فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۳، شماره پیاپی ۱۱۵
کاملیا یزدانفر، دانشجوی دکترای تکتونیک، دانشگاه گلستان
C. Yazdanfar, Ph.D

شماره مقاله: ۹۸۹ **صص: ۱۴۶-۱۳۳**
وصول: ۹۲/۱۱/۲ **پذیرش: ۹۳/۶/۲**
E.mail: cyazdanfar@yahoo.com

تعیین فعالیت گسل پیرانشهر به عنوان شمال غربی‌ترین قطعه‌راندگی جوان زاگرس با کاربرد مدل DTM و نرم‌افزار GIS

چکیده

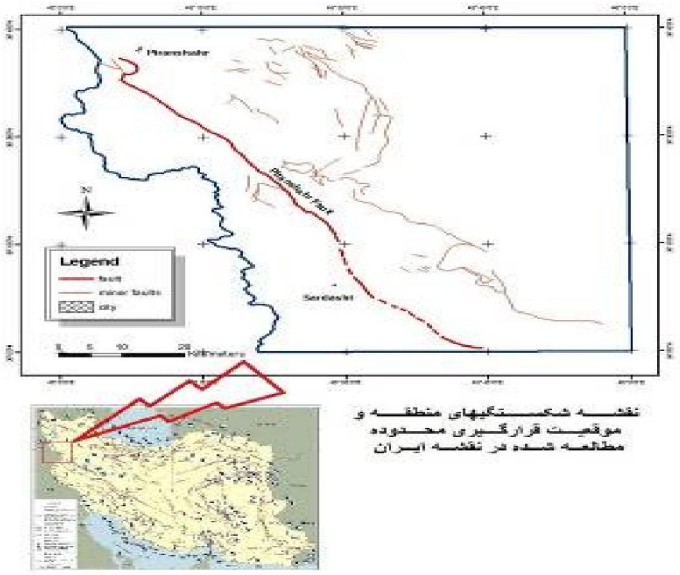
تکتونیک، نقش بسیار مهمی در تکامل مورفولوژیک هر منطقه ایفا می‌کند و به‌خوبی، به‌وسیله شاخص‌های مورفومتری، رودخانه‌ای و ساختمانی منعکس می‌شود. تحلیل تکتونیک فعال با استفاده از شاخص‌های مورفومتری، به مقاومت سنگ‌ها و گسل‌های موجود در منطقه بستگی دارد. از طرفی، نتایج حاصل از بررسی های مورفوتکتونیکی برای ارزیابی و پیش‌بینی خطر زمین‌لرزه در یک منطقه، روشی کارآمد است. به منظور تعیین میزان فعالیت گسل پیرانشهر به عنوان شمال‌غربی‌ترین قطعه راندگی جوان زاگرس، واقع در جنوب غربی استان آذربایجان‌غربی، شاخص‌های مورفوتکتونیکی، 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 شده‌اند. نتیجه اندازه‌گیری‌ها نشان دهنده نرخ سریع بالاآمدگی دره‌ها و مسطح‌شدگی فعال در پیشانی کوهستان است. همچنین، ارقام حاصل از به‌کارگیری شاخص‌های مختلف نیز نشان‌دهنده فعال بودن تکتونیک در محدوده گسل پیرانشهر است. نتایج بررسی‌های لرزه زمین‌ساختی نیز نشان می‌دهند گسل پیرانشهر با طول تقریبی ۹۵ کیلومتر، توان ایجاد زلزله‌ای با حداقل بزرگی ۶/۹ درجه در مقیاس ریشتر را دارد.

واژه‌های کلیدی: مورفوتکتونیک، نوزمین‌ساخت، تکتونیک فعال، شاخص‌های مورفومتری.

مقدمه

زلزله به جوامع انسانی؛ به ویژه از لحاظ اقتصادی، صدمه فراوانی می‌زند. بلایای طبیعی و مقابله با آن، به شناخت تکتونیک فعال، شامل: مطالعه الگوی دگرشکلی‌ها، تکامل چشم اندازها و تعیین نرخ فرایندهای تکتونیکی در طول میلیونها سال بستگی دارد. تکتونیک ژئومورفولوژی در کمربندهای کوهزایی، یکی از ابزارهای اصلی در معرفی گسل‌های فعال، شناخت مراحل تکامل ساختارهای زمین‌شناسی، برآورد خطر زلزله و مطالعه تکامل چشم‌اندازهاست (Keller & Pinter, 2002). در واقع، تکتونیک ژئومورفولوژی (مورفوتکتونیک) به مطالعه لندفرم‌های ایجاد شده توسط فرایندهای تکتونیکی یا کاربرد اصول ژئومورفیکی در حل مسایل تکتونیکی می‌پردازد.

مطالعه تکتونیک فعال و نیز حرکات و تغییرشکل‌های نوزمین‌ساختی با استفاده از شاخص‌ها و علایم و شواهد مختلفی؛ از جمله: علایم و شواهد زمین شناسی، ژئومورفولوژی، زلزله شناسی، ژئودزی و ... تشخیص داده می‌شوند.



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 طویل شدگی، ضخیم شدگی و نازک‌شدگی، کمانش یا قوس برداشتن پوسته، چین‌خوردگی‌ها، 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 گسل‌خوردگی 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 مورفوتکتونیکی

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.

رودخانه ها اولین اشکال محیطی هستند که نسبت به وقوع تغییرات در بستر جریان و یا بروز تغییرات درحواشی 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.

علایم و شواهد ژئودزی

این نوع علایم و شواهد نشان‌دهنده حرکات و تغییرشکل‌های جوان، بسیار دقیق بوده، اغلب بدون ابهام هستند. علایم 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 اندازه-گیری‌های انجام شده در مورد فاصله بین دو نقطه مشخص و یا اختلاف ارتفاع دو نقطه مشخص تشخیص داد.

علایم و شواهد زلزله شناسی

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

روش پژوهش

به علت فراوانی سازه‌های مسکونی، نظامی و مرزی در منطقه پیرانشهر و با توجه به حضور برخی از علایم و شواهد نوزمین‌ساختی در منطقه جنوب آذربایجان غربی نیاز به بررسی جامعی از فعالیت‌های تکتونیکی 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 قبلا با این دقت و به صورت جزئی مطالعه نشده و فاقد بیشینه تحقیق است، نگارنده بر آن شد تا با استفاده از علایم و شواهد زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی و زلزله‌شناسی میزان فعالیت تکتونیکی و در نتیجه لرزه‌خیزی منطقه را بررسی و تعیین کند. دراین 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 مورفوتکتونیکی، 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 مورفوتکتونیکی میزان فعالیت گسل اصلی منطقه و طول مؤثر گسل (نصف طول اندازه‌گیری شده گسل) بزرگی زلزله حاصل از فعالیت این گسل را نشان می دهد. 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.

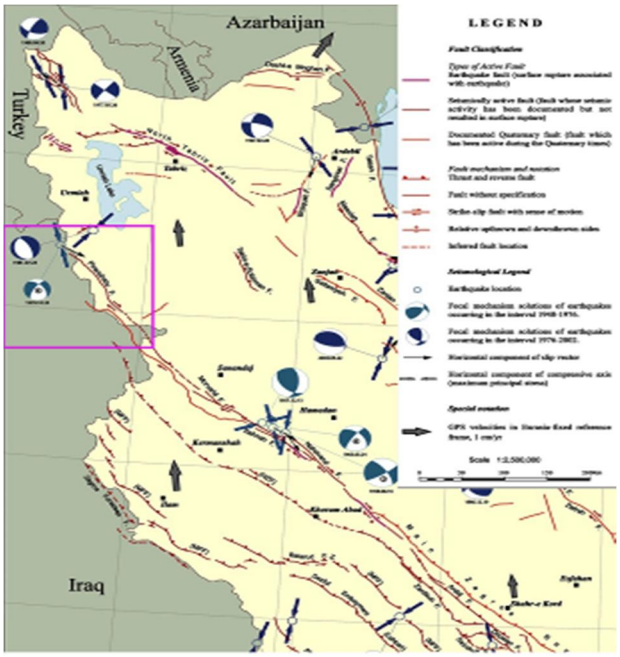
زمین شناسی منطقه

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 (آقانباتی، ۱۳۸۳). گسل پیرانشهر در جنوب غربی استان آذربایجان غربی واقع شده است که نخستین بار توسط افتخارنژاد (۱۹۷۵) نامگذاری شد. این گسل دارای روند شمال‌غربی– جنوب‌شرقی است که مرمرهای ژوراسیک – کرتاسه را در جنوب باختری از آبرفت‌های کواترنر در شمال خاوری جدا می‌کند. چالنکو و براد (۱۹۷۴) این گسل را قطعه شمال‌غربی 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 چالنکو و براد (۱۹۷۴) به این نام[1] خوانده شده است. گسل اصلی جوان زاگرس مورد اختلاف‌نظر بین زمین شناسان است؛ ولی به نظر می‌رسد پیدایش آن مربوط به ۵ تا ۷ میلیون سال گذشته بوده و همراه با گسل آناتولی در ترکیه بخشی از حرکت راستگرد بین پلیت اوراسیا و عربستان را تأمین می‌کند (طالبیان 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[2] دارند. قطعات گسلی تشکیل‌دهنده این گسل از جنوب شرقی به شمال غربی عبارتند از: گسل درود، نهاوند، گارون، صحنه، مروارید و پیرانشهر.

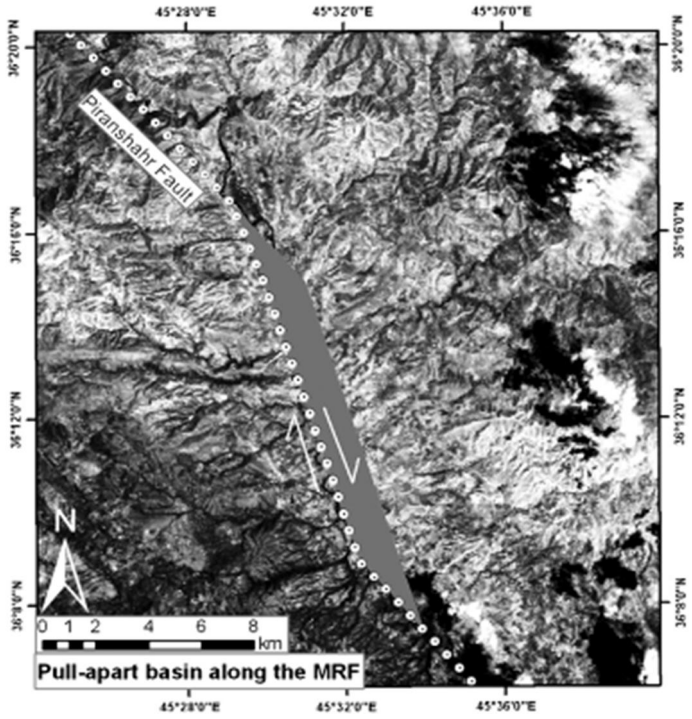
گسل جوان زاگرس دارای سه قطعه با روندهای قرارگیری متفاوت است: قطعات شمال غربی، میانی و جنوبی. با توجه به نحوه قرارگیری این قطعات نسبت به هم، انتظار داریم که در بخش‌های پایانی آن شاهد وجود مؤلفه نرمال باشیم. لذا با توجه به شواهد ژئومورفیکی و صحرایی می‌توان وجود مؤلفه نرمال را در گسل پیرانشهر که قطعه پایانی 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[3] توسط علیپور و همکاران (۲۰۱۲) در امتداد گسل پیرانشهر شناسایی شده (شکل ۳) که به‌واسطه تغییر جهت‌گیری تنش‌ها در امتداد این گسل کششی ایجاد شده است. طول این حوضه حدود ۱۵کیلومتر 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 می‌دهد و همچنین، وجود بخش‌های تحت کشش در فاصله بین گسل‌های این قسمت را اثبات می‌کند.



شکل ۲) حل مکانیسم کانونی زلزله‌های رخ‌داده در شمال غرب ایران ؛ برگرفته از نقشه گسل‌های فعال ایران، مؤسسه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله



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

به باور بربریان (۱۹۷۶) زمین‌لرزه‌های زیر به نظر می رسد که در ارتباط با فعالیت مجدد گسل پیرانشهر باشند:

– زمین‌لرزه‌های ۲۲ جولای و ۱۷آگوست 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.

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

– زمین‌لرزه 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 مورفوتکتونیکی 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).

شبکه‌های 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 عکس العمل‌ها محسوب می‌شوند که با تشدید فرسایش نیز همراه می‌گردند .اطلاعاتی که از شاخص‌های مورفوتکتونیکی و نوزمین‌ساختی حاصل می‌شوند، بیانگر فعالیت‌های تکتونیکی جوان یا قدیم یک منطقه هستند. از این نظر، بررسی و مطالعه این شاخص‌ها در بررسی تکتونیک منطقه حایز اهمیت است. شاخص‌های مورفوتکتونیکی از فاکتورهای مهم برای ارزیابی فعالیت تکتونیکی منطقه هستند که تحت تأثیر ویژگی‌های فیزیکی و مکانیک سنگ نیز قرار دارند. در کل، در مناطق فعال از نظر تکتونیکی 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 سایزموتکتونیکی شمال غرب ایران، کانون زلزله‌های رخ‌داده 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 نوروزی (۱۹۷۸) معرفی شده (پور کرمانی و آرین، ۱۳۷۶)، بزرگی زلزله ایجاد شده توسط این گسل۶/۹۷ در مقیاس ریشتر است.

Ms=log95/2+5.4=6.97

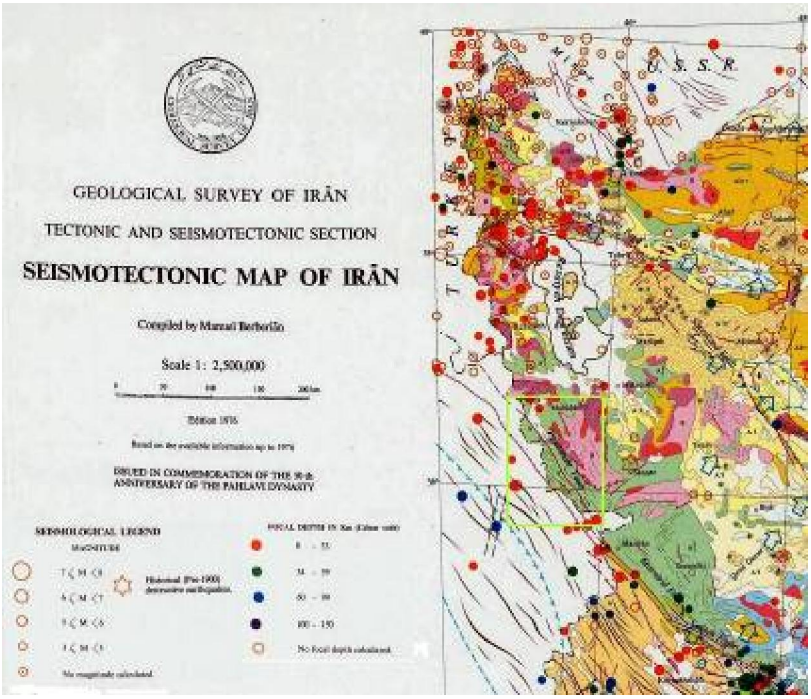
در این فرمول، نصف طول گسل بر حسب متر نوشته می‌شود:

Ms=1.259+1.244logL
Ms=1.259+1.244log37500=6.94

برای همین گسل، اگر بزرگای موج سطحی (Ms) ایجاد شده با فرمول امبرسیز و جکسون (۱۹۹۸) محاسبه شود، که برای زلزله‌های ایران و شرق مدیترانه (ترکیه) پیشنهاد شده (صفری و خدری ۱۳۹۰) عددی معادل ۶/۹ ریشتر به‌دست می‌آید، که در این فرمول نصف طول گسل بر حسب کیلومتر منظور می‌شود :

Ms=5.27+1.04logL
Ms=5.27+1.04log37.5=6.90

همان‌طور که ملاحظه می شود، در تمام روابط بالا بزرگی زلزله ایجاد شده توسط گسل پیرانشهر حداقل ۶/۹ محاسبه شده که به نظر می‌رسد باید نسبت به مقاوم‌سازی سازه‌های مسکونی، مرزی و نظامی فراوان در این منطقه اقدام شود. طبق نظر طالبیان و جکسون (۲۰۰۲) گسل اصلی جوان زاگرس دارای قدرت لرزه‌زایی با بزرگی ۶ تا ۷ ریشتر است که با توجه به سرعت همگرایی ۱۷ میلی‌متر در سال بین ایران و عربستان ممکن به نظر می‌رسد. بنابراین، گسل پیرانشهر هم به عنوان بخش انتهایی و شمالی گسل جوان زاگرس می‌تواند دارای چنین قدرت لرزه‌زایی باشد.



شکل ۴) نقشه سایزموتکتونیکی شمال غرب ایران؛ محدوده گسل پیرانشهر داخل مستطیل مشخص شده، برگرفته از تارنمای سازمان زمین شناسی ایران

تحلیل مورفولوژی و شاخص های مورفوتکتونیکی فعال

معمولاً، چندین شاخص مورفوتکتونیکی در تحلیل توپوگرافی و همچنین، نسبت فعالیت تکتونیکی یک منطقه استفاده می‌شوند. شاخص‌های منفرد بر اساس تحلیل شبکه آبراهه‌ای یا پیشانی کوهستان هستند. شاخص‌ها، یک روش کمّی را برای تحلیل مورفولوژی وابسته به فرسایش و فرایندهای رسوب‌گذاری که کانال رودخانه‌ها، مقاطع طولی و ریخت‌شناسی دره‌ها و همچنین، فرم‌های مشتق شده تکتونیکی، 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 تکتونیکی 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 تکتونیکی غیرفعال، با فعالیت متوسط و فعال نسبت داده شده‌اند (Bull & Mc Fadden, 1977).

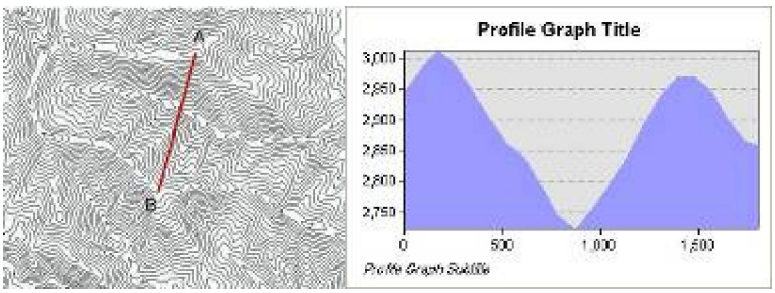
شاخص نسبت عرض دره به ارتفاع دره (V)

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

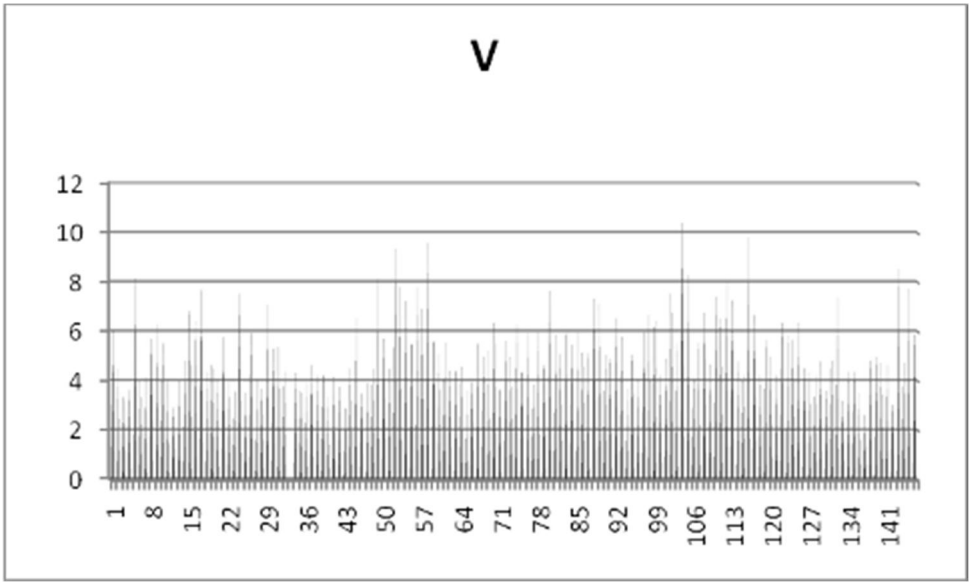
$$V=2V_w/(Erd-Esc)+(Eld-Esc)$$

در این فرمول V، نسبت پهنای عرض دره به ارتفاع دره، V_w پهنای عرض دره، E_{ld} و E_{rd} 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 معمولا بالاتر از ۷ است (Bull, 2007).



شکل۵) چگونگی برداشت یک دره به عنوان نمونه و تهیه مقطع توپوگرافی ازآن برای اندازه‌گیری شاخص‌های مورفوتکتونیکی

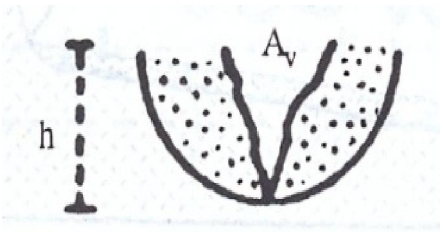


شکل ۶) شاخص V محاسبه شده برای۱۴۵دره در محدوده گسل پیرانشهر

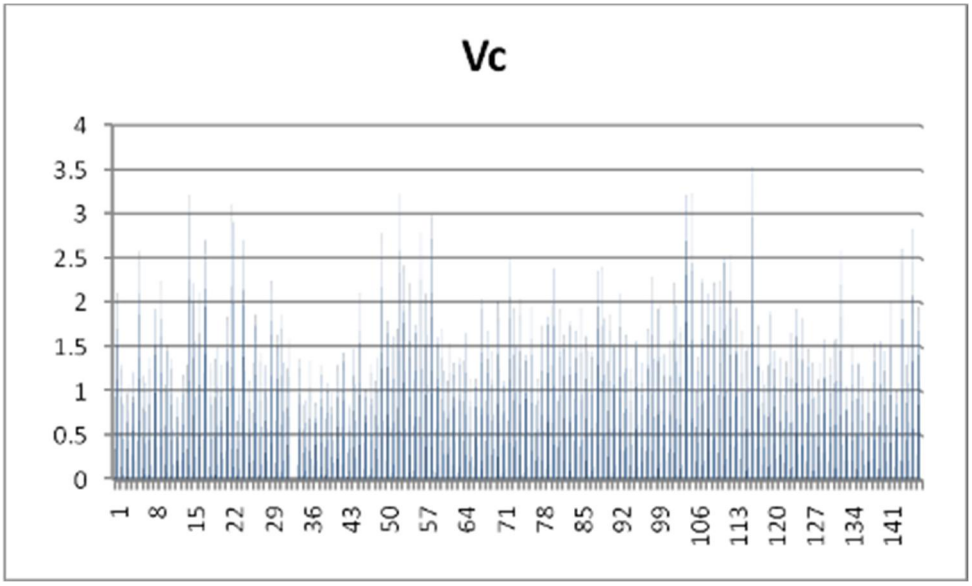
شاخص نسبت V_c

از شاخصه‌های دیگر مربوط به شکل دره‌ها می‌توان به *نسبت* V_c اشاره نمود که دارای حساسیت متوسطی نسبت به بالاآمدگی 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. هرچه مقدار عددی V_c به عدد یک نزدیکتر باشد، شکل دره به صورت V ظاهر می‌گردد که بیانگر بالاآمدگی تکتونیکی در منطقه است. به طور کلی، دره عریض‌تر 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 عریض‌تر و عمق آن کمتر باشد، مقدارVc بزرگتر می‌شود و هر چه این شاخص به ۱ نزدیکتر باشد، شکل دره به V نزدیکتر و بالاآمدگی 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

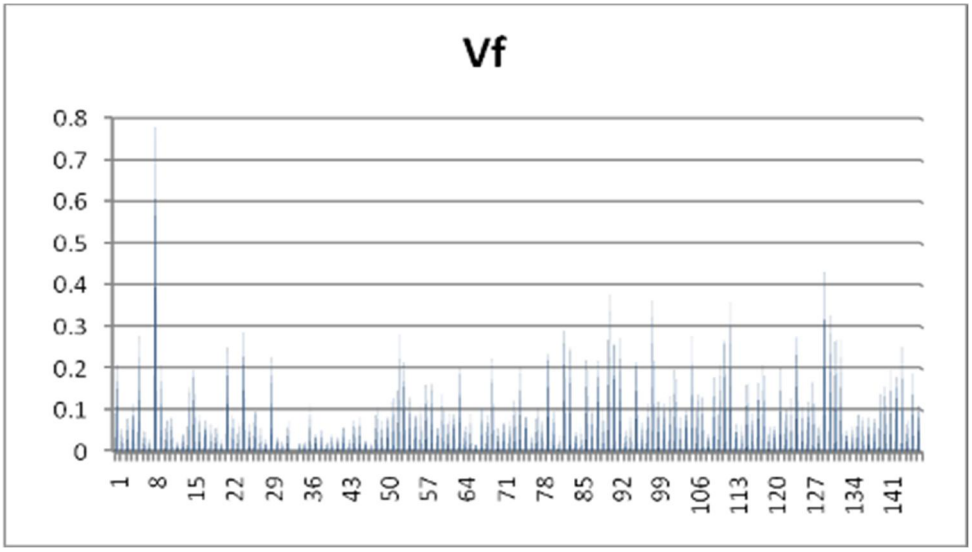
شاخص نسبت پهنای کف دره به عمق دره (V_f)

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 می شود:

$$V_f=2V_{fw}/(Erd-Esc)+(Eld-Esc)$$

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 دریاهای 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 بالاآمدگی و وجود دره‌هایی عمیق است(Keller & Pinter,1996). هرچه میزان این شاخص کوچکتر باشد، نشان دهنده مناطق تکتونیکی فعال و در حال بالاآمدن 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 Vf 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.

4- Tectonic Quiescence



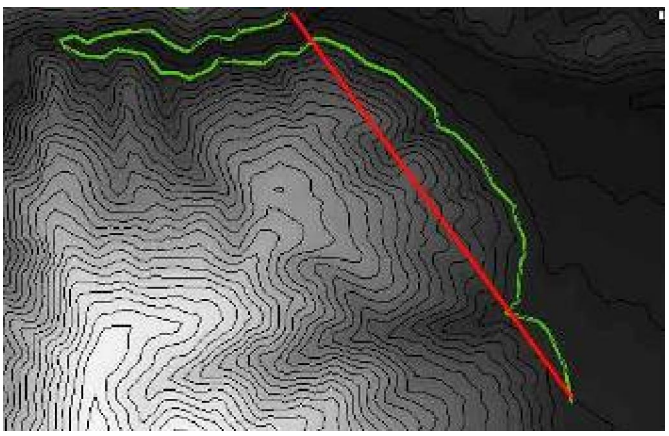
شکل۸) شاخص Vf محاسبه شده برای ۱۴۵ دره در محدوده گسل پیرانشهر

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 می‌دهد. شاخص سینوسیته پیشانی کوهستان به شکل زیر تعریف شده است:

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

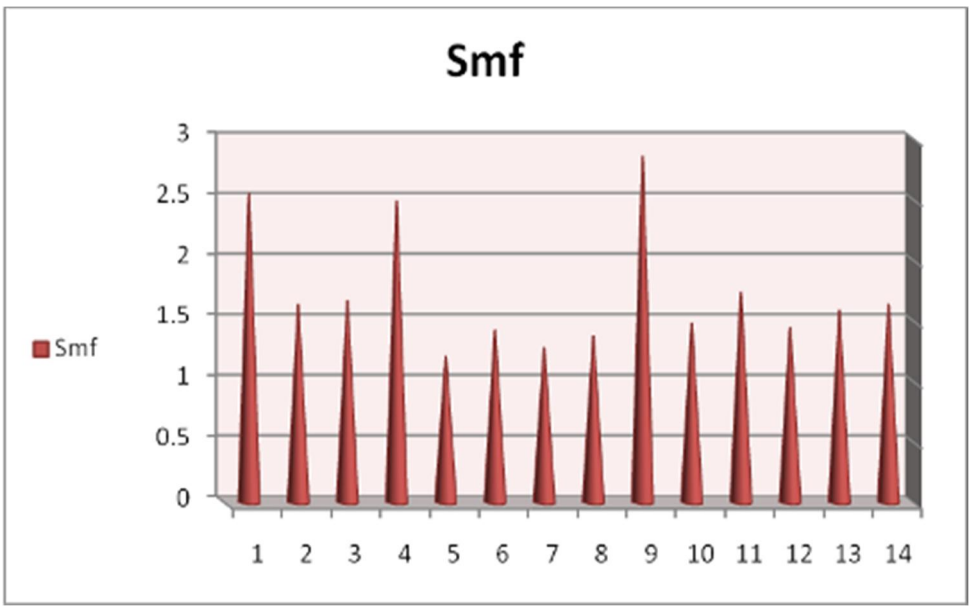
در این فرمول، L_{mf} معرف طول پیشانی کوهستان در امتداد کوهپایه در محل شکستگی واضح در شیب و L_s طول خط مستقیم ترسیم شده به موازات پیشانی مورد نظر است (شکل ۹). سینوسیتی پیشانی کوه، تعادل بین نیروهای فرسایشی و نیروهای تکتونیکی را منعکس می‌نماید. نیروهای فرسایشی روندی عمودی نسبت به برش دماغه‌ها در پیشانی 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.



شکل۹) نحوه اندازه‌گیری 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 برخاستگی 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 میلی متر 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 شمالی‌ترین 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 می‌دهند که بیانگر تکتونیک فعال در منطقه است. با توجه به شکل دره‌های ایجاد شده در منطقه که به صورت دره‌های عمیق و باریک هستند، چنین نتیجه می‌شود که بالاآمدگی در فاصله زمانی کم و با قدرت برش زیاد صورت گرفته است؛ به طوری‌که جریان، فرصت پهن‌نمودن دره را نداشته است. نتیجه اندازه‌گیری نسبت‌های V_c و (پهنای کف دره به عمق دره) V_f نیز که در ارتباط مستقیم با شکل دره‌ها هستند، نشان دهنده تکتونیک فعال در محدوده گسل پیرانشهر هستند. همچنین، میانگین نسبت V_c در منطقه ۱/۵ بوده، بیانگر بالاآمدگی سریع تکتونیکی است. همچنین، نسبت V_f به طور متوسط ۰/۱۴ را نشان می‌دهد که گواه فعالیت بالای تکتونیکی در منطقه است. شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان در ۱۴ جبهه اندازه‌گیری شده، که همه عدد پایین ۳ را نشان می‌دهد و گویای فعالیت بالای تکتونیکی در این منطقه است. بنابراین، با توجه به اندازه‌گیری‌های انجام شده و سایر شواهد زمین‌شناسی، می‌توان با اطمینان گسل پیرانشهر را یک گسل فعال و لرزه‌زا و در نتیجه منطقه را حائز فعالیت‌های نوزمین‌ساختی 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 می‌رود که اثرهای نامطلوبی برای سازه‌های منطقه خواهد داشت؛ لذا با توجه به مطالعات و اندازه‌گیری‌های انجام شده و نتایج حاصله تأکید می‌شود هرچه زودتر نسبت به مقاوم‌سازی سازه‌های مسکونی، مرزی و بخصوص نظامی موجود در این منطقه اقدام شود.

منابع

۱- آقانباتی، سید علی .(۱۳۸۳). *زمین شناسی ایران*، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

۲- پور کرمانی، محسن و آرین، مهران .(۱۳۷۶). *سایزموتکتونیک (لرزه‌زمین‌ساخت)*، شرکت مهندسی مشاور دز آب.

۳- صفری، حجت اله و خدری، لادن .(۱۳۹۰). *لرزه زمین‌ساخت*، 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, Proceedingof 8th Annual Geomorphology Symposium, New York.

8- Eftekharnezhad , 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, Scismicity and structure of Zagros (Iran) – the Main Recent Fault. Philosophical Transactions of the Royal Society of London277, 1-25.
13- Zuchiewicz,W., 1998, Quaternary tectonics of the outer west Carpathians, Poland, Tectonophysics, 297: 121-132.