

جغرافیا و توسعه شماره ۵۳ زمستان ۱۳۹۷

وصول مقاله : ۹۶/۰۴/۲۱

تأیید نهایی : ۹۶/۱۱/۱۴

صفحات : ۵۱-۶۸

بررسی گسل دورود (جنوب باختر ایران) بر پایه مطالعات ریخت زمین‌شناختی و ژئومورفولوژیک مخروط افکنه‌ها

زهرا کمالی^۱، دکتر محمود رضا هیهات^{۲*}، دکتر حمید نظری^۳، دکتر محمد مهدی خطیب^۴

چکیده

شاخص‌های ژئومورفیک به‌عنوان ابزاری برای مشخص کردن ناهمواری‌های جدید و فعال متأثر از حرکات تکتونیکی به‌کار می‌روند. در این راستا با محاسبه شاخص‌های ژئومورفیک به اندازه‌گیری میزان فعالیت زمین‌ساختی آن پرداخته شده است. مخروط افکنه‌ها از بارزترین پدیده‌های ژئومورفولوژی رودخانه‌ای هستند که بیشتر در جبهه کوهستان‌ها و کوهپایه‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک یافت می‌شوند. این اشکال متأثر از تغییرات آب و هوا و تغییرات سطح اساس به‌وسیله فعالیت‌های زمین‌ساختی هستند و به تغییرات زمین‌ساختی بسیار حساس بوده، آثار آن را در خود ثبت می‌کنند. در این پژوهش از نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای و مدل رقمی ارتفاعی (DEM) و تصاویر سنجنده IRS منطقه استفاده شد. شواهد ریخت‌زمین‌شناختی بیانگر این موضوع بودند که گسل دورود در طول خود با عبور از واحدها با سن‌های مختلف رفتار گوناگونی نشان می‌دهد و مقادیر زوایه ریک به‌دست آمده در امتداد آن متفاوت بوده است، بر این اساس طبق نتایج حاصل گسل به سه قطعه با طول‌های مختلف قابل تقسیم‌بندی است، به‌طوری که زوایه ریک قطعات ۱ و ۲ به ترتیب $16/60^\circ$ و $22/81^\circ$ و طول قطعات به ترتیب ۱۸ و ۴۹ کیلومتر است. با توجه به بالا بودن مقادیر ریک (بیشتر از 10°) مؤلفه شیب‌لغز تأثیر غالب‌تری نسبت به راستالغزی در این دو بخش داشته، ولی مقدار زوایه ریک $2/74^\circ$ در قطعه ۳ نشان از عملکرد مؤلفه راستالغزی در واحدهای آبرفتی دشت سیلاخور است. طول این قطعه ۴۴ کیلومتر است، همچنین شاخص‌های در ارتباط با مخروط افکنه‌ها شامل: میزان خمیدگی مخروط افکنه β ، ضریب مخروط‌گرایی و نیمرخ‌های طولی محاسبه شد. نتایج داده‌های حاصل از تحلیل‌های توپوگرافی، شواهد زمین‌ریخت‌شناختی حاصل از مشاهدات میدانی و مقادیر به‌دست آمده از شاخص‌های ژئومورفیک، حاکی از فعالیت‌های نوزمین‌ساختی گسل در منطقه است و محدوده مورد مطالعه براساس طبقه‌بندی LAT در کلاس یک قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی شدید است و بخش شمالی گسل دورود نسبت به بخش جنوبی فعال تر است.

واژه‌های کلیدی: ریخت‌زمین‌شناختی، نوزمین‌ساخت، مخروط افکنه، گسل دورود.

مقدمه

شبکه هیدروگرافی بر روی مخروطها ظاهر می‌شود (تقیان، ۱۳۹۴: ۱۳۴-۱۱۹).

هدف از این پژوهش بررسی نرخ فعالیت تکتونیکی منطقه مورد مطالعه و اثبات وجود حرکات تکتونیکی در دوران کواترنر و ادامه آن‌ها در عهد حاضر است. با انجام این پژوهش تا حدود زیادی از خسارات جانی و مالی بلایای طبیعی زمین‌لرزه‌ها حرکات دامنه‌ای همچون رانش‌ها کاسته می‌شود.

اولین مطالعه ژئومورفولوژیک در زمینه دانه‌سنجی مخروطافکنه‌ها توسط ابوریحان بیرونی انجام شده است. وی با مطالعه عوامل تشکیل‌دهنده جلگه هند نتیجه می‌گیرد که قله‌سنگ‌ها از بالا به پایین دارای جورشدگی است (آرام، ۱۳۶۶: ۳-۱). (رامشت، ۱۳۸۷) با ارائه مجموعه‌ای از نقشه‌های مخروطافکنه‌ها در دره مرگ در کالیفرنیا اختلافات ژئومورفولوژیک را نشان داده است (یمانی و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۳۶-۱۱۶).

بول و فادن^۱ (۱۹۷۷) رامیرز و هریرا^۲ (۱۹۹۸)، و همکاران^۳ (۲۰۰۲) رفتار متقابل حرکات تکتونیک و ساختارهای ژئومورفولوژیک در مناطق مختلف را با استفاده از روش‌های تجربی آزموده و برای تحلیل تحولات لندفرم‌های کواترنری ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی از شاخص‌های ژئومورفیک استفاده کرده‌اند. همدونی و همکاران^۴ (2008: 137-150) با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، تحول شبکه‌های زهکشی و تغییرات جبهه کوهستان بر اثر حرکات تکتونیکی را در سیر انوادا بررسی کردند. گیانو^۵ (2011: 65-76) تأثیرات عوامل آب و هوایی و فعالیت‌های تکتونیکی بر مخروطافکنه‌ها را در یکی از حوضه‌های جنوبی ایتالیا بررسی کرده است.

اصطلاح مورفوتکتونیک بیان‌کننده ارتباط بین ژئومورفولوژی و تکتونیک است و در بسیاری از موارد مورفوتکتونیکی ژئومورفولوژی در نظر گرفته می‌شود. شاخص‌های ژئومورفیک از ابزارهای مهم برای ارزیابی درجه فعالیت تکتونیکی ناحیه‌ای خاص هستند که با تحلیل آن‌ها می‌توان درباره وقوع تغییرات مذکور اظهار نظر کرد (روستایی، ۱۳۹۴: ۴۲).

تغییرات آب و هوا موجب افزایش یا کاهش پوشش گیاهی، تغییر میزان روان‌آب، بار رسوبی رودخانه‌ها و در نتیجه تغییر فرایندهای فرسایشی در سطح مخروطافکنه شده و تغییر لندفرم را در پی خواهد داشت (Keller et al., 1996: 289). در مناطق دارای فعالیت‌های تکتونیکی، اشکال زمین حاصل ترکیب پیچیده‌ای از تأثیرات حرکات عمودی و افقی مربوط به بلوک‌های پوسته و فرسایش یا رسوب‌گذاری با فرایندهای سطحی است (Ioannis et al., 2006: 228). تکتونیک با تغییر سطح اساس موجب تغییر فرایندهای فعال در سطح مخروطافکنه‌ها شده و روند تکاملی مخروطافکنه‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهد (خیام، ۱۳۸۲: ۳).

مخروطافکنه‌ها اشکال مخروطی یا بادبزی هستند که بیشتر در جبهه کوهستان‌ها و کوهپایه‌های نواحی خشک و نیمه‌خشک یافت می‌شوند (Burbank & Anderson, 2001: 28). تغییرات آب و هوا و حرکات تکتونیک دو عامل مهم کنترل‌کننده سیستم مخروطافکنه‌ها هستند (Li et al., 1999: 305). وقوع رویدادهای تکتونیکی (گسلش، چین‌خوردگی و فرونشینی یا بالاآمدگی) واکنش مخروطافکنه را در پی داشته؛ به‌گونه‌ای که این واکنش می‌تواند در نوع، اندازه، شکل رسوب و مورفولوژی مخروطافکنه ثبت شود. برخی از این واکنش‌ها به‌صورت تقطیع مخروطافکنه، جابه‌جایی مرکز بیشینه رسوبی و کانون‌های واگرایی

1-Bull & McFadden
2-Ramirez- Herrera
3-Keller et al
4-Hamdouni et al
5-Giano

محدوده مورد بررسی دشت سیلاخور و بخش جنوبی شهرستان دورود تا روستای ارجنک را شامل می‌شود که در موقعیت جغرافیایی ۳۳-۳۴ درجه خاوری و عرض شمال ۳۰/۴۸- ۴۹/۴۵ مابین زون دگرگونه طول در امتداد زون سنندج - سیرجان در شمال و زاگرس خرد شده در جنوب واقع شده است. گسل دورود به‌عنوان یکی از مهم‌ترین بخش‌های لرزه‌زای گسل اصلی عهد حاضر زاگرس در نزدیکی شهر بروجرد به گسل شمالی- جنوبی قلعه حاتم خاتمه می‌یابد (شکل ۱). رویداد زمین‌لرزه ویرانگر سوم بهمن‌ماه ۱۲۸۷ سیلاخور با بزرگای ۷٫۴ جابه‌جایی مؤلفه راستالغز راستبر ۰/۸ تا ۱ متر و مؤلفه قائم حدوداً ۰/۲۵ تا ۰/۴ متر به‌دست آمده که احتمالاً در ارتباط با این زمین‌لرزه است (Bachmanov et al., 2004: 23). این گسل با درازای نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر توان ایجاد زمین‌لرزه‌ای به بزرگی ۷٫۱ درجه ریشتر را دارد (Tchalenko & Braud, 1974: 140).

مواد و روش‌های دربرگیرنده

در این پژوهش از داده‌های ریخت‌زمین‌شناختی مخروط‌افکنه‌ها به تحلیل فعالیت گسل دورود پرداخته شد. از این میان برای بررسی نرخ جابه‌جایی‌های تجمعی افقی، قائم و خالص، میزان خمیدگی مخروط‌افکنه β (تغییر شکل مخروط‌افکنه از حالت دایره‌ای شکل به بیضی)، ضریب مخروط‌گرایی و نیمرخ‌های طولی از اطلاعات مستخرج تصاویر ماهواره‌ای، مشاهدات زمین‌پدیس^۱ و اسناد کتابخانه‌ای استفاده شده است (جدول ۱ و ۲). نقشه‌های توپوگرافی 1:50000 و 1:25000، نقشه‌های زمین‌شناسی 1:100000 و 1:250000، تصاویر ماهواره‌ای IRS و مدل ارتفاعی DEM10m به‌عنوان ابزار اصلی تحقیق استفاده شده‌اند. ابتدا داده‌های نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای به‌عنوان داده‌های پایه به نرم‌افزار

در ایران کارهای مشابه در گستره‌های زیاد توسط محققان صورت گرفته که جدیدترین آن‌ها شامل: عوامل مؤثر در شکل‌گیری و تکامل مخروط‌افکنه‌ها را بررسی کرده و از برخی روش‌ها و شاخص‌های مورفولوژیک در ارزیابی و تحلیل نقش فعالیت‌های تکتونیک بر روی مخروط‌افکنه‌ها بهره‌جسته‌اند.

تقیان (۱۳۹۴: ۱۳۴-۱۱۹)، بررسی نقش تکتونیک در مورفولوژی، تقطیع و تحول مخروط‌افکنه مוגار در شمال اردستان به تأثیر فعالیت‌های تکتونیک در شکل‌گیری مخروط‌افکنه دست یافتند.

سپهر و عبداله‌زاده (۱۳۹۴: ۱۷۸-۱۶۱) با تحلیل درجه مخاطره مخروط‌افکنه‌های بینالود بر پایه مقبولیت شاخص‌های مورفوتکتونیک دریافت که شهر بوژمهران، خرو و درود که بر روی مخروط‌افکنه‌ها توسعه یافته‌اند، آسیب زیادی نسبت به تحولات مخروط‌افکنه‌ای دارند و امیراحمدی و همکاران (۱۳۹۴: ۱۸۴-۱۶۱) با ارزیابی شاخص‌ها شواهد ژئومورفولوژی وجود حرکات نئوتکتونیک را در مخروط‌افکنه گرمسار به‌اثبات رساند.

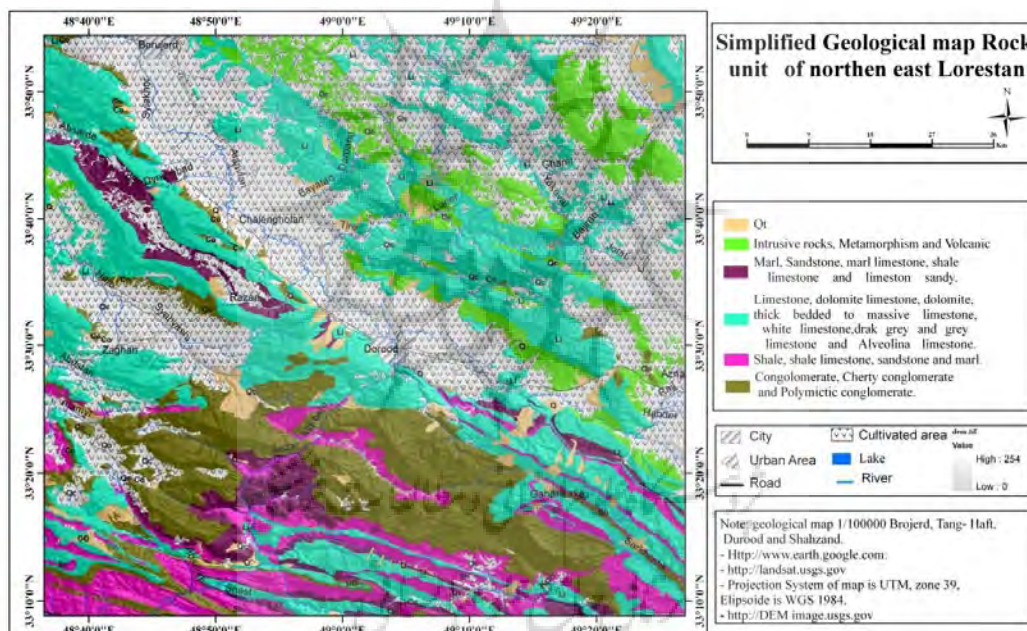
مشخصات منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در پهنه چین‌خورده-رانده زاگرس واقع شده است. گسل اصلی عهد حاضر زاگرس یک گسل کواترنری با عملکرد راستالغز راست‌بر است که نخستین بار از سوی چالنگو و براد (1974:120) معرفی شد. حسامی و همکاران (۲۰۰۱)، گسل اصلی عهد حاضر زاگرس را در نقشه گسل‌های فعال ایران به‌عنوان گسل کواترنری معرفی کردند و دلیل آن را جابه‌جایی عوارض سطحی کواترنر بیان داشتند. قطعات گسل اصلی عهد حاضر زاگرس در ۳۳ تا ۳۵ درجه عرض شمالی واقع شده و از جنوب خاور به‌سمت شمال باختر شامل: گسل نهاوند، گسل گارون، گسل صحنه و گسل مروارید

(Tchalenko & Braud, 1974: 140).

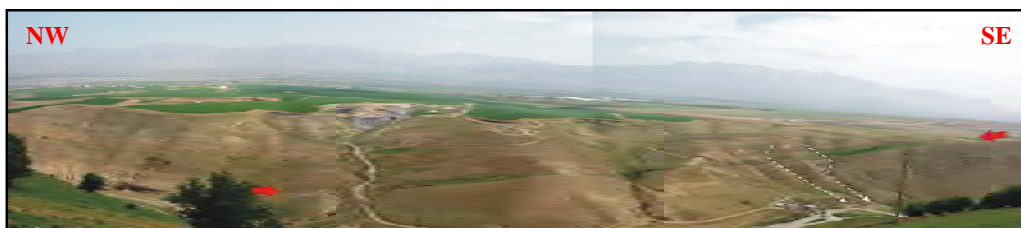
را قطع کنند. فاصله بین دو نقطه‌ای که دو خط مماس را قطع کرده‌اند، مقدار جابه‌جایی قائم بر روی سطح زمین را نشان می‌دهد. نتایج حاصل به صورت کمی (پارامترهای $R, V_F, H, N_{(S)}$)، نقشه، نمودار و تصویر استخراج شده است (اشکال ۷ و ۸). سپس طی بازدیدهای میدانی و مشاهده شواهد ژئومورفولوژی، نتایج حاصل تصحیح شده و تحلیل لازم صورت پذیرفته است. پس از محاسبه شاخص‌های مورد نظر، با استفاده از شاخص Lat فعالیت نسبی تکتونیک محدوده مورد مطالعه ارزیابی شد.

ARCGIS انتقال داده شد. برای استخراج داده‌های مورد نیاز برای محاسبه مقدار جابه‌جایی‌ها بر روی صفحه گسل، پس از اعمال مراحل نرم‌افزاری بر روی مدل ارتفاعی رقومی DEM در نرم‌افزار Surfer، به صورت عمود بر راستای گسل و در جهت عوارض ریخت‌زمین‌شناختی جابه‌جاشده نیمرخ‌هایی رسم کرده، سپس از نیمرخ‌ها به همراه نقاط برخورد آن با گسل خروجی dat گرفته و این فایل‌ها وارد نرم‌افزار Grapher شده و نیمرخ‌های مربوط تهیه و تحلیل شد. دو خط مماس بر نیمرخ آبراهه‌ها را ادامه داده تا گسل



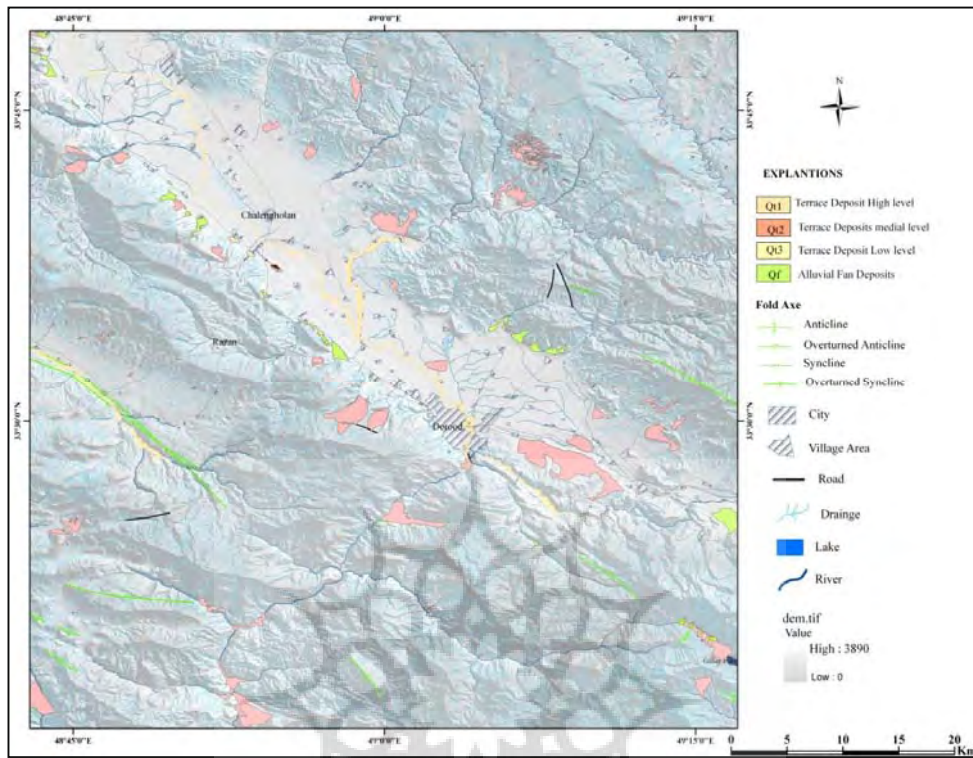
شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده محدوده مورد بررسی

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



شکل ۲: پیکان‌های قرمز رنگ مسیر عبور گسل در جنوب شهرستان دورود

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



شکل ۳: مخروط افکنه‌های بررسی شده (به رنگ سبز) در امتداد گسل دورود گسل
 مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵





شکل ۴: الف) مخروط افکنه تشکیل شده در مسیر گسل، ب) نمای دور مخروط افکنه به همراه محدوده مخروط افکنه با خط چین قرمز مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

یافته‌های تحقیق و تجزیه و تحلیل آن‌ها

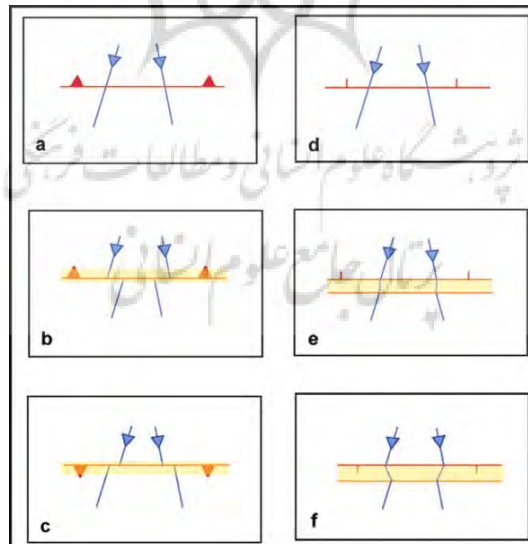
گسل در مسیر خود می‌تواند باعث جابه‌جایی عوارض ساختاری چون آبراهه‌ها شود. در شکل (۵) الگویی از جابه‌جایی‌های رخ داده در مسیر گسل با توجه به نوع سازوکار گسل ارائه شده است که بسته به اینکه شیب گسل با شیب توپوگرافی هم‌جهت باشد یا برعکس، الگوهای متفاوتی را تشکیل می‌دهد، بخش‌های (a, b, c) از شکل (۵) مربوط به گسل با مؤلفه معکوس می‌باشند. در بخش (b) شیب گسل و توپوگرافی مخالف هم بود و در بخش (c) شیب‌ها موافق هستند. همچنین بخش‌های (d, e, f) الگوهای مرتبط با گسل با مؤلفه نرمال را نمایش می‌دهد که در این الگوها نیز با توجه به خلاف‌جهت و هم‌جهت بودن شیب‌های گسل و توپوگرافی، به ترتیب الگوهای e و f تشکیل می‌شوند (Nazari, 2006: 48). مقدار جابه‌جایی قائم بر روی صفحه گسل و مقدار جابه‌جایی افقی در راستای گسل به‌طور معمول با مقادیر جابه‌جایی اندازه‌گیری شده بر روی سطح زمین با مقادیر واقعی آن بر روی صفحه گسل متفاوت بوده و تصحیحات لازم باید اعمال شود. بر این اساس با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی و نقشه توپوگرافی رقومی از گستره مورد بررسی، می‌توان با بهره‌گیری از یک روش هندسی و روابط مثلثاتی، مقادیر دقیق جابه‌جایی را محاسبه کرد.

گسل دورود با جابه‌جایی راست‌بر و انحراف مسیر رودخانه‌های جاری در طول خود تا حدود زیادی در جایگیری مخروط افکنه‌ها نقش ایفا می‌کند. به‌منظور بررسی دقیق نرخ فعالیت تکتونیکی در منطقه بر روی مخروط افکنه‌ها، با در نظر داشتن وسعت زیاد آن، محدوده مورد بررسی به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم شد. از اثرات این فعالیت‌ها می‌توان به انحراف مسیر رود به سمت راست در رأس مخروط افکنه‌ها و رسوب‌گذاری در این قسمت و در مجموع تغییر مکان رسوب‌گذاری به رأس مخروط افکنه (مخروط‌های بخش جنوبی) اشاره کرد (شکل ۱۲). گسل‌های راست‌الغز، عوارض ریخت‌زمین‌شناختی در سطح را به صورت افقی جابه‌جا می‌کنند و ناهمواری‌های عمودی در درازای خط گسل عموماً ناشی از فرسایش یا جابه‌جایی توپوگرافی در امتداد گسل است و به شکستگی ناحیه‌ای ارتباطی ندارد. جابه‌جایی افقی تنها زمانی قادر به ایجاد ناهمواری عمودی است که یا گسل به‌طور جانبی ناهمواری‌های توپوگرافی را انتقال دهد و یا امتداد گسل از جهت لغزش محض منحرف شود که این خود منجر به تشکیل ساختارهای فشارشی-برشی و کششی-برشی می‌شود (Hessami et al., 2006: 145).

داشته باشد. این روش بر روی مدل ارتفاعی رقومی این جابجایی‌ها انجام و مراحل آن در شکل (۸) نشان داده شده است. در ادامه به منظور بررسی دقیق فعالیت گسل نمودارهایی از مقادیر جابه‌جایی‌های تجمعی به‌دست‌آمده در طول گسل ترسیم شد. چنانچه در نمودارهای (۱، ۲ و ۳) نشان داده شده است، مقادیر جابه‌جایی از نظم خاصی تبعیت نکرده است؛ به‌طوری‌که می‌توان آن‌ها را با کشیده منحنی‌های سهمی شکل مرتب کرد تا بتوان تقسیم‌بندی از قطعات گسلی داشت. بر این اساس گسل در طول خود به‌صورت سه قطعه مجزا عمل کرده است. طبق نتایج به‌دست‌آمده، منطقه مورد بررسی در طول خود به‌صورت همسان عمل نمی‌کند، به‌طوری‌که در قطعات ۱ و ۲ با توجه به مقادیر بالا زاویه ریک به‌دست آمده، مؤلفه شیب‌لغزی بر مؤلفه راستالغزی چیره شده، ولی قطعه شماره ۳ به‌صورت راستالغز عمل می‌کند.

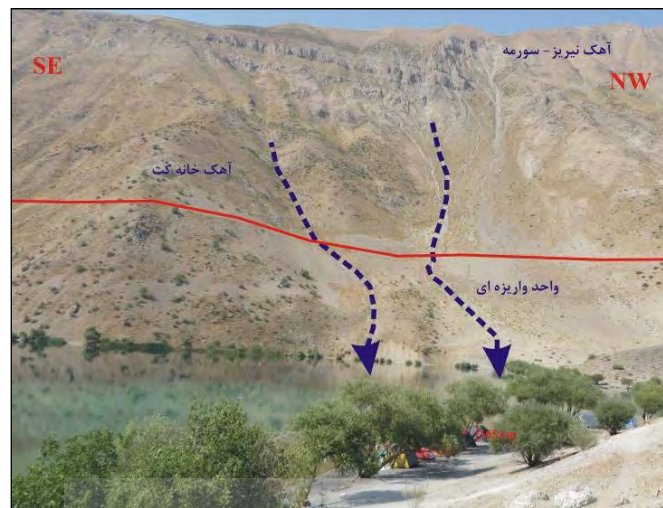
با توجه به شواهد ارائه‌شده، محدوده‌های شمالی و جنوبی نشان از حرکت اصلی گسل دورود در گستره زمانی اواخر پلیستوسن^۱ - هولوسن^۲ به‌صورت راستالغز راست‌بر به‌همراه مؤلفه فرعی شیب‌لغز دارد. دست‌یابی به نرخ لغزش سالیانه افقی و قائم بر روی گسل دورود، نیازمند محاسبه ریک گسل در گستره زمانی مورد بررسی است. بدین منظور، محاسبه ریک گسل در طول گسل با استفاده از شواهد ریخت‌زمین‌شناختی مورد بررسی قرار گرفت.

در این راستا، مدل ارتفاعی رقومی، نقشه توپوگرافی رقومی و نیمرخ‌های توپوگرافی، به‌منظور محاسبه پارامترهای ریخت‌زمین‌شناختی بر روی آبراهه‌های جابه‌جاشده در مسیر گسل دورود تهیه شد (شکل ۷). از آنجایی که در گستره این جابجایی‌ها، شیب سطح توپوگرافی تقریباً افقی و شیب سطح گسل نزدیک به قائم است، استفاده از روابط ساده مثلثاتی برای برآورد زاویه ریک، ممکن است نتیجه قابل‌قبولی



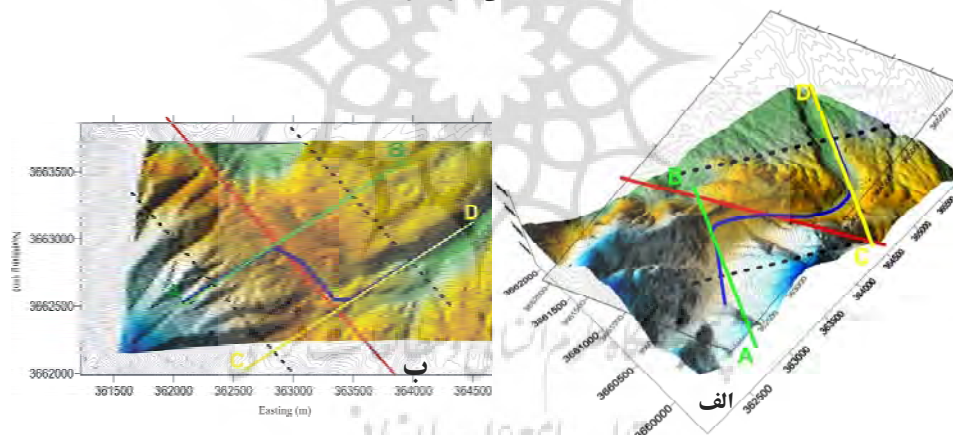
شکل ۵: الگوی جابه‌جایی مایل لغز آبراهه‌ها در اثر عملکرد گسل در بخش‌های a, b و c مرتبط با گسل معکوس و در بخش‌های d, e و f گسل نرمال

مأخذ: Nazari, 2006



شکل ۶: نمونه دیگری از جابه‌جایی آبراه‌ها، با خطوط خط‌چین آبی رنگ مشخص شده که میزان جابه‌جایی آبراهه سمت راست ۶۲ متر و سمت چپ ۶۸ متر و خط قرمز مسیر گسل، مطابق با قسمت b شکل ۵) گسل در این بخش براساس شکل آبراه‌ها سازوکار راست‌الغز با مؤلفه شیب لغز معکوس است.

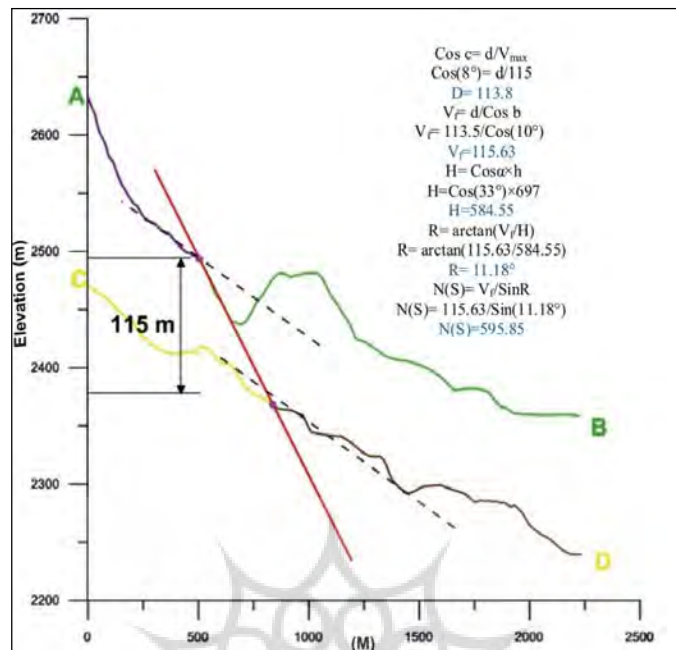
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



شکل ۷: نمایش سه‌بعدی مدل ارتفاعی (DEM) رقومی به همراه نقشه توپوگرافی حاصل از آن گستره آبراهه جابه‌جاشده و نمایش نیمرخ‌های توپوگرافی به منظور محاسبه دقیق مقدار جابه‌جایی افقی و قائم (خطوط سبز و زرد مماس‌های رسم‌شده

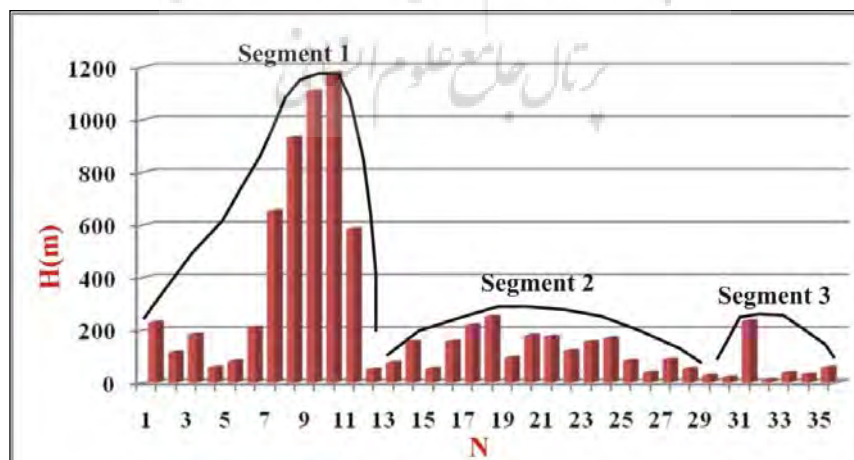
بر آبراهه به منظور تهیه نیمرخ آن‌ها در نرم‌افزار Gerapher

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



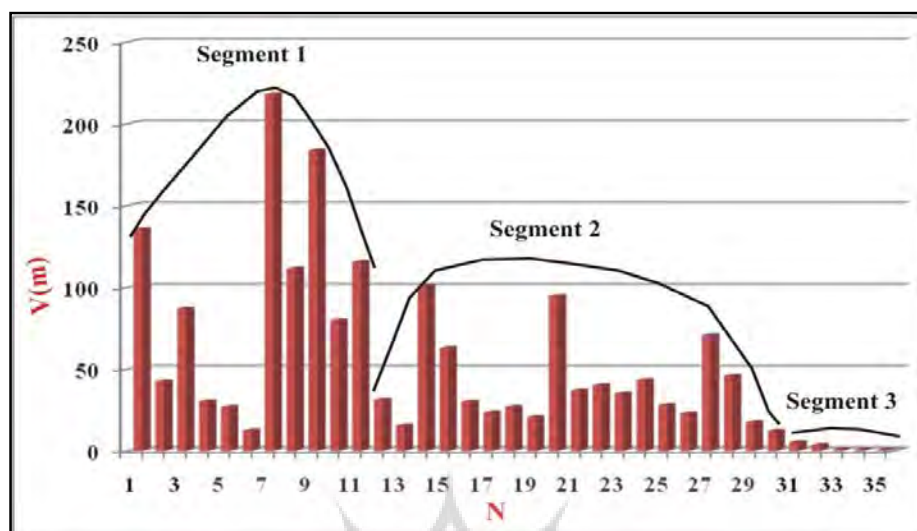
شکل ۸: محاسبه زاویه ریک گسل R با استفاده از نیمرخ‌های توپوگرافی رسم‌شده در شکل (۷ ب). راستای گسل دورود

در این شکل $N327^\circ$ و مقدار شیب ۷۲ اندازه‌گیری شد و با توجه به این مقادیر، زاویه‌های $\alpha=33^\circ$, $b=90-72-8=10^\circ$ به دست آمد. مقدار جابه‌جایی قائم بر روی صفحه گسل، d : مقدار جابه‌جایی قائم بر روی سطح زمین، H : مقدار جابه‌جایی افقی در راستای گسل، h : مقدار جابه‌جایی افقی در راستای طول یا عرض جغرافیایی، b : متمم زاویه شیب گسل $(90-\delta-c=b)$: زاویه نشیب سطح افق، δ : زاویه شیب گسل، α : زاویه حاده بین راستای گسل و امتداد شمال جغرافیایی، $N(S)$: جابه‌جایی خالص طی جابه‌جایی این آبراهه است. خطوط زرد و سبز پروفیل‌های عمودی رسم‌شده در راستای خط الرأس آبراهه جابه‌جاشده به منظور محاسبه مقدار تجمعی جابه‌جایی عمودی، بیشترین مقادیر جابه‌جایی عمودی V_{\max} عبارت است از مقدار جدایش عمودی بین تصاویر پروفیل‌های بنفش‌رنگ فرود یواره و پروفیل‌های قهوه‌ای‌رنگ فراد یواره بر روی صفحه گسلی که در اینجا ۷۲ درجه به سمت شمال خاور شیب دارد (فرمول‌ها و روابط برگرفته از Nazari, 2006).

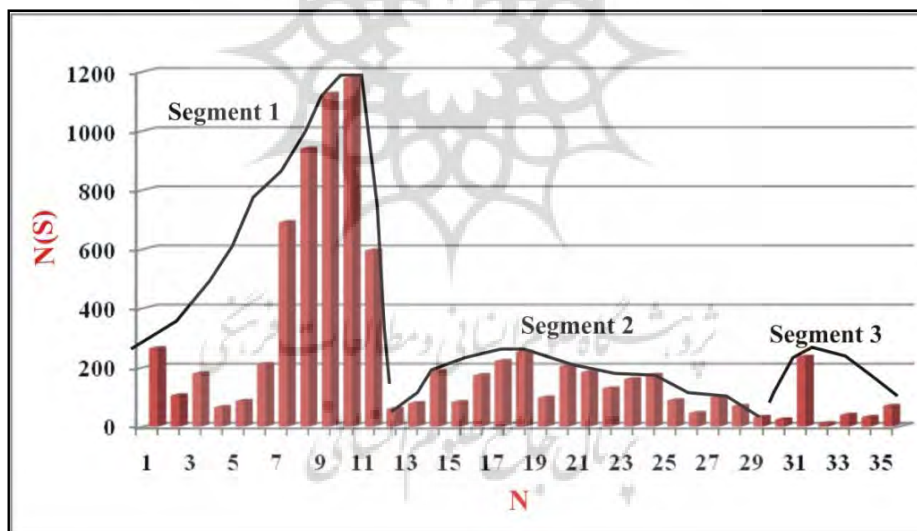


نمودار ۱: مقادیر جابه‌جایی افقی محاسبه‌شده در طول گسل و نمایش قطعات گسلی در طول نمودار

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



نمودار ۲: شماتیک جابه‌جایی قائم محاسبه‌شده در طول گسل و نمایش قطعات گسلی در طول نمودار
 مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



نمودار ۳: مقادیر جابه‌جایی خالص محاسبه‌شده در طول گسل و نمایش قطعات گسلی در طول نمودار
 مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

تکتونیکی نظیر بالآمدگی کوه‌ها در حجم و محل تشکیل مخروط‌افکنه‌ها تأثیر می‌گذارد و بدین صورت که وقتی میزان بالآمدگی پیشانی کوه‌ها نسبت به میزان حفرشدگی به سمت پایین رود و رسوب‌گذاری زیاد باشد، رسوب‌گذاری در رأس مخروط‌افکنه صورت گرفته و جوان‌ترین بخش‌های مخروط‌افکنه در نزدیکی

پارامترهای کمی حوضه‌های زهکشی و مخروط‌افکنه‌های وابسته به آن‌ها، می‌توانند اطلاعات بارزشی درباره نوزمین‌ساخت و در نتیجه ارزیابی پتانسیل لزه‌خیزی مناطق در اختیار کارشناسان قرار دهند (Hermas & Saleh, 2010: 89-96). اهمیت مخروط‌افکنه‌ها در این است که اختلاف فرایندهای

شرایطی می‌توان مقدار کج‌شدگی را با رابطه زیر محاسبه کرد:

$$\beta = \arccos(((b/a)^2 \sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha)^{0.5})$$

در رابطه فوق، α شیب مخروط در امتداد محور کوچک بیضی است (Keller et al., 1996: 289). a قطر بزرگ و b قطر کوچک بیضی است. مقدار β هرچه از یک کمتر باشد، میزان کج‌شدگی بیشتر است. طبق نتایج بررسی شده (جدول ۱)، این شاخص همه مقادیر به‌دست‌آمده کمتر از یک بوده که نشانگر کج‌شدگی زیاد براساس حرکات تکتونیکی است.

مساحت مخروط ایده‌آل ÷ مساحت مخروط افکنه = ضریب مخروط‌گرایی

ضریب مخروط‌گرایی برای یک مخروط افکنه ساده برابر با ۱ است؛ به‌عبارتی این مخروط افکنه کمتر تحت تأثیر عوامل مخرب و محدودکننده قرار گرفته است و هرچه این میزان کمتر شود، نشان‌دهنده افزایش میزان تأثیر فرایند فرسایش بر مخروط افکنه است که این امر خود در ارتباط با تکتونیک منطقه است (عباس‌نژاد، ۱۳۷۵). نتایج (جدول ۱) این شاخص مانند شاخص کج‌شدگی مخروط افکنه همه کمتر از ۱ بوده که بیانگر تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه است.

رأس آن ایجاد می‌شوند. نمونه مشاهده شده از چند مخروط افکنه موجود در محدوده در شکل (۱۱) آورده شده است؛ اما اگر میزان بالآمدگی پیشانی کوه‌ها کمتر یا برابر با میزان حفرشدگی به سمت پایین رود باشد، رأس مخروط به وسیله رود حفر و رسوب‌گذاری به بخش‌های پایین‌تر منتقل و بخش جوان‌تر در فواصل بیشتری از پیشانی کوه تشکیل می‌شوند. اثر فعالیت‌های نوزمین‌ساختی را می‌توان در محل جای‌گیری مخروط افکنه مشاهده کرد (شکل ۷). شاخص‌های ژئومورفولوژیک در ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی ابزاری مفید و قابل اطمینان هستند (Ramirez- Herrera, 1998: 317). شاخص‌های مورفولوژیک می‌توانند ناهنجاری‌های موجود در سیستم‌های رودخانه‌ای در کوهستان و جبهه کوهستان را آشکار کرده و وجود یا عدم فعالیت‌های تکتونیکی را مشخص کنند (Hamdouni et al., 2008: 137-150). ضریب مخروط‌گرایی از دیگر شاخص‌ها در بررسی‌های تکتونیک جوان است. از آنجایی که شکل یک مخروط افکنه ساده شبیه یک مخروط است، فاصله گرفتن از این حالت نشانه تغییرات محیطی و به‌خصوص تکتونیک منطقه است (عباس‌نژاد، ۱۳۷۵). اگر سطح مخروط افکنه کج شود، منحنی‌های میزان بر روی مخروط که در حالت عادی به صورت متحدالمرکز و شبیه دایره هستند، به بیضی متمایل شده و در این حالت محور بزرگ بیضی در جهت موازی با کج‌شدگی قرار می‌گیرد (Keller & Pinter, 2002: 301). در چنین

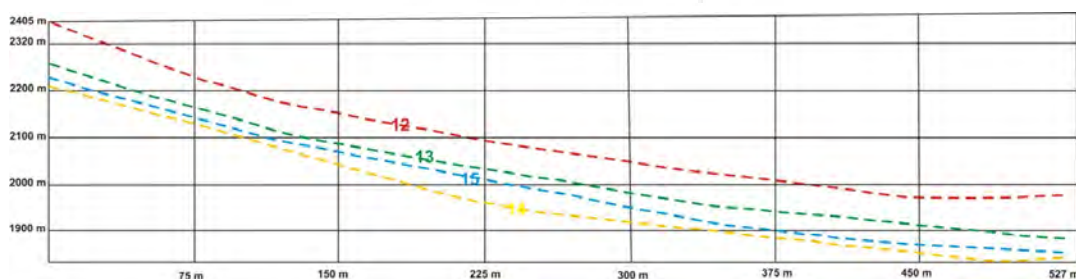
جدول ۱: نتایج بررسی شاخص‌های مورفومتریک بر روی مخروط‌افکنه‌های محدوده

N	β	α	a	b	مخروط‌گرایی	ارتفاع	تعداد آبراهه‌های تغذیه‌کننده	Lat
۱	۰/۴۲۵	۱۳	۲۷۱۹	۵۲۵	۰/۷۰۹	۱۷۹۴	۱ اصلی و ۲ فرعی	۱
۲	۰/۴۶۳	۱۲	۲۰۳۸	۱۱۳۱	۰/۶۱۶	۱۶۷۵	۱ اصلی و ۱ فرعی	۱
۳	۰/۲۲۵	۹	۲۱۹۸	۱۸۴۹	۰/۷۲	۱۶۵۴	۱ اصلی و ۳ فرعی	۱
۴	۰/۵۳۹	۱۱	۵۵۳	۴۷۵	۰/۷۴۱	۱۵۴۲	۱ اصلی	۱
۵	۰/۴۱۷	۱۴	۸۹۸	۸۱۲	۰/۷۹	۱۵۳۶	۱ اصلی	۱
۶	۰/۵۰۴	۱۲	۲۰۷۱	۸۹۸	۰/۵۴	۱۶۱۹	۱ اصلی و ۲ فرعی	۱
۷	۰/۴۱۸	۱۲	۸۵۹	۵۴۲	۰/۷۳۶	۱۶۳۹	۱ اصلی	۱
۸	۰/۲۴۳	۱۶	۱۱۳۹	۶۲۸	۰/۷۸	۱۵۸۹	۱ اصلی	۱
۹	۰/۴۴۷	۱۳	۱۱۱۰	۵۶۱	۰/۷۵۵	۱۵۹۴	۱ اصلی	۱
۱۰	۰/۸۹۶	۱۴	۱۴۸۵	۹۱۴	۰/۷۵۳	۱۵۹۵	۱ اصلی	۱
۱۱	۰/۴۵۳	۱۷	۶۳۷	۵۶۷	۰/۷۳۷	۱۵۹۸	۱ اصلی	۱
۱۲	۰/۵۲	۱۰	۸۰۵	۳۰۲	۰/۶۸	۲۲۵۳	۱ اصلی	۱
۱۳	۰/۷۵	۱۸	۴۲۷	۲۳۷	۰/۷۹	۲۲۸۱	۱ اصلی	۱
۱۴	۰/۱۳	۱۶	۳۳۲	۲۹۲	۰/۷۸	۲۳۰۰	۱ اصلی	۱
۱۵	۰/۶۷	۱۷	۴۹۰	۲۸۶	۰/۷۵	۲۴۰۵	۱ اصلی	۱

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

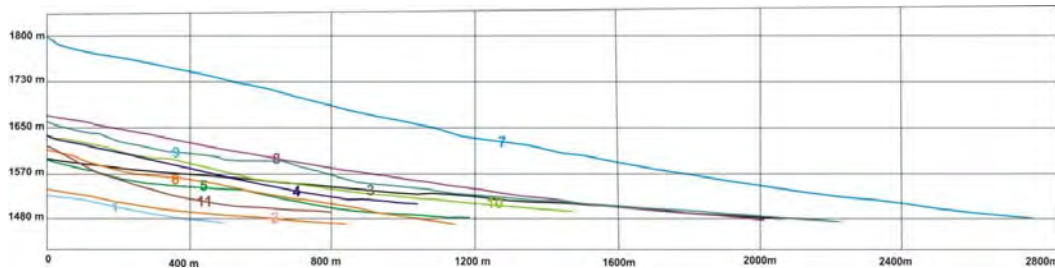
نیمرخ‌های طولی ترسیم‌شده از مخروط‌افکنه‌های منطقه مورد مطالعه بخش شمالی و جنوبی محدوده مورد بررسی به صورت جداگانه آورده شده است. حالت تعقر آن‌ها نشان‌دهنده تأثیر حرکات تکتونیکی بر مخروط‌افکنه‌های منطقه مورد مطالعه است که همگی در مسیر گسل تشکیل شده‌اند (شکل ۹ و ۱۰).

تأثیر تکتونیک بر نیمرخ طولی مخروط‌افکنه در سیستم‌هایی که ابتدا به وسیله تکتونیک کنترل می‌شوند، نیمرخ طولی مخروط‌افکنه‌ها به صورت مقعر است (Viseras et al., 2013: 169) نیمرخ طولی مخروط‌افکنه‌ها برای درک میزان بریدگی و هموارشدگی مخروط‌افکنه‌ها تهیه می‌شود (Vilar & Ruiz, 2000: 130) نیمرخ طولی مخروط‌افکنه‌ها عامل مؤثر و تأثیرگذار در مورفولوژی آن‌هاست (مقصودی و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۲۰).



شکل ۹: نیمرخ‌های طولی بخش شمالی محدوده مورد بررسی

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



شکل ۱۰: نیمرخ‌های طولی بخش جنوبی محدوده مورد بررسی

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

بلیسنباخ^۱ (۱۹۵۴) مخروط‌افکنه‌ها را در منطقه نیمه‌خشک به سه گروه پرشیب ($< 5^\circ$)، شیب ملایم (5° الی 2°)، مسطح ($> 2^\circ$) تقسیم کرد. شیب مخروط‌ها معمولاً نسبت معکوسی با مساحت و شعاع مخروط‌افکنه‌ها دارد (مقصودی، ۱۳۸۸: ۳۲۰). براساس تقسیم‌بندی بلیسنباخ^۱ (۱۹۵۴) مخروط‌افکنه‌های منطقه به دلیل اینکه شیب بیشتر از 5° درجه دارند، جزء انواع پرشیب یا شعاع و مساحت کم به حساب می‌آیند؛ بنابراین تغییرات شیب و وجود شیب‌های بیش از 5° مخروط‌افکنه‌های منطقه حاکی از فازهای نهشته‌گذاری در ارتباط با پدیده بالآمذگی و فعالیت‌های تکتونیکی است و می‌توان گفت که شیب مخروط‌افکنه‌های منطقه به شدت تحت شرایط تکتونیکی فعال بوده است.

اثرات تکتونیکی بر شکل مخروط‌افکنه‌های منطقه

مخروط‌افکنه‌های منطقه مورد مطالعه دارای شکل تودرتو هستند که در آن اجزاء جوان‌تر در بین اجزاء قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. شکل شماتیک از مراحل تشکیل این مخروط‌افکنه‌ها در شکل (۱۱) آورده شده است. این نوع مخروط‌افکنه‌ها با رسوب‌گذاری جدید در داخل نهشته‌های قدیمی‌تر و تقریباً با توسعه شعاعی به سمت قاعده مخروط‌افکنه‌ها مشخص می‌شوند (شکل ۱۲). هان^۲ (۱۹۶۱) عقیده دارد که

تأثیر تکتونیکی بر تعداد آبراهه‌های تغذیه‌کننده مخروط‌افکنه‌ها

برخی از مخروط‌افکنه‌ها، به‌ویژه آن‌ها که در امتداد گسل‌های فعال تشکیل می‌شوند، اغلب تنها دارای یک آبراهه اصلی تغذیه‌کننده‌اند (Harvey, 1997). به‌نقل از (عباس‌نژاد، ۱۳۷۵: ۱۷۹) در نواحی دارای حرکات تکتونیکی فعال، نهشته‌گذاری در رأس مخروط‌افکنه‌ها صورت می‌گیرد که باعث پرشدن جبهه کوهستان (رأس مخروط‌افکنه) توسط رسوب می‌شود، پر شدن جبهه کوهستان باعث کاهش رده شاخه‌های کانال‌های تغذیه‌کننده مخروط‌افکنه می‌شود و علت آن نیز پر شدن کانال‌های تغذیه‌کننده قدیمی با رده‌های بالا، به‌وسیله رسوب‌گذاری مخروط‌افکنه‌ها که نتیجه مخروط‌افکنه مستقیماً با رده‌های جدیدتر برخورد می‌کند (Valvo & Antronico 1998: 169).

چنانچه در جدول (۲) آورده شده، اکثراً مخروط‌افکنه‌ها از یک آبراهه تغذیه‌کننده تشکیل شده‌اند که می‌تواند دال‌بر نقش گسل و فعالیت تکتونیکی منطقه باشد.

تأثیر تکتونیکی در میزان شیب مخروط‌افکنه‌های منطقه مورد مطالعه

شیب سطح مخروط‌افکنه‌ها تابع عوامل مختلفی همچون، نوع فرایند تشکیل‌دهنده، اندازه رسوبات و میزان تأثیر تکتونیکی است (مقصودی و همکاران، ۱۳۸۸).

1-Blissenbach

2- Han

تکتونیکی منطقه مورد مطالعه از شاخص ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی استفاده شد. با استفاده از فرمول زیر می‌توان شاخص Lat را برای منطقه محاسبه کرد (Hamdouni et al., 2008: 137-150).

$$Lat = S/N$$

S مجموع کلاس‌های شاخص‌های ژئومورفیک محاسبه شده، N تعداد شاخص‌های محاسبه شده.

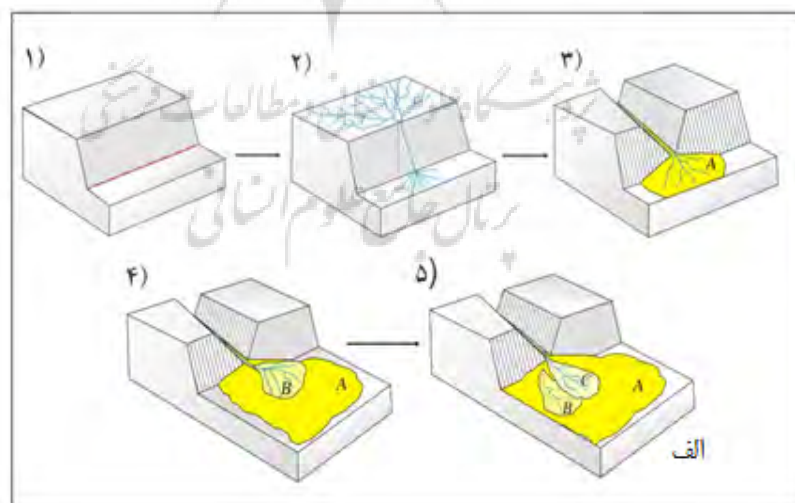
$1 < Lat < 1.5$ فعالیت زمین‌ساختی شدید $Lat < 1.5$.
فعالیت تکتونیکی زیاد.

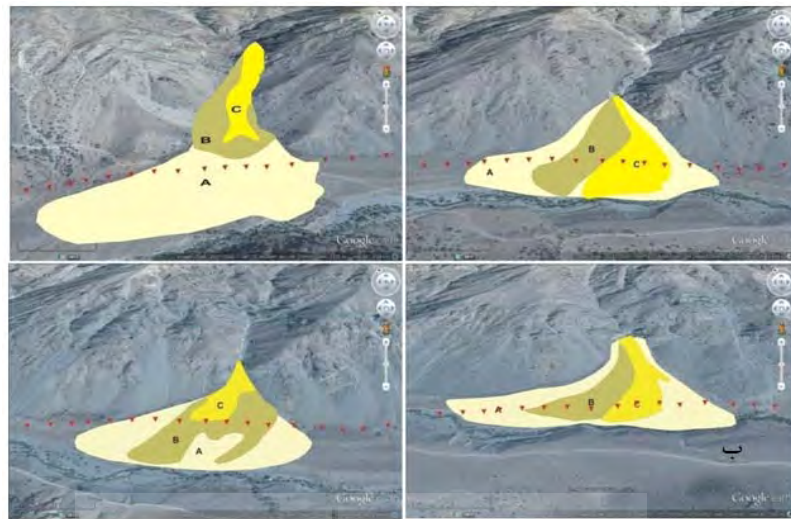
$2 < Lat < 2.5$ فعالیت زمین‌ساختی متوسط $Lat < 2.5$.
فعالیت‌های کم و ناچیز.

همه شواهد و نتایج محاسبات نشان دادند که منطقه از نظر فعالیت تکتونیکی فعال بوده و غسل در تمام طول خود یکسان عمل نمی‌کند و در بخش شمالی نسبت به بخش جنوبی فعال تر است.

این نوع مخروط‌افکنه‌ها بیشتر از یک درصد محدوده پایکوهی باریک بین یک واحد کوهستانی شدید و متناوب افزایش یافته و با یک حوضه پایین رونده شدید دیده می‌شوند (Han, 1961: 392). هرچه نرخ فرسایش فعال جبهه کوهستان نسبت به نرخ حفر قائم رودخانه و نیز نرخ رسوب‌گذاری مخروط‌افکنه بیشتر باشد، عمل نهستگی در مناطق نزدیک به رأس مخروط‌افکنه صورت گرفته و جوان‌ترین رسوبات در مخروط‌افکنه در این بخش از مخروط‌افکنه نهشته می‌شوند (Keller et al., 1996: 289).

در بررسی‌های میدانی مخروط‌افکنه‌های منطقه، رسوبات در قسمت رأس مخروط‌افکنه تا نزدیکی بخش میانی نهشته شده‌اند (شکل ۱۲)؛ بنابراین شکل تودرتو و نهستگی رأس مخروط‌افکنه‌های منطقه مورد مطالعه نتیجه شرایط تکتونیک فعال منطقه است و قسمت فعال مخروط‌افکنه‌های منطقه مورد مطالعه در رأس آن‌ها قرار گرفته است. برای تعیین میزان فعالیت





شکل ۱۱: الف) شکل شماتیک از مراحل تشکیل مخروط افکنه‌ها، ب) نمونه‌های از مخروط افکنه‌ها و جداکردن واحدهای جدید از قدیم
 مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



شکل ۱۲: نهشته شدن رسوبات از رأس مخروط افکنه تا بخش میانی
 مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

نتیجه

بررسی‌های میدانی به همراه استفاده از نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی و همچنین منابع کتابخانه‌ای و بهره‌گیری از شاخص‌های ارزیابی شده، اطلاعات ارزشمندی در رابطه با نرخ فعالیت تکتونیکی را فراهم می‌کنند. مطابق با نتایج به دست آمده، با توجه به بررسی کمی به محاسبه مقادیر جابه‌جایی تجمعی

خالص، افقی، قائم و زوایه ریک در طول گسل نتایجی حاصل شد که دلالت بر وجود ۳ قطعه گسلی در طول این شاخه از گسل عهد حاضر زاگرس بود. طبق این بررسی‌ها گسل به ۳ قطعه با طول‌های متفاوت به ترتیب از جنوب به شمال قطعه ۱ با طول ۱۸ کیلومتر و بیشترین نرخ جابه‌جایی ۱۱۲۵ متر به طوری که متوسط جابه‌جایی خالص در این قطعه

شیب لغز عمل کرده، ولی در بخش شمالی محدوده دشت سیلاخور و قطعه سوم مؤلفه راستالغز بر شیب لغز غالب بوده است که آثار این سازوکار را می‌توان در مقادیر جابجایی‌های تجمعی افقی، قائم و خالص به‌دست‌آمده نیز شاهد بود، به‌طوری که بیشتر مقدار را دو قطعه ۱ و ۲ داشته‌اند.

۴۹۵/۰۴، قطعه ۲ یا قطعه میانی با طول ۴۹ کیلومتر متوسط نرخ جابه‌جایی خالص آن ۱۲۴/۸۵ متر و قطعه سوم ۴۴ کیلومتر طول داشته و متوسط نرخ جابه‌جایی در طول این قطعه ۷۸ متر و کمترین جابه‌جایی در طول این گسل را به میزان ۱۱/۵۷ متر دارد، قابل تقسیم خواهد بود و طبق مقادیر زوایه ریک به‌دست‌آمده، گسل در قطعات ۱ و ۲ به‌صورت



شکل ۱۳: کج‌شدگی آبراهه بر روی مخروط‌افکنه بر اثر فعالیت راست‌بر گسل

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

مخروط‌افکنه‌ها با مساحت حوضه آبریز آن‌ها وجود ندارد. نیمرخ‌های طولی حاصل از مخروط‌افکنه‌های دو بخش شمالی و جنوبی منطقه تقعرشان به سمت بالا بوده که نشان‌دهنده فعال بودن حرکات تکتونیکی در زمان شکل‌گیری مخروط‌افکنه‌ها در دوران کواترنر است. با توجه به بررسی‌های انجام‌گرفته، گسل در تمام طول خود از نظر جنبشی یکسان عمل نمی‌کند؛ بخش شمالی (دشت سیلاخور) در تمام سطح خود از رسوبات آبرفتی پوشیده شده و نسبت به بخش جنوبی که شامل واحدهای سنگی با محدوده سنی پالئوزوئیک بالایی مزوزوئیک و سنوزوئیک است، فعال‌تر بوده است.

با توجه به نحوه پراکندگی مخروط‌افکنه‌های بزرگ و شاخص منطقه، می‌توان ارتباط مستقیمی بین موقعیت مخروط‌افکنه‌ها با فعالیت‌های تکتونیکی منطقه در دوران عهد حاضر برقرار کرد، به‌طوری که همهٔ ا در امتداد گسل فعال تشکیل شده‌اند و اثرات این فعالیت را می‌توان با جابه‌جایی راست‌بر آبراهه تغذیه‌کننده مخروط مشاهده کرد (شکل ۱۳). همچنین فرایندهای تکتونیکی علی‌الخصوص عملکرد گسل مهمترین عامل در شکل‌گیری و توسعه مخروط‌افکنه‌ها بوده است. تکتونیک، عامل اصلی تأثیرگذار در وسعت مخروط‌افکنه‌های منطقه مورد مطالعه است و هیچ ارتباط معناداری بین وسعت

منابع

- آرام، احمد (۱۳۶۶). علم در اسلام، تهران. انتشارات سروش. صفحه ۳.
- امیراحمدی، ابوالقاسم؛ مجید ابراهیمی؛ سیما پوره‌اشمی (۱۳۹۴). شاخص‌های ارزیابی تکتونیک فعال در برآورد وضعیت تکتونیکی در حوضه آبخیز حبله رود، فصلنامه جغرافیا و توسعه. صفحات ۱۸۴-۱۶۱.
- تقیان، علیرضا (۱۳۹۴). بررسی نقش تکتونیک در مورفولوژی، تقطیع و تحول مخروط‌افکنه موغار (شمال اردستان)، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. صفحات ۱۳۴-۱۱۹.
- سپهر، عادل؛ زهرا عبداله‌زاده (۱۳۹۴). تحلیل درجه مخاطره مخروط‌افکنه‌های بینالود جنوبی بر پایه مقبولیت شاخص‌های مورفوتکتونیک، فصلنامه پژوهش جغرافیایی طبیعی. صفحات ۱۷۸-۱۶۱.
- رامشت، محمدحسین؛ علیرضا عباسی؛ مسعود معیری (۱۳۸۷). تحلیل فضایی و ژنتیکی مخروط‌افکنه‌های ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۸۸.
- خیام، مقصود؛ داوود مختاری‌کشی (۱۳۸۲). ارزیابی عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی براساس مورفولوژی مخروط‌افکنه‌ها، پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۴۴.
- روستایی، شهرام؛ معصومه رجبی؛ نسرین سمندر (۱۳۹۴). بررسی نقش عوامل در تحول ژئومورفولوژی مخروط‌افکنه و بستر حوضه اسکوچای، فصلنامه هیدروژئومورفولوژی. صفحات ۶۰-۴۱.
- عباس‌نژاد، احمد (۱۳۷۵). پژوهش‌های ژئومورفولوژی در دشت رفسنجان، پایان‌نامه دکتری. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.
- مقصودی، مهران؛ سجاد باقری؛ مسعود مینائی (۱۳۸۸). بررسی نقش تکتونیک در شکل‌گیری و تحول مخروط‌افکنه‌ها (مطالعه موردی: مخروط‌افکنه‌های دامنه تاقدیس قلاچه)، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای. شماره ۱۲. صفحات ۱۲۴-۹۹.
- یمانی، مجتبی؛ ابراهیم مقیمی؛ علیرضا تقیان (۱۳۸۷). ارزیابی تأثیرات نوزمین‌ساخت فعال در دامنه‌های کرکس، با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۸۸. صفحات ۱۳۶-۱۱۶.
- Bachmanov, D.M , Trifonov, V.G, Hessami, Kh. T, Kozhurin, T.P, Rogozhin, E.A, Hademi, M.C, Jamali, F. H (2004). Active faults in the Zagros and central Iran, Tectonophysics. Vol 380. PP: 221-241.
- Blissenbach, E. (1954). Geology of alluvial fans in semiarid regions. Geological Society of America Bulletin. Vol 65. PP: 175-190.
- Burbank, D. W., Anderson, R. S., (2001). Tectonic Geomorphology- Blackwell science USA, PP: 274.
- Bull. W.B. McFadden, L.D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault. California: In: Doehring, D, O. Geomorphology symposium. State university of New York, Binghamton.
- Giano, S. I (2011). Quaternary alluvial fan systems of the Agri inter muontane basin (southern Italy): Tectonic and climatic controls, Geological carpathica. PP:65-76.
- Hamdouni, R, E.L. Iriggaray, C. Fernandez T. Chacon, J. Keller, E, A. (2008). Assessment of relative active tectonics, south west border of the Sierra Nevada (Southern Spain). Geomorphology. Vol 96. PP:150-173.
- Hessami, k. (2001). Active Faults Map in Iran, International Seismology and Earthquake Engineering Institute, Tehran.
- Hessami, K., Nilforoushan, F. and Talbot, C.J. (2006). Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements, Journal of the Geological Society London 163: 143-148.
- Han, M. (1961). Tectonic Geomorphology and its application to earthquake prediction in chinain: tectonic geomorphology , ed by: morisawa & Hach, J.T., unwin Hyman, Boston. PP: 397-386.
- Ioannis, M. T. Ioannis, K. k. Pavlides, S. (2006). Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf of Corinth (Beotia, central Greece). tectonophysis. Vol.453(2008). PP: 211-232.
- Hermas, E. A. Abou El-Magd, I. H. Saleh, A. S. (2010). Monitoring the Lateral Channel Movements on the Alluvial Fan of Wadi Feiran Drainage Basin, South Sinai, Egypt using Multi Temporal Satellite Imagery, Journal of African Earth Sciences. Vol 58. No: 1. PP: 89-96.

- Ramirez- Herrera, M.T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic belt. Earth surface processes & land forms. Vol.23. PP: 317322.
- Tchalenko, J. S. Braud, J. (1974). Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33o and 35oN, Philos. The Geological Society of London. Vol 227. PP:1-25.
- Viseras, Ceasar. Marlel Calvache, Juses M. Soria, Juan Fernandez, (2003). Differential Features of alluvial fans controlled by tectonic of ecstatic accommodation space. Example from the Betic Cordillera, Spain. Geomorphology, Vol 50. PP: 181-202.
- Valvo, M. Antronico. Pera, E. (1998). Controls on modern fan morphology in calabria, Southern Italy. Geomorphology. Vol: 24. PP:169-187
- Vilar, G.Ruiz, G (2000). Surface sediment characteristics and present dynamics in alluvial fans of the central Spanish Pyrenees. Geomorphology. Vol 34. PP: 127-144.
- Harvey, A.M, (1997). The Role of Alluvial fans in arid-zone fluvial systems. Wiley, Chichester.
- Hessami, K., Nilforoushan, F. & Talbot, C.J. (2006). Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements, Journal of the Geological Society London Vol 163. PP: 143-148.
- Keller, E A. and Pinter, N. (1999). Active Tectonics. Earthquakes uplift and landscape, New Jersey. PP: 338.
- Keller, E. A. and Pinter, N (2002). Active tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape (second edition): Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall. PP: 362.
- Keller, E. A. Pinter, N. (1996). Active tectonics, earthquake, uplift and landscape. Prentice Hall Publication, London.
- Li T youli. Yang, Jingchum, Tan. Lihua. Duan, Fengian (1999). Impact of tectonics on alluvial landforms in Hexi corridor, Northwest China. Geomorphology. Vol 28. PP: 299-308
- Nazari, H.(2006). Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: «Approche morphotectonique et paléoseismologique», Ph.D. thesis, Univ. of Montpellier II, France.