

## ساختار سرعت گوه برافزایشی مکران مرکزی و پیامدهای آن در اکتشاف منابع هیدروکربنی و خطر زمین لرزه

محمد عنایت کورچین قلعه<sup>۱</sup> و عبدالرضا قدس<sup>۲\*</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری زلزله‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه، زنجان، ایران

<sup>۲</sup> استاد ژئوفیزیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه، زنجان، ایران

(دریافت: ۱۴۰۲/۰۴/۲۰، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۵/۲۱)

### چکیده

فرورانش مکران منشور برافزایشی بسیار ضخیم و عریضی دارد که دوسوم آن در خشکی واقع است. بخش خشکی وسیع این منشور برافزایشی، فرصت بی‌نظیری را برای مطالعه ساختار سرعتی یک منشور برافزایشی فراهم آورده است. با وجود امکان وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ ابرراندگی در منطقه و قرار گرفتن بنادر مهم تجاری مانند چابهار و کنارک روی این منشور، منطقه مکران از مناطق کمتر مطالعه شده در ایران است. همچنین وجود رسوبات ضخیم جوان و نشتی‌های هیدروکربنی، گوه برافزایشی مکران را به یکی از مناطق مستعد وجود ذخایر نفتی تبدیل کرده است. در این مطالعه با استفاده از داده‌های نوفه زمینه ثبت شده در شبکه محلی لرزه‌نگاری متراکم نصب شده در این منطقه (۲۰۲۰-۲۰۱۶) و با استفاده از روش توموگرافی الحاقی نوفه زمینه به بررسی ساختار منشور برافزایشی در ناحیه اطراف مرز مکران غربی و شرقی واقع در قسمت ایرانی مکران پرداخته شده است. نتایج نشان می‌دهد منشور برافزایشی مکران به دو بخش پیشانی و دیرینه تقسیم می‌شود که سرعت موج برشی در قسمت دیرینه نسبت به قسمت پیشانی به‌طور متوسط ۰/۴ کیلومتر بر ثانیه بیشتر است. قسمت پیشانی منشور برافزایشی که در جنوب منشور قرار دارد، کمتر از نصف عرض منشور را در قسمت خشکی دربرمی‌گیرد. سرعت زیاد موج برشی در بخش دیرینه منشور برافزایشی مکران بیانگر درهم‌تنیدگی ساختارهای داخل گوه و وجود تکه‌های اقیانوسی کنده شده از پوسته اقیانوسی در حال فرورانش است که شرایط را برای وجود ذخایر هیدروکربنی بسیار نامحتمل می‌کند. بر این اساس پیشنهاد می‌شود مراحل اکتشاف ذخایر هیدروکربنی در مکران ایران ابتدا در قسمت پیشانی منشور برافزایشی متمرکز شود. سرعت کمتر موج برشی در پیشانی منشور برافزایشی می‌تواند باعث به‌وجود آمدن اثر حوضه رسوبی و افزایش دامنه امواج زمین‌لرزه رسیده به این منطقه و ناگزیر، سبب افزایش خطر زمین‌لرزه در این منطقه شود.

**واژه‌های کلیدی:** فرورانش مکران، توموگرافی الحاقی، نوفه زمینه، اکتشاف منابع هیدروکربنی، خطر زمین‌لرزه

## ۱ مقدمه

فرورانش رو به شمال صفحه عربی به زیر صفحه اوراسیا سبب تشکیل سامانه فرورانشی مکران به طول ۹۰۰ کیلومتر در جنوب شرقی ایران و جنوب غربی پاکستان شده است. بخش خشکی وسیع (حدود ۲۰۰ کیلومتر) و ضخامت زیاد منشور برافرایشی مکران، آن را به یک منطقه فرورانش بی‌مانند تبدیل کرده است (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲؛ ایران‌دوست و همکاران، ۲۰۲۲ و پریستلی و همکاران، ۲۰۲۲). بخش خشکی منشور برافرایشی مکران فرصت بی‌نظیری را برای مطالعه ساختار داخلی منشور برافرایشی یک منطقه فرورانشی فراهم می‌کند. یک منشور برافرایشی معمولاً شامل بخش‌های پیشانی (frontal) و دیرینه برافرایشی (paleo-accretionary) است. قسمت پیشانی از برش‌های برافراشته واحدهای رسوبی به‌نسبت جوان‌تر تشکیل می‌شود، اما بخش دیرینه-برافراشی از ساختارهای دوبلکس سنگ‌های رسوبی قدیمی‌تر و گاهی دگرگون‌شده و سنگ‌های آذرین تراشیده‌شده از صفحه اقیانوسی زیررانده و سنگ‌های لبه صفحه رورانده (برای مثال، انگیبوست و همکاران، ۲۰۲۲) تشکیل می‌شود.

تشخیص وسعت بخش‌های پیشانی و دیرینه-برافراشی منشور برافرایشی مکران و تخمین ضخامت و نوع رسوبات آنها نقش مهمی در فهم ژئودینامیک مکران و همچنین اکتشاف منابع هیدروکربنی دارد. نسبت حجم بخش دیرینه-برافراشی به حجم بخش پیشانی منشور برافرایشی در ارتباط مستقیم با مقدار فرورانش رسوبات به درون گوشته بالایی است. هرچه فرورانش رسوبات به داخل گوشته بالایی بیشتر باشد، مقدار تجمع آنها در قسمت قدیمی کمتر خواهد بود. سرعت زیاد موج برشی در رسوبات بخش دیرینه-برافراشی منشور برافرایشی می‌تواند مربوط به تجمع رسوبات قدیمی یا قطعات کنده‌شده از صفحه قاره‌ای یا اقیانوسی باشد. تشخیص وسعت بخش پیشانی منشور برافرایشی برای اکتشافات هیدروکربنی مهم

است؛ چون شرایط زمین‌شناسی برای تشکیل منابع هیدروکربنی تنها در بخش پیشانی منشور برافرایشی می‌تواند مهیا باشد. همچنین بخش پیشانی منشور برافرایشی که معمولاً سرعت موج برشی در آن کم است، می‌تواند اثر حوضه رسوبی را ایجاد کند و باعث افزایش دامنه امواج زمین‌لرزه شود؛ بنابراین در مطالعات بررسی خطر زمین‌لرزه حائز اهمیت است.

مطالعات پیشین توموگرافی لرزه‌ای سه‌بعدی (شادمنا من و همکاران، ۲۰۱۱؛ کاویانی و همکاران، ۲۰۲۰ و ایران‌دوست و همکاران، ۲۰۲۲) وضوح کافی را برای تفکیک جزئیات ساختاری منشور برافرایشی ندارند. مطالعات با وضوح زیاد (برای مثال، هابرلند و همکاران، ۲۰۲۱ و پریستلی و همکاران، ۲۰۲۲) تنها در امتداد مقاطع دوبعدی انجام شده‌اند؛ بنابراین همچنان به مطالعه توموگرافی سه‌بعدی با وضوح زیاد برای بهتر مشخص شدن ساختار داخلی منشور برافرایشی نیاز است.

پیشرفت‌های محاسباتی در دهه‌های اخیر این فرصت را به ما می‌دهد که به جای استفاده از مدل‌های پیشرو (forward) بر پایه نظریه پرتو، از مدل‌های پیشرو با دقت بیشتر مبتنی بر حل کامل معادله موج استفاده کنیم (فیخنر و همکاران، ۲۰۰۶). روش توموگرافی الحاقی (adjoint tomography) را که تارانتولا (۱۹۸۸) معرفی کرد، به‌تازگی توسعه یافته (برای مثال، فیخنر و همکاران، ۲۰۰۶ و ترمپ و همکاران، ۲۰۰۵، ۲۰۱۰) و با توابع هدف (objective functions) مختلف از جمله شکل موج (فیخنر و همکاران، ۲۰۱۰ و ژائو و همکاران، ۲۰۱۵)، زمان سیر (تانگ، ۲۰۲۱ و وئو و همکاران، ۲۰۲۲) و توموگرافی الحاقی نوفه محیطی (چن و همکاران، ۲۰۱۴ و لیو و همکاران، ۲۰۱۷) استفاده شده است. مطالعات توموگرافی مرسوم مانند توموگرافی نوفه محیطی (برای مثال، ایران‌دوست و همکاران، ۲۰۲۲) برای تبدیل داده‌های زمان

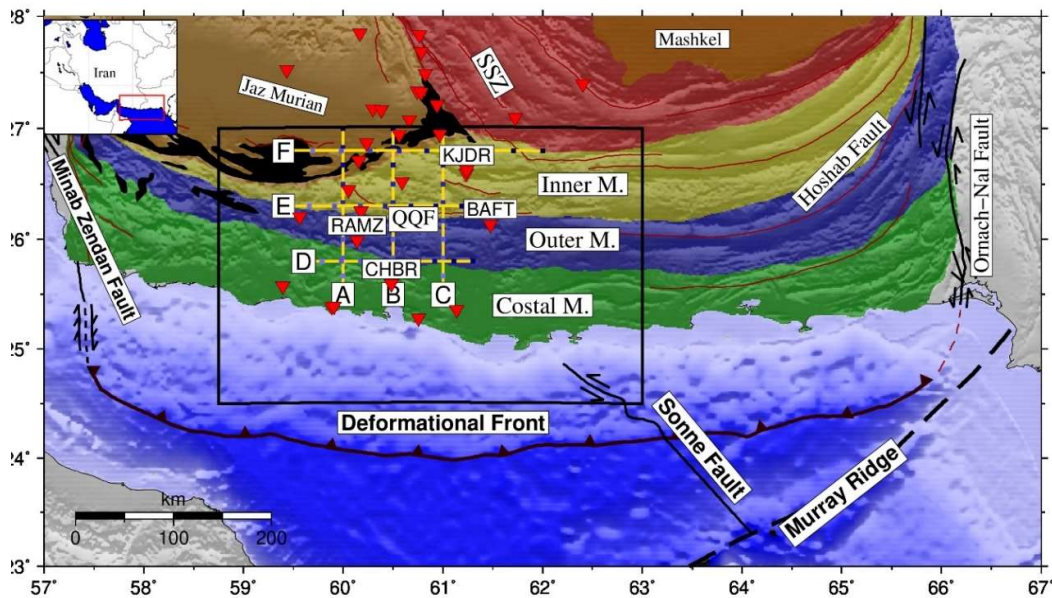
رسید مشاهده شده به نقشه های سرعت موج برشی (فاز یا گروه) در طول موج های مختلف از روش های توموگرافی بر پایه نظریه پرتو با مقادیر هموارکننده بزرگ استفاده و سپس با فرض یک محیط چندلایه یک بعدی، سرعت های فاز یا گروه را به سرعت موج برشی تبدیل می کنند و مدل سه بعدی سرعت موج برشی را با در کنار هم قرار دادن مدل های یک بعدی می سازند. در توموگرافی نوفه محیطی مرسوم، مفروضات ممکن است اثر نامطلوبی در به دست آوردن بی هنجاری های سرعت سه بعدی داشته باشند و به ویژه باعث کمتر تخمین زده شدن دامنه بی هنجاری های کم سرعت شوند (چن و همکاران، ۲۰۱۴ و لیو و همکاران، ۲۰۱۷). در این پژوهش برای به دست آوردن مدل سرعت موج برشی سه بعدی با وضوح زیاد در منطقه ای در اطراف مرز بین مکران غربی و شرقی و درون قسمت خشکی گوه برافزایشی از روش مطرح شده در مطالعه چن و همکاران (۲۰۱۴) استفاده شده است. در منطقه مذکور، طی سال های ۲۰۱۶ تا ۲۰۲۰ یک شبکه لرزه نگاری موقت باندپهن نصب شده بود.

## ۲ زمین شناسی منطقه

فرورانش مکران که بخشی از کمر بند کوه زایی آلپ-همیالیا است، با فرورانش صفحه عربی به زیر اوراسیا در جنوب شرقی ایران و جنوب غربی پاکستان در حال انجام است (شکل ۱). در این منطقه صفحه عربی با نرخ همگرایی ۲۳-۲۵ میلی متر در سال در حال فرورانش به سمت شمال به زیر صفحه اوراسیا است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ بایر و همکاران، ۲۰۰۶ و ماسون و همکاران، ۲۰۰۷). فرورانش مکران که از این به بعد با نام مختصر مکران از آن یاد می شود، یک منشور برافزایشی عریض دارد که از سمت شرق و غرب به دو گسله ترفاشارشی (transpressive) با روند تقریباً شمالی-جنوبی محدود می شود. مرز غربی این فرورانش را سامانه گسلی امتدادلغز راست بر زندان-میناب

و مرز شرقی آن را سامانه گسلی امتدادلغز چپ بر اورناچ-نال (Ornach-Nal) تشکیل می دهد (بایر و همکاران، ۲۰۰۶). سامانه گسله ای زندان-میناب، ناحیه گذار بین فرورانش مکران و ناحیه کوه زایی برخوردار قاره ای زاگرس است. سامانه گسله ای اورناچ-نال در سمت شرق و پشته میان اقیانوسی موری (Murray ridge) در سمت جنوب، صفحه عربی را از صفحه هند جدا می کند. منشور برافزایشی مکران در سمت شمال به دو فروافتادگی جازموریان در ایران و هامونی-مشکل در پاکستان و ناحیه برخوردار زمین درز سیستان ختم می شود. این دو فروافتادگی هر دو به عنوان حوزه های رسوبی پیش کمائی شناخته می شوند. کوه های آتشفشانی کواترنری بزمان و تفتان در ایران و کوه سلطان در پاکستان بخشی از کمان آتشفشانی این فرورانش هستند. به دلیل شیب کم و سرعت همگرایی کم فرورانش و همچنین نرخ رسوب گذاری زیاد، فرورانش مکران درازگودال اقیانوسی مشهودی ندارد (برای مثال، بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). صفحه رورانده (overriding plate) مکران، یک صفحه قاره ای است که شامل دو خرد صفحه قاره ای لوت در ایران و هلمند در پاکستان است که با زمین درز سیستان از هم جدا می شوند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱ و بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). قسمت پیشانی منشور برافزایشی و چین های باز عمده آن روند تقریباً شرقی-غربی دارد، در حالی که کمان آتشفشانی کواترنری این فرورانش روند شمال شرقی-جنوب غربی دارد. فاصله کمان آتشفشانی با قسمت پیشانی گوه از غرب به شرق افزایش می یابد؛ به همین دلیل شیب صفحه فرورانش در مکران غربی بیشتر از مکران شرقی در نظر گرفته می شود (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲؛ پنی و همکاران، ۲۰۱۷ و متقی و همکاران، ۲۰۲۰).

بر اساس تفاوت در ساختارهای زمین ساختی و زلزله خیزی، مکران به دو بخش شرقی و غربی تقسیم شده است (برای مثال، بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). مرز غربی ناحیه



شکل ۱. نقشه توپوگرافی، گسل‌های فعال و چین‌شناسی (بورگ، ۲۰۱۸) منطقه فرورانش مکران. مستطیل سیاه نشان‌دهنده منطقه مورد مطالعه است و مثلث‌های معکوس قرمز رنگ، موقعیت مکانی ایستگاه‌های لرزه‌نگاری استفاده‌شده در این مطالعه را نشان می‌دهد. خطوط زرد معرف موقعیت مقاطع عمقی زده شده روی نتایج است. رخنمون‌های افیولیتی موجود در منطقه (منصف و همکاران، ۲۰۱۹) با ناحیه‌های سیاه‌رنگ نشان داده شده‌اند. SSZ معرف ناحیه زمین‌درز سیستان (Sistan Suture Zone) است.

تقریبی ۳۵۰ کیلومتر دارد. فرورانش در مکران در کرتاسه پسین یا قبل‌تر، ۱۵۰-۶۵ میلیون سال پیش (بربریان و کینگ، ۱۹۸۲؛ مک کال و کید، ۱۹۸۲ و پلات و همکاران، ۱۹۸۸)، زمانی آغاز شد که اقیانوس نئوتتیس در حال بسته شدن و ورق عربی در حال زیرراندگی به زیر ورق اوراسیا بود (فهودی و کریگ، ۱۹۷۷؛ ایت و لدن، ۱۹۸۲ و پلات و همکاران، ۱۹۸۸). بسته شدن اقیانوس نئوتتیس علاوه بر سامانه فرورانش مکران، باعث ایجاد سامانه کوه‌زایی زاگرس در ۳۵-۲۰ میلیون سال اخیر نیز شده است (مک کواری و ون‌هینزبرگن، ۲۰۱۳ و تورسویک و کاکس، ۲۰۱۶). ساختار گوه بیشتر شامل گسلش‌های راندگی و چین‌های باز است (پلت و همکاران، ۱۹۸۸ و بورگ و همکاران، ۲۰۱۳). کوتاه‌شدگی در قسمت ایرانی ساحلی منشور مکران حدود ۱/۲-۰/۸ میلی‌متر در سال تخمین زده می‌شود که حدود ۱۵ درصد کل همگرایی بین ساحل و کمان آتشفشانی به‌دست آمده از GPS را شامل

زمین‌درز سیستان، مرز مکران غربی و شرقی را در قسمت شمالی سامانه فروانشی مکران تعیین می‌کند. گسله راست‌الغز چپ‌بر سونه، به‌عنوان مرز احتمالی مکران شرقی و غربی در قسمت دریایی گوه برافزایشی پیشنهاد شده است (کوکوسکی و همکاران، ۲۰۰۱). مرز مکران غربی و شرقی در قسمت خشکی گوه برافزایشی مکران هنوز مشخص نیست. مکران غربی لرزه‌خیزی کمتری نسبت به مکران شرقی دارد (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲) و تا به حال هیچ زمین‌لرزه دستگاهی بزرگی ثبت نشده است که مربوط به صفحه فرورانش در قسمت مکران غربی باشد. بیشتر زمین‌لرزه‌های عمق متوسط در مکران شرقی رخ داده‌اند (پنی و همکاران، ۲۰۱۷). همه زمین‌لرزه‌های عمق متوسط مکران شرقی از جمله زمین‌لرزه با بزرگای ۷/۷ سراوان سازوکار کانونی نرمال دارند.

مکران یک منشور برافزایشی عریض با نرخ رسوب‌گذاری زیاد به طول تقریبی ۹۰۰ کیلومتر و عرض

آب‌های کم‌عمق است. از عمده ساختارهای غالب این منطقه، چین‌های باز طول موج بلند با روند شرقی-غربی است (بورگ و همکاران، ۲۰۱۳ و دولتی و بورگ، ۲۰۱۳). مکران داخلی بین دو گسله رورانده بشاکرد (Bashakerd Thrust) و قصرقند قرار گرفته و بیشتر شامل ساختارهای ائوسن تا میوسن است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در این منطقه شامل آهک قرمز، مارن‌ها، ماسه‌سنگ‌های آتشفشانی و بالشتک‌های آتشفشانی مربوط به ائوسن پایینی تا میانی است. پس از آن و در اولیگوسن بالایی، عمده واحدهای سنگی منطقه را توالی لای سنگ (سیلت‌استون)، ماسه‌سنگ و رسوبات توریدایتی تشکیل می‌دهد. در میوسن پایینی تا میانی اغلب واحدهای توریدایتی و رسوبات آب‌های کم‌عمق تشکیل‌دهنده این ساختار هستند. عمده این واحدها با اولیستستروم (Olistostrome) پوشانده شده‌اند که در واقع جریانات عظیم سنگ فروریخته به دلیل گرانج هستند. گسله‌های رورانده فراوان و گسله‌های امتدادلغز با راستای شمال شرقی-جنوب غربی از عمده ویژگی‌های این منطقه است (بورگ و همکاران، ۲۰۱۳).

مرز جنوبی مکران شمالی را گسله بشاکرد و مرز شمالی آن را فروافتادگی جازموریان تشکیل می‌دهد. به احتمال بخش‌هایی از مکران شمالی زیر رسوبات جازموریان قرار می‌گیرد. بیشتر سنگ‌های این قسمت مربوط به دوران کرتاسه است (بورگ و همکاران، ۲۰۱۳). این بخش شامل قسمت‌های مختلفی است که به صورت فلسی روی هم قرار گرفته‌اند (imbricated). توالی‌های افیولیتی، بخشی از تکه قاره باجکان-دورکان و ملائزه‌های رنگی، عمده ساختارهای تشکیل‌دهنده از سمت شمال به جنوب این بخش هستند (مک کال و کید، ۱۹۸۲). افیولیت‌های این بخش باقی‌مانده‌های یک حوضه اقیانوسی در حاشیه جنوبی بلوک ایران مرکزی در اوایل ژوراسیک تا اواخر کرتاسه هستند (مک کال و کید، ۱۹۸۲ و بورگ، ۲۰۱۸). کمپلکس

می‌شود (حقی‌پور و همکاران، ۲۰۱۲). قسمت ساحلی و دریایی منشور با یک کمر بند ساحلی از هم جدا می‌شوند که بیشتر گسلش‌های نرمال و گل‌فشان‌ها در آن رخ می‌دهد (ون‌راد و همکاران، ۲۰۰۰ و بک و مورلی، ۲۰۱۶). قسمت دریایی منشور بیشتر شامل گسله‌های قاشقی کششی، گل‌فشان‌ها، گسله‌های راندگی و چین‌ها است. بورگ و همکاران (۲۰۱۳) قسمت ساحلی منشور برافزایشی مکران را بر اساس گسله‌های راندگی غالب منطقه به چهار قسمت مکران ساحلی، مکران خارجی، مکران داخلی و مکران شمالی تقسیم‌بندی کرده‌اند. در ادامه، جزئیات این تقسیم‌بندی بیشتر بررسی می‌شود.

مکران ساحلی بین گسله رورانده چاه‌خان (Chah Khan) در شمال و خط ساحلی در جنوب قرار دارد و شامل رسوبات مارن، کنگلومرا، ماسه‌سنگ و رسوبات قاره‌ای مربوط به دوران اواخر میوسن تا پلیوسن است (بورگ و همکاران، ۲۰۱۳ و بورگ، ۲۰۱۸). مکران ساحلی جوان‌ترین بخش منشور است که گسله‌های راندگی در آن دیده نمی‌شود و عمده ساختارهای غالب آن شامل گسله‌های نرمالی است که حاصل زیرراندگی صفحه‌ای هستند (کپ و همکاران، ۲۰۰۰). گل‌فشان‌ها و شکستگی‌های پرشده با رسوبات با گسلش‌های نرمال حاصل از کشش کواترنری موجود در این منطقه مرتبط هستند. چین‌های باز طول موج بلند (بیشتر از ۲۰ کیلومتر) با دامنه کم که روند تقریباً شرقی-غربی دارند، از ویژگی‌های دیگر این منطقه است.

مکران خارجی بین دو گسله رورانده قصرقند در شمال و چاه‌خان در جنوب قرار دارد. این منطقه شامل رسوبات میوسن پایانی است که روی رسوبات توریدایتی و شیل‌های اولیگوسن پایانی قرار گرفته‌اند. مارن‌های میوسن پایینی به همراه ماسه‌سنگ و سنگ آهک بیشتر در شمال این منطقه وجود دارند و ساختار غالب سنگ‌های واقع در جنوب این منطقه شامل توریدایت‌های میوسن میانی و رسوبات

زمین لرزه‌ها نیاز ندارند، می‌تواند به نتایج بهتری در مطالعه و به تصویر کشیدن ساختارهای پوسته و گوشته بالایی منجر شود. برای استفاده از داده‌های زمین لرزه در شبیه‌سازی باید سازوکار زمین لرزه‌ها هم در دسترس باشد. شبکه موقت مورد استفاده تعداد بسیار کمی زمین لرزه با سازوکار کانونی (کمتر از پنج رویداد) را ثبت کرده است و ناگزیر، به کارگیری توموگرافی الحاقی شکل موج با استفاده از زمین لرزه ممکن نیست.

داده‌های پاشش امواج سطحی با استفاده از محاسبه همبستگی متقابل نوفه زمینه پیوسته ۳۳ ایستگاه موقت شبکه IASBS/CAM مکران مستقر از ژوئن ۲۰۱۶ تا سپتامبر ۲۰۲۰ (پریستلی و همکاران، ۲۰۲۲)، پنج ایستگاه دائمی INSN (پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله) و شبکه IRSC (مرکز لرزه‌نگاری ایران، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) به دست آمده است (شکل ۱). شبکه IASBS/CAM شامل ۳۷ ایستگاه باند پهن Guralp است که در سه فاز نصب شده‌اند (شکل ۱). ایستگاه‌ها اغلب در امتداد خطی شمالی-جنوبی با میانگین فاصله بین ایستگاهی ۲۰ کیلومتر قرار گرفته‌اند و با تعدادی ایستگاه خارج از خط نیز تکمیل شده‌اند. بیشتر ایستگاه‌های دور از خط اصلی در تمام مدت بهره‌برداری از شبکه کار کرده‌اند، اما ایستگاه‌های واقع در امتداد خط اصلی در دو فاز اصلی جابه‌جا شده‌اند. همچنین در چند ماه آخر (مرحله سوم) هفت ایستگاه دیگر نصب شده است. شبکه‌های دائمی و موقت، شکل موج‌ها را با نرخ نمونه‌برداری ۵۰ یا ۱۰۰ نمونه بر ثانیه ثبت کرده‌اند.

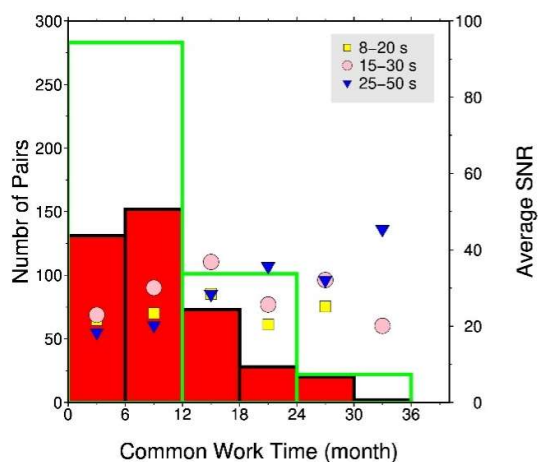
در این مطالعه برای محاسبه همبستگی متقابل نوفه محیط (NCCs)، به جز در مرحله نرمال‌سازی دامنه، از روش استاندارد پردازش نوفه بنسن و همکاران (۲۰۰۷) پیروی شده است. تمام داده‌های مؤلفه عمودی موجود به یک هرترز کاهش نمونه شده، به نداشت‌های روزانه برش داده شده و سپس روند و میانگین آنها حذف شده است. در مرحله بعد،

باجگان-دورکان (Bajgan-Durkan Complex) باقی‌مانده حاشیه قاره‌ای بلوک سنندج-سیرجان زاگرس در نظر گرفته می‌شود. این کمپلکس شامل سنگ‌های دگرگونی مزوزوئیک است که با سنگ‌های بازالتی و رسوبات اعماق زیاد پوشیده شده‌اند. در جنوب این کمپلکس تا گسله رورانه بشاکرد ساختارهای زمین‌ساختی متعددی از اوفیولیت‌ها، رسوبات، کوه‌های زیردریایی، آندزیت‌ها، سنگ آهک و غیره قرار دارد که حاصل وجود یک ناحیه فرورانش در این منطقه در دوران کرتاسه است (مک کال و کید، ۱۹۸۲ و بورگ، ۲۰۱۸).

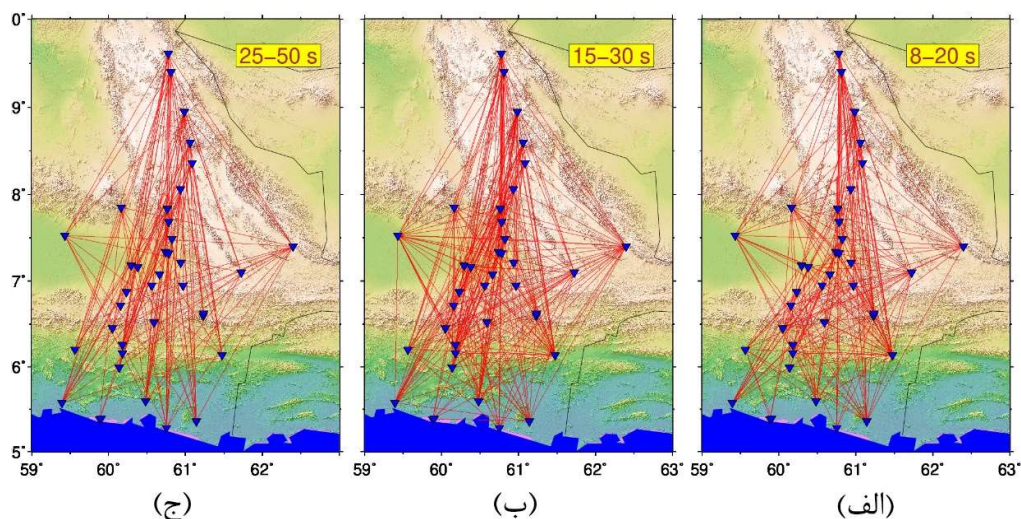
ساختارهای مکران شمالی اغلب شامل گسله‌های رورانه با روند شمال-شمال شرقی با چین‌هایی با روند تقریبی شرقی-غربی است. گسله بشاکرد یکی از بزرگ‌ترین گسله‌های رورانه این منطقه است که جداکننده دو ساختار متفاوت ناحیه بخشی روی هم قرار گرفته روی فرادیواره کمربندهای چین و رورانه مکران داخلی در فرودیواره است. گسله‌های نرمال قسمت غربی جازموریان که نمایانگر ادامه روند فرورفتن فروافتادگی جازموریان و گسله‌های امتدادلغز در قسمت شمال شرقی و جنوب غربی جازموریان هستند، از ساختارهای دیگر منطقه مکران شمالی هستند (بورگ، ۲۰۱۸).

### ۳ داده

با وجود اینکه منطقه مکران به‌ویژه مکران غربی در یک سامانه فرورانش واقع است، لرزه‌خیزی کمتری نسبت به سایر مناطق فرورانش دارد (پنی و همکاران، ۲۰۱۷). البته در مکران شبکه لرزه‌نگاری دائمی متراکمی وجود نداشته است که لرزه‌خیزی منطقه را به مدت طولانی ثبت کند. شبکه مکران دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان تنها شبکه با تراکم ایستگاهی خوب در مرز مکران غربی و شرقی است که به مدت چهار سال کار کرده است. در چنین شرایطی استفاده از روش‌های مبتنی بر نوفه محیطی که به وجود



شکل ۲. بافت‌نگار تعداد ایستگاه‌های لرزه‌نگاری با زمان کار مشترک با دو بین‌بندی شش‌ماهه (قرمز) و یک‌ساله (سبز). نسبت سیگنال به نوفه میانگین برای باندهای طول موجی ۸-۲۰، ۱۵-۳۰ و ۲۵-۵۰ ثانیه به‌ترتیب با مربع زرد، دایره صورتی و مثلث آبی نمایش داده شده است.



شکل ۳. پوشش پرتو برای باندهای طول موجی مختلف ۸-۲۰، ۱۵-۳۰ و ۲۵-۵۰ ثانیه به‌ترتیب در شکل‌های (الف)، (ب) و (ج) نشان داده شده است. مثلث‌های آبی نشان‌دهنده موقعیت ایستگاه‌های استفاده‌شده در این مطالعه هستند.

حذف می‌شود. یک بخش چهار ساعته در صورتی سیگنال پرنرژری فرض می‌شود که انرژی آن بیشتر از ۱/۵ برابر انرژی متوسط نگاشت ۲۴ ساعته همان روز باشد و نسبت بیشینه به کمینه انحراف معیار استاندارد در سه پنجره مختلف ۸۰ دقیقه‌ای بیشتر از ۱/۲ باشد. همچنین بخش‌های چهار ساعته با بیش از ۱۰ درصد نمونه‌ها با دامنه صفر (مشکلات

پاسخ‌های دستگامی از نگاشت‌های روزانه حذف شده است. برای نرمال‌سازی دامنه نگاشت‌های روزانه از رویکرد برش پنجره‌ای استفاده شده است که بوئه و همکاران (۲۰۱۴) و کاویانی و همکاران (۲۰۲۰) آن را به‌کار برده‌اند. در این رویکرد، هر بخش چهار ساعته از نگاشت روزانه در صورت وجود سیگنال پرنرژری مانند سیگنال زمین‌لرزه

که  $G_{AB}(t)$ ،  $C_{AB}(t)$  و  $\hat{G}_{AB}(t)$  به ترتیب تابع همبستگی متقابل نوفه، تابع گرین واقعی و توابع گرین تجربی (EGFs) هستند.  $t$  بیانگر زمان است.

#### ۴ روش حل

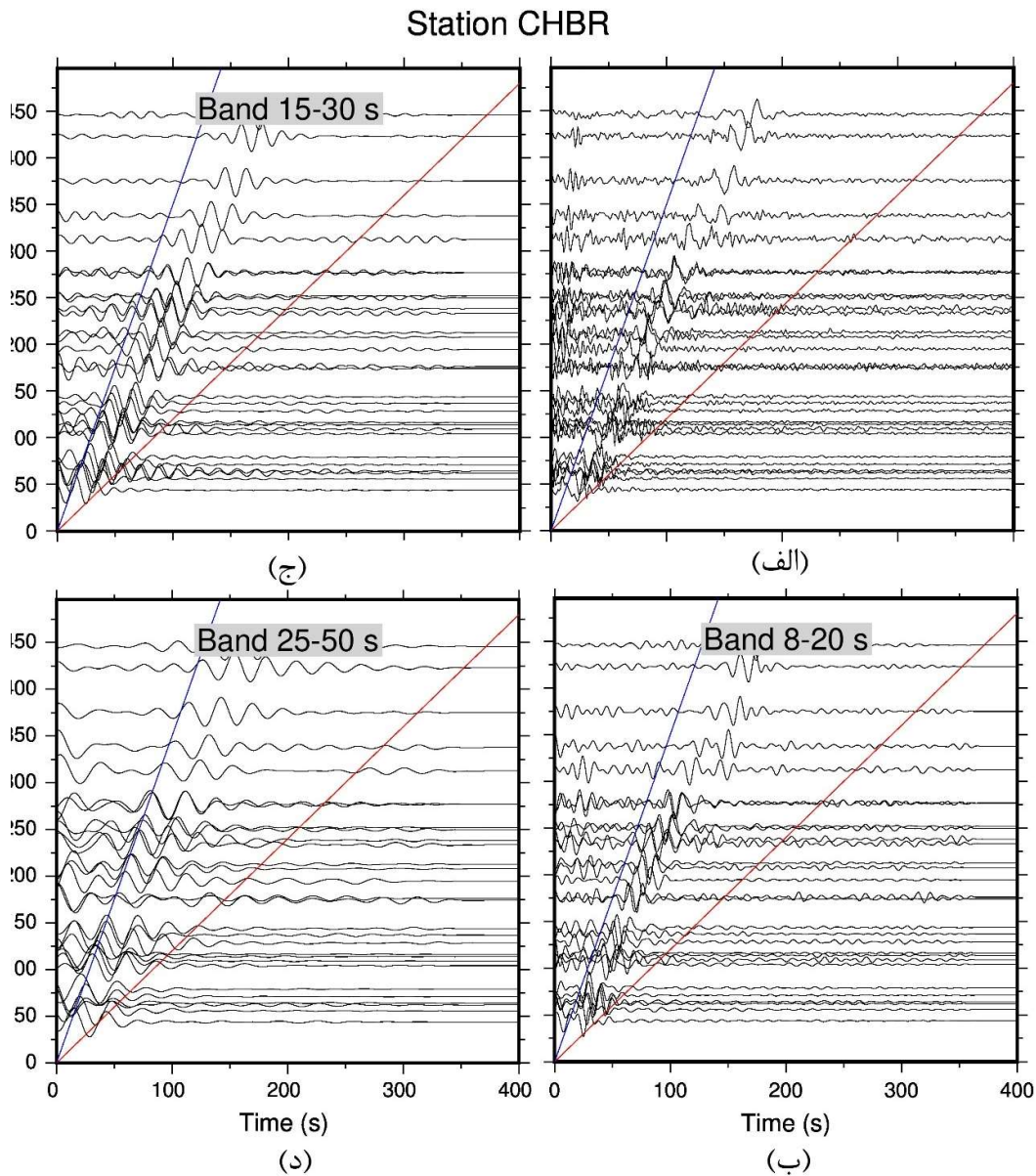
هدف توموگرافی الحاقی، بهبود یک مدل اولیه با کاهش اختلاف بین داده‌های واقعی (زمان رسید فازهای مختلف، شکل موج یا دامنه) و داده‌های شبیه‌سازی شده با استفاده از مدل اولیه است. در این نوع توموگرافی، حل مسئله وارون، یک نوع مسئله بهینه‌سازی در فضای تابعی تلقی می‌شود. از آنجاکه فضای جستجو فضایی بسیار بزرگ است، نمی‌توان از روش‌هایی مانند مونت کارلو برای پیدا کردن جواب بهینه استفاده کرد. یکی از راه‌های جایگزین، استفاده از روش‌های عددی مانند روش گرادیان برای پیدا کردن ریشه معادلات است. این روش‌های عددی به مشتق‌گیری از مشاهدات نسبت به پارامترهای مدل نیاز دارند که باز هم به دلیل گستردگی فضای مدل، بسیار هزینه‌بر و تقریباً ناممکن هستند. این مشکل با معرفی مفهوم جبهه موج الحاقی (تاراتولا، ۱۹۸۸) حل شد. این مفهوم کمک می‌کند مشتق کامل تابع هدف (misfit function) نسبت به پارامترهای مدل با استفاده از ترکیب جبهه موج شبیه‌سازی شده و الحاقی حساب شود. توموگرافی الحاقی روشی بر پایه تکرار است که هر تکرار آن شامل سه مرحله اساسی حل عددی پیشرو (forward) معادله موج، حل عقب‌رو (backward) منبع الحاقی و بهبود مدل اولیه با استفاده از روش‌های مبتنی بر گرادیان است. در روش‌های الحاقی ابتدا با استفاده از یک مدل اولیه (ترجیحاً نزدیک به واقعیت) مدل‌سازی پیشرو انجام می‌شود. مدل‌سازی معادله موج از هر ایستگاه به همه ایستگاه‌های دیگر اجرا می‌شود؛ به عبارتی دیگر، باید مدل پیشرو به تعداد کل ایستگاه‌ها حل شود. در قسمت مدل‌سازی عددی پیشرو برای هر زمین‌لرزه یا منبع لرزه‌ای مجازی (برای حالتی که از نوفه برای

ثبتی) نیز حذف می‌شوند. در مرحله بعد، سفید کردن طیفی (spectral whitening) روی تمام نگاشت انجام می‌شود. در نهایت، برای حذف بیشینه دامنه‌های باقیمانده که بیش از ۳/۸ برابر انحراف معیار استاندارد بخش چهار ساعته بود، یک پردازش برش ساده در حوزه زمان اعمال شد. سپس NCC های روزانه با استفاده از روش وزن‌دهی فازی (شیمیل و پائولسن، ۱۹۹۷) با هم جمع شدند و برای به دست آوردن NCC های نهایی، قسمت علی (causal) با قسمت غیرعلی (acausal) نگاشت جمع شد.

شبکه IASBS/CAM مکران برای مدت بیش از چهار سال کار کرده است، اما همه ایستگاه‌ها هم‌زمان نصب نشده‌اند. شکل ۲ تعداد جفت‌ایستگاه‌ها را با توجه به تعداد روزهای کاری مشترک نشان می‌دهد. زمان کار هم‌زمان تقریباً ۷۰ درصد از جفت‌ایستگاه‌ها (۲۸۴ از ۴۰۷) کمتر از یک سال است که می‌تواند باعث کاهش کیفیت NCC ها شود. برای کاهش تأثیر هرگونه داده با کیفیت بد احتمالی، NCC ها یک‌به‌یک با استفاده از برنامه رایانه‌ای در بسته لرزه‌نگاری هرمن (۲۰۱۳) بررسی شدند تا اطمینان حاصل شود محتوای سرعت گروه برای بخش علی و غیرعلی پذیرفتنی و متقارن است. شکل ۲ همچنین نسبت سیگنال به نوفه (SNR) محاسبه شده را برای هر باند نشان می‌دهد. نسبت سیگنال به نوفه با تقسیم بیشینه دامنه موج ریلی به RMS دنباله سیگنال (بنسن و همکاران، ۲۰۰۷) محاسبه شده است. همان‌گونه که در شکل ۲ مشاهده می‌شود، در تمام باندها نسبت سیگنال به نوفه بیشتر از ۲۰ است. در شکل ۳ پوشش پرتوی جفت‌ایستگاه‌های منتخب در باندهای مختلف طول موج استفاده شده و در شکل ۴، برای نمونه، NCC ها برای ایستگاه CHBR برحسب فاصله نشان داده شده است. توابع گرین تجربی (Empirical Green Function, EGF) از روی NCC ها با استفاده از معادله زیر محاسبه شده‌اند (رواکس و همکاران، ۲۰۰۵):

$$\hat{G}_{AB}(t) = -\frac{dC_{AB}(t)}{dt} \approx G_{AB}(t) \quad (1)$$





شکل ۴. (الف) نتایج همبستگی متقابل محاسبه شده بین ایستگاه CHBR و سایر ایستگاهها برحسب فاصله. نگاشت تابع گرین تجربی فیلترشده در بازه (ب) ۲۰-۸ ثانیه (ج) ۳۰-۱۵ ثانیه (د) ۵۰-۲۵ ثانیه. خطوط آبی و قرمز به ترتیب معرف زمان رسید مربوط به بیشترین (۳/۵ کیلومتر بر ثانیه) و کمترین (۱/۲ کیلومتر بر ثانیه) سرعت گروه امواج سطحی هستند.

می شود. اختلاف این نگاشت لرزه‌ای با نگاشت‌های لرزه‌ای واقعی، داده ورودی مسئله در قسمت عقب‌رو است. بعد از حل پیشرو عددی، اختلاف داده مشاهده شده و داده‌های پیشرو محاسبه می شود. سپس با ضرب کردن مشتق زمانی

توموگرافی استفاده می شود) یک چشمه لرزه‌ای ساخته می شود و با یک مدل اولیه پیش فرض، انتشار این موج شبیه سازی می شود. شکل موج مصنوعی شبیه سازی شده برای ایستگاهها به صورت نگاشت سه مؤلفه‌ای ثبت

مجموع اختلاف زمان سیر بین تابع گرین تجربی و شبیه‌سازی شده است. هرچه مدل به دست آمده به مدل واقعی زمین نزدیک‌تر باشد، اختلاف توابع گرین شبیه‌سازی شده و واقعی کمتر می‌شود. اختلاف زمان سیرها ناشی از اختلاف در مقادیر چگالی  $\rho$ ، مدول برشی  $\mu$  و مدول بالک  $K$  بین مدل اولیه و مدل واقعی زمین است. با توجه به تعاریف  $\delta \ln \rho = \delta \rho / \rho$ ،  $\delta \ln \mu = \delta \mu / \mu$  و  $\delta \ln \kappa = \delta \kappa / \kappa$ ، مشتقات فرشت (Fréchet derivatives) تابع هدف  $\chi$  (تغییر در اختلاف زمان سیر کل) شامل  $K_V$  و  $K_\rho$  است که به ترتیب مربوط به مشتق تابع هدف نسبت به جرم حجمی، سرعت موج برشی و سرعت موج طولی می‌شود. مشتق کامل تابع هدف  $(\delta \chi)$  و مشتقات فرشت (کرنل‌های حساسیت) به ترتیب زیر تعریف می‌شوند (ترمپ و همکاران، ۲۰۰۵ و چن و همکاران، ۲۰۱۴):

$$\delta \chi = \int (K_\rho \delta \ln \rho + K_\mu \delta \ln \mu + K_\kappa \delta \ln \kappa) d^3 \mathbf{x} \quad (۳)$$

$$K_\rho(\mathbf{x}) = \sum_s \int \rho(\mathbf{x}) \partial_t \mathbf{s}^\dagger(\mathbf{x}, -t) \cdot \partial_t \mathbf{s}(\mathbf{x}, t) dt \quad (۴)$$

$$K_\kappa(\mathbf{x}) = - \sum_s \int \kappa(\mathbf{x}) [\nabla \cdot \mathbf{s}^\dagger(\mathbf{x}, -t)] [\nabla \cdot \mathbf{s}(\mathbf{x}, t)] dt \quad (۵)$$

$$K_\mu(\mathbf{x}) = - \sum_s \int 2 \mu(\mathbf{x}) \mathbf{D}^\dagger(\mathbf{x}, -t) : \mathbf{D}(\mathbf{x}, t) dt \quad (۶)$$

$$\mathbf{D} = \frac{1}{2} [\nabla \mathbf{s} + (\nabla \mathbf{s})^T] - \frac{1}{3} (\nabla \cdot \mathbf{s}) \mathbf{I} \quad (۷)$$

$$\mathbf{D}^\dagger = \frac{1}{2} [\nabla \mathbf{s}^\dagger + (\nabla \mathbf{s}^\dagger)^T] - \frac{1}{3} (\nabla \cdot \mathbf{s}^\dagger) \mathbf{I} \quad (۸)$$

$\mathbf{D}$  و  $\mathbf{D}^\dagger$  کرنش بی‌اثر انحرافی (traceless deviatoric strain) میدان پیشرو و الحاقی آن است که با استفاده از میدان‌های پیشرو  $\mathbf{s}$  و عقب‌رو  $\mathbf{s}^\dagger$  جابه‌جایی محاسبه می‌شوند. معادلات (۴) تا (۶) با انتگرال‌گیری هم‌زمان میدان پیشرو موج و میدان عقب‌رو منبع الحاقی مرتبط هستند.  $\mathbf{I}$  در معادلات (۷) و (۸) ماتریس یکه است.  $\mathbf{x}$  و  $t$  به ترتیب زمان و بردار مکان هستند. کرنل‌های حساسیت نسبت به چگالی، سرعت موج برشی  $V_S$  و سرعت موج فشارشی  $V_C$  نیز با

نگاشت‌های حل پیشرو در یک منفی، منبع الحاقی محاسبه می‌شود. در مرحله بعد با حل عقب‌رو چشمه الحاقی که با استفاده از اختلاف داده مشاهده‌شده با داده مصنوعی وزن‌دار شده است و انتگرال‌گیری متناظر زمانی آن با میدان پیشرو، کرنل حساسیت بین یک ایستگاه و ایستگاه‌های دیگر محاسبه می‌شود. هرچه باقیمانده برای یک جفت-ایستگاه بیشتر باشد، وزن منبع الحاقی آن بیشتر است. بعد از محاسبه همه کرنل‌های حساسیت، با جمع کردن و نرم کردن آنها، مشتقات پارامترهای مدل در قسمت الحاقی (عقب‌رو) محاسبه و در نهایت، مدل اولیه بهبود داده می‌شود (تارانتولا، ۱۹۸۸).

تفاوت روش‌های مختلف توموگرافی الحاقی با یکدیگر به نوع داده اولیه (که تعیین‌کننده تابع هدف مسئله است) و روش بهینه‌سازی بازمی‌گردد. در روش توموگرافی الحاقی نوفه زمینه، اختلاف فاز تابع گرین تجربی و تابع گرین شبیه‌سازی شده (Synthetic Green Function, SGF) در فرکانس‌های مختلف کمینه می‌شود. برای اندازه‌گیری اختلاف زمان سیر در این روش، بازه طول موج‌های مورد بررسی را به چند بازه کوچک‌تر تقسیم می‌کنند (در این مطالعه به سه بازه تقسیم شده است) و تابع هدف را در بازه‌های مختلف تعریف و با هم جمع می‌کنند (چن و همکاران، ۲۰۱۴):

$$\chi = \frac{1}{N_c} \sum_c \chi_c \quad (۱)$$

$N_c$  تعداد این بازه‌ها است.  $\chi_c$  تابع هدف در بازه است:

$$\chi_c = \sum_{pc} \int \frac{1}{N_{pc}} \left( \frac{\Delta T_{pc}(\omega)}{\sigma_{pc}(\omega)} \right)^2 d\omega \quad (۲)$$

$N_{pc}$  تعداد اندازه‌گیری‌ها در بازه  $c$ ،  $\Delta T_{pc}$  اختلاف زمان اندازه‌گیری شده در فرکانس‌های مختلف در اندازه‌گیری  $p$ - $m$  در بازه  $c$  و  $\sigma_{pc}$  عدم قطعیت در اندازه‌گیری زمانی مربوط به هر اندازه‌گیری است. هدف از توموگرافی الحاقی نوفه زمینه، کمینه کردن تابع هدف  $\chi$  یا همان

گراش و اقیانوس‌ها را نیز دارد، اما با توجه به نیاز نداشتن به آنها جهت حل مسئله در این مطالعه و کاهش هزینه‌های محاسباتی و افزایش سرعت اجرای برنامه اعمال نشده است. تأثیر ندادن کاهندگی در مدل‌سازی ناشی از بی‌نیازی به اندازه‌گیری دامنه است؛ زیرا آنچه در مدل‌سازی وارد می‌شود، زمان رسید طول موج‌های مختلف است.

برای محاسبه تابع گرین شبیه‌سازی شده از نگاشت‌های شبیه‌سازی شده در ایستگاه‌های دیگر نسبت به زمان مشتق گرفته می‌شود و حاصل در یک منفی ضرب می‌شود. با استفاده از نرم‌افزار FLEXWIN (مگی و همکاران، ۲۰۰۹)، پنجره اندازه‌گیری اختلاف فاز روی تابع گرین شبیه‌سازی شده و تجربی مشخص می‌شود. با استفاده از روش multi-taper (ژائو و همکاران، ۲۰۰۴)، اختلاف فاز در بازه‌های مختلف طول موج بین توابع گرین تجربی و شبیه‌سازی شده ( $\chi$ ) حساب می‌شود. در مرحله بعد، برای قسمت الحاقی یا عقب‌رو مسئله، از توابع گرین شبیه‌سازی شده در قسمت پیشرو مشتق زمانی گرفته می‌شود و بر اساس اختلاف زمان سیرهای اندازه‌گیری شده وزن‌دهی می‌شوند. سپس به صورت معکوس در زمان (در محل ایستگاه‌ها) به محیط شبیه‌سازی برگردانده می‌شوند و میدان موج الحاقی ( $S^T$ ) ساخته می‌شود. شایان ذکر است در مدت زمان اجرای قسمت پیشرو، دامنه رسیده به لبه‌های محیط قبل از رسیدن به لبه مرزهای خورنده (absorbing boundaries) ثابت می‌شود و در قسمت الحاقی به صورت معکوس در زمان به محیط بازتابانده می‌شود. در مدل‌سازی پیشرو برای جلوگیری از بازتاب غیرواقعی موج از مرزهای غیرسطح، از شرایط مرزی خورنده استفاده می‌شود. با انتگرال‌گیری از میدان موج پیشرو و عقب‌رو (الحاقی) روی کل محیط، کرنل‌های حساسیت یا همان مشتقات فرشت برای چگالی، سرعت موج فشارشی و سرعت موج برشی با استفاده از روابط (۴) تا (۱۱) ساخته می‌شوند. برای به‌روزرسانی مدل اولیه از روش‌های بهینه‌سازی بر پایه

روابط (۹) تا (۱۱) حساب می‌شوند. این کرنل‌ها تقریبی از مشتقات فرشت را فراهم می‌کنند که در به‌روزرسانی مدل زمین استفاده می‌شوند:

$$K'_\rho(\mathbf{x}) = K_\rho(\mathbf{x}) + K_\kappa(\mathbf{x}) + K_\mu(\mathbf{x}) \quad (9)$$

$$K_{V_s}(\mathbf{x}) = 2K_\mu(\mathbf{x}) \quad (10)$$

$$K_{V_c}(\mathbf{x}) = 2K_\kappa(\mathbf{x}) \quad (11)$$

به دلیل حجم بودن ریاضیات استفاده شده، جزئیات نحوه به‌دست آمدن روابط (۴) تا (۱۱) در این متن گنجانده نشده است. برای مطالعه بیشتر به ترمپ و همکاران (۲۰۰۵)، (۲۰۱۰) و فیختر و همکاران (۲۰۰۶) مراجعه شود. جهت مدل‌سازی توابع گرین مصنوعی برای همه ایستگاه‌ها، ابتدا یک ایستگاه، چشمه لرزه‌ای فرض و یک چشمه شبه‌دلتای دیراک با پهنای کم در یک کیلومتری زیر ایستگاه قرار داده شد. سپس میدان موج پیشرو  $S$  (دامنه حاصل از انتشار موج در محیط سه‌بعدی در هر گام زمانی) با استفاده از نرم‌افزار Specfem3D ساخته و نگاشت لرزه‌ای در ایستگاه‌های دیگر ثبت شد. این نرم‌افزار معادله کامل حرکت موج به صورت سه‌بعدی را با استفاده از روش عددی اجزاء طیفی (Spectral Element) و برای توابع چشمه مختلف حل و میدان جابه‌جایی را در کل محیط محاسبه می‌کند. روش اجزاء طیفی مشابه روش اجزاء محدود (Finite Element) است که عمده تفاوت آن در انتخاب بردارهای متعامد لاگرانژ برای تقریب میدان مورد نظر (برای مثال، میدان جابه‌جایی در شبیه‌سازی انتشار موج) است. اعمال بردارهای پایه لژاندر با نقاط گاوس-لوباتو-لژاندر (GLL) به‌عنوان نقاط شبکه، با قطری شدن ماتریس ضرایب باعث کاهش چشمگیر هزینه‌های محاسباتی و دستیابی به دقت زیاد می‌شود. دقت زیاد و هزینه محاسباتی کم نسبت به روش اجزاء طیفی اصلی‌ترین مزیت استفاده از این روش در شبیه‌سازی انتشار موج است (ایگل، ۲۰۱۷). این نرم‌افزار توانایی اعمال ناهمسانگردی، کاهندگی، اثر

ناچیز شود.

پردازش‌های مربوط به روش‌های توموگرافی الحاقی سه‌بعدی بسیار سنگین و نیازمند خوشه‌های پردازشی قوی است. برای مثال، هر مرحله از تکرار در این مطالعه با استفاده از ۳۲۰ هسته پردازشی (CPU) ۲/۴ گیگاهرتز به مدت تقریبی ۸۵ ساعت و ۱۶ ترابایت فضای ذخیره‌سازی انجام شده است. در ادامه، به شرح عملیات پردازش و ارائه تصویری از حجم زیاد محاسبات پرداخته می‌شود. در هر تکرار باید معادله موج برای تعداد ۳۸ ایستگاه به صورت پیشرو روی یک شبکه سه‌بعدی با تعداد کل ۲,۱۶۰,۰۰۰ جزء طیفی حل شود. هر جزء ۱۲۵ نقطه در سه‌بعد دارد که با لحاظ کردن نقاط مشترک بین اجزاء، تعداد کل نقاطی که در آن میدان موج محاسبه می‌شود، حدود ۱۵۱ میلیون نقطه است. همه حل‌های پیشرو باید روی حافظه دیسک سخت ثبت شوند که این حجم بسیار زیادی را می‌طلبد. در این میان، یک مرحله به نسبت کم‌هزینه برای محاسبه تفاوت توابع گرین مشاهداتی و شبیه‌سازی شده پیشرو وجود دارد. این داده‌ها برای وزن‌دار کردن کرنل‌های حساسیت مورد نیاز هستند. در مرحله الحاقی، معادله موج به صورت عقب‌رو ۳۸ بار (برابر با تعداد کل ایستگاه‌ها) حل می‌شود و به‌طور هم‌زمان، حل عقب‌رو و حل پیشرو انتگرال‌گیری می‌شود تا تعداد ۳ × ۳۸ کرنل حساسیت مربوط به ۳۸ ایستگاه مورد استفاده محاسبه شود. هر کرنل حساسیت یک ماتریس سه‌بعدی به اندازه ۱۵۱ میلیون نقطه است. مرحله اعمال پیش‌شرط، جمع و نرم‌سازی کرنل‌های حساسیت و تولید  $g$  (معادله ۱۳)، یک مرحله بسیار پرهزینه است. بیشتر زمان مورد نیاز در این مرحله صرف پردازش نرم‌سازی می‌شود. در مرحله بعد، باید جستجوی خطی برای پیدا کردن گام بهینه (معادله ۱۳) انجام بگیرد که این مستلزم چندبار حل پیشرو معادله موج برای ۴۰٪ از ایستگاه‌ها است. تجربه ما نشان می‌دهد بیشترین زمان محاسبات مربوط به حل معادلات موج در حالت پیشرو و عقب‌رو است.

گردایان مانند روش تندترین کاهش (steepest descent)

استفاده می‌شود:

$$m^n = m^{n-1} - \alpha g \quad (12)$$

که  $m$  بردار پارامترهای مدل،  $n$  شمارنده تکرار و  $\alpha$  گام است.  $g$  برداری است که از جمع کرنل‌های حساسیت (معادلات ۹ تا ۱۱) پیش‌شرط اعمال شده و نرم شده همه ایستگاه‌ها محاسبه شده است. برای افزایش سرعت همگرایی (کاهش اختلاف زمان سیر کل بین توابع گرین تجربی و شبیه‌سازی شده) می‌توان از مشتقات دوم تابع هدف نسبت به پارامترهای مدل یا هسین (Hessian) استفاده کرد، اما محاسبه هسین در این روش از لحاظ حجم محاسباتی بسیار سنگین است؛ بنابراین از تقریب هسین رابطه (۱۳) استفاده می‌شود که به آن پیش‌شرط (precondition) نیز گفته می‌شود:

$$\begin{aligned} P &= H_{\rho\rho}^2(\mathbf{x}, \mathbf{x}) \\ &= \lim_{\mathbf{x}' \rightarrow \mathbf{x}} \sum_s \iint \partial_t^2 \mathbf{s}^+(\mathbf{x}, -t) \\ &\quad \cdot \mathbf{G}(\mathbf{x}, \mathbf{x}', t - t') \cdot \partial_{t'}^2 \mathbf{s}(\mathbf{x}', t') dt dt' \\ &\approx \sum_s \int \partial_t^2 \mathbf{s}^+(\mathbf{x}, -t) \cdot \partial_t^2 \mathbf{s}(\mathbf{x}, t) dt \end{aligned} \quad (13)$$

در نهایت، به منظور مشخص‌تر کردن ساختارهای بزرگ‌مقیاس، کنترل بیشتر دامنه و ابعاد بی‌هنجاری‌های به‌دست آمده، کرنل‌های حساسیت با استفاده از یک تابع گاوسی سه‌بعدی نرم (smooth) می‌شوند. در مرحله بعد، برای پیدا کردن گام مناسب  $\alpha$  در رابطه (۱۳) از روش جستجوی خطی استفاده و به ازای گام‌های مختلف، مدل طبق رابطه (۱۳) به‌روزرسانی می‌شود. برای مدل‌های متناظر با گام‌های مختلف، دوباره شبیه‌سازی پیشرو برای تمامی یا تعدادی از ایستگاه‌ها انجام و اختلاف زمان سیر کل حساب می‌شود. مدل مربوط به گامی که این اختلاف را کمینه می‌کند، به‌عنوان مدل بهینه انتخاب و از آن به‌عنوان مدل اولیه در مرحله بعد استفاده می‌شود. بهینه‌سازی مدل تا زمانی ادامه می‌یابد که میزان کاهش اختلاف زمان سیر کل

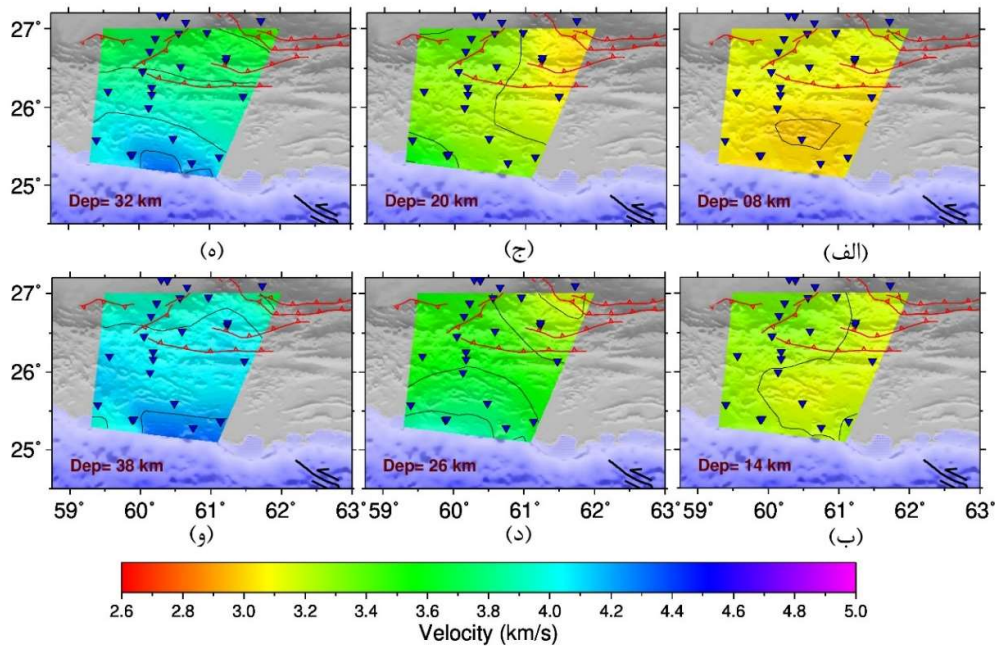
پردازش نرم‌سازی و جستجوی خطی به ترتیب در رتبه‌های بعدی نیاز محاسباتی هستند.

## ۵ نتایج

این مطالعه منطقه‌ای در اطراف مرز بین مکران غربی و شرقی (مکران مرکزی) را در ناحیه UTM 41 شمالی پوشش می‌دهد (شکل ۱). مدل سرعت موج برشی سه‌بعدی مورد استفاده در بخش ایرانی مکران قرار دارد و به عرض جغرافیایی ۲۴/۵۰ تا ۳۰/۲۵ درجه، طول جغرافیایی ۵۸/۷۵ تا ۶۳ درجه و تا عمق ۱۰۰ کیلومتری از سطح محدود می‌شود. منطقه مورد مطالعه در بخش خشکی گوه

برافزایشی مکران واقع است. در مدل‌سازی از ۱۸۰ سلول در جهت غرب به شرق، ۲۴۰ سلول در جهت جنوب به شمال و ۵۰ سلول در راستای عمقی استفاده شده که ابعاد هر سلول تقریباً ۲/۵ در ۲/۵ کیلومتر در صفحه افقی و ۲ کیلومتر در راستای عمق است. هر شبیه‌سازی برای ۱۵۰۰۰ گام زمانی و در مجموع، ۳۷۵ ثانیه انجام می‌شود. مدت زمان شبیه‌سازی تضمین می‌کند که میدان موج زمان کافی را برای عبور از تمامی ایستگاه‌ها دارد.

در این مطالعه از مدل سرعت موج برشی سه‌بعدی ایران‌دوست و همکاران (۲۰۲۲) برای مدل اولیه سرعت موج برشی سه‌بعدی (شکل‌های ۵ و ۶) استفاده شده است.



شکل ۵. برش‌های عمقی از مدل اولیه استفاده‌شده (ایران‌دوست و همکاران، ۲۰۲۲) در عمق‌های (الف) ۸ کیلومتر (ب) ۱۴ کیلومتر (ج) ۲۰ کیلومتر (د) ۲۶ کیلومتر (ه) ۳۲ کیلومتر (و) ۳۸ کیلومتر. مثلث‌های آبی موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده در این مطالعه را نشان می‌دهند.

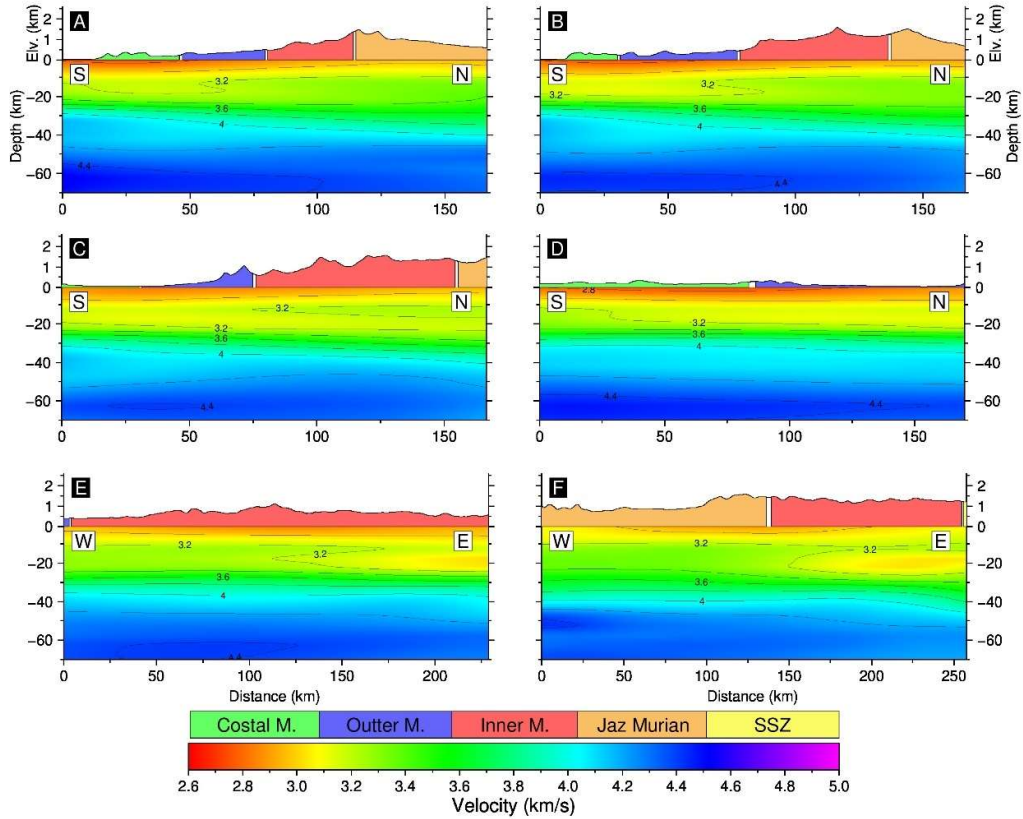
پیشرو با در نظر گرفتن سه باند طول موجی با همپوشانی ۱۵-۳، ۲۵-۱۰ و ۵۰-۲۰ ثانیه شروع شد. به دلیل کیفیت ضعیف داده‌ها (یعنی نسبت سیگنال به نوفه کم) در باند طول موجی اول (۱۵-۳ ثانیه)، تعداد اندازه‌گیری‌ها در این باند بسیار کم به دست آمد (حدود ۲۰ اندازه‌گیری). برای افزایش تعداد

نسخه مورد استفاده مدل سه‌بعدی، از توموگرافی هم‌زمان نوفه محیطی و امواج سطحی زمین لرزه به دست آمده است. مدل اولیه استفاده‌شده برخلاف سرعت موج برشی سه‌بعدی ایران‌دوست و همکاران (۲۰۲۲) با توابع گیرنده مقید نشده است. برای مشاهده کیفیت داده‌های ورودی، مدل‌سازی

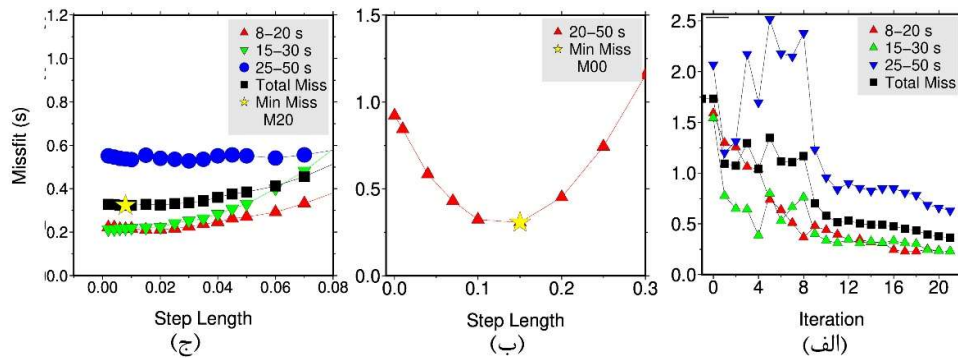
۸ ثانیه جهت محدوده طول موجی کلی مورد مطالعه انتخاب شد.

در این مطالعه از رویه ذکر شده در وئو و همکاران (۲۰۲۲) پیروی و محاسبات با باند طول موج بلند (۵۰-۲۰)

اندازه گیری‌ها، محدوده‌های مختلف را برای این باند طول موجی بررسی و ۸ ثانیه برای پایین‌ترین حد مناسب انتخاب شد که به تعداد پذیرفتنی حدود ۳۵۰ اندازه‌گیری منجر شد؛ بنابراین باند اولیه ۱۵-۳ ثانیه به ۱۵-۸ ثانیه تغییر کرد و ۵۰-



شکل ۶. نیم‌رخ‌های عمقی مدل اولیه استفاده‌شده (ایران‌دوست و همکاران، ۲۰۲۲) در راستای مقاطع نشان داده شده در شکل ۱. SSZ معرف ناحیه زمین‌درز سیستان (Sistan Suture Zone) است.



شکل ۷. الف) کاهش اختلاف زمان سیر کل و باندهای طول موجی مختلف برحسب شماره تکرار (ب) نتایج جستجوی خطی در تکرار اول (ج) نتایج جستجوی خطی برای تکرار آخر. ستاره زرد مبین میزان گام بهینه در به‌روزرسانی مدل زمین است.

طول موج بلندتر ۵۰-۲۵ ثانیه شد به گونه‌ای که ۲۲۴ اندازه‌گیری از ۴۰۷ اندازه‌گیری اصلی حفظ شد.

پس از محاسبه میدان الحاقی، کرنل‌های حساسیت مربوط به هر شبیه‌سازی محاسبه و سپس با هم جمع شدند. کرنل‌های حساسیت حساب شده برای تک‌تک ایستگاه‌ها با هم جمع شدند و پیش شرط برای آنها اعمال شد. پس از آن با یک فیلتر گاوسی سه‌بعدی با عرض افقی و عمودی به ترتیب برابر با ۱۰ و ۵ کیلومتر نرم شدند. به دلیل محدودیت در امکانات پردازشی، امکان اعمال فیلتر گاوسی بزرگ‌تر ممکن نبود. برای جستجوی خطی، مدل‌های به‌روزشده با استفاده از گام‌های مختلف، مدل سرعتی جدید فرض شدند و عملیات شبیه‌سازی پیشرو برای ایستگاه‌های مختلف اجرا و اختلاف زمان سیر کل برای هر مدل محاسبه شد. مدلی که کمترین میزان اختلاف زمان سیر را داشت، به‌عنوان مدل بهینه انتخاب شد و فرایند اشاره شده در بالا برای مدل جدید دوباره اعمال شد. برای کاهش هزینه‌های محاسباتی تقریباً ۴۰٪ ایستگاه‌ها (۱۵ ایستگاه از ۳۸ ایستگاه) استفاده شد. ایستگاه‌های منتخب برای جستجوی خطی، زمان کار طولانی‌تری دارند و در عین حال کل منطقه مورد مطالعه را پوشش می‌دهند.

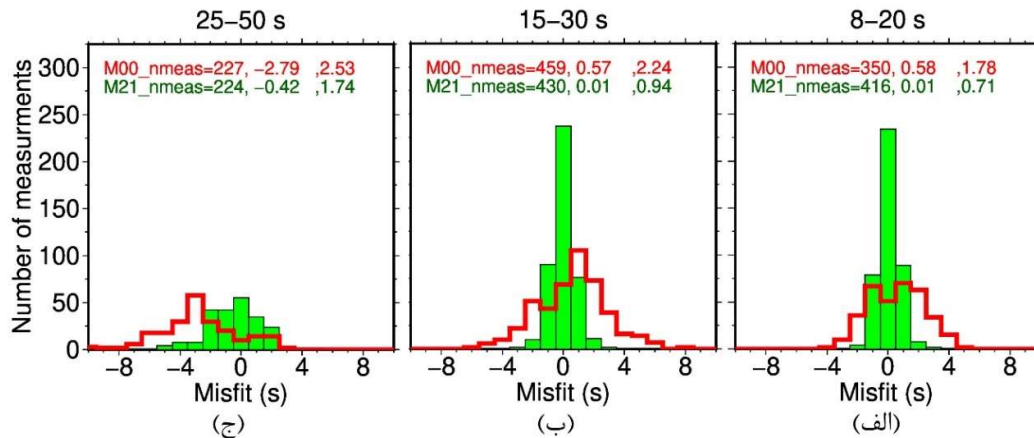
در بیست تکرار، مقدار اختلاف زمان سیر کل به اندازه ۸۰ درصد، از ۱/۵ ثانیه در M00 به ۰/۳ ثانیه در M20 کاهش یافت. با توجه به تغییرات باند دوره در تکرارهای مختلف، اختلاف زمان سیر برای محدوده‌های طول موج نهایی محاسبه شد (شکل ۷-الف). کاهش تدریجی حد پایین باند طول موج بلند باعث ایجاد برخی اعوجاج‌ها در اختلاف زمان سیرهای محاسبه شده قبل از تکرار M08 شده است، اما پس از تکرار M08 مجموع اختلاف زمان سیرهای محاسبه شده در هر باند طول موجی به تدریج تا M20 کاهش می‌یابد. اختلاف زمان سیر کل پس از M20 به‌طور چشمگیر تغییر نمی‌کند؛ بنابراین بهینه‌سازی در M20 متوقف شد (شکل ۷-ج). توزیع اختلاف زمان سیرها برای M00 و

ثانیه) شروع شد و به تدریج حد پایین این باند (۲۰ ثانیه) به ۸ ثانیه در تکرار بعدی کاهش یافت (M08). در مرحله بعد، این باند به محدوده اولیه خود (۲۰-۵۰ ثانیه) تغییر یافت و باند طول موجی ۲۵-۱۰ ثانیه به مدل اضافه شد و با این دو باند برای سه تکرار بعدی بهینه‌سازی مدل اولیه ادامه پیدا کرد. در تکرار M12، باند طول موج سوم، یعنی باند ۱۵-۸ ثانیه به فرایند بهینه‌سازی اضافه و تا تکرار M17 با سه باند ادامه داده شد. در تکرار M18، محدوده‌های باند به محدوده‌های ۲۰-۸ ثانیه، ۳۰-۱۵ ثانیه و ۵۰-۲۵ ثانیه تغییر داده شد تا اطمینان حاصل شود که مدل بهینه‌شده مستقل از محدوده‌های بانندی فرض شده است و تا سه تکرار بعدی (M20) مدل‌سازی با این محدوده‌ها ادامه یافت. نتایج باقیمانده (شکل ۷-الف) نشان می‌دهد گسترش تدریجی یک باند روش کارآمدی برای داده‌های استفاده شده در این کار نبوده است؛ زیرا هر بار که حد پایین تغییر داده می‌شود، طول موج‌های بهینه‌شده با طول موج‌های بهینه‌نشده مخلوط و باعث افزایش باقیمانده در طول موج‌های بهینه‌شده می‌شوند.

در محاسبات فقط اندازه‌گیری‌هایی لحاظ می‌شوند که فاصله جفت‌ایستگاهی آنها به اندازه کافی بزرگ باشد. از این قید به‌طور گسترده در مطالعات توموگرافی مرتبط با امواج سطحی استفاده می‌شود (برای مثال، چن و همکاران، ۲۰۱۴ و ایران‌دوست و همکاران، ۲۰۲۲). با پیروی از چن و همکاران (۲۰۱۴) اندازه‌گیری‌هایی که در آنها میانگین طول موج در هر باند ضرب در سرعت فاز متوسط آن باند در کل منطقه کمتر از دو برابر فاصله بین ایستگاهی باشد، وارد محاسبات نمی‌شوند. برای تخمین میانگین سرعت فاز، از الگوریتم تجزیه و تحلیل فرکانس-زمان استاندارد خود کار (FTAN) (آیریس، ۲۰۱۲) برای به‌دست آوردن منحنی‌های پراکندگی سرعت فاز استفاده و میانگین تمام سرعت‌ها در محدوده‌های مختلف طول موج محاسبه شد. اعمال این محدودیت باعث حذف برخی از اندازه‌گیری‌ها در باند

شبه‌سازی شده (SGF) برای سه باند طول موجی در M00 و M21 برای جفت ایستگاه CHBR و MALK و همچنین توابع گرین تجربی مشاهده شده نشان داده شده است.

M21 (M21 نشان‌دهنده مدل به روز M20 است)، مقدار میانگین و انحراف معیار استاندارد اندازه‌گیری‌ها در شکل ۸ نشان داده شده است. در شکل ۹، برای نمونه، توابع گرین



شکل ۸. توزیع اختلاف زمان سیرها برای مدل اولیه (قرمز) و نهایی (سبز) در باندهای طول موجی مختلف.

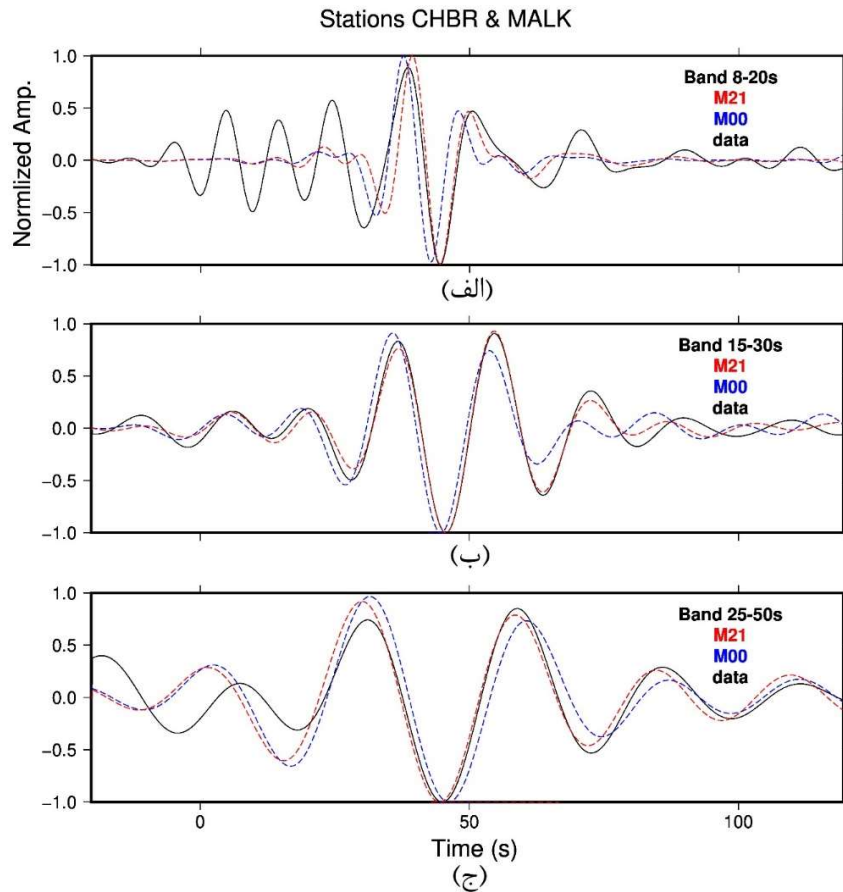
شد. اختلاف کرنل‌های جمع شده برای مدل دارای اختلال  $[K_{V_s}(\mathbf{m} + \delta\mathbf{m})]$  و کرنل‌های حساسیت محاسبه شده برای مدل نهایی  $[K_{V_s}(\mathbf{m})]$  نشان‌دهنده پاسخ هیسین مدل نهایی به اختلال اعمال شده  $[\mathbf{H}\delta\mathbf{m}]$  است:

$$\mathbf{H}\delta\mathbf{m} = K_{V_s}(\mathbf{m} + \delta\mathbf{m}) - K_{V_s}(\mathbf{m}) \quad (14)$$

در شکل ۱۰ نتایج آزمون تابع گسترش نقطه‌ای برای چهار نقطه واقع در منشور برازایشی آورده شده است. اختلال‌ها بر یک تابع گاوسی با نصف پهنای گاوسی برابر با ۱۰ کیلومتر و بیشینه مقدار اختلال برابر با ۱۰ درصد در عمق ۱۶ کیلومتری اعمال شده‌اند. نتایج شکل ۱۰ نشان می‌دهد به غیر از گوشه جنوب غربی محدوده مورد مطالعه، در سایر مناطق محدوده، مدل توانایی تفکیک تغییر سرعت‌هایی با طول موج حدود ۷۰ کیلومتر (در راستای غربی-شرقی) و ۱۰۰ کیلومتر (در راستای شمالی-جنوبی) را دارد که از مرتبه پهنای گاوسی استفاده شده (۷۵ کیلومتر) برای نرم‌سازی مدل است. پخش شدگی بیشتر در راستای شمالی-جنوبی به دلیل توزیع ناهمگن ایستگاه‌های لرزه‌نگاری

به دلیل هزینه محاسباتی فراوان روش‌های توموگرافی الحاقی، هیچ راه آسان و کارآمدی مانند آزمون صفحه شطرنجی در توموگرافی‌های مرسوم برای ارزیابی وضوح تصاویر به دست آمده وجود ندارد. در روش‌های توموگرافی الحاقی، تحلیل بهبود و کیفیت مدل در حوزه داده انجام می‌شود؛ یعنی میزان اختلاف زمان سیر کل یا زمان سیر در محدوده‌های طول موجی مختلف (شکل ۷-الف) مفروض کاهش می‌یابد و توزیع اختلاف زمان سیرها اطراف صفر متقارن‌تر و متمرکزتر می‌شود (شکل ۸). در این روش‌ها معمولاً برای ارزیابی نتایج، از مقایسه با نتایج مطالعات دیگر استفاده می‌شود (ونگ و همکاران، ۲۰۱۸، ۲۰۲۰). برای بررسی بیشتر مدل نهایی به دست آمده در این مطالعه از روش آزمون تابع گسترش نقطه‌ای (point spread test function) (فیختر و ترامپرت، ۲۰۱۱) در نقاط مورد علاقه مدل استفاده شده است. در این روش اختلال (perturbation)  $\delta\mathbf{m}$ ، با توزیع گاوسی به مدل نهایی  $\mathbf{m}$  اضافه و فرایند تولید کرنل‌های حساسیت (مدل‌سازی پیشرو و عقب‌رو و جمع کردن کرنل‌های حساسیت) تکرار



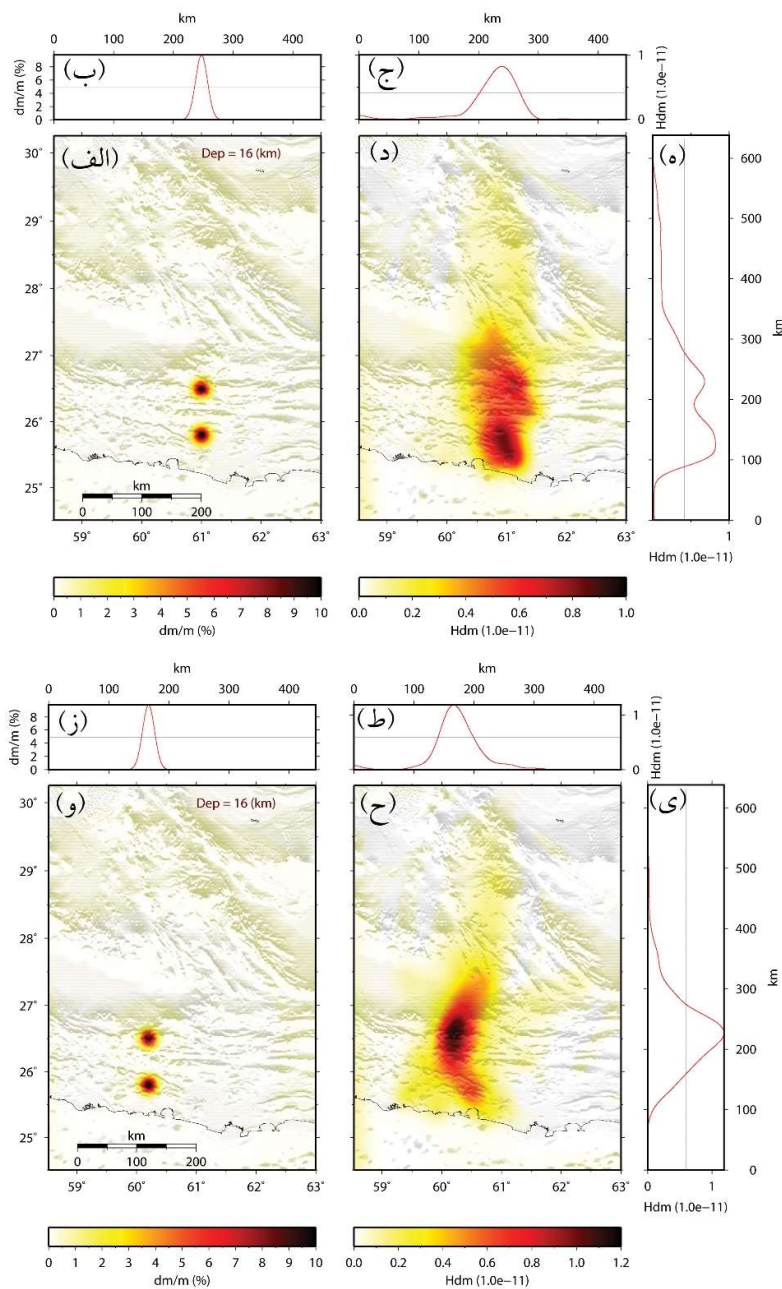


شکل ۹. مقایسه توابع گرین شبیه‌سازی شده (منحنی‌های خط‌چین آبی و قرمز) برای مدل اولیه و نهایی با تابع گرین تجربی مشاهده‌شده (منحنی سیاه با خط پیوسته) در باندهای طول موجی مختلف بین ایستگاه‌های CHBR و MALK.

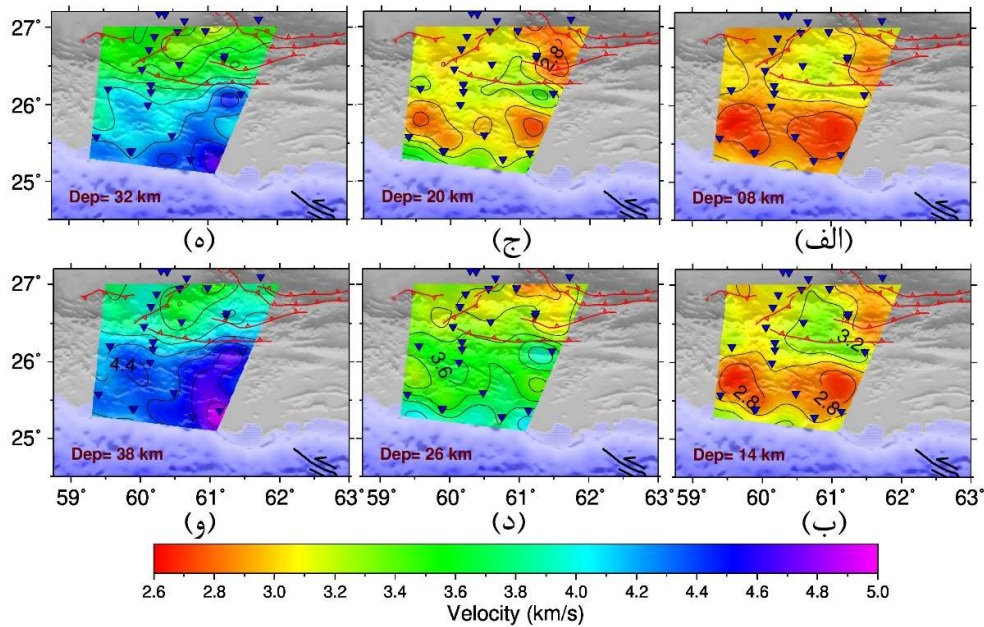
گاوسی گسترده‌تر روی کرنل‌های حساسیت انجام نشد و در عوض، هموارسازی افقی گسترده‌تری (یک تابع گاوسی با عرض ۷۵ کیلومتر) روی نتایج نهایی انجام شد. برای ارائه مدل سرعت موج برشی سه‌بعدی به‌دست‌آمده در این مطالعه، برش‌های افقی در عمق‌های مختلف در شکل ۱۱ نشان داده شده است. برش‌های افقی مدل سرعت تنها برای ناحیه محدود بین ایستگاه‌های مورد استفاده نشان داده شده است؛ چون فقط در این ناحیه دقت تفکیک مدل خوب است. شکل ۱۲ مقطع سرعت موج برشی را در امتداد مقاطع عمودی نشان داده شده در شکل ۱ نشان می‌دهد.

(پوشش پرتو در شکل ۳) است. حساسیت نداشتن مدل در قسمت جنوب غربی محدوده مورد مطالعه به دلیل نبود پوشش پرتوی مناسب (شکل ۳) در منطقه است. همانند سایر روش‌های توموگرافی، در مناطقی که پوشش پرتو (تعداد و میزان برخورد بین پرتوها) وجود نداشته باشد، حساسیت مدل کمتر خواهد بود.

برای نتایج نهایی این مطالعه، از هموارسازی گاوسی افقی با عرض ۷۵ کیلومتر جهت غلبه بر اثر توزیع فاصله غیریکنواخت ایستگاه‌ها و همچنین بهتر نشان دادن ناهنجاری‌های بزرگ‌مقیاس استفاده شده است. به علت محدودیت منابع محاسباتی استفاده‌شده، هموارسازی



**شکل ۱۰.** نتایج آزمون تابع گسترش نقطه‌ای در قسمت‌های مختلف منطقه مورد مطالعه. (الف) موقعیت دو نقطه تابع گسترش نقطه‌ای در شرق منشور در طول جغرافیایی ۶۱ درجه و عرض‌های جغرافیایی ۲۵/۸ و ۲۶/۵ درجه (ب) مقطع عرضی از اختلال اعمال‌شده در منطقه که نشان‌دهنده پهنای تابع گاوسی است. (ج) نتیجه پاسخ تابع همسین روی اختلال اعمال‌شده در شکل (الف). (د) و (ه) برش‌های عرضی (عرض ۲۶/۵ درجه) و طولی (طول ۶۱ درجه) از پاسخ همسین به دو اختلال گاوسی اعمال‌شده را نشان می‌دهند. خطوط هم‌تراز آبی نشان‌دهنده دامنه برابر با نصف بیشینه دامنه در هر مقطع است. شکل‌های (و) تا (ی) متناظر با شکل‌های (الف) تا (ه) برای دو نقطه در غرب منشور واقع در طول جغرافیایی ۶۰/۲ درجه و عرض‌های جغرافیایی ۲۵/۸ و ۲۶/۵ درجه هستند.

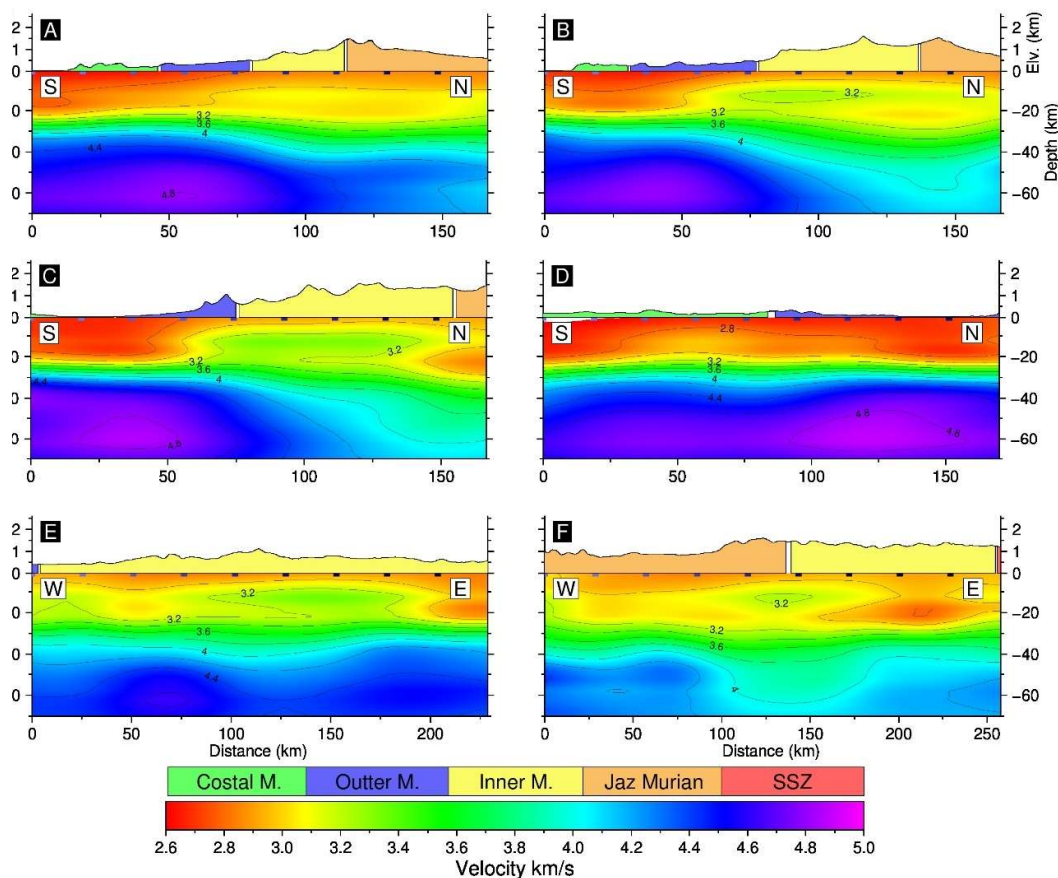


شکل ۱۱. برش‌های عمقی روی مدل نهایی در عمق‌های (الف) ۸ کیلومتر (ب) ۱۴ کیلومتر (ج) ۲۰ کیلومتر (د) ۲۶ کیلومتر (ه) ۳۲ کیلومتر (و) ۳۸ کیلومتر. مثلث‌های آبی موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده در این مطالعه را نشان می‌دهند.

## ۶ بحث و نتیجه‌گیری

در این پژوهش از داده‌های نوفه محیطی مؤلفه عمودی لرزه‌نگارها برای محاسبه سرعت موج برشی سه‌بعدی در منطقه مورد مطالعه استفاده شد (شکل‌های ۱۱ و ۱۲). توابع همبستگی متقاطع نوفه محیطی جفت ایستگاه‌های مختلف بیشتر از امواج سطحی ریلی تشکیل شده است. توپوگرافی امواج سطحی نمی‌تواند مرزهای ناپیوستگی عمقی را به صورت بارز نشان دهد؛ بنابراین برای تخمین مرزهای ناپیوستگی مربوط به موهو و پوشش رسوبی، از نتایج مطالعات قبلی در زمینه تابع گیرنده استفاده شده است. برای نمونه، ایران‌دوست و همکاران (۲۰۲۲) و پریستلی و همکاران (۲۰۲۲) سرعت موج برشی کف پوشش رسوبی را در منشور برافزایشی مکران به ترتیب ۳/۳ کیلومتر بر ثانیه و ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته‌اند. این سرعت‌ها مربوط به عمقی است که در آن سرعت موج برشی شیبی تند دارد که نشان‌دهنده وجود پوسته اقیانوسی در اعماق بیشتر است.

نتایج تقریباً همان گرادیان سرعت را در سرعت ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه زیر ایستگاه RAMZ واقع در داخل منشور برافزایشی نشان می‌دهد (شکل ۱۳). حساسیت موج سطحی با عمق کاهش می‌یابد؛ بنابراین بر اساس مطالعه ایران‌دوست و همکاران (۲۰۲۲)، عمقی که در آن سرعت موج برشی به تقریباً ۴ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد، عمق موهو در نظر گرفته شد. در شکل ۱۳ گرادیان عمودی مشابهی از سرعت موج برشی (در سرعت موج برشی ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه) در حوضه‌های رسوبی جازموریان و سیستم مشاهده می‌شود (به ترتیب مدل یک‌بعدی در زیر ایستگاه‌های BAMP و HABI). ناحیه فرورانش مکران که متعلق به نواحی فرورانش از نوع حاشیه برافزایشی است (برای مثال، هیونت و همکاران، ۲۰۱۲)، یک منشور برافزایشی به نسبت استثنایی به عرض ۲۶۰-۳۲۰ کیلومتر دارد. در مقیاس بزرگ، منشور برافزایشی مکران را می‌توان به ناحیه‌ای کم‌سرعت (از سواحل مکران تا عرض جغرافیایی تقریباً ۲۶

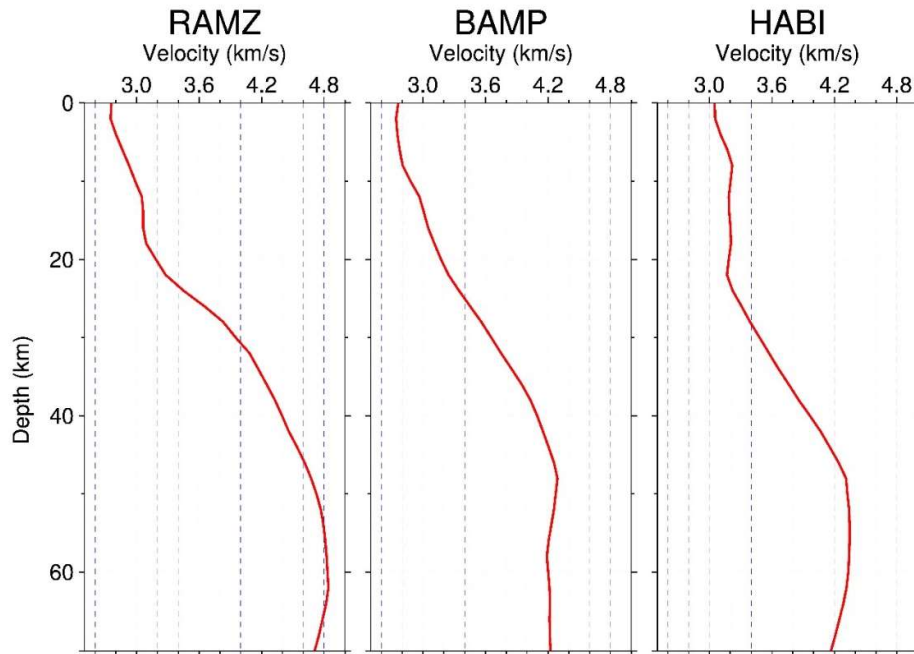


شکل ۱۲. مدل سرعت برشی نهایی روی مقاطع عمودی نشان داده شده با خطوط زرد رنگ در شکل ۱. SSZ معرف ناحیه زمین درز سیستان ( Sistan Suture Zone) است.

ایران دوست و همکاران (۲۰۲۲) فرق بارزی بین سرعت امواج سطحی در عرض گوه برافزایشی نشان نمی دهد (شکل های ۵ و ۶). این مشاهده ثابت می کند روش توموگرافی الحاقی امواج سطحی قدرت بیشتری در تفکیک جزئیات ساختار پوسته دارد.

نیم رخ B (شکل ۱۲) موقعیت و طول تقریباً یکسانی با مقطع ۱ هابرلند و همکاران (۲۰۲۱) دارد. این نیم رخ پوشش رسوبی ضخیم (۲۲ کیلومتر) احتمالاً جوان را با سرعت متوسط کم (۲/۸ کیلومتر بر ثانیه) در زیر مکران ساحلی نشان می دهد. منطقه کم سرعت با یک مرز که به سمت جنوب شیب دارد، به منطقه ای با سرعت بیشتر (سرعت متوسط ۳/۱ کیلومتر بر ثانیه) تغییر می کند. مرز تحتانی

درجه) و ناحیه ای با سرعت بیشتر (از شمال عرض جغرافیایی ۲۶ درجه تا جنوب فروافتادگی جازموریان) با دامنه سرعتی به ترتیب برابر با ۳-۲/۶ و ۳/۲-۲/۹ کیلومتر بر ثانیه تقسیم کرد. ناحیه کم سرعت اغلب مکران ساحلی (تا عمق ۲۲ کیلومتری) و ناحیه با سرعت بیشتر تقریباً مکران بیرونی و داخلی را در بر می گیرد. منطقه کم سرعت به احتمال زیاد از ساحل تا جبهه تغییر شکل یا ابتدای منشور برافزایشی ادامه می یابد. کف ناحیه با سرعت بیشتر از عمق ۲۲ تا ۳۰ کیلومتر در فاصله ۱۸۰ کیلومتر (نیم رخ A شکل ۱۲) در زیر مکران داخلی عمیق می شود. نواحی با سرعت کم و زیاد موج برشی در گوه برافزایشی مکران به ترتیب با منشور پیشانی و دیرینه-برافزایشی مرتبط هستند. نتایج



شکل ۱۳. مدل سرعت برشی نهایی یک‌بعدی در زیر ایستگاه‌های RAMZ، BAMP و HABI.

مناسب برای تبدیل تکه‌های بازالتی کنده‌شده از پوسته اقیانوسی به بلویشیت (blueschist) (پالین و همکاران، ۲۰۱۶) وجود دارد؛ بنابراین وجود بخش‌های سنگی از جنس بلویشیت یا پوسته اقیانوسی می‌تواند از گزینه‌های پیشنهادی برای قسمت پرسرعت گوه برافزایشی باشد. همچنین عمق کم پی‌سنگ مغناطیسی در زیر مکران داخلی و خارجی (کمتر از ۸ کیلومتر) نسبت به آنچه در مکران ساحلی دیده می‌شود (تکنیک و قدس، ۲۰۱۷)، پیشنهاد می‌کند که منشور پالئو-برافزایشی می‌تواند از حجم درخور توجهی از سنگ‌های آذرین تشکیل شده باشد که از بالای صفحه فرورانده یا از پایین صفحه رورانده خراشیده شده‌اند. عمق پی‌سنگ مغناطیسی همیشه نشان‌دهنده ضخامت پوشش رسوبی نیست. وجود سنگ‌های مغناطیسی بین‌لایه‌ای مانند بازالت‌ها و سنگ‌های افیولیتی باعث می‌شود عمق پی‌سنگ مغناطیسی کمتر از ضخامت پوشش

پوشش رسوبی جوان ضخیم در پیشانی منشور برافزایشی را در نتایج تابع گیرنده پرستلی و همکاران (۲۰۲۲) به صورت یک مرز بازتابنده ضعیف در حدود ۲/۵ ثانیه می‌توان مشاهده کرد. ساختار منشور برافزایشی را می‌توان در امتداد مقاطع A و C نیز دنبال کرد (شکل ۱۲). متوسط سرعت موج برشی منشور پالئو-برافزایشی ۳/۱ کیلومتر بر ثانیه است که بسیار بیشتر از آن چیزی است که برای سن پوشش رسوبی گزارش شده در مکران داخلی و خارجی، یعنی ۱۸-۱۰ میلیون سال می‌توان پیش‌بینی کرد (بورگ، ۲۰۱۸). هابرلند و همکاران (۲۰۲۱) پیشنهاد کردند زیررفتگی (underplating) رسوبات در اعماق بیشتر، سازوکار ممکن برای سرعت زیاد مشاهده شده باشد. با توجه به دمای مدل‌سازی شده برای قسمت مکران غربی در مطالعه خالدزاده و قدس (۲۰۲۲)، که دمای ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد در اعماق ۱۵ تا ۳۰ کیلومتری است، شرایط

هیدروکربنی تشکیل نشود (هسلر و شارمن، ۲۰۱۸). پیشانی منشور برافزایشی مکران، شرایط اولیه تولید و تجمع منابع هیدروکربنی را به دلیل وجود رسوبات ضخیم (گرا دیان دمایی کم)، ساختارهای فلسی و تراوش‌های سطحی دارد. سرعت بیشتر موج برشی در قسمت دیرینه-برافزایشی منشور نسبت به قسمت پیشانی منشور نشان‌دهنده تغییرات دگرگونی سنگ‌های این قسمت، وجود سنگ‌های آذرین و درهم‌تنیدگی ساختارها است. به همین دلیل قسمت پیشانی منشور برافزایشی نسبت به قسمت دیرینه-برافزایشی آن شرایط مساعدتری برای منابع هیدروکربنی دارد.

سرعت موج برشی در قسمت پیشانی منشور برافزایشی به صورت میانگین حدود ۰/۴ کیلومتر بر ثانیه کمتر از سرعت در قسمت دیرینه-برافزایشی منشور است. این اختلاف سرعت می‌تواند دامنه امواج رسیده به قسمت پیشانی منشور برافزایشی را بیشتر کند و باعث ایجاد اثر حوضه رسوبی شود. اثر حوضه رسوبی متفاوت از اثر ساختگاه است و به ساختار سرعت موج برشی در کل حوضه رسوبی مربوط است، درحالی‌که اثر ساختگاه مربوط به لایه‌های بسیار سطحی است. افزایش دامنه سیستماتیک در قسمت پیشانی منشور برافزایشی که بنادر مهمی مانند چابهار و کنارک در آن قرار دارند، بیشینه شتاب افقی را به طرز چشمگیری زیاد می‌کند و در نتیجه، خطر زمین‌لرزه را در این منطقه افزایش می‌دهد.

مدل سه‌بعدی موج برشی مکران مرکزی نشان داد عمق رسوبات منشور برافزایشی از حدود ۲۲ کیلومتر در ساحل تا ۳۲ کیلومتر در انتهای شمالی منشور برافزایشی تغییر می‌کند. ابراندگی (megathrust) مکران که منبع اصلی خطر زمین‌لرزه در مکران است، زیر منشور برافزایشی قرار گرفته است (خاللدزاده و قدس، ۲۰۲۱) و شبیهی در حدود ۳/۵ درجه دارد (پرستلی و همکاران، ۲۰۲۲). عمق به سطح ابراندگی مکران از ۲۲ تا ۳۲ کیلومتر تغییر می‌کند. داشتن بازه تغییرات مکانی فاصله مستقیم تا ابراندگی مکران، داده

رسوبی باشد. تکنیک و قدس (۲۰۱۷) بیشترین عمق بستر مغناطیسی را برای مکران ساحلی ۱۶ کیلومتر تخمین زده‌اند، اما به دلیل اندازه پنجره مورد استفاده در تخمین عمق پی‌سنگ مغناطیسی، این مقدار می‌تواند کم برآورد شده باشد.

منشور پالئو-برافزایشی تغییرات جانبی سرعت موج برشی را نشان می‌دهد. برش‌های سرعت موج برشی در اعماق ۸، ۱۴ و ۲۰ کیلومتری (شکل‌های ۱۱-الف تا ج) نشان می‌دهد که به‌طور کلی سرعت موج برشی از غرب به شرق منطقه مورد مطالعه افزایش می‌یابد. در منشور پالئو برافزایشی، ناحیه مثلثی شکل با سرعت بیشتر در لبه جنوب-جنوب شرقی فروافتادگی جازموریان قرار دارد. این ناحیه مثلثی شکل با قسمتی که مکران داخلی عریض‌تر می‌شود همخوانی دارد (شکل ۱).

مناطق فرورانش مناطق عمده چرخه تغییر در پوسته و عناصر در کل زمین هستند که اغلب با حوضه‌های بزرگ رسوبی در قسمت پیش‌کمانی و شیب دراز گودال (trench slope) همراه هستند (هسلر و شارمن، ۲۰۱۸)؛ باین حال تعداد انگشت‌شماری از منابع هیدروکربنی مربوط به مناطق فرورانش هستند (مانند حوضه ساکرامنتو در آمریکا و حوضه تالارادر پرو). در بیشتر مناطق فرورانش، تراوش‌های طبیعی عناصر هیدروکربنی مانند گاز گزارش شده است. در قسمت مکران ساحلی، گوه برافزایشی مکران نیز حاوی تراوش‌های طبیعی مایعات هیدروکربنی است (هسلر و شارمن، ۲۰۱۸). لزوماً همه منابع هیدروکربنی نشستی‌های (تراوش) سطحی ندارند و همچنین همه نشستی‌های سطحی ناشی از مخازن هیدروکربنی نیستند. وجود تراوش‌های سطحی نشان‌دهنده شرایط تشکیل منابع هیدروکربنی یعنی وجود سنگ مادر و مجرای حرکت منابع هیدروکربنی است، ولی ممکن است ساختار نگه‌دارنده‌ای (سنگ پوشش) با شرایط مناسب برای تجمع منابع هیدروکربنی در زیر این ساختار وجود نداشته باشد و در نتیجه، مخزن

- 265, <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Boué, P., Poli, P., Campillo, M., and Roux, P., 2014, Reverberations, coda waves and ambient noise: Correlations at the global scale and retrieval of the deep phases: *Earth and Planetary Science Letters*, **391**, 137–145, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.047>.
- 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*: Springer, 239–259, [https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9\\_12](https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9_12).
- Burg, J. P., 2018, Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation: *Earth-Science Reviews*, **185**, 1210–1231, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.011>.
- 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 the Geophysical Research*, **97**(B1), <https://doi.org/10.1029/91JB02165>.
- Chen, M., Huang, H., Yao, H., Van Der Hilst, R., and Niu, F., 2014, Low wave speed zones in the crust beneath SE Tibet revealed by ambient noise adjoint tomography: *Geophysical Research Letters*, **41**(2), 334–340, <https://doi.org/10.1002/2013GL058476>.
- Dolati, A., and Burg, J. P., 2013, Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran: *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues*, 261–277, [https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9_13).
- Farhoudi, G., and Karig, D. E., 1977, Makran of Iran and Pakistan as an active arc system: *Geology*, **5**(11), 664–668, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1977\)5%3C664:MOIAPA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1977)5%3C664:MOIAPA%3E2.0.CO;2).
- Fichtner, A., Bunge, H. P., and Igel, H., 2006, The adjoint method in seismology, I. Theory: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **157**(1–2), 86–104, <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2006.03.016>.
- Fichtner, A., and Trampert, J., 2011, Resolution analysis in full waveform inversion: *Geophysical Journal International*, **187**(3), 1604–1624, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05218.x>.
- Haberland, C., Mokhtari, M., Babaei, H. A., Ryberg, T., Masoodi, M., Partabian, A., and Lauterjung, J., 2021, Anatomy of a crustal-scale accretionary complex: Insights from deep seismic sounding of the onshore western Makran subduction zone, Iran: *Geology*, **49**(1), 3–7.
- بسیار مهمی در مدل‌سازی‌های آینده دامنه امواج لرزه‌ای ناشی از زمین‌لرزه‌های ابرراندگی است.
- ### تشکر و قدردانی
- این مطالعه با حمایت مالی و معنوی دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه گاوازنگ زنجان و صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور با شماره گرنت ۹۷۰۱۵۱۵۷ انجام شده است. شکل‌ها با استفاده از نرم‌افزار GMT (وسل و همکاران، ۲۰۱۹) کشیده شده و محاسبات با استفاده از بسته نرم‌افزاری Specfem3D (کماجیچ و ترمپ، ۲۰۰۲) و Specfem3d\_ANAT (ونگ و همکاران، ۲۰۱۸) انجام شده است. نویسندگان از همه مراکز لرزه‌نگاری ایران که از داده‌های آنها در این مطالعه استفاده شده تشکر می‌کنند. همچنین از دو داور ناشناس برای توصیه‌های ارزنده‌شان بسیار سپاسگزاری می‌شود.
- ### منابع
- Angiboust, S., Menant, A., Gerya, T., and Oncken, O., 2022, The rise and demise of deep accretionary wedges: A long-term field and numerical modeling perspective: *Geosphere*, **18**(1), 69–103, <https://doi.org/10.1130/GES02392.1>.
- Back, S., and Morley, C. K., 2016, Growth faults above shale–seismic-scale outcrop analogues from the Makran foreland, SW Pakistan: *Marine and Petroleum Geology*, **70**, 144–162, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.11.008>.
- Bayer, R., Chery, J., Tatar, M., et al., 2006, Active deformation in Zagros–Makran transition zone inferred from GPS measurements: *Geophysical Journal International*, **165**(1), 373–381, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02879.x>.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., et al., 2007, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements: *Geophysical Journal International*, **169**(3), 1239–1260, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**(2), 210–

- Husen, S., and Flueh, E. R., 2001, Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan: *Marine Geology*, **173**(1-4), 1-19, [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00167-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00167-5).
- Liu, Y., Niu, F., Chen, M., and Yang, W., 2017, 3-D crustal and uppermost mantle structure beneath NE China revealed by ambient noise adjoint tomography: *Earth and Planetary Science Letters*, **461**, 20–29, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.12.029>.
- Maggi, A., Tape, C., Chen, M., Chao, D., and Tromp, J., 2009, An automated time-window selection algorithm for seismic tomography: *Geophysical Journal International*, **178**(1), 257–281, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04099.x>.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., et al., 2007, Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran: *Geophysical Journal International*, **170**(1), 436–440, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03477.x>.
- 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, London, Special Publications, **10**(1), 387–397, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.26>.
- McQuarrie, N., and van Hinsbergen, D. J., 2013, Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction: *Geology*, **41**(3), 315–318, <https://doi.org/10.1130/G33591.1>.
- 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, <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1507764>.
- Motaghi, K., Shabanian, E., and Nozad-Khalil, T., 2020, Deep structure of the western coast of the Makran subduction zone, SE Iran: *Tectonophysics*, **776**, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228314>.
- Palin, R. M., and White, R. W., 2016, Emergence of blueschists on Earth linked to secular changes in oceanic crust composition: *Nature Geoscience*, **9**(1), 60–64, <https://doi.org/10.1038/ngeo2605>.
- 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–<https://doi.org/10.1130/G47700.1>.
- Haghipour, N., Burg, J. P., Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P. W., and Faridi, M., 2012, Rate of crustal shortening and non-Coulomb behaviour of an active accretionary wedge: The folded fluvial terraces in Makran (SE, Iran): *Earth and Planetary Science Letters*, **355**, 187–198, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.001>.
- Herrmann, R. B., 2013, Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research: *Seismological Research Letters*, **84**(6), 1081–1088, <https://doi.org/10.1785/0220110096>.
- Hessler, A. M., and Sharman, G. R., 2018, Subduction zones and their hydrocarbon systems: *Geosphere*, **14**(5), 2044–2067, <https://doi.org/10.1130/GES01656.1>.
- Heuret, A., Conrad, C. P., Funicello, F., Lallemand, S., and Sandri, L., 2012, Relation between subduction megathrust earthquakes, trench sediment thickness and upper plate strain: *Geophysical Research Letters*, **39**(5), <https://doi.org/10.1029/2011GL050712>.
- Igel, H., 2017, *Computational Seismology: A Practical Introduction*: Oxford University Press.
- Irandoost, M. A., Priestley, K., and Sobouti, F., 2022, High-resolution lithospheric structure of the Zagros collision zone and Iranian Plateau: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **127**(11), <https://doi.org/10.1029/2022JB025009>.
- IRIS, D., 2012, Data services products: ANCC-CIEI, Western US ambient noise cross-correlations.
- Kaviani, A., Paul, A., Moradi, A., et al., 2020, Crustal and uppermost mantle shear-wave velocity structure beneath the Middle East from surface-wave tomography: *Geophysical Journal International*, **221**(2), 1349–1365, <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa075i>.
- Khaledzadeh, M., and Ghods, A., 2022, Estimation of size of megathrust zone in the Makran subduction system by thermal modelling: *Geophysical Journal International*, **228**(3), 1530–1540, <https://doi.org/10.1093/gji/ggab417>.
- Komatitsch, D., and Tromp, J., 2002, Spectral-element simulations of global seismic wave propagation—I. Validation: *Geophysical Journal International*, **149**(2), 390–412, <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01653.x>.
- 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).
- Kukowski, N., Schillhorn, T., Huhn, K., von Rad, U.,



- 819, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04721.x>.
- Tromp, J., Tape, C., and Liu, Q., 2005, Seismic tomography, adjoint methods, time reversal and banana-doughnut kernels: *Geophysical Journal International*, **160**(1), 195–216, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02453.x>.
- 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, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x>.
- Von Rad, U., Berner, U., Delisle, G., et al., 2000, Gas and fluid venting at the Makran accretionary wedge off Pakistan: *Geo-Marine Letters*, **20**, 10–19, <https://doi.org/10.1007/s003670000033>.
- Wang, K., Jiang, C., Yang, Y., Schulte-Pelkum, V., and Liu, Q., 2020, Crustal deformation in Southern California constrained by radial anisotropy from ambient noise adjoint tomography: *Geophysical Research Letters*, **47**(12), <https://doi.org/10.1029/2020GL088580>.
- Wang, K., Yang, Y., Basini, P., Tong, P., Tape, C., and Liu, Q., 2018, Refined crustal and uppermost mantle structure of Southern California by ambient noise adjoint tomography: *Geophysical Journal International*, **215**(2), 844–863, <https://doi.org/10.1093/GJI/GGY312>.
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H., and Tian, D., 2019, The generic mapping tools, version 6: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **20**(11), 5556–5564.
- White, R. S., and Loudon, K. E., 1982, The Makran continental margin: structure of a thickly sedimented convergent plate boundary: convergent margins: field investigations of margin structure and stratigraphy: *AAPG Special Volumes*, **M 34**, *Studies on Continental Margin Geology*, 499–518.
- Wu, S., Jiang, C., Schulte-Pelkum, V., and Tong, P., 2022, Complex patterns of past and ongoing crustal deformations in Southern California revealed by seismic azimuthal anisotropy: *Geophysical Research Letters*, **49**(15), <https://doi.org/10.1029/2022GL100233>.
- Zhou, Y., Dahlen, F. A., and Nolet, G., 2004, Three-dimensional sensitivity kernels for surface wave observables: *Geophysical Journal International*, **158**(1), 142–168, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02324.x>.
- adjoint tomography. *Geophysical Journal International*, **201**(1), 18–52, <https://doi.org/10.1093/gji/ggu492>.
- 1830, <https://doi.org/10.1093/gji/ggx126>.
- Platt, J. P., Leggett, J. K., and Alam, S., 1988, Slip vectors and fault mechanics in the Makran accretionary wedge, southwest Pakistan: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **93**(B7), 7955–7973, <https://doi.org/10.1029/JB093iB07p07955>.
- Priestley, K., Sobouti, F., Mokhtarzadeh, R., A. Irandoust, M., Ghods, R., Motaghi, K., and Ho, T., 2022, New Constraints for the on-shore Makran subduction zone crustal structure: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **127**(1), <https://doi.org/10.1029/2021JB022942>.
- Roux, P., Sabra, K. G., Kuperman, W. A., and Roux, A., 2005, Ambient noise cross correlation in free space: Theoretical approach: *Journal of the Acoustic Society of America*, <https://doi.org/10.1121/1.1830673>.
- Schimmel, M., and Paulssen, H., 1997, Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks: *Geophysical Journal International*, **130**(2), 497–505, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05664.x>.
- 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, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04822.x>.
- Tarantola, A., 1988, Theoretical background for the inversion of seismic waveforms, including elasticity and attenuation: *Scattering and Attenuations of Seismic Waves, Part I*, 365–399, [https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7722-0\\_19](https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7722-0_19).
- 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>.
- Tong, P., 2021, Adjoint-state traveltimes tomography: Eikonal equation-based methods and application to the Anza Area in Southern California: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **126**(5), <https://doi.org/10.1029/2021JB021818>.
- Torsvik, T. H., and Cocks, L. R. M., 2016, *Earth History and Palaeogeography*: Cambridge University Press.
- Tromp, J., Luo, Y., Hanasoge, S., and Peter, D., 2010, Noise cross-correlation sensitivity kernels: *Geophysical Journal International*, **183**(2), 791–
- Zhu, H., Bozdäg, E., & Tromp, J. (2015). Seismic structure of the European upper mantle based on

## The structure of the central Makran accretionary prism and its implications for hydrocarbon exploration and seismic hazard

Mohammad Enayat kovarchin ghaleh<sup>1</sup> and Abdolreza Ghods<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran  
<sup>2</sup> Professor of Geophysics, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

(Received: 11 July 2023, Accepted: 12 August 2023)

### Summary

The Makran subduction with an approximate length of 900 kilometers has a thick and wide accretionary prism. Two-thirds of the accretionary prism width (around 200 kilometers) is onshore. The wide onshore part of the Makran accretionary prism provides a unique opportunity to study the structure of an accretionary prism. Despite the potential occurrence of large megathrust earthquakes in the region and the presence of major commercial ports like Chabahar and Konarak on the accretionary prism, the Makran region remains one of the less explored areas in Iran. Moreover, the presence of thick and young sedimentary deposits and hydrocarbon seepages has transformed the Makran accretionary prism into one of the promising regions for potential oil reserves.

In this study, we have focused on investigating the structure of the accretionary prism in the border of western and eastern Makran (i.e., Central Makran) lying within the Iranian part of Makran, using ambient noise data recorded by a dense local seismic network installed from 2016 to 2020 and ambient noise adjoint tomography method. By improving the initial used shear wave velocity model, we could reduce the misfit between observed and synthetic forward waveform field by 80%. The final velocity model covers the accretionary prism of Central Makran up to the depth of 60 km. The results reveal that the Makran accretionary prism can be divided into two frontal- and paleo-prism segments. The paleo-prism segment exhibits a higher shear wave velocity (averaging 4.0 km/s) compared to the frontal-prism segment. The frontal-prism segment, located in the southern part of the accretionary prism, covers less than half of the onshore accretionary prism and its average thickness is about 22 km. The higher shear wave velocity in the paleo-prism segment implies the presence of convoluted structures mixed with pieces of oceanic crust scrapped from the top of the subducting oceanic lithosphere. The thickness of the sedimentary cover within the paleo-prism segment varies between 22 to 30 km but the depth to magnetic basement is less than 8 km over the segment implying the presence of magnetized igneous rocks within the paleo-prism segment. These conditions make the existence of hydrocarbon reservoirs in the paleo-prism segment of the accretionary prism highly unlikely. Based on these findings, it is recommended to initially concentrate the exploration stages for hydrocarbon resources in the frontal-prism segment. The lower shear wave velocity in the frontal-prism segment can potentially lead to the development of a sedimentary basin effect and an increase in the amplitude of seismic waves reaching this region, ultimately increasing the seismic hazard in the frontal-prism segment.

**Keywords:** Makran subduction, adjoint tomography, ambient noise, exploration of hydrocarbon resources

---

\*Corresponding author:

aghods@iasbs.ac.ir