

ارزیابی تکتونیک فعال در دامنه جنوبی میشوداغ

محمدحسین رضایی مقدم* - استاد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تبریز
منصور خیری زاده آروق - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تبریز
سلیمان سرافروزه - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تبریز

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۰۴/۱۲ تأیید نهایی: ۱۳۹۲/۰۹/۱۲

چکیده

در این پژوهش، دامنه جنوبی میشوداغ از نظر فعالیت‌های نئوتکتونیک مورد بررسی قرار گرفته است. در این زمینه، مجموعه‌ای از روش‌های توصیفی، میدانی و تحلیلی به کار گرفته شد. نقشه‌های توپوگرافی مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ و نقشه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ مهم‌ترین مواد پژوهش هستند. در رابطه با هدف پژوهش، سه نوع پارامتر کمی ژئومورفیک شامل پارامترهای پنجره‌ای، پیوسته و گسسته مورد استفاده قرار گرفت. نسبت پهنای چارک‌ها، نسبت جامی، نسبت مساحت چارک‌ها و شاخص عدم تقارن حوضه آبریز، مهم‌ترین پارامترهای حوضه‌ای پژوهش به‌شمار می‌روند. بخش عمده اطلاعات از نیمرخ طولی آبراهه‌های اصلی به‌دست آمد. مهم‌ترین این اطلاعات، شامل محاسبات مربوط به نمایه گرادیان آبراهه‌های اصلی و نمایه انحراف از نیمرخ هستند. برای پی‌بردن به روند کلی تغییرات شاخص‌ها، خط مرجعی به طول تقریبی ۵۵ کیلومتر از ابتدا تا انتهای منطقه مورد مطالعه کشیده و مقادیر هر یک از شاخص‌ها نسبت به آن به‌صورت نمودار ترسیم شد. در منطقه مورد مطالعه، مهم‌ترین شواهد جنبش‌های تکتونیک فعال، وجود پرتگاه‌های گسلی با ارتفاع تقریبی ۱۰ تا ۲۰ متر در امتداد گسل‌های جوان است. همچنین، وجود پشته‌های مسدود کننده، اسارت رودخانه، بریدگی و تغییر محل رسوب‌گذاری مخروط‌افکنه‌ها در جبهه کوهستان، دلایل دیگری بر وجود فعالیت‌های نئوتکتونیک در منطقه هستند. شاخص‌های کمی ژئومورفیک نتایج مطالعات میدانی را تأیید می‌کند؛ به طوری که مقادیر حداکثر نمایه گرادیان طولی و نمایه انحراف از نیمرخ، بیشتر در ارتفاعات پایین‌تر و تقریباً در نزدیکی خروجی حوضه‌ها قرار دارند که این امر را می‌توان با جنبش‌های گسل جوان صوفیان - شبستر مرتبط دانست.

کلیدواژه‌ها: شاخص‌های ژئومورفیک، مورفوتکتونیک، میشوداغ، نیمرخ تعادل.

مقدمه

تقریباً هیچ ناحیه‌ای را در کره زمین نمی‌توان یافت که در طول چند هزار سال اخیر، تحت تأثیر تغییرات تکتونیکی قرار نگرفته باشد (کلر و پینتر، ۱۹۹۶: ۵). رقابت مداوم بین فرآیندهای تکتونیکی که تمایل به ایجاد توپوگرافی دارند و فرآیندهای سطحی که تمایل به فرسایش و متلاشی کردن آنها دارند، بیانگر شالوده ژئومورفولوژی تکتونیک است (بورینک و اندرسون، ۱۹۹۴: ۲). در واقع ژئومورفولوژی تکتونیک، بررسی تأثیر تکتونیک فعال روی چشم‌انداز است (مایر، ۱۹۸۶: ۱۲۵). در نواحی متأثر از تکتونیک، داده‌های ژئومورفولوژیکی و زمین‌شناسی، برخی از بهترین رهیافت‌ها را برای شناسایی و تشخیص تکتونیک فعال فراهم می‌کند (مولین، پازاگلیا و درامیس، ۲۰۰۴) و شاخص‌های ژئومورفیک به‌طور گسترده‌ای به‌منزله ابزاری برای شناسایی و مشخص کردن بخش‌های تغییر شکل یافته به‌وسیله گسل‌های فعال، مورد استفاده قرار گرفته‌اند (گیاکونیا و همکاران، ۲۰۱۲). بررسی تکتونیک فعال و آثار آن با توجه به هدف پژوهش، می‌تواند با دو رویکرد صورت گیرد (کلر و پینتر، ۱۹۹۶: ۵۲). ویلمین و نیوپفر این دو رویکرد را با عنوان رویکرد مستقیم (پیشرو) و رویکرد معکوس مطرح کردند. رویکرد مستقیم شامل اثرهای فعالیت تکتونیکی معلوم روی لندفرم‌ها است؛ درحالی‌که رویکرد معکوس، تحلیل ماهیت و فعالیت نسبی تکتونیک از طریق مشاهده تغییرات در ویژگی‌های چشم‌انداز را شامل می‌شود (ویلمین و نیوپفر، ۱۹۹۴؛ شوم، دومنت و هلیروک، ۲۰۰۰: ۲۰).

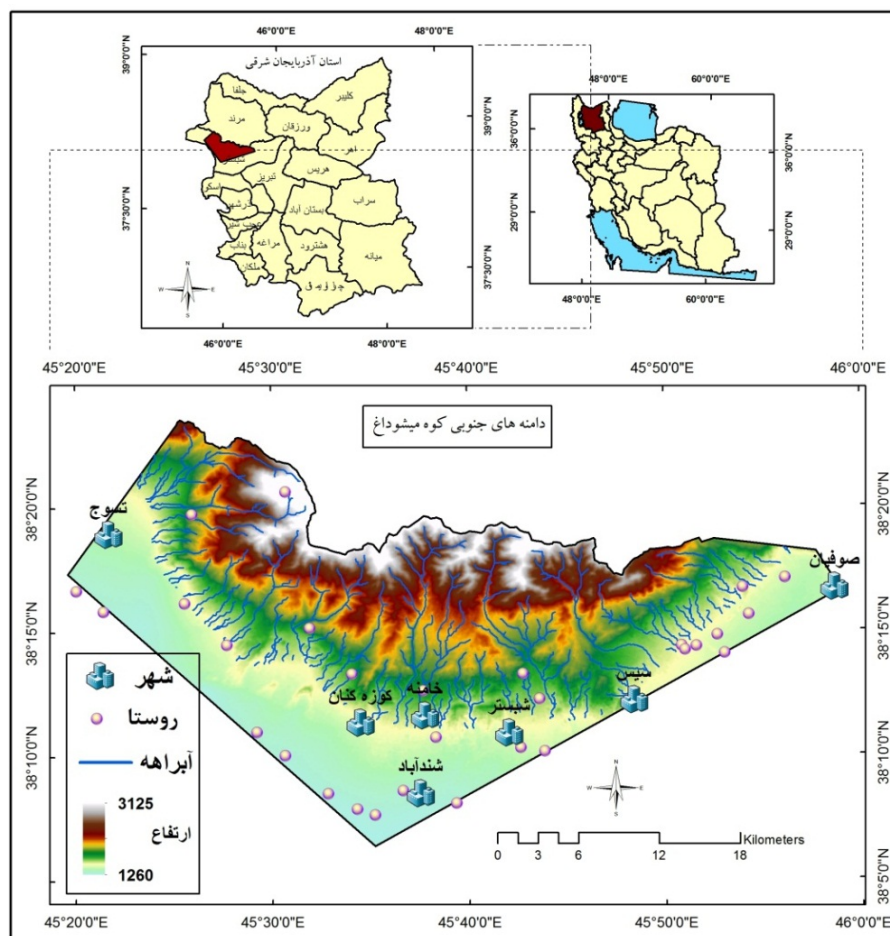
هدف این پژوهش، کاربرد روش‌های کمی شناخته‌شده روی دامنه جنوبی میشوداغ، به‌منظور ارزیابی وضعیت تکتونیک فعال است. شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال، مانند وجود پشته‌های مسدودکننده و بریدگی مخروط‌افکنه‌ها همراه با زمین‌لرزه‌های متعدد سال‌های اخیر، حاکی از فعال بودن گسل‌های این منطقه است؛ به‌طوری که در جدیدترین مورد، زمین‌لرزه‌ای با شدت ۵/۲ ریشتر در ۲۹ فروردین سال ۱۳۹۲ تسوج و شهرهای اطراف آن را لرزاند (مرکز لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).

در رابطه با موضوع پژوهش، مطالعات انجام شده پژوهشگرانی چون ویلمین و نیوپفر (۱۹۹۴)، بول و مک‌فادن (۱۹۷۷)، بول (۲۰۰۷) و بول (۲۰۰۹) اطلاعات جامعی را فراهم می‌کنند. راکول، کلر و جانسون (۱۹۸۵) در جنوب غرب ایالات متحده، ولز و همکاران (۱۹۸۸) در سواحل کاستاریکا، همدونی، ایریگاری، فرناندز، چاکون و کلر (۲۰۰۸) در جنوب اسپانیا، پرز پنا (۲۰۰۹) در جنوب شرق اسپانیا، فیگارو و نات (۲۰۱۰) در اطراف کالیفرنیا و گیاکونیا و همکاران (۲۰۱۲) در جنوب شرق اسپانیا، با استفاده از شواهد تکتونیک فعال و کاربرد روش‌های کمی ژئومورفیک، به بررسی فعالیت نسبی گسل‌های منطقه پرداختند. به‌تازگی بهرامی مطالعاتی را در زمینه مورفوتکتونیک ایران (زاگرس) انجام داده است. وی در سال ۲۰۱۲ تکامل مورفوتکتونیکی سطوح مثلثی و دره‌های جامی شکل تاقدیس نوکوه زاگرس را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد و در سال ۲۰۱۳، نقش عوامل تکتونیکی را روی مورفومتری مخروط‌افکنه‌های اطراف تاقدیس دانه‌خشک زاگرس بررسی کرد. وی در پژوهشی دیگر (۲۰۱۳) به تجزیه و تحلیل آنومالی سیستم زهکشی حوضه‌های زاگرس به‌منزله شاخصی بر تکتونیک فعال پرداخته است. مختاری (۱۳۸۵) میزان فعالیت گسل شمالی میشو را با استفاده از کمیت‌های توپوگرافی، الگوهای شبکه‌های زهکشی و نیمرخ‌های طولی رودخانه‌ها بررسی کرد و به این نتیجه دست یافت که چشم‌انداز منطقه تا حد زیادی متأثر از فعالیت‌های زمین‌ساختی، به‌ویژه فعالیت گسل شمالی میشو بوده است.

مختاری در پژوهش دیگر خود، نقش نوزمین ساخت در تکامل سیستم‌های رودخانه‌های دامنه شمالی میشوداغ را بررسی کرد و به این نتیجه رسید که در بخش شرقی دامنه شمالی میشوداغ، زمین ساخت تنها عامل مؤثر در جایگزینی و موقعیت سیستم‌های رودخانه‌ای است (مختاری، ۱۳۸۴). در همین رابطه می‌توان به کارهای پژوهشگران دیگری همچون مختاری (۱۳۸۱)، خیام و مختاری (۱۳۸۲)، مقصودی و کامرانی‌دلیر (۱۳۸۷)، رجبی و شیرازی طرز (۱۳۸۸)، رامشت، سیف، شاه‌زیدی و انتظاری (۱۳۸۸)، اسماعیلی، متولی و حسین‌زاده (۱۳۹۱) اشاره کرد. برای منطقه مورد مطالعه، به‌طور خاص، رضایی‌مقدم (۱۳۷۴) نحوه تشکیل کوهپایه‌ها و دشت‌های انباشتی دامنه جنوبی میشوداغ را مورد بررسی قرار داد. همچنین مختاری (۱۳۸۷) نقش فعالیت‌های زمین‌ساختی در سیستم رودخانه‌ای و ایجاد فضای رسوبگذاری برای رسوبات پلیوکواترنری دامنه جنوبی میشوداغ را بررسی کرد.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه، دامنه جنوبی میشوداغ با مختصات جغرافیایی ۳۸ درجه و ۰۵ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۲۵ دقیقه عرض شمالی و ۴۵ درجه و ۲۰ دقیقه تا ۴۶ درجه و ۰۰ دقیقه طول شرقی در استان آذربایجان شرقی واقع شده است (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت دامنه جنوبی میشوداغ در شمال غرب کشور

این منطقه یکی از کانون‌های جمعیتی حاشیه دریایچه اورمیه است و شهرهای شبستر، صوفیان، تسوج، خامنه، سیس، دریان و شرفخانه، از مراکز مهم جمعیتی این منطقه هستند. سیمای توپوگرافیک مثلثی شکل با قاعده جنوبی و رأس شمالی، جلوه هیدروگرافیکی خاصی به منطقه داده است. چنانچه جنوب شهر خامنه، قاعده این مثلث در نظر گرفته شود، به سمت صوفیان شبکه آبراهه‌ای به تدریج از حالت شمالی - جنوبی خارج می‌شود و جهت شمال غرب - جنوب شرق به خود می‌گیرد. از جنوب شهر خامنه به سوی شهر تسوج، جهت‌گیری‌ها تغییر می‌کند و روند شمال شرقی - جنوب غربی می‌یابد.

زمین‌شناسی دامنه جنوبی میشوداغ

کوهستان میشو و به‌خصوص دامنه جنوبی آن، از نظر زمین‌شناسی پیچیدگی زیادی دارد. ترادف رسوبی پرکامبرین تا کواترن با نبوده‌های متعددی مشخص می‌شود که بیان‌کننده تأثیر رخدادهای مهم تکتونیکی در ناحیه است. بدین لحاظ تنوع سنگ‌شناسی کاملاً مشهود است. سازندهای رسوبی، به‌ویژه رسوبات قبل از کواترن، حالت اولیه خود را ندارند و طی فازهای مختلف کوهزایی مهم، به‌صورت خشکی‌زایی یا به‌طور مستقیم از کوهزایی متأثر شده و تغییر شیب داده‌اند. چنانچه مجموع کوه میشو به حالت آنتی‌کلینوریوم فرض شود، به‌ترتیب سه گسل مهم با نام‌های گسل میشو شمالی، گسل میشو جنوبی و گسل تسوج، منطقه را به‌صورت هورست یا فرازمین، بالا آورده‌اند و بدین گونه هورست آنتی‌کلینوریوم میشو تکوین یافته است (رضایی مقدم، ۱۳۷۴: ۲۷).

این منطقه از نظر تکوین، ویژگی‌های خاص منطقه ایران مرکزی را دربردارد. ادامه گسل تبریز - سلطانیه با روند جنوب شرقی - شمال غربی در شهر صوفیان، به دو شاخه اصلی تقسیم می‌شود. شاخه‌ای از آن به نام میشو شمالی روند خود را در جنوب مرند به طرف شمال غرب ادامه می‌دهد. شاخه دیگر، گسل میشو جنوبی نامیده می‌شود و با راستای شرقی - غربی تا شمال شهر تسوج امتداد می‌یابد (شکل ۲) (گزارش نقشه زمین‌شناسی مرند، ۱۳۷۰). از گسل‌های مهم دیگر منطقه، گسل تسوج با روند جنوب غربی - شمال شرقی است. در قسمتی از مسیر آن سازندهای قدیمی در نتیجه فعالیت‌های جوان روی رسوبات کواترنی رانده شده‌اند (گزارش نقشه زمین‌شناسی تسوج، ۱۳۷۲). در دامنه جنوبی میشوداغ، علاوه بر گسل اصلی میشو جنوبی، گسل‌های جوان و فعال دیگری موازی با سیستم اصلی دیده می‌شود که از آن جمله می‌توان به گسل دریان، گسل صوفیان - شبستر و گسل شرفخانه اشاره کرد.

مواد و روش‌ها

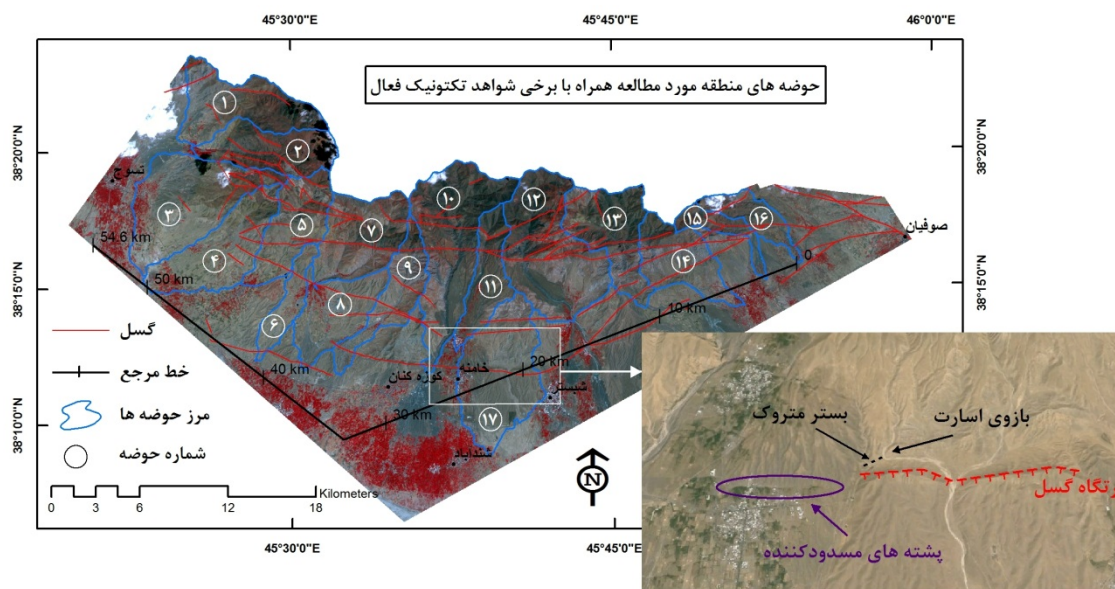
برای انجام این پژوهش، پس از انتخاب منطقه مورد مطالعه، به‌منظور تکمیل چارچوب بررسی و الگوی کار، مطالعات میدانی صورت گرفت و بدین طریق شواهد مورفوتکتونیکی زیادی مانند پرتگاه‌های گسل و پشته‌های مسدود کننده، شناسایی شدند. سپس روش‌های کمی سازگار با منطقه بررسی و گزینش شد. محاسبات ریاضی و اندازه‌گیری‌ها از روی نقشه‌های توپوگرافی مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ و تصویر DEM منطقه با قدرت تفکیک ۳۰ متر، در محیط نرم‌افزارهای Arc GIS و Auto CAD صورت گرفت. در این پژوهش، سه نوع پارامتر کمی ژئومورفیک به کار گرفته شده است:

۱. پارامترهای پنجره‌ای^۱ که باید در فاصله معینی از جبهه کوهستان معین شود، نظیر پیچ و خم جبهه کوهستان؛
۲. پارامترهای پیوسته^۲ که آنها را می‌توان در هر جایی از امتداد جبهه کوهستان تعریف کرد، مانند فاصله بین جبهه کوهستان و خط‌الرأس رشته کوهستانی؛
۳. پارامترهای گسسته^۳ که خصوصیات ژئومورفیک غیر پیوسته را مشخص می‌کنند، مانند حوضه آبریز. علاوه بر پارامترهای پنجره‌ای و پیوسته، اشکال مربوط به حوضه‌های زهکشی و نیمرخ طولی آبراهه‌های اصلی به‌منزله پارامترهای غیرپیوسته و مستقل، تعیین کمیت شدند. ابتدا با استفاده از شاخص‌های زمینی حوضه‌های دامنه جنوبی میشوداغ طبقه‌بندی شدند. این شاخص‌ها عبارتند از: مرکز ثقل حوضه، خروجی حوضه، مرتفع‌ترین نقطه در محیط حوضه و نقاط چارک ناهمواری روی محیط حوضه. شایان ذکر است که نقاط چارک ناهمواری (Q1، Q2 و Q3) روی محیط حوضه در ارتفاعات مربوط به ۲۵ درصد، ۵۰ درصد و ۷۵ درصد ناهمواری کل محیط حوضه واقع می‌شوند. پس از مشخص شدن نقاط چارکی، چندین شاخص باید محاسبه شود. نسبت پهناي چارک‌ها^۴ (QW1-3) که از طریق نسبت طول هر یک از چارک‌ها بر میانگین طول کلی چارک‌ها محاسبه می‌شود. نسبت جام^۵ (WG) که نسبت طول چارک سوم بر طول چارک اول است. نسبت مساحت چارک‌ها^۶ (QA1-3) که نسبت مساحت موجود در بالادست هر یک از چارک‌ها بر مساحت کل حوضه است (ویلمین و نیوپفر، ۱۹۹۴).

مهم‌ترین بخش از مطالعات مربوط به حرکت‌شناسی در منطقه مورد مطالعه، بررسی نیمرخ طولی آبراهه‌های اصلی حوضه‌های آبریز است. برای تمامی آبراهه‌های اصلی، کمیته‌های متعددی استخراج شد. مبنای اصلی به‌دست آوردن کمیته‌ها، محاسبه نمایه گرادیان (SL) در مسیر نیمرخ طولی آبراهه اصلی است. همچنین، به‌منظور دستیابی به بهترین تخمین پیرامون میزان انحراف از نیمرخ طولی آبراهه اصلی، روش دیگری موسوم به نمایه انحراف از نیمرخ^۷ (PD) به‌کار گرفته شد تا مکمل نمایه گرادیان باشد. نمایه انحراف از نیمرخ در یک نقطه در امتداد کانال، اختلاف ارتفاع بین کانال واقعی و نیمرخ مرجع^۸ (تبادل) در آن نقطه است. در حالت ایده‌آل، نیمرخ مرجع نشان‌دهنده نیمرخ طولی یک آبراهه در شرایط عدم وجود اختلالات تکتونیکی و گذشت زمان طولانی برای تعدیل است. با وجود این، در عمل محاسبه نیمرخ مرجع برای یک آبراهه مشخص در شرایط تکتونیکی غیر ممکن است. در عین حال، مطالعات تئوریک و تجربی نشان می‌دهند که نیمرخ طولی آبراهه اصلی، حتی در صورت وجود فعالیت تکتونیکی قابل ملاحظه، به‌سرعت به یک نیمرخ تقریباً ایده‌آل دست می‌یابد. همین مطالعات نشان می‌دهند که برای کل گرادیان، نیمرخ ایده‌آل (درجه‌بندی شده یا تبادل) برای یک رودخانه، تقریباً منطبق بر یک تابع نمایی نزولی یا لگاریتمی مسافت است. به منظور تهیه نقطه مرجع برای تفسیر شرایط حاکم، فرض بر این است که آبراهه متعادل، منطبق بر یک نیمرخ لگاریتمی در طول ۹۵ درصد آبراهه

1. Window Parameters
2. Continuous Parameters
3. Discrete Parameters
4. Quartile width ratios
5. Wineglass ratio
6. Quartile area ratio
7. Profile Deviation Index
8. Reference profile

اصلی خود (در جهت پایین دست) است (ویلیمین و نیوپفر، ۱۹۹۴). در نهایت برای درک تغییرات کلی نمایه‌ها، موقعیت هر یک از این نمایه‌ها نسبت به فاصله از خط مرجع (X) به صورت نموداری ترسیم شد. خط مرجع در مجموع به طول ۵۴/۶ کیلومتر از مبدأ (هفت کیلومتری شمال غرب صوفیان) تا مقصد (چهار کیلومتری جنوب تسوج) کشیده شد (شکل ۲).



شکل ۲. حوضه‌ها، گسل‌ها و موقعیت برخی از شواهد تکتونیک فعال در منطقه مورد مطالعه

یافته‌های پژوهش

شواهد تکتونیک فعال در منطقه مورد مطالعه

گسل‌ها را از نظر فعالیت به گسل‌های فعال و غیرفعال تقسیم می‌کنند. در حال حاضر هیچ‌گونه تعریفی از گسل فعال که جامعیت جهانی داشته باشد و همچنین اصول و معیارهایی که بتوان براساس آن گسل‌های فعال را شناخت و رده‌بندی کرد، بیان نشده است. در واقع، پاسخ به این سؤال که آیا گسلی فعال است یا نه، کاری بس مشکل است، به همین دلیل تعاریف مختلفی در مورد گسل‌های فعال، بسته به سلیقه افراد و نیز اهداف مورد نظر، ارائه شده است. در یک تعبیر، هر گسلی که طی دوره کوتاه‌تر تحرک داشته باشد، به گسل فعال بالقوه معروف است و گسل‌هایی که در دوره کوتاه‌تر هیچ‌گونه فعالیتی نداشته باشند، به گسل نافع موسومند. برخی دیگر از زمین‌شناسان گسلی را فعال تلقی می‌کنند که در آنها نوعی رژیم زمین‌ساختی فعال (این رژیم براساس فعالیت پدیده‌های ژئودینامیکی مانند زمین‌لرزه‌ها، خزش، فعالیت زمین‌ساختی و غیره تعریف می‌شود) در جریان است و بر همین اساس، نوزمین‌ساخت را به فعالیت‌های زمین‌ساختی می‌گویند که در رژیم زمین‌ساخت کنونی، فعال هستند (مختاری، ۱۳۸۵ به نقل از دهندشاترز، ۲۰۰۱). براساس طبقه‌بندی‌ای که از سوی محققان مختلف در مورد فعالیت‌های گسل‌ها ارائه شده است، گسل‌های منطقه مورد مطالعه در زمره گسل‌های فعال قرار می‌گیرند (مختاری، ۱۳۸۷ و رضایی‌مقدم، ۱۳۷۴: ۵۰).

در واقع، دو نوع گسل در فعالیت‌های مورفوتکتونیک منطقه مورد مطالعه نقش داشته‌اند. دسته اول، گسل‌های قدیمی واقع در واحد کوهستان هستند. این نوع گسل‌ها با توجه به نداشتن مشخصه‌های لازمه، مانند جابه‌جایی آبرفت‌های جوان، به‌طور مستقیم از نظر فعالیت نئوتکتونیک قابل شناسایی نیستند. دسته دوم، گسل‌های جوان یا گسل‌های قدیمی فعال شده در کوهپایه‌ها (یا در واحد فلات و جلگه) هستند. در پژوهش پیش رو، گروه دوم یعنی گسل‌های جوان و گسل‌های قدیمی فعال شده مد نظر است. گسل جوان صوفیان - شبستر و گسل قدیمی و فعال شرفخانه، در تکوین کواترنری کوهپایه‌های جنوبی میشوداغ نقش مهمی داشته و دارند؛ به‌گونه‌ای که در مشاهدات صحرائی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای با وضوح بالا، پرتگاه و سرایشی تند گسل آنها به‌منزله جبهه کوهستان تشخیص داده می‌شود (شکل ۲). گسل جوان صوفیان - شبستر از صوفیان تا شمال روستای سرکند دیزج با روند شرقی - غربی، بخشی از گسل اصلی و قدیمی جنوب میشوداغ محسوب می‌شود و از این روستا با جهت شمال شرق - جنوب غرب به‌طور مستقل تا شمال شبستر ادامه می‌یابد. بررسی‌های مورفوتکتونیک نیز بیشتر در اطراف این گسل انجام پذیرفته است. به‌طور مسلم، هرگونه جابه‌جایی جوان در امتداد این گسل، سیمای مورفولوژی را تغییر داده و در آینده نیز تغییر خواهد داد.

بنابراین، مهم‌ترین شواهد جنبش‌های جوان و پویایی ناحیه، وجود پرتگاه‌های گسلی^۱ در امتداد گسل‌های جوان است. پرتگاه‌های قدیمی در منطقه کوهستانی تحت تأثیر عوامل مورفوکلیمایی تعدیل و تا حدودی ناپدید شده‌اند؛ درحالی‌که پرتگاه‌های جوان کوهپایه‌ها با ارتفاع اندک، علی‌رغم سنگ‌شناسی سست و کمی مقاومت نهشته‌های آبرفتی، اختلاف ارتفاع شاخصی را ایجاد کرده‌اند. این نوع پرتگاه‌ها را با ارتفاع تقریبی ۱۰ تا ۲۰ متر از شمال شرفخانه تا شمال شبستر به‌وضوح مشاهده می‌شوند (شکل ۲).

علاوه بر پرتگاه و سرایشی‌های تند گسل در امتداد گسل‌های جوان صوفیان - شبستر، پدیده دیگری موسوم به پشته‌های مسدودکننده^۲ و خطی^۳ در نتیجه جنبش‌های نئوتکتونیک ناحیه تشکیل شده است. این پشته‌ها درست در مقابل پرتگاه‌های گسل، به‌ویژه در امتداد شمال شبستر تا شمال خامنه مشاهده می‌شوند (شکل ۲) و ارتفاع برخی از آنها به بیش از یکصد متر از کف دره‌ها می‌رسد. از شبستر تا صوفیان ارتفاع برآمدگی‌ها کاهش یافته و به تپه‌های ۱۰ تا ۲۰ متری تبدیل شده‌اند. این تپه‌ها به‌ویژه در جاهایی که تحت تأثیر جریان‌های سیلابی قرار داشته‌اند، به تدریج کم‌ارتفاع شده‌اند.

در حد فاصل سرایشی تند گسل و پشته‌های خطی مسدودکننده شرق خامنه، آبراهه‌هایی وجود دارند که در این مطالعه، مجموعه آنها در محدوده حوضه شماره ۱۷ قرار گرفته‌اند. بیش از ۹۰ درصد آبراهه‌های این حوضه در سازندهای سطحی جوان مستقر شده‌اند. آبراهه‌های فوقانی این حوضه پس از برخورد با پشته‌های مسدودکننده و خطی در ارتفاع ۱۵۶۰ متری، روند شمالی جنوبی خود را به‌صورت غربی - شرقی درمی‌آورند و این ناشی از استقرار جریان‌های آبی در خط گسله است. یکی از آبراهه‌های اصلی غرب این حوضه که قبلاً به جنوب شرقی خامنه ختم می‌شده، در اثر فعالیت

1. Fault Scarp
2. Shutter ridges
3. Liner ridges

نئوتکتونیک توسط یکی دیگر از آبراهه‌های شرقی این حوضه به اسارت برده شده است (شکل ۲). پدیده اسارت و بستر خشک متروک و پوشیده از گیاهان مرتعی آن، یکی از دلایلی است که بر پویایی و جوانی حرکات در منطقه تأکید می‌کند. به غیر از مواردی که ذکر شد، اشکال زمینی دیگری را نیز می‌توان شناسایی کرد که در نتیجه فعالیت‌های نئوتکتونیک تشکیل شده‌اند. بریده‌شدگی و تغییر محل استقرار مخروط‌افکنه‌ها در جبهه کوهستان، به‌ویژه مخروط‌افکنه‌های خامنه، شبستر و مشنق و سرانجام جابه‌جایی تراس‌های رودخانه‌ای در شمال شبستر و سایر مناطق، مهم‌ترین آنها هستند. تمامی این شواهد حاکی از وجود جنبش‌های نئوتکتونیک در منطقه است.

شاخص‌های ژئومورفیک کمی حوضه‌ای

نسبت پهنای چارک‌ها: با توجه به ماهیت نسبت پهنای چارک‌ها (QW1-3)، کمیت‌های حاصله، نوسان محدودی در حدود یک واحد دارند. افزایش نسبت چارک اول به میانگین طول چارک‌ها، موجب کاهش نسبت چارک سوم می‌شود، حالت معکوس نیز صادق است. نسبت چارک دوم حالت متعادل تری دارد. هرچند در منطقه مورد مطالعه آهنگ خاصی را برای چارک‌ها نمی‌توان قائل شد، اما محدود بودن نوسان نسبت پهنای چارک‌ها، حاکی از کشیدگی عمومی حوضه‌های منطقه است (جدول ۱). حوضه‌های زهکشی نسبتاً جوان در نواحی تکتونیک فعال، گرایش به کشیدگی دارند (همدون، ایریگاری، فرناندز، چاکون و کلر، ۲۰۰۸).

نسبت جامی: حوضه‌هایی که نسبت جامی (WG) 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 (ویلمین و نیوپفر، ۱۹۹۴). نسبت جام گویاتر از پارامتر فوق‌الذکر است. برای اکثر حوضه‌های مورد مطالعه (به‌استثنای حوضه‌های کوچک شماره ۶ و ۹)، نسبت جامی نشان‌دهنده نزدیکی به عدد واحد یک یا بزرگتر از آن است (جدول ۱) که نشان‌دهنده دخالت و نقش تکتونیک و مورفوتکتونیک در تنگ‌تر شدن خروجی حوضه‌ها نسبت به قسمت فوقانی حوضه‌ها است.

نسبت مساحت چارک‌ها: براساس این پارامتر، هر قدر ضریب بالادست چارک اول (QA1) به عدد واحد کل حوضه (عدد ۱) نزدیک باشد، از بالآمدگی جبهه کوهستان حکایت خواهد داشت (ویلمین و نیوپفر، ۱۹۹۴). در رابطه با تحلیل این پارامتر، نسبت‌های نزدیک به واحد، بیانگر محصورشدگی به وسیله برآمدگی‌های مرتفع و کوچک‌بودن آن، حاکی از فرسایش و پسروی خط‌الرأس خواهد بود. از میان پارامترهای حوضه‌ای، نسبت مساحت چارک‌ها از نقطه شروع تا پایان در امتداد خط مرجع، تجانس خوبی را نشان می‌دهد. با حذف حوضه شماره ۴ (که از خروجی کوهستان بسته نشده)، برای تمامی حوضه‌ها مساحت بالادست چارک اول متجاوز از $0/6$ است و برای شش حوضه نیز این نسبت به $0/8$ و بالاتر می‌رسد (جدول ۱). بالا بودن این نسبت در حوضه‌های مورد مطالعه، حاکی از وجود عوارض مرتفع در ابتدای حوضه‌ها است و به تعبیری، بر وجود تحولاتی آشکار در جبهه کوهستان دلالت دارد. مطابق مشاهدات میدانی به نظر می‌رسد که وضعیت موجود، جابه‌جایی‌های جوان کواترنری در امتداد گسل صوفیان - شبستر را نشان می‌دهد.

عدم تقارن حوضه زهکشی: شاخص عدم تقارن (AF) چگونگی آرایش عناصر مساحت نسبت به محور حوضه زهکشی را نشان می‌دهد (زاویانو، ۱۹۸۵: ۶۶) و روشی برای ارزیابی وجود کج‌شدگی تکتونیکی در مقیاس یک حوضه آبریز است که به صورت رابطه ۱ تعریف می‌شود (همدون، ایریگاری، فرناندز، چاکون و کلا، ۲۰۰۸):

$$Af = 100 (Ar/At) \quad \text{رابطه ۱}$$

که در آن: Af: شاخص عدم تقارن؛ Ar: مساحت قسمت راست حوضه (در جهت پایین رود) نسبت به رودخانه اصلی و At مساحت کل حوضه آبریز است. اگر مقدار آن بیشتر یا کمتر از ۵۰ باشد، کج‌شدگی حوضه را بیان می‌کند (می‌تواند در نتیجه تکتونیک فعال، یا ساختار لیتولوژیکی یا عوامل دیگر به وجود آمده باشد)؛ بدین صورت که مقادیر کمتر از ۵۰ بیانگر بالا آمدگی سمت چپ رودخانه اصلی و کج‌شدگی حوضه به سمت راست و مقادیر بزرگتر از ۵۰ بیانگر بالا آمدگی سمت راست رودخانه اصلی و کج‌شدگی حوضه به سمت چپ است (همدون، ایریگاری، فرناندز، چاکون و کلا، ۲۰۰۸).

جدول ۱. پارامترهای حوضه‌ای دامنه جنوبی میشوداغ

شماره حوضه	X (Km)	مساحت (Km ²)	متوسط شیب (درجه)	QW1	QW2	QW3	WG	QA1	QA2	QA3	AF	V _r
۱	۵۴/۶۵	۳۱/۰۳	۱۵/۳	۱/۲۹	۱/۸۹	۰/۸۱	۰/۶۳	۰/۸۲	۰/۲۷	۰/۰۸	۴۲/۱۷	۱/۶
۲	۵۳/۵۰	۲۴/۶۶	۱۸/۹	۱/۷۹	۱/۱۵	۱/۰۶	۱/۳۴	۰/۸۹	۰/۶۵	۰/۳۹	۶۱/۷۳	۱/۴
۴	۵۰/۴۳	۳۲/۰۵	۸/۷	۱/۱۹	۱/۰۱	۰/۷۹	۱/۶۷	۰/۳۵	۰/۲۰	۰/۰۷	۵۳/۵۵	۲/۱
۵	۴۵/۰۴	۲۴/۴۶	۱۶/۲	۱/۸۲	۱/۱۷	۱/۰۶	۱/۲۹	۰/۷۲	۰/۴۷	۰/۲۶	۶۰/۱۰	۱/۵
۶	۴۱/۲۱	۱۱	۷/۱	۱/۵۱	۱/۸۴	۰/۶۵	۰/۴۳	۰/۶۸	۰/۲۵	۰/۱۲	۶۰/۱۲	۱/۹
۷	۴۰/۷۹	۲۹/۸۵	۱۸/۳	۱/۷۱	۱/۱۵	۱/۱۴	۱/۶۰	۰/۹۲	۰/۴۴	۰/۲۱	۷۰/۵۱	۱/۶۶
۸	۳۸/۳۲	۲۴/۲۹	۷/۱	۱/۱۶	۱/۳۸	۰/۴۶	۰/۳۹	۰/۶۱	۰/۱۸	۰/۰۶	۷۸/۳	۲/۱
۹	۳۵/۹۶	۱۹/۷۸	۱۱/۹	۱/۲۶	۱/۴۱	۰/۳۳	۰/۲۶	۰/۷۰	۰/۲۷	۰/۰۱	۵۱/۴۸	۲
۱۰	۲۶/۱۵	۴۸/۳۱	۱۸/۹	۱/۸۸	۱/۹۴	۱/۱۷	۱/۳۳	۰/۸۳	۰/۵۵	۰/۴۰	۶۶/۳۱	۱/۲۵
۱۱	۲۳/۸۴	۱۸/۴	۱۲/۷	۱/۳۲	۱/۷۸	۰/۹۰	۰/۶۸	۰/۶۳	۰/۲۶	۰/۱۷	۳۳/۰۴	۲/۲
۱۲	۱۵/۵۵	۴۹/۰۶	۱۸/۸	۱/۰۶	۱/۰۹	۰/۸۵	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۴۲	۰/۲۴	۳۷/۵۲	۱/۷۱
۱۳	۱۰/۵۱	۲۷/۹۶	۲۱/۲	۰/۵۹	۱/۸۴	۱/۵۷	۲/۶۷	۰/۸۳	۰/۷۲	۰/۲۹	۳۵/۴۳	۱/۳
۱۴	۴/۳۷	۲۳	۱۴/۵	۰/۸۱	۱/۱۷	۱/۰۲	۱/۲۵	۰/۶۹	۰/۳۵	۰/۱۹	۲۶/۲۸	۱/۹۲
۱۵	۲/۵۰	۸/۲۳	۱۶/۷	۰/۶۶	۱/۰۸	۱/۲۵	۱/۸۸	۰/۷۵	۰/۵۱	۰/۲۷	۳۸/۲۵	۲/۳
۱۶	۰	۱۱/۴۸	۱۱/۶	۱/۱۴	۱/۱۲	۰/۷۵	۰/۶۶	۰/۶۱	۰/۳۸	۰/۱۴	۶۸/۰۳	۱/۸۲

با توجه به موقعیت شاخص عدم تقارن حوضه‌های مورد مطالعه نسبت به خط مرجع (جدول ۱)، می‌توان گفت که از دو کیلومتری تا ۲۳ کیلومتری خط مرجع، مقادیر شاخص عدم تقارن کمتر از ۵۰ است، به این معنا که حوضه‌های این محدوده دارای کج‌شدگی به سمت راست هستند؛ در حالیکه در محدوده ۲۳ کیلومتری تا ۵۳ کیلومتری خط مرجع، مقادیر این شاخص بیشتر از ۵۰ بوده و گویای کج‌شدگی به سمت چپ حوضه‌های این محدوده‌اند. در هر دو حالت، مقادیر این شاخص تأثیر تکتونیک فعال روی حوضه‌های این منطقه را نشان می‌دهد.

شاخص‌های ژئومورفیک کمی آبراهه‌ای

گرادیان‌ها و پروفیل‌های طولی رودخانه‌ها به‌طور گسترده‌ای در تفسیر تاریخچه تکتونیکي مورد استفاده قرار گرفته‌اند. پروفیل‌های رودخانه‌ای، تعادل طولانی‌مدت سیستم را ثبت می‌کنند و به‌واسطه مورفولوژی کلی و نقاط کینک (تغییر محسوس در شیب رودخانه) فعالیت تکتونیکي را منعکس می‌کند (فیگارو و نات، ۲۰۱۰). در این پژوهش نیز، پارامترهای آبراهه‌ای نسبت به پارامترهای حوضه‌ای، تحولات ژئومورفولوژیکی منطقه مورد مطالعه را به نحو بهتری آشکار می‌سازند. پروفیل طولی آبراهه‌ها نتیجه تعامل بین برش رودخانه، لیتولوژی، تکتونیک و تغییر سطح اساس است (لارو، ۲۰۰۸). شکل حاصله تابعی از تأثیر هر عامل و زمان تکامل است. 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 (هک، ۱۹۷۳). در حالت عکس، شیب افزایش پیدا کرده و نیمرخ محدب می‌شود (لارو، ۲۰۰۸). برای تمامی آبراهه‌های اصلی کمیت‌های متعددی استخراج شد (جدول ۲). مبنای اصلی به‌دست آوردن کمیت‌ها، محاسبه نمایه گرادیان در مسیر نیمرخ طولی آبراهه اصلی است. برای تعیین نمایه گرادیان از رابطه ۲ استفاده می‌شود (هک، ۱۹۷۳):

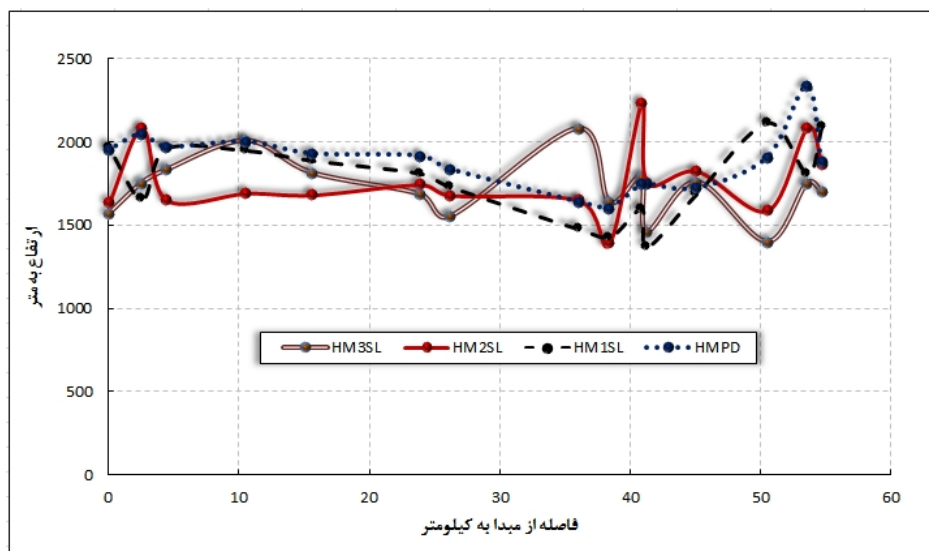
$$SL = \frac{\Delta H \times L}{\Delta L} \quad \text{رابطه ۲}$$

که در آن؛ ΔH : اختلاف ارتفاع بالادست و پایین دست مقطع جدا شده آبراهه اصلی؛ ΔL : طول آبراهه در مقطع مورد نظر و L : طول آبراهه اصلی از سرچشمه تا مرکز مقطع است. نمایه گرادیان نیمرخ طولی از جنبه‌های مختلف، برحسب پارامتر طبقه‌بندی شد. بیشترین مقدار میانگین نمایه گرادیان (aSL) در دو آبراهه غربی منطقه، یعنی آبراهه‌های اصلی حوضه‌های شماره ۱ و ۲ دیده می‌شود. مقادیر حداکثر گرادیان اول، دوم و سوم ($M1SL$ ، $M2SL$ و $M3SL$) استخراج و به‌صورت نموداری نمایش داده شد (شکل ۳). با توجه به موقعیت این مقادیر نسبت به خط مرجع (X)، می‌توان آهنگ خاصی برای تغییر کمیت‌ها ترسیم کرد. طرح ارتفاع نقاط شروع نمایه گرادیان حداکثر اول، دوم و سوم ($HM1SL$ ، $HM2SL$ و $HM3SL$) و موقعیت آنها از سرچشمه ($XM1SL$ ، $XM2SL$ ، $XM3SL$)، مفهوم نمایه‌های گرادیان دامنه جنوبی می‌شود را گویاتر می‌کند. در نتیجه می‌توان به نتایج زیر دست یافت:

اولاً، مجموعه حداکثرهای سه‌گانه عمدتاً در محدوده ۱۴۵۰ تا ۲۲۰۰ متری از سطح دریا قرار دارند. نگاهی به نقشه‌های زمین‌شناسی و با تکیه بر مشاهدات میدانی، این محدوده ارتفاعی دربرگیرنده سه گسل مهم شرقی - غربی منطقه است و از سوی دیگر، در ارتفاع ۲۲۰۰ متری علاوه بر وجود گسل جنوبی میشو، سازندهای آن از شیل‌های ماسه‌سنگ‌دار پرکامبرین به تشکیلات آهکی و فلیش‌مانند کرتاسه تغییر می‌یابد. اما به‌دلیل اختلاف ناچیز سنگ‌شناسی

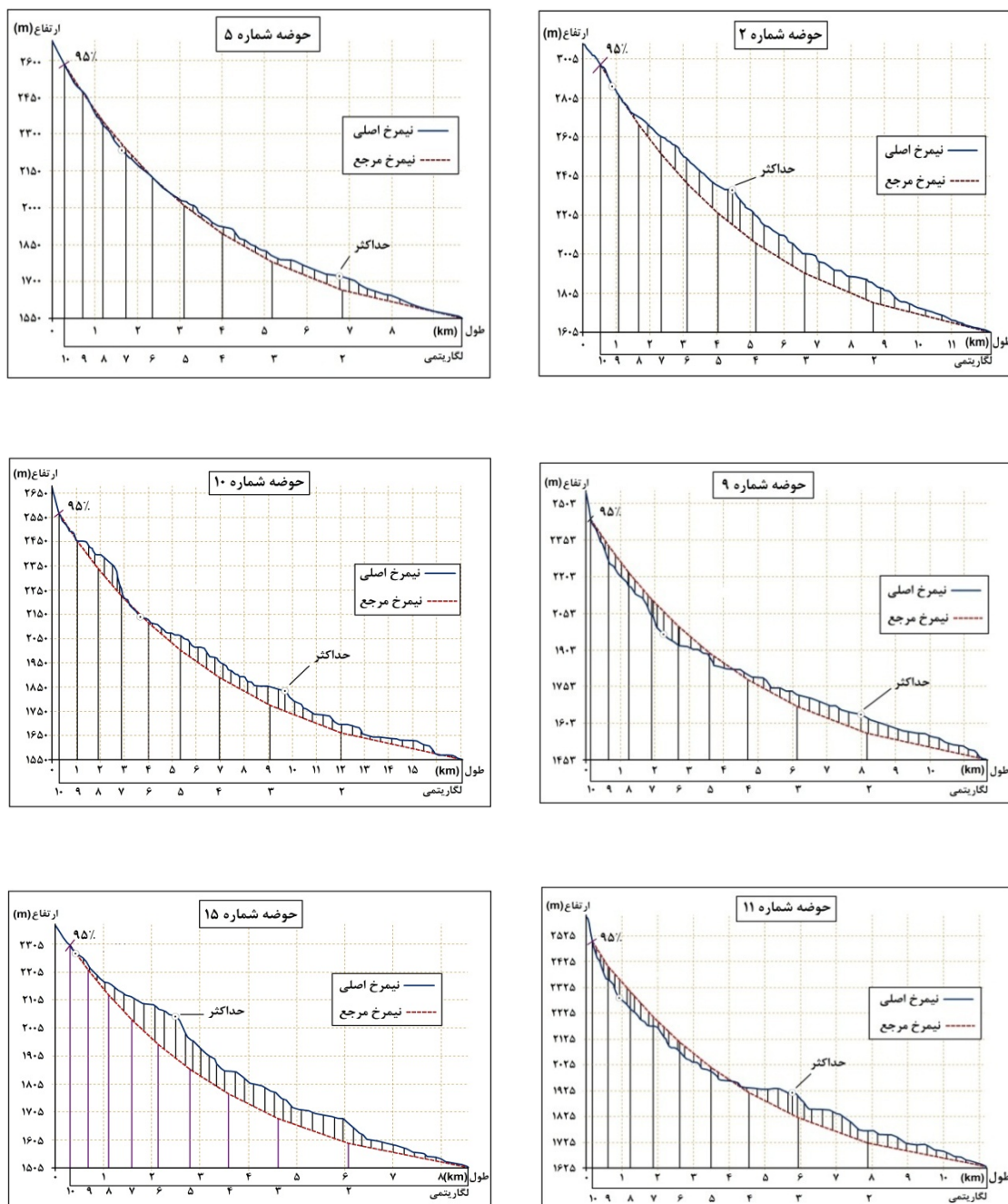
(از دید سختی و نفوذپذیری) بین این دو نوع از رسوبات، نمی‌توان سنگ‌شناسی را به تنهایی عامل تشدید نمایه گرادیان دانست.

ثانیاً گرادیان‌های حداکثر، بیشتر در ارتفاعات پایین‌تر و تقریباً در نزدیکی خروجی حوضه‌ها قرار دارند (به‌خصوص در حوضه‌های بخش میانی منطقه مورد مطالعه) و برخی نیز به ارتفاعات بالادست محدود می‌شوند. با توجه به مطالعات میدانی می‌توان گفت، اگر گرادیان‌های حداکثر واقع در ارتفاعات بالادست به تغییر از یک نوع سنگ به نوع دیگر یا گذشت زمان طولانی از آخرین فعالیت‌های گسل‌های قدیمی و تعدیل ناشی از فرسایش نسبت داده شود، گرادیان‌های حداکثر در ارتفاعات پایین را می‌توان به حرکات کوتاه‌تری گسل جوان صوفیان - شبستر و گسل شرفخانه ارتباط داد.



شکل ۳. موقعیت حداکثرهای نمایه گرادیان و نمایه انحراف از نیمرخ اصلی نسبت به فاصله از خط مرجع

با استفاده از روش بررسی نمایه انحراف از نیمرخ در ارزیابی نیمرخ طولی آبراهه‌ها، نتایجی حاصل می‌شود که ضمن تأیید تحلیل‌های پیش‌گفته، به‌ویژه نمایه گرادیان، ابعاد دیگری را نیز در اختیار قرار می‌دهد. همان‌گونه که قبلاً نیز بیان شد، مبنای کار نیمرخ مرجع لگاریتمی است. از این رو مقادیر انحراف حداکثر (MPD) و حداقل (mPD)، ارزش و اهمیت زیادی می‌یابد. تمام آبراهه‌ها (به‌استثنای آبراهه حوضه شماره ۱۴) در امتداد خط مرجع در مقاطعی از نیمرخ طولی، بالاتر از نیمرخ مرجع قرار گرفته‌اند (شکل ۴). بیشترین مقدار میانگین انحراف از نیمرخ (aPD) با مقدار ۸۵/۵ متر مربوط به آبراهه اصلی حوضه شماره ۲ است. مقادیر حداکثر انحراف از نیمرخ از ۱۰ متر تا ۱۷۸ متر در نوسان است (جدول ۲). از دید ارتفاعی، حداکثرها (HMPD) عمدتاً در محدوده ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متری واقع شده‌اند که همبستگی زیادی را با نمایه‌های حداکثر گرادیان نشان می‌دهند. بنابراین، به دلیل دخالت تکنیک به‌صورت بالآمدگی، هیچ‌یک از رودخانه‌های منطقه قادر نبوده‌اند که به یک حالت تعادل (یعنی یک نیمرخ مقعر ملایم در جهت پایاب) دست یابند.



شکل ۴. تعدادی از نیمرخ‌های واقعی و مرجع (تبادل) آبراهه‌های اصلی و اختلاف ارتفاع آنها

با وجودی که ارزیابی پیچ و خم آبراهه‌ها (Sin) به دلیل نبود جریان دائمی آبراهه‌ای، نمی‌تواند روند تحولات منطقه را به خوبی نمایان کند (سلبی، ۱۹۸۵ به نقل از رضایی مقدم، ۱۳۷۴: ۸۶)، مقادیر ضرایب برای هر یک از آبراهه‌های حوضه‌ها محاسبه شد (جدول ۲). چنانچه یکی از عوامل پیچ و خم آبراهه‌ها را پایین بودن شیب بدانیم، برای تمام آبراهه‌های منتهی به جلگه شمال شرق دریاچه، نزدیک به یک بودن ضریب پیچ و خم آبراهه‌ای و به‌گفته‌ای حالت مستقیم آنها، باز هم دلیلی بر وارد آمدن نیرویی مؤثر برای افزایش شیب و کاهش پیچ و خم است.

جدول ۲. پارامترهای آبراهه‌ای دامنه جنوبی میشوداغ

HM3SL	HM2SL	HM1SL	M3SL	M2SL	M1SL	متوسط شیب (درجه)	Sin	طول (Km)	شماره آبراهه
۱۷۰۲	۱۸۷۰	۲۰۹۲	۶۵۲/۵	۶۶۰	۸۲۸	۷/۲۴	۱/۲۸	۱۳/۱۷	۱
۱۷۵۳	۲۰۸۷	۱۸۱۴	۱۰۷۲/۵	۱۱۰۷	۱۴۳۳/۵	۷/۸۸	۱/۲۹	۱۲/۱۶	۲
۱۴۰۰	۱۵۹۰	۲۱۱۹	۴۴۸/۵	۴۹۹/۵	۵۰۷/۵	۵/۹۵	۱/۲۵	۱۴/۳	۴
۱۷۶۰	۱۸۲۷	۱۶۹۳	۶۳۰	۶۴۷/۵	۶۶۲/۵	۶/۹۵	۱/۱۲	۹/۶۷	۵
۱۴۵۹	۱۷۵۶	۱۳۷۳	۳۵۱	۳۹۶/۵	۳۹۷/۵	۳/۵۲	۱/۲۵	۱۰/۸	۶
۱۷۹۱	۲۲۳۵	۱۶۰۲	۵۳۹	۵۸۶/۵	۷۹۰	۶/۶۳	۱/۲۲	۱۰/۳۳	۷
۱۶۳۸	۱۳۹۳	۱۴۳۰	۲۷۲	۴۱۲/۵	۴۵۰	۴/۵	۱/۲۷	۱۰/۲	۸
۲۰۸۲	۱۶۵۲	۱۴۸۰	۶۰۳/۵	۶۲۰/۵	۱۱۸۴/۵	۵/۳۷	۱/۱۵	۱۱/۶۷	۹
۱۵۵۳	۱۶۸۲	۱۷۳۳	۹۲۱/۵	۱۰۹۵	۱۶۰۸	۷/۳۱	۱/۲۲	۱۷/۰۷	۱۰
۱۶۸۶	۱۷۴۶	۱۸۱۴	۶۹۳/۵	۷۸۷/۵	۸۴۸	۷	۱/۱۱	۱۱/۲	۱۱
۱۸۱۴	۱۶۸۴	۱۸۹۲	۷۱۵/۵	۷۳۰	۸۳۲/۵	۶/۸۶	۱/۵۴	۱۴/۲	۱۲
۲۰۰۸	۱۶۹۴	۱۹۵۲	۵۰۷	۶۲۱	۲۲۵۰	۱۰/۲۸	۱/۱۳	۱۰/۳	۱۳
۱۸۳۲	۱۶۵۴	۱۹۶۴	۴۸۴/۵	۵۴۴/۵	۷۵۷/۵	۵/۶۴	۱/۳۴	۱۱/۶	۱۴
۱۷۵۳	۲۰۸۴	۱۶۶۱	۵۹۵	۷۳۱	۹۴۵	۶/۸۲	۱/۴۴	۸/۶	۱۵
۱۵۷۰	۱۶۴۰	۱۹۶۵	۵۲۶/۵	۶۴۳/۵	۶۹۰	۵/۶۱	۱/۳۲	۱۰/۳	۱۶

HmPD	HMPD	aPD	mPD	MPD	X3MSL	X2MSL	X1MSL	aSL	شماره آبراهه
۲۳۵۳	۱۸۸۱	۱۵/۱۲	-۳۲/۶۸	۳۸/۶۹	-۰/۷۳	-۰/۵۳	-۰/۳۷	۴۷۶/۱۳	۱
۲۹۴۸	۲۳۳۴	۸۵/۵	-۷/۶۳	۱۷۸/۳	-۰/۸۰	-۰/۵۰	-۰/۷۵	۵۶۳/۷	۲
۱۴۹۶	۱۹۰۴	۵۷	.	۱۶۰	-۰/۶۳	-۰/۴۳	-۰/۱۰	۲۹۲/۳	۴
۲۲۳۵	۱۷۲۲	۱۶/۵	-۲۲/۶	۵۳/۸	-۰/۶۳	-۰/۵۱	-۰/۷۴	۳۷۰/۶	۵
۱۸۴۵	۱۷۴۹	۲۷/۹۳	-۷/۵۲	۶۴/۱۶	-۰/۶۳	-۰/۲۰	-۰/۸۷	۲۰۰/۵	۶
۲۱۲۰	۱۷۴۸	-۷/۲	-۷۲/۱۸	۵۲/۹	-۰/۶۰	-۰/۲۰	-۰/۹۸	۳۷۵/۵	۷
۱۹۱۴	۱۶۰۴	-۱۲/۴	-۳۹/۳	۱۰/۶	-۰/۲۷	-۰/۹۰	-۰/۷۳	۱۸۸/۴	۸
۱۹۶۶	۱۶۴۰	۱/۶	-۹۲/۴	۶۶/۸	-۰/۱۳	-۰/۵۷	-۰/۸۲	۳۷۱/۶	۹
۲۱۴۰	۱۸۳۵	۴۱/۳	-۸/۶	۸۳/۵	-۰/۹۶	-۰/۷۲	-۰/۶۶	۴۷۱/۶	۱۰
۲۲۸۴	۱۹۱۶	۷/۳	-۷۲/۲	۸۳/۷	-۰/۹۰	-۰/۷۸	-۰/۶۵	۳۲۲/۷	۱۱
۲۴۳۵	۱۹۲۹	-۳۵/۴	-۱۴۰/۷	۳۵/۲	-۰/۶۵	-۰/۹۰	-۰/۵۵	۳۶۰/۶	۱۲
۲۲۲۴	۲۰۰۰	-۲/۸	-۱۶۳/۹	۱۲۴/۲	-۰/۴۷	-۰/۸۵	-۰/۵۵	۲۵۱/۳	۱۳
۲۱۵۴	۱۹۷۰	-۳۱/۶	-۶۴/۱	.	-۰/۳۰	-۰/۵۳	-۰/۲۳	۲۸۴/۹	۱۴
۲۲۷۲	۲۰۴۸	۶۳/۴	.	۱۵۱/۴	-۰/۴۹	-۰/۲۶	-۰/۶۳	۳۳۱/۵	۱۵
۲۱۱۹	۱۹۵۲	۴۲/۵	-۱۱/۸	۱۲۱/۰۳	-۰/۶۳	-۰/۵۳	-۰/۲۳	۲۷۴/۹	۱۶

شاخص سینوزیته جبهه کوهستان

بالا آمدگی سریع در امتداد یک گسل، شکلی خطی به پیشانی کوهستان تحمیل می‌کند، در حالیکه بعد از توقف بالا آمدگی، فرسایش غلبه پیدا کرده و یک شکل سینوسی برای جبهه کوهستان به وجود می‌آورد، به خصوص در جایی که مقاومت سنگ‌شناسی نسبت به فرسایش ضعیف باشد. این شاخص از رابطه ۳ به دست می‌آید (بول، ۲۰۰۷: ۱۲۲؛ بوربنک و اندرسون، ۲۰۰۸: ۲۰۴):

$$J = \frac{L_j}{L_s} \quad \text{رابطه ۳}$$

که در آن؛ L_j : سینوزیته جبهه کوهستان؛ L_s : طول جبهه کوهستان و L_s : طول خط مستقیم جبهه کوهستان است. مقدار این شاخص برای مناطق بسیار فعال تکتونیکی 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 است (بول، ۲۰۰۷: ۱۲۴). در مجموع مقادیر نمایه پیچ و خم در دامنه جنوبی میشوداغ با میانگین ۱/۶۶، بیانگر حالت نسبی مستقیم جبهه کوهستان و در نتیجه جوان بودن فعالیت‌های تکتونیکی است (جدول ۳).

جدول ۳. مقادیر سینوزیته جبهه کوهستان برای منطقه مورد مطالعه

۵۴/۶	۵۱/۶	۴۸/۱	۴۲/۲	۳۶	۲۶/۷	۲۴	۱۵	۱۱	۸/۷	۵	۱/۵	فاصله از مبدأ خط مرجع به km
۱/۲	۱/۳	۱/۲	۱/۸	۱/۶	۱/۷	۱/۸	۲/۴	۱/۷	۱/۶	۱/۷	۱/۹	سینوزیته

نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره

شاخص حساس دیگر برای بالا آمدگی‌های جدید و فعال، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره است. اگر V_{fw} پهنای کف دره و A_{sc} ، A_{rd} ، A_{ld} به ترتیب ارتفاع بخش‌های چپ و راست خط تقسیم (نگاه به سمت پایین رود) و ارتفاع آبراهه باشد، در آن صورت:

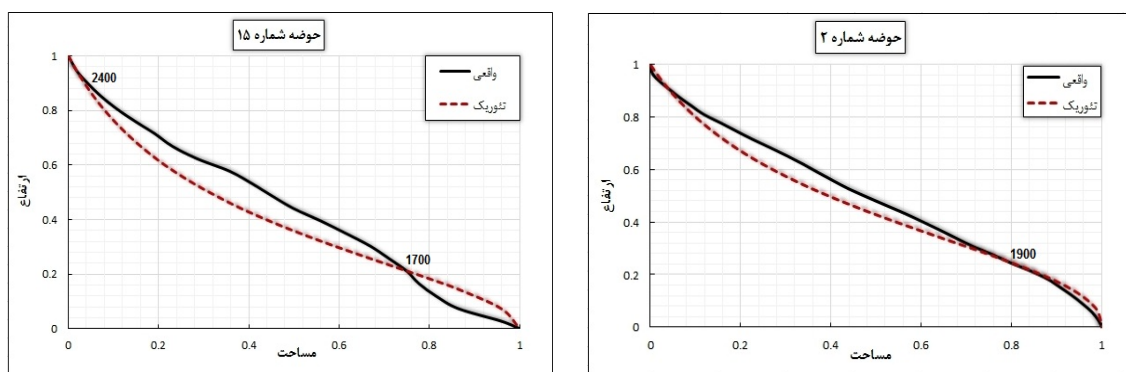
$$V_f = \frac{V_{fw}}{(A_{ld} - A_{sc}) + (A_{rd} - A_{sc})} \quad \text{رابطه ۴}$$

پهنای کف دره با اندازه حوضه آبریز، فرسایش‌پذیری نوع سنگ و کاهش آهنگ بالا آمدگی، افزایش می‌یابد (بول، ۲۰۰۷: ۱۲۴-۱۲۵). این نسبت به خصوص برای بررسی فعالیت‌های تکتونیکی کواترنری پسین مناسب است (بول، ۲۰۰۹: ۸۳). مطالعات بول و مک‌فادن در شمال و جنوب گسل گارلوک^۱، به سه رده‌بندی مهم منجر شده است. در رده اول، نسبت V_f کوچکتر از یک، متعلق به مناطق پرتحرک و فعال از نظر تکتونیکی است. در رده دوم، V_f از یک تا دو معرف مناطق دارای فعالیت متوسط تا اندک است و در رده سوم، V_f بزرگتر از دو مربوط به مناطقی می‌شود که فعالیت تکتونیکی ندارد (رضایی‌مقدم، ۱۳۷۴: ۸۹). همان‌گونه که در جدول ۱ ملاحظه می‌شود، در محدوده، نسبت پهنای کف دره‌ها به ارتفاع آنها از حداقل ۱/۲ تا حداکثر ۲/۳ متغیر است. با توجه به محدوده ۱/۲ تا ۲/۳ نسبت پهنای کف به ارتفاع

دره، دامنه جنوبی میشوداغ جزء مناطق دارای تحرک متوسط تا اندک (رده دوم) محسوب می‌شود. بنابراین در این منطقه دره‌های V شکل کامل وجود ندارد. دره‌ها اغلب در حال تبدیل شدن به شکل U هستند و به بیان بهتر دامنه‌های مشرف بر دره‌ها به تدریج تحت تأثیر فرایندهای دامنه‌ای، به‌ویژه از نوع ریزش (در دره‌های دارای تراس‌های آبرفتی) عریض‌تر می‌شوند.

تحلیل منحنی‌های هیپسومتری بی‌بعد واقعی و تئوریک

منحنی‌های هیپسومتری بی‌بعد واقعی و تئوریک، از جمله روش‌هایی است که امکان تحلیل سه‌بعدی از منطقه را در اختیار کاربر قرار می‌دهد (زاویانو، ۱۹۸۵: ۱۸۵). انطباق کامل هر دو منحنی، از روند طبیعی تحولات در منطقه حکایت دارد، اما انحراف منحنی تئوریک از منحنی واقعی، به تأثیر عوامل مورفونیک شدید بر منطقه تأکید می‌کند. برای حوضه‌های معمولی که در سایر مناطق می‌توان نمونه‌هایی از آن را مشاهده کرد، اغلب در بالادست حوضه‌ها، منحنی‌های تئوریک بالاتر از منحنی‌های واقعی (و به‌گفته‌ای تقلیل ارتفاع از حالت تئوریک در نتیجه عملکرد سریع فرسایش برقرار است) بوده و در پایین دست حوضه‌ها، منحنی‌های تئوریک پایین‌تر از منحنی‌های واقعی قرار می‌گیرد (رضایی‌مقدم، ۱۳۷۴: ۹۲). در نمودارهای هیپسومتری بی‌بعد اکثر حوضه‌های مورد مطالعه، اختلالات شدیدی مشاهده می‌شود (برای نمونه شکل ۵). تحلیل‌هایی که در قسمت‌های قبلی بیان شد، به‌طور نسبی با نمودارهای هیپسومتری بی‌بعد تطابق دارد، به‌خصوص روند غیرمعمولی قسمت‌های میانی نمودارهای هیپسومتری بی‌بعد، مقادیر حاصل از نمایه انحراف از نیمرخ طولی آبراهه‌ها را تأیید می‌کند. به‌نظر می‌رسد در بیشتر موارد، عامل تکتونیک باعث شده تا قسمت مرکزی حوضه‌ها به محل تراکم نهشته‌های آبرفتی تبدیل شود. همین عامل، بالا بودن منحنی واقعی را موجب شده است. در نهایت بالآمدگی منحنی تئوریک در ارتفاعات پایین‌دست یا جبهه کوهستانی متأثر از تکتونیک است.



شکل ۵. نمونه‌ای از منحنی‌های هیپسومتری بی‌بعد واقعی و تئوریک برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

بحث و نتیجه‌گیری

پارامترهای حوضه‌ای و آبراهه‌ای، به‌ویژه نمایه گرادیان و نمایه انحراف از نیمرخ، روند تحولات دامنه جنوبی میشوداغ را به خوبی نمایش می‌دهند؛ به‌طوری که نمودار حداکثرهای این دو نمایه نسبت به خط مرجع روند مشخصی را نشان

می‌دهد و در هر دو مورد حداکثرها در محدوده تقریبی ۱۵۰۰ تا ۲۲۰۰ متری از سطح دریا قرار می‌گیرند. مقادیر حداکثر نمایه گرادیان در ارتفاعات پایین‌تر، به احتمال زیاد مربوط به حرکت گسل‌های جوان یا گسل‌های قدیمی فعال شده در کوهپایه‌ها هستند. همچنانکه مختاری (۱۳۸۷) اثرات گسل شرفخانه را به صورت تغییر شیب ناگهانی در نیمرخ آبراهه‌های اصلی در محل جبهه کوهستانی، تمایل جریان سطح مخروطافکنه‌ها به طرف جناح جنوبی و عدم تقارن در نیمرخ عرضی سطح مخروطافکنه‌ها بیان می‌دارد. نمایه پیچ و خم جبهه کوهستان و ارزیابی نیمرخ عرضی دره‌ها نیز ضمن تأیید تحولات، ضعیف بودن تغییرات اخیر یا احتمالاً تعلق تحولات شدید به پلیستوسن یا اوایل هولوسن را مشخص می‌کنند. مختاری (۱۳۸۷) نیز به این نتیجه رسید که فعالیت گسل جنوبی میشو و سایر گسل‌های فرعی منطقه، در طول کواترنری نیز نقش اصلی را در ساختار زمین‌ریخت‌شناسی منطقه ایفا کرده است؛ به طوری که آثار این فعالیت‌ها روی ویژگی‌های سیستم‌های رودخانه‌ای منطقه، ویژگی‌های مورفومتری حوضه‌ها و حتی در مورفولوژی و ساختمان مخروطافکنه‌های فعال و جوان منطقه دیده می‌شوند. تحلیل‌های هیپسومتری بی‌بعد واقعی و تئوریک از دیدگاه سه‌بعدی، مباحث قبلی را تأیید می‌کند؛ به گونه‌ای که بالآمدگی منحنی تئوریک در ارتفاعات پایین دست یا جبهه کوهستان، متأثر از تکتونیک است. به نظر می‌رسد، اگر کل منطقه متأثر از فعالیت‌های تکتونیک جوان بوده باشد، به احتمال زیاد در جبهه کوهستان قسمت غربی و شرقی منطقه عمل فرونشست و جابه‌جایی به صورت گسل عادی انجام پذیرفته است. دلیل اصلی واقع شدن حداکثر انحراف از نیمرخ در بالادست برخی آبراهه‌های این مناطق (مانند آبراهه شماره ۲ و ۱۵ در شکل ۴) نیز می‌تواند همین عامل باشد. اما در مورد قسمت میانی منطقه، احتمالاً عملکرد گسل به صورت معکوس بوده است. بدین ترتیب با بالا آمدن نسبی جبهه کوهستان، اولاً حداکثر انحراف از نیمرخ با ارتفاع نسبتاً زیاد در پایین دست نیمرخ واقع می‌شود و متعاقب آن چاله‌های تکتونیک جهت ته‌نشست آبرفت‌ها ایجاد شده‌اند و ثانیاً، حداقل‌های انحراف از نیمرخ به بالادست آبراهه‌ها انتقال یافته است. مشاهدات میدانی، به ویژه از تراس‌های مرتفع باقی مانده از چاله‌های یاد شده، بر صحت نتایج مطالعات کمی به روش نیمرخ طولی و انحراف از آن تأکید دارد. علاوه بر شاخص‌های مورد بررسی، مواریت و شواهد مورفوتکتونیک زیادی در منطقه وجود دارد که یافته‌های بیان شده را تأیید می‌کند. مهم‌ترین شواهد جنبش‌های جوان و پویایی ناحیه، وجود پرتگاه‌های گسلی در امتداد گسل‌های جوان است. پشته‌های مسدودکننده در امتداد گسل‌های جوان، پدیده اسارت رودخانه‌ای در شرق خامنه، تغییر در محل استقرار مخروطافکنه‌ها در جبهه کوهستان، جابه‌جایی تراس‌های رودخانه‌ای در شمال شبستر و سایر مناطق و بریده‌شدگی مخروطافکنه‌ها، از جمله شواهد مورفوتکتونیک در دامنه جنوبی میشوداغ هستند که بر فعال بودن گسل‌های جوان منطقه دلالت دارد؛ امری که با زمین‌لرزه‌های مکرر منطقه، مانند زمین‌لرزه ۳/۲ ریشتری شهریور ماه سال ۱۳۹۰ صوفیان و زمین‌لرزه ۵/۲ ریشتری فروردین ماه سال ۱۳۹۲ تسوج نیز، پشتیبانی می‌شود.

منابع

اسدیان، ع؛ راستگار میرزائی، ع؛ محجل، م؛ حاجی علیلو، ب. (۱۳۷۳). گزارش نقشه زمین‌شناسی مرنند با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور.

- اسماعیلی، ر.؛ متولی، ص.؛ حسین‌زاده، م. م. (۱۳۹۱). بررسی اثرات مورفوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه واز؛ البرز شمالی، استان مازندران. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، دوره ۱، شماره ۳، صص ۱۱۴-۱۰۱.
- خدابنده، ا. ا.؛ امینی فضل، ا. (۱۳۷۲). گزارش نقشه زمین‌شناسی تسوج با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- خیام، م.؛ مختاری، د. (۱۳۸۲). ارزیابی عملکرد فعالیت‌های تکتونیک براساس مورفولوژی مخروط‌افکنه‌ها (مورد نمونه: مخروط‌افکنه‌های دامنه شمالی میشوداغ). پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۳۵، شماره ۴۴، صص ۱۰-۱.
- رامشت، م. ح.؛ سیف، ع.؛ شاه‌زیدی، س. و انتظاری، م. (۱۳۸۸). تأثیر تکتونیک جنب‌بر مورفولوژی مخروط‌افکنه درختگان در منطقه شهداد کرمان. جغرافیا و توسعه، دوره ۷، شماره ۱۶، صص ۲۹-۴۶.
- رجبی، م.؛ شبیری طرزم، ع. (۱۳۸۸). نئوتکتونیک و آثار ژئومورفولوژیکی گسل اصلی تبریز و گسل‌های فرعی مرتبط با آن. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۲۴، شماره ۳ (پیاپی ۹۴)، صص ۶۷-۹۶.
- رضایی مقدم، م. ح. (۱۳۷۴). پژوهش در تشکیل کوهپایه‌ها و دشت‌های انباشتی دامنه جنوبی میشوداغ. پایان‌نامه دکترای تخصصی جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تبریز.
- مختاری، د. (۱۳۸۱). عوامل مؤثر در گسترش و تکامل مخروط‌افکنه‌های کواترنری در دامنه شمالی میشوداغ (آذربایجان- ایران) و ارزیابی توان‌های محیطی آن. پایان‌نامه دوره دکترای، دانشکده جغرافیای دانشگاه تبریز.
- مختاری، د. (۱۳۸۴). نقش نوزمین‌ساخت در تکامل سامانه‌های رودخانه‌ای در کواترنر (مطالعه موردی: رودخانه‌های دامنه شمالی میشوداغ). علوم زمین، دوره ۱۵، شماره ۵۷، صص ۶۴-۷۷.
- مختاری، د. (۱۳۸۵). کاربرد شاخص‌های ریخت‌سنجی در تعیین میزان فعالیت گسل‌ها (مورد نمونه: گسل شمالی میشو). علوم زمین، دوره ۱۵، شماره ۵۹، صص ۷۰-۸۳.
- مختاری، د. (۱۳۸۷). تحلیل زمین‌ساخت- رسوبی رسوبات پلیو-کواترنری مرتفع دامنه جنوبی میشوداغ در شمال باختری ایران. نشریه انجمن زمین‌شناسی مهندسی ایران، دوره ۱، شماره ۲، صص ۸۷-۱۰۱.
- مقصودی، م. و کامرانی دلیر، ح. (۱۳۸۷). ارزیابی نقش تکتونیک فعال در تنظیم کانال رودخانه‌ها (مطالعه موردی: رودخانه تجن). پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۰، شماره ۶۶، صص ۳۷-۵۵.
- سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح. (۱۳۷۷). نقشه‌های توپوگرافی مقیاس ۱:۵۰۰۰۰۰ بر گه‌های تسوج، شرفخانه، مرنند، سیس، شبستر و کشکسرای.
- سازمان زمین‌شناسی کشور. (۱۳۷۲). نقشه‌های زمین‌شناسی مرنند و تسوج با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- وب سایت سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به آدرس: www.gsi.ir.

Bahrami, Sh., 2012, **Morphotectonic Evolution of Triangular Facets and Wine-glass Valleys in the Noakoh Anticline, Zagros, Iran: Implications for Active Tectonics**, *Geomorphology*, Vol. 159-160, PP. 37-49.

Bahrami, Sh., 2013, **Analyzing the Drainage System Anomaly of Zagros Basins: Implications for Active Tectonics**, *Tectonophysics*, Vol. 608, PP. 914-928.

Bahrami, Sh., 2013, **Tectonic controls on the Morphometry of Alluvial Fans around Danekkhoshk Anticline, Zagros, Iran**, *Geomorphology*, Vol. 180-181, PP. 217-230.

Buabank, D.W. and Anderson, R. S., 2008, **Tectonic Geomorphology**, Blackwell Science Ltd, USA.

Bull, W.B. and McFadden, L.D., 1977, **Tectonic Geomorphology of North Fault, California in Doehring (Ed.), Geomorphology of Arid Regions**, Allen & Unwin, London.

- Bull, W.B., 2007, **Tectonic Geomorphology of Mountains: a New Approach to Paleoseismology**, Blackwell Publishing, USA.
- Bull, W.B., 2009, **Tectonically Active landscapes**, Wiley- Blackwell, USA.
- Della Seta, M., Del Monte, M., Fredi, P., Palmieri, E.L., 2004, **Quantitative Morphotectonic Analysis as a Tool for Detecting Deformation Patterns in Soft- rock Terrains: A Case Study from the Southern Merches, Italy**, *Geomorphologie: Relief, Processes, Environment*, Vol. 10, No. 4, PP. 267-284.
- Figueroa, A. M and Knot, J. R., 2010, **Tectonic Geomorphology of the Southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for Uplift and Basin Formation**, *Geomorphology*, Vol. 123, No. 1-2, PP. 34-45.
- 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*, Vol. 145-146, PP. 90-106.
- Hack, J.T., 1973, **Stream- profile Analysis and Stream- gradient index**, *Jour. Research U.S. Survey*, Vol. 1, No. 4, PP. 421- 429.
- 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*, No. 1-2, Vol. 96, PP. 150-173.
- Keller, E. A and Pinter, N., 1996, **Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscapes**, Prentice Hall, New Jersey.
- 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* Vol. 93, No. 3-4, PP. 343-367.
- Mayer, L., 1986, **Tectonic Geomorphology of Escarpments and Mountain Fronts, in Active Tectonics**, National Academy of Sciences Press, Washington DC.
- Molin, P., Pazzaglia, F. J., Dramis, F., 2004, **Geomorphic Expression of Active Tectonics in a Rapidly-Deforming Forearc, Sila Massif, Calabria, Southern Italy**, *American Journal of Science*, Vol. 304, No. 7, PP. 559-589.
- Perez Pena, J.V., 2009, **GIS-Based Tools and Methods for Landscape Analysis and Active Tectonic Evaluation**, Doctoral thesis, University of Granada.
- Rockwell, T.K., Keller, E.A., Johnson, D.L., 1985, **Tectonic Geomorphology of Alluvial Fans and Mountain Fronts Near Ventura, California**. In: Morisawa M. & Hack J.T. (eds.), "Tectonic Geomorphology", Binghamton Symposia in Geomorphology. International Series, Vol. 15, No. 1, PP. 183-207.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M., 2002, **Active Tectonics and Alluvial Rivers**, Cambridge University Press.
- 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 Segmented Convergent Plate Boundary, Pacific Coast of Costa Rica**, *Geomorphology*, Vol. 1, No. 3, PP. 239- 265.
- 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 Geophysical Research*, Vol. 74, No. 1, PP. 1-56.
- Zavoianu, I., 1985, **Development in Water Science, 20, Morphometry of Drainage Basins**, Elsevier, New York.