

ارزیابی توان حرکتی گسل‌های جنبای گستره گلباف و شهداد در استان کرمان (جنوب‌خاور ایران)

معصومه صدیقی‌راد؛ دانشجوی دکترا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران
منوچهر قرشی*؛ دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور
محسن پور کرمانی؛ استاد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
محمود الماسیان؛ استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
نوشتین بقا؛ باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان، واحد رباط کریم، دانشگاه آزاد اسلامی رباط کریم، ایران
تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۴/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۸/۳۰

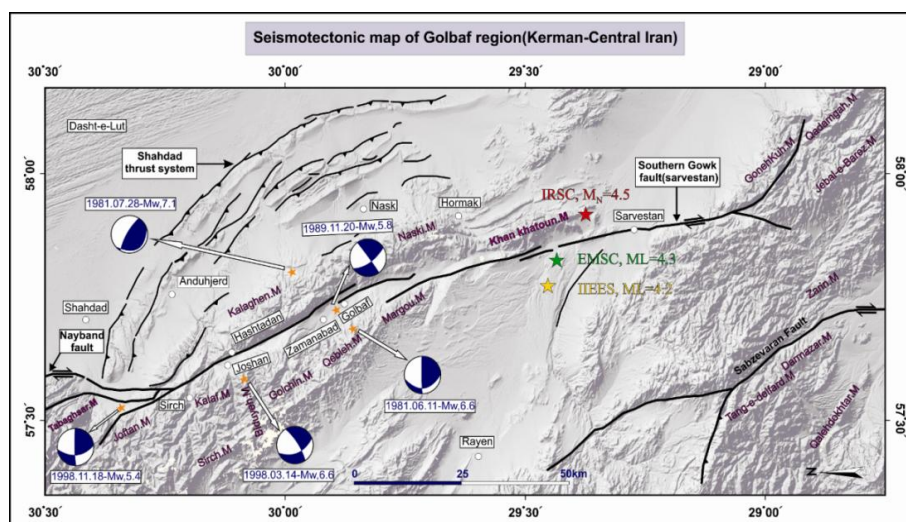
چکیده

در این مقاله پتانسیل حرکتی گسل‌های فعال ناحیه گلباف، بر اساس رابطه بین ویژگی‌های هندسی گسل و میدان تنش تکتونیکی ناحیه‌ای، بررسی شد. این پارامتر برای گسل‌های فعال گستره مورد بررسی و به منظور درصددی جنبش‌های احتمالی تعیین شده است. نتایج این روش با رکوردهای لرزه‌ای گذشته سازگاری بالایی نشان می‌دهد. بنابراین، این الگوی نظری بر مبنای روابط میان ویژگی‌های هندسی گسل‌ها و میدان تنش زمین‌ساختی ناحیه‌ای حاکم است. پس از برداشت‌های ساختاری در ۱۸ ایستگاه، معادلات این الگو به کار گرفته شد. با استفاده از روش وارون‌سازی، تنش اصلی بیشینه به منزله تنش ناحیه‌ای در هر مقطع محاسبه و در معادلات جاگذاری شد. به منظور تحلیل درست ناحیه مطالعاتی، پتانسیل حرکتی هر یک از گسل‌های فعال در آن مقاطع محاسبه شد. با توجه به مقادیر پتانسیل حرکت گسل گلباف و شهداد، گسل گلباف گسلی جوان در منطقه مورد مطالعه معرفی می‌شود. بر مبنای مقادیر به‌دست‌آمده، می‌توان چنین تحلیل کرد که با توجه به بالا بودن مقادیر رومرکز زمین‌لرزه‌های رخ داده در شمال‌باختر و جنوب‌خاور ناحیه تجمع تنش در ناحیه‌ای وسیع در جهت عمود بر آن با روند شمال‌خاور- جنوب‌خاور دور از انتظار نیست. کلیدواژگان: تنش اصلی بیشینه، توان حرکتی، گستره گلباف، میدان تنش زمین‌ساختی ناحیه‌ای.

مقدمه

کشور ایران، به لحاظ قرارگیری در کمربند زلزله‌خیز آلپ- هیمالیا، از نظر فعالیت‌های زمین‌ساختی از نواحی بسیار فعال جهان به شمار می‌رود (بربریان ۱۹۹۵). گسل گلباف را نخستین بار در سال ۱۹۷۲ میلادی زمین‌شناسان یوگسلاوی به نقشه درآوردند و با نام گسل سروستان معرفی کردند (بربریان ۱۹۷۶). یکی از دلایل اصلی گستردگی این پژوهش‌ها رخداد زمین‌لرزه‌های پیاپی در درازای این گسل است. سامانه گسل گلباف در جنوب‌خاوری ایران یکی از ساختارهای مهم

زمین‌ساختی شمالی- جنوبی است و رخداد پنج زمین‌لرزه بزرگ در سی سال گذشته و فراوانی زمین‌لرزه‌های رخ داده در یکصد و ده سال اخیر از جنبایی بالای آن حکایت می‌کند. درباره گسل گلباف پژوهش‌های گسترده‌ای انجام گرفته که بیشتر آن‌ها بر زمین‌لرزه‌های مرتبط با این گسل متمرکز بوده است (بربریان و همکاران ۱۹۸۴؛ بربریان و قرشی ۱۹۹۴؛ بربریان و همکاران ۲۰۰۱) (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه لرزه‌زمین‌ساختی گستره گلباف، جایگاه جغرافیایی گستره مورد بررسی همراه با سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌های دستگاهی (شکری و اسکندری ۱۳۹۱)

پژوهش‌هایی نیز درباره تکامل سامانه گسل گلباف (واکر و جکسون ۲۰۰۲) و محاسبه میزان نرخ لغزش آن (واکر و همکاران ۲۰۱۰) انجام پذیرفته است. سامانه گسلی گلباف با درازای ۱۸۰ کیلومتر و راستای کلی NNW-SSE دربرگیرنده چندین پاره‌گسل با ساختار پلکانی^۱ است که شیب‌های تندی (۶۰ تا ۹۰ درجه) به هر دو سوی خاور و باختر دارند (بربریان و همکاران ۱۹۸۴) (گسل گلباف خود بخشی از سامانه گسلی بزرگ‌تری است، به نام نایبند- گلباف- سبزواران. این سامانه گسلی راستالغز راست‌بر است و حاشیه باختری بیابان لوت را تشکیل می‌دهد. بر پایه نتایج آخرین پژوهش‌ها، نرخ لغزش گسل نایبند در هولوسن ۵/۰ + ۴/۱ میلی‌متر در سال (واکر و همکاران ۲۰۰۹)، برای گسل گلباف در هولوسن ۷/۰ + ۸/۳ میلی‌متر در سال (واکر و همکاران ۲۰۱۰) و برای گسل سبزواران در هولوسن بین ۴ تا ۴/۷ میلی‌متر در سال برآورد می‌شود (ریگارد و همکاران ۲۰۰۵).

سازوکار اصلی گسل گلباف راستالغز راست‌بر است و با توجه به شیب زیاد صفحه گسل مؤلفه شیب‌لغز در رویدادهای مختلف لرزه‌ای به هر دو صورت نرمال و معکوس ظاهر شده است (واکر و جکسون ۲۰۰۲). از سوی دیگر تکامل ریخت‌زمین‌ساختی این گسل نیز هر دو مؤلفه شیب‌لغز نرمال و راندگی را نشان می‌دهد. از دیدگاه چینه‌شناختی بلندی‌های باختری گسل گلباف شامل رسوبات چین‌خورده ترشیری و مزوزوئیک و قدیمی‌ترین رخنمون آن‌ها

1. en echelon

سنگ‌ماسه‌ها و سیلت سنگ‌های ژوراسیک است. بلندی‌های خاوری گسل گلباف شامل رسوبات چین‌خورده و گسلیده کرتاسه است و به سمت خاور روی سنگ‌نهبشته‌های آتشفشانی ائوسن و آذرآواری‌های پالتوسن رانده شده است (واکر و جکسون ۲۰۰۲). تاقدیس کمائی شکل سامانه راندگی شهداد در رسوباتی متشکل از مارن، ژیبس، سنگ‌ماسه، و کنگلومرا^۱ تشکیل شده و در خاور کوه‌های آب‌باریک قرار گرفته است. جایگاه گسل گلباف و شهداد و ساختارهای زمین‌ساختی پیرامون آن همراه رومکان زمین‌لرزه‌های رخ داده در یکصد و ده سال گذشته بزرگ‌تر از چهار در شکل ۵ آمده است.

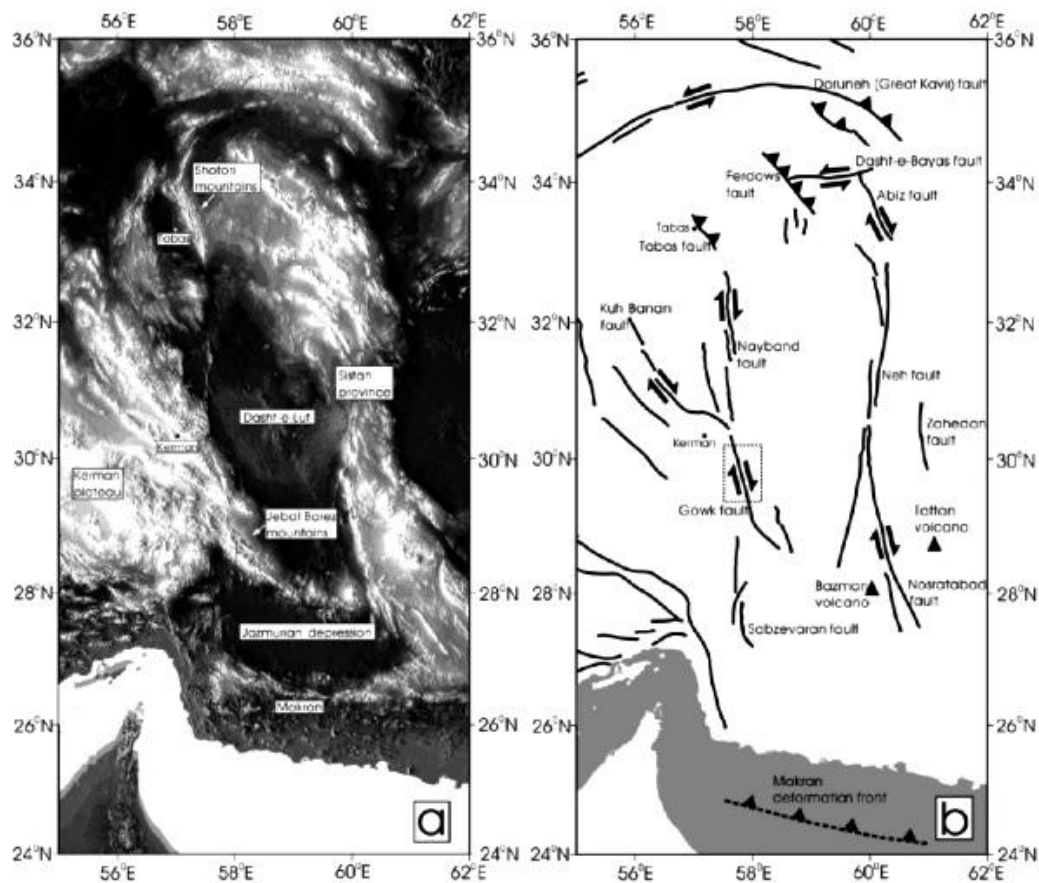
جایگاه زمین‌شناسی

محرك اصلی دگرشکلی فلات ایران و شکل‌گیری ساختارهای زمین‌ساختی آن همگرایی صفحات تکتونیکی عربی-اوراسیاست. مدل‌های زمین‌ساخت صفحه‌ای قدیمی‌تر نرخ کوتاه‌شدگی سالیانه در طول‌های جغرافیایی ۵۰ و ۶۰ درجه خاوری را، به ترتیب، در حدود ۳۰ و ۴۰ میلی‌متر در سال برآورد می‌کنند (دمتس و همکاران ۱۹۹۴). ولی بر پایه مدل‌های جدیدتر نرخ همگرایی در طول جغرافیایی ۶۰ درجه خاوری برابر با ۲۶ میلی‌متر در سال محاسبه شده است (سلا و همکاران ۲۰۰۲) (همچنین بر پایه آخرین یافته‌های حاصل از شبکه GPS، نرخ همگرایی کلی در خاور ایران در حدود ۲۵ میلی‌متر در سال برآورد شده است (ورنانت و همکاران ۲۰۰۴؛ واکر و جکسون ۲۰۰۴) در حدود نیمی از کوتاه‌شدگی کلی ناشی از همگرایی صفحات عربی-اوراسیا (۱۰ تا ۱۲ میلی‌متر در سال) در زاگرس مرکزی (تاتار و همکاران ۲۰۰۲) (و در حدود نیم دیگر کوتاه‌شدگی به صورت برش راست‌بر و برابر با ۱۶ میلی‌متر در سال در مرز میان ایران مرکزی و افغانستان صورت می‌گیرد (ورنانت و همکاران ۲۰۰۴) (بر پایه برآورد نرخ‌های لغزش بسیار بلندمدته گمان می‌رود برش سالیانه ۱۶ میلی‌متری در مرز میان ایران مرکزی و افغانستان توسط گسل‌های راست‌لغز راست‌بر محدودکننده باختر (گسل‌های گوک-نابیند، به طور تقریبی ۲ میلی‌متر در سال) و خاور (سامانه گسلی سیستان، ۱۴ میلی‌متر در سال) بلوک لوت صورت می‌گیرد (واکر و ورنانت ۲۰۰۴).

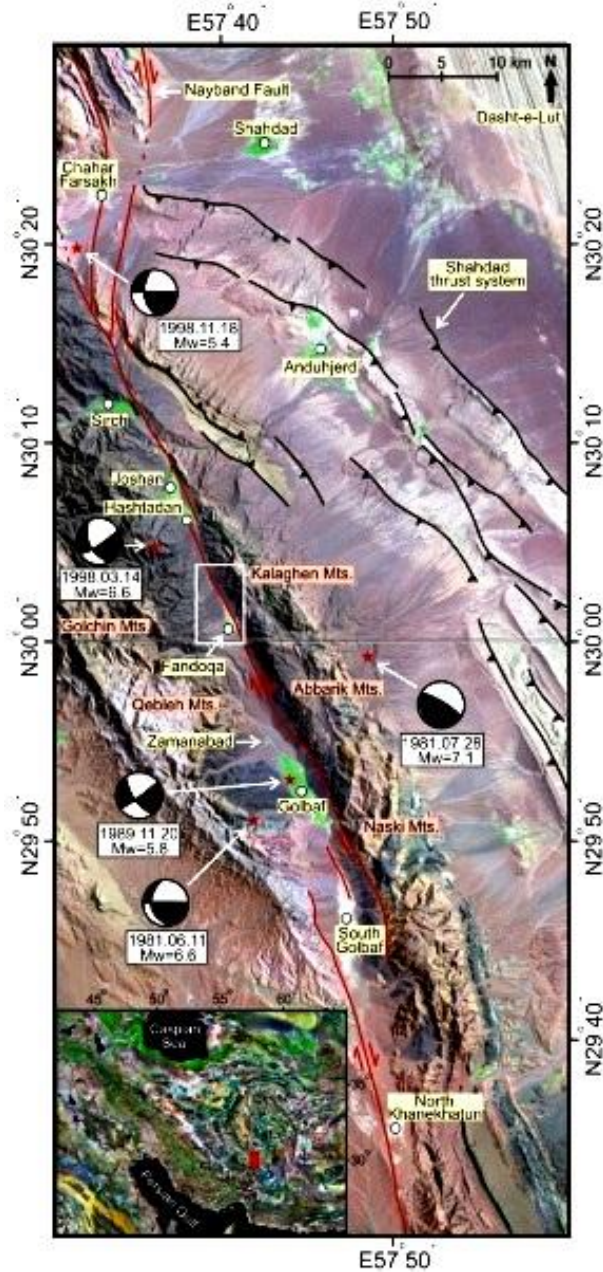
سامانه گسلی گلباف (گوک) با راستای کلی NNW-SSE و درازای ۱۶۰ کیلومتر (بربریان و همکاران ۲۰۰۱) یک پهنه گسلی است که از چندین پاره گسله با آرایش پلکانی و شیب‌های تند (۶۰ تا ۹۰ درجه) به هر دو سوی خاور و باختر تشکیل شده است (بربریان و همکاران ۱۹۸۴). این سامانه گسلی خود بخشی از سامانه گسلی بزرگ‌تر به نام نابیند-گلباف-سبزواران است که از ساختارهای بنیادی ایران است و با سازوکار چیره راست‌لغز راست‌بر حاشیه باختری بیابان لوت را تشکیل می‌دهد (شکل ۲).

سازوکار اصلی گسل گلباف راست‌لغز راست‌بر است و با توجه به شیب زیاد صفحه گسل مؤلفه شیب‌لغزی در رویدادهای مختلف لرزه‌ای به هر دو صورت نرمال و معکوس ظاهر شده است. از سوی دیگر تکامل ریخت‌زمین‌ساختی این گسل نیز هر دو مؤلفه شیب‌لغز نرمال و معکوس را نشان می‌دهد (واکر و جکسون ۲۰۰۲) (در ادامه این پژوهش خواهیم دید که راستای کلی گسل گلباف N152° است و بیشتر شاخه‌های گسلی موجود در دیواره ترانشه گسل گلباف دارای مؤلفه فرعی شیب‌لغز نرمال با جهت شیب به سوی خاور و تعدادی نیز دارای مؤلفه فرعی شیب‌لغز معکوس با جهت شیب به سوی باختر است. برای نمایش گستره گسل گلباف و ساختارهای مرتبط با آن شکل ۳ نقشه لرزه‌زمین‌ساخت گستره مورد مطالعه را نمایان می‌سازد.

1. conglomerate



شکل ۲. (a) مدل ارتفاعی رقومی گستره خاوری ایران مرکزی. همان گونه که در تصویر مشاهده می شود پیرامون بلوک لوت توسط گسل های اصلی احاطه شده است؛ (b) گسل های اصلی گستره خاوری ایران مرکزی و جایگاه سامانه گسلی نایبند- گلباف (گوک)- سبزواران (با تغییر از واکر و جکسون ۲۰۰۲)



شکل ۳. نقشه لرزه‌زمین‌ساخت سامانه گسلی گلباف که از تلفیق تصویر ماهواره‌ای لندست ETM+ (با ترکیب باندهی RGB742 و قدرت تفکیک مکانی ۱۵ متر) با مدل ارتفاعی رقومی (DEM)، برگرفته از داده‌های SRTM (با قدرت تفکیک مکانی ۹۰ متر)، و نمایش رومرکز زمین‌لرزه‌های ۱۹۸۱ - ۱۹۹۸ میلادی (سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها از واکر و جکسون ۲۰۰۲) حاصل شده است.

مواد و روش‌ها

چگونگی محاسبه بیشینه تنش محاسبه شده بدین صورت است که با توجه به درزهای مزدوج برداشت شده در گستره مورد بررسی و ترسیم آن بر شبکه اشمیت از محل تلاقی این درزه، که همان تنش متوسط یا (σ_2) است، ۹۰ درجه به مجاور تنش متوسط یا (σ_2) روی شبکه اشمیت حرکت و صفحه کمکی را ترسیم می‌کنیم. مقدار نصف زاویه بین محل تلاقی دو امتداد درزه‌ها با صفحه کمکی تنش بیشینه یا (σ_1) گستره مورد مطالعه خواهد بود. برای صحت انجام دادن روش دستی محاسبه بیشینه تنش اصلی در ناحیه مدل ارتفاعی رقومی Dem وارد محیط نرم‌افزار Move شد و جهت شیب و امتداد برداشته شده صحرائی نیز از روی مدل‌ها به دست آمد. سپس مقادیر شیب و امتداد وارد محیط نرم‌افزار Tectonic FP شد و این نرم‌افزار با روش وارون‌سازی مقدار شیب و امتداد تنش بیشینه یا (σ_1) را به دست داد. به عبارتی تحلیل توان حرکتی گسل‌های فعال ناحیه گلباف و صفحات گسلی مربوط به آن‌ها اندازه‌گیری شد. بدین منظور از روش وارونه‌سازی برای تعیین سوی محورهای اصلی تنش استفاده شد و در همه مقاطع تنش اصلی منطقه به روش شبکه اشمیت محاسبه شد. فرض بر این قرار گرفت که خش‌خط‌های روی صفحه گسلی جهت تنش برشی حداکثر را نشان داده است. در آخر نیز زاویه میان بردار عادی صفحه نسبت به تنش اصلی بیشینه اندازه‌گیری و در معادلات (جدول ۱) جاگذاری شد و مقدار پتانسیل حرکت گسل‌های جنبای ناحیه در هر مقطع به دست آمد. در هر مقطع به طور جداگانه میزان توان حرکتی گسل‌های جنبای آن با داده‌های حاصل از رومرکز زمین‌لرزه‌های یکصد و ده سال اخیر (شکل ۴) به منظور معرفی نواحی دارای بیشترین مقادیر پتانسیل حرکتی تعیین شد.

در جدول ۱ امتداد شیب روی سطح گسل اندازه‌گیری شده و سپس توسط دیاگرام اشمیت قطب صفحه گسل به دست آمده و زاویه بین قطب گسل و تنش بیشینه مقدار θ استخراج (از روی شبکه اشمیت) و در رابطه ۹ جایگزین شده است (با توجه به مقدار θ). در نهایت، مقدار پتانسیل حرکت برای گسل‌ها در مقاطعی که رخنمون داشته و اندازه‌گیری شده برآورد شده است.

مدل نظری برای تحلیل پتانسیل حرکتی گسل

پتانسیل حرکتی گسل (FMP) به تنش تکتونیکی (σ)، هندسه صفحه گسل (G)، و خواص فیزیکی محیط داخل و طرفین گسل (P) وابسته است. FMP تابعی از این عوامل است:

$$\text{FMP} = f(\sigma, G, P) \quad \text{رابطه ۱}$$

اگرچه یک محیط زمین‌شناسی به طور معمول ناهمگن و خیلی پیچیده است، می‌تواند از نظر آماری همگن و ایزوتروپ در نظر گرفته شود. بر این اساس و برای ساده‌سازی مدل نظری، محیط زمین‌شناسی حاوی گسل‌ها به صورت یک ماده همگن، ایزوتروپ، و الاستیک در نظر گرفته شده است. بنابراین FMP می‌تواند به صورت رابطه ۲ ساده شود:

$$\text{FMP} = f(\sigma, G) \quad \text{رابطه ۲}$$

برای در نظر گرفتن تأثیر جهت‌گیری تنش تکتونیکی و هندسه گسلی روی لرزه‌خیزی گسل، آزمایش‌هایی با استفاده

از مدل‌های بلوکی انجام شده است (لوکاجیچک و همکاران ۱۹۸۸) (نتایج نشان داد تغییر شیب گسل باعث تغییرات قابل توجه در فواصل زمانی وقوع مجدد رخ داده‌های لرزه‌ای مستقل از میزان انرژی لرزه‌ای می‌شود. برای بعضی مقادیر شیب، فعالیت لرزه‌ای گسل از بین می‌رود و برای اثبات نتایج این آزمایش‌ها هی^۱ و همکارانش (۱۹۸۹) با تحلیلی نظری نشان دادند گسل‌ها هنگامی می‌توانند بلغزند که زوایای بین جهت‌گیری تنش اصلی فشاری حداکثر و امتداد گسل بین ۲۰ و ۷۰ درجه باشد. هرچند استثناهایی در به کار گرفتن این مدل برای سیستم‌های گسلی واقعی وجود دارد، این استثناها ناشی از محدودیت بررسی‌های دوبعدی‌اند. در واقع، صفحات گسلی همیشه قائم نیستند و جهت‌گیری تنش اصلی فشاری حداکثر نیز همیشه افقی نیست. در این روش، این موضوع با استفاده از دایره مور تنش در نظر گرفته شده است. از نظر مکانیکی، مهم‌ترین عواملی که در شروع حرکت لغزشی روی یک گسل از پیش موجود مؤثرند (با فرض مثبت بودن تنش فشاری) عبارت‌اند از:

۱. تفاضل تنش‌های اصلی حداکثر (σ_1) و حداقل (σ_3): ($\sigma_1 - \sigma_3$) که تعیین‌کننده قطر دایره موهر است.

۲. مجموع تنش اصلی حداکثر و حداقل: ($\sigma_1 + \sigma_3$) که تعیین‌کننده محل دایره موهر است.

زاویه بین عمود بر صفحه گسلی و تنش اصلی حداکثر (σ_1) به صورت θ نشان داده می‌شود. حد پایینی و بالایی θ در گسلی که توانایی لغزش دارد به وسیله θ_1, θ_2 نمایش داده شده است. علامت θ_0 نشان‌دهنده مقدار ویژه θ در لغزش گسلی به احتمال بسیار، ϕ زاویه اصطکاک داخلی گسل، τ_0 چسبندگی داخل گسل، و T_0 نقطه‌ای است که شکستگی کششی رخ می‌دهد. ابتدا زاویه‌ای (θ_0) که گسل به احتمال بسیار در آن می‌لغزد محاسبه می‌شود. بر اساس قضیه سینوس و شکل ۴ رابطه ۳ به دست می‌آید:

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 + \sigma_3 + 2\tau_0 \operatorname{ctg} \phi} = \frac{\sin \phi}{\sin(2\theta - \phi)} \quad \text{رابطه ۳}$$

با مشتق‌گیری از تنش (σ) نسبت به زاویه θ و مساوی با ۰ قرار دادن مشتق رابطه ۴ به دست می‌آید:

$$\cos(2\theta - \phi) = 0, \theta_0 = 45^\circ + \phi/2 \quad \text{رابطه ۴}$$

سپس، محدوده پایین و بالای زاویه θ برای لغزش گسلی ممکن به کمک رابطه ۳ محاسبه شد و در نهایت رابطه ۵ به دست آمد:

$$\sin(2\theta - \phi) = \frac{\sigma_1 + \sigma_3 + 2\tau_0 \operatorname{ctg} \phi}{\sigma_1 - \sigma_3} \sin \phi \quad \text{رابطه ۵}$$

در شکل ۲ وقتی $\sigma_3 \rightarrow T_0$ ، $\sigma_1 + \sigma_3 + 2\tau_0 \operatorname{ctg} \phi \rightarrow \sigma_1 - \sigma_3$ محدوده θ حداکثر است. بنابراین:

$$\sin(2\theta - \phi) = \sin \phi \quad \text{رابطه ۶}$$

رابطه ۷ $\theta_1 \rightarrow \phi, \theta_2 \rightarrow \pi/2$

معمولاً ضریب اصطکاک روی یک سطح شکستگی شکننده 0.5-0.8 است (Wang et al 1979) که به زوایای ذیل

مرتبط است: $\phi = 27^\circ - 39^\circ$

برای سادگی محاسبه، ϕ را مساوی با 30° درجه در نظر می‌گیرند. بنابراین:

$$\theta = \begin{cases} \theta_0 = 60^\circ \\ \theta_1 = \phi \\ \theta_2 = \pi/2 \end{cases} \quad \text{رابطه ۸}$$

یعنی وقتی $30^\circ < \theta < 90^\circ$ ، یک گسل ممکن است بلغزد. هنگامی که $\theta = 60^\circ$ باشد، گسل به راحتی می‌لغزد.

اگر $\theta \leq 30^\circ$ یا $\theta \geq 90^\circ$ باشد، گسل نمی‌تواند بلغزد (شکل ۴).

برای به کمیت کشیدن رابطه بین پتانسیل حرکتی گسل (FMP) و زاویه θ ، FMP به صورت یک عامل

نرمالیزه شده با رابطه ۹ تعریف می‌شود:

$$FMP = \begin{cases} 0 & , \theta \in [0^\circ, 30^\circ] \\ \frac{\theta - 30^\circ}{30^\circ} & , \theta \in [30^\circ, 60^\circ] \\ 1 - \frac{\theta - 60^\circ}{30^\circ} & , \theta \in [60^\circ, 90^\circ] \end{cases} \quad \text{رابطه ۹}$$

محاسبه زاویه θ

اگر جهت عمود (γ_1) بر صفحه گسل و زاویه میل آن (β_1) و جهت گیری تنش اصلی حداکثر (γ_2) و زاویه میل آن

(β_2) معلوم باشد، θ می‌تواند از روابط هندسی آن‌ها محاسبه شود (شکل ۵).

اگر γ آزمون یک خط مستقیم و β زاویه میل آن باشد، خط راست می‌تواند به صورت رابطه ۱۰ تعریف شود:

$$l = OA = \cos \beta \cos \gamma$$

$$m = CB = \sin \beta$$

$$n = AB = \cos \beta \sin \gamma$$

رابطه ۱۰

و بردار $N = [l, m, n]$ جهت خط مستقیم است. بنابراین، زاویه بین دو خط مستقیم می‌تواند به صورت رابطه ۱۱

محاسبه شود:

$$\cos\theta = \cos\beta_1 \cos\beta_2 \cos(\gamma_1 - \gamma_2) + \sin\beta_1 \sin\beta_2$$

رابطه ۱۱

این در حالی است که اگر محور σ_1 به سمت بالا باشد، مقدار β_2 منفی می‌شود.

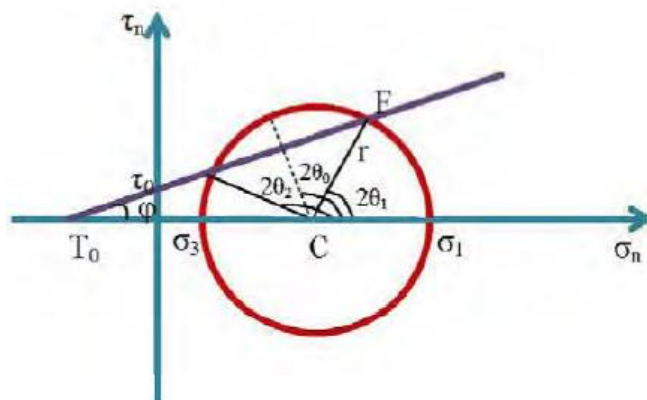
بحث

اگرچه جهت‌گیری تنش فشاری اصلی حداکثر به‌دست آمده از تحلیل سازوکار ژرفی یک زمین‌لرزه قوی معرف ویژگی‌های میدان تنش تکتونیکی ناحیه‌ای در منطقه‌ای گسترده است، برخی تحلیل‌های سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌های بزرگ شرایط پیچیده ساختارهای ژرف و سیمای تنش را نمایان می‌سازد. سیمای تنش به این معناست که میدان تنش استثنایی در فرایند کانونی لحظه‌ای به میدان تنش تکتونیکی ناحیه‌ای در فرایند ایجاد زمین‌لرزه افزوده می‌شود و تحلیل سازوکار ژرفی یک زمین‌لرزه کوچک منفرد سیمای اتفافی دارد. خوشبختانه تحلیل‌های سازوکار ژرفی مصنوعی بسیاری از زمین‌لرزه‌های کوچک ممکن است وضعیت تنش تکتونیکی ناحیه‌ای را مشخص سازد. بنابراین، هم تحلیل‌های سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌های بزرگ و هم تحلیل‌های میانگین زمین‌لرزه‌های کوچک می‌توانند برای به دست آوردن ترکیب کلی وضعیت تنش ناحیه‌ای استفاده شوند. در هر حال بررسی ارزیابی پتانسیل حرکتی گسل‌های کواترنری نشان می‌دهد، حتی در نبود پیشینه لرزه‌خیزی شناخته‌شده از یک ناحیه، امکان رتبه‌بندی گسل‌های فعال بر اساس پارامتر یادشده وجود دارد (آرین و قرشی ۲۰۰۶).

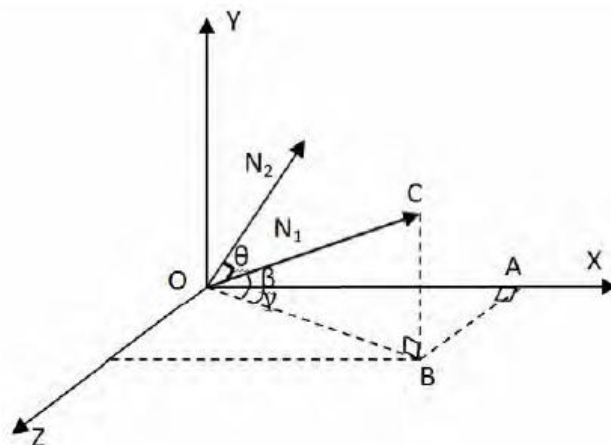
توان حرکتی گسل‌های جنبای ناحیه گلباف (شکل ۶ و جدول ۱) با توجه به نقشه گسل‌های جنبای و مقاطع برداشت‌شده گستره مورد بررسی (شکل ۱۰) انجام شد. در گستره مورد مطالعه، با توجه به جنبای بودن گسل‌های گلباف و شهداد و با توجه به محاسبات توان حرکتی در ناحیه، بیشترین تمرکز تنش در بخش جنوب‌خاوری گسل گلباف و بیشترین تجمع تنش برای گسل شهداد در شمال‌باختر آن مشهود است. بر پایه بررسی‌های انجام‌شده (واکر و جکسون ۲۰۰۲) حدود ۱۲ کیلومتر جابه‌جایی تجمعی راست‌بر برای گسل گلباف پیشنهاد شده و با سن‌یابی به روش K-Ar روی بازالت‌های جابه‌جاشده توسط این گسل نرخ لغزش آن در حدود ۵/۱ تا ۴/۲ میلی‌متر در سال برآورد شده است. همچنین واکر^۱ و همکارانش (۲۰۱۰)، با بررسی رسوبات دریاچه‌ای در حوضه کششی جنوب گلباف، حدود ۵+۳۰ متر جابه‌جایی راست‌بر مشاهده و با سن‌یابی به روش کربن ۱۴ نرخ لغزش گسل گلباف در بازه زمانی هولوسن را حدود ۷/۰ + ۸/۳ میلی‌متر در سال پیشنهاد کرده‌اند. بر پایه پژوهش‌های پارینه لرزه‌شناسی، با حفر ترانشه عمود بر راستای گسل گلباف، چهار زمین‌لرزه پارینه با بزرگای بیش از M_w ۶/۶ شناسایی شد. با استفاده از برخی روابط تجربی موجود پیشینه بزرگای کهن‌ترین زمین‌لرزه پارینه تا M_w ۸/۲ به دست آمد که این دور از انتظار است. زیرا در گذشته نیز رخداد زمین‌لرزه‌ها در برخی بازه‌های زمانی الگوی خوشه‌ای داشته و در مدت زمانی کوتاه چندین زمین‌لرزه بزرگ روی داده است؛ به گونه‌ای که فرصت کافی برای نهشته‌گذاری و ثبت جداگانه شواهد آن‌ها وجود نداشته است (بصیری و همکاران ۲۰۱۱).

نتیجه

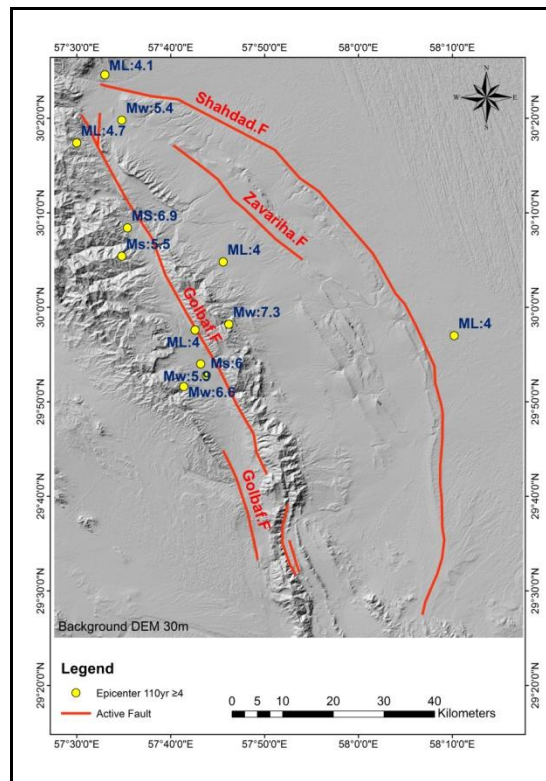
طبق محاسبات پتانسیل حرکتی گسل‌های فعال ناحیه گلباف و شهداد در هر مقطع مشخص شد گسل گلباف در مقاطع سرتل، چمران، حرمک، و علی‌آباد با روند شمال‌باختر و جنوب‌خاور گسل گلباف بیشترین توان حرکت گسلی را دارند. شمال‌باختر گسل شهداد در مقطع سانتوئیه بیشترین توان حرکتی گسل برآورد شد. بر پایه هندسه شاخه‌های گوناگون گسلی گلباف، مؤلفه چیره شیب‌لغزی به صورت نرمال با جهت شیب به سوی خاور به همراه تعدادی شاخه فرعی با مؤلفه شیب‌لغز راندگی با جهت شیب به سوی باختر دیده می‌شود. بیشترین پراکندگی زمین‌لرزه‌ها بر اساس عمق بین ۱۳ تا ۱۸ کیلومتر تخمین زده شده است که از کم‌عمق بودن بیشتر زمین‌لرزه‌ها در گستره مورد بررسی حکایت می‌کند (شکل ۷). با توجه به نمودارهای استریوگرافی و رزیدیاگرام ترسیم‌شده در نرم‌افزار Move روند تقریبی برای هر دو گسل گلباف و شهداد به ترتیب جنوب‌خاور و شمال‌باختر محاسبه شد؛ که فراوانی داده‌های نمودار رزیدیاگرام با داده‌های حاصل از توان حرکتی گسل‌های جنبا در گستره تطابق بالایی را نشان می‌دهد (اشکال ۸ و ۹).



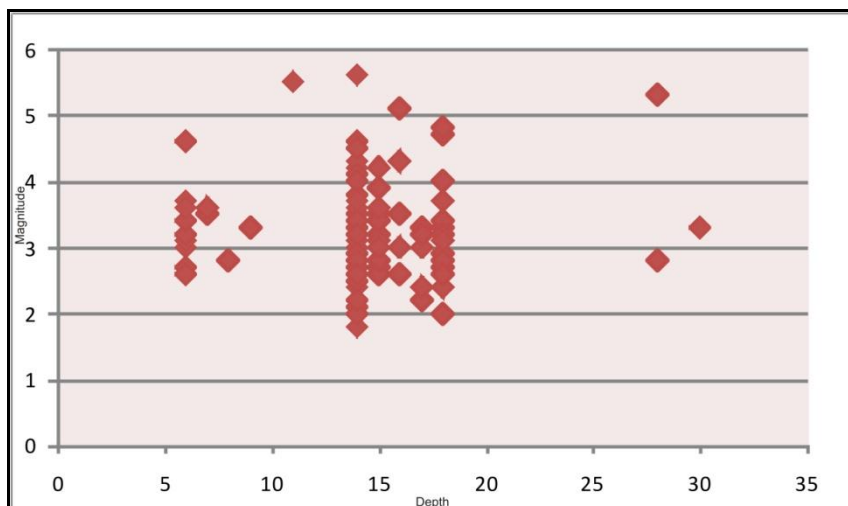
شکل ۴. دایره مور نشان‌دهنده وضعیت تنش در طی لغزش گسل (اقتباس از لی و همکاران ۱۹۹۷)



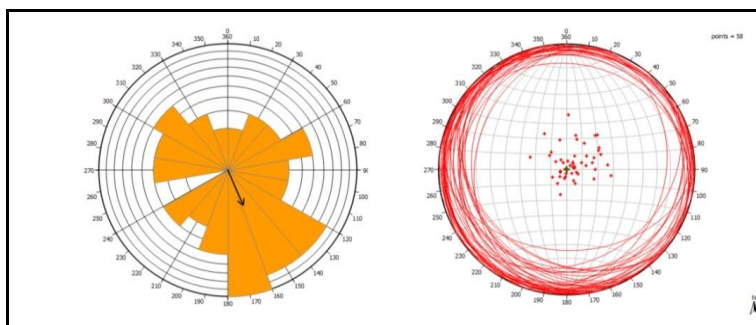
شکل ۵. نمایش یک خط راست در سه بعد و تصویر آن روی صفحه (اقتباس از لی و همکاران ۱۹۹۷)



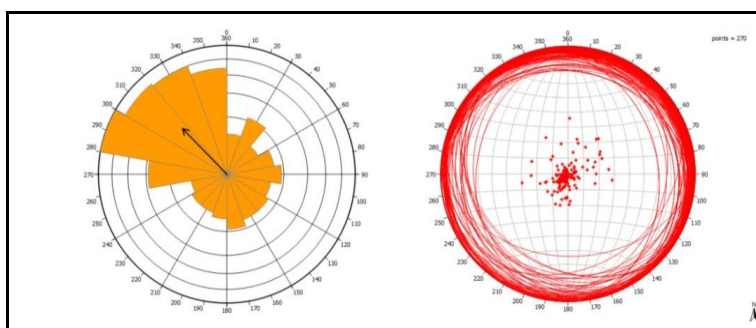
شکل ۶. پراکنش داده‌های (بزرگ‌تر از ۴) یکصد و ده سال اخیر (برگرفته از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) همراه نقشه گسل‌های جنبای در گستره مورد بررسی (برگرفته از نقشه گسل‌های ایران (جوادی و همکاران ۱۳۹۲)، تهیه شده در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)



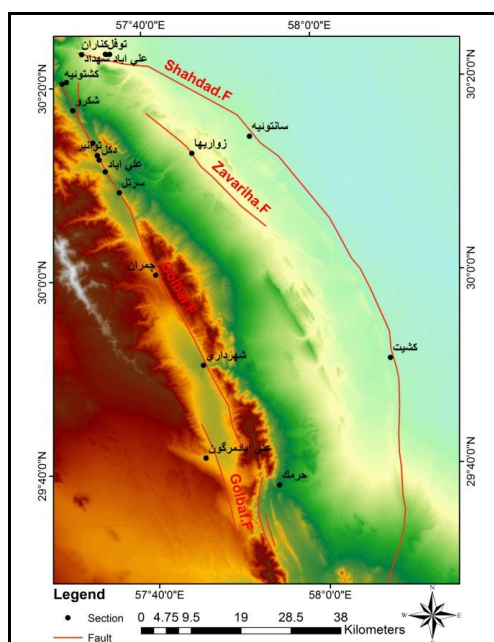
شکل ۷. پراکنده‌گی داده‌های لرزه‌ای بر اساس بزرگی نسبت به عمق کانونی زمین‌لرزه‌های ۱۱۰ سال اخیر



شکل ۸. برداشت ۵۸ نقطه شیب و امتداد در دو سمت گسل گلباف (نمودارهای استریوگرافی و رزیدیاگرام) با استفاده از نرم افزار Move



شکل ۹. برداشت ۲۷۰ نقطه شیب و امتداد در دو سمت گسل شههاد (نمودارهای استریوگرافی و رزیدیاگرام) با استفاده از نرم افزار Move



شکل ۱۰. نقشه گسل‌های جنب و مقاطع برداشت شده گستره مورد بررسی، گسله‌های گستره (برگرفته از نقشه گسل‌های ایران (جوادی و همکاران ۱۳۹۲)، تهیه شده در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)

جدول ۱. محاسبات توان حرکتی گسل‌های جنبای گستره با استفاده از تنش ناحیه‌ای

نام مقاطع	نام گسل	تنش اصلی (σ_1)	صفحة گسل	θ	توان حرکتی گسل
کشتویه	گلباف	۰۷/۱۰۲	۱۰/۳۳۹	۸۷	۰,۱
حسن‌آباد	گلباف	۰۷/۱۰۲	۰۲/۰۹	۸۴	۰,۱
شکرو	گلباف	۰۷/۱۰۲	۰۶/۳۰۸	۸۲	۰,۳
رنگ‌رزو	گلباف	۰۷/۱۰۲	۰۸/۲۳۸	۷۴	۰,۵
توانیر	گلباف	۰۷/۱۰۲	۰۴/۱۶۴	۷۶	۰,۵
دکل	گلباف	۰۷/۱۰۲	۰۶/۶۰	۷۲	۰,۶
علی‌آباد	گلباف	۰۷/۱۰۲	۱۶/۱۶۵	۵۶	۰,۹
سرتل	گلباف	۰۷/۱۰۲	۲۶/۱۷۳	۵۸	۰,۹
چمران	گلباف	۰۷/۱۰۲	۱۸/۱۸۰	۶۲	۰,۹
شهرداری	گلباف	۰۷/۱۰۲	۰۸/۲۰۲	۷۱	۰,۶
حرمک	گلباف	۰۷/۱۰۲	۱۹/۷۷	۶۲	۰,۹
علی‌آباد مرگون	گلباف	۰۷/۱۰۲	۰۴/۲۷۸	۸۷	۰,۱
زواربها	زواربها	۰۷/۱۰۲	۰۲/۳۳۲	۷۸	۰,۴
علی‌آباد شهداد	شهداد	۰۷/۱۰۲	۰۱/۳۵۸	۸۱	۰,۳
توفل	شهداد	۰۷/۱۰۲	۰۴/۳۱۹	۷۴	۰,۵
کناران	شهداد	۰۷/۱۰۲	۱۲,۰۲	۷۲	۰,۶
سانتویه	شهداد	۰۷/۱۰۲	۰۱/۳۵۲	۶۷	۰,۸
کشیت	شهداد	۰۷/۱۰۲	۰۲/۴۲	۷۳	۰,۶

منابع

- آقانباتی، ع. (۱۳۸۵). زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قرشی، م. و آراین، م. (۱۳۸۹). تکتونیک ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین.
- Arian, M. & Ghorashi, M. (2006). "The Movement Potential Evaluation of the Major Quaternary faults in Alborz-Central Iran Border Zone, from the East of Tehran to the East of Semnan", Geosciences, Vol. 15, No. 59, pp. 184-187.
- Aghanabi, A. S. (2011). *Geology of Iran, Geological Survey of Iran*,
- Basiri, M., Nazari, H., Foroutan, M., Solaymani Azad, SH., Shokri, M. A., Talebian, M., Ghorashi, M., Oveisi, B., Bolourchi, M. J., & Rashidi, A. (2011). "Determination of Clustering Pattern of Paleearthquakes Occurrences on the Golbaf Fault, SE Kerman", Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, Vol. 22, No. 87.
- Berberian, M. (1995). Master blind thrust faults hidden under the Zagros fold: "active basement tectonics and surface morphotectonics", Tectonophysics, Vol. 241, pp. 193-224.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Ghorashi, M., & Kadjar, M. H. (1984). *Field and Teleseismic*

- observations of the 1981 Golbaf-Sirch earthquakes in SE Iran, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, pp. 809-838.
- Berberian, M. (1976). *Contribution to the Seismotectonics of Iran (Part II)*, Geological survey of Iran, Report No. 39.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Ghorashi, M., & Kadjar, M. H. (1984). *Field and teleseismic Observation of the 1981 Golbaf-Sirch earthquakes in SE Iran*. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, pp. 809-838.
- Berberian, M. & Ghorashi, M. (1994). *Coseismic fault-related folding during the South Golbar earthquake of November 20, 1989, in southeast Iran*. *Geology*, 22, pp. 531-534.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Fielding, E., Parsons, B. E., Priestley, K., Ghorashi, M., Talebian, M., Walker, R., Wright, T. J., & Baker, C. (2001). *The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (Mw 6.6) in Kerman province, Southeast Iran: re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonics of the Gowk fault zone*. *Geophys. J. Int.* (2001) 146, pp. 371-398.
- Ghorashi, M. & Arian, M. (1389). *Iranian Tectonics, Geological Survey of Iran, National Geosciences Database*.
- He, S. H. (1989). "The effect of orientation and level of principal stress on fault movement: Crustal Deformation and Earthquake", *Journal of Geophysics and Engineering*, Vol. 14, No 4. 9(3): pp. 44-52.
- Hessami, KH., Jamali, F., & Tabassi, H. (2002), "Major active faults of Iran", International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran.
- Jackson, J., Bouchon, M., Fielding, E., Funning, G., Ghorashi, M., Hatzfeld, D., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Talebian, M., Tatar, M., Walker, R., & Wright, T. (2006). "Seismotectonic, rupture process, and earthquake-hazard aspects of the 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake". *Geophys. J. Int.*, 166, pp. 1270-1292.
- Lee, C. F., Hou, J. J., & Ye, H. (1997). "The movement Potential of the major faults in Hong Kong area", *Episodes*, Vol. 20, No. 4, pp. 227-231.
- Lokajicek, T., Spicak, A., & Waniek, L. (1988): "Tectonic stress orientation and the Seismic regime of a single fault": *Tectonophysics*. 152: pp. 297-302.
- Regard, V. (2005). "10Be dating of alluvial deposits from Southeastern Iran", *Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 242, pp. 36-53.
- Walker, R. & Jackson, J. (2002). "Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra- continental strike- slip system". *J. Struct. Geol.*, 24, pp. 1677-1698.
- Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N., & Zarrinkoub, M. (2009). "Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran". *Geophys. J. Int.* (2009) 177, pp. 783-805.
- Walker, R. T., Talebian, M., Sloan, R. A., Rasheedi, A., Fattahi, M., & Bryant, C. (2010). "Holocene slip- rate on the Gowk strikeslip fault and implications for the distribution of tectonic strain in eastern Iran". *Geophys. J. Int.* (2010), doi: 10.1111/j.1365 246X.2010.04538.x.
- Wang, R. Ding. Z. Y., & Yin, Y. Q. (1979). "Introduction to solid mechanics: Geological publishing house"