

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

Masouminia, N.¹  | Rahimi, H.¹  

1. Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: rahimih@ut.ac.ir

(Received: 6 Feb 2023, Revised: 11 March 2023, Accepted: 26 Sep 2023, Published online: 5 May 2024)

Summary

Convergence between Arabian and Eurasian plates since the onset of subducting of Neo-Tethys ocean beneath Eurasia in Jurassic (Berberian & Berberian, 1981) until closure in the late Cretaceous (Agard et al. 2005), then 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 to assess 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, that 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 plate.

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

Cite this article: Masouminia, N., & Rahimi, H. (2024). 3D seismic imaging of P-wave velocity structure for upper–most mantle of the Zagros collision zone using full waveform inversion. *Journal of the Earth and Space Physics*, 50(1), 77-91. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.354256.1007498>

E-mail: (1) n.masouminiya@gmail.com



Publisher: University of Tehran Press.
DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.354256.1007498>

Print ISSN: 2538-371X
Online ISSN: 2538-3906

تصویربرداری لرزه‌ای ساختار سه‌بعدی موج طولی گوشته بالایی ناحیه برخوردی زاگرس با استفاده از وارون‌سازی شکل موج-کامل

ندا معصومی‌نیا^۱ | حبیب رحیمی^۱ ✉

۱. گروه زلزله‌شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: rahimih@ut.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۱۷، بازنگری: ۱۴۰۱/۱۲/۲۰، پذیرش نهایی: ۱۴۰۲/۷/۴، انتشار آنلاین: ۱۴۰۳/۲/۱۶)

چکیده

در این تحقیق تمرکز بر به‌کارگیری روش اجزای طیفی برای شبیه‌سازی لرزه‌نگارهای مصنوعی، به‌کارگیری فن الحاقی و الگوریتم بهینه‌سازی بردون-فلچر-گلدفارب-شانو (L-BFGS) برای بازسازی ساختار لرزه‌ای موج طولی، در بخش فوقانی گوشته، می‌باشد. بدین‌منظور برای محاسبه لرزه‌نگاشت‌های مصنوعی از حل چشمه ۳۷ زمین‌لرزه و مدل زمین‌لرزه‌ای مشترک (CSEM) استفاده شد. رویکرد چند مقیاسی برای دوره‌های بین ۲۰ تا ۸۰ ثانیه بر روی شکل‌موج‌های همین زمین‌لرزه‌ها، برای منطقه زاگرس که متشکل از حاشیه شمال‌شرقی سکوی عربی، کمربند چین‌خورده و گسل رانش زاگرس و حاشیه جنوب‌غربی صفحه اوراسیا می‌باشد، استفاده شد. در این مطالعه با به‌کارگیری تعداد محدودی شکل موج و با استفاده از روش وارون‌سازی شکل‌موج-کامل یک مدل سه‌بعدی از ساختار لرزه‌ای طول موج بلند به‌دست آورده شد. با توجه به نتایج برآورد شده، یک تباین سرعتی شدید در بخش فوقانی گوشته سنگ‌کره و بخش زیرین آن در سرتاسر ناحیه برخورد زاگرس مشاهده می‌شود. این تباین سرعتی می‌تواند نتیجه برهم‌کنش ساختار گوشته سنگ‌کره فلات ایران با سکوی عربی در طی مراحل اولیه برخورد قاره به قاره بعد پایان فروانش صفحه اقیانوسی نوآبتیس باشد. تفاوت گستردگی و میزان نفوذ بخش ساختار پرسرعت‌تر نشان می‌دهد رفتار همگرایی صفحه عربستان به سمت صفحه اوراسیا در زاگرس شمالی با زاگرس مرکزی متفاوت است. در مدل به‌دست آمده، یک ناهنجاری پرسرعت در زیر بلوک لوت بازیابی شده‌است و اعوجاج در سرعت موج طولی در زیر ناحیه سیرجان به‌عنوان ناحیه بخیه بین دو ساختار زمین‌ساختی حاشیه جنوب‌غربی صفحه اوراسیا و حاشیه شمال‌شرقی سکوی عربی در نظر گرفته می‌شود.

واژه‌های کلیدی: وارون‌سازی شکل‌موج-کامل، روش الحاقی، منطقه برخوردی زاگرس، بخش فوقانی گوشته، سرعت موج طولی.

۱. مقدمه

دینامیک سیستم زمین در عمق ضرورت دارد. تاکنون هر شناختی که از درون زمین و مکانیک حرکت آن به‌دست آمده است، ناشی از مشاهدات زمین‌شناسی در سطح آن و رصد ژئوفیزیکی غیرمستقیم مانند داده‌های لرزه‌ای می‌باشد. سری‌های زمانی مربوط به سیگنال‌های زمین‌لرزه به‌عنوان تابعی از ساختار مناطق مختلف در زیر سطح زمین، گوشته و هسته زمین است (لی و والس، ۱۹۹۵). پوسته-سنگ‌کره زمین در زیر اقیانوس‌ها از ۵ کیلومتر شروع می‌شود و این عمق متغیر است تا حدی که در زیر

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 آنها بر شکل‌گیری جوامع بشری تأثیر گذاشته است. اهمیت درک فرایندهای فیزیکی و شیمیایی تکامل سیاره زمین باعث به‌دست آوردن بینشی در مورد تکامل سیارات دیگر می‌شود (کورونی، ۲۰۱۸). از این جهت آگاهی از

استناد: معصومی‌نیا، ندا و رحیمی، حبیب (۱۴۰۳). تصویربرداری لرزه‌ای ساختار سه‌بعدی موج طولی گوشته بالایی ناحیه برخوردی زاگرس با استفاده از وارون‌سازی شکل موج-

کامل. مجله فیزیک زمین و فضا، ۵۰(۱)، ۷۷-۹۱. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.354256.1007498>

رایانامه: n.masouminiya@gmail.com (۱)



پرتو و تئوری پاشش امواج سطحی به‌دست 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 به‌کارگیری پیشرفت‌های اخیر روش کاملاً عددی و قدرت محاسباتی می‌باشد که در جعبه‌ابزار زلزله‌شناسی در دهه اخیر وارد شده است. از این رو روش توموگرافی شکل موج-کامل را در مقیاس منطقه‌ای برای به‌دست آوردن ساختار گوشته-سنگ‌کره در منطقه برخورد پیاده‌سازی می‌کنیم. این روش برای داده‌های محلی، منطقه‌ای و دورلرز جهت به‌دست آوردن ساختارهای محلی و منطقه‌ای و عمیق به‌ترتیب در پژوهش‌ها به‌کار برده شده‌است. برای مثال، ساختار گوشته بالایی اروپا (ژو و همکاران، ۲۰۱۲)، توموگرافی سه‌بعدی 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 به‌وسیله ژو و همکاران (۲۰۱۵)، میرایی لرزه‌ای زیر آتلانتیک شمالی و اروپا (ژو و همکاران، ۲۰۱۳) و مدل توموگرافی گوشته و پوسته مدیترانه (فیحنر و ویلاسرنر، ۲۰۱۵) به‌وسیله روش المان طیفی در ترکیب با تکنیک الحاقی تاکنون به‌دست آورده شده‌اند.

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

بعضی قاره‌ها به نهایتاً ۷۵ کیلومتر می‌رسد (کورونی، ۲۰۱۸). همرفت در گوشته نتیجه انتقال گرما از سطح هسته خارجی به سمت سطح زمین است، این همرفت گرمایی سبب بالا رفتن توده‌های داغ به سمت پوسته می‌شود. از آنجایی که کشش قطعه فرورانده شده به‌عنوان نیروی اصلی رانش صفحات زمین‌ساختی تصور می‌شود؛ بنابراین قطعه‌های نزولی از مواد پوسته و بالا آمدن آن توده‌های داغ رژیم همرفتی در گوشته را سبب می‌شود (بلوم، ۲۰۱۸). در این راستا، موضوع اصلی این مطالعه به‌کارگیری رصد ژئوفیزیکی غیرمستقیم جهت تمرکز بروی گوشته بالایی منطقه زاگرس با روش پرتونگاری می‌باشد.

منطقه مورد مطالعه (شکل ۱) ما نتیجه برخورد صفحات اوراسیا و عربی می‌باشد که در ایران سبب کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی در منطقه برخورد شده‌است و کمربندهای کوهزایی زاگرس، البرز، کپه‌داغ و گسلش‌های امتداد لغز را در داخل صفحه ایران ایجاد کرده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۴). این برخورد هندسه و ساختار پیچیده‌ای 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 به‌عنوان یک نتیجه، سنگ‌های ترک‌خورده و شکاف‌هایی می‌باشند که با آب پر شده‌اند (کوماتیچ و همکاران، ۲۰۰۰) و این نتایج باعث افزایش ناهمگنی در محیط شده‌است. در واقع ناهمگونی‌ها عامل تغییرات در انتشار سرعت امواج لرزه‌ای می‌شوند (لی و والس، ۱۹۹۵) و به‌دست آوردن مدلی برای داخل زمین، نمایی از نواحی می‌باشد که ترکیبات در آنجا متفاوت هستند. علی‌رغم اهمیت به‌دست آوردن چنین مدلی، تغییرات سرعتی در داخل زمین مدت‌ها است در فضای دو بعدی (رحمانی و همکاران، ۲۰۱۹)، شبه سه‌بعدی (محمدی و همکاران، ۲۰۲۰) و سه‌بعدی (طالبی و همکاران، ۲۰۲۰؛ علی‌نقی و همکاران، ۲۰۰۷؛ مگی و پرستلی، ۲۰۰۵). بررسی شده‌است که بر اساس تئوری



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 کوتاه تر (لوزی قرمز) است.

۲. نوموگرافی شکل موج-کامل

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 سه‌بعدی 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، به‌طور طبیعی و منسجم ترکیب می‌شوند. در واقع، 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

جهت کاوش داخل زمین مشاهده‌گرهای لرزه‌ای ابزاری هستند که حساسیت به پیمان‌های (modules) سرعتی دارند. مسئله وارون‌سازی لرزه‌ای جهت به دست آوردن مدلی که نمایشگر سه‌بعدی از توزیع فضایی مدل‌های سرعتی باشد در این مطالعه به کار 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 به‌عنوان "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 به‌دست آمده فیزیک انتشار موج را در برمی‌گیرد و می‌تواند برای وارون‌سازی جهت به‌دست آوردن ساختار زمین مورد استفاده قرار بگیرد (تارنتولا، ۱۹۸۴؛ ۱۹۸۶؛ ۱۹۸۸؛ ترامپ و همکاران، ۲۰۰۵؛ فیچر و همکاران؛ ۲۰۰۶). در حالی که این روش از لحاظ محاسباتی، محاسبات بیشتری از روش‌های تصویربرداری

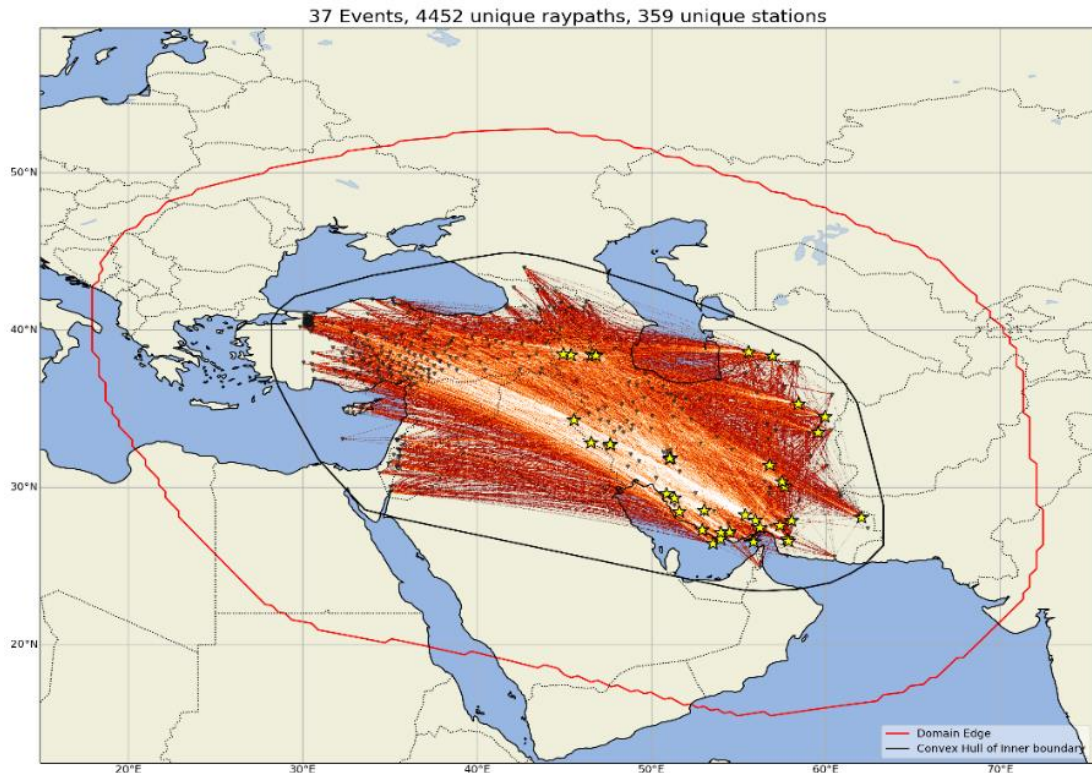
الحاقی، ثبت هر زمین‌لرزه در چندین ایستگاه می‌باشد، شکل‌موج‌های ایستگاه‌های شبکه‌های دائمی لرزه‌نگاری عمومی مؤسسات پژوهشی متحد لرزه‌شناسی (IRIS)، که در ترکیه واقع شده بودند برای برآورده کردن این معیار به داده‌ها اضافه شد. شکل‌موج‌های ثبت‌شده بر اساس معیارهای مردودسازی سراسری (Global rejection Criteria) بر اساس سطح نوفه و شباهت کلی بین داده مشاهده‌شده و داده مصنوعی، پاک‌سازی شدند (کریشر و همکاران، ۲۰۱۵؛ ترنستارسون و همکاران، ۲۰۲۱)، اما وجود ایستگاه‌هایی با شکل‌موج‌های نابهنجار و قطعی در قطار شکل‌موج (Gap) سبب شد در روند اعمال رویکرد چند مقیاسی، به صورت دستی نگاشت‌های لرزه‌ای در هر باند فرکانسی که، هیچ شباهت کلی بین شکل‌موج‌های 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 فرایند بهینه‌سازی 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 به دست آمده نسبتاً همواری را پیش‌بینی می‌کنند.

در این مطالعه، نگاشت‌های مصنوعی در محیط سه‌بعدی الاستیک مدل زمین لرزه‌ای مشترک (CSEM1) (فیحنر و همکاران، ۲۰۱۸) با استفاده از روش اجزای-طیفی توسعه یافته توسط فیحنر و همکاران (۲۰۰۹ الف) محاسبه شدند. شبیه‌سازی به وسیله اجرای کد SalvusCompute از بسته نرم‌افزاری Salvus (آفنیسو و همکاران، ۲۰۱۹) انجام گرفت.

(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 به‌طور مشترک برای پوسته و گوشته در مقیاس منطقه‌ای حتی مقیاس جهانی تصویر کنیم (تیپ و همکاران، ۲۰۰۹؛ فیحنر و همکاران، ۲۰۰۹b).

۳. داده‌ها

در پرتونگاری به دو دسته داده شامل داده‌های حقیقی و داده مصنوعی نیاز هست. به این صورت که در فرایند به دست آوردن مدل دلخواه، تابع هدف-تفاوت بین داده حقیقی و داده مصنوعی-در فرایند بهینه‌سازی 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؛ فیحنر و همکاران، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۳؛ فیحنر، ۲۰۱۰؛ فیحنر و ویلاسور، ۲۰۱۵) 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؛ فیحنر و همکاران، ۲۰۰۹ ب) چون این اثر تأثیر 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 شکل‌موج از ایستگاه‌های باند پهن دائمی لرزه‌نگاری مؤسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) و مرکز لرزه‌نگاری ایران (IRSC) استفاده شده است (شکل ۲). از آنجایی که یکی از الزامات روش



شکل ۲. توزیع منبع - گیرنده در سیستم زاگرس - بیتلیس. موقعیت ایستگاه های لرزه نگاری (مثلث های وارونه) و کانون های ۳۷ زمین لرزه در مجموعه داده های 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 یک دست) تعیین می شود.

داده بلند-دوره شروع می شود، برای بازیابی ساختار بلند-طول موج. زمانی که داده فرکانس-پایین به خوبی توسط مدل به دست آمده توضیح داده شد، تکرار متوقف می شود و مدل نهایی به عنوان مدل اولیه برای دوره های بعدی تکرار جهت بازیابی ساختار طول موج کوتاه تر بر اساس داده پرتو کوتاه تر، در نظر گرفته می شود. این تکرار ادامه می یابد 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 وارون سازی شکل موج-کامل است. رویکردهای متعددی پیشنهاد شده است که هر کدام مزایا و معایب خود را دارند. آزمون های شطرنجی مصنوعی

محدوده تناوبی در نظر گرفته شده برای مجموعه داده های حقیقی و مصنوعی بین ۲۰ ثانیه تا ۸۰ ثانیه بود و بهینه سازی در چهار باند فرکانسی متوالی ۸۰-۵۰، ۴۰-۸۰، ۳۰-۸۰ و ۲۰-۸۰ هرتز، بر اساس رویکرد چند مقیاسی انجام شد (بونکس و همکاران، ۱۹۹۵). این یک تدبیر خاص در وارون سازی می باشد که با کاهش پله ای حد پایین باند تناوبی در هر دور (Iteration)، همگرایی به سوی کمینه جهانی (Global minimum) هدایت می شود و می تواند مانع از افتادن در دام حداقل های محلی مهمل (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 می کند، اما این تابع برای مدل های هموار دارای کمینه محلی کمتری می باشد (فیچنر، ۲۰۱۱). از این رو وارون سازی تکراروار با

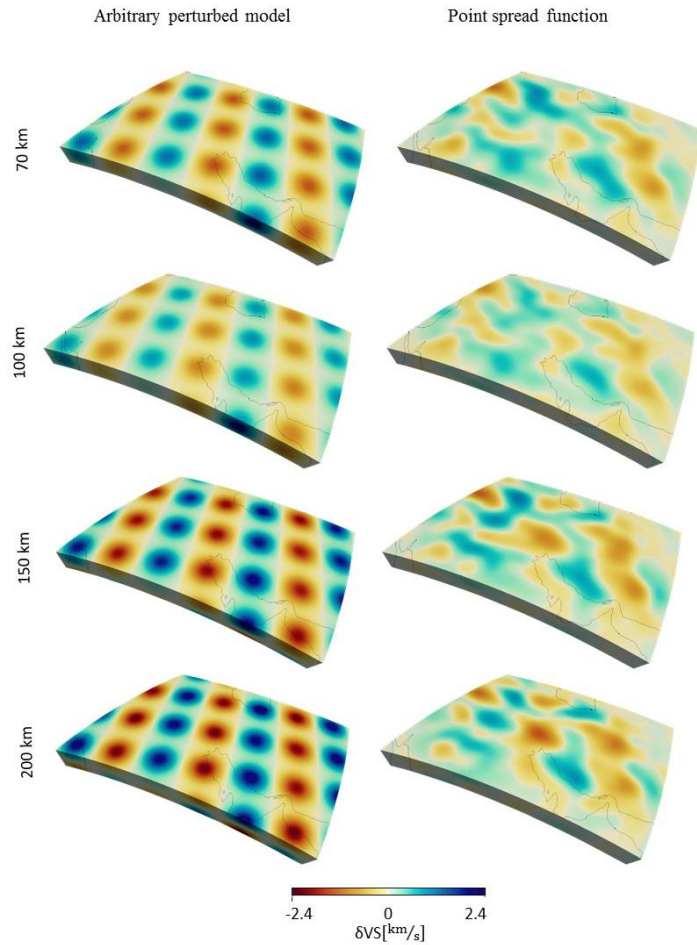
الگوی شطرنجی انتخاب شد و حاصل ضرب ماتریس-بردار به‌عنوان یک تابع نقطه-گسترش نشان می‌دهد که اگر با استفاده از مجموعه داده‌های مورد استفاده در این مطالعه معکوس شود، آشفتگی چگونه ظاهر می‌شود. مفروضات پشت این روش (و L-BFGS) این است که مدل نهایی کمینه (minimum) است و دورنمای ناسازگاری (misfit) تقریباً درجه 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 باقی‌مانده بعد آنچه در بخش داده (بخش ۲) بر روی داده‌ها اعمال شد قابل‌انتظار می‌باشد.

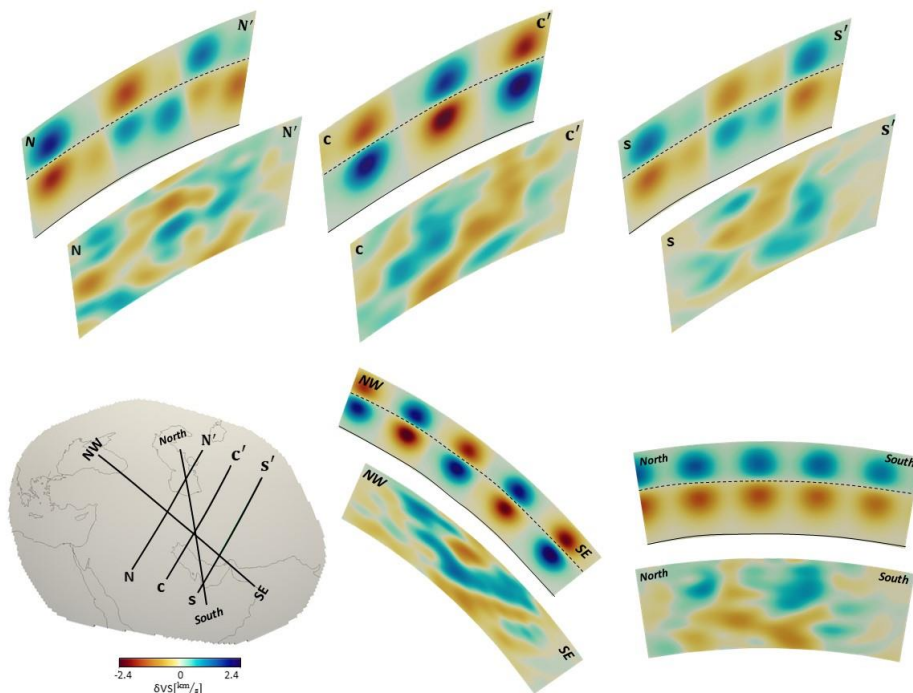
نتایج واضحی از آنچه می‌توان در غیاب داده‌ها و خطاهای مدل‌سازی به‌دست آورد، ارائه می‌کند، یعنی عدم قطعیت‌های مرتبط با وارونگی را دست‌کم می‌گیرند. آنها همچنین به چندین شبیه‌سازی اضافی نیاز دارند که نیازهای محاسباتی بالایی دارد (ونر و همکاران، ۲۰۲۲).

برای مطالعات شکل‌موج-کامل که از بهینه‌سازی شیوه (شبه) نیوتن استفاده کرده‌اند، یک گزینه محاسباتی قابل‌قبول‌تر وجود دارد، زیرا هشین (Hessian) اطلاعات وضوح وارونگی را حمل می‌کند. در بهینه‌سازی L-BFGS (مانند آنچه در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفت)، حاصل ضرب ماتریس-بردار ($H\delta m$) با استفاده از تاریخچه گرادیان‌ها و مدل‌ها محاسبه می‌شود (گائو و همکاران، ۲۰۲۱). از همان تاریخچه می‌توان برای محاسبه حاصل ضرب ماتریس-بردار استفاده کرد که برای انتخاب صحیح δm ، منجر به یک تابع نقطه-گسترش (point-spread function) می‌شود (فیجنر، 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 به‌نظر 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 محاسبه‌شده با استفاده از یک مدل آشفته‌شده محاسبه کنیم. اغتشاش به‌عنوان یک



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.

۵. نتایج

کاهش می‌یابد و بر این اساس یک مدل سه‌بعدی از مقادیر مطلق مؤلفه‌های 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 به‌طور هم‌ارز، بر حسب میانگین وویگت (Voigt) پارامتربندی کردیم (پنینگ و رمانویز، ۲۰۰۶):

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

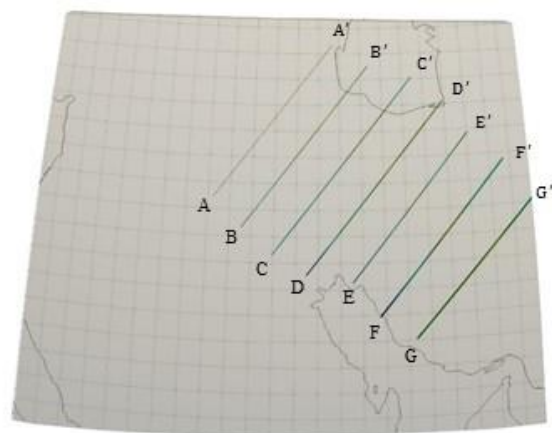
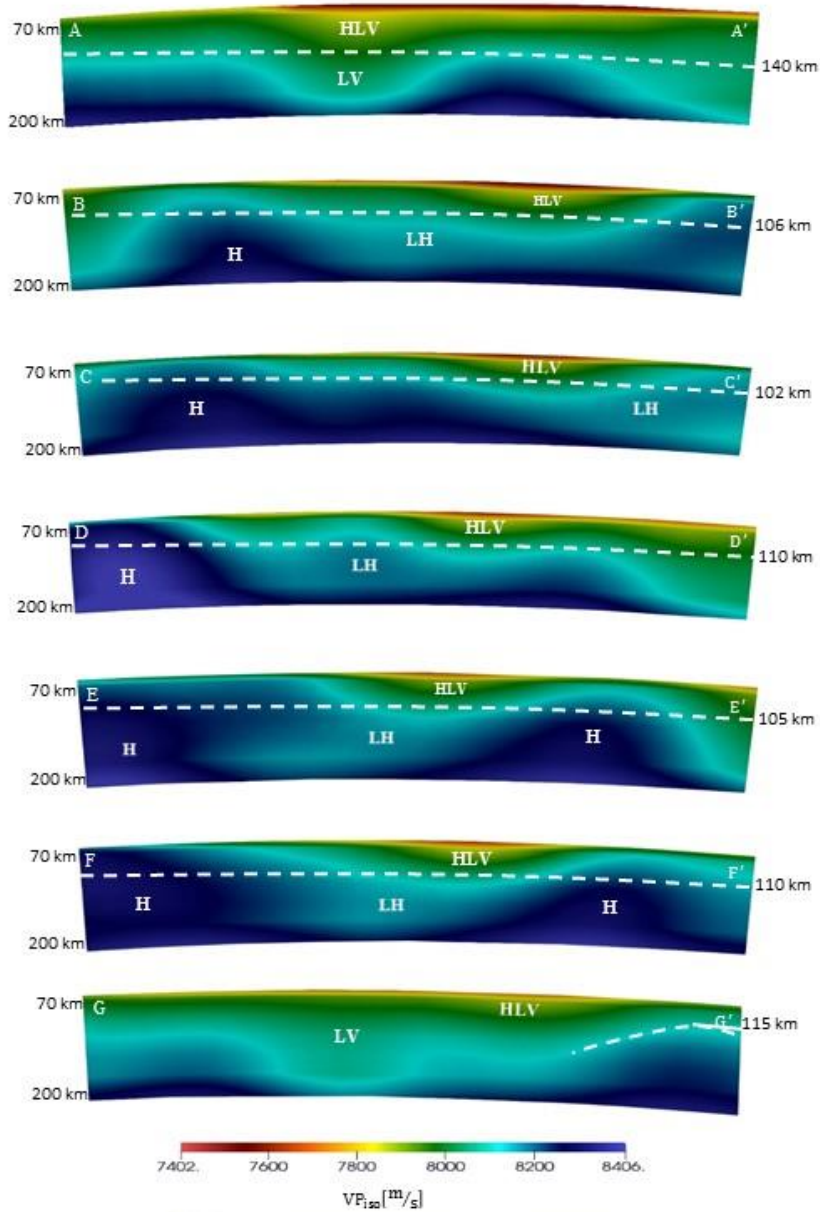
شکل ۵، سطح مقطع‌های عمودی در مدل سه‌بعدی به‌دست آمده در عرض ناحیه برخورد حاشیه دو صفحه اوراسیا و سکوی عربی نشان می‌دهد. این مدل یک تباین سرعتی قوی در گوشته بالایی در تمام مقطع‌ها تا عمق ۲۰۰ کیلومتر نشان می‌دهد. در زاگرس شمالی (شکل ۵-۵) پروفیل AA' سرعت‌های کوچک‌تر در گستره $7/8 - 8/10$ کیلومتر بر ثانیه در زیر کمر بند رورانده-چین خورده زاگرس، گسل اخیر اصلی زاگرس و ناحیه سنندج سیرجان و ایران مرکزی به صورت لایه‌ای به‌روی ساختار پرسرعت با مقدار $8/3$ کیلومتر بر ثانیه گسترده شده است، که در برش عرضی ۱۰۰ کیلومتر (شکل ۵-ب) در دو بعد آن را مشاهده می‌کنیم. در طول منطقه برخورد زاگرس به سمت جنوب شرقی در سطح مقطع‌های عمودی در زاگرس شمالی-پروفیل‌های BB' - CC' و زاگرس مرکزی- EE' پروفیل‌های FF' (شکل ۵) حد بالای سرعت ($8/4$ کیلومتر بر ثانیه) در نواحی پرسرعت در زیر زاگرس از عمق ۱۰۶ کیلومتر تا ۲۰۰ کیلومتر گوشته را دربر می‌گیرد؛ که در سطح زمین شامل کمر بند رورانده-چین خورده زاگرس، گسل رورانده زاگرس اصلی و گسل اخیر اصلی و ناحیه سنندج سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه- دختر و حاشیه ایران مرکزی پوشش می‌دهد.

نتایج مطالعه به‌دست آمده بر اساس 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 به‌جای وارون‌سازی پوسته و گوشته به‌طور مجزا که روش‌های کلاسیک بر اساس آن عمل می‌کنند. وارون‌سازی کل سنگ کره همزمان انجام شده است. اما به‌علت عدم کیفیت شکل موج لرزه‌نگارها در فرکانس‌های بالا که می‌توانند پوسته را نمونه‌برداری 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 به‌دست آمده، نمایش داده می‌شود.

۵-۱. تغییرات سه‌بعدی 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) و فن الحاقی به‌عنوان 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)، بر روی شکل موج‌های ۳۷ رویداد زمین لرزه انجام شد. عدم‌تجانس فاز (misfit Phase) (فیختر و همکاران، ۲۰۰۸) پنجره‌های زمانی (کریشر و همکاران، ۲۰۱۵) بر روی شکل موج‌ها و شکل موج‌های مصنوعی مربوط به مدل به‌روز شده از فرایند تکرار قبلی اندازه‌گیری شده و در طی روند بهینه‌سازی مدل لرزه‌ای زمینه، این مقدار به کمترین حد خود در فضای داده

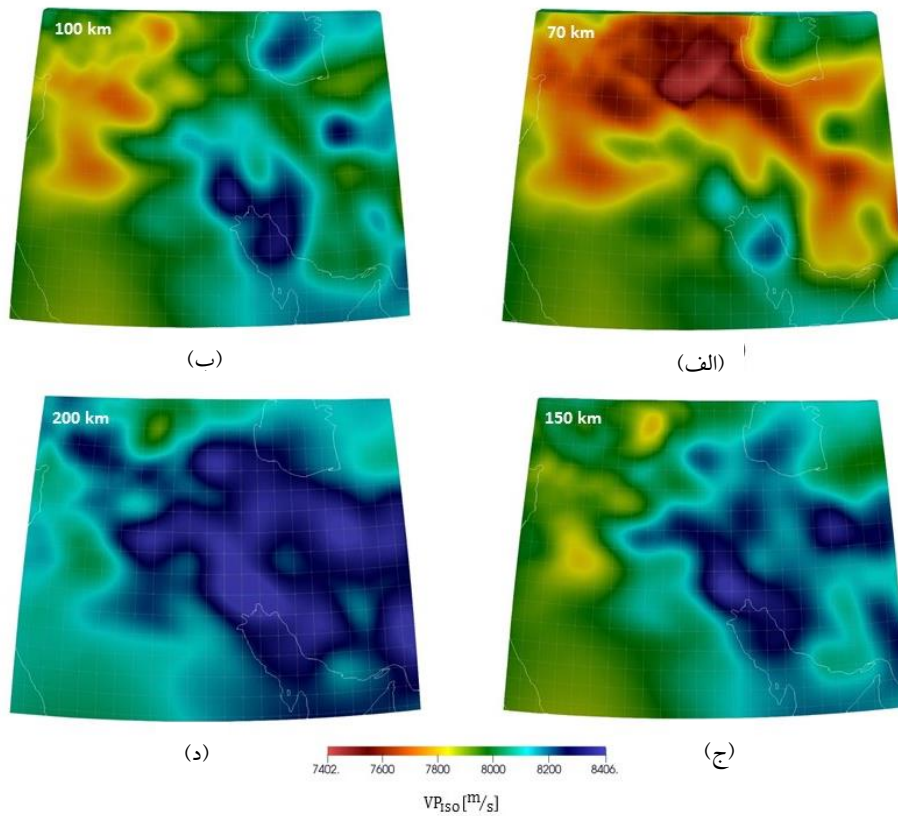


شکل ۵. سرعت مطلق موج طولی همسانگرد برای برش های مقطعی در طول بخیه زاگرس-بیتلیس از عمق ۷۰ کیلومتری تا عمق ۲۰۰ کیلومتری. کم-سرعت (LV)، خیلی-کم-سرعت (HLV)، پر-سرعت (H)، کم-پر-سرعت (LH).

این دو برش عمودی در تساوی مقادیر سرعتی نسبی با گوشته سنگ‌کره در زیر ناحیه کمربند رورانده-چین خورده زاگرس می‌باشد. در انتهای شمال شرقی این سطح مقطع‌های عمودی، سرعت موج طولی در زاگرس مرکزی در عمق زیر ۱۱۰ کیلومتر، یک ناهنجاری پرسرعت (H) می‌باشد که در شمال بلوک لوت قرار دارد در زیر ناحیه سنندج سیرجان، برش‌های عمودی موج طولی ناحیه کم-پرسرعت (LH) (۸/۱ کیلومتر بر ثانیه) را می‌بیند. این ساختار کم-پرسرعت (LH) در پروفیل DD' در عمق یکسان با گستره وسیع و یکپارچه ای از آن در زیر بلوک ایران مرکزی قرار دارد. که به‌طور مشابه در برش عمودی BB' به صورت وسیع‌تر در عمق کمتر در شمالی‌ترین بخش ایران مرکزی در عمق کمتر ۱۰۶ کیلومتر. اگر ساختار پرسرعتی که در مقطع افقی شکل، ۶-ج را در مقاطع عمودی پروفیل‌های AA' تا FF' دنبال کنیم متوجه می‌شویم که همواره وجود داشته اما رفتار متفاوتی در طول زاگرس داشته است، مثلاً در پروفیل CC' این ساختار تا نزدیک بخش جنوبی البرز دیده می‌شود. در پروفیل GG' در جنوب زاگرس ساختار کم سرعت LV در عمق ۱۵۰ کیلومتر هم دیده می‌شود (شکل ۶-ج) نشان می‌دهد ساختار زمین در این بخش ناحیه زاگرس کمربند رورانده-چین خورده زاگرس باعث کاهش سرعت موج طولی می‌شود. ما مشاهده می‌کنیم در پروفیل AA' و GG' ساختار سرعتی کم-سرعت LV در عمق‌های بیشتری دیده شده‌اند، به عبارتی ضخامت لایه گوشته با مقادیر سرعت کمتر از ۸ کیلومتر بر ثانیه دارای میانگین ضخامت بیشتر (۷۰ کیلومتر) هستند درحالی که لایه خیلی-کم‌سرعت HLV تمام مقاطع عمودی BB' تا FF' بالای گوشته را پوشش می‌دهد.

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

در این روند افزایش سرعت با عمق در حاشیه صفحه اوراسیا همچنین تضاد سرعتی-به این معنی که ناحیه زیر ایران مرکزی ساختار کم‌سرعت‌تری نسبت به گوشته سنگ‌کره زاگرس دارد-بین حاشیه دو صفحه زمین‌ساختی تا عمق ۱۵۰ کیلومتری (شکل ۶-ج) دیده می‌شود. این مشاهده در توافق با مدل نسبی موج طولی به‌دست آمده به‌وسیله علی‌نقی و همکاران (۲۰۰۷)، که حاکی از ساختار کم سرعت موج طولی گوشته بالایی در زیر صفحه ایران می‌باشد. از طرف دیگر ناهنجاری کمتر پرسرعت در زیر ناحیه سنندج سیرجان (۸/۱ کیلومتر بر ثانیه) در سطح مقطع‌های عمودی EE' و FF' (شکل ۵)، تا عمق ۱۹۰ کیلومتری نفوذ کرده است. این ناهنجاری مشاهده شده در توافق با تباین سرعتی قوی دیده شده در زاگرس مرکزی توسط پائول و همکاران (۲۰۱۰) می‌باشد. آنها بر این باور بودند که این محل بخیه بین دو صفحه زمین‌ساختی می‌باشد. وجود ناهنجاری پرسرعت در انتهای شمال شرقی



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

۶. بحث و فرجام

کیفیت داده‌های شکل موج شبکه‌های IRSC و IEES نسبت به دقت موردنیازی که در روش وارون‌سازی شکل موج-کامل، موردنیاز است، نبود، با این حال با پیاده‌سازی روش عددی وارون‌سازی شکل موج-کامل برای ساختار کم‌عمق گوشته سنگ‌کره زاگرس (۲۰۰-۷۰ کیلومتر) توانستیم که تنها ساختارهای طول موج-بلند (Long_wavelength) را به دست بیاوریم. ما یک مدل جدید سه-بعدی از مقادیر همسانگرد سرعت موج طولی که در عبور از گوشته کم‌عمق سنگ‌کره منطقه برخورد قاره-قاره در امتداد رشته کوه زاگرس، به خود می‌گیرد را به دست آوردیم. برای به دست آوردن این مدل شکل موج سه‌بعدی ساختار سرعتی موج طولی، داده‌های زلزله منطقه‌ای را، با اندازه‌گیری‌های فاز (فیلتر و همکاران، ۲۰۰۸) تجزیه و تحلیل کردیم. هدف ما این بود که بینش مفیدی برای مسایل کاربردی به دست آوریم. ما توانستیم ساختارها با طول موج بلند را برای مدل سرعتی موج طولی

همسانگرد با توجه کیفیت محتوای فرکانسی شکل موج‌ها به دست بیاوریم.

منطقه زاگرس تقریباً در ۱۲ میلیون سال پیش در فلات ایران و ترکیه شکل گرفت و به سمت جنوب شرقی پیشرفت کرد. این ناحیه ناشی از آخرین مرحله بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است که برخورد بین اوراسیا و صفحه عربستان را شکل داد. تحلیل و بررسی مطالعه شکل موج‌های منطقه‌ای برای ناحیه زاگرس نشان داد گوشته کم‌عمق زیر صفحه ایران دارای ساختار کم‌سرعت‌تر تا عمق ۱۵۰ کیلومتری می‌باشد و در اعماق بین ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر آن ساختار به پرسرعت تغییر می‌کند. این مطالعه تأکید کرد که سرعت موج طولی در حاشیه سکوی عربی سریع‌تر از حاشیه جنوب غربی صفحه اوراسیا (خرد صفحه‌های ایران) می‌باشد. این تباین در مطالعات قبلی در مدل‌های به دست آمده برای ساختار موج طولی، مشاهده شده است (علی‌نقی و همکاران، ۲۰۰۷؛ پائول و همکاران، ۲۰۱۰). با توجه به تعریف ناحیه بخیه در

اگر رخنمون این همگرایی در سطح زمین گسل‌های رورانده زاگرس و گسل اخیر اصلی زاگرس باشد؛ مشاهده می‌کنیم که پروفیل AA' ناهنجاری پرسرعتی را زیر تالش نشان می‌دهد که این ساختار طبق برش افقی در عمق ۱۵۰ کیلومتری (شکل ۶-ج) متصل به ساختار پرسرعت حاشیه سکوی عربی می‌باشد. این ساختار در پروفیل BB' و سپس CC' وسیع‌تر و مقادیر سرعت در اعماق کمتر بیشتر می‌شوند. وجود این ساختار در زیر حاشیه جنوب‌غربی اوراسیا بخشی از فرایند اولیه برخورد قاره به قاره می‌باشد که باعث ایجاد سنگ‌کره سرد می‌شود (مگی و پرستلی، ۲۰۰۵).

در زاگرس مرکزی (پروفیل‌های DD' ، EE' و FF') ساختار کم‌سرعت‌تر در زیر ناحیه سنندج سیرجان همان ناهنجاری کم سرعت می‌باشد که پائول و همکاران (۲۰۱۰) آن را محل زون بخیه در مدل سرعت نسبی موج طولی به‌دست آمده پیشنهاد دادند. وجود یک ناهنجاری با مقادیر سرعت یکسان در زیر بلوک لوت (در منتهالیه شمال‌شرقی پروفیل‌های DD' ، EE' و FF') می‌تواند دو علت داشته باشد از یک طرف می‌تواند همان اثر برخورد قاره به قاره باشد که در بالا اشاره شد و یا گسترش گوشته بالایی سنگ‌کره سکوی عربی به زیر صفحه اوراسیا باشد (پائول و همکاران، ۲۰۱۰). ناحیه نسبتاً کم سرعت در پروفیل جنوبی (GG') (شکل ۵) در عمق ۱۵۰ کیلومتری (شکل ۶) در بخشی از صفحه اوراسیا نشان می‌دهد که این بخش از گوشته فلات ایران تحت تأثیر برخورد قاره-قاره قرار نگرفته است.

مدل ما نشان می‌دهد در عمق ۷۰ کیلومتر منطقه اوراسیا تا شمال‌شرقی صفحه ترکیه، موج طولی در منطقه با سرعت کم و در یک روند افزایش سرعت با عمق، در عمق ۲۰۰ کیلومتری ساختار سرعتی حاشیه این دو صفحه زمین‌ساختی مقادیر سرعتی بالایی را به خود می‌گیرد.

مراجع

زمین‌شناسی ساختاری، اتصال واحدهای زمین‌ساختی متفاوت، از نظر تاریخچه‌های زمین‌ساختی، دگرذیسی و دیرینه جغرافیایی صفحه‌ای، متفاوت می‌باشد که در امتداد یک منطقه گسلی اتفاق می‌افتد. مطالعه ما به‌خوبی تضاد سرعتی در ناحیه بخیه بین بخش‌های کم‌عمق گوشته دو صفحه زمین‌ساختی را نشان می‌دهد. مدل به‌دست آمده آشکار می‌کند گوشته پرسرعت بخش بالایی سنگ‌کره حاشیه سکوی عربی به سمت شمال‌شرقی به زیر نواحی SSZ و UDMA و ایران مرکزی در زاگرس شمالی و جنوبی توسعه پیدا می‌کند، درحالی‌که کاویانی و همکاران (۲۰۰۷) تنها در برش عمودی که منطبق بر برش عمقی ما در جنوب زاگرس می‌باشد آن را تأیید می‌کند.

درواقع ما مشاهده می‌کنیم رفتار ساختار زیر کمر بند چین‌خورده-رورانده زاگرس در سراسر طول رشته کوه زاگرس موج طولی سرعت بالا را نشان می‌دهد، اما حاشیه جنوب‌غربی اوراسیا در طول ناحیه بخیه زاگرس-بیتلیس یکسان رفتار نمی‌کند. آنچه در تمام پروفیل‌ها مشترک است حضور یک لایه از گوشته-سنگ‌کره با سرعت کم هست که متصل به حاشیه صفحه اوراسیا می‌باشد. از طرفی دیگر مدل به‌دست آمده ما آشکار می‌کند ساختار سرعتی موج طولی خرد صفحات تشکیل‌دهنده حاشیه جنوب‌غربی صفحه اوراسیا، بلوک لوت و ایران مرکزی به‌ترتیب پرسرعت و با سرعت کمتر هستند.

آنچه در این مدل کاملاً منطقی به نظر می‌رسد روند افزایش سرعت با عمق می‌باشد. از آنجا که موج طولی و موج عرضی خواص ارتجاعی (Elastic propeties) متفاوتی باهم دیگر دارند، از این‌رو به‌علت فقدان بخشی از اطلاعات اضافه‌ای که از مطالعه همراه با موج عرضی وجود دارد (شریف و گلدارت، ۱۹۹۵)، تشخیص مرز سنگ‌کره و سست‌کره در این مدل قابل‌بازیابی نبود. در زاگرس مرکزی رفتار در زیر ناحیه سنندج سیرجان وجود مرز بین بلوک لوت و سکوی عربی وجود ناهنجاری کم‌سرعت می‌باشد.

در طول رخنمون همگرایی صفحه عربی به‌سمت اوراسیا،

- Afanasiev, M., Boehm, C., van Driel, M., Krischer, L., Rietmann, M., May, D.A., Knepley, M.G., & Fichtner, A. (2019). Modular and flexible spectral-element waveform modeling in two and three dimensions. *Geophys. J. Int.*, 216, 1675–1692.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., & Mouthereau, F. (2005). Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 401–419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., & Wortel, R. (2011). Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148, 692–725.
- Alinaghi, A., Koulakov, I., & Thybo, H. (2007). Seismic tomographic imaging of P- and S-waves velocity perturbations in the upper mantle beneath Iran. *Geophys. J. Int.*, 169, 1089–1102.
- Allen, M., Jackson, J., & Walker, R. (2004). Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23.
- Berberian, F., & Berberian, M. (1981). *ectono-Plutonic Episodes in Iran. In Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution*(eds H.K. Gupta and F.M. Delany). AGU.
- Blom, N. (2018). Towards imaging density using waveform tomography. *doctoral thesis, University of Utrecht*.
- Blom, N., Alexandra, G., Alexey, & Fichtner, A. (2020). Dataset for Seismic waveform tomography of the Central and Eastern Mediterranean upper mantle. *Solid Earth*, 11.
- Bozdağ, E., Trampert, J., & Tromp, J. (2011). Misfit functions for full waveform inversion based on instantaneous phase and envelope measurements. *Geophys. J. Int.*, 185, 845–870.
- Bunks, C., Saleck, F. M., Zaleski, S., & Chavent, G. (1995). Multiscale seismic waveform inversion. *Geophysics*, 60, 1457–1473.
- Fichtner, A. (2011). Full seismic waveform modelling and inversion. *Springer-Verlag*, 350.
- Fichtner, A., Bunge, H-P., & Igel, H. (2006). The adjoint method in seismology – I. *Theory. Phys. Earth Planet. Int.*, 157, 86–104.
- Fichtner, A., Kennett, B. L., Igel, H., & Bunge, H. P. (2008). Theoretical background for continental-and global-scale full-waveform inversion in the time–frequency domain. *Geophysical Journal International*, 175(2), 665–685.
- Fichtner, A., Kennett, B. L. N., Igel, H., & Bunge, H-P. (2009a). Spectral-element simulation and inversion of seismic waves in a spherical section of the Earth. *J. Numer. Anal. Ind. Appl. Math.*, 4, 11–22.
- Fichtner, A., Kennett, B.L., Igel, H., & Bunge, H-P. (2009b). Full seismic Waveform tomography for upper-mantle structure in the Australasian region using adjoint methods. *Geophysical Journal International*, 179, 1703–1725.
- Fichtner, A., Igel, H., Bunge, H. P., & Kennett, B. L. (2009c). Simulation and inversion of seismic wave propagation on continental scales based on a spectral-element method. *Journal of Numerical Analysis, Industrial and Applied Mathematics*, 4(1-2), 11-22.
- Fichtner, A. (2010). Full seismic waveform inversion for structural and source parameters (Doctoral dissertation, Imu).
- Fichtner, A., Kennett, B.L., Igel, H., & Bunge, H-P. (2010). Full waveform tomography for radially anisotropic structure: new insights into present and past states of the Australasian upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 270-280.
- Fichtner, A., Saygin, E., Taymaz, T., Cupillard, P., Capdeville, Y., & Trampert, J. (2013). The deep structure of the North Anatolian fault zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 373, 109-117.
- Fichtner, A., Van Herwaarden, D.-P., Afanasiev, M., Simute, S., Krischer, L., Cubuk-Sabuncu, Y., Taymaz, T., Colli, L., Saygin, E., Villasenor, A., Trampert, J., Cupillard, P., Bunge, H.-P., & Igel, H. (2018). The Collaborative Seismic Earth Model: Generation I. *Geophysical Research Letters*, 45.
- Fichtner, A., & Villaseñor, A. (2015). Crust and upper mantle of the western Mediterranean—Constraints from full-waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, 428, 52-62.
- Gao, Y., Tilmann, F., van Herwaarden, D.-P., Thrastarson, S., Fichtner, A., & Heit, B. (2021). Full waveform inversion beneath the Central Andes: Insight into the dehydration of the Nazca slab and delamination of the back-arc lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126.
- Kaviani, A., Paul, A., Bourova, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H., & Mokhtari, M. (2007). A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran). *Geophys. J. Int.*, 171, 399–410.
- Komatitsch, D. (1997). Méthodes spectrales et éléments spectraux pour l'équation de l'élastodynamique 2Det 3D en milieu hétérogène. *Thèse de doctorat de l'Université Paris 7*.
- Komatitsch, D., Barnes, C., & Tromp, J. (2000). Simulation of anisotropic wave propagation based upon a spectral element method. *Geophysics*, 65, 1251-1260.

- Koroni, M. (2018). Studying global discontinuities using full waveforms. *doctoral thesis, University of Utrecht*.
- Krischer, L. (2017). Scaling full seismic waveform inversions [Doctoral dissertation, LMU München].
- Krischer, L., Fichtner, A., Zukauskaitė, S., & Igel, H. (2015). Large-scale seismic inversion framework. *Seis. Res. Lett.*, 86, 1198-1207.
- Lay, T., & Wallace, T. (1995). *Modern Global Seismology*. Elsevier Science. Retrieved from <https://www.perlego.com/book/1827845/modern-global-seismology-pdf>
- Maggi, A., & Priestley, K. (2005). Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal International*, 160, 1068-1080.
- Mohammadi, N., Gholami, A., Rahimi, H., & Abdelkrim, A. (2020). Simultaneous tomography of all periods in surface wave analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 298.
- Nolet, G. (2008). *A breviary of seismic tomography*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Panning, M., & Romanowicz, B. (2006). A three-dimensional radially anisotropic model of shear velocity in the whole mantle. *Geophys. J. Int.*, 167, 361-379.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Tatar, M., & Pequegnat, C. (2010). Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). In: Leturmy, P., Robin, C. (Eds.), *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran During the Meso Cenozoic*. *Geological Society, London, Special Publications*, 330, 5-18.
- Rahmani, M., Motaghi, K., Ghods, A., Sobouti, F., Talebian, M., Ai, Y., & Chen, L. (2019). Deep velocity image of the north Zagros collision zone (Iran) from regional and teleseismic tomography. *Geophysical Journal International*, 219, 1729-1740.
- Sheriff, R., & Geldart, L. (1995). *Exploration Seismology* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9781139168359
- Simutè, S., Steptoe, H., Cobden, L., Gokhberg, A., & Fichtner, A. (2016). Full-waveform inversion of the Japanese Islands region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(5), 3722-3741.
- Talebi, A., Koulakov, I., Moradi, A., Rahimi, H., & Gerya, T. (2020). Ongoing formation of felsic lower crustal channel by relamination in Zagros collision zone revealed from regional tomography. *Scientific Reports*, 10, 1-7.
- Tape, C., Liu, Q., Maggi, A., & Tromp, J. (2009). Adjoint tomography of the southern California crust. *Science*, 325, 988-992.
- Tape, C., Liu, Q., Maggi, A., & Tromp, J. (2010). Seismic tomography of the southern California crust based on spectral-element and adjoint methods. *Geophysical Journal International*, 180, 433-462.
- Tarantola, A. (1988). Theoretical background for the inversion of seismic waveforms, including elasticity and attenuation. *Pure Appl. Geophys.*, 128, 365-399.
- Tarantola, A. (1986). A strategy for nonlinear elastic inversion of seismic reflection data. *Geophysics*, 51, 1893-1903.
- Tarantola, A. (1984). Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation. *Geophysics*, 49, 1259-1266.
- Taylor Tillman, N. (2021). *How old is Earth?* Retrieved from www.space.com: <https://www.space.com/24854-how-old-is-earth.html>;
- Thrustarson, S., Van Herwaarden, D-P., Krischer, L., & Fichtner, A. (2021). LASIF: LArge-scale Seismic Inversion Framework, an updated version. *EarthArXiv*.
- Tromp, J., Tape, C. & Liu, Q. (2005). Seismic tomography, adjoint methods, time reversal, and banana-donut kernels. *Geophys. J. Int.*, 160, 195-216.
- Wehner, D., Blom, N., Rawlinson, N., Daryono, , Böhm, C., & Miller, M. S. (2022). SASSY21: A 3-D seismic structural model of the lithosphere and underlying mantle beneath Southeast Asia from multi-scale adjoint waveform tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127.
- Zhu, H., Bozdağ, E., Duffy, T.S., & Tromp, J. (2013). Seismic attenuation beneath Europe and the North Atlantic: implications for water in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*. 381, 1-11.
- Zhu, H., Bozdağ, E., Peter, D., & Tromp, J. (2012). Structure of the European upper mantle revealed by adjoint tomography. *Nature Geoscience*, 5, 493-498.
- Zhu, H., Bozdağ, E., & Tromp, J. (2015). Seismic structure of the European upper mantle based on adjoint tomography. *Geophysical Journal International*, 201, 18-52.