بررسی پوسته در منطقهٔ غرب ایران با استفاده از منحنی‌های زمان- مسافت زمین‌لرزه‌های محلی

زهره سادات ریاضی‌راد: دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات
غلام جوان دولویی: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

تاریخ: دریافت ۸۶/۱۱/۱۸ **پذیرش** ۸۷/۶/۳۱

چکیده

این پژوهش به منظور ارائه مدلی ساده برای ساختار سرعتی پوسته در منطقهٔ غرب ایران انجام شده است. هدف این پژوهش به‌کارگیری نتایج آن به عنوان مدل اولیه به روش Joint Inversion، برای بررسی دقیق‌تر ساختار سرعتی پوستهٔ منطقه بوده است. در این پژوهش لرزه‌نگاشت‌های زمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری دوره کوتاه کرمانشاه متعلق به مؤسسهٔ ژئوفیزیک و ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن سنندج وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در بازهٔ زمانی دی ماه ۱۳۸۴ تا بهمن ماه ۱۳۸۷ (ژانویه ۲۰۰۴ تا ژانویه ۲۰۰۸) استفاده شده است. برای تهیهٔ منحنی‌های زمان- مسافت، لازم بود که زمین‌لرزه‌ها و ایستگاه‌ها در یک امتداد باشند. بدین منظور پنج مسیری که دارای شرایط فوق بودند انتخاب شده و زمین‌لرزه‌های واقع بر این مسیرها از بین کل داده‌ها (۳۰۰۰ زمین‌لرزه) با $2 \leq mb \leq 6$ جدا شد که شامل ۲۷۸ زمین‌لرزه با $m_b \geq 3.0$ و فاصله کانونی ۱۰ تا ۷۵۰ کیلومتر بود. با رسم منحنی‌های زمان- مسافت زمین‌لرزه‌ها برای هر کدام از مسیرهای مذکور، دو لایه مشخص کنراد و موهو در منطقه مشاهده شد و سرعت انتشار موج‌های P و S و عمق تقریبی لایه‌ها به‌دست آمد. سپس با تدوین یک برنامه رایانه‌ای، اولین رسیدهای امواج مستقیم و شکست مرزی طی یک فرآیند مدل‌سازی مستقیم (Forward Modeling) محاسبه و مقادیر سرعت‌ها و عمق‌ها و همچنین مختصات مکانی و زمانی زمین‌لرزه‌ها تعدیل شده و مدل نهایی به دست آمد. در این فرآیند از زمین‌لرزه‌هایی با $m_b \geq 4$ استفاده شد. لازم به توضیح است که خطای

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

RMS در تعیین زمان سیر (یا به عبارتی محل وقوع زمین‌لرزه) همهٔ زمین‌لرزه‌های مطرح در مراحل مذکور، حداکثر ۰/۲۶ ثانیه و حداقل ۰/۰۱ ثانیه بود. بر اساس مدل مذکور سرعت موج P در پوسته غرب ایران ۶/۲۳±۰/۰۷ و در گوشتهٔ بالایی ۸/۰۸±۰/۰۸ کیلومتر بر ثانیه به‌دست آمد. سرعت تقریبی موج S در پوسته و گوشتهٔ بالایی در این منطقه به ترتیب ۳/۶۴±۰/۰۶ و ۴/۷۰±۰/۰۱ کیلومتر بر ثانیه است. ژرفای ناپیوستگی‌های کنراد و موهو نیزدر منطقهٔ پژوهش، به ترتیب۲±۱۱و۳±۴۳ کیلومتر تعیین شد. نتایج به دست آمده، هم‌خوانی خوبی با بررسی‌های گرانی‌سنجی نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: ساختار پوسته، زمین‌لرزه، غرب ایران، منحنی زمان- مسافت

مقدمه

بررسی توزیع سرعت موج‌های لرزه‌ای در پوسته زمین از اهداف مهم دانش لرزه‌شناسی است. ساده‌ترین روش بررسی ساختار سرعتی پوسته استفاده از منحنی‌های زمان- مسافت موج‌های لرزه‌ای است [۱]، [۲]. در این زمینه می‌توان از زمین‌لرزه‌ها به‌عنوان چشمه‌های طبیعی موج‌ها استفاده کرد. به‌کارگیری زمین‌لرزه به‌جای چشمه‌های لرزه‌ای مصنوعی مزایایی دارد که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از: ۱. کم هزینه بودن در مقایسه با برداشت داده‌های لرزه‌ای، ۲. امکان بررسی عمیق‌تر و گسترده‌تر پوسته (به‌دلیل انرژی زیاد به‌عنوان چشمه) و ۳. امکان کاربرد این روش در مناطقی که انجام عملیات لرزه‌ای ممکن نیست (نظیر مناطق مسکونی). اما این روش معایبی نیز دارد که از آن جمله می‌توان به مشخص نبودن مکان و زمان دقیق زمین‌لرزه، ناتوانایی بشر در کنترل آن، پراکندگی نامناسب کانون زمین‌لرزه‌ها و همچنین کافی نبودن اطلاعات آن‌ها در اکثر مناطق زمین اشاره کرد.

روش شکست مرزی، به منظور بررسی ساختمان پوسته زمین را محققان بسیاری استفاده کرده‌اند که از آن جمله می‌توان به کارهای مک کالوم و کراسن، ۱۹۷۵؛ زلت و الیس، ۱۹۸۹؛ شولر و همکاران، ۱۹۹۷؛ فرانکو۱۹۹۷؛گری، ۲۰۰۱؛ گالوه، ۲۰۰۲ و الزاکی، ۲۰۰۳ اشاره کرد. در ایران نیز بررسی‌هایی در زمینهٔ پوسته انجام شده است، مانند پژوهش‌های معظمی گودرزی،

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

۱۹۶۸؛ عکاشه، ۱۹۷۵؛ آسوده، ۱۹۸۲؛ زندی فر، ۱۳۷۷؛ جوادی، ۲۰۰۰؛ جوان، ۲۰۰۳؛ قیطانچی، ۲۰۰۴ و تاتار،۲۰۰۶. روش شکست مرزی مبتنی بر زمان اولین رسیدهای موج‌های زمین‌لرزه است و بسته به فاصلهٔ جدایی چشمه و گیرنده، این موج‌ها می‌توانند از نوع مستقیم یا شکست مرزی باشند. مشکل عمدهٔ کاربرد این روش برای نگاشت‌های زمین‌لرزه، تشخیص اولین رسید موج‌های S است. کم بودن سرعت انتشار موج‌های S نسبت به موج‌های P باعث می‌شود که موج‌های S در لرزه‌نگاشت‌ها، بعد از موج‌های P ثبت شوند و به همین دلیل قرائت زمان رسید این موج‌ها همواره با خطای قابل ملاحظه‌ای همراه است [۲].

منطقهٔ بررسی شده محدوده‌ای است به وسعت تقریبی ۱۳۰۰۰۰ کیلومتر مربع که در طول جغرافیایی ۴۵ تا ۴۸/۸ درجه شرقی و عرض ۳۳/۵ تا ۳۵/۵ درجه شمالی قرار دارد (شکل۱). شبکه لرزه‌نگاری غرب ایران که به منظور ثبت زمین‌لرزه‌های محلی این محدوده استفاده شده است شامل شبکه لرزه‌نگاری کرمانشاه شامل شش ایستگاه دور کوتاه و شبکه لرزه‌نگاری سنندج، شامل یک ایستگاه باند پهن است. موقعیت و نحوهٔ توزیع ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری غرب ایران در شکل۱ نشان داده شده است. زمین‌لرزه‌های ثبت شده در این ایستگاه‌ها در پنج پروفیل (شکل۱) بررسی شد.

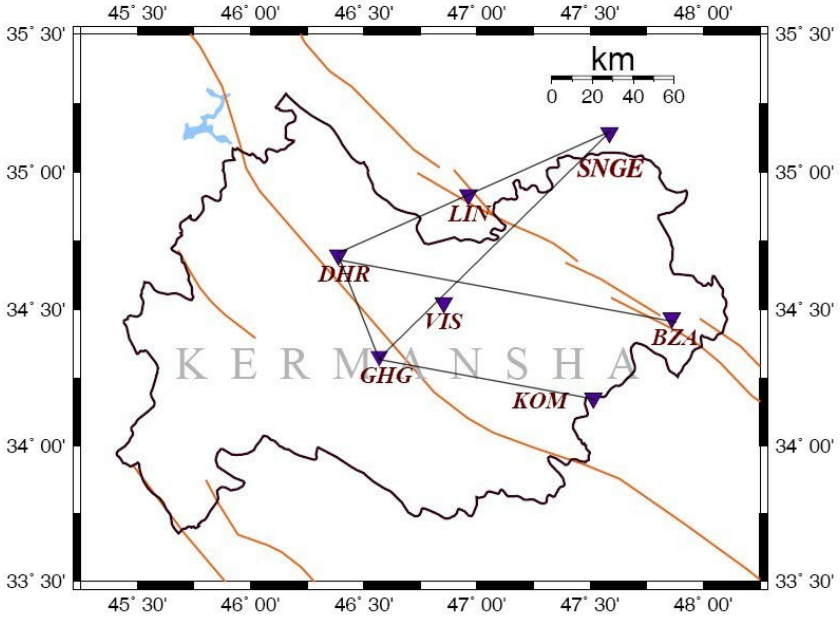
زمین شناسی منطقه

منطقهٔ بررسی شده قسمتی از ایران جنوبی (زاگرس) و ایران میانی (زون سنندج- سیرجان) است. زاگرس از دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی و الگوی ساختاری به دو زیر پهنه زون راندگی و زاگرس چین‌خورده تقسیم می‌شود. زیر پهنهٔ راندگی‌ها با پهنای ۱۰ تا ۶۵ کیلومتر، به صورت نواری کم پهنا است که بلندترین قسمت کوه‌های زاگرس را تشکیل می‌دهد و به همین رو گاهی به آن زاگرس مرتفع گفته می‌شود. زون راندگی‌ها [۱۸] زون راندگی‌های هم پوشان [۱۹] شمال خاور زاگرس، زاگرس داخلی و سرانجام زون خرد شده نام‌های دیگری است که به این بخش داده شده است. مرز شمال خاوری این زیر پهنه به راندگی اصلی زاگرس و مرز

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

جنوب باختری با یک راندگی مهم بسته می‌شود که از شمال کوه کی‌نـو و جنـوب دهنگـان و کوه سبزو می‌گذرد [۲۰].



شکل ۱. نقشهٔ موقعیت ایستگاه‌ها و پروفیل‌های رسم شده در امتداد ایستگاه‌های شبکهٔ لرزه‌نگاری غرب ایران

در زاگرس مرتفع رخ‌نمونی از سنگ‌های پرکامبرین دیده نشده است. سنگ‌های پرکـامبرین پسین تا تریاس میانی آن رخساره گندوانایی دارند و هم‌سان دیگر نواحی ایـران هسـتند. ولـی سنگ‌های لیاس تا ائوسن آن، با ستبرای نزدیک به ۳۵۰۰ متر بیش‌تر از نوع مـارن‌هـای گلـوبی ژرین دار، رادیولاریت، افیولیت و انباشته‌های آواری از نوع فلیش هسـتند کـه گـاه بـا فعالیـت آتشفشانی زیر دریایی همراهند. سنگ‌های یاد شده نشان می دهنـد کـه ایـن بخـش، بـرخلاف امروز، در زمان مزوزوییک تا اوایل سنوزوییک گودترین بخش حوضـه زاگـرس بـوده اسـت. چنین می‌نماید که بر اثر نیروهای کششی وابسته به رخداد کوه‌زایی سـیمرین پیشـین، سـتبرای پوسته در زون راندگی‌ها کاهش یافته، به‌طوری که در بخش شمال بـاختری آن (کرمانشـاه) در طی تریاس پسین کرتاسه، گـودی باریـک و عمیـق پدیـدار شـده و در آن رسـوب‌هـای شـبه

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

توربیدیت، متشکل از آهک (سنگ آهک بیستون)، شیل، ماسه سنگ، رادیولاریت و روانه‌های آتشفشانی انباشته شده‌اند. ولی، در بخش جنوب خاوری این گودی (نیریز) شکستگی کامل پوسته، موجب اقیانوس‌زایی و تشکیل مجموعه افیولیتی گردیده است[۲۱]. بنا بر این می‌توان گفت که در زون راندگی‌ها، رفتار ساختاری و رویدادهای زمین‌ساختی یک‌سان و هم‌زمان نبوده‌اند و دگرشکلی زاگرس مرتفع کهن‌تر از بخش چین‌خورده آن است. گفتنی است که فالکن (۱۹۷۴)، به وجود دو فاز چین‌خوردگی در این بخش اعتقاد دارد. فاز نخست در اواخر کرتاسه رخ داده است که رابطهٔ ناهم‌سار فلیش‌های کرتاسه با رسوبات ائوسن میانی مبین آن است. او فاز دوم را از اواخر میوسن تا امروز می‌داند که شدت آن در پلیوسن در بیش‌ترین مقدار بوده است (شکل۲).

یکی از ویژگی‌های زاگرس مرتفع، وجود راندگی‌های فراوان است. شیب راندگی‌ها به سوی شمال خاوری است؛ ولی مقدار جابه‌جایی آن‌ها به خوبی مشخص نیست و تنها با ملاحظهٔ راندگی سنگ‌های کامبرین بر روی ردیف‌های پلیوسن می‌توان به تصوری از مقدار جابه‌جایی دست یافت [۲۰]. چنین وانمود می شود که در این محدوده، نخست چین‌ها در کرتاسه پسین شکل گرفته و سپس در فاز بعدی، راندگی‌ها به وجود آمده باشند [۲۲].

کازمین و همکاران (۱۹۸۶)، فلس‌های رورانده زاگرس مرتفع را نهشته‌های انباشته در حاشیهٔ غیرفعال سکوی عربستان می‌دانند که در محل جدا شدن ورق زاگرس و ورق ایران مرکزی در بخش‌های ژرف تتیس انباشته شده و پس از برخورد این دو ورق، به صورت سفره‌های نابرجا، بر روی سکوی عربستان رانده شده‌اند.

الگوی ساختاری زاگرس در همه جا یک‌سان و همانند نیست. در زیر پهنه راندگی‌ها شواهدی از دو فاز چین خوردگی وجود دارد [۲۲]. فاز نخست در اواخر کرتاسه و فاز دوم از اواخر میوسن تا امروز، که شدت آن در پلیوسن بیش‌ترین مقدار بوده است. این دو فاز چین‌خوردگی، پیاپی، چین‌هایی با دامنهٔ بیش از پنج هزار متر و طول موج بیش از هشت هزار متر را ایجاد کرده‌اند [۲۰]. این چین‌ها روند NW-SE دارند و سطح محوری آن‌ها مورب و شیب صفحه‌ها به سوی NE است. این چین‌ها که به طور معمول از انواع بسته هستند، نسبت به

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

چین‌هایی پیشین و پسین، از طریق روراندگی‌ها مرتبط می‌شوند و جهت راندگی آن‌ها به سوی جنوب باختری است. گسل‌های موجود در این زیر پهنه بیش‌تر روراندگی و گاه نرمال هستند. شیب گسل‌های راندگی به سوی NE است. ریخت‌شناسی برجسته و هم‌چنین افزایش ستبرای پوستهٔ قاره‌ای در زاگرس مرتفع پیامد عمل‌کرد راندگی‌هاست.

از نظر نو زمین‌ساختی، زاگرس بر اثر حرکت رو به شمال صفحهٔ عربی و برخورد آن با صفحهٔ ایران، در راستای شمال خاوری- جنوب باختری فشرده می شود. به همین دلیل، در حال حاضر زاگرس تحت تأثیر دگرشکلی، ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند NNE-SSW، فرجام هم‌گرایی و برخورد قاره‌ای، قرار دارد. دگرشکلی‌های هم‌راستای ساختارها و شکستگی‌های آلپی، (NW-SE)، و پیش از آلپی، (N-S)، هستند. از این رو، عمل‌کرد مشترک این دو، بر روی هم، باعث برآیند نو زمین‌ساختی و لرزه زمین‌ساختی و در نتیجه لرزه‌خیزی کنونی زاگرس می‌شود. [۲۱]. عموم بزرگی کم‌تر از ۷ دارند و به ندرت بزرگی زمین‌لرزه‌ها از آن بالاتر است. زمین‌لرزه‌های زاگرس کم ژرفایند. مقاطع توزیع زمین‌لرزه‌ها در عمق نشان می‌دهد که اگرچه ژرفای برخی زمین‌لرزه‌ها تا حدود ۶۰ کیلومتر می‌رسد، ولی بیش‌تر آن‌ها در ژرفای حدود ۳۰ کیلومتر متمرکزند. به گونه‌ای که مجموعه کانون‌های زمین‌لرزه به تقریب در درون منشوری به درازای حدود ۱۵۰۰ و پهنای حدود ۱۵۰ و ژرفای ۶۰ کیلومتر، با روند شمال باختری- جنوب خاوری، قرار دارند. شیب صفحه زیرین منشور حدود ۱۰ تا ۲۰ درجه به سوی شمال خاور است. بدین‌سان دیده می‌شود که بیش‌تر زمین‌لرزه‌های زاگرس در زیر رسوبات چین‌خورده رخ داده و زمین‌لرزه‌های ژرف‌تر و مربوط به زیر پوسته قاره‌ای به تقریب وجود ندارند [۲۱].

به بخش گسترده‌ای از ایران که میان دو زمین‌درز تتیس کهن، (در شمال)، و تتیس جوان، (در جنوب)، قرار دارند می‌توان ایران میانی نام داد. سنندج- سیرجان باریکه‌ای از جنوب باختری ایران میانی است که بلافصل شمال خاوری راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. ویژگی سنگی و ساختاری سنندج- سیرجان معرف یک گودی ژرف و یا کافت میانه بلوک در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. از همین رو ویژگی‌های زمین‌شناختی آن با پهنه‌های مجاور

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

تفاوت‌های آشکار دارد. تفاوت‌های ویژهٔ این زون سبب شده است تا از گذشته‌های دور مورد توجه و بررسی زمین‌شناسان باشد. درازای زون سنندج- سیرجان حدود ۱۵۰۰ و پهنای آن ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر است که از باختر دریاچه ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال باختری- جنوب خاوری تا گسل میناب در شمال بندرعباس ادامه می‌یابد. برخلاف مزر جنوب باختری، که با راندگی اصلی زاگرس مشخص می‌شود، ارتباط شمال خاوری سنندج- سیرجان با مناطق دیگر ایران میانی، به دلیل پوشش گستردهٔ سنگ‌های ترشیری و کواترنر، تغییرات جانبی رخساره‌ها و نیز دگرشکلی‌های پیچیده، به خوبی مشخص نیست [۱۸]. فرو افتادگی‌های دریاچه ارومیه، توزلوگل، گاوخونی و جازموریان فصل مشترک تقریبی سنندج- سیرجان با ایران میانی است [۱۸].

راستای مستقیم سنندج- سیرجان در فاصلهٔ میان دریاچهٔ ارومیه و اسفندقه، به طور محلی نمایان‌گر سامانه‌ای راستالغز است. هم‌خوانی روند ساختاری، یک‌سانی الگوی ساختاری، چیرگی راندگی‌ها به‌ویژه پذیرش الگوی استاندارد مناطق کوه‌زادی در زون‌های برخوردی، سبب شده است تا زمین‌شناسانی مانند فالکن (۱۹۶۱)، برو و ریکو (۱۹۷۱)، فرهودی (۱۹۷۸) و علوی (۱۹۹۴)، سنندج- سیرجان را زیر زونی از کوه‌زاد زاگرس بدانند. ولی، ترتیب رسوبات، چارچوب زمین‌ساختی و به ویژه رویدادهای زمین‌ساختی و فعالیت ماگمایی- دگرگونی سبب شده تا گروهی بزرگ از زمین‌شناسان، ویژگی‌های سنندج- سیرجان را با مناطق پرتحرک مرکز و شمال ایران قیاس کرده و آن را زیر زونی از ایران میانی بدانند. با این حال، تفاوت‌هایی مانند پیروی از روند ساختمانی زاگرس، نبود نسبی سنگ‌های آتشفشانی دورهٔ ترشیری، محدودیت گسترش سنگ‌های ترشیری، فراوانی نفوذی‌های گرانیتی- دیوریتی مزوزوییک و سنوزوییک، فراوانی نسبی سنگ‌های آذرین بیرونی پالئوزوییک (سیلورین- دونین- پرمین)، عمل‌کرد احتمالی رویدادهای زمین‌ساختی پیش از پرمین، و سرانجام دگرگونی به نسبت پیشرفته جنبش‌های سیمرین پیشین از ویژگی‌های بارز سنندج- سیرجان است که وابستگی آن را با زون‌های مجاور پرسش‌آمیز و مستقل دانستن آن را پیشنهاد می‌کند. ویژگی‌های بارز سنندج- سیرجان به ویژه فرآیندهای دگرگونی آن در همه جا یک‌سان نیستند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

به همین دلیل افتخارنژاد (۱۳۵۹)، زون سنندج- سیرجان را بـه دو بخـش سـنندج- همـدان و همدان- سیرجان تقسیم می‌کند.

در زون سنندج- سیرجان، پدیده‌های دگرگونی، ماگماتیسـم و زمـین‌سـاخت پـی‌در پـی و هم‌آهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی در بیش‌تـرین مقـدار اسـت. از همین رو، این زون ناآرام‌ترین و به گفتهٔ دیگر پویاترین پهنه زمین‌ساختی ایران اسـت. از نگـاه سبزه‌ای، در بخش شمال باختری، بیش‌تر سنگ‌های دگرگونی مزوزوییک- اوایـل سـنوزوییک وجود دارد (شکل۲).

اگرچه محجل و سهندی (۱۳۷۸)، الگوی ساختاری سنندج- سیرجان را از نوع چـین‌هـای بسته و هم‌راستا در مقیاس کیلومتری می‌دانند، ولـی علـوی (۱۹۹۴)، زمـین سـاخت سـنندج- سیرجان را به طور عمده از ساختارهای دوپلکس مرکب بزرگ مقیاس و همچنین سیستم‌هـای فلسی کوچک و بزرگ زاویه، با شیب شمال خـاوری مـی‌دانـد کـه بـر اثـر آن، ورقـه‌هـایی از سنگ‌های فانروزوییک دگرگونه و نادگرگونه، به اندازه‌های ناهم‌سان، جابه جا شده‌اند. شـواهد چینه‌نگاشتی و کنگلومراهای هم‌زمان با کوه‌زایی، نشان‌گر آن است که این راندگی‌ها از کرتاسه پسین آغاز شده‌اند. شواهد ساختاری جهت راندگی‌ها را از شمال خاور به جنوب باختر نشـان می‌دهد. جابه‌جایی و انباشتگی ورقه‌های راندگی، سبب افـزایش ضـخامت پوسـته قـاره‌ای بـه اندازه تقریبی ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر شده که نابه‌هنجاری گرانی بوگه منفی، مؤید این پدیـده اسـت [۲۱].

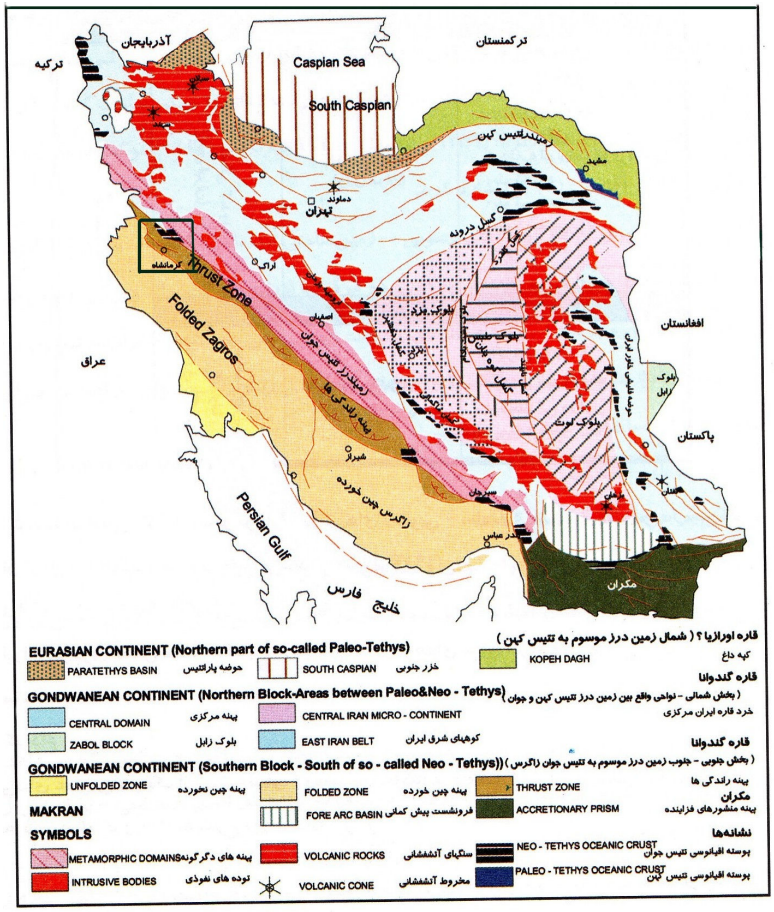
منحنی‌های زمان- مسافت

بسته به نحوه توزیع ایستگاه‌های شبکهٔ لرزه‌نگاری، دو روش برای رسم منحنی‌های زمـان- مسافت می‌توان در پیش گرفت. روش اول برای حالتی است که در شـبکهٔ لـرزه‌نگـاری تعـداد کافی ایستگاه در یک راستا قرار نگرفته باشند. در این حالت برای رسم منحنی زمـان- مسـافت ابتدا زمین‌لرزه‌هایی که کانون آن‌ها با یک یا چند ایستگاه لرزه‌نگاری در یک راستا قـرار دارنـد انتخاب می‌شوند. سپس زمان وقوع هر زمین‌لرزه از زمان رسید قرائت شده موج مورد نظـر (P یا S) از روی نگاشت مربوط به آن زمین‌لرزه کسر می‌شود تا بدین طریـق زمـان سـیر مـوج از

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

محل زمین‌لرزه به ایستگاه مورد نظر به‌دست آید. در این مرحله لازم است تأخیر زمانی ناشی از عمق زمین‌لرزه محاسبه و تصحیح شود. این کار با نسبت دادن یک سرعت متوسط از سطح تا کانون زمین‌لرزه، و محاسبهٔ زمان تأخیر انجام می‌شود.



شکل ۲. پهنه‌های رسوبی- ساختار عمدهٔ ایران [۲۱]
منطقهٔ پژوهش با مربع مشخص شده است

منحنی زمان- مسافت با ترسیم مقادیر زمان‌های سیر محاسبه شده، نسبت به فاصله کانون زمین‌لرزه از ایستگاه (یا ایستگاه‌های) مورد نظر به‌دست می‌آید. بدیهی است که در این روش به‌دلیل عدم قطعیت در تعیین محل زمین‌لرزه با یک مدل فرضی برای پوسته، منحنی‌های زمان-

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

مسافت به‌دست آمده کاملاً دقیق نبوده و نتایج حاصل نیاز به تعدیل دارند که در قسمت بعدی توضیح داده شده است.

روش دوم برای حالتی است که شبکهٔ لرزه‌نگاری دارای تعداد زیادی ایستگاه هم‌راستا باشد. در این حالت علاوه بر این‌که می‌توان برای هر زمین‌لرزه واقع بر راستای ایستگاه‌های یک منحنی زمان- مسافت جداگانه ترسیم کرد، بلکه می‌توان با محاسبه اختلاف زمان رسید موج از یک زمین‌لرزه به دو ایستگاه، خطای حاصل از زمان وقوع زمین‌لرزه را حذف کرد و اختلاف زمان سیر بین دو ایستگاه را به‌طور واقعی به‌دست آورد؛ یعنی:

ایستگاه ۱ $T_1=t_1+T_o$

ایستگاه ۲ $T_2=t_2+T_o$

$$\Delta T=\Delta t \quad \Delta T= T_2-T_1= (t_2+T_o)-(t_1+T_o)=t_2-t_1$$

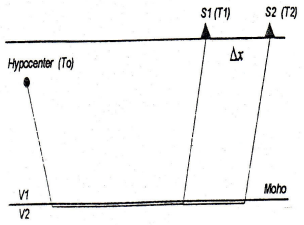
که در آن T_i زمان رسید زمین‌لرزه در ایستگاه iام، t_i زمان سیر موج از کانون زمین‌لرزه تا ایستگاه iام و T_o زمان وقوع زمین‌لرزه است.

بدین طریق می‌توان سرعت در لایه‌های زیرین برای فازهای شکست مرزی را با دقت قابل قبولی محاسبه کرد. کاربرد عمدهٔ این روش، که روش دوایستگاهی نامیده می‌شود، در تعیین سرعت موج P در زیر ناپیوستگی موهو (در گوشتهٔ فوقانی) با استفاده از فاز Pn است [۱۲]. اساس کار این روش، به صورت ترسیمی در شکل۳ نشان داده شده است. در این روش اگر کانون زمین‌لرزه بر روی امتداد خط واصل بین دو ایستگاه قرار نداشته باشد، خطای ناشی از آن باید در محاسبات منظور شود. با این‌که منحنی زمان- مسافت به‌دست آمده از روش دوم سرعت انتشار موج در بین ایستگاه‌ها را به‌طور نسبتاً دقیقی تعیین می‌کند، اما عمق لایه‌ها در محل زمین‌لرزه را که به کمک عرض از مبدأ شاخه‌های منحنی به‌دست می‌آیند، تعیین نمی‌کند. علت این امر عدم دسترسی به زمان وقوع زمین‌لرزه است. در عمل توزیع ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری به گونه‌ایست که به‌ندرت می‌توان تعداد کافی ایستگاه تقریباً هم‌راستا را برای زمین‌لرزه مورد نظر پیدا کرد. به همین دلیل عمدتاً از روش اول استفاده می‌شود.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

در این پژوهش با توجه به نحوهٔ توزیع ایستگاه‌های شبکهٔ لرزه‌نگاری غرب ایران (شکل ۱)، برای رسم منحنی‌های زمان- مسافت زمین‌لرزه‌های بررسی شده، هر دو روش فوق‌الذکر استفاده شد. برای تفکیک آن دسته از زمین‌لرزه‌هایی که هم‌راستا با ایستگاه (یا ایستگاه‌های) لرزه‌نگاری هستند، لازم بود که همهٔ زمین‌لرزه‌های ثبت شده که بزرگی آن‌ها به صورت ۶ ≥mb≥ ۲ با فاصله کانونی ۱۰ تا ۷۵۰ کیلومتر(۳۰۰۰ زمین‌لرزه) تعیین موقعیت شوند. به همین دلیل با استفاده از مدلی اولیه برای پوسته [۳۰] و به کمک نرم افزار DAN32 تمامی زمین‌لرزه‌ها تعیین محل شدند. خطای RMS تعیین محل این زمین‌لرزه‌ها برای فازهای امواج پیکری محاسبه شد که حداکثر خطا ۰/۲۶ ثانیه و حداقل خطا ۰/۰۱ ثانیه بود. لازم به ذکر است که برای تعیین محل دقیق زمین‌لرزه‌هایی که خارج از محدودهٔ پژوهش قرار داشتند، از اطلاعات ایستگاه‌های دیگر ایران نیز استفاده شد. بر اساس موقعیت‌های به‌دست آمده، ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های هم‌راستا طبقه‌بندی شدند. نحوه رسم منحنی‌های زمان- مسافت و استخراج اطلاعات پوسته از آن‌ها به تفضیل در بخش‌های بعدی آورده شده است.



شکل ۳. اساس روش دو ایستگاهی برای محاسبه سرعت موج P در مرز گوشته بالایی، [۱۴]

تعدیل متغیرهای مدل فرضی و زمین‌لرزه‌ها با استفاده از مدل‌سازی مستقیم

همان‌طور که پیش گفته شد، اطلاعات استخراج شده از منحنی‌های زمان- مسافت به‌دلیل به‌کارگیری مدلی فرضی برای پوسته به هنگام تعیین موقعیت زمین‌لرزه‌ها، نیاز به تعدیل دارند. در این پژوهش تعدیل در مقادیر مدل فرضی به کمک مدل‌سازی ریاضی به‌روش مستقیم انجام شد. برای آغاز مدل‌سازی معمولاً نیاز به حدس اولیه‌ای از مقدار متغیرهای مدل، یعنی سرعت و عمق لایه‌ها، مختصات مکانی و زمانی وقوع زمین‌لرزه‌ها است که از تحلیل منحنی‌های زمان- مسافت زمین‌لرزه‌ها به‌دست آمد. سپس زمان‌های سیر موج‌های (P و S) هر زمین‌لرزه به ایستگاه‌ها به کمک مدل‌سازی مستقیم محاسبه شدند، بدین ترتیب که زمان سیر موج مستقیم و

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

همه موج‌های شکست مرزی ممکن از کانون زمین‌لرزهٔ مورد نظر به ایستگاه‌ها تعیین و در هر ایستگاه کم‌ترین آن‌ها (به‌طور جداگانه برای P و S) به عنوان زمان سیر موج در ایستگاه مربوط انتخاب شد. برای محاسبهٔ زمان رسید زمین‌لرزه مورد نظر به یک ایستگاه خاص کافی بود که زمان وقوع زمین‌لرزه به زمان سیر آن اضافه شود.

شکل۴ اساس کار مدل‌سازی را برای حالتی که پوستهٔ متشکل از سه لایه باشد نشان می‌دهد. در این مدل‌سازی سعی می‌شود تا مقادیر متغیرها آن چنان تعدیل شوند که مجموع مربعات اختلاف بین مقادیر محاسبه شده زمان‌های رسید و مقادیر واقعی آن‌ها که از قرائت لرزه‌نگاشت‌ها تعیین می‌شوند، به حداقل برسد.

در حالت کلی اگر تعداد لایه‌های مدل برابر n_l و سرعت و ضخامت لایه‌ها به ترتیب V_k $(k=1,2,\ldots,n_l)$ ، h_k ، تعداد زمین‌لرزه‌های استفاده شده n_e و مختصات مکانی و زمانی آن‌ها x_i, y_i, z_i, T_{oi} $(i=1,2,\ldots,n_e)$ و تعداد ایستگاه‌ها برابر n_s باشد، می‌توان نوشت: $T_{cij}=t_{cij}+T_{oi}$ که در آن T_{cij} زمان رسید محاسبه شده و T_{oi} زمان وقوع زمین‌لرزه i ام است. واضح است که زمان سیر محاسبه شده در فرآیند مدل‌سازی تابعی از این متغیر است:

$$V_1, V_2, \ldots, V_{nl}, h_1, x_1, y_1, z_1, T_{ol}, x_2, y_2, z_2, T_{o2}, \ldots, x_{ne}, y_{ne}, z_{ne}, T_{one}$$

در نتیجه تعداد کل متغیرهای مدل برابر $2n_l+4n_e$، و تعداد کل زمان‌های رسید محاسبه شده برابر n_e*n_s خواهد بود. در عمل معمولاً اتفاق می‌افتد که بعضی از ایستگاه‌ها زمین‌لرزه خاصی را ثبت نکنند و یا این‌که کیفیت نگاشت آن مطلوب نباشد. به همین دلیل تعداد زمان‌های رسید واقعی معمولاً کم‌تر از تعداد زمان‌های رسید محاسبه شده است. از این رو منطقی به نظر می‌رسد که n_s نشان‌گر تعداد متوسط ایستگاه‌هایی باشد که یک زمین‌لرزه را ثبت کرده‌اند. با توجه به این مطالب می‌توان گفت که متغیرهای مدل مقادیر بهینه خود را خواهند داشت هرگاه این کمیت حداقل مقدار را داشته باشد:

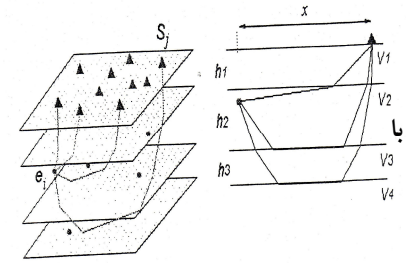
$$Error = \sum_{i=1}^{ne} \sum_{j=1}^{ns} (T_{cij} - T_{ij})^2$$

که در آن T_{ij} مقدار واقعی زمان رسید است. که از قرائت لرزه‌نگاشت‌ها تعیین می‌شود. بررسی این مطلب می‌تواند به روش‌های مستقیم یا معکوس صورت پذیرد. از آن‌جا که این

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

پژوهش به‌عنوان مرحلهٔ اول از بررسی پوسته در منطقهٔ غرب ایران به روش Joint Inversion است. از روش معکوس که عموماً نسبت به روش مستقیم پیچیده‌تر است استفاده نشد، بلکه از نوعی روش مستقیم موسوم به روزنبروک استفاده شد [۳۱]. در این روش برای یافتن حداقل یا حداکثر مقدار یک تابع در محدوده‌ای معیّن با تغییر جهت محورهای مختصات به روش آزمون و خطا، شیب تابع تعیین می‌شود. در این مرحله می‌توان متغیرهای تابع را در امتداد شیب، که متضمن بیش‌ترین میزان نزول یا صعود تابع است، تغییر داد و به سرعت به نقطهٔ حداقل یا حداکثر دست یافت. در این بررسی، تابع مورد نظر همان مجموع مربعات است.



شکل۴. مسیر موج‌های مستقیم و شکست مرزی حاصل از یک زمین‌لرزه در یک مدل فرضی با لایه‌بندی افقی در زیر شبکه لرزه‌نگاری

جمع‌آوری و تحلیل داده‌ها

داده‌های استفاده شده در این پژوهش از بین زمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری غرب ایران که شامل شش ایستگاه دوره کوتاه در کرمانشاه و یک ایستگاه باند پهن در سنندج است که در فاصلهٔ زمانی دی ماه ۱۳۸۴ تا بهمن ماه ۱۳۸۷(ژانویه ۲۰۰۴ تا ژانویه ۲۰۰۸)، انتخاب شده‌اند. به علت ثبت نشدن داده‌های مناسب در ایستگاه دوره کوتاه بوزاب کرمانشاه در این فاصلهٔ زمانی، این ایستگاه در محاسبات منظور نشد. تعداد کل زمین‌لرزه‌ها در این بازهٔ زمانی متجاوز از ۳۰۰۰ زمین‌لرزه که بزرگی امواج حجمی بین ۲ تا ۶ ریشتر را داشتند. حداقل فاصلهٔ کانونی بین ایستگاه‌های بررسی شده و کانون زمین‌لرزه‌ها ۱۰ کیلومتر و حداکثر فاصله ۷۵۰ کیلومتر بود. بررسی مختصات ایستگاه‌ها و کانون زمین‌لرزه‌ها نشان داد که بیش‌ترین تعداد زمین‌لرزه و ایستگاه در مسیرهای مشخص شده در شکل ۱ هم‌راستا هستند. شکل ۵ نشان‌گر تعداد متجاوز از ۲۷۰ زمین‌لرزه با $mb \geq ۳$ است که کانون آن‌ها بر روی این مسیرها قرار داشته (با انحراف حداکثر ۰/۰۵ درجه) و از آن‌ها برای رسم منحنی‌های زمان- مسافت استفاده شده است. در این پژوهش برای این‌که امکان محاسبهٔ سرعت گوشتهٔ بالایی به

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

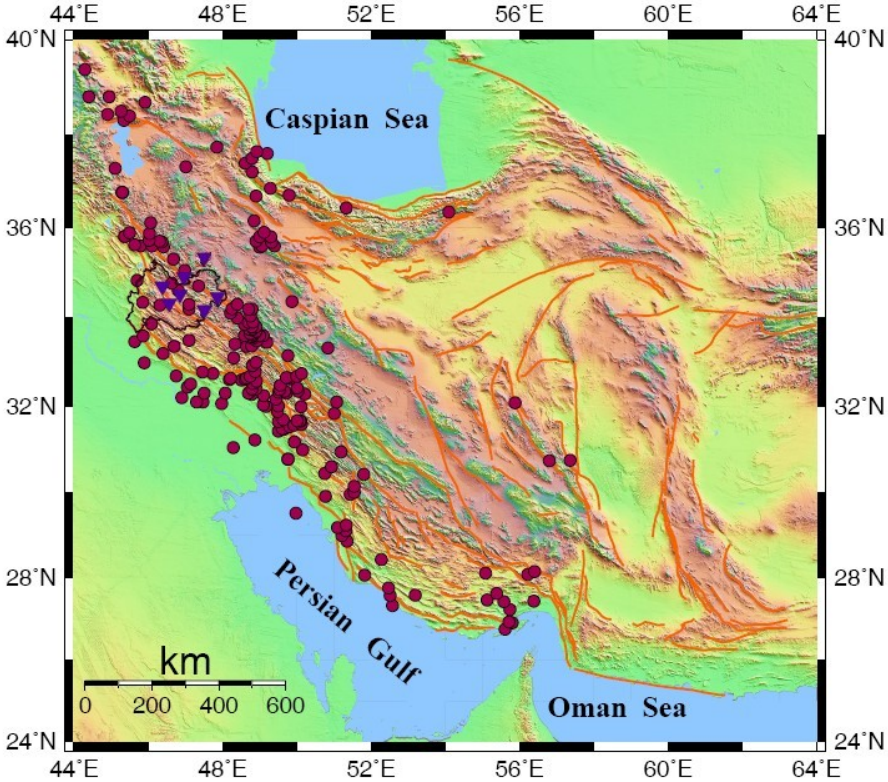
روش‌های یک و دو ایستگاهی فراهم شود، حداکثر فاصلهٔ بین زمین‌لرزه و ایستگاهای شبکه ۷۵۰ کیلومتر است، زیرا فاز Pn معمولاً در فواصل بیش از ۱۵۰-۲۰۰ کیلومتر به عنوان اولین رسید ظاهر می‌شود [۱]، [۲].

زمان اولین رسیدهای موج‌های P و S برای زمین‌لرزه‌های نشان داده شده در شکل۵ به ترتیب از روی مؤلفه‌های قائم و افقی لرزه‌نگاشت‌های آن‌ها قرائت شدند. سپس با استفاده از این اطلاعات، منحنی‌های زمان- مسافت موج‌هایP وS به روش یک ایستگاهی و دو ایستگاهی در امتداد مسیرهای پنج‌گانه محاسبه و رسم شدند (شکل‌های ۶ تا ۱۶). در فاصله تقریبی۱۸۰-۲۰۰ کیلومتری شیب منحنی کم‌تر و طبیعتاً سرعت افزایش می‌یابد، ولی تغییر شیب مربوط به ناپیوستگی کنراد قابل رؤیت نبود. این امر ممکن است حاکی از وجود تغییرات چشم‌گیر جانبی سرعت در منطقه باشد، بدین معنی که اختلاف سرعت پوسته‌های بالایی و زیرین (ناپیوستگی کنراد) در برخی نواحی آن قدر کم است که این مرز دیگر به شکل یک ناپیوستگی سرعتی ظاهر نمی‌شود. بررسی منحنی‌های زمان- مسافت حاکی از یک لایه‌ای بودن پوسته در منطقهٔ پژوهش است. جدول ۱ خلاصه‌ای از اطلاعات حاصل از تحلیل منحنی‌های زمان- مسافت، روش یک ایستگاهی شکل‌های ۶ تا ۱۱ را نشان می‌دهد.

جدول۲ نیز اطلاعات حاصل از تحلیل منحنی‌های زمان- مسافت را به روش دو ایستگاهی شکل‌های۱۲ تا ۱۶ را نشان می‌دهد.وجود مقادیر غیرعادی سرعت و پراکندگی زیاد آن‌ها را می‌توان به عوامل متعددی نسبت داد که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از: ۱. وجود خطا در تعیین محل زمین‌لرزه‌ها(به خصوص در عمق) ۲. انحراف زمین‌لرزه‌ها و ایستگاه‌ها از مسیر لرزه‌نگاری (همان‌گونه که ذکر شد زمین‌لرزه‌ها و ایستگاه‌های هر مسیر به طور تقریبی هم‌راستااند) ۳. تغییرات جانبی زیاد سرعت در راستای هر مسیر. با توجه به ضخامت لایه‌ها و سرعت انتشار موج‌های P و S در آن‌ها می‌توان گفت که مشخصات لایه دوم تطابق خوبی با گوشته بالایی دارد. برای حصول اطمینان بیش‌تر در این مورد سرعت متوسط گوشته بالایی با استفاده از روش دو ایستگاهی هم محاسبه شد (۸/۰۸±۰/۰۶ کیلومتر بر ثانیه). از آن جا که نتایج هر دو

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]



شکل ۵. نقشهٔ موقعیت زمین‌لرزه‌های انتخاب شده همراه با ایستگاه‌های لرزه‌نگاری غرب ایران، برای ترسیم منحنی‌های زمان- مسافت در امتدادهای نشان داده شده در شکل ۱

روش در تعیین سرعت گوشتهٔ بالایی تطابق خوبی را نشان دادند (حدود ۱٪ اختلاف)، لذا این مقدار در فرآیند مدل‌سازی به‌عنوان یک قید ثابت در نظر گرفته شد. نتیجهٔ بررسی‌های محققان دیگر در منطقهٔ غرب ایران نشان‌گر سرعت ۸/۱۳ و ۸/۱۱ کیلومتر بر ثانیه برای فاز Pn است [۱۱]، [۳۲]. از آن‌جا که به دلیل توزیع نامناسب کانون زمین‌لرزه‌ها امکان رسم منحنی زمان- مسافت معکوس مقدور نبود، به همین سبب، احتمال آن می‌رود که اضافه سرعت به‌دست آمده ناشی از شیب ناپیوستگی موهو باشد و مقدار ۸/۰۸±۰/۰۸ سرعت ظاهری گوشتهٔ بالایی محسوب می‌شود.

برای اینکه نتایج حاصل از مدل‌سازی بیان‌گر خصوصیات پوسته در منطقهٔ بررسی شده باشد ضرورت داشت همهٔ چشمه‌های موج (کانون زمین‌لرزه‌ها) در داخل محدودهٔ تحت

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

پژوهش قرار داشته باشند. به همین دلیل زمین‌لرزه‌هایی که کانون آن‌ها در محدودهٔ جغرافیایی ۴۵ تا ۴۸/۵ درجهٔ شرقی و ۳۳/۵ تا ۳۵/۵ درجهٔ شمالی (شکل۱) قرار داشتند در فرآیند مدل‌سازی استفاده شد. همچنین برای بالا بردن کیفیت اطلاعات ورودی به مدل‌سازی (قرائت دقیق زمان‌های رسید از روی لرزه‌نگاشت‌ها)، زمین‌لرزه‌هایی با $m_b \geq$ استفاده شدند (جمعاً ۱۵ زمین‌لرزه). با توجه به عدم قطعیت جدی که در قرائت زمان رسید موج‌های S وجود داشت، مدل‌سازی با استفاده از زمان‌های رسید موج‌های P انجام گرفت. با توجه به تعداد ایستگاه‌ها، تعداد زمین‌لرزه‌های انتخاب شده و تعداد زمان‌های رسید قرائت شده، شرایط برای اجرای یک مدل‌سازی مطمئن (تعداد معادلات بیش از تعداد مجهولات) بدین شرح فراهم بود:

تعداد زمین‌لرزه‌ها $n_e=15$

تعداد لایه‌ها $n_l=2$

تعداد مجهولات $2n_l+4n_e=64$

تعداد معادلات $n_e*n_s=90$

مقادیر اولیهٔ سرعت متوسط موج P و عمق متوسط لایه‌ها برای شروع مدل‌سازی، همان نتایج حاصل از تحلیل منحنی‌های زمان- مسافت (جدول۱) بود. چنان که پیش‌تر ذکر شد چون مقدار سرعت محاسبه شده برای گوشتهٔ بالایی، که به روش دوایستگاهی تعیین شد از دقت خوبی برخوردار بود و لزومی نداشت که مجدداً با مدل‌سازی محاسبه شود، لذا تعداد لایه‌ها برابر دو به حساب آمد.

نتایج حاصل از مدل‌سازی در جدول۳ درج شده‌اند. نکتهٔ مهم آن است که در این نمودارها (شکل۱۷) ظاهراً برازش منحنی مذکور با داده‌ها مطلوب نیست. علت این امر آن است که در مدل‌سازی خطای باقی مانده زمانی برای کل داده‌ها به حداقل می‌رسد که برای داده‌های یک مسیر مشخص، یعنی مدل بهینه‌ای برای تمام مسیرها محاسبه می‌شود. بنا بر این منحنی مدل باید بهترین برازش برای کل داده‌ها داشته باشد. در شکل ۱۷ داده‌های زمان سیر موج P مربوط به هر پنج نمودار نشان داده شده در شکل‌های ۱۲ تا ۱۶ به همراه منحنی مدل روی یک نمودار ترسیم شده‌اند که در آن برازش مطلوبی مشاهده می‌شود. معیار دقت برازش در مدل‌سازی

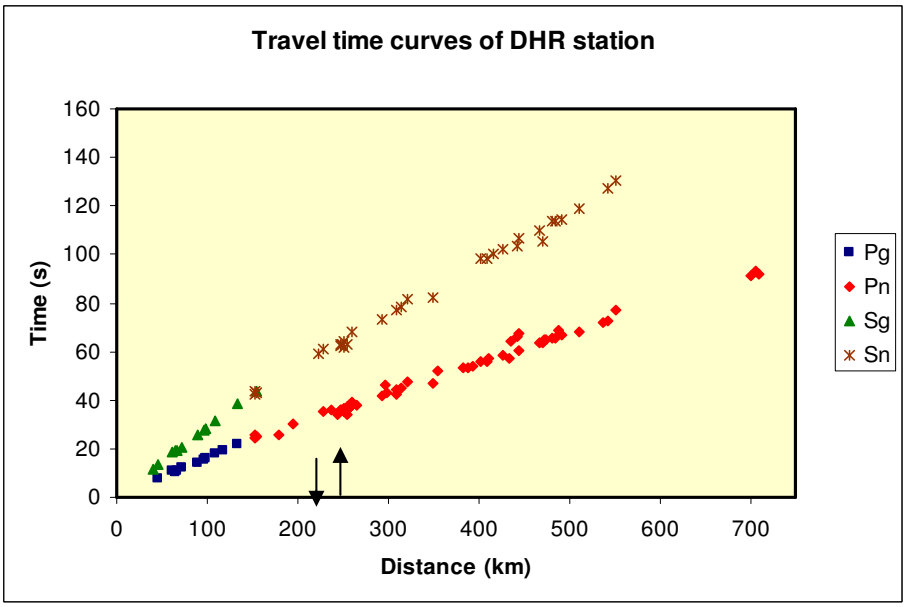
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

جذر میانگین مربعی (RMS) خطای زمان سیر موج‌ها بود که با استفاده از این رابطه محاسبه می‌شود:

$$\text{RMS} \quad error = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n_e}\sum_{j=1}^{n_s}\left(T_{cij} - T_{ij}\right)^2}{n_e \times n_s}}$$

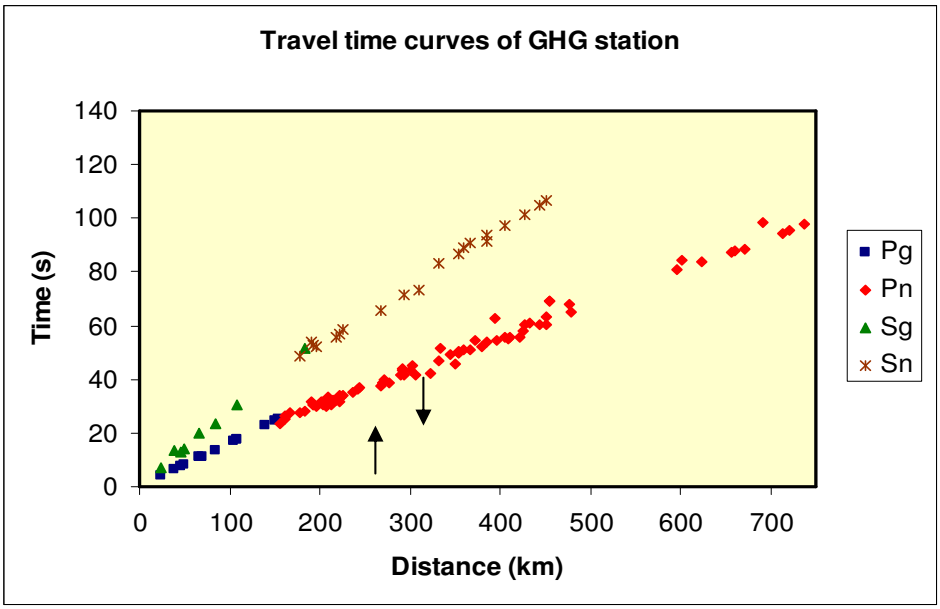
حداقل مقدار RMS به‌دست آمده در این محاسبه برابر ۰/۰۱ ثانیه است. شکل‌های۱۸ تا ۲۱ مقادیر خطا را در منطقهٔ پژوهش به تفکیک هر فاز نشان می‌دهد. ژرفای ناپیوستگی موهو در منطقهٔ پژوهش ۳±۴۳ کیلومتر به‌دست آمد. نتایج این مدل‌سازی انطباق خوبی با نتایج بررسی‌های پوسته‌ای که دیگر محققان انجام داده‌اند، نشان می‌دهد؛ برای مثال ژرفای ناپیوستگی موهو در منطقهٔ کرمانشاه را اسلامی (۱۳۵۱)، ۶±۴۸ کیلومتر و تاتار و همکاران (۲۰۰۳)، ۲±۴۶ به‌دست آورد. هم‌چنین براساس بررسی‌هایی به روش گرانی‌سنجی که دهقانی و ماکریس(۱۹۸۳) انجام داده‌اند، ژرفای ناپیوستگی موهو در این منطقه ۴۵-۵۰ کیلومتر محاسبه شد.



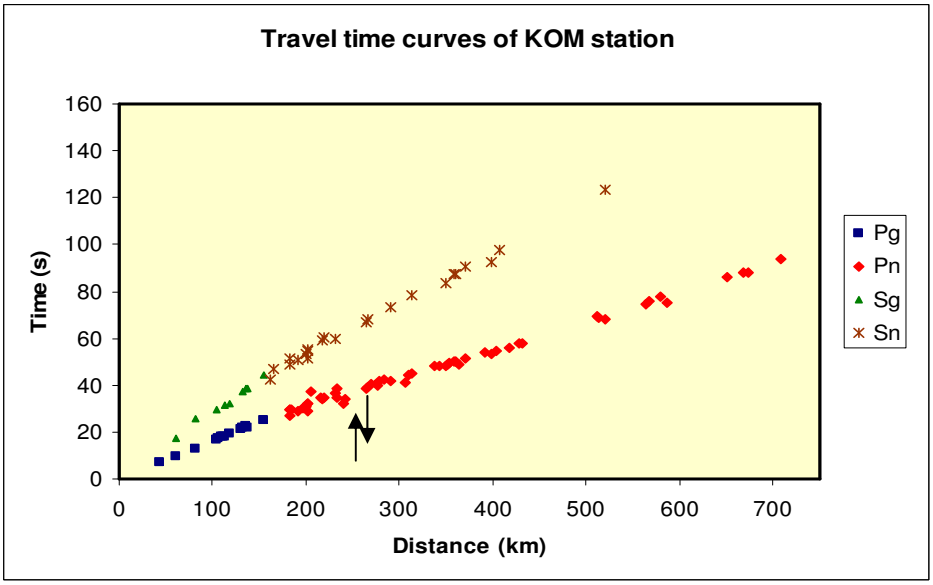
شکل۶. نمودار زمان- مسافت موج‌های P و S در ایستگاه لرزه‌نگاری دهرش به روش یک ایستگاهی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]



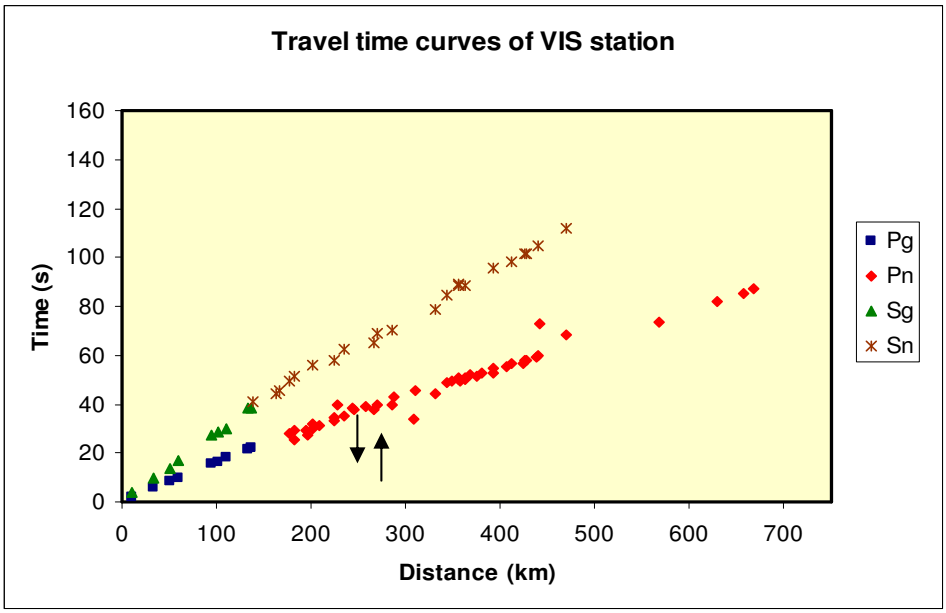
شکل ۷. نمودار زمان- مسافت موج‌های **P** و **S** در ایستگاه لرزه‌نگاری قلقزی به روش یک ایستگاهی



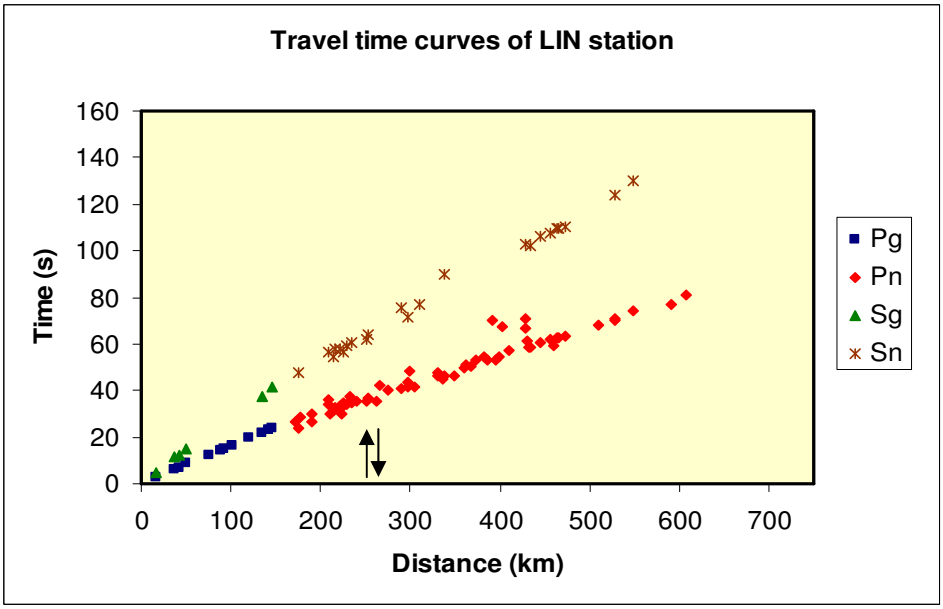
شکل۸. نمودار زمان- مسافت موج‌های **P** و **S** در ایستگاه لرزه‌نگاری کوماسی به‌روش یک ایستگاهی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]



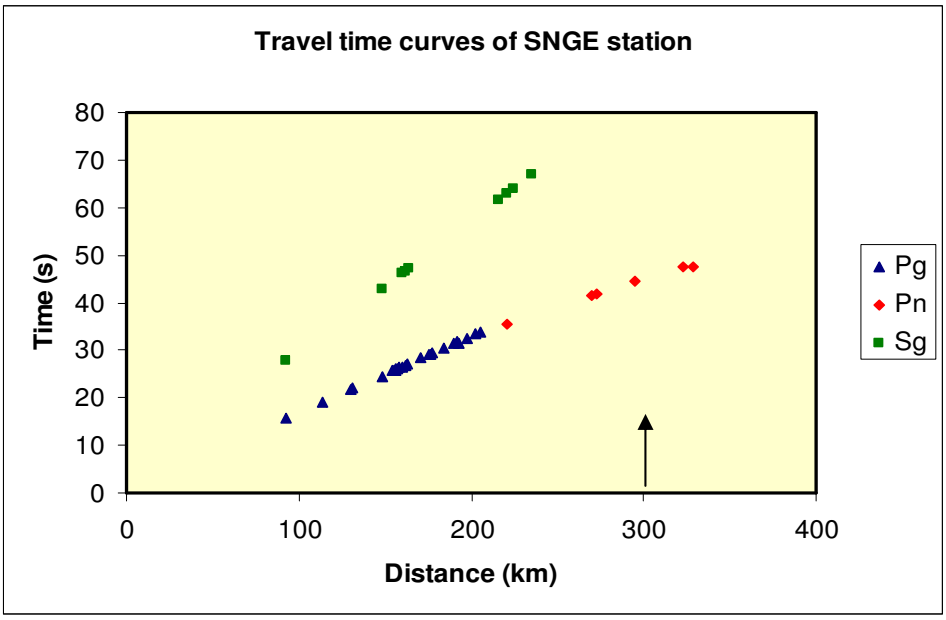
شکل۹. نمودار زمان- مسافت موج‌های P و S در ایستگاه لرزه‌نگاری ویس به‌روش یک ایستگاهی



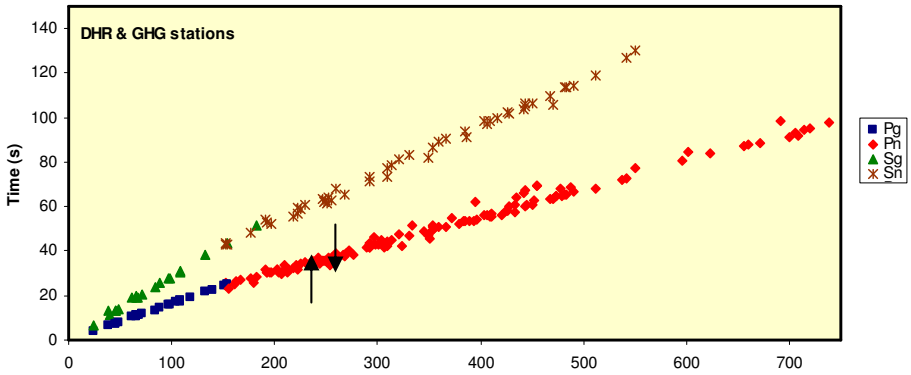
شکل۱۰. نمودار زمان- مسافت موج‌های P و S در ایستگاه لرزه‌نگاری لاین به‌روش یک‌ایستگاهی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]



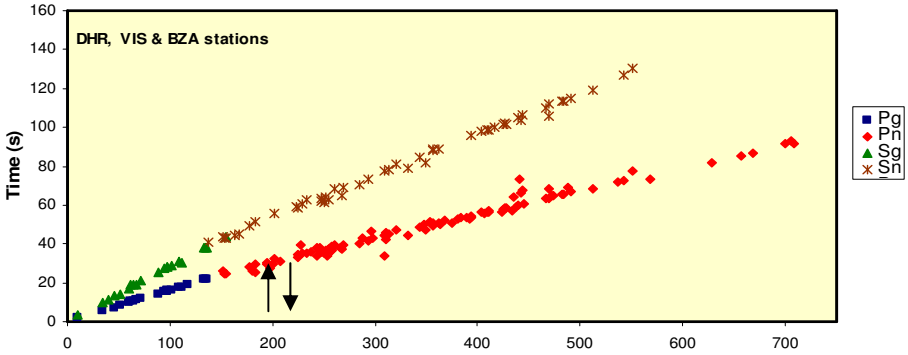
شکل ۱۱. نمودار زمان- مسافت موج‌های P و S در ایستگاه لرزه‌نگاری سنندج به‌روش یک ایستگاهی



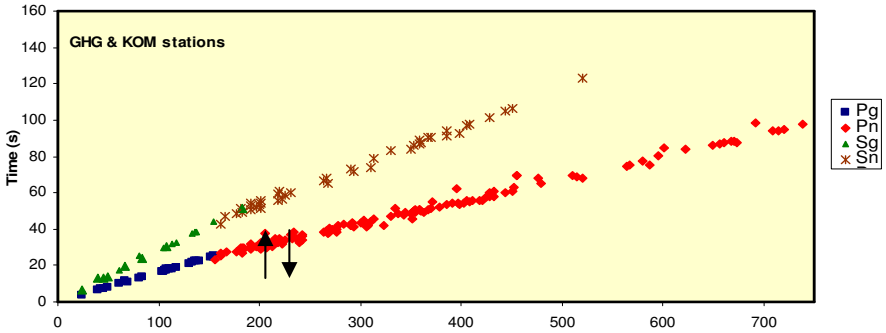
شکل ۱۲. نمودار زمان- مسافت موج‌های P و S به‌روش دوایستگاهی
در امتداد مسیرهای دهرش و قلقزی شکل ۱

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

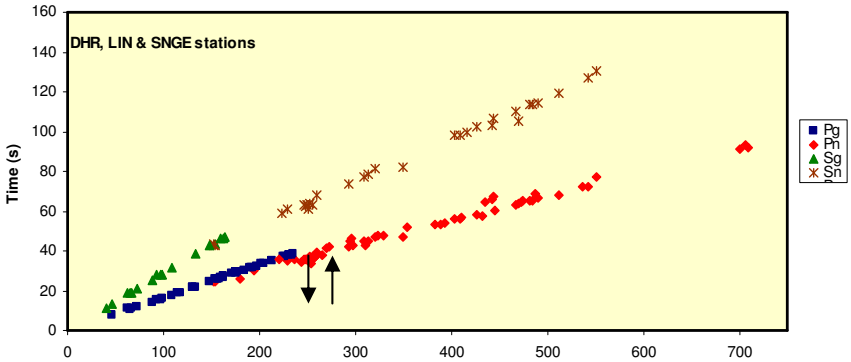
[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]



شکل ۱۳. نمودار زمان- مسافت موج‌های **P** و **S** به‌روش دو ایستگاهی در امتداد مسیرهای دهرش، ویس و بزا شکل ۱



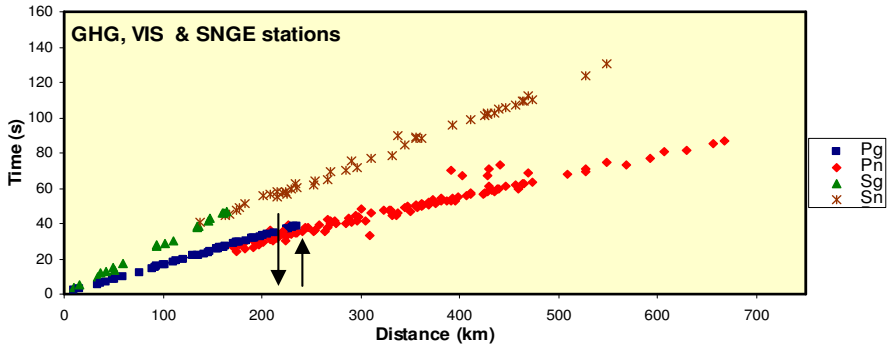
شکل ۱٤. نمودار زمان- مسافت موج‌های **P** و **S** به‌روش دوایستگاهی در امتداد مسیرهای قلقزی و کوماسی شکل ۱



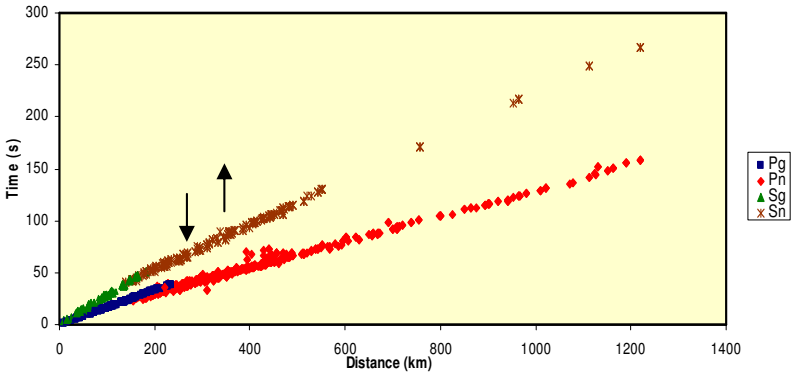
شکل ۱۵. نمودار زمان- مسافت موج‌های **P** و **S** به‌روش دوایستگاهی در امتداد مسیرهای دهرش، لاین و سنندج شکل ۱

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

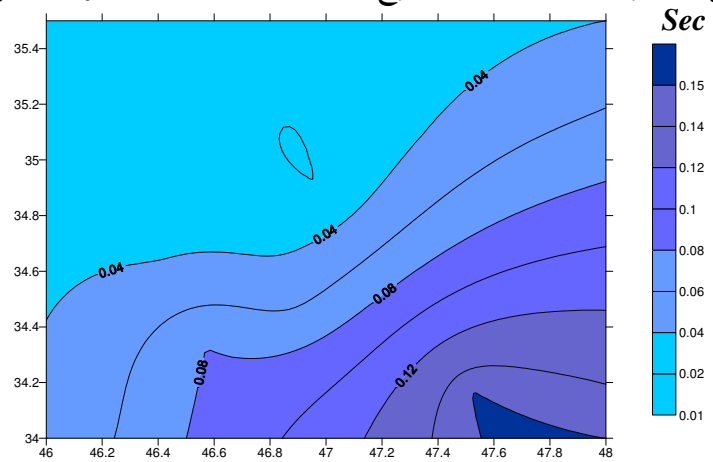
[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]



شکل ۱٦. نمودار زمان- مسافت موج‌های P و S به روش دوایستگاهی در امتداد مسیرهای قلقزی،ویس و سنندج شکل ۱



شکل ۱۷. نمودارهای زمان- مسافت موج‌های P و S در امتداد همهٔ مسیرهای شکل ۱



شکل ۱۸. نقشهٔ خطای RMS فاز Pg بر حسب ثانیه در منطقهٔ پژوهش

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

جدول۱. مقادیر سرعت و ضخامت لایه‌های پوستهٔ به‌دست آمده از منحنی‌های زمان- مسافت شکل‌های (۶) تا (۱۱)

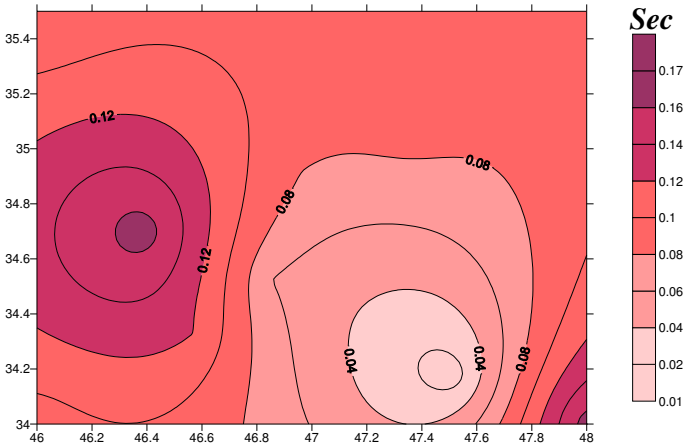
نام ایستگاه	کد ایستگاه	طول (درجه شرقی)	عرض (درجه شمالی)	ارتفاع (m)	Vpg (km/s)	Vpn (km/s)	Vsg (km/s)	Vsn (km/s)	ژرفای ناپیوستگی کنراد (km)	ژرفای ناپیوستگی موهو (km)
Dehrash	DHR	۴۶.۳۸۷	۳۴.۷	۱۸۷۶	۶.۳۱±۰.۰۴	۸.۱۷±۰.۱۷	۳.۵۶±۰.۰۷	۴.۷۳±۰.۰۴	۹±۳	۴۱±۵
Ghaleghazi	GHG	۴۶.۵۶۹	۳۴.۳۳۹	۳۰۹۰	۶.۱۹±۰.۰۸	۸.۱۲±۰.۱۳	۳.۶۲±۰.۰۱	۴.۶۸±۰.۰۱	۱۰±۳	۴۳±۴
Komasi	KOM	۴۷.۵۱۴	۳۴.۱۷۶	۱۹۴۸	۶.۱۲±۰.۲۵	۸.۰۱±۰.۰۱	۳.۹±۰.۲۷	۴.۷۱±۰.۰۳	۱۴±۳	۴۶±۴
Veis	VIS	۴۶.۸۵۳	۳۴.۵۲۵	۱۸۰۹	۶.۳۳±۰.۰۵	۸.۰۶±۰.۰۶	۳.۵۸±۰.۰۵	۴.۶۷±۰.۰۳	۹±۳	۴۰±۵
Laien	LIN	۴۶.۹۶۳	۳۴.۹۱۹	۱۹۴۰	۶.۲۵±۰.۰۳	۸.۰۸±۰.۰۸	۳.۶۴±۰.۰۱	۴.۶۷±۰.۰۳	۱۰±۳	۴۱±۵
Sanandaj	SNGE	۴۷.۳۴۶	۳۵.۰۹۳	۳۱۳۰	۶.۳۳±۰.۰۴	۸.۰۹±۰.۰۹	۳.۶۶±۰.۰۳	--	۱۳±۳	۴۶±۳
		سرعت متوسط (km/s) و ضخامت متوسط (km)			۶.۳۳±۰.۰۸	۸.۰۹±۰.۰۹	۳.۶۶±۰.۰۷	۴.۶۹±۰.۰۳	۱۱±۳	۴۳±۴

جدول۲. مقادیر سرعت و ضخامت لایه‌های پوستهٔ به‌دست آمده از منحنی‌های زمان- مسافت شکل‌های(۱۲) تا (۱۶)

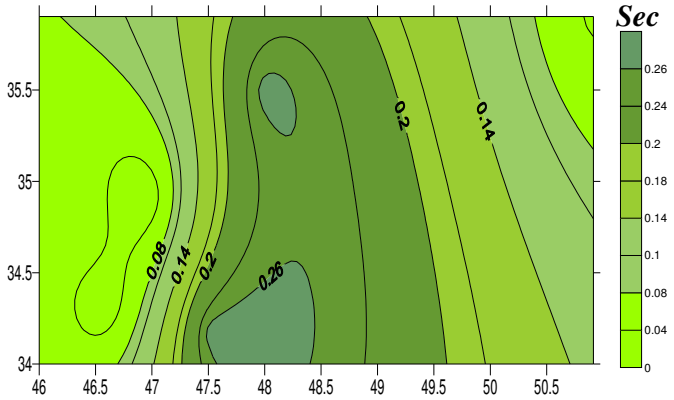
نام مسیر	Vpg (km/s)	Vpn (km/s)	Vsg (km/s)	Vsn (km/s)	ژرفای ناپیوستگی کنراد (km)	ژرفای ناپیوستگی موهو (km)
DHR-GHG	۶.۳۴±۰.۰۶	۸.۱۳±۰.۱۱	۳.۵۹±۰.۰۴	۴.۷۱±۰.۰۳	۹±۳	۴۳±۴
DHR-VIS-BZA	۶.۳۶±۰.۰۵	۸.۰۶±۰.۱۰	۳.۵۷±۰.۰۶	۴.۷±۰.۰۳	۱۱±۳	۴۱±۴
GHG-KOM	۶.۱۶±۰.۱۷	۸.۰۷±۰.۰۶	۳.۷۶±۰.۱۴	۴.۶۹±۰.۰۱	۱۳±۳	۴۴±۴
DHR-LIN-SNGE	۶.۳۶±۰.۰۴	۸.۱۳±۰.۰۶	۳.۶۱±۰.۰۵	۴.۷۳±۰.۰۱	۱۰±۳	۴۴±۳
GHG-VIS-SNGE	۶.۳۳±۰.۰۴	۸.۰۸±۰.۰۷	۳.۶۳±۰.۰۳	۴.۶۹±۰.۰۱	۱۱±۳	۴۳±۳
سرعت متوسط (km/s) و ضخامت متوسط (km)	۶.۳۳±۰.۰۶	۸.۰۸±۰.۰۶	۳.۶۳±۰.۰۵	۴.۷۱±۰.۰۱	۱۱±۳	۴۳±۳

جدول ۳. نتایج حاصل از مدل‌سازی اولین رسیدهای موج‌های P

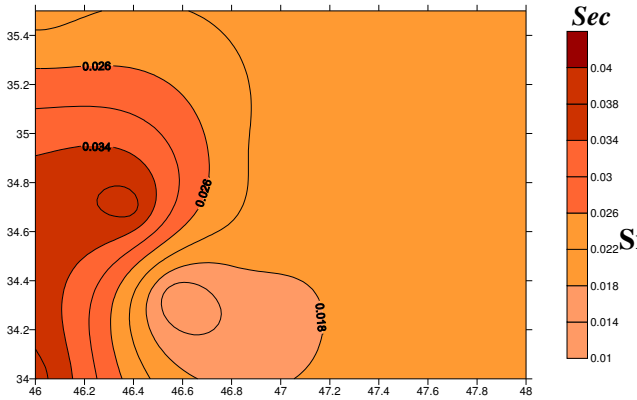
شماره لایه	ضخامت لایه (km)	سرعت موج تراکمی (km/s)
1	*11±2*	*6.23±0.07*
2	*43±3*	*8.08±0.08*



شکل ۱۹. نقشهٔ خطای RMS فاز Pn بر حسب ثانیه در منطقهٔ پژوهش



شکل ۲۰. نقشهٔ خطای RMS فاز Sg بر حسب ثانیه در منطقهٔ پژوهش



شکل ۲۱. نقشهٔ خطای RMS فاز Sn بر حسب ثانیه در منطقهٔ پژوهش

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

نتیجه‌گیری

با توجه به این‌که مقادیر اولیه متغیرهای مدل‌سازی در این پژوهش از قرائت نگاشت‌های واقعی زمین‌لرزه‌ها و تحلیل منحنی‌های زمان- مسافت مربوط به آن‌ها تعیین شدند. نتایج به‌دست آمده را می‌توان به‌عنوان مدل اولیهٔ مطمئنی برای استفاده در مدل‌سازی‌های دقیق پوسته به کار برد. در این تحقیق مقادیر سرعت و عمق به دست آمده برای لایه‌های تشکیل دهندهٔ پوستهٔ در منطقهٔ غرب ایران تطابق خوبی را با نتایج بررسی‌های قبلی در ایران نشان می‌دهد. همچنین حدود این مقادیر با نتایج بررسی‌های پوسته در مقیاس جهانی نیز هم‌خوانی دارد. بر اساس این بررسی سرعت موج P در منطقهٔ غرب ایران در پوسته ۶/۲۳±۰/۰۷ و در گوشتهٔ بالایی ۸/۰۸±۰/۰۸ کیلومتر بر ثانیه و متوسط ژرفای ناپیوستگی‌های کنراد و موهو در منطقهٔ پژوهش ۱۱±۲ و ۴۳±۳ کیلومتر تعیین شد. به دلیل عدم قطعیت موجود در تعیین زمان رسید موج‌های S در روی لرزه‌نگاشت‌ها، از این رو امکان تعیین سرعت دقیق در لایه‌ها میسر نشد. ولی مقادیر سرعت موج S در پوسته و گوشتهٔ بالایی در منطقهٔ پژوهش به ترتیب ۳/۶۴±۰/۰۶و ۴/۷۰±۰/۰۱ کیلومتر بر ثانیه به دست آمد. بر اساس محاسبات انجام شده در این پژوهش حداقل خطای RMS نیز ۰/۰۱ ثانیه به دست آمد. مدل پوسته حاصل با نتایج پژوهش‌های پوسته به روش گرانی‌سنجی [۳۴] در این منطقه نیز مطابقت دارد.

منابع

1. T. Lay and T.C. Wallace, Modern global seismology, Academic press, U.K., (1995).
2. O. Kulhanek, Anatomy of seismograms, Elsevier Scientific publishers, Amsterdam., (1990).
3. R.L. McCollum and R. S. Crosson, An array study of upper mantle velocity in Washington State, Bull. Seism. Soc. Am., 65 (2) (1975) 467-482.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

4. C. A. Zelt and R. M. Ellis, Seismic structure of the crust and upper mantle in the peace River Arch region, Canada, J. Geophys. Res., 94 (B5) (1998) 5729-5744.
5. W. Schuller, I. B. Morozov and S. B. Smithson, Crustal and uppermost mantle structure of northern Eurasia along the profile Quartz, Bull. Soc. Am., 87 (2) (1997) 414-426.
6. R. Franco, Ivera seismic array: a study of continental crust and upper mantle, J. Geophys. Int., 128 (1997) 723-736.
7. W. Gary Chulick, D. Mooney and Shane Detweiler, U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA., (2001).

A. Galve, M. Sapin, A. Hirn, J. Diaz, C. lepin, M. Laigle and J. Gallart, Complex images of Moho and variation of Vp/Vs across the Himalaya and Sounth Tibet, from a joint receiver function and ide angel reflection approach, J. Geophys. Res., 24 (2002) 2182-2186.

8. Al-Lazki, D. Seber, E. Sandvol, T. Niyazi, M. Randa and B. Muawia, Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions, J. Geophys. Res., 30 (24) (2003) 8043.
9. KH. Moazami- Goudarzi, La dispersion des ondes de Rayleight et les structures de la croute et du manteau superieur entre Limousin et Morvan, Theses presentees a la faculte des sciences de I'universite de paris pour obtenir le grade de docteure es sciences physiques., (1968).
10. Akasheh, Travel time residuals in the Iranian plateau, J. Geophy., 41 (1975) 281-288.
11. Asudeh, P_n Velocities beneath Iran, J. Earth & Planetary Science Let., 61 (1982b) 136-142.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

۱۲. ح. زندی فر، مطالعهٔ ساختمان سرعتی پوسته به روش توموگرافی زمین‌لرزه‌های محلی و کاربرد آن در منطقهٔ شمال غرب ایران با استفاده از داده‌های محلی آذربایجان، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، (۱۳۷۷).

۱۳. ف. جوادی، ح.ر، سیاه‌کوهی، مطالعهٔ پوسته در منطقهٔ تهران با استفاده از موج‌های پیکری، ن.فیزیک زمین و فضا، ۲۶ (۱۳۷۹) ۴۷-۵۹.

14.G. Javan and R. Roland, Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions, J. Elsevier., 364 (2003) 115-133.

۱۵. م. قیطانچی، م. میرزایی، مطالعهٔ پوسته در منطقهٔ شمال غرب ایران با استفاده از وارون‌سازی داده‌های زمین‌لرزه، ن.علوم دانشگاه تهران، ۱ (۱۳۸۲) ۱۱۹-۱۴۰.

A. Fatemizadeh and M. Tatar, Estimation of crustal velocity structure of the centeral Zagros Using Refracted waves, J. Geosciences., 60 (2006) 2-11.

16.J. Stocklin, Structural history and tectonics of Iran, A review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (1968) 1229-1258.

17.L.N. Falcon, The geology of the north-east margin of the Arabian basement shield, Science Geology Sections., (1969) 13-15.

۱۸. ه. مطیعی، زمین‌شناسی نفت زاگرس، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۷٤).

۱۹. ع. آقانباتی، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳).

20.N.L. Falcon, Southern Iran, Zagros mountains in Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, Data for orogenic studies, Alpin-Himalayan orogens, Geol. Soc. Lond., Spect. Publ., 4 (1974) 199-211.

21.V.G. Kazmin et al., Structure and evolution of the passive margin of the Eastern Tethys, Tetonophysics, 123 (1986a) 153-179.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]

22.N.L. Falcon, Major earth-flexuring in the Zagros mountain of southwest Iran, J.Geol. Soc. Lond., 4 (1961) 367-376.

23.J. Braud and L.E. Ricou, Laccident du Zagros ou main thrust, un charriage, Et un coulissement, 272 (1971) 203-206.

24.G. Farhoudi, A comparison of Zagros geologyto island arcs, J. GEOL. USA, 86 (1978) 323-334.

25.M. Alavi, Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretation, J. Tectonophysics, 229 (1994).

۲۶. ج. افتخارنژاد، تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه‌های رسوبی، ن. انجمن نفت، ۸۲ (۱۳۵۹) ۱۹–۲۸.

۲۷. م. محجل، م.ر. سهندی، تکامل تکتونیکی پهنهٔ سنندج- سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن، ف. علوم زمین، ۳۱ (۱۳۷۸) ۳۱–۴۱.

28.Asudeh, Seismic structure of Iran from surface and body waves, J. Geophy. R. astr. Soc., 71 (1982a) 715-730.

29.H. H. Rosenbrock, An automatic method for findind the greatest or least value of a function, J. Computer., (1960).

۳۰. ع.ا. اسلامی، بررسی عمق پوستهٔ زمین در غرب و جنوب غربی فلات ایران و سرعت انتشار امواج طولی، ن. فیزیک زمین و فضا، ۲ (۱۳۵۱) ۲–۱۱.

31.M. Tatar, D. Hatzfeld, J. Martinod, A. Walpersdorf, M. Ghafori-Ashtiany and J. Chery, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements, Geophys. Res. Lett., 29 (2003) 1907-1927.

32.G.A. Dehghani, J. Markis, The gravity field and crustal structure of Iran. In geodynamic project (Geotraverse) in Iran, Geol. Surv. Iran. Rep. 51 (1983) 51-68.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.5.6]