

بررسی سازوکار کانونی زمین لرزه‌های دوگانه اهر - ورزقان در مردادماه ۱۳۹۱ و روند حاکم بر پس لرزه‌های ناشی از آنها

حمیده اصغری

دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، دانشگاه پیام نور تهران

محمدرضا قیطانچی

استاد گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

محمد خلیج

استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور تهران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۵/۰۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۸/۱۵

Hamideh6204@gmail.com

چکیده

در ۲۱ مردادماه ۱۳۹۱ در منطقه اهر - ورزقان در شمال شرقی ایران دو زمین لرزه با بزرگای تقریبی ۶/۵ و ۶/۳ در فاصله زمانی ۱۱ دقیقه از یکدیگر بوقوع پیوستند. علاوه بر خسارات و تلفات ناشی از این رویدادها، خاموشی نسبی لرزه‌های منطقه مذکور و حجم بالای پس لرزه‌ها شرایط را برای مطالعه در این منطقه فراهم می‌سازد. از این رو در این مطالعه، سازوکار جفت رویداد اصلی به همراه پس لرزه‌های با کیفیت داده بالا مورد مطالعه قرار گرفته است. همچنین پس لرزه‌ها از جنبه‌های مختلف از جمله توالی، بزرگا و غیره بررسی شده‌اند. در نهایت تحلیلی ژئودینامیکی - ژئوفیزیک بر نتایج ارائه گردیده است. نتایج بدست آمده انطباق قابل قبولی با مطالعات قبلی و مشاهدات میدانی دارد. نتایج این قبیل مطالعات کاربرد گسترده‌ای در بررسی‌های زمین‌شناسی و ژئودینامیکی دارد.

کلمات کلیدی: زمین لرزه، فوکل مکانیسم، نرم‌افزار ایزولا، زمین لرزه دوگانه اهر - ورزقان

مقدمه

بزرگای مختلف در این ناحیه‌ی کوچک بوقوع پیوسته است که خود گواهی بر فعال شدن مجدد نواحی مورد مطالعه پس از سال‌ها خاموشی لرزه‌ای است.

همانطور که گفته شد، چند هزار پس لرزه برای زمین لرزه‌های اهر - ورزقان ثبت گردیده است که حتی تا زمان نگارش این نوشتار نیز ادامه دارد؛ البته با بزرگایی به مراتب کوچکتر از زمین لرزه‌های اصلی. این در حالی است که هیچ رویداد پیش لرزه‌ای قابل توجهی تا هفته‌ها قبل از رویدادهای اصلی به ثبت نرسیده است. از این رو به عنوان دیگر رهیافت این پژوهش سعی می‌گردد تحلیلی آماری بر داده‌های مذکور صورت گیرد تا بتوان علاوه بر مطالعات کیفی، مختصر مطالعه‌ای پیرامون ویژگی‌های کمی این پس لرزه‌ها نیز انجام گرفته باشد.

منطقه مورد مطالعه

سرزمین ایران در بخش میانی کوهزایی آلپ - هیمالیا است، که از باختر اروپا آغاز و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان تا تبت و شاید تا نزدیکی‌های برمه و اندونزی ادامه دارد. جایگاه زمین‌شناختی ویژه این کوه‌ها در فصل مشترک دو قاره اوراسیا و گندوانا سبب شده تا درباره چگونگی پیدایش این نوار چین‌خورده دو انگاره بزرگ ناودیس تتیس و زمین‌ساخت ورقی مورد بحث باشد. مطالعه پیرامون دو انگاره یاد شده و گفتمان در این زمینه می‌تواند در بیان جایگاه زمین‌شناسی ایران کارساز باشد (Berberian, 1976).

با توجه به واقع شدن ایران بر روی یکی از دو کمربند لرزه خیز جهان و وجود گسل‌های فراوان وقوع زلزله در فلات ایران امری طبیعی است. ایران ششمین کشور زلزله خیز دنیاست. شهر تبریز در شمال باختری ایران در جوار یکی از فعالترین و خطرناکترین گسل‌های لرزه خیز ایران قرار گرفته است، رویداد زمین لرزه‌های قبلی در آذربایجان و روند قرارگیری خطواره‌های ساختاری جنب، تبریز را در منطقه‌ای با خطر بسیار زیاد قرار داده است. شهر تبریز یکی از بزرگترین شهرهای ایران و دارای موقعیت تاریخی و اهمیت ویژه تجاری و صنعتی است با توجه به قرارگیری آن در مجاورت گسل تبریز و وقوع زلزله‌های فراوان تاریخی و دستگای در آن و مناطق اطرافش، بخصوص زمین لرزه‌های اخیر اهر هریس ورزقان که خسارات جانی و مالی فراوانی را در پی داشت ضرورت بررسی و تحلیل زمین لرزه‌های اتفاق افتاده در این استان را به جهت بررسی روند لرزه خیزی منطقه و نواحی مستعد برای زلزله‌های آینده به منظور جلوگیری از خسارات جانی و مالی ایجاب می‌کند.

در مطالعه پیش‌رو، به منظور بررسی لرزه‌خیزی نواحی شمالی استان آذربایجان شرقی، داده‌های مربوط به پس‌لرزه‌های زمین لرزه‌ی ۲۱ مردادماه ۱۳۹۱ در محدوده‌ی اهر - ورزقان از بانک اطلاعاتی شبکه لرزه‌نگاری کشوری و شبکه ملی باند پهن جمع‌آوری گردید. این زمین لرزه‌ها در محدوده طول جغرافیایی ۴۵/۸۱ تا ۴۷/۸۱ و عرض جغرافیایی ۳۷/۴۳ تا ۳۹/۴۳ قرار می‌گیرند. بر اساس بولتن‌های موجود، بیش از ۵۴۰۰ رویداد با

است. ادامه جنوب خاوری این گسل کوه‌های سلطانیه در جنوب شرق زنجان است که ممکن است به گسل زفره - قم برسد (Sengör and Kidd, 1979). اگرچه در شمال فرودگاه تبریز، سنگ‌های میوسن بر روی رسوبات آبرفتی کواترنری رانده شده‌اند ولی، بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی و ۱۰۰ سال گذشته تبریز، هیچ نشانی از فعالیت این گسل ندارد. گفتنی است که بربریان، حرکت دوباره گسل همراه با زمین‌لرزه‌ای ویرانگر را محتمل می‌داند (Berberian, 1976).

لرزه خیزی سده بیستم منطقه اهر و پیرامون آن

بررسی لرزه خیزی گستره حدود ۱ درجه در ۱ درجه‌ای کانون زمین لرزه نشان می‌دهد که حدود ۳۸۰ رویداد لرزه‌ای در سده گذشته در منطقه رخ داده است که ۱۹ مورد از آنها دارای بزرگای ۵ و بیشتر از ۵ است. این آمار نشان دهنده‌ی لرزه‌خیزی بالا در منطقه اهر و پیرامون آن می‌باشد. بزرگترین این زمین لرزه‌ها زمین لرزه ۷٫۷ ریدیهیشت ماه ۱۳۱۰ (۲۷ آوریل ۱۹۳۱ میلادی) در مرز کشور آذربایجان با بزرگای ۶٫۴ در مقیاس امواج سطحی می‌باشد (Berberian and Yeats, 1999). (جدول ۱) زیر برخی از رویدادهای ثبت شده در منابع مختلف را نمایش می‌دهد.

روش کار

در این مطالعه از مجموعه داده‌های جمع آوری شده از شبکه لرزه-نگاری کشوری وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و همچنین پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله استفاده گردیده است. در این راستا، این داده‌ها پس عبور از فیلترهای گوناگون جهت جداسازی داده‌های با کیفیت (مانند بررسی نسبت سیگنال به نویز در ایستگاه‌های مختلف، تعداد ایستگاه‌های ثبت کننده رویداد و غیره)، جهت استفاده نرم افزاری مرتب می‌شوند. مهمترین نرم افزارهایی که در این پژوهش از آنها استفاده شده است عبارتند از ISOLA و Seisan که هر دو از نرم افزارهای رایج در زلزله شناسی به شمار می‌روند. مهمترین کاربرد نرم‌افزار Seisan عبارتست از بررسی نسبت سیگنال به نویز در هر ایستگاه و بطور کلی رصد نمودن کیفیت سیگنال‌ها و همچنین یکسان نمودن فرمت داده‌های مورد استفاده و آماده نمودن آنها جهت استفاده در نرم‌افزار ISOLA.

نرم افزار ISOLA یک برنامه تحت Matlab می‌باشد (Sokos and Zahradnik, 2008). بطور کلی نرم‌افزار ISOLA قابلیت‌های بالایی در

مطالعات زلزله‌شناسی دارد که از این میان می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- ۱- سرعت عملیاتی بالا و محیطی کاملاً کاربر پسند.
- ۲- حل تانسور ممان زمین‌لرزه با کمترین میزان خطای باقیمانده.
- ۳- قابلیت تعیین فرکانس‌های گوشه در حین محاسبه Green-Function.
- ۴- قابلیت طراحی مکانیسم دلخواه و مقایسه با مکانیسم‌های بدست آمده.

زمین‌ساخت آذربایجان ایران متأثر از زمین‌ساخت پی سنگ اقیانوسی خزر در خاور و افیولیت‌های موجود در جنوب قفقاز در شمال است که از ارمنستان تا باختر قفقاز و دریای سیاه تداوم دارد و در مرز باختری متأثر از گسل‌های شمال و خاور آناتولی کنترل می‌شود (Nowroozi, 1976).

افیولیت‌های جنوب قفقاز کوچک، ادامه پی سنگ خزر و دریای سیاه هستند که به احتمال، به دلیل زمین‌ساخت فشارشی با روند NW-SE میان دریای سیاه و خزر فرارنده شده و بروزند یافته اند. در واقع آذربایجان از نظر چینه‌شناسی ترکیبی از پوسته قاره ای پیوسته به حاشیه اوراسیا با ملائزها، افیولیت‌های کرتاسه پسین تا ترشیری زیرین و پوششی از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات سنوزوییک است. چگالی بالای پوسته اقیانوسی، افیولیت‌ها و سنگ‌های با مقاومت فشاری بالا در جنوب قفقاز کوچک (مانند دونیت و هارزبورژیت) سبب شده تا پوسته آذربایجان که از سنگ‌های به نسبت با چگالی کمتر و متغیرهای مقاومتی پایین تری تشکیل شده است، متأثر از بخش‌های شمالی تر یاد شده باشد که خود عامل کنترل کننده مهمی بر ریخت زمین‌ساخت این ناحیه است. به طور کلی می‌توان چنین گفت که آذربایجان شرقی از نظر مرزهای زمین ساختی، در میان چهار گسل اصلی قرار گرفته است. این چهار مرز شامل گسل ارس در شمال، گسل تبریز در باختر و سامانه گسلی تالش و آستارا در مرز خاوری در مرز جنوب خاوری هستند (Berberian, 1979).

در این بخش از نوشتار سعی بر آن است تا توضیحی کوتاه پیرامون گسل‌های شناخته شده در منطقه مورد مطالعه که ممکن است در رویدادهای اهر - ورزقان موثر بوده باشند ارائه گردد (Jackson and Fitch, 1979).

گسل ارومیه - زربینه‌رود: روند عمومی این گسل شمال باختری - جنوب خاوری است که از ماکو آغاز و پس از عبور از کناره باختری دریاچه ارومیه به رودخانه زربینه‌رود می‌رسد. فروافتادگی دریاچه ارومیه مدیون حرکت این گسل است. بررسی تاریخچه زمین‌شناسی نواحی محدود به این گسل نشان می‌دهد که حرکات آن بیشتر از نوع قائم بوده و چگونگی حرکت افقی این گسل مشخص نیست (Berberian, 1977). وجود بازانت، لوسیتیت و تفریت در حاشیه باختری دریاچه ارومیه و به سن ۷/۸ میلیون سال و نقش این گسل در شکل‌گیری دریاچه ارومیه در ۶۵۰۰ تا ۸۵۰۰ سال قبل نتیجه جوان‌ترین حرکات‌های این گسل دانسته شده است (Kadinsky-Cade and Barazangi, 1982).

گسل آستارا: گسل ترادیس آستارا، یکی از گسل‌های شمالی - جنوبی ایران است که در طول ۱۴۰۰ کیلومتر از ناحیه آستارا تا قفقاز کشیده شده است. سازوکار ژرفی این گسل، نشانگر شیب بسیار ملایم صفحه گسل به سوی جنوب باختر است. این گسل توان لرزه‌ای دارد و در زمین‌لرزه‌های ۱۹۷۸ و ۱۹۵۳ میلادی قفقاز، سازوکار فشاری داشته است (Jackson et al., 2006).

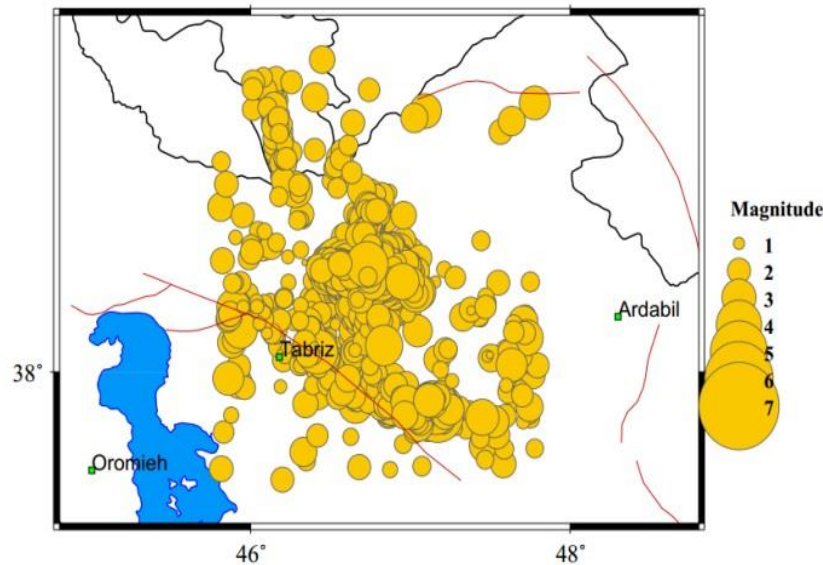
گسل تبریز: گسل تبریز یکی از ساختارهای خطی ایران است که در یک طول ۱۰۰ کیلومتری از کوه‌های میشو در باختر تا بستان‌آباد در خاور قابل ردیابی است. روند عمومی آن شمال ۱۱۵ درجه شرق و شیب آن قائم

جدول ۱. فهرست زمین لرزه های تاریخی گستره حدود ۱ درجه در ۱ درجه کانون زمین لرزه ها (Berberian and Yeats, 1999).

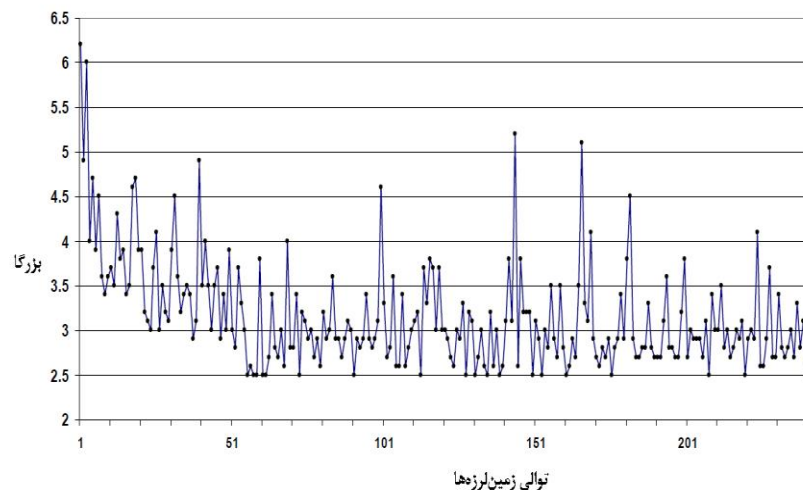
| سال | ماه | روز | ساعت | طول جغرافیایی | عرض جغرافیایی | بزرگا | نوع بزرگا |
|------|-----|-----|------|---------------|---------------|-------|-----------|
| ۸۵۸ | - | - | - | ۴۶/۳۰ | ۳۸/۱۰ | ۶/۰ | Ms |
| ۱۰۴۲ | ۱۱ | ۴ | - | ۴۶/۳۰ | ۳۸/۱۰ | ۶/۷ | Ms |
| ۱۲۷۳ | ۱ | ۱۸ | ۱۸ | ۴۵/۸۰ | ۳۸/۴۰ | - | - |
| ۱۴۰۶ | ۱ | ۱۸ | ۱۸ | ۴۶/۲۸ | ۳۸/۱۳ | ۶/۵ | Ms |
| ۱۵۵۰ | ۱۱ | ۲۹ | - | ۴۶/۲۰ | ۳۹/۴۰ | - | - |
| ۱۵۶۷ | - | - | - | ۴۶/۰۰ | ۳۷/۸۰ | - | - |
| ۱۵۹۳ | - | - | - | ۴۷/۲۰ | ۳۹/۰۰ | - | - |
| ۱۶۴۱ | - | - | - | ۴۷/۵۰ | ۳۷/۸۰ | ۶/۱ | Ms |
| ۱۶۵۹ | ۲ | ۵ | ۱۸ | ۴۶/۱۰ | ۳۷/۹۰ | ۶/۸ | Ms |
| ۱۶۶۴ | - | - | - | ۴۶/۳۰ | ۳۹/۴۰ | - | - |
| ۱۷۱۷ | - | - | - | ۴۶/۳۰ | ۳۸/۱۰ | - | - |
| ۱۷۲۰ | ۳ | ۱۲ | ۶ | ۴۶/۳۰ | ۳۸/۱۰ | ۵/۹ | - |
| ۱۷۲۱ | - | - | - | ۴۶/۳۰ | ۳۸/۱۰ | - | - |
| ۱۷۸۰ | ۴ | ۲۶ | ۷ | ۴۶/۷۰ | ۳۷/۹۰ | ۷/۷ | - |
| ۱۸۰۶ | ۱ | ۸ | ۲۴ | ۴۶/۰۰ | ۳۸/۲۰ | ۷/۷ | - |
| ۱۸۱۲ | ۵ | - | - | ۴۶/۳۰ | ۳۸/۱۰ | - | - |
| ۱۸۱۲ | ۵ | ۱۴ | ۲۴ | ۴۶/۳۰ | ۳۸/۱۰ | - | - |
| ۱۸۱۹ | ۶ | ۲۳ | ۱۴ | ۴۶/۳۰ | ۳۸/۱۰ | - | - |
| ۱۸۲۰ | ۱ | - | - | ۴۶/۵۰ | ۳۸/۰۰ | - | - |
| ۱۸۲۳ | ۶ | - | - | ۴۶/۵۰ | ۳۸/۱۰ | - | - |
| ۱۸۲۸ | ۱۲ | - | - | ۴۶/۳۰ | ۳۸/۱۰ | - | - |
| ۱۸۲۸ | ۸ | ۶ | ۲۴ | ۴۶/۳۰ | ۳۹/۸۰ | - | - |
| ۱۸۳۱ | ۸ | ۱۴ | ۱۲ | ۴۶/۳۰ | ۳۹/۸۰ | - | - |
| ۱۸۵۱ | - | - | - | ۴۷/۳۰ | ۳۸/۱۰ | ۶/۲ | - |
| ۱۸۵۶ | ۴ | ۹ | ۱۶ | ۴۶/۳۰ | ۴۰/۰۰ | - | - |
| ۱۸۵۹ | ۱۰ | ۴ | ۲۰ | ۴۶/۳۰ | ۳۸/۲۰ | - | - |
| ۱۸۶۱ | ۶ | ۴ | ۶ | ۴۶/۵۰ | ۳۷/۷۰ | - | - |
| ۱۸۶۱ | ۲ | ۲۸ | ۱۷ | ۴۷/۱۰ | ۳۹/۲۰ | ۶/۰ | - |
| ۱۸۶۲ | ۵ | ۲۴ | ۱۶ | ۴۶/۳۰ | ۳۹/۴۰ | ۶/۱ | - |
| ۱۸۶۸ | ۱۲ | ۱۹ | ۵ | ۴۶/۳۰ | ۳۹/۶۰ | ۶/۰ | - |
| ۱۸۷۲ | ۳ | ۱۸ | ۱۷ | ۴۷/۸۰ | ۳۷/۷۰ | ۶/۱ | - |
| ۱۸۷۹ | ۶ | - | - | ۴۷/۷۰ | ۳۷/۸۰ | ۶/۷ | - |
| ۱۸۸۳ | ۳ | ۲۲ | ۴ | ۴۷/۹۰ | ۳۷/۹۰ | ۶/۲ | - |

پس از دو رویداد اصلی، بیش از ۲۰۰ پس‌لرزه با بزرگای بیش از ۲/۵ در منطقه ثبت گردید. (شکل ۱) نقشه پراکندگی زمین لرزه اصلی و پس‌لرزه های آن را تا یک ماه پس از رویداد اصلی و چگالی بالای رویدادها در اطراف ناحیه رویداد اصلی را بخوبی نشان می دهد. وقوع پس‌لرزه های متعدد قوی برای چندین روز متوالی جز ویژگی های خاص زمین لرزه روی داده می باشد. (شکل ۲) توالی و بزرگای زمین لرزه رخ داده و پس‌لرزه ها از ۲۱ تا ۳۱ مرداد ماه را نشان می دهد.

در روز شنبه ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱ اولین زمین لرزه در نواحی شمالی استان آذربایجان شرقی و با بزرگای ۶/۳ در مقیاس امواج درونی زمین در ۲۰ کیلومتری غرب اهر در ساعت ۱۲:۲۳ به وقت جهانی (۱۶:۵۳ به وقت محلی) روی داد. بعد از ۱۱ دقیقه، دومین زمین لرزه با بزرگای ۶/۴ در مقیاس امواج درونی زمین در ساعت ۱۲:۳۴ به وقت جهانی (۱۷:۰۴ به وقت محلی) در ۲۸ کیلومتری شمال اهر در محدوده ی ورزقان بوقوع پیوست. هر دو زمین لرزه به شدت چهار شهر استان شامل اهر، ورزقان، هریس و تبریز را تحت تاثیر قرار دادند و در زمان بسیار کوتاهی



شکل ۱. پراکندگی زمین لرزه ها در محدوده مورد مطالعه (برگرفته از وبسایت شبکه لرزه نگاری کشوری).



شکل ۲. توالی و بزرگای زمین لرزه اهر - ورزقان؛ مرداد ۲۰۱۲.

توسط ریشتر در ۱۹۳۵ میلادی که در سال های بعد مجدد تصحیح گردید، رابطه میان بزرگای زمین لرزه و میزان انرژی آزاد شده از رابطه زیر بدست می آید (Gutenberg and Richter, 1956):

$$\log(E) = 11.8 + 1.5M$$

دو زمین لرزه روی داده در منطقه اهر - ورزقان، بزرگایی برابر با ۶/۴ و ۶/۳ در مقیاس امواج درونی زمین براساس گزارش EMSC داشتند. محاسبه انرژی آزاد شده در هر یک از زلزله ها نشان می دهد که در زمین لرزه اول $2/51 \times 10^{14}$ ژول انرژی و در رویداد دوم $1/77 \times 10^{14}$ ژول انرژی و در مجموع $4/28 \times 10^{14}$ ژول انرژی آزاد شده است که واقعا انرژی بزرگی است و این حجم بالای پس لرزه ها و افزایش نرخ لرزه خیزی در منطقه با توجه به این انرژی آزاد شده دور از انتظار نخواهد بود.

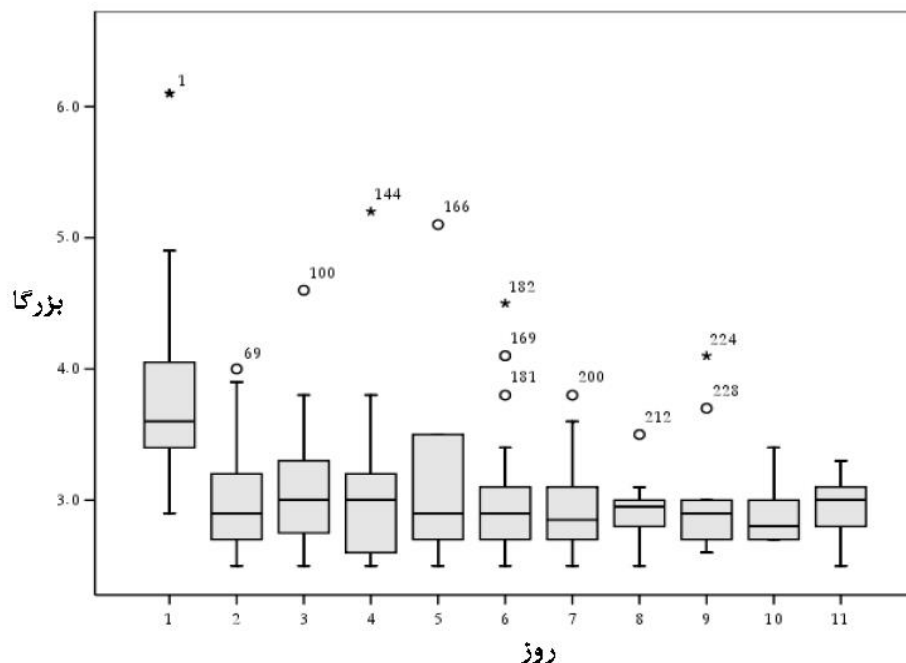
نتایج

در قسمت های گذشته، سعی گردید منطقه مورد مطالعه، از لحاظ ساختاری و زمین شناسی مورد بررسی قرار گرفته و پس لرزه های روی داده پس از زمین لرزه دوگانه اهر - ورزقان با توجه به کیفیت داده ها و پراکندگی ایستگاه های لرزه نگاری مطالعه گردد. در قسمت پیش رو سعی می گردد صرفا نتایج بدست آمده برای زوج رویداد اصلی رخ داده در منطقه، فارغ از هرگونه تحلیل ژئوفیزیکی ارائه گردد. لازم به ذکر است نتایج ارائه شده در قالب سه تصویر برای هر رویداد می باشد که تصویر نخست نتایج مدل سازی و برگردان شکل موج های ثبت شده در هر ایستگاه و مقایسه آن با مدل مصنوعی، تصویر دوم مجموعه مکانیسم ارائه شده برای هر عمق و شکل سوم بهترین مکانیسم بدست آمده به همراه سایر پارامترهای مربوط به آن رویداد نمایش داده خواهد شد (تصاویر ۵ الی ۱۰).

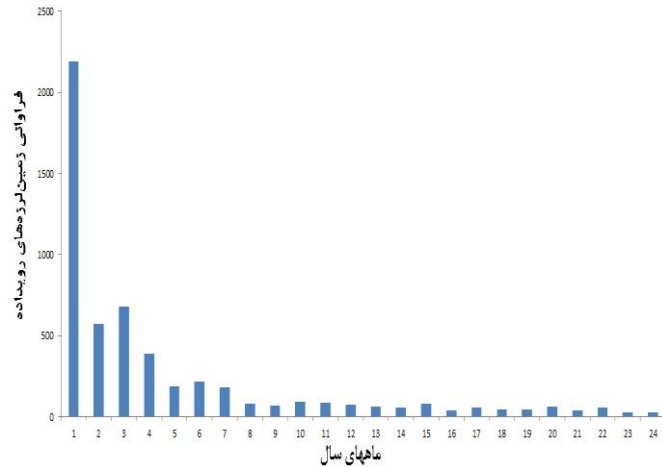
بر طبق آزمون ANOVA، در روزهای مختلف تفاوت معناداری بین مقادیر بدست آمده وجود دارد (Cuevas et al., 2004). (شکل ۳) مدل جعبه ای از زمین لرزه و پس لرزه ها طی روزهای مختلف را نشان می دهد. بر اساس این شکل، یک روند نزولی در شدت و فراوانی زمین لرزه ها قابل مشاهده است. از میان این ۲۴۲ زمین لرزه و پس لرزه ثبت شده، متوسط بزرگای زمین لرزه $3/16 \pm 0/6$ با حداقل بزرگای $2/5$ و حداکثر $6/2$ بوده است. عمق میانگین و انحراف معیار زمین لرزه های روی داده $6/2 \pm 4/9$ کیلومتر با حداقل عمق $6/0$ و حداکثر $46/0$ کیلومتر بوده است. از این مجموع ۲۴۲ زمین لرزه ابتدایی، ۲۲۴ مورد در عمق 14 الی 18 کیلومتر و ۱۳۹ مورد در محدوده 14 الی 15 کیلومتر واقع شده اند. البته نباید از خطای دستگاهی و محاسباتی در بدست آوردن عمق های ارائه شده نیز صرف نظر نمود؛ زیرا این خطاها گاهی می تواند تغییرات شدیدی در مطالعات آماری بوجود آورد. همچنین لازم به ذکر است که ارتباط میان عمق و بزرگای زمین لرزه های رویداده نیز مورد مطالعه قرار گرفت اما همبستگی معناداری میان این دو پارامتر مشاهده نگردید. در ادامه (شکل ۴) تعداد زمین لرزه های رویداده (مستقل از بزرگا) در هر ماه تا ۲۴ ماه پس از رویداد اصلی را نشان می دهد که مشخصا یک روند نزولی را دنبال می کند.

تخمینی از میزان انرژی آزاد شده در منطقه

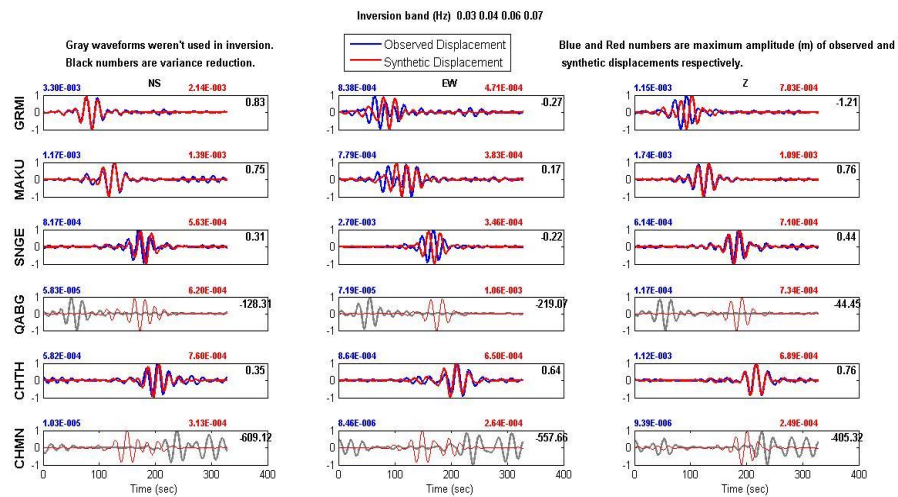
زمین لرزه روی داده در منطقه اهر-ورزقان، تشکیل شده از جفت زمین لرزه ای با بزرگای بیش از $6/0$ و چندین هزار پس لرزه می باشد. در بسیاری از موارد، رویداد اصلی که بزرگایی به مراتب بیشتری دارد، باعث فعال شدن ریز گسل های موجود در منطقه و افزایش نرخ لرزه خیزی در منطقه می گردد که این موضوع از نمودارهای ارائه شده در قسمت های قبل قابل استنتاج است (چرچی و همکاران، ۱۳۹۰). براساس رابطه ارائه شده



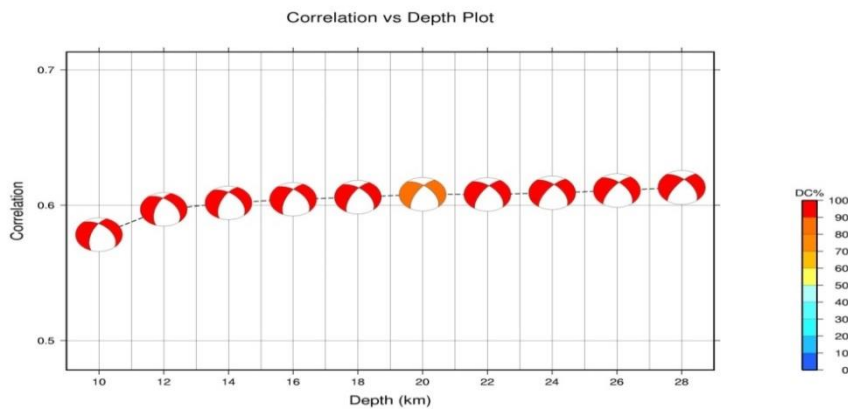
شکل ۳. مدل جعبه ای زمین لرزه اهر-ورزقان و بزرگای پس لرزه ها در طی روزهای مختلف.



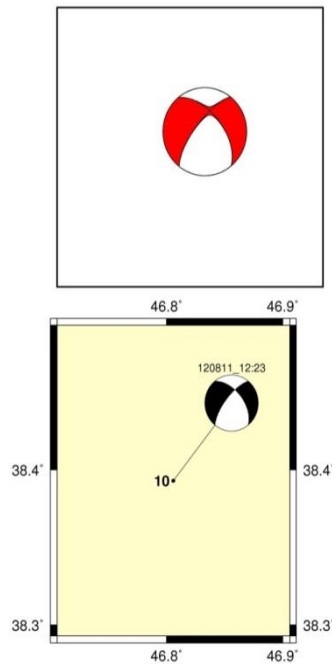
شکل ۴. تعداد زمین‌لرزه‌های رویداده (مستقل از بزرگا) در هر ماه تا ۲۴ ماه پس از رویداد اصلی.



شکل ۵. نتایج مدل سازی و برگردان شکل موج های ثبت شده در هر ایستگاه و مقایسه آن با مدل مصنوعی، زمین‌لرزه ساعت ۱۲:۲۳ تاریخ ۲۰۱۲/۰۸/۱۱.



شکل ۶. مجموعه مکانیسم ارائه شده برای هر عمق.



MOMENT TENSOR SOLUTION
HYPOCENTER LOCATION (IRSC)

Origin Time 20120811 12:23:15.20
Lat 38.393 Lon 46.806 Depth 9

CENTROID

Centroid Lat 38.393 Lon 46.806
Centroid Depth : 28
Centroid Time : +3.6 (sec) relative to origin time

Moment (N.m) : 3.567e+018

Mw : 6.3
DC% : 96.1
CLVD% : 3.9

Var-red: (for stations used in inversion): 0.98
Var-red: (for all stations) : 0.3

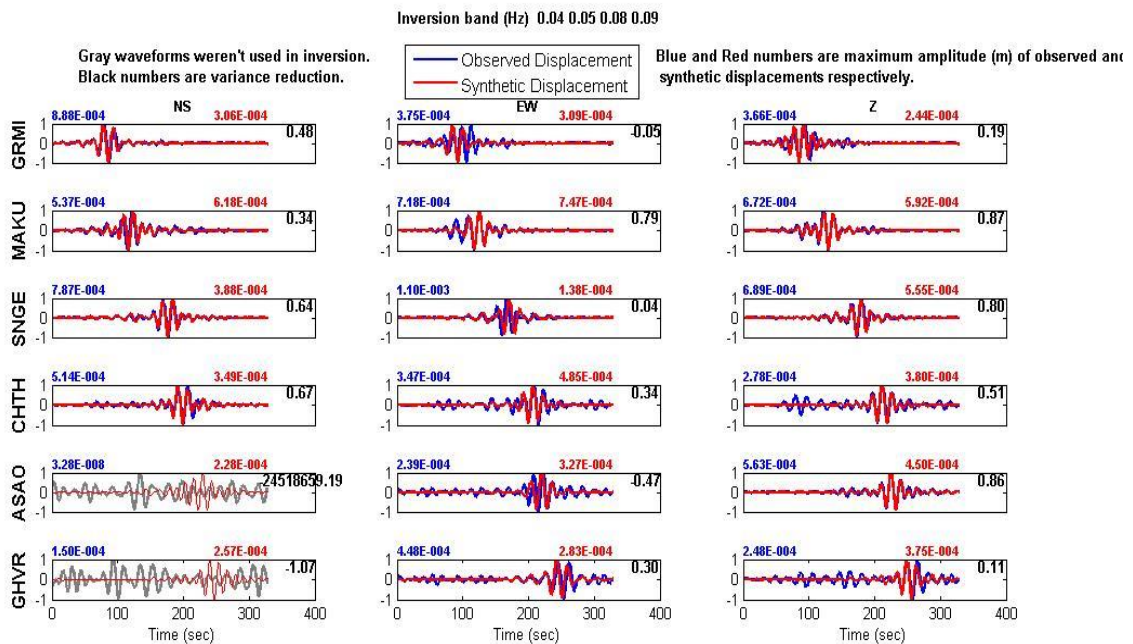
218 71 -37

Strike Dip Rake
321 56 -157

P-axis azimuth plunge
175 39
T-axis azimuth plunge
273 10

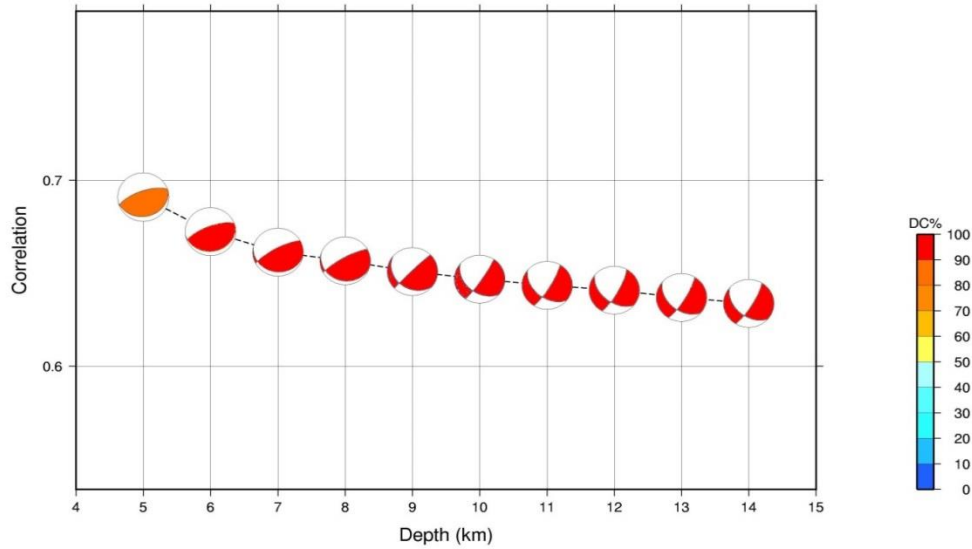
Mrr Mtt Mpp
-1.272 -2.132 3.404
Mrt Mrp Mtp
1.811 0.750 -0.063
Exponent (N.m): 18

شکل ۷. بهترین مکانیسم بدست آمده به همراه سایر پارامترهای مربوط به رویداد.

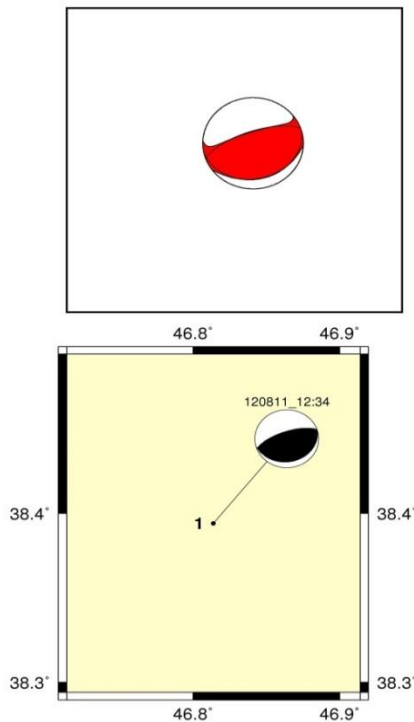


شکل ۸. نتایج مدل سازی و برگردان شکل موج های ثبت شده در هر ایستگاه و مقایسه آن با مدل مصنوعی، زمین لرزه ساعت ۱۲:۳۴ تاریخ ۱۳۹۷/۰۸/۱۱.

Correlation vs Depth Plot



شکل ۹. مجموعه مکانیسم ارائه شده برای هر عمق.



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (IRSC)

Origin Time 20120811 12:34:33.80
Lat 38.394 Lon 46.814 Depth 4

CENTROID

Centroid Lat 38.394 Lon 46.814
Centroid Depth : 5
Centroid Time : +4 (sec) relative to origin time

Moment (N.m) : 1.240e+018

Mw : 6

DC% : 82.3

CLVD% : 17.7

Var:red:(for stations used in inversion):0.45

Strike Dip rake for all stations : 0.45

76 21 95

Strike Dip Rake

251 69 88

P-axis azimuth plunge

342 24

T-axis azimuth plunge

157 66

Mrr Mtt Mpp

7.827 -8.125 0.297

Mrt Mrp Mtp

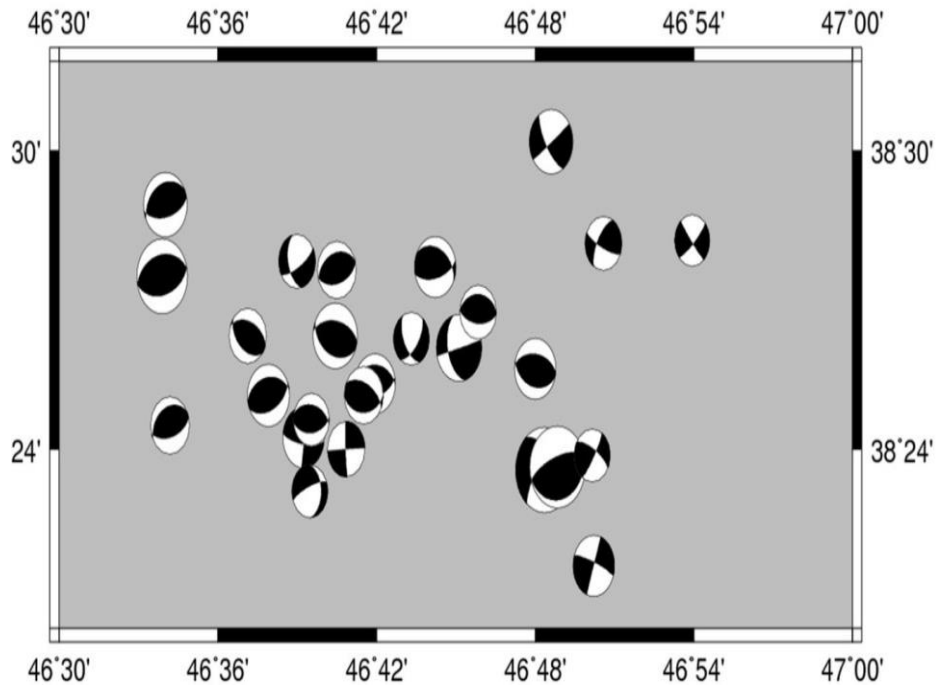
-8.516 -3.103 -2.836

Exponent (N.m): 17

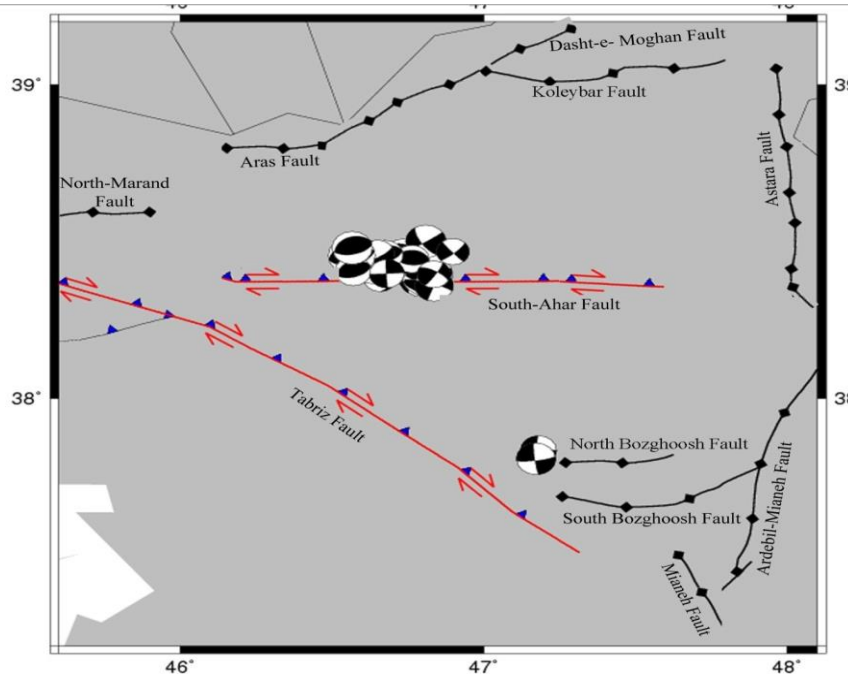
شکل ۱۰. بهترین مکانیسم بدست آمده به همراه سایر پارامترهای مربوط به رویداد.

همراه گسل‌های موجود در منطقه را نشان می‌دهد. در این شکل موقعیت گسل‌های جنوب اهر، تبریز، ارس، بزغوش شمالی و جنوبی، کلیبر، شمال مرند، میانه، اردبیل - میانه، آستارا و دشت مغان ترسیم شده است.

با توجه به مکانیسم‌های محاسبه شده و همچنین مطالعات انجام شده پیرامون گسل‌های موجود در منطقه، (شکل ۱۱)، پراکندگی رومرکزها به همراه مکانیسم آنها در منطقه و (شکل ۱۲)، دورنمایی از مکانیسم‌ها به



شکل ۱۱. پراکندگی رومرکزها به همراه مکانیسم آنها در منطقه.



شکل ۱۲. دورنمایی از مکانیسم‌ها به همراه گسل‌های موجود در منطقه.

بحث

بررسی منشأ رویداد زمین لرزه در منطقه مورد مطالعه

اگر این نکته حائز اهمیت است که جکسون و همکاران با بررسی ساختار ژئودینامیکی و میدانی منطقه پیش‌بینی کردند که با در نظر گرفتن فعالیت حداقل نصف طول گسل می‌توان انتظار داشت زلزله‌ای با بزرگای حدوداً ۶/۵ بوقوع بپیوندد که این خود گواهی بر قابلیت بالای لرزه خیزی منطقه است.

همچنین این نکته حائز اهمیت است که بسیاری از پس‌لرزه‌ها مکانیسمی شبیه به جفت رویداد اصلی دارند، اما بسیاری دیگر نیز این گونه نیستند. عدم تطابق برخی از رویدادها را اینگونه می‌توان توجیه کرد که زمین لرزه اصلی منطقه را تحریک کرده و بسیاری از گسل‌های فرعی با سازوکارهای مختلف نیز فعال شده‌اند و بسیاری از رویدادها به گسل‌های ناشناخته مربوطند (شکل ۱۳). از این رو پیشنهاد می‌گردد با استقرار یک شبکه محلی و رصد رویدادهای منطقه، سعی گردد نقشه‌ای کامل تر از گسل‌های منطقه تهیه گردد (چرچی و سامانی، ۱۳۹۴).

آنالیز پس لرزه‌ها

زمین‌لرزه‌های فوجی یا خوشه‌ای در اشل‌های گوناگون اتفاق می‌افتند. این زمین‌لرزه‌ها در مقیاس مکانی و زمانی به عنوان پس‌لرزه‌هایی که تابع زمین‌لرزه‌های اصلی می‌باشند شناخته می‌شوند. مشاهدات دیگر از این تیپ زلزله‌ها در مرحله نخست، نزدیک بودن مکان پس‌لرزه‌ها با زمین‌لرزه اصلی بدون توجه به جنبه‌های زمانی وقوع زلزله است. مشکل اصلی در تجزیه و تحلیل زمانی وقوع زلزله، کوتاه مدت بودن پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها و روند بلند مدت بودن وقوع زمین‌لرزه اصلی است. زمین‌لرزه‌های کوتاه مدت گروهی، بطور قابل توجهی نیرومندتر از زمین‌لرزه اصلی بوده، تاثیر آنها بر مراکز پرمعیت که ارتباط نزدیکی با گسیختگی و عمق زلزله دارد بیشتر است.

نتیجه‌گیری

از بررسی فعالیت‌های سائزموکتونیک و بررسی زلزله‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه معلوم گردید که در ۱۱۰ سال گذشته هیچ سالی بدون رخداد حادثه زلزله در این مناطق نبوده و در این مدت فقط یک زلزله در فاصله ۱۲ کیلومتری شهر تبریز و تعداد ۵ زلزله در ۳۶ کیلومتری و ۲۸ زلزله تا شعاع ۵۰ کیلومتری تبریز رخ داده است و بیشترین تمرکز زلزله‌های رخ داده در شمال غرب و جنوب شرق شهر تبریز و بزرگای زلزله‌های رخ داده حدود ۳/۵ تا ۶/۱ درجه در مقیاس امواج درونی زمین و عمق کانونی آنها نیز از ۱۰ تا ۴۰ کیلومتر متغییر بوده است. همچنین بیشترین زلزله‌های رخ داده در منطقه در عمق ۱۰ تا ۲۰ کیلومتری سطح زمین با بزرگای ۵/۵ روی داده‌اند که ۵۰ درصد این لرزه‌ها دارای بزرگای ۳/۰ تا ۳/۵ بوده‌اند. لازم به ذکر است رویداد مورد مطالعه در منطقه اهر - ورزقان بزرگترین رویداد دستگاهی در قرن اخیر است.

سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های دوگانه اهر - ورزقان که در این پژوهش محاسبه گردید، دارای جهت فشارش در جهت تقریبی شمال شرقی - جنوب غربی است که با ژئودینامیک منطقه همگرایی دارد. گسل‌های مسبب این رخدادها از نوع امتداد لغز راستگرد می‌باشند که از نظر عملکرد با گسل تبریز؛ بعنوان شناخته شده‌ترین گسل منطقه، قابل مقایسه می‌باشد و با رژیم تکتونیک منطقه همراستاست. همچنین این نکته حائز اهمیت است که بسیاری از پس‌لرزه‌ها مکانیسمی شبیه به جفت رویداد اصلی دارند، اما بسیاری دیگر نیز این گونه نیستند. عدم تطابق برخی از رویدادها را اینگونه می‌توان توجیه کرد که بواسطه حجم بالای انرژی آزاد شده، بسیاری از ریزگسل‌های اطراف منطقه با سازوکارهای مختلف نیز

با توجه به تعاریف مختلف ارائه شده پیرامون انواع زمین لرزه‌ها که مهمترین آنها عبارتند از زمین لرزه‌های آتشفشانی، زمین لرزه‌های ناشی از عوامل انسانی (مانند فعالیت معادن و انفجارات هسته‌ای)، زمین‌لرزه‌های القایی و زمین‌لرزه‌های ژئودینامیکی، برآنیم تا در اولین گام نوع رویداد را مشخص نماییم. زوج زمین‌لرزه‌های اهر - ورزقان، با توجه به حجم بالای انرژی آزاد شده (بر مبنای بزرگای ارائه شده)، نمی‌توانند ناشی از منشأ آتشفشانی باشند. همچنین نزدیکترین کوه آتشفشانی به محل فعالیت گسل، سبلان و سهند می‌باشند، که با توجه به فاصله نسبتاً زیاد و غیر فعال بودن آنها، فرضیه آتشفشانی بودن این رویدادها منتفی است. البته مطالعات انجام شده توسط رضایی فر و همکاران در منطقه‌ی البرز باختری به روش توموگرافی دوبعدی، وجود یک توده عظیم ماگمایی در زیر آتشفشان سهند را نشان می‌دهد، اما نمی‌توان اظهارنظر دقیقی، پیرامون ارتباط میان این پدیده نمود. پیرامون بررسی احتمال القایی بودن این رویدادها باید اذعان نمود نزدیکترین سد به رومرکز رویدادها، سد ستارخان است که در هنگام رویداد تنها ۵۹ متر از ذخیره پشت سد باگیری شده بود که این حجم کم از آب قابلیت القای انرژی‌ای به این عظمت را ندارد.

معدن سونگون و چند معدن دیگر در محدوده مورد مطالعه و انفجارات ناشی از آنها نیز بعید است که تاثیری بر فعال شدن منطقه داشته باشد. در ضمن بررسی زمان رسید رویدادها در محدوده شبکه لرزه‌نگاری کشوری - شبکه تبریز موید این موضوع است که انفجارات رویداده در مناطق عملیاتی معادن در زمان‌های خاص (بررسی شکل موج‌های پیوسته نشان می‌دهد غالباً در ساعت ۱۲ الی ۱۴ در روز روی می‌دهد) و در محدوده‌های بزرگای خاص (معمولاً در بزرگترین حالات بزرگا از ۱/۵ در مقیاس امواج درونی تجاوز نمی‌کند) روی می‌دهد. بنابر این عامل اصلی و موثر بر شروع فعالیت گسل و ایجاد زوج زمین لرزه‌های اهر - ورزقان را باید بطور حتم، منشأ زمین ساخت دانست.

تحلیل ژئودینامیکی منطقه و ارتباط آن با رویدادهای مورد مطالعه

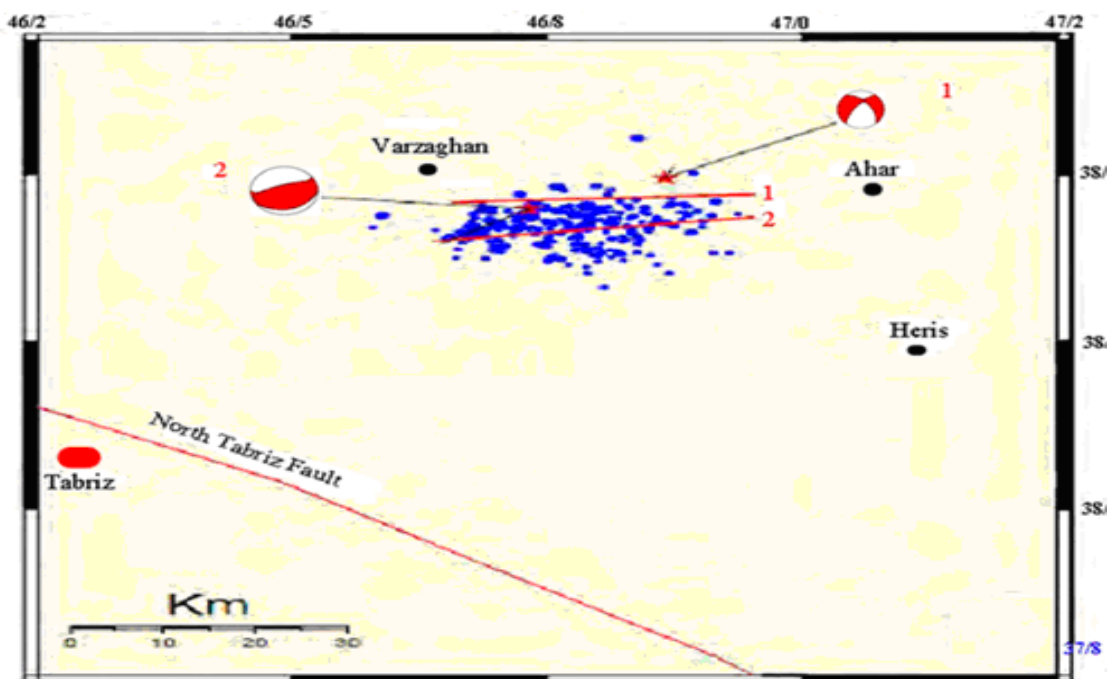
شمال غرب ایران به واسطه قرار گرفتن بین دو کمربند فشارشی زاگرس از سمت جنوب و قفقاز از سمت شمال، بسیار مورد دگرشکلی قرار گرفته و عملکرد لرزه‌ای بالایی از خود نشان می‌دهد. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های بزرگ رخ داده، همگرایی صفحات عربی و اوراسیا را نمایان می‌سازد که سوگیری غالب آن به سمت غرب و شمال غرب مایل شده است و گسل‌های امتداد لغز راستگرد نمایانگر این حرکات هستند. جکسون و همکاران نیز در مطالعات خود نشان دادند که گسل‌های راستگرد در ایران از نواحی جنوب شرقی تا شمال غربی کشیده شده‌اند و این روند گسلش، نواحی آناتولی در جنوب شرقی ترکیه را نیز در بر می‌گیرد (Berberian and Yeats, 1999). وستوی و همکاران معتقدند با وجود اینکه گسلش راستگرد شمال غرب ایران و جنوب شرق ترکیه، ادامه دار نیست اما چندین گسل ناپیوسته تشکیل شده است که سه قطعه از این گسیختگی‌ها در طی زمین‌لرزه‌های ۱۹۳۰، ۱۹۶۶ و ۱۹۷۶ در منطقه نمایان شده‌اند و گسل شمال تبریز و جنوب اهر را می‌توان از عمده گسل‌های این ناحیه با توان لرزه‌ای بالا به شمار آورد (Al-Heety and Eshwehdi, 2006). پیرامون مطالعات انجام شده بر روی گسل جنوب

در منطقه مورد مطالعه، اغلب گسل‌ها سطحی و کم عمق بوده و شناسایی آنها مستلزم مطالعات گسترده میدانی است و این مسئله سبب می‌گردد که آثار این گسل‌ها بر روی نقشه‌های سائزموکتونیک به سختی مکان‌یابی شوند. مشکل اساسی در این زمینه پیچیدگی زمین‌شناسی ساختمانی و مکانیکی سنگ و تکتونیک ناحیه مورد مطالعه می‌باشد. توضیحات ارائه شده مبین این موضوع است که زمین‌لرزه‌های اهر - ورزقان از نوع زمین‌لرزه‌های گروهی بوده و زمین‌لرزه‌های کوچک یا پس‌لرزه‌ها تابع زمین‌لرزه اصلی بوده‌اند. یکی از روش‌های تمایز میان لرزه اصلی و پس‌لرزه‌ها، کوتاه مدت بودن پس‌لرزه‌ها بلند مدت بودن روند زمین‌لرزه اصلی است.

نتایج بدست آمده در این مطالعه کاربرد گسترده‌ای در مطالعات پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه، بررسی‌های سائزموکتونیک و مطالعات پیش‌نشانگری زمین‌لرزه به کمک روش‌های ژئوفیزیکی دارد که بر لزوم مطالعات آتی تاکید می‌کند.

فعال شده‌اند و بسیاری از رویدادها به گسل‌های ناشناخته مربوطند. از این رو پیشنهاد می‌گردد با استقرار یک شبکه محلی و رصد رویدادهای منطقه، سعی گردد نقشه‌ای کامل‌تر از گسل‌های منطقه تهیه گردد.

چنانچه قبلاً گفته شد، این جفت زمین‌لرزه‌ها توسط چند ده ایستگاه ثبت شده‌اند و در ادامه بیش از ۴۰۰۰ پس‌لرزه نیز با بزرگ‌های مختلف ثبت گردیده‌اند. شواهد روشن از گروهی بودن توالی پس‌لرزه‌ها بعد از زمین‌لرزه اصلی می‌باشد. در مقیاس کوتاه مدت، رویدادهای گروهی پس‌لرزه‌ها از ویژگی‌های عمده زمین‌لرزه‌های کم عمق بوده و آشکارترین پس‌لرزه‌هایی می‌باشند که بعد از زمین‌لرزه‌های نیرومند اتفاق می‌افتند که این شرایط در مورد رویداد حاضر نیز صادق است. لازم به ذکر است مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها در درون منطقه لرزه‌خیزی قرار دارد که توزیع و پراکندگی شکستگی در آن اتفاق افتاده است و این موضوع به وضوح در منطقه مورد مطالعه اهر - ورزقان قابل مشاهده است. به عبارت دیگر، توالی زمین‌لرزه‌های بزرگ و کوچک از نظر زمانی و مکانی در راستای همان شکستگی‌ها و گسلش‌هایی می‌باشند که ناشی از زمین‌لرزه اصلی بوده است و در نزدیکی و پیرامون همان زمین‌لرزه اصلی توزیع شده‌اند.



شکل ۱۳. پس‌لرزه‌های ثبت شده در منطقه و برخی از گسل‌های موجود به همراه سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها.

منابع

- چرچی.ع، خطیب.م، مظفر خواه.م، برجسته.آ.، ۱۳۹۰، استفاده از تحلیل فراکتالی برای تعیین پویایی تکتونیک شمال منطقه لالی در شمال شرق خوزستان، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، دوره ۱، شماره ۱، صفحه: ۳۷-۴۷.
- چرچی.ع، سامانی.ب.، ۱۳۹۴، تعیین الگوی مکانی گسلش و رومرکز رخدادهای لرزه‌ای با استفاده از روش فرای (مطالعه موردی در استان یزد)، مجله زمین-شناسی کاربردی پیشرفته، دوره ۵، شماره ۱۸، صفحه: ۵۴-۵۹.
- Al-Heety.E.A., Eshwahdi.A, 2006, Seismicity of the Northwestern Region of Libya: An Example of Continental Seismicity, *Seismological Research Letters*, Vol: 77, p:691-696.
- Berberian.M., 1976, Contribution to the Seismotectonics of Iran (part II): In Commemoration of the 50th Anniversary of the Pahlavi Dynasty, Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tectonic and Seismotectonic Section.
- Berberian.M., 1979, Evaluation of the instrumental and relocated epicentres of Iranian earthquakes, *Geophysical Journal International*, Vol:58,p:625-630.
- Berberian.M., Yeats.R.S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol:89, p:120-139.
- Cuvevas.A., Febrero.M., Fraiman.R, 2004, An anova test for functional data, *Computational statistics and data analysis*, Vol:47, p:111-122.
- Gutenberg.B., Richter.C.F., 1956, Magnitude and energy of earthquakes, *Annals of Geophysics*, Vol: 9, p:1-15.
- Jackson.J., Bouchon.M., Fielding.E., Funning.G., Ghorashi.M., Hatzfeld.D., Nazari.H., Parsons.B., Priestley.K., Talebian.M., 2006, Seismotectonic, rupture process, and earthquake-hazard aspects of the 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake, *Geophysical Journal International*, Vol:166, p:1270-1292.
- Jackson.J., Fitch.T.J., 1979, Seismotectonic implications of relocated aftershock sequences in Iran and Turkey, *Geophysical Journal International*, Vol:57, p:209-229.
- Kardinsky-Cade.K., Barazangi.M., 1982, Seismotectonics of southern Iran: the Oman line, *Tectonics*, Vol:1, p:389-412.
- Nowroozi.A.A., 1976, Seismotectonic provinces of Iran, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol:66, p:1249-1276.
- Şengor.A., Kidd.W., 1979, Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, Vol:55, p:361-376.
- Sokos.E.N., Zaharadnik.J., 2008, ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data, *Computers and Geosciences*, Vol:34, p:967-977.