

تحلیل ناهمسانی جنبشی گسل دورود (جنوب باختر ایران) با استفاده از فرکتال، کرنل و شواهد ریخت زمین‌ساختی

زهرا کمالی^۱، محمودرضا هیبات^۲، حمید نظری^۳ و محمدمهدی خطیب^۴

^۱دانشجوی دکترا، بخش علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

^۲استادیار، بخش علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

^۳دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴استاد، بخش علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۳/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۸/۰۳

چکیده

گسل دورود به عنوان یکی از مهم‌ترین قطعات لرزه‌زای گسل جوان اصلی زاگرس از نزدیکی منطقه ارجنگ در یک روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری تا بروجرد امتداد یافته است. به منظور تعیین ناهمسانی جنبشی گسل، از تحلیل فرکتالی شکستگی‌ها، روکانون‌زمین‌لرزه‌ها و آبراهه‌ها از روش مربع شمار استفاده شد. بدین منظور محدوده مورد بررسی براساس اختلاف در توزیع شکستگی‌ها و روکانون‌زمین‌لرزه‌ها به دو بخش تقسیم گردید. ابعاد فرکتالی شکستگی‌ها، آبراهه‌ها و روکانون‌زمین‌لرزه‌ها محاسبه و سپس با یکدیگر مقایسه شده است. از روش توزیع چگالی کرنل با بررسی روکانون‌زمین‌لرزه‌ها و آبراهه‌ها در طول گسل به میزان عملکرد ناهمسان آن، همچنین در خاتمه با تحلیل شواهد ریخت‌زمین‌ساختی‌ها تعیین مقدار جابجایی‌های تجمعی افقی، قائم و خالص پرداخته شد. نتایج فرکتال شکستگی‌ها، آبراهه‌ها و زمین‌لرزه نشانگر بودن که بخش شمالی به عنوان پویاترین بخش گستره شناسایی شد. تحلیل فرکتالی نشان داد که بخش شمالی به عنوان پویاترین بخش گستره شناسایی شد، همچنین نتایج تحلیل کرنل و شواهد ریخت‌زمین‌ساخت بیانگر اینست گسل با عبور از واحدها با سن‌های مختلف رفتار گوناگونی نشان می‌دهد و مقادیر زوایه ریک بدست آمده در طول گسل متفاوت بوده بر این اساس گسل طبق نتایج حاصل سه قطعه با طول‌های مختلف قابل تقسیم‌بندی است، چنانچه مقدار ریک قطعات ۲۱۰ به ترتیب $124^{\circ}/16^{\circ}$ و $124^{\circ}/22^{\circ}$ و $124^{\circ}/22^{\circ}$ طول قطعات به ترتیب ۱۸ و ۴۹ کیلومتر است، با توجه به بالا بودن مقادیر ریک (بیشتر از 10°) مؤلفه شیب‌لغز تأثیر غالب‌تری نسبت به راستالغزی در این دو بخش داشته و مقدار زوایه ریک $31^{\circ}/4^{\circ}$ در قطعه ۳ با طول قطعه ۴۴ کیلومتر است.

کلیدواژه‌ها: گسل دورود، گسل جوان اصلی زاگرس، فرکتال، ریخت‌زمین‌ساخت، کرنل.

*نویسنده مسئول: زهرا کمالی

E-mail: zahrakamali@birjand.ac.ir

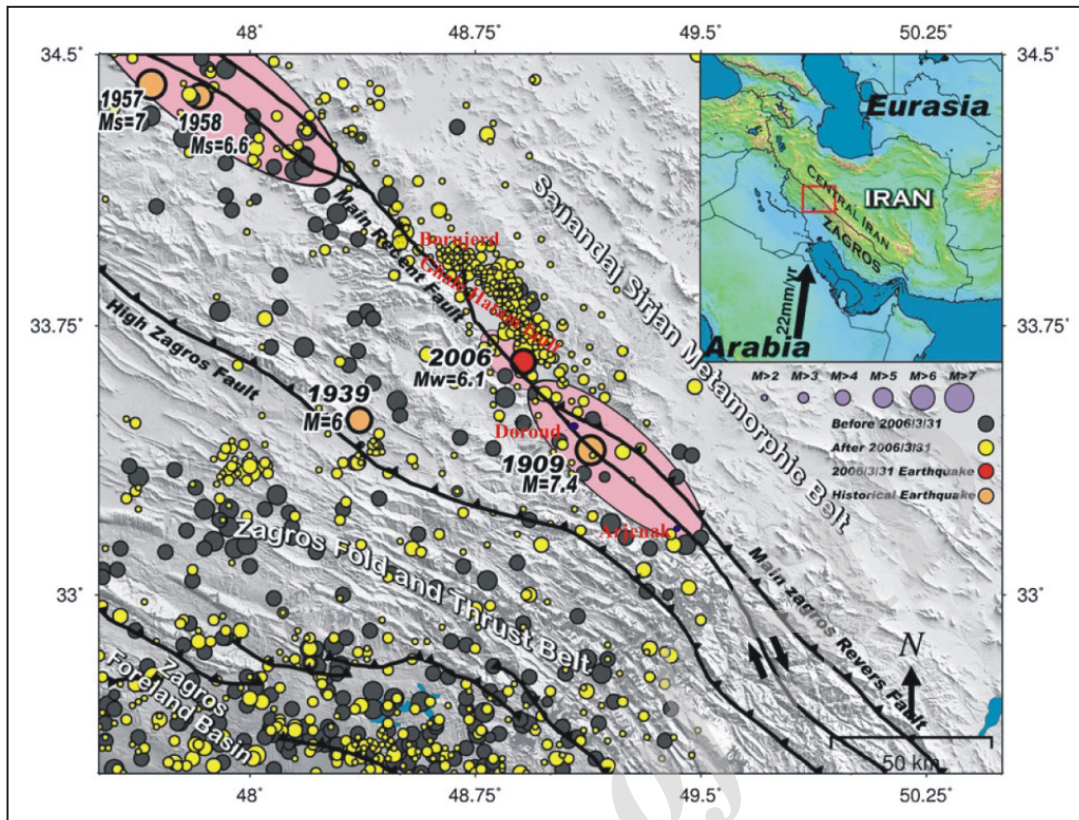
۱- پیش‌نوشتار

پرداخته شد تا با بررسی نتایج هر روش و مقایسه با بقیه روش‌ها به نتیجه مطلوب از نرخ فعالیت و سازوکار گسل دست یافت که آیا این گسل با دارا بودن صد کیلومتر در طول خود به شکل همسان عمل می‌کند؟ به منظور محاسبه ابعاد فرکتالی (شکستگی‌ها، آبراهه‌ها و روکانون زمین‌لرزه‌ها) و تابع توزیع چگالی کرنل (آبراهه‌ها و روکانون زمین‌لرزه‌ها)، ابتدا داده‌های مورد نیاز که شامل داده‌های لرزه‌ای (از سایت IIEES و CMT Harvard)، شکستگی‌ها و گسل‌های اصلی منطقه (از نقشه‌های زمین‌شناسی تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی، شرکت ملی نفت ایران و بارزسازی خطواره‌های با استفاده مطالعات دورسنجی، فیلترگذاری تصاویر ETM 8 و Aster 15m در نرم‌فزارهای ENVI 5.1 و ER mapper و آبراهه‌های منطقه با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ (از نقشه‌های تهیه شده توسط سازمان نقشه‌برداری جغرافیایی ارتش) بود جمع‌آوری و سپس در نرم‌افزار Arcgis تحلیل و بررسی شد.

شواهد ریخت‌زمین‌ساختی حاوی اطلاعات ارزشمندی از تاریخ فعالیت یک گسل هستند. این بررسی‌ها علاوه بر اینکه فعالیت گسل‌ها را آشکار می‌سازند؛ می‌توان از آنها در برآورد میزان جابه‌جایی و نرخ فعالیت گسل و شناسایی گسل‌های پنهان بهره جست. گسل‌های پنهان از این نظر اهمیت دارند که معمولاً گسل‌های جوان و جنب‌ها هستند؛ ولی چون گسیختگی سطحی ندارند و تاکنون شناسایی نشده‌اند؛ می‌توان از شواهد ریخت‌زمین‌ساخت برای بررسی سن نسبی گسل و تفکیک گسل‌های جنب‌ها از گسل‌های کهن بهره جست. بررسی الگوهای دگرریختی، یکی از رهیافت‌هایی است که در روش نزدیک میدان استفاده می‌شود (بصیری، ۱۳۹۰؛ فروتن، ۱۳۸۷). برای بررسی دگرریختی‌ها در مقیاسی در حد متر تا چند ده کیلومتر به‌طور مثال موقعیت نقاط مشابه، قبل و بعد از زمین‌لرزه از روش‌های نزدیک میدان استفاده می‌شود (Burbank and Anderson, 2012). داده‌های مورد نیاز این بخش با انجام مطالعات میدانی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی و بررسی دقیق تصاویر ماهواره‌ای مختلف

رشته‌کوه‌های زاگرس، به ویژه کمر بند چین‌خورده - رانده آن به دلیل دارا بودن گسل‌ها و چین‌های بزرگ و منظم و زمین‌لرزه‌های فراوان در میان پهنه‌های ساختاری ایران اهمیت ویژه‌ای دارد. مطالعات گسترده‌ای از اوایل قرن پیش تاکنون در زمینه‌های مختلف، به ویژه در ساختارهای زمین‌شناسی موجود در این کمر بند انجام گرفته است؛ ولی هنوز اطلاعات کافی در مورد بسیاری از ساختارهای زمین‌شناسی آن در دسترس و کامل نیست. از طرف دیگر لرزه‌خیزی پراکنده و شدید و وجود گسل‌های پنهان و طبقات شکل‌پذیر، در اکثر نقاط آن پرسش‌های فراوانی را مطرح می‌کند که ضرورت پژوهش بیشتر در این کمر بند را ایجاد می‌کند. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های زاگرس بیشتر نشان‌دهنده گسلس معکوس بزرگ زاویه (با شیب صفحه گسلی ۴۰ تا ۵۰ درجه) و امتداد نزدیک به موازی با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری (روند چین‌های ناحیه‌ای) است (زند سلیمی، ۱۳۸۸). منطقه مورد مطالعه در پهنه چین‌خورده - رانده زاگرس واقع شده است. گسل اصلی عهد حاضر زاگرس یک گسل کوتاه‌تری با عملکرد راستالغز راست‌بر است که نخستین بار از سوی (Tchalenko and Braud, 1974) معرفی شد (شکل ۱). رویداد زمین‌لرزه ویرانگر سوم بهمن ماه ۱۲۸۷ سیلاخور با بزرگای ۷/۴ جابه‌جایی مؤلفه راستالغز راست‌بر ۰/۸ تا ۱ متر و مؤلفه قائم حدوداً ۰/۲۵ تا ۰/۴ متر بوده است (Bachmanov et al., 2004). گسل دورود در طول خود مسیر عبور رودخانه‌های متعددی از جمله رودخانه‌های گهر و ماربر است، همچنین تشکیل دریاچه گهر نیز به احتمال حاصل زمین‌لغزش عظیمی (قبل از سال ۱۲۶۸ ه. ش.) در ضمن وقوع زمین‌لرزه‌ای مخرب و ویرانگر و در نهایت مسدود شدن دره گهر بوده است. این گسل با درازای نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر توان ایجاد زمین‌لرزه‌ای به بزرگی ۷/۱ درجه ریشتر را دارد (Tchalenko and Braud, 1974).

در این پژوهش به مطالعه روش فرکتال، کرنل و بررسی شواهد ریخت‌زمین‌ساختی



شکل ۱- نقشه سایزموکتونیک منطقه بر اساس فهرست نام IIEES (دایره‌های زرد رنگ) و انگدال (دایره‌های توسی رنگ) به همراه دایره‌های مشکی رنگ روکانون زمین‌لرزه‌های سده اخیر و دایره‌های سرخ رنگ رومرکز زمین‌لرزه ۱۳۸۵ گسل‌های منطقه مهم و مه‌لرزه‌ها دو زمین‌لرزه ۱۹۰۹ با بزرگای ۷/۴ و زمین‌لرزه معروف سیلاخور ۲۰۰۶ با بزرگای ۶/۱ به رنگ صورتی از (Peyret et al., 2008) استخراج شده است (اقتباس از Sepahvand et al., 2012).

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

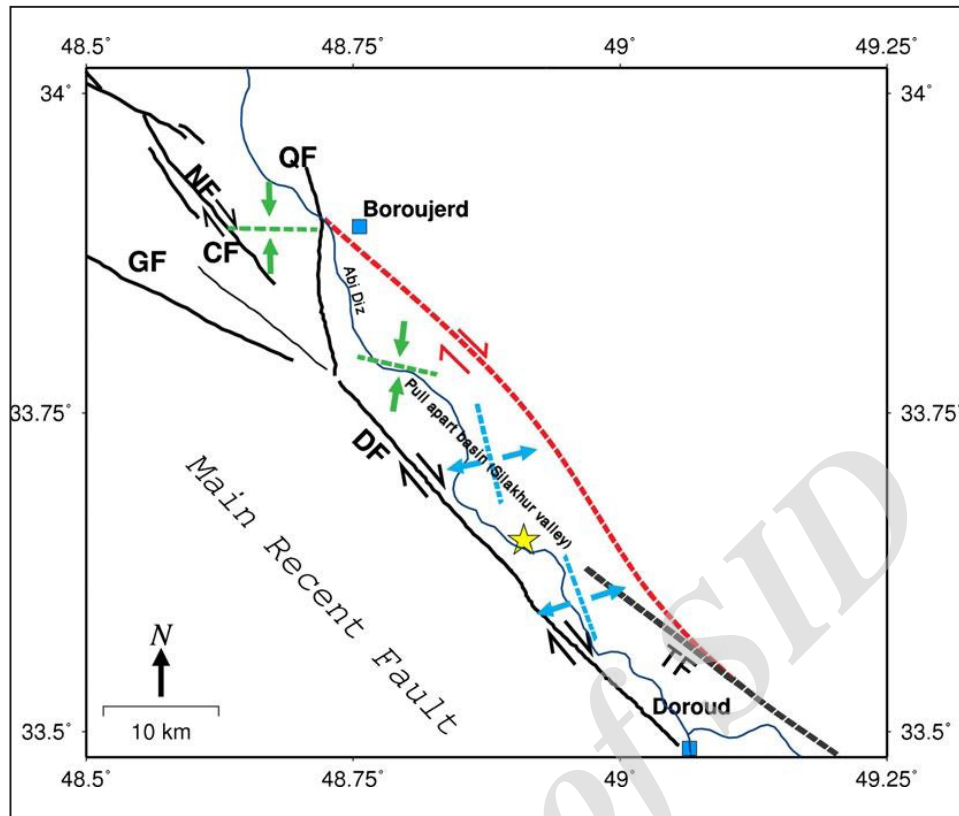
کمر بند چین‌خورده- رانده زاگرس است (Berberian, 1995). در واقع گسل جوان اصلی زاگرس یک زون باریک متشکل از قطعات گسلی منفرد با آرایش پلکانی است که در یک زون برشی راست‌بر بین ایران مرکزی و نوار چین‌خورده- رانده زاگرس شکل گرفته است. عملاً همه قطعات گسل جوان اصلی زاگرس در ۳ دسته برش‌های ریدل (گسل درود، گسل نهاوند و گسل مروارید)، برش‌های نوع P (گسل صحنه) و ساختارهای کششی (گسل قلعه حاتم، فرونشست دشت سیلاخور و نهاوند) قرار دارند (Tchalenko and Braud, 1974; Berberian, 1995; Mirzaei, 2003; میرزائی و حیدری و میرزائی، ۱۳۸۸). طبق مطالعات Sepahvand et al., (2012) گسل قلعه حاتم گسل نرمال نیست؛ بلکه گسلی امتدادلغز راست‌بر است (شکل ۲).

گسل‌های درود، نهاوند و صحنه نسبت به قطعات شمال باختری (گسل‌های پیرانشهر و مروارید) که در یک سکون لرزه‌ای قرار دارند؛ فعال‌تر هستند (Tchalenko and Braud, 1974; Berberian, 1995; Mirzaei, 2003). Malekzade et al. (2007) بیان داشتند که طول قطعات گسلی در امتداد گسل جوان اصلی زاگرس به سمت شمال باختر افزایش می‌یابد و علت آن را افزایش نرخ لغزش بیان کردند که در این صورت فعالیت لرزه‌ای در امتداد آنها بیشتر خواهد بود. گسل درود با موقعیت 50° تا $48^{\circ}30'$ طول خاوری و 33° تا 34° عرض شمالی و طول تقریبی ۱۰۰ کیلومتر در برخی مناطق گسل به صورت پنهان در زیر رسوبات آبرفتی کوتاه‌مدفون شده است (Tchalenko and Braud, 1974). شکل‌های ۳ و ۴ ساختارهای حاصل از عملکرد گسل همچون پادگانه‌های رودخانه‌ای، پیچان‌های رودخانه و دره گسلی را نشان می‌دهند.

منطقه مورد مطالعه در پهنه چین‌خورده- رانده زاگرس واقع شده است (Talebian and Jackson, 2004). زاگرس چین‌خورده بخشی از محدوده چین‌خورده- رانده زاگرس است. کمر بند چین‌خورده- رانده زاگرس (ZFTB) به واسطه فروافتادگی دزفول به دو ایالت فارس و لرستان تقسیم می‌شود. تغییرات ساختاری و توپوگرافی باعث تقسیم‌بندی این کمر بند به دو قلمرو با روندهای SW و NE شده است (Agard et al., 2011).

۱) کمر بند چین‌خورده ساده (SFB) تا محدوده خلیج فارس که به صورت چین‌هایی با طول محور ۱۰۰ کیلومتر به صورت نسبتاً منظم ادامه یافته است (Falcon, 1974; Sephr and Cosgrove, 2004; Mouthereau et al., 2006). این کمر بند شامل چندین گسل اصلی پنهان است (Berberian, 1995; Leturmy Molinaro et al., 2010).

۲) زاگرس بلند که دارای ارتفاع بیشتری نسبت به کمر بند چین‌خورده است. گسل جوان اصلی زاگرس یک گسل کوتاه‌تری با عملکرد راست‌الغز راست‌بر است که نخستین بار از سوی Tchalenko and Braud (1974) معرفی شد. Hessami (2001) گسل جوان اصلی زاگرس را در نقشه گسل‌های فعال ایران به عنوان گسل کوتاه‌تری معرفی کردند و دلیل آن را جابه‌جایی عوارض سطحی کوتاه‌تری بیان داشتند. قطعات گسل جوان اصلی زاگرس در 33° تا 35° درجه عرض شمالی واقع شده که به ترتیب از جنوب خاور به سمت شمال باختر شامل گسل‌های درود، نهاوند، گارون، صحنه، مروارید و پیرانشهر است (Tchalenko and Braud, 1974). گسل جوان اصلی زاگرس از نظر شواهد ریخت‌ساختی در گستره زاگرس کاملاً مشخص و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها و نیز پتانسیل لرزه‌خیزی آن کاملاً متمایز از



شکل ۲- مناطق کششی با خطچین و پلکان‌های آبی رنگ و مناطق فشارشی با خطچین و پلکان‌های سبز رنگ محدوده حوضه دره سیلاخور. DF: گسل درود، QF: گسل قطعه حاتم، CF: گسل کولیدر، CF: گسل قلعه آبسرد، NF: گسل نهاوند، TF: گسل پیشنهادی Tchalenko and Braud (1974). خطچین قرمز گسل تشخیص داده شده از مطالعه داده‌های لرزه‌ای زمین‌لرزه ۲۰۰۶ در سمت شمال خاوری دشت سیلاخور توسط Sepahvand et al. (2012) است.



شکل ۳- شکستگی‌های تشکیل شده در اثر عملکرد گسل به طوری که به موازات امتداد اصلی گسل درود با روند شمال باختر- جنوب خاور و جابه‌جایی افقی و قائم اندازه‌گیری شده در برداشت صحرائی حدود ۸ سانتی‌متر بوده است.



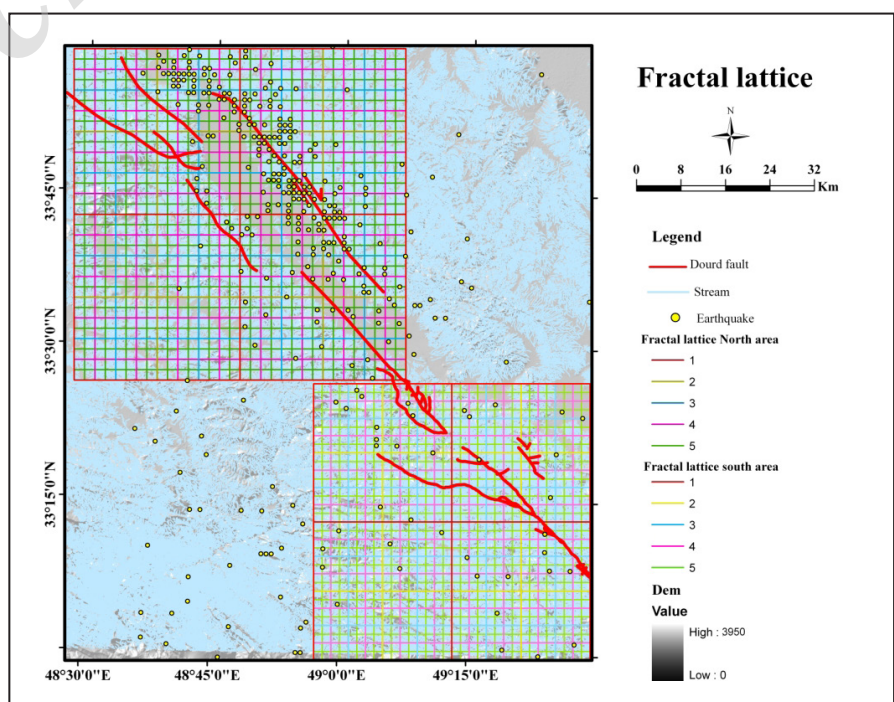
شکل ۴- پله‌های گسلی متوالی حاصل از عملکرد گسل با ظهور چندین چشمه گسلی که با پوشش گیاهی تراکم در تصویر دیده می‌شوند. مسیر گسل با مثلث‌های قرمز رنگ مشخص شده است؛ در اثر فعالیت گسل لغزش‌های فراوانی در این محدوده قابل مشاهده بود.

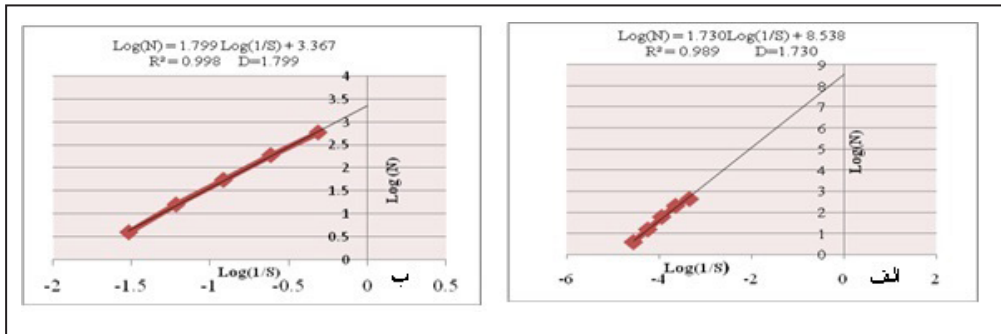
۳- روش کار

(h)، از روش انتخاب ذهنی استفاده شد. برای به دست آوردن نقشه آبراهه‌ها بعد از استخراج آبراهه‌های منطقه، این داده‌ها به نرم‌افزار Arcgis 9.3 وارد و با استفاده از Tool box Kernel نقشه تراکم برای این داده رسم شد. برای محاسبه مقدار جابه‌جایی‌ها بر روی صفحه گسل پس از اعمال مراحل نرم‌افزاری روی مدل ارتفاعی رقومی DEM در نرم‌افزار Surfer، به صورت عمود بر راستای گسل و در جهت عوارض ریخت‌زمین ساختی جابه‌جا شده، نیم‌رخ‌های مورد نظر رسم و با انجام مراحل نرم‌افزاری مربوط از این نیم‌رخ‌ها به همراه نقاط برخورد آن با گسل خروجی dat گرفته این فایل‌ها به نرم‌افزار Grapher وارد و نیم‌رخ‌های مربوط تهیه و تحلیل شد. به این صورت که محل گسل از روی تأثیرات بر جای گذاشته بر روی نیم‌رخ شناسایی و با توجه به شیب گسل، دو خط مماس طوری رسم می‌شود که از شکل غالب نیم‌رخ‌های توپوگرافی تبعیت و تا حد امکان از محل برخورد گسل با نیم‌رخ‌های توپوگرافی عبور می‌کند. این دو خط مماس امتداد داده می‌شود تا گسل را قطع کنند. فاصله بین دو نقطه‌ای که دو خط مماس را قطع کرده‌اند؛ مقدار جابه‌جایی قائم بر روی سطح زمین را نشان می‌دهد.

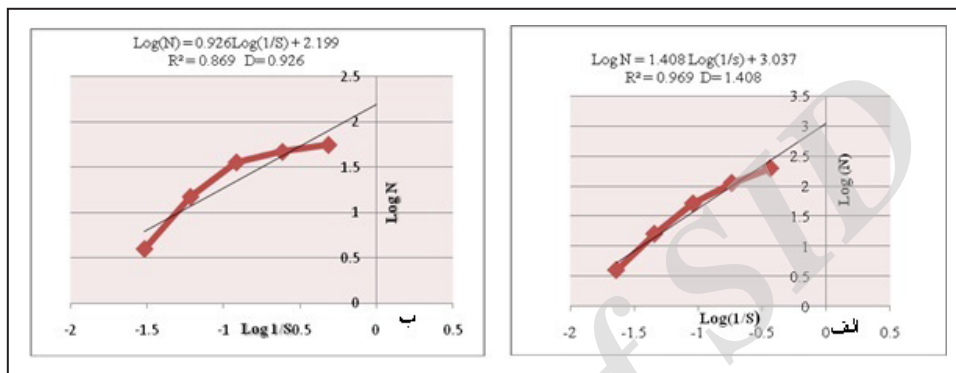
در این پژوهش بعد فرکتالی شکستگی‌ها، رو کانون زمین‌لرزه‌ها و آبراهه‌ها با استفاده از روش مربع شمار ارائه شده توسط تورکات به دست آمده است؛ که پیش‌تر بیان شد. برای دست‌یابی به این هدف ابتدا شکستگی‌های گسترده، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای Aster در نرم‌افزار Arcgis رسم شد. سپس داده‌های به دست آمده از این نرم‌افزار با تصاویر ماهواره‌ای Google earth و تصاویر DEM نقشه زمین‌شناسی گسترده مطابقت داده و به صورت نقشه‌ای از شکستگی‌ها، رو کانون زمین‌لرزه‌ها و نقشه آبراهه‌های تهیه شد (شکل ۵). جهت برآورد چگالی داده‌های لرزه‌ای بر حسب بزرگای به روش کرنل از نرم‌افزار Arc Map استفاده شد (شکل‌های ۶ و ۷). در این نرم‌افزار و از قسمت Spatial Analysis tools و در نوار ابزار Kernel Density استفاده شد. به این صورت که پس از دسته‌بندی و مرتب‌سازی داده‌ها به Shape file تبدیل و سپس وارد نرم‌افزار شدند. در قسمت Population field بزرگای زمین‌لرزه‌ها وارد می‌شود. با توجه به اینکه مساحت منطقه در حدود ۱۳۰۰۰ کیلومتر مربع بود؛ اندازه سلول خروجی (Cell size) ۱۳۰۰ متر انتخاب شد که این مقدار به صورت تجربی هم تأیید شد. جهت انتخاب شعاع جستجو (Search radius) یا همان پارامتر هموارسازی

شکل ۵- شماتیکی از شبکه‌بندی فرکتالی دایره‌های رو کانون زمین‌لرزه‌ها بر اساس فهرست‌نامه IIEES، گسل‌های منطقه از سپهوند و همکاران (۱۳۹۱) و مطالعات دورسنجی و مشاهدات فیلدی و آبراهه‌ها در مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ تهیه شده از سازمان نقشه‌برداری جغرافیایی ارتش در طول گسل درود.





شکل ۶- نمودارهای لگاریتمی- لگاریتمی با محور عرض N و محور طول S/1 شکستگی‌ها: الف) در بخش شمالی؛ ب) در بخش جنوبی.



شکل ۷- نمودارهای لگاریتمی- لگاریتمی با محور عرض N و محور طول S/1 زمین‌لرزه‌ها الف) در بخش شمالی؛ ب) در بخش جنوبی.

۴- تحلیل داده‌ها

تعریف جامعی تاکنون ارائه نشده است که بتواند همه این برنامه‌های کاربردی را شامل شود؛ ولی می‌توان یک مجموعه فرکتال را به صورت زیر تعریف کرد

$$N_i = C/r_i^D \quad (1)$$

در این رابطه، N_i تعداد پدیده‌ها، r_i بعد خطی ویژه، C ثابت رابطه و D بعد فرکتال است. این رابطه را می‌توان به صورت دیگر نیز بیان کرد (Turcotte, 1997):

$$D = \log(N_i + 1/N_i) / \log(r_i/r_{i+1}) \quad (2)$$

در این معادله، D بعد فرکتال، N تعداد پدیده‌ها، r طول مربع در هر مرتبه و i مرتبه است. ابعاد فرکتالی را می‌توان توسط معادله زیر نیز بیان کرد (Turcotte, 1997):

$$\log(N) = a + D \log(1/s) \quad (3)$$

در این رابطه، N تعداد پدیده‌ها، S اندازه شبکه به کار گرفته شده، a ثابت رابطه و D بعد فرکتالی است. D گسل در معرفی ضریب این معادله همان بعد فرکتالی است که دامنه تغییرات این ضریب در روش مربع شمار و در یک سامانه دوبعدی می‌تواند عددی در بازه 0 تا 2 باشد (Turcotte, 1997). در صورتی که $D = 1$ باشد؛ بعد فرکتالی برابر هندسه اقلیدسی خواهد بود؛ به عبارت دیگر، گسلش پیوسته و خط مستقیم است.

مدل‌های فرکتالی زیادی برای توزیع گسل‌ها در سطح پوسته زمین در یک منطقه ارائه شده است. در این میان گویاترین روش برای توزیع فرکتالی در مقدار D (Turcotte, 1997) معادله ۳ ارائه شده است. بر پایه مطالب فوق، منطقه توسط شبکه‌های مربعی با طول ضلع مربع S پوشش داده و تعداد مربع‌های حاوی خط ساختاری گسل N شمارش می‌شود. با تغییر مقیاس شبکه بندی که در نتیجه آن میزان S نیز تغییر خواهد کرد؛ N ‌های دیگری به دست خواهد آمد. برای محاسبه بعد فرکتالی لازم است که حداقل در 5 شبکه با طول‌های متفاوت مقدار N شمارش شود (Turcotte, 1997). در مرحله بعد، نمودارهای لگاریتمی- لگاریتمی به قسمی که N بر محور عرض و $S/1$ بر محور طول قرار داده شوند؛ رسم می‌شوند. برای هر کدام از منحنی‌های فرکتالی رابطه ۳ برقرار خواهد بود.

داده‌های مورد نیاز این پژوهش شامل شکستگی‌ها (گسل‌ها و خطواره‌های بارز شده یا استفاده از تصاویر ماهواره‌ای)، روکانون زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ثبت شده در طول گسل، آبراهه‌های منطقه و شناسایی عوارض جابه‌جاشده طول گسل به منظور بررسی ریخت‌زمین ساخت است. روش کار هر کدام از مراحل بالا آورده و نتایج در هر بخش به تفصیل بیان شده است. در این بخش ابتدا ابعاد فرکتالی شکستگی‌ها، آبراهه‌ها و روکانون زمین‌لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه مورد بررسی قرار می‌گیرد و در صورت مشاهده تغییرات در این ابعاد به مقایسه آنها با تابع توزیع چگالی کرنل آبراهه‌ها و روکانون زمین‌لرزه‌ها و مطالعه شواهد ریخت‌زمین ساختی جابه‌جا شده در اثر عملکرد گسل پرداخته می‌شود.

۴-۱. تحلیل فرکتال شکستگی‌ها، روکانون زمین‌لرزه‌ها و آبراهه‌ها

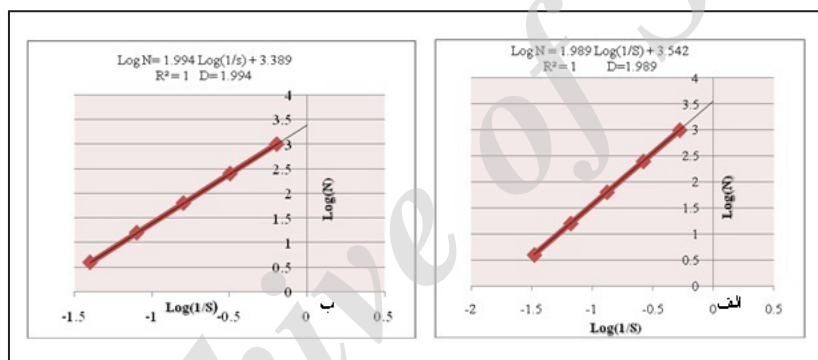
هندسه فرکتالی یا هندسه فرکتال‌ها پدیده‌ای است که چندی پیش پا به دنیای ریاضیات گذاشت. واژه فراکتال از واژه لاتینی فراکتوس مشتق گرفته شده و به معنای سنگی است که به شکل نامنظم شکسته و خرد شده است. این واژه در سال ۱۹۷۶ توسط ریاضیدان لهستانی به نام بنوئیت مندلبرات وارد دنیای ریاضیات شد. به عبارت دیگر پدیده‌های طبیعی بعد صحیح ندارند؛ در حالی که اجسام فیزیکی دارای بعد اقلیدسی یک، دو، سه و یا بدون بعد (بعد صفر) هستند. بنابراین هندسه اقلیدسی نمی‌تواند این پدیده‌ها را توصیف کند و هندسه فرکتال روش بهتری را برای توضیح و ایجاد پدیده‌هایی طبیعی ارائه می‌دهد (Mandelbrot, 1982; 1983 and 1985). پس از ارائه هندسه فرکتال توسط Mandelbrot (1982) کاربرد آن در دیگر علوم آغاز شد. برای نمونه Feder (1988) طرز رفتار فرکتال را به صورت جامع و از نقطه نظر برنامه‌های کاربردی مورد توجه قرار داد. Vicsek (1992) نیز کاربرد گسترده‌ای از طرز رفتار فرکتال را با تأکید بر رشد پدیده‌ها بررسی کرد. توزیع فرکتالی شکستگی‌ها و یا ابعاد فرکتالی یک گسل بیانگر چگونگی گسترش و فعالیت آن گسل است. تحلیل فرکتالی برخی عوارض و ساختارهای زمین‌شناسی می‌تواند برای تعیین پویایی زمین‌ساختی یک منطقه مورد استفاده قرار گیرد (چرچی و همکاران، ۱۳۹۰).

به منظور تحلیل بعد فرکتال پارامترهای مختلف، منطقه مورد مطالعه بر اساس تراکم غیرهمسان روکانون زمین لرزه‌ها، آبراهه‌ها و شکستگی‌ها به دو بخش تقسیم شد. سپس عملکرد گسل و نرخ فعالیت تکنونیک مورد بررسی قرار گرفت. شبکه‌بندی به روش مربع شمار روی پارامترهای مورد بررسی در شکل ۵ آورده شده است. نتایج محاسبه ابعاد فرکتالی دو بخش شمالی و جنوبی برای شکستگی‌ها در شکل‌های ۶- الف و ب، برای زمین لرزه‌ها در شکل‌های ۷- الف و ب و برای آبراهه‌ها در شکل‌های ۸- الف و ب و مقادیر ابعاد فرکتال در جدول ۱ نمایش داده شده است. طبق نتایج به دست آمده، ابعاد فرکتالی تمامی پارامترها در دو بخش شمالی و جنوبی متفاوت بوده است. کاهش در بعد فرکتال سیستم گسل، ارتباط مستقیم با افزایش ابعاد فرکتال زمین لرزه‌های پهنه دارد. از این رو احتمال گسیختگی و حرکت در شکستگی‌ها و گسل‌ها افزایش پیدا می‌کند و در نتیجه احتمال وقوع زمین لرزه و توان لرزه‌زایی در آن قسمت بالا می‌رود و در قسمت شمالی هم فراوانی رو مرکز زمین لرزه‌ها دیده می‌شود.

افزایش بعد فرکتال گسل‌ها در نتیجه توسعه بیشتر گستره سطحی گسل و بلوغ کمتر شکستگی‌هاست که در دگربختی از پوسته فضای بیشتری نسبت به منطقه اشغال کرده‌اند. چنین فرایندی بیانگر توزیع گسترده اعمال تنش و در نتیجه افت تنش در یک میدان وسیع تر خواهد بود (عباسپور، ۱۳۹۴).

در یک پژوهش فرکتالی می‌توان بعد فرکتال یک پدیده زمین‌ساختی را به کمک روش مربع شمار (box-counting) ارائه شده توسط Turcott (1997) تعیین کرد. به این ترتیب که یک مربع به طول واحد به عنوان شبکه والد یا ساختمان پایه فرکتال در نظر گرفته می‌شود. شبکه والد یک مربع مرتبه صفر و مولد مرتبه‌های بالاتر از خود است. یعنی برای ایجاد مربع‌های مرتبه اول، مربع مرتبه صفر به ۹ مربع به طول $1/3$ تقسیم می‌شود و برای ساخت مربع‌های مرتبه دوم، هر یک از مربع‌های مرتبه اول باقیمانده به ۹ مربع کوچک‌تر به طول $1/9$ تقسیم می‌شوند. این روند ادامه می‌یابد و در هر مرحله تعداد مربع‌های باقیمانده تحت عنوان شاخص شمارش می‌شود (خلیفه سلطانی و همکاران، ۱۳۹۵).

مقدار کم بعد فرکتالی نشانگر این خواهد بود که گستره سطحی سامانه گسلی محدود بوده و دگرشکلی در آن به حد نهایی رسیده است. در حالتی که بعد فرکتالی زیاد باشد؛ گستره سطحی سامانه گسلی، زیاد (نامحدود) و بلوغ آن کمتر است (شهریاری و خطیب، ۱۳۷۶). وجود اختلاف بعد فرکتالی در بخش‌های متفاوت پهنه گسلش نشانگر تفاوت هندسه سیستم گسلش آن بخش‌ها با یکدیگر است (شهریاری و خطیب، ۱۳۷۶). مقدار کم بعد فرکتالی نشان از افزایش کرنش و بلوغ بیشتر سیستم گسلی در پهنه دارد (Cowie, et al., 1995). وجود تفاوت بارز در بعد فرکتالی می‌تواند نشانگر تفاوت در میزان لرزه‌خیزی باشد.



شکل ۸- نمودارهای لگاریتمی- لگاریتمی با محور عرض N و محور طول S/1 آبراهه‌ها (الف) در بخش شمالی، (ب) در بخش جنوبی.

جدول ۱- ابعاد فرکتالی حاصل از شکستگی‌ها، روکانون زمین لرزه‌ها، و آبراهه‌ها در طول گسل

توضیحات	
بخش شمالی (شکستگی)	۱/۷۳۰
بخش جنوبی (شکستگی)	۱/۷۹۹
بخش شمالی (زمین لرزه)	۱/۴۰۸
بخش جنوبی (زمین لرزه)	۰/۹۲۶
بخش شمالی (آبراهه)	۱/۹۸۹
بخش جنوبی (آبراهه)	۱/۹۹۴

یافت. البته این مسئله با مقایسه ابعاد فرکتالی در طول گسل، بیشتر مورد تأیید قرار می‌گیرد. در بخش شمالی، گسل از واحدهای کواترنری عبور کرده است. این منطقه قبلاً به صورت دره‌ای بین ورقه‌های ایران و عربی و محل انباشت واحدهای حاصل از فرسایش دو طرف به سمت دره (تنگه بحرین) بوده است (Berberain, 2014). این بخش شامل رسوبات آبرفتی با ضخامت چند هزار متر است؛ ولی در بخش جنوبی با توجه به اینکه گسل از واحدهای سنگی پالنوزویک بالایی، مزوزویک و سنوزویک عبور کرده؛ عمق کانونی زمین لرزه در این بخش بیشتر از بخش شمالی است. با افزایش عمق، توده‌های سنگی بیشتری درگیر شده‌اند و می‌توان

تفاوت در شدت شکستگی‌های منطقه به دو عامل وابسته است (عباسپور، ۱۳۹۴):
 ۱) جنس: هر چه جنس سنگ‌های منطقه شکننده‌تر باشد؛ شدت شکستگی‌ها بیشتر و بعد فرکتالی بزرگ‌تر است.

۲) سن: هر چه سن سنگ‌های منطقه بیشتر باشد؛ به علت تحمل کردن تنش‌های بیشتر، شکستگی‌های بیشتر و بعد فرکتالی بزرگ‌تری دارند.

البته نکته دیگری که علاوه بر جنس و سن واحدهای تشکیل دهنده منطقه اهمیت دارد؛ رخنمون واحدهاست. هر چه واحدهای قدیمی‌تر نسبت به واحدهای جوان‌تر در منطقه، رخنمون بیشتری داشته باشند؛ شدت شکستگی و بعد فرکتالی افزایش خواهد

مستقل بر اساس تابع توزیع احتمال، توزیع شده‌اند. برای برآورد چگالی، دو راه وجود دارد: (۱) روش پارامتری که در آن شکل تابع چگالی مشخص است و فقط کفایت پارامترهای توابع تخمین زده شوند (مثلاً به کمک درست‌نمایی بیشینه)؛ (۲) روش‌های ناپارامتری مانند هموار کردن به کمک هسته‌ها (Kernel Smoothing) (Hastie et al., 2008).

معمولاً برای برآورد تابع چگالی احتمال (کرنل) از دو روش پارامتری یا ناپارامتری استفاده می‌شود. هرگاه بتوان فرم توزیع جامعه را از طریق نمونه یا اطلاعات قبلی، مسائل مشابه و سنخیت صفت مورد بررسی با توزیع خاص مشخص کرد؛ از روش پارامتری استفاده می‌شود. اما اگر هیچ اطلاعاتی در مورد فرم توزیع جامعه در اختیار نباشد؛ تابع چگالی به روش ناپارامتری بر اساس اطلاعات نمونه برآورد می‌شود.

بررسی نقشه تراکم آبراهه نشان داد که از سمت جنوب به شمال از میزان تراکم آبراهه کاسته می‌شود. کاهش میزان تراکم نشان‌دهنده افزایش بالاآمدگی در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی و کم شدن این فاکتور نشان‌دهنده آرامش بیشتر زمین‌ساختی در منطقه است (شهریاری و خطیب، ۱۳۷۶).

بر اساس نتایج به دست آمده نرخ بالاآمدگی به سمت بخش شمالی در حال افزایش است. این نتایج را می‌توان با روش فرکتال مقایسه کرد که در فرکتال هم شواهد تأیید کننده این موضوع هستند که در بخش شمالی بعد فرکتالی نسبت به بخش جنوبی کمتر است (شکل ۹).

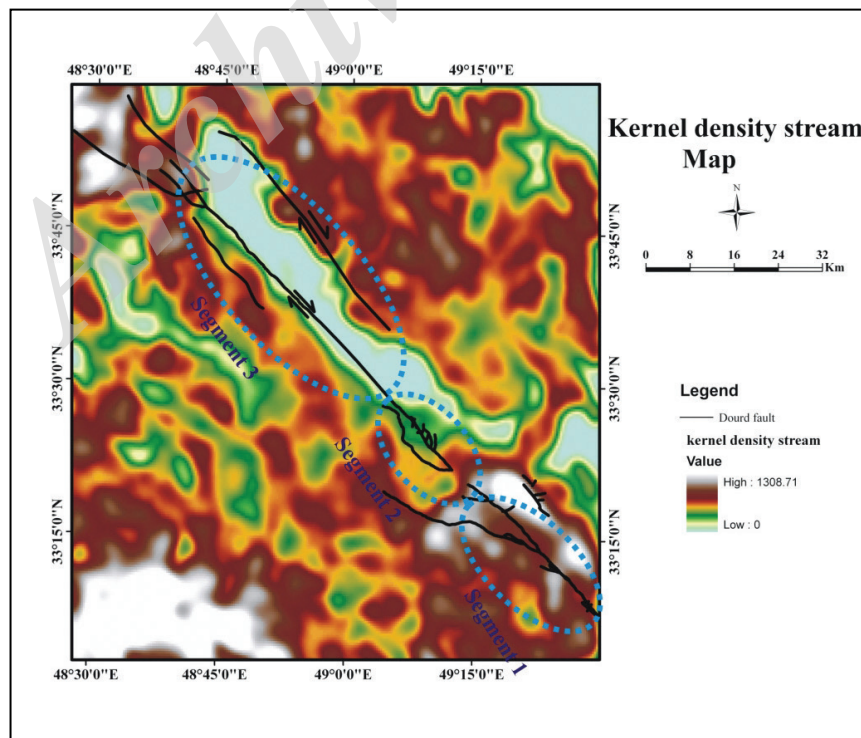
در بررسی زمین‌لرزه‌ها، بیشترین نرخ فعالیت لرزه‌ای گسل در بخش شمالی (قطعه ۳) است. در این منطقه وجود یک حوضه کششی ناشی از آرایش پلکانی راست‌پله قطعات گسلی درود و گسل پیشانی کوهستانی در ضلع شمال خاوری دشت سیلاخور منجر به تشکیل حوضه سیلاخور شده است. البته هم‌درد بودن این دو گسل سبب می‌شود که مناطق آزاد شدن انرژی افزایش یابد؛ رخدادهای لرزه‌ای زیادی در این بخش گسل رخ دهد و تغییر تراکم داده‌های لرزه‌ای بیانگر تغییر در نرخ فعالیت گسل باشد (شکل ۱۰).

آزاد شدن انرژی بیشتر و تراکم روکانون زمین‌لرزه‌های کمتری را انتظار داشت. در بخش شمالی عمق کم کانونی زمین‌لرزه‌ها بیانگر قابلیت شکنندگی پوسته در عمق کم در این بخش از زاگرس است که می‌تواند مؤید رخداد زمین‌لرزه در ۱۰ کیلومتر بالایی پوسته در این بخش از گسل باشد (Peyret et al., 2008)؛ ولی از نظر تعداد رومرکزها فراوان هستند که می‌تواند دلالت بر وجود گسل‌های پنهان در زیر آبرفت‌های سطح دشت داشته باشد. با بررسی پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها و آمار خسارات می‌توان به تفاوت در جنس آبرفت و عملکرد مجدد گسل‌های قدیمی در این بخش هم اشاره داشت.

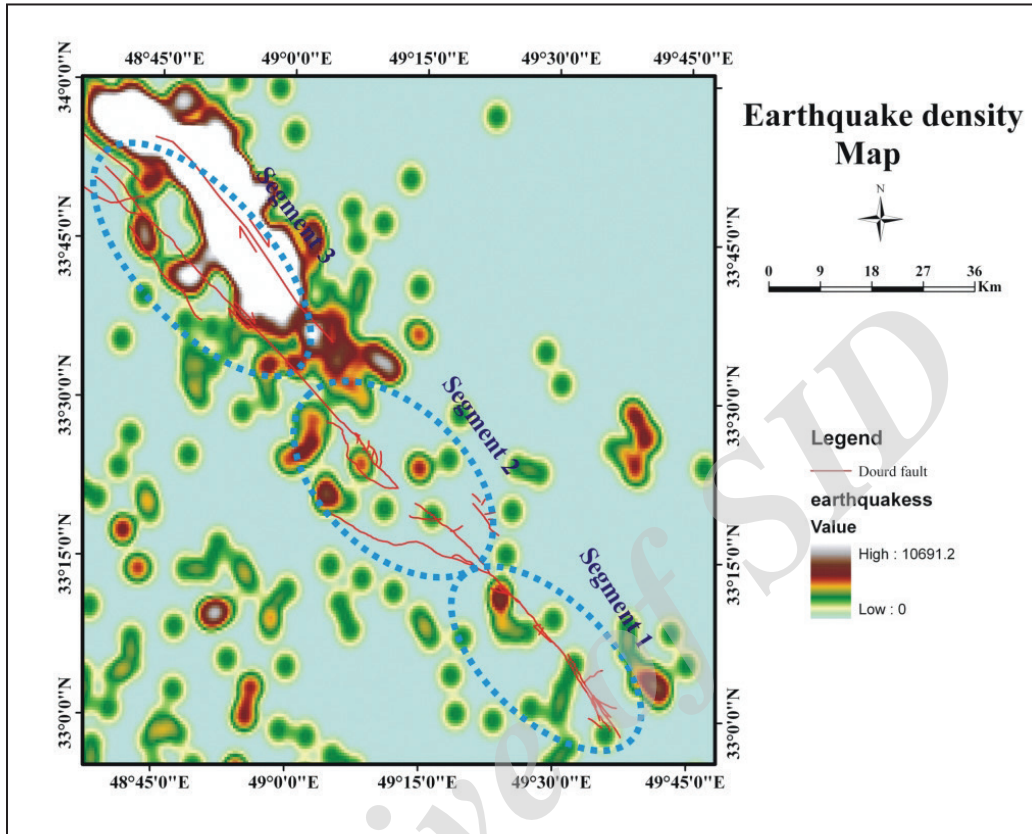
مقادیر بعد فرکتالی حاصل از آبراهه‌های سمت جنوب (۱/۹۹۴) بیشتر از شمال (۱/۹۸۹) است؛ این تفاوت را می‌توان به میزان نرخ برخاستگی مربوط دانست. هر چه نرخ برخاستگی در یک منطقه بیشتر باشد؛ شیب آن منطقه بیشتر می‌شود و آبراهه‌های آن بیشتر به طرح موازی و خطی بودن تمایل پیدا می‌کند. در این صورت بعد فرکتال آبراهه‌ها در منطقه کاهش می‌یابد. برعکس زمانی که توپوگرافی پست‌تر باشد؛ آبراهه‌ها در سطح پراکنده می‌شوند و بعد فرکتالی افزایش می‌یابد. بر پایه مطالب ارائه شده در بالا، نرخ بالاآمدگی در بخش شمالی بیشتر از بخش جنوبی منطقه است. طبق شکل ۲، بخش شمالی (دشت سیلاخور) محصور بین دو گسل با عملکرد راست بر بوده که نشانگر حاکم بودن کشش در منطقه است.

۴-۲. روش کرنل (Kernel method)

برآورد چگالی کرنل (KDE) یکی از رایج‌ترین روش‌هایی است که از پنجاه سال گذشته در پژوهش‌های آماری و اخیراً بیشتر در تجزیه و تحلیل پژوهش‌های زمین‌آماری استفاده شده است (Danese et al., 2008). یکی از کاربردهای زمین‌آماری، در زمینه ارزیابی ویژگی‌های لرزه‌خیزی پهنه‌های مختلف زمین است. در آمار و احتمال، برآورد چگالی (Density estimation) به فرایند تخمین تابع چگالی احتمال یک متغیر تصادفی با استفاده از نمونه‌های مشاهده شده از آن متغیر گفته می‌شود. معمولاً فرض می‌شود که نمونه‌های مشاهده شده به‌طور تصادفی و



شکل ۹- توزیع چگالی کرنل آبراهه‌ها در طول گسل.



شکل ۱۰- توزیع چگالی کرنل روکانون زمین لرزه‌ها در طول گسل به همراه قطعات گسلی شناسایی شده با خط چین آبی رنگ نشان داده شده است.

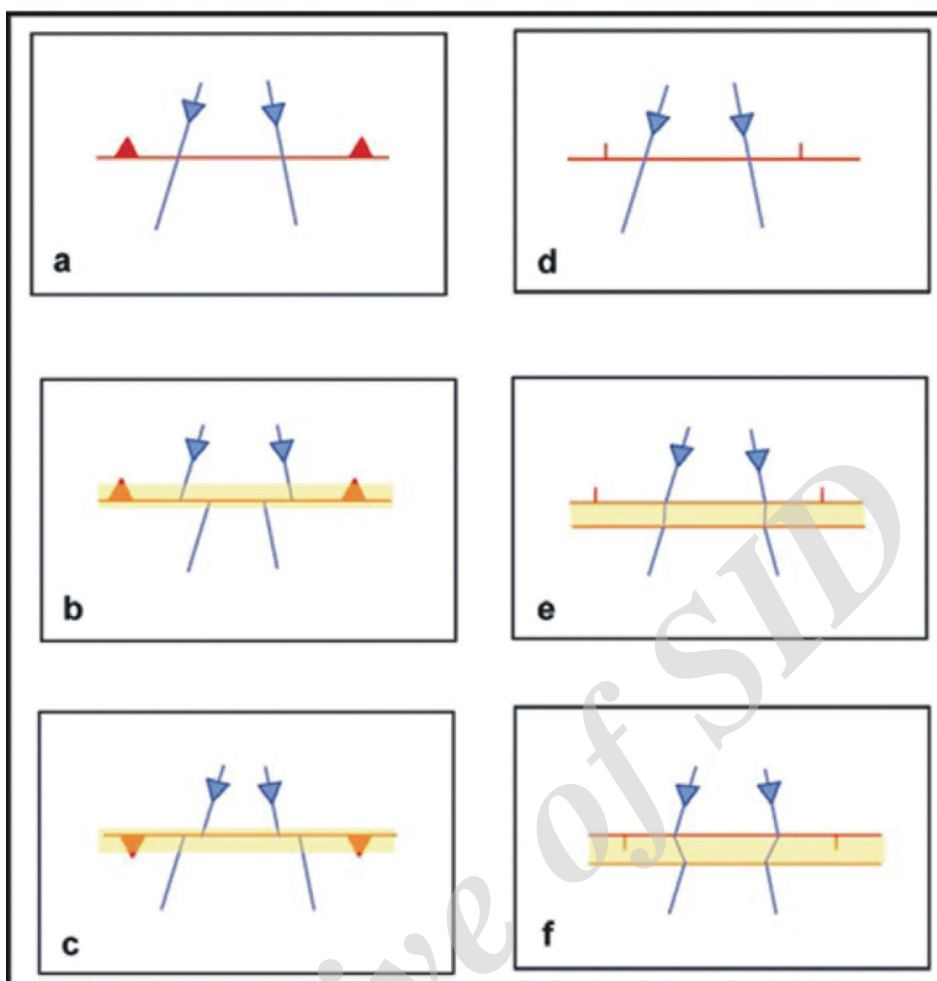
۳-۴. تحلیل ریخت زمین‌ساختی

گسل‌های راست‌الغز عوارض ریخت‌ساختی در سطح زمین را به صورت افقی جابه‌جا می‌کنند. ناهمواری‌های عمودی در درازای خط گسل عموماً ناشی از فرسایش یا جابه‌جایی توپوگرافی در امتداد گسل و ناشی از عملکرد و جنبایی گسل است. جابه‌جایی افقی تنها زمانی قادر به ایجاد ناهمواری عمودی است که یا گسل به طور جانبی ناهمواری‌های توپوگرافی را انتقال دهد و یا امتداد گسل از جهت لغزش محض منحرف شود که این خود منجر به تشکیل ساختارهای فشارشی-برشی و کششی-برشی می‌شود (Hessami and Jamali, 2008).

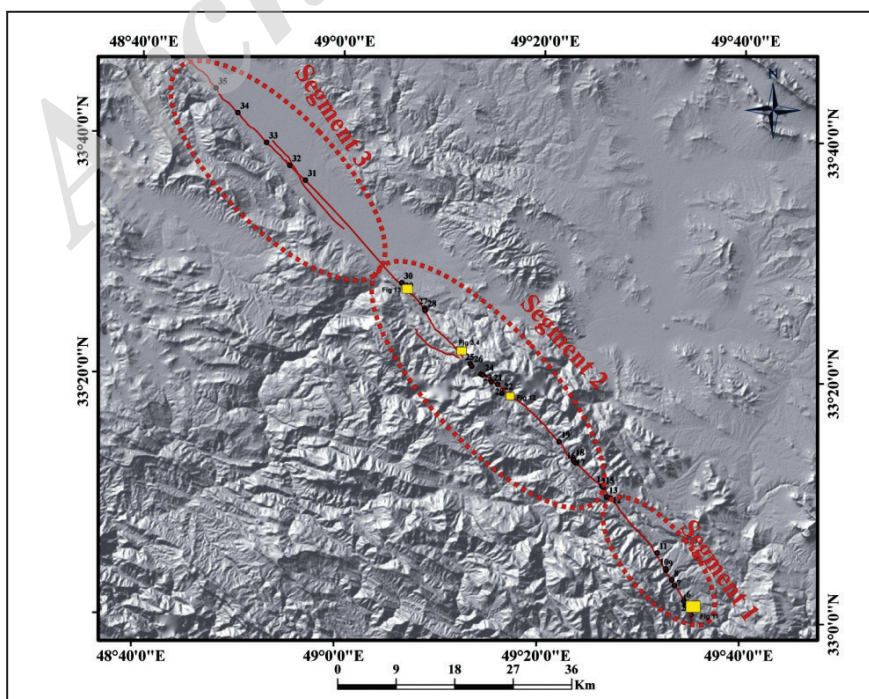
اهمیت محاسبه زاویه ریک در این است که در گسل‌های راست‌الغز، تنها مؤلفه عمودی جابه‌جایی قابل مشاهده و اندازه‌گیری است و این در حالی است که بیشتر جابه‌جایی در این گونه گسل‌ها به صورت افقی است. با این وجود داشتن زاویه ریک گسل می‌توان مقدار جابه‌جایی عمودی را به مقادیر جابه‌جایی خالص و افقی گسل تبدیل کرد. جابه‌جایی کانال‌های رودخانه‌ای زمانی می‌تواند در تفسیر زمین‌لرزه‌های پارینه کمک کند که رودخانه مسیر خود را با راستای قبلی (در حد فاصل هر دو زمین‌لرزه متوالی) در عرض گسل ادامه دهد. با در نظر گرفتن تمایل رودخانه‌ها به انحراف جانبی در طول پهنه گسلی، دور از انتظار است که پس از هر جابه‌جایی، چنین بازسازی مجددی در مسیر رودخانه اتفاق بیافتد. بنابراین جابه‌جایی‌های جانبی ثبت شده توسط کانال‌های جریان مجاور هم، بیشتر زمین‌لرزه‌های مکرر را منعکس

می‌کند تا مقادیر مربوط به رویدادهای مجزا و منفرد (Hessami and Jamali, 2008). گسل در مسیر خود می‌تواند باعث جابه‌جایی عوارض ساختاری چون آبراه‌ها شود در شکل ۱۱ الگوی از جابه‌جایی‌های رخ داده در مسیر گسل با توجه به نوع سازوکار گسل ارائه شده است که بسته به اینکه شیب گسل با شیب هم‌جهت باشد و یا برعکس الگوهای متفاوتی تشکیل می‌شود؛ بخش‌های a، b، c و شکل، مربوط به گسل با مؤلفه معکوس هستند. در بخش b شیب گسل و توپوگرافی مخالف هم و در بخش c شیب‌ها موافق هستند. همچنین بخش‌های d، e و f الگوهای مرتبط با گسل با مؤلفه نرمال را نمایش می‌دهند که در این الگوها هم با توجه به خلاف جهت و هم جهت بودن شیب‌های گسل و توپوگرافی به ترتیب الگوهای e و f تشکیل می‌شوند (Nazari, 2006). مقدار جابه‌جایی تجمعی قائم بر روی صفحه گسل و مقدار جابه‌جایی تجمعی افقی در راستای گسل به طور معمول با مقادیر جابه‌جایی اندازه‌گیری شده بر روی سطح زمین با مقادیر واقعی آن بر روی صفحه گسل متفاوت است و تصحیحات لازم باید اعمال شود. بر این اساس با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی و نقشه توپوگرافی رقومی از گستره مورد بررسی، می‌توان بهره‌گیری از یک روش هندسی و روابط مثلثاتی، مقادیر دقیق جابه‌جایی را محاسبه کرد.

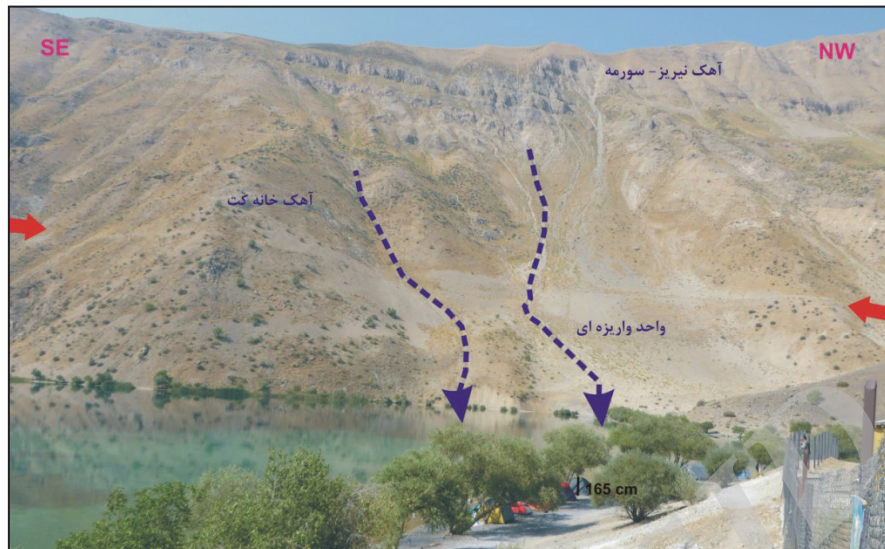
شکل ۱۲ موقعیت ایستگاه‌های مورد بررسی و تصاویر میدانی تهیه شده را نشان می‌دهد و در شکل‌های ۱۳، ۱۴ و ۱۵ آثار به جا مانده از جابه‌جایی‌های حاصل از عملکرد گسل طی زمین‌لرزه‌های گذشته آورده شده است.



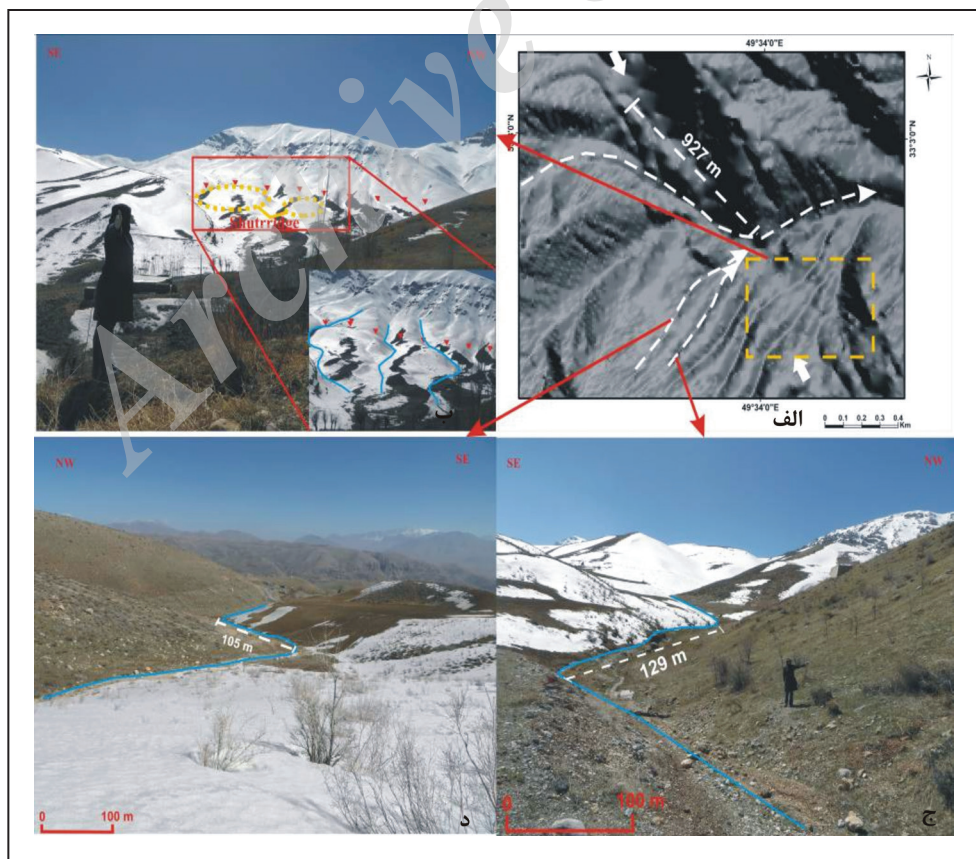
شکل ۱۱- الگوی جابه‌جایی مایل لغز آبراهه‌ها در اثر عملکرد گسل a و b مرتبط با گسل معکوس و c و d مرتبط با گسل نرمال و e و f مرتبط با گسل معکوس و g مرتبط با گسل نرمال (Nazari, 2006).



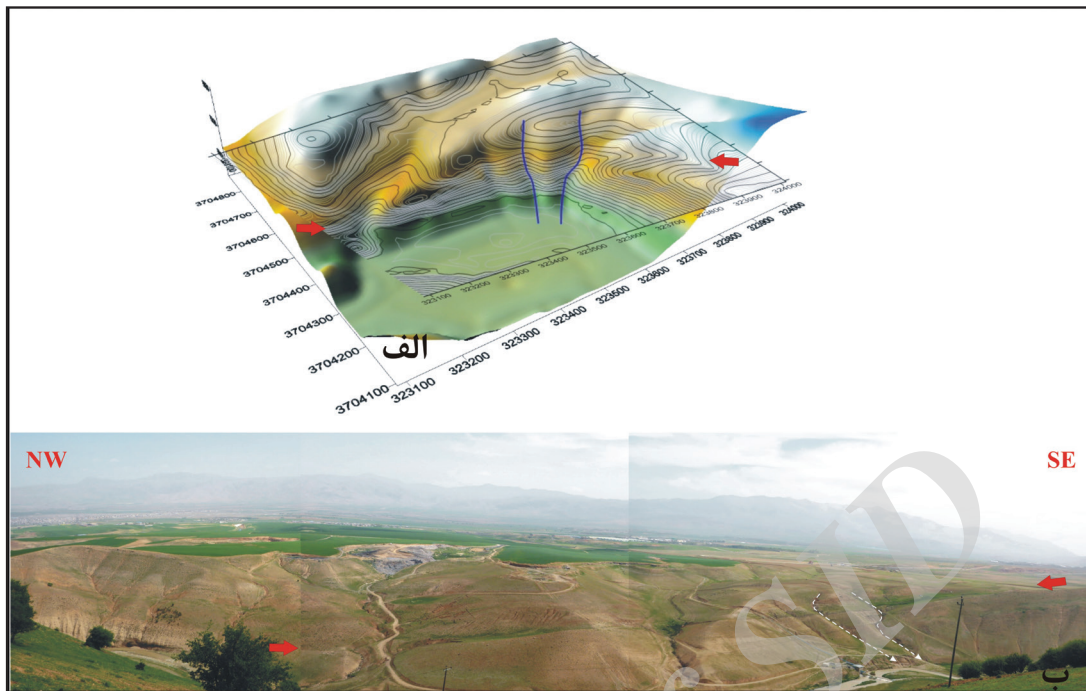
شکل ۱۲- موقعیت ایستگاه‌های اندازه‌گیری نسبت به گسل درود به منظور محاسبه شاخص‌های آبراهه‌های جابه‌جا شده با دوایر صورتی رنگ و موقعیت تصاویر صحرائی تهیه شده با مربعات زرد رنگ مشخص شده است.



شکل ۱۳- نمونه‌ای از آبراهه‌های جابه‌جا که با خطوط خط‌چین آبی رنگ مشخص شده است. میزان جابه‌جایی آبراهه شکل سمت راست ۶۲ متر و شکل سمت چپ ۶۸ متر است و پیکان‌های قرمز مسیر گسل را نشان می‌دهند.



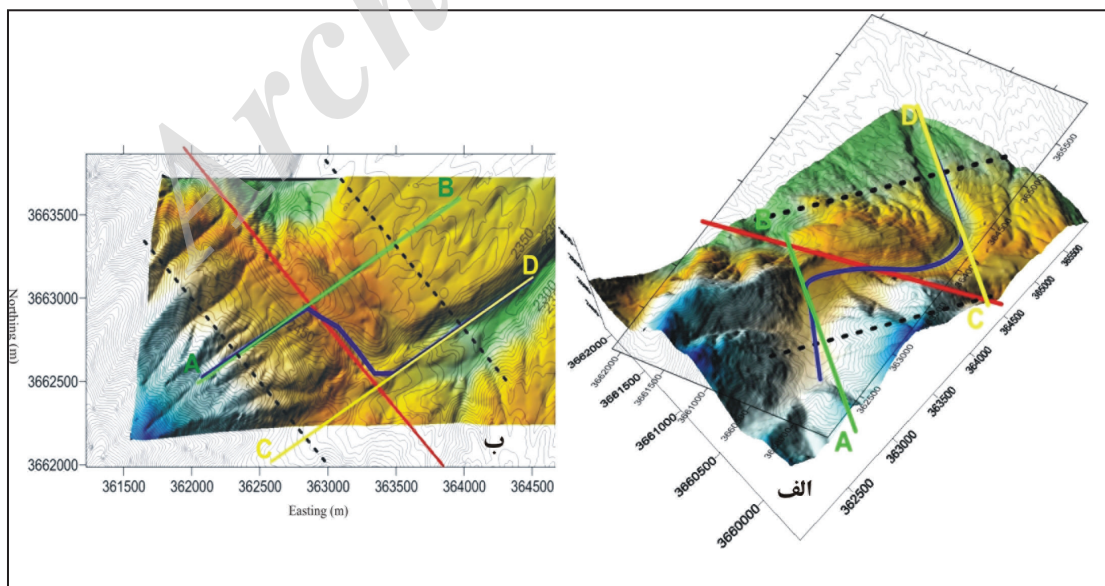
شکل ۱۴- الف) تصویر DEM10 m منطقه به همراه آبراهه جابه‌جا شده در مسیر قطعه اول گسل دورود؛ ب) پشته فشارشی مسدودکننده در مسیر گسل که منجر به انحراف آبراهه‌ها شده با پیکان‌های قرمز رنگ؛ ج و د) آبراهه‌های جابه‌جایی.



شکل ۱۵- الف) تصویر DEM 10 m از آبراهه جابه‌جا شده میزان جابه‌جایی افقی اندازه‌گیری شده حدود ۲۷ متر در مسیر قطعه دوم گسل درود؛ ب) نمای صحرایی از پله گسلی و جابه‌جایی رخ داده که با خط چین سفید و مسیر گسل که با پیکان‌های قرمز رنگ مشخص شده است.

محاسبه ریک گسل در طول گسل با استفاده از شواهد ریخت‌زمین‌ساختی مورد بررسی قرار گرفت. مدل ارتفاعی رقومی، نقشه توپوگرافی رقومی و نیمرخ‌های توپوگرافی به منظور محاسبه پارامترهای ریخت‌زمین‌ساختی گسل تهیه شده و در شکل ۱۶ آورده شده است.

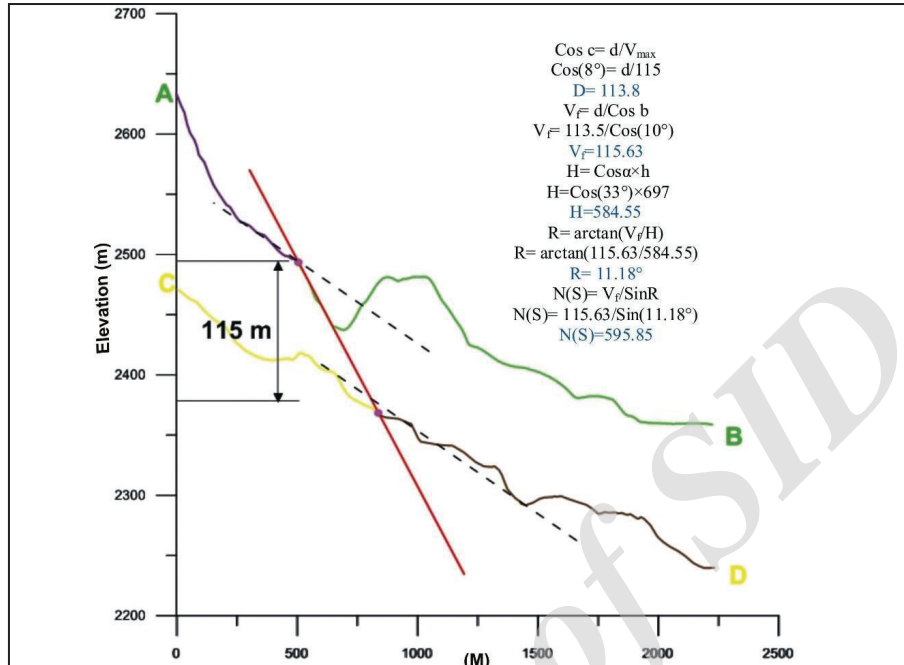
شواهد ارائه شده در محدوده‌های شمالی و جنوبی نشان از حرکت اصلی گسل درود در گستره زمانی پلیستوسن پایانی- هولوسن به صورت مؤلفه‌های فرعی شیب‌لغز و راست‌لغز راست‌بر دارد. دست‌یابی به نرخ لغزش سالانه افقی و قائم بر روی گسل نیازمند به محاسبه ریک گسل در گستره زمانی مورد بررسی است. بدین منظور،



شکل ۱۶- نمایش سه‌بعدی مدل ارتفاعی (DEM) رقومی به همراه نقشه توپوگرافی حاصل از آن گستره آبراهه جابه‌جا شده و نمایش نیمرخ‌های توپوگرافی به منظور محاسبه دقیق مقدار جابه‌جایی افقی و قائم (خطوط سبز و زرد مماس‌های رسم شده بر آبراهه به منظور تهیه نیمرخ آن‌ها در نرم افزار Grapher).

رقومی این جابجایی‌ها انجام شد و زاویه ریک گسل برای هر قطعه به صورت مجزا و یک زاویه ریک کلی هم برای گسل به دست آمد (جدول ۲) که مراحل آن در شکل ۱۷ نشان داده شده است.

از آنجایی که در گستره این جابجایی‌ها، شیب سطح توپوگرافی تقریباً افقی و شیب سطح گسل نزدیک به قائم است؛ استفاده از روابط ساده مثلثاتی برای برآورد زاویه ریک ممکن است نتیجه قابل قبولی داشته باشد. این روش بر روی مدل ارتفاعی



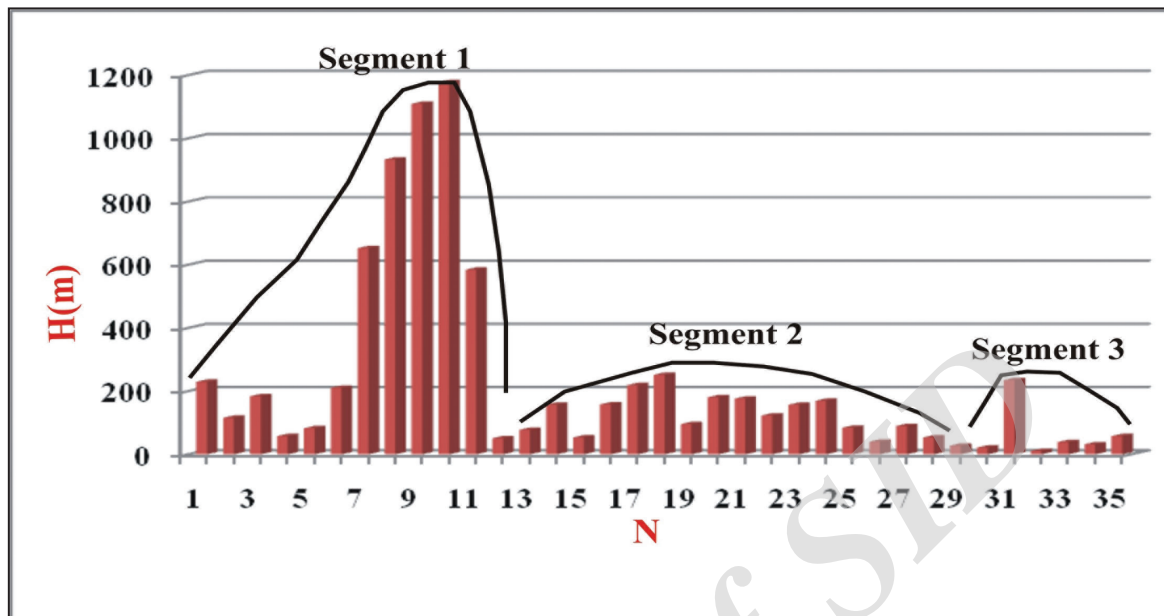
شکل ۱۷- محاسبه زاویه ریک گسل R با استفاده از نیمرخ‌های توپوگرافی رسم شده در شکل (B-۱۶). راستای گسل دورود در این شکل $N327^\circ$ و مقدار شیب ۷۲ اندازه گیری شد و با توجه به این مقادیر، زاویه‌های $\alpha=33^\circ$, $b=90-72-8=10^\circ$ به دست آمد. V_f : مقدار جابه‌جایی قائم بر روی صفحه گسل، d : مقدار جابه‌جایی قائم بر روی سطح زمین، H : مقدار جابه‌جایی افقی در راستای گسل، h : مقدار جابه‌جایی افقی در راستای طول یا عرض جغرافیایی، δ : متمم زاویه شیب گسل ($90-\delta-c=b$): زاویه نشیب سطح افق، δ : زاویه شیب گسل، α : زاویه حاده بین راستای گسل و امتداد شمال جغرافیایی، $N(S)$: جابه‌جایی خالص طی جابه‌جایی این آبراه می‌باشد خطوط زرد و سبز نیمرخ‌های عمودی رسم شده در راستای خط الراس آبراهه جابه‌جا شده به منظور محاسبه مقدار جمعی جابه‌جایی عمودی، بیشترین مقادیر جابه‌جایی عمودی V_{max} عبارت است از مقدار جدایش عمودی بین تصاویر نیمرخ‌های بنفش رنگ فرودپواره و نیمرخ‌های قهوه‌ای رنگ فرادپواره بر روی صفحه گسلی که در اینجا ۷۲ درجه به سمت شمال خاور شیب دارد فرمول‌ها و روابط برگرفته از (Nazari (2006). گرافی به منظور محاسبه دقیق مقدار جابه‌جایی افقی و قائم (خطوط سبز و زرد مماس‌های رسم شده بر آبراهه به منظور تهیه نیمرخ آن‌ها در نرم افزار Grapher).

جدول ۲- متوسط مقدار جابه‌جایی‌های جمعی بدست آمده برای قطعات گسلی مختلف گسل دورود، $H(m)$: جابه‌جایی افقی رخ داده روی سطح گسل، $V_{max}(m)$: جابه‌جایی قائم روی سطح زمین، $V_f(m)$: جابه‌جایی قائم روی سطح گسل، R : زاویه ریک، $NS(m)$: جابه‌جایی خالص روی سطح گسل.

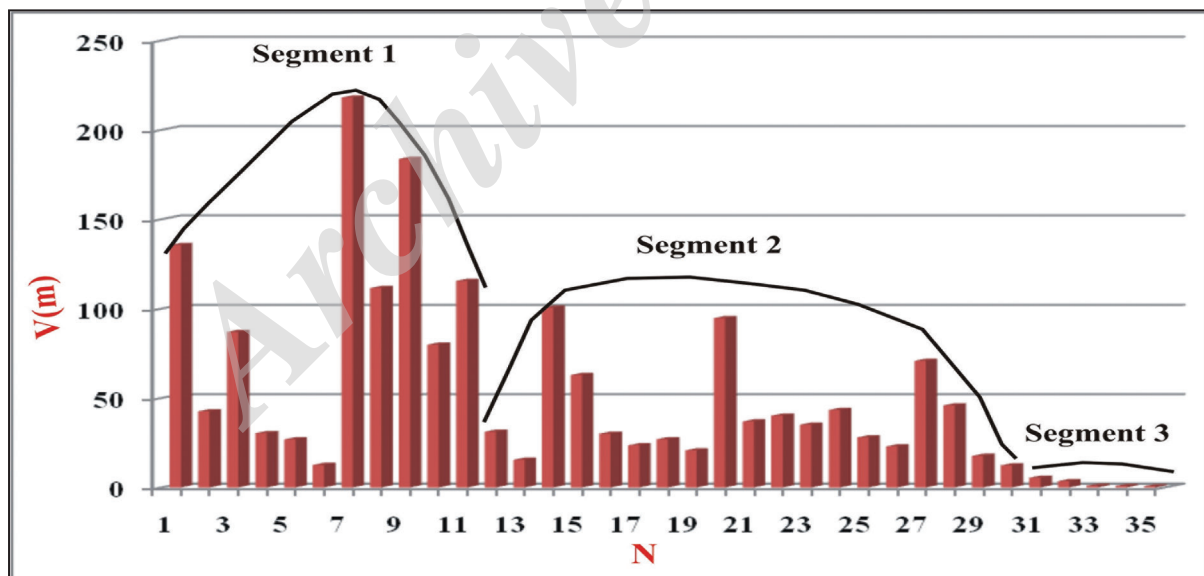
H (m)	V _{max} (m)	V _f (m)	R (Radian)	NS (m)	Long	
485.43	94.45	94.96	16.60	495.04	18 km	قطعه ۱
116.03	40.67	40.93	22.71	124.85	49 km	قطعه ۲
74.97	2.4	2.74	4.63	78	44 km	قطعه ۳
225.8	51.61	51.91	18.26	234.50	121 km	کل

است. طبق نتایج به دست آمده، منطقه مورد بررسی در طول خود به صورت همسان عمل نمی‌کند؛ زیرا در قطعات ۱ و ۲ با توجه به مقادیر بالای زاویه ریک به دست آمده؛ مؤلفه شیب‌لغزی بر مؤلفه راستالغزی غالب است؛ ولی قطعه شماره ۳ به صورت راستالغزی عمل می‌کند. همچنین نتایج فرکتال و کرنل نیز ناهمسانی طول گسل را تأیید می‌کنند.

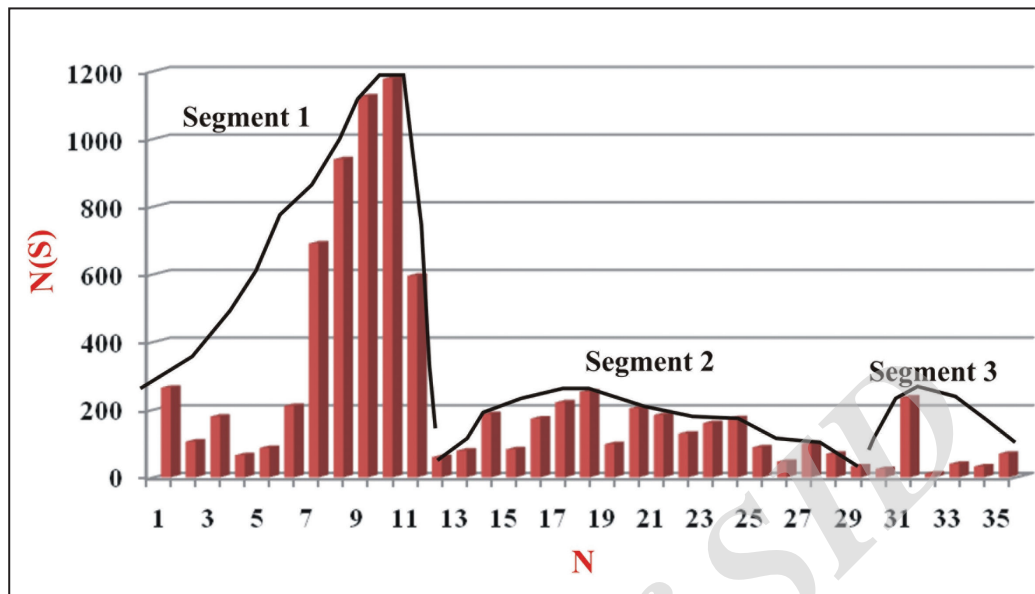
همچنین به منظور بررسی دقیق عملکرد گسل، مقادیر جابه‌جایی‌های جمعی به دست آمده در طول گسل در شکل‌های ۱۸، ۱۹ و ۲۰ رسم شد. همانطور که مشخص است؛ مقادیر جابه‌جایی از نظم خاصی تبعیت نمی‌کند و با رسم منحنی‌های سهمی شکل می‌توان بخش‌های نزدیک به هم را تفکیک کرد و تقسیم‌بندی از قطعات گسلی داشت. بر این اساس گسل در طول خود به صورت ۳ قطعه مجزا عملکردده



شکل ۱۸- مقادیر جابه‌جایی‌های تجمعی افقی محاسبه شده در طول گسل و نمایش قطعات گسلی.



شکل ۱۹- شماتیک جابه‌جایی‌های تجمعی قائم محاسبه شده در طول گسل و نمایش قطعات گسلی.



شکل ۲۰- مقادیر جابه‌جایی‌های تجمعی خالص محاسبه شده در طول گسل و نمایش مقاطعات گسلی.

۵- نتیجه‌گیری

متوسط نرخ جابه‌جایی تجمعی خالص ۱۲۴/۸۵ متر؛ قطعه ۳ با ۴۴ کیلومتر طول و متوسط نرخ جابه‌جایی تجمعی ۷۸ متر و کمترین جابه‌جایی ۱۱/۵۷ متر. طبق مقادیر زاویه ریک به دست آمده، گسل در قطعات ۱ و ۲ (به ترتیب ۱۶۰/۲۶° و ۲۲۰/۱۲۴°) به صورت شیب‌لغز عمل کرده ولی زاویه ریک به دست آمده برای قطعه سوم گسل درود طبق مطالعات ریخت زمین‌ساختی حدود ۴ درجه به دست آمده است که با داده‌های کاتالوگ لرزه‌ای اختلاف دارد. دلیل این اختلاف را می‌توان به دست‌خوردگی دشت سیلاخور و از بین رفتن عوارض ساختاری بیان کرد. بر این اساس چون داده‌های لرزه‌ای تنها داده در دسترس هستند؛ لذا برای قطعه سوم از ریک تقریبی ۲۰ استفاده می‌شود که آثار این سازوکار را می‌توان در مقادیر جابه‌جایی‌های تجمعی افقی، قائم و خالص به دست آمده نیز شاهد بود. بیشترین مقدار را دو قطعه ۱ و ۲ داشته‌اند. بر این اساس این قطعه بالاترین نرخ فعالیت زمین‌ساختی در طول گسل درود را خواهد داشت. از شواهد این نتیجه‌گیری می‌توان به دو زمین‌لرزه اخیر در بخش شمالی گسل درود با دو بزرگای ۴ و ۳/۴ در منطقه چالانچولان اشاره کرد (شواهد این مطلب در شکل‌های ۱، ۵ و ۱۰ با تجمع بیشترین روکانون زمین‌لرزه‌ها در قسمت شمال باختر نقشه‌ها دیده می‌شود که می‌تواند دلالت بر فعالیت بیشتر گسل داشته باشد).

تا به امروز گسل درود به عنوان گسلی یکپارچه با دارا‌زی ۱۰۰ کیلومتر معرفی می‌شد؛ ولی بر پایه محاسبات و بررسی‌های انجام شده در گستره مورد مطالعه این گسل حدود ۱۲۱ کیلومتر دارا‌زا دارد و به صورت یکپارچه نیست. چنانچه نتایج بررسی‌های فرکتالی بر روی پارامترهایی از قبیل شکستگی‌ها، روکانون زمین‌لرزه‌ها و آبراهه‌ها نشانگر این است که گسل در طول خود به صورت یکسان عمل نمی‌کند؛ بلکه بخش شمالی نسبت به بخش جنوبی از نرخ فعالیت زمین‌ساختی بالاتری برخوردار است. برای این منظور به مطالعات توزیع چگالی آبراهه‌ها و روکانون زمین‌لرزه‌ها پرداخته شد. نتایج این بررسی کمک‌کننده نتایج فرکتال بود. همچنین به منظور ارزیابی نهایی نتایج دو بررسی قبل به مطالعه شواهد ریخت‌زمین‌ساختی پرداخته شد. در این بررسی با توجه به بررسی کمی به محاسبه مقادیر جابه‌جایی تجمعی خالص، افقی، قائم و زاویه ریک در طول گسل نتایج حاصل شد (جدول ۱) که دلالت بر وجود ۳ قطعه گسلی در طول این شاخه از گسل جوان اصلی زاگرس دارد. طبق این بررسی‌ها گسل به ۳ قطعه با طول‌های متفاوت تقسیم می‌شود که به ترتیب از جنوب به شمال عبارتند از: قطعه ۱ با طول ۱۸ کیلومتر و بیشترین نرخ جابه‌جایی تجمعی، ۱۱۲۵ متر و متوسط جابه‌جایی تجمعی خالص ۴۹۵/۰۴ متر؛ قطعه ۲ یا قطعه میانی با طول ۴۹ کیلومتر با

کتابنگاری

- بصری، م.، ۱۳۹۰- پارینه لرزه شناسی و ریخت زمین ساخت گسل گلبافت، جنوب خاوری کرمان، پاینامه کارشناسی ارشد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور پژوهشگاه علوم زمین، ص ۱۷۳.
- چرچی، ع.، خطیب، م.، مظفرخواه، م. و برجسته، آ.، ۱۳۹۰- استفاده از تحلیل فرکتالی برای تعیین پویایی تکنونیک شمال منطقه لالی در شمال خاور خوزستان، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱، جلد ۱، صص. ۳۷ تا ۴۷.
- حیدری، ر. و میرزائی، ن.، ۱۳۸۸- الگوی لرزه زمین ساخت گسل اصلی عهد حاضر زاگرس بین ۳۳ تا ۳۵ درجه عرض شمالی، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۳، صص. ۸۳ تا ۹۶.
- خلیفه سلطانی، ا. ا.، علوی، ا. و قاسمی، م.، ۱۳۹۵- بررسی نقش ساختارهای زمین شناسی در ابعاد فرکتالی شکستگی ها و آبراهه ها در جنوب باختری لنجان- اصفهان. فصلنامه علوم زمین، سال ۲۶، شماره ۱۰۱، صص. ۴۵ تا ۵۶.
- زند سلیمی، آ.، ۱۳۸۸- بررسی علل احتمالی عدم رخنمون گسل های تراستی و زمین لرزه های پنهان مربوط به آنها در منطقه زاگرس، دانشگاه شیراز، ص ۱۶۲.
- سیهوند، م. ر.، یمینی فرد، ف. و جوان دولویی، غ.، ۱۳۹۱- تحلیل پس لرزه های زمین لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور (بزرگای گشتاوری ۶/۱) بر اساس داده های ثبت شده در شبکه لرزه نگاری موقت محلی، مجله ژئوفیزیک ایران، شماره ۴، صص. ۷۳ تا ۸۴.
- شهریاری، س. و خطیب، م.، ۱۳۷۶- تحلیل فرکتالی سیستم گسل نهندان، فصلنامه علوم زمین، سال ششم، شماره ۲۴-۲۳ (بهار و تابستان ۱۳۷۶)، صص. ۳۲ تا ۳۹.
- عباسپور، ر.، ۱۳۹۴- تحلیل هندسی- جنبشی بخش باختری فرازمین شتری با نگرشی بر فعالیت لرزه خیزی در گستره شهر طبس، دانشگاه بیرجند، ص ۱۵۱.
- فروتن، م.، ۱۳۸۷- پارینه لرزه شناسی و ریخت زمین ساخت گسل دهشیر، پاینامه کارشناسی ارشد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور پژوهشگاه علوم زمین، ص ۱۹۲.

References

- Agard, P., Omradi, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process, *Geology Magazine* 1-34.
- Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Hessami, Kh. T., Kozhurin, T. P., Rogozhin, E. A., Hademi, M. C. and Jamali, F. H., 2004- Active faults in the Zagros and central Iran, *Tectonophysics* 380: 221-241.
- Berberian, M., 1995- Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics* 241: 193- 224.
- Berberian, M., 2014- Earthquakes and coseismic active faulting on the Iranian, *Developments in earth surface processes* 17: 616.
- Burbank, D. W. and Anderson, R. S., 2012- *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Publisher, Oxford. Second Edition 474 p.
- Cowie, P. A., Sornette, D. and Vanneste, C., 1995- Multifractal scaling properties of a growing fault population, *Geophysical Journal International* 122: 457-469.
- Danese, M., Lazzari, M. and Murgante, B., 2008- Kernel Density Estimation Methods for a Geostatistical Approach in Seismic Risk Analysis: The Case Study of Potenza Hilltop Town (Southern Italy), Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Part I, LNCS 5072: 415-429.
- Falcon, N., 1974- Southern Iran: Zagros Mountains. In *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for orogenic studies* (Ed. A. M. Spencer). Geological Society of London, Special Publication 4: 199-211.
- Feder, J., 1988- *Fractals*, Plenum Press, New York 283 p.
- Hastie, T., Tibshirani, R. and Friedman, J., 2008- *The Elements of statistical learning data mining, inference, and prediction*, second edition, Springer 764 p.
- Hessami, K., 2001- Active Faults Map in Iran, International Seismology and Earthquake Engineering Institute, Tehran.
- Hessami, K. and Jamali, F., 2008- New evidence of earthquake faulting in Tabriz city, NW Iran, *Geoscience*, 17, 1, 156-161.
- Leturmy, P., Molinaro, M. and Frizon de Lamotte, D., 2010- Structure, timing and morphological signature of hidden reverse basement faults in the Fars Arc of the Zagros (Iran). In *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic* (Eds P. Leturmy and C. Robin). Geological Society of London, Special Publication 330: 121-38.
- Malekzade, Z., Abbassi, M. R., Bellier, O. and Authemayou, C., 2007- Strain Partitioning in West-Central Zagros Fold and Thrust Belt: implication for Seismic Hazard Analysis, *Journal of Seismology and Earthquake Engineering* 9: 85-98.
- Mandelbrot, B. B., 1982- *The Fractal Geometry of Nature*, W. H. Freeman, San Francisco, Calif 460 P.
- Mandelbrot, B. B., 1983- *The Fractal Geometry of Nature*. Updated and Augmented Edition, Freeman, New York, 495 p.
- Mandelbrot, B. B., 1985- Self-affine fractals and fractal dimension. *Phys. Scr.*, Vol. 32, p.257-260.
- Mirzaei, N., 2003- The most recent period of seismic activity in Dinavar segment of Main Recent Fault, Zagros mountains of western Iran, IUGG 2003, Suppro, Japan, Abstracts, P.B466.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Meyer, B., 2006- The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modeling, *Geophysical Journal International* 165: 336-56.

- Nazari, H., 2006- Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: Approche morphotectonique et paléoseismologique, Ph.D. thesis, Univ. of Montpellier II, France.
- Peyret, M., Rolandone, F., Dominguez, S., Djamour, Y. and Meyer, B., 2008- Source model for the Mw 6.1, 31 March 2006, Chalan-Chulan Earthquake (Iran) from InSAR, Terra Nova 20, No. 2: 126–133.
- Sepahvand, M. R., Yaminifard, F., Tatar, M. and Abbassi, M. R., 2012- Aftershocks study of the 2006 Silakhur earthquake (Zagros, Iran): seismological evidences for a pull-apart basin along the Main Recent Fault, Doroud segments, Journal Seismology 16: 233–251.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, Marine and Petroleum Geology 21: 829–43.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, Geophysical Journal International 156: 506-526.
- Tchalenko, J. S. and Braud, J., 1974- Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33° and 35°N. Philosophical Transactions of the Royal Society of London., Vol. 227, p. 1-25.
- Turcotte, D. L., 1997- Fractal and Chaos in Geology and Geophysics. Cambridge university press. Cambridge.
- Vicsek, T., 1992- Fractal Growth Phenomena. 2nd ed., World Scientific, Singapore 488 p.

Archive of SID

The kinematic dissimilarity analyses of Dourud fault (southwestern Iran), using by Fractal, Kernel and Morphotectonic

Z. Kamali^{1*}, M. R. Hayhat², H. Nazari³ and M. M. Khatib⁴

¹Ph.D. Student, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

³Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

⁴Professor, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

Received: 2016 May 28

Accepted: 2017 October 25

Abstract

The Dorud fault, as one of the most important seismic segments of Zagros main recent fault, near the Arjng area it have northwest-southeast trend and continuity extended in Boroujerd area. This area is determined Kinematic dissimilarity fault the fractal analysis of the fractures, the center of earthquakes and drainage using the of box method, For this purpose, the study area was divided into two parts based on the difference in distribution of fractures and epicenter earthquakes. Fractal dimensions of fractures, drainage and epicenter earthquakes are calculated and then compared with each other. Kernel density method to investigate the epicenter earthquakes distribution and drainage in the long fault to rate the dissimilar activity that .In the end, the analysis of evidence Morphotectonic that long it's to determine the horizontal, vertical displacements and net slip to be paid. Fractal analysis on Kernel density method and evidence Morphotectonic. In the end, the analysis of that long it's to determine the horizontal, vertical displacements and net slip to be paid. So that results of fractal to indicate that the northern segment of the most dynamic segment spread to be identified. Also The results of the kernel analysis and evidence Morphotectonic indicates that neither the fault that along with passing of units of different ages show different behavior and the amount of angle Rick obtained along the fault is different according to the results achieved in three segment to different long can be divided, so that angle Rick segments 1 and2 respectively $126^{\circ}/16^{\circ}$ and $124^{\circ}/22^{\circ}$ and long segments respectively 18 and 48 kilometer, to notice the high values of rick (more of 10°) the two segments have a dominant effect of the component dip- slip relative to strike-slip but the angle rick $131^{\circ}/4^{\circ}$ in segment 3 indicate of the action component strike slip that the units alluvial are plain Silakhor this segment long is 44 kilometer.

Keywords: Dorud fault, Main Recent fault Zagros, Fractal, Morphotectonic, Kernel.

For Persian Version see pages 7 to 22

*Corresponding author: Z. Kamali; E-mail: zahrakamali@birjand.ac.ir