

ساختار سرعتی پوسته و عمق ناپیوستگی موهو در مرکز ایران

افسانه نصرآبادی^۱، فاطمه عظیمی^۲ و محمدرضا سپوندا

استادیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران
 کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۳/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۰۶

چکیده

ساختار سرعتی پوسته و عمق ناپیوستگی موهو در زیر ۷ ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن آفریز (AFRZ)، کوه‌دشت (TKDS)، پرواده (TPRV)، نستنج (TNSJ)، انارک (ANAR) و کارشاهی (KRSH) مربوط به مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) و یزد (YZKH) مربوط به مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران (INSN) واقع در مرکز ایران با استفاده از روش برگردان همزمان توابع انتقال گیرنده موج P و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی مورد مطالعه قرار گرفت. شکل موج‌های دورلرز (فاصله رومرکزی ۲۵ تا ۹۰ درجه) در بازه زمانی سه سال (۲۰۱۲ تا ۲۰۱۴) برای به دست آوردن توابع از روش تکرار واهمامیخت در حوزه زمان استفاده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه موج رایلی از مطالعه بر روی ساختار پوسته و گوشته بالایی فلات ایران در بازه دوره تناوبی ۱۰ تا ۱۰۰ ثانیه تأمین شده است. توابع گیرنده، پاسخ ساختار محلی زمین را به رسید تقریباً قائم امواج P در زیر یک لرزه‌سنج سه مؤلفه‌ای نشان می‌دهند و به تباین‌های سرعت موج برشی حساس هستند. ناهماهنگی سرعت - سرعت در اطلاعات توابع گیرنده باعث غیریکتابی مسئله برگردان می‌شود، که با دخالت دادن اطلاعات حاصل از سرعت مطلق برآوردهای پاشندگی و برگردان هم‌زمان این دو مجموعه داده‌ای، می‌توان بر این محدودیت غلبه کرد. با این کار، اطلاعات دقیق‌تر در مورد ساختار پوسته‌ای فراهم می‌شود. جهت اعتبارسنجی مدل حاصل از برگردان و همچنین تعیین خطا از مدل‌سازی مستقیم استفاده شد. نتایج مطالعه حاصل نشان می‌دهد که مرز موهو در زیر ایستگاه‌های آفریز، کوه‌دشت و پرواده در عمق ۴۰ کیلومتر، در زیر ایستگاه نستنج در عمق ۴۲ کیلومتر، در زیر ایستگاه انارک در عمق ۳۸ کیلومتر و در زیر ایستگاه‌های یزد و کارشاهی در عمق ۴۴ کیلومتر قرار دارد. میانگین عمق موهو در مرکز ایران ۴۲ کیلومتر است. روش برگردان همزمان می‌تواند با ± 2 کیلومتر خطا همراه باشد.

کلیدواژه‌ها: ایران مرکزی، ساختار پوسته، عمق موهو، توابع گیرنده، برگردان همزمان.

*نویسنده مسئول: افسانه نصرآبادی

E-mail: a.nasrabadi@kgut.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

آگاهی از چگونگی ساختار پوسته ای به عنوان اطلاعات اولیه برای مطالعات گوناگون زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی لازم است. دو روش برگردان تابع انتقال گیرنده و پاشندگی امواج سطحی از جمله روش‌های پرکاربرد در لرزه‌شناسی هستند که به‌طور متداول به منظور تعیین ساختار سرعتی پوسته و ضخامت آن به کار می‌روند. یک تابع گیرنده را می‌توان به عنوان جمع یک سری از توابع دل‌تا در نظر گرفت که این توابع در زمان‌های گسسته به ایستگاه می‌رسند و دامنه هر کدام از آنها وابسته به تغییر خصوصیات مواد زیر ایستگاه با عمق است. نمودارهای پاشندگی امواج سطحی ابزار مناسبی برای تعیین میانگین سرعت موج برشی در گسترده‌ای از اعماق زمین در زیر ایستگاه لرزه‌ای هستند و بیشتر از آنکه به ناپیوستگی‌های لرزه‌ای حساس باشند به میانگین سرعت لایه‌های بالایی حساس هستند. روش برگردان تابع گیرنده موج p و پاشندگی سرعت موج سطحی اطلاعات مکملی در مورد ساختار پوسته‌ای فراهم می‌کند و یکی از کاربردی‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی برای به تصویر کشیدن ناپیوستگی‌های لرزه‌ای پوسته زمین مانند عمق موهو است. مطالعاتی برای تعیین عمق موهو در ایران مرکزی انجام شده است، از جمله Hatzfeld et al. (2003) با روش تابع گیرنده، عمق موهو را در زیر ایران مرکزی ۴۰ کیلومتر به دست آوردند. Paul et al. (2006) در طول پروفیلی که از خلیج فارس تا بخش جنوب-باختر ایران مرکزی (نزدیکی شهر یزد) عبور می‌کرد، با روش تابع گیرنده، عمق موهو را با قابلیت تفکیک بالا مطالعه و میانگین عمق موهو را در ایران مرکزی ۴۲ کیلومتر تعیین کردند. Tatar and Nasrabadi (2013) با استفاده از روش برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز و گروه امواج رایلی، عمق موهو را در ایران مرکزی، زیر ایستگاه کرمان، ۴۷ کیلومتر و در حاشیه شمال باختر زون ایران مرکزی، زیر ایستگاه‌های آشتیان و ناین، به ترتیب ۵۰ و ۵۸ کیلومتر به دست آوردند. Motaghi et al. (2012) عمق موهو را در ایران مرکزی بین ۴۰ تا ۴۲ کیلومتر به دست آوردند. تقی‌زاده و افسری (۱۳۹۴) با روش تابع گیرنده، عمق موهو را در زیر ایستگاه

باند پهن طیس (TABS) ۴۴ کیلومتر تعیین کردند. پراکندگی مطالعات انجام شده در ایران مرکزی، نگارندگان را بر آن داشت تا تحقیقی در رابطه با ساختار سرعتی پوسته و عمق ناپیوستگی موهو در مرکز ایران در زیر ۷ ایستگاه باند پهن لرزه‌نگاری (شکل ۱) با استفاده از برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج رایلی انجام دهند.

۲- زمین‌شناسی

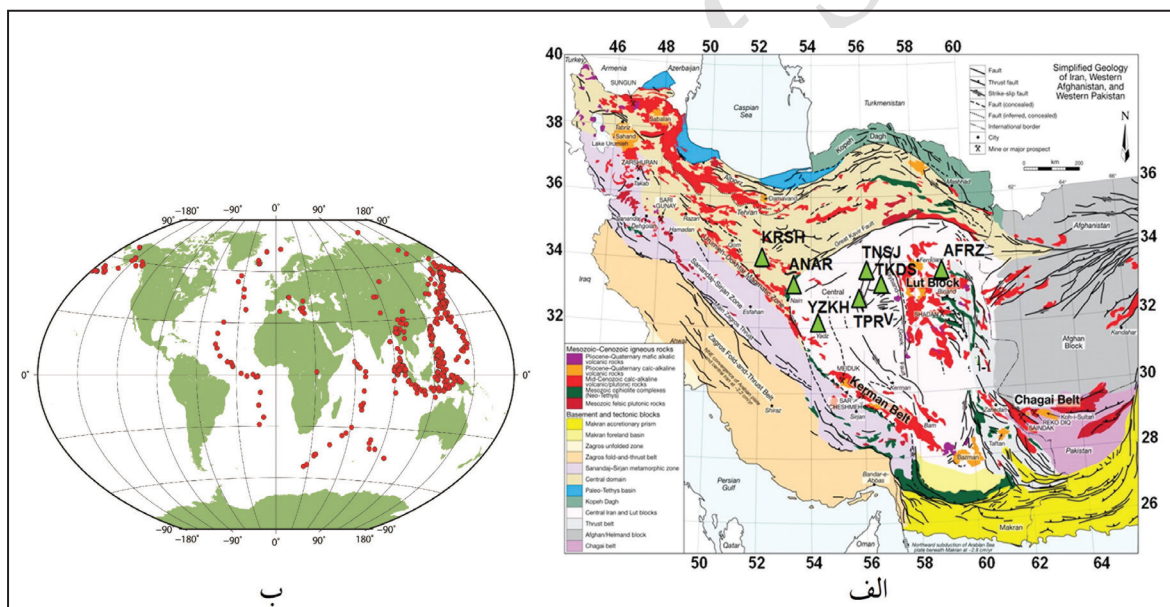
فلات ایران به عنوان بخشی از زون فعال آلپ-همالیای سطح بالایی از فعالیت‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد. وضع پیچیده زمین‌شناسی و زمین‌ساخت فعلی ایران، معرف این واقعیت است که بخش‌های مختلف ایران در طول زمان، ویژگی‌های زمین‌شناسی متفاوتی نسبت به هم پیدا کرده و از هم متمایز شده‌اند. از نظر لرزه‌زمین‌ساختی می‌توان ایران را به نوار چین‌خورده زاگرس، البرز، کپه‌داغ، ایران مرکزی و دشت لوت (Jackson and McKenzie, 1984) تقسیم کرد (شکل ۱). خردقاره ایران مرکزی، یک پهنه درون‌صفحه‌ای است که از شمال به پهنه‌های برخوردی البرز-آذربایجان و کپه‌داغ، از باختر و جنوب باختر به منطقه برخورد قاره‌ای زاگرس، از جنوب خاور به منطقه فرورانش اقیانوسی-قاره‌ای مکران و از خاور به قطعه پایدار هیلمند (قطعه افغان) محدود است (شکل ۱). پهنه ایران مرکزی ترکیبی از قطعه‌های مختلف است که زمانی توسط اقیانوس کوچکی از هم جدا بوده‌اند (Berberian and King, 1981) و شروع نزدیک شدن آنها به هم از زمان کرتاسه بوده است. ایران و تعدادی از کشورهای اطراف از پرکامبرین پسین تا اواخر پالئوزویک به صفحه عربستان و آفریقا متصل بودند. سپس قطعاتی از پوسته قاره‌ای صفحه عربستان جدا شدند و پس از عبور از اقیانوس هرسینین با بلوک آسیایی برخورد کردند. در جریان عبور این قطعه و فرورانش پوسته اقیانوسی به سمت جنوب ایران، پوسته قاره‌ای امتداد یافت. حرکت آرام بسوی شمال صفحه عربستان و فرورانش

بیش از ۵/۵، جهت تعیین توابع گیرنده مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۱). پس از دریافت داده‌ها از مراکز مربوطه، پردازش داده‌ها با کمک نرم‌افزار تخصصی Seisan شامل تبدیل فرمت و استخراج رخدادهای دورلرز انجام شد، تا این داده‌ها به فرمت قابل استفاده در نرم افزار SAC (Seismis-Analysis-Code) تبدیل شوند. برای قسمت دوم داده‌های مورد استفاده از منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی حاصل از مطالعه Rahimi et al. (2014) استفاده شده است. ایشان ابتدا با استفاده از داده‌های مناسب ثبت شده در ۲۹ ایستگاه باند پهن شبکه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی لرزه‌شناسی و مهندسی زلزله و ایستگاه‌های دانشگاه فردوسی مشهد، منحنی‌های پراکندگی و جذب محلی را برآورد کردند. سپس با استفاده از روش آنالیز فرکانس- زمان (FTAN)، مدهای اساسی امواج رایلی در طول ۱۵۸۶ مسیر را که شرایط دو ایستگاهی داشتند از لرزه‌نگاشت‌های مورد نظر جدا و در نهایت به روش واهمامیخت وینر، مقادیر سرعت‌های فاز و گروه و ضرایب جذب بین دو ایستگاهی را در پیوندهای مورد نظر محاسبه کردند و بدین طریق ۲۴۰ منحنی پراکندگی سرعت گروه و فاز در بازه پریودی ۱۰ تا ۱۰۰ ثانیه برآورد کردند که اکثر ایران را پوشش می‌دهد. پس از آن منطقه مورد مطالعه را به شبکه‌هایی با ابعاد 0.5° در 0.5° تقسیم کردند و مقادیر سرعت گروه و فاز را برای مرکز هر یک از سلول‌های شبکه و به تفکیک پیوندهای مختلف به دست آوردند. در این تحقیق از منحنی‌های پاشندگی سلول زیر هر ایستگاه استفاده شده است.

پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی موجب بسته شدن نئوتیس و برخورد پوسته قاره‌ای صفحه ایران مرکزی و عربستان شد. پهنه ماگمایی ارومیه- دختر در قسمت باختر ایران مرکزی با طولی برابر با زاگرس و عرض ۴ کیلومتر ترکیبی از انواع سنگ‌های نفوذی از گابرو تا گرانیت و همچنین مجموعه از سنگ‌های آتشفشانی بیرونی (جریانات گدازه‌های بازالتی) بوده (Ghasemi and Talbot, 2006) که سنشان از ژوراسیک پسین تا کواترنری متغیر است. دوره اصلی آتشفشان بیرونی که منجر به تشکیل این پهنه شده است از ائوسن آغاز می‌شود و تا ائوسن میانی ادامه می‌یابد. علت به وجود آمدن این نوار ماگمایی احتمالاً آتشفشان نوع آند بوده که حاصل فروانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی است (Alavi, 1994). ایران مرکزی لرزه‌خیزی پراکنده دارد و عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها کم است (Walker and Jackson, 2004). گسل‌های غالب این ناحیه گسل‌های امتدادلغز راست گرد هستند (Berberian and Yeats, 1999).

۳- داده و روش تحقیق

۳۵۷ رویداد دورلرز ثبت شده توسط ۶ ایستگاه باند پهن مرکز لرزه‌نگاری کشوری، ایستگاه‌های آفریز (AFRZ)، کوه‌دشت (TKDS)، پرواده (TPRV)، نستنج (TNSJ)، انارک (ANAR) و کارشاهی (KRSH) و یک ایستگاه باند پهن مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری کشور ایستگاه یزد (YZKH) به مدت ۳ سال (۲۰۱۲ تا ۲۰۱۴) با بزرگای



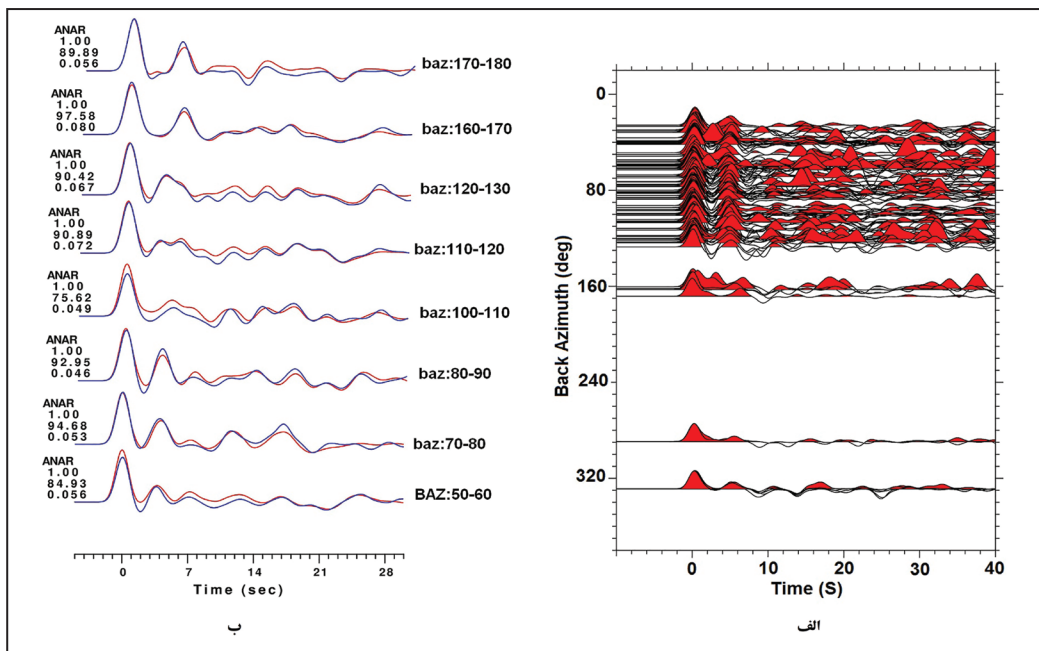
شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی ایران و موقعیت ایستگاه‌های مطالعه شده در مرکز ایران؛ ب) موقعیت رویدادهای دورلرز استفاده شده برای تعیین توابع گیرنده.

۳-۱. برآورد توابع گیرنده

هر رخداد در سربرگ (Header) و تعیین زمان اولین رسید فاز P مستقیم با استفاده از مدل سرعتی اولیه IASP91 و نرم‌افزار Taup و همچنین با استفاده از نرم افزار SAC و دستور pppk به‌طور دستی است، داده‌های با نسبت سیگنال به نوفه بالا انتخاب شد. جهت حذف نوفه‌های با فرکانس بالا، از فیلتر گوسی با پارامتر پهنای برابر با ۱ استفاده شد تا بسامدهای بالاتر از ۵/۵ هر تز حذف شوند. داده‌های خام سه مؤلفه‌ای در راستای زمین‌لرزه قرار ندارند و انرژی زمین‌لرزه به شکل امواج مختلف در درون هر کدام از مؤلفه‌های ثبت شده یافت می‌شود. به منظور قرار دادن جهت مؤلفه‌ها در جهت زمین‌لرزه از سیستم چرخش دوبعدی ZRT استفاده شد که مؤلفه‌های افقی در جهت شعاعی و مماسی چرخش داده می‌شوند. در ادامه با استفاده از روش واهمامیخت تکراری در حوزه زمان Ligornì a and Ammon (1999) توابع انتقال گیرنده برای هر رویداد تعیین شد. شکل ۲- الف) توابع گیرنده مربوط به ایستگاه کوه‌دشت را نشان

روش تابع گیرنده حوزه زمان برای استفاده از داده‌های یک ایستگاه سه مؤلفه‌ای ارائه شده است که با واهمامیخت نگاشت مؤلفه عمودی از مؤلفه‌های شعاعی و مماسی لرزه‌نگاشت‌ها، امکان به دست آوردن تابع گیرنده شعاعی و تابع گیرنده مماسی فراهم می‌شود. در روش تابع گیرنده، استفاده از فازهای تبدیل شده P به S در مرز مشترک لایه‌ها (خصوصاً مرز موهو) کمک شایان توجهی به تعیین ساختار پوسته و گوشته بالایی می‌کند. این شیوه بر اساس واقعیت کمتر بودن سرعت امواج S نسبت به سرعت امواج P و امکان تعیین عمق لایه‌ها و محل ناپیوستگی‌ها از روی اختلاف زمان رسید بین فازهای مختلف P و S به کار گرفته شده است. برای محاسبه توابع انتقال گیرنده از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بیشتر از ۵/۵ و طول مسیر دایره بزرگ چشمه- گیرنده بزرگ‌تر از 25° و کوچک‌تر از 90° در بازه زمانی سه سال (۲۰۱۲ تا ۲۰۱۴) استفاده شد. پس از پردازش داده‌ها که شامل کامل کردن اطلاعات

محدوده‌های بک آزیموتی مختلف دسته‌بندی توابع گیرنده انجام شد و برای هر دسته تابع گیرنده برانبارش یافته به دست آمد. شکل ۲-ب توابع گیرنده برانبارش شده در محدوده بک آزیموت‌های با اختلاف ۱۰ درجه را در ایستگاه انار نشان می‌دهد.



شکل ۲-الف) توابع گیرنده مربوط به ایستگاه کوه‌دشت؛ ب) توابع گیرنده برانبارش شده در محدوده بک آزیموت‌های مختلف در ایستگاه انار.

۳-۲. پاشندگی امواج سطحی

همزمان از برنامه joint96 نرم‌افزار (Herrmann and Ammon, 2003) استفاده شد. این برنامه برای اجرا نیاز به یک مدل اولیه ساده دارد که در آن زمین به صورت یک لایه تخت، همسانگرد و با چگالی یکسان بر روی یک نیم‌فضا در نظر گرفته می‌شود و شامل زیرلایه‌هایی با ضخامت‌های مختلف است. هدف برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی پاشندگی امواج سطحی برگردان همزمان مجموعه‌ای از مشاهدات است که به پارامترهای یکسان محیط محل انتشارشان حساس هستند. فرایند برگردان همزمان طبق رابطه زیر انجام می‌شود:

$$W[G]\delta m = [d] \quad (1)$$

که $[G]$ ماتریس مشتقات جزئی توابع گیرنده و پاشندگی موج سطحی نسبت به پارامترهای مدل، $[\delta m]$ بردار تصحیح مدل و w وزن است. W شامل w_r و w_s وزن‌های مربوط به توابع گیرنده و پاشندگی موج سطحی برابر با روابط زیر هستند:

$$w_s = \left[(1-P)N_r + PN_s \right] \left(\frac{P}{N_s \sigma_s} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

$$w_r = \left[(1-P)N_r + PN_s \right] \left(\frac{1-P}{N_r \sigma_r} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

که در آن P ، پارامتر وزنی، N_s و N_r ، به ترتیب تعداد نقاط توابع گیرنده و پاشندگی موج سطحی و σ_s و σ_r حدود خطای استاندارد داده مشاهده‌ای هستند. همچنین $[d] = \begin{bmatrix} w_r \text{res} \\ w_s \text{res} \end{bmatrix}$ است که $w_r \text{res}$ و $w_s \text{res}$ باقیمانده‌های (Residuals) توابع گیرنده و پاشندگی موج سطحی هستند. این برنامه با تعریف متغیر P که مقدار آن از صفر تا یک در تغییر است به کاربر اجازه می‌دهد که میزان نقش هر کدام از داده‌ها را در ساخت الگوی سرعتی برای منطقه مورد نظر مشخص کند. یعنی هر چه مقدار P به سمت عدد صفر نزدیک باشد، داده‌های تابع گیرنده نقش بیشتر در ساختن الگوی زمین دارند و هر چه به سمت عدد یک نزدیک باشد، سهم داده‌های پاشندگی در تعیین الگوی زمین بیشتر است. در مطالعه حاضر مقدار P بین ۰/۱ تا ۰/۱۵ انتخاب شد. با انتخاب این مقادیر برای پارامتر وزنی p ، انطباق هر دو گروه داده در حد مطلوب است.

می‌دهد. جهت افزایش نسبت سیگنال به نوفه، توابع گیرنده حاصل از رویدادهایی که از نظر زاویه بک آزیموتی و فاصله رومرکزی نزدیک به هم هستند (با اختلاف کمتر از ۲۰ یا ۱۰ درجه)، به عنوان یک cluster در نظر گرفته و برانبارش شده‌اند. در هر ایستگاه

امواج سطحی به دلیل دامنه‌های بزرگشان در مقایسه با امواج حجمی در رویدادهای دورلرز، جایگاه ویژه‌ای در مطالعات زلزله‌شناسی دارند. در یک ساختمان لایه‌ای و غیر همگن امواج ریلی حالت پاشندگی از خود نشان می‌دهند. شکل منحنی پاشندگی به وسیله پارامترهای محیط مانند لایه‌بندی، سرعت موج P و به ویژه سرعت امواج برشی کنترل می‌شود (Lay and Wallace, 1995). لذا منحنی پاشندگی سرعت امواج سطحی ابزار مناسبی جهت تعیین متوسط سرعت موج برشی در محدوده وسیعی از عمق بین دو ایستگاه لرزه‌ای یا بین ایستگاه و چشمه لرزه‌ای است (Larson et al., 2006). منحنی‌های پاشندگی سرعت امواج سطحی به ساختار سرعت مطلق موج برشی حساس هستند و لذا قادرند تا یک تصویر کلی از درون زمین نشان دهند، اما به ناپیوستگی‌های سرعت و تباین سرعت نسبت به توابع گیرنده حساسیت کمتری دارند. لذا جهت کاستن عدم قطعیت در برگردان هر داده به تنهایی از روش برگردان همزمان هر دو داده استفاده شده است.

۳-۳. برگردان همزمان

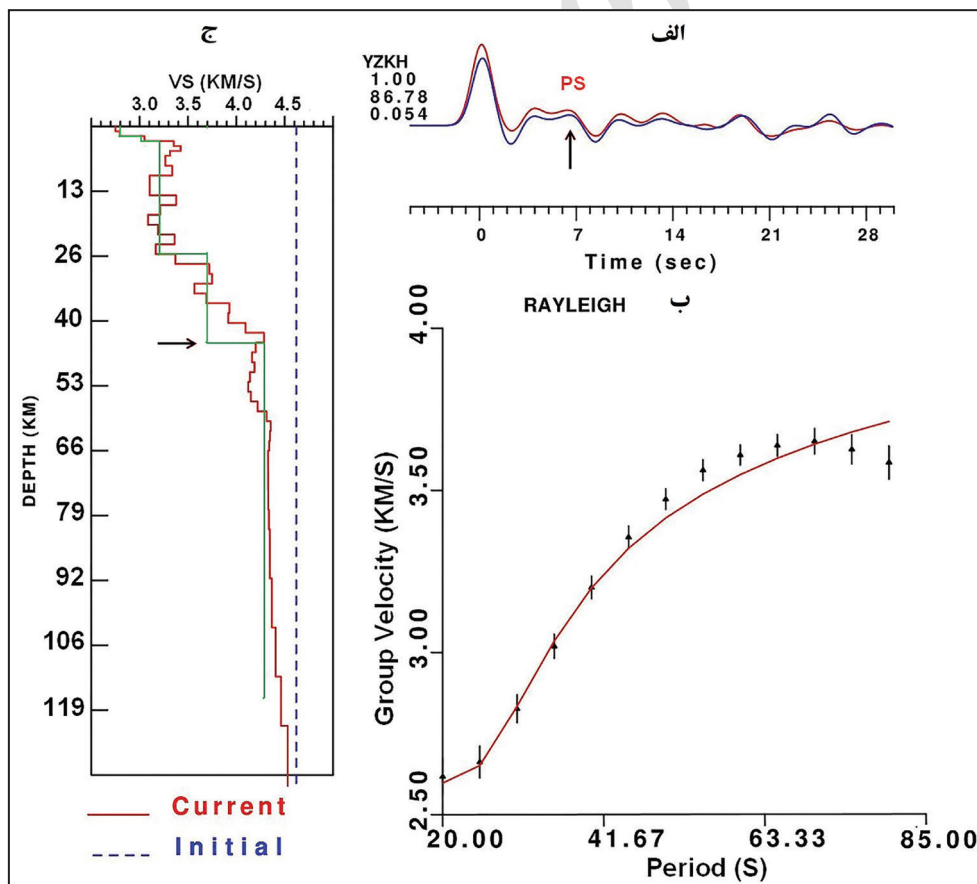
توابع گیرنده به تغییر سرعت موج برشی و زمان سیر عمودی حساس هستند و می‌توانند تباین سرعت را در لایه‌های ساختار زیر گیرنده نشان دهند (Ammon et al., 1990)، ولی بین سرعت به دست آمده و عمق مورد نظر هماهنگی وجود ندارد (Ammon, 1991). به عبارت دیگر عدم وجود اطلاعات دقیق از مقدار مطلق سرعت امواج P و S و به ویژه نسبت بین آنها، منجر به خطای قابل توجه در تعیین ضخامت لایه‌ها می‌شود. این ناهماهنگی به وجود آمده بین عمق و سرعت از دلایل مهم برای کافی نبودن این روش به تنهایی برای تعیین دقیق ساختار زیر سطحی است. منحنی پاشندگی امواج سطحی هم به ناپیوستگی‌های سرعت و تباین سرعت نسبت به تابع گیرنده حساسیت کمتری دارد. لذا برگردان همزمان توابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی سبب کاهش معایب یکتایی برای هر مجموعه داده، پایداری برگردان و کاهش وابستگی نتایج نهایی به مدل اولیه می‌شود. پس می‌تواند مدل دقیق‌تر و با کیفیت‌تری از عمق و سرعت موج برشی ارائه دهد. برای انجام برگردان

۴- بحث

شکل موج‌های انتخاب شده در هر ایستگاه پس از طی مراحل ذکر شده، با استفاده از نرم‌افزار تخصصی SAC مورد پردازش قرار گرفت و با استفاده از روش‌های ذکر شده در صفحات قبل، توابع گیرنده برانبارش یافته برای هر ۷ ایستگاه برای محدوده بک‌آزیموتی‌های مختلف محاسبه شد. مشخصات و مختصات جغرافیایی این ایستگاه‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. سپس با ترکیب اطلاعات پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی، با استفاده از نرم‌افزار هرمن و آمون برای هر محدوده بک‌آزیموتی یک الگو از ساختار زیر ایستگاه ارائه شد. مزیت برگردان همزمان این است که به یک الگوی اولیه ساده نیاز دارد. در این تحقیق از الگوی ساده و یک‌بعدی ak135 که زمین را تخت، همسان‌گرد و به صورت یک لایه واقع بر یک نیم‌فضا فرض می‌کند، استفاده شده است. مدل متشکل از لایه‌های سرعتی همگن و همسانگرد تخت، با ثابت گرفتن ضخامت لایه‌ها و آزادی تغییر سرعت لایه‌ها (با در نظر گرفتن یک حد میرایی) در نظر گرفته می‌شود. مدل شامل لایه‌هایی است که تا عمق ۶ کیلومتر ضخامت ۱ کیلومتر، تا عمق ۶ تا ۶۶ کیلومتر ضخامت ۲ کیلومتر، تا عمق ۸۲ کیلومتر ضخامت ۴ کیلومتر و تا عمق ۱۳۲ کیلومتر ضخامت ۱۰ کیلومتر دارد. با در نظر گرفتن مدل‌های ساده مختلف (با توجه به نتایج حاصل از مطالعات مختلف در منطقه) و انجام برگردان در نهایت مدلی با سرعت ثابت موج برشی s ، برابر با $4/6$ کیلومتر بر ثانیه مناسب تشخیص داده شد، که به دلیل اینکه اندازه‌گیری‌های پاشندگی، قابلیت تعیین سرعت‌های پوسته را در طول برنامه دارند، قابل قبول است. در طول اجرای برنامه توسط نرم‌افزار، همخوانی مطلوب بین توابع گیرنده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده و همچنین برازش مناسب منحنی عبوری از نقاط پاشندگی سرعت

گروه امواج ریلی مد نظر قرار می‌گیرد. برای یک ایستگاه، نتایج برگردان برای یک بک‌آزیموت خاص با ذکر جزئیات و به طور کامل و برای سایر ایستگاه‌ها، شرح مختصری ارائه خواهد شد.

در ایستگاه لرزه‌نگاری یزد (YZKH) (عرض جغرافیایی $32^{\circ}/45$ و طول جغرافیایی $67^{\circ}/54$) واقع در مرکز ایران و زون لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی از 357 رخداد دورلرز ثبت شده و انتخاب نگاشت‌های با کیفیت بالا (از نظر میزان سیگنال به نوفه) و دسته‌بندی آنها در محدوده بک‌آزیموتی و فاصله رومرکزی 10 درجه، 29 تابع گیرنده برانبارش شده محاسبه شد. از این تعداد، با توجه به میزان مشخص بودن فازهای مورد نظر در آن و دارا بودن کیفیت مطلوب 15 تابع گیرنده برانبارش یافته در برگردان همزمان با منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی شرکت داده شد. در طول اجرای برنامه با در نظر گرفتن مقادیر مختلفی از پارامتر وزنی p (از $1/0$ تا $9/0$) و انتخاب بالاترین انطباق با هر دو گروه داده، در بعضی موارد مقدار $1/0$ و در بعضی دیگر مقدار $15/0$ مناسب تشخیص داده شد، که با انتخاب این مقادیر، انطباق هر دو گروه داده در حد مطلوب است. جهت تعیین مدل سرعتی تعداد تکرارها توسط تابع misfit (عدم تطابق) کنترل می‌شود. این تابع، اختلاف بین تابع گیرنده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده را در هر تکرار تعیین می‌کند و در صورتی که اختلاف این مقدار از مقدار آن در تکرار قبلی از یک حد تعیین شده کمتر باشد، مدل تکرار آخر به عنوان مدل نهایی و خروجی برنامه در نظر گرفته می‌شود. شکل ۳ نتایج برگردان همزمان را برای تابع گیرنده برانبارش یافته در محدوده بک‌آزیموتی 30° تا 40° در زیر این ایستگاه نشان می‌دهد.



شکل ۳- نتایج برگردان همزمان تابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی در گستره بک‌آزیموتی 30° تا 40° در ایستگاه یزد (YZKH). الف) منحنی تابع گیرنده مشاهده‌ای (به رنگ آبی) و پیش‌بینی شده (به رنگ قرمز)؛ ب) منحنی مربوط به داده‌های پاشندگی سرعت گروه؛ ج) مدل سرعتی حاصل از برگردان همزمان. الگوی اولیه با خط چین آبی، الگوی نهایی حاصل از برگردان همزمان با خطوط ممتد قرمز و مدل ساده برازش یافته با خطوط ممتد سبز نشان داده شده است. با افزایش سرعت موج برشی از $3/7$ تا $4/3$ کیلومتر بر ثانیه، می‌توان مرز موهو را در عمق 2 ± 44 کیلومتر در نظر گرفت.

ذکر شده در بالا برای همه ایستگاهها انجام شد. شکل ۵ نتایج برگردان را برای این ایستگاهها برای یک محدوده بک آزیموتی و شکل ۶ آزمون مدل سازی مستقیم را برای ایستگاههای مورد نظر برای همان محدوده بک آزیموتی نشان می دهد.

با توجه به نتایج به دست آمده در محدوده های مختلف بک آزیموتی در ایستگاه آفریز (AFRZ) و همچنین با توجه به آزمون مدل سازی مستقیم در این ایستگاه، رسوبات دارای ضخامت تقریبی ۸ تا ۱۰ کیلومتر و پوسته بلورین نیز دارای ضخامت ۳۰ کیلومتر است. می توان عمق ۴۰ کیلومتر را با توجه به تغییر سرعت موج برشی از ۳/۷ به ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه به زون گذر از پوسته به گوشته نسبت داد. اختلاف زمانی فاز مستقیم P و فاز تبدیلی Ps، ۵/۵ ثانیه است. در ایستگاه کوهدشت (TKDS) که در باختر ایستگاه آفریز واقع شده است، در مدل های حاصل از برگردان چندین تغییر واضح سرعت و مرز ناپیوستگی دیده می شود. در عمق ۱۰ کیلومتر تغییر سرعت از ۲/۹ به ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه، در عمق ۳۲ کیلومتر تغییر سرعت از ۳/۵ به ۳/۹ کیلومتر بر ثانیه و در عمق ۴۰ کیلومتر تغییر سرعت از ۳/۹ به ۴/۲ کیلومتر بر ثانیه است. با توجه به مدل های حاصل در دیگر محدوده های بک آزیموتی این ایستگاه مرز ناپیوستگی موهو در عمق ۴۰ کیلومتر قرار دارد. اختلاف زمانی فاز Ps و P در این ایستگاه ۵ ثانیه است. در ایستگاه پرواده (TPRV) با توجه به تغییر سرعت موج برشی از ۳/۷ به ۴/۴ کیلومتر بر ثانیه، مرز ناپیوستگی موهو در عمق ۴۰ کیلومتر قرار دارد. در عمق ۳۲ کیلومتر نیز تغییر سرعت از ۳/۴ به ۳/۷ کیلومتر بر ثانیه بیانگر مرز ناپیوستگی دیگری است. در این ایستگاه فاز Ps ۵/۵ ثانیه بعد از فاز مستقیم P رسیده است. در ایستگاه نستنج (TNSJ) در محدوده عمقی ۴۰ تا ۴۴ کیلومتر تغییر سرعت از ۳/۷ به ۴/۴ کیلومتر بر ثانیه می تواند حاکی از مرز ناپیوستگی موهو باشد، که البته با توجه به تغییر پله ای سرعت، می توان آن را به زون گذر از پوسته به گوشته نسبت داد. در این ایستگاه دو مرز ناپیوستگی سرعت در عمق های ۸ و ۳۰ کیلومتر نیز دیده می شود. فاز Ps در این ایستگاه نیز ۵/۵ ثانیه بعد از فاز مستقیم P رسیده است.

در ایستگاه انارک (ANAR) در مدل های حاصل از برگردان چندین مرز ناپیوستگی واضح در عمق های ۲۶، ۳۸ و ۵۶ کیلومتر دیده می شود. در عمق ۲۸ کیلومتر تغییر سرعت از ۳/۱ به ۳/۶ کیلومتر بر ثانیه، در عمق ۳۸ کیلومتر تغییر سرعت از ۳/۶ به ۳/۹ کیلومتر بر ثانیه و در عمق ۵۶ کیلومتر تغییر سرعت از ۳/۹ به ۴/۲ کیلومتر بر ثانیه و اختلاف زمانی فاز Ps و P ۴/۵ ثانیه است. ایستگاه کارشاهی (KRS) در شمال باختر زون لرزه زمین ساختی ایران مرکزی قرار دارد. در این ایستگاه در عمق ۴۴ کیلومتر تغییر سرعت موج برشی از ۳/۶ به ۴/۲ کیلومتر بر ثانیه می تواند حاکی از مرز موهو باشد. اختلاف زمانی فازهای P و Ps در تابع گیرنده این ایستگاه ۶ ثانیه است.

برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی های سرعت گروه موج ریلی برای تمامی محدوده های بک آزیموتی ایستگاه های مورد مطالعه که در مرکز ایران واقع شده اند، انجام گرفت. مدل سرعتی حاصل از برگردان جزئیات زیادی دارد که ممکن است وجود آنها با تابع گیرنده و منحنی پاشندگی مربوط به ایستگاه همخوانی نداشته باشد. لذا بر روی مدل نهایی حاصل از برگردان، با توجه به مرزهای ناپیوستگی قابل تشخیص و مهم و در نظر گرفتن لایه های با تغییرات سرعت کم به عنوان یک لایه و یک سرعت میانگین برای آنها، مدل های ساده برآزش شد. جهت اعتبارسنجی مدل ساده از مدل سازی مستقیم استفاده شد. نتایج به دست آمده برای ساختار زیر هر ایستگاه بر اساس مدل ساده نهایی است.

با توجه به نتایج در ایستگاه آفریز (AFRZ) که در خاور ایران واقع شده است، عمق موهو ۴۰ کیلومتر است. در ایستگاه کوهدشت (TKDS)، پرواده (TPRV) و نستنج (TNSJ) عمق موهو به ترتیب ۴۰، ۴۰ و ۴۲ کیلومتر برآورد شد. این سه ایستگاه که نزدیک به هم هستند ساختار پوسته تقریباً یکسانی دارند. در هر سه رسوبات دارای ضخامت ۱۰ تا ۱۳ کیلومتر هستند و مرز جداکننده پوسته بالایی و پایینی در عمق ۳۰ تا ۳۲ کیلومتر واقع شده است. در مدل های به دست آمده در ایستگاه انارک (ANAR)، دو مرز ناپیوستگی در عمق های ۳۸ و ۵۶ کیلومتر دیده می شود، که با توجه به اختلاف زمانی کم بین فازهای P و Ps (۴/۵ ثانیه) و ارتفاع کم این ایستگاه، بر اساس نظریه

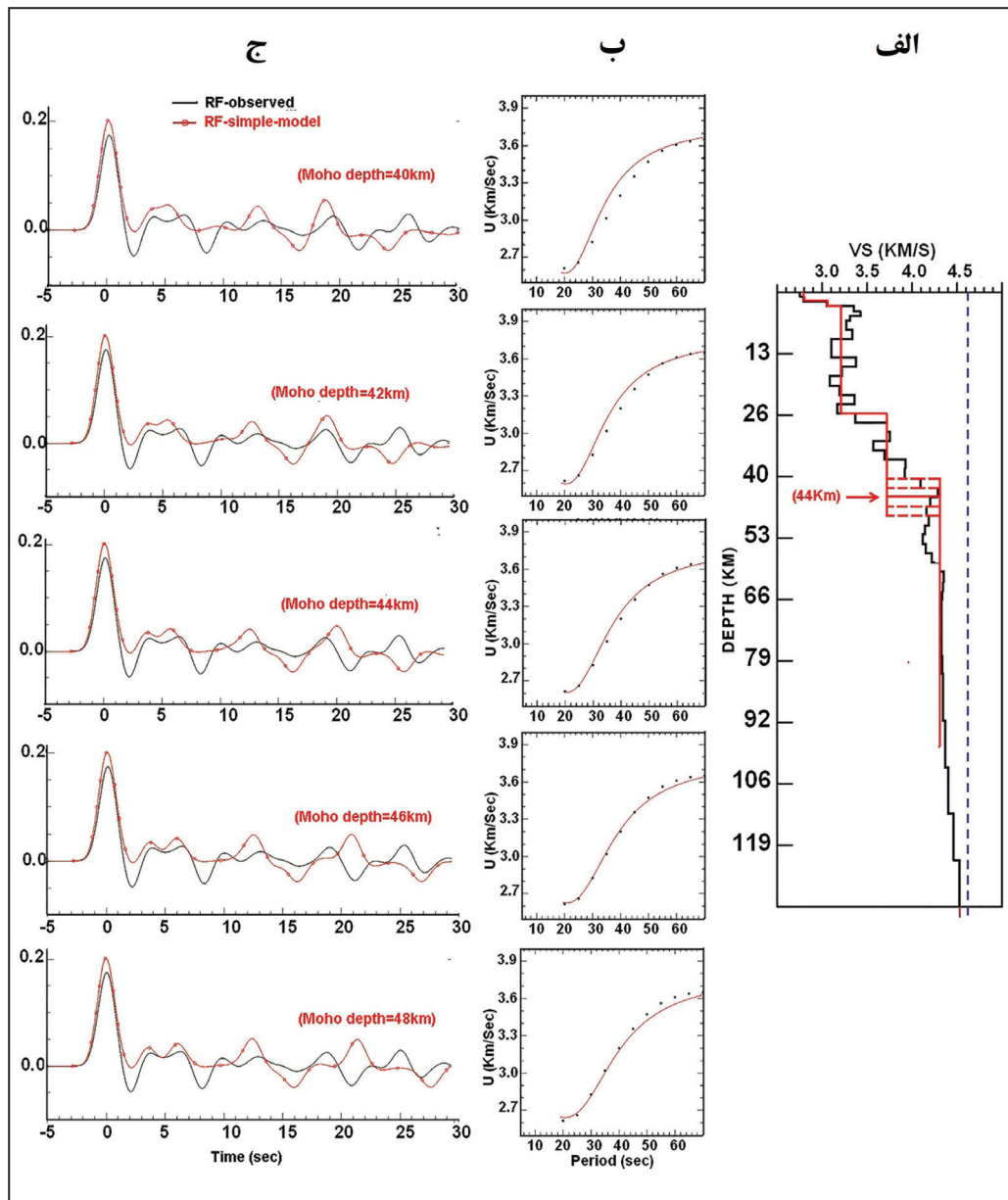
با توجه به شکل ۳- الف که منحنی تابع گیرنده مشاهده ای (به رنگ آبی) و پیش بینی شده (به رنگ قرمز) را نشان می دهد در سمت چپ آن از بالا به پایین نام اختصاری ایستگاه، پارامتر فیلتر گوسی (a)، درصد همخوانی منحنی های مشاهده ای و پیش بینی شده و پارامتر پرتو نشان داده شده است. در شکل ۳- ب، منحنی مربوط به داده های پاشندگی سرعت گروه موج ریلی دیده می شود که از روی نقاط داده های پاشندگی عبور می کند. شکل ۳- ج، مدل سرعتی حاصل از برگردان همزمان تابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه موج ریلی را نشان می دهد که در آن سرعت موج برشی بر روی محور افقی و عمق بر روی محور عمودی نشان داده شده است. در این شکل الگوی اولیه با خط چین آبی، الگوی نهایی حاصل از برگردان همزمان با خطوط ممتد قرمز و مدل ساده برآزش یافته با خطوط ممتد سبز نشان داده شده است. با توجه به تابع گیرنده، فاز Ps ۶/۵ ثانیه بعد از فاز مستقیم P به ایستگاه رسیده و همچنین تابع گیرنده دارای نسبت سیگنال به نوفه بالایی خصوصاً در محل فازهای P و Ps است. با توجه به منحنی پاشندگی، میزان انطباق منحنی پاشندگی که از برگردان همزمان به دست آمده با نقاط پاشندگی مشاهده ای مورد قبول است. در مدل سرعتی حاصل، چندین تغییر ناگهانی سرعت قابل مشاهده است که می توان آنها را به مرزهای ناپیوستگی در ساختار زیر این ایستگاه نسبت داد. در عمق های بالا نزدیک به سطح زمین، رسوبات با سرعت پایین با ضخامت ۲ تا ۳ کیلومتر مشاهده می شوند. پس از آن لایه ای به ضخامت ۲۳ کیلومتر با سرعت میانگین ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه قابل تشخیص است. در عمق ۲۶ تا ۲۸ کیلومتر تغییر سرعت موج برشی از ۳/۲ به ۳/۷ کیلومتر بر ثانیه می تواند دلیل وجود یک مرز ناپیوستگی باشد که می توان آن را به مرز بین پوسته بالایی و پایینی نسبت داد. در محدوده عمقی ۴۴ کیلومتر تغییر سرعت از ۳/۷ به ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه می تواند حاکی از مرز ناپیوستگی موهو باشد. برای تشخیص مرز موهو، افزایش شدید در عمقی که سرعت موج برشی در آن به میزان سرعت در گوشته بالایی و درست زیر موهو می رسد، مد نظر قرار گرفت، که البته با نتایج مطالعات مختلف در منطقه نیز مقایسه شد. در دیگر محدوده های بک آزیموتی این ایستگاه با توجه به مدل های سرعتی حاصل نیز تقریباً همین نتایج به دست آمد.

۴-۱. اعتبارسنجی مدل و تعیین خطا

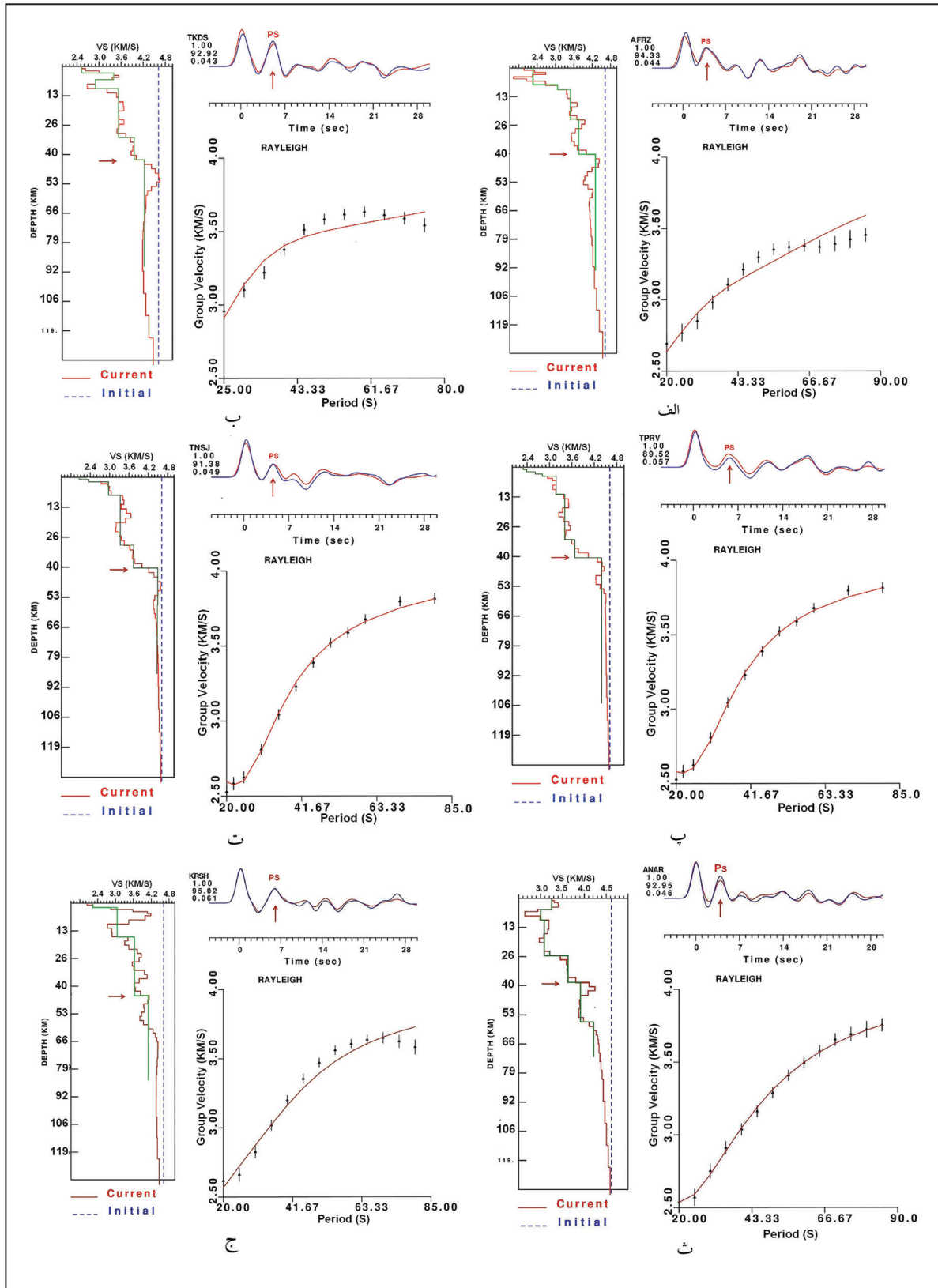
جهت اعتبارسنجی مدل حاصل از برگردان و همچنین تعیین خطا در برگردان همزمان، از روش مدل سازی مستقیم (Forward modeling) استفاده شد. مدل سرعتی حاصل از برگردان جزئیات زیادی دارد که ممکن است وجود آنها با تابع گیرنده و منحنی پاشندگی مربوط به ایستگاه همخوانی نداشته باشد. لذا بر روی مدل نهایی حاصل از برگردان، با توجه به مرزهای ناپیوستگی قابل تشخیص و مهم و در نظر گرفتن لایه های با تغییرات سرعت کم به عنوان یک لایه و یک سرعت میانگین برای آنها، مدل های ساده برآزش و با این مدل های ساده با روش مدل سازی مستقیم، توابع گیرنده و منحنی های پاشندگی سرعت موج ریلی مصنوعی تعیین شد. میزان انطباق توابع گیرنده مشاهده ای و مصنوعی خصوصاً در زمان رسیدن فازهای P، Ps و تکراری و همچنین میزان انطباق داده های پاشندگی مشاهده ای و منحنی های مصنوعی خصوصاً در دوره تناوب های متوسط مورد ارزیابی قرار گرفت. مدل ساده ای که تابع گیرنده و منحنی پاشندگی مصنوعی حاصل از مدل سازی مستقیم آن با داده های مشاهده ای بالاترین انطباق را داشته باشد، به عنوان بهترین مدل ساده برآزش یافته انتخاب می شود. شکل ۴ نتایج مدل سازی مستقیم را برای مدل حاصل از برگردان همزمان در ایستگاه یزد در محدوده بک آزیموتی ۳۰° تا ۴۰° نشان می دهد. با توجه به شکل، تابع گیرنده و منحنی پاشندگی حاصل از مدل ساده با موقعیت موهو در عمق ۴۴ کیلومتر برآزش خوبی با داده های مشاهده ای آنها دارند، که می تواند نشان دهنده این باشد که مدل ساده برآزش یافته و موقعیت مرز موهو به واقعیت نزدیک است. همچنین جهت تعیین خطا موقعیت موهو در مدل ساده ۲± و ۴± کیلومتر تغییر داده و با مدل های جدید نیز مدل سازی مستقیم انجام شد. با توجه به پایین آمدن انطباق منحنی های مصنوعی حاصل از مدل ساده با تغییر ۴± کیلومتر موقعیت موهو، نتیجه گرفته شد که روش برگردان همزمان می تواند با ۲± کیلومتر خطا همراه باشد. مراحل

موهو ۴۴ کیلومتر برآورد شد. دلیل کاهش ضخامت در ایستگاه‌های خاوری منطقه مورد مطالعه می‌تواند به دلیل عدم حضور زون برخوردی در پیشینه زمین‌شناسی منطقه باشد. مطالعه Vernant et al. (2004) که برای این منطقه پایین‌ترین نرخ کوتاه‌شدگی را محاسبه کرده‌اند و نیز حضور سازوکارهای غالب امتدادلغز در خاور ایران حکایت از پایین بودن ضخامت پوسته و عدم حضور مؤلفه زمین‌ساختی جهت ضخیم‌شدگی پوسته این منطقه دارد. بالا بودن نسبی ضخامت پوسته در ایستگاه‌های باختر را می‌توان به نزدیک بودن آنها به زون سنندج-سیرجان و پهنه ماگمایی ارومیه-دختر متناسب کرد که رواندگی پوسته ایران مرکزی به روی سپر قاره‌ای عربستان در امتداد گسل اصلی معکوس زاگرس موجب ضخیم‌شدگی پوسته شده است.

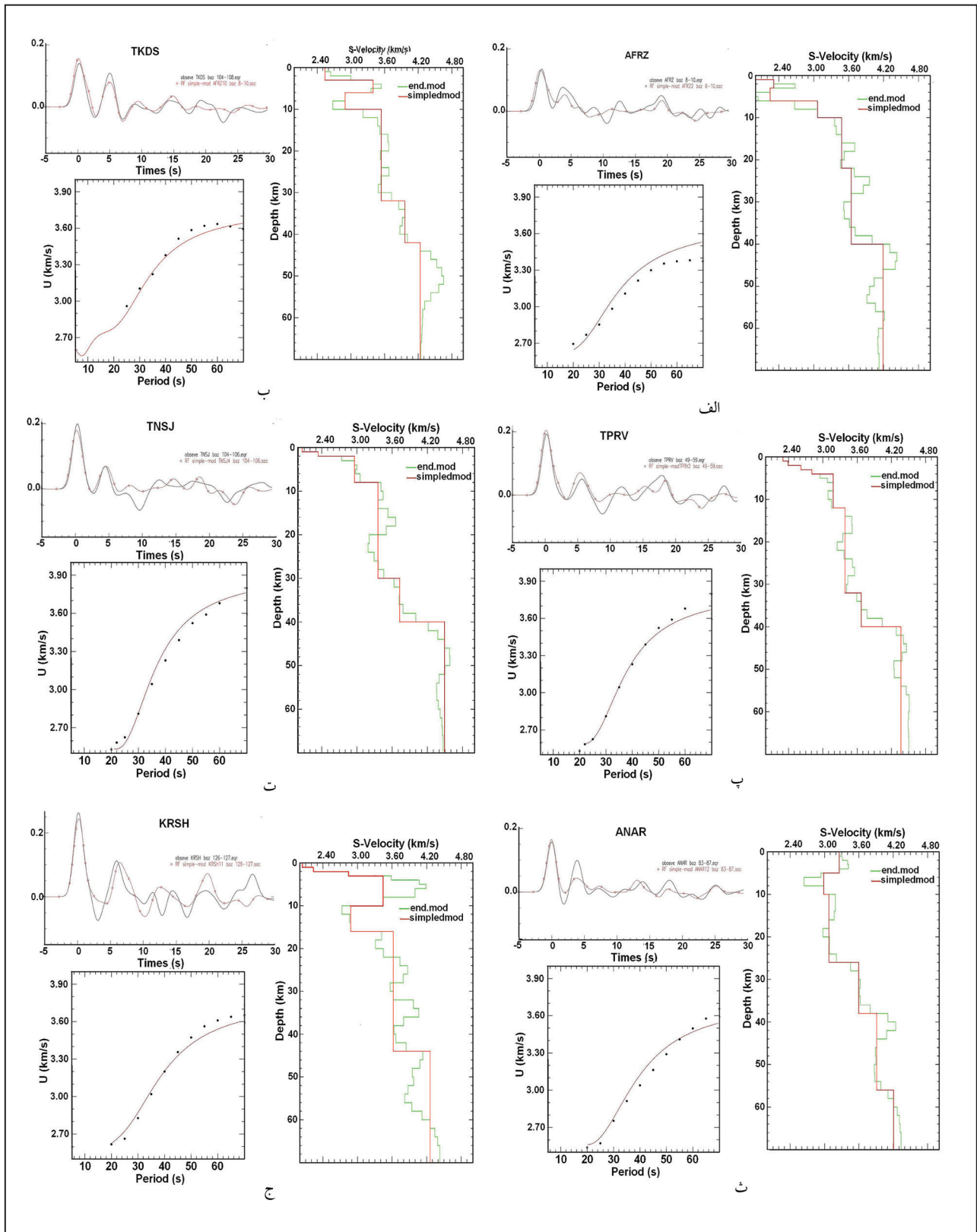
ایزوستازی عمق ۳۸ کیلومتر می‌تواند بیانگر مرز موهو باشد. در ایستگاه یزد (YZKH) اختلاف زمان رسید موج P و Ps، ۶/۵ ثانیه و عمق موهو ۴۴ کیلومتر برآورد شده است. Paul et al. (2006) نیز در طول پروفیلی از خلیج فارس تا بخش جنوب-باختر ایران مرکزی (نزدیکی شهر یزد)، عمق موهو را با روش تابع گیرنده در ایستگاه D2 نزدیک به ایستگاه یزد، ۴۵ کیلومتر و اختلاف زمانی بین فازهای P و Ps را ۶/۵ ثانیه به دست آوردند. در نتایج ایشان در طول پروفیل به سمت خاور عمق موهو روند کاهشی دارد، ولی در ایستگاه D2 افزایش عمق دیده می‌شود. ایشان علت افزایش عمق در اینجا را نسبت به نقاط همجوار که یک ناهمگونی هم دارد، افولیت‌های ناین-بافت می‌دانند که در این منطقه گسترش یافته‌اند. در ایستگاه کارشاهی (KRSH) نیز عمق



شکل ۴- آزمون الگوسازی مستقیم برای ایستگاه یزد (YZKH) در محدوده بک‌آزموتی 30° تا 40° . الف) مدل سرعتی که در آن خط نقطه‌چین آبی مدل سرعتی اولیه، خط مشکی مدل سرعتی حاصل از برگردان و خط قرمز مدل ساده فیت شده را با در نظر گرفتن پنج موقعیت مرز موهو نشان می‌دهند؛ ب) منحنی پاشندگی سرعت گروه مشاهده‌ای (نقاط) و خط قرمز منحنی پاشندگی حاصل از آزمون مدل‌سازی مستقیم مدل ساده؛ ج) توابع گیرنده حاصل از مدل‌سازی مستقیم. در هر شکل تابع گیرنده مشاهده‌ای به رنگ سیاه و تابع گیرنده حاصل از مدل ساده به رنگ قرمز مشاهده می‌شود. توافق خوبی در اختلاف زمانی فازهای P و Ps بین تابع گیرنده مشاهده‌ای (سیاه) و تابع گیرنده حاصل از مدل ساده (قرمز) و منحنی‌های پاشندگی مشاهده‌ای (نقاط سیاه) و مصنوعی (خط قرمز) حاصل از مدل ساده با موفقیت موهو در عمق ۴۴ کیلومتر وجود دارد. با تغییر ± 2 کیلومتر موقعیت موهو انطباق همچنان خوب است اما با تغییر ± 4 کیلومتر انطباق به‌طور ملموس کاهش می‌یابد.



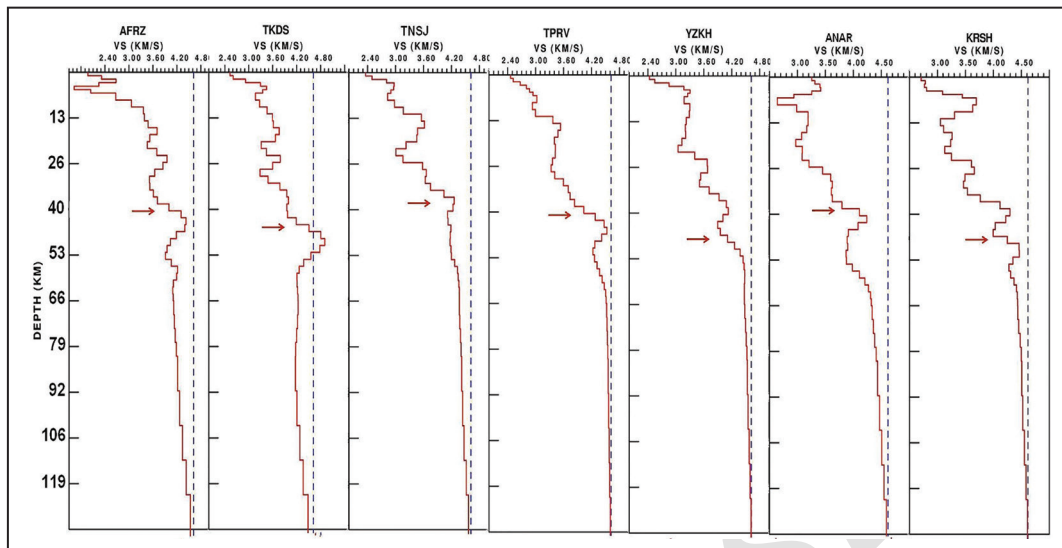
شکل ۵- نتایج برگردان همزمان برای یکی از محدوده‌های بک آزیموتی برای ایستگاه‌های: الف) آفریز (AFRZ)؛ ب) کوه‌دشت (TKDS)؛ پ) پرواده (TPRV)؛ ت) نستنج (TNSJ)؛ ث) انارک (ANAR)؛ ج) کارشاهی (KRSR). موقعیت فاز PS و مرز موهو با پیکان نمایش داده شده است.



شکل ۶- آزمون الگوسازی مستقیم برای ایستگاه‌های: الف) آفریز (AFRZ)؛ ب) کوه‌دشت (TKDS)؛ پ) پرواده (TPRV)؛ ت) نستج (TNSJ)؛ ث) انارک (ANAR)؛ ج) کارشاهی (KRSR) برای محدوده بک‌آزموتی مربوط به شکل ۵.

کیلومتر است. شکل ۷ مدل سرعتی حاصل از برگردان را برای یک محدوده بک آزمیوتی دیگر برای ایستگاه‌ها نشان می‌دهد. نتایج به‌طور خلاصه در جدول ۱ آورده شده است.

با توجه به نتایج حاصل، ضخامت پوسته و عمق مرز ناپیوستگی موهو در مرکز ایران از ۴۴ کیلومتر در باختر تا ۴۲ کیلومتر در مرکز و ۴۰ کیلومتر در خاور تغییر می‌کند. ضخامت پوسته در مرکز ایران به‌طور میانگین ۴۲



شکل ۷- مدل‌های سرعتی حاصل از برگردان برای یک محدوده بک آزمیوتی دیگر برای ایستگاه‌های مورد تحقیق.

جدول ۱- نتایج به دست آمده برای عمق موهو در ایستگاه‌های واقع در مرکز ایران و میانگین آن برای ساختار زیر منطقه.

ایستگاه	عرض جغرافیایی (درجه)	طول جغرافیایی (درجه)	ارتفاع از سطح آزاد دریا (متر)	عمق موهو (کیلومتر) خطا: ± 2 کیلومتر	میانگین عمق موهو در مرکز ایران (کیلومتر)
افریز (AFRZ)	۳۳/۴۲	۵۹/۰۱	۱۴۹۷	۴۰	۴۲
کوهدشت (TKDS)	۳۳/۶۱	۵۷/۱۲	۱۲۰۶	۴۰	
پرواده (TPRV)	۳۳/۰۲	۵۶/۶۸	۱۰۲۲	۴۰	
نستنج (TNSJ)	۳۳/۹۶	۵۶/۶۱	۱۱۲۳	۴۲	
یزد (YZKH)	۳۲/۴۵	۵۴/۶۷	۲۲۲۶	۴۴	
انارک (ANAR)	۳۳/۱۸	۵۳/۷۲	۱۳۲۳	۳۸	
کارشاهی (KRSH)	۳۳/۹۶	۵۲/۱۳	۱۶۳۰	۴۴	

۵- نتیجه‌گیری

۴۲ کیلومتر و در ایستگاه انارک (ANAR) ۳۸ کیلومتر به دست آمد. دلیل کاهش ضخامت در ایستگاه‌های خاوری منطقه مورد مطالعه می‌تواند به دلیل عدم حضور زون برخوردی در پیشینه زمین‌شناسی منطقه باشد. پایین بودن نرخ کوتاه‌شدگی و نیز حضور سازوکارهای غالب امتدادلغز در خاور ایران حکایت از پایین بودن ضخامت پوسته و عدم حضور مؤلفه زمین‌ساختی جهت ضخیم‌شدگی پوسته این منطقه دارد. میانگین عمق موهو در مرکز ایران ۴۲ کیلومتر و میزان خطا در تحقیق مورد مطالعه در حدود ± 2 کیلومتر است.

سپاسگزاری

از استاد گرانقدر جناب آقای دکتر حبیب رحیمی دانشیار محترم موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به خاطر در اختیار قراردادن داده‌های پاشندگی سرعت امواج سطحی و از مسئولان محترم شبکه ملی لرزه‌نگاری و مرکز لرزه‌نگاری کشوری نیز به خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های گستره مورد بررسی تشکر و قدردانی می‌شود.

برای تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه، برگردان همزمان انجام و میانگین عمق موهو در ایستگاه و در مرکز ایران محاسبه شده است. نتایج نشان می‌دهد، پوسته در باختر زون لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی ضخامت بیشتر و در خاور ضخامت کمتری دارد. عمق موهو در ایستگاه کارشاهی و یزد واقع در منتهی‌الیه باختر منطقه مورد بررسی، به ۴۴ کیلومتر و در ایستگاه آفریز در منتهی‌الیه خاوری این محدوده به ۴۰ کیلومتر می‌رسد. بالا بودن نسبی ضخامت پوسته در ایستگاه‌های باختر را می‌توان به نزدیک بودن آنها به زون سندج-سیرجان و پهنه ماگمایی ارومیه-دختر منتسب کرد، که روراندگی پوسته ایران مرکزی به روی سپر قاره ای عربستان در امتداد گسل اصلی معکوس زاگرس موجب ضخیم‌شدگی پوسته شده است. عمق موهوی ۴۴ کیلومتر در ایستگاه یزد، می‌تواند به دلیل وجود گسل‌های منطقه باشد که موهو در زیر یک گسل اصلی واقع شده است. همچنین فیولیت‌های ناین-بافت که در این منطقه گسترش یافته‌اند، می‌تواند علت افزایش عمق موهو باشند. عمق موهو در ایستگاه کوهدشت (TKDS) و پرواده (TPRV) ۴۰ کیلومتر، در ایستگاه نستنج (TNSJ)

کتابنگاری

تقی‌زاده فرهنگد، ف. و افسری، ن.، ۱۳۹۴- تعیین ضخامت پوسته در زیر ایستگاه‌های باند پهن در فلات ایران با استفاده از مدل‌سازی تابع گیرنده P، نشریه پژوهش‌های نوین در زمین‌لرزه، صص. ۶۵ تا ۷۶.

References

- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211- 238.
- Ammon, C. J., 1991- The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 2504- 2510.
- Ammon, C. J., Randall, G. E. and Zandt, G., 1990- On the nonuniqueness of receive function inversions, *Journal of Geophysical Research*, 95, 15303- 15318.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210- 265.
- Berberian, M. and Yeats, R. D., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 120- 139.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 683- 693.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtiany, M., 2003- Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran), *Geophysical. Journal International*, 155, 403- 410.
- Herrmann, R. B. and Ammon, C. J., 2003- Computer programs in seismology, Version 3.20, Surface waves, Receiver functions and Crustal structure, Saint Louis University, Penn State University.
- Jackson, J. and Mckenzie, D. P., 1984- Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77, 185- 264
- Larson, A. M., Snoke, J.A. and James, D. E., 2006- S-wave velocity structure, mantle xenoliths and the upper mantle beneath the Kaapvaal craton. *Geophysical Journal International.*, 167, 171- 186
- Lay, T. and Wallace, T.C., 1995- Modern global seismology, Academic Press, San Diego, USA, p. 521.
- Ligorri'a, J. P. and Ammon, C. J., 1999- Iterative deconvolution and receiver function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 1395- 1400.
- Motaghi, M., Tatar, M. and Priestley, K., 2012- Crustal thickness variation across the northeast Iran continental collision zone from teleseismic converted waves, *Journal of Seismology* 16, 253- 260.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J. and Mokhtari, M., 2006- Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), *Geophysical Journal International*, 166, 127- 237.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., Vaccari, F. and 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.
- Tatar, M. and Nasrabadi, A., 2013- Crustal thickness variations in the Zagros continental collision zone (Iran) from joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion, *journal of Seismology*, 17, 1321- 1337.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Ch'ery, J., 2004- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS easurements in Iran and northern Oman, *Geophysical. Journal International*, 157, 381- 398.
- Walker, R. and Jackson, J., 2004- Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, *Tectonics*, 23 (5), doi:10.1029/2003TC001529.

Crustal velocity structure and Moho discontinuity depth beneath center of Iran

A. Nasrabadi^{1*}, F. Azimi² and M. R. Sepahvand¹

¹Assistant Professor, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

²M.Sc., Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

Received: 2017 May 28

Accepted: 2017 September 28

Abstract

Crustal velocity structure and Moho discontinuity depth have investigated beneath 7 the broadband seismic stations, AFRZ, TKDS, TPRV, TNSJ, ANAR, KRSH of the Iranian Seismological Center (ISC) and YZKH of Iranian National Seismic Network (INSN) located in the center of Iran by joint inversion of receiver functions and Rayleigh waves group velocity dispersion. Three years (2012 to 2014) teleseismic waveforms (with epicentral distance 25°-90°) for computation receiver functions by iterative approach in time domain have been processed. The Rayleigh waves group velocity dispersion curves were incorporated into our joint inversion scheme from an independent surface wave tomography study. Receiver function is response of local structure of ground (located beneath the three-component broadband seismic station) to teleseismic P-wave, that is sensitive to seismic discontinuities. Since there is very little absolute-velocity information contained in the receiver function, its inversion for shear-wave velocity structure is non-unique (velocity-depth trade-off). On the other hand, dispersion curves are sensitive to the average velocity structure of the upper layers rather than to seismic discontinuities. So the non-uniqueness problem can be solved by combining receiver function inversion with surface-wave dispersion. Results from joint inversion in center of Iran indicates that Moho discontinuity depth beneath AFRZ, TKDS and TPRV stations is 40 Km, beneath TKDS 42 Km, beneath ANAR is 38 Km and beneath KRSH and YZKH stations are 44 Km. It was shown that the joint inversion method can cause ± 2 kilometers of error. The average Moho depth is about 42 ± 2 kilometers beneath center of Iran.

Keywords: Central Iran, Crustal structure, Moho depth, Receiver functions, Joint inversion.

For Persian Version see pages 43 to 52

*Corresponding author: A. Nasrabadi; E-mail: a.nasrabadi@kgut.ac.ir

Archive of SID