

مجله مخاطرات محیط طبیعی، دوره هفتم، شماره ۱۵، بهار ۱۳۹۷

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۰۹/۲۰

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۰۸/۰۶

صفحات: ۲۰۴ - ۱۷۹

ارزیابی کمی مورفوتکتونیک فعال در دامنه‌های توده باتولیت الوند

غلام حسن جعفری^{۱*}، زینب براتی^۲

چکیده

نشوتکتونیک نقش بسیار مهمی در تکامل مورفولوژیکی هر حوضه زهکشی دارد. هسته اصلی ژئومورفولوژی تکتونیک، مطالعه فراوانی فرآیندهای تکتونیک است که تمایل به تغییر توپوگرافی و فرآیندهای سطحی دارند. دره‌های توده باتولیت الوند همدان با جهت شمال غرب- جنوب شرقی در جنوب، جنوب شرق و غرب شهر همدان، به شدت متأثر از فرآیندهای ژئومورفولوژیکی، تکتونیک و عوامل مختلف فرسایشی است. اطلاعات در مورد تاریخ زمین‌ساختی هر منطقه را می‌توان با کمک شاخص‌های کمی مختلف مورفوتکتونیک بازیابی کرد. از طریق بررسی شاخص‌های مورفوتکتونیک می‌توان میزان ناپایداری دره‌ها را ارزیابی کرد. هدف این پژوهش بررسی شاخص‌های مورفوتکتونیک در دامنه‌های شمال شرقی و جنوب غربی توده الوند همدان با توجه به ارتفاع متفاوت سینوزیته جبهه کوهستان است. وضعیت فعالیت تکتونیک دامنه‌های توده الوند، به کمک نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، تصاویر ماهواره‌ای، بازدیدهای میدانی و نرم‌افزار در ۲۸ زیرحوضه مجزا مورد بررسی قرار گرفت. نتایج ترکیبی شاخص‌های انتگرال هیپسومتریک، سینوزیته رودخانه، تقارن توپوگرافی دره، نسبت پهنای دره به کف دره، تقارن توپوگرافی عرضی، سینوزیته پیشانی کوهستان و گرادیان طولی رودخانه در شاخص IAT، توده الوند همدان را محیطی ناپایدار از نظر تکتونیک معرفی می‌نماید. شاخص IAT، به ترتیب ۵۰ و ۳۷/۵٪ از زیرحوضه‌های دامنه شمال شرقی و جنوب غربی را فاقد فعالیت تکتونیک ارزیابی کرده است که حاکی از فعال‌تر بودن تکتونیک دامنه جنوب غربی نسبت به دامنه شمال شرقی است. در مجموع نتایج فعالیت زمین‌ساخت حاکی از حاکمیت بیشتر عوامل فرسایشی در دامنه جنوب غربی نسبت به شمال شرقی است. ارتفاع جبهه کوهستان دامنه‌های شمال شرقی ۲۰۰ متر بیشتر از دامنه‌های جنوب غربی است؛ با توجه به تراکم بیشتر گسل‌ها در دامنه‌های جنوبی الوند می‌توان گفت که ارتفاع پایین‌تر سینوزیته کوهستان، شرایط مناسب‌تری را برای انعکاس مورفوتکتونیک منطقه مهیا کرده است.

واژگان کلیدی: زمین‌ساخت، همدان، شاخص‌های ژئومورفیک، الوند.

jafarihas@znu.ac.ir

zeynab_baratii@yahoo.com

^۱- استادیار گروه جغرافیا دانشگاه زنجان (نویسنده مسئول)

^۲- کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی دانشگاه زنجان

مقدمه

یکی از رشته‌های علوم زمین با توسعه قابل توجه در چند دهه اخیر تکتونیک فعال است. نتایج حاصل از مطالعات منطقه‌ای در تکتونیک فعال، در ارزیابی مخاطرات طبیعی، کاربری اراضی و مدیریت مناطق پرجمعیت مهم هست (کلوتینگ و کورنا^۱، ۲۰۰۵). مطالعات تکتونیک فعال به دنبال یک رویکرد چند جانبه به یکپارچه‌سازی داده‌های زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی، چینه‌شناسی، باستان‌شناسی، زلزله‌شناسی و ژئودزی است (فرز پنتا و همکاران^۲، ۲۰۱۰). در سال‌های اخیر مطالعه زمین‌ساخت فعال به طور چشمگیری به‌عنوان یکی از ابزارهای مؤثر در تشخیص شکل‌های زمین‌ساختی فعال و تهیه نقشه‌های خطر لرزه‌ای و همچنین درک تاریخچه چشم‌اندازهای کنونی سطح زمین کارساز بوده است (کلر و پینتر^۳، ۲۰۰۲). تجزیه و تحلیل چشم‌اندازهای مناطق کوهزایی با فعالیت زمین‌ساخت کم تا متوسط، یکی از بهترین روش‌ها برای توصیف تکامل کمربند کوهستانی است (دامونت و همکاران^۴، ۲۰۰۵). ترکیب این تجزیه و تحلیل با تکنیک‌های رادیومتری، بینش کلیدی را در بررسی الگوی زمانی و مکانی از چگونگی و میزان بالآمدگی‌ها فراهم می‌کند (بربانک و اندرسن^۵، ۱۹۹۲). در یک کوهستان، جوان بودن و تکتونیک فعال، عامل اصلی بالآمدگی سنگ‌ها است و توپوگرافی امروزی، نتیجه رقابت بین تکتونیک و فرآیندهای فرسایشی است (ایگلند و مونار^۶، ۲۰۰۷). الگوی زهکشی در مناطق تکتونیک فعال به فرآیندهای فعالی همچون کج‌شدگی و گسلش بسیار حساس است. از جمله اثرات این فرآیندها برش رودخانه، عدم تقارن حوضه و انحراف رودخانه است (سالوانی^۷، ۲۰۰۴).

شاخص‌های ژئومورفیک ابزارهای مفید در ارزیابی فعالیت تکتونیک در هر منطقه هستند (آجار و دینسر^۸، ۲۰۰۵). برای نخستین بار از این پارامترها، برای مطالعات تکتونیک، بال و مک فادن^۹ (۱۹۷۷) استفاده کردند. در مطالعه‌ای دیگر، بال (۱۹۷۷) تحول تراس‌ها و نیمرخ طولی رودخانه‌ها را متأثر از حرکات تکتونیک دانست. فرند و همکاران^{۱۰} (۱۹۹۹) در بررسی‌های چند نمونه از رودخانه‌های هیمالیا در جهت شمال شرق و شمال غرب به انحرافات طولی مسیر رودخانه اشاره کرده‌اند. هان کوک و اندرسن^{۱۱} (۲۰۰۲) در مطالعات خود در رودخانه این کیشن فعالیت‌های تکتونیک را عاملی مهم در تغییر وضعیت منطقه دانستند، این در حالی است که آن‌ها اعتقاد دارند نباید از تأثیرات تغییرات اقلیمی و کاهش سطح اساس رودخانه نیز در این منطقه غافل شد. همدونی و همکاران^{۱۲} (۲۰۰۸)، با

¹- Cloetingh and Cornu

²- Pérez-Peña et al

³- Keller, E.A., Pinter, N

⁴- Dumont et al

⁵- Burbank and Anderson

⁶- England and Molnar

⁷- Salvany et al

⁸- Acar and Dincer

⁹- Bull, W.B., McFadden, L.D.,

¹⁰- Friend et al

¹¹- Hun & ANDERSON

¹²- Hamdouni et al

محاسبه و رده‌بندی شاخص‌های ژئومورفولوژیکی در چارچوب مدل IAT^۱ به رده‌بندی زمین‌ساخت فعال به چهار رده بسیار فعال تا فعالیت نسبتاً کم پرداخت. از دیگر پژوهش‌های انجام‌شده در این راستا می‌توان به؛ مالیک و ماهانتی^۲ (۲۰۰۷) در شمال شرق هیمالیا (هند)، ڈر و همکاران^۳ (۲۰۰۸) شمال آنتالیا، فرز پنتا و همکاران (۲۰۱۰) در گوردلرا واقع در جنوب شرق اسپانیا، بات و همکاران^۴ (۲۰۱۳) رودخانه لیدر در کشمیر هند و آزانن و همکاران^۵ (۲۰۱۵) در جنوب شرق اسپانیا اشاره کرد.

مطالعات زمین‌ساخت در ایران نیز پیشرفت چشمگیری داشته است؛ از جمله مطالعاتی که در این زمینه صورت گرفته است می‌توان به این موارد اشاره کرد: بیاتی خطیبی (۱۳۸۸) در حوضه آبریز قرقوچای بیان داشت که با توجه به حضور شکستگی‌ها و بی‌نظمی‌ها در نیمرخ طولی رودخانه‌ها، جابجایی‌های جانبی در مسیر جریان آن‌ها و غیرعادی بودن شبکه زهکشی، از اثرات بالآمدگی‌های تکتونیک محسوب می‌شوند و ارقام حاصل از به‌کارگیری شاخص‌های مختلف نیز نشان‌دهنده فعال بودن تکتونیک در بخش‌های مختلف حوضه، به‌ویژه در بخش‌های میانی و جنوبی آن است. مجیدزاده و همکاران (۱۳۹۰) در ارزیابی کمی مورفوتکتونیک فعال در حوضه‌های البرز شمالی، فعال بودن تکتونیک در این منطقه را تأیید کردند. سرهنگی و همکاران (۱۳۹۳) با بررسی شاخص‌های کمی زمین‌ساخت فعال و تعیین فعالیت نسبی زمین‌ساختی حوضه مردقچای ملکان در جنوب آتش‌فشان سهند، شمال باختر ایران، به این نتیجه رسیدند که حوضه مردقچای از نظر سطح فعالیت نسبی زمین‌ساخت، به دو رده فعالیت نسبی بالا و متوسط تقسیم می‌شود. در مطالعه‌ای دیگر جمال‌آبادی و همکاران (۱۳۹۳)، در بررسی تأثیرات تکتونیک گسل کامیستان بر شبکه زهکشی و مخروط‌افکنه‌ها با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک در دامنه‌های شمالی ارتفاعات جغتای به این نتیجه رسیدند که منطقه مورد مطالعه از لحاظ تکتونیک در وضعیت نیمه فعال متمایل به غیرفعال (بالغ مایل به پیر) قرار دارد. تحلیل فعالیت زمین‌ساختی حوضه آبخیز فرحزاد از طریق شاخص‌های ژئومورفیک توسط منصوری و صفاری (۱۳۹۴) نیز حاکی از فعال بودن این حوضه در عهد حاضر می‌باشد و حوضه بر اساس شاخص IAT در کلاس ۱ قرار می‌گیرد.

در ارتباط با توده الوند همدان سلیمانی (۱۳۷۸) معتقد است که مورفولوژی جبهه شمالی کوهستان الوند همدان تحت تأثیر گسل‌های حاصل از فعالیت‌های تکتونیک به‌شدت ناپایدار شده است. ایلدرمی (۱۳۸۸) به بررسی مورفولوژیکی پرتگاه‌ها و تحول پس‌روی جبهه شمالی توده کوهستانی الوند همدان پرداخته و نتیجه گرفته که تحول و پس‌روی منطقه بر اثر فاصله‌بندی حوضه‌های زهکشی مجاور، درگذشت زمان شده است. ایشان در مطالعه‌ای دیگر (۲۰۱۳) با استفاده از شواهد ژئومورفیک، زمین‌شناسی، شواهد لرزه‌ای و سنجش‌ازدور و با ایجاد ارتباط بین این شواهد و لندفرم‌های مورفولوژیک، فعالیت زمین‌ساخت را در دامنه شمالی الوند مورد بررسی قرارداد. این مقاله باهدف

¹ - Index of relative active tectonics

² - Mohanty et al

³ - DOR et al

⁴ -Bhat et al

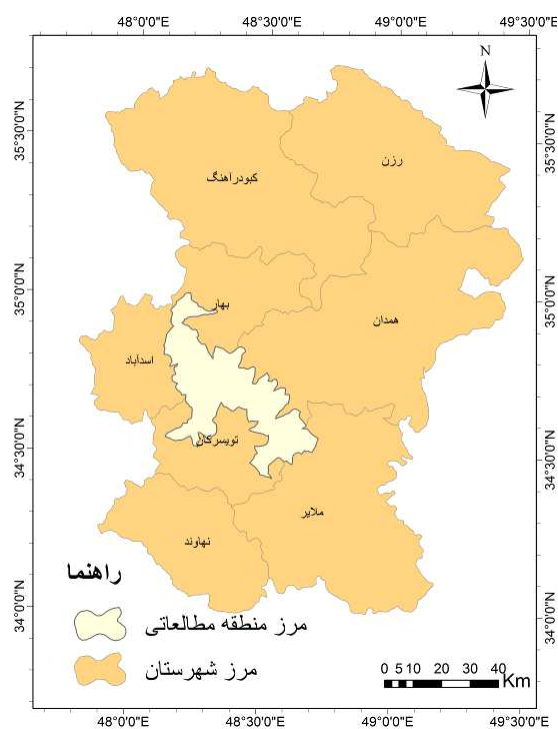
⁵ -Azañón et al

بررسی و مقایسه فعالیت زمین‌ساختی کواترنری در دامنه‌های توده کوهستانی الوند همدان (شمال غرب ایران)، با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیکی، به تجزیه و تحلیل عملکرد تکتونیک پرداخته است. ارتفاع پیشانی کوهستانی دامنه شمال شرقی توده الوند همدان ۱۹۰۰ متر و در دامنه جنوب غربی ۱۷۰۰ متری قرار دارد. با توجه به غالب بودن لیتولوژی گرانیت، دگرگونی و شیست در محدوده مورد مطالعه و تفاوت ۲۰۰ متری پیشانی کوهستان دامنه شمال شرقی با جنوب غربی، این مقاله سعی دارد تفاوت سینوزیته جبهه کوهستانی و جهت کلی دامنه‌ها را در انعکاس شاخص‌های مورفوتکتونیک توده کوهستانی الوند همدان مورد بررسی قرار دهد.

داده‌ها و روش‌ها

فراروی شهر همدان، کوهستان منفردی از شاخه‌های خاوری زاگرس مرکزی با عرصه‌ای به وسعت ۱۳۷۵ کیلومترمربع، بزرگ‌ترین پدیده گرانیت زایی از دوران چهارم زمین‌شناسی بر اثر نفوذ توده‌های آذرین در نهشته‌های بازمانده از دوران پیشین به وجود آمده است. این رشته‌کوه در شمال غرب به کوه خدابنده‌لو سندج و کوه چهل چشمه کردستان و از جنوب شرق به بلندی‌های راسوند و کوه وفس اراک متصل است. یال آن، حد طبیعی بین شهر همدان و تویسرکان و بلندترین قله آن موسوم به الوند در ۱۸ کیلومتری جنوب شهر واقع شده و ارتفاع آن ۳۵۷۴ متر از سطح دریا است (ابراهیمی، ۱۳۸۲). توده کوهستانی الوند در استان همدان، در جنوب و جنوب غرب و جنوب شرق شهر همدان با مختصات ۳۴/۵ تا ۳۴/۸۵ درجه عرض شمالی و ۴۸ تا ۴۸/۶ طول شرقی گسترش یافته است. جهت این کوهستان شمال غرب- جنوب شرق است و استان همدان را به دو نیمه شمالی و جنوبی تقسیم کرده است (شکل ۱). از نظر ساختاری، این منطقه در زون سندج - سیرجان واقع می‌باشد (مهاجل و همکاران، ۲۰۰۳). از نظر زمین‌شناسی، الوند توده‌ای ژرف سنگی است. ژرف سنگ‌ها (باتولیت‌ها) بانفوذ در پوسته سنگ‌های اطراف خود را دگرگون کرده که به آن هاله دگرگونی گفته می‌شود و این دگرگونی سنگ‌ها در اطراف ژرف سنگ الوند به شعاع هفت کیلومتر وجود دارد. لایه‌هایی که بر روی ژرف سنگ الوند قرار داشته بر اثر فرسایش از بین رفته و توده ژرف‌سنگ به صورت سنگ‌های گرانیتی بیرون آمده است. سنگ‌های رسوبی که در رشته‌کوه الوند دیده می‌شود و اغلب در ارتفاعات جنوب غربی و جنوب شرقی قرار دارد به دوره کرتاسه از دوران میانه زیستی مربوط می‌شود سنگ‌های رسوبی از نوع آهکی که در شمال غرب دیده می‌شود به دوره الیگومیوسن از دوران نوزایی مربوط می‌باشد. قدیمی‌ترین سنگ‌هایی که توده نفوذی الوند را احاطه کرده است به دوره پرکامبرین نسبت داده شده است اما سن گرانیت‌ها از طریق سنجش رادیومتری شصت و چهار میلیون سال (اوایل پالئوسن) تعیین شده است. توده گرانیتی الوند بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی روند شمال غربی - جنوب شرقی را به موازات راندگی زاگرس نشان می‌دهد و از لحاظ زمین‌شناسی تنوع فراوانی دارد. در توده‌ی کوهستانی الوند گسل‌های کوچک و بزرگ، سطوح توپوگرافی را جابه‌جایی ایجاد کرده که بیانگر سطح فرسایش در این بخش است (ابلدردمی، ۱۳۸۸). مورفولوژی جبهه شمالی کوهستان الوند

تحت تأثیر گسل‌های حاصل از فعالیت تکتونیکی و عوامل مختلف فرسایش به شدت ناپایدار شده است (سلیمانی، ۱۳۷۸).



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در بخشی از پهنه سندانج - سیرجان و در زیر پهنه دگر ریختی‌های پیچیده قرار دارد که به صورت نواری به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر به موازات روراندگی زاگرس از غرب دریاچه ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال غربی - جنوب شرقی تا گسل میناب در شمال بندرعباس ادامه می‌یابد (حکمی و همکاران، ۱۳۹۱). این منطقه به طور عمده متشکل از سنگ‌های دگرگونی و نفوذی مزوزوئیک است. مجموعه نفوذی الوند در منطقه همدان شامل سنگ‌های مافیک و حد واسط است که پیوستگی و قرابت ژنتیکی نشان می‌دهند (ایزدی کیان و همکاران، ۱۳۹۲) (شکل ۲).

مطالعه حاضر عبارت‌اند از: انتگرال هیپسومتریک، سینوزیته رودخانه، عدم تقارن، نسبت پهنای دره به کف دره، تقارن توپوگرافی عرضی، سینوزیته پیشانی کوهستان و گرادیان طولی رودخانه (جدول ۱).

جدول ۱: معادلات محاسبه پارامترهای مورفومتریک

| شماره رابطه | رفرنس | رابطه | نام شاخص |
|-------------|-----------------------|--|-----------------------------------|
| (۱) | (پیک و ویلسون، ۱۹۷۱) | $H_i = (h_{mean} - h_{min}) / (h_{max} - h_{min})$ | شاخص انتگرال ارتفاع سنجی |
| (۲) | (بول و مک فادن، ۱۹۷۷) | $S_r = C / V$ | شاخص سینوزیته رودخانه |
| (۳) | (هار و گاردینر، ۱۹۸۵) | $A_f = 100 (A_r / A_t)$ | شاخص عدم تقارن |
| (۴) | (سیلوا، ۲۰۰۳) | $V_f = 2 * V_{fm} / ((Eld) - (Erd)) + ((Erd) - (ESC))$ | شاخص نسبت پهنای دره به ارتفاع دره |
| (۵) | (کلر و پنتر، ۱۹۹۶) | $T_p = D_a / D_d$ | شاخص تقارن توپوگرافی عرضی |
| (۶) | (بول، ۲۰۰۷) | $S_{mf} = L_{mf} / L_s$ | شاخص سینوزیته پیشانی کوهستان |
| (۷) | (هک، ۱۹۷۳) | $SL = (\Delta H / \Delta L) . L$ | شاخص گرادیان طولی رودخانه |

در رابطه (۱) H_i انتگرال هیپسومتریک، h_{min} ، h_{mean} & h_{max} به ترتیب ارتفاع حداقل، حداکثر و میانگین، در رابطه (۲) S_r شاخص سینوزیته رودخانه، C طول رودخانه یا جریان در امتداد رودخانه به همراه پیچ و خم‌های آن از ابتدای رودخانه در سراب تا نقطه خروجی برحسب متر و V ، طول هوایی دره برحسب متر از ابتدا تا انتهای جایی که طول زمینی رودخانه اندازه‌گیری شده، در رابطه (۳) A_f عامل نامتقارنی، A_r مساحت قسمت سمت راست رود اصلی و A_t مساحت کل حوضه زهکشی، در رابطه (۴) V_f نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره، V_{fw} عرض بستر دره، Eld ارتفاع سمت چپ دره، Erd ارتفاع طرف راست دره، Esc ارتفاع متوسط بستر دره از سطح دریا، در رابطه (۵) T_p شاخص تقارن توپوگرافی عرضی، D_a فاصله خط میانی حوضه زهکشی تا کمربند فعال مئاندری حوضه (مسیر رود اصلی) و D_d فاصله خط میانی حوضه و خط تقسیم آب، در رابطه (۶) S_{mf} شاخص سینوزیته پیشانی کوهستان، L_{mf} طول جبهه کوهستان در امتداد کوهپایه که در آن تغییراتی در شیب کوه به سمت کوهپایه‌ها رخ می‌دهد (شکست شیب یا کنیک) و L_s طول خط مستقیم جبهه‌ی کوهستان و در رابطه (۷) SL شاخص گرادیان طولی رودخانه ΔH اختلاف ارتفاع بین دونقطه اندازه‌گیری شده، ΔL فاصله افقی بین دونقطه اندازه‌گیری شده و L طول رودخانه از نقطه مرکزی دونقطه اندازه‌گیری شده تا سرچشمه رودخانه است. سپس با تجزیه و تحلیل نتیجه کمی شاخص‌ها، با توجه به جدول (۲)، معیار سنجش شاخص‌های تکتونیک، وضعیت تکتونیک جنبا منطقه مشخص گردید.

جدول ۲: معیار سنجش وضعیت تکتونیک جنبش شاخص‌های تکتونیک

| ۳ | ۲ | ۱ | رده |
|---------------------|------------------------|----------------------|---------------|
| فعالیت کم | فعالیت متوسط | فعالیت زیاد | وضعیت تکتونیک |
| $Sr < 3$ | $3 \leq Sr < 1/4$ | $Sr \geq 1$ | Sr |
| $[Af-\Delta_0] < 7$ | $[Af-\Delta_0] = 7-15$ | $[Af-\Delta_0] > 15$ | Af |
| $0 - 0/45$ | $0/45 - 0/55$ | $0/55 - 1$ | Hi |
| $V_f > 1$ | $V_f = 0/5-1$ | $0/5 > V_f$ | V_f |
| $T = 0$ | $T = 0-1$ | $T = 1$ | T |
| $S_{mf} > 1/5$ | $1/5 < S_{mf} < 1$ | $S_{mf} < 1$ | S_{mf} |
| $B_s < 3$ | $3 < B_s < 4$ | $B_s > 4$ | B_s |
| $SL < 300$ | $500 \leq SL < 300$ | $SL > 500$ | SL |

مأخذ: همدونی و همکاران (۲۰۰۸)

نتایج بررسی این شاخص‌ها باهم به‌عنوان شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی (IAT) بر اساس جدول (۳) محاسبه گردید. ارقام برآورد شده از شاخص‌های فوق، در سه کلاس یک تا سه (فعال تا غیرفعال) طبقه‌بندی می‌شود. بر اساس میانگین کلاس‌های برآورد شده از شاخص‌های مورفوتکتونیک که به‌عنوان شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی (IAT)، در نظر گرفته می‌شود، مناطق را در چهار رده؛ خیلی فعال تا فعالیت کم، قرار می‌دهد.

جدول ۳: معیار سنجش شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی (IAT)

| مقدار IAT | نوع فعالیت | رده |
|-----------------|--------------|-----|
| $1/5 < IAT < 1$ | خیلی فعال | ۱ |
| $2 < IAT < 1/5$ | فعالیت زیاد | ۲ |
| $2/5 < IAT < 2$ | فعالیت متوسط | ۳ |
| $< IAT 2/5$ | فعالیت کم | ۴ |

مأخذ: همدونی و همکاران (۲۰۰۸)

یافته‌های تحقیق

انتگرال هیپسومتریک (Hi): شاخصی است که توزیع سطوح ارتفاعی یک منطقه از چشم‌انداز زمین را توصیف و ارزیابی می‌کند (استرالر^۱، ۱۹۵۲). این انتگرال به‌طور کلی برای حوضه زهکشی خاص در نظر گرفته می‌شود و شاخصی مستقل از مساحت حوضه است. این شاخص به‌صورت ناحیه زیر منحنی هیپسومتریک تعریف شده و قسمتی از حوضه که کمتر فرسایش یافته را مدنظر قرار می‌دهد (کلر و پینتر، به نقل از ده بزرگی و همکاران، ۲۰۱۰). معادله ساده‌ای که برای محاسبه شاخص مورد استفاده قرار گیرد، بر اساس (رابطه ۱) تعریف می‌شود. مقادیر عددی بالاتر از ۰/۵، نمایانگر پستی بلندی زیاد و توپوگرافی جوان منطقه می‌باشد و هر چه توپوگرافی بالغ و پیر باشد این رقم

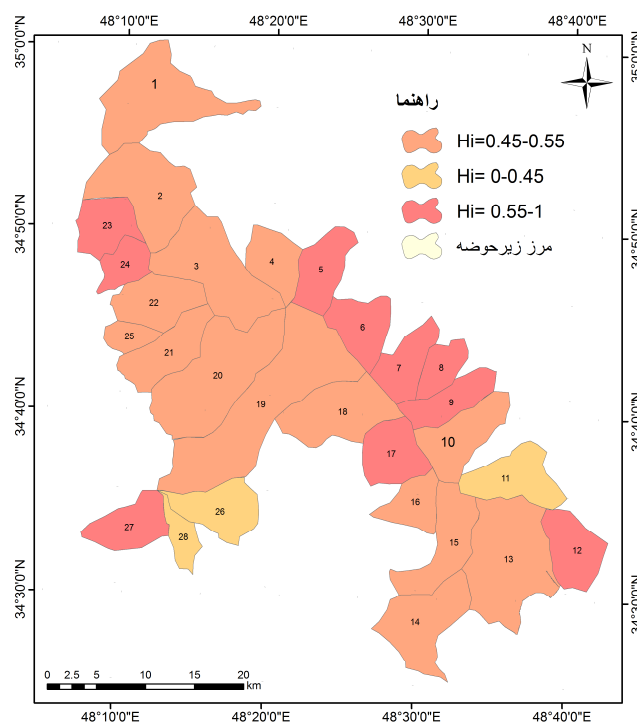
1 - Strahler

کاهش می‌یابد (پیک و ویلسون، ۱۹۷۱). با استفاده از قابلیت‌های نرم‌افزاری، از مدل رقومی ارتفاع منطقه مورد مطالعه، ۲۸ زیرحوضه استخراج گردید. در محیط نرم‌افزاری GIS حداکثر، حداقل و میانگین ارتفاع هر حوضه تعیین گردید. در نهایت برای همه‌ی زیرحوضه‌ها انتگرال ارتفاع سنجی به دست آمد (جدول ۴).

جدول ۴: وضعیت تکتونیکی شاخص انتگرال ارتفاع سنجی زیرحوضه‌های الوند همدان

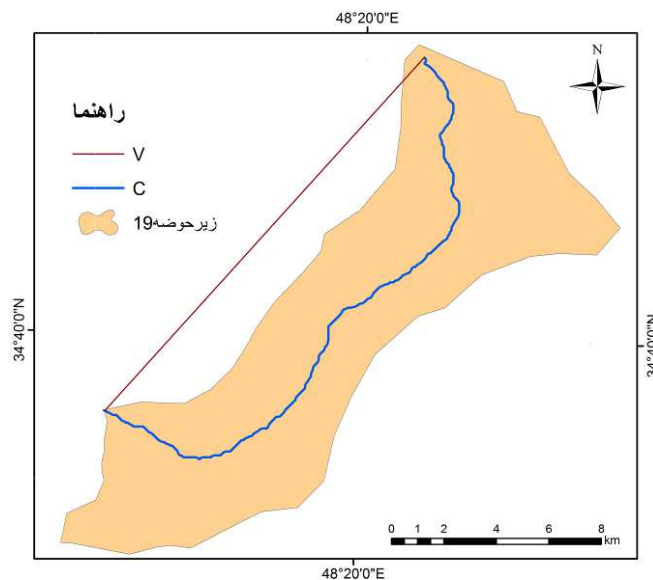
| شماره حوضه | حداقل ارتفاع | حداکثر ارتفاع | ارتفاع میانه | مقدار انتگرال | وضعیت | شماره حوضه | حداقل ارتفاع | حداکثر ارتفاع | ارتفاع میانه | مقدار انتگرال | وضعیت |
|------------|--------------|---------------|--------------|---------------|-----------|------------|--------------|---------------|--------------|---------------|-----------|
| ۱ | ۱۷۵۰ | ۳۱۵۰ | ۲۲۵۴ | ۰/۳۶ | نیمه فعال | ۱۵ | ۲۰۵۰ | ۳۴۵۰ | ۲۷۴۱ | ۰/۴۹ | نیمه فعال |
| ۲ | ۲۰۵۰ | ۳۱۵۰ | ۲۳۸۸ | ۰/۳۱ | نیمه فعال | ۱۶ | ۱۹۵۰ | ۳۴۵۰ | ۲۶۳۶ | ۰/۴۶ | نیمه فعال |
| ۳ | ۲۰۵۰ | ۳۴۵۰ | ۲۶۶۸ | ۰/۴۴ | نیمه فعال | ۱۷ | ۲۰۵۰ | ۳۵۳۰ | ۲۸۶۳ | ۰/۵۵ | فعال |
| ۴ | ۲۱۵۰ | ۳۴۵۰ | ۲۶۲۴ | ۰/۳۶ | نیمه فعال | ۱۸ | ۲۰۵۰ | ۳۵۳۰ | ۲۶۵۲ | ۰/۴۱ | نیمه فعال |
| ۵ | ۲۰۵۰ | ۳۴۵۰ | ۲۸۳۹ | ۰/۵۶ | فعال | ۱۹ | ۱۶۵۰ | ۳۴۵۰ | ۲۲۷۰ | ۰/۳۴ | نیمه فعال |
| ۶ | ۲۰۵۰ | ۳۴۵۰ | ۲۸۵۲ | ۰/۵۷ | فعال | ۲۰ | ۱۶۵۰ | ۳۴۵۰ | ۲۲۲۲ | ۰/۳۲ | نیمه فعال |
| ۷ | ۲۰۵۰ | ۳۴۵۰ | ۲۷۷۱ | ۰/۵۱ | فعال | ۲۱ | ۱۵۵۰ | ۲۹۵۰ | ۲۰۸۰ | ۰/۳۸ | نیمه فعال |
| ۸ | ۲۲۵۰ | ۳۳۵۰ | ۲۸۳۵ | ۰/۵۳ | فعال | ۲۲ | ۱۶۵۰ | ۳۱۵۰ | ۲۲۶۲ | ۰/۴۱ | نیمه فعال |
| ۹ | ۲۲۵۰ | ۳۵۳۰ | ۲۹۳۶ | ۰/۵۴ | فعال | ۲۳ | ۱۶۵۰ | ۲۷۵۰ | ۲۲۱۳ | ۰/۵۱ | فعال |
| ۱۰ | ۲۳۵۰ | ۳۴۵۰ | ۲۸۵۹ | ۰/۴۶ | نیمه فعال | ۲۴ | ۱۶۵۰ | ۲۷۵۰ | ۲۲۰۵ | ۰/۵ | فعال |
| ۱۱ | ۲۴۵۰ | ۳۴۵۰ | ۲۲۵۰ | ۰/۲ | غیرفعال | ۲۵ | ۱۶۵۰ | ۲۶۵۰ | ۲۱۰۶ | ۰/۴۶ | نیمه فعال |
| ۱۲ | ۱۷۵۰ | ۲۷۵۰ | ۲۲۹۵ | ۰/۵۴ | فعال | ۲۶ | ۱۶۵۰ | ۲۷۵۰ | ۱۹۳۰ | ۰/۲۵ | غیرفعال |
| ۱۳ | ۱۷۵۰ | ۳۳۵۰ | ۲۲۹۵ | ۰/۳۴ | نیمه فعال | ۲۷ | ۱۵۵۰ | ۲۰۵۰ | ۲۰۶۳ | ۰/۵۱ | فعال |
| ۱۴ | ۱۶۵۰ | ۲۶۵۰ | ۲۱۱۸ | ۰/۴۷ | نیمه فعال | ۲۸ | ۱۷۵۰ | ۲۵۵۰ | ۱۹۷۰ | ۰/۲۷ | غیرفعال |

با استفاده از توابع درونیابی، مقدار این شاخص برای تمام منطقه تعیین و برآورد شد. مقادیر Hi اطلاعات ارزشمندی در مورد عوامل زمین‌شناسی، آب‌وهوایی و سنگ‌شناسی در کنترل چشم‌انداز حوضه آبریز فراهم می‌کند (هاگ و همکاران، ۲۰۰۶). با توجه به بررسی‌های انجام‌شده، ۲۵ زیرحوضه از نظر میزان فعالیت تکتونیکی در رده نیمه فعال تا فعال قرار می‌گیرند (شکل ۳).



شکل ۳: وضعیت تکتونیکی شاخص انتگرال ارتفاع سنجی زیرحوضه‌های الوند همدان

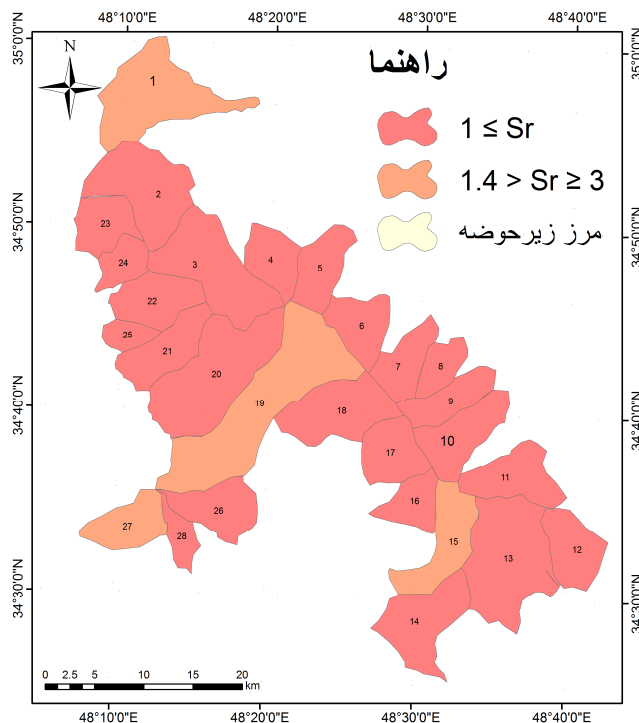
سینوزیته (پیچ‌وخم) رودخانه^۱ (Sr): از دیگر شاخص‌های ارزیابی فعالیت تکتونیکی، شاخص پیچ‌وخم رودخانه است (بول و مک فادن، ۱۹۷۷). این شاخص در رودخانه‌هایی که دارای پیچ‌وخم زیادی باشند، از حالت تکتونیکی دورتر است و حالت مستقیم مسیر رودخانه حاکی از جوان بودن منطقه و فعالیت نئوتکتونیکی است. این شاخص از (رابطه: ۲، جدول ۱) به دست می‌آید (شکل ۴). هر چه مقدار SR زیادتر باشد حاکی از رسیدن رودخانه به حالت تعادل است و فرآیندهای فرسایشی در حوضه تسلط دارد و هر چه مقدار آن کمتر باشد، نشانگر تکتونیک فعال منطقه است (بول و مک فادن، به نقل از همدونی و همکارانش، ۲۰۰۸). مقدار SR معمولاً کمتر از ۳ و نزدیک به ۱ است (بول، ۲۰۰۷). نتایج به‌دست‌آمده از این شاخص؛ بین ۱/۰۹ تا ۱/۷۹ متغیر است (جدول ۵). از نظر فعالیت تکتونیکی به استثنای ۴ زیرحوضه (۱، ۱۵، ۱۹، ۲۷) که وضعیت آن‌ها نیمه فعال است، همه‌ی زیر حوضه‌ها وضعیت فعال دارند. کمترین میزان فعالیت مربوط به زیرحوضه ۱۵ و بیشترین آن مربوط به زیرحوضه ۷ است (شکل ۵).



شکل ۴: نحوه مشخص کردن سینوزیته رودخانه

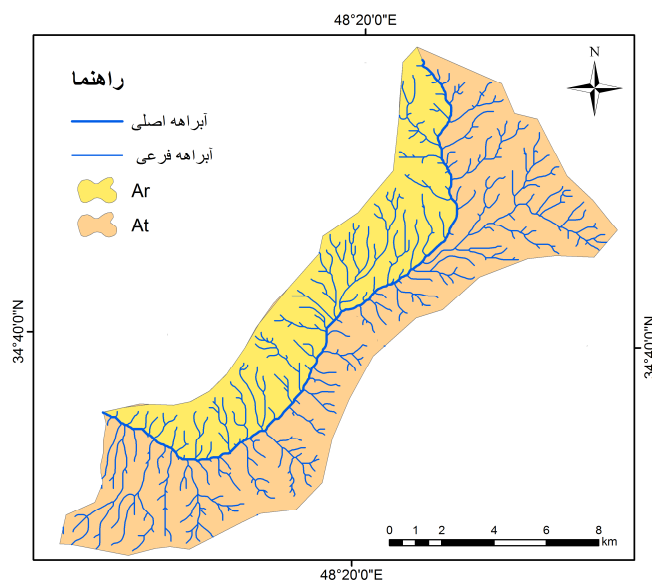
جدول ۴: وضعیت تکتونیکی شاخص سینوزیته رودخانه در زیرحوضه‌های الوند همدان

| وضعیت | شاخص دره | فاصله هوایی | طول آبراهه | شماره حوضه | وضعیت | شاخص دره | فاصله هوایی | طول آبراهه | شماره حوضه |
|-----------|----------|-------------|------------|------------|-----------|----------|-------------|------------|------------|
| نیمه فعال | ۱/۷۹ | ۱۰/۴۱ | ۱۸۶۶۷ | ۱۵ | نیمه فعال | ۱/۴۹ | ۱۵/۳۸ | ۲۲۹۹۰ | ۱ |
| فعال | ۱/۱۲ | ۷/۶۲ | ۸۵۷۷ | ۱۶ | فعال | ۱/۲۳ | ۱۰/۹۴ | ۱۳۴۲۷ | ۲ |
| فعال | ۱/۲۵ | ۷/۵۲ | ۹۴۳۰ | ۱۷ | فعال | ۱/۱۸ | ۱۰/۹۷ | ۱۲۹۷۳ | ۳ |
| فعال | ۱/۱۹ | ۱۱/۷۲ | ۱۳۹۳۶ | ۱۸ | فعال | ۱/۱۶ | ۸/۵ | ۹۸۶۲ | ۴ |
| نیمه فعال | ۱/۴۳ | ۱۸/۱۹ | ۲۵۹۵۷ | ۱۹ | فعال | ۱/۲۸ | ۸/۶۶ | ۱۱۱۲۲ | ۵ |
| فعال | ۱/۱۸ | ۱۶/۸۳ | ۱۹۸۰۰ | ۲۰ | فعال | ۱/۱۹ | ۷/۷۲ | ۹۱۸۳ | ۶ |
| فعال | ۱/۱۲ | ۱۴/۵۸ | ۱۶۳۸۲ | ۲۱ | فعال | ۱/۰۹ | ۸/۹۱ | ۹۷۰۵ | ۷ |
| فعال | ۱/۱۸ | ۹/۲۳ | ۱۰۸۸۷ | ۲۲ | فعال | ۱/۱۹ | ۷/۰۷ | ۸۴۰۷ | ۸ |
| فعال | ۱/۵۲ | ۶/۸ | ۱۰۳۲۴ | ۲۳ | فعال | ۱/۱۹ | ۱۰/۲۶ | ۱۲۱۶۶ | ۹ |
| فعال | ۱/۱۷ | ۶/۴۸ | ۷۶۱۵ | ۲۴ | فعال | ۱/۲۷ | ۱۰/۳۴ | ۱۳۱۰۳ | ۱۰ |
| فعال | ۱/۰۶ | ۵/۱۶ | ۵۴۷۲ | ۲۵ | فعال | ۱/۱۶ | ۹/۲۲ | ۱۰۷۰۶ | ۱۱ |
| فعال | ۱/۱۹ | ۸/۵۷ | ۱۰۲۰۵ | ۲۶ | فعال | ۱/۲۷ | ۸/۷۱ | ۱۱۰۶۱ | ۱۲ |
| نیمه فعال | ۱/۵ | ۸/۵۶ | ۱۲۸۱۸ | ۲۷ | فعال | ۱/۲۵ | ۱۴/۰۴ | ۱۷۶۰۸ | ۱۳ |
| فعال | ۱/۱۴ | ۸/۲۷ | ۹۴۵۴ | ۲۸ | فعال | ۱/۲۹ | ۱۰/۹ | ۱۴۰۵۶ | ۱۴ |



شکل ۵: وضعیت تکتونیکی شاخص سینوزیته رودخانه در زیرحوضه‌های الوند همدان

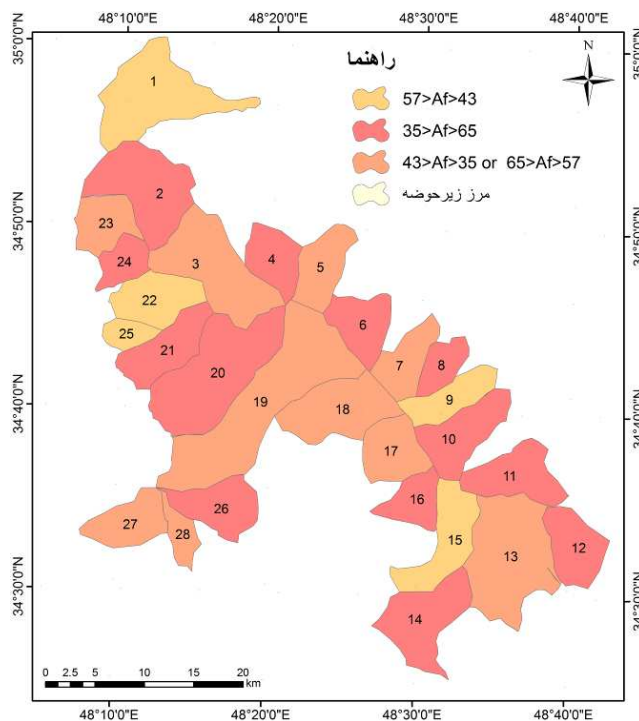
عدم تقارن زهکشی حوضه (Af): در این روش برای تجزیه و تحلیل ژئومورفیک فرض بر این است که نه کنترل‌کننده‌های سنگ‌شناسی (مانند شیب طبقات رسوبی) و نه شرایط اقلیمی - اکولوژیکی محل (همچون اختلاف پوشش گیاهی بین شمال و جنوب دامنه‌ها) باعث عدم تقارن نمی‌شود (عابدینی و همکاران، ۱۳۹۴). عامل نامتقارن (AF) را می‌توان به منظور بررسی چرخش زمین‌ساختی در مقیاس حوضه زهکشی استفاده نمود (کلر و پینتر به نقل از ده بزرگی و همکاران، ۲۰۱۰). شبکه زهکشی غالباً دارای الگو و هندسه واضحی است؛ برای شبکه رود تشکیل شده با جریان پایدار، مقادیر $(۶۵ < Af < ۳۵)$ بیانگر کج شدگی حوضه‌ها (کلاس ۱)، مقدار متوسط این شاخص (کلاس ۳) است (جاوید موسوی و آرین، ۲۰۱۵). برآورد کج شدگی تکتونیکی در مقیاس حوضه زهکشی در مناطق کوچک و همچنین بزرگ با استفاده از عامل عدم تقارن انجام می‌شود (هار و گاردینر، ۱۹۸۵). (رابطه ۳، جدول ۱ و شکل ۶). مسیر رودخانه اصلی در ۲۸ زیرحوضه به‌طور مجزا مشخص و مساحت کل و سمت راست آن‌ها اندازه‌گیری شد و با استفاده از داده‌های موجود و رابطه مربوطه وضعیت تکتونیکی حوضه‌ها برآورد گردید (جدول ۶). از جدول (۶) برمی‌آید که از ۲۸ زیرحوضه مورد مطالعه، ۶ زیرحوضه در وضعیت پایدار (کلاس ۳) قرار دارند و ۱۱ زیرحوضه دیگر در وضعیتی نسبتاً پایدار (کلاس ۲) و بقیه زیرحوضه‌ها دارای کلاس ۱ (بیانگر کج شدگی زیرحوضه) هستند (شکل ۷).



شکل ۶: نمایش شماتیک نحوه محاسبه عدم تقارن

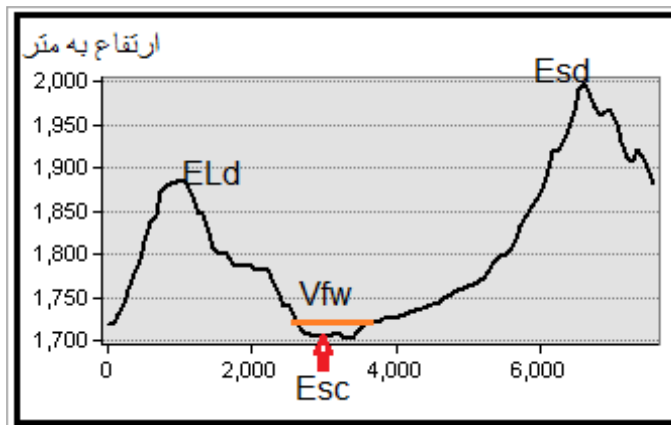
جدول ۶: محاسبه فاکتور عدم تقارن حوضه زهکشی در زیرحوضه‌های توده الوند همدان

| شماره حوضه | (At) | (Ar) | AF | کلاس AF | شماره حوضه | (At) | (Ar) | AF | کلاس AF |
|------------|-------|-------|-------|---------|------------|--------|-------|-------|---------|
| ۱ | ۷۹/۲۷ | ۳۹/۸ | ۵۰/۲۱ | ۳ | ۱۵ | ۴۵/۲ | ۲۳/۳۳ | ۵۱/۶۱ | ۳ |
| ۲ | ۶۸/۱۴ | ۴۵/۶۳ | ۶۶/۹۷ | ۱ | ۱۶ | ۲۴/۷۲ | ۶/۱۹ | ۲۵/۰۳ | ۱ |
| ۳ | ۷۵/۳۸ | ۲۶/۵۲ | ۳۵/۱۸ | ۲ | ۱۷ | ۳۵/۴۴ | ۱۳/۵۲ | ۳۸/۱۴ | ۲ |
| ۴ | ۲۹/۸۵ | ۹/۹۵ | ۳۳/۳۳ | ۱ | ۱۸ | ۵۲/۶۲ | ۳۲/۳۲ | ۵۷/۰۸ | ۲ |
| ۵ | ۳۳/۸۴ | ۱۴/۰۶ | ۴۱/۵۵ | ۲ | ۱۹ | ۱۲۹/۵۵ | ۴۷/۲۵ | ۳۶/۴۷ | ۲ |
| ۶ | ۳۳/۴۰ | ۱۱/۶۵ | ۳۴/۸۸ | ۱ | ۲۰ | ۹۵/۶۹ | ۶۳/۷۷ | ۶۷ | ۱ |
| ۷ | ۳۰/۳۳ | ۱۱/۵۴ | ۳۸/۰۵ | ۲ | ۲۱ | ۴۹/۷ | ۳۲/۶۳ | ۶۵/۶۵ | ۱ |
| ۸ | ۱۹/۶۲ | ۶/۴۸ | ۳۳/۰۳ | ۱ | ۲۲ | ۳۸/۳۲ | ۲۱/۳۳ | ۵۵/۶۶ | ۳ |
| ۹ | ۲۹/۶۸ | ۱۵/۵۱ | ۵۲/۲۶ | ۳ | ۲۳ | ۳۰/۱۴ | ۱۸/۸۱ | ۶۲/۴۱ | ۲ |
| ۱۰ | ۴۳/۱ | ۱۸/۱۱ | ۴۲/۰۲ | ۲ | ۲۴ | ۱۹/۹۲ | ۶/۹۵ | ۳۴/۸۹ | ۱ |
| ۱۱ | ۴۱/۵۱ | ۲۲/۰۶ | ۵۳/۱۴ | ۳ | ۲۵ | ۱۳/۰۶ | ۶/۵۳ | ۵۰/۰۱ | ۳ |
| ۱۲ | ۳۶/۰۷ | ۲۴/۷۹ | ۶۸/۷۳ | ۱ | ۲۶ | ۳۷/۷ | ۸/۳۶ | ۲۲/۱۸ | ۱ |
| ۱۳ | ۸۹/۴۱ | ۵۱/۴۶ | ۵۷/۵۶ | ۲ | ۲۷ | ۳۳/۰۸ | ۲۰/۷۴ | ۶۲/۶۸ | ۲ |
| ۱۴ | ۵۳/۷۶ | ۴۷/۲۲ | ۸۷/۸۳ | ۱ | ۲۸ | ۱۴/۷۹ | ۸/۸۴ | ۵۹/۷۷ | ۲ |



شکل ۷: وضعیت شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی در زیرحوضه‌های توده الوند همدان

شاخص نسبت عرض کف بستر به ارتفاع دره (V_f): این پارامتر در فاصله معین $0.5-1$ کیلومتر از پیشانی جبهه کوهستان برای هر دره مورد بررسی قرار می‌گیرد (سیلوا، ۲۰۰۳). میزان این شاخص، با چشم‌پوشی از تأثیر سایر عوامل، نشان‌دهنده‌ی بالآمدگی یا فرونشینی بستر یک رودخانه در یک دوره زمانی بلندمدت است (کوکولاس، ۱۹۹۹). در پژوهش حاضر، برای محاسبه این شاخص از قسمت‌های مختلف در هر زیرحوضه به‌طور مجزا مقاطع عرضی تهیه و میانگین عددی بین آن‌ها برآورد گردید (شکل ۸ و جدول ۷).

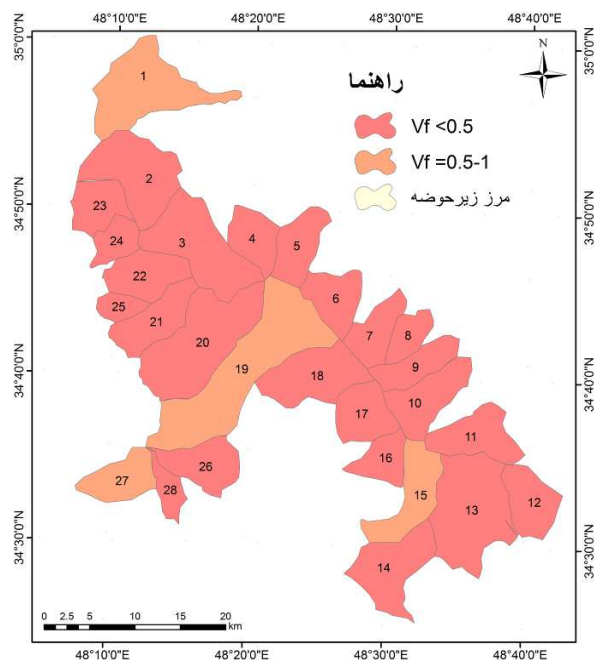


شکل ۸: نیمرخ طولی برای محاسبه شاخص V_f در زیرحوضه ۱۹

جدول ۷: محاسبه فاکتور پهنای دره به ارتفاع در زیرحوضه‌های الوند همدان

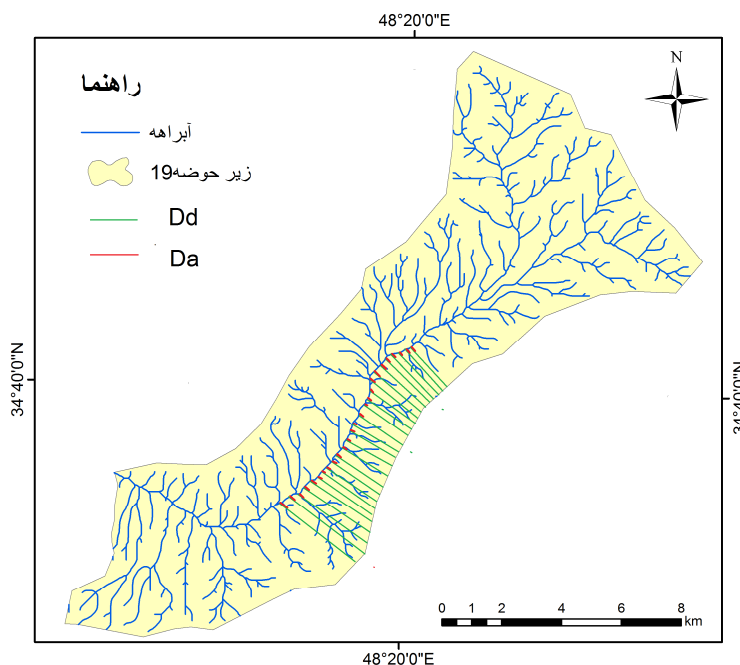
| شماره حوضه | (Eld) | (Erd) | ESC | Vfm | Vf | کلاس Vf | شماره حوضه | (Eld) | (Erd) | ESC | Vfm | Vf | کلاس Vf | شماره حوضه |
|------------|-------|-------|------|------|-----|---------|------------|-------|-------|------|------|-----|---------|------------|
| ۱ | ۱۹۵۰ | ۱۹۵۰ | ۱۸۵۰ | ۴۰۰ | ۲/۵ | ۳ | ۱۵ | ۲۵۲۵ | ۲۴۵۰ | ۲۲۵۰ | ۶۰۰ | ۲/۵ | ۳ | ۱ |
| ۲ | ۲۴۵۰ | ۲۴۵۰ | ۲۰۶۶ | ۱۴۰۰ | ۴/۴ | ۳ | ۱۶ | ۲۴۹۵ | ۲۶۵۰ | ۲۳۵۰ | ۹۵۰ | ۴/۴ | ۳ | ۲ |
| ۳ | ۲۰۴۸ | ۲۴۳۲ | ۲۲۳۰ | ۵۰۴ | ۰/۴ | ۳ | ۱۷ | ۲۹۷۵ | ۲۹۰۰ | ۲۵۲۵ | ۱۱۰۰ | ۰/۴ | ۱ | ۳ |
| ۴ | ۲۵۸۳ | ۲۶۶۶ | ۲۳۵۰ | ۴۰۰ | ۱/۴ | ۳ | ۱۸ | ۲۳۰۰ | ۲۴۵۰ | ۲۱۵۰ | ۱۰۰۰ | ۱ | ۲ | ۴ |
| ۵ | ۲۵۰ | ۲۵۰ | ۲۱۴۰ | ۵۵۰ | ۲/۱ | ۲ | ۱۹ | ۱۹۲۰ | ۲۳۵۰ | ۱۶۸۰ | ۱۰۰۰ | ۲/۱ | ۳ | ۵ |
| ۶ | ۲۵۱۶ | ۲۵۱۶ | ۲۲۵۰ | ۳۴۳ | ۰/۳ | ۲ | ۲۰ | ۲۲۲۵ | ۲۱۰۰ | ۱۶۵۸ | ۱۵۰ | ۰/۳ | ۱ | ۶ |
| ۷ | ۲۶۸۳ | ۲۶۲۰ | ۲۴۱۶ | ۲۰۰ | ۳/۵ | ۳ | ۲۱ | ۱۹۵۰ | ۲۰۷۵ | ۱۷۰۰ | ۱۱۲۵ | ۳/۵ | ۳ | ۷ |
| ۸ | ۲۷۱۶ | ۲۶۸۳ | ۲۳۱۶ | ۳۰۰ | ۰/۳ | ۲ | ۲۲ | ۲۵۱۶ | ۲۴۴۰ | ۱۸۲۰ | ۲۲۳ | ۰/۳ | ۱ | ۸ |
| ۹ | ۲۹۶۶ | ۲۷۸۳ | ۲۵۰۰ | ۲۳۳ | ۱/۱ | ۲ | ۲۳ | ۲۳۵۰ | ۲۱۷۵ | ۱۸۰۰ | ۴۷۵ | ۱/۱ | ۳ | ۹ |
| ۱۰ | ۲۶۵۰ | ۲۷۵۰ | ۲۵۵۰ | ۷۰۰ | ۰/۵ | ۲ | ۲۴ | ۲۱۵۰ | ۲۰۵۰ | ۱۹۰۰ | ۱۰۰ | ۰/۵ | ۱ | ۱۰ |
| ۱۱ | ۲۴۸۰ | ۲۴۰۰ | ۲۳۰۰ | ۱۰۰ | ۲/۳ | ۲ | ۲۵ | ۲۰۶۶ | ۱۹۸۳ | ۱۷۵۰ | ۶۰۰ | ۲/۳ | ۳ | ۱۱ |
| ۱۲ | ۲۰۲۵ | ۱۹۷۵ | ۱۸۰۰ | ۲۰۰ | ۱/۷ | ۳ | ۲۶ | ۱۹۰۰ | ۱۹۰۰ | ۱۷۰۰ | ۲۰۰۰ | ۱/۷ | ۳ | ۱۲ |
| ۱۳ | ۲۰۵۰ | ۲۳۲۵ | ۱۸۰۰ | ۱۹۰۰ | ۱/۱ | ۳ | ۲۷ | ۲۰۵۰ | ۲۱۵۰ | ۱۷۵۰ | ۴۰۰ | ۱/۱ | ۳ | ۱۳ |
| ۱۴ | ۲۱۰۰ | ۱۹۳۷ | ۱۸۰۰ | ۱۰۰۰ | ۲/۹ | ۳ | ۲۸ | ۲۰۴۵ | ۲۱۰۰ | ۱۸۰۰ | ۸۰۰ | ۲/۹ | ۳ | ۱۴ |

دلیل تهیه نیمرخ‌های عرضی مختلف این است که کف دره تمایل دارد به طرف بالادست رودخانه باریک‌تر شود (رامیرز-هررا، ۱۹۹۸). وضعیت فعالیت تکتونیکی زیرحوضه‌های الوند همدان از نظر این شاخص به صورت شکل (۹) است.



شکل ۹: وضعیت شاخص پهنای دره به ارتفاع در زیرحوضه‌های الوند همدان

شاخص تقارن توپوگرافی عرضی حوضه (Tp): وجود عدم تقارن توپوگرافی در شبکه زهکشی حوضه‌هایی با ویژگی‌های سنگ‌شناسی تقریباً یکسان، عملکرد زمین‌ساخت فعال را نشان می‌دهد (شکل ۱۰). مقدار عددی این شاخص برای حوضه‌های کاملاً متقارن برابر صفر است و با افزایش عدم تقارن توپوگرافی در یک حوضه، مقدار این شاخص افزایش یافته و به عدد یک نزدیک می‌شود؛ بنابراین بین ۰ و ۱ مقدار متغیر است که این بیانگر حداقل و حداکثر نامتقارنی یک بخش است (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). برای محاسبه شاخص Tp در منطقه مطالعاتی مقادیر Da و Dd، حداقل در ۲۰ نقطه از مسیر رودخانه در هر زیرحوضه اندازه‌گیری شد، سپس میانگین آن‌ها به‌عنوان مقدار عددی که بیان‌کننده‌ی تمام‌مسیر رودخانه است در نظر گرفته شد (جدول ۸). میزان شاخص Tp در جدول (۸) بیان‌کننده‌ی این است که ۲۶ زیرحوضه از لحاظ فعالیت‌های نو زمین‌ساختی در وضعیت نیمه فعال و دو زیرحوضه (۱ و ۲۸) در وضعیت فعال قرار می‌گیرند.

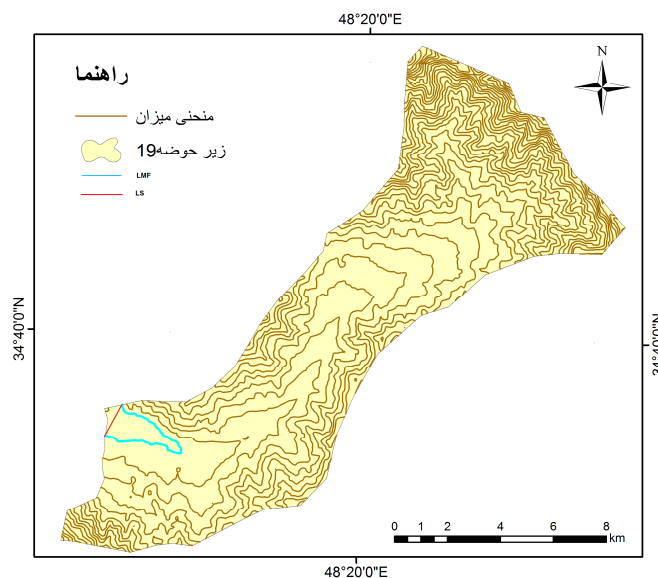


شکل ۱۰: نحوه ارزیابی شاخص Tp در زیرحوضه ۱۹

جدول ۸: محاسبه فاکتور تقارن توپوگرافی عرضی در زیرحوضه‌های توده الوند همدان

| شماره حوضه | Da | Dd | کلاس Tp | شماره حوضه | Da | Dd | کلاس Tp |
|---------------|---------|---------|------------|---------------|---------|----------|------------|
| ۱ | ۱۳۴۵/۴۱ | ۳۹۵۰/۶ | ۰/۳ | ۱۵ | ۱۰۰۴/۴ | ۲۸۱۱/۰۶ | ۰/۳ |
| ۲ | ۲۴۹/۷۳ | ۲۵۱۴/۶۴ | ۰/۱ | ۱۶ | ۸۵۲/۱۵ | ۳۳۴۲/۰۷ | ۰/۳ |
| ۳ | ۱/۷۱ | ۵/۹۵ | ۰/۳ | ۱۷ | ۸۶۹/۸۲ | ۳۸۱۴/۷۶ | ۰/۲ |
| ۴ | ۴۴۲/۴۲ | ۳۱۲۴/۱۴ | ۰/۱ | ۱۸ | ۴۲۸/۶۷ | ۲۴۵۰/۹۶ | ۰/۲ |
| ۵ | ۴۲۱/۰۲ | ۲۲۶۱/۶۶ | ۰/۲ | ۱۹ | ۳۵،۷۴۷ | ۲۶۱۶/۶۹ | ۰/۲ |
| ۶ | ۱۰۲۹/۵۹ | ۳۱۵۱/۴ | ۰/۳ | ۲۰ | ۱۴۵۹/۳۱ | ۱۲۹۰۲/۵۷ | ۰/۱ |
| ۷ | ۴۱۶/۱۷ | ۲۸۶۳/۷۱ | ۰/۱ | ۲۱ | ۶۲۸/۵۲ | ۱۸۲۹/۱ | ۰/۳ |
| ۸ | ۳۲۸۶/۵ | ۱۹۰۰/۶ | ۱/۹ | ۲۲ | ۶۸۰/۰۶ | ۳۰۳۷/۴۱ | ۰/۲ |
| ۹ | ۵۳۸/۵ | ۱۷۷۴/۲۶ | ۰/۲ | ۲۳ | ۱۱۸۱/۶۵ | ۳۹۰۴/۴۱ | ۰/۲ |
| ۱۰ | ۵۴۹/۸۷ | ۲۷۸۴/۳۳ | ۰/۲ | ۲۴ | ۸۱۰/۱۸ | ۲۱۳۸/۹۳ | ۰/۳ |
| ۱۱ | ۲۵۳۴/۰۷ | ۲۵۳۴/۰۷ | ۰/۱ | ۲۵ | ۱۳۴/۱۴ | ۱۴۸۹/۵۷ | ۰/۰۹ |
| ۱۲ | ۱۴۱۱/۰۶ | ۴۰۶۶/۸۳ | ۰/۳ | ۲۶ | ۱۱۶۴/۴۲ | ۲۶۶۱/۰۳ | ۰/۴ |
| ۱۳ | ۷۴۱/۵۹ | ۵۰۷۹/۳۳ | ۰/۱ | ۲۷ | ۱۳۷۱/۲۵ | ۲۹۲۷/۳۳ | ۰/۴ |
| ۱۴ | ۱۶۸۱/۷ | ۴۰۴۴/۸۳ | ۰/۴ | ۲۸ | ۸۲۸/۶۲ | ۱۸۲۲/۴۸ | ۰/۴ |

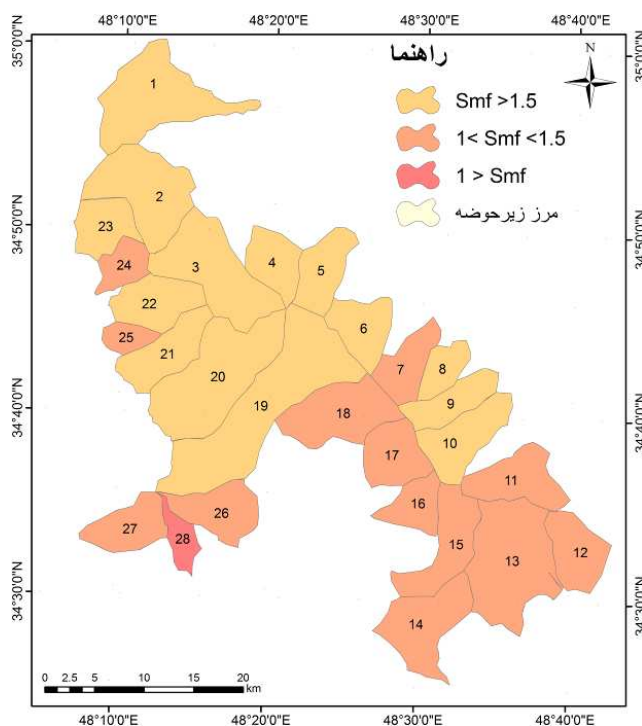
شاخص پیشانی جبهه کوهستان (Smf): در این شاخص مقادیر برابر یک خاص نواحی فعال زمین‌ساختی است، اگر نرخ بالآمدگی کاهش یابد و فرایندهای فرسایشی شروع به تشکیل یک پیشانی نامنظم کند، مقدار Smf افزایش می‌یابد. مقادیر کمتر از ۱/۴ پیشانی‌های فعال زمین‌ساختی را نشان می‌دهد (کلر و پینتر، ۱۹۹۶) و مقادیر بیشتر از ۳ به پیشانی‌های غیرفعال مربوط است که در آن‌ها پیشانی گسل بیش از ۱ کیلومتر دچار فرسایش شده است (بول و مک فادن، ۱۹۷۷). در منطقه موردبررسی ۲۸ پیشانی جبهه کوهستان با استفاده از رابطه (۶ از جدول ۱) موردبررسی قرار گرفت (شکل ۱۱ و جدول ۹). در دامنه شمال شرقی زیرحوضه ۱ و ۷، ۱۲ و در دامنه جنوب غربی زیرحوضه ۲۸ و ۱۴، ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۲۴، ۲۵، ۲۶، ۲۷ به ترتیب دارای فعالیت زیاد و فعالیت متوسط هستند (شکل ۱۲).



شکل ۱۱: نحوه ارزیابی شاخص Smf در زیر حوضه ۱۹

جدول ۹: نتایج شاخص سینوزیته کوهستان در زیر حوضه‌های توده الوند همدان

| شماره حوضه | Lmf | Ls | Smf | کلاس Smf | شماره حوضه | Lmf | Ls | Smf | کلاس Smf |
|------------|-------|--------|------|----------|------------|------|--------|-----|----------|
| ۱ | ۱۷۰۸ | ۱۱۸۳ | ۱/۴ | ۱ | ۱۵ | ۱۶۹۲ | ۶۲۶/۵۲ | ۲/۷ | ۲ |
| ۲ | ۵۲۳۵ | ۱۰۷۲ | ۴/۸ | ۳ | ۱۶ | ۲۸۳۳ | ۵۹۳/۲۸ | ۴/۷ | ۲ |
| ۳ | ۷۹۴۳ | ۱۲۳۲ | ۶/۴ | ۳ | ۱۷ | ۱۷۱۸ | ۷۲۳/۵۳ | ۲/۳ | ۲ |
| ۴ | ۴۶۱۶ | ۱۰۰۰ | ۴/۶ | ۳ | ۱۸ | ۳۳۷۱ | ۱۲۸۲ | ۲/۶ | ۲ |
| ۵ | ۱۱۲۴۱ | ۳۳۶۹ | ۳/۳ | ۳ | ۱۹ | ۶۳۵۱ | ۱۳۲۵ | ۴/۷ | ۳ |
| ۶ | ۱۹۵۳ | ۴۰۳/۷۶ | ۴/۸ | ۳ | ۲۰ | ۵۳۸۹ | ۱۳۸۲ | ۳/۸ | ۳ |
| ۷ | ۱۳۳۵ | ۵۱۷/۳۵ | ۲/۵ | ۲ | ۲۱ | ۵۷۷۵ | ۱۱۰۴ | ۵/۲ | ۳ |
| ۸ | ۲۳۳۳ | ۷۷۱/۸۵ | ۳/۰۲ | ۳ | ۲۲ | ۴۷۳۶ | ۱۳۶۱ | ۳/۴ | ۳ |
| ۹ | ۱۲۳۸ | ۲۸۲/۲۴ | ۴/۳ | ۳ | ۲۳ | ۳۰۱۷ | ۸۳۶/۱۹ | ۳/۶ | ۳ |
| ۱۰ | ۳۲۶۶ | ۴۷۸/۹۴ | ۶/۸ | ۳ | ۲۴ | ۳۳۵۳ | ۱۷۷۲ | ۱/۸ | ۲ |
| ۱۱ | ۱۶۵۰ | ۶۲۵ | ۲/۶ | ۲ | ۲۵ | ۲۴۶۲ | ۱۴۱۳ | ۱/۷ | ۲ |
| ۱۲ | ۲۷۰۵ | ۹۸۷ | ۲/۷ | ۲ | ۲۶ | ۲۳۸۲ | ۱۲۵۳ | ۱/۹ | ۲ |
| ۱۳ | ۶۷۹۴ | ۲۴۹۱ | ۲/۷ | ۲ | ۲۷ | ۲۷۸۴ | ۹۹۸/۱۴ | ۲/۷ | ۲ |
| ۱۴ | ۲۳۳۶ | ۱۲۵۶ | ۱/۸ | ۲ | ۲۸ | ۱۹۳۰ | ۱۴۶۰ | ۱/۳ | ۱ |

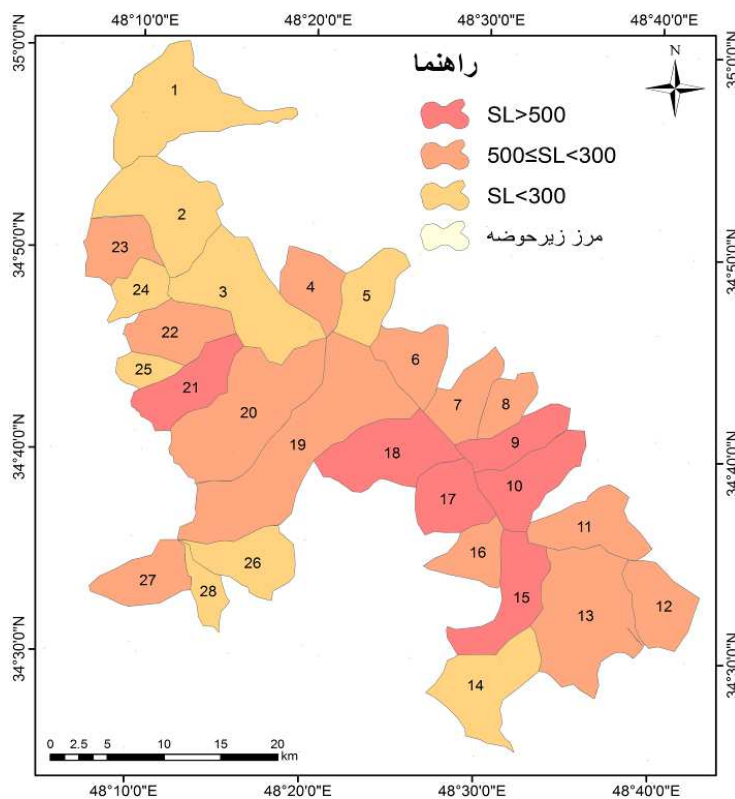


شکل ۱۲: وضعیت شاخص سینوزیته کوهستان در زیرحوضه‌های توده الوند همدان

شاخص شیب طولی رودخانه (SL)^۱: شاخص شیب طولی جریان (SL) توسط هک (۱۹۷۳)^۲، در یک بررسی از نقش مقاومت سنگ‌ها در جریان رودخانه‌ای در کوه‌های آپالاش در جنوب شرقی ایالات متحده تعریف شده است. شاخص SL در جریان رودخانه‌ها و جویبارهای با تکتونیک فعال، دارای مقادیر افزایشی بوده و ممکن است مقادیر پایین‌تر آن مربوط به جریان‌های موازی با عوارضی مانند گسل امتدادلغز باشد. $\Delta H/\Delta L$ همان شیب قسمتی است که می‌توان با استفاده از آن، رودخانه‌های کوچک با نیمرخ پرشیب و رودخانه‌های بزرگ‌تر با نیمرخ کم شیب و ملایم را مقایسه کرد (فونت و همکاران، ۲۰۱۰)^۳. برای محاسبه این شاخص، در طول مسیر آبراهه اصلی به فواصل ۱۰۰۰ متری از سرچشمه تا خروجی هر ۲۸ زیرحوضه، این شاخص برآورد و میانگین آن‌ها به عنوان گرادیان طولی کل رودخانه در نظر گرفته شد. مقادیر این شاخص در زیرحوضه‌های مورد مطالعه از ۱۴۱/۸۸ تا ۱۰۴۵/۱۳ در نوسان است. مقادیر این شاخص توسط همدونی و همکاران (۲۰۰۸) (جدول ۲) به ۳ دسته طبقه‌بندی شده است. کلاس تکتونیک هر کدام از زیرحوضه‌ها در جدول (۱۰) مشخص شده است. همان‌گونه که از جدول (۱۰) برمی‌آید زیرحوضه‌های شماره

1-Stream-gradient index
2- Hack, 1973
3-Font & et al, 2010

۱، ۲، ۳، ۵، ۱۴، ۲۴، ۲۵، ۲۶ و ۲۸ از نظر این شاخص غیرفعال و بقیه در شرایط تکتونیکی فعال تا نیمه فعال قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳).



شکل ۱۳: وضعیت شاخص SL در زیرحوضه‌های توده الوند همدان

نتایج و بحث

در نهایت برای بررسی میزان فعالیت تکتونیکی از شاخص IAT استفاده شد. بر اساس این شاخص زیرحوضه‌ها در دو دسته فعالیت زیاد و متوسط تقسیم گردید (شکل ۱۴ و جدول ۱۱). از ۲۸ حوضه مورد مطالعه ۱۲ حوضه در دامنه‌های شمال شرقی (از شماره یک تا شماره ۱۲) و ۱۶ زیرحوضه در دامنه‌های جنوب شرقی است. بر اساس شاخص IAT، ۵۰٪ زیرحوضه از زیرحوضه‌های دامنه‌های شمالی و ۶۲/۵٪ از زیر حوضه‌های دامنه جنوبی دارای فعالیت زیاد (کلاس ۲) هستند. انعکاس گسل‌ها در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی همدان (شکل ۲) حاکی از تراکم بیشتر گسل‌ها در دامنه‌های جنوب شرقی است که با نتایج حاصل از شاخص‌های مورفوتکتونیک موردنظر همخوانی دارد.

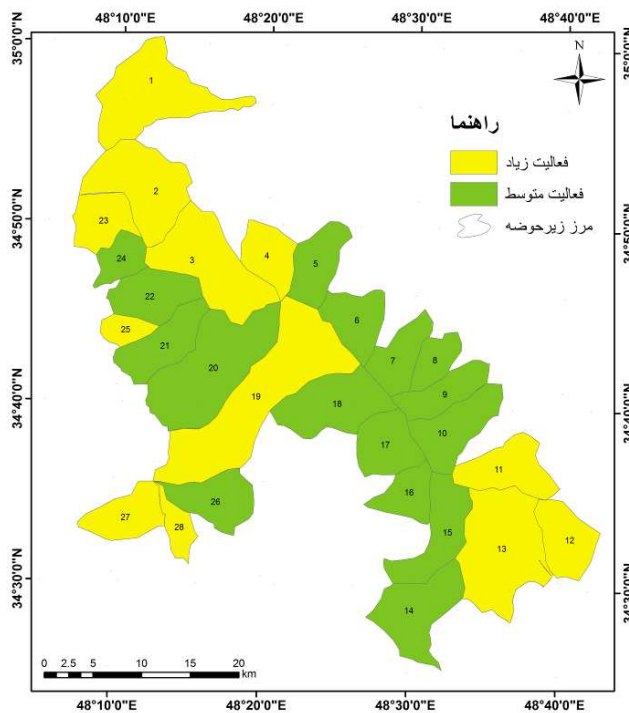
جدول ۱۰: نتایج شاخص SL در زیرحوضه‌های توده الوند همدان

| شماره حوضه | ΔH | ΔL | L | SL | کلاس SL | شماره حوضه | ΔH | ΔL | L | SL | کلاس SL |
|------------|------------|------------|----------|---------|---------|------------|------------|------------|----------|--------|---------|
| ۱ | ۹۱/۲۲ | ۱۷۹۰/۳۷ | ۱۰۹۰۹/۰۹ | ۲۵۷/۲۶۷ | ۳ | ۱۵ | ۱۲۵/۴۹ | ۱۷۱۶/۶۷ | ۹۸۲۲/۴۵ | ۵۰۵/۷۴ | ۱ |
| ۲ | ۷۳/۸۴ | ۱۷۵۸/۷۵ | ۶۲۰۵/۵ | ۲۰۱/۴۴ | ۳ | ۱۶ | ۲۸۰/۷۴ | ۱۵۵۵/۰۴ | ۴۶۴۲/۵ | ۴۴۸/۲۶ | ۲ |
| ۳ | ۱۱۴/۵۵ | ۱۶۶۱/۳۵ | ۴۵۰۳/۵۷ | ۲۲۰/۷۵ | ۳ | ۱۷ | ۲۵۸/۵۸ | ۱۶۳۳/۴۴ | ۴۷۴۳ | ۵۸۰/۵۶ | ۱ |
| ۴ | ۲۳۲/۵۸ | ۱۸۷۵/۷۴ | ۴۸۷۵/۴ | ۳۶۱/۸۵ | ۲ | ۱۸ | ۲۷۶/۵ | ۱۷۰۴ | ۸۶۷۸ | ۴۲۰/۸ | ۱ |
| ۵ | ۱۶۰/۱۶ | ۱۵۴۷/۵۵ | ۵۶۷۵/۳۳ | ۲۹۶/۶۵ | ۳ | ۱۹ | ۱۱۰/۷۳ | ۱۸۷۰/۵۴ | ۱۲۹۲۱/۴۲ | ۳۷۶/۹۲ | ۲ |
| ۶ | ۲۴۱/۸۲ | ۱۷۵۱/۶۶ | ۴۲۶۴/۷ | ۳۴۷/۵ | ۲ | ۲۰ | ۱۳۸/۰۵ | ۱۸۴۹/۲۵ | ۹۸۸۴/۸ | ۴۵۰/۹۷ | ۲ |
| ۷ | ۱۹۰/۱۸ | ۱۸۱۱/۴۳ | ۴۹۷۱/۴ | ۴۲۵/۲۵ | ۲ | ۲۱ | ۱۰۵/۹۳ | ۱۶۷۸/۱ | ۷۲۹۷/۵ | ۶۷۲/۹۳ | ۱ |
| ۸ | ۱۹۶/۹۶ | ۱۴۷۰/۶۵ | ۴۶۴۰/۶ | ۴۲۱/۹۶ | ۲ | ۲۲ | ۱۴۹/۱۱ | ۱۶۳۹/۵۸ | ۵۷۴۰/۵۸ | ۳۳۷/۰۷ | ۲ |
| ۹ | ۱۹۰/۱۸ | ۱۵۶۶/۴۶ | ۶۷۲۲/۵۷ | ۱۰۴۵/۱۳ | ۱ | ۲۳ | ۱۲۴/۷۱ | ۱۵۹۴/۰۳ | ۵۶۹۳/۶۶ | ۳۹۵/۹۳ | ۲ |
| ۱۰ | ۱۷۰/۸۸ | ۱۶۰۹/۵۷ | ۶۷۹۳/۷۱ | ۵۷۸/۵۲ | ۱ | ۲۴ | ۱۹۸/۹۲ | ۱۷۲۹/۷۸ | ۳۷۰/۱۸۷ | ۲۸۶/۰۸ | ۳ |
| ۱۱ | ۱۷۱/۴۶ | ۱۶۶۴/۹۹ | ۵۷۲۵/۸۳ | ۳۱۳/۸۷ | ۲ | ۲۵ | ۱۷۱/۷۹ | ۱۵۴۴/۲ | ۲۵۷۸/۶۶ | ۲۳۵/۶۳ | ۳ |
| ۱۲ | ۱۴۴/۹۷ | ۱۷۷۱/۳۴ | ۵۰۰۰ | ۲۷۷/۸۱ | ۲ | ۲۶ | ۷۱/۴۸ | ۱۵۸۴/۶۱ | ۱۵۸۴/۷۵ | ۱۴۱/۳۸ | ۳ |
| ۱۳ | ۱۴۷/۱۷ | ۱۷۸۲/۰۲ | ۸۸۶۶/۷۷ | ۴۲۲/۸۵ | ۲ | ۲۷ | ۱۷۴/۹۸ | ۱۵۸۱/۵۳ | ۴۶۸۳/۲ | ۳۳۸/۷۱ | ۲ |
| ۱۴ | ۶۷/۶۸ | ۱۶۳۵/۷۵ | ۷۷۵۳/۵ | ۲۳۵/۵۸ | ۳ | ۲۸ | ۹۴/۸۸ | ۱۷۹۰/۸۴ | ۴۵۸۴/۶۴ | ۱۶۱/۹۲ | ۳ |

جدول ۱۱: نتایج حاصل از IAT در زیرحوضه‌های مورد مطالعه

| طبقه IAT | IAT | گرادین طولی روده‌خانه | پهنای کف به ارتفاع دره | سینوزیت کوهستان | تقارن توپوگرافی عرضی | عدم تقارن | شاخص دره | النگرال هیسپوسومتریکی | شماره حوضه |
|----------|------|-----------------------|------------------------|-----------------|----------------------|-----------|----------|-----------------------|------------|
| ۱ | ۲/۱۴ | ۲ | ۲ | ۱ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ |
| ۲ | ۲/۲۸ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | ۱ | ۲ | ۲ |
| ۳ | ۲/۴۴ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | ۲ | ۳ |
| ۴ | ۲/۱۴ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | ۱ | ۲ | ۴ |
| ۵ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | ۲ | ۵ |
| ۶ | ۱/۷۱ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | ۱ | ۲ | ۶ |
| ۷ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | ۲ | ۷ |
| ۸ | ۱/۸۶ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | ۱ | ۲ | ۸ |
| ۹ | ۲ | ۱ | ۲ | ۲ | ۲ | ۳ | ۱ | ۲ | ۹ |
| ۱۰ | ۱/۸۶ | ۱ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | ۲ | ۱۰ |
| ۱۱ | ۲/۱۴ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۳ | ۱ | ۲ | ۱۱ |
| ۱۲ | ۲/۱۴ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | ۱ | ۲ | ۱۲ |
| ۱۳ | ۲/۱۴ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | ۲ | ۱۳ |
| ۱۴ | ۲ | ۳ | ۳ | ۲ | ۲ | ۱ | ۱ | ۲ | ۱۴ |
| ۱۵ | ۲ | ۱ | ۳ | ۲ | ۲ | ۳ | ۱ | ۲ | ۱۵ |

| | | | | | | | | | |
|----|---|---|---|---|---|---|---|------|---|
| ۱۶ | ۲ | ۱ | ۱ | ۲ | ۲ | ۳ | ۲ | ۱/۸۶ | ۲ |
| ۱۷ | ۲ | ۱ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | ۱ | ۱/۵۷ | ۲ |
| ۱۸ | ۳ | ۱ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۱ | ۱/۸۶ | ۲ |
| ۱۹ | ۳ | ۲ | ۲ | ۲ | ۳ | ۳ | ۲ | ۲/۴۳ | ۳ |
| ۲۰ | ۳ | ۱ | ۱ | ۲ | ۳ | ۱ | ۲ | ۱/۸۶ | ۲ |
| ۲۱ | ۳ | ۱ | ۱ | ۲ | ۳ | ۳ | ۱ | ۱/۸۶ | ۲ |
| ۲۲ | ۴ | ۱ | ۳ | ۲ | ۲ | ۱ | ۲ | ۲ | ۲ |
| ۲۳ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۳ | ۳ | ۲ | ۲/۲۸ | ۳ |
| ۲۴ | ۲ | ۱ | ۱ | ۲ | ۲ | ۱ | ۳ | ۱/۷۱ | ۲ |
| ۲۵ | ۲ | ۱ | ۳ | ۲ | ۲ | ۳ | ۳ | ۲/۲۸ | ۳ |
| ۲۶ | ۳ | ۱ | ۱ | ۲ | ۲ | ۳ | ۳ | ۲ | ۲ |
| ۲۷ | ۱ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۳ | ۲ | ۲/۲۸ | ۳ |
| ۲۸ | ۳ | ۱ | ۲ | ۲ | ۱ | ۳ | ۳ | ۲/۱۴ | ۳ |



شکل (۱۴) وضعیت فعالیت تکتونیکی زیرحوضه‌های توده الوند همدان در شاخص IAT

نتیجه‌گیری

در این مقاله برای آنالیز وضعیت نفوتکتونیکی دامنه‌های شمال شرقی و جنوب غربی الوند، از شاخص‌های انتگرال هیپسومتریک، پیچ‌وخم رودخانه، عدم تقارن شکل حوضه، تقارن توپوگرافی، سینوزیته جبهه کوهستان، نسبت پهنای

کف دره به ارتفاع دره و گرادیان طولی رودخانه استفاده شده است. در این راستا، در ۲۸ زیرحوضه توده کوهستانی الوند شاخص‌های فوق به صورت جداگانه برآورد گردید (۱۲ زیرحوضه در دامنه شمال شرقی و ۱۶ زیرحوضه در دامنه جنوب غربی). نتایج انتگرال هیپسومتریک در دو دامنه، حاکی از آن است که فعالیت تکتونیکی زیاد در زیرحوضه‌های دامنه شمال شرقی ۶۰٪ و در زیرحوضه‌های دامنه جنوب غربی ۲۵٪ است در نتیجه تکتونیک فعال‌تر دامنه‌های شمال شرقی را تأیید می‌کند. در بررسی پیچ‌وخم رودخانه به غیر از زیر حوضه شماره یک در دامنه شمال شرقی و زیر حوضه‌های شماره ۱۵، ۱۹ و ۲۷ در دامنه جنوب غربی، بقیه در گروه فعالیت زیاد تکتونیکی قرار گرفته‌اند؛ فعالیت تکتونیکی ۱۹٪ از زیر حوضه‌های دامنه جنوب غربی از نظر این شاخص، کم برآورد شده است. فعالیت تکتونیکی زیاد ۳۳٪ از زیر حوضه‌های دامنه شمال شرقی و ۳۷/۵٪ از زیر حوضه‌های دامنه جنوب غربی در شاخص عدم تقارن شکل حوضه، مورد تأیید قرار گرفته است. نسبت پهنای کف دره به ارتفاع، حاکی از آن است که زیرحوضه‌های دامنه شمال شرقی فاقد فعالیت‌های تکتونیکی شدید بوده است در حالی که ۳۳٪ از زیرحوضه‌های دامنه جنوب غربی در این رده از فعالیت تکتونیکی قرار گرفته‌اند. بین دامنه‌های شمال شرقی و جنوب غربی توده الوند از نظر شاخص تقارن توپوگرافی عرضی، تفاوتی وجود ندارد و همه در گروه غیرفعال قرار گرفته‌اند. یک زیرحوضه در دامنه شمال شرقی (شماره ۱) و یک زیرحوضه در دامنه جنوب غربی (شماره ۲۸) از نظر شاخص سینوزیته پیشانی کوهستان، فعال بوده است؛ در مقابل ۶۷٪ از زیرحوضه‌های دامنه شمال شرقی، ۳۱٪ از زیرحوضه‌های جنوب غربی غیرفعال ارزیابی شده‌اند. گرادیان طولی رودخانه غیرفعال بودن ۶۰٪ از زیرحوضه‌های دامنه شمال شرقی و ۴۰٪ از زیرحوضه‌های دامنه جنوب غربی را مورد تأیید قرار داده است. از نظر این شاخص ۲۵٪ از زیر حوضه‌های دامنه جنوب غربی در مقابل ۱۷٪ از زیر حوضه‌های دامنه شمال شرقی فعالیت زیاد دارند. شاخص IAT، به ترتیب ۵۰ و ۳۷/۵٪ از زیرحوضه‌های دامنه شمال شرقی و جنوب غربی را فاقد فعالیت تکتونیکی ارزیابی کرده است که حاکی از فعال‌تر بودن تکتونیک دامنه جنوب غربی نسبت به دامنه شمال شرقی است.

سینوزیته رودخانه ۵۴٪ و انتگرال هیپسومتریک ۳۵٪، وضعیت فعالیت تکتونیکی زیاد را در زیرحوضه‌های دامنه شمال شرقی، بیش‌تر از زیرحوضه‌های دامنه جنوب غربی ارزیابی نموده است؛ یعنی ارتفاع سینوزیته بالاتر کوهستان منجر به انعکاس بیشتر فعالیت‌های مورفوتکتونیکی این دو شاخص در زیرحوضه‌های شمال شرقی شده است؛ در صورتی که نتایج حاصل از شاخص‌های تقارن توپوگرافی عرضی، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره، سینوزیته پیشانی کوهستان و گرادیان طولی رودخانه بیان‌کننده فعالیت تکتونیکی بیشتر زیر حوضه‌های دامنه جنوب غربی است. این گونه شاخص‌ها پایین بودن سینوزیته جبهه کوهستان را شرایط مساعدتری در انعکاس شواهد مورفوتکتونیکی معرفی کرده است. در مجموع نیز شاخص IAT پایین‌تر بودن ارتفاع جبهه کوهستانی را شرایط مناسب‌تری در انعکاس شواهد مورفوتکتونیک معرفی نموده است.

نتایج بررسی شاخص‌های مورفوتکتونیکی در دامنه متفاوت توده کوهستانی الوند حاکی از تکتونیک فعال منطقه است ولی مسئله قابل‌تأمل انعکاس فرایندهای تکتونیکی در مورفولوژی منطقه است که در دامنه‌های جنوب غربی نمود بیشتری پیدا کرده و این دامنه‌ها را فعال‌تر نشان می‌دهد. این‌طور به نظر می‌رسد که دامنه‌های شمال شرقی که

دامنه‌های نثار کوهستان نیز شناخته می‌شوند و بهترین مکان برای شکل‌گیری سیرک‌های کواترنری نیز بوده‌اند در کل نسبت به دامنه‌های جنوبی زمان پاسخ طولانی‌تری را در مقابل بارش به‌عنوان یک ورودی دارند و شرایط نامناسب‌تری را برای انعکاس فعالیت‌های نئوتکتونیک فراهم می‌کنند. علاوه بر آن ارتفاع جبهه کوهستان دامنه‌های شمال شرقی ۲۰۰ متر بیشتر از دامنه‌های جنوب‌غربی است این تفاوت ارتفاعی شرایط را برای انعکاس مورفوتکتونیک منطقه متفاوت‌تر کرده است.

منابع

- ابراهیمی، پروین (۱۳۸۲). *سیمای میراث فرهنگی همدان*، تهران، انتشارات میراث فرهنگی کشور، ۱۹۲.
- ایزدی کیان، لیلی، مجمل کفشدوز، محمد، علوی، سید احمد، سپاهی گرو، علی‌اصغر، حسینی دوست، سید جعفر (۱۳۹۲). زمان‌سنجی رشد پورفیروبلاست‌ها و ارتباط با گامه‌های دگر ریختی دگر ریختی‌های در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، پترولوژی، سال چهارم، شماره سیزدهم، صص ۱۸-۱.
- ایلدرمی، علیرضا (۱۳۸۸) بررسی مورفولوژی پرتگاه‌ها و تحول پس‌روی جبهه شمالی توده کوهستانی الوند، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی دانشگاه تبریز، سال چهاردهم، شماره ۳۰، صص ۲۷-۵۲.
- بیانی خطیبی، مریم (۱۳۸۸). تشخیص فعالیت‌های نئوتکتونیک در حوضه آبریز قرنقوچای با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و مورفوتکتونیک، مجله علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی، سال نهم، شماره ۲۵، صص ۳۳-۵۰.
- جمال‌آبادی، جواد، امیر احمدی، ابوالقاسم، مونسیان، قاسم، شایان یگانه، علی‌اکبر (۱۳۹۳). بررسی تأثیرات تکتونیک گسل کمایستان بر شبکه زهکشی و مخروط‌افکنه‌ها با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک در دامنه‌های شمالی ارتفاعات جغتای، مجله آمایش جغرافیایی فضا فصلنامه علمی پژوهشی دانشگاه گلستان - سال چهارم/ شماره مسلسل یازدهم، صص ۸۴-۶۳.
- حکمی، لیلاد، سپاهی، علی‌اصغر، برزویی، کاظم، (۱۳۹۱). پتروگرافی و زمین‌شناسی سنگ‌های مافیک و حد واسط جنوب منطقه نفوذی الوند، منطقه آرتیمان (شمال توپسرکان)، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۴، جلد ۱، صص ۳۰-۴۶.
- سرهنگی، مهرداد، سلگی، علی، سربی، علی، فیاضی سرقین، بهزاد و سلطانی، شکور (۱۳۹۳). بررسی شاخص‌های کمی زمین‌ساخت فعال و تعیین فعالیت نسبی زمین‌ساختی حوضه مردقچای ملکان در جنوب آتش‌فشان سهند، شمال باختر ایران، علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴، صص ۲۱ تا ۲۸.
- سلیمانی، شهریار (۱۳۷۸). رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیک فعال و جوان با نگرشی بر مقدمات دیرینه لرزه‌شناسی، تهران: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۱۲۵.
- عابدینی، موسی؛ فتحی، محمدحسین؛ بهشتی جاوید، ابراهیم (۱۳۹۴). تحلیل فعالیت حوضه آبریزهای نئوتکتونیک گنچی دره سی با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، فصلنامه علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی، سال پانزدهم، شماره ۵۲، صص ۲۴۹-۲۲۳.
- مجیدزاده، رضا، حسین‌زاده، محمد مهدی، اسماعیلی، رضا (۱۳۹۰). ارزیابی کمی مورفوتکتونیک فعال در حوضه‌های البرز شمالی (حدفاصل شهرهای بهشهر تا نکاء)، مجموعه مقالات سی‌امین گردهمایی علوم زمین، ۷-۱.
- مددی، عقیل؛ رضایی مقدم؛ محمدحسین؛ رجایی، عبدالحمید (۱۳۸۳). تحلیل فعالیت‌های تکتونیک با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی در دامنه‌های شمال غربی تالش (باغروداغ)، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۸، صص ۱۳۸-۱۲۳.
- منصوری، رضا، صفاری، امیر (۱۳۹۴). تحلیل فعالیت زمین‌ساختی حوضه آبخیز فرحزاد از طریق شاخص‌های ژئومورفیک، پژوهش‌های اطلاعات جغرافیایی، دوره ۲۴، شماره ۹۵، صص ۱۰۶-۹۳.

- Acar. A., Dincer, I., (2005), Left upstream slope design for the Catalan Dam, Adana Turkey and its behavior under actual earthquake loading, *Engineering Geology*, 82, 1–11.
- Azañón, J.M., Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Giaconia, F. Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M., Azor, A., Roldá, F.J., (2015), Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics* 663, 19–32.
- Bhat, F. A., Bhat I. M. 1., Hamid, S., Mohd, I., Akhtar R., Mir. (2013), Identification of geomorphic signatures of active tectonics in the West Lidder Watershed, Kashmir Himalayas: Using Remote Sensing and GIS. ISSN 0976 – 4380.
- Bull, W. B., McFadden, L. D., (1977), Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring, D. O (Eds), *Geomorphology in Arid Regions*, Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton, pp. 115-138.
- Bull, W.B., (1977), *Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, California*. U.S. Geological Survey Contract Report 14-0-001-G-394, Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering, Menlo Park, California. pp. 188.
- Bull, W.B., (2007), *Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleo-seismology*, Wiley-Blackwell, Oxford. 328 pp.
- Burbank, D. W., and Anderson, R.S., (1992), *Tectonic Geomorphology*, Oxford: Blackwell Scenic.
- Cloetingh, S., Cornu, T., (2005), Surveys on environmental tectonics, *Quaternary Science Reviews* 24: 235–240.
- Dehbozorgi, M., Pour kermani, M., Arian, M., Matkan, A.A., Motamedi, H., Hosseiniasl, A., (2010), Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran, *Geomorphology*, pp 1-13.
- Dor, O., Yildirim C., Rockwell T. K., Ben-Zion Y., Emre O., Sisk M., and Duman T. Y., (2008), Geological and geomorphologic asymmetry across the rupture Zones of the 1943 and 1944 earthquakes on the North Anatolian Fault possible signals for preferred earthquake propagation direction. 10.1111/j.1365-246.
- Dumont, J.F., Santana, E., Vilema, W., (2005), Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador), *Geomorphology* 65, 223–239.
- EL Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J., Keller, E.A., (2008), Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain), *Geomorphology*, Vole 96, pp 150-173.
- England, P., Molnar, P., (2007), Surface uplift, uplift of rock, and exhumation of rocks. *Geology*, 18, pp 1173–1177.
- Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.L., (2010), Demand GIS Analysis of the Stream Gradient Index to Evaluate Effects of Tectonic: the Normandy Intraplate Area (NE France), *Geomorphology*, Vole 119, No3-4, pp 172-180.
- Friend, P.F., Jones, N.E., Vincent, S.J., (1999), Drainage evolution in active mountain belts: extrapolation backward from present-day Himalayan river patterns, *Special Publication International Association of Sedimentologist* 28, pp305–313.
- Hack, J.T., (1973), Stream-profiles analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 1, pp 421-429.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., (2002), Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate. *Geol. Soc. Am. Bull.* 114, pp1131–1142.
- Hare, P. W., and Gardner, T. W., (1985), *geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins*, Nicoya Peninsula Costa Rica. In M.
- Hough, S. E., Bilham, R. G., (2006), *After the Earth Quakes: Elastic Rebound on an Urban Planet*. Oxford Univ. Press. 321 pp.
- Ildoromi, A., (2013), Evaluation of Watershed Stability using Geomorphologic and Tectonics Evidence (Case study: Alvand Mountain) *ECOPERSIA* Vol. 1(1).pp 11-22.
- Javid Mosavi, El., Arian, M., (2015), Tectonic Geomorphology of Atrak River, NE Iran, *Open Journal of Geology*, No 5, Pp: 106-114.
- Keller, E. A., and Pinter, N., (2002), *Active Tectonics: Earthquakes uplift and Landscape second edition: Englewood Cliffs*, New Jersey, Prentice Hall, p 362.
- Keller, Edward, A., Pinter, N., (1996), *Active tectonics*; Prentice Hall publisher, New Jersey, p 338.
- Koukouvelas, I.K. (1998), The Egion fault, earthquake-related and long-term deformation, Gulf of Corinth, Greece, *Journal of Geodynamics*, 26, pp. 501-513.
- Malik, J. N., Mohanty, C., (2007), Active tectonic influence on the evolution of drainage and landscape: Geomorphic signatures from frontal and hinterland areas along the Northwestern Himalaya, India. *Journal of Asian Earth Sciences* 29 (2007) 604–618.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L., Sahandi, M. R., (2003), Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, *J. Asian Earth Sci*, 21, pp: 397-412.
- Pérez-Peña, J., Azor, A., Azañón, J., Keller, E., (2010), Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis, *Geomorphology*, 119, 74–87.
- Pike, R. J. and Wilson, S. E., (1971), Elevation relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis, *Geological Society of America Bulletin*, 62, pp 1079-1084.

- Ramirez-Herrera, M. T., (1998), geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 317–332.
- Salvany, J.M., (2004), Tilting neotectonics of the Guadiamar drainage basin, SW Spain, *Earth Surf, Proc. Land.*, 29, 145–160.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Baradaji, T., (2003), Fault generated mountain front in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity, *Geomorphology*, 50: 203-225.
- Starhler, A.N., (1952), Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Geol. Soc., Am. Bull*, 63, pp. 1117-1142.

The Active Morphotectonics Quantitative Assessment on the slopes of Alvand

Gholam Hassan Jafari*¹, Zeynab Barati²

Received: 2016-12-10

Accepted: 2017-10-28

Abstract

Neo-tectonic has a very important role in the morphological evolution of each drainage basin. The tectonic history can be retrieved by morphotectonics quantitative indicators in each region. Hamedan batholith masses valleys with NW-SE direction in the South, South East, and West of Hamadan, have been influenced heavily by the geomorphological, tectonic and other eroding factors. The core of tectonic geomorphology is the study of the frequency of tectonic processes that tend to topography and surface processes. By studying Morphotectonics indexes can be assessed valleys an unstable. Evaluation of Morphotectonics indicators in the northeastern and southwestern slopes of the mountain front sinuosity Hamedan according to different heights of mountain front is purpose of this study Evaluation of tectonic activity in Alvand mass range, have been estimated by using Morphotectonics indicators in 28 sub-basin, topographic maps with scale 1:50000, satellite images, field visits and software. The results of slope length of the river (SL), asymmetric factor (Af), integral hypsometric curve (Hi), valley floor width-to-height ratio (Vf), Mountain-front sinuosity (Smf), transverse topographic (Tp) and sinusoidal of river (Sr) indicators were assessed by using IAT index. According to this index, 50% of Northeast Slope sub-basins and 37.5% of southwest slope sub-basins have gained class 3 activities which imply a more active tectonics of the southwest toward the northeast slope. Due to the erosion and geological factors, southwest slopes tectonic activity is more evident than north-east slopes. The northeast slopes Mountain-front sinuosity is 200 meters higher than south-west slopes, according to the higher density of faults on the southern slopes of Alvand can say that the lower altitude mountain-front has provided favorable conditions for reflection Morphotectonics area.

Keywords: Tectonic, Hamedan, Geomorphic indices, Alvand.

¹*- Assistant Professor of Geomorphology- university of Zanjan

²- MSc graduated of Hydro geomorphology- university of Zanjan

jafarihas@yahoo.com