

بررسی برهم کنش مکانیکی بین زمین لرزه‌های بزرگ شمال غرب ایران

اصغر راست‌بود^{۱*}، بابک شاهنده^۲ و مهدی محمدزاده^۳

^۱استادیار، دانشکده عمران، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲دانشجوی کارشناسی ارشد ژئودزی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳دانشجوی کارشناسی ارشد ژئودزی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت: ۱۳۹۹/۱۰/۲۱، پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۰۱)

چکیده

بشر از دیرباز با پدیده‌های مخرب طبیعی از جمله زمین لرزه روبه‌رو بوده است. آگاهی از زمان و مکان رخداد زمین لرزه‌های بزرگ جهت هشدار دادن قبل از رخداد زمین لرزه ضروری است. از بررسی تغییرات تنش در پوسته زمین می‌توان در برآورد احتمال وقوع زمین لرزه بهره برد. تحلیل تغییرات تنش کولمب در بسیاری از مناطق لرزه‌خیز جهان نشان می‌دهد که در بیشتر موارد، مکان رخداد زمین لرزه‌های بعدی از تغییرات تنش کولمب ناشی از زمین لرزه‌های قبلی در آن منطقه متأثر است. در این تحقیق به منظور بررسی مکان احتمالی رخداد زمین لرزه‌های بزرگ، تغییرات تنش کولمب همالرز ۲۹ زمین لرزه تاریخی و دستگاهی با بزرگای بیشتر از ۵/۵ در بخش شمال غربی ایران به ترتیب تاریخی محاسبه شد. بررسی برهم‌کنش مکانیکی بین زمین لرزه‌ها، وجود ارتباط مکانی بین آنها را برای حدود ۶۵ درصد از رویدادها نشان می‌دهد. همچنین برای آگاهی از اینکه در کدام قسمت از منطقه مورد مطالعه خطر لرزه‌ای ممکن است احتمال بیشتری داشته باشد، تغییرات تنش کولمب تجمعی ناشی از تغییر شکل‌های همالرز روی صفحات گسلی راستالغز و شیب‌لغز با هندسه بهینه محاسبه شد. نتایج این محاسبات نشان داد مناطق پرخطر و محتمل برای ایجاد زمین لرزه‌های بزرگ بعدی، مناطقی هستند که در محدوده افزایش تنش کولمب همالرز زمین لرزه‌های پیشین واقع هستند و گسل فعالی هم‌جهت با جهت‌های بهینه شکست‌های راستالغز و شیب‌لغز دارند. این مناطق برای گسل‌های راستالغز عبارت‌اند از: قسمت جنوب شرقی گسل شمال تبریز (بستان‌آباد)؛ قسمت شمالی گسلش ناشی از زمین لرزه سال ۱۸۴۳ از گسل ماکو؛ قسمت جنوبی گسلش ناشی از زمین لرزه سال ۱۸۴۰. برای گسل‌های شیب‌لغز نیز این مناطق عبارت‌اند از: گسل شیب‌لغز تسوج، بین گسلش ناشی از زمین لرزه‌های سال‌های ۱۸۰۷ و ۱۸۵۷؛ گسل شیب‌لغز میشو؛ قسمت جنوبی گسلش ناشی از زمین لرزه سال ۱۸۴۴ از گسل بزقوش؛ قسمت شمالی گسلش ناشی از زمین لرزه سال ۱۸۷۹ از گسل بزقوش.

واژه‌های کلیدی: تغییرات تنش کولمب، برهم‌کنش مکانیکی، گسل فعال، زمین لرزه، لغزش، شمال غرب ایران

۱ مقدمه

تحلیل تغییرات تنش کولمب در بسیاری از مناطق لرزه‌خیز جهان نشان می‌دهد مکان رخداد زمین‌لرزه‌های بعدی، متأثر از تغییرات تنش ناشی از زمین‌لرزه‌های قبلی در آن منطقه است. این موضوع پیامدهای درخور توجهی را برای ارزیابی خطر لرزه‌ای و پیش‌بینی زمین‌لرزه دارد.

طی سه دهه گذشته مقالات متعددی درباره نحوه انتقال تنش در اثر رخداد زمین‌لرزه‌ها با معیار تغییرات تنش کولمب منتشر شده است. مطالعات انجام شده به سه دسته عمده تقسیم می‌شوند. البته برخی از تحقیقات را می‌توان در هر سه دسته جای داد. دسته اول ارتباط بین یک زمین‌لرزه بزرگ و پس‌لرزه‌های کوچک‌تر بعد از آن را بررسی می‌کند که به بازه زمانی تقریباً کوتاهی محدود می‌شود. دسته دوم به برهم‌کنش بین زمین‌لرزه‌های بزرگ اختصاص دارد و در برگیرنده بازه‌های زمانی بلندتری است و دسته سوم، با مدل‌سازی چرخه زمین‌لرزه، به بررسی برهم‌کنش بین زمین‌لرزه‌های رخ داده در طول چرخه می‌پردازد.

برهم‌کنش میان یک زمین‌لرزه بزرگ و پس‌لرزه‌های ناشی از آن در جنوب کالیفرنیا پس از زمین‌لرزه سال ۱۹۹۲ لندرز بررسی شده است (هریس و سیمپسون، ۱۹۹۲). همچنین کینگ و همکاران (۱۹۹۴) بررسی کردند که چگونه رخداد یک زمین‌لرزه می‌تواند زمین‌لرزه‌های بعدی را در پی داشته باشد. آنها با بررسی زمین‌لرزه سال ۱۹۹۲ لندرز با بزرگای گشتاوری ۷/۴ دریافتند که توزیع پس‌لرزه‌ها در مجاورت زمین‌لرزه اصلی می‌تواند با معیار تغییر تنش کولمب توجیه شود. پس‌لرزه‌های ناشی از زمین‌لرزه ارزینجان ترکیه با معیار تغییرات تنش کولمب مدل‌سازی شده است (نالبانت و همکاران، ۱۹۹۶). همچنین می‌توان به کار اشتاین و همکاران (۱۹۹۷) اشاره کرد. زمین‌لرزه‌هایی که باعث گسیختگی ۱۰۰۰ کیلومتر از گسل شمالی آناطولی در کشور ترکیه بین سال‌های ۱۹۳۹

تا ۱۹۹۲ شدند، فرصتی را برای مطالعه رویدادهای بزرگ بعدی ایجاد کردند. در سال ۱۹۹۹ زلزله‌های ایزمیت و دوزچه در مناطق مورد انتظاری اتفاق افتادند که تنش کولمب در آنها افزایش یافته بود. همچنین تغییرات تنش کولمب در این تحقیق نشان داد که گسیختگی از ده گسیختگی در طول گسل شمال آناطولی، به دلیل تغییرات تنش رویدادهای پیشین اتفاق افتاده است. تودا و همکاران (۱۹۹۸) زمین‌لرزه کوبه را بررسی کردند که در منطقه‌ای پرجمعیت در جنوب غرب ژاپن رخ داده بود. در آن تحقیق چگونگی انتقال تنش به گسل‌های اطراف و افزایش احتمال رخداد زمین‌لرزه بعدی در پی وقوع یک زمین‌لرزه بررسی شد. آنها همچنین محل رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ بعدی و پس‌لرزه‌ها را با معیار شکست کولمب توضیح دادند. ژانگ و همکاران (۲۰۰۳) در پژوهش خود با بررسی برهم‌کنش تنش‌های گسل‌ها، به موضوع آزادسازی و تأخیر زمین‌لرزه‌ها در منطقه گسلی خیانشی در جنوب غربی چین پرداختند و مکان رخداد پس‌لرزه‌ها را برآورد کردند. رهاسازی تنش کولمب زمین‌لرزه‌ها در طول گسل آتالانتی در قسمت مرکزی یونان برای دو رویداد بزرگ‌تر از ۶ با الگوی تغییرات تنش ارزیابی شده است (قانس و همکاران، ۲۰۰۶). از مدل فوریه برای مدل‌سازی وابسته به زمان چرخه زمین‌لرزه در طول گسل سن آندریاس استفاده و تغییرات تنش کولمب در بازه زمانی ۱۰۰۰ ساله برآورد و نشان داده شده است که تنش تا حد زیادی مستقل از رئولوژی فرضی است و به پیشینه لغزش در هر بخش گسل بسیار حساس است (اسمیت و سندول، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۶). بر اساس نتایج این تحقیق، همان‌گونه که انتظار می‌رفت، تنش کولمب در حال حاضر در کل بخش جنوبی گسل سن آندریاس مقدار زیادی دارد؛ زیرا در ۱۵۰ تا ۳۰۰ سال گذشته، زمین‌لرزه بزرگی در این بخش از گسل رخ نداده است. تغییرات

روند تغییرات تنش کولمب در اثر وقوع زمین لرزه در دوره ۱۴۰۰ ساله در شرق کالیفرنیا و غرب نوادا از ایالات متحده آمریکا بررسی و نشان داده شده است که توزیع مکانی زمین لرزه‌های بزرگ در این دوره زمانی تصادفی نیست و کمیت تغییرات تنش کولمب، کنترل کننده دنباله زمین لرزه‌های بزرگ است و ممکن است زمان گسیختگی چندین گسل با توانایی ایجاد زمین لرزه با بزرگای گشتاوری بیشتر از ۷ نزدیک باشد (وردکیا و کارنا، ۲۰۱۶). در تحقیق دیگری، حساسیت تغییر تنش کولمب استاتیک نسبت به هندسه گسل مرجع و دامنه تنش منطقه‌ای با مطالعه موردی زمین لرزه سال ۲۰۱۶ پیدی جایا، آچه با بزرگای گشتاوری ۶/۵ بررسی شده است (کوسوماواتی و همکاران، ۲۰۱۹). الگوی تغییر تنش کولمب و توزیع پس لرزه‌های مرتبط با زمین لرزه نیپال با بزرگای گشتاوری ۷/۸ در مطالعه یانگ و همکاران (۲۰۱۸) و چو و همکاران (۲۰۱۹) بررسی شده است. تغییرات تنش کولمب ناشی از وقوع ۳۵ زمین لرزه تاریخی با بزرگای بیشتر از ۶/۵ در بازه زمانی حدود ۷۰۰ سال در سامانه گسلی شیانشوئی - شیائوجیانگ چین بررسی و گسل‌های صالاحا - موکسی و آنینگ، گسل‌هایی با تغییر تنش کولمب مثبت و پتانسیل لرزه‌ای زیاد معرفی شده‌اند (بینگ و همکاران، ۲۰۱۶). احدف و جین (۲۰۱۹) ارتباط مکانی بین سه زمین لرزه با بزرگای گشتاوری بیشتر از ۶ و پس لرزه‌های مربوط به هر زمین لرزه اصلی را با استفاده از روند تغییرات تنش کولمب در منطقه قفقاز بررسی کرده‌اند. در پژوهش خو و همکاران (۲۰۲۰)، با توجه به در دسترس بودن مشاهدات ماهواره‌ای از جابه‌جایی‌های سطحی، نخست جهت به دست آوردن مشخصات هندسی و میزان لغزش‌ها، برای سه زمین لرزه بزرگ از اوت تا اکتبر سال ۲۰۱۶ در مرکز ایتالیا مسئله معکوس با ترکیب مشاهدات ماهواره‌ای راداری و GPS حل و در ادامه، ارزیابی کمی تغییرات تنش کولمب برای بررسی ارتباط

مکانی - زمانی تنش کولمب با استفاده از تغییرات نرخ لرزه‌خیزی و تفسیر زمین‌ساختی آن برای هوکایدو در شمال ژاپن بررسی شده است (گیمیره و همکاران، ۲۰۰۸). روند تغییرات تنش کولمب در شمال شرقی کارائیب طی ۲۵۰ سال گذشته ناشی از تغییر شکل همالرزهای پس لرزه‌ای و بین لرزه‌ای با مدل‌سازی چرخه زمین لرزه برای یازده زمین لرزه با بزرگای بیش از ۷ بررسی شده است (الی و همکاران، ۲۰۰۸). قهالات (۲۰۰۹) تغییر تنش کولمب مربوط به زمین لرزه ۲۰۰۵ کشمیر و خطر لرزه‌ای ناشی از آن را تحلیل کرده است. تغییرات تنش کولمب و لرزه‌خیزی مورد انتظار ناشی از آن برای زمین لرزه ۱۴ آوریل ۲۰۱۰ یوشوی چین با بزرگای موج سطحی ۷/۱ برآورد شده است (شان و همکاران، ۲۰۱۱). حساسیت تغییر تنش کولمب ناشی از تغییر در مدل‌های منبع لرزه اصلی و پارامترهای گسل گیرنده با مطالعه موردی زمین لرزه ۲۰۱۱-۲۰۱۱ کریستچرچ نیوزیلند بررسی شده است (چان و همکاران، ۲۰۱۱). در تحقیق دیگری، توزیع لغزش همالرز و تغییر تنش کولمب زمین لرزه ۶ آوریل ۲۰۰۹ لوکویلا با بزرگای گشتاوری ۶/۳ با حل مسئله معکوس جابه‌جایی‌های حاصل از GPS مطالعه شده است (سرپلونی و همکاران، ۲۰۱۲). تغییر تنش کولمب ناشی از زمین لرزه ۱۱ آوریل ۲۰۱۲ اقیانوس هند با بزرگای گشتاوری ۸/۶ همراه با الگوی پس لرزه‌ها در مطالعه ماهش و همکاران (۲۰۱۳) محاسبه شده است. وانگ و همکاران (۲۰۱۴) حساسیت تغییرات تنش کولمب نسبت به مدل شکست کولمب را با مطالعه زمین لرزه ۲۰۰۸ ونچوان با بزرگای گشتاوری ۷/۹ تحلیل کردند. تغییر تنش کولمب مربوط به زمین لرزه ۱۹ مه سال ۲۰۱۱ سیمو - کوتایای ترکیه با بزرگای گشتاوری ۶ برآورد شده است (گورگون، ۲۰۱۴). ایشیبه و همکاران (۲۰۱۵) همبستگی بین تنش کولمب انتشار یافته از زمین لرزه ۲۰۱۱ توکو - اوکی و تغییر نرخ لرزه‌خیزی را در کاتوی ژاپن بررسی کرده‌اند.

مکانی سه زمین لرزه با هم و با پس لرزه‌های آنها انجام و گسل‌های مستعد برای وقوع زمین لرزه‌های بزرگ بعدی مشخص شده است.

در تحقیق حاضر، به منظور بررسی برهم کنش زمین لرزه‌های بزرگ و تأثیرپذیری زمین لرزه‌های مجاوری که در امتداد یک گسل رخ داده‌اند از یکدیگر، تغییرات تنش کولمب همالرز زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی بعد از هر زمین لرزه به صورت تجمعی محاسبه می‌شود. تغییرات تنش کولمب بیشترین حساسیت را به میزان لغزش گسل دارد. با توجه به بزرگی دامنه لغزش در دوره همالرز نسبت به دو دوره بین لرزه‌ای و پس لرزه‌ای، قطعاً تغییرات تنش کولمب ناشی از لغزش همالرز خیلی بیشتر از دو دوره دیگر خواهد بود. وقوع زمین لرزه، میدان تنش را در اطراف گسل تغییر می‌دهد. این تغییر در دو دوره بین لرزه‌ای و پس لرزه‌ای با دامنه خیلی کمتر رخ می‌دهد. بررسی صحیح‌تر تغییرات تنش کولمب در یک منطقه مستلزم حل صحیح‌تر مسئله معکوس در هر سه دوره و در نهایت، مدل‌سازی چرخه زمین لرزه با لحاظ کردن پارامتر زمان است. جهت مدل‌سازی چرخه زمین لرزه، علاوه بر استفاده از مدل‌های ژئوفیزیکی، به مشاهدات ژئودتیکی تغییر شکل سطحی زمین نظیر GPS و InSAR نیز به عنوان قید برای حل مسئله معکوس نیاز است. مدت زمان زیادی از اخذ داده با استفاده از این سامانه‌ها نمی‌گذرد؛ لذا درباره کل زمین لرزه‌های غیردستگاهی و حتی بیشتر زمین لرزه‌های دستگاهی به جز زمین لرزه‌های دو گانه اهر-ورزقان داده‌های ژئودتیکی در دسترس نیست و امکان حل مسئله معکوس و رسیدن به پارامترهای هندسی صحیح‌تر گسل‌ها و به دنبال آن، مدل‌سازی چرخه زمین لرزه با وارد کردن پارامتر زمان در عمل وجود ندارد. در این پژوهش به جای حل مسئله معکوس با قید مشاهدات ژئودتیکی، از روابط تجربی ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴) بین بزرگای زمین لرزه و پارامترهای هندسی گسیختگی استفاده شده

است. این روابط بسیار تقریبی هستند و خطای استفاده از نتایج این روابط در مدل‌سازی چرخه زمین لرزه و تغییرات تنش کولمب حاصل خیلی بیشتر از دامنه کم تغییرات تنش کولمب در دو دوره بین لرزه‌ای و پس لرزه‌ای خواهد شد و در عمل، دامنه تغییرات تنش کولمب ناشی از این دو دوره در محدوده دامنه تقریب‌ها قرار خواهد گرفت؛ لذا در این تحقیق نقش زمان و چرخه زمین لرزه نادیده گرفته شده است و تغییرات تنش کولمب فقط در دوره همالرز بین زمین لرزه‌های متوالی محاسبه و از تغییرات تنش کولمب در دوره بین لرزه‌ای و پس لرزه‌ای با توجه به دامنه کم تغییرات و نبود داده برای برآورد آن صرف نظر شده است. بدیهی است نتایج برآورد تغییرات تنش کولمب در صورت وجود داده صحیح برای این دو دوره قطعاً می‌تواند متأثر از پارامتر زمان و چرخه زمین لرزه باشد.

برای مطالعه موردی، بخش شمال غرب منطقه برخورد مایل صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان-اوراسیا در نظر گرفته شده است که تقریباً منطبق بر شمال غرب ایران است و گسل‌های راستالغز شمال تبریز، اهر، ماکو و گسل‌های شیب لغز بزقوش و تسوج را در برمی‌گیرد. دلیل انتخاب این منطقه وجود اطلاعات به نسبت مبسوط درباره گسل‌های فعال و همچنین محل رخداد زمین لرزه‌های تاریخی آن نسبت به سایر مناطق ایران است. منطقه شمال غرب ایران، دست کم شانزده زمین لرزه با بزرگای بیش از ۶/۵ را طی ۱۲۰۰ سال گذشته تجربه کرده است. این رویدادها مدرکی برای پیشرفت زمانی گسلش‌های راستالغز شمال تبریز (۸۵۸، ۱۰۴۲، ۱۲۷۳، ۱۳۰۴، ۱۷۲۱، ۱۷۸۰ و ۱۷۸۶)، ماکو (۱۸۴۰ و ۱۸۴۳)، بزقوش (۱۸۴۴) و ۱۸۷۹) و سنگوار (۱۸۶۳ و ۱۸۹۶) هستند و همچنین رابطه برانگیختگی احتمالی بین زمین لرزه‌ها را در این سامانه گسلی پیشنهاد می‌کنند. هدف تحقیق حاضر این است که با توجه به زمین لرزه‌های تاریخی، از میان مناطقی که گسل دارند و بدون زمین لرزه تاریخی هستند، مناطق آماده برای

زمین لرزه‌های آتی تعیین شود.

۲ روش پژوهش

۱-۲ معیار شکست کولمب

جهت مشخص کردن شرایط اتفاق افتادن شکست در سنگ، از معیارهای مختلفی استفاده شده است. یکی از معیارهایی که بیشتر بررسی می‌شود، معیار شکست کولمب است. مطابق این معیار، دو تنش نرمال و برشی روی صفحه گسل اولیه باید در شرایطی شبیه شرایط اصطکاک روی سطح موجود اولیه صدق کنند. در کارهای آزمایشگاهی، سنگ‌های محدود شده تقریباً از شرایط شکست کولمب تبعیت می‌کنند. این موضوع بسیاری از مشاهدات صحرایی را نیز توجیه می‌کند. در معیار کولمب، شکست روی یک صفحه زمانی اتفاق می‌افتد که تنش کولمب σ_f از یک مقدار خاص تجاوز کند (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴):

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu(\sigma_\beta - p) \quad (1)$$

که τ_β تنش برشی روی صفحه شکست، σ_β تنش نرمال، p فشار مایع منفذی و μ ضریب اصطکاک است. اگر زاویه بین صفحه شکست و محور تنش اصلی σ_1 برابر β باشد، می‌توان مؤلفه‌های تنش اعمال شده بر صفحه شکست را برحسب تنش‌های اصلی بیان کرد:

$$\sigma_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) - \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\beta \quad (2)$$

$$\tau_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\beta \quad (3)$$

که σ_1 تنش اصلی بیشینه و σ_3 تنش اصلی کمینه است. به این ترتیب رابطه (۱) به صورت زیر خواهد شد:

$$\sigma_f = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)(\sin 2\beta - \mu \cos 2\beta) - \frac{1}{2}\mu(\sigma_1 + \sigma_3) + \mu p \quad (4)$$

با مشتق‌گیری از رابطه (۴) به عنوان تابعی از β ، بیشینه مقدار تنش کولمب σ_f زمانی خواهد بود که:

$$\tan 2\beta = \frac{1}{\mu} \quad (5)$$

مطابق رابطه (۱) فشار مایع منفذی، تنش نرمال مؤثر بر صفحه شکست را تغییر می‌دهد:

$$\sigma_f = \tau_\beta - \mu' \sigma_\beta \quad (6)$$

ضریب اصطکاک مؤثر نیز با رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$\mu' = \mu(1 - B) \quad (7)$$

B ضریب اسکمپتونز (Skempton's) نامیده می‌شود و بین صفر و یک تغییر می‌کند. با فرض اینکه تنش میانی σ_2 نقشی در شکست نداشته باشد، معیار شکست دوبعدی خواهد بود؛ بنابراین کلیه فرایندها را می‌توان در دو بعد بیان کرد. جهت تعمیم ریاضی به سه بعد کافیست که وضعیت صفحه بزرگ‌ترین و کوچک‌ترین تنش اصلی در دستگاه مختصات مناسب تعیین و معیار شکست در آن صفحه اعمال شود.

۱-۱-۲ تغییر تنش کولمب روی گسل‌هایی با

هندسه مشخص

در دستگاهی که محورهای x و y و جابه‌جایی‌های گسل افقی باشند و صفحه گسل، قائم و به موازات محور z باشد، تنش روی یک صفحه با زاویه ψ نسبت به محور x را می‌توان به صورت زیر نوشت (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴):

$$\begin{aligned} \sigma_{11} &= \sigma_{xx} \cos^2 \psi + 2\sigma_{xy} \sin \psi \cos \psi + \sigma_{yy} \sin^2 \psi \\ \sigma_{33} &= \sigma_{xx} \sin^2 \psi - 2\sigma_{xy} \sin \psi \cos \psi + \sigma_{yy} \cos^2 \psi \end{aligned} \quad (8)$$

$$\tau_{13} = \frac{1}{2}(\sigma_{yy} - \sigma_{xx}) \sin 2\psi + \tau_{xy} \cos 2\psi$$

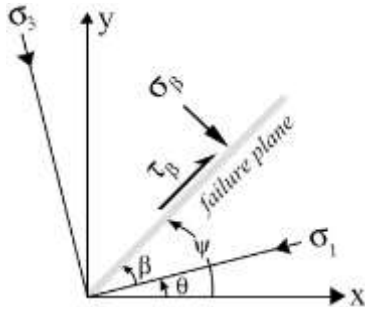
حال می‌توان تغییر تنش کولمب را برای حرکت راست گرد σ_f^R و چپ گرد σ_f^L روی صفحاتی که با زاویه ψ نسبت به محور x قرار گرفته‌اند، به صورت زیر نوشت:

$$\sigma_f^R = \tau_{13}^R + \mu' \sigma_{33} \quad (9)$$

$$\sigma_f^L = \tau_{13}^L + \mu' \sigma_{33} \quad (10)$$

علامت τ_{13} در رابطه (۸)، برای لغزش راست گرد τ_{13}^R در رابطه (۹) تغییری نکرده است ولی برای لغزش چپ گرد τ_{13}^L در رابطه (۱۰)، علامت آن عوض می‌شود.

محاسبه می شوند. جهت های بهینه با استفاده از تنش کلی پس از زمین لرزه محاسبه و تغییرات تنش کولمب ایجاد شده با تغییرات تنش زمین لرزه روی این صفحات تجزیه می شود. معمولاً زمین لرزه باعث دوران محورهای اصلی تنش می شود.



شکل ۱. دستگاه مختصات استفاده شده برای محاسبه تنش های کولمب روی صفحه بهینه (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴).

شبه سازی معادله (۹) در شکل ۲- الف نشان داده شده است. مطابق این شکل توزیع لغزش بیضوی به یک گسل مرجع در نیم فضای همگن کشسان و بدون تنش اعمال شده است. سهم مؤلفه های برشی و نرمال در شرایط شکست و تنش های کولمب حاصل، برای گسل های بی نهایت کوچک موازی با گسل مرجع به صورت جداگانه نشان داده شده است. چنین محاسبه ای نشان دهنده تغییر تنش کولمب روی این صفحات است که فقط از لغزش روی گسل مرجع حاصل می شود. همچنین نتایج یک شبه سازی به منظور یافتن جهت های بهینه و مقادیر تغییرات تنش کولمب در شکل ۲- ب نشان داده شده است. همانند قبل، محاسبات در محیط نیم فضا انجام شده و لغزش روی گسل مرجع مطابق حالت قبلی است. تنش فشاری یکنواخت برابر با ۱۰۰ بار با جهت نشان داده شده اعمال شده است. خطوط سفید نشان دهنده جهت های چپ گرد بهینه و خطوط سیاه نشان دهنده جهت های راست گرد بهینه هستند. سهم مؤلفه های برشی و نرمال تغییر تنش کولمب، به صورت مجزا نشان داده شده است.

۲-۱-۲ تغییر تنش کولمب روی گسل هایی با هندسه بهینه

پس از رخداد یک زمین لرزه، جهت های بهینه نه تنها با تغییر تنش ناشی از زمین لرزه σ_{ij}^g ، بلکه با تنش های منطقه ای موجود از قبل σ_{ij}^r تعیین می شوند. به این ترتیب تنش کل از رابطه زیر تعیین می شود (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴):

$$\sigma_{ij}^t = \sigma_{ij}^r + \sigma_{ij}^g \quad (11)$$

جهت محورهای اصلی منتج از تنش کل با رابطه زیر به دست می آید:

$$\theta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{2\sigma_{xy}^t}{\sigma_{xx}^t - \sigma_{yy}^t} \right) \quad (12)$$

مطابق شکل ۱، θ زاویه یکی از تنش های اصلی با محور x و زاویه تنش اصلی دیگر با این محور برابر $\theta \pm 90^\circ$ است. از این دو زاویه، زاویه مربوط به بزرگ ترین تنش باید انتخاب شود؛ بنابراین زاویه شکست بهینه ψ_0 برابر خواهد بود با $\theta_1 \pm \beta$. در حالی که جهت صفحات بهینه با استفاده از تنش کلی (σ_{ij}^g) تعیین می شود، تغییرات تنش برشی و نرمال روی این صفحات با استفاده از تغییر تنش زمین لرزه (σ_{ij}^g) تعیین می شود؛ بنابراین تغییرات تنش برشی و نرمال روی صفحات بهینه عبارت اند از:

$$\tau_{13} = \frac{1}{2} (\sigma_{yy}^g - \sigma_{xx}^g) \sin 2\psi_0 + \tau_{xy}^g \cos 2\psi_0 \quad (13)$$

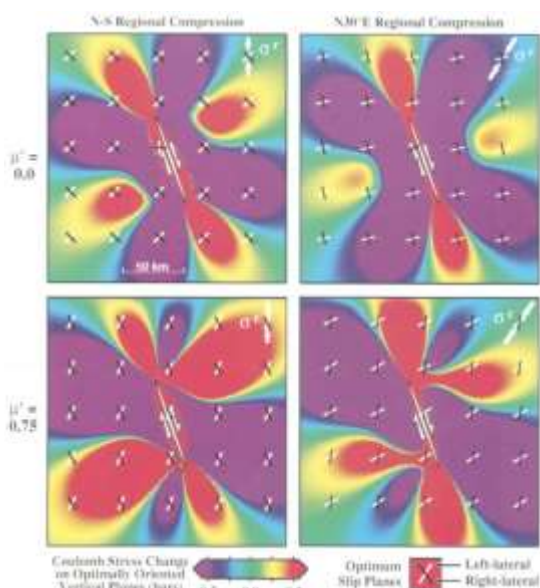
$$\sigma_{33} = \sigma_{xx}^g \sin^2 \psi_0 - 2\sigma_{xy}^g \sin \psi_0 \cos \psi_0 + \sigma_{yy}^g \cos^2 \psi_0$$

و تغییر تنش کولمب عبارت است از:

$$\sigma_f^{opt} = \tau_{13} - \mu' \sigma_{33} \quad (14)$$

دو صفحه بهینه با رابطه (۱۴) که به هر دو اعمال می شود، متناظر با برش چپ گرد و راست گرد هستند. توجه به این نکته بسیار مهم است که تغییر تنش کولمب روی صفحاتی محاسبه می شود که بعد از زمین لرزه به عنوان صفحات بهینه

بعد از آن به مقدار ضریب اصطکاک دارد و نسبت به دامنه تنش منطقه‌ای حساسیت ندارد (شکل ۳)؛ لذا در این تحقیق جهت تنش منطقه‌ای از مطالعات قبلی استخراج و برای ضریب اصطکاک از مقدار متوسط ۰/۴ استفاده شد. مدل به کار گرفته شده برای مدل‌سازی زمین لرزه، مدل تحلیلی اکادا (۱۹۸۵) است. در این مدل زمین به صورت نیم فضای کشسان همگن و ایزوتروپ فرض می‌شود.



شکل ۳. تأثیر تغییر جهت تنش منطقه‌ای σ^r و ضریب اصطکاک مؤثر μ' مقایسه شکل‌های بالا و پایین نشان می‌دهد اصطکاک در زاویه داخلی بین صفحات لغزشی چپ‌گرد و راست‌گرد و نحوه تأثیر تنش نرمال بر شکست مؤثر است. مقایسه شکل‌های چپ و راست نیز نشان می‌دهد جهت تنش منطقه‌ای بر وسعت مناطق افزایش یا کاهش تغییر تنش کولمب مؤثر است (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴).

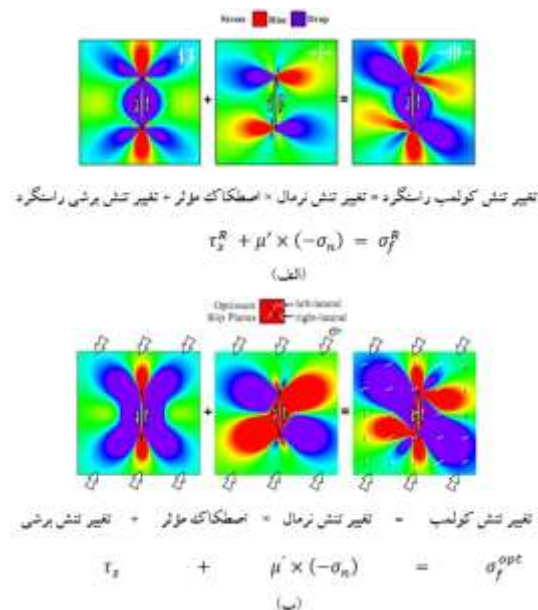
۳ محاسبات

۳-۱ پارامترهای توصیف‌کننده صفحات گسلی

زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاہی

به منظور آگاهی از پارامترهای توصیف‌کننده صفحات گسلی زمین لرزه‌های تاریخی، ابتدا گسل‌های اصلی محتمل به رویدادهای تاریخی نسبت داده شد. سپس آزمون گسلش زمین لرزه تاریخی با اندازه‌گیری زاویه

با استفاده از رابطه (۱۱) می‌توان دریافت که تنها بخش دیفرانسیلی تنش منطقه‌ای، جهت تنش‌های اصلی و بنابراین جهت تنش بهینه را مشخص می‌کند؛ از این رو فقط کافی است تنش منطقه‌ای به صورت کشش یا فشارش ساده تک‌محوری اعمال شود.



شکل ۲. نمایش تغییر تنش کولمب. در هر دو شکل (الف) و (ب) یک گسل راست‌الغز قائم راست‌گرد در نیم‌فضای کشسان در نظر گرفته شده است. به نحوی که میزان لغزش به سمت هر دو انتهای گسلش کاهش می‌یابد. تغییرات تنش کولمب به صورت رنگی نشان داده شده است. رنگ سبز نشان‌دهنده نبود تغییر در تنش کولمب است. (الف) تغییر تنش کولمب برای گسل‌های راست‌الغز راست‌گرد موازی با گسل مرجع (نمایش گرافیکی رابطه ۹) (ب) تغییر تنش کولمب برای گسل‌های با جهت بهینه برای شکست در تنش فشاری منطقه‌ای NVE به میزان ۱۰۰ بار (نمایش گرافیکی رابطه ۱۴) (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴).

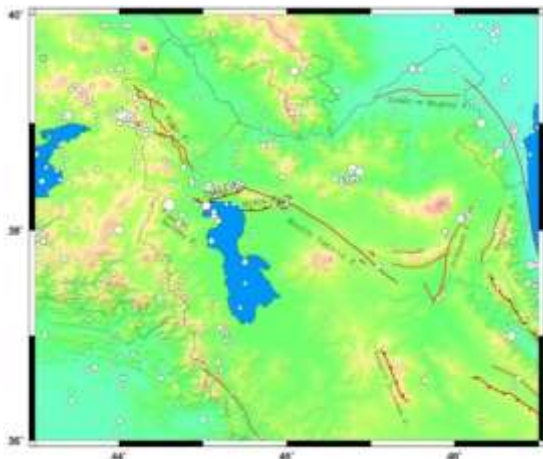
مطابق تحقیق کینگ و همکاران (۱۹۹۴) تغییر مقدار

ضریب اصطکاک بین ۰/۰ تا ۰/۷۵ که کلیه مقادیر ممکن آن را پوشش می‌دهد، طرح توزیع تغییر تنش کولمب و همچنین جهت صفحات گسلی با هندسه بهینه را به مقدار کمی تحت تأثیر قرار می‌دهد و بنابراین بر آورد تغییر تنش کولمب، بیشترین حساسیت را به جهت تنش منطقه‌ای و

و پایین به صورت کاهشی (taper) در نظر گرفته شده است.

۳-۳ منطقه شمال غرب ایران

محدوده مورد مطالعه جهت انجام دادن محاسبات تغییرات تنش کولمب، شمال غرب منطقه برخورد مایل صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان - اوراسیا است که در طول جغرافیایی ۴۳ تا ۴۹ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶ تا ۴۰ درجه شمالی واقع است. بررسی‌های لرزه‌خیزی در این منطقه نشان می‌دهد بیش از سیصد رویداد لرزه‌ای با بزرگای بیش از ۴/۵ در سده اخیر در این منطقه رخ داده است (شکل ۴).



شکل ۴. نقشه لرزه‌خیزی منطقه شمال غرب ایران. نقشه گسل‌ها برگرفته از حسامی و همکاران (۱۳۸۲) است. موقعیت زمین‌لرزه‌ها با بزرگای بیش از ۴/۵ در سده اخیر که از فهرست‌نامه پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برگرفته شده است، با دایره‌های سفید رنگ نشان داده شده است.

در این بخش تغییرات تنش کولمب تعداد ۲۹ زمین‌لرزه تاریخی و دستگاهی با بزرگای بیش از ۵/۵ که در منطقه شمال غرب ایران رخ داده است، محاسبه و ارزیابی می‌شود. زمین‌لرزه‌های استفاده‌شده در برآورد تغییرات تنش کولمب به همراه گسل‌های متناسب به آنها در شکل ۵ نشان داده شده است.

راستای گسل اصلی محتمل از روی نقشه گسل‌های فعال ایران به دست آمد (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳). زاویه شیب زمین‌لرزه‌های تاریخی بر اساس نوع گسلش گسل اصلی و با استفاده از نظریه گسلش اندرسون استنباط شد. زاویه ریک رویدادهای تاریخی نیز بر اساس نوع گسلش گسل اصلی، با استفاده از زوایای پیشنهادی آکی و ریچاردز تعیین شد (آکی و ریچاردز، ۲۰۰۲).

پارامترهای صفحات گسلی زمین‌لرزه‌های دستگاهی تا قبل از سال ۱۹۷۶ میلادی، از مرجع پارامترهای مبنایی زمین‌لرزه‌های ایران (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۷) و همچنین مرجع جکسون و همکاران (۱۹۹۵) گردآوری شده است. این پارامترها برای زمین‌لرزه‌های پس از سال ۱۹۷۶ میلادی تاکنون از فهرست‌نامه CMT استخراج شدند.

۲-۳ محاسبه پارامترهای گسیختگی

جهت محاسبه طول، عرض و همچنین مقدار لغزش در اثر زمین‌لرزه، از روابط تجربی ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴) بین بزرگای زمین‌لرزه و پارامترهای هندسی گسیختگی استفاده شد که برای گسلش امتداد لغز به صورت زیر است:

$$\log(SRL) = -3.55 + 0.74M_W \quad (16)$$

$$\log(AD) = -6.32 + 0.90M_W \quad (17)$$

$$\log(RW) = -0.76 + 0.27M_W \quad (18)$$

برای گسلش شیب لغز معکوس نیز روابط به صورت زیر است:

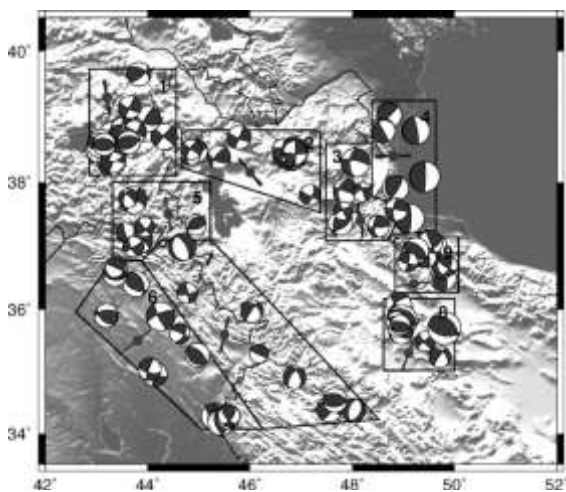
$$\log(SRL) = -2.86 + 0.63M_W \quad (19)$$

$$\log(AD) = -0.74 + 0.08M_W \quad (20)$$

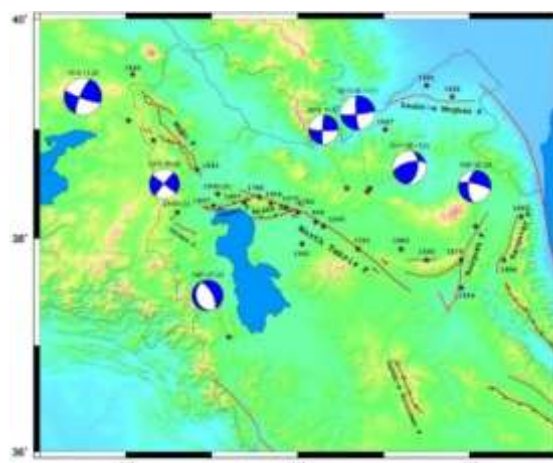
$$\log(RW) = -1.61 + 0.41M_W \quad (21)$$

که M_W بزرگای گشتاوری، SRL طول گسیختگی سطحی برحسب کیلومتر، RW عرض گسیختگی برحسب کیلومتر و AD میزان لغزش همالرز برحسب متر است. دامنه لغزش از مرکز کانونی زمین‌لرزه به طرفین گسلش و به سمت بالا

مسطحاتی GPS و سازوکارهای ژرفی موجود متعلق به زمین لرزه‌هایی با بزرگای گشتاوری بیشتر از ۴ در فاصله سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۷ به نُه منطقه تقسیم شده است (شکل ۶). از سازوکار ژرفی زمین لرزه‌ها برای برآورد تنش منطقه‌ای با دو روش معکوس چندگانه (multiple inverse joint) و وارونگی توأم تکراری (iterative joint inversion) استفاده شده است. روش معکوس چندگانه را که یاماجی (۲۰۰۰) مطرح کرد، یاماجی و ساتو (۲۰۰۶)، اوتسوبو و یاماجی (۲۰۰۶) و اوتسوبو و همکاران (۲۰۰۸) توسعه دادند. روش وارونگی توأم تکراری را نیز اواریساک (۲۰۱۴) معرفی کرد. در این تحقیق از نتایج مقاله یادشده استفاده شد. نخست ۲۹ زمین لرزه استفاده شده برای محاسبه تغییرات تنش کولمب برحسب طول و عرض جغرافیایی محل وقوع (جدول ۱) بین نُه منطقه در شکل ۶ توزیع شدند و در مناطق شماره ۱، ۲، ۳ و ۵ قرار گرفتند. در ادامه، از نتایج روش وارونگی توأم تکراری با توجه به جدیدتر بودن آن، در محاسبات تغییرات تنش کولمب استفاده شد. مقادیر جهت تنش منطقه‌ای مستخرج از تحقیق افرا و همکاران (۲۰۱۷) در جدول ۲ آورده شده است.



شکل ۶. تقسیم‌بندی شمال غرب ایران به نُه منطقه بر اساس تشابه در میدان سرعت مسطحی GPS و سازوکار ژرفی زمین لرزه‌های با بزرگای بیشتر از ۴ در فاصله زمانی سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۷ (افرا و همکاران، ۲۰۱۷).



شکل ۵. نقشه موقعیت زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی با بزرگای بیش از ۵/۵ که در محاسبه تغییرات تنش کولمب منطقه شمال غرب ایران استفاده شده‌اند. پارامترهای زمین لرزه‌ها در جدول ۱ آورده شده است.

۳-۳-۱- اطلاعات زمین لرزه‌ها با بزرگای بیش از ۵/۵ در منطقه مورد مطالعه

جهت انجام دادن محاسبات، باید پارامترهای مختلف هندسی ناشی از زمین لرزه‌ها از جمله میزان لغزش، عمق، طول، عرض و زوایای ریک، راستا و شیب مشخص باشد. پارامترهای گسیختگی و هندسی زمین لرزه‌هایی که برای مدل سازی در منطقه شمال غرب ایران استفاده شده‌اند، در جدول ۱ آورده شده است.

۳-۳-۲- جهت تنش منطقه‌ای

بر اساس تحقیقات، بزرگای تنش منطقه‌ای تأثیری در نحوه توزیع تنش کولمب ندارد و تنها جهت تنش منطقه‌ای است که توجه صفحه‌های آماده برای شکست را تغییر می‌دهد (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴)؛ بنابراین در مدل سازی تغییرات تنش کولمب روی گسل‌ها با هندسه بهینه، تنها به تعریف جهت تنش منطقه‌ای در منطقه مورد مطالعه نیاز است. به این منظور مؤلفه‌های اصلی تانسور تنش منطقه‌ای در منطقه شمال غرب ایران از تحقیق افرا و همکاران (۲۰۱۷) استخراج شد که در آن، منطقه شمال غرب ایران با استفاده از تشابه بردارهای میدان سرعت

جدول ۱. پارامترهای زمین لرزه‌هایی که برای مدل‌سازی تغییرات تنش کولمب در منطقه شمال غرب ایران استفاده شده‌اند. طول ($^{\circ}$) و عرض ($^{\circ}$)، بیانگر طول و عرض جغرافیایی رومرکز زمین لرزه‌ها هستند. موقعیت جغرافیایی زمین لرزه‌های تاریخی تا سال ۱۸۹۶ برگرفته از آمبراسیز و ملویل (۱۹۸۲) و بربریان (۱۹۹۴) است. طول و عرض گسل و همچنین لغزش همالرز آن با استفاده از قوانین تجربی ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴) به دست آمده است. زوایای راستا، شیب و ریک به جز مواردی که مرجعشان معرفی شده است، به ترتیب بر اساس شواهد زمین‌شناسی منطقه، سازوکار گسل‌های منطقه بر مبنای نظریه گسلش اندرسون و با توجه به نوع گسل‌های منطقه بر اساس زوایای پیشنهادی (جکسون و همکاران، ۱۹۹۵) انتخاب شده‌اند. مراجع عبارت‌اند از: (۱) مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC)؛ (۲) پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES)؛ (۳) فهرست‌نامه CMT؛ (۴) جکسون و همکاران (۱۹۹۵)؛ (۵) آمبراسیز و ملویل (۱۹۸۲).

ردیف	تاریخ رویداد	زمان (UTC)	طول ($^{\circ}$)	عرض ($^{\circ}$)	M	M_w	M_s	m_b	راستا ($^{\circ}$)	شیب ($^{\circ}$)	ریک ($^{\circ}$)	عمق (km)	طول گسل (km)	عرض گسل (km)	لغزش (m)
۱	۸۵۸/۴۹/۴۴		۴۶/۲۱	۳۸/۱۵	7.0°				۳۰۰	۸۵	۱۷۵	۱۵	۱۳/۲۱	۷/۰۷	۰/۳۹
۲	۱۰۴۲/۱۱/۰۴		۴۶/۳۰	۳۸/۱۱	7.6°				۳۰۰	۸۵	۱۷۵	۱۵	۷۲/۲۹	۱۸/۸۰	۱/۲۱
۳	۱۳۳۰/۱/۱۸		۴۵/۹۶	۳۸/۲۵	?	7.3			۲۹۰	۸۵	۱۷۵	۱۵	۲۱/۰۰	۹/۲۳	۰/۵۳
۴	۱۳۰۴/۱۱/۰۷		۴۵/۸۰	۳۸/۳۰	7.7°				۲۹۰	۸۵	۱۷۵	۱۵	۲۴/۵۱	۱۰/۰۹	۰/۶۰
۵	۱۵۶۷/۴۹/۴۴		۴۷/۰۲	۳۹/۰۰	?	7.0			۸۰	۳۰	۹۰	۱۵	۱۰/۳۱	۶/۸۵	۰/۵۶
۶	۱۵۹۳/۴۹/۴۴		۴۷/۵۰	۳۷/۸۰	7.1°				۸۵	۳۰	۹۰	۱۵	۱۲/۰۴	۷/۷۱	۰/۵۶
۷	۱۶۴۱/۰۲/۰۵		۴۶/۰۵	۳۷/۹۵	7.8°				۲۳۰	۵۰	۱۱۰	۱۵	۳۵/۵۱	۱۷/۶۳	۰/۹۳
۸	۱۷۲۱/۰۴/۲۶		۴۶/۷۰	۳۷/۹۰	7.7°				۳۰۷	۸۵	۱۷۵	۱۵	۸۴/۳۷	۲۰/۵۵	۱/۳۲
۹	۱۷۸۰/۰۱/۰۸		۴۶/۰۰	۳۸/۲۴	7.7°				۲۹۵	۸۵	۱۷۵	۱۵	۷۲/۲۹	۱۸/۸۰	۱/۲۱
۱۰	۱۷۸۷/۱۰/۴۴		۴۵/۵۵	۳۸/۳۸	7.3°				۲۹۰	۸۵	۱۷۵	۱۵	۲۸/۶۰	۱۱/۰۳	۰/۶۵
۱۱	۱۸۰۷/۰۱/۱۱		۴۵/۰۲	۳۸/۳۰	?	7.4			۲۵۵	۳۰	۹۰	۱۵	۱۹/۱۴	۱۰/۹۹	۰/۵۹
۱۲	۱۸۴۰/۰۷/۰۲		۴۴/۰۸	۳۹/۵۰	7.4°				۱۴۰	۸۵	۱۷۵	۱۵	۷۲/۲۹	۱۸/۸۰	۱/۲۲
۱۳	۱۸۴۳/۰۴/۱۸		۴۴/۸۳	۳۸/۶۳	5.9°				۱۵۰	۸۵	۱۷۵	۱۵	۲۸/۶۰	۱۱/۰۳	۰/۶۹
۱۴	۱۸۴۴/۰۵/۱۳		۴۷/۹۰	۳۷/۵۴	7.9°				۲۳	۳۰	۹۰	۱۵	۳۰/۴۲	۱۵/۶۶	۰/۷۳
۱۵	۱۸۵۷/۰۹/۰۶		۴۵/۳۸	۳۸/۳۳	?	7.3			۲۵۵	۳۰	۹۰	۱۵	۱۶/۴۰	۹/۷۷	۰/۶۵
۱۶	۱۸۶۱/۰۵/۲۴		۴۷/۵۰	۳۹/۴۰	7.0°				۷۵	۳۰	۹۰	۱۵	۱۹/۴۰	۱۰/۹۹	۰/۷۰
۱۷	۱۸۶۲/۱۲/۱۹		۴۷/۸۰	۳۹/۳۰	7.1°				۸۵	۳۰	۷۵	۱۵	۲۲/۳۴	۱۲/۳۷	۰/۷۵
۱۸	۱۸۶۳/۱۲/۳۰		۴۸/۶۰	۳۸/۲۰	7.1°				۲۵	۸۵	۱۷۵	۱۵	۳۳/۳۸	۱۲/۰۵	۰/۴۴
۱۹	۱۸۷۹/۰۳/۲۲		۴۷/۹۰	۳۷/۸۰	7.7°				۲۲۰	۳۰	۹۰	۱۵	۴۸/۳۷	۲۲/۳۲	۱/۰۸
۲۰	۱۸۸۳/۰۵/۰۳		۴۷/۲۰	۳۷/۹۰	7.2°				۱۰۰	۳۰	۹۰	۱۵	۱۴/۰۵	۸/۶۸	۰/۶۰
۲۱	۱۸۹۶/۰۱/۰۴		۴۸/۴۰	۳۷/۸۰	7.7°				۲۰	۸۵	۱۷۵	۱۵	۳۸/۹۶	۱۳/۱۷	۰/۵۷
۲۲	۱۹۳۰/۰۵/۰۶	۲۲:۳۴:۰۰	$44/60^{\pm}$	$38/24^{\pm}$		$7/2^{\pm}$			300^{\pm}	50^{\pm}	-140^{\pm}	۱۵	۶۱/۹۷	۲۸/۲۰	۱/۲۱
۲۳	۱۹۳۰/۰۵/۰۸	۱۵:۳۵:۲۸	$45/07^{\pm}$	$38/41^{\pm}$		$7/0^{\pm}$			300^{\pm}	50^{\pm}	-140^{\pm}	۱۵	۱۱/۹۷	۸/۴۹	۰/۳۹
۲۴	۱۹۷۱/۱۱/۲۴	۱۲:۲۲:۱۷	$44/03^{\pm}$	$39/08^{\pm}$		$7/3^{\pm}$	$7/3^{\pm}$	$7/3^{\pm}$	128^{\pm}	81^{\pm}	167^{\pm}	۱۵	۶۱/۹۴	۱۷/۲۰	۱/۲۱

جدول ۲. جهت تنش منطقه‌ای در مناطق مختلف شمال غرب مطابق تحقیق افرا و همکاران (۲۰۱۷). شماره مناطق در شکل ۶ نشان داده شده است.

شماره منطقه	$\sigma_1^{(o)}$		$\sigma_2^{(o)}$		$\sigma_3^{(o)}$		رژیم تنش
	روند	میل	روند	میل	روند	میل	
۱	۱۴۹	۱	۲۵۸	۳۴	۸۰	۵۷	بین امتدادلغز و شیب‌لغز معکوس
۲	۱۴۲	۲	۲۳۸	۷۳	۵۱	۱۷	امتدادلغز
۳	۱۷۲	۸	۲۶۸	۳۷	۷۲	۵۲	بین امتدادلغز و شیب‌لغز معکوس
۵	۱۶۸	۱۰	۴۳	۷۲	۲۶۱	۱۴	امتدادلغز

۳-۴ برآورد برهم‌کنش مکانیکی بین زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بیش از ۵/۵ در بخش شمال غرب منطقه برخورد مایل صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان - اوراسیا

در این بخش برهم‌کنش تنش‌ی بین سامانه‌های گسلی شمال تبریز، ماکو، سنگوار و بزقوش با استفاده از معیار شکست کولمب مطالعه شده است. در برآورد تغییرات تنش کولمب فرض شده است که پوسته شمال غرب ایران قبل از زمین‌لرزه تاریخی سال ۸۵۸ میلادی یعنی در سال شروع برآورد فاقد هرگونه تنش بوده و تمامی تنش‌های انباشته‌شده در آن در طول زمین‌لرزه‌های ماقبل تاریخی تخلیه شده است؛ بنابراین در سال ۸۵۸ میلادی پوسته عاری از هرگونه تنش مثبت و منفی است. شکل ۷ تغییرات تنش کولمب همالرز تجمعی محاسبه‌شده بعد از هر زمین‌لرزه را با استفاده از مؤلفه‌های مرتبط با تنش یعنی توجیه گسل و جهت لغزش رویداد بعدی نشان می‌دهد. تغییر تنش ناشی از زمین‌لرزه تاریخی ۸۵۸ میلادی روی گسل شمال تبریز، منجر به گسیختگی قسمت مجاور آن در سال ۱۰۴۲ میلادی شد (شکل ۷-الف). زمین‌لرزه ۱۰۴۲ قسمت بزرگی از گسل شمال تبریز را گسیخت و تنش را در سمت غرب روی صفحه گسیختگی ۱۲۷۳ افزایش داد (شکل ۷-ب). رویداد بعدی در این توالی، زمین‌لرزه ۱۳۰۴ گسل شمال تبریز بود که در محل افزایش تنش کولمب ناشی از دو زمین‌لرزه قبلی قرار داشت (شکل ۷-ج).

بر اساس برآورد تغییرات تنش کولمب نمایش داده شده در شکل ۷-د، زمین‌لرزه‌های تاریخی پیشین تأثیری بر صفحه گسیختگی ۱۵۶۷ نداشته‌اند. مشابه این حالت برای زمین‌لرزه‌های ۱۵۹۳ (شکل ۷-ه)، ۱۸۴۰ (شکل ۷-ک)، ۱۸۴۴ (شکل ۷-م)، ۱۸۶۱ (شکل ۷-س)، ۱۸۶۳ (شکل ۷-ف) و ۱۹۸۱ (شکل ۷-ذ) نیز اتفاق افتاده است. زمین‌لرزه سال ۱۶۴۱ در اثر افزایش تنش رویدادهای

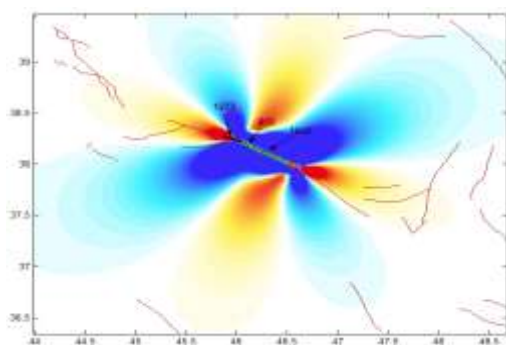
سامانه گسلی شمال تبریز، در منطقه دهخوارقان تبریز رخ داد (شکل ۷-و). زمین‌لرزه ۱۷۲۱ نیز در اثر افزایش تنش رویدادهای تاریخی گسل شمال تبریز، قسمت شرقی گسل شمال تبریز را گسیخت (شکل ۷-ز) و تنش را در قسمت غربی گسل شمال تبریز روی صفحه گسیختگی ۱۷۸۰ افزایش داد (شکل ۷-ح). رویداد بعدی در این توالی زمین‌لرزه ۱۷۸۶ بود (شکل ۷-ط). رخداد زمین‌لرزه‌های تاریخی روی گسل شمال تبریز، تنش را روی گسل تسوج با سازوکار شیب‌لغز معکوس افزایش دادند که منجر به رخداد زمین‌لرزه ۱۸۰۷ شد (شکل ۷-ی). زمین‌لرزه ۱۸۵۷، رویداد بعدی روی گسل تسوج بود که صفحه گسیختگی آن در منطقه افزایش تنش زمین‌لرزه ۱۸۰۷ قرار داشت (شکل ۷-ن).

زمین‌لرزه ۱۸۴۳ با فاصله به‌نسبت زیادی از زمین‌لرزه ۱۸۴۰ و روی گسل ماکو رخ داد؛ بنابراین زمین‌لرزه ۱۸۴۰ تأثیر بسیار کمی بر گسیختگی ۱۸۴۳ داشته است، اما همین تأثیر کم بعد از گذشت سه سال، صفحه گسل ۱۸۴۳ را به نقطه شکست رساند (شکل ۷-ل). تنش ناچیزی که در اثر رخداد زمین‌لرزه ۱۸۶۱ در نزدیکی گسل دشت مغان ایجاد شد، یک سال بعد صفحه گسیختگی ۱۸۶۲ را به نقطه شکست رساند (شکل ۷-ع). در اثر افزایش تنش زمین‌لرزه ۱۸۴۴، زمین‌لرزه با سازوکار ژرفی معکوس ۱۸۷۹ بخشی از گسل بزقوش را گسیخت (شکل ۷-ص). زمین‌لرزه ۱۸۷۹ نیز باعث برانگیختگی زمین‌لرزه راستالغز ۱۹۹۷ در قسمت شمالی گسل بزقوش شد (شکل ۷-ض). بر اساس محاسبات انجام‌شده مطابق شکل ۷-ق، زمین‌لرزه ۱۸۸۳ در اثر افزایش تنش سامانه گسلی شمال تبریز از سمت غرب و سامانه گسلی بزقوش از سمت شرق برانگیخته شده است. زمین‌لرزه راستالغز ۱۸۶۳ با افزایش تنش روی قسمت جنوبی گسل سنگوار باعث برانگیختگی زمین‌لرزه ۱۸۹۶ شد (شکل ۷-ر).

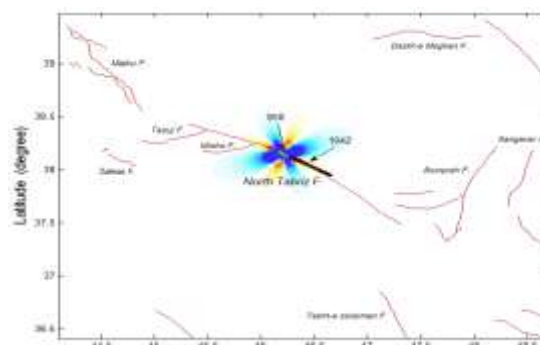
مطابق شکل ۷-ش، زمین‌لرزه‌های تاریخی ۱۸۰۷ و

منطقه کاهش تنش ناشی از رویدادهای پیشین منطقه گسل شمال تبریز قرار گرفته است؛ بنابراین رخداد این زمین لرزه را نمی توان به رویدادهای پیشین نسبت داد. بعد از ده دقیقه، زمین لرزه دیگری با بزرگای گشتاوری ۶/۳ در جنوب غربی زمین لرزه اول اتفاق افتاد. بر اساس محاسبات، زمین لرزه دوم در منطقه افزایش تنش کولمب زمین لرزه اول قرار دارد. به عبارت دیگر، زمین لرزه اول باعث برانگیختگی زمین لرزه دوم شده است (شکل ۷-غ). رویداد بعدی در این توالی، با بزرگای گشتاوری ۵/۷ تقریباً سه ماه بعد از زمین لرزه دوم اتفاق افتاد (شکل ۷-الف الف).

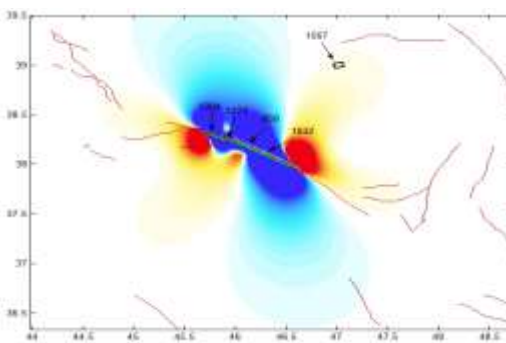
۱۸۴۳ تأثیر چندانی بر رخداد زمین لرزه ۱۹۳۰/۵/۶ با بزرگای ۷/۲ نداشتند. دو روز بعد، زمین لرزه دیگری با بزرگای موج سطحی ۶/۰ در منطقه شمال گسل تسوج اتفاق افتاد. رخداد این زمین لرزه را شاید بتوان به افزایش تنش ناشی از زمین لرزه ۱۸۰۷ نسبت داد (شکل ۷-ت). مطابق شکل ۷-ت، گسیخته شدن شاخه شمالی گسل ۱۹۷۶ در اثر افزایش تنش زمین لرزه ۱۸۴۰، برای رخداد زمین لرزه ۱۹۷۶ کافی است. یک سال بعد، زمین لرزه ۱۹۷۷ در اثر افزایش تنش زمین لرزه ۱۹۷۶ اتفاق افتاد (شکل ۷-خ). بر اساس شکل ۷-ظ، صفحه گسیختگی زمین لرزه اول ۲۰۱۲/۰۸/۱۱ با بزرگای گشتاوری ۶/۵ -هر - ووزقان، در



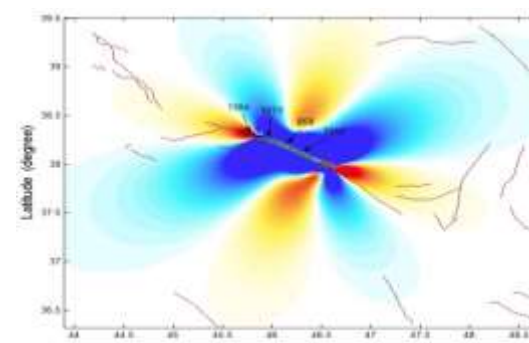
۱۲۷۳ (ب)



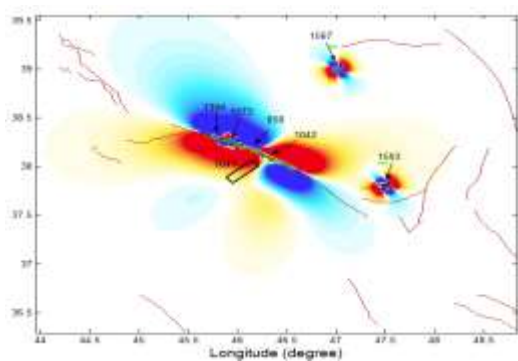
۱۰۴۲ (الف)



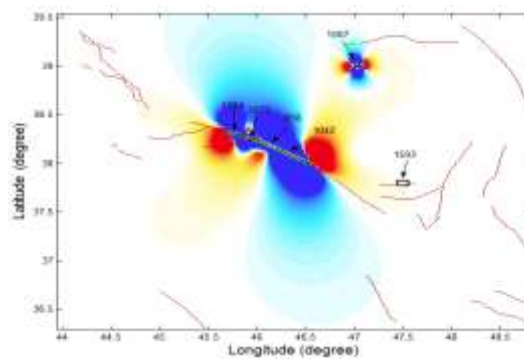
۱۵۶۷ (د)



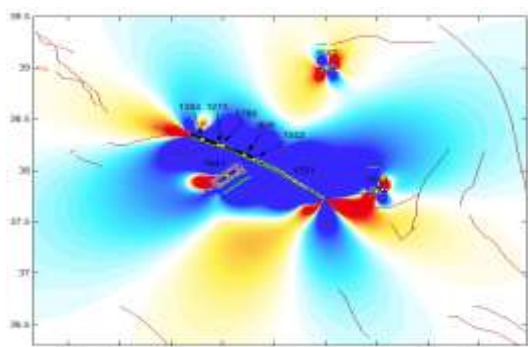
۱۳۰۴ (ج)



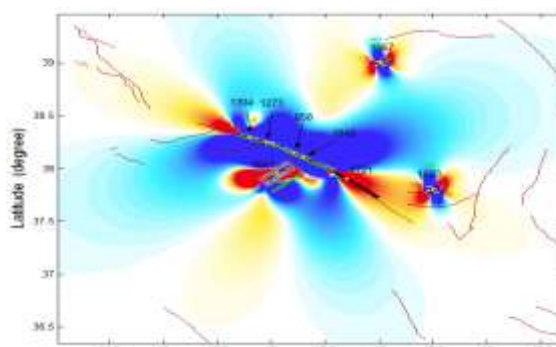
۱۶۴۱ (ا)



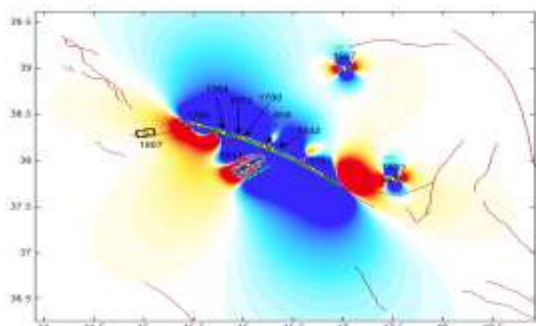
۱۵۹۳ (ب)



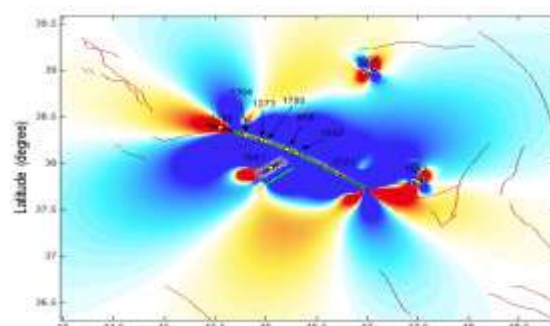
۱۷۸۰ (ج)



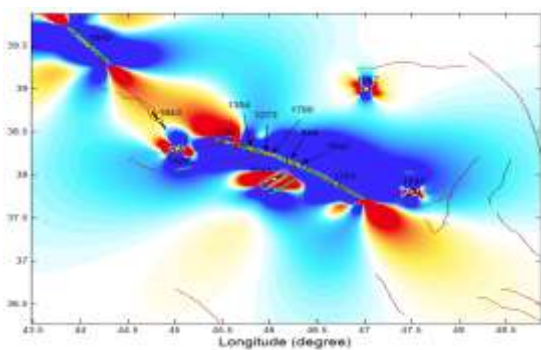
۱۷۲۱ (د)



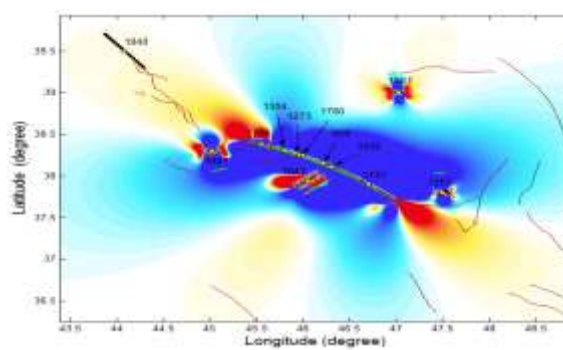
۱۸۰۷ (ه)



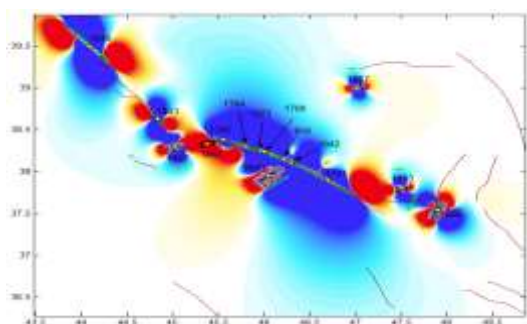
۱۷۸۶ (و)



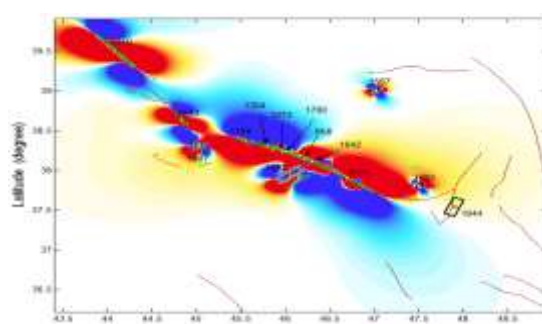
۱۸۴۳ (ز)



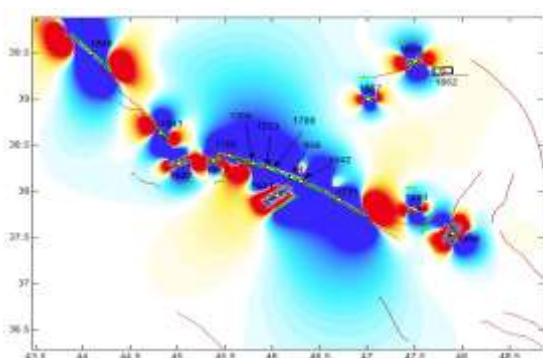
۱۸۴۰ (ح)



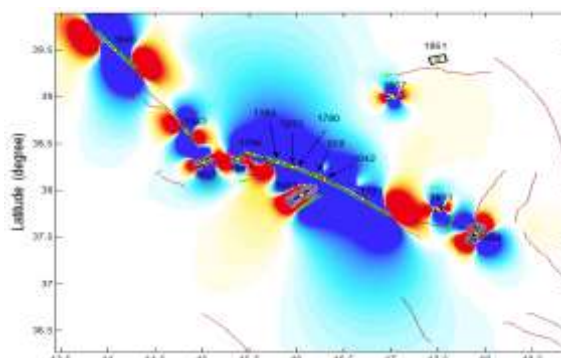
۱۸۵۷ (ن)



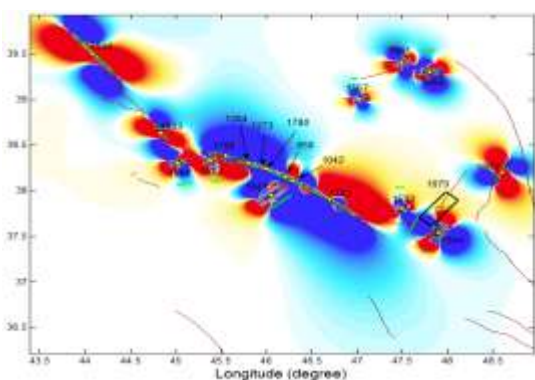
۱۸۴۴ (م)



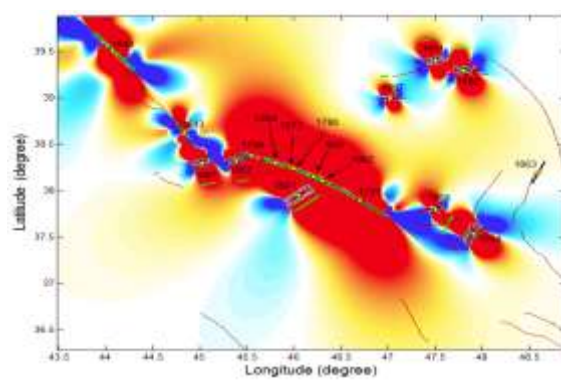
۱۸۶۲ (ع)



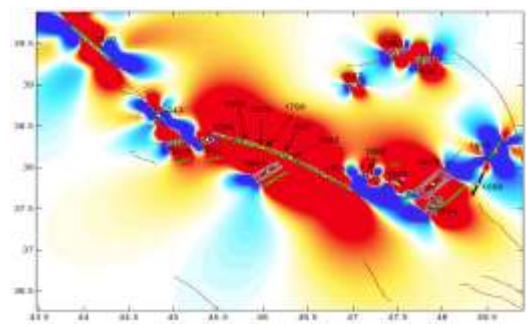
۱۸۶۱ (س)



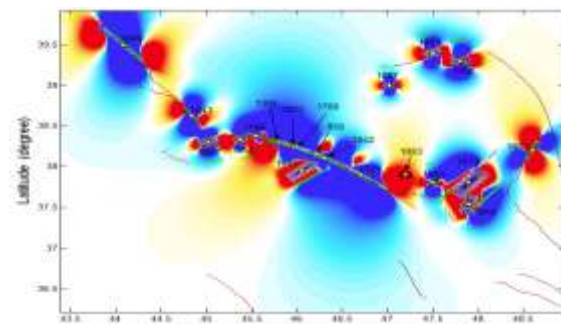
۱۸۷۹ (ص)



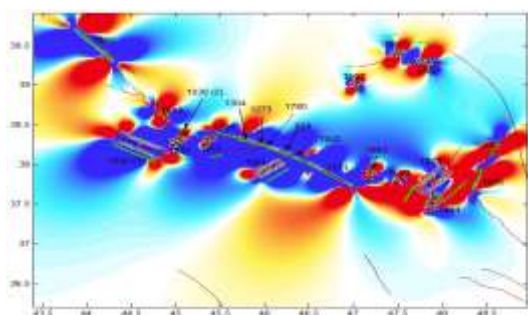
۱۸۶۳ (ف)



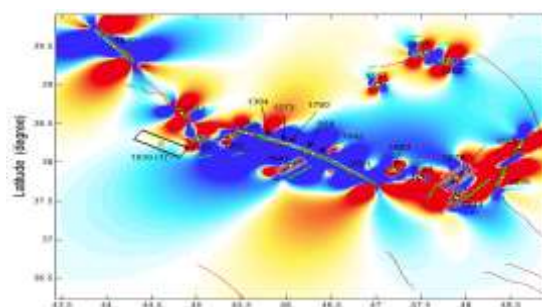
۱۸۹۶ (ر)



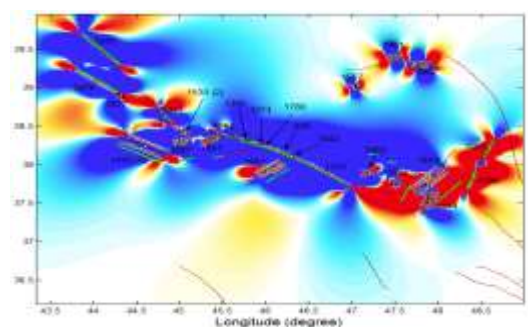
۱۸۸۳ (ق)



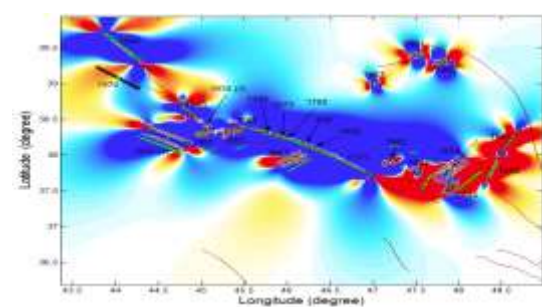
(ت) ۱۹۳۰/۰۵/۰۸



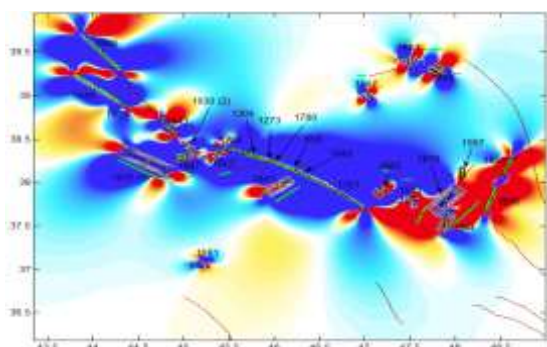
(ث) ۱۹۳۰/۰۵/۰۶



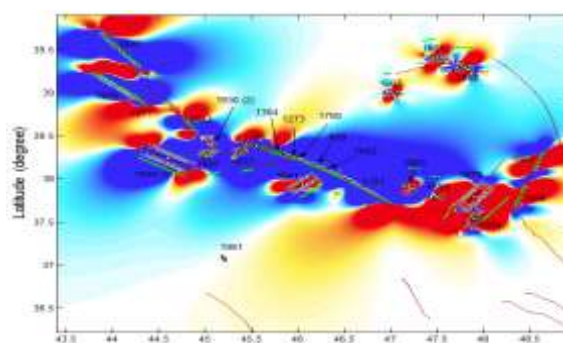
(ج) ۱۹۷۷



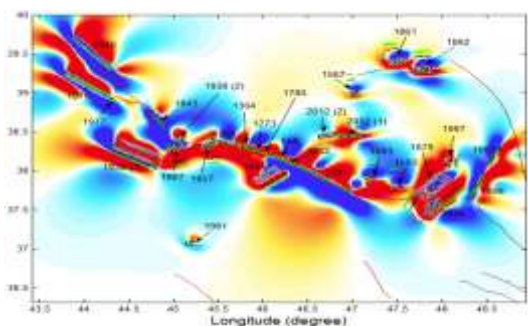
(ث) ۱۹۷۶



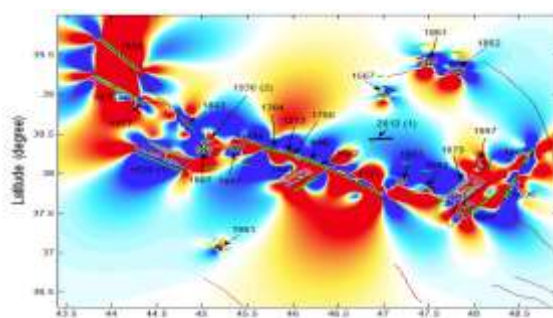
(ض) ۱۹۹۷



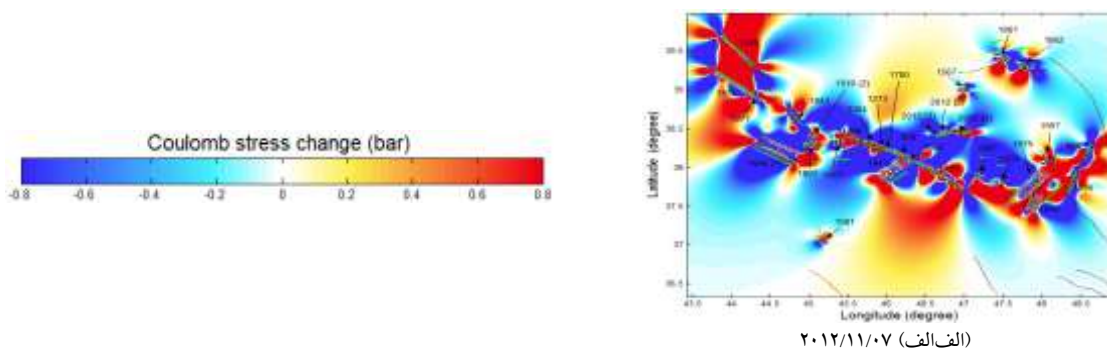
(ذ) ۱۹۸۱



(غ) ۲۰۱۲/۰۸/۱۱ (۱۲:۳۴:۳۵)



(ظ) ۲۰۱۲/۰۸/۱۱ (۱۲:۲۳:۱۶)

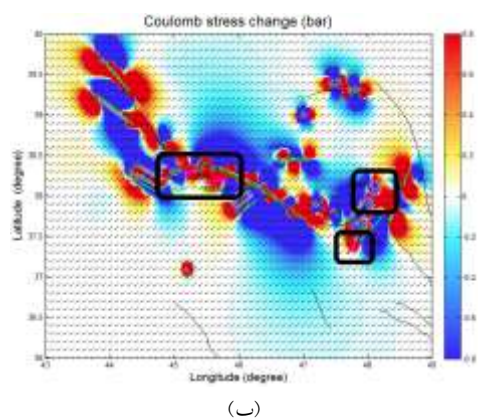


۲۰۱۲/۱۱/۰۷ (الف الف)

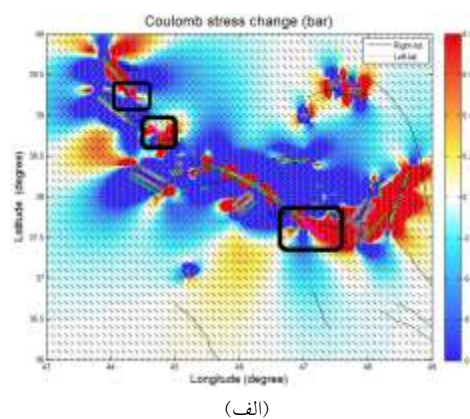
شکل ۷. تغییرات تنش کولمب ناشی از لغزش همالرز زمین لرزه های پیشین، محاسبه شده روی صفحه گسیختگی زمین لرزه بعدی که با رنگ سیاه ضخیم نشان داده شده است. رنگ زمینه نشان دهنده تغییرات تنش کولمب برحسب بار است که به صورت جمع جبری محاسبه شده است. در هر شکل، اثر سطحی ناشی از هر زمین لرزه با رنگ سبز نشان داده شده است.

شکل ۸-ب تغییرات تنش کولمب را برای گسل های شیب لغز با هندسه بهینه نشان می دهد. مطابق این شکل، مناطق پرخطر و محتمل برای ایجاد زمین لرزه های بزرگ، مناطقی هستند که در حوزه افزایش تنش کولمب همالرز زمین لرزه های گذشته، گسل فعالی هم جهت با جهت های بهینه شکست دارند. گسل های موجود در منطقه که آماده گسیختگی هستند و با رنگ صورتی نشان داده شده اند عبارت اند از: گسل شیب لغز معکوس تسوج، بین گسلش ناشی از زمین لرزه های ۱۸۰۷ و ۱۸۵۷؛ گسل شیب لغز معکوس میشو؛ قسمت جنوبی گسلش ناشی از زمین لرزه ۱۸۴۴ میلادی از گسل بزقوش؛ قسمت شمالی گسلش ناشی از زمین لرزه ۱۸۷۹ میلادی از گسل بزقوش.

شکل ۸-الف تغییرات تنش کولمب را برای گسل های راستالغز با هندسه بهینه نشان می دهد. مطابق این شکل، مناطق پرخطر و محتمل برای ایجاد زمین لرزه های بزرگ بعدی، مناطقی هستند که در محدوده افزایش تنش کولمب همالرز زمین لرزه های قبلی واقع هستند و گسل فعال راستالغزی هم جهت با جهت بهینه شکست دارند. گسل های موجود در منطقه که آماده گسیختگی هستند و با رنگ صورتی نشان داده شده اند عبارت اند از: قسمت جنوبی گسلش ناشی از زمین لرزه ۱۷۲۱ میلادی از گسل شمال تبریز؛ قسمت شمالی گسلش ناشی از زمین لرزه ۱۸۴۳ میلادی از گسل ماکو؛ قسمت جنوبی گسلش ناشی از زمین لرزه ۱۸۴۰ میلادی.



(ب)



(الف)

شکل ۸. تغییرات تنش کولمب محاسبه شده روی گسل های با هندسه بهینه (الف) راستالغز (ب) شیب لغز. رنگ زمینه نشان دهنده تغییرات تنش کولمب برحسب بار است. گسل های ایجادکننده تغییرات تنش کولمب با رنگ سبز، گسل های فعال منطقه با رنگ مشکی و گسل های موجود در منطقه که آماده گسیختگی هستند، با رنگ صورتی در داخل مستطیل سیاه رنگ نشان داده شده اند.

۴ بحث و نتیجه‌گیری

در این تحقیق به منظور بررسی برهم کنش مکانیکی احتمالی زمین لرزه‌ها، از اطلاعات ۲۹ زمین لرزه تاریخی و دستگاهی با بزرگای بیشتر از ۵/۵ که از سال ۷۴۳ تا ۲۰۲۰ میلادی در بخش شمال غربی منطقه برخورد مایل صفحات زمین ساختی عربستان-اوراسیا رخ داده‌اند، جهت محاسبه برهم کنش تغییرات تنش کولمب جمعیتی روی صفحات گسلی زمین لرزه‌های بعدی استفاده شد. نتایج مدل‌سازی‌ها، ارتباط مکانی حدود ۶۵ درصد از رویدادها را که فاصله مکانی و زمانی کوتاهی با زمین لرزه‌های قبلی منطقه داشتند به خوبی نشان داد. همچنین جهت تعیین مناطق پرخطر و گسل‌هایی که آماده گسیختگی و ایجاد زمین لرزه‌های بزرگ هستند، تغییرات تنش کولمب همالرز زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی روی صفحات گسلی شیب لغز و راستالغز با هندسه بهینه محاسبه شد و گسل‌های آماده گسیختگی مشخص شدند. این مناطق برای گسل‌های راستالغز عبارت‌اند از: قسمت جنوب شرقی گسل شمال تبریز (بستان‌آباد)؛ قسمت شمالی گسلش ناشی از زمین لرزه ۱۸۴۳ میلادی از گسل ماکو؛ قسمت جنوبی گسلش ناشی از زمین لرزه ۱۸۴۰ میلادی. این مناطق برای گسل‌های شیب لغز عبارت‌اند از: گسل شیب لغز تسوج، بین گسلش ناشی از زمین لرزه‌های ۱۸۰۷ و ۱۸۵۷؛ گسل شیب لغز میشو؛ قسمت جنوبی گسلش ناشی از زمین لرزه ۱۸۴۴ میلادی از گسل بزقوش؛ قسمت شمالی گسلش ناشی از زمین لرزه ۱۸۷۹ میلادی از گسل بزقوش.

با توجه به مطالب مطرح شده، اگر تغییرات تنش کولمب علاوه بر دوره همالرز با در نظر گرفتن ویژگی‌های بین لرزه‌ای و پس‌لرزه‌ای گسل‌ها برای دوره بین لرزه‌ای و مخصوصاً دوره پس‌لرزه‌ای برآورد شود، مدل حاصل می‌تواند ابزاری با صحت بیشتر برای هشداردهی قبل از رخداد زمین لرزه یا پیش‌بینی زمین لرزه باشد. صحت مدل

به صحت پارامترهای ورودی آن بستگی خواهد داشت. بزرگ‌ترین مشکل موجود در این زمینه، نبود اطلاعات صحیح درباره گسل‌های فعال است.

در این تحقیق تغییرات تنش کولمب ناشی از زمین لرزه‌هایی با بزرگای بیشتر از ۵/۵ محاسبه شده است. علت این انتخاب، عدم قطعیت زیاد داده‌ها و بازه زمانی بزرگ در نظر گرفته شده برای آنها است که کلیه زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ثبت شده را شامل می‌شود. البته زمین لرزه‌های کوچک‌تر نیز در میزان تغییرات تنش کولمب نقش دارند و باعث متحرک شدن مکان افزایش یا کاهش تنش کولمب با زمان می‌شوند که قطعاً در تعیین محل رخداد زمین لرزه‌های بعدی مؤثر خواهد بود. از آنجا که تغییرات تنش کولمب برای لغزش‌های همالرز محاسبه شده و رفتار پوسته زمین برای لغزش همالرز به صورت کشسان است، در این حالت اصل برهم‌نهی (superposition) برقرار است و تغییرات تنش کولمب ناشی از هر زمین لرزه به صورت جمعیتی باهم جمع می‌شوند؛ پس زمین لرزه‌های کوچکی که مناطق تغییرات تنش کولمب مثبت و منفی آنها به گسل‌های اطراف نمی‌رسد، می‌تواند در اثر تجمع تغییرات تنش کولمب در آینده بر گسل‌های اطراف تأثیرگذار باشند. با توجه به این موضوع پیشنهاد می‌شود برای پیش‌بینی مکان زمین لرزه‌های بعدی، جهت افزایش صحت برآورد، محدوده بزرگای کمتری برای زمین لرزه‌ها در نظر گرفته شود و علاوه بر زمین لرزه‌های اصلی و پس لرزه‌های بزرگ بعد از آن، پس لرزه‌های کوچک‌تر نیز وارد محاسبات شوند.

اعتبار مطالعه لرزه‌خیزی تا حدود زیادی به دقت مکان‌یابی زمین لرزه‌های ثبت شده، به عنوان اطلاعات پایه وابسته است. مختصات جغرافیایی زمین لرزه‌های دستگاهی که در فهرست‌نامه‌های مختلف ثبت شده‌اند با یکدیگر متفاوت است؛ بنابراین در مناطقی که پتانسیل لرزه‌ای

آن باعث بهبود نتایج محاسبه تغییر تنش کولمب و برآورد نزدیک تر به واقعیت خواهد شد.

منابع

- Afra, M., Moradi, A., and Pakzad, M., 2017, Stress regimes in the northwest of Iran from stress inversion of earthquake focal mechanisms: *Journal of Geodynamics*, **111**, 50–60.
- Ahadov, B., and Jin, S., 2019, Effects of Coulomb stress change on $M_w \geq 6$ earthquakes in the Caucasus: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **297**, 1-12.
- Aki, K., and Richards, P. G., 2002, *Quantitative Seismology*: University Science Books, ISBN: 0935702962.
- Ali, S. T., Freed, A. M., Calais, E., Manaker, D. M., and McCann, W. R., 2008, Coulomb stress evolution in Northeastern Caribbean over the past 250 years due to coseismic, postseismic and interseismic deformation, *174*, 904–918.
- Ambraseys, N., and Melville, C., 1982, *A History of Persian Earthquakes*: Cambridge University Press, Cambridge.
- Berberian, M., 1994, Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran, Vol. 1: Historical hazards in Iran prior to 1900: *International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES)*, 603 pp.
- Bing, Y., Shinji, T., and Aiming, L., 2016, Coulomb stress evolution history as implication on the pattern of strong earthquakes along the Xianshuihe-Xiaojiang fault system, China: *Journal of Earth Science*, **29**(2), 427–440.
- Gahalaut, V. K., 2009, Coulomb stress change due to 2005 Kashmir earthquake and implications for future seismic hazards: *Journal of Seismology*, **13**(3), 379–386.
- Ganas, A., Sokos, E., Agalos, A., Leontakianakos, G., and Pavlides, S., 2006, Coulomb stress triggering of earthquakes along the Atalanti Fault, central Greece: Two April 1894 M_6+ events and stress change patterns: *Tectonophysics*, **420**, 357–369.
- Ghimire, S., Katsumata, K., and Kasahara, M., 2008, Spatio-temporal evolution of Coulomb stress in the Pacific slab inverted from the seismicity rate change and its tectonic interpretation in Hokkaido, Northern Japan: *Tectonophysics*, **455**, 25-42.
- Görgün, E., 2014, Source characteristics and

زیادی دارند، برای به دست آوردن محل دقیق رخداد زمین لرزه‌ها ایجاد شبکه‌های لرزه‌نگاری با تراکم زیاد توصیه می‌شود.

تغییر در مقدار ضریب اصطکاک، نحوه توزیع تنش کولمب را تا حدی تغییر می‌دهد و همچنین تا حدودی به تغییر جهت صفحات گسلی با هندسه بهینه منجر می‌شود؛ از این رو توصیه می‌شود مقدار ضریب اصطکاک با توجه به مطالعات زمین‌شناسی منطقه‌ای تعیین شود.

استفاده از اصل تناظر (زگال، ۲۰۱۰) و وارد کردن پارامتر زمان با انجام تبدیل لاپلاس معکوس روی روابط تحلیلی اکادا (۱۹۸۵) جهت مدل‌سازی چرخه زمین لرزه و برآورد تغییرات تنش کولمب در طول چرخه برای منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود. برای این منظور می‌توان از مدل فوریه (اسمیت و سندول، ۲۰۰۶) یا مدل PSGRN/PSCMP (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) استفاده کرد. جهت تولید داده برای این مدل‌ها برای زمین لرزه‌های دستگاهی، حل مسئله معکوس با قید توأم مشاهدات ماهواره‌ای راداری و GPS که امروزه به سهولت در دسترس است و استفاده از نتایج در برآورد تغییرات تنش کولمب به بهبود و واقعی‌تر شدن نتایج کمک فراوانی خواهد کرد. به این ترتیب طرح مکانی توزیع تغییرات تنش کولمب نسبت به تحقیق حاضر تغییر می‌کند و احتمالاً ارتباط مکانی رویدادها را تغییر خواهد داد.

تحقیق حاضر فقط برای یک حالت از داده‌های گسلی اجرا شده است. با توجه به عدم قطعیت در داده‌های ورودی، تحقیق برای حالت‌های انتخابی از بازه مجاز داده‌های ورودی که عدم قطعیت آنها زیاد است و مقایسه و تحلیل نتایج توصیه می‌شود. همچنین کروی فرض کردن زمین و در نظر گرفتن لایه‌بندی آن به صورت یک یا چند لایه کشسان روی یک یا چند لایه گرانروی کشسان و وارد کردن جابه‌جایی‌های مربوط به دوره بعد از زمین لرزه در محاسبات و همگن و ایزوتروپ فرض نکردن

- Coulomb stress change of the 19 May 2011 *Mw* 6.0 Simav-Kütahya earthquake, Turkey: *Journal of Asian Earth Sciences*, **87**, 79-88.
- Harris, R. A., and Simpson, R. W., 1992, Changes in static stress on southern California faults after the 1992 Landers earthquake: *Nature*, **360**, 251-254.
- Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003, Major active faults of Iran: IIEES, Tehran.
- Ishibe, T., Satake, K., Sakai, S., Shimazaki, K., Tsuruoka, H., Yokota, Y., Nakagawa, S., and Hirata, N., 2015, Correlation between Coulomb stress imparted by the 2011 Tohoku-Oki earthquake and seismicity rate change in Kanto, Japan: *Geophysical Journal International*, **201**, 112-134.
- Jackson, J. A., Haines, A. J., and Holt, W. E., 1995, The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran: *Journal of Geophysical Research*, **100**, 15205-15209.
- King, G. C. P., Stein, R. S., and Lin, J., 1994, Static stress changes and the triggering of earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(3), 935-953.
- Kusumawati, D., Sahara, D. P., Nugraha, A. D., and Puspito, N. T., 2019, Sensitivity of static Coulomb stress change in relation to source fault geometry and regional stress magnitude: case study of the 2016 Pidie Jaya, Aceh earthquake (*Mw*=6.5), Indonesia: *Journal of Seismology*, <https://doi.org/10.1007/s10950-019-09878-3>.
- Mahesh, N., Shrivastava and Reddy, C. D., 2013, The *Mw* 8.6 Indian Ocean earthquake on 11 April 2012: coseismic displacement, Coulomb stress change and aftershocks pattern: *Journal of the Geological Society of India*, **81**, 813-820.
- Mirzaei, N., Gao, M., and Chen, Y. T., 1997, Evaluation of uncertainty of earthquake parameters for the purpose of seismic zoning of Iran: *Earthquake Research in China*, **11**, 197-212.
- Nalbant, S. S., Baraka, A. A., and Alptekin, O., 1996, Failure stress change caused by the 1992 Erzincan earthquake (*Ms*=6.8): *Geophysical Research Letters*, **23**(13), 1561-1564.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**(4), 1135-1154.
- Otsubo, M., and Yamaji, A., 2006, Improved resolution of the multiple inverse method by eliminating erroneous solutions: *Computers & Geosciences*, **32**(8), 1221-1227.
- Otsubo, M., Yamaji, A., Kubo, A., 2008, Determination of stresses from heterogeneous focal mechanism data: an adaptation of the multiple inverse method: *Tectonophysics* **457**(3-4), 150-160.
- Segall, P., 2010, *Earthquake and Volcano Deformation*: Princeton University Press, 456 pp, ISBN: 9780691133027.
- Serpelloni, E., Anderlini, L., and Belardinelli, M. E., 2012, Fault geometry, coseismic-slip distribution and Coulomb stress change associated with the 2009 April 6, *Mw* 6.3, L'Aquila earthquake from inversion of GPS displacements: *Geophysical Journal International*, **188**, 473-489.
- Shan, B., Xiong Xiong, X., Zheng, Y., Wei, S., Wen, Y., Jin, B., and Ge, C., 2011, The coseismic Coulomb stress change and expected seismicity rate caused by 14 April 2010 *Ms*=7.1 Yushu, China earthquake: *Tectonophysics*, **510**, 345-353.
- Smith, B., and Sandwell, D., 2003, Coulomb stress accumulation along the San Andreas Fault System: *Journal of Geophysical Research*, **108**, B6, 2296, doi:10.1029/2002JB002136.
- Smith, B. R., and Sandwell, D. T., 2006, A model of the earthquake cycle along the San Andreas Fault System for the past 1000 years: *Journal of Geophysical Research*, **111**, B01405, doi:10.1029/2005JB003703.
- Stein, R. S., Barka, A. A., and Dieterich, J. H., 1997, Progressive failure on the North Anatolian Fault since 1939 by earthquake stress triggering: *Geophysical Journal International*, **128**, 594-604.
- Toda, S., Stein, R. S., Richards-Dringer, K., and Bozkurt, S., 2005, Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer: *Journal of Geophysical Research*, **110**, B05S16.
- Vavrycuk, V., 2014, Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms: *Geophysical Journal International*, **199**, 69-77.
- Verdecchia, A., and Carena, S., 2016, Coulomb stress evolution in a diffuse plate boundary: 1400 years of earthquakes in eastern California and western Nevada, USA: *Tectonics*, **35**(8), 1793-1811.
- Wang, R., Lorenzo-Martín, F., and Roth, F., 2006, PSGRN/PSCMP-a new code for calculating co-and post-seismic deformation, geoid and

- gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory: *Computers & Geosciences*, **32**(4), 527-541.
- Wang, J., Xu, C., Freymueller, J. T., Li, Z., and Shen, W., 2014, Sensitivity of Coulomb stress change to the parameters of the Coulomb failure model: A case study using the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **119**, doi:10.1002/2012JB009860.
- 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 Seismology Society of America*, **84**, 974-1002.
- Xu, Q., Chen, Q., Zhao, J., Liu, X., Yang, Y., Zhang, Y., and Liu, G., 2020, Sequential modeling of the 2016 Central Italy earthquake cluster using multi-source satellite observations and quantitative assessment of Coulomb stress change: *Geophysical Journal International*, **221**(1), 451-466.
- Yamaji, A., 2000, The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data: *Journal of Structural Geology*, **22**(7), 441-452.
- Yamaji, A., and Sato, K., 2006, Distances for the solutions of stress tensor inversion in relation to misfit angles that accompany the solutions: *Geophysical Journal International*, **167**(2), 933-942.
- Yang, Y., Chen, Q., Xu, Q., Liu, G., and Hu, J. C., 2018, Source model and Coulomb stress change of the 2015 Mw 7.8 Gorkha earthquake determined from improved inversion of geodetic surface deformation observations: *Journal of Geodesy*, <https://doi.org/10.1007/s00190-018-1164-9>.
- Zhan, Z., Jin, B., Wei, S., and Graves, R. W., 2011, Coulomb stress change sensitivity due to variability in mainshock source models and receiving fault parameters: a case study of the 2010-2011 Christchurch, New Zealand, earthquakes: *Seismological Research Letters*, **82**(6), 800-814.
- Zhang, Q. W., Zhang, P. Z., Wang, C., Wang, Y. P., and Ellis, M. A., 2003, Earthquake triggering and delaying caused by fault interaction on Xianshuihe fault belt, southwestern China: *Acta Seismologica Sinica*, **16**(2), 156-165.
- Zhou, Z., Kusky, T. M., and Tang, C. C., 2019, Coulomb stress change pattern and aftershock distributions associated with a blind low-angle megathrust fault, Nepalese Himalaya: *Tectonophysics*, **767**, 1-10.

Investigating the mechanical interaction among large earthquakes in NW Iran

Asghar Rastbood^{1*}, Babak Shahandeh² and Mehdi Mohamad-Zadeh³

¹ Assistant Professor, Civil Engineering Faculty, University of Tabriz, Tabriz, Iran

² M.Sc. Student, Civil Engineering Faculty, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³ M.Sc. Student, Civil Engineering Faculty, University of Tabriz, Tabriz, Iran

(Received: 10 January 2021, Accepted: 22 December 2021)

Summary

Mankind has long been faced with natural destructive phenomena, including earthquakes. Awareness of the time and place of major earthquakes is essential to warn before occurring an earthquake in order to reduce human and financial losses. At present, it may not be possible to predict the exact time of future earthquakes, but to some extent, by studying the data of past earthquakes, high-risk areas with high seismic potential can be identified, and knowledge of these high-risk areas can reduce the damage caused by earthquakes in these regions. The study of stress changes in the earth's crust can be used to estimate the probability of an earthquake. Coulomb stress change analysis has been used in many seismic regions of the world. These studies show that in most cases, the location of subsequent earthquakes is affected by changes in the Coulomb stress caused by previous earthquakes in that region. In this study, in order to investigate the possible location of large earthquakes, Coulomb stress changes of 29 historical earthquakes and one instrumental earthquake magnitude greater than 5.5 in NW Iran were calculated. The study of mechanical interaction among earthquakes shows the spatial relationship between them in some events. For example, Coulomb stress change caused by the historical earthquake of 858 AD on the NTF, led to the rupture of its adjacent part in 1042 AD. The 1042 earthquake ruptured a large part of the NTF and increased the stress on the west side on the 1273 faulting plane. The next event in this sequence was the 1304 earthquake in the NTF, which was located at the region of the increase in the Coulomb stress caused by the previous earthquakes. The 1641 earthquake occurred in Dehkhargan region of Tabriz due to the increase in the stress of the fault system events in the NTF.

In order to know about the areas that have highest probability, we compute the cumulative Coulomb stress change caused by the co-seismic deformation of earthquakes on strike-slip and dip-slip faults with optimal geometry. The results of these estimations show that the high-risk and probable areas for causing the next large earthquakes in the region Coulomb stress change increase due to previous earthquakes and have active faults in the direction of optimal strike-slip and dip-slip fractures. These areas for strike-slip faults are: the southeastern part of the NTF (Bostan-abad), the northern part of the faulting caused by the 1843 earthquake from the Maku fault and the southern part of the faulting caused by the 1840 earthquake. The areas for dip-slip faults are: Tasuj fault, between faultings caused by the earthquakes of 1807 and 1857, Mishu fault, the southern part of the faulting caused by the 1844 earthquake from Bozqush fault and the northern part of the faulting due to the 1879 earthquake from Bozghush fault.

Keywords: Coulomb stress changes, mechanical interaction, active fault, earthquake, dislocation, NW Iran

* Corresponding author:

arastbood@tabrizu.ac.ir