جغرافیا و توسعه شمارهٔ ۵۳ زمستان ۱۳۹۷
وصول مقاله : ۹۶/۰۴/۲۱
تأیید نهایی : ۹۶/۱۱/۱۴
صفحات : ۶۸-۵۱

بررسی گسل دورود (جنوب باختر ایران) بر پایهٔ مطالعات ریخت‌زمین‌شناختی و ژئومورفولوژیک مخروط‌افکنه‌ها

زهرا کمالی[1]، دکتر محمودرضا هیهات[2]*، دکتر حمید نظری[3]، دکتر محمدمهدی خطیب[4]

چکیده

شاخص‌های ژئومورفیک به‌عنوان ابزاری برای مشخص‌کردن ناهمواری‌های جدید و فعال متأثر از حرکات تکتونیکی به‌کار می‌روند. در این راستا با محاسبهٔ شاخص‌های ژئومورفیک به اندازه‌گیری میزان فعالیت زمین‌ساختی آن پرداخته شده است. مخروط‌افکنه‌ها از بارزترین پدیده‌های ژئومورفولوژی رودخانه‌ای هستند که بیشتر در جبههٔ کوهستان‌ها و کوهپایه‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک یافت می‌شوند. این اشکال متأثر از تغییرات آب و هوا و تغییرات سطح اساس به‌وسیلهٔ 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 رقومی ارتفاعی (DEM) و تصاویر سنجندهٔ 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 به‌دست‌آمده در امتداد آن متفاوت بوده است، بر این اساس طبق نتایج حاصل گسل به سه قطقطعه با طول‌های مختلف قابل تقسیم‌بندی است، به‌طوری که زاویهٔ ریک قطعات ۱ و ۲ به‌ترتیب°۱۶/۶۰ و °۲۲/۸۱ و طول قطعات به‌ترتیب ۱۸ و ۴۹ کیلومتراست. با توجه به بالابودن مقادیر ریک (بیشتر از °۱۰) مؤلفهٔ شیب‌لغز تأثیر غالب‌تری نسبت‌به راستالغزی در این دو بخش داشته، ولی مقدار زاویهٔ ریک °۲/۷۴ در قطعهٔ ۳ نشان از عملکرد مؤلفهٔ راستالغزی در واحدهای آبرفتی دشت سیلاخور است. طول این قطعه ۴۴ کیلومتر است، همچنین شاخص‌های در ارتباط با مخروط‌افکنه‌ها شامل: میزان خمیدگی مخروط‌افکنه β، ضریب مخروط‌گرایی و نیمرخ‌های طولی محاسبه شد. نتایج داده‌های حاصل از تحلیل‌های توپوگرافی، شواهد زمین‌ریخت‌شناختی حاصل از مشاهدات میدانی و مقادیر به‌دست‌آمده از شاخص‌های ژئومورفیک، حاکی از فعالیت‌های نوزمین‌ساختی گسل در منطقه است و محدودهٔ مورد مطالعه براساس طبقه‌بندی LAT در کلاس یک قرار می‌گیرد که نشان‌دهندهٔ فعالیت‌های زمین‌ساختی شدید است و بخش شمالی گسل دورود نسبت‌به بخش جنوبی فعال‌تر است.

واژه‌های کلیدی: ریخت‌زمین‌شناختی، نوزمین‌ساخت، مخروط‌افکنه، گسل دورود.

۱- دانشجوی دکتری زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران zahrakamali@birjand.ac.ir
۲- استادیار زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران * mhayhat@birjand.ac.ir
۳- دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران nazari@gsi.ir
۴- استاد زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران mkhatib@birjand.ac.ir

مقدمه

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

تغییرات آب و هوا موجب افزایش یا کاهش پوشش گیاهی، تغییر میزان روان‌آب، بار رسوبی رودخانه‌ها و درنتیجه تغییر فرایندهای فرسایشی در سطح مخروط‌افکنه شده و تغییر لندفرم را درپی 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 تحت‌تأثیر قرار می‌دهد *(خیام، ۱۳۸۲:۳)*.

مخروط‌افکنه‌ها اشکال مخروطی یا بادبزنی هستند که بیشتر در جبههٔ کوهستان‌ها و کوهپایه‌های نواحی خشک و نیمه‌خشک یافت می‌شوند *(Burbank & Anderson, 2001: 28)*، تغییرات آب و هوا و حرکات تکتونیک دو عامل مهم کنترل‌کنندهٔ سیستم مخروط‌افکنه‌ها هستند *(Li et al., 1999: 305)*. وقوع رویدادهای تکتونیکی (گسلش، چین‌خوردگی و فرونشینی یا بالاآمدگی) واکنش مخروط‌افکنه را درپی 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 بیشینهٔ رسوبی و کانون‌های واگرای شبکهٔ هیدروگرافی برروی مخروط‌ها ظاهر می‌شود *(تقیان، ۱۳۹۴: ۱۳۴-۱۱۹)*.

هدف از این پژوهش بررسی نرخ فعالیت تکتونیکی منطقهٔ مورد مطالعه و اثبات وجود حرکات تکتونیکی در دوران کواترنر و ادامهٔ 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 مطالعهٔ ژئومورفولوژیک در زمینهٔ دانه‌سنجی مخروط‌افکنه‌ها توسط ابوریحان بیرونی انجام شده است. وی با مطالعهٔ عوامل تشکیل‌دهندهٔ جلگهٔ هند نتیجه می‌گیرد که قلوه‌سنگ‌ها از بالا به پایین دارای جورشدگی است *(آرام، ۱۳۶۶: ۳-۱)*. *(رامشت، ۱۳۸۷)* با ارائهٔ مجموعه‌ای از نقشه‌های مخروط‌افکنه‌ها در درّهٔ مرگ در کالیفرنیا اختلافات ژئومورفولوژیک را نشان داده است *(یمانی و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۳۶- ۱۱۶)*.

بول و فادن[1] (۱۹۷۷) رامیرز و هریرا[2] (۱۹۹۸)، و همکاران[3] (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[4] *(2008: 137-150)* با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، تحول شبکه‌های زهکشی و تغییرات جبههٔ کوهستان بر اثر حرکات تکتونیکی را در سیر انوادا بررسی کردند. گیانو[5] *(2011: 65-76)* تأثیرات عوامل آب و هوایی و فعالیت‌های تکتونیکی بر مخروط‌افکنه‌ها را در یکی از حوضه‌های جنوبی ایتالیا بررسی کرده است.

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

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 برروی مخروط‌افکنه‌ها بهره جسته‌اند.

تقیان *(۱۳۹۴: ۱۳۴-۱۱۹)*، بررسی نقش تکتونیک در مورفولوژی، تقطیع و تحول مخروط‌افکنه موغار در شمال اردستان به تأثیر فعالیت‌های تکتونیک در شکل‌گیری مخروط‌افکنه دست یافتند. سپهر و عبداله‌زاده *(۱۳۹۴: ۱۷۸-۱۶۱)* با تحلیل درجه مخاطرهٔ مخروط‌افکنه‌های بینالود بر پایهٔ مقبولیت شاخص‌های مورفوتکتونیک دریافت که شهر بوژمهران، خرو و درود که بر روی مخروط‌افکنه‌ها توسعه یافته‌اند، آسیب زیادی نسبت‌به تحولات مخروط‌افکنه‌ای دارند و امیراحمدی و همکاران *(۱۳۹۴: ۱۸۴-۱۶۱)* با ارزیابی شاخص‌ها شواهد ژئومورفولوژی وجود حرکات نئوتکتونیک را در مخروط‌افکنهٔ گرمسار به‌اثبات رساند.

مشخصات منطقهٔ مورد مطالعه

منطقهٔ مورد مطالعه در پهنهٔ چین‌خورده-رانده زاگرس واقع شده است. گسل اصلی عهد حاضر زاگرس یک گسل کواترنری با عملکرد راستالغز راست‌بر است که نخستین بار از سوی چالنکو و براد (*1974:120*) معرفی شد. حسامی و همکاران (۲۰۰۱)، گسل اصلی عهد حاضر زاگرس را در نقشهٔ 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).

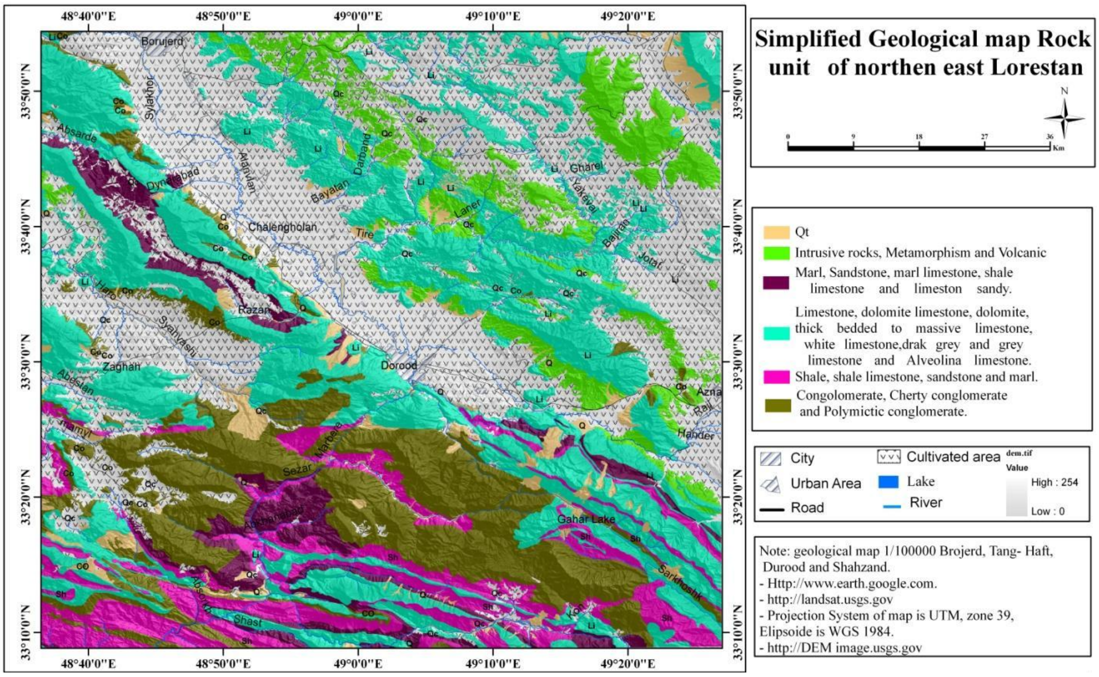
محدودهٔ مورد بررسی دشت سیلاخور و بخش جنوبی شهرستان دورود تا روستای ارجنک را شامل می‌شود که در موقعیت جغرافیایی ۳۳-۳۴ درجه خاوری و عرض شمال ۴۸/۳۰- ۴۹/۴۵ مابین زون دگرگونه طول در امتداد زون سنندج - سیرجان در شمال و زاگرس خرده‌شده در جنوب واقع شده است. گسل دورود به‌عنوان یکی از مهم‌ترین بخش‌های لرزه‌زای گسل اصلی عهد حاضر زاگرس در نزدیکی شهر بروجرد به گسل شمالی- جنوبی قلعهٔ حاتم خاتمه می‌یابد (شکل۱). رویداد زمین‌لرزهٔ ویرانگر سوم بهمن‌ماه ۱۲۸۷ سیلاخور با بزرگای ۷٫۴ جابه‌جایی مؤلفهٔ راستالغز راستبر ۰/۸ تا ۱ متر و مؤلفهٔ 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،میزان‌خمیدگی مخروط‌افکنهٔ β (تغییرشکل مخروط‌افکنه از حالت دایره‌ای شکل به بیضی)، ضریب مخروط‌گرایی و نیمرخ‌های طولی ازاطلاعات مستخرج تصاویر ماهواره‌ای، مشاهدات زمیندیس[1] و اسناد کتابخانه‌ای استفاده شده است (جداول ۱ و ۲). نقشه‌های توپوگرافی 1:50000 و 1:25000،نقشه‌های‌زمین‌شناسی 1:100000و1:250000، 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 ARCgis

---
1-Landform

انتقال داده شد. برای استخراج داده‌های موردنیاز برای محاسبهٔ مقدار جابه‌جایی‌ها بر روی صفحهٔ گسل، پس از اعمال مراحل نرم‌افزاری بر روی مدل ارتفاعی رقومی DEM در نرم‌افزار Surfer، به‌صورت عمود بر راستای گسل و درجهت عوارض ریخت‌زمین‌شناختی جابه‌جاشده نیمرخ‌هایی رسم کرده، سپس از نیمرخ‌ها به‌همراه 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 را قطع کنند. فاصلهٔ بین دو نقطه‌ای که دو خط مماس را قطع کرده‌اند، مقدار جابه‌جایی قائم بر روی سطح زمین را نشان می‌دهد. نتایج حاصل به‌صورت کمّی(پارامترهای $(R,V_F,H,N_{(S)})$ نقشه، نمودار و تصویر استخراج شده است (اشکال ۷و۸). سپس طی بازدیدهای میدانی و مشاهدهٔ شواهد ژئومورفولوژی، نتایج حاصل تصحیح شده و تحلیل لازم صورت پذیرفته است. پس از محاسبهٔ شاخص‌های موردنظر، با استفاده از شاخص Lat فعالیت نسبی تکتونیک محدودهٔ مورد مطالعه ارزیابی شد.

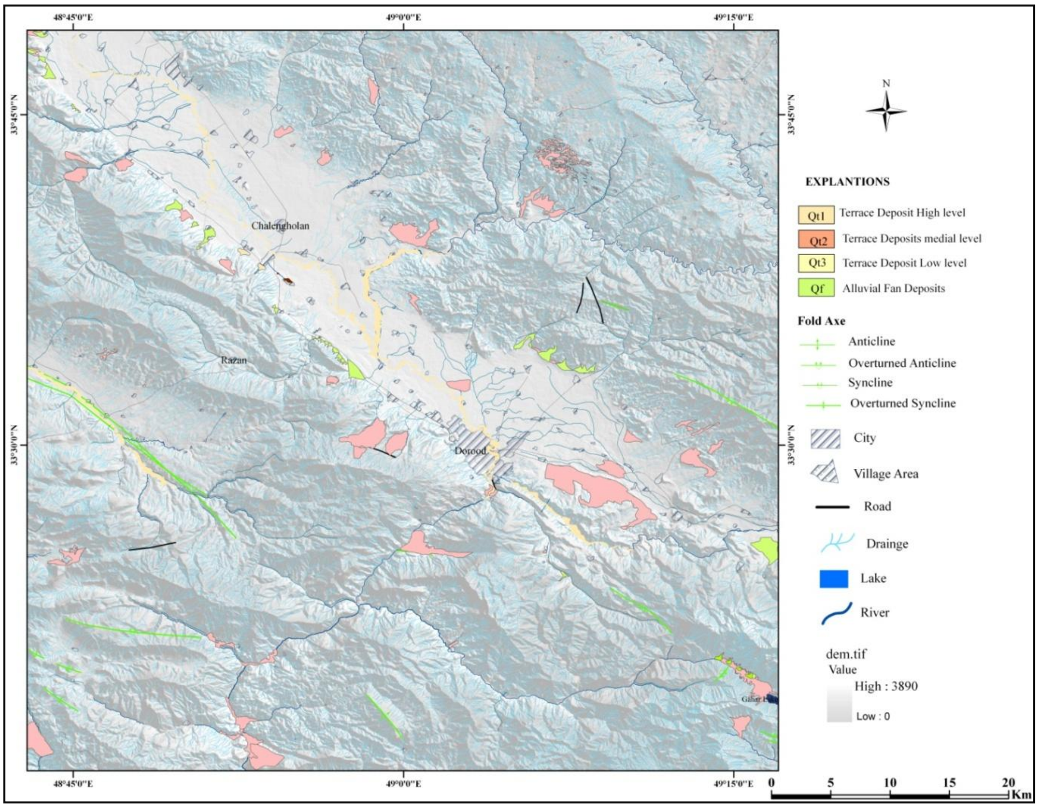


شکل ۱: نقشهٔ زمین‌شناسی ساده‌شدهٔ محدودهٔ مورد بررسی

تهیه و ترسیم : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

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

تهیه و ترسیم : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



شکل ۳: مخروط‌افکنه‌های بررسی‌شده (به رنگ سبز) در امتدا گسل دورود گسل

تهیه و ترسیم : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

شکل ۴: الف) مخروطافکنۀ تشکیل‌شده در مسیر گسل، ب) نمای دور مخروطافکنه به‌همراه محدودۀ مخروطافکنه با خط‌چین قرمز *(تهیه و ترسیم: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵)*

یافته‌های تحقیق و تجزیه‌وتحلیل آن‌ها

گسل دورود با جابه‌جایی راست‌بر و انحراف مسیر رودخانه‌های جاری در طول خود تا حدود زیادی در جایگیری مخروطافکنه‌ها نقش ایفا می‌کند. به‌منظور بررسی دقیق نرخ فعالیت تکتونیکی در منطقه بر روی مخروطافکنه‌ها، با درنظر داشتن وسعت زیاد آن، محدودۀ مورد بررسی به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم شد. از اثرات این فعالیت‌ها می‌توان به انحراف مسیر رود به‌سمت راست در رأس مخروطافکنه‌ها و رسوب‌گذاری در این قسمت و درمجموع تغییر مکان رسوب‌گذاری به‌رأس مخروطافکنه (مخروط‌های بخش جنوبی) اشاره کرد (شکل ۱۲). گسل‌های راستالغز، عوارض ریخت‌زمین‌شناختی در سطح را به‌صورت 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 ازجهت لغزش محض منحرف شود که این خود منجر به تشکیل ساختارهای فشارشی- برشی و کششی- برشی می‌شود *(Hessami et al., 2006: 145)*.

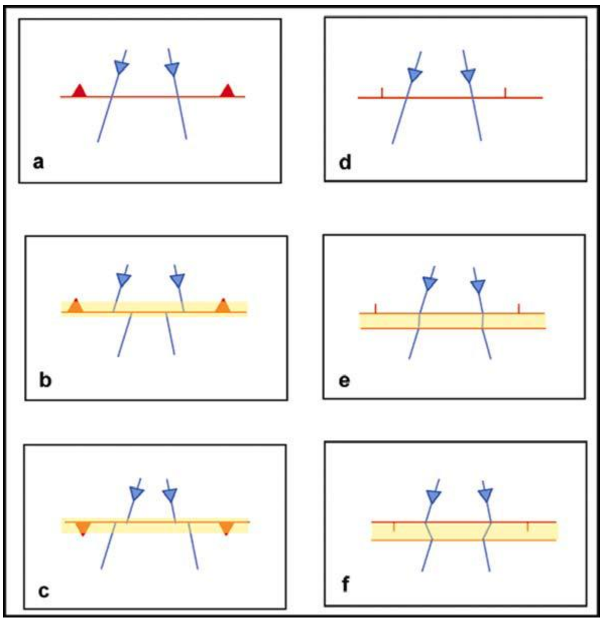
گسل در مسیر خود می‌تواند باعث جابه‌جایی عوارض ساختاری چون آبراهه‌ها شود. در شکل (۵) الگویی از جابه‌جایی‌های رخ‌داده در مسیر گسل با توجه به نوع سازوکار گسل ارائه شده است که بسته به اینکه شیب گسل با شیب توپوگرافی هم‌جهت باشد یا برعکس، الگوهای متفاوتی را تشکیل می‌دهد، بخش‌های (a, b, c) از شکل (۵) مربوط به گسل با مؤلفۀ 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 مؤلفۀ نرمال را نمایش می‌دهد که در این الگوها نیز با توجه به خلاف‌جهت و هم‌جهت بودن شیب‌های گسل و توپوگرافی، به‌ترتیب الگوهای e و f تشکیل می‌شوند *(Nazari,2006:48)*. مقدار جابه‌جایی قائم بر روی صفحۀ گسل و مقدار جابه‌جایی افقی در راستای گسل به‌طور معمول با مقادیر جابه‌جایی اندازه‌گیری‌شده بر روی سطح زمین با مقادیر واقعی آن بر روی صفحۀ گسل متفاوت بوده و تصحیحات لازم باید اعمال شود. بر این اساس با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی و نقشۀ توپوگرافی رقومی از گسترۀ مورد بررسی، می‌توان با بهره‌گیری از یک روش

هندسی و روابط مثلثاتی، مقادیر دقیق جابه‌جایی را محاسبه کرد.

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

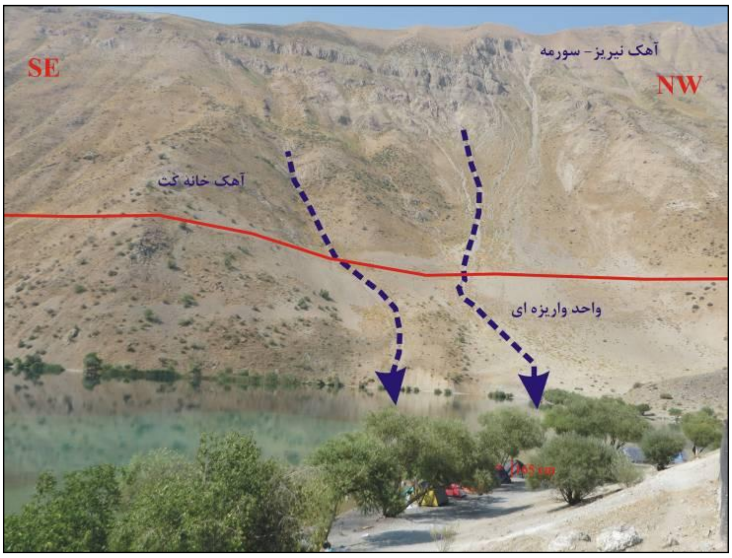
در این راستا، مدل ارتفاعی رقومی، نقشهٔ توپوگرافی رقومی و نیمرخ‌های توپوگرافی، به‌منظور محاسبهٔ پارامترهای ریخت‌زمین‌شناختی بر روی آبراهه‌های جابه‌جاشده در مسیر گسل دورود تهیه شد (شکل ۷). از آنجایی که در گسترهٔ این جابجایی‌ها، شیب سطح توپوگرافی تقریباً افقی و شیب سطح گسل نزدیک به قائم است، استفاده از روابط سادهٔ مثلثاتی برای برآورد زاویهٔ ریک، ممکن است نتیجهٔ قابل‌قبولی 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 به‌دست آمده 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 سهمی‌شکل مرتب کرد تا بتوان تقسیم‌بندی از قطعات گسلی داشت. بر این اساس گسل در طول خود به‌صورت سه قطعهٔ مجزا عمل کرده است. طبق نتایج به‌دست‌آمده، منطقهٔ مورد بررسی در طول خود به‌صورت همسان عمل نمی‌کند، به‌طوری که در قطعات۱ و ۲ با توجه به مقادیر بالا زاویهٔ ریک به‌دست آمده، مؤلفهٔ شیب‌لغزی بر مؤلفهٔ راستالغزی چیره شده، ولی قطعهٔ شمارهٔ ۳ به‌صورت راستالغز عمل می‌کند.



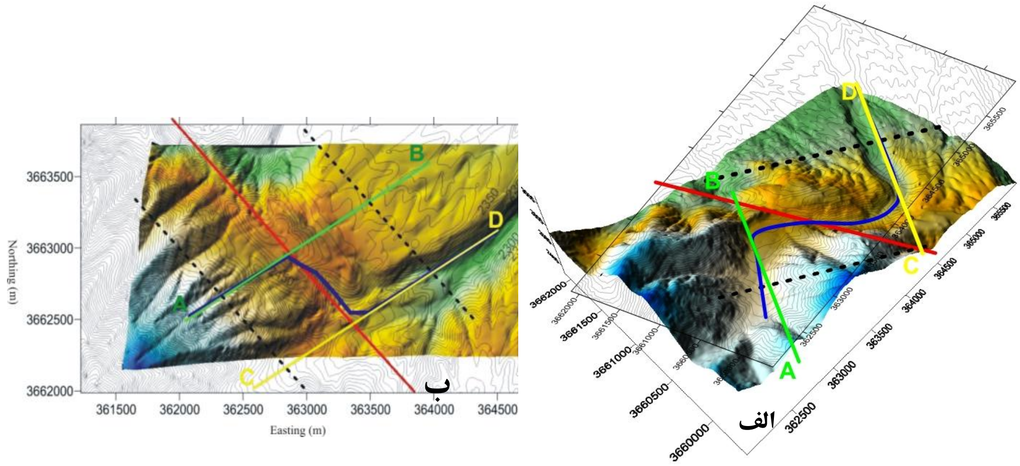
شکل ۵: الگوی جابه‌جایی مایل لغز آبراهه‌ها در اثر عملکرد گسل در بخش‌های a, b و c مرتبط با گسل معکوس و در بخش‌های d, e و f گسل نرمال

مأخذ: Nazari, 2006



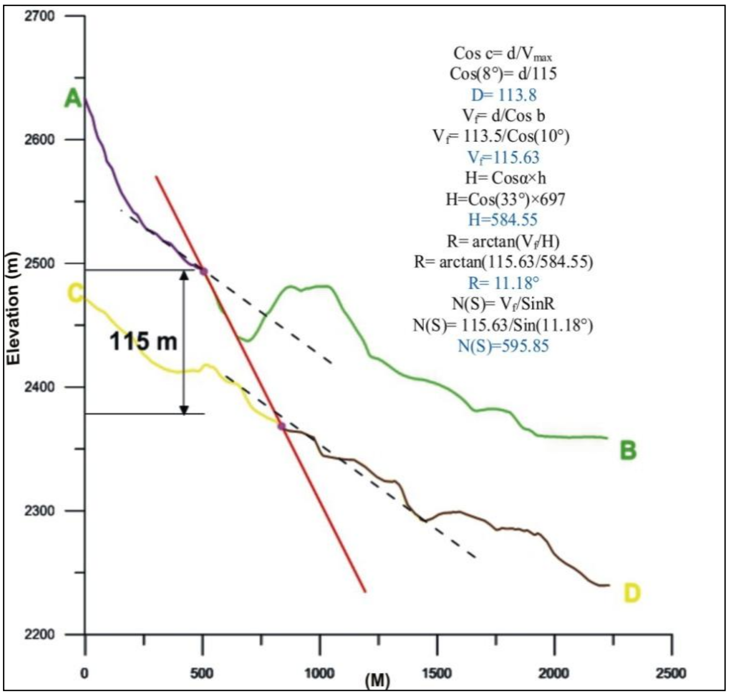
شکل ۶: نمونۀ دیگری از جابه‌جایی آبراهه‌ها، با خطوط خط‌چین آبی رنگ مشخص شده که میزان جابه‌جایی آبراهۀ سمت راست ۶۲ متر و سمت چپ ۶۸ متر و خط قرمز مسیر گسل، مطابق با قسمت b شکل (۵) گسل در این بخش براساس شکل آبراهه‌ها سازوکار راستالغز با مؤلفۀ شیب لغز معکوس است.

تهیه و ترسیم : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



شکل ۷: نمایش سه‌بُعدی مدل ارتفاعی (DEM) رقومی به‌همراه نقشۀ توپوگرافی حاصل از آن گسترۀ آبراهۀ جابه‌جاشده و نمایش نیمرخ‌های توپوگرافی به‌منظور محاسبۀ دقیق مقدار جابه‌جایی افقی و قائم (خطوط سبز و زرد مماس‌های رسم‌شده بر آبراهه به‌منظور تهیۀ نیمرخ آن‌ها در نرم‌افزار Gerapher

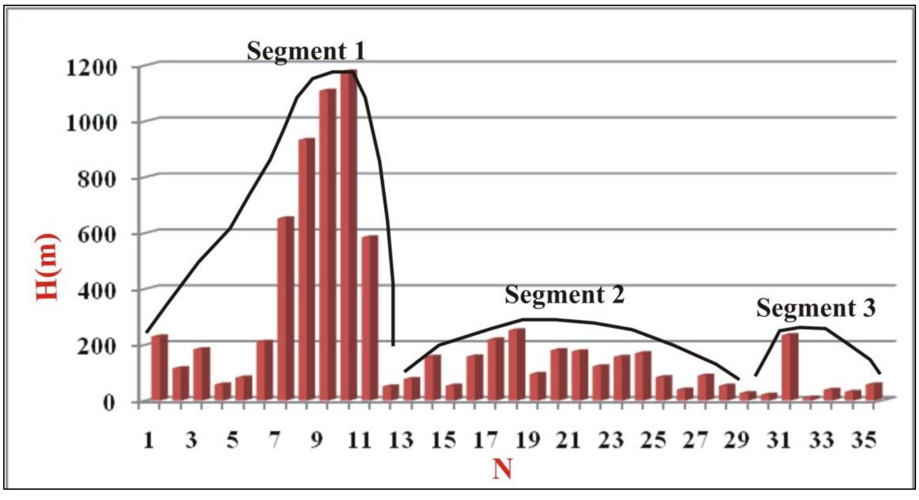
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



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

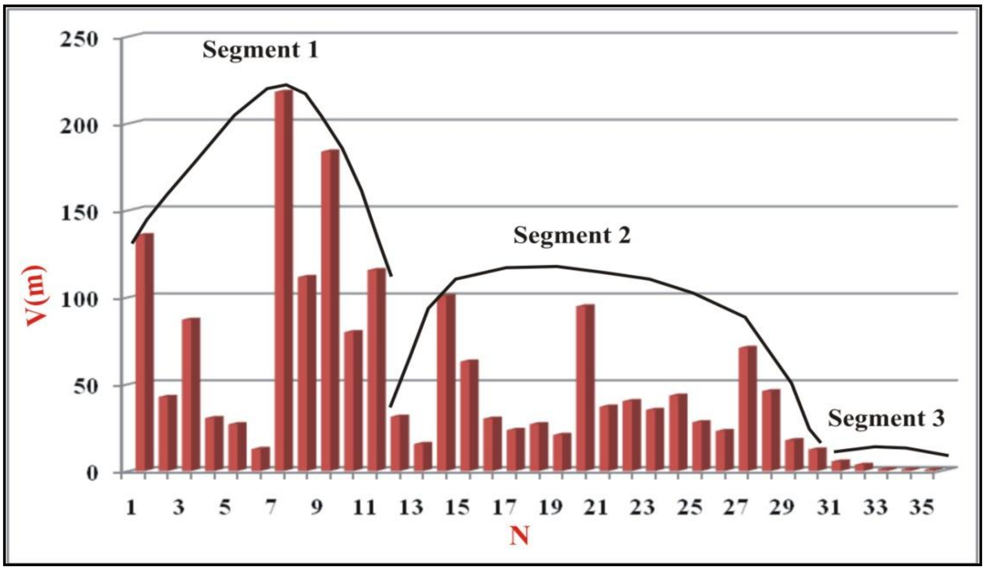
در این شکل °N327 و مقدار شیب ۷۲ اندازه‌گیری شد و با توجه به این مقادیر، زاویه‌های $\alpha=33°, b=90-72-8=10°$ به‌دست آمد. V_f: مقدار جابه‌جایی قائم بر روی صفحهٔ گسل، d: مقدار جابه‌جایی قائم بر روی سطح زمین، H: مقدار جابه‌جایی افقی در راستای گسل، h: مقدار جابه‌جایی افقی در راستای طول یا عرض جغرافیای، b: متمم زاویهٔ شیب گسل $(90-\delta-c=b)$ c: زاویهٔ نشیب سطح افق، δ: زاویهٔ شیب گسل، α: زاویهٔ 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 به‌منظور محاسبهٔ مقدار تجمعی جابه‌جایی عمودی، بیشترین مقادیر جابه‌جایی عمودی Vmax عبارت است از مقدار جدایش عمودی بین تصاویر پروفیل‌های بنفش‌رنگ فرودیواره و پروفیل‌های قهوه‌ای‌رنگ فرادیواره بر روی صفحهٔ گسلی که در اینجا ۷۲ درجه به‌سمت شمال خاور شیب دارد

(فرمول‌ها و روابط برگرفته از *Nazari, 2006*).



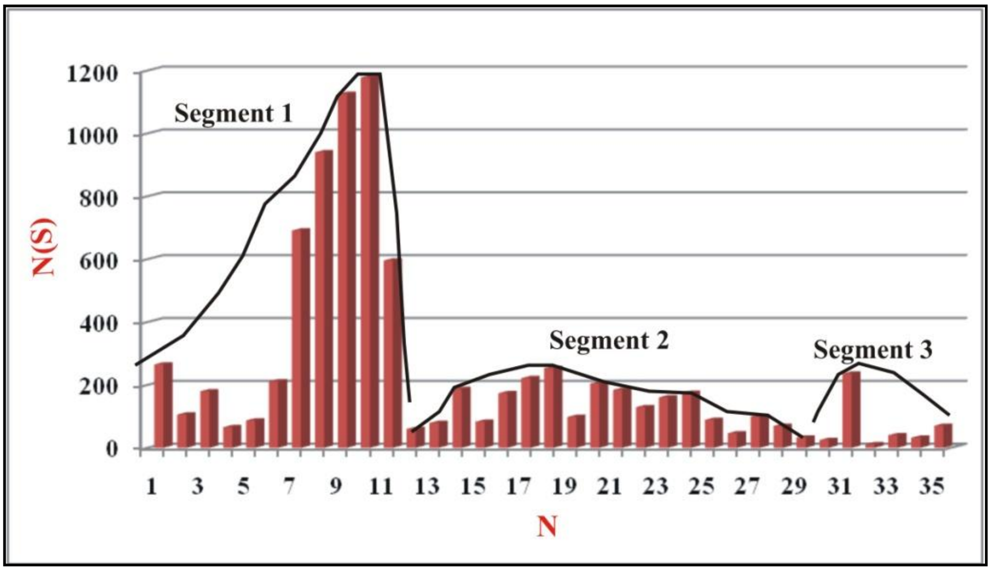
نمودار ۱: مقادیر جابه‌جایی افقی محاسبه‌شده در طول گسل و نمایش قطعات گسلی در طول نمودار

تهیه و ترسیم : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



نمودار ۲: شماتیک جابه‌جایی قائم محاسبه‌شده در طول گسل و نمایش قطعات گسلی در طول نمودار

تهیه و ترسیم : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



نمودار ۳: مقادیر جابه‌جایی خالص محاسبه‌شده در طول گسل و نمایش قطعات گسلی در طول نمودار

تهیه و ترسیم : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

پارامترهای کمّی حوضه‌های‌زهکشی و مخروط‌افکنه‌های وابسته به آن‌ها، می‌توانند اطلاعات باارزشی دربارهٔ نوزمین‌ساخت و درنتیجه ارزیابی پتانسیل لرزه‌خیزی مناطق در اختیار کارشناسان قرار دهند *(Hermas & Saleh, 2010: 89-96)*.

اهمیت مخروط‌افکنه‌ها در این است که اختلاف فرایندهای تکتونیکی نظیر بالاآمدگی کوه‌ها در حجم و محل تشکیل مخروط‌افکنه‌ها تأثیر می‌گذارد و بدین صورت که وقتی میزان بالاآمدگی پیشانی کوه‌ها نسبت به میزان حفرشدگی به‌سمت پایین رود و رسوب‌گذاری زیاد باشد، رسوب‌گذاری در رأس مخروط‌افکنه صورت گرفته و جوان‌ترین بخش‌های مخروط‌افکنه در نزدیکی رأس آن ایجاد می‌شوند. نمونهٔ مشاهده‌شده از چند مخروط‌افکنهٔ موجود در محدوده در شکل (۱۱) آورده

شده است؛ اما اگر میزان بالاآمدگی پیشانی کوه‌ها کمتر یا برابر با میزان حفرشدگی به‌سمت پایین رود باشد، رأس مخروط به‌وسیلهٔ رود حفر و رسوب‌گذاری به‌بخش‌های پایین‌تر منتقل و بخش جوان‌تر در فواصل بیشتری از پیشانی کوه تشکیل می‌شوند.

اثر فعالیت‌های نوزمین‌ساختی را می‌توان در محل جای‌گیری مخروط‌افکنه 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 جبههٔ کوهستان را آشکار کرده و وجود یا عدم‌فعالیت‌های تکتونیکی را مشخص کنند *(Hamdouni et al.,2008: 137-150)*. ضریب مخروط‌گرایی از دیگر شاخص‌ها در بررسی‌های تکتونیک‌جوان است.ازآنجایی‌که شکل یک‌مخروط‌افکنهٔ ساده شبیه یک مخروط است، فاصله گرفتن از این حالت نشانهٔ تغییرات محیطی و به‌خصوص تکتونیک منطقه است *(عباس‌نژاد، ۱۳۷۵)*.

اگر سطح مخروط‌افکنه کج شود، منحنی‌های میزان برروی مخروط که د حالت عادی به‌صورت متحدالمرکز و شبیه دایره هستند، به بیضی متمایل شده و در این حالت محور بزرگ بیضی درجهت موازی با کج‌شدگی قرار می‌گیرد *(Keller & Pinter, 2002: 301)*. در چنین شرایطی می‌توان مقدار کج‌شدگی را با رابطهٔ زیر محاسبه کرد:

$$\beta = \arccos(((b/a)^2 \sin^2\alpha + \cos^2\alpha)^{0/5})$$

در رابطهٔ 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 همهٔ مقادیر به‌دست‌آمده کمتر از یک بوده که نشانگر کج‌شدگی زیاد براساس حرکات تکتونیکی است.

مساحت مخروط ایده‌آل ÷ مساحت مخروط‌افکنه = ضریب مخروط‌گرایی

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

جدول ۱: نتایج بررسی شاخص‌های مورفومتریک برروی مخروط‌افکنه‌های محدوده

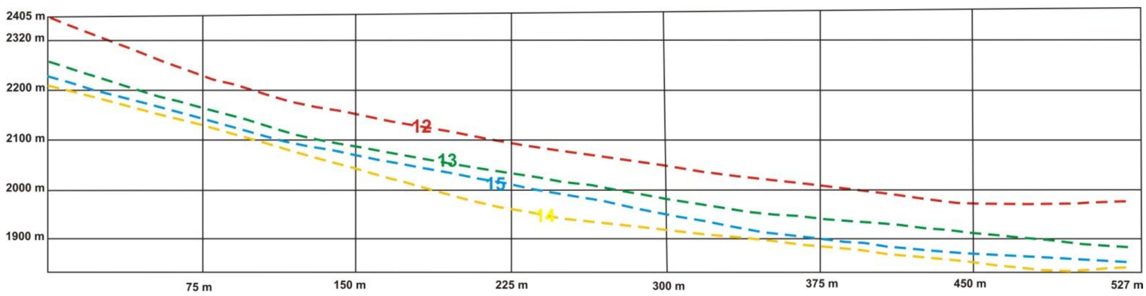
N	β	α	a	b	مخروط‌گرایی	ارتفاع	تعداد آبراهه‌های تغذیه‌کننده	Lat
۱	۰/۴۲۵	۱۳	۲۷۱۹	۵۲۵	۰/۷۰۹	۱۷۹۴	۱ اصلی و ۲ فرعی	۱
۲	۰/۴۶۳	۱۲	۲۰۳۸	۱۱۳۱	۰/۶۱۶	۱۶۷۵	۱ اصلی و ۱ فرعی	۱
۳	۰/۲۲۵	۹	۲۱۹۸	۱۸۴۹	۰/۷۲	۱۶۵۴	۱ اصلی و ۳ فرعی	۱
۴	۰/۵۳۹	۱۱	۵۵۳	۴۷۵	۰/۷۴۱	۱۵۴۲	۱ اصلی	۱
۵	۰/۴۱۷	۱۴	۸۹۸	۸۱۲	۰/۷۹	۱۵۳۶	۱ اصلی	۱
۶	۰/۵۰۴	۱۲	۲۰۷۱	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

تأثیر تکتونیک بر نمیرخ طولی مخروط‌افکنه

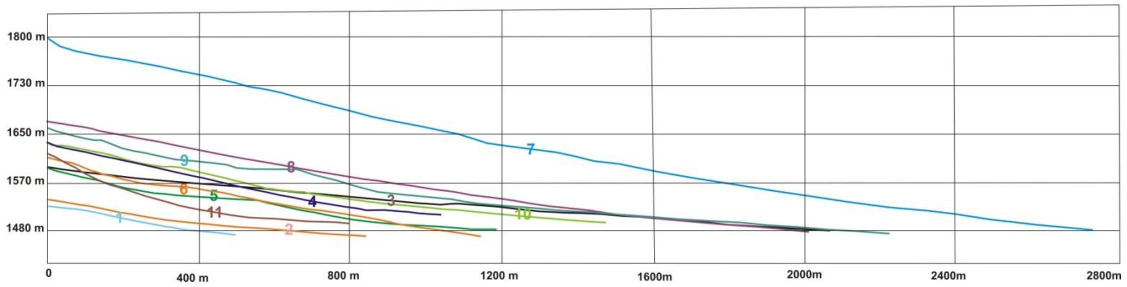
در سیستم‌هایی که ابتدا به‌وسیلهٔ تکتونیک کنترل می‌شوند، نیمرخ طولی مخروط‌افکنه‌ها به‌صورت مقعر است *(Viseras et al, 2013: 169)* نیمرخ طولی مخروط‌افکنه‌ها برای درک میزان‌بریدگی و هموارشدگی مخروط‌افکنه‌ها تهیه می‌شود *(Vilar&Ruiz,2000: 130)* نیمرخ طولی مخروط‌افکنه‌ها عامل مؤثر و تأثیرگذار در مورفولوژی آن‌هاست *(مقصودی وهمکاران، ۱۳۸۸: ۱۲۰)*.

نیمرخ‌های طولی ترسیم شده از مخروط‌افکنه‌های منطقهٔ مورد مطالعه بخش شمالی و جنوبی محدودهٔ مورد بررسی به‌صورت جداگانه آورده شده است. حالت تعقر آن‌ها نشان‌دهندهٔ تأثیر حرکات تکتونیکی بر مخروط‌افکنه‌های منطقهٔ مورد مطالعه است که همگی در مسیر گسل تشکیل شده‌اند (شکل ۹ و ۱۰).



شکل ۹: نیمرخ‌های طولی بخش شمالی محدودهٔ مورد بررسی

تهیه و ترسیم: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵



شکل۱۰: نیمرخ‌های طولی بخش جنوبی محدودهٔ مورد بررسی

تهیه و ترسیم: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

تأثیر تکتونیک بر تعداد آبراهه‌های تغذیه‌کنندهٔ مخروط‌افکنه‌ها

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

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

تأثیر تکتونیک در میزان شیب مخروط‌افکنه‌های منطقهٔ مورد مطالعه

شیب سطح مخروط‌افکنه‌ها تابع عوامل مختلفی همچون، نوع فرایند تشکیل‌دهنده، اندازهٔ رسوبات و میزان تأثیرتکتونیک است *(مقصودی‌وهمکاران، ۱۳۸۸)*.

بلیسنباخ[1] (۱۹۵۴) مخروط‌افکنه‌ها را در منطقهٔ نیمه‌خشک به سه گروه پرشیب (>۵°)، شیب ملایم (۵° الی ۲°)، مسطح (<۲°) تقسیم کرد. شیب مخروط‌ها معمولاً نسبت معکوسی با مساحت و شعاع مخروط‌افکنه‌ها دارد *(مقصودی، ۱۳۸۸: ۳۲۰)*. براساس تقسیم‌بندی بلیسنباخ[1] (۱۹۵۴) مخروط‌افکنه‌های منطقه به‌دلیل اینکه شیب بیشتر از ۵ درجه دارند، جزء انواع پرشیب یا شعاع و مساحت کم به حساب می‌آیند؛ بنابراین تغییرات شیب و وجود شیب‌های بیش‌از ۵ مخروط‌افکنه‌های منطقه حاکی از فازهای نهشته‌گذاری در ارتباط با پدیدهٔ بالاآمدگی و فعالیت‌های تکتونیکی است و می‌توان گفت که شیب مخروط‌افکنه‌های منطقه به‌شدت تحت‌شرایط تکتونیکی فعال بوده است.

اثرات تکتونیک بر شکل مخروط‌افکنه‌های منطقه

مخروط‌افکنه‌های منطقهٔ 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 توسعهٔ شعاعی به‌سمت قاعدهٔ مخروط‌افکنه‌ها مشخص می‌شوند (شکل ۱۲). هان[2] (۱۹۶۱) عقیده دارد که

1-Blissenbach
2-Han

این نوع مخروط‌افکنه‌ها بیشتر از یک درصد محدودهٔ پایکوهی باریک بین یک واحد کوهستانی شدید و متناوب افزایش یافته و با یک حوضهٔ پایین روندهٔ شدید دیده می‌شوند *(Han, 1961: 392)*. هرچه نرخ فرسایش فعال جبههٔ کوهستان نسبت‌به نرخ حفر قائم رودخانه و نیز نرخ رسوب‌گذاری مخروط‌افکنه بیشتر باشد، عمل نهشتگی 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 نهشتگی رأس مخروط‌افکنه‌های منطقهٔ مورد مطالعه نتیجهٔ شرایط تکتونیک فعال منطقه است و قسمت فعال مخروط‌افکنه‌های منطقهٔ مورد مطالعه در رأس آن‌ها قرار گرفته است. برای تعیین میزان فعالیت تکتونیکی منطقهٔ 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)*.

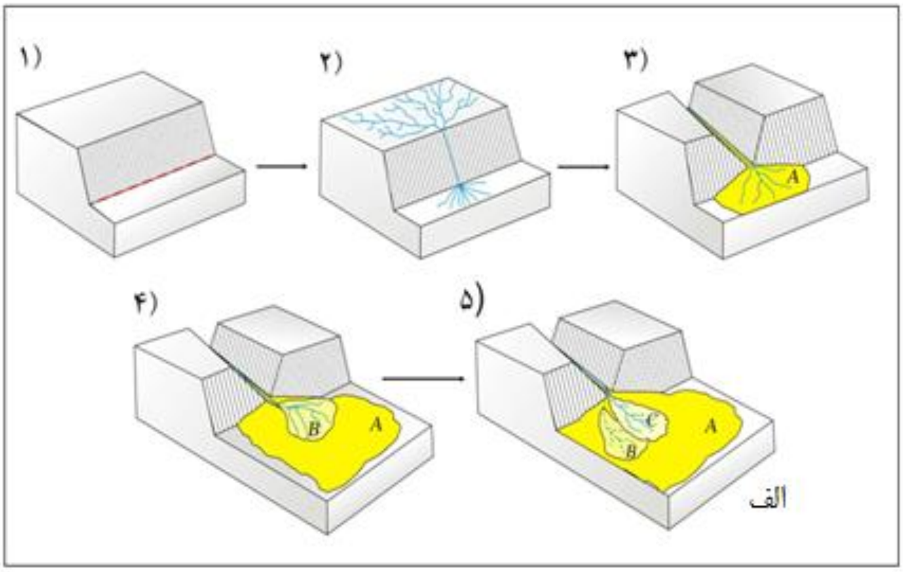
$$Lat= S/N$$

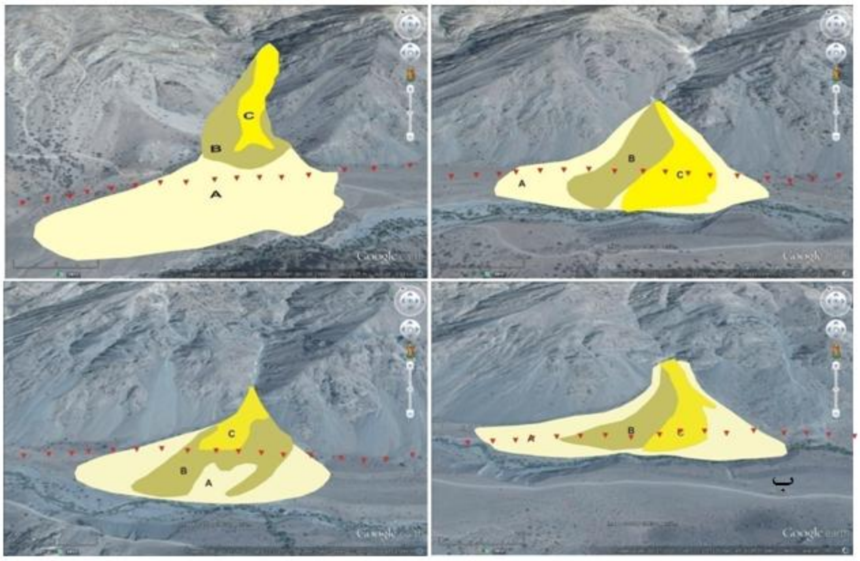
S مجموع کلاس‌های شاخص‌های ژئومورفیک محاسبه شده، N تعداد شاخص‌های محاسبه‌شده.

$1< Lat < 1.5$ فعالیت زمین‌ساختی شدید $1.5 <Lat<2$. فعالیت تکتونیکی زیاد.

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

همهٔ شواهد و نتایج محاسبات نشان دادند که منطقه ازنظر فعالیت تکتونیکی فعال بوده و گسل در تمام طول خود یکسان عمل نمی‌کند و در بخش شمالی نسبت‌به بخش جنوبی فعال‌تر است.





شکل ۱۱: الف) شکل شماتیک از مراحل تشکیل مخروط‌افکنه‌ها،
ب) نمونه‌های از مخروط‌افکنه‌ها و جداکردن واحدهای جدید از قدیم

تهیه و ترسیم : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

شکل ۱۲: نهشته‌شدن رسوبات از رأس مخروط‌افکنه تا بخش میانی

تهیه و ترسیم : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

نتیجه

بررسی‌های میدانی به‌همراه استفاده از نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی و همچنین منابع کتابخانه‌ای و بهره‌گیری از شاخص‌های ارزیابی‌شده، اطلاعات ارزشمندی در رابطه با نرخ فعالیت تکتونیکی را فراهم می‌کنند. مطابق با نتایج به‌دست‌آمده، با توجه به بررسی کمّی به محاسبهٔ مقادیر جابه‌جایی تجمعی خالص، افقی، قائم و زوایه ریک در طول گسل نتایجی حاصل شد که دلالت‌بر وجود ۳ قطعه گسلی در طول این شاخه از گسل عهد حاضر زاگرس بود. طبق این بررسی‌ها گسل به ۳ قطعه با طول‌های متفاوت به‌ترتیب از جنوب به شمال قطعه ۱ با طول ۱۸

کیلومتر و بیشترین نرخ جابه‌جایی ۱۱۲۵ متر به‌طوری که متوسط جابه‌جایی خالص در این قطعه ۴۹۵/۰۴، قطعهٔ ۲ یا قطعهٔ میانی با طول ۴۹ کیلومتر متوسط نرخ جابه‌جایی خالص آن ۱۲۴/۸۵ متر و قطعهٔ 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 ۱و۲ به‌صورت شیب‌لغز عمل کرده، ولی در بخش شمالی محدودهٔ دشت سیلاخور و قطعهٔ سوم مؤلفهٔ 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 قطعهٔ ۱ و ۲ داشته‌اند.

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

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۵

با توجه به نحوهٔ 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 آبراههٔ تغذیه‌کنندهٔ مخروط مشاهده کرد(شکل۱۳). همچنین فرایندهای تکتونیکی علی‌الخصوص عملکرد گسل مهمترین عامل درشکل‌گیری و توسعهٔ مخروط‌افکنه‌ها بوده است. تکتونیک، عامل اصلی تأثیرگذار در وسعت مخروط‌افکنه‌های منطقهٔ مورد مطالعه است و هیچ ارتباط معناداری بین وسعت مخروط‌افکنه‌ها با مساحت حوضهٔ آبریز آن‌ها وجود ندارد. نیمرخ‌های طولی حاصل از مخروط‌افکنه‌های دو بخش شمالی و جنوبی منطقه تقعرشان به‌سمت بالا بوده که نشان‌دهندهٔ فعال بودن حرکات‌تکتونیکی در زمان شکل‌گیری مخروط‌افکنه‌ها در دوران کواترنر است. با توجه به بررسی‌های انجام‌گرفته،گسل در تمام طول خود ازنظر جنبشی یکسان عمل نمی‌کند؛ بخش شمالی (دشت سیلاخور) در تمام سطح خود از رسوبات آبرفتی پوشیده شده و نسبت‌به بخش جنوبی که شامل واحدهای‌سنگی با محدودهٔ سنی پالئوزوئیک‌بالایی مزوزوئیک‌وسنوزونیک است، فعال‌تر بوده است.

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 حوضهٔ آبخیز حبله رود، فصلنامهٔ جغرافیا و توسعه. صفحات ۱۸۴-۱۶۱.

-تقیان، علیرضا (۱۳۹۴). بررسی نقش تکتونیک در موفولوژی، تقطیع و تحول مخروطافکنه موغار (شمال اردستان)، فصلنامهٔ تحقیات جغرافیایی.صفحات۱۳۴- ۱۱۹.

-سپهر، عادل؛ زهرا عبداله‌زاده (۱۳۹۴). تحلیل درجه مخاطرهٔ مخروط‌افکنه‌های بینالود جنوبی بر پایهٔ مقبولیت شاخص‌های مورفوتکتونیک، فصلنامهٔ پژوهش جغرافیای طبیعی. صفحات ۱۷۸-۱۶۱.

-رامشت، محمدحسین؛ علیرضا عباسی؛ مسعود معیری (۱۳۸۷). تحلیل فضایی و ژنتیکی مخروط‌افکنه‌های ایران، فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی، شمارهٔ ۸۸.

-خیام، مقصود؛ داوود مختاری‌کشکی (۱۳۸۲). ارزیابی عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی براساس مورفولوژی مخروط‌افکنه‌ها، پژوهش‌های جغرافیایی. شمارهٔ ۴۴.

-روستایی،شهرام؛ معصومه رجبی؛ نسرین سمندر (۱۳۹۴). بررسی نقش عوامل در تحول ژئومورفولوژی مخروط‌افکنه و بستر حوضهٔ اسکوچای، فصلنامهٔ هیدروژئومورفولوژی. صفحات ۶۰-۴۱.

-عباس‌نژاد،احمد (۱۳۷۵). پژوهش‌های ژئومورفولوژی در دشت رفسنجان، پایانامهٔ دکتری. دانشکدهٔ علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.

-مقصودی، مهران؛ سجاد باقری؛ مسعود مینائی (۱۳۸۸). بررسی نقش تکتونیک در شکل‌گیری و تحول مخروط‌افکنه‌ها (مطالعهٔ موردی: مخروط‌افکنه‌های دامنهٔ تاقدیس قلاچه)، مجلهٔ جغرافیا و توسعهٔ ناحیه‌ای. شمارهٔ ۱۲. صفحات ۱۲۴- ۹۹.

- یمانی، مجتبی؛ ابراهیم مقیمی؛ علیرضا تقیان (۱۳۸۷). ارزیابی تأثیرات نوزمین‌ساخت فعال در دامنه‌های کرکس، با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی، فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی. شمارهٔ 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, Tectenophysics. 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. l (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, centeral 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.

- 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 & 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.
- 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.

Geography and Development
16nd Year-No.53–Winter 2019
Received: 12/07/2017 Accepted: 03/02/2018

Analysis of Dorud Fault (Southwest of Iran) by Using Morphotectonic and Geomorphologic Fans

Zahra Kamali
Ph.D Student of Geology
University of Birjand

Dr. Mahmudreza Hayhat
Assistant Professor of Geology
University of Birjand

Dr. Hamid Nazari
Associate Professor of Research Institute for Earth Sciences,Geological Survey of Iran

Dr. MohamadMahdi Khatib
Professor of Geology
University of Birjand

Introduction

Zagros mountain belt is approximately 1,500 km long, 250-400 km wide, and extends from eastern Turkey, where it connects to the North and East Anatolian faults, to oman Gulf, where it is in progress at Makran subduction zone. This active fold and thrust belt is composed of deformed sediments of the Arabian margin and has grown since Early-Middle Eocene in response to convergence and ongoing collision between Arabia and Eurasia plates. Crustal shortening in Zagros is expressed by active folding and thrusting associated with a widely distributed shallow seismicity (depth < 20 km). The Main Recent Fault (MRF) is an active right-lateral strike-slip fault, which follows closely the suture zone between Arabia and Eurasia and separates the Central Iranian to the northeast from Zagros fold-and-thrust belt to the southwest. The right-lateral strikeslip MRF fault is divided into several major segments including Doroud, Qale-Hatam,Nahavand, Sahneh,and Morvarid segments Dorud fault, as one of the most important seismic in segments of Zagros Main Recent fault, near Arjng area it has northwest- southeast trend and continuity extended in Boroujerd area. In this study we use morphotectonical evidences to show that seismic behavior of this fault in the past has a clustering model in some time intervals. Geomorphic indicators as a tool for identifying new structures and activated by the movement of tectonic used.

Methods and Material

The tectonic morphology of the displacement of the waterways is also used to determine the horizontal and vertical displacements, as well as the pure slip of the fault. Geomorphic indicators are used as a tool for identifying new and active structures affected by tectonic movements. In this regard, by calculating geomorphic indices, the active tectonic level has been measured. In this research, topographic maps, geology, satellite imagery and digital elevation model (DEM) and IRS sensor images were used as the main data of the research.

Results and Discussion

Therefore, morphometric evidence has been used to determine the tectonic activity rate. In this regard, the morphometric indices derived from the fault activity were measured and evaluated. Llovil fns are one of the most prominent phenomena in river geomorphology, which are found mostly in the foothills of the mountains and in the foothills of arid and semi-arid regions. These forms are influenced by climate change and surface-level changes, and are very sensitive to tectonic variations, and their effects are recorded. The evidences of the morphological construction indicate that the fault along itself, by passing through the units with different ages shows different behavior and the values of the angular rick obtained during the fault are different. Accordingly, the fault, according to the results, can be divided into three segments with different lengths, So that the angles of rick of segments 1 and 2 are 16.60, 22.81, respectively, and the length of the segments are 18 and 49 kilometers respectively. Due to the high rick values (more than 10), the Slope slip component has more dominant effect than the lateral axis on these two parts However, the value of the angle of Rick 74.2 in segment 3 shows the performance of the slopeslip component in alluvial units of Silakhor Plain This piece is over 44 kilometers index associated with alluvial fans, including fan of bending β, fanning coefficient and longitudinal profile was calculated. The results of topographic analysis, geomorphological evidences obtained from field observations and values obtained from geomorphic indices are all evidence of the neoconal activity of the region, and the study area is classified according to the classification of LAT in class 1, which indicates intense tectonic activity And the northern part of Dorood fault is more active than the section.

Conclusion

Structural investigations carried out in the northern part show a tensile basin derived from the staircase arrangement of Drood and Nahavand fault components Evidence of this is the tensile strength of the left-stacked parts and the compressive structure resulting from the arrangement of the fault shoots of Dorud fault, which works in Kalanganeh and Zaranah.The northern part (Silakhor plain) is covered by alluvial deposits on its entire surface and is related to the southern part, which includes Upper Paleozoic Mesozoic and Senozoic agglomeration units. It has been more active, as well as seismic data, high earthquake density and seismic migration occurred in this part can prove this, of course, in this section, we will also see a difference in the tectonic activity rate of this fault of course, in the northern part, even at the level of the plain, the alluvial units is different, and evidence of folding growth in some places is due to the operation of Droud fault.

Keywords: Morphotectonic, Droud fault, Fan, Neotectonic, Zagros Main Recent Fault, Silakhor.

Reference

- Abasnejad. A (1997). Geomorphological studies in Rafsanjan plain, PhD Thesis. Faculty of Humanities and Social Sciences University of Tabriz. PP:475.
- Amirahmadi, A., Ebrahimi, M & Porhashemi, S (2014). Active Tectonic Evaluation Indicators for Estimating Tectonic Status in Hablehrood Basin, Journal of Geographic Research Quarterly, PP:161-184.
- Aram. A (1988). Science in Islam, Sorosh press, Tehran.
- 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, Tectenophysics. 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 NewYork,Binghamton..
- Giano, S. l. (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 London163:143-148.
- 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,centeral 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.
- 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 & Pinter, N (2002). Active tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape (Second edition): Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall. PP: 362.
- Khayam. M., Mokhtari. D (2004). Performance evaluation of tectonic activity on the morphology of cones Alluvial Fans (case study: the northern slopes Mishodagh Alluvial Fans). Journal of Geographic Research Quarterly. No: 44. PP. 1-10.

- 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.
- Maghsodi. M, (2008). Investigation Geomorphological factors in the development of cones Fans (Case Study: Fans Jajroud. Journal of Geographic Research Quarterly. No: 56, PP. 73-95.
- 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.
- Ramesht, M. H., Abassi, A. R &Moayeri, M (2008). Spatial and Genetic Analysis of Conifers of Iran. Geographical Researches Quarterly Journal. No: 88.
- Rostaei. Sh., Rajabi, M &Samandar, N (2014). Investigating the role of factors in the evolution of geomorphology of the concha and bed of the Scouchai basin. Journal of Hydrogeomorphology.PP:60.
- Ramirez- Herrera, M. T (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic belt. Earth surface processes and land forms. Vol. 23. PP: 317322.
- Sepehr, A., Abdolahzadeh, Z (2014). The analysis of the degree of risk of the cone of southern Binalo delta, based on the acceptability of Morphotectonic indices. Physical Geography Research Quarterly. PP: 161- 178.
- Taghiyan, A. R (2015). Investigating the role of tectonic in the morphology, fragmentation and evolution of the cone of Moghara (north of Ardestan). Geographical Researches Quarterly Journal. PP: 119-134.
- 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.
- Yamani, M., Moghimi, E & Taghyan, A. R (2008). Evaluation of the Effect of Neonite Construction on the Girder Domains, Using Geomorphologic Methods. Geographical Researches Quarterly Journal. No:88. PP: 116-136**.**