

مطالعه ساختار پوسته بخشی خاوری البرز با استفاده از فازهای تبدیل یافته P

نرگس افسری^{۱*}، فتنه تقی‌زاده فرهمند^۲ و محمدرضا قاسمی^۳

^۱استادیار، گروه مهندسی عمران، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد نوشهر، مازندران، ایران

^۲استادیار، گروه فیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد قم، قم، ایران

^۳دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۴/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۸/۲۰

چکیده

رشته‌کوه‌های البرز بخشی از کوهزاد آلپ- هیمالیا است که در جنوب دریای کاسپین و شمال ایران مرکزی قرار گرفته است. دگربرختی پوسته در این کوهستان حاصل کوتاه‌شدگی بین شمال ایران مرکزی و صفحه سخت کاسپین جنوبی است. به منظور بررسی ساختار پوسته در بخش خاوری رشته‌کوه البرز، از داده‌های مربوط به بازه زمانی سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۰ میلادی که در شبکه‌های لرزه‌نگاری کوتاه دوره ساری و سمنان ثبت شده بود، برای مدل‌سازی تابع گیرنده موج‌های P استفاده شد. بررسی ما تبدیل‌های روشی از مرز ناپوستگی موهو در تابع‌های گیرنده P را آشکار کرد که برای تعیین مدل پوسته از آنها استفاده شد. نتایج مدل‌سازی مستقیم تابع‌های گیرنده P نشان می‌دهد که ژرفای پوسته از حدود 51 ± 2 کیلومتر در زیر بخش شمالی البرز خاوری به حدود 62 ± 2 کیلومتر در زیر بخش مرکزی گستره می‌رسد و سپس ژرفای پوسته به حدود 52 ± 2 کیلومتر در جنوب کوه‌های البرز خاوری می‌رسد.

کلیدواژه‌ها: البرز، ناپوستگی موهو، تابع گیرنده P، مدل‌سازی مستقیم.

***نویسنده مسئول:** نرگس افسری

E-mail: ng_afsari@yahoo.com

۱- پیش‌نویس

از ژرفای موهو در زیر کوه البرز برای شناخت زمین‌ساخت پیچیده شمال ایران و ارزیابی خطر زمین‌لرزه این گستره مهم است. البرز خاوری با وجود ارتفاع متوسط کم در مقایسه با البرز مرکزی، یکی از مناطق فعال است که نقش مهمی بر روی مناطق مجاورش مانند حوضه کاسپین جنوبی دارد. اولین مطالعه در تغییرات ستریای پوسته توسط Asudeh (1982) از تجزیه و تحلیل پاشندگی (dispersion) موج‌های سطحی با چند زمین‌لرزه محدود محاسبه شد که نتایج پژوهش ستریای پوسته را در زیر دامنه رشته‌کوه‌های البرز ۴۵ کیلومتر برآورد کرد، اما محدود بودن مجموعه داده‌های مورد استفاده در کار ایشان، ساختار دقیق پوسته را آشکار نکرد. با استفاده از اندازه‌گیری بی‌هنجاری بوگه (Dehghani & Makris, 1984)، ژرفای پوسته را برای کل ایران محاسبه کردند. آنها نشان دادند که گرانی بوگه در امتداد رشته‌کوه البرز بین ۱۰۰- و ۱۲۰- میلی گال است که دلالت بر ژرفای کم پوسته در حدود کمتر از ۳۵ کیلومتر داشت. با استفاده از داده‌های شبکه ایپلا تهران و به کمک روش تابع گیرنده (Javan Doloei & Roberts, 2003)، ژرفای متوسط پوسته در مرز جنوبی البرز مرکزی را 46 ± 2 کیلومتر تعیین کردند. ستریای پوسته در منطقه البرز توسط (Sobouti & Arkani-Hamed, 1996)، ۴۵ کیلومتر گزارش شده است. Sodoudi et al. (2009) با استفاده از ۱۱ ایستگاه دوره کوتاه شبکه تهران و به روش تحلیل تابع گیرنده ساختار گوشته بالایی البرز مرکزی را مطالعه کردند. آنها به کمک تحلیل تابع گیرنده P و S ستریای پوسته در منطقه را ۵۱ تا ۵۴ کیلومتر به دست آوردند که در سبترترین منطقه در زیر آتشفشان دماوند به ۶۷/۵ کیلومتر می‌رسد. Abbassi et al. (2010) به کمک ترکیب روش وارون‌سازی زمان‌های رسید زمین‌لرزه‌های محلی و تابع‌های گیرنده ساختار سرعتی لبه جنوبی البرز مرکزی را مورد مطالعه قرار دادند و نشان دادند که کل ژرفای پوسته در زیر البرز مرکزی 58 ± 2 کیلومتر است. همچنین Radjaee et al. (2010) با استفاده از وارون‌سازی همزمان تابع گیرنده و داده‌های موج‌های سطحی سبتر شدن پوسته از ۴۸ کیلومتر در زیر بخش شمالی فلات مرکزی ایران به ۵۵ تا ۵۸ کیلومتر در زیر بخش مرکزی رشته‌کوه البرز را نشان دادند. در این نوشتار برای اولین بار جزئیات ساختار پوسته در بخش خاوری کوه‌های البرز از مدل‌سازی مستقیم تابع‌های گیرنده P مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

رشته‌کوه‌های البرز به صورت یک گستره چین و گسل خورده در بخش شمالی فلات ایران، در امتداد حاشیه جنوب سواحل دریای کاسپین واقع شده است که گسترش آن بین انتهای جنوبی کوه‌های تالش در باختر تا کوه‌های کپه‌داغ در خاور است و با وجود گسل‌های جنبای متعدد این گستره را از نظر لرزه‌خیزی به گستره‌ای فعال در فلات ایران تبدیل کرده است (شکل ۱). رشته‌کوه البرز مجموعه‌ای از ورقه‌های راندگی با ۱۰۰ کیلومتر پهنا و ۶۰۰ کیلومتر دراز است که در نتیجه دگربرختی فشاری و به هنگام برخورد قطعه‌ای از گندوانا با صفحه اوراسیا در تریاس پسین شکل گرفته است (Alavi, 1996). ارتفاع متوسط در البرز به طور ناگهانی از حدود ۳۰۰۰ متر در کمر بند داخلی به ۲۸- متر در خط ساحلی دریای کاسپین در شمال کاهش می‌یابد. البرز هنوز هم نشان‌دهنده منطقه دگربرختی فعال قوی بین فلات پایدارتر ایران و صفحه اوراسیا از شمال (شکل ۱) است. بر اساس مطالعات انجام شده به کمک اندازه‌گیری‌های ژئودزی (Vernant et al., 2004) میزان کوتاه‌شدگی البرز در راستای شمالی جنوبی، معادل 5 ± 2 میلی‌متر در سال برآورد شده است. تصور می‌شود فعالیت زمین‌ساختی ناشی از برهم‌کنش بین همگرایی به سمت شمال ایران مرکزی و اوراسیا و حرکت به سمت شمال باختر حوضه دریای کاسپین نسبت به اوراسیا است که باعث یک حرکت برشی چپ‌بر در طول گستره البرز می‌شود. وضعیت زمین‌لرزه‌های دستگاهی صد سال اخیر در گستره مورد مطالعه دلالت بر فعالیت بالای لرزه‌خیزی کل پهنه البرز مرکزی دارد. تحلیل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های البرز نشان می‌دهد که گسل‌ها معکوس و یا راست‌الغز چپ‌بر است (Priestley et al., 1994; Jackson et al., 2002).

گسل راندگی کاسپین (خزر) با شیب به سوی جنوب مرز شمال البرز را شکل می‌دهد و گسل‌های راندگی مرز جنوبی البرز (مانند گسل‌های شمال تهران و شمال قزوین) به سوی شمال شیب دارند (شکل ۱). وجود یک راندگی سراسری با شیب به سوی جنوب در شمال البرز نشان می‌دهد که حوضه کاسپین جنوبی در حال به زیرراندگی است (Tatar et al., 2007). مجموعه این راندگی‌های شمالی و جنوبی، کوتاه‌شدگی البرز بین ایران مرکزی، کاسپین جنوبی و اوراسیا را جبران می‌کنند. گسل‌های راست‌الغز البرز در ارتفاعات بلندتر این رشته‌کوه قرار گرفته‌اند. آگاهی

۲- روش مطالعه و داده

امروزه روش تابع گیرنده با استفاده از امواج دورلرز ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری به طور گسترده برای به تصویر کشیدن ناپیوستگی‌های لرزه‌ای در پوسته و گوشته بالایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. شکل موج، امواج حجمی دورلرز ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری سه مؤلفه‌ای (N-S, E-W, Z) شامل اطلاعات مفیدی در مورد چشمه زمین‌لرزه و مسیر انتشار در گوشته و ناحیه گیرنده هستند که می‌توان از آنها برای استخراج ساختار پوسته زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری استفاده کرد. تابع گیرنده در واقع پاسخ ساختار زیرسطحی گیرنده به امواج پیکری دورلرز است. پردازش‌های اصلی برای محاسبه تابع گیرنده عبارتند از:

۱- حذف پاسخ دستگاهی، در صورت متفاوت بودن پاسخ بسامدی سه لرزه‌نگار باید اثر دستگاهی از روی آنها حذف شود.

۲- چرخش، دو مؤلفه افقی (N, E) تحت زاویه سمت وارون (Back Azimuth) به جهات شعاعی و مماسی (R, T) و سپس چرخش سیستم مختصات ZRT به سیستم مختصات محلی پرتو LQT (P, S_p, S_{ph}) تحت زاویه تابش انجام می‌شوند.

۳- واهمامیختگی، به منظور حذف سیگنال P از مؤلفه Q، مؤلفه Q با سیگنال P روی مؤلفه L واهمامیخت شده است، با این کار اثرات ناحیه چشمه و مسیر انتشار گوشته از روی مؤلفه Q حذف می‌شود.

به مؤلفه Q واهمامیخت شده تابع گیرنده P گویند. روش تابع گیرنده P استفاده شده در این مطالعه شرح داده شده توسط Yuan et al. (1997) است.

در این مطالعه برای بررسی پوسته بخش خاوری البرز از داده‌های ثبت شده توسط ایستگاه‌های دو شبکه لرزه‌نگاری دائمی ساری و سمنان واقع در حاشیه جنوب خاوری دریای کاسپین استفاده شده است. شبکه ساری، واقع در بخش شمالی البرز خاوری، شامل ۳ ایستگاه دوره کوتاه سه مؤلفه‌ای و شبکه سمنان، واقع در بخش جنوبی البرز خاوری، شامل ۲ ایستگاه دوره کوتاه سه مؤلفه‌ای است. این شبکه‌های لرزه‌نگاری توسط مرکز لرزه‌نگاری ایران (ISC) اداره می‌شوند. شکل ۱ توزیع ایستگاه لرزه‌نگاری در شبکه‌های یادشده را نشان می‌دهد. نام و مختصات ایستگاه در جدول ۱ بیان شده است. ایستگاه‌ها مجهز به لرزه‌سنج SS-۱ و دارای بسامد طبیعی ۱ هرتر هستند. داده‌ها به طور مداوم با نرخ ۵۰ نمونه در ثانیه ثبت می‌شوند.

نگاشت زمین‌لرزه‌های دورلرزه‌ای ثبت شده بین سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۰، در این مطالعه استفاده شده است. بیش از ۴۰۰ رویداد دورلرزه‌ای با بزرگای از ۵/۵ در مقیاس موج‌های پیکری و در فواصل روکانونی بین ۳۰° تا ۹۵° برای تجزیه و تحلیل تابع گیرنده استفاده شد که بیشتر رویدادها در خاور شبکه‌های لرزه‌نگاری قرار داشتند (شکل ۲).

۳- مشاهده‌های تابع گیرنده

برای همه ایستگاه‌های هر دو شبکه که اسامی آنها در جدول ۱ آورده شده است تابع‌های گیرنده P محاسبه شد. تک‌تک تابع‌های گیرنده و برآیند آنها برای ایستگاه‌های شبکه ساری و سمنان در شکل ۳-الف و ۳-ب نشان داده شده است. به منظور هموار کردن تابع‌های گیرنده محاسبه شده، فیلتر میان‌گذر ۲ تا ۱۰ ثانیه به کار گرفته شد. بیش از برآیند تابع‌های گیرنده محاسبه شده در هر ایستگاه، به منظور بهبود نسبت سیگنال به نوفه، تابع‌های گیرنده برحسب افزایش سمت وارون مرتب و تصحیح دینامیکی برحسب کندی مرجع $6/4 s^2$ صورت گرفت. برآیند تابع‌ها در هر ایستگاه نیز در پنجره بالای هر ایستگاه در شکل ۳ نشان داده شده است. تبدیلات از ناپیوستگی موهو (مشخص شده با Moho Ps) در تمام تابع‌های گیرنده محاسبه شده در ایستگاه‌ها و در پنجره برآیند به روشنی دیده می‌شود. فاز Ps با خط چین قرمز رنگ مشخص شده است، هرچند در برخی از ایستگاه‌ها (شکل ۳-ب LAS

و SHM) به دلیل ناهمگنی پوسته وابستگی سمتی نشان می‌دهد. یکی از ویژگی‌های قابل توجه، که می‌توان در زیر تمام ایستگاه‌ها مشاهده کرد، حضور لایه رسوبی قابل توجهی با تأخیر در رسیدن حدود ۲-۰/۳ ثانیه است. همان گونه که در شکل ۳ ملاحظه می‌شود فازهای تبدیلی Ps از ناپیوستگی موهو در زمان رسیدن ۶/۰ تا ۷/۷ ثانیه دریافت شده‌اند.

بیشینه زمان رسیدن فاز تبدیلی Ps از ناپیوستگی موهو ۷/۷ ثانیه برای ایستگاه SHM، واقع در بخش مرکزی البرز خاوری دیده شد، در حالی که کمترین زمان رسیدن فاز تبدیلی Ps ۶/۰ ثانیه برای ایستگاه GLO در بخش شمالی منطقه دیده شد. زمان تأخیر فاز تبدیلی از ناپیوستگی موهو و ژرفای موهو محاسبه شده با استفاده از مدل مرجع AK135 (Kennett et al., 1995) در جدول ۲ بیان شده است. خطای محاسبه ژرفا با استفاده از تبدیل زمان به ژرفا، ۵٪ مدل سرعتی است که برابر ± 2 کیلومتر است.

۴- تغییرات ژرفای موهو

دو مقطع عرضی ژرفا مسافت در راستای خط برداشت‌های AA' و BB'، که به ترتیب در راستای مکان ایستگاه‌ها و عمود بر راستای ساختار زمین‌ساختی البرز خاوری هستند (شکل ۴) و کل منطقه مورد مطالعه را پوشش می‌دهند، تهیه شد. شکل ۴ موقعیت نقاط تبدیل P به S در ژرفای موهو را نشان می‌دهد که با علامت‌های (+) مشکی رنگ نمایش داده شده‌اند. برای تبدیل زمان به ژرفا، از مدل مرجع AK135 استفاده شده است.

شکل ۵، کوچ تابع‌های گیرنده را در راستای دو خط برداشت AA' و BB' نشان می‌دهد که در آن دامنه‌های مثبت از تابع‌های گیرنده به رنگ قرمز و رنگ آبی دامنه‌های منفی را نشان می‌دهد. موقعیت ناپیوستگی موهو با یک خط چین سیاه رنگ مشخص شده است. مرز موهو به خوبی با کوچ تابع‌های گیرنده به تصویر کشیده شده است و ستبرشدگی پوسته در زیر بخش مرکزی با ارتفاع بیشتر را در البرز خاوری نشان می‌دهد.

در امتداد خط برداشت AA' که از ایستگاه‌ها می‌گذرد، موهو به حدود ۶۰ کیلومتر (۷/۷ ثانیه) در زیر بخش مرکزی می‌رسد. به سوی شمال و جنوب خط برداشت AA'، ژرفای موهو به ۵۰~ کیلومتر می‌رسد (شکل ۵-الف). همان‌طور در شکل ۵-ب دیده می‌شود، ژرفای موهو در زیر بخش جنوبی خط برداشت BB'، در حدود ۵۵ کیلومتر (۶/۶ ثانیه) است. افزون بر آن یک افزایش در ژرفای موهو که بیش از ۶۰ کیلومتر (۷/۷ ثانیه) است در زیر بخش مرکزی آشکار است. در ادامه به سمت شمال خط برداشت BB' مجدداً ژرفای موهو کاهش یافته و به ۵۰~ (۶/۴ ثانیه) کیلومتر می‌رسد. این تصویر نشان می‌دهد پوسته در زیر البرز خاوری ستبرشدگی قابل ملاحظه‌ای دارد و ریشه‌ای با اندازه متوسط را در زیر رشته‌کوه آشکار می‌سازد.

سپس برای پیدا کردن مناسب‌ترین مقدار متوسط برای ژرفای پوسته و سرعت موج برشی در زیر هر یک از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، تابع‌های گیرنده مشاهده‌ای را مطابق روشی که توسط Kumar et al. (2007) توضیح داده شده، مدل‌سازی شده است. برای رسیدن به ثبات در مدل‌سازی، تبدیلی‌های موهو و بازتاب‌های چندگانه مربوطه، مدل‌سازی شده‌اند. ابتدا یک پنجره زمانی از نگاشت که شامل تبدیلات موهو و بازتاب‌های چندگانه مربوطه باشد (۵- تا حداکثر ۳۵ ثانیه) انتخاب شده است. مدل‌سازی ما با استفاده از مدل‌های سرعتی که بر اساس نتایج حاصل از مطالعات پیشین انجام شده بود در محدوده رشته‌کوه البرز (Sodoudi et al., 2009; Abbassi et al., 2010; Radjaee et al., 2010) انتخاب شد و نتایج به دست آمده از کوچ لرزه‌ای تابع‌های گیرنده (مانند زمان تبدیلی‌های از ناپیوستگی موهو و

برای پوسته وجود ندارد، اما نتایج ما نشان می‌دهد که ژرفای پوسته در زیر بخش خاوری کوه‌های البرز ۶۲-۵۰ کیلومتر است که به طور قابل توجهی سبتر تر از مطالعات گرانی است. همچنین نتایج به‌دست آمده در این پژوهش با نتایج مطالعات انجام شده دیگر (Sodoudi et al., 2009; Abbassi et al., 2010; Radjaee et al., 2010) در منطقه البرز سازگار است. (Radjaee et al., 2010) برای دو سایت (T3 و T4) که در بخش شمالی البرز خاوری واقع شده است و در مجاور ایستگاه PRN هستند (ایستگاه PRN فاصله جانبی به ترتیب ۱۰ و صفر کیلومتری با T3 و T4 دارد)، با استفاده از وارون‌سازی همزمان تابع‌های گیرنده و سرعت گروه موج‌های ریلی، ژرفای پوسته را ۵۴ و ۵۸ کیلومتر برآورد کردند. ژرفای ۵۲ کیلومتری محاسبه شده برای ایستگاه PRN در این پژوهش تأییدی بر کار آنها است. به‌تازگی، (Motavalli-Anbaran et al., 2011) در امتداد روند جنوب باختری شمال خاوری از صفحه عربستان تا صفحه توران مطالعات گرانی، نقشه‌برداری، توپوگرافی و جریان حرارت سطحی انجام دادند و ژرفای پوسته در زیر کوه البرز در بخش مرکزی را در حدود ۵۵ کیلومتر برآورد کردند که در مجاورت بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه (۳۶° عرض شمالی و ۵۳° طول خاوری) بوده و همخوانی بسیار خوبی با نتایج حاصل دارد. افزون بر آن نتایج مشابهی در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه توسط (Jimenez-Munt et al., 2012) از روش مدل‌سازی ساختار سنگ‌کره با استفاده از بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای گرانی بوگه گزارش شده است. نتایج آنها نشان می‌دهد ژرفای موهو در حدود ۵۲ تا ۵۸ کیلومتر در منطقه مورد مطالعه است. این یافته‌ها همخوانی خوبی با نتایج این پژوهش دارند. همچنین نتایج به‌دست آمده در این مطالعه نشان می‌دهد که سبترترین پوسته در زیر ایستگاهی به‌دست آمد که دارای بیشترین توپوگرافی منطقه مورد مطالعه است که همخوانی خوبی با فرضیه همستادی دارد.

سیاسگراری

لازم است از مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران برای در اختیار قرار دادن داده‌های مورد نیاز برای انجام این پژوهش سیاسگراری شود. این پژوهش با استفاده از نرم‌افزارهای (Stammler, 1993) Seismic Handler و GMT (Wessel & Smith, 1998) انجام گرفته است. همچنین از سرکار خانم دکتر فروغ صدودی، پژوهشگر مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پستدوم در آلمان برای کمک‌های قابل توجهی در نوشتن برخی از کدهای مورد استفاده در این تحقیق قدردانی می‌شود. این تحقیق با استفاده از طرح پژوهشی شماره ۵/۶۷۴۰ مورخ ۹۱/۷/۱ دانشگاه آزاد اسلامی واحد نوشهر مورد حمایت قرار گرفت.

لایه‌های رسوبی) آغاز شد. مدل‌هایی مناسب بودند که هم‌پوشانی قابل قبولی بین تبدیل‌های موهو و بازتاب‌های چندگانه مربوطه از نظر دامنه و زمان رسید داشتند. شکل ۶ چند مرحله از مدل‌سازی مستقیم تابع‌های گیرنده P را برای ایستگاه KIA نشان می‌دهد.

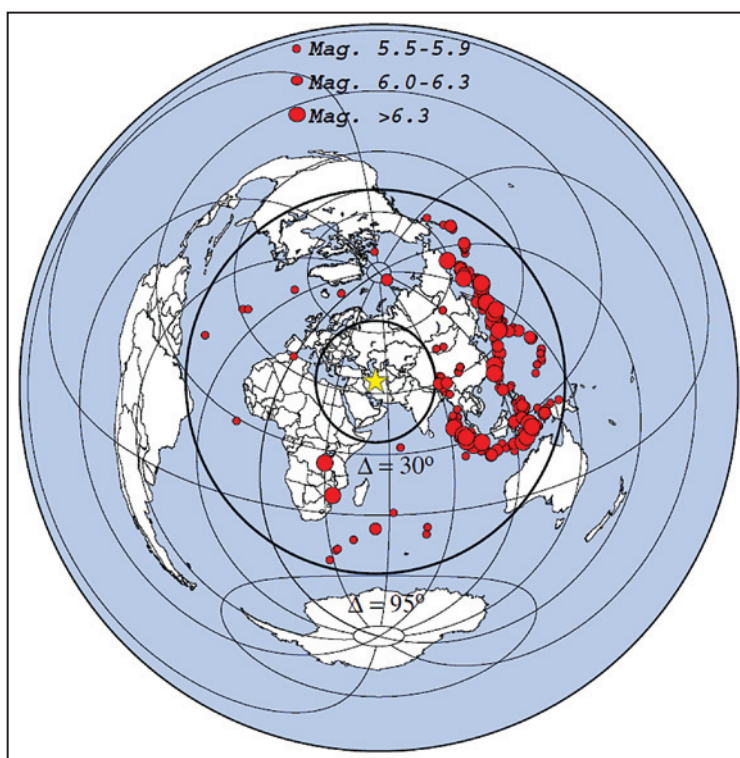
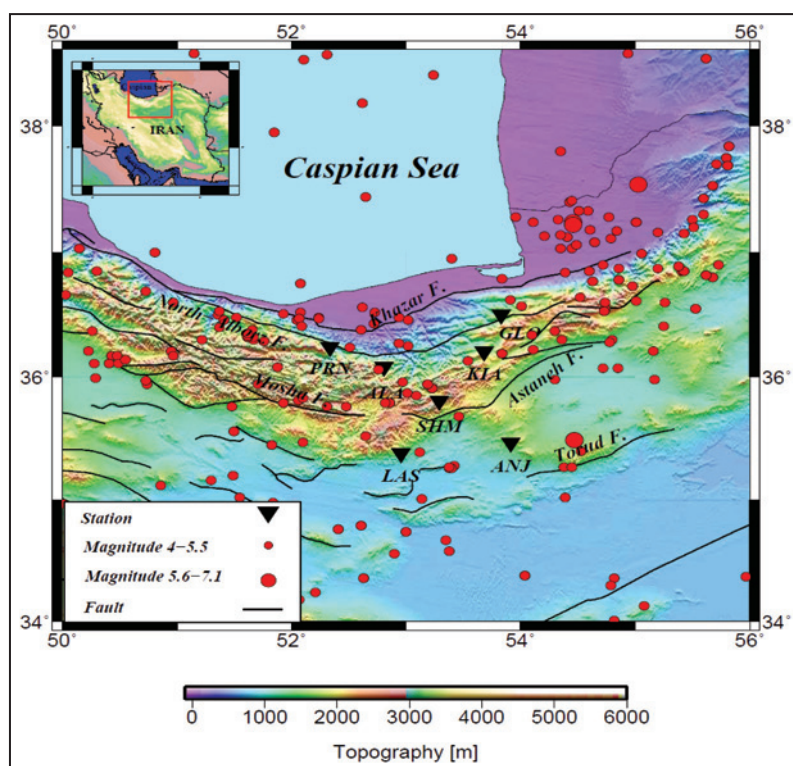
شکل ۶ مقایسه‌ای بین نگاشت‌های محاسبه‌ای و مشاهده‌ای (سمت راست) برای مدل‌های ارائه داده شده (سمت چپ)، را نشان می‌دهد. در شکل ۶- الف تبدیل‌های مستقیم PS و بازتاب‌های مربوطه به خوبی در نگاشت‌های محاسبه‌ای و مشاهده‌ای با یکدیگر هم‌پوشانی دارند. شکل ۶- ب دربردارنده اطلاعات اضافی تری شامل لایه رسوبی در ژرفای ۱۰ کیلومتری (حدود ۱ ثانیه) و موهو در ژرفای ۵۰ کیلومتری است. در مدل ۶- ج، سبترای لایه رسوبی ۸ کیلومتر و ژرفای موهو ۵۴ کیلومتر به دست آمده است. مدل ۶- د، بهترین مدل تعریف شده برای ساختار پوسته در زیر ایستگاه KIA است که هم‌پوشانی قابل قبولی نسبت به حالات پیش در نگاشت دارد. ژرفای پوسته در زیر این ایستگاه ۵۲ کیلومتر به‌دست آمد.

نتایج نشان می‌دهد که متوسط ژرفای موهو در زیر بخش شمالی کوه‌های البرز خاوری ۵۱~ کیلومتر و ۶۲~ کیلومتر در زیر ایستگاه SHM با توپوگرافی بلند، واقع در بخش مرکزی منطقه است و مجدد ژرفای پوسته به ۵۲~ کیلومتر در زیر بخش جنوب البرز خاوری می‌رسد. نتایج حاصل برای ژرفای موهو در جدول ۲ نمایش داده شده است.

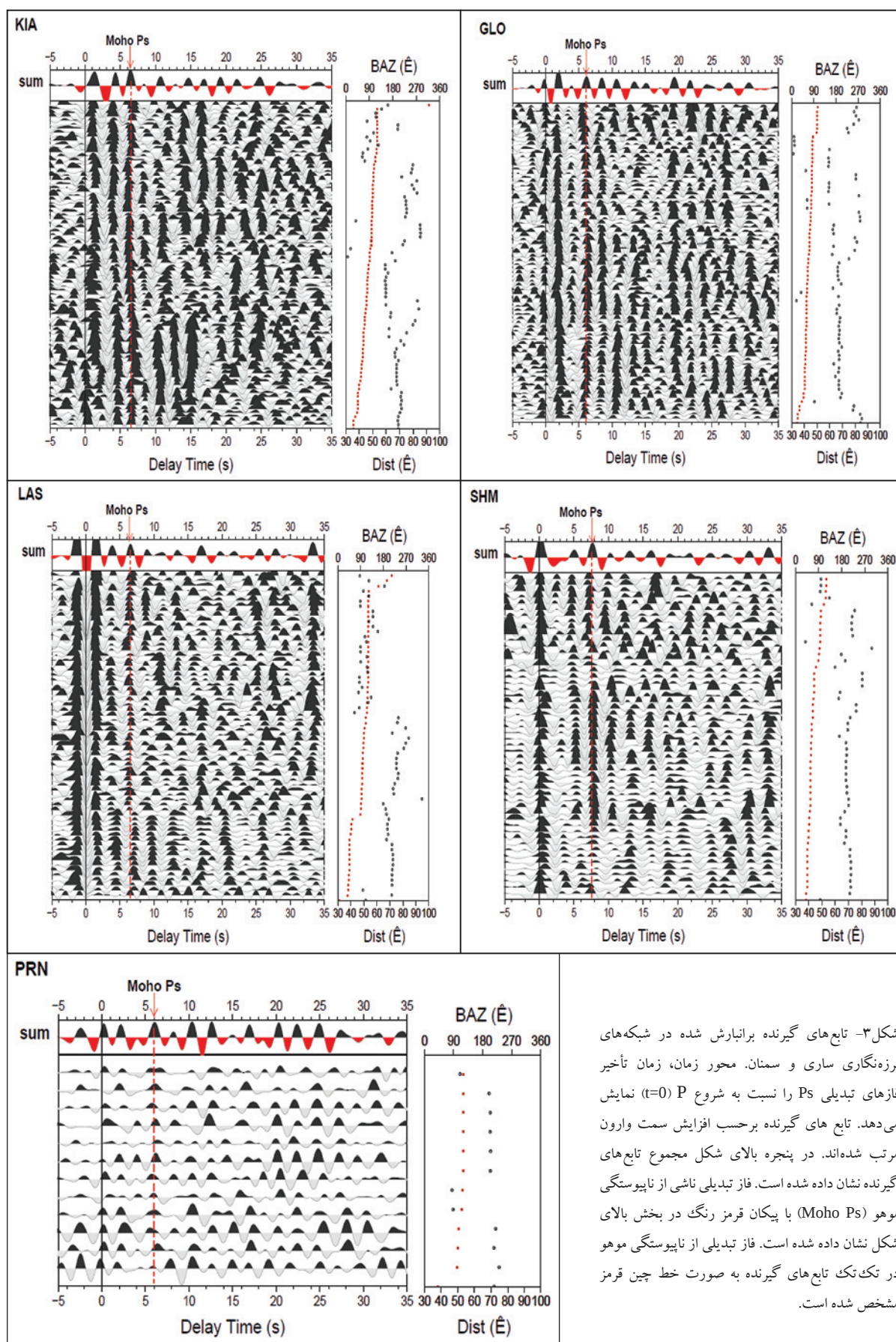
۶- بحث و نتیجه‌گیری

در این پژوهش نتایج حاصل از کوچ و مدل‌سازی مستقیم تابع‌های گیرنده را برای تعیین ژرفای پوسته بهینه در زیر بخش خاوری کوه‌های البرز ترکیب شده است. نتایج کوچ تابع‌های گیرنده نشان می‌دهد که متوسط ژرفای موهو در منطقه مورد مطالعه در حدود ۵۵ کیلومتر است که سازگاری خوبی با نتایج به‌دست آمده از مدل‌سازی تابع‌های گیرنده (تقریباً ۵۶ کیلومتر) دارد. نتایج حاصل از مدل‌سازی تابع‌های گیرنده نشان می‌دهد که سبترترین بخش پوسته البرز خاوری زیر منطقه بخشی از رشته‌کوه با توپوگرافی بالا (در زیر ایستگاه SHM) واقع شده است. کوچ لرزه‌ای تابع گیرنده P نیز نشان داد که ژرفای پوسته به بیش از ۶۰ کیلومتر در زیر این ایستگاه می‌رسد. این مقادیر نسبتاً زیاد ژرفای پوسته را می‌توان با توجه به سابقه طولانی از کوتاه‌شدن پوسته در این منطقه در ارتباط دانست. از تجزیه و تحلیل گرانی، (Dehghani & Makris, 1984) نشان دادند که پوسته در سراسر شمال ایران مرکزی ژرفایی در حدود ۳۵ تا ۴۰ کیلومتر دارد. آنها همچنین پیشنهاد کردند که محدوده البرز به‌طور همستادی تحت جبران در سطح موهو است و هیچ ریشه‌ای

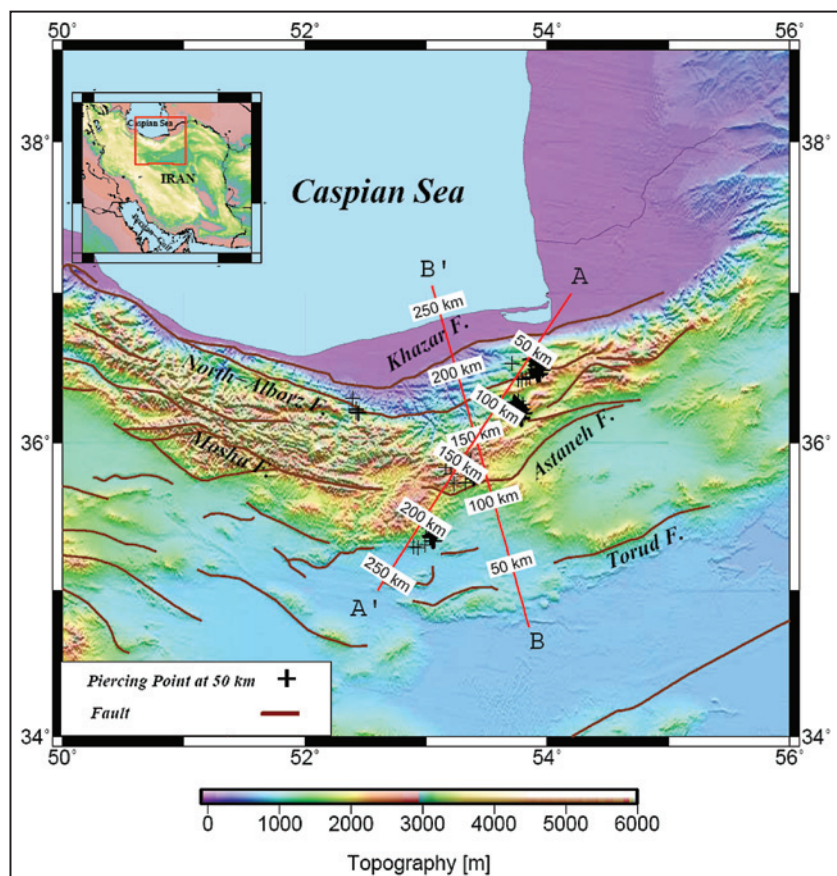
شکل ۱- موقعیت لرزه خیزی و توپوگرافی گستره مورد مطالعه و پراکندگی ایستگاه‌های دوره کوتاه دائمی شبکه‌های لرزه‌نگاری ساری و سمنان ملی لرزه‌نگاری وابسته مرکز لرزه‌نگاری کشوری (ISC). دایره‌های توپر قرمز رنگ زمین لرزه‌های ثبت شده از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱ توسط این شبکه‌ها هستند. ایستگاه‌ها با مثلث‌های وارونه توپر و گسل‌های اصلی به رنگ مشکی نمایش داده شده است.



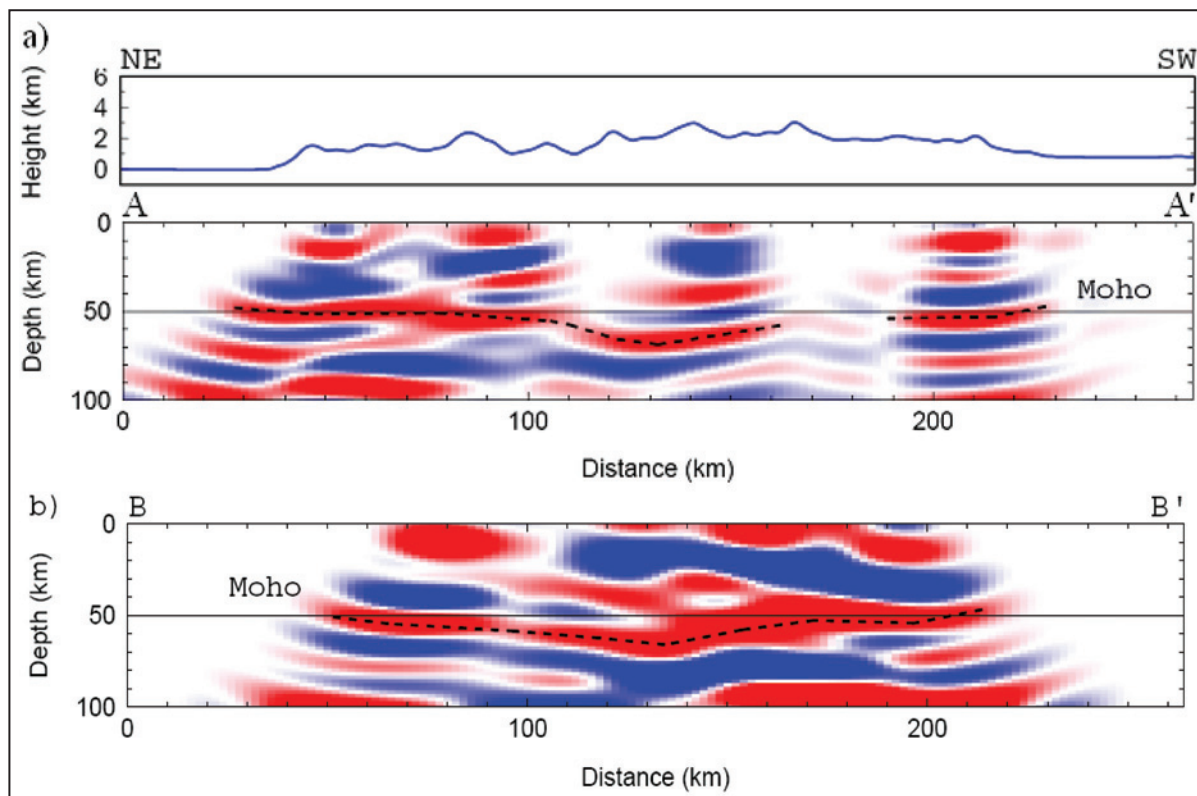
شکل ۲- توزیع روکانون زمین لرزه‌های دور لرز که توسط شبکه‌های لرزه‌نگاری ساری و سمنان در بین سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۰ میلادی ثبت شده‌اند. دایره‌های توپر قرمز رنگ نماینده روکانون زمین لرزه‌های دور لرزه‌ای و ستاره زرد رنگ مرکز منطقه مورد مطالعه است. دایره سیاه رنگ بزرگ فواصل روکانونی زمین لرزه‌های دور لرز را نشان می‌دهد ($\Delta=95^\circ$, $\Delta=30^\circ$).



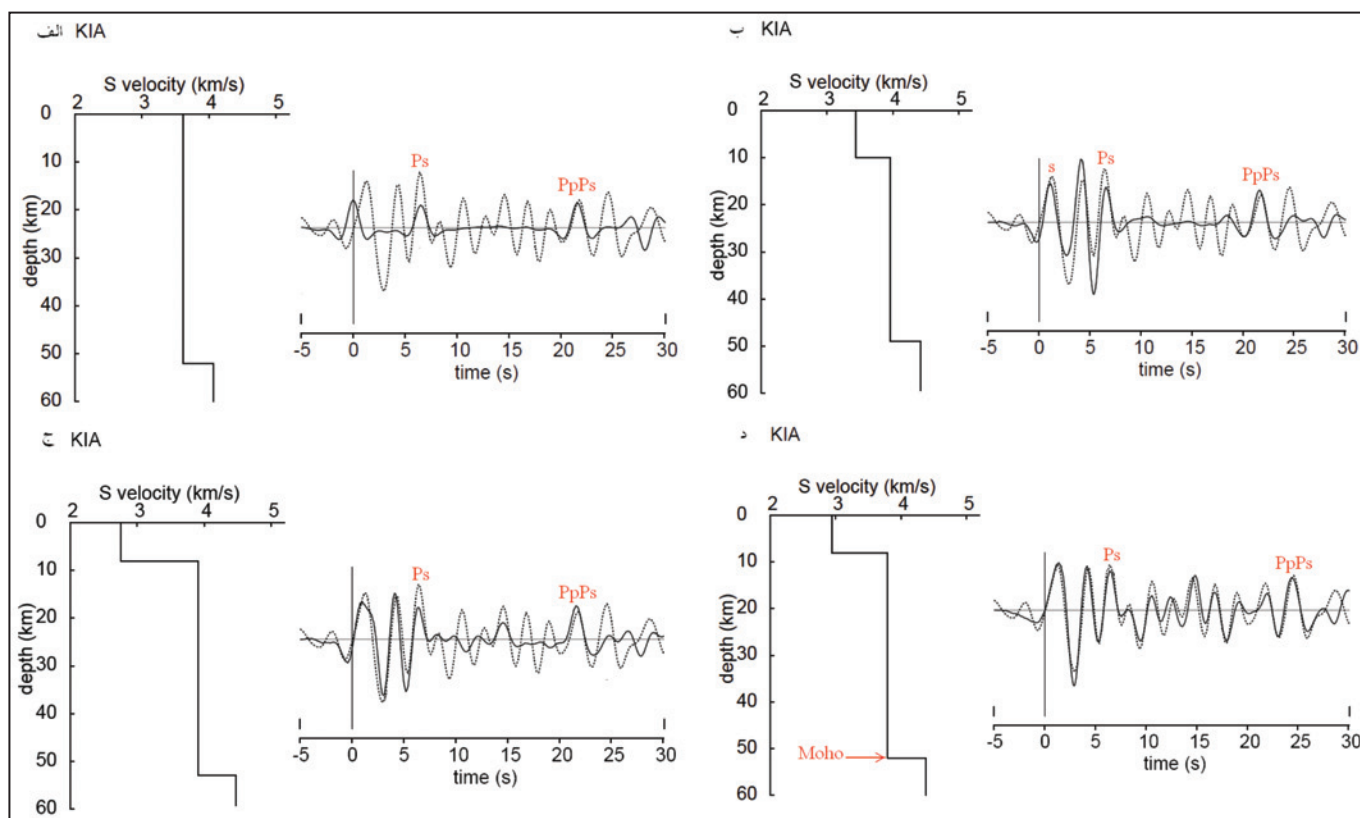
شکل ۳- تابع‌های گیرنده برانبارش شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری ساری و سمنان. محور زمان، زمان تأخیر فازهای تبدیلی Ps را نسبت به شروع P ($t=0$) نمایش می‌دهد. تابع‌های گیرنده برحسب افزایش سمت وارون مرتب شده‌اند. در پنجره بالای شکل مجموع تابع‌های گیرنده نشان داده شده است. فاز تبدیلی ناشی از ناپیوستگی موهو (Moho Ps) با پیکان قرمز رنگ در بخش بالای شکل نشان داده شده است. فاز تبدیلی از ناپیوستگی موهو در تک‌تک تابع‌های گیرنده به صورت خط چین قرمز مشخص شده است.



شکل ۴- موقعیت نقاط تبدیل در ژرفای ناپیوستگی موهو. AA' و BB' موقعیت دو مقطع عرضی در منطقه هستند که به ترتیب در راستای مکان ایستگاه‌ها و عمود بر راستای زمین ساختی البرز خاوری هستند.



شکل ۵- مقاطع دوی بُعدی ژرفا- مسافت در امتداد خط برداشت‌های AA' و BB' (نشان داده شده در شکل ۴). ژرفای موهو در بخش جنوبی مقطع‌ها حدود ۵۰ کیلومتر است که به بیش از ۶۰ کیلومتر در بخش مرکزی می‌رسد و به سمت شمال ژرفای موهو کاهش یافته و مجدداً به حدود ۵۰ کیلومتر می‌رسد.



شکل ۶- نمونه‌هایی از مدل‌سازی مستقیم تابع گیرنده برای ایستگاه KIA. خط‌چین‌ها در سمت راست نشان‌دهنده توابع گیرنده مشاهده‌ای و خط‌های پر نشان‌دهنده توابع گیرنده محاسبه‌ای برای مدل‌های نشان داده شده در سمت چپ هستند.

جدول ۱- مختصات ایستگاه‌های لرزه‌نگاری استفاده شده در این مطالعه.

ارتفاع (m)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	کد ایستگاه	نام ایستگاه	شبکه لرزه نگاری
	E (degree)	N (degree)			
ساری	۳۶/۵۰	۵۳/۸۳	GLO	Galugah	
	۳۶/۲۱	۵۳/۶۸	KIA	Kiasar	
	۳۶/۲۴	۵۲/۳۴	PRN	Peran	
سمنان	۳۵/۳۸	۵۲/۹۶	LAS	Lasjerd	
	۳۵/۴۷	۵۳/۹۱	SHM	Shahmirzad	

جدول ۲- زمان تبدیل موج‌های Ps، ژرفاهای مربوطه، ژرفای موهو به دست آمده از مدل‌سازی روپیش (forward modeling) تابع‌های گیرنده، متوسط سرعت موج‌های S در پوسته و تعداد تابع‌های گیرنده موج‌های P برای هر یک از ایستگاه‌های لرزه‌ای.

Station Code	Ps Moho time (s)	Moho depth (± 2 km) as AK135	Moho depth (km) as modeling	Average Vs in crust (km/s)	Number of PRFs
GLO	۶/۰	۵۱	۵۰	۳/۵	۸۲
KIA	۶/۴	۵۴	۵۲	۳/۶	۸۹
LAS	۶/۶	۵۶	۵۲	۳/۵	۶۵
PRN	۶/۰	۵۱	۵۲	۳/۶	۱۲
SHM	۷/۷	۶۵	۶۲	۳/۷	۵۳

References

- Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M., Hatzfeld, D. & Priestley, K., 2010- Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran), *J. Geodyn.*, 49, 68–78.
- Alavi, M., 1996-Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran, *J. Geodyn.*, 21(1), 1-33, doi:10.1016/0264-3707(95)00009-7.
- Asudeh, I., 1982-Seismic Structure of Iran from Surface and Body Wave Data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 71, 715-730.
- Dehghani, G. A. & Makris, J., 1984- The gravity field and crustal structure of Iran, *Neues Jahrb. Geol. Palaentol.*, 168, 215-229.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. & Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148(2), 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.
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Saura, E., Vergés, J. & 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, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05580.x.
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R. & Buland, R., 1995- Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes, *Geophys. J. Int.*, 122(1), 108-124.
- Kumar, P., Yuan, X., Kumar, M. R., Kind, R., Li, X. & Chadha, R. K., 2007- The rapid drift of the Indian tectonic plate, *Nature* ,449:894–897. doi:10.1038/nature06214.
- Motavalli-Anbaran, S. H., Zeyen, H., Brunet, M. F. & Ebrahimzadeh Ardestani, V., 2011- Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling, *Tectonics* 30. doi:10.1029/2011TC002934.
- Priestley, K., Baker, C. & Jackson, J., 1994- Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions, *Geophys. J. Int.*, 118, 111-141.
- Radjaee, A., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K. & Hatzfeld, D., 2010- Variation of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran. *J. int.*, 181, 173-184. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04518.x.
- Sobouti, F. & Arkani-Hamed, J., 1996- Numerical modelling of the deformation of the Iranian plateau. *Geophys. J. Int.* 126, 805– 818.
- 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, *Geophys. J. Int.*, 177, 733–742, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04115.x.
- Stammler, K., 1993- Seismichandler—programmable multichannel data handler for interactive and automatic processing of seismological analyses, *Comput. Geosci.* 19:135–140.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. & Bergman, E., 2007- The 2004 May28 Baladeh earthquake (mw 6.2) in the Alborz, Iran: overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran, *Geophys. J. Int.*, 170, 249–26.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nakali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chery, J., 2004- Presentday crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int.* 157, 381-398.
- Wessel, P. & Smith, W. H. F., 1998- New, improved version of Generic Mapping Tools Released. *EOS Trans Am Geophys Union* 79:579.
- Yuan, X., Ni, J., Kind, R., Mechie, J. & Sandvol, E., 1997- Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment, *J. Geophys. Res.*, 102, 27491-27500.

Crustal Structure in the Eastern Part of the Alborz Mountains (Iran) from Converted P Wave Phases

N. Afsari ^{1*}, F. Taghizadeh-Farahmand ² & M. R. Ghassemi ³

¹ Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Islamic Azad University, Nowshahr Branch, Mazandaran, Iran

² Assistant Professor, Department of Physics, Islamic Azad University, Qom Branch, Qom, Iran

³ Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2013 July 15

Accepted: 2013 November 11

Abstract

The Alborz Mountains are part of the Alpine-Himalayan orogenic belt, situated to the south of the Caspian Sea and north of the Central Iran. The region is undergoing extensive crustal deformation and shortening between the north-central Iran and the rigid South Caspian Basin crust. In this study, we used the P-wave receiver function modeling to investigate the crustal structure beneath the eastern part of the Alborz Mountains from data recorded between 2004-2010 in Sari and Semnan seismic networks of short-period seismographs, permanently deployed across the area. We observed clear conversions (Ps) from the Moho boundary, and we used them to define a model for the crust of the eastern Alborz. Our analysis indicates a thickening of the crust from $\sim 51 \pm 2$ km beneath the northern part of the eastern Alborz to $\sim 62 \pm 2$ km beneath the central part of the region, then a thinning of the crust to $\sim 52 \pm 2$ km towards south of the eastern Alborz Mountains.

Keywords: Alborz, Moho Discontinuity, P-Wave Receiver Function, Forward Modeling.

For Persian Version see pages 49 to 56

*Corresponding author: N. Afsari; E-mail: ng_afsari@yahoo.com