

## ساختار پوسته فوقانی در غرب ایران

زهره سادات ریاضی راد؛

دانشگاه آزاد اسلامی واحد چالوس، گروه ژئوفیزیک

پذیرش ۹۶/۰۶/۲۲

دریافت ۹۶/۰۴/۲۱

### چکیده

ایالت لرزه‌زمین ساخت زاگرس، از فعال‌ترین نواحی لرزه‌خیز، در ایران است. از این رو، در این پژوهش با استفاده از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، اطراف سد سیمره در استان ایلام، ساختار تکتونیکی منطقه، بررسی شد. زمین‌لرزه مورموری با بزرگی گشتاوری ۶/۱ در مردادماه ۱۳۹۳، در فاصله ۷۷ کیلومتری جنوب‌شرقی ساختگاه سد، به وقوع پیوست و به‌خوبی در ایستگاه‌های محلی ثبت شد. همه داده‌هایی که از سال ۱۳۹۳ تا ۱۳۹۵ در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری اطراف سد سیمره ثبت شده بودند جمع‌آوری شد. با روش توموگرافی لرزه‌ای، سرعت امواج لرزه‌ای از طریق وارون‌سازی یک بعدی محاسبه شد. با استفاده از مدل سرعتی محاسبه شده، مکانیابی به‌روش اختلاف زمانی دوگانه (hypoDD) کدنویسی شد و توزیع رومرکز و مقاطع عمقی بازبینی شده، ارائه شد که تطابق خوبی با روندهای گسلی منطقه دارد. نسبت  $V_p/V_s$ ،  $1/65$  محاسبه شد که با نتایج قبلی، پیش از وقوع زمین‌لرزه مورموری، در این منطقه تعیین شده بود، متفاوت است. این امر نشان‌دهنده تغییرات تکتونیکی بعد از وقوع زلزله در منطقه است.

واژه‌های کلیدی: سرعت موج، توموگرافی، پوسته، غرب ایران، لرزه‌خیزی

### مقدمه

شناسایی ساختارهای سرعتی زمین یا خواص کشسانی، از مهم‌ترین پژوهش‌های زمین‌شناسان و زلزله‌شناسان بوده است. طی دهه اخیر، تحقیقات زلزله‌شناسان به برآورد مدل‌های یک‌بعدی زمین و تغییرات داخل آن متمرکز بوده است. شناسایی و تشخیص لایه‌بندی زمین، تعیین دقیق محل زلزله‌ها و تعبیر و تفسیر زمین‌ساخت از برآورد ساختار سرعتی در هر منطقه امکان‌پذیر است. یکی از روش‌های معتبر برای شناسایی سرعت در هر منطقه، استفاده از توموگرافی لرزه‌ای است. این روش، یک نوع تصویربرداری است که با وارون‌سازی انتگرال‌های خطی، میدان سرعت را در ناحیه‌ای که پرتوها از آن عبور کرده‌اند را نشان می‌دهد [۱]، [۲].

ساده‌ترین و دقیق‌ترین اندازه‌گیری در رکوردهای لرزه‌ای، زمان سیرهای امواج لرزه‌ای است و دقت بیش‌تر تعیین محل زمین‌لرزه‌ها به توانایی تعیین دقیق‌تر زمان سیرها نیاز دارد که این خود به دانستن ساختار سرعت محیط عبور امواج لرزه‌ای وابسته است. در حالت کلی تعیین محل زمین‌لرزه‌ها با استفاده از مدل‌های یک‌بعدی انجام می‌شود. توموگرافی لرزه‌ای عموماً به دو صورت انجام می‌شود. اولین روش، شامل پیدا کردن سرعت امواج لرزه‌ای برای ناهم‌گونی‌ها یا آنومالی‌ها است. در این روش می‌توان هم از موج P و هم از موج S به‌طور جداگانه بهره گرفت و در مواردی نیز در نظر گرفتن نسبت پواسون  $V_p / V_s$  از هر دو با هم استفاده می‌شود. در روش دوم ضریب تضعیف امواج لرزه‌ای تخمین زده می‌شود و سپس سعی می‌شود که دامنه تضعیف ماده یا محیط تعیین شود [۲].

اساس روش‌های توموگرافی براساس وارون‌سازی با استفاده از نرم‌افزار **Velest** [۳]، است. در روش وارون‌سازی ماتریسی که در توموگرافی لرزه‌ای عموماً از آن استفاده می‌شود، ناحیه مورد نظر به شبکه‌ای از بلوک‌ها تقسیم می‌شود و فرض می‌شود سرعت در هر بلوک ثابت است.

با توجه به این که استان ایلام در زون مورد بحث واقع شده است، از این‌رو، بررسی تاریخچه رخدادهای زمین‌شناسی در این منطقه از کشورمان در گرو شناخت حوادث و رخدادهای روی داده در تکوین زاگرس چین‌خورده است. تحقیقات نشان می‌دهد که کوتاه‌شدگی در کمربند فعال کوهستانی زاگرس است ولی در حاشیه‌های شمال و شرق ایران به صفر میل می‌کند [۴]، [۵]. توموگرافی ناحیه زاگرس نیز نشان می‌دهد که سرعت موج برشی در گوشته بالایی بیش از ۴ کیلومتر بر ثانیه است [۶]. مدل سرعتی دوبعدی وارون‌سازی شده در شمال‌غرب ایران، تفاوت آشکاری را در ساختار سرعتی دو طرف گسل شمال تبریز نشان می‌دهد. علاوه بر آن، یک بی‌هنجاری کم‌سرعت در قسمت مرکزی گسل شمال تبریز مشاهده می‌شود که با ضخامت زیاد رسوبات در آن ناحیه متناسب است [۷].

بررسی لرزه‌خیزی و مدل‌سازی یک‌بعدی ساختار پوسته به‌روش توموگرافی در منطقه شمال‌غرب ایران، نشان می‌دهد که بهترین مدل نهایی یک مدل ۵ لایه تا عمق ۳۵ کیلومتری است [۸]. توموگرافی امواج سطحی ساختار سرعتی موج S در گوشته بالایی، ناحیه‌ای کم سرعت برای موج S را نشان می‌دهد [۹]. تحقیقاتی که روی انتشار موج لرزه‌ای منطقه‌ای صورت گرفت، نشان می‌دهد که در این مناطق کم سرعت، فاز لرزه‌ای Sn به شدت میرا می‌شود [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]. لرزه‌شناسی و گرانی‌سنجی بیان‌گر وجود یک سنگ کره نازک و گوشته فوقانی گرم و کم‌چگال در زیر فلات آناطولی-ایران است. از آن‌جاکه غرب ایران قسمتی از این فلات است، این نتیجه را می‌توان به آن تعمیم داد [۱۳]، [۱۴].

شناخت بهینه از سرعت انتشار امواج و ضخامت پوسته زمین در ایران، نقش اساسی در دقت تعیین محل رویدادهای لرزه‌ای دارد. هدف از انجام این پژوهش، بررسی و ارائه مدلی برای ضخامت و سرعت امواج لرزه‌ای بر اساس فازهای محلی و ناحیه‌ای و امواج برشی در منطقه سد سیمره در استان ایلام است تا بتوان به تغییرات جدید تکتونیکی در منطقه پی برد و پژوهش‌های لازم در این زمینه را شروع کرد. به‌خصوص با وجود زمین‌لرزه ۱۳۹۳ در منطقه ایلام این پژوهش شروع خوبی برای شناسایی بهتر و دقیق‌تر زمین‌لرزه‌های اخیر است.

### زمین‌شناسی و تکتونیک منطقه

محدوده جغرافیایی استان ایلام از نقطه نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران [۱۵]، [۱۶]، [۱۷] در زون زمین‌ساختی زاگرس چین‌خورده یا زاگرس خارجی قرار دارد. بخش مرکزی و غربی استان ایلام زون فوق را تشکیل می‌دهد. بنا براین اختصاصات استراتیگرافی-تکتونیکی آن از واحد زمین‌ساختی زاگرس چین‌خورده تبعیت می‌کند [۱۸].

نقاط مختلف ایران، به‌دلیل شرایط متفاوت، رفتار لرزه‌ای مشابه را نشان نمی‌دهند. در منطقه زاگرس که در واقع منطقه برخورد صفحه عربستان با ایران است، نیروها فشاری است. وجود لایه‌های شکل‌پذیر تبخیری، چون نمک‌های هرمز در این منطقه باعث شده است که زمین‌لرزه‌ها اغلب دوره بازگشتی کوتاه را نشان می‌دهند. در نتیجه به‌علت فاصله زمانی کوتاه بین رویداد زمین‌لرزه‌ها، انرژی انباشته شده در حدی نیست که زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بالا را

ایجاد کند [۱۹]، [۲۰]. در زاگرس اصلی در ناحیه جنوب شرقی حرکت‌های امتدادلغز در چندین شاخه از سیستم گسلی کازرون توزیع شده است. بنا براین جدا شدن لایه نمکی هرمز از شرق و گسترش پوشش رسوبی تنها عامل مکانیسم توزیع حرکت نیست بلکه لرزه‌خیزی و تغییرشکل زیرزمین، که ناشی از گسل‌های فعال مرتبط با آن، از جمله، سیستم گسلی کازرون در شرق است [۵]. شارش آب در جنوب ایران که به سمت کوه‌های زاگرس در حرکت است، مانع رشد و حاصل‌خیزی در منطقه است که می‌توان این عامل را به حرکت‌هایی که گسل زاگرس انجام می‌دهد، نسبت داد [۲۱]. مکانیسم چین‌خوردگی منطقه لرستان در زاگرس، به صورت معکوس است [۲۲]. تغییرات عمق در ایران مرکزی ۴۲-۴۳ کیلومتر و زون سنندج سیرجان ۵۵-۶۳ کیلومتر است [۴]. بررسی جامع صورت گرفته نشان داد که ستبرای پوسته در بخش‌های مرکزی زاگرس (GHIR) مشابه با کارهای پیشین انجام گرفته  $۴۷ \pm ۲$  کیلومتر است در حالی که در انتهای‌ترین بخش خاوری آن (BNDS) ستبرا به  $۵۲ \pm ۲$  کیلومتر و در بخش باختری (SHGR) به  $۴۷ \pm ۲$  کیلومتر می‌رسد [۲۳].

هم‌گرایی مورب در سنوزوئیک در زاگرس از سمت جنوب‌غربی کوه‌زایی زاگرس شروع شده و تا محور گسل اصلی ادامه می‌یابد. گسل‌های امتداد لغز موازی در اوایل کرتاسه پسین جزء این ساختارند. این تغییر شکل زون کوه‌زایی زاگرس در کردستان قابل مشاهده است [۲۴]. دگرشکلی نازک پوسته ساختاری زاگرس شرقی در کمان فارس در ائوسن-میوسن میانی آغاز شده است. در ادامه جبهه دگرشکلی به سمت جنوب‌غرب حرکت کرده و در ۷ میلیون سال پیش به مرز فارس ساحلی و داخلی رسیده است [۲۵]. مقطع عرضی موازنه شده در سرتاسر کمربند چین و تراستی، نشان می‌دهد که کوتاه‌شدگی کلی شمال شرق، جنوب غرب بین ۲۵ کیلومتر [۲۶]، تا ۴۹ کیلومتر [۲۷] در بخش تحت فشار دزفول، و بین ۴۵ کیلومتر تا ۶۹ کیلومتر [۲۸] در کمان فارس رخ داده است. حل سازوکارهای کانونی نشان می‌دهد که کوتاه‌شدگی در پی سنگ بوسیله توزیع تراست‌ها انجام می‌گیرد [۲۹].

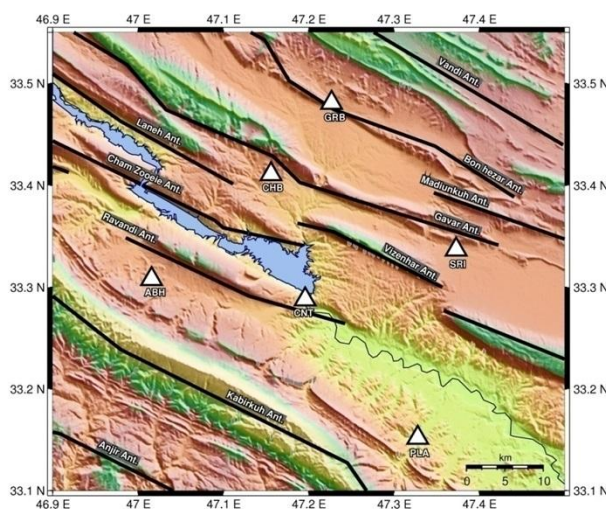
### طراحی و نصب شبکه

برای بررسی بهتر یک منطقه از نظر لرزه‌زمین‌ساختی، نیاز به طراحی و نصب یک شبکه لرزه‌نگاری موقت محلی برای ثبت کردن خردلرزش‌ها، است [۳۰]. فاصله ایستگاه‌ها باید به گونه‌ای انتخاب شود که تعیین محل رویدادهای ثبت شده با دقت مطلوب امکان‌پذیر باشد. برای این منظور فاصله بین ایستگاه‌ها، نباید از دو برابر عمق بررسی شده بیشتر باشد [۳۱]. در ایران برای ثبت بهتر خرد لرزش‌ها، در طراحی شبکه‌های لرزه‌نگاری محلی، حداکثر فاصله ایستگاه‌ها را معمولاً ۱۰ کیلومتر در نظر می‌گیرند. در منطقه بررسی شده شش ایستگاه ثبت لرزه‌ای، با فواصلی بین ۱۵ تا ۲۵ کیلومتر وجود دارد (شکل ۱).

پوشش آزیموتی شبکه باید به گونه‌ای باشد که رویدادهای لرزه‌ای منطقه بررسی شده در درون شبکه قرار گیرند تا امکان تعیین محل دقیق‌تر و حل سازوکارهای کانونی با استفاده از پلاریته اولین رسیدها وجود داشته باشد که در این پژوهش پوشش آزیموتی بین صفر تا ۲۷۰ درجه است.

یکی دیگر از فاکتورهای مهم در طراحی شبکه لرزه‌نگاری موقت، تعداد ایستگاه‌ها است که باعث افزایش دقت تعیین محل و حل سازوکارهای کانونی می‌شود. به‌هنگام نصب تجهیزات لرزه‌نگاری لازم است که مواردی چون محل

نصب ایستگاه از نظر ساختگاه، دور بودن از منابع ایجاد کننده نوفه (جاده، رودخانه، شهرهای بزرگ و نظایر آن) و هم‌چنین امنیت دستگاه‌ها، در نظر گرفته شود تا شرایط مطلوب باشد.



شکل ۱. موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در اطراف سد سیمره استان ایلام و خطوط مشکی گسل‌های موجود در منطقه را نشان می‌دهند [۳۲]

## داده‌ها

در این پژوهش، برآورد ساختار سرعت امواج برشی، با استفاده از مکان‌یابی زمین‌لرزه‌های محلی در اطراف سد سیمره که بر روی رودخانه سیمره احداث شده است. این رودخانه در شمال‌غرب شهرستان دره‌شهر، در استان ایلام، واقع در منطقه جنوب‌غربی ایران در ایالت و زون کوه‌زایی زاگرس قرار دارد [۳۳]، [۳۴]، [۳۵] و [۳۶]. سد بتنی دو قوسی سیمره در استان ایلام در ۴۰ کیلومتری شمال‌غربی دره‌شهر واقع شده است. این سد بتنی دو قوسی به ارتفاع ۱۳۰ متر از بستر فعلی رودخانه و حدود ۱۸۰ متر از سنگ بستر طراحی شده است. لرزه‌نگارهای واقع در محدوده سد، زمین‌لرزه‌های به‌وقوع پیوسته منطقه را به‌خوبی ثبت می‌کنند. با استفاده از داده‌های لرزه‌ای که عمق نفوذی تا حد چندین ده کیلومتر به داخل زمین را دارند، می‌توان به‌وجود گسل‌های پنهان پی برد و در نتیجه آن‌ها را شناسایی کرد. می‌توان با بررسی این داده‌ها، به محل زلزله‌های بعدی پی برد [۳۸]. روش‌های مختلفی برای مدل‌سازی یک‌بعدی پوسته وجود دارد که از آن جمله می‌توان به تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای، پاشندگی امواج سطحی و وارون داده‌های لرزه‌ای اشاره کرد. در این پژوهش یکی از روش‌های وارون داده‌های لرزه‌ای که بر اساس پرتویابی [۳۸] است را برای مدل‌سازی یک‌بعدی پوسته، با نرم افزار *Velest* استفاده شد.

اطلاعات مربوط به همه رویدادهای لرزه‌ای طی سه سال گذشته در شبکه لرزه‌نگاری سد سیمره، شامل طول و عرض جغرافیایی منطقه، عمق و بزرگای محلی و فاصله ایستگاه لرزه‌نگاری تا مرکز سطحی است، جمع‌آوری شد. با استفاده از زمان رسید امواج لرزه‌ای پیکری، سرعت امواج در این منطقه، به‌روش آنالیز نرم‌افزاری *Velest* تعیین شد. هم‌چنین می‌توان تغییرات نسبت پوآسون در پوسته بالایی منطقه را بر اساس نسبت سرعت موج مستقیم اولیه

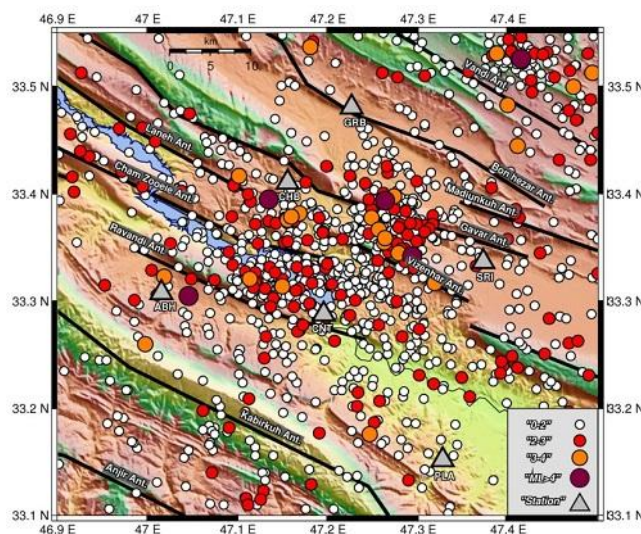
به ثانویه، یا در مرز ناپیوستگی موهو بر اساس نسبت سرعت سرموج اولیه به ثانویه تحلیل کرد. با استفاده از نتایج به دست آمده می توان به عمق ناپیوستگی موهو و سرعت امواج پیکری در منطقه مورد نظر دست یافت.

بیش تر زلزله های بررسی شده در این تحقیق با استفاده از روش مکان یابی چند رویدادی با دقت کم تر از ۵ کیلومتر مکان یابی شده اند. در تعیین توموگرافی سرعت، در این تحقیق داده های لرزه ای به صورت خوشه ای انتخاب شدند که با این رویکرد می توان از پرتوهای یک خوشه در ایستگاه میانگین گرفت که علاوه بر کاهش خطای داده های ورودی، معیاری برای دقت مشاهدات نیز به دست می آید. این معیار فقط از راه تحلیل خوشه های زلزله امکان پذیر است.

فرآیند خلاصه سازی، تعداد کل پرتوهای استفاده شده در این تحقیق به ۴۰۷ پرتو خلاصه شد. در توموگرافی لرزه ای برای به دست آوردن نقشه ای با تفکیک پذیری زیاد، وجود یک پوشش پرتو مؤثر در منطقه بررسی شده الزامی است و وجود پرتوهای هم آزمون باعث افزایش تفکیک پذیری نمی شود. بین یک ایستگاه و یک خوشه لرزه ای، به جز در فاصله های نزدیک، پرتوها تقریباً مسیر یکسانی را طی می کنند و در بیش تر سلول ها هم آزمون هستند. بنا بر این خلاصه سازی پرتوها با کاهش مطلوب حجم داده های ورودی، موجب افزایش سرعت فرآیند وارون سازی بدون کاهش تفکیک پذیری نقشه توموگرافی می شود.

از بین حدود دو هزار زمین لرزه ثبت شده تا شعاع ۱۰۰ کیلومتری از سد، ۳۱۳ زمین لرزه با بزرگی ۱ تا ۳/۴، ۶۷ زمین لرزه با بزرگی ۲-۴ و ۲۵ زمین لرزه با بزرگی بین ۲/۶ تا ۶ در مقیاس امواج حجمی انتخاب شد. داده های فوق با شرایط گپ آزموتی بین ۰ تا ۲۷۰ درجه، خطای محاسباتی زیر ۰/۵ و خطای طولی و عرضی زیر ۵ کیلومتر، فیلتر شد و به عنوان ورودی مدل سازی Velest استفاده شد. داده های ثبت شده به طور پیوسته در ایستگاه ها (شکل ۲)، با فرمت Mini Seed، بودند. در ابتدا، لازم است که فرمت داده ها به فرمت قابل استفاده در نرم افزار Seisan [۳۹] تبدیل شوند.

سپس فایل هایی با طول زمانی مناسب که هم زمان در تمام ایستگاه ها، به وجود آمده را روی این رکوردها، تحلیل کرده و رویدادهای لرزه ای را از آن استخراج می کنیم، تعداد کل رویدادهای ثبت شده در حداقل سه ایستگاه، مدنظر



شکل ۲. رومرکز بیش از ۴۰۰ لرزش با آزموت کم تر از ۲۷۰ درجه، باقی مانده زمانی کم تر از ۰/۳، حداقل تعداد ایستگاه دریافتی ۴ تا ۵ و خطای رومرکز ۵ کیلومتر

قرار می‌گیرد، تا دقت برداشت لرزه‌ای افزایش یابد. هر چه تعداد ایستگاه‌ها و یا به عبارتی تعداد رکوردها افزایش یابد دقت اندازه‌گیری نیز افزایش خواهد یافت، اما بر زمان پردازش اطلاعات خواهد افزود.

بعد از استخراج داده‌های لرزه‌ای، برای تعیین محل لرزش‌ها، قرائت زمان رسیده‌های امواج P و S انجام می‌گیرد. برای تعیین محل، زمین‌لرزه‌های ثبت شده در حداقل ۳ ایستگاه، انتخاب و قرائت فازهای  $P_n$ ،  $P_g$ ،  $S_n$  و  $S_g$  انجام می‌گیرد.

### روش کار

مدل سرعتی پوسته یکی از پارامترهای مهم و مؤثر در تعیین محل زمین‌لرزه‌ها است. هرچه دقت در مدل سرعتی پوسته به کار رفته در تعیین محل زمین‌لرزه‌ها بیشتر باشد، می‌توان محل کانون زمین‌لرزه‌ها را پس از بازخوانی زمان‌های رسید، اصلاح کرد. هم‌چنین در این حالت مدل یک‌بعدی به‌دست آمده، به‌عنوان مدل اولیه برای توموگرافی سه‌بعدی قابل استفاده است [۴۰]. توموگرافی عبارت از بازسازی یک میدان سه‌بعدی با استفاده از دانش انتگرال‌های خطی در محدوده میدان‌های فوق است. توموگرافی لرزه‌ای یک نوع تصویربرداری است و وارون انتگرال‌های خطی برای به‌دست آوردن میدان سرعت در ناحیه یا فضایی است، که پرتوها از آن عبور کرده‌اند، در واقع توموگرافی یک نوع وارون‌سازی است. با روش توموگرافی لرزه‌ای، می‌توان ساختارها و نواحی کم سرعت که منطبق بر لایه‌های ضعیف‌تر، هستند و نواحی با سرعت زیاد را که منطبق بر لایه‌های فشرده‌تر هستند را به‌خوبی شناسایی و از هم تفکیک کرد [۲].

اساس روش‌های توموگرافی براساس وارون‌سازی است. نرم‌افزار *Velest* هم از این قاعده استفاده می‌کند. در روش وارون‌سازی ماتریسی که در توموگرافی لرزه‌ای عموماً از آن استفاده می‌شود، ناحیه مورد نظر را به یک شبکه از بلوک‌ها تقسیم می‌کند و فرض می‌شود سرعت در هر بلوک ثابت است [۴۱]. در توموگرافی لرزه‌ای، داده‌ها، زمان رسیده‌های مشاهده شده و دامنه امواج لرزه‌ای هستند. در این پژوهش از داده‌های زمان رسیده‌های مشاهده شده استفاده شد. مجهولات شامل پارامترهای مدل یعنی مختصات چشمه، زمان‌های وقوع، مسیرهای پرتو و میدان سرعت هستند. در توموگرافی لرزه‌ای مسئله اصلی وارون‌سازی ماتریس ضرایب مدل  $A$  برای به‌دست آوردن مجهول‌هایی مثل سرعت و مرز مشترک لایه‌ها هستند. معادله ۱ را می‌توان برای آن نوشت [۴۱].

$$Y=A \times X \quad (1)$$

$Y$  یک ماتریس ستونی  $M \times 1$  است که شامل داده‌های موجود (زمان سیرها) و  $X$  یک ماتریس ستونی  $N \times 1$  است که شامل مجهولات (سرعت و مرز مشترک لایه‌ها) است. هم‌چنین  $A$  نیز یک ماتریس  $M \times N$  که همان ماتریس مشتقات جزئی ضرایب مدل است [۴۱].

روش‌های وارون‌سازی به دو دسته خطی و غیرخطی تقسیم می‌شود، اساس روش وارون‌سازی خطی، تشکیل دستگاهی از معادلات خطی است که با حل آن پارامترهای فیزیکی مدل به‌دست می‌آیند. به‌علت این‌که در این روش وارون‌سازی به‌طور هم‌زمان پارامترهای کانونی، پارامترهای مدل و تأخیرات ایستگاه‌ها محاسبه می‌شود، آن‌را وارون‌سازی هم‌زمان کانون و سرعت نامیده‌اند [۱].

### مدل جفت‌شدگی عمق کانون سرعت و وارون‌سازی مشابه‌ها

برنامهٔ *Velest* در دو مد هم‌زمان و رویداد منفرد عمل می‌کند. مدل حاصل از این برنامه شامل یک مدل لایه، لایهٔ یک‌بعدی سرعت و تصحیحات ایستگاهی است. در هر دو مد، مسئله مستقیم، به‌وسیلهٔ پرتویابی از سرچشمه تا گیرنده، محاسبهٔ مستقیم پرتوهای انکساری و بازتابی (به‌صورت دلخواه) عبورکننده از میان مدل یک‌بعدی حل می‌شود.

در هر دو مد، مسئله وارون‌سازی، به‌وسیله وارون کامل ماتریس حداقل مربعات میرایی  $(A^T A + L)A$ ، ماتریس ژاکوبی،  $A^T$  ترانزاده ماتریس ژاکوبی (کرنل) و  $L$ ، ماتریس میرایی) حل می‌شود. از آن‌جاکه مسئلهٔ وارون غیرخطی است، حل کامل مسئله مستقیم و وارون با هم در دستور کار قرار می‌گیرد. در مد رویداد منفرد، ماتریس متقارنی که ترکیبی از مقادیری که  $[A^T A]$ ، بر حسب محاسبهٔ مقادیر ویژه، خواهد شد. جواب‌های نهایی به‌دست آمده به‌وسیلهٔ *Velest* شامل انحراف ذاتی مسئله وارون، (که یک بخش کوچک و نه‌چندان مهم است) است که در تمام خروجی‌های این برنامه وجود دارد. از آن‌جاکه مقادیر از پیش تعیین شده ممکن است جزئیاتی با کد منبع پیش فرض را داشته باشند، در نتیجه محاسبه مدلی یک‌بعدی، نیاز اساسی به اجرای چندگانه داده‌ها به‌وسیلهٔ برنامه *Velest*، برای انتخاب و امتحان کردن پارامترهای کنترلی مناسب برای مجموعه داده دارد [۴۲].

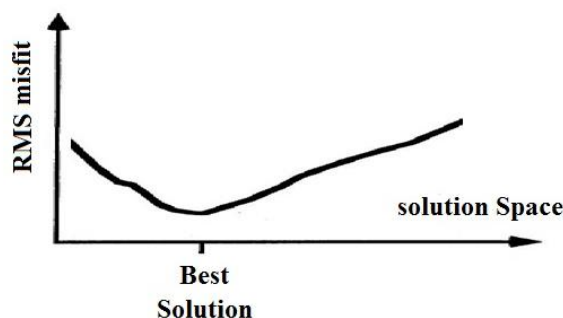
### محاسبهٔ مدل یک‌بعدی مینی‌م هم‌زمان

روش‌های حل مدل جفت‌شدگی سرعت کانون، شامل کانون‌ها، مدل سرعتی و تصحیحات ایستگاهی است. هر کدام از این راه‌حل‌ها با مقایسه منحنی‌های زمان سیر محاسبه شده با منحنی‌های زمان سیر اندازه‌گیری شده تحلیل می‌شود. نتایج موجود برای مسئله مدل جفت‌شدگی (سرعت و چشمه) را می‌توان وضعیت چشمه، مدل سرعتی و تصحیح ایستگاهی دانست. هر کدام از این راه‌آوردها با توجه به مقایسه و نزدیکی منحنی‌های زمان سیر محاسبه شده با منحنی‌های زمان سیر مشاهده شده، درجه‌بندی و رتبه‌بندی می‌گردند. اختلاف موجود در این منحنی‌های زمان سیر، باقی‌مانده ره‌یافت یا ره‌آورد نامیده می‌شود و با هر قاعده و روش ممکن مجموع باقی‌مانده زمانی را اندازه‌گیری کنیم. در اغلب موارد جذر میانگین مربعی باقی‌مانده ره‌یافت استفاده می‌شود [۴۳].

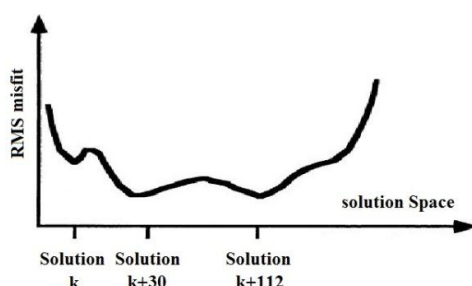
هر گونه ترکیب احتمالی از چشمه، مدل سرعتی و تصحیح ایستگاهی که بر اساس مقدار جذر میانگین مربعی باقی‌مانده آن، رتبه‌بندی می‌شود را می‌توان برای مسئله‌ای با بهترین حالت که دارای تنها یک راه حل با کم‌ترین RMS باشد، قابل فرض دانست. چنین وضعیتی در شکل ۳ نمایش داده شده است. ما می‌توانیم مقدار باقی‌مانده ره‌یافت یا ره‌آورد کل را با استفاده از هر نرم‌افزاری اندازه‌گیری کنیم.

در نمونه مسائل جفت‌شدگی (مدل سرعت) با استفاده از اطلاعات زمین‌لرزه‌های محلی به نموداری می‌رسیم که مقدار ریشه میانگین مربعی باقی‌مانده ره‌یافت را برای راه‌حل‌های مختلف نشان می‌دهد. به‌دلیل این‌که این تابع از پیش برای ما شناخته شده نیست بنا براین باید در پی ره‌یافت‌های مختلف با کم‌ترین باقی‌مانده RMS باشیم (شکل ۴). برای این کار باید مدل آغازین و موقعیت زمین‌لرزه‌ها را در یک محدوده وسیعی، البته به‌طور معقول تغییر دهیم. بنا

براین پیدا کردن مدل یک بعدی با فرآیند آزمون و خطا (برای مدل های اولیه مختلف) با برنامه *Velest* امکان پذیر است.

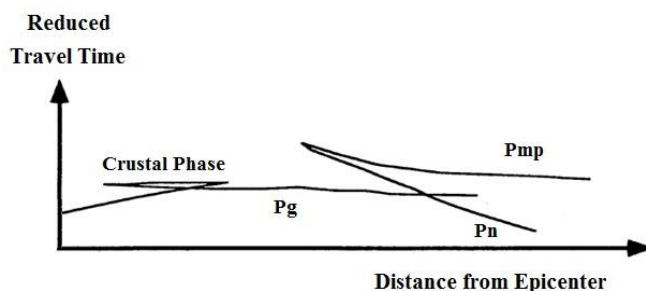


شکل ۳. تخمین کیفیت راه حل ها برای مسائل جفتی مدل سرعت برای یک نمونه ساده با راه حلی منحصر به فرد [۴۴]



شکل ۴. تخمین کیفیت راه حل ها برای مسائل جفتی مدل سرعت در یک نمونه نرمال برای چندین کمینه محلی [۴۴] و [۴۵]

از آن جاکه برنامه *Velest* به طور اتوماتیک ضخامت لایه ها را تنظیم نمی کند، مدل مناسب لایه بندی را باید توسط فرآیند آزمون و خطا به دست آورد. بنا براین محاسبه مدل به صورت نرمال شروع خواهد شد که در ابتدای کار، یافتن یک مدل لایه بندی مناسب، است. لایه ها را بر طبق مدل های شکستی و هم چنین بر طبق فازهای اصلی مشخص مطابق شکل ۵ معرفی می کنیم ضخامت لایه آزمایشی را برای سطوح پوسته ای کم عمق ۲ کیلومتر در نظر گرفته خواهد شد و ضخامت لایه ها را با افزایش عمق تا ۴ الی ۵ کیلومتر اطراف موهو افزایش می دهیم. در این گام چندین لایه با ضخامت ۵ کیلومتر در محدوده ای عمیق، جایی که انتظار مرز میان پوسته و گوشته را داریم، قرار می دهیم.



شکل ۵. ارتباط فازها با مدل های لرزه نگاری شکستی [۴۴]

سپس تنظیم پارامترهای کنترل و میرایی مناسب را انجام می دهیم. عملیات را بدون لایه بندی و با سرعت کم شروع می کنیم ( $Low\ Velocity = 0$ ) چرا که لایه ها تأثیر چشم گیری در چگونگی عبور موج ها دارند. در نتیجه غیرخطی بودن مسئله را افزایش خواهد داد.



مقدار میرایی سرعت را برابر یک، میرایی ایستگاه را برابر ۰/۰۱ و پارامترهای افت چشمه را نیز برابر ۰/۰۱ و هم‌چنین مقدار نسبت تبدیل را برابر یک قرار داده و عملیات را بین پنج تا نه بار تکرار می‌کنیم. در این قسمت نباید به‌طور نرمال از اطلاعات مربوط به انفجارات نقطه‌ای استفاده کرد. بعد از استخراج داده‌های لرزه‌ای، برای تعیین محل لرزش‌ها، قرائت زمان رسیده‌های امواج P و S صورت می‌گیرد. یکی از دلایل عمده خطا در تعیین موقعیت زمین‌لرزه‌ها، نداشتن صحت در مدل‌های پوسته استفاده شده است. بنا براین مدل سرعتی پوسته یکی از پارامترهای مهم و مؤثر در تعیین محل زمین‌لرزه‌ها است. با توجه به این مطلب، هر چه دقت در مدل سرعتی پوسته به‌کار رفته در تعیین محل زمین‌لرزه‌ها بیشتر باشد مسلماً می‌توان محل کانون زمین‌لرزه‌ها را پس از بازخوانی زمان‌های رسید، اصلاح کرد. هم‌چنین در این حالت مدل یک بعدی به‌دست آمده، به‌عنوان مدل اولیه برای توموگرافی سه بعدی قابل استفاده است.

### نسبت $V_p$ به $V_s$

نسبت سرعت موج P به موج S ( $V_p/V_s$ )، حاوی اطلاعات مهمی از خواص پوسته است [۴۵]. برای مثال با داشتن مقدار این پارامتر قادر به حدس زدن ترکیب کلی پوسته بالایی هستیم. زیرا مقادیر پارامتر مذکور برای سنگ‌های فلیسیک (Felsic) در حدود ۱/۷۳، ولی مقدار این نسبت برای سنگ‌های مافیکی (Mafic) بیش‌تر از ۱/۷۳ است [۴۶]. نسبت  $V_p/V_s$  برای سنگ‌های قاره‌ای، اصولاً به‌وسیله میزان کانی پلاژیوکلاز کنترل می‌شود. بنا براین اطلاعات مربوط به این نسبت می‌تواند به درک بهتر خصوصیات پوسته کمک کند و خواص فیزیکی پوسته را استخراج کند [۴۷]، [۴۸].

تحقیقات روشن ساخته است که ترک‌های ریز که با میدان تنش حاکم بر ناحیه مرتبط هستند، بیش‌تر سرعت امواج برشی را تحت تأثیر قرار می‌دهند [۴۹]. بنا برین تغییرات نسبت می‌تواند با تغییر روند لرزه‌خیزی ناحیه  $V_p/V_s$  سرعت مرتبط باشد. وجود ترک و میزان اشباع شدگی خل و فرج  $V_p/V_s$  از عامل‌های مهمی هستند که در تعیین نسبت یک ناحیه در حکم  $V_p/V_s$  نقش دارند. از تغییرات نسبت پیش‌نشان‌گر رخداد زلزله می‌توان استفاده کرد [۵۰]. به‌طورکلی تغییر در نسبت‌های را می‌توان با استفاده از روش‌های توموگرافی  $V_p/V_s$  تعیین شود. هرچند که روش توموگرافی توانایی حل ساختار سرعتی اطراف منبع را دارد، با این‌وجود در روش محلی محدود به  $V_p/V_s$  توموگرافی دقت نسبت‌های اندازه گره‌های شبکه‌ای استفاده شده است [۵۱].

در صورتی که ما یک شبکه محلی با چندین ایستگاه داشته باشیم نسبت  $V_p/V_s$ ، برای این مجموعه را می‌توان بر اساس روابط ریاضی ارائه شده به‌دست آورد [۵۲]، [۵۳]. اگر فاصله ایستگاه از رو مرکز زمین لرزه X باشد آن‌گاه زمان رسید موج P از رابطه (۲) به‌دست می‌آید.

$$T_p = \frac{X}{V_p} + T_0 \quad (2)$$

، نیز از رابطه (۳) محاسبه S زمان وقوع زمین‌لرزه، است. زمان رسید موج  $T_0$  و P سرعت موج  $V_p$  در این معادله

$$T_s = \frac{X}{V_s} + T_0 \quad (3)$$

می‌شود. حال اگر یک زمین‌لرزه در چند ایستگاه ثبت شده باشند، با توجه به زمان‌های رسید موج P برای ایستگاه‌های A و B می‌توان نوشت:

$$\left. \begin{aligned} T_{P_i} &= \frac{X_i}{V_P} + T_0 \\ T_{P_j} &= \frac{X_j}{V_P} + T_0 \end{aligned} \right\} \rightarrow T_{P_j} - T_{P_i} = \frac{X_j}{V_P} - \frac{X_i}{V_P} \longrightarrow T_{P_j} - T_{P_i} = \frac{1}{V_P} [X_j - X_i] \quad (۴)$$

برای موج S، نیز به همین منوال داریم:

$$T_{S_j} - T_{S_i} = \frac{1}{V_S} [X_j - X_i] \quad (۵)$$

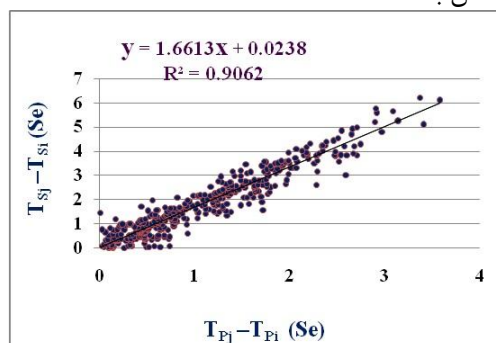
با تقسیم روابط (۴) و (۵) به یکدیگر، داریم:

$$T_{S_j} - T_{S_i} = \frac{V_P}{V_S} \times [T_{P_j} - T_{P_i}] \quad (۶)$$

حال در صورتی که نمودار  $T_{S_j} - T_{S_i}$  را نسبت به  $T_{P_j} - T_{P_i}$  رسم کنیم، شیب نمودار حاصل برابر با نسبت  $V_P/V_S$  است (شکل ۳).

متداولترین روش برای محاسبه نسبت  $V_P/V_S$ ، روش واداتی (۱۹۳۳) است [۵۴]. این روش مانند روش قبل، بر اختلاف زمان رسید امواج P و S مبتنی است (شکل‌های ۶ و ۷). با استفاده از روابط ریاضی مربوط و شکل ۸ می‌توان مشاهده کرد که شیب نمودار حاصل برابر است با نسبت  $V_P/V_S$  و در صورتی که  $T_P = T_S$  برابر با صفر باشد، آن‌گاه  $T_P = T_S$  می‌شود.

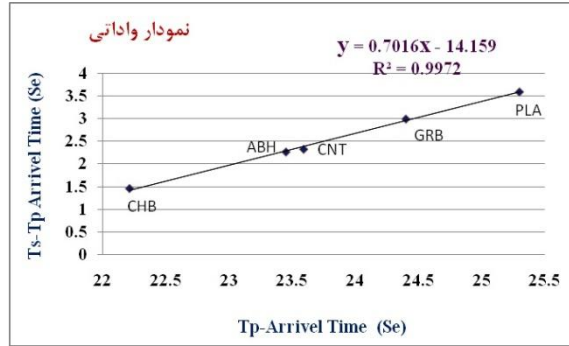
برای به‌دست آوردن بهترین نتیجه در محاسبه نسبت  $V_P/V_S$  به روش واداتی، از معیارهای مختلفی در انتخاب داده‌ها، استفاده می‌شود. در این پژوهش معیارها بدین صورت است که حداقل تعداد ایستگاه دریافت کننده ۴ مورد و حداکثر ۶ مورد باشد. حداکثر باقی‌مانده زمانی ۰/۳ ثانیه و حداقل ضریب هم‌بستگی ۰/۷ است. در این پژوهش برای رویدادهای مختلف نسبت  $V_P/V_S$ ،  $0/110 \pm 1/73$  محاسبه شد. مقایسه نتایج این دو روش، نشان می‌دهد که مقدار این پارامتر در دو روش، تقریباً یک‌سان به‌دست آمده است.



شکل ۶. نمودار اختلاف زمان رسید امواج S نسبت به امواج P برای ۶۷ مورد از زمین‌لرزه‌های مختلف سد سیمره با حدود بزرگای ۲ تا ۴ ریشتر که در ایستگاه‌های مختلف به ثبت رسیده‌اند. مقدار  $V_P/V_S$  به‌دست آمده در این روش برابر با ۱/۶۶ است، که همان شیب نمودار فوق است

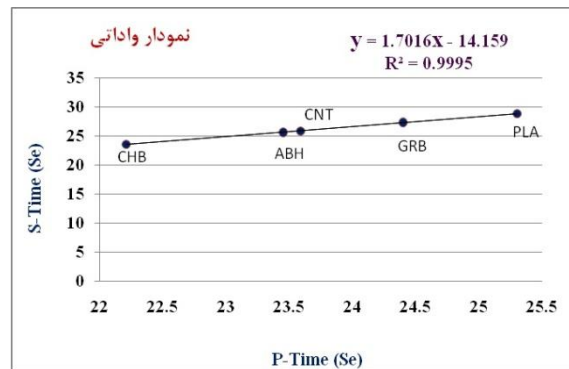
### سرعت فازهای متفاوت در ناحیه

برای برازش داده‌ها با استفاده از نمودارهای زمان‌سیر از الگوریتمی به نام Robust fit استفاده شد. کار این الگوریتم به این شکل است که برای هر داده وزنی داده می‌شود و براساس آن بهترین منحنی برازش شده را نشان می‌دهد [۵۵].

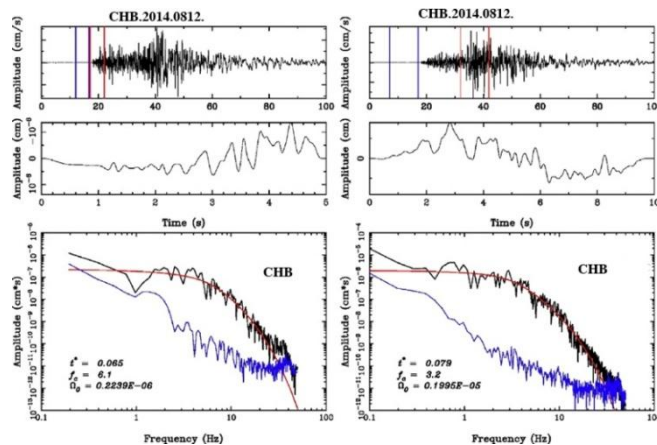


شکل ۷. نمودار واداتی: در این نمودار اختلاف زمان رسید امواج P و S یکی از زمین لرزه‌های سد سیمره در یک ایستگاه برحسب زمان رسید موج P همان رویداد در ایستگاه‌هایی که قرائت P و S در آن‌ها صورت گرفته است، رسم می‌شود. در این حالت ضریب هم‌بستگی ۰/۷ به‌دست آمده است

قبل از برازش داده‌ها، به‌منظور کم اثر کردن اطلاعات نادرست ناشی از تشخیص نادرست نوع فازها روی شکل موج و کم کردن اثر تداخل فازها، محدودیت فاصله برای داده‌ها اعمال شد و برای داده‌های Sg و Pg و برای داده‌های بیش از ۱۰۰ کیلومتر اعمال شد و برای داده‌های فواصل کم‌تر از ۲۰۰ کیلومتر حذف شد. خطای موجود در پارامترهای مکانی زمین لرزه‌ها، از جمله خطای عمق کانونی، خطای سامان‌مند زیر ایستگاه‌ها، ناهم‌سان‌گردی و انتخاب نادرست محل فازها از سوی کاربر و موارد دیگر، نتایج مربوط به سرعت‌های به‌دست آمده را تحت تأثیر قرار می‌دهد. بهترین نگاشت ثبت شده در ایستگاه چله‌بان بود (شکل ۹).



شکل ۸. نمودار واداتی: برای یکی از زمین لرزه‌های سد سیمره با بزرگای بیش‌تر از ۳/۵ ریشتر، که در آن مقدار ۱/۷ برای  $V_p/V_s$  به‌دست آمده است



شکل ۹. شکل موج ثبت شده در ایستگاه چله‌بان (CHB)

## تعیین ساختار سرعتی پوسته

از آنجا که داده‌های استفاده شده در تعیین مدل سرعت، باید دقت کافی داشته باشد، لازم است که داده‌های استفاده شده، با معیارهای ویژه انتخاب شوند تا از درستی تعیین محل آن‌ها اطمینان حاصل شود. در این پژوهش، برای این که تحلیل پوسته زمین دقت بیش‌تری داشته باشد از چند خروجی لرزه‌ای نرم‌افزار Seisan با گستره بزرگای لرزش متفاوت استفاده شده است. باید توجه داشت که در بعضی از برداشت‌های لرزه‌ای خطاهایی وجود دارد که باعث می‌شود، گه‌گاه پردازش برنامه Matlab [۵۶] دچار اختلال شده و ساعت‌ها به‌طول انجامد. در این حالت بهتر است، با تحلیل مجدد داده‌های لرزه‌ای را بهینه و جای‌گزین داده‌های قبلی کرد و سپس در برنامه Matlab پردازش مجدد کنیم.

با توجه به وابستگی بین مدل اولیه و مدل به‌دست آمده در روش وارون و حصول نتایج قابل قبول، برای به‌دست آوردن ساختار سرعتی برای این ناحیه و به‌منظور اطمینان یافتن از درستی فرآیند وارون‌سازی، عمل وارون‌سازی زمان رسیده‌های موج P و S، در سه الگوی برداشتی و هر کدام شامل چند مرحله بهینه‌سازی داده‌های ورودی و خروجی، انجام می‌گیرد تا مدل‌های چند لایه و ساده‌ای برای پوسته کم عمق زمین ارائه شود.

پردازش و تحلیل داده‌ها، طبق سه الگو انجام گرفت. در همه الگوها، داده‌ها با آزمون کم‌تر از ۲۷۰ درجه، باقی‌مانده زمانی کم‌تر از ۰/۳ ثانیه و تعداد ایستگاه دریافتی بین ۴ تا ۵ مورد است. حداکثر خطای اندازه‌گیری طول و عرض جغرافیایی معادل ۵ کیلومتر و حداکثر خطای اندازه‌گیری عمق معادل ۵ کیلومتر است. RMS مربوط به زمان باقی‌مانده زمان رسید فازه‌ها کم‌تر از ۰/۵ ثانیه و عمق کانونی همه زمین‌لرزه‌ها، کم‌تر از ۳۰ کیلومتر است. به‌منظور حذف داده‌های بی‌ارزش و به‌دست آوردن ضریب‌های سرعت متوسط برای فاز Pg و نسبت متوسط Vp/Vs در منطقه بررسی شده، منحنی‌های زمان سیر رسم شد و از روی آن‌ها داده‌های بی‌ارزش حذف و از معادله خطوط برازش شده، ضریب‌های لازم به‌دست آمد. پس از حذف همه داده‌های بی‌ارزش برای انجام توموگرافی یک‌بعدی، فاز Pg و ۱۰۰ Sg باقی ماند که برای فرآیند مدل‌سازی استفاده شد.

در الگوی اول، داده‌های حاصل از ۳۱۳ لرزش با بزرگای محلی بین ۱ تا ۳/۴، استفاده شد. در مرحله اول این الگو، برای تخمین مدل سرعت اولیه، یک مدل احتمالی با ۲۵ لایه و هر لایه به ضخامت ۲ کیلومتر در نظر گرفته شد که دامنه تغییرات احتمالی سرعت در هر لایه  $5 \pm 0/5$  کیلومتر بر ثانیه اعمال شد. در نتیجه، ۲۲ لایه با ضخامت‌های مختلف، حاصل شد. تغییرات سرعت امواج P و S در عمق ۲ و ۴ کیلومتر محسوس و از عمق ۴ کیلومتر تا ۳۰ کیلومتر بسیار کم و تدریجی است. برای این که از وجود و یا وجود نداشتن مرز لایه‌بندی در عمق ۲ و ۴ کیلومتر اطمینان حاصل کنیم، مراحل پردازش را طی چند مرحله تکرار می‌کنیم تا اطلاعات حاصل از سرعت و ضخامت لایه‌ها بهینه شود. باید توجه داشت که این پردازش تا جایی ادامه می‌یابد که تکرار تحلیل لایه‌ها توسط نرم‌افزار موجب تغییر در مقدار سرعت و یا عمق نشود.

در الگوی دوم، داده‌های حاصل از ۶۷ لرزش با بزرگای محلی بین ۲ تا ۴ در نظر گرفته شد. در مرحله اول برای تخمین مدل سرعت اولیه، یک مدل احتمالی با ۲۵ لایه و هر لایه به ضخامت ۲ کیلومتر در نظر گرفتیم. تغییرات سرعت از سطح زمین تا عمق ۲ کیلومتر و هم‌چنین از عمق ۶ کیلومتر تا عمق ۸ کیلومتر محسوس و از عمق ۲

کیلومتر تا عمق ۶ کیلومتر و همچنین از عمق ۸ تا ۵۰ کیلومتر بسیار کم و تدریجی است. نمودار جزئیات سرعت انتشار موج P بر حسب عمق را که در پردازش نرم‌افزار محاسبه شده بود، به درستی تأیید می‌کند.

الگوی سوم، داده‌های حاصل از ۲۵ لرزش با بزرگای محلی بین ۲/۶ تا ۶، مد نظر قرار گرفت. در مرحله اول برای تخمین مدل سرعت اولیه، یک مدل احتمالی با ۲۵ لایه و هر لایه به ضخامت ۲ کیلومتر در نظر گرفتیم. این تغییرات سرعت از عمق ۱/۵ کیلومتر تا ۶ کیلومتر محسوس و از سطح زمین تا عمق ۱/۵ کیلومتر و همچنین از عمق ۶ کیلومتر تا ۵۰ کیلومتر بسیار کم و تدریجی است.

برای رسیدن به نمودارهای تحلیل سرعت عمق، خروجی داده‌های نرم‌افزار *Velest* را تحت کدنویسی خاص به نرم‌افزار یا برنامه *Matlab* می‌دهیم. در این حالت نرم‌افزار *Matlab* خروجی *Select.out* برنامه *Velest* را پردازش کرده و به صورت نمودارهایی در خروجی خود آشکار می‌کند. باید توجه داشت که در بعضی از برداشتهای لرزه‌ای خطاهایی وجود دارد که باعث می‌شود گه‌گاه پردازش برنامه *Matlab* دچار اختلال شده و ساعت‌ها به طول می‌انجامد. در این حالت بهتر است که با تحلیلی مجدد داده‌های لرزه‌ای را بهینه کرده و جای‌گزین داده‌های قبلی کرده و در برنامه *Matlab* مجدد پردازش کنیم.

با توجه به وابستگی بین مدل اولیه و مدل منتج شده در روش وارون‌سازی و حصول نتایج قابل قبول، برای به دست آوردن ساختار سرعتی برای این ناحیه، عمل وارون در سه مرحله ایجاد مدل‌های S، P، و زمان رسیدهای موج چندلایه، ساده و نهایی انجام گرفت. بعد از انتخاب داده‌ها برای برآورد مدل اولیه، به طور متوسط در هر سه الگو، تعداد ۲۵ مدل پیشنهادی که هر کدام دارای ۲ لایه و ضخامت هر لایه دو کیلومتر است، در نظر گرفته شد (شکل ۱۰ الف) سرعت موج طولی در مدل‌های پیشنهادی  $5/5 \pm 0/5$  کیلومتر بر ثانیه و پهنای تغییرات باند سرعتی، ۵ کیلومتر بر ثانیه تعیین شد. با استفاده از نرم‌افزار *Velest* نتایج حاصل از وارون‌سازی مدل‌های اولیه در شکل (۱۰ ب) نشان داده شده است.

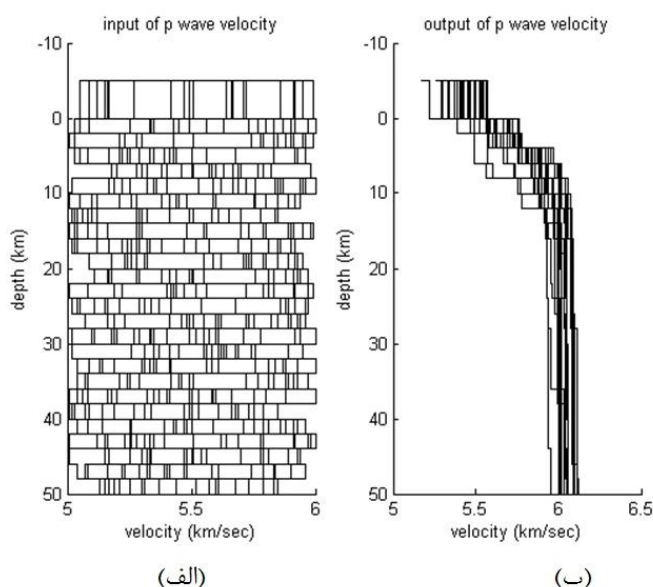
روند تغییرات سرعت در مدل‌های حاصل از وارون‌سازی، به صورتی است که نشان‌دهنده وجود ناپوستگی‌هایی در ۲، ۴، ۱۶ و ۱۸ کیلومتر است. در پایان مدل نهایی با، عمق‌های ۶ اجرای دوباره نرم‌افزار *Velest* تعیین می‌شود که نتیجه آن در شکل ۱۱ نشان داده شده است. در نتایج نهایی تا عمق ۱۸ کیلومتر، هم‌گرایی خوبی دیده می‌شود و از این عمق به پایین، هم‌گرایی ضعیف است. این وضعیت به دلیل نبود زمین‌لرزه‌های عمیق‌تر در این ناحیه روی می‌دهد (شکل ۱۱)، نتایج حاصل از پردازش و بهینه‌سازی داده‌ها در مرحله نهایی است که نشان‌دهنده افزایش سرعت امواج P در گسترش و انتشار موج به سمت ژرفای پوسته زمین است. کم‌عمق بودن زمین‌لرزه‌ها در زاگرس با ثبت خردزمین‌لرزه‌ها در شبکه لرزه‌نگاری موقت، بررسی شده است [۵۷]. نتایج به دست آمده از هم‌گرایی در جدول ۳ نمایش داده شده است.

پس از پردازش‌های متوالی خروجی حاصل از نرم‌افزار *Matlab*، ۵ لایه با ضخامت‌های بهینه شده مختلف، مطابق جدول ۶ محاسبه شد. تغییرات موج S نیز سرعت از عمق ۱/۵ کیلومتر تا عمق ۶ کیلومتر محسوس و از سطح زمین تا عمق ۱/۵ کیلومتر و همچنین از عمق ۶ کیلومتر تا ۵۰ کیلومتر بسیار کم و تدریجی است. شکل‌های ۱۱ و ۱۲، نتایج حاصل از پردازش و بهینه‌سازی داده‌ها در این مرحله است، که نشان‌دهنده افزایش سرعت امواج P و S در گسترش و

انتشار موج به سمت ژرفای پوسته زمین است. این تغییرات سرعت در عمق ۲ و ۴ کیلومتر و همچنین ۱۶ تا ۱۸ کیلومتر محسوس و در عمق ۴ کیلومتر تا ۱۶ کیلومتر و ۱۸ تا ۳۰ کیلومتر بسیار اندک است.

زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده به‌روشنی اختلاف زمانی دوگانه در شکل ۱۳ نشان داده شده است و دایره‌های قرمز روند پروفیل مقاطع عمقی هستند. مقاطع عمقی ایجاد شده داده‌های انتخابی با استفاده از روش تفاضل دوتایی [۵۸] جدول ۶. مدل سرعت برای امواج P و S، بر حسب عمق که در اجرای نهایی ۵ لایه با ضخامت‌های مختلف در خروجی داده است

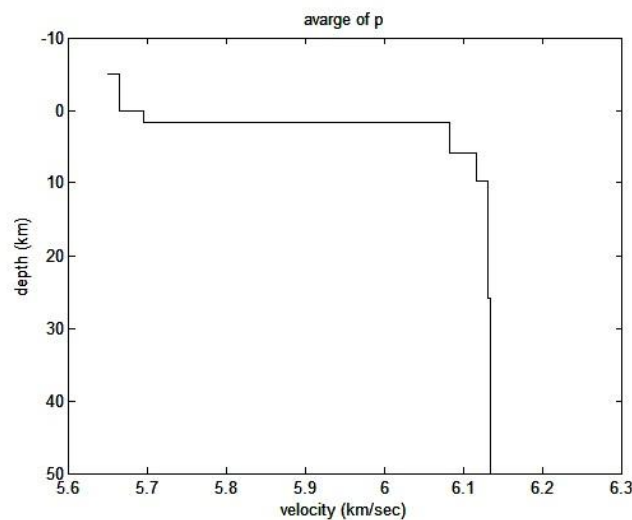
تحلیل داده‌ها برای موج P			تحلیل داده‌ها برای موج S			Vp/Vs
عمق لایه (km)	ضخامت لایه (km)	Vp (km/s)	عمق لایه (km)	ضخامت لایه (km)	Vs (km/s)	
0	1.58	5.665	0	1.58	3.071	1.844676
1.58	4.21	5.695	1.58	4.21	3.071	1.854445
5.79	3.86	6.082	5.79	3.86	3.889	1.563898
9.65	16.14	6.116	9.65	16.14	3.928	1.557026
25.79	24.21	6.131	25.79	24.21	3.931	1.559654
50	1.58	6.134	50		3.933	1.559624
میانگین سرعت‌ها		5.9705	میانگین سرعت‌ها		3.637167	1.656554



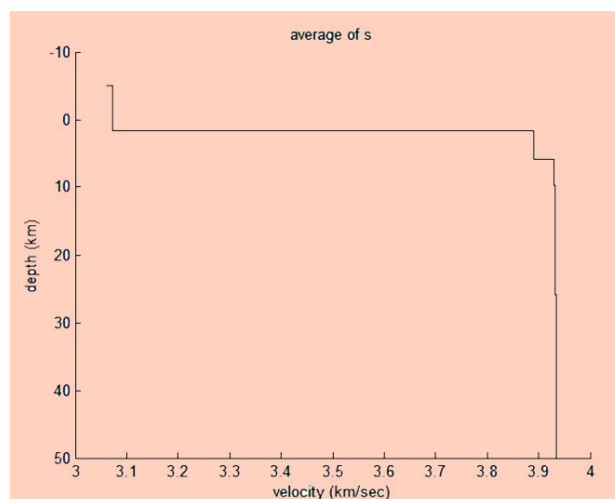
شکل ۱۰. مدل چندگانه موج P الف (مدل اولیه، ب) نتایج حاصل از وارون یک‌بعدی، که هم‌گرایی نسبتاً خوبی در نتیجه وارون مشاهده می‌شود. این تغییرات سرعت از عمق ۱/۵۸ کیلومتر تا عمق ۵/۷۹ کیلومتر محسوس و از سطح زمین تا عمق ۱/۵۸ کیلومتر و همچنین از عمق ۵/۷۹ کیلومتر تا ۵۰ کیلومتر بسیار کم و تدریجی است

در ترسیم مقاطع از داده‌هایی که در پهنای ۵۰ کیلومتری به موازات پروفیل (از سمت چپ به راست شکل ۱) حضور داشته‌اند، استفاده شد. نتایج حاصل از برگردان یک‌بعدی که نشان‌دهنده تغییرات سرعتی موج P در اعماق ۲، ۴، ۶، ۸، ۱۶ و ۱۸ کیلومتری است.

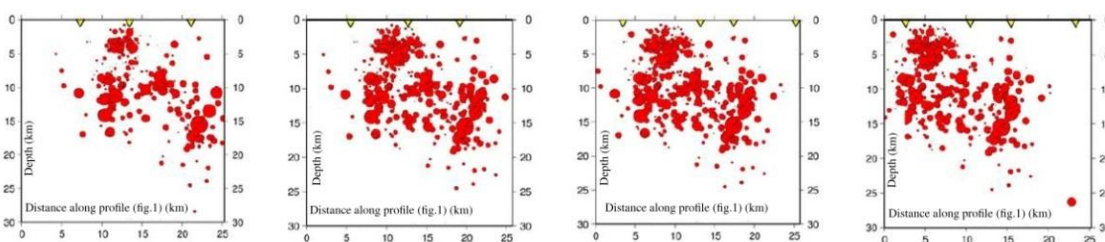
در قسمت شمالی تا مرکز محدوده بررسی شده، شکل ۱۴، ایستگاه‌های GHB و CNT قرار دارند که بیش‌ترین سرعت موج P را دارند. ایستگاه PLA در جنوب منطقه کم‌ترین سرعت موج P را دارد. ایستگاه‌های CNT و PLA واقع در ناحیه جنوبی تا مرکزی، حداکثر سرعت موج S را دارند. در منطقه شمال غرب تا غرب که ایستگاه ABH در آن واقع است کم‌ترین سرعت موج S را دارا است (شکل ۱۵).



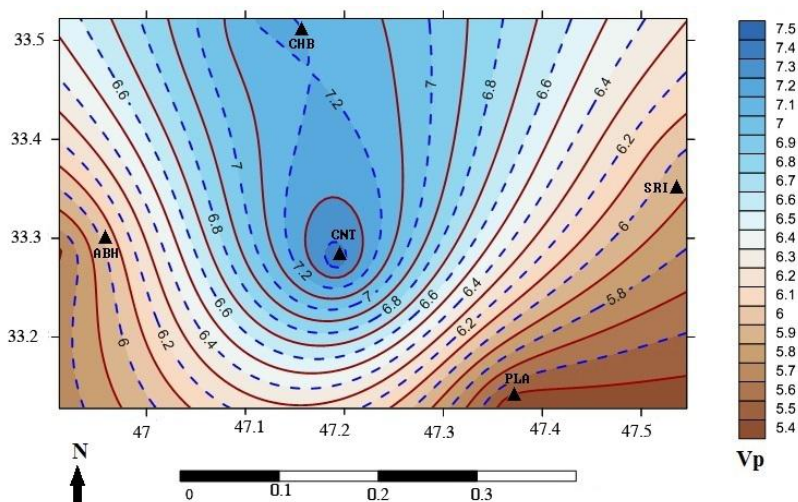
شکل ۱۱. نمودار خروجی نرم‌افزار Matlab از داده‌های نرم‌افزار Velest که تغییرات میانگین سرعت موج P را برحسب عمق پوسته زمین نمایش می‌دهد



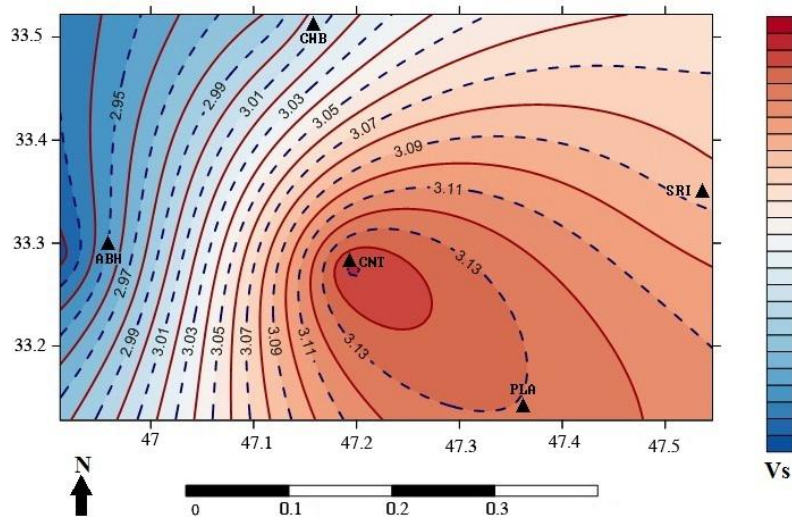
شکل ۱۲. نمودار خروجی نرم‌افزار Matlab از داده‌های نرم‌افزار Velest که تغییرات میانگین سرعت موج S را برحسب عمق پوسته زمین نمایش می‌دهد



شکل ۱۳. زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده به روش تفاضل دوتایی



شکل ۱۴. نقشه پربندی سرعت موج P در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری سد سیمره



شکل ۱۵. نقشه پربندی سرعت موج S در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری سد سیمره

### نتیجه گیری

این اولین تحقیقی است که به روش وارون‌سازی برای برآورد توموگرافی یک‌بعدی سرعت امواج حجمی در غرب ایران بعد از زمین‌لرزه ۱۳۹۳ مورموری انجام شده است. به دلیل داده‌های مناسب ثبت شده در منطقه، نتایج سرعت و عمق‌های به‌دست آمده دارای قدرت تفکیک جانبی بهتر در مقایسه با کارهای انجام شده جهانی و منطقه‌ای پوشش



داده شده‌اند. در این پژوهش بعد از تعیین محل ۲۰۰۰ زلزله ثبت شده در شعاع ۱۰۰ کیلومتری از ساختگاه سد سیمره، بررسی‌های مدل سرعتی و مکان‌یابی مجدد با دقت زیاد به انجام رسیده است. نسبت سرعت  $V_p/V_s$  تا عمق ۲۵ کیلومتری ۱/۶۵ تخمین زده شد. تحقیقاتی که در این منطقه قبل از زمین‌لرزه ۱۳۹۳ مورموری انجام شده بود، نسبت سرعت‌های پوسته بالایی را ۱/۷ و ۱/۷۵ نشان می‌دهد [۵۹]، [۵۷]. همچنین تغییرات سرعت موج P بین ۵/۴ تا ۷/۵ کیلومتر بر ثانیه به دست آمد که با بررسی‌های انجام شده [۶] این تغییرات بین ۴/۵ تا ۶ کیلومتر بر ثانیه است. این تفاوت‌ها می‌تواند، ناشی از حرکت شبه قاره عربستان به سمت ایران دانست که می‌توان از نتایج این پژوهش برای محاسبه میزان ناهم‌سان‌گردی و ضخیم‌شدگی لیتوسفر این ناحیه استفاده کرد. با بررسی ساختار سرعتی سنگ‌کره در دو نیم‌رخ در منطقه زاگرس بر طبق پژوهش‌های انجام شده [۵۹]، هم‌خوانی دارد و زیرراندگی لبه صفحه عربی به زیر زون سنندج-سیرجان و ایران مرکزی تایید شده است [۵۹]، [۵۷]. سرعت زیاد موج برشی در زاگرس هم‌سو با سرعت سرموج‌ها [۵۳] است. نتایج وارون‌سازی حاصل از سه الگوی برداشتی در سد سیمره، در دو حالت بررسی شد، که نشان‌دهنده تغییرات سرعت موج P از ۵/۴ تا ۷/۵ کیلومتر بر ثانیه و سرعت موج S از ۲/۹ تا ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه است. بر این اساس نسبت پواسون در منطقه محاسبه شد که می‌توان از این نتایج در تعیین ناهم‌سان‌گردی و لرزه-زمین ساخت منطقه، استفاده کرد.

### تشکر و قدردانی

نویسنده مسئول خود را موظف به تقدیر و تشکر از استادان محترم داور می‌داند، که با رهنمودهای ارزنده خود موجب پربارتر شدن این پژوهش شدند.

### منابع

1. Eberhart-Phillips D., "Local earthquake tomography: earthquake source region, Seismic Tomography: Theory and practice", Edited by H. M. Lyer and K. Hirahara (1993).
2. Dapeng Zh., "Multiscale Seismic Tomography", Springer Geophysics (2015) 21-54.
3. Kissling E., Kradolfer U., Maurer H., "VELEST User's Guide Short Introduction", Institute of Geophysics and Swiss seismological service, ETH, Zurich (1995a).
4. Tunini L., Jim'enez-Munt I., Fernandez M., Verg'es J., Villaseñor A., "Lithospheric mantle heterogeneities beneath the Zagros Mountains and the Iranian Plateau: a petrological-geophysical study", Geophysical Journal International, Vol:200 (2015) 596-614.
5. Hatzfeld D., Molnar L., "Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications", Reviews of Geophysics, Vol:48 (2010).

۶. ماهری پیرو م.، قدس ع.ر.، عباسی م.، "توموگرافی دوبعدی سرعت موج ML در ایران، فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۲ شماره

۷. فیض‌آقایی ف.، متقی س.خ.، تاتار م.، قدس ع.ر.؛ مرادی ع.، "توموگرافی دوبعدی سرعت امواج حجمی فشارشی در پوسته فوقانی با استفاده از زمین‌لرزه‌های محلی شمال باختر ایران"، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۱۱، شماره ۱ ۳۳-۴۸ (۱۳۹۶).
۸. حسینی س.، کاویانی ا.، "بررسی لرزه‌خیزی و مدل‌سازی یک‌بعدی ساختار پوسته در منطقه تبریز"، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۹، شماره ۲، (۱۳۹۴) ۱۳۲-۱۵۱.
9. Maggi A., Priestly K., "Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau", *Geophys. J. Int.*, Vol: 160 (2005) 1068-1080.
10. Kadinsky-Cade K., Barazangi M., Oliver J., Isacks B., "Lateral variations in highfrequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus", *J. Geophys. Res.*, Vol: 86 (1981) 9377-9396.
11. Rodgers A., Ni J., Hearn T., "Propagation characteristics of short-period Sn and Lg in the Middle East", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol: 87 (1997) 396-413.
12. Sandvol E., Al-Damegh Kh., Calvert A., Seber D., Barzangi M., Mohamad R., Gok R., Turkelli N., Gurbuz K., "Tomographic imaging of Lg and Sn propagation in the Middle East" *Pure appl. Geophys.*, 158 (2001) 1121-1163.
13. Jackson J., "Laboratory measurements of seismic wave dispersion and attenuation", *Recent progress: Am. Geophys. Un. Monogr.*, Vol: 117 (2000) 265-289.
۱۴. Kissling E., "Geotomography with local earthquake data", *Reviews of Geophysics*, Vol:26 (1988) 659-698.
۱۵. Stoklin J., "Structural history and tectonics of Iran; arview", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol:52, No:7 (1968) 1229-1258.
۱۶. نبوی م.، "دیباجه ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی (۱۳۵۵) ۲۴-۳۷.
۱۷. افتخارنژاد ج.، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی"، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، (۱۳۵۹) ۱۹-۲۸.
18. Nemcok M., Schamel S., Gayer R., "Thrust Belts, Cambridge Press (2005) 541.
19. Hatzfeld D., Tatar M., Priestly K., "Ghafory-Ashtyany.M, "Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros mountain belt (Iran)", *Geophysical Journal International*, Vol:155 (2003) 403-410.
20. Talebian M., Jackson J., "Areappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountaints of Iran", *Geophysical Journal International*, Vol:156 (2004) 506-526.

21. Evans J. P., Alsamawi A., "The Importance of the Zagros Mountains Barrier Jet to Future Precipitation in the Fertile Crescent", *The Open Atmospheric Science Journal*, Vol:5 (2011) 87-95.
22. Farzipour-Saein A., Yassaghi A., Sherkati S., Koy H., "Mechanical stratigraphy and folding style of the Lurestan region in the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran", *Journal of the Geological Society of London*, Vol:166 (2009) 1101-1115.
۲۳. نصرآبادی ا.، تاتار م.، کاویانی ا.، "ساختار پوسته ایران بر اساس برگردان هم‌زمان تابع انتقال گیرنده و اطلاعات پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی"، *فصلنامه علوم زمین*، سال ۲۱، شماره ۸۲ (۱۳۹۰) ۸۳-۹۴.
24. Sadeghi SH., Yassaghi A., "Spatial evolution of Zagros collision zone in Kurdistan, NW Iran: constraints on Arabia-Eurasia oblique convergence", *Solid Earth*, Vol:7 (2016) 659-672.
۲۵. عطاپورفرد س.ع.، یساقی ع.، رضائیان م.، زاتین م.، "دگرشکلی جوان ستبر پوسته و نازک پوسته زاگرس شرقی (کمان فارس)، *مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته*، شماره ۲۱، (۱۳۹۵) ۵۶-۷۳.
26. Sherkati S., Molinaro M., Frizon de Lamotte D., Letouzey J., "Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): Salt mobility, Multiple detachments and late basement control", *Journal of Structural Geology*, Vol:27 (2005) 1680-1696.
27. Blanc E. J.-P., Allen M. B., Inger S., Hassani H., "Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone, Iran", *Journal of Geological Society*, No:160 (2003) 401-412.
28. Molinaro, Leturmy P., Guezou J. C., Frizon De Lamotte D., "The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, Vol:24, No:3 (2005) 19-29.
29. Tatar M., Hatzfeld D., Ghafory-Ashtiany M., "Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from micro earthquake seismicity, *Geophysical Journal International*, Vol:156 (2004) 255-266.
30. Bensen G. D., Ritzwoller M. H., Barmin M. P., Levshin A. L., Lin F., "Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements", *Geophysical Journal International*, No:169 (2007) 1239-60.
31. Yang Y., Ritzwoller M. H., Levshin A. L., Shapiro N. M., "Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe", *Geophysical Journal International*, No:168 (2007) 259-274, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03203.x.
32. Hessami K., Jamali F., Tabassi H., "Major active faults of Iran, scale 1:2,500,000, *International Institute of Earthquake Engineering And Seismology*, Tehran (2003).

33. Tchalenko J. S., Braud J., "Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33° and 35° N", *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Vol: 227 (1974) 1-25.
34. Snyder D. B., Barazangi M., "Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observation", *Tectonics*, Vol: 5 (1986) 361-373.
35. Ni J., Barazangi M., "Seismotectonics of the Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas", *J. Geophys. Res.*, Vol: 91 (1986) 8205-8218.
۳۶. آرین م. هاشمی س.ا.، "پهنه‌بندی لرزه زمین‌ساختی زاگرس"، *مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی*، جلد ۱۸، شماره ۶۹ (۱۳۸۷) ۶۳-۷۶.
37. Mouthereau F., Lacombe O., Vergés J., "Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence", *Tectonophysics*, 532-535 (2012) 27-60.
۳۸. غلامی م.، "شناسایی گسل‌های پنهان و فعال با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری و بازتابی و تأثیر آن بر مخازن هیدروکربنی در میدان رگ سفید"، *پایان‌نامه کارشناسی ارشد پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله*، پژوهشکده زلزله‌شناسی (۱۳۸۹).
39. 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).
40. Wong J., "Cross-hole seismic tomography across a masonry dam, In: Proceedings of the SPIE nondestructive evaluate" (1995).
41. Lay T., Wallace C. T., "Modern Global Seismology", *Science* (1995) 521.
42. Kissling E., Solarino S., Cattaneo M., "Improved seismic velocity reference model from local earthquake data in Northwestern Italy", *Terra Nova*, Vol:7 (1995b) 528-534.
43. Aki K., Richards P. G., "Quantitative Seismology, Amazon, University Science Books", Second edition (2009) 139.
44. Kissling E., "Geotomography with local earthquake data", *Reviews of Geophysics*, Vol:26 (1988) 659-698.
45. Priestley K., Mckenzie D., "The structure of the upper mantle beneath southern Africa, in, *The Early Earth: Physical*", Chemical and Biological Development, Vol: 199 (2002) 45-64.
46. Eberil G. P., Anesmetti S. F., Incze M. L., "Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks", *The Leading Edge*, (July 2003) 654-660.

47. Zhu L., Kanamori H., "Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions", *Journal of Geophysical Research*, Vol:105 (2002) 2969-2980.
48. Zant G., Ammon C. J., "Poisson's ratio of Earth's crust, *Nature*, Vol:374 (1995) 152-155.
49. Crampin S., "The scattering of S-waves in the crust, *Pure Appl. Geophys*", (PAGEOPH), Vol: 132 (1990) 67-91.
50. Whitcomb J. H., Garmany J. D., Anderson D. L., "Earthquake prediction: variation of seismic velocity before the San Francisco earthquake, *Science*, Vol: 180 (1973) 632-635.
51. Zhang H., Thurber C. H., "Adaptive mesh seismic tomography based on tetrahedral and Voronoi diagrams", application to Parkfield, California, *J. Geophys. Res.*, Vol: 110 (2005) 4303-4316.
52. Kroon D. J., "Accelerating the pace of engineering and science, <https://www.mathworks.com> (2016).
53. Al-lazki A., Sandvol E., Seber D., Barazangi M., Turkelli N., Mohamad R., "Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropic at the junction of Arabian", *Eurasian and Africa, Geophysical Journal International*, Vol:158 (2004)1024-1040.
54. Wadati K., "On the travel time of earthquake waves, Part II", *Geophysical Magazine*, Vol:7 (1933) 101-111.
55. Pei S., Sun Y., Taksoz M. N., "Tomographic Pn and Sn velocity beneath the continental collision zone from Alps to Himalaya", *Journal of Geophysical Research* (2011) 1.
56. The math works, Inc, "Engineers and scientists worldwide rely on Matlab, <https://www.mathworks.com/products/matlab.html> (1994-2017).
57. Paul A., Hatzfeld D., Kaviani, A., Tatar M., Péquegnat C., "Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran)", *Geological Society of London, Special Publications*, Vol:330 (2010) 5-18.
58. DuMouchel W. H., O'Brien F. L., "Integrating a robust option into a multiple regression computing environment", *Computer Science and Statistics: Proceedings of the 21<sup>st</sup> Symposium on the Interface*, Alexandria, VA, American Statistical Association (1989).
59. Paul A., Kaviani A., Hatzfeld D., Vergne J., Mokhtari ,M., "Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran)", *Geophysical Journal International*, Vol:166 (2006) 227-237.

60. Waldhauser F., Ellsworth W. L., "A double difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault", California, Bulletin of Seismological Society of America, Vol, 90 (2000) 1353-1368.