

تعیین مدل سرعتی پوسته فوقانی به روش برگردان یک‌بعدی در گستره کرمانشاه با استفاده از زمین‌لرزه‌های محلی

مهشید حداد مؤمنی^{۱*}، اسماعیل بایرام نژاد^۲، محمدرضا قیطانچی^۳ و سید محمود اظهاری^۴

۱- کارشناس ارشد ژئوفیزیک، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲- استادیار ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۳- استاد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۴- دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

دریافت: آذر ۱۳۹۳، بازنگری: دی ۱۳۹۳، پذیرش: بهمن ۱۳۹۳

چکیده: فلات ایران در طول کمربند فعال کوه‌زایی آلپ-همیالیا واقع شده که از صفحه عربی در جنوب غرب تا سپر پایدار اوراسیا در شمال شرق کشیده شده است. بنابراین فعالیت‌های نوزمین ساختی و لرزه زمین ساختی نقش بسیار مهمی را در ایجاد لرزه‌خیزی بالا در ایران ایفا می‌کنند. در نتیجه، مطالعه ساختار سرعتی پوسته از نظر زمین‌شناسی و زلزله‌شناسی اهمیت شایانی دارد. در این تحقیق، ساختار سرعتی یک‌بعدی پوسته فوقانی با به کار بردن روش مدل‌سازی وارون، تعیین شد. منطقه مورد مطالعه در گستره $33^{\circ}/5^{\circ}$ تا $35^{\circ}/4^{\circ}$ عرض شمالی و 46° تا 48° طول شرقی احاطه گشته، در غرب ایران واقع شده و شامل شهر کرمانشاه است. در ابتدا، با استفاده از داده‌های ثبت شده در هفت ایستگاه شبکه لرزه‌نگاری کرمانشاه، نسبت V_p/V_s برابر با $1/14$ محاسبه شد. به علاوه، مدل اولیه سه لایه‌ای نیز به دست آمد. در نهایت، با به کارگیری مدل اولیه و وارون‌سازی، مدل سرعتی متوسط پوسته فوقانی به شرح زیر حاصل شد. لایه اول به ضخامت ۵ کیلومتر و با سرعت موج طولی $5/6$ کیلومتر بر ثانیه محاسبه شد. لایه دوم و سوم با ۸ و ۹ کیلومتر ضخامت و سرعت امواج طولی در آن‌ها به ترتیب $5/8$ و ۶ کیلومتر بر ثانیه تعیین شد. نهایتاً، سرعت موج طولی برای پوسته تحتانی $6/3$ کیلومتر بر ثانیه به دست آمد.

واژه‌های کلیدی: مدل سرعتی پوسته، مدل‌سازی وارون، نسبت V_p/V_s ، مدل اولیه

مقدمه

موقعیت کانون‌ها را چندان بهبود نمی‌بخشد. بنابراین در صورتی این کار معنا پیدا می‌کند که یک مدل سرعتی صحیح برای پوسته در دسترس باشد. از سالیان پیش افراد بسیاری به مطالعه ساختار پوسته ایران پرداخته‌اند که در زیر به چند نمونه از کارهای متعدد انجام شده اشاره خواهد شد.

بررسی ساختار پوسته در ایران به کار نیازی [۱۶]، بازمی‌گردد که با بررسی امواج ریلی ثبت شده در آدیس آبابا و شیراز به مطالعه پوسته در شبه جزیره عربستان و جنوب ایران پرداخت و

شناخت هرچه بهتر ساختار پوسته زمین می‌تواند به تعیین دقیق‌تر مکان وقوع زمین‌لرزه‌ها و در نتیجه شناسایی گسل‌های فعال کمک بسیار زیادی کند. دلیل اصلی وجود خطای زیاد در تعیین موقعیت زمین‌لرزه‌های ایران، پراکنده بودن دستگاه‌های لرزه‌نگاری و نبود مدل‌های سرعتی دقیق برای پوسته است. به همین دلیل و در غیاب یک مدل سرعتی مناسب، مکان‌یابی دوباره زمین‌لرزه‌ها حتی بعد از بازخوانی مجدد همه زمان‌های رسید،

*عهده‌دار مکاتبات: m63_haddad@yahoo.com

متوسط رسوبات، ۴ کیلومتر در نظر گرفته شود، ضخامت پوسته بالائی و پائینی هر کدام ۲۰ کیلومتر خواهد بود.

تاتار و همکاران با راه‌اندازی یک شبکه محلی در ناحیه کمربند چین‌خورده ساده زاگرس به مدت هفت هفته مطالعات خود را انجام دادند و مدل سه لایه‌ای برای منطقه به این شرح به‌دست آوردند: در صفر کیلومتری سرعت موج طولی را برابر با ۴٫۶۶ کیلومتر بر ثانیه، در عمق ۱۱ کیلومتری سرعت امواج طولی را معادل با ۵٫۸۴ کیلومتر بر ثانیه و در عمق ۱۹ کیلومتری سرعت امواج طولی را برابر با ۶٫۱۳ کیلومتر بر ثانیه محاسبه کردند [۱۸].

مختصری از تحول ساختمانی منطقه

نوار چین‌خورده تراستی زاگرس، یکی از جوان‌ترین و جنباترین پهنه‌های برخورد قاره‌ای است که این نوار بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا است که از اروپای غربی با عبور از خاورمیانه تا هند و چین ادامه دارد [۱۷]. بیش از ۵۰ درصد زمین‌لرزه‌های ایران، که توسط شبکه‌های جهانی به ثبت رسیده در گستره زاگرس روی داده است [۱۴]. بخش بیشتر استان کرمانشاه در محدوده ساختاری - رسوبی شمال شرقی زاگرس قرار دارد که خود شامل دو زیر پهنه زاگرس مرتفع و زاگرس چین‌خورده است. ولی گوشه شمال شرقی استان بخش ناچیزی از پهنه دگرگون شده سندج - سیرجان است که به‌وسیله یکی از گسل‌های جوان و لرزه‌زای زاگرس (گسل مروارید - صحنه) از سایر قسمت‌های استان جدا شده است. لذا گستره استان را می‌توان به دو زیر پهنه زاگرس و سندج - سیرجان تقسیم کرد [۲]. زاگرس مرتفع حد بین کمربند سندج - سیرجان و چین‌های منظم زاگرس چین‌خورده را تعیین کرده و مرتفع‌ترین کوه‌های زاگرس در این واحد قرار دارند. تحول زاگرس چین‌خورده در حوضه رسوبی مستقلی صورت پذیرفته که در حاشیه غربی و جنوب‌غربی فلات ایران قرار دارد. در منطقه گسل‌های فعالی همچون گسل اصلی عهد حاضر (MRF)^(۱) قرار دارد که از مریوان در مرز ایران و عراق به سوی جنوب شرق امتداد یافته است. پژوهشگران بسیاری حد جنوبی ادامه گسل اصلی عهد حاضر را در حدود ۳۱°N می‌دانند [۴، ۱۰ و ۱۱].

MRF ساختار منفردی نداشته و خود از قطعات گسلی متعدد همچون گسل دورود، قلعه حاتم، نهبوند، گارون، صحنه و مروارید

با سرعت‌های فاز و گروه، مدلی سه لایه با ضخامت ۳۵ کیلومتر به‌دست آورد.

عکاشه و ناصری [۳]، ضخامت پوسته را ۵۶ کیلومتر در مرکز و غرب ایران و ۵۴ کیلومتر در شمال ایران محاسبه کردند. ایشان سرعت در زیر پوسته را برای مرکز و غرب ۸/۱۳ کیلومتر بر ثانیه و برای شمال ۸/۱۹ کیلومتر بر ثانیه به‌دست آوردند.

اسلامی [۸]، با بررسی ۵۹ زمین‌لرزه با بزرگی ۴٫۲ تا ۵٫۸ درجه در مقیاس ریشتر که در دو ایستگاه شیراز و کرمانشاه ثبت شده بودند، سرعت موج طولی در زیر موهو را ۸/۱۱ کیلومتر بر ثانیه به‌دست آورد. کادینسکی و همکاران از امواج Pn، Sn، Lg برای بررسی ساختار پوسته در ایران استفاده کردند و در منطقه شمال غرب سرعت امواج اولیه و ثانویه در زیر موهو را به ترتیب ۸ و ۴٫۵ کیلومتر بر ثانیه، در شمال سرعت امواج اولیه را در زیر موهو ۸٫۶ کیلومتر بر ثانیه، در ایران مرکزی، جنوب ایران و شرق ایران سرعت موج Pn را به ترتیب ۸٫۱، ۸٫۲ و ۸٫۳ کیلومتر بر ثانیه و سرعت موج Lg را به ترتیب ۳٫۱، ۳٫۵ و ۳٫۳ کیلومتر بر ثانیه، در جنوب غربی ایران و منطقه زاگرس سرعت موج Pn را به ترتیب ۸٫۱ و ۸٫۰ کیلومتر بر ثانیه، سرعت موج Sn را به ترتیب ۴٫۶ و ۴٫۷ کیلومتر بر ثانیه و سرعت امواج Pn، Sn و Lg در جنوب شرقی ایران را به ترتیب ۸٫۲، ۴٫۴ و ۳٫۴ کیلومتر بر ثانیه محاسبه کردند [۱۲].

بایرام نژاد [۱]، در منطقه شمال غرب ایران با استفاده از ۱۸۱ زمین‌لرزه با بزرگای بیش از ۴ درجه در مقیاس ریشتر، با روش برگردان همزمان داده‌ها، مدلی ۴ لایه به این شرح به‌دست آوردند: دو لایه کم سرعت سطحی با ضخامت‌های سه و دو کیلومتری با سرعت‌های متناظر ۴٫۸ و ۵٫۴ کیلومتر بر ثانیه برای امواج طولی که با لایه‌ای به ضخامت سه کیلومتر و سرعت ۵٫۸ کیلومتر بر ثانیه دنبال شده است. یک ناپیوستگی سرعتی بارز در عمق مطلق ۲۳ کیلومتری قابل رؤیت است که لایه فوقانی با ضخامت ۱۸ کیلومتر و سرعت ۶٫۱ کیلومتر بر ثانیه برای امواج طولی را از لایه زیرین به ضخامت ۲۲ کیلومتر و سرعت ۶٫۶ کیلومتر بر ثانیه جدا ساخته است. با احتساب سه لایه کم ضخامت اولیه، پوسته فوقانی در منطقه ۲۶ کیلومتر ضخامت دارد. قیطانچی [۹]، با استفاده از لرزه‌های زلزله رودبار (۱۹۹۰)، ضخامت پوسته در شمال غرب ایران را حدود ۴۴ کیلومتر تعیین کرد. به نظر ایشان اگر ضخامت

1. The Main Recent Fault

تعیین نسبت V_p/V_s

تجارب آزمایشگاهی و بررسی‌های موردی، ارتباط نسبت V_p/V_s با سنگ‌شناسی ناحیه رابه خوبی نشان داده است [۱۵، ۱۹ تا ۲۱]. پژوهش‌ها نشان داده‌اند که ترک‌های ریزی که با میدان تنش حاکم بر ناحیه مرتبط هستند بیشتر سرعت امواج برشی (V_s) را تحت تأثیر قرار می‌دهند [۵]. بنابراین، تغییرات نسبت V_p/V_s می‌تواند با تغییر روند لرزه‌خیزی ناحیه مرتبط باشد و نقش مهمی در تعیین مدل‌های سرعتی پوسته داشته باشد.

نسبت V_p/V_s به عوامل گوناگونی بستگی دارد که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- ۱- وجود مایعات باعث کاهش سرعت موج برشی می‌شود و در مقابل نسبت V_p/V_s افزایش می‌یابد.
- ۲- میزان خردشدگی بیشتر، منجر به افزایش میزان منفذها و خلل و فرج شده، لذا V_s کاهش می‌یابد، در نتیجه نسبت V_p/V_s افزایش می‌یابد.
- ۳- جنس محیط یکی از عوامل مؤثر بر نسبت V_p/V_s است.
- ۴- وجود گنبد‌های نمکی در یک منطقه باعث افزایش میزان نسبت V_p/V_s می‌شود.
- ۵- میزان گرما نیز از پارامترهایی است که روی سرعت امواج تأثیر می‌گذارد. در مناطق آتشفشانی به دلیل وجود ماگما در پوسته، نسبت V_p/V_s افزایش چشمگیری دارد.

در این پژوهش برای تعیین نسبت V_p/V_s از روش واداتی^(۱) استفاده شده است که اساس این روش بر اختلاف زمان رسید امواج P و S استوار است. برای یک زمین‌لرزه، روابط زمان رسید امواج P و S را می‌توان به این صورت نوشت که اگر X فاصله ایستگاه از رومرکز زمین‌لرزه باشد، آن‌گاه زمان رسید موج P از رابطه (۱) محاسبه می‌شود:

$$T_p = (X / V_p) + T_0 \quad (1)$$

در این معادله V_p سرعت موج P، T_0 همان زمان وقوع زمین‌لرزه^(۲) است.

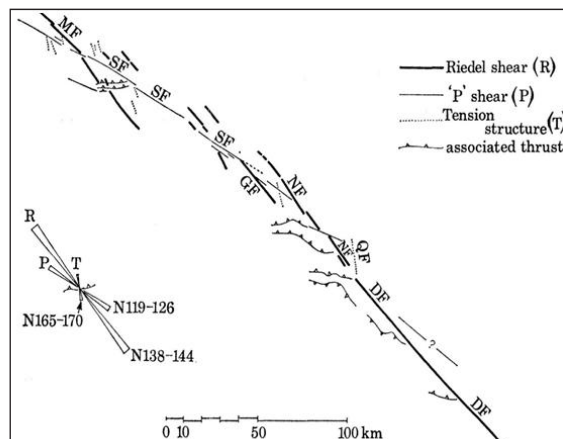
برای موج S، نیز به همین ترتیب داریم:

$$T_s = (X / V_s) + T_0 \quad (2)$$

با تفریق معادلات (۱) و (۲) به معادله (۳) می‌رسیم:

$$T_s - T_p = [(V_p / V_s) - 1] \times T_p \quad (3)$$

تشکیل یافته است و فعال بودن این گسل به دلیل زمین‌لرزه‌های مخرب (۹۱۲) و (۱۰۰۸) میلادی در دینور، زمین‌لرزه (۱۹۰۹) سیلاخور، زمین‌لرزه (۱۹۵۷) فارسینج و زمین‌لرزه (۱۹۶۳) کارخانه اثبات می‌شود. گسل دورود از منطقه‌ای بنام ارجانک شروع می‌شود و با امتداد $315^\circ N$ در حدود ۱۰۰ کیلومتر تا نزدیکی بروجرد ادامه دارد و شهر دورود تقریباً در وسط این امتداد قرار دارد. در شمال غرب، گسل دورود تغییر مسیر می‌دهد و در نزدیکی بروجرد، جایی که یک گسل کوچک با امتداد تقریباً شمالی جنوبی ($350^\circ N$) بنام گسل قلعه حاتم قرار دارد، خاتمه می‌یابد. گسل نهبوند از نزدیکی روستای ونایی در غرب بروجرد شروع می‌شود و با راستای $320^\circ N$ به سمت روستای گوشه در شمال غربی نهبوند با طولی معادل ۵۵ کیلومتر، ادامه می‌یابد. گسل نهبوند از چند قطعه کوچک‌تر تشکیل شده است. گسل گارون (قارون) تقریباً موازی گسل نهبوند است و در حدود ۱۰ کیلومتری جنوب غربی گسل نهبوند قرار گرفته است. گسل صحنه، گسل قارون در جنوب شرقی را به گسل مروارید در شمال غرب مرتبط ساخته، دارای طولی حدود ۱۰۰ کیلومتر، راستای $295^\circ N$ تا $300^\circ N$ است و راستای آن در مقایسه با دیگر قطعه‌های گسل اصلی عهد حاضر که دارای راستای تقریبی $315^\circ N$ هستند، منحصر به فرد است. گسل صحنه را می‌توان به سه قسمت جنوب شرقی، مرکزی و شمال غربی با طول‌های تقریباً مساوی تقسیم کرد. گسل مروارید در نزدیکی روستای کراپیان گسل صحنه را قطع می‌کند. این گسل دارای راستای $310^\circ N$ تا $315^\circ N$ است و به سمت شمال غرب امتداد می‌یابد [۲۲]



شکل ۱- آنالیز ساختاری گسل عهد حاضر زاگرس در محدوده 23° تا 35° عرض شمالی. DF: گسل درود، QF: گسل قلعه حاتم، NF: گسل نهبوند، GF: گسل گارون، SF: گسل صحنه و MF: گسل مروارید [۲۳].

1. Wadati

2. Origin time

مدل‌های سرعتی یک‌بعدی برای تعیین محل زلزله‌ها و همچنین به‌عنوان مدل مرجع اولیه برای توموگرافی لرزه‌ای طراحی شده است [۱۳]. این برنامه بر اساس روش پیش‌رونده، مبتنی بر مسیر پرتو از چشمه تا گیرنده به محاسبه مسیرهای عبور امواج مستقیم، انکساری و به‌ویژه امواج بازتابی بر اساس مدل لایه‌ای یک‌بعدی می‌پردازد. با استفاده از این برنامه علاوه بر تعیین محل هم‌زمان زلزله‌ها و محاسبه مدل یک‌بعدی سرعتی می‌توان تصحیحات ایستگاهی لازم را به‌دست آورد [۶، ۷ و ۲۳].

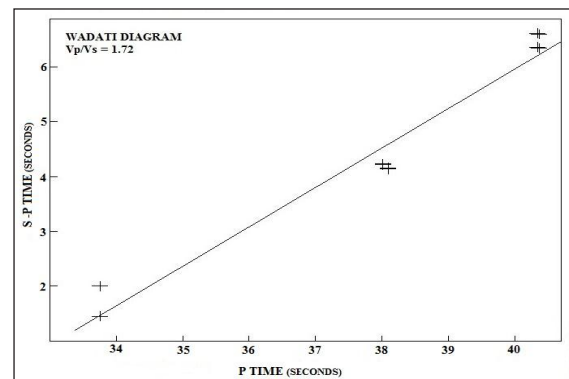
آماده‌سازی و پردازش داده‌ها

داده‌های به‌کار برده شده در این پژوهش از تعداد ۱۹۴۱ رویداد ثبت شده (شکل ۳)، در هفت ایستگاه شبکه لرزه‌نگاری کرمانشاه (جدول ۱)، مربوط به سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ (شکل ۴)، در محدوده جغرافیایی ۴۶° تا ۴۸° طول شرقی و ۳۳٫۵° تا ۳۵٫۴° عرض شمالی انتخاب شده‌اند. از میان این رویدادها، از زمین‌لرزه‌هایی که در حداقل چهار ایستگاه ثبت شده باشند، دارای جدایش سمتی (GAP) کمتر از ۱۸۰°، خطای (RMS) کمتر از ۰٫۵ ثانیه و بزرگی ۱٫۷ تا ۷ درجه در مقیاس ریشتر باشند، استفاده شده است. با اعمال چنین معیارهایی تعداد ۲۰۲ رویداد برگزیده شدند.

تحلیل داده‌ها

برای برآورد مدل اولیه، از زمان سیرهای اولین فازهای رسیده استفاده شد و بر اساس فاصله رومرکزی تا ۳۷۵ کیلومتری جدا و رسم شدند (شکل ۵). انتظار می‌رود که فازهای مستقیم و سرموج‌ها در بازه‌های معینی در سه فاصله رومرکزی (۵۰ تا ۱۰۰)، (۱۲۰ تا ۱۸۰) و (۱۹۰ تا ۳۲۰) کیلومتری باشند، لذا داده‌ها در این فواصل با سه خط برازش شدند. برازش داده‌ها با استفاده از نمودارهای زمان سیر-مسافت با استفاده از روش کمترین مربعات صورت گرفت. با توجه به فواصل انتخابی و عمق متوسط زمین‌لرزه‌های منطقه که در حدود ۱۲٫۴ کیلومتر تخمین زده شد، می‌توان عکس شیب خطوط به‌دست آمده را با تقریب خوبی به‌سرعت متوسط امواج طولی در لایه‌های فوق نسبت داد که به ترتیب معادل با ۶٫۱، ۶٫۴ و ۸٫۱ کیلومتر بر ثانیه برآورد شد (شکل ۶).

در صورتی که نمودار اختلاف زمان رسید موج P و S را نسبت به زمان رسید موج P رسم نماییم (شکل ۲)، آن‌گاه با استفاده از نمودار حاصله می‌توان T_0 و V_p/V_s را محاسبه نمود. در اینجا برای یک زلزله این نسبت برابر با ۱٫۷۲ به دست آمد. برای به‌دست آوردن بهترین نتیجه در محاسبه نسبت V_p/V_s به روش واداتی، از معیارهای مختلفی برای انتخاب داده‌ها استفاده می‌شود که در این مطالعه از معیارهایی چون حداقل سه ایستگاه دریافت کننده، حداکثر باقیمانده زمانی ۰٫۵ و حداقل ضریب همبستگی ۰٫۹ استفاده شد. با توجه به این معیارها و محدوده جغرافیایی مورد مطالعه، تعداد ۷۹ زمین‌لرزه انتخاب شد و نسبت V_p/V_s برای منطقه معادل با ۱٫۷۴ به‌دست آمد.



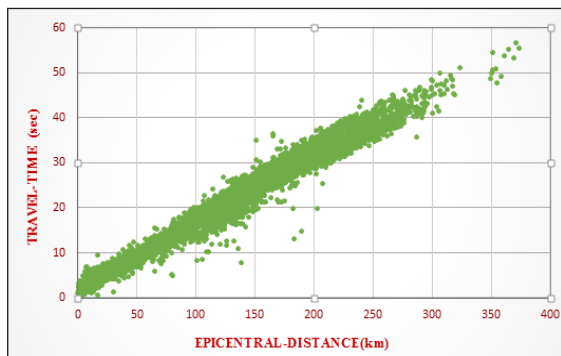
شکل ۲- نمودار واداتی. اختلاف زمان رسید امواج P و S یک زمین‌لرزه در یک ایستگاه بر حسب زمان رسید موج P همان رویداد و در این زلزله نرخ V_p/V_s برابر با ۱٫۷۲

بخش تجربی

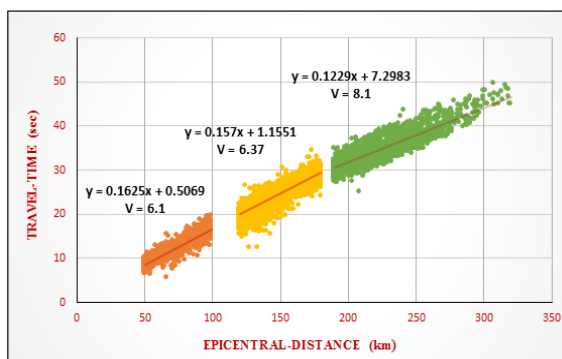
روش مورد مطالعه

یکی از متداول‌ترین روش‌های مطرح در مطالعات ساختار پوسته، وارون‌سازی هم‌زمان پارامترهای کانون زمین‌لرزه‌ها و ساختار پوسته است. با استفاده از داده‌های محلی و با به‌کارگیری روش وارون‌سازی یک‌بعدی، مدل یک‌بعدی سرعتی مناسب به‌دست می‌آید. در این پژوهش از برنامه ولست در وارون‌سازی و پیدا کردن بهترین مدل بهره می‌بریم. در این روش داده‌های زمین‌لرزه‌های ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری به‌کاررفته و کیفیت و تعداد داده‌ها بر کارایی این روش اثر مستقیم دارد. برنامه ولست یک برنامه به زبان فرترن ۷۷ است که برای یافتن

1. Root Mean Square



شکل ۵- زمان سیرهای محاسبه شده برای فازهای اولیه رسیده تا فاصله رو مرکزی ۳۷۵ کیلومتری



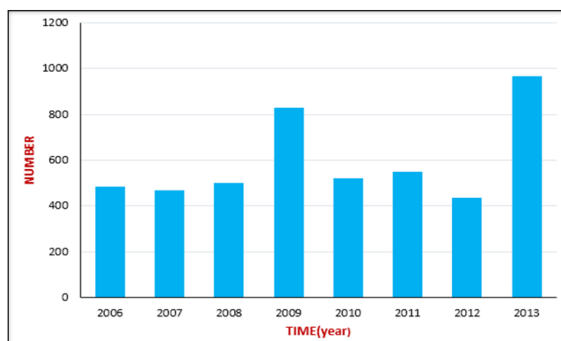
شکل ۶- برازش داده‌ها در سه فاصله رومرکزی (۵۰ تا ۱۰۰)، (۱۲۰ تا ۱۸۰) و (۱۹۰ تا ۳۲۰) کیلومتری

در مسائل وارون همواره جواب منحصر به فرد وجود ندارد و هم‌چنین در برنامه ولست ضخامت لایه‌ها تغییر نمی‌کند، بنابراین با روش سعی و خطا و با به‌دست آوردن مدل اولیه می‌توان به مدل بهینه دست یافت. با توجه به برآوردهای اولیه به‌دست آمده از سرعت لایه‌ها و ضخامت پوسته در بخش پیشین، چندین مدل اولیه ساخته شد و با اجرای مکرر برنامه ولست، تغییر پارامترهای اولیه و کنترل تغییرات RMS میان فاز قرائت شده و محاسبه شده و مدل نهایی در خروجی برنامه، بهترین مدل اولیه و مدل نهایی بهینه شده به‌دست آمد. با استفاده از نمودار فاصله کانونی برحسب زمان سیرها، تا عمق ۵۰ کیلومتری به ۲۵ لایه با ضخامت ۲ کیلومتری تقسیم شد و برای هر لایه ۵۰ مدل تصادفی برای امواج طولی ارائه شد (شکل ۷).

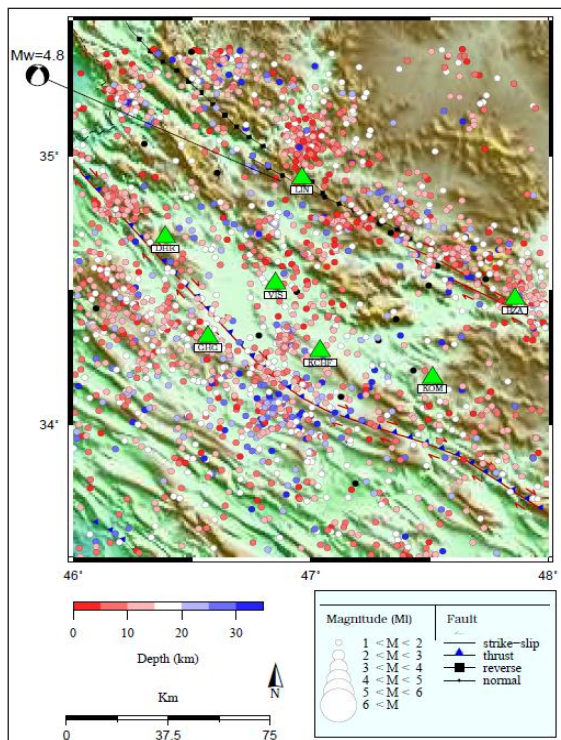
پراکندگی سرعتی در مدل اولیه بسیار بالاست، اما در برخی قسمت‌ها افزایش سرعت‌هایی قابل مشاهده است (شکل ۷ - سمت راست). بنابراین، در مرحله بعدی سعی در ساده‌سازی مدل سرعتی ۲۵ لایه داریم. این بار مدل سه لایه‌ای با ضخامت‌های

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه کرمانشاه

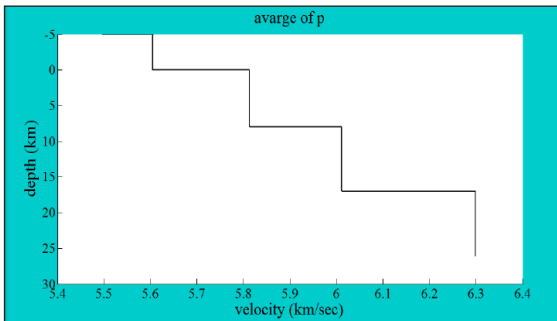
No	St. Code	Lat (N°)	Long (E°)	Alt (m)	St. Name
1	BZA	34.47	47.861	2330	Bozab (بزاب)
2	DHR	34.7	46.387	1840	Dehrash (دهرش)
3	GHG	34.329	46.568	2060	Qalehqazi (قلعه قاضی)
4	KCHF	34.275	47.04	1715	Cheshme Sefid (چشمه سفید)
5	KOM	34.176	47.514	1716	Komasi (کماسی)
6	LIN	34.919	46.963	2140	Lin (لین)
7	VIS	34.528	46.851	1833	Veis (ویس)



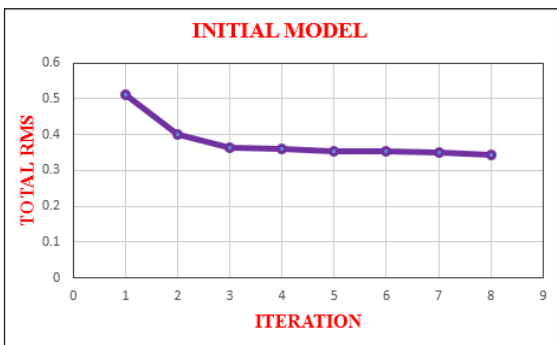
شکل ۳- داده‌های اولیه مورد استفاده قبل از اعمال محدودیت‌ها برحسب سال وقوع رویداد در بازه زمانی مورد مطالعه



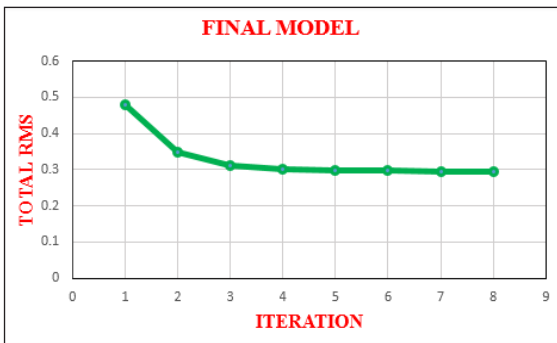
شکل ۴- توزیع زمین‌لرزه‌های منطقه برحسب عمق و بزرگی در بازه سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ میلادی



شکل ۹- مدل نهائی ۳ لایه‌ای بهینه شده توسط میانگین‌گیری سرعت امواج طولی نسبت به عمق



شکل ۱۰- تغییرات باقی‌مانده کلی (RMS) از اجرای برنامه ولست به‌دست آمده از مدل اولیه برای مدل تصادفی اول از دوره‌های مدل‌سازی وارون



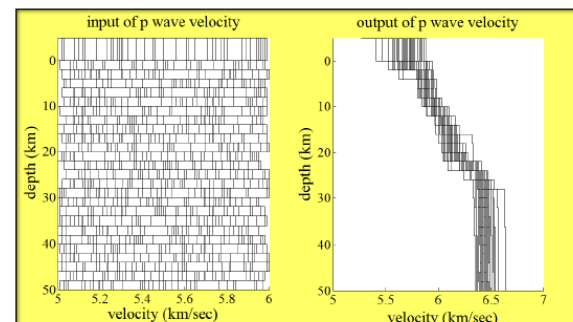
شکل ۱۱- تغییرات باقی‌مانده کلی (RMS) از اجرای برنامه ولست به‌دست آمده از مدل نهایی بهینه برای مدل تصادفی اول از دوره‌های مدل‌سازی وارون

نتیجه‌گیری

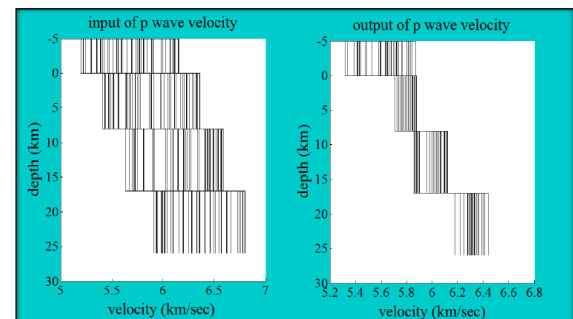
در این پژوهش همان‌طور که در شکل (۸) و (۹) نشان داده شده، مدلی سه لایه به‌دست آمده که سرعت امواج طولی برای ۵ کیلومتر بالای ۵/۶ کیلومتر بر ثانیه تعیین شد. لایه دوم با

۵، ۸ و ۹ کیلومتری در نظر گرفته شد و دوباره برای این سه لایه با ضخامت‌های مذکور، ۵۰ مدل سرعتی تصادفی به دست آمد (شکل ۸). با متوسط‌گیری از مدل‌های نهایی، مدل یک‌بعدی بهینه برای پوسته فوقانی منطقه به شرح زیر به‌دست آمد: لایه اول به ضخامت ۵ کیلومتر با سرعتی معادل با ۵/۶ کیلومتر بر ثانیه برای امواج طولی تعیین شد. لایه دوم به ضخامت ۸ کیلومتر و سرعت ۵/۸ کیلومتر بر ثانیه برای امواج طولی و لایه سوم به ضخامت ۹ کیلومتر و سرعتی معادل با ۶ کیلومتر بر ثانیه برای امواج طولی محاسبه شد. برای لایه‌های تحتانی‌تر نیز سرعت امواج طولی ۶/۳ کیلومتر بر ثانیه برآورد شد.

مدل نهایی ۳ لایه‌ای بهینه شده توسط میانگین‌گیری سرعت امواج طولی نسبت به عمق در شکل (۹) نمایش داده شده است. یکی از پارامترهایی که نشان‌دهنده بهینه بودن مدل است این است که RMS مدل زیاد نباشد (کمتر از ۰/۵) و همچنین سیر نزولی داشته باشد. شکل (۱۰) و (۱۱) بر اساس هر دو مرحله اولیه و نهایی رسم شده است که سیری کاهشی را نشان می‌دهد.



شکل ۷- سمت چپ: مدل اولیه تصادفی ۲۵ لایه‌ای (ضخامت هر لایه ۲ کیلومتر)، سمت راست: مدل نهایی تصادفی ۲۵ لایه‌ای



شکل ۸- سمت چپ: مدل اولیه ۳ لایه‌ای تصادفی، سمت راست: مدل نهایی بهینه شده ۳ لایه‌ای

سپاسگزاری

داده‌های بکار رفته در این پژوهش از مرکز لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران تهیه شده است که بدین وسیله از همکاری ایشان سپاس‌گزاری می‌شود. از نظرات ارزشمند جناب آقای دکتر عکاشه که قبول زحمت فرمودند و داوری این مقاله را به عهده داشتند، تشکر و قدردانی فراوان می‌شود.

ضخامتی معادل با ۸ کیلومتر، سرعت ۵٫۸ کیلومتر بر ثانیه برای امواج طولی و لایه سوم با ضخامت ۹ کیلومتر، سرعتی معادل با ۶ کیلومتر بر ثانیه را برای امواج طولی دارد. در نهایت، سرعت موج طولی برای پوسته تحتانی ۶٫۳ کیلومتر بر ثانیه محاسبه شده است. مدل به‌دست آمده می‌تواند به‌عنوان یک مدل اولیه برای مطالعات سه بعدی در آینده به کار آید.

مراجع

- [۱] بایرام نژاد، آ.، ۱۳۸۶، تعیین ساختار سرعتی پوسته در شمال غرب ایران با استفاده از وارون سازی سه بعدی داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی، پایان‌نامه دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.
- [۲] برو، ژ.، ۱۳۶۹، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش باختران، ترجمه آقائاتی، س.ع، انتشارات وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [3] Akasheh, B. and Nasser, S., (1972), Die machtigkeit der Erdkrust in Iran, J. Earth Space Phys., 1(2), 1-5.
- [4] Berberian, M., (1995), Master "blind" Trust fault hidden under the Zagros fold: Active basment tectonics. Tectonophysics, 241, 193-224.
- [5] Crampin, S., (1990), The scattering of S-waves in the crust. Pure Appl. Geophys. (PAGEOPH), 132, 67- 91.
- [6] Crosson, R.S., (1976), Crustal structure modeling of earthquake data, Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. J. Geophys. Res, 81, 3036-3046.
- [7] Ellsworth, W.L., (1977), Three-dimensional structure of the crust and mantle beneath the Island of Hawaii. Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- [8] Eslami, A., (1974), Detecting the thickness of the crust in Shiraz area using Hypocenter situate below the crust, J. Earth Space Phys., 3(1&2), 15-18.
- [9] Gheitanchi, M. R., (1996), Crustal Structure in NW Iran, Revealed from the 1990 Rudbar aftershock sequence. J. Earth Space phys., 23(1&2).7-14.
- [10] Jackson, J. A. and Mckenzie, D. P., (1984), Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Western Turkey and Pakistan, Geophysics, J. R. Astron. Soc., 77, 185-77, 264.
- [11] Jackson, J. A., Haines. J. and Holt, W., (1995), The accommodation of Arabia Eurasia plate convergence in Iran. J. Geophys. Res., 100, 15205-15219.
- [12] Kadinsky-Cade, K., Barzangi, M. and Oliver, J., (1981), Lateral variation of high- frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus, J. Geophys. Res., 86, 9377-9396
- [13] Kissling, E., (1988), Geotomography with local earthquake data, Rev. of Geophys., 26, 659-698.
- [14] Mirzaei, N., (1997), Seismic Zoning of Iran Dissertation for Ph.D. Degree in Geophysics, Institute of Geophysics, State Seismological Bureau, Beijing, People's republic of China, 134pp.
- [15] Neidell, N. S., (1985), Land application of S-waves, Geophysics, Lead Edge of Explore., 11, 32-44.

- [16]Niazi, M., (1968), Crustal thickness in the central Saudi Arabian Peninsuala, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 15, 545-5.
- [17]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.
- [18]Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafory Ashtiany, M., (2004), Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from micro earthquake seismicity, Geophys. J. Int., 156, 255-266.
- [19]Tatham, R. H., (1982), Vp/Vs and lithology, Geophysics, 47, 336-344.
- [20]Tatham, R. H., (1985), Shear waves and lithology. In: Dohr, G. (Ed), Seismic Shear Waves: PartB. Applications, Geophysical Press, London, 86-133.
- [21]Tatham, R. H. and McComac, M. D., (1991), Rockphysics measurements, In: Neitzel, E. B., Winterstein, D. F. (Eds.), Multicomponent Seismology in Petroleum Exploration. SEG Investigation in Geophysics Series, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, ok, 6 pp, 43-91.
- [22]Tchalenko, J.S. and Braud, J., (1974), Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33° N and 35° N. Phil. Trans. Res. Soc. Lond., A227, 1-25.
- [23]Thurber, C. H., (1981), Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake area, central California, PhD. thesis, thesis, Mass. Inst. Technol. 1981.

Determination of the upper crust velocity model by 1D inversion method in Kermanshah area using local earthquakes data

M. Haddad-Momeni^{1,*}, E. Bayramnejad², M.R. Gheitanchi³ and M. Azhari⁴

1. MSc in Geophysics, Faculty of Basic Sciences, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

2. Associate Prof. of Geophysics, Institute of Geophysics, Tehran University, Tehran, Iran

3. Prof. of Geophysics, Institute of Geophysics, Tehran University, Tehran, Iran

4. PhD student in Geophysics, Institute of Geophysics, Tehran University, Tehran, Iran

Received: November 2014, Revised: December 2014, Accepted: January 2015

Abstract: Iranian plateau lies along Alpine-Himalayan orogenic active belt, where is stretched along Arabian plate in southwest toward Eurasia stable platform in northeast. Therefore neotectonic and seismotectonic activities play a crucial role, in order to create a high seismicity in Iran. As a consequence, the study of crustal velocity structure is important due to geological and seismological points of view. In this research, the 1D velocity structure of upper crust was determined applying inversion modeling method. The region in this study, surrounded between 33.5° to 35.4° north latitudes and 46° to 48° east longitudes, is located in western Iran, including the city of Kermanshah. Preliminary, V_p/V_s ratio has been calculated to be 1.74 due to using recorded data by seven stations of Kermanshah seismic network. In addition, an initial three-layer model was also achieved. As a result, an average velocity model of upper crust has been obtained by applying the initial model and inversion. The thickness of first layer, calculated to be 5 km, having P-wave velocity of 5.6 km/sec. Furthermore, the second and third layers along 8 and 9 km width, and P-wave velocities of 5.8 and 6 km/sec have been determined, respectively. Finally, the P-wave velocity for deeper crust was achieved to be 6.3 km/sec.

Keywords: Crustal velocity model, Inversion Modeling, V_p/V_s ratio, Initial Model

*Corresponding author Email: m63_haddad@yahoo.com