

تعیین فعالیت گسل پیرانشهر به عنوان شمال غربی ترین قطعه راندگی جوان زاگرس با کاربرد مدل DTM و نرم افزار GIS

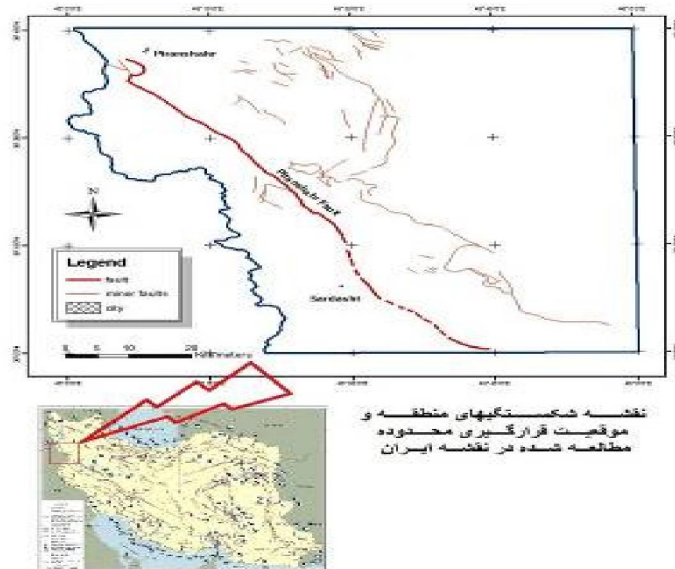
چکیده

تکتونیک، نقش بسیار مهمی در تکامل مورفولوژیک هر منطقه ایفا می کند و به خوبی، به وسیله شاخص های مورفومتری، رودخانه ای و ساختمانی منعکس می شود. تحلیل تکتونیک فعال با استفاده از شاخص های مورفومتری، به مقاومت سنگ ها و گسل های موجود در منطقه بستگی دارد. از طرفی، نتایج حاصل از بررسی های مورفوتکتونیک برای ارزیابی و پیش بینی خطر زمین لرزه در یک منطقه، روشی کارآمد است. به منظور تعیین میزان فعالیت گسل پیرانشهر به عنوان شمال غربی ترین قطعه راندگی جوان زاگرس، واقع در جنوب غربی استان آذربایجان غربی، شاخص های مورفوتکتونیک، شامل: نسبت عرض دره به ارتفاع دره (V)، نسبت V_c ، نسبت پهنای کف دره به عمق دره (V_f) و کاهش سینوسیته پیشانی کوهستان (S_{mf}) به کار گرفته شده اند. نتیجه اندازه گیری ها نشان دهنده نرخ سریع بالا آمدگی دره ها و مسطح شدگی فعال در پیشانی کوهستان است. همچنین، ارقام حاصل از به کارگیری شاخص های مختلف نیز نشان دهنده فعال بودن تکتونیک در محدوده گسل پیرانشهر است. نتایج بررسی های لرزه زمین ساختی نیز نشان می دهند گسل پیرانشهر با طول تقریبی ۹۵ کیلومتر، توان ایجاد زلزله ای با حداقل بزرگی ۶/۹ درجه در مقیاس ریشتر را دارد.

واژه های کلیدی: مورفوتکتونیک، نوزمین ساخت، تکتونیک فعال، شاخص های مورفومتری.

مقدمه

زلزله به جوامع انسانی؛ به ویژه از لحاظ اقتصادی، صدمه فراوانی می زند. بلایای طبیعی و مقابله با آن، به شناخت تکتونیک فعال، شامل: مطالعه الگوی دگرشکلی ها، تکامل چشم اندازها و تعیین نرخ فرایندهای تکتونیک در طول میلیونها سال بستگی دارد. تکتونیک ژئومورفولوژی در کمربندهای کوهزایی، یکی از ابزارهای اصلی در معرفی گسل های فعال، شناخت مراحل تکامل ساختارهای زمین شناسی، برآورد خطر زلزله و مطالعه تکامل چشم اندازهاست (Keller & Pinter, 2002). در واقع، تکتونیک ژئومورفولوژی (مورفوتکتونیک) به مطالعه لندفرم های ایجاد شده توسط فرایندهای تکتونیک یا کاربرد اصول ژئومورفیک در حل مسایل تکتونیک می پردازد. مطالعه تکتونیک فعال و نیز حرکات و تغییر شکل های نوزمین ساختی با استفاده از شاخص ها و علایم و شواهد مختلفی؛ از جمله: علایم و شواهد زمین شناسی، ژئومورفولوژی، زلزله شناسی، ژئودزی و ... تشخیص داده می شوند.



شکل (۱) محدوده مورد مطالعه در نقشه ایران

علایم و شواهد زمین شناسی

علایم و شواهد زمین شناسی نشان‌دهنده فعالیت‌های نوزمین‌ساختی، شامل کوتاه شدگی و طولیل شدگی، ضخیم شدگی و نازک شدگی، کمانش یا قوس برداشتن پوسته، چین خوردگی‌ها، گسل خوردگی‌ها، فعالیت‌های گنبدی شدن و آتشفشان می‌شود که در طول دوران چهارم صورت گرفته‌اند. علایم و شواهد زمین‌شناسی حرکات جوان نسبت به علایم و شواهد دیگر، دوره‌های زمانی به نسبت طولانی‌تری را نشان می‌دهند؛ لیکن به استثنای گسل خوردگی جوان گسل‌های فعال، سایر علایم و شواهد زمین‌شناسی اغلب، صددرصد قاطع و مورد اطمینان نیستند. به همین علت، در اغلب مطالعات نوزمین‌ساختی، گسل‌های فعال و گسل خوردگی جوان بیشتر از سایر علایم و شواهد زمین‌شناسی مورد توجه قرار می‌گیرند؛ ضمن اینکه گسل‌های فعال جوان، معمولاً از نظر نرخ لغزش، میزان فعالیت و زلزله‌زایی، به گسل‌های با فعالیت کم، متوسط و زیاد و بر اساس چگونگی تظاهر در روی زمین نیز به انواع گسل‌های کور، پنهان و دارای رخنمون تقسیم می‌شوند.

علایم و شواهد مورفوتکتونیک

این علایم و شواهد، شامل: تغییرات غیرعادی در شکل سطحی کانال رودخانه‌ها، نیمرخ بستر کانال رودها و مقطع عرضی آنها، مخروط افکنه‌ها، تراس‌های رودخانه‌ای، شیب‌ها و تشکیل پرتگاه‌های گسلی، رانش زمین، جبهه‌های کوهستان گسلی و همچنین، تغییرات غیرعادی در خطوط ساحلی و تراس‌های دریایی است. این نوع علایم و شواهد نیز دوره زمانی کم و بیش طولانی را نشان می‌دهند؛ ولی نسبت به علایم و شواهد زمین‌شناسی، دارای قاطعیت و اطمینان بیشتری هستند.

رودخانه‌ها اولین اشکال محیطی هستند که نسبت به وقوع تغییرات در بستر جریان و یا بروز تغییرات در حواشی بستر جریان، عکس‌العمل نسبتاً سریعی نشان می‌دهند. با توجه به عکس‌العمل‌های ثابت شده رودخانه‌ها نسبت به وقوع تغییرات غیرعادی ناشی از تکتونیک، می‌توان با تحلیل آنها با استفاده از شاخص‌های مورفومتری، در رابطه با وقوع تغییرات مذکور اظهار نظر نمود. به عبارت دیگر، شاخص‌های مورفومتری از ابزار مناسب برای بررسی تأثیر تکتونیک بر رودخانه‌ها محسوب می‌شوند که می‌توان در بررسی اثرهای تکتونیک بر مسیر رودخانه‌ها، به نتایج حاصل از آنها استناد نمود.

علائم و شواهد ژئودزی

این نوع علائم و شواهد نشان‌دهنده حرکات و تغییر شکل‌های جوان، بسیار دقیق بوده، اغلب بدون ابهام هستند. علائم و شواهد ژئودزی، در واقع نتایج اندازه‌گیری‌های بسیار دقیق توسط دستگاه‌های اندازه‌گیری ژئودزی هستند. وجود حرکات و تغییر شکل‌های جوان در هر منطقه و جزئیات و مشخصات آنها را می‌توان به راحتی از مقایسه نتایج اندازه‌گیری‌های انجام شده در مورد فاصله بین دو نقطه مشخص و یا اختلاف ارتفاع دو نقطه مشخص تشخیص داد.

علائم و شواهد زلزله‌شناسی

علائم و شواهد زلزله‌شناسی، پس از شواهد ژئودزی، از جمله علائم دقیق بیانگر وجود فعالیت‌های نوزمین‌ساختی است. این علائم شامل داده‌های دستگاهی زلزله‌ها می‌شوند.

روش پژوهش

به علت فراوانی سازه‌های مسکونی، نظامی و مرزی در منطقه پیرانشهر و با توجه به حضور برخی از علائم و شواهد نوزمین‌ساختی در منطقه جنوب آذربایجان غربی نیاز به بررسی جامعی از فعالیت‌های تکتونیک و تعیین میزان فعالیت گسل اصلی موجود در این منطقه (گسل پیرانشهر) به عنوان بخشی از گسل فعال زاگرس احساس شد. نظر به اینکه این محدوده مرزی و دورافتاده قبلاً با این دقت و به صورت جزئی مطالعه نشده و فاقد پیشینه تحقیق است، نگارنده بر آن شد تا با استفاده از علائم و شواهد زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی و زلزله‌شناسی میزان فعالیت تکتونیک و در نتیجه لرزه‌خیزی منطقه را بررسی و تعیین کند. در این راستا، پس از انجام مطالعات کتابخانه‌ای، زمین‌شناسی و صحرایی و با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) در محیط GIS، نقشه رقومی ارتفاعی منطقه تهیه شده است. سپس بر اساس این نقشه اندیس‌های مورفوتکتونیک، شامل: شاخص نسبت پهنای عرض دره به ارتفاع دره (V)، شاخص نسبت (V_c)، شاخص به کمک ابزار 3D Analyst در محیط Arcmap استخراج و اندازه‌گیری شده‌اند. نتایج حاصل از اندازه‌گیری اندیس‌های مورفوتکتونیک میزان فعالیت گسل اصلی منطقه و طول مؤثر گسل (نصف طول اندازه‌گیری شده گسل) بزرگی زلزله حاصل از فعالیت این گسل را نشان می‌دهد. شایان ذکر است کلیه کارهای پژوهشی در مورد لرزه‌خیزی این منطقه به صورت کلی و با عنوان بخشی از گسل اصلی جوان زاگرس انجام گرفته است.

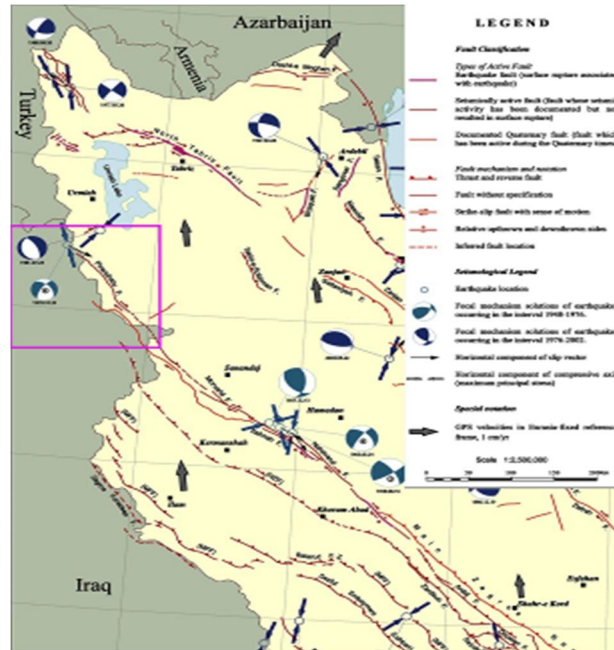
زمین شناسی منطقه

گسل پیرانشهر و محدوده مورد مطالعه که اندیس‌های مورفومتری در آن اندازه‌گیری شده‌اند، در تقسیم‌بندی‌های ساختمانی ایران، بخشی از زون زاگرس و زیر پهنه راندگی‌ها محسوب می‌شود (آقابات، ۱۳۸۳). گسل پیرانشهر در جنوب غربی استان آذربایجان غربی واقع شده است که نخستین بار توسط افتخارنژاد (۱۹۷۵) نامگذاری شد. این گسل دارای روند شمال غربی- جنوب شرقی است که مرمرهای ژوراسیک - کرتاسه را در جنوب باختری از آبرفت‌های کوتاه‌تر در شمال خاوری جدا می‌کند. چالنگو و براد (۱۹۷۴) این گسل را قطعه شمال غربی گسل اصلی جوان زاگرس دانسته‌اند. گسل اصلی و جوان زاگرس، یک گسل فعال و لرزه‌زا در ادامه شمال باختری گسل اصلی زاگرس است که توسط چالنگو و براد (۱۹۷۴) به این نام^۱ خوانده شده است. گسل اصلی جوان زاگرس مورد اختلاف نظر بین زمین شناسان است؛ ولی به نظر می‌رسد پیدایش آن مربوط به ۵ تا ۷ میلیون سال گذشته بوده و همراه با گسل آناطولی در ترکیه بخشی از حرکت راستگرد بین پلیت اوراسیا و عربستان را تأمین می‌کند (طالبيان و جکسون ۲۰۰۲). این گسل در غرب کشور، مرز بخش جنوب غربی ایران مرکزی و بخش شمال شرقی کمربند چین خورده زاگرس را تشکیل می‌دهد. گسل اصلی جوان زاگرس یک ساختار منفرد نیست؛ بلکه زون باریکی است که از ردیف قطعات گسلی منفرد و مجزا و به طور عمومی راستگرد تشکیل شده که طرح همپوشان^۲ دارند. قطعات گسلی تشکیل دهنده این گسل از جنوب شرقی به شمال غربی عبارتند از: گسل درود، نهاوند، گارون، صحنه، مروارید و پیرانشهر.

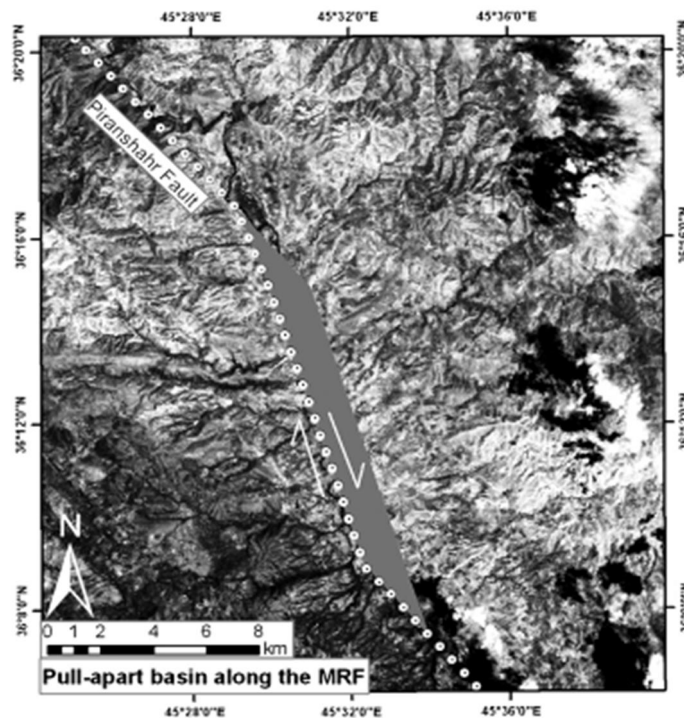
گسل جوان زاگرس دارای سه قطعه با روندهای قرارگیری متفاوت است: قطعات شمال غربی، میانی و جنوبی. با توجه به نحوه قرارگیری این قطعات نسبت به هم، انتظار داریم که در بخش‌های پایانی آن شاهد وجود مؤلفه نرمال باشیم. لذا با توجه به شواهد ژئومورفیکی و صحرایی می‌توان وجود مؤلفه نرمال را در گسل پیرانشهر که قطعه پایانی گسل جوان زاگرس است، تأیید کرد. طول گسل پیرانشهر حدود ۹۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است. این گسل در امتداد دامنه غربی دره رودخانه زاب کوچک، یک مرز ساختاری ایجاد کرده است. رشته کوهی که یک قطعه مورفولوژیکی برخاسته است و بیش از ۲۵۰۰ متر ارتفاع دارد، بر اثر عملکرد این گسل شکل گرفته است. جابه‌جایی قائم در امتداد این گسل بیش از ۱۰۰۰ متر است. بر اساس بازدیدهای صحرایی، کارکرد گسل پیرانشهر کششی است و جابه‌جایی شواهد مورفولوژیکی، نظیر آبراهه‌ها و عوارض توپوگرافی، نشان‌دهنده مؤلفه امتداد لغز راستگرد این گسل است. یک حوضه جدایش و کشش^۳ توسط علیپور و همکاران (۲۰۱۲) در امتداد گسل پیرانشهر شناسایی شده (شکل ۳) که به واسطه تغییر جهت‌گیری تنش‌ها در امتداد این گسل کششی ایجاد شده است. طول این حوضه حدود ۱۵ کیلومتر از روی عکس ماهواره‌ای تخمین زده شده که با توجه به زمان تشکیل گسل اصلی جوان زاگرس (۵ تا ۱۰ میلیون سال قبل) نرخ جابه‌جایی حدود ۱/۵ تا ۳ میلی‌متر در سال را برای این گسل تخمین می‌زند. در همین تحقیق، تعدادی اشکال حاصل از زمین‌لغزش هم به فعالیت نرمال گسل پیرانشهر نسبت داده شده است. بررسی سازوکار کانونی برخی زلزله‌ها (سیلاخور، ۲۳ ژانویه ۱۹۰۹) در

- 1- Main recent fault
- 2- en echelon
- 3- pull apart

حوالی شمال غرب گسل اصلی جوان زاگرس حرکت امتداد لغز قطعات این بخش را همراه با مؤلفه نرمال نشان می دهد و همچنین، وجود بخش های تحت کشش در فاصله بین گسل های این قسمت را اثبات می کند.



شکل ۲) حل مکانیسم کانونی زلزله های رخ داده در شمال غرب ایران؛ برگرفته از نقشه گسل های فعال ایران، مؤسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله



شکل ۳) حوضه جدایش و کشش در امتداد گسل پیرانشهر (علیپور و همکاران، ۲۰۱۲)

به باور بریریان (۱۹۷۶) زمین لرزه‌های زیر به نظر می‌رسد که در ارتباط با فعالیت مجدد گسل پیرانشهر باشند:

- زمین لرزه‌های ۲۲ جولای و ۱۷ آگوست ۱۹۶۴ میلادی با بزرگای حدود ۵٫۵ که باعث تخریب بخش‌هایی از شهر پنجوین (شمال غربی مریوان، در عراق) و کشته شدن ۶ نفر گردید.

- زمین لرزه ۲۵ اکتبر ۱۹۷۰ با بزرگای ۵ در نزدیکی پیرانشهر که به خسارت دیدن ۱۵۰ خانه و مجروح شدن ۲۰ نفر منجر گردید.

- زمین لرزه ۲۸ نوامبر ۱۹۶۹ با بزرگای بین ۴ تا ۵ در جنوب پیرانشهر

ژئو مورفولوژی

همان‌گونه که در مقدمه نیز عنوان شد، بررسی عوارض و شواهد مورفولوژیکی و شاخص‌های مورفوتکتونیک رودخانه‌ها و پیشانی کوهستان‌ها از بهترین روش‌های ارزیابی زمین‌ساخت فعال هستند. از این‌رو، مهمترین هدف به کارگیری این روش در مورفوتکتونیک، بیرون آوردن اشکال ناهمواری‌های پوسته از حالت کیفی و توصیفی و عددی نمودن آنهاست (Zuchiewicz, 1998).

شبه‌های زهکشی و چشم‌اندازهای رودخانه‌ای به صور گوناگون نسبت به وقوع تغییرات در بستر جریان عکس‌العمل نشان می‌دهند. تشکیل تراس‌های رودخانه‌ای، تغییر نیمرخ طولی و مقطع عرضی و همچنین، جابه‌جایی‌های جانبی در مسیر جریان رودخانه‌ها، از جمله این عکس‌العمل‌ها محسوب می‌شوند که با تشدید فرسایش نیز همراه می‌گردند. اطلاعاتی که از شاخص‌های مورفوتکتونیک و نوزمین‌ساختی حاصل می‌شوند، بیانگر فعالیت‌های تکتونیک جوان یا قدیم یک منطقه هستند. از این نظر، بررسی و مطالعه این شاخص‌ها در بررسی تکتونیک منطقه حایز اهمیت است. شاخص‌های مورفوتکتونیک از فاکتورهای مهم برای ارزیابی فعالیت تکتونیک منطقه هستند که تحت تأثیر ویژگی‌های فیزیکی و مکانیک سنگ نیز قرار دارند. در کل، در مناطق فعال از نظر تکتونیک سیستم‌های زهکشی، اغلب توسط نوع، هندسه و فعالیت اخیر گسل‌های ناحیه‌ای و محلی تحت تأثیر قرار می‌گیرند.

یافته‌های پژوهش

برآورد بیشینه بزرگی زلزله محتمل

فعالیت‌های لرزه زمین‌ساختی، خود یکی از بارزترین و پر اطلاعات‌ترین علایم و شواهد فعالیت‌های نوزمین‌ساختی در هر منطقه هستند. داده‌های زلزله، شامل داده‌های تاریخی و دستگاهی می‌شوند. شواهد تاریخی در رابطه با زلزله‌های رخ داده، اغلب دارای ابهام بوده، دقت کمتری دارند. شکل (۴) نقشه لرزه‌خیزی شمال غربی ایران را نشان می‌دهد.

با توجه به نقشه سائیموتکتونیک شمال غرب ایران، کانون زلزله‌های رخ داده در حوالی گسل پیرانشهر سطحی بوده (حدود ۰ تا ۳۳ کیلومتر)، با استفاده از فرمول محاسبه بزرگی زلزله ایجاد شده توسط گسل با توجه به طول آن که توسط مهاجر اشجعی و نوروژی (۱۹۷۸) معرفی شده (پور کرمانی و آراین، ۱۳۷۶)، بزرگی زلزله ایجاد شده توسط این گسل ۶/۹۷ در مقیاس ریشتر است.

$$M_s = \log 95/2 + 5.4 = 6.97$$

در این فرمول، نصف طول گسل بر حسب متر نوشته می شود:

$$M_s = 1.259 + 1.244 \log L$$

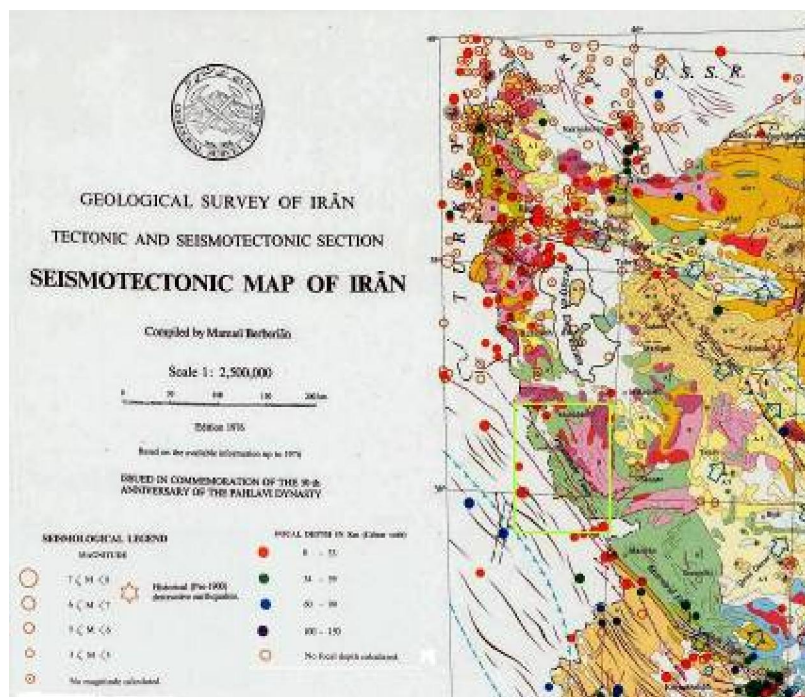
$$M_s = 1.259 + 1.244 \log 37500 = 6.94$$

برای همین گسل، اگر بزرگای موج سطحی (M_s) ایجاد شده با فرمول امبرسیز و جکسون (۱۹۹۸) محاسبه شود، که برای زلزله های ایران و شرق مدیترانه (ترکیه) پیشنهاد شده (صفری و خدروی ۱۳۹۰) عددی معادل ۶/۹ ریشتر به دست می آید، که در این فرمول نصف طول گسل بر حسب کیلومتر منظور می شود:

$$M_s = 5.27 + 1.04 \log L$$

$$M_s = 5.27 + 1.04 \log 37.5 = 6.90$$

همان طور که ملاحظه می شود، در تمام روابط بالا بزرگی زلزله ایجاد شده توسط گسل پیرانشهر حداقل ۶/۹ محاسبه شده که به نظر می رسد باید نسبت به مقاوم سازی سازه های مسکونی، مرزی و نظامی فراوان در این منطقه اقدام شود. طبق نظر طالبیان و جکسون (۲۰۰۲) گسل اصلی جوان زاگرس دارای قدرت لرزه زایی با بزرگی ۶ تا ۷ ریشتر است که با توجه به سرعت همگرایی ۱۷ میلی متر در سال بین ایران و عربستان ممکن به نظر می رسد. بنابراین، گسل پیرانشهر هم به عنوان بخش انتهایی و شمالی گسل جوان زاگرس می تواند دارای چنین قدرت لرزه زایی باشد.



شکل ۴) نقشه سائزمو تکتونیکی شمال غرب ایران؛ محدوده گسل پیرانشهر داخل مستطیل مشخص

شده، برگرفته از تارنمای سازمان زمین شناسی ایران

تحلیل مورفولوژی و شاخص های مورفوتکتونیکي فعال

معمولاً، چندین شاخص مورفوتکتونیکي در تحلیل توپوگرافی و همچنین، نسبت فعالیت تکتونیکي یک منطقه استفاده می‌شوند. شاخص‌های منفرد بر اساس تحلیل شبکه آبراه‌های یا پیشانی کوهستان هستند. شاخص‌ها، یک روش کمی را برای تحلیل مورفولوژی وابسته به فرسایش و فرایندهای رسوب‌گذاری که کانال رودخانه‌ها، مقاطع طولی و ریخت‌شناسی دره‌ها و همچنین، فرم‌های مشتق شده تکتونیکي، مانند پرتگاه‌های گسلی را دربرمی‌گیرد، نشان می‌دهند. شاخص‌های تکتونیک فعال، ناهنجاری‌های سیستم آبرفتی یا طول پیشانی کوهستان را نمایان می‌سازد. این ناهنجاری‌ها ممکن است به وسیله تغییرات محلی فعالیت تکتونیکي در نتیجه بالاآمدگی یا فرونشست ایجاد شده باشند. در اینجا شاخص‌های مختلف در منطقه مورد مطالعه اندازه‌گیری شده و سپس براساس میزان هر شاخص به رده‌های تکتونیکي غیرفعال، با فعالیت متوسط و فعال نسبت داده شده‌اند (Bull & Mc Fadden, 1977).

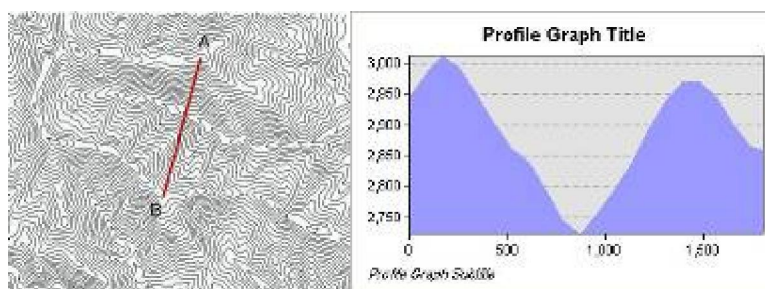
شاخص نسبت عرض دره به ارتفاع دره (V)

این شاخص که به‌وسیله بول (۲۰۰۷) پیشنهاد شده است، در شناسایی وضعیت تکتونیکي منطقه؛ بویژه مناطقی که اخیراً بالاآمده‌اند، کمک فراوانی می‌کند. این نسبت به صورت زیر محاسبه می‌شود:

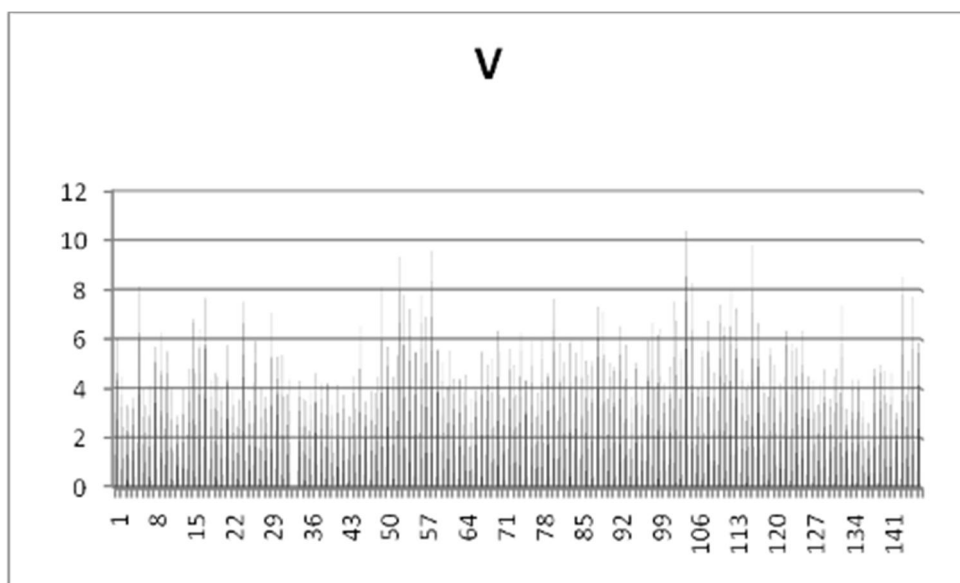
$$V=2V_w/(E_{rd}-E_{sc})+(E_{ld}-E_{sc})$$

در این فرمول V، نسبت پهنای عرض دره به ارتفاع دره، V_w پهنای عرض دره، E_{rd} و E_{ld} به ترتیب ارتفاعات دیواره سمت راست و چپ دره و E_{sc} ارتفاع دره است. در شکل (۵) نمونه‌ای از دره‌های موجود در محدوده گسل پیرانشهر و نحوه رسم مقطع از آن نشان داده شده است.

در شکل (۶) مقادیر اندازه‌گیری شده شاخص نسبت عرض دره به ارتفاع دره برای ۱۴۵ دره موجود در محدوده مورد مطالعه نشان داده شده است. با مطالعه نمودار، مشخص می‌گردد که نرخ این شاخص از ۳ تا ۱۰ متغیر بوده و به طور میانگین حدود ۵/۵ در نظر گرفته شده است که نشان‌دهنده مناطق در حال بالا آمدن است. در مناطق غیرفعال از نظر بالاآمدگی مقدار متوسط این شاخص معمولاً بالاتر از ۷ است (Bull, 2007).



شکل (۵) چگونگی برداشت یک دره به عنوان نمونه و تهیه مقطع توپوگرافی از آن برای اندازه‌گیری شاخص‌های مورفوتکتونیکي

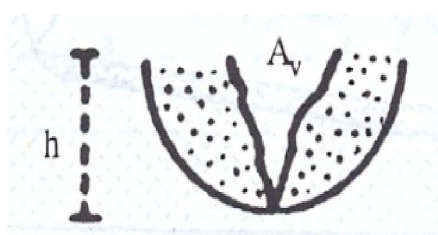


شکل ۶) شاخص V محاسبه شده برای ۱۴۵ دوره در محدوده گسل پیرانشهر

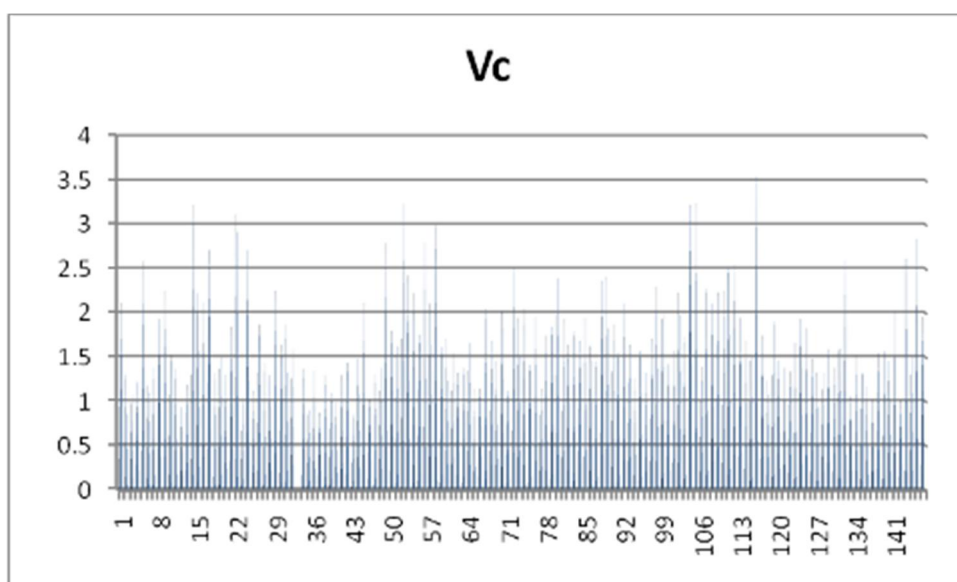
شاخص نسبت V_c

از شاخصه‌های دیگر مربوط به شکل دره‌ها می‌توان به نسبت V_c اشاره نمود که دارای حساسیت متوسطی نسبت به بالآمدگی تکتونیکی بوده (Mayer, 1986) و از رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$V_c = A_v/A_c$$



در رابطه فوق، A_v مساحت دره در مقطع عرضی بر حسب متر مربع، A_c مساحت نیم دایره به شعاع h و کمیت h حداکثر ارتفاع دامنه کوتاه تر دره است. هر چه مقدار عددی V_c به عدد یک نزدیکتر باشد، شکل دره به صورت V ظاهر می‌گردد که بیانگر بالآمدگی تکتونیکی در منطقه است. به طور کلی، دره عریض تر و با عمق کم، نشان‌دهنده غلبه فرسایش بر فرایندهای تکتونیکی یک منطقه است. البته، جنس مواد و سنگ‌ها نیز در این امر مؤثر است. هر چه دره عریض تر و عمق آن کمتر باشد، مقدار V_c بزرگتر می‌شود و هر چه این شاخص به ۱ نزدیکتر باشد، شکل دره به V نزدیکتر و بالآمدگی تکتونیکی بیشتر است. مقادیر عددی اندازه‌گیری شده برای این شاخص در منطقه مورد مطالعه به طور میانگین ۱/۵ است و فعالیت بالای تکتونیکی را نشان می‌دهد (شکل ۷).



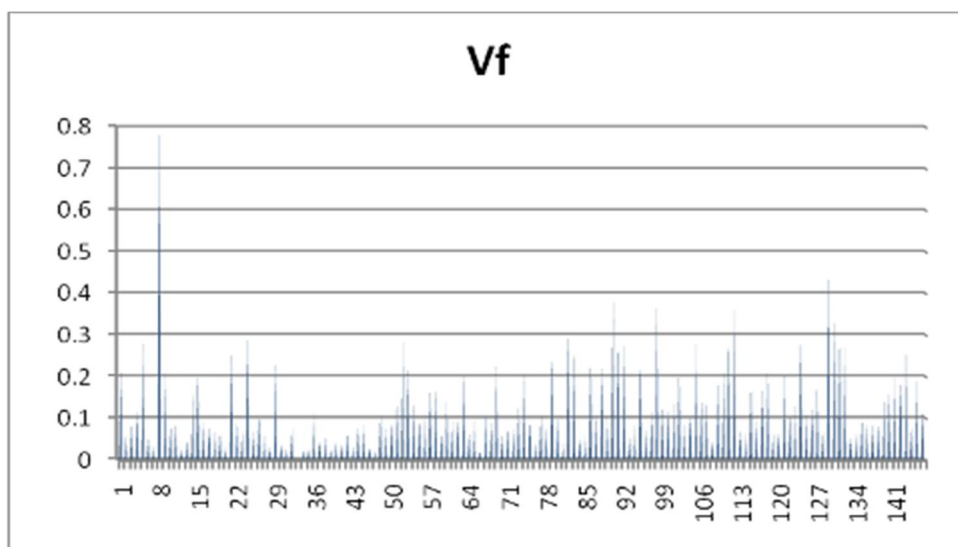
شکل ۷) شاخص Vc محاسبه شده برای ۱۴۵ دره در محدوده گسل پیرانشهر

شاخص نسبت پهنای کف دره به عمق دره (V_f)

این شاخص که به وسیله Bull & Mc Fadden (1977) پیشنهاد شده است، در شناسایی سکون تکتونیکی منطقه و مناطقی که اخیراً بالا آمده اند، کمک می‌کند. این نسبت به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$V_f = 2V_{fw} / (E_{rd} - E_{sc}) + (E_{ld} - E_{sc})$$

در این فرمول V_f ، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره، V_{fw} پهنای کف دره، E_{ld} و E_{rd} به ترتیب ارتفاعات دیواره سمت راست و چپ دره و E_{sc} ارتفاع دره از سطح دریاهاى آزاد است. مقادیر نسبتاً بالای V_f ، دره‌هایی با کف پهن شده و U شکل را که بر اثر فرسایش جانبی به وجود آمده‌اند و از ثبات زمین ساختی^۴ منطقه حکایت می‌کنند، نشان می‌دهند. دره‌هایی به شکل V نیز با مقادیر نسبتاً پایینی از V_f مشخص می‌شوند که مربوط به زیاد بودن نرخ بالا آمدگی و وجود دره‌هایی عمیق است (Keller & Pinter, 1996). هرچه میزان این شاخص کوچکتر باشد، نشان دهنده مناطق تکتونیکی فعال و در حال بالا آمدن همراه با ایجاد دره‌های باریک و عمیق است. مقادیر این شاخص برای منطقه مورد مطالعه در شکل (۸) نشان داده شده است. مقدار عددی ۰/۹۹ را مرز میان جبهه‌های کوهستانی فعال و غیرفعال از نظر تکتونیکی عنوان نموده‌اند. در مناطق کوهستانی بسیار فعال مقدار V_f بین ۰/۵۰ تا ۰/۰۵ متغیر است (Bull, 2007). همان‌طور که از نمودار شکل (۸) پیداست، مقدار این شاخص در محدوده مورد مطالعه حدود ۰/۱۴ است که گویای فعالیت بالای تکتونیکی است.



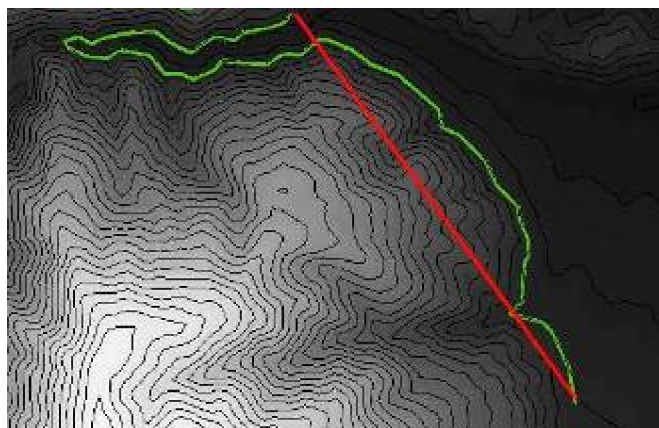
شکل ۸) شاخص Vf محاسبه شده برای ۱۴۵ دره در محدوده گسل پیرانشهر

شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان (S_{mf})

این شاخص یک ابزار شناسایی در تشخیص نواحی فعال تکتونیکی است که توسط بول و مک فادن (۱۹۷۷) پیشنهاد شده است و میزان فعالیت تکتونیکی و تغییرات فرسایشی ساختمان های تکتونیکی را نشان می دهد. شاخص سینوسیته پیشانی کوهستان به شکل زیر تعریف شده است:

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

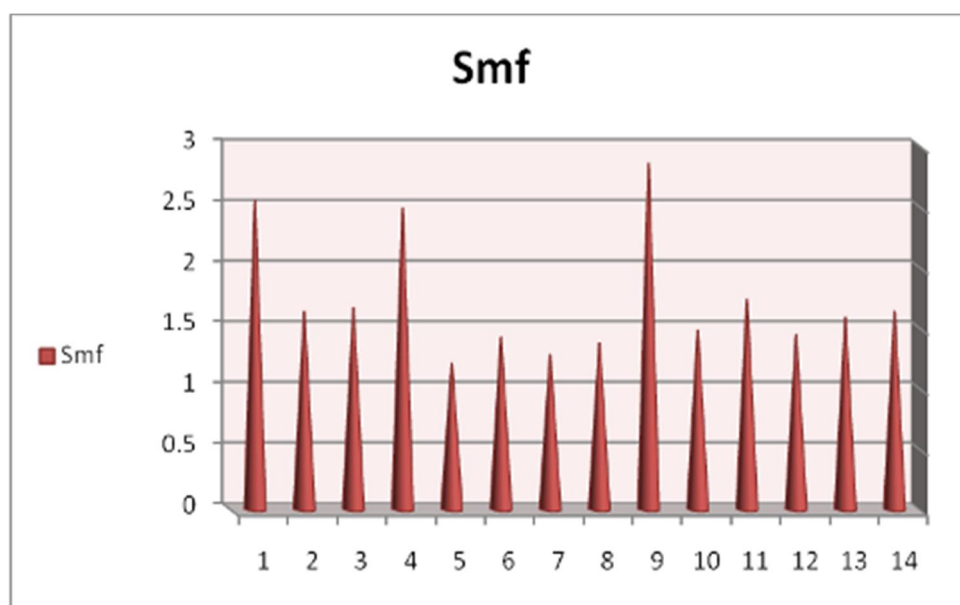
در این فرمول، L_{mf} معرف طول پیشانی کوهستان در امتداد کوهپایه در محل شکستگی واضح در شیب و L_s طول خط مستقیم ترسیم شده به موازات پیشانی مورد نظر است (شکل ۹). سینوسیته پیشانی کوه، تعادل بین نیروهای فرسایشی و نیروهای تکتونیکی را منعکس می نماید. نیروهای فرسایشی روندی عمودی نسبت به برش دماغه ها در پیشانی کوه دارند، در صورتی که نیروهای تکتونیکی از روند ایجاد شده در پیشانی کوه که به صورت مستقیم و منطبق بر گسل فعال منطقه هستند، پیروی می کنند.



شکل ۹) نحوه اندازه گیری شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان در محل تغییر شیب در محدوده گسل پیرانشهر

پیشانی‌های فعال تکتونیکی مقدار S_{mf} کمتر از ۳ دارند؛ در حالی که مقادیر S_{mf} بیشتر از ۳ با پیشانی‌های غیرفعال در ارتباط است. هر چه قدر این شاخص کوچکتر و به عدد یک نزدیکتر باشد، نشان‌دهنده غلبه فعالیت تکتونیکی بر فرسایش، در میزان برخواستگی منطقه دارد. بنابراین، در یک جبهه کوهستانی مستقیم و صاف با یک گسل مرزی فعال، پیچ و خم پیشانی کوهستان مقدار پایین ۱ تا ۳، جبهه‌های با فعالیت متوسط، مقدار این شاخص را ۳ تا ۵ و جبهه‌های با فعالیت کمتر، مقدار این شاخص را بیشتر از ۵ نشان می‌دهند (Bull & Mc Fadden, 1977 و Keller & Pinter, 1996).

شاخص کاهش سینوسیته پیشانی کوهستان برای ۱۴ پیشانی در محدوده گسل پیرانشهر اندازه‌گیری و نتایج آن در نمودار شکل (۱۰) نشان داده شده است. همان‌گونه که در نمودار شکل (۱۰) نیز مشاهده می‌شود، این شاخص در همه جبهه‌ها عدد کمتر از ۳ را نشان می‌دهد.



شکل (۱۰) نمودار شاخص S_{mf} محاسبه شده برای ۱۴ پیشانی کوهستان در محدوده گسل پیرانشهر

نتیجه‌گیری

گسل پیرانشهر در جنوب غربی استان آذربایجان غربی، دارای راستای تقریبی شمال غربی - جنوب شرقی است. این گسل با حرکت شیب لغز نرمال با مؤلفه امتداد لغز راستگرد، موجب پایین‌افتادگی زمین‌های بخش شمال شرقی نسبت به بخش جنوب غربی شده است. از شواهد آن، وجود یک حوضه جدایش و کشش به طول تقریبی ۱۵ کیلومتر در شمال شرق گسل است. با توجه به حرکت پلیت عربستان به سمت اوراسیا در طول گسل جوان زاگرس و گسل آناتولی ترکیه با سرعت ۱۷ میلی‌متر در سال و فشار به‌وجود آمده از این همگرایی، گسل جوان زاگرس و در نتیجه گسل پیرانشهر به عنوان بخشی از آن فعال و لرزه‌زا هستند. همان‌طور که اندازه‌گیری شاخص‌های مورفوتکتونیکی حوالی گسل پیرانشهر هم مؤید این مطلب است، نتیجه اندازه‌گیری چندین شاخص ریخت مورفوتکتونیکی، میزان فعالیت تکتونیکی گسل

پیرانشهر را به عنوان شمالی ترین قطعه گسل جوان زاگرس نشان می دهد. اندازه گیری شاخص نسبت عرض دره به ارتفاع آن برای ۱۴۵ دره، به طور میانگین مقدار عددی ۵/۵ را نشان می دهند که بیانگر تکتونیک فعال در منطقه است. با توجه به شکل دره های ایجاد شده در منطقه که به صورت دره های عمیق و باریک هستند، چنین نتیجه می شود که بالا آمدگی در فاصله زمانی کم و با قدرت برش زیاد صورت گرفته است؛ به طوری که جریان، فرصت پهن نمودن دره را نداشته است. نتیجه اندازه گیری نسبت های V_c و (پهنای کف دره به عمق دره) V_f نیز که در ارتباط مستقیم با شکل دره ها هستند، نشان دهنده تکتونیک فعال در محدوده گسل پیرانشهر هستند. همچنین، میانگین نسبت V_c در منطقه ۱/۵ بوده، بیانگر بالا آمدگی سریع تکتونیک است. همچنین، نسبت V_f به طور متوسط ۰/۱۴ را نشان می دهد که گواه فعالیت بالای تکتونیک در منطقه است. شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان در ۱۴ جبهه اندازه گیری شده، که همه عدد پایین ۳ را نشان می دهد و گویای فعالیت بالای تکتونیک در این منطقه است. بنابراین، با توجه به اندازه گیری های انجام شده و سایر شواهد زمین شناسی، می توان با اطمینان گسل پیرانشهر را یک گسل فعال و لرزه زا و در نتیجه منطقه را حائز فعالیت های نوزمین ساختی در نظر گرفت. با توجه به طول تقریبی ۹۵ کیلومتری گسل (طول مؤثر گسل نصف طول واقعی آن در نظر گرفته شده است)، توان ایجاد زلزله با بزرگی حداقل ۶/۹ درجه در مقیاس امواج درونی زمین (ریشتر) نیز انتظار می رود که اثرهای نامطلوبی برای سازه های منطقه خواهد داشت؛ لذا با توجه به مطالعات و اندازه گیری های انجام شده و نتایج حاصله تأکید می شود هرچه زودتر نسبت به مقاوم سازی سازه های مسکونی، مرزی و بخصوص نظامی موجود در این منطقه اقدام شود.

منابع

- ۱- آقاباتی، سید علی. (۱۳۸۳). *زمین شناسی ایران*، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- ۲- پور کرمانی، محسن و آرین، مهران. (۱۳۷۶). *سایزمو تکتونیک (لرزه زمین ساخت)*، شرکت مهندسی مشاور دز آب.
- ۳- صفری، حجت اله و خدروی، لادن. (۱۳۹۰). *لرزه زمین ساخت*، دانشگاه گلستان.
- 4- Alipour, R. , Zare, M. & Gassemi, M.R. 2012, Inception of activity and slip rate on the Main Recent Fault of Zagros Mountains, Iran, *Geomorphology* 04047.
- 5- Berberian, M., 1976, Contribution to the Scismotectonics of Iran. Geological Survey of Iran, Rep. No 39.
- 6- Bull, W.B., 2007, Tectonic Geomorphology of Mountains A New Approach to paleoseismology, black well, 316pp.
- 7- Bull, W.B. , Fadden , L.D. , 1997, Tectonic Geomorphology north and south of the Garlock Fault, California, *Proceeding of 8th Annual Geomorphology Symposium*, New York.
- 8- Eftekharneshad , J., 1975, Brief history and structural development of Azarbaijan. *Geo. Surv. Iran. Internal report* 8p.
- 9- Keller, E.A., Pinter, N., 1996, *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landforms* Prentice Hall, New Jersey.
- 10- Mayer, L., 1986, Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts, In: Wallace *Active Tectonics*, National Academy Press, Washington, 125-135.
- 11- Talebian M. and Jackson J., 2002 , Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia–Eurasia collision zone, *Geophys. J. Int.* (2002) 150, 422–439

- 12- Tchalenko, J.S., Braud, J., 1974, Seismicity and structure of Zagros (Iran) – the Main Recent Fault. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 277, 1-25.
- 13- Zuchiewicz, W., 1998, Quaternary tectonics of the outer west Carpathians, Poland, Tectonophysics, 297: 121-132.