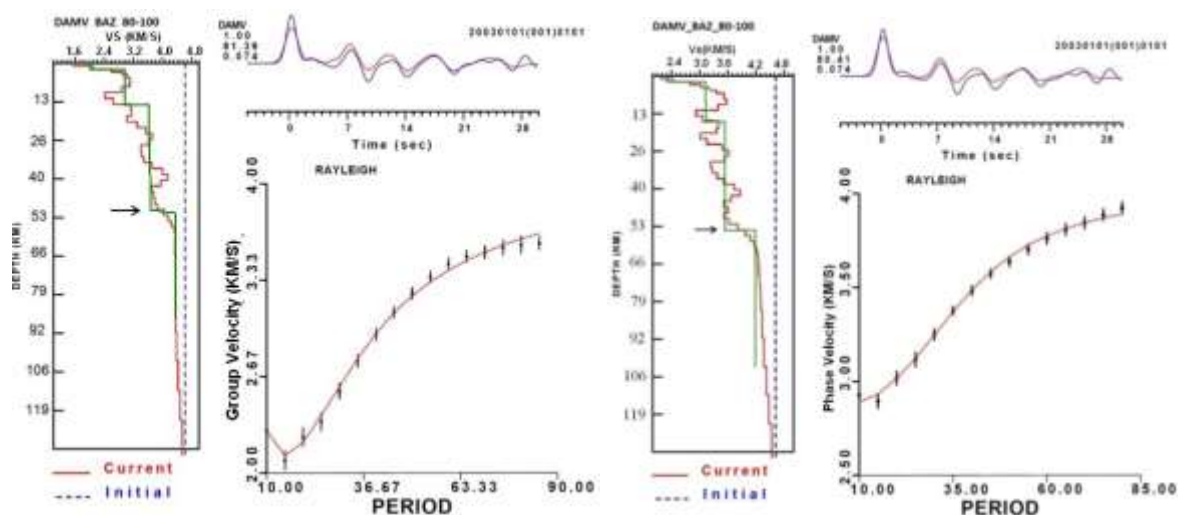
به روش مستقیم نیز اختلاف زمانی بین فاز P و Ps ثانیه می‌باشد، که می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که مدل ساده تطبیق شده و موقعیت مرز موهو به واقعیت نزدیک می‌باشد. همچنین جهت تعیین خطا، روش مستقیم برای موقعیت‌های مختلف موهو ($1 \pm$ ، $2 \pm$ و $4 \pm$ کیلومتر اختلاف با موقعیت تعیین شده) انجام گردید. توابع 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 برآینارش یافته مشاهده‌ای فاز P، Ps، ثانیه پس از فاز P به ایستگاه رسیده است. در تابع گیرنده حاصل از مدل ساده

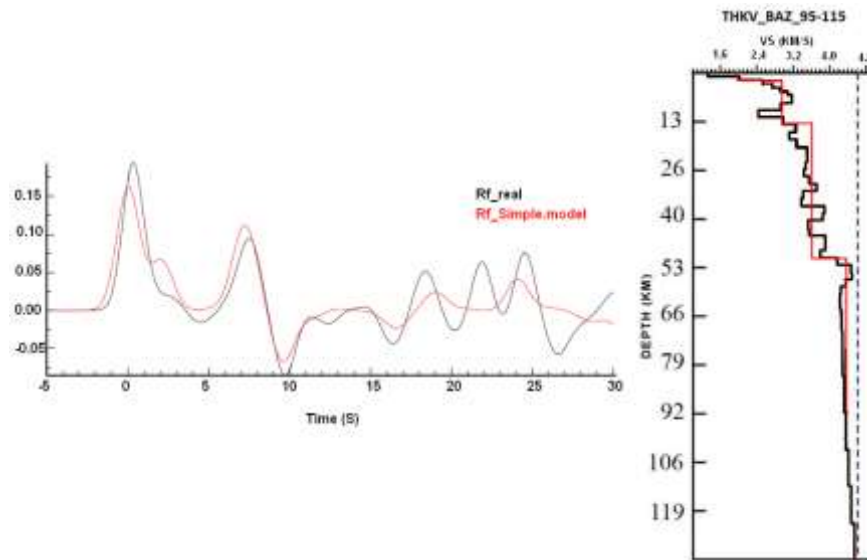




شکل ۵: نتایج برگردان هم‌زمان برای چند گستره بک آزمایشی دیگر برای هر دو ایستگاه. موقعیت مرز موهو با پیکان نمایش داده شده است.



شکل ۵: ادامه

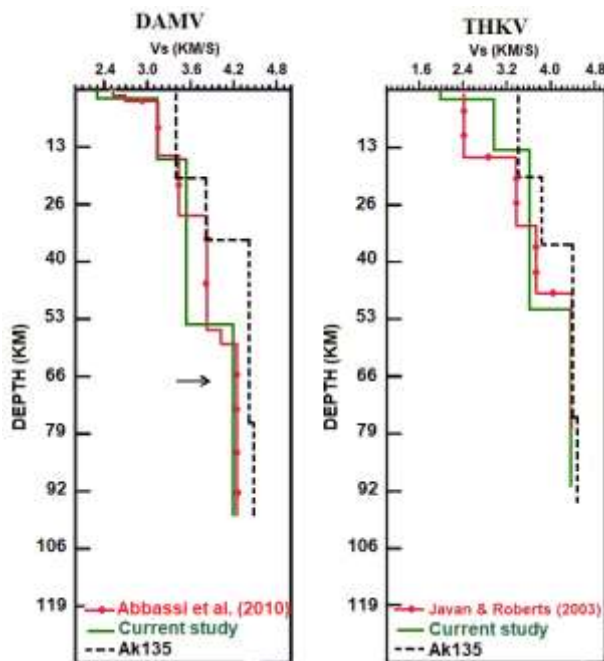


شکل ۶: نتایج مدل‌سازی مستقیم برای مدل حاصل از برگردان هم‌زمان در ایستگاه تهران، THKV، در محدوده بک‌آزموتی 95° - 115° .

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

(2014) به‌دست‌آمده است، استفاده گردید.



شکل ۷: مقایسه مدل‌های حاصل از تحقیق حاضر در دو ایستگاه دماوند و تهران با مدل‌های حاصل از (Abbassi et al., 2010)، AK135 و Javan

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 انجام‌گرفته 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 ثبت‌شده 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 استفاده‌شده در این تحقیق عمق موهو را در زیر ایستگاه دماوند ۵۸ کیلومتر به دست آوردند. شکل (۷) مدل‌های حاصل از (Abbassi et al., 2010)، 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 ریلی (Rham 2009) استفاده کردند، اما در این تحقیق از منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز امواج ریلی جدیدتر که توسط Rahimi et al.

Crustal Velocity Structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran). JOURNAL OF GEODYNAMICS, 49, 68-78.

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.

and Roberts (2003). پیکان موقعیت عمق موهو حاصل از مطالعه 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 $2/6-3/3$ 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 $2/4-8/2$ km/s مشاهده می‌شود درحالی‌که در مدل حاصل از تحقیق حاضر مرز موهو در عمق ۵۳ کیلومتری با تغییر سرعت $2/4-6/2$ 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 Javan and Roberts (2003) 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 بک آزمون‌ی 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.

- International, 177, 733-742.
- 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.
- 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* 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*