

ارزیابی فعالیت‌های نئوتکتونیک با استفاده از شاخص‌های کمی ژئومورفیک (منطقه مورد مطالعه: بخشی از البرز شرقی در شمال استان سمنان)

محمد حسین رضائی مقدم*، استاد ژئومورفولوژی دانشکده جغرافیا، دانشگاه تبریز
منصور خیری زاده آروق، دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تبریز

چکیده

کشور ایران یکی از مناطق زلزله‌خیز دنیا می‌باشد و گسل‌های فعال زیادی با روندهای مختلف در این کشور وجود دارند که هر از چندگاهی با فعالیت‌های خود موجب خسارات فراوان جانی و مالی می‌شوند. با استفاده از برخی شواهد و شاخص‌های ژئومورفیک، می‌توان به میزان فعالیت نسبی گسل‌ها پی‌برد. در این تحقیق با استفاده از شاخص‌های کمی، قسمتی از رشته کوه‌های البرز در محدوده استان سمنان از نظر فعالیت‌های نئوتکتونیک مورد بررسی قرار گرفته است. برخی از این شاخص‌ها از روی حوضه‌های آبریز استخراج شد که شامل: نسبت پهنای چارک‌ها، نسبت مساحت چارک‌ها، نسبت جامی و شاخص عدم تقارن حوضه‌ها می‌باشند. اما، مهمترین شاخص‌های کمی شامل شاخص گرادیان طولی، شاخص انحراف از نیمرخ و شاخص تقعر از روی نیمرخ طولی آبراهه-های اصلی حاصل شد. برای استخراج شاخص‌های کمی از نقشه‌های توپوگرافی مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، نقشه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، تصاویر DEM با قدرت تفکیک ۱۰ متر و تصاویر ماهواره‌ای IRS استفاده شد و در این زمینه از نرم‌افزارهای Arc GIS، Global Mapper و اتوکد بهره گرفته شد. شاخص‌ها نسبت به خط مرجعی که به طول تقریبی ۴۸ کیلومتر از غرب به شرق منطقه کشیده شد، مورد سنجش قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که نیمرخ واقعی آبراهه‌های اصلی در تمامی موارد (به استثنای یک مورد) در مقاطعی بالاتر از نیمرخ مرجع یا تعادل قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده بالآمدگی‌هایی در نتیجه دخالت گسل‌های منطقه می‌باشد. موقعیت حداکثر انحراف بر روی آبراهه‌های اصلی تجانس خوبی را با موقعیت حداکثرهای گرادیان طولی (SL) و نمایه تقعر (K) نشان می‌دهد. شاخص‌های حوضه‌ای به همراه شاخص‌های سینوزیته جبهه کوهستان و نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره نیز نشان‌دهنده فعال بودن منطقه از نظر فعالیت‌های نئوتکتونیک می‌باشد. بطوریکه، روند تغییرات و موقعیت شاخص‌ها نسبت به خط مرجع در اکثر موارد از روند دو گسل عمده منطقه مورد مطالعه یعنی گسل‌های شاهرود و طزره تبعیت می‌کنند. در شرق منطقه مورد مطالعه یعنی در قسمت‌هایی که گسل طزره به صورت بازویی از گسل تراست شاهرود منشعب می‌شود و منطقه به شدت تحت‌تأثیر این گسل‌ها قرار گرفته، تکتونیک فعال تر می‌باشد.

واژگان کلیدی

نئوتکتونیک، گسل شاهرود، گسل طزره، شاخص‌های ژئومورفیک، البرز شرقی.

مقدمه

ژئومورفولوژی تکتونیک مطالعه لندفرم‌های ناشی از تکتونیسیم و تعامل بین تکتونیک و فرآیندهای ژئومورفیک می‌باشد (Geophysics Study Committee, 1986: 125). ژئومورفولوژی تکتونیک در مواجهه با مساله دارای دو حالت است: مسئله مستقیم یا پیشرو^۱، که این حالت، مطالعه اثرات اختلالات تکتونیک مشخس بر روی چشم‌انداز می‌باشد و مسئله معکوس^۲، یا استنتاج ماهیت و فعالیت نسبی عناصر تکتونیک از طریق تغییرات مشاهده شده در ویژگی‌های چشم‌انداز می‌باشد. در مناطقی که سایر کنترل‌کننده‌های خصوصیات چشم‌انداز (ساختمان زمین‌شناسی، لیتولوژی، آب و هوا، میکروکلیم، پوشش گیاهی و کاربری زمین) نسبتاً ثابت باشد، تغییرات در میزان (آهنگ) و حالت تکتونیک مسئول اصلی تغییرات در ویژگی‌های چشم‌انداز به‌شمار می‌رود و در این مورد استفاده از مساله معکوس مناسب می‌باشد (Willemin & Knuepfer, 1994: 2). شاخص‌های ژئومورفیک به طور گسترده‌ای به عنوان ابزاری برای شناسایی و مشخس کردن بخش‌های تغییر شکل یافته بوسیله گسل‌های فعال مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Giaconia et al, 2012: 90-106). شاخص‌های خاصی مبتنی بر تحلیل شبکه زهکشی یا جبهه‌های کوهستان می‌باشند. این شاخص‌ها نشان‌دهنده یک رویکرد کمی برای تحلیل ژئومورفیک افتراقی^۳ مربوط به فرآیندهای فرسایشی و رسوبی شامل کانال رودخانه، نیمرخ طولی، مورفولوژی دره و همچنین عوارض ناشی از فعالیت‌های تکتونیک از قبیل پرتگاه‌های گسل می‌باشند. شاخص‌های تکتونیک فعال می‌تواند ناهنجاری‌های موجود در سیستم رودخانه‌ای یا در طول جبهه‌های کوهستان را آشکار سازند. این ناهنجاری‌ها ممکن است در نتیجه تغییرات محلی بواسطه فعالیت‌های تکتونیک ناشی از بالآمدگی یا فرونشست حاصل شود (Hamdouni et al., 2008: 153). بنابراین، تحلیل شبکه‌های زهکشی ابزار قدرتمندی برای شناسایی فعالیت‌های تکتونیک جدید و بالآمدگی‌ها می‌باشد. کانال‌های رودخانه‌ای نسبت به تغییرات در عواملی که شکل و شیب آنها را کنترل می‌کنند، بسیار حساس می‌باشند. تغییرات اقلیم، تکتونیک و لیتولوژی شرایط تعادل رودخانه و ازاینرو ژئومتری رودخانه را تحت تاثیر قرار می‌دهند (Perez Pena, 2009: 16).

فلات ایران که یک منطقه چین‌خورده آلیی است در حال حاضر نیز از هر طرف تحت فشار بوده و حرکات زمین‌ساختی هنوز در آن ادامه دارد (جداری عیوضی، ۱۳۸۱: ۷). وقوع زمین‌لرزه‌های مکرر در ایران یکی از پیامدهای فعال بودن جنبش‌های زمین‌ساختی در حال حاضر می‌باشد. واقع شدن کانون اکثر زمین‌لرزه‌های ثبت شده در امتداد دو کمربند چین‌خورده و جوان حاشیه شمالی و جنوبی (البرز و زاگرس) ایران به خوبی این ارتباط را نشان می‌دهد (علایی طالقانی، ۱۳۸۴: ۴۵).

هدف این تحقیق، نشان دادن فعالیت‌های نئوتکتونیک با استفاده از شاخص‌های کمی ژئومورفیک می‌باشد. اغلب تحلیل‌ها و شاخص‌های مورد استفاده در این تحقیق توسط بول و مک فادن^۴ (۱۹۷۷)، بول و همکاران (۱۹۷۹)، و بول (۱۹۷۸، ۱۹۸۴، ۲۰۰۷، ۲۰۰۹) در مطالعات ژئومورفولوژی تکتونیک در مناطق فعال تکتونیک خشک و نیمه‌خشک جنوب غرب ایالات متحده آمریکا و همچنین توسط ویلمین و نیوپفر^۵ (۱۹۹۴) در مطالعات خود بر روی رشته کوه‌های مرکزی در شرق تایوان توسعه پیدا کرده است. در مورد مورفوتکتونیک و شاخص‌های

¹ - forward problem

² - inverse problem

³ - differential

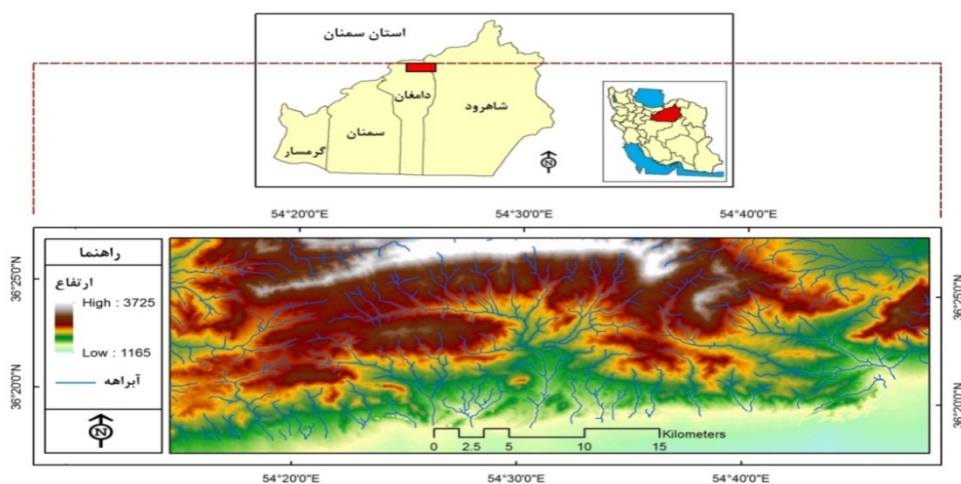
⁴ - Bull & McFadden

⁵ - Willemin & Knuepfer

کمی نمایانگر تکتونیک فعال، محققان مختلفی پژوهش‌هایی را در مناطق مختلف کشور انجام داده‌اند از جمله: بهرامی (۲۰۱۲)، تکامل مورفوتکتونیک سطوح مثلثی و دره‌های جامی شکل ۲ تا قدیس نوکوه زاگرس را مورد بررسی قرار داد و به این نتیجه رسید که علاوه بر فعالیت‌های تکتونیک به عنوان کنترل کننده اصلی مورفومتری سطوح و دره‌ها، اقلیم و جهت شیب نیز به عنوان عوامل ثانویه در توسعه لندفرم‌های مورد مطالعه عمل نموده‌اند. بهرامی (۲۰۱۳)، نقش عوامل تکتونیک بر روی مورفومتری مخروط‌افکنه‌های اطراف تاقدیس دانه خشک زاگرس را بررسی کرده و در تحقیقی دیگر نیز (۲۰۱۳) به تجزیه و تحلیل آنومالی سیستم زهکشی حوضه‌های زاگرس به عنوان شاخصی بر تکتونیک فعال پرداخته است. ده‌بزرگی و همکاران (۲۰۱۰) و علی‌پور و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از شاخص‌های کمی، میزان فعالیت‌های نسبی تکتونیک را به ترتیب در ناحیه سروستان البرز مرکزی و اطراف سد لرستان مورد بررسی قرار دادند. در منابع داخلی، بررسی‌های مورفوتکتونیک با استفاده از شاخص‌های کمی ژئومورفیک بوسیله بیاتی خطیبی (۱۳۸۸) برای حوضه آبریز قرنق‌چای، سیف و خسروی (۱۳۸۹) برای منطقه فارس، یمانی و همکاران (۱۳۸۹) برای حوضه آبریز چله، یمانی و همکاران (۱۳۸۹) برای ناحیه دهشیر، مقصودی و همکاران (۱۳۹۰) برای حوضه آبریز کفرآور، حبیب‌اللهیان و رامشت (۱۳۹۰) برای بخش علیای زاینده رود و محمدنژاد (۱۳۹۰) برای دامنه جنوبی البرز شرقی صورت گرفته است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی $36^{\circ} 17'$ تا $36^{\circ} 28'$ عرض شمالی و $54^{\circ} 13'$ تا $54^{\circ} 48'$ طول شرقی در استان سمنان (شمال شرق شهرستان دامغان و شمال غرب شهرستان شاهرود) واقع شده است (شکل ۱). این منطقه از نظر ژئومورفولوژیکی جزء واحد البرز شرقی می‌باشد. البرز شرقی برعکس واحد البرز میانی از چندین رشته به هم فشرده ساخته شده است. به علاوه نظم البرز میانی نیز در آن دیده نمی‌شود. در حفاصل بین تاقدیس‌ها، دره‌های طولی امتداد یافته‌اند و عملکرد گسل‌های طولی بزرگ اختلاف ارتفاع را افزایش داده‌اند. از این رو، دره‌های عمیق ساختمانی و دیواره‌های عظیم کوهستانی بین آنها چشم‌انداز غالب پیکرشناسی محسوب می‌شوند (علایی طالقانی، ۱۳۸۴: ۱۲۴). به علت دارا بودن اقلیمی خشک، رودخانه‌های منطقه مورد مطالعه به صورت موقت یا فصلی بوده و به هنگام خروج از کوهستان، مخروط‌افکنه‌هایی را بوجود آورده‌اند.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در استان سمنان

¹ - triangular facets

² - wine-glass valleys

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از ارتفاعات البرز شرقی است و نمایانگر عملکرد رویدادهای کوهزایی، خشکی-زایی و حرکات زمین‌ساختی مختلف و در نتیجه چین‌خوردگی‌ها و گسلش‌های متعدد ناشی از آنها است که سبب گردیده، ساختمان‌های طاق‌دیسی و ناودیسی و همچنین راندگی‌های متعددی بوجود آید. رشته‌کوه‌های البرز در حاشیه جنوبی خود نه تنها از نظر ساختمان زمین‌شناسی بلکه از نظر چینه‌شناسی نیز با ایران مرکزی شباهت دارد. در حالیکه حاشیه شمالی آن با دامنه جنوبی دارای اختلافات فاحش زمین‌شناسی و چینه-شناسی است (گزارش نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود و دامغان، سازمان زمین‌شناسی کشور). دو گسل عمده در منطقه مورد مطالعه وجود دارد (شکل ۲):

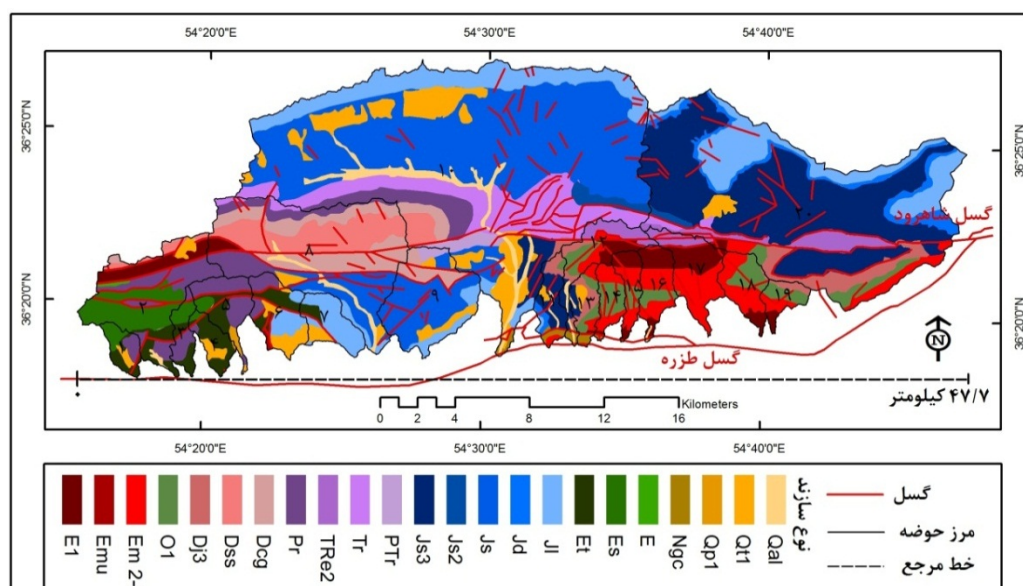
- گسل راندگی شاهرود: گسل شاهرود یا میامی با روند تقریباً شرقی- غربی، حد جداکننده زون بینالود (البرز شرقی) از ایران مرکزی است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰: ۱۸۲).

- گسل راندگی طزره: این گسل رانده، شاخه‌ای جدا شده از گسل رانده شاهرود است. سازوکار گسل طزره، راندگی با شیب به سوی شمال است. این گسل در امتداد خود، سبب راندگی سازنده‌های کامبرین روی سازنده‌های جوان‌تر شده است. با توجه شواهد ژئومورفولوژیکی مخروط‌افکنه‌ها، به نظر می‌رسد که این گسل حرکت امتدادی داشته باشد (یمانی و همکاران، ۱۳۹۱: ۱-۱۸).

سازنده‌های زمین‌شناسی حوضه‌های آبریز منطقه مورد مطالعه در جدول (۱) و شکل (۲) ذکر شده است.

جدول ۱- سازنده‌های زمین‌شناسی حوضه‌های آبریز منطقه مورد مطالعه

| سنگ آهک خوب لایه بندی شده | PTr | آبرفت‌های جدید و بستر رودخانه | Qal |
|--|------------|-------------------------------|--------------|
| سازند الیکا | Tr, TRe2 | تراس‌های قدیمی | Qt1 |
| سنگ آهک متراکم با لایه بندی ضخیم | Pr | کنگلو مریا | Qp1 |
| سنگ آهک، سنگ آهک مارلی، شیل و ماسه سنگ | Dcg | کنگلو مریا | Ngc |
| ماسه سنگ قرمز | Dss | سازند کرج | E, Es, Et |
| تناوب خاکستر، سنگ آهک فسیل دار و ... | Dj3 | سازند لار | Jl |
| سازند لشکرک | O1 | سازند دلیچای | Jd |
| سازند میلا | Em2-5, Emu | سازند شمشک | Js, Js2, Js3 |
| سازند لالون | E1 | | |



شکل ۲- نقشه زمین شناسی حوضه‌های آبریز منطقه مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

این تحقیق مبتنی بر اتخاذ یک رویکرد معکوس برای بررسی میزان نسبی فعالیت‌های تکتونیکی در بخشی از البرز شرقی می‌باشد. برای محاسبه شاخص‌های کمی از نقشه‌های توپوگرافی مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، نقشه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، تصاویر DEM منطقه با قدرت تفکیک ۱۰ متر و تصاویر ماهواره‌ای IRS استفاده شد. در این زمینه از نرم افزارهای سیستم اطلاعات جغرافیایی شامل Arc GIS و Global Mapper به همراه نرم‌افزار اتوکد بهره گرفته شد. حوضه‌های زهکشی، شبکه‌های آبراه‌های و آبراهه‌های اصلی با استفاده از الحاقی ArcHydro حاصل شد (حوضه‌ها باید از محل خروجی کوهستان بسته شود) (شکل ۳). همچنین، برای ترسیم منحنی‌های هیپسومتری حوضه‌های آبریز از الحاقی CalHypso در محیط Arc GIS استفاده گردید. شاخص‌های کمی تحقیق شامل شاخص‌های حاصل از نیمرخ طولی آبراهه‌ها، شاخص‌های حوضه‌ای، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره و شاخص سینوزیته جبهه کوهستان می‌باشند:

- شاخص‌های آبراه‌های تحقیق

شاخص گرادیان طولی^۱: برای تعیین شاخص گرادیان (SL) از رابطه زیر استفاده می‌شود (Hack, 1973: 21-429, Perez Pena, 2009: 21):

$$SL = \frac{\Delta H \times L}{\Delta L}$$

که در آن: ΔH : اختلاف ارتفاع بالادست و پایین‌دست مقطع جدا شده آبراهه اصلی، ΔL : طول آبراهه در مقطع مورد نظر و L : طول آبراهه اصلی از سرچشمه تا مرکز مقطع می‌باشد. در تحقیق حاضر، چندین کمیت با توجه به شاخص گرادیان استخراج شد (جدول ۲). این کمیت‌ها عبارتند از: میانگین گرادیان آبراهه اصلی (aSL)، مقادیر حداکثر اول، دوم و سوم گرادیان (M1SL, M2SL, M3SL)، موقعیت نقطه شروع حداکثرها بر روی آبراهه اصلی از طرف خروجی به صورت بی‌بعد (XM1SL, XM2SL, XM3SL).

¹ - gradient index

شاخص انحراف از نیمرخ^۱: شاخص انحراف از نیمرخ (PD) در یک نقطه در امتداد آبراهه، اختلاف ارتفاع بین نیمرخ آبراهه واقعی و نیمرخ مرجع^۲ در آن نقطه می‌باشد. در حالت ایده‌آل، نیمرخ مرجع نشان‌دهنده نیمرخ طولی یک آبراهه در شرایط عدم وجود اختلالات تکتونیک و گذشت زمان طولانی برای تعدیل می‌باشد. مطالعات تجربی و تئوریک نشان می‌دهند که برای کل گرادیان، نیمرخ ایده‌آل (تعادل) برای یک رودخانه، تقریباً از طریق یک تابع نمایی نزولی یا لگاریتمی مسافت منطبق می‌شود. به منظور تهیه نقطه مرجع برای تفسیر شرایط حاکم، فرض بر این است که جریان یا آبراهه درجه‌بندی شده (حالت تعادل) با یک نیمرخ لگاریتمی در طول ۹۵٪ زیرین آبراهه اصلی خود سازگاری داد (Willemin & Knuepfer, 1994: 12). در این تحقیق برای ۱۹ آبراهه اصلی، نیمرخ واقعی و تعادل ترسیم گردید (شکل ۵) و از روی آنها کمیت‌هایی حاصل شد که عبارتند از: میانگین انحراف از نیمرخ (aPD)، حداکثر انحراف از نیمرخ (MPD)، حداقل انحراف از نیمرخ (mpd)، موقعیت حداکثر انحراف (XMPD) و حداقل انحراف (Xmpd) از نیمرخ بر روی آبراهه اصلی به صورت بی‌بعد از طرف خروجی (جدول ۲).

شاخص تقعر^۳: شاخص تقعر (K) برای کمی کردن مورفولوژی نیمرخ طولی آبراهه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. شاخص تقعر، انتگرال نیمرخ طولی آبراهه یا به عبارت دیگر، مساحت زیر نیمرخ آبراهه نرمالیزه شده است (Wells et al, 1988: 239-265). همانند موارد بالا برای شاخص تقعر نیز حداکثر مقدار شاخص تقعر (MK) و موقعیت حداکثر تقعر (XMK) بر روی آبراهه‌های اصلی تعیین شد.

- شاخص‌های کمی حوضه‌ای

شاخص‌های کمی حوضه‌ای تحقیق عبارتند از: نسبت پهنای چارک‌ها، نسبت جامی، نسبت مساحت چارک‌ها و شاخص عدم تقارن. نقاط ناهمواری چارکی (Q1, Q2 و Q3) بر روی محیط حوضه در ارتفاعات مربوط به ۲۵٪، ۵۰٪، و ۷۵٪ ناهمواری کل محیط (شکل ۳) واقع می‌شوند (Willemin & Knuepfer, 1994: 10). نقطه ارتفاعی مربوط به چارک اول را می‌توان طبق رابطه زیر محاسبه کرد:

$$\text{حداقل ارتفاع} + [0.25 \times (\text{حداقل ارتفاع} - \text{حداکثر ارتفاع})] = \text{نقطه ارتفاعی مربوط به چارک اول (Q1)}$$

بدیهی است که مقدار ۰/۲۵ برای چارک دوم و سوم به ترتیب به ۰/۵۰ و ۰/۷۵ تبدیل خواهد شد. سپس، نسبت پهنای چارک‌ها^۴ (QW1-3) از طریق نسبت طول هر یک از چارک‌ها بر میانگین طول کلی چارک‌ها محاسبه می‌شود. برای بدست آوردن طول هر یک از چارک‌ها، دو نقطه چارکی در دو طرف محیط حوضه به هم وصل شده و طول آن محاسبه می‌شود. نسبت جامی^۵ (WG)، نسبت طول چارک سوم بر طول چارک اول می‌باشد و منظور از نسبت مساحت چارک‌ها^۶ (QA1-3)، نسبت مساحت موجود در بالادست هر یک از چارک‌ها بر مساحت کل حوضه است (Willemin & Knuepfer, 1994: 11). شاخص عدم تقارن^۷ حوضه (AF) برای شناسایی کج شدگی‌های احتمالی تکتونیک به کار گرفته می‌شود و به صورت زیر تعریف می‌شود (Giaconia et al, 2012: 90-106):

$$AF = 100 (A_r/A_t)$$

¹ - Profile Deviation Index

² - reference profile

³ - concavity index

⁴ - Quartile width ratios

⁵ - Wineglass ratio

⁶ - Quartile area ratio

⁷ - asymmetry factor

که در آن A_r مساحت حوضه در دست راست آبراهه اصلی (در جهت پایین‌رود)، و A_t مساحت کل حوضه زهکشی می‌باشد. مقادیر بالاتر یا پایین‌تر از ۵۰ نشان‌دهنده نامتقارن بودن حوضه می‌باشد. اگر به پیروی از پرز پنا^۱ و همکاران (۲۰۱۰) مقدار A_f به صورت قدرمطلق مقدار فاکتور عدم تقارن منهای ۵۰ بیان شود و پیکانی برای نشان دادن جهت عدم تقارن اضافه شود (شکل ۳)، چهار کلاس برای فاکتور عدم تقارن تعریف می‌شود: $A_f < 5$ (متقارن)، $A_f = 5-10$ (کمی نامتقارن)، $A_f = 10-15$ (تقریباً نامتقارن)، و $A_f > 15$ (شدیدا نامتقارن) (Giaconia et al, 2012: 90-106, Perez Pena, 2009: 108).

- نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره: نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (V_f) به صورت زیر تعریف می‌شود (Perez Pena, 2009: 107, Giaconia et al, 2012: 90-106):

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{[(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]}$$

که در آن V_f نسبت پهنای کف دره به ارتفاع، V_{fw} پهنا یا عرض کف دره، E_{ld} و E_{rd} ارتفاع خط تقسیم در دست چپ و راست دره (نگاه در جهت پایین‌دست رود)، و E_{sc} ارتفاع کف دره می‌باشد. برای بدست آوردن پارامترهای مورد نیاز این شاخص از تصاویر DEM منطقه با قدرت تفکیک ۱۰ متر در محیط نرم افزار Global Mapper استفاده شد.

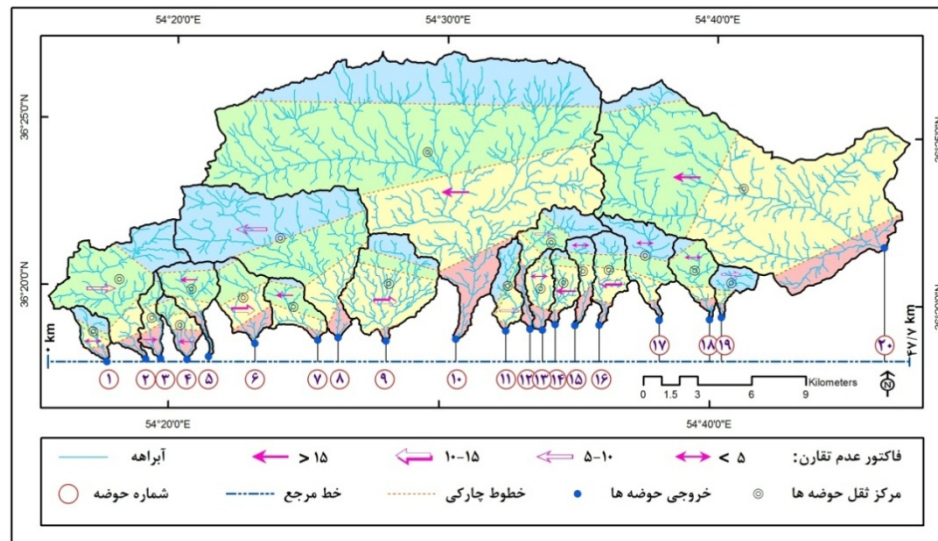
- سینوزینه جبهه کوهستان: سینوزیته جبهه کوهستان (S_{mf}) برای ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی در امتداد جبهه‌های کوهستان، جدای از وابستگی آنها به اقلیم و لیتولوژی به کار گرفته می‌شود. این شاخص توسط بول (۱۹۷۷) به صورت زیر تعریف شد:

$$S_{mf} = L_{mf} / L_s$$

که در آن، L_{mf} طول جبهه کوهستان در امتداد پایکوه، و L_s طول جبهه کوهستان در امتداد یک خط مستقیم می‌باشد (Bull, 2007: 124).

در نهایت، برای درک روند تغییرات شاخص‌ها، خط مرجعی به طول تقریبی ۴۸ کیلومتر از غرب به شرق منطقه مورد مطالعه کشیده شد (شکل ۳) و موقعیت هر یک از شاخص‌ها نسبت به فاصله از خط مرجع (X) به صورت نموداری ترسیم گردید.

¹ - Perez-Pena



شکل ۳- شبکه زهکشی و برخی از پارامترهای حوضه‌ای تحقیق

یافته‌های تحقیق

- شاخص‌های ژئومورفیک آبراهه‌ای

پروفیل طولی آبراهه‌ها نتیجه تعامل بین برش رودخانه، لیتولوژی، تکتونیک و تغییر سطح اساس است (Larue, 2008: 343-367). شکل حاصله تابعی از تاثیر هر عامل و زمان تکامل می‌باشد. اگر آهنگ برش رودخانه بیش از آهنگ بالآمدگی یا پایین رفتن سطح اساس باشد، نیمرخ به یک حالت پایدار همراه با تقعر ملایم پایین دست سوق پیدا می‌کند (Hack, 1973: 421-429). در حالت عکس، شیب افزایش پیدا کرده و نیمرخ محدب می‌شود (Larue, 2008: 343-367). به طور محلی، پروفیل طولی رودخانه می‌تواند دارای نقاط یا بخش‌های کنیک باشد، که بخش‌های دارای شیب تند می‌باشند که یا ناشی از لیتولوژی مقاوم‌تر، یا در نتیجه یک افزایش در تنش برشی پایین دست یک تلاقی، یا بواسطه بالآمدگی سطح حاصل می‌شوند. این ناهنجاری‌ها در پروفیل‌ها می‌تواند یا نشان دهنده یک جریان در حالت عدم تعادل (Bishop et al, 2005: 767-778 و Larue, 2008: 343-367)، یا در برخی موارد یک تعادل دینامیک بین فرایندهای رودخانه‌ای و حرکات تکتونیک (Larue, 2008: 343-367) باشند. بنابراین، مطالعه پروفیل طولی رودخانه‌ها در یک منطقه می‌تواند اطلاعاتی را درباره تکامل تکتونیک منطقه ارائه دهند. در این تحقیق سه شاخص گرادیان طولی، انحراف از نیمرخ و تقعر در رابطه با موارد فوق بکار گرفته شد.

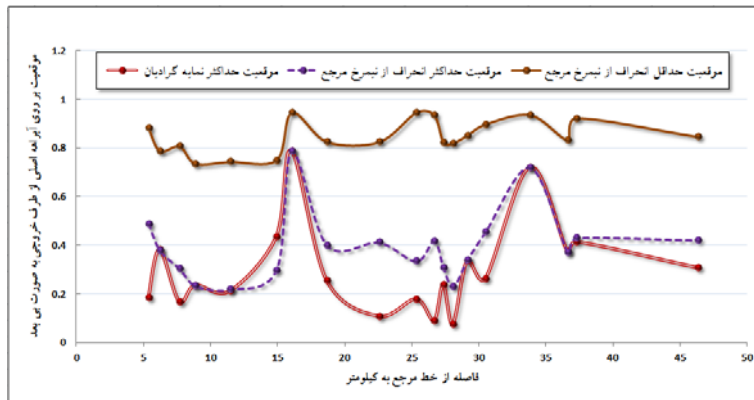
- شاخص گرادیان طولی

شاخص گرادیان طولی آبراهه (SL) توسط هک^۲ (۱۹۷۳) در مطالعه نقش مقاومت سنگ در آبراهه‌های کوهستان‌های آپالاشی جنوب شرق ایالات متحده تعریف شد (Hamdouni, 2008: 150-173). استفاده رایج از شاخص SL برای ارزیابی اثر مقاومت سنگ‌شناسی بر روی تکامل چشم انداز یا برای ارزیابی تجدید جوانی چشم‌انداز بواسطه پایین رفتن سطح اساس یا بالآمدگی سطح می‌باشد (Goldrick & Bishop, 2007: 649-671, Troiani & Della Seta, 2008: 159-168). نقاط کنیک مختلفی بر روی نیمرخ طولی آبراهه‌های منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود که از آن محل، شیب تغییر محسوسی پیدا می‌کند. این نقاط کنیک یا منطبق

¹ - incision

² - Hack

بر اختلافات سنگ‌شناسی بوده و یا اینکه در محل عبور گسل‌های منطقه و بالآمدگی‌های ناشی از آنها واقع شده‌اند. با توجه به موقعیت حداکثرهای شاخص گرادیان بر روی آبراهه‌های اصلی (XM1SL, XM2SL, XM3SL) و همچنین موقعیت آنها نسبت به خط مرجع (شکل ۴) می‌توان گفت که برای اکثر آبراهه‌ها به استثنای آبراهه‌های شماره ۸ و ۱۷، حداکثرهای اول در قسمت میانی و پایین دست آبراهه‌ها واقع شده‌اند. همین شرایط برای حداکثرهای دوم و سوم نیز صادق می‌باشد (جدول ۲). در مورد حوضه‌های شماره ۸ و ۱۷ با مراجعه به نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه ملاحظه می‌شود که این حداکثرها در محل عبور گسل اصلی یا شاخه‌هایی از این گسل از قسمت‌های بالادست حوضه‌ها واقع شده‌اند. با اینکه در اکثر موارد، اختلافات سنگ‌شناسی منطبق بر گسل‌های تراست منطقه مورد مطالعه می‌باشند (بویژه در بخش شرقی منطقه) اما در حالت کلی، مقادیر حداقل گرادیان آبراهه‌های اصلی در بخش بالادست حوضه‌های آبریز واقع شده و مقادیر حداکثر به سمت میان دست و پایین دست آبراهه‌ها منتقل شده‌اند. با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی، در بخش میانی منطقه مورد مطالعه، عمدتاً گسل تراست شاهرود با شاخه‌های مختلف و در بخش پایینی، گسل طزره با شاخه‌های فرعی عمل کرده است که خود باعث اختلافات سنگ‌شناسی و رخنمون یافتن سازندهای قدیمی و زیرین منطقه شده‌اند. بنابراین به احتمال زیاد بسیاری از این حداکثرها در رابطه با فعالیت‌های این گسل‌ها بوجود آمده‌اند. حتی با اینکه در قسمت‌های بالادست بسیاری از حوضه‌های آبریز، اختلاف سنگ‌شناسی مشابه پایین دست وجود دارد اما شاخص گرادیان مقاطع این قسمت‌ها اختلافات چندانی را نشان نمی‌دهند. در حالیکه به سمت پایین دست اختلافات گرادیان‌ها فاحش می‌شود. این امر با مقایسه حداکثرهای گرادیان با حداکثرهای انحراف از نیمرخ (شکل ۴) به خوبی آشکار می‌شود.



شکل ۴- موقعیت حداقل و حداکثر شاخص انحراف از نیمرخ مرجع و حداکثر شاخص گرادیان بر روی آبراهه اصلی از طرف خروجی

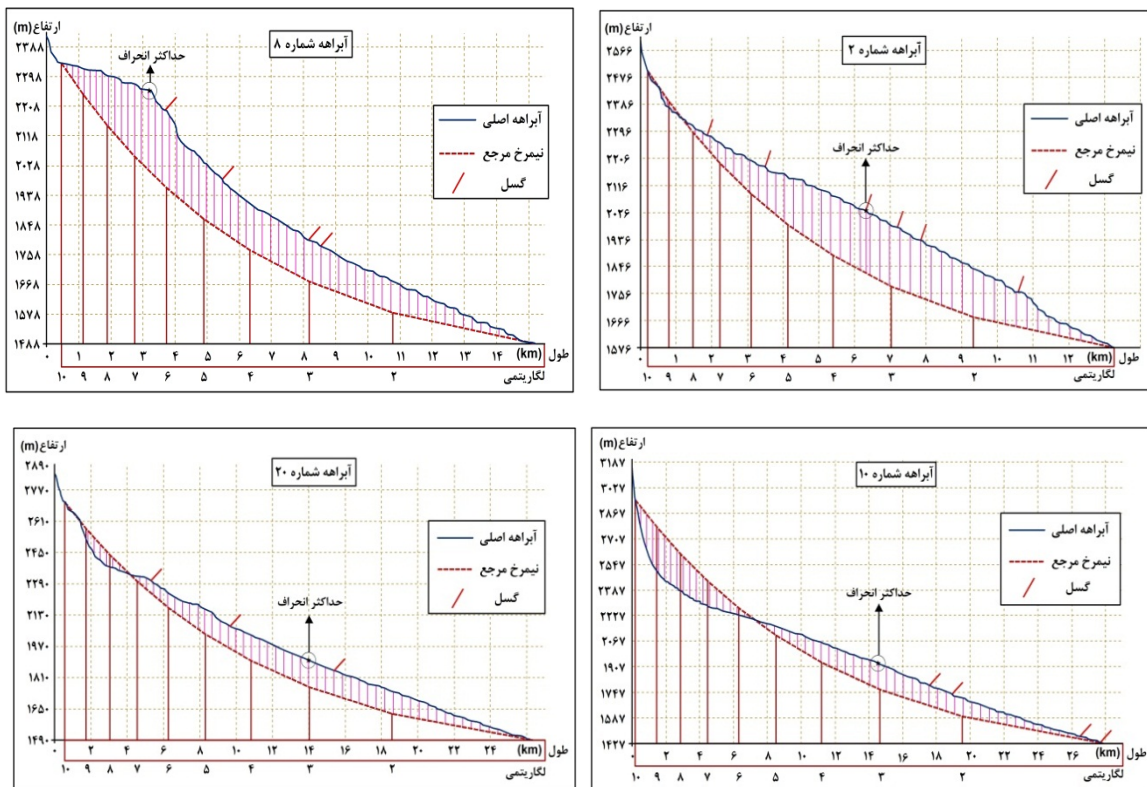
– شاخص انحراف از نیمرخ

هنگامیکه شیب، عرض و عمق در تعادل دینامیک با دبی و بار رسوبی باشد، رودخانه می‌تواند به صورت درجه‌بندی شده (تعادل) در نظر گرفته شود (Perez Pena, 2009: 16). معمولاً رودخانه‌های درجه‌بندی شده یک نیمرخ مقعر ملایم ایجاد می‌کنند. به منظور دستیابی به تخمینی بهتر در خصوص میزان انحراف نیمرخ یک آبراهه از نیمرخ درجه‌بندی‌شده، ویلمین و نیوپفر شاخص انحراف از نیمرخ را توسعه دادند. برای منطقه مورد مطالعه، نتایج حاصل از مقایسه نیمرخ واقعی و ایده‌آل یا درجه‌بندی شده آبراهه‌ها و کمیت‌های حاصل از شاخص انحراف از نیمرخ (جدول ۲) را می‌توان به صورت ذیل خلاصه نمود:

- نیمرخ واقعی آبراهه‌های اصلی در تمامی موارد به استثنای آبراهه شماره ۷، در مقاطعی بالاتر از نیمرخ مرجع (درجه‌بندی شده) قرار گرفته‌اند (جدول ۲) که در اکثر موارد نشان‌دهنده بال‌آمدگی‌هایی در امتداد آبراهه اصلی می‌باشد. بیشترین انحراف از نیمرخ مرجع (MPD) در آبراهه‌هایی دیده می‌شود که به شدت تحت تاثیر گسل‌های منطقه قرار گرفته‌اند. این شرایط به خصوص برای آبراهه‌های حوضه‌هایی دیده می‌شود که در آن، گسل تراست شاهرود عمل کرده است (برای نمونه آبراهه شماره ۲۰).

- تمامی مقادیر مربوط به حداقل انحراف از نیمرخ مرجع (MPD) در قسمت‌های بالادست آبراهه‌های اصلی و نقاط ارتفاعی بالاتر واقع شده‌اند (شکل ۴). بنابراین، مقادیر منفی انحراف از نیمرخ مرجع (واقع شدن نیمرخ واقعی در پایین‌تر از نیمرخ مرجع) برای تمامی آبراهه‌ها، مربوط به قسمت‌های بالادست می‌باشند که در برخی از موارد مانند آبراهه‌های شماره ۴، ۵، ۶ و ۷، تا قسمت‌های میانی آبراهه گسترش یافته است که نشان‌دهنده تسلط فرایندهای فرسایشی در این قسمت‌ها می‌باشد.

- در امتداد خط مرجع، روند تغییرات موقعیت حداکثر انحراف از نیمرخ بر روی آبراهه‌های اصلی (XMPD)، مشابه روند حداکثرهای گرادیان طولی می‌باشند (شکل ۴). بنابراین، برای تمامی آبراهه‌های اصلی به استثنای آبراهه‌های شماره ۸ و ۱۷، مقادیر مربوط به شاخص حداکثر انحراف از نیمرخ، در قسمت میانی و پایین دست آبراهه‌های اصلی واقع شده‌اند که مشابه موقعیت مقادیر مربوط به حداکثرهای شاخص گرادیان طولی آبراهه‌ها می‌باشند.



شکل ۵- نمونه‌هایی از نیمرخ واقعی و مرجع (تبادل) آبراهه‌های اصلی منطقه مورد مطالعه (با این توضیح که محور افقی دارای دو مقیاس حسابی برای نیمرخ واقعی و لگاریتمی برای نیمرخ مرجع می‌باشد)

- شاخص تقعر

نیمرخ‌های تعادل شاخص تقعر پایینی دارند، در صورتیکه، رودخانه‌ها در نواحی فعال تکتونیکی، دارای شاخص‌های تقعر بالاتری می‌باشند (Figueroa & Knott, 2010: 34-45). مقادیر کلی شاخص تقعر (K) نیمرخ آبراهه‌های اصلی در جدول (۲) ارائه شده است. برای اکثر آبراهه‌ها، این مقدار بالاتر از $0/30$ می‌باشد. ولی مقدار کلی این شاخص نمی‌تواند وجود ناهنجاری‌ها و اختلالات در نیمرخ آبراهه‌ها را به خوبی منعکس سازد. اما اگر این شاخص، مانند شاخص SL در مقاطع مشخصی محاسبه شود، مقادیر حداکثر شاخص تقعر (MK) و موقعیت این مقادیر بر روی نیمرخ آبراهه اصلی به صورت بی‌بعد (XMK)، به خوبی وجود اختلالات در نیمرخ را نمایش می‌دهد. برای منطقه مورد مطالعه، موقعیت مقادیر حداکثر شاخص تقعر در بیشتر موارد از دو روند زیر تبعیت می‌کند:

- در بسیاری از موارد، موقعیت این حداکثرها با موقعیت حداکثر انحراف از نیمرخ مطابقت دارد.

- در مواردی نیز موقعیت این حداکثرها به سمت بالادست نیمرخ منتقل شده که در اکثر موارد، منطبق بر یک تغییر ناگهانی از حالت مقعر به محدب در نتیجه وجود شاخه‌هایی از گسل‌های منطقه می‌باشد. رودخانه‌های درجه‌بندی شده، یک نیمرخ مقعر ملایم در جهت پایین‌رود ایجاد می‌کنند. ولی در منطقه مورد مطالعه، در اکثر موارد، ابتدا نیمرخ از سمت سرچشمه گرایش به ایجاد این روند دارد اما به سمت پایین-دست، به صورت ناگهانی یا آهسته این روند منقطع شده و تحدب‌هایی در نیمرخ مشاهده می‌شود. که به احتمال زیاد، نشان دهنده بالآمدگی‌هایی در نیمرخ بواسطه دخالت تکتونیک می‌باشد.

جدول ۲- شاخص‌های آبراهه‌ای حاصل از ۱۹ آبراهه اصلی منطقه مورد مطالعه

| شماره آبراهه | طول (km) | K | MK | XMK | aSL (m) | MISL (m) | MZSL (m) | MSSL (m) | XMISL | XMZSL | XMSSL |
|--------------|----------|------|------|------|---------|----------|----------|----------|-------|-------|-------|
| ۲ | ۱۳/۳ | ۰/۴۲ | ۰/۴۹ | ۰/۴۸ | ۳۹۲/۶ | ۷۲۳ | ۵۵۷ | ۳۵۶ | ۰/۱۹ | ۰/۴۹ | ۰/۶۱ |
| ۳ | ۶/۵ | ۰/۳۵ | ۰/۶۳ | ۰/۴۱ | ۳۸۲/۵ | ۷۱۷ | ۶۵۷ | ۶۰۳ | ۰/۳۸ | ۰/۴۱ | ۰/۳۴ |
| ۴ | ۴/۳ | ۰/۳۱ | ۰/۴۶ | ۰/۴۷ | ۱۸۴/۳ | ۲۴۶ | ۲۳۹ | ۱۹۶ | ۰/۱۷ | ۰/۳۰ | ۰/۸۰ |
| ۵ | ۷/۱ | ۰/۳۰ | ۰/۴۷ | ۰/۳۶ | ۲۸۹/۲ | ۴۳۵ | ۳۳۹ | ۳۰۷ | ۰/۲۴ | ۰/۵۰ | ۰/۷۱ |
| ۶ | ۶/۸ | ۰/۲۸ | ۰/۴۹ | ۰/۴۷ | ۲۸۱/۳ | ۴۰۸ | ۳۷۰ | ۳۳۱ | ۰/۲۱ | ۰/۴۸ | ۰/۳۶ |
| ۷ | ۵/۳ | ۰/۲۵ | ۰/۵۹ | ۰/۳۹ | ۱۸۱/۹ | ۲۲۷ | ۲۲۳ | ۱۸۸ | ۰/۴۳ | ۰/۲۳ | ۰/۳۹ |
| ۸ | ۱۵/۲ | ۰/۴۴ | ۰/۵۵ | ۰/۹۰ | ۳۶۴/۵ | ۵۸۳ | ۵۳۴ | ۵۰۰ | ۰/۷۹ | ۰/۴۴ | ۰/۵۹ |
| ۹ | ۸/۸ | ۰/۳۲ | ۰/۴۸ | ۰/۴۹ | ۲۳۵/۵ | ۳۱۶ | ۲۹۵ | ۲۹۴ | ۰/۲۵ | ۰/۴۰ | ۰/۶۱ |
| ۱۰ | ۲۷/۹ | ۰/۳۱ | ۰/۵۰ | ۰/۴۲ | ۵۷۰/۰ | ۸۱۱ | ۸۰۳ | ۷۴۷ | ۰/۱۱ | ۰/۲۷ | ۰/۴۲ |
| ۱۱ | ۶/۷ | ۰/۳۸ | ۰/۵۴ | ۰/۹۳ | ۱۵۵/۴ | ۳۶۸ | ۱۸۳ | ۱۴۰ | ۰/۱۸ | ۰/۵۰ | ۰/۳۴ |
| ۱۲ | ۱۰/۹ | ۰/۳۸ | ۰/۵۰ | ۰/۹۴ | ۳۳۱/۰ | ۵۵۷ | ۴۳۸ | ۴۳۷ | ۰/۰۹ | ۰/۴۵ | ۰/۲۵ |
| ۱۳ | ۵/۴ | ۰/۲۹ | ۰/۷۱ | ۰/۳۳ | ۱۹۳/۵ | ۳۰۷ | ۲۵۳ | ۲۱۷ | ۰/۲۴ | ۰/۴۰ | ۰/۳۱ |
| ۱۴ | ۵/۱ | ۰/۳۰ | ۰/۴۳ | ۰/۴۵ | ۲۲۳/۱ | ۳۰۶ | ۲۶۵ | ۲۵۶ | ۰/۰۸ | ۰/۱۸ | ۰/۳۴ |
| ۱۵ | ۶/۱ | ۰/۳۱ | ۰/۴۴ | ۰/۴۱ | ۲۶۱/۰ | ۳۵۷ | ۳۴۰ | ۳۲۷ | ۰/۳۴ | ۰/۱۷ | ۰/۶۰ |
| ۱۶ | ۷/۳ | ۰/۳۶ | ۰/۵۲ | ۰/۷۲ | ۳۰۱/۴ | ۴۵۶ | ۴۳۴ | ۳۸۸ | ۰/۲۶ | ۰/۴۱ | ۰/۱۰ |
| ۱۷ | ۹/۸ | ۰/۴۴ | ۰/۶۵ | ۰/۷۳ | ۳۴۵/۴ | ۶۳۲ | ۵۷۹ | ۴۶۲ | ۰/۷۲ | ۰/۵۶ | ۰/۱۷ |
| ۱۸ | ۶/۳ | ۰/۳۴ | ۰/۴۸ | ۰/۳۹ | ۳۱۵/۹ | ۴۷۵ | ۴۲۲ | ۴۱۸ | ۰/۳۷ | ۰/۲۳ | ۰/۳۱ |
| ۱۹ | ۴/۶ | ۰/۳۹ | ۰/۶۰ | ۰/۴۳ | ۲۰۸/۲ | ۳۶۰ | ۳۳۶ | ۲۸۹ | ۰/۴۲ | ۰/۲۸ | ۰/۱۷ |
| ۲۰ | ۲۶/۳ | ۰/۳۶ | ۰/۶۲ | ۰/۶۴ | ۴۱۳/۵ | ۷۲۹ | ۷۱۹ | ۵۳۰ | ۰/۳۱ | ۰/۱۸ | ۰/۴۲ |

ادامه جدول ۲- شاخص‌های آبراهه‌ای حاصل از ۱۹ آبراهه اصلی منطقه مورد مطالعه به همراه شاخص Vf

| شماره آبراهه | XM1SL | XM2SL | XM3SL | aPD (m) | MPPD (m) | mPPD (m) | XMPPD | XmPPD | Vf |
|--------------|-------|-------|-------|---------|----------|----------|-------|-------|------|
| ۲ | ۰/۱۹ | ۰/۴۹ | ۰/۶۱ | ۱۱۶/۲ | ۲۰/۶ | -۲۵/۱ | ۰/۴۹ | ۰/۸۸ | ۰/۷۶ |
| ۳ | ۰/۳۸ | ۰/۴۱ | ۰/۳۴ | ۳۹/۷ | ۱۰۲/۷ | -۲۸/۹ | ۰/۳۸ | ۰/۷۹ | ۰/۹۴ |
| ۴ | ۰/۱۷ | ۰/۳۰ | ۰/۸۰ | -۸/۴ | ۲۴/۲ | -۴۷/۴ | ۰/۳۱ | ۰/۸۱ | ۲/۱ |
| ۵ | ۰/۲۴ | ۰/۵۰ | ۰/۷۱ | -۲۰/۶ | ۳۶/۲ | -۹۵/۵ | ۰/۲۴ | ۰/۷۴ | ۰/۸۵ |
| ۶ | ۰/۲۱ | ۰/۴۸ | ۰/۳۹ | -۵۴/۷ | ۲۱/۵ | -۲۰۸/۶ | ۰/۲۲ | ۰/۷۴ | ۱/۰۲ |
| ۷ | ۰/۴۳ | ۰/۲۳ | ۰/۳۹ | -۶/۱ | ۰ | -۱۳۶/۸ | ۰/۳۰ | ۰/۷۵ | ۱/۱۴ |
| ۸ | ۰/۷۹ | ۰/۴۴ | ۰/۵۹ | ۱۲۱/۸ | ۲۴۱/۷ | ۰ | ۰/۷۹ | ۰/۹۵ | ۰/۷۳ |
| ۹ | ۰/۲۵ | ۰/۴۰ | ۰/۶۱ | ۵/۲ | ۳۷/۲ | -۵۲/۸ | ۰/۴۰ | ۰/۸۳ | ۰/۸۹ |
| ۱۰ | ۰/۱۱ | ۰/۲۷ | ۰/۴۲ | ۲۵ | ۱۵۹ | -۲۷۷/۵ | ۰/۴۱ | ۰/۸۳ | ۰/۳۹ |
| ۱۱ | ۰/۱۸ | ۰/۵۰ | ۰/۳۴ | ۳۶/۶ | ۵۵/۷ | ۰ | ۰/۳۴ | ۰/۹۵ | ۱/۴۱ |
| ۱۲ | ۰/۰۹ | ۰/۴۵ | ۰/۲۵ | ۴۴/۳ | ۸۱/۱ | ۶/۹ | ۰/۴۲ | ۰/۹۴ | ۰/۷۸ |
| ۱۳ | ۰/۲۴ | ۰/۴۰ | ۰/۳۱ | -۱۲/۲ | ۲۵/۴ | -۴۹/۱ | ۰/۳۱ | ۰/۸۳ | ۱/۶۰ |
| ۱۴ | ۰/۰۸ | ۰/۱۸ | ۰/۳۴ | -۷/۱ | ۲۲/۴ | -۵۸/۳ | ۰/۲۳ | ۰/۸۲ | ۰/۹۲ |
| ۱۵ | ۰/۳۴ | ۰/۱۷ | ۰/۶۰ | -۸ | ۳۲/۶ | -۷۰/۹ | ۰/۳۴ | ۰/۸۵ | ۰/۹۳ |
| ۱۶ | ۰/۲۶ | ۰/۴۱ | ۰/۱۰ | ۴۵ | ۷۶ | -۱۳/۱ | ۰/۴۶ | ۰/۹۰ | ۰/۶۰ |
| ۱۷ | ۰/۷۲ | ۰/۵۶ | ۰/۱۷ | ۱۱۴/۶ | ۱۹۰/۹ | ۷/۶ | ۰/۷۲ | ۰/۹۴ | ۰/۳۰ |
| ۱۸ | ۰/۳۷ | ۰/۲۳ | ۰/۳۱ | ۱۴/۵ | ۷۰/۶ | -۷۶/۹ | ۰/۳۷ | ۰/۸۳ | ۰/۳۶ |
| ۱۹ | ۰/۴۲ | ۰/۲۸ | ۰/۱۷ | ۵۲/۴ | ۱۰۲/۲ | -۱۱/۱ | ۰/۴۳ | ۰/۹۲ | ۰/۴۰ |
| ۲۰ | ۰/۳۱ | ۰/۱۸ | ۰/۴۲ | ۷۶ | ۱۳۵/۲ | -۸۳/۵ | ۰/۴۲ | ۰/۸۵ | ۰/۳۹ |

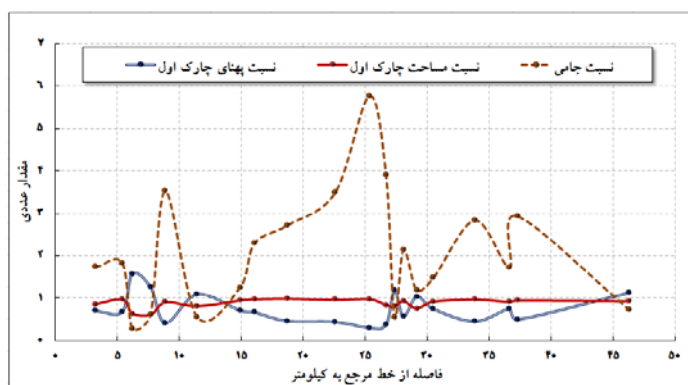
شاخص‌های ژئومورفیک حوضه‌ای

حوضه‌های زهکشی نسبتاً جوان در نواحی تکتونیک فعال، گرایش به کشیدگی دارند. با تداوم تحول و یا کاهش فعالیت فرآیندهای تکتونیک، شکل کشیده حوضه به یک شکل دایره‌ای تمایل پیدا می‌کند (Hamdouni et al., 2008: 161). بنابراین، محدود بودن نوسان نسبت پهنای چارک‌های (QW1-3) حوضه‌های منطقه مورد مطالعه حاکی از کشیدگی عمومی حوضه‌ها بوده و دلیلی بر وجود فعالیت‌های نئوتکتونیک می‌باشد (جدول ۳ و شکل ۶). همچنین، حوضه‌هایی که نسبت جامی بزرگی دارند، در مقایسه با پهنای قسمت فوقانی، دارای خروجی تنگ‌تری هستند و این نتیجه در بیشتر موارد از ویژگی حوضه‌هایی است که جبهه کوهستان در آنها بالا آمده است (Willemin & Knuepfer, 1994: 11). برای اکثر حوضه‌های منطقه مورد مطالعه، نسبت جامی (WG) نشان‌دهنده نزدیکی به عدد واحد یک و یا بزرگتر از آن می‌باشد (جدول ۳ و شکل ۶)، این امر نشان‌دهنده دخالت و نقش تکتونیک در تنگ‌تر شدن خروجی حوضه‌ها نسبت به قسمت فوقانی حوضه‌ها می‌باشد.

در رابطه با نسبت مساحت چارک‌ها، هر قدر ضریب بالادست چارک اول (QA1) به عدد واحد کل حوضه (یعنی ۱) نزدیک باشد، از بالآمدگی جبهه کوهستان حکایت می‌کند (Willemin & Knuepfer, 1994: 11). در رابطه با تحلیل این پارامتر، نسبت‌های نزدیک به واحد، بیانگر محصورشدگی بوسیله برآمدگی‌های مرتفع و کوچک بودن آن حاکی از فرسایش و پس‌روی خط‌الراس خواهد بود. در بین پارامترهای حوضه‌ای، نسبت

مساحت چارک‌ها در امتداد خط مرجع دارای روند مشخصی می‌باشد و با حذف حوضه‌های شماره ۳ و ۴، برای تمامی حوضه‌ها مساحت بالادست چارک اول (QA1) نزدیک به عدد واحد کل حوضه می‌باشد. بالا بودن این نسبت در حوضه‌های مورد مطالعه، حاکی از وجود عوارضی مرتفع در ابتدای حوضه‌ها می‌باشد و وجود تحولاتی آشکار در جبهه کوهستان را به اثبات می‌رساند (جدول ۳ و شکل ۶). در منطقه مورد مطالعه، گسل تراست طزره با شیب شمالی در محل جبهه کوهستان با روند شرقی- غربی واقع شده است. در قسمت‌های میانی نیز عمدتاً گسل تراست شاهرود عمل کرده است. در نتیجه، عملکرد این گسل‌ها باعث بالآمدگی‌هایی در جبهه کوهستان و حوضه‌های زهکشی منطقه شده است.

در نهایت با توجه به شاخص عدم تقارن (AF) (جدول ۳) مشخص می‌شود که در منطقه مورد مطالعه تنها چند حوضه کوچک (حوضه‌های شماره ۱، ۱۳، ۱۵، ۱۷ و ۱۸) متقارن بوده و بقیه حوضه‌ها کم و بیش نامتقارن می‌باشند. مقادیر بالای این شاخص مخصوصاً در حوضه‌هایی دیده می‌شود که چندین گسل از آنها عبور کرده‌اند، مانند حوضه‌های بزرگ شماره ۱۰ و ۲۰ که به شدت تحت تاثیر گسل تراست شاهرود قرار گرفته‌اند.



شکل ۶- مقادیر نسبت پهنای چارک اول، نسبت مساحت چارک اول و نسبت جامی حوضه‌ها نسبت به خط مرجع

جدول ۳- شاخص‌های کمی حوضه‌ای منطقه مورد مطالعه

| شماره حوضه | فاصله از خط مرجع (کیلومتر) | مساحت حوضه (کیلومتر مربع) | Q1 (m) | Q2 (m) | Q3 (m) | QW1 | QW2 | QW3 | WG | QA1 | QA2 | QA3 | AF |
|------------|----------------------------|---------------------------|--------|--------|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| ۱ | ۳/۲۳ | ۳/۸۱ | ۱۷۶۹ | ۱۹۰۷ | ۲۰۴۵ | ۰/۷۰ | ۱/۰۹ | ۱/۲۱ | ۱/۷۳ | ۰/۸۵ | ۰/۵۶ | ۰/۴۱ | ۳/۱ |
| ۲ | ۵/۳۹ | ۲۵/۹۱ | ۱۸۳۳ | ۲۰۸۹ | ۲۳۴۶ | ۰/۶۷ | ۱/۰۹ | ۱/۲۳ | ۱/۸۲ | ۰/۹۶ | ۰/۸۷ | ۰/۲۶ | ۱۱/۵ |
| ۳ | ۶/۲۱ | ۴/۰۶ | ۱۷۸۳ | ۲۰۰۹ | ۲۲۳۴ | ۱/۵۷ | ۱/۰۱ | ۰/۴۲ | ۰/۲۷ | ۰/۶۴ | ۰/۳۳ | ۰/۰۴ | ۲۷/۴ |
| ۴ | ۷/۶۸ | ۴/۳۲ | ۱۸۳۷ | ۱۸۳۷ | ۱۹۹۱ | ۱/۲۶ | ۰/۹۸ | ۰/۷۶ | ۰/۶۱ | ۰/۶۰ | ۰/۲۸ | ۰/۰۵ | ۳۲/۵ |
| ۵ | ۸/۸۷ | ۸/۰۸ | ۱۸۲۴ | ۲۱۰۹ | ۲۳۹۴ | ۰/۴۱ | ۱/۱۴ | ۱/۴۴ | ۳/۵۲ | ۰/۹۰ | ۰/۷۶ | ۰/۱۷ | ۲۲/۵ |
| ۶ | ۱۱/۴۴ | ۹/۵۸ | ۱۷۹۳ | ۲۰۷۰ | ۲۳۴۶ | ۱/۰۹ | ۱/۳۱ | ۰/۶۰ | ۰/۵۵ | ۰/۸۱ | ۰/۴۵ | ۰/۰۴ | ۸/۱ |
| ۷ | ۱۴/۹۱ | ۶/۹۰ | ۱۶۷۴ | ۱۸۷۲ | ۲۰۶۹ | ۰/۷۱ | ۱/۴۰ | ۰/۸۹ | ۱/۲۵ | ۰/۹۴ | ۰/۵۹ | ۰/۰۹ | ۱۵/۸ |
| ۸ | ۱۶/۰۵ | ۵۰/۹۴ | ۱۸۰۸ | ۲۱۲۸ | ۲۴۴۸ | ۰/۶۶ | ۰/۸۱ | ۱/۵۲ | ۲/۲۹ | ۰/۹۷ | ۰/۸۶ | ۰/۵۷ | ۱۳/۸ |
| ۹ | ۱۸/۶۹ | ۲۰/۸۴ | ۱۶۳۳ | ۱۸۴۳ | ۲۰۵۴ | ۰/۴۶ | ۱/۳۰ | ۱/۲۵ | ۲/۷۱ | ۰/۹۸ | ۰/۳۳ | ۰/۱۸ | ۶/۰ |
| ۱۰ | ۲۲/۵۷ | ۱۸۱/۸۹ | ۲۰۰۶ | ۲۵۸۴ | ۳۱۶۳ | ۰/۴۴ | ۱/۰۴ | ۱/۵۲ | ۳/۴۸ | ۰/۹۶ | ۰/۶۹ | ۰/۲۲ | ۲۶/۷ |
| ۱۱ | ۲۵/۳۴ | ۶/۰۰ | ۱۵۴۰ | ۱۶۶۲ | ۱۷۸۳ | ۰/۳۰ | ۰/۹۹ | ۱/۷۱ | ۵/۷۷ | ۰/۹۷ | ۰/۶۰ | ۰/۴۴ | ۱۲/۲ |
| ۱۲ | ۲۶/۶۸ | ۹/۹۵ | ۱۶۹۵ | ۱۹۵۲ | ۲۲۰۸ | ۰/۳۷ | ۱/۱۷ | ۱/۴۶ | ۳/۹۱ | ۰/۸۴ | ۰/۷۰ | ۰/۳۸ | ۱۱/۲ |
| ۱۳ | ۲۷/۳۶ | ۵/۰۴ | ۱۵۸۳ | ۱۷۴۸ | ۱۹۱۴ | ۱/۱۸ | ۱/۱۸ | ۰/۶۵ | ۰/۵۵ | ۰/۸۰ | ۰/۱۱ | ۰/۰۵ | ۳/۳ |
| ۱۴ | ۲۸/۰۸ | ۴/۵۲ | ۱۶۲۵ | ۱۸۱۲ | ۱۹۹۹ | ۰/۵۶ | ۱/۲۳ | ۱/۲۱ | ۲/۱۴ | ۰/۹۳ | ۰/۲۲ | ۰/۰۷ | ۲۷/۹ |
| ۱۵ | ۲۹/۱۶ | ۴/۳۷ | ۱۶۹۱ | ۱۹۲۸ | ۲۱۶۵ | ۱/۰۳ | ۰/۷۴ | ۱/۲۲ | ۱/۱۸ | ۰/۷۶ | ۰/۴۸ | ۰/۳۰ | ۱/۹ |

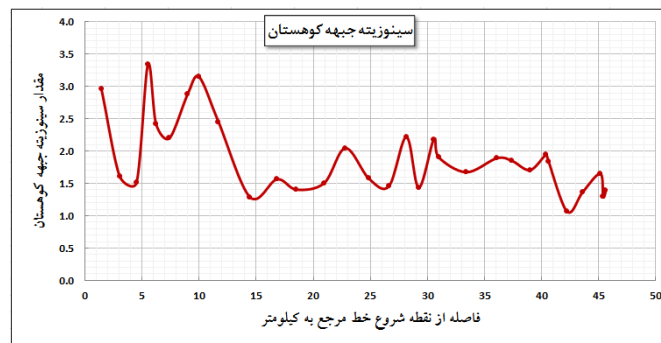
| شماره حوضه | فاصله از خط مرجع (کیلومتر) | مساحت حوضه (کیلومتر مربع) | Q1 (m) | Q2 (m) | Q3 (m) | QW1 | QW2 | QW3 | WG | QA1 | QA2 | QA3 | AF |
|------------|----------------------------|---------------------------|--------|--------|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| ۱۶ | ۳۰/۵۱ | ۷/۰۵ | ۱۶۷۹ | ۱۹۲۰ | ۲۱۶۲ | ۰/۷۴ | ۱/۱۶ | ۱/۱۰ | ۱/۴۸ | ۰/۶۱ | ۰/۴۸ | ۰/۲۹ | ۶/۶ |
| ۱۷ | ۳۳/۸۴ | ۱۰/۷۳ | ۱۷۰۵ | ۱۹۵۰ | ۲۱۹۶ | ۰/۴۵ | ۱/۲۶ | ۱/۲۷ | ۲/۸۴ | ۰/۶۶ | ۰/۸۱ | ۰/۵۵ | ۰/۴ |
| ۱۸ | ۳۶/۶۳ | ۷/۱۲ | ۱۶۹۵ | ۱۹۵۰ | ۲۲۰۶ | ۰/۷۵ | ۰/۹۷ | ۱/۲۸ | ۱/۷۲ | ۰/۶۱ | ۰/۷۸ | ۰/۱۱ | ۴/۲ |
| ۱۹ | ۳۷/۲۸ | ۳/۸۶ | ۱۵۸۳ | ۱۷۲۹ | ۱۸۷۶ | ۰/۴۹ | ۱/۰۶ | ۱/۴۵ | ۲/۹۳ | ۰/۶۴ | ۰/۸۶ | ۰/۸۰ | ۱۲/۹ |
| ۲۰ | ۴۶/۳۲ | ۱۱۶/۴۵ | ۱۹۷۵ | ۲۴۵۰ | ۲۹۲۵ | ۱/۱۳ | ۱/۰۶ | ۰/۸۱ | ۰/۷۲ | ۰/۶۳ | ۰/۴۰ | ۰/۳۰ | ۲۲/۴ |

نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره

پهنای کف دره با اندازه حوضه آبریز، فرسایش‌پذیری نوع سنگ و کاهش آهنگ بالآمدگی افزایش می‌یابد (Bull, 2007: 125). Vf کوچکتر از یک متعلق به مناطق پرتحرک و فعال تکتونیک، Vf از یک تا دو معرف مناطق دارای فعالیت متوسط یا اندک و Vf بزرگتر از دو مربوط به مناطق فاقد فعالیت تکتونیک می‌باشد (رضائی‌مقدم، ۱۳۷۴: ۸۹). مقادیر این شاخص نشان‌دهنده فعالیت متوسط تا زیاد تکتونیک در منطقه مورد مطالعه می‌باشد (ادامه جدول ۲). کمترین مقدار این شاخص در قسمت‌های شرقی منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود که حوضه‌های این قسمت‌ها به شدت تحت تاثیر گسل تراست شاهرود و طزره قرار گرفته‌اند و بواسطه فعالیت این گسل‌ها دره‌ها تنگ و باریک شده‌اند.

سینوزینه جبهه کوهستان

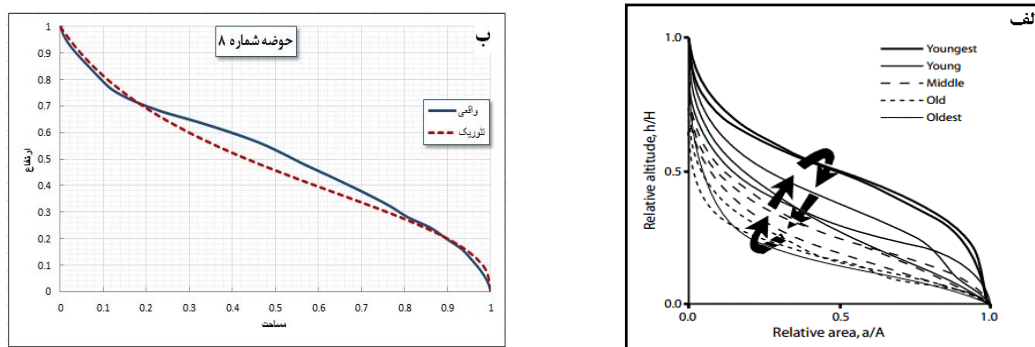
مقدار این شاخص برای مناطق بسیار فعال تکتونیک معمولاً بین ۱ تا ۱/۵، برای مناطق با فعالیت متوسط بین ۱/۵ تا ۳ و برای مناطق غیر فعال از ۳ تا بیش از ۱۰ می‌باشد (Bull, 2007: 124). در جبهه‌های کوهستانی فعال، بالآمدگی بر فرآیندهای فرسایشی غلبه کرده و جبهه‌های مستقیم همراه با مقادیر Smf پایین ایجاد می‌کند. درحالی‌که، در جبهه‌های کمتر فعال، فرآیندهای فرسایشی بر تکتونیک غلبه کرده و جبهه‌های سینوسی (پیچ و خم‌دار) همراه با مقادیر بالای Smf بوجود می‌آورند (Giaconia et al, 2012: 90-106). برای منطقه مورد مطالعه، این شاخص در فواصل مختلفی از امتداد جبهه کوهستان اندازه‌گیری شد که مقادیر آن نسبت به فاصله از خط مرجع به صورت نموداری در شکل (۷) ارائه شده است. برای اکثر پنجره‌ها، این شاخص مقادیری بین ۱ تا ۲ را دارا می‌باشد که نشان‌دهنده فعالیت متوسط تا زیاد از نظر فعالیت‌های تکتونیک می‌باشد. با ذکر این نکته که گسل تراست طزره در پیشانی کوهستان واقع شده، و تاثیرات زیادی را بر پیشانی کوهستان اعمال می‌کند و با حرکات خود اثر فرآیندهای فرسایشی را خنثی نموده و شکلی مستقیم به جبهه کوهستان تحمیل کرده است.



شکل ۷- مقادیر شاخص سینوزیته جبهه کوهستان نسبت به فاصله از خط مرجع

منحنی‌های هیپسومتری

با استفاده از منحنی هیپسومتری، می‌توان نواحی مختلف را به منظور مطالعه اثرات انواع سنگ بستر مختلف، شرایط تکتونیک صفحه‌ای مختلف، یا تعادل بین تکتونیک و فرسایش مورد مقایسه قرار داد (Pinter, 1996: 157). تکامل منحنی هیپسومتری در رابطه با مرحله توسعه ژئومورفیک حوضه است (شکل ۸-الف). انطباق کامل دو منحنی هیپسومتری واقعی و تئوریک از روند طبیعی تحولات در منطقه حکایت دارد. لیکن انحراف منحنی تئوریک از منحنی واقعی به تاثیر عوامل مورفوزنیک شدید بر منطقه، تاکید دارد. (رضایی مقدم، ۱۳۷۴: ۹۲). برای اکثر حوضه‌ها، اختلالاتی بین این دو منحنی بخصوص در بخش میانی و پایین دست حوضه‌ها دیده می‌شود (برای نمونه شکل ۸-ب). در این قسمت‌ها، منحنی هیپسومتری واقعی بالاتر از منحنی تئوریک قرار گرفته است و وجود اختلالاتی را در بخش‌های میانی و پایینی حوضه‌ها نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که اختلالات بخش میانی و واقع شدن منحنی هیپسومتری واقعی در بالاتر از منحنی تئوریک، مربوط به عملکرد گسل تراست شاهرود و در مورد پایین دست، مربوط به گسل تراست طزره باشد.



شکل ۸- الف: شکل منحنی هیپسومتری نشان‌دهنده مرحله خاصی از تکامل چشم‌انداز می‌باشد (Perez Pena, 2009: 58). ب: نمونه‌ای از منحنی هیپسومتری واقعی و تئوریک برای حوضه آبریز شماره ۸

نتیجه‌گیری

منطقه مورد مطالعه عمدتاً تحت تاثیر گسل‌های شاهرود و طزره به همراه شاخه‌های فرعی مختلفی از این گسل‌ها می‌باشد. شاخص‌های ژئومورفیک مورد بررسی نشان‌دهنده فعال بودن این گسل‌ها می‌باشد. آثار فعالیت این گسل‌ها بخصوص بر روی نیمرخ طولی آبراهه‌های اصلی منعکس شده است. بنابراین، مبنای بیشتر تحلیل‌ها نیز کمیت‌های حاصل از نیمرخ طولی آبراهه‌ها می‌باشد. در این زمینه، سه شاخص گرادیان طولی رودخانه، انحراف از نیمرخ و تقعر مورد استفاده قرار گرفت. دخالت تکتونیک به صورت بالآمدگی باعث شده که نیمرخ طولی آبراهه‌ها در قسمت میانی و پایین دست، بالاتر از نیمرخ مرجع یا تعادل قرار گیرند. شاخص‌های دیگری مانند شاخص گرادیان طولی رودخانه، شاخص تقعر، نسبت جامی، نسبت مساحت چارک‌ها و همچنین مقایسه منحنی‌های هیپسومتری واقعی و تئوریک وجود تحولاتی آشکار در پایین دست و قسمت‌های میانی حوضه‌ها را مورد تایید قرار می‌دهند. مقادیر و موقعیت‌های شاخص‌ها نسبت به فاصله از خط مرجع، تجانس خوبی را با روند گسل‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند. به طوریکه در بیشتر موارد، حداکثرهای مربوط به شاخص‌های آبراهه‌ای در قسمت میانی و پایین دست نیمرخ واقع شده‌اند. این حداکثرها در بخش میانی (و برای آبراهه‌های شماره ۸ و ۱۷ در بخش بالادست) بیشتر مربوط به گسل تراست شاهرود و برای قسمت‌های نزدیک خروجی، مربوط به گسل تراست طزره می‌باشد که در بیشتر موارد از جبهه کوهستان

عبور می‌کند. میزان فعالیت نسبی گسل‌ها در تمام منطقه یکسان نیست. در چهار حوضه تیبیک منطقه، یعنی حوضه‌های شماره ۲، ۸، ۱۰ و ۲۰ به همراه برخی حوضه‌های کوچک مانند حوضه‌های شماره ۱۱، ۱۷ و ۱۹ که بیشتر تحت تاثیر گسل‌ها قرار گرفته‌اند، به خصوص در قسمت‌های میانی حوضه‌ها که گسل تراست شاهرود عمل کرده است، بیشترین میزان انحراف از نیمرخ مرجع دیده می‌شود و مقادیر حداکثر انحراف نیز بر روی نیمرخ این آبراهه‌ها واقع شده‌اند. برعکس، در حوضه‌هایی مانند چند حوضه واقع در غرب منطقه مورد مطالعه مانند حوضه‌های شماره ۴، ۵، ۶ و ۷، کمترین مقدار انحراف از نیمرخ مشاهده می‌شود و مقادیر حداکثر انحراف از نیمرخ نیز به پایین‌دست آبراهه‌ها منتقل می‌شود که به نظر می‌رسد این بالاآمدگی‌های نه-چندان زیاد، ناشی از عملکرد گسل طزره در پیشانی کوهستان می‌باشد. اغلب، در این حوضه‌ها، میانگین مقادیر انحراف از نیمرخ منفی می‌باشد و نیمرخ واقعی تا بخش‌های میانی آبراهه در زیر نیمرخ مرجع واقع شده است و نشان‌دهنده غلبه فرآیندهای فرسایشی در این قسمت‌ها می‌باشد، و روند تقعر ملایم پایین‌رو تا قسمت‌های میانی حفظ می‌شود، با این حال، این روند در قسمت‌های پایین‌دست به آهستگی تغییر می‌یابد و در این قسمت‌ها، اختلالاتی ناشی از عملکرد گسل طزره دیده می‌شود. در حالت کلی می‌توان گفت که در شرق منطقه مورد مطالعه از ۱۶ کیلومتری نقطه شروع خط مرجع یعنی از حوضه شماره ۸ تا حوضه شماره ۲۰، تکتونیک فعال‌تر می‌باشد. در شرق منطقه مورد مطالعه گسل طزره به صورت بازویی از گسل تراست شاهرود منشعب می‌شود، و حوضه‌های این قسمت نیز به شدت توسط گسل تراست شاهرود همراه با شاخه‌های مختلفی از آن تحت تاثیر قرار می‌گیرد و در نتیجه در این قسمت‌ها، شاخص‌های ژئومورفیک آبراهه‌ای دارای مقادیر بالایی می‌باشد. امری که شاخص‌های دیگری مانند سینوزیته جبهه کوهستان و نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره آن را تأیید می‌کند.

منابع

۱. بیاتی خطیبی، مریم، ۱۳۸۸، تشخیص فعالیت‌های نئوتکتونیک در حوضه آبریز قرنقوچای با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و مورفوتکتونیک، مجله فضای جغرافیایی، سال نهم، شماره ۲۵، صص ۵۰-۲۳.
۲. جداری عیوضی، جمشید. ۱۳۸۱. ژئومورفولوژی ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور.
۳. حبیب‌اللهیان، محمود؛ رامشت، محمد حسین، ۱۳۹۰، کاربرد شاخص‌های ارزیابی تکتونیک جنوب در برآورد وضعیت تکتونیک بخش علیای زاینده رود، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۶، صص ۹۹-۱۱۲.
۴. درویش‌زاده، علی، ۱۳۷۰، زمین‌شناسی ایران، نشر دانش امروز.
۵. رضائی مقدم، محمد حسین، ۱۳۷۴، پژوهش در تشکیل کوهپایه‌ها و دشت‌های انباشتی دامنه جنوبی میشوداغ، پایان‌نامه دکترای تخصصی جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز.
۶. سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود و دامغان به همراه گزارشات.
۷. سازمان نقشه‌برداری کشور، نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰ منطقه مورد مطالعه.
۸. سیف، عبدالله؛ خسروی، قاسم، ۱۳۸۹، بررسی تکتونیک فعال در قلمرو تراست زاگرس منطقه فارس، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۴، صص ۱۴۶-۱۲۵.
۹. علایی طالقانی، محمود، ۱۳۸۴، ژئومورفولوژی ایران، نشر قومس، تهران.
۱۰. محمدنژاد آروق، وحید، ۱۳۹۰، تحلیل مقایسه‌ای تحول مخروط‌افکنه‌های دامنه جنوبی البرز شرقی (دامغان تا گرمسار)، پایان‌نامه دکترای تخصصی جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران.
۱۱. مقصودی، مهران؛ جعفری اقدم، مریم؛ باقری سیدشکری، سجاد؛ مینایی، مسعود، ۱۳۹۰، بررسی تکتونیک فعال حوضه‌ی آبخیز کفرآور با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و شواهد ژئومورفولوژیکی، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۵، صص ۱۳۶-۱۱۱.
۱۲. یمانی، مجتبی؛ قاسمی، محمدرضا؛ علوی‌پناه، سید کاظم؛ گورابی، ابوالقاسم، ۱۳۸۹، مورفوتکتونیک ناحیه دهشیر با استفاده از تکنیک‌های ژئومورفومتری، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۱، صص ۱-۲۰.
۱۳. یمانی، مجتبی؛ کامرانی دلیر، حمید؛ باقری، سجاد، ۱۳۸۹، مورفومتری و ارزیابی شاخص‌های ژئومورفیک برای تعیین میزان فعالیت نو زمین‌ساخت در حوضه آبریز چله (زاگرس شمال‌غربی)، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۷، ۱-۲۶.
۱۴. یمانی، مجتبی؛ مقصودی، مهران؛ قاسمی، محمدرضا؛ محمدنژاد، وحید، ۱۳۹۱، شواهد مورفولوژیکی و مورفومتریکی تاثیر تکتونیک فعال بر مخروط‌افکنه‌های شمال دامغان، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، سال ۴۴، شماره ۲ (پیاپی ۸۰)، صص ۱-۱۸.
15. Alipoor, Reza., Poorkermani, Mohsen., Zare, Mehdi., El Hamdouni, Rachid. *Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran). Geomorphology 128, pp: 1-14.*
16. Bahrami, Shahram. 2012. *Morphotectonic evolution of triangular facets and wine-glass valleys in the Noakoh anticline, Zagros, Iran: Implications for active tectonics. Geomorphology 159-160, pp: 37-49.*
17. Bahrami, Shahram. *Analyzing the drainage system anomaly of Zagros basins: Implications for active tectonics. Tectonophysics 608, pp: 914-928.*

18. Bahrami, Shahram. *Tectonic controls on the morphometry of alluvial fans around Danekkhoshk anticline, Zagros, Iran*. *Geomorphology* 180–181, pp: 217-230.
19. Bishop, P., Trevor, B. Hoey., John, D. Jansen., Irantzu, L. Artza. 2005. *Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland*. *Earth surface process and landforms* 30, pp: 767-778.
20. Bull, W.B. 2007. *Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology*. Blackwell Publishing.
21. Bull, W.B. 2009. *Tectonically active landscapes*. Wiley- Blackwell.
22. Bull, W.B., McFadden, L.D. 1977. *Tectonic geomorphology of North fault, California InDoehring (Ed.), Geomorphology of arid regions*. Allen &Unwin. London. pp: 115-138.
23. Dehbozorgi, M., Pourkermani, 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* 121, pp: 329-341.
24. Figueroa, A.M., Knott, J.R. 2010. *Tectonic geomorphology of the southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for uplift and basin formation*. *Geomorphology* 123, pp: 34-45.
25. Geophysics Study Committee. 1986. *Studies in geophysics, active tectonics*. National Academy Press. Washington, D.C.
26. Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V., Pérez-Romero, J., Villegas, I. 2012. *Geomorphic evidence of active tectonics in the Serra Alhamila (eastern Betics, SE Spain)*. *Geomorphology* 145-146, pp: 90-106.
27. Goldrick, G., Bishop, P. 2006. *Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form)*. *Earth Surface Process and Landforms* 32, PP: 649-671.
28. Hack, J. 1973. *Stream-profile analysis and stream-gradient index*. *Jour. Research U.S. Survey, Vol. 1, No, 4*, pp: 421- 429.
29. Hamdouni, R.El., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J., Keller, E.A. 2008. *Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain)*. *Geomorphology* 96, pp: 150-173.
30. Larue, J. P. 2008. *Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France)*. *Geomorphology* 93, pp: 343-367.
31. Perez Pena, J.V., Azanon, J.M., Azor, A. 2009. *CalHyps: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain*. *Computers & Geosciences, Volume 35, Issue 6*, pp: 1214-1223.
32. Perez Pena, J.V. 2009. *GIS-Based tools and methods for landscape analysis and active tectonic evaluation*. Doctoral thesis. University of Granada.
33. Pinter, N. 1996. *Exercises in active tectonics*. Prentice Hall.
34. Troiani, F., Della Seta, M. 2008. *The use of the stream length-gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from central Italy*. *Geomorphology* 102, pp: 159-168.
35. Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, C.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B., Wesling, J.R. 1988. *Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica*. *Geomorphology* 1, pp: 239-265.
36. Willemin, J.H., Knuepfer, Peter L.K. 1994. *Kinematics of arc- continent collision in the Eastern Central Range of Taiwan inferred from geomorphic analysis*. *Journal of Geographical Research*, pp: 1-56.