

توموگرافی امواج سطحی برای منطقه فرورانش مکران

رضا زین‌الدینی میمند^{۱*}، سید خلیل متقی^۲ و اسماعیل شبانیان^۲

^۱ دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

(دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۱۹، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۳۰)

چکیده

در این مطالعه سعی شده است با استفاده از توموگرافی امواج سطحی و برگردان منحنی‌های پاشش، مدل سه‌بعدی ساختار سرعتی موج برشی برای منطقه فرورانش مکران تعیین و با استفاده از نتایج آن، به سوالاتی درباره زمین‌ساخت منطقه و هندسه صفحه فرورونده پاسخ داده شود. برای این پژوهش از داده‌های ثبت‌شده در ۵۸ ایستگاه لرزه‌نگاری در منطقه مکران در فاصله زمانی ۲۰۱۶/۶ تا ۲۰۱۹/۵ استفاده شده و روش توموگرافی با فرض دو جبهه موج تخت برای توموگرافی موج سطحی به‌کاررفته است. توموگرافی برای سرعت فاز در نه دوره تناوب بین ۲۵ تا ۱۲۵ ثانیه انجام شده و با وارون‌سازی منحنی‌های پاشش، مدل سه‌بعدی سرعت موج برشی برای منطقه مورد مطالعه به‌دست آمده است. نتایج نشان می‌دهد در بخش غربی مکران و در شمال تنگه هرمز، سنگ‌کره عربی به زیر ناحیه سنندج-سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر رانده شده است. همچنین در بخش میانی منطقه (در مکران غربی و زیر گودال جازموریان) یک سنگ‌کره اقیانوسی تخت وجود دارد که احتمالاً باقی‌مانده ورقه اقیانوسی فرورونده‌ای است که از این ورقه جدا شده و باقی مانده است. همچنین در شرق منطقه، یک سنگ‌کره اقیانوسی دیده می‌شود که با شیب کم تا شمال گودال جازموریان امتداد دارد و سپس در زیر کمان آتشفشانی با شیب زیاد فرورانش می‌کند.

واژه‌های کلیدی: مکران، فرورانش، توموگرافی امواج سطحی، سنگ‌کره اقیانوسی، کمان آتشفشانی

۱ مقدمه

شمال، پوسته اقیانوسی به عمق تقریبی ۵۰ کیلومتر در فاصله حدودی ۲۵۰ کیلومتری از ساحل، به بخش شرقی گودال جازموریان می‌رسد.

در فرورانش مکران که از کرتاسه پسین یا قبل‌تر (۶۵ تا ۱۵۰ میلیون سال پیش) آغاز شده است (بربریان و همکاران، ۱۹۸۲ و مک‌کال و کید، ۱۹۸۲)، بزرگ‌ترین و ضخیم‌ترین گوه برافزایشی جهان با مساحتی برابر با ۱۶۰۰۰۰ کیلومتر مربع و ضخامت در حدود ۷/۵ کیلومتر با زاویه مخروطی کوچک (در حدود ۴/۵ درجه) وجود دارد (کوپ و همکاران، ۲۰۰۰). ضخامت رسوبات منشور برافزایشی را تکنیک و قدس (۲۰۱۷) با استفاده از تحلیل طیفی داده‌های مغناطیس هوابرد در حدود ۱۶-۷ کیلومتر و عبداللهی و همکاران (۲۰۱۸، ۲۰۱۹) با استفاده از وارون‌سازی هم‌زمان داده‌های گرانی‌سنجی و امواج سطحی در حدود ۱۰-۷ کیلومتر تخمین زده‌اند. متقی و همکاران (۲۰۲۰) و پرستلی و همکاران (۲۰۲۲) با تحلیل هم‌زمان توابع گیرنده و امواج سطحی، ضخامت رسوبات را در مکران غربی به ترتیب ۱۵-۹ کیلومتر و ۲۸-۲۲ کیلومتر برآورد کرده‌اند. نبود درازگودال در پیشانی فرورانش، ناشی از وجود رسوبات ضخیم است (بورگ و همکاران، ۲۰۱۳).

این فرورانش باعث ایجاد کمان آتشفشانی آندزیتی و لرزه‌خیزی در منطقه تا حدود ۸۰ کیلومتری جنوب این کمان آتشفشانی شده است (پنی و همکاران، ۲۰۱۷). عمق لرزه‌خیزی در بخش جنوبی مکران کم است (پنی و همکاران، ۲۰۱۷) و به سمت شمال افزایش می‌یابد و به حدود ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر در جنوب کمان آتشفشانی می‌رسد که بیانگر فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی به سمت شمال است (شادمنامن و همکاران، ۲۰۱۱). عمق لرزه‌خیزی و مطالعات لرزه‌ای نشان می‌دهد سنگ‌کره اقیانوسی در بخش ساحلی مکران شیب خیلی کمی (کمتر از ۳ درجه) دارد و از گسله قصرقند با شیب کم شروع به فرورانش

منطقه فرورانش مکران در جنوب شرق ایران و جنوب پاکستان، در اثر فرورانش سنگ‌کره عربی به زیر بلوک لوت و هلمند تشکیل شده است. در این منطقه بزرگ‌ترین منشور برافزایشی (برای مثال، اسمیت و همکاران، ۲۰۱۲؛ بورگ و همکاران، ۲۰۱۳ و پنی و همکاران، ۲۰۱۷)، گودال‌های پیش‌کمانی جازموریان در ایران و مشکل (Mashkel) در پاکستان و یک کمان آتشفشانی با فاصله زیاد از پیشانی تغییر شکل وجود دارد. این منطقه فرورانش بین دو منطقه برخوردی زاگرس از غرب و هیمالیا از شرق قرار گرفته است. مرز غربی مکران سامانه گسلی زندان‌میناب-پالامی و مرز شرقی آن گسله‌های اورناچ-نال (Ornach-Nal) و چمن (Chaman) در پاکستان است و طولی در حدود ۹۰۰ کیلومتر دارد (بورگ و همکاران، ۲۰۱۳؛ مختاری و همکاران، ۲۰۰۸ و پرستلی و همکاران، ۲۰۲۲).

فاصله زیاد بین پیشانی تغییر شکل تا کمان آتشفشانی نشان می‌دهد احتمالاً فرورانش با شیب کم رخ داده است (فرون و همکاران، ۱۹۹۷؛ اسمیت و همکاران، ۲۰۱۳؛ بورگ و همکاران، ۲۰۱۳؛ پنی و همکاران، ۲۰۱۷؛ متقی و همکاران، ۲۰۲۰ و پرستلی و همکاران، ۲۰۲۲). فاصله بین پیشانی تغییر شکل تا کمان آتشفشانی از غرب به شرق افزایش می‌یابد که نشان می‌دهد شیب فرورانش از غرب به شرق کاهش می‌یابد (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲؛ ظریفی و همکاران، ۲۰۰۷ و شادمنامن و همکاران، ۲۰۱۱). پنی و همکاران (۲۰۱۷) بیشترین شیب برای غرب مکران را در حدود ۱۱ درجه به دست آورده‌اند. متقی و همکاران (۲۰۲۰) با استفاده از توابع گیرنده، شیب فرورانش را در بخش ساحلی مکران غربی در حدود ۲ درجه محاسبه کرده‌اند. پرستلی و همکاران (۲۰۲۲) نیز با استفاده از مطالعه توابع گیرنده در راستای شبکه لرزه‌نگاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان، شیب پوسته اقیانوسی را در بخش ساحلی در حدود 4 ± 2 درجه محاسبه کرده‌اند. با فرورانش به سمت

استفاده شده است. این شبکه‌های لرزه‌نگاری شامل سی‌ودو ایستگاه موقت مربوط به دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان و دانشگاه کمبریج انگلستان، سیزده ایستگاه دائم متعلق به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پنج ایستگاه دائم متعلق به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، هفت ایستگاه دائمی از شبکه لرزه‌نگاری عمان و یک ایستگاه از کشور امارات است (شکل ۱). انتخاب بازه زمانی مورد نظر به دلیل هم‌زمانی فعالیت شبکه موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان و دانشگاه کمبریج انگلستان در منطقه مکران با دیگر شبکه‌های لرزه‌نگاری موجود در منطقه بوده است.

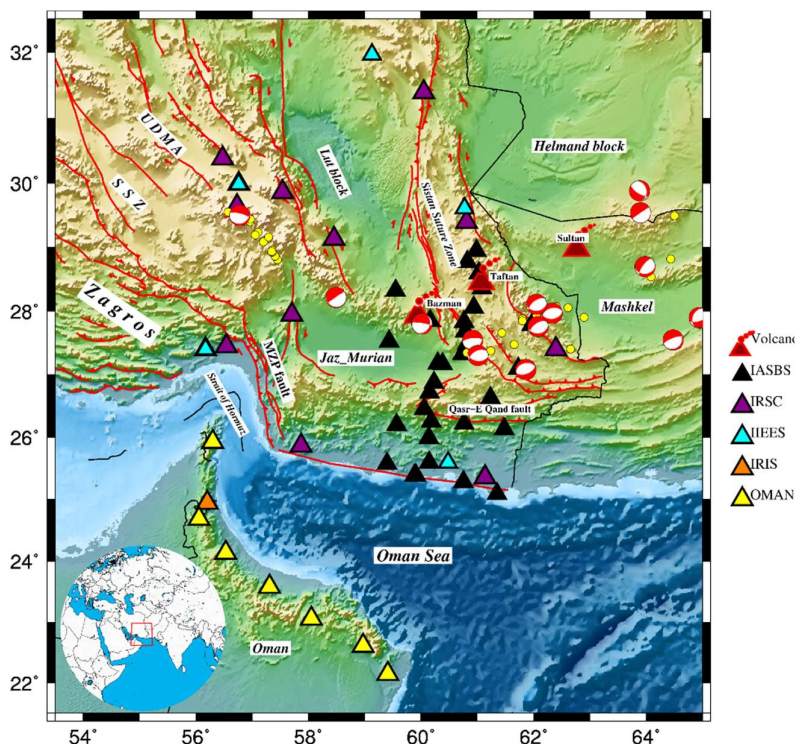
در این مطالعه رخدادهایی انتخاب شده‌اند که موج سطحی غالبی در شکل موج دورلرز دارند و با عمق کمتر از ۵۰ کیلومتر و بزرگای بیشتر از ۵/۵، در فاصله رومرکزی ۳۰ تا ۱۲۰ درجه هستند. به این منظور تمام نگاشت‌ها در چهار مرحله به صورت چشمی بررسی و فقط نگاشت‌هایی با نسبت سیگنال به نوفه زیاد نگه داشته شدند. بر این اساس، در بازه زمانی مورد مطالعه تعداد ۴۵۸ رخداد از کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها جدا و تعداد ۲۲۷۷۶ نگاشت بررسی شد. برای انجام دادن توموگرافی فقط از مؤلفه قائم لرزه‌نگارها استفاده شد؛ زیرا مؤلفه قائم نسبت به مؤلفه‌های افقی نوفه کمتری دارد و موج سطحی ریلی بیشتر روی این مؤلفه ثبت می‌شود. بعد از برداشتن پاسخ دستگاهی، تمام این نگاشت‌ها به صورت چشمی بررسی شدند و تعداد ۹۵۰۵ سیگنال با نسبت سیگنال به نوفه مناسب انتخاب شد. سپس تمام این لرزه‌نگاشت‌ها در بازه‌های فرکانسی باریک بین ۸ تا ۴۰ میلی‌هرتز با فرکانس‌های مرکزی ۸، ۱۰، ۱۲، ۱۵، ۲۰، ۲۵، ۳۰، ۳۵ و ۴۰ میلی‌هرتز فیلتر و در مرحله بعد، تمامی نگاشت‌های فیلترشده در پنجره‌های زمانی به طول ۲۰۰۰ ثانیه بریده شدند. سپس از خاصیت پاشندگی امواج سطحی استفاده و نگاشت‌های فیلترشده در دوره تناوب‌های مختلف

می‌کند به گونه‌ای که به عمق تقریبی ۳۰ کیلومتر در زیر گودال جازموریان می‌رسد (بورگ و همکاران، ۲۰۱۳).
علینقی و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از توموگرافی امواج سطحی دورلرز وجود یک ورق فرورونده را در بخش مکران تأیید می‌کنند. شادمنان و همکاران (۲۰۱۱) نیز با وارون‌سازی منحنی پاشش امواج سطحی به وجود یک ورق فرورونده پرسرعت در زیر مکران اشاره کرده‌اند. اللزکی و همکاران (۲۰۱۴) نیز با استفاده از توموگرافی امواج Pn، یک سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده به زیر سنگ‌کره ایران مرکزی را در بخش شرقی مکران ایران مشاهده کرده‌اند.

با وجود این مطالعات، به علت دورافتاده بودن و پراکندگی نامناسب داده‌های موجود برای این منطقه، اکثر مطالعات دقت و قدرت تفکیک‌پذیری مناسبی ندارند. با توجه به اهمیت منطقه و برای داشتن مطالعاتی با دقت زیاد نیاز است بررسی‌های جامع‌تری در این منطقه انجام شود. در همین راستا، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان همراه با دانشگاه کمبریج انگلستان با نصب یک شبکه متراکم لرزه‌نگاری در منطقه سعی در جمع‌آوری داده‌های لرزه‌نگاری مناسب کردند تا بتوانند مطالعاتی کامل‌تر در منطقه انجام دهند. در این مقاله سعی شده است با استفاده از توموگرافی موج سطحی و داده‌های ثبت‌شده در شبکه موقت لرزه‌نگاری و تلفیق آن با داده‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و شبکه دائم کشور عمان، مطالعه‌ای با دقت و قدرت تفکیک‌پذیری زیاد برای منطقه انجام شود.

۲ داده‌ها

در این پژوهش از داده‌های ثبت‌شده در بازه زمانی ۲۰۱۶/۶ تا ۲۰۱۹/۵ در چندین شبکه لرزه‌نگاری در منطقه مکران



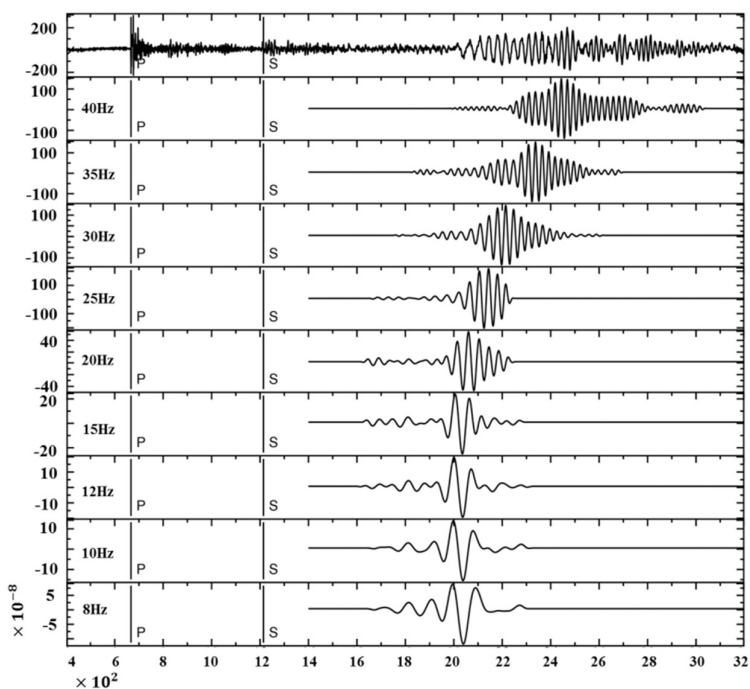
شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه همراه با موقعیت ایستگاه‌های استفاده‌شده در این مطالعه. در این تصویر ساختارهای زمین‌ساختی منطقه نمایش داده شده است. دایره‌های زرد نشان‌دهنده زمین‌لرزه‌هایی با عمق بیش از ۳۰ کیلومتر هستند که از کاتالوگ مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استخراج شده‌اند. همچنین سازوکارهای کانونی نشان‌دهنده جزء دوجفت‌نیروی سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های نرمال با بزرگای بیشتر از ۵/۵ و عمق بیشتر از ۵۰ کیلومتر هستند (برگرفته از پنی و همکاران، ۲۰۱۷). موقعیت آتشفشان‌های بزمان، تفتان و سلطان در شکل با مثلث‌های قرمز نشان داده شده است.

زیادی با دیگر ایستگاه‌ها نشان دهد، از بانک داده‌ها حذف می‌شود. نمونه‌ای از این بررسی در شکل ۳ نشان داده شده است.

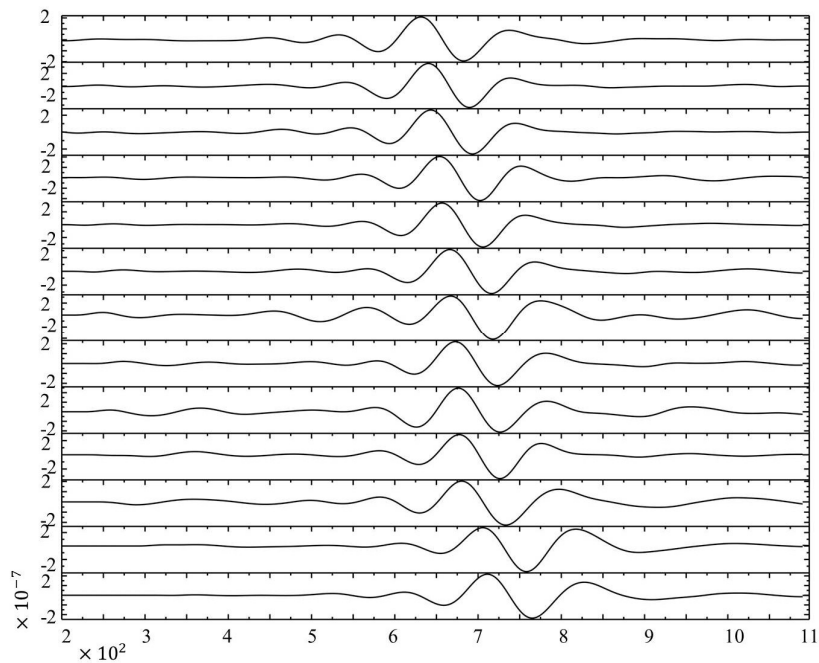
پوشش پرتو برای چهار دوره تناوب ۲۵، ۴۰، ۸۳ و ۱۲۵ ثانیه بعد از انتخاب سیگنال‌هایی با امواج سطحی مناسب، همراه با نقشه پراکنندگی رخدادها و نمودار تعداد پرتوهای استفاده‌شده در هر دوره تناوب در شکل ۴ نشان داده شده است که بیانگر توزیع مناسب رویدادهاست. این موضوع سبب تشکیل پوشش پرتوی مناسب با تراکم زیاد برای توموگرافی در تمام دوره تناوب‌ها شده است. دامنه و فاز تمام سیگنال‌های منتخب با استفاده از تبدیل فوریه محاسبه می‌شود. مقادیر دامنه و فاز محاسبه‌شده، ماتریس مشاهدات را در وارون‌سازی تشکیل می‌دهند.

برای هر رخداد در هر ایستگاه، هم‌زمان رسم و پاشش موج سطحی بررسی می‌شود. در صورتی که یک موج ثبت‌شده پاشش نداشته باشد، نگاشت مشکوک فرض و از بانک داده حذف می‌شود. در شکل ۲ نمونه‌ای از پاشش موج ریلی نشان داده شده است.

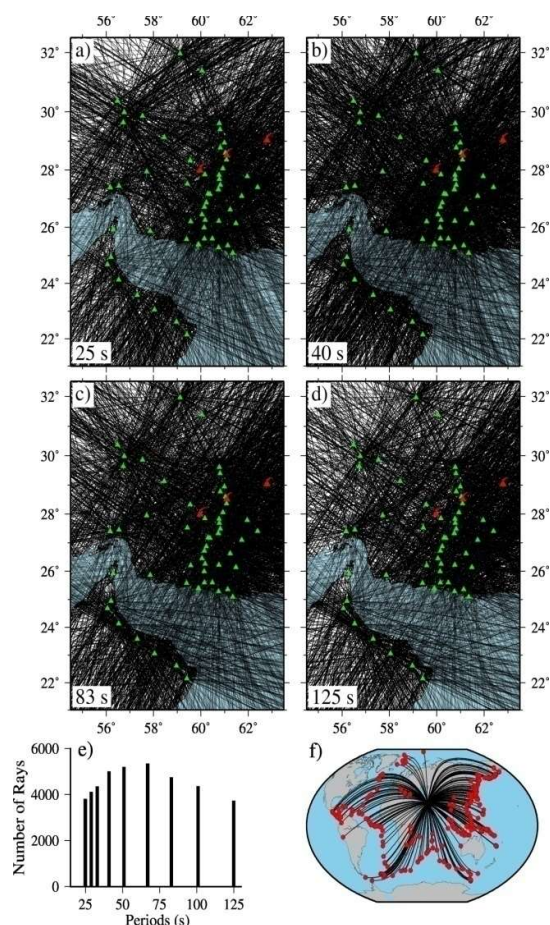
در مرحله بعد، موج سطحی در هر دوره تناوب مربوط به هر یک از رخدادها ثبت‌شده در ایستگاه‌های مختلف هم‌زمان در زیر یکدیگر رسم و بر اساس فاصله رومرکزی مرتب می‌شود. انتظار می‌رود بسته موج مربوط به دوره تناوب مورد نظر در تمام ایستگاه‌ها تکرار شده باشد و با افزایش فاصله رومرکزی ایستگاه تا چشمه در فاصله زمانی دورتری به ثبت رسیده باشد. در این مرحله نیز اگر بسته موجی متفاوت با سایر ایستگاه‌ها وجود داشته باشد یا یک بسته از موج سطحی از نظر تقدم یا تأخر زمانی، تفاوت



شکل ۲. مثالی از پاشش دوره تناوب‌های مختلف موج ریلی ناشی از زمین‌لرزه‌ای با بزرگای $M_w 6/1$ که در تاریخ ۹ ژوئن ۲۰۱۶ در جنوب جزیره جاوا رخ داده و در ایستگاه بصیران خراسان جنوبی ثبت شده است. اولین نگاشت از بالا، مؤلفه عمودی ثبت شده است و نگاشت‌های دیگر همان مؤلفه عمودی هستند که در محدوده دوره تناوب‌های مختلف بین ۲۵ تا ۱۲۵ ثانیه فیلتر و بر اساس افزایش دوره تناوب مرتب شده‌اند.



شکل ۳. نگاشت‌های ثبت شده در ایستگاه‌های مختلف ناشی از زلزله‌ای با بزرگای $M_w 6/2$ و مختصات جغرافیایی $116/26^{\circ}N$ و $11/25^{\circ}S$ که در بازه فرکانسی با دوره تناوب مرکزی ۱۲۵ ثانیه فیلتر شده و از سیگنال اصلی برش خورده‌اند. سیگنال‌ها بر اساس افزایش فاصله رومرکزی ایستگاه تا چشمه زمین‌لرزه از بالا به پایین مرتب شده‌اند.



شکل ۴. پوشش پرتو برای چهار دوره تناوب (الف) ۲۵ (ب) ۴۰ (ج) ۸۳ (د) ۱۲۵ ثانیه. در شکل (ه) تعداد پرتوهای استفاده شده برای هرکدام از دوره تناوبها و در شکل (و) پراکندگی زمین‌لرزه‌های استفاده شده در این مطالعه آورده شده است.

۳ روش تحقیق

از آنجاکه سرعت امواج سطحی وابسته به فرکانس است، توموگرافی امواج سطحی بر مبنای پاشندگی این امواج است. در اینجا از پاشندگی امواج سطحی و روش توموگرافی با فرض دو جبهه موج تخت (TPWT) فورسایت و لی (۲۰۰۵) استفاده شده و توموگرافی سرعت فاز برای نه دوره تناوب مختلف به دست آمده است. در روش‌های کلاسیک از نظریه پرتو استفاده می‌شود و فرض بر آن است که پرتو فقط از بی‌هنجاری‌های واقع در مسیر خود بین چشمه تا ایستگاه تأثیر می‌پذیرد و جبهه موج ورودی تخت است. با توجه به طول موج بلند امواج

سطحی، فرض نظریه پرتو برای امواج سطحی صحیح نیست و علاوه بر این، به منظور مطالعه مناطق بزرگ نمی‌توان انحناهای جبهه موج را نادیده گرفت. در روش توموگرافی با فرض دو جبهه موج تخت این دو ایراد اصلاح می‌شود و هر جبهه موج ورودی به شبکه لرزه‌نگاری حاصل برهم‌نهی دو جبهه موج فرضی تخت در نظر گرفته می‌شود تا انحناهای جبهه موج در محاسبات وارد شود. با این فرض بخشی از انحناهای جبهه موج لحاظ می‌شود. همچنین برای انتخاب رخداد-هایی که چشمه و دو ایستگاه در یک راستا هستند، از محدودیت روش دو ایستگاهی صرف نظر و از تمام رخدادها در تمام آزمایش‌های برگشتی (بک‌آزموت‌ها) استفاده

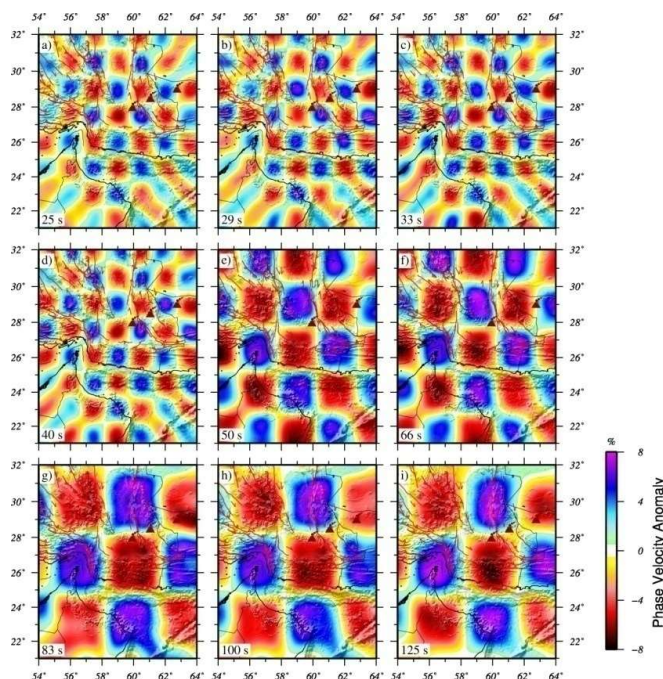
اعماق مختلف متناظر با دوره تناوب مورد نظر است. در مرحله بعد، منحنی‌های پاشش سرعت فاز برای هر کدام از نقاط شبکه محاسباتی استخراج می‌شود و با استفاده از رویکرد بیزین و وارون‌سازی به روش زنجیره مونت کارلو-مارکوف (MCMC)، منحنی‌های پاشش به دست آمده برای هر نقطه شبکه به یک مدل عمقی سرعت موج برشی تبدیل و با استفاده از این مدل‌های عمقی، یک مدل سه بعدی سرعت موج برشی برای منطقه مورد مطالعه به دست می‌آید.

۴ آزمون مصنوعی

۴-۱ آزمون تفکیک پذیری جانبی

برای بررسی دقت و صحت نتایج توموگرافی نیاز است که آزمون مصنوعی برای داده‌ها و روش مورد استفاده انجام شود. برای این منظور از آزمون صفحه شطرنجی استفاده شده است. داده‌های مورد استفاده در آزمون، پارامترهایی مشابه با رخدادهای واقعی دارند. در آزمون مصنوعی، هر جبهه موج مصنوعی به صورت برهم‌نهی دو جبهه موج تخت با دامنه، فاز و آزیموت برگشتی ورودی استخراج شده از بانک داده واقعی در نظر گرفته می‌شود. تأثیر بی‌هنجاری‌ها بر جبهه موج‌های فرض شده در آزمون مصنوعی با استفاده از توابع حساسیت دامنه و فاز تعیین می‌شود. آزمون مصنوعی برای تمام دوره تناوب‌ها انجام شد و در هر آزمون، تغییرات سرعت بی‌هنجاری‌ها به اندازه $\pm 6\%$ درصد نسبت به سرعت مرجع فرض شد. در وارون‌سازی داده‌های مصنوعی، از پارامترهایی مشابه با پارامترهای وارون‌سازی داده‌های واقعی استفاده می‌شود. در شکل ۵ نتایج برای نه دوره تناوب ۲۵ تا ۱۲۵ ثانیه نشان داده شده است. همان‌گونه که مشخص است، در آزمون مصنوعی صفحه شطرنجی، بی‌هنجاری‌ها در تمام دوره تناوب‌ها به خوبی بازیابی شده‌اند.

می‌شود. استفاده از روش دو جبهه موج باعث افزایش پوشش پرتو و افزایش دقت و قدرت تفکیک پذیری توموگرافی می‌شود. همچنین در روش فرض دو جبهه موج تخت چون آزیموت برگشتی دو جبهه موج فرضی به صورت مجهول در مراحل وارون‌سازی وارد می‌شود، تصحیحات مربوط به انحراف جبهه موج اصلی از دایره عظیمه بین چشمه تا ایستگاه‌ها در اثر بی‌هنجاری‌های خارج از منطقه مورد مطالعه انجام می‌شود. همچنین در این روش از توابع حساسیت برای هر کدام از دوره تناوب‌ها استفاده می‌شود تا بتوان ناحیه فرنل را برای هر جبهه موج در نظر گرفت و از نظریه پرتو برای توموگرافی امواج طول موج بلند سطحی صرف نظر کرد. در این مطالعه برای توموگرافی سرعت فاز با استفاده از روش مبتنی بر دو جبهه موج تخت از شبکه‌ای با اندازه 0.5° درجه استفاده شده است. داده مشاهداتی همان دامنه و فاز محاسبه شده با استفاده از تبدیل فوریه و آزیموت برگشتی هر جبهه موج است. هر پرتو ورودی حاصل برهم‌نهی دو پرتو فرضی با دامنه، فاز و آزیموت برگشتی نامشخص است. برای یافتن مقادیر اولیه این پارامترهای جبهه موج‌های فرضی، ابتدا از فرض یکنواخت بودن سرعت در منطقه و روش وارون‌سازی بازپخت (annealing inversion) (الگوریتم تبرید) استفاده و دامنه، فاز و آزیموت برگشتی برای هر پرتو محاسبه می‌شود و میزان اختلاف پارامترهای محاسبه شده و مشاهده شده به دست می‌آید. در مرحله دوم با به کارگیری اختلاف پارامترهای مشاهده شده و محاسبه شده و استفاده از روش وارون خطی تارانتولا و والت (۱۹۸۲) حل هم‌زمان تصحیحات مدل سرعتی منطقه و پارامترهای جبهه موج انجام می‌شود. این کار برای تمام دوره تناوب‌های مورد نظر به صورت مجزا انجام می‌شود. در انتها، در هر دوره تناوب یک مدل سرعتی برای منطقه خواهیم داشت. این مدل‌های سرعتی در دوره تناوب‌های مختلف بیانگر مدل سرعتی در

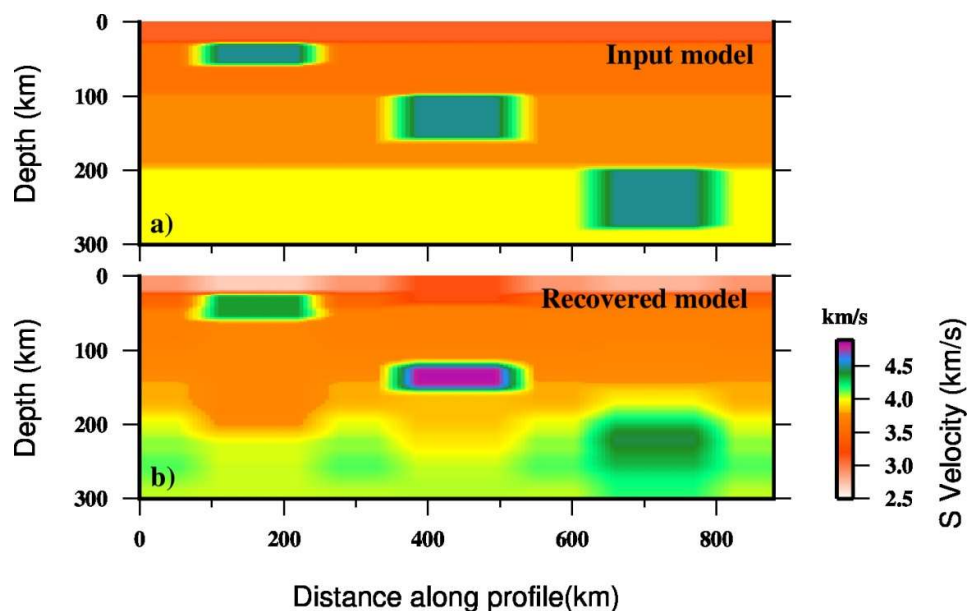


شکل ۵. مدل‌های سرعتی بازیابی شده برای آزمون تفکیک‌پذیری جانبی توموگرافی دوبعدی سرعت فاز با بی‌هنجاری‌هایی با اندازه‌های مختلف. برای مدل ورودی در مدل شطرنجی، سه اندازه مختلف بی‌هنجاری شامل ۱/۵ درجه (الف تا د)، ۲/۵ درجه (ه تا و) و ۳/۵ درجه (ز تا ط) اعمال شده است.

۲-۴ آزمون تفکیک‌پذیری عمقی

علاوه بر آزمون تفکیک‌پذیری جانبی لازم است برای بررسی توانایی بازیابی بی‌هنجاری‌های عمقی با استفاده از روش زنجیره مونت کارلو-مارکوف نیز آزمون مصنوعی انجام شود. در اینجا برای آزمون مصنوعی، سه بی‌هنجاری سرعتی در اعماق ۶۰-۳۰ کیلومتر، ۱۶۰-۱۰۰ کیلومتر و ۲۷۵-۲۰۰ کیلومتر در یک مدل آزمون مصنوعی قرار داده شد و منحنی پاشش این مدل‌های عمقی سرعت موج برشی محاسبه شد. در مرحله بعد، با استفاده از منحنی‌های پاشش به‌دست آمده برای این سه مدل مصنوعی و وارون‌سازی منحنی‌های پاشش مصنوعی با استفاده از روش MCMC، توانایی بازیابی بی‌هنجاری‌های سرعتی بررسی شد. در وارون‌سازی منحنی‌های پاشش از پارامترهایی مشابه با پارامترهای وارون‌سازی منحنی‌های پاشش واقعی استفاده

شده است. وارون‌سازی منحنی‌های پاشش مصنوعی به دو صورت بدون اضافه کردن نوفه به منحنی پاشش مصنوعی و با اضافه کردن منفی ۵ تا مثبت ۵ درصد نوفه به منحنی پاشش مصنوعی انجام شده است. نتایج نشان می‌دهد اضافه کردن نوفه به میزان گفته شده به منحنی پاشش تأثیر چندانی در نتایج وارون‌سازی ندارد (شکل ۶). همان‌گونه که از نتایج مشخص است، بی‌هنجاری‌هایی با عمق کمتر از ۲۰۰ کیلومتر به‌خوبی بازیابی شده‌اند، ولی برای اعماق بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر، تفکیک‌پذیری کاهش پیدا کرده است و بی‌هنجاری‌ها دچار کشیدگی شده‌اند. این اثر می‌تواند ناشی از محدودیت توابع حساسیت دامنه و فاز امواج سطحی باشد. بیشترین عمق حساسیت برای دوره تناوب ۱۲۵ ثانیه، عمق حدود ۱۸۰ کیلومتر است و بعد از آن، تابع حساسیت دامنه و فاز کاهش می‌یابد.



شکل ۶. آزمون تفکیک‌پذیری عمقی برای سه بی‌هنجاری سرعتی در سه عمق ۶۰-۳۰، ۱۶۰-۱۰۰ و ۲۷۵-۲۰۰ کیلومتر. (الف) مدل ورودی برای آزمون مصنوعی (ب) مدل سرعتی بازیابی‌شده.

۵ نتایج و تفسیر

نتایج توموگرافی امواج سطحی با فرض دو جبهه موج تخت در دوره تناوب‌های ۲۵ تا ۱۲۵ ثانیه در شکل ۷ نشان داده شده است. متوسط سرعت فاز از ۳/۴۴ کیلومتر بر ثانیه برای دوره تناوب ۲۵ ثانیه تا ۴/۲۷ کیلومتر بر ثانیه برای دوره تناوب ۱۲۵ ثانیه افزایش می‌یابد. موج سطحی با دوره تناوب کم، بیشترین حساسیت را به ساختارهای سطحی مانند پوسته نشان می‌دهد، در حالی که بیشترین حساسیت نسبت به ساختارهای عمیق مانند گوشته بالایی، در دوره تناوب‌های بیشتر دیده می‌شود. بیشترین حساسیت امواج سطحی در دوره تناوب‌های ۲۵ تا ۱۲۵ ثانیه به اعماق ۳۰ تا ۱۸۰ کیلومتر محدود است و در اعماق بیشتر، تفکیک‌پذیری کاهش می‌یابد؛ بنابراین بهترین تفکیک‌پذیری در نتایج، مربوط به محدوده عمقی ۳۰ تا ۱۸۰ کیلومتر است (لی و همکاران، ۲۰۱۷ و آنتونیویچ و همکاران، ۲۰۱۵).

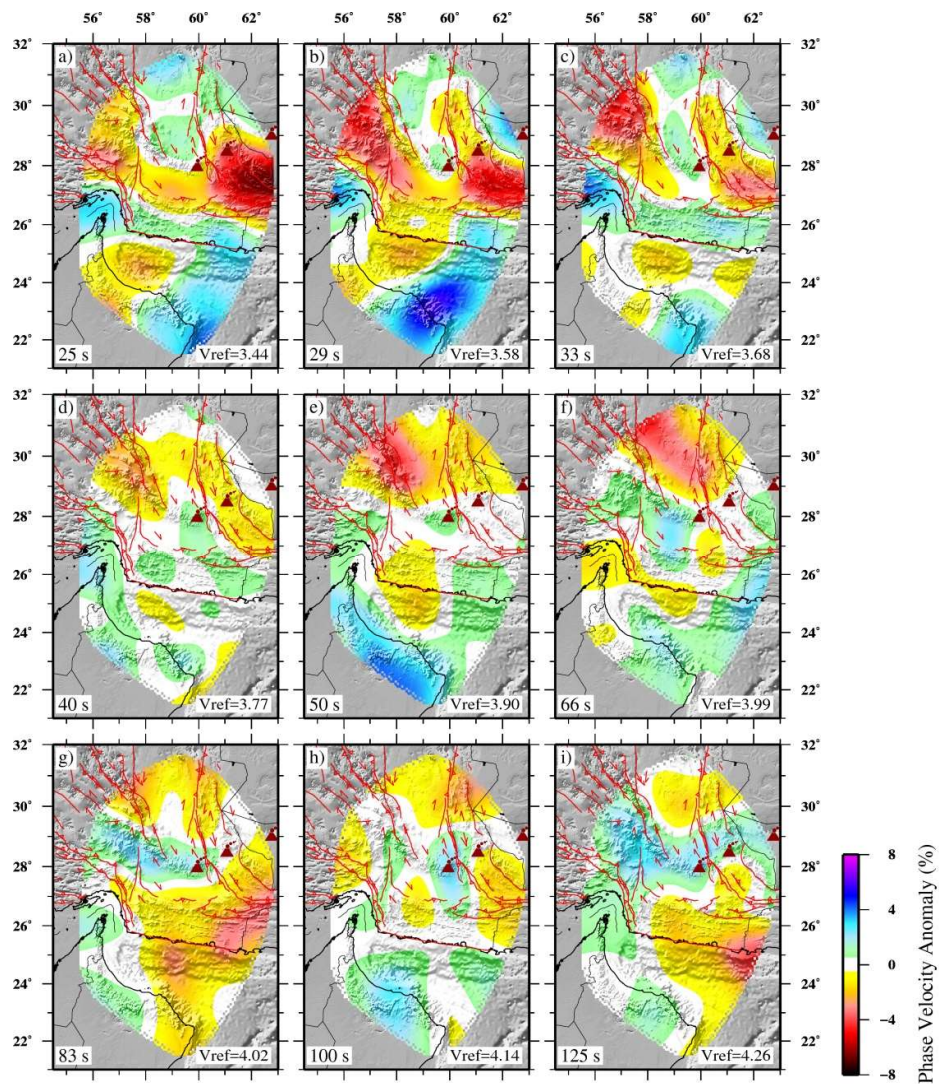
در دوره تناوب‌های ۲۵ تا ۳۳ ثانیه، یک بی‌هنجاری پرسرعت در بخش شمالی دریای عمان و ساحل ایران دیده

می‌شود که تا حدود ۱۰۰ کیلومتر به سمت شمال تا جنوب گودال جازموریان کشیده شده است. همچنین در دوره تناوب‌های ۵۰ تا ۱۰۰ ثانیه، یک بی‌هنجاری پرسرعت در زیر کمان آتشفشانی بزمان-تفتان-سلطان مشاهده می‌شود که در دوره تناوب ۱۲۵ ثانیه به سمت شمال آن کشیده شده است. وجود بی‌هنجاری پرسرعت در بخش ساحلی تا گسله قصرقند در توموگرام‌های مربوط به سه دوره تناوب ۲۵، ۲۹ و ۳۳ ثانیه نشان می‌دهد احتمالاً سنگ کره اقیانوسی تا بخش جنوبی گسله قصرقند به صورت تخت یا با شیب بسیار کم است. کشیده شدن این بی‌هنجاری پرسرعت به سمت شمال منطقه در دوره تناوب‌های بیشتر نیز نشان می‌دهد احتمالاً سنگ کره اقیانوسی از گسله قصرقند شروع به خم شدن و فرورانش می‌کند به گونه‌ای که در دوره تناوب ۸۳ ثانیه به ناحیه شمال گودال جازموریان و زیر کمان آتشفشانی محدود می‌شود. مختارزاده و همکاران (۲۰۱۹) با استفاده از توابع گیرنده در راستای شبکه لرزه‌نگاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان در طول جغرافیایی

۲۰۲۱). در سال ۱۹۷۹ تعدادی زمین‌لرزه با سازوکار کانونی راست‌الغز در پوسته بالایی در این پهنه رخ داده است، اما در بلوک‌های هلمند و لوت هیچ زمین‌لرزه‌ای گزارش نشده است. این موضوع نشان می‌دهد زمین‌درز سیستان مرز زمین‌ساختی بین بلوک هلمند و لوت است (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). این رخدادها نشان می‌دهند پهنه مذکور نقشی کلیدی میان این دو بلوک دارد و سبب تقسیم مکران به دو بخش شرقی و غربی شده است (اسمیت و همکاران، ۲۰۱۲ و شمالی و همکاران، ۲۰۱۴).

در دوره تناوب‌های ۳۳-۲۵ ثانیه، انتهای جنوب شرقی ناحیه سندیج-سیرجان با یک بی‌هنجاری کم‌سرعت مشخص شده که از جنوب به سامانه گسلی زندان-میناب پالامی محدود شده است. وجود بی‌هنجاری کم‌سرعت در انتهای جنوب شرقی ناحیه سندیج-سیرجان نشان از ضخیم‌شدگی سنگ‌کره قاره‌ای و زیرراندگی سنگ‌کره عربی به زیر ایران مرکزی دارد. در جنوب سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی یک بی‌هنجاری پرسرعت مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده سنگ‌کره پرسرعت عربی است. در دوره تناوب‌های بیشتر از ۳۳ ثانیه، بی‌هنجاری پرسرعت جنوب سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی به سمت شمال کشیده می‌شود به طوری که در دوره تناوب ۱۲۵ ثانیه به زیر ناحیه سندیج-سیرجان می‌رسد که حاکی از زیرراندگی ورقه عربی به زیر ایران مرکزی است. پل و همکاران (۲۰۱۰)، پریستلی و همکاران (۲۰۱۲) و متقی و همکاران (۲۰۱۷ الف، ب) همگرایی در سرتاسر منطقه برخوردی زاگرس را به دو صورت کوتاه‌شدگی در منطقه برخوردی و زیرراندگی سنگ‌کره عربی به زیر سنگ‌کره ایران مرکزی می‌دانند. در سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی رخدادهای لرزه‌ای پراکندگی زیادی دارند و از جنوب به شمال، عمق و سازوکارشان تغییر می‌کند به گونه‌ای که زمین‌لرزه‌های کم‌عمق با سازوکار کانونی امتدادلغز در بخش جنوبی منطقه و زمین‌لرزه‌های نیمه‌عمیق با سازوکار

۶۰/۵ درجه، شیب فرورانش را از ساحل تالبه جنوبی گودال جازموریان نزدیک به ۳ درجه برآورد کرده‌اند. در ادامه، این شیب به سمت شمال فرورانش افزایش می‌یابد و به ۱۲/۵ درجه در شمال گودال جازموریان می‌رسد. متقی و همکاران (۲۰۲۰) با استفاده از نتایج تابع گیرنده نشان دادند شیب صفحه فرورونده تا گسله قصر قند کمتر از ۳ درجه است. همچنین با توجه به نتایج پژوهش متقی و همکاران (۲۰۲۰)، بخش ساحلی مکران در بخش جنوب شرقی ایران پوسته اقیانوسی است که با رسوبات و منشور برافزایشی پوشانده شده است. در دوره تناوب‌های ۲۵ و ۲۹ ثانیه، دریای عمان با دو بی‌هنجاری کم‌سرعت (بخش غربی) و پرسرعت (بخش شرقی) مشخص شده است. اللزکی و همکاران (۲۰۱۴) با استفاده از توموگرافی Pn نیز مکران را به صورت دو بی‌هنجاری کم‌سرعت در بخش غربی و پرسرعت در بخش شرقی مشاهده کرده‌اند. در آن مطالعه، بی‌هنجاری پرسرعت بخش شرقی مکران ایران ناشی از پوسته اقیانوسی فرورونده به زیر ورقه ایران مرکزی و بلوک هلمند دانسته شده است، درحالی‌که بی‌هنجاری کم‌سرعت در بخش غربی مکران ایران به پایان فرورانش و شروع برخورد قاره-قاره جوان نسبت داده شده است. در دوره تناوب‌های کم (۴۰-۲۵ ثانیه) یک بی‌هنجاری بسیار کم‌سرعت در جنوب تفتان و زیر شهر سراوان دیده می‌شود که به سمت شمال غرب و در راستای سامانه زمین‌درز سیستان کشیده شده و به گسل‌های امتدادلغز با راستای شمال غربی-جنوب شرق محدود شده است. این بی‌هنجاری کم‌سرعت ناشی از وجود رسوبات ضخیم همراه با ضخیم‌شدگی پوسته به دلیل برخورد بلوک هلمند و لوت است. سامانه زمین‌درز سیستان خود یک منشور برافزایشی است که از بسته شدن شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس در حدود ۹۰-۶۵ میلیون سال قبل تشکیل شده است (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳ و آنگیست و همکاران، ۲۰۱۳) و ضخامتی در حدود ۳۵ کیلومتر دارد (ضرونی‌زاده و همکاران،

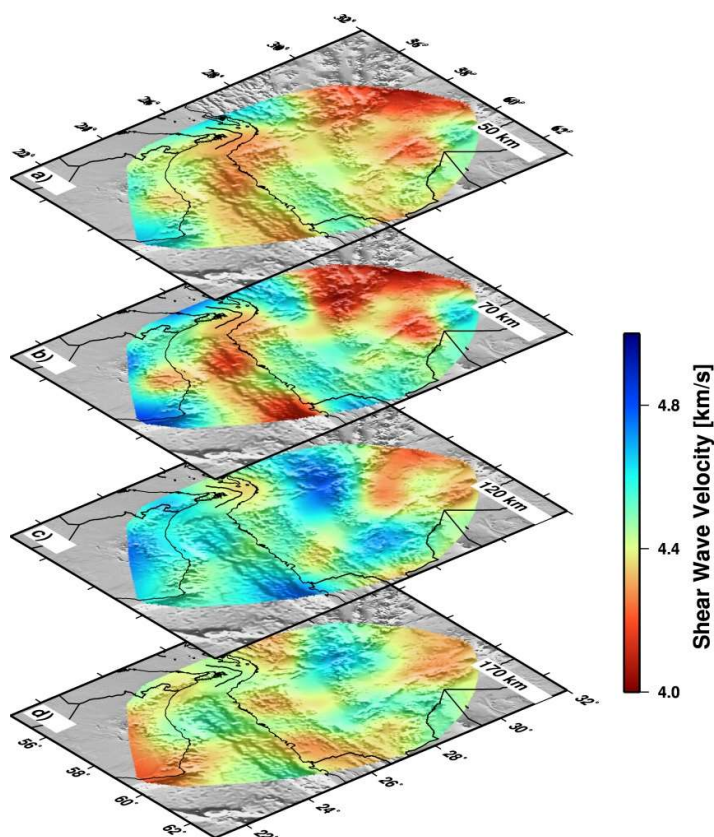


شکل ۷. نتایج توموگرافی دوبعدی سرعت فاز برای نه دوره تناوب ۲۵ تا ۱۲۵ ثانیه.

به دست آمده است. نتایج سرعت موج برشی برای منطقه در چهار مقطع افقی در عمق‌های ۵۰، ۷۰، ۱۲۰ و ۱۷۰ کیلومتر در شکل ۸ نشان داده شده است.

در شکل ۹ نتایج برگردان منحنی‌های پاشش و تبدیل آنها به مدل‌های سرعتی عمقی سرعت موج برشی در راستای پنج مقطع نشان داده شده است. مقطع A-A' در بخش غربی سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی واقع است. مقطع B-B' در منطقه تبدیلی-برخوردی زاگرس به سامانه

کانونی معکوس در شمال منطقه رخ می‌دهند. بر پایه این اطلاعات می‌توان گفت فرایند کوتاه‌شدگی در این منطقه، خود را به صورت راستالغز در گسله‌های سطحی و به صورت معکوس و زیرراندگی در عمق نشان می‌دهد (یمینی‌فرد و همکاران، ۲۰۰۷). با برگردان منحنی‌های پاشش سرعت فاز به دست آمده برای هر نقطه شبکه با استفاده از روش وارون‌سازی زنجیره مونت کارلو-مارکوف، مدل سه‌بعدی سرعت موج برشی برای منطقه



شکل ۸. سرعت موج برشی در چهار مقطع افقی در عمق‌های ۵۰، ۷۰، ۱۲۰ و ۱۷۰ کیلومتر.

کدینسکی-کید و برازنگی (۱۹۸۲) این زمین‌لرزه را نشان‌دهنده وجود سنگ‌کره اقیانوسی در زیر این بخش از زاگرس می‌دانند. در مقطع 'C-C' یک بی‌هنجاری پرسرعت تخت دیده می‌شود که از جنوب منطقه تا شمال گودال جازموریان کشیده شده است. این بی‌هنجاری می‌تواند معرف یک سنگ‌کره پرسرعت قاره‌ای مانند زاگرس باشد یا یک بخش از سنگ‌کره اقیانوسی که فرورانش نکرده و از سنگ‌کره اقیانوسی فرورانشی جدا شده و باقی مانده است. با توجه به نتایج، ضخامت این سنگ‌کره حدود ۱۴۰ کیلومتر است که بسیار کمتر از ضخامت سنگ‌کره عربی در زاگرس یعنی حدود ۲۵۰ کیلومتر (پرستلی و همکاران، ۲۰۱۲) است. این موضوع نشان می‌دهد می‌توان این بی‌هنجاری پرسرعت را احتمالاً

فرورانشی مکران قرار دارد. مقاطع 'C-C' و 'D-D' در منطقه فرورانش مکران و مقطع 'E-E' با راستای شمال شرقی-جنوب غربی از تنگه هرمز تا زمین‌درز سیستان قرار دارند. مقاطع 'A-A' و 'B-B' یک بی‌هنجاری پرسرعت را نشان می‌دهند که به زیر ناحیه سنندج-سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه دختر رانده شده است. این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده زیرراندگی ورقه عربی باشد. نقاط مشکلی و سازوکارهای کانونی نشان داده شده در راستای این مقاطع، زمین‌لرزه‌های نیمه‌عمیق و عمیق در امتداد این دو مقطع هستند که همخوانی بسیار خوبی با هندسه به‌دست‌آمده از توموگرافی دارند. سازوکار کانونی نشان داده شده در راستای مقطع 'A-A' مربوط به رخداد زمین‌لرزه در تاریخ ۹ نوامبر ۱۹۷۰ در عمق تقریباً ۱۰۷ کیلومتری است.

مطالعات توابع گیرنده، در عمق بیشتر از ۵۰ کیلومتر در شمال گودال جازموریان تبدیل موج P به موج S به شدت ضعیف می‌شود (پریستلی و همکاران، ۲۰۲۲).

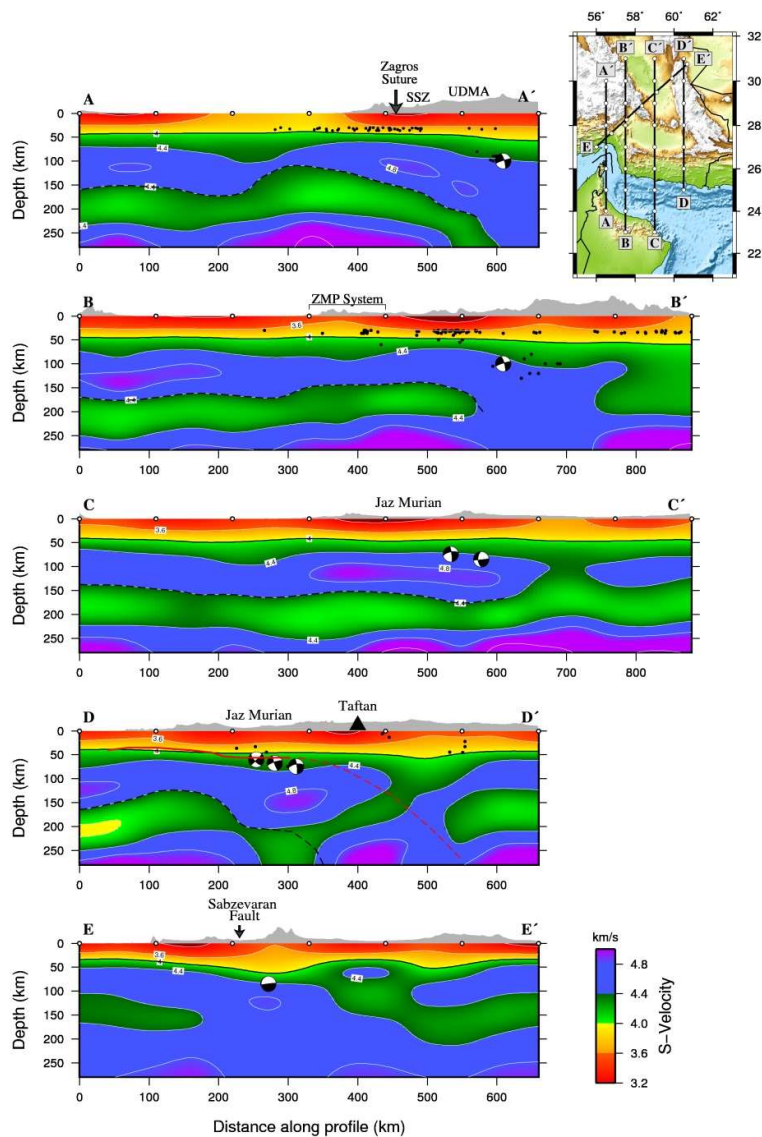
مقطع 'E-E' با راستای شمال شرقی-جنوب غربی به گونه‌ای رسم شده است که بتوان تغییر ساختار سرعتی را با عبور از سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی و ورود به منطقه مکران و ایران مرکزی مشاهده کرد. همان گونه که از نتایج در راستای این مقطع مشخص است، سنگ کره عربی در بخش جنوب غربی سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی تقریباً تخت است و با عبور از این سامانه گسلی و گسله سبزواران، به زیر سنگ کره ایران مرکزی رانده می‌شود. زمین لرزه نشان داده شده در راستای این مقطع با سازوکار کانونی نرمال (پنی و همکاران، ۲۰۱۷) همخوانی خوبی با نتایج دارد. ریگارد و همکاران (۲۰۰۴) نیز با مطالعه زمین ساخت سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی، سازوکار این سامانه گسلی را راستالغز همراه با مؤلفه فشارشی دانسته‌اند که مؤلفه فشارشی این سامانه گسلی با راستای شمال شرقی همخوانی خوبی با زیرراندگی سنگ کره عربی به زیر سنگ کره ایران مرکزی دارد.

۶ نتیجه‌گیری

در این مطالعه ساختار سرعت موج برشی در بخش ایرانی مکران و جنوب شرق‌ترین بخش ناحیه سنندج-سیرجان و منطقه برخوردی زاگرس با استفاده از داده‌های ثبت شده در ۵۸ ایستگاه لرزه‌نگاری در منطقه مکران در بازه زمانی ۲۰۱۶/۶ تا ۲۰۱۹/۵ بررسی شده است. در نتایج مربوط به دوره تناوب‌های زیاد (بیشتر از ۳۳ ثانیه)، سنگ کره‌ای پرسرعت در شمال تنگه هرمز مشاهده می‌شود که به زیر ناحیه سنندج-سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر کشیده شده است. این موضوع می‌تواند نشانی از زیرراندگی و ضخیم‌شدگی سنگ کره پرسرعت عربی به زیر سنگ کره ایران مرکزی باشد که باعث رخداد

یک سنگ کره اقیانوسی بازمانده از فرورانش دانست و نه یک سنگ کره قاره‌ای پرسرعت یا بر اساس نتایج اللزکی و همکاران (۲۰۱۴)، یک منطقه برخوردی جوان.

در مقطع 'D-D' نیز بی‌هنجاری پرسرعتی دیده می‌شود که تا زیر کمان آتشفشانی کشیده شده است. شیب به سمت شمال این بی‌هنجاری پرسرعت به همراه کمان آتشفشانی فعال نشان می‌دهد این توده می‌تواند بی‌هنجاری پرسرعتی از جنس سنگ کره اقیانوسی باشد که به سمت شمال کشیده شده و در حال فرورانش است. شیب فرورانش در ابتدا بسیار کم است، اما زیر کمان آتشفشانی زیاد می‌شود. خط قرمز در این مقطع مرز موهو را مشخص می‌کند که پیشتر با استفاده از توابع گیرنده موج P در مطالعه پریستلی و همکاران (۲۰۲۲) تعیین شده است. نتایج آن مطالعه نیز نشان می‌دهد سنگ کره اقیانوسی با شیب کم به سمت شمال تا حدود ۳۰۰ کیلومتر از ساحل کشیده شده است. بی‌هنجاری پرسرعت عمیق در راستای این مقطع و در طول حدود ۴۰۰ کیلومتر از مقطع، فرورانش پرشیب در مکران در نظر گرفته می‌شود. این بی‌هنجاری پرسرعت در عمق ۲۰۰ کیلومتر و بیشتر قرار گرفته است و تفکیک پذیری عمقی در این مدل کاهش می‌یابد؛ با این حال نتایج مطالعه جهانی اسپاکمن و همکاران (۲۰۱۵) نیز وجود یک فرورانش را در راستای این مقطع نشان می‌دهد. شیب این فرورانش در زیر کمان ماگمایی به ۶۰-۷۰ درجه نیز می‌رسد. نتایج توموگرافی زمان سیر کولاکف (۲۰۱۱) هم نشان می‌دهد شیب فرورانش در مکران بسیار زیاد حتی نزدیک به عمود است. پنی و همکاران (۲۰۱۷) و متقی و همکاران (۲۰۲۰) با استفاده از تحلیل سازوکار کانونی زمین لرزه‌های نیمه-عمیق دریافتند شیب فرورانش بعد از گودال جازموریان زیاد می‌شود و مکان زمین لرزه‌های نیمه عمیق با سازوکار کانونی کششی همخوانی خوبی با مکان خم شدن سنگ کره اقیانوسی و تبدیل از یک فرورانش با شیب کم به یک فرورانش با شیب زیاد دارد. همچنین بر اساس نتایج



شکل ۹. نتایج برگردان منحنی‌های پاشش سرعت فاز در راستای پنج مقطع. نقاط مشکی روی مقاطع نشان‌دهنده زمین‌لرزه‌های نیمه‌عمیق با عمق بیش از ۳۰ کیلومتر است. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های نیمه‌عمیق برگرفته از پنی و همکاران (۲۰۱۷) است. خط قرمز در مقطع D-D' نتیجه مطالعه پریستلی و همکاران (۲۰۲۲) با استفاده از تابع گیرنده و خط‌چین قرمز در راستای این مقطع نشان‌دهنده مرز بالایی سنگ‌کره اقیانوسی است.

عربی به سمت شمال به زیر بلوک ایران رانده شده است. همچنین یک سنگ‌کره پرسرعت و تخت در بخش غربی مکران و زیر گودال جازموریان مشاهده می‌شود که به دلیل ضخامت کم نسبت به سنگ‌کره عربی، این بی‌هنجاری پرسرعت را می‌توان سنگ‌کره اقیانوسی در نظر گرفت که از سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده جدا شده و باقی مانده است.

زمین‌لرزه‌های نیمه‌عمیق در این ناحیه می‌شود. همچنین در دوره تناوب‌های کم (۳۳-۲۵ ثانیه)، سامانه گسلی زندان‌میناب-پالامی مرز بین بی‌هنجاری پرسرعت مذکور در جنوب این سامانه گسلی و یک بی‌هنجاری کم‌سرعت در شمال آن است. این مسئله نشان می‌دهد احتمالاً این سامانه گسلی مرز بین بلوک عربی و ایران است و بلوک

- Byrne, D. E., Sykes, L. R., and Davis, D. M., 1992, Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **97**(B1), 449-478.
- Burg, J. P., Dolati, A., Bernoulli, D., and Smit, J., 2013, Structural style of the Makran Tertiary accretionary complex in SE-Iran, in Al Hosani, K., Roure, F., Ellison, R., and Lokier, S., eds., *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues: Frontiers in Earth Sciences: Springer, Berlin, Heidelberg*, https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9_12, 239-259.
- Burg, J. P., 2018, Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation: *Earth-Science Reviews*, **185**, 1210-1231.
- Forsyth, D. W., and Li, A., 2005, Array analysis of two-dimensional variations in surface wave phase velocity and azimuthal anisotropy in the presence of multipathing interference: *Seismic Earth: Array Analysis of Broadband Seismograms*, **157**, 81-97.
- Fruehn, J., White, R. S., and Minshull, T. A., 1997, Internal deformation and compaction of the Makran accretionary wedge: *Terra Nova*, **9**(3), 101-104.
- Harms, J. C., Cappel, H. N., and Francis, D. C., 1984, The Makran coast of Pakistan: its stratigraphy and hydrocarbon potential, in Haq, B. U., and Milliman, J. D., eds., *Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan: Van Nostrand Reinhold, New York*, 3-26.
- Kadinsky-Cade, K., and Barazangi, M., 1982, Seismotectonics of southern Iran: the Oman line: *Tectonics*, **1**(5), 389-412.
- Kaviani, A., Moradi, A., Sandvol, E., Rumpker, G., Tang, Z., and Mai, P. M., 2018, Topography of Mantle Transition Zone beneath the Middle East by Receiver function stacking: *Proceedings of the 18th Iranian Geophysical Conference*, 969-972.
- Kopp, C., Fruehn, J., Flueh, E. R., Reichert, C., Kukowski, N., Bialas, J., and Klaeschen, D., 2000, Structure of the makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data: *Tectonophysics*, **329**(1-4), 171-191, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00195-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00195-5).
- Koulakov, I., Burov, E., Cloetingh, S., El Khrepy, S., Al-Arifi, N., and Bushenkova, N., 2016, Evidence for anomalous mantle upwelling beneath the Arabian Platform from travel time tomography inversion: *Tectonophysics*, **667**, 176-188.
- Li, Y., Pan, J., Wu, Q., and Ding, Z., 2017, Lithospheric structure beneath the northeastern در بخش شرقی گودال جازموریان، سنگ کره اقیانوسی به صورت یک بی‌هنجاری پرسرعت مشخص شده است که تا جنوب گودال جازموریان، کم‌شیب است و سپس شیب آن افزایش می‌یابد. این سنگ کره اقیانوسی با شیب زیاد در زیر کمان آتشفشانی فرورانش می‌کند. همچنین یک بی‌هنجاری کم‌سرعت در دوره تناوب‌های ۲۵-۵۰ ثانیه مشاهده می‌شود که نشانه ضخیم‌شدگی سنگ کره در این منطقه به دلیل برخورد ورقه هلمند و لوت است و یک مرز زمین‌ساختی بین این دو ورقه محسوب می‌شود.
- منابع**
- Abdollahi, S., Ardestani, V. E., Zeyen, H., and Shomali, Z. H., 2018, Crustal and upper mantle structures of Makran subduction zone, SE Iran by combined surface wave velocity analysis and gravity modeling: *Tectonophysics*, **747**, 191-210.
- Abdollahi, S., Zeyen, H., Ardestani, V. E., and Shomali, Z. H., 2019, 3D joint inversion of gravity data and Rayleigh wave group velocities to resolve shear-wave velocity and density structure in the Makran subduction zone, south-east Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, **173**, 275-290.
- Al-Lazki, A. I., Al-Damegh, K. S., El-Hadidy, S. Y., Ghods, A., and Tatar, M., 2014, Pn-velocity structure beneath Arabia-Eurasia Zagros collision and Makran subduction zones: *Geological Society, London, Special Publications*, **392**(1), 45-60.
- Alinaghi, A., Koulakov, I., and Thybo, H., 2007, Seismic tomographic imaging of P- and S-waves velocity perturbations in the upper mantle beneath Iran: *Geophysical Journal International*, **169**(3), 1089-1102.
- Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J. C. M., Omrani, J., and Plunder, A., 2013, Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic "mélange" (Eastern Iran): *Lithos*, **156**, 139-158.
- Antonijevic, S. K., Wagner, L. S., Kumar, A., et al., 2015, The role of ridges in the formation and longevity of flat slabs: *Nature*, **524**(7564), 212-215.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J., and Berberian, M., 1982, Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and central Iran: *Journal of the Geological Society*, **139**(5), 605-614, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>.

- <https://doi.org/10.1007/BF00876216>.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., et al., 2004, Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system: *Tectonics*, **23**(4).
- Shad Manaman, N., Shomali, H., and Koyi, H., 2011, New constraints on upper-mantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion: *Geophysical Journal International*, **184**(1), 247-267.
- Smith, G., McNeill, L., Henstock, T. J., and Bull, J., 2012, The structure and fault activity of the Makran accretionary prism: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**(B7).
- Smith, G. L., McNeill, L. C., Wang, K., He, J., and Henstock, T. J., 2013, Thermal structure and megathrust seismogenic potential of the Makran subduction zone: *Geophysical Research Letters*, **40**(8), 1528-1533.
- Tarantola, A., and Valette, B., 1982, Generalized non-linear problems solved using the least-squares criterion: *Reviews of Geophysics*, **20**, 219-232.
- Teknik, V., and Ghods, A., 2017, Depth of magnetic basement in Iran based on fractal spectral analysis of aeromagnetic data: *Geophysical Journal International*, **209**(3), 1878-1891, <https://doi.org/10.1093/gji/ggx132>.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., and Camp, V. E., 1983, The Sistan suture zone of eastern Iran: *Geological Society of America Bulletin*, **94**(1), 134-150, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2).
- Van der Meer, D. G., Van Hinsbergen, D. J., and Spakman, W., 2018, Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity: *Tectonophysics*, **723**, 309-448.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., et al., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophysical Journal International*, **157**(1), 381-398.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Farahbod, A. M., Paul, A., and Mokhtari, M., 2007, The diffuse transition between the Zagros continental collision and the Makran oceanic subduction (Iran): microearthquake seismicity and crustal structure: *Geophysical Journal International*, **170**(1), 182-194.
- Yang, Y., and Forsyth, D. W., 2006a, Regional tomographic inversion of amplitude and phase of Tibetan Plateau and the western Sino-Korea Craton revealed by Rayleigh wave tomography: *Geophysical Journal International*, **210**(2), 570-584.
- McCall, G. J. H., and Kidd, R. G. W., 1982, The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to Present: *Geological Society Special Publication*, **10**(July 2009), 387-397, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.26>.
- Mokhtari, M., Abdollahie Fard, I., and Hessami Kh., 2008, Structural elements of the Makran region, Oman sea and their potential relevance to tsunami genesis: *Natural Hazards*, **47**, 185-199.
- Mokhtarzadeh, R., Sobouti, F., Priestley, K., Ghods, A., and Motaghi, K., 2019, Imaging structure of the western Makran subduction zone by receiver functions analysis: 8th International Conference on Seismology and Earthquake Engineering.
- Monsef, I., Rahgoshay, M., Pirouz, M., Chiaradia, M., Grégoire, M., and Ceuleneer, G., 2019, The eastern Makran ophiolite (SE Iran): evidence for a Late Cretaceous fore-arc oceanic crust: *International Geology Review*, **61**(11), 1313-1339.
- Motaghi, K., Shabaniyan, E., and Kalvandi, F., 2017a, Underplating along the northern portion of the Zagros suture zone, Iran: *Geophysical Journal International*, **210**(1), 375-389.
- Motaghi, K., Shabaniyan, E., Tatar, M., Cuffaro, M., and Doglioni, C., 2017b, The South Zagros suture zone in teleseismic images: *Tectonophysics*, **694**, 292-301.
- Motaghi, K., Shabaniyan, E., and Nozad-Khalil, T., 2020, Deep structure of the western coast of the Makran subduction zone, SE Iran: *Tectonophysics*, **776**, 228314.
- Penney, C., Tavakoli, F., Saadat, A., et al., 2017, Megathrust and accretionary wedge properties and behaviour in the Makran subduction zone: *Geophysical Journal International*, **209**(3), 1800-1830.
- Priestley, K., McKenzie, D., Barron, J., Tatar, M., and Debayle, E., 2012, The Zagros core: deformation of the continental lithospheric mantle: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **13**(11).
- Priestley, K., Sobouti, F., Mokhtarzadeh, R., Ghods, A., Motaghi, K., Irandoust, M. A., and Ho, T., 2022, New constraints of the shallow onshore Makran subduction zone structure: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **127**(1), e2021JB022942.
- Quittmeyer, R. C., 1979, Seismicity variations in the Makran region of Pakistan and Iran: relation to great earthquakes: *Pure and Applied Geophysics*, **117**, 1212-1228,

- USArray: *Geophysical Research Letters*, **35**(4), L04308, doi:10.1029/2007GL032278.
- Zarifi, Z., 2007, Unusual subduction zones: case studies in Colombia and Iran: PhD thesis, University of Bergen.
- Zarunizadeh, Z., Motaghi, K., Movaghari, R., and Yang, Y., 2021, A 3D shear-wave velocity model of the lithosphere-asthenosphere system beneath NE Iran: *Geophysical Journal International*, under review.
- Rayleigh waves with 2-D sensitivity kernels: *Geophysical Journal International*, **166**, 1148–1160.
- Yang, Y., and Forsyth, D. W., 2006b, Rayleigh wave phase velocities, small-scale convection, and azimuthal anisotropy beneath southern California: *Journal of Geophysical Research*, **111**, B07306, doi:10.1029/2005JB004180.
- Yang, Y., and Ritzwoller, M. H., 2008, Teleseismic surface wave tomography in the western U.S. using the transportable array component of

Surface wave tomography of the Makran subduction zone

Reza Zeynaddini -Meymand^{1*}, Seyed Khalil Motaghi² and Esmail Shabanian²

¹ Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

² Associate Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

(Received: 09 May 2023, Accepted: 21 July 2023)

Summary

This study presents a 3-D model of the shear wave velocity (V_s) for SE Iran, containing the Makran subduction zone and termination of the Zagros collision zone. The model is developed using surface wave tomography and the associated local dispersion curves that were inverted to the V_s velocity maps. Our findings provide insights into the tectonics of the SE Iran region and the geometry of the subducting lithosphere. To obtain Rayleigh waveforms, we extracted data from 458 teleseismic earthquakes recorded by 58 seismic stations in the Makran region between June 2016 and May 2019. Events with magnitudes greater than 5.5, epicentral distances between 30° and 120° , and depths shallower than 50 km were considered for two-plane wave tomography. This resulted in phase velocity maps at nine periods ranging between 25 s and 125 s. Our results suggest the presence of a high-velocity anomaly at the northern coast of the Gulf of Oman extending ~ 100 km northward up to the Qasr-e Qand fault and the southern edge of the Jaz Murian depression as it was observed at shorter periods of 25-40 s. Further west of Makran and north of the Strait of Hormuz, there is also a high-velocity anomaly at the southwest of the Zendan-Minab-Palami fault at periods of 25-40 s. At periods of 50-125 s, this anomaly is observed at the northern latitudes beneath the Sanandaj-Sirjan zone at the termination of the Zagros collision zone. Our analysis suggests that this anomaly reveals underthrusting of the Arabian lithosphere under Sanandaj-Sirjan zone and Urumieh-Dokhtar magmatic arc. Additionally, we detected a low-velocity anomaly at periods of 25-33 s showing a crustal root potentially generated by underthrusting of the Arabian lithosphere in this region. At the second inversion step, we employed a nonlinear inversion of the local dispersion curves to construct a 3-D V_s model. Our results indicate that there is a flat high-velocity anomaly in the middle of the study region (in the western Makran and under the depression of Jaz Murian), indicating a horizontal oceanic lithosphere, potentially remaining from a truncated oceanic lithosphere between the collision and subduction zones. Furthermore, our findings suggest the presence of a near-horizontal oceanic lithosphere in the eastern part of the study area, extending at a low angle underneath the northern edge of the Jaz Murian depression and subsequently subducting beneath the volcanic arc with a steep angle. Finally, we identified a low V_s anomaly at the crustal-scale in the Sistan suture zone, which stretches towards the north-northwest and is limited by the large N-S directed strike-slip faults.

Keywords: Makran, subduction, surface wave tomography, oceanic lithosphere, magmatic arc

*Corresponding author:

rzeynaddini@iasbs.ac.ir