

شواهد تکتونیک فعال مرتبط با پهنه گسلی جوان اصلی در منطقه سروآباد، شمال باختر ایران

صلاح اشتراجه؛ دانشجوی کارشناسی ارشد، زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

رضا علی پور*؛ استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

حسن محسنی؛ دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۲/۱۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۹/۰۷

چکیده

هدف از این مطالعه بررسی شواهد تکتونیک فعال مرتبط با گسل جوان اصلی زاگرس (MRF) در منطقه سروآباد در شمال باختری ایران بود؛ که مطالعه‌ای در مورد ریخت زمین ساخت و ساختار این منطقه تا قبل از این پژوهش صورت نگرفته است. این گسل با حرکت امتدادلغز راست بر یکی از ساختارهای مهم لرزه خیز در باختر ایران است که مسبب زلزله‌های بزرگی بوده است. در این مطالعه، با استفاده از شاخص‌های ریخت زمین ساختی، فعالیت تکتونیک نسبی در راستای این گسل بررسی شد. نتایج به دست آمده از شاخص‌های ریخت زمین ساختی بر اساس تحلیل‌های سلسله‌مراتبی وزن دهی شده و وزن هر شاخص در نقشه مربوطه آمده است. برای یکسان سازی فاکتورها با استفاده از منطق فازی هر نقشه به بازه بین ۰ تا ۱ تبدیل و با همپوشانی همه نقشه‌های فازی نقشه نهایی فعالیت نسبی تکتونیک تهیه شد. با توجه به نقشه نهایی بخش‌های جنوبی و جنوب‌خاوری منطقه مورد مطالعه با راستای شمال باختری - جنوب‌خاوری و منطبق با MRF فعالیت نسبی بالایی دارد. شواهد صحرایی نشان می‌دهد حرکت امتدادلغز راست بر این گسل در منطقه سروآباد همراه مؤلفه فشارشی مثل گسل‌های معکوس و ساختارهای گل‌مثبت (جنوب باختری گسل) و کششی مثل گسل‌های نرمال (شمال باختری گسل) است و به صورت دره‌های خطی گسلی قابل مشاهده است.

کلیدواژگان: تکتونیک فعال، زلزله، سروآباد، گسل جوان اصلی.

مقدمه

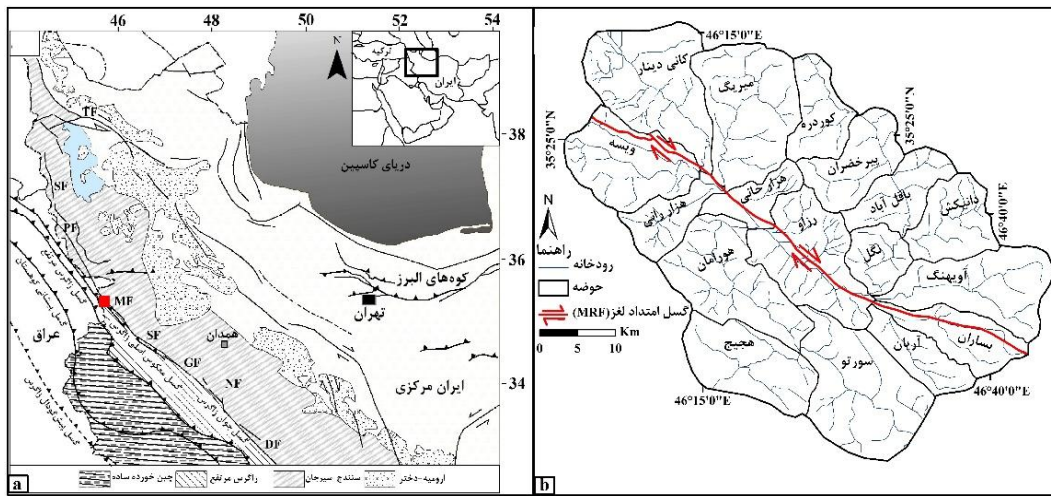
گسل جوان اصلی^۱ (MRF) یک ساختار لرزه خیز در مرز شمال خاوری کمربند چین خورده - رانده زاگرس و مرز جنوب باختری کمربند دگرگونی سندانج - سیرجان است (فالکن ۱۹۷۴: ۱۲؛ چالنگو و برود ۱۹۷۴: ۲۵؛ برود ۱۹۸۷: ۴۳۰؛ بربریان ۱۹۹۵: ۳۱؛ طالبیان و جکسون ۲۰۰۲: ۲۰؛ محجل و رسولی ۲۰۱۴: ۱۴). برخورد ورقه‌های عربستان و اوراسیا به دگرشکلی و بالآمدگی مناطق حاشیه برخورد (به وسیله گسل‌های معکوس پرشیب) در کمربند زاگرس منجر شده و در نهایت گسل جوان اصلی تشکیل شده است (محجل و رسولی ۲۰۱۴: ۱۴). این گسل یک گسل امتدادلغز اصلی، شامل چندین قطعه پلکانی در پهنه برخوردی زاگرس، است (چالنگو و برود ۱۹۷۴: ۲۵). ساختارهای مختلف و شواهد ریخت زمین ساختی جابه‌جایی امتدادلغز راست بر، حدود ۵۰ تا ۶۰ کیلومتر، را در واحدهای افیولیتی و شبکه آبراهه‌ها در

راستای این گسل نشان می‌دهد (طالبیان و جکسون ۲۰۰۲: ۲۰؛ محجل و رسولی ۲۰۱۴: ۱۴). اندازه‌گیری GPS (ورنانت و همکاران ۲۰۰۴: ۱۸) میزان نرخ لغزش کنونی را ۲ تا ۳ میلی‌متر در سال و جابه‌جایی حوضه جدایشی کششی را حدود ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر نشان می‌دهد (کوپلی و جکسون ۲۰۰۶: ۱۹). همچنین مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی جدیدتر حداکثر جابه‌جایی در راستای این گسل را در حدود ۱۶ کیلومتر با میزان لغزش ۱/۶ تا ۳/۲ در سال نشان می‌دهد (علی‌پور و همکاران ۲۰۱۲: ۱۲). مناظر فعال تکتونیکی منعکس‌کننده میزان بالآمده‌گی، مقاومت توده‌های سنگ، و آب‌وهوای یک منطقه است (بال ۲۰۰۹: ۳۲۶). استفاده از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی برای ارزیابی نسبی فعالیت تکتونیکی مناطقی که داده‌های قطعی درباره آن در اختیار نیست روش مناسبی است (همدونی و همکاران ۲۰۰۸: ۲۴).

چندین زلزله بزرگ نزدیک یا روی پهنه گسلی MRF در دهه گذشته اتفاق افتاده است که بزرگ‌ترین آن زلزله سال ۱۹۰۹ سیلاخور با بزرگی ۷/۴ بوده است. با توجه به اهمیت لرزه‌خیزی گسل جوان اصلی در باختر ایران، مطالعات ساختاری و ریخت‌زمین‌ساختی متعددی در ارتباط با این گسل در امتداد قطعات درود تا صحنه و مریوان تا پیرانشهر انجام شده است. اما، مطالعه خاصی درباره شواهد ساختاری و ریخت‌زمین‌ساختی این گسل در منطقه سروآباد انجام نشده است. در واقع، این بخش از گسل MRF، که بین قطعات مروارید و مریوان قرار گرفته و شواهد ساختاری و ریخت‌زمین‌ساختی نشان‌دهنده فعال بودن آن است، از دید پژوهشگران دور مانده است. بنابراین، در این پژوهش فعالیت نسبی تکتونیکی گسل جوان اصلی در منطقه سروآباد بر پایه مطالعات صحرایی و اندازه‌گیری شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی بررسی شد.

گسل جوان اصلی (MRF)

گسل جوان اصلی یک گسل امتدادلغز راست‌بر است که از گسل آناطولی شمالی در ترکیه شروع می‌شود و با جهت شمال‌باختر- جنوب‌خاور ادامه می‌یابد (طالبیان و جکسون ۲۰۰۲: ۲۰). این گسل دارای چندین قطعه پلکانی با طول بیش از ۱۰۰ کیلومتر است (شکل a۱) (محجل و رسولی ۲۰۱۴: ۱۴) که چندین زمین‌لرزه مهم نزدیک یا روی آن رخ داده است (چالنگو و برود ۱۹۷۴: ۲۵؛ بربریان ۱۹۹۵: ۱۸۸؛ طالبیان و جکسون ۲۰۰۲: ۲۰). در این گسل فعالیت لرزه‌خیزی قطعات جنوب‌خاوری بیشتر از قطعات شمال‌باختری است (بربریان ۱۹۹۵) و فوکال مکانیسم‌ها عمدتاً جابه‌جایی امتدادلغز راست‌بر را نشان می‌دهد (طالبیان و جکسون ۲۰۰۲: ۲۰). به سمت جنوب‌خاوری MRF ورقه‌های راندگی کرتاسه پایانی و میوسن را قطع کرده است (محجل و همکاران ۲۰۰۳: ۱۶؛ آگارد و همکاران ۲۰۰۵: ۱۹). در ناحیه نپاوند ورقه‌های راندگی افیولیت و رادیولاریت توسط گسل امتدادلغز راست‌بر قائم قطع شده‌اند (محجل و بهیاری ۲۰۱۰: ۹). در ناحیه درود هر دو سیستم چین‌خورده- رانده و ورقه‌های رانده دگرگونی توسط MRF قطع شده که نشان می‌دهد جابه‌جایی امتدادلغز در پلیوسن پایانی شروع شده است (آته‌مایو و همکاران ۲۰۰۶: ۲۱). اگرچه در گذشته قطعه شمال‌باختری MRF (گسل پیرانشهر) را قطعه‌ای از گسل معکوس اصلی زاگرس نامیده بودند (گانسر ۱۹۶۹: ۲۳)، بررسی‌های اخیر روی این گسل سازوکار غالب امتدادلغز راست‌بر آن را تأیید می‌کند (بربریان ۱۹۹۵: ۱۸۸؛ طالبیان و جکسون ۲۰۰۲: ۲۰). افزون بر این، سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های رخ‌داده در فاصله زمانی ۱۹۸۱ تا ۲۰۰۶ میلادی نشان‌دهنده آن است که در راستای MRF جابه‌جایی عادی، امتدادلغز راست‌بر، و معکوس با مؤلفه امتدادلغز رخ داده است.

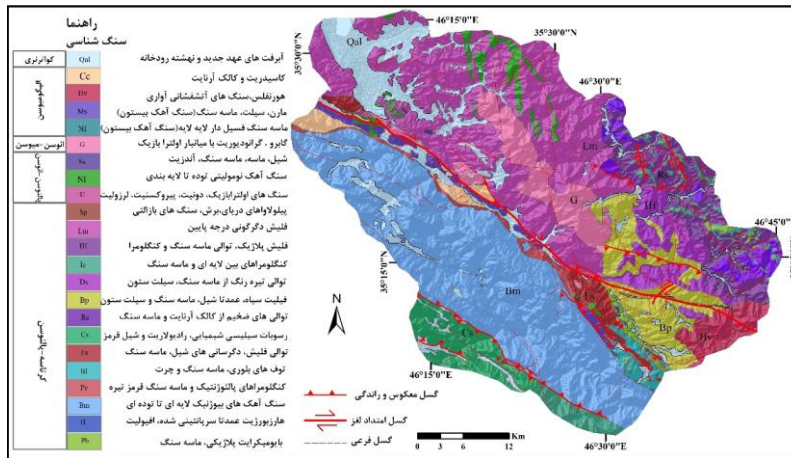


شکل ۱. (a) نقشه تکتونیکی شمال‌باختر ایران (مجله و رسوبی ۲۰۱۴) و موقعیت منطقه مورد مطالعه با چهار گوش قرمز نشان داده شده است. گسل جوان اصلی (MRF) در امتداد پهنه برخوردی زاگرس شامل چندین قطعه است (چالنگو و برود ۱۹۷۴)؛ (b) تقسیم‌بندی حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

مواد و روش

در این پژوهش، برای بررسی فعالیت تکتونیکی مرتبط با پهنه گسلی MRF در منطقه سروآباد (شکل ۱b)، ابتدا شش شاخص ریخت‌زمین‌ساختی در حوضه‌های منطقه مورد مطالعه اندازه‌گیری شد: شاخص گرادیان طولی رودخانه‌ای (SL)، عدم‌تقارن حوضه زهکشی (Af)، شکل حوضه (BS)، انتگرال هیپسومتری (Hi)، نسبت پهنای کف دره به عمق دره (Vf)، عامل تقارن توپوگرافی. این شاخص‌ها با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM ۱۰۰ متر) و نقشه‌های زمین‌شناسی (شکل ۲) ۱:۲۵۰۰۰۰ مریوان-بانه (نوگل‌سادات و هوشمندزاده ۱۹۹۳؛ زاهدی و حاجیان، ۱۹۸۵) با استفاده از نرم‌افزارهای ARC GIS 10.2 و Global mapper استخراج شدند. سپس برای بررسی دقیق تکتونیک فعال با استفاده از تحلیل‌های سلسله‌مراتبی (AHP) ابتدا برای هر شاخص، با توجه به اهمیت هر شاخص و فعال نشان دادن حوضه، یک وزن در نظر گرفته شد (جابری و همکاران ۲۰۱۷) و نسبت سازگاری^۱ (CR) برای ماتریس وزن‌دهی به دست آمد. در نهایت میانگین وزنی شاخص‌ها برای استانداردسازی داده‌ها با استفاده از منطق فازی تحلیل شد.

1. Consistency Ratio



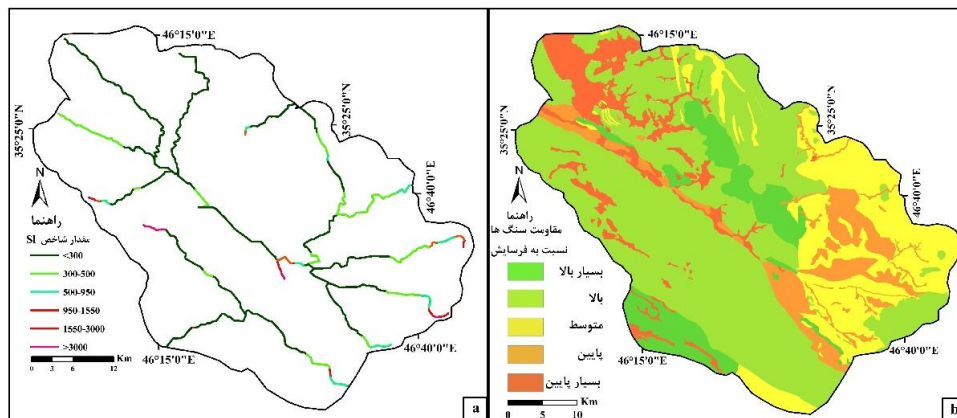
شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و موقعیت MRF با جهت شمال باختری- جنوب خاوری

شاخص گرادیان طولی رودخانه‌ای (SL)

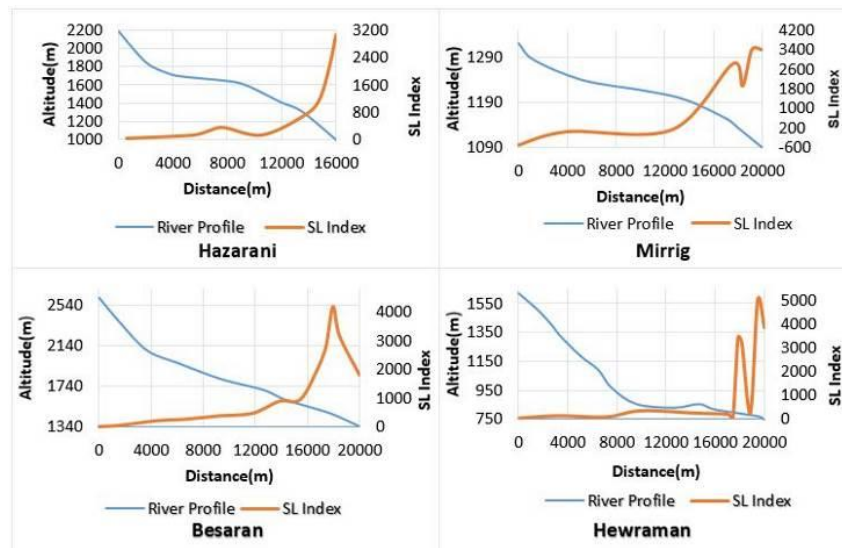
شاخص SL نسبت به تغییرات گرادیان کانال رودخانه حساس است. پس یک روش مفید برای پی بردن به نحوه عملکرد و جابه‌جایی ناشی از نیروهای زمین ساخت به شمار می‌رود (چن و همکاران ۲۰۰۳: ۲۸). مقدار پایین ناهنجاری SL در دره‌های خطی گسل‌های امتداد لغز ممکن است نشان‌دهنده فعالیت تکتونیکی باشد. زیرا سنگ‌ها در دره، به دلیل حرکات گسلی و جریان رودخانه‌ها، خرد می‌شوند (کلر و پینتر ۲۰۰۲: ۳۶۲). مقدار این شاخص با استفاده از رابطه ۱ به دست می‌آید.

$$SL = (\Delta H / \Delta L) L \tag{1}$$

در رابطه ۱، $\Delta H / \Delta L$ شیب محلی رودخانه بین دو خط کنتوری خاص، ΔH اختلاف ارتفاع بین دو نقطه، ΔL طول بین دو نقطه اندازه‌گیری شده، و L طول کل رودخانه است (هاک ۱۹۷۳: ۸؛ کلر و پینتر ۲۰۰۲: ۳۶۲). نقشه مقادیر SL در هر نقطه از منطقه و نیز نقشه مقاومت سنگ‌ها نسبت به فرسایش در شکل ۳ آمده است. نتایج حاصل از این شاخص به صورت نمودار نیز برای تعدادی از حوضه‌ها رسم شده است (شکل ۴).



شکل ۳. (a) نقشه مقادیر SL در هر نقطه از منطقه مورد مطالعه؛ (b) نقشه مقاومت نسبی سنگ‌ها نسبت به فرسایش



شکل ۴. نمونه‌هایی از نیمرخ طولی روخانه‌ها و مقادیر شاخص SL در چهار حوضه منطقه مورد مطالعه

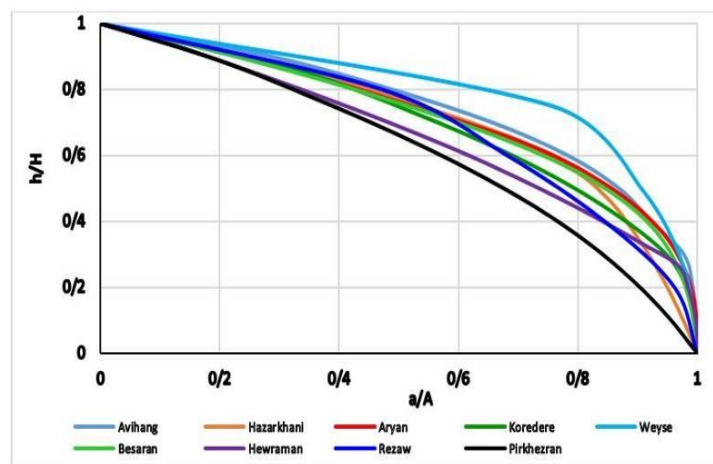
با توجه به نقشه مقادیر SL و نمودارهای به دست آمده برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه، در بخش شمال - شمال باختری و در راستای MRF میزان این شاخص مقادیر بالایی را نشان می‌دهد که با انطباق این بخش‌ها با نقشه مقاومت سنگ‌های محدوده مطالعاتی نوارهای مائندر اصلی از بستری با مقاومت کم تا خیلی کم عبور کرده است (شکل ۵). بنابراین می‌توان میزان بالای این شاخص را به عملکرد نیروهای تکنونیک در این بخش و فعالیت جوان گسل امتدادلغز در این منطقه نسبت داد.

انتگرال هیپسومتری (Hi)

منحنی ارتفاع سنجی از نسبت کل ارتفاع حوضه به کل مساحت حوضه به دست می‌آید. یک روش ساده برای مشخص کردن شکل منحنی ارتفاع سنجی برای یک حوضه زهکشی خاص محاسبه انتگرال ارتفاع سنجی است که با رابطه ۲ (پایک و ویلسون ۱۹۷۱: ۵) به دست می‌آید.

$$Hi = (Have - Hmin) / (Have - Hmin) \quad \text{رابطه ۲}$$

در رابطه ۲، Have ارتفاع میانگین، Hmax ارتفاع بیشینه، Hmin ارتفاع کمینه، و Hi انتگرال هیپسومتری است. سطوح بالای Hi نشان دهنده بیشترین توپوگرافی در حوضه است و مقدار متوسط تا پایین نیز با حوضه‌های زهکشی یکنواخت در ارتباط است (کلر و پیتر ۲۰۰۲: ۳۶۲). با توجه به شکل هندسی حوضه‌ها و وضعیت توپوگرافی منطقه مورد مطالعه امکان اندازه‌گیری برای ۹ حوضه میسر شد. منحنی هیپسومتری برای این ۹ حوضه در شکل ۶ دیده می‌شود که تقریباً همه از یک روند تبعیت می‌کنند. انحراف در بخش میانی و پایینی به سبب اختلاف در مقاومت سنگ‌هاست. طبق نمودارهای ارائه شده، حوضه‌های منطقه مورد مطالعه در رده ۱ قرار گرفته‌اند که نشان دهنده توپوگرافی جوان و به شکل محدب هستند (شکل ۵).



شکل ۵. منحنی هیپسومتری اندازه‌گیری شده برای ۹ حوضه در منطقه مورد مطالعه

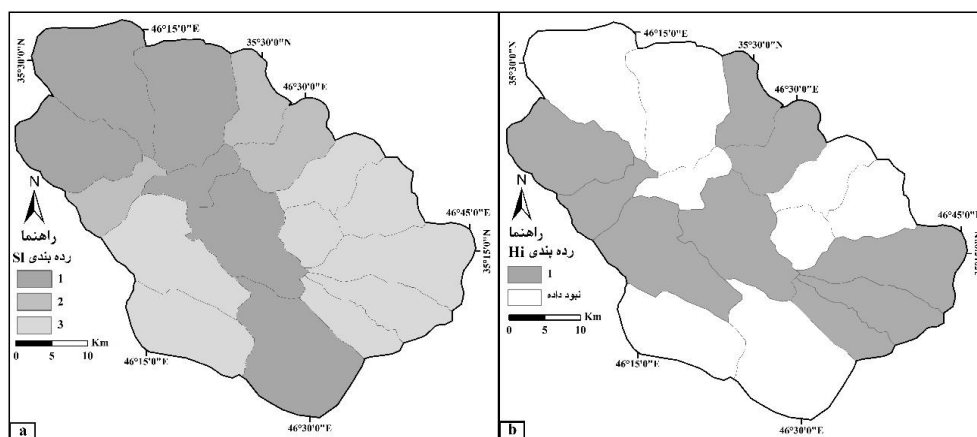
عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)

این شاخص میزان کج‌شدگی تکتونیکی را نشان می‌دهد و برای مناطق با سنگ‌شناسی مشابه بهترین کاربرد را دارد (جبری ۲۰۱۷: ۱۷) و با رابطه ۳ محاسبه می‌شود.

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

رابطه ۳

در رابطه ۳، Af عدم تقارن حوضه زهکشی، Ar مساحت قسمت راست حوضه زهکشی، و At مساحت قسمت چپ حوضه زهکشی است (کلر و پینتر ۲۰۰۲: ۳۶۲؛ همدونی و همکاران ۲۰۰۸: ۲۴). از دید شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی ۳ رده برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته شد؛ که حوضه‌های کرددره، میریگ، هزارخانی، و هورامان بیشتر عدم تقارن را نشان می‌دهند و احتمال می‌رود این عدم تقارن به دلیل وجود گسل امتدادلغز در بخش مرکزی محدوده مورد مطالعه باشد (شکل ۶).



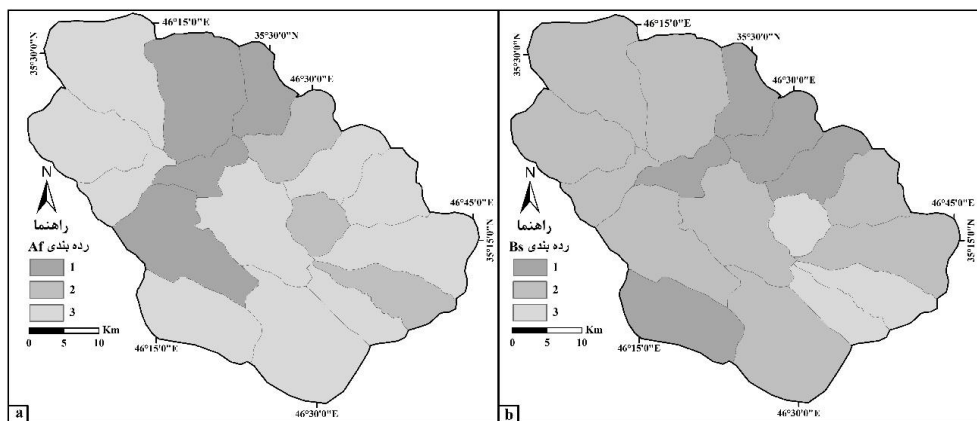
شکل ۶. (a) رده‌بندی حوضه‌ها بر اساس شاخص گرادیان طولی رودخانه‌ای (SL)؛ (b) شاخص انتگرال هیپسومتری (Hi)

شکل حوضه (BS)

مقدار بالای شاخص BS نشان دهنده حوضه‌های کشیده در مناطق فعال تکتونیک و مقدار پایین نشان دهنده حوضه‌های دایره‌ای است که مربوط به مناطق غیرفعال است (جابری ۲۰۱۷: ۱۷) و با رابطه ۴ قابل محاسبه است.

$$Bs = Bl/Bw \quad \text{رابطه ۴}$$

در رابطه ۴، BS شکل حوضه، Bl طول حوضه، و Bw عرض حوضه در عریض‌ترین بخش آن است (کانن ۱۹۷۶: ۱۳؛ رامی‌رز و هیبر ۱۹۹۸: ۱۵). با توجه به نقشه کلاس‌بندی حوضه‌ها بر اساس مقادیر شاخص شکل حوضه (BS) (شکل ۷)، تقریباً بیشتر حوضه‌ها در رده ۲ قرار گرفته‌اند. مقادیر BS بزرگ‌تر از ۲ نشان دهنده حوضه‌های طولی است که از نظر تکتونیک فعال‌اند و مقادیر پایین‌تر از آن نشان دهنده فعالیت‌های تکتونیک ضعیف یا آرامش تکتونیک است. حداکثر میزان این شاخص در حوضه آریان در جنوب‌خاوری منطقه مورد مطالعه است. در بخش انتهایی گسل امتدادلغز فعال در منطقه نشان دهنده عملکرد فعالیت‌های تکتونیک در محدوده مورد مطالعه است.



شکل ۷. (a) کلاس‌بندی حوضه‌ها بر اساس شاخص‌های عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)؛ (b) شاخص شکل حوضه (BS)

نسبت عرض دره به عمق دره (Vf)

این شاخص برای تشخیص دادن مناطق فعال از غیرفعال کاربرد دارد (جابری ۲۰۱۷: ۱۷). مقدار پایین Vf مربوط به مناطق با نرخ بالآمدگی زیاد (دره‌های ۷ شکل) و مقدار بالای Vf مربوط به مناطق غیرفعال تکتونیک (دره‌های U شکل) است (همدونی و همکاران ۲۰۰۸: ۲۴).

$$Vf = 2Vfw / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)] \quad \text{رابطه ۵}$$

در رابطه ۵، Vf نسبت عرض دره به عمق دره، Vfw عرض دره، Eld و Erd به ترتیب ارتفاع سمت چپ و راست دره از کف دره، و Esc ارتفاع کف دره است (بول و مکفادن ۱۹۷۷: ۲۳). میزان کم این شاخص نشان دهنده بالآمدگی منطقه است. مقادیر شاخص Vf از ۰/۳۶ در مناطق فعال تا ۳/۰۲ در مناطق با فعالیت کم زمین‌ساختی متغیر است. در حوضه‌هایی که در راستای گسل امتدادلغز فعال در منطقه به دلیل مجاورت این حوضه‌ها با پهنه گسلی فعال مقادیر این

شاخص کاهش یافته است فعال بودن این مناطق دریافت می‌شود. با وجود این، برخی دره‌ها افزایش این شاخص را نشان می‌دهند که حاکی از فرسایش‌پذیر بودن سنگ‌های اطراف (از جمله آبرفت‌ها و شیل) این ساختارهاست (شکل ۸).

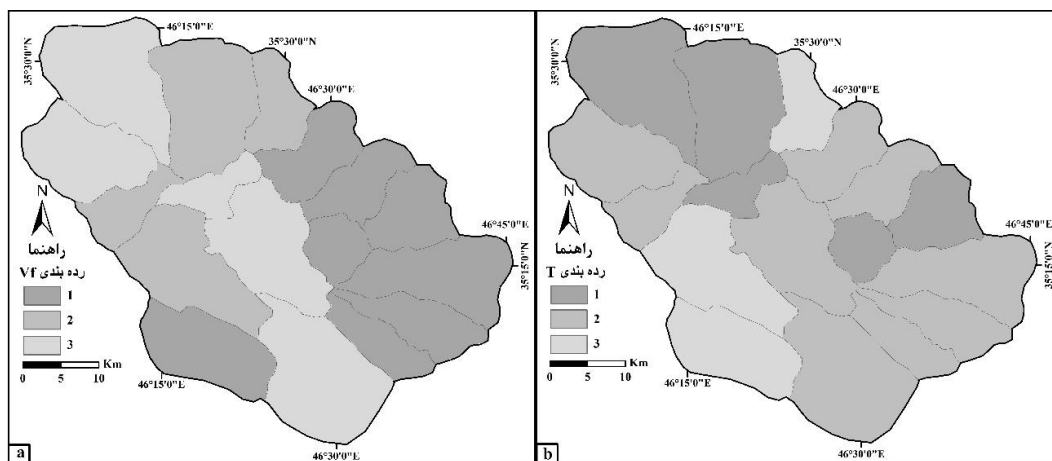
تقارن توپوگرافی (T)

این شاخص با رابطه ۶ به دست می‌آید.

$$T = Da/Dd$$

رابطه ۶

در رابطه ۶، Da فاصله مئاندر تا خط میانی و Dd فاصله خط میانی تا مرز حوضه است. اگر شاخص $T=0$ باشد نشان‌دهنده حوضه غیرفعال است و اگر شاخص $0 < T < 1$ باشد نشان‌دهنده حوضه فعال است (کوکس ۱۹۹۴). همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود شاخص T بیشتر در رده ۱ و ۲ قرار گرفته است. این نتایج نشان‌دهنده نامتقارن بودن حوضه‌ها، به خصوص در بخش مرکزی منطقه، منطبق با راستای گسل امتدادلغز فعال مورد مطالعه است. حضور ساختارهای فعال از جمله گسل مذکور در منطقه مورد مطالعه عامل برخاستگی منطقه و افزایش میزان این شاخص است. در این پژوهش همچنین مقادیر عددی شاخص‌های Vf ، Hi ، Bs ، Af و T در منطقه مورد مطالعه در جدول ۱ درج شده است. در مطالعات پیشین برای محاسبه فعالیت تکتونیکی نسبی در مناطق مورد مطالعه میانگین عددی این مقادیر به دست می‌آمد و محاسبه می‌شد. ولی در این پژوهش برای محاسبه تکتونیک فعال نسبی مرتبط با MRF با محاسبه میانگین وزنی از تحلیل‌های AHP و منطق فازی استفاده شد.



شکل ۸. رده‌بندی حوضه‌ها بر اساس شاخص‌های (a) نسبت عرض دره به عمق دره (Vf)، (b) تقارن توپوگرافی (T)

جدول ۱. مقادیر عددی اندازه گیری شده برای شاخص های Af، Bs، Hi، Vf و T در منطقه مورد مطالعه

شماره حوضه	حوضه	مساحت (km ²)	Vf	Hi	Bs	Af	T
۱	اویهنگ	۱۶۰٫۸۷	۰٫۶۲	۰٫۶۵	۳٫۵	۳۴٫۶	۰٫۳
۲	بساران	۹۰٫۱۳	۰٫۴	۰٫۵۷	۲٫۷	۳۷٫۲	۰٫۳۳
۳	آریان	۶۸٫۱۴	۰٫۴	۰٫۵۵	۲٫۶	۳۵	۰٫۳۳
۴	سورتو	۲۱۲٫۴۳	۴٫۲۵	-	۳٫۶	۶۵٫۲	۰٫۲۶
۵	هجیج	۱۴۳٫۳۵	۰٫۳۸	-	۴	۴۲٫۶	۰٫۱۵
۶	هورامان	۱۷۵٫۰۴	۰٫۸۸	۰٫۵۸	۳٫۱	۴۴٫۳	۰٫۱۷
۷	هزاررانی	۶۶٫۱۲	۰٫۷۵	۰٫۶۶	۳٫۲	۴۳٫۳	۰٫۲۱
۸	ویسه	۱۴۹٫۷	۰٫۶۴	۰٫۸۸	۳٫۵	۶۵	۰٫۲۴
۹	کانی دینار	۲۰۱٫۵۲	۱٫۵۵	-	۳٫۵	۳۴٫۳	۰٫۴۲
۱۰	رزاو	۱۷۰٫۲۸	۳٫۴۴	۰٫۶۹	۳٫۴	۶۶٫۷	۰٫۳۴
۱۱	میریگ	۱۹۶٫۳۶	۰٫۸۶	-	۳٫۶	۵۳٫۶	۰٫۵۴
۱۲	کوردرد	۸۰٫۱۶	۰٫۹۲	۰٫۶۲	۳٫۴	۴۵	۰٫۱۸
۱۳	پیرخضران	۹۰٫۱۳	۰٫۴۳	۰٫۵	۱٫۴	۳۶٫۱	۰٫۳۳
۱۴	باقل آباد	۸۴٫۶۹	۰٫۶۸	-	۳٫۴	۴۱٫۸	۰٫۳۹
۱۵	دانبکش	۹۵٫۶۹	۰٫۴۶	-	۳٫۷	۳۴٫۶	۰٫۴۸
۱۶	نگل	۵۷٫۳۷	۰٫۵۶	-	۰٫۹	۳۶٫۸	۰٫۱۶
۱۷	هزارخانی	۵۴٫۳۱	۳٫۵	-	۳٫۴	۵۱٫۲	۰٫۴۳

به طور کلی فرایند تحلیل سلسله مراتبی برای تصمیم گیری مبتنی بر معیارهای کیفی کاربرد دارد (ساعتی ۱۹۸۳). در این روش با تکیه بر مبانی ریاضی ماتریس ها می توان با طرح معیارهای متعدد به اولویت بندی گزینه ها اقدام کرد. فرایند AHP متغیرها و معیارها را دو به دو مقایسه می کند و با توجه به اهمیت هر معیار عددی را اختصاص می دهد و معیارهایی را که مهم ترند مشخص می کند. وزن دهی شاخص ها بر اساس اهمیت هر یک صورت می گیرد؛ بدین ترتیب که شاخص هایی که متأثر از زمین ساخت اند و بیشترین فعالیت تکتونیکی نسبی را نشان می دهند وزن بیشتر و شاخص هایی که توسط عواملی مثل توپوگرافی و سنگ شناسی کنترل می شوند و فعالیت کمتری نشان می دهند وزن کمتری دارند (جابری ۲۰۱۷: ۱۷). با توجه به اهمیت وزن دهی هر شاخص، اطلاعات ورودی و همچنین رابطه بین معیارها و شاخص ها در فرایند AHP نامشخص و مبهم است و در برخی مقایسات زوجی نمی توان این مقایسه را به صورت یک عدد قطعی نشان داد (اصغری و همکاران ۱۳۹۶). در بیشتر مواقع فرد تصمیم گیرنده نمی تواند گزینه های مختلف را با در نظر گرفتن معیار مشخصی به طور دقیق امتیاز دهد. جهت رفع معایب AHP، محققان از اصول منطق فازی استفاده کردند که توانایی مقابله با مشکل ابهام و گنگ بودن فرایند مقایسه دوتایی را دارد. با الحاق AHP و فرایند فازی می توان مشکل فرایند AHP را برطرف کرد (ژی پینگ و همکاران ۲۰۰۴: ۷). برای استانداردسازی معیارها چندین

روش وجود دارد که شامل روش‌های قطعی و احتمالاتی و فازی است. استانداردسازی داده‌ها همه مقادیر و ارزش‌های لایه‌های نقشه‌ای را به یک دامنه یکسان، مثلاً بین ۰ تا ۱، تبدیل می‌کند؛ طوری که در منطق فازی عضویت هر پیکسل در ارزیابی اهمیت شاخص در دامنه ۰ تا ۱ مشخص شود.

یافته‌های پژوهش

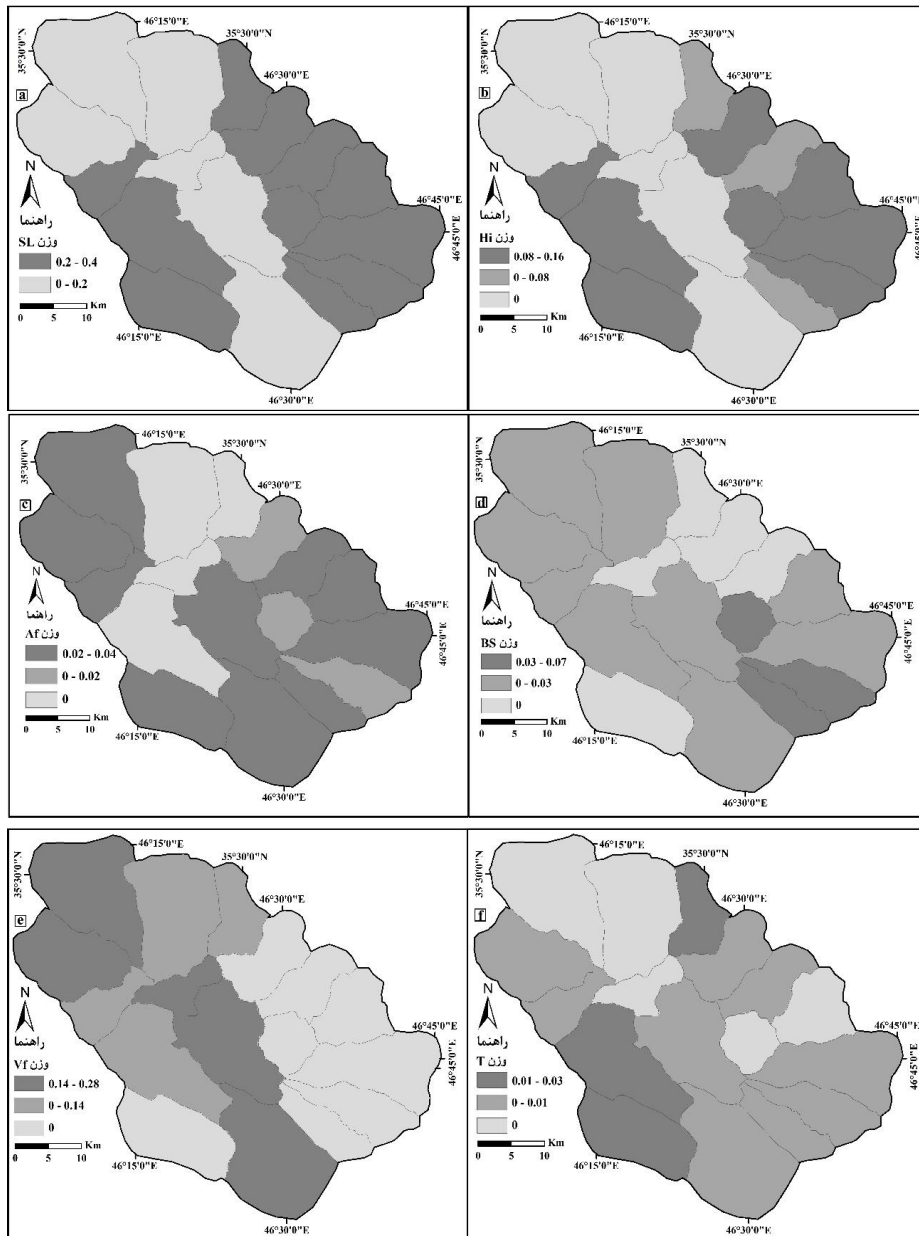
در این پژوهش برای محاسبه تکتونیک فعال نسبی از سیستم وزن‌دهی شاخص‌ها استفاده شد. وزن‌دهی بر اساس اهمیت هر یک از شاخص‌ها صورت می‌گیرد. شاخص‌های متأثر از ساختارهای تکتونیکی وزن بیشتر و شاخص‌هایی که توسط عواملی مثل توپوگرافی و سنگ‌شناسی کنترل می‌شوند وزن کمتری دارند (جابری و همکاران ۲۰۱۷). در ماتریکس وزن‌دهی شاخص‌ها بیشترین وزن مربوط به شاخص SL است. زیرا در مناطق فعال تکتونیکی پتانسیل ارزیابی نقطه به نقطه را فراهم می‌کند (توریانی و دلستا ۲۰۰۸؛ جابری و همکاران ۲۰۱۷). شاخص Vf باید نسبت به اندازه حوضه، نوع سنگ‌های حوضه، و شدت جریان ارزیابی شود (بول ۲۰۰۷؛ همدونی و همکاران ۲۰۰۸). ازین‌رو، این شاخص در سیستم وزن‌دهی درجه دوم را دارد. شاخص Hi یک شاخص کمی است. اما به دلیل فرسایش و بافت سست منطقه برای تشخیص مناطق فعال تکتونیکی از غیرفعال درجه سوم را خواهد داشت. شاخص Bs نیز بیشتر متأثر از سنگ‌شناسی است تا فعالیت تکتونیکی و درجه چهارم را دارد. همچنین شاخص‌های T و Af برای مناطقی که یک نوع تیپ سنگ دارد اهمیت دارد؛ یعنی مناطقی که نه تغییر سنگ‌شناسی و نه تغییر آب‌وهوا باعث عدم تقارن نشده باشد (کلر و پینتر ۲۰۰۲). ازین‌رو، این شاخص‌ها کمترین وزن را خواهند داشت (جابری و همکاران ۲۰۱۷). ساعتی (۱۹۸۸) شاخصی با نام نرخ سازگاری (CR) معرفی کرد که این شاخص سازگاری مقایسه‌ها را نشان می‌دهد. دامنه‌ای که برای این نرخ تعیین شده برابر با ۰/۱ است؛ به این صورت که هر چه CR به دست آمده کمتر از ۰/۱ یا مساوی با آن باشد تا ماتریکس اصلاح شده و به تعادل برسد که CR از تقسیم شاخص سازگار^۱ (CI) بر میانگین شاخص سازگار تصادفی^۲ (RI) محاسبه می‌شود. مقدار RI را نیز ساعتی و ورگاس (۱۹۹۱) برای ماتریس‌های در ابعاد مختلف ارائه کردند. این محاسبات توسط Export choice در ARC GIS محاسبه شده است. CR به دست آمده در این تحقیق ۰/۰۴۳۵ است که نشان‌دهنده دقت بالا در وزن‌دهی و ارزیابی‌هاست. پس از وزن‌دهی شاخص‌ها در منطقه مورد مطالعه، به صورت جدول ۲، وزن هر یک از شاخص‌ها در نقشه اندازه‌گیری شده برای هر حوضه ضرب شد. نقشه نهایی وزن‌دهی شده برای شاخص‌ها به صورت مجزا در شکل ۹ آمده است.

جدول ۲. جدول ماتریسی وزن‌دهی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی

شاخص	SL	Vf	Hi	Bs	Af	T	وزن
SL	۱	۲	۴	۵	۷	۷	۰/۴۰۲۳
Vf	۰/۵	۱	۲	۴	۵	۷	۰/۲۸۵۲

1. Consistency Index
2. Random Index

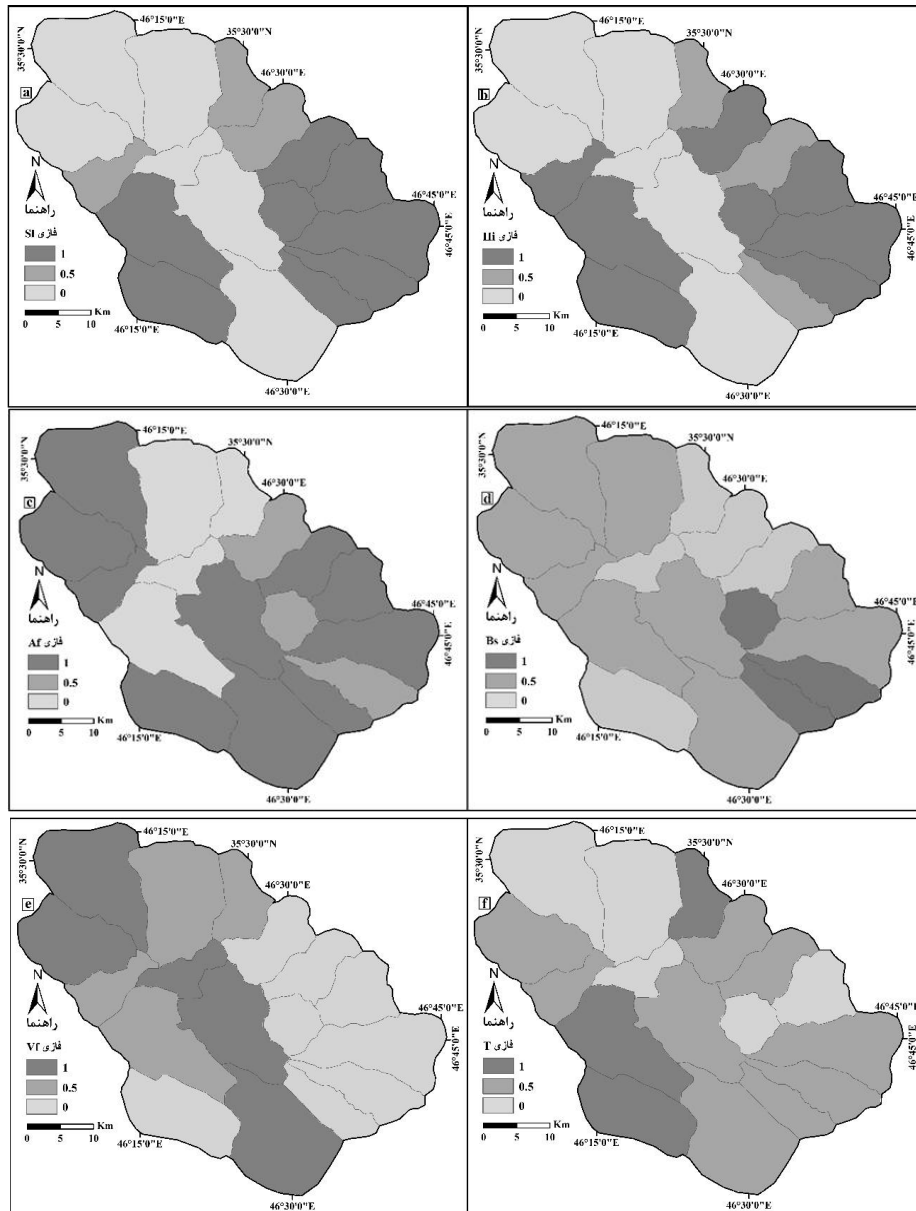
Hi			۱	۲	۴	۵	۰٫۱۶۰۶
Bs				۱	۲	۴	۰٫۰۸۷۲
Af					۱	۲	۰٫۰۴۱۱
T						۱	۰٫۰۳۶
Total							۱
شاخص	SL	Vf	Hi	Bs	Af	T	وزن



شکل ۹. نقشه وزن دهی شاخص های اندازه گیری شده در منطقه مورد مطالعه به ترتیب: (a) شاخص SI؛ (b) شاخص

Hi؛ (c) شاخص Af؛ (d) شاخص Bs؛ (e) شاخص Vf؛ (f) شاخص T

در ادامه برای استانداردسازی مقادیر شاخص‌ها، با استفاده از روش فازی، همه مقادیر و ارزش‌های لایه‌های نقشه‌ای به دامنه‌ای یکسان، بین ۰ تا ۱، تبدیل شد. بر اساس نتایج حاصل از روش فازی، بیشترین ارزش، یعنی عدد ۱، به حداکثر شاخص و کمترین ارزش، یعنی ۰، به حداقل شاخص در هر حوضه تعلق گرفت (شکل ۱۰).



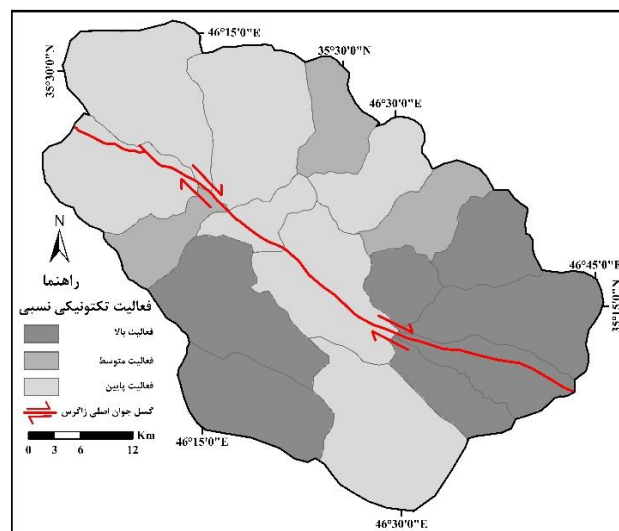
شکل ۱۰. نقشه فازی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی در منطقه مورد مطالعه به ترتیب: (a) شاخص SI؛ (b) شاخص HI؛ (c) شاخص AF؛ (d) شاخص BS؛ (e) شاخص VF؛ (f) شاخص T

پس از استانداردسازی داده‌های مربوط به شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی، که در بازه ۰ تا ۱ تبدیل شد، هر شش

نقشه شاخص‌ها با استفاده از تکنیک وزن‌دهی افزایشی ساده^۱ (SAW) با یک‌دیگر ترکیب شد. مدل SAW یکی از روش‌های ساده و پرکاربرد تصمیم‌گیری چندشاخصه است که با محاسبه وزنی شاخص‌ها می‌توان مناسب‌ترین گزینه را انتخاب کرد. در واقع، بر اساس تکنیک SAW همه شاخص‌ها طبق رابطه ۷ در نرم‌افزار Arc GIS 10.2 ترکیب شد و یک نقشه نهایی از فعالیت‌های تکتونیکی به دست آمد.

$$A = \{(SI * 0.4023) + (Vf * 0.2852) + (Hi * 0.1606) + (Bs * 0.0782) + (Af * 0.0411) + (T * 0.0326)\} \quad (7)$$

سپس نقشه نهایی و در واقع خروجی مدل SAW به ۳ کلاس فعالیت نسبی تکتونیکی بالا و متوسط و پایین طبقه‌بندی شد (شکل ۱۱). همان‌طور که در نقشه نهایی فعالیت نسبی تکتونیکی قابل مشاهده است، حوضه‌های آویهنگ، بساران، آریان، دانیکش، نگل، هورامان، و هجیج در حوضه‌های با فعالیت نسبی بالا، حوضه‌های هزاررانی، کوردرد، و باقل‌آباد در حوضه‌های با فعالیت نسبی متوسط، و حوضه‌های سورتو، رزاو، هزارخانی، ویسه، کانی‌دینار، میریگ، و پیرخضران در حوضه‌های با فعالیت نسبی پایین قرار می‌گیرند؛ که نشان می‌دهد بخش‌های جنوبی و جنوب‌خاوری و باختری MRF فعالیت نسبی بالاتری نسبت به سایر قسمت‌ها دارد.

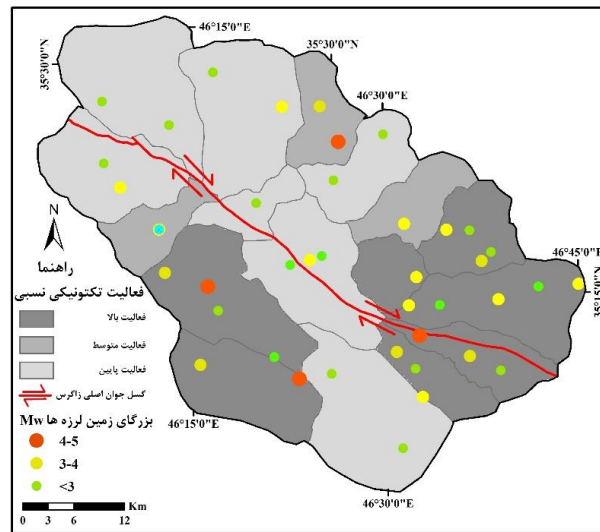


شکل ۱۱. نقشه فعالیت تکتونیکی نسبی در منطقه مورد مطالعه

مقایسه نقشه فعالیت تکتونیکی نسبی با داده‌های لرزه‌شناسی

پهنه‌بندی منطقه بر اساس نقشه فعالیت تکتونیکی نسبی (شکل ۱۱) در قسمت‌های جنوبی و جنوب‌خاوری و بخش غربی منطقه فعالیت بالا را نشان می‌دهد که این موضوع با داده‌های به‌دست‌آمده از زلزله‌های دستگاهی همخوانی دارد (شکل ۱۲) و نشان می‌دهد قسمت‌های غربی و جنوبی MRF نسبت به قسمت شمالی آن فعال‌تر است. همچنین سایر حوضه‌ها که زلزله‌ای ثبت نشده به دو صورت قابل توجیه است؛ یا جابه‌جایی گسل در این مناطق بیشتر به صورت خزش و آرام بوده و به همین دلیل زمین‌لرزه‌ای رخ نداده یا در آینده احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ در این مناطق وجود دارد.

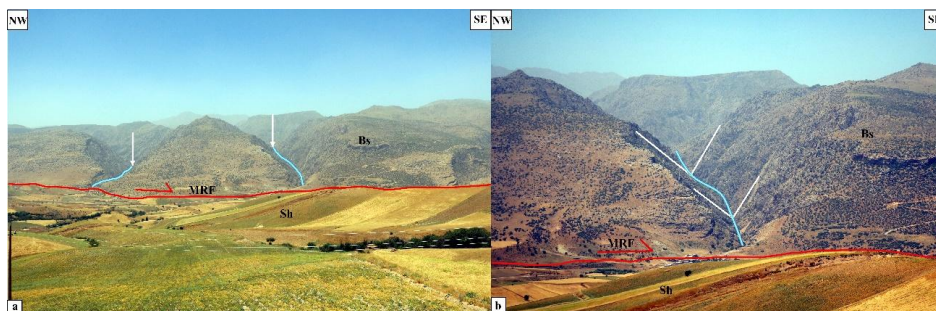
1. Simple Additive Weight

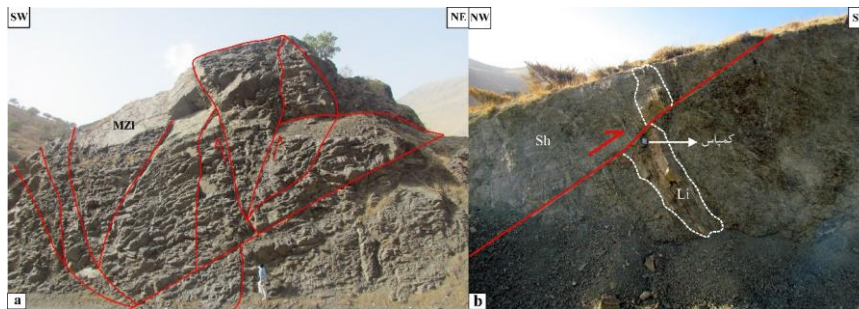


شکل ۱۲. نقشه پراکندگی مرکز سطحی زمین لرزه‌های منطقه مورد مطالعه (ISC 2019) و فعالیت تکتونیکی نسبی

شواهد صحرائی

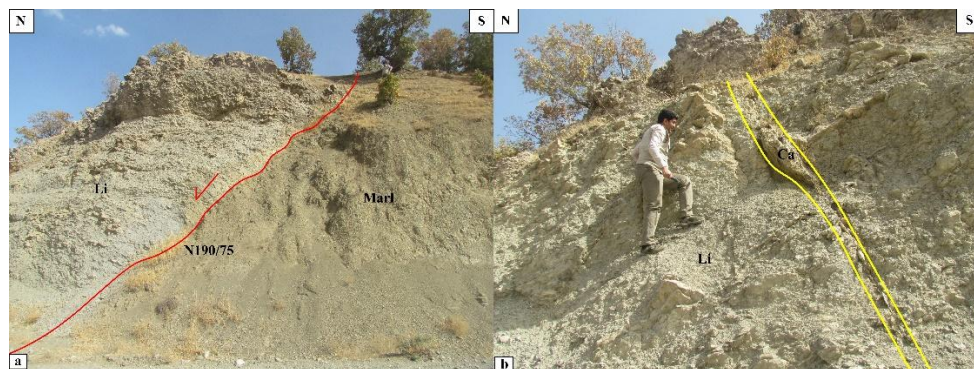
یکی از شواهد تکتونیکی فعال در منطقه مورد مطالعه دره‌های V شکل است که مثلاً در حوضه رزاو این شاهد ریخت‌زمین‌ساختی قابل مشاهده است. در این بخش از منطقه مورد مطالعه دره‌های V شکل در آهک‌های ضخیم‌لایه بیستون تشکیل شده است (شکل ۱۳). در حوضه‌هایی که میزان Vf به دست آمده نسبتاً پایین باشد تشکیل دره‌های V شکل نشان‌دهنده فعالیت تکتونیکی نسبی بالاست. با توجه به نقشه نسبی فعالیت تکتونیکی، در راستای پهنه گسلی MRF حوضه‌های منطقه مورد مطالعه کلاس بالایی از فعالیت تکتونیکی را نشان می‌دهند. بنابراین، این گسل مهم‌ترین ساختار کنترل‌کننده تکتونیکی فعال در منطقه مورد مطالعه است.





شکل ۱۳. دره‌های ۷ شکل در حوضه آریان که MRF مرز کوه و دشت را قطع می‌کند: (a) نمای دور؛ (b) نمای نزدیک (آهک بیستون: Bs، شیل: Sh)

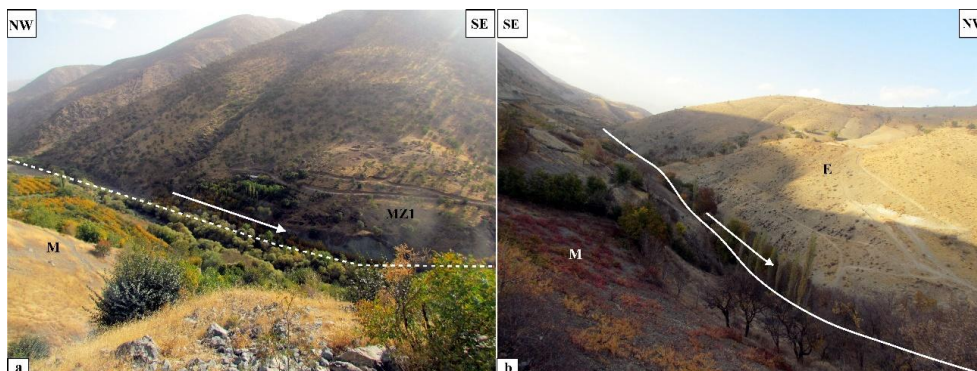
گسل MRF یک گسل امتدادلغز بزرگ در شمال‌باختر ایران است و حرکت این گسل امتدادلغز معمولاً همراه مؤلفه کششی یا فشارشی است. شواهد صحرایی نشان می‌دهد مؤلفه‌های کششی و فشارشی ناشی از جنبش امتدادلغز در همگرایی مایل باعث تشکیل ساختارهای کششی و فشارشی در منطقه شده است. در مقطع عمود بر گسل، دوپلکس‌های امتدادلغز ساختارهای گل‌واره^۱ ایجاد می‌کنند. در صورتی که مؤلفه شیب‌لغز معکوس و تحذب شیب گسل به سمت بالاست و ساختار گلی از نوع معکوس یا مثبت است. در بخش‌های جنوب‌خاوری منطقه مورد مطالعه حرکت امتدادلغز راست‌بر گسل MRF همراه با مؤلفه فشارشی است و از ساختاری‌های فشارشی تشکیل شده متأثر از مؤلفه فشارشی MRF در این بخش گسل‌های معکوس و ساختار گل‌مثبت است که بیشتر واحدهای آهکی را قطع کرده‌اند (شکل ۱۴).



شکل ۱۴. (a) ساختار گل‌مثبت در واحدهای آهک بیستون حوضه آریان؛ (b) گسل معکوس باعث جابه‌جایی لایه آهکی در زمینه واحد شیلی شده است (آهک: Li، شیل: Sh، آهک بیستون: BL)

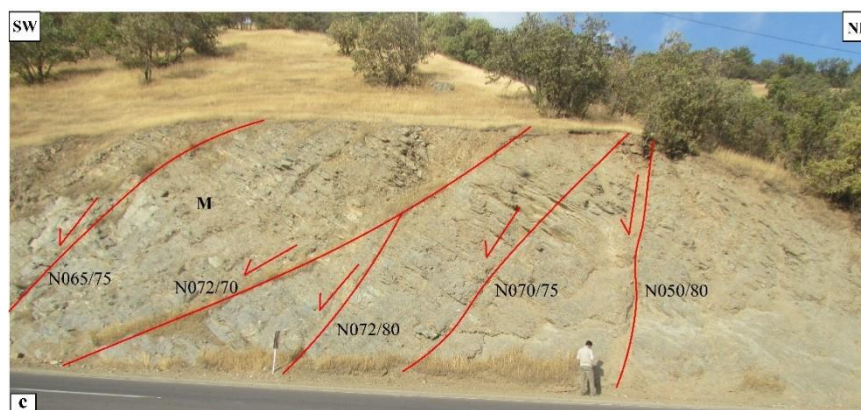
حرکت امتدادلغز گسل در بخش‌های شمال‌باختری و در جایی که این بخش از گسل به قطعه گسلی مریوان می‌رسد همراه با مؤلفه کششی است. مؤلفه کششی باعث تشکیل گسل‌های نرمال متعددی شده است. این گسل‌های نرمال معمولاً با تشکیل رگه کلسیتی در فضاهای خالی لایه‌ها همراه است. این گسل‌های نرمال در شمال‌باختر منطقه به صورت قطعات گسلی موازی و مدل پلکانی قابل مشاهده است (شکل ۱۵).

1. Flower structure



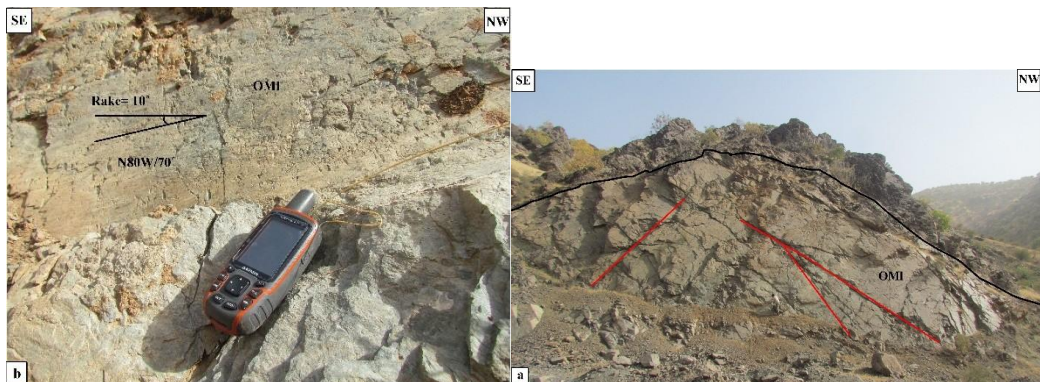
شکل ۱۵. (a) گسل نرمال تشکیل شده در مرز واحدهای آهکی و مارنی در حوضه هزارخانی؛ (b) تزریق رگه کلسیتی در فضای خالی ایجاد شده تحت کشش؛ (c) پهنه گسلی نرمال با شیب زیاد که شیب و امتداد گسلها در کنار آنها نوشته شده است (مارن: Marl، آهک: Li، کلسیت: Ca، آهک بیستون: BL، کلسیرودایت: M)

یکی از این شواهد گسلش وجود دره‌های خطی و مستقیم است که نشان‌دهنده اثر سطحی گسل روی زمین است (سیلواستر ۱۹۸۸). این دره‌ها در مسیر گسل اصلی قرار دارند و به علت حرکت مداوم گسل توسعه می‌یابند. در منطقه مورد مطالعه بهترین مورد دره گسلی خطی در حوضه‌های بساران و رزاو است که فعالیت گسل‌های منطقه باعث ایجاد این دره‌ها و جریان آبراهه‌ها در مسیر آنها شده و دره‌های تنگ و عمیقی را در بستر رودخانه‌ها به وجود آورده‌اند. روند این دره‌ها با روند MRF یکسان است (شکل ۱۶).



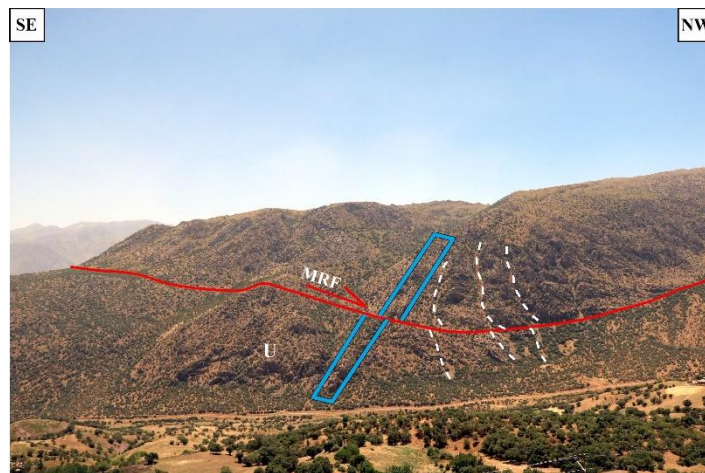
شکل ۱۶. (a) دره خطی گسلی در بخش مرکزی (حوضه رزاو)؛ (b) بخش جنوبی (حوضه بساران) پهنه گسلی MRF (کلسیرودایت: M، شیل و شیل ماسه‌ای: E، سنگ آهک بیوژنیک: MZI)

گسل سروآباد قطعه‌ای از MRF است که روند N80W و طولی نزدیک به ۶۲ کیلومتر دارد. در شکل ۱۷ پهنه گسلی و سازوکار راست‌بر این گسل در حوضه بساران نشان داده شده است.



شکل ۱۷. (a) پهنه گسلی سروآباد در واحد OMI؛ (b) صفحه گسل از نمای نزدیک که ریک و امتداد روی آن مشخص شده است.

از شواهد دیگر راست بر بودن گسل سروآباد می توان به جابه جایی دایک و آبراهه ها در حوضه رزاو اشاره کرد که MRF با قطع کردن واحد اولترابازیک باعث جابه جایی دایک و آبراهه ها در این واحد سنگی شده است (شکل ۱۸).



شکل ۱۸. قطع شدن واحد سنگی اولترابازیک توسط MRF که باعث جابه جایی دایک و آبراهه ها شده است (واحد سنگی اولترابازیک: U).

بحث و نتیجه

MRF از قطعات مختلف تشکیل شده است. مطالعات ساختاری و مورفوتکتونیک متعددی درباره این گسل در باختر ایران انجام گرفته است. با این حال مطالعات درباره این گسل در بخش شمال باختری معطوف به قطعات گسلی پیرانشهر و مریوان و در بخش جنوب خاوری معطوف به قطعات درود، نهاوند، صحنه، و مروارید بوده و در منطقه سروآباد ویژگی های ساختاری و مورفولوژیکی این گسل بررسی نشده است. در این مطالعه با استفاده از شاخص های

ریخت‌زمین‌ساختی گرادیان طولی رودخانه‌ای (SL)، عدم‌تقارن حوضه زهکشی (Af)، شکل حوضه (BS)، انتگرال هیپسومتری (Hi)، نسبت پهنای کف دره به عمق دره (Vf)، عامل تقارن توپوگرافی (T)، فعالیت تکتونیکی مرتبط با پهنه گسلی MRF در منطقه سروآباد بررسی شد. این گسل از حوضه‌های متعدد در منطقه مورد مطالعه عبور کرده و آنومالی‌های شاخص SL در حوضه‌های هورامان، هزارانی، بساران، و میریگ مقادیر بالایی نشان می‌دهند؛ که در راستای MRF و متأثر از حرکات جوان این گسل است. شاخص BS در حوضه‌های آویهنگ، بساران، آریان، و هورامان مقادیر بالایی نشان می‌دهد که ناشی از سنگ‌شناسی و تراکم رسوبات است. مقدار شاخص T به‌دست‌آمده برای همه حوضه‌ها تأییدکننده فعال بودن منطقه است. منحنی Hi رسم‌شده برای ۹ حوضه حالت محدب دارد که جزء مناطق فعال تکتونیکی محسوب می‌شوند. مقدار شاخص AF در حوضه‌های آویهنگ، بساران، سورتو، هجیج، هزارخانی، ویسه، کانی‌دینار، رزوا، باقل‌آباد، و دانیکش نشان‌دهنده کج‌شدگی این حوضه‌هاست. شاخص VF محاسبه‌شده نشان می‌دهد حوضه‌های سورتو، رزوا، هزارخانی، و کانی‌دینار جزء مناطق فعال‌اند. دره‌های V شکل عمیق در این حوضه‌ها اعداد به‌دست‌آمده از این حوضه‌ها را تأیید می‌کنند.

نتایج شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی در راستای MRF در منطقه سروآباد از فعال بودن این گسل و تأثیر آن بر مورفولوژی کنونی منطقه حکایت می‌کند. بنابراین، برای بررسی دقیق‌تر فعالیت تکتونیکی نسبی در منطقه مورد مطالعه، با استفاده از یک سیستم وزن‌دهی، بر اساس تحلیل‌های AHP، اهمیت هر شاخص در منطقه مورد مطالعه، با توجه به مطالعات قبلی در این زمینه و شواهد زمین‌شناسی، تعیین شد. سپس وزن هر شاخص در نقشه همان اندیس ضرب شد و برای هر اندیس یک نقشه وزن‌دهی شده به دست آمده است. در ادامه برای یکسان‌سازی پارامترهای شاخص‌ها، با استفاده از اصول منطق فازی، برای هر شاخص یک نقشه جدید تهیه شد که همه شاخص‌ها بین ۰ تا ۱ تغییر می‌کند. نهایتاً با همپوشانی نقشه فازی همه شاخص‌ها یک نقشه نهایی از فعالیت نسبی تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه تهیه شد.

با توجه به این نقشه منطقه مورد مطالعه، حوضه‌های آویهنگ، بساران، آریان، هجیج، هورامان، نگل، و دانیکش جزء ناحیه با فعالیت نسبی بالا، حوضه هزاررانی، کوردره، و باقل‌آباد جزء حوضه‌های با فعالیت نسبی متوسط، و حوضه‌های رزوا، هزارخانی، ویسه، کانی‌دینار، میریگ، و پیرخضران جزء ناحیه با فعالیت نسبی پایین شناسایی شدند.

با توجه به نتایج حاصل از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی و شناسایی مناطق با فعالیت نسبی تکتونیکی بالا در راستای گسل، مطالعات صحرایی دقیقی جهت شناسایی شواهد گسلش در منطقه انجام شد. شواهد صحرایی از منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد فعالیت‌های جوان تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه بیشتر به صورت دره‌های V شکل، دره‌های خطی گسلی، و صفحات گسلی است. بررسی شواهد گسلی در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد در بخش‌های شمال‌باختری گسل MRF در منطقه سروآباد حرکت امتدادلغز گسل همراه با مؤلفه کششی است. این مؤلفه کششی به صورت گسل‌های نرمال و تشکیل رگه‌های کلسیتی قابل مشاهده است. همچنین در بخش‌های جنوب‌خاوری گسل حرکت امتدادلغز همراه با مؤلفه فشارشی است که این شواهد فشارشی به صورت گسل‌های معکوس و ساختارهایی گل‌مثبت تشکیل شده است. بنابراین MRF، که یک گسل راستالغز بزرگ در باختر ایران با حرکت امتدادلغز راست‌گرد است، در منطقه سروآباد با مؤلفه کششی و فشارشی همراه است و الگوی دگرریختی پیچیده‌ای را نشان می‌دهد.

منابع

اصغری، م.، نصیری، پ.، منظم، م.، گل بابایی، ف.، عرب علی بیگ، ح.، شمسی پور، ع.ا.، الله وردی، آ. (۱۳۹۶). «تعیین و وزن دهی معیارهای مؤثر در انتخاب یک شاخص استرس حرارتی با استفاده از روش دلفی و آنالیز سلسله مراتبی فازی»، *بهداشت و ایمنی کار*، ش ۱، صص ۲۳ - ۳۳.

- 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 Geologische Rundschau*, Vol. 94, pp. 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*, Vol. 148, pp. 692-725.
- Alavi, M. (1994). «Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran», *New data and interpretations, Tectonophysics*, Vol. 229, pp. 211-238.
- Alavi, M. (2004). «Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution», *American Journal of Science*, Vol. 304, pp. 1-20.
- 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*, Vol. 128, pp. 1-14.
- Alipoor, R., Zare, M., Ghassemi, M. R. (2012). «Inception of activity and slip rate on the Main Recent Fault of Zagros Mountains, Iran», *Geomorphology*, 175-176, pp. 86-97.
- Asghari, M., Nassiri, P., Monazzam, M. R., Golbabaie, F., Arabalibeik, H., Shamsipour, A. A., Allahverdy, A. (2017). «Determination and weighting the effective criteria in selecting a heat stress index using the Delphi technique and fuzzy analytic hierarchy process (FAHP)». *Journal of Health and Safety at Work*, Vol. 7, No. 1, pp. 23-32.
- Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzadeh, Z., Shabanian, E., Abbassi, M. R. (2006). «Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran)», *Tectonics*, Vol. 25, TC3002, 21 p. doi:10.1029/2005TC001860.
- Berberian, M. & King, G. C. P. (1981). «Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran», *Canad. J. Earth Sci*, Vol. 18, pp. 210-265.
- Berberian, M. (1995). «Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonic», *Tectonophysics*, Vol. 241, pp. 193-224.
- Braud, J. (1987). «Paleogéographique, magmatique et structural de la region Kermanshah, Iran» [*Thèse de étate*], Paris, Université de Paris.
- Bull, W. B. & McFadden, L. D. (1977). «Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California, In: Doehring, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions*», *Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium, State University of New York, and Binghamton*, pp. 115-138.
- Bull, W. B. (2009). *Tectonically Active Landscapes*, Blackwell Publishing.
- Cannon, P.J., 1976, «Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of Mill Creek drainage basin», *Oklahoma Geology Notes*, Vol. 36, No. 1, pp. 3-16.
- 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*, Vol. 56, pp. 109-137.
- Copley, A. & Jackson, J. (2006). «Active tectonics of the Turkish-Iranian plateau», *Tectonics*, Vol. 25, pp. 1-19.
- 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*, Vol. 106, pp. 571-581.
- 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*, Vol. 96, pp. 150-173.
- Falcon, N. L. (1974). «Southern Iran: Zagros Mountains, in Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies», edited by A. M. Spencer, *Geol. Soc. Spec. Publ*, Vol. 4, pp. 199-211.
- Gansser, A., Geologist, S. (1969). «The large earthquakes of Iran and their geological frame», *Geologisches Institut der Eid, Technischen Hochschule und der Universität Zürich*.
- Jaberi, M., Ghassemi, M. R., Shayan, S., Yamani, M., Zamanzadeh, A. M. (2017). «Interaction between

- active tectonics, erosion and diapirism, a case study from Hable-Rud in Southern Central Alborz (Northern Iran)». *Geomorphology*, Vol. 300, pp. 77-94.
- Kazmin, V. G., Ricou, L. F., Sbertshikov, I. M. (1986). «Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys», *Tectonophysics*, Vol. 123, pp. 153-179.
- Keller, E. A. & Pinter, N. (1996). *Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape*. by Prentice-Hall, Inc. Simon and Schuster/A Viacom Company Upper Saddle River, New Jersey, Vol. 7458, pp. 121-145.
- Keller, E. A. & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape, second ed.* Prentice Hall, NJ.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C., Wernicke, B. P. (2003). «Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions», *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, 4p. doi:10.1029/2003GL017992.
- Mohajjel, M. & Fergusson, C. L. (2014). «Jurassic to cenozoic tectonics of the zagros orogen in northwestern Iran», *International Geology Review*, Vol. 56, No. 3, pp. 263-287.
- Mohajjel, M., & Behyari, M. (2010). «Young transpressive positive flower structure along the Zagros collision zone, Nahavand area, west Iran», *New England Orogen*, 243.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L., Sahandi, M. R. (2003). «Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran», *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 21, pp. 397-412.
- Mohajjel, M. & Rasouli A. (2014). «Structural evidence for superposition of transtension on transpression in the Zagros collision zone: Main Recent Fault, Piranshahr area, NW Iran», *J Struct Geol*, Vol. 62, pp. 65-79.
- Nogole Sadat, M. A. A. & Houshmandzadeh, A. (1993). *Geology map of Marivan-Baneh, Scale 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.*
- Pike, R. J. & Wilson, S. E. (1971). «Elevation-relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis», *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 82, pp. 1079-1084.
- Ramirez, M. & Herrera, M. T. (1998). «Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt», *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 23, pp. 317-332.
- Ricou, L. E. (1976). «Evolution structurale des Zagrides, la re gion clef de Neyriz (Zagros Iranien)», *Mem. Soc. Geol. Fr*, Vol. 55, pp. 1-140.
- Saaty, T. L. (1980). *The Analytic Hierarchy Process*. McGraw-Hill: New York.
- Saaty, T. L. & Vargas, L. G. (1991). *Prediction, Projection and Forecasting*. Kluwer Academic Publishers, Norwell, 251.
- Stocklin, J. (1968). «Structural history and tectonic of Iran»; a review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 52, pp. 1229-1258.
- Sylvester, A. G. (1988). *Strike-slip faults*, *Geological Society of America Bulletin* Vol. 100: p. 1666.
- Talebian, M. & Jackson, J. (2002). «Offset on the Main Recent Fault of the NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone», *Geophys. J. Int*, Vol. 150, pp. 422-439.
- Tchalenko, J. S. & Braud, J. (1974). «Seismicity and structure of Zagros (Iran): The Main Recent Fault between 33 and 35N», *Philos. Trans. R. Soc. London*, Vol. 277, pp. 1-25.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., ... & 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.
- Zahedi, M. & Hajian, J. (1985). *Geological map of Sanandaj quadrangle C5: Geological Survey of Iran, scale 1:250,000, 1 sheet.*
- Zhi-Ping, F., Guo-Fen, H., Si-Han, X. (2004). «A method for multiple attribute decision-making with the fuzzy preference relation on alternatives», *Computers & Industrial Engineering*, Vol. 46, No. 2, pp. 321-327.