

ارزیابی زمین ساخت فعال گسل‌های جنوب خاوری شهر همدان

محبوبه سلیمی؛ دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

رضا علیپور*؛ استادیار زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۶/۳۱

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۱۸

چکیده:

گسل‌های سیاه‌کمر-علوی، یلفان-ارزانفود، کشین-سیمین، تفریجان-منگاوی و انجلاس-ورکانه با راستای عمومی شمال باختری-جنوب خاوری در بخش‌های جنوبی و جنوب خاوری شهر همدان رخنمون دارند و پایانه شمال باختری برخی از این گسل‌ها مستقیماً وارد حریم شهر شده است. از نظر جایگاه ساختاری این گسل‌ها در پهنه سنج-سیرجان و در مجاورت رشته کوه‌های الوند قرار گرفته‌اند. در این مطالعه، با استفاده از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی و الگوی فرکتالی حاکم بر گسل‌ها، فعالیت نسبی تکتونیکی این گسل‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. با استفاده از الگوی فرکتالی، تراکم سیستم گسلی به طور دقیق در بخش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه، مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین شاخص‌های ریخت‌سنجی عدم تقارن حوضه زهکشی، انتگرال ارتفاع سنجی، گرادیان طول رودخانه، تقارن توپوگرافی عرضی و شکل حوضه در منطقه مورد مطالعه اندازه‌گیری و سپس این شاخص‌ها به کمک تحلیل‌های سلسله‌مراتبی و وزن‌دهی، تلفیق و نقشه‌نهایی فعالیت نسبی تکتونیکی تهیه شده است. نتایج تحلیل‌های فرکتالی شکستگی‌ها نشان می‌دهد که افزایش بعد فرکتالی در بخش مرکزی تا جنوب باختری منطقه مورد مطالعه، نشان از پویایی بیشتر زمین‌ساختی و کاهش این مقدار در بخش‌های شمالی تا شمال خاوری نشان از بلوغ زمین‌ساختی بیشتری دارد. نقشه‌نهایی فعالیت نسبی تکتونیکی نیز نشان می‌دهد که بیشتر حوضه‌های بخش مرکزی تا جنوب باختری فعالیت نسبی تکتونیکی بالایی داشته و در کلاس یک طبقه‌بندی شده‌اند. همچنین در این نقشه، بیشتر مناطق دارای کلاس دو و سه با فعالیت نسبی تکتونیکی متوسط و پایین منطبق بر بخش‌های خاوری منطقه مورد مطالعه است. در واقع مناطق شهری و پیرامونی شهر همدان به ویژه بخش‌های جنوبی شهر، فعالیت نسبی تکتونیکی مقادیر بالایی نشان می‌دهند.

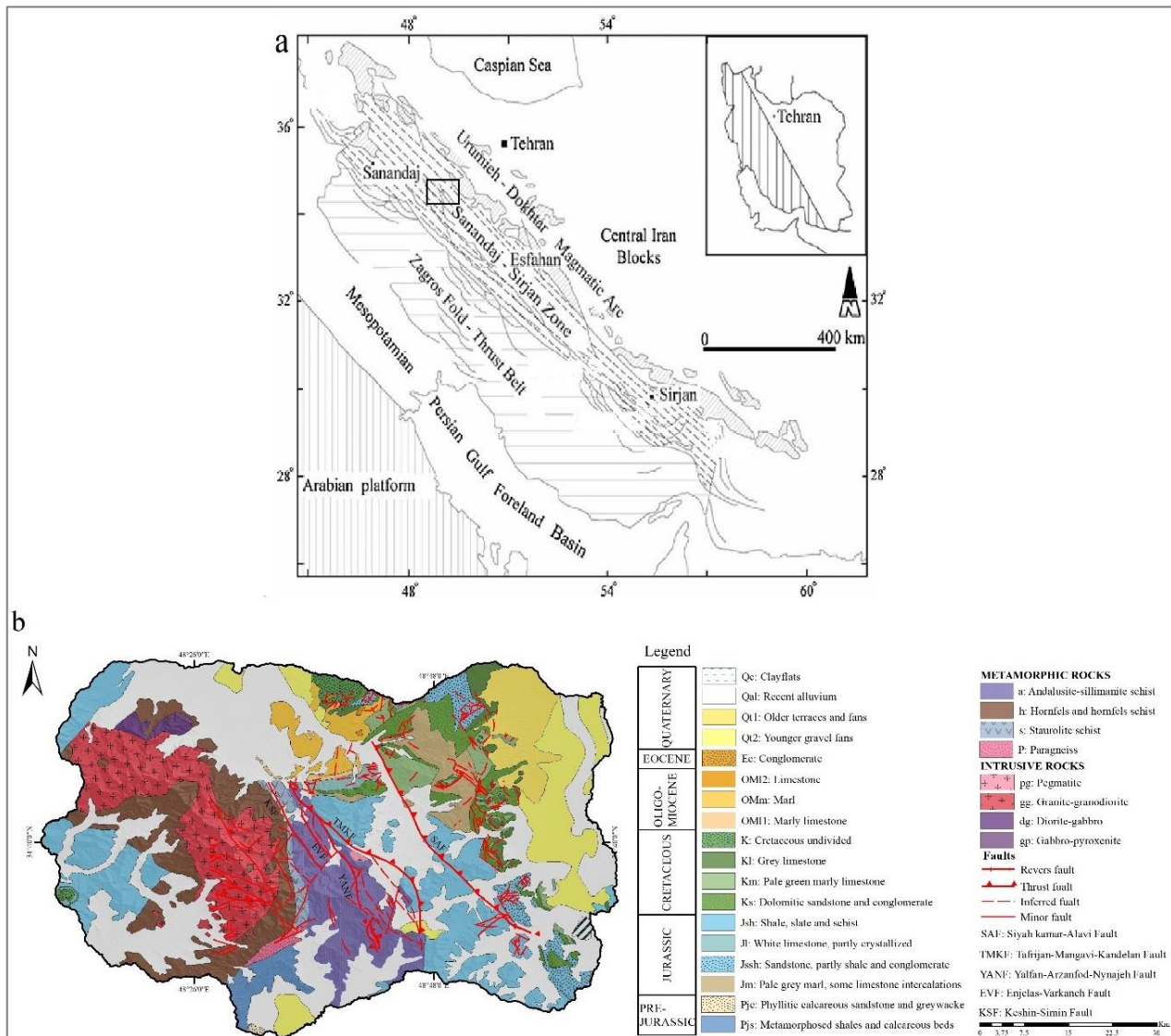
واژگان کلیدی: ارزانفود، ریخت زمین ساخت، فرکتال، عدم تقارن، ورکانه.

مقدمه

فلات ایران در بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا قرار گرفته و از لحاظ جایگاه ساختاری یکی از مناطق فعال جهان است که وقوع زمین‌لرزه‌های با شدت کم و زیاد این موضوع را تایید می‌کند (Berberian and King, 1981; Allen et al., 2004; Agard et al., 2005). کوهزاد زاگرس در بخش باختری فلات ایران و در اثر همگرایی و برخورد لبه شمالی صفحه عربی با اوراسیا و بسته شدن اقیانوس نتوتیس ایجاد شده است (Berberian, 1983; Agard et al., 2011). این همگرایی دارای دو مؤلفه است که یک مؤلفه به موازات روند شمال‌باختر جنوب‌خاور زاگرس و عامل لغزش راستالغز راستگرد روی سیستم گسل‌های امتدادلغزی همچون گسل جوان اصلی است. مؤلفه دیگر، عمود بر روند زاگرس بوده و باعث ایجاد چین‌ها و گسل‌های معکوس و راندگی شده است (Vernant et al., 2004). همچنین از نظر ویژگی‌های زمین‌شناسی از شمال‌خاور به جنوب‌باختر، کوهزاد زاگرس به سه پهنه سندنج-سیرجان (شامل سنگ‌های دگرگون‌شده)، زمین‌درز زاگرس (شامل ورقه‌های رانده رادیولاریت، آهک بیستون و افیولیت) و پهنه چین و راندگی زاگرس (شامل کمربند زاگرس چین‌خورده ساده خارجی و کمربند زاگرس مرتفع داخلی) تقسیم‌بندی شده است (Mohajjel and Fergusson, 2014). منطقه مورد مطالعه در پیرامون شهر همدان از نظر جایگاه ساختاری در پهنه سندنج-سیرجان قرار گرفته و مؤلفه عمود بر روند زاگرس باعث تشکیل گسل‌های معکوس زیادی شده است. یکی از روش‌های شناسایی فعالیت نسبی تکتونیکی گسل‌ها، ارزیابی شاخص‌های ریخت‌سنجی و تحلیل ابعاد فرکتالی گسل‌ها می‌باشد، که می‌توان فعالیت زمین‌ساختی منطقه را بررسی کرده و سهم نیروها و حرکات فعال زمین‌ساختی را مشخص ساخت (Keller and Pinter, 2002). شواهد زمین‌ریختی به دو صورت کمی و کیفی قابل ارزیابی است که ارزیابی کمی تحت عنوان ریخت‌سنجی مرسوم بوده و در آن با استفاده از پارامترهای هندسی، شاخص‌های متفاوتی تعریف می‌شود که از شاخص‌ها برای ارزیابی یک عارضه و نیز مقایسه عوارض با یکدیگر استفاده می‌شود (Molin et al., 2004). استفاده همزمان از تمام این مطالعات می‌تواند تحلیل درست با ضریب خطای کمتری به وجود آورد و بنابراین شاخص‌های ریخت‌سنجی می‌توانند معیاری کارآمد برای ارزیابی سریع و تشخیص زمین‌ساخت‌فعال مناطق وسیع به کار گرفته شود (Ramirez, 1998). همچنین با استفاده از روش تحلیل ابعاد فرکتالی علاوه بر آن که می‌توان نحوه توزیع، تراکم و جهت‌گیری گسل‌ها را معین نمود، میزان پویایی زمین‌ساخت منطقه را نیز مشخص کرد. گسل‌های متعددی در بخش جنوب‌خاوری شهر همدان رخنمون داشته و عموماً دارای سازوکار معکوس بوده و پایانه شمال باختری برخی از آنها وارد محیط شهری شده است. این گسل‌ها شامل گسل سیاه‌کمر-علوی، یلفان-ارزانفود، کشین-سیمین، تفریجان-منگاوی و انجلاس-ورکانه است (شکل ۱). تاکنون مطالعه ساختاری و ریخت-زمین‌ساختی دقیقی بر روی این گسل‌ها انجام نگرفته و محدود مطالعات انجام شده در منطقه مورد مطالعه در ارتباط با معرفی کلی گسل‌ها یا بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی پیرامون کوه الوند بدون ارتباط با ساختارها و گسل‌های اصلی بوده است (حسینی‌دوست، ۱۳۸۸). لذا هدف از این پژوهش بررسی شواهد ریخت‌زمین‌ساختی مرتبط با گسل‌های جنوب‌خاوری همدان با استفاده از الگوی فرکتالی گسل‌ها و اندازه‌گیری شاخص‌های ریخت-سنجی و برداشت‌های صحرایی است.

جایگاه ساختاری و سنگ شناسی

از نظر جایگاه ساختاری، شهر همدان و مناطق پیرامونی در پهنه سنندج-سیرجان قرار گرفته است. این پهنه، یکی از واحدهای تکتونیکی اصلی کوهزاد زاگرس با پهنای ۲۵۰-۱۵۰ کیلومتری، از ناحیه بتلیس ترکیه است که در شمال باختر شروع و با درازای حدود ۲۰۰۰ کیلومتری در جنوب خاور در سراسر پهنه برخوردی زاگرس تا فرورانش مکران ادامه دارد (Agard et al., 2005). پهنه سنندج - سیرجان با فازهای دگرگونی مهم و کوهزایی‌های مربوط به دوران سنوزوئیک و مزوزوئیک، یکی از پرتکاپوترین پهنه‌های ساختاری ایران است. سنگ‌های دگرگونی درجه بالا، مشخصه پهنه سنندج-سیرجان است، اما سنگ‌های رسوبی و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا ضعیف نیز رخنمون دارند (Mohajjel et al., 2003). در فازهای کوهزایی آلی، پدیده‌های تکتونیکی در پهنه سنندج-سیرجان با دگرشکلی‌های برشی و شکل‌گیری گسل‌های متعدد توأم بوده است. این گسل‌ها با تبعیت از امتداد کلی زاگرس، دارای روند شمال باختر-جنوب‌خاور هستند. سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه عمدتاً شامل توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرگون شده است. به طور کلی توده‌های نفوذی گرانیتی و گرانودیوریتی، هورنفلس‌ها، شیست‌سبز، آندالوزیت‌گارت‌شیست، اسلیت و فیلیت، آهک‌های اربیتولین‌دار ضخیم‌لایه تا توده‌ای به سن کرتاسه، کنگلومرا و ماسه‌سنگ کرتاسه، شیل و اسلیت و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده ژوراسیک، ماسه‌سنگ‌های درشت-دانه تیره با لنزهای کوراتزیتی ژوراسیک، آهک‌های نازک‌لایه روشن با میان لایه‌های شیل و مارن به سن الیگومیوسن (سازند قم) و نهشته‌های کواترنری، رخنمون سطحی منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند.



شکل ۱. (a) نقشه پهنه‌های ساختمانی-زمین‌شناسی ایران، موقعیت منطقه مورد مطالعه به رنگ مشکی نشان داده شده است. (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (Badrzadeh et al., 2011).

روش مطالعه

اطلاعات مورد استفاده در این پژوهش، برای بررسی شاخص‌های ریخت‌سنجی و همچنین بررسی ابعاد فرکتالی گسل‌ها، نقشه‌های زمین‌شناسی، مدل ارتفاع رقومی (DEM) و برداشت‌های صحرایی بوده است. در مرحله اول، با به کارگیری تکنیک‌های نرم‌افزاری، حوضه‌بندی منطقه مورد مطالعه صورت گرفته است، سپس با توجه به نقشه گسل‌های منطقه و به کارگیری روش مربع شمار که متداول‌ترین روش تحلیل فرکتالی است، بعد فرکتالی گسل‌ها محاسبه شده است. همچنین، شاخص‌های گرایبان طول رودخانه (SL)، منحنی و انتگرال ارتفاع‌سنجی (Hi)، شکل حوضه (BS)، عدم تقارن حوضه زهکشی (Af) و تقارن توپوگرافی عرضی حوضه (T) محاسبه و از نتایج هریک از شاخص‌ها نقشه مجزا تهیه گردیده است. سپس این نقشه‌ها با استفاده از تحلیل‌های سلسله‌مراتبی (AHP) و محاسبه وزن برای هر شاخص، نقشه‌ها با هم تلفیق و با محاسبه نسبت سازگاری در ماتریس وزن‌دهی،

نقشه کلی فعالیت تکتونیکی نسبی منطقه مورد مطالعه تهیه شده است. در برداشت‌های صحرایی نیز مناطق با فعالیت نسبی تکتونیکی بالا، بررسی و شواهد رخنمون سطحی ساختارهای اصلی بویژه گسل‌های راندگی مورد بررسی قرار گرفته است.

محاسبه بعد فرکتال

مطالعات زیادی در سال‌های اخیر در زمینه فرکتال و کاربرد آن در علوم مختلف به‌ویژه بررسی گسل‌ها انجام گرفته و در واقع پژوهشگران بسیاری، از متغیرهای فرکتالی برای بررسی الگوی تراکمی گسل‌ها و لرزه‌خیزی در بعد زمان و مکان استفاده کرده‌اند (Nuannin et al., 2012). مبنای روش مطالعه در فرکتال، محاسبه ابعاد برای عناصر هندسی است و محاسبه به صورت اعداد اعشاری بوده که بدین ترتیب محدودیتی در اندازه‌گیری پدیده‌ها با این روش، برخلاف محاسبات اقلیدسی، وجود ندارد. روش فرکتال در مطالعات لرزه‌خیزی و بررسی تراکم گسل‌ها روشی کارآمد است و با استفاده از تکنیک مربع شمار، ابعاد فرکتالی گسل‌ها را در جهت توزیع پراکندگی در مناطق فعال محاسبه می‌کنند (Turcotte, 1997). در تکنیک مربع شمار رابطه کلی برای محاسبه ابعاد فرکتالی به صورت رابطه ۱ به دست می‌آید.

$$N_n = C/r_n^D \quad \text{رابطه ۱}$$

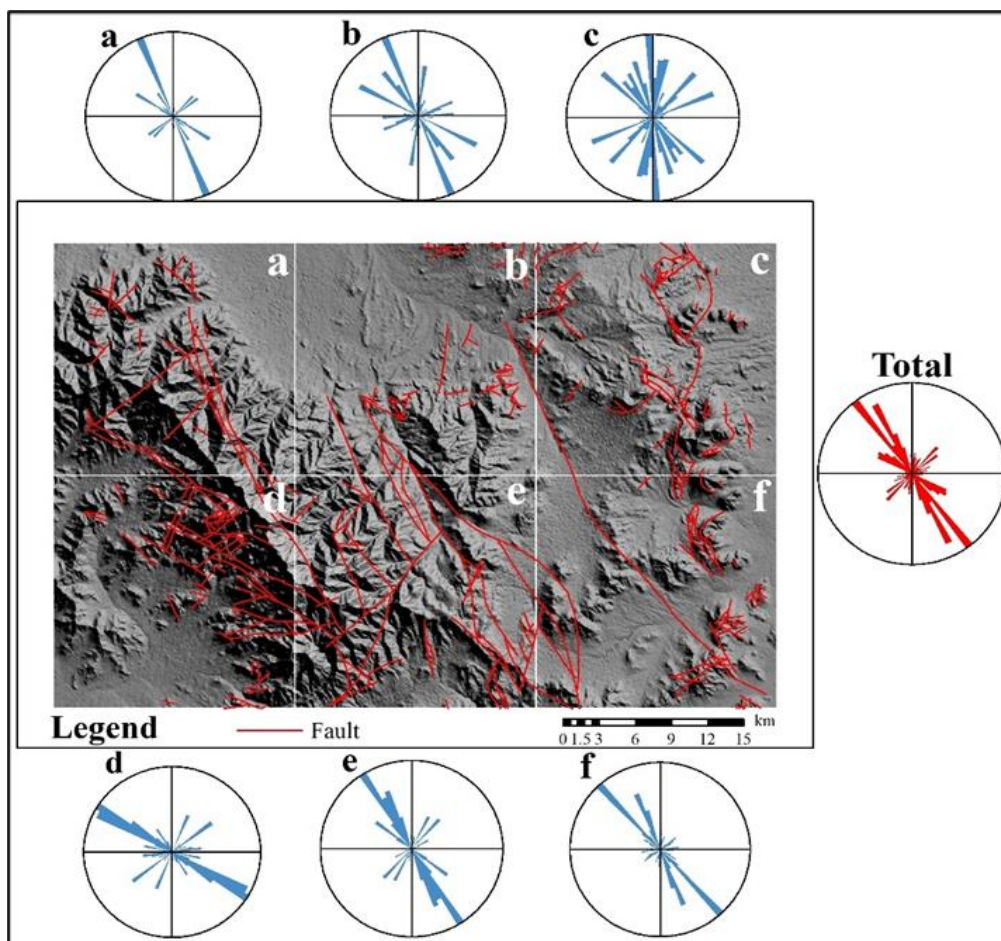
در این رابطه (Nn) تعداد متغیرهای مشخص یک پدیده (تعداد مربع‌های دارای شکستگی)، (r_n) بعد خطی مربع‌ها، (C) ثابت و (D) بعد فرکتال است. تحلیل‌ها بر اساس نمودار لگاریتمی (Log/Log)، از تعداد مربع‌های دارای شکستگی (Nn)، بر حسب طول شبکه ایجاد شده (r_n) یا عکس آن (1/r_n) می‌باشد که این نمودارها تغییرات ابعاد فرکتالی را نشان می‌دهد. بعد فرکتالی نیز از رابطه ۲ به دست می‌آید.

$$\text{Log}(N_n) = D \text{Log}(1/r_n) + C \quad \text{رابطه ۲}$$

در این روش (D) همان بعد فرکتال است و روش مناسب برای توزیع فرکتال شکستگی‌های ساختاری ارائه می‌دهد. وجود اختلاف بعد فرکتالی در بخش‌های متفاوت پهنه گسلش، نشانگر تفاوت هندسه سیستم گسلش آن بخش‌ها با یکدیگر می‌باشد (شهریاری و خطیب، ۱۳۷۶). مقدار کم بعد فرکتالی نشانگر این خواهد بود گستره سطحی سیستم گسل محدود بوده و دگرشکلی در آن به حد نهایی رسیده است و مقدار زیاد بعد فرکتالی نشانگر گستره سطحی زیاد سیستم گسلی و بلوغ کمتر آن می‌باشد (شهریاری و خطیب، ۱۳۷۶). در بررسی فرکتال گسل‌ها برای اعمال روش مربع شمار، باید پهنه‌بندی مربعاتی در منطقه، اعمال و برای هر پهنه یک بعد فرکتالی محاسبه شود. سپس هر مربع به مربعات کوچکتر به طور متوالی تقسیم می‌شوند. باتوجه به تراکم گسل‌ها در منطقه مرود مطالعه و بویژه گسل‌های منطقه شهری و پیرامون شهر همدان، ابتدا شش مربع اصلی با طول ضلع ۲۰ کیلومتر ترسیم شده که این مربعات به ترتیب از شمال به جنوب، a, b, c, d, e, f نام‌گذاری شده‌اند. سپس هر مربع به چهار مربع با طول ضلع ۱۰ کیلومتر و به همین ترتیب در مراحل بعدی نیز با تقسیم شدن مربع‌ها نسبت به مرحله قبلی، به ترتیب مربعات با طول ضلع ۵ کیلومتر، ۲.۵ کیلومتر و در نهایت به ۱.۲۵ کیلومتر تقسیم‌بندی شده‌اند (شکل ۲).

با رسم نمودارهای مربوطه برای هر مربع یک بعد فرکتال به دست آمده و نمودارهای رسم شده بعدهای فرکتالی را نشان می‌دهد (Da=1/5724, Db=1/5428, Dc=1/6551, Dd=1/6864, De=1.8088, Df=1.6436) (جدول ۱). در نتیجه بعد فرکتال مربوط به پهنه (b) حداقل مقدار (۱/۵۴۲۸) و فرکتال مربوط به

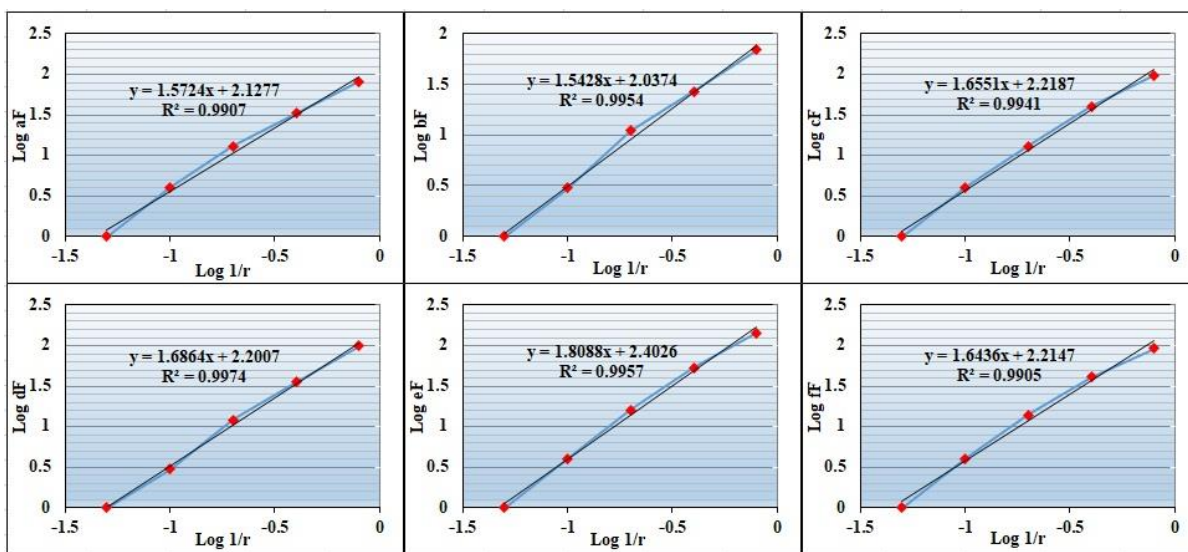
پهنه (e) حداکثر مقدار (۱/۸۰۸۸) را نشان می‌دهد و از این مقادیر بدست آمده می‌توان استنباط نمود که مقدار شکستگی‌ها از سمت شمال‌خاور به جنوب‌باختر افزایش یافته است و تراکم بالایی از گسل‌ها در بخش‌های جنوب و جنوب‌خاوری شهر همدان مشاهده می‌گردد. به طور کلی متغیرهای تحلیل فرکتال به دست آمده از بررسی گسل‌های منطقه مورد مطالعه در جدول (۱) نشان داده شده است. همچنین در شکل (۳)، با رسم نمودارهای مربوط به هر پهنه یک بعد فرکتالی به دست آمده است. همان‌طور که بیان شد و با توجه به نمودارهای رسم شده در شکل (۳) و داده‌های جدول (۱)، بیشینه بعد فرکتالی مربوط به ناحیه (e) است که این مقدار بالای بعد فرکتالی، نشان از بلوغ زمین‌ساختی کمتر و پویایی بیشتر ناحیه دارد. کمینه بعد فرکتالی نیز مربوط به ناحیه (b) است این مقدار نیز نشان‌دهنده بلوغ زمین‌ساختی بیشتر و پویایی کمتر ناحیه می‌باشد. وجود این تفاوت در بخش بعد فرکتالی بیانگر تفاوت در میزان فعالیت زمین‌ساختی می‌باشد.



شکل ۲. نقشه مدل ارتفاع رقومی و شبکه‌بندی گسل‌های منطقه به همراه نمودارهای گل سرخی. نمودارهای آبی رنگ روند گسل‌های هر پهنه و نمودار سرخ رنگ روند کلی گسل‌ها می‌باشد

جدول ۱. ابعاد مربع‌ها (r) و تعداد مربع‌های دارای شکستگی (N) برای چهار بهنه منطقه مورد مطالعه

| 1/r | aF | bF | cF | dF | eF | fF |
|----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 0.05 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 0.1 | 4 | 3 | 4 | 3 | 4 | 4 |
| 0.2 | 13 | 11 | 13 | 12 | 16 | 14 |
| 0.4 | 33 | 27 | 40 | 36 | 53 | 41 |
| 0.8 | 81 | 70 | 98 | 100 | 145 | 93 |
| Log(1/r) | Log(aF) | Log(bF) | Log(cF) | Log(dF) | Log(eF) | Log(fF) |
| -1.301 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| -1 | 0.602 | 0.477 | 0.602 | 0.477 | 0.602 | 0.602 |
| -0.698 | 1.114 | 1.041 | 1.113 | 1.079 | 1.204 | 1.146 |
| -0.397 | 1.518 | 1.431 | 1.602 | 1.553 | 1.724 | 1.612 |
| -0.096 | 1.908 | 1.845 | 1.991 | 2 | 2.161 | 1.968 |



شکل ۳. نمودار لگارتیمی گسل‌ها برای محاسبه ابعاد فرکتالی در شش بهنه مورد مطالعه

شاخص‌های ریخت‌زمین ساختی

ریخت‌شناسی زمین‌ساختی به مطالعه لندفرم‌های که تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی شکل گرفته و تحول یافته‌اند، می‌پردازد. سیمای ریخت‌زمین‌ساختی، نتیجه موازنه بین نیروهای زمین‌ساختی و فرسایشی مانند آبراهه‌ها و رودخانه‌ها است که بر روی سنگ‌هایی با مقاومت مختلف جریان دارند و این موازنه در نهایت منجر به تعادل دینامیکی می‌شود (Keller and Pinter, 2002). برای تعیین میزان نقش هر یک از این نیروها و محاسبه فعالیت نسبی زمین‌ساختی، شاخص‌های ریخت‌سنجی مورد استفاده قرار می‌گیرند. در واقع شاخص‌های ژئومورفیک، ابزاری مفید در ارزیابی نسبی فعالیت‌های زمین‌ساختی یک منطقه می‌باشند، زیرا از طریق آن‌ها می‌توان نرخ فعالیت زمین‌ساختی یک منطقه را به خوبی بررسی و ارزیابی نمود. به طور دقیق اندازه‌گیری کمی لندفرم‌ها بر اساس محاسبه شاخص‌های مورفوتکتونیک با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی، مدل رقومی ارتفاع (DEM)، تصاویر ماهواره‌ای، سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) و برداشت‌های صحرائی انجام می‌گیرد (Keller and Pinter, 2002).

(2002; Bull and McFadden, 2020). به عبارتی فعالیت‌های زمین‌ساختی یک منطقه را می‌توان با استفاده از شاخص‌های تکتونیکی که اغلب با هم ادغام می‌شوند ارزیابی نسبی کرد. ارزیابی زمین‌ساخت فعال با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیکی به مقاومت سنگ‌ها، تغییرات اقلیمی و فرآیندهای زمین‌ساختی بستگی دارد. در این پژوهش با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی به عنوان داده‌های اصلی در نرم‌افزارهای مربوطه، منطقه مورد مطالعه به ۴۰ حوضه تقسیم شده است. سپس با توجه به ویژگی‌های زمین‌ساختی، سنگ‌شناسی و اقلیمی منطقه جنوب خاوری همدان، شاخص گرادیان طولی رودخانه، شاخص انتگرال هیپسومتری، شاخص شکل حوضه، شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی و شاخص تقارن توپوگرافی عرضی، محاسبه و رده‌بندی شده است.

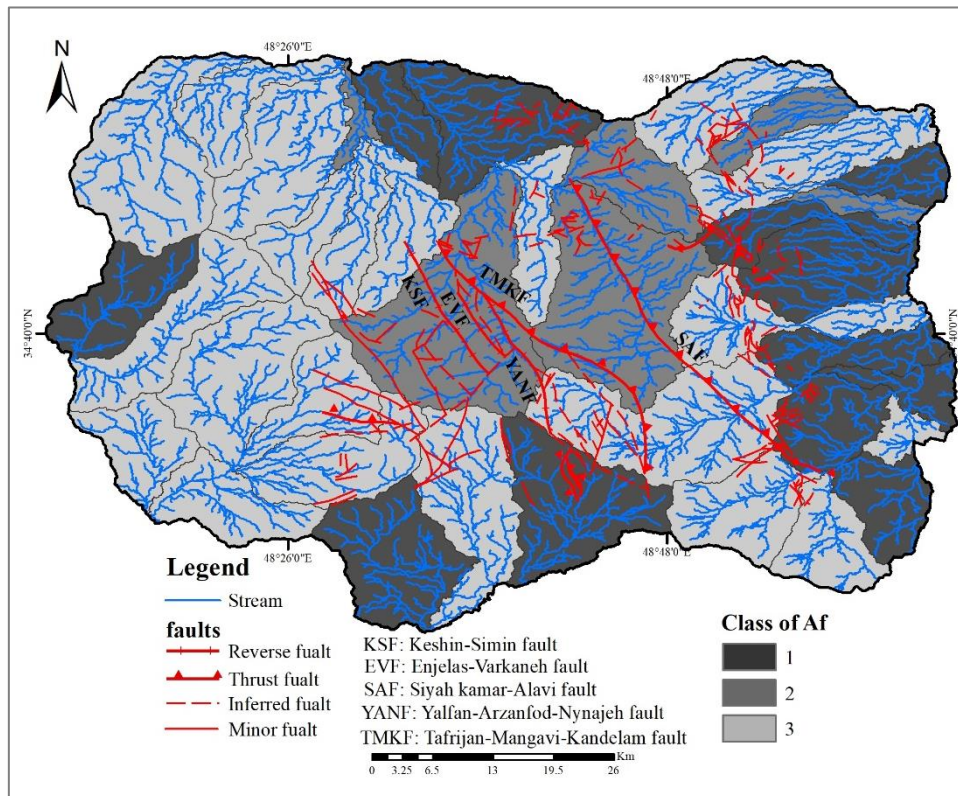
شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)

شکل هندسی یک شبکه زهکشی و حوضه‌های آبریز آن، می‌تواند متأثر از فعالیت تکتونیکی منطقه باشد. حوضه‌های تشکیل شده در مناطق با فعالیت تکتونیکی بالا، غالباً از الگوی متقارن خارجی پیروی می‌کنند. به طوری که این حوضه‌ها دارای کج شدگی جانبی نسبت به امتداد طبیعی رود هستند، میزان عدم تقارن، به خوبی توسط این اندیس محاسبه می‌شود (Keller and Pinter, 2002). شاخص عدم تقارن حوضه را می‌توان تا حدودی برای تحلیل کج‌شدگی زمین‌ساختی در مقیاس حوضه‌ها که در مجاورت گسل‌های فعال قرار داشته معرفی کرد (Hare and Gardner, 1985). این شاخص بر اساس رابطه ۳ محاسبه می‌شود.

$$Af=100 (Ar/At)$$

رابطه ۳

در رابطه ۲، (Ar) مساحت دربرگیرنده زهکشی‌های فرعی در سمت راست آبراهه اصلی حوضه و (At) مساحت کل حوضه دربرگیرنده زهکشی‌های چپ و راست آبراهه اصلی است. این شاخص به سه کلاس، کلاس یک، با فعالیت نسبی زیاد یا حوضه نامتقارن ($65 \leq Af \leq 35$)، کلاس دو، با فعالیت نسبی متوسط یا حوضه نیمه‌متقارن ($57 \leq Af < 65$ or $43 < Af \leq 35$) و کلاس سه، با فعالیت نسبی کم یا حوضه نسبتاً متقارن ($43 < Af < 57$) تقسیم بندی شده است (El Hamdouni et al., 2008). در این مطالعه، اندیس عدم تقارن حوضه زهکشی برای همه حوضه‌ها محاسبه گردید که به طور کلی و با توجه به مقادیر به دست آمده، ۱۲ حوضه در رده یک، ۶ حوضه در رده دو و ۲۲ حوضه در رده سوم قرار گرفته‌اند. چند حوضه در بخش خاوری و دو حوضه نسبتاً بزرگ در بخش شمالی و جنوبی منطقه مورد مطالعه نیز در کلاس یک طبقه بندی شده‌اند (شکل ۴).



شکل ۴. نقشه کلاس‌بندی اندیس شاخص عدم تقارن در منطقه مورد مطالعه

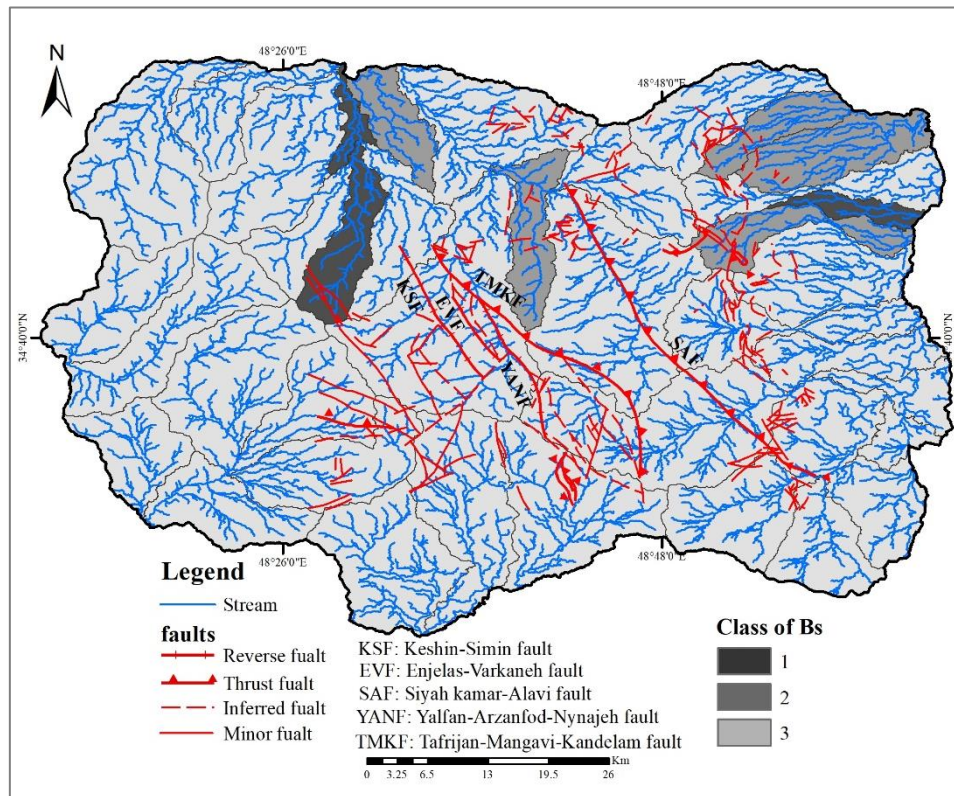
شاخص شکل حوضه (Bs)

شکل هندسی دوبعدی یک حوضه می‌تواند اطلاعاتی از سطح و نوع فعالیت تکتونیکی بیان کند. با بررسی نسبت طول به عرض یک حوضه آبریز، میزان کشیدگی آن به دست می‌آید که این پارامتر به عنوان شاخصی برای بررسی سطح فعالیت تکتونیکی به کار می‌رود. این شاخص، بر اساس رابطه ۴ محاسبه می‌شود.

$$Bs = Bl/Bw$$

رابطه ۴

در این رابطه (Bs) شاخص شکل حوضه، (Bl) طول حوضه و (Bw) عرض حوضه در قسمت عریض‌ترین ناحیه حوضه است. این شاخص به سه کلاس، کلاس ۱ با فعالیت نسبی زیاد ($Bs > 4$)، کلاس ۲ با فعالیت نسبی متوسط ($3 < Bs < 4$) و کلاس ۳ با فعالیت نسبی کم ($Bs < 3$) تقسیم‌بندی شده است (همدونی و همکاران، ۲۰۰۸: ۲۴). در این مطالعه شاخص (Bs)، با استفاده از روش ذکر شده محاسبه و نتایج حاصل به صورت نقشه نشان داده شده است (شکل ۵). بر اساس مقادیر به دست آمده، سه حوضه در کلاس ۱، پنج حوضه در کلاس ۲ و ۳۲ حوضه در کلاس ۳ قرار گرفته‌اند و ممکن است سنگ‌شناسی منطقه در این رده‌بندی موثر باشد.



شکل ۵. نقشه کلاس بندی اندیس شکل حوضه در منطقه مورد مطالعه

شاخص منحنی و انتگرال ارتفاع سنجی (Hi)

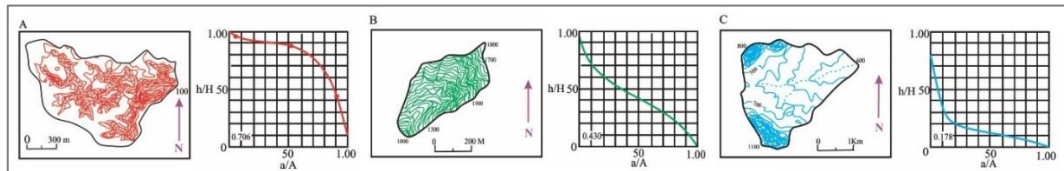
منحنی‌های هیپسومتریک، ابزار مفیدی برای ارزیابی مسائل زمین ریخت‌شناسی، به ویژه در مطالعات زمین‌ساختی، فرآیندهای فرسایش و ناپایداری دامنه‌ها هستند و همچنین منحنی هیپسومتری، توزیع سطوح ارتفاعی یک منطقه از زمین یا یک حوضه آبخیز را نشان می‌دهد. منحنی ارتفاع هیپسومتریک، از نسبت کل ارتفاع حوضه به کل مساحت حوضه بدست می‌آید. شاخص (Hi) مساحت زیرین منحنی هیپسومتری را توصیف می‌کند. یکی از روش‌های ساده برای توصیف شکل منحنی هیپسومتریک یک حوضه، محاسبه انتگرال هیپسومتریک است (Keller and Pinter, 2002).

مقادیر ارتفاعی هر حوضه به طور مستقیم از تصاویر ارتفاعی رقومی استخراج می‌شود. مقادیر بالای این شاخص نشان از توپوگرافی بالا نسبت به میانگین ارتفاع حوضه است، در صورتی که مقادیر کم آن نشانه تشکیل شبکه رودخانه‌ای در محیط کم ارتفاع‌تر است و فعالیت تکتونیکی کمتری دارد (شکل ۶). منحنی هیپسومتریک در سه بخش تقسیم بندی می‌شوند: رده ۱ با مقادیر $(Hi > 0.5)$ با فعالیت بالای زمین‌ساختی، رده ۲ با مقادیر $(0.4 < Hi < 0.5)$ با فعالیت متوسط و رده ۳ با مقادیر $(Hi < 0.4)$ با فعالیت کم زمین‌ساختی، ارائه می‌شوند (El Hamdouni et al., 2008). انتگرال هیپسومتریک از رابطه ۵ محاسبه می‌شود که در واقع بیشینه، کمینه و میانگین ارتفاع در هر حوضه است.

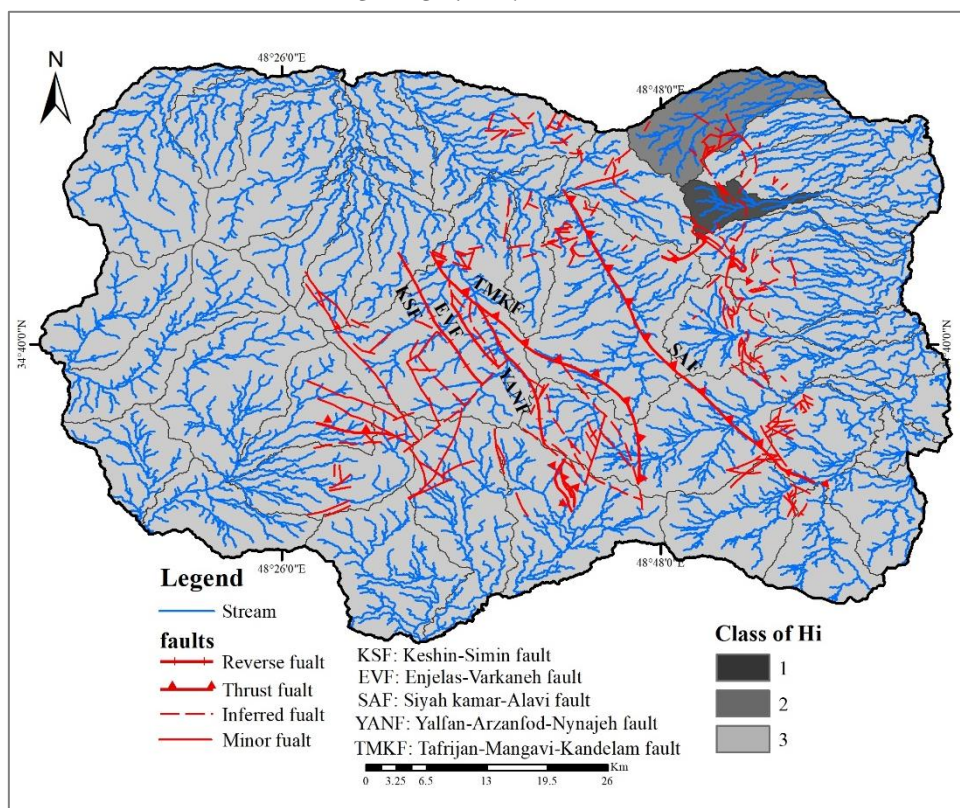
$$Hi = (H_{mean} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$$

رابطه ۵

باتوجه به رابطه ۵، مقادیر اندیس انتگرال فراز سنجی برای هر حوضه محاسبه و نقشه نهایی این اندیس ترسیم شده است. نتایج نشان می‌دهند که در منطقه مورد مطالعه بیشتر حوضه‌ها بجز دو حوضه در بخش شمال خاوری منطقه مورد مطالعه، فعالیت نسبی تکتونیکی پایین نشان می‌دهد (شکل ۷).



شکل ۶. سه مرحله از منحنی ارتفاع سنجی. (a) حالت فعال زمین ساختی. (b) مرحله بلوغ و حالت نیمه فعال زمین ساختی. (c) حالت غیرفعال زمین ساختی.



شکل ۷. نقشه کلاس بندی اندیس انتگرال فرازسنجی در منطقه مورد مطالعه

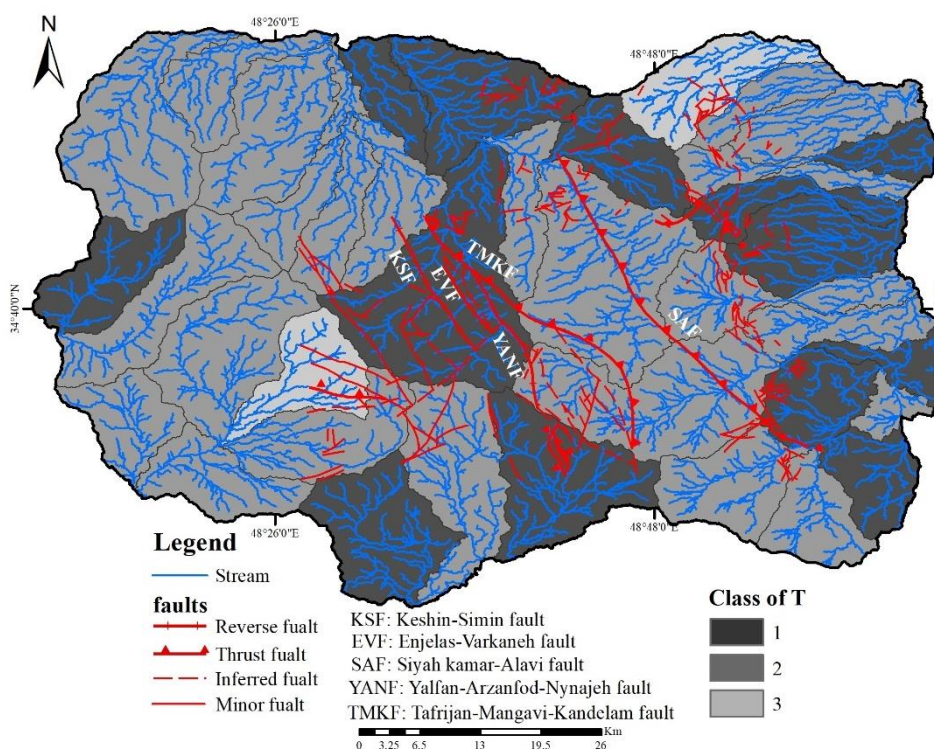
شاخص تقارن توپوگرافی عرضی حوضه (T)

این شاخص، یک روش سریع برای تشخیص میزان کج شدگی حاصل از زمین ساخت فعال است (Cox, 1994). بررسی این شاخص برای شناسایی سریع تر مناطق کج شده بر اثر بالآمدگی فعال مورد استفاده قرار می‌گیرد (Keller and Pinter, 2002). مقادیر عددی این شاخص بین صفر تا یک می‌باشد که مقدار عددی ۱ نشانگر

فعال بودن ناحیه مورد مطالعه و مقدار عددی ۰ نشان‌دهنده فعالیت کم تکتونیکی ناحیه هستند. محاسبه این شاخص به صورت رابطه ۶ است.

$$T = Da/Dd \quad \text{رابطه ۶}$$

در رابطه ۶ (Da) فاصله نوار مئاندر فعال از خط میانی حوضه زهکشی، (Dd) فاصله خط میانی حوضه زهکشی از خط تقسیم حوضه هستند. این شاخص نیز همانند دیگر شاخص‌های ریخت‌سنجی دارای سه رده می‌باشد: کلاس ۱ با فعالیت زمین‌ساختی بالا که $(T \geq 0.4)$ است، کلاس ۲ با فعالیت زمین‌ساختی متوسط که $(0.2 \leq T < 0.4)$ است و کلاس ۳ با فعالیت زمین‌ساختی پایین که $(T < 0.2)$ است (El Hamdouni et al., 2008). پس از تهیه نقشه شاخص و تهیه جدول مقادیر شاخص، ۱۳ حوضه در رده یک و ۲۶ حوضه در رده دو و دو حوضه در رده سوم قرار گرفته‌اند (شکل ۸). با توجه به این رده‌بندی بیشتر حوضه‌ها به خصوص در بخش مرکزی، دارای فعالیت تکتونیکی بالا تا متوسط هستند.



شکل ۸. نقشه کلاس‌بندی اندیس شاخص تقارن توپوگرافی عرضی در منطقه مورد مطالعه

شاخص طول - شیب رودخانه (SL)

الگوی رودخانه‌ای در مناطق فعال تکتونیکی نسبت به فرآیندهای تکتونیکی همچون چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی بسیار حساس است. این فرآیندها می‌تواند پاسخی برای حفر رودخانه‌ها، عدم تقارن حوضه‌ها و انحراف (کج‌شدگی) رودخانه‌ها در کنار سایر عوامل باشد. شاخص گرادیان (شیب) - طول رود (SL)، یکی از شاخص‌های ارزیابی زمین‌ساخت فعال در ارتباط با شکل کانال رودها است (Doranti et al., 2014). در واقع این شاخص به دلیل

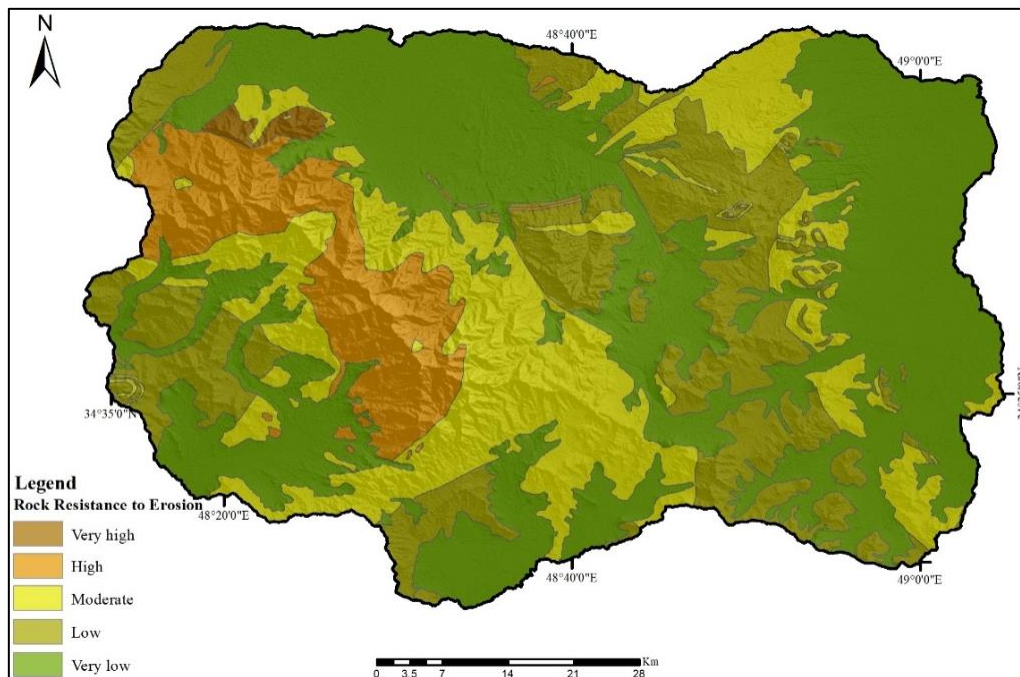
حساس بودن به تغییرات گرادیان کانال رودخانه، یک شاخص مفید برای بررسی عملکرد و جابه‌جایی ناشی از نیروهای زمین‌ساختی است (Chen et al., 2003).

مقدار عددی این شاخص، به قدرت رودخانه و مقاومت سنگ‌ها بستگی دارد، به طوری که مقدار بالای این شاخص، نشان از فعالیت تکتونیکی بالا و قدرت فرسایشی شدید آبراهه‌ها و مقدار کم آن نیز نشان از فعالیت تکتونیکی کم و فرسایش ناچیز آبراهه‌ها دارد. تفکیک حالت‌های ناشی از فعالیت تکتونیکی با حالت‌های ناشی از مقاومت سنگ‌ها مشکل است و ممکن است در هر دو مورد مقادیر شاخص زیاد باشد که به همین منظور جهت بررسی نقش سنگ‌شناسی در مقادیر شاخص، نقشه پهنه‌بندی مقاومت سنگ‌های منطقه مورد مطالعه به پنج رده تقسیم بندی شده است: ۱. مقاومت بسیار کم (نهشته‌های عهد حاضر، مارن و نمک) ۲. مقاومت کم (شیل، ماسه سنگ شیلی، سنگ آهک مارنی و ماسه سنگ مارنی) ۳. مقاومت متوسط (ماسه سنگ و سنگ آهک) ۴. مقاومت بالا (توف سبز، کوارتزیت، کنگلومرا و بازالت) ۵. مقاومت بسیار بالا (آندزیت، داسیت، دیوریت، گابرو و دولومیت) (Alipoor et al., 2011) (شکل ۹). همچنین بر اساس مقادیر عددی این شاخص در سه کلاس تقسیم‌بندی شده‌اند که شامل: کلاس ۱ ($SL \geq 500$)، کلاس ۲ ($300 \leq SL < 500$) و کلاس ۳ ($SL < 300$). شاخص SL مطابق رابطه ۴ محاسبه می‌شود.

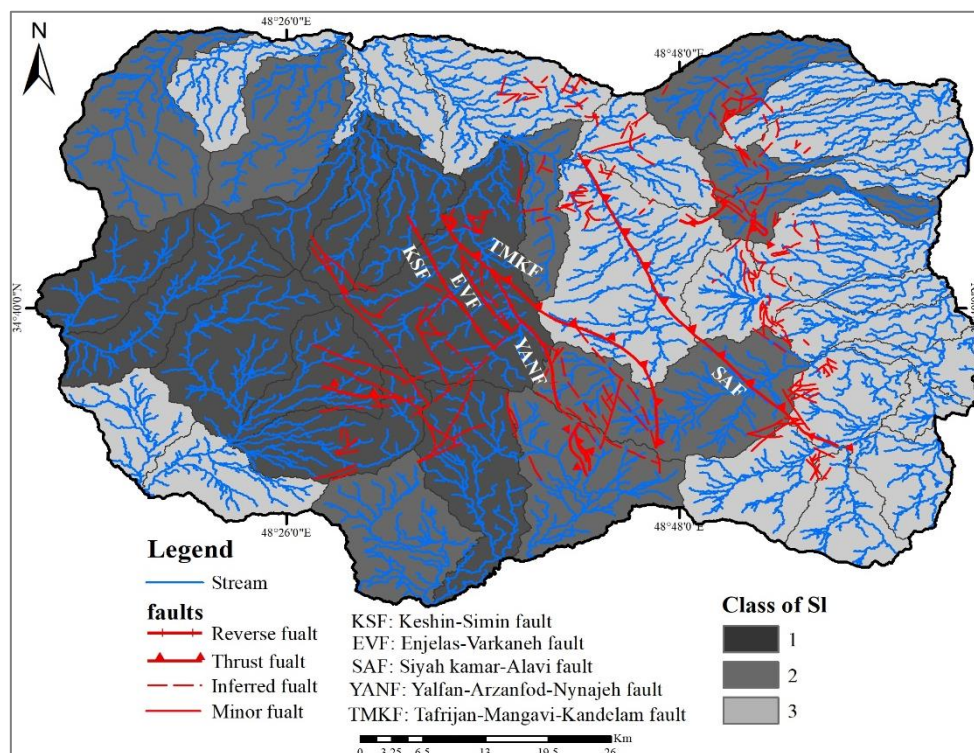
$$SL = (\Delta H / \Delta L) L \quad \text{رابطه ۷}$$

در این رابطه ($\Delta H / \Delta L$) شیب کانال رودخانه، (ΔH) اختلاف ارتفاع محدوده، (ΔL) طول محدوده و (L) طول کلی کانال، از نقطه‌ای که شاخص مورد محاسبه تا مرتفع‌ترین نقطه کانال است. اندازه‌گیری این شاخص برای آبراهه‌های اصلی از بالادست به سمت پایین‌دست در قطعات ۱۰۰ متری صورت گرفته است (شکل ۱۰). با توجه به مقادیر به دست آمده، حوضه‌های بخش باختری منطقه دارای مقادیر بالای شاخص SL هستند که نشان از فعالیت بالای زمین‌ساختی ناحیه می‌باشد. در واقع ده حوضه در قسمت‌های مرکزی و جنوب باختری منطقه

مورد مطالعه مقادیر اندیس SL در کلاس یک طبقه‌بندی شده است و همچنین بیشتر حوضه‌ها در نیمه خاوری منطقه مورد مطالعه در کلاس سه با فعالیت نسبی تکتونیکی پایین طبقه‌بندی شده‌اند.



شکل ۹. نقشه پهنه‌بندی مقاومت سنگ نسبت به فرسایش در منطقه مورد مطالعه



شکل ۱۰. نقشه کلاس‌بندی اندیس SL در منطقه مورد مطالعه

همان‌طور که بیان شد در این پژوهش، پنج اندیس ریخت‌سنجی در منطقه پیرامون شهر همدان انجام گرفته است. نتایج کلی و اعداد بدست آمده این اندیس‌ها در جدول (۲) نشان داده شده است.

جدول ۲. مقادیر به دست آمده از شاخص‌های ریخت‌سنجی منطقه مورد مطالعه

| Basin | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|------------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Area (Km2) | 182.03 | 75.26 | 138.24 | 16.90 | 53.08 | 135.46 | 85.88 | 100.64 | 48.81 | 89.08 |
| sl | 305.27 | 175.18 | 315.47 | 50.00 | 21.41 | 114.98 | 673.14 | 682.33 | 685.72 | 772.91 |
| Hi | 0.34 | 0.21 | 0.26 | 0.36 | 0.35 | 0.29 | 0.24 | 0.33 | 0.31 | 0.32 |
| Bs | 1.59 | 2.04 | 2.33 | 4.57 | 3.01 | 1.33 | 2.28 | 2.25 | 2.18 | 4.01 |
| Af | 56.5 | 52 | 50 | 57.5 | 71.4 | 80.5 | 66.8 | 44.5 | 45 | 52 |
| T | 0.33 | 0.38 | 0.31 | 0.35 | 0.44 | 0.57 | 0.41 | 0.2 | 0.35 | 0.35 |
| Basin | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
| Area (Km2) | 42.35 | 33.19 | 32.02 | 60.90 | 234.43 | 63.99 | 266.77 | 81.43 | 65.99 | 53.42 |
| sl | 793.47 | 1191.01 | 442.96 | 206.16 | 170.80 | 306.18 | 170.99 | 118.43 | 25.00 | 328.70 |
| Hi | 0.23 | 0.33 | 0.37 | 0.27 | 0.29 | 0.41 | 0.36 | 0.20 | 0.21 | 0.50 |
| Bs | 2.79 | 1.32 | 3.00 | 1.62 | 1.58 | 2.29 | 3.26 | 3.07 | 1.65 | 2.13 |
| Af | 54 | 37.5 | 45 | 42 | 63.5 | 53.5 | 62.5 | 52.8 | 70 | 54.5 |
| T | 0.32 | 0.53 | 0.34 | 0.38 | 0.51 | 0.14 | 0.36 | 0.32 | 0.68 | 0.36 |
| Basin | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 |
| Area (Km2) | 94.85 | 128.81 | 151.70 | 71.96 | 82.95 | 85.79 | 109.59 | 134.71 | 144.62 | 154.12 |
| sl | 50.00 | 433.56 | 238.20 | 257.20 | 50.00 | 326.93 | 10.00 | 5.00 | 10.00 | 50.00 |
| Hi | 0.29 | 0.30 | 0.18 | 0.26 | 0.13 | 0.29 | 0.15 | 0.25 | 0.11 | 0.18 |
| Bs | 4.89 | 3.16 | 1.51 | 2.13 | 2.86 | 1.85 | 1.45 | 1.37 | 1.31 | 1.46 |
| Af | 62.5 | 67.5 | 65.5 | 50 | 70.5 | 52.5 | 65.5 | 34 | 43.5 | 32 |
| T | 0.29 | 0.45 | 0.44 | 0.36 | 0.33 | 0.37 | 0.46 | 0.56 | 0.32 | 0.53 |
| Basin | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 |

| | | | | | | | | | | |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|
| Area | | | | | | | | | | |
| (Km2) | 205.10 | 80.35 | 70.92 | 104.47 | 116.30 | 27.60 | 55.00 | 24.63 | 69.18 | 73.95 |
| sl | 116.91 | 110.46 | 392.54 | 709.34 | 334.68 | 950.10 | 175.09 | 980.26 | 1050.52 | 206.33 |
| Hi | 0.29 | 0.39 | 0.27 | 0.19 | 0.26 | 0.30 | 0.25 | 0.35 | 0.24 | 0.24 |
| Bs | 1.14 | 1.04 | 1.02 | 2.85 | 1.29 | 2.04 | 1.70 | 1.32 | 1.57 | 1.02 |
| Af | 56.5 | 51.5 | 30 | 47.5 | 65.5 | 54.5 | 43.5 | 43.5 | 46 | 45 |
| T | 0.34 | 0.37 | 0.58 | 0.35 | 0.74 | 0.39 | 0.34 | 0.12 | 0.32 | 0.35 |

شاخص فعالیت نسبی تکتونیکی (Iat)

به طور کلی، وضعیت زمین‌ساختی منطقه مهمترین تاثیر را بر شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی دارد اما وضعیت آب و هوایی، مقاومت و جنس سنگ‌های منطقه نیز می‌تواند موثر باشد. بنابراین نمی‌توان حد و مرز مشخصی برای شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی جهت ارائه یک طبقه‌بندی دقیق برای فعالیت زمین‌ساختی تعیین نمود (Keller and Pinter, 2002). بدین منظور عموماً شاخص‌ها با یکدیگر تلفیق و شاخص فعالیت نسبی زمین‌ساختی محاسبه می‌گردد. یکی از مهمترین روش‌های تلفیق شاخص‌ها میانگین‌گیری عددی از این اندیس‌ها و برآورد شاخص فعالیت نسبی تکتونیکی است (El Hamdouni et al., 2008). اما با توجه به شرایط متفاوت زمین‌شناسی مناطق مختلف میانگین‌گیری عددی، ممکن است نتایج دقیقی ارائه ندهد و بنابراین در مطالعات اخیر از روش وزن‌دهی شاخص‌ها در مطالعات مرتبط با زمین‌ساخت فعال استفاده شده است (Jaberi et al., 2018). در این مطالعه با استفاده از تحلیل‌های سلسله‌مراتبی و سیستم وزن‌دهی به هر شاخص، در نهایت شاخص فعالیت نسبی تکتونیکی محاسبه شده است. نگرش سیستمی به برنامه‌ریزی و تکامل فرآیند برنامه‌ریزی به عنوان یکی از ارکان مهم در فرآیند ارزیابی است و برای تجزیه و تحلیل گزینه‌ها و سنجش مزایا و معایب نسبی آن‌ها در قالب یک چهارچوب منطقی، روش‌هایی مورد نیاز است. برای پاسخگویی به این نیاز تکنیک‌های ارزیابی متعددی مورد استفاده قرار گرفتند. یکی از کارآمدترین این تکنیک‌ها فرآیند تحلیل سلسله‌مراتبی است (Saaty, 1988). این روش بر اساس مقایسه‌های زوجی بنا شده و امکان بررسی حالت‌های مختلف را میسر می‌سازد. در واقع این روش امکان فرموله کردن مسئله را به صورت سلسله‌مراتبی فراهم می‌کند (شهاب ارخالو و همکاران، ۱۳۹۵). در تحلیل سلسله‌مراتبی عناصر، هر سطح نسبت به عنصر مربوطه خود در سطح بالاتر به صورت زوجی مقایسه شده و سپس وزن معیارها نیز نسبت به هدف تعیین شده، وزن آن‌ها محاسبه می‌گردد که این وزن‌ها را وزن نسبی می‌نامند. سپس با تلفیق وزن‌های نسبی، وزن نهایی هر گزینه مشخص می‌گردد. در مباحث مربوط به تکتونیک فعال نیز شاخص‌های متأثر از تکتونیک، بیشترین وزن و شاخص‌هایی که توسط عواملی مثل توپوگرافی و لیتولوژی کنترل می‌شوند، وزن کمتری می‌گیرند (Jaberi et al., 2018). بنابراین در ماتریس وزن‌دهی شاخص‌ها، می‌بایست شاخص‌ها با توجه به اهمیت وزن‌دهی شوند. بیشترین وزن در شاخص‌ها مربوط به شاخص SI است، زیرا در مناطق فعال تکتونیکی پتانسیل ارزیابی نقطه به نقطه را فراهم می‌کند (Jaberi et al., 2018). شاخص Hi یک شاخص خیلی کاربردی است اما به دلیل فرسایش و بافت سست منطقه برای تشخیص مناطق فعال تکتونیکی از غیر فعال، کاربرد زیادی ندارد. شاخص Bs نیز بیشتر متأثر از لیتولوژی است تا فعالیت تکتونیکی. شاخص T و Af بیشتر برای مناطقی که یک نوع تیپ سنگ دارد، اهمیت بیشتری دارد؛ یعنی جاهایی که نه تغییر لیتولوژی و نه تغییر آب و هوا باعث عدم تقارن نشده باشد (Keller and Pinter, 2002). از این رو این شاخص برای گسل‌های نرمال و مناطقی که در اثر چین‌خوردگی کج شده‌اند اهمیت می‌یابد (Jaberi et al., 2018). بنابراین

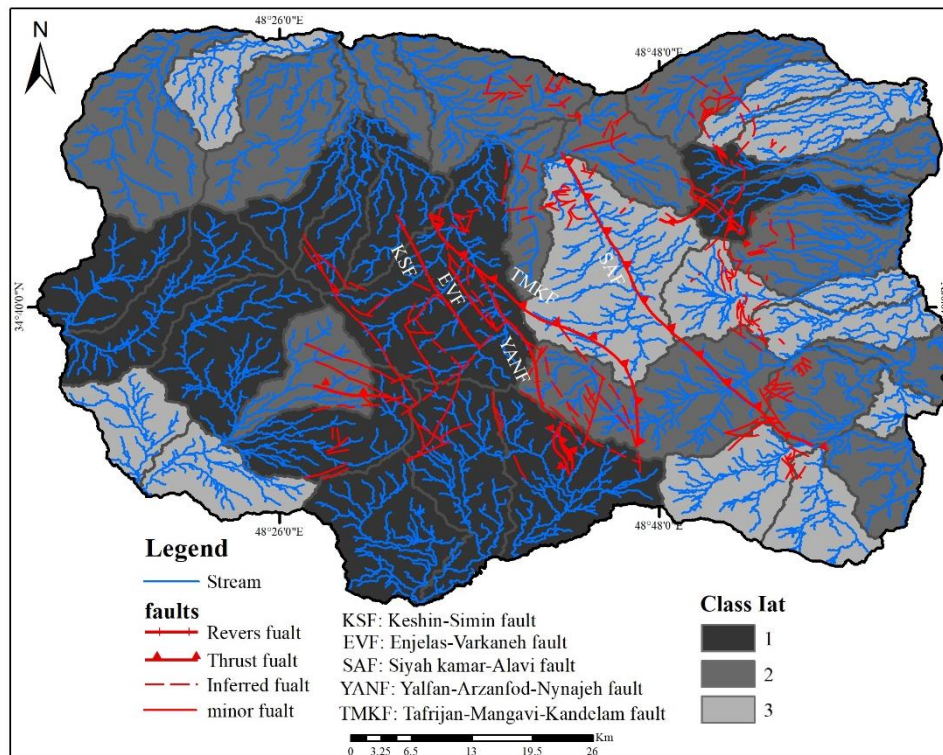
در این مطالعه برای محاسبه ماتریس وزن دهی بیشترین وزن برای شاخص SL و کمترین وزن برای شاخص T در نظر گرفته شده است (جدول ۳).

جدول ۳: ماتریس وزن دهی شاخص‌های ریخت زمین ساختی

| Index | Sl | Hi | Bs | Af | T | Weight |
|-------|--------|--------|-----|------|----|--------|
| Sl | 1 | 2 | 5 | 7 | 8 | 0.4867 |
| Hi | 0.5 | 1 | 2 | 5 | 7 | 0.2722 |
| Bs | 0.2 | 0.5 | 1 | 2 | 5 | 0.1363 |
| Af | 0.1429 | 0.2 | 0.5 | 1 | 2 | 0.0658 |
| T | 0.125 | 0.1429 | 0.2 | 0.5 | 1 | 0.0389 |
| Total | 1.9679 | 3.8429 | 8.7 | 15.5 | 23 | 1 |

در ماتریس وزن دهی، شاخصی با عنوان نرخ سازگاری (CR) می‌بایست مورد توجه قرار گیرد که این شاخص، سازگاری مقایسه‌ها را نشان می‌دهد. دامنه‌ای که برای این نرخ تعیین شده برابر با $0/1$ یا کمتر از $0/1$ است، به این صورت که عدد به دست آمده باید کمتر از $0/1$ یا مساوی با آن باشد تا ماتریکس اصلاح شده و به تعادل برسد (Saaty, 1990). در این پژوهش، محاسبات توسط افزونه AHP در ARC GIS انجام گرفته است. مقدار CR به دست آمده در این تحقیق، $0/0235$ است، که نشان دهنده دقت بالا در وزن دهی و ارزیابی‌ها است.

در این مطالعه، پس از محاسبه وزن اندیس‌ها (جدول ۳)، وزن هر یک از شاخص‌ها در نقشه رستری شاخص مربوطه ضرب و سپس نقشه همه شاخص‌ها با هم تلفیق و نقشه نهایی فعالیت نسبی تکتونیکی بدست آمده است (شکل ۱۱). این نقشه به سه کلاس ۱ (فعالیت تکتونیکی نسبی بالا)، ۲ (فعالیت تکتونیکی نسبی متوسط) و ۳ (فعالیت تکتونیکی نسبی پایین) تقسیم‌بندی شده است.



شکل ۱۱. نقشه کلاس بندی شاخص Iat براساس سیستم وزن دهی و تحلیل سلسله مراتبی

با توجه به نقشه نهایی فعالیت نسبی تکتونیکی، نیمه‌خاوری و همچنین بخش شمالی منطقه مورد مطالعه فعالیت نسبی تکتونیکی متوسط تا پایینی نشان می‌دهند و این قسمت‌ها در کلاس دو و سه تقسیم‌بندی شده‌اند. بیشتر بخش‌های نیمه‌خاوری منطقه مورد مطالعه در کلاس ۳ با فعالیت نسبی تکتونیکی پایین طبقه‌بندی شده‌اند. نیمه‌خاوری منطقه مورد مطالعه و به‌ویژه بخش‌های مرکزی، جنوبی و جنوب باختری در کلاس ۱ با فعالیت نسبی تکتونیکی بالا طبقه‌بندی شده‌اند. همان‌طور که در نقشه نهایی فعالیت نسبی تکتونیکی مشخص است (شکل ۱۱)، مناطق پیرامونی شهر همدان و در بخش‌های جنوبی شهر و در بخش‌هایی که تراکم گسل‌های سطحی بالاست، فعالیت نسبی تکتونیکی نیز بالاست. این موضوع نشان می‌دهد که گسل‌های اصلی، مهمترین نقش را در فعالیت نسبی تکتونیکی منطقه مورد مطالعه دارند. بنابراین شواهد این سیستم گسل‌ها در مطالعات صحرائی و نقش آن‌ها در فعالیت تکتونیکی پیرامون شهر همدان مورد بررسی قرار گرفته است.

شواهد صحرائی تکتونیک فعال

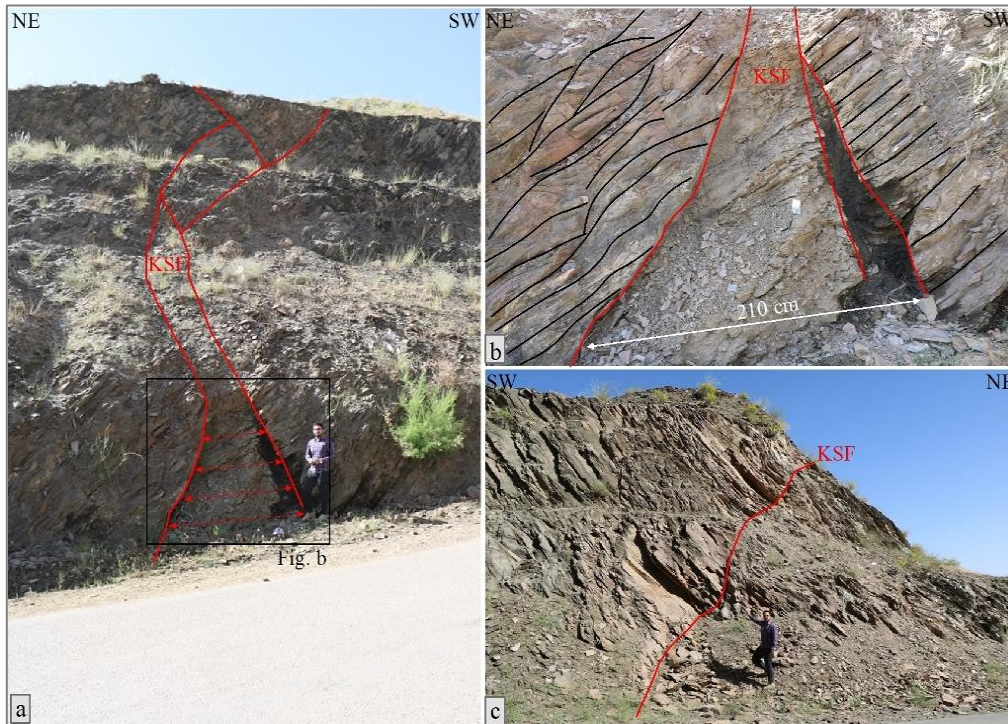
باتوجه به نقشه نهایی فعالیت نسبی تکتونیکی و هم‌پوشانی آن با نقشه گسل‌های منطقه مورد مطالعه، مشخص است که مناطق با فعالیت تکتونیکی بالا و کلاس یک، عموماً منطبق بر رخنمون سطحی گسل‌های منطقه مورد مطالعه است. بنابراین به نظر می‌رسد که گسل‌ها نقش مهمی در فعالیت تکتونیکی و تشکیل عوارض ریخت‌زمین

ساختی دارند. گسل یلفان-ارزانفود یکی از گسل‌های مهم منطقه مورد مطالعه که دارای سازوکار معکوس است و باعث راندگی واحدهای آندالوزیت-شیست و در بخش‌های آهک‌های کرتاسه بر روی اسلیت‌ها شده است. انتهای شمال باختری این گسل از تکیه‌گاه شمال خاوری سد اکباتان عبور کرده و باعث دگرریختی واحدهای مجاور سد شده است (شکل ۱۱۲). دره گسلی این گسل نیز در بالادست از مجاورت دریاچه سد و روستاهای حاشیه عبور می‌کند. این گسل، در بخش‌هایی از منطقه مورد مطالعه که به علت پوشش سنگی مناسب قابل برداشت است، به صورت پهنه‌های شکستگی با روندهایی نزدیک به روند اصلی گسل است (شکل ۱۱۲b).



شکل ۱۱۲. (a) پهنه گسلی یلفان-ارزانفود در مجاورت تکیه‌گاه شمال خاوری سد اکباتان. (b) پهنه شکستگی گسل یلفان-ارزانفود و رانده شدن آهک‌های کرتاسه بر روی اسلیت‌های همدان.

یکی دیگر از گسل‌های مهم که تاثیر زیادی بر فعالیت تکتونیکی منطقه مورد مطالعه دارد، گسل کشین-سیمین است. به نظر می‌رسد که اهمیت این گسل در مطالعات تکتونیک فعال از سایر گسل‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر است، زیرا انتهای شمال باختری این گسل از سمت جنوب خاوری وارد محدوده شهر همدان شده و تمرکز جمعیتی زیادی در راستای این گسل وجود دارد. در منطقه مورد مطالعه این گسل عموماً در مرز بین استارولیت-شیست با کوردیریت-شیست‌ها قرار دارد و با توجه به عبور از این سنگ‌های دگرگونی، پهنه‌هایی با شکستگی زیاد ایجاد کرده است. پهنه‌های شکستگی این گسل در شیست‌ها همراه با شکستگی‌های متعدد با الگوی نسبتاً موازی ایجاد کرده است (شکل ۱۱۳a). این پهنه‌های شکستگی در بخش‌هایی، بیشتر از یک متر است و در بخش‌هایی با نزدیک شدن، شکستگی‌های اصلی به چند سانتی‌متر می‌رسد. روند برگواگی در طرفین پهنه برشی متفاوت است و در بخش‌هایی الگوی سیگموئیدال در برگواگی‌ها ایجاد کرده است (شکل ۱۱۳b). در قسمت‌هایی از منطقه مورد مطالعه نیز عملکرد این گسل به صورت شکستگی منفرد بوده و پهنه‌های شکستگی به طور کامل تشکیل نشده‌اند (شکل ۱۱۳c).



شکل ۱۳. (a) پهنه گسلی کشین-سیمین در شیست‌های منطقه مورد مطالعه. (b) پهنه برشی گسل و تغییر روند بر گوارگی‌ها و تشکیل الگوی سیگموئیدال در شیست‌ها. (c) صفحه شکستگی گسل کشین-سیمین

عملکرد گسل‌های اصلی منطقه مورد مطالعه علاوه بر تشکیل پهنه‌های شکستگی و دره‌های گسلی، شواهد ریخت‌زمین‌ساختی دیگری نیز به همراه داشته است. یکی از این شواهد، تکتونیک فعال تشکیل حوضه‌های نامتقارن در پهنه گسلی است. در جنوب خاوری شهر همدان و در قسمت‌هایی که گسل انجلاس-ورکانه باعث راندگی شیست‌ها شده است، حوضه‌های تشکیل شده در فرادیواره این گسل به صورت نامتقارن تشکیل شده‌اند. همچنین شکستگی‌های متعددی در راستای این پهنه گسلی تشکیل شده است که باتوجه به نزدیکی این گسل به مراکز جمعیتی روستایی اطراف شهر همدان، ساخت و سازها در پهنه این گسل انجام شده است. این موضوع با توجه به ناپایداری شیست‌ها و پهنه‌های شکستگی‌ها ممکن است خطرآفرین باشد.

نتیجه‌گیری

گسل‌های متعددی با راستای عمومی شمال باختری-جنوب خاوری در بخش‌های جنوبی و جنوب خاوری شهر همدان رخمون دارند که باعث دگرریختی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه شده‌اند. محاسبه ابعاد فرکتالی شکستگی‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند که کمینه بعد فرکتال مربوط به پهنه b: $(1/5428)$ و بیشترین مقدار مربوط به پهنه c: $(1/8088)$ است. بنابراین تراکم شکستگی‌ها از سمت شمال خاور به جنوب باختر منطقه مورد مطالعه افزایش یافته و بیشترین تراکم گسل‌ها در بخش‌های جنوب و جنوب خاوری شهر همدان مشاهده می‌گردد. در بخش شمالی و شمال خاوری به علت وجود رسوبات عهد حاضر، شکستگی‌ها کمتر و مقادیر بعد فرکتالی شکستگی‌ها پایین است و در نتیجه فعالیت تکتونیک کمتری دارد.

همچنین در نقشه نهایی، فعالیت نسبی تکتونیکی نیمه خاوری و همچنین بخش شمالی منطقه مورد مطالعه در کلاس دو و سه تقسیم‌بندی شده‌اند و فعالیت نسبی تکتونیکی متوسط تا پایینی را نشان می‌دهند. بیشتر بخش‌های نیمه خاوری منطقه مورد مطالعه در کلاس ۳ با فعالیت نسبی تکتونیکی پایین طبقه‌بندی شده‌اند و در این بخش‌ها رخنمون زیادی از گسل‌های سطحی وجود ندارد. نیمه خاوری منطقه مورد مطالعه و بویژه بخش‌های مرکزی، جنوبی و جنوب باختری فعالیت نسبی تکتونیکی بالایی نشان می‌دهد و بنابراین در کلاس ۱ طبقه‌بندی شده‌اند. به طور کلی مناطق پیرامونی شهر همدان و در بخش‌های جنوبی و جنوب خاوری شهر و در بخش‌هایی که تراکم گسل‌های سطحی بالاست، فعالیت نسبی تکتونیکی نیز بالاست. این موضوع نشان می‌دهد که گسل‌های اصلی، مهم‌ترین نقش را در فعالیت نسبی تکتونیکی منطقه مورد مطالعه دارند. شواهد صحرایی ریخت‌زمین‌ساختی این گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه به صورت پهنه‌های گسلی و شکستگی‌های متعدد است. همچنین تشکیل حوضه‌های نامتقارن و راندگی واحدهای مختلف، از دیگر عوارض ریخت‌زمین‌ساختی مرتبط با این گسل‌ها در برداشت‌های صحرایی است.

منابع

- حسینی دوست، س. ج. (۱۳۸۸) زمین ساخت و نئوزمین ساخت گستره شهر همدان و پیرامون آن با نگرشی بر موقعیت سائزموکتونیک منطقه، مجله یافته های نوین زمین شناسی کاربردی، ج ۶، صص ۵۹ - ۷۸.
- شهاب ارخالو، ح.، حق نیا، غ.، اسماعیلی، ا.، امامی، ح. (۱۳۹۵) مقایسه دو روش تحلیل سلسله مراتبی (AHP) و منطق فازی برای پهنه بندی خطر فرسایش آبکندی در سه منطقه از استان اردبیل، پژوهش های فرسایش محیطی، ش ۲۱، صص ۱ - ۱۶.
- شهریاری، س.، خطیب، م. م. (۱۳۷۶) تحلیل فرکتالی سیستم گسلی نهبدان، فصلنامه علوم زمین، سال ششم، ش ۲۳ - ۲۴، صص ۳۹ - ۳۲.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., & Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation, *International Journal of Earth Sciences*, 94, 401–419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., & Wortel, R., 2011. Zagros Orogeny: A subduction-dominated process, *Geological Magazine*, 148(5-6), 692–725.
- Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M., & El Hamdouni, R., 2011. Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran), *Geomorphology*, 128(1-2), 1–14.
- Allen, M. B., Jackson, J., & Walker, R., 2004). Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and comparison of the short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, 23(2).
- Badrzadeh, Z., Barrett, T. J., Peter, J. M., Gimeno. D., Sabzehei, M., & Aghazadeh, M., 2011. Geology, mineralogy, and sulfur isotope geochemistry of the Sargaz Cu–Zn volcanogenic massive sulfide deposit, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran, *Miner Deposita*, 46, 905-923.
- Berberian, M., & King, G. C. P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210-265.
- Berberian, M., 1983. The Southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Canadian journal of earth sciences*, 20(2), 163–183.
- Bull, W. B., & McFadden, L. D., 2020. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California, In *Geomorphology in arid regions*, (pp.115-138). Routledge.
- Chen, Y. C., Sung, Q., & Cheng, K. Y., 2003. Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis, *Geomorphology*, 56(1-2), 109-137.
- Cox, R. T., 1994. Analysis of drainage-basins symmetry as rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from Mississippi Embayment, *Geological Society of America Bulletin*, 106(5), 571–581.

- Doranti, T. C., Hackspacher, P. C., de Souza, D. H., & Siqueira-Ribeiro, M. C., 2014. The use of the stream length-gradient index in morphotectonic analysis of drainage basins in Poços de Caldas Plateau, SE Brazil, *International Journal of Geosciences*, 5(11), 1383-1394.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacan, J., & Keller, E. A., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain), *Geomorphology*, 96(1-2), 150-173.
- Hare, P. W., & Gardner, T. W., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonics along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. (W): *Tectonic Geomorphology* (red.), Morisawa M. & Hack JT. Proceedings of the 15th Geomorphology Symposium, Birmingham, Allen & Unwin, Boston.
- Jaberi, M., Ghassemi, M. R., Shayan, S., Yamani, M., & Zamanzadeh, S. M., 2018. Interaction between active tectonics, erosion and diapirism, a case study from Hubble-Rud in Southern Central Alborz (Northern Iran), *Geomorphology*, 300, 77-94.
- Keller, E. A., & Pinter, N., 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*, Prentice Hall, New Jersey.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4), 397-412.
- Mohajjel, M., & Fergusson, C. L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogeny in northwestern Iran, *International Geology Review*, 56(3), 263-287.
- Molin, P., Pazzaglia, F. J., & Dramis, F., 2004. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, sila massif, Calabria, southern Italy, *American Journal of Science*, 304(7), 559-589.
- Nuannin, P., Kulhanek, O., & Persson, L., 2012. Variations of b-values preceding large earthquakes in the Andaman-Sumatra subduction zone, *Journal of Asian Earth Sciences*, 61, 237-242.
- Ramirez, M. T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben Mexican volcanic belt, *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 23(4), 317-332.
- Saaty, T. L., 1988. *The analytic hierarchy process*, McGraw-Hill: New York, 324.
- Saaty, T. L., 1990. An exposition of the AHP in reply to the paper (remarks on the analytic hierarchy process), *Management science*, 36(3), 259-268.
- Turcotte, D. L., 1997. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, Cambridge University Press, pp. 398.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., & Tavakoli, F., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, 157(1), 381-398.