جغرافیا و توسعه شماره ۳۸ بهار ۱۳۹۴
وصول مقاله : ۱۳۹۱/۹/۱۸
تأیید نهایی : ۱۳۹۳/۴/۸
صفحات : ۹۰- ۷۵

ارزیابی جنبایی گسل گوربند بر اساس شواهد ریخت زمین‌ساختی و نوزمین‌ساختی (شمال شرق تربت‌جام)

محسن جامی[۱] ، دکتر محمد مهدی خطیب[۲]، دکتر علی‌اصغر مریدی فریمانی[۳]، دکتر سیدحسین میرزینلی‌یزدی[۴]

چکیده

گستره‌ی مورد بررسی در شمال شرق ایران و در مجاور شهر تربت‌جام واقع شده است. گسل‌های اصلی همچون گل‌بانو، گوربند، جهان‌آباد، رسول‌آباد و کجاب در فاصله‌ی کمی نسبت به شهر تربت‌جام قرار دارند. گسل گوربند بزرگترین گسل موجود در رسوبات آبرفتی دشت تربت‌جام است که دارای روند شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد. بررسی فعالیّت زمین‌ساختی گسل مذکور با توجه به نزدیکی به شهر و قرارگیری روستاهای مختلف در مجاور آن دارای اهمیت زیادی می‌باشد. در این تحقیق اثر حرکات امروزی این گسل بر ژئومورفولوژی ساختاری منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. جهت ارزیابی فعالیّت زمین‌ساختی گسل مورد بررسی شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی (Smf ,V ,SL) به عنوان ابزار اصلی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. مطالعه و بررسی شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی نشان-دهنده‌ی فعالیّت بالای این گسل می‌باشد. وجود افرازهای گسلی تغییر مسیر رودخانه‌ها و آبراهه‌ها، دره‌های V شکل، چین خوردگی رسوبات کواترنر و تغییر رنگ در رسوبات در پهنه‌ی گسلی از شاخص‌های ژئومورفولوژیکی مهم هستند که در برداشت صحرایی و در ارتباط با حرکت گسل گوربند مشاهده می‌شود. جابه‌جایی در آبراهه‌ها نشان‌دهنده‌ی جوان‌ترین حرکات در طول این گسل می‌باشد، همچنین جهت جابجایی در این کانال‌ها نیز نشان‌دهنده جهت حرکت امتداد لغز راستبر در گسل مذکور است. وجود فرازش در رسوبات نئوژن در محل اثر سطحی گسل نیز بیانگر بالاآمدگی و مؤلفه معکوس در این گسل می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: گسل گوربند، ریخت زمین‌ساخت، تربت‌جام، ژئومورفولوژی.

۱- دانشجوی دکتری زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران(نویسنده مسئول) mohsenjami84@yahoo.com
۲- استاد زمین‌شناسی، دانشکده علوم دانشگاه بیرجند mkhatibm@yahoo.com
۳- استادیار زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان) amoridi@science.usb.ac.ir
۴- دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران

مقدمه

در حرکات کوهزایی، بخش نسبتاً کوچکی از سطح زمین تحت تأثیر حرکات شدید واقع می‌گردد، به عبارت دیگر، حرکات کوهزایی، حرکات نسبتاً محدود، اما با شدت زیاد و زمان کم هستند. این حرکات باعث به وجود آمدن ساختمان‌های زمین‌شناسی جدید و همچنین سبب تغییر در ساختمان‌های زمین‌شناسی قبلی نیز می‌گردند.

در سال‌های اخیر محققان در کنار بررسی شواهد زمین‌ریختی، سعی در کمّی نمودن حرکات زمین-ساختی مناطق مختلف را داشته‌اند، در راستای انجام این امر نشانگرهای گوناگونی را تحت عنوان علائم و شواهد کمی یا مورفومتریک ارائه نموده‌اند، امتیاز عمده به کارگیری این نشانگرها در ارزیابی سریع میزان فعالیّت تکتونیکی در مناطق وسیع و در مدت زمان کوتاه می‌باشد. از طرفی با توجه به کمبود شدید اطلاعات لرزه‌شناسی دستگاهی، لزوم انجام بررسی‌های ساختاری و ویژگی‌های ریخت زمین‌ساختی روز به روز بیشتر نمایان می‌شود. لذا یکی از مفیدترین روش‌هایی که می‌توان از آن برای مشخص کردن فعالیّت‌های جوان استفاده نمود، شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی می‌باشد. امروزه بسیاری از مطالعات برای فهم و درک هندسه و جنبش ساختارها و فرآیندهای زمین‌ساختی در مقیاس‌های ناحیه‌ای و منطقه‌ای بر اساس روش‌های مورفوتکتونیکی می‌باشد. در بیشتر مناطق جهان مطالعاتی جهت بررسی ارتباط شکل بیرونی زمین با عوامل تکتونیکی درونی، انجام گردیده است. در ایران نیز شکل‌های ساختاری متنوعی از جمله چین‌ها، گسل‌ها، فرازمین‌ها و فروزمین‌ها در اکثر نقاط کشور از جمله بخش شمال خاوری استان کردستان بروز نموده که تحت تأثیر حرکات تکتونیکی و چرخه‌ی دگرشکلی آلپ پایانی است *(پورکرمانی و آرین، ۱۳۸۰: ۳)*.

حرکات تکتونیکی و ساختارهای مرتبط با آن بر ژئومورفولوژی مسیر رودخانه‌ها نیز تأثیر می‌گذارد. بطوری که تغییرات مسیر رودخانه کرخه در استان خوزستان نیز متأثر از ساختارهای تکتونیکی منطقه و تکتونیک فعال آن است *(پورمحمدی ۱۳۷۵: ۵)*.

گسل راستالغز راستبر گوربند درشمال شرق ایران (دشت تربت‌جام) قرار دارد. روند کلی این گسل، شمال غرب- جنوب شرق بوده و سبب ایجاد فرآیندهای پیچیده‌ی زمین‌ساختی در این منطقه شده است. شکل کلی آن به صورت هلال و دارای جابه‌جایی چندین متری می‌باشد. در این تحقیق سعی شده است برخی از شاخص‌های مورفوتکتونیکی که در خصوص ارزیابی تکتونیک فعال مفیدهستند را درمنطقه‌ی مورد مطالعه اندازه‌گیری کرده تا به شناخت مناسبی از نرخ و چگونگی فعالیّت‌های تکتونیکی در آن برسیم.

مطالعات پیشین

در منطقه‌ی مورد بررسی مطالعات منظم زمین-شناسی ساختمانی صورت نگرفته است و مطالعاتی که انجام شده است بیشتر در زمینه‌ی پترولوژی است. از آن جمله می‌توان به اکتشافات ژئوشیمیایی و کانی‌های سنگین ناحیه‌ای در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (شرکت مهندسین مشاور کان ایران)، شرح مسائل ژئودینامیکی کپه‌داغ بر اساس یافته‌های جدید رخنمون‌های پالئوزوئیک، ارژنگ بهروزی (۱۳۶۶)، بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی تربت‌جام و هاله دگرگونی، محمدعلی اکرمی (۱۳۷۳)، مطالعه و بررسی پتانسیل‌های معدنی و تعیین اولویت‌های اکتشافی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، آلتراسیون، ژئوشیمی و ژئوفیزیک در محدوده‌ی ورقه تربت‌جام، محمدحسن کریم‌پور و سعید سعادت (۱۳۸۵) اشاره نمود. از مطالعات انجام شده در سایر نقاط کشور نیز می‌توان به موارد زیر اشاره نمود: پدیده‌های ژئوموفولوژیکی گسل

تبریز، پورکرمانی و حمید صدیق (۱۳۸۲)، در گستره‌ی شهر نهبندان مورفولوژی ارتفاعات و دشت‌ها توسط سازوکار حرکت گسل‌ها کنترل می‌گردد، سالاروند (۱۳۸۵)، بررسی ساختارهای مرتبط با گسل لکرکوه با توجه به شواهد مورفولوژی، بهاره کسمایی و همکاران (۱۳۸۹).

روش تحقیق

در بررسی ژئومورفولوژی ساختاری منطقه، از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و توپوگرافی گستره‌ی مورد بررسی استفاده شده است. نخست با مطالعه و تفسیر عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای و با استفاده از نرم افزارهای مربوط و اعمال فیلترهای مناسب ساختارهای زمین‌شناسی منطقه شناسایی شد. با استفاده از مطالعه‌ی نقشه‌های توپوگرافی و برداشت اطلاعات مورد نیاز در عملیات صحرایی، اندیس‌های مورفوتکتونیکی جهت سنجش میزان فعالیت تکتونیکی منطقه محاسبه گردید. در نهایت با تلفیق نتایج دست آمده از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی اطلاعات مورفوتکتونیکی و نئوتکتونیکی گسل گوربند مورد بررسی قرار گرفت. برای این منظور ۳ ایستگاه در طول گسل مورد بررسی قرار گرفت که عبارتند از: جنوب شرقی روستای قلعه گک، شمال روستای تغز سفلی و شمال غربی روستای گوربند در نظر گرفته شد.

زمین‌شناسی و جایگاه تکتونیکی

محدوده‌ی تربت‌جام در برخوردگاه صفحه‌های لیتوسفری ایران و توران و یا به گفته‌ای دقیق‌تر، در برخوردگاه واحدهای ساختاری- رسوبی کپه‌داغ و ایران مرکزی جای گرفته است.

اگرچه امتداد بیشتر چین‌خوردگی‌ها شمال غربی- جنوب‌شرقی است اما چین‌های فرعی با روندهای دیگر نیز وجود دارند. بطور مثال ناودیس شرق گل‌بانو دارای محوری با روند شمال شرق - جنوب غرب است. این تغییر روند در اثر سازوکار گسله‌های اریب لغز پدیدار شده و پی آمد آن پلانژدار شدن چین‌های اصلی است. این منطقه از لحاظ تقسیم‌بندی ایالات ساختاری، بخش‌هایی از ایالات ساختاری کپه داغ و پهنه لوت شمالی را در بر می‌گیرد *(آقا نباتی، ۲۳۷:۱۳۸۳)*.

پهنه رسوبی - ساختاری کپه‌داغ

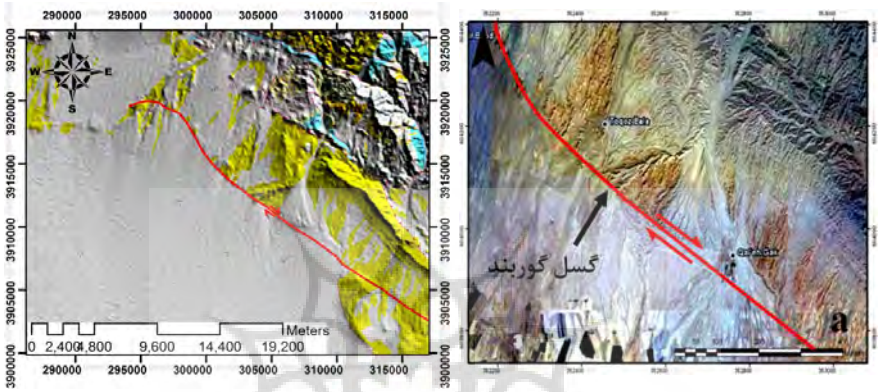
پهنه رسوبی - ساختاری کپه‌داغ از نگاه جغرافیایی و کوه‌نگاری، بخشی از ادامه خاوری کوه‌های البرز است، ولی ویژگی‌های زمین‌شناختی و ساختاری آن نسبت به نواحی مجاور متفاوت است *(نبوی، ۱۲:۱۳۵۵)*. مرز شمالی این پهنه با فلات توران، منطبق بر گسل عشق‌آباد است. درباره‌ی مرز جنوبی کپه‌داغ، دیدگاه‌ها متفاوت است، ولی این مرز با رخنمون‌های ناپیوسته‌ی منشورهای برافزاینده‌ی تتیس کهن مشخص می‌شود که در شمال شرقی فریمان (سفیدسنگ) و جنوب باختری مشهد برونزد دارند *(آقانباتی، ۹۸:۱۳۸۳)*.

پهنه لوت

پهنه لوت با درازای ۹۰۰ کیلومتر، شرقی‌ترین بخش ایران مرکزی است. مرز شرقی آن با گسل نهبندان و مرز غربی آن با گسل نایبند و بلوک طبس مشخص می‌شود (آقانباتی ۷۶:۱۳۸۳). در روی نقشه زمین‌ساخت ایران مرز شمالی این بلوک با فرو افتادگی کاشمر و مرز جنوبی آن با فرونشست جازموریان بسته می‌شود *(Stockline, 1973: 22)*. پهنه‌ی لوت به سه بخش۱- شمالی۲- مرکزی۳- جنوبی تقسیم می‌گردد. در لوت شمالی و مرکزی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری غالب است و لوت جنوبی پوشیده از باد رفت و کلوتک است.

موقعیت و ویژگی‌های طبیعی منطقه

شهر تربت‌جام یکی از شهرهای استان خراسان رضوی با مختصات ´۱۴ °۳۵ شمالی و ´۳۸ °۶۰ شرقی در شمال شرقی ایران، در ارتفاع ۹۱۰ متر از سطح آب‌های آزاد واقع شده است. بلندترین نقطه‌ی این گستره در خاور تنگ پنج‌مرغ با بلندای ۲۱۰۰ متر از سطح دریا و گودترین نقطه در جنوب شرق ورقه در بستر رودخانه جام‌رود با ارتفاع ۷۱۰ متر جای گرفته است. از دیدگاه ریخت‌شناسی منطقه را می‌توان به سه بخش متمایز تقسیم کرد.



شکل۱: (a) تصویر ماهواره‌ای (جامی، ۱۳۹۰) و (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی *(علوی نائینی)*

بلندی‌های شمالی ورقه با روند شمال غرب- جنوب شرق که صخره سازترین واحدها در این ناحیه عبارتند از: گرانیت تربت‌جام، کنگلومرا و ماسه سنگ‌های سازند کشف‌رود همچنین مگاپورفیرها و گنبدهای داسیتی ترشیر، سازندهای مارنی میوسن بدیل نرم فرسایش بودن، بلندی‌های تپه ماهوری منطقه را پدید می‌آورند. رودخانه‌های ناحیه‌ی فصلی است و مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از: رودخانه جام‌رود که از کوه شاهان سرچشمه می‌گیرد و رود روس که در جنوب غربی ورقه در منطقه‌ی کجاب قرار دارد *(نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تربت‌جام)*.

ساختارهای مهم منطقه

از عناصر مهم منطقه، گسل‌ها چین خوردگی‌ها و برخاستگی‌ها را می‌توان نام برد. نوع نخست گسل‌ها، گسل‌های امتداد لغز دارای مؤلفه نرمالند و شامل دو سری می‌باشند. سری نخست گسل‌هایی راستگرد که به صورت پله‌ای[1] و با امتداد شمال، شمال غرب - جنوب، جنوب شرق با شیب تند به سمت شمال شرق آراسته شده‌اند. نکته جالب توجه این است که بتدریج از آزیموت این گسل‌ها به سمت جنوب کاسته می‌شود و با زاویه کمتری به گسل‌های لیستریک رانده یا پس رانده می‌پیوندند و گاهی آنها را نیز بریده‌اند. از گسل-های یاد شده، گسل شمال تیمنگ و گسل فیروزکوه را می‌توان نام برد. امتداد بیشتر چین خوردگی‌ها شمال غربی - جنوب شرقی است ولی چین‌های فرعی دیگر نیز وجود دارند. به طور مثال ناودیس شرق گل‌بانو دارای محوری با روند شمال شرق - جنوب غرب است. این تغییر روند در اثر سازوکار گسله‌های اریب لغز پدیدار شده و پی آمد آن پلانژدار شدن چین‌های اصلی است (نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تربت‌جام).

1- En-echelon

بررسی شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی

برای ارزیابی میزان فعالیّت زمین‌ساختی منطقه به بررسی برخی از شاخص‌های کمی می‌پردازند، این شاخص‌ها بیانگر حرکت و بالا آمدگی یک بلوک نسبت به بلوک دیگر در امتداد گسل و نشانه‌های ریخت زمین-ساختی ناشی از حرکت امتدادی و معکوس می‌باشند. در این مطالعه علاوه بر بررسی شواهد نو زمین‌ساختی، به محاسبه‌ی پارامترهایی مانند تضاریس جبهه کوهستان[1]، محاسبه‌ی شاخص نسبت (V)، شاخص گرادیان هیدرولیکی رودخانه (SL) پرداخته شده است، که این امر به وسیله‌ی برداشت‌های صحرایی، استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپوگرافی و داده‌های SRTM صورت گرفته است. نتایج حاصل از بررسی این شاخص‌ها به شرح زیر است:

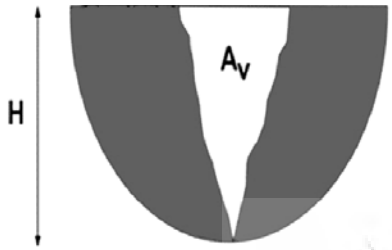
شاخص نسبت V

شاخص نسبت V رابطه‌ای را بین عرض کف دره‌ی نزدیک پیشانی کوهستان و متوسط بلندی‌یال‌های آن را نشان می‌دهد که به وسیله‌ی آن بطور نسبی می‌توان میزان فعالیّت‌های تکتونیکی و فرسایش منطقه را محاسبه نمود (شکل ۲). این شاخص از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود:

رابطه ۱: $V=AV/AC$

در این فرمول Av، مساحت دره در مقطع قائم و Ac مساحت نیم‌دایره محاط کننده دره است. در واقع نیم دایره‌ای به شعاع H رسم شده که در آن H ارتفاع خط تقسیم آب همجوار می‌باشد.

درصورتی‌که مقدار کمتر از یک باشد، نشان‌دهنده‌ی دره‌های V شکل خواهد بود و اگر خیلی کمتر از یک باشد، دره های V شکل تنگ‌تری را نشان می‌دهد که این حالت نشانگر بالا بودن نسبی فعالیّت تکتونیکی خواهد بود. هر قدر مقدارV از یک کمتر باشد، به همان میزان فعالیّت تکتونیکی (بالاآمدگی) بیشتر خواهد بود. اگر V برابر با یک باشد، نشانگر دره‌های U شکل است و نشانگر پایین بودن نرخ فعالیّت‌های تکتونیکی (بالاآمدگی) خواهد بود.



شکل۲: نشانگر نحوه محاسبه پارامتر نسبت v

مأخذ: پورکرمانی و سلگی، ۱۳۸۸

شکل۳ : دره‌های موجود در منطقه مطالعاتی

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰

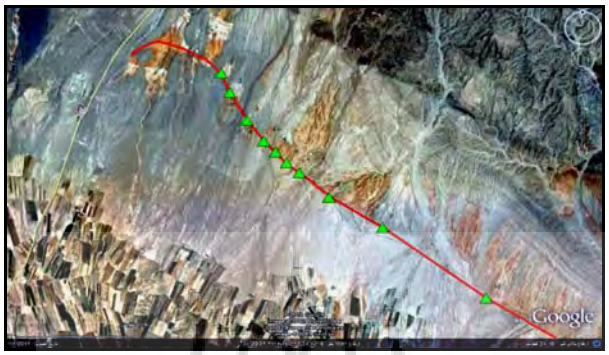
جدول ۱: بررسی مقادیر شاخص نسبت v در منطقه مطالعاتی

V	آبراهه	V	آبراهه
۰/۴۴	۶	۰/۳۴	۱
۰/۶۵	۷	۰/۳۱	۲
۰/۵۷	۸	۰/۴۲	۳
۰/۵۶	۹	۰/۴۴	۴
۰/۷۷	۱۰	۰/۳۸	۵

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰

1-Mountain front sinuosity

در صورتی که مقدار V بیش از یک باشد، نشانگر نرخ بسیار پایین فعالیّت‌های نسبی تکتونیکی (بالاآمدگی) خواهد بود. این شاخص برای منطقه‌ی مورد مطالعه در ایستگاه‌های مختلف (شکل۴) محاسبه گردید. میانگین این شاخص در منطقه ۰/۴۸ می‌باشد که نشان‌دهنده‌ی فعال بودن منطقه از لحاظ تکتونیکی می‌باشد (جدول ۱). در مجموع می‌توان با توجه به این مقادیر، بالا آمدگی تکتونیکی در منطقه را تائید کرد.



شکل۴: تصویر موقعیت ایستگاه‌های انتخابی برای برداشت شاخص نسبت (V)

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰

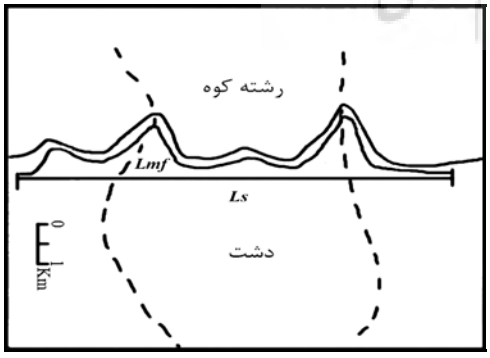
این نکته را باید در نظر داشت که هر چند بالا آمدگی در منطقه قابل توجه است، اما با توجه به آهکی و مارنی بودن رسوبات منطقه (شکل۳) و عملکرد عوامل فرسایشی بر این رسوبات که باعث باز شدن سریعتر دره‌ها می‌شود، مقادیر دست آمده در بالا بطور احتمالی بیشتر از مقدار واقعی پارامتر مورد بررسی در منطقه است.

تضاریس جبهه کوهستان

این شاخص در واقع نشانگر رابطه بین شدت وتمایل رودها برای ایجاد یک پیشانی نامنظم (شکل۵) و فعالیّت تکتونیکی قائم جهت ایجاد یک پیشانی مستقیم برای کوه است، که فرآیندهای سطحی موجب مضرّس شدن و نامنظم شدن پیشانی کوهستان شده و فرآیندهای زمین‌ساختی موجب صاف و خطی‌تر شدن این پیشانی‌ها می‌شود.

بر اساس محاسبات صورت گرفته دامنه‌ی تغییرات شاخص Smf مقادیر بزرگ‌تر از ۱ می‌باشد (*Bull, 1978 & Mc Fadden*). اگر میزان این شاخص برابر با ۱ باشد نشان‌دهنده فعال بودن فرآیندهای زمین‌ساختی و جوان بودن کوهستان است و افزایش این مقدار نشان-دهنده‌ی کمتر شدن فعالیت تکتونیکی و غالب شدن فرآیندهای سطحی است. مقدار Lmf در رابطه‌ی زیر طول پیشانی پیچ وخم‌دارکوهستان و یا ارتفاعات و Lsطول خط مستقیم پیشانی کوهستان است.

رابطه۲: $Smf = Lmf/Ls$



شکل۵ : نحوه محاسبه شاخص Smf

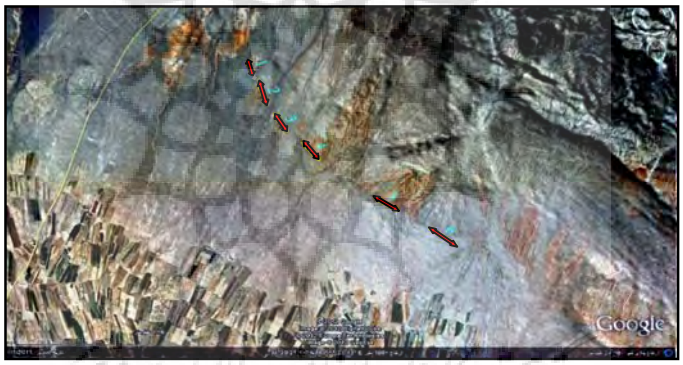
مأخذ: پورکرمانی و سلگی، ۱۳۸۸

در این منطقه شاخص سینوسیتی پیشانی کوهستان برای ۶ ایستگاه محاسبه شده (شکل۶) و نتایج آن در جدول (۲) آورده شده‌اند. با بررسی نتایج به‌دست آمده از ایستگاه‌های مختلف می‌توان این استنباط را داشت که با توجه به اینکه مقدار این شاخص در ایستگاه‌های مورد نظر به عدد ۱ نزدیک است در نتیجه پیشانی کوه در تمام طول گسل با بالاآمدگی همراه است، یعنی نیروهای تکتونیکی بر نیروی فرسایشی فائق آمده و اجازه‌ی ایجاد یک پیشانی پر پیچ و خم را به نیروی فرسایشی نداده است. مقدار این شاخص از قسمت جنوب شرقی این گسل به سمت شمال غربی آن کاهش یافته و به عدد یک نزدیک می‌شود که خود نشان‌دهنده‌ی افزایش فعالیّت از جنوب شرق به سمت شمال غرب گسل می‌باشد.

جدول ۲: اندازه گیری مقادیر Smf را برای ۶ ایستگاه بر روی گسل گوربند

ردیف	Lmf(km)	Ls(km)	Smf	ردیف	Lmf(km)	Ls(km)	Smf
۱	۲/۱۸	۱/۲	۱/۰۳	۴	۲/۲۶۵	۲/۱۶	۱/۱۲
۲	۲/۳۲۵	۲/۰۵۶	۱/۰۹	۵	۲/۳۲۸	۲/۰۹	۱/۱۲
۳	۲/۲۲۳	۲/۰۱	۱/۱۱	۶	۲/۴۳۵	۲/۱۱	۱/۱۵

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰



شکل ۶: تصویر موقعیت مقاطع انتخابی برای تعیین سینوسیتی پیشانی کوهستان
مأخذ: جامی، ۱۳۹۰

شاخص طول گرادیان رودخانه (SL)

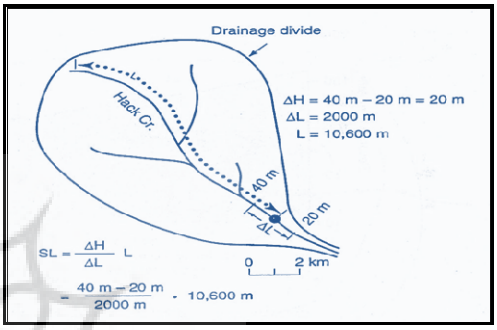
شاخص شیب رود یکی از شاخص‌های ارزیابی تکتونیک فعال در ارتباط با شکل کانال رودها است که به صورت زیر تعریف می‌شود:

رابطه ۳ $SL= (\Delta H / \Delta L \times L)$

در رابطه فوق $\Delta H/\Delta L$ بیانگر شیب محلی رود که (ΔH) اختلاف ارتفاع محدوده، (ΔL) طول محدوده و (L) بیانگر طول کانال از خط مستقیم رود تا مرکز بخشی است که شیب آن محاسبه شده است (شکل۷) و یا به عبارتی (L) طول کلی کانال از نقطه‌ای که اندیس محاسبه شده است تا مرتفع‌ترین نقطه کانال می‌باشد *(پورکرمانی و سلگی، ۱۳۸۸:۱۰۱)*.

شاخص SL به مقاومت سنگ‌ها حساس است، به عبارت دیگر سنگ‌های مقاوم و نامقاوم می‌توانند در میزان‌شاخص SL تأثیر بگذارند. در مکان‌هایی که جنس سنگ‌ها مقاوم می‌گردد، میزان SL افزایش می‌یابد و در مکان‌هایی که سنگ‌های نامقاوم وجود دارند، مقدار SL کاهش می‌یابد، در صورتی که به مقاومت سنگ‌ها در این مکان‌ها توجه نداشته باشیم، ممکن است افزایش و کاهش شاخص SL را به فرآیندهای تکتونیکی نسبت

دهیم (پورکرمانی و سلگی، ۱۰۱:۱۳۸۸). شاخص SL در مکان‌هایی که تکتونیک فعال از نرخ بالایی برخوردار است، بطور ویژه‌ای بالا می‌باشد و از طریق تشخیص آنومالی‌های این شاخص می‌توان میزان فعالیّت‌های تکتونیکی را در فواصل چند ده تا چند صد کیلومتری بررسی کرد.



شکل ۷ : نحوه محاسبه شاخص SL

مأخذ: پورکرمانی و سلگی، ۱۰۱:۱۳۸۸

شاخص SL در مناطق مختلف گسل، برای ۶ حوضه مورد بررسی قرار گرفت، که در جدول شماره ۳ آورده شده‌اند. نتایج به‌دست آمده گویای فعال بودن این گسل می‌باشد.

جدول ۳ : مقادیر SL در حوضه۱۰ انتخابی در منطقه

حوضه	مقادیر SL			میانگین
۱	۱۰۳۱	۴۵۰	۲۵۷	۵۷۹
۲	۷۶۰	۳۵۹	۲۲۰	۴۴۶
۳	۸۸۰	۴۰۸	۲۴۰	۵۰۹
۴	۷۶۳	۱۸۴	۸۸	۳۴۵
۵	۷۳۱	۱۹۱	۹۰	۳۳۷
۶	۶۵۵	۱۸۲	۸۱	۳۰۶

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰

شواهد نوزمین‌ساخت

نوزمین‌ساخت شامل مطالعات حرکات و تغییر شکل‌های پوسته زمین (فرآیندهای زمین‌شناسی و زمین ریخت‌شناسی) که در حال حاضر در جریان هستند، می‌شود. از آنجایی که اتفاق نظری در مورد اینکه چه سنی را برای فعالیّت‌های اخیر در نظر بگیرند وجود ندارد، تعریف عمومی برای نئوتکتونیک شامل حرکات جوانی می‌شود که هنوز به پایان نرسیده‌اند.

عوارض‌ریخت‌زمین‌ساختی گسل‌های فعال راستالغز

این عوارض به دو دسته زمین‌ریخت‌های اولیه و زمین‌ریخت‌های ثانویه تقسیم می‌شوند.

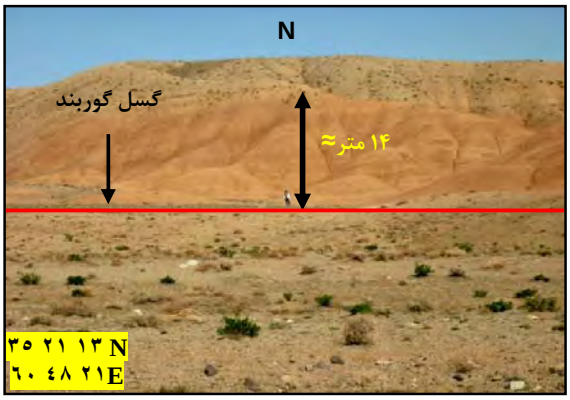
زمین‌ریخت‌های اولیه

از زمین ریخت‌های اولیه می‌توان به پرتگاه[1] اشاره کرد. گسل‌های آشکار عموماً، پله‌ای را در توپوگرافی ایجاد می‌کنند که پرتگاه خوانده می‌شود. پرتگاه‌ها در طول گسل‌های راستالغز ممکن است با دو سازوکار مختلف تشکیل گردد:

۱- مؤلفه‌ی کوچکی از جابه‌جایی قائم در بخش‌هایی از طول گسل می‌تواند سبب ایجاد جدایش قائم موضعی گردد.

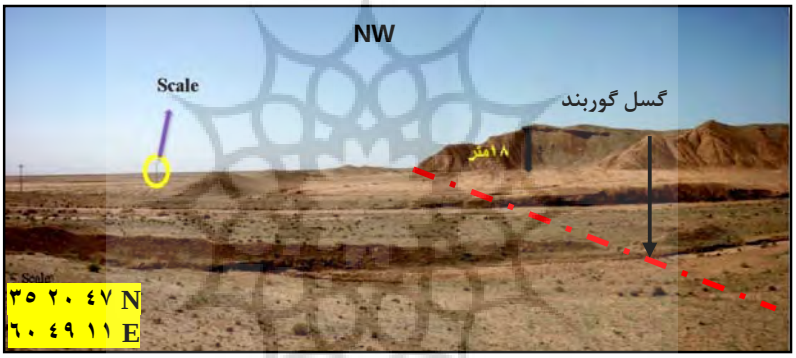
۲- برجستگی توپوگرافی بر روی زمین ریخت‌های جابه‌جا شده منجر به تشکیل پرتگاه‌هایی به موازات گسل راستالغز می‌شود. در نقاط مختلف از طول گسل گوربند پرتگاه‌های گسلی با ارتفاع مختلف تا ۲۳ متر مشاهده می‌شود. این پرتگاه‌های گسلی بیانگر گسلش فعال و حرکات جوان این گسل می‌باشد. (شکل ۸، ۹ و ۱۰).

1-Scarp



شکل۸ : افراز گسلی در محل اثر سطحی گسل در رسوبات کواترنر

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰



شکل ۹ : افراز گسلی سطح افراز در تصویر دیده می‌شود

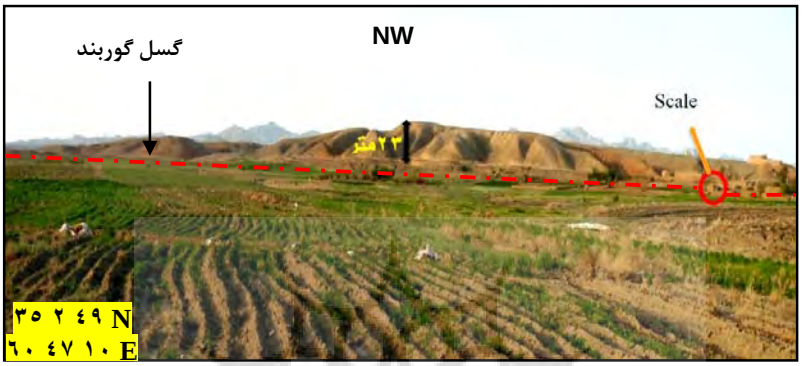
مأخذ: جامی، ۱۳۹۰

شکل ۱۰ : فرازش زمین در محل اثر سطحی گسل گوربند در رسوبات کواترنر

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰

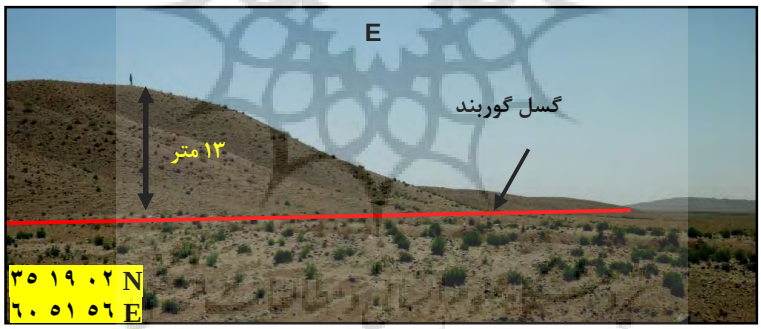
تغییرات ارتفاع گسلی

با نگاهی در طول گسل مشاهده می‌شود که بالا آمدگی در بخش شمال غربی گسل بیشتر از بخش جنوب شرقی می‌باشد، علت آن می‌تواند: ۱- فعالیّت بیشتر گسل در بخش شمالی باشد. ۲- خواص لیتولوژیکی با فرسایش رابطه‌ی تنگاتنگ دارد. افرازهای گسلی موجود در مجاورت روستای گوربند دارای ارتفاع زیاد در حدود ۲۳ متر است (شکل ۱۱).



شکل ۱۱ : تصویر افراز گسلی در مجاور روستای گوربند

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰



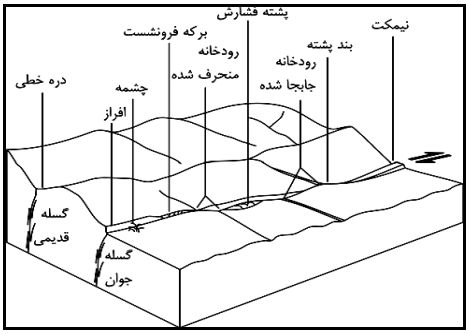
شکل ۱۲ : تصویر افراز گسلی در مجاور روستای قلعه گک

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰

این مقدار در مجاور روستای تغز سفلی حدود ۱۸ متر می‌رسد (شکل۱۲) و کمترین ارتفاع افرازهای گسلی در بخش جنوب شرقی گسل قرار دارد که در حدود ۱۳متر می‌باشد. اختلاف ارتفاع افرازها در قسمت شمال غرب و جنوب شرق گسل ۱۰ متر است که نشان دهنده‌ی فعالیّت بیشتر گسل در قسمت شمال غرب می‌باشد.

زمین‌ریخت‌های ثانویه

انواع زمین‌ریخت‌های ثانوی را می‌توان در مطالعه‌ی زمین‌ساخت فعال در یک منطقه به کار برد *(پورکرمانی و سلگی، ۱۳۸۸: ۸۸)*.



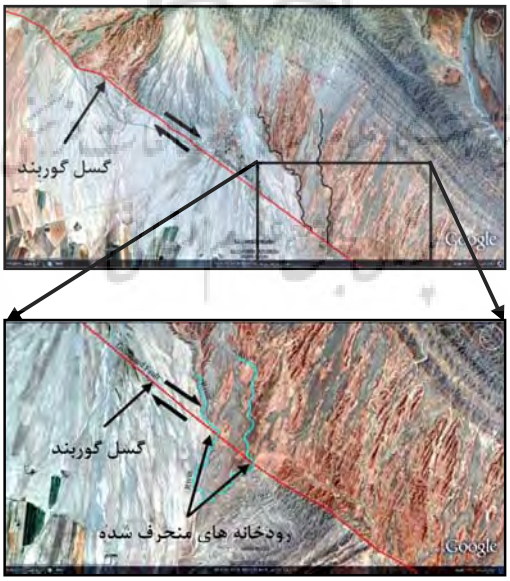
شکل ۱۳: عوارض ریخت‌زمین‌ساختی مرتبط با گسل‌های فعال راستالغز *مأخذ: پورکرمانی و سلگی، ۱۳۸۸*

حرکات جوان افقی و قائم زمین، می‌تواند از جابه‌جایی عرضی و ارتفاعی، کج‌شدگی و تغییر در شکل‌های زمین ریخت سطح زمین مانند کانال رودخانه‌ها و آبراهه‌ها، ستیغ پشته‌های فشاری، افرازها، پادگانه‌های رودخانه‌ای، ستیغ مخروط افکنه آبرفتی و همچنین تشکیل زمین‌ریخت‌هایی مانند پشته‌های سدی، پشته‌های فشاری، پشته‌های خطی، دره‌های خطی، چشمه‌ها، سکوهای گسلی و استخرهای فرونشسته به‌دست آید (شکل۱۳). در این پژوهش شواهد ریخت-زمین‌ساخت ثانویه را که در طول گسل گوربند مشاهده می‌شوند و مبنی بر فعالیّت‌های نوزمین‌ساختی گسل گوربند می‌باشد، در ادامه آورده‌ایم.

رودخانه‌های جابه‌جاشده[1]

رودخانه‌هایی هستند که به صورت مایل وارد پهنه‌ی گسلی شده و تا مسافتی در طول آن جریان یافته و سپس جهت اصلی جریان را به خود می‌گیرند (شکل ۱۴ و ۱۵).

انحراف رودخانه‌ها ممکن است به سوی چپ یا راست صورت بگیرد *(Vedder& Wallace, 1970)*. رودخانه‌های جابه‌جا شده (شکل۱۶) نیز رودخانه‌هایی هستند که با گسل جابه‌جا شده‌اند، این رودخانه‌ها جهت جابه‌جایی نسبی را در طول گسل نشان می‌دهند.



شکل ۱۴ و ۱۵: انحراف رودخانه ها در مسیر خط گسل

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰

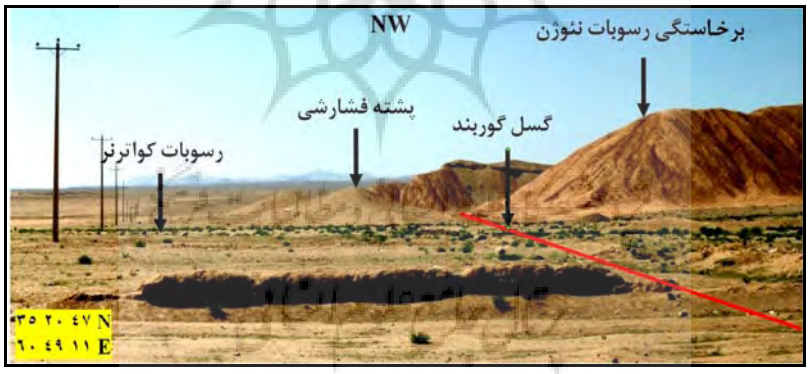
1-**Offet Drainage Channel**

شکل۱۶ : انحراف در مسیر رودخانه‌ها توسط گسل. شرق روستای گوربند

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰

پشته‌های فشارشی[1]

پشته‌های فشارشی نواحی خمیده‌ی کوچکی هستند که از فشارش مواد در بین شاخه‌هایی از گسل شکل می‌گیرند. اگر گسلی بعداً پشته‌ی فشارشی را بریده و جابه‌جا کند، پشته‌ی مسدودکننده ایجاد می‌شود. این عوارض نشان‌دهنده‌ی مؤلفه‌ی فشاری در گسل می‌باشند و به عبارتی وجود پشته‌های فشارشی شاهدی بر مؤلفه معکوس در گسل می‌باشد (شکل۱۷). در طول گسل گوربند موارد متعددی از پشته‌های فشارشی، نشان می‌دهد که بیانگر مؤلفه‌ی معکوس در این گسل می‌باشد.



شکل ۱۷ : پشته فشارشی ایجاد شده بر اثر عملکرد گسل گوربند

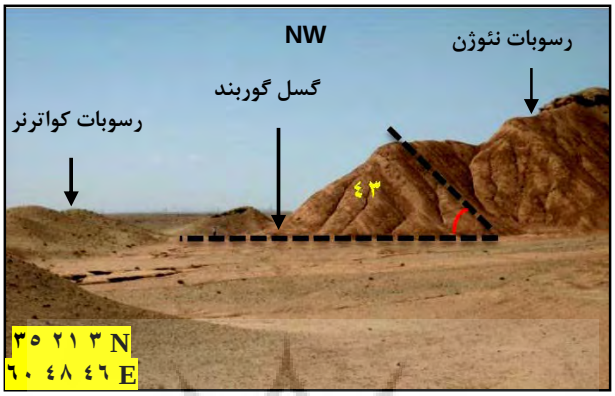
مأخذ: جامی، ۱۳۹۰

میزان برخاستگی لایه در دو سوی گسل

مقدار شیب لایه‌ها در محدوده خط گسلش و در مجاورت روستای گوربند ۴۳ درجه است که، این مقدار در نزدیکی روستای تغز ۳۲ درجه و در اطراف روستای قلعه‌گک به ۲۳ درجه می‌رسد. مقدار زاویه شیب این لایه‌ها درفاصله ۱ کیلومتری از خط گسلش (روستای گوربند) در بلوک شمالی گسل اندازه‌گیری شد و زاویه شیب لایه در این قسمت ۳ درجه به دست آمد، در حالی که مقدار شیب لایه ها در محل خط گسلش (روستای گوربند) ۴۳ درجه است. با به دست آوردن مقدار تفاضل این اعداد مقدار برخاستگی لایه به دست می‌آید، که برای دو قسمت مورد نظر به ترتیب ۴۰ و ۲۹ درجه می‌باشد (شکل ۱۸ و ۱۹).

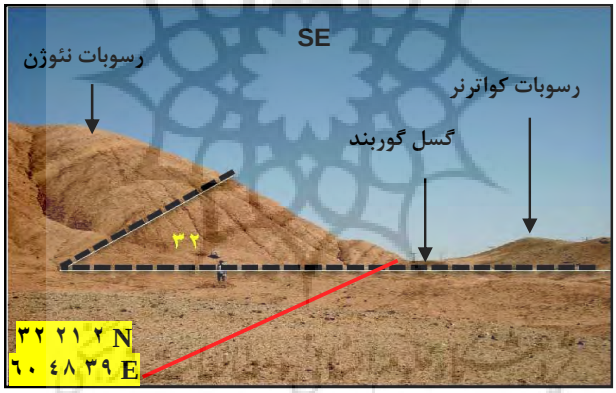
1-Pressure Ridge

در قسمت جنوب شرقی گسل (روستای قلعه گک) این زاویه به ۱۷ درجه می‌رسد. این مقدار با توجه به مقادیر بدست آمده از شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی موجود در منطقه، نشان‌دهنده‌ی پویایی بیشتر در قسمت شمال غرب منطقه مورد نظر می باشد.



شکل ۱۸ : زاویه شیب لایه‌ها در منطقه گسلی مجاور روستای گوربند

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰



شکل ۱۹ : زاویه شیب لایه‌ها در منطقه گسلی مجاور روستای تغز

مأخذ: جامی، ۱۳۹۰

بحث و تفسیر

مطالعه‌ی ریخت زمین‌ساختی گسل گوربند در فاصله روستاهای قلعه گک و گوربند، نشان دهنده‌ی اشکال ژئومورفولوژیکی متنوع می‌باشد.

پدیده‌های ژئومورفولوژیکی فراوانی همچون جابجایی و قطع‌شدگی آبراهه‌ها، اختلاف ارتفاع و ایجاد پرتگاه گسلی در اثر فعالیّت گسل گوربند ایجاد شده‌اند. مقایسه‌ی تطبیقی بین‌ساختارها و عناصر ژئومورفولوژی با توپوگرافی نشان‌دهنده‌ی تأثیر ساختارهای اصلی مانند گسل‌ها، چین‌خوردگی‌ها و برخاستگی‌ها بر توپوگرافی منطقه است. حرکات گسل‌ها بر اثر تنش فشاری باعث چین‌خوردن و برخاستگی منطقه می‌شود و عامل به وجود آمدن اختلاف ارتفاع و توپوگرافی کوه و دشت در منطقه شده است.

دره‌های V شکل نتیجه‌ی برخاستگی منطقه است. این برخاستگی در فرا دیواره‌ی گسل‌های معکوس و یا با مؤلفه‌ی معکوس انجام می‌گیرد (شکل ۹). وقتی که نرخ برخاستگی بالا و منطقه از نظر تکتونیکی فعال

باشد، چنین شکل دره‌هایی به وجود می‌آیند. این دره-ها در طول گسل گوربند دیده می‌شوند (شکل ۲). گسل گوربند رودخانه‌های شرق روستای قلعه گک را به صورت راستگرد جابه‌جا نموده است. مطالعات صحرایی در همین منطقه نشان می‌دهد که آبراهه‌ها نیز جابه‌جایی راستگرد داشته‌اند (شکل ۱۶). تغییر رنگ رسوبات در بلوک شمالی نسبت به بلوک جنوبی دلیل رخنمون یافتن رسوبات نئوژن بر اثر بالاآمدگی و ایجاد فرسایش در بلوک شمالی گسل می‌باشد. تغییرات توپوگرافی و ژئومورفولوژیکی ناشی از حرکات گسل گوربند نیز در منطقه مشهود است. ارتفاع زیاد کانال‌های رودخانه‌ای در نزدیکی ارتفاعات و کم‌شدن ارتفاع به سمت دشت نشان از برخاستگی بیشتر در پای ارتفاعات دارد. با توجه به جهت شیب اندازه‌گیری شده در این منطقه که به سمت شمال شرق است (جامی، ۹۶:۱۳۹۰)، می‌توان نتیجه گرفت که ارتفاعات برافراشته شده در این منطقه در فرادیواره گسل گوربند هستند، که مؤلفه‌ی معکوس این گسل باعث برخاستگی و بوجود آمدن این ارتفاعات شده است. پیشانی صاف کوه‌ها نیز نشان از تکتونیک فعال کنونی و تغییرات ژئومورفولوژیکی و توپوگرافی گستره دارد.

نتیجه

در طول گسل گوربند عوارض زمین‌ریختی متعددی از قبیل: رودخانه‌های منحرف شده، افرازهای گسلی، دره‌های V شکل و... مشاهده می‌شود. از این جهت این گسل از لحاظ تنوع و همچنین تعدد زمین-ریخت‌های مرتبط با گسلش فعال دارای اهمیت می-باشد. جابه‌جایی در کانال‌ها نشان‌دهنده جوان‌ترین حرکات در این گسل می‌باشد. جهت جابه‌جایی در این کانال‌های نیز نشان‌دهنده‌ی جهت حرکت امتداد لغز در گسل می‌باشد که با توجه به جابجایی راستبر این کانال‌ها، حرکت امتداد لغز راستبر در گسل گوربند مشهود می‌باشد. افرازهای گسلی متعددی در تمام طول گسل گوربند مشاهده می‌شود. این افرازها در اثر وجود مؤلفه‌ی قائم در این گسل می‌باشد. همچنین از این افرازها می‌توان بلوکی از گسل را که دچار بالاآمدگی شده است تشخیص داد. وجود فرازش در رسوبات بستر رودخانه‌ها در محل اثر سطحی گسل گوربند نیز بیانگر بالاآمدگی و مؤلفه‌ی معکوس در این گسل می‌باشد. گسل گوربند که در مجاورت شهرتربت جام قرار دارد، بیشترین تهدید لرزه‌ای برای این شهر می‌باشد به طوری که که در صورت فعالیّت لرزه‌ای این گسل و رخداد زمین‌لرزه‌ای مخرب توسط آن، خسارات مالی و جانی بسیاری وجود خواهد آمد. از آنجا که شهر تربت جام بر روی رسوبات کواترنری بنا شده است، طراحی سازه‌ها در آن‌ها باید با توجه به این امر صورت پذیرد که شتاب افقی در رسوبات آبرفتی به مراتب بیشتر از سنگ‌های آذرین و سخت می‌باشد. بنابراین باید جمعیت ساکن این محدوده‌ها را از احتمال وقوع زمین‌لرزه آگاه کرد و هرگونه کار ساختمانی و توسعه‌ی روستا و شهر، راه‌سازی، استخراج معادن، آبخیزداری مهار آب‌های سطحی و حفرچاه آب در این منطقه با توجه به میزان فعالیت لرزه‌ای باشد تا درآینده از خسارت‌های مالی و تلفات جانی تا حد ممکن جلوگیری شود.

منابع

۱- آقانباتی، سید علی، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۳،

۲- اکرمی، محمدعلی، بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی تربت‌جام و هاله دگرگونی آن، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی. دانشگاه تهران، ۱۳۷۳.

- بهروزی، ارژنگ (۱۳۶۶). نقشه زمین‌شناسی فیض آباد با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- پورکرمانی، محسن؛ علی سلگی (۱۳۸۸). مورفوتکتونیک، انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران.
- پورکرمانی، محسن؛ آرین، مهران (۱۳۸۰). ژئومورفولوژی ساختمانی بخش شمال خاوری استان کردستان، مجله علوم انسانی دانشگاه سیستان و بلوچستان. سال هفتم.شماره ۱۶.
-پورکرمانی،محسن؛ مهران آرین (۱۳۸۶). سایز موتکتونیک، انتشارات شرکت مهندسین مشاور دزآب.
- پورمحمدی، بهنام (۱۳۷۵). مورفوتکتونیک رودخانه کرخه،مجموعه مقالات چهارمین سمینار مهندسی رودخانه. دانشگاه شهید چمران اهواز.
- جامی، محسن (۱۳۹۰). تحلیل خطر زمین لرزه-گسلش در گستره‌ی دشت تربت‌جام، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی. دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- سالاروند، اسماعیل (۱۳۸۵) ارزیابی خطر زمین‌لرزه - گسلش در در گستره شهر نهبندان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی. دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- کریم‌پور، محمدحسن؛ سعید سعادت (۱۳۸۵). نگرشی بر زمین‌شناسی و کانی‌سازی منطقه گل بانو (شرق تربت جام- نوار مرزی افغانستان)، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کسمایی، بهاره؛ محمدرضا؛ محمود الماسیان (۱۳۸۹). بررسی ساختارهای مرتبط با گسل لکرکوه با توجه به شواهد مورفولوژی، فصلنامه زمین. سال پنجم. شماره ۳. صص ۹۸-۸۷.
-نبوی، محمدحسین (۱۳۵۵). دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور. ۱۰۹ صفحه
-علوی‌نائینی، منصور، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی تربت جام، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
-Bull, W.B, Mc fadden, L.D (1978). Tectonic geomorphology north and south of the Garlok fault, California. 8th Annual geomorphology sym., New York. Enertec, Saveh site confirmation studies, preliminary report, phase 1B investigation. Volume 1:geology and seismology. Atomic Energy Organization of Iran.
- Stockline, J, Eftekhar Nezad, J, Hushmandzadeh, A (1973). Central Lut reconnaissance: East Iran. Geology. Surv. Iran. Rep: 22.
- Vedder, J. G, Wallace, R. E (1970). Map showing recently active breaks along the Son Andreas and related faults between Cholame valley and Tejon Pass, U.S. Geologic Survey, California.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی