



## تعیین ناپیوستگی های لرزه ای پوسته شمال شرق ایران

افسانه نصرآبادی<sup>۱\*</sup>، محمدرضا سپهوند<sup>۱</sup> و زهرا لیموچی<sup>۲</sup>

۱- استادیار، دانشکده علوم و فناوری های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان  
۲- کارشناسی ارشد، دانشکده علوم و فناوری های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۵/۲۷؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۰۸/۲۰

\* نویسنده مسئول مکاتبات: a.nasrabadi@kgut.ac.ir

### واژگان کلیدی

### چکیده

در این مقاله ساختار سرعتی پوسته شمال شرق ایران به دلیل داشتن پتانسیل لرزه خیزی بالا با استفاده از روش برگردان همزمان توابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه و فاز امواج رایلی مورد بررسی و مطالعه قرار گرفت. برای تعیین توابع گیرنده از روش تکرار واهمامیخت در حوزه زمان و سه سال داده دورلرز (ژانویه ۲۰۱۲ تا دسامبر ۲۰۱۴) با بزرگای ۵/۵ در چهار ایستگاه لرزه نگاری باند پهن متعلق به مرکز ملی شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران (INSN) و مرکز لرزه نگاری کشوری (IRSC)، استفاده شد. با توجه به وابستگی توابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی به پارامترهای متفاوت و وجود خطا در الگوی ساختاری حاصل از برگردان مستقل هر کدام از این داده ها، تلاش شد با برگردان همزمان این داده ها خطای مدل سرعتی حاصل به حداقل برسد. منحنی های پاشندگی سرعت گروه و فاز موج رایلی از مطالعه بر روی ساختار پوسته و گوشته ی بالایی فلات ایران در بازه ی دوره ی تناوبی ۱۰ تا ۱۰۰ ثانیه تأمین شده است. با توجه به وابستگی توابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی به پارامترهای متفاوت و وجود خطا در الگوی ساختاری حاصل از برگردان مستقل هر کدام از این داده ها، تلاش شد با برگردان همزمان این داده ها خطای مدل سرعتی حاصل به حداقل برسد. نتایج نشان می دهد که میانگین سته برای پوسته در ایستگاه شاهرود (SHRO) ۴۴ کیلومتر، در ایستگاه سبزوار (SBZV) ۴۰ کیلومتر، در ایستگاه جرخشک (JRKH) ۴۰ کیلومتر و در شمال منطقه مورد مطالعه، در زیر ایستگاه مراوه تپه (MRVT) ۳۸ کیلومتر است. به طور کلی شمال شرق ایران از پوسته نازکی با ضخامت میانگین ۴۰ کیلومتر برخوردار است. مقدار خطا در تعیین عمق موهو با توجه به مدل سازی مستقیم داده ها  $\pm 2$  کیلومتر است.

شمال شرق ایران

کپه داغ

ساختار پوسته

توابع گیرنده

برگردان همزمان

در کشور ما ایران که در یکی از مناطق لرزه‌خیز جهان قرار گرفته است و احتمال وقوع زلزله‌های بزرگ و ویرانگر دور از انتظار نیست، فرایند تعیین ساختار سرعت از اهمیت خاصی برخوردار است. تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای یکی از کاربردی‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی برای به تصویر کشیدن ناپیوستگی‌های لرزه‌ای پوسته زمین مانند عمق موهو، مناطق فرورانش و دیگر ساختارهای پیچیده بر اساس امواج لرزه‌ای است. این روش وابستگی شدیدی به وجود ناپیوستگی‌ها و سرعت امواج P و S تا آن ناپیوستگی دارد و همچنین به دلیل این که پرتوی امواج دور لرز تقریباً به طور عمودی به ایستگاه می‌رسد؛ به تغییرات جانبی سرعت حساسیت کمی دارد؛ ولی وابستگی به تغییرات عمقی بسیار زیاد است. این روش در صورت عدم برآورد صحیح سرعت موج P و به ویژه S، با خطای قابل توجهی در تعیین ژرفای ناپیوستگی‌ها همراه خواهد بود (Ammon, 1991)؛ که وابستگی شدید این روش را به مدل اولیه در منطقه نشان می‌دهد. در مقابل منحنی‌های پاشندگی سرعت امواج سطحی به ناپیوستگی‌های سرعت و تباین سرعت حساسیت کمتری دارند؛ اما با دقت مناسبی سرعت میانگین موج برشی را تعیین می‌کنند. ترکیب این دو و برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی پاشندگی سرعت امواج سطحی می‌تواند مدل دقیق‌تر و با کیفیت بالاتری از ژرفا و سرعت موج برشی بدهد؛ بنابراین برای تعیین دقیق‌تر ساختار زمین زیر ایستگاه لرزه‌ای و جبران معایب هر روش به تنهایی، داده‌های پاشندگی امواج سطحی به‌طور همزمان با توابع گیرنده برگردان شد. لرزه‌خیزی‌های ایران بیشتر حاصل نیروی همگرایی صفحه عربستان و اوراسیا و زون‌های متفاوت است. منطقه مورد مطالعه از نظر جغرافیای عمومی شمال شرق ایران و از نقطه نظر زمین‌شناسی، قسمت بسیار کوچکی از کمربند بزرگ لرزه‌خیز آلپ- هیمالیا است (شکل ۱) و شامل پهنه کپه‌داغ و همچنین رشته‌کوه‌های بینالود که در ادامه رشته‌کوه‌های البرز قرار گرفته است.

مطالعاتی در رابطه با بررسی ساختار پوسته در شمال شرق انجام شده است. Dehghani and Makris (1983) که از داده‌های ۱۰۰۰۰ ایستگاه گرانشی استفاده کرده‌اند، ضخامت پوسته را برای کپه‌داغ بین ۳۶ تا ۴۷ کیلومتر به دست آوردند؛ که این نتیجه نشان از ضخیم شدن پوسته از شمال شرق به جنوب غرب است. Mangino and Priestley (1998) با استفاده از داده‌های دورلرز ثبت شده و روش تابع گیرنده در ایستگاه ABKT واقع در شمال شرق ایران عمق موهو را ۴۵ کیلومتر و در ایستگاه KAT در حاشیه شرقی دریای خزر ۳۳ کیلومتر به دست آوردند. ایشان نشان دادند که موهو در محدوده بین این دو ایستگاه دارای شیب است. همچنین نوروزی و همکاران (۱۳۸۶) با استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده ضخامت پوسته در شمال شرق ایران و بینالود را مورد بررسی قرار دادند که بر اساس نتایج پژوهش آن‌ها، عمق موهو در پهنه

سبزوار- تکنار ۴۶ تا ۴۸ کیلومتر برآورد شده و در منطقه بینالود عمق موهو در حدود ۴۸ تا ۵۰ کیلومتر تعیین شده است. Mohammadi et al., (2012) با استفاده از روش تابع گیرنده برای داده‌های ۸ ایستگاه در منطقه کپه‌داغ، میانگین عمق موهو را تقریباً ۴۵ کیلومتر و تغییرات آن را بین ۴۰ تا ۴۹ کیلومتر نشان دادند. در این بررسی موهوی عمیق‌تر در زیر منطقه جنوبی یافت شده است و پوسته نسبتاً نازکی در زیر منطقه مرکزی مشاهده شده است. بررسی‌های انجام شده توسط Taghizadeh et al. (2013) تابع گیرنده موج P عمق موهو در زیر جنوب کپه‌داغ را تقریباً ۴۳ کیلومتر و در بخش شمالی آن تا ۴۹ کیلومتر و عمق متوسط را ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر نشان می‌دهد. Motaghi et al. (2012) ضخامت پوسته را در قسمت منتهی‌الیه جنوب غربی بالآمدگی بینالود و کپه‌داغ به ترتیب ۴۲ و ۴۰ کیلومتر به دست آوردند. تقی‌زاده و افسری (۱۳۹۴) با استفاده از مدل‌سازی تابع گیرنده P. ضخامت پوسته را در شمال شرق ایران را از ۴۵ کیلومتر در ایستگاه MRVT تا ۴۹ کیلومتر در ایستگاه BJRD به دست آوردند. با توجه به این که غالب مطالعات فوق اساساً متکی بر اندازه‌گیری ضخامت پوسته بروش تابع انتقال گیرنده است و با عنایت به غیر واحد بودن نتایج این روش که از وابستگی شدید آن به مدل اولیه ناشی می‌گردد، ضخامت‌های به دست آمده می‌توانند بعضاً با  $\pm 5$  کیلومتر خطا همراه باشند. رفع این نقیصه با کاربرد همزمان دو روش شناخته شده و برگردان همزمان دو گروه داده و کاستن عدم قطعیت در مدل‌های سرعتی حاصل و ارزیابی مدل حاصل با استفاده از مدل‌سازی مستقیم نقطه تمایز تحقیق حاضر است. در این مطالعه، با استفاده از روش برگردان همزمان توابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه و فاز امواج رایلی به بررسی ساختار سرعتی پوسته و مطالعه عمق ناپیوستگی موهو در زیر چهار ایستگاه لرزه‌نگاری واقع در شمال شرق ایران، زون لرزه زمین ساختی کپه‌داغ (شکل ۱) پرداخته شده است.

## ۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه یک پهنه کوهستانی به طول تقریبی ۶۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰۰ کیلومتر را شامل می‌شود. این منطقه از سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک- ترشیاری پوشیده شده است (Stocklin, 1968; Berberian, 1976). سنگ‌های کپه‌داغ یک حوضه اقیانوسی را نشان می‌دهند، که به دلیل برخورد شمال شرق ایران با صفحه اوراسیا بسته شده است (Hollingsworth, et al., 2006). زون کپه‌داغ با بیشینه ارتفاع ۳۰۰۰ متر از سطح دریا، مرز بین ایران مرکزی و صفحه توران و حد شمالی کمربند آلپ- هیمالیا در شمال شرق ایران را تشکیل می‌دهد. این پهنه در قسمت مرکزی و شرق دارای ارتفاعات بلندتر و باریک‌تر است؛ که به سمت غرب کوتاه‌تر و وسیع‌تر می‌شوند و تمام چین‌خوردگی‌ها در این منطقه

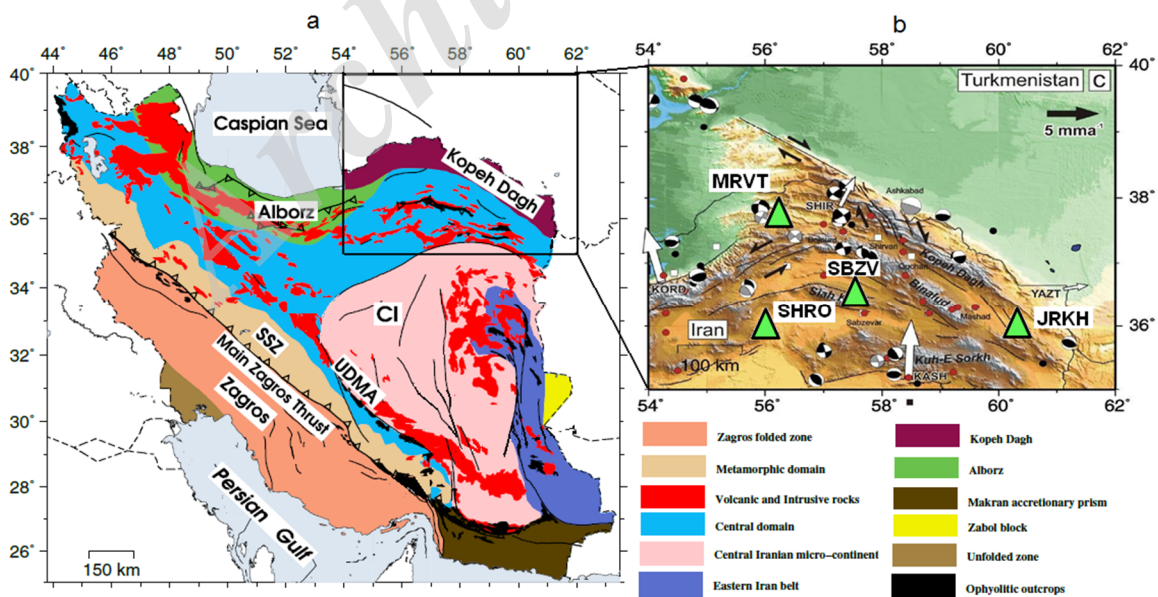
قرار گرفت.

### ۳- داده و روش تحقیق

در این مطالعه از سه سال داده دورلرز (ژانویه ۲۰۱۲ تا دسامبر ۲۰۱۴) با بزرگای ۵/۵ و فاصله رومرکزی ۹۰-۲۵ درجه ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باند پهن مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران (INSN)، ایستگاه مراوه تپه (MRVT) و شاهرود (SHRO) و مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC)، ایستگاه جرخشک (JRKH) و سبزوار (SBZV)، برای تعیین توابع گیرنده استفاده شد. شکل ۲ موقعیت مکانی این رویدادها را نشان می‌دهد.

داده‌های مربوط به پاشندگی سرعت گروه و فاز امواج راییلی نیز از نتایج توموگرافی (Rahimi et al., 2014) بروی ساختار پوسته و گوشته بالایی فلات ایران تأمین شده است. ایشان با استفاده از داده‌های ۲۹ ایستگاه باند پهن، منحنی‌های پراکندگی را تعیین شدند. سپس با استفاده از روش آنالیز فرکانس- زمان (FTAN)، مدهای اساسی امواج راییلی را از لرزه‌نگاشت‌های مورد نظر در طول ۱۵۸۶ مسیر که شرایط دو ایستگاهی را دارا بودند، جدا نمودند. در نهایت به روش واهمامیخت وینر، ۲۴۰ منحنی پراکندگی سرعت گروه و فاز را در بازه دوره تناوبی ۱۰-۱۰۰ ثانیه تعیین شدند؛ که بیشتر ایران را پوشش می‌دهد. پس از آن منطقه مورد مطالعه را به شبکه‌هایی با ابعاد  $0.5^\circ$  در  $0.5^\circ$  تقسیم و مقادیر سرعت گروه را برای مرکز هر یک از سلول‌های شبکه و به تفکیک دوره تناوب‌های مختلف به دست آوردند. در این تحقیق از منحنی‌های پاشندگی سلول زیر هر ایستگاه استفاده شده است.

نامتقارن می‌باشند (Jackson et al., 2002). مطالعات GPS (Vernant, et al., 2004)، نرخ کوتاه‌شدگی در این منطقه را تقریباً ۷ میلی‌متر در سال بین کاشمر (جنوب بینالود) و شمال منطقه کپه‌داغ نشان می‌دهد. البته Lyberis and Manby (1999) مقدار تقریباً ۷۵ کیلومتر را برای مقدار کوتاه‌شدگی در این منطقه تخمین زده‌اند؛ که نرخ بالاتری از کوتاه‌شدگی (تقریباً ۱۶ میلی‌متر در سال) را نشان می‌دهد. ایالت لرزه زمین‌ساختی کپه‌داغ در جنوب با چند گسل معکوس از جمله گسل‌های میامی، سبزوار و تربت‌جام از ایران مرکزی جدا می‌شود. چین‌خوردگی‌های کپه‌داغ، در طول آخرین مرحله از کوهزایی آلپ، همانند کمربند زاگرس عمود بر روند حرکت نسبی بین عربستان و اوراسیا در امتداد NW\_SE قرار گرفته‌اند. مطالعه کانون زمین‌لرزه‌های کپه‌داغ نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌ها بیشتر در مرز جنوبی و مرز شمالی کپه‌داغ متمرکزند و بخش‌های جنوب شرقی و شرق کپه‌داغ چندان لرزه‌زا نیست. همه زمین‌لرزه‌ها در این منطقه با استفاده از روش مدل‌سازی شکل موج حجمی (Priestley et al., 1994; Jackson et al., 2002)، دارای عمق کانونی کم (حدود ۱۵ کیلومتر) می‌باشند. در جنوب رشته کوه کپه‌داغ یک سری رشته‌کوه‌های باریک قرار دارد: رشته کوه بینالود که در امتداد شرقی رشته کوه البرز قرار دارد، رشته کوه سیاه کوه در نزدیکی سبزوار و رشته کوه کوه‌سرخ در نزدیکی کاشمر. حوضه رسوبی اترک-کشف مرز بین رشته‌کوه‌های کپه‌داغ و بینالود است. رشته‌کوه‌های بینالود در ادامه رشته‌کوه‌های البرز و در ناحیه شمال شرق ایران با روند شمال غرب- جنوب شرق قرار دارد. کوه‌های بینالود از بسته شدن تئیس قدیم در اواخر تریاس پیشین، به وجود آمده‌اند و در زمان سنوزویک، تحت تأثیر تغییر شکل‌های انقباضی

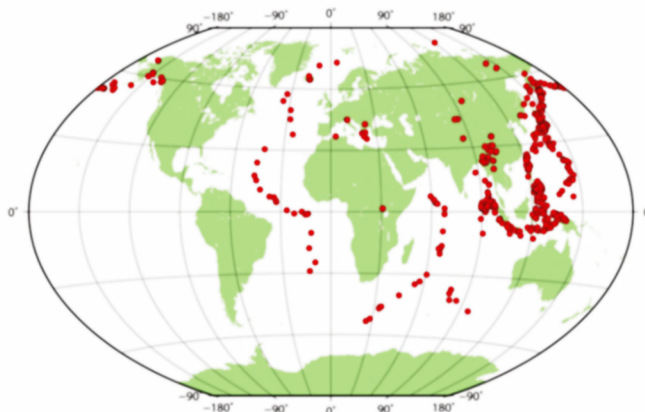


شکل ۱: a: نقشه واحدهای ساختمانی مهم ایران (برگرفته از پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور، <http://www.ngdir.ir>). b: نقشه

لرزه‌زمین‌ساختی شمال شرق ایران (Hollingsworth et al., 2006)، مقادیر سرعت‌های GPS در چهار نقطه (Vernant et al., 2004)،

زمین‌لرزه‌های تاریخی (دوایر قرمز) بر اساس کاتالوگ زمین‌لرزه‌های تاریخی (Ambrasey and Melville (1982)، زمین‌لرزه‌های دستگامی (دوایر

مشکی) بر اساس کاتالوگ (Engdahl et al. (1998) در شکل نشان داده شده‌اند.



شکل ۲: موقعیت مکانی رویدادهای دورلرز مورد استفاده در محاسبه توابع گیرنده.

### ۳-۱- تعیین توابع انتقال گیرنده

زمانی که یک زلزله اتفاق می‌افتد، با انتشار امواج مختلفی که حامل انرژی است، کره زمین را تحت تأثیر قرار می‌دهد. موج مستقیم P اولین فازی است که در یک لرزه‌نگاشت در ایستگاه ثبت می‌شوند. دامنه فازها در یک لرزه‌نگاشت، تابعی است از زاویه فرود موج P و تباین سرعت در لایه‌ها که باعث به وجود آمدن فاز تبدیلی (Ps) و تکراری‌های (PsPhs, PpShs, PpPhs) می‌شود. دامنه‌های نسبی رسیده‌های بعدی و محتوی فرکانسی آن‌ها نیز بستگی به ماهیت تغییر تدریجی سرعت دارد؛ بنابراین می‌توان از اختلاف زمانی ناشی از تفاوت سرعت رسیدن این امواج با موج مستقیم P و مدل سرعت مناسب موقعیت مرزهای ناپیوستگی را در زیر ایستگاه لرزه‌نگاری تعیین نمود. زمانی که موج‌های دورلرز به ایستگاه لرزه‌ای می‌رسند؛ حاوی اطلاعاتی از جمله ساختار لرزه‌ای چشمه، اثرهای مسیر انتشار و ساختار محلی زیر ایستگاه لرزه می‌باشند. برای استخراج این اطلاعات استفاده از روش‌های مختلفی مانند روش تابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی معمول است. توابع گیرنده لرزه‌ای بیانگر پاسخ نسبی ساختار زمین در زیر محل گیرنده لرزه‌ای می‌باشند؛ که روشی برای حذف اثرات چشمه و اثرات انتشار از گوشته است. پس از دریافت داده‌ها از مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) و شبکه لرزه‌نگاری ملی ایران (INSN)، رخداد‌های دورلرز استخراج و سپس تبدیل فرمت شدند. مختصات جغرافیایی کانون رویدادها و ایستگاه‌ها در سربرگ هر رخداد، ذخیره شد. زمان اولین رسیدن فاز مستقیم P نیز محاسبه و در سربرگ ذخیره شد. علاوه بر آن در طول تعیین توابع گیرنده نیز به طور دستی موقعیت فاز مستقیم P دوباره مورد بررسی قرار گرفت و هرگونه مغایرتی با موقعیت تئوری آن تصحیح گردید. مرحله بعدی آماده‌سازی داده‌ها، انتخاب مقدار مورد نیاز داده‌ها در لرزه‌نگاشت است. مقدار نگاشتی که مورد استفاده قرار می‌گیرد، وابسته به اندازه لرزه‌نگاشتی است که در آن تفکیک شکل موج P از سیگنال باقیمانده مدنظر است. مقدار دقیق مدت زمان لازم بسته به نیاز و نوع مطالعه قابل تغییر است. مطالعه فاز Ps، با استفاده

از زلزله‌هایی با آزیموت‌های مختلف، به دلیل نمونه‌برداری نزدیک آن در زیر ایستگاه، پاسخ جانبی خوبی را از زون گذر پوسته به گوشته فراهم می‌کند؛ بنابراین برای کاهش حجم داده‌ها قسمتی از آن‌ها که شامل نگاشتی با طول زمانی ۱۳۵ ثانیه، ۴۵ ثانیه قبل از رسیدن موج مستقیم P و ۹۰ ثانیه بعد از آن، از نگاشت اصلی جدا شد. برای حذف نوفه‌های با بسامدهای بالا (بالتر از ۰/۵ هرتز)، فیلتر گوسی با پارامتر پهنای برابر با ۱ بر روی داده‌ها اعمال شد. سپس دو مؤلفه افقی لرزه‌نگار در جهت‌های موازی با مسیر دایره بزرگ (مؤلفه شعاعی) و عمود بر آن (مؤلفه مماسی) چرخش داده شدند. هر لرزه‌نگاشت ترکیبی از اثرات چشمه و محیط انتشار (نظیر فازهای عمقی و ...) است:

$$X_i(t) = S(t) * R(t) * I(t) * E_i(t) \quad (1)$$

$i=Z, R, T$

که  $Z$  و  $R$  به ترتیب مؤلفه‌های عمودی، شعاعی و مماسی،  $S(t)$  پارامتر چشمه،  $R(t)$  اثرات انتشار،  $I(t)$  پاسخ دستگاه و  $E_i(t)$  پاسخ ساختار زیر گیرنده است. برای مطالعات تابع گیرنده باید اثرات ساختار نزدیک گیرنده را از اثرات چشمه و ساختار دور جدا نمود. این جداسازی می‌تواند در هر دو حوزه زمان و فرکانس انجام شود. در این تحقیق از روش واهمامیخت تکراری (Iterative Deconvolution) در حوزه زمان (Ligorria and Ammon (1999) که پایداری بالاتری با داده‌های نوفه دار در مقایسه با روش حوزه بسامد دارد، استفاده شد. در این روش به وسیله‌ی همامیخت یک قطار ضربه (این قطار ضربه در هر بار تکرار از نو ساخته می‌شود) با مؤلفه‌ی قائم لرزه‌نگار سیگنال پیش‌بینی‌شده‌ای تولید می‌گردد. سپس با کمینه‌سازی اختلاف بین لرزه‌نگار مشاهده‌ای (شعاعی) و سیگنال پیش‌بینی‌شده (به روش کمترین مربعات) تابع گیرنده برای هر رویداد برای هر ایستگاه تعیین می‌گردد. برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه، توابع انتقال گیرنده رویدادهای نزدیک به هم (اختلاف گستره یک آزیموتی کمتر از ۱۰ درجه و فاصله رومرکزی کمتر از ۱۵ درجه)

حساسیت کمی دارد، ولی وابستگی به تغییرات عمقی بسیار زیاد است. منحنی پاشندگی امواج سطحی هم ابزار مناسبی جهت تعیین متوسط سرعت مطلق موج برشی در محدوده وسیعی از عمق بین دو ایستگاه لرزه‌ای است (Takeuchi and Saito, 1972)، ولی به ناپیوستگی‌های سرعت و تباین سرعت نسبت به تابع گیرنده حساسیت کمتری دارد. در برگردان هر کدام از این روش‌ها به تنهایی، نیاز به یک مدل اولیه تقریباً منطبق با ساختار زیر گیرنده است. خصوصاً نتایج برگردان توابع گیرنده شدیداً وابسته به مدل اولیه است و با تغییر مدل اولیه مدل پیش‌بینی شده هم تغییر می‌کند. (Juli'a et al., 2000) نشان می‌دهد که برگردان هم‌زمان توابع گیرنده دورلرز موج P و داده‌های پاشندگی سرعت امواج سطحی به شکل قابل توجهی ساختار سرعت موج برشی حاصل را بهبود بخشیده و می‌تواند مدل دقیق‌تر و با کیفیت بالاتری از عمق و سرعت موج برشی بدهد. همچنین در این روش نیاز به مدل دقیق اولیه نیست و یک مدل ساده شامل یک لایه بر روی یک نیم فضا کافی است. اجرای برنامه برگردان هم‌زمان توابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی توسط برنامه (Herrmann and Ammon 2003) صورت گرفت. معادله زیر فرآیند برگردان هم‌زمان را بیان می‌کند:

$$W[G][\delta m] = [d] \quad (2)$$

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

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

$$w_s = [(1-P)N_r + PN_s] \left( \frac{P}{N_s \sigma_s} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

که در آن که در آن  $P$ ، پارامتر وزنی،  $N_r$  و  $N_s$ ، به ترتیب تعداد نقاط توابع گیرنده و پاشندگی موج سطحی،  $\sigma_r$  و  $\sigma_s$  حدود خطای استاندارد داده مشاهده‌ای است. طی اجرای برنامه، برای داشتن خروجی مطلوب از ضریب نفوذی  $P$  که مقدارش از صفر تا یک متغیر است، استفاده می‌شود. با تغییر  $P$ ، بالاترین تطبیقی که با هر دو گروه داده به دست آوردیم را انتخاب می‌کنیم. با افزایش مقدار  $P$ ، سهم داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی نیز در فرآیند برگردان افزایش می‌یابد. در هر مرحله از برگردان هم‌زمان میزان درصد انطباق با داده‌ها که میزان انطباق دامنه‌های داده‌های واقعی با داده‌های مصنوعی را نشان می‌دهد به دست می‌آید. زمانی که این تطبیق بیشتر از ۹۰٪ باشد، تطابق داده‌های پاشندگی و تابع گیرنده خوب است. این روش نیازمند استفاده از یک مدل اولیه ساده نزدیک به مدل متناسب با منطقه مورد مطالعه است. این الگوی اولیه یک مدل

همانند عملیات برانبارش در پردازش داده‌های لرزه‌ای برانبارش شدند. در فرایند برانبارش، نوفه‌های تصادفی به دلیل تداخل مخرب با یکدیگر حذف و اثرات مشترک به دلیل تداخل سازنده با یکدیگر تقویت می‌شوند. حاصل این کار یک تابع گیرنده برانبارش یافته است؛ که نسبت به توابع گیرنده هر دسته (محدوده بک آزیموت‌های مختلف) دارای کیفیت بهتر و سیگنال به نوفه بالاتر است.

### ۳-۲- منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز امواج ریلی

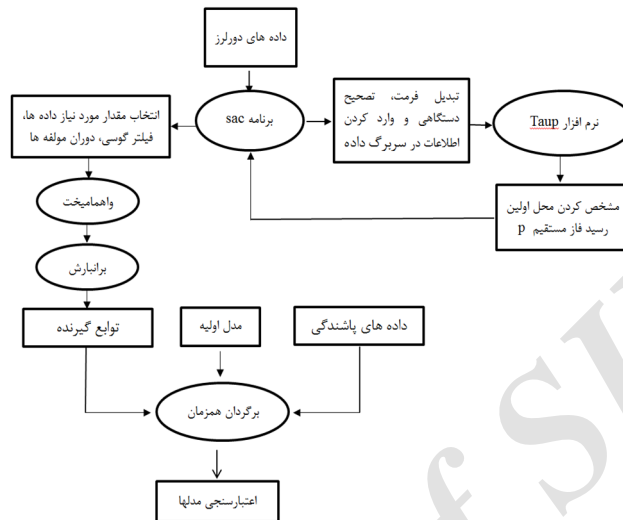
امواج ریلی در یک ساختمان لایه‌ای و غیر همگن حالت پاشندگی از خود نشان می‌دهند. با توجه به اینکه در زمین عموماً سرعت امواج نسبت به عمق افزایش می‌یابد، لذا امواج سطحی با فرکانس پایین که به قسمت‌های عمیق‌تر نفوذ می‌کنند، از سرعت بیشتری برخوردار گشته و زودتر به ایستگاه لرزه‌نگاری می‌رسند، در صورتی که امواج سطحی با فرکانس بالا در لایه‌های بالاتر حرکت نموده و با سرعت کمتری حرکت کرده و دیرتر به ایستگاه لرزه‌نگاری می‌رسند و لذا در لرزه‌نگاشت شاهد پاشندگی این امواج هستیم. به جز امواج ریلی در یک نیم فضای همگن، تمام امواج سطحی از خود پاشندگی نشان می‌دهند. منحنی پاشندگی تحت تأثیر پارامترهای محیط مانند لایه-بندی، سرعت موج P و به ویژه سرعت امواج برشی است و لذا ابزار مناسبی جهت تعیین متوسط سرعت موج برشی در محدوده 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 به ما 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 (تابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه، تابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز) استفاده شده است. داده‌های مربوط به پاشندگی سرعت گروه و فاز مد اصلی امواج ریلی از مطالعه Rahimi et al. (2014) بروی ساختار پوسته و گوشته بالایی فلات ایران تأمین شده است.

### ۳-۳- برگردان هم‌زمان دو گروه داده

توابع گیرنده و منحنی پاشندگی امواج سطحی هر دو به سرعت موج برشی حساس می‌باشند و می‌توانند برای تعیین ساختار زیرسطحی و عمق موهو، مفید باشند. تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای یکی از کاربردی‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی برای به تصویر کشیدن ناپیوستگی‌های لرزه‌ای پوسته زمین مانند عمق موهو، مناطق فرورانش و دیگر ساختارهای پیچیده بر اساس امواج لرزه‌ای است. این روش وابستگی شدیدی به وجود ناپیوستگی‌ها و سرعت امواج P و S تا آن ناپیوستگی دارد و همچنین به دلیل اینکه پرتوی امواج دورلرز تقریباً به طور عمودی به ایستگاه می‌رسد، به تغییرات جانبی سرعت

ایستگاه‌ها از چندین مدل اولیه ساده استفاده شد. این مدل‌ها در برگردان همزمان شرکت داده شده، نتایج باهم مقایسه شد و بهترین مدل اولیه انتخاب گردید. در شکل ۳ الگوریتم برگردان همزمان تابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت امواج سطحی نشان داده شده است.

ساده و یک‌بعدی بر اساس مدل ak135 است؛ که زمین را تخت، همسانگرد و به صورت یک لایه واقع بر یک نیم فضا فرض می‌کند. 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. در این تحقیق برای تمام



شکل ۳: الگوریتم برگردان همزمان تابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت امواج سطحی.

منحنی پاشندگی محاسبه شده (منحنی قرمز رنگ) را نشان می‌دهد. سمت چپ مدل سرعتی ساختار زیر گیرنده در این محدوده بک‌آزیموتی را نشان می‌دهد. خط نقطه‌چین آبی مدل سرعتی اولیه، خط قرمز مدل سرعتی به دست آمده در زیر این ایستگاه و خط سبز مدل ساده برازش یافته را نشان می‌دهد.

با توجه به شکل، انطباق تابع گیرنده محاسبه‌ای با تابع گیرنده مشاهده‌ای خصوصاً برای فاز Ps که ۶/۵ ثانیه بعد از فاز مستقیم P رسید است، در حد مطلوب است. انطباق منحنی پاشندگی محاسبه‌ای با داده‌های مشاهده‌ای، خصوصاً در دوره تناوب‌های متوسط که مناسب برای تعیین ضخامت پوسته می‌باشند، بالا است. با توجه به مدل‌های حاصل از برگردان تابع گیرنده با اطلاعات پاشندگی سرعت گروه و پاشندگی سرعت فاز برای تمام محدوده‌های بک‌آزیموتی ساختار سرعت در زیر این ایستگاه بدین شرح است: در مدل سرعتی حاصل از برگردان تابع گیرنده با اطلاعات پاشندگی سرعت گروه و پاشندگی سرعت فاز برای تمام محدوده‌های بک‌آزیموتی چندین مرز با تباين سرعتی بالا مشاهده می‌شود. در عمق ۴۰ کیلومتری، سرعت موج برشی از ۳/۶ به ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه تغییر می‌کند که می‌توان آن را به زون گذر از پوسته به گوشته نسبت داد. مرز ناپیوستگی موهو به عنوان عمقی که سرعت موج برشی در آن به میزان سرعت در گوشته بالایی و درست در زیر موهو می‌رسد، در نظر گرفته می‌شود (Tatar and Nasrabadi, 2013). در زیر این ایستگاه لایه رسوبات دارای ضخامت تقریبی ۱۲ کیلومتر با میانگین سرعت

#### ۴- بحث

توابع گیرنده با استفاده از رویدادهای دورلرز ثبت شده در چهار ایستگاه سبزوار (SBZV)، مراوه‌تپه (MRVT)، شاهرود (SHRO) و ایستگاه جرخشک (JRKH) تعیین گردید. سپس با منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز مد اصلی امواج ریلی به طور همزمان برگردان شدند. حاصل برگردان مدل‌های سرعتی است که نشان‌دهنده ساختار سرعتی در زیر هر ایستگاه لرزه‌ای است.

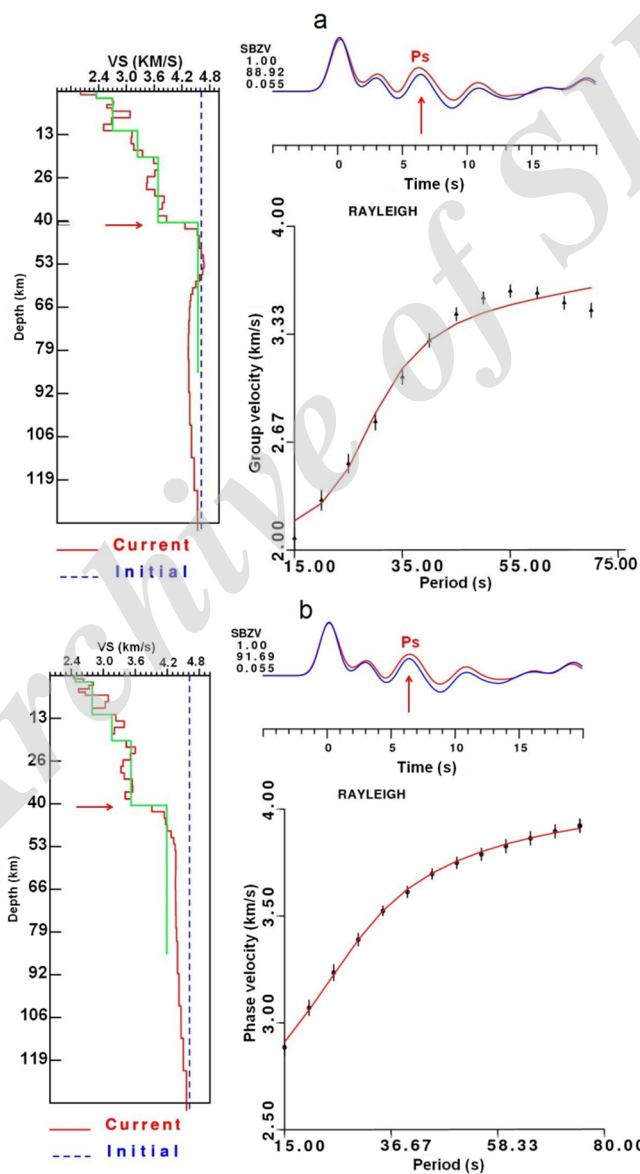
در ایستگاه سبزوار توابع گیرنده ۲۰۱ رخداد دورلرز ثبت شده با روش ذکر شده تعیین شد. سپس توابع گیرنده رویدادهای نزدیک به هم در ۹ محدوده بک‌آزیموتی دسته‌بندی گردیدند و تابع گیرنده برابارش شده هر دسته محاسبه شد؛ که برای برگردان همزمان با منحنی سرعت گروه امواج ریلی مورد استفاده قرار گرفتند. شکل ۴ نتایج برگردان همزمان تابع گیرنده با منحنی پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی (شکل ۴a) و منحنی پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی (شکل ۴b) را برای محدوده بک‌آزیموتی ۹۹°-۹۰° برای ساختار گیرنده در این ایستگاه نشان می‌دهد. در هر شکل قسمت بالا سمت راست شامل تابع گیرنده واقعی (به رنگ آبی) و تابع گیرنده محاسبه شده توسط برنامه (به رنگ قرمز)، اعداد سمت چپ نیز بیانگر پارامتر فیلتر گوسین، میزان درصد انطباق تابع گیرنده و پارامتر پرتو می‌باشند. قسمت پایین سمت راست، منحنی پاشندگی سرعت گروه موج ریلی مشاهده‌ای (نقاط) و میزان خطای مربوط به هر کدام و

**نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۴، شماره ۲، ۱۳۹۷.**

مدل‌سازی مستقیم، توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت موج رایلی مصنوعی تعیین گردید. میزان انطباق توابع گیرنده مشاهده‌ای و مصنوعی خصوصاً در زمان رسید فازهای P، Ps و فازهای تکراری و همچنین میزان انطباق داده‌های پاشندگی مشاهده‌ای و منحنی‌های مصنوعی به ویژه در دوره تناوب‌های متوسط مورد ارزیابی قرار گرفت. مدل ساده‌ای که تابع گیرنده و منحنی پاشندگی مصنوعی حاصل از مدل‌سازی مستقیم آن با داده‌های مشاهده‌ای بالاترین انطباق را دارا باشد، به عنوان بهترین مدل ساده برازش یافته انتخاب می‌شود. شکل ۶ نتایج مدل‌سازی مستقیم را برای مدل حاصل از برگردان همزمان در ایستگاه سبزوار، در محدوده بک‌آزیموتی  $90^{\circ}$ - $99^{\circ}$  نشان می‌دهد.

موج برشی  $2/7$  کیلومتر بر ثانیه است. ناپیوستگی دیگری در عمق  $26$  کیلومتری مشاهده می‌شود که می‌تواند بیانگر مرز ناپیوستگی بین پوسته بالایی و پایینی یعنی کنراد باشد. شکل ۵ نتایج برگردان همزمان تابع گیرنده با پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی برای چند گستره بک‌آزیموتی در ایستگاه سبزوار را نشان می‌دهد.

برای اعتبارسنجی مدل سرعتی حاصل، تعیین یک الگوی ساده برای ساختار زیر ایستگاه و همچنین تعیین خطا، از مدل‌سازی مستقیم استفاده گردید. بدین صورت که بر روی مدل‌ها مدل ساده‌ای با توجه به مرزهای ناپیوستگی قابل تشخیص و مهم و در نظر گرفتن لایه‌های با تغییرات سرعت کم به عنوان یک لایه و یک سرعت میانگین برای آن‌ها، برازش گردید و با این مدل ساده با روش



شکل ۴: نتایج برگردان همزمان تابع گیرنده با پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی (a) و با پاشندگی سرعت فاز امواج رایلی (b) در گستره بک آزیموتی  $90^{\circ}$ - $99^{\circ}$ ، برای ایستگاه سبزوار. محل فاز Ps و مرز موهو ( $4 \pm 2$ ) با پیکان نشان داده شده است.



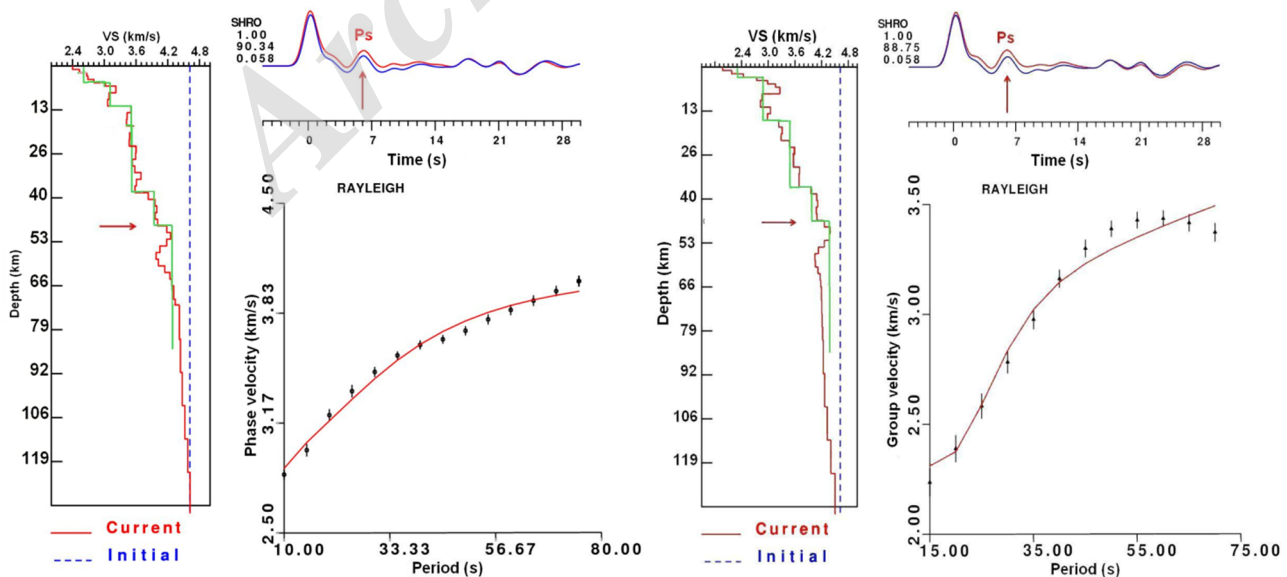


تخمین عدم قطعیت‌ها که این اطلاعات را رد می‌کند، خود منجر به خطاهایی بالاتری می‌شود. روش مورد استفاده در این مقاله در تعیین عدم قطعیت‌ها، تکرار فرایند برگردان با استفاده از پارامترها و قیود مختلف و حذف پارامترهای سؤال‌برانگیز است. این راهکار روشی استاندارد در تحقیقات زمین‌شناسی است. خطا در سرعت موج برشی در چنین برگردانی عموماً کمتر از ۰/۱ کیلومتر بر ثانیه است. عدم قطعیت در عمق هم در حدود چند کیلومتر است و می‌تواند در بهترین حالت برابر با نصف ضخامت لایه یعنی برای پوسته در حدود ۱ کیلومتر و برای گوشته بالایی ۲/۵ کیلومتر باشد (Juli'a, et al., 2003).

Taghizadeh et al. (2013) برای AKL در نزدیکی سبزوار عمق ۴۷ کیلومتر را با روش تابع انتقال گیرنده محاسبه کردند. همچنین (Mohammadi et al., 2012) در مطالعه خود به روش تابع گیرنده برای ایستگاه SFR در نزدیکی ایستگاه سبزوار عمق ۴۱ کیلومتر به دست آوردند.

در ایستگاه شاهرود که در غرب منطقه قرار گرفته است، با توجه به مدل‌های حاصل از برگردان همزمان ۷ تابع گیرنده برانبارش شده از ۲۳۶ رخداد دورلرز که فاز تبدیلی Ps در آن‌ها ۶ ثانیه بعد از فاز P مشاهده می‌شود؛ با منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز موج رایلی، متوسط ستبرای پوسته  $44 \pm 2$  کیلومتر است. متوسط سرعت موج برشی در گوشته در ساختار زیر این ایستگاه به  $4/3$  کیلومتر بر ثانیه می‌رسد. با توجه به مدل حاصل، تغییر سرعت در عمق ۱۶-۱۴ کیلومتری از ۳ به  $3/6$  کیلومتر بر ثانیه قابل مشاهده است؛ که احتمالاً بیانگر مرز لایه رسوبات و پوسته بالایی است. شکل ۷ نتایج برگردان همزمان با منحنی‌های سرعت گروه و فاز را برای گستره بک آزیموتی  $65^\circ - 60^\circ$  در این ایستگاه نشان می‌دهد.

شکل ۶a مدل سرعتی را نشان می‌دهد؛ که در آن خط نقطه‌چین آبی مدل سرعتی اولیه، خط آبی مدل سرعتی حاصل از برگردان و خط قرمز مدل ساده برازش شده را با در نظر گرفتن پنج موقعیت مرز موهو است. شکل ۶b، منحنی پاشندگی سرعت گروه مشاهده‌ای (نقاط) که خط قرمز منحنی پاشندگی حاصل از آزمون مدل‌سازی مستقیم مدل ساده را نشان می‌دهد. شکل ۶c، توابع گیرنده مشاهده‌ای به رنگ آبی و تابع گیرنده حاصل از مدل ساده به رنگ قرمز را نشان می‌دهد. با توجه به شکل، تابع گیرنده و منحنی پاشندگی حاصل از مدل ساده با موقعیت موهو در عمق ۴۰ کیلومتری برازش خوبی با داده‌های مشاهده‌ای آن‌ها دارند که می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که مدل ساده برازش یافته و موقعیت مرز موهو به واقعیت نزدیک است. همچنین برای تعیین خطا موقعیت موهو را در مدل ساده  $\pm 2$  و  $\pm 4$  کیلومتر تغییر داده و با مدل‌های جدید نیز مدل‌سازی مستقیم انجام شد. تابع گیرنده و منحنی پاشندگی مصنوعی با تابع گیرنده و منحنی پاشندگی مشاهده‌ای مقایسه شد. با توجه به پایین آمدن انطباق منحنی‌های مصنوعی حاصل از مدل ساده با تغییر  $\pm 4$  کیلومتری موقعیت موهو، نتیجه گرفته شد؛ که روش برگردان همزمان می‌تواند با  $\pm 2$  کیلومتر خطا همراه باشد. مراحل ذکر شده در بالا برای تمام محدوده‌های بک آزیموتی در همه ایستگاه‌ها انجام شد. البته ارزیابی عدم قطعیت در پارامترهای مدل فرایند پیچیده‌ای است که شامل تخمین عدم قطعیت و اینکه چقدر فرایند برگردان تحت تأثیر این خطاها قرار می‌گیرد، است. تعیین این عدم قطعیت‌ها با استفاده از روش‌های مختلفی امکان‌پذیر است؛ اما استفاده از قید و شرط‌های این روش‌ها ممکن است سبب حذف اطلاعات با ارزش در قطار موج شود. به عنوان مثال اگر فاز واضحی در نگاشت مشاهده شد، روش‌های



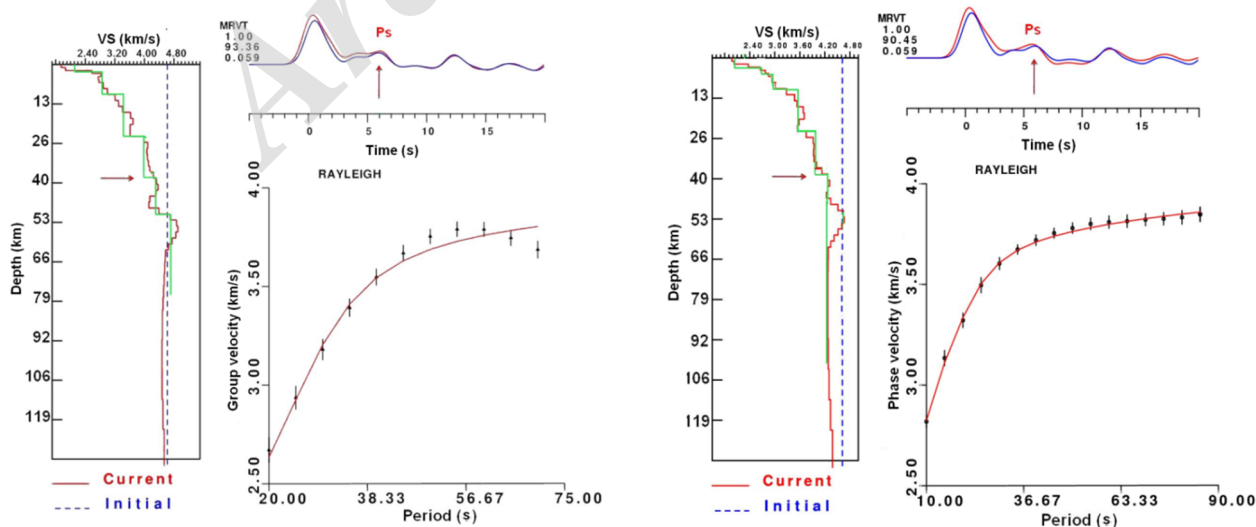
شکل ۷: نتایج برگردان همزمان تابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز و گروه امواج رایلیدر گستره بک آزیموتی  $65^\circ - 60^\circ$  برای ایستگاه شاهرود (SHRO). محل فاز Ps و مرز موهو با پیکان نشان داده شده است.

دست آوردند. Taghizadeh et al. (2013) نیز برای ایستگاه MYA در نزدیکی جرخش عمق ۴۳ کیلومتر و Mohammadi et al., (2012) برای دو ایستگاه MYA و MHI در نزدیکی جرخش به ترتیب عمق ۴۲ و ۴۳ کیلومتر را به دست آوردند.

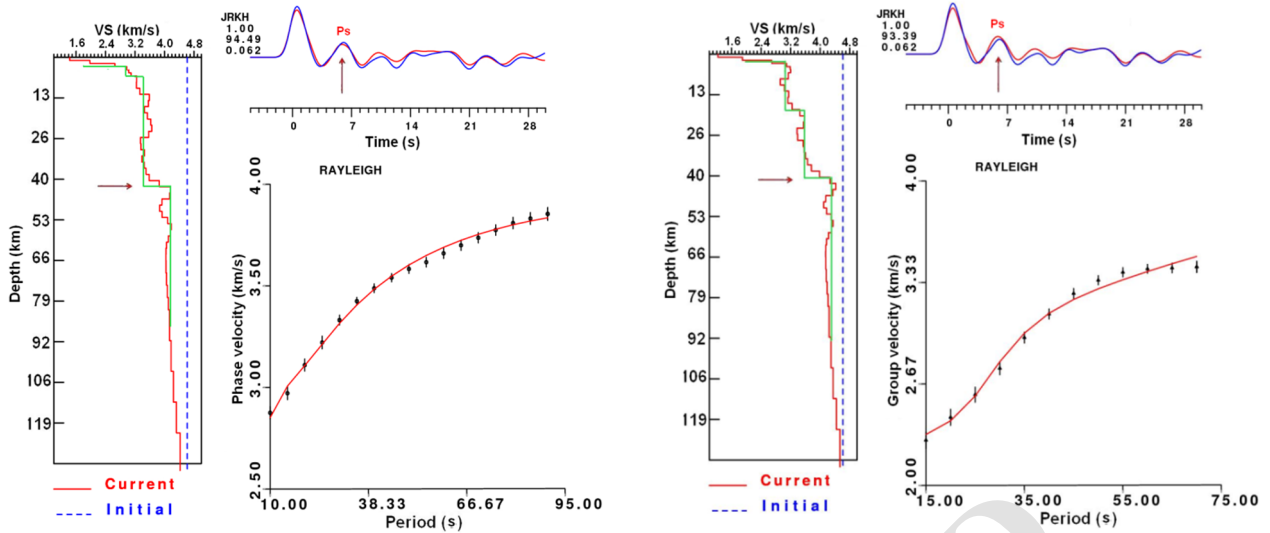
برای تمامی محدوده‌های بک آزیموتی چهار ایستگاه نتایج حاصل از برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز مد اصلی امواج رایلی محاسبه و نتایج کلی آن برای عمق موهو به صورت خلاصه در جدول ۱ آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که عمق موهو در زیر منطقه مورد مطالعه، شمال شرق ایران، پهنه کپه داغ و کوه‌های بینالود، از ۴۴ کیلومتر در زیر ایستگاه شاهرود در غرب تا ۴۰ کیلومتر در زیر ایستگاه‌های سبزواری و جرخش در مرکز و شرق و ۳۸ کیلومتر در زیر ایستگاه مراوه تپه در شمال تغییر می‌کند، عمق موهو در شمال شرق ایران از جنوب منطقه در کوه‌های بینالود، در زیر ایستگاه شاهرود به سمت شمال در پهنه کپه داغ در زیر ایستگاه مراوه تپه کاهش می‌یابد. عمق موهو از سمت غرب منطقه در زیر ایستگاه شاهرود به سمت مرکز و شرق در زیر ایستگاه‌های سبزواری و جرخش نیز با شیب بسیار کمی کاهش می‌یابد. با توجه به مطالعات انجام شده در رابطه با عمق موهو در فلات ایران، نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که عمق موهو در کپه داغ و کوه‌های بینالود نسبت به دیگر زون‌های لرزه زمین ساختی ایران کم است. به طور کلی منطقه مورد مطالعه از پوسته نازکی برخوردار است. ضخامت لایه رسوبات در ایستگاه شاهرود ۱۶-۱۴ کیلومتر و در ایستگاه مراوه تپه ۱۲-۱۰ کیلومتر است. شکل ۱۰ مدل سرعتی حاصل از برگردان همزمان تابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی را در چند گستره بک آزیموتی برای ایستگاه‌های شاهرود، مراوه تپه و جرخش نشان می‌دهد.

در ایستگاه مراوه تپه، MRVT، با توجه به مدل‌های حاصل از برگردان در محدوده‌های مختلف بک آزیموتی، رسوبات دارای ضخامت تقریبی ۱۰-۱۲ کیلومتر و پوسته بلورین نیز دارای ضخامت ۲۸ کیلومتر با سرعت میانگین موج برشی ۳/۷ کیلومتر بر ثانیه است. عمق ۳۸ کیلومتری را با توجه به تغییر سرعت موج برشی از ۳/۹ به ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه را می‌توان به زون گذر از پوسته به گوشته نسبت داد. اختلاف زمانی فاز مستقیم P و فاز تبدیلی Ps، ۶ ثانیه است. شکل ۸ نتایج برگردان را برای گستره بک آزیموتی ۶۶°-۶۰° در این ایستگاه نشان می‌دهد. (Mangino and Priestley (1998) عمق موهو را برای دو ایستگاه ABKT و KAT که به ترتیب در شرق و غرب ایستگاه مراوه تپه قرار دارند ۴۵ و ۳۳ کیلومتر به دست آوردند. با توجه به شیب‌دار بودن موهو مقدار عمق ۳۸ کیلومتر برای ایستگاه مراوه تپه در تأیید شیب ارائه شده در مطالعه مذکور است.

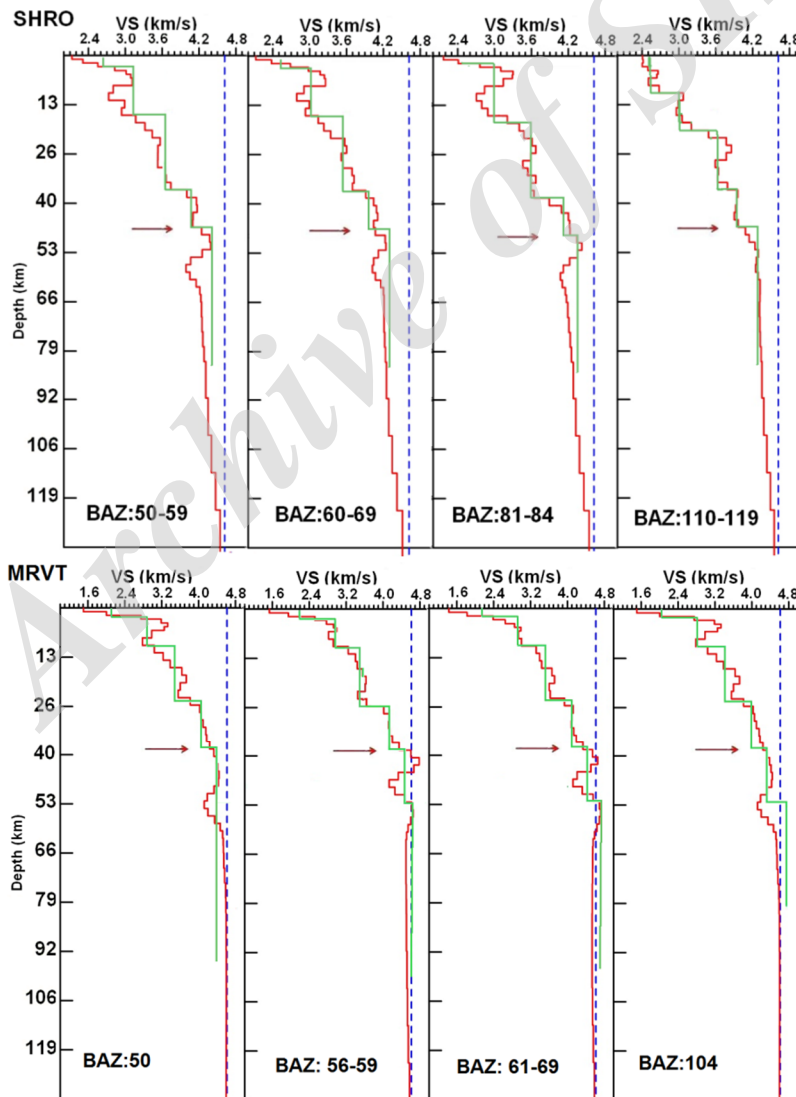
ایستگاه جرخش، IRKH، در روستای جرخش، در ۵۵ کیلومتری مشهد احداث شده است. در این ایستگاه از ۵۱۲ رویداد ثبت شده، پس از پردازش و انتخاب رویدادهای مناسب تعداد ۱۷۲ تابع گیرنده تعیین گردید و نهایتاً تعداد ۱۲ تابع گیرنده برانبارش شده محاسبه و برای برگردان همزمان مورد استفاده قرار گرفتند. با توجه به نتایج در این ایستگاه، میانگین سبزی پوسته در حدود ۴۰ کیلومتر و سرعت موج برشی در گوشته ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه است و خطا  $\pm 2$  کیلومتر است. همچنین در عمق ۱۸ کیلومتری نیز ناپیوستگی دیگری قابل تشخیص است؛ که می‌تواند ناپیوستگی کنراد باشد. میانگین سرعت موج برشی در پوسته بلورین ۳/۳ کیلومتر بر ثانیه است. در این ایستگاه فاز Ps ۵/۵ ثانیه بعد از فاز مستقیم P رسیده است. شکل ۹ نتایج برگردان را برای گستره بک آزیموتی ۸۹°-۸۴° در این ایستگاه نشان می‌دهد. (Motaghi et al. (2012) در این منطقه ضخامت پوسته مشابه با نتایج تحقیق حاضر را به



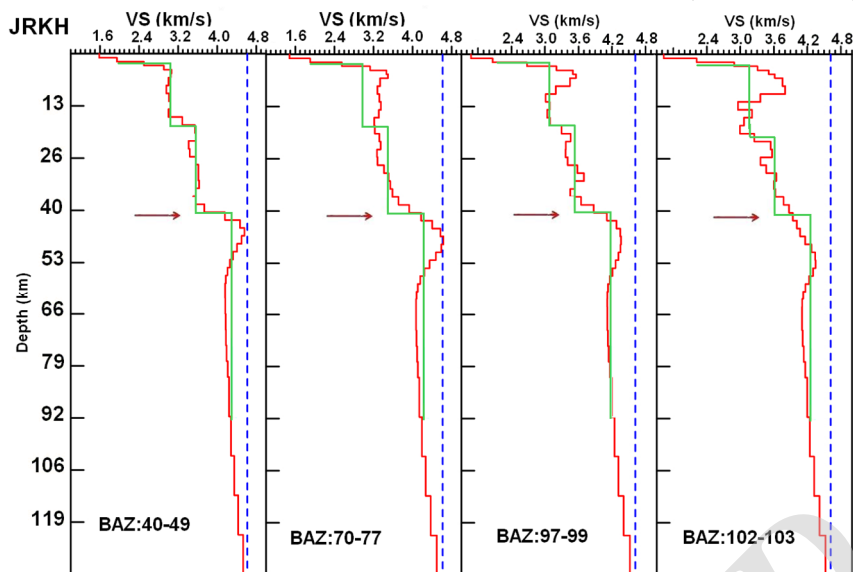
شکل ۸: نتایج برگردان همزمان تابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز و گروه امواج رایلی در گستره بک آزیموتی ۶۶°-۶۰°، برای ایستگاه مراوه تپه. محل فاز Ps و مرز موهو با پیکان نشان داده شده است.



شکل ۹: نتایج برگردان همزمان تابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز و گروه امواج رایلی در گستره بک آزیموتی  $89^{\circ}$ – $82^{\circ}$  برای ایستگاه جرخشک. محل فاز Ps و مرز موهو با پیکان نشان داده شده است.



شکل ۱۰: مدل‌های سرعتی حاصل از برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی در چند گستره بک آزیموتی برای ایستگاه‌های شاهرود (SHRO)، مراوه تپه (MRVT) و جرخشک (JRKH). محل مرز موهو با پیکان نشان داده شده است.



شکل ۱۰: ادامه.

در شمال تغییر می‌کند. عمق موهو به سمت شمال و شرق با شیب کمی کاهش می‌یابد. مقایسه نتایج این تحقیق با نتایج مطالعات مختلف در ایران نشان می‌دهد که عمق موهو در کپه داغ و کوه‌های بینالود نسبت به دیگر زون‌های لرزه زمین ساختی ایران کم است. به طور کلی منطقه مورد مطالعه از پوسته نازکی برخوردار است. ضخامت لایه رسوبات در ایستگاه شاهرود ۱۶-۱۴ کیلومتر و در ایستگاه مراوه تپه ۱۲-۱۰ کیلومتر است.

## ۵- نتیجه‌گیری

برای تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه، برگردان همزمان انجام و میانگین عمق موهو در ایستگاه و در مرکز ایران، محاسبه و در جدول ۱ نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد که عمق موهو در شمال شرق ایران، پهنه کپه داغ و کوه‌های بینالود، از ۴۴ کیلومتر در زیر ایستگاه شاهرود در غرب تا ۴۰ کیلومتر در زیر ایستگاه‌های سبزواری و جرخشک، در مرکز و شرق و ۳۸ کیلومتر در زیر ایستگاه مراوه تپه،

جدول ۱: نتایج به دست آمده برای عمق موهو در ایستگاه‌های واقع در شمال شرق ایران.

ایستگاه	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)	ارتفاع از سطح دریا (متر)	میانگین عمق موهو در زیر ایستگاه (کیلومتر) خطا: ±۲
شاهرود (SHRO)	۵۶/۰۱	۳۶/۰۹	۱۲۶۴	۴۴
سبزواری (SBZV)	۵۷/۶۱	۳۶/۳۸	۲۰۳۴	۴۰
جرخشک (JRKH)	۶۰/۳۴	۳۵/۹۰	۱۲۰۶	۴۰
مراوه تپه (MRVT)	۵۶/۰۸	۳۷/۶۵	۸۷۰	۳۸

مدل‌سازی تابع گیرنده P، نشریه پژوهش‌های نوین در زمین-لرزه، ۶۵-۷۶.

نوروزی، غ، غفوری آشتیانی، م. و جوان دولویی، غ، ۱۳۸۶، بررسی ساختار لرزه‌ای پوسته در شمال شرق پهنه ایران مرکزی و پهنه بینالود با استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده دورلرزه‌ها، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۳، ۱۱۹-۱۳۴.

Ambraseys, N.N. and Melville, C.P., 1982, A history of Persian earthquakes, Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, London. 212 P.

Ammon, C.J., 1991, The isolation of receiver effects

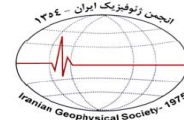
## ۶- سپاس‌گزاری

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

## ۷- منابع

تقی زاده فرهمند، ف. و افسری، ن، ۱۳۹۴، تعیین ضخامت پوسته در زیر ایستگاه‌های باند پهن در فلات ایران با استفاده از

- variations in the Kope Dagh region from analysis of teleseismic receiver functions, *Journal of the Earth and Space Physics*, 37, 1-12.
- Mokhtari, M., Farahbod, A., Lindholm, C., Alahyarkhani, M. and Bungum, H., 2004, An Approach to a Comprehensive Moho Depth Map and Crust and Upper Mantle Velocity Model for Iran, *Iranian International Journal of Science*, 5 (2), 223-244.
- Motaghi, K., Tatar, M., Shomali, Z.H., Kaviani, A. and Priestley, K., 2012, High resolution image of uppermost mantle beneath NE Iran continental collision zone, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 208, 38-49.
- Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J., 1994, Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions, *Geophysical Journal International*, 118, 111-141.
- 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.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: A review, *The American Association of Petroleum Geologists*, 52, 1229-1258.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N. and Mohammadi, N., 2013, A detailed receiver function image of the lithosphere beneath the Kopeh Dagh (Northeast Iran), *Journal of Seismology*, 17, 1207-1221.
- Takeuchi, H. and Saito, M., 1972, *Seismic surface waves: in Methods in computational Physics*, Academic Press Inc., New York, 11, 217-294.
- Tatar, M.R. 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 Chery, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
- from teleseismic P waveforms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 2504-2510.
- Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II), Geological Survey of Iran, Report No. 39.
- Dehghani, G.A. and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran, *Neues Jahrb Geol Palaentol*, 168, 215-229.
- Engdahl, E., van der Hilst, R. and Buland, R., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 722-743.
- Herrmann, R.B. and Ammon, C.J., 2003, Computer programs in seismology, version 3.20, surface waves. In: *Receiver Functions and Crustal Structure*. Saint Louis University, Penn State University.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M.R. and Bolourchi, M.J., 2006, Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran, *Geophysical Journal International*, 166, 1161-1177.
- Jackson, J.A., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.
- Julia, J., Ammon, C.J. and Herrmann, R.B., 2003, Lithospheric structure of the Arabian Shield from the joint inversion of receiver functions and surface wave group velocities, *Tectonophysics*, 371, 1-21.
- 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.
- Ligorria, J.P. and Ammon, C.J., 1999, Iterative deconvolution and receiver-function estimation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89 (5), 1395-1400.
- Lyberis, N. and Manby, G., 1999, Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene- The American Association of Petroleum Geologists, 83, 1135-1160.
- Mangino, S. and Priestley, K., 1998, Crustal Structure of Southern Caspian Region, *Geophysical Journal International*, 133, 630-648.
- Mohammadi, E., Sodoudi, F., Sadidkhouy, A. and Gheitanchi, M.R., 2012, Moho depth and VP/VS



## Crustal velocity structure and Moho discontinuity depth in northeast of Iran

Afsaneh Nasrabadi<sup>1\*</sup>, Mohammad Reza Sepahvand<sup>1</sup> and Zahra Limochi<sup>2</sup>

1- Assistant Professor, Faculty of Sciences and Modern Technologies, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

2- M.Sc., Faculty of Sciences and Modern Technologies, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

Received: 18 August 2017; Accepted: 11 November 2017

\* Corresponding author: a.nasrabadi@kgut.ac.ir

### Keywords

Northeast of Iran  
Koppet Dag  
Crustal Structure  
Receiver Function  
Joint Inversion

### Extended Abstract

#### Summary

Crustal velocity structure beneath four broadband seismic stations located in northeast of Iran, including Shahrood (SHRO) and Maraveh Tappeh (MRVT) stations set up by Iran National Seismic Network (INSN) and Sabzevar (SZBV) and Jarkhoshk (JRKH) stations set up by Iranian Seismology Center (IRSC), have been investigated by joint inversion of P receiver function and Rayleigh wave phase and group velocity dispersion curves. A three-year

teleaseismic data (2012 -2014) with epicentral distance of 25°-90° and magnitude more than 5.5 have been used to determine the receiver functions by iterative deconvolution in time domain proposed by Ligorria and Ammon (1999). Iterative deconvolution in time domain to determine the receiver functions are more stable with noisy data in comparison to frequency domain. The fundamental mode of Rayleigh wave group and phase velocity dispersion curves have been provided by the study on the structure of crust and upper mantle of the Iranian Plateau for the period interval of 10-100 seconds made by Rahimi (2010).

A combined inversion of body wave receiver functions and Rayleigh wave velocities increases the uniqueness of the solution over the separate inversions, and also, facilitates explicit parameterization of the layer thickness in the model space.

Moho discontinuity depth is one of the most important parameters for investigation of crustal structure. The results of this study indicate an average crustal thickness varying from 38 km beneath Maraveh Tappeh (MRVT) station in north of the study region up to 44 km beneath Shahrood (SHRO) station in west of the region. Moreover, the results of this study suggest that the average crust thickness beneath Sabzevar (SZBV) and Jarkhoshk (JRKH) stations located in center and east of the study region is 40 km.

In general, northeastern Iran region has a thin crust compared to the crusts in the other areas investigated in this research work. It has also been shown that the joint inversion method can cause  $\pm 2$  kilometers of error.

### Introduction

Iran is situated in one of the world's seismic regions and the possibility of destructive earthquakes in most regions of the country has given great significance to recognition of Iranian seismic nature from a seismic and seismotectonic standpoint. The seismicity within Iran suggests that much of the deformation is concentrated in the Zagros, Alborz and Koppet Dag mountains, and in east of Iran, surrounding Central Iran and the Lut desert. The aim of this research is to study the crustal structure and Moho discontinuity of northeastern Iran region, Binalood mountains and Koppet Dag by the analysis of receiver function and surface waves dispersion.

### Methodology and Approaches

Receivers functions are time series obtained from three-component seismometers, and are created by deconvolving the vertical component from the radial and transverse components of the seismogram to isolate the receiver site effects from the other information contained in a teleseismic P and S wave.

The depth-velocity trade-off in receiver function causes nonuniqueness in the inverse problem. However, by incorporating information of absolute shear wave from dispersion estimates and joint inversion of these two datasets, this shortcoming can be compromised. To determine the receiver functions, we have used iterative deconvolution in time domain, proposed by Ligorria and Ammon (1999) that is more stable with noisy data in comparison to frequency domain. We have processed teleseismic events with epicentral distance of 25°-90° and magnitudes more than 5.5 that are recorded at a three-year time interval of 2012 to 2014. We have set the parameter  $a$  of the Gaussian filter to 1.00,

which gives an effective high frequency limit of about 0.5 in the P wave. In order to eliminate the source, path and instrument effects, deconvolution of the vertical component from the horizontal components of the seismograms has been used. All receiver functions have been grouped by azimuth ( $<10^\circ$ ) and distance ( $<15^\circ$ ), and in order to improve the signal-to-noise ratio, the individual receiver functions within each group have been stacked.

The fundamental mode of the Rayleigh wave group and phase velocities dispersion curves have been provided from the study carried out by Rahimi et al., (2014) on the structure of crust and upper mantle of the Iranian Plateau for the period interval of 10-100 seconds. Joint inversion of two independent data sets has been performed by considering appropriate weighting parameter obtained from Herrmann and Ammon program (2003). Minimizing standard error between real and predicted data is the criteria for getting the desired final and close to the earth real model. The inversion package requires that the real velocity structure is represented by a set of flat-lying, homogeneous, isotropic velocity layers. The starting model comprises of the layers having 1-km thick as the top 6 km of the model space, 2-km thick between the depths of 6 and 66 km, and 4 km thick between the depths of 66 and 78 km. The starting velocity for each layer in the model has been  $V_p=8.0$  km/s, which equates to upper mantle velocity.

### **Results and Conclusions**

The results of this study suggest that the average crust thickness beneath Shahrood (SHRO) station, located in west of the study region is 44 km and the average crust thickness beneath Sabzevar (SZBV) and Jarkhoshk (JRKH) stations located in center and east of the study region is 40 km. Furthermore, the crust thickness beneath Maraveh Tappeh (MRVT) station located in north of Koppeh Dagh region in is 38 km. In general, northeastern Iran region has a thin crust compared to the crust in other areas of northeast of Iran.

---

Archive of SID