

## روش‌ها و چالش‌های قرائت فازهای بازتابی از موهو

فاطمه علی دوست<sup>۱</sup>، اسماعیل بایرام نژاد<sup>۲\*</sup>، ظاهر حسین شمالی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران  
<sup>۲</sup> استادیار، گروه زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران  
<sup>۳</sup> دانشیار، گروه زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۱/۰۴/۳۱، پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۰۹)

### چکیده

فازهای PmP و SmS فازهای ثانویه‌ای هستند که از مرز موهو بازتاب می‌شوند. مسیر عبور فازهای بازتابی از موهو، از کل ساختار پوسته می‌گذرد؛ بنابراین زمان سیر آنها حاوی اطلاعات مفیدی از پوسته است. در این تحقیق از زمین‌لرزه‌های محلی واقع در شمال غرب ایران در سال‌های ۲۰۱۷-۱۹۹۶ با بزرگای بیش از ۳ و عمق کانونی کمتر از ۳۵ کیلومتر استفاده شده است. لرزه‌نگاشت‌های کوتاه‌دوره و باندپهن هر زمین‌لرزه به‌صورت مجزا بررسی و پس از حذف روند و میانگین و استفاده از فیلترهای مناسب، فازهای بازتابی قرائت شده‌اند. در این بررسی، به دلیل یکسان بودن پاسخ دستگاه برای لرزه‌نگاشت‌های مختلف در محدوده فرکانسی مورد نظر (۱ تا ۱۰ هرتز)، از حذف پاسخ دستگاه صرف‌نظر شده است. علاوه بر فازهای بازتابی، فازهای مستقیم P و S نیز قرائت شده است. در این تحقیق برای شناسایی فازهای بازتابی موهو، از برون‌راند فازهای بازتابی، شباهت حرکت ذرات فاز بازتابی PmP و فاز مستقیم P و همچنین فاز بازتابی SmS و فاز مستقیم S استفاده شده است. با صرف‌نظر کردن از داده‌هایی که اختلاف زمان سیر فازهای مستقیم و بازتابی مشاهده‌ای و محاسبه‌شده آنها بیش از ۰/۷۵ ثانیه است، دقت قرائت فازهای بازتابی افزایش یافته است. این روش که به زمان سیر تفاضلی موسوم است، باعث می‌شود مقدار خطای قرائت فازها در محدوده خطای تعیین محل زمین‌لرزه‌ها قرار گیرد. پس از بررسی‌های مختلف، فیلتر میان‌گذر باترورث ۴-۵/۰ هرتز برای قرائت فاز PmP و فیلتر میان‌گذر باترورث ۴-۲/۰ هرتز برای قرائت فاز بازتابی SmS مناسب تشخیص داده شد. در این مطالعه فازهای P و PmP در مؤلفه عمودی و فاز SmS در مؤلفه‌های عرضی و شعاعی بررسی شدند، اما برای اجتناب از هرگونه تأخیر زمانی که به دلیل ناهمسانگردی ایجاد می‌شود، فازهای S و SmS روی مؤلفه‌های افقی مشابه قرائت شدند.

**واژه‌های کلیدی:** فازهای ثانویه، ناپیوستگی موهو، حرکت ذرات، مؤلفه عمودی و افقی لرزه‌نگاشت، زمین‌لرزه‌های محلی شمال غرب ایران، زمان سیر تفاضلی

## ۱ مقدمه

فازهای بازتابی از موهو به دلیل عبور از کل ساختار پوسته و بازتاب از سطح موهو، اطلاعات بسیار مهم و مفیدی درباره پوسته و ناپیوستگی موهو دارند. از زمان سیر فازهای بازتابی، در توموگرافی پوسته (سان و همکاران، ۲۰۰۸ و شیا و همکاران، ۲۰۱۱)، تعیین دقیق عمق موهو و مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها استفاده می‌شود؛ بنابراین قرائت صحیح زمان سیر این امواج تأثیر بسیار زیادی در شناسایی زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی منطقه بررسی شده دارد. هدف از این تحقیق، قرائت زمان سیر فازهای بازتابی از موهو از روی لرزه‌نگاشت‌های سه مؤلفه‌ای است. در ادامه، برخی مطالعات در زمینه قرائت فازهای بازتابی از موهو معرفی می‌شود.

ناکاجیما و همکاران (۲۰۰۲) با استفاده از شباهت حرکت ذرات فازهای P و S مستقیم و بازتابی از موهو و همچنین افزایش دامنه فازهای بازتابی از موهو به دلیل بازتاب از مرز سرعتی قوی، زمان سیر این امواج را روی لرزه‌نگاشت‌های حاصل از زمین‌لرزه‌های کم عمق پوسته تعیین کردند. صلاح و ژائو (۲۰۰۴) با ایجاد لرزه‌نگاشت‌های مصنوعی بر اساس سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها و مقایسه آن با لرزه‌نگاشت‌های واقعی، ۱۶۵۹ فاز بازتابی PmP و SmS را قرائت و برای بررسی تغییرات ضخامت پوسته استفاده کردند. لین (۲۰۰۵) با استفاده از اختلاف زمان سیر فاز مستقیم P و فازهای بازتابی PmP و SmP و تشخیص دقیق فاز مستقیم P، تمام احتمالات ممکن برای فازهای بازتابی را با استفاده از جستجوی شبکه‌ای (grid search) مرز موهو بررسی کردند. نتایج ایشان نشان می‌دهد زاویه ورودی (incident angle) فاز بازتابی PmP بزرگ‌تر از فاز SmP و فاز مستقیم P است. دامنه فازهای بازتابی گاهی تحت تأثیر مسافت زیاد و میرایی، کوچک‌تر از دامنه فازهای مستقیم و گاهی متأثر از افزایش غیرعادی پارامتر Q در پوسته پایینی و میانی

نسبت به پوسته بالایی، بزرگ‌تر از دامنه فازهای مستقیم است. در این مقاله اغلب حالت دوم، یعنی بزرگ‌تر بودن دامنه فازهای بازتابی نسبت به فازهای مستقیم بررسی شده است. لی و همکاران (۲۰۰۸) با کمک روش ناکاجیما و همکاران (۲۰۰۲)، ۱۵۰۰ فاز PmP را قرائت و از آن در محاسبه ساختار سه‌بعدی پوسته استفاده کردند. از نظر ایشان به کارگیری فاز PmP باعث بهبود کیفیت و وضوح مدل پوسته میانی و پایینی می‌شود. سان و همکاران (۲۰۰۸) با استفاده از ایجاد لرزه‌نگاشت مصنوعی و روش ناکاجیما و همکاران (۲۰۰۲)، فاز PmP را برای توموگرافی سه‌بعدی پوسته به‌کاربردند. گوپتا و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از همین روش و ۵۷۲ فاز PmP، ساختار سه‌بعدی پوسته را محاسبه کردند. ژان و همکاران (۲۰۱۰) فاز بازتابی SmS را روی نوفه قرائت کردند. بنا بر نتایج آن مطالعه، فاز SmS در فاصله نزدیک بحرانی (critical distance) و در دوره ۵-۱ ثانیه بهتر مشاهده شد. ایشان با کمک لرزه‌نگاشت مصنوعی نشان دادند فاز SmS در فاصله ۲۰۰-۹۰ کیلومتری بهتر تشخیص داده می‌شود؛ یعنی جایی که فازهای S و SmS کاملاً از هم جدا می‌شوند. شیا و همکاران (۲۰۱۱) فاز PmP را با توجه به شباهت حرکت ذرات فاز مستقیم P و فاز بازتابی PmP، افزایش دامنه فاز بازتابی نسبت به فاز P و زمان سیر نظری آن قرائت کردند. ایشان اختلاف زمان سیر نظری و مشاهده‌ای فاز مستقیم و بازتابی کمتر از ۰/۳ ثانیه را برای قرائت زمان سیر فاز بازتابی از موهو صحیح فرض کردند و از فاز PmP برای افزایش پوشش پرتو و توموگرافی سه‌بعدی پوسته استفاده کردند. باروآ و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از لرزه‌نگاشت‌هایی با فاصله رومرکزی ۱۵۰-۶۰ کیلومتر مربوط به زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای ۲-۵/۹ و روش ناکاجیما و همکاران (۲۰۰۲)، فازهای بازتابی PmP و SmS را قرائت و عمق موهو را در شمال شرق هند

موهو (زمان رسید، دامنه و قطبیت) تحت تأثیر عواملی همچون فاصله رومرکزی، عمق کانونی، ارتفاع ایستگاه، عمق موهو و ساختار سرعتی پوسته است، شناسایی آن به‌سادگی امکان پذیر نیست؛ لذا استفاده از مدل سرعتی مناسب منطقه و مکان دقیق زمین‌لرزه‌ها تأثیر زیادی در دقت قرائت فازهای بازتابی دارد. در این تحقیق از مدل بایرام‌نژاد (۱۳۸۶) استفاده شده است که برای منطقه شمال غرب ایران مناسب است. علاوه بر نتایج مکان‌یابی جمیری و بایرام‌نژاد (۱۳۹۸)، از کاتالوگ مرکز لرزه‌نگاری کشوری نیز در مواردی استفاده شده است. جمیری و بایرام‌نژاد (۱۳۹۸) با استفاده از الگوریتم JHD که امکان استفاده از تصحیحات ایستگاهی و اعمال آن بر باقیمانده زمان سیر را فراهم می‌کند و باعث بهبود نسبی مکان زمین‌لرزه‌ها می‌شود، به مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌های بیست سال اخیر منطقه شمال غرب ایران پرداختند. متوسط عمق موهو در شمال غرب ایران ۴۵ کیلومتر است؛ بنابراین زمین‌لرزه‌هایی با عمق کانونی کمتر از ۳۵ کیلومتر می‌توانند فازهای بازتابی قوی ایجاد کنند. در این تحقیق برای قرائت فازهای بازتابی موهو از برون‌راند (-move out) زمان رسید فازهای لرزه‌ای، شباهت حرکت ذرات فازهای بازتابی و مستقیم متناظر و همچنین زمان سیر نظری فازهای بازتابی استفاده شده است

## ۲ لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران و شرق صفحه آناتولی قرار گرفته و توپوگرافی و ریخت‌شناسی سطحی آن، ناشی از همگرایی صفحه عربی-اوراسیا در طول انوسن تا میوسن است (برازنگی و همکاران، ۲۰۰۶). این منطقه با غلبه ساختاری سنگ‌های رسوبی دوران دوم تا رسوبات سست و جوان عهد حاضر تشکیل شده است و رس‌های ریزدانه و قدیمی باعث تشکیل سازندها و سنگ‌های رسوبی نیمه‌سخت دوره میوسن و پلیوسن

محاسبه کردند. سیچین و همکاران (۲۰۱۲) با کمک برنامه اکسیترا (Axitra) (کنتانت، ۱۹۹۰) و داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی، القایی و انفجاری، لرزه‌نگاشت مصنوعی ایجاد و از آن برای قرائت فازهای بازتابی PmP و SmS استفاده کردند. شوگان و ووآن (۲۰۱۲) با ایجاد شتاب‌نگاشت مصنوعی و استفاده از محدوده فرکانسی ۰/۲۵ تا ۲ هرتز در فاصله رومرکزی ۷۰ تا ۱۸۰ کیلومتر، فازهای بازتابی SmS را با استفاده از داده‌های درون‌چاهی قرائت کردند. بورا و همکاران (۲۰۱۴) با استفاده از حرکت ذرات، افزایش دامنه فازهای بازتابی و زمان رسید نظری آنها، فازهای بازتابی از موهو (SmS و PmP) و فازهای SP و PS را قرائت و از آنها برای محاسبه تغییرات دوبعدی عمق موهو استفاده کردند. هرویکووا و همکاران (۲۰۱۳) روش چندآزیموتی (multi-azimuthal) را برای قرائت فازهای بازتابی موهو به‌کار گرفتند. در این روش، لرزه‌نگاشت در آزیموت‌های مختلف با گام‌های ۱۵ درجه‌ای چرخانده می‌شود تا فازهای بازتابی موهو بهتر تشخیص داده شوند. قبل از به‌کارگیری روش چندآزیموتی، از همبستگی متقابل فاز P یک ایستگاه و سایر لرزه‌نگاشت‌های ثبت‌شده در آن ایستگاه برای تعیین دقیق زمان رسید فاز P، به‌خط‌شدگی (alignment) بر اساس زمان رسید موج P و برانبارش (stacking) شکل موج‌ها استفاده شد تا فازهای PmP، SmS و PmS با دقت بیشتری قرائت شوند. سپس از زمان سیر فازهای بازتابی برای محاسبه عمق موهو استفاده شد. هی و همکاران (۲۰۱۷) از نگاشت‌های مصنوعی و برانبارش لرزه‌نگاشت‌های زمین‌لرزه‌های با عمق بیشتر از ۱۰۰ کیلومتر و بزرگای بیش از ۵/۸ برای تخمین عمق موهو و قرائت فازهای pP، PmP و P استفاده کردند.

علی‌رغم ثبت فازهای بازتابی از موهو در لرزه‌نگاشت‌ها، به‌ندرت از آنها در تحقیقات زلزله‌شناسی استفاده می‌شود. از آنجاکه ویژگی‌های فازهای بازتابی از

شده‌اند. فروافتادگی زمین‌ساختی دریاچه ارومیه، یک پهنه شکستگی را با طول عمومی حدود ۲۵۰ کیلومتر تشکیل داده است (افتخارنژاد، ۱۹۷۵؛ نبوی، ۱۳۵۵؛ بربریان، ۱۹۹۷ و قدس و همکاران، ۲۰۱۵).

جابه‌جایی رسوبات کواترنری پسین، ثبت خردزمین‌لرزه‌های فراوان در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری محلی از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۷، جابه‌جایی آبراهه‌ها، مشاهده پرتگاه‌های گسلی در سطح زمین، گسیختگی‌های خاک، چگونگی قرارگیری چینه‌ها، نبود چینه‌شناسی در منطقه و وقوع زمین‌لرزه‌های تاریخی متعدد، فعالیت‌های زمین‌ساختی‌ای را آشکار می‌کند که بیشتر ناشی از فعالیت گسل اصلی تبریز و سایر گسل‌های فرعی منطقه است. زمین‌لرزه‌های تاریخی سال‌های ۱۷۲۱ و ۱۷۸۰ میلادی را می‌توان به فعالیت گسل اصلی تبریز نسبت داد (امبرسبز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۱۹۹۷؛ بربریان و بیتز، ۱۹۹۹؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۳ و بربریان، ۲۰۱۴). نرخ لرزه‌خیزی در این منطقه همخوانی خوبی با گسل‌های اصلی منطقه دارد و برخلاف نرخ کم لرزه‌خیزی دستگاهی، زمین‌لرزه‌های مخرب و بزرگی در این ناحیه رخ داده است (بربریان، ۱۹۹۷ و کیسترناس و همکاران، ۱۹۹۷). بیشتر زمین‌لرزه‌های این ناحیه، کم‌عمق (مرادی و همکاران، ۲۰۱۱) و با گسلش سطحی همراه هستند. لایه لرزه‌زا در این منطقه حدود ۲۰ کیلومتر ضخامت دارد و زلزله‌ها در پوسته فوقانی رخ می‌دهند (بربریان و بیتز، ۱۹۹۹؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۳ و کراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴). پس از یک سکون لرزه‌ای ۲۳۰ ساله، زمین‌لرزه دوگانه اهر-ورزقان با بزرگای ۶/۴ و ۶/۲، در شمال شرق گسل شمال تبریز، در ناحیه‌ای رخ داد که نرخ تغییر شکل آن کم و با گسل‌های عمیق احاطه شده بود (کیسترناس و همکاران، ۱۹۹۷؛ مسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ رلینجر و دیلیتر، ۲۰۰۶؛ قدس و همکاران، ۲۰۱۵ و عزیززنجانی و همکاران، ۲۰۱۳). این زمین‌لرزه ۱۲

همگرایی صفحات عربی، آناتولی و اوراسیا سبب ایجاد گسلش تراست و راستالغز با مؤلفه فشاری در راستای شمال غربی- جنوب شرقی در این منطقه شده (کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶؛ زمانی و مسون، ۲۰۱۴؛ جکسون، ۱۹۹۲ و پرستلی و همکاران، ۱۹۹۴) و نرخ لغزش ۱۳ تا ۱۵ میلیمتری را در سال ایجاد کرده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) که با سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های این منطقه همخوانی دارد. در بخش غربی این ناحیه، روند محور ساختارهای زمین‌شناسی تقریباً با بخش شمالی کمربند چین‌خورده فعال زاگرس موازی است. رژیم فشارشی حاکم بر این منطقه سبب تشکیل آتشفشان‌های سه‌سند، سبلان و سارای در دوره میوسن- پلیستوسن شده است. منطقه مورد مطالعه از طرف جنوب با رشته‌کوه زاگرس، از شمال با رشته‌کوه‌های قفقاز و از مشرق با رشته‌کوه‌های تالش احاطه شده است (دیدون و گیمین، ۱۹۷۶؛ شفایی مقدم و همکاران، ۲۰۱۴ و لچمن و همکاران، ۲۰۱۸). این منطقه از لحاظ لرزه‌خیزی یکی از مناطق فعال فلات ایران به‌شمار می‌رود و در قرن گذشته، زمین‌لرزه‌های مخرب متعددی را تجربه کرده است. آمار داده‌های لرزه‌ای دستگاهی و تاریخی در منطقه نشان می‌دهد این ناحیه توان لرزه‌خیزی زیادی دارد و مطابق نقشه خطر زمین‌لرزه ایران (بربریان، ۱۹۹۷)، این ناحیه در منطقه با احتمال خطر متوسط تا زیاد قرار دارد. گسل‌های مهم با توان لرزه‌زایی زیاد در این منطقه عبارت‌اند از: گسل شمال تبریز؛ گسل شمال میشو؛ گسل جنوب میشو؛ گسل تسوج؛ گسل دریاچه ارومیه؛ گسل میانه (کراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴ و آغاجانی و همکاران، ۲۰۱۷). گسل بنیادی منطقه، گسل شمال تبریز با شیب تقریباً قائم و نرخ لغزش  $7/3 \pm 1/3$  میلیمتر در سال است که از کوه‌های میشو (در غرب) تا بستان‌آباد (در شرق) کشیده شده (رحیم‌زاده و همکاران، ۲۰۲۱) و در شمال و شمال خاوری

مطابق مدل بایرام‌نژاد (۱۳۸۶)، چنانچه حاصل (PmP-P) و (SmS-S) مشاهده‌ای و نظری کمتر از ۰/۷۵ ثانیه باشد، خطای حاصل از فازخوانی در محدوده خطای کانونی زمین‌لرزه‌ها قرار می‌گیرد و دقتی پذیرفتنی دارد. به این ترتیب ۲۱۶ فاز P و PmP و ۱۶۱ فاز S و SmS خوانده شد.

پس از حذف میانگین و روند داده‌ها، با به‌کاربردن فیلتر باترورث با فرکانس گوشه بین ۲ و ۸، ۷ و ۰/۵، ۴ یا ۰/۲ مشخص شد که فاز PmP با استفاده از فیلتر باترورث و فرکانس گوشه ۰/۵ و ۴ هرتز و فاز SmS با فیلتر باترورث و فرکانس گوشه ۰/۲ و ۴ هرتز بهتر دیده می‌شود. در محدود فرکانسی مورد علاقه ما (۱ تا ۱۰ هرتز) پاسخ دستگاهی لرزه‌نگارهای کوتاه‌دوره و باندپهن تقریباً یکسان است (آکرلی، ۲۰۱۴) و ایستگاه‌های استفاده‌شده همگی یک نوع پاسخ فرکانسی دارند؛ لذا اثر پاسخ دستگاه حذف نشده است.

### ۲-۳ ویژگی‌های فازهای بازتابی

همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، با افزایش فاصله رومرکزی، اختلاف زمان سیر فازهای بازتابی با عمق‌های متفاوت کاهش می‌یابد. همچنین اختلاف زمان سیر بین منحنی حاصل از عمق ۵ و ۲۰ کیلومتر بیشتر از زمان سیر بین عمق ۲۰ و ۳۵ کیلومتر است که بیانگر افزایش سرعت موج با افزایش عمق است. وقتی فاصله رومرکزی کم است، مسیر عبور فازهای بازتابی تقریباً عمودی است و زمان سیر این فازها بیشتر با عمق کانونی زمین‌لرزه کنترل می‌شود، اما با افزایش فاصله رومرکزی، مسیر عمودی فاز بازتابی کاهش می‌یابد و زمان سیر این فازها، بیشتر تحت تأثیر فاصله رومرکزی زمین‌لرزه است (شکل ۳). مطابق شکل ۴، اختلاف زمان سیر فازهای بازتابی و مستقیم با افزایش فاصله رومرکزی کاهش می‌یابد (شیب منحنی

کیلومتر گسیختگی سطحی در راستای شرقی- غربی ایجاد کرد (فریدی و سرتیبی، ۱۳۹۱ و کویلی و همکاران، ۲۰۱۳).

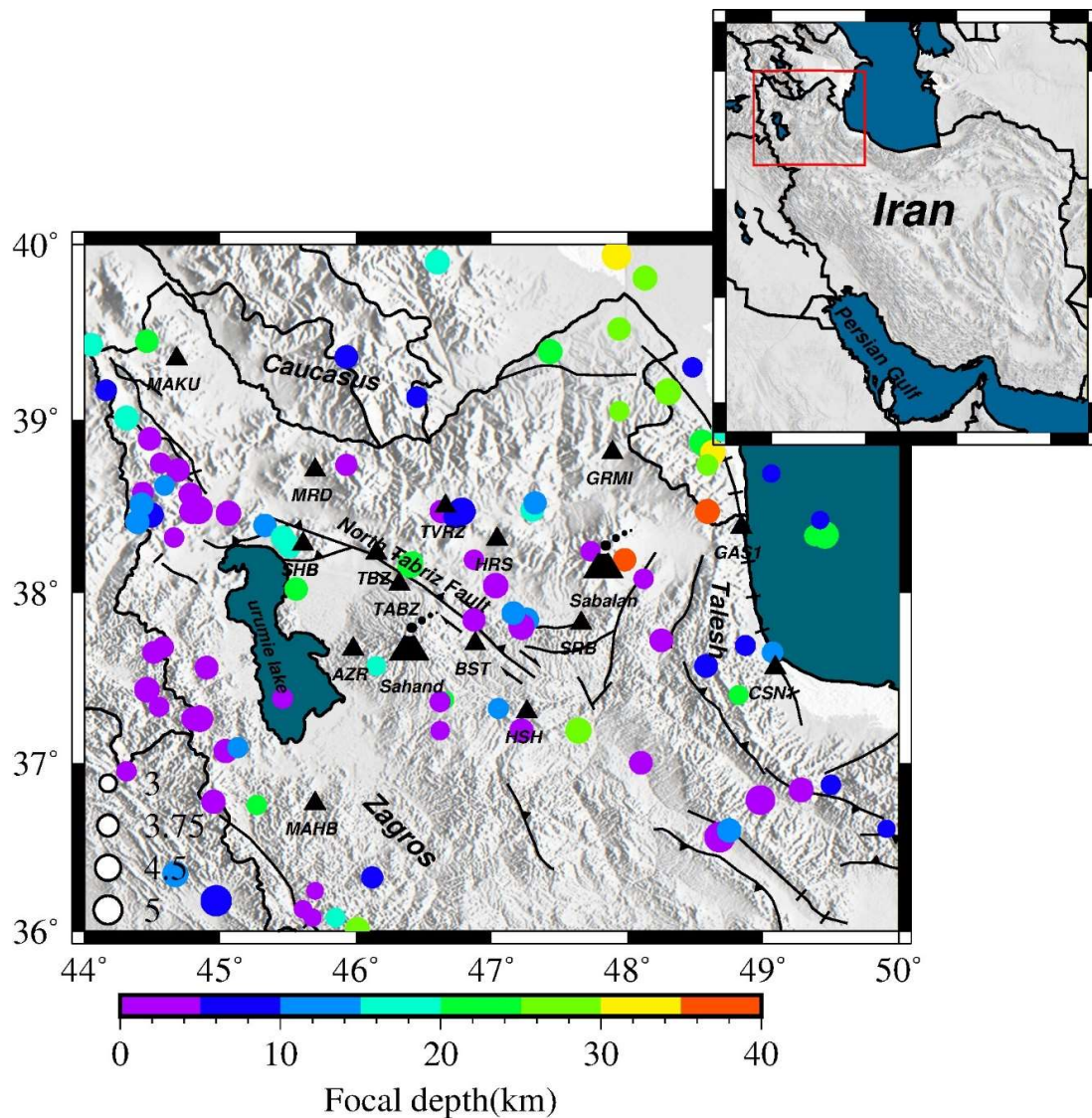
### ۳ روش پژوهش

#### ۳-۱ داده‌ها

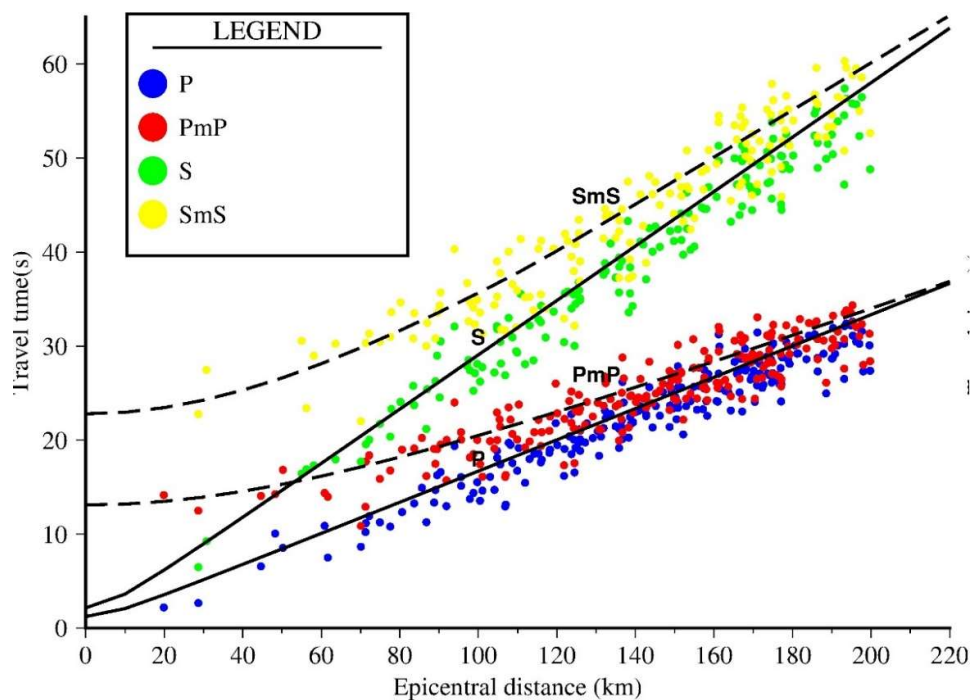
داده‌های استفاده‌شده در این مطالعه، لرزه‌نگاشت‌های سه مؤلفه‌ای زمین‌لرزه‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۷ با بزرگای بیش از ۳ و عمق کانونی کمتر از ۳۵ کیلومتر در محدوده طول جغرافیایی ۴۴ تا ۵۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶ تا ۴۰ درجه شمالی است که شکل موج‌های آنها از مرکز لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) فراهم شده است (<http://irsc.ut.ac.ir/>). به دلیل تجمع نقاط پیرس (Pierce) در برخی مناطق، از زمین‌لرزه‌هایی استفاده شده است که بزرگ‌تر از ۴ هستند و فواصل رومرکزی آنها بیش از ۱۰۰ کیلومتر است. در سایر مناطق نیز که تراکم نقاط پیرس کمتر است، از لرزه‌نگاشت‌های حاصل از زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۳ استفاده شده است. در شکل ۱ نقشه پراکنندگی زمین‌لرزه‌ها و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری استفاده‌شده نشان داده شده است. منحنی زمان سیر- فاصله رومرکزی امواج لرزه‌ای، بیانگر این است که فازهای بازتابی در فواصل تقریبی ۶۰ تا ۱۸۰ کیلومتر، احتمال تداخل کمتری با امواج مستقیم دارند و بهتر مشاهده می‌شوند (شکل ۲). در این شکل خطوط ممتد و منقطع، زمان سیر نظری فازهای P، PmP، S و SmS را نشان می‌دهد که برای عمق متوسط زمین‌لرزه‌های استفاده‌شده (۹/۵ کیلومتر) در فاصله رومرکزی ۰ تا ۲۲۰ کیلومتر رسم شده است. زمان رسید فازهای قرائت‌شده مذکور با دایره‌های رنگی توپر نشان داده شده است. خطای کانونی زمین‌لرزه‌ها کمتر از ۵ کیلومتر است (جمیری و بایرام‌نژاد، ۱۳۹۸) و با توجه به متوسط سرعت موج P در پوسته بالایی و پایینی (۶/۳ کیلومتر بر ثانیه)

برای این پدیده، افزایش سرعت موج زیر مرز کنراد است و دلیل اینکه در فواصل رومرکزی بیشتر از ۸۰ کیلومتر بهتر دیده می‌شوند، این است که موج مسافت بیشتری را با سرعت زیادتر برای رسیدن به ایستگاه طی می‌کند ( شکل ۴).

افزایش می‌یابد و سرعت موج با افزایش عمق بیشتر می‌شود، اما مقدار شیب این منحنی برای عمق کانونی ۲۵ و ۳۰ کیلومتر که نسبت به لایه کنراد در مدل سرعتی یک-بعدی بایرام‌نژاد (۱۳۸۶) عمق بیشتری دارند، در فواصل رومرکزی بیشتر از ۸۰ کیلومتر افزایش می‌یابد. یک دلیل

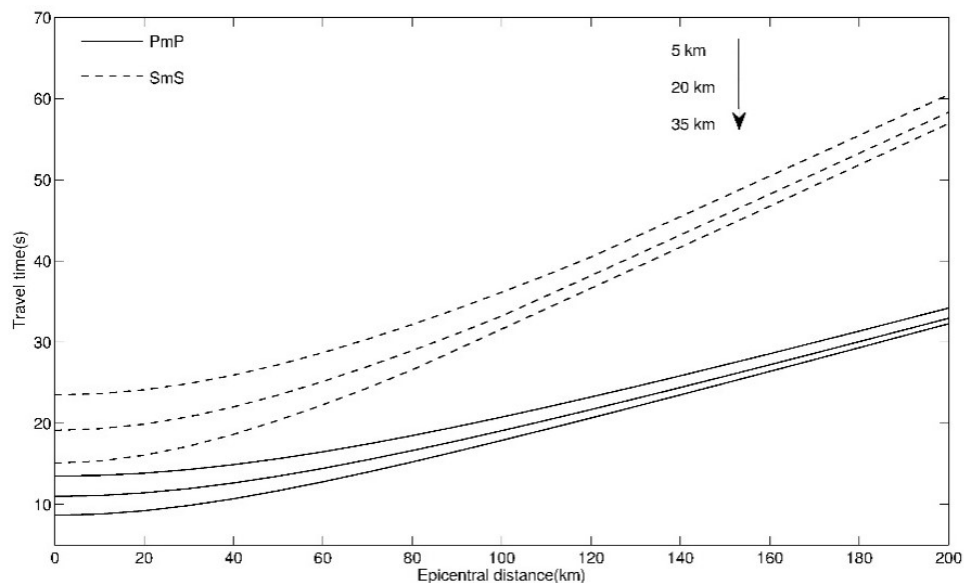


شکل ۱. نقشه محل ایستگاه‌های لرزه‌ای (مثلث) و زمین‌لرزه‌ها (دایره) با در نظر گرفتن عمق و بزرگای آنها. محل آتشفشان‌ها با نماد ویژه آتشفشان مشخص شده است. خطوط سیاه معرف گسل‌های اصلی هستند.

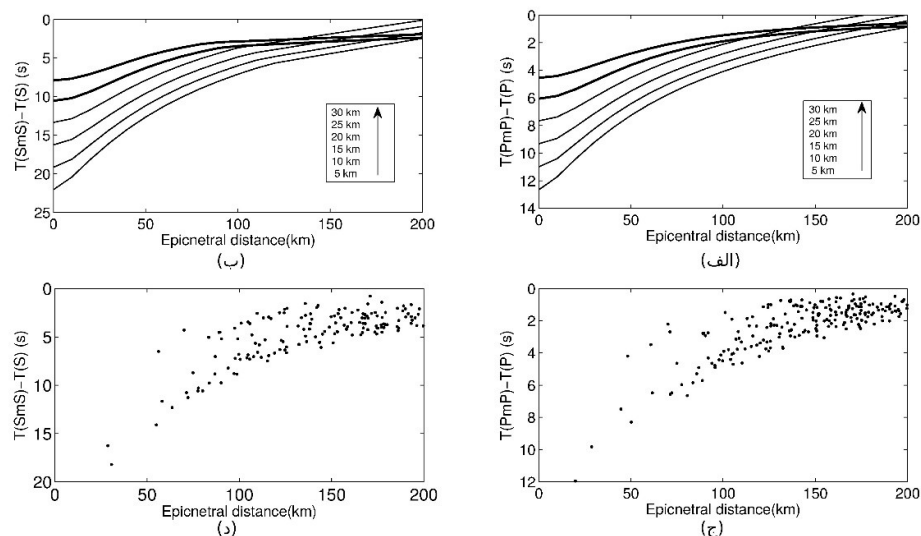


شکل ۲. منحنی زمان سیر- فاصله رومرکزی فازهای لرزه‌ای. خطوط ممتد و منقطع بیانگر زمان رسید نظری فازها برای عمق متوسط زمین‌لرزه‌های استفاده‌شده (۹/۵ کیلومتر)

جدول (۱) است. نقاط آبی، قرمز، سبز و زرد به ترتیب معرف فازهای خوانده‌شده P، PmP، S و SmS هستند.



شکل ۳. تغییرات زمان سیر فازهای بازتابی PmP و SmS برحسب تغییر فاصله رومرکزی و عمق کانونی. مطابق مدل سرعتی یک‌بعدی بایرام‌نژاد (۱۳۸۶)، عمق کانونی زمین‌لرزه از ۵ کیلومتر تا ۳۵ کیلومتر، از بالا به پایین (برای هر دو منحنی زمان سیر فازهای PmP و SmS مطابق جهت فلش) افزایش می‌یابد.



شکل ۴. منحنی اختلاف زمان سیر فازهای بازتابی و مستقیم برحسب فاصله رومرکزی و عمق زمین‌لرزه بر اساس مدل بایرام‌نژاد (۱۳۸۶) با استفاده از داده‌های محاسبه‌ای (الف و ب) و مشاهده‌ای (ج و د).

### ۳-۳ روش قرائت فازهای بازتابی از موهو

برای قرائت فازهای بازتابی از موهو از روش ناکاجیما و همکاران (۲۰۰۲) استفاده شده است. استفاده از مدل سرعتی که با ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه سازگاری بیشتری داشته باشد، تأثیر زیادی در دقت قرائت فازهای لرزه‌ای دارد. مدل‌های سرعتی مورد استفاده در این بررسی شامل مدل سرعتی بایرام‌نژاد (۱۳۸۶)، مدل سرعتی مرادی و همکاران (۲۰۱۱) و مدل سرعتی iasp91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) است. از این میان، مدل سرعتی بایرام‌نژاد (۱۳۸۶) که مشابهت بیشتری با زمان سیر فاز P داشت، برای تعیین زمان سیر فازها انتخاب شد. انتخاب این مدل به علت ماهیت میانگین جهانی بودن مدل سرعتی iasp91 و محدود بودن مدل سرعتی مرادی به ناحیه‌ای کوچک (اطراف تبریز) از یک طرف و تعریف شدن مدل سرعتی بایرام‌نژاد برای ناحیه‌ای با محدوده مشابه از طرف دیگر، طبیعی است. بایرام‌نژاد (۱۳۸۶) با برگردان زمان سیر فاز P

زمین‌لرزه‌های محلی شمال غرب ایران با استفاده از نرم‌افزار ولست (VELEST) (کیسلینگ و همکاران، ۱۹۹۵)، مدل سرعتی یک‌بعدی را برای شمال غرب ایران محاسبه کردند (جدول ۱).

این جدول با متوسط‌گیری از مدل ارائه‌شده و حذف لایه‌های کم‌ضخامت فرعی حاصل شده است. مراحل زیر برای قرائت فازهای بازتابی انجام شده است:

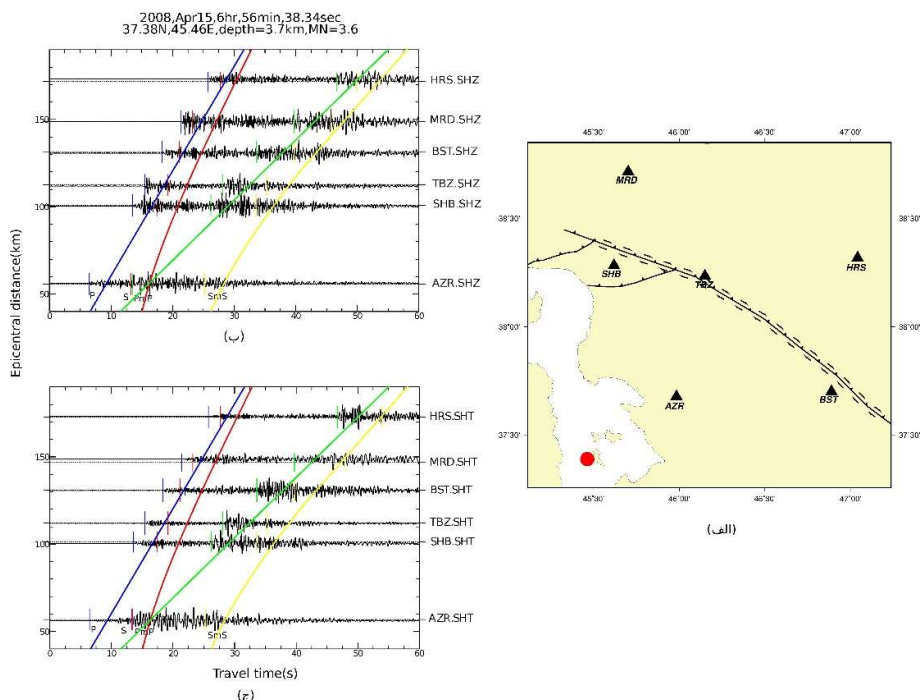
– با استفاده از مدل بایرام‌نژاد (۱۳۸۶) زمان سیر فازهای P، PmP، S و SmS محاسبه شد. برای قرائت فازهای P و PmP از مؤلفه عمودی لرزه‌نگاشت و برای فازهای S و SmS از مؤلفه عرضی لرزه‌نگاشت استفاده شده است. فاز S را می‌توان از روی دو مؤلفه شعاعی (radial) و عرضی (transverse) نیز قرائت کرد، ولی به دلیل جدایش (splitting) موج برشی S در محیط‌های ناهمسانگرد (anisotropic) و اجتناب از هرگونه تأخیر زمانی ناشی از آن، هر دو فاز S و



- Sms روی یک مؤلفه قرائت می‌شود.
- مؤلفه‌های لرزه‌نگاشت بر اساس افزایش فاصله رومرکزی مرتب می‌شوند.
  - به‌طور کلی، میرایی باعث کاهش انرژی امواج می‌شود و دامنه فازهای بازتابی را کاهش می‌دهد، اما از آنجاکه در برخی موارد، ضریب کیفیت Q در پوسته میانی و پایینی بیشتر از پوسته بالایی است، دامنه فازهای بازتابی بزرگ‌تر از دامنه موج مستقیم می‌شود (لین، ۲۰۰۵)؛ از این‌رو در این تحقیق، هر دو حالت بررسی شده است.
  - ابتدا بر اساس برون‌راند زمان سیر تقریبی، فاز بازتابی از موهو (PmP) مشخص و سپس اختلاف زمان سیر نظری و مشاهده‌ای فاز P ( $\Delta t_p$ ) و فاز PmP ( $\Delta t_{pmp}$ ) محاسبه شده است.
  - برای فاز بازتابی Sms نیز بر اساس برون‌راند زمان سیر تقریبی، فاز Sms مشخص و سپس اختلاف زمان سیر نظری و مشاهده‌ای فاز S ( $\Delta t_s$ ) و فاز SmS ( $\Delta t_{smS}$ ) محاسبه شده است.
  - بر اساس خطای تعیین محل زمین‌لرزه‌ها (۵ کیلومتر) و متوسط سرعت موج P در پوسته (۶/۳ کیلومتر بر ثانیه) بنا بر مدل سرعتی بایرام‌نژاد (۱۳۸۶)، چنانچه میزان اختلاف بین  $\Delta t_p$  و  $\Delta t_{pmp}$  مشاهده‌ای و نظری کمتر از ۰/۷۵ ثانیه باشد، زمان سیر فاز PmP در محدوده خطای مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها است و دقت لازم را نیز دارد.
  - چنانچه طبق معادله  $\alpha = v \times t$ ، میزان اختلاف بین  $\Delta t_s$  و  $\Delta t_{smS}$  مشاهده‌ای و نظری کمتر از ۱/۳ ثانیه باشد، فاز SmS در محدوده خطای مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها است و دقت لازم را نیز دارد، اما به دلیل داشتن معیاری مشابه برای فازهای PmP و SmS و همچنین بیشتر بودن خطای قرائت فاز S و SmS، از فازهایی صرف‌نظر می‌شود که اختلاف  $\Delta t_s$  و  $\Delta t_{smS}$
- مشاهده‌ای و نظری آنها بیشتر از ۰/۷۵ باشد.
- استفاده از اختلاف زمان سیر نظری و مشاهده‌ای PmP-P و همچنین SmS-S که به آن زمان سیر تفاضلی (differential travel time) گفته می‌شود، باعث می‌شود مقدار خطای فازخوانی در محدوده خطای تعیین محل زمین‌لرزه‌ها (۵ کیلومتر) (جمیری و بایرام‌نژاد، ۱۳۹۸) و خطای حاصل از مدل سرعتی استفاده‌شده (مدل بایرام‌نژاد، ۱۳۸۶) باشد.
  - فاز PmP مانند فاز P از نوع موج فشارشی و دامنه آن در مؤلفه عمودی بیشتر از مؤلفه افقی است در حالی که فاز Sms مانند فاز S از نوع موج برشی و دامنه آن در مؤلفه افقی بیشتر از مؤلفه عمودی است؛ لذا برای شناسایی فازهای PmP و SmS به ترتیب از شباهت حرکت ذرات فازهای P و PmP و فازهای S و SmS استفاده شده است (ناکاجیما و همکاران، ۲۰۰۲؛ صلاح و ژائو، ۲۰۰۴؛ باروآ و همکاران، ۲۰۱۱ و بورا و همکاران، ۲۰۱۴).
- جدول ۱. مدل سرعتی استفاده‌شده برای محاسبه زمان سیرها. این مدل از حذف لایه‌های کوچک و متوسط‌گیری از مدل بایرام‌نژاد (۱۳۸۶) حاصل شده است.
- | عمق بالای لایه (کیلومتر) | سرعت موج P (کیلومتر بر ثانیه) | $V_p/V_s$ |
|--------------------------|-------------------------------|-----------|
| ۰                        | ۶/۰                           | ۱/۷۴      |
| ۲۳                       | ۶/۶                           | ۱/۷۴      |
| ۴۵                       | ۸/۰                           | ۱/۷۴      |
- در ادامه، دو لرزه‌نگاشت برای نمونه آورده شده است که با روش ذکرشده قرائت شده‌اند.
- نمونه اول مربوط به زمین‌لرزه ۱۵ آوریل ۲۰۰۸ با بزرگای ۳/۶ است که در ایستگاه‌های آذرشهر، شبستر، تبریز، مرند و بستان‌آباد در فاصله رومرکزی حدود ۵۰ تا ۱۷۰ کیلومتر به ثبت رسیده است (شکل ۵). موقعیت زمین

مستقیم نشان داده شده است. چنانچه مشاهده می‌شود، فازهای بازتابی PmP و SmS به صورت فازهای فشارشی و برشی در ایستگاه ثبت می‌شوند. در لرزه‌نگاشت مربوط به ایستگاه هریس، دامنه فاز بازتابی بزرگ‌تر از دامنه فاز مستقیم است (شکل ۸-الف) که بیانگر این است که تحت تأثیر مسیر عبوری متفاوتی بوده‌اند، میرایی پوسته پایینی در این ناحیه کمتر است و با توجه به شکل ۱، فاز بازتابی مسیر بیشتری را در نواحی آتشفشانی طی کرده است. اختلاف زمان سیر فاز بازتابی SmS و فاز مستقیم S، حدود ۱/۷ برابر اختلاف زمان سیر فاز بازتابی PmP و فاز مستقیم P است که دلیلی بر این است که فازهای بازتابی حاصل انعکاس فازهای مستقیم P و S از مرز مشخصی هستند (لرزه‌نگاشت‌های ایستگاه‌های آذرشهر، تبریز و هریس).

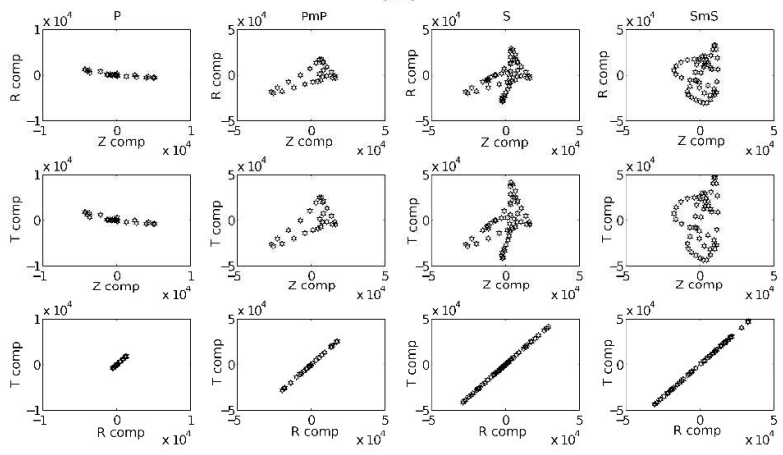
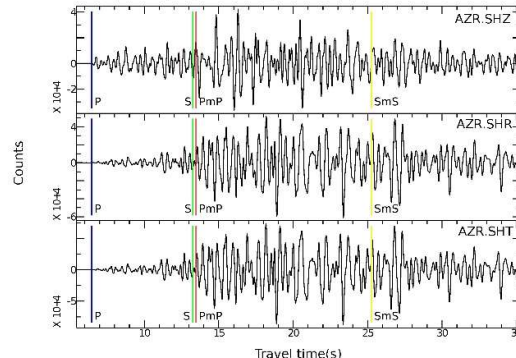
لرزه و ایستگاه‌ها و مولفه عمودی و افقی لرزه‌نگاشت‌های مربوطه در شکل ۵ نشان داده شده است. نکته درخور توجه، لرزه‌نگاشت ایستگاه تبریز است که در آن، زمان رسید نظری فاز بازتابی PmP و فاز مستقیم S در فاصله رومرکزی ۵۶ کیلومتر با هم تداخل می‌کنند. این دو فاز با فاصله زمانی بسیار اندکی قرائت شده‌اند (شکل ۶-الف). حرکت ذرات فاز بازتابی PmP و S نیز شباهت زیادی به هم دارند که نشان از پیچیدگی قرائت این فاز است (شکل ۶-ب). پنجره زمانی برای رسم حرکت ذرات فازهای P و PmP، ۰/۵ ثانیه است و به دلیل عدم قطعیت بیشتر قرائت فازهای S و SmS، یک ثانیه در نظر گرفته شده است. در ایستگاه تبریز، دامنه فاز بازتابی PmP کوچک‌تر از دامنه فاز مستقیم P و دامنه فاز بازتابی SmS کوچک‌تر از دامنه فاز مستقیم S است (شکل ۷-الف). در شکل ۷-ب نیز حرکت ذرات فازهای بازتابی و



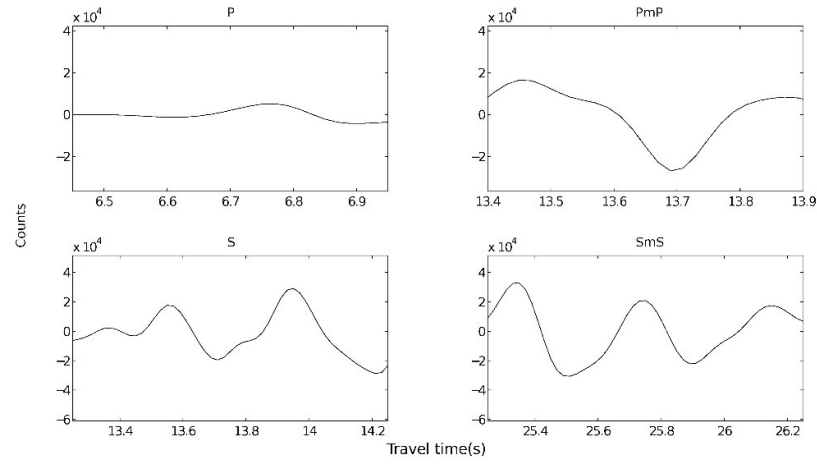
شکل ۵. (الف) موقعیت زمین‌لرزه (دایره قرمز) و ایستگاه‌ها (مثلث مشکی) (ب) مؤلفه عمودی (ج) مؤلفه افقی لرزه‌نگاشت‌های زمین‌لرزه ۱۵ آوریل ۲۰۰۸ با بزرگای ۳/۶. داده‌ها فیلتر نشده‌اند و روند و میانگین از روی لرزه‌نگاشت‌ها حذف شده است. برای قرائت فاز بازتابی PmP فیلتر باتورث با فرکانس گوشه ۰/۵ و ۴ هرتز و برای قرائت فاز SmS فیلتر باتورث با فرکانس گوشه ۰/۲ و ۱ استفاده شده است. در شکل‌های (ب) و (ج)، منحنی‌های آبی، قرمز، سبز و زرد

به ترتیب زمان سیر نظری فازهای P, PmP, S و SmS را نشان می‌دهند.

Hypocentral parameters: 2008, Apr 15, 6hr, 56min, 38.34sec  
 37.38N, 45.46E, depth=3.7km, MN=3.6, Epicentral distance=56km

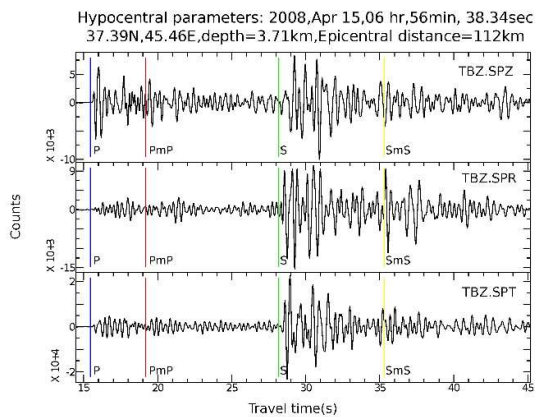


(ب)

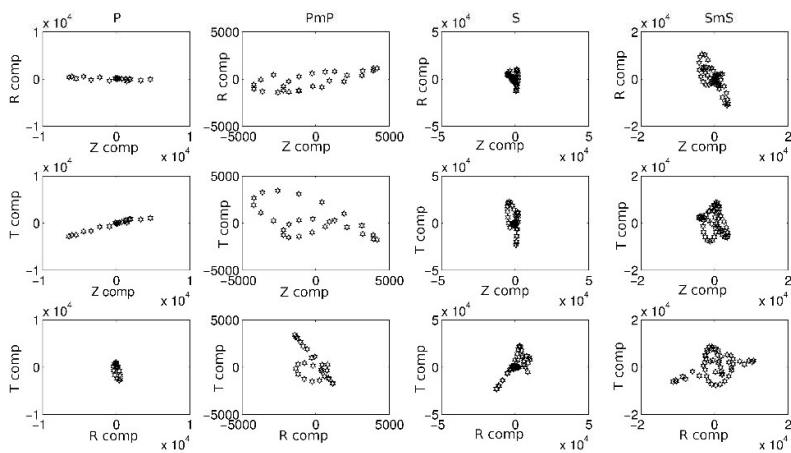


(ج)

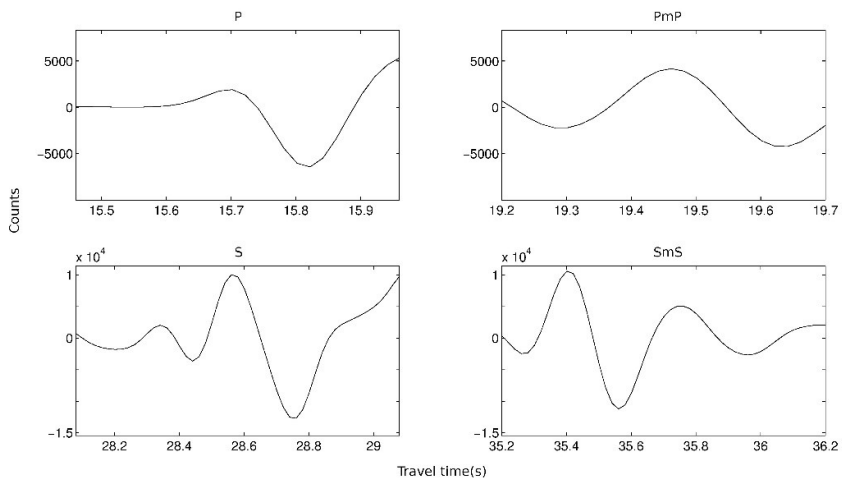
شکل ۶. (الف) نمونه‌ای از لرزه‌نگاشت سه مؤلفه‌ای زمین‌لرزه کم عمق ثبت شده در ایستگاه آذرشهر. فازهای بازتابی از موهو (PmP و SmS) بعد از فازهای مستقیم S و P مشاهده می‌شوند. (ب) حرکت ذرات فازهای بازتابی و مستقیم (ج) محدوده زمانی برای رسم حرکت ذرات فازها.



(الف)

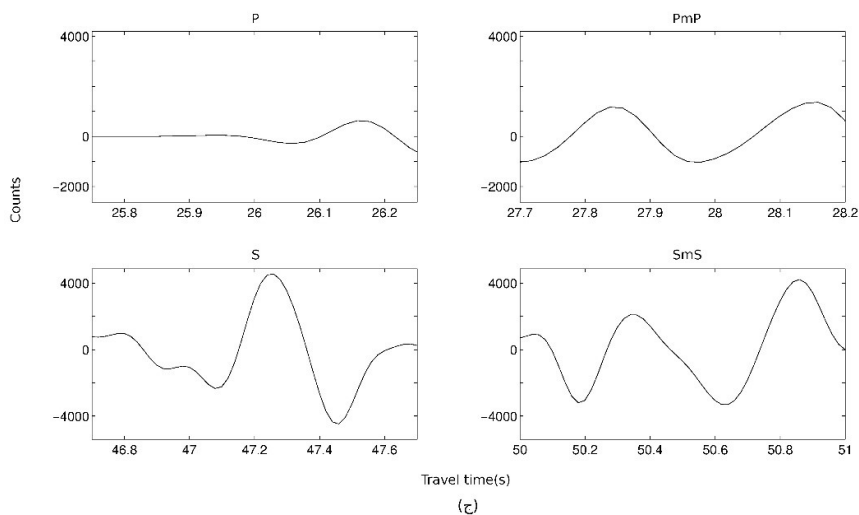
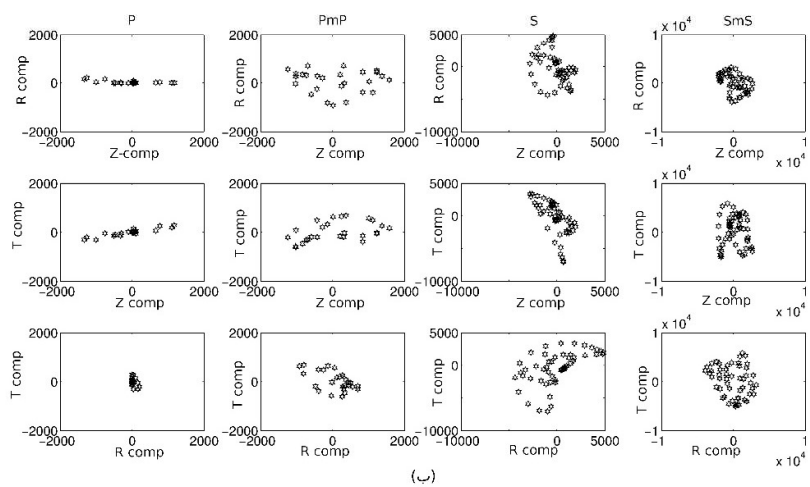
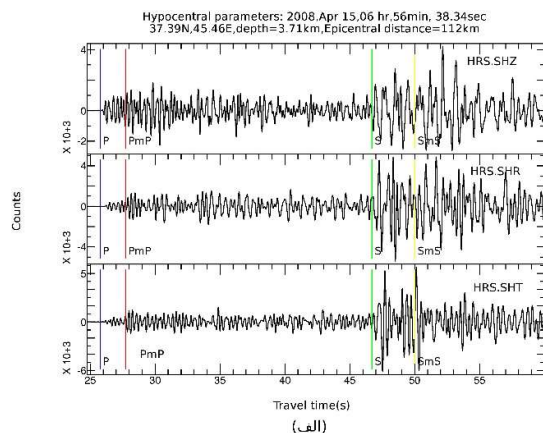


(ب)



(ج)

شکل ۷. مانند شکل ۶ اما برای ایستگاه تبریز.



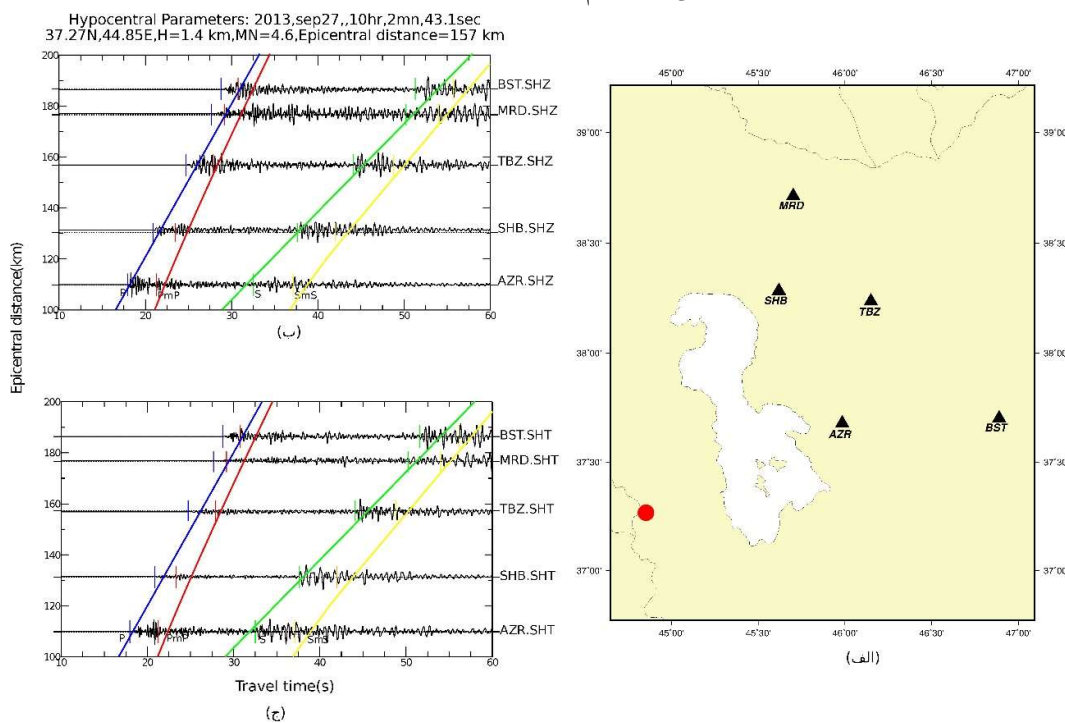
شکل ۸. مانند شکل ۶ اما برای ایستگاه هریس.

آن در شکل ۱۱ نشان داده شده است. در لرزه‌نگاشت‌های ایستگاه‌های تبریز و شبستر، نسبت اختلاف زمان سیر فاز بازتابی SmS و S به زمان سیر فاز بازتابی PmP و P کمتر از ۱/۷ است که بیانگر مسیر عبور کم‌سرعت در نواحی غرب دریاچه ارومیه است.

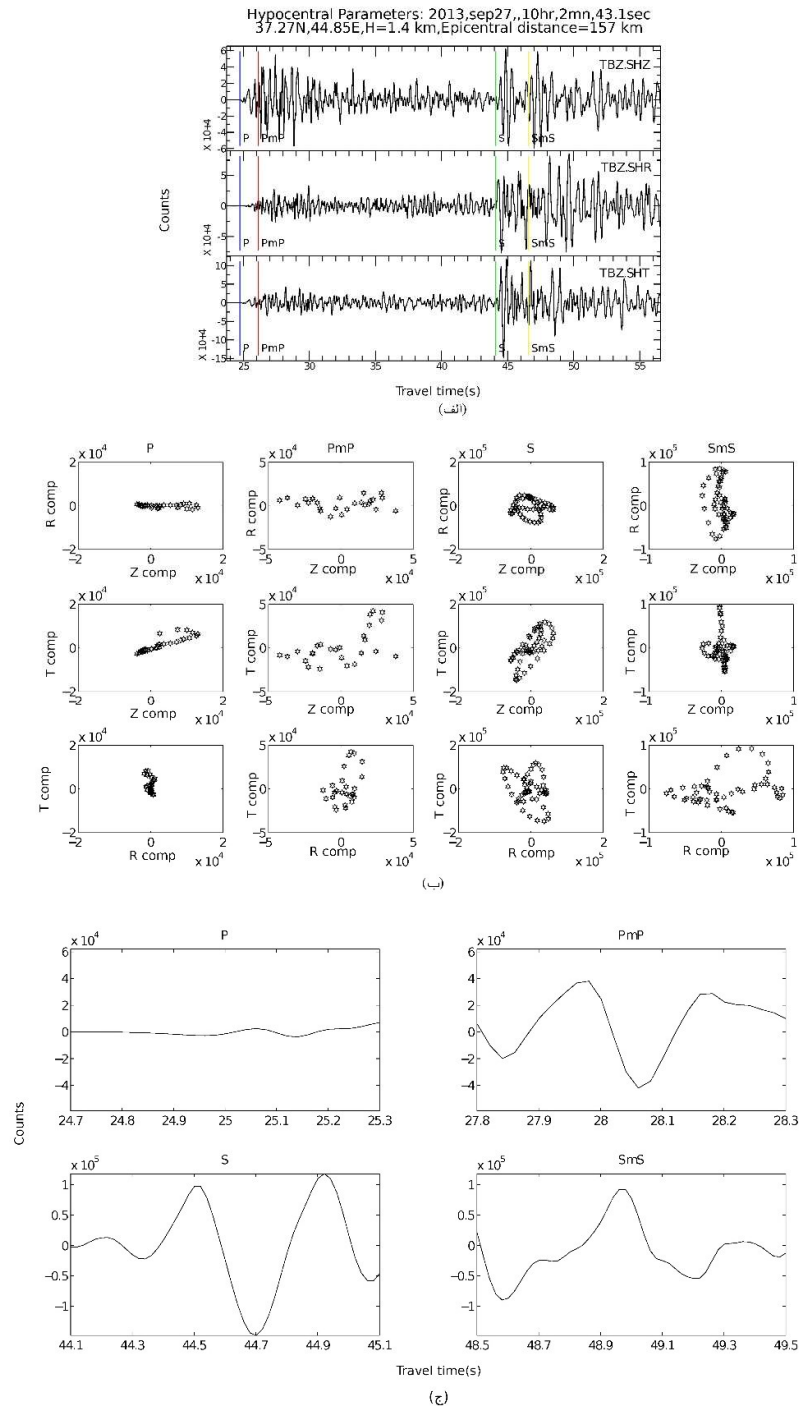
## ۵ بحث و نتیجه‌گیری

در این تحقیق با استفاده از زمان ثبت فازهای بازتابی از موهو در ایستگاه‌های مختلف، زمان رسید نظری فازهای بازتابی و شباهت حرکت ذرات فازهای بازتابی و فاز مستقیم متناظر آنها، به شناسایی و قرائت فازهای بازتابی از موهو پرداخته شده است. بر این اساس استفاده از فیلترهای مناسب نقش مهمی در مشاهده و قرائت فازهای بازتابی دارد.

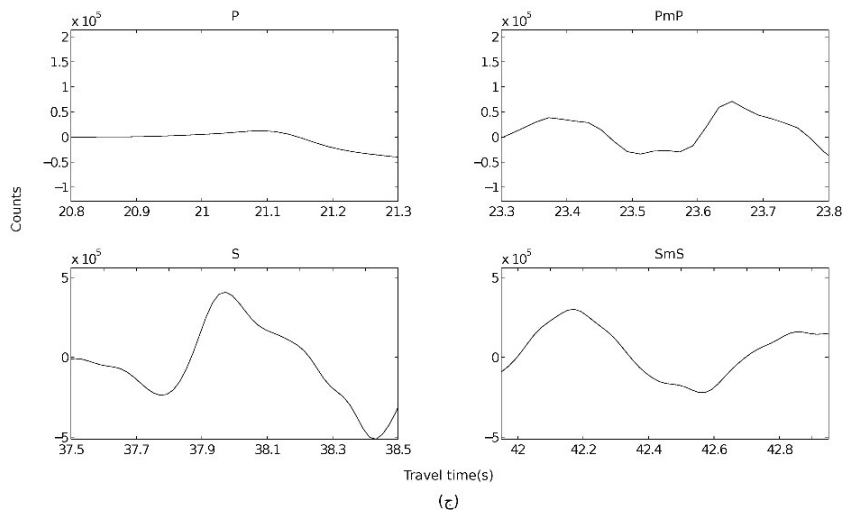
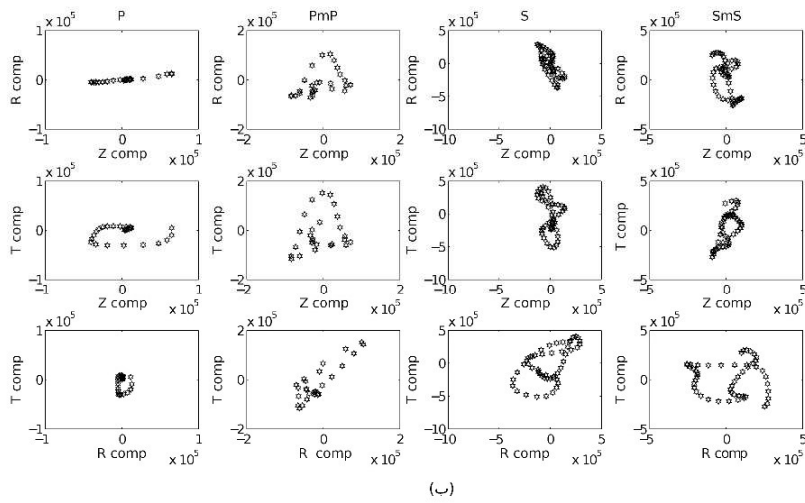
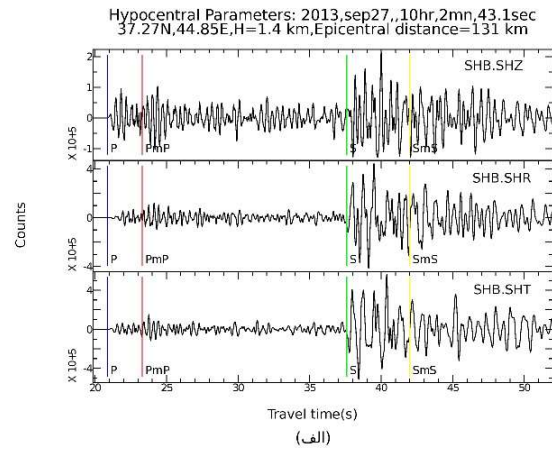
نمونه دوم مربوط به زمین‌لرزه ۲۷ سپتامبر ۲۰۱۳ با بزرگای ۴/۶ است که در ایستگاه‌های آذرشهر، شبستر، تبریز، مرند و بستان‌آباد به ثبت رسیده است (شکل ۹). موقعیت زمین‌لرزه با دایره قرمز و ایستگاه‌ها با مثلث مشکی نمایش داده شده است. در شکل ۱۰، لرزه‌نگاشت ایستگاه تبریز، حرکت ذرات فازهای قرائت شده و پنجره زمانی رسم حرکت ذرات نشان داده شده است. حرکت ذرات فازهای PmP و P نشان‌دهنده فاز فشارشی و در فازهای SmS و S بیانگر فاز برشی است (شکل ۱۰-ب). دامنه فاز PmP بزرگ‌تر از دامنه فاز مستقیم P است، ولی دامنه فاز S تقریباً مشابه دامنه فاز SmS است (شکل ۱۰-ج) که احتمالاً بیانگر این است که فاز بازتابی SmS بیش از فاز PmP تحت تأثیر میرایی قرار گرفته است. لرزه‌نگاشت ایستگاه شبستر و حرکت ذرات فازهای بازتابی و مستقیم



شکل ۹. (الف) موقعیت زمین‌لرزه (دایره قرمز) و ایستگاه‌ها (مثلث مشکی) (ب) مؤلفه عمودی و (ج) مؤلفه افقی لرزه‌نگاشت‌های زمین‌لرزه ۲۷ سپتامبر ۲۰۱۳ با بزرگای ۴/۶. در شکل‌های (ب) و (ج) منحنی‌های آبی، قرمز، سبز و زرد به ترتیب زمان سیر نظری فازهای P، PmP، S و SmS را نشان می‌دهند. داده‌ها فیلتر نشده‌اند و روند و میانگین از روی لرزه‌نگاشت‌ها حذف شده است. برای قرائت فاز بازتابی PmP فیلتر باتروث با فرکانس گوشه ۰/۵ و ۴ هرتز و برای قرائت فاز SmS فیلتر باتروث با فرکانس گوشه ۰/۲ و ۴ استفاده شده است.



**شکل ۱۰.** (الف) نمونه‌ای از لرزه‌نگاشت سه مؤلفه‌ای زمین‌لرزه کم‌عمق ثبت‌شده در ایستگاه تبریز. فازهای بازتابی از موهو (SmS و PmP) بعد از فازهای مستقیم p و S مشاهده می‌شوند. (ب) حرکت ذرات فازهای بازتابی و مستقیم (ج) محدوده زمانی برای رسم حرکت ذرات فازها. در این شکل به‌وضوح می‌توان دامنه فازهای بازتابی و مستقیم را با هم مقایسه کرد. دامنه فاز بازتابی SmS کوچک‌تر از فاز مستقیم S است، اما دامنه فاز بازتابی PmP بزرگ‌تر از فاز مستقیم P است که احتمالاً بیانگر این است که فاز بازتابی SmS بیشتر از فاز PmP تحت تأثیر میرایی قرار گرفته است.

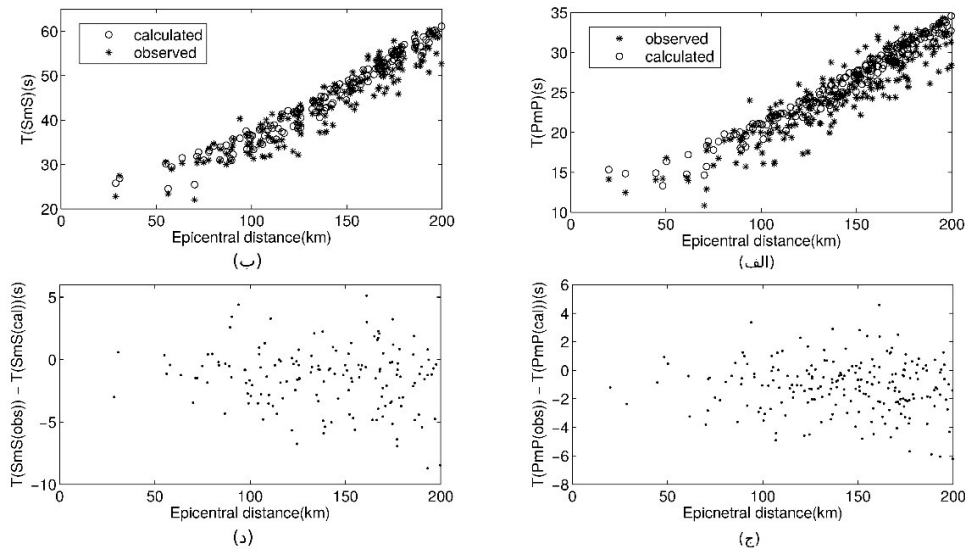


شکل ۱۱. مانند شکل ۱۰ اما برای ایستگاه شبستر.



نتایج نشان‌دهنده این است که زمان سیر فازهای بازتابی به عمق کانونی و فاصله رومرکزی بسیار حساس است؛ لذا استفاده از مدل سرعتی که با ویژگی‌های زمین‌ساختی منطقه سازگاری بیشتری داشته باشد، تأثیر زیادی در قرائت دقیق این فازها و شناسایی ساختار زمین‌ساختی ناحیه خواهد داشت. همچنین استفاده از حرکت ذرات فازها و مقایسه زمان رسید فازهای بازتابی در ایستگاه‌های گوناگون، کمک زیادی به تشخیص فازهای بازتابی خواهد کرد. شایان ذکر است فازهای بازتابی را با نگاه به یک نگاه نمی‌توان تشخیص داد؛ لذا در این تحقیق از برون‌راند استفاده شده است. شناسایی دقیق زمان سیر فازهای بازتابی، به دلیل مسیر عبور ویژه آنها، تأثیر زیادی در بهبود نتایج توموگرافی و مطالعات زمین‌ساخت منطقه خواهد داشت.

فازهای بازتابی PmP و SmS به ترتیب با استفاده از فیلتر باترورث با فرکانس‌های گوشه ۰/۵ و ۴ هرتز و ۰/۲ و ۴ هرتز بهتر مشاهده می‌شوند. فازهای بازتابی در فواصل رومرکزی ۱۰۰ تا ۱۸۰ کیلومتر به دلیل احتمال کمتر تداخل با فازهای دیگر، بهتر دیده می‌شوند. با توجه به شکل ۹. اختلاف زمان سیر فازهای بازتابی محاسبه‌ای و مشاهده‌ای اغلب داده‌ها در فاصله ۱۰۰ تا ۱۸۰ کیلومتری قرار دارند و در این فاصله، اختلاف بین زمان سیر فاز بازتابی SmS و PmP محاسبه‌ای و مشاهده‌ای کمتر از ۴ ثانیه است. این شکل نمودارهای اختلاف زمان سیر فازهای بازتابی و مستقیم را برحسب فاصله رومرکزی داده‌های قرائت‌شده فازهای P و PmP و همچنین S و SmS نشان می‌دهد. ۸۵ درصد داده‌های قرائت‌شده مقدار PmP-P کمتر از ۳ ثانیه و ۷۸ درصد، مقدار SmS-S کمتر از ۳ ثانیه دارند (شکل ۴).



شکل ۹. اختلاف زمان سیر فازهای بازتابی محاسبه‌ای و مشاهده‌ای. شکل‌های (الف) و (ج) مربوط به فاز PmP و شکل‌های (ب) و (د) مربوط به فاز SmS است.

## منابع

- بایرام‌نژاد، ا.، ۱۳۸۶، تعیین ساختار سرعتی پوسته در شمال غرب ایران با استفاده از وارون سازی سه بعدی داده‌های زمین لرزه‌های محلی: پایان نامه دکتری، دانشگاه تهران.
- جمیری، ر.، بایرام‌نژاد، ا.، ۱۳۹۸، مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌های ۲۰ سال اخیر منطقه شمال غرب ایران با استفاده از الگوریتم JHD: مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۳(۱)، ۱۱۳-۱۱۷.
- فریدی، م.، سرتیبی، ا. ح.، ۱۳۹۱، گزارش زلزله اهر-ورزقان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مرکز تبریز.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Ackerley, N., 2014, Principles of Broadband Seismometry: Encyclopedia of Earthquake Engineering.
- Aghajany, S. H., Voosoghi, B., and Yazdian, A., 2017, Estimation of north Tabriz fault parameters using neural networks and 3D tropospherically corrected surface displacement field: Geomatics, Natural Hazards and Risk, 8(2), 918-932, <https://doi.org/10.1080/19475705.2017.1289248>.
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 1982, A History of Persian Earthquakes: Cambridge University Press.
- Aziz Zanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., Madanipour, M., and Rezaeian, M., 2013, Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains: Geophysical Journal International, 195(2), 799-814.
- Barazangi, M., Sandvol, E., and Seber, D., 2006, Structure and tectonic evolution of the Anatolian plateau in eastern Turkey, in Dilek, Y., Pavlides, S., eds., Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia: Geological Society of America.
- Baruah, S., Bora, D. K., and Biswas, R., 2011, Estimation of crustal discontinuities from reflected seismic waves recorded at Shillong and Mikir Hills Plateau, Northeast India: International Journal of Earth Sciences, 100(6), 1283-1292, <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0541-2>.
- Berberian, M., 1977, Contribution to the Seismotectonics of Iran (part II-III): Commemoration of the 50th Anniversary of the Pahlavi dynasty, Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tectonic and Seismotectonic Section, Tehran.
- Berberian, M., 1997, Seismic source of the transcaucasian historical earthquakes, in Giardini, D., and Balassanian, S., eds., Historical and Prehistorical Earthquakes in Caucasus: NATO ASI Series 2, Environment-28, Kluwer Academic Press, The Netherlands, 233-311, [https://doi.org/10.1007/978-94-011-5464-2\\_13](https://doi.org/10.1007/978-94-011-5464-2_13).
- Berberian, M., 2014, Patterns of historical earthquake ruptures on the Iranian plateau, in Berberian, M., ed., Developments in Earth Surface Processes: Elsevier, 439-518.
- Berberian, M., and Yeats, R. S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau: Bulletin of the Seismological Society of America, 89, 120-139.
- Bora, D. K., Baruah, S., and Biswas, R., 2014, Moho depth variation in Shillong-Mikir Hills Plateau and its adjoining region of Northeastern India estimated from reflected and converted waves: Journal of Earthquake Science.
- Cisternas, A., Philip, H., Giardini, D., and Balassanian, S., 1997, Seismotectonics of the Mediterranean region and the Caucasus, in Giardini, D., and Balassanian, S., eds., Historical and Prehistorical Earthquakes of Caucasus, 28, 39-77.
- Copley, A., Faridi, M., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nazari, H., Oveisi, B., and Talebian, M., 2013, The 2012 August 11 Ahar earthquakes: consequences for tectonics and earthquake hazard in the Turkish-Iranian Plateau: Geophysical Journal International, 196(1), 15-21.
- Copley, A., and Jackson, J., 2006, Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau: Tectonics, 25(6), <https://doi.org/10.1029/2005TC001906>.
- Coutant, O., 1990, Programme de simulation numérique AXITRA: Rapport LGIT-

- Université J. Fourier, Grenoble, Fr.
- Didon, J., and Gemain, Y. M., 1976, Sabalan, Plio-Quaternary volcano of eastern Azerbaijan (Iran): geological and petrographic study of the edifice and its regional environment: Petrography, Scientific and Medical University of Grenoble.
- Eftekharnejad, J., 1975, Brief history and structural development of Azerbaijan: Geological Survey of Iran: Internal Report (in Persian).
- Ghods, A., Shabani, E., Bergman, E., Faridi, M., Donner, D., Mortezaejad, G., and Aziz-Zanjani, A., 2015, The Varzaghan-Ahar, Iran, earthquake doublet (Mw 6.4, 6.2): Implications for the geodynamics of northwestern Iran: *Geophysical Journal International*, **203**(1), 522–540, <https://doi.org/10.1093/gji/ggv306>.
- Gupta, S., Zhao, D., Ikeda, M., and Rai, S., 2009, Crustal tomography under the Median Tectonic Line in Southwest Japan using P and PmP data: *Journal of Asian Earth Sciences*, **35**(5), 535–542, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.01.004>.
- He, H., Pan, F., Chen, H., Zhang, Y., and Zheng, X., 2017, Subducting continental lower crust and crustal thickness variations in the intermediate seismic zone of Pamir-Hindu Kush inferred from Moho underside reflection PmP: *Tectonophysics*, **718**, 132–139, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.004>.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabani, E., Abbassi, M. R., Fegghi, K., and Solaymani, Azad, S., 2003, Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: Preliminary results: *Annals of Geophysics*, **46**(5), <https://doi.org/10.4401/ag-3461>.
- Hrubcová, P., Vavryčuk, V., Boušková, A., and Horálek, J., 2013, Moho depth determination from waveforms of microearthquakes in the West Bohemia/Vogtland swarm area: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**(1), 120–137.
- Jackson, J., 1992, Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus: *Journal of Geophysical Research*, **97**, 12471–12479.
- Jianshe, L., Furen, X., Congxin, L., Chengqi, X., and Shizhen, M., 2008, Seismic images under the Beijing region inferred from P and PmP data: *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **168**(3–4), 134–146, <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.005>.
- Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., et al., 2004, Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran: *Tectonophysics*, **380**(3–4), 189–219.
- Kennett, B. L. N., and Engdahl, E. R., 1991, Traveltimes for global earthquake location and phase identification: *Geophysical Journal International*, **105**(2), 429–465, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>.
- Kissling, E., Kradolfer, U., and Maurer, H., 1995, VELEST user's guide-short introduction, Technical Report: Institute of Geophysics, ETH Zürich; Switzerland.
- Lechmann, A., Burg, J. P., Ulmer, P., Guillong, M., and Faridib, M., 2018, Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azerbaijan: Geochronological and geochemical evidence: *Lithos*, **304–307**, 311–328, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.030>.
- Lin, C. H., 2005, Identification of mantle reflections from a dense linear seismic array: Tectonic implications to the Taiwan orogeny: *Geophysical Research Letters*, **32**(6), 1–4, <https://doi.org/10.1029/2004GL021814>.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., and Vernant, P., 2006, Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin: *Earth and Planetary Science Letters*, **252**(1–2), 180–188, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.038>.
- Moradi, A. S., Hatzfeld, D., and Tatar, M., 2011, Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran): *Tectonophysics*, **506**(1–4), 22–30, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.04.008>.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., and Hasegawa, A., 2002, Moho depth variation in the central part of Northeastern Japan estimated from reflected and converted waves: *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **130**(1–2), 31–47, [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00307-7](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00307-7).
- 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**(1), 111–141.
- Rahimzadeh, S., Mirzaei, N., and Kaboli, M.,

- 2021, Morphological and tectonic evidences of active faulting around and along the North Tabriz Fault zone, northwestern Iran: 39<sup>th</sup> National Conference and 4<sup>th</sup> International Congress of Earth Sciences, Tehran, Iran.
- Relinger, J., and Delaitre, M., 2006, La victoire de Valmy bien vivante dans la mémoire des populations champenoise et argonnaise: *Annales Histoeiques de la Revolution Française*, **343**, 251-253, <https://doi.org/10.4000/ahrf.10402>.
- Salah, M. K., and Zhao, D., 2004, Mapping the crustal thickness in southwest Japan using Moho-reflected waves: *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **395**(1-2), 1-17, <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.10.002>.
- Shafaii Moghadam, H. S., Ghorbani, G., Zakeri Khedr, M. Z., et al., 2014, Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: Implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian High Plateau: *Gondwana Research*, **26**(3-4), 1028–1050, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.015>.
- Lei, J., Xie, F., Lan, C., Xing, Ch., Ma, Sh., 2008, Seismic images under the Beijing region inferred from P and PmP data: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **168**(3-4), 134-146.
- Sichien, E., Henriët, J. P., Camelbeeck, T., and De Baets, B., 2012, Estimating crustal thickness in Belgium and surrounding regions from Moho-reflected waves: *Tectonophysics*, **560–561**, 105–119, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.050>.
- Sugan, M., and Vuan, A., 2012, Evaluating the relevance of Moho reflections in accelerometric data: Application to an inland Japanese Earthquake: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **102**(2), 842–847, <https://doi.org/10.1785/0120110085>.
- Sun, A., Zhao, D., Ikeda, M., Yong, C., and Qifu, C., 2008, Seismic imaging of southwest Japan using P and PmP data: Implications for arc magmatism and seismotectonics: *Gondwana Research*, **14**(3), 535-542, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.04.004>.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., et al., 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**(1), 381–398.
- Xia, S. H., Qiu, X. L., Xu, H. L., Zhao, M. H., and Shi, X. B., 2011, Characteristics of PmP phases from earthquakes and their role in crustal tomography: An active volcanic area example, northeastern Japan: *Science China Earth Sciences*, **54**(5), 640–646, <https://doi.org/10.1007/s11430-010-4164-z>.
- Zamani, B., and Masson, F., 2014, Recent tectonics of East (Iranian) Azerbaijan from stress state reconstructions: *Tectonophysics*, **611**, 61–82.
- Zhan, Z., Ni, S., Helmberger, D. V., and Clayton, R. W., 2010, Retrieval of Moho-reflected shear wave arrivals from ambient seismic noise: *Geophysical Journal International*, **182**(1), 408–420.

## How to read the reflection phases of Moho

Fatemeh Alidoost<sup>1</sup>, Esmail Bayramnejad<sup>2\*</sup> and Zaher Hossein Shomali<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, Seismology Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor, Seismology Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 22 July 2022, Accepted: 31 August 2022)

### Summary

PmP and SmS are secondary phases that are reflected from Moho discontinuity. Moho reflected phases contain information from the entire crust, thus their travel time and waveforms contain significant information about crustal structure. We used seismogram data associated to earthquakes with magnitude larger than 3.0 and focal depth shallower than 35 km occurred during 1996-2017 in NW Iran. The seismographs of each earthquake are investigated separately. After removing mean and trend, we examined appropriate band pass filters. In this study, the response of sensor in our interest frequency (1-10HZ) is similar; thus, we did not remove instrument response.

Particle motion of PmP reflected phase is similar to P direct phase as compressional waves and particle motion of SmS and S phases show that these phases get to stations as shear waves. If the travel time difference of picked Moho reflected and direct phases is less than 0.75 sec, picked reflected phase is reliable. We found that Butterworth band pass filter with corner frequencies of 0.5 and 4 HZ is appropriate for providing clear PmP reflected phases and the corner frequencies of 0.2 and 4 HZ are appropriate for SmS reflected phases. In general, the amplitude of the reflection phase could be shorter than the direct one due to large attenuation along the long ray path and missing some energy at the reflection boundary, but in some samples, amplitude of Moho reflected phase is larger than the direct phase, due to increment of Q values in lower crust with respect to upper crust and source of the earthquake. In this research, we often investigated the cases that amplitude of the reflection phases is larger than direct ones. We picked P and PmP from vertical component and considered the transverse and radial components for picking SmS reflected phase. S phase is read from the component where the SmS phase is more clear and noticeable. However, we can read S phase from each of the two horizontal components but in general, to avoid each time delays likely generated by anisotropy, it was read from the identical components used for picking SmS phase. Consistent with our research, the slope of the curve of difference between reflected and direct phases increases with focal depth and epicentral distance, but for focal depth greater than Conrad discontinuity and epicentral distance more than 80 km, the rate of increment of slope increases. Regarding this, a total of 216 PmP, 310 first P, 254 S and 161 SmS phases were picked from seismograms in the local earthquakes of NW Iran.

**Keywords:** Secondary phase, Moho discontinuity, particle motion, vertical and transverse component, local earthquakes of NW Iran, differential travel time