

## مطالعه تکتونیک فعال البرز با استفاده از داده‌های زلزله‌شناسی

محمدجواد بنی‌مهدی دهکردی<sup>۱</sup>، عبدالرضا قدس<sup>۲\*</sup>، اسماعیل شبانیان<sup>۳</sup> و زهرا موسوی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دکتری ژئوفیزیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

<sup>۲</sup> استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

(دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۲۶، پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۱۸)

### چکیده

بررسی لرزه‌خیزی البرز در بازه زمانی ۱۹۹۶-۲۰۲۳ با استفاده از داده‌های شکل‌موج همه شبکه‌های لرزه‌نگاری و شتاب‌نگاری دائمی و موقت منجر به تولید بهترین تصویر ممکن از لرزه‌خیزی منطقه تهران بزرگ شده است. ۹۷۱ زمین‌لرزه با دقت بالا مکان‌یابی و ۱۵۶ سازوکار کانونی محاسبه شد. نقشه لرزه‌خیزی جدید نشان می‌دهد که لرزه‌خیزی، فارغ از بزرگای رویدادها، در شرق البرز به مراتب بیشتر از غرب البرز است. گسله‌های آستانه، فیروزکوه و بخش شرقی گسله مشا در قسمت شرقی البرز، پهنه گسله حبله رود-تخت‌رستم در قسمت مرکزی و در قسمت غربی مجموعه گسله‌های زمین‌لرزه‌ای رودبار و پایانه غربی گسله ماه‌دشت - جنوب کرج در اتصال به گسله‌های قزل حصار و اشتهارد، بیشترین میزان لرزه‌خیزی را نشان می‌دهند. الگوی سازوکارهای کانونی بدست آمده در البرز در سازگاری با الگوی تقسیم کرنش نیست و یک سازوکار غالب ترافشارشی در کل البرز را نشان می‌دهد. در دو سوی خمیدگی البرز در شمال ایران مرکزی دو سیستم حرکتی متفاوت دیده می‌شود که بیانگر الگوی ساختاری متفاوت در این دو بخش است. در بخش جنوب غربی این خمیدگی، گسله‌های ایندس، قم-زفره، کوشک نصرت، تفرش و رباط‌کریم سازوکار غالب راست‌بر نشان می‌دهند، در حالیکه در جنوب شرق خمیدگی، رخدادهای دارای سازوکار غالب امتدادلغزچپ‌بر شمال شرقی ایران مرکزی را متأثر کرده‌اند. در واقع، حرکت غالب امتدادلغز راست‌بر در نیمه غربی شمال ایران مرکزی (در غرب طول جغرافیایی ۵۲ درجه) به طور مستقیم از رژیم تکتونیکی حاکم بر ناحیه برخوردی زاگرس پیروی می‌کند در حالی که در شرق آن، تغییر شکل منطقه به طور مشخص متأثر از تکتونیک فعال البرز است و آثار دگرریختی ناشی از رژیم تکتونیک حاکم بر البرز تا ده‌ها کیلومتر در جنوب و دور از پیشانی کوهستان نفوذ می‌کند. زمین‌لرزه‌های رخدادده در لبه شمالی فلات ایران مرکزی و نیز میدان سرعت جی‌پی‌اس نشان می‌دهد این بخش از ایران مرکزی برخلاف تعریف عمومی مبنی بر صلب بودن بلوک ایران مرکزی، یک ناحیه با دگرریختی فعال زمین‌لرزه‌ای است.

**کلید واژه:** البرز، لرزه‌خیزی، لرزه زمین‌ساخت، مکان‌یابی، سازوکار کانونی

## ۱ مقدمه

البرز یک منطقه فعال لرزه‌خیز است (به طور مثال اشتری و همکاران، ۲۰۰۵؛ تاتار و همکاران، ۲۰۱۲) که کلان‌شهر تهران با جمعیتی افزون بر ۱۲ میلیون نفر در دامنه‌های جنوبی آن قرار دارد (شکل ۱). این شهر در سه دهه گذشته رشد جمعیتی زیادی داشته که آن را به یکی از پر جمعیت‌ترین شهرهای خاورمیانه تبدیل کرده است. این رشد جمعیتی کلان‌شهر تهران را تبدیل به شهری با بالاترین خطرپذیری لرزه‌ای در کشور کرده است. احاطه شدن شهر تهران با گسله‌های متعددی همچون مجموعه گسله‌های شمال تهران، مشا، شمال و جنوب ری، طالقان، کهریزک، پارچین، پیشوا و مجموعه گسله‌های کوهپایه تهران (مانند داودیه، لویزان، باغ فیض، پردیسان و طرشت) نگاه ویژه‌ای را متوجه این کلان‌شهر کرده است (به طور مثال عباسی و فربد، ۲۰۰۹؛ طالبیان و همکاران، ۲۰۱۶). با وجود کارهای زیاد انجام‌شده در زمینه زمین‌شناسی و گسلش‌کواترنری (به طور مثال گسست و همکاران، ۲۰۰۶؛ سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۱؛ سلیمانی آزاد، ۲۰۲۳)، زلزله‌شناسی (به طور مثال اشتری و همکاران، ۲۰۰۵؛ تاتار و همکاران، ۲۰۱۲) و ژئودزی (به طور مثال ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ جمور و همکاران، ۲۰۱۰) در گستره‌ی تهران، هنوز اتفاق نظری در مورد چشمه‌های زمین‌لرزه‌زای اصلی تهران، سازوکار و توان لرزه‌زایی آنها و حتی گسله بودن برخی از آنهايي که گسله فعال مطرح شده‌اند، مانند گسله‌های شمال و جنوب ری و گسله کهریزک (به طور مثال دی مارتینی و همکاران، ۱۹۹۸؛ نظری و همکاران، ۲۰۱۰)، وجود ندارد و بحث پیرامون لرزه‌خیزی تهران و خطرهای ناشی از آن پر از ابهام است. شناخت گسله‌های فعال و لرزه‌زا و مشخص کردن سازوکار آنها پایه و اساس نقشه‌های خطر و خطرپذیری لرزه‌ای در کلان‌شهر تهران است.

تغییر شکل امروزی پوسته و پویایی گسله‌ها در نواحی دگرشکلی فعال مانند ایران می‌تواند به صورت لرزه‌ای یا

بی‌لرزه رخ دهد، بنابراین لرزه‌خیزی نمود بارز بخشی از دگرشکلی پوسته است. نبود لرزه‌خیزی در یک مکان، ممکن است دو دلیل کاملاً متضاد داشته باشد. دگرشکلی می‌تواند به صورت بی‌لرزه در حال رخ دادن باشد، یا در حال انباشته شدن باشد و زمین‌لرزه بزرگی را در آینده به وجود آورد. بنابراین وجود لرزه‌خیزی در یک منطقه یکی از شرایط برای وقوع زمین‌لرزه‌های آینده در آن منطقه است اما نبود آن نمی‌تواند به عنوان دلیلی بر رخ ندادن زمین‌لرزه‌های بزرگ آینده در آن منطقه باشد. در چنین مناطقی تلفیق مطالعات زلزله‌شناسی، زمین‌شناسی-نئوتکتونیک و ژئودزی می‌تواند تصویر درست‌تری از لرزه‌خیزی منطقه ارائه دهد.

البرز و منطقه تهران زمین‌لرزه‌های تاریخی کومس (گسله آستانه، دامغان، ۸۵۶)، رویان (گسله مشا، تهران و کرج، ۹۵۸) و لواسانات (گسله مشا، تهران، ۱۸۳۰) با بزرگای بیش از ۷ (شکل ۲) را تجربه کرده است (بربریان و یتس، ۲۰۱۷). گسله مشا یکی از فعال‌ترین و شناخته‌شده‌ترین گسله‌های منطقه است که عامل زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۶/۵ در سال‌های ۹۵۸، ۱۶۶۵ و ۱۸۳۰ (شکل ۲) دانسته می‌شود (بربریان و یتس، ۲۰۰۱). گسله‌های مسبب برخی از زمین‌لرزه‌های تاریخی (به طور مثال سال‌های ۲۸۰ قبل از میلاد و ۱۱۷۷ میلادی) هنوز مشخص نیست. تعداد زمین‌لرزه‌های دستگاهی پیش از سال ۱۹۹۶ در البرز بسیار کم است (۱۹۱ زمین‌لرزه در بازه زمانی ۱۹۶۰ تا ۱۹۹۶ از کاتالوگ سازمان زمین‌شناسی آمریکا). با ساخت شبکه‌های زلزله‌نگاری رقومی موسسه ژئوفیزیک از سال ۱۹۹۶ به بعد کیفیت مکان‌یابی و آستانه کامل‌بودن بزرگای کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها در البرز به خصوص در جنوب آن بهبود یافته است (قدس و ثبوتی، ۲۰۰۵). با وجود بهبود دقت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها پس از سال ۱۹۹۶، کیفیت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها به خصوص در شمال، غرب و شرق منطقه تهران، به علت نبود پوشش ایستگاهی مناسب، به اندازه

مکان‌یابی دقیق رومرکز زمین‌لرزه‌ها به ما امکان شناسایی گسله‌های پنهان و یا ارتباط دادن لرزه‌خیزی به گسله‌های فعال شناخته شده را می‌دهد. مکان‌یابی دقیق عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها، نقش اساسی در ارزیابی چشمه‌های لرزه‌ای در منطقه و پیرو آن، برآورد خطر زمین‌لرزه دارد. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌هایی که در منطقه به طور دقیق مکان‌یابی شده‌اند، امکان تعیین سازوکار گسله‌های مسبب زمین‌لرزه‌ها را فراهم می‌کند. تعداد زیاد گسله‌ها، دوره بازگشت طولانی مدت زمین‌لرزه‌ها و همچنین پراکندگی نامناسب شبکه‌های لرزه‌نگاری سبب شده است که مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها در ارتباط با گسله‌های مسبب آن دقیق نباشد و برای بسیاری از زمین‌لرزه‌ها با بزرگای ۳ تا ۵ نیز سازوکار کانونی وجود نداشته باشد. خطا در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها و نبود سازوکارهای کانونی کافی باعث شده است که سیمای لرزه‌زمین‌ساختی البرز نیز به طور شفاف و کامل تصویر نشود. تاکنون نیز، با وجود پژوهش‌های ارزشمند انجام شده بر روی گسله‌ها یا نواحی خاصی از البرز در یک بازه زمانی محدود (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵؛ تاتار و همکاران، ۲۰۰۷؛ تاتار و هاتزفلد، ۲۰۰۹؛ نعمتی و همکاران، ۲۰۱۱؛ تاتار و همکاران، ۲۰۱۲؛ تاتار و همکاران، ۱۳۹۳)، هنوز سیمای لرزه‌خیزی کامل البرز قابل توصیف و تحلیل نیست. در این کار ما با تلفیق همه داده‌های شبکه‌های دائمی و موقت لرزه‌نگاری و شتاب‌نگاری یک کاتالوگ منحصر به فرد از زمین‌لرزه‌های البرز در بازه ۱۹۹۶ تا ۲۰۲۳ به همراه ۱۵۶ سازوکار کانونی که با استفاده از روش اولین رسید موج طولی حل شده است، ارائه می‌دهیم که از آنها برای شناسایی سازوکار گسله‌های منطقه استفاده خواهیم کرد. ما لرزه‌خیزی و سازوکار گسله‌های فعال شناخته شده را نیز با استفاده از مکان‌یابی‌های دقیق و سازوکارهای کانونی توصیف کرده، چشمه‌های لرزه‌خیزی ناشناخته‌ای را معرفی می‌کنیم. همچنین با استفاده از سازوکارهای حل شده نحوه تقسیم کرنش را در عرض و الگوی تغییر آن را در طول

کافی خوب نیست و ارتباط زمین‌لرزه‌ها با گسله‌های خاص با ابهام همراه است.

براساس الگوی تقسیم کرنش (به طور مثال جکسون و همکاران، ۲۰۰۲؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ تاتار و همکاران، ۲۰۰۷؛ هولینگزورث و همکاران، ۲۰۱۰) تغییر شکل کلی در البرز میان گسله‌های امتدادلغز پهلوی جنوبی البرز (در امتداد گسله‌های مشا، فیروزکوه، آستانه و طالقان) و گسله فشاری خزر در پهلوی شمالی البرز شناخته می‌شود. نتایج مدل‌سازی بلوکی (جمور و همکاران، ۲۰۱۰) با این نظریه همخوانی کامل ندارد، چون نشان می‌دهد که هر دو حرکت امتدادلغز و فشاری در امتداد گسله خزر به عنوان مرز بلوک وجود دارد. شبانیان و همکاران (۲۰۱۲) نشان دادند که به دلیل هندسه لبه جنوبی پوسته حوضه خزر جنوبی و حرکت آن نسبت به ایران مرکزی، گسله‌های اصلی موازی رشته‌کوه در البرز شرقی سازوکار اصلی راستالغز دارند. این کینماتیک در بخش غربی (شامل البرز مرکزی و غربی) به یک رژیم ترافشارشی تبدیل می‌شود که ممکن است از نظر ساختاری در قالب تقسیم کرنش یا حرکت مورب‌لغز (ترافشارش) انجام شود. براساس نقشه به روز شده بردارهای جی‌پی‌اس به دست آمده از جدیدترین مطالعه ژئودتیک (دهکردی و همکاران، ۲۰۲۳)، تغییر شکل فعال کوتاه‌مدت در تمام عرض منطقه از جنوب تا شمال توزیع شده است و نشان می‌دهد که نحوه تغییر شکل در البرز فرآیند تقسیم کرنش (به طور مثال جکسون و همکاران، ۲۰۰۲) در امتداد گسله‌های امتدادلغز پهلوی جنوبی و گسله فشاری خزر را تایید نمی‌کند و کرنش به صورت ترافشارشی با مجموعه‌ای از سازوکارهای هم‌خوان جایدهی می‌شود (شکل ۱). با این حال، این یک توصیف کلی است و کینماتیک امروزی البرز در جزئیات بسیار پیچیده‌تر به چشم می‌آید.

از اساسی‌ترین اطلاعات مورد نیاز در مورد زمین‌لرزه‌ها دانستن محل دقیق وقوع زمین‌لرزه‌ها (مختصات رومرکز)، ژرفای کانونی، بزرگی و سازوکار کانونی آنها است.

آنها را مشخص کند (به طور مثال بربریان و یتس، ۲۰۱۷). آخرین زمین‌لرزه تاریخی گزارش شده در سال ۱۸۳۰ میلادی با بزرگای بین ۷ تا ۷/۴ اتفاق افتاده که به گسله مشا مرتبط دانسته شده است (بربریان و یتس، ۲۰۱۷). از زمین‌لرزه‌های تاریخی مهم دیگر می‌توان به زمین‌لرزه کومس (۸۵۶) و رویان اشاره کرد که بزرگای ۷-۷/۴ داشته‌اند (بربریان و یتس، ۲۰۱۷). زمین‌لرزه‌های دستگاهی (به طور مثال اشتری و همکاران، ۲۰۰۵؛ نعمتی و همکاران، ۲۰۱۱؛ تاتار و همکاران، ۲۰۱۲) بیانگر وجود تعداد زیادی گسله فعال شناخته شده و ناشناخته در البرز است.

تاکنون چندین مطالعه در زمینه زلزله‌شناسی البرز انجام شده ولی همگی آن‌ها در بازه زمانی کوتاهی برداشت داده داشته‌اند (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵؛ نعمتی و همکاران، ۲۰۱۱؛ تاتار و همکاران، ۲۰۱۲) و لاجرم نتوانسته‌اند فعالیت لرزه‌خیزی همه گسله‌های البرز که غالباً دارای نرخ لغزش کمی هستند را به خوبی مطالعه کنند. بر پایه مطالعات زمین‌شناسی و ریخت‌شناسی، گسله‌های اصلی فعال زیادی مشخص شده‌اند ولی هنوز در مورد تعدادی از آنها توافق عمومی در مورد لرزه‌خیز بودن و سازوکار آنها یا حتی ماهیت گسله بودن آن‌ها وجود ندارد (به طور مثال بربریان و یتس، ۲۰۱۷؛ شبانیان و حسن‌زاده، ۱۴۰۰). بر پایه مطالعات دیرینه زلزله‌شناسی، آهنگ حرکت چپ‌بر روی گسله مشا  $2 \pm 0.1$  میلی‌متر بر سال (ریتز و همکاران ۲۰۰۳) تخمین زده شده است. نظری و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از مطالعات دیرینه‌زلزله‌شناسی و روش‌های زمین‌ریختی، برای گسله طالقان کمینه آهنگ لغزش افقی ۰/۶ تا ۱/۶ میلی‌متر بر سال و کمینه آهنگ لغزش قائم ۰/۵ میلی‌متر بر سال به دست آوردند. ریتز و همکاران (۲۰۱۲) با انجام بررسی دیرینه لرزه‌شناسی بر روی تکه گسله گرم‌دره از مجموعه گسله‌های شمال تهران، آهنگ لغزش ۰/۳ میلی‌متر بر سال را به دست آوردند. نظری و همکاران (۲۰۱۴) برای گسله فیروزکوه نیز آهنگ حرکت امتدادلغز چپ‌بر را ۲/۲-۱/۱

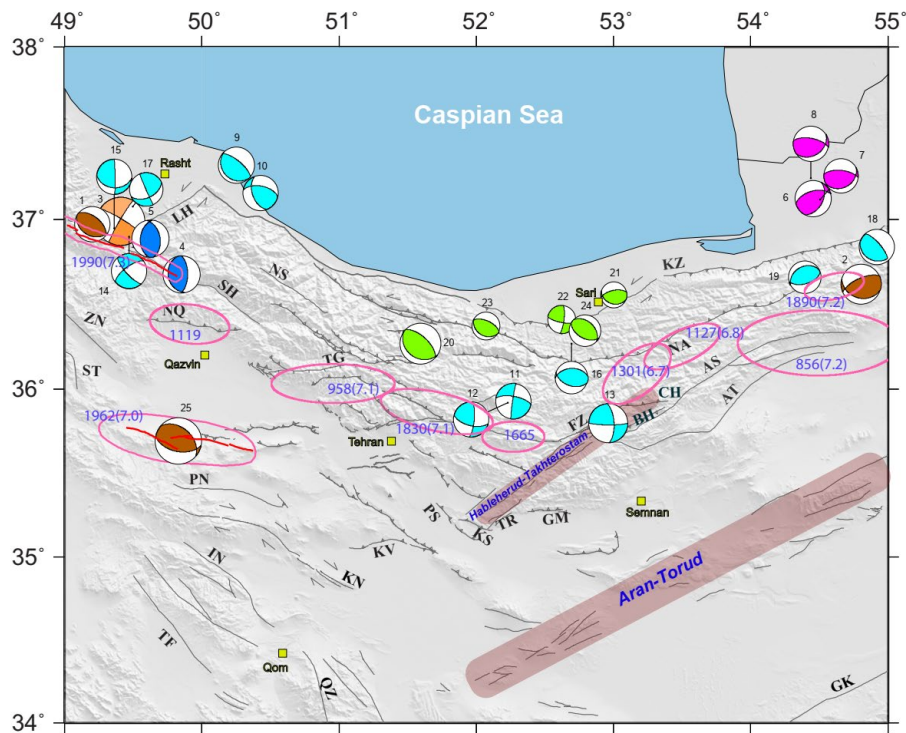
البرز بررسی خواهیم کرد و با نتایج مطالعات پیشین ژئودزی، لرزه‌شناسی و نئوتکتونیک مقایسه خواهیم کرد. با استفاده از زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده و سازوکارهای کانونی حساب شده، نقش گسله خزر نیز در جابدهی کرنش فعال در البرز ارزیابی خواهد شد. نتایج بدست آمده در کنار دیگر پارامترهای لرزه‌زمین‌ساختی گسله‌ها، می‌تواند با تعیین دقیق محل و سازوکار چشمه‌های لرزه‌ای، دقت نقشه‌های برآورد خطر و خطرپذیری زمین‌لرزه کلان‌شهر تهران را بهبود دهد.

## ۲ لرزه زمین‌ساخت

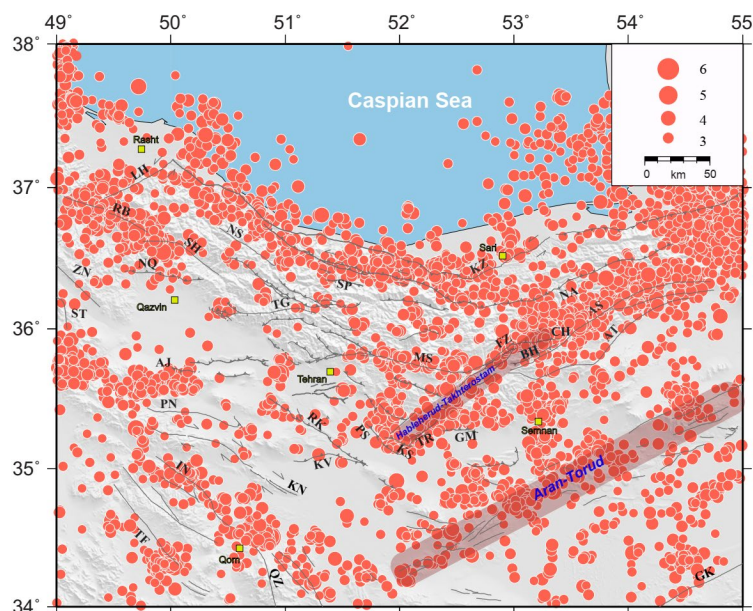
سرزمین ایران منطقه‌ای لرزه‌خیز بر روی کمربند لرزه‌خیز آلپ-همالیا است. فلات ایران در پهنه‌ی همگرایی ورقه عربی از جنوب‌غربی و ورقه اوراسیا از شرق و شمال‌شرقی قرار دارد. این همگرایی سبب شده که پوسته ایران تغییرشکل یابد. البرز به عنوان کوهزادی فعال در شمال فلات ایران دارای دو روند ساختاری متفاوت در شرق و غرب است. تداخل این دو سیستم در البرز مرکزی باعث می‌شود با مجموعه‌ای از گسله‌های فعال و پیچیده روبه‌رو شویم (به طور مثال آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). حرکات تکتونیک در البرز به علت همگرایی رو به شمال ایران مرکزی نسبت به اوراسیا و حرکت به سمت شمال‌غرب حوضه جنوبی خزر شکل گرفته است.

مطالعات جی‌پی‌اس در البرز نرخ کم کرنش را در طول و عرض این رشته کوه نشان می‌دهد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ جمور و همکاران، ۲۰۱۰؛ دهکردی و همکاران، ۲۰۲۳) که میان چندین گسله مهم مانند مشا، فیروزکوه، آستانه، پهنه گسله شمال تهران، شمال البرز و خزر پخش می‌شود. با وجود زمین‌لرزه‌های تاریخی در گستره البرز، مطالعات دیرینه زلزله‌شناسی نتوانسته است به طور دقیق گسله مسبب، زمان و تعداد رخداد‌های تاریخی و بزرگای





**شکل ۲.** سازوکار زمین‌لرزه‌های متوسط و بزرگ البرز. اکثر سازوکارها با استفاده از روش تانسور ممان محاسبه شده‌اند و قسمت double couple آنها نمایش داده شده است. توپ‌های قهوه‌ای رنگ (پرستلی و همکاران، ۱۹۹۴)، توپ‌های آبی رنگ (جکسون و مکزی، ۱۹۸۴)، توپ‌های بنفش رنگ (نعمتی و همکاران، ۲۰۱۱)، توپ‌های فیروزه‌ای رنگ (کاتالوگ هاروارد)، توپ‌های سبز (دونر، ۲۰۱۴) و توپ نارنجی (کمپوس و همکاران، ۱۹۹۴). برای اطلاعات تکمیلی مربوط به سازوکارها به جدول ۱ رجوع نمایید. سازوکارهای کانونی با استفاده از رومرکز گزارش شده در کاتالوگ جهانی زلزله‌های کالیبره شده (برگمن و همکاران، ۲۰۲۳) رسم شده‌اند. منطقه متأثر از زمین‌لرزه‌های تاریخی با منحنی‌های صورتی رنگ مشخص شده است (بربریان و یتس، ۱۹۹۹؛ بربریان و واکر، ۲۰۱۰). گسیختگی سطحی زمین‌لرزه‌های رودبار (بربریان و واکر، ۲۰۱۰) و بوئین زهرا (بربریان، ۲۰۱۴) با خطوط قرمز رنگ ترسیم شده است.



**شکل ۳.** زمین‌لرزه‌های رخ داده از بانک داده مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در بازه زمانی ۲۰۰۶ تا ۲۰۲۳ که شامل همه بزرگ‌های بیشتر از ۲/۵ در مقیاس بزرگای محلی ناتلی هستند.

جدول ۱. سازوکار زمین‌لرزه‌های واقع در منطقه با استفاده از نتایج دیگر محققان.

P) پربستلی و همکاران، (۱۹۹۴)، J) جکسون و مکزی، (۱۹۸۴)، N) نعمتی و همکاران، (۲۰۱۱)، H) کاتالوگ هاروارد، D) دونر، (۲۰۱۴) و C) کمپوس و همکاران، (۱۹۹۴)

شماره رخداد	تاریخ (yr-mm-dd)	زمان (UTC; hr:mm)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق (km)	امتداد	شیب	ریک	بزرگا	منبع
1	7/22/1983	2:41	36.975	49.2	10	120	35	83	5.4	P
2	10/29/1985	14:23	36.624	54.803	13	106	30	126	6.1	P
3	6/20/1990	21:00	36.991	49.408	12	301	82	5	7.3	C
4	6/21/1990	9:02	36.681	49.849	10	170	28	81	5.6	J
5	11/28/1991	17:20	36.889	49.624	8	185	44	101	5.6	J
6	10/7/2004	21:46	37.123	54.454	45	27	46	53	5.5	N
7	1/10/2005	18:47	37.117	54.505	45	62	30	60	5.2	N
8	11/19/1999	4:40	37.242	54.437	29	57	34	51	5.4	N
9	7/22/1980	5:17	37.319	50.251	29	135	20	95	5.5	H
10	12/3/1980	4:26	37.156	50.425	16	160	52	136	5.3	H
11	3/25/1983	11:57	35.933	52.268	33	280	68	4	5.4	H
12	3/26/1983	4:07	35.924	52.226	10	104	61	17	5.3	H
13	1/20/1990	1:27	35.802	52.96	33	357	66	172	5.9	H
14	6/24/1990	9:45	36.9	49.469	15	234	69	-163	5.3	H
15	7/6/1990	19:34	36.951	49.36	15	94	37	6	5.3	H
16	9/22/1992	14:05	36.273	52.693	33	268	44	75	5	H
17	10/15/1995	6:56	37.077	49.493	15	65	49	178	5.1	H
18	11/26/1999	4:27	36.84	54.917	17	106	22	58	5.3	H
19	8/16/2000	12:53	36.663	54.39	15	240	34	78	4.9	H
20	5/28/2004	12:38	36.274	51.592	24	124	28	82	6.2	D
21	2/20/2005	0:46	36.56	53	26	109	32	117	4	D
22	3/26/2008	18:49	36.415	52.62	25	101	73	14	4.3	D
23	8/14/2009	22:05	36.377	52.07	7	119	30	94	4.3	D
24	1/11/2012	17:08	36.35	52.79	22	119	50	81	4.8	D
25	9/1/1962	19:20	35.7	49.8	10	101	52	70	7	P

### ۳ داده‌های مورد استفاده

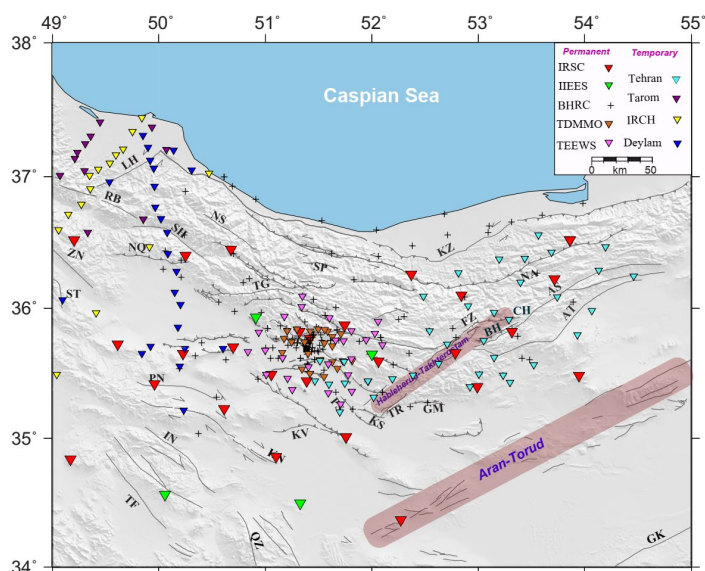
برای ارزیابی لرزه‌خیزی در گستره تهران، بانک داده‌ای شامل همه ایستگاه‌های شبکه‌های دائم و موقت لرزه‌نگاری و شتاب‌نگاری قابل دسترس در بازه زمانی بین سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۲۳ میلادی تهیه شد (شکل ۴). بانک داده شامل پنج شبکه دائم و چهار شبکه موقت است. شبکه‌های دائم شامل داده‌های ایستگاه‌های دائمی مرکز لرزه‌نگاری ایران (IRSC) وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، شبکه ملی لرزه‌نگاری ایران وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی

زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (INSN)، شبکه لرزه‌نگاری سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران (TDMMO)، شبکه شتاب‌نگاری هشدارسریع زمین‌لرزه شهر تهران وابسته به سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران (TEWWS) و شبکه شتاب‌نگاری ایران (BHRC) وابسته به مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی است که به ترتیب از سال ۱۹۹۶، ۲۰۰۴، ۲۰۰۴، ۲۰۲۱ و ۱۹۷۳ میلادی شروع به کار کرده است. شبکه‌های موقت نیز شامل ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری طارم و دیلمان

شبکه موقت وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله شامل ۴۳ ایستگاه در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفت. این شبکه موقت از مهر ۱۳۸۸ تا آذر ۱۳۸۹ عملیات داده برداری را در شرق تهران انجام داده است.

بانک داده ایجاد شده دارای دو ویژگی مهم بازه زمانی طولانی مدت (۱۹۹۶-۲۰۲۳) و گاف آزمون‌تی مناسب برای اکثریت رویدادها است. منطقه البرز منطقه‌ای با نرخ تغییر شکل کم است (به طور مثال خرمی و همکاران، ۲۰۱۹؛ دهکردی و همکاران، ۲۰۲۳)، از این رو دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها طولانی مدت است. با گسترش بازه زمانی کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها این فرصت به‌وجود می‌آید که تعداد رخداد بیشتری را بتوان مکان‌یابی کرد و همچنین با ترکیب شبکه‌های مختلف می‌توان پوشش ایستگاهی را افزایش داد و دقت مکان‌یابی و تعداد سازوکارهای کانونی با کیفیت عالی را بهبود بخشید. با تعداد بیشتر رخدادهای با مکان‌یابی خوب و سازوکارهای کانونی با کیفیت عالی می‌توان سیمای لرزه‌زمین‌ساخت منطقه البرز را بهتر مطالعه کرد.

دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، شبکه موقت لرزه‌نگاری ایران-چین (به طور مثال ماهری و همکاران، ۲۰۲۰) و یک شبکه موقت لرزه‌نگاری وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (فرخی و همکاران، ۲۰۱۵) هستند. شبکه طارم و دیلمان به ترتیب شامل ۲۴ و ۲۵ ایستگاه باند پهن بودند. شبکه طارم در امتداد یک پروفیل از جنوب شرق زنجان تا ساحل دریای خزر (بندر انزلی) ادامه داشت و در بازه زمانی شهریور ۱۳۹۱ تا اردیبهشت ۱۳۹۳ عملیات داده برداری را انجام داد. شبکه دیلمان در امتداد یک پروفیل از نزدیک شهر بوئین زهرا تا ساحل دریای خزر (سیاهکل) ادامه داشت و در بازه زمانی شهریور ۱۳۹۳ تا فروردین ۱۳۹۵ نصب بود. شبکه موقت لرزه‌نگاری ایران-چین که پروژه‌ی مشترکی میان سازمان زمین‌شناسی ایران، آکادمی علوم چین و دانشگاه علوم پایه زنجان بود از مهر ماه سال ۱۳۹۲ تا آبان ماه سال ۱۳۹۳ در امتداد سه پروفیل در راستای عمود بر کوهزاد زاگرس به‌صورت خطی و موازی یکدیگر نصب شد و از ساحل دریای خزر تا مرز ایران و عراق امتداد داشت. داده‌های یک

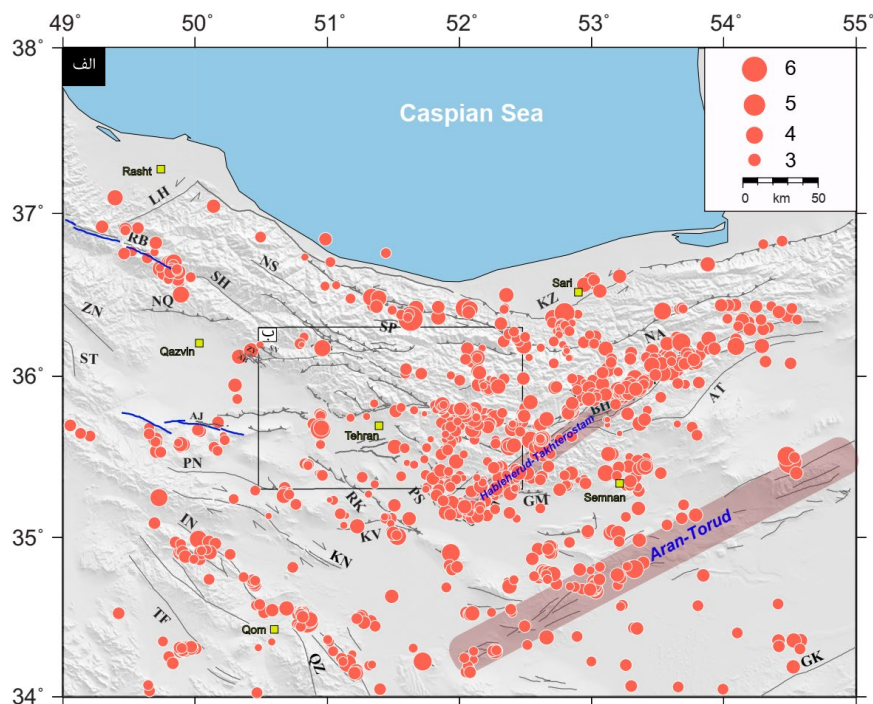


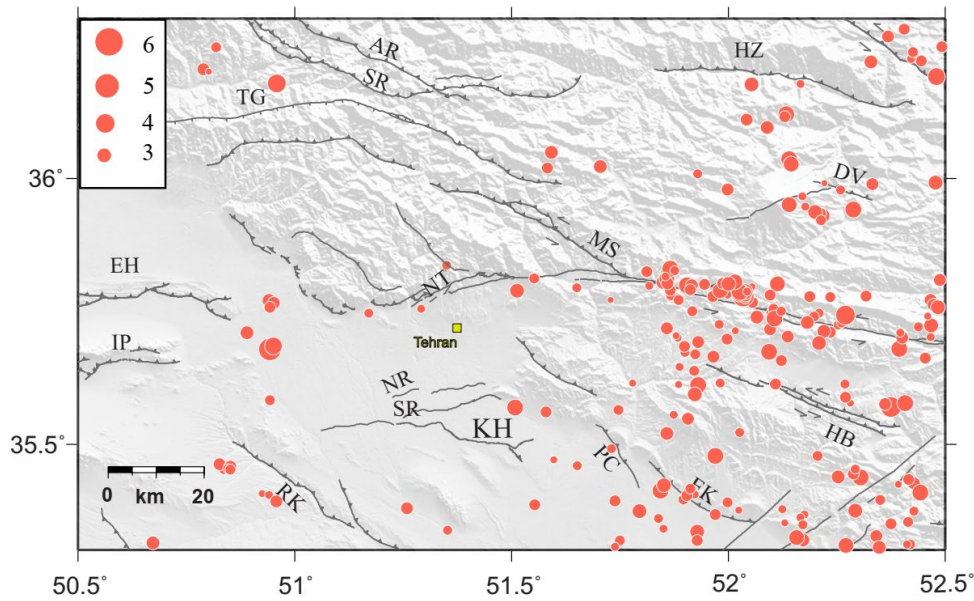
**شکل ۴.** نقشه توزیع ایستگاه‌های زلزله‌نگاری و شتاب‌نگاری دائمی و موقت در البرز. کلمات اختصار شامل شبکه دائمی مرکز لرزه‌نگاری ایران (IRSC)، شبکه ملی لرزه‌نگاری ایران (IIEES)، شبکه لرزه‌نگاری سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران (TDMMO)، شبکه شتاب‌نگاری هشدارسریع زمین‌لرزه شهر تهران وابسته به سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران (TEWWS)، شبکه شتاب‌نگاری ایران (BHRC)، شبکه‌های موقت طارم (Tarom) و دیلمان (Daylam)، شبکه موقت لرزه‌نگاری ایران-چین (IRCH) و شبکه موقت تهران پژوهشگاه بین‌المللی زلزله (Tehran) هستند.

#### ۴ پردازش داده‌ها

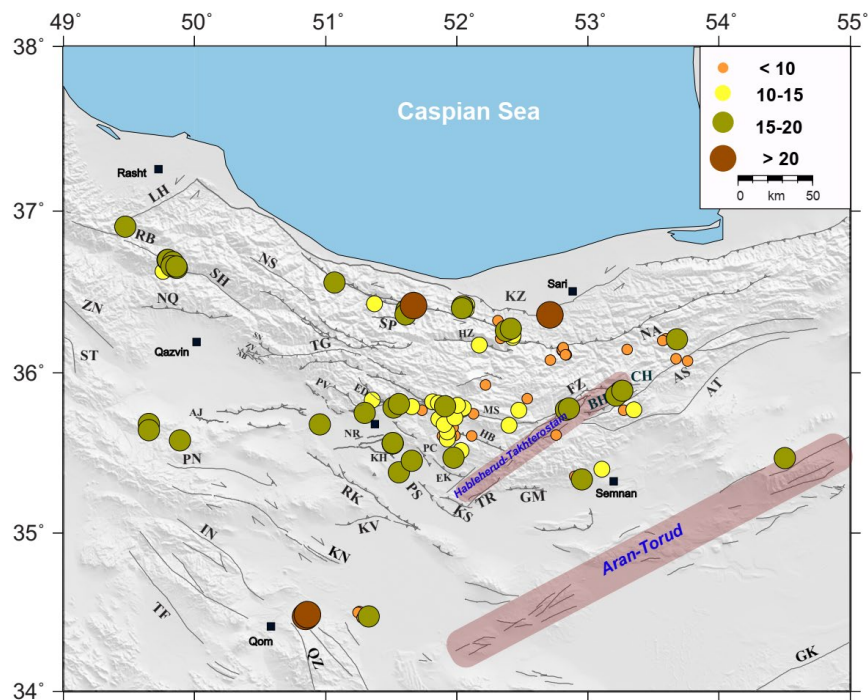
در این مطالعه برای مکان‌یابی رخدادها از روش تک‌رویدادی استفاده شده است. مکان‌یابی با استفاده از خوانش دیداری زمان‌رسید فازهای مستقیم  $Pg$  و  $Sg$  در تمام ایستگاه‌ها توسط نرم‌افزار ساینز (هاوسکوف و اتمولر، ۱۹۹۹) انجام شد. برای مکان‌یابی رویدادها به هیچ عنوان از زمان‌رسید فاز  $Pn$  استفاده نشده است. زمان‌رسید فاز  $Pn$  به علت تغییرات زیاد ضخامت موهو (به طور مثال ایران‌دوست و همکاران، ۲۰۲۲) در منطقه مورد مطالعه دارای انحراف قابل ملاحظه از مدل موهوی تخت مورد استفاده است و بکاربردن آن می‌تواند خطای مکان‌یابی زیادی را ایجاد کند. از ۹۷۱ رویداد دوباره مکان‌یابی شده، ۸۰۸ رویداد دارای گاف آزیموتی موج مستقیم کمتر از ۱۵۰ و ۳۲۲ رویداد دارای گاف آزیموتی موج مستقیم کمتر از ۱۰۰ هستند ولی همه رویدادها دارای گاف آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه هستند. میانگین طول پرتوهای استفاده شده در مکان‌یابی تقریباً برابر با ۱۰۰ کیلومتر است. مدل سرعتی یک بعدی مورد استفاده مدلی است که به‌طور معمول توسط

پژوهشگاه بین‌المللی زلزله برای مکان‌یابی زمین‌لرزه‌های محلی و منطقه‌ای در ایران استفاده می‌شود. بزرگای زمین‌لرزه‌ها با استفاده از فرمول بزرگای محلی هاتون و بور (۱۹۸۷) محاسبه شده است. نتایج حاصل از انجام فرایند مکان‌یابی در شکل ۵ نشان داده شده است. دایره‌های قرمز رنگ توزیع مکانی رومرکز ۹۷۱ رخداد زمین‌لرزه‌ای در بازه زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۲۳ را نشان می‌دهند. اندازه هر دایره بیانگر بزرگای هر رخداد زمین‌لرزه‌ای است. باید توجه کرد که به علت عدم تراکم شبکه‌های زلزله‌نگاری دائم در پهلوی شمالی البرز (شکل ۴)، بیشتر زمین‌لرزه‌های دارای مکان‌یابی خوب در پهلوی جنوبی البرز قرار دارند. اکثر رخدادهای زمین‌لرزه در یال شمالی با کمک خوانش‌های شبکه‌های موقت و یا شبکه شتاب‌نگاری دارای مکان‌یابی خوبی شده‌اند. شکل ۶ تعداد ۱۰۳ زمین‌لرزه که دارای عمق کانونی قابل اعتمادی هستند را نشان می‌دهد. این زمین‌لرزه‌ها یک یا چند فاز مستقیم در فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰ کیلومتری دارند. همان‌طور که مشخص است عمق لایه لرزه‌زا در البرز تقریباً ۲۰ کیلومتر است.





شکل ۵. الف) توزیع مکانی رومرکز ۹۷۱ رخداد زمین‌لرزه‌ای در بازه زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۲۳ در البرز. همه رویدادها دارای گاف آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه هستند. گسیختگی سطحی زمین‌لرزه‌های رودبار (بربریان و واکر، ۲۰۱۰) و بوئین زهرا (بربریان، ۲۰۱۴) با خطوط آبی رنگ ترسیم شده است. ب) توزیع مکانی زمین‌لرزه‌ها در منطقه اطراف تهران، اندازه هر دایره بیانگر بزرگای هر رخداد زمین‌لرزه‌ای است.



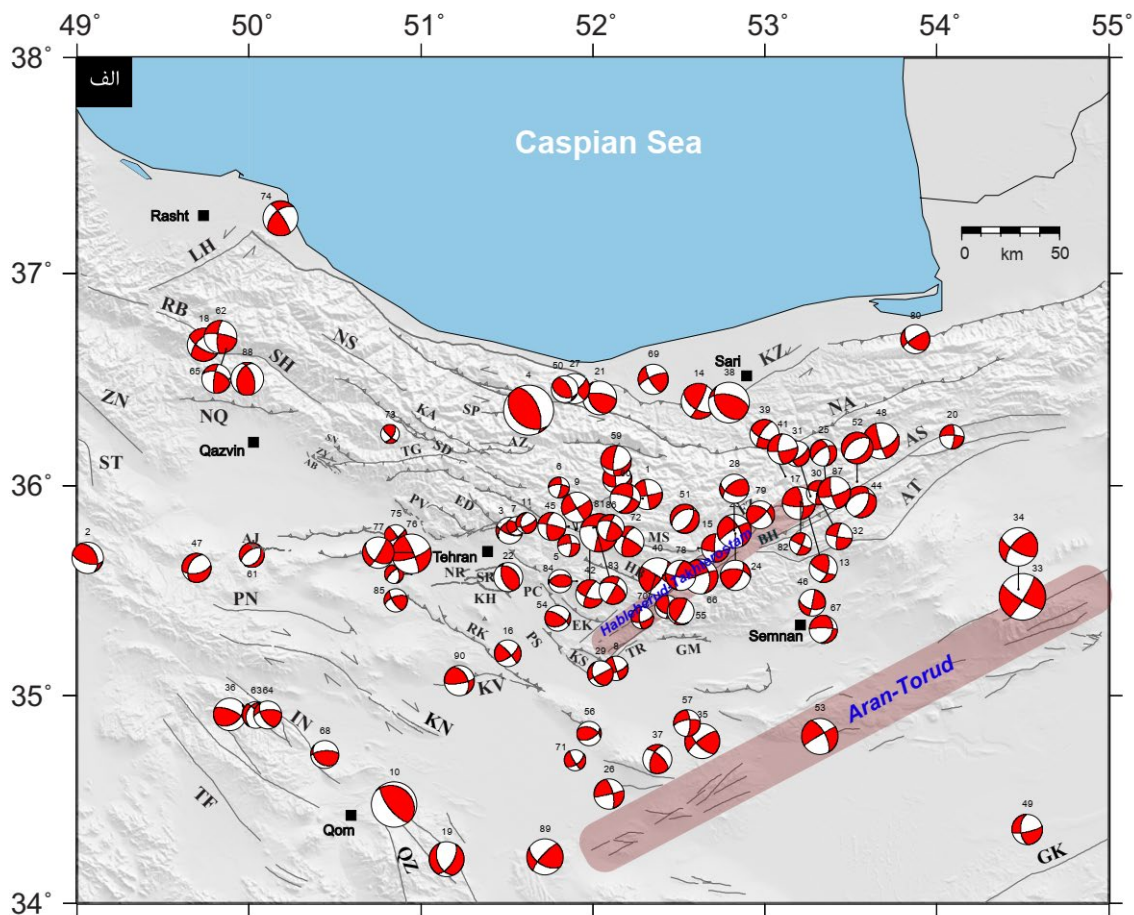
شکل ۶. عمق‌های کانونی قابل اعتماد- این زمین‌لرزه‌ها یک یا چند فاز مستقیم در فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰ کیلومتری دارند.

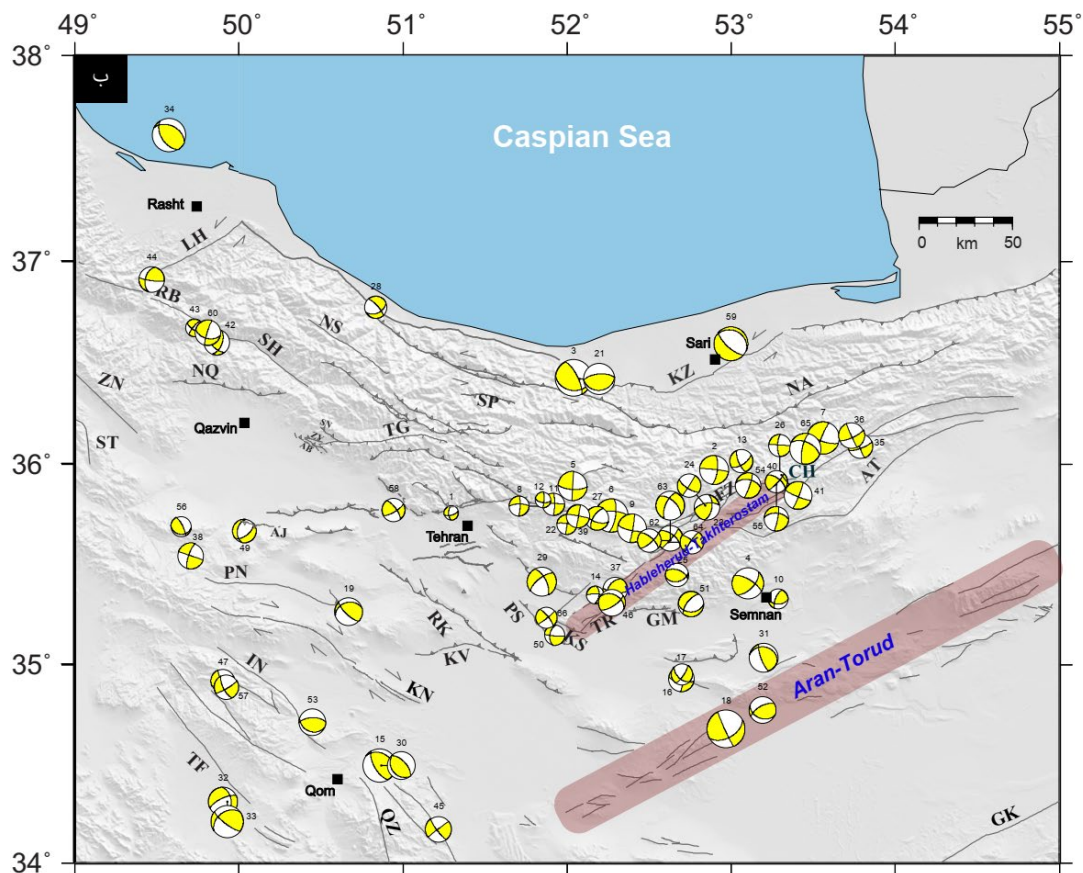
بدست آوردن سازوکارها علاوه بر قطبش فاز  $P_g$  از قطبش فاز اولیه  $P_n$  استفاده شده ولی این فاز در مکان‌یابی شرکت

در این مطالعه برای بدست آوردن سازوکار زمین‌لرزه‌ها از روش اولین زمان‌رسید موج طولی استفاده شده است. در

موسسه ژئوفیزیک وارون قطبش صحیح است و به مرور زمان، تعداد بیشتری از ایستگاه‌ها قطبش درست را نشان می‌دهند. در مواردی قطبش ایستگاه‌های باند کوتاه با زمان چندین بار تغییر می‌کند. تعداد کل ۱۵۶ سازوکار محاسبه شده در شکل ۷-الف (۹۰ سازوکار با کیفیت عالی) و ۷-ب (۶۶ سازوکار با کیفیت خوب) نشان داده شده است. همه سازوکارها دارای یک یا چند قطبش در هر چارک یا ربع هستند. اگر تغییرات شیب و امتداد صفحات گسلی از جواب‌های مختلف بدست آمده کمتر از ۱۵ و ۳۰ درجه باشد به ترتیب کیفیت سازوکارها را عالی و خوب در نظر گرفته‌ایم. جواب‌های سازوکارهای بدست آمده در شکل ۷ الف و ب، یک الگوی مکانی سازوکار را نشان می‌دهند و تفاوت آنها تنها در شیب و جهت صفحه‌ها است.

داده نشده است. در حین انجام کار متوجه شدیم بعضی از ایستگاه‌های باند کوتاه (ایستگاه‌های با نام ایستگاه سه حرفی) موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، قطبش موج P آنها برعکس است. قطبش ایستگاه‌های باند کوتاه موسسه ژئوفیزیک با مقایسه با قطبش بدست آمده از شکل موج‌های زمین‌لرزه‌های دور ثبت شده توسط ایستگاه‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله و موسسه ژئوفیزیک تصحیح شد. قطبش همه ایستگاه‌های باندپهن و متوسط همواره صحیح هستند چون برخلاف ایستگاه‌های باند کوتاه اپراتور نمی‌تواند با اشتباه بستن اتصالات باعث وارونگی قطبش گردد. برای یک زلزله دور اصولاً باید قطبش تمام ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه یکسان باشد. به طور کلی قبل از سال ۲۰۰۴، قطبش همه ایستگاه‌های باند کوتاه





شکل ۷. سازوکارهای بدست آمده با روش اولین زمان رسید موج در بازه زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۲۳. توپ‌های قرمز (الف) دارای کیفیت عالی و زرد (ب) دارای کیفیت خوب هستند.

## ۵ نتایج

در یک نگاه کلی و تنها با استناد به پراکنش رومرکز زمین‌لرزه‌ها، الگوی لرزه‌خیزی را می‌توان چنین توصیف کرد: یکی از مناطق با لرزه‌خیزی بالا در بخش شرقی البرز بر روی گسله‌های آستانه، فیروزکوه و قسمت شرقی گسله مشا قرار دارد. پهنه گسلی حبله‌رود-تخت رستم در قسمت مرکزی با روند شمال شرق-جنوب غرب نیز دارای لرزه‌خیزی بارز و مشخصی است. این پهنه در گذشته نیز به دلیل الگوی لرزه‌خیزی ویژه‌ای که دارد مورد توجه بوده است (برای مثال، تاتار و همکاران، ۱۳۹۳)، اما به طور رسمی، نخستین بار در مطالعه شبانیان و حسن زاده (۱۴۰۰) معرفی شد و روندهای گسله آن به نقشه در آمد. پهنه گسلی آران-طرود (افلاکی و همکاران، ۲۰۱۷) در لبه ایران

برای تهیه نقشه لرزه‌خیزی از امواج مستقیم  $P_g$  و  $S_g$  و در تعیین سازوکارها علاوه بر فاز  $P_g$  از فاز  $P_n$  هم استفاده شده است. استفاده نکردن از موج انکساری  $P_n$  و پوشش آزیموتی مناسب (کمتر از ۱۸۰ درجه) به ما کمک کرد تا دقت مکان‌یابی رویدادها را به خوبی بهبود دهیم. با توجه به نقشه لرزه‌خیزی کل ثبت شده توسط موسسه لرزه‌نگاری کشوری (شکل ۳) و نیز نقشه لرزه‌خیزی مکان‌یابی شده در این تحقیق (شکل ۵)، بخش شرقی البرز نسبت به بخش مرکزی و به خصوص غربی آن لرزه‌خیزی بیشتری دارد و الگوی لرزه‌خیزی عموماً بر روی روندهای مشخص متمرکز است.

می‌شود. قسمت غربی گسله کوشک نصرت نسبت به قسمت شرقی آن از لحاظ لرزه‌خیزی فعال‌تر به نظر می‌رسد. با توجه به شکل‌های ۳ و ۵ لرزه‌خیزی مشخصی در دشت قزوین و همچنین در قسمت شمال غربی گسله مشا ثبت نشده است. بر روی گسله‌های شمال و جنوب ری و کهریزک هم لرزه‌خیزی مرتبطی مشاهده نشده، لرزه‌خیزی در قسمت شرقی و خارج از محدوده این گسله‌ها می‌تواند در ارتباط با گسله فعال پیشوا (شبانان، ۱۳۷۷) باشد.

به منظور ارائه تفسیر درست‌تری از لرزه‌خیزی منطقه و پاسخ دادن به برخی از پرسش‌های مهم در این زمینه، پس از مکان‌یابی تک‌رویدادی رخدادها، سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه با استفاده از قطبش اولین رسید موج P تعیین شد. بهترین سازوکارهای به دست آمده برای کاتالوگ زمین-لرزه‌های منطقه، شامل ۹۰ سازوکار با کیفیت عالی (قرمز رنگ) و ۶۶ سازوکار با کیفیت خوب (زرد رنگ) بود که در شکل ۸ نشان داده شده‌اند. سازوکارهای عالی اصولاً دارای خوانش قطبش بیشتری هستند چون دارای بزرگای بیشتر و یا پوشش ایستگاهی بهتری هستند. نگاه کلی به این نقشه نشانگر پراکندگی انواع سازوکارها در سرتاسر البرز است. در ادامه با جزئیات بیشتری این موارد را بررسی خواهیم کرد.

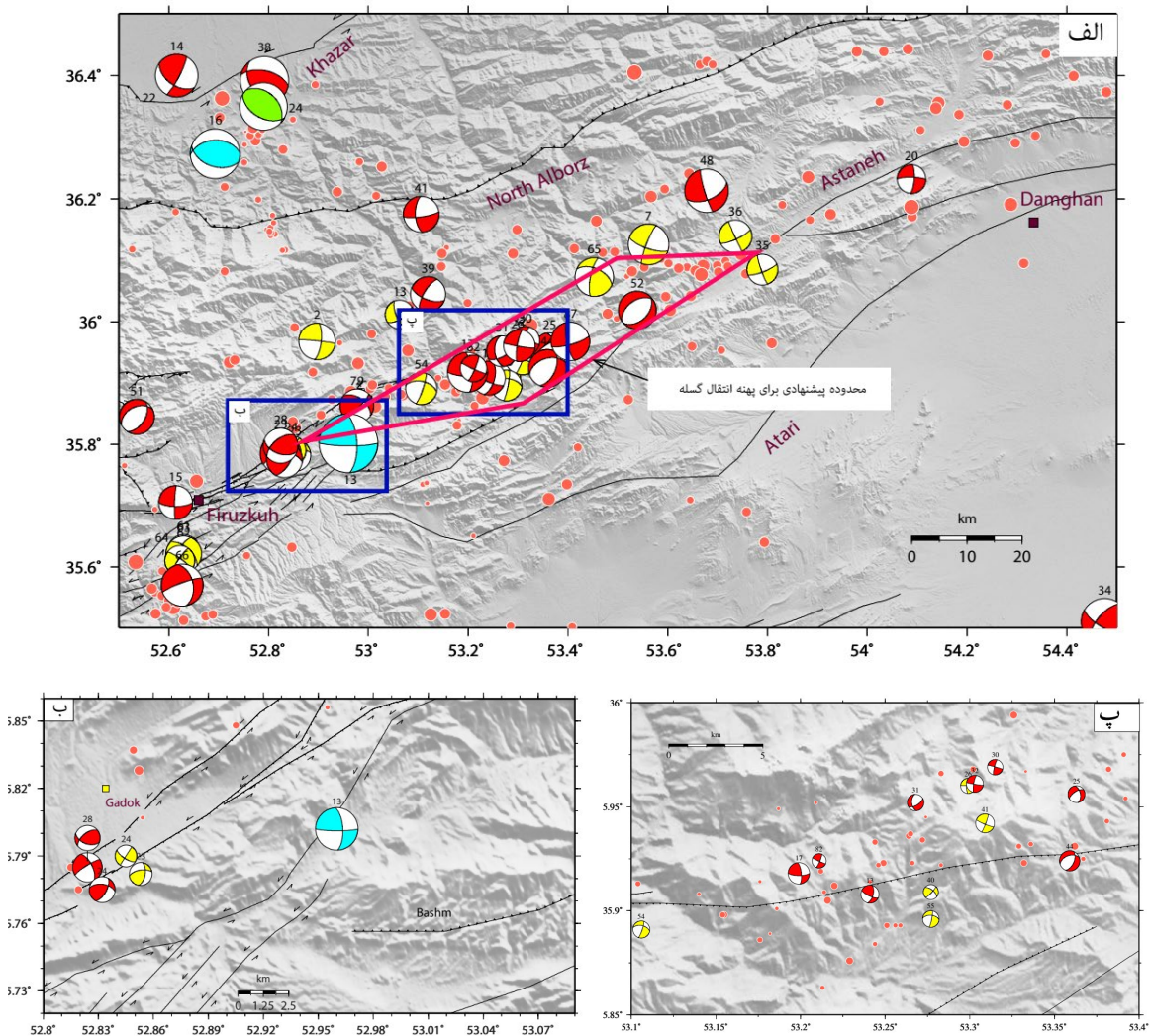
نتایج به دست آمده بر روی گسله‌های آستانه و فیروزکوه در شکل ۸-الف نشان داده شده است. تمرکز رومرکز زمین‌لرزه‌ها (دایره‌های صورتی رنگ) بر روی پهنه گسلی آستانه و فیروزکوه نشانگر فعال بودن لرزه‌ای آن است. سازوکارهای به دست آمده عمدتاً بیانگر حرکت امتدادلغز چپ‌بر هستند که با شناخت ما از این گسله سازگار است (نعمتی و همکاران، ۲۰۱۱؛ نظری و همکاران، ۲۰۱۴). به منظور بررسی بهتر، دو ناحیه که در شکل‌های ۸-ب و ۸-پ نشان داده شده‌اند، به صورت محلی بررسی شد. شکل ۸-ب که بر روی گسله فیروزکوه قرار دارد شامل ۳ سازوکار قرمز رنگ و ۲ سازوکار زرد رنگ است که

مرکزی نیز دارای روند لرزه‌خیزی روشن و واضحی است. از دیگر مناطق لرزه‌خیز در قسمت شرقی البرز می‌توان به لرزه‌خیزی در قسمت جنوب غربی گسله عطاری، در محدوده کوه دماوند و گسله دماوند و نیز، میان گسله‌های شمال البرز و خزر اشاره کرد. در اطراف گسله شمال البرز در طول جغرافیایی ۵۱/۵ تا ۵۳ درجه، لرزه‌خیزی مشهودی وجود دارد. بر روی پهنه گسله شمال تهران که در واقع نزدیک‌ترین مجموعه گسلی به شهر تهران است، لرزه‌خیزی کمی وجود دارد، با این وجود، همین لرزه‌خیزی کم دال بر فعال بودن لرزه‌ای این پهنه گسله است. یادآوری این نکته ضروری است که منظور از پهنه گسله شمال تهران، مجموعه گسله‌های چپ‌بر و پایانه‌های راندگی آنهاست که بخش کوهپایه تهران را از کوهستان البرز جدا می‌کند. در واقع، این پهنه که پیش‌تر به عنوان "راندگی شمال تهران" تفسیر شده بود (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) یک مجموعه ساختاری به نسبت پیچیده است و از جنبه‌های مختلف هندسی، ساختاری و سازوکار با تعریف پیشین تفاوت دارد (شبانان و حسن‌زاده، ۱۴۰۰ و منابع ذکر شده در آن). بر روی گسله حصار بن، روند لرزه‌خیزی مشخصی با روند هماهنگ با گسله حصار بن نمایان است. با توجه به شکل‌های ۳ و ۵ لرزه‌خیزی مشخصی در حدفاصل شمال پهنه گسله شمال تهران و شاخه مرکزی و شرقی گسله مشا دیده نمی‌شود.

در قسمت غربی البرز بارزترین مناطق با نرخ لرزه‌خیزی بالا مربوط به گسله‌های مسبب زمین‌لرزه بوئین‌زهر (گسله ایپک) و در شمال آن، زمین‌لرزه رودبار است (شکل‌های ۳ و ۵). از دیگر مناطق بارز لرزه‌خیزی بالا می‌توان به قسمت شرقی گسله اشتهارد و همچنین گسله ایندس اشاره کرد. روندهای لرزه‌خیزی در این قسمت بر روی گسله‌های ایندس و قم-زفره با راستای شمال غرب-جنوب شرق قرار دارد. در جنوب گسله تفرش، قسمت شرقی گسله پرندهک و شمال گسله پرندهک نیز لرزه‌خیزی مشخصی دیده

منطقه رسم نشده است. شکل ۸-پ که در انتهای جنوب غربی مجموعه گسله آستانه - صبور انتخاب شده است، ۱۳ سازوکار به دست آمده را نشان می دهد که عمدتاً بیانگر حرکت امتداد لغز چپ بر است. تعدادی از این سازوکارهای کانونی دارای مولفه نرمال و تعداد کمتری دارای مولفه فشارشی هستند. با توجه به تنوع راستای صفحات گره، سازوکارها و پخش بودن آنها در میان مجموعه گسله آستانه - صبور و گسله فیروزکوه، به نظر

همگی نشانگر حرکت غالب امتداد لغز چپ بر هستند. بر روی سه سازوکار از ۵ سازوکار نشان داده شده مولفه فشارشی هم دیده می شود. سازوکار کانونی فیروزه ای رنگ مربوط به زمین لرزه گدوک ۱۹۹۰ با بزرگای  $M_w 5.9$  است که سازوکار امتداد لغز چپ بر را در ارتباط با یک پله گسلی شرقی غربی نشان می دهد (شکل ۸-ب) که باید نقش ارتباط مجموعه گسله آستانه - صبور به فیروزکوه را برعهده داشته باشد؛ این ساختار در نقشه های گسلش فعال

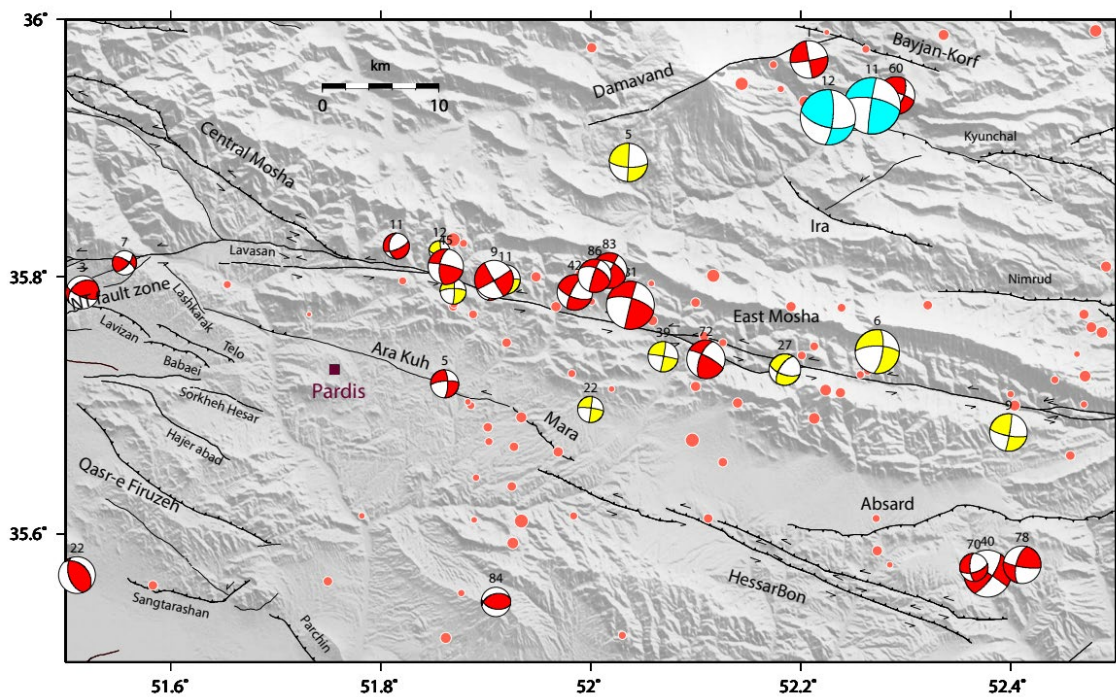


شکل ۸. زمین لرزه های مکان یابی شده به همراه سازوکارهای کانونی بر روی گسله های فیروزکوه و آستانه. توپ های قرمز دارای کیفیت عالی و زرد دارای کیفیت خوب هستند. توپ های فیروزه ای (کاتالوگ هاروارد) و سبز (دونر، ۲۰۱۴) از دیگر محققان (رجوع به جدول ۱) آورده شده است.

(توپ‌های قرمز با شماره‌های ۷۲، ۸۱، ۸۳، ۸۶، ۴۲، ۴۵ و توپ‌های زرد با شماره‌های ۹، ۶، ۲۷، ۳۹، ۱۲) که با مطالعه اشتری و همکاران (۲۰۰۵) و تاتار و همکاران (۲۰۱۲) سازگار است. به صورت محلی تعداد کمی از سازوکارها مولفه‌های کوچک فشارشی (توپ‌های قرمز با شماره‌های ۸۳ و ۸۶) و نرمال (توپ قرمز ۱۱ و توپ زرد ۲۷) هم نشان می‌دهند. سازوکارهای قرمز رنگ ۱ و ۶۰ همخوان با سازوکارهای فیروزه‌ای رنگ با شماره‌های ۱۱ و ۱۲ هستند و به احتمال زیاد در ارتباط با گسله بایجان باشند. سازوکارهای قرمز رنگ با شماره‌های ۴۰ و ۷۸ در جنوب آبرسد با وجود آنکه دارای کیفیت عالی هستند ولی به دلیلی نامعلوم با دیگر زمین‌لرزه‌های پیرامون و وضعیت تنش سازگار با آنها، همخوان نیستند. در همان نزدیکی، این دو سازوکار کانونی با سازوکار شماره ۷۰ نیز ناهمخوانند. در حالی که سازوکار ۷۰ با مشاهدات زمین‌شناسی دربارهٔ گسلهٔ حصاربن و تنش منطقه‌ای همخوانی دارد.

می‌رسد این لرزه‌خیزی در پهنهٔ انتقال میان دو پهنهٔ گسله قرار دارد و متشکل از شاخه‌ها و خردگسله‌های فرعی متعددی است که در قالب یک پهنهٔ گسله متمرکز، قابل شناسایی و تعریف نبوده است. با توجه به کیفیت سازوکارهای بدست آمده در این قسمت سازوکار تراکشی برای این مجموعه گسله برجسته‌تر است.

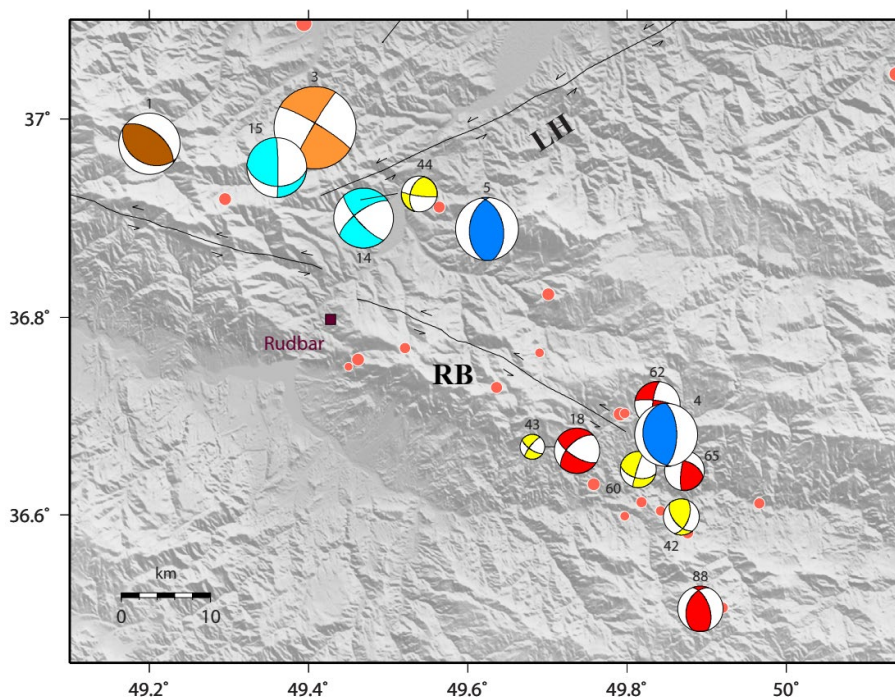
گسله مشا از فعال‌ترین و به نسبت شناخته شده‌ترین ساختارهای زمین‌شناسی البرز است (به طور مثال سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۱؛ تاتار و همکاران، ۲۰۱۲). این گسله از سه قسمت تشکیل شده است که فعال‌ترین بخش آن از نظر زمین‌شناسی، بخش شرقی و میانی آن است و نشانی از فعالیت بارز در بخش غربی دیده نشده است (شبانیان و حسن‌زاده، ۱۴۰۰). طبق نتایج به دست آمده در این پژوهش (شکل ۹) تنها قسمت شرقی آن دارای فعالیت لرزه‌خیزی است. سازوکارهای به دست آمده بر روی این گسله حرکت غالب امتدادلغز چپ‌بر را نمایش می‌دهند



شکل ۹. زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده به همراه سازوکارهای بدست آمده بر روی بخش شرقی گسلهٔ مشا و نواحی آبرسد و دماوند.

در این مطالعه نیز دال بر حرکت امتدادلغز چپ‌بر است، اما سازوکارهای راندگی با جهت تقریباً شمالی-جنوبی در انتهای تکه‌های گسله رودبار (به خصوص در دو انتهای تکه زردگلی) دیده می‌شود (شکل ۱۰). سازوکار ۱ یک رویداد قدیمی راندگی است که در سال ۱۹۸۳ اتفاق افتاده است.

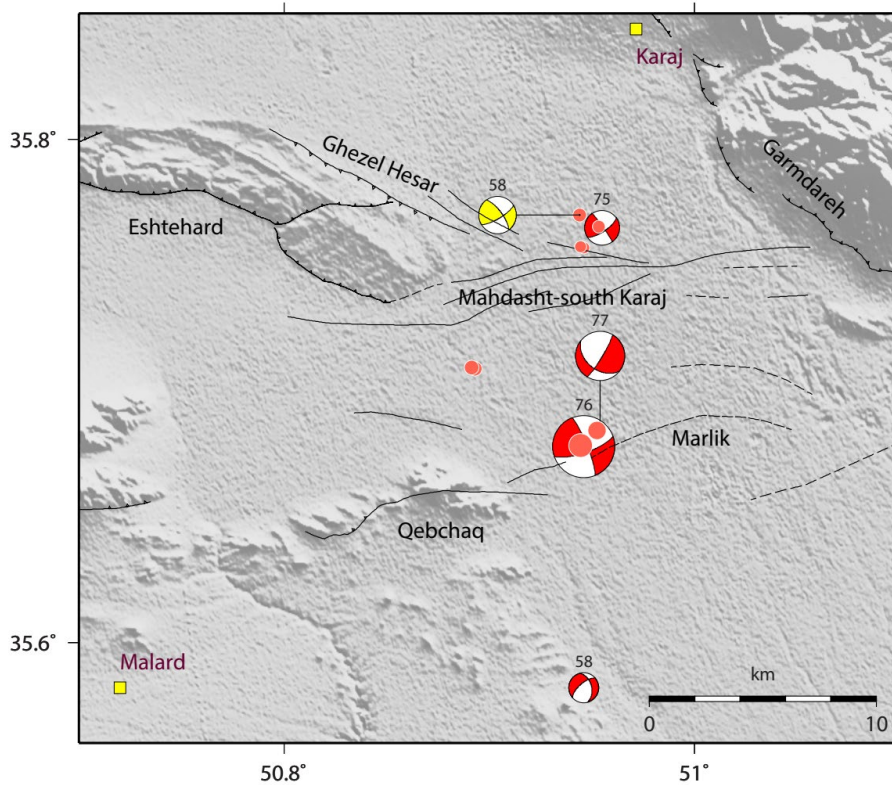
در غربی‌ترین بخش البرز، مجموعه گسله زمین‌لرزه‌ای رودبار با طول گیسختگی زمین‌لرزه‌ای ۸۰ کیلومتر مسبب یکی از بزرگ‌ترین و مرگبارترین زمین‌لرزه‌های اخیر در البرز است. زمین‌لرزه ۱۹۹۰ رودبار با بزرگای  $M_w$  ۷/۳ با سازوکار امتدادلغز چپ‌بر معرفی شده است (بربریان و واکر، ۲۰۱۰؛ آجرلو و همکاران، ۲۰۲۱). نتایج بدست آمده



شکل ۱۰. زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده به همراه سازوکارهای بدست آمده بر روی مجموعه گسله زمین‌لرزه‌ای رودبار (توپ‌های قرمز و زرد). توپ‌های قهوه‌ای رنگ (پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴)، توپ‌های آبی رنگ (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴)، توپ‌های فیروزه‌ای رنگ (کاتالوگ هاروارد) و توپ نارنجی (کمپوس و همکاران، ۱۹۹۴). برای اطلاعات تکمیلی مربوط به سازوکارها به جدول ۱ رجوع نمایند.

اندازه‌گیری‌های میدانی سازوکار این زمین‌لرزه امتدادلغز چپ‌بر معرفی شد (سلیمانی آزاد، ۲۰۲۳؛ ناصریه و همکاران، ۲۰۲۳). نتایج بدست آمده در این پژوهش نیز چنین سازوکاری را نشان می‌دهد (شکل ۱۱). سازوکارهای ۷۵ و ۵۸ مربوط به یک خوشه لرزه‌ای با بزرگای کم است که در فاصله حدود ۱۰ کیلومتری شمال زمین‌لرزه ملارد رویداده است و به احتمال زیاد در ارتباط با فعالیت گسله قزل حصار (سلیمانی آزاد، ۲۰۲۳) باشند.

اگر از البرز بیرون رویم و نگاهی به حاشیه شمالی ایران مرکزی بیندازیم، گسله ماهدشت-جنوب کرج مسبب زمین‌لرزه سال ۱۳۹۶ با بزرگای  $M_w$  ۴/۹ معرفی شده است (رویداد شماره ۷۶) (سلیمانی آزاد، ۲۰۲۳؛ ناصریه و همکاران، ۲۰۲۳). این زمین‌لرزه پرشدت‌ترین و نزدیک‌ترین رخداد دستگاهی نسبت به کلان‌شهرهای کرج و تهران است که اخیراً در جنوب غربی البرز مرکزی، در شمال ایران مرکزی رخ داده است. براساس مشاهدات و



شکل ۱۱. زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده به همراه سازوکارهای بدست آمده بر روی گسله‌های ماهدشت-جنوب کرج و قزل حصار.

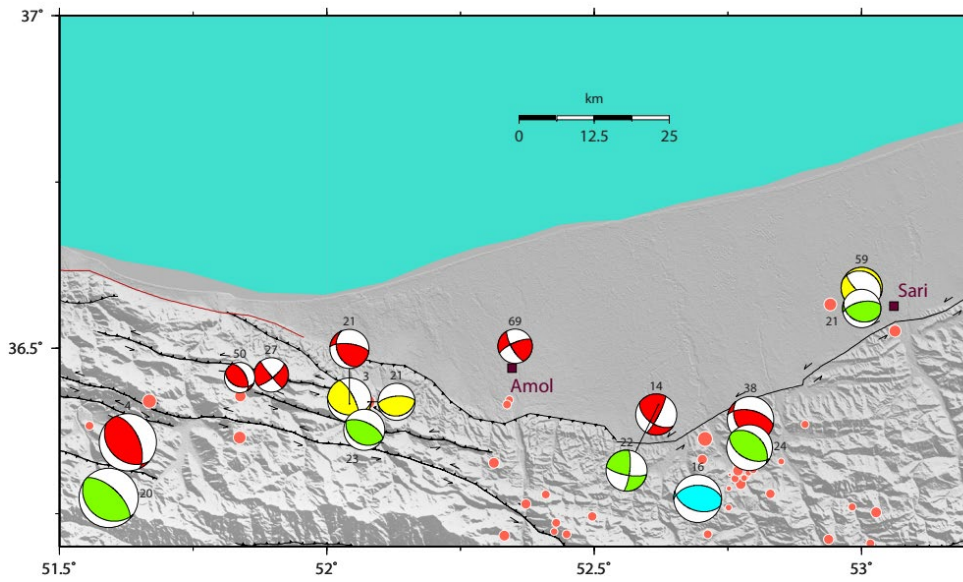
هستند. سازوکارهای سبز و آبی از مطالعات پیشین نشان داده شده‌اند (رجوع به جدول ۱) که عمدتاً نمایانگر گسلش معکوس بر روی صفحات شرقی-غربی تا شمال‌غرب-جنوب شرقی هستند. از جمله این گسلش‌های زمین‌لرزه‌ای، می‌توان به سازوکار زمین‌لرزه بلده ۲۰۰۴ (سبز رنگ شماره ۲۰ از مطالعه دونر، ۲۰۱۴ و قرمز رنگ شماره ۴ همین مطالعه) اشاره کرد. نکته جالب اینجاست که موقعیت مکانی و هندسه گسلش این زمین‌لرزه‌ها، به ویژه در شرق آمل، تطابق چندانی با الگوی گسلش سطحی ندارد و تفسیر آنها در ارتباط با گسله‌های اصلی ناحیه ساده و مستند نخواهد بود.

در دامنه جنوبی رشته کوه، خمیدگی رو به جنوب البرز در فاصله ۰/۵ درجه دو طرف طول جغرافیایی ۵۲ درجه شرقی، فعال‌ترین بخش کوهزاد از نظر لرزه‌خیزی است (شکل ۱۳). در شکل ۱۳ زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده به

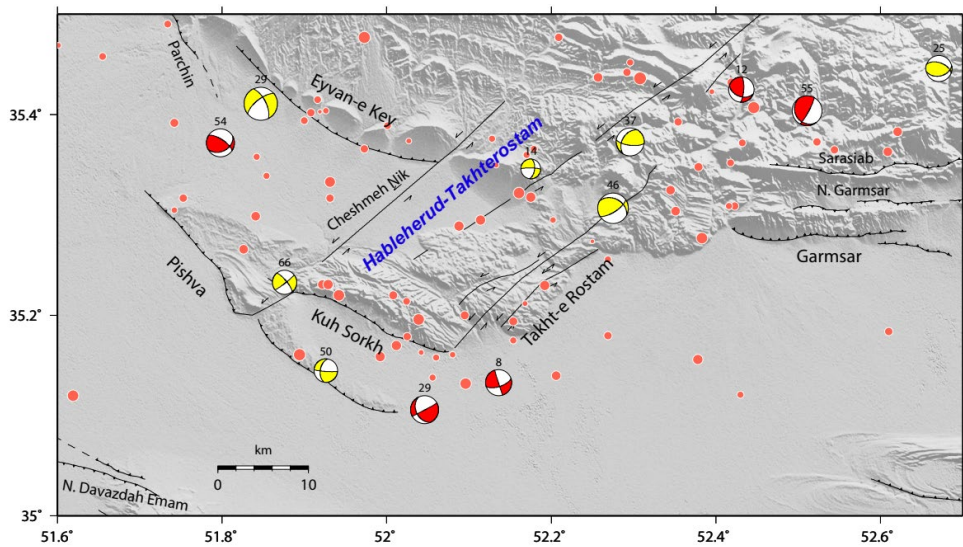
بازه بین طول جغرافیایی ۵۱/۵ تا ۵۳/۵ درجه برای مطالعه گسله‌های خزر و شمال البرز انتخاب شد (شکل ۱۲). با توجه به زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده این ناحیه از لحاظ لرزه‌خیزی فعال است ولی تعداد رخدادها با مکان‌یابی خوب آنقدر زیاد نیست که بتوان روندی خاص را برگزید. مقایسه شکل‌های ۳ و ۵ نشان می‌دهد که تعداد کل زمین‌لرزه‌های رویداده در این محدوده زیاد است ولی به علت نبود ایستگاه‌های لرزه‌نگاری کافی در پهلوی شمالی البرز، تعداد زمین‌لرزه‌های با کیفیت مکان‌یابی خوب در این منطقه کم است. تعدادی از رخدادها مکان‌یابی شده (شکل ۵) در شمال گسله خزر و در حاشیه جنوبی دریای خزر هستند ولی اکثریت آنها میان گسله شمال البرز و گسله خزر قرار دارند. سازوکارهای بدست آمده نشانگر سازوکار معکوس (توپ‌های قرمز ۴، ۳۸، ۲۱ و ۵۰)، امتدادلغز (توپ‌های قرمز ۱۴ و ۲۷) و نرمال (توپ زرد ۵۹)

صورت یک رمپ جانبی در میان دو گسله معکوس کوه سرخ و پیشوا ظاهر شده و سبب انتقال پیشانی دگرریختی رو به جنوب غرب، از کوه سرخ به پیشوا شده است (شبانیان، ۱۳۷۷؛ عباسی و همکاران، ۱۳۸۵). سازوکارهای قرمز رنگ ۸ و ۲۹ ممکن است مربوط به بخشی از پهنه امتدادلغز چپ بر حبله رود - تخت رستم یا خرد گسله‌هایی مجزا باشد که به دلیل نداشتن اثر سطحی، از دید زمین‌شناسی پنهان مانده است. آنچه مهم است، این اطلاعات نشان می‌دهد

همراه سازوکارهای به دست آمده در این ناحیه نشان داده شده است. این ناحیه جایی است که دگرریختی زمین‌شناختی معمول در کوهزاد البرز به درون فلات ایران مرکزی پیشروی کرده است. پهنه‌های گسله حبله رود - تخت رستم و کوه سرخ - پیشوا بیشترین لرزه‌خیزی را در این ناحیه نشان می‌دهند. سازوکارهای ۱۴، ۳۷ و ۴۶ (زرد رنگ) نشانگر حرکت امتدادلغز چپ بر پهنه گسلی حبله رود - تخت رستم هستند. سازوکار زرد رنگ ۶۶ در ارتباط با پهنه گسلی حبله رود - تخت رستم که در بخش انتهایی به



شکل ۱۲- زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده به همراه سازوکارهای بدست آمده بر روی لبه شمالی البرز مرکزی



شکل ۱۳- زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده به همراه سازوکارهای بدست آمده بر روی قسمت جنوبی رشته کوه البرز.

اولین زمان رسید موج طولی، سازوکارهای زمین‌لرزه‌ها را محاسبه نمودیم که شامل ۹۰ سازوکار با کیفیت عالی (قرمز رنگ) و ۶۶ سازوکار با کیفیت خوب (زرد رنگ) بود که در شکل ۷ نشان داده شده‌اند.

با توجه به نقشه لرزه‌خیزی (شکل‌های ۳ و ۵) بخش شرقی البرز نسبت به بخش مرکزی و به خصوص قسمت غربی آن لرزه‌خیزی بیشتری دارد و الگوی لرزه‌خیزی عموماً بر روی روندهای مشخصی متمرکز است. به طور کلی با حرکت از شرق به غرب نرخ لرزه‌خیزی کاهش می‌یابد. از جمله مناطق با لرزه‌خیزی بالا در قسمت شرقی می‌توان به گسله‌های آستانه، فیروزکوه و بخش شرقی گسله مشا اشاره کرد. پهنه گسله حبله رود-تخت رستم در قسمت مرکزی با روند شمال شرق-جنوب غرب نیز دارای لرزه‌خیزی بارز و مشخص با سازوکار غالب راستالغز چپ‌بر است. در بخش غربی البرز بارزترین مناطق با نرخ لرزه‌خیزی بالا مربوط به مجموعه گسله زمین‌لرزه‌ای رودبار، پایانه غربی گسله ماه‌دشت - جنوب کرج در اتصال به گسله‌های قزل حصار و اشتهاارد، همچنین گسله ایندس است. روندهای لرزه‌خیزی در این قسمت بر روی گسله‌های ایندس و قم-زفره با راستای شمال غرب-جنوب شرق قرار دارد. در این میان، مناطقی دیده می‌شود که ابر لرزه‌خیزی مشخصی در آنها تشکیل شده اما تطابق آن از نظر الگوی گسلش یا سازوکار کانونی، با گسله‌های شناخته شده چندان ساده نیست. برای نمونه، ابرهای لرزه‌ای نه چندان مترکم در کوه‌های جارو و آراسنج (جنوب دشت بویین زهرا)، در جنوب غرب گسله نفرش، و نیز پیرامون مجموعه گسله‌های رباط کریم و کاروانسرا نشان از دگرریختی لرزه‌ای قابل ملاحظه‌ای دارد که اطلاعات زمین‌شناختی موجود درباره گسلش فعال به اندازه‌ای نیست که بتوان آن را تفسیر کرد. زمین‌لرزه‌های رویداده در شمال‌غربی گسله طالقان را شاید بتوان به فعالیت لرزه‌ای گسله‌های مرجن، آبیگ - زیاران و سنقباد نسبت داد.

دگرریختی لرزه‌ای گسله‌های راستالغز چپ‌بر موازی حبله رود-تخت رستم تا جنوب غرب کوه سرخ قابل ردگیری است. گسله گرمسار و گسله پنهان ایوانکی (شبانیان و حسن‌زاده، ۱۴۰۰) به جز برخی خردلرزه‌ها در فرادیواری آن، لرزه‌خیزی مستند و بارزی ندارد و نمی‌توان در مورد فعالیت لرزه‌ای آن نظر داد.

در جنوب‌غربی‌ترین بخش منطقه مورد مطالعه، مجموعه گسله‌های ایندس، قم - زفره با یک لرزه‌خیزی متمرکز و مشخص (شکل ۵) بارزترین ساختارهای لرزه‌ای فعال در شمال ایران مرکزی هستند. سازوکارهای کانونی حل شده در این مجموعه نشانگر حرکت غالب امتدادلغز راست‌بر است (شکل ۵-الف، شماره‌های ۳۶، ۶۳، ۶۴، ۶۸ و ۵-ب شماره‌های ۴۷ و ۵۷). گمان می‌رود سازوکارهای فشاری در میان آنها به پهنه‌های هم‌پوشی یا انتقال گسلی مرتبط باشد که در آنها رژیم تنش به طور محلی تغییر می‌کند. این روند لرزه‌خیزی فعال به طور مشخص بر روند چپ‌بر در البرز که به طور اصلی در راستای حبله رود - تخت رستم گزارش شد، عمود است و نشان از تغییر ماهیت و الگوی دگرریختی از البرز به ایران مرکزی دارد. پهنه گسله آران-طرود (افلاکی و همکاران، ۲۰۱۷) در جنوب البرز شرقی دارای مولفه غالب امتدادلغز چپ‌بر است (شکل ۵-الف شماره‌های ۳۳، ۳۴، ۳۵، ۵۳، ۲۶ و ۸۹ و شکل ۵-ب شماره‌های ۵۲ و ۱۸) هرچند سازوکارهای کانونی انگشت شماری با مولفه فشارشی نیز مشاهده می‌شود (شکل ۵-ب شماره‌های ۳۱ و ۵۲).

## ۶ بحث و نتیجه‌گیری

هدف این مقاله بررسی لرزه‌خیزی البرز با استفاده از شبکه‌های لرزه‌نگاری و شتاب‌نگاری مختلف دائمی و موقت است. در همین راستا به مکان‌یابی زمین‌لرزه‌های رخ داده در بازه زمانی ۱۹۹۶-۲۰۲۳ پرداختیم که نتیجه آن در شکل ۵ نشان داده شده است. در ادامه با استفاده از قطبش

درون البرز، در فاصله میان دو گسله هزار و بایجان - کرف، لرزه‌خیزی بارزی دیده می‌شود که هنوز توضیحی برای آن نداریم. دگرریختی لرزه‌ای در منطقه سمنان تا شمال پهنه گسله آران - طرود نیز قابل تامل است. در این ناحیه گسله‌های فراوانی به نقشه درآمده است اما حضور حوضه نمک نوژن و عملکرد تکنونیک پوست نازک ناشی از آن، تطابق لرزه‌خیزی عمقی را با ساختارهای سطحی شناخته شده دشوار می‌کند (شکل ۵). نکته جالب توجه، اختلاف سازوکاری است که لرزه‌خیزی بازنگری شده در این مقاله با مشاهدات عمومی زمین‌شناختی درباره این گسله نشان می‌دهد. گسله رباط کریم با توجه به سازوکارهای بدست آمده به احتمال بسیار زیاد سازوکار امتدادلغز راست بر دارد (شکل ۷-الف) و با سازوکار معکوس پیش‌بینی شده در زمین‌شناسی متفاوت به نظر می‌رسد.

میدان سرعت جی‌پی‌اس (دهکردی و همکاران، ۲۰۲۳) یک تفاوت بارز بین مقدار کرنش در شرق و غرب البرز نشان می‌دهد. مقدار متوسط کرنش فشاری و برشی در غرب البرز تقریباً نصف مقدار آن در شرق البرز است. نقشه لرزه‌خیزی البرز به وضوح لرزه‌خیزی به مراتب بیشتری را در شرق البرز نشان می‌دهد (شکل ۵) که ممکن است نمودی از کمتر بودن میزان کلی کرنش در غرب البرز باشد؛ هرچند، بدون محاسبه کرنش لرزه‌ای این مقایسه چندان مستند نخواهد بود. در صورتی که این تفسیر کلی را در مقایسه نرخ کرنش بپذیریم، شاید بخشی از کمبود بارز زمین‌لرزه‌ها در غرب البرز به مقدار کمتر کرنش در این بخش مرتبط باشد. در این صورت، نبود یا سکون لرزه‌ای در این بخش از کوهزاد شاید آهنگ انباشت انرژی کمتری را نسبت به حالتی ایجاد کند که نبود لرزه‌خیزی به طور کامل به سکون لرزه‌ای نسبت داده شود. به هر حال، این نکته قابل تأملی است که در مطالعات دقیق‌تر بعدی باید منظور شود. کمتر بودن کرنش افقی در غرب البرز در کارهای قبلی مانند نقشه کرنش افقی خرمی و همکاران (۲۰۱۹) هم

به خوبی منعکس شده، ولی با سطح لرزه‌خیزی مقایسه نشده است. به طور واضح، ما وجود سکون لرزه‌ای را در البرز غربی رد نمی‌کنیم، اما خواهان توجه به این نکته بسیار مهم هستیم که لرزه‌خیزی کمتر در این بخش می‌تواند در ارتباط با نرخ کمتر کرنش فعال باشد. برای پیدا کردن گاف‌های لرزه‌ای در البرز باید میزان آزاد شدن ممان لرزه‌ای با میزان ممان ژئودتیک مقایسه گردد که در حوصله این مقاله نیست.

بخش بودن انواع سازوکارهای فشاری و امتدادلغز در عرض و طول البرز با الگوی دگرشکلی معرفی شده در البرز به صورت تقسیم کرنش (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲) هم‌خوانی ندارد. مطالعات دیگری (به طور مثال شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲؛ دهکردی و همکاران، ۲۰۲۳) نیز نتایجی متفاوت از الگوی تقسیم کرنش در البرز نشان می‌دهند. این تغییر در الگوی دگرریختی فعال کوهزاد، به طور مستقیم بر ارزیابی‌های موجود از خطر زمین‌لرزه تاثیر دارد چون دیگر نمی‌توان حرکات امتدادلغز را منحصر به گسله‌های پهلوی جنوبی و حرکات فشاری را منحصر به گسله خزر دانست. با این وجود منطقه البرز از لحاظ ساختاری و جنبشی در جزئیات پیچیدگی‌های زیادی دارد که پاسخ به همه آنها نیازمند مطالعات بیشتر در زمینه تکنونیک فعال به روش‌های نوین زلزله‌شناختی، زمین‌شناختی و ژئودزی است.

پیرامون رد سطحی پیشنهاد شده برای گسله خزر هر دو سازوکار امتداد لغز (توپ‌های قرمز رنگ با شماره‌های ۳۸، ۱۴، ۶۹، ۲۱ و ۲۷ در شکل ۱۲) و معکوس (توپ‌های قرمز رنگ ۴ و ۵۰ و توپ‌های زرد رنگ ۳ و ۲۱ در شکل ۱۲) دیده می‌شود. شیب گسله خزر به سمت جنوب در نظر گرفته می‌شود، در نتیجه زمین‌لرزه‌های رخ داده در شمال این گسله و سازوکارهای بدست آمده (توپ‌های قرمز رنگ ۱۴ و ۶۹) در این قسمت نمی‌توانند در ارتباط با این گسله باشند. زمین‌لرزه بلده (۲۰۰۴) با بزرگای ۶/۲ (تاتار و همکاران، ۲۰۰۷) مهم‌ترین زمین‌لرزه رخ داده دستگاهی

دیده می‌شود (سازوکار شماره ۴۹ در شکل ۵). لرزه‌خیزی به نسبت بالا در لبه ایران مرکزی در شمال گسله آران - طرود همخوانی چندانی با گسله‌های فعال شناسایی شده ندارد. در واقع، ساختارهای سطحی ایجاد شده در قلمرو تکتونیک پوست نازک این بخش الگوی دگرریختی متفاوتی در سطح نسبت به عمق لرزه‌زا ایجاد می‌کند و شاید این یکی از مهم‌ترین دلایل این ناهمخوانی دیده شده باشد. از سوی دیگر، رفتار جریان‌های تبخیری‌ها به همراه رفتار نیمه جریان‌های مارن و گل‌سنگ‌های نئوژن در این حوضه ممکن است سبب پخش کرنش در سطح شود و فعالیت گسله‌های ژرفی و نشانه‌های حرکات رخ داده در پی‌سنگ را پنهان کند. با توجه به اینکه شبکه ایستگاه‌های زلزله‌نگاری در اطراف دو پهنه گسلی بسیار پراکنده و تنگ است، هنوز برای ما روشن نیست که کرنش در پی‌سنگ این منطقه به چه ترتیب جذب می‌شود. زمین‌لرزه‌های رخ داده در لبه شمالی فلات ایران مرکزی و نیز نتایج میدان سرعت جی‌بی‌اس (دهکردی و همکاران، ۲۰۲۳)، که نشانگر حرکت امتدادلغز چپ‌بر و کوتاه‌شدگی با نرخ ۲ میلی‌متر بر سال در این ناحیه است، نشان می‌دهد این بخش از ایران مرکزی برخلاف تعریف عمومی ما از بلوک صلب ایران مرکزی، یک ناحیه درگیر دگرریختی فعال زمین‌لرزه‌ای و زمین‌شناختی است.

در جنوب غربی محدوده مورد مطالعه بر روی گسله‌های تفرش، ایندس و قم-زفره حرکت غالب امتدادلغز راست‌بر با مولفه فشاری به وضوح قابل مشاهده است که با نتایج دهکردی و همکاران (۲۰۲۳) سازگار است. در دو سوی خمیدگی البرز در بخش ایران مرکزی دو سیستم حرکتی متفاوت دیده می‌شود که بیانگر رژیم‌های تکتونیکی متفاوت حاکم بر این دو بخش است. نیمه شرقی منطقه (در شرق طول جغرافیایی ۵۲ درجه) به طور مشخص متأثر از تکتونیک فعال البرز است و آثار دگرریختی ناشی از رژیم تکتونیک حاکم بر البرز تا کیلومترها در جنوب آن نفوذ

است که آن را مرتبط با گسله خزر می‌دانند (توپ قرمز ۴ و سبز ۲۰). با نگاهی به شکل ۱۲ در می‌یابیم که زمین‌لرزه‌های مرتبط با توپ قرمز ۳۸ و سبز ۲۴ هم دارای عمق کانونی و سازوکار مشابه با رخداد بلده هستند و در پهلوی شمالی البرز ولی در البرز شرقی اتفاق افتاده‌اند. این مشاهده وقوع زمین‌لرزه‌های راندگی با سازوکار مشابه و عمق کانونی مشابه در البرز شرقی و غربی را پیشنهاد می‌کند که سازوکاری به جز فعالیت گسله خزر باید آنها را ایجاد کرده باشد. برای نمونه در البرز شرقی، با توجه به اختلاف بارز میان روند پیشانی کوهستان البرز و راستای گسلش زمین‌لرزه‌ای راندگی در جنوب آن، نمی‌توان این رویدادهای راندگی را به فعالیت زمین‌لرزه‌ای گسله خزر نسبت داد. با توجه به مطالعات پیشین (عزیز زنجانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ ماهری و همکاران، ۲۰۲۰) تغییر در ماهیت پوسته قاره‌ای در حاشیه جنوبی دریای خزر می‌تواند باعث به وجود آمدن زمین‌لرزه‌های عمیق‌تر در لبه پوسته آذرین حوضه خزر جنوبی باشد. این زمین‌لرزه‌های عمیق‌تر (عمیق‌تر از ۱۵ کیلومتر) احتمالاً مرتبط با گسله خزر نیستند و در ارتباط با گسله‌های پنهان درون پوسته آذرین خزر جنوبی هستند. ضخامت رسوبات پوسته خزر جنوبی بیشتر از ۲۰ کیلومتر است و در نتیجه عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها در لبه حوضه خزر جنوبی معمولاً عمیق‌تر از بیست کیلومتر است. عمق‌های کانونی قابل اعتماد به دست آمده در این ناحیه نیز موید این امر است (شکل ۶). با این وجود به نظر می‌رسد گسله خزر با توجه به اطلاعات در دسترس هنوز به طور کامل شناخته شده نیست و به مطالعات تکمیلی و شبکه‌های زلزله‌نگاری متراکم‌تری در این ناحیه نیاز است. سازوکارهای به دست آمده بر روی پهنه گسلی آران-طرود به طور برجسته و نمایان حرکت امتدادلغز چپ‌بر را نشان می‌دهد. حتی، با وجودی که قسمت کوچکی از گسله کویر بزرگ در این مطالعه پوشش داده شده است، نشانه فعالیت زمین‌لرزه‌ای امتدادلغز چپ‌بر بر روی این گسله

با راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب، به طور مشخص گسله‌های ایوان‌کی و گرمسار را از یکدیگر جدا می‌کند و ممکن نیست که این دو با هم ارتباط ساختاری داشته باشند. نخستین بار گسله گرمسار به صورت یک راندگی کم شیب به سمت شمال و به طول ۸۰ کیلومتر در راستایی بسیار متغیر و همراه با خمیدگی‌هایی با راستاهای مختلف در مرز میان بلوک ایران مرکزی و البرز ترسیم شد (بربریان، ۱۳۶۴). این هندسه در مطالعات بعدی به چالش کشیده شد و براساس مطالعات شبانیان (۱۳۷۷)، عباسی و همکاران (۱۳۸۵) و هروی و همکاران (۱۳۹۰) بخش‌های مختلفی از "گسله گرمسار" با مستندات زمین‌شناختی یا زلزله‌شناختی به عنوان ساختارهای مجزای دیگری معرفی شد؛ تا اینکه شبانیان و حسن‌زاده (۱۴۰۰) هندسه جدید این گسله را به نقشه درآورد و آن را در شرق گسله حبله‌رود - تخت‌رستم، با راستای شرقی-غربی و طول ۳۵ کل کیلومتر بازتعریف کرد. نتایج به دست آمده در این پژوهش شامل مکان‌یابی دقیق زمین‌لرزه‌ها و سازوکارهای به دست آمده تأییدی بر الگوی ساختاری جدیدی است که شبانیان و حسن‌زاده (۱۴۰۰) معرفی کردند. روندهای لرزه‌خیزی مشاهده شده و سازوکارهای به دست آمده نشانگر نقش بارز پهنه گسله حبله‌رود-تخت‌رستم به عنوان یک پهنه گسله امتدادلغز چپ‌بر با راستای شمال‌شرق - جنوب‌غرب دارد که به طور مشخص، ارتباط و ادامه ساختاری گسله ایوان‌کی را تا گسله گرمسار ناممکن می‌سازد. همچنین در نظر گرفتن گسله گرمسار به صورت یک راندگی پیوسته با شیب رو به شمال با طول ۸۰ کیلومتر (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) در الگوی ساختاری جدید پذیرفته شده نیست. در واقع هندسه تعریف شده پیشین ناشی از تفسیر ساده‌ای است که در آن بدون ملاحظات ساختاری و تکتونیکی، تکه گسله‌های مجزا با ماهیت، روند و سازوکارهای مختلف به هم چسبانده شده‌اند. در نگاه جدید به الگوی ساختاری و لرزه‌خیزی این بخش از منطقه، می‌توان گفت که پهنه گسله حبله‌رود -

می‌کند، در حالی که در نیمه غربی به سازوکاری از دگرریختی فعال می‌رسیم که به طور مستقیم از رژیم تکتونیکی حاکم بر ناحیه برخوردی زاگرس پیروی می‌کند.

نتایج بدست آمده در قسمت شرقی گسله مشا، دال بر فعالیت و پویایی لرزه‌ای آن است که در مطالعات لرزه‌خیزی پیشین نیز نشان داده شده بود (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵، تاتار و همکاران، ۲۰۱۲). سازوکار غالب معرفی شده برای این بخش از گسله امتدادلغز چپ‌بر است (به طور مثال سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۱). براساس مطالعه مدل بلوکی جمور و همکاران (۲۰۱۰) نرخ حرکت امتدادلغز چپ‌بر این گسله ۱/۶ میلی‌متر بر سال و نرخ کوتاه‌شدگی در عرض آن ۱/۱ میلی‌متر بر سال است. سلیمانی و همکاران (۱۳۸۲) نیز در مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی خود که با حفر فقط یک ترانشه در بخش میانی تکه شرقی گسله مشا انجام شد، نرخ لغزش امتدادلغز زمین‌شناسی آن را بیش از ۲ میلی‌متر بر سال پیشنهاد کردند. اما در میدان سرعت جی‌پی‌اس (دهکردی و همکاران، ۲۰۲۳) حرکت امتدادلغز غالب و واضحی بر روی این بخش از گسله مشا دیده نمی‌شود و تنها مولفه کوتاه‌شدگی کمتر از یک میلی‌متر بر سال قابل تشخیص است. دلیل این اختلاف بین نتایج لرزه‌شناسی و ژئودتیک برای ما مشخص نیست.

جنوب‌شرق تهران، از ورامین تا گرمسار از لحاظ لرزه‌خیزی منطقه‌ای بسیار فعال و در بر دارنده گسله‌های مهمی همچون گرمسار، پیشوا، ایوان‌کی و پارچین است. در مطالعات پیشین اعتقاد بر این بود که گسله ایوان‌کی از سمت جنوب‌شرق به قسمت شرقی گسله گرمسار می‌رسد و همواره این الگوی ساختاری با این قالب استفاده شده است. اما بر پایه مطالعه شبانیان و حسن‌زاده (۱۴۰۰) که اساس آن تحلیل، ارزیابی و بازنگری اطلاعات گسلش‌کوآترنری - فعال در منطقه بوده است، پهنه گسله حبله‌رود-تخت‌رستم

### منابع

بربریان، م.، قریشی، م.، ارژنگ، روش، ب.، و مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۶۴- پژوهش و بررسی ژرف نوزمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره تهران و پیرامون (پژوهش و بررسی لرزه‌زمین‌ساخت ایران زمین)، سازمان زمین‌شناسی کشور

تاتار، محمد، مومنی، سید مالک، یمینی‌فرد، & فرزام. (۲۰۱۵). خردلرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت ناحیه گرمسار. فصلنامه علمی علوم زمین، ۲۴(۹۴)-زمین ساخت، ۲۸۹-۲۹۸.

سلیمانی آزاد، ش.، و حسینی، م.، ۱۳۷۶- تحلیل خطر زمین‌لرزه با رهیافت تعیینی برای نیروگاه منتظر قائم با تاکید بر روش‌های مورفوتکتونیک و نئوتکتونیک، موسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی، ۱۶۵ صفحه.

سلیمانی، ش.، فقهی، خ.، شبانیان، ا.، عباسی، م.، ریتس، ژ.، ۱۳۸۲، نتایج مقدماتی حاصل از بررسی‌های دیرینه لرزه‌شناسی گسل مشا در دره مشا، پژوهشنامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

شبانیان، ا.، حسن زاده، م.، ۱۴۰۰- گسله‌های کواترنری فعال شهر تهران و نواحی پیرامون، پروژه هشدار سریع شهرداری تهران، گزارش داخلی.

شبانیان، ا.، ۱۳۷۷- بررسی الگوی دگرریختی در ساختارهای گستره کوه سرخ ورامین (جنوب خاوری تهران) با نگرش بر لرزه‌خیزی گستره مورد نظر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

عباسی، م.ر.، شبانیان، ا.، و فرید، ی.، ۱۳۸۵- هندسه و سازوکار گسله‌های پیشوا-کوه سرخ و جنبش‌های نوزمین‌ساختی در راستای آن‌ها، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

تخت رستم یک روند پی‌سنگی مهم است که بخش مهمی از ساختارهای شرق البرز مرکزی را می‌برد و دگرریختی فعال را در قالب گسلش امتدادلغز چپ‌بر به بیرون از کوهزاد البرز و تا کیلومترها به درون لبه شمالی ایران مرکز انتقال می‌دهد. این انتقال دگرریختی فعال سبب شده است مجموعه ساختاری مرتبط با آن، مانند گسله‌های کوه‌سرخ و پیشوا در ایران مرکزی در تاثیر رژیم تکتونیک حاکم بر البرز فعالیت کنند. این یافته نقش تعیین کننده‌ای در ارزیابی و تحلیل خطر زمین‌لرزه برای کلان‌شهر تهران دارد، زیرا می‌دانیم که سازوکار یک گسله و طول آن نقش تعیین کننده‌ای در بزرگای زمین‌لرزه تولید کننده دارد و وزن‌دهی اشتباه به هر کدام از این پارامترها می‌تواند اعتبار نتایج و کاربرد آن را مخدوش کند.

به عنوان آخرین مشاهده، نقشه لرزه‌خیزی (شکل‌های ۳ و ۵) نشان می‌دهد دشت قزوین در بازه زمانی مورد مطالعه فاقد هر گونه فعالیت لرزه‌ای بوده است و این‌گونه به نظر می‌رسد که رفتاری شبیه به یک خرد بلوک صلب داشته باشد. این ناحیه در مطالعه ماهری و همکاران (۲۰۲۰) منطقه‌ای پرسرعت نشان داده شده است. در حدفاصل پهنه گسلی شمال‌تهران، بخش‌های مرکزی و شرقی گسله مشا و جنوب گسله طالقان نیز، با وجود پوشش ایستگاهی خوب، لرزه‌خیزی مشاهده نمی‌شود که دلیل این نبود برای ما هنوز روشن نیست.

### تشکر و قدردانی

از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران و سازمان مسکن و شهرسازی برای در اختیار قرار دادن شکل موج‌های زمین‌لرزه‌ها صمیمانه سپاسگزاریم. بخشی از این پژوهش با حمایت مالی طرح بنیاد ملی علم ایران با شماره ۹۷۰۱۵۶۶۶ انجام شده است.

- Banimahdi Dehkordi, M. J., Mousavi, Z., Shabaniyan, E., Abbasi, M., & Ghods, A. (2023). Constraint on the active tectonics of the Alborz using geodetic. *Iranian Journal of Geophysics*.
- Berberian, M. (1976). *Contribution to the seismotectonics of Iran (part II-III): In commemoration of the 50th anniversary of the Pahlavi dynasty* (No. 40). Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tectonic and Seismotectonic Section.
- Berberian, M., & Yeats, R. S. (1999). Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. *Bulletin of the Seismological society of America*, 89(1), 120-139.
- Berberian, M., & Yeats, R. S. (2001). Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau. *Journal of Structural Geology*, 23(2-3), 563-584.
- Berberian, M., & Walker, R. (2010). The Rudbār M w 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western 'High-Alborz', Iran. *Geophysical Journal International*, 182(3), 1577-1602.
- Berberian, M., & Yeats, R. S. (2017). Tehran: An earthquake time bomb.
- Bergman, E. A., Benz, H. M., Yeck, W. L., Karasözen, E., Engdahl, E. R., Ghods, A., ... & Earle, P. S. (2023). A global catalog of calibrated earthquake locations. *Seismological Society of America*, 94(1), 485-495.
- Campos, J., Madariaga, R., Nábělek, J., Bukchin, B. G., & Deschamps, A. (1994). Faulting process of the 1990 June 20 Iran earthquake from broadband records. *Geophysical Journal International*, 118(1), 31-46.
- De Martini, P. M., Hessami, K., Pantosti, D., D'Addezio, G., Alinaghi, H., & Ghafory-Ashtiani, M. (1998). A geologic contribution to the evaluation of the seismic potential of the Kahrizak fault (Tehran, Iran). *Tectonophysics*, 287(1-4), 187-199.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H. R., Ritz, J. F., Hinderer, J., ... & Khorrami, F. (2010). GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. *Geophysical Journal International*, 183(3), 1287-1301.
- Donner S., (2013), Seismotectonics for the Alborz Mountains, Iran, from regional moment tensors, Ph.D Thesis, Potsdam University
- Farrokhi, M., Hamzehloo, H., Rahimi, H., & Allamehzadeh, M. (2015). Estimation of coda-wave attenuation in the central and eastern
- وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ورقه مرزن‌آباد با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- هروی، آرمان، نظری، شهیدی، علی‌رضا، & طالبیان. (۲۰۱۳). هندسه و سازوکار گسل گرمسار از دوره نئوژن تا به امروز. فصلنامه علمی علوم زمین، ۲۲(۸۸)، ۱۷۵-۱۸۶.
- Abbassi, M. R., & Farbod, Y. (2009). Faulting and folding in quaternary deposits of Tehran's piedmont (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(4), 522-531.
- Aflaki, M., Shabaniyan, E., Davoodi, Z., & Mohajjel, M. (2017). Reactivation versus reworking of the active continental margin during the Zagros collision: Mahallat-Muteh-Laybid complexes, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Geodynamics*, 107, 1-19.
- Ajorlou, N., Hollingsworth, J., Mousavi, Z., Ghods, A., & Masoumi, Z. (2021). Characterizing near-field surface deformation in the 1990 Rudbar earthquake (Iran) using optical image correlation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(6), e2021GC009704.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., & Qorashi, M. (2003). Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of structural geology*, 25(5), 659-672.
- Ambraseys, N. N., & Melville, C. P. (2005). *A history of Persian earthquakes*. Cambridge university press.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., & Kamalian, N. (2005). Microseismicity in the region of Tehran. *Tectonophysics*, 395(3-4), 193-208.
- Azad, S. S. (2023). Active seismogenic faulting in the Tehran Region, north of Iran; state-of-the-art and future seismic hazard assessment prospects. *Tectonophysics*, 856, 229843.
- Azad, S. S., Ritz, J. F., & Abbassi, M. R. (2011). Left-lateral active deformation along the Moshā-North Tehran fault system (Iran): Morphotectonics and paleoseismological investigations. *Tectonophysics*, 497(1-4), 1-14.
- Aziz Zanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., ... & Rezaeian, M. (2013). Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains. *Geophysical Journal International*, 195(2), 799-814.

- Alborz, Iran. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(3), 1756-1767.
- Ghods, A., & Sobouti, F. (2005). Quality assessment of seismic recording: the Tehran Seismic Telemetry Network. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(4), 687-694.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S., & Hassanzadeh, J. (2006). Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere*, 2(1), 35-52.
- Havskov, J., & Ottemoller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismol. Res. Lett.*, 70(5), 532-534.
- Hessami, K., Jamali, F. & Tabassi, H., 2003. Major active faults of Iran (map), Ministry of Science, Research and Technology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology
- Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J. F., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., ... & Jackson, J. (2010). Active tectonics of the east Alborz mountains, NE Iran: Rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 AD Qumis earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B12).
- Hutton, L. K., & Boore, D. M. (1987). The ML scale in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6), 2074-2094.
- Irاندوست, M. A., Priestley, K., & Sobouti, F. (2022). High-Resolution Lithospheric Structure of the Zagros Collision Zone and Iranian Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(11), e2022JB025009.
- Jackson, J., & McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, 77(1), 185-264.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., & Berberian, M. (2002). Active tectonics of the south Caspian basin. *Geophysical Journal International*, 148(2), 214-245.
- Khorrami, F., Vernant, P., Masson, F., Nilfouroushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H., ... & Alijanzade, M. (2019). An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities. *Geophysical Journal International*, 217(2), 832-843.
- Maheri-Peyrov, M., Ghods, A., Donner, S., Akbarzadeh-Aghdam, M., Sobouti, F., Motaghi, K., ... & Chen, L. (2020). Upper crustal structure of NW Iran revealed by regional 3-D Pg velocity tomography. *Geophysical Journal International*, 222(2), 1093-1108.
- Naserieh, S., Pakzad, M., Ghofrani, H., Dezvareh, M., Karkooti, E., Moradi, A., & Shahvar, M. (2023). Recognition of the causative fault of the 2017 MW 4.9 Malard (Tehran, Iran) earthquake from directivity analysis of the recorded ground motions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 345, 107116.
- Nazari, H., Ritz, J. F., Salamati, R., Shahidi, A., Habibi, H., Ghorashi, M., & Bavandpur, A. K. (2010). Distinguishing between fault scarps and shorelines: the question of the nature of the Kahrizak, North Rey and South Rey features in the Tehran plain (Iran). *Terra Nova*, 22(3), 227-237.
- Nazari, H., Ritz, J. F., Walker, R. T., Salamati, R., Rizza, M., Patnaik, R., ... & Shahidi, A. (2014). Palaeoseismic evidence for a medieval earthquake, and preliminary estimate of late Pleistocene slip-rate, on the Firouzkuh strike-slip fault in the Central Alborz region of Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 82, 124-135.
- Nazari, H., Ritz, J. F., Salamati, R., Shafei, A., Ghassemi, A., Michelot, J. L., ... & Ghorashi, M. (2009). Morphological and palaeoseismological analysis along the Taleghan fault (Central Alborz, Iran). *Geophysical Journal International*, 178(2), 1028-1041.
- Nemati, M., Hatzfeld, D., Gheitanchi, M. R., Sadidkhouy, A., & Mirzaei, N. (2011). Microseismicity and seismotectonics of the Firuzkuh and Astaneh faults (East Alborz, Iran). *Tectonophysics*, 506(1-4), 11-21.
- Priestley, K., Baker, C., & 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.
- Ritz, J. F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Fegghi, K., ... & Vernant, P. (2003, May). Determining the long-term slip rate along the Mosha Fault, Central Alborz, Iran. Implications in terms of seismic activity. In *Proceeding of the 4th International Conference on Seismology and Earthquake Engineering, Tehran, Iran* (Vol. 1214).
- Ritz, J. F., Nazari, H., Balescu, S., Lamothe, M., Salamati, R., Ghassemi, A., ... & Saidi, A. (2012). Paleoeearthquakes of the past 30,000 years along the North Tehran Fault (Iran).

- Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B6).
- Shabaniyan, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H., & Bellier, O. (2012). Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics*, 31(3).
- Solaymani Azad, S., Ritz, J. F., & Abbassi, M. R. (2011). Left-lateral active deformation along the Mosha–North Tehran fault system (Iran): morphotectonics and paleoseismological investigations. *Tectonophysics*, 497(1-4), 1-14.
- Talebian, M., Copley, A. C., Fattahi, M., Ghorashi, M., Jackson, J. A., Nazari, H., ... & Walker, R. T. (2016). Active faulting within a megacity: the geometry and slip rate of the Pardisan thrust in central Tehran, Iran. *Geophysical supplements to the monthly notices of the Royal Astronomical Society*, 207(3), 1688-1699.
- Tatar, M., & Hatzfeld, D. (2009). Microseismic evidence of slip partitioning for the Rudbar-Tarom earthquake (Ms 7.7) of 1990 June 20 in NW Iran. *Geophysical Journal International*, 176(2), 529-541.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Abbassi, A., & Fard, F. Y. (2012). Microseismicity and seismotectonics around the Mosha fault (Central Alborz, Iran). *Tectonophysics*, 544, 50-59.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D., & Bergman, E. (2007). The 2004 May 28 Baladeh earthquake (M w 6.2) in the Alborz, Iran: overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran. *Geophysical Journal International*, 170(1), 249-261.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., ... & Tavakoli, F. (2004). Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and planetary science letters*, 223(1-2), 177-185.

## Constraint on the active tectonics of the Alborz using seismology data

Mohammad Javad Bani Mahdi Dehkordi<sup>1</sup>, Abdolreza Ghods<sup>2\*</sup>, Esmail Shabanian<sup>3</sup> and Zahra Mousavi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

<sup>2</sup>Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

(Received: 14 July 2024, Accepted: 08 December 2024)

### Summary

We have investigated seismicity of Alborz using various permanent and temporary seismographic and accelerographic networks in the period 1996-2023. The long period of the seismic data allowed us to better capture the pattern of seismicity in Albroz. We precisely relocated 971 earthquakes and calculated 156 focal mechanisms using polarity of the first P arrival times. The seismicity map of Alborz clearly shows a much higher seismicity in east Alborz relative to west Albroz which is in agreement with the observed higher GPS strain rate in east Albroz. Therefore, the conspicuous lower rate of seismicity in west Alborz is not entirely related to the prescence of a seismic gap there. The seismicity map shows large seismicity on Astaneh, Firuzkuh and eastern part of the Mosha fault, the Hablerud-Takht-e Rostam fault zone, Rudbar fault, North Albroz fault, and the western end of the Mahdasht-South Karaj fault in connection with the Ghezal Hesar and Eshtehard faults. The pattern of the calculated focal mechanisms in Alborz is not in agreement with the strain partionshining of reverse faulting on Khazar fault and strike-slip faulting on the parallel faults on the southern hill of Alborz. The prescence of both strike-slip and reverse faulting across Alborz instead suggests the dominance of tranpressional deformation regime. This finding along with the recent GPS observation of slip on North Alborz fault would strongly affects existing earthquake hazard assessments by reducing the role of Khazar fault in the deformation of Alborz. North of Central Iran show significant seismicity with prominent right and left lateral strike slip mechanism in northwest and northeast Central Iran, respectively. The eastern half of the region (east of longitude 52 degrees) is clearly affected by the Alborz deformational regime whereas in the western half, the active deformation directly follows the defromation regime governing the Zagros collision zone. Indes, Kushk-Nosrat, Qom-Zefreh, Parandak, Tafresh and Robot-Karim faults on northwest Central Iran all show a dominant right-lateral strike-slip faulting. Prescence of significant seismicity and geodetic strain on the northern edge of Central Iran disagrees with the general notion of Central Iran as being a aseismic block, and instead suggest that the northern Central Iran experiences active deformation. The new seismicity map show aftershock clouds with length of about 80 and 60 km along the faults responsible for 1990 7.3 Mw Rudbar earthquake and 1942 7.2 Bouin Zahra earthquakes, respectively. A dominant left-lateral strike-slip mechanism is determined for Karvansara fault. The Malard-Tehran 2017 earthquake has a left-lateral strike-slip mechanism and is attributed to Marlik fault.

**Keywords:** Alborz, fault, hazard analysis, seismicity, seismotectonics, Tehran