



## تعیین عمق موهو و نسبت $Vp/Vs$ پوسته در دامنه شمالی ارتفاعات بینالود دشت مشهد با استفاده از روش توابع گیرنده زلزله‌های دور لرز ثبت شده در شبکه لرزه نگاری خراسان

حسین صادقی<sup>۱\*</sup>، بهرام نصیری پور<sup>۱</sup>، ایوب کاویانی<sup>۲</sup>، هیروشی تاکناکا<sup>۳</sup>

۱- مرکز تحقیقات زمینلرزه شناسی دانشگاه فردوسی مشهد      ۲- گروه فیزیک، مؤسسه مطالعات پیشرفته در علوم پایه، زنجان

۳- گروه علوم زمین و سیارات دانشگاه کیوشو ژاپن

\*پست الکترونیک: sadeghi@ferdowsi.um.ac.ir

### چکیده

سرزمین خراسان یکی از فعالترین مناطق لرزه خیز در فلات ایران می‌باشد که در دو پهنه کپه داغ و ایران مرکزی قرار گرفته است. در این مطالعه ضخامت پوسته ( $H$ ) و نسبت سرعت موج طولی به موج عرضی ( $Vp/Vs$ ) پوسته در مشهد (مرکز استان خراسان رضوی) با استفاده از روش تابع گیرنده مورد بررسی قرار گرفته است. در این تحقیق داده‌های حاصل از سه ایستگاه آرایه مشهد وابسته به شبکه لرزه نگاری باند پهن خراسان - مرکز تحقیقات زمینلرزه شناسی دانشگاه فردوسی مشهد - مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در تابع گیرنده شعاعی، اولین فاز بعد از موج مستقیم  $P$  که دامنه نسبتاً بالایی دارد، فاز تبدیل یافته  $P$  به  $S$  ( $Ps$ ) است که در تمامی ایستگاهها به وضوح مشخص می‌باشد. بنابراین با برداشتن زمان رسید فاز  $Ps$  از روی تابع گیرنده شعاعی و با استفاده از رابطه زمان - عمق برای این فاز و بر اساس مدل  $IASPEI 1991$  ضخامت پوسته در زیر هر ایستگاه تخمین زده می‌شود. در مرحله بعد به منظور پردازش مناسب تعداد زیادی از اشکال امواج دورلرز، کاهش اثرات تغییرات جانبی ساختار، محاسبه واریانس و عدم نیاز به برداشتن زمان رسید فازهای تبدیل یافته  $P$  به  $S$  از روش برانبارش ( $Stacking$ ) شو-کاناموری استفاده شده است (شو و کاناموری، ۲۰۰۰). بر اساس نتایج حاصل از این روش، متوسط ضخامت پوسته در ناحیه مورد مطالعه،  $51 \pm 3$  کیلومتر و متوسط نسبت  $Vp/Vs$  پوسته برابر با  $1/65 \pm 0/06$  است.

**واژه‌های کلیدی:** تابع گیرنده، ضخامت پوسته،  $Vp/Vs$ ، مشهد.

### مقدمه

ضخامت پوسته در اروپا تشخیص داد. مرز جداکننده سنگهای پوسته‌ای از سنگهای گوشته موهو نامیده می‌شود. این مرز بیان کننده تغییر عمده در سرعتهای لرزه‌ای، ترکیبات شیمیایی و سنگ شناسی است و عمق آن در تشخیص ساختار کلی پوسته، زمین شناسی و تکتونیک ناحیه مورد استفاده قرار می‌گیرد. ضخامت پوسته در بعضی از نواحی استانهای خراسان توسط برخی از محققان با استفاده

حد فاصل گوشته - پوسته ناپیوستگی مشخصی در سرعت موجهای لرزه‌ای می‌باشد که بازتابنده‌ها و شکنناهای مؤثری برای انرژی لرزه‌ای تابیده می‌باشد. تلاش برای تعیین ضخامت پوسته به سال ۱۹۱۰ برمی‌گردد. هنگامی که محقق کروات موهوروویچ ( $Mohorovicic$ ) برای اولین بار افزایش ناگهانی در سرعت امواج در زیر نواحی کم

عمق ۱۰۰ متری قرار گرفته است). بر اساس نتایج حاصل از این مطالعه، ضخامت پوسته ۵۲ کیلومتر برآورد شده است.

در این پژوهش برای تعیین عمق موهو و نسبت  $Vp/Vs$  پوسته در مشهد از روش تابع گیرنده استفاده شده است. این روش که یکی از کاربردی‌ترین روشهای ژئوفیزیکی است، در برخی نواحی ایران از جمله تهران (دولویی و رابرتز، ۲۰۰۳) و زاگرس (پل و همکاران، ۲۰۰۶) مورد استفاده قرار گرفته است. داده‌های مورد نیاز در این روش داده‌های امواج حجمی دورلرز (Teleseismic) می‌باشند که زاویه برخورد آنها نزدیک به قائم است و اثر ناهمگنیهای جانبی آن به حداقل می‌رسد. بنابراین نتایجی که از این طریق به دست می‌آیند از درجه اطمینان بالاتری برخوردارند. مطالعه اخیر سه ایستگاه واقع در دشت مشهد از شبکه لرزه نگاری باند پهن خراسان وابسته به مرکز تحقیقات زمینلرزه شناسی دانشگاه فردوسی مشهد را تحت پوشش قرار می‌دهد.

### موقعیت جغرافیایی، وضعیت زمین شناسی و تکتونیکی دشت مشهد

دشت مشهد در شمال خاوری ایران زمین و در حد فاصل عرض و طول جغرافیایی  $36^{\circ}$  تا  $30^{\circ}$  شمالی و  $30^{\circ}$  تا  $59^{\circ}$  شرقی قرار دارد. دشت مشهد در حد فاصل کوههای بینالود و هزار مسجد، با امتداد شمال غرب - جنوب شرق واقع است. بلندترین نقطه این ناحیه  $1730$  متر و پست ترین نقطه آن  $809$  متر از سطح دریا ارتفاع دارد.

با توجه به نقشه زمین شناسی چهار گوش مشهد به مقیاس  $1:100000$  سازمان زمین شناسی کشور، چهارچوب ساختاری - چینه‌ای گستره مشهد به سه محدوده متفاوت از هم تقسیم می‌شود که به ترتیب از شمال به جنوب شامل محدوده کپه داغ، محدوده مفصلی (Suture Zone) و

از روشهای مختلف ژئوفیزیکی مورد بررسی قرار گرفته است که از جمله کارهای انجام شده در این زمینه می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

آسوده (۱۹۸۲)، با استفاده از تحلیل امواج سطحی و حجمی زمین لرزه‌های ثبت شده در ایستگاههای مشهد و شیراز، با در نظر گرفتن پروفیلی که در امتداد شیراز به طرف مشهد بود، نشان داد که ضخامت پوسته برای این پروفیل  $43$  کیلومتر است. ضخامت پوسته در زیر این پروفیل توسط محققان دیگری نیز محاسبه و مقادیر مختلفی همچون  $52$  تا  $55$  کیلومتر (معظمی گودرزی، ۱۹۷۴)،  $48$  کیلومتر (گانیتر و توکسوز، ۱۹۷۸) و  $44$  کیلومتر (توبمن، ۱۹۸۱) برای ضخامت پوسته در ناحیه مذکور ارائه شده است.

دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) ساختار پوسته ایران را با استفاده از داده‌های گرانی مورد مطالعه قرار دادند. نتایج حاصل از این مطالعه به این صورت ارائه شد: ضخامت پوسته در کویر و لوت کمتر از  $40$  کیلومتر، در شرق ایران بین  $45$  تا  $48$  کیلومتر و در امتداد کوه‌های البرز این ضخامت کمتر از  $35$  کیلومتر. فرهد و همکاران (۲۰۰۳) با تحلیل پس لرزه‌های زمین لرزه ۱۹۹۷ قائن - بیرجند (اردکول)، مدل پوسته شرق ایران را تهیه نمودند که بر اساس این مدل ضخامت موهو در منطقه تحت مطالعه  $43$  کیلومتر و نسبت  $Vp/Vs$ ،  $1/85$  تعیین شد. جوان دولویی و غفوری آشتیانی (۱۳۸۴) با استفاده از روش تابع گیرنده ساختار پوسته در ناحیه مشهد را مورد مطالعه قرار دادند. در این مطالعه از داده‌های ایستگاه لرزه نگاری MAIO استفاده شده است (این ایستگاه در مختصات  $36/30$  درجه شمالی و  $59/4945$  درجه شرقی نصب شده و لرزه نگار سه مؤلفه‌ای این ایستگاه از نوع باند پهن درون چاهی بوده و در

محدوده بینالود است.

الف) ارتفاعات بینالود سلسله جبال خمیده با راستای تقریباً شرقی - غربی و تحدیبی به سمت شمال است و دربرگیرنده سنگها و رسوبات پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک بوده که از دید ژئوتکتونیک در لبه شمال شرقی قطعه لیتوسفری ایران قرار گرفته است. این سلسله جبال، یک نوار چین خورده و گسلیده از نوع نازک پوسته‌ای (*Thin skinned fold and thrust belt*) است که به دنبال تصادم میان قطعات لیتوسفری ایران و توران در حاشیه شمال شرقی ایران تشکیل شده است.

ب) محدوده مفصلی بین محدوده بینالود و کپه داغ واقع شده و شامل سنگهای دگرگونی و مجموعه افیولیتی است. مجموعه افیولیتی و سنگهای دگرگون مرتبط با آن، نوارهایی به طول دهها کیلومتر با روند شمال غرب - جنوب شرق را در دامنه شمالی ارتفاعات بینالود تشکیل می‌دهند. این محدوده محل برخورد قطعه لیتوسفری ایران در جنوب و قطعه لیتوسفری توران در شمال است که با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس (*Paleotethys*) همراه بوده است. خط مفصل (*Suture*) پالئوتتیس در امتداد جنوبی دشت مشهد و شمال ارتفاعات بینالود قرار می‌گیرد. فسیلهای به دست آمده از سنگ آهکهای نازک لایه رسوبات توریدایتی مربوط به کمپلکس افیولیتی، سن پرمین بالا را برای این مجموعه نشان می‌دهد.

پ) محدوده کپه داغ از سازندهای گوناگونی تشکیل شده است که حاصل حوضه رسوبی و زون ساختاری کپه داغ بوده و محیط رسوب گذاری آنها عمدتاً اپی کانتینتال است.

تکتونیک حاکم بر منطقه نیز بازتاب نحوه ارتباط این محدوده‌ها با یکدیگر است. به طور کلی گسلهای رانندگی و

صفحات رورانده، عمده ترین ساختمانهای زمین شناسی در منطقه هستند (خصوصاً ارتفاعات بینالود). تقریباً تمامی گسلهای رانندگی روندی شمال غربی - جنوب شرق داشته و سوی حرکت در تمامی آنها از شمال، شمال شرق به سمت جنوب و جنوب غرب است. این رانندگیها بیانگر کوتاه شدگی در راستای شمال شرق - جنوب غرب هستند که تحت تأثیر یک میدان استرس انقباضی (*Compressive*) ایجاد شده و منجر به گسلهای امتداد لغز و شکستگیهای کششی نیز شده است. عامل این استرس انقباضی را می‌توان بسته بودن اقیانوس پالئوتتیس، تصادم قطعات لیتوسفری توران و ایران دانست که باعث فرورانش قطعه لیتوسفری ایران به زیر قطعه لیتوسفری توران می‌گردد. موقعیت ایستگاههای لرزه نگاری آرایه مشهد (مشهد، نجفی و چهارچشمه) بر روی نقشه زمین شناسی (اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهار گوش مشهد) نشان داده شده است. این ایستگاهها در محدوده مفصلی بین شمال ارتفاعات بینالود و حاشیه جنوبی کپه داغ شرقی واقع شده‌اند. ایستگاه مشهد (MH) بر روی مخروط افکنه دوره کواترنری، ایستگاه نجفی (NJ) بر روی تناوب رادیولاریت - اسلیت و سنگهای اولترابازیک دوران پالئوزوئیک و ایستگاه چهارچشمه (CH) بر روی سنگهای اولترابازیک قرار دارد (شکل ۱).

### روش مطالعه

تشخیص ساختار پوسته و گوشته فوقانی هدف مستمر مطالعات ژئوفیزیکی است و روش تابع گیرنده (*Receiver Function*)، روش قدرتمند نسبتاً جدیدی در به دست آوردن اطلاعات در مورد ناپیوستگی در پوسته و گوشته فوقانی زیر ایستگاههای لرزه نگاری سه مؤلفه‌ای

$S$  از  $P$  و چندگانه‌ها در ناپیوستگیهای ساختمان زمین در زیر ایستگاه لرزه نگاری است. با توجه به تفاوت زیاد سرعت در مرز پوسته و گوشته تبدیل یافته‌های  $S$  در موهو ( $Ps$ ) اغلب بزرگترین سیگنال است که به دنبال موج مستقیم  $P$  می‌رسد. در این مقاله برای محاسبه تابع گیرنده پارامتر سطح ایستابی برابر با  $0/01$  و پهنای فیلتر پایین گذر گوسی را برابر با  $0/4$  هرترز در نظر می‌گیریم. اختلاف در زمان سیر بین موج مستقیم  $P$  و تبدیل یافته آن ( $t_{Ps} - t_P = t_{Ps}$ ) به صورت زیر داده می‌شود:

$$t_{Ps} = H \left( \left( V_S^{-2} - p^2 \right)^{\frac{1}{2}} - \left( V_P^{-2} - p^2 \right)^{\frac{1}{2}} \right) \quad (1)$$

که در این رابطه  $p$  پارامتر پرتو موج مستقیم  $P$ ،  $H$  عمق ناپیوستگی،  $V_S$  سرعت موج  $S$  و  $V_P$  سرعت موج  $P$  در لایه است. حال با توجه به رابطه (۱)، مدل استاندارد سرعت  $1991$  IASPEI و برداشتن زمان رسید فاز  $Ps$  از روی رد تابع گیرنده شعاعی، عمق  $H$  محاسبه می‌شود. با توجه به این که عمق، وابستگی زیادی به  $V_S$  دارد، برای کاهش دادن ابهامات ناشی از این وابستگی، فازهای بعدی ( $PpPs$  و ...) را نیز می‌توان در نظر گرفت. برای فاز  $PpPs$  اختلاف زمانی به صورت رابطه (۲) داده می‌شود (زانت و همکاران، ۱۹۹۵ و شو و کاناموری، ۲۰۰۰).

$$t_{PpPs} = H \left( \left( V_S^{-2} - p^2 \right)^{\frac{1}{2}} + \left( V_P^{-2} - p^2 \right)^{\frac{1}{2}} \right) \quad (2)$$

به منظور پردازش مناسب تعداد زیادی از اشکال موج دورلرز، عدم نیاز به برداشتن زمان رسید فازهای مختلف و همچنین افزایش نسبت سیگنال به نوفه از روش برانبارش توابع گیرنده از فواصل رومرکزی مختلف از ایستگاه استفاده می‌شود (شو و کاناموری، ۲۰۰۰). انجام یک پردازش موفق مستلزم این است که توابع گیرنده از لحاظ پارامتر پرتو همسان سازی شوند. برای این منظور، تصحیح برونراند

است. در این روش برای تصویر ساختارهای پوسته‌ای در زیر ایستگاههای لرزه نگاری ایزوله شده، از اشکال موج حجمی ( $Body Wave$ ) دورلرز ( $Telesismic$ ) استفاده می‌شود. برای جدا کردن شکل موج  $P$  از رکوردهای خام سرعت، از پنجره زمانی به طول ۱۸۰ ثانیه استفاده شده که این پنجره زمانی ۶۰ ثانیه قبل از رسید موج  $P$  و ۱۲۰ ثانیه بعد از آن است. در این روش موج  $P$  حاصل از یک رویداد دورلرز وقتی به ناپیوستگیهای پوسته یا گوشته فوقانی می‌رسد به موج  $S$  تبدیل می‌شود. این فاز که به صورت  $Ps$  نمایش داده می‌شود، بعد از موج مستقیم  $P$  به ایستگاه می‌رسد (سرعت موج  $S$  نسبت به موج  $P$  کمتر است). علاوه بر فازهای تبدیل یافته مستقیم  $Ps$ ، چندگانه‌های ( $Multiple$ ) حاصل از ناپیوستگی و سطح آزاد بر روی رد ( $Trace$ ) توابع گیرنده دیده می‌شوند. بنابراین با توجه به اختلاف زمان در ورود موج مستقیم  $P$  و فازهای تبدیل یافته، عمق ناپیوستگی با استفاده از یک مدل سرعت مرجع محاسبه می‌شود. به منظور حصول تابع گیرنده  $P$  مراحل زیر انجام می‌شود. ابتدا دو مؤلفه افقی  $N$  و  $E$  به جهات شعاعی  $R$  و مماسی  $T$  چرخانده می‌شود. بیشتر انرژی موج مستقیم  $P$  و  $Ps$  به ترتیب در مؤلفه‌های  $Z$  و  $R$  است. همچنین عمل چرخش از مؤلفه‌های  $ZRT$  به سیستم مختصات  $LQT$  انجام می‌شود. در این مختصات موج  $P$  در مؤلفه  $L$  غالب است در حالی که مؤلفه‌های  $Q$  و  $T$  عمدتاً محتوی انرژی موج تبدیل یافته  $S$  می‌باشد. به منظور حذف تأثیر ساختار چشمه لرزه‌ای و اثرهای مسیر انتشار موج از روش واهمامیخت در حوزه فرکانس استفاده شده است (لانگستون، ۱۹۷۷ و ۱۹۷۹). در روش واهمامیخت مؤلفه  $Q$  با سیگنال  $P$  بر روی مؤلفه  $L$  انجام می‌شود. داده‌های مؤلفه  $Q$  حاصل تابع تبدیل نامیده می‌شود که در حالت ایده‌آل حاوی تبدیل یافته‌های مستقیم

کمترین ارتفاع از سطح دریا (۱۰۳۱ متر) می‌باشند. ایستگاه چهار چشمه (با ارتفاع ۱۱۸۳ متر از سطح دریا) بر روی سنگ و بقیه ایستگاهها بر روی آبرفت قرار دارند (جدول ۱). با بررسی رویدادهای دور لرزه ثبت شده در ایستگاههای فوق در طی ۲۰۰۲/۱/۱ تا ۲۰۰۶/۷/۲۷ و بر اساس شرایط زیر داده‌های مورد نیاز برای این مطالعه فراهم شد.

الف) زلزله‌های دورلرزی که در فاصله رومرکز ۳۰ درجه تا ۱۰۰ درجه باشند.

ب) رویدادهای دورلرزی که دارای بزرگی بیش از ۵/۵ و نسبت سیگنال به نوفه بالایی باشند.

پ) زلزله‌های انتخاب شده در تمامی اعماق (کم عمق، متوسط و عمیق) می‌باشند.

تعداد ۵۵ زلزله دورلرز مطابق شرایط توضیح داده شده در بالا، در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفت. شکل ۲ مشخصات کل داده‌های استفاده شده در این مطالعه را نشان می‌دهد. نمودارهای  $a$ ,  $b$ ,  $c$  و  $b$  به ترتیب فراوانی رویدادهای دورلرز را بر حسب بزرگی، فاصله رومرکز، عمق کانونی و  $Back\ Azimuth$  نشان می‌دهد. با توجه به نمودار  $a$  مشخص می‌شود که رویدادهای با بزرگی بین ۶ تا ۶/۵ نسبت به سایر رویدادها فراوانی بیشتری دارند. نمودار  $b$  نشان می‌دهد که تعداد رکوردهای واقع در فاصله رومرکز ۶۰ تا ۷۰ درجه نسبت به بقیه فواصل رومرکز، بیشتر می‌باشند و در ضمن بیشتر زلزله‌های استفاده شده، در فاصله رومرکز ۴۰ تا ۹۰ درجه می‌باشند. نمودار  $c$  نشان دهنده این است که اغلب رویدادهای دورلرز در عمق کانونی بین ۲۵ تا ۵۰ کیلومتر قرار دارند. با توجه به نمودار  $d$  به خوبی مشخص می‌شود که بیشتر رویدادهای ثبت شده در محدوده ۶۰ تا ۱۲۰ درجه می‌باشند.

(مشابه لرزه شناسی انعکاسی) جهت تطبیق زمان رسید فاز Ps تمامی توابع گیرنده نسبت به زمان رسید فاز Ps در فاصله رومرکز ۶۷ درجه (پارامتر پرتو ۰/۰۶ s/km) انجام می‌شود. در این روش از رابطه (۳) استفاده شده است.

$$S(H, V_p, V_s) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) \quad (3)$$

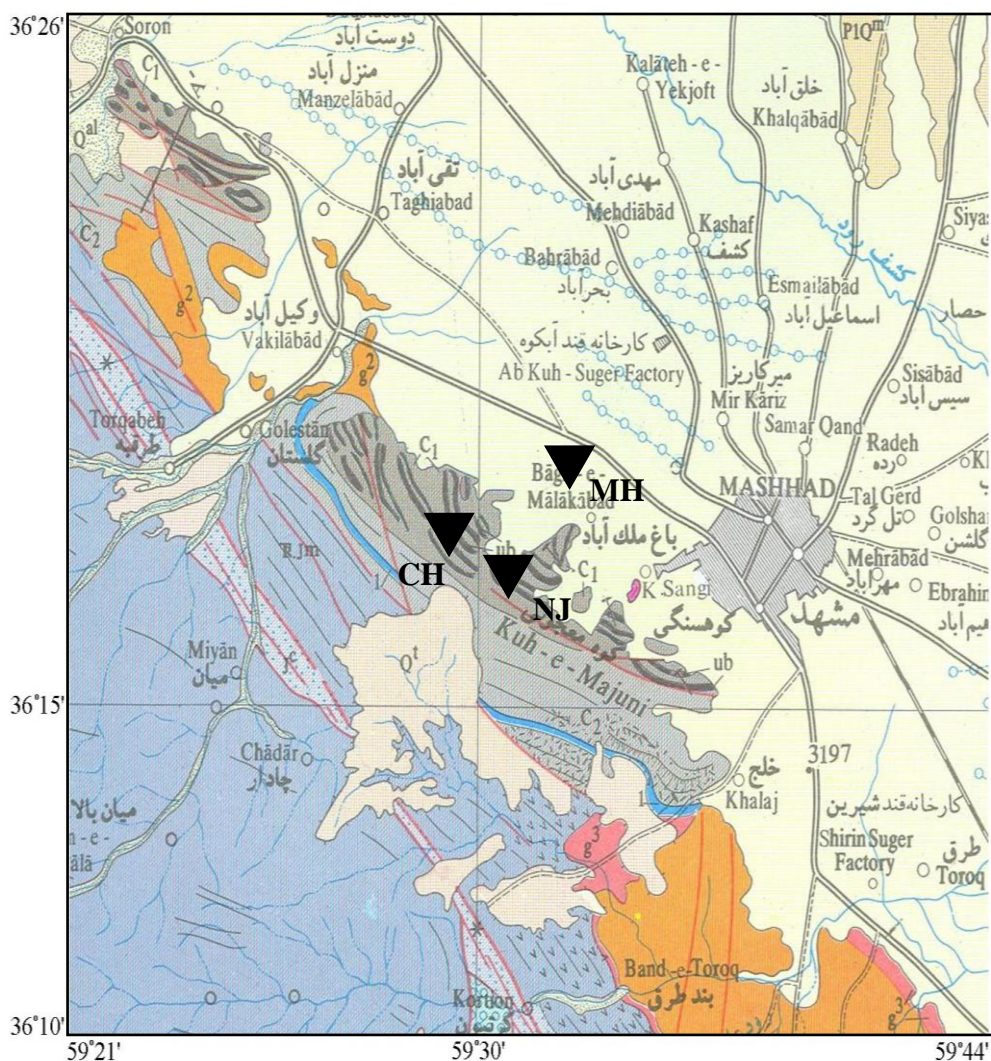
در رابطه فوق  $r(t)$  تابع گیرنده شعاعی،  $t_1$  و  $t_2$  زمان رسید فازهای Ps و  $PpPs$  و  $w_1$  و  $w_2$  عاملهای وزنی می‌باشند ( $w_1 + w_2 = 1$ ). در روش برانبارش پیشنهاد شده توسط شو و کاناموری (۲۰۰۰)، دامنه‌های توابع گیرنده را در زمانهای رسید پیش بینی شده این فازها با ضخامتهای پوسته‌ای و نسبتهای  $k = Vp/Vs$  مختلف جمع می‌کنند. در این روش توابع گیرنده حوزه زمان مستقیماً به حوزه عمق ( $H-k$ ) تبدیل می‌شوند. نقطه ماکزیمم  $S(H, k)$  بیان کننده  $H$  و  $k$  مورد نظر است. واریانس  $H$  و  $k$  با استفاده از روابط (۴) به دست می‌آید:

$$\sigma_k^2 = \frac{2\sigma_s}{\frac{\partial^2 S}{\partial k^2}} \sigma_H^2 = \frac{2\sigma_s}{\frac{\partial^2 S}{\partial H^2}} \quad (4)$$

که در روابط فوق  $\sigma_s$  واریانس  $S(H, k)$  است.

## داده‌ها

شبکه لرزه نگاری خراسان وابسته به مرکز تحقیقات دانشگاه فردوسی مشهد دارای هشت ایستگاه لرزه نگاری است که ایستگاههای مشهد (MH)، نجفی (NJ) و چهارچشمه (CH) در مشهد واقعند و اولین ایستگاه آن (مشهد) از سال ۱۹۹۹ شروع به فعالیت نموده است. تمامی ایستگاههای فوق، ایستگاههای لرزه نگاری سه مؤلفه‌ای باند پهن از نوع  $Guralp\ CMG3$  با بازه فرکانس ۰/۰۱ تا ۵۰ هرتز می‌باشند (شکل ۱). ایستگاه نجفی دارای بیشترین ارتفاع از سطح دریا (۱۲۰۶ متر) و ایستگاه مشهد دارای

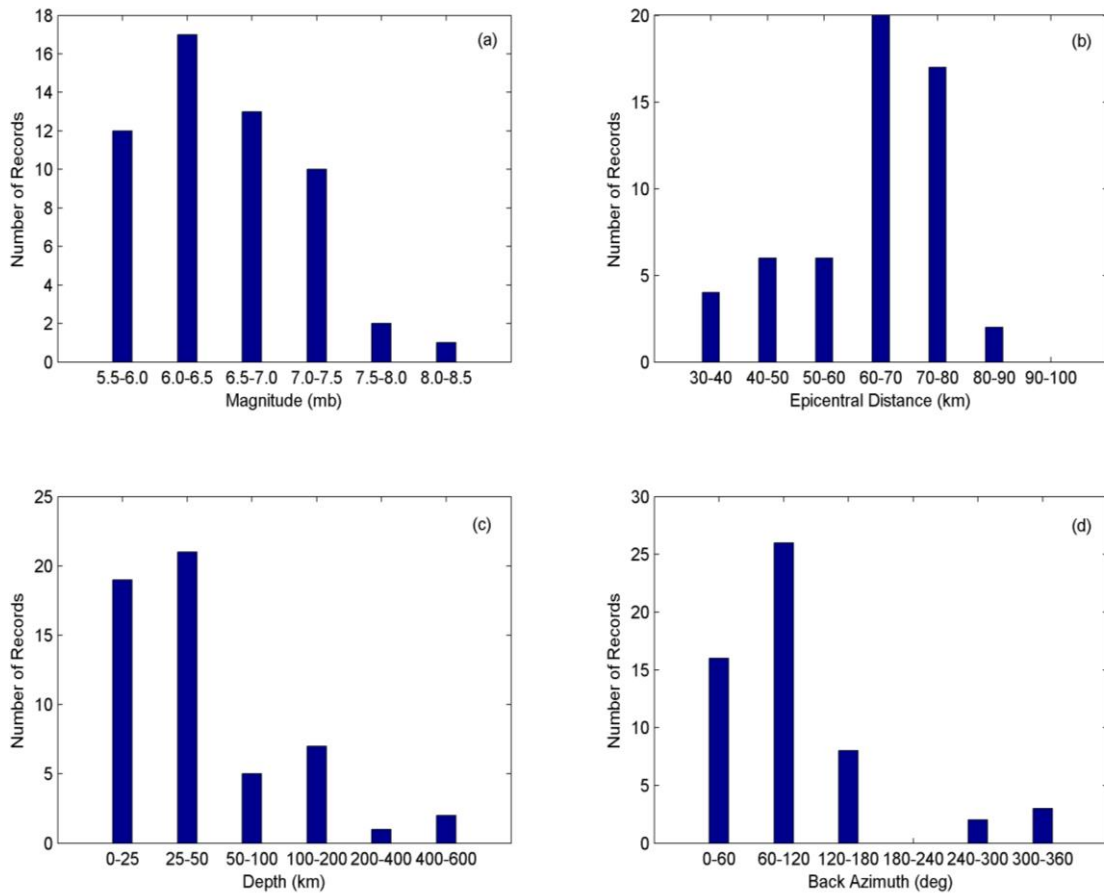


$PIQ^m$ : مارن  
 $Q^{al}$ : آبرفت جدید  
 $J^c$ : شیل و کنگومرا  
 $C_1$ : تناوب رادیو لاریت - اسلیت  
 $C_2$ : ماسه سنگ  
 $Q$ : تراس (پادگانه)  
 $G^3$ : گرانیت - آپلیت  
 $Q''$ : مخروط افکنه  
 $R.J^m$ : فیلیت مشهد  
 $ub$ : اولترابازیک  
 $G^2$ : لوکوگرانیت

شکل ۱: موقعیت ایستگاههای آرایه مشهد بر روی نقشه اقتباس شده از چهارگوش زمین شناسی ۱:۲۵۰/۰۰۰ مشهد (سازمان زمین شناسی و اکتشاف، ۱۳۶۵)

جدول ۱: مشخصات ایستگاههایی که مورد مطالعه قرار گرفته اند.

Station	Lat (Deg)	Long (Deg)	Elevation (m)	Number of Record	Surface Geology	Operation Time
Najafi (NJ)	36.2820 N	59.5027 E	1206	39	Alluvium	From: 2003/03/05 To: Present
Masshad (MH)	36.3113 N	59.5335 E	1031	12	Alluvium	From: 1999/03/27 To: Present
Char Cheshmeh (CH)	36.2900 N	59.4925 E	1183	15	Rock	From: 2000/04/22 To: 2003/01/14



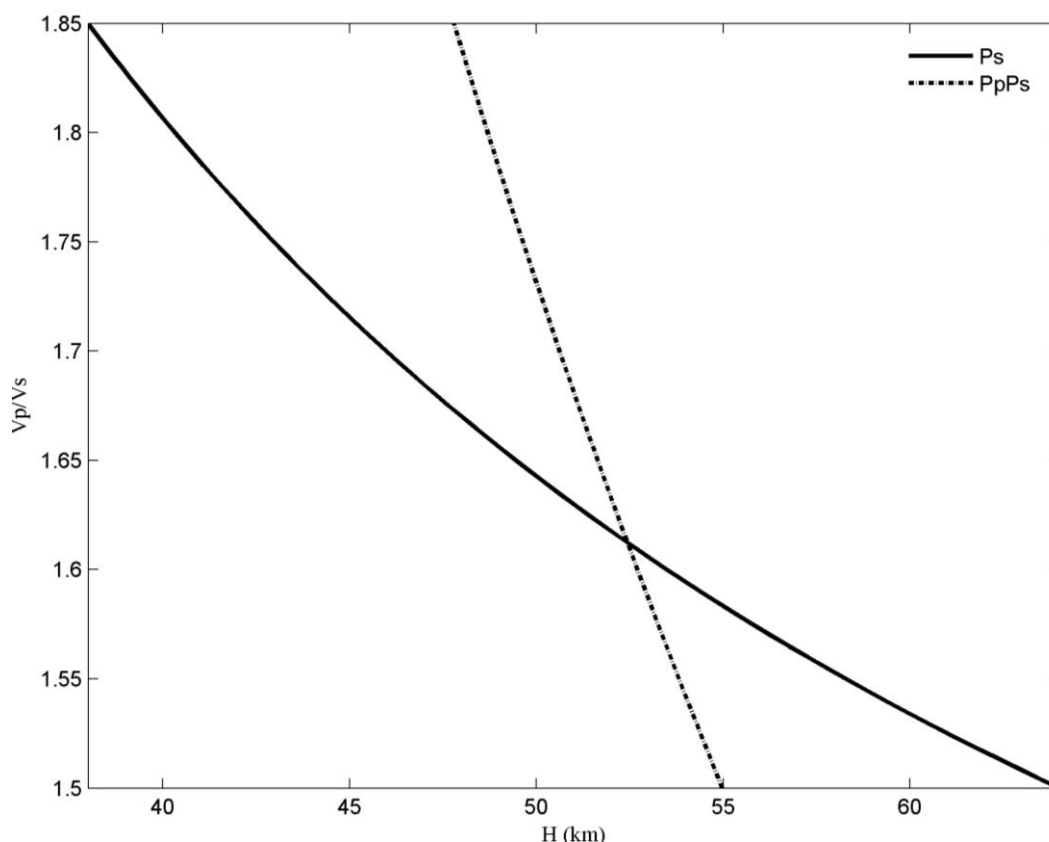
شکل ۲: فراوانی زلزله‌هایی که در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته‌اند، برحسب: (a) بزرگی (b) فاصله رومرکز (c) عمق کانونی (d) Back Azimuth

برای هر ایستگاه زمانهای سیر هر دو فاز استفاده شده به صورت دستی انتخاب می‌شوند. زمانهای تأخیر مشاهده شده در بالاترین دامنه فازی که اغلب موارد بر مرکز تقارن منطبق است برداشته می‌شود. زمان سیر برای فازهای  $PpPs$  و  $Ps$  در جدول ۲ داده شده است. شکل ۳ بیان کننده رابطه بین  $H$  و  $k$  در ایستگاه نجفی است. در این شکل نمودار  $k$  بر حسب  $H$  برای فازهای  $PpPs$  و  $Ps$  رسم شده که محل تلاقی این دو منحنی بیان کننده  $H$  و  $k$  مورد نظر می‌باشد. این روش برای ایستگاههای مشهد و چهارچشمه نیز مطالعه شده است و نتایج حاصل در جدول ۲ خلاصه شده است.

### محاسبه عمق موهو و نسبت $Vp/Vs$

#### الف) روش تبدیل زمان به عمق (Time to Depth):

در این روش ( $T-D$ ) برای تعیین عمق موهو ( $H$ ) و نسبت  $Vp/Vs$  از روابط ۱ و ۲ استفاده می‌شود. در این روابط متوسط سرعت موج  $P$  برابر  $6.1 \text{ km/s}$  و پارامتر پرتو  $s/km$   $0.60$  در نظر گرفته می‌شوند. مقادیری که برای  $H$  و  $k$  به دست می‌آیند وابستگی زیادی به سرعت موج  $P$  ندارند (شو و کاناموری، ۲۰۰۰). زمانهای مربوط به تبدیلات  $Ps$  و  $PpPs$  برای تخمین عمق موهو و نسبت  $Vp/Vs$  به صورت عینی از روی توابع گیرنده شعاعی اندازه گیری می‌شوند.



شکل ۳: کاربرد روش  $T-D$  به منظور تعیین عمق موهو و نسبت  $Vp/Vs$  در ایستگاه نجفی. منحنی  $k$  بر حسب  $H$  برای فازهای  $Ps$  و  $PpPs$  رسم شده است. محل تلاقی این دو منحنی بیان کننده عمق موهو و نسبت  $Vp/Vs$  در زیر این ایستگاه می باشد.

جدول ۲: نتایج حاصل از دو روش  $Z-K$  و  $T-D$

Station	$t_{Ps}$ (s)	$t_{PpPs}$ (s)	H(T-D) (km)	K(T-D)	H(Z-K) (km)	K (Z-K)	$\sigma_H$	$\sigma_k$
Najafi (NJ)	5.5	21.5	52.3	1.61	52.9	1.62	$\pm 2.0$	$\pm .06$
Masshad (MH)	5.5	20.9	50.4	1.64	50.5	1.64	$\pm 5.4$	$\pm .08$
Char Cheshmeh (CH)	5.8	21.4	53.4	1.64	51.3	1.69	$\pm 1.8$	$\pm .04$

بیان کننده  $H$  و  $k$  می باشد. با توجه به این که آرایه ایی از  $H$  و  $k$  وجود دارد، یک جست و جوی شبکه ایی ( $Grid\ search$ ) از میان  $H$  و  $k$  اجرا می شود و در زمان پیش بینی شده تبدیلات مستقیم و چندگانه ها بزرگترین مجموع دامنه را جست و جو می کند. در این روش نیازی به برداشتن زمان رسید فازهای تبدیلی مختلف نیست که در واقع یکی از

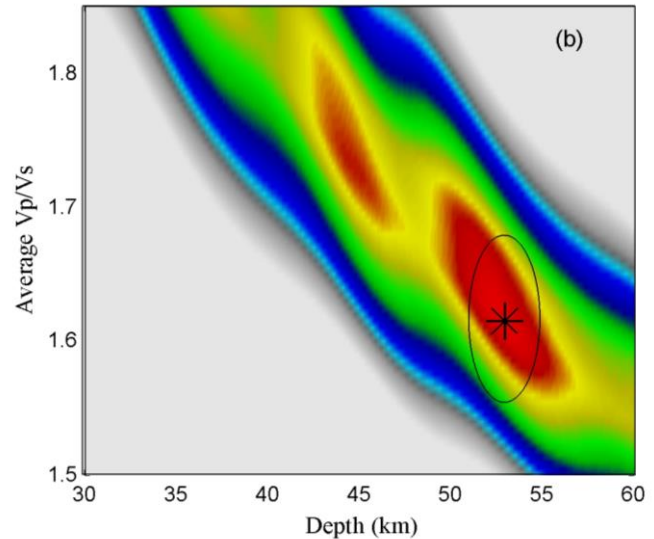
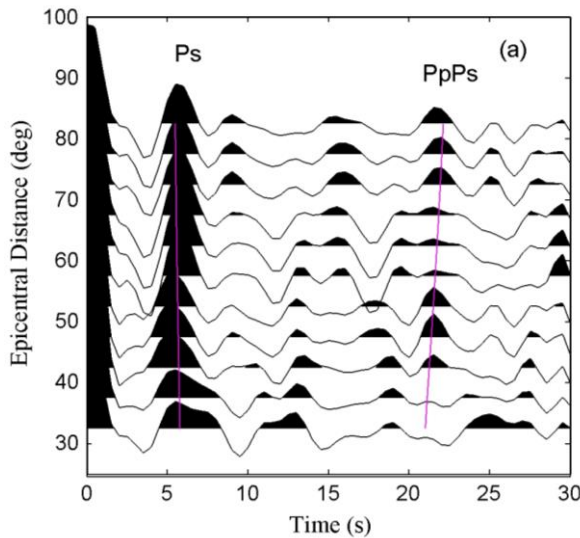
(ب) روش برانبارش شو-کاناموری (Zhu-Kanamori):

در روش ( $Z-K$ ) شو-کاناموری (۲۰۰۰) از رابطه ۳ استفاده می شود که در این مطالعه  $w_1$  عامل وزنی مربوط به فاز  $Ps$  برابر با  $0.7$  و  $w_2$  عامل وزنی مربوط به فاز  $PpPs$  برابر با  $0.3$  در نظر گرفته شده است.  $H$  و  $k$  بهینه زمانی به دست می آیند که  $S$  ماکزیمم شود؛ به عبارتی ماکزیمم  $S$

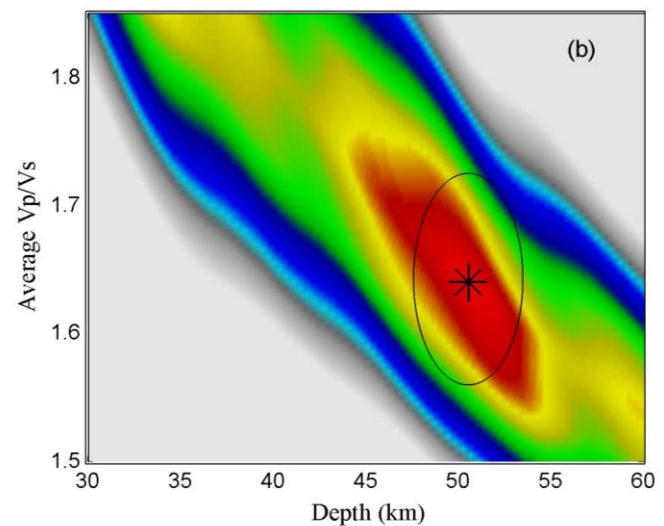
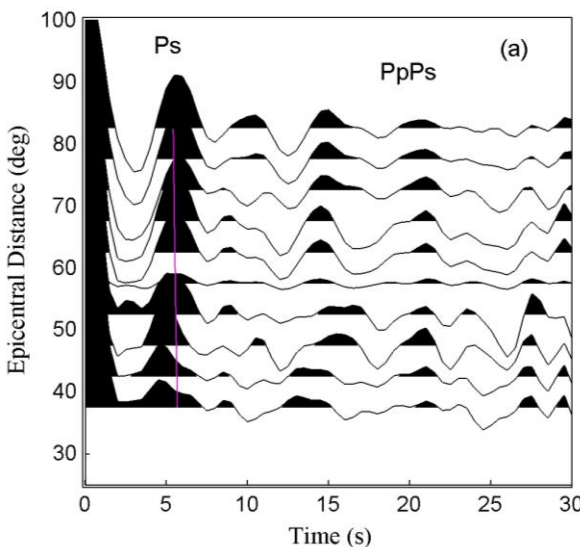


مزایای این روش است. مقادیر ضخامت پوسته‌ای  $H$  و نسبت  $Vp/Vs$  خروجی این روش می‌باشند و شکل‌های ۴ تا ۶ کاربرد موفق روش مذکور را در ایستگاههای مورد بحث نشان می‌دهد. در هر یک از این شکلها، در سمت چپ

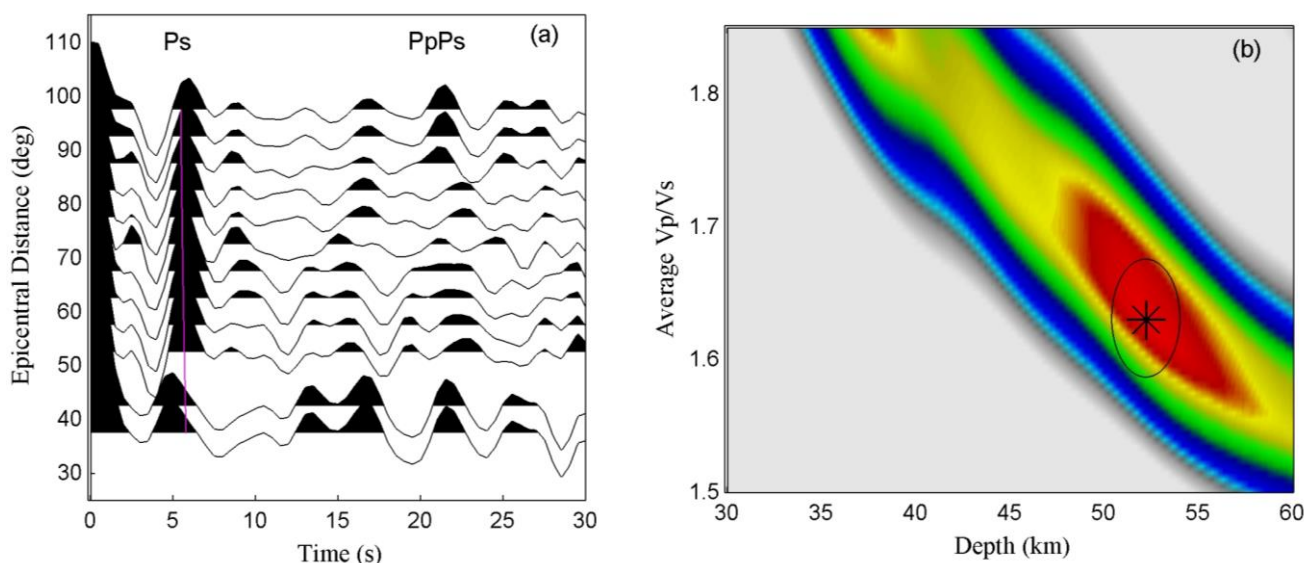
پروفیلی از توابع گیرنده رسم شده است که در این پروفیل فازهای  $Ps$  و  $PpPs$  مشخص شده‌اند و شکل‌های سمت راست بیان کننده روش شو و کاناموری می‌باشند. نتایج حاصل از این روش در جدول ۲ خلاصه شده است.



شکل ۴: کاربرد روش شو و کاناموری (۲۰۰۰) برای تعیین عمق موهو ( $H$ ) و نسبت  $Vp/Vs$  ( $k$ ) برای ایستگاه نجفی ( $NJ$ ). (a) پروفیل توابع گیرنده شعاعی. (b) محدوده حداقل تا حداکثر  $S(H,k)$  به رنگ آبی تا قرمز نشان داده شده است. جست‌وجوی شبکه‌ای برای تعیین نقطه ماکزیمم  $S(H,k)$  جهت بهترین تخمین عمق موهو در بازه ۳۰ تا ۶۰ کیلومتر و نسبت  $Vp/Vs$  در بازه ۱/۵ تا ۱/۸ استفاده شده است. نقطه ماکزیمم با علامت \* مشخص شده که بر این اساس عمق موهو ۵۲/۹ km و نسبت  $Vp/Vs$  برابر با ۱/۶۲ تعیین شده است. واریانس  $H$  و  $k$  به وسیله بیضی نشان داده شده است.



شکل ۵: کاربرد روش شو و کاناموری (۲۰۰۰) برای تعیین عمق موهو ( $H$ ) و نسبت  $Vp/Vs$  ( $k$ ) برای ایستگاه مشهد ( $MH$ ). (a) پروفیل توابع گیرنده شعاعی. (b) محدوده حداقل تا حداکثر  $S(H,k)$  به رنگ آبی تا قرمز نشان داده شده است. جست‌وجوی شبکه‌ای برای تعیین نقطه ماکزیمم  $S(H,k)$  جهت بهترین تخمین عمق موهو در بازه ۳۰ تا ۶۰ کیلومتر و نسبت  $Vp/Vs$  در بازه ۱/۵ تا ۱/۸ استفاده شده است. نقطه ماکزیمم با علامت \* مشخص شده که بر این اساس عمق موهو ۵۰/۵ km و نسبت  $Vp/Vs$  برابر با ۱/۶۴ تعیین شده است. واریانس  $H$  و  $k$  به وسیله بیضی نشان داده شده است.



شکل ۶: کاربرد روش شو و کاناموری (۲۰۰۰) برای تعیین عمق موهو ( $H$ ) و نسبت  $Vp/Vs$  ( $k$ ) برای ایستگاه چهار چشمه ( $CH$ ). (a) پروفیل توابع گیرنده شعاعی. (b) محدوده حداقل تا حداکثر  $S(H,k)$  به رنگ آبی تا قرمز نشان داده شده است. جستجوی شبکه‌ای برای تعیین نقطه ماکزیمم  $S(H,k)$  جهت بهترین تخمین عمق موهو در بازه ۳۰ تا ۶۰ کیلومتر و نسبت  $Vp/Vs$  در بازه ۱/۵ تا ۱/۸ استفاده شده است. نقطه ماکزیمم با علامت \* مشخص شده که بر این اساس عمق موهو ۵۱/۳ km و نسبت  $Vp/Vs$  برابر با ۱/۶۹ تعیین شده است. واریانس  $H$  و  $k$  به وسیله بیضی نشان داده شده است.

## بحث

وسیله تبدیلات  $P$  به  $S$  از نا پیوستگیهای گوشته فوقانی تولید می‌شوند یا این که ممکن است چندگانه‌هایی از تبدیلات درون پوسته‌ای باشند. از آن جمله فازهایی هستند که بین فاز تبدیل موهو  $Ps$  و فاز چندگانه موهو  $PpPs$  در ناحیه مورد مطالعه مشاهده می‌شوند. زمان رسید این چندگانه‌ها کمتر از زمان چندگانه موهو است. بر این اساس این فاز باید چندگانه سرچشمه گرفته از پوسته پایینی باشد که به وسیله یک ناپیوستگی در این ناحیه ایجاد شده است. در حقیقت این فازها نسبت به فازهای استفاده شده در مطالعه ما ( $PpPs$ ) دارای برونراند مختلف می‌باشند و معمولاً حضور این فازها باعث ماکزیمم محلی می‌شوند که ما را در تشخیص ماکزیمم  $S(H,k)$  با مشکل مواجه می‌سازند. در چنین مواردی اطلاعات روی ضخامت پوسته‌ای و نسبت  $Vp/Vs$  حاصل از ایستگاههای مجاور یا منابع دیگر به رفع این مشکل کمک می‌کند. این ماکزیممهای محلی در بعضی از

در این مطالعه، برای تعیین عمق موهو و نسبت  $Vp/Vs$  از روش تابع گیرنده استفاده شده است. با تحلیل ۵۵ رویداد دورلرز ثبت شده در ایستگاههای آرایه مشهد در فاصله سالهای ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۶، عمق موهو و نسبت سرعت موج طولی به سرعت موج عرضی در این ایستگاهها تعیین شد (جدول ۲). عمق موهو نسبت به سطح تراز دریا در زیر هر ایستگاه با کم کردن ارتفاع ایستگاه (جدول ۱) از ضخامت پوسته محاسبه شده به دست می‌آید. اولین فاز بعد از موج مستقیم  $P$  که دامنه نسبتاً بالایی دارد، مربوط به فاز  $Ps$  است که در تمامی ایستگاهها این فاز به وضوح مشخص می‌باشد (شکلهای ۴ تا ۶). با توجه به این که فاز  $PpPs$  بعد از چندین انعکاس به ایستگاه می‌رسد، بنابراین فاز مذکور نسبت به فاز  $Ps$  دارای دامنه ضعیفتر و زمان رسید بزرگتری می‌باشد. فازهای دیگری بعد از  $Ps$  موهو وجود دارد. این فازها به

نظر می‌رسد و در تخمین عمق موهو مورد استفاده قرار نگرفته است.

### نتیجه گیری

این مطالعه به منظور تعیین عمق موهو و نسبت  $Vp/Vs$  پوسته در مشهد از روش تابع گیرنده، از شکل امواج حجمی زلزله‌های دور ثبت شده در سه ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن در دشت مشهد وابسته به مرکز تحقیقات زمین‌لرزه شناسی دانشگاه فردوسی مشهد استفاده کرده است. بر این اساس متوسط ضخامت پوسته در ناحیه تحت مطالعه  $3 \pm 51$  کیلومتر و متوسط نسبت  $Vp/Vs$  برابر با  $0.6 \pm 1/65$  محاسبه گردید.

ایستگاهها دیده می‌شوند، به عنوان مثال وجود این فازها در ایستگاه نجفی باعث ظاهر شدن ماکزیمم محلی در  $km$   $H=44$  و  $k=1.74$  می‌شود (شکل ۴).

از آن جایی که ایستگاه نجفی در ناحیه مشهد واقع است می‌توان از اطلاعات دو ایستگاه دیگر یعنی مشهد و چهارچشمه که در مجاورت ایستگاه نجفی قرار دارند استفاده نمود. با توجه به اطلاعات حاصل از این دو ایستگاه و نتایج حاصل از مطالعات قبلی (جوان دولویی و غفوری آشتیانی، ۱۳۸۴)، میانگین عمق موهو در حدود ۵۱ کیلومتر می‌باشد. بنابر این ماکزیمم محلی به دست آمده، عمق موهو ۴۴ کیلومتر برای ایستگاه نجفی تا حد زیادی غیر محتمل به

### منابع

- جوان دولویی، غ.، غفوری آشتیانی، م. ۱۳۸۴. تعیین ساختار سرعت لرزه ای پوسته در ناحیه مشهد بر اساس تابع انتقال گیرنده لرزه ای امواج تراکمی. *پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله*، ۲۷: ۳۸-۳۰.
- Asudeh, I., 1982. Seismic structure of Iran from surface and body wave data. *Geophysical Journal of Research Astronomy Society*, 71:715-730.
- Canitez, N., & Toksoz, M.N., 1978. Rayleigh wave propagation and structure of the Iranian plateau. *Preprint*.
- Dehghani, G.A., & Makris, J., 1984. The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 168: 215-229.
- Doloei, J., & Roberts, R., 2003. Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-wave form receiver functions. *Tectonophysics*, 364: 115-133.
- Farahbod, A.M., Lindholm, C., Mokhtari, M., & Bungum, H., 2003. Aftershock analysis for the 1997 Ghaen-Birjand (Ardekul) earthquake. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 5: 1-10.
- Langston, C.A., 1977. Corvallis, Oregon, crustal and Upper Mantle receiver structure from teleseismic P and S waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67: 713-724.
- Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84: 4749-4762.
- Moazami-Goudarzi, K., 1974. La vitesse de phase des ondes de Rayleigh et les structures de la croûte et du manteau superieur entre Machhad et Chiraz (Iran). *Pure and Applied Geophysics*, 112: 675-681.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., & Mokhtari, M., 2006. Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). *Geophysical Journal International*, 166: 227-237.
- Tubman, K.M., 1981. Crust and upper mantle structure of the Middle East and South Central Asia. *Seismic Discrimination Semiannual technical summary report*, Lincoln Laboratory, Massachusetts Institute of Technology.

- Zandt, G., Myers, S.C., & Wallace, T.C., 1995. Crustal and mantle structure across the basin and Range-Colorado plateau boundary at 37° N Latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 100:10529-10548.
- Zhu, L., Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from Teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105: 2969-2980.

## Moho Depth and Crustal $V_p/V_s$ Ratio in the Northern Slopes of the Binalud Mountains, Mashhad Plain, Inferred From Receiver Functions of Teleseismic Events Observed by the Khorasan Seismic Network

\*<sup>1</sup>Sadeghi, H., <sup>1</sup>Nasiripour, B., <sup>2</sup>Kaviani, A., <sup>3</sup>Takenaka, H.

1-Earthquake Research Center, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

2-Physics Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

3-Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University, Japan

\*E-mail: sadeghi@ferdowsi.um.ac.ir

### Abstract

The Khorasan Region is one of the active seismic zones in Iranian plateau, which is located between central Iran and Kopet-Dagh zones. We study the crustal thickness (H) and  $V_p/V_s$  ratio (k) in Mashhad, capital of Razavi Khorasan province by the receiver function method. This study uses teleseismic events recorded by an array of three broadband stations of Khorasan Seismic Network, Earthquake Research Center, Ferdowsi University of Mashhad. In the radial receiver function, the first phase following the direct P-wave, with relatively larger amplitude, is the Moho P to S conversion (Ps). Therefore by picking up arrival time of P to S conversion on the radial receiver function and from time to depth relation for this phase, the crustal thickness under each station can be estimated using a reference earth velocity model. Here the IASPEI91 velocity model is used. In order to process a large amount of teleseismic events, to reduce the effect of lateral structural variations, to calculate the variance of H and k, and the lack of need for picking arrival times of P to S conversions, we use the Zhu and Kanamori's stacking algorithm (Zhu and Kanamori, 2000). Based on the results of this method, the crustal thickness in the study area is  $51 \pm 3$  km and the  $V_p/V_s$  ratio is  $1.65 \pm 0.06$  on average.

**Keywords:** Receiver function, Crustal thickness,  $V_p/V_s$  ratio, Mashhad.