

خرد لرزه خیزی و لرزه زمین‌ساخت ناحیه گرمسار

محمد تاتار^۱، سید مالک مومنی^۲ و فرزاد یمینی^۱

^۱دانشیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، پژوهشکده زلزله‌شناسی، تهران، ایران
^۲دانشجوی دکتری، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، پژوهشکده زلزله‌شناسی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۶/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۳/۲۱

چکیده

پیچ‌خوردگی ۷ شکل رشته‌کوه‌های البرز در جنوبی‌ترین نقطه خود به شهر گرمسار در ۱۰۰ کیلومتری جنوب خاور تهران می‌رسد. با نصب و راه‌اندازی شبکه لرزه‌نگاری محلی موقت، و ثبت خردزمین‌لرزه‌های ناحیه گرمسار با کیفیت و دقت بالا، و استفاده از زمین‌لرزه‌های محلی ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC)، به تفسیر لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت گستره گرمسار پرداخته شد. نتایج مطالعه صورت گرفته نشان می‌دهد که بخش‌های مرکزی و باختری گسل گرمسار، لرزه‌خیزی نسبتاً زیادی دارند و سه سازوکار کانونی به دست آمده در بخش مرکزی گسل، حرکات فشاری این بخش از گسل را آشکار نموده است. لرزه‌خیزی ناچیزی روی گسل‌های ایونکی و پیشوا مشاهده شد. همچنین تنها سازوکار کانونی حل شده در تپه‌های شمالی گسل گرمسار، سازوکار نرمال را در این بخش نشان می‌دهد که به تخلیه کرنش بین دو گسل فشاری گرمسار و سرخه نسبت داده می‌شود. بیشتر سازوکارهای کانونی به دست آمده در منطقه، در دو دسته فشاری و امتدادلغز جای می‌گیرند که روندهای محور P با آزمون ۱۰ تا ۳۵ درجه برای آنها چیره هستند. محور P با روند شمال-باختر-جنوب خاور در موقعیت گسل سرخه، با روند محور P سایر سازوکارهای کانونی (شمال شمال خاور-جنوب جنوب باختر) همخوان نیست و به چرخش ساختارها در این بخش از ناحیه، همان‌طور که مطالعات GPS اخیر نشان داده است، دلالت دارد.

کلیدواژه‌ها: گرمسار، لرزه‌خیزی، لرزه‌زمین‌ساخت، سازوکار کانونی، البرز مرکزی

*نویسنده مسئول: محمد تاتار

E-mail: mtatar@iiees.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

با نصب و راه‌اندازی شبکه لرزه‌نگاری محلی متراکم موقت، تعیین روندهای لرزه‌خیز، حل سازوکارهای کانونی این روندها و ارزیابی صفحه گسل در مقاطع عمقی امکان‌پذیر می‌شود. این روش با وجود سابقه طولانی همچنان به عنوان روشی کارآمد و معتبر در بررسی لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت مناطق مختلف جهان به کار گرفته می‌شود. پیشینه رخداد بزرگ‌ترین زمین‌لرزه تاریخی (بزرگای ۷/۶ در مقیاس امواج سطحی) در قرن سوم پیش از میلاد و در ارتباط با فعالیت گسل گرمسار نمایانگر اهمیت این گسل در بررسی‌های زلزله‌شناسی است. اهمیت دو چندان این گسل با توجه به نزدیکی آن به پایتخت (این گسل در ۱۰۰ کیلومتری جنوب‌خاور تهران واقع است) آشکار می‌شود. بررسی لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت این گسل و گسل‌های فعال هم‌جوار در ناحیه، هدف اصلی تحقیق حاضر است.

دو حرکت همگرایی ایران مرکزی به سوی اوراسیا و چرخش ساعت‌گرد حوضه جنوبی خزر نسبت به اوراسیا (Djamour et al., 2010) خلاصه می‌شود، که موجب پیچش چپ‌گرد روی این محدوده شده است. این دو سازوکار، رژیم ترفشاری شمال-شمال‌خاور-جنوب جنوب-باختر را ایجاد نموده که باور بر این است، این حرکت تمام محدوده را برای 5 ± 2 میلیون سال پیش تحت تأثیر قرار داده است (Ritz et al., 2006)، آنچنان‌که از اواخر میوسن تاکنون اساساً با گسلش امتداد لغز و راندگی همراه با چین خوردگی تعدیل شده است (Stocklin, 1974; Alavi, 1996; Axen et al., 2001; Allen et al., 2003; Guest et al., 2006, 2007).

قلمرو داخلی البرز مرکزی تحت این رژیم ترفشارش قرار ندارد، بلکه تراکشن فعال با محور کشش باختر شمال-باختر-خاور جنوب خاور آن را متأثر نموده است (Ritz et al., 2006). مطالعه اخیر آتشفشان دماوند توسط Shabanian et al. (2012) نشان داد که موقعیت ویژه آن در میان کمربند چین و راندگی ممکن است به دو عامل وجود مواد مذاب در اثر لایه‌لایه‌شدگی سنگ‌کره در زیر ناحیه کوتاه شده و شرایط ساختاری در پوسته که با تغییر تنش در بخش باختری و خاوری البرز به وجود آمده، مرتبط باشد.

این تراکشن جوان (پلئستوسن میانی)، پیش از فشارش اولیه شمالی-جنوبی حاکم بوده و ممکن است هم‌زمان با حرکت حوضه جنوبی خزر آغاز شده باشد (Ritz et al., 2006; Shabanian et al., 2012).

مطالعه اخیر سیستم موقعیت‌یاب جهانی (GPS) با در نظر گرفتن دشت کویر به عنوان مرجع ثابت، حرکات چپ‌گرد در امتداد گسل‌های طالقان، مشا و فیروزکوه را به خوبی آشکار نمود (Djamour et al., 2010). همچنین (Shabanian et al., 2012) در نظر گرفتن ایران مرکزی به عنوان مرجع ثابت، این حرکات چپ‌گرد در منطقه را با وضوح بیشتر و در ناحیه گرمسار به سوی جنوب باختر نشان دادند.

نتایج مدل‌سازی وارون زمین‌ساخت البرز، توزیع کوتاه‌شدگی سنوزوییک پسین در سراسر البرز مرکزی را نشان می‌دهد که با بیشتر چین‌ها و راندگی‌های مربوط به کوتاه‌شدگی (تقریباً ۳۶ کیلومتر) تعدیل شده در مرکز و بخش جنوبی محدوده

۲- زمین‌ساخت گرمسار

ناحیه گرمسار در مرز دو ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز مرکزی و ایران مرکزی قرار گرفته است. بلوک‌های البرز و ایران مرکزی بخش‌های توده‌ای قاره‌ای، متحرک و به هم پیوسته هستند که به همراه بلوک حوضه جنوبی خزر از ۵۰۰ میلیون سال پیش تاکنون طی چندین رویداد زمین‌ساختی و ماگمایی یکدیگر را تعدیل نموده‌اند (Guest et al., 2007). ایران شمالی از کرتاسه تحت سه رویداد آشکار زمین‌ساختی قرار گرفته که موجب دگرشکلی گسترده آن شده است: کوتاه‌شدگی کرتاسه تا پالئوسن که منجر به راندگی محسوس و چین‌خوردگی در ایران شمالی شد (Guest et al., 2006; Guest et al., 2007; Sengor, 1990; Davoudzadeh et al., 1997)؛ کشش از انوسن تا الیگوسن پایینی که ایران مرکزی و بخش جنوبی و احتمالاً مرکزی البرز را تحت تأثیر قرار داد (Berberian, 1983; Davoudzadeh et al., 1997)؛ و فشارش برخوردی از میوسن میانی تاکنون که سراسر ایران شمالی و حوضه جنوبی خزر را در بر گرفته است (Allen et al., 2003; Guest et al., 2006; Sengor & Kidd, 1979; Berberian & Berberian, 1981).

فعالیت زمین‌ساختی حال حاضر محدوده کوهستانی البرز در ایران شمالی به

ثبت شده در شبکه محلی، بیشتر رویدادها در پیرامون گسل گرمسار قرار گرفتند (شکل ۱). رومرکز این رویدادها دارای خطای کمتر از ۵ کیلومتر است. ژرفای رویدادهای قابل اعتماد که در بیش از ۸ ایستگاه ثبت شده و خطای باقیمانده زمانی کمتر از ۰/۵ ثانیه دارند، بین ۳ تا ۲۶ کیلومتر می‌باشد. نبود رویدادها در بخش خاوری گسل گرمسار بیشتر به عدم پوشش دستگاهی در این بخش از گسل نسبت داده می‌شود و از این رو به معنای عدم فعالیت این بخش از گسل یاد شده نمی‌باشد. بر اساس داده‌های ثبت شده در شبکه محلی نصب شده (شکل ۱)، بیشترین لرزه‌خیزی مشاهده‌ای مربوط به بخش مرکزی گسل گرمسار است. در هر دو مجموعه داده انتخابی، فراوانی زمین‌لرزه‌ها در این بخش از گسل گرمسار آشکار است. قرار گرفتن رویدادها در بخش شمالی گسل تا حدودی تأییدکننده شیب رو به سوی شمال گسل گرمسار است، اگرچه به نظر می‌رسد شیب آن نسبتاً زیاد باشد. به جز گسل سرخه (شکل ۱) فعالیت لرزه‌ای گسل دیگری بر اساس داده‌های محلی جمع‌آوری شده قابل تشخیص نمی‌باشد. به خط شدگی نسبتاً واضحی از رویدادها با راستای شمال‌خاور-جنوب‌باختر بر روی روند زیراب-گرمسار آشکار است. لرزه‌خیزی دستگاهی بر اساس زمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری کشوری در محدوده سال‌های ۲۰۰۶ لغایت ۲۰۱۲، جزئیات بیشتر از فعالیت گسل‌های گستره مورد مطالعه را آشکار می‌سازد (شکل ۲). بر اساس نقشه یادشده، افزون بر بخش مرکزی گسل گرمسار، فعالیت لرزه‌ای بخش باختری آن نیز به خوبی قابل استناد بوده و به خوبی معرف تغییر روند گسل گرمسار از خاور شمال‌خاور به باختر شمال‌باختر است. فعالیت گسل‌های ایوانکی، پیشوا، سرخه و به‌ویژه مشا در شکل ۲ کاملاً آشکار است.

۵- سازوکارهای کانونی خرد لرزه‌های گستره مورد مطالعه

حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، یکی از روش‌های مهم و مؤثر برای پی بردن به چگونگی حرکات، ماهیت و عملکرد نیروهای بنیادی و محرک سرچشمه‌های لرزه‌ای، سازوکار عمل آنها و نیز شناخت زمین‌ساخت فعال محلی و منطقه‌ای پیرامون چشمه زمین‌لرزه است. یافتن سازوکار ژرفی رویدادهای لرزه‌ای به روش مدل‌سازی و حل تانسور ممان فقط برای زمین‌لرزه‌های متوسط به بالا (۵/۵ ریشتر و بزرگ‌تر) به دلیل ثبت رویداد توسط تعداد زیادی از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری منطقه‌ای و یا جهانی ممکن است. اما سازوکار کانونی خرد لرزه‌ها به دلیل کوچکی و انرژی کم دامنه موج، فقط در صورت ثبت توسط تعداد قابل توجه از ایستگاه‌های مترکم محلی امکان‌پذیر می‌شود.

به منظور حل سازوکار کانونی رویدادهای لرزه‌ای، ابتدا زمین‌لرزه‌های با خطای باقیمانده زمانی مورد قبول (کمتر از ۰/۵ ثانیه)، دارا بودن حداقل قرائت ۸ پلاریته اولین حرکت موج P و انفعال آزمون‌ی کمتر از ۱۸۰ درجه، از بین بانک داده‌ها استخراج، و برای حل سازوکار کانونی توسط برنامه FOCMEC (Snoke et al., 1984)، آماده شدند. در این دسته داده ۱۷ رویداد لرزه‌ای قرار گرفت. تلاش زیادی برای تعیین هر چه دقیق‌تر حل سازوکار ژرفی آنها به کار رفته است. مهارت در یافتن پاسخ مناسب با اجرای برنامه، کنترل چند باره پلاریته اولین رسید موج P ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مربوطه، با صرف وقت، ارزیابی و آزمون‌های متفاوتی همراه است. باید به این نکته توجه داشت که حل سازوکار کانونی انتخاب شده می‌تواند نزدیک‌ترین حل ممکن به واقع و نه الزاماً پاسخ یکتای آن باشد.

سازوکارهای کانونی حل شده، بر اساس کیفیت به دو گروه A و B دسته‌بندی شد. گروه A سازوکارهایی را شامل می‌شوند که در بیش از ۱۲ ایستگاه ثبت شده و هر دو صفحه اصلی و کمکی بیشینه ۱۰ درجه قابلیت جابه‌جایی دارند. گروه B سازوکارهایی را شامل می‌شود که حداقل در ۸ ایستگاه ثبت شده و یکی از صفحات می‌تواند بیشینه ۲۰ درجه جابه‌جا شوند، اما نوع سازوکار کانونی تغییر نمی‌کند. بر اساس این دسته‌بندی، ۱۱ سازوکار کانونی در کلاس A و ۳ سازوکار کانونی

نامتقارن است (Guest et al., 2006, 2007). هرچند حاشیه شمالی البرز کاملاً فعال است (Priestley et al., 1994; Ghassemi, 2005)، به نظر کرنش کمتری نسبت به بخش جنوبی البرز در خود جمع کرده است (Guest et al., 2007). در حال حاضر، دگرشکلی فعال در حاشیه‌های شمالی و جنوبی کمربند تمرکز یافته است، به همراه لبه جنوبی که رانندگی‌های اصلی‌ای را که صخره‌های پالئوزویک تا اتوسن را به روی گراول‌های آبرفتی واژگون شده کوآترنری جای داده، نمایش می‌دهد (Annells et al., 1975, 1977; Haghypour et al., 1987). بر اساس مقاطع توابع انتقال گیرنده (Paul et al., 2010)، ژرف‌ترین بخش از ریشه پوسته در البرز مرکزی، در زیر بخش جنوبی البرز مرکزی برآورد شده است.

۳- داده‌ها

در این مطالعه از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری مترکم محلی موقت شامل ۱۵ ایستگاه کوتاه دوره که در ماه‌های اکتبر، نوامبر و دسامبر ۲۰۰۶ (مهر، آبان و آذر ۱۳۸۵) در منطقه نصب شد، به همراه قرائت‌های فاز شبکه لرزه‌نگاری مترکم محلی موقت پوشش‌دهنده گسل مشا در بازه زمانی مشابه و ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری دائمی موجود در منطقه شامل شبکه لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC)، شبکه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (BIN) و شبکه لرزه‌نگاری ستاد پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران (THM) برای بهبود کیفیت داده‌ها استفاده شده است. موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده در شکل ۱ قابل مشاهده می‌باشد.

پس از جمع‌آوری داده‌ها از شبکه‌های محلی موقت، داده‌های خام رویدادهای ثبت شده از فرمت ثبت دستگاهی به فرمت قابل نمایش در نرم‌افزارهای تخصصی زلزله‌شناسی تبدیل گردید تا امکان جداسازی و استخراج رویدادهای محلی مناسب از میان داده‌های خام فراهم شود. از این رو، داده‌های خام پس از انجام پردازش اولیه به فرمت استاندارد SISMALP تبدیل شد. در این مطالعه از ساختار سرعتی Tatar et al. (2012) که بر پایه استفاده از داده‌های محلی ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری مترکم خاور تهران و به روش مدل‌سازی یک‌بعدی محاسبه شده بود، برای مکان‌یابی رویدادهای ثبت شده، استفاده شد (جدول ۱). با توجه به مشترک بودن بخش اعظم داده‌های استفاده شده و یکسان بودن غالب ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد نظر در هر دو تحقیق، مدل ارائه شده توسط ایشان، مدلی معتبر و قابل استفاده در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌های ثبت شده در گستره گرمسار است. پس از تعیین محل اولیه به کمک برنامه‌های تعیین مکان Hypo71 (Lee & Lahr, 1972) و Hypocenter (Lienert, 1994)، کنترل و بازبینی قرائت‌ها و پلاریته‌ها، حاصل کار در قالب فایل‌های مربوطه در بانک داده‌ها ذخیره شد.

همچنین از رویدادهای برگزیده و با کیفیت ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) با خطای رومرکزی ۵ کیلومتر، انفعال آزمون‌ی کمتر از ۱۸۰ درجه و خطای باقیمانده زمانی بیشینه ۰/۵ ثانیه (دایره‌های سیاه در شکل ۲) به همراه زمین‌لرزه‌های با انفعال آزمون‌ی کمتر از ۱۸۰ درجه، خطای باقیمانده زمانی بیشینه ۰/۳ ثانیه و خطای مکان‌یابی در رومرکز و ژرفای بیشینه ۳ کیلومتر (دایره‌های قرمز در شکل ۲) استفاده شد.

۴- لرزه‌خیزی ثبت شده در شبکه محلی موقت

از بین نگاشت‌های ثبت شده و موجود در بانک داده، با تعیین رویدادهای غیرزمین‌لرزه‌ای، رویدادهای نوفه‌ای (و یا ثبت در کمتر از ۳ ایستگاه)، رویدادهای ناحیه‌ای و دور لرزه‌ای و رویدادهای انفجاری و یا مشکوک به انفجار مورد بازنگری و راست‌آزمایی قرار گرفته و در نهایت، ۷۱ خرد لرزه به عنوان داده‌های نهایی منطقه پالایش و مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در نقشه خرد لرزه‌خیزی رویدادهای برگزیده

زمین در هر دو مورد فرایند چشمه و مسیر پرتو تعیین کننده داده‌های شکل موج دارد. به طور کلی کیفیت حل‌ها به تعداد و کیفیت داده‌های خام (قوانت فاز، نسبت سیگنال به نوفه و اثرات ساختگاهی) و توزیع جغرافیایی موقعیت ایستگاه‌ها نسبت به چشمه مورد نظر بستگی دارد. در حالی که نگاشت‌های بلند دوره (زمین‌لرزه‌های دور) فقط اثراتی از ساختمان‌های بزرگ مقیاس زمین را نشان می‌دهند، ریخت موج‌های کوتاه دوره (زمین‌لرزه‌های محلی) به وسیله ناهمگنی‌های محلی متأثر می‌شوند (Barth et al., 2008).

با وجود این واقعیت که محور P یک سازوکار کانونی الزاما با راستای σ_1 همخوانی ندارد، تحقیقات منطقه‌ای نشان داده که میانگین راستای محوره‌های P ، B و T تعیین شده از زمین‌لرزه‌های متعدد، نماینده خوبی از راستای بیشینه تنش فشاری در سراسر منطقه به دست می‌دهند. زیرا توزیع مدور این محورها مستلزم رفتار دقیق آنها به هنگام میانگین‌گیری است (Zoback & Zoback, 1980). با این فرض که ناهمگنی‌های ناشی از زمین‌ساخت پیشین به صورت اتفاقی توزیع شده‌اند و تعمیم مشاهدات منطقه‌ای که از نظر ابعاد نسبت به یک گسل بزرگ قابل مقایسه است، اجازه می‌دهد که طرح تغییر شکل متوسط به دست آید. به عبارت دیگر در مقیاس شبکه‌های محلی، پوسته شکننده (که از مواد ناهمگن تشکیل شده است) تغییر شکل سنگ‌کره که به مقیاس بزرگ ژئودینامیکی منطقه مربوط است، را به صورت همگن پاسخ می‌دهد (Hatzfeld et al., 1999).

چنانچه راستای چیره محوره‌های تنش در دست باشد، جهت اعمال نیروهای زمین‌ساختی به دست می‌آید و واتنش‌های احتمالی ساختارهای لرزه‌ای پنهان و شناخته شده و همچنین رفتار محیط دربرگیرنده رویدادهای زمین‌لرزه‌ای، قابل ارزیابی خواهد بود. اگر ساختار لرزه‌ای از قبل در منطقه وجود نداشته باشد، تنش‌هایی که از آستانه تحمل سنگ‌های پوسته می‌گذرند، در تئوری اندرسون با زوایای ۴۵ درجه و در عمل با زوایای حدود ۳۰ درجه نسبت به راستای تنش وارد، محیط لرزه‌ای را خواهد شکست. اما ساختارهای لرزه‌ای از قبل موجود که به طور معمول از ویژگی‌های اجتناب‌ناپذیر مناطق لرزه‌خیز می‌باشند، تنش‌ها را در جهت ساختارهای توجیهی موجود جهت می‌دهند و به ندرت گسل جدیدی به وجود می‌آورند. البته ممکن است گسل‌های ناشناخته که تاکنون پنهان مانده‌اند، استثنای این قاعده به حساب آیند، اما نباید این موضوع که برای گسیختن یک گسیختگی پیشین به انرژی کمتری نیاز است، نادیده گرفته شود (عباسی، ۱۳۸۸).

بنابراین انتظار جهت‌گیری تنش‌های لرزه‌زمین‌ساختی در پهنه‌ها و روندهای لرزه‌ای شناخته شده و فعال، منطقی و نزدیک به واقع است. بر مبنای همین قاعده، ویژگی سازوکارهای کانونی حل شده برای رویدادها اهمیت فوق‌العاده‌ای می‌یابد. پراکندگی روند و میزان کجی محوره‌های فشاری به دست آمده از حل سازوکارهای کانونی خردزمین‌لرزه‌های منطقه در شکل ۶ ارائه شده است. با توجه به پراکندگی روند و کجی محوره‌های P روندهای دارای آزیموت ۱۰ تا ۳۵ درجه دارای چیرگی آشکار هستند و بیشتر سازوکارهای دارای کیفیت A ، آزیموت ۲۰ درجه را نشان می‌دهند. محور P با روند شمال باختر-جنوب خاور که روی گسل گرمسار در شکل ۶ قابل مشاهده است و از سازوکار کانونی شماره ۵ جدول ۲ به دست آمده، به کیفیت پایین این سازوکار بازمی‌گردد. همچنین توجیه محور P با روند شمال باختر-جنوب خاور مربوط به رویداد شماره ۸ جدول ۲ در موقعیت گسل سرخه، چرخش ساختارها در این بخش از منطقه است، آنچنان که در مطالعه (Djamour et al., 2010) GPS، چرخش نشان داده شده است.

۸- نتیجه‌گیری

با تعیین محل دقیق زمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه محلی موقت، افزودن قرائت‌های رویدادهای مشترک ثبت شده در ایستگاه‌های شبکه‌های محلی

در کلاس B قرار گرفتند. سازوکارهای کانونی حل شده کلاس‌های A و B برای خردلرزه‌های ناحیه گرمسار در مدت زمان ثبت و برداشت داده‌ها در ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری موقت نصب شده و شبکه‌های لرزه‌نگاری دائمی موجود در ماه‌های اکتبر تا دسامبر سال ۲۰۰۶ میلادی در شکل ۳ نشان داده شده است. مشخصات رویدادهای لرزه‌ای و پارامترهای مهم سازوکار کانونی آنها در جدول ۲ ارائه شده است. ۹ سازوکار کانونی به دست آمده در ناحیه (به شماره‌های ۱، ۲، ۳، ۴-۹ و ۱۲) حرکات فشاری، ۲ سازوکار کانونی (به شماره‌های ۱۱ و ۱۳) حرکات نرمال و ۳ سازوکار (به شماره‌های ۴، ۱۰ و ۱۴) سازوکار امتداد لغز را نشان می‌دهند که نشان از چیرگی حرکات فشاری در ناحیه دارد.

سه سازوکار به دست آمده روی گسل گرمسار (به شماره‌های ۵، ۶ و ۷)، حرکات فشاری روی این گسل را نشان می‌دهد. همچنین سازوکارها با شماره‌های ۳، ۹ و ۱۲ بر چیرگی حرکات فشاری در شمال گسل سرخه اشاره دارند.

۶- مقاطع لرزه‌ای روی گسل‌ها

پس از انتخاب رویدادهای با کیفیت در منطقه مورد نظر، برای تعیین شیب و هندسه گسل‌های فعال و تفسیر توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها، اقدام به ترسیم نقشه‌های مقاطع لرزه‌ای همراه با سازوکارهای کانونی به دست آمده روی گسل‌های گرمسار، شمال سمنان، فیروزکوه، پیشوا و ایوانکی نمودیم. موقعیت این مقاطع در شکل ۲ قابل مشاهده است.

در مطالعات پیشین (Tchalenko et al., 1974) و (Berberian & Yeats, 1999)، گسل گرمسار با شیب به سوی شمال معرفی شده است، ولی با توجه به مقطع مربوط به بخش خاوری گسل گرمسار (که موقعیت آن با نشان A در شکل ۲ قابل مشاهده است (شکل ۴))، روند آشکاری از شیب گسل قابل مشاهده نیست و نمی‌توان در خصوص شیب این بخش از گسل اظهار نظر نمود.

مقطع با نشان B در شکل ۲ بر روی بخش باختری گسل گرمسار و گسل‌های پیشوا، ایوانکی و سرخه، لرزه‌خیزی پراکنده‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۵). به دلیل تداخل رویدادهای مرتبط با فعالیت گسل پیشوا با فعالیت بخش منتهی‌الیه باختری گسل گرمسار، تشخیص به‌خط شدگی رویدادها و شناسایی شیب گسل کمی دشوار است. ولی با این وجود یک شیب نه چندان آشکار به سمت شمال‌خاور در زیر گسل‌های پیشوا قابل ردیابی است. بنا به مطالعات اخیر (GPS) (Djamour et al., 2010)، میزان کوتاه‌شدگی روی راندگی‌های گزارش شده در تپه‌های جنوبی البرز مانند راندگی شمال تهران و یا راندگی پارچین (Berberian, 1981; Landgraf et al., 2009)، نسبت به دشت کویر کمتر از ۱ میلی‌متر در سال بوده که بیشتر آنها به لحاظ وجود لرزه‌خیزی مهم نبوده است. این نتایج با مقادیر برآوردی میزان همگرایی در مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی (Ritz et al., 2006) و (Nazari, 2006) (که کمتر از ۱ میلی‌متر در سال پیشنهاد شده است) سازگاری دارد و نشان می‌دهد نرخ همگرایی روی این گسل‌های راندگی بسیار اندک است. این خود تا حدودی توجیه‌کننده علت لرزه‌خیزی کم مشاهده‌ای در این مناطق است.

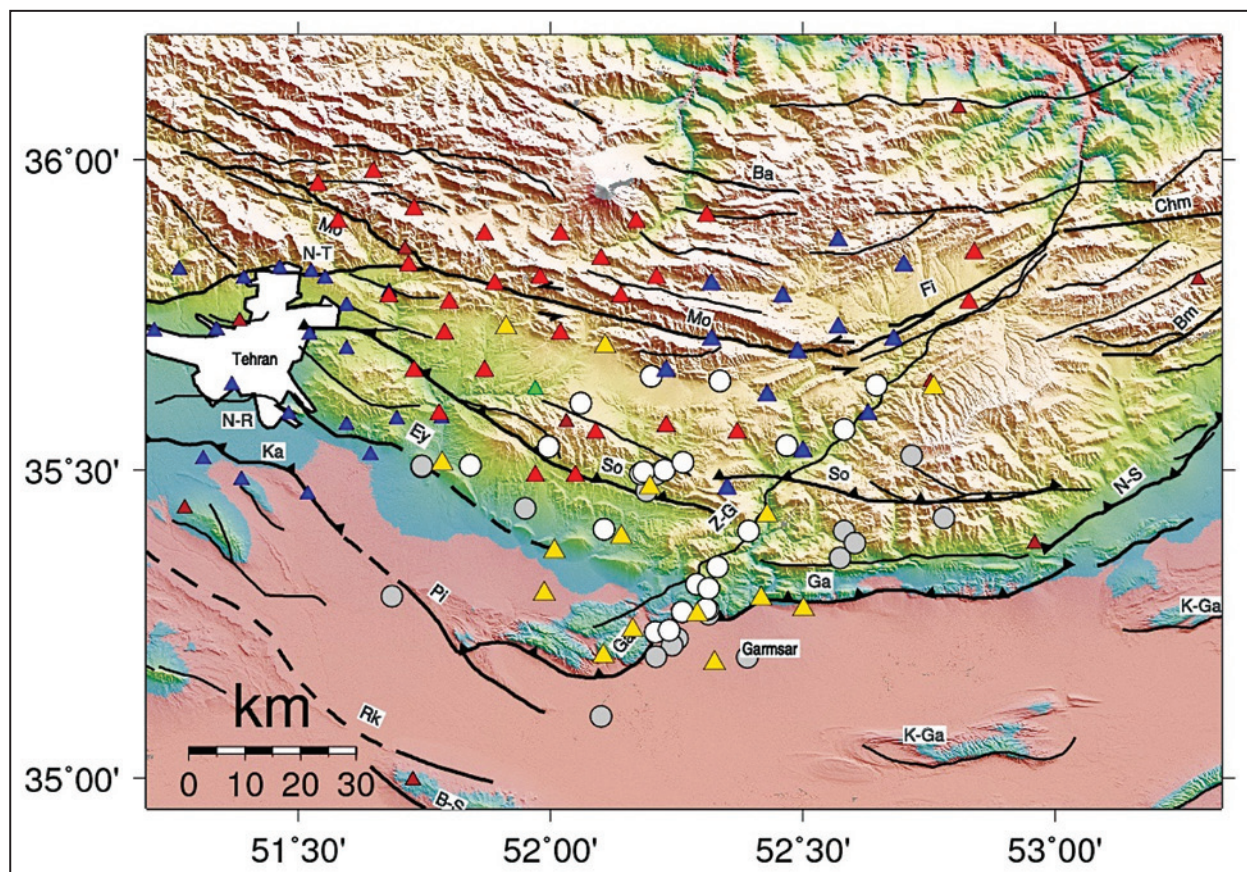
۷- محوره‌های فشاری سازوکارهای کانونی

محوره‌های فشاری و کششی (P و T) سازوکارهای کانونی حل شده، در واقع محوره‌های اصلی واتنش و یا تغییر شکل نیز هستند (Barth et al., 2008). اگرچه راستای این محورها الزاماً با راستای محوره‌های اصلی تنش‌های لرزه‌زمین‌ساختی ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) یکی نیست (در حالت محیط‌های کاملاً همگن و همسانگرد راستای محوره‌های P و T به ترتیب با σ_1 و σ_3 هم‌ارز است)، اما یکی از روش‌های پی‌بردن به چگونگی سازوکار عمل نیروهای زمین‌ساختی منطقه هستند. کیفیت هر حل تعیین شده به وسیله برگردان تانسور تنش و یا آنالیز اولین جنبش، بستگی به دانش ساختمان

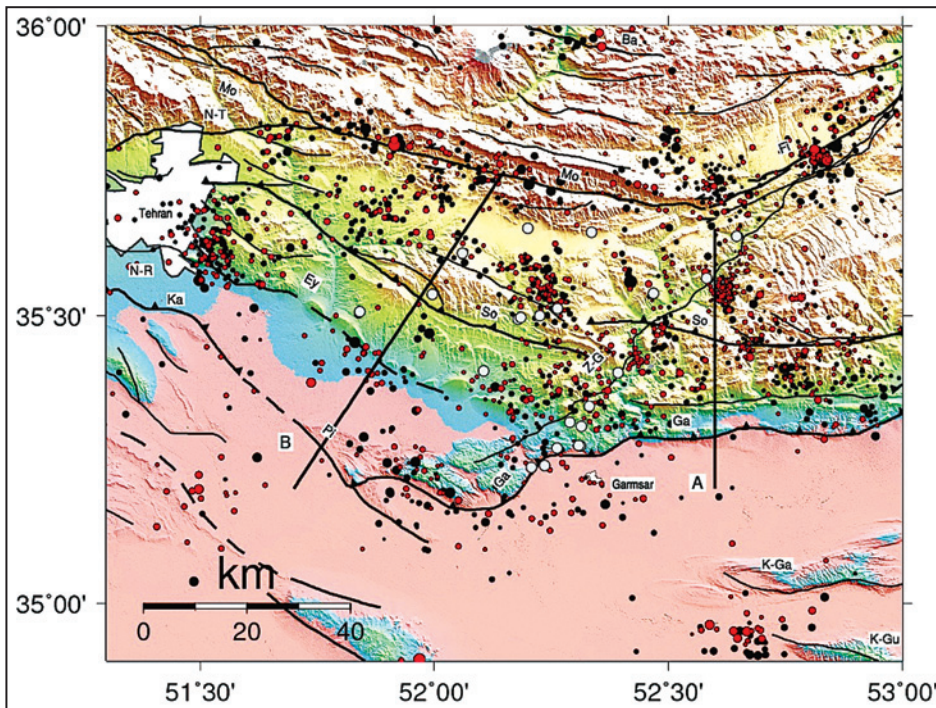
فشاری را در این بخش از گسل نشان می‌دهد. سازوکارهای کانونی به‌دست آمده و لرزه‌خیزی مشاهده شده در مقطع لرزه‌ای گسل سرخه، حرکات فشاری این گسل و شیب کم آن به سوی شمال را نشان می‌دهند. روندها با آزمون ۱۰ تا ۳۵ درجه برای محورهای P، دارای چیرگی آشکار می‌باشند و بیشتر سازوکارهای با کیفیت بالا، آزمون ۲۰ درجه را برای محور P نشان می‌دهند. توجه سازوکار کانونی با مکانیسم نرمال در تپه‌های شمالی گرمسار رهایی کرنش بین دو گسل فشاری گرمسار و سرخه برآورد می‌شود.

و دائم مجاور برای بهبود کیفیت داده‌ها و استفاده از رویدادهای با دقت مکان‌یابی بالای ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری کشوری (IRSC)، و همچنین حل سازوکار کانونی رویدادهای با کیفیت بالا به روش قرائت پلاریته اولین رسید موج P، لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت گستره گرمسار مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت.

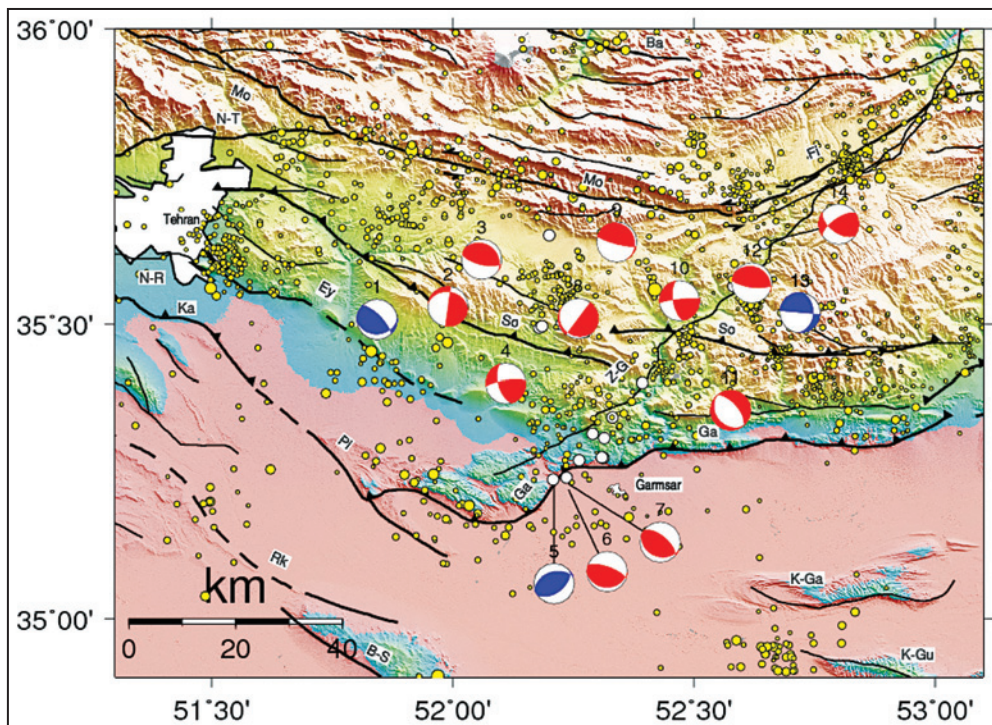
بر این اساس، گسل گرمسار در بخش مرکزی و باختری لرزه‌خیزی قابل توجهی نشان می‌دهد و سه سازوکار کانونی به دست آمده در بخش مرکزی گسل، حرکات



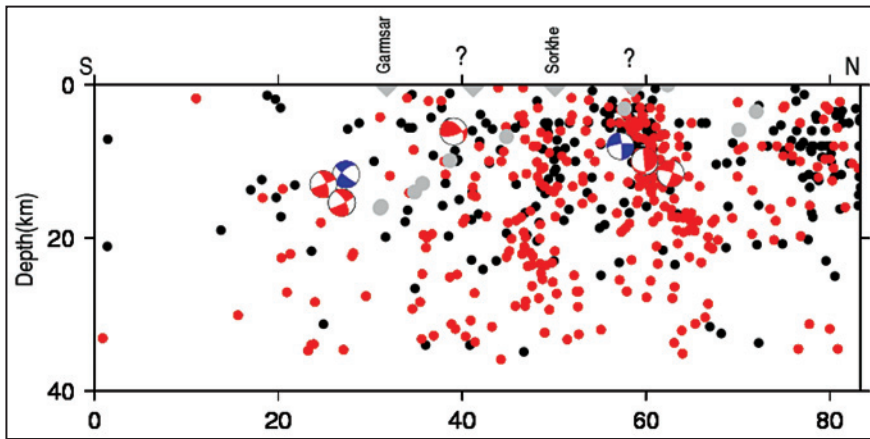
شکل ۱- نقشه محل استقرار ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده به همراه لرزه‌خیزی ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری محلی موقت؛ دایره‌های سفید: زمین‌لرزه‌های ثبت شده با انفعال آزمون‌ی کمتر از ۱۸۰ درجه، خطای مکان‌یابی رومرکز کمتر از ۵ کیلومتر و خطای باقیمانده زمانی کمتر از ۰/۵ ثانیه؛ دایره‌های خاکستری: زمین‌لرزه‌های ثبت شده با انفعال آزمون‌ی کمتر از ۲۷۰ درجه، خطای مکان‌یابی رومرکز کمتر از ۵ کیلومتر و خطای باقیمانده زمانی کمتر از ۰/۵ ثانیه؛ محل ایستگاه‌های لرزه‌نگاری محلی و دائمی با سه گوش مشخص شده‌اند. سه گوش‌های زرد، ایستگاه‌های مورد بررسی در این مطالعه؛ آبی، و قرمز به ترتیب محل ایستگاه‌های TAD و Guralp، سه گوش‌های قهوه‌ای، آبی و سبز محل ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری کشوری، ایستگاه‌های سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهرداری تهران و ایستگاه‌های باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله را نشان می‌دهند؛ گسل‌ها با علائم اختصاری: Ga: گرمسار؛ N-S: شمال سمنان؛ So: سرخه؛ Ey: یوانکی؛ Mo: مشا؛ N-T: شمال تهران؛ Chm: چاشم؛ Fi: فیروزکوه؛ Ka: کهریزک؛ N-R: شمال ری؛ RK: رباط کریم؛ B-S: بنده سیاه؛ K-Ga: کوه گچ‌سب؛ Bm: بشم؛ Ba: بایجان؛ Z-G: زیراب-گرمسار.



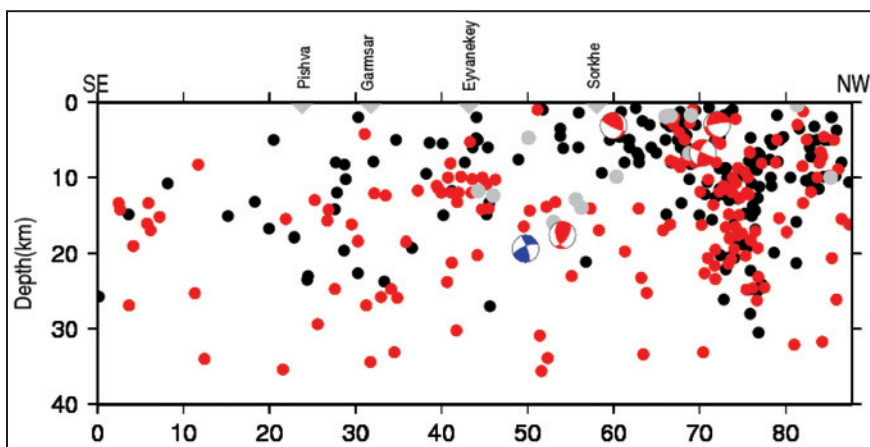
شکل ۲- زمین لرزه‌های برگزیده ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری محلی موقت با خطای رومرکز ۵ کیلومتر، انحصال آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه و خطای باقیمانده زمانی بیشینه ۰/۵ ثانیه (دایره‌های خاکستری)؛ به همراه زمین لرزه‌های ثبت و گزارش شده توسط شبکه لرزه‌نگاری کشوری شامل رویدادهای با انحصال آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه، خطای باقیمانده زمانی بیشینه ۰/۵ ثانیه و خطای مکان‌یابی در رومرکز و ژرفای بیشینه ۵ کیلومتر (دایره‌های سیاه) و زمین لرزه‌ها با انحصال آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه، خطای باقیمانده زمانی بیشینه ۰/۳ ثانیه و خطای مکان‌یابی در رومرکز و ژرفای بیشینه ۳ کیلومتر (دایره‌های قرمز)؛ موقعیت مقاطع عمقی روی گسل‌های لرزه‌خیز منطقه با نشان A و B مشخص شده است.



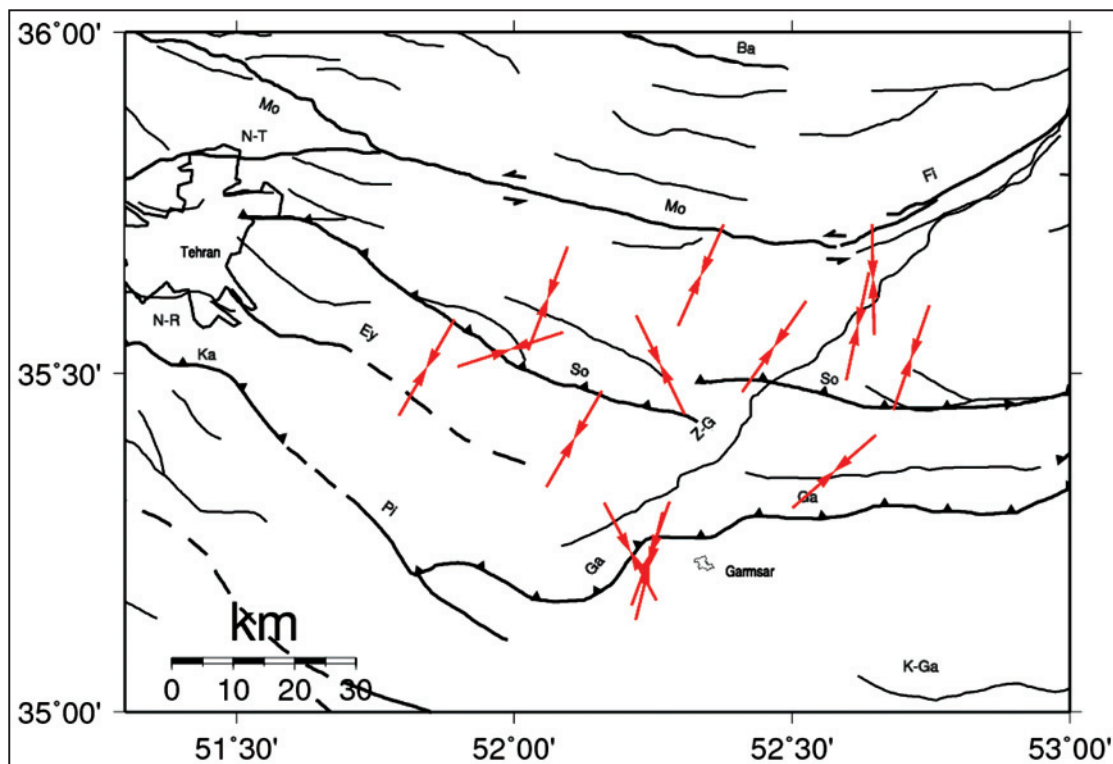
شکل ۳- سازو کار کانونی حل شده برای خرد زمین لرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری محلی بر اساس قرائت پلارینه اولین رسید. سازو کارهای محاسبه شده بر اساس کیفیت به دو دسته A (قرمز) و B (آبی) تقسیم شده‌اند؛ دایره‌های زرد: زمین لرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) با انحصال آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه، ثبت در حداقل ۵ ایستگاه، خطای مکان‌یابی در رومرکز و ژرفای کمتر از ۳ کیلومتر و خطای باقیمانده زمانی کمتر از ۰/۵ ثانیه؛ دایره‌های سفید: زمین لرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری محلی با انحصال آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه، خطای مکان‌یابی در رومرکز و ژرفای کمتر از ۵ کیلومتر و خطای باقیمانده زمانی کمتر از ۰/۴ ثانیه.



شکل ۴- مقطع عمقی لرزه‌خیزی قابل مشاهده در شکل ۲ روی بخش خاوری گسل گرمسار و گسل سرخه، که موقعیت آن در شکل ۲ با نشان A قابل مشاهده است؛ سازوکارهای قرمز و آبی به ترتیب با کیفیت‌های A و B. رویدادهای ترسیم شده همان زمین‌لرزه‌هایی هستند که در شکل ۲ نشان داده شده‌اند.



شکل ۵- مقطع عمقی لرزه‌خیزی قابل مشاهده در شکل ۲ روی بخش باختری گسل گرمسار و گسل‌های پیشوا، ایوانکی و سرخه، که موقعیت آن در شکل ۲ با نشان B مشخص شده است؛ سازوکارهای قرمز و آبی به ترتیب با کیفیت‌های A و B هستند. لرزه‌خیزی مشابه شکل ۲ می‌باشد.



شکل ۶- توزیع و موقعیت محورهای فشاری سازوکارهای کانونی.

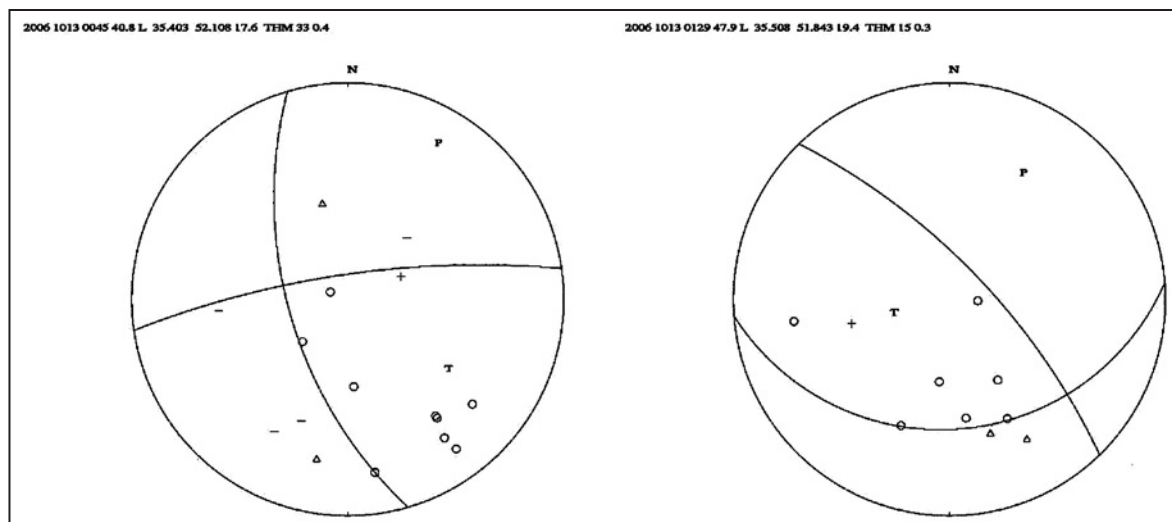
جدول ۱- ساختار سرعتی مورد استفاده در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه محلی (Tatar et al., 2012)

Velocity (Km/s)	Depth (Km)
5.4	0
5.8	3
6.1	7
6.25	16
6.4	24
7.9	52

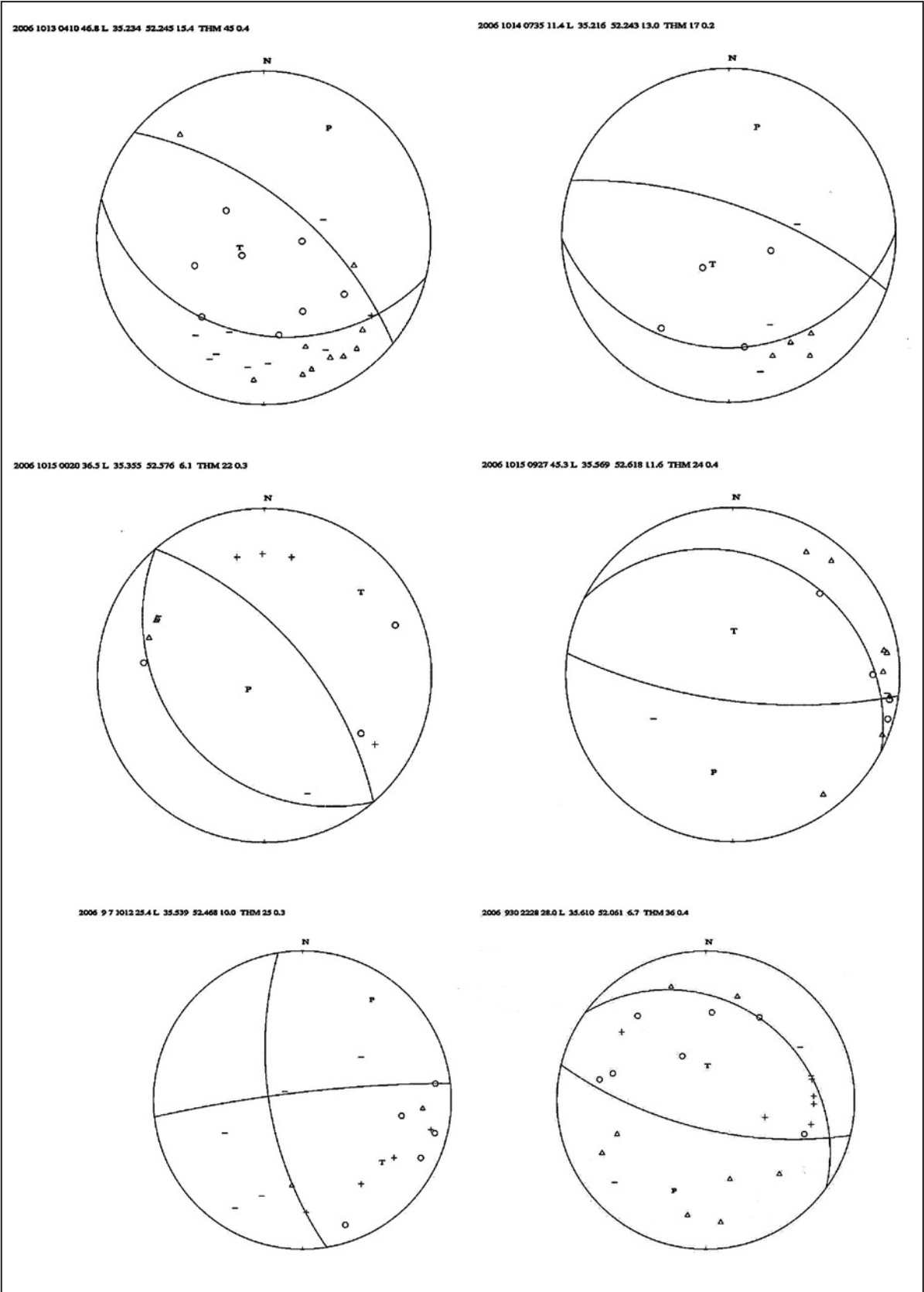
جدول ۲- مشخصات سازوکارهای کانونی حل شده با استفاده از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری محلی موقت.

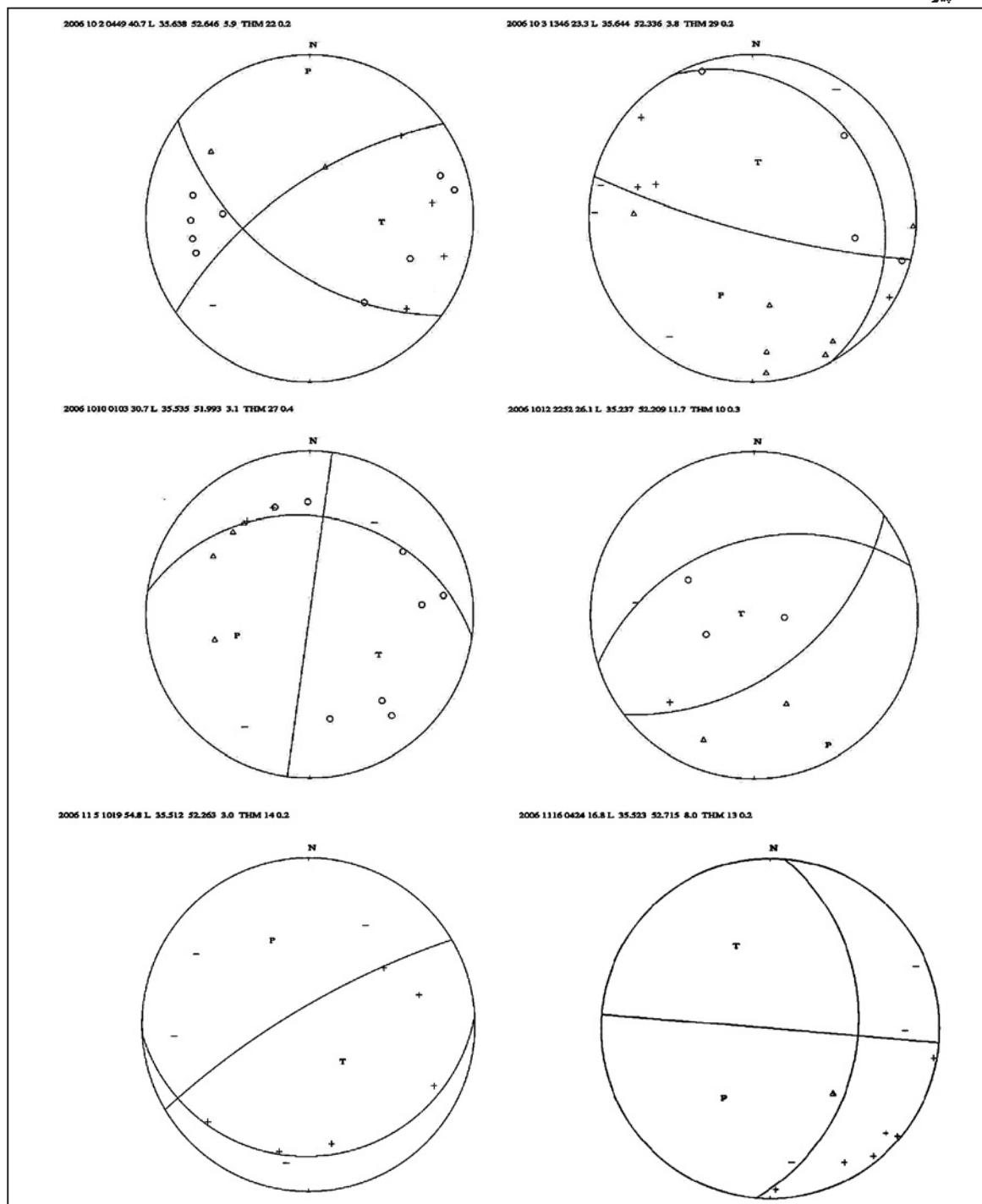
No	MM/DD/YYYY	HH:MM:SEC	LAT	LON	DEPTH	STRIKE	DIP	RAKE	Paz	Ppl	Taz	Tpl	Q	Er-H	Er-Z
1	10/13/2006	29:47.9	35.508	51.843	19.4	85.6	27.99	43.22	30	23	255	58	B	2.5	3.7
2	10/10/2006	03:30.7	35.535	51.993	3.1	277.87	28	1	252	38	122	39	A	1.3	1.7
3	09/30/2006	28:28.0	35.61	52.061	6.7	103.68	68.23	81.38	201	22	358	66	A	1.1	4.3
4	10/13/2006	45:40.8	35.403	52.108	17.6	261.77	76.85	31.64	30	12	127	32	A	1.6	3.4
5	10/12/2006	52:26.1	35.237	52.209	11.7	52.54	50.73	77.04	152	5	269	79	B	2.8	4.2
6	10/14/2006	35:11.4	35.216	52.243	13	88.86	22.09	71.09	14	24	212	65	A	1.9	3
7	10/13/2006	10:46.8	35.234	52.245	15.4	104.21	28.26	81.53	20	17	213	72	A	1.9	3.2
8	11/05/2006	19:54.8	35.512	52.263	3	239.4	78.07	83.87	334	33	141	57	A	1.1	1.6
9	10/03/2006	46:23.3	35.644	52.336	3.8	104.74	80.15	79.85	204	34	3	54	A	0.6	0.7
10	09/07/2006	12:25.4	35.539	52.468	10	263.5	83.91	25.33	35	13	130	22	A	1.5	3.1
11	10/15/2006	20:36.5	35.355	52.576	6.1	319.23	62	-90	229	73	49	17	A	1.8	3.2
12	10/15/2006	27:45.3	35.569	52.618	11.6	97.33	72.1	83.69	192	27	358	63	A	2	3.4
13	11/16/2006	24:16.8	35.523	52.715	8	273.87	85.17	-74.95	199	47	349	39	B	1.9	4.6
14	10/02/2006	49:40.7	35.638	52.646	5.9	234.84	66.07	39.32	359	7	95	44	A	1.3	2.1

پیوست الف- تصویر استریوگرافی سازوکارهای ژرفی حل شده زمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه محلی موقت نصب شده در ماه‌های اکتبر تا دسامبر سال ۲۰۰۶ میلادی در ناحیه گرمسار.



ادامه پیوست الف





کتابنگاری

عباسی، ا.، ۱۳۸۸- لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت لبه جنوبی البرز مرکزی. رساله دکتری. پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

References

Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21, 1-33.

Allen, M., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. & Qorashi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *J. Struct. Geol.*, 25, 659-672.

Annels, R.N., Arthurton, R.S., Bazley, R.A. & Davies, R.G., 1975- Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangles map: Tehran, Geological Survey of Iran, 94 p.

- Annells, R.S., Arthurton, R.S., Bazley, R.A., Davies, R.G., Hamed, M.A.R. & Rahimzadeh, F., 1977- Geological map of Iran, Shakran sheet 6162: Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:100,000.
- Axen, G. J., Lam, P. J., Grove, M., Stockli, D. F. & Hassanzadeh, J., 2001- Exhumation of the west central Alborz mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics, *Geology*, 29, 559–562.
- Barth, A., Reinecker, J. & Heidbach, O., 2008- Stress derivation from earthquake focal mechanisms, World Stress Map Projection, Guidelines: Focal mechanisms, open file, 12p.
- Berberian, M., 1981- Active Faulting and Tectonics of Iran, in *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*, pp. 33–69, AGU, Geodyn.Ser.
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Can. J. Earth Sci.* 20, 163– 183.
- Berberian, F. & Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Delany, F.M. (Ed.), *Zagros–Hindu Kush–Himalaya Geodynamic Evolution*. Geodynamics Series. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 5–32.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 120–139.
- Davoudzadeh, M., Lammerer, B. & Weber-Diefenbach, K., 1997- Paleogeography, stratigraphy, and tectonics of the Tertiary of Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie. Abhandlungen* 205, 33–67.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H.R., Ritz, J.F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M. & Khorami, F., 2010- GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran, *Geophys. J. Int.*, 181, 1287–1301.
- Haghipour, A., Taraz, H. & Vahdati Daneshmand, F., 1987- Tehran; Geological quadrangle map of Iran. 1:250,000, Tehran.
- Hatzfeld, D., Ziazia, M., Kementzetzidou, D., Hatzidimitriou, P., Panagiotopoulos, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P. & Deschamps, A., 1999- Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian Fault, and their implications for continental tectonics, *Geophys. J. Int.*, 137, 891–908.
- Ghassemi, M.R., 2005- Drainage evolution in response to fold growth in the hanging-wall of the Khazar fault, north-eastern Alborz, Iran. *Basin Research* 17, 425–436.
- 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, 35–52.
- Guest, B., Horton, B. K., Axen, G. J., Hassanzadeh, J. & McIntosh, W. C., 2007- Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran, *Tectonics*, 26, TC6011.
- Landgraf, A., Ballato, P., Strecker, M.R., Friedrich, A., Tabatabaei, S.H. & Shahpasandzadeh, M., 2009- Fault-kinematic and geomorphic observations along the North Tehran Thrust and MoshaFasham Fault, Alborz mountains Iran: implications for fault-system evolution and interaction in a changing tectonic regime, *Geophys. J. Int.*, 177, 676–690.
- Lee, W.H.K. & Lahr, J.C., 1972- HYPO71 (Revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. United Geological Survey Open File Report 75-311, 113 pp.
- Lienert, B.R., 1994- HYPOCENTER 3.2: A Computer Program for Locating Earthquakes Locally, Regionally and Globally. Hawaii Institute of Geophysics & Planetology, 2525 Core Rd, Honolulu, HI, 74 pp.
- Nazari, H., 2006- Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: Approche morphotectonique et paléoseismologique, PhDthesis, 246 pp., Fac. desSci. et des Tech. du Languedoc Univ. Montpellier II, Montpellier, France.
- 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. *Geophysics Journal International* 118, 111–141.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. & Péquegnat, C., 2010- Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 330, 5–18.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Salamati, R., Shafeii, A., Solaymani, S. & Vernant, P., 2006- Active transtension inside Central Alborz: A new insight into the Northern Iran–Southern Caspian geodynamics, *Geology*, 34, 477–480.
- Sengor, A.M.C., 1990- A new model for the late Palaeozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Ries, A.C. (Ed.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society Special Publication, pp. 797–831.
- Sengor, A.M.C. & Kidd, W.S.F., 1979- Post-collisional tectonics of the Turkish–Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361–376.
- Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A. & Ghasemi, H., 2012- Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey *Tectonics*, TC3013.
- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G. and Bollinger, G. A., 1984- A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data. *Earthquake notes*, 55.
- Stocklin, J., 1974- Northern Iran: Alborz Mountains. In: Spencer, A.M. (Ed.), *Mesozoic–Cenozoic Orogenic Belts; Data for Orogenic Studies; Alpine–Himalayan Orogens*. Special Publication. Geological Society of London, London, pp. 213–234.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Abbassi, A. & YaminiFard, F., 2012- Microseismicity and seismotectonics around the Mosha fault (Central Alborz, Iran), *Tectonophysics*, 544–545, 50–59.
- Tchalenko, J.S., Berberian, M., Iranmanesh, H., Bailly, M., Arsofsky, M., 1974- Tectonic framework of the Tehran region Geological Survey of Iran, Report n0 29.
- Zoback, M.L., Zoback, M.D., 1980- Faulting patterns in northern-central Nevada and strength of the crust. *Journal of Geophysical Research*, 85, 275–284.

Microseismicity and Seismotectonics of the Garmsar Area

M. Tatar ^{1*}, M. Momeni ² & F. Yaminifard ¹

¹ Associate Professor, Seismological Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

² Ph.D. Student, Seismological Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

Received: 2012 August 27

Accepted: 2013 June 11

Abstract

The V shape kink of the Alborz Mountains at its southern end reaches to the Garmsar city located 100 km southeast of Tehran metropolis. We investigated seismicity and seismotectonic features of the Garmsar area by precisely locating of microearthquakes recorded by our local dense seismological network and by the Iranian Seismological Center (IRSC). Our results indicate high seismic activity at the central and western parts of the Garmsar fault. Three computed focal mechanisms revealed compressional movements of the central part of this fault. Very little seismic activity is observed on the Eyvanekey and the Pishva faults. The only computed focal mechanism for the northern hills of the Garmsar fault shows tensional movements in this area, which refers to strain release among the Garmsar and Sorkheh reverse faults. Most of the calculated focal mechanisms in the Garmsar area indicate compressional and strike slip motions with overall P axis direction of 10° to 35°. The calculated P axis with NW-SE trend, close to the Sorkheh fault, is different from the other calculated P axes that show NNE-SSW direction. This is probably due to rotating of structures in this area, as revealed by recent GPS measurements in this region.

Keywords: Garmsar, Seismicity, Seismotectonic, Focal mechanism, Central Alborz

For Persian Version see pages 289 to 298

*Corresponding author: M. Tatar; E-mail: mtatar@iiees.ac.ir