

تعیین ساختار سرعت پوسته فوقانی شمال شرق ایران با استفاده از وارون سازی زمان سیر زمین لرزه های محلی

فاطمه روستائی^۱، حبیب رحیمی^{۲*} و مهدی راستگو^۳

۱- دانشجوی دکتری؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۲- دانشیار زلزله شناسی؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۳- پژوهشگر پسادکتری؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۵/۱۲؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱۰/۲۱

* نویسنده مسئول مکاتبات: rahimih@ut.ac.ir

چکیده

همگرایی صفحه عربی به سمت اوراسیا منجر به شکل گیری رویدادهای زمین ساختی متنوعی در ایران شده است از جمله برخورد قاره ای در البرز، زاگرس و کپه داغ. در این میان، کمربند کوهستانی کپه داغ در شمال شرق ایران به عنوان مرز برخورد قاره ای صفحه ایران مرکزی و صفحه توران، دارای لرزه خیزی قابل توجهی است. تعیین ساختار سرعت در این ناحیه به منظور تفسیر فعالیت های زمین ساختی و نیز مکان یابی زمین لرزه های محلی حائز اهمیت است. در این پژوهش، مدل سرعتی یک بعدی پوسته فوقانی برای منطقه شمال شرق ایران با استفاده از روش وارون سازی یک بعدی زمان رسید امواج بدست آمده است. بدین منظور از نرم افزار ولست استفاده گردید. داده های مورد استفاده در این پژوهش لرزه نگاشت های زمین لرزه های محلی با بزرگی $M_N \geq 3/5$ ثبت شده توسط ۲۷ ایستگاه لرزه نگاری مرکز لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مرکز لرزه نگاری پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله و مرکز لرزه نگاری دانشگاه فردوسی مشهد واقع در محدوده جغرافیایی ۵۵ تا ۶۱/۵ درجه طول شرقی و ۳۳/۵ تا ۳۸/۵ درجه عرض شمالی و در بازه زمانی ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۸ می باشد. نتایج بدست آمده حاکی از وجود ناپیوستگی هایی در اعماق ۲، ۱۰، ۱۴ و ۱۸ کیلومتری است. سرعت میانگین امواج طولی برای لایه های متناظر با این ناپیوستگی ها به ترتیب ۵/۹۰، ۵/۹۸، ۶/۰۸، ۶/۲۰ و ۶/۲۹ کیلومتر بر ثانیه برآورد شده است. در عین حال با استفاده از مدل سرعتی بدست آمده، زمین لرزه های محلی مجدداً مکان یابی شدند و نتایج آن با مکان یابی حاصل از مدل سرعتی بکار گرفته شده توسط مرکز لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران مقایسه گردید.

واژگان کلیدی

ساختار سرعت پوسته
شمال شرق ایران
وارون سازی زمان سیر
زمین لرزه های محلی

۱- مقدمه

وضعیت زمین ساختی کنونی ایران متأثر از همگرایی صفحه عربی در جنوب غرب به سمت صفحه اوراسیا در شمال شرق ایران، با نرخ حدود 2 ± 22 میلی متر در سال (Vernant et al., 2004) است که منجر به شکل گیری رویدادهای زمین ساختی مختلف نظیر برخورد قاره ای در کپه داغ واقع در شمال شرق ایران شده است. کمر بند کوهستانی کپه داغ با راستای شمال غربی-جنوب شرقی در امتداد شرقی رشته کوه البرز واقع شده است.

مکان یابی دقیق زمین لرزه های روی داده در هر منطقه به شناسایی پتانسیل لرزه خیزی و گسل های پنهان و تحلیل های خطر پذیری در آن منطقه کمک شایان توجهی می کند. یکی از دلایل عمده خطا در تعیین موقعیت زمین لرزه ها، نداشتن صحت در مدل های پوسته استفاده شده است. بنابراین مدل سرعتی پوسته یکی از پارامترهای مهم و موثر در مکان یابی زمین لرزه ها است. داشتن یک مدل پوسته بهینه برای هر منطقه امکان مکان یابی دقیق تر زمین لرزه ها را فراهم کرده و همچنین امکان اصلاح آن ها را پس از بازخوانی مجدد زمان رسیده ها، میسر می سازد. علاوه بر همه این ها، مدل یک بعدی سرعت پوسته به عنوان مدل اولیه برای توموگرافی سه بعدی قابل استفاده است. به دلیل موقعیت مرز برخوردی میان صفحه ایران مرکزی و صفحه اوراسیا، لرزه خیزی بالا و همچنین تراکم جمعیتی بالا، شناسایی ساختار سرعتی دقیق در این منطقه حائز اهمیت است. برای شناسایی ساختار سرعت پوسته در ناحیه مورد بررسی قبلاً کارها و مطالعاتی صورت گرفته که مختصراً به آن ها اشاره می کنیم. جوان و همکاران (Javan et al., 2004) با استفاده از روش تحلیلی تابع گیرنده امواج تراکمی ساختار سرعتی پوسته و عمق موهو را برای منطقه مشهد در زیر ایستگاه MAIO برآورد کردند. نوروزی و همکاران (Nowrouzi et al., 2007) با استفاده از تحلیل تابع گیرنده برای ۹ ایستگاه لرزه نگاری، ساختار سرعتی پوسته و عمق موهو را در بخش شرقی ایران و در ناحیه کپه داغ برآورد کردند. متولی عنبران و همکاران (Motavalli-Anbaran et al., 2011) ضخامت پوسته را در کپه داغ به روش گرانی سنجی ارائه دادند. شادمنامن و همکاران (ShadManaman et al., 2010) ساختار سرعتی موج S گوشته بالایی و ضخامت پوسته ای فلات ایران را با استفاده از وارون سازی شکل موج جزء بندی شده بدست آوردند. جوان مهری و همکاران (۱۳۹۱) به بررسی ساختار سرعتی پوسته در زیر شبکه لرزه نگاری قوچان با استفاده از برگردان زمان سیر امواج زمین لرزه های محلی پرداختند. محمدی و همکاران (Mohammadi et al., 2012) تغییرات عمق موهو را در منطقه کپه داغ با استفاده از تحلیل تابع انتقال گیرنده امواج دور لرز بررسی کردند و میانگین عمق موهو را برای این منطقه برآورد کردند. متقی و همکاران (Motaghi et al., 2014) با استفاده از وارون سازی همزمان تابع گیرنده و پاشش امواج سطحی در راستای پروفایلی که از

زاگرس، زون سهندج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، ایران مرکزی، کوه های البرز-بینالود و کوه های کپه داغ میگذرد، پژوهشی بر روی ساختار عمیق صفحه ایران انجام دادند. رحیمی و همکاران (Rahimi et al., 2014) نقشه های توموگرافی دو بعدی سرعت های فاز، گروه و ضرایب جذب در زیر فلات ایران بدست آوردند. ماهری و همکاران (Maheri-Peyrov et al., 2016) با استفاده از روش توموگرافی لرزه ای تغییرات سرعت بیشینه دامنه جابجایی موج برشی M_L در پوسته ایران را بدست آوردند و تغییرات جانبی ضخامت پوسته در ایران را بررسی کردند. اظهاری و همکاران (۱۳۹۷) به بررسی ساختار سرعتی پوسته در محدوده گسل های کشف رود و بینالود پرداختند. نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۷) ساختار سرعتی پوسته شمال شرق ایران را با استفاده از روش برگردان همزمان توابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه و فاز امواج ریلی مورد بررسی قرار دادند.

هدف از این پژوهش، یافتن ساختار سرعتی یک بعدی پوسته فوقانی برای منطقه شمال شرق ایران با استفاده از وارون سازی یک بعدی زمان سیر امواج زمین لرزه های محلی است. این کار با بکارگیری از نرم افزار ولست (Kissling et al., 1995) انجام شده است. داده های مورد استفاده در این پژوهش لرزه نگاشت های زمین لرزه های محلی ثبت شده توسط ۲۷ ایستگاه لرزه نگاری مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مرکز لرزه نگاری پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله و مرکز لرزه نگاری دانشگاه فردوسی مشهد واقع در محدوده جغرافیایی $55/0$ تا $61/5$ درجه طول شرقی و $33/5$ تا $38/5$ درجه عرض شمالی می باشد، که از لحاظ ابعاد منطقه مورد بررسی بزرگ تر و دارای پوشش کامل تری از ساختارهای لرزه زمین ساختی است؛ همچنین تعداد ایستگاه های مورد استفاده در این تحقیق نسبت به سایر تحقیقات مشابه بیش تر است. برای این منظور، ابتدا زمان رسید فازهای لرزه ای در ایستگاه های مورد نظر خوانده شده و مکان یابی اولیه زمین لرزه ها با استفاده از مدل سرعتی مورد استفاده در مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران انجام می شود. سپس وارون سازی یک بعدی زمان سیر امواج درونی با استفاده از نرم افزار ولست صورت می گیرد. در نهایت با استفاده از مدل سرعتی بدست آمده، زمین لرزه های محلی مجدداً مکان یابی شده و نتایج آن با نتایج مکان یابی صورت گرفته با بکارگیری مدل سرعتی استفاده شده توسط مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران مقایسه می گردد.

۲- لرزه زمین ساخت منطقه

زون برخورد قاره ای کپه داغ در شمال شرق ایران بخشی از حد شمالی کمر بند کوه های آلپ-هیمالیا را شامل می شود و از نظر ساختاری مرز بین ایران مرکزی و صفحه توران را تشکیل می دهد. دو رشته کوه مهم منطقه، یعنی کپه داغ و بینالود، به همراه یکدیگر یک کمر بند طویل کوهستانی به طول ۶۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰۰ کیلومتر ایجاد کرده اند

۳- روش تحقیق

مدل یک‌بعدی سرعت پوسته یکی از پارامترهای مهم و موثر در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها است. هرچه دقت مدل سرعتی پوسته بکار رفته بیش‌تر باشد، می‌توان مکان‌یابی دقیق‌تر و بهتری انجام داد. هم‌چنین مدل یک‌بعدی سرعت پوسته، به‌عنوان مدل اولیه برای توموگرافی سه‌بعدی قابل استفاده است (Kissling, 1988; Kissling et al., 1994).

در این پژوهش از نرم‌افزار ولست به‌منظور دست‌یابی به ساختار سرعت یک‌بعدی پوسته استفاده گردید. نرم‌افزار ولست نخستین بار در سال ۱۹۷۶ برای بررسی توموگرافی نوشته شد (Roecker, 1977; Ellsworth, 1977). برنامه ولست در سال ۱۹۸۱ تکمیل شد (Thurber, 1981). در سال ۱۹۸۴ اصلاحاتی در ساختار برنامه صورت گرفت تا بتوان آن را برای به‌دست آوردن مدل پوسته یک‌بعدی بهینه برای مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها و توموگرافی سه‌بعدی، مورد استفاده قرار داد (Kissling et al., 1984). در ۱۹۹۴ برنامه اصلاح شده برای به‌دست آوردن مدل پوسته مرجع در توموگرافی زمین‌لرزه‌های محلی مورد استفاده قرار گرفت (Kissling et al., 1994).

در این روش همانند سایر روش‌های وارون‌سازی ماتریسی بکار گرفته شده در توموگرافی لرزه‌ای، ناحیه مورد نظر به یک شبکه از بلوک‌ها تقسیم و فرض می‌شود که سرعت در هر بلوک ثابت است. در توموگرافی لرزه‌ای، داده‌ها زمان رسیدهای مشاهده شده و دامنه امواج لرزه‌ای هستند. در این پژوهش زمان رسیدهای مشاهده شده به‌عنوان داده‌های ورودی، مجهولات شامل پارامترهای مدل یعنی مختصات چشمه، زمان‌های وقوع، مسیرهای پرتو و میدان سرعت هستند. مساله اصلی وارون‌سازی ماتریس ضرایب مدل برای به‌دست آوردن مجهول‌هایی مثل سرعت و مرز مشترک لایه‌ها هستند. مساله مورد نظر را می‌توان به صورت معادله ۱ نوشت.

$$Y=AX \quad (1)$$

که در آن Y یک ماتریس ستونی $M \times 1$ است که شامل داده‌های موجود (زمان سیر) و X یک ماتریس ستونی $N \times 1$ است که شامل مجهولات (سرعت و مرز مشترک لایه‌ها) می‌باشد. هم‌چنین A نیز یک ماتریس $M \times N$ است که همان ماتریس مشتقات جزئی ضرایب مدل می‌باشد (Lay et al., 1995).

برنامه ولست در دو مد هم‌زمان و رویداد منفرد عمل می‌کند. مدل حاصل از این برنامه شامل یک مدل یک‌بعدی سرعت و تصحیحات ایستگاهی است. در هر دو مد، مساله وارون‌سازی به‌وسیله وارون

(Mirzaei et al., 1998). این ناحیه در برگیرنده کوتاه شدگی در حدود ۶ میلی‌متر در سال، مابین ایران مرکزی و توران است (Vernant et al., 2004). کپه‌داغ به‌عنوان یک رشته کوه درون قاره‌ای دارای یک پوشش رسوبی مزوزوئیک-ترشیاری با ضخامت حدود ۱۰ کیلومتر می‌باشد که در طی آخرین فاز کوه‌زایی آلپی چین‌خورده شده است (Davoudzadeh et al., 1984; Zonenshain et al., 1990; Maksimov, 1992; Brunet et al., 2003). کپه‌داغ از سمت شمال‌غرب، به پشته آبشرون که مرز شمالی حوزه خزر جنوبی است، منتهی می‌گردد (Brunet et al., 2003). اندازه‌گیری‌های GPS که اخیراً صورت گرفته، نشان‌دهنده مشخصه متغیر تغییر شکل کپه‌داغ بین بخش جنوب‌شرقی آن (غالباً گسلش تراسی با نرخ پایین) و بخش شمال‌غربی آن (غالباً فعالیت امتدادلغز با نرخ افزایشی) است (Masson et al. 2007).

حوضه رسوبی باریکی که رشته‌کوه کپه‌داغ را از بینالود جدا می‌کند، خط اترک-کشف نامیده شده و مرز جنوبی رشته‌کوه کپه‌داغ محسوب می‌شود. این در حالی است که هیچ ساختار زمین‌شناسی شاخصی مرز جنوبی بینالود را مشخص نمی‌کند. کپه‌داغ در شمال‌شرق از گستره پایدار سپر توران با یک زون گسلی موسوم به زون گسل اصلی، که مسبب تغییر ارتفاع ناگهانی در سمت شمال‌شرق است، جدا می‌شود (Tchalenko, 1975). زون گسل اصلی با رویداد کلان زمین‌لرزه ۵ اکتبر ۱۹۴۸ که در نزدیکی عشق‌آباد ترکمنستان روی داده، مرتبط بوده است. مرز غربی منطقه کپه‌داغ، ساحل دریای خزر و در حدود $55^{\circ} E$ است. مرز شرقی کپه‌داغ در حدود $60^{\circ} E$ ، جایی که لرزه‌خیزی به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد، قرار دارد. این مرز مابین زون بی‌لرزه غرب افغانستان و زون زمین‌لرزه‌ای کپه‌داغ قرار دارد و از دیدگاه ساختمانی واضح نیست. هم‌چنین مشخص نیست که گسل هریرود به سمت مرز شرق کپه‌داغ نیز گسترش می‌یابد یا خیر (Mirzaei et al., 1998).

نوار چین-گسل با راندگی رو به شمال در شمال و راندگی رو به جنوب در جنوب، موجب ارتفاع یافتن کپه‌داغ شده است. این مشاهدات زمین‌شناسی با تحلیل‌های ساز و کار کانونی زمین‌لرزه‌ها، در حاشیه شمالی (زمین‌لرزه ۵ اکتبر ۱۹۴۸، عشق‌آباد) و در حاشیه جنوبی (زمین‌لرزه ۲۱ مارس ۱۹۶۳، اسفراین) حمایت می‌شود (Berberian, 1981). رشته‌کوه‌های کپه‌داغ و بینالود با یک سیستم گسلی آلپی پسین بریده شده است. این سیستم گسلی عمدتاً از گسل‌های امتداد لغز راستگرد با راستای NNW-SSE و گسل‌های امتداد لغز چپگرد با راستای NE-SW و هم‌چنین گسل‌های راندگی فرعی تقریباً طولی تشکیل شده که سیستم گسلی متقاطع نیز نامیده می‌شود. مهم‌ترین گسل‌ها با راستای NNW-SSE (از نظر طولی و جابجایی کلی) در منطقه بخاردن-قوچان قرار دارد که عنصری کلیدی در لرزه‌خیزی منطقه محسوب می‌شود (Tchalenko, 1975).

رسیدن به کمترین اختلاف بین مقادیر مشاهده شده و محاسبه شده، حل می شود. در پایان هر دوره ضمن محاسبه تغییرات مدل و اعمال آن بر پارامترهای اولیه، باقی مانده کلی محاسبه می شود و دوره ها تا جایی ادامه می یابد که باقی مانده کلی به حد کمینه مورد انتظار برسد. در پایان به مدل سرعتی بهینه و مختصات کانونی زمین لرزه ها دست خواهیم یافت (Kissling et al., 1995).

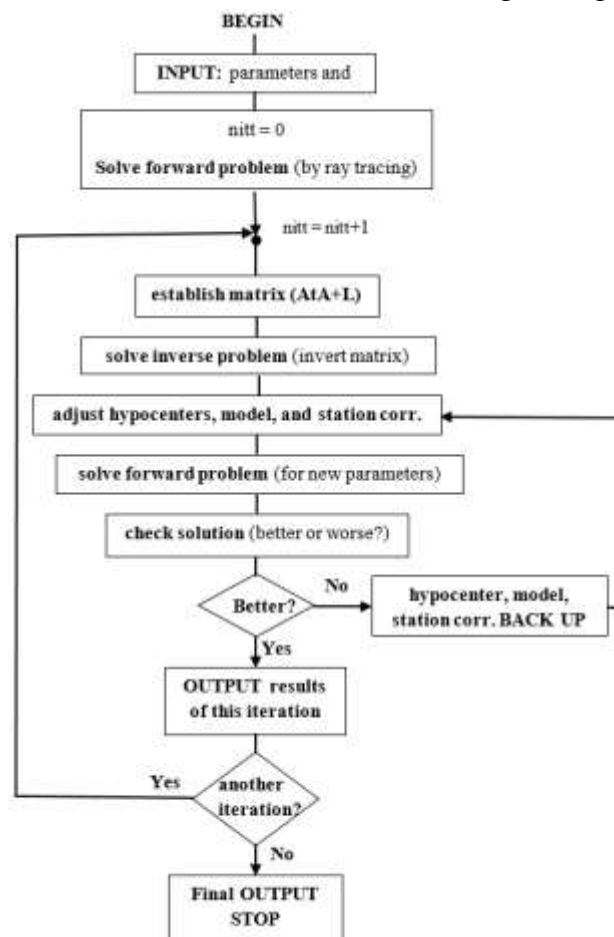
پس از تعیین ساختار سرعت پوسته برای منطقه مورد بررسی، رویدادهای انتخابی را با استفاده از این مدل سرعت بدست آمده مکان یابی می کنیم و نتایج آن را با نتایج مکان یابی انجام شده با مدل سرعت بکارگیری شده توسط مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران مقایسه می نماییم. در صورتی که با بکارگیری مدل سرعت بدست آمده، خطاهای مکان یابی شامل خطای زمان رخداد (RMS)، خطای رومرکز (ERH) و خطای عمق کانونی (ERZ) مقادیر کمتری را داشته باشند، مدل بدست آمده اعتبار لازم را دارا می باشد و در غیر این صورت فاقد اعتبار می باشد.

۴- داده ها و نتایج

منطقه مورد بررسی در این پژوهش واقع در شمال شرق ایران در ناحیه لرزه زمین ساختی کپه داغ و در محدوده جغرافیایی ۵۵/۰ تا ۶۱/۵ درجه طول شرقی و ۳۳/۵ تا ۳۸/۵ درجه عرض شمالی است. در این پژوهش از لرزه نگاشت های زمین لرزه های محلی ثبت شده توسط ۲۷ ایستگاه لرزه نگاری استفاده شده است. طبق شکل ۲ و جدول ۱، این ایستگاه ها عبارتند از: ۴ ایستگاه باند پهن مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT)، ۸ ایستگاه باند کوتاه مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT)، ۵ ایستگاه باند پهن مرکز لرزه نگاری پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (IIES) و ۱۰ ایستگاه لرزه نگاری باند پهن مرکز لرزه نگاری دانشگاه فردوسی مشهد (EQRC).

از میان زمین لرزه های محلی روی داده در این منطقه، تعداد ۲۸۴ زمین لرزه با بزرگی $M_N \geq 3/5$ در بازه زمانی ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۸ انتخاب شد. پس از استخراج داده های فوق، ابتدا فرمت داده ها به فرمت قابل استفاده در نرم افزار SEISAN تبدیل گردید. سپس به منظور مکان یابی لرزه ها، در مجموع ۲۶۱۲ زمان رسید امواج P و S فاز خوانی شد. فازهای خوانده شده شامل ۱۴۲۱ فاز Pg ، ۷۹۱ فاز Pn و ۴۰۰ فاز Sg می باشد. با استفاده از زمان رسیده های قرائت شده و مدل سرعتی بکار گرفته شده توسط مرکز لرزه نگاری IGUT زمین لرزه های مورد نظر تعیین محل شدند. از آن جایی که تمام داده های موجود برای برآورد وضعیت لایه بندی و سرعت امواج در لایه ها به یک اندازه قابل اطمینان نیستند؛ به منظور بالا بردن دقت و کاهش میزان خطا در محاسبات، برخی معیارها برای انتخاب داده در نظر گرفته شد. معیارهای مورد نظر جهت انتخاب

کامل ماتریس حداقل مربعات میرایی $[A^T A + \lambda]$ حل می شود که در آن A ماتریس ژاکوبین، A^T ترانپوز ماتریس ژاکوبین و λ ماتریس میرایی است (Kissling et al., 1995). به دلیل غیرخطی بودن مساله وارون سازی زمان سیر امواج لرزه ای، حل مساله به صورت تکرار شونده^۱ انجام می شود. مراحل این روش در نمودار چرخشی شکل ۱ نمایش داده شده است.

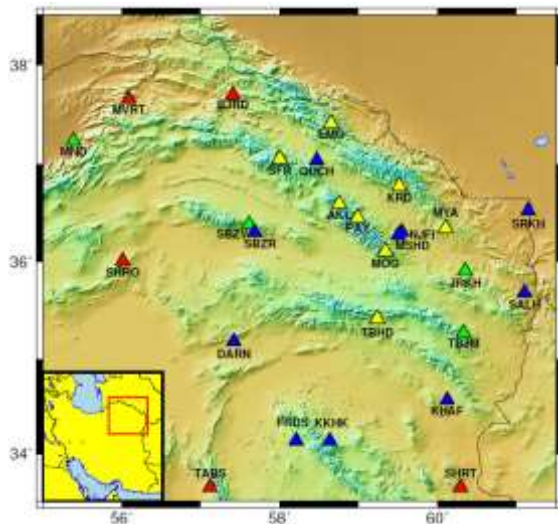


شکل ۱. روند کار وارون سازی یک بعدی در نرم افزار ولست

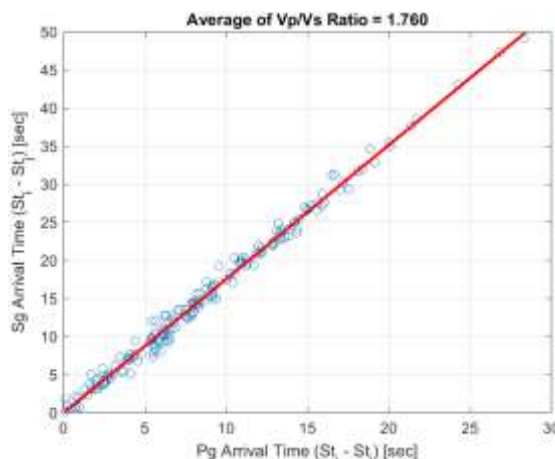
(Kissling et al., 1995).

اساس کار این روش به این صورت است که ابتدا مساله پیش رونده^۲ تعریف می شود. بدین منظور با استفاده از پارامترهای اولیه مدل و به کمک پرتویابی^۳ از چشمه تا گیرنده ها، زمان سیر پرتوها محاسبه می شود. زمان سیرهای محاسبه شده و مقادیر مشاهده شده مورد مقایسه قرار می گیرد و اختلاف موجود بین مقادیر فوق، باقی مانده خوانده می شود. مقدار باقی مانده بیان گر کیفیت مدل انتخابی برای پیش بینی داده ها می باشد. سپس مساله به صورت وارون^۴ و با هدف

- 1 Iterative
- 2 Forward Problem
- 3 Ray Tracing
- 4 Inverse Problem



شکل ۲. موقعیت ۲۷ ایستگاه لرزه‌نگاری مورد استفاده در این مطالعه. مثلث‌های سبز رنگ: ایستگاه‌های باند پهن نصب شده توسط IGUT. مثلث‌های زرد رنگ: ایستگاه‌های باند کوتاه نصب شده توسط IGUT. مثلث‌های قرمز رنگ: ایستگاه‌های باند پهن نصب شده توسط IIES و مثلث‌های آبی رنگ: ایستگاه‌های باند پهن نصب شده توسط EQRC.



شکل ۳. نمودار اختلاف زمان رسید امواج S نسبت به اختلاف زمان رسید امواج P ثبت شده در ایستگاه‌های مختلف؛ مقدار V_p/V_s بدست آمده از این روش برابر با ۱/۷۶ است که همان شیب نمودار فوق می‌باشد.

با اعمال این شرایط، تعداد ۸۱ زمین‌لرزه که با معیارهای یاد شده سازگار بودند؛ انتخاب شدند. پس از حذف همه داده‌های بی‌ارزش، تعداد ۴۲۰ فاز Pg و ۱۰۹ فاز Sg برای انجام توموگرافی یک بعدی انتخاب شد. سپس با استفاده از بکارگیری روش وارون‌سازی یک‌بعدی و اعمال آن روی این داده‌ها، به جستجوی مدل سرعت پوسته در منطقه مورد مطالعه پرداخته شد. به این منظور از نرم‌افزار ولست استفاده گردید. در این نرم‌افزار ابتدا با استفاده از مدل اولیه و به کمک پرتویابی از چشمه تا گیرنده‌ها، زمان‌سیر پرتوها به صورت مساله پیش‌رونده بدست می‌آیند. سپس به‌صورت وارون و با هدف رسیدن به کمترین اختلاف بین مقادیر مشاهده شده و محاسبه

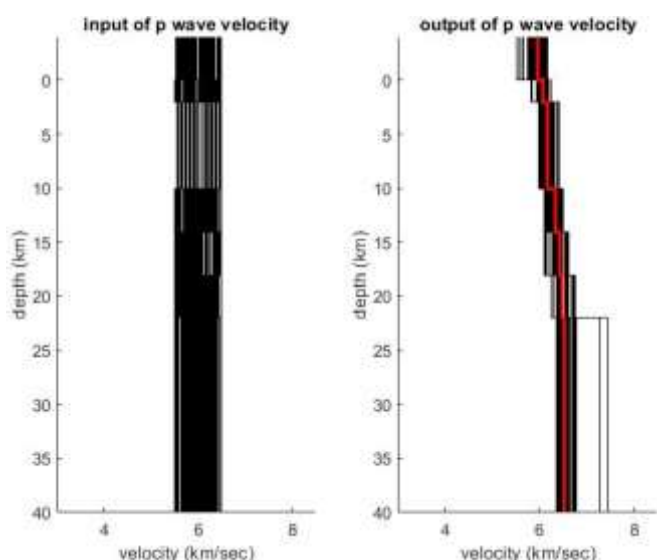
داده عبارتند از:

- حداقل چهار ایستگاه، زمین‌لرزه را ثبت کرده باشد.
- میزان گاف آزمون‌های زمین‌لرزه‌ها کمتر از ۱۸۰ درجه باشد.
- حداکثر مقدار میانگین جذر مربعات (RMS) اختلاف بین داده‌های مشاهده شده و محاسبه شده برابر ۰/۳ ثانیه در نظر گرفته شد.
- پارامتر V_p/V_s برابر با ۱/۷۶ انتخاب شد. این مقدار براساس روش دو ایستگاهی برآورد شده که در شکل ۳ نمایش داده شده است.

جدول ۱: مشخصات ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده.

نام ایستگاه	مختصات جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا [m]	نام شبکه
ایستگاه‌های باند پهن	BJRD	57.408°E, 37.700°N	IIES
	MRVT	56.089°E, 37.659°N	IIES
	SHRO	56.013°E, 36.009°N	IIES
	SHRT	60.291°E, 33.646°N	IIES
	TABS	57.119°E, 33.649°N	IIES
	DARN	57.419°E, 35.176°N	EQRC
	FRDS	58.210°E, 34.139°N	EQRC
	KKHK	58.634°E, 34.137°N	EQRC
	KHAF	60.122°E, 34.566°N	EQRC
	MSHD	59.535°E, 36.311°N	EQRC
	QUCH	58.470°E, 37.038°N	EQRC
	SBZR	57.683°E, 36.305°N	EQRC
	SALH	61.102°E, 35.682°N	EQRC
	SRKH	61.148°E, 36.526°N	EQRC
	NJFI	59.500°E, 36.275°N	EQRC
	MND	55.389°E, 37.237°N	IGUT
	SBZV	57.611°E, 36.388°N	IGUT
	JRKH	60.349°E, 35.908°N	IGUT
	TBJM	60.329°E, 35.268°N	IGUT
ایستگاه‌های باند کوتاه	SFR	58.000°E, 37.052°N	IGUT
	EMG	58.651°E, 37.409°N	IGUT
	AKL	58.754°E, 36.595°N	IGUT
	KRD	59.515°E, 36.776°N	IGUT
	PAY	58.990°E, 36.454°N	IGUT
	MOG	59.339°E, 36.108°N	IGUT
	MYA	60.102°E, 36.344°N	IGUT
	TBHD	59.236°E, 35.413°N	IGUT

۴، ۴ و ۱۸ کیلومتر تقسیم و ۱۰۰ مدل سرعتی تصادفی برای هر لایه ارائه گردید. سرعت موج طولی در این مدل ها به صورت تصادفی در بازه 6 ± 0.5 کیلومتر بر ثانیه تعیین شد. مدل های اولیه در نظر گرفته شده و نتایج حاصل از وارون سازی آن ها توسط نرم افزار ولست در شکل ۵ نمایش داده شده است. با بررسی نتایج حاصل از وارون سازی در این مرحله و با توجه به این که تغییرات سرعت در عمق ۲۲ کیلومتر محسوس نیست، از در نظر گرفتن مرز لایه بندی در این عمق صرف نظر کردیم.

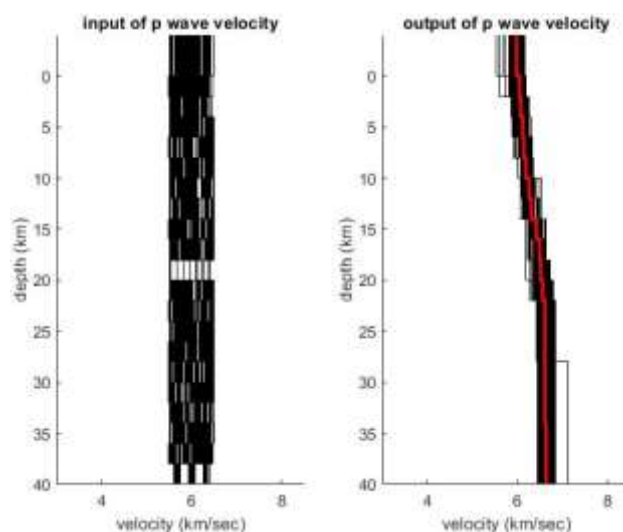


شکل ۵. نتایج حاصل از برگردان یک بعدی داده های انتخابی. سمت چپ: مدل های اولیه ورودی ۶ لایه با ضخامت های ۲، ۸، ۴، ۴ و ۱۸ کیلومتر و با سرعت های تصادفی در بازه 6 ± 0.5 کیلومتر بر ثانیه. سمت راست: مدل های خروجی حاصل از وارون سازی. منحنی قرمز رنگ تغییرات میانگین سرعت موج P را بر حسب عمق پوسته زمین نمایش می دهد که مقادیر آن از میانگین گیری مدل های سرعت خروجی حاصل شده است.

در گام سوم برای دستیابی به وضوح بیشتر در تعیین سرعت هر لایه، شرط یکسان بودن بازه تغییرات سرعت برای همه لایه های مدل ورودی برداشته شد. در حالت جدید، فرض مدل های ورودی با لایه بندی به دست آمده در مرحله قبل اما با تغییرات تدریجی سرعت اعمال گردید. بدین ترتیب ناحیه مورد نظر به ۵ لایه با ضخامت های ۲، ۸، ۴، ۴ و ۲۲ کیلومتر تقسیم گردید و ۱۰۰ مدل سرعتی تصادفی برای هر لایه ارائه شد. سرعت میانگین موج طولی در هریک از لایه ها به ترتیب برابر $5/5$ ، $9/5$ ، $3/6$ ، $8/6$ و $2/7$ کیلومتر بر ثانیه با پهنای تغییرات باند سرعتی 5 ± 0 کیلومتر بر ثانیه تعیین شد. مدل های اولیه در نظر گرفته شده و نتایج حاصل از برگردان آن ها توسط نرم افزار ولست در شکل ۶ نمایش داده شده است. همان طور که از نتایج خروجی شکل ۶ پیداست؛ با اعمال تغییرات تدریجی سرعت برای مدل های ورودی، همگرایی بیشتری برای مدل های خروجی حاصل از وارون سازی حاصل شد. منحنی قرمز رنگ

شده، حل شده و در پایان مختصات کانونی رویدادها و مدل سرعتی بهینه بدست خواهد آمد. با توجه به وابستگی بین مدل اولیه و مدل خروجی بدست آمده از روش وارون سازی و به منظور بدست آوردن ساختار سرعتی مناسب و قابل قبول برای ناحیه، وارون سازی زمان سیر امواج در چند مرحله صورت گرفت.

از آن جایی که ضخامت لایه ها در نرم افزار ولست به صورت خودکار تعیین نمی شود، مدل مناسب لایه بندی را باید توسط فرایند آزمون و خطا به دست آورد. بدین منظور در گام اول با هدف یافتن سطوح مشترک و ساختار لایه بندی مدل سرعت، ناحیه مورد مطالعه به ۲۰ لایه با ضخامت ۲ کیلومتر تقسیم و برای هر لایه ۱۰۰ مدل سرعتی تصادفی ارائه گردید. سرعت موج طولی در این مدل ها به صورت تصادفی در بازه 6 ± 0.5 کیلومتر بر ثانیه تعیین و مدل های حاصل به عنوان ورودی در وارون سازی یک بعدی استفاده شدند. مدل های اولیه در نظر گرفته شده و نتایج حاصل از وارون سازی آن ها توسط نرم افزار ولست در شکل ۴ نمایش داده شده است. منحنی قرمز رنگ مدل سرعت متوسط بدست آمده برای ناحیه می باشد که از میانگین گیری مدل های سرعت خروجی حاصل از وارون سازی حاصل شده است. بررسی تغییرات سرعتی در مدل های خروجی نشان دهنده وجود ناپیوستگی هایی در عمق های ۲، ۱۰، ۱۴، ۱۸ و ۲۲ کیلومتری است. بنابراین مدل های سرعت ورودی در گام دوم بر اساس وجود این ناپیوستگی ها تعریف شد.

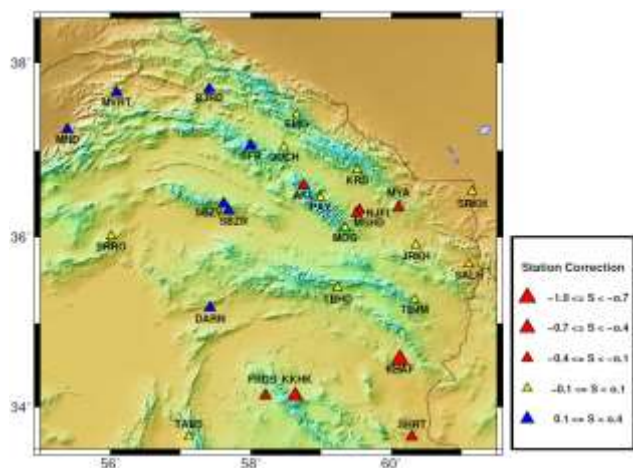


شکل ۴. نتایج حاصل از برگردان یک بعدی داده های انتخابی. سمت چپ: مدل های اولیه ورودی به صورت ۲۰ لایه با ضخامت ۲ کیلومتر و با سرعت های تصادفی در بازه 6 ± 0.5 کیلومتر بر ثانیه. سمت راست: مدل های خروجی حاصل از وارون سازی. منحنی قرمز رنگ تغییرات میانگین سرعت موج P را بر حسب عمق پوسته زمین نمایش می دهد که مقادیر آن از میانگین گیری مدل های سرعت خروجی حاصل شده است.

در گام دوم برای دستیابی به وضوح بیشتر مدل و حصول اطمینان از درست بودن مرز لایه بندی ها، ناحیه به ۶ لایه با ضخامت های ۲، ۸، ۴،

جدول ۲: مدل نهایی بدست آمده برای ساختار سرعتی پوسته ناحیه.

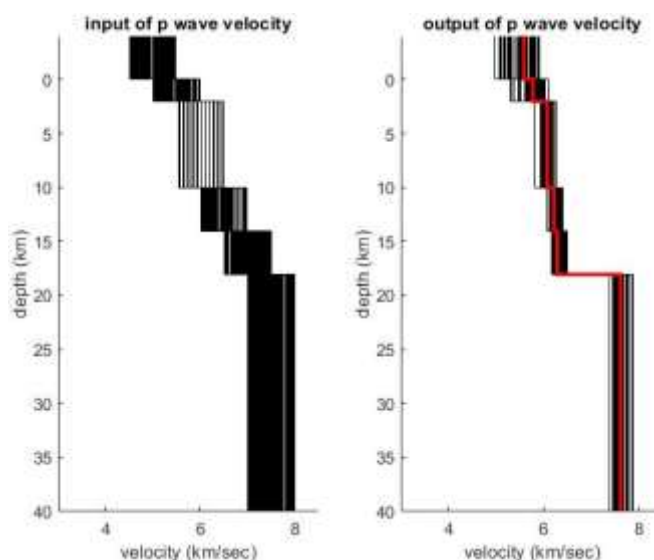
عمق سطح مشترک [km]	سرعت موج تراکمی (V_p) [km/s]
۰	۹۰.۵
۲	۹۸.۵
۱۰	۱۰۸.۶
۱۴	۱۲۰.۶
۱۸	۱۲۹.۶



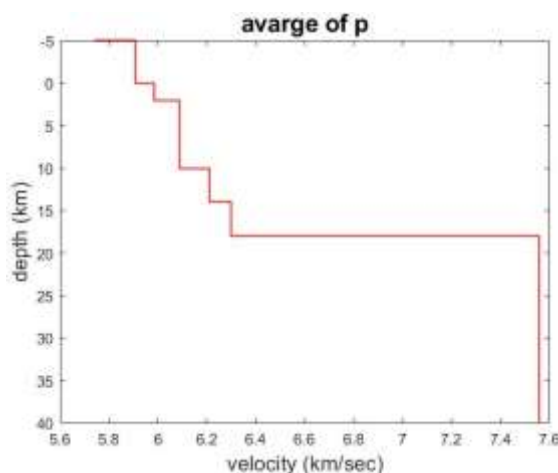
شکل ۸ تصحیحات زمانی مربوط به ایستگاه‌ها.

در نهایت به منظور بررسی عملکرد مدل سرعتی بدست آمده، تعیین محل مجدد رویدادها با استفاده از مدل سرعتی جدید صورت گرفت و نتایج آن با تعیین محل صورت گرفته با مدل سرعتی بکار گرفته شده توسط مرکز لرزه‌نگاری مقایسه گردید. بدین منظور تعداد ۲۸۴ زمین‌لرزه با بزرگی $M_N \geq 3/5$ در بازه زمانی سال‌های ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۸ که در منطقه مورد مطالعه رخ داده بودند، انتخاب شد و تعیین محل آن‌ها با استفاده از دو مدل ذکر شده صورت گرفت. شکل ۹ پراکندگی زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده توسط این دو مدل را نمایش می‌دهد. توزیع مکانی رومرکز زمین‌لرزه‌ها در هر دو حالت تطابق خوبی با روندهای گسلی منطقه دارد. از آنجایی که تفاوت مشهودی در توزیع مکانی رومرکز زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده با این دو مدل مشاهده نشد؛ به منظور بررسی دقیق‌تر عملکرد دو مدل میزان (RMS)، خطای تعیین رومرکز (ERH) و خطای تعیین عمق (ERZ) بدست آمده از دو مدل مقایسه گردید. نتایج این مقایسه در شکل ۱۰ نمایش داده شده است. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود تعداد زمین‌لرزه‌هایی که دارای خطای کمتری هستند، در نتایج حاصل از بکارگیری مدل تعیین شده در این مطالعه بیشتر از نتایج حاصل از مدل بکار گرفته شده توسط مرکز لرزه‌نگاری است.

تغییرات میانگین سرعت موج P را برحسب عمق پوسته زمین نمایش می‌دهد، که مقادیر آن از میانگین‌گیری مدل‌های سرعت خروجی حاصل شده است. مدل میانگین‌گیری شده به عنوان مدل نهایی بدست آمده برای ناحیه مورد نظر در نظر گرفته می‌شود و در شکل ۷ نمایش داده شده است. مشخصات لایه‌های مدل خروجی نهایی بدست آمده برای ناحیه مورد نظر در جدول ۲ ذکر شده است. تصحیحات ایستگاهی به دست آمده در شکل ۸ بیان شده است.



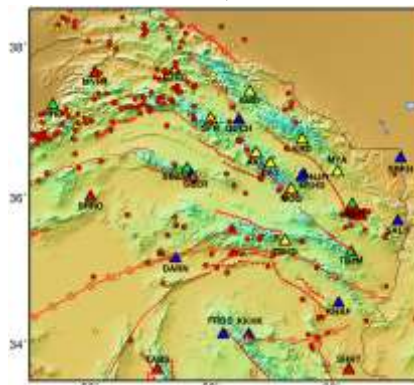
شکل ۶: نتایج حاصل از برگردان یک بعدی داده‌های انتخابی. سمت چپ: مدل‌های اولیه ورودی ۵ لایه با ضخامت‌های ۲، ۴، ۴، ۲۲ و ۲۲ کیلومتر و سرعت میانگین موج طولی در هریک از لایه‌ها به ترتیب برابر ۵/۹، ۵/۹، ۶/۳، ۶/۸ و ۷/۲ کیلومتر بر ثانیه با پهنای تغییرات باند سرعتی ± 0.5 کیلومتر بر ثانیه. سمت راست: مدل‌های خروجی حاصل از وارون‌سازی. منحنی قرمز رنگ تغییرات میانگین سرعت موج P را برحسب عمق پوسته زمین نمایش می‌دهد که مقادیر آن از میانگین‌گیری مدل‌های سرعت خروجی حاصل شده است.



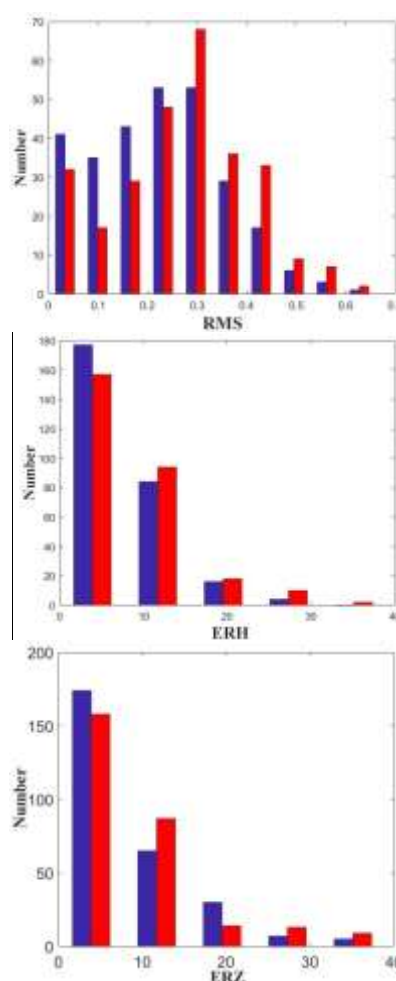
شکل ۷: مدل نهایی بدست آمده برای ساختار سرعتی پوسته ناحیه.

۵- نتیجه گیری

در این مطالعه مدل سرعتی یک بعدی پوسته برای محدوده جغرافیایی ۵۵/۰ تا ۶۱/۵ درجه طول شرقی و ۳۳/۵ تا ۳۸/۵ درجه عرض شمالی واقع در شمال شرق ایران، بر مبنای وارون سازی یک بعدی زمان رسیدهای اولیه به دست آمده است. برای این منظور لرزه نگاشت های زمین لرزه های محلی با بزرگی $M_N \geq 3/5$ در بازه زمانی ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۸ ثبت شده توسط ۲۷ ایستگاه لرزه نگاری موجود در منطقه مورد استفاده قرار گرفت. ایستگاه های بکار گرفته شده شامل ۴ ایستگاه باند پهن مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT)، ۸ ایستگاه کوتاه دوره مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT)، ۵ ایستگاه باند پهن مرکز لرزه نگاری پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (IIIES) و ۱۰ ایستگاه لرزه نگاری باند پهن مرکز لرزه نگاری دانشگاه فردوسی مشهد (EQRC) می باشند. این زمین لرزه ها مجدداً فازخوانی شد، سپس با استفاده از نرم افزار SEISAN و مدل سرعتی بکار گرفته شده توسط مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران IGUT تعیین محل شدند. از این میان تعداد ۸۱ زمین لرزه با شرایط گاف آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه، باقیمانده زمانی کمتر یا مساوی ۰/۳ و ثبت شده در حداقل چهار ایستگاه لرزه نگاری انتخاب شدند. نتایج حاصل از وارون سازی یک بعدی زمان رسیدهای اولیه، مدل سرعتی پنج لایه ای پوسته با ناپیوستگی هایی در اعماق ۲، ۱۰، ۱۴ و ۱۸ کیلومتری را نشان می دهد. سرعت امواج طولی برای لایه های متناظر با این ناپیوستگی ها با میانگین گیری از مدل های نهایی استخراج شده، به ترتیب ۵/۹۰، ۵/۹۸، ۶/۰۸، ۶/۲۰ و ۶/۲۹ کیلومتر بر ثانیه برآورد شده است. به منظور بررسی عملکرد مدل سرعتی بدست آمده، تعیین محل مجدد رویدادها با استفاده از مدل سرعتی جدید صورت گرفت و نتایج آن با تعیین محل صورت گرفته با مدل سرعتی بکار گرفته شده توسط مرکز لرزه نگاری مقایسه گردید. مقایسه خطای زمانی و مکانی حاصل از بکارگیری دو مدل نشان دهنده وجود خطای کمتر مدل بدست آمده از این مطالعه و بهبود مکان یابی می باشد. همچنین نتایج حاصل از این پژوهش، همخوانی مناسبی را با تحقیقات صورت گرفته توسط دیگران دارد. برای مثال نوروزی و همکاران (Nowrouzi et al. 2007) ضخامت پوسته بالایی در منطقه بینالود را حدود ۱۰ کیلومتر برآورد کرده اند که همخوانی خوبی با ناپیوستگی شناسایی شده در این تحقیق در عمق ۱۰ کیلومتری دارد. جوان مهری و همکاران (۱۳۹۱) ناپیوستگی در عمق ۱۵ کیلومتری و همچنین اظهاری و همکاران (۱۳۹۷) نیز ناپیوستگی عمق ۱۴ کیلومتری شناسایی کردند، که همخوانی خوبی با ناپیوستگی در عمق ۱۴ کیلومتری شناسایی شده توسط ما دارد. متقی (۱۳۹۰) در گزارشی که برای مدل سرعت بدست آمده در زیر ایستگاه های واقع در این منطقه ارائه داده است، به وجود ناپیوستگی هایی در اعماق ۱۱، ۱۴ و ۱۸ کیلومتری برای برخی ایستگاه ها اشاره کرده است، که با نتایج بدست آمده در این تحقیق سازگار است.



شکل ۹ موقعیت رومرکزهای تعیین شده با مدل ارائه شده توسط مرکز لرزه نگاری (دوایر زرد رنگ) و مدل تعیین شده در این مطالعه (دوایر قرمز رنگ).



شکل ۱۰. مقایسه خطای مکان یابی با استفاده از مدل بدست آمده در این مطالعه و مدل سرعتی بکارگیری شده توسط مرکز لرزه نگاری IGUT بالا: نمودار مقایسه خطای زمان وقوع (RMS) برحسب ثانیه؛ وسط: نمودار مقایسه خطای رومرکز (ERH) برحسب کیلومتر؛ پایین: نمودار مقایسه خطای عمق کانونی (ERZ) برحسب کیلومتر. در این نمودارها رنگ قرمز مربوط به بکارگیری مدل مرکز لرزه نگاری IGUT و رنگ آبی مربوط به بکارگیری مدل حاصل از این مطالعه است.

of Iran, Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh., 168, 182–207.

Ellsworth, W. L., 1977, Three-dimentional structure of the crust and mantel beneath the island of Hawaii. Ph.D. thesis, MIT, Massachussets, USA.

Jackson, J., Mckenzie, D.P., 1984. Active tectonics of Aipine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geophys. J. R. Astron. Soc. 77, 185- 264.

Javan Doloei, G., Ghafory-Ashtiany, M., 2004. Crustal structure of Mashhad area from time domain reciver functions analysis of teleseismic earthquake. Res. Bull. Seismol. Earthquake Eng. 27, 30-38.

Kissling, E., 1995, Institute of Geophysics, ETH Zurich, Program VELEST USERS GUIDE Short Introduction.

Kissling, E., 1988. Geotomography with local earthquake data. Reviews of Geophysics 26, 659-698. Geol. Surv. Open File Rep. 84-939, 188-220.

Kissing, E., Ellsworth, W. L., and Cockerham, R., 1984, Three-dimensional structure of the Long Valley Caldera, California, region by geotomography. U. S. Geol. Surv. Open File Rep. 84-939, 188-220. Kissling, E., Ellsworth, w. L., Eberhart-phillips D., Kradolfer, U., 1994, Initial refrence models in local earthquake tomography, J. Geophys. Res., 99, 9635-9646.

Kissling E., Solarino S., Cattaneo M., 1995, Improved seismic velocity reference model from local earthquake data in Northwestern Italy, Terra Nova, Vol: 7, 528-534.

Lay T., Wallace C. T., 1995, Modern Global Seismology, Science, 521. Maheri-Peyrov, M., Ghods, A., Abbasi, M., Bergman, E., Sobouti, F., 2016, M_L shear wave velocity tomography for the Iranian Plateau, Geophysical Journal International 205(1):179-191.

Maheri-Peyrov, M., Ghods, A., Abbasi, M., Bergman, E., Sobouti, F., 2016, M_L shear wave velocity tomography for the Iranian Plateau, Geophysical Journal International 205(1):179-191.

Maksimov, S.P., 1992, Geological Structure and Economic Minerals of the USSR, vol 6, Kazakhstan and Middle Asia, Book 3, Platform Cover of the epi- Paleozoic Plates and Depressions of Middle Asia and Kazakhstan [in Russian], Nedra, Moscow, 6, 148p.

Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H. and Van-Gorp, S., 2007, Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: New insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, Geophys. J. Int. 170, 436–440.

Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y.T., 1998, Seismic sources regionalization for seismic zoning major

از نتایج مدل سرعت یک‌بعدی پوسته بدست آمده می‌توان علاوه بر بهبود مکان‌یابی زمین‌لرزه‌های روی داده در این منطقه و کاربرد آن برای حادثه‌های بعدی، در بررسی‌های توموگرافی لرزه‌ای سه بعدی پوسته به‌عنوان مدل اولیه استفاده کرد. زیرا دقت مکان‌یابی و درستی مدل سرعت سه بعدی تا حد بسیار زیادی به درستی مدل یک‌بعدی بستگی دارد.

۶- سپاس‌گزاری

نویسندگان از داوران محترم که با بیان نظرات ارزشمند خود موجب پر بارتر شدن این پژوهش شدند، کمال تشکر و قدردانی را دارند. هم‌چنین از مرکز لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مرکز لرزه‌نگاری پژوهشگاه زلزله‌شناسی و مرکز لرزه‌نگاری دانشگاه فردوسی مشهد، به‌خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های مورد نیاز، سپاس‌گزاریم.

۷- منابع

اظهری، س.م، رضایور، م. و متقی، ع.ا، (۱۳۹۷)، بررسی ساختار سرعتی پوسته فوقانی در ناحیه شمال خاور ایران در محدوده گسل‌های کشف‌رود و بینالود، علوم زمین، دوره ۲۷، شماره ۱۰۸، صفحه ۱۰۴-۹۵.

جوان مهری، م، بایرام نژاد، ا، قیطانچی، م.ر. و اظه‌ری، س.م، (۱۳۹۱)، بررسی ساختار سرعتی پوسته در زیر شبکه لرزه‌نگاری قوچان با استفاده از برگردان زمان سیر امواج لرزه ای محلی، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۸، شماره ۳، صفحه ۳۷-۲۵.

متقی، خ، (۱۳۹۰)، مطالعه لیتوسفر قاره‌ای در ناحیه برخوردی شمال شرق ایران. پایان نامه دکتری، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله تهران.

نصرآبادی، ا، سپهوند، م.ر، لیموچی، ز، (۱۳۹۷)، تعیین ناپیوستگی‌های لرزه‌ای پوسته شمال شرق ایران، مجله پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۴، شماره ۲، صفحه ۲۶۵-۲۵۱.

Alavi, M., 1992. Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran. Tectonics 11(2), 360-370.

Berberian, M., 1981, Active faulting and tectonics of Iran: Zagros-Hindukush-Himalaya Geodynamic evolution Gupta, H. K. and Delany, F. M. (eds), Am. Geophys. Union and Geol. Soc. Am., Geodyn., 3, 33-69.

Brunet, M.F., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. and Nikishin, A.M., 2003, The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling, Sedimentary Geology, 156, 119–148.

Davoudzadeh, M. and Schmidt, K., 1984, A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution

- Roecker, S. W., 1977, Seismicity and tectonics of the Pamir-Hindu Kush region of central Asia. Ph.D. thesis, MIT, Massachusetts, USA.
- ShadManaman, N. & Shomali, H., 2010. Upper mantle S-velocity structure and Moho depth variations across Zagros belt, Arabian-Eurasian plate boundary, Phys. Earth planet. Inter., 180, 92-103.
- Tchalenko, J.S., 1975. Seismicity and structure of the Kopet Dag (Iran, USSR). Philos, Trans. R. Soc. London A: Math., Phys. Eng. Sci. 278 (1275), 1-28.
- Thurber, C. H., 1981, Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake area central California, Ph.D. thesis, Mass. Inst. Technol.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman. Geophysical Journal International 157 (1), 381-398.
- Wadati K., 1933. On the travel time of earthquake waves. Part II, Geophys. Mag., 7, 101-111.
- Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I. and Natapov, L.M., 1990, Geology of the USSR: A Plate- Tectonic Synthesis, AGU, Washington, D.C., 242p.
- Seismotectonic provinces, J. Earthquake prediction Research, 7, 465-495.
- Mohammadi, E., Sodoudi, F., Sadidkhouy, A. and Gheitanchi, M.R., 2012. Moho depth and VP/VS variations in the Kope Dag region from analysis of Teleseismic receiver functions, Journal of the Earth & Space Physics, 37, No. 4, 2012, P. 1-12.
- Motaghi, k., Tatar, M., Priestley, K., Romanelli, F., Doglioni, C., Panza, G.F., 2014. The deep structure of the Iranian Plateau. Gondwana Research.
- Motavalli-Anbaran, S.H., Zeyen, H., Brunet, M.F., Ardestani, V.E., 2011. Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling. Tectonics 30(5).
- Nowrouzi, G., Priestley, K.F., Ghafory- Ashtiany, M., Doloei, G.J., Rham, D.J., 2007. Crustal velocity structure in Irainian Kopeh-Dagh, from analysis of P-waveform reciver functions. J. Seismol. Earthquake Eng. 8, 187-194.
- Ottemöller L., Voss P., Havskov J., "SEISAN Earthquake Analysis Software (version 10.5) for Windows, Solaris, Linux and MacOSx", copyright@2016 Ottemöller, Voss and Havskov, <http://seisan.info> (2016).
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., Vaccari, F. and Panza, G. F., 2014, Shear-Wave Velocity Tomography of the Lithosphere–Asthenosphere System beneath the Iranian Plateau. Bulletin of the Seismological Society of America, 104(6), 2782-2798.