

مدل سازی سرعت گروه موج سطحی ریلی با استفاده از الگوریتم تبرید شبیه سازی شده در کنار وارون سازی داده های گرانی به منظور برآورد تغییرات عمق موهو، ساختار سرعت موج برشی و چگالی در پوسته و گوشته بالایی منطقه مکران

سمیه عبدالهی^۱، وحید ابراهیمزاده اردستانی^{۲*}، و هرمان زین^۳

^۱ دانشجوی دکتری، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ استاد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳ استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه پاریس، پاریس، فرانسه

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۰/۱۹، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۴/۰۴)

چکیده

هدف از این مطالعه، به دست آوردن تصاویری دقیق تر از سرعت موج برشی و فشارشی و چگالی در پوسته و گوشته بالایی در منطقه مکران به کمک مدل سازی سرعت گروه امواج سطحی ریلی با استفاده از الگوریتم تبرید شبیه سازی شده است. براساس مطالعات گذشته، حساسیت امواج سطحی به چگالی، بسیار کمتر از حساسیت آن به سرعت امواج برشی و فشارشی است؛ از این رو، در روش وارون سازی داده های گرانی، از نتایج مدل سازی سرعت گروه امواج سطحی ریلی استفاده می شود تا نقشه های تغییرات چگالی و عمق موهو با دقت بیشتری ترسیم شوند. در این پژوهش، ابتدا الگوریتم ذکر شده روی دو مدل مصنوعی بدون نوفه و همراه با نوفه اعمال شد. برای مدل های مصنوعی، نتایج این روش با دقت زیادی مدل اولیه را تخمین زدند؛ بنابراین این روش بر داده های واقعی اعمال و در وارون سازی داده های گرانی که با استفاده از نتایج مدل سازی سرعت گروه امواج سطحی ریلی انجام شد، تغییرات چگالی و عمق موهو محاسبه شد. دلیل استفاده از دو مجموعه داده در این مطالعه این است که داده های سرعت گروه امواج سطحی ریلی، حساسیت خوبی به تغییرات مرزی سرعت موج برشی و فشارشی دارند، اما نسبت به چگالی حساسیت کمی دارند؛ بنابراین با استفاده از داده گرانی می توان حساسیت نسبت به چگالی را هم افزایش داد. نتایج به کارگیری داده های واقعی، نشان از افزایش تدریجی ضخامت پوسته از جنوب به شمال در زون مکران است. مقدار بیشینه این افزایش، حدود ۴۸ تا ۵۰ کیلومتر زیر آتشفشان تفتان - بزمان برآورد می شود. سرعت زیاد موج برشی و مقادیر زیاد چگالی در پوسته دریای عمان حاکی از اقیانوسی بودن آن است که با حرکت به سمت شمال و قاره های شدن پوسته، مقدار این سرعت و چگالی کاهش می یابد.

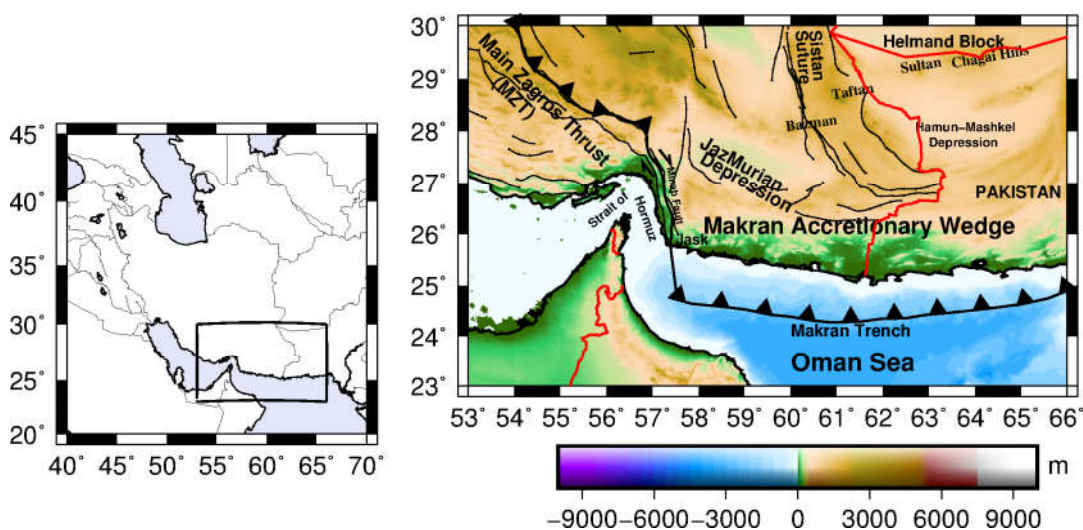
واژه های کلیدی: مکران، عمق موهو، گرانی، سرعت موج برشی، الگوریتم تبرید شبیه سازی شده

۱ مقدمه

فلات ایران از لحاظ زمین‌ساختی، منطقه‌ای بسیار پیچیده است. مهم‌ترین مشخصه زمین‌ساختی آن توپوگرافی جوان و مرتفع آن در یک منطقه فعال لرزه‌خیز در راستای چین-خوردگی زاگرس-بیتلیس (Bitlis) است که حاصل برخورد قاره به قاره صفحه عربستان با اوراسیا است (سنگور و کید، ۱۹۷۹). از بین رفتن اقیانوس قدیمی نئوتتیس در اثر حرکت به سمت شمال صفحه عربستان، که پانزده میلیون سال پیش به طرف اروپا اتفاق افتاد، باعث فرورانش بخش‌هایی از سنگ‌کره اقیانوسی به زیر اوراسیا شده است. پنج میلیون سال پیش، منطقه برخورد عربستان و مناطق به‌هم‌پیوسته که شرق ترکیه و ایران را تشکیل داده‌اند، طبیعت کاملاً قاره‌ای پیدا کردند. هنوز در جنوب و جنوب‌غرب ترکیه، زیر کمان‌های سپر سیپریان (Cyprian) و هلنیک (Hellenic) و در جنوب‌شرق ایران در زیر مکران (شکل ۱)، مناطق فرورانش فعال وجود دارند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱ و همپتون، ۱۹۸۷). زمین‌ساخت خاورمیانه به خوبی شناخته شده است. حرکت به سمت شمال عربستان به طرف اوراسیا در بخش‌هایی با حرکت به سمت غرب ترکیه به طرف دریای اژه

(Aegean) در گسل آناتولی شرقی و شمالی همراه است (مکنزی، ۱۹۷۲، ۱۹۷۸) که به بازشدگی دریای سرخ و حرکت امتدادلغز گسل بحرالमित مربوط می‌شود (همپتون، ۱۹۸۷).

ساختار سرعت موج برشی و چگالی فلات ایران به‌ویژه منطقه مکران، کمتر شناخته شده است. منطقه مکران با توجه به ساختارهای زمین‌شناسی متفاوت و زمین‌ساختی پیچیده برای زمین‌شناسان و ژئوفیزیک‌دانان اهمیت ویژه‌ای دارد. ناحیه مکران در جنوب‌شرق ایران و جنوب پاکستان، بخش هزار کیلومتری از مرز صفحات اوراسیا و عربستان است که از تنگه هرمز در ایران تا دهانه رود سند در پاکستان ادامه دارد. در مکران، بخش اقیانوسی صفحه عربستان، در امتداد یک زون فرورانش از اوایل کرتاسه در حال فرورانش به زیر اوراسیا است (بیرنه و همکاران، ۱۹۹۲). توالی رسوبی در مکران شامل ماسه‌سنگ و شیل‌های کرتاسه بالایی تا میوسن است که در یک درازگودال و روی شیب قاره‌ای قرار دارند (وایت و راس، ۱۹۷۹). در راستای شمال به جنوب، پوشش رسوبی روی پی‌سنگ جوان‌تر قرار می‌گیرد. در ناحیه مکران، چین‌ها روند تقریبی شرقی-غربی دارند. تغییر



شکل ۱. نقشه موقعیت جغرافیایی و توپوگرافی منطقه مکران

ناگهانی در ساختار پی‌سنگ در نیم‌رخ‌های بازتابی لرزه‌ای در زون گسلی میناب مشهود است. همچنین یک تغییر ناگهانی از لرزه‌خیزی شدید در زاگرس تا سکون نسبی در غرب مکران مشاهده می‌شود (وایت و راس، ۱۹۷۹). مرز شمالی مکران به فروافتادگی جازموریان منتهی می‌شود و روند ساختاری شمال-جنوب بخش شرقی ایران به صورت ظاهری به غرب-شرق تغییر می‌یابد. مرز جنوبی مکران اغلب براساس زمین‌ریخت‌شناسی (ژئومورفولوژی) و داده‌های لرزه‌خیزی مشخص می‌شود که محدود به نواحی رومرکزی زمین لرزه‌ها در جنوب است. سرعت همگرایی برآورد شده، از ۳۶/۵ میلی‌متر در سال در نزدیکی تنگه هرمز در غرب تا ۴۲ میلی‌متر در سال در مرز شرقی مکران افزایش می‌یابد (بیرنه و همکاران، ۱۹۹۲). مکران منطقه‌ای معرفی شده است که در آن بخش اقیانوسی صفحه عربی به زیر صفحه اوراسیا می‌رود (فرهودی و کریگ، ۱۹۷۷). با بررسی تغییرات سرعت موج Sn و مشاهده سرعت انتشار بالای این موج در مکران، می‌توان نتیجه گرفت مکران پوسته سردی دارد (ال-دامق و همکاران، ۲۰۰۴). شایان ذکر است که موج Sn موجی است که با عبور از پوسته، در گوشته شکسته می‌شود. این موج بیشترین قسمت مسیر خود را در بالاترین قسمت گوشته طی می‌کند و Sn وابسته به گرمای محیط است؛ بنابراین جهت تفسیر ویژگی‌های فیزیکی پوسته و موهو می‌توان از اطلاعات آن استفاده کرد. این موج در مناطق با شار گرمایی بالا و مناطق کوه‌زایی فعال، میرا می‌شود. این نتیجه می‌تواند نظریه اقیانوسی بودن و سرد بودن پوسته در مکران را تقویت کند. مطالعات انجام گرفته، فرورانش بخش اقیانوسی صفحه عربستان در قسمت جنوب شرقی ایران و غرب پاکستان و همچنین گوه‌برافزایی بودن ناحیه مکران را تأیید کرده‌اند (جکسون و مکنتزی، ۱۹۸۴). در مطالعات نیازی و همکاران (۱۹۸۰) و کوپ و همکاران (۲۰۰۰) در دریای عمان، عمق تقریبی موهو ۲۰

کیلومتر برآورد شده است که با شبیهی کم با حرکت به سمت شمال، افزایش می‌یابد. با استفاده از مطالعات گرانی‌سنجی، عمق موهو در مکران ضخامت حدود ۴۰ کیلومتر در محدوده شمالی دارد که به تدریج تا کمتر از ۲۵ کیلومتر در طول سواحل دریای عمان نازک می‌شود (وایت و راس، ۱۹۷۹). براساس نقشه گرانی‌سنجی موهو (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۴)، نازک‌ترین بخش از پوسته ایران با ضخامت ۲۵ کیلومتر در امتداد ساحل دریای عمان واقع است. ضخامت پوسته ایران در این نقشه با استفاده از نتایج لرزه‌ای و اندازه‌گیری‌های گرانی‌سنجی محاسبه شده است. منطقه مکران، به دلیل ضعف ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و کمبود زلزله و داده‌های زلزله‌شناسی، کمتر مطالعه شده است. استفاده از داده‌های ژئوفیزیکی متفاوت، روشی مؤثر و قدرتمند برای ارائه مدل‌های ژئوفیزیکی معتبر است. انتظار سادات و همکاران (۲۰۱۷) در طول مقطع شمالی-جنوبی در مکران که از دریای عمان شروع و در انتها به کپه‌داغ و توران می‌رسد، با استفاده از داده‌های ژئوفیزیکی متفاوت مانند گرانی، ژئوئید و توپوگرافی، ضخیم‌شدگی پوسته را تا ۴۷ کیلومتر در زیر کمان آتشفشانی به‌دست آوردند و عمق پوسته اقیانوسی در دریای عمان را ۲۱ کیلومتر محاسبه کردند که این عمق با حرکت به سمت شمال افزایش می‌یابد. علاوه بر روش‌های لرزه‌ای مانند توابع گیرنده، زمان‌سیر پرتوهای لرزه‌ای و منحنی‌های پاشش، برای داشتن مدل ژئوفیزیکی معتبر، استفاده از سایر داده‌های ژئوفیزیکی تحت تأثیر خصوصیات فیزیکی ساختارهای درونی زمین، نظیر داده‌های گرانی، مفید است.

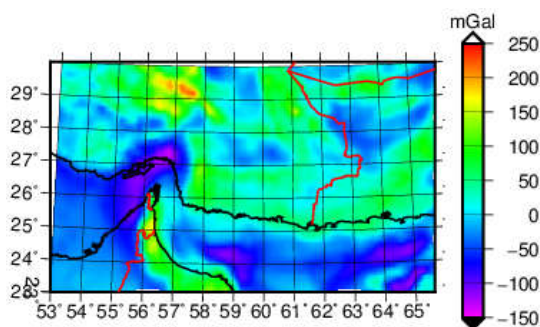
تحلیل امواج سطحی از مدت‌ها قبل برای تعیین ساختار پوسته (پرس و همکاران، ۱۹۵۶، ۱۹۵۷) و ساختار گوشته بالایی (برونه و دورمن، ۱۹۶۳؛ مک اویلی، ۱۹۶۴؛ نوپوف و همکاران، ۱۹۶۶ و توکسوز و اندرسون، ۱۹۶۶) استفاده شده است. مطالعات زیادی با استفاده از پاشندگی

مناسب است؛ بنابراین به کمک داده‌های گرانی، میزان حساسیت به تغییرات چگالی را می‌توان افزایش داد. وارون‌سازی داده‌های گرانی، در کنار مدل‌سازی داده‌های سرعت امواج سطحی ریلی، علاوه بر هندسه و ساختار سرعتی پوسته و گوشته بالایی، ساختار چگالی پوسته و گوشته بالایی را هم با قدرت تفکیک قابل توجهی تعیین می‌کند.

در ادامه، الگوریتم تبرید شبیه‌سازی شده معرفی و نتایج اعمال آن بر مدل‌های مصنوعی و داده‌های واقعی بیان می‌شود. سپس وارون‌سازی داده‌های گرانی براساس نتایج روش احتمالاتی تبرید شبیه‌سازی شده و روابط مربوط به آن ارائه می‌شود. در پایان، به شرح نتایج و بحث درباره آنها پرداخته خواهد شد.

۲ داده‌ها

داده‌های گرانی مورد استفاده در این مطالعه، از مجموعه داده‌های گرانی سنجی جهانی هستند که به صورت یک شبکه 0.2° در 0.2° (12×12 دقیقه قوسی) از پایگاه بین‌المللی داده‌های گرانی سنجی BGI (<http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products>) استخراج شده‌اند (شکل ۲).



شکل ۲. داده‌های گرانی هوای آزاد (میلی‌گال) (<http://bgi.omp.obs-mip.fr>)

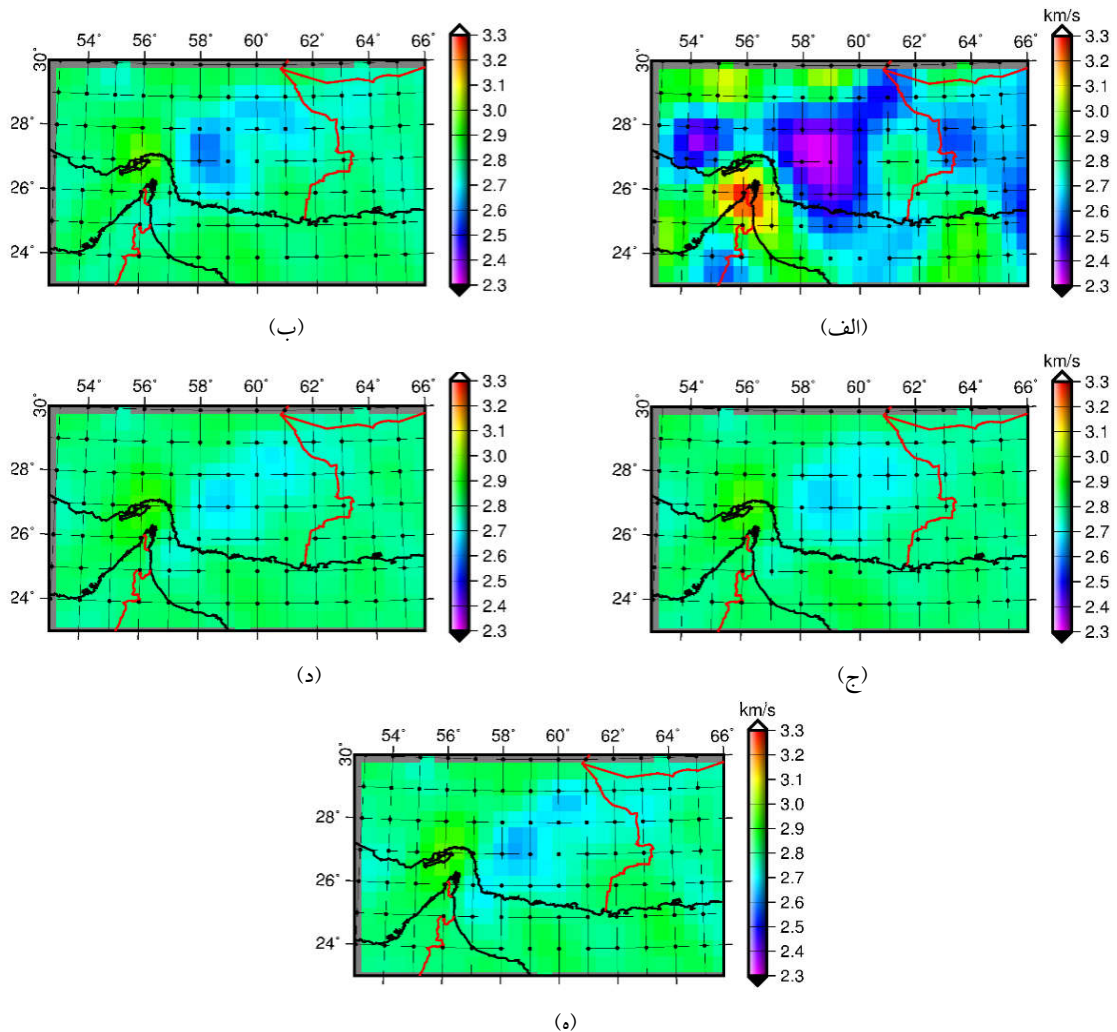
امواج سطحی برای به دست آوردن ساختار لرزه‌ای ایران صورت گرفته است که می‌توان به معظمی گودرزی (۱۹۷۴)، برد (۱۹۷۸)، توبمن (۱۹۸۱)، کاویانی و همکاران (۲۰۰۷)، متقی و همکاران (۲۰۱۲)، رحیمی و همکاران (۲۰۱۴)، عبدالعادل و همکاران (۲۰۱۵) و ... اشاره کرد. در این مطالعات با استفاده از وارون‌سازی منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز و گروه امواج سطحی، ساختار سرعتی منطقه مورد مطالعه به دست آمده است. به عنوان مثال، کاویانی و همکاران (۲۰۰۷) ساختار سرعتی در طول دو مقطع در زاگرس را محاسبه کردند. شادمنامن و شمالی (۲۰۱۰) و شادمنامن و همکاران (۲۰۱۱) نیز به بررسی ساختار سرعتی و تغییرات عمق موهو در ایران پرداختند. از آنجا که مناطقی همچون زاگرس، کپه‌داغ، البرز و ... از لحاظ زمین‌ساختی حائز اهمیت هستند، در مطالعات امواج سطحی در ایران، ساختارهای لرزه‌ای و زمین‌ساختی آنها بررسی شده است.

در مطالعه حاضر، جهت تشخیص دقیق‌تر ساختار ژئوفیزیکی منطقه مکران، از روش احتمالاتی الگوریتم تبرید شبیه‌سازی شده (Simulated Annealing Algorithm)، روی داده‌های سرعت گروه امواج سطحی ریلی استفاده می‌شود تا بتوان مدل چگالی و سرعت موج برشی و فشارشی را ارائه داد. سپس با استفاده از این نتایج، به وارون‌سازی داده‌های گرانی به منظور تخمین تغییرات چگالی با عمق پرداخته خواهد شد.

طبق مطالعات آکی و ریچاردز (۱۹۸۰) و تاکیوچی و سایتو (۱۹۷۲)، سرعت گروه امواج سطحی، به سرعت امواج برشی حساسیت بیشتری دارد تا به سرعت امواج فشارشی. همچنین تابع حساسیت سرعت این امواج برای چگالی هم، به مراتب کمتر از تابع حساسیت برای سرعت موج برشی است (بوشر و اسمیت، ۱۹۷۱؛ باچه و همکاران، ۱۹۷۸ و تانیموتو، ۱۹۹۱). به طور کلی، بررسی سرعت امواج سطحی برای تشخیص مرزهای سرعتی

گروه امواج سطحی ریلی در مطالعه عبداعتدال و همکاران (۲۰۱۵)، این دوره تناوب‌ها، بیشترین حساسیت را به پوسته و گوشته بالایی دارند. البته می‌توان با تکنیک درون‌یابی، به مقادیر سرعت گروه موج سطحی ریلی در سایر دوره-تناوب‌ها هم دسترسی پیدا کرد، اما به دلیل حساسیت پایین‌تر آنها، در روش مدلسازی تغییری ایجاد نمی‌کند. با توجه به این نکته، انتظار می‌رود که به کمک همین پنج مشاهده مد اساسی سرعت گروه موج سطحی ریلی، بتوان به ساختارهای سرعت موج برشی، سرعت موج فشارشی و چگالی در پوسته و گوشته بالایی دست یافت.

برای داده‌های مد اساسی سرعت گروه موج سطحی ریلی، از نتایج مطالعه عبداعتدال و همکاران (۲۰۱۵) استفاده شد. از منحنی‌های پاشش محاسبه‌شده در آن مطالعه که براساس روش هم‌بستگی نوفه‌های محیطی به دست آمده بودند، به عنوان داده‌های اولیه در این پژوهش استفاده شد. در شکل ۳ نقشه توموگرافی منطقه مکران با تفکیک $1^\circ \times 1^\circ$ در پنج دوره تناوب ۱۶، ۲۰، ۲۴، ۳۰ و ۴۰ ثانیه دیده می‌شود؛ بنابراین پنج مشاهده مد اساسی سرعت گروه موج سطحی ریلی برای هر ستون به ابعاد $1^\circ \times 1^\circ$ در شبکه خواهیم داشت. برپایه منحنی‌های حساسیت سرعت



شکل ۳. نتایج توموگرافی سرعت گروه موج سطحی ریلی در دوره‌تناوب‌های (الف) ۱۶ ثانیه (ب) ۲۰ ثانیه (ج) ۲۴ ثانیه (د) ۳۰ ثانیه (ه) ۴۰ ثانیه (عبداعتدال و همکاران، ۲۰۱۵)

۳ روش تحقیق

۱-۳ الگوریتم تبرید شبیه‌سازی شده در مدل‌سازی سه‌بعدی سرعت گروه امواج سطحی

ریلی

الگوریتم تبرید شبیه‌سازی شده، از یک الگوریتم بهینه‌سازی فرا-ابتکاری (metaheuristic) ساده و مؤثر در فضای جستجوی بزرگ استفاده می‌کند. ساختار کلی این روش که بر مبنای الگوریتم مونت-کارلو است، از الگوی زیر پیروی می‌کند:

۱. تعریف دامنه ممکن (کمینه و بیشینه مقدار قابل قبول) برای هر پارامتر مدل؛
۲. تولید یک مدل تصادفی از دامنه تعریف شده برای پارامترهای مدل در مرحله اول (که مبتنی بر یک توزیع احتمال هستند)؛

۳. اجرای محاسبات مستقیم در مدل مذکور؛

۴. پذیرفتن یا نپذیرفتن مدل جدید براساس مقایسه اختلاف داده‌ها با تابع هدف (تابع احتمال)؛

۵. تکرار گام‌های ۲ و ۴ تا زمان رسیدن به همگرایی یا اتمام تعداد تکرارها؛

۶. جمع‌بندی نتایج.

الگوریتم تبرید شبیه‌سازی شده را متخصصان فیزیک آماری، کرک پاتریک و همکاران (۱۹۸۳) و کرنی و همکاران (۱۹۸۵) پیشنهاد دادند. آنها برای حل مسائل سخت بهینه‌سازی، روشی مبتنی بر تکنیک تبرید (سردسازی) تدریجی پیشنهاد کردند. مهندسان مواد، تکنیک تبرید تدریجی را برای رسیدن به حالتی استفاده می‌کنند که در آن، ماده جامد به‌خوبی مرتب و انرژی آن کمینه شده باشد. این تکنیک شامل قرار دادن ماده در دمای بالا و سپس کم کردن تدریجی این دماست. در روش شبیه‌سازی تبریدی، هر نقطه s در فضای جستجو، مشابه یک حالت از یک سیستم فیزیکی است و تابع $E(s)$ که باید کمینه شود، مشابه انرژی داخلی سیستم در آن

حالت است. هدف این روش، انتقال سیستم از حالت اولیه دلخواه به حالتی است که سیستم در آن کمترین انرژی را داشته باشد. الگوریتم تبرید شبیه‌سازی شده برای حل یک مسئله بهینه‌سازی، ابتدا از یک جواب اولیه شروع می‌کند و سپس در یک حلقه تکرار، به سمت جواب‌های همسایه حرکت می‌کند. اگر جواب همسایه بهتر از جواب فعلی باشد، الگوریتم آن را به‌عنوان جواب فعلی قرار می‌دهد (به‌سوی آن حرکت می‌کند)، در غیر این صورت، الگوریتم آن جواب را با احتمال $\exp(-\Delta E/T)$ به‌عنوان جواب فعلی می‌پذیرد. در این رابطه، ΔE تفاوت بین تابع هدف جواب فعلی و جواب همسایه است و T پارامتر دما است. در هر دما، چندین تکرار اجرا و سپس دما به‌آرامی کاهش داده می‌شود. در گام‌های اولیه، دما خیلی بالا فرض می‌شود تا احتمال بیشتری برای پذیرش جواب‌های بدتر وجود داشته باشد. با کاهش تدریجی دما، در گام‌های پایانی احتمال کمتری برای پذیرش جواب‌های بدتر وجود خواهد داشت و بنابراین الگوریتم به سمت یک جواب خوب همگرا می‌شود. در هر مرحله، الگوریتم تبرید شبیه‌سازی شده، چند حالت را در همسایگی حالت کنونی s در نظر می‌گیرد و به‌طور احتمالی تصمیم می‌گیرد که سیستم را از حالت s منتقل کند یا در همین حالت باقی بماند. این احتمالات در نهایت سیستم را به حالت با انرژی کمتر میل می‌دهند.

هدف از این مطالعه، محاسبه تغییرات عمقی چگالی و سرعت موج برشی و فشارشی در لایه‌های رسوبات، پوسته بالایی، پوسته پایینی و گوشته است. در ابتدا، یک شبکه دوبعدی (مشابه منطقه مورد مطالعه مکران)، به بلوک‌های مکعبی به ابعاد ثابت 1×1 در راستای X و Y تقسیم می‌شود. در راستای Z ، با توجه به تمایز در چگالی و سرعت موج برشی و فشارشی، هر ستون به چهار لایه رسوبات، پوسته بالایی، پوسته پایینی و گوشته تقسیم می‌شود. در ادامه، پارامترهای چگالی (ρ)، ضخامت (h)،

برشی به سرعت موج فشارشی (Vp/Vs) به جای مقادیر سرعت موج فشارشی و ثابت نگه داشتن چگالی در قسمت زیرین گوشته بالایی (3200 kg/m^3)، تعداد پارامترها به بیست کاهش یافت. هدف در مرحله بعد، تخمین مناسب‌ترین ضخامت برای زیرلایه‌ها است. با تکرار محاسبات مستقیم، برای تعداد متفاوتی از زیرلایه‌ها، مناسب‌ترین تعداد زیرلایه و در نتیجه ضخامت زیرلایه در هر لایه اصلی محاسبه می‌شود که ضخامت ۱ کیلومتر برای زیرلایه‌های رسوبی، ۲/۶ کیلومتر برای زیرلایه‌های پوسته بالایی، ۳ کیلومتر برای زیرلایه‌های پوسته پایینی و ۱۰ کیلومتر برای زیرلایه‌های گوشته به دست آمد. نگارندگان این مقاله، کد برنامه‌نویسی این مدل‌سازی را در محیط فرترن نوشته‌اند. تعداد کل داده‌های سرعت گروه امواج سطحی ریلی برابر $N_U = N_{Ux} \times N_{Uy} \times 5 = (14 \times 8) \times 5 = 560$ است. همان‌طور که می‌دانیم، سرعت گروه امواج سطحی ریلی، در هر نقطه فقط وابسته به پارامترهای مدل همان نقطه است و برخلاف داده‌های پتانسیل به نقاط اطراف وابستگی ندارد؛ بنابراین با داشتن پنج داده سرعت گروه موج سطحی ریلی (در پنج دوره تناوب)، در هر نقطه از شبکه تعداد بیست پارامتر مدل تخمین زده می‌شود.

۳-۲ وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های گرانی

روش مورد استفاده در این تحقیق، روش وارون‌سازی تکراری خطی شده و مستقیم است که هدف آن، تعیین تغییرات ضخامت رسوبات، پوسته بالایی، پوسته پایینی و گوشته بالایی و تغییرات عمقی چگالی است. منطقه مورد بررسی به بلوک‌های مکعبی و ابعاد ثابت در راستای X و Y تقسیم می‌شود. در راستای Z، با توجه به تمایز در چگالی، هر ستون به چهار لایه رسوبات، پوسته بالایی، پوسته پایینی و گوشته تقسیم می‌شود. برای محاسبه گرانی، از رابطه (۲) استفاده می‌شود (گالاردو-دلگادو و همکاران، ۲۰۰۳):

سرعت موج برشی (β)، موج فشارشی (α) و گرادیان پارامترهای ($\frac{\partial \rho}{\partial z}$ ، $\frac{\partial \beta}{\partial z}$ ، $\frac{\partial \alpha}{\partial z}$) برای هر کدام از لایه‌ها ثابت فرض می‌شود و فقط با تغییر یکی از آنها، سرعت گروه موج سطحی ریلی (U) در پنج دوره تناوب ذکر شده، محاسبه می‌شود:

$$\frac{\partial U_{Ti}}{\partial \alpha_n}, \frac{\partial U_{Ti}}{\partial \beta_n}, \frac{\partial U_{Ti}}{\partial \rho_n}, \frac{\partial U_{Ti}}{\partial \nabla \alpha_n}, \frac{\partial U_{Ti}}{\partial \nabla \beta_n}, \frac{\partial U_{Ti}}{\partial \rho_n}, \frac{\partial U_{Ti}}{\partial \nabla \rho_n}, \frac{\partial U_{Ti}}{\partial h_n} \quad (1)$$

$$T_i = 16s, 20s, 24s, 30s, 40s,$$

$$i = 1:5, n = 1:4$$

که h_n ضخامت لایه‌ها، T_i دوره تناوب، i شماره دوره تناوب و n شماره لایه است. با وجود هفت پارامتر در چهار لایه اصلی، در مجموع بیست و هشت پارامتر خواهیم داشت که با توجه به فرض ثابت بودن ضخامت گوشته بالایی (۱۵۰ km)، تعداد آنها به بیست و هفت پارامتر کاهش می‌یابد.

حال براساس مدل‌های جهانی زمین مانند CRUST1.0 یک بازه تغییرات به‌عنوان محدوده جستجو برای هر کدام از پارامترها تعیین می‌شود (لاسک و مسترز، ۲۰۱۳). سپس یک مدل مصنوعی از محدوده جستجو، برای پارامترهای مذکور تولید و مقدار سرعت گروه موج سطحی ریلی در پنج دوره تناوب ۱۶، ۲۰، ۲۴، ۳۰ و ۴۰ ثانیه محاسبه می‌شود. اکنون با تغییر خیلی کوچک (± 0.5) هر یک از این بیست و هفت پارامتر و ثابت نگه داشتن هم‌زمان بقیه پارامترها، میزان اثر این تغییر بر سرعت گروه ریلی وابسته به آن پارامتر در همه پنج دوره تناوب به دست می‌آید. با بررسی نتایج، مشاهده می‌شود که حساسیت لایه اول (رسوبات) به تغییرات گرادیان سرعتی و گرادیان چگالی ناچیز و نزدیک صفر است؛ بنابراین اثر آنها قابل چشم‌پوشی است. با فرض مقدار میانگین برای لایه رسوبات، تعداد پارامترها از بیست و هفت به بیست و چهار کاهش پیدا کرد. با جای‌گذاری نسبت سرعت موج

برابر نه پارامتر ضخامت و گرادیان چگالی برای لایه‌ها بود، مقادیر پارامترهای ضخامت و چگالی متوسط برای هر یک از لایه‌ها تخمین زده می‌شود.

در وارون‌سازی داده‌های میدان پتانسیل، همواره دو مشکل اساسی وجود دارد که باید به آن توجه شود: عدم قطعیت‌های (uncertainty) متفاوت برای داده‌های متفاوت و یکتا نبودن (non-uniqueness) جواب که موجب بیمارگونه شدن مسئله وارون می‌شود. در این روش برای حل مشکل اول، برداری از مجموع عدم قطعیت‌ها (σ_d) به عنوان مرجعی برای تطبیق داده‌ها در نظر گرفته شد که از آن برای بهنجار کردن داده‌ها از جنس‌های مختلف (به منظور رسیدن به محدوده مشابه از نظر عددی) نیز استفاده می‌شود. کیفیت تطبیق داده را می‌توان به روش کمترین مربعات به صورت یک نرم وزن داده‌شده از اختلاف بین داده‌های مصنوعی (محاسبه شده از پارامترها، \bar{P}) و داده‌های اندازه‌گیری شده (d) تعریف کرد (زین و پوس، ۱۹۹۳):

$$\bar{d}_{obs} = \begin{bmatrix} \Delta g_1 \\ \vdots \\ \Delta g_{N_g} \end{bmatrix}, \quad (3)$$

$$\bar{d}_{cal} = G * P = \Delta g_i = g_i(P), \quad G = \left[\frac{\partial g_i}{\partial P_{N_p}} \right]$$

$$\epsilon_d = (G.p - d)^T C_d^{-1} (G.p - d) \quad (4)$$

مشکل دوم با بهنجار کردن مشابه برای پارامترها (\bar{P}) حل می‌شود. برای این منظور، بردار (σ_p) با طولی مشابه بردار پارامترها (\bar{P}) تعریف می‌شود و شامل مقدار تغییرپذیری هر پارامتر نسبت به مقدار تعریف شده اولیه آن است (زین و پوس، ۱۹۹۳):

$$\epsilon_p = (p - p_0)^T C_p^{-1} (p - p_0) \quad (5)$$

$$\Delta g = G\rho_0 \left\| \begin{array}{l} x \ln(y+r) + y \ln(x+r) \\ -z \arctan\left(\frac{xy}{zr}\right) \end{array} \right\|_{x_1}^{x_2} \left\| \begin{array}{l} y_2 \\ y_1 \end{array} \right\|_{z_1}^{z_2} + G\gamma \left\| \begin{array}{l} -xy \ln(r+z) - \frac{z^2}{2} \arctan\left(\frac{xy}{zr}\right) \\ + \frac{x^2}{2} \arctan\left(\frac{yz}{yr}\right) + \frac{y^2}{2} \arctan\left(\frac{xz}{yr}\right) \end{array} \right\|_{x_1}^{x_2} \left\| \begin{array}{l} y_2 \\ y_1 \end{array} \right\|_{z_1}^{z_2} \quad (2)$$

$$r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2},$$

$$G = \text{gravitational const} : 6.6726 \times 10^{-11} \text{ m}^3 / \text{kg s}^2$$

داده‌های گرانی در منطقه مکران، در محدوده طول جغرافیایی 53° تا 66° و عرض جغرافیایی 23° تا 30° شبکه‌بندی می‌شوند. این شبکه داده‌ها، برداری با $N_g = N_{xg} \times N_{yg} = 70 \times 41 = 2870$ ، تعداد داده‌های گرانی است و فواصل بین داده‌های گرانی، حدود ۲۰ کیلومتر ($0/2^\circ$) است. ترانواده بردار داده‌ها (d^T) برابر است با:

$$d^T = [d_1, \dots, d_{N_g}] = [\Delta g_1, \dots, \Delta g_{N_g}]$$

ترانواده بردار پارامترهای مدل را با $\bar{P}^T = [\bar{P}^T(1), \dots, \bar{P}^T(i), \dots, \bar{P}^T(N_p)]$ نمایش می‌دهند. از طرف دیگر، تعداد بلوک‌ها برابر با $N_b = N_{xb} \times N_{yb} = 14 \times 8 = 112$ است. با توجه به مدل اولیه و شرط متفاوت بودن ضخامت زیرلایه‌های هر لایه (ضخامت ۱ کیلومتر برای زیرلایه‌های رسوبی، $2/6$ کیلومتر برای زیرلایه‌های پوسته بالایی، ۳ کیلومتر برای زیرلایه‌های پوسته پایینی و ۱۰ کیلومتر برای زیرلایه‌های گوشته)، در هر مرحله مستقیم محاسبات مدل‌سازی، تعداد کل زیرلایه‌ها بین بیست تا سی و پنج متغیر خواهد بود که با در نظر گرفتن ضخامت زیرلایه‌ها و گرادیان چگالی برای آنها، بین پنجاه تا صد پارامتر مدل برای هر بلوک خواهیم داشت که با داشتن صد و دوازده بلوک در کل شبکه، کل پارامترهای مدل بین پنج هزار و ده هزار تغییر می‌کند. پس از محاسبه مقادیر متوسط این پارامترها برای لایه‌ها که

(۱۰٪ نوفه سفید گوسی) در نظر گرفته شد. تعداد پارامترهای مجهول بیست پارامتر است که در جدول ۱ و ۲ قابل مشاهده است. در این روش، مدل اولیه به صورت تصادفی از محدوده فضای مدل انتخاب می‌شود. برای نمونه، نتایج روش الگوریتم تبرید شبیه‌سازی شده، برای دو مدل مصنوعی بدون نوفه و همراه با نوفه در شکل‌های ۴ و ۵ ارائه شده است. در این شکل‌ها، مدل مصنوعی (رنگ قرمز)، جواب نهایی (رنگ آبی) و نوار خطای نتایج (خطوط مشکی) نشان داده شده است. تعداد تکرارهای برنامه برای هر مدل مصنوعی برابر ده هزار تکرار است که زمان اجرای هر تکرار به طور متوسط ده ثانیه است. با توجه به نتایج موجود در جدول ۱ و ۲، پارامترهای مدل، برای دو مدل مصنوعی (همراه با نوفه و بدون نوفه) با دقت زیادی تخمین زده شده است. در حالت بدون نوفه، مدل سرعت موج برشی و فشارشی به مدل مصنوعی بسیار نزدیک هستند و مدل چگالی هم با دقت خوبی، مدل مصنوعی را تخمین زده است. اختلاف داده‌ها (data misfit) که با جذر میانگین مربعات اختلاف بین داده‌های مصنوعی و محاسبه شده تعریف می‌شود، برای این دو مدل مصنوعی در حالت بدون نوفه در حدود 0.007 km/s است. از آنجاکه داده‌ها، مصنوعی و بدون اعمال نوفه هستند، این میزان اختلاف داده‌ها قابل قبول است. در حالت همراه با نوفه، دقت محاسبه به ویژه در مقادیر چگالی و ضخامت پوسته بالایی و پایینی اندکی کاهش پیدا کرد. در این حالت میزان اختلاف داده‌ها، در مدل اول برابر 0.029 km/s و در مدل دوم برابر 0.02587 km/s است. البته همان‌طور که انتظار داشتیم، با توجه به بازه فرکانسی داده‌های سرعت گروه امواج سطحی ریلی (۱۶ تا ۴۰ ثانیه)، ساختارهای سرعت موج برشی و فشارشی و چگالی در پوسته و گوشته بالایی به دست آمد. لایه مربوط به رسوبات، نوار خطای بزرگ‌تری نسبت به پوسته و گوشته بالایی دارد.

البته همان‌طور که گفته شد، وارون‌سازی فرایندی تکراری است و باید با مجموعه اولیه‌ای از پارامترها شروع شود. در نهایت، تابعی که در خلال وارون‌سازی باید کمینه شود، به صورت زیر خواهد بود (زین و پوس، ۱۹۹۳):

$$CF = \epsilon_d + \lambda \epsilon_p \\ = (G.p - d)^T C_d^{-1} (G.p - d) \\ + \lambda (p - p_0)^T C_p^{-1} (p - p_0) \quad (6)$$

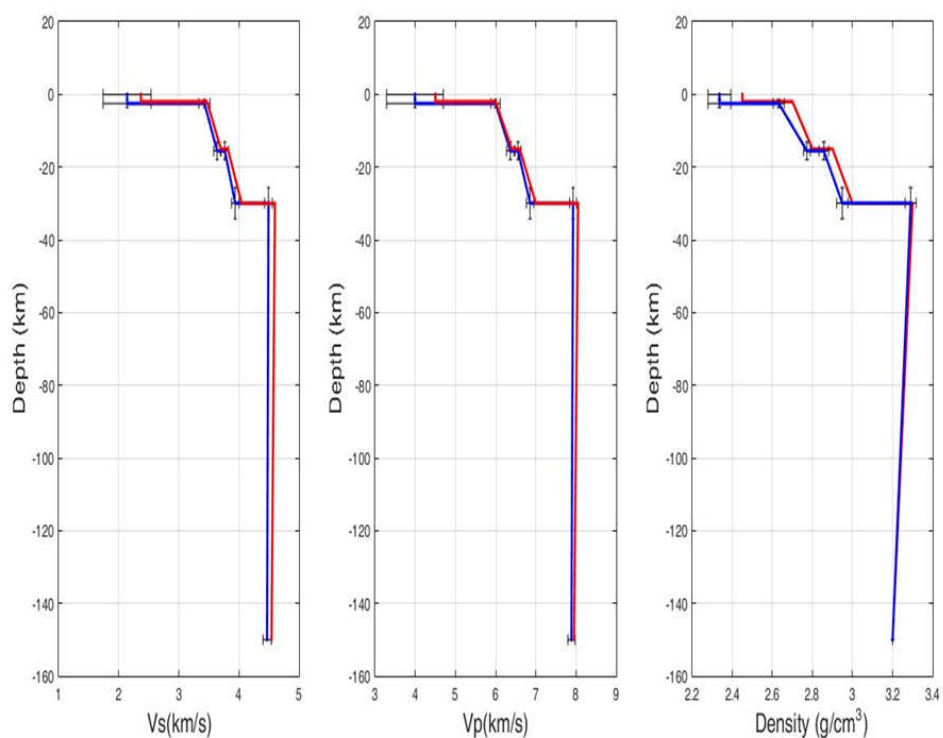
بنابراین با صفر شدن مشتق تابع هدف (Cost Function) نسبت به Δp به رابطه (۷) می‌رسیم:

$$p^{k+1} = p^k + (G^T C_d^{-1} G + \lambda C_p^{-1})^{-1} (G^T C_d^{-1} \Delta d) \\ \begin{cases} \Delta p = p^{k+1} - p^k \\ \Delta d = f(p^k) - d^{obs} \end{cases} \quad (7)$$

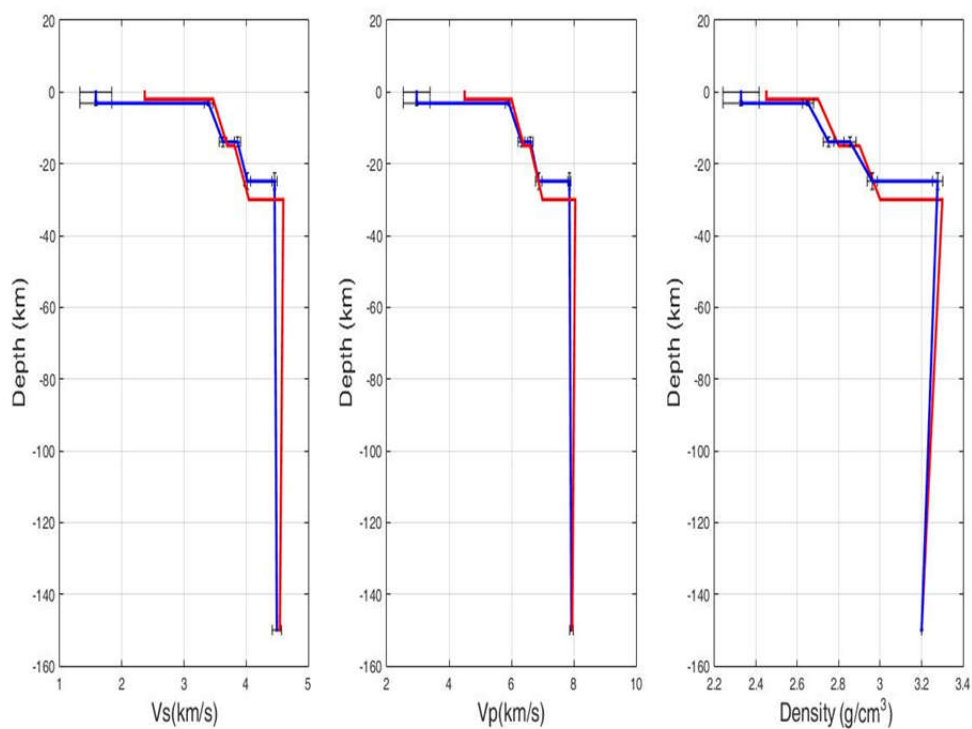
که k ، تعداد تکرارها و ماتریس G ، ماتریس مشتقات فریشت (Frechet matrix) است که عناصر آن، a_{ij} شامل مشتقات $\frac{\partial g_i(p)}{\partial p_j}$ است. با استفاده از λ می‌توان اهمیت بازه تغییرات پارامترها (ϵ_p) را نسبت به تطبیق داده (ϵ_d) کنترل کرد. چنانچه مقدار λ کوچک باشد، تطبیق داده‌ها اهمیت می‌یابد، فرایند وارون‌سازی کنترل می‌شود و پارامترها می‌توانند آزادانه‌تر تغییر کنند. اگر مقدار λ بزرگ انتخاب شود، مقادیر پارامترها به اجبار به مقادیر ابتدایی نزدیک می‌مانند که در نهایت موجب از دست رفتن تطبیق قابل ملاحظه‌ای در داده‌ها می‌شود (متولی عنبران و همکاران، ۲۰۱۳). به منظور پایداری وارون‌سازی، همواره تعداد داده‌ها از تعداد بلوک‌ها بیشتر است.

۴ بحث

همان‌طور که اشاره شد، در ابتدا جهت بررسی روش تبرید شبیه‌سازی شده، دو مدل مصنوعی بدون نوفه و همراه با نوفه

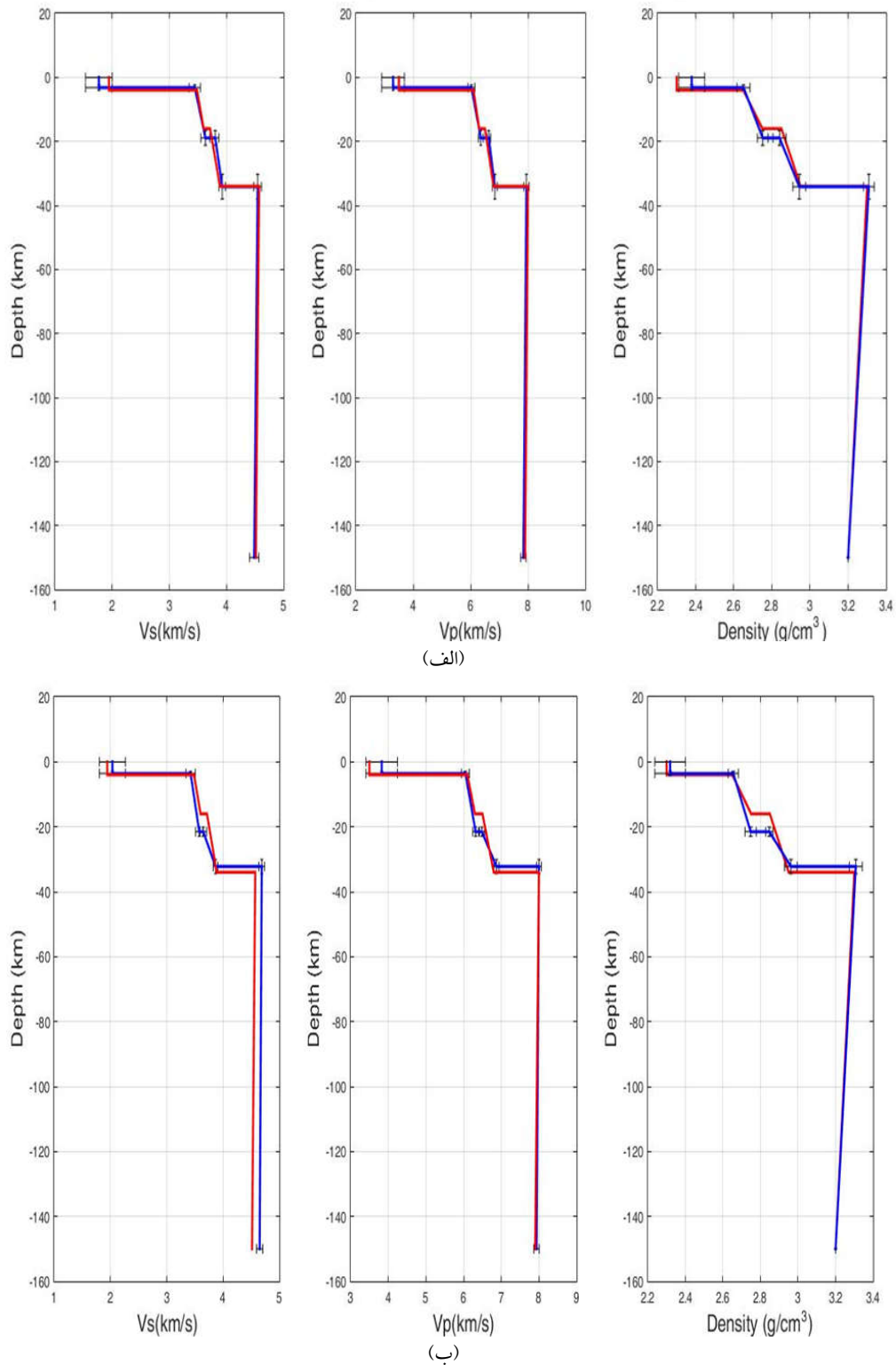


(الف)



(ب)

شکل ۴. نتایج روش الگوریتم تیرید شبیه‌سازی شده به ترتیب از چپ به راست شامل سرعت موج برشی، سرعت موج فشارشی و چگالی نسبت به عمق برای مدل مصنوعی اول (الف) مدل مصنوعی برای داده بدون نوفه (ب) مدل مصنوعی برای داده همراه با نوفه. رنگ قرمز مربوط به مدل مصنوعی و رنگ آبی مربوط به جواب نهایی است. رنگ مشکی نوار خطای مربوط به نتایج را نشان می‌دهد.



شکل ۵. نتایج روش الگوریتم تبرید شبیه‌سازی شده به ترتیب از چپ به راست شامل سرعت موج برشی، سرعت موج فشارشی و چگالی نسبت به عمق برای مدل مصنوعی دوم (الف) مدل مصنوعی برای داده بدون نوفه (ب) مدل مصنوعی برای داده همراه با نوفه. رنگ قرمز مربوط به مدل مصنوعی و رنگ آبی مربوط به جواب نهایی است. رنگ مشکی نوار خطای مربوط به نتایج را نشان می‌دهد.

جدول ۱. مقادیر محدوده فضای مدل، مدل مصنوعی اول و نتیجه نهایی برای داده بدون نوفه و داده همراه با نوفه ۱۰٪

آزمایش ۱						پارامترهای مدل (مجهولات)
داده با نوفه ۱۰٪		داده بدون نوفه		مدل مصنوعی	محدوده جستجو	
خطای نسبی	مدل نهایی	خطای نسبی	مدل نهایی			
0.568	3.17	0.253	2.53	2.0	0-10	ضخامت لایه رسوبی (km)
0.172	10.76	0.002	13.03	13.0	10-20	ضخامت لایه پوسته بالایی (km)
0.269	10.97	0.042	14.38	15.0	10-30	ضخامت لایه پوسته پایینی (km)
0.342	2.96	0.113	3.99	4.5	2.5-5.0	Vp در لایه رسوبی (km/s)
0.014	5.92	0.001	5.99	6.0	5.8-6.2	Vp در قسمت بالای لایه پوسته بالایی (km/s)
0.012	6.32	0.005	6.36	6.4	6.2-6.5	Vp در قسمت پایین لایه پوسته بالایی (km/s)
0.002	6.61	0.007	6.55	6.6	6.4-6.7	Vp در قسمت بالای لایه پوسته پایینی (km/s)
0.017	6.88	0.021	6.85	7.0	6.7-7.0	Vp در قسمت پایین لایه پوسته پایینی (km/s)
0.024	7.86	0.015	7.93	8.05	7.8-8.2	Vp در قسمت بالای لایه گوشته بالایی (km/s)
0.003	7.93	0.008	7.88	7.95	7.7-8.1	Vp در قسمت پایین لایه گوشته بالایی (km/s)
0.014	1.87	0.018	1.87	1.9	1.7-2.2	نسبت Vp/Vs در لایه رسوبی
0.007	1.74	0.012	1.75	1.73	1.7-1.8	نسبت Vp/Vs در لایه پوسته بالایی
0.011	1.71	0.006	1.74	1.73	1.7-1.8	نسبت Vp/Vs در لایه پوسته پایینی
0.007	1.76	0.008	1.76	1.75	1.7-1.9	نسبت Vp/Vs در لایه گوشته بالایی
0.05	2.33	0.047	2.34	2.45	2.2-2.5	چگالی در لایه رسوبی (g/cm ³)
0.018	2.65	0.025	2.63	2.7	2.6-2.75	چگالی در قسمت بالای لایه پوسته بالایی (g/cm ³)
0.018	2.75	0.01	2.77	2.8	2.7-2.85	چگالی در قسمت پایین لایه پوسته بالایی (g/cm ³)
0.016	2.85	0.015	2.86	2.9	2.8-2.9	چگالی در قسمت بالای لایه پوسته پایینی (g/cm ³)
0.013	2.97	0.017	2.95	3.0	2.9-3.1	چگالی در قسمت پایین لایه پوسته پایینی (g/cm ³)
0.007	3.28	0.003	3.29	3.3	3.24-3.34	چگالی در قسمت بالای لایه گوشته بالایی (g/cm ³)

جدول ۲. مقادیر محدوده فضای مدل، مدل مصنوعی دوم و نتیجه نهایی برای داده بدون نوفه و داده همراه با نوفه ۱۰٪

آزمایش ۲						پارامترهای مدل (مجهولات)
داده با نوفه ۱۰٪		داده بدون نوفه		مدل مصنوعی	محدوده جستجو	
خطای نسبی	مدل نهایی	خطای نسبی	مدل نهایی			
0.105	3.58	0.203	3.19	4.0	0-10	ضخامت لایه رسوبی (km)
0.495	17.9	0.311	15.73	12.0	10-20	ضخامت لایه پوسته بالایی (km)
0.406	10.7	0.154	15.23	18.0	10-30	ضخامت لایه پوسته پایینی (km)
0.093	3.8	0.058	3.28	3.5	2.5-5.0	Vp در لایه رسوبی (km/s)
0.009	6.05	0.012	6.03	6.1	5.8-6.2	Vp در قسمت بالای لایه پوسته بالایی (km/s)
0.003	6.32	0.008	6.35	6.3	6.2-6.5	Vp در قسمت پایین لایه پوسته بالایی (km/s)
0.002	6.48	0.021	6.63	6.5	6.4-6.7	Vp در قسمت بالای لایه پوسته پایینی (km/s)
0.011	6.87	0.007	6.84	6.8	6.7-7.0	Vp در قسمت پایین لایه پوسته پایینی (km/s)
0	8.0	0.007	7.95	8.0	7.8-8.2	Vp در قسمت بالای لایه گوشته بالایی (km/s)
0.005	7.8	0.007	7.84	7.9	7.7-8.1	Vp در قسمت پایین لایه گوشته بالایی (km/s)
0.044	1.88	0.036	1.86	1.8	1.7-2.2	نسبت Vp/Vs در لایه رسوبی
0.009	1.77	0	1.75	1.75	1.7-1.8	نسبت Vp/Vs در لایه پوسته بالایی
0.016	1.78	0.004	1.74	1.75	1.7-1.8	نسبت Vp/Vs در لایه پوسته پایینی
0.025	1.71	0.001	1.75	1.75	1.7-1.9	نسبت Vp/Vs در لایه گوشته بالایی
0.008	2.32	0.034	2.38	2.3	2.2-2.5	چگالی در لایه رسوبی (g/cm ³)

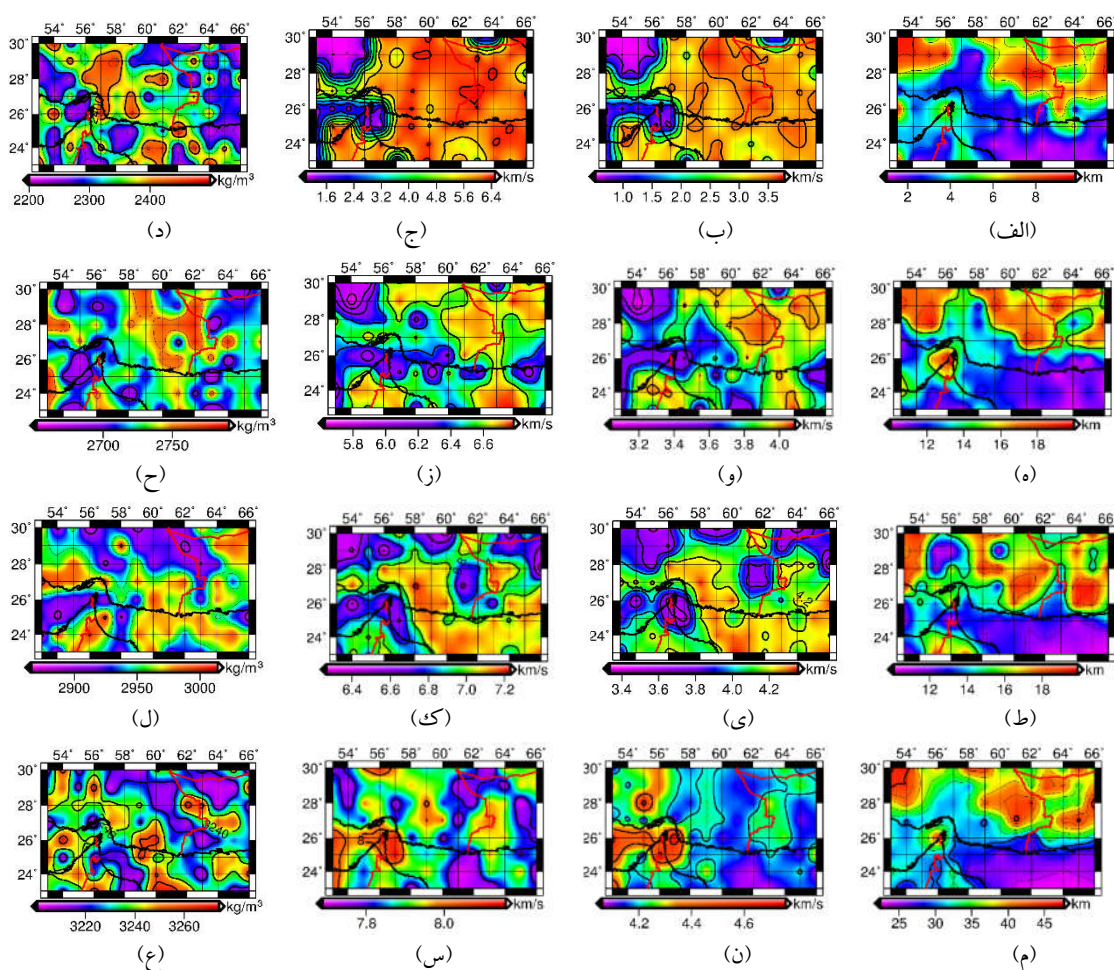
ادامه جدول ۲.

آزمایش ۲						
داده با نوفه ۱۰٪		داده بدون نوفه		مدل مصنوعی	محدوده جستجو	پارامترهای مدل (مجهولات)
خطای نسبی	مدل نهایی	خطای نسبی	مدل نهایی			
0.002	2.66	0	2.65	2.65	2.6-2.75	چگالی در قسمت بالای لایه پوسته بالایی (g/cm^3)
0.001	2.75	0.001	2.75	2.75	2.7-2.85	چگالی در قسمت پایین لایه پوسته بالایی (g/cm^3)
0.001	2.85	0.003	2.84	2.85	2.8-2.9	چگالی در قسمت بالای لایه پوسته پایینی (g/cm^3)
0.004	2.96	0.002	2.94	2.95	2.9-3.1	چگالی در قسمت پایین لایه پوسته پایینی (g/cm^3)
0.002	3.3	0.003	3.3	3.3	3.24-3.34	چگالی در قسمت بالای لایه گوشته بالایی (g/cm^3)

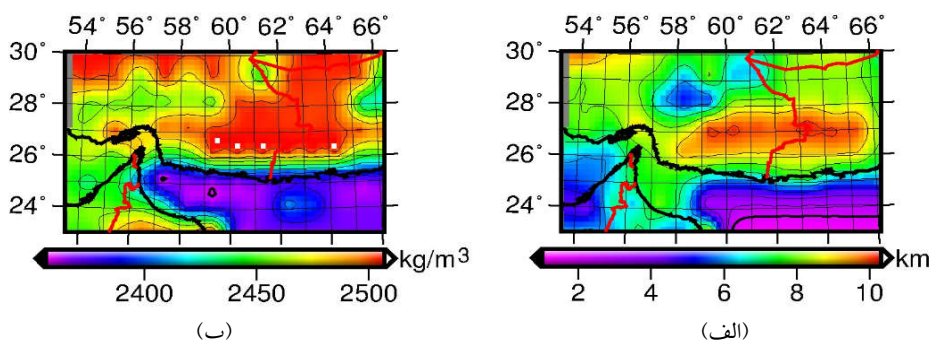
گوشته بالایی)، براساس مقاطع سرعت و چگالی وابسته به عمق دیده می‌شود. در این مطالعه، تغییرات سرعت موج برشی و فشارشی، چگالی و ضخامت لایه‌ها به‌عنوان پارامترهای مدل در هر کدام از نقاط شبکه در منطقه مکران محاسبه می‌شوند؛ بنابراین برای محاسبه مدل‌های سه‌بعدی هر کدام از پارامترها، کافی است که مقطع سرعت و چگالی وابسته به عمق در هر کدام از نقاط شبکه با ابعاد $1^\circ \times 1^\circ$ به‌دست آید.

در وارون‌سازی داده‌های گرانی، واریانس پارامترهای مدل برای ضخامت لایه‌ها برابر ۱۰۰۰ متر (برای لایه رسوبی ۱۰۰ متر)، برای چگالی 10 kg/m^3 و برای داده‌های گرانی برابر ۵ mgal است. تجربه نشان داده است که برنامه وارون، بهتر است با مدل اولیه نزدیک‌تر به واقعیت، شروع شود؛ بنابراین مدل‌سازی با مدل اولیه‌ای آغاز می‌شود که حاصل مدل‌سازی داده‌های سرعت گروه موج سطحی ریلی در مرحله قبل است. نتایج نهایی مدل‌سازی که شامل تصاویر دوبعدی پارامترهای ضخامت و تغییرات چگالی متوسط لایه رسوبی، پوسته و گوشته بالایی است، در شکل ۷ آمده است.

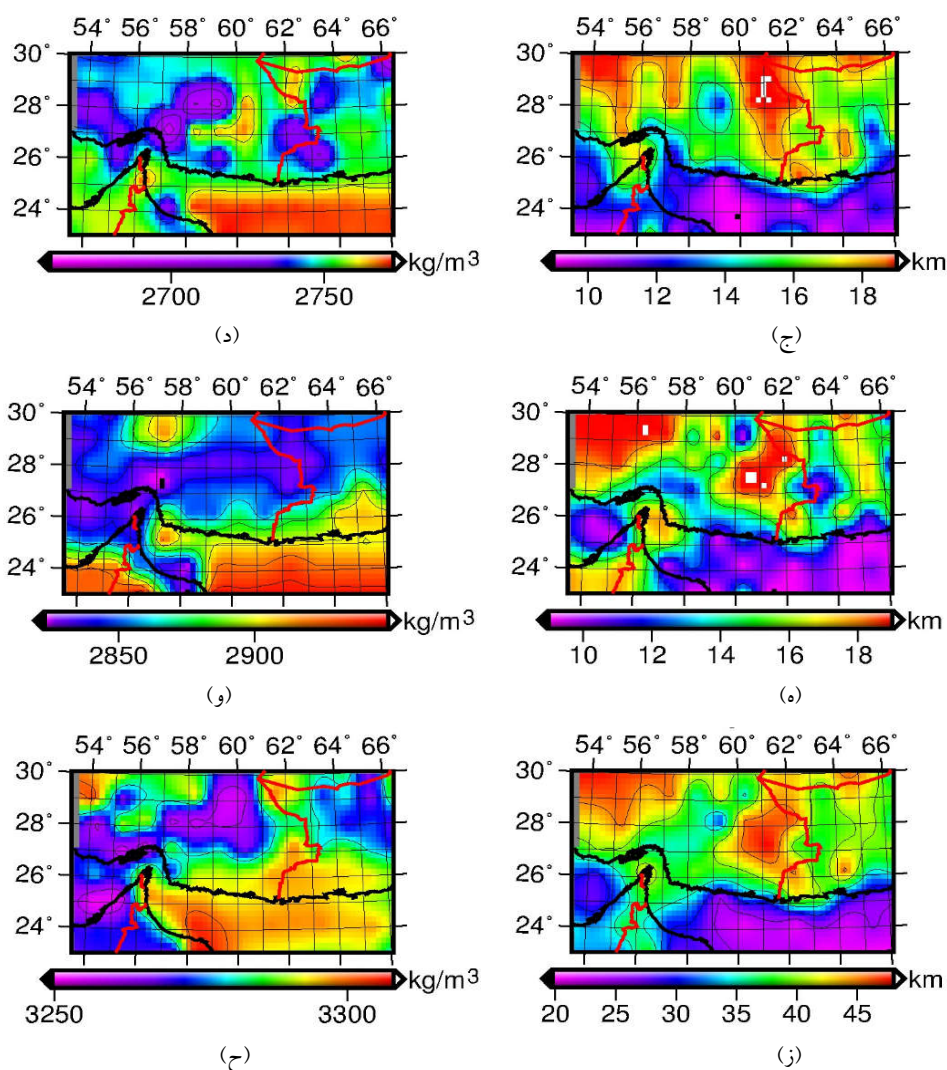
با توجه به نتایج ارائه شده در جدول‌های ۱ و ۲ می‌توان نتیجه‌گیری کرد نتایج مدل‌سازی‌ها برای سرعت موج برشی و موج فشارشی بهتر از چگالی است. سرعت گروه امواج سطحی، حساسیت بیشتری به تغییرات سرعت موج برشی و موج فشارشی دارد و حساسیت آن نسبت به تغییرات چگالی به مراتب پایین‌تر است (بوشر و اسمیت، ۱۹۷۱). البته همان‌طور که مشاهده می‌شود، خطا در مقادیر ضخامت‌ها هم دیده می‌شود. علت این نتیجه، وجود توازن (trade off)، بین ضخامت‌های پوسته بالایی و پایینی است. بنابراین انتظار می‌رود مجموع ضخامت‌ها که برابر عمق موهو است و مرز بین پوسته و گوشته را نشان می‌دهد، خطای کمتری داشته باشد که این امر در نتایج موردنظر، تایید شد؛ بنابراین این روش احتمالاتی روی داده‌های واقعی اعمال شد و پس از محاسبه مقادیر میانگین پارامترهای مدل در هر لایه، نتایج به‌صورت نقشه‌های دوبعدی در شکل ۶ نشان داده شده است. در این شکل، ضخامت هر لایه (رسوبات، پوسته بالایی و پوسته پایینی)، عمق موهو، متوسط سرعت موج برشی و فشارشی و چگالی در هر لایه (رسوبات، پوسته بالایی، پوسته پایینی و



شکل ۶. مدل نهایی براساس روش الگوریتم تبرید شبیه‌سازی شده (SA) در منطقه مکران (الف) ضخامت لایه رسوبی (km) (ب) Vs در لایه رسوبی (km/s) (ج) چگالی در لایه رسوبی (kg/m³) (د) چگالی در لایه رسوبی (kg/m³) (ه) ضخامت لایه پوسته بالایی (km) (و) Vs در لایه پوسته بالایی (km/s) (ز) Vp در لایه پوسته بالایی (km/s) (ح) چگالی در لایه پوسته بالایی (kg/m³) (ط) ضخامت لایه پوسته پایینی (km) (ی) Vs در لایه پوسته پایینی (km/s) (ک) Vp در لایه پوسته پایینی (km/s) (ل) چگالی در لایه پوسته پایینی (kg/m³) (م) ضخامت پوسته (عمق موهو) (km) (ن) Vs در قسمت پایین لایه گوشته (km/s) (س) Vp در لایه گوشته (km/s) (ع) چگالی در لایه گوشته (kg/m³)



شکل ۷. مدل نهایی براساس روش وارون سه‌بعدی داده‌های گرانی در منطقه مکران (الف) ضخامت لایه رسوبی (km) (ب) چگالی در لایه رسوبی (kg/m³) (ج) ضخامت لایه پوسته بالایی (km) (د) چگالی در لایه پوسته بالایی (kg/m³) (ه) ضخامت لایه پوسته پایینی (km) (و) چگالی در لایه پوسته پایینی (kg/m³) (ز) ضخامت پوسته (عمق موهو) (km) (ح) چگالی در لایه گوشته (kg/m³)



ادامه شکل ۷.

۵ نتایج

شروع می‌شود. آهنگ افزایش عمق موهو تا جایی ادامه دارد که صفحه فرورونده به زیر دشت لوت خمیده می‌شود. در امتداد زون زمین‌درز سیستم، روند تغییرات عمق موهو همانند غرب مکران است، ولی بیشینه مقدار آن در فاصله نزدیک‌تری از پیش‌کمان و در زیر آتشفشان‌های تفتان-بزمان با ضخامت ۴۸ تا ۵۰ کیلومتر رخ می‌دهد (شکل ۷)؛

ب. همان‌طور که از شکل ۷ پیداست، گسل میناب به‌عنوان حاشیه غربی منطقه مکران، پوسته ضخیم تنگه هرمز را از پوسته کم‌ضخامت پیش‌کمان مکران جدا کرده

نتایج این مطالعه، همخوانی قابل‌توجهی با واحدهای زمین‌شناسی و ساختارهای زمین‌ساختی اصلی در پهنه منطقه مکران دارد و نشان‌دهنده یافته‌های درخور توجهی در پوسته و گوشته بالایی در منطقه مکران است که مهم‌ترین آنها عبارت‌اند از:

الف. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد در غرب مکران، از جنوب به شمال، پوسته در دریای عمان و منطقه پیش‌کمان، کم‌ضخامت (۲۵ کیلومتر) است و به سمت شمال، در زیر ارتفاعات مکران، افزایش تدریجی آن

- Bulletin of the Seismological Society of America, **53**, 167-209.
- Bucher, R. L., and Smith, R. B., 1971, Crustal structure of the eastern basin and range province and the northern Colorado Plateau from phase velocities of Rayleigh waves: American Geophysical Union Monograph, **14**, 59-70.
- Byrne, D. E., Sykes, L. R., and Davis, D. A. N. M., 1992, Great Thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zones: Journal of Geophysical Research, **97**, 449-478.
- Černý, V., 1985, Thermodynamical approach to the traveling salesman problem: An efficient simulation algorithm: Journal of Optimization Theory and Applications, **45**(1), 41-51.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen Band, **168**(2-3), 215-229.
- Entezar-Saadat, V., Motavalli-Anbaran, S. H., and Zeyen, H., 2017, Lithospheric structure of the Eastern Iranian plateau from integrated geophysical modeling: A transect from Makran to the Turan platform: Journal of Asian Earth Sciences, **138**, 357-366.
- Farhodi, G., and Karig, D. E., 1977, Makran of Iran and Pakistan as an active arc system: Geology, **5**, 664-668.
- Gallardo-Delgado, L. A., Pérez-Flores, M. A., and Gómez-Treviño, E., 2003, A versatile algorithm for joint 3D inversion of gravity and magnetic data: Geophysics, **68**(3), 949-959.
- Hempton, M. M., 1987, Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea: Tectonics, **6**, 697-705.
- Jackson, J., and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan: Geophysical Journal International, **77**, 185-264.
- Kaviani, A., Paul, A., Bourova, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H., and Mokhtari, M., 2007, A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran): Geophysical Journal International, **171**, 399-410.
- Kirkpatrick, S., Gelatt Jr., C. D., Vecchi, M. P., 1983, Optimization by Simulated Annealing: Science, **220**(4598), 671-680.
- است. این کاهش شدید و تغییرات ناگهانی در ضخامت پوسته از تنگه هرمز به سمت منطقه مکران را می‌توان ناشی از تغییر جنس پوسته صفحه عربستان از قاره‌ای ضخیم به اقیانوسی نازک دانست که گسل میناب حدفاصل این تغییرات است؛
- ج. سرعت زیاد موج برشی در پوسته زیر دریای عمان که در این مطالعه به دست آمد، حاکی از وجود پوسته سرد و صلب اقیانوسی و سرعت پایین آن در منطقه مکران، حاکی از وجود پوسته قاره‌ای است؛
- د. چگالی زیاد در پوسته زیر دریای عمان، ناشی از پوسته چگال اقیانوسی و کاهش آن به سمت شمال در مکران، نشان‌دهنده وجود پوسته قاره‌ای است.

منابع

- Abdetedal, M., Shomali, Z. H. and Gheitanchi, M. R., 2015, Ambient noise surface wave tomography of the Makran subduction zone, south-east Iran: Implications for crustal and uppermost mantle structures: Earthquake Science, **28**(4), 235-251.
- Aki, K., and Richards, P. G., 1980, Quantitative Seismology: Theory and Methods, W. H. Freeman, San Francisco, Calif.
- Al-Damegh, K., Sandvol, E., Al-Lazki, A., and Barazangi, M., 2004, Regional seismic wave propagation (Lg and Sn) and Pn attenuation in the Arabian Plate and surrounding regions: Geophysical Journal International, **157**, 775-795.
- Bache, T. C., Rodi, W. L., and Harkrider, D. G., 1978, Crustal structures inferred from Rayleigh-wave signatures of NTS explosions: Bulletin of the Seismological Society of America, **68**(5), 1399-1413.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Sciences, **18**, 210-265.
- Bird, P., 1978, Finite element modeling of lithosphere deformation: The Zagros collision orogeny: Tectonophysics, **50**, 307-336.
- Brune, J., and Dorman, J., 1963, Seismic waves and earth structure in the Canadian Shield:

- Geological Society of America, **67**, 1647–1658.
- Press, F., 1957, Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, II: San Francisco Bay region: Bulletin of the Seismological Society of America, **47**, 87–88.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., Vaccari, F., Panza, G. F., 2014, Shear-wave velocity tomography of the lithosphere–asthenosphere system beneath the Iranian Plateau: Bulletin of the Seismological Society of America, **104**(6), 2782–2798.
- Shad Manaman, N., and Shomali, H., 2010, Upper mantle S-velocity structure and Moho depth variations across Zagros belt, Arabian-Eurasian plate boundary: Physics of the Earth and Planetary Interiors, **180**, 92–103.
- 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.
- Sengor, A. and Kidd, W., 1979, Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet: Tectonics, **55**, 361–376.
- Takeuchi, H., and Saito, M., 1972, Seismic surface waves, in Methods of Computational Physics, edited by B. A. Bolt, 217–295, Academic, New York.
- Tanimoto, T., 1991, Waveform inversion for three-dimensional density and S wave structure: Journal of Geophysical Research, **96**(B5), 8167.
- Tubman, K. M., 1981, Crust and upper mantle structure of the Middle East and South Central Asia: Seismic Discrimination Semiannual technical summary report, Lincoln Laboratory, Massachusetts Institute of Technology.
- Toksoz, M. N., and Anderson, D. L., 1966, Phase velocities of long-period surface waves and structures of the upper mantle, I. Great-circle Love and Rayleigh wave data: Journal of Geophysical Research, **71**, 1649–1658.
- White, R. S., and Ross, D. A., 1979, Tectonics of the Western Gulf of Oman: Journal of Geophysical Research, **84**(Nb7), 3479–3489.
- Zeyen, H., Pous, J., 1993. 3-D joint inversion of magnetic and gravimetric data with a priori information. Geophysical Journal International. **112**, 244–256.
- Knopoff, L., Mueller, S., and Pilant, W. L., 1966, Structure of the crust and upper mantle in the Alps from the phase velocity of Rayleigh waves: Bulletin of the Seismological Society of America, **56**, 1009–1044.
- 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), 171–191.
- McEvilly, T. V., 1964, Central U.S. crust-upper mantle structure from love and Rayleigh wave phase velocity inversion: Bulletin of the Seismological Society of America, **54**, 1997–2015.
- McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **30**, 109–185.
- McKenzie, D., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, **55**, 217–254.
- Moazami-Goudarzi, K., 1974, La vitesse de phase des ondes de Rayleigh et les structures de la croûte et du manteau supérieur entre Machhad et Chiraz (Iran): Pure and Applied Geophysics, **112**, 675–681.
- Motaghi, K., Tatar, M., Shomali, H., Kaviani, A., Priestley, K., 2012, High resolution image of upper mantle beneath NE Iran continental collision zone: Physics of the Earth and Planetary Interiors, **208–209**, 38–49.
- Motavalli-Anbaran, S. H., Zeyen, H., and Ebrahimzadeh Ardestani, V., 2013, 3D joint inversion modeling of the lithospheric density structure based on gravity, geoid and topography data- Application to the Alborz Mountains (Iran) and South Caspian Basin region: Tectonophysics, **586**, 192–205.
- Niazi, M., Shimamura, H., and Matsu'ura, M., 1980, Microearthquakes and crustal structure off the Makran coast of Iran: Geophysical Research Letters, **7**(5), 297–300.
- Laske, G., Masters, G., 2013. Update on CRUST1.0- a 1-degree global model of Earth's crust. In: EGU General Assembly. 2013. **15**. pp. 2658.
- Press, F., 1956, Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, I: Southern California: Bulletin of the

Rayleigh wave group velocity modeling using Simulated Annealing algorithm and gravity data inversion to estimate the variations of Moho depth, shear wave velocity and density structure of the crust and upper mantle in Makran region

Somayeh Abdollahi¹, Vahid Ebrahimzadeh Ardestani^{2*}, and Hermann Zeyen³

¹Ph. D. Student, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

²Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

³Professor, UMR 4818 GEOPS, Université Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, bât. 504, 91405 Orsay, France

(Received: 09 January 2018, Accepted: 25 June 2018)

Summary

In this study, Simulated Annealing algorithm is applied on Rayleigh wave group velocities to image the density variations and shear and compressional wave velocities structure of the crust and upper-mantle of Makran subduction zone. Based on previous studies, surface wave dispersion measurements are primarily sensitive to seismic shear wave velocities. However, it has been proved that the sensitivity to compressional wave velocity is significantly smaller than the sensitivity to shear wave velocity. Also the sensitivity function for the density is smaller than the one for the shear wave velocity. Therefore, shear wave velocity variations are mainly the model parameters in surface wave dispersion analysis. Simulated Annealing is a probabilistic technique for finding the global optimum of a given function. It is especially useful to approximate global optimization in a large search space. The Simulated Annealing method like the Monte-Carlo method, samples the whole model space and can avoid getting stuck in local minima. To evaluate calculation efficiency and effectiveness of Simulated Annealing algorithm, two noise-free and two noisy (10% of white Gaussian noise) synthetic data sets are firstly inverted. Then, a real data from Makran region is inverted to examine the applicability and robustness of the proposed approach on real surface wave data.

In next step, gravity data inversion was applied with a priori information based on surface wave analysis results to obtain Moho depth variations and crustal density structure. The reason for using gravity data set is that surface waves group velocity is sensitive to average velocity variations and has a good lateral sensitivity, whereas gravity anomaly is sensitive to depth variations of discontinuities and has a good vertical resolution.

Our results show that the Moho depth across the Makran subduction zone increases from the Oman seafloor and Makran forearc setting to the volcanic arc. Generally, the crust in the western Makran is thicker than the eastern part and the maximum crustal thickness in the Makran region reaches 46 to 48 km below the Taftan-Bazman volcanos. The Moho map clearly depicts the western edge of the Makran subduction zone, where the Minab fault (representing the eastern edge of the Hormuz Straits) marks the boundary between the thick continental crust of the Arabian plate and the thin oceanic crust of the Oman Sea. Our results show clearly that the high-velocity slab of the Arabian plate subducts northwards beneath the low-velocity overriding lithosphere of Lut block in the western Makran and Helmand block in the eastern Makran.

Keywords Makran, Moho depth, gravity, shear wave velocity, Simulated Annealing algorithm

*Corresponding author:

ebrahimz@ut.ac.ir