

بررسی ساختار لرزه‌ای پوسته در شمال شرق پهنه ایران مرکزی و پهنه بینالود با استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده دورلرزه‌ها

غلامرضا نوروزی^{۱*}، محسن غفوری آشتیانی^۲ و غلام جوان دولئی^۳

^۱استادیار گروه مهندسی معدن، دانشگاه بیرجند، ایران

^۲استاد پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ایران

^۳استادیار پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ایران

(دریافت: ۸۵،۳،۲، پذیرش نهایی: ۸۵،۱۱،۱۸)

چکیده

در این بررسی، ساختار سرعت لرزه‌ای پوسته و عمق موهو در مناطقی از شمال شرق ایران با استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده دورلرزه‌ها در زیر ۹ ایستگاه لرزه‌نگاری محاسبه شده است. این ایستگاه‌ها به‌منظور مطالعات لرزه‌ای از جمله مطالعات پوسته، به‌گونه‌ای در شمال شرق ایران نصب شد که چهار ایستگاه در پهنه سبزوار- تکنار و پنج ایستگاه در پهنه بینالود قرار گرفت. روش تحلیل توابع گیرنده روش سودمندی برای به‌دست آوردن ساختار سرعتی پوسته و عمق موهو با استفاده از دورلرزه‌ها است، لذا از این روش برای به‌دست آوردن ساختار پوسته در منطقه مورد مطالعه استفاده شده و بیش از ۴۰ دورلرزه به‌منظور به‌دست آوردن توابع گیرنده و تجزیه و تحلیل آنها مورد استفاده قرار گرفته است. براساس نتایج حاصل از این پژوهش، عمق موهو در پهنه سبزوار- تکنار ۴۶ تا ۴۸ کیلومتر برآورد شده و برای پوسته در این نواحی، سه قسمت عمده شامل پوسته فوقانی با سرعت موج برشی ۱/۹ تا ۳/۱ کیلومتر بر ثانیه و ضخامتی در حدود ۱۱ کیلومتر، پوسته میانی با سرعت موج برشی ۳/۰ تا ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه و ضخامت ۱۸ کیلومتر و پوسته تحتانی با سرعت موج برشی ۳/۶ تا ۴/۶ کیلومتر بر ثانیه و ضخامتی در حدود ۱۸ کیلومتر پیشنهاد شده است. در منطقه بینالود عمق موهو در حدود ۴۸ تا ۵۰ کیلومتر تعیین شده است. علاوه بر این، سه قسمت اصلی در ساختار پوسته بینالود تشخیص داده شده که شامل پوسته فوقانی با سرعت موج برشی بین ۲/۴ تا ۳/۳ کیلومتر بر ثانیه و ضخامتی در حدود ۱۰ کیلومتر، پوسته میانی با سرعت موج برشی ۳/۰ تا ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه و ضخامتی در حدود ۲۲ کیلومتر و پوسته تحتانی با سرعت موج برشی ۳/۶ تا ۴/۶ کیلومتر بر ثانیه و ضخامتی در حدود ۱۷ کیلومتر هستند.

واژه‌های کلیدی: شمال شرق ایران، پهنه سبزوار- تکنار، پهنه بینالود، ساختار سرعتی پوسته، توابع گیرنده

۱ مقدمه

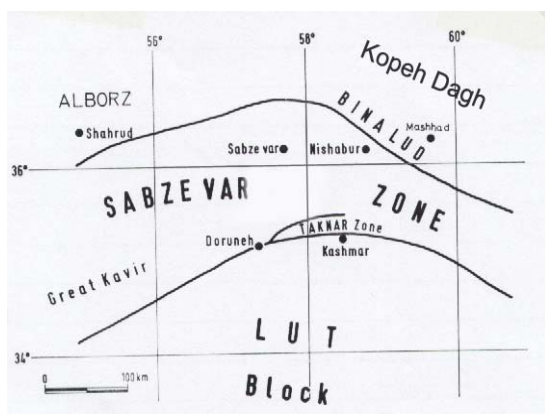
جانبی موهو نقش مهمی در نحوه انتشار امواج لرزه‌ای دارد و کنترل کننده جنبش‌های شدید زلزله‌های مخرب در بعضی فواصل خاص است.

عمق موهو و ساختار پوسته زمین را می‌توان با استفاده از داده‌های مختلف ژئوفیزیکی تعیین کرد که در عمل بیشتر از داده‌های لرزه‌ای استفاده می‌شود. روش‌های متفاوتی برای تعیین عمق موهو و ساختار پوسته با استفاده از داده‌های لرزه‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرد که در همه روش‌ها، ضخامت لایه‌ها و سرعت متوسط آنها دو پارامتر اساسی است.

از جمله روش‌های بررسی عمق موهو و ساختار

بررسی خصوصیات مربوط به ساختار پوسته قاره‌ای و گوشته بالایی یکی از هدف‌های مهم مطالعات ژئوفیزیکی است. در موارد بسیاری، پوسته را به‌صورت دو یا سه لایه تقریباً افقی و همگن در نظر می‌گیرند ولی تلاش بر این است که دید جزئی‌تر و دقیق‌تری نسبت به ساختار پوسته و پیچیدگی‌های موجود در آن، مخصوصاً عمق ناپیوستگی موهو و تغییرات جانبی آن به‌دست آید. ناپیوستگی موهو، ضمن تغییرات ترکیب شیمیایی در واقع بیانگر تغییرات قابل توجهی در سرعت امواج لرزه‌ای است. عمق موهو پارامتر مهمی در تعیین ساختار پوسته است و بستگی به تکامل زمین‌شناسی و تکتونیکی هر منطقه دارد. تغییرات

سبزوار- تکنار قرار دارد. شکل ۱ موقعیت پهنه بینالود و پهنه سبزوار- تکنار را نشان می‌دهد. بحث‌های بسیاری بر سر پهنه‌های ساختار شمال شرق ایران مرکزی و بینالود وجود دارد. بعضی از زمین‌شناسان، بینالود را پهنه گذر از ایران مرکزی به کپه‌داغ می‌دانند. گروهی دیگر از زمین‌شناسان، بینالود را در امتداد البرز شرقی و قسمتی از آن می‌دانند (نبوی، ۱۹۸۳).



شکل ۱. موقعیت رشته‌کوه‌های بینالود، فرونشست نیشابور و پهنه تکنار در شمال شرق ایران مرکزی (لیندبرگ و جاکوبشانگن، ۱۹۸۳).

رشته‌کوه‌های بینالود با روند تقریبی شمال غرب- جنوب شرق، بین صفحه مستحکم توران و خرد قاره ایران مرکزی محاط شده است (لامرر و همکاران، ۱۹۸۳). گسترش واقعی این پهنه بین نواحی شمال سبزوار و نیشابور تا مشهد است. ولی با توجه به اینکه در پهنه مورد بحث زمین‌های دگرگون شده آذرینی وجود دارد که در افغانستان نیز قابل تعقیب است، حد شرقی این پهنه را می‌توان هندوکش غربی در افغانستان در نظر گرفت (شکل ۱). رسوبات و رخساره‌های پالئوزوئیک بینالود مشابهت زیادی با ایران مرکزی دارد ولی رخساره ژوراسیک و کرتاسه آن شبیه البرز است. به همین دلیل نبوی (۱۹۸۳) بینالود را پهنه تدریجی بین ایران مرکزی و البرز در نظر گرفته است.

پوسته، استفاده از زمان‌های سیر فازهای انعکاسی PmP و یا فازهای انکساری Pn است. این روش‌ها بیشتر از آنچه که به عمق موهو حساس باشند، به تغییرات جانبی سرعت امواج لرزه‌ای حساس‌اند، علاوه بر این تشخیص فازهای ورودی PmP روی لرزه‌نگاشت‌ها مشکل است و وابستگی آنها به موقعیت رخدادهای محلی و ناحیه‌ای و خطای همراه با تغییر موقعیت این رخدادهای، می‌تواند موجب بروز خطا در تعیین عمق موهو با این روش‌ها شود.

یکی از روش‌های مؤثری که به‌طور متناوب برای تعیین عمق موهو مورد استفاده قرار می‌گیرد، استفاده از توابع گیرنده دورلرزه‌ها است. با وجود تباین سرعتی زیاد بین ناپوستگی‌ها، قسمتی از انرژی موج ورودی P در موهو به موج Sv تبدیل می‌شود. با اندازه‌گیری اختلاف زمان سیر موج اولیه P و فازهای تبدیل یافته می‌توان ضخامت پوسته را برآورد کرد. از آنجا که موج ورودی دورلرزه‌ها تقریباً به‌طور عمودی به سطح زمین می‌رسند، برآوردها به خوبی ضخامت پوسته در زیر ایستگاه را نشان خواهد داد.

در این بررسی از روش توابع گیرنده برای بررسی ساختار پوسته و عمق گوشته بالایی در شمال شرق ایران مرکزی (پهنه سبزوار- تکنار) و پهنه بینالود استفاده شده است. آنالیز توابع گیرنده نیازمند داشتن ایستگاه‌های رقمی سه مؤلفه‌ای است، بدین منظور ایستگاه‌های لرزه‌نگاری سه مؤلفه‌ای باند گسترده و باند متوسط در محدوده‌های مورد بررسی، به مدت تقریبی ۸ ماه نصب شدند.

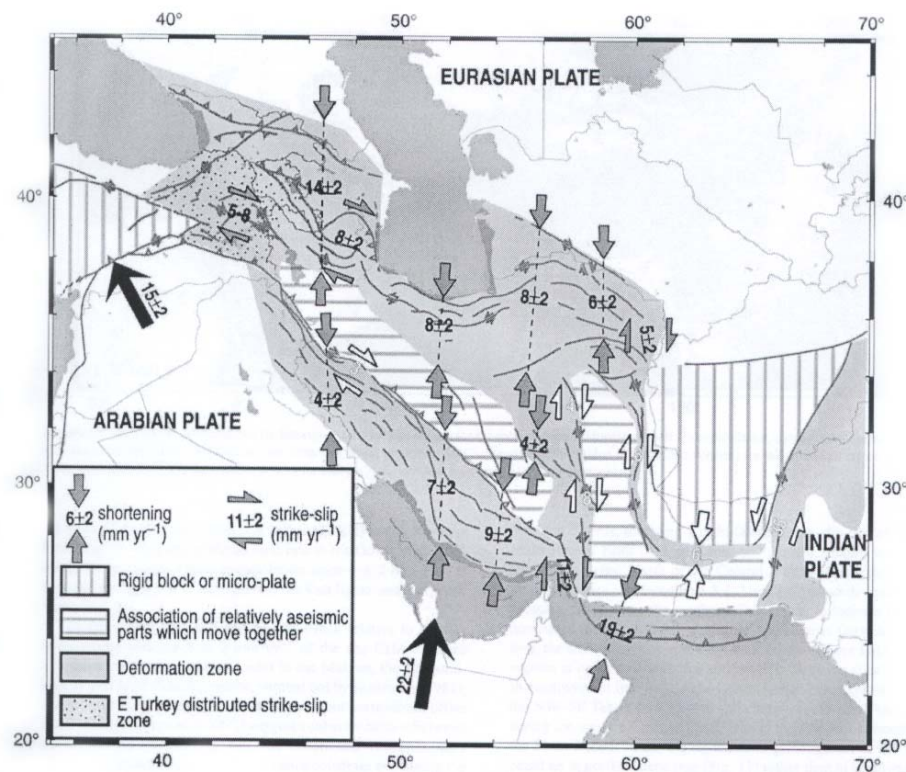
۲ زمین‌شناسی گستره مورد بررسی

گستره مورد بررسی در برگیرنده بخشی از شمال شرق پهنه ساختاری ایران مرکزی (پهنه سبزوار- تکنار) و پهنه بینالود است، به‌گونه‌ای که قسمت‌های شمالی محدوده مورد بررسی در بینالود و قسمت‌های جنوبی آن در پهنه

۳ زمین ساخت گستره مورد بررسی

ایران یکی از محل‌های برخورد بین صفحه ای و یکی از بزرگ‌ترین مناطق تغییر شکل از نوع همگرا است که در محل برخورد صفحه عربی- اوراسیا قرار دارد. صفحه ایران از شمال به صفحه توران و از جنوب در محل پهنه برخوردی زاگرس و پهنه فرورانش مکران و صفحه عربی محصور شده است. همگرایی بین دو صفحه، حدود ۲۲ تا ۲۵ میلی‌متر در سال است که این همگرایی در عرض حدود ۱۰۰۰ کیلومتر صورت می‌گیرد. البته میزان و راستای این همگرایی در سرتاسر پهنه برخوردی، یکسان نیست. شکل ۲ بردارهای کوتاه شدگی در قسمت‌های متفاوت ایران را بر اساس مطالعات ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) نشان می‌دهد.

پهنه سبزوار با رسوبات و آتشفشان‌های مزوزوئیک و ترسیری یک واحد تکتونیکی است که از شمال به پهنه بینالود و از جنوب به گسل بزرگ درونه و پهنه تکنار محدود می‌شود. گسل فعال درونه یا گسل کویر در واقع مرز جنوبی پهنه‌های سبزوار و تکنار است (لیندبرگ و جاکوبشانگن، ۱۹۸۳). پهنه تکنار به صورت یک بالآمدگی گوه‌ای شکل است که توسط گسل بزرگ کویر از بلوک لوت در جنوب و توسط گسل تکنار یا گسل ریوش در شمال از پهنه سبزوار جدا می‌شود (مولر و والتر، ۱۹۸۳ و لیندبرگ و جاکوبشانگن، ۱۹۸۳). این منطقه دارای پی‌سنگ پرکامبرین و پالئوزوئیک با پوشش مزوزوئیک- سنوزوئیک است.



شکل ۲. بردارهای نشان‌دهنده میزان کوتاه شدگی در ایران که نمایانگر چگونگی جذب حرکت نسبی شمال شرقی صفحه عربستان در داخل ایران است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). به میزان حدود ۸ میلی‌متر در سال کوتاه شدگی در شمال شرق ایران (منطقه مورد مطالعه) و نیز حرکت کلی صفحه عربستان به سمت صفحه ایران توجه شود.

حذف کرد. در یک لرزه‌نگاشت می‌توان مؤلفه‌های افقی را در امتداد مسیر موج (مسیر بین چشمه و گیرنده) چرخاند و مؤلفه‌های شعاعی و مماسی را به دست آورد. مؤلفه‌های عمودی، شعاعی و مماسی جابه‌جایی موج را در سطح زمین می‌توان به ترتیب زیر نوشت:

$$D_v(t) = I(t) * S(t) * E_v(t)$$

$$D_r(t) = I(t) * S(t) * E_r(t) \quad (1)$$

$$D_t(t) = I(t) * S(t) * E_t(t)$$

که در آن $I(t)$ پاسخ دستگاهی، $S(t)$ تابع زمانی چشمه و $E_v(t)$ ، $E_r(t)$ و $E_t(t)$ پاسخ مربوط به ساختار زیر ایستگاه یا به عبارت دیگر مؤلفه‌های تابع گیرنده و علامت * بیان‌کننده عملگر هم‌آمیخت است.

از آنجا که در ساختار پوسته زیر یک ایستگاه، فازهای تبدیلی P به S به وجود می‌آیند، بنابراین مؤلفه‌های افقی بسیار متفاوت از مؤلفه‌های عمودی خواهند بود. در معادلات (۱)، مؤلفه عمودی حرکت زمین که از اعماق زیاد می‌آید، دارای دامنه زیادی است که با ورودی‌های ضعیف‌تر فازهای بعدی تعقیب می‌شود. به همین دلیل لانگستون (۱۹۷۹) فرض کرد:

$$E_v(t) = \delta(t) \quad (2)$$

که $\delta(t)$ تابع دلتای دیراک است. البته چنین فرضی همراه با خطا است ولی حتی در مواردی که تباین سرعتی بالایی وجود دارد، می‌توان از خطاهای این فرض در برابر مزایای آن صرف‌نظر کرد. با جایگزینی معادله (۲) در (۱) خواهیم داشت:

$$D_v(t) \approx I(t) * S(t) \quad (3)$$

بنابراین مؤلفه عمودی حرکت شامل همان فاکتورهای است که ما می‌خواهیم از مؤلفه‌های حرکتی حذف کنیم. با واهم‌آمیخت مؤلفه قائم از مؤلفه‌های شعاعی و مماسی

در محدوده طول جغرافیایی خلیج فارس، همگرایی صفحه عربی- اوراسیا در حدود 2 ± 22 میلی‌متر در سال است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). در حالی که در طول جغرافیایی حدود دریای عمان سرعت همگرایی شمالی- جنوبی بین این دو صفحه در حدود ۲۵ میلی‌متر در سال و با امتداد N5E است (ماسون و همکاران، ۲۰۰۵). بر اساس مطالعات GPS، قطب اوپلری همگرایی صفحات عربی- اوراسیا در دریای مدیترانه قرار دارد و سرعت حرکت قسمت‌های شرقی ایران نسبت به قسمت‌های غربی پهنه برخوردی در حدود ۱۰ میلی‌متر در سال بیشتر است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). میزان همگرایی در شمال شرق ایران در حدود 2 ± 6 میلی‌متر در سال در نظر گرفته شده است که این همگرایی در خلال فعالیت‌های لرزه‌ای و خصوصاً گسل‌های غربی- شرقی و شمال شرق- جنوب غرب و یا شمال غرب- جنوب شرق صورت می‌گیرد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

۴ تحلیل توابع گیرنده لرزه‌ای

برای تعیین ساختار لرزه‌ای پوسته زمین در زیر یک ایستگاه، در موارد مختلفی از روش مدل‌سازی توابع گیرنده موج‌های پیکری دورلرزه‌ها استفاده شده است که از جمله می‌توان به مطالعات لانگستون (۱۹۷۷ و ۱۹۷۹)، آونز و کراسون (۱۹۸۸)، آونز و همکاران (۱۹۸۴)، آمون و همکاران (۱۹۹۰)، آمون و ژانت (۱۹۹۳)، آمون (۱۹۹۱ و ۱۹۹۷) و دریشیر و همکاران (۲۰۰۰) اشاره کرد. به همین دلیل در این پژوهش نیز از روش توابع گیرنده برای بررسی ساختار پوسته و عمق گوشته بالایی در مناطق مورد بررسی استفاده شده و بدین منظور دورلرزه‌های ثبت شده در ۹ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.

لانگستون (۱۹۷۹) روشی ارائه کرد که با استفاده از آن می‌توان اثر چشمه و مسیر انتشار را روی لرزه‌نگاشت

مقادیر خیلی کوچکی می‌شود و باعث می‌شود که تعداد بسامدهایی که دامنه بسیار کمی روی مؤلفه قائم دارند، کم‌تر شود. مقدار سطح آب که معمولاً با c نشان داده می‌شود بین $0/00001$ تا $1/0$ متغیر است.

وقتی که داده‌ها باند گسترده باشند و نسبت سیگنال به نوفه بالا باشد، بیشتر روش‌های واهم‌آمیخت نتایج خوبی به دست می‌دهند و نمی‌توان یک روش را نسبت به روش دیگر دارای مزایای بیشتری دانست. در مواردی که ایستگاه‌های لرزه‌نگاری دائم وجود دارد، امکان ثبت رخداد‌های بزرگ وجود دارد و حتی ممکن است بتوان برای محدوده‌ای از سمت (آزموت‌های) متفاوت، رخداد‌های بزرگی را اختصاص داد، ولی در مواردی که ایستگاه لرزه‌نگاری دائم وجود ندارد و رخداد‌های ثبت شده مربوط به یک بازه زمانی کوتاه هستند، ممکن است برای سمت‌های متفاوت، رخداد بزرگی ثبت نشده باشد و مجبور باشیم از رخداد‌های کوچک‌تر استفاده کنیم. این منجر به به دست آوردن توابع گیرنده نوفه‌ای می‌شود (لیگوریا و آمون، ۱۹۹۹). در چنین مواردی بهتر است از روش واهم‌آمیخت مکرر در حوزه زمان (iterative time domain deconvolution) استفاده کرد که عموماً برای تعیین توابع زمانی زلزله‌های بزرگ به کار برده می‌شود (کیکوچی و کاناموری، ۱۹۸۲). این روش دارای مزایایی است، از جمله اینکه در مواردی که داده‌ها باند گسترده هستند، دارای شکل ثابت طیفی است که در آنالیز توابع گیرنده مزیت مهمی به حساب می‌آید و دیگر اینکه با استفاده از این روش می‌توان مجموعه‌ای از اطلاعات را مستقیماً از سیگنال اولیه به دست آورده و سپس وارد جزئیات بیشتری شد.

برای بررسی اصول ریاضی این روش می‌توان به کیکوچی و کاناموری (۱۹۸۲) مراجعه کرد. در رابطه با برآورد توابع گیرنده، اساس روش واهم‌آمیخت مکرر در واقع محاسبه کم‌ترین مقدار مربع اختلافات بین مؤلفه افقی

می‌توانیم $E_r(t)$ و $E_t(t)$ را به دست آوریم. با استفاده از تبدیل فوریه خواهیم داشت:

$$E_r(t) = D_r(t)/I(\omega)S(\omega) \quad (4)$$

$$E_t(\omega) = D_t(\omega)/I(\omega)S(\omega)$$

با جایگزینی (۳) در (۴) خواهیم داشت:

$$E_r(\omega) \approx D_r(\omega)/D_v(\omega) \quad (5)$$

$$E_t(\omega) \approx D_t(\omega)/D_v(\omega)$$

چنانچه $E_r(\omega)$ و $E_t(\omega)$ با تبدیل فوریه معکوس به حوزه زمان برگردانده شوند، سری‌های زمانی خواهند بود که به ترتیب مؤلفه شعاعی و مماسی تابع گیرنده نامیده می‌شوند. بنابراین، روابط (۵) اساس روش تابع گیرنده لرزه‌ای را تشکیل می‌دهد. در موارد بسیاری پردازش داده‌های لرزه‌نگاری در حوزه بسامد صورت می‌گیرد و در خاتمه به حوزه زمان برگردانده می‌شود.

واهم‌آمیخت ارائه شده در حوزه بسامد فقط یک حالت ایدئال است زیرا سیگنال‌های ثبت شده حتی سیگنال‌های باند گسترده، دارای محدودیت بسامدی‌اند و علاوه بر این با نوفه همراهند. این عوامل به خصوص در مواردی که رخدادها به اندازه کافی بزرگ نیستند، باعث نبود پایایی واهم‌آمیخت می‌شود.

با توجه به روابط فوق می‌توان محاسبه توابع گیرنده را در واقع یک مسئله واهم‌آمیخت دانست که به علت نبود بعضی از بسامدها و نیز وجود نوفه، پایا نیست. یکی از متداول‌ترین روش‌های پایا کردن واهم‌آمیخت، استفاده از عامل پایاکننده سطح آب (water level stabilization) است که در حوزه بسامد، از تقسیم بر مقادیر بسیار کوچک و یا صفر جلوگیری می‌کند، (لانگستون، ۱۹۷۹). همچنین می‌توان با استفاده از یک فیلتر پایین‌گذر گوسین، نسبت سیگنال به نویز را افزایش داد. در این روش قبل از واهم‌آمیخت مؤلفه‌ها، مقدار اختیاری سطح آب که معمولاً کسر کوچکی از دامنه ماکزیموم است، جایگزین

$$H = \frac{t_{ps}}{\sqrt{\frac{1}{v_s^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{v_p^2} - p^2}} \quad (6)$$

که P پارامتر پرتو موج ورودی است. امتیاز این روش آن است که فاز P_s معمولاً در نزدیکی ایستگاه لرزه‌نگاری تولید می‌شود و فاصله جانبی آن بیشتر از ۱۰ کیلومتر نیست، به همین دلیل برآوردهای صورت گرفته، کمتر تحت تأثیر تغییرات جانبی سرعت قرار می‌گیرند.

در یک ایستگاه لرزه‌نگاری و با استفاده از داده‌های واقعی، ممکن است تشخیص فاز P_s از چندگانه‌های حاصل از دیگر ناپیوستگی‌های پوسته و نیز وجود نوفه‌ها مشکل باشد. برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه می‌توان از چند رخداد در یک ایستگاه استفاده کرد و با برهم‌نهی رخدادهایی در فواصل و سمت‌های دسته‌بندی شده، دامنه فازهای حقیقی را تقویت و تشخیص P_s را آسان‌تر کرد (آونز و همکاران، ۱۹۸۴).

۵ داده‌های دورلرزه و تعیین توابع گیرنده

داده‌های دورلرزه مورد استفاده در این بررسی، در ۹ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت ثبت شده‌اند. این ایستگاه‌ها در قالب یک شبکه لرزه‌نگاری موقت در شمال شرق ایران و به مدتی در حدود ۸ ماه نصب شدند، شکل ۳ و جدول ۱ مشخصات ایستگاه‌های به کار گرفته شده در این بررسی را نشان می‌دهند. دریابه (سنسور)های باند گسترده از نوع گورالپ CMG-3TD با پاسخ تخت بین ۰/۲-۱۲۰ ثانیه و حساسیت $2000 \text{ Vm}^{-1}\text{s}^{-1}$ و دریابه‌های باند متوسط از نوع CMG-6TD با پاسخ تخت ۰/۵-۳۰ ثانیه و حساسیت تقریباً $1100 \text{ Vm}^{-1}\text{s}^{-1}$ بوده‌اند.

گستره مورد بررسی شامل نواحی متفاوت تکتونیکی با ویژگی‌های متفاوت است. آرایش ایستگاه‌های اندازه‌گیری به گونه‌ای بوده است که چهار ایستگاه

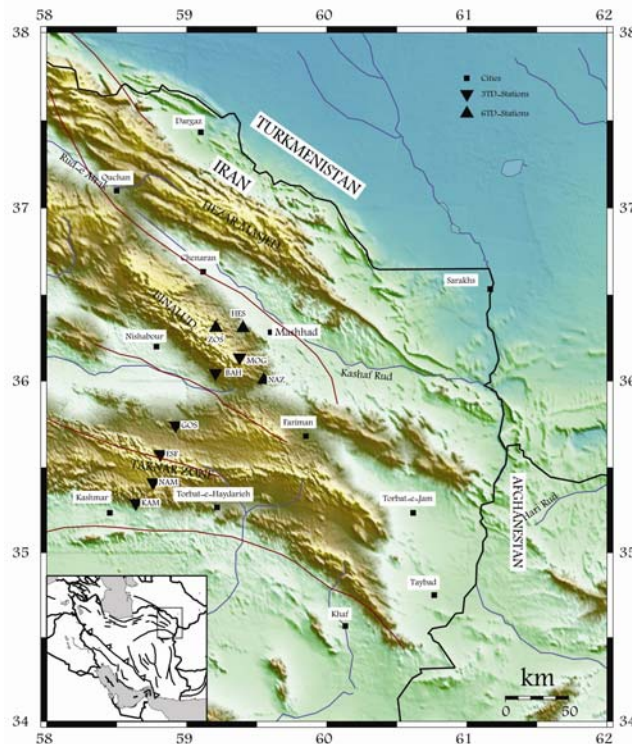
سیگنال لرزه‌نگاشت با یک سیگنال پیش‌بینی شده است. سیگنال پیش‌بینی شده با استفاده از هم‌آمیخت یک قطار اسپایک (Spike) با مؤلفه عمودی سیگنال لرزه‌نگاشت به دست می‌آید. فرض کنیم بخواهیم تابع گیرنده شعاعی را به دست آوریم:

ابتدا همبستگی متقاطع مؤلفه عمودی سیگنال با مؤلفه شعاعی محاسبه می‌شود تا پوشش بین اولین و آخرین اسپایک در تابع گیرنده برآورد شود. بهترین زمان موقعی است که بزرگ‌ترین قله از نظر قدر مطلق در سیگنال همبستگی متقاطع به دست آید. دامنه اسپایک با استفاده از روابط ساده‌ای که کیکوچی و کاناموری (۱۹۸۲) ارائه کرده‌اند، محاسبه می‌شود و سپس هم‌آمیخت تابع گیرنده حاصل با مؤلفه عمودی سیگنال به دست می‌آید. این هم‌آمیخت از مؤلفه شعاعی لرزه‌نگاشت تفریق می‌شود و این فرایند تا به دست آوردن پوشش اسپایک‌ها و دامنه‌های دیگر ادامه پیدا می‌کند. با به دست آوردن هر اسپایک جدید در تابع گیرنده، تطابق بین هم‌آمیخت مؤلفه عمودی و تابع گیرنده با مؤلفه شعاعی لرزه‌نگاشت بیشتر می‌شود و تکرار، زمانی متوقف می‌شود تا با پیدایش اسپایک‌های جدید، تطابق بین این دو، افزایش پیدا نکند.

اولین اطلاعاتی که می‌توان در خصوص ساختار پوسته در زیر یک ایستگاه با استفاده از تابع گیرنده شعاعی به دست آورد، استفاده از فاز P_s است که بر اثر تبدیل موج P به موج S در ناپیوستگی‌ها، مخصوصاً ناپیوستگی موهو به وجود می‌آید. از آنجا که تباین سرعتی مرز بین گوشته و پوسته زیاد است، فاز P_s حاصل از موهو معمولاً دارای بزرگ‌ترین دامنه بعد از اولین فاز ورودی یعنی P است. می‌توان از اختلاف زمانی بین فاز P و P_s برای محاسبه ضخامت پوسته به صورت زیر استفاده کرد (زو و کاناموری، ۲۰۰۰):

شده‌اند. داده‌های دورلرزه، مربوط به فاصله زمانی نصب ایستگاه‌ها یعنی ۲۰ مه تا ۲ دسامبر ۲۰۰۴ است که در طول این مدت تعداد زیادی دورلرزه به ثبت رسید.

NAM، KAM، ESF و GOS در محدوده شمال شرق ایران مرکزی در جایی که پهنه سبزوار-تکنار خوانده می‌شود، قرار داشته و پنج ایستگاه NAZ، MOG، ZOS، HES و BAH در محدوده پهنه بینالود واقع



شکل ۳. موقعیت ایستگاه‌های نصب شده در شمال شرق ایران. مثلث‌های معکوس، ایستگاه‌های باند گسترده و مثلث‌های مستقیم، ایستگاه‌های باند متوسط را نشان می‌دهند. کد سه حرفی نام هر یک از ایستگاه‌ها نوشته شده است. موقعیت بعضی شهرهای مهم با مربع مشخص شده و اسامی بعضی واحدهای مهم تکتونیکی نیز نوشته شده است.

جدول ۱. اطلاعاتی در رابطه با ایستگاه‌های نصب شده در مناطق مورد بررسی.

Zone	Station Code	Lat. (°N)	Long. (°E)	Alt. (m)	Bedrock of Station	Rec. Func.
Sabzavar-Taknar Zone	KAM	35.2908	58.6366	1363	Volcano Andezite, tuff	47
	NAM	35.4130	58.7591	1791	Conglomerate, Sandy tuff	25
	ESF	35.5780	58.8113	1935	Red Conglomerate, Sand stone	44
	GOS	35.7452	58.9191	1459	Conglomerate, Sandstone Limestone	36
Binalud Zone	MOG	36.1378	59.3775	1773	Shale, Philite Dark gray	40
	NAZ	36.0063	59.5506	1365	On a Concrete slab	10
	ZOS	36.3394	59.2061	1770	Shale, Philite Dark gray	12
	HES	36.3024	59.4028	1703	Shale, Philite Dark gray	12
	BAH	36.0464	59.2058	1547	Shail, Marn, Limestone	6

کیفیت مناسب بوده و به منظور محاسبه توابع گیرنده در نظر گرفته شده‌اند، را نشان می‌دهد. مراکز سطحی، عمق و بزرگای زمین‌لرزه‌ها با استفاده از اطلاعات مرکز بین‌المللی IRIS استخراج شده‌اند.

برای تعیین توابع گیرنده، دورلرزه‌هایی با فاصله رومرکز بین ۳۰ تا ۹۵ درجه و با بزرگای گشتاوری بزرگ‌تر یا مساوی ۵/۶ انتخاب شدند. جدول ۲ مشخصات تعدادی از دورلرزه‌هایی که تحت شرایط بالا، دارای

جدول ۲. دورلرزه‌های مورد استفاده در این بررسی: طول و عرض جغرافیایی، عمق و بزرگای، از مرکز بین‌المللی IRIS استخراج و مقادیر فاصله و پیش سمت محاسبه شده‌اند (در نمایش زمان وقوع رخداد، برای نمایش روز، از شماره روز (ddd) از ابتدای سال میلادی استفاده شده است).

Events (yyyydddhhmmss)	Lat (degree)	Long (degree)	Depth (km)	Mag (Mw)	Distance (km)	BAZ (degree)
2004113141607	-3.355	146.853	35	5.6	10004	94.18
2004114015030	-9.362	122.839	65	6.5	8325	113.82
2004132082848	0.415	97.825	21	5.6	5602	126.14
2004134095843	-3.584	150.73	10	5.8	10368	92.09
2004137110114	7.63	126.166	11	5.7	7433	97.67
2004140070411	22.662	121.505	20	5.8	6110	86.04
2004150205609	34.251	141.406	16	5.6	7231	64.8
2004162151957	55.682	160.003	188	6.1	7383	37.39
2004177023507	-6.711	130.375	70	6.0	8772	106.82
2004180094947	54.8	-134.25	20	5.9	9844	7.84
2004182233725	0.797	124.726	90	6.0	7763	104.42
2004190103049	47.203	151.306	128	5.9	7304	48.37
2004201080149	49.633	-126.961	23	5.9	10483	4.13
2004202141623	19.657	146.799	13	5.7	8526	75.37
2004204094517	26.516	128.866	44	6.1	6562	78.21
2004207143519	-2.422	103.96	582	6.8	6291	122.79
2004210035628	-0.416	133.109	13	6.1	8583	100.06
2004211222141	-4.098	142.998	56	5.7	9708	97.05
2004223061333	39.633	141.956	69	5.7	7004	59.24
2004249100707	33.07	136.618	14	6.7	6896	68.01
2004249145718	33.184	137.071	10	6.2	6928	67.7
2004250232935	33.205	137.227	10	6.4	6940	67.61
2004252145825	33.14	137.2	21	6.2	6941	67.69
2004259191050	14.22	120.411	115	6.0	6500	95.26
2004263202604	52.205	174.027	25	5.6	8356	35.34
2004272152953	-52.515	28.016	10	5.9	10282	198.56
2004278192034	14.546	146.993	7	5.9	8862	79.55
2004280223056	-0.67	134.426	10	5.7	8717	99.45
2004281010512	36.429	26.796	128	5.7	2913	280.39
2004282143606	13.925	120.534	105	6.3	6529	95.47
2004284065239	-6.689	130.435	69	5.7	8776	106.76
2004287203541	-6.066	130.528	89	5.9	8741	106.21
2004289040850	24.53	122.694	94	6.4	6117	83.41
2004297085600	37.226	138.779	16	6.4	6870	62.9
2004307100212	49.277	-128.772	10	5.8	10509	5.34
2004308083143	14.474	146.842	10	5.6	8853	79.7
2004309140311	43.62	146.812	61	5.8	7172	53.47
2004313155501	24.104	122.542	29	5.9	6126	83.94
2004316100247	42.139	144.344	32	5.9	7063	55.84
2004333073645	-3.638	135.445	23	6.0	9006	101.22

امواج لرزه‌ای با عمق افزایش می‌یابد، بنابراین توان تفکیک امواج نیز با عمق تغییر خواهد کرد. به همین دلیل ضخامت لایه‌های عمیق‌تر، ۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است.

در این بررسی برای تقسیم‌بندی ساختار پوسته از تغییر در گرادیان سرعت به‌جای مقادیر مطلق سرعت استفاده شده است. مقادیر مطلق سرعت در مقایسه با موقعیت و مقدار تباین سرعتی قسمت‌های متفاوت، نقش کم اهمیت‌تری دارند. همچنین از روش آمون (۱۹۹۱) که دامنه‌های مطلق توابع گیرنده را به کار می‌برد، استفاده شده است. استفاده از دامنه‌های مطلق باعث می‌شود که کاهش دامنه با افزایش فاصله چشمه و گیرنده مورد توجه قرار گیرد. علاوه بر این، استفاده از دامنه‌های حقیقی در مواردی که برآوردها تحت تأثیر پدیده‌هایی از قبیل پراش امواج هستند، می‌تواند بسیار با اهمیت باشد (آمون، ۱۹۹۱). ساختار پوسته در مناطق تکنار و بینالود با استفاده از روش‌های فوق به‌دست آمده است.

۷ نتایج به‌دست آمده در مورد ساختار پوسته

۱-۷ ساختار پوسته در پهنه سبزوار- تکنار
ساختار پوسته و عمق موهو در پهنه سبزوار- تکنار با استفاده از تحلیل توابع گیرنده حاصل از دورلرزه‌های ثبت شده در چهار ایستگاه مطابق جدول ۱ و شکل ۳ تعیین شده است. برای مثال یکی از ایستگاه‌های این محدوده مورد بررسی قرار گرفته است. شکل ۴ موقعیت دورلرزه‌های مورد استفاده در ایستگاه KAM واقع در پهنه تکنار را نشان می‌دهد. شکل ۵ نیز توابع گیرنده شعاعی و مماسی به‌دست آمده در ایستگاه KAM را برحسب سمت موج ورودی نشان می‌دهد. فازهای P_s به خوبی با تأخیر زمانی حدود ۶ تا ۷ ثانیه نسبت به موج P_p روی توابع گیرنده شعاعی مشخص هستند. همان‌طور که در شکل ۵ مشخص شده است، زمان فازهای

به منظور پردازش لرزه‌نگاشت‌ها، ابتدا مؤلفه‌های متفاوت با استفاده از نرم‌افزار SAC در پهنای بسامدی مورد نظر یعنی ۰/۰۱-۵/۰ هرتز فیلتر شده و سپس توابع گیرنده با استفاده از روش واهم‌آمیخت هرمن و آمون (۲۰۰۲) محاسبه شده‌اند. در محاسبه توابع گیرنده از پارامتر گوسین $\alpha=1/0$ استفاده شده و کیفیت توابع گیرنده به‌صورت مشاهده‌ای کنترل شده است.

۶ تحلیل توابع گیرنده و تعیین ساختار پوسته

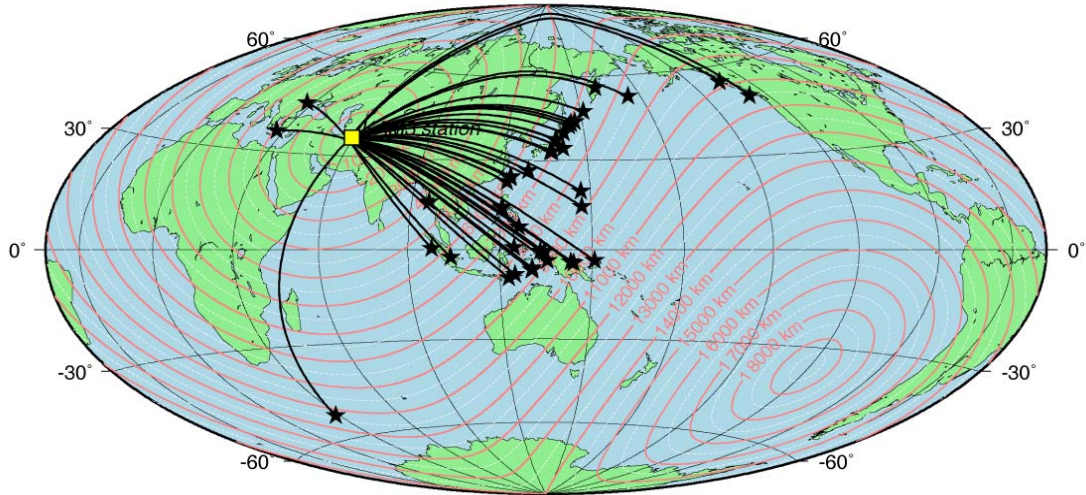
پس از به‌دست آوردن توابع گیرنده، مراحل زیر برای به‌دست آوردن تابع عمق- سرعت یا مدل سرعتی پوسته در زیر ایستگاه‌ها صورت گرفته است:

- بر اساس مطالعات قبلی و استفاده از رابطه (۶) یک مدل اولیه در نظر گرفته شده است.
- تابع گیرنده مصنوعی حاصل از مدل اولیه با تابع گیرنده واقعی، مقایسه شده و با تغییر مدل اولیه، اختلاف آنها به حداقل رسیده است.
- مدلی که تابع گیرنده مصنوعی حاصل از آن بیشترین انطباق را با تابع گیرنده واقعی داشت، به‌مثابه ساختار زمین در نظر گرفته شده است. این مدل را می‌توان مجدداً درحکم مدل اولیه در نظر گرفت و محاسبات را تا رسیدن به حداکثر برازش ادامه داد.

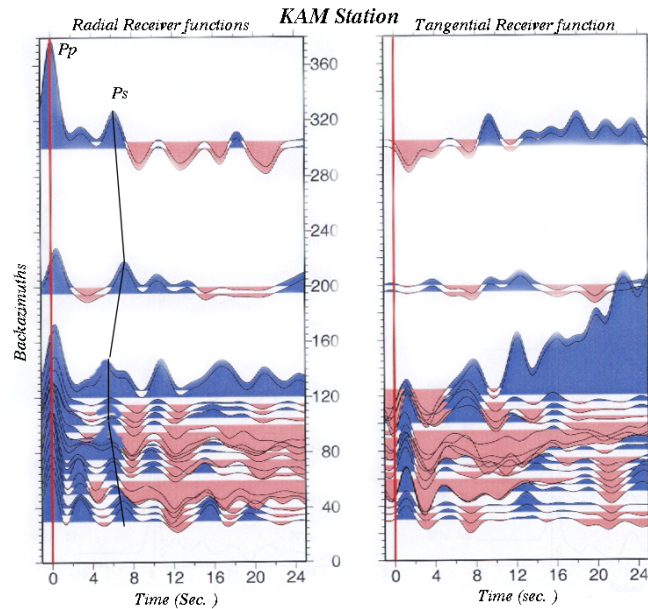
توان تفکیک لایه‌ها با توجه به محتوای بسامدی توابع گیرنده، محدود می‌شود. در این بررسی، توابع گیرنده با توجه به انتخاب پارامتر $\alpha=1/0$ با فیلتر پایین‌گذر ۰/۴۸ هرتز فیلتر شده‌اند. طول موج امواج تراکمی با فرض سرعت متوسط حدود ۶ کیلومتر بر ثانیه و بسامد ۰/۴۸ هرتز در حدود ۱۲/۵ کیلومتر است. با توجه به مطالعات اخیر (دریشیر و همکاران، ۲۰۰۰) امواج لرزه‌ای می‌توانند لایه‌های با ضخامت حدود یک چهارم طول موج خود را تفکیک کنند. بر این اساس مدل اولیه به صورت توالی لایه‌های ۲ تا ۵ کیلومتری در نظر گرفته شده است. سرعت

در یکی از ایستگاه‌های پهنه تکنار را نشان می‌دهد. ساختار زمین در زیر ایستگاه‌های پهنه تکنار و همچنین ساختار پیشنهاد شده برای این پهنه در جدول ۳ ارائه شده است.

P_s دارای اندکی غیریکنواختی است که نشانگر ماهیت سه‌بعدی پوسته در زیر این ایستگاه است. علاوه بر این آنیزوتروپی پوسته نیز قابل طرح است که نیاز به مطالعات جزئی‌تر دارد. شکل ۶ نمونه‌ای از مدل‌سازی



شکل ۴. موقعیت دورلرزه‌های مورد استفاده در ایستگاه KAM واقع در پهنه تکنار.



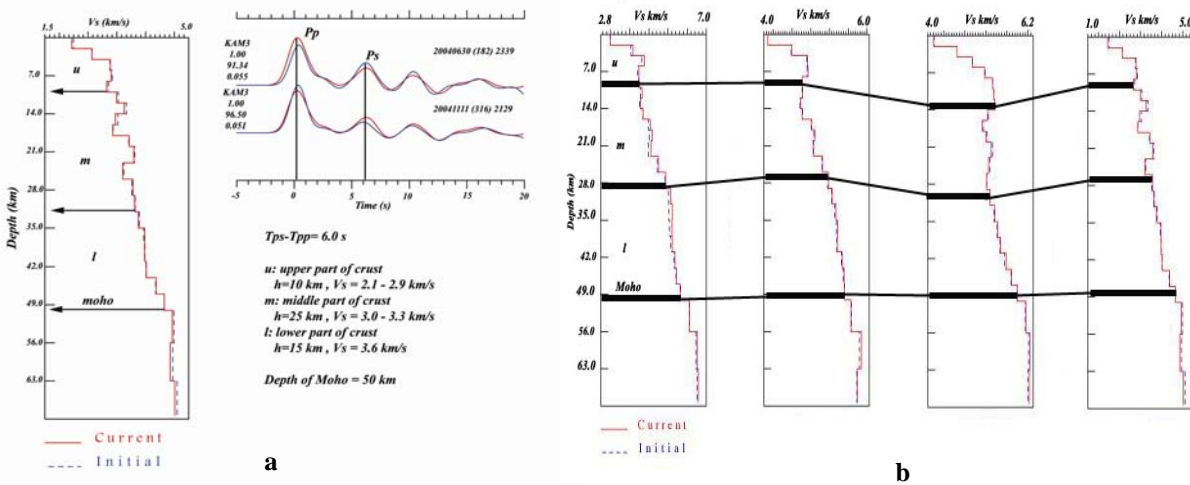
شکل ۵. توابع گیرنده شعاعی و مماسی به‌دست آمده از دورلرزه‌های ثبت شده در ایستگاه KAM واقع در پهنه تکنار.

برای مثال، ایستگاه MOG از این محدوده مورد بررسی قرار گرفته است. شکل ۷ موقعیت دور لرزه‌های مورد استفاده در این ایستگاه را نشان می‌دهد. شکل ۸ توابع گیرنده شعاعی و مماسی را برحسب سمت موج ورودی در ایستگاه MOG نشان می‌دهد. فازهای P_s به خوبی با تأخیر زمانی حدود ۴ تا ۶ ثانیه نسبت به موج P_p روی توابع گیرنده شعاعی مشخص هستند. در این ایستگاه نیز زمان فازهای P_s دارای اندکی غیریکنواختی است که نشانگر ماهیت سه‌بعدی پوسته در زیر این ایستگاه و یا وجود آنیزوتروپی پوسته است که نیاز به مطالعات جزئی‌تر دارد. شکل ۹ نمونه‌ای از مدل‌سازی‌های ایستگاه MOG را نشان می‌دهد. ساختار زمین در زیر هر یک از ایستگاه‌های پهنه بینالود و همچنین ساختار پیشنهاد شده برای این پهنه در جدول ۴ ارائه شده است.

بر اساس این بررسی، ضخامت پوسته در پهنه سبزوار-تکنار در حدود ۴۶ تا ۴۸ کیلومتر است و برای پوسته سه قسمت عمده پیشنهاد شده است. پوسته فوقانی دارای سرعت موج برشی $1/9$ تا $3/1$ کیلومتر بر ثانیه و ضخامتی در حدود ۱۱ کیلومتر، پوسته میانی دارای سرعت موج برشی $3/0$ تا $3/6$ کیلومتر بر ثانیه و ضخامت حدود ۱۸ کیلومتر و پوسته تحتانی دارای سرعت موج برشی $3/6$ تا $4/6$ کیلومتر بر ثانیه و ضخامتی در حدود ۱۸ کیلومتر است.

۲-۷ ساختار پوسته در منطقه بینالود

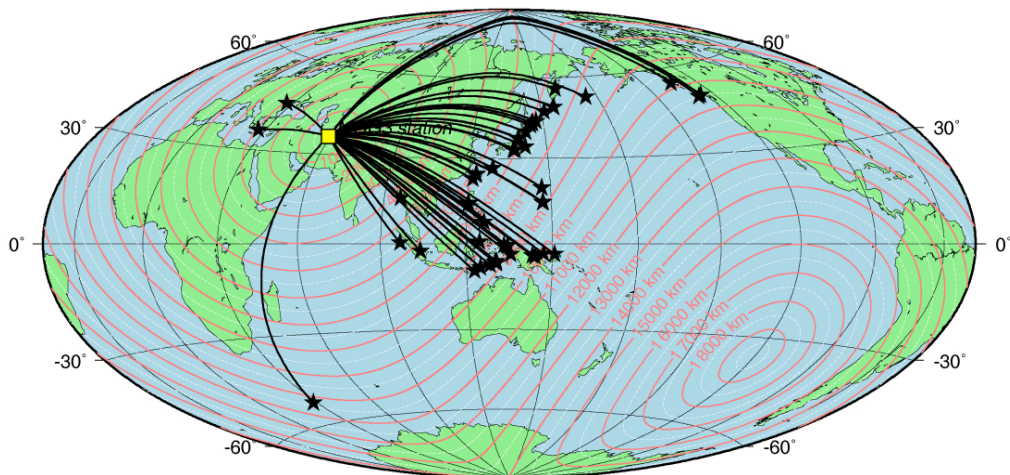
ساختار پوسته و عمق موهو در پهنه بینالود با استفاده از تحلیل توابع گیرنده حاصل از دور لرزه‌های ثبت شده در پنج ایستگاه مطابق جدول ۱ و شکل ۳ تعیین شده است.



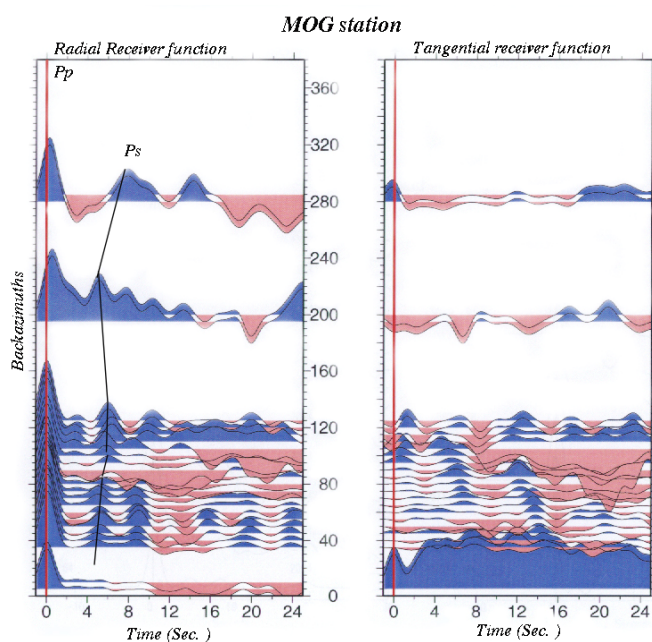
شکل ۶. نتیجه مدل‌سازی در ایستگاه KAM واقع در پهنه تکنار. شکل a مدل به‌دست آمده از تحلیل ۲۰ ثانیه اول تابع گیرنده و تفسیر اولیه آن، شکل b چند مدل به‌دست آمده برای ایستگاه KAM.

جدول ۳. ساختار پوسته در زیر ایستگاه‌های واقع در پهنه سبزوار-تکنار و همچنین ساختار سرعتی کلی ارائه شده برای این منطقه.

	KAM	NAM	ESF	GOS	Taknar Zone
پوسته بالایی	10km $2.1 - 2.9 \text{ kms}^{-1}$	12km $1.8 - 2.9 \text{ kms}^{-1}$	10km $2.0 - 3.1 \text{ kms}^{-1}$	10km $1.8 - 3.4 \text{ kms}^{-1}$	11 km $1.9 - 3.1 \text{ kms}^{-1}$
پوسته میانی	19km $3.3 - 3.6 \text{ kms}^{-1}$	17km $3.0 - 3.5 \text{ kms}^{-1}$	16km $2.4 - 3.2 \text{ kms}^{-1}$	19km $2.9 - 3.8 \text{ kms}^{-1}$	18km $3.0 - 3.5 \text{ kms}^{-1}$
پوسته پایینی	18km 4.1 kms^{-1}	18km $3.5 - 4.6 \text{ kms}^{-1}$	22km $3.4 - 4.5 \text{ kms}^{-1}$	17km 3.8 kms^{-1}	18km $3.6 - 4.6 \text{ kms}^{-1}$
عمق موهو	47 km	47 km	48 km	46 km	47 km



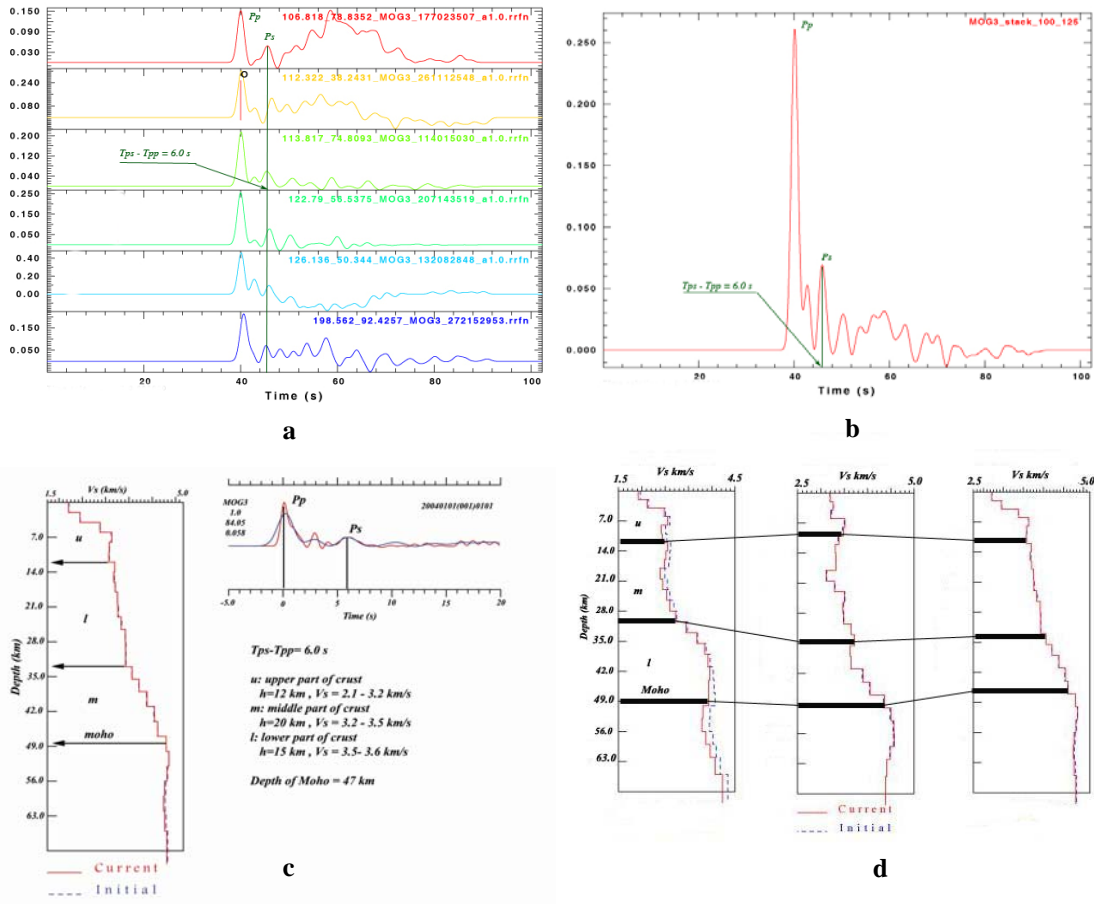
شکل ۷. موقعیت دورلرزه‌های مورد استفاده در ایستگاه MOG واقع در په‌ننه بینالود.



شکل ۸. توابع گیرنده شعاعی و مماسی برحسب سمت موج ورودی در ایستگاه مغان (MOG) واقع در په‌ننه بینالود.

میانی با سرعت موج برشی $3/0$ تا $3/5$ کیلومتر بر ثانیه و ضخامتی در حدود ۲۲ کیلومتر و پوسته تحتانی با سرعت موج برشی $3/6$ تا $4/6$ کیلومتر بر ثانیه و ضخامتی در حدود ۱۷ کیلومتر است.

براساس این بررسی، عمق موهو در منطقه بینالود در حدود ۴۸-۵۰ کیلومتر تعیین شده است. علاوه بر این سه قسمت اصلی در ساختار پوسته بینالود پیشنهاد شده است. پوسته فوقانی دارای سرعت موج برشی بین $2/6$ تا $3/3$ کیلومتر بر ثانیه و ضخامتی در حدود ۱۰ کیلومتر، پوسته



شکل ۹. نتیجه مدل‌سازی در ایستگاه‌ها (MOG) واقع در پهنه بینالود. شکل a توابع گیرنده که سمت و فاصله و زمان رویداد دورلرزه در آنها نشان داده شده است. شکل b تابع گیرنده حاصل از برهم‌نهی توابع شکل قبل و شکل c مدل به‌دست آمده از تحلیل ۲۰ ثانیه اول توابع گیرنده و تفسیر اولیه آن، شکل d چند مدل به‌دست آمده برای ایستگاه MOG.

جدول ۴. ساختار پوسته در زیر ایستگاه‌های واقع در پهنه بینالود و همچنین ساختار سرعتی کلی ارائه شده برای این منطقه.

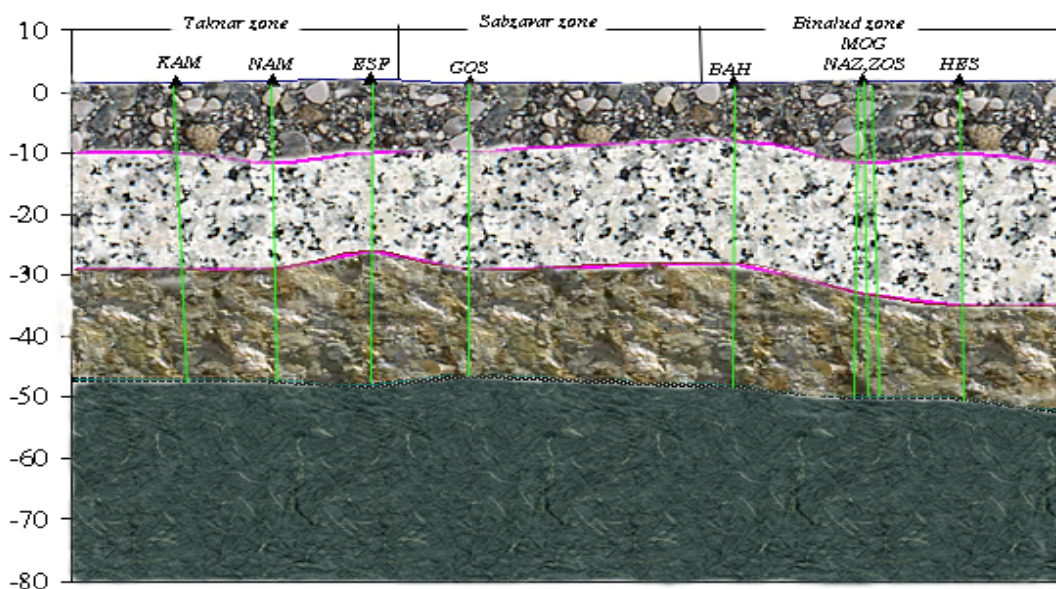
	MOG	NAZ	ZOS	HES	BAH	Binalud Zone
پوسته بالایی	12km 2.6-3.6 kms ⁻¹	11km 2.5- 3.6 kms ⁻¹	10km 2.5- 3.6 kms ⁻¹	10km 2.5 – 3.2kms ⁻¹	8km 2.2 – 2.4kms ⁻¹	10 km 2.4-3.3 kms ⁻¹
پوسته میانی	21km 3.3-3.7 kms ⁻¹	20km 3.2 - 3.7kms ⁻¹	22km 2.4- 3.2 kms ⁻¹	25 km 2.9 -3.4kms ⁻¹	20km 2.4 – 3.4kms ⁻¹	22km 3.0- 3.5 kms ⁻¹
پوسته پایینی	17km 3.7- 4.6kms ⁻¹	18km 3.6- 4.7 kms ⁻¹	17km 3.6-4.7kms ⁻¹	15 km 3.2 -3.9 kms ⁻¹	20km 3.4 – 4.2kms ⁻¹	17km 3.6-4.6 kms ⁻¹
عمق موهو	50 km	49 km	49 km	50 km	48 km	49 km

۸ تجزیه و تحلیل نتایج به دست آمده

این بررسی یکی از نخستین تلاش‌ها در مورد تعیین ساختار پوسته در مناطق مورد مطالعه است و به همین دلیل شانس زیادی برای مقایسه نتایج به دست آمده وجود ندارد. در اینجا می‌توان به بررسی‌های دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) اشاره کرد که با استفاده از مطالعات گرانی، نقشه‌ای در مورد عمق موهو در ایران ارائه کرده‌اند. براساس این بررسی عمق موهو در پهنه سبزوار-تکنار را می‌توان در حدود ۴۲ تا ۴۷ کیلومتر در نظر گرفت. گیزه و همکاران (۱۹۸۴) نیز عمق موهو را براساس مطالعات لرزه‌نگاری در محدوده ایران مرکزی در حدود ۴۰ کیلومتر ارائه کرده‌اند. از بررسی‌های صورت گرفته در محدوده بینالود می‌توان به بررسی پوسته توسط جوان دولویی (۲۰۰۳) و جوان دولویی و آشتیانی (۲۰۰۴) در زیر ایستگاهی در نزدیکی مشهد با استفاده از روش توابع گیرنده اشاره کرد که عمق موهو را در نزدیکی مشهد در حدود ۵۲ کیلومتر به دست آورده‌اند. نتایج بررسی‌های فوق، دستمایه ارزشمندی برای

مطالعه حاضر، مخصوصاً ارائه مدل‌های اولیه فراهم آورده است.

نتایج حاصل از این پژوهش در مورد پهنه سبزوار-تکنار و پهنه بینالود در جداول ۳ و ۴ و شکل ۱۰ نشان داده شده است. با توجه به توابع گیرنده شعاعی و مماسی حاصل از ایستگاه‌های متفاوت، مشخص می‌شود که اغلب توابع گیرنده شعاعی در مقایسه با توابع گیرنده مماسی دارای دامنه بزرگی هستند که این موضوع نشان‌دهنده تباین سرعتی کافی در پوسته زیر ایستگاه است. بررسی زمان فاز P_s حاصل از سمت‌های متفاوت نشان می‌دهد که پوسته در مناطق مورد بررسی دارای طبیعتی سه‌بعدی است و توابع گیرنده بایستی درحکم تابعی از سمت، مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرند. علاوه بر این، نتایج نشان می‌دهند که محدوده‌های مورد بررسی دارای آنیزوتروپی است و بررسی‌های دقیق‌تری به منظور تعیین آنیزوتروپی مورد نیاز است.



شکل ۱۰. شبه مقطع پوسته و گوشته بالایی در امتداد شمالی-جنوبی و در امتداد خطی که در شکل ۳ نشان داده شده است. مقادیر مربوط به ساختار پوسته و گوشته در زیر ایستگاه‌ها MOZ، NAZZOS و ZOS، متوسط مقادیر سه ایستگاه است. به نظر می‌رسد که در گستره بینالود، موهو دارای شیبی به سمت شمال و در گستره سبزوار و تکنار دارای شیبی به سمت جنوب باشد.

- Function Analysis: Pennsylvania State Univ, <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>.
- Ammon, G. J., Randall, G. E., and Zandt, G., 1990, On the nonuniqueness of receiver functions, *J. Geophys. Res.*, **95**, 15303-15318.
- Ammon, C. J., and Zandt, G., 1993, Receiver structure beneath the southern Mojave block, California, *B. Seismol. Soc. Am.*, **83**, 737-755.
- Darbyshire, F. A., Priestly, K. F., White, R. S., Stefansson, R., Gudmundsson, G. B., and Jakobsdottir, S. S., 2000, Crustal structure of central and northern Iceland from analysis of teleseismic receiver functions, *Geophys. J. Int.*, **143**, 163-184.
- Dehghani, G. A., Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran, *Neues Jahrb, Geol. Palaentol.*, **168**, 215-229.
- Giese, P., Makris, J., Akasheh, B., Roewer, P., Letz, H., Mostaaanpour, M., 1984, The crustal structure in southern Iran derived from seismic explosion data. *Neues Jahrb, Geol. Palaentol.*, **168**, 230-243.
- Herrmann, R. B., and Ammon, C. J., 2002, SURFACEWAVES, RECEIVER FUNCTIONS AND CRUSTAL STRUCTURE, COMPUTER PROGRAMS IN SEISMOLOGY, Version 3.30.
- Javan Doloei, G., 2003, Transfer/Receiver functions and its application on crustal structure of Uppsala, Tehran and Mashhad area, Ph.D Thesis, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIIES).
- Javan Doloei, G., and Ghafoury Ashtiany, M., 2004, Crustal structure of Mashhad Area From Time Domain Receiver Functions analysis of teleseismic Earthquake, *Research Bull. Seismol. Earthquake Eng.* **27**, 30-38 (in Persian).
- Kikuchi, M., and Kanamori, H., 1982, Inversion of complex body waves, *B. Seismol. Soc. Am.*, **72**, 491-506
- Lammerer, B., Langheinrich, G., and Manuchehr-Danai, M., 1983, The tectonic evolution of the Binalud Mountains (NE-Iran), *Geol. Surv. Iran*, **52**, 91-102.
- Langston, C. A., 1977, Corvallis, oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves. *B. Seismol. Soc. Am.*, **67**, 713-724.
- Langston, C. A., 1979, Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749-4762.
- نتایج به دست آمده در این تحقیق، عمق موهو را در محدوده بینالود ۴۸ تا ۵۰ کیلومتر نشان می‌دهد. علاوه بر این نتایج، در قسمت‌های شمالی بینالود، نشان‌دهنده شیبی به سمت شمال است. این نتایج تطابق خوبی با مطالعات جوان دولویی (۲۰۰۳) و جوان دولویی و آشتیانی (۲۰۰۴) دارند. در پهنه سبزوار- تکنار، عمق موهو ۴۶ تا ۴۸ کیلومتر پیشنهاد شده است. این مقادیر اندکی بیشتر از مقادیر ارائه شده توسط گیزه و همکاران (۱۹۸۴) است، ولی با نتایج ارائه شده دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) تطابق خوبی دارد. تعدادی از مدل‌های به دست آمده نشان‌دهنده یک پهنه کم سرعت در داخل پوسته هستند. در اغلب موارد این پهنه کم سرعت کوچک است ولی در مواردی این کاهش سرعت به مقدار قابل توجه ۲ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد.
- ### تشکر و قدردانی
- تجهیزات به کار گرفته شده و عملیات صحرائی این تحقیق از سوی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (ایران) و دپارتمان زمین‌شناسی دانشگاه کمبریج انگلستان پشتیبانی شده است. نگارندگان خود را موظف به قدردانی از مؤسسات فوق می‌دانند. داوران محترمی با ارائه نقطه نظرات و پیشنهادات سودمندشان، به‌طور قابل توجهی بر غنای این نوشتار افزوده‌اند که صمیمانه از آنها تشکر و قدردانی می‌نماییم. زحمات مسئولین، به‌ویژه سردبیر محترم مجله فیزیک زمین و فضا در همه مراحل پذیرش و چاپ این مقاله، به‌خصوص در انتقال نظرات داوران محترم ستودنی و قابل تقدیر است.
- ### منابع
- Ammon, G. J., 1991, The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *B. Seismol. Soc. Am.* **81**, 2504-2510.
- Ammon, C. J., 1997, An Overview of Receiver-

- Owens, T. J., and Crosson, R. S., 1988, Shallow structure effects on broadband teleseismic P waveforms: *B. Seismol. Soc. Am.*, **78(1)**, 96-108.
- Owens, T. J., Zandt, G., and Taylor, S. R., 1984, Seismic evidence for ancient rift beneath the Cumberland plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *J. Geophys. Res.*, **89**, 7783-7795.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatsfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nakali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int.* **157**, 381-398.
- Zhu, L., and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, **105**, 2969-2980.
- Ligorria, J. P., and Ammon, C. J., 1999, Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation, *B. Seismol. Soc. Am.*, **89**, 5, 1395-1400.
- Lindberg, G., and Jacobshagen, H., 1983, Post-Paleozoic geology of the Taknar zone and adjacent areas (NE Iran, Khorasan), Geological survey of Iran. Geodynamic Project in Iran. Report No 51.
- Masson, F., Chery, J., Hatsfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., and Ghafory-Ashtiani, 2005, Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data, *Geophys. J. Int.* **160**, 217-226.
- Muller, R., and Walter, R., 1983, Geology of the Precambrian-paleozoic Taknar inlier northwest of kashmar, Khorasan province northeast Iran, *Geol. Surv. Iran*, **51**, 165-183.
- Nabavi, M. H., 1983, Introduction of Geodynamic Project in Iran, *Geol. Surv. Iran*, Report No 51.