



تغییرات ضخامت پوسته در مناطق برخوردی زاگرس و البرز با استفاده از روش تابع گیرنده P

الهام محمدی^{۱*} و مهدی رضایپور^۲

۱- استادیار، گروه فیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه حکیم سبزواری

۲- دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۵/۱۹؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۱۰/۰۸

* نویسنده مسئول مکاتبات: elham.mohammadi@hsu.ac.ir

چکیده

واژگان کلیدی

تابع گیرنده P

پوسته

البرز

زاگرس

همگرایی صفحات عربستان و اوراسیا عامل عمده مؤثر در پدیدار شدن زون‌های زمین‌ساختی مختلف و پیچیده در مناطق برخوردی زاگرس و البرز در ایران است. در این مطالعه هدف این است تا با بهره‌گیری از روش تابع گیرنده P و روش زو و کاناموری (۲۰۰۰)، تغییرات عمق موهو را در زون‌های زمین‌ساختی متنوع در این پهنه‌ها به دست آوریم. برای این منظور بیش از ۱۰۰۰ زمین‌لرزه دورلرز ثبت شده توسط ۶۵ ایستگاه لرزه‌نگاری دائمی، ۵۰ ایستگاه موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و ۱۵ ایستگاه باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، مورد پردازش قرار گرفت. نتیجه مطالعه حاضر نشان می‌دهد که متوسط ضخامت پوسته در منطقه ایران مرکزی حدود ۴۸ کیلومتر است، به طوری که از حدود ۳۴ کیلومتر در ایستگاه CHK تا ۵۵ کیلومتر در ایستگاه IL3 متغیر است. میانگین ضخامت پوسته در کمربند چین‌خورده-رورانده زاگرس حدود ۴۵ کیلومتر است؛ که در جنوبی‌ترین قسمت این کمربند چین‌خورده و راندگی (ایستگاه‌های BNB و BNDS) به بیشترین مقدار یعنی حدود ۵۹ کیلومتر می‌رسد. عمق موهو از حدود ۳۳ کیلومتر در ایستگاه KIA تا ۴۳ کیلومتر در ایستگاه PRN واقع در پهنه البرز و حاشیه جنوبی دریای خزر در تغییر است. در حالی که در البرز مرکزی متوسط ضخامت پوسته به حدود ۵۴ کیلومتر می‌رسد. بیشترین ضخیم‌شدگی پوسته در زون سنندج-سیرجان مشاهده شد؛ که از حدود ۵۳ کیلومتر در ایستگاه BZA به ۶۶ کیلومتر در ایستگاه KHMZ در تغییر است. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که متوسط ضخامت پوسته در کمان ماگمایی ارومیه-دختر تقریباً ۴۸ کیلومتر است؛ که از حدود ۳۲ کیلومتر در ایستگاه MEH به ۶۲ کیلومتر در ایستگاه CHMN می‌رسد.

۱- مقدمه

تعیین ساختمان داخلی زمین چه در مقیاس محلی و چه در مقیاس جهانی اهمیت بسزایی در بررسی زون‌های لرزه زمین‌ساختی، تفسیر تکتونیکی و به ویژه تعیین محل زمین‌لرزه‌ها دارد. یکی از دلایل عمده در وجود خطای زیاد در تعیین موقعیت زمین‌لرزه‌ها، عدم اطلاع دقیق از ساختار پوسته است. به طوری که مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها نیز بعد از بازخوانی همه زمان‌های رسید اثر چندانی در اصلاح موقعیت‌های کانونی آن‌ها ندارد. با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی مختلف مانند روش‌های لرزه‌ای بازتابی، انکساری، توموگرافی لرزه‌ای و تابع گیرنده می‌توان به مطالعه ناپیوستگی موهو پرداخت. تابع گیرنده به عنوان یک روش ژئوفیزیکی برای مطالعه ناپیوستگی‌ها دارای وضوح عمقی است و همچنین به دلیل استفاده مستقیم از شکل موج روش دقیقی است. در این تحقیق با استفاده از این روش و با استفاده از مدل‌های سرعتی اولیه مناطق زمین‌ساختی مختلف با توجه به مطالعات قبلی، اختلاف زمان رسیدهای فازهای دریافتی P و P_s به عمق تبدیل شده و شناسایی و تخمین عمق ناپیوستگی موهو انجام شده است. توابع گیرنده لرزه‌ای در واقع سری‌های زمانی هستند؛ که از محاسبه یک مؤلفه قائم و دو مؤلفه افقی (شمال- جنوب و شرق- غرب) لرزه نگاشت دورلرزه به دست می‌آیند و بیانگر پاسخ نسبی ساختار زمین در محل گیرنده لرزه‌ای می‌باشند.

مطالعات ژئوفیزیکی متعددی برای به دست آوردن ساختار پوسته فلات ایران انجام شده است. دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴)، با مطالعه روی میدان گرانی ایران، اولین نقشه عمق موهوی فلات ایران را ارائه کردند. آن‌ها ضخامت پوسته را در منطقه زاگرس ۵۵ کیلومتر، در منطقه لوت کمتر از ۴۰ کیلومتر، در شرق ایران حدود ۴۵ تا ۴۸ کیلومتر و در البرز و شمال ایران حدود ۳۵ کیلومتر به دست آوردند. بررسی‌های آن‌ها نشان می‌دهد میانگین ضخامت پوسته قاره‌ای ایران در حدود ۴۰ کیلومتر است. اسنایدر و برازنگی (۱۹۸۶) با استفاده از داده‌های گرانی، ماکزیمم عمق موهوی ۶۵ کیلومتر را زیر گسل اصلی روانده زاگرس به دست آوردند. نتایج آن‌ها نشان داده است که بیشتر مناطق فلات ایران نظیر خلیج فارس و حاشیه شمال شرقی صفحه عربستان موهویی نزدیک به ۴۰ کیلومتر دارند.

یک روش قدرتمند برای مطالعه ساختار زمین در زیر ایستگاه‌های لرزه‌نگاری استفاده از امواج حجمی دورلرزه‌ای است. هاتزفلد و همکاران (۲۰۰۳) با استفاده از این امواج و آنالیز تابع گیرنده، ضخامت پوسته را برای زاگرس مرکزی در حدود ۴۴-۴۸ کیلومتر به دست آوردند. صدودی و همکاران (۲۰۰۹)، با استفاده از توابع گیرنده داده‌های دورلرزه ساختار پوسته و گوشته بالایی را در البرز مرکزی بررسی کردند. آن‌ها میانگین عمق موهو را حدود ۴۴-۴۶ کیلومتر برای این منطقه تخمین زده‌اند. پائول و همکاران (۲۰۰۶ و ۲۰۱۰) نشان دادند که متوسط ضخامت در بخش چین‌خورده و راندگی زاگرس در حدود 42 ± 2 کیلومتر است؛ ولی در

فرا دیواره راندگی اصلی زاگرس، یعنی در زیر زون سنندج- سیرجان با ضخیم شدگی شدیدی (69 ± 2) کیلومتر در مرکز زاگرس و 56 ± 2 در شمال غربی زاگرس) روبرو می‌شود. تحقیقات اخیر با استفاده از روش تابع گیرنده P نشان می‌دهد که متوسط ضخامت پوسته در زیر کمربند چین‌خورده-راندگی زاگرس حدود ۴۵ کیلومتر است و با نزدیکی به سمت گسل اصلی روانده زاگرس، ضخامت پوسته زیاد می‌شود (یمینی‌فرد و همکاران، ۲۰۰۶؛ افسری و همکاران، ۲۰۱۱؛ تاتار و همکاران، ۲۰۱۳؛ تقی‌زاده- فرهمند و همکاران، ۲۰۱۵). نقشه موهوی به دست آمده از تجزیه و تحلیل برگردان شکل موج توسط شاد- منامن و همکاران (۲۰۱۱) ضخامت پوسته‌ای ۳۳-۳۰ کیلومتر را زیر حوضه جنوبی دریای خزر، پوسته ضخیم قاره‌ای (تقریباً ۶۰-۵۵ کیلومتر) را زیر کوه‌های البرز، عمق موهوی ۴۰-۳۵ کیلومتر را برای ایران مرکزی و بلوک لوت و ضخامت ۷۰-۶۵ کیلومتر را زیر منطقه سنندج- سیرجان نشان می‌دهد. جیمنز- مونت و همکاران (۲۰۱۲) هندسه گوشته و پوسته فلات ایران را با استفاده از داده‌های گرانی برآورد کردند. مطالعه ایشان ضخامت پوسته‌ای را حدود ۵۰ کیلومتر برای زون‌های البرز و کپه‌داغ، ۴۲ کیلومتر برای بلوک ایران مرکزی، ۶۰ کیلومتر را زیر ارتفاعات زاگرس و ضخامت ۳۶ کیلومتر را زیر بلوک لوت نشان می‌دهد. محمدی و همکاران (۲۰۱۳a) با تحلیل و آنالیز توابع گیرنده P و S حاصل از ۹ ایستگاه لرزه‌نگاری، ضخامت پوسته را در بعضی مناطق فلات ایران به دست آوردند. طبق نتایج مطالعات آن‌ها ضخامت پوسته زیر زاگرس در حدود ۵۰ کیلومتر به دست آمده است. بر طبق نتایج این مطالعه، عمق موهو زیر مناطق ارومیه- دختر و البرز به ترتیب حدود ۴۰ کیلومتر و ۵۵ کیلومتر به دست آمده است و در زون سنندج- سیرجان این ضخامت به ۷۰ کیلومتر می‌رسد. با این وجود، این مطالعه به نتایج حاصل از ۹ ایستگاه باند پهن وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله محدود شده و نمی‌تواند تصویر دقیقی از پوسته به تصویر بکشد. محمدی و همکاران (۲۰۱۳b و ۲۰۱۴) با استفاده از روش تابع گیرنده S تغییرات ضخامت پوسته و لیتوسفر را در منطقه زاگرس به تصویر کشیدند. با وجود این، تابع گیرنده S حاوی محتوای فرکانسی کمتر و دوره بلندتری در مقایسه با تابع گیرنده P است؛ که ساختار پوسته را نمی‌تواند به‌خوبی آشکار کند.

با توجه به این مقدمه و ذکر کارایی روش تابع گیرنده P در مطالعه ساختار پوسته به ویژه در پهنه‌های فعال زمین‌ساختی، این پژوهش و به کارگیری آن در مورد پهنه‌های زاگرس و البرز با توجه به تعداد و توزیع مناسب ایستگاه‌ها در پوشش منطقه و داده کافی بسیار حائز اهمیت است. در این تحقیق تلاش می‌شود تا با استفاده از رویدادهای دورلرزه ثبت شده توسط ۶۵ ایستگاه لرزه‌نگاری دائمی کشور، ساختار پوسته مناطق زمین‌ساختی البرز و زاگرس به دست آید. نتایج به دست آمده در پهنه ایران نشان‌دهنده وضعیت کنونی

تجمع بیشتر تغییر شکل در جبهه کمربند ساده چین‌خورده- رورانده زاگرس در مجاورت خلیج فارس با توجه به توزیع لرزه‌خیزی در بخش وسیع‌تری از زاگرس، دلالت بر واجفت شدگی^۱ سنگ بستر لرزه‌زا از لایه‌های سطحی دارد (والپرزدورف و همکاران، ۲۰۰۶). بر پایه مطالعات به عمل آمده توسط والپرزدورف و همکاران (۲۰۰۶)، زاگرس شمالی با توزیعی از حرکات امتداد لغز و کوتاه شدگی در عرض کمربند، دارای میدان سرعتی پیچیده‌تری است. از دیدگاه لرزه زمین‌ساختی، لرزه‌خیزی کنونی زاگرس ناشی از فشارهای زمین‌ساختی در اثر همگرایی صفحه عربستان و ایران مرکزی با روند شمال و شمال شرقی است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). لرزه‌خیزی در قسمت شمال شرقی زاگرس با قطع شدگی ناگهانی با راستای شمال غرب- جنوب شرق، تقریباً منطبق بر گسل اصلی رورانده زاگرس، است. گسل اصلی رورانده زاگرس دارای راستای شمال غرب- جنوب شرق، از غرب ایران تا شمال بندرعباس است. سه ساختار زمین‌ساختی اصلی تقریباً موازی با هم با روند عمومی شمال غربی- جنوب شرقی در زون برخوردی زاگرس به چشم می‌خورد (اشتوکلین، ۱۹۶۸). آن‌ها به ترتیب از شرق به غرب عبارت‌اند از کمربند چین‌خورده- رورانده زاگرس، زون سنندج- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر (شکل ۱). شرقی‌ترین زون زاگرس، کمان ماگمایی ارومیه- دختر، یک کمان آتش‌فشانی از نوع آندی است؛ که در طول زاگرس با ضخامت ۴۰ کیلومتر کشیده شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). در غرب کمان ماگمایی ارومیه- دختر، زون سنندج- سیرجان با پهنای ۱۰۰ کیلومتر و طولی برابر با طول زاگرس قرار دارد. این زون به طور عمده از نهشته‌های دگرگون شده و تغییر شکل یافته پرکامبرین تشکیل شده است (مولینارو و همکاران، ۲۰۰۵). در شمال زون سنندج- سیرجان دگرگونی و تغییر شکل در زمان کرتاسه پایانی اتفاق افتاده و منطقه حاوی تعدادی سنگ‌های آتش‌فشانی درونی نیز است. کمربند چین‌خورده- رورانده زاگرس توسط گسل اصلی رورانده، از دو منطقه کمان ماگمایی ارومیه- دختر و زون سنندج- سیرجان جدا می‌شود. از دیدگاه زمین‌ساختی، زون سنندج- سیرجان متشکل از راندگی‌های متعدد به صورت ساختارهای دوپلکس مرکب بزرگ مقیاس و نیز سیستم‌های فلس کوچک و بزرگ زاویه با شیب شمال شرقی است (علوی، ۱۹۹۴). با گذشت زمان، جابجایی و انباشتگی ورقه‌های راندگی روی همدیگر سبب افزایش شدید ضخامت پوسته قاره‌ای به اندازه ۱۵-۱۰ کیلومتر شده است. کمربند چین‌خورده- رورانده زاگرس را می‌توان به دو بخش کمربند رانده زاگرس مرتفع و کمربند چین‌خورده زاگرس تقسیم‌بندی کرد. کمربند رانده زاگرس مرتفع، همان‌طور که از نامش پیداست، منطقه‌ای است با پهنای میانگین ۸۰ کیلومتر که دارای بیشترین ارتفاع در رشته کوه بوده و از شرق به گسل اصلی رورانده

همگرایی صفحات عربستان- اوراسیا و تأثیر این همگرایی در زون‌های مختلف زمین‌ساختی است. در این تحقیق، از بیش از ۱۰۰۰ لرزه نگاشت برای به دست آوردن توابع گیرنده استفاده شده است؛ که حاصل آن به دست آوردن تغییرات عمق موهو در پهنه‌های برخوردی زاگرس و البرز است.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

فلات ایران بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا است؛ که در یک ناحیه فشارشی حاصل از همگرایی صفحه عربستان در جنوب غرب و اوراسیا در شمال شرق که در حال حاضر با سرعت حدود 2 ± 25 میلی‌متر در سال (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) به سمت یکدیگر در حرکت هستند، واقع شده است. حدود نیمی (حدود ۱۰ میلی‌متر در سال) از حرکت صفحه عربستان در نیمه غربی ایران در پهنه زاگرس (تاتار و همکاران، ۲۰۰۴) و مابقی آن در البرز به وقوع می‌پیوندد. کوتاه شدگی قاره‌ای ناشی از همگرایی صفحات اوراسیا- عربستان، با کوتاه شدگی و ضخیم شدگی پوسته قاره‌ای و رانده شدن جانبی پوسته در منطقه برخورد تعدیل می‌گردد (آلن و همکاران، ۲۰۰۶). کمربند لرزه‌ای زاگرس واقع در غرب و جنوب غرب ایران با روند شمال غربی- جنوب شرقی، یکی از جوان‌ترین و جنباترین پهنه‌های برخورد قاره‌ای در روی زمین است. این کمربند مرزی فعال به دلیل همگرایی مداوم صفحه عربستان در جنوب غرب و خرد صفحه ایران مرکزی در شمال شرق که خود ناشی از حرکت به سوی شمال شرق صفحه آفریقا- عربستان نسبت به اوراسیا است، به وجود آمده است (بربریان، ۱۹۹۵). این همگرایی منجر به کوتاه شدگی و ضخیم شدگی در طول زاگرس می‌شود. مطالعات نشان می‌دهد که انرژی لرزه‌ای آزاد شده در زاگرس فقط نمایانگر ۱۰ درصد از کل تغییر شکلی است که در این زون زمین‌ساختی مشاهده می‌شود؛ بنابراین بخش قابل توجه تغییر شکل‌ها در منطقه زاگرس به صورت غیرلرزه‌ای نظیر چین‌خوردگی یا خزش در امتداد گسلش‌های موجود انجام می‌گیرد (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۸). جدیدترین مطالعات ژئودزی به عمل آمده در زاگرس به کمک اندازه‌گیری‌های GPS در حد فاصل خلیج فارس تا ایران مرکزی دلالت بر وجود کوتاه شدگی به اندازه ۱ سانتی‌متر در سال در بخش مرکزی کمربند ساده چین‌خورده- رورانده زاگرس و حدود ۳ تا ۶ میلی‌متر در سال در شمال غرب زاگرس دارد (تاتار و همکاران، ۲۰۰۲؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۱؛ والپرزدورف و همکاران، ۲۰۰۶). این مطالعات نشان می‌دهد در حالی که در زاگرس مرکزی تغییر شکل پوسته اساساً به صورت کوتاه شدگی عمود بر ساختارهای اصلی کمربند روی می‌دهد، این تغییر شکل در شمال غرب زاگرس به صورت ترکیبی از کوتاه شدگی در جهت عمود بر محور رشته‌کوه‌ها (۳-۶ میلی‌متر در سال) و حرکات امتدادلغز راستگرد در امتداد گسل‌های با روند شمال غرب- جنوب شرق (۴-۶ میلی‌متر در سال) ظاهر می‌گردد.

^۱ - Decoupling

نسبت می‌دهند و نقش فرورانش را در شکل‌گیری قله دماوند کم‌رنگ می‌دانند (دیویدسون و همکاران، ۲۰۰۴).

۳- داده‌ها و منطقه مورد بررسی

استخراج توابع گیرنده از داده‌های دورلرز ۶۵ ایستگاه دائمی، ۱۵ ایستگاه باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و ۵۰ ایستگاه موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، در پهنه‌های البرز و زاگرس که دربرگیرنده زون‌های مختلف زمین‌ساختی است، صورت گرفت (شکل ۱). ایستگاه‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله مجهز به دستگاه‌های لرزه‌نگاری Güralp CMG3 می‌باشند؛ که در شکل ۱ به صورت مثلث آبی نشان داده شده‌اند. لرزه‌سنج‌های موسسه ژئوفیزیک از نوع CMG3 و Trillium-40 هستند؛ که در شکل ۱ به صورت مثلث سیاه رنگ نشان داده شده‌اند. در مجموع تعداد ۱۰۰۰ رویداد دورلرز از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۵ با بزرگی بیشتر از $(m_b) 5/5$ در فواصل رومرکزی بین 30° تا 95° برای مطالعه به روش تابع گیرنده P انتخاب شد؛ که موقعیت زمین‌لرزه‌ها و مرکز منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است.

زمین‌لرزه‌های دورلرز با بزرگی بیشتر از $5/5$ که با دوایر توپر آبی رنگ نشان داده شده است. دوایر با خط دور ضخیم سیاه رنگ فواصل رومرکزی بین 30° تا 95° را نشان می‌دهد. ستاره قرمز رنگ مرکز منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

۴- روش انجام پژوهش

از آنجا که شکل موج امواج درونی حاوی اطلاعات مهمی در مورد تابع چشمه، مسیر انتشار در گوشته و ناحیه زیر ایستگاهی است، می‌توان با اجرای مجموعه‌ای از پردازش‌های معین، پاسخ موج را به ناپیوستگی‌های زیر ایستگاهی به دست آورد. تابع گیرنده ابزار مفیدی برای رسیدن به این مقصود است. اساس این روش بر این مبنا است که موج P هنگامی که به ناپیوستگی‌هایی با تباین سرعتی بالا برخورد می‌کند، تحت شرایط مرزی و برای ایجاد تعادل در مرز این ناپیوستگی‌ها علاوه بر موج P عبوری و انعکاسی، امواج تبدیلی P به S عبوری و انعکاسی نیز تولید می‌کند. تبدیلی‌های Ps که به تباین سرعت برشی حساس هستند، دامنه‌های قوی‌تری را در مؤلفه‌های افقی نسبت به مؤلفه قائم نشان می‌دهند (لی و والاس، ۱۹۹۵). علاوه بر دامنه، زمان رسید و پلاریته فازهای Ps تولید شده نیز به تباین سرعتی حساس می‌باشند؛ در صورتی که عمق مستقل از این حساسیت است (صدودی، ۲۰۰۵). فاز Ps در زمین‌لرزه‌هایی که دارای فواصل رومرکزی بین 95° تا 30° هستند، بهتر دیده می‌شود. اساس روش تابع گیرنده P بر مبنای موج تبدیلی Ps است. فاز Ps تبدیلی بعد از موج مستقیم P در ایستگاه دریافت می‌شود. بنابراین می‌توان از طریق اختلاف زمان رسید موج P مستقیم و فاز تبدیلی

محدود شده است. کمربند چین‌خورده زاگرس، با چین‌های بزرگ و طولی که گنبد‌های نمکی در برخی از نقاط در آن‌ها نفوذ کرده‌اند، مشخص شده است. این منطقه در زاگرس مسئول تعدیل $3 \pm (19-14)$ میلی‌متر در سال برای شمال شرق و $3 \pm (22-13)$ میلی‌متر در سال برای جنوب شرق، از جابجایی مداوم بین عربستان نسبت به اوراسیا، است (حسامی و جمالی، ۲۰۰۶). نتیجه این کوتاه شدگی فعالیت لرزه‌خیزی شدید در منطقه است.

البرز، یک سلسله کمانی از کوه‌ها، بخش‌های شمال و شمال غربی ایران را در برمی‌گیرد؛ که ناشی از حرکت فشارشی صفحه عربستان نسبت به صفحه پایدار اوراسیا بوده و بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا را تشکیل می‌دهد. این ناحیه به‌صورت کاملاً فعالی با گسل‌های معکوس و امتدادلغز چپ‌گرد تغییر شکل یافته است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). شیب گسل‌های معکوس در بخش‌های شمالی و جنوبی به سمت داخل بوده و میزان کوتاه‌شدگی در این ناحیه توسط مطالعات GPS حدود 2 ± 5 میلی‌متر در سال و در عرض جغرافیایی تهران گزارش شده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). زون ساختاری البرز مابین حوضه جنوبی دریای خزر و صفحه ایران مرکزی واقع شده است. پوسته البرز و مجاور آن در ایران مرکزی به‌عنوان قطعه‌ای از حاشیه غیرفعال گندوانا با سن پالئوژئوئیک اولیه در نظر گرفته می‌شود که در زمان اردوویسین تا سیلورین از ابرقاره گندوانا جدا شده و با اوراسیا در زمان ژوراسیک برخورد کرده است (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). ساختارهای زمین‌شناسی در البرز روند متفاوتی را نشان می‌دهند؛ به‌طوری‌که در بخش غربی البرز شاهد ساختارهای زمین‌شناسی با روند شمال غربی- جنوب شرقی و در بخش شرقی با روند شمال شرقی- جنوب غربی هستیم. به طوری‌که در نزدیکی آتش‌فشان دماوند این دو ساختار به یکدیگر برخورد می‌کنند. بیشتر سازوکار زمین‌لرزه‌های اتفاق افتاده در این منطقه، گسلش معکوس و یا گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد موازی با امتداد البرز را نشان می‌دهند. چنین تصور می‌شود که حرکت مایل صفحه عربستان نسبت به اوراسیا موجب ایجاد این دو نوع ساز و کار در اثر پدیده افراز می‌گردد (بربریان و یتز، ۲۰۰۱؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). جکسون و همکاران (۲۰۰۲)، معتقدند که هیچ‌گونه مدرکی دال بر فرورانش پوسته دریای خزر به زیر البرز وجود ندارد. آتش‌فشان دماوند به عنوان یک پدیده زمین‌شناسی در زون لرزه زمین‌ساختی البرز به عنوان بلندترین کوه چینه‌ای کوتاه‌تری ایران شناخته شده است. با توجه به این‌که آثار یخچال‌های پلیستوسن بر روی مخروط آتش‌فشانی از بین رفته است، می‌توان ادعا نمود که پیدایش کوه دماوند به بعد از یخبندان عظیم در دوره هولوسن برمی‌گردد (آقانباتی، ۱۳۸۵). علت پیدایش آتش‌فشان دماوند در ابهام است؛ ولی بررسی‌های ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی، فعالیت ماگمایی دماوند را به وجود دودکش یا نقطه داغ محلی احتمالاً ناشی از سقوط بخشی از لیتوسفر به درون گوشته بالایی

حاصل، تابع گیرنده P نامیده می‌شود و شامل انرژی موج P تبدیل شده به موج S و اطلاعات ساختار زیر یک ایستگاه لرزه‌ای است. تابع گیرنده P حاصل از واهمامیخت در شرایط ایده آل علاوه بر تبدیلی‌های مستقیم، شامل چندگانه‌های حاصل از انعکاس بین سطح زمین و ناپیوستگی‌ها نیز است. دامنه‌های مثبت در توابع گیرنده بیانگر افزایش سرعت با عمق، در حالی که دامنه‌های منفی شاخص کاهش سرعت نسبت به عمق است. برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه، هم‌تراز کردن و بر انباشت توابع گیرنده از فواصل رو مرکزی مختلف لازم است اثر دورافت و فواصل ایستگاهی از چشمه‌های زمین‌لرزه را تصحیح کرد. هم‌ترازی موفق و جمع مفید از فازهای تبدیلی نیاز دارد؛ که توابع گیرنده برحسب پارامترهای پرتوی دیگر یکنواخت شوند. تصحیح اثر دورافت بر روی هر تابع گیرنده با استفاده از مدل مرجع IASP91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) کندی مرجع s/o ۶۷ انجام شده است. پس از تصحیح دورافت برای فاز تبدیلی Ps، این فازها پشت سر هم به صف درآمده و برهم انباشت کل توابع گیرنده موجب افزایش دامنه می‌شود. در حالی که فازهای چندگانه مربوط به پوسته بیشتر مایل هستند و به طور قابل ملاحظه‌ای ضعیف می‌شوند. تصحیح دور افت، می‌تواند برای بازتاب‌های چندگانه مربوط به پوسته هم کاربرد داشته باشد. شکل ۳ کاربرد تصحیح برای بازتاب‌های چندگانه و هم‌تراز کردن لرزه نگاشت‌های تصحیح شده به وسیله فاصله رو مرکزی ظاهری مستقیم از بازتاب‌های چندگانه را نشان می‌دهد. در این مورد، بعد از تصحیح، بازتاب‌های چندگانه که پارامترهای پرتوی مشابه دارند موازی با هم ظاهر می‌شوند. شکل ۳-الف توابع گیرنده به دست آمده برای ایستگاه NASN پس از تصحیح دورافت اعمال شده برای فاز Ps تبدیلی را نشان می‌دهد؛ در حالی که شکل ۳-ب بیانگر موقعیت بازتاب‌های چندگانه پس از اعمال تصحیح دورافت برای این بازتاب‌هاست. در هر دو شکل موقعیت بازتاب‌های چندگانه با خط‌چین سیاه رنگ روی نگاشت‌ها نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل ۳-ب مشاهده می‌شود، با اعمال این تصحیح روی توابع گیرنده، دامنه بازتاب‌های چندگانه افزایش یافته و به خط شدگی آن‌ها نیز کاملاً مشهود است. در حالی که به خط شدگی تبدیلات مستقیم تضعیف شده است.

توابع گیرنده پس از حذف اثر دستگاهی و اثر چشمه و چرخش با استفاده از زاویه‌های سمت پشتی و زاویه برخورد مشاهده‌ای برای همه ایستگاه‌ها محاسبه و پس از اعمال تصحیح دور افت، برهم انباشت شدند. در شکل ۳ توابع گیرنده به دست آمده در ایستگاه قیر در پهنه زاگرس به عنوان نمونه نمایش داده شده است. توابع گیرنده بر اساس افزایش زاویه سمت پشتی مرتب شدند؛ که در پنجره سمت راست هر شکل با مستطیل قرمز نشان داده شده است. نقاط سیاه رنگ بیانگر فاصله رو مرکزی است. داده‌ها در محدوده زمانی ۲ تا ۱۰ ثانیه فیلتر و سپس در یک پنجره زمانی ۵- تا ۳۰ ثانیه به نمایش درآمده‌اند. دامنه‌های مثبت که بیانگر افزایش سرعت با عمق

Ps و با در نظر گرفتن مدل سرعتی مناسب، عمق ناپیوستگی مورد نظر را محاسبه کرد.

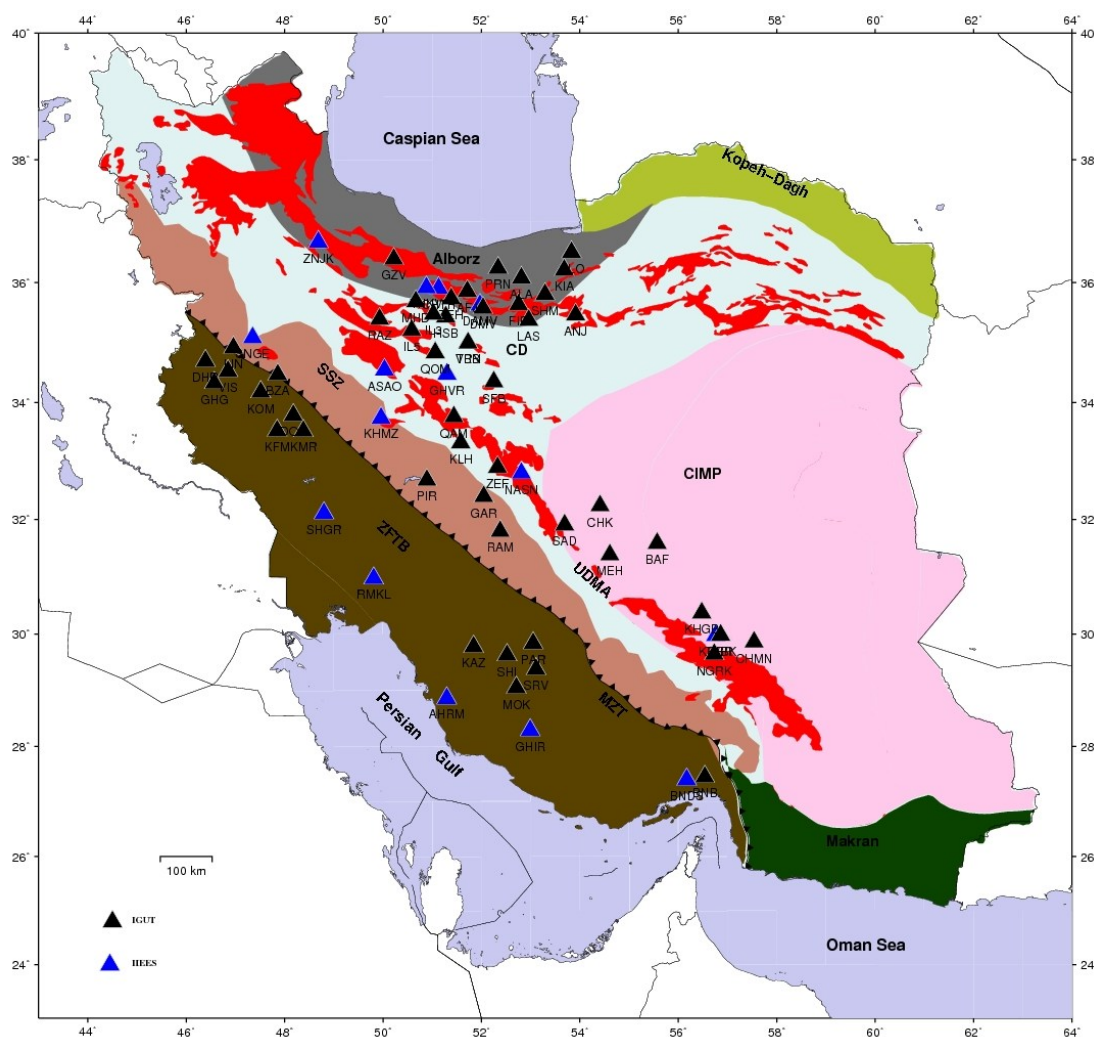
۴-۱- فرآیند محاسبه توابع گیرنده

به دلیل استفاده از شبکه‌های متفاوت، تجهیزات و دستگاه‌های لرزه‌نگاری با پاسخ‌های فرکانسی متفاوت باید قبل از شروع پردازش، پاسخ‌های دستگاهی از رکوردهای اصلی واهمامیخت شوند؛ که منجر به حذف اثر دستگاهی می‌شود. طیف پاسخ فرکانسی لرزه‌نگارهای باند پهن به‌صورت تخت است. به همین دلیل دارای محدوده مناسبی برای آنالیز توابع گیرنده می‌باشند و با حذف اثر دستگاهی، محتوای فرکانسی آن‌ها تغییر قابل‌توجهی نمی‌کند. در لرزه‌نگارهای کوتاه دوره، حذف اثر دستگاهی در موارد بسیاری منجر به پهن‌تر شدن باند فرکانسی دورلر می‌شود. برای حذف نوفه‌های زمینه برای داده‌های کوتاه دوره از فیلتر میان‌گذر $0.3/10$ ثانیه تا ۱۰ ثانیه و برای داده‌های باند پهن از فیلتر پایین‌گذر $0.3/10$ ثانیه استفاده می‌شود. همچنین شکل موج‌ها در سیستم ZNE به سیستم پرتو مبنایی LQT چرخیده می‌شوند. برای جدا کردن موج P مستقیم از موج Ps تبدیلی، ابتدا دو مؤلفه افقی N و E بر اساس زاویه سمت پشتی به دو امتداد شعاعی (R) و مماسی (T) چرخیده می‌شوند. سپس مؤلفه‌های Z و R بر اساس زاویه برخورد موج P ورودی چرخیده و به ترتیب به مؤلفه‌های L و Q تبدیل می‌شوند؛ به طوری که مؤلفه L حاوی انرژی موج P در جهت موج P ورودی و مؤلفه Q حاوی انرژی موج Sv در جهت عمود بر مؤلفه L و مؤلفه T حاوی انرژی SH می‌باشند. مزیت کاربرد مؤلفه Q به جای مؤلفه شعاعی R، ناپدید شدن انرژی P تصویر شده در زمان رسید موج P است (یوان و همکاران، ۱۹۹۷). اگر محیط کاملاً همگن و به صورت لایه‌های افقی باشد و یا فازهای تبدیلی از ناپیوستگی‌هایی با شیب کمتر از 10° (لانگستون، ۱۹۷۷) سرچشمه گرفته و همچنین زوایای چرخش به درستی تخمین زده شده باشند، انرژی موج Sv از موج P جدا شده و انرژی موج P روی مؤلفه T، Q دیده نمی‌شود، به طوری که انرژی فاز تبدیلی Ps فقط در مؤلفه Q دیده می‌شود و این انرژی وابسته به توزیع سرعت موج S در زیر ایستگاه است (کیند و همکاران، ۱۹۹۵). فازهای تبدیلی Ps ابتدایی در مؤلفه Q، حاصل ناپیوستگی‌های کم عمق زیر ایستگاهی است؛ که شناسایی آن بر روی مؤلفه‌های شعاعی به دلیل این که امواج P مستقیم امواج Ps را می‌پوشانند، ممکن نیست. وجود انرژی غیرقابل چشم‌پوشی در مؤلفه T بیانگر وجود لایه‌های شیب‌دار و یا وجود ناهمسانگردی است (صدودی، ۲۰۰۵). به منظور محاسبه توابع گیرنده با اثر چشمه یکسان شده، مرحله واهمامیخت بکار می‌رود (فینی، ۱۹۶۴؛ وینیک، ۱۹۹۷). به وسیله واهمامیخت سیگنال P در مؤلفه L از مؤلفه‌های Q و T به ازای مقدار Water Level $0.1/0$ ، اثر چشمه و مسیر انتشار حذف می‌گردد (یوان و همکاران، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۲). بعد از واهمامیخت، برای هموار کردن توابع گیرنده از فیلتر میان‌گذر ۲ ثانیه تا ۱۰ ثانیه استفاده می‌شود. اطلاعات مؤلفه Q

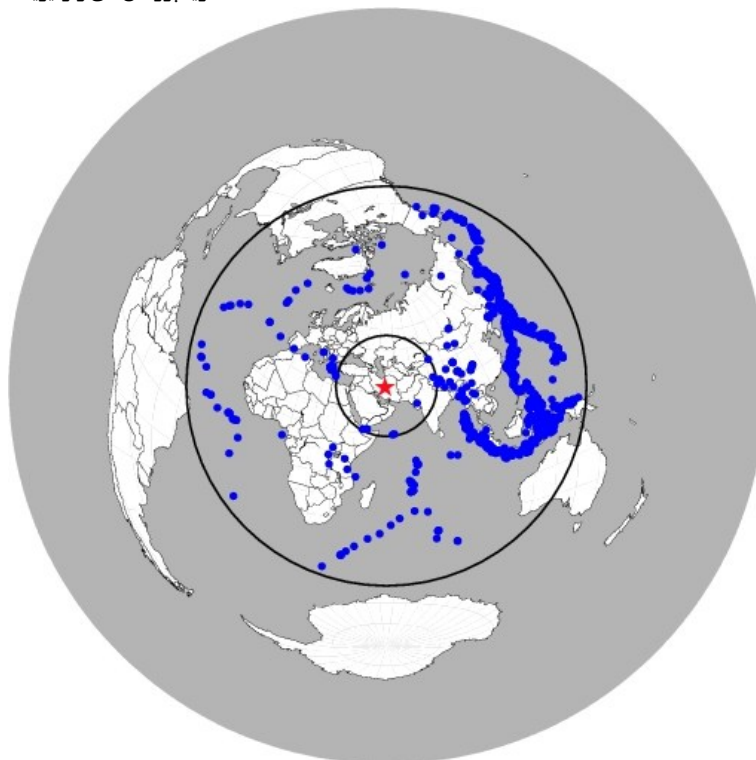
کیلومتر باشد (جونز و همکاران، ۱۹۹۴) که در شکل هم فاز تبدیلی Ps در ۰ تا ۱ ثانیه اول ناشی از رسوبات پوسته‌ای به وضوح دیده می‌شود.

در این مطالعه، ابتدا عمق موهو در هر ایستگاه با استفاده از قرائت زمان‌های تأخیر فاز تبدیلی Ps از موهو نسبت به موج مستقیم P و با در نظر گرفتن مدل‌های سرعتی اولیه هر منطقه زمین‌ساختی با توجه به مطالعات قبلی به دست آمد (جدول ۱). در ادامه از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) برای برآورد عمق موهو برای ایستگاه‌هایی که بازتاب‌های چندگانه واضحی داشتند، استفاده شد (جدول ۲).

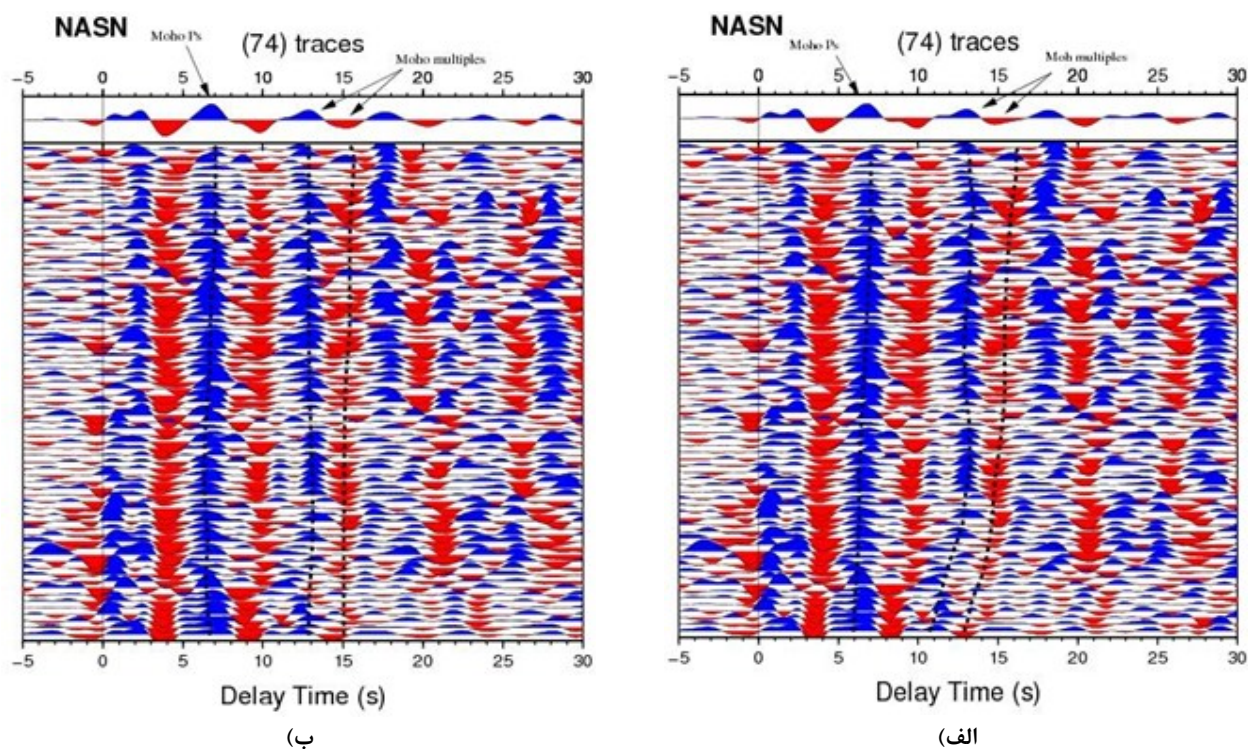
می‌باشند؛ با رنگ آبی بر روی نگاشت حاصل از تابع گیرنده مشخص شده‌اند، در صورتی که دامنه‌های منفی که شاخص کاهش سرعت با عمق می‌باشند به رنگ قرمز نشان داده شده‌اند. زمان رسید موج P بر روی صفر قرار گرفته و بر هم انباشت توابع گیرنده در پنجره بالایی مربوط به ایستگاه نشان داده شده است. زمان رسید فاز تبدیلی Ps واضح ناشی از ناپیوستگی موهو در ایستگاه قیر (شکل ۴) با علامت Ps در نگاشت بر هم انباشت شده و خط چین سیاه رنگ در سایر نگاشت‌ها مشخص شده است. با وجود این، فازهای تبدیلی چندگانه از موهو ضعیف هستند. عدم وجود فازهای تبدیلی چندگانه واضح می‌تواند نتیجه وجود لایه‌های درون پوسته‌ای با ضخامت چندین



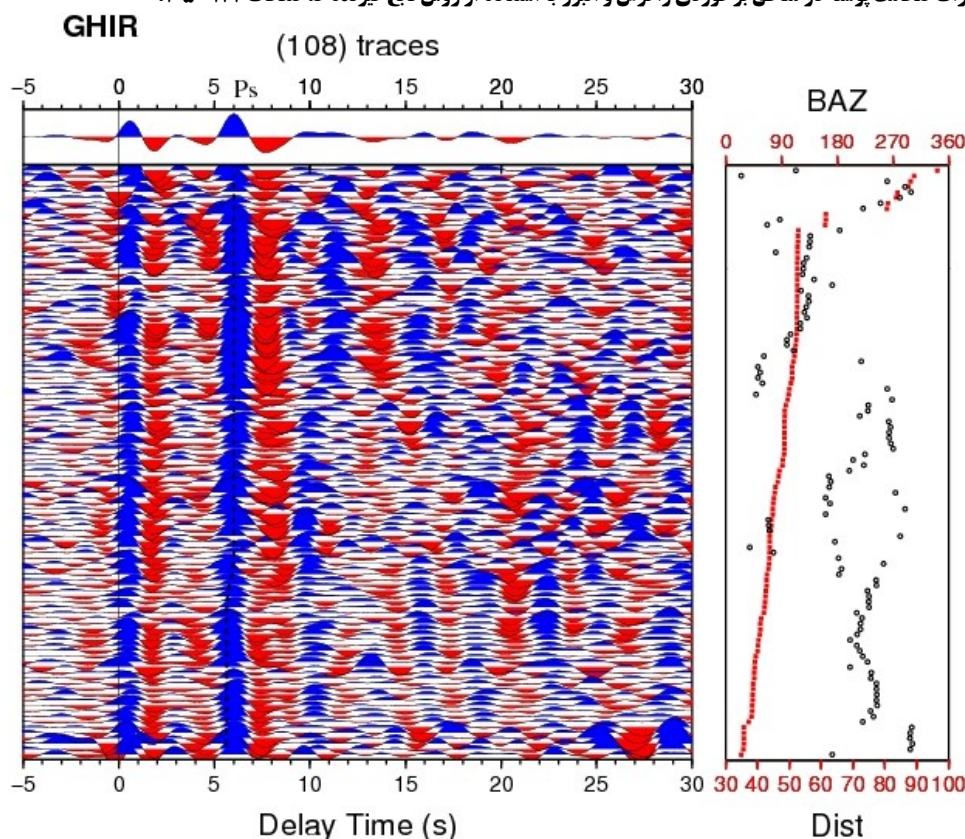
شکل ۱: نقشه زون‌های مختلف زمین‌ساختی پهنه ایران (شکل تصحیح شده از پائول و همکاران، ۲۰۰۶) و موقعیت ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه. علائم اختصاری SSZ، ZFTB، CIMP، UDMA، MZT و CD به ترتیب مربوط به مناطق کمربند چین خورده-رورانه زاگرس، زون سندج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، گسل اصلی رورانه زاگرس، محدوده ایران مرکزی و خرد صفحه مرکزی ایران می‌باشند. ایستگاه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله مورد استفاده در این مطالعه با مثلث آبی رنگ و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران با مثلث سیاه رنگ در شکل نشان داده شده‌اند.



شکل ۲: رومرکز زمین‌لرزه‌های دورلرز استفاده شده در این تحقیق. زمین‌لرزه‌های دورلرز با بزرگی بیشتر از ۵/۵ در دوائر توپر آبی رنگ نشان داده شده است. دوائر با خط دور ضخیم سیاه رنگ فواصل رومرکزی بین 30° تا 95° را نشان می‌دهد. ستاره قرمز رنگ مرکز منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۳: توابع گیرنده به همراه نگاشت برهم انبارش شده در ایستگاه NASN که برحسب فاصله رومرکزی مرتب شده‌اند. خط چین‌های سیاه رنگ زمان رسید فاز تبدیلی Ps ناشی از ناپیوستگی موهو و بازتاب‌های چندگانه (PpPs) را نشان می‌دهد. این زمان رسیده‌ها روی نگاشت برهم انبارش شده با پیکان مشخص شده است. قسمت (الف) دامنه بازتاب‌های چندگانه را پس از تصحیح دورافت اعمال شده برای فاز Ps تبدیلی نشان می‌دهد. (ب) تصحیح دورافت برای بازتاب‌های چندگانه اعمال شده است.



شکل ۴: توابع گیرنده به دست آمده برای ایستگاه قیر را نشان می‌دهد. نگاشت‌ها بر اساس افزایش زاویه سمت پشتی مرتب شدند؛ که در پنجره سمت راست هر شکل با مستطیل قرمز نشان داده شده است. نقاط سیاه رنگ بیانگر فاصله رو مرکزی است. تعداد نگاشت‌های ایستگاه داخل کمانک در بالای هر شکل ذکر شده است. شروع فاز P روی صفر است و فاز تبدیلی حاصل از موهو در تک تک نگاشت‌ها با خط چین سیاه رنگ و در نگاشت بر هم انبارش شده با P_s نشان داده شده است.

ترتیب برای فاز تبدیلی P_s از موهو و بازتاب‌های چندگانه مربوط به پوسته ($PpPs$, $PpSs$ و $PsPs$) استفاده شد. شکل ۵ نتایج روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) را برای ایستگاه HSB نشان می‌دهد. مقیاس دامنه‌ها در پایین شکل رسم شده است. بهینه مقدار متوسط عمق موهو و نسبت Vp/Vs در بزرگ‌ترین دامنه تعریف می‌شود.

جدول ۲ نتایج نهایی عمق موهو با استفاده از این روش را نشان می‌دهد. خطاهای برآورد شده برای مقادیر عمق موهو در هر ایستگاه، خطای روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) است. همان‌طور که در جدول ۲ مشاهده می‌شود، برای ایستگاه‌های ALA، DOB، SNGE، PIR، MEH، NGRK، ASAO، IL3، IL5 به دلیل نداشتن بازتاب‌های چندگانه واضح نمی‌توان از این روش عمق موهو را محاسبه کرد.

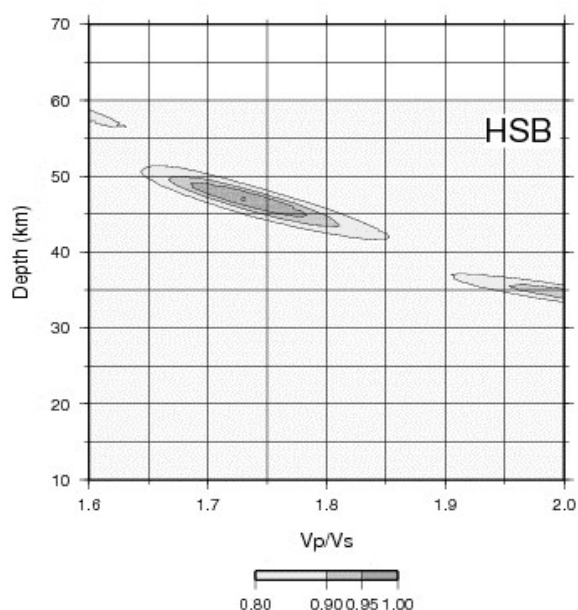
۵- تخمین عمق موهو با استفاده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰)

زمان‌های تأخیری از فاز تبدیلی P_s اولیه از موهو و بازتاب‌های چندگانه مربوط به پوسته ($PpPs$, $PpSs$ و $PsPs$) می‌تواند برای تعیین ضخامت پوسته استفاده شود. در حضور بازتاب‌های چندگانه واضح، عمق موهو و نسبت Vp/Vs با استفاده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) محاسبه می‌شود. در روش مذکور دامنه‌های توابع گیرنده در زمان رسید فازهای تبدیلی P_s و چندگانه‌ها، برای ضخامت پوسته‌ای و نسبت Vp/Vs های مختلف برهم انبارش می‌شوند. در این مطالعه برای برآورد عمق موهو برای ایستگاه‌هایی که بازتاب‌های چندگانه واضحی داشتند، با در نظر گرفتن فاکتور وزنی ۰/۵، ۰/۲۵ و ۰/۲۵ به

جدول ۱: مدل‌های سرعتی اولیه استفاده شده در هر منطقه زمین‌ساختی در این مطالعه.

منطقه زمین ساختی	مدل سرعتی
البرز	عباسی و همکاران (۲۰۱۰)
زاگرس	هاترفلد و همکاران (۲۰۰۳)، پائول و همکاران (۲۰۱۰)
ایران مرکزی	پائول و همکاران (۲۰۱۰)، زمانیان و همکاران (۲۰۱۲)، اظهري و همکاران (۲۰۱۲)

Best value $V_p/V_s=1.730$, Depth=47.0



شکل ۵: کاربرد روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) برای ایستگاه HSB. دامنه در قسمت پائین نشان داده شده است و بازه آن از ۰/۸ تا ۱/۰ است. بهترین ترکیب از ضخامت پوسته و نسبت V_p/V_s در جایی که بزرگ‌ترین دامنه اتفاق می‌افتد، تعریف شده است. این روش، عمق موهوی ۴۷/۰ کیلومتر و نسبت V_p/V_s ۱/۷۳ را برای این ایستگاه نشان می‌دهد.

جدول ۲: منطقه زمین ساختی، نام ایستگاه‌ها، کد ایستگاه‌ها، طول و عرض جغرافیایی ایستگاه‌ها، فاز تبدیلی P_s از ناپیوستگی موهو (ثانیه)، عمق موهو (کیلومتر) بر اساس مدل‌های سرعتی (جدول ۱)، عمق موهو (کیلومتر) بر اساس روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) و تعداد توابع گیرنده در هر ایستگاه.

تعداد توابع گیرنده	عمق موهو (km) Z&K(2000)	عمق موهو (km) مدل (جدول ۱)	T(ps) ثانیه	Lon. (deg)	Lat. (deg)	کد ایستگاه	نام ایستگاه	منطقه زمین ساختی
۹۸	34.0 ± 1.2	۳۳/۰	۴/۰	۵۳/۶۸	۳۶/۲۰	KIA	کیاسر	ایران
۶۳	-	۳۳/۰	۴/۰	۵۲/۸۰	۳۶/۰۸	ALA	الشت	
۵۳	38.0 ± 1.5	۳۶/۵	۴/۴	۵۳/۸۳	۳۶/۵۰	GLO	گلوگاه	
۱۳۳	40.5 ± 2.0	۳۹/۰	۴/۸	۵۳/۲۸	۳۵/۸۱	SHM	شهمیرزاد	
۶۲	38.5 ± 1.5	۴۳/۰	۵/۲	۵۲/۳۴	۳۶/۲۴	PRN	پرن	
۹۲	49.5 ± 1.3	۴۵/۰	۵/۴	۵۱/۱۳	۳۵/۹۱	CHTH	چاران-تهران	
۳۵	45.5 ± 1.5	۴۷/۰	۵/۶	۴۸/۶۵	۳۶/۶۷	ZNJK	زنجان	
۵۰	47.5 ± 1.0	۴۷/۰	۵/۶	۵۱/۷۱	۳۵/۸۶	AFJ	افچه	
۲۷	48.0 ± 1.1	۵۱/۵	۶/۲	۵۲/۷۵	۳۵/۶۴	FIR	فیروزکوه	
۷	52.5 ± 2.0	۵۱/۵	۶/۲	۵۱/۳۸	۳۵/۷۴	TEH	تهران	
۱۰۶	54.0 ± 1.5	۵۶/۰	۶/۷	۵۰/۸۸	۳۵/۹۲	THKV	تهران	
۱۵۳	48.0 ± 1.2	۵۶/۰	۶/۸	۵۰/۶۷	۳۶/۳۸	GZV	قزوین	
۹۳	55.0 ± 1.5	۵۹/۰	۶/۹	۵۱/۹۷	۳۵/۶۳	DAMV	دماوند	
۲۴	52.0 ± 1.0	۵۹/۰	۶/۹	۵۲/۹۶	۳۵/۳۸	LAS	لسجرد	
۸۶	57.5 ± 1.5	۶۵/۰	۷/۸	۵۲/۰۳	۳۵/۵۸	DMV	دماوند	

جدول ۲: ادامه.

منطقه زمین ساختی	نام ایستگاه	کد ایستگاه	Lat. (deg)	Lon. (deg)	T(ps) ثانیه	عمق موهو (km) مدل (جدول ۱)	عمق موهو (km) Z&K(2000)	تعداد توابع گیرنده
کمر بند چین خورده - روراند زاکرس	رامهرمز	RMKL	۳۰/۹۸	۴۹/۸۱	۳/۴	۳۰/۰	۳۶/۰±۱/۰	۸
	سروستان	SRV	۲۹/۳۸	۵۳/۱۱	۴/۰	۳۴/۰	۲۸/۰±۱/۵	۵۶
	موک	MOK	۲۹/۰۵	۵۳/۷۱	۴/۳	۳۶/۰	۳۰/۰±۲/۰	۳۲
	کماسی	KOM	۳۴/۱۸	۴۷/۵۱	۴/۶	۳۹/۰	۳۹/۰±۱/۲	۶۹
	دهرش	DHR	۳۴/۷۰	۴۶/۳۹	۴/۶	۳۹/۰	۳۶/۰±۲/۰	۵۵
	اهرام	AHRM	۲۸/۸۶	۵۱/۲۹	۵/۰	۴۳/۰	۴۵/۰±۱/۳	۲
	کافر مسلمان	KFM	۳۳/۵۲	۴۷/۸۵	۵/۰	۴۳/۰	۴۴/۰±۱/۵	۵
	ویس	VIS	۳۴/۵۳	۴۶/۸۵	۵/۲	۴۴/۰	۴۰/۵±۱/۰	۷۳
	دوآب	DOB	۳۳/۷۹	۴۸/۱۸	۵/۴	۴۶/۰	-	۴
	پارس	PAR	۲۹/۸۴	۵۳/۰۵	۵/۴	۴۶/۰	۴۵/۰±۱/۵	۴۴
	قلعه-غازی	GHG	۳۴/۳۳	۴۶/۵۷	۵/۵	۴۷/۰	۴۵/۰±۲/۰	۷۹
	شیراز	SHI	۲۹/۶۴	۵۲/۵۲	۵/۸	۴۹/۰	۵۳/۰±۰/۵	۳۵
	قیر-کارزین	GHIR	۲۸/۲۹	۵۲/۹۸	۶/۰	۵۱/۰	۴۴/۰±۱/۵	۱۰۸
	کازرون	KAZ	۲۹/۷۸	۵۱/۸۳	۶/۱	۵۱/۰	۵۵/۵±۱/۵	۵۵
	شوشتر	SHGR	۳۲/۱۱	۴۸/۸۰	۶/۲	۴۷/۰	۴۷/۰±۱/۰	۶۹
زون سنندج-سیرجان	کمر-سیاه	KMR	۳۳/۵۱	۴۸/۳۸	۶/۶	۵۶/۰	۵۴/۵±۲/۰	۳
	بندرعباس	BNB	۲۷/۴۵	۵۶/۵۴	۷/۱	۵۹/۰	۵۸/۰±۲/۰	۵۰
	خلیج فارس	BNDS	۲۷/۴۰	۵۶/۱۷	۷/۱	۵۹/۰	۵۵/۵±۱/۳	۴۵
	بزآب	BZA	۳۴/۴۷	۴۷/۸۶	۶/۹	۵۳/۰	۵۳/۰±۱/۰	۳۷
	قارنه	GAR	۳۴/۴۱	۵۲/۰۵	۷/۱	۶۰/۰	۵۶/۰±۲/۰	۷۶
	سنندج	SNGE	۳۵/۰۹	۴۷/۳۵	۷/۱	۶۰/۰	-	۱۱۶
کمان ماگمایی ارومیه-دختر	لثین	LIN	۳۴/۹۲	۴۶/۹۶	۷/۲	۵۷/۰	۵۶/۵±۱/۵	۸۹
	پیرپیر	PIR	۳۲/۶۸	۵۰/۸۹	۷/۴	۶۱/۵	-	۲۲۹
	رامشه	RAM	۳۱/۸۰	۵۲/۳۸	۷/۶	۶۲/۵	۵۸/۰±۱/۳	۲۴
	خمین	KHMZ	۳۳/۷۴	۴۹/۹۶	۸/۱	۶۶/۰	۶۴/۰±۲/۰	۲۹
	مهریز	MEH	۳۱/۳۹	۵۴/۶۱	۴/۰	۳۲/۰	-	۶۲
	کلهرود	KLH	۳۳/۳۲	۵۱/۵۸	۴/۶	۳۷/۰	۳۳/۰±۱/۵	۱۴۴
کمان ماگمایی ارومیه-دختر	صدرآباد	SAD	۳۱/۹۱	۵۳/۶۸	۴/۶	۳۸/۵	۳۷/۰±۱/۰	۶۸
	تی وی	TVBK	۲۹/۹۹	۵۶/۷۶	۴/۸	۴۰/۰	۳۸/۰±۱/۲	۴۵
	کرمان	KRBR	۲۹/۹۸	۵۶/۷۶	۵/۰	۴۲/۰	۴۰/۰±۱/۵	۸۳
	قمصر	QAM	۳۳/۷۶	۵۱/۴۴	۵/۳	۴۴/۰	۴۱/۰±۲/۰	۳۰
	نائین	NASN	۳۲/۸۰	۵۲/۸۱	۶/۷	۵۴/۰	۵۲/۰±۱/۰	۷۴
	ظفره	ZEF	۳۲/۸۹	۵۲/۳۳	۶/۷	۵۴/۰	۴۸/۰±۱/۳	۱۳۱
	کوه گبری	KHGB	۳۰/۳۷	۵۶/۴۸	۶/۸	۵۷/۰	۵۱/۵±۱/۵	۹۶
	نگار	NGRK	۲۹/۶۴	۵۶/۷۳	۷/۰	۵۸/۵	-	۷۱
	آشتیان	ASAO	۳۴/۵۵	۵۰/۰۲	۷/۱	۵۶/۰	-	۹۱
	چشمه معدنی	CHMN	۲۹/۸۶	۵۷/۵۴	۷/۷	۶۲/۰	۵۹/۵±۲/۰	۱۱۹

جدول ۲: ادامه.

منطقه زمین ساختی	نام ایستگاه	کد ایستگاه	Lat. (deg)	Lon. (deg)	T(ps) ثانیه	عمق موهو (km) مدل (جدول ۱)	عمق موهو (km) Z&K(2000)	تعداد توابع گیرنده
	چک چک	CHK	۳۲/۲۴	۵۴/۴۱	۴/۱	۳۴/۰	۳۵/۰±۱/۰	۷۰
	قم	GHVR	۳۴/۴۸	۵۱/۲۹	۴/۶	۳۷/۰	۳۷/۵±۱/۲	۹۳
	ایلپا	IL5	۳۲/۲۱	۵۰/۵۸	۵/۴	۴۵/۰	-	۴۳
	قم	QOM	۳۸/۸۴	۵۱/۰۶	۵/۵	۴۶/۰	۴۵/۵±۱/۵	۷۴
	انجیلو	ANJ	۳۵/۴۷	۵۳/۹۱	۵/۶	۴۷/۰	۴۸/۵±۱/۳	۴۹
	بافق	BAF	۳۶/۵۹	۵۵/۵۷	۵/۶	۴۷/۰	۴۴/۵±۱/۰	۱۲۹
	حسن آباد	HSB	۳۵/۴۴	۵۱/۲۷	۵/۹	۴۹/۰	۴۷/۰±۲/۰	۱۱۲
	رازقان	RAZ	۳۵/۴۰	۴۹/۹۳	۶/۱	۵۱/۰	۴۸/۵±۱/۰	۱۴۰
	سفیدآب	SFB	۳۴/۳۵	۵۲/۲۵	۶/۲	۵۲/۰	۴۸/۰±۱/۵	۹۱
	ماهدشت	MHD	۳۵/۶۸	۵۰/۶۷	۶/۴	۵۳/۰	۴۸/۰±۲/۰	۳۵۹
	ورامین	VRN	۳۴/۹۹	۵۱/۷۳	۶/۴	۵۳/۰	۴۹/۰±۱/۰	۸۲
	ورامین	TBB	۳۴/۹۹	۵۱/۷۳	۶/۴	۵۳/۰	۵۱/۵±۱/۵	۶۷
	ایلپا	IL3	۳۵/۴۸	۵۱/۰۲	۶/۶	۵۵/۰	-	۱۱۳

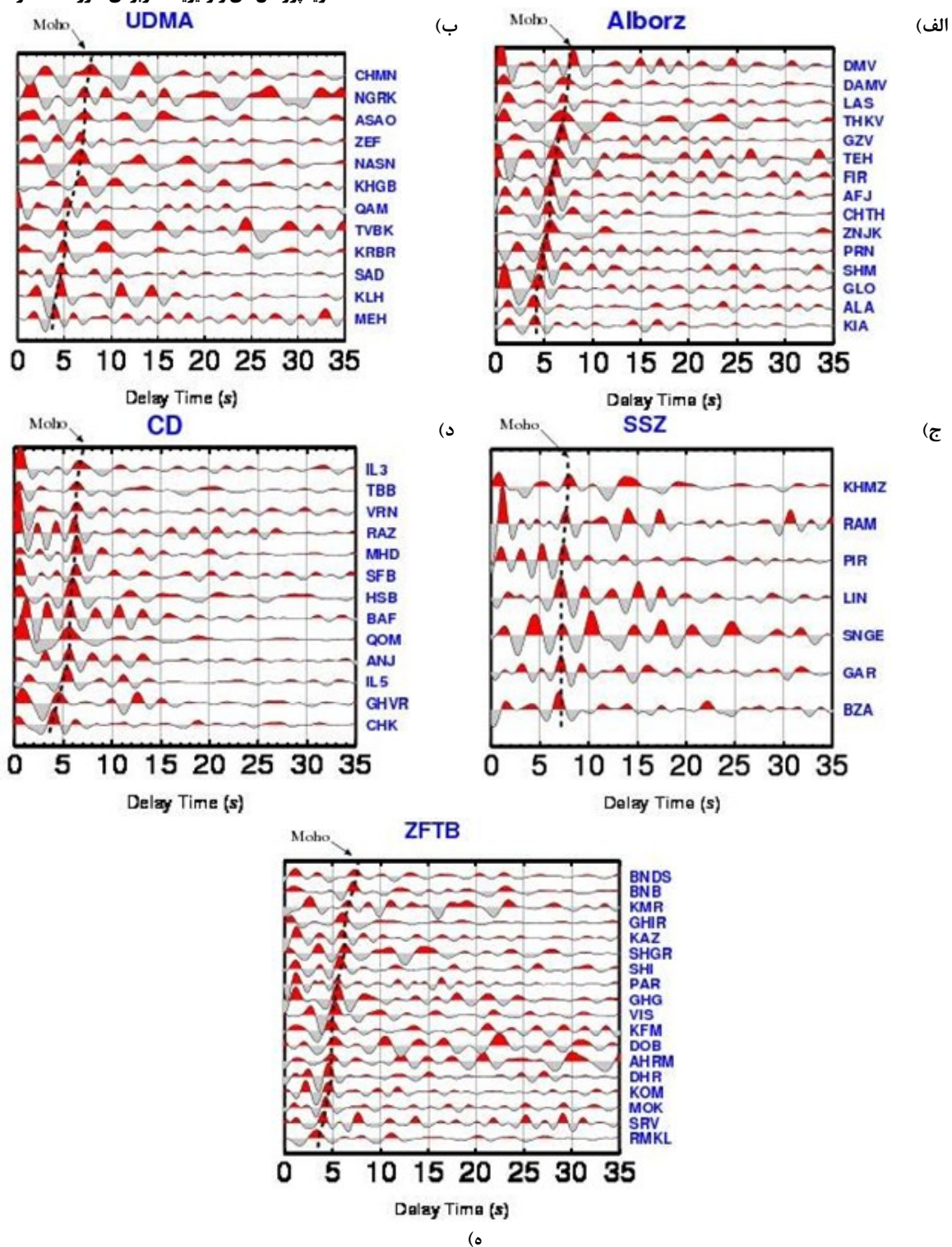
۶- بحث

با توجه به پراکندگی ایستگاه‌ها در زون‌های زمین ساختی مختلف و به منظور تفسیر بهتر داده‌ها، منطقه مورد بررسی به پنج گروه تقسیم شد. توابع گیرنده برهم انباشت شده در زون‌های مختلف در شکل ۶ نمایش داده شده است. داده‌ها در محدوده زمانی ۲ تا ۱۰ ثانیه فیلتر شده و بر اساس افزایش زمان رسید فاز تبدیلی P_s مرتب شده‌اند. گروه اول که در زون البرز واقع شده است شامل ۱۵ ایستگاه است (شکل ۶-الف). تقریباً در تمام ایستگاه‌های موجود در این منطقه در ۰ تا ۱ ثانیه اول فاز تبدیلی ناشی از رسوبات به وضوح دیده می‌شود. به طوری که چندگانه‌های حاصل از آن شکل را آشفته می‌کنند. فاز تبدیلی حاصل از موهو در محدوده زمانی ۴/۰ تا ۷/۸ ثانیه است. بیشترین زمان فاز تبدیلی موهو (حدود ۷/۸ ثانیه) برای ایستگاه DMV زیر کوه دماوند و کمترین زمان زیر ایستگاه KIA (حدود ۴/۰ ثانیه) در جنوب شرقی حوضه جنوبی دریای خزر مشاهده شده است. در دو ایستگاه DMV و DAMV، فازهای تبدیلی P_s به ترتیب در زمان‌های ۶/۹ و ۷/۸ ثانیه مشاهده گردید. بر مبنای سایر بررسی‌های صورت گرفته در منطقه البرز (صدودی و همکاران، ۲۰۰۹؛ تقی‌زاده-فرهمند و همکاران، ۲۰۱۵) فاز مربوط به زمان تأخیر ۷/۸ ثانیه در ایستگاه DMV به منزله فاز تبدیلی P_s حاصل از موهو و فاز مربوط به زمان تأخیر ۶/۹ ثانیه در ایستگاه DAMV به منزله فاز تبدیلی P_s حاصل از موهو در نظر گرفته شده است. همچنین، صدودی و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از روش تابع گیرنده S که رها از اثر چندگانه‌ها است؛ زمان رسید فاز تبدیلی P_s را برای ایستگاه DMV در حدود ۷/۵ ثانیه به دست آوردند؛ که تطبیق مناسبی با نتایج حاصل از روش تابع گیرنده P داشته است. در این

مطالعه، اعماق موهوی به دست آمده با در نظر گرفتن یک مدل سرعتی اولیه با توجه به مطالعات قبلی (جدول ۱) برای ایستگاه DMV، ۶۵ کیلومتر و برای ایستگاه DAMV، ۵۹ کیلومتر تعیین گردید؛ که تطابق خوبی با نتایج حاصل از مطالعات قبلی انجام شده دارد. صدودی و همکاران (۲۰۰۹) عمق موهو را در ایستگاه DMV، ۶۷/۵ کیلومتر به دست آوردند؛ که اختلاف به دست آمده با نتیجه این مطالعه به مدل سرعتی استفاده شده مربوط است. در مدل مرجع IASP91 میانگین سرعت موج S بیشتر از میانگین سرعت موج S در مدل سرعتی محلی استفاده شده در این تحقیق است. همچنین، با استفاده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) عمق موهو برای دو ایستگاه محاسبه گردید. اختلاف عمق موهو در این دو ایستگاه با استفاده از این روش (برای ایستگاه DMV، ۵۷/۵ کیلومتر و برای ایستگاه DAMV، ۵۵/۰ کیلومتر) ۲/۵ کیلومتر به دست آمد. ضخامت پوسته از حدود ۳۳ کیلومتر در ایستگاه KIA تا ۴۳ کیلومتر در ایستگاه PRN واقع در پهنه البرز و حاشیه دریای خزر در تغییر است، در حالی که در البرز مرکزی متوسط ضخامت پوسته به حدود ۵۴ کیلومتر می‌رسد و پوسته بسیار ضخیم‌تری با بیشترین عمق در زیر ایستگاه دماوند (حدود ۶۵ کیلومتر) مشاهده می‌شود. به نظر می‌رسد؛ که ضخامت‌های به دست آمده برای توضیح تعادل توپوگرافی مرتفع منطقه البرز زیاد نیست؛ که نتیجه به دست آمده گواهِ بر عدم ریشه ضخیم پوسته‌ای در کوه‌های مرتفع البرز است (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۴؛ صدودی و همکاران، ۲۰۰۹). مطالعات صورت گرفته شده در منطقه البرز (پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲) نشان می‌دهند که پوسته اقیانوسی حوضه جنوبی دریای خزر از شمال به زیر کوه‌های البرز رانده می‌شود؛ که ممکن است

پاسخگوی بخشی از ارتفاعات البرز باشد. همچنین مطالعات مکانیسم زمین‌لرزه صورت گرفته در بخش جنوبی البرز مرکزی (مکنزی، ۱۹۷۲؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴؛ پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴) نشان می‌دهند که فلات ایران مرکزی از جنوب به زیر کوه‌های البرز رانده می‌شود. این راندگی‌ها ممکن است پاسخگوی ارتفاعات البرز با ریشه نه چندان ضخیم آن باشند. زمان تأخیر فاز تبدیلی موهو و عمق آن مطابق آنچه پیش‌تر برای گروه زون البرز ذکر شد، برای گروه ایستگاه‌های واقع شده در کمان ماگمایی ارومیه- دختر نیز به دست آمد (شکل ۶-ب و جدول ۲). فاز تبدیلی P_s برای ۱۲ ایستگاه این کمان ماگمایی در محدوده زمانی بین ۴/۰ ثانیه تا ۷/۷ ثانیه تغییر می‌کند (شکل ۶-ب). همچنین، متوسط ضخامت پوسته در کمان ماگمایی ارومیه- دختر تقریباً ۴۸ کیلومتر است؛ که از حدود ۳۲ کیلومتر در ایستگاه MEH به حدود ۶۲ کیلومتر در ایستگاه CHMN می‌رسد. همان‌طور که در شکل (۶-ج) مشاهده می‌شود فاز تبدیلی حاصل از موهو برای توابع گیرنده بر هم انباش شده در زون سنندج- سیرجان در محدوده زمانی ۶/۹ ثانیه تا ۸/۱ ثانیه متغیر است. نتایج به دست آمده در این مطالعه نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در زون سنندج- سیرجان از حدود ۵۳ کیلومتر در ایستگاه BZA به حدود ۶۶ کیلومتر در ایستگاه KHMZ می‌رسد که اعماق به دست آمده تطابق بسیار خوبی با نتایج حاصل از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) دارد. این نتایج عمیق‌ترین موهو را در مقایسه با زون‌های زمین‌ساختی دیگر نمایش می‌دهد. مطالعات بی‌هنجاری‌های منفی گرانی بوگه (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۴)، بررسی‌های توموگرافی لرزه‌ای (کاوایانی و همکاران، ۲۰۰۷؛ شاد- منامن و همکاران، ۲۰۱۱) و مطالعات توابع گیرنده (پائول و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۱۰) همگی گویای آن است که این سازند زمین‌ساختی دارای بیشترین ضخامت موهو در پهنه ایران است. در تحقیقات شاد- منامن و همکاران (۲۰۱۱) روی ساختار سرعتی گوشته بالایی با استفاده از روش وارون سازی شکل موج افراز شده، نشان داده شد که عمق موهو در زیر گسل رورانه اصلی زاگرس و زون سنندج- سیرجان به طور قابل ملاحظه‌ای تا حدود ۶۵ کیلومتر افزایش می‌یابد. مطالعه روی توابع گیرنده توسط پائول و همکاران (۲۰۰۶) در طول یک پروفیل در زاگرس مرکزی، ضخیم شدگی پوسته را در زیر زون سنندج- سیرجان تا حدود ۷۰ کیلومتر نشان می‌دهد. پائول و همکاران (۲۰۱۰) بررسی توابع گیرنده را روی یک پروفیل در زاگرس شمالی به انجام رساندند. نتایج به دست آمده حاکی از ضخیم شدگی پوسته در زیر زون سنندج- سیرجان در وسعت بیشتر ولی عمق کمتر (در حدود 2 ± 56 کیلومتر) در مقایسه با عمق موهو زیر زون

سنندج- سیرجان در پروفیل زاگرس مرکزی است. آن‌ها این ضخیم شدگی را ناشی از رو راندگی پوسته ایران مرکزی روی پوسته زاگرس در طول گسل اصلی راندگی زاگرس می‌دانند. در مطالعه حاضر بیشترین ضخیم شدگی پوسته در منطقه سنندج- سیرجان مشاهده شد که به طور متوسط به حدود ۶۰ کیلومتر می‌رسد. در شکل (۶-د)، توابع گیرنده از ایستگاه‌های داخل محدوده ایران مرکزی نشان داده شده است. زمان رسیدهای P_s ناشی از موهو بین زمان‌های ۴/۱ ثانیه و ۶/۶ ثانیه تغییر می‌کند. یکی از ویژگی‌های قابل توجه که تقریباً در زیر تمام ایستگاه‌های واقع در این گروه مشاهده می‌شود، حضور فاز تبدیلی P_s در حدود ۰/۲ تا ۱/۰ ثانیه اول توابع گیرنده است؛ که می‌تواند ناشی از وجود لایه رسوبی باشد. متوسط ضخامت پوسته در منطقه ایران مرکزی حدود ۴۷ کیلومتر است، به طوری که از ۳۴ کیلومتر در ایستگاه CHK تا ۵۵ کیلومتر در ایستگاه IL3 متغیر است؛ که تطبیق مناسبی با عمق‌های به دست آمده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) دارد. این نتایج با مطالعات قبلی در این ناحیه (پائول و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۱۰؛ محمدی و همکاران، ۲۰۱۳ a و b و ۲۰۱۳؛ محمدی و همکاران، ۲۰۱۴) نیز همخوانی قابل قبولی را نشان می‌دهد. در این منطقه با کاهش متوسط ضخامت موهو روبرو هستیم. به طوری که این روند را می‌توان حاکی از زمین‌شناسی و تکتونیک پایدار منطقه دانست؛ که بر خلاف مناطق البرز و زاگرس تحت کوتاه شدگی و ضخیم شدگی پوسته قرار نگرفته است. نگاشت‌های بر هم انباش شده در کمربند چین‌خورده- رورانه زاگرس زمان رسید فاز P_s ناشی از موهو را بین زمان‌های ۳/۴ ثانیه و ۷/۱ ثانیه نشان می‌دهد. همچنین افزایش زمان فاز ناشی از موهو به سمت دو ایستگاه BNDS و BNB در نزدیکی تنگه هرمز که کمربند چین‌خورده- رورانه زاگرس را از مکران جدا می‌کند، مشاهده می‌گردد (شکل ۶-ه). تبدیل زمان رسیدهای فاز P_s به عمق نشان می‌دهد؛ که متوسط ضخامت پوسته در کمربند چین‌خورده- رورانه زاگرس تقریباً ۴۵ کیلومتر است. در جنوب شرقی‌ترین قسمت این کمربند (ایستگاه‌های BNB و BNDS) پوسته ضخیم‌تری حدود ۵۹ کیلومتر مشاهده می‌گردد. ضخیم شدگی پوسته تقریباً در زیر ایستگاه‌های واقع در جنوب شرقی زاگرس، نسبت به ایستگاه‌های واقع در شمال غربی آن بیشتر است. این امر می‌تواند ناشی از برخورد قاره به قاره صفحات عربستان و ایران مرکزی در جنوب شرقی زون برخوردی زاگرس به صورت کوتاه شدگی محض باشد؛ در حالی که در شمال غربی زاگرس، این برخورد قاره‌ای به کوتاه شدگی و مؤلفه‌های امتداد لغز تقسیم می‌شود (حسامی و همکاران، ۲۰۰۱؛ تاتار و همکاران، ۲۰۰۲؛ والپرزدورف و همکاران، ۲۰۰۶).



شکل ۶: توابع گیرنده برهم انبارش شده برای ایستگاه‌های واقع در پنج زون زمین ساختی مختلف. نگاشت‌ها بر اساس افزایش فاز تبدیلی P_s مرتب شدند. فاز تبدیلی حاصل از موهو در نگاشت‌ها با خط چین سیاه رنگ نشان داده شده است. (الف) زون البرز: فاز تبدیلی حاصل از موهو در محدوده زمانی ۴/۰ تا ۷/۸ ثانیه است. (ب) زون ارومیه - دختر: توابع گیرنده برهم انبارش شده برای ایستگاه‌های واقع در کمان ماگمایی ارومیه - دختر، فاز تبدیلی حاصل از موهو را در محدوده زمانی ۴/۰ تا ۷/۷ ثانیه نشان می‌دهد. (ج) زون سنندج - سیرجان: فاز تبدیلی حاصل از موهو در محدوده زمانی ۶/۹ تا ۸/۱ ثانیه است. (د) زون ایران مرکزی: توابع گیرنده برهم انبارش شده برای ایستگاه‌های واقع در محدوده ایران مرکزی فاز تبدیلی حاصل از موهو را در محدوده زمانی ۴/۱ تا ۶/۶ ثانیه نشان می‌دهد. (ه) زون چین‌خورده - رورانه زاگرس: فاز تبدیلی حاصل از موهو در نگاشت‌های برهم انبارش شده بین زمان‌های ۳/۴ ثانیه و ۷/۱ ثانیه تغییر می‌کند.

۷- نتیجه‌گیری

در این مطالعه، ساختار پوسته در پهنه‌های برخوردی زاگرس و البرز با استفاده از داده‌های ثبت شده در ۱۵ ایستگاه باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و ۵۰ ایستگاه لرزه‌نگاری کوتاه دوره موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور برآورد بهینه عمق موهو، دو روش تابع گیرنده P روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) مورد استفاده قرار گرفت. تابع گیرنده P به دلیل محتوای فرکانسی بالا و فرکانس غالب ۱ هرتز توانایی بالایی در شناسایی و مطالعه تغییرات ناپیوستگی‌های عمقی با تباین سرعتی بالا دارد. نتیجه مطالعه حاضر نشان می‌دهد که متوسط ضخامت پوسته در کمربند چین‌خورده- روراند زاکرس تقریباً ۴۵ کیلومتر است. در جنوب شرقی‌ترین قسمت این کمربند (ایستگاه‌های BNB و BNDS) پوسته ضخیم‌تری حدود ۵۹ کیلومتر مشاهده شد. همچنین ضخامت پوسته از حدود ۳۳ کیلومتر در ایستگاه KIA تا ۴۳ کیلومتر در ایستگاه PRN واقع در پهنه البرز و حاشیه دریای خزر در تغییر است، در حالی که در البرز مرکزی متوسط ضخامت پوسته به حدود ۵۴ کیلومتر می‌رسد و پوسته بسیار ضخیم‌تری با بیشترین عمق در زیر ایستگاه دماوند (حدود ۶۵ کیلومتر) مشاهده می‌شود. متوسط ضخامت پوسته در منطقه ایران مرکزی حدود ۴۷ کیلومتر است، به طوری که از ۳۴ کیلومتر در ایستگاه CHK تا ۵۵ کیلومتر در ایستگاه IL3 متغیر است. بیشترین ضخیم‌شدگی پوسته در منطقه سهند- سیرجان مشاهده گردید؛ که به طور متوسط به حدود ۶۰ کیلومتر است. ضخامت پوسته در این منطقه زمین‌ساختی از حدود ۵۳ کیلومتر در ایستگاه BZA به حدود ۶۶ کیلومتر در ایستگاه KHMZ می‌رسد. همچنین، متوسط ضخامت پوسته در کمان ماگمایی ارومیه- دختر تقریباً ۴۸ کیلومتر است که از حدود ۳۲ کیلومتر در ایستگاه MEH به تقریباً ۶۲ کیلومتر در ایستگاه CHMN در تغییر است.

۸- سپاس‌گزاری

بر خود لازم می‌دانیم که از شبکه لرزه‌نگاری (ISC) وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن دائمی وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (INSN) که در تهیه داده‌های مورد نیاز به نگارندگان کمک کردند، قدردانی نماییم. همچنین از سرکار خانم دکتر فروغ صدودی، پژوهشگر سابق مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پستدام آلمان برای کمک‌های ارزنده ایشان در تهیه کدهای مورد نیاز برای پردازش داده‌ها کمال سپاس را داریم.

۹- منابع

آقائباتی، س. ع.، ۱۳۸۵، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان

- Abbasi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., YaminiFard, F., Abbasi, M.R., Hatzfeld, D. and Priestley, K., 2010, Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran), *J. Geodyn.*, 49, 68-78.
- Afsari, N., Sodoudi, F., Taghizadeh Farahmand, F. and Ghassemi, M.R., 2011, Crustal structure of Northwest Zagros (Kermanshah) and Central Iran (Yazd and Isfahan) using teleseismic converted phases, *J. Seismol.*, 15 (2), 341-353.
- Alavi, M., 1994, Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics.*, 229, 211-238.
- Allen, M., Jackson, J. and Walker, R., 2004, Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasian collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*. 23 (2), doi: 10.1029/2002TC001530.
- Azhari, S.M., Gheitanchi, M.R. and Moeini, H., 2012, Crustal velocity model study beneath Shiraz seismic network using inversion of local earthquake travel times, 15th Iranian Geophysical Conference (IGC-15), Tehran University, Tehran, Iran.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, 18, 210-265.
- Berberian, M. and Yeats, R.S., 2001, Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau, *Journal of Structural Geology*, 23, 563-584.
- Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R.F., Stockli, D., Bashukoo, B., Turrin, B. and Pandamouz, A., 2004, The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 116, 16-29.
- Dehghani, G.A. and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran, *Neue Jahrbuch für Geologische und Paläontologische Abhandlungen*, 168, 215-229.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory Ashtiani, M., 2003, Seismological Constraints on the Crustal Structure Beneath the Zagros Mountain Belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, 155, 1-8.
- Hessami, K. and Jamali, F., 2006, Explanatory notes to the map of major active faults of Iran, *JSEE*. 8, 1-11.
- Hessami, K., Koyi, H., Talbot, C.J., Tabasi, H. and

- Mohammadi, E., Sodoudi, F., King, R. and Rezapour, M., 2013b, Presence of a layered lithosphere beneath the Zagros collision zone, *Tectonophysics*, 608, 366-375.
- Mohammadi, N., Sodoudi, F., Mohammadi, E. and Sadidkhoy, A., 2013a, New constraints on lithospheric thickness of the Iranian plateau using converted waves, *Journal of seismology*, 17 (3), 883-895.
- Molinaro, M., Zeyen, H. and Laurencin, X., 2005, Lithospheric structure beneath the southeastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off?, *Terra Nova*, 17 (1), 1-6.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. and Pequegnat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran), *Geol. Soc. London. Special Publications*, 330, 5-18.
- Paul, A., Kaviani, K., Hatzfeld, D., Vergne, J. and Mokhtari, M., 2006, Seismological Evidence for Crustal-Scale Thrusting in the Zagros Mountain Belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, 166, 227-237.
- Phinney, R.A., 1964, Structure of the earth's crust from spectral behavior of long-period body waves, *J. Geophys. Res.*, 69, 2997-3017.
- Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J., 1994, Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions, *Geophysical Journal International*, 118 (1), 111-141.
- Shad Manaman, N., Shomali, H. and Hemin, K., 2011, New constraints on upper-mantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion, *Geophysical Journal International*, 184, 247-267.
- 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.
- Sodoudi, F., 2005, Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S, PhD thesis, FU Berlin.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B. and Sadidkhoy, A., 2009, Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies, *Geophysical Journal International*, 177 (2), 733-742.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: A review., *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 52, 1229-1258.
- Stocklin, J., 1974, Northern Iran: Alborz mountains, in: *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts*, *Geol. Soc.*
- Shabanian, E., 2001, Progressive unconformities within and evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains, *J. geol. Soc. Lond*, 158, 969-981.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148 (2), 214-245.
- Jackson, J.A. and McKenzie, D.P., 1988, The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, 93, 45-73.
- Jimenez-Munt, I., Fernandez, M., Saura, E., Verges, J. and Garcia-Castellanos, D., 2012, 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia-Eurasia collision (Iran), *Geophys. J. Int.*, 190, 1311-1324.
- Jones, C.H., Kanamori, H. and Roecker, S.W., 1994, Missing roots and mantle 'drips': regional Pn and teleseismic arrival times in the southern Sierra Nevada and vicinity, California, *J. geophys. Res.*, 99, 4657-4601.
- Kaviani, A., Paul, A., Bourova, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H. and Mokhtari, M., 2007, A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran), *Geophys. J. Int.*, 171, 399-410.
- Kennett, B.L.N. and Engdahl, E.R., 1991, Travel times for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, 105, 429-465.
- Kind, R., Kosarev, G.L. and Petersen, N.V., 1995, Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN), *Geophys. J. Int.*, 121, 191-202.
- Langston, C.A., 1977, The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1029-1050.
- Lay, T. and Wallace, T.C., 1995, *Model Global Seismology*, Academic Press Limited.
- McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, 109-185.
- Mohammadi, E., Rezapour, M., Sodoudi, F. and Sadidkhoy, A., 2014, New seismic imaging of some tectonic zones in the Iranian Plateau, *Earth and Space Physics*, 40 (3), 1-12.

- (Iran), *Geophysical Journal International*, 167 (3), 1077-1088.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M. and Mokhtari, M., 2006, Microearthquake seismicity at the intersection between the Kazerun fault and the Main Recent Fault (Zagros, Iran), *Geophys. Geophysical Journal International*, 166 (1), 186-196.
- Yuan, X., Ni, J., Kind, R., Mechie, J. and Sandvol, E., 1997, Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102 (B12), 27491-27500.
- Yuan, X., Sobolev, S.V. and Kind, R., 2002, Moho topography in the central Andes and its geodynamic implication, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199, 389-402.
- Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R., Oncken, O., Bock, G., Asch, G., Schurr, B., Graeber, F., Rudloff, A., Hanka, W., Wylegalla, K., Tibi, R., Haberland, C.H., Rietbrock, A., Giese, P., Wigger, P., Röwer, P., Zandt, G., Beck, S., Wallace, T., Pardo, M. and Comte, D., 2000, Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases, *Nature*, 408, 958-961.
- Zamanian, H., Bayram-Nejad, E. and Gheitanchi, M.R., 2012, Crustal Velocity Structure In Central of Iran Using Local Earthquakes, 15th Iranian Geophysical Conference (IGC-15), Tehran University, Tehran, Iran.
- Zhu, H. and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern Clifornia from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 105, 2969-2980.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Afsari, N. and Sodoudi, F., 2015, Crustal Thickness of Iran Inferred from Converted Waves, *Pure and Applied Geophysics*, 172 (2), 309-331.
- Tatar, M. 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 (4), 1321-1337.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafoori-ashtiany, M., 2004, Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity, *Geophys. J. Int.*, 156, 255-266.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafoori-Ashtiany, M. and Ch'ery, J., 2002, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (19), 1927, doi:10.1029/2002GL015427.
- Vernant, P.H., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth planet, Sci. Lett.*, 223, 177-185.
- Vinnik, L.P., 1977, Detection of waves converted from P to S V in the mantle: *Phys. Earth Planet. Inter.*, 15, 294-303.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chéry, J. and Masson, F., 2006, Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros



Shahrood University of Technology



Crustal thickness variations in Zagros and Alborz collision zones by using P receiver function technique

Elham Mohammadi^{1*} and Mehdi Rezapour²

1- Assistant professor, Department of Physics, Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran

2- Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 10 August 2017; Accepted: 29 December 2017

Corresponding author: elham.mohammadi@hsu.ac.ir

Keywords

P Receiver Function

Crust

Alborz

Zagros

Extended Abstract

Summary

Continental convergence between Arabia and Eurasia is taken up by distributed deformation in Alborz and Zagros collision zones in Iran. We applied P receiver function method to image the variations geometry of the crust–mantle boundary in two major mountain belts of the Alborz and Zagros in Iranian plateau. We used data from 65 seismic stations, which consists of

50 seismic stations of Institute of Geophysics, University of Tehran (IGUT), and 15 broadband stations of International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES). Our results indicate that the average crustal thickness beneath central Iran domain (CD) is about ~48 km. The crustal thickness in this region varies between ~34 km beneath CHK station and ~55 km beneath IL3 station. We have found the Moho depth of about 45 km beneath the Zagros fold and thrust belt (ZFTB). Toward SE in ZFTB, we observe an increase in the Moho depth where it reaches ~59 km beneath BNDS and BNB stations. Crustal thickening (~54 km) has been observed beneath the central Alborz. We have also found strong thinning of the crust under the southern margin of Caspian Sea from ~33 km below KIA station to ~43 km below PRN station. Our data show a strong crustal thickening beneath the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone (SSZ), with variations of ~53-66 km beneath BZA and KHMZ stations, respectively. Across the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage (UDMA), the crustal thickness varies between ~32 km below MEH station to ~62 km beneath CHMN station.

Introduction

P receiver function technique is especially a useful way to model the structure of the Earth by using the information from teleseismic earthquakes recorded at a three component seismograph. Iranian plateau is situated between Arabian shield in the southwest and Eurasian plate in the northeast. This region is extremely complex and an ideal area for studying different tectonic styles. The main goal of this study is to obtain new constraints on Moho depths of Zagros and Alborz collision zones.

Methodology and Approaches

We have used more than 1000 teleseismic events with $M_b \geq 5.5$ located at epicentral distances between 30° and 95° . The seismic data have been recorded from 2005 to 2015. The methodology used in this paper is to calculate P receiver functions in each station, and is the same as described by Sodoudi et al. (2006, 2009). Teleseismic events with relatively high signal-to-noise ratio (>4) have been selected at each station. The P waveforms have been separated in a time window between 10 s before the P-onset arrival time and 100 s after it. To broaden the response of instruments into a more useful teleseismic frequency band, the instrument response is deconvolved from the original records. ZNE component waveforms are rotated into the ZRT coordinate system, and then, rotated into the local LQT ray-based coordinate system (using theoretical back azimuth and incidence angle). In LQT system, L shows the direction of P wave incident to the surface, Q is perpendicular to L, and T is perpendicular to both L and Q forming the third axis of the right-hand LQT system. To isolate the P-to-S conversions on the Q component, the L component is deconvolved from the Q component. Deconvolution is used as a source-equalization procedure because it excludes the effects of the rupture process and of the ray-path below the converting interfaces. To increase the signal-to-noise ratio, PRFs are stacked for each station. Moho depths are obtained by using the velocity models presented by Hatzfeld et al. (2003); Abbassi et al. (2010); Paul et al. (2010); Shad-Manaman et al. (2011); Azhari et al. (2012); and Zamanian et al. (2012).

Then, we obtain the Moho depths using Zhu and Kanamori method (2000), which performs a grid search through the H and V_p/V_s space, and searches for the largest amplitudes at the predicted times of direct conversions and multiples. In this regard, we have used the weight factors of 0.5 and 0.25 for the Moho conversion and multiples, respectively.

Results and Conclusions

By applying P receiver function method in Zagros and Alborz collision zones, we find out that the average crustal thickness beneath central Iran domain (CD) is about ~48 km. The crustal thickness in this region varies between ~34 km beneath CHK station and ~55 km beneath IL3 station. We have also found the Moho depth of about 45 km beneath the Zagros fold and thrust belt (ZFTB). Toward SE in ZFTB, we observe an increase in the Moho depth where it reaches ~59 km beneath BNDS and BNB stations. Crustal thickening (~54 km) has been observed beneath the central Alborz. We have found strong thinning of the crust under the southern margin of Caspian Sea from ~33 km below KIA station to ~43 km below PRN station. Our data shows a strong crustal thickening beneath the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone (SSZ), with variations of ~53-66 km beneath BZA and KHMZ stations, respectively. Across the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage (UDMA), the crustal thickness varies between ~32 km below MEH station to ~62 km beneath CHMN station.
