

چکیده

در تاریخ 20 دسامبر 2010 زمین‌لرزه‌ای به بزرگای $M_w=6/5$ در جنوب شرقی شهرستان ریگان در شرق استان کرمان به وقوع پیوست. 37 روز پس از این زمین‌لرزه یعنی در تاریخ 27 ژانویه 2011 زمین‌لرزه‌ی دیگری با بزرگای $M_w=6/2$ به فاصله‌ی نزدیکی از رخداد اول، در جنوب غربی آن اتفاق افتاد. بر اساس مطالعات صورت گرفته انتقال تنش ناشی از یک زمین‌لرزه در محیط پیرامون، ممکن است موجب چکانش زمین‌لرزه‌های دیگر در همان نزدیکی شود. لذا به منظور بررسی اثر زمین‌لرزه‌ی اول بر روی زمین‌لرزه‌ی دوم تغییرات تنش حاصل از آن در محل کانونی زمین‌لرزه‌ی دوم محاسبه گردید. این مطالعه افزایش تنش‌ی برابر با $2/8$ بار ($0/28$ مگاپاسکال) در محل کانونی زمین‌لرزه‌ی دوم را نشان می‌دهد. جابه‌جایی راست-گرد بر روی گسل مسبب زمین‌لرزه‌ی اول می‌تواند دلیلی بر لغزش چپ-گرد بر روی گسل مسبب زمین‌لرزه‌ی دوم باشد که با توجه به تکنیک منطقه و سیستم تنش حاکم بر آن، قابل قبول می‌باشد. همچنین به منظور بررسی اثر تغییرات تنش کولمب بر چکانش پس‌لرزه‌ها، تغییرات تنش کولمب حاصل از هر دو زمین‌لرزه، بر روی گسل‌های جهت یافته به صورت بهینه محاسبه و ملاحظه گردید که بیش از 75 درصد پس‌لرزه‌های هر دو رخداد در مکان‌هایی اتفاق افتاده‌اند که تغییرات تنش کولمب، دارای مقدار مثبت بوده یا به عبارت دیگر، مقدار تنش افزایش یافته است. همچنین این دو زمین‌لرزه باعث کاهش تنش در قسمت مرکزی و شمال غرب گسل بم و افزایش تنش در انتهای جنوب شرقی آن شده است.

کلمات کلیدی: زمین‌لرزه، تغییرات تنش کولمب، پس‌لرزه، گسل گیرنده

تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه‌های ریگان و توزیع پس‌لرزه‌ها

بهنام ملکی آسایش

دانشجوی کارشناسی ارشد، ژئوفیزیک-زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

حسین حمزه‌لو (نویسنده مسؤل)

دانشیار، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

E-mail: hhamzehloo@iiees.ac.ir

1- مقدمه

این زمین‌لرزه‌ها که موجب تلفات جانی و خسارات مالی فراوان گردید، زمین‌لرزه‌ی 26 دسامبر سال 2003 در شهر بم با بزرگای $6/5$ در مقیاس امواج گشتاوری می‌باشد. مطالعات متعددی در ارتباط با زمین‌لرزه‌های ریگان انجام شده است. بر اساس مدل‌سازی لرزه‌نگاشت‌های امواج دور لرزه‌ای و با استفاده از روش جستجوی شبکه‌ای جابه‌جایی، گسلی جدید به نام گسل ریگان به عنوان گسل مسبب زمین‌لرزه‌ی اول پیشنهاد شده است. احتمالاً زمین‌لرزه دوم منشأ گرفته از انتهای گسل بم باشد که با زمین‌لرزه اول فعال شده است [2]. مدل‌سازی زمین‌لرزه‌ی 20 دسامبر به روش کاتوره‌ای گسل محدود، امتداد گسل کهورک را به عنوان گسل مسبب رویداد این زمین‌لرزه در منطقه‌ی ریگان در

اثر یک زمین‌لرزه در وقوع زمین‌لرزه‌های دیگر کاملاً پذیرفته شده است. امروزه چکانش رخدادها و پس‌لرزه‌ها با استفاده از تغییرات تنش کولمب قابل توضیح هستند [1]. وقوع زمین‌لرزه‌ی 20 دسامبر 2010 با بزرگای گشتاوری $6/5$ در استان کرمان در جنوب شرق ایران و رخداد زمین‌لرزه‌ی دیگری با بزرگای $6/2$ پس از 37 روز در نزدیکی آن، ما را بر آن داشت تا تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه‌ی اول بر روی زمین‌لرزه‌ی دوم و نیز همبستگی بین افزایش تنش و توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها را مورد بررسی قرار دهیم. بررسی‌های لرزه‌ای صورت گرفته در منطقه حاکی از آن است که طی سده‌ی گذشته در حدود 50 زمین‌لرزه با بزرگای 5 یا بیشتر در منطقه‌ی مورد مطالعه رخ داده است. یکی از



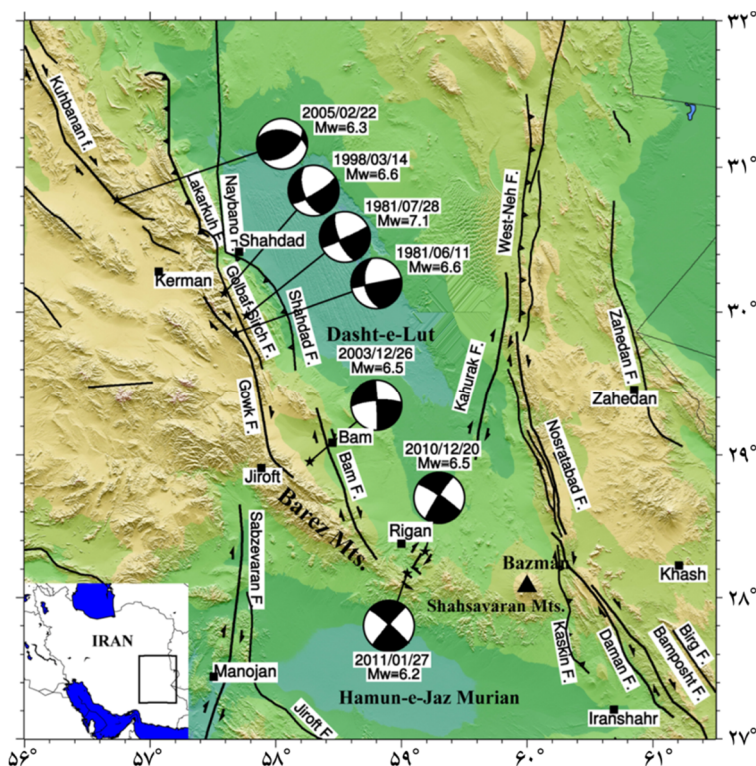
بخش شرقی ایران مرکزی لرزه‌خیزی بسیار بالایی را نسبت به ایران مرکزی نشان می‌دهد. زمین‌لرزه‌های این منطقه عموماً سطحی و با عمق کمتر از 25 کیلومتر و معمولاً دارای گسلش سطحی می‌باشند [7]. نتایج مدل‌سازی شکل امواج و مطالعات خرد زمین‌لرزه‌ها نشان داده است که بیشتر زمین‌لرزه‌ها در شرق ایران دارای عمق 8 تا 20 کیلومتر می‌باشند [8]. در این ناحیه بخشی از تغییر شکل‌ها به صورت گسل‌های امتداد- لغز راست-گرد بین ایران مرکزی و افغانستان (بلوک صلب هلمند و اوراسیا) با راستای N-S در سیستان، نزدیک ایران و افغانستان قرار می‌گیرند (مانند گسل‌های کهورک، نصرت‌آباد، نه و آبیژ). جدیدترین تغییر شکل‌های فعال در شرق ایران به وسیله گسل‌های امتداد-لغز راست-گرد با راستای N-S یا NNW-SSE (مانند گسل‌های نایبند، گوک، بم و سبزواران) و تا حدودی توسط گسل‌های معکوس با راستای NW-SE و نیز تعدادی گسل امتداد-لغز چپ-گرد با راستای E-W، شناخته می‌شوند [9]. در طی 20 سال گذشته زمین‌لرزه‌های مخرب و بزرگ بسیاری در سیستم‌های گسلی امتداد-لغز راست-گرد در طول حاشیه‌ی غربی دشت لوت و شرق ایران به وقوع پیوسته است؛ مانند زمین‌لرزه‌های طیس، دشت بیاض، گلباف، سیرج، زیرکوه، بم، ریگان و غیره. رو مرکز بعضی از این زمین‌لرزه‌ها که در منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی ما می‌باشند، به همراه سازوکار کانونی آن‌ها، در شکل (1) نشان داده شده است. گسل‌های مهم که پتانسیل تولید زمین‌لرزه‌های مخرب را دارند و در منطقه‌ی شرق ایران و در حاشیه‌ی غربی دشت لوت قرار گرفته‌اند، عبارتند از گسل‌های نایبند، کوهبنان، گوک، بم، سبزواران، کهورک و لکرکوه، شکل (1) [11-12]. بررسی‌های تصاویر ماهواره‌ای نشان داده‌اند که گسل‌های امتداد-لغز ناحیه به مرور زمان با گردش حول محورهای عمودی و در جهت ساعت‌گرد تغییر می‌کنند که کوتاه‌شدگی و طول‌شدگی قاره‌ای را به دنبال دارد [13]. بررسی سازوکار زمین‌لرزه‌های شرق ایران بر وجود گسل‌های امتداد-لغز (عمدتاً راست-گرد) که در برخی موارد مؤلفه‌ی شیب-لغز نیز دارند، دلالت دارد. این سازوکار به عنوان سازوکار غالب این ناحیه از ایران تلقی می‌شود.

نظر گرفته است [3]. بررسی‌های صورت گرفته در تحلیل زمین‌لرزه‌ی اول ریگان و مطالعات پس‌لرزه‌های آن، وقوع این زمین‌لرزه را به گسل کهورک نسبت داده است [2، 4]. با توجه به نزدیک بودن این دو رخداد به شهر بم و گسل راست-لغز بم تغییرات تنش کولمب حاصل از این دو زمین‌لرزه بر روی گسل بم نیز محاسبه گردیده است.

2- زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی شرق ایران

منطقه‌ی مورد مطالعه، در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی و شرق ایران قرار دارد. ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی و شرق ایران، پهنه‌ای درون صفحه‌ای است که از شمال به پهنه‌های برخوردی البرز آذربایجان و ایالت کپه داغ و از غرب و جنوب غرب به منطقه‌ی برخورد قاره‌ای زاگرس و از جنوب شرق به منطقه‌ی فرورانش مکران و از شرق به بلوک پایدار هلمند (بلوک افغانستان) محدود شده است [5]. این ایالت تحت تأثیر چندین فاز کوهزایی قرار گرفته است، بنابراین ماگماتیسم و متامورفیسم که همزمان با رویدادهای زمین‌ساختی به‌ویژه در فازهای کوهزایی پالئوزوئیک پسین، ژوراسیک پسین و کرتاسه پسین، خصوصاً در طول حاشیه‌ی جنوب شرقی این ایالت به وجود آمده‌اند، در آن مشخص است. ایران مرکزی در زمان پرکامبرین - پالئوزوئیک بخشی از صفحه‌ی عربستان بوده است که با اقیانوس تتیس در شمال از اوراسیا جدا گردیده بود [6].

قسمت اعظم ناحیه‌ی مورد مطالعه در استان کرمان واقع است. استان کرمان در جنوب شرق ایران قرار گرفته و فلاتی به ارتفاع 2000 تا 2500 متر را پوشش داده و در حاشیه‌ی کویر لوت با ارتفاع کمتر از 500 متر جای می‌گیرد. فلات کرمان خود به وسیله‌ی رشته‌کوه‌هایی با روند شمال غرب-جنوب شرق تا شمالی - جنوبی که به وسیله‌ی گسل‌های معکوس و امتداد-لغز راست-گرد احاطه شده‌اند، مشخص می‌شود. یک دسته از رشته‌کوه‌ها به پهنای 50 کیلومتر، حاشیه‌ی جنوب شرقی فلات کرمان را شکل داده و آن را از کویر لوت جدا می‌کنند. این رشته‌کوه‌ها توسط گسل گوک قطع می‌شوند، شکل (1).



شکل (1): گسل‌های فعال و زمین‌لرزه‌های شاخصی که در جنوب شرق ایران رخ داده‌اند. مکانیسم هر دو زمین‌لرزه‌ی ریگان بر اساس واکر و همکاران [10] می‌باشد.

3- معرفی رویداد زمین‌لرزه‌ها

3-1- زمین‌لرزه 20 دسامبر 2010 ریگان

روز پس از رویداد زمین‌لرزه اصلی، گزارش شده است؛ به طوری که بزرگ‌ترین پس‌لرزه در ساعت 01:43 دقیقه بامداد 30 آذرماه با بزرگای $M_n = 5/0$ روی داده است. در جدول (1) مشخصات رو مرکز این رخداد آورده شده است.

این زمین‌لرزه در شهرهای بم، ایرانشهر، خاش و زاهدان احساس گردید. چهار کشته‌ی این زمین‌لرزه از یک خانواده در دهکده‌ی کوچک چاه قبر بودند. دو خانه با بنای ضعیف تقریباً در سه کیلومتری غرب چشمه کنارک ویران گردید [10]. سازوکار کانونی این زمین‌لرزه در جدول (1) و شکل (1) نشان داده شده است.

زمین‌لرزه‌ی 20 دسامبر 2010 ریگان در ساعت 18:41:58 به وقت UTC (دوشنبه 29 آذر 1389 ساعت 22:11:58 به وقت محلی) با بزرگی $M_w = 6/5$ شهرستان ریگان و روستاهای پیرامون آن را لرزاند. رو مرکز این رویداد توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه‌ی ژئوفیزیک دانشگاه تهران در جنوب شرقی شهرستان ریگان در شرق استان کرمان اعلام گردیده است. تعداد 76 پس‌لرزه با بزرگای بیش از $M_n = 2/5$ توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری تا پنج

جدول (1): مشخصات زمین‌لرزه‌های ریگان و مکانیسم کانونی آنها.

تاریخ	بزرگا	عمق (کیلومتر)	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	مکانیسم			مرجع
					امتداد	شیب	ریک	
2010/12/20	$M_w = 6/5$	5	59/188	28/325	213	85	173	[10]
					304	83	005	
2013/01/27	$M_w = 6/2$	9	59/044	28/169	221	87	176	[10]
					311	86	003	

3-2- زمین لرزه‌ی 27 ژانویه‌ی 2011 محمدآباد ریگان

زمین لرزه‌ی 27 ژانویه‌ی 2011 ریگان در ساعت 08:38:28 به وقت UTC (پنجشنبه 7 بهمن 1389 ساعت 12:08:28 به وقت محلی) با بزرگای $M_w=6/2$ منطقه محمدآباد ریگان را لرزاند. رو مرکز این رویداد توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه‌ی ژئوفیزیک دانشگاه تهران در جنوب شرقی شهرستان ریگان واقع در استان کرمان اعلام گردید. این زمین لرزه، پس لرزه‌های فراوانی به دنبال داشت، به طوری که بزرگ‌ترین پس لرزه‌ی آن با بزرگای $M_n=5/3$ در ساعت 07:50:42 یک روز بعد از رویداد اصلی در 28 ژانویه‌ی 2011 به وقوع پیوست. جدول (1) مشخصات رو مرکز این زمین لرزه و عمق وقوع آن را نشان می‌دهد. زمین لرزه‌ی 27 ژانویه 2011 ریگان توسط 12 ایستگاه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن به ثبت رسیده است. بیشترین شتاب در ایستگاه سرزه و به مقدار 192 سانتی متر بر مجذور ثانیه ثبت شده است. پارامترهای ارائه شده برای این زمین لرزه شامل امتداد، شیب و ریک در جدول (1) آورده شده است.

گسل‌های اصلی در این منطقه و در اطراف این زمین لرزه، گسل‌های بم و کهورک می‌باشند. زمین لرزه‌ی ریگان و پس لرزه‌های آن در گستره‌ای واقع شده‌اند که امتداد دو گسل بم و کهورک با یکدیگر تلاقی می‌کنند. توزیع فضایی رو مرکزهای تعیین شده نشانه‌ی قابل اطمینانی را از گسل مسبب این زمین لرزه ارائه نمی‌دهد. گسل بم امتداد شمال غربی-جنوب شرقی داشته و در شمال غربی منطقه واقع شده است. گسل کهورک با امتداد شمال شرقی-جنوب غربی در شمال شرقی منطقه قرار گرفته است. هر دو گسل دارای سازوکار کانونی امتداد-لغز راست-گرد هستند. شکل (1) سازوکار کانونی این دو زمین لرزه و گسل‌های فعال منطقه را نشان می‌دهد.

4- تغییرات تنش کولمب

پدیده‌ی شکستگی در طبیعت اولین بار در سال 1773 از طرف کولمب به شکل ساده‌ای تشریح گردید. سپس معیارهای مختلفی

برای تعیین شرایطی که تحت آن شرایط شکستگی در سنگ‌ها رخ می‌دهد، استفاده گردید. ولی پرکاربردترین این معیارها، معیار شکست کولمب است که در محاسبات آن، هم تنش نرمال و هم تنش برشی اعمال شونده بر روی سطوح گسلی نو پدید یا سطوح گسلی قدیمی که اصطکاک مانع از جنبش بر روی آن‌ها می‌شود، اعمال می‌گردد. در آزمایشگاه، سنگ‌های تحت فشار تقریباً از شرایط شکست کولمب تبعیت می‌کنند که نشان می‌دهد، می‌توان از آن برای تشریح مشاهدات میدانی استفاده کرد [14].

تغییر تنش کولمب با استفاده از رابطه‌ی زیر بیان می‌شود:

$$DCFF = D\tau - \mu' D\sigma_n \quad (1)$$

که $DCFF$ تغییر در تنش شکست بر روی گسل گیرنده در اثر لغزش بر روی گسل (های) چشمه، $D\tau$ تغییر تنش برشی بر روی گسل گیرنده، $D\sigma_n$ تغییر تنش نرمال بر روی گسل گیرنده و μ' ضریب اصطکاک مؤثر می‌باشد [14].

5- مدل سازی تنش کولمب

5-1- تغییرات تنش کولمب پیرو زمین لرزه 20 دسامبر 2010

با استفاده از حل تحلیلی معادلات جابه‌جایی و تنش [15] تغییرات تنش کولمب ناشی از زمین لرزه 20 دسامبر 2010 ریگان در یک نیم فضای الاستیک با استفاده از نرم‌افزار 3.3 Coulomb بر اساس پارامترهای جدول (2) در عمق 9 کیلومتری شکل (2) محاسبه گردید. در انجام این محاسبات نسبت پواسون 0/25 و مدول برشی برابر 800000 بار در نظر گرفته شد. بر اساس مطالعات صورت گرفته، معمولاً مقدار μ' برای گسل‌های تراستی قاره‌ای، بالا (0/8~)، برای گسل‌های امتداد-لغز یا ناشناخته، متوسط (0/4) و برای گسل‌های ترانسفورم اصلی مانند

جدول (2): پارامترهای مورد استفاده برای مدل سازی تغییرات تنش کولمب

نسبت پواسون	0/25
مدول برشی	800000 بار
عمق محاسبه تغییرات تنش کولمب	9 کیلومتر
ضریب اصطکاک مؤثر	0/4
صفحه‌ی گیرنده (ریک/شیب/امتداد)	311/86/03

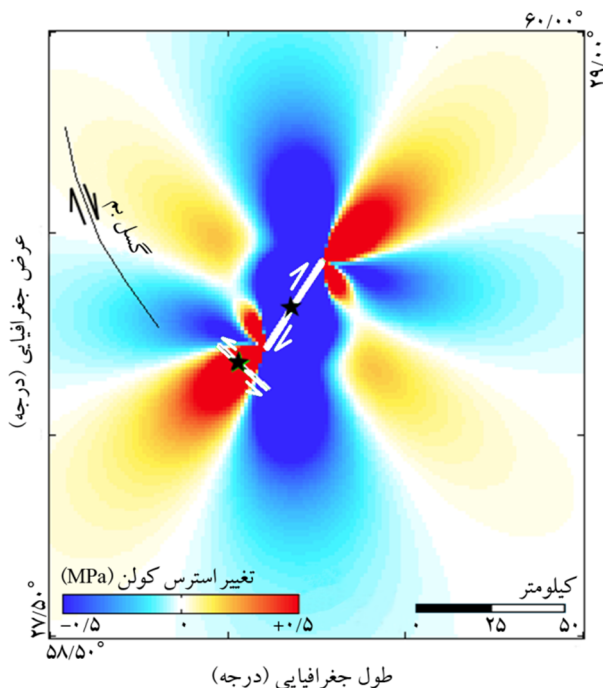
و می‌تواند از علل چکانش این زمین لرزه به صورت چپ-گرد پس از 37 روز باشد (شکل 2). چکانش این زمین لرزه در جایی رخ داده است که قبلاً گسلی در آن منطقه شناسایی نشده بود. نتایج به دست آمده با نتایج مطالعات قبلی [10] هم‌خوانی خوبی دارد. از لحاظ تکتونیکی وقوع زمین لرزه‌های امتداد-لغز راست-گرد در منطقه، معمول می‌باشد. وقوع زمین لرزه‌ی اول با مکانیسم و جابه‌جایی راست-گرد، می‌تواند سبب جابه‌جایی چپ-گرد بر روی گسل مسبب زمین لرزه‌ی دوم شود و با توجه به جهت تنش منطقه‌ای و امتداد گسل مسبب زمین لرزه‌ی دوم، جابه‌جایی چپ-گرد برای این گسل قابل قبول می‌باشد. همچنین لغزش رخ داده بر روی گسل دوم در قسمت‌هایی از این گسل رخ داده است که در منطقه‌ی افزایش تنش کولمب حاصل از زمین لرزه‌ی اول قرار دارد.

5-2- تغییرات تنش کولمب حاصل از دو زمین لرزه و توزیع پس لرزه‌ها

مطالعات پیشین، همبستگی شاخصی بین موقعیت مکانی پس لرزه‌ها و نواحی افزایش تنش کولمب حاصل از زمین لرزه‌های بزرگ را نشان می‌دهد [14، 19، 16، 20]. همچنین مطالعه‌ی رخدادهای لرزه‌ای بزرگ نشان داده است که افزایش در نرخ لرزه‌خیزی با تغییرات مثبت ΔCFF یا افزایش در تنش همبستگی دارد [21].

برای بررسی همبستگی بین تغییرات تنش کولمب و توزیع فضایی پس لرزه‌ها، تغییرات تنش کولمب حاصل از این دو زمین لرزه بر روی جهت‌های بهینه در یک نیم فضای الاستیک محاسبه گردید. یکی از پارامترهای مهمی که در مدل تنش کولمب برای محاسبات بر روی جهت‌های بهینه مورد استفاده قرار می‌گیرد، تنش ناحیه‌ای (تکتونیکی) و راستای آن در منطقه‌ی مورد بررسی می‌باشد. این تنش معمولاً به صورت یک عنصر پایدار و ثابت در این مدل وجود دارد و در منطقه عامل اصلی دگرریختی بوده و ساختارهای موجود را تحت تأثیر قرار

سن اندریاس، خیلی پایین ($>0/2$) فرض می‌شود [16-17]. با توجه به این گفته‌ها، در انجام این محاسبات از ضریب اصطکاک 0/4 استفاده گردیده است، شکل (2).

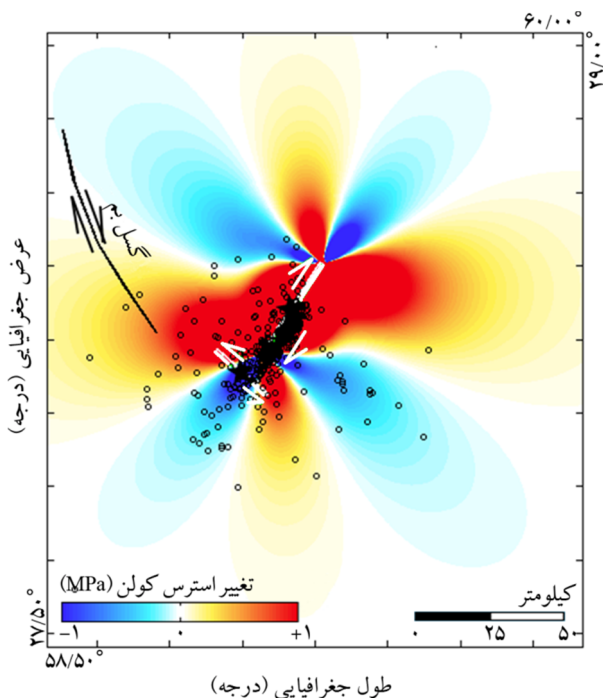


شکل (2): تغییرات تنش شکست کولمب (ΔCFF) حاصل از زمین لرزه 20 دسامبر 2010 ریگان. برای انجام محاسبات، سازوکار زمین لرزه 11 ژانویه‌ی 2011 به عنوان گیرنده در نظر گرفته شده است. عمق محاسبات 9 کیلومتر بوده و ستاره‌های مشکی رنگ رو مرکز زمین لرزه‌های ریگان را نشان می‌دهند. خطوط سفید رنگ نشان‌دهنده‌ی طول گسیختگی بر اثر این دو زمین لرزه در عمق‌های رخداده‌شان با استفاده از روابط تجربی ولز و کوپر اسمیت [18] می‌باشد.

در طی این محاسبات، صفحه‌ی زمین لرزه‌ی 27 ژانویه‌ی 2011 به عنوان صفحه‌ی گیرنده در نظر گرفته شد. همان‌طور که در شکل (2) مشاهده می‌گردد، تنش کولمب در محل کانونی زمین لرزه دوم به شدت افزایش یافته است و مقدار این افزایش در یک شبکه 1 کیلومتر در 1 کیلومتر برابر با 2/8 بار (0/28 مگاپاسکال) در مرکز کانونی زمین لرزه 27 ژانویه‌ی می‌باشد. این زمین لرزه در لبه‌ی انتهایی افزایش تنش کولمب قرار گرفته است. افزایش تنش کولمب حاصل از زمین لرزه اول در مرکز کانونی زمین لرزه دوم باعث بارگذاری بر روی این گسل گردیده است



محل شده‌اند، استفاده گردیده است [25]. تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین لرزه 20 دسامبر 2010 بر روی گسل‌های امتداد یافته به صورت بهینه در عمق 6 کیلومتری و توزیع فضایی پس لرزه‌ها در شکل (3) نشان داده شده است.



شکل (3): تغییرات تنش کولمب بر روی جهت‌های بهینه و توزیع مکانی پس لرزه‌ها در عمق 6 کیلومتری. ستاره‌های مشکی رنگ رو مرکز، دو زمین لرزه‌ی رخ داده در منطقه ریگان و خطوط سفید رنگ طول گسل بر اساس روابط تجربی ولز و کوپر اسمیت [18] را نشان می‌دهند.

بر اساس این محاسبات مشاهده می‌شود که توزیع مکانی پس لرزه‌ها اکثراً در نزدیکی گسل، مسبب زمین لرزه بوده و همچنین اکثر آنها همبستگی فضایی مشخصی با تغییرات تنش کولمب دارند. روند پس لرزه‌ها از رو مرکز زمین لرزه‌ی اول شروع شده و به سمت زمین لرزه‌ی دوم ادامه می‌یابد. همواره در اطراف هر گسل تعدادی گسل کوچک وجود دارند که به لحاظ تکتونیکی به صورت بهینه نسبت به گسل اصلی قرار گرفته‌اند [15]. وقوع پس لرزه‌ها معمولاً ناشی از این گسل‌ها می‌باشد.

می‌دهد. چون پیشینه‌ی لغزش احتمالی در زاویه‌ی ویژه‌ی نسبت به راستای تنش ناحیه‌ای روی می‌دهد [22].

می‌توان از محورهای P و T حاصل از مکانیسم کانونی زمین لرزه‌های رخ داده بر روی گسل‌های اصلی، اطلاعات اتساع آبشکافت یا گمانه و وارونه‌های خش گسل برای ارزیابی و تعیین امتداد محورهای تنش اصلی پیشینه و کمینه استفاده کرد. نقشه‌ی استرس جهانی (www-wsm.physik.unikarlsruhe.de) نیز می‌تواند برای این منظور مفید باشد. آنچه مهم است این است که تانسور تنشی که با استفاده از این روش‌ها پیشنهاد می‌شود، نباید متناقض با گسل‌های فعال منطقه باشد [23]. بر اساس مطالعات صورت گرفته جهت پیشینه، تنش افقی در این ناحیه برابر $N8^{\circ} E \pm 5$ درجه می‌باشد و همچنین بر اساس اندازه‌گیری‌های GPS نرخ همگرایی تکتونیکی در جهت اشاره شده 8 میلی‌متر در سال است [24].

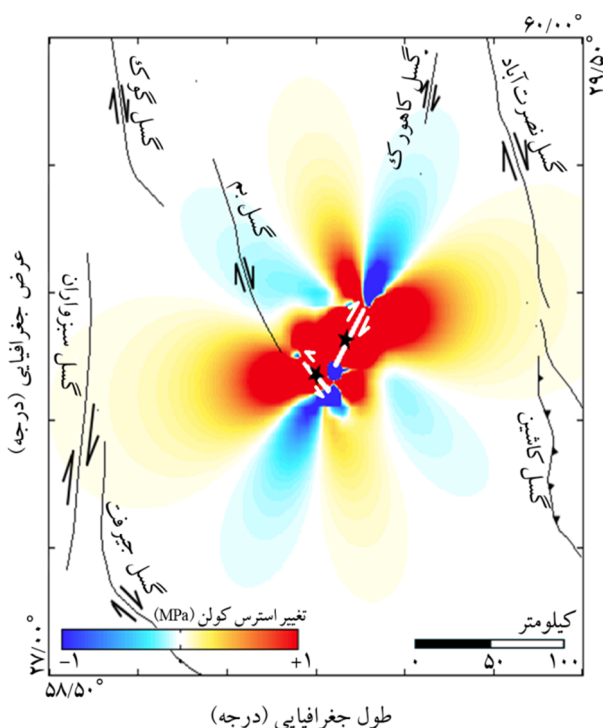
3-5- تغییرات تنش کولمب پیرو زمین لرزه 20 دسامبر 2010 بر روی گسل‌های جهت یافته به صورت بهینه

از آنجایی که مکانیسم غالب گسل‌ها در این ناحیه، اکثراً امتداد-لغز راست-گرد با شیب نزدیک به قائم است، لذا در این مطالعه، تغییرات تنش کولمب حاصل از این دو زمین لرزه بر روی گسل‌های امتداد-لغز قائم جهت یافته به صورت بهینه، برای بررسی این که آیا پس لرزه‌ها در محل‌های افزایش تنش کولمب ناشی از دو تکان اصلی توزیع یافته‌اند یا نه محاسبه گردیده است.

با توجه به قرارگیری منطقه‌ی مورد مطالعه در یک منطقه‌ی عاری از تمرکز جمعیت و نیز شبکه‌های لرزه‌نگاری، لذا برای به نقشه در آوردن پس لرزه‌ها، به یک مجموعه از پس لرزه‌ها که به خوبی تعیین محل شده باشند، نیاز می‌باشد. بدین منظور از پس لرزه‌هایی که با استفاده از داده‌های به دست آمده از شبکه‌ی موقت و دائمی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و شبکه‌ی موقت مؤسسه‌ی ژئوفیزیک دانشگاه تهران تعیین

5-5- تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین لرزه‌های ریگان بر روی گسل‌های فعال منطقه

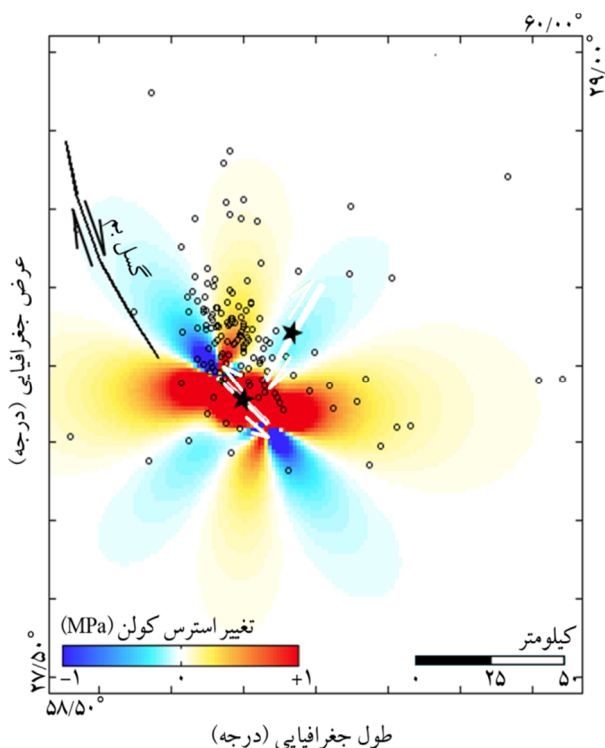
با توجه به شکل (1) ملاحظه می‌گردد که نزدیک‌ترین گسل به محل وقوع این دو زمین لرزه، گسل بم می‌باشد. لذا با توجه به بزرگای این دو زمین لرزه که کمتر از 7 است و توانایی تأثیر بر گسل‌های فواصل دور را ندارند و نیز با توجه به اهمیت و فعال بودن گسل بم که موجب زمین لرزه بم در 26 دسامبر سال 2003 گردید، تغییرات تنش ناشی از این دو زمین لرزه بر روی گسل بم محاسبه گردیده است، شکل (5). گسل بم به عنوان گسل مسبب زمین لرزه‌ی بم با بزرگای گشتاوری 6/5 می‌باشد. امتداد، شیب و ریک این زمین لرزه به ترتیب برابر 354/6، 85/5 و 177/8 درجه می‌باشد [26]. با در نظر گرفتن گسل بم به عنوان گسل گیرنده، تغییرات تنش حاصل از زمین لرزه‌های ریگان محاسبه گردیده است، شکل (5).



شکل (5): تغییرات تنش کولمب بر روی گسل بم در عمق 6 کیلومتری. ستاره‌های مشکی رنگ رو مرکز دو زمین لرزه رخ داده در منطقه ریگان و خطوط سفید رنگ، طول گسل بر اساس روابط تجربی ولز و کوپر اسمیت [18] را نشان می‌دهند. گسل گیرنده گسل بم با مشخصات مکانیسی زمین لرزه‌ی بم می‌باشد.

4-5- تغییرات تنش کولمب پیرو زمین لرزه‌ی 27 ژانویه‌ی 2011 بر روی گسل‌های جهت یافته به صورت بهینه

تغییرات تنش کولمب بر روی گسل‌های با جهت یافتگی بهینه پیرو زمین لرزه‌ی 27 ژانویه‌ی 2011 در عمق 6 کیلومتری محاسبه گردیده است، شکل (4). با توجه به این که اطلاعات کافی از پس لرزه‌های بعد از زمین لرزه‌ی دوم در دسترس نبود، برای به نقشه در آوردن از 150 پس لرزه با بزرگای بیش از 3 استفاده گردیده که در کاتالوگ مؤسسه‌ی ژئوفیزیک دانشگاه تهران ثبت و گزارش شده است.



شکل (4): تغییرات تنش کولمب بر روی گسل‌های با جهت یافتگی بهینه. محاسبات در عمق 6 کیلومتری انجام گرفته است. رو مرکز زمین لرزه‌ها با ستاره‌های مشکی رنگ و پس لرزه‌ها با دایره کوچک مشخص شده‌اند. خطوط سفید رنگ طول گسل بر اساس روابط تجربی ولز و کوپر اسمیت [18] را نشان می‌دهند.

همان‌طور که در شکل (4) دیده می‌شود، همبستگی خوبی بین تغییرات تنش کولمب و توزیع مکانی پس لرزه‌ها وجود دارد و اکثر پس لرزه‌ها در محل‌های افزایش تنش کولمب رخ داده‌اند.

- تغییرات تنش حاصل از زمین‌لرزه‌ی 27 ژانویه‌ی 2011 همبستگی خوبی با توزیع مکانی پس‌لرزه‌های حاصل از آن را نشان می‌دهد. بیش از 80 درصد پس‌لرزه‌ها در قسمت‌های افزایش تنش کولمب قرار گرفته‌اند.

- دو زمین‌لرزه‌ی ریگان موجب کاهش تنش در قسمت مرکزی و شمال غربی گسل بم و افزایش تنش در قسمت جنوب شرقی آن شده است.

مراجع

- Stein, R.S., King, 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.
- معینی، سیده نگین (1391) شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین و مشخصات گسیختگی زمین‌لرزه‌ی 2011/1/27 ریگان به روش تابع تجربی گرین. دانشگاه تهران، مؤسسه‌ی ژئوفیزیک.
- Safarshahi, M., Rezapour, M., and Hamzehloo, H. (2013) Stochastic Finite-Fault Modeling of Ground Motion for the 2010 Rigan Earthquake, Southeastern Iran. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **103**(1), 223-235, doi: 10.1785/0120120027.
- Kobayashi, T., Tobita, M., Suzuki, A., and Noguchi, Y. (2012) InSAR-derived coseismic deformation of the 2010 southeastern Iran earthquake (M6.5) and its relationship with the tectonic background in the south of Lut Block. *Bulletin of the Geospatial Information Authority of Japan*, **60**.
- Mirzaei, N. (1997) *Seismic Zoning of Iran*. Ph.D. Dissertation, Institute of Geophysics, Seismological Bureau, Beijing, P.R. China, 139p.
- Berberian, M. and King, G. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.*, **18**, 210-265.
- Berberian, M. (1976) *Contribution to the Seismotectonics of Iran* (part II). Geological Survey of Iran, Report No. 39.

همان‌طور که در شکل (5) ملاحظه می‌گردد، در قسمت جنوب شرق این گسل، تنش افزایش یافته (حداکثر 0/25 مگاپاسکال) و در قسمت مرکزی تا شمال غرب، تنش کاهش یافته است (حداکثر 0/1 مگاپاسکال).

6- نتیجه‌گیری

تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه‌های 20 دسامبر 2010 و 27 ژانویه‌ی 2011 و اثر زمین‌لرزه‌ی اول در چکانش زمین‌لرزه‌ی دوم و نیز همبستگی بین توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها و تغییرات تنش کولمب بررسی و نتایج زیر حاصل گردید:

- تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه‌ی 20 دسامبر 2010 در مرکز کانونی زمین‌لرزه‌ی 27 ژانویه‌ی 2011 مقدار مثبت را نشان می‌دهد. مقدار افزایش این تنش برابر 2/8 بار (0/28 مگاپاسکال) می‌باشد. وقوع زمین‌لرزه‌ی اول و لغزش راست-گرد بر روی آن باعث افزایش تنش بر روی گسل مجاور شده و می‌تواند یکی از دلایل چکانش زمین‌لرزه‌ی 27 ژانویه‌ی 2011 به صورت چپ-گرد باشد؛ که با توجه به تکنونیک منطقه و الگوی تنشی موجود در آن قابل قبول می‌باشد.

- تغییرات تنش حاصل از زمین‌لرزه‌ی 20 دسامبر 2010 همبستگی خوبی با توزیع مکانی پس‌لرزه‌های حاصل از آن را نشان می‌دهد. بیش از 70 درصد پس‌لرزه‌ها در قسمت‌های افزایش تنش کولمب قرار گرفته‌اند.

- توزیع مکانی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌ی 20 دسامبر 2010 اکثراً در نزدیکی گسل مسبب زمین‌لرزه می‌باشد. روند پس‌لرزه‌ها از رو مرکز زمین‌لرزه‌ی اول شروع شده و به سمت زمین‌لرزه‌ی دوم ادامه می‌یابد. همچنین ملاحظه می‌گردد که گسل مسبب زمین‌لرزه‌ی دوم به صورت بهینه نسبت به زمین‌لرزه‌ی اول قرار گرفته است و بارگذاری بر اثر زمین‌لرزه‌ی اول بر روی این گسل می‌تواند دلیلی بر چکانش زمین‌لرزه‌ی 27 ژانویه‌ی 2011 باشد.

- 108(B12), 2567, doi:10.1029/2003JB002527.
17. Parsons, T., Stein, R.S., Simpson, R.W., and Reasenberg, P.A. (1999) Stress sensitivity of fault seismicity: A comparison between limited-offset oblique and major strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research*, **104**(20), 183-202.
18. Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994) New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**.
19. Harris, R.A. (1998) Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research*, **103**(24), 347-358.
20. Lin, J. and 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. *Journal of Geophysical Research*, **109**(B2), doi:10.1029/2003JB002607.
21. Toda, S., Stein, R.S., Reasenberg, P.A., Dieterich, H., and Yoshida, A. (1998) Stress transferred by the 1995 $M_w = 6.9$ Kobe, Japan, shock: effect on aftershocks and future earthquake. *Journal of Geophysics Research*, **103**(B10), 24543-24565, doi:10.1029/98JB00765.
22. حسن‌زاده، حمید (1381) بررسی لرزه‌ی زمین‌ساخت و تغییرات میدان تنش در منطقه‌ی قائنات (مدل تنش کولمب). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی - پژوهشکده‌ی علوم زمین.
23. Toda, S., Stein, R.S., Lin, J., and Sevilgen, V. (2011) Coulomb 3.3 Software: USGS Stress Triggering Group. U.S. Geological Survey 2006 Quaternary fault and fold database for the United States, accessed Jan 9, 2006, from USGS web site: <http://earthquake.usgs.gov/regional/qfaults/>.
24. Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli,
8. Walker, R., Jackson, J., and Baker, C. (2003) Thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, **152**, 749-765
9. Walker, R. and Jackson, J. (2002) Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system. *Journal of Structural Geology*, **24**, 1677-1698.
10. Walker., R.T., Bergman, E.A., Elliott, J.R., Fielding, E.J., Ghods, A.R., Ghoraiishi, M., Jackson, J., Nazari, H., Nemati, M., Oveisi, B., Talebian, M., and Walters, R.J. (2013) The 2010–2011 South Rigan (Baluchestan) earthquake sequence and its implications for distributed deformation and earthquake hazard in southeast Iran. *Geophysical Journal International*, **193**, 349-374.
11. Berberian, M. (1979) Evaluation of instrumental and relocated epicentres of Iranian earthquakes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical*, **58**, 625-630.
12. Berberian, M. (1995) Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, **241**, 193-224.
13. Walker, R., Jackson, J., and Baker, C. (2004) Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran. *Geophysical Journal International*, **157**, 265-282.
14. King, G.C.P., Stein, R.S., and Lin, J. (1994) Static stress changes and the triggering earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(3), 935-953.
15. Okada, Y. (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**, 1018-1040.
16. Toda, S. and Stein, R.S. (2003) Toggling of seismicity by the 1997 Kagoshima earthquake couplet: A demonstration of time-dependent stress transfer. *Journal of Geophysical Research*,



- F., and Chéry, J. (2004) Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, **157**(1), 381-398.
25. عباسی، محمدرضا، جوان دولوئی، غلام و سدیدخو، ا. (1393) شناسایی گسل مسبب زمین‌لرزه‌ی 29 آذر 1389 محمدآباد ریگان (کرمان) و ساز و کار کانونی آن بر اساس تحلیل پس‌لرزه‌ها. *مجله‌ی ژئوفیزیک ایران*، **8**(1)، 70-59.
26. Jackson, J., Bouchon, M., Fielding, E., Funning, G., Ghorashi, M., Hatzfeld, D., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Talebian, M., Tatar, M., Walker, R., and Wright, T. (2006) Seismotectonic, rupture process, and earthquake-hazard aspects of the 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake. *Geophysical Journal International*, **166**(3), 1270-1292, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03056.x.

The Coulomb Stress Changes Due to Rigan Earthquakes and their Aftershocks

B.M. Asayesh¹ and H. Hamzehloo²

1. M.Sc. Graduate, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran
2. Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran,
Corresponding Author: hhamzehloo@iiees.ac.ir

On December 20, 2010, an earthquake with a moment magnitude of 6.5 has been occurred in south-east of Rigan in south of Kerman province. The second strong event was happened 37 days after the first event on January 27, 2011 with a moment magnitude of 6.2 in south-west of the first event. Previous studies indicated that the occurrence of an earthquake can change the distributed stress in surrounding region and caused triggering other events. We have calculated the coulomb stress changes due to the first earthquake in the hypocenter of the second earthquake in order to investigate the effect of first event on the second event. This study showed that the stress has increased about 2.8 bar (0.28 MPa) in the hypocenter of the second earthquake. Right-lateral displacement on the causative fault of the first event based on the tectonic and stress pattern of the region can be a cause of left-lateral displacement on the second event causative fault. Besides, in order to investigate the effect of the stress change on aftershocks distribution, we have calculated the coulomb stress changes due to these events on optimally oriented faults. Our calculations showed that more than 70 percent of these aftershocks distributed in places where the coulomb stress changes have been increased and have a positive amount. Coulomb stress changes due to these earthquakes on the surrounding right-lateral faults have been calculated and showed that the stress has been decreased on the central and north-west parts of bam fault and has been increased in the south-east part of this fault.

Keywords: Earthquake; Coulomb Stress Change; Aftershock; Receiver Fault