

تعیین فعالیت منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار، مبتنی بر شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی رودخانه سفیدرود، استان گیلان

شجاع انصاری^(۱)

۱. دکترای زمین‌شناسی (تکتونیک)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، اداره کل زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی گیلان

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۴/۰۲

تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۰/۱۲

چکیده

در این پژوهش شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی بخشی از طول رودخانه سفیدرود جهت تعیین فعالیت منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار که دربرگیرنده منطقه شدید لرزه‌ای ناشی از وقوع زمین‌لرزه ۱۳۶۹ رودبار می‌باشد، مورد بررسی قرار گرفته است. از مدل ارتفاعی رقومی^۱ با دقت تفکیک مکانی ۳۰ متر برای استخراج داده‌های ارتفاعی و همچنین ۱۵ کیلومتر از طول رودخانه سفیدرود که به فواصل ۱۰۰ متری تقسیم‌بندی شده‌اند جهت محاسبه شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی استفاده شده است. این شاخص‌ها شامل انحنای رودخانه، گرادیان طولی رودخانه و نیمرخ طولی رودخانه می‌باشند. انحنای رودخانه در منطقه‌ای که روند گسل رودبار عرض رودخانه را قطع می‌کند به میزان ۱-۱/۵ می‌باشد که نسبت به بخش‌های دیگر رودخانه حالت کاهش دارد و می‌تواند نشان‌دهنده بالآمدگی و در نتیجه وجود فعالیت‌های زمین‌ساختی باشد. شاخص گرادیان طولی رودخانه در منطقه یاد شده به میزان > 3000 می‌باشد که این افزایش قابل توجه می‌تواند بیانگر وجود عوامل زمین‌ساختی و سنگ‌شناختی باشد. از مقدار بالای گرادیان طولی رودخانه جهت تعیین مناطق دارای پتانسیل زمین‌لغزش در مسیر رودخانه سفیدرود نیز استفاده شده است. نیمرخ طولی رودخانه سفیدرود در منطقه یاد شده، حالت تحدب از خود به نمایش می‌گذارد که از تلفیق آن با مقادیر بالای گرادیان طولی رودخانه، می‌توان به وجود عوامل زمین‌ساختی موثر در آن پی برد. مقایسه نتایج حاصل از شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی با بررسی‌های لرزه زمین‌ساختی نظیر تغییرات تنش حاصل از وقوع زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار، که این منطقه را جزء مناطق تحت تنش بالا در نظر گرفته است، نشان می‌دهد که منطقه مورد بررسی علیرغم نبود گسیختگی سطحی، دارای فعالیت زیاد زمین‌ساختی بوده و پایش منطقه یاد شده از منظر پیشگیری خطرات لرزه‌ای حائز اهمیت می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: البرز غربی، رودخانه سفیدرود، ریخت زمین‌ساخت، گسل رودبار، نبود گسیختگی.

مقدمه

دارای شیب به سمت جنوب هستند و بیانگر زیر راندگی حوضه کاسپین جنوبی می‌باشند و گسل‌های جنوبی دارای شیب به سمت شمال می‌باشند. هر دو نوع این گسل‌ها

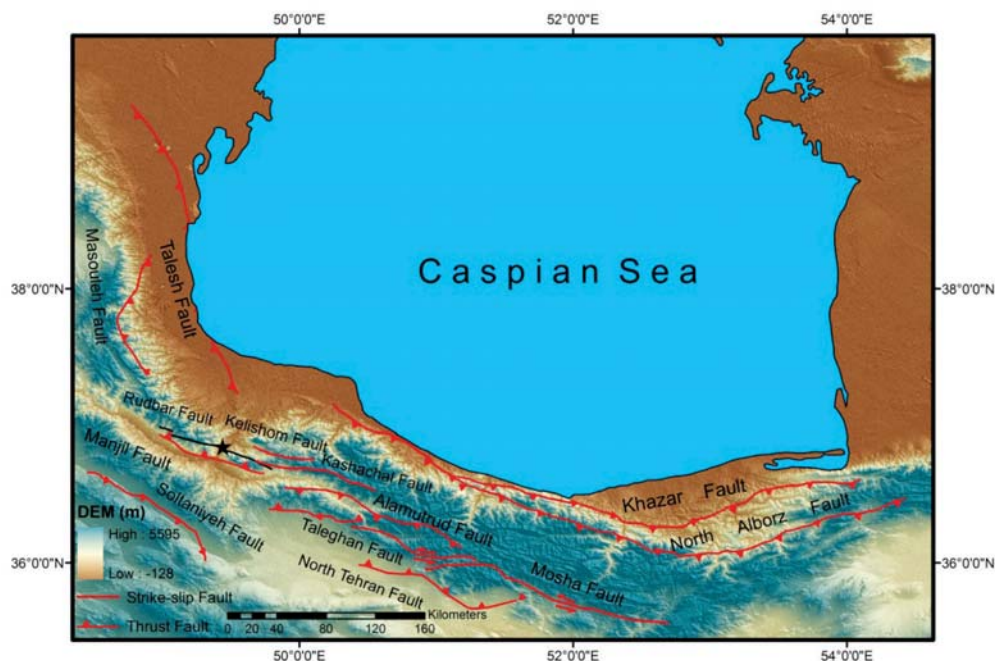
البرز، رشته کوه چین-راندگی کمانی شکل می‌باشد که توسط گسل‌های راندگی اصلی در شمال و جنوب محدود شده است. گسل‌هایی که در بخش شمالی قرار دارند

1. Digital elevation model

* نویسنده مرتبط: shojaansari@yahoo.com

کل کمر بند 2 ± 4 میلی متر می باشد (Allen et al., 2006). گسل عامل زمین لرزه ۳۱ خرداد سال ۱۳۶۹ رودبار (که به نام گسل رودبار نیز شناخته می شود)، دارای سازوکار امتداد لغز چپگرد است و از سه قطعه اصلی تشکیل شده است (شکل ۲). این قطعات با نام های بکلر، کبته و زردگلی با روند WNW-ESE می باشند و به صورت الگوی پلکانی به سمت راست بر روی صفحات تقریباً قائم با شیب بسیار زیاد به سمت SSW در نظر گرفته می شوند (Berberian and Walker, 2010).

در کوتاه شدگی بین ایران مرکزی و اوراسیا مشارکت دارند (Allen et al., 2004; Radjaee et al., 2010). به طور کلی روند چین های اصلی، راندگی ها و گسل های امتداد لغز چپگرد در طول کمر بند (شکل ۱) از امتداد ENE در شرق به امتداد WNW در غرب تغییر می کنند (Berberian, 1997; Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003). بررسی داده های GPS استاتیک نشان می دهد که کوتاه شدگی شمالی- جنوبی در البرز به میزان 2 ± 8 میلی متر در سال است (Vernant et al., 2004) و نرخ برش امتداد لغز چپگرد در

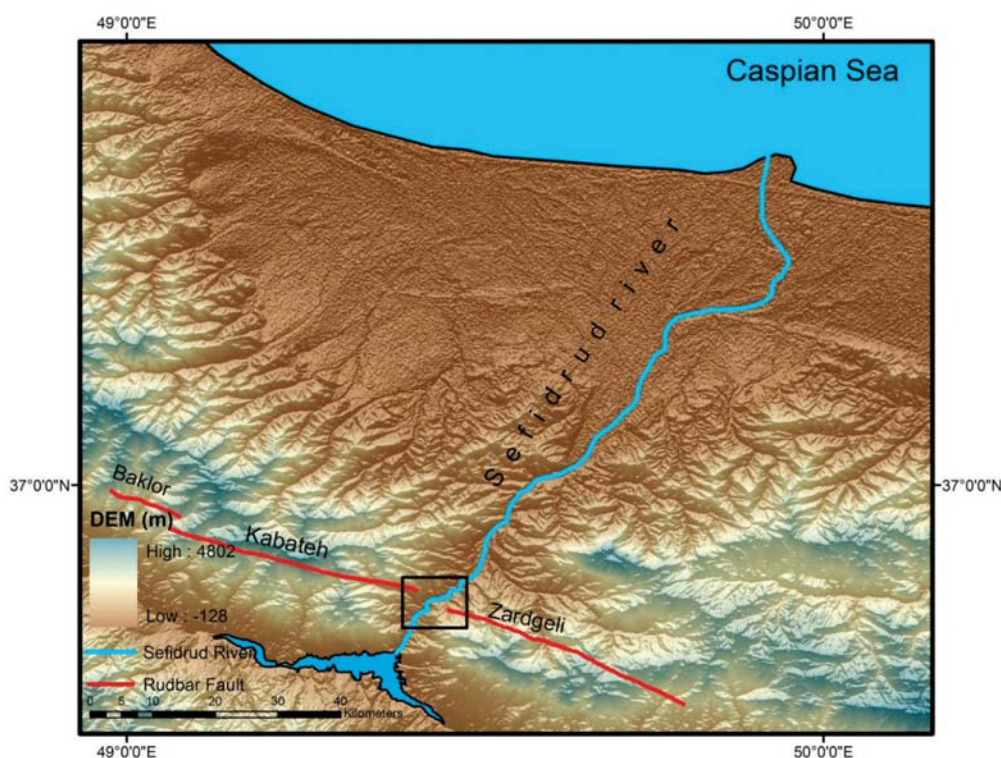


شکل ۱. موقعیت گسل های معکوس و امتداد لغز در رشته کوه البرز. گسل رودبار در البرز غربی واقع شده که با رنگ سیاه از دیگر گسل ها قابل تشخیص می باشد. ستاره موقعیت منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار را نشان می دهد

رودخانه سفیدرود، تنها رودخانه ای است که رشته کوه البرز را از جنوب آن تا دریای کاسپین در شمال قطع می کند. این رودخانه همچنین از دره عمیق رودبار و از مرکز منطقه کانون سطحی زمین لرزه سال ۱۳۶۹ می گذرد. رودخانه سفیدرود از سرازیر شدن رودخانه های قزل اوزن با روند شمال غرب- جنوب شرق و شاهرود با روند شرق- شمال شرقی تا غرب- جنوب غربی که در ناحیه منجیل به یکدیگر می پیوندند، تامین آب می شود

یکی از نکات قابل توجه در مورد این زمین لرزه آن است که بستر رودخانه سفیدرود و پادگانه های بین رودبار و منجیل و همچنین جاده منجیل-رشت توسط ادامه عملکرد به سمت شرق قطعه گسلی کبته و ادامه عملکرد به سمت غرب قطعه گسلی زردگلی، قطع نشده اند (Berberian et al., 1992). هیچ دگرشکلی سطحی در طی زمین لرزه اصلی یا پس لرزه ها در دره سفیدرود مشاهده نشده است. این دره یک ناپیوستگی مهم را در گسل رودبار ایجاد کرده است (Berberian and Walker, 2010).

1. Right-stepping



شکل ۲. قطعات گسل رودبار شامل بکلر، کبته و زردگی می‌باشند که روند کلی آنها تقریباً عمود بر محور رودخانه سفیدرود است. موقعیت منطقه مورد مطالعه با مربع سیاه رنگ مشخص شده است

زمین ریختی نشانگرهایی هستند که می‌توانند پاسخ اشکال زمین به فعالیت‌های دگرشکلی اخیر را شناسایی کنند و در واقع ابزارهایی هستند که برای تشخیص مناطقی که توسط گسل‌های فعال دگرشکل شده‌اند، مورد استفاده قرار می‌گیرند (Pedrea et al., 2009).

روش مطالعه

برای محاسبه شاخص‌های ریخت زمین ساختی از مدل ارتفاعی رقومی با دقت تفکیک مکانی ۳۰ متر برای استخراج داده‌های ارتفاعی استفاده شده است. همچنین ۱۵ کیلومتر از طول رودخانه سفیدرود (که از نقشه زمین‌شناسی رودبار ۱/۲۵۰۰۰ رودبار استخراج شده) و تقریباً عمود بر روند گسل رودبار (در منطقه نبود گسیختگی) می‌باشد با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS به فواصل ۱۰۰ متری تقسیم‌بندی شده و بر اساس روابط موجود، شاخص‌های کمی ریخت زمین ساختی محاسبه می‌شوند. نتایج به‌دست‌آمده را می‌توان با تغییرات تنش کولمب زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار در منطقه

(Berberian and Walker, 2010) و پس از سد منجیل با طول ۱۱۱ کیلومتر در مسیر جنوب به شمال به دریای کاسپین می‌ریزد (فرهنگ جغرافیای رودهای کشور، ۱۳۸۲). قابل به ذکر است که بزرگترین بخش پریپیچ‌وخم^۱ رودخانه سفیدرود در منطقه شدید لرزه‌ای زمین‌لرزه ۱۳۶۹ رودبار قرار می‌گیرد (Berberian et al., 1992).

گسل رودبار قبل از زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ شناخته شده نبود. یکی از عجیب‌ترین جنبه‌های این زمین‌لرزه، برونزد کم گسل از لحاظ زمین ریخت‌شناسی می‌باشد. این گسل ممکن است به اندازه کافی حرکت نداشته تا بتواند اثر شدیدی بر روی زمین ریخت‌شناسی توده‌های سنگی بگذارد (Berberian and Walker, 2010). در حقیقت در منطقه رودبار اشکال جوان زمین‌ریخت‌شناسی را نمی‌توان از روی عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای شناسایی کرد (Berberian et al., 1992). بنابراین وجود نشانگرهای زمین‌ریخت‌شناسی می‌تواند در برآورد پتانسیل لرزه‌ای این منطقه و مناطق مشابه مفید باشد. شاخص‌های

1. Meander

Pinter, 1996; Holbrook and Schumm, 1999; Bridge, 2005; Zamolyi et al., 2010). اگر یک گسل معکوس از عرض یک رودخانه پریچ و خم عبور کند و در حالتی که جهت شیب آن همسو با رودخانه باشد، انحنا رودخانه و احتمالاً الگوی رودخانه را به گونه‌ای دیگر تغییر می‌دهد و عکس نتایج فوق به دست خواهد آمد (Petrovski and Timar, 2010).

انحنای رودخانه را می‌توان از روی رابطه زیر به دست آورد:

$$S = \frac{A}{D} \quad (1)$$

که A طول مسیر تعیین شده در راستای رودخانه است و D بیانگر فاصله اقلیدسی بین دو نقطه انتهایی مسیر تعیین شده می‌باشد (Timar, 2003; Petrovski and Timar, 2010; Zamolyi et al., 2010). هر چه مقادیر عددی به دست آمده از این شاخص بیشتر باشد، بیانگر نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل و توقف فعالیت‌های زمین ساختی در منطقه است و هر چه میزان آن کمتر باشد، نشان دهنده افزایش فعالیت زمین ساختی در منطقه می‌باشد (جعفر بی گلو و همکاران، ۱۳۹۱).

۲- گرادیان طولی رودخانه

شاخص گرادیان طولی رودخانه (SL) یکی از پارامترهای زمین ریختی کمی می‌باشد که می‌تواند به عنوان ابزاری مفید در شناسایی جابجایی‌های زمین ساختی استفاده شود (Troiani and Della Seta, 2008). شاخص SL برای مطالعه نیمرخ‌های طولی آبراهه انتخاب می‌شود، این شاخص به شدت به تغییرات در گرادیان رودخانه حساس است و برای مشخص کردن ناهنجاری گرادیان در راستای رودخانه به کار برده می‌شود. SL معمولاً بیانگر اختلاف در مقاومت واحدهای سنگ شناختی در برابر فرسایش و همچنین فرآیندهای زیرسطحی، نظیر گسل‌های فعال می‌باشد (Troiani et al., 2014). در حوضه‌های کوچک‌تر، اثرات سنگ شناختی بر روی مقادیر

مورد مطالعه مقایسه کرد. پس از وقوع یک زمین لرزه بزرگ، تنش ناشی از زمین لرزه ساختارهای پیرامون خود نظیر گسل‌ها را تحت تاثیر قرار می‌دهد. بدین صورت که مقادیر مثبت تنش کولمب منجر به افزایش فعالیت و تحریک گسل‌ها برای گسیخته شدن می‌شود و مقادیر منفی آن موجب کاهش فعالیت شده و مانع از گسیختگی در گسل‌ها می‌شود (انصاری، ۱۳۹۳).

شاخص‌های ریخت زمین ساختی

در این پژوهش از سه شاخص ریخت زمین ساختی کمی رودخانه‌ها در منطقه رودبار استفاده شده است که عبارتند از: انحنا رودخانه^۱، گرادیان طولی رودخانه^۲ و نیمرخ طولی رودخانه^۳.

۱- انحنا رودخانه

هرگونه دگرشکلی زمین ساختی، شیب دره رودخانه را تغییر می‌دهد و منجر به تغییر انحنا رودخانه جهت حفظ تعادل شیب کانال می‌شود. این اثر به عنوان ابزاری برای شناسایی نواحی زمین ساخت فعال مورد استفاده قرار می‌گیرد (Keller and Pinter, 1996). به طور کلی بین پارامترهای کمی رودخانه‌های پریچ و خم و زمین ساخت یک رابطه وجود دارد. اگر جابجایی ناشی از گسل دارای مولفه عمودی باشد، رودخانه‌هایی که بر روی گسل‌ها جریان دارند می‌توانند در صورت فعال بودن گسل، برای شناسایی مورد استفاده قرار گیرند (Burbank and Anderson, 2000; Petrovski and Timar 2010). تحقیقات مختلفی در مورد اثر حرکت عمودی پوسته بر الگوی کانال انجام گرفته است (برای مثال Ouchi, 1985; Jorgensen, 1990; Holbrook and Schumm, 1999). به عنوان مثال، یک گسل نرمال در عرض رودخانه را به گونه‌ای می‌توان در نظر گرفت که اگر جهت شیب آن همسو با پایین دست رودخانه باشد در این صورت در پایین دست رود که شیب کمتری وجود دارد، عملکرد گسل منجر به افزایش انحنا رودخانه شده در حالی که در بالادست رود با شیب بیشتر منجر به انحنا کمتر و مسیر حرکت مستقیم الگوی کانال و در نتیجه منجر به حفر کانال می‌شود (Ouchi, 1985; Keller and

1. Sinuosity
2. Stream-length gradient
3. River long profile

مورد بررسی قرار گیرند. به‌طور کلی مقادیر زیاد SL به همراه تحذب با طول موج کوچک در نیمرخ طولی آبراهه‌ها می‌تواند بیانگر عملکرد زمین‌ساخت در مسیر تعیین شده باشد (Troiani and Della Seta, 2008).

بحث

با توجه به عدم گسیختگی فاصله بین قطعات گسلی زردگلی و کبته که به‌عنوان سدا اصلی در طی زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار عمل کرده (Berberian and Walker, 2010) و همچنین افزایش قابل توجه تغییرات تنش کولمب (شکل ۳) ناشی از وقوع زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار (انصاری، ۱۳۹۳) در منطقه یاد شده که می‌تواند بیانگر فعالیت زیاد و آمادگی این بخش از گسل رودبار برای گسیخته شدن در آینده باشد، استفاده از شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی رودخانه سفیدرود می‌تواند فعالیت زمین‌ساختی منطقه ذکر شده را از دیدگاه خطر وقوع زمین‌لرزه مورد بررسی قرار دهد.

برای برآورد شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی، حدود ۱۵ کیلومتر از طول رودخانه سفیدرود که از منطقه نبود گسیختگی عبور می‌کند برای محاسبه در نظر گرفته شده است. همچنین از مدل ارتفاعی رقومی با دقت تفکیک مکانی ۳۰ متر برای استخراج داده‌های ارتفاعی جهت محاسبه شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی استفاده شده است. برای محاسبه انحنای رودخانه (SI)، که با استفاده از نسبت طول کانال به کوتاه‌ترین مسیر واقع در دو انتهای کانال به دست می‌آید، در ابتدا با توجه به دقت تفکیک مکانی مدل ارتفاعی رقومی، طول مسیر انتخابی رودخانه سفیدرود با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS به فواصل ۱۰۰ متری تقسیم‌بندی شده و سپس بر اساس رابطه (۱) انحنای رودخانه محاسبه شده است (شکل ۴). یافته‌های به‌دست‌آمده در این تحقیق بر اساس روش (Zamolyi et al., 2010) طبقه‌بندی شده است. طبقه‌بندی نشان می‌دهد در مناطقی که روند گسل رودبار طول مسیر انتخابی سفیدرود را قطع می‌کند، مقدار انحنای رودخانه کاهش یافته و نزدیک به یک می‌باشد که بر اساس یافته‌های (Ouchi (1985) و Keller and Pinter (1996) و جعفر بیگلو و همکاران (۱۳۹۱) می‌تواند بیانگر

SL را نمی‌توان از اثرات زمین‌ساختی متمایز کرد. در این صورت ترکیب شاخص‌های نیمرخ طولی رودخانه و گرادیان طولی می‌توانند مفید باشد. شاخص SL ابزار ارزشمندی برای شناسایی بالآمدگی محلی و همچنین آغاز پاسخ‌های محلی به فرآیندهای ناحیه‌ای است که اغلب با استفاده از دیگر روش‌های ریخت زمین‌ساختی غیرقابل شناسایی می‌باشد. دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی کمی بر اساس شاخص گرادیان طولی به همراه نیمرخ طولی برای متمایز نمودن اثرات سنگ‌ساختی از اثرات نو زمین‌ساختی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Troiani and Della Seta, 2008).

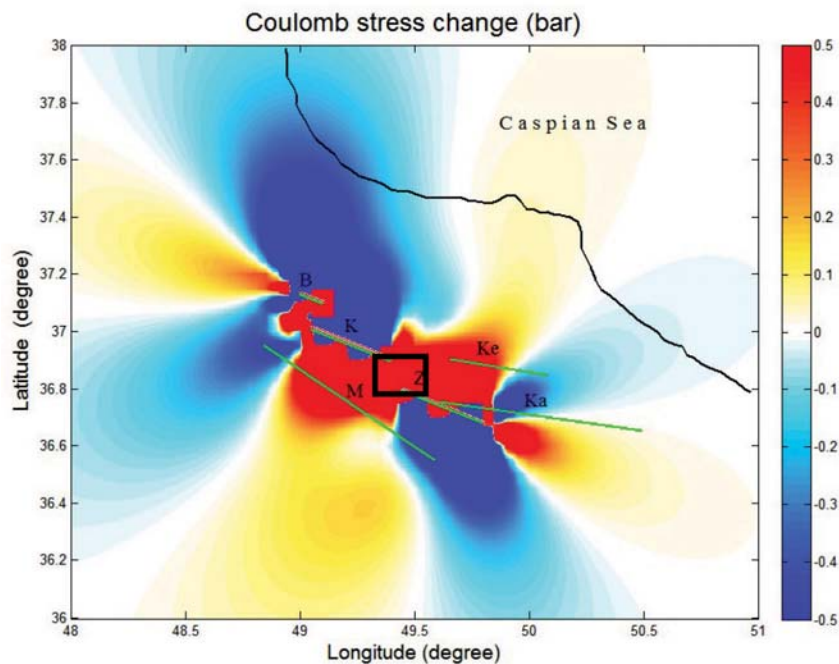
شاخص گرادیان را می‌توان از روی نقشه‌های توپوگرافی، عکس‌های هوایی یا پیمایش صحرایی اندازه‌گیری کرد (Hack, 1973). بنابراین رابطه زیر را می‌توان برای شاخص گرادیان طولی (SL) در نظر گرفت:

$$SL = \frac{\Delta H \times L}{\Delta L} \quad (2)$$

کمیت L نشان‌دهنده طول آبراهه اندازه‌گیری شده از بالادست رود تا فاصله میانی مسیر انتخابی می‌باشد. در این رابطه $\frac{L}{\Delta L}$ یک نسبت بدون بعد می‌باشد. ΔH اختلاف ارتفاع بین انتهای مسیرهای انتخاب شده بوده و ΔL طول هر مسیر انتخابی می‌باشد. مسیر انتخاب شده می‌بایست به اندازه‌ای باشد تا تغییرات در شیب را نمایان کند (Hack, 1973).

۳- نیمرخ طولی رودخانه

مقاطع طولی رودخانه ابزار قدرتمندی برای شناسایی آشفتگی‌های کم در مسیر جریان رودخانه می‌باشند (Keller and Pinter, 1996). برای رسم نیمرخ طولی رودخانه از مدل ارتفاعی رقومی استفاده می‌شود. اگر نیمرخ به‌دست‌آمده تحذب داشته باشد بیانگر فعالیت‌های نو زمین‌ساخت و بالآمدگی در منطقه مورد بررسی خواهد بود (جعفر بیگلو و همکاران، ۱۳۹۱). انحراف نیمرخ‌های طولی آبراهه‌ها به شکل تقعر رو به بالا، ممکن است بیانگر حالت عدم تعادل کانال در اثر عوامل زمین‌ساختی، اقلیمی یا آشفتگی نوع سنگ باشد. بخش‌های محدب نیمرخ‌های طولی می‌توانند برای آشفتگی‌های زمین‌ساختی در مقیاس‌های مختلف از ساختارهای ناحیه‌ای تا محلی



شکل ۳. تغییرات تنش کولمب ناشی از زمین‌لرزه ۱۳۶۹ رودبار، B، K و Z به ترتیب بیانگر قطعات گسلی بکر، کبته و زرد گلی بوده که تشکیل‌دهنده گسل رودبار می‌باشند. مناطقی که تغییرات تنش کولمب در آنها مثبت بوده با رنگ قرمز و مناطقی که تغییرات تنش منفی می‌باشد با رنگ آبی مشخص شده‌اند. مربع سیاه رنگ موقعیت منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد که در پهنه افزایش تنش کولمب قرار می‌گیرد (انصاری، ۱۳۹۳)

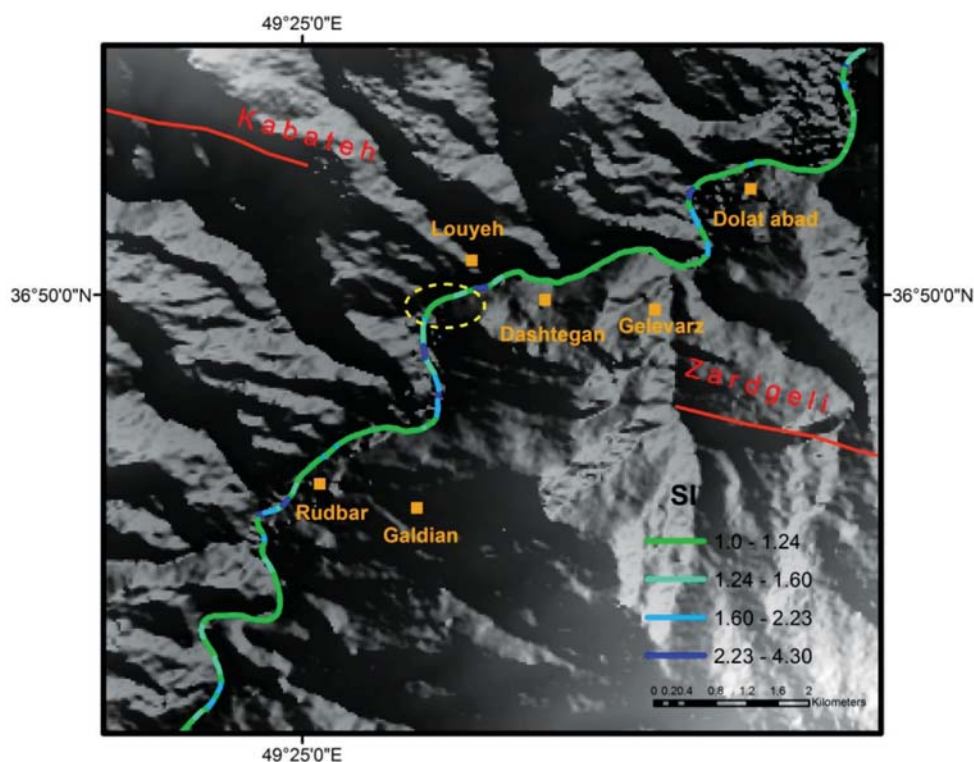
همچنین از نرم‌افزار Arc GIS استفاده شده است. مقادیر محاسبه شده گرادیان طولی رودخانه سفیدرود بر اساس روش El Hamdouni et al. (2008) طبقه‌بندی شده است (شکل ۵). این طبقه‌بندی در راستای گسل رودبار در منطقه مورد بررسی که از رودخانه سفیدرود عبور می‌کند، افزایش مقدار SL به میزان > 3000 را در مقایسه با کاهش این مقدار در نواحی پیرامون نشان می‌دهد. از آنجایی که مقادیر زیاد SL هم می‌تواند ناشی از عوامل زمین‌ساختی باشد و هم مقاومت واحدهای سنگ‌شناختی در برابر فرسایش را نشان می‌دهد بنابراین طبق یافته‌های Troiani and Della Seta (2008)، برای اثبات وجود عوامل زمین‌ساختی نیاز به داشتن نیمرخ طولی رودخانه می‌باشد که در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرد. در نواحی جنوبی رودبار مقادیر زیاد SL را می‌توان ناشی از تغییر واحدهای سنگ‌شناسی در آن منطقه دانست.

(Troiani et al. (2014) و El Hamdouni et al. (2010)

پیشنهاد می‌کنند که بین زمین‌لغزش‌ها و مقادیر شاخص گرادیان طولی آبراهه یک رابطه مستقیم وجود دارد. با

وجود بالآمدگی و به‌طور کلی ناشی از عوامل زمین‌ساختی باشد. این یافته‌ها با نتایج Keller and Pinter (1996) منطبق می‌باشد. آنها معتقدند رودخانه در پهنه‌ای که فرض می‌شود دچار فرورفتگی شده است دارای انحنا زیاد بوده و در پهنه بالآمده کاهش انحنا را تجربه کرده است. سنگ‌شناسی این منطقه با استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ رودبار (ندیم، ۱۳۹۳) مورد بررسی قرار گرفته است و نشان می‌دهد که در منطقه‌ای که روند گسل رودبار رودخانه سفیدرود را قطع کرده و انحنا رودخانه کاهش یافته است از لحاظ سنگ‌شناختی شامل لایه‌های توف برشی و گدازه‌های آندزیتی می‌باشد. شایان ذکر است که مناطق قبل و بعد از این منطقه که مقدار انحنا رودخانه افزایش پیدا کرده است نیز از توف برشی و گدازه آندزیتی تشکیل شده‌اند. بنابراین می‌توان این کاهش انحنا رودخانه بین دو منطقه افزایشی را بیانگر بالآمدگی یا به‌عبارت دیگر ناشی از وجود فعالیت‌های زمین‌ساختی دانست.

برای محاسبه گرادیان طولی رودخانه (SL) نیز از فواصل ۱۰۰ متری طول مسیر انتخاب شده از رودخانه سفیدرود و



شکل ۴. طبقه‌بندی انحنای رودخانه برای فواصل ۱۰۰ متر. بیضی خط‌چین، منطقه کاهش انحنای رودخانه را در مسیر رودخانه سفیدرود در راستای گسل رودبار نشان می‌دهد

می‌تواند نشان‌دهنده بال‌آمدگی زمین‌ساختی باشد. در منطقه یاد شده شاخص SL دارای افزایش می‌باشد که در این صورت با مقایسه آن در مسیر تعیین شده با تحدب ایجاد شده در نیمرخ طولی رودخانه می‌توان نتیجه گرفت که در اثر عملکرد عوامل زمین‌ساختی چنین حالتی به وجود آمده است. نتایج به‌دست‌آمده با یافته‌های (Troiani and Della Seta (2008) منطبق می‌باشد که بر روی رودخانه تاروگو^۱ میزان SL را با نیمرخ طولی رودخانه مقایسه نموده است.

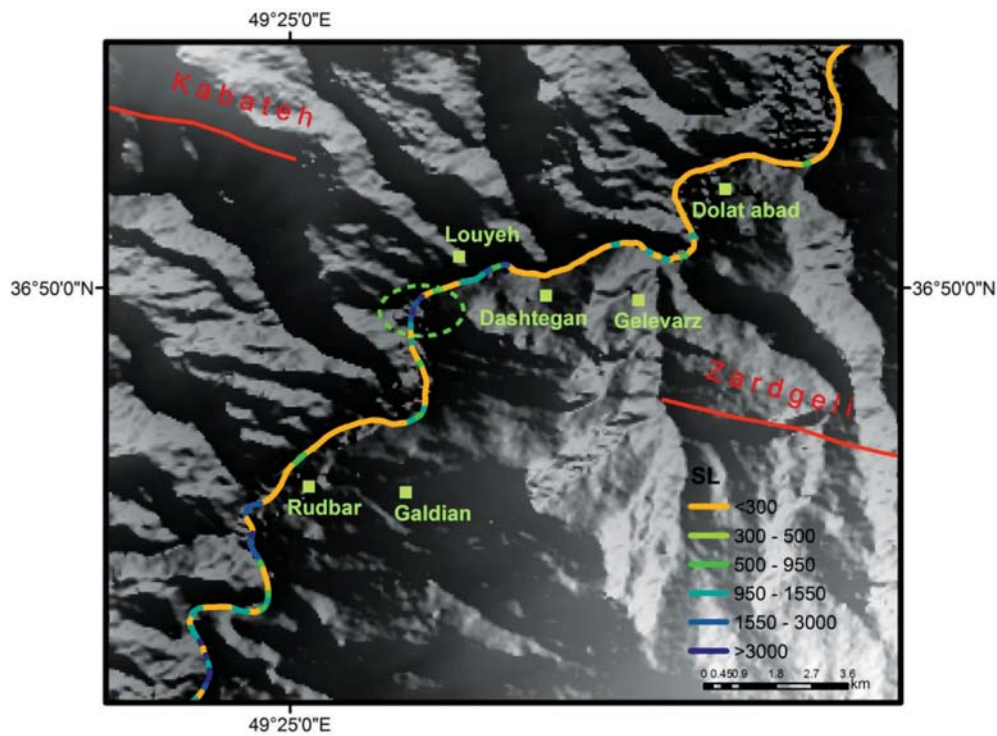
نتیجه‌گیری

با توجه به شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی محاسبه شده در این پژوهش که شامل انحنای رودخانه، گرادیان طولی رودخانه و نیمرخ طولی رودخانه می‌باشند و ارتباط آنها به یکدیگر می‌توان تحلیل جامع‌تری از وضعیت زمین‌ساخت فعال در منطقه رودبار که دربرگیرنده نبود گسیختگی گسل عامل زمین‌لرزه ۱۳۶۹ رودبار می‌باشد،

افزایش مقدار SL، احتمال وقوع زمین‌لغزش‌ها افزایش می‌یابند. این حالت ممکن است ناشی از حفر رودخانه در اثر عوامل زمین‌ساختی باشد که موجب تشکیل شیب‌های تند در آبراهه شده و مستعد وقوع زمین‌لغزش خواهد بود. در این پژوهش مناطق با مقادیر زیاد SL با نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ تطبیق داده و مشخص شد که مناطقی نظیر گلورز، دشتگان، لویه، پیرامون دولت‌آباد، شمال گلدیان و جنوب شرق رودبار (شکل ۵) که در نقشه زمین‌شناسی این منطقه، زمین‌لغزش را تجربه کرده یا مستعد زمین‌لغزش می‌باشند، دارای مقادیر زیاد SL هستند. به‌عبارت‌دیگر می‌توان گفت که شاخص SL ابزاری کاربردی از دیدگاه زمین‌ساخت فعال می‌باشد که می‌تواند به‌عنوان نشانگر مناطق دارای زمین‌لغزش در مسیر رودخانه‌ها مورد استفاده قرار گیرد.

با بررسی نیمرخ طولی به‌دست‌آمده از داده‌های ارتفاعی با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر در طول مسیر انتخابی رودخانه سفیدرود (شکل ۶) می‌توان دریافت که در منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار، تحدب قابل شناسایی بوده که

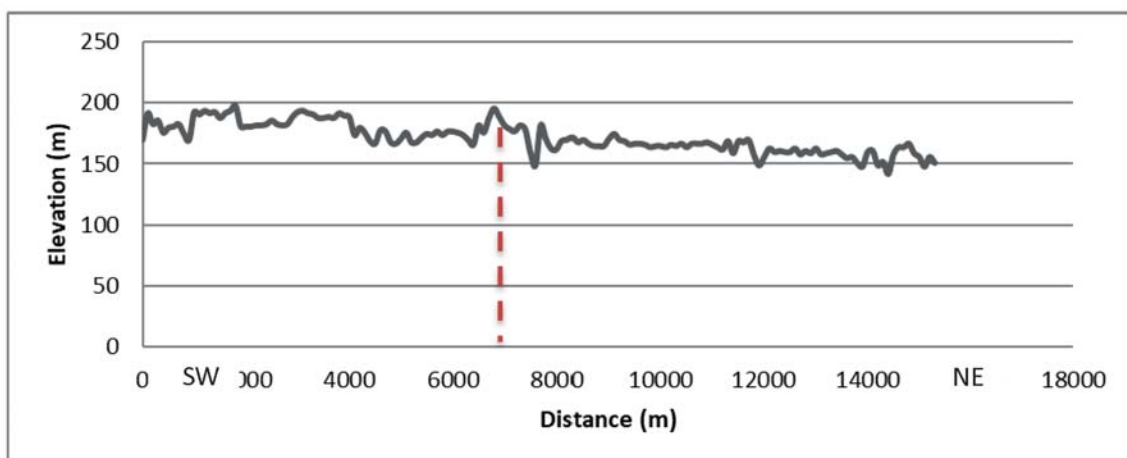
1. Tarugo river



شکل ۵. طبقه‌بندی گرادیان طولی رودخانه سفیدرود برای فواصل ۱۰۰ متر. بیضی خط‌چین، منطقه افزایش گرادیان طولی را در مسیر رودخانه سفیدرود در راستای گسل رودبار نشان می‌دهد

نشان می‌دهد، می‌توان دریافت که این محدوده از نظر زمین‌ساختی فعال است و تایید‌کننده محاسبات مربوط به تغییرات تنش کولمب ناشی از وقوع زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار می‌باشد که تنش زیاد یا به عبارت دیگر فعالیت زمین‌ساختی زیادی را برای این منطقه برآورد کرده است.

انجام داد. بر این اساس، به علت کاهش انحنای رودخانه سفیدرود که نشان‌دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی می‌باشد و همچنین افزایش چشمگیر میزان گرادیان طولی رودخانه در محدوده یاد شده که می‌تواند بیانگر فعالیت‌های زمین‌ساختی و سنگ‌شناختی باشد و در نهایت بر اساس نیمرخ طولی رودخانه سفیدرود که تحذب را در منطقه موردنظر



شکل ۶. نیمرخ طولی مسیر انتخابی رودخانه سفیدرود در منطقه مورد مطالعه. موقعیت روند گسل رودبار با خط‌چین نشان داده شده است

Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 1726-1755.

- Berberian, M. and Walker, R., 2010. The Rudbar Mw 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western 'High-Alborz', Iran. *Geophysical Journal International*, 182, 1577-1602.

- Bridge, J.S., 2005. *Rivers and Floodplains-Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Oxford, UK: Blackwell Publication, 419.

- Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2000. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell, Malden, 288.

- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J. and Keller, E., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 96 (1-2), 150-173.

- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Jiménez-Perálvarez, J.D. and Chacón, J., 2010. Correlations analysis between landslides and stream length-gradient (SL) index in the southern slopes of Sierra Nevada (Granada, Spain). Taylor and Francis Group, London, 141-149.

- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *United States Geological Survey Journal Research*, 1, 421-429.

- Holbrook, J. and Schumm, S.A., 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, 305, 287-306.

- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.

منابع

- انصاری، ش.، ۱۳۹۳. تغییرات تنش کولمب زمین لرزه ۱۹۹۰ رودبار. رساله دکترا. دانشگاه شیراز. ۱۶۳.

- جعفر بی گلو، م.، زمانزاده، م.، یمانی، م. و عمادالدین، س.، ۱۳۹۱. شواهد ژئومورفولوژیک تغییرات سطح اساس دریای خزر طی کواترنر پسین در محدوده رودخانه گرگانرود. *مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۴، ۵۰-۳۳.

- فرهنگ جغرافیایی رودهای کشور، ۱۳۸۲. جلد دوم، انتشارات سازمان جغرافیایی وزارت دفاع و پشتیبانی نیروهای مسلح.

- ندیم، ه.، ۱۳۹۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ رودبار. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672.

- Allen, M.B., Blanc, E.J., Walker, R., Jackson J., Talebian, M. and Ghassemi, MR., 2006. Contrasting styles of convergence in the Arabia-Eurasia collision: Why escape tectonics does not occur in Iran. *Special Publication, Geological Society of America*, 409, 579-589.

- Allen, M.B., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, 1-16.

- Berberian, M., 1997. Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*, NATO ASI Series, vol. 2. Kluwer Academic Press, The Netherlands. *Environment*, 28, 233-311.

- Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, JA., Priestley, K. and Wallace, T., 1992. The Rudbar-Tarom earthquake of June 20, 1990 in NW Persia:

- Jorgensen, D.W., 1990. Adjustment of Alluvial River Morphology and Process to Localized Active Tectonics. Ph.D. thesis. Colorado State University, Fort Collins, CO, USA, 240.
- Keller, E.A. and Pinter, N., 1996. Active Tectonics. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, 362.
- Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. Geological Society of American Bulletin, 96, 504-515.
- Pedrera, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldivar, J., Azañón, J. M. and Azor, A., 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). Geomorphology, 105(3-4), 218-231.
- Petrovski, J. and G., Timar. 2010. Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity. Geomorphology, 122, 223-230.
- Radjaee, A., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K. and Hatzfeld, D., 2010. Variation of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran. Geophysical Journal International, 181, 173-184.
- Timar, G., 2003. Controls on channel sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. Quaternary Science Reviews, 22, 2199-2207.
- Troiani, F. and Della Seta, M., 2008. The use of the stream length-gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from central Italy. Geomorphology, 102, 159-168.
- Troiani, F., Galve, J., Piacintini, D., Della Seta, M. and Guerrero, J., 2014. Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: A case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). Geomorphology, 214, 183-197.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tvakoli, F. and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical Journal International, 157, 381-398.
- Zamolyi, A., Székely, B., Draganits, E. and Timar, G., 2010. Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. Geomorphology, 122, 231-243.