



تفسیر ساختاری و پیش نشانگری در زلزله اهر-ورزقان بر اساس مطالعه تطبیقی داده‌های لرزه‌ای و GPS

مهناز ندائی*، زینب فلاح آبکناری

۱. استادیار دانشگاه پیام نور.

۲. دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک دانشگاه پیام نور.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۳/۲۶

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۹/۰۶



چکیده

یکی از پارامترهای بسیار متداول در مطالعات زلزله‌شناسی، مقدار b^2 است که بیانگر توزیع اندازه زمین لرزه‌های یک منطقه است. پارامتر b در واقع شیب رابطه گوتنبرگ-ریشتر است که مرتبط با ساختار زمین ساختی منطقه بوده و وابسته به تنش موجود در منطقه است. در این مطالعه به بررسی تغییرات مکانی و زمانی مقدار b قبل و بعد از زلزله اهر و ورزقان در ناحیه زمین ساختی شمال غرب ایران و تطبیق آن با داده‌های GPS پرداخته شده است. این تغییرات با استفاده از نرم افزار Zmap به نقشه در آمد. نقشه تغییرات مکانی مقدار b نشان می‌دهد رومرکز زوج لرزه‌ها در منطقه پر تنش (مقدار b پایین) واقع شده که احتمالاً از نظر ساختاری متفاوت با مناطق اطراف است. تغییرات زمانی مقدار b نیز نشان دهنده کاهش شدید و ناگهانی این پارامتر حدود چند روز قبل از زلزله است. همچنین سری‌های زمانی ایستگاه‌های GPS در مناطق پر تنش (مقدار b پایین) مدتی قبل از رخداد اصلی دچار تغییرات ناگهانی و محسوسی شده‌اند. در صورت پایش مستمر و دقیق، داده‌های لرزه‌ای و GPS در کنار هم می‌توانند به‌عنوان پیش نشانگر رخداد اصلی مورد توجه قرار بگیرند. در تطبیق با الگوهای جابجایی و سری‌های زمانی داده‌های GPS و نیز برداشت‌های صحرایی انجام شده، یک ساختار خم فشاری به‌عنوان ساختار مسبب زمین لرزه در منطقه پیشنهاد می‌گردد. الگوی ساختاری معرفی شده می‌تواند به ارزیابی خطر لرزه‌ای در مناطق محتمل برای شکستگی‌های آتی کمک کند.

کلید واژه‌ها: تغییرات مقدار b ، زلزله اهر-ورزقان، داده‌های GPS، تفسیر ساختاری، پیش نشانگری.

* نویسنده مسئول: mah_neda@yahoo.com، m.nedaei@pnu.ac.ir

است (سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۹۱). وجود گسل‌های فعال با راستای شمال غربی-جنوب شرقی از جمله گسل‌های شمال تبریز (NTF)، بستان آباد و سلماس، سامانه گسل‌های فرعی متعدد با راستای شمالی-جنوبی در اطراف گسل تبریز و نیز سامانه دیگری از گسل‌های فرعی با راستای شمال شرقی-جنوب غربی و راندگی‌هایی با راستای شرقی-غربی، موجب شده منطقه شمال غرب ایران از جمله مناطق لرزه‌خیز خاور میانه به‌شمار آید.

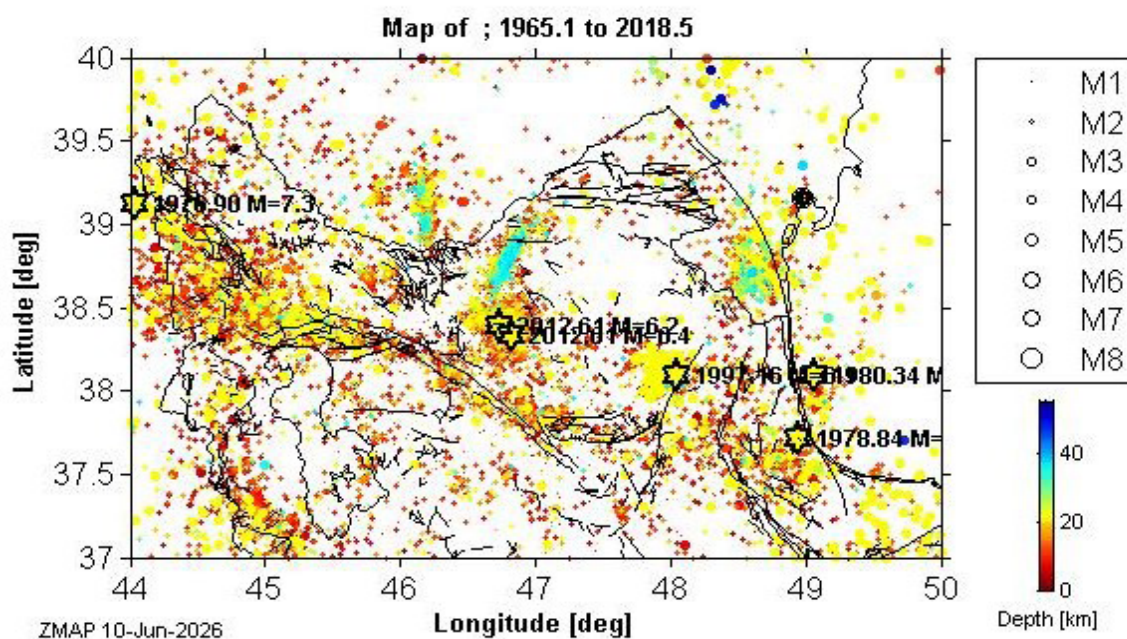
اهمیت لرزه‌خیزی ناحیه شمال غرب ایران به‌خاطر زمین‌لرزه‌های تاریخی بزرگ و نیز قرارگیری کلان شهر تبریز با جمعیتی بالغ بر یک میلیون و پانصد هزار نفر) طبق سرشماری سال ۱۳۹۰ مرکز آمار ایران) در کنار گسل شمال تبریز است. گسل شمال تبریز، یک ساختار پیچیده با روند شمال غرب-جنوب شرق و با سازوکار امتداد لغز در این ناحیه است (Berberian and Yeats, 1999; Karakhanian et al., 2004). این گسل از جمله گسل‌های پی سنگی است که رخنمون بارزی در سطح زمین دارد. مشاهدات دیرینه لرزه‌شناسی نشان داده است که گسل شمال تبریز حداقل سه زمین لرزه بزرگ را در گذشته تجربه کرده است (Hes-1 گسل‌های فعال و نیز لرزه‌خیزی منطقه شمال غرب ایران نشان داده شده است).

پدیده‌های پیش نشانگر قبل از رخداد اصلی به‌صورت آمادگی‌های فیزیکی قبل از شکستگی اصلی رخ می‌دهند و در واقع مرتبط با شوک اصلی هستند (Wyss and Haber-mann, 1979). در این رابطه پدیده‌های زیادی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند از جمله تغییر سرعت امواج لرزه‌ای، گراویده، مقاومت، قابلیت هدایت الکتریکی و غیره. از این میان تغییرات لرزه‌خیزی نظیر خاموشی لرزه‌ای، تغییر پارامترهای لرزه‌خیزی و تغییر توزیع فراوانی بزرگا توسط دانشمندان زیادی مورد بررسی قرار گرفته است. پارامتر b حاصل از رابطه توزیع فرکانسی بزرگای گوتبرگ-ریشتر به ناهمگنی تنش و یا نواحی مقاوم گسل‌ها^۱ مرتبط است. مطالعات پیشین نشان داده است مقدار بالای تنش می‌تواند میزان پارامتر b را به مقادیری کمتر از مقدار نرمال ($b=1$) برساند و در تنش‌های پایین، مقدار b افزایش می‌یابد (Aki, 1965; Scholz, 1968). همچنین مقادیر کم b ، مشخص کننده مسیرهای قفل شده

زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان در تاریخ ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱ (۱۱ آگوست ۲۰۱۲)، شهرستان‌های ورزقان، اهر، هریس و پیرامون آن واقع در استان آذربایجان شرقی را به‌شدت لرزاند و موجب خسارت‌های جانی و مالی فراوان شد. در اثر این زوج زمین‌لرزه حدود ۳۰۶ نفر کشته و بیش از ۳۰۰۰ نفر مجروح اعلام شد (Razzaghi & Ghafory-Ashtiany, 2012). اولین رویداد در ساعت ۱۶:۲۳:۱۲ به وقت جهانی با بزرگای گشتاوری $M_w=4/6$ در عمق ۹ کیلومتری و رومرکزی به مختصات $38/33$ درجه عرض شمالی و $46/83$ درجه طول شرقی با سازوکار امتدادلغز (سازمان زمین‌شناسی آمریکا، USGS)، و دومین رویداد در شمال غرب رویداد اول، در ساعت ۱۲:۳۴:۳۵ به وقت جهانی با بزرگای گشتاوری $M_w=2/6$ در عمق ۱۲ کیلومتری و رومرکزی به مختصات $38/39$ درجه عرض شمالی و $48/74$ درجه طول شرقی با سازوکار تراستی همراه با مؤلفه کوچک امتدادلغز (USGS)، گزارش شده است. گسیختگی ایجاد شده در طی این زوج لرزه به طول ۱۲ کیلومتر بین طول‌های جغرافیایی $46/79^\circ$ - $46/64^\circ$ با تحدب ملایمی رو به شمال مشاهده شده است (Faridi and Sartibi, 2012). در سطح گسیختگی جابه‌جایی قائم حدود ۲۵ سانتیمتر و افقی حدود ۷۰ سانتیمتر با لغزش خالص حدود ۷۲ سانتیمتر اندازه گرفته شده است. با توجه به موقعیت گسیختگی سطحی نسبت به کانون رخداد اول، ظاهراً رخداد اول از عمق منشاء گرفته و به سمت بالا و غرب مهاجرت کرده است. زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان تا ماه‌ها بعد، با پس‌لرزه‌های متعددی همراه بوده است که بزرگ‌ترین آنها با بزرگای گشتاوری $M_w=6/5$ در ساعت ۶:۲۶ به وقت بین‌المللی روز هفتم نوامبر ۲۰۱۲ به وقوع پیوست. آذربایجان شرقی در شمال غرب ایران و در ایالت لرزه زمین ساختی البرز-آذربایجان قرار دارد و به لحاظ ساختاری به‌شدت تغییر شکل یافته و گسل خورده است. این منطقه با تغییر شکل و لرزه‌خیزی بالا در ناحیه‌ای بین غرب دریای خزر، جنوب کمربند روراندگی قفقاز، شرق آناتولی و شمال رشته کوه‌های زاگرس واقع گردیده است (Hessami et al., 2003). مقایسه داده‌های ژئودتیک و پارینه لرزه‌شناسی و همچنین الگوی پراکندگی تغییر شکل‌های فعال در گستره آذربایجان شرقی همگی گویای وجود پتانسیل لرزه‌زایی در این منطقه

بزرگ نشان داده است که مقدار b اغلب از حدود چند ماه قبل با افزایش، سپس چند روز مانده به رخداد با کاهش همراه است (Sammonds et al., 1992). از طرف دیگر، امروزه از مشاهدات GPS جهت تعیین حرکت صفحات زمین ساختی، حرکات و تغییر شکل‌های اطراف گسل‌های فعال، اندازه‌گیری تغییر شکل پوسته زمین و تغییرات زمانی آن استفاده‌های فراوانی می‌شود.

در گسل یا نواحی مقاوم گسل و مقادیر بالای b مکان‌های با تنش پایین یا خزشی در گسل را معین می‌کنند (Schorlemmer and Wiemer, 2005). تغییرات کوچک مقیاس مکانی پارامتر b در اثر تغییرات تنش محلی، امکان عملی نقشه کردن نواحی مقاوم گسل‌ها و در نتیجه مکان‌های محتمل برای لرزه‌خیزی بعدی را فراهم ساخته و در موارد متعددی به کار گرفته شده است (Bender, 1983). تغییرات زمانی پارامتر b قبل از رخداد‌های



شکل ۱. نقشه گسل‌های فعال و لرزه‌خیزی منطقه شمال غرب ایران بر اساس نقشه گسل‌های فعال سازمان زمین‌شناسی و داده‌های حاصله از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران. رخداد‌های بالاتر از ۶ ریشتر با ستاره نشان داده شده است. بزرگی رخدادها از ۱ (M1) تا ۸ (M8) ریشتر با قطر دایره‌های متناظر و عمق رخدادها بر اساس ستون رنگی واقع در سمت راست نقشه مشخص شده‌اند.

لرزه‌خیزی و یا توزیع اندازه زمین‌لرزه‌ها را در بازه وسیعی از بزرگاها می‌توان با یک رابطه نمایی شرح داد. رابطه بازگشتی گوتنبرگ-ریشتر (رابطه ۱) معروف‌ترین رابطه‌ای است که برای اندازه‌گیری لرزه‌خیزی به کار می‌رود و توزیع فراوانی بزرگا (Frequency-magnitude distribution) را در یک مجموعه نشان می‌دهد. توزیع فراوانی بزرگی، FMD، (Gutenberg and Richter, 1944)، به ویژه در ارتباط با پیش‌بینی زلزله و ارزیابی خطر زلزله احتمالی مورد استفاده قرار می‌گیرد. FMD بیان می‌کند که تعداد زمین‌لرزه‌ها در یک منطقه، تابعی از بزرگی M است:

هدف از این مقاله بررسی تغییرات مکانی و زمانی پارامتر b و داده‌های GPS در بازه زمانی رخداد اهر-ورزقان و مطالعه تطبیقی این دو پدیده به عنوان پیش‌نشانگر از یک طرف، و تعیین مکان‌های با تنش بالا و در واقع مکان‌های محتمل برای رخداد‌های آتی و نیز تبیین مدل ساختاری با توجه به این نقشه‌ها از طرف دیگر است.

روش کار:

لرزه‌خیزی بیانگر فعالیت‌های لرزه‌ای در زمان و مکان است که برای یک ناحیه اندازه‌گیری می‌شود. اندازه‌گیری

رابطه (۱)

$$\log N = a - bM \quad \log N = a - bM$$

که در آن N تعداد تجمعی زمین‌لرزه با بزرگی مساوی یا بزرگ‌تر از M ، a و b ثابت‌هایی هستند که به پارامترهای گوتنبرگ-ریشتر معروفند و با زمان و مکان تغییر می‌یابند. این پارامترها می‌تواند توسط مشخصه‌های فیزیکی مختلف نظیر غیر همگن بودن مواد در صفحه گسل، میزان شکستگی‌ها و سطح تنش برشی، تحت تأثیر قرار گیرد (Scholz, 1968; Wiemer and Wyss, 2000). پارامتر a میزان لرزه‌خیزی منطقه را در طول دوره مورد مطالعه مشخص می‌کند. مقادیر بالاتر پارامتر a ، لرزه‌خیزی بالاتر را نشان می‌دهد. پارامتر b شیب خط در نمودار گوتنبرگ-ریشتر است که پراکندگی نسبی زمین‌لرزه‌های بزرگ و کوچک را نسبت به هم نشان می‌دهد و وابسته به رژیم تنش و خصوصیت زمین‌ساختی منطقه است (Mogi, 1967; Scholz, 1968). مقدار b به‌طور معکوس با میزان تنش تجمع یافته در ناحیه مرتبط است (Gibowicz, 1973). مقدار متوسط پارامتر b نزدیک به یک است. افزایش تنش برشی اعمال شده و یا تنش مؤثر باعث کاهش مقدار b می‌شود (Wyss, 1973). مقدار b کوچک‌تر احتمالاً به معنی تنش بالا در منطقه است. کاهش b در منطقه لرزه‌خیز با افزایش سطح تنش مؤثر قبل از شوک اصلی ارتباط دارد (Kanamori, 1981). مطالعات اخیر نشان می‌دهد که مقدار b به عمق نیز مربوط است (Abercrombie, 1995; Wiemer, and Benoit, 1996; Wyss et al., 1997, 2001). قدرتمندترین و پذیرفته‌ترین روش برای برآورد مقدار b ، رگرسیون حداقل مربعات خطی یا حداکثر درست‌نمایی^۱ است که با استفاده از رابطه زیر به دست می‌آید (Ustu, 1965; Aki, 1965; Bender, 1983):

رابطه (۲)

$$b = \frac{1}{\bar{M} - M_{min}} \log e b = \frac{1}{\bar{M} - M_{min}} \log e$$

که \bar{M} بزرگی متوسط و M_{min} کم‌ترین بزرگی در مجموعه داده است. تعیین M_{min} بر مبنای توزیع بزرگی (رابطه ۱) است. در اغلب موارد، $M_{min} = M_c$ ، کاتالوگ در نظر گرفته می‌شود. برای محاسبه مقدار b ، کاتالوگ باید کامل باشد این بدان معنی است که داده‌های مساوی و بزرگ‌تر از بزرگی کمال، M_c ، به‌طور کامل گزارش شده باشند (Wiemer and Wyss, 2000). بزرگی کمال برای هر

کاتالوگ باید محاسبه شود و یا با فرض کیفیت همگن داده‌ها مشخص گردد (Schorlemmer et al., 2004). رویدادهای لرزه‌ای ثبت شده در محدوده مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی ۴۴ تا ۵۰ درجه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۷ تا ۴۰ درجه شامل همه داده‌های بزرگ‌تر از ۱/۵ از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران تهیه گردید. در این تحقیق برای انجام محاسبات، از نرم‌افزار (Zmap (Wiemer, 2001) استفاده شد. برای همگن‌سازی داده‌ها، از ترسیم داده‌های تجمعی در برابر زمان و همچنین تغییرات زمانی M_c با روش انحنای حداکثر^۲ استفاده شد (شکل ۲). در نمودار تجمعی، قسمتی از نمودار قابل قبول است که دارای شیب خطی ثابت باشد. در تغییرات زمانی M_c ، هم ثابت ماندن بزرگی کمال به تعیین بازه زمانی شامل داده‌های کامل کمک می‌کند. بنابراین داده‌های قبل از ۲۰۰۶ از محاسبات حذف شدند. با استفاده از نمودار هیستوگرام رخدادها بر حسب ساعات شبانه روز، توسط نرم‌افزار Zmap انفجارات از کاتالوگ حذف گردید. برای بررسی پارامتر b ، مجموعه داده‌هایی با کیفیت بالا نیاز است که حتی‌الامکان سعی شده تا داده‌های مورد استفاده در این پژوهش در حد کیفیت نسبتاً خوبی قرار گیرد. لذا برای دستیابی به مجموعه داده همگن، با روش ریسنبرگ مجدداً توسط نرم‌افزار Zmap اقدام به حذف خوشه‌ها گردید. مقدار M_c با روش انحنای حداکثر برابر با ۱/۹، و با روش کل دامنه بزرگی (EMR) برابر با ۲ محاسبه گردید (شکل ۳).

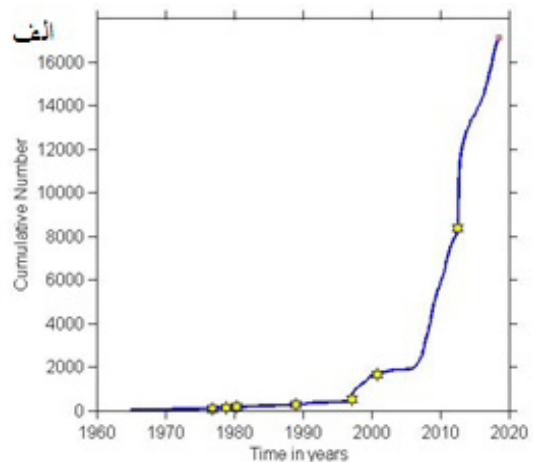
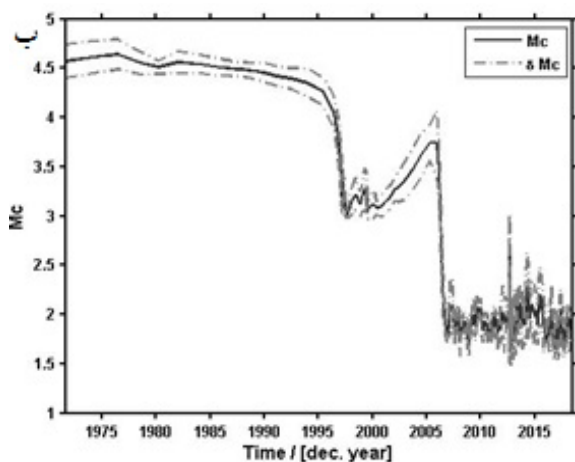
بعد از انجام مراحل مقدماتی برای همگنی کاتالوگ، جهت تهیه نقشه تغییرات مکانی مقدار b ، داده‌ها به دو قسمت قبل و بعد از رخداد ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱ تقسیم شدند و تهیه نقشه تغییرات مکانی مقدار b ، به روش‌های مختلف شعاع ثابت و تعداد ثابت با بزرگی‌های کمال ۱/۹، ۲ و ۲/۱ برای هر دو دسته داده‌های قبل و بعد از زلزله برای یک شبکه $0/1^\circ \times 0/1^\circ$ محاسبه گردید. از آنجا که کیفیت نقشه تغییرات مکانی مقدار b ، با تغییر روش و مقدار بزرگی کمال به میزان زیادی تغییر می‌کند، به عبارت دیگر قدرت تفکیک نقشه تغییرات مکانی مقدار b به هر کدام از عوامل فوق‌الذکر بستگی دارد، در نهایت روش انحنای حداکثر با شعاع ثابت ۵۰ کیلومتری و بزرگی کمال ۲/۱ انتخاب گردید که نقشه واضح‌تر و کامل‌تری از تغییرات مکانی را ایجاد می‌کرد. نتایج تغییرات مکانی مقدار b برای هر دو دسته داده

1. maximum likelihood
2. maximum curvature

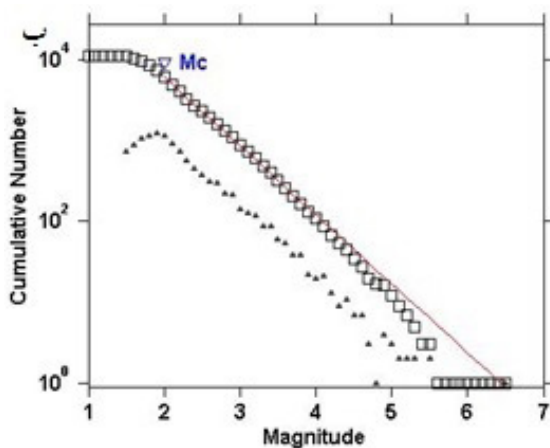


محاسبه می‌گردد. هر مقدار b به وسط پنجره زمانی مربوطه متناسب می‌شود. تغییرات زمانی مقدار b ، از سال ۲۰۰۶ با دو روش انحنای حداکثر و روش کل دامنه بزرگی در شکل ۵ آمده است. در هر دو روش، بعد از افزایش مقدار متوسط پارامتر b طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۰، تا زمان وقوع زلزله کاهش می‌باید به طوری که چند روز قبل از رخدادهای اصلی، ناگهان به کم‌ترین حد خود می‌رسد.

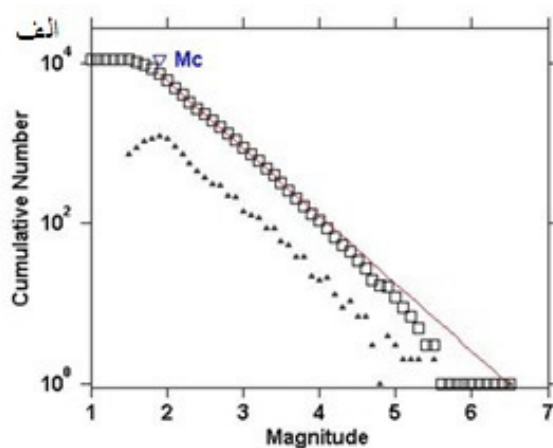
در شکل ۴ آمده است. مکان رومرکزهای زوج لرزه‌اهر-ورزقان منطبق بر منطقه کم‌ترین مقدار b است. برای به‌دست آوردن تغییرات زمانی مقدار b ، از روش پنجره متحرک استفاده شد. در این روش تعدادی از داده‌ها (حداقل ۱۰۰ عدد) از کاتالوگ انتخاب می‌شوند. مقدار b از رابطه ۲ محاسبه شده سپس پنجره به اندازه ۵۰ رخداد، در زمان جابجا می‌شود. مقدار b مجدداً برای داده‌های جدید



شکل ۲. تعیین بازه زمانی برای کامل بودن داده‌ها. الف) نمودار داده‌های تجمعی در برابر زمان. به شیب خطی نمودار توجه شود. ب) نمودار تغییرات زمانی M_c

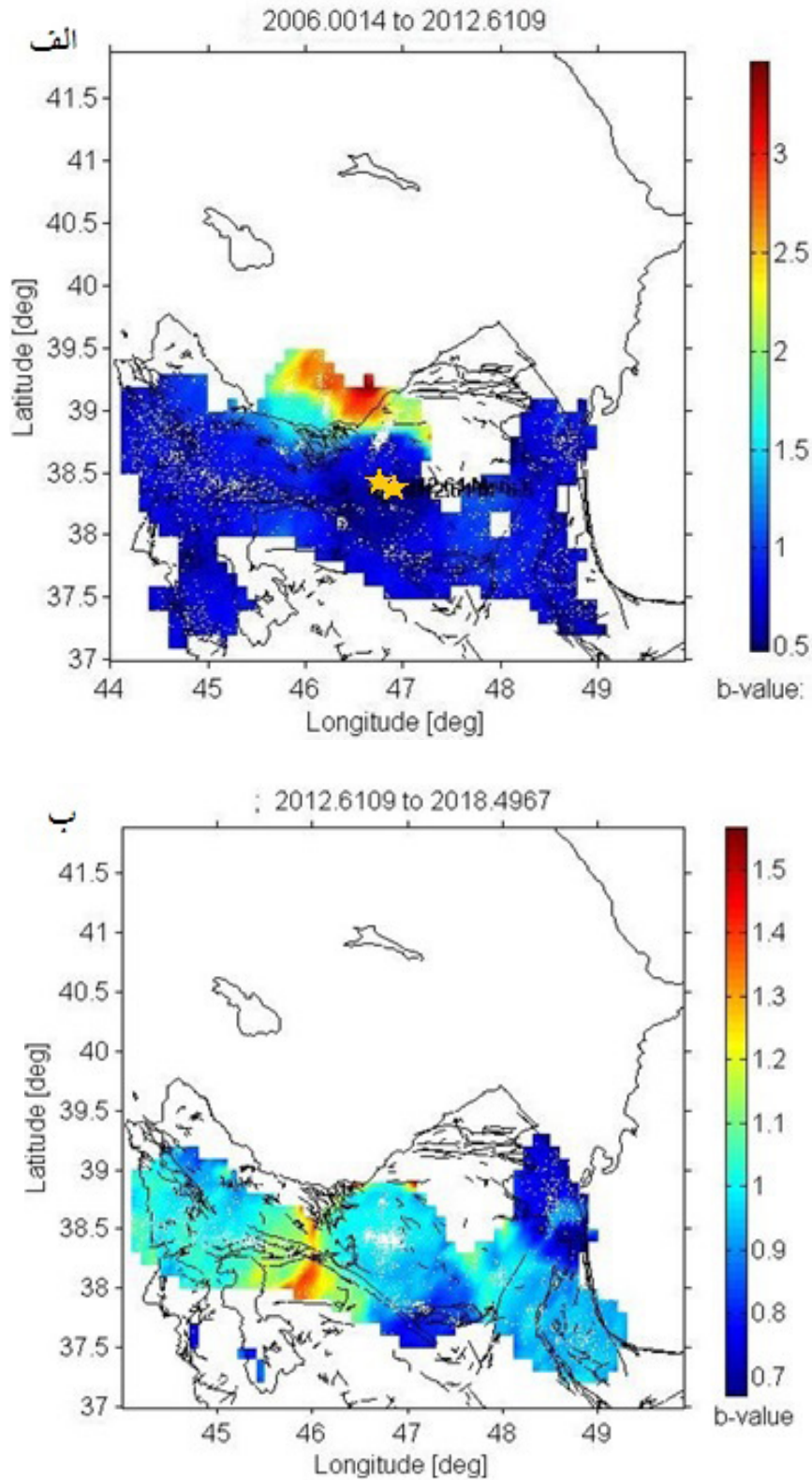


Maximum Likelihood Solution
b-value = 0.854 +/- 0.01, a value = 5.5, a value (annual) = 4.44
Magnitude of Completeness = 2

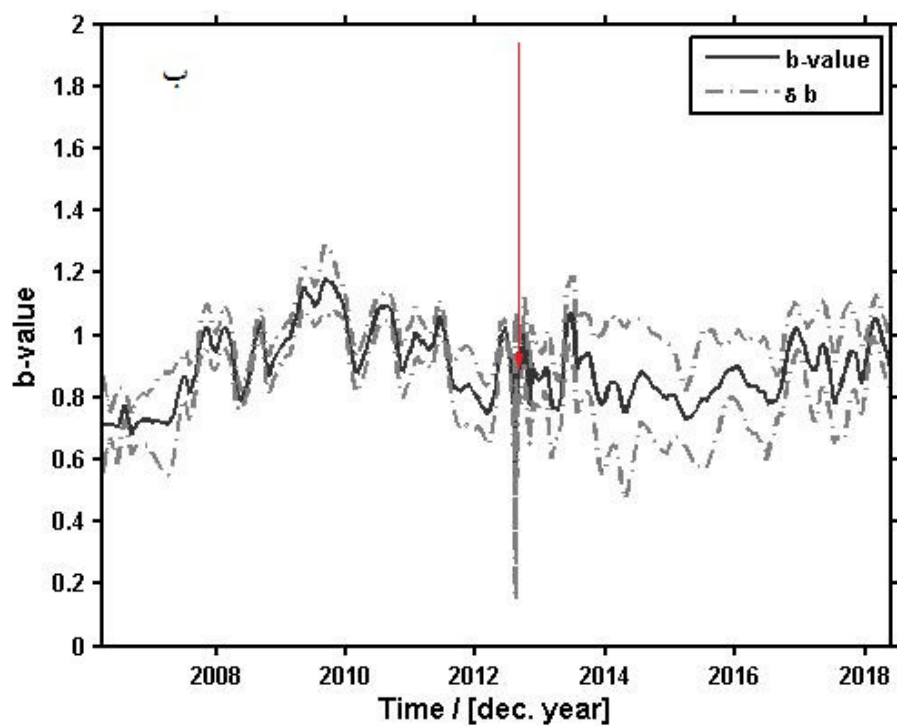
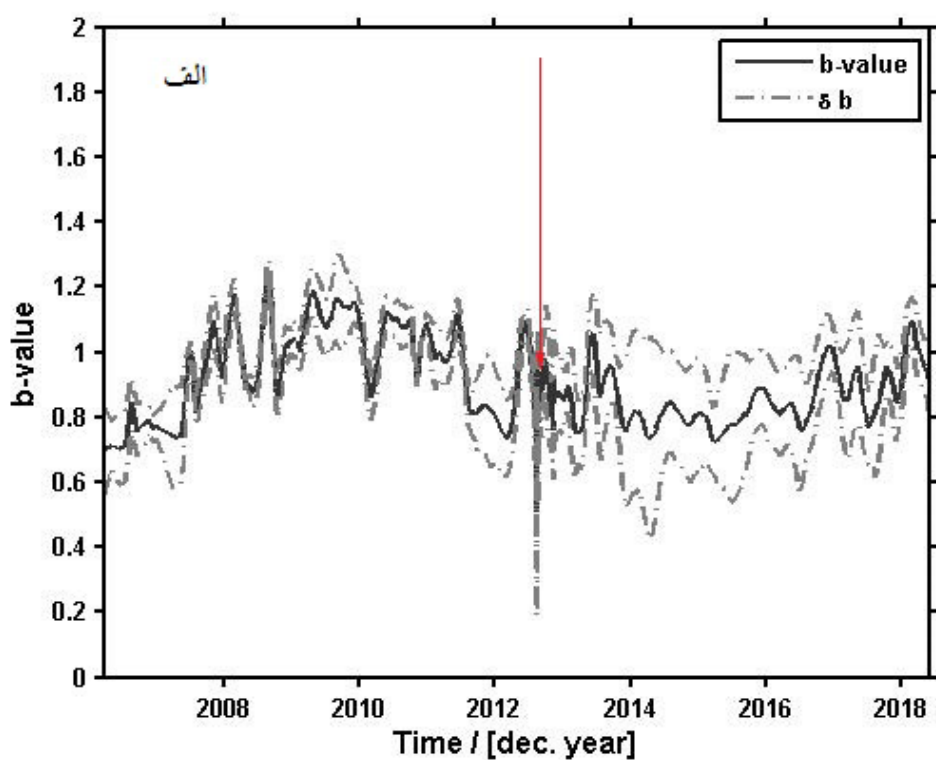


Maximum Likelihood Solution
b-value = 0.846 +/- 0.01, a value = 5.48, a value (annual) = 4.42
Magnitude of Completeness = 1.9

شکل ۳. تعیین M_c به روش الف) انحنای حداکثر و ب) EMR



شکل ۴. نقشه تغییرات مکانی مقدار b برای داده‌های الف) قبل و ب) بعد از زلزله. محل زوج لرزه در شکل الف با دو ستاره زرد مشخص شده است. مناطق آبی تیره نشان دهنده مناطق با مقدار b کم‌تر یا تنش بالاتر هستند. نقاط سفید، پراکندگی داده‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد.



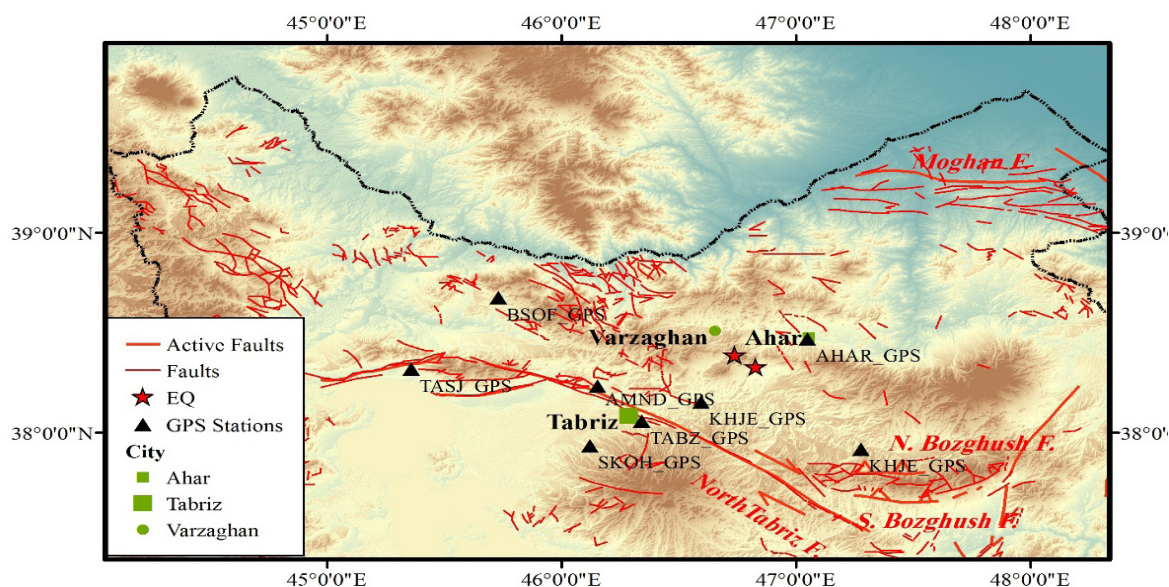
شکل ۵. تغییرات زمانی b برای دو M_c به‌دست آمده از روش الف) انحنای حداکثر (۱/۹) و ب) EMR (۲) محل پیکان زمان رخداد اصلی است.

بحث:

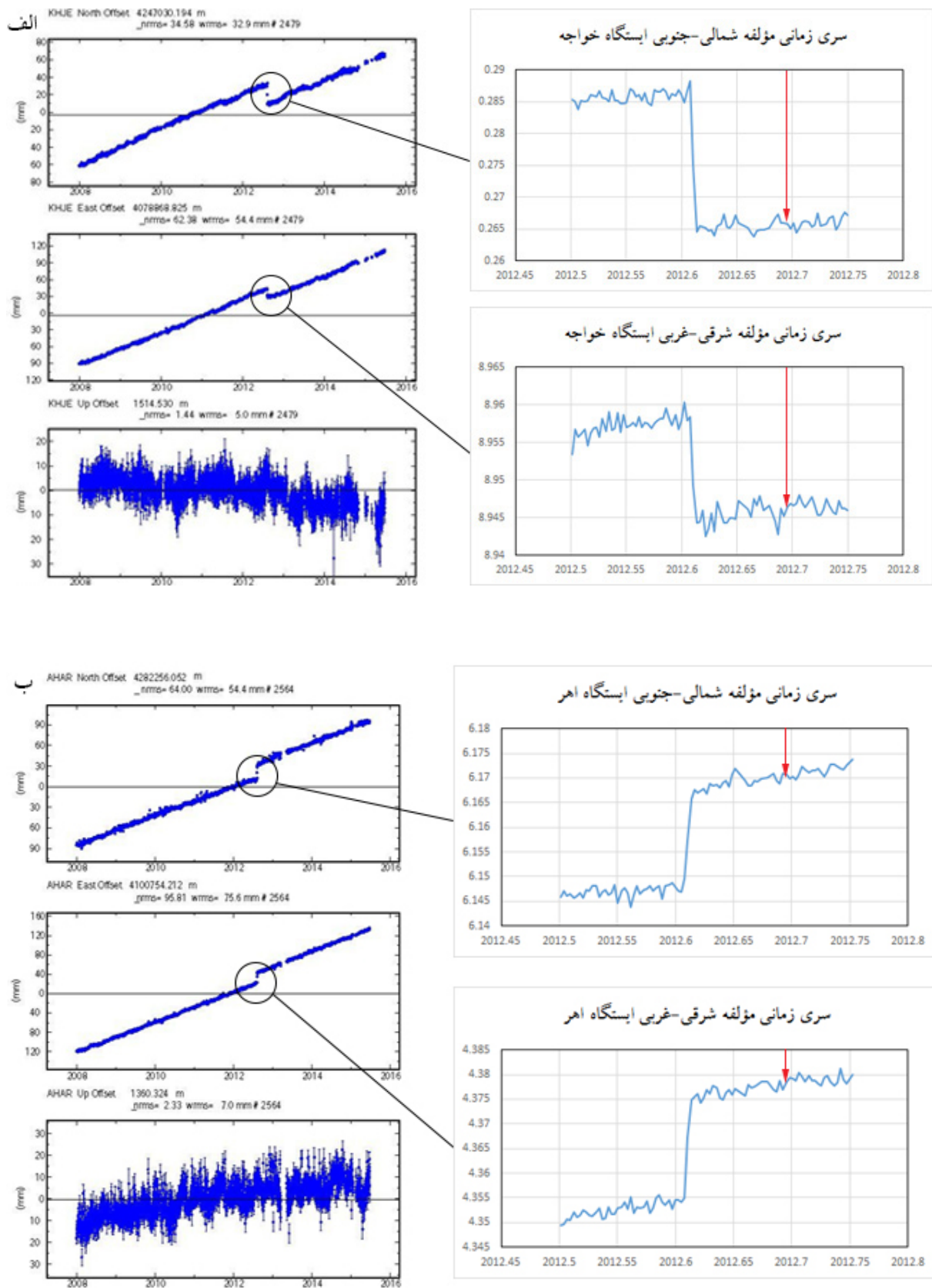
ساختاری متفاوت از مناطق مجاور باشد. به عبارت دیگر تجمع و آزادسازی تنش، (مقدار b در مقیاس ناحیه‌ای قبل و بعد از زلزله) متأثر از ساختارهای منطقه است که در شکل ۴ قابل مشاهده است.

داده‌های مربوط به تغییرات زمانی مقدار b ، نشان می‌دهد مقدار b از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۰ به طور متوسط افزایش داشته و از آن زمان تا هنگام وقوع زلزله کاهش یافته است. این کاهش طی چند روز پیش از رخداد به طور ناگهانی به حداقل مقدار خود در طی چندین سال قبل می‌رسد. از آنجا که این تغییرات در هر منطقه خاص آن است و مقدار ثابت و معینی وجود ندارد تا تغییرات مقدار b نسبت به آن سنجیده شود، بنابراین جهت تفسیر پیش‌نشانگری مقدار b ، باید داده‌های دیگری در دسترس باشند تا تفسیر درستی از تغییرات مقدار b صورت گیرد. با توجه به مناطق پرتنش (حداقل مقدار b در نقشه تغییرات مکانی، شکل ۴ الف) و در نظر گرفتن سری‌های زمانی داده‌های ایستگاه‌های شبکه مبنایی GPS که در این مناطق واقع شده‌اند، به ویژه ایستگاه‌های اهر و خواجه، این هدف حاصل می‌شود. موقعیت ایستگاه‌های GPS واقع در منطقه آذربایجان در شکل ۶ نشان داده شده است.

با توجه به نتایج حاصله از تغییرات مکانی مقدار b (شکل ۴) ذکر چند مورد حائز اهمیت است. اول این که قبل از زلزله، مقدار b در بخش جنوب غربی رومرکزها در حداقل مقدار آن است (رنگ آبی تیره در شکل ۴ الف) که بیانگر تجمع تنش در این منطقه است. در مجاورت رومرکزهای زوج لرزه‌اهر-ورزقان (منطقه حداقل مقدار b)، منطقه‌ای با مقدار b بالا قرار دارد. در صورتی که مقدار b از یک سو با خصوصیت زمین ساختی منطقه (Mogi, 1967; Scholz, 1968) و از سوی دیگر با میزان تنش تجمع یافته در ناحیه (Gibowicz, 1973) مرتبط باشد، تقابل‌های شدید مقدار b در مناطق مجاور، احتمالاً بیانگر دو ساختار متفاوت باشند که میزان متفاوتی از تنش را در خود ذخیره کرده‌اند (Bender, 1983; Schorlemmer and Wiemer, 2005). بنابراین تقابل شدید مقدار b در این دو منطقه مجاور، احتمالاً بیانگر دو ساختار با تنش‌تجمعی متفاوت باشند. در نقشه تغییرات مکانی مقدار b برای داده‌های بعد از زلزله نیز مشاهده می‌شود تنش، به جز در ناحیه جنوب شرق رومرکزها، در کل منطقه آزاد شده است که احتمالاً این قسمت به لحاظ



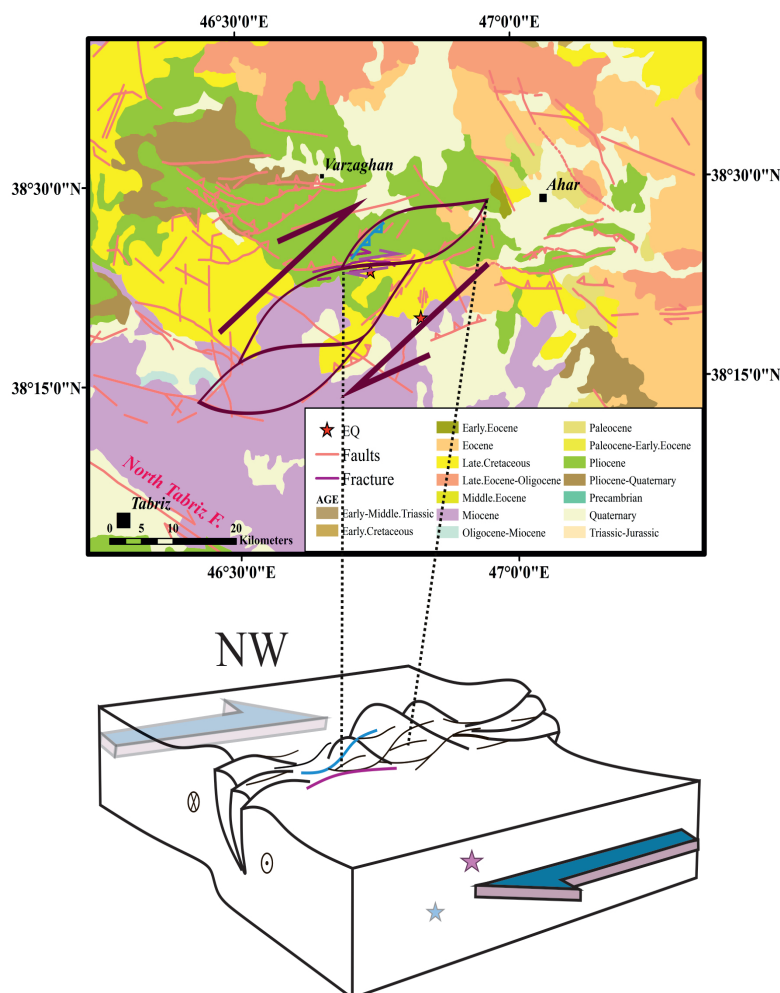
شکل ۶. موقعیت نسبی ایستگاه‌های GPS (مثلث‌های سیاه) نسبت به رومرکزهای زوج لرزه‌اهر-ورزقان (ستاره‌های قرمز) و گسل‌های فعال (گسل‌های فعال اقتباس از Hessami et al., 2003)؛ ایستگاه‌های واقع در منطقه پرتنش: AHAR اهر، KHJE خواجه، TABZ تبریز، AMND آمند.



شکل ۷. سری‌های زمانی مربوط به دو ایستگاه (الف) خواجه و (ب) اهر با بیشترین جابه‌جایی قبل از زوج لرزه اهر-ورزقان در منطقه آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران. زمان رخداد با پیکان قرمز مشخص شده است.

حرکت پوسته در ایستگاه خواجه ثبت شده است و دو ایستگاه خواجه و اهر در خلاف هم جابه‌جایی پوسته را نشان می‌دهند (بکری، ۱۳۹۲). با توجه به سازوکار زوج لرزه (اولی امتداد لغز و دومی معکوس با مؤلفه کوچک امتداد لغز؛ Donner et al., 2015) و نیز شواهد عملیات‌های میدانی (سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۹۱؛ Ghods et al., 2015)، همچنین نحوه جابه‌جایی پوسته در دو ایستگاه خواجه و اهر ساختار خم فشارشی وابسته به گسل راست‌گرد شمال تبریز پیشنهاد می‌گردد (شکل ۸). خلاف جهت بودن بردارهای جابه‌جایی دو ایستگاه خواجه و اهر بیانگر فراخاست منطقه در اثر عملکرد این خم فشارشی است (ندائی و فلاح، ۱۳۹۷).

در سری‌های زمانی داده‌های ایستگاه‌های اهر و خواجه (شکل ۷)، پرش‌هایی مشاهده می‌شود که بیانگر تغییر شکل‌های پوسته مدتی قبل از رخداد اصلی در منطقه است. لازم به ذکر است که از آوردن سری‌های زمانی ایستگاه‌هایی که در مناطق پرتنش نبودند و پرش قابل مشاهده‌ای در داده‌های آن‌ها مشهود نبود، خودداری گردید. در حقیقت می‌توان از تغییرات سری‌های زمانی ایستگاه‌های شبکه مبنایی GPS، در کنار تغییرات زمانی مقدار b، به‌عنوان پیش‌نشانگرهای کوتاه مدت بهره جست. نکته دیگر آن‌که علیرغم فاصله تقریباً یکسان دو ایستگاه اهر و خواجه با رومرکز اولین رخداد، بیش‌ترین



شکل ۸. مدل ساختاری پیشنهاد شده برای منطقه. نقشه زمین‌شناسی به تفکیک سن سنگ‌ها، گسیختگی ناشی از جابه‌جایی گسل مسبب رخداد اول با راستای شرقی-غربی در نقشه و بلوک دیاگرام به رنگ بنفش و گسل رانندگی مسبب رخداد دوم با راستای تقریباً شمالی-جنوبی به رنگ آبی مشخص شده‌اند. جهت گسل‌های مسبب رخدادها از Donner et al., 2015 اقتباس شده است. رومرکزها با ستاره نشان داده شده‌اند.

**نتیجه‌گیری :**

را نشان می‌دهند که مؤید پیش‌نشانگری کوتاه مدت این داده‌هاست. بنابراین در صورتی که تغییرات مکانی و زمانی داده‌های لرزه‌ای و GPS به‌طور دقیق رصد شوند، امکان پیش‌بینی رخداد در منطقه وجود دارد.

از طرف دیگر با توجه به ترتیب رخداد اول امتداد لغز و دوم راندگی با مؤلفه امتداد لغز (Donner et al, 2015) و نیز شواهد عملیات‌های میدانی (سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۹۱؛ Ghods et al, 2015)، همچنین نحوه جابه‌جایی پوسته در دو ایستگاه خواجه و اهر ساختار خم فشارشی وابسته به گسل راستگرد شمال تبریز پیشنهاد می‌گردد. خلاف جهت بودن بردارهای جابه‌جایی دو ایستگاه خواجه و اهر بیانگر فراخاست منطقه در اثر عملکرد این خم فشارشی است. مدل ساختاری پیشنهادی می‌تواند به ارزیابی خطر لرزه‌ای در مناطق محتمل برای شکستگی‌های آتی کمک کند.

تشکر و قدر دانی:

از مؤسسه لرزه‌نگاری دانشگاه تهران و سازمان نقشه‌برداری کشور به‌خاطر واگذار کردن بخشی از اطلاعات و فراهم آوردن داده‌ها تشکر می‌گردد.

تغییرات مقدار b به‌صورت یک پیش‌نشانگر میان مدت و کوتاه مدت قبل از رخدادهای اصلی دیده می‌شود اما متأسفانه تفسیر آن به‌عنوان یک پیش‌نشانگر، زمانی انجام می‌شود که رخداد پایان پذیرفته باشد. بررسی تغییرات زمانی مقدار b در منطقه اهر-ورزقان نشان می‌دهد این پارامتر تا سال ۲۰۱۰ به‌طور متوسط افزایش و از آن زمان تا هنگام وقوع زلزله کاهش داشته و حدود چند روز پیش از رخداد به‌طور ناگهانی به حداقل مقدار خود در طی چندین سال قبل می‌رسد. از آنجا که مقدار معین و مشخصی جهت تأیید تغییرات مقدار b به‌عنوان آنومالی قبل از رخداد اصلی وجود ندارد، برای تفسیر درست و به‌هنگام این پارامتر، به داده‌های دیگری نیاز است. در این تحقیق با بررسی چند جانبه و تلفیق اطلاعات حاصل از تغییرات مکانی و زمانی داده‌های لرزه‌ای و GPS، تحلیل پیش‌نشانگری صورت گرفت. با توجه به نتایج حاصله از داده‌های مربوط به قبل از زلزله، مقادیر b در بخش جنوب‌غربی رومرکزهای زوج لرزه اهر-ورزقان، در حداقل مقدار آن است که بیانگر تجمع تنش در این منطقه است. سری‌های زمانی ایستگاه‌های GPS واقع در این محدوده، مدتی قبل از زلزله تغییرات شدیدی

**منابع فارسی :**

ندائی، مهناز، فلاح آبکناری، زینب، ۱۳۹۷. الگوی لرزه زمین‌ساختی زلزله اهر-ورزقان بر اساس مطالعه تطبیقی داده‌های لرزه‌ای و GPS، یازدهمین همایش ملی تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور و بیست و یکمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه پیام نور قم، جلد ۱، صفحه ۱۰۱-۱۰۸.

بکری، الهه، ۱۳۹۲. بررسی رفتار شبکه ژئودینامیکی آذربایجان، قبل و بعد از وقوع زلزله مرداد ۹۱ هریس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد همدان.

سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۹۱. گزارش مقدماتی زمین لرزه ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱ ورزقان- اهر.

References:

Abercrombie, R.E., 1995. Earthquake source scaling relationship from -1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5-km depth. *J. Geophys. Res.*, 100, p. 24014-24036.

Aki, M., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bull. Earthquakes Res. Inst., Tokyo Univ.*, 43, p. 237-239.

Bender, B., 1983. Maximum-likelihood estimation of b values for magnitude grouped data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, p. 831-851.

Berberian, M. and Yeats, R. S., 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89, p. 120-139.

Donner, S., Ghods, A., Kruger, F., Rossler, D., Landgraf, A. & Ballato, P., 2015. The Ahar-Varzeghan earthquake doublet (Mw 6.4 and 6.2) of 11th August 2012- Regional seismic moment tensors and a seismotectonic interpretation, *Bull. seism. Soc. Am.*, 105(1), 1-17.

Ghods, A., Shabani, E., Bergman, E., Faridi, M., Donner, S., Mortezaeejad, G., Aziz-Zanjani, A., 2015. The Varzaghan-Ahar, Iran, Earthquake Doublet (Mw6.4, 6.2): implications for the geodynamics of northwest Iran. *Geophys. J. Int.* 203, p. 522-540. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggv306>.

Gibowicz, S.J., 1973. Variation of the frequency-magnitude relation during earthquake sequences in New Zealand. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 63, p. 517-

- 528.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 34, p. 185-188.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M.R., Fegghi, K. and Solaymani, S., 2003. Paleoearthquakes and slip rates of the north Tabriz fault, NW Iran: preliminary results. *Annals of Geophysics*, 46, p. 903-915.
- Ishimoto, M. and Iida, K., 1939. Observation of earthquake registered with the microseismograph constructed recently. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 17, 443-478.
- Kanamori, H., 1981. The nature of seismic patterns before large earthquakes. In *Earthquake Prediction: An International Review*. (eds. Simpson, D.W., and Richards, P.G.), Maurice Ewing Series, vol.4, AGU, Washington D.C., p. 1-19.
- Karakhanyan, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M. S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V. and Adilkhanyan, A., 2004. Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran. *Tectonophysics*, 380, p. 189-219.
- Mogi, K., 1967. Regional variation in magnitude-frequency relation of earthquake. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 45, p. 313-325.
- Scholz, C.H., 1968. The frequency magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58 (1), p. 399-415.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S. and Wyss, M., 2004a. Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of *b* values. *J. Geophys. Res.*, B12307; doi: 10.1029/2004JB003234
- Schorlemmer, D. and Wiemer, S., 2005. Microseismicity data forecasts rupture area. *Nature*, p. 434, 1086.
- Solaymani Azad, S., Dominguez, S., Philip, H., Hessami, K., Forutan, M.R., Shahpasan Zadeh, M. and Ritz, J. F., 2011. The Zandjan fault system: Morphological and tectonic evidences of a new active fault network in the NW of Iran. *Tectonophysics*, 506, p. 73-85.
- Ustu, T., 1965. A method in determining the value of *b* in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude frequency for earthquakes. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 13, p. 99-103.
- Wiemer, S., 2001. A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP. *Seismol. Res. Lett.*, 92, p. 373-382.
- Wiemer, S. and Benoit, J., 1996. Mapping the *b*-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, 23, p. 1557-1560.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 2000. Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, p. 859-869.
- Wyss, M., 1973. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31, p. 341-359.
- Wyss, M., Klein, F., Nagamine, K. and Wiemer, S., 2001. Anomalously high *b* values in the South Flank of Kilauea volcano, Hawaii: evidence for the distribution of magma below Kilauea's East rift zone. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 106, 23-37.
- Wyss, M., Shimazaki, K. and Wiemer, S., 1997. Mapping active magma chambers by *b*-value beneath the off-Ito volcano, Japan. *J. Geophys. Res.*, 102, p. 20413-20422.

Structural Interpretation and Precursory Analysis for Ahar-Varzaghan Earthquake Based on Comparative Study of Seismic and GPS data

Mahnaz Nedaei^{1*}, Zeinab Fallah Abkenari²

1. Assistant Professor at PNU.

2. M.S. Student at PNU.



Abstract:

One of the most common parameter in seismic studies is b-value that is proportional to the relative earthquake-size distribution. This parameter is actually the slope of the Gutenberg-Richter law and depends on tectonics and stress distribution in the region. In this study, we investigated spatial and temporal changes of b-value and its confirmity with GPS data before and after the Ahar-Varzaghan earthquake in the northwest seismotectonic region of Iran. The spatial and temporal changes of b-value were mapped using the Zmap software. The map of spatial changes of b-value show doublet events occurred in low b-value area which is probably structurally different from adjacent areas. The temporal changes of b-value also represent intense and abrupt decrease of b-value a few days before the earthquake. The time series of the GPS stations at low b-value area showed dramatic change for a while before the main shocks. Seismic and GPS data, together, could have been considered as earthquake precursors if they had been monitored precisely and continuously. Based on this calculation, the time series of GPS data and field observations, we proposed a restraining bend structure causing the earthquake. The proposed structural model can help to estimation seismic hazard risk of potential future failure area.

Keywords: b-value changes, Ahar-Varzaghan earthquake, GPS data, structural interpretation, precursory analysis.