JRAG
نشریه پژوهش های ژئوفیزیک کاربردی
دوره ۶، شماره ۲، ۱۳۹۹، صفحات ۲۵۹-۲۷۳
شناسه دیجیتال (DOI): 10.22044/JRAG.2020.8870.1263

ارائه الگوی لرزه زمین ساختی بر اساس مطالعهٔ تطبیقی توزیع تنش کولمب با پارامترهای لرزه‌ای در زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان

مهناز ندائی [*1] و زینب فلاح آبکناری [2]

۱- استادیار، دانشگاه پیام نور بیرجند، بیرجند، ایران
۲- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور مرکز تهران شرق،تهران، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۶/۱۰؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۰۲/۰۶

* نویسنده مسئول مکاتبات: **m.nedaei@pnu.ac.ir**

چکیده

زوج زمین‌لرزه‌ای اهر-ورزقان به صورت دو رخداد پیاپی در فاصله زمانی و مکانی نسبتا کوتاهی از هم، در تاریخ ۲۱ مردادماه ۱۳۹۱ (۱۱ آگوست ۲۰۱۲) باعث ایجادگسیختگی سطحی به طول ۱۲ کیلومتر و لرزش مناطقی شد؛ که قبلا هیچ گسل فعالی در آن شناسایی نشده بود. با توجه به نظریه انتقال تنش و احتمال متأثر بودن رخداد دوم از رخداد اول، تغییرات تنش کولمب برای وضعیت‌های هندسی مختلف از صفحات گرهی دو رخداد مورد بررسی قرار گرفت و با توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها مطابقت داده شد. با بررسی الگوی توزیع تنش کولمب در محیط اطراف و در نظر گرفتن پدیده برهم کنش، مشخصات °۸۲، °۸۹ و °۱۶۴ برای امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رخداد اول با سازوکار راست لغز و °۷، °۴۹ و °۳۱ برای امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رخداد دوم با سازوکار معکوس همراه با مؤلفهٔ کوچک امتداد لغز در نظر گرفته شد. نتایج بدست آمده از الگوی توزیع تنش مطابقت زیادی با نقشه‌های تغییرات مکانی مقدار b (b-value) در داده‌های قبل از زلزله دارد. پارامترb در واقع شیب رابطهٔ گوتنبرگ-ریشتر است؛ که مرتبط با ساختار زمین ساختی منطقه بوده و وابسته به تنش‌های موجود در منطقه می‌باشد. با توجه به منطقه حداقل مقدار b در داده‌های قبل از زلزله، الگوهای توزیع تنش کولمب برای گسل‌های منشاء، گیرنده و گسل‌های با جهت بهینه، نحوه انتشار گسیختگی نسبت به کانون رخداد اول و تظاهر سطحی آن و نیز ساز و کار مختلف قطعات سیستم گسلی، ساختار خم فشارشی در حال توسعه برای منطقه متأثر از زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان پیشنهاد می‌گردد. مدل ساختاری پیشنهادی می‌تواند به ارزیابی خطر لرزه‌ای در مناطق محتمل برای شکستگی‌های آتی کمک کند.

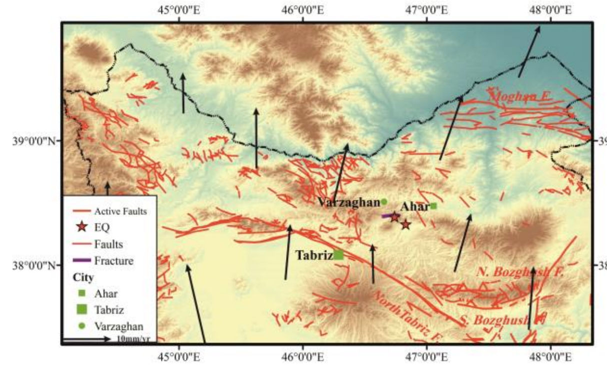
واژگان کلیدی

زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان
تغییر تنش کولمب
تغییرات مکانی مقدار b
مدل لرزه زمین ساختی
مطالعه تطبیقی

۱- مقدمه

در تاریخ ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱ (۱۱ آگوست ۲۰۱۲)، زوج زمین‌لرزه‌ای شهرستان‌های ورزقان، اهر، هریس و پیرامون آن در استان آذربایجان شرقی را به شدت 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 ۱۲:۲۳:۱۶ به وقت جهانی با بزرگای گشتاوری M_W =۶/۴ در عمق ۹ کیلومتری و رومرکزی به مختصات ۳۸/۳۳ درجه عرض شمالی و ۴۶/۸۳ درجه طول شرقی با سازوکار امتدادلغز (سازمان زمین‌شناسی امریکا، USGS)، و دومین رویداد در شمال‌غرب رویداد اول، در ساعت ۱۲:۳۴:۳۵ به وقت جهانی با بزرگی گشتاوری M_W=۶/۲ در عمق ۱۲ کیلومتری و رومرکزی به مختصات ۳۸/۳۹ درجه عرض شمالی و ۴۸/۷۴ درجه طول شرقی با ساز و کار راندگی همراه با مؤلفه کوچک امتدادلغز (USGS)، گزارش شده است. گسیختگی ایجاد شده در طی این زوج‌لرزه به طول ۱۲ کیلومتر بین طول‌های جغرافیایی °۴۶/۷۹-°۴۶/۶۴ با تحدب ملایمی رو به شمال مشاهده شده است (Faridi and Sartibi, 2012). در سطح گسیختگی جابجایی قائم حدود ۲۵ سانتیمتر و افقی حدود ۷۰ سانتیمتر با لغزش خالص حدود ۷۲ سانتیمتر اندازه گرفته شده است (Ghods et al., 2015). زوج زمین‌لرزه اهر- ورزقان تا ماه‌ها بعد با پس‌لرزه‌های متعددی همراه بوده است؛ که بزرگترین آنها با بزرگای گشتاوری M_W =۵/۶ در ساعت ۶:۲۶ به وقت بین‌المللی روز هفتم نوامبر ۲۰۱۲ به وقوع پیوست.

همگرایی مایل بین عربستان و اوراسیا، در شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه با گسل‌های راست لغز در فلات ایران-ترکیه و گسل‌های معکوس موازی در مناطق شمالی‌تر، در قفقاز جبران می‌شود (Jackson, 1992; McClusky et al., 2000; Copley and Jackson, 2006; Copley et al., 2014). این همگرایی به میزان زیادی در شمال‌غرب ایران صورت می‌گیرد. ایالت لرزه زمین ساختی البرز-آذربایجان در شمال‌غرب ایران با تغییر شکل و لرزه‌خیزی بالا، در ناحیه‌ای بین غرب دریای خزر، جنوب کمربند روراندگی قفقاز، شرق آناتولی و شمال رشته کوه‌های زاگرس واقع شده است (Hessami et al., 2003). با استفاده از میدان سرعت GPS جدید و تخمین مؤلفه‌های افقی تنسور نرخ کرنش، الگوی پیچیده‌ای از میدان کرنش در شمال‌غرب ایران مشخص می‌شود (شکل ۱)(Masson et al., 2006; Vernant and Chery, 2006; Rizza et al., 2013 Masson et al., 2014).

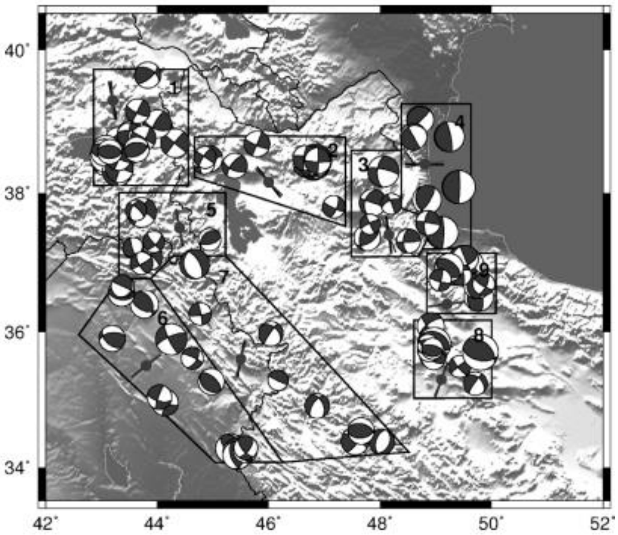


شکل ۱: نقشه گسل‌های فعال به همراه میدان سرعت منطقه شمال‌غرب ایران بر اساس نقشه گسل‌های فعال سازمان زمین شناسی، نقشه گسل‌های فعال (Hessami et al., 2003) و بردارهای اقتباس شده از (Masson et al., 2006)؛ زوج زمین‌لرزه با ستاره‌های قرمز و گسیختگی ناشی از رخداد، به رنگ بنفش در مجاورت رومرکزها نشان داده شده

تنوع زیاد الگوی کرنش که بیانگر رفتار غیرهمگن ناحیه شمال‌غرب ایران-قفقاز-شرق ترکیه می‌باشد؛ به وضوح ناهمگنی ساختاری مشاهده شده در سطح (گسل‌های، معکوس، نرمال و امتداد لغز) را توضیح می‌دهد (شکل ۲). 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 است (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۹۱).

وجود گسل‌های فعال با راستای شمال‌غربی-جنوب‌شرقی 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 شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و شرقی-غربی موجب شده منطقه شمال‌غرب ایران از جمله مناطق لرزه‌خیز خاور میانه بشمار آید.

اهمیت لرزه‌خیزی ناحیه شمال‌غرب ایران به دلیل زمین لرزه‌های 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) درکنار گسل شمال تبریز می‌باشد. گسل شمال تبریز، یک ساختار پیچیده با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق و با ساز و کار امتداد لغز در این ناحیه است (Berberian and Yeats, 1999; Karakhanian et al., 2004).



شکل ۲: نقشه محورهای بیشینه تنش افقی محاسبه شده از سازوکار کانونی رخدادها که با یک خط و دایره نشان داده شده است. سازوکار کانونی روی رومرکز رخدادها ترسیم شده است. براساس جهت محور بیشینه تنش افقی، منطقه به بخش‌های مختلف ساختاری تقسیم گردیده است (Afra et al., 2017).

پارامتر b در رابطه توزیع فراوانی بزرگای گوتنبرگ-ریشتر با ناهمگنی تنش و یا تنشگاه‌ها[1] مرتبط می‌باشد. مطالعات پیشین نشان داده است مقدار بالای تنش می‌تواند میزان پارامتر b را به مقادیری کمتر از میانگین جهانی (b = ۱) برساند و در تنش‌های پایین، مقدار b افزایش می‌یابد (Aki, 1965; Scholz, 1968). همچنین مقادیر کم b، مشخص کننده قسمت‌های قفل شده در گسل یا تنشگاه و مقادیر بالای b، مکان‌های با تنش پایین یا خزشی در گسل را معین می‌کنند (Schorlemmer and Wiemer, 2005; Gulia et al., 2010). تغییرات کوچک مقیاس مکانی پارامتر b در اثر تغییرات تنش محلی، امکان عملی نقشه کردن تنشگاه‌ها و در نتیجه مکان‌های محتمل برای لرزه‌خیزی بعدی را فراهم ساخته و در موارد متعددی به کار گرفته شده است (Bender, 1983).

از طرف دیگر، برهم کنش گسل‌های فعال نزدیک به هم، در طی زلزله‌ای قوی عامل مهمی است که خطر پذیری لرزه‌ای ناحیه را بالا می‌برد. القاء زلزله در قسمت‌های دیگر یک گسل یا گسل دیگر نه تنها مبحث مهمی در خطر پذیری لرزه‌ای، بلکه در خوشه‌بندی و رهاسازی انرژی لرزه‌ای هم هست. تغییر تنش کولمب که از سال ۱۹۹۰ بطور گسترده‌ای در بررسی علت بروز وقایعی نظیر لرزه اصلی-لرزه اصلی، لرزه اصلی-پس‌لرزه‌ها و برهم کنش گسل‌ها به کار گرفته شده است، یکی از مدل‌هایی است که رهاسازی انرژی لرزه‌ای را بررسی می‌کند. تغییرات تنش کولمب شاخص کمی مهمی در تفسیر میدان تنش است و نقش غالبی در برآورد خطرپذیری لرزه‌ای و پیش بینی زلزله دارد (Hainzl et al., 2014; Wang et al., 2014).

مطالعات زیادی در زمینه تغییر تنش کولمب و برهم کنش زلزله‌ها صورت گرفته است (King et al., 1994;Stein et al., 1994; Harris et al., 1995; Deng and Sykes, 1997; Hardebeck et al., 1998; Harris, 1998; Wang and Chen, 2001; Parsons, 2002; Wang et al., 2003; Lin and Stein, 2004; Steacy et al., 2005; Lin et al., 2011; Mitsakaki et al., 2012; Yadav et al., 2012; Catalli et al., 2013; Hainzl et al., 2014; Wang et al., 2014; Sarkarinejad and Ansari, 2014, 2015). در این بین محققانی نیز بر روی عدم قطعیت تغییرات تنش کولمب در پیش‌بینی نرخ لرزه‌خیزی ناشی از عوامل مؤثر مختلف بررسی‌هایی را انجام داده‌اند (Hainzl et al., 2009; Cocco et al., 2010; Woessner et al., 2011; Woessner et al., 2012; Catalli and Chan, 2012). با این وجود هیچ تحلیل سیستماتیکی برای تعیین میزان حساسیت مدل تغییر تنش کولمب نسبت به پارامترهای مؤثر بر مدل وجود ندارد (Wang et al., 2014).

در این مقاله تغییرات مکانی پارامتر b در دو بازه زمانی قبل و بعد از زلزله، همچنین نحوه تغییرات تنش کولمب برای وضعیت-های هندسی مختلف گسل‌های مسبب رخدادهای زمین‌لرزه اهر-ورزقان در محیط اطراف بررسی می‌گردد. سپس توزیع مکانی پس-لرزه‌ها با زون‌های تغییر تنش کولمب مطابقت داده می‌شود. در نهایت با تطبیق نقشه‌های حاصل از پارامتر b و تغییر تنش کولمب قبل و بعد از رخدادها، مکان‌های قفل شده با تنش بالا یا تنشگاه‌ها و در واقع مکان‌های محتمل برای رخدادهای آتی شناسایی و مدل ساختاری تبیین می‌گردد.

۲- روش کار

رابطهٔ بازگشتی گوتنبرک-ریشتر، رابطهٔ (۱)، معروف‌ترین رابطه‌ای است که برای اندازه‌گیری لرزه‌خیزی بکار می‌رود و توزیع فراوانی بزرگا (FMD)[2] را در یک مجموعه نشان می‌دهد. توزیع فراوانی بزرگی (Gutenberg and Richter, 1944) ، به ویژه در ارتباط با پیش بینی زلزله و ارزیابی خطر زلزله احتمالی مورد استفاده قرار می‌گیرد. FMD بیان می‌کند که تعداد زمین لرزه‌ها در یک منطقه، تابعی از بزرگی M است:

$$\log N = a - bM \qquad (۱)$$

که در آن N تعداد تجمعی زمین لرزه با بزرگی مساوی یا بزرگتر از M، a و b ثابت‌هایی هستند؛ که به پارامترهای گوتنبرگ-ریشتر معروفند و با

$$\Delta\sigma_f(\Delta CFS) = \Delta\tau_s + \mu'\Delta\sigma_{n'} \qquad (۳)$$

زمان و مکان تغییر می‌یابند. این پارامترها با مشخصه‌های فیزیکی مختلف نظیر ناهمگنی مواد در صفحه گسل، میزان شکستگی‌ها و سطح تنش برشی، تحت تاثیر قرار می‌گیرند (Scholz, 1968; Wiemer and Wyss, 2000). پارامتر b، شیب خط در نمودار گوتنبرگ- ریشتر است؛ که پراکندگی نسبی زمین لرزه‌های بزرگ و کوچک را نسبت به هم نشان

1 Asperities

2 Frequency-Magnitude Distribution

می‌دهد و وابسته به رژیم تنش و خصوصیت زمین ساختی منطقه می‌باشد (Mogi, 1967; Scholz, 1968). مقدار متوسط پارامتر b نزدیک به یک است و به طورمعکوس با میزان تنش تجمع یافته در ناحیه مرتبط می‌باشد (Gibowicz, 1973). افزایش تنش برشی اعمال شده و یا تنش مؤثر باعث کاهش مقدار b می‌شود (Wyss, 1973). مقدار b کوچکتر احتمالا 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). قدرتمندترین و پذیرفته‌ترین روش برای برآورد مقدار b، رگرسیون حداقل مربعات خطی یا حداکثر درست نمایی (maximum likelihood) است که با استفاده از رابطه زیر بدست می‌آید (Ustu, 1965; Aki, 1965; Bender, 1983):

$$b = \frac{1}{\overline{M} - M_{\min}} \log e \qquad (۲)$$

که $\overline{M}$ بزرگی متوسط و $M_{\min}$ کم‌ترین بزرگی در مجموعه داده است. تعیین $M_{\min}$ بر مبنای توزیع بزرگی (رابطهٔ ۱) است. در اغلب موارد، $M_{\min} = M_C$ 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، بطور 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).

حالت تنش روی گسل یکی از مهم‌ترین فاکتورهای کنترل کننده در ایجاد گسیختگی و وقوع زمین‌لرزه است (Scholz, 1990). یک زمین‌لرزه زمانی رخ می‌دهد که تنش برشی در پوسته زمین به مقاومت برشی سنگ در امتداد گسل برسد، در این هنگام سنگ تسلیم شده و انرژی کرنشی ذخیره شده در آن آزاد می‌شود. لغزشی که بر روی یک گسل در حین زلزله رخ می‌دهد، محیط اطراف را دچار تغییر شکل می‌کند و میدان تنش را بر هم می‌زند. نظریه انتقال تنش، برای درک پدیده برهم کنش زمین لرزه‌ها و شناسایی مناطق مستعد حوادث لرزه‌ای مطرح شده است. پدیده برهم کنش، وقوع حوادث لرزه‌ای به صورت توالی از رویدادهای وابسته به هم (Scholz, 1990) و تغییرات تنش ناشی از وقوع زمین لرزه‌های متوسط-بزرگ در پوسته (Okada, 1992; King et al., 1994) را بیان می‌کند. این پدیده از طریق مدل‌های گوناگون مورد بررسی قرار گرفته است؛ که یکی از رایج‌ترین آنها، معیار تغییر تنش کولمب است. تغییر تنش شکست کولمب از رابطهٔ زیر بدست می‌آید (Das and Scholz, 1981; Stein et al., 1992; Harris, 1998):

که در آن $\Delta\sigma_f$ تغییر تنش شکست در گسل گیرنده است؛ که توسط لغزش در گسل منشاء ایجاد شده است. $\Delta\tau_s$ تغییر تنش برشی در جهت لغزش و $\Delta\sigma_{n'}$ تغییر تنش نرمال در گسل گیرنده و μ' ضریب اصطکاک مؤثر می‌باشد؛ که ضریب اصطکاک ظاهری نیز نامیده می‌شود و متأثر از تغییرات فشار منفذی و خواص ماده است. ضریب اصطکاک مؤثر برای گسل‌های با لغزش تجمعی کم و سطوح زبر ۰/۸-۰/۴ و برای گسل‌های با لغزش تجمعی زیاد و سطوح صاف ۰/۴-۰ در نظر گرفته می‌شود. برای گسل‌های امتداد لغز یا گسل‌های با جهت نامشخص ۰/۴ در نظر گرفته می‌شود (Parsons et al., 1999; Sumy et al., 2014). تغییر تنش کولمب به هندسه و جهت لغزش گسل و ضریب اصطکاک مؤثر بستگی دارد.

توجه به این نکته حائز اهمیت است که، تغییرات تنش کولمب نمی‌تواند منجر به وقوع زمین‌لرزه شود؛ بلکه فقط قادر است گسل‌هایی که در نتیجه فرآیندهای زمین ساختی منطقه، نزدیک به نقطه شکست هستند را تحریک کند. به طوری که در نواحی افزایش تنش ناشی از زمین‌لرزه باعث وقوع زود هنگام حوادث لرزه‌ای و در مناطق کاهش تنش موجب تأخیر در زمان وقوع آن‌ها می‌شود. همچنین باید توجه شود که محاسبات تغییرات تنش کولمب فقط قادر است توزیع مکانی احتمالی حوادث بعدی را مورد بررسی قرار دهد (Stein et al., 1997; Rajput et al., 2005). مقادیر مثبت $\Delta\sigma_f$ نشان دهنده احتمال شکست بیشتر در صفحات واقع در این مناطق است و مقادیر منفی $\Delta\sigma_f$ بیانگر عدم احتمال شکست در صفحات واقع در این مناطق می‌باشد. افزایش تنش برشی و نرمال در گسل‌ها، وقتی از مقاومت سنگ فراتر رود، موجب شکست می‌شود (King et al., 1994; Stein et al., 1997; Harris, 1998; Harris and Simpson, 1998; Stein, 1999; Ma et al., 2005; Parsons, 2005; Toda et al., 2008; Aron and Hardebeck, 2009).

تحقیقات مربوط به برهم کنش تنش هم‌لرز با مدل تغییر تنش کولمب در دو گروه عمده صورت می‌پذیرد: تغییر تنش کولمب در گسل گیرنده با هندسه معلوم و مشخص و نیز در گسل‌های با جهت بهینه که تنش کولمب ماکزیمم، آنها را برای زلزله‌های آینده مساعد می‌سازد. ارتباط بین یک زمین‌لرزه بزرگ و پس‌لرزه‌های بعد از آن که بازه‌های زمانی تقریبا کوتاهی را در بر می‌گیرد، در گروه دوم جای دارد (Nalbant et al., 1998; Rajput et al., 2005).

۳- نتایج

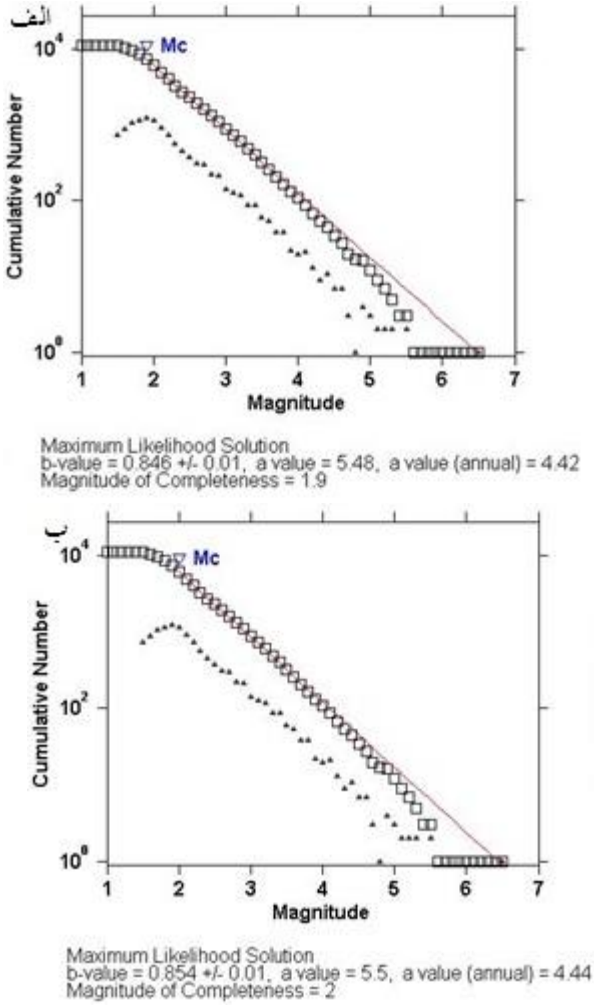
رویدادهای لرزه‌ای ثبت شده در محدوده مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی ۴۴ تا ۵۰ درجه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۷ تا ۴۰ درجه شامل همه داده‌های بزرگ‌تر از ۱/۵ از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران تهیه گردید. در این تحقیق برای انجام محاسبات، از نرم‌افزار Zmap (Wiemer, 2001) استفاده شد. برای همگن سازی داده‌ها، از ترسیم داده‌های تجمعی در برابر زمان و همچنین تغییرات زمانی M_C با روش انحنای حداکثر[1] استفاده شد. در نهایت داده‌های قبل از ۲۰۰۶ از محاسبات حذف شدند.

معمولا برای همگن سازی داده‌ها و پرهیز از وارد شدن داده‌های

---

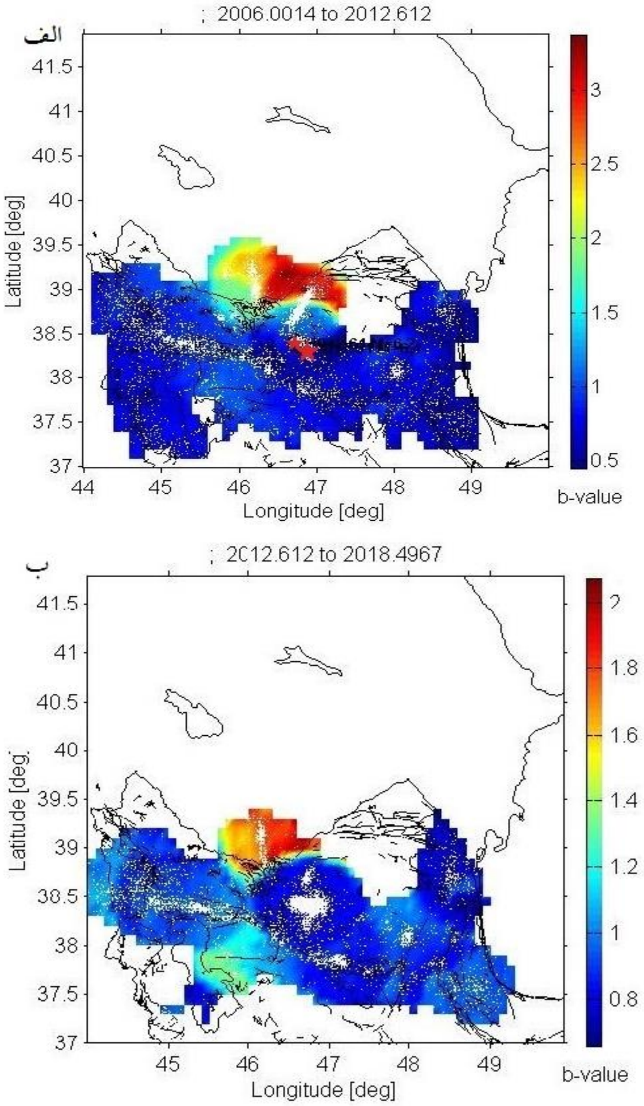
1 maximum curvature

وابسته در تحلیل، اقدام به حذف خوشه‌ها می‌گردد. اما از آنجا که هدف در این تحقیق، بدست آوردن تغییرات مقدار b در یک مقیاس مکانی و زمانی گسترده است و نه مقدار b، با توجه به نتایج حذف یا عدم حذف خوشه‌ها در تفکیک نقشه تغییرات مکانی مقدار b، عدم حذف خوشه‌بندی در تحلیل داده‌ها انتخاب 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).



شکل ۳: تعیین M_C به روش الف) انحنای حداکثر و ب) EMR

بعد از انجام مراحل مقدماتی برای همگنی کاتالوگ، برای تهیه نقشه تغییرات مکانی مقدار b، داده‌ها به دو قسمت قبل و بعد از زوج زمین‌لرزه 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 °۰/۱×°۰/۱ 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 فوق الذکر بستگی دارد؛ در نهایت روش انحنای حداکثر با شعاع ثابت ۵۰ کیلومتری و بزرگی کمال ۲/۱ انتخاب شد؛ که نقشه واضح‌تر و کامل‌تری از تغییرات مکانی را ایجاد می‌کرد. نتایج تغییرات مکانی مقدار b برای هر دو دسته داده در شکل ۴ آمده است.



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 قرمز 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. بعد از زلزله مقدار *b* به حد نرمال نزدیک شده است.

مکان رومرکزهای زوج لرزه اهر-ورزقان در منطقهٔ کم‌ترین مقدار b و در نزدیکی مرز بین دو منطقه با تضاد شدید مقدار b واقع شده است. منطقهٔ کم‌ترین مقدار b، بیانگر منطقه‌ای با تنش برشی و یا تنش مؤثر بالا است.

محاسبات تغییرات تنش کولمب در زمین‌لرزه اهر-ورزقان، با فرض مدول برشی (G) $۳۲×۱۰^۵$ بار، نسبت پواسون (ν) ۰/۲۵، مدول یانگ (E) $۸×۱۰^۵$ بار و ضریب اصطکاک مؤثر (μ') ۰/۴ با کمک برنامه

کولمب 3.3 (Toda et al., 2011) صورت گرفت. مشخصات کانون رخدادها، بعنوان نقطه شروع گسلش لحاظ گردید و رابطهٔ تجربی Wells and Coppersmith (BSSA, 1994) برای محاسبه طول و پهنای گسلش هر دو زلزله به کار گرفته شد.

با توجه به این که با تغییر نوع گسل گیرنده الگوی توزیع مکانی تنش کولمب تغییر می‌کند و نیز از آن جا هیچ گسل فعالی به زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان منتسب نگردیده است، برای تعیین گسل‌های مسبب رخدادهای اول و دوم، چهار حالت مختلف از ترکیب دوبدو صفحات گرهی در نظر گرفته شد (جدول ۱).

سپس تغییر تنش کولمب برای وضعیت‌های مختلف گسل‌ها (صفحات گرهی) نسبت به تنش‌های ناحیه‌ای محاسبه شد (گروه دوم از محاسبات تغییر تنش کولمب). برای این منظور جهات تنش‌های ناحیه‌ای با استفاده از نرم‌افزار Wintensor بدست آمد (جدول ۲). نتایج محاسبات تغییر تنش کولمب برای صفحات مختلف گرهی در شکل ۵ نشان داده شده است. بدیهی است نتایجی قابل قبول است که گسل‌ها (صفحات گرهی) در مناطق پر تنش (مناطق با $\Delta\sigma_f$ مثبت) واقع شوند. از بین حالت‌های مختلف صفحات گرهی، حالت دوم و چهارم جدول ۱ نتایج معتبرتری داشتند؛ بطوری که هر کدام از صفحات گسلی در مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت قرار می‌گرفتند. نتایجی که منجر به قرارگیری هر کدام از گسل‌ها (صفحات گرهی) در مناطق با $\Delta\sigma_f$ منفی شدند، منجر به حذف آن حالت از محاسبات بعدی گردید.

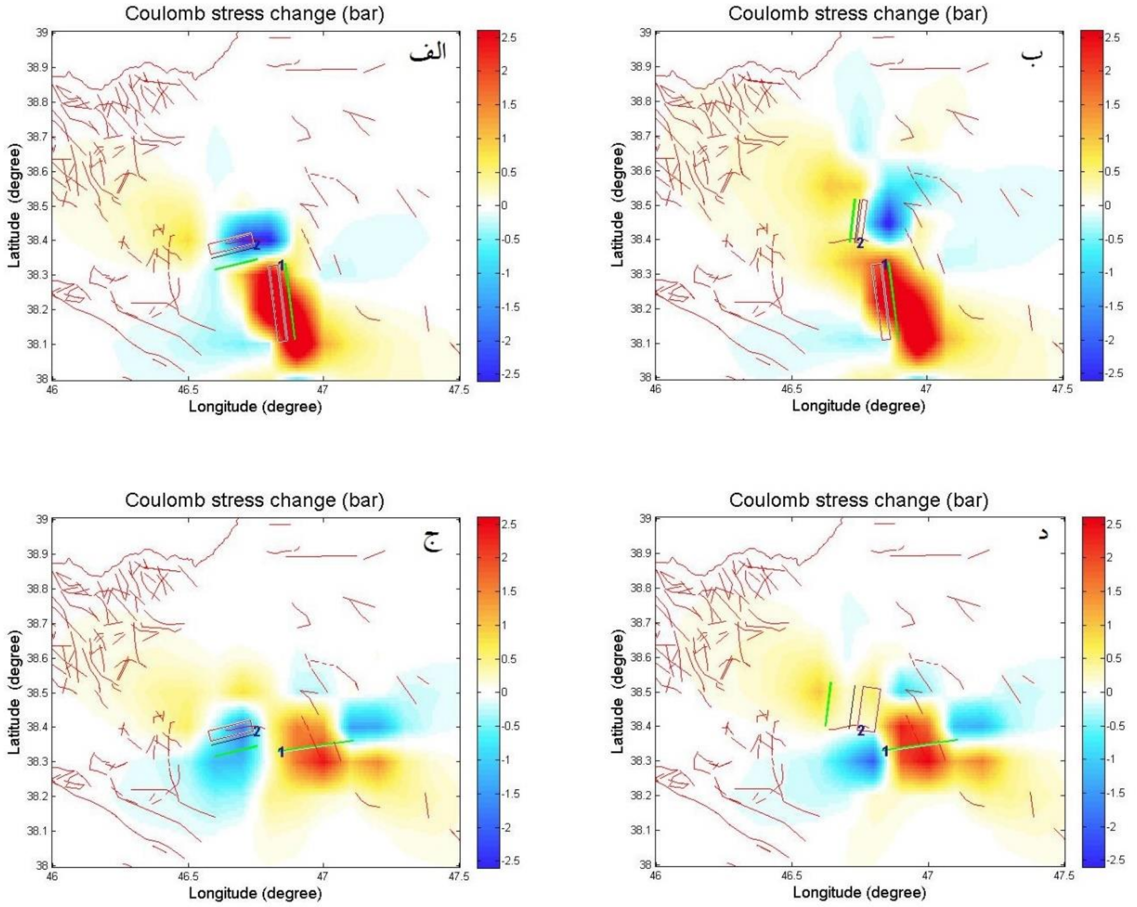
در مرحله بعد، توزیع پس‌لرزه‌های بزرگتر از ۳ ریشتر، در بازه زمانی ۳ ماهه پس از رخداد اصلی، با مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت در محاسبات بالا مطابقت داده شدند.

مشخص گردید که الگوی ایجاد شده در حالت چهارم یعنی مشخصات ۸۲°، ۸۹° و ۱۶۴° برای امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رخداد اول با ساز و کار راست لغز و ۷°، ۴۹° و ۳۱° برای امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رخداد دوم با ساز و کار معکوس همراه با مؤلفهٔ کوچک امتداد لغز، نتایج سازگارتری با توزیع پس‌لرزه‌ها در مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت دارد (شکل ۶).

تغییرات تنش کولمب محاسبه شده الگوی ناحیه‌ای نامتقارنی را نسبت به صفحات گسلی مسبب رخدادها نشان می‌دهد. در نهایت با در نظر گرفتن پدیده برهم کنش، به منظور بررسی وضعیت تنش قبل و بعد از رخدادها و تعیین مکان‌های قفل شده یا تنشگاه‌ها (پر تنش) و در واقع مناطق پرخطر برای شکستگیهای آتی، مراحل زیر برای محاسبه تغییر تنش کولمب در گسل گیرنده با هندسه معلوم و مشخص (گروه اول از محاسبات تغییر تنش کولمب) انجام شد: ابتدا برای بررسی وضعیت تنش محرک رخداد اول، مشخصات گسل مسبب رخداد اول (امتداد۸۲° و شیب ۸۹°) با ریک صفر درجه و همچنین ضریب اصطکاک صفر، به عنوان گسل گیرنده در نظر گرفته شد و تغییرات تنش کولمب در آن بررسی گردید (شکل ۷-الف). در مرحله بعد، برای بررسی وضعیت تنش محرک رخداد دوم، مشخصات گسل مسبب رخداد دوم (امتداد۷° و شیب ۴۹°) با ریک صفر درجه و همچنین ضریب اصطکاک صفر، به عنوان گسل گیرنده در نظر گرفته شد (شکل ۷-ب). در مرحله آخر مشخصات کامل صفحه گرهی رخداد دوم به عنوان گسل گیرنده و ضریب اصطکاک ۰/۴ برای گسل منشاء (به علت سازوکار امتداد لغز رخداد اول) وارد شد و وضعیت تنش بعد از رخداد دوم بدست آمد (شکل ۷-ج). در نهایت موقعیت مکانی پس‌لرزه‌های بزرگتر از ۳ ریشتر در بازهٔ زمانی سه ماهه ترسیم و با مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت مطابقت داده شد (شکل ۷-د).

جدول ۱: مشخصات صفحات گرهی مسبب زوج زمین‌لرزه اهر- ورزقان. حالت‌های مختلف ترکیب دوتایی از صفحات گرهی در دو ستون آخر آمده است.

زمین‌لرزه اهر-ورزقان	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	عمق(km)	امتداد(°)	شیب(°)	ریک(°)	حالت‌های مختلف بررسی تنش کولمب: امتداد گسل منشاء	امتداد گسل گیرنده
رویداد اول	۴۶/۸۳	۳۸/۳۳	۹	۱۷۳	۷۴	۱	۱۷۳	۲۵۶
				۸۲	۸۹	۱۶۴	۱۷۳	۷
رویداد دوم	۴۶/۷۴	۳۸/۳۹	۱۲	۲۵۶	۶۷	۱۳۵	۸۲	۲۵۶
				۷	۴۹	۳۱	۸۲	۷



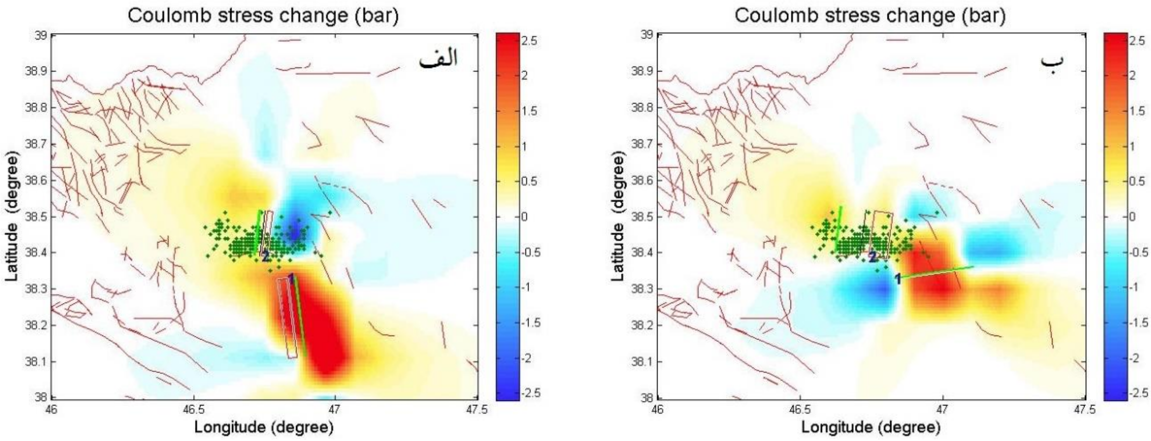
شکل ۵: وضعیت تنش کولمب برای حالت‌های مختلف ترکیب صفحات گرهی نسبت به تنش ناحیه‌ای. الف تا د، به ترتیب حالت‌های مختلف ارائه شده اول تا چهارم در جدول ۱ می‌باشد. شماره گسل‌ها متناظر با رخدادهاست. همان طور که در شکل نیز مشخص است، فقط در حالت دوم و چهارم صفحات گسلی واقع در مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت می‌باشند.

جدول ۲: مشخصات محورهای اصلی میدان تنش منطقه‌ای ناحیه مورد بررسی

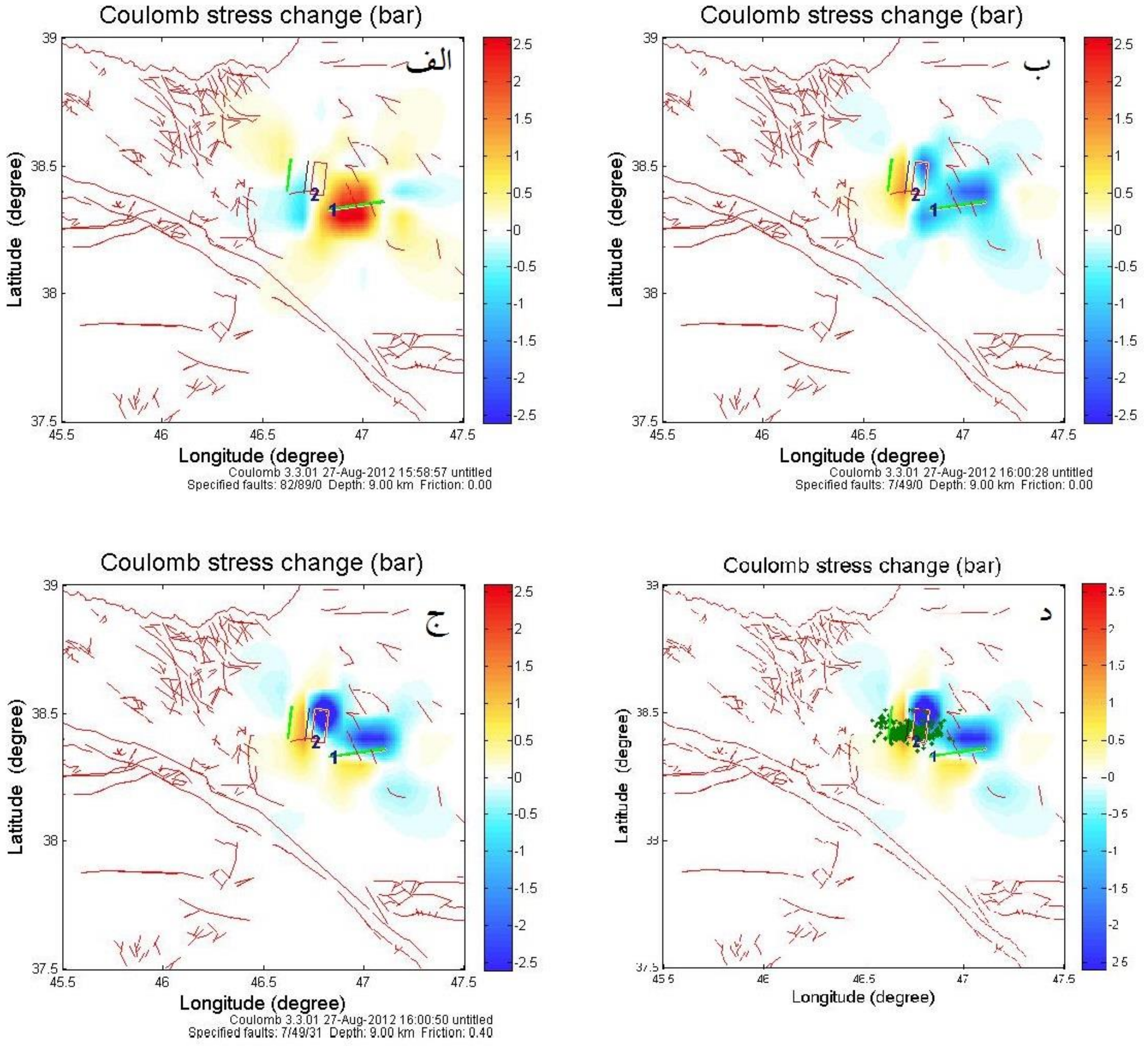
	σ_1	σ_2	σ_3
روند	۲۲۲	۱۳۱	۳۳۴
میل	۲	۴	۸۶

۴- بحث

در نقشه تغییرات مکانی مقدار b، به روش انحنای حداکثر با شعاع ثابت ۵۰ کیلومتری و بزرگی کمال ۲/۱ برای داده‌های قبل از زلزله، مشاهده می‌شود مکان رومرکزهای زوج لرزه اهر-ورزقان در منطقهٔ کم‌ترین مقدار b (رنگ آبی تیره در شکل ۴ الف) و در نزدیکی مرز بین دو منطقه با تضاد شدید مقدار b واقع شده است. منطقهٔ کم‌ترین مقدار b، بیانگر منطقه‌ای با تنش برشی و یا تنش مؤثر بالا است. در مجاورت رومرکزهای زوج لرزه اهر-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، احتمالا بیانگر دو ساختار متفاوت باشند، که میزان متفاوتی از تنش را در خود ذخیره کرده‌اند (Bender, 1983; Schorlemmer and Wiemer, 2005). در نقشه تغییرات مکانی مقدار b برای داده‌های بعد از زلزله نیز مشاهده می‌شود، که با آزاد شدن تنش در منطقه، مقدار b به حد نرمال (۱) نزدیک شده است؛ ولی هنوز تقابل‌های شدید مقدار b در مناطق مجاور به چشم می‌خورد.



شکل ۶: توزیع مکانی پس‌لرزه‌های بزرگتر از ۳ ریشتر پس از ۳ ماه از رخداد اصلی. الف) حالت دوم از ترکیب صفحات گرهی. ب) حالت چهارم از ترکیب صفحات گرهی. همان طور که در شکل دیده می‌شود، در حالت چهارم پس‌لرزه‌ها تطبیق بیشتری با مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت دارند.



شکل ۷: وضعیت تنش کولمب برای الف) قبل از رخداد اول، ب) قبل از رخداد دوم، ج) بعد از رخداد دوم. د) تطبیق پس‌لرزه‌های بزرگتر از ۳ ریشتر پس از ۳ ماه از رخداد اصلی با مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت. بیشتر از ۶۰٪ داده‌ها در مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت قرار دارند.

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 می‌باشد.

در این پژوهش با توجه به اهمیت هندسه گسل گیرنده در الگوی توزیع مکانی تنش کولمب، حالت‌های مختلفی از هندسه گسل‌های منشاء و گیرنده بر حسب صفحات گرهی حل سازوکار گسلی در نظر گرفته شد. در نهایت مشخصات °۸۲، °۸۹ و °۱۶۴ برای امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رخداد اول با سازوکار راست لغز و °۷، °۴۹ و °۳۱ برای امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رخداد دوم با ساز و کار معکوس همراه با مؤلفه کوچک امتداد لغز، الگوی توزیع تنش سازگارتری نسبت به جهات تنش‌های ناحیه‌ای (گروه دوم از محاسبات تغییر تنش کولمب) نشان دادند. نتایج حاصله همخوانی بالایی با نتایج Donner et al. (2014) دارد. تغییرات تنش کولمب محاسبه شده الگوی ناحیه‌ای نامتقارنی را نسبت به صفحات گسلی مسبب رخدادها نشان می‌دهد.

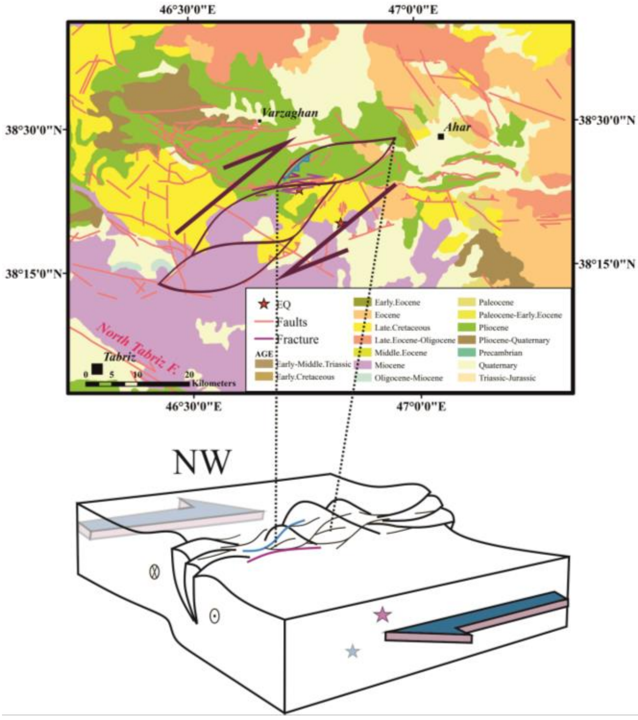
در زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان، تغییر تنش ناشی از زمین‌لرزه اول موجب افزایش تنش کولمب در محدوده کانون رخداد دوم و عامل محرک ایجاد گسیختگی روی گسل مسبب آن بوده است (جعفری و آق‌آتابای، ۱۳۹۲). با در نظر گرفتن پدیده برهم کنش بین زوج زمین‌لرزه، به منظور بررسی وضعیت تنش قبل و بعد از رخدادها و تعیین مکان‌های قفل شده یا تنشگاه‌ها (پر تنش) و در واقع مناطق پرخطر برای شکستگی‌های آتی، تغییر تنش کولمب در گسل گیرنده با هندسه معلوم و مشخص (گروه اول از محاسبات تغییر تنش کولمب) محاسبه شد. نتایج نشانگر آن است که قبل از رخداد اول، بیشترین تمرکز تنش در راستای شرقی-غربی است. گسیختگی سطحی ناشی از زلزله هم در همین راستا می‌باشد. با توجه به هندسه گسل‌ها و راستا و موقعیت گسیختگی سطحی نسبت به کانون رخداد اول، می‌توان رخداد اول را مسبب گسیختگی سطحی دانست. ظاهرا رخداد اول از عمق منشاء گرفته و به سمت بالا و غرب مهاجرت کرده است. گسل مسبب رخداد دوم در نتیجه پدیده برهم کنش بعد از رخداد اول، با توجه به قرار گرفتن در منطقه با $\Delta\sigma_f$ مثبت، فعال می‌شود. وضعیت تنش کولمب بعد از رخداد دوم نحوه انتشار تنش در منطقه را نشان می‌دهد. شناسایی این مناطق در تعیین مناطق پرخطر برای شکستگی‌های محتمل آینده بسیار مهم است. تطبیق موقعیت مکانی پس‌لرزه‌های بزرگتر از ۳ ریشتر در بازۀ زمانی سه ماهه نشانگر آن است که بیش از ۶۰٪ داده‌ها در مناطق با $\Delta\sigma_f$ مثبت قرار دارند. نکته بسیار حائز اهمیت آن است که حتی بعد از رخداد دوم که گسل مسبب آن راستای تقریبا شمالی-جنوبی دارد، پس‌لرزه‌ها هنوز در راستای شرقی-غربی تمرکز دارند. این مساله بیانگر وابستگی ساختاری دو گسل مسبب رخدادها می‌باشد. از طرفی مقایسه الگوی توزیع تنش قبل از رخداد اول با نقشه‌های تغییرات مکانی مقدار b در داده‌های قبل از زلزله مطابقت خیلی بالایی را نشان می‌دهد.

با توجه به منطقه حداقل مقدار b در داده‌های قبل از زلزله، الگوهای توزیع تنش کولمب برای گسل‌های منشاء، گیرنده و گسل‌های با جهت بهینه، نامتقارنی الگوی ناحیه‌ای تغییرات تنش کولمب، نحوه انتشار گسیختگی نسبت به کانون رخداد اول و تظاهر سطحی آن، تمرکز پس‌لرزه‌ها در راستای شرقی-غربی علیرغم راستای تقریبا شمالی-جنوبی گسل مسبب رخداد دوم، و نیز سازوکار مختلف قطعات سیستم گسلی، ساختار خم فشارشی در حال توسعه برای منطقه متأثر از زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان پیشنهاد می‌گردد (ندائی و فلاح آبکناری، ۱۳۹۷؛ شکل ۸).

۵- نتیجه‌گیری

با توجه به نتایج حاصله از نقشه تغییرات مکانی مقدار b در داده‌های مربوط به قبل از زلزله، مقادیر b در نزدیکی رومرکزهای زوج لرزه اهر-ورزقان، در حداقل مقدار آن است که بیانگر تجمع تنش در این منطقه می‌باشد. در مجاورت رومرکزهای زوج لرزه اهر-ورزقان (منطقه حداقل مقدار b)، منطقه‌ای با مقدار b بالا قرار دارد. تقابل شدید مقدار b در این دو منطقه مجاور، احتمالا بیانگر دو ساختار با تنش تجمعی متفاوت باشند.

با بررسی الگوی توزیع تنش کولمب نسبت به جهات تنش‌های ناحیه‌ای و در نظر گرفتن پدیده برهم کنش، مشخصات °۸۲، °۸۹ و °۱۶۴ برای امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رخداد اول با سازوکار راست لغز و °۷، °۴۹ و °۳۱ برای امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رخداد دوم با سازوکار معکوس همراه با مؤلفۀ کوچک امتداد لغز در نظر گرفته شد. نتایج بدست آمده از الگوی توزیع تنش مطابقت زیادی با نقشه‌های تغییرات مکانی مقدار b در داده‌های قبل از زلزله دارد و از طرفی مطابق با یافته‌های *Donner et al. (2014)* است.



شکل ۸: مدل ساختاری پیشنهاد شده برای منطقه. نقشه زمین‌شناسی به تفکیک سن سنگ‌ها، گسیختگی ناشی از جابجایی گسل مسبب رخداد اول با راستای شرقی-غربی به رنگ بنفش و گسل راندگی مسبب رخداد دوم با راستای تقریبا شمالی-جنوبی به رنگ آبی مشخص شده و رومرکزها با ستاره قرمز نشان داده شده‌اند.

در بررسی وضعیت تنش قبل و بعد از رخدادها مشاهده می‌شود که قبل از رخداد اول، بیشترین تمرکز تنش در راستای شرقی-غربی است. گسیختگی سطحی ناشی از زلزله هم در همین راستا می‌باشد. با توجه به هندسه گسل‌ها و راستای گسیختگی سطحی، می‌توان رخداد اول را مسبب گسیختگی سطحی دانست. گسل مسبب رخداد دوم در نتیجه پدیده برهم کنش بعد از رخداد اول و در نتیجه قرار گرفتن در منطقه با $\Delta\sigma_f$ مثبت، فعال می‌شود. وضعیت تنش کولمب بعد از رخداد دوم نحوه انتشار تنش در منطقه را نشان می‌دهد. شناسایی این مناطق در تعیین مناطق پرخطر برای شکستگی‌های محتمل آینده بسیار مهم است. تطبیق موقعیت مکانی پس‌لرزه‌های بزرگتر از ۳ ریشتر در بازهٔ زمانی سه ماهه نشان می‌دهد که بیشتر از ۶۰٪ داده‌ها در مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت قرار دارند. تمرکز پس‌لرزه‌ها در راستای شرقی-غربی علیرغم راستای تقریبا شمالی-جنوبی گسل مسبب رخداد دوم، وابستگی ساختاری دو گسل مسبب رخدادها را نشان می‌دهد.

با توجه به نتایج حاصل می‌توان اظهار داشت که مدل تغییر تنش کولمب روش مناسبی برای ارزیابی الگوی لرزه‌خیزی و آگاهی از مناطق مستعد زمین‌لرزه است. این بدان معناست که با رصد داده‌های لرزه‌ای می‌توان مناطق تجمع تنش و نواحی مستعد خطر لرزه‌ای را شناسایی کرد. در این راستا بررسی‌های دقیق‌تر صحرایی به منظور یافتن شواهدی از ساختارهای فعال در منطقه ضروری است.

بر اساس شناسایی گسل‌های مسبب رخدادها در پژوهش حاضر و نیز شواهد دیگر تحقیقات و عملیات‌های میدانی (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۹۱؛ Ghods et al, 2015; Donner et al., 2014)، ظاهرا یک سیستم گسلی ناشناخته مسئول زوج لرزه‌های رخداده در ناحیه اهر-ورزقان باشد؛ که در جهت غرب به سمت شمال‌غرب خمیدگی دارد. این ساختار بسیار جوان است و هنوز کاملا توسعه نیافته است. قطعات مختلف سیستم گسلی اهر-ورزقان ساز و کار راست لغز یا معکوس دارند.

با در نظر گرفتن منطقه حداقل مقدار b در داده‌های قبل از زلزله، الگوهای توزیع تنش کولمب برای گسل‌های منشاء، گیرنده و گسل‌های با جهت بهینه، نامتقارنی الگوی ناحیه‌ای تغییرات تنش کولمب، نحوه انتشار گسیختگی نسبت به کانون رخداد اول و تظاهر سطحی آن، تمرکز پس‌لرزه‌ها در راستای شرقی-غربی علیرغم راستای تقریبا شمالی-جنوبی گسل مسبب رخداد دوم و نیز ساز و کار مختلف قطعات سیستم گسلی، ساختار خم فشارشی در حال توسعه برای منطقه متأثر از زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان پیشنهاد می‌گردد. این مدل ساختاری پیشنهادی می‌تواند به ارزیابی خطر لرزه‌ای در مناطق محتمل برای شکستگی‌های آتی کمک کند. شناسایی نواحی مستعد حوادث لرزه‌ای، کمک شایانی در عرضه الگوی مناسب ساخت و ساز و گسترش شهری و در نهایت کاهش خسارت‌های جانی و مالی می‌کند.

۶- سپاس‌گزاری

از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) به خاطر فراهم آوردن داده‌ها تشکر می‌گردد.

۷- منابع

جعفری حاجتی، ف. و آق آتابای، م.، ۱۳۹۲، بررسی برهم کنش بین زوج زمین‌لرزه ۲۱ مردادماه ۱۳۹۱ اهر-ورزقان و توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۷، شماره ۳، صفحه ۱۳-۲۴.

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۹۱، گزارش مقدماتی زمین‌لرزه ۲۱ مردادماه ۱۳۹۱ ورزقان- اهر.

ندائی، م.، فلاح آبکناری، ز.، 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.

Afra, M., Moradi, A., Pakzad, M., 2017, Stress regimes in the northwest of Iran from stress inversion of

Faridi, M. & Sartibi, A.H., 2012, The Report of Ahar–Varzaghan earthquake, Geological Survey of Iran, Tabriz center, in Persian.

Ghods, A., Shabanian, E., Bergman, E., Faridi, M., Donner, S., Mortezanejad, 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.

Gibowicz, S.J., 1973, Variation of the frequency-magnitude relation during earthquake sequences in New Zealand. Bull. Seismol. Soc. Am., 63, p. 517-528.

Gulia, L., Wiemer S., Schorlemmer, D., 2010, Asperity-based earthquake likelihood models for Italy. Annals of Geophysics 53, p. 63-75.

Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1944, Frequency of earthquakes in California. Bull. Seism. Soc. Am., 34, p. 185-188.

Hainzl, S., Enescu, B., Cocco, M., Wossener, J., Cattali, F., Wang, R., Roth, F., 2009, Aftershock modeling based on uncertain stress calculations. J. Geophys. Res. 114, B05309.

Hainzl, S., Moradpour, J., Davidsen, J., 2014, Static stress triggering explains the empirical aftershock distance decay. Geophys. Res. Lett. 41, 8818–8824.

Hardebeck, J., Nazareth, J.J., Hauksson, E., 1998, The static stress change triggering model: constraints from two southern California aftershock sequences. J. Geophys. Res. 103, 24427–24437.

Harris, R., 1998, Introduction to special section: stress triggers, stress shadow, and implications for seismic hazard. J. Geophys. Res. 103, 24347–24358.

Harris, R., Simpson, R.W., 1998, Suppression of large earthquakes by stress shadows: a comparison of Coulomb and rate-state failure. J. Geophys. Res. 103, 24439–24451.

Harris, R., Simpson, R.W., Reasenberg, P.A., 1995, Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California. Nature 375, 221–224.

Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M.R., Feghhi, 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.

Jackson, J., 1992, Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus, J. geophys. Res., 97, 12 471–12 479.

earthquake focal mechanisms. Journal of Geodynamics 111, p. 50-60.

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.

Aron, A., Hardebeck, J., 2009, Seismicity rate changes along the central California coast due to stress changes from the 2003 M 6.5 San Simeon and 2004 M 6.0 Parkfield earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am. 99, 2280–2292.

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.

Catalli, F. and Chan, C.-H., 2012, New insights into the application of the Coulomb model in real-time. Geophys. J. Int. 188, 583–599.

Catalli, F., Meier, M., Wiemer, S., 2013, The role of Coulomb stress changes for injection-induced seismicity: the Basel enhanced geothermal system. Geophys. Res. Lett. 40, 72–77.

Cocco, M., Hainzl, S., Catalli, F., Enescu, B., Lombardi, A. M., Woessner, J., 2010, Sensitivity study of forecasted aftershock seismicity based on Coulomb stress calculation and rate- and state-dependent frictional response. J. Geophys. Res. 115.

Copley, A., Faridi, M., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nazari, H., Oveisi, B., Talebian, M., 2014, The 2012 August 11 Ahar earthquakes: consequences for tectonics and earthquake hazard in the Turkish-Iranian plateau. Geophys. J. Int.

Copley, A., Jackson, J., 2006, Active tectonics of the Turkish-Iranian plateau. Tectonics 25, TC6006.

Das, S., and Scholz, C. H., 1981, Off-faul aftershock clusters caused by shear stress increase: Bull. Seism. Soc. Am., 71, 1669-1675.

Deng, J., Sykes, L.R., 1997, Stress evolution in southern California and triggering of moderate, small, and micro-size earthquakes. J. Geophys. Res. 102, 24411–24435.

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.

Mogi, K., 1967, Regional variation in magnitude-frequency relation of earthquake. Bull. Earthq. Res. Inst., 45, p. 313-325.

Nalbant, S. S., Hubert, A., and King, G. C. P., 1998, Stress coupling between earthquakes in northwest turkey and the north Aegean sea: J. Geophys. Res., 103, 24469–24486.

Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in ahalf-space, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1018–1040.

Parsons, T., 2005, Significance of stress transfer in time-dependent earthquake probability calculations. J. Geophys. Res. 110.

Parsons, T., 2002, Global Omori law decay of triggered earthquakes: large aftershocks outside the classical Aftershock Zone. J. Geophys. Res. 107.

Parsons, T., Stein, R.S., Simpson, R.W., Reasenberg, P.A., 1999, Stress sensitivity of fault seismicity: a comparison between limited-offset oblique and major strikeslip faults. J. Geophys. Res. 104, 20183–20202.

Rajput, S., Gahalaut, V. K., and Sahu, V. K., 2005, Coulomb stress changes and aftershocks of recent Indian earthquake: Current Science, 88 (4), 576-588.

Razzaghi, M.S., Ghafory-Ashtiany, M., 2012, A preliminary reconnaissance report on August 11th, 2012, Varzaghan-Ahar twin earthquakes in NW of Iran, Technical Report. International Association of Seismology and Physics of the Earth’s Interior, 13 pp.

Rizza, M., Vernant, P., Ritz, J., Peyrat, M., Nankali, H.R., Nazari, H., Djamour, Y., Salamati, R., Tavakoli, F., Chéry, J., Mahan, S., Masson, F., 2013, Morphotectonic and geodetic evidence for a constant slip-rate over the last 45 kyr along the Tabriz fault (Iran). Geophys. J. Int. 193, 1083–1094

Sarkarinejad, K., Ansari, S., 2014, The Coulomb stress changes and seismicity rate due to the 1990 Mw 7.3 Rudbar earthquake. Bull. Seismol. Soc. Am. 104, 2943–2952.

Scholz, C. H., 1990, The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Cambridge University Press, New York.

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. and Wiemer, S., 2005, Microseismicity data forecasts rupture area. Nature, p. 434, 1086.

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.

Karakhanian, 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.

King, G. C. P., Stein, R. S., and Lin, J., 1994, Static stress changes and triggering of earthquakes: Bull. Seism. Soc. Am., 84, 935-953.

Lin, J., Stein, R.S., 2004, Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. J. Geophys. Res. 109, B02303.

Lin, J., Stein, R.S., Meghraoui, M., Toda, S., Ayadi, A., Dorbath, C., Belabbes, S., 2011, Stress transfer among en echelon and opposing thrusts and tear faults: triggering caused by the 2003 Mw = 6.9 Zemmouri, Algeria, earthquake. J. Geophys. Res. 116, B03305.

Ma, K.F., Chan, C.H., Stein, R.S., 2005, Response of seismicity to Coulomb stress triggers and shadows of the 1999 Mw = 7.6 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. J. Geophys. Res. 110, B05S19.

Masson, F., Djamour, Y., Van Grop, S., Chery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., Vernant, P., 2006, Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin. Earth Planetary Science Letters 252, p. 180-188.

Masson, F., Lehujeur, M., Ziegler, Y., Doubre, C., 2014, Strain rate tensor in Iran from a new GPS velocity field. Geophys. J. Int.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzetv, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G., 2000, Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. J. Geophys. Res. 105, 5695–5719.

Mitsakaki, C., Rondoyanni, Th., Anastasiou, D., Papazissi, K., Marinou, A., Sakellariou, M., 2012, Static stress changes and fault interactions in Lefkada Island. Western Greece J. Geodyn.

of the Coulomb failure model: a case study using the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake. J. Geophys. Res. Sol. Earth 119.

Wang, W.H., Chen, C.H., 2001, Static stress transferred by the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake: effects on the stability of the surrounding fault systems and aftershock triggering with a 3D fault-slip model. Bull. Seismol. Soc. Am. 91.

Wells, D. L., and Coppersmith, K. J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, r upture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974–1002.

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.

Woessner, J., Hainzl, S., Marzocchi, W., Werner, M. J., Lombardi, A. M., Catalli, F., Enescu, B., Cocco, M., Gerstenberger, M. C., Wiemer, S., 2011, A retrospective comparative forecast test on the 1992 Landers sequence. J. Geophys. Res. 116, B05305.

Woessner, J., Jónsson, S., Sudhaus, H., Baumann, C., 2012, Reliability of Coulomb stress changes inferred from correlated uncertainties of finite-fault source models. J. Geophys. Res. 117, B07303.

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 bvalues 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.

Yadav, R.B.S., Gahalaut, V.K., Chopra, S., Shan, B., 2012, Tectonic implications and seismicity triggering during the 2008 Baluchistan, Pakistan earthquake sequence. J. Asian Earth Sci. 45, 167–178.

Schorlemmer, D., Wiemer, S. and Wyss, M., 2004, Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of b values. J. Geophys. Res., B12307.

Steacy, S., Gomberg, J., Cocco, M., 2005, Introduction to special section: stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard. J. Geophys. Res. 110, B05S01.

Stein, R., 1999, The role of stress transfer in earthquake occurrence. Nature 402, 605–609.

Stein, R.S., Barka, A.A., Dieterich, J.H., 1997, Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake static stress triggering. Geophys. J. Int. 128, 594–604.

Stein, R.S., King, G.C.P., Lin, J., 1994, Stress triggering of the 1994 M = 6.7 Northridge, California earthquake by its predecessors. Science 265, 1432–1435.

Stein, R. S., King, G. C. P., and Lin, J., 1992, Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude = 7.4 Landers earthquake: Science, 258, 1328-1332

Sumy, D.F., Cochran, E.S., Keranen, K.M., Wei, M., Abers, G.A., 2014, Observations of static Coulomb stress triggering of the November 2011 M 5.7 Oklahoma earthquake sequence. J. Geophys. Res. Sol. Earth 119, 1904–1923.

Toda, S., Lin, J., Meghraoui, M., Stein, R.S., 2008, 12 May 2008 M = 7.9 Wenchuan, China, earthquake calculated to increase failure stress and seismicity rate on three major fault systems. Geophys. Res. Lett. 35, L17305.

Toda, S., Stein, R.S., Sevilgen, V., Lin, J., 2011, Coulomb 3.3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching-user guide. U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1060.

Ustu, T., 1965, A method in determining the value of b in a formula logn =a-bM showing the magnitude frequency for earthquakes. Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 13, p. 99-103.

Vernant, P., Chery, J., 2006, Low friction in Iran implies localized deformation for the Arabia-Eurasia collision zone. Earth Planet. Sci. Lett. 246, 197–206.

Wang, J.C., Shieh, C.F., Chang, T.M., 2003, Static stress changes as a triggering mechanism of a shallow earthquake: case study of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake. Phys. Earth Planet. Inter. 135, 17–25.

Wang, J., Xu, C., Freymueller, J.T., Li, Z., Shen, W., 2014, Sensitivity of Coulomb stress change to the parameters

Shahrood University of Technology

JOURNAL OF RESEARCH ON APPLIED GEOPHYSICS

(JRAG)

2020, VOL 6, NO 2

(DOI): 10.22044/JRAG.2020.8870.1263

Seismotectonic model based on comparative study of Coulomb stress change and seismic parameters of Ahar-Varzaghan earthquake doublet

Mahnaz Nedaei [1] and Zeinab Fallah Abkenari [2*]

1- Assistant Professor, Payame Noor University of Birjand, Birjand, Iran.
2- MSc Student, Payame Noor University of East Tehran, Tehran, Iran.

Received: 1 September 2019; Accepted: 25 April 2020

Corresponding author: mah_neda@yahoo.com

Keywords

Ahar-Varzaghan earthquake
Doublet
Coulomb stress changes
Spatial b-value changes
Seismotectonic model
Comparative study

Extended Abstract

Summary

On 11 August 2012, an earthquake doublet (Mw 6.4 and 6.2) occurred near the city of Ahar and Varzaghan, northwest Iran. Both events were only 6 km and 11 minutes apart, producing a surface rupture of about 12 km in length. It occurred on a so far unknown structure having sparse historical and modern seismicity in the area. According to the earthquake interaction phenomenon and stress transfer during the earthquake, the Coulomb stress changes was resolved on four different binary combination of nodal planes of the first and second mainshocks to specify “optimally oriented” nodal planes for defined orientation of the principal axes of the regional stress field and an assumed friction coefficient. Those binary nodal planes were chosen having the best fit to the most positive Coulomb failure stress changes and good correlation with the spatial distribution of the aftershocks greater than 3 for 3 months after the earthquake doublet. The results led to the values of 82°, 89°, and 164° respectively for strike, dip, and rake angles of the first earthquake source fault with right-lateral strike slip mechanism and the values of 7°, 49°, and 31° respectively for strike, dip, and rake angles of the second earthquake source fault with oblique reverse mechanism. There is also an excellent correlation between the spatial variation of b-value before the Ahar-Varzaghan earthquake and the stress increased regions along the optimally oriented source faults. The b-value parameter is actually the slope of the Gutenberg-Richter law and depends on tectonics and stress distribution in the region.

Based on the Coulomb stress changes calculation, the spatial changes of the b-value before the Ahar-Varzaghan earthquake, the manifestation of the surface rupture caused by the earthquake, field observations, and the dominant trend of afterschocks revealing structural dependency of two source faults, we proposed a restraining bend structure and a complex style of deformation causing the earthquake. The proposed structural model can help to estimate the seismic hazard risk of future potential failure areas.

Introduction

One of the most common parameters in seismic studies is the b-value that is proportional to the relative earthquake-size distribution and depends on tectonics and stress distribution in the region. On the other hand, the static Coulomb stress changes caused by the displacement of a fault, can be used to estimate coseismic stress perturbations in the region. Comparative study of the spatial variations of the b-value and the Coulomb stress changes, help us to illustrate the alteration of the stress state and stress triggering relationships before and after the Ahar-Varzaghan earthquake doublet. The stress-enhanced regions can be specified as the most likely site for the future failure.

Methodology and Approaches

The b-value parameter is the slope of the classical frequency-magnitude distribution of earthquakes relation that can be estimated either by linear least squares regression or by maximum-likelihood using the following equation (Ustu, 1965; Aki, 1965; Bender, 1983):

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

where $\overline{M}$ denotes the mean magnitude and $M_{\min}$ the minimum magnitude of the given sample. The spatial changes of the b-value can be mapped using the Zmap software.

The slip, which occurs on faults during earthquakes, deforms the surrounding medium and changes its stress field. A measure of this change is the Coulomb stress (Mitsakaki et al., 2012; Meier et al., 2014). The Coulomb failure stress change ΔCFS is defined as:

$$\Delta\sigma_f(\Delta CFS) = \Delta\tau_s + \mu'\Delta\sigma_{n'}$$

where $\Delta\tau_s$ is the change in shear stress on the receiver fault (set positive in the direction of fault slip), $\Delta\sigma_{n'}$ is the change in normal stress acting on the target fault (set positive for unclamping) and μ' is the effective coefficient of friction (Harris, 1998; Stein, 1999; Toda, 2008). The parameter μ' is often called the apparent coefficient of friction and is intended to include the effects of pore pressure changes as well as the material properties of the fault zone (Harris, 1998). In this investigation, the Coulomb 3.3 program with assumption of a shear modulus of 3.2×10^5 bars and Poisson's ratio of 0.25 has been applied.

Results and Conclusions

In this study, we investigated the spatial variations of the b-value before and after the Ahar-Varzaghan earthquake doublet in the northwest seismotectonic region of Iran. The spatial variations map of the b-value before the earthquake, shows doublet events occurred in the lowest b-value area, which is probably structurally different from adjacent areas. According to the earthquake interaction phenomenon and stress transfer during the earthquake, the Coulomb stress changes was resolved on four different binary combination of nodal planes of the first and second mainshocks to specify "optimally oriented" nodal planes for defined orientation of the principal axes of the regional stress field and an assumed friction coefficient. Those binary nodal planes were selected because of having the best fit to the most positive Coulomb failure stress changes and good correlation with the spatial distribution of the aftershocks greater than 3 for 3 months after the earthquake doublet. As a result, the values of 82°, 89°, and 164° respectively for strike, dip, and rake angles of the first earthquake source fault with right-lateral strike slip mechanism and the values of 7°, 49°, and 31° respectively for strike, dip, and rake angles of the second earthquake source fault with oblique reverse mechanism were obtained. There was also an excellent correlation between the spatial variation of the b-value before the Ahar-Varzaghan earthquake and the stress increased regions along the optimally oriented source faults. Finally, static stress transfer before and after each mainshocks of the Ahar-Varzaghan earthquake doublet and the possible stress triggering relationships between these mainshocks and their aftershocks were investigated. For this, Coulomb stress perturbations were resolved on the first and second source faults as a specified oriented receiver fault. Calculations of Coulomb stress changes indicate the positive stress changes caused by the first source fault have promoted the failure on the second fault. A relatively good correlation (above 60%) between the spatial distribution of the aftershocks and the stress increased regions after the mainshocks implies that the aftershocks have been triggered by an increase in the static Coulomb stress transferred by the events. Therefore, the coseismic stress changes caused by the occurrence of Ahar-Varzaghan earthquake doublet can specify the stress-enhanced regions as the most likely sites for the future failure.

Based on the Coulomb stress changes calculation, the spatial changes of the b-value before the Ahar-Varzaghan earthquake, the manifestation of the surface rupture caused by the earthquake, field observations, and the dominant trend of afterschocks revealing structural dependency of two source faults, we proposed a restraining bend structure and a complex style of deformation causing the earthquake. The proposed structural model can help to estimate the seismic hazard risk of future potential failure areas.