

بررسی هندسه مرزهای ناپیوستگی در مکران ساحلی با استفاده از مهاجرت و مدل سازی توابع گیرنده

توحید نوزادخلیل^۱، و سیدخلیل منقی^{۲*}

^۱کارشناس ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران
^۲استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۲/۲۷، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۸/۱۵)

چکیده

منطقه مکران بخشی از فرورانش فعال حاصل از همگرایی صفحات عربی و اوراسیا است. زاویه مخروطی کم و ضخامت زیاد رسوبات در منشور افزایشی از ویژگی‌های متمایز کننده این منطقه هستند. در این مطالعه، با استفاده از داده‌های جمع‌آوری شده در منطقه مکران ساحلی توسط ایستگاه باند پهن چابهار توابع گیرنده P و S و با استفاده از چهار ایستگاه کوتاه دوره، تابع گیرنده P محاسبه شد. مهاجرت به عمق توابع گیرنده P نشان می‌دهد که یک مرز (احتمالاً مرز موهو) در عمق ۲۷ کیلومتری در زیر ایستگاه چابهار قرار دارد که شبیه اندک، در حدود ۲/۵ درجه، رو به شمال دارد. بررسی تغییرات دامنه فازهای تبدیلی بر روی مؤلفه‌های شعاعی و مماسی تابع گیرنده P در ایستگاه چابهار وجود یک لایه ناهمسانگرد تا عمق حدود ۹ کیلومتر که احتمالاً مرتبط با رسوبات فلسی شکل در گوه برافزایشی است را تأیید می‌کند. مقدار عمق‌های تخمینی ۹ و ۲۷ کیلومتر برای رسوبات و مرز موهو از مدل‌سازی هم‌زمان تابع گیرنده و منحنی پاشش محاسبه شده است. محاسبه و برآیند توابع گیرنده S برای ایستگاه CHBR یک پالس منفی با تأخیر زمانی ۱۰ تا ۱۳ ثانیه (متناسب با عمق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر) را در زیر این ایستگاه نشان می‌دهد که می‌تواند مرتبط با مرز لیتوسفر اقیانوسی با استنوسفر باشد.

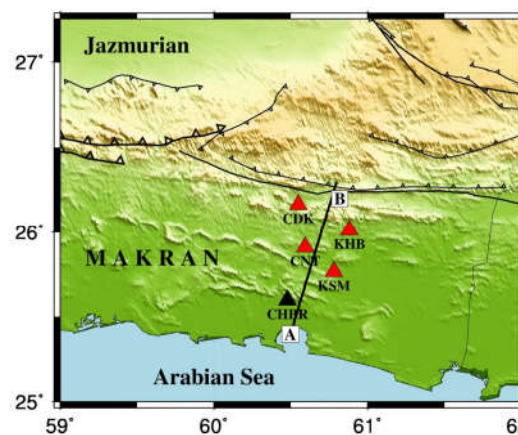
واژه‌های کلیدی: مکران ساحلی، تابع گیرنده، ساختار عمیق

۱ مقدمه

حوزه فرورانشی مکران قسمتی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا است که هنوز فرورانش در آن در حال انجام است. این پهنه که حاصل همگرایی صفحات عربی و اوراسیا است با طول بیش از هزار کیلومتر از شرق تنگه هرمز در ایران و از سیستم گسلی زندان-میناب شروع شده و تا بخش شرقی پاکستان و سیستم گسلی ارنایچ-نال گسترش یافته است. مجموعه‌ی نوار مکران یک منشور افزایشی با مساحتی بیش از ۱۶۰ هزار کیلومتر مربع است که به دلیل حجم بالای رسوب ورودی دارای رسوبات ضخیم، زاویه مخروطی کم و همچنین شیب کم در مقایسه با دیگر مناطق فرورانشی است (برای مثال، اسمیت و همکاران، ۲۰۱۲). پیشانی تغییر شکل مکران در عمق ۳۰۰۰ متری دریای عمان قرار دارد و فروافتادگی‌های جازموریان (در ایران) و مشکل (در پاکستان) حوضه‌های پیش‌کمانی به شمار می‌روند. آتش‌فشان‌های بزمان و تفتان در ایران، و کوه سلطان و چاگائی‌هیلز در پاکستان به‌عنوان کمان آتش‌فشانی آندزیتی این حوزه فرورانشی معرفی شده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

یکی از سؤالات مطرح در پهنه مکران، هندسه و عمق مرزهای درون‌پوسته‌ای، مرز پوسته با گوشته و مرز لیتوسفر با استنوسفر است که اطلاع از آن می‌تواند سبب فهم بهتر هندسه فرورانش شود. توموگرافی امواج حجمی دور لرز وجود یک صفحه در حال فرورانش با شیب کم در منطقه را تأیید می‌کند (برای مثال شادمنا من و همکاران، ۲۰۱۱). این مطالعات در مقیاس منطقه‌ای انجام شده‌اند و امکان ارائه جزئیات دقیق در مورد هندسه فرورانش در این منطقه را ندارند بنابراین برای پاسخ به این سؤال نیاز است با کمک شبکه‌های محلی، به بررسی هندسه مرزهای ناپیوستگی در منطقه مورد مطالعه پرداخته شود.

توابع گیرنده موج حجمی یکی از ابزارهای مناسب جهت بررسی هندسه ساختارهای زیرسطحی در زیر ایستگاه‌های لرزه‌نگاری به شمار می‌آید. تابع گیرنده یک سری زمانی شامل چند تابع ضربه است که در زمان رسیده‌های مختلف با دامنه‌هایی متفاوت در یک سری زمانی کنار هم قرار گرفته‌اند. هر تابع ضربه معرف رسید یک موج حجمی است که در یکی از مؤلفه‌های لرزه‌نگار (R یا Z) ثبت شده‌اند. اساس کار در روش تابع گیرنده، استفاده از ویژگی تبدیل موج حجمی از P به S (و بر عکس) در حین برخورد به لایه‌های مختلف زمین در زیر ایستگاه است. لایه‌بندی در درون زمین حاصل تغییر خواص فیزیکی همچون چگالی، دما، جنس مواد و رئولوژی است. این تفاوت باعث اختلاف سرعت امواج لرزه‌ای در هر لایه نسبت به لایه دیگر می‌شود که به علت این تغییر در مقدار سرعت، انرژی موجی که از یک لایه عبور می‌کند، به دو قسمت تقسیم می‌شود که موج P عبوری به‌عنوان موج P مستقیم و موج S_v عبوری به‌عنوان فاز تبدیلی P_S شناخته می‌شود. اگر موج ورودی S باشد (توابع گیرنده S) فاز تبدیلی را S_p می‌نامند. با توجه به اینکه سرعت سیر موج S نسبت به موج P کمتر است، در توابع گیرنده P فاز تبدیلی بعد از فاز مستقیم به دستگاه



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه. ایستگاه باند پهن چابهار (CHBR) متعلق به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله مستقر در شمال شهر چابهار با مثلث سیاه‌رنگ و چهار ایستگاه کوتاه دوره متعلق به شرکت لرزه‌نگار پارسیان با مثلث‌های قرمز رنگ نشان داده شده است. خطوط مشکی گسله‌های فعال منطقه را نشان می‌دهد (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳).

همسانگرد و شیب‌دار، لایه تخت و ناهمسانگرد و لایه تخت با ناهمسانگردی شیب‌دار را بررسی و تغییرات دامنه در توابع گیرنده شعاعی و مماسی را بر اساس زاویه سمتی برگشتی نشان دادند. در حضور یک مرز شیب‌دار، دامنه فازهای ثبت شده روی مؤلفه‌های شعاعی و مماسی با تغییر زاویه سمتی برگشتی به صورت متناوب (با دوره تناوب 360°) تغییر می‌کنند. فاز تبدیلی دارای بیشترین مقدار دامنه مثبت در پایین شیب، کمترین دامنه (یا بیشترین دامنه منفی) در بالای شیب و انرژی صفر در امتداد لایه است. تغییر در شیب لایه و یا تغییر در اختلاف سرعتی دو لایه فقط بر روی اندازه دامنه تأثیر می‌گذارد و محل مقدار صفر و بیشینه دامنه ثابت می‌ماند. ویژگی که مرز ناپیوسته شیب‌دار را از لایه ناهمسانگرد متمایز می‌کند نشت انرژی در زمان صفر روی مؤلفه مماسی است. نشت انرژی روی مؤلفه مماسی در زمان صفر شاهدهی بر وجود مرز شیب‌دار زیر ایستگاه گیرنده است. در شرایطی که سطح مسبب فاز تبدیلی، یک لایه ناهمسانگرد باشد دو حالت ایجاد می‌شود؛ در حالت اول که لایه مورد نظر دارای محور ناهمسانگردی افقی است، دوره تناوب تغییر پلاریته برای فاز تبدیلی برابر 180° است. در حالت دوم که محور ناهمسانگردی شیب‌دار است دوره تناوب تغییرات دامنه با تغییر زاویه سمتی برگشتی برابر با 360° است. بر اساس این توضیحات و با توجه به وجود داده کافی جمع‌آوری شده توسط ایستگاه CHBR (که از سال ۱۳۸۸ تاکنون در حال جمع‌آوری داده است) می‌توان تغییرات دامنه با زاویه سمتی برگشتی را در این ایستگاه محاسبه کرد و وجود مرزهای شیب‌دار یا ناهمسانگرد که با ساختار فرورانش در زیر این ایستگاه مرتبط هستند را شناسایی نمود.

مهاجرت به عمق توابع گیرنده (برای مثال ژو، ۲۰۰۰) نیز اطلاعات با ارزشی درباره هندسه‌ی مرزهای ناپیوستگی در زیر ایستگاه‌های مورد مطالعه ارائه می‌دهد. در این روش برای تخمین عمق مرزهای ناپیوستگی از زمان تأخیر

گیرنده می‌رسد، اما در توابع گیرنده S حالت عکس رخ می‌دهد و فاز مستقیم بعد از فاز تبدیلی در دستگاه ثبت می‌شود. دستگاه گیرنده علاوه بر فازهای مستقیم و تبدیلی، یک سری فاز دیگر را ثبت می‌کند که به آنها چندگانه گفته می‌شود. این فازها (برای مثال PpSs و PpPs) حاصل بازتاب و تبدیل متوالی امواج P و S در مرزهای ناپیوستگی هستند. در روش تابع گیرنده دستگاه‌های مورد استفاده باید دارای مؤلفه‌ی عمودی و دو مؤلفه‌ی افقی باشند. با انجام واهمامیخت مؤلفه‌های عمودی و افقی از همدیگر (در تابع گیرنده P مؤلفه عمودی از شعاعی و مماسی و در تابع گیرنده S مؤلفه شعاعی از عمودی واهمامیخت می‌شوند) آثار چشمه، مسیر و دستگاه حذف می‌شوند و اثر ساختارهای زیر گیرنده باقی می‌ماند. به کمک اختلاف زمان رسید فازهای مستقیم و تبدیلی و با استفاده از یک مدل سرعتی، می‌توان عمق ناپیوستگی مسبب تغییر نوع موج را اندازه‌گیری کرد (برای مثال، ژو، ۲۰۰۰).

امواج P ، S_V و S_H در حین انتشار، ذرات را در راستای عمود بر هم مرتعش می‌کنند. اگر مرز ناپیوستگی را تخت و همسانگرد در نظر بگیریم، در این حالت بیشترین مقدار انرژی فاز P مستقیم به صورت یک پالس روی مؤلفه عمودی لرزه‌نگار (Z) و بیشترین مقدار انرژی فاز تبدیلی P_S و فازهای چندگانه P_pP_s و P_sP_s/P_pS_s روی مؤلفه شعاعی ثبت می‌شود. همچنین مؤلفه مماسی در محدوده زمانی رسید موج P فاقد انرژی است؛ اما به دلیل این که مرز زیر ایستگاه ناهمسانگرد و یا شیب‌دار است مقداری نشت انرژی در این محدوده زمانی بر روی مؤلفه شعاعی مشاهده می‌شود. بر این اساس، لوین و پارک (۱۹۹۸) تأثیر ناهمسانگردی محیط الاستیک بر انتشار امواج P و S را برای یک لایه تخت ناهمسانگرد ارائه کردند. شولته‌پلکم و ماهان (۲۰۱۴) با ایجاد مدل‌های مصنوعی تفاوت توابع گیرنده مشاهده‌ای را در سه حالت مرز ناپیوستگی

آنچه باقی می ماند یک سری زمانی عاری از چندگانه‌ها است (برای مثال کیند و یوان، ۲۰۱۱). در این مطالعه برای بررسی هندسه مرز لیتوسفر با استنوسفر در زیر منطقه مورد مطالعه از تابع گیرنده S برای ایستگاه CHBR استفاده خواهد شد.

۲ داده‌ها

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه توسط ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن چابهار (CHBR) متعلق به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و چهار ایستگاه کوتاه‌دوره (با فرکانس گوشه ۲ هرتز) متعلق به شرکت لرزه‌نگار پارسیان (با نام‌های KSM، KHB، CNT) و CDK) جمع‌آوری شده‌اند (جدول شماره ۱؛ شکل ۱). با توجه به پاسخ فرکانسی دستگاه‌ها و محتوای فرکانسی امواج P و S دور لرز، توابع گیرنده P برای تمامی ایستگاه‌ها و توابع گیرنده S تنها برای ایستگاه باند پهن CHBR محاسبه شد. این ایستگاه‌ها در راستای تقریبی یک خط به طول ۸۰ کیلومتر (خط A-B، شکل ۱) از شمال شهر چابهار در جنوب استان سیستان و بلوچستان ایران با میانگین فاصله بین ایستگاهی حدود ۱۵ کیلومتر نصب شده‌اند (شکل ۱). بازه زمانی داده‌های استفاده شده در جدول ۱ نشان داده شده است.

فاز تبدیلی نسبت به فاز مستقیم استفاده می‌شود و تغییرات عمقی مرزها در امتداد پروفیل زیر ایستگاه‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد. یکی از چالش‌های این روش مدل سرعتی مورد استفاده در مهاجرت به عمق است، زیرا مدل‌های سرعتی مختلف، عمق‌های متفاوتی را به مرزها نسبت می‌دهند. از این رو، برای به دست آوردن یک مدل سرعتی مناسب برای منطقه، توابع گیرنده P ایستگاه CHBR به صورت هم‌زمان با منحنی پاشش سرعت گروه موج ریلی معکوس‌سازی شد و یک مدل سرعتی میانگین با فرض تخت و همسانگرد بودن لایه‌ها برای منطقه به دست آمد و مهاجرت به عمق توابع گیرنده با این مدل سرعتی انجام شد.

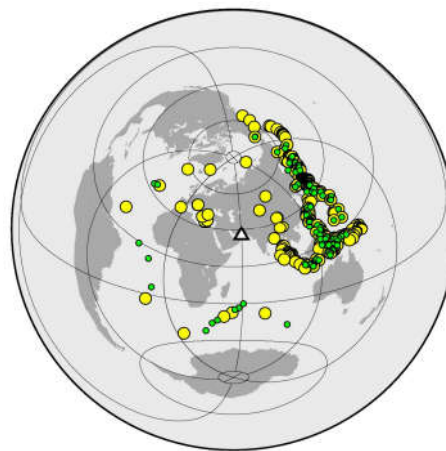
توابع گیرنده P به دلیل آلوده بودن به چندگانه‌ها ابزاری مناسب برای مطالعه مرزهای ناپیوستگی درون بخش گوشته‌ای لیتوسفر نیستند و به جای آن تابع گیرنده S مورد استفاده قرار می‌گیرد (برای مثال چن و همکاران ۲۰۰۶؛ متقی و همکاران ۲۰۱۷). فاز تبدیلی حاصل از تابش موج برشی به مرز ناپیوستگی S_p نامیده می‌شود و قبل از فاز S (زمان صفر بر روی تابع گیرنده S) به ایستگاه می‌رسد. چندگانه‌ها همیشه بعد از فاز مستقیم S به ایستگاه می‌رسند و در نتیجه با چرخش تابع گیرنده S حول زمان صفر، چندگانه‌ها در زمان منفی (قبل از فاز S) قرار می‌گیرند و بدین ترتیب از تابع گیرنده حذف می‌شوند و

جدول ۱. اطلاعات مکانی و زمانی دستگاه‌های لرزه‌نگار.

نام ایستگاه	شبکه	مختصات جغرافیایی		بازه زمانی داده‌های استفاده شده	
		عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	از	تا
CHBR	شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران	۲۵/۵۹۵	۶۰/۴۸۲	۱۳۸۸/۰۸/۰۲	۱۳۹۳/۰۷/۰۳
CDK		۲۶/۱۶۶	۶۰/۵۵۱	۱۳۹۱/۰۶/۰۹	۱۳۹۲/۱۲/۱۱
CNT		۲۵/۹۱۳	۶۰/۵۹۶	۱۳۹۱/۰۶/۰۹	۱۳۹۲/۱۲/۱۱
KHB	شبکه سد زبردان متعلق به شرکت لرزه‌نگار پارسیان	۲۶/۰۱۳	۶۰/۸۸۳	۱۳۹۱/۰۳/۰۶	۱۳۹۲/۰۸/۰۷
KSM		۲۵/۷۶۷	۶۰/۷۲۸	۱۳۹۲/۰۱/۲۴	۱۳۹۲/۱۲/۱۴

ثانیه قبل و ۱۰۰ ثانیه بعد از زمان رسید تئوری) جداسازی شد و مقدار میانگین و روند از روی نگاهت جدا شده حذف و فیلتر میان‌گذر (با فرکانس گوشه ۰/۵ تا ۱/۵ هرتز برای محاسبه تابع گیرنده P و ۰/۱ تا ۰/۵ هرتز برای محاسبه تابع گیرنده S) بر روی شکل موج اعمال شد. سپس پنجره انتخاب شده از دستگاه مختصات ZNE به ZRT چرخانده شد. در گام بعد برای محاسبه تابع گیرنده P مؤلفه Z لرزه‌نگاشت از مؤلفه R و T، و برای تابع گیرنده S مؤلفه R از Z واهمامیخت شد تا اثرات چشمه و مسیر در خارج از محدوده ایستگاه از روی نگاهت‌ها حذف شود. در این مطالعه با توجه به ضرورت مشاهده ساختارهای عمقی و سطحی برای تابع گیرنده P از فیلتر گاوسی با پهنای ۳ و برای تابع گیرنده S از فیلتر گاوسی با پهنای ۱ استفاده شده است. پهنای فیلتر گاوسی یک پارامتر در توان تابع گاوسی است که با تغییر آن می‌توان پهنای و در نتیجه محتوای فرکانسی فیلتر را کنترل کرد. مزیت استفاده از فیلتر گاوسی نسبت به بقیه فیلترها آن است که به دلیل داشتن شکلی هموار مانع از وقوع پدیده گیس و شکل‌گیری پالس‌های گوشه (Side-lobe) در اطراف پالس‌های پر دامنه بر روی تابع گیرنده می‌شود. هرچه پهنای فیلتر گاوسی در حوزه فرکانس بیشتر باشد، فرکانس‌های بالاتر در سیگنال حفظ می‌شوند و جزئیات ساختاری بیشتری را از درون زمین هویدا می‌کنند. ایراد استفاده از فیلتر گاوسی پهن این است که نوفه‌های با فرکانس‌های بالا در توابع گیرنده باقی می‌مانند (لانگستون، ۱۹۷۷ و کاسیدی، ۱۹۹۲). پهنای کم فیلتر گاوسی موجب حذف فرکانس‌های بالا و شکل‌گیری پالس‌هایی با پهنای زیاد در توابع گیرنده می‌شود. در این حالت ساختارهای کم‌عمق و ساختارهای کم‌ضخامت روی تابع گیرنده دیده نمی‌شود. در محاسبه توابع گیرنده S دو مرحله اضافه نیز انجام می‌شود: یکی چرخاندن سری زمانی حول صفر است تا بدین ترتیب پالس‌هایی با زمان

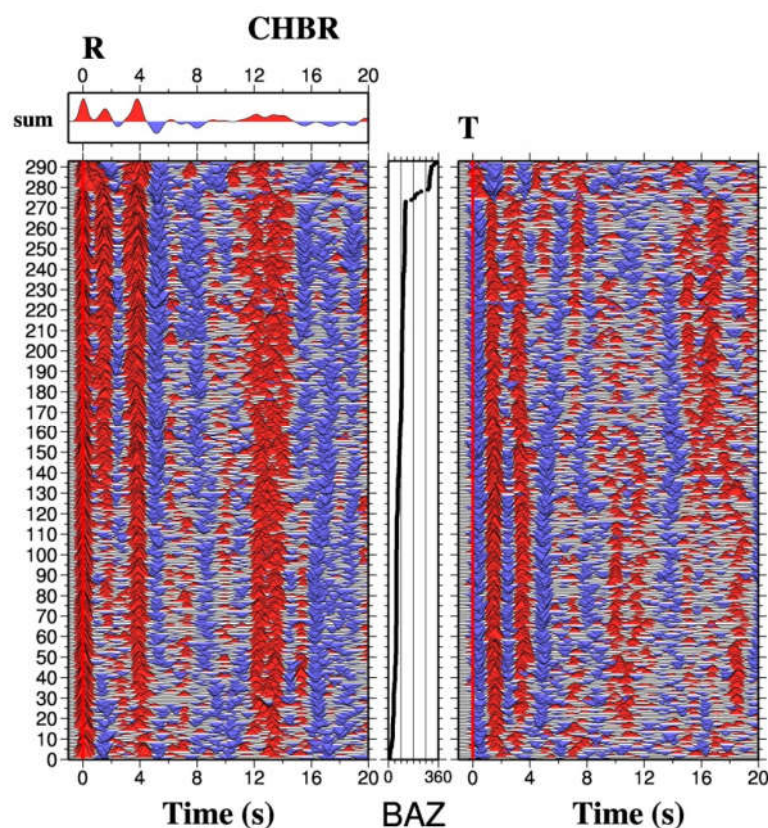
برای محاسبه توابع گیرنده P، ابتدا ۲۹۲ رویداد با بزرگای بیش از ۵/۱ و با فاصله کمانی ۲۰ الی ۱۴۰ درجه، گزارش شده در کاتالوگ سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS) انتخاب شد. ایستگاه‌های واقع در مکران نسبت به سایر نواحی لرزه‌خیز جهان، در برخی آزمایشات دورلرزه‌های اندکی را ثبت می‌کنند؛ بنابراین در این مطالعه به غیر از فاز P از فاز دیگری همچون Pdiff و PKiKP که از فواصل دورتر (۹۰-۱۴۰ درجه) ثبت می‌شوند نیز استفاده شده است تا پوشش زاویه سمتی برگشتی مناسبی برای بانک داده مورد استفاده ایجاد شود. دایره‌های زرد در شکل ۲ موقعیت این رویدادها را نشان می‌دهند. برای محاسبه تابع گیرنده S از ۱۷۵ رویداد در فاصله کمانی ۵۵ تا ۸۵ درجه استفاده شد. موقعیت این رویدادها با دایره‌های سبز در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل ۲. موقعیت رویدادهای استفاده شده در این مطالعه برای محاسبه تابع گیرنده P (دایره‌های زرد رنگ) و S (دایره‌های سبز رنگ) نسبت به منطقه مورد مطالعه (مثلث سفید).

۳ محاسبه توابع گیرنده

پس از انتخاب رویدادهای ثبت شده، زمان رسید تئوری فازهای P و S دور لرز بر اساس مدل IASP91 (کنت و همکاران، ۱۹۹۵) محاسبه و به اطلاعات شکل موج اضافه شد. سپس پنجره مناسب برای محاسبه توابع گیرنده (۱۰۰



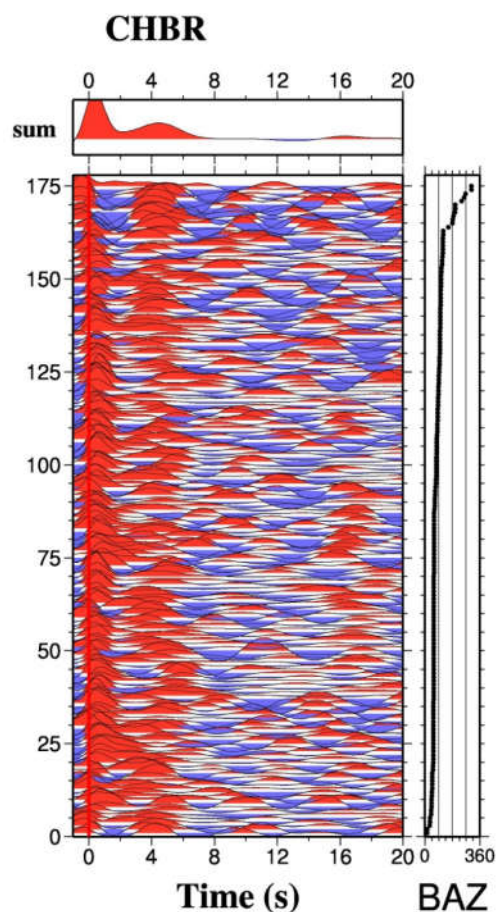
شکل ۳. توابع گیرنده P شعاعی (R) و مماسی (T) برای ایستگاه CHBR. تابع گیرنده شعاعی برانبارش شده در بالای شکل سمت چپ نشان داده شده است. مقدار زاویه سمتی برگشتی (BAZ) با دایره‌های سیاه در کادر وسط نشان داده شده است.

حاصل از هم‌امیخت تابع گیرنده P و مؤلفه قائم لرزه-نگاشت با مؤلفه افقی لرزه‌نگاشت است (لیگوریا و آمون، ۱۹۹۹). این شرط برای انتخاب توابع گیرنده S در نظر گرفته نشده است). بالا بودن ضریب کاهش وردایی به معنی واهمامیخت موفق سری زمانی چشمه (مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت) از مؤلفه افقی است. (۳) کم بودن دامنه فازهای تبدیلی و چندگانه‌ها در مقایسه با فاز مستقیم (دامنه فازهای ثبت شده بر روی تابع گیرنده به زاویه ورود موج مادر و مقدار تغییرات سرعت در مرز ناپیوستگی وابسته است. وجود دامنه‌های تبدیلی بزرگ‌تر از فاز عبوری مستقیم می‌تواند نشانه کیفیت پایین تابع گیرنده باشد). (۴) مثبت بودن پلاریته دامنه فاز P و S مستقیم روی مؤلفه شعاعی تابع گیرنده (برای مثال پالس مشاهده شده در زمان

منفی دارای زمان مثبت شوند؛ و دوم معکوس کردن پلاریته دامنه پالس‌ها است (برای مثال کیند و یوان، ۲۰۱۱). نمونه‌ای از توابع گیرنده P و S محاسبه شده برای ایستگاه CHBR در شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شده است. در انتخاب اتوماتیک توابع گیرنده‌ی باکیفیت، شرایط توصیف شده در زیر در نظر گرفته می‌شود. با پیروی از شولته پلکم و ماهان (۲۰۱۴) این شرایط عبارتند از: (۱) بالا بودن نسبت سیگنال به نوفه در لرزه‌نگاشت‌های قائم و افقی (پنجره نوفه ۳۵ ثانیه تا ۵ ثانیه قبل از زمان رسید تئوری فازهای P و S دور لرز و پنجره سیگنال از ۵ ثانیه قبل تا ۲۵ ثانیه بعد از آن انتخاب می‌شود). (۲) درصد کاهش وردایی بالا در فرآیند واهمامیخت حوزه زمان (این مقدار عبارت است از میزان شباهت سری زمانی

وردایی بیش از ۶۰ درصد، پهنای پالس کمتر از ۳/۵ ثانیه بر روی توابع گیرنده و حداکثر دامنه مجاز ۱ برای توابع گیرنده به عنوان قیدهای محدود کننده برای انتخاب توابع گیرنده با کیفیت در نظر گرفته شدند. برای بررسی تغییرات دامنه توابع گیرنده با زاویه سمتی برگشتی، برانبارش توابع گیرنده در دسته‌های ۵ درجه‌ای با هم پوشانی ۵ درجه‌ای انجام شد. حاصل این برانبارش توابع گیرنده برانبارش شده‌ای است که هر کدام میانگین توابع گیرنده مربوط به یک زاویه سمتی برگشتی را نشان می‌دهد (شکل ۵).

شکل ۶ توابع گیرنده شعاعی و مماسی را برای ایستگاه KHB نشان می‌دهد. نشت انرژی فاز P مستقیم (در زمان صفر) بر روی مؤلفه مماسی (T) تابع گیرنده می‌تواند نشان از وجود مرز شیب‌دار در زیر ایستگاه گیرنده باشد؛ اما این نشت انرژی با تغییر زاویه سمتی برگشتی متناوب است و دارای تغییر پلاریته حول دامنه صفر در زمان صفر ثانیه می‌باشد (برای مثال شولته‌پلکم و ماهان، ۲۰۱۴ را ببینید). لایه‌های ناهمسانگرد هم باعث نشت انرژی در زمان صفر نمی‌شوند. نشت انرژی نامتناوب بر روی زمان صفر تابع گیرنده مماسی در ایستگاه KHB (شکل ۶ الف) نشان از وجود اشکال در روند محاسبه توابع گیرنده است. با مشاهده چنین اشکالی در تعدادی از ایستگاه‌های شبکه زیردان (KHB، CNT و CDK) مراحل محاسبه توابع گیرنده مجدداً بررسی و مشخص شد که به علت بی‌توجهی در نصب حس‌گر لرزه‌نگاری در راستای شمال-جنوب، چرخش از دستگاه مختصات ZNE به ZRT به درستی صورت پذیرفته و انرژی‌های مربوط به هر مؤلفه به درستی روی آن مؤلفه قرار نگرفته است. به دلیل عدم اطلاع از راستای نصب دستگاه‌های لرزه‌نگاری متعلق به شرکت لرزه‌نگار پارسیان، توابع گیرنده محاسبه شده در ایستگاه‌های CDK، CNT و KHB را هر بار ۵۰ چرخانده و میزان تغییرات دامنه فاز P مستقیم بر روی مؤلفه مماسی

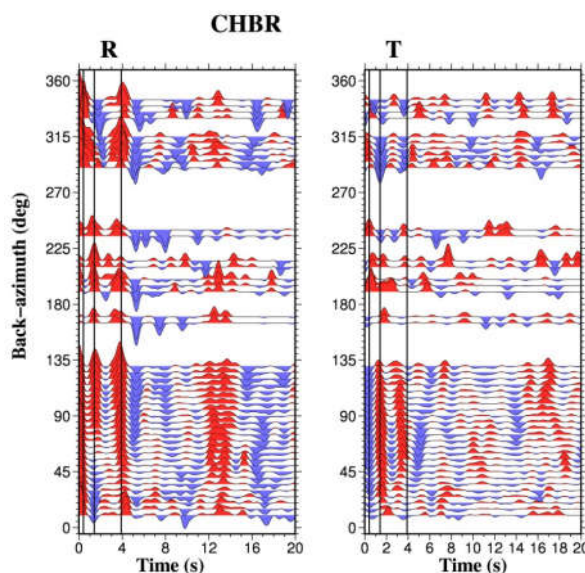


شکل ۴. توابع گیرنده S برای ایستگاه CHBR. تابع گیرنده برانبارش شده در بالای شکل نشان داده شده است. دایره‌های سیاه در کادر سمت راست مقدار زاویه سمتی برگشتی (BAZ) را نشان می‌دهد.

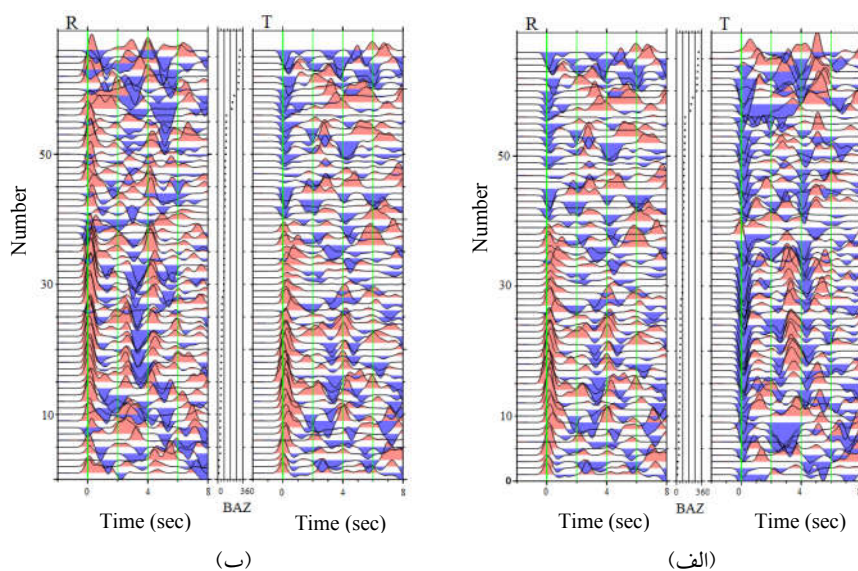
صفر تابع گیرنده P حاصل واهمامیخت اولین موج ثبت شده بر روی مؤلفه عمودی از مؤلفه شعاعی است. موج اولیه بر روی مؤلفه‌های Z و R معمولاً دامنه‌هایی با پلاریته یکسان ایجاد می‌کند. واهمامیخت دو پالس با پلاریته یکسان، یک پالس با پلاریته مثبت ایجاد می‌کند؛ بنابراین فاز P مستقیم در توابع گیرنده (پالس زمان صفر) معمولاً دارای پلاریته مثبت بوده و بر این اساس توابع گیرنده شعاعی که در زمان صفر دارای پلاریته منفی هستند، از توابع گیرنده محاسبه شده حذف می‌شوند. (۵) کم بودن پهنای پالس‌های مشاهده شده در تابع گیرنده. در این مطالعه نسبت سیگنال به نوفه‌ی بیش از ۱/۵، کاهش

مشاهده شود (شکل ۵-ب). در این صورت آن زاویه به- عنوان انحراف در راستای شمالی دستگاه لرزه‌نگار به مقدار چرخش دستگاه مختصات از ZNE به ZRT اضافه شد تا محاسبات به‌طور صحیح انجام پذیرد.

بازبینی شد. چرخش مؤلفه‌ها تا زمانی ادامه یافت که پلاریته دامنه موج P نشت یافته (در زمان صفر مؤلفه‌ی مماسی) در بک‌آزیموت‌های با اختلاف 180° قرینه شوند و متناوب بودن تغییرات دامنه بر مؤلفه مماسی تابع گیرنده



شکل ۵. توابع گیرنده P برای ایستگاه CHBR. برانبارش شده برای زوایای سمتی برگشتی مختلف. برانبارش توابع گیرنده در دسته‌های ۵ درجه‌ای با هم‌پوشانی ۵ درجه‌ای انجام شده است.



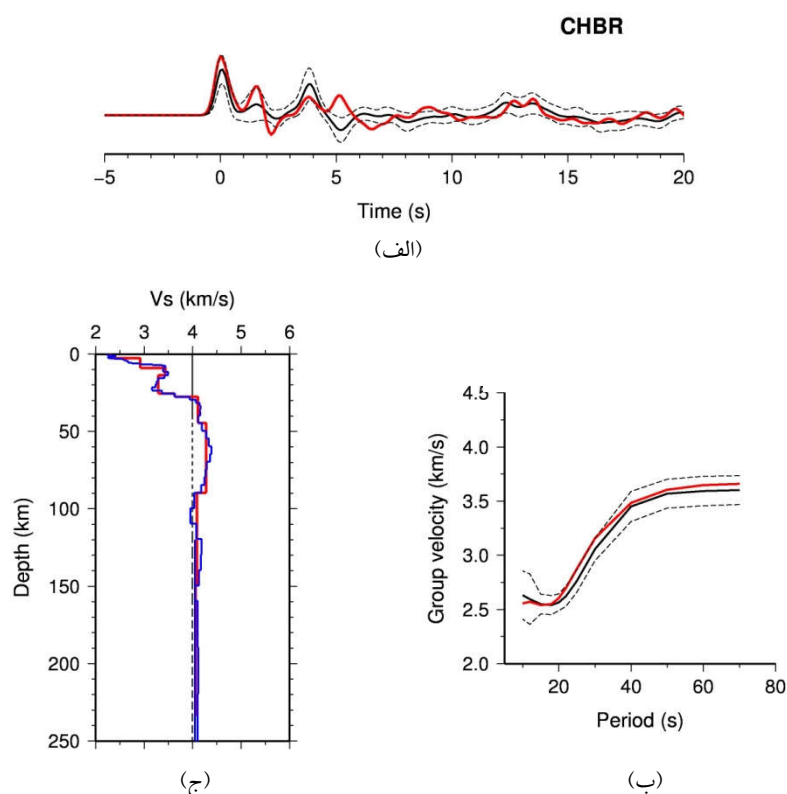
شکل ۶. توابع گیرنده محاسبه شده برای ایستگاه KHB قبل (الف) و بعد (ب) از اصلاح زاویه چرخش از ZNE به ZRT. وجود پلاریته منفی غیر متناوب در زمان صفر مؤلفه مماسی (الف) نشان از اشکال در چرخش بین دستگاه‌های مختصات است. برای حل مشکل توابع گیرنده مشکل‌دار را هر بار 5° چرخانیم تا دوره تناوب 180° در تغییر پلاریته در زمان صفر مؤلفه مماسی مشاهده شود.

۴ مدل‌سازی سرعتی توابع گیرنده و منحنی پاشش

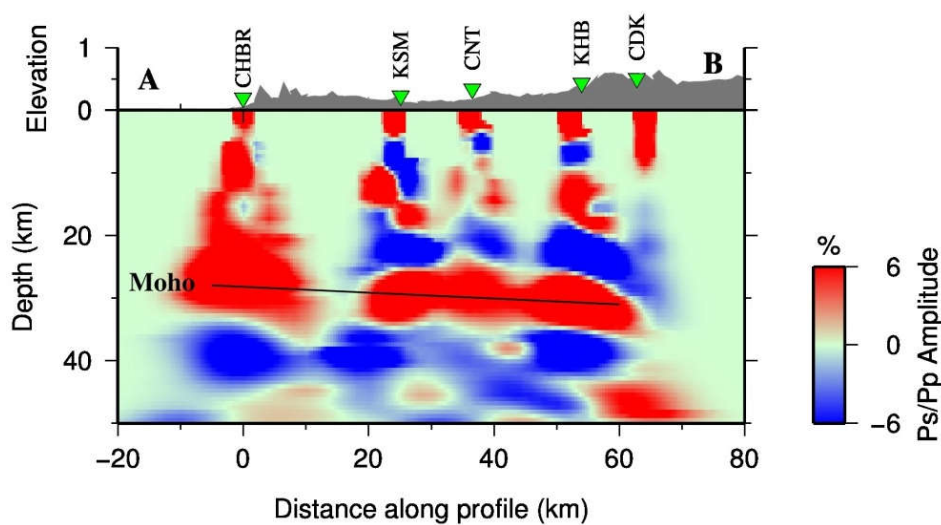
برای تبدیل زمان‌های مشاهده شده بر روی توابع گیرنده به عمق یک مدل سرعتی مناسب برای منطقه مورد نیاز است. برای تخمین یک مدل سرعتی متوسط در منطقه توابع گیرنده محاسبه شده در ایستگاه چابهار (CHBR) با یکدیگر برانبارش شدند و یک تابع گیرنده میانگین برای این ایستگاه محاسبه شد. شکل ۳ توابع گیرنده محاسبه شده و برانبارش شده را برای این ایستگاه نشان می‌دهد. برای محاسبه تابع گیرنده برانبارش شده، تعداد ۲۹۲ تابع گیرنده که شرایط توصیف شده در بخش قبل را داشتند انتخاب شدند و پس از انجام تصحیح اثر فاصله (تصحیح برون‌راند)، عملیات برانبارش (میان‌گیری) بر روی آنها انجام شد. منحنی پاشش مورد نیاز برای مدل‌سازی هم‌زمان تابع گیرنده و منحنی پاشش، از توموگرافی سرعت گروه موج ریلی که توسط آکتون و همکاران (۲۰۱۰) انجام شده است، استخراج گردید.

به منظور انجام فرآیند معکوس‌سازی، روش توصیف شده توسط متقی و همکاران (۲۰۱۵ و ۲۰۱۷) به کار گرفته شد. برنامه مورد استفاده برای معکوس‌سازی، برنامه‌ی Joint96 است که در بسته نرم‌افزاری Computer Programs in Seismology ارائه شده است (هرمن، ۲۰۱۳). مدل سرعت اولیه یک نیم‌فضا با سرعت ۴ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شد. از آنجا که معکوس‌سازی با روش کمینه مربعات میرا شده‌ی وزن‌دار (جولیا و همکاران، ۲۰۰۰) انجام می‌شود لازم است تا برای مدل‌سازی، پارامتربندی انجام شود. تابع گیرنده دارای محتوای فرکانس بالا (پهنای فیلتر گاوسی ۳) است و منحنی پاشش پررود ۱۰ ثانیه به بالا را پوشش می‌دهد، در نتیجه یک لایه‌بندی تا حد امکان نازک برای معکوس‌سازی در نظر گرفته شد. بدین صورت که لایه‌هایی به ضخامت ۱ و ۲ کیلومتر به ترتیب در عمق

کمتر و بیشتر از ۱۰ کیلومتر فرض شد. فاکتور p برای مدل‌سازی برابر با 0.2 انتخاب شد تا ارزش تابع گیرنده در مقابل منحنی پاشش در مدل‌سازی 80% در نظر گرفته شود. علت دادن وزن بالاتر به تابع گیرنده آن است که جزئیات مدل‌سازی از تابع گیرنده وارد مدل سرعتی می‌شود و منحنی پاشش تنها سرعت متوسط را کنترل می‌کند (برای مثال، جولیا و همکاران ۲۰۰۰). فاکتور مهم دیگر در معکوس‌سازی هم‌زمان، پارامتر میرایی است. مقدار پارامتر میرایی بین ۰ تا ۱ قابل تغییر است (منکه، ۱۹۸۹، ص ۷۷)، اما به‌طور تجربی مقداری بین 0.4 تا 0.8 به آن نسبت داده می‌شود (برای مثال جولیا و همکاران ۲۰۰۰). مقدار پارامتر میرایی مقدار کمینه تجربی و برابر با 0.4 انتخاب شد. سپس در گام بعد با ساده‌سازی مدل سرعتی حاصل از معکوس‌سازی، ساختارهای کوچک‌مقیاس حذف شدند و با مدل‌سازی مستقیم اثر حذف این ساختارها بر برازش داده‌ها بررسی شد (برای مثال، متقی و همکاران، ۲۰۱۷). در صورتی که حذف این ساختارهای کوچک‌مقیاس برازش به داده‌ها را تنها در محدوده خطای مشاهده‌ای تغییر دهد، در این صورت مدل ساده شده به‌عنوان مدل نهایی ارائه می‌شود. شکل ۷-c نتیجه مدل‌سازی هم‌زمان را با خط آبی و مدل ساده شده را با خط قرمز نشان می‌دهد. این مدل‌ها برای ایستگاه CHBR محاسبه شده است. بر اساس این مدل یک مرز ناپوستگی مشخص در عمق ۹ کیلومتر و یک مرز سرعتی عمیق‌تر در عمق ۲۷ کیلومتر قابل تشخیص است. مرز کم‌عمق‌تر را می‌توان به‌عنوان مرز رسوبات افزایشی با یک مرز پرسرعت‌تر و مرز ۲۷ کیلومتر را می‌توان به‌عنوان مرز موهو در درون لیتوسفر اقیانوسی زیر رانده شده تفسیر نمود. در این مدل، مرز بالای پوسته اقیانوسی قابل تشخیص نیست. به‌علاوه، مشخص نیست که ماهیت لایه واقع در بین عمق‌های ۹ کیلومتر و ۲۷ کیلومتر که سرعت پائینی در مقایسه با مدل‌های استاندارد (مثلاً IASP91)



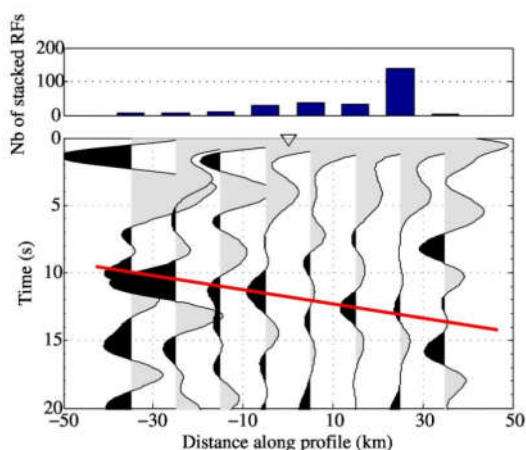
شکل ۷. تابع گیرنده برانبارش شده برای ایستگاه CHBR (خط مشکی در بخش a) و سرعت گروه موج ریلی (خط مشکی در بخش b) به همراه محدوده خطای آنها (خط چین‌های مشکی). در بخش c نتیجه مدل‌سازی هم‌زمان این داده‌ها با خط آبی نشان داده شده است. خط چین مشکی مدل اولیه و خط قرمز مدل سرعتی ساده‌سازی شده است که به عنوان مدل سرعتی نهایی برای ایستگاه CHBR معرفی می‌شود. خطوط قرمز رنگ در بخش‌های a و b نتیجه مدل‌سازی مستقیم مدل سرعتی قرمز رنگ است.



شکل ۸. مهاجرت به عمق توابع گیرنده با فیلتر گاوسی ۳ در امتداد پروفیل A-B (شکل ۱). یک مرز شیب‌دار در عمق ۲۷ کیلومتری (در زیر ایستگاه CHBR) و ۳۱ کیلومتری (در زیر ایستگاه KHB) مشاهده می‌شود. شیب خط حدود ۲/۵ درجه است.

دارد چیست؟

است. با توجه به پلاریته منفی و عمق تخمینی ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری، این فاز می‌تواند حاصل از تباین سرعتی در مرز لیتوسفر اقیانوسی با استنوسفر باشد که مانند مرزهای بالایی، این مرز نیز شیب ملایمی به سمت شمال دارد. جهت افزایش رزولوشن تصویر نیاز به داده‌های بیشتر با کیفیت بهتر است.



شکل ۹. برانبارش توابع گیرنده S در زیر ایستگاه CHBR (مثلث) بر اساس نقطه همگرایی مشترک در عمق ۸۰ کیلومتر. خط قرمز یک خطوارگی با شیب ملایم رو به شمال را نشان می‌دهد. با توجه به پلاریته منفی این پالس شاید بتوان آن را به‌عنوان پالس مرز بین لیتوسفر اقیانوسی با استنوسفر زیرین آن تفسیر کرد.

۷ تفسیر تغییرات دامنه توابع گیرنده با زاویه سمتی برگشتی

در توابع گیرنده P محاسبه شده برای ایستگاه CHBR با فیلتر گاوسی ۳ (شکل ۵) فازهای تبدیلی مربوط به دو مرز در زمان‌های ۱/۴ ثانیه و ۳/۹ ثانیه به‌سهولت قابل تشخیص است. یک مرز دیگر نیز بر روی مؤلفه مماسی و در زمان ۰/۴ ثانیه مشاهده می‌شود که در مؤلفه شعاعی با فاز مستقیم P پوشانده شده است. این پالس‌ها با خطوط مشکی بر روی شکل ۵ علامت‌گذاری شده است. تغییرات پلاریته با دوره تناوب ۳۶۰ درجه برای دو مرز ۱/۴ و ۰/۴ ثانیه می‌تواند بیانگر وجود دو مرز شیب‌دار باشد، اما نبود نشت

۵ مهاجرت به عمق

مهاجرت به عمق توابع گیرنده به روش CCP (ژو، ۲۰۰۰) برای توابع گیرنده P شعاعی، محاسبه شده برای همه ایستگاه‌های مورد استفاده در این مطالعه، در شکل ۸ نشان داده شده است. برای انجام مهاجرت به عمق از مدل سرعتی به‌دست‌آمده در بخش قبل (شکل ۷-۱) استفاده شده است. در شکل ۸ یک مرز شیب‌دار در عمق ۲۷ کیلومتری (در زیر ایستگاه CHBR) و ۳۱ کیلومتری (در زیر ایستگاه KHB) مشاهده می‌شود. مقطع عمقی نمایش داده شده هندسه مرزها را در زیر پروفیل A-B (شکل ۱) نشان می‌دهد. خط مشکی در شکل ۸ مرز موهو در امتداد پروفیل را علامت‌گذاری می‌کند. شیب خط نشان داده شده در حدود ۲/۵ درجه است که شیبی بسیار ملایم در امتداد پروفیل است. خط‌وارگی‌های کم‌عمق‌تر به‌راحتی قابل تشخیص و تفسیر نیستند و ما از صحبت درباره آنها در این بخش چشم‌پوشی می‌کنیم.

۶ توابع گیرنده S

توابع گیرنده S محاسبه شده برای ایستگاه CHBR در شکل ۴ نشان داده شده است. این توابع گیرنده یک پالس مثبت را در زمان ۴-۵ ثانیه نشان می‌دهد که متناظر با پالس موهو مشاهده شده توسط تابع گیرنده P است. در زمان ۱۰-۱۳ ثانیه یک پالس منفی به‌زحمت قابل مشاهده است. برای نمایش بهتر، توابع گیرنده S محاسبه شده برای ایستگاه CHBR را بر اساس نقطه همگرایی پرتوها در عمق ۸۰ کیلومتر دسته‌بندی و با هم برانبارش کردیم و بر اساس موقعیت نقطه همگرایی در امتداد پروفیل ترسیم کردیم. سری‌های زمانی برانبارش شده در شکل ۹ نمایش داده شده است. یک پالس منفی در زمان ۱۰-۱۳ ثانیه با شیب ملایم به سمت شمال (خط قرمز رنگ) قابل مشاهده

این مشاهدات اکنون می‌توان پالس‌های متناوب مشاهده شده در ایستگاه CHBR را تفسیر کرد.

با توجه به نبود انرژی نشت یافته در زمان صفر بر روی مؤلفه مماسی (شکل ۵)، انرژی نشت یافته بر روی این مؤلفه را می‌توان به وجود یک لایه ناهمسانگرد در نزدیکی سطح نسبت داد که مسبب نشت انرژی در زمان‌های ۰/۴ و ۱/۴ ثانیه بر روی مؤلفه مماسی شده است (خطوط سیاه در شکل ۵). با توجه به اینکه تغییر پلاریته دامنه فاز تبدیلی در مؤلفه مماسی جایی در حدود ۱۸۰ درجه اتفاق می‌افتد می‌توان راستای ناهمسانگردی لایه سطحی را تقریباً شمال-جنوب در نظر گرفت.

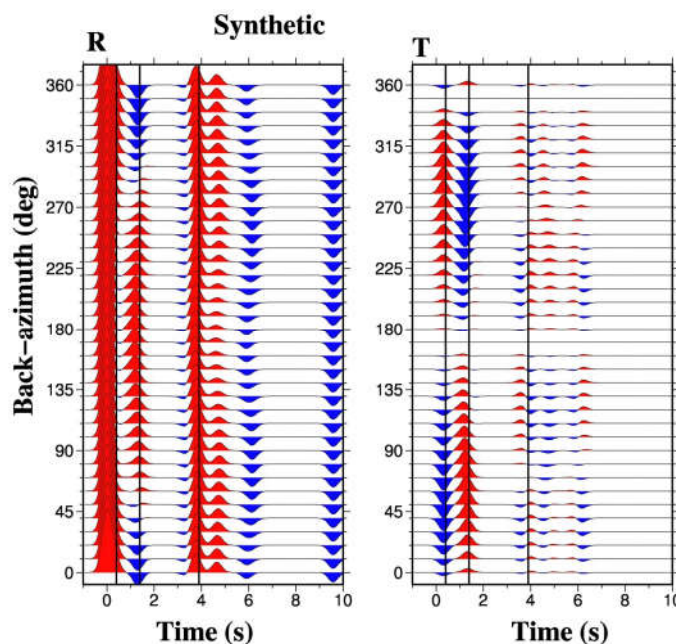
در زمان حدود ۳/۹ ثانیه یک پالس نامتناوب داده می‌شود که ناشی از یک مرز تخت بین دو لایه همسانگرد است. تخت و همسانگرد بودن مرز و لایه‌ها با نبود انرژی در زمان حدود ۳/۹ ثانیه بر روی توابع گیرنده مماسی تأیید می‌شود. تخت بودن مرز مسبب پالس در ۳/۹ ثانیه با مشاهدات مهاجرت به عمق همخوانی دارد زیرا این مرز در شکل ۸ شبیه در حدود ۲/۵ درجه را نشان می‌دهد. با بررسی توابع گیرنده مصنوعی به کمک مدل‌سازی مستقیم، روشن گردید که مرزهای با شیب کمتر از ۱۰ درجه تأثیر مشابهی با مرزهای تخت بر روی توابع گیرنده دارند.

بنابراین با توجه به مشاهدات حاصل از توابع گیرنده ایستگاه CHBR، یک لایه ناهمسانگرد (در عمق ۱ تا ۹

انرژی فاز مستقیم در زمان صفر بر روی مؤلفه مماسی (که از ویژگی‌های لایه‌های ناهمسانگرد است) دلیلی بر رد این ادعاست. شولته‌پلکم و ماهان (۲۰۱۴) با مدل‌سازی سه مؤلفه لرزه‌نگاشت‌های عبوری از: (۱) یک لایه ناهمسانگرد در درون یک نیم‌فضا (مشابه شکل ۱۰)، و (۲) یک لایه شیب‌دار بر روی یک نیم‌فضا، نشان دادند که مرز شیب‌دار راستای ارتعاش هر دو جبهه موج عبوری P و تبدیلی Ps را از صفحه قائم واصل بین چشمه و ایستگاه منحرف می‌کند و باعث نشت انرژی هر دو فاز P و Ps بر روی مؤلفه مماسی می‌شود؛ ولی لایه ناهمسانگرد تنها ارتعاش ناشی از فازهای تبدیلی Ps را از صفحه قائم خارج کرده و سبب نشت انرژی فاز عبوری P به خارج از صفحه قائم نمی‌شود. در مدل‌سازی مستقیمی که برای مدل سرعتی نشان داده شده در جدول ۲ انجام و نتایج آن در شکل ۱۰ ارائه شده است، مشاهده می‌شود که برای یک لایه تخت ناهمسانگرد که محور سریع آن رو به شمال است و بر روی یک لایه همسانگرد قرار گرفته هیچ‌گونه نشت انرژی بر روی مؤلفه مماسی توابع گیرنده با بک‌آزیموت صفر و ۱۸۰ درجه اتفاق نمی‌افتد و پلاریته فاز Ps بر روی مؤلفه مماسی قبل و بعد از این بک‌آزیموت تغییر می‌کند. با یک اختلاف فاز ۹۰ درجه، همین اتفاق بر روی مؤلفه شعاعی تابع گیرنده اتفاق می‌افتد، بدین معنی که تغییر پلاریته فاز Ps در حوالی بک‌آزیموت‌های ۹۰ و ۲۷۰ درجه رخ می‌دهد. بر اساس

جدول ۲. مشخصات مدل ساختاری فرض شده برای محاسبه توابع گیرنده مصنوعی در ایستگاه CHBR.

ضخامت لایه (km)	چگالی (kg/m^3)	سرعت موج P (km/s)	سرعت موج S (km/s)	درصد ناهمسانگردی		امتداد محور ناهمسانگردی	پلاز محور ناهمسانگردی
				برای P	برای S		
۲	۲۴۰۰	۵/۲۵	۲/۹	۰	۰	-	-
۷	۲۴۰۰	۵/۲۵	۲/۹	٪۵	٪۵	-۱۰	۴۵
۱۸	۲۶۰۰	۵/۶	۳/۲	۰	۰	-	-
نیم‌فضا	۳۰۵۰	۷/۱	۴/۱	۰	۰	-	-



شکل ۱۰. توابع گیرنده مصنوعی برای ایستگاه CHBR، محاسبه شده برای مدل سرعتی توصیف شده در جدول ۲.

در توابع گیرنده محاسبه شده برای ایستگاه‌های KSM و KHB (پیوست ۱)، در پنجره زمانی ۰/۵ الی ۲ ثانیه، تشخیص پالس ناشی از لایه ناهمسانگرد (بستر رسوبات) به دلیل سطح بالای نوفه بسیار مشکل است. در زمان ۴ الی ۵ ثانیه مرز موهو در هر دو مؤلفه شعاعی و مماسی قابل تشخیص است. با توجه به اینکه زمان تأخیر فاز دوم با حرکت از ایستگاه CHBR به سمت شمال بیشتر می‌شود می‌توان اظهار داشت که مرزها در عمق بیشتری قرار می‌گیرند یعنی شیب کلی به صورت ملایم به سمت شمال است.

۸ بحث و نتیجه‌گیری

در این مطالعه توابع گیرنده امواج حجمی در پنج ایستگاه لرزه‌نگاری در مکران غربی محاسبه و عمق ناپیوستگی‌ها تخمین زده شد. مهاجرت به عمق توابع گیرنده P نشان می‌دهد که یک مرز در عمق ۲۷ کیلومتری در زیر ایستگاه چابهار قرار دارد که شیبی اندک، در حدود ۲/۵ درجه، نسبت به شمال دارد. بررسی تغییرات دامنه فازهای تبدیلی

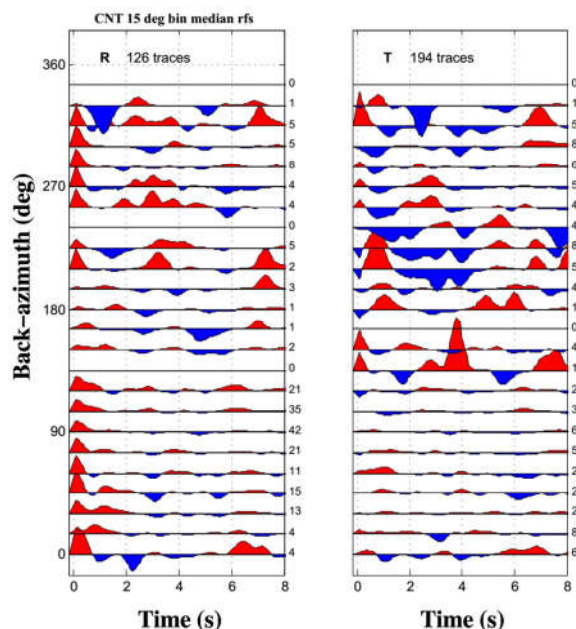
کیلومتری) با محور تقارن شیب‌دار با امتداد شمال-جنوب و یک مرز تخت در عمق بیشتر (۲۷ کیلومتری) در زیر این ایستگاه قابل تشخیص است. یکی از ویژگی‌های گوهی افزایشی در مناطق فرورانشی، وجود ساختارهای فلسی است. برگ و همکاران (۲۰۱۳) در مطالعه خود به وجود این ساختارها در بخش گوه افزایشی مکران غربی اشاره کرده‌اند. در گوه افزایشی لایه‌های رسوبی از حالت افقی خارج شده و توسط سیستمی از گسله‌های تراستی، به صورت مایل در کنار همدیگر قرار می‌گیرند. این لایه‌های موازی شیب‌دار برای امواج زلزله‌های دور لرز می‌توانند به عنوان یک ساختار ناهمسانگرد دیده شوند که سرعت متفاوتی را در جهات مختلف ایجاد کنند. با توجه به این توضیحات، پالس‌های مشاهده شده در ۰/۴ و ۱/۴ ثانیه را می‌توان به عنوان مرزهای بالا و پائین گوه برافزایشی قرار گرفته در مکران ساحلی تفسیر کرد و مرز تخت عمیق‌تر در ۳/۹ ثانیه را به عنوان مرز موهو (در بلوک اقیانوسی فرورانده شده) در نظر گرفت.

منابع

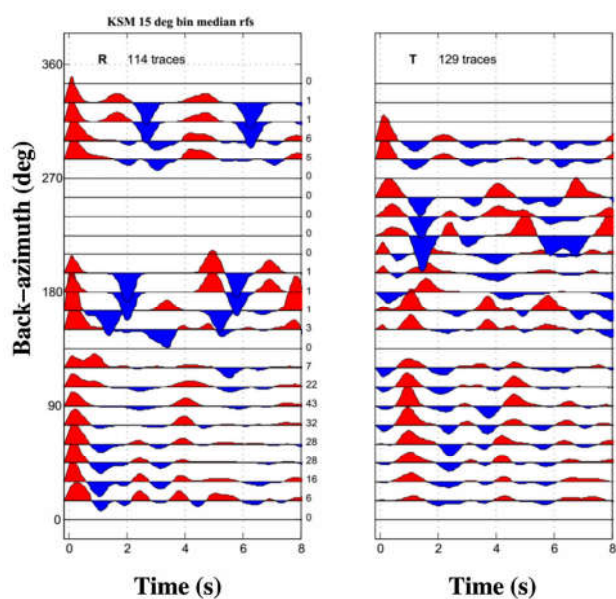
- بر روی مؤلفه‌های شعاعی و مماسی تابع گیرنده P وجود یک لایه ناهمسانگرد در نزدیکی سطح با راستای ناهمسانگردی شمال-جنوب را تأیید می‌کند. مدل‌سازی سرعتی تابع گیرنده با منحنی پاشش، عمق این لایه ناهمسانگرد را ۹ کیلومتر نشان می‌دهد. محاسبه و برابراش توابع گیرنده S ایستگاه CHBR یک پالس منفی با تأخیر زمانی ۱۰ تا ۱۳ ثانیه را در زیر این ایستگاه مشخص می‌کند. ما این توابع گیرنده را به عمق مهاجرت ندادیم اما با تخمین سرانگشتی می‌توان عمق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر را برای این مرز تخمین زد. بر اساس این اندازه‌گیری‌ها می‌توان ساختار زیرین مکران ساحلی را بدین صورت معرفی کرد: یک لایه ناهمسانگرد از رسوبات فلسی در منشور برافزایشی تا عمق حدود ۹ کیلومتر قرار دارد. در زیر آن یک لایه تخت و همسانگرد تا عمق ۲۷ کیلومتر ادامه دارد. یک ناپیوستگی کم‌شیب با شیب حدود ۲/۵ درجه در عمق حدود ۲۷ کیلومتر قرار دارد که می‌توان آن را به مرز موهو در درون لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده نسبت داد. مرز لیتوسفر اقیانوسی با استنوسفر در عمق حدود ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر واقع شده است. مطالعه ما مرز بالایی پوسته اقیانوسی را نشان نمی‌دهد. به‌علاوه مشخص نیست که چگونه می‌توان شیبی اندک در حدود ۲/۵ درجه را برای یک لیتوسفر اقیانوسی فرورانده متصور شد.
- تشکر و قدردانی**
- از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و شرکت لرزه‌نگار پارسیان به خاطر در اختیار قرار دادن داده مورد استفاده در این مطالعه تشکر می‌کنیم. از آقای دکتر وحید غلامی به خاطر اینکه امکان دسترسی به داده‌های سد زیردان را فراهم کردند متشکریم. از آقایان دکتر محمد تاتار و دکتر حسین شمالی که زحمت داوری این مقاله را کشیدند و با پیشنهادهای با ارزش خود آن را بهبود بخشیدند ممنونیم.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، نشر سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تألیف.
- Acton, C. E., Priestley, K., Gaur, V. K., and Rai, S. S., 2010, Group velocity tomography of the Indo-Eurasian collision zone: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **115**(B12).
- 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., LOKIER S. (eds) *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues*. *Frontiers in Earth Sciences*. Springer, Berlin, Heidelberg
- Cassidy, J. F., 1992, Numerical experiments in broadband receiver function analysis: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**(3), 1453-1474.
- Chen, L., Wen, L. X., Zheng, T. Y., 2005a, A wave Equation Migration Method For receiver Function Imaging, (I) Theory: *Journal of Geophysical Research*, **110**, B11309, doi:10.1029/2005JB003665.
- Chen, L., Zheng, T., and Xu, W., 2006, A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, eastern China: constructed from wave equation based receiver function migration: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **111**(B9).
- Herrmann, R. B., 2013, Computer programs in seismology: an evolving tool for instruction and research: *Seismological Research Letters*, **84**, 1081-1088.
- Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003, *Major Active Faults of Iran*. Edition 2003: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
- Julia, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. and Correig, A.M., 2000, Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations: *Geophysical Journal International*, **143**, 1-19.
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R. and Buland, R., 1995, Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes: *Geophysical Journal International*, **122**(1), 108-124.
- Kind, R., and Yuan, X., 2011, Seismic, Receiver Function Technique. In: Gupta, H. (Ed.), *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics (Encyclopedia of Earth Sciences Series)*: Springer, 1258-1269. DOI:

- Schulte-Pelkum, V., Mahan, K. H., 2014, A method for mapping crustal deformation and anisotropy with receiver functions and first results from USArray: *Earth and Planetary Science Letters*, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.005>.
- 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**, 247–267
- Smith, G., McNeill, L., Henstock, T.J., and Bull, J., 2012, The structure and fault activity of the Makran accretionary prism: *Journal of Geophysical Research*, **117**(B7), doi:10.1029/2012JB009312.
- Zhu, L., 2000, Crustal structure across the San Andreas Fault, southern California from teleseismic converted waves: *Earth and Planetary Science Letters*, **179**, 183–190.
- Zhu, L., and Kanamori, H., 2000, Moho Depth variation in southern California from teleseismic receiver function: *Journal of Geophysical Research*, **105**, B2, 2969-2980
- http://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_12.
- Langston, C. A., 1977, The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **67**, 1029-1050.
- Levin, V., and Park, J., 1998, P–SH conversions in layered media with hexagonally symmetric anisotropy, *A Cook Book: pure and applied geophysics*, **151**, 669–697.
- Ligorria, J. P. and Ammon, Ch. J., 1999, Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**(5), 1395-1400.
- Menke, W., 1989, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*: Academic Press, Inc.
- Motaghi, K., Tatar, M., Priestley, K., Romanelli, F., Doglioni, C., and Panza, G.F., 2015, The deep structure of the Iranian Plateau: *Gondwana Research*, **28**, 407–418.
- Motaghi, K., Shabanian, E., Tatar, M., Cuffaro, M., and Doglioni, C., 2017, The south Zagros suture zone in teleseismic images. *Tectonophysics*, 694, 292-301.

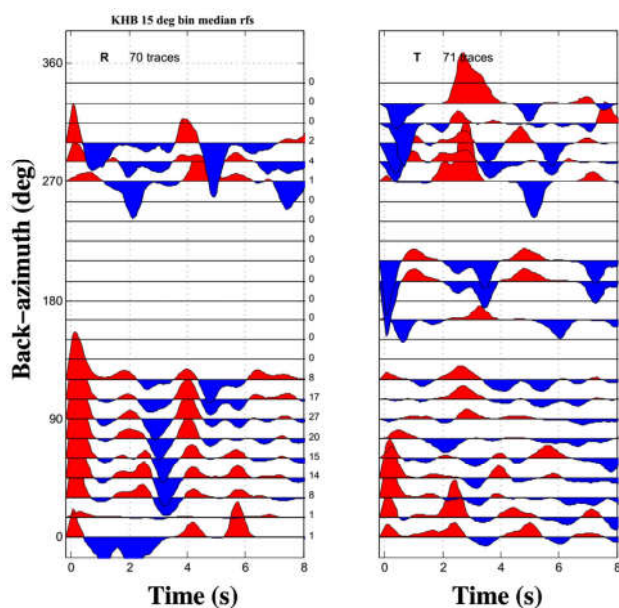
پیوست



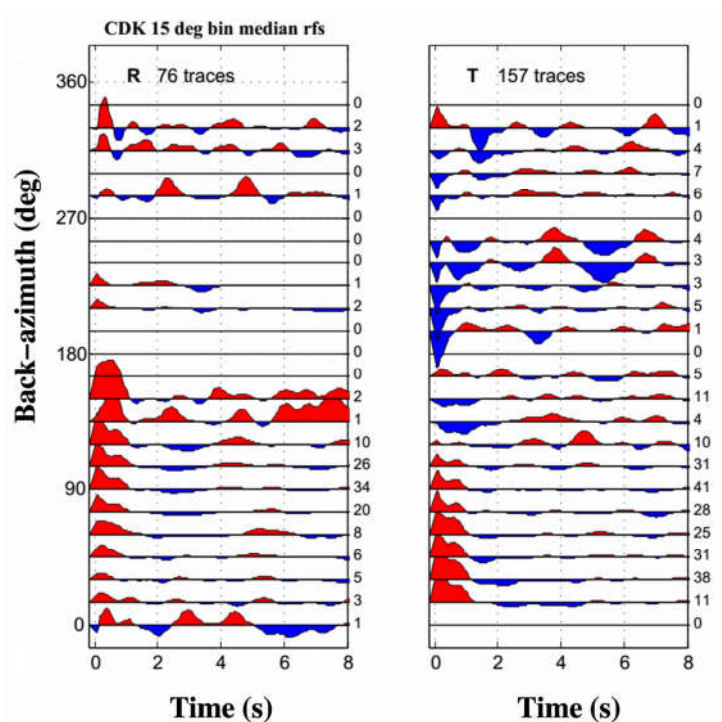
شکل پ ۱. توابع گیرنده برانبارش شده برای ایستگاه CNT. در محاسبات توابع گیرنده، فیلتر گاوسی ۳ و قیدهای انتخاب توصیف شده در متن در نظر گرفته است. توابع گیرنده ایستگاه CNT با برانبارش بک آزیموتی ۱۵ درجه‌ای ترسیم شد که متناسبانه به دلیل سطح بالای نوفه فازهای P_S به خوبی قابل تشخیص نیستند.



شکل پ ۲. توابع گیرنده برانبارش شده برای ایستگاه KSM. در محاسبات توابع گیرنده، فیلتر گاوسی ۳ و قیده‌های انتخاب اتوماتیک مشابه CHBR (توصیف شده در متن) تعیین شده است. دو فاز P_S در پنجره زمانی $0/5-2/5$ و زمان ۴ ثانیه دیده می‌شوند. فاز P_S زمان $0/5-2/5$ ثانیه یک تغییر پلاریته دارد و بیانگر وجود لایه ناهمسانگرد مشابه آنچه برای CHBR ادعا شد می‌باشد.



شکل پ ۳. توابع گیرنده برانبارش شده برای ایستگاه KHB. در محاسبات توابع گیرنده، فیلتر گاوسی ۳ و قیده‌های انتخاب اتوماتیک مشابه ایستگاه‌های دیگر تعیین شده است. توابع گیرنده این ایستگاه دو فاز P_S در پنجره زمانی $0/5-2/5$ و زمان ۴ ثانیه نشان می‌دهند. شیفت به جلوی فاز P_S مربوط به زمان ۴ ثانیه در بک-آزیموت ۹۰ درجه، نشان‌دهنده وجود یک لایه ناهمسانگرد با محور تقارن شیب‌دار در بالای مرز ناپیوستگی مربوط به زمان ۴ ثانیه است. هر دو ناپیوستگی مشابه ناپیوستگی‌های مشاهده شده در ایستگاه چابهار هستند که کمتر از $0/5$ ثانیه تأخیر زمانی داشته‌اند. این تأخیر زمانی می‌تواند به علت عمق بیشتر ناپیوستگی‌ها در زیر ایستگاه KHB باشد. به عبارت دیگر مرزهای ناپیوستگی یک شیب به سمت شمال دارند.



شکل پ ۴. توابع گیرنده برانبارش شده برای ایستگاه CDK. در محاسبات توابع گیرنده، فیلتر گاوسی ۳ و قیده‌های انتخاب اتوماتیک مشابه ایستگاه‌های دیگر تعیین شده است. در توابع گیرنده ایستگاه CDK با برانبارش بک‌آزیموتی ۱۵ درجه‌ای فقط فاز Ps رسیده در زمان بیشتر ۰/۵ ثانیه قابل مشاهده است. وجود انرژی P مستقیم روی مؤلفه مماسی تأیید کننده وجود مرز ناپوستگی شیب‌دار در زیر ایستگاه است.

Geometry of deep velocity discontinuities in the coastal Makran using receiver functions

Tohid Nozad Khalil¹, and Khalil Motaghi^{2*}

¹M. Sc., Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

²Assistant Professor, Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

(Received: 17 May 2017, Accepted: 06 November 2017)

Summary

We analyzed the teleseismic data gathered by a broad-band (CHBR) and four short-period (CDK, CNT, KHB, KSM) seismometers, located in western coastal Makran, north of Chabahar, Iran. The data were gathered by the roughly north-south direction quasi-linear profile and used to calculate P (for all stations) and S (only for CHBR) receiver functions utilizing iterative deconvolution technique of Ligorria and Ammon (1999). Because of backazimuth gaps in south and western directions, we used PKiKP and Pdiff phases to calculate receiver functions in a similar processing approach. Calculated P receiver functions are migrated to depth to clarify the geometry of velocity boundaries at the base of sediments and Moho. The result shows that there is a dipping interface lying at a depth of 27 km (beneath CHBR) to 31 km (beneath CDK), which imply a 2.5° dipping Moho boundary beneath the study region. To avoid the trade-off between velocity model and reported depth, we jointly modeled the stacked receiver function, and group velocity dispersion curve for CHBR and the output model was considered for any time to depth migration of receiver functions.

We analyzed the effects of P and S anisotropy on teleseismic converted waves to map the presence, the strike, and the depth of anisotropic structures. High-resolution PRFs are considered for such analysis. The following criteria are considered to select the high-quality receiver function (Schulte-Pelkum and Mahan, 2014): the signal-to-noise ratio of the three components of the seismograms is at least 1.5; the convolution of the PRF with the vertical component of the seismogram reproduces at least 60% of the horizontal component (defined as variance reduction by Ligorria and Ammon, 1999); the PRF shows a positive polarity direct P arrival; the receiver function amplitude does not exceed 1; any arrivals' pulse length does not exceed 3.5 s. The latter two criteria are employed because very high amplitudes and long oscillatory pulses are typical characteristics of an unstable deconvolution (Schulte-Pelkum and Mahan, 2014). The calculated PRFs were then binned in 5° azimuthal groups with 5° overlap. In CHBR station, we recognized signs of the top (at 1 km depth) and bottom (at 9 km depth) of an anisotropic layer with almost north-south anisotropic symmetry axis. In addition, we recognized a flat interface beneath CHBR station at 27 km depth that is not in consistency with the result of migration to a depth of RFs showing a 2.5° dip Moho at the same place. For this reason, we utilize forward modelling to calculate synthetic PRFs to explain periodic amplitude variation of P to S converted phases with back-azimuths in each station that could be a signature for anisotropic velocity features. The forward modeling indicates that the horizontal interface makes a similar pattern on simulated PRFs as a low angle dipping interface with dip less than 10°.

Migration of S receiver functions reveals a deep velocity discontinuity at depth around 80 to 100 km that might be considered as a shallow lithosphere-asthenosphere boundary beneath the study region.

Keywords: coastal Makran, receiver function, velocity discontinuity, Moho

*Corresponding author:

kmotaghi@iasbs.ac.ir