مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته

بهار ۹۲، شماره ۷

تحلیل کمی توزیع طولی و تراکم گسل های بزرگ مقیاس در ناحیه زاگرس

چاوه ری بایزیدی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

سید ناصر هاشمی

عضو هیئت علمی دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

تاریخ دریافت: ۹۱/۱۰/۱۱ *تاریخ پذیرش: ۹۲/۸/۱۵*

Ch.Baizidi@gmail.com

چکیده

در این تحقیق، تحلیل های آماری توزیع طولی، فراوانی و تراکم طولی گسل های منطقه زاگرس و الگوهای مکانی این متغیرها انجام گرفته است. نتایج این بررسی ها نشان داد که توزیع طولی گسل ها از قانون توانی با ضریب توانی ۱/۲۹ و توزیع تجمعی گسل ها نیز از تابع نمایی پیروی می کند. توزیع طولی و توزیع تجمعی طولی گسل ها در ۴ دسته، نتایج مشابهی را به جز برای دسته اول نشان می دهد که مؤید آن است که به جز دسته اول، گسل های دیگر در یک میدان تنشی تقریبا مشابه از لحاظ جهت به وجود آمده اند. توزیع تراکم گسل ها الگوی یک تابع نمایی را نشان می دهد در حالیکه تراکم طولی آنها تابع توزیعی خاصی را نشان نمی دهد. در عین حال توزیع تجمعی فراوانی و تراکم طولی نشان دهندهشکل گیری گسل های جدید نسبت به رشد و افزایش طول گسل های اولیه است.

کلمات کلیدی: *گسل های بزرگ مقیاس، توزیع طولی، توزیع تراکم، الگوی مکانی، زاگرس*

مقدمه

اصطلاح شکستگی برگرفته از واژه لاتین fractus به معنی شکستن، اصطلاحی عمومی در زمین شناسی است که به سطوح ناپیوستگی در مواد و سنگ هایی که دچار دگرشکلی شده و در امتداد آنها چسبندگی مواد از بین رفته است، اطلاق می گردد (Twiss and Moores, 2001) . از آنجا که شکستگی-ها در تنوعی از مقیاس ها، از طول کمتر از یک میلی‌متر (ترک‌ها و کلیواژها) تا حد چند صد کیلومتری (گسل‌های بزرگ مقیاس) رخ می‌دهند و بیانگر راستا و نوع تنش به‌وجود آورنده خود و نیز ویژگی‌های تنش در مواد دربرگیرنده شکستگی نیز هستند، یکی از مهمترین ساختارهای زمین‌شناسی محسوب می‌شوند از این جهت و یافتن مدل ریاضی و هندسی آنها برای کمی کردن نحوه شکل گیری این ساختارها ضروری به نظر می‌رسد.

هندسه و توزیع پارامترهای شکستگی در بسیاری از شاخه های علوم زمین، به دلیل اهمیت شان مورد توجه بسیاری از محققان قرار گرفته است. در زمینه منابع هیدرولیکی و هیدروکربنی (Odling et al., 1999; Peacock and Mann, 2005) که ارتباط بین شکستگی ها برای تعیین مقدار تخلخل و حرکت مواد سیال هدف اصلی است و در زمین شناسی مهندسی برای تعیین RQD ، هندسه توده سنگ و خواص آن به بررسی الگو و توزیع و هندسه شکستگی ها (Segall and Pollard, 1983) می پردازند بعلاوه در برآورد خطرلرزه ای و مطالعه مناطق لرزه خیز از الگوی شکستگی ها استفاده می شود.مدل‌سازی ریاضی یکی از روش‌های مطالعه شکستگی‌ها در مطالعات زمین‌شناسی است. بدین معنی که در مدل ریاضی و آماری پارامترهای موجود در جامعه آماری شکستگی‌ها (همانند پارامترهای طول، فاصله بین شکستگی‌ها و تراکم آنها و ...)، محاسبه و تحلیل می‌شود. فرآیند محاسبه مدل ریاضی یک پارامتر شامل محاسبه فراوانی پارامتر، نمایش داده‌ها روی نمودارهای لگاریتمی، تعیین منحنی های بهینه و معادلات آنهاست که این مدل‌ها دارای تعریف و مبنای ریاضی هستند و از دو دیدگاه بررسی می‌گردند:

- یافتن مدل ریاضی مناسب برای پارامترهای مد نظر
- انطباق و مقایسه پارامترها با همدیگر و یافتن مدل ریاضی حاصل از آنها (Boure, 2001)

که البته بیشتر کارهای انجام شده محدود به مرحله اول بوده زیرا برداشت پارامترهای مختلف اولا دارای کمبود بوده و ثانیا انطباق مدل های مختلف با یکدیگر نیازمند مطالعات دقیق تر در زمینه تئوریک، آزمایشگاهی و شبیه سازی های دقیق تکتونیکی می باشد ، لذا تحقیق حاضر نیز صرفا به این مرحله پرداخته است.

بنا به تحقیقات به عمل آمده توسط محققان پیشین، بیشترین توزیع هایی که برای پارامترهای طبیعی از قبیل طول، در طبیعت محاسبه شده اند توابع لگاریتم نرمال (Priest and Hudson, 1981; Rouleau and Gale, 1985)، نمایی (exponential) (Cruden, 1977; Hudson and Priest, 1979, 1983; Priest and Hudson, 1981; Nur, 1982; Dershowitz and Einstein, 1988; Cowie et al., 1993b; Carbotte and McDonald, 1994)، و توابع گاما و توانی (Ouillon et al., 1995; 1996; Ackermann et al, 2001; Nieto et al., 2005; Zazoun, 2008) می باشند(Bonnet et al., 2001) (شکل۱). بطوریکه پس از نمایش داده ها روی محورهای لگاریتمی مشاهده می شود که داده ها با یکی از نمودارهایی که در شکل ۱ نمایش داده شده است همخوانی دارد، لازم به ذکر است که نمودار گاما شباهت زیادی به نمودار توانی دارد، در حقیقت توزیع گاما خود نوعی توزیع توانی با دنباله (دم) نمایی است به این معنی که رفتار آن در ابتدا شبیه به توزیع توانی و در انتها شبیه به توزیع نمایی است و غالبا در مطالعات آماری گسل ها، زمین لرزه ها و ارزیابی خطر لرزه ای بکار می رود (Davy, 1993;Main, 1996;

Archive of SID

www.SID.ir

Kagan, 1997; Sornette and Sornette, 1999)، اما سایر نمودارها بطور مشخصی با هم تفاوت دارند (Bonnet et al., 2001).

شبیه‌سازی‌های صورت گرفته به وسیله Cowie et al. (1995) و نتایج آزمایشگاهی آنها نشان می‌دهد که توزیع نمایی طول شکستگی‌ها مربوط به مراحل اولیه دگرشکلی یعنی هنگامی که هسته شکستگی شروع به رشد می‌کند، می‌باشد (Bonnet, 2001). Ackermann et al. (2001) نیز بیان داشت توزیع تجمعی نمایی شکستگی‌ها نشان دهنده نحوه شکل گیری آنها در نیروی تکتونیکی عمده است.

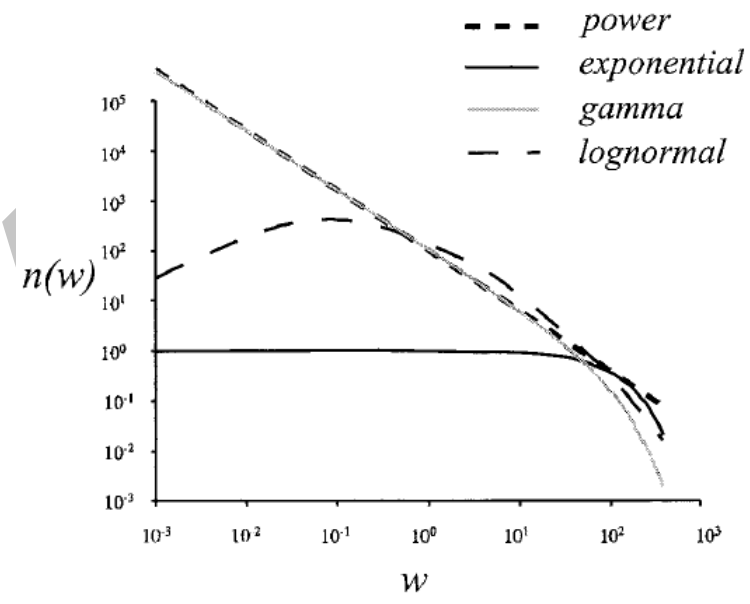
در علم آمار، تحلیل ها از طریق بررسی تغییرات یک متغیر با متغیری دیگر صورت می گیرد و در اصطلاح تنها در یک بُعد به بررسی تغیرات پرداخته می شود (جان فروند، ۱۳۸۷)، در حالی که در زمین آمار (آماری که در علوم زمین شناسی کاربرد دارد) بُعد دوم و سوم تحلیل های آماری نیز وارد این عرصه می گردند و سپس به تغیرات متغیر همراه با موقعیت آن می پردازد، چنین تحلیلی را تحلیل مکانی می خوانند به عبارت دیگر مطالعات زمین آماری تغییرات یک متغیر را در مکان های مختلف مورد بررسی قرار داده و به متغیر مورد نظر در هر موقعیت مقدار خاصی را نسبت می دهد (Webster and Oliver, 2007). در حقیقت الگوی مکانی، تغییرات متغیر را در دو بعد مورد بررسی قرار داده و آنرا به صورت نقشه‌ی دو بعدی مکانی نمایش می‌دهد. مزیت این روش این است که نقشه‌ی حاصله را می‌توان از جنبه های متفاوتی تحلیل کرد و تغییرات را همگام با انواع دیگر پارامترها مقایسه نمود.

الگوی مکانی هر متغیری به ترتیب زیر محاسبه می‌گردد:

- شبکه‌ای متشکل از چندین سلول بر منطقه مورد نظر طراحی و انطباق داده می‌شود.
- در هر سلول از شبکه مقدار متغیر مورد نظر با روش‌های آماری محاسبه می گردد.
- مقدار متغیر محاسبه شده به نقطه مرکزی هر سلول نسبت داده می‌شود.
- نقاط هم ارزش به همدیگر متصل می‌گردد.
- از اتصال نقاط به هم، منحنی‌های بسته هم‌ارزش محاسبه شده و نهایتاً الگوی مکانی متغیر مورد نظر به صورت نقشه‌ای آشکار می‌گردد.

محققان زیادی با مطالعه شکستگی‌های چند مقیاسه و تک مقیاسه بر آن شدند که به مدلی مناسب برای هندسه و الگوی شکستگی و توزیع در مکانهای مختلف دست یابند (Allegre et al., 1982; Turcotte, 1986; Chilés, 1988; Davy et. al.1990, 1992; Davy, 1993; Ouillon et al., 1995; 1996; Casting et al.,1996; Ouillon et al., 1996a; Ackermann et al, 2001; Nieto et al., 2005; Koik and Ichikawa, 2006; Zazoun, 2008).

تحقیقاتی که تاکنون از ناحیه زاگرس در ارتباط با شکستگی‌ها گزارش شده است غالباً به دو دسته قابل تقسیم می‌باشند: ۱- بررسی شکستگی‌ها و ارتباط آنها با یکدیگر در سیستم‌های ریز مقیاس (که بسیار کم بررسی شده است) و مقیاس منطقه‌ای (McQuillan, 1973,1974; Gholipour, 1998; Stephenson et al., 2007; Wennberget al., 2007; Ahmadhadi et al., 2007, 2008) ۲- بررسی ارتباط بین گسل‌ها و شکستگی‌ها با دیگر ساختارها (Mobasher and Babaie, 2008; Lacombe et al., 2011)؛ ولی تحقیق خاصی پیرامون موضوع این تحقیق ارائه نشده است.



شکل۱. نمودار توزیع های لگاریتم نرمال، نمایی، گاما و توانی معرف توزیع طول (Bonnet, 2001).

www.SID.ir

این تحقیق با هدف مطالعه گسل های عمده ناحیه زاگرس و بررسی آماری پارامترهای مختلف گسلی همانند طول، فراوانی، فراوانی طولی به منظور یافتن توابع توزیع در حالت ساده و تجمعی هر یک از پارامترهای مذبور صورت گرفته است. سپس تحلیل زمین آماری در جهت تعیین الگوی مکانی پارامترها در این ناحیه انجام شده تا در نهایت از توابع و الگوهای بدست آمده در حد امکان برای تفسیر تکتونیکی ناحیه و انطباق با مدل‌ها و مطالعات پیشین بر روی پهنه زاگرس استفاده شود.

تحلیل طول

از آنجا که طول شکستگی نشان دهنده مقدار تنش و مدت زمان اعمال تنش به توده سنگ است بنابراین به طور کلی با افزایش تنش، طول شکستگی نیز افزایش می یابد(Twiss and Moores, 2001). شکستگی های بزرگتر تنها در واتنش زیاد شرکت می کنند و دچار تغییر می شوند در صورتی که شگستگی های کوچکتر در واتنش کم نیز شرکت کرده و به صورت افزایش طول یا چرخش و تغییر در فاصله بین شکستگی ها تغییر می کنند (Ackermann et al., 2001). برای تحلیل ارتباط طول شکستگی و واتنش به وجود آورنده آنها تحلیل توزیع طولی صورت می گیرد. به این ترتیب که طول و تعداد شکستگی ها بیانگر میزان واتنش به وجود آورنده آنها می باشد بنابراین تحلیل فراوانی طول شکستگی ها راه مناسب برای اکتساب هدف مذکور می باشد(Dinger, 1999). توان قانون توانی نشان دهنده اندازه و درجه ی از شکستگی است (Ackermann et al., 2001) بطوریکه، در یک تحلیل هرچه شیب نمودار بیشتر باشد (یعنی در توزیع توانی، ضریب توانی بیشتر شود) نشان دهنده ی این است که در واتنش یکسان ساختارهای کوچکتر نسبت به ساختارهای بزرگتر اهمیت بیشتری دارند.

تحلیل تراکم

تراکم خطوط به یکی از دو طریق زیر بیان می شود: تعداد خطوط در واحد سطح (Davy et al, 1990) رابطه(۱)، طول کلی خطوط در واحد مساحت (Bour, 1997) یا همان تراکم طولی رابطه(۲)

(۱)

$$D_N = \frac{\sum N}{A}$$

(۲)

$$D_L = \frac{\sum L}{A}$$

که در این رابطه ها N تعداد شکستگی و L مجموع طول های موجود در مساحت A است.

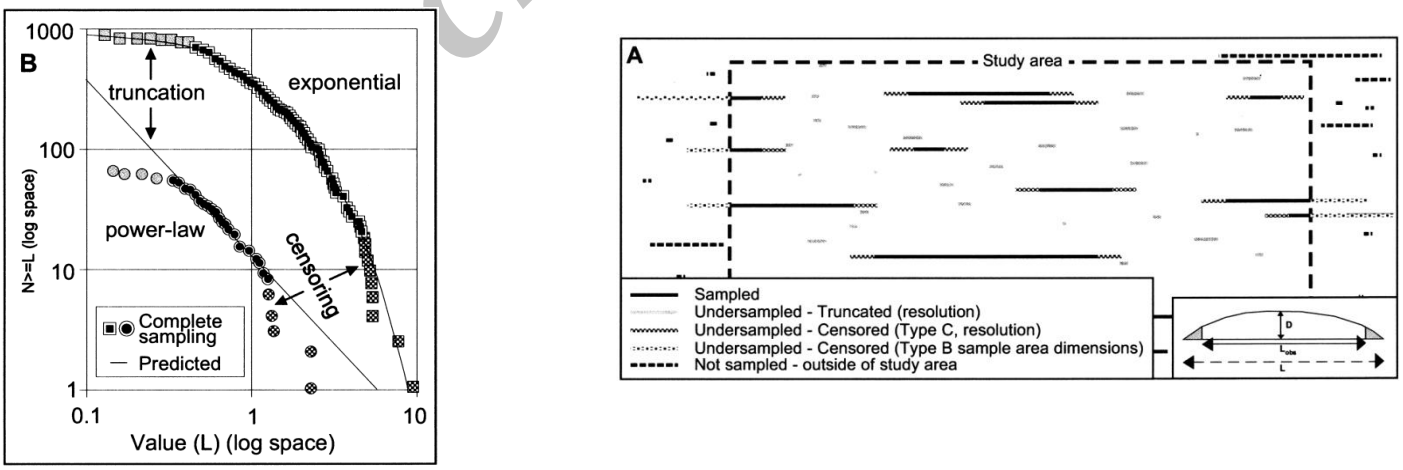
توزیع تراکم n(l) عبارت است از تعداد شکستگی N(l) متعلق به فاصله طولی مشخص دلخواه dl ، تقسیم براندازه مساحت ذره یا شبکه ای که برای آن تعریف می شود رابطه ۳ (Davy, 1993):

$$n(l) = \alpha\, l^{-a} \quad (۳$$

dl معرف تغییرات طولی دلخواه برای محاسبه توزیع تراکم، α عدد ثابت که به ویژگی های مکانیکی توده سنگی بستگی دارد و a نیز ضریب توانی معادله و برابر شیب نمودار محاسبه شده می باشد. توزیع تراکم، مستقل از اندازه شبکه ی انتخاب شده، می باشد.

Ackermann et al., 2001 معتقد است که در سیستم های شکستگی طبیعی با افزایش تنش تمایل به ایجاد شکستگی جدید وجود ندارد بلکه سعی در تکامل ساختارهای پیشین است و با افزایش تنش، شکستگی ها شروع به تغییر در راستا و فاصله بین خود می کنند. در نهایت طول تغییر کرده و هندسه اثر گسلی نامنظم می شود تا جایی که اتصال و ارتباط بین گسلی برقرار شده و گسل های موجود، خود انتقال دهنده تنش به مکان دیگری می شوند.

علاوه بر خطاهایی که ناشی از عدم تطابق داده ها روی نمودار توزیع است (خطاهای نموداری Truncation effect و Censoring effect) (شکل ۲) از دیگر خطاهایی که در این مطالعه وجود دارد، خطای متصل کردن گسل هایی است که در دو یا چند نقشه ادامه دارند. برای کاهش این خطاها از نقشه های بزرگ مقیاس استفاده شده است.



شکل۲. خطاهای موجود در مطالعه، (A) ناحیه مورد بررسی و خطاهای ایجاد شده (B) نمونه ای از منحنی های توزیع و مکان خطاهای ایجاد شده روی نمودار. اقتباس از (Ackermann et al., 2001).

www.SID.ir
Archive of SID

زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه

کمربند زاگرس در قسمت میانی کمربند کوهزایی آلپی قرار گرفته و از جمله جوانترین کوهزادهای سنوزوئیک محسوب می شود و تغییرشکل در این کمربند در اثر همگرایی نسبی بین ورقه های عربی و ایران مرکزی از کرتاسه میانی تا پایانی بوجود آمده است (Koop and Stoneley, 1982)، این همگرایی موجب فرورانش لبه شمال خاوری اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی شده و همانند دیگر کمربندهای چین- راندگی حداکثر کوتاه شدگی را در نزدیکی ساختارهایی که دورتر از محدوده پیش کوه هستند، نشان می دهد (Sepehr and Cosgrove, 2004).

بخش Alavi (1994) و McQuillan (1973) Falcon, (1961) شمال خاوری زاگرس را پهنه ای با ساختار پیچیده همراه با سنگ های دگرگونی می دانند که به نام پهنه سنندج – سیرجان مشهور است. Farhoudi (1978) و Alavi (1994) و Sarkarnezhad and Azizi (2008) محل زمین درز تتیس جوان را بین پهنه سنندج - سیرجان و کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر می دانند. آنها بر این باورند که کمربند آتشفشانی بخشی از سیستم کمانی کوهزاد زاگرس است که با خط عمان از سیستم کمانی مکران جدا می شود. در حالی که بسیاری از دیگر زمین شناسان از جمله Stocklin (1974)، نبوی، (۱۳۵۵) (۱۳۵۹) افتخارنژاد، Berberian, (1981) و آقانباتی (۱۳۷۹) با استناد به تحولات زمین ساختی، ماگماتیسم، دگرگونی و شرایط رسوبی متفاوت دو سوی راندگی اصلی زاگرس، این گسل را بر مرز زاگرس منطبق می دانند. در این مطالعه سعی شده است محدوده ی اطراف گسل اصلی زاگرس همراه با توپوگرافی آن توأم در نظر گرفته شده به نحوی که کوه پایه ی ارتفاعات اطراف گسل راندگی اصلی زاگرس مرز در نظر گرفته می شود (شکل۳).

Tavakoli et al. (2008) بر اساس گسل های عمده و عملکرد و هندسه آنها در ناحیه زاگرس، این کمربند را به دو بخش تقسیم نموده است که عبارتند از:

۱- زاگرس شمالی، به صورت باریکه ای با وسعت کمتر نسبت به جهت کوتاه شدگی ناحیه ای به صورت مورب قرار گرفته است و در برگیرنده گسلهای راندگی موازی با کوهزایی که به وسیله مؤلفه ی امتداد لغز گسل اصلی (MRF (Main Recent Fault به سمت شمال متمایل است. امتدادلغز بودن MRF احتمالا به دلیل تقسیم شدگی استرس حاصل از حرکت مورب پلیت عربی می باشد.

۲- زاگرس مرکزی که دارای وسعت بیشتر و عمود بر راستای کوتاه شدگی حاصل از برخورد پلیت های عربی-اوراسیایی می باشد و دلیل آن نیز گسل های راندگی است که با حضور لایه ی جدایشی نمک های هرمز در عمق، کوتاه شدگی محض را متحمل می شوند (Talebian and Jackson, 2004). سیستم گسلی کازرون (KFS) زاگرس شمالی را از زاگرس مرکزی جدا می کند.

در کوهزاد زاگرس دگرشکلی پیش رونده از شمال شرق به سمت جنوب غرب نه تنها در راستای گسل جبهه کوهستان (Mountain Front Fault) بلکه در سراسر پهنه چین-روراندە زاگرس مهاجرت می کند. کمربند چین راندگی زاگرس هنوز در شرایط شبه بحرانی خود با دگرشکلی درونی متمایل به رسیدن به حالت بحرانی قرار دارد (Alavi, 2007).

Alavi (2007) ساختارهای زاگرس را بر اساس راستاهای عمومی در سه دسته به صورت ذیل تقسیم نموده است: گروه اول ساخت های خطی و گسل هایی با راستای N-S که حاصل کوهزایی پان آفریکن (۶۷۰-۵۷۰ میلیون سال قبل) هستند. گروه دوم گسل هایی با راستای NW-SE که مربوط به زمین ساخت امتدادلغز نجد با سن نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین آغازین هستند. گروه سوم در برگیرنده ساختارهایی است که در طول بازشدگی اقیانوس نئوتتیس در پرمین - تریاس به وجود آمده اند.

از لحاظ نحوه شکل گیری، گسل های زاگرس سه دسته هستند (Mobasher and Babaie, 2008). گسل های پی سنگی با سن پرکامبرین که در روند کوهزایی فعال شده و گسل های اصلی زاگرس را شامل می شوند و اغلب دارای راستای N-S و NE-SW بوده و بیشتر چین های موجود در زاگرس را که به صورت NW-SE و یا W-E جهت گیری کرده اند را قطع می کنند. بقیه گسل های زاگرس دو دسته اند، شکستگی های مرتبط با چین خوردگی و شکستگی های مرتبط با گسل های اصلی. گسل های توسعه چین (Fold Propagation Faulting) با عملکرد گسل های پی سنگی دچار چرخش و انحراف شده اند و به ۴ دسته ی موازی، عمود و دو نوع زاویه دار با محور چین تقسیم می شوند، تغییرات مکانی این نوع گسل ها به تغییرات مکانی چین دربرگیرنده آنها وابسته است. گسل های توسعه گسلی (Fault Propagation Faulting) نیز ۵ نوع R، R، T، Y وP هستند (Mobasher and Babaie, 2008).

تحلیل داده ها و بحث

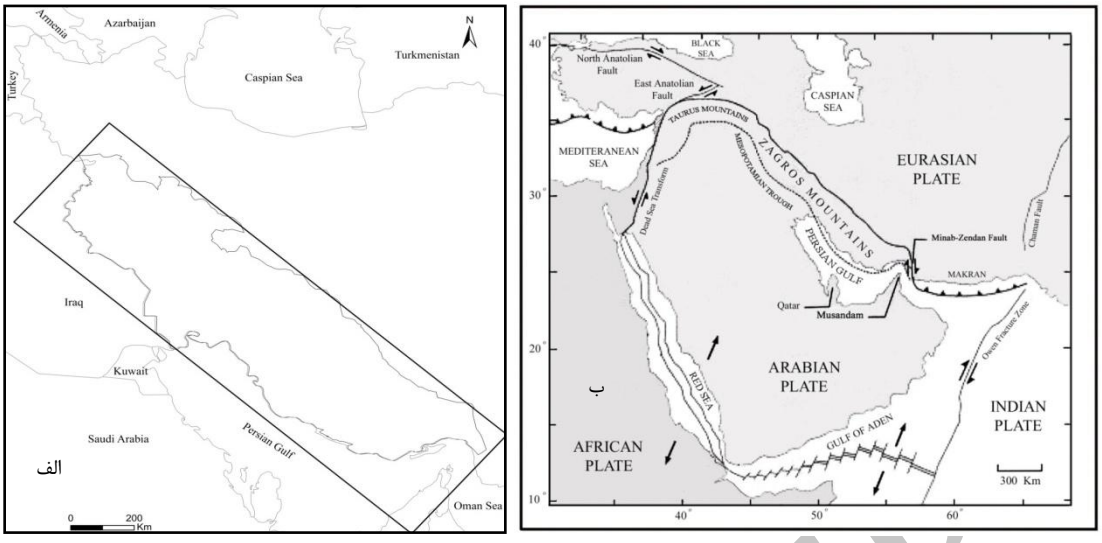
به منظور برداشت خط واره های گسلی، نقشه های زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ به وسیله نرم افزار Arc GIS 9.3 در کنار یکدیگر قرار گرفت. برای جلوگیری از خطای ترسیم گسل هایی که در دو یا چند نقشه ادامه داشتند، از نقشه هایی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی کشور استفاده گردید. به منظور گردآوری و تحلیل داده ها از نرم افزارهای Arc GIS 9.3 و ابزارهای مربوط به آن همانند Spatial Analysis و ...، SPSS، Excel و CorelDRAW12 استفاده شده است.

در مرحله بعد با استفاده از منابع زمین شناسی و مطالعات (1961) Falcon ، McQuillan (1973)، Stocklin (1968, 1974)، (1978) Berberian،Farhoudi (1981)، Alavi (1994)، (2008) Sarkarnezhad and Azizi، 1355)) نبوی، (۱۳۵۹) افتخارنژاد و (۱۳۷۹) آقانباتی و همچنین تصاویر Google Earth و مشاهده نقشه ناهمواری حاصل از آن دست به تعیین حدود مرزی زاگرس زده شد و سعی گردید حدود زاگرس به خوبی تعیین گردد. لازم به ذکر است که تاکنون حدود زاگرس به صورت دقیق و روقومی تعین نشده و این مطالعه نیز به هدف تعین حدود دقیق زاگرس صورت نگرفته است بنابراین مرز زاگرس مرزی تقریبی می باشد.

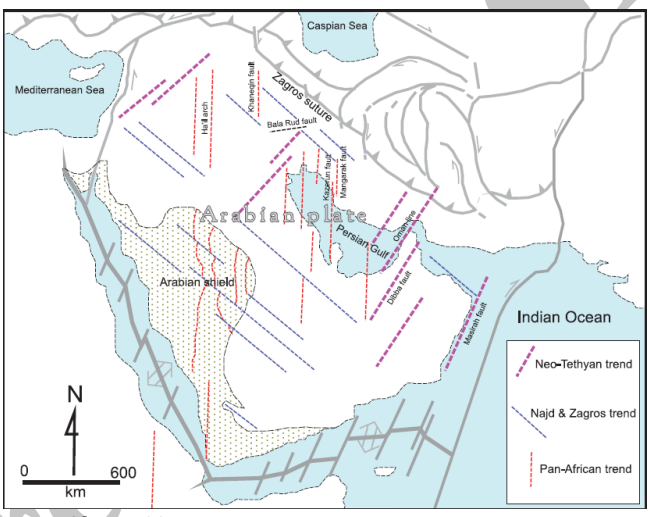
تعداد ۸۰۰۰ گسل با طول های متفاوت برداشت گردید که کوتاهترین آنها دارای طول ۰/۵ و طویلترین آنها ۱۳۴/۲ کیلومتر می باشد. محاسبه طول گسل نیز به وسیله همان نرم افزار انجام گردید (شکل ۵).

Archive of SID

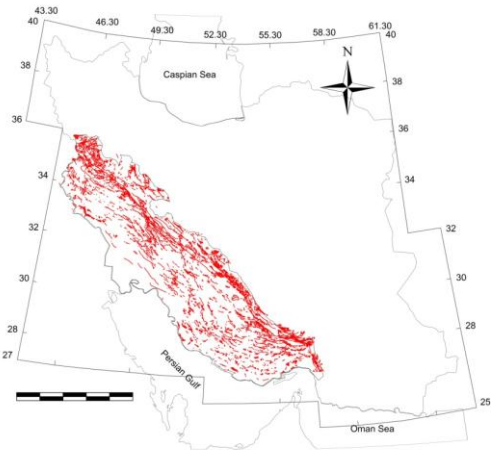
www.SID.ir



شکل ۳. (الف) موقعیت زمین ساختی کمربند چین‌خورده رانده زاگرس (Vita-finzi 2001). (ب) نمایی از ناحیه مورد مطالعه و محدوده زاگرس .



شکل ۴. راستای ساختارهای موجود در کوهزاد زاگرس (Alavi, 2007).



شکل۵. نقشه گسل های ناحیه مورد مطالعه، رسم شده بر اساس اطلاعات موجود در نقشه های ۱/۲۵۰۰۰۰ و ۱/۱۰۰۰۰۰۰ (بوسیله نرم افزار Arc GIS 9.3).

www.SID.ir

شکل (۶) نمودار فراوانی طول شکستگی ها است که از طول گسل ها و فراوانی آنها بدست می آید. این نمودار نشان می دهد که توزیع طولی شکستگی ها به صورت نرمال نمی باشد و از طول ۰/۵ کیلومتر تا ۲/۶۸ کیلومتر، افزایش تعداد شکستگی رخ می دهد و از این محدوده به بعد نزول کلی در تعداد شکستگی ها را همراه با افزایش طول می توان دید. از سوی دیگر بعد از خیز نمودار در گسل هایی با طول ۴ کیلومتر، یکنواختی در بیشتری فراوانی طولی گسل ها دیده می شود.این روند تا طول ۵۰ کیلومتر ادامه دارد اما از این طول (۵۰ کیلومتر) به بعد فراوانی بسیار نامنظم می شود به نحویکه حتی در برخی از طول ها، گسل مربوط به آن طول وجود ندارد چنین انقطاع فراوانی، در خودتشابهی گسل ها می تواند دلایل زیادی داشته باشد. (Ouillon, et al., 1996) نشان دادند که چنین انقطاع هایی در گسل های حاشیه صفحه عربی نیز وجود داشته است و دلیل آنرا به تغییردر لیتولوژی رسوبات سطحی نسبت به پی سنگی و تغییر در مکانیک لایه ها نسبت داده اند.

تحلیل توزیع فراوانی و توزیع تجمعی طولی گسل ها

توزیع طولی همانند توزیع تراکم از بررسی تعداد شکستگی های موجود در یک دسته دلخواه بدون تقسیم بر سلول های دربرگیرنده گسل ها، به صورت زیر محاسبه می گردد، اما مشاهده می شود معادله آشکار شده روی نمودار همانند رابطه توزیع تراکمی (رابطه ۳) است.

(۴

$$n(l) = \alpha l^{-a}$$

در این رابطه $n(l)$ فراوانی گسل های با طول l و α عدد ثابت که به ویژگی های مکانیکی توده سنگی بستگی دارد و a نیز ضریب توانی معادله و برابر شیب نمودار محاسبه شده می باشد (شیب خط منطبق، توان قانون توانی است). نمودار حاصل برای گسل های عمده ناحیه زاگرس به صورت زیر است (شکل ۷).

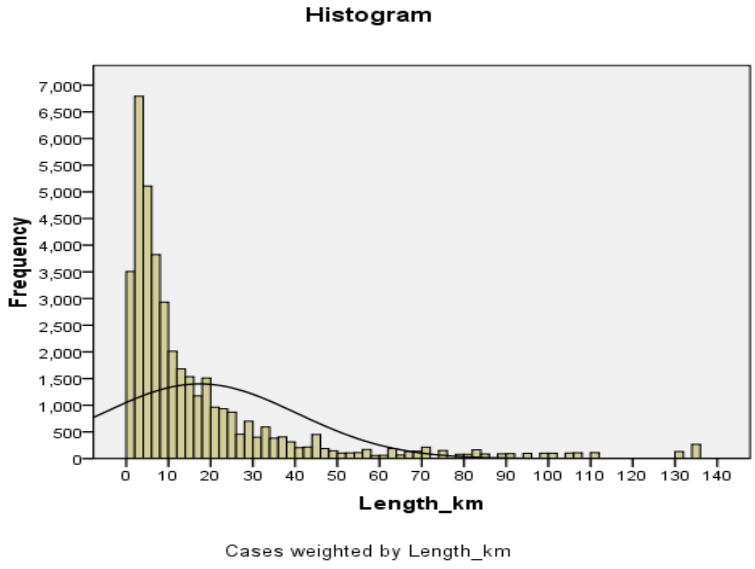
همچنان که ذکر شد، در نمودار فراوانی طولی گسل های عمده زاگرس بی نظمی هایی وجود داشت، از این رو سعی شد این فاصله به چندین دسته به صورت زیر تقسیم شوند و تحلیل توزیع طولی و توزیع تجمعی بر آنها انجام گیرد.

دسته اول:[۰/۵-۱/۵] کیلومتر

دسته دوم: [۱/۵-۴) کیلومتر

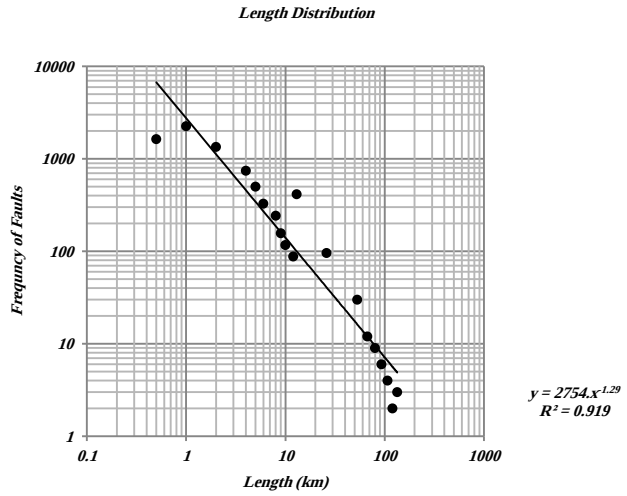
دسته سوم: [۴-۱۲/۰۶) کیلومتر

دسته چهارم: [۱۲/۰۶-۱۳۴/۲) کیلومتر

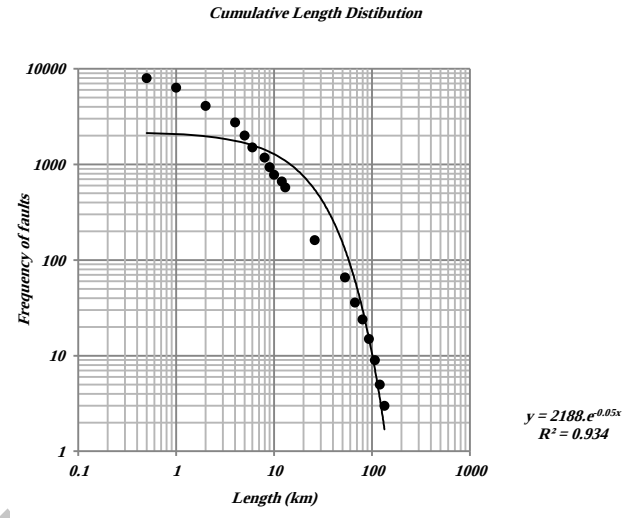


شکل۶ . نشان می دهد توزیع تجمعی طولی گسل های عمده زاگرس از توزیع نمایی پیروی می نماید و با استناد به (Acerman, 2001) نشانه ی ایجاد گسل هاحاصل از نیروی تکتونیکی عمده می باشد نه نیروهای منطقه ای.

www.SID.ir



شکل ۷. نمودار توزیع طولی گسل های عمده زاگرس و خط منطبق بر نقاط موجود.



شکل ۸. نمودار توزیع تجمعی طولی گسل های عمده ناحیه زاگرس و منحنی منطبق بر آن.

توزیع طولی دسته ها (شکل۹- الف) نشان می دهد که اولا همه دسته ها از توزیع توانی پیروی می کنند، ثانیا در دسته اول توان منفی گزارش شده و توان دسته های دوم، سوم و چهارم به ترتیب برابر ۱، ۲/۰۹ و ۲/۲۴ می باشد و دارای روند افزایشی است که نشان از تکامل زمین ساختی آنها در طول های بیشتر دارد به این معنی که گسل های که دارای طول های بزرگتر هستند نسبت به گسل هایی که طول کمتری دارند به تکامل ساختاری خود نزدیک تر شده اند.

آنچه از شکل (۹- ب) بر می آید این است که هر چهار دسته طولی، دارای توزیع تجمعی نمایی هستند و نشان می دهد هر چهار دسته طولی، در واتنش زیاد به وجود آمده اند و احتمالا همه شکستگی ها، حاصل رژیم زمین ساختی مشابه می باشند، البته دسته اول (۱/۵-۰/۱۳ کیلومتر) تطابق کمتری با توزیع نمایی دارد و احتمالا همه شکستگی ها (به نسبت کمتری در مورد دسته اول) حاصل میدان تنش زمین ساختی تقریبا مشابهی می باشند.

تحلیل تراکم فراوانی و تراکم طولی گسل ها

ابتدا شبکه ای متشکل از تعدادی چهارگوش به ابعاد یک در یک درجه جغرافیای بر روی زاگرس رسم شده است. تعداد گسل ها و مجموع طول گسل ها در هر یک از چهارگوش ها به صورت جداگانه محاسبه گردید و عدد محاسبه شده به آنها نسبت داده شد. از این اعداد نقشه هم ارزش تراکم فراوانی و تراکم طولی را تهیه نمود.

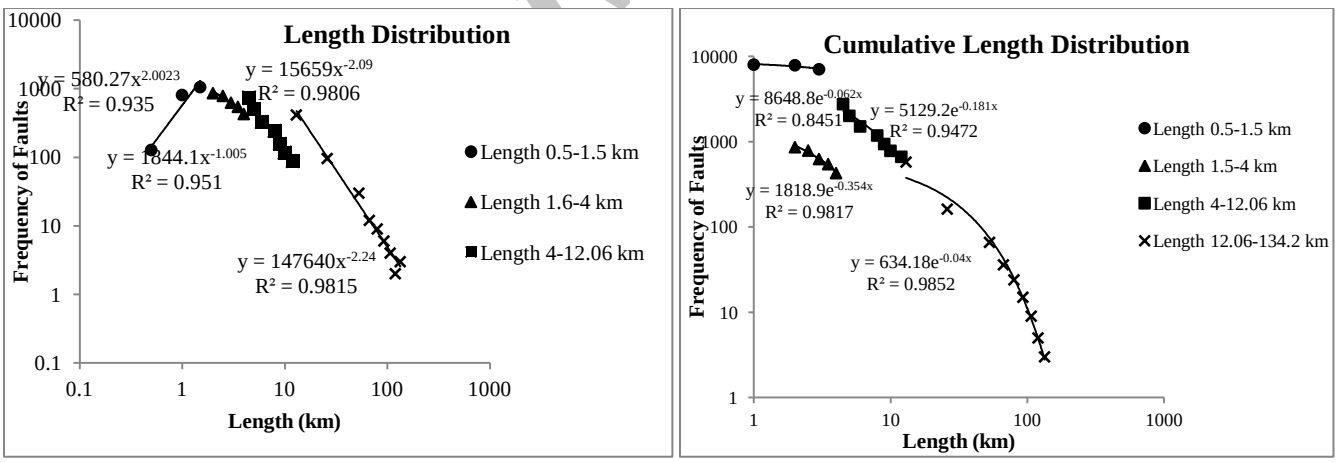
www.SID.ir

مقدار تراکم فراوانی در بازه ی ۰/۰۸۱ – ۰/۳×۱۰ $^{-۶}$ (#/Km^2) متغییر است. بیشترین مقدار تراکم در شمال شرقی زاگرس جنوبی است و مقادیر متوسط تراکم بر شمال غرب زاگرس شمالی منطبق می باشد. بیشترین فراوانی تراکم در بازه ۰/۰۱۶-۰/۳×۱۰ $^{-۶}$ (#/Km^2) قرار دارد که عمده مساحت زاگرس را دربر گرفته است (شکل۱۰- الف). مقدار تراکم طولی نیز بین مقادیر ۰/۲۹- ۰/۱۸×۱۰ $^{-۵}$ (km^{-1}) متغییر می باشد. تراکم طولی به موازات زمین درزکوهزاد، در مناطق مختلف بیشترین مقدار را دارد. بازه ۰/۰۱۱- ۰/۰۵۸(km^{-1}) دارای فراوانی غالب مقدار تراکم طولی می باشد و مساحت زیادی از زاگرس دارای این تراکم طولی می باشد (شکل ۱۰- ب).

با روی همدیگر قرار دادن نقشه های تراکم فراوانی و تراکم طولی زاگرس به هدف تهیه نقشه ای که تراکم فراوانی و تراکم طولی را با هم نشان دهد، نقشه (شکل۱۱)تهیه شد. این نقشه پراکندگی مکان هایی که دارای تراکم فراوانی و تراکم طولی به همراه هم هستند را در منطقه زاگرس به وضوح نشان داد.

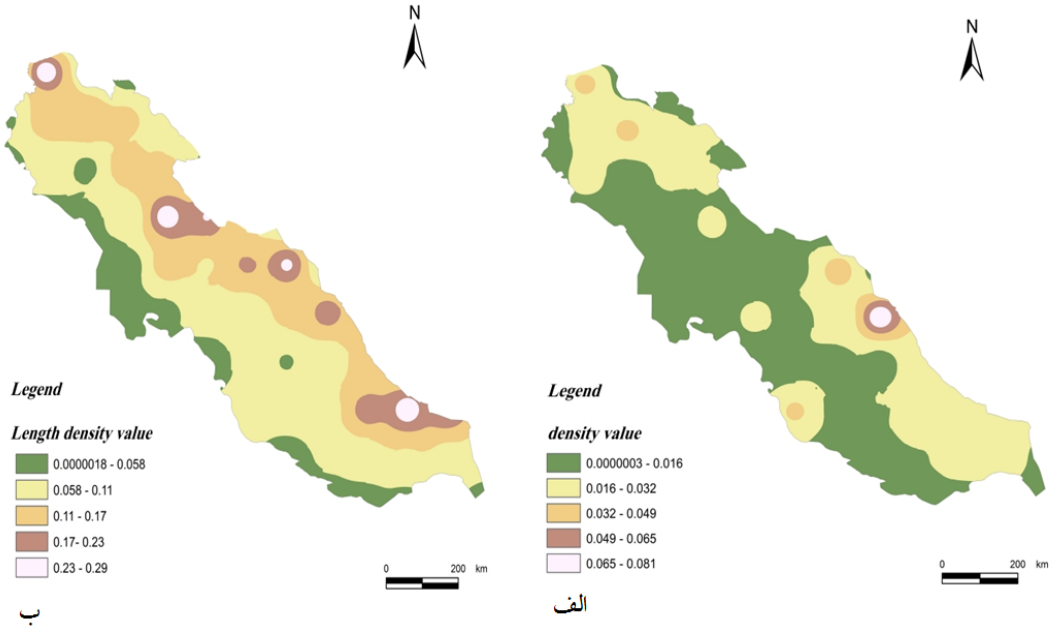
برای توزیع تراکم، تراکم شکستگی ها در طول های مشخص محاسبه گردیده به این ترتیب ابتدا طول های دسته بندی شده در تحلیلهای قبلی را به صورت لایه هایی مجزا جدا کرده و سپس تعداد گسل ها، مجموع طولی آنها در هر لایه و مساحت کل زاگرس محاسبه می شد. در ادامه تراکم و تراکم طولی را به ترتیب از تقسیم تعداد گسل های هر لایه بر مساحت زاگرس و مجموع طولی گسل های هر لایه بر مساحت زاگرس اندازه گیری می شد و مقادیر محاسبه شده را روی نمودار لگاریتمی-لگاریتمی طول و تراکم یا تراکم طولی انداخته و تابع توزیع آن برآورد گردید. از این داده ها برای تهیه نقشه ی توزیع تراکم و تراکم طولی گسل های عمده زاگرس استفاده می شود. توزیع تراکم گسل های عمده زاگرس به صورت الگوی توانی با ضریب توانی ۱/۱۷ می باشد (شکل۱۲- الف) و تراکم طولی گسل ها توزیع خاصی را نشان نمی دهد (شکل ۱۲- ب).

توزیع تجمعی تراکم گسل های عمده زاگرس، تابع توانی با ضریب توانی ۱/۳۹ و توزیع تجمعی تراکم طولی، تابع نمایی را آشکار می کند (شکل ۱۳). همانطور که از شیب نمودارها نیز مشاهده می شود بر تعداد گسل ها بیشتر از طول آنها افزوده شده است، از سوی دیگر با توجه به نظر (Ackerman ,2001) تابع نمایی توزیع تجمعی، نشان دهنده ی شکل گیری گسل ها در نیروی های تکتونیکی عمده می باشد، با توجه به مطالب فوق گمان می رود که میدان تنشی قابل توجه فعال در ناحیه مورد مطالعه گسل های متعددی با طول های کم (بیشترین فراوانی را دسته های ۲ و ۳ دارند که در بین آنها نیز دسته دوم از همه پر تعداد تر است) در منطقه به وجود آورده است. بنا براین تعامل بین نیروهای زمین ساختی و وضعیت لیتولوژی ناحیه زاگرس به گونه ای بوده است که ایجاد گسل های جدید نسبت به رشد و افزایش طول گسل های اولیه در اولویت قرا گرفته است. به نظر می رسد بر اساس مطالعاتی که پیرامون چین خوردگی ها و گسلش بزرگ مقیاس در ناحیه زاگرس به عمل آمده استانجام شده است، پیدایش چین ها و گسل های عمده در ایجاد گسل هایی که بیان شد، نقش اساسی ایفا کرده اند (McQuillan, 1973,1974; Gholipour, 1998; Stephenson et al., 2007; Wennberget al., 2007; Ahmadhadi et al., 2007, 2008; Mobasher and Babaie, 2008; Lacombe et al., 2011).

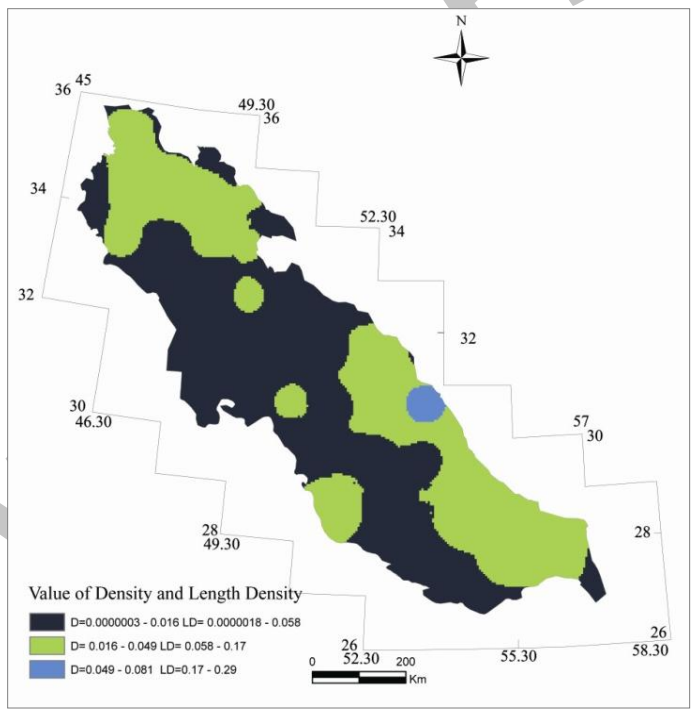


شکل ۹. نمودارهای توزیع فراوانی (الف) و توزیع تجمعی طولی (ب) گسل های عمده برای چهار دسته طولی.

www.SID.ir

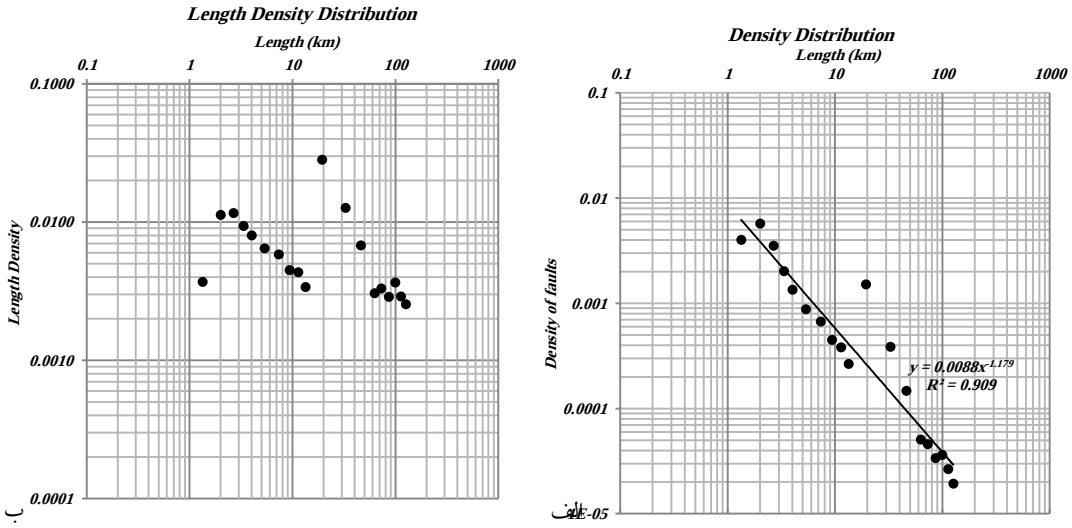


شکل ۱۰. نقشه تراکم فراوانی (الف) و تراکم طولی (ب) گسل های عمده در ناحیه زاگرس.

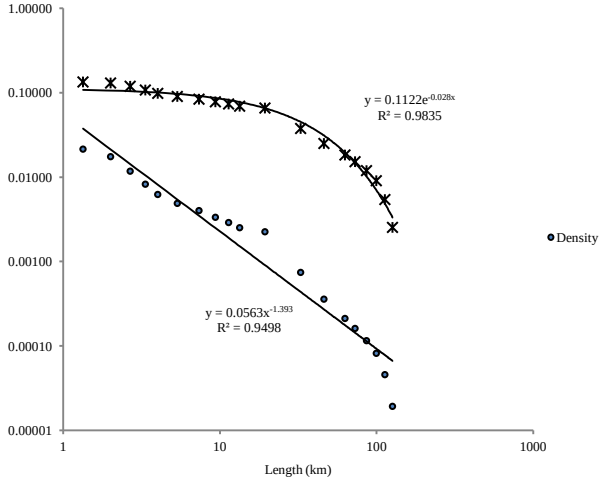


شکل ۱۱. نمایی از انطباق توزیع تراکم و تراکم طولی و برآورد اشتراک آنها.

www.SID.ir



شکل ۱۲. نمودارهای توزیع های تراکم (الف) وتراکم طولی (ب) گسل ها در ناحیه زاگرس و برآورد منحنی مربوط به آن.



شکل ۱۳. نمودار توزیع تجمعی تراکم فراوانی و تراکم طولی گسل های زاگرس

نتیجه گیری

تعداد کل گسل های به دست آمده از نقشه های ۱/۲۵۰۰۰۰ و ۱/۱۰۰۰۰۰۰ در ناحیه زاگرس برابر ۸۰۰۰ عدد، کمترین طول ۰/۵ و بیشترین ۱۳۴/۲ کیلومتر، میانگین طولی آنها ۵/۰۵ کیلومترمی باشد. نمودار فراوانی گسل های عمده زاگرس نشان می دهند که دو طول، مرزهای فراوانی گسل ها می باشند، طول ۴ کیلومتر و طول ۵۰ کیلومتر.

در طول کوچکتر از ۴ کیلومتر خطای برداشت داده بیشتر می باشد و با استفاده از مقیاس های کوچکتر نقشه ها، می توان دقت را افزایش داد اما در طول بزرگتر از ۵۰ کیلومتر در چندین بازه طولی، نبود داده وجود دارد و می تواند به ویژگی های مکانیکی سنگ های ناحیه زاگرس یا دیگر ویژگی های ساختاری منطقه مربوط باشد، همانند آنچه (Ouillon and Sornette, 1996) برای پلیت عربی مشاهده کردند که چنین رخدادی به تغییر مکانیکی لایه های رسوبی سطحی و پی سنگی ارتباط داشت.

البته، انتظار تطابق چنین حالتی بدون مطالعه برای زاگرس، درست نمی باشد اما با توجه به هم محیط بودن زاگرس و پلیت عربی دور از انتظار نمی باشد.

مطالعات انجام شده نشان داد که گسل های زاگرس دارای توزیع طولی توانی با ضریب توانی ۱/۲۹ می باشد. مقادیر بیشتر ضریب توانی و به تبع آن افزایش شیب نمودار توزیع توانی بیان کننده ی این موضوع است که در سیستم های تنشی تقریبا مشابه گسل های کوچکتر نسبت به گسل های بزرگتر اهمیت بیشتری دارند (Ackerman ,2001). بنابراین با توجه به ضریب توانی بدست آمده به نظر می رسد گسل های کوچکتر از نظر رشد تکاملی نسبت به گسل های بزرگتر از اهمیت بیشتری برخوردارند.توزیع تجمعی طول گسل های عمده زاگرس تابع نمایی را نشان می دهند و نشانه ی ایجاد گسل ها در نیروی های تکتونیکی عمده می باشند.

پس از اینکه طول گسل های زاگرس به ۴ دسته تقسیم شد، توزیع طولی دسته ها نشان داد که اولاً همه دسته ها از توزیع توانی پیروی می کنند؛ ثانیا در دسته اول ضریب توانی منفی گزارش شده (۲/۰۰۲-) و دیگر دسته ها ضریب توانیشان به ترتیب به صورت ۱، ۲/۰۹ و ۲/۲۴ در دسته های دوم، سوم و چهارم افزایش می یابد که نشان از تکامل زمین ساختی آنها دارد. بدان معنی که دسته چهارم (بزرگترین طول ها) تکامل یافته ترین و کمتر از سه دسته ها در نیروهای

www.SID.ir

تکتونیکی کوچکتر شرکت می کنند یا ممکن است اصلا شرکت نکنند. همچنین توزیع تجمعی طولی این دسته ها نشان داد که هر چهار دسته طولی دارای توزیع نمایی و در نتیجه در واتنش زیاد به وجود آمده اند که البته دسته اول (۱/۵-۰/۵ کیلومتر) تطابق کمتری با توزیع نمایی دارد و احتمالاً بیشتر شکستگی ها (کمتر دسته اول) حاصل میدان تنش زمین ساختی تقریبا مشابهی می باشند. تراکم و تراکم طولی گسل های زاگرس به نوبه خود نوعی الگوی مکانی فراوانی و طول گسل ها را نشان می دهند. مقدار تراکم در بازه ی ۰/۰۸۱ – $۰/۳\times۱۰^{-۶}$ ($\#/Km^2$) و مقدار تراکم طولی بین مقادیر ۰/۲۹- $\times ۱۰^{-۵}$ ۰/۱۸ (km^{-1}) در تغییر است. بیشترین مقدار تراکم در شمال شرقی زاگرس جنوبی است و مقادیر متوسط تراکم بر شمال غرب زاگرس شمالی منطبق می باشد. بیشترین فراوانی تراکم در بازه ۰/۰۱۶-$۰/۳\times۱۰^{-۶}$ ($\#/Km^2$) قرار دارد که عمده مساحت زاگرس را در بر گرفته است. توزیع تراکم گسل های عمده زاگرس به صورت توانی با ضریب توانی ۱/۱۷ می باشد و تراکم طولی گسل ها توزیع خاصی را نشان نمی دهد. توزیع تجمعی تراکم گسل های عمده زاگرس تابع توانی با ضریب توانی ۱/۳۹ و توزیع تجمعی تراکم طولی تابع نمایی را آشکار کرد. از مقایسه شیب و ماهیت این دو نمودار می توان چنین استنباط کرد که بر تعداد گسل ها بیشتر از طول آنها افزوده شده است. به طور خلاصه مدل ریاضی توزیع گسل های بزرگ مقیاس (عمده) ناحیه زاگرس در انواع پارامترها مورد مطالعه قرار گرفت و رفتار ریاضی بدست آمده از آنها و همچنین از زیر دسته های طولی گسل ها به صورت کمی و ریاضی بررسی شد که نشان می دهد احتمالا طول های بزرگتر از بازه طولی دسته اول، همگی حاصل یک رژیم زمین ساختی واحد و عمده می باشند بعلاوه نشان داده شد که طول های کوچکتر نسبت به طول های بزرگتر در تکامل زمین ساختی زاگرس نقش مهمتری دارند بدین معنی که طول های بزرگتر ، کمتر از طول های کوچکتر در فعالیت های زمین ساختی شرکت می کنند و نیروهای زمین ساختی بیشتر بر روی طول های کوچکتر اثرگذار می باشند و در نهایت تعامل بین نیروهای زمین ساختی و وضعیت لیتولوژی ناحیه زاگرس به گونه ای بوده است که ایجاد گسل های جدید نسبت به رشد و افزایش طول گسل های اولیه در اولویت قرا گرفته است.

سپاسگزاری

نگارندگان این مقاله برخود لازم می دانند از راهنمایی های آقای دکتر Guy Ouillon تشکر و قدردانی نمایند. همچنین از زحمات و کمک های Dr. Reda Samy ، دکتر غبیشاوی ودکتر رحمانی سپاسگزاری می شود. در پایان از آقایان مهندس امید بایزیدی و مهندس محمد مهرانفر که در گردآوری داده های این تحقیق یاری داده اند، تشکر می نماییم.

منابع

افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹،تفکیک بخش های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه های رسوبی، تهران: نشریه انجمن نفت ایران، شماره ۸۲، ص ۲۸-۱۹.

آقانباتی، ع.، ۱۳۷۹،پهنه‌های رسوبی ساختاری عمده ایران، تهران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

جان فروند، ترجمه عمیدی، ع. و وحیدی‌اصل، م.، ۱۳۸۷،آمار ریاضی، ، تهران: مرکز نشر دانشگاهی.

Ackermann, R. V., Schlische, R. W., Withjack, M. O., 2001, The geometric and statistical evolution of normal fault systems: an experimental study of the effects of mechanical layer thickness on scaling laws, Journal of Structural Geology, Vol. 00, pp. 0-0.

Ahmadhadi, F., Lacombe, O., Daniel, J. M., 2007, Early reactivation of basement faults in Central Zagros (SW Iran): evidence from pre-folding fracture populations in the Asmari Formation and Lower Tertiary paleogeography. In Thrust Belts and Foreland Basins; From fold kinematics to hydrocarbon systems, Journal of Earth Sciences pp. 205–28.

Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretations, Journal of Tectonophysics, Vol. 229, pp. 211-238.

Alavi, M., 2007, Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran, American Journal of Science, Vol. 307, pp. 1064–1095.

Berberian, M., 1981, Active Faulting and Tectonics of Iran, In: H. K. Gupt and F. M. Delany (editors)-Zagros-Hindukush–Himalaya Geodinamic Evolution.

Bour, O., Davy, P., 1997, Connectivity of random fault networks following a power-law fault length distribution, Water esour. Res., Vol. 33, No.7, pp.1567-1583.

Bour, O., Davy, Ph., Darcel, C., Odling, N., 2001, A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multi-scale mapping of a joint network (Hornelen Basin, Norway), Journal of Geophysical Research, Vol.107, pp. 1-11.

Carbotte, S. M., McDonald, K. C., 1994, Comparison of seafloor tectonic fabric at intermediate, fast, and super fast spreading ridges: Influence of spreading rate, plate motions, and ridge segmentation on fault patterns, Journal of J. eophys. Res., Vol. 99,pp. 13609 –13631.

Castaing, C., Halawani, M.A., Gervais, F.. Chilès, J.P., Genter, A., Bourgine, B., Ouillon, G., Brosse, J.M., Martin, P., Genna, A., Janjou, D., 1996, Scaling relationships in intraplate fracture systems related to Red Sea rifting, Journal of Tectonophysics, Vol. 261, pp. 291–314.

Chile`s, J.P., 1988, Fractal and geostatistical methods for modeling of a fracture network, Journal of Mathematical Geology, Vol. 20, No. 6, pp. 631–654.

Cowie, P. A., Sornette, D., Vanneste, C., 1995, Multifractal scaling properties of a growing fault population, Journal of Geophys. J. Int., Vol. 122, pp. 457–469.

Cowie, P., Scholz, C. H., Edwards, M., Malinverno, A.,1993b, Fault strain and seismic coupling on mid-ocean ridges, Journal of J. Geophys. Res., Vol. 98, pp. 17911–17920.

www.SID.ir
Archive of SID

Cruden, D. M., 1977, Describing the size of discontinuities, Journal of Int. J.Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr., Vol. 14, pp. 133–137.

Davy, P.,1993, On the fault-Length frequency distribution of the San Andreas fault system, Journal of Geophysical Research, Vol. 98, No. 12, pp.141– 151.

Davy, P., Main, I., Cowie, P., Berkowitz, B., 2001, Scaling of fracture systems in geological media, Journal of Reviews of Geophysics, Vol. 39, No. 3, pp.347–383.

Dershowitz, W. S., Einstein, H. H., 1988, Characterizing rock joint geometry with joint system models, Journal of Rock Mech. Rock Eng., Vol. 21, pp. 21–51.

Dinger, A. (1999), Lectures collection.

Einstein, H. H. and Baecher, G. B., 1983, Probabilistic and statistical methods in engineering geology, Journal of Rock Mech. Rock Eng., Vol. 16, pp. 39–72.

Falcon, N.L., 1961, Major earth-flexing in the Zagros Mountains of southwest Iran, Journal of Quarterly Journal Geological Society of London, Vol. 117, pp. 367-376.

Farhoudi, G., 1978, A Comparison of Zagros Geology to Island Arcs, Journal of Geology, Vol. 86, No. 3, pp. 323-334.

Gholipour, A.M., 1998, Patterns and structural positions of productive fractures in the Asmari reservoirs, Southwest Iran, Journal of Canadian Petroleum Technology, Vol. 37, pp. 44–50.

Hudson, J. A., Priest, S. D., 1979, Discontinuities and rock massgeometry, Journal of. Mech. Min. Sci. Geomech., Vol.16, pp. 339– 362.

Hudson, J. A., Priest, S. D., 1983, Discontinuity frequency in rock masses, Journal of Mech. Min. Sci. Geomech., Vol. 20, pp. 73–89.

Koike, K., Ichikawa, Y., 2006, Spatial correlation structures of fracture systems for deriving a scaling law and modeling fracture distributions, Journal of Computers & Geosciences, Vol. 32, pp. 1079-1095.

Koop, W.J., Stoneley, R., 1982, Subsidence History of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences, Vol. 305, pp. 149-168.

Lacombe, O., Bellahsen, N., Mouthreau, F., 2011, Fracture patterns in the Zagros Simply Folded Belt (Fars, Iran): constraints on early collisional tectonic history and role of basement faults, Journal of Combridge, pp. 1-24.

McQuillan, H., 1973, Small-scale fracture density in Asmari Formation of Southwest Iran and its relation to bed thickness and structural setting." Journal of American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 57, pp. 2367– 85.

McQuillan, H., 1974, Fracture patterns on Kuh-e Asmari Anticline, Southwest Iran, Journal of American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 58, pp. 236–46.

Mobasher, K., Babaie, H., 2008, Kinematic significance of fold- and fault-related fracture systems in the Zagros mountains, southern Iran, Journal of Tectonophysics, Vol. 451, pp.156–69.

Mostafa, E. M., Qari, M. Y. H.T., 1995, An exact technique of counting lineaments, Journal of Engineering Geology, Vol. 39, pp.5-16.

Nieto-Samanigo, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Tolson, G., Oleschko K., Korvin, G., Xu, S.S., Perez-venzor, J.A., 2005, Spatial distribution , scaling and self-similar behavior of fracture arrays in the Los Planes fault ,Baja California Sur, Mexcio, Journal of Pure and Applied Geophysics, Vol. 162, pp. 805-826.

Nur, A., 1982, The origin of tensile fracture lineaments, Journal of Structural Geology, Vol. 4, pp. 31–40.

Odling, N.E., Gillespie, P., Bourgine, B., Castaing, C., Chilès, J.P., Christensen, N.P., Fillion, E., Genter, A., Olsen, C., Thrane, L., Trice, R., Aarseth, E., Walsh, J.J., Watterson, J., 1999, Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs, Journal of Petroleum Geoscience, Vol. 5, pp. 373–384.

Ouillon G., Castaing, C., Sornette, D., 1996, Hierarchical geometry of faulting, Journal of geophysical research, Vol. 101, NO. B3, pp. 5477-5487.

Ouillon G., Sornette, D., Castaing, C., 1995, Organization of joints and faults from I to 100 scales revealed by Optimized Anisotropic Wavelet Coe/ficient Method and Multifractal analysis, Journal of Nonlinear Processes in Geophysics, pp. 158-177.

Ouillon, G., Sornette, D., 1996, Unbiased multifractal analysis Application to fault patterns, Journal of Geophysical research letters, Vol. 23, NO. 23, pp. 3409.

Peacock, D.C.P., Mann, A., 2005, Evaluation of the controls on fracturing in reservoir rocks." Journal of Petroleum Geology, Vol. 28, No. 4, pp. 385–396.

Priest, S. D., Hudson, J. A., 1981, Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys, Journal of Rock Mech. Min. Sci. Geomech., Vol. 18, pp. 183–197.

Rouleau, A., Gale, J. E., 1985, Statistical characterization of the fracture system in the Stripa granite, Sweden, Journal of Rock Mech. Min. Sci. Geomech., Vol. 22, pp. 353–367.

Segall, P., Pollard, D. D., 1983, Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada, Journal of Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 94, pp. 563-575.

Sepehr, M., Cosgrove, J. W., 2004, Structural framework of the Zagros Fold–Thrust Belt, Iran, Journal of Marine and Petroleum Geology, Vol. 21, pp. 829–843.

Archive of SID

www.SID.ir

Stephenson, B. J., Koopman, A., Hillgartner, H., Mcquillan, H., Bourne, S., Noad, J. J., Rawnsley, K., 2007, Structural and stratigraphic controls on fold-related fracturing in the Zagros Mountains, Iran: implications for reservoir development. In Fractured Reservoirs, Journal of Geological Society of London, Special Publication, No. 270, pp.1–21.

Stocklin, J., 1968, Structural histoty and tectonics of Iran: a review, AAPG Bulletin, No. 52, pp. 1229-1258.

Stocklin, J.,1974, Possible Ancient Continental Margins in Iran, Journal of Geology of the Continental Margins. Springer. New York, pp. 873-887.

Talebian, M., Jackson, J., 2004, A reappraisal earthquake focal mechanism and active shortnining in the Zagros mountain of Iran, Geophysics Journal, Vol. 156, pp. 506-526.

Tavakoli, F., Walpersdorf , A., Authemayou, C., Nankali, H.R., Hatzfeld, D., Tatar, M., Djamour, Y., Nilforoushan, F., Cotte, N., 2008, Distribution of the right-lateral strike–slip motion from the Main Recent Fault to the Kazerun Fault System (Zagros, Iran): Evidence from present-day GPS velocities, Journal of Earth and Planetary Science Letters, Vol. 275, pp. 342-347.

Turcotte, D.L., 1986, A fractal model for crustal deformation, Journal of Tectonophysics, Vol. 132, pp. 261- 269.

Twiss, R. J., Moores, E. M., 2001, Structural geology, New York: W.H. Freeman and Company.

Vita-Finzi, C., 2001, Neotectonics at the Arabian Plate Margins, Journal of Structural Geology, Vol. 23, pp. 521-530.

Webster, R., Oliver, M. A., 2007, Geostatistics for Environmental Scientists, British: John Wiley & Sons, Ltd,. 2nd Edition.

Wennberg, O. P., Svana, T., Azizzadeh, M., Aqrawi, A. M., Brockbank, P., Lyslo, K. B., Ogilvie, S., 2007, Fracture intensity vs. mechanical stratigraphy in platform top carbonates: the Aquitanian of the Asmari Formation, Khaviz Anticline, Zagros, SW Iran." Journal of Petroleum Geoscience, Vol. 12, pp. 235–45.

Zazoun, R. S. 2008, The Fadnoun area, Tassili-n-Azdjer, Algeria: Fracture network geometry analysis, Journal of African Earth Sciences, No. 50, pp. 273–285.

Archive of SID

www.SID.ir