

۱ تصویربرداری لرزه‌ای ساختار سه بعدی موج طولی گوشته بالایی ناحیه برخوردی زاگرس با استفاده از ۲ وارون سازی شکل موج-کامل

۳
۴ دانشجو دکتری گروه زلزله شناسی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران، ندا معصومی نیا

۵ دانشیار گروه زلزله شناسی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران، حبیب رحیمی

۶ چکیده

۷
۸
۹ در این تحقیق تمرکز بر بکارگیری روش اجزای طیفی برای شبیه سازی لرزه نگارهای مصنوعی، بکارگیری فن الحاقی و الگوریتم
۱۰ بهینه سازی برودن-فلچر-گلدفارب-شانو (L-BFGS) برای بازسازی ساختار لرزه‌ای موج طولی، در بخش فوقانی گوشته، می-
۱۱ باشد. بدین منظور برای محاسبه لرزه نگاشت‌های مصنوعی از حل چشمه ۳۷ زمین لرزه و مدل زمین لرزه‌ای مشترک (CSEM)
۱۲ استفاده شد. رویکرد چند مقیاسی برای دوره‌های بین ۲۰ تا ۸۰ ثانیه بر روی شکل موج‌های همین زمین لرزه‌ها، برای منطقه زاگرس
۱۳ که متشکل از حاشیه شمال شرقی سکوی عربی، کمربند چین خورده و گسل رانش زاگرس و حاشیه جنوب غربی صفحه اوراسیا
۱۴ می‌باشد، استفاده شد. در این مطالعه با بکارگیری تعداد محدودی شکل موج و با استفاده از روش وارون سازی شکل موج-کامل
۱۵ بک مدل سه بعدی از ساختار لرزه‌ای طول موج بلند بدست آورده شد. با توجه به نتایج برآورد شده، یک تباین سرعتی شدید در
۱۶ بخش فوقانی گوشته سنگ کره و بخش زیرین آن در سرتاسر ناحیه برخورد زاگرس مشاهده می‌شود. این تباین سرعتی می‌تواند
۱۷ نتیجه برهم کنش ساختار گوشته سنگ کره فلات ایران با سکوی عربی در طی مراحل اولیه برخورد قاره به قاره بعد پایان فروانش
۱۸ صفحه اقیانوسی نئوتتیس باشد. تفاوت گستردگی و میزان نفوذ بخش ساختار پرسرعت تر نشان می‌دهد رفتار همگرایی صفحه
۱۹ عربستان به سمت صفحه اوراسیا در زاگرس شمالی با زاگرس مرکزی متفاوت است. در مدل بدست آمده، یک ناهنجاری
۲۰ پرسرعت در زیر بلوک لوت بازیابی شده است و اعوجاج در سرعت موج طولی در زیر ناحیه سنندج سیرجان به عنوان ناحیه بخیه
۲۱ بین دو ساختار زمین ساختی حاشیه جنوب غربی صفحه اوراسیا و حاشیه شمال شرقی سکوی عربی در نظر گرفته می‌شود.

۲۲ کلمات کلیدی: وارون سازی شکل موج-کامل، روش الحاقی، منطقه برخوردی زاگرس، بخش فوقانی گوشته، سرعت موج طولی

۲۳ ۲۴ ۲۵ 3D seismic imaging of P-wave velocity structure for upper-most mantle of the Zagros collision zone using ۲۶ full waveform inversion

۲۷ ۲۸ ۲۹ Abstract

۳۰ Convergence between Arabian and Eurasian plates since the onset of subducting of Neo-Tethys ocean beneath
۳۱ Eurasia in Jurassic (Berberian et al. 1981) until closure in the late Cretaceous (Agard et al. 2005), then
۳۲ continental-continental collision in the late Eocene to Oligocene (Agard et al. 2011) has continued to the

present. Because of the convergence, the Zagros folded zone has formed. So it is a necessary geophysical constraint for assessing the geodynamic evolution of Zagros orogeny. For this, we need a new tomographic model of the lithospheric mantle beneath Zagros, avoiding artifacts in traditional methods, which is the motivation of this study. We report on the first fully three-dimensional (3D) waveform model for P-wave velocity structure beneath the Zagros collision zone using time- and frequency phase misfit. We used regional events which occurred inside the border of the country of Iran. They were recorded between 2012 to early 2016 by three-component sensors with 120s, 240s, and 360s cut-off periods. All used stations belonged to International Institute for Earthquake Engineering and Seismology (IIEES) and the Iranian Seismological Center (IRSC) in Iran. We also incorporated public seismograms from IRIS located in Turkey to satisfy the criterion. The explosion in computational power of the past decades has opened the door for use of the entire seismogram. Therefore, in this study, waveforms of 37 earthquakes were processed and we followed a multiscale approach (Bunks et al., 1995) for periods between 20 and 80 seconds. We started with the first generation of the Collaborative Seismic Earth Model (Fichtner et al. 2018) and applied the adjoint method and the Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno (L-BFGS) optimization algorithm to reconstruct the upper-most mantle P-wave velocity structure. The Zagros collision zone consists of the margin of the Arabian platform —, the Zagros Fold and Thrust Belt — and the margin of the Eurasian Plate — the Iranian microplates. Unlike the required number data in tomography, using the full waveform inversion method was able to calculate a fully three-dimensional waveform model by a limited number of earthquakes, only for structures with long wavelengths. A strong velocity contrast is observed in the upper part of lithospheric mantle and its lower part throughout the Zagros collision zone, and we interpret it as the interaction of the mantle-lithosphere structure of the Iranian plateau with the Arabian platform during early stages of continent-continent collision after the end of subduction of the Netothetis oceanic plate, which indicates the difference in the extent of the higher-velocity structure; So the behavior of the convergence of the Arabian plate towards the Eurasian plate in the northern Zagros is different from the central Zagros. A high-velocity anomaly is resolved beneath the Lut block, and the anomalies in the P-wave velocity beneath the Sanandaj-Sirjan zone are interpreted as a suture zone between two tectonic structures of the southwestern margin of the Eurasian plate and the northeastern margin of the Arabian platform.

Keywords: Full waveform inversion, Adjoint method, Zagros collision zone, Upper-most mantle, P-wave velocity.

۱. مقدمه

زمین یک سیستم پویا و پیچیده است که تقریباً ۴,۵۴ میلیارد سال است که در حال تکامل بوده است (تیلور تیلمن، ۲۰۲۱). شواهد پویایی قوی در سطح آن، به صورت آتشفشان، رانش، گسل و زلزله قابل مشاهده هستند این مشاهدات و پیامدهای خطرناک آن-ها بر شکل گیری جوامع بشری تاثیر گذاشته است. اهمیت درک فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی تکامل سیاره زمین باعث بدست آوردن بینشی در مورد تکامل سیارات دیگر می شود (کورونی، ۲۰۱۸). از این جهت آگاهی از دینامیک سیستم زمین در عمق ضرورت دارد. تاکنون هر شناختی که از درون زمین و مکانیک حرکت آن بدست آمده است، ناشی از مشاهدات زمین شناسی در سطح آن و رصد ژئوفیزیکی غیرمستقیم مانند داده های لرزه ای می باشد. سری های زمانی مربوط به سیگنال های زمین لرزه به عنوان تابعی از ساختار مناطق مختلف در زیر سطح زمین، گوشته و هسته زمین است (لی و والس، ۱۹۹۵). پوسته-سنگ کره زمین در زیر اقیانوس ها از ۵ کیلومتر شروع می شود و این عمق متغیر است تا حدی که در زیر بعضی قاره ها به نهایتاً ۷۵ کیلومتر می رسد (کورونی، ۲۰۱۸). همرفت در گوشته نتیجه انتقال حرارت از سطح هسته خارجی به سمت سطح زمین است، این جریان حرارت سبب بالا رفتن توده های داغ به سمت پوسته می شود، از آنجایی که کشش قطعه فرورانده شده به عنوان نیروی اصلی رانش صفحات زمین ساختی تصور می شود بنابراین قطعه های نزولی از مواد پوسته و بالا آمدن آن توده های داغ رژیم همرفتی در گوشته را سبب می شود (بلوم، ۲۰۱۸). در این راستا، موضوع اصلی این مطالعه بکارگیری رصد ژئوفیزیکی غیرمستقیم جهت تمرکز بروی گوشته بالایی منطقه زاگرس با روش پرتونگاری می باشد.

منطقه مورد مطالعه (شکل، ۱) ما نتیجه برخورد صفحات اوراسیا و عربی می باشد که در ایران سبب کوتاه شدگی و ضخیم شدگی در منطقه برخورد شده است و کمربندهای کوهزایی زاگرس، البرز، کپه داغ و گسلش های امتداد لغز را در داخل صفحه ایران ایجاد کرده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۴). این برخورد هندسه و ساختار پیچیده ای را خلق کرده است طوری که محیط در آنجا

شامل گسل‌ها و توپوگرافی‌ها با سطح تند است (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). این موارد اغلب از نظر لرزه‌ای ناهمسانگرد می‌باشند و برای نمونه به عنوان یک نتیجه، سنگ‌های ترک خورده و شکاف‌هایی می‌باشند که با آب پر شده اند (کوماتیچ و همکاران، ۲۰۰۰) و این نتایج باعث افزایش ناهمگنی در محیط می‌شود. در واقع ناهمگنی‌ها عامل تغییرات در انتشار سرعت امواج لرزه‌ای می‌شوند (لی و والس، ۱۹۹۵) و بدست آوردن مدلی برای داخل زمین، نمایشی از نواحی می‌باشد که ترکیبات در آنجا متفاوت هستند. علیرغم اهمیت بدست آوردن چنین مدلی، تغییرات سرعتی در داخل زمین مدت‌ها است در فضای دو بعدی (رحمانی و همکاران، ۲۰۱۹)، شبه سه بعدی (محمدی و همکاران، ۲۰۲۰) و سه بعدی (طالبی و همکاران، ۲۰۲۰، علی‌نقی و همکاران، ۲۰۰۷، مگی و همکاران، ۲۰۰۵) براساس تئوری پرتو و تئوری پاشش امواج سطحی بدست آمده‌اند. در واقع این روش‌ها تاکنون برای کاوش فضای داخلی زمین در ترکیب با محدودیت‌های منابع محاسباتی سبب شده بود که نتوانیم اطلاعات یک لرزه‌نگاشت کامل را استخراج کنیم. هدف تحقیق ما بکارگیری پیشرفت‌های اخیر روش کاملاً عددی و قدرت محاسباتی می‌باشد که در جعبه ابزار زلزله‌شناسی در دهه اخیر وارد شده است. از این روش توپوگرافی شکل‌موج-کامل را در مقیاس منطقه‌ای برای بدست آوردن ساختار گوشته-سنگ‌کره در منطقه برخورد پیاده‌سازی می‌کنیم. این روش برای داده‌های محلی، منطقه‌ای و دورلرز جهت بدست آوردن ساختارهای محلی و منطقه‌ای و عمیق به ترتیب در پژوهش‌ها بکار برده شده‌است. برای مثال، ساختار گوشته بالایی اروپا (ژو و همکاران، ۲۰۱۲ب)، توپوگرافی سه-بعدی پوسته کالیفرنیا جنوبی (تیپ و همکاران، ۲۰۱۰)، ساختار گوشته بالایی در ناحیه استرالیا (فیحنر و همکاران، ۲۰۰۹ب)، ساختار عمیق ناحیه گسلی آناتولی شمالی (فیحنر و همکاران، ۲۰۱۳ الف)، ساختار ناهمسانگرد شعاعی برای گوشته بالایی استرالیا (فیحنر و همکاران، ۲۰۱۰)، به قید درآوردن ناهمسانگردی، الاستیسیته و غیرالاستیسیته گوشته بالایی بوسیله ژو (۲۰۱۵)، میرایی لرزه‌ای زیر آتلانتیک شمالی و اروپا (ژو و همکاران، ۲۰۱۳) و مدل توپوگرافی گوشته و پوسته مدیترانه (فیحنر و ویلاسرنر، ۲۰۱۵) بوسیله روش المان طیفی در ترکیب با تکنیک الحاقی تاکنون بدست آورده شده‌اند.

این پیشرفت‌ها سبب شد یک لرزه‌نگاشت کامل (Complete seismogram) بتواند در وارون‌سازی بکار گرفته بشود (کریشر و همکاران، ۲۰۱۵). در این پژوهش با توجه به کیفیت داده‌های شکل‌موج شبکه‌های لرزه‌نگاری دائمی در ایران، تمرکز بر بررسی پتانسیل این داده‌ها در بکارگیری روش‌های پیشرفته در زلزله‌شناسی می‌باشد.

۲. توپوگرافی شکل موج-کامل

جهت کاوش داخل زمین مشاهده‌گرهای لرزه‌ای ایزاری هستند که حساسیت به پیمانهای (modules) سرعتی دارند. مسئله وارون‌سازی لرزه‌ای جهت به دست آوردن مدلی که نمایشگر سه-بعدی از توزیع فضایی مدول‌های سرعتی باشد در این مطالعه بکار برده می‌شود. پیشرفت‌های اخیر در قدرت محاسباتی از جمله ظهور و ادغام محاسبات با شتاب GPU روش متفاوتی برای تصویرکردن ساختار سرعتی پیشنهاد کرده‌است. در پرتونگاری "شکل موج" که اغلب به عنوان "وارونگی شکل موج-کامل" نامیده می‌شود به جای محاسبه زمان رسید فازهای لرزه‌ای خاص، میدان موج لرزه‌ای ناشی از زلزله یا هر نوع منبع دیگری، مدل می‌شود. به این معنی که لرزه‌نگار مصنوعی بدست آمده فیزیک انتشار موج را در برمی‌گیرد، و می‌تواند برای وارون‌سازی جهت بدست آوردن ساختار زمین مورد استفاده قرار بگیرد (تارنتولا، ۱۹۸۶، ۱۹۸۸، ترامپ و همکاران، ۲۰۰۵، فیحنر و همکاران، ۲۰۰۶). در حالی که این روش از لحاظ محاسباتی، محاسبات بیشتری از روش‌های تصویربرداری مبتنی بر پرتو می‌طلبد، اما دارای مزایای مشخصی است. اولاً، نظریه پرتو هندسی، فرکانس‌های بی‌نهایت و مسیرهای پرتو بی‌نهایت باریک را فرض می‌کند، در حالی که داده‌هایی که می‌توانند استفاده شوند دارای فرکانس‌های محدودی هستند. این بدان معنی است که، این نظریه از نظر فنی تنها زمانی معتبر است که طول مقیاس ناهمگونی سه بعدی بسیار بیشتر از طول موج لرزه‌ای باشد (نولت، ۲۰۰۸). مزیت

دیگر روش‌های شکل موج در توانایی آن‌ها برای گنجاندن یکنواخت تمام اطلاعات موجود در لرزه‌نگار می‌باشد، نه فقط ورود فازهای خاص و مشخص. در نتیجه مدل‌های امواج سطحی، امواج درونی، اثرات چشمه، وابستگی فرکانسی، التیام جبهه موج، ناهمسانگردی و تضعیف، به طور طبیعی و منسجم ترکیب می‌شوند.

درواقع، این پیشرفت‌ها همراه با پیشرفت‌های روش‌شناختی، مانند توسعه روش‌های عددی قابل اعتماد (مثلاً روش‌های عناصر طیفی، کماتیچ، ۱۹۹۷) و انواع اندازه‌گیری‌ها برای لرزه‌نگارها مانند توابع غیرمتجانس (misfit functions) دامنه و فاز وابسته به فرکانس و زمان (فیحنر و همکاران، ۲۰۰۸) و تفاوت فاز آنی (Instantaneous phase) و نسبت‌های دامنه بین لرزه‌نگاشت مصنوعی و مشاهده شده (بزداغ و همکاران، ۲۰۱۱)، به ما این امکان را می‌دهد که سرعت موج طولی و برشی را به طور مشترک برای پوسته و گوشته در مقیاس منطقه‌ای حتی مقیاس جهانی تصویر کنیم (تیپ و همکاران، ۲۰۰۹، فیحنر و همکاران، ۲۰۰۹).

۳. داده‌ها

در پرتونگاری به دو دسته داده شامل داده‌های حقیقی و داده مصنوعی نیاز هست. به این صورت که در فرآیند بدست آوردن مدل دلخواه، تابع هدف — تفاوت بین داده حقیقی و داده مصنوعی — در فرآیند بهینه سازی مدل، در فضای مدل کمینه می‌شود. در روش پرتونگاری شکل موج—کامل، داده شامل یک نگاشت لرزه‌ای کامل می‌باشد. در این مطالعه برای داده‌های حقیقی، ۱۵۲ رویداد بزرگتر از ۴/۵ و کمتر از ۶/۹ (کریشر و همکاران، ۲۰۱۵، کریشر، ۲۰۱۷، سیموت و همکاران، ۲۰۱۶ و فیحنر و همکاران، ۲۰۱۵، ۲۰۱۳، ۲۰۱۰) انتخاب شد. انتخاب زمینلرزه‌ها با بزرگی کمتر از ۶/۹ به ما این اجازه را می‌دهد که اثرات چشمه—محدود (Finite-source) را در مدل‌سازی نگاشت لرزه‌ای اغماض کنیم (فیحنر، ۲۰۱۰ و فیحنر و همکاران، ب ۲۰۰۹) چون این اثر تاثیر عمیقی روی نگاشت لرزه‌ای مصنوعی دارد (کریشر، ۲۰۱۷). این داده‌ها مربوط به بازه زمانی بین سال‌های ۲۰۱۲ تا اوایل ۲۰۱۶ میلادی هستند که در محدوده داخلی مرزهای فلات ایران رخ داده بودند. برای داده‌های شکل موج از ایستگاه‌های باند پهن دائمی لرزه‌نگاری موسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) و مرکز لرزه‌نگاری ایران (IRSC) استفاده شده است (شکل، ۲). از آنجایی که یکی از الزامات روش الحاقی، ثبت هر زمین لرزه در چندین ایستگاه می‌باشد، شکل موج‌های ایستگاه‌های شبکه‌های دائمی لرزه‌نگاری عمومی مؤسسات پژوهشی متحد لرزه‌شناسی (IRIS)، که در ترکیه واقع شده بودند برای برآورده کردن این معیار به داده‌ها اضافه گردید. شکل موج‌های ثبت شده براساس معیارهای مردودسازی سراسری (Global rejection Criteria) براساس سطح نوفه و شباهت کلی بین داده مشاهده شده و داده مصنوعی، پاکسازی شدند (کریشر و همکاران، ۲۰۱۹ و ترنستارسون و همکاران، ۲۰۲۱)، اما وجود ایستگاه‌هایی با شکل موج‌های نابهنجار و قطعی در قطار شکل موج (Gap) سبب شد در روند اعمال رویکرد چند مقیاسی، به صورت دستی نگاشت‌های لرزه‌ای در هر باند فرکانسی که، هیچ شباهت کلی بین شکل موج‌های مصنوعی و مشاهده شده آنها وجود نداشت، حذف شوند. از این رو ۷۱ رویداد بزرگتر از ۴/۹ انتخاب شدند. در نهایت تعداد ۳۷ زمینلرزه بعد حذف پس‌لرزه‌ها که شامل ۴۴۵۲ مسیر پرتو منحصر به فرد بود و به ۳۵۹ ایستگاه منفرد رسیده بودند، در فرآیند بهینه سازی مدل، مورد استفاده قرار گرفت. از تمام نگاشت‌های سه مؤلفه‌ای، میانگین پنجره‌های اجزای عمودی ۴۹٫۹۰ درصد و میانگین‌های ۲۹٫۶۹ درصد و ۲۲٫۸۱ درصد به ترتیب مربوط به پنجره‌های مؤلفه شمالی و شرقی می‌باشد. بدیهی است که، کاهش در تعداد رویدادهایی که پردازش می‌شوند، مدل بدست آمده‌ی نسبتاً همواری را پیش‌بینی می‌کنند.

در این مطالعه، نگاشت‌های مصنوعی در محیط سه-بعدي الاستیک مدل زمین لرزه‌ای مشترک (CSEMI) (فیچنر و همکاران، ۲۰۱۸) با استفاده از روش اجزای-طیفي توسعه یافته توسط فیچنر و همکاران (۲۰۰۹ الف) محاسبه شدند. شبیه سازی بوسیله اجرای کد SalvusCompute از بسته نرم افزاری Salvus (آفنیسو و همکاران، ۲۰۱۹) انجام گرفت.

محدوده‌ی تناوبی در نظر گرفته شده برای مجموعه داده‌های حقیقی و مصنوعی بین ۲۰ ثانیه تا ۸۰ ثانیه بود و بهینه‌سازی در چهار باند فرکانسی متوالی ۵۰-۸۰، ۴۰-۸۰، ۳۰-۸۰ و ۲۰-۸۰ هرتز، بر اساس رویکرد چند مقیاسی انجام شد (بونکس و همکاران، ۱۹۹۵). این یک تدبیر خاص در وارون‌سازی می‌باشد که با کاهش پله‌ای حد پایین باند تناوبی در هر دور (Iteration)، همگرایی به سوی کمینه جهانی (Global minimum) هدایت می‌شود و می‌تواند مانع از افتادن در دام حداقل‌های محلی مهم (بلوم و همکاران، ۲۰۲۰) - مدلی که پارامترهای آن در مدل حقیقی که ما به دنبال آن هستیم نباشد - شود. منطق این رویکرد بر این اساس است که در مدل زمین ناهموار، تابع غیرمتجانس (misfit functional) تعداد متعددی کمینه محلی تولید می‌کند، اما این تابع برای مدل‌های هموار دارای کمینه محلی کمتری می‌باشد (فیچنر، ۲۰۱۱). از این رو وارون‌سازی تکراروار با داده بلند-دوره شروع می‌شود، برای بازیابی ساختار بلند-طول موج. زمانی که داده فرکانس-پایین به خوبی توسط مدل بدست آمده توضیح داده شد، تکرار متوقف می‌شود و مدل نهایی به عنوان مدل اولیه برای دوره‌های بعدی تکرار جهت بازیابی ساختار طول-موج کوتاهتر براساس داده پرتو کوتاهتر، در نظر گرفته می‌شود. این تکرار ادامه می‌یابد تا زمانی که شکل موج با بالاترین محتوای فرکانسی برای ساختار طول-موج-کوتاه وارون سازی بشود (فیچنر، ۲۰۱۱؛ فیچنر و همکاران، ۲۰۱۰).

۴. تجزیه و تحلیل وضوح

برآورد عدم قطعیت قوی هنوز یک مشکل برجسته در وارون‌سازی شکل‌موج-کامل است. رویکردهای متعددی پیشنهاد شده است که هر کدام مزایا و معایب خود را دارند. آزمون‌های شطرنجی مصنوعی نتایج واضحی از آنچه می‌توان در غیاب داده‌ها و خطاهای مدل‌سازی به دست آورد، ارائه می‌کند، یعنی عدم قطعیت‌های مرتبط با وارونگی را دست‌کم می‌گیرند. آنها همچنین به چندین شبیه‌سازی اضافی نیاز دارند که نیازهای محاسباتی بالایی دارد (ونر و همکاران، ۲۰۲۲).

برای مطالعات شکل‌موج-کامل که از بهینه‌سازی شیوه (شبه) نیوتن استفاده کرده‌اند، یک گزینه محاسباتی قابل قبول‌تر وجود دارد، زیرا هشین (Hessian) اطلاعات وضوح وارونگی را حمل می‌کند. در بهینه‌سازی L-BFGS (مانند آنچه در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفت)، حاصلضرب ماتریس-بردار ($H\delta m$) با استفاده از تاریخچه گرادیان‌ها و مدل‌ها محاسبه می‌شود (گائو و همکاران، ۲۰۲۱). از همان تاریخچه می‌توان برای محاسبه حاصلضرب ماتریس-بردار استفاده کرد که برای انتخاب صحیح δm ، منجر به یک تابع نقطه-گسترش (point-spread function) می‌شود (فیچنر و همکاران، ۲۰۱۱). با این حال، مسئله این است که این رویکرد هشین را با به‌روزرسانی یک ماتریس اولیه (مثلاً ماتریس همانی) با جمع‌آوری اطلاعات گرادیان‌ها و به‌روزرسانی‌های مدل محاسبه می‌کند. متأسفانه، این منجر به این می‌شود که مناطقی با کمترین وضوح به نظر می‌رسند که وضوح کاملی دارند زیرا در گرادیان‌های آنجا انرژی وجود ندارد، بنابراین ماتریس اولیه به‌روزرسانی نمی‌شود.

روشی که ما انتخاب کردیم این است که $H\delta m = g(m + \delta m) - g(m)$ را با مقایسه گرادیان مدل نهایی و یک گرادیان محاسبه شده با استفاده از یک مدل آشفته شده محاسبه کنیم. اغتشاش به‌عنوان یک الگوی شطرنجی انتخاب شد و حاصلضرب ماتریس-بردار به‌عنوان یک تابع نقطه-گسترش نشان می‌دهد که اگر با استفاده از مجموعه داده‌های مورد استفاده در این مطالعه معکوس شود، آشفتگی چگونه ظاهر می‌شود. مفروضات پشت این روش (L-BFGS) این است که مدل نهایی کمینه

(minimum) است و دورنمای ناسازگاری (misfit) تقریباً درجه دوم است. این روش از فزون برآورد کردن رزولوشن در مناطق با حساسیت کم رنج نمی‌برد، با این حال، از نظر محاسباتی گران‌تر از L-BFGS است زیرا نیاز به محاسبه گرادیان اضافی دارد. در شکل ۳ و ۴ مجموعه‌ای از برش‌های سه‌بعدی در سراسر تابع نقطه-گسترش و اغتشاش نقاط مربوطه ایجاد شده است. ستون سمت چپ یک اغتشاش نقطه‌ای پارامتر موج برشی همسانگرد را در موقعیت‌های مختلف نشان می‌دهد و ستون سمت راست نیز پاسخ پارامتر مدل را به آشفتگی نقطه-گسترش (point-spread) مدل همسانگرد موج برشی را نمایش می‌دهد، که نمایشی از ادراک تاری می‌باشد. میزان آشفتگی نقطه‌ای-محلی، نشان دهنده کیفیت دید شدن ویژگی‌های مدل است. مشاهده می‌کنیم که عدم قطعیت در جاهایی که آشفتگی مقدار صفر را دارد، تابع نقطه-گسترش مقادیر مثبت و یا منفی را به خود می‌گیرد، یعنی آشفتگی صفر به صورت مقادیر غیرصفر ظاهر می‌شود. این پدیده نشان می‌دهد مدل در آن نواحی مقادیر غیرحقیقی را به خود گرفته است که این امر با توجه به تعداد کم داده‌های باقی مانده بعد آنچه در بخش داده (بخش ۲) بر روی داده‌ها اعمال شد قابل انتظار می‌باشد.

۵. نتایج

نتایج مطالعه بدست آمده براساس وارون‌سازی شکل موج-کامل، شامل بازیابی ساختارهای موج طولی با طول موج بلند برای سه بعد کامل در گوشته بالایی (۷۰ تا ۲۰۰ کیلومتر) می‌باشند. در این مطالعه به جای وارون‌سازی پوسته و گوشته به طور مجزا که روش‌های کلاسیک براساس آن عمل می‌کنند وارون‌سازی کل سنگ کره همزمان انجام شده است. اما به علت عدم کیفیت شکل-موج لرزه‌نگارها در فرکانس‌های بالا که می‌توانند پوسته را نمونه برداری کنند، فقط بخش گوشته از سنگ کره قابل تفسیر می‌باشد و پوسته سنگ کره از آن حذف شده است. در این بخش برش‌های عمقی و مقاطع عرضی ساختار سرعتی موج طولی بدست آمده، نمایش داده می‌شود.

۵,۱ تغییرات سه بعدی سرعت موج لرزه‌ای در بخش کم عمق گوشته سنگ کره

به تصویر کشیدن تغییرات سرعت در سه بعد برای ناحیه مورد مطالعه با استفاده از روش اجزای-طیفی که یک روش شبیه‌سازی عددی انتشار موج در مدل‌های پیچیده زمین می‌باشد (فیختر و همکاران، ۲۰۰۹-ث) و فن الحاقی به عنوان یک ابزار قدرتمند در ژئوفیزیک که اجازه محاسبه دقیق مشتق اول مشاهده گر فیزیکی و یا تابع هزینه را نسبت به پارامترهای آن را می‌دهد (فیختر و همکاران، ۲۰۰۶-الف)، بر روی شکل موج‌های ۳۷ رویداد زمین لرزه انجام شد. عدم تجانس فاز (misfit Phase) (فیختر و همکاران، ۲۰۰۸) پنجره‌های زمانی (کریشر و همکاران، ۲۰۱۵) بر روی شکل موج‌ها و شکل موج‌های مصنوعی مربوط به مدل به روز شده از فرآیند تکرار قبلی اندازه‌گیری شده و در طی روند بهینه‌سازی مدل لرزه‌ای زمینه، این مقدار به کمترین حد خود در فضای داده کاهش می‌یابد و بر این اساس یک مدل سه-بعدی از مقادیر مطلق مولفه‌های سرعت موج طولی در فضای مدل بازیابی شد. دو پارامتر، سرعت قطبش عمودی (V_{PV}) و سرعت قطبش افقی (V_{PH}) موج طولی محاسبه شده‌اند. سرعت موج طولی همسانگرد را به طور هم‌ارز، بر حسب میانگین وویگت (Voigt) پارامتر بندی کردیم (پنینگ و رمانویز، ۲۰۰۴):

$$V_P^2 = \frac{V_{PV}^2 + 4V_{PH}^2}{5} \quad (1)$$

شکل ۵، سطح مقطع‌های عمودی در مدل سه-بعدی بدست آمده در عرض ناحیه برخورد حاشیه دو صفحه اوراسیا و سکوی عربی نشان می‌دهد. این مدل یک تباین سرعتی قوی در گوشته بالایی در تمام مقطع‌ها تا عمق ۲۰۰ کیلومتر نشان می‌دهد. در زاگرس شمالی (شکل، ۵ — پروفیل AA') سرعت‌های کوچکتر در گستره ۷,۸-۸,۰ کیلومتر بر ثانیه در زیر کمربند رورانده-چین خورده

۱ زاگرس، گسل اخیر اصلی زاگرس و ناحیه سنندج سیرجان و ایران مرکزی به صورت لایه‌ای بروی ساختار پرسرعت با مقدار ۸,۳
 ۲ کیلومتر بر ثانیه گسترده شده است، که در برش عرضی ۱۰۰ کیلومتر (شکل، ۵-ب) در دو-بعد آن را مشاهده می‌کنیم. در طول
 ۳ منطقه برخورد زاگرس به سمت جنوب شرقی در سطح مقطع‌های عمودی در زاگرس شمالی — پروفیل‌های $BB' - CC'$ — و
 ۴ زاگرس مرکزی — پروفیل‌های $EE' - FF'$ — (شکل، ۵) حد بالای سرعت (۸,۴ کیلومتر بر ثانیه) در نواحی پرسرعت در زیر
 ۵ زاگرس از عمق ۱۰۶ کیلومتر تا ۲۰۰ کیلومتر گوشته را دربر می‌گیرد؛ که در سطح زمین شامل کمر بند رورانده-چین خورده
 ۶ زاگرس، گسل رورانده زاگرس اصلی و گسل اخیر اصلی و ناحیه سنندج سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر و حاشیه ایران
 ۷ مرکزی پوشش می‌دهد.

۸ سرعت‌های موج طولی در زیر حاشیه جنوب غربی صفحه اوراسیا که در مدل محاسباتی ما شامل ایران مرکزی و بخش غربی
 ۹ بلوک لوت می‌شود با کمینه سرعت ۷,۵ کیلومتر بر ثانیه تشکیل یک ناحیه کم سرعت می‌دهد (شکل، ۶-الف) و مقادیر مطلق
 ۱۰ سرعت موج طولی در این ناحیه به طور منظم با عمق افزایش پیدا می‌کند (شکل، ۶-ب، ۶-ج، ۶-د). در عمق ۱۰۰ کیلومتری
 ۱۱ (شکل، ۶-ب) ناهنجاری پرسرعت در حاشیه سکوی عربی نمایان می‌شود که توسط ساختار نسبتاً کم سرعت صفحه اوراسیا و
 ۱۲ سکوی عربی احاطه شده است. زیر ۱۰۰ کیلومتر ساختار سرعتی منطقه به مقدارهای پرسرعت نزدیک می‌شود، طوری که حاشیه
 ۱۳ سکوی عربی مقادیر سرعت ۸,۲-۸,۴ کیلومتر بر ثانیه را دارا می‌باشد.

۱۴ در این روند افزایش سرعت با عمق در حاشیه صفحه اوراسیا همچنین تضاد سرعتی — به این معنی که ناحیه زیر ایران مرکزی
 ۱۵ ساختار کم سرعت تری نسبت به گوشته سنگ کره زاگرس دارد — بین حاشیه دو صفحه زمین ساختی تا عمق ۱۵۰ کیلومتری (
 ۱۶ شکل، ۶-ج) دیده می‌شود. این مشاهده در توافق با مدل نسبی موج طولی بدست آمده بوسیله علی نقی و همکاران (۲۰۰۷)، که
 ۱۷ حاکی از ساختار کم سرعت موج طولی گوشته بالایی در زیر صفحه ایران می‌باشد. از طرف دیگر ناهنجاری کم‌تر پرسرعت در
 ۱۸ زیر ناحیه سنندج سیرجان (۸,۱ کیلومتر بر ثانیه) در سطح مقطع‌های عمودی EE' و FF' (شکل، ۵)، تا عمق ۱۹۰ کیلومتری نفوذ
 ۱۹ کرده است. این ناهنجاری مشاهده شده در توافق با تباین سرعتی قوی دیده شده در زاگرس مرکزی توسط پائول و همکاران
 ۲۰ (۲۰۱۰) می‌باشد. آنها بر این باور بودند که این محل بخیه بین دو صفحه زمین ساختی می‌باشد. وجود ناهنجاری پرسرعت در انتهای
 ۲۱ شمال شرقی این دو برش عمودی در تساوی مقادیر سرعتی نسبی با گوشته سنگ کره در زیر ناحیه کمر بند رورانده-چین خورده
 ۲۲ زاگرس می‌باشد. در انتهای شمال شرقی این سطح مقطع‌های عمودی، سرعت موج طولی در زاگرس مرکزی در عمق زیر ۱۱۰
 ۲۳ کیلومتر، یک ناهنجاری پر-سرعت (H) می‌باشد که در شمال بلوک لوت قرار دارد، در زیر ناحیه سنندج سیرجان، برش‌های
 ۲۴ عمودی موج طولی ناحیه کم-پرسرعت (LH) (۸,۱ کیلومتر بر ثانیه) را می‌بینند. این ساختار کم-پرسرعت (LH) در پروفیل
 ۲۵ DD' در عمق یکسان با گستره وسیع و یکپارچه ای از آن در زیر بلوک ایران مرکزی قرار دارد. که به طور مشابه در برش عمودی
 ۲۶ BB' به صورت وسیع‌تر در عمق کمتر در شمالی‌ترین بخش ایران مرکزی در عمق کمتر ۱۰۶ کیلومتر. اگر ساختار پرسرعتی که در
 ۲۷ مقطع افقی شکل، ۶-ج را در مقاطع عمودی پروفیل‌های AA' تا FF' دنبال کنیم متوجه می‌شویم که همواره وجود داشته اما رفتار
 ۲۸ متفاوتی در طول زاگرس داشته است، مثلاً در پروفیل CC' این ساختار تا نزدیک بخش جنوبی البرز دیده می‌شود. در پروفیل GG'
 ۲۹ در جنوب زاگرس ساختار کم سرعت LV در عمق ۱۵۰ کیلومتر هم دیده می‌شود (شکل، ۶-ج) نشان می‌دهد ساختار زمین در این
 ۳۰ بخش ناحیه زاگرس کمر بند رورانده-چین خورده زاگرس باعث کاهش سرعت موج طولی می‌شود. ما مشاهده می‌کنیم در پروفیل
 ۳۱ AA' و GG' ساختار سرعتی کم-سرعت LV در عمق‌های بیشتری دیده شده اند، به عبارتی ضخامت لایه گوشته با مقادیر سرعت
 ۳۲ کمتر از ۸ کیلومتر بر ثانیه دارای میانگین ضخامت بیشتر — ۷۰ کیلومتر — هستند در حالی که لایه خیلی-کم سرعت HLV تمام
 ۳۳ مقاطع عمودی BB' تا FF' بالای گوشته را پوشش می‌دهد.

۶. بحث و فرجام

۱ کیفیت داده‌های شکل‌موج شبکه‌های IRSC و IEES نسبت به دقت مورد نیازی که در روش وارون‌سازی شکل‌موج-کامل،
۲ مورد نیاز است، نبود، با این حال با پیاده‌سازی روش عددی وارون‌سازی شکل‌موج-کامل برای ساختار کم عمق گوشته‌ی سنگ-
۳ کره زاگرس (۷۰-۲۰۰ کیلومتر) توانستیم که تنها ساختارهای طول‌موج-بلند (Long_wavelength) را بدست بیاوریم. ما یک مدل
۴ جدید سه-بعدي از مقادیر همسانگرد سرعت موج طولی که در عبور از گوشته کم عمق سنگ کره منطقه برخورد قاره- قاره در
۵ امتداد رشته کوه زاگرس، به خود می‌گیرد را بدست آوردیم. برای به دست آوردن این مدل شکل موج سه-بعدي ساختار سرعتی
۶ موج طولی، داده‌های زلزله منطقه‌ای را، با اندازه‌گیری‌های فاز (فیچرز و همکاران، ۲۰۰۸) تجزیه و تحلیل کردیم. هدف ما این بود
۷ که بینش مفیدی برای مسایل کاربردی بدست آوریم. ما توانستیم ساختارها با طول موج بلند را برای مدل سرعتی موج طولی
۸ همسانگرد با توجه کیفیت محتوای فرکانسی شکل موج‌ها بدست بیاوریم.
۹ منطقه زاگرس تقریباً در ۱۲ میلیون سال پیش در فلات ایران و ترکیه شکل گرفت و به سمت جنوب شرقی پیشرفت کرد. این ناحیه
۱۰ ناشی از آخرین مرحله بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است که برخورد بین اوراسیا و صفحه عربستان را شکل داد. تحلیل و بررسی
۱۱ مطالعه شکل‌موج‌های منطقه‌ای برای ناحیه زاگرس نشان داد گوشته کم عمق زیر صفحه ایران دارای ساختار کم سرعت تر تا عمق
۱۲ ۱۵۰ کیلومتری می‌باشد و در اعماق بین ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر آن ساختار به پرسرعت تغییر می‌کند. این مطالعه تاکید کرد که
۱۳ سرعت موج طولی در حاشیه سکوی عربی سریعتر از حاشیه جنوب غربی صفحه اوراسیا - خرد صفحه‌های ایران - می‌باشد. این
۱۴ تباین در مطالعات قبلی در مدل‌های بدست آمده برای ساختار موج طولی، مشاهده شده است (علی‌نقی و همکاران، ۲۰۰۷ و پائول
۱۵ و همکاران ۲۰۱۰). با توجه به تعریف ناحیه بخیه در زمین‌شناسی ساختاری، اتصال واحدهای زمین ساختی متفاوت، از نظر
۱۶ تاریخچه‌های زمین‌ساختی، دگرذیسی و دیرینه جغرافیایی صفحه‌ای، متفاوت می‌باشد که در امتداد یک منطقه گسلی اتفاق می‌افتد.
۱۷ مطالعه ما به خوبی تضاد سرعتی در ناحیه بخیه بین بخش‌های کم عمق گوشته دو صفحه زمین ساختی را نشان می‌دهد. مدل بدست
۱۸ آمده آشکار می‌کند گوشته پرسرعت بخش بالایی سنگ کره حاشیه سکوی عربی به سمت شمال شرقی به زیر نواحی SSZ و
۱۹ UDMA و ایران مرکزی در زاگرس شمالی و جنوبی توسعه پیدا می‌کند، درحالی که کاویانی و همکاران (۲۰۰۷) تنها در برش
۲۰ عمودی که منطبق بر برش عمقی ما در جنوب زاگرس می‌باشد آن را تایید می‌کند.
۲۱ در واقع ما مشاهده می‌کنیم رفتار ساختار زیر کمر بند چین خورده-رورانده زاگرس در سراسر طول رشته کوه زاگرس موج طولی
۲۲ سرعت بالا را نشان می‌دهد، اما حاشیه جنوب غربی اوراسیا در طول ناحیه بخیه زاگرس-بیتلیس یکسان رفتار نمی‌کند. آنچه در
۲۳ تمام پروفیل‌ها مشترک است حضور یک لایه از گوشته-سنگ کره با سرعت کم هست که متصل به حاشیه صفحه اوراسیا می‌با-
۲۴ شد. از طرفی دیگر مدل بدست آمده ما آشکار می‌کند ساختار سرعتی موج طولی خرد صفحات تشکیل دهنده حاشیه جنوب
۲۵ غربی صفحه اوراسیا، بلوک لوت و ایران مرکزی به ترتیب پرسرعت و با سرعت کم تر هستند.
۲۶ آنچه در این مدل کاملاً منطقی به نظر می‌رسد روند افزایش سرعت با عمق می‌باشد. از آنجا که موج طولی و موج عرضی خواص
۲۷ ارتجاعی (Elastic propeties) متفاوتی باهم دیگر دارند، از این رو به علت فقدان بخشی از اطلاعات اضافه‌ای که از مطالعه
۲۸ همراه با موج عرضی وجود دارد (شریف و گلدارت، ۱۹۹۵)، تشخیص مرز سنگ کره و سست کره در این مدل قابل بازیابی نبود.
۲۹ در زاگرس مرکزی رفتار در زیر ناحیه سندنجد سیرجان وجود مرز بین بلوک لوت و سکوی عربی وجود ناهنجاری کم سرعت می-
۳۰ باشد.
۳۱ در طول رخ‌نمون همگرایی صفحه عربی به سمت اوراسیا، اگر رخ‌نمون این همگرایی در سطح زمین گسل‌های رورانده زاگرس و
۳۲ گسل اخیر اصلی زاگرس باشد؛ مشاهده می‌کنیم که پروفیل AA' ناهنجاری پرسرعتی را زیر تالش نشان می‌دهد که این ساختار
۳۳ طبق برش افقی در عمق ۱۵۰ کیلومتری (شکل، ۶-ج) متصل به ساختار پرسرعت حاشیه سکوی عربی می‌باشد. این ساختار در
۳۴

۱ پروقیل BB' و سپس CC' وسیعتر و مقادیر سرعت در اعماق کم تر بیشتر می شوند. وجود این ساختار در زیر حاشیه جنوب غربی
 ۲ اوراسیا بخشی از فرآیند اولیه برخورد قاره به قاره می باشد که باعث ایجاد سنگ کره سرد می شود (مگی و پرستلی، ۲۰۰۵).
 ۳ در زاگرس مرکزی (پروفیل های DD' ، EE' و FF') ساختار کم سرعت تر در زیر ناحیه سنندج سیرجان همان ناهنجاری کم
 ۴ سرعت می باشد که پاتول و همکاران (۲۰۱۰) آن را محل زون بخیه در مدل سرعت نسبی موج طولی بدست آمده پیشنهاد دادند.
 ۵ وجود یک ناهنجاری با مقادیر سرعت یکسان در زیر بلوک لوت (در انتها الیه شمال شرقی پروفیل های DD' ، EE' و FF') می-
 ۶ تواند دو علت داشته باشد از یک طرف می تواند همان اثر برخورد قاره به قاره باشد که در بالا اشاره شد و یا گسترش گوشته بالایی
 ۷ سنگ کره سکوی عربی به زیر صفحه اوراسیا باشد (پاتول و همکاران، ۲۰۱۰). ناحیه نسبتا کم سرعت در پروفیل جنوبی (GG')
 ۸ (شکل، ۵) در عمق ۱۵۰ کیلومتری (شکل، ۶) در بخشی از صفحه اوراسیا نشان می دهد که این بخش از گوشته فلات ایران تحت
 ۹ تاثیر برخورد قاره-قاره قرار نگرفته است.
 ۱۰ مدل ما نشان میدهد در عمق ۷۰ کیلومتر منطقه اوراسیا تا شمال شرقی صفحه ترکیه، موج طولی در منطقه با سرعت کم و در یک
 ۱۱ روند افزایش سرعت با عمق، در عمق ۲۰۰ کیلومتری ساختار سرعتی حاشیه این دو صفحه زمین ساختی مقادیر سرعتی بالایی را به
 ۱۲ خود می گیرد.

References

- ۱۵
 ۱۶ Afanasiev, M., Boehm, C., van Driel, M., Krischer, L., Rietmann, M., May, D.A., Knepley, M.G., Fichtner, A.
 ۱۷ (2019). Modular and flexible spectral-element waveform modeling in two and three dimensions. *Geophys. J. Int.*,
 ۱۸ 216, 1675–1692.
 ۱۹ Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F. (2005). Convergence history across Zagros (Iran): constraints
 ۲۰ from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 401–419.
 ۲۱ Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., Wortel,
 ۲۲ R. (2011). Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148, 692–725.
 ۲۳ Alinaghi, A Koulakov, I., Thybo, H. (2007). Seismic tomographic imaging of P- and S-waves velocity
 ۲۴ perturbations in the upper mantle beneath Iran. *Geophys. J. Int*, 169, 1089–1102.
 ۲۵ Allen, M., Jackson, J., Walker, R. (2004). Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the
 ۲۶ comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23.
 ۲۷ Berberian, F., Berberian, M. (1981). *ectono-Plutonic Episodes in Iran. In Zagros Hindu Kush Himalaya*
 ۲۸ *Geodynamic Evolution*(eds H.K. Gupta and F.M. Delany). AGU.
 ۲۹ Blom, N. (2018). Towards imaging density using waveform tomography. *doctoral thesis, University of Utrecht*.
 ۳۰ Blom, N., Alexandra, G., Alexey, Fichtner, A. (2020). Dataset for Seismic waveform tomography of the Central
 ۳۱ and Eastern Mediterranean upper mantle. *Solid Earth*, 11.
 ۳۲ Bozdağ, E., Trampert, J., Tromp. (2011). Misfit functions for full waveform inversion based on instantaneous
 ۳۳ phase and envelope measurements. *Geophys. J. Int*, 185, 845–870.
 ۳۴ Bunks, C., Saleck, F. M., Zaleski, S., Chavent, G. (1995). Multiscale seismic waveform inversion. *Geophysics*,
 ۳۵ 60, 1457–1473.
 ۳۶ Fichtner, A. (2011). Full seismic waveform modelling and inversion. *Springer-Verlag*, 350.
 ۳۷ Fichtner, A., Bunge, H-P., Igel, H. (2006a). The adjoint method in seismology – I. *Theory. Phys. Earth Planet.*
 ۳۸ *Int*, 157, 86–104.

- ١ Fichtner, A., Kennett, B. L., Igel, H., & Bunge, H. P. (2008). Theoretical background for continental-
٢ and global-scale full-waveform inversion in the time–frequency domain. *Geophysical Journal*
٣ *International*, 175(2), 665-685.
- ٤ Fichtner, A., Kennett, B. L. N, Igel, H., Bunge, H-P. (2009a). Spectral-element simulation and inversion of
٥ seismic waves in a spherical section of the Earth. *J. Numer. Anal. Ind. Appl. Math*, 4, 11–22.
- ٦ Fichtner, A., Kennett, B.L., Igel, H., Bunge, H-P. (2009b). Full seismic Waveform tomography for upper-mantle
٧ structure in the Australasian region using adjoint methods. *Geophysical Journal International*, 179, 1703-1725.
- ٨ Fichtner, A., Igel, H., Bunge, H. P., & Kennett, B. L. (2009c). Simulation and inversion of seismic wave
٩ propagation on continental scales based on a spectral-element method. *Journal of Numerical Analysis, Industrial*
١٠ *and Applied Mathematics*, 4(1-2), 11-22.
- ١١ Fichtner, A., Kennett, B.L., Igel, H., Bunge, H-P. (2010). Full waveform tomography for radially anisotropic
١٢ structure: new insights into present and past states of the Australasian upper mantle. *Earth and Planetary*
١٣ *Science Letters*, 290, 270-280.
- ١٤ Fichtner, A. (2010). Full seismic waveform inversion for structural and source parameters (Doctoral
١٥ dissertation, lmu).
- ١٦ Fichtner, A., Saygin, E., Taymaz, T., Cupillard, P., Capdeville, Y., Trampert, J. (2013a). The deep structure of
١٧ the North Anatolian fault zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 373, 109-117.
- ١٨ Fichtner, A., van Herwaarden, D.-P., Afanasiev, M., Simute, S., Krischer, L., Cubuk-Sabuncu, Y., Taymaz, T.,
١٩ Colli, L., Saygin, E., Villasenor, A., Trampert, J., Cupillard, P., Bunge, H.-P., Igel, H. (2018). The Collaborative
٢٠ Seismic Earth Model: Generation I. *Geophysical Research Letters*, 45.
- ٢١ Fichtner, A., Villaseñor, A. (2015). Crust and upper mantle of the western Mediterranean–Constraints from full-
٢٢ waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters* , 428, 52-62.
- ٢٣ Gao, Y., Tilmann, F., van Herwaarden, D.-P., Thrastarson, S., Fichtner, A., Heit, B. (2021). Full waveform
٢٤ inversion beneath the Central Andes: Insight into the dehydration of the Nazca slab and delamination of the
٢٥ back-arc lithosphere. . *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126.
- ٢٦ Kaviani, A., Paul, A., Bourova, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H., Mokhtari, M. (2007). A strong seismic velocity
٢٧ contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran). *Geophys. J. Int*, 171, 399–410.
- ٢٨ Komatitsch, D. (1997). Méthodes spectrales et éléments spectraux pour l'équation de l'élastodynamique 2Det
٢٩ 3D en milieu hétérogène. *Thèse de doctorat de l'Université Paris 7*.
- ٣٠ Komatitsch, D., Barnes, C., Tromp, J. (2000). Simulation of anisotropic wave propagation based upon a spectral
٣١ element method. *Geophysics*, 65, 1251-1260.
- ٣٢ Koroni, M. (2018). Studying global discontinuities using full waveforms. *doctoral thesis, University of Utrecht*.
- ٣٣ Krischer, L. (2017). Scaling full seismic waveform inversions [Doctoral dissertation, LMU MünChen].
- ٣٤ Krischer, L., Fichtner, A., Zukauskaitė, S., Igel, H. (2015). Large-scale seismic inversion framework. *Seis. Res.*
٣٥ *Lett*, 86, 1198-1207.
- ٣٦ Lay, T. and Wallace, T. (1995). *Modern Global Seismology*. Elsevier Science. Retrieved from
٣٧ <https://www.perlego.com/book/1827845/modern-global-seismology-pdf>
- ٣٨ Lévêque, J.J., Rivera, L., Wittlinger, G. (1993). On the use of the checkerboard test to assess the resolution of
٣٩ tomographic inversions. *Geophys. J. Int*, 115, 313–318.
- ٤٠ Maggi, A., Priestley, K. (2005). Surface waveform tomography of the Turkish–Iranian plateau. *Geophysical*
٤١ *Journal International*, 160, 1068-1080.
- ٤٢ Mohammadi, N., Gholami, A., Rahimi, H., Abdelkrim, A. (2020). Simultaneous tomography of all periods in
٤٣ surface wave analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 298.

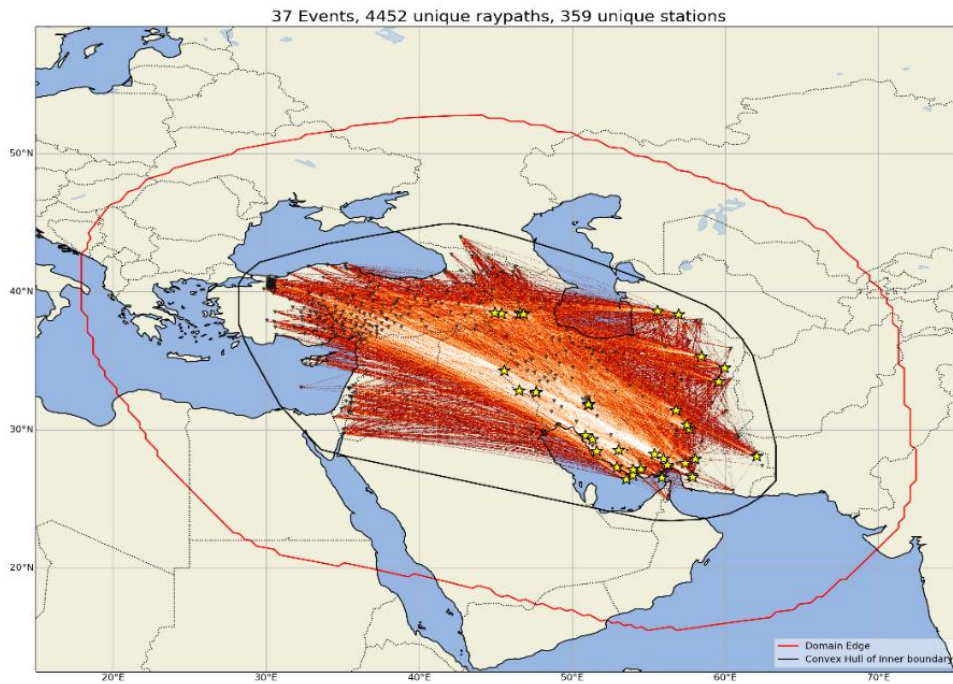
- 1 Nolet, G. (2008). *A breviary of seismic tomography*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- 2 Panning, M., and B. Romanowicz. (2006). A three-dimensional radially anisotropic model of shear velocity in
3 the whole mantle. *Geophys. J. Int.*, 167, 361–379.
- 4 Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Tatar, M., Pequegnat, C. (2010). Seismic imaging of the lithospheric
5 structure of the Zagros mountain belt (Iran). In: Leturmy, P., Robin, C. (Eds.), *Tectonic and Stratigraphic*
6 *Evolution of Zagros and Makran During the Meso Cenozoic*. *Geological Society, London, Special Publications*,
7 330, 5–18.
- 8 Rahmani, M., Motaghi, K., Ghods, A., Sobouti, F., Talebian, M., Ai, Y. and Chen, L. (2019). Deep velocity
9 image of the north Zagros collision zone (Iran) from regional and teleseismic tomography. *Geophysical Journal*
10 *International*, 219, 1729-1740.
- 11 Sheriff, R., & Geldart, L. (1995). *Exploration Seismology* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
12 doi:10.1017/CBO9781139168359
- 13 Simuté, S., Steptoe, H., Cobden, L., Gokhberg, A., & Fichtner, A. (2016). Full-waveform inversion of the
14 Japanese Islands region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(5), 3722-3741.
- 15 Talebi, A., Koulakov, I., Moradi, A., Rahimi, H., Gerya, T. (2020). Ongoing formation of felsic lower crustal
16 channel by relamination in Zagros collision zone revealed from regional tomography. *Scientific Reports*, 10, 1–
17 7.
- 18 Tape, C., Liu, Q., Maggi, A., and Tromp, J. (2009). Adjoint tomography of the southern California crust.
19 *Science*, 325, 988–992.
- 20 Tape, C., Liu, Q., Maggi, A., Tromp, J. (2010). Seismic tomography of the southern California crust based on
21 spectral-element and adjoint methods. *Geophysical Journal International*, 180, 433-462.
- 22 Tarantola, A. (1988). Theoretical background for the inversion of seismic waveforms, including elasticity and
23 attenuation. *Pure Appl. Geophys.*, 128, 365–399.
- 24 Tarantola, A. (1984). Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation. *Geophysics*, 49, 1259–
25 1266.
- 26 Tarantola, A. (1986). A strategy for nonlinear elastic inversion of seismic reflection data. *Geophysics*, 51, 1893–
27 1903.
- 28 Taylor Tillman, N. (2021). *How old is Earth?* Retrieved from www.space.com: [https://www.space.com/24854-](https://www.space.com/24854-how-old-is-earth.html)
29 [how-old-is-earth.html](https://www.space.com/24854-how-old-is-earth.html);
- 30 Thrastarson, S., van Herwaarden, D-P., Krischer, L., Fichtner, A. (2021). LASIF: LARge-scale Seismic
31 Inversion Framework, an updated version. *EarthArXiv*.
- 32 Tromp, J., Tape, C. & Liu, Q. (2005). Seismic tomography, adjoint methods, time reversal, and banana-donut
33 kernels, *Geophys. J. Int.* *Geophys. J. Int.*, 160, 195–216.
- 34 Wehner, D., Blom, N., Rawlinson, N., Daryono, , Böhm, C., Miller, M. S. (2022). SASSY21: A 3-D seismic
35 structural model of the lithosphere and underlying mantle beneath Southeast Asia from multi-scale adjoint
36 waveform tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127.
- 37 Wright, Nocedal and. (2006). *Numerical Optimization, 2nd edition*. Springer Science.
- 38 Zhu, H., Bozdağ, E., Duffy, T.S., Tromp, J. (2013). Seismic attenuation beneath Europe and the North Atlantic:
39 implications for water in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*. 381, 1-11.
- 40 Zhu, H., Bozdağ, E., Peter, D., Tromp, J. (2012b). Structure of the European upper mantle revealed by adjoint
41 tomography. *Nature Geoscience*, 5, 493-498.
- 42 Zhu, H., Bozdağ, E., Tromp, J. (2015). Seismic structure of the European upper mantle based on adjoint
43 tomography. *Geophysical Journal International*, 201, 18-52.

۱
۲
۳
۴
۵
۶
۷
۸
۹
۱۰



۱۱
۱۲
۱۳
۱۴
۱۵
۱۶
۱۷
۱۸
۱۹
۲۰
۲۱
۲۲

شکل ۱. موقعیت نئوتکتونیک سیستم زاگرس - بیتلیس شامل دو گسل اصلی اخیر (MRF) و رانش اصلی زاگرس (MZT) (خطوط سیاه ضخیم)، کمربند چین خورده و تراست زاگرس (منطقه بژ)، و آتشفشان کواترنر (لوزی قرمز) است.



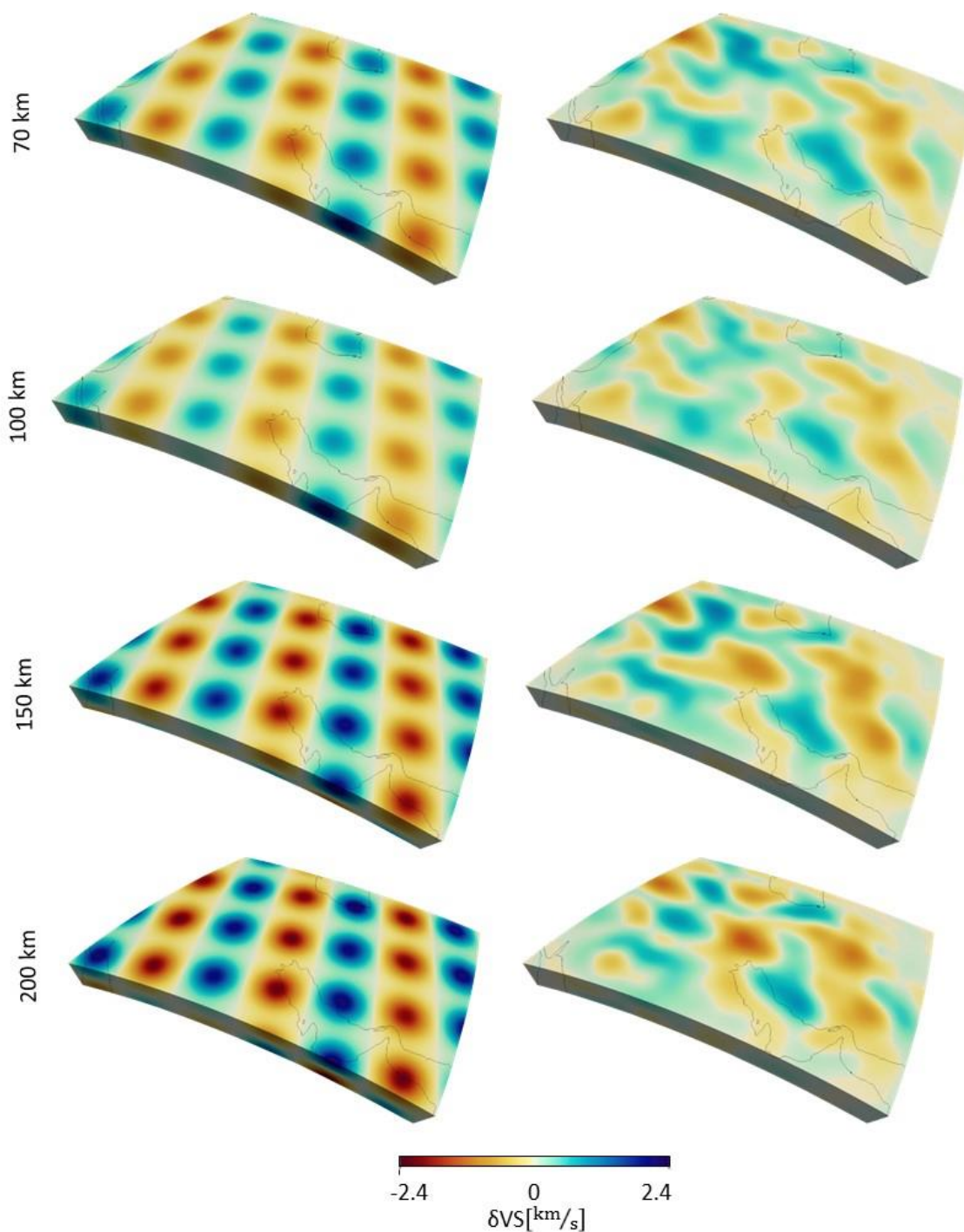
۱
۲
۳
۴
۵
۶
۷
۸
۹
۱۰
۱۱

شکل ۲. توزیع منبع - گیرنده در سیستم زاگرس - بیتلیس. موقعیت ایستگاه های لرزه‌نگاری (مثلث های وارونه) و کانون‌های ۳۷ زمین لرزه در مجموعه داده‌های منطقه ای داخل ایران (ستاره های زرد) مورد استفاده در وارونگی توموگرافی. حوزه محاسباتی (computational domain) با مرز بیرونی (منحنی بسته قرمز) و مرز داخلی (خط سیاه یک‌دست) تعیین می شود.

انجمن علمی پژوهشی

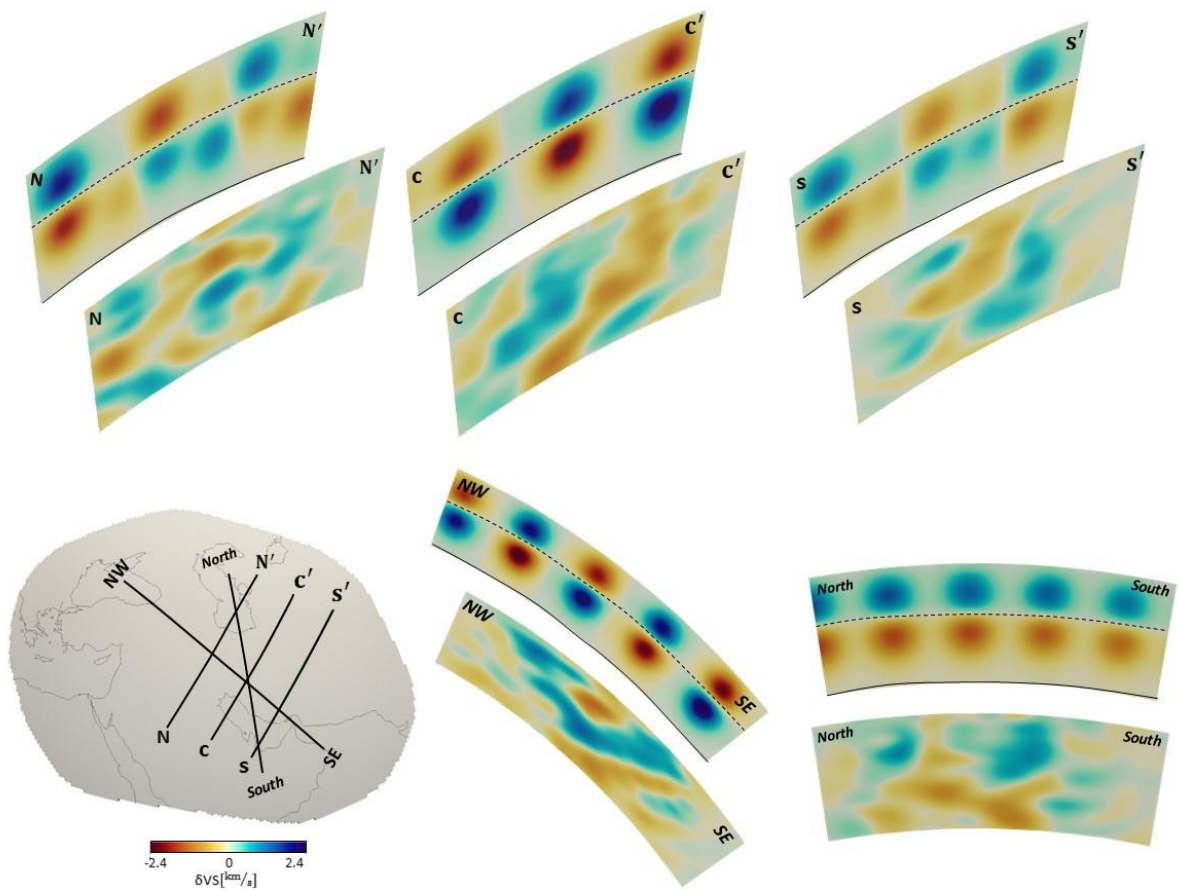
Arbitrary perturbed model

Point spread function



۱
۲
۳
۴
۵
۶

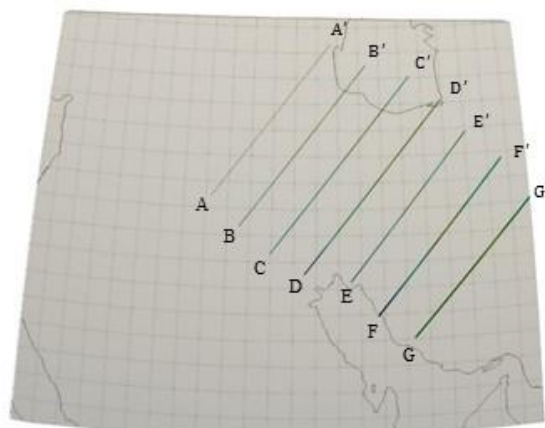
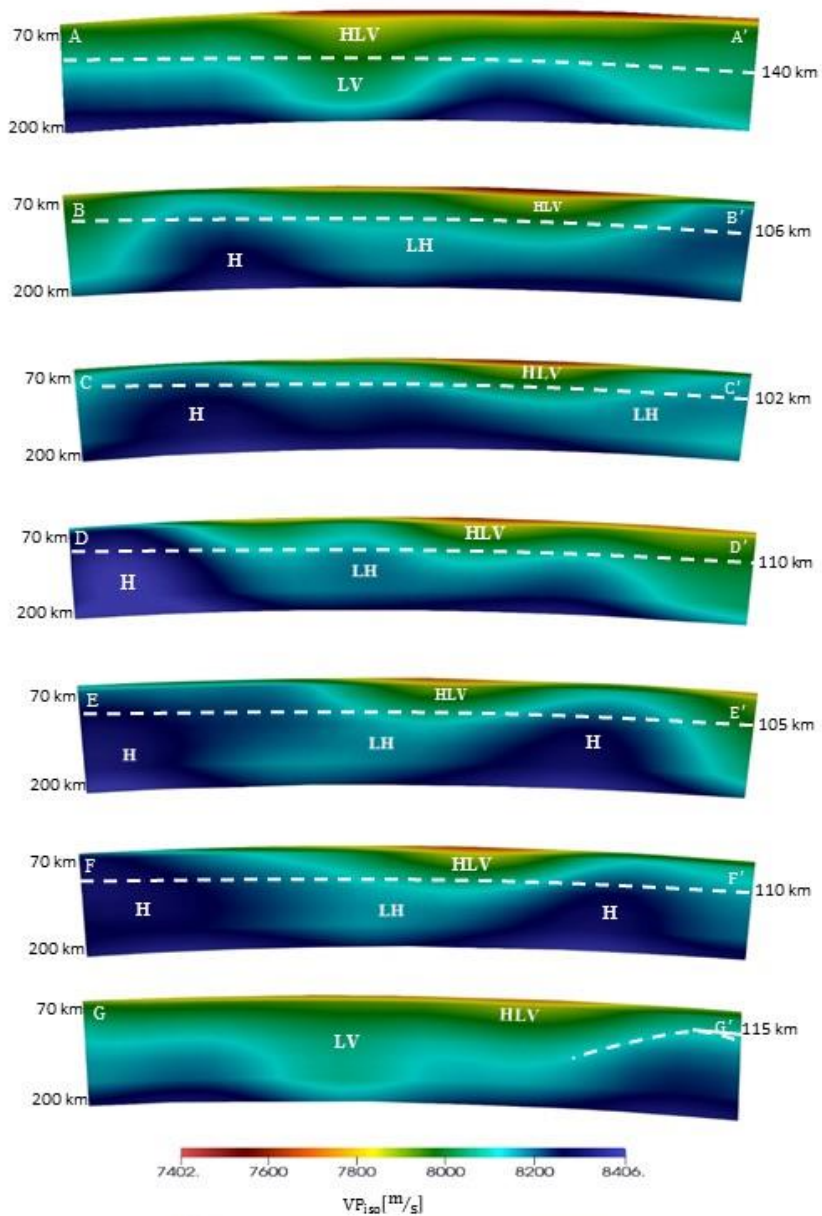
شکل ۳. رویکرد توابع توزیع نقطه‌ای تقریبی برای تجزیه و تحلیل استحکام راه حل اعمال شده در مجموعه داده‌های به کار برده شده در روش وارونگی شکل موج-کامل. ستون سمت چپ یک اغتشاش نقطه‌ای پارامتر VS را در موقعیت‌های مختلف نشان می‌دهد و ستون سمت راست پاسخ پارامتر مدل را به اغتشاش موضعی نقطه مدل VS می‌باشد و نشان می‌دهد آشفتگی چگونه ظاهر می‌شود.



شکل ۴. مقاطع عرضی از رویکرد توابع توزیع نقطه‌ای تقریبی برای تجزیه و تحلیل استحکام راه حل اعمال شده.

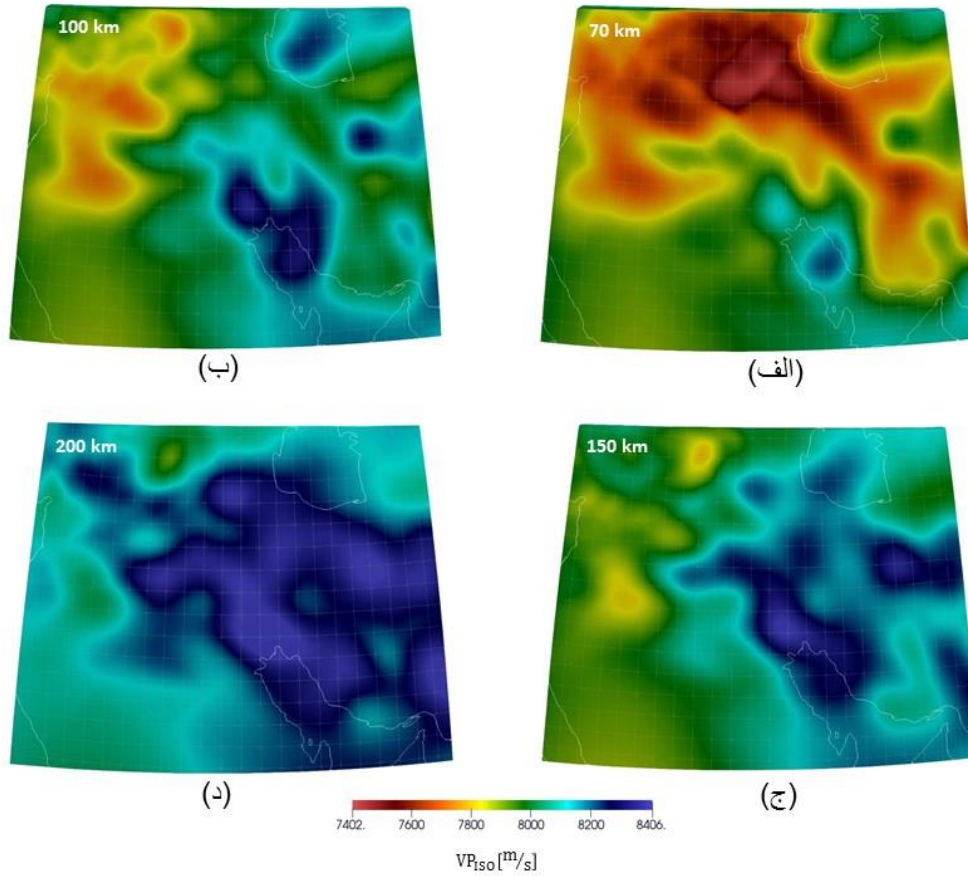
۱
۲
۳
۴
۵
۶
۷

رویداد استادی نشده



شکل ۵. سرعت مطلق موج طولی همسانگرد برای برش های مقطعی در طول بخیه زاگرس-بیتلیس از عمق ۷۰ کیلومتری تا عمق ۲۰۰ کیلومتری. کم سرعت (LV)، خیلی-کم سرعت (HLV)، پرسرعت (H)، کم-پرسرعت (LH)، خیلی-کم سرعت (HLV).

۱
۲
۳
۴



شکل ۶. برش های افقی از میان سرعت مطلق مدل موج طولی همسانگرد در عمق های ۷۵، ۱۰۰، ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتر.

۱
۲
۳

دانشگاه
استاد
نشده