بررسی نقش زمین‌ساخت فعال در ناهنجاری‌های زمین‌ریختی حوضه آبریز گرگان‌رود – قره‌سو

معصومه روستائی[۱و*]، مریم آق‌آتابای[۲] و مجید نعمتی[۳]

۱. کارشناس ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گرگان

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گرگان

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه و مرکز پژوهشی زلزله، دانشگاه شهید باهنر، کرمان

تاریخ دریافت: ۹۱/۱۰/۱۲

تاریخ پذیرش: ۹۲/۸/۱۳

چکیده

گستره مورد بررسی در کناره شمالی البرز خاوری قرار گرفته است. با توجه به موقعیت ساختاری ویژه این منطقه، در این پژوهش سعی شده است که با ارزیابی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی حوضه آبریز گرگان‌رود- قره‌سو و چگونگی پراکندگی زمین‌لرزه‌ها، الگوی نوزمین‌ساختی جنوب استان گلستان بررسی شود. در این راستا، حوضه آبریز گرگان‌رود- قره‌سو به ۲۲ زیرحوضه تقسیم گردید و شاخص‌های شیب رود، ناتقارنی حوضه زهکشی، تقارن توپوگرافی معکوس، انتگرال فرازسنجی، شکل حوضه و پیچ و خم پیشانی کوهستان در زیرحوضه‌های یاد شده، محاسبه شد. نتایج بررسی این ویژگی‌ها با هم، به‌عنوان شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی محاسبه شد و به چهار رده شامل مناطق خیلی فعال تا مناطق با فعالیت کم تقسیم‌بندی شد. رده‌های بالای فعالیت نسبی زمین‌ساختی بیشتر در جنوب و جنوب‌باختری حوضه گرگانرود- قره‌سو به دست آمد. در حالی‌که نواحی خاوری و جنوب‌خاوری دارای رده‌های متوسط تا پایین فعالیت هستند. میزان فعالیت زمین‌ساختی در این ناحیه از شمال به جنوب افزایش می‌یابد. این افزایش می‌تواند وابسته به موقعیت نقاط اوج شاخص شیب رودخانه‌ها در راستای گسل‌ها و پاره‌های گسلی باشد. همچنین مقدار ناتقارنی حوضه زهکشی در بیشتر زیرحوضه‌های این منطقه نشان‌دهنده انحراف حوضه‌ها به سوی باختر یا خاور هر آبراهه است. نتایج حاصل از بررسی ریخت‌زمین‌ساختی و نحوه پراکندگی لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه، گویای این مطلب است که منطقه مورد نظر تا اندازه زیادی از جنبش‌های زمین‌ساختی منطقه، به‌ویژه جنبش گسل کاسپین و شمال البرز و سیستم گسلی تراستی در شمال گرگان تاثیر پذیرفته است. نواحی دارای فعالیت خیلی بالای زمین-ساختی و بخش‌های؛ میزان کج‌شدگی بالای رودخانه‌ها همخوان با یک سیستم گسل تراستی با روند تقریبی NNE- SSW می‌باشد. از سوی دیگر، روند لرزه‌خیزی مشاهده شده را می‌توان به وجود احتمالی تراست ژرف و نسبتاً جوانی در شمال جبهه‌رشته‌کوه البرز نسبت داد.

واژه‌های کلیدی: زمین‌ساخت، شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی، حوضه آبریز گرگان‌رود – قره‌سو

مقدمه

منطقه مورد مطالعه، در دامنه‌های شمالی بلندی‌های البرز خاوری و در کناره جنوب خاوری حوضه کاسپین جنوبی جای دارد و از جنوب به بلندی‌های البرز و از شمال به دشت گرگان محدود می‌گردد. این منطقه در عرض‌های جغرافیایی ′۲۵ °۳۶ تا ′۲۰ °۳۸ شمالی و طول‌های جغرافیایی ′۵۱ °۵۳ تا ′۱۷ °۵۶ خاوری جای گرفته است. مجموعه سازندهای پالئوزوئیک، مجموعه دگرگونی گرگان، مجموعه شیست‌ها و سنگ آهک‌های ژوراسیک و سنگ

* نویسنده مرتبط rustaeimasomeh@yahoo.com

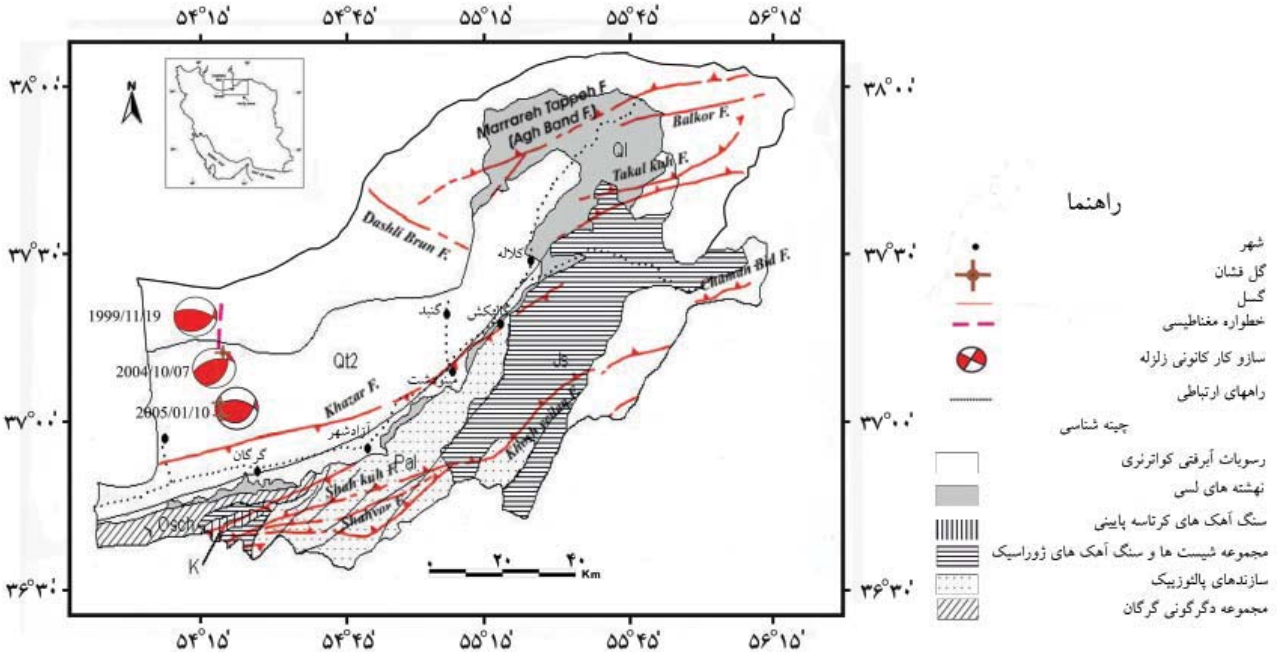
Archive of SID

www.SID.ir

آهک‌های کرتاسه پایانی از مهمترین واحدهای سنگ‌چینه‌ای در منطقه مورد مطالعه هستند (شکل ۱) (صالحی‌راد و همکاران، ۱۳۶۹). در این میان سازندهای لار و مزدوران با سن ژوراسیک بالایی بیشترین برون‌زد را در منطقه مورد مطالعه دارند. واحدهای سنگ‌چینه‌ای سنوزوییک دارای گسترش محدودی در این منطقه است که در این میان نهشته‌های نئوژن شامل شیل، مارن، ماسه‌سنگ و سنگ جوش دارای بیشترین گسترش سطحی است. نهشته‌های لسی از گسترده‌ترین رسوبات دوران چهارم است که به گونه تپه–ماهوری برون‌زد دارند (شمعانیان و همکاران، ۱۳۸٤). مهمترین گسل‌های فعال منطقه که دارای پیشینه لرزه–خیزی هستند، گسل‌های کاسپین، شمال البرز، آشخانه، تکل‌کوه، کپه‌داغ و مراوه‌تپه می‌باشند (شاه‌پسندزاده، ۱۳۸۳). که در این میان، گسل‌های لرزه‌زای کاسپین و شمال البرز نهشته‌های کواترنری را بریده‌اند (Priestley et al., 1994; Jackson and Copley, 2001). این دو گسل بنیادی به–صورت شاخه‌های متعددی با سازوکار راندگی (معکوس) و مؤلفه راستالغز با شیب به سمت جنوب در گستره استان مشاهده می‌شوند. هر دو گسل با روند شمال خاور–جنوب باختر تا شمال باختر– جنوب خاور و سازوکار ژرفی راندگی با کمی مولفه راستالغز چپ‌بر در پهنه ساختاری البرز گزارش شده‌اند (شاه‌پسندزاده، ۱۳۸۳؛ Hollingsworth et al., 2010; Nemati et al., 2011) پاره‌های مختلف این گسل‌ها سبب رویداد زمین‌لرزه‌های متعددی در ناحیه مورد مطالعه گردیده‌اند. بخشی از سامانه گسلی کاسپین جنوبی بین طول‌های جغرافیایی '۷۵ °۵۳ تا '۷۵ °۵۵ واقع شده است و شامل چندین پاره‌گسلی با راستای خمیده در حاشیه جنوبی دریای کاسپین جنوبی می‌باشد.

این گسل، مرز بین جلگه کاسپین جنوبی و کوه‌های البرز است که می‌توان آن را گسل پیشانی شمالی رشته کوه البرز در نظر گرفت (قاسمی و همکاران، ۱۳۸٦).

اطلاعات تاریخی و زمین‌لرزه‌های ثبت شده توسط دستگاه‌های لرزه‌نگاری و نیز شواهد زمین‌شناسی همگی نشان می‌دهند که البرز خاوری، لرزه‌خیزی بیشتری نسبت به البرزباختری دارد (اشتری جعفری،۱۳۸۷)، به گونه‌ای که تعداد زیادی از زمین‌لرزه‌های ویران‌گر را در چند صد سال اخیر تجربه کرده است (Ambraseys and Melville, 1982; Jackson et al., 2002). از میان آن‌ها می‌توان به زمین‌لرزه‌های تاریخی ۸۷٤ گنبد کاووس، ۱٤۳٦ استرآباد، ۱٤۷۰ گرگان، ۱٤۹۷ گنبد کاووس، ۱٤۷۰ آق‌قلا، ۱۸۹۰ تاش، ۱۹٤٤ گرگان [m_b= 5.2]، ۱۹۵۲ گرگان [m_b= 4.7] و ۲۰۰٤ آق‌قلا [m_b= 5.6] اشاره نمود (رده، ۱۳۷۰). بیشترین زمین‌لرزه‌های صورت گرفته در این بخش از البرز، کم‌ژرفا و با بزرگای زیاد هستند و اغلب با گسیختگی‌های سطحی همراه می‌باشند. ژرفای لرزه‌خیزی گستره مورد مطالعه بین ۲۰–۵ کیلومتر است (شاه‌پسندزاده، ۱۳۸۳). همچنین با بررسی‌های صورت گرفته توسط رحیمی جعفری و همکاران در سال ۱۳۸۳، این منطقه در زمره مناطقی با خطر لرزه‌ای نسبتاً بالا تا بالا جای‌گرفته که با زمین‌ساخت منطقه همخوانی خوبی دارد. با استقرار شبکه لرزه‌نگاری محلی در البرزخاوری، بیشینه ژرفای به‌دست آمده از لایه لرزه‌زا، ۲۰ کیلومتر برآورد شده است (Nemati et al., 2011). در سال‌های اخیر وابستگی میان شکل زمین و فعالیت‌های زمین‌ساخت به‌عنوان پایه‌ای برای مطالعات زمین‌ریختی مطرح شده و شاخص‌های زمین‌ریختی در ارزیابی فعالیت‌های زمین‌ساختی



شکل ۱. نقشه گسل‌های فعال از گستره مورد مطالعه (زمین‌ساخت) و خطواره‌های مغناطیسی پیرامون آن با تغییراتی از نقشه زمین‌ساخت ایران (شرکت ملی نفت ایران) با مقیاس ۵۰۰۰۰۰ : ۱.

www.SID.ir

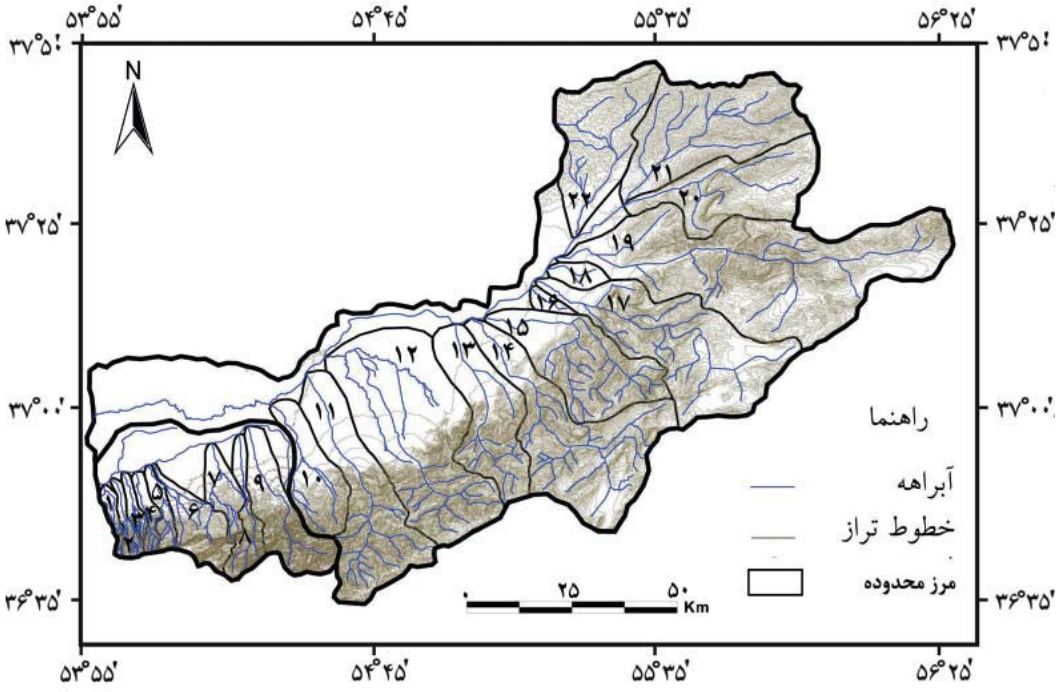
جایگاه ویژه‌ای یافته‌اند. با به کارگیری این شاخص‌ها می‌توان در یک ناحیه، مکان‌های ویژه‌ای را که دارای آثار فعالیت‌های زمین‌ساختی نسبتاً سریع و یا حتی کند هستند، شناسایی کرد (Ramirez- Harrera, 1998). از میان اشکال محیطی که نسبت به رخداد تغییرات زمین‌ساختی واکنش نسبتاً سریعی نشان می‌دهند، رودخانه‌ها و شبکه‌های زهکشی هستند. فعالیت زمین‌ساختی یک ناحیه در تکامل ریخت‌شناسی حوضه‌های زهکشی نقش به‌سزایی دارند که به‌خوبی توسط پارامترهای ریخت‌زمین‌ساختی، رودخانه‌ای و ساختمانی منعکس می‌شوند. در این زمینه مطالعاتی انجام شده که از آن جمله می‌توان به پژوهش‌های محققان دیگر در نواحی خشک و نیمه خشک جنوب باختری ایالات متحده (Bull and Mcfadden, 1977; Bull, 1984)، همچنین در جنوب‌باختر ایالات متحده (Rockwell et al., 1985) ، سواحل مدیترانه در اسپانیا (Silva, 1994)، چاله آکامبای در مکزیک (Ramirez- Herrera, 1998)، کالابریا در جنوب ایتالیا (Molin et al., 2002) و شمال باختر نیومکزیکو(Wisniewski et al., 2002) اشاره نمود. El Hamdouni et al. (2008) نیز برای نخستین بار با استفاده از شش شاخص ریخت‌زمین‌ساختی به ارزیابی نسبی زمین‌ساخت فعال در حوضه نوادا در جنوب اسپانیا پرداختند. ایشان با محاسبه و رده‌بندی شاخص‌های مذکور و گرفتن میانگین (شاخص S/N)، در نهایت در چارچوب مدل IAT، به رده‌بندی زمین‌ساخت فعال به چهار رده (بسیار فعال، فعال، متوسط تا فعالیت نسبتاً کم) پرداخت که بعدها این مدل در بسیاری از مناطق ایران استفاده شد و نتایج قابل قبولی گرفته شد (Khavari et al., 2010; Dehbozorgi et al., 2010) ؛ حقی‌پور، ۱۳۸۵؛ خسروی و سیف، ۱۳۸۹؛ مقصودی و همکاران، ۱۳۹۰).

هدف از این پژوهش، ارزیابی الگوی نوزمین‌ساختی البرزخاوری و شمال آن است. بررسی‌های دقیق ریخت‌زمین‌ساختی می‌تواند گامی مهم برای بررسی لرزه‌زمین‌ساخت گستره البرز خاوری و شناسایی میزان فعالیت گسل‌های این منطقه باشد. با توجه به این‌که شبکه زهکشی و زمین‌لرزه‌های روی‌داده در این منطقه می‌توانند به عنوان نشانه‌های اصلی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی منطقه به‌شمار آیند، در این پژوهش، نحوه پراکندگی زمین‌لرزه‌های استان گلستان و الگوی زمین‌ریختی دو حوضه اصلی گرگان‌رود و قره‌سو در جنوب و جنوب باختری استان، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. اهمیت مطالعه هم زمان لرزه‌خیزی و زمین‌ریخت‌شناختی در این منطقه، می‌تواند راهگشای بررسی‌های بیشتری در راستای شناسایی خطرات لرزه‌ای در پیوند با ساختارهای موجود در ناحیه مورد مطالعه باشد. بنابراین با توجه به روند رودخانه‌های گرگان‌رود – قره‌سو و عملکرد گسل‌های این منطقه، می‌توان به وابستگی تنگاتنگ میان فعالیت لرزه‌ای وابسته به ساختارهای گسلی و تأثیر آن بر روی گسترش حوضه‌آبریز رودخانه پی برد.

مواد و روش‌ها

تحلیل مورفومتریکی البرز خاوری

در این پژوهش، ابتدا با استفاده از نقشه رقومی توپوگرافی ۲۵۰۰۰ : ۱ در محیط نرم‌افزارهای ArcGIS و Global mapper، شبکه‌زهکشی و مرز حوضه‌های آبریز تعیین گردید و حوضه آبریز دو رودخانه گرگان‌رود – قره‌سو به ۲۲ زیر حوضه تقسیم شد (شکل ۲). سپس مدل رقومی ارتفاعی از داده‌های توپوگرافی



شکل ۲. نقشه رقومی توپوگرافی ۲۵۰۰۰ : ۱ شبکه زهکشی و مرز حوضه‌های آبریز در ناحیه مورد مطالعه.

www.SID.ir

تهیه شد که تمام منطقه مورد مطالعه را پوشش می‌دهد. با استفاده از این مدل، شاخص‌های زمین‌ریختی برای منطقه مورد مطالعه محاسبه گردید که شامل شاخص‌شیب رود، ناتقارنی حوضه زهکشی، تقارن توپوگرافی معکوس، انتگرال فرازسنجی، شکل حوضه و پیچ و خم پیشانی کوهستان می‌باشند. در نهایت، با محاسبه و رده‌بندی شاخص‌های مذکور و گرفتن میانگین (شاخص S/N)، براساس روش ارائه شده توسط (El Hamdouni et al., 2008) در چارچوب مدل IAT به رده‌بندی زمین‌ساخت فعال منطقه پرداخته شد.

شاخص طول - شیب رود (SL)

رودخانه‌های جاری بر روی سنگ‌ها وخاک‌های با مقاومت متفاوت، درپی رسیدن به تعادل با یک نیمرخ طولی و هندسه هیدرولیکی خاص هستند(Hack, 1973; Bull, 2007) . برای تعیین این‌که آیا رودخانه به تعادل رسیده است یا نه، می‌توان از شاخصی تحت عنوان شاخص شیب رود استفاده نمود. این شاخص که تأثیر تغییرات محیطی بر روی نیمرخ‌های طولی رودخانه را نشان می‌دهد، از رابطه (۱) به‌دست می‌آید (Keller and Pinter, 2002).

$$SL = (\Delta H/\Delta L)L \qquad (۱)$$

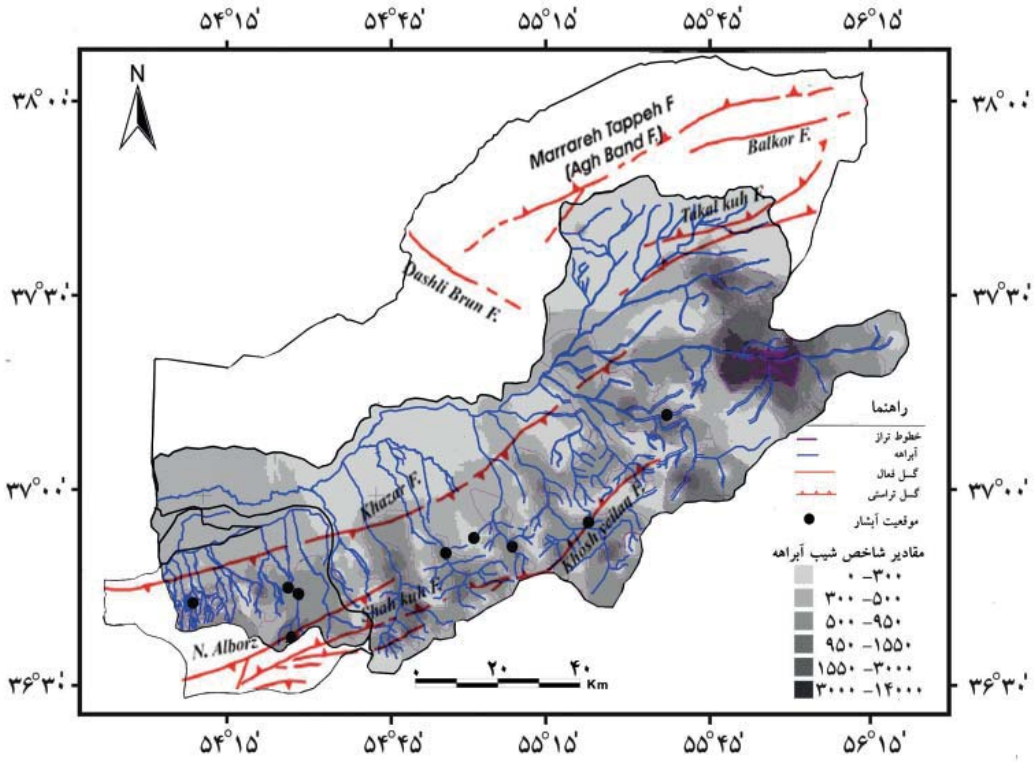
در این رابطه SL شاخص‌شیب رودخانه، ΔH: اختلاف ارتفاع در یک مقطع خاص رودخانه، ΔL فاصله افقی همان محل و یا شیب بخشی از مجراست Δ/H(ΔL) و L طول رودخانه از نقطه مرکزی همان محل تا سرچشمه رودخانه می‌باشد. این شاخص برای ارزیابی زمین‌ساخت‌فعال‌نسبی مفید است. مقادیر شاخص شیب رود توسط El Hamdouni et al., (2008) به ۳ رده طبقه‌بندی شده است (جدول ۱) .مقدار میانگین این شاخص در طول رودخانه‌های گرگان‌رود- قره‌سو و با استفاده از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ و مدل رقومی ارتفاعی برای تمامی زیرحوضه‌ها محاسبه گردید (شکل ۳). در تمام زیرحوضه‌های آبریز یادشده، مقادیر شاخص شیب هر آبراهه با نوع سنگ‌های موجود در مسیر آن بررسی و ضمن در نظر گرفتن مقاومت سنگ‌ها در مقابل فرسایش، میزان فعالیت زمین‌ساختی در محدوده هر آبراهه به‌دست آمد. برای درک روشن‌تر تغییرات شاخص شیب رود، نیمرخ‌هایی از گرادیان چند آبراهه که در آن تغییرات شاخص SL مشهود بود، تهیه شد (شکل ٤).

ناتقارنی حوضه زهکشی (Af)

این شاخص برای اثبات زمین‌ساخت فعال و ارزیابی کج‌شدگی زمین‌ساختی در حوضه آبریز یک منطقه به‌کار برده می‌شود. در مناطقی که دارای فعالیت زمین‌ساختی بالایی هستند، اغلب در یک سوی، اثرات توپوگرافی به‌صورت بالاآمدگی تظاهر پیدا می‌کند و به تبع آن در سوی دیگر، منجر به فرونشست می‌شود که طول آبراهه‌های فرعی در سمت مناطق بالاآمده بیش از طول آبراهه‌های نواحی فرونشسته خواهد بود (Keller and Pinter, 2002). این شاخص براساس رابطه (۲) محاسبه می‌شود:

$$AF = 100\ (Ar/At) \qquad (۲)$$

در این رابطه At مساحت کل حوضه و Ar مساحت سمت



شکل ۳. نقشه تغییرات شاخص شیب آبراهه‌ها (SL)، در شبکه زهکشی رودخانه‌های گرگان‌رود - قره‌سو.

www.SID.ir

شکل ٤. نیمرخ‌های طولی رودخانه‌های اصلی زیرحوضه‌های جنوب استان (بخش‌های خاکستری بیان کننده تغییرات اصلی گرادیان قائم مرتبط با فعالیت بالای زمین‌ساختی و تغییرات سنگ‌شناسی است).

www.SID.ir

راست حوضه (دید به سمت پایین دست) است. این شاخص به تغییر میزان کج‌شدگی در راستای عمود بر روند مجرا حساس است. در بیشتر زیرحوضه‌های این منطقه، مقدار این شاخص بیشتر یا کمتر از ۵۰ محاسبه شده است که نشان دهنده انحراف حوضه‌ها به سمت باختر آبراهه هر زیرحوضه است. به‌عبارت دیگر، تمرکز بالاآمدگی فعال در سمت چپ حوضه‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۵).

شاخص تقارن توپوگرافی معکوس (T)

این شاخص برای ارزیابی عدم تقارن یک رودخانه درون حوضه و تغییرات میزان ناتقارنی در بخش‌های مختلف دره به‌کار می‌رود که از رابطه (۳) به‌دست می‌آید:

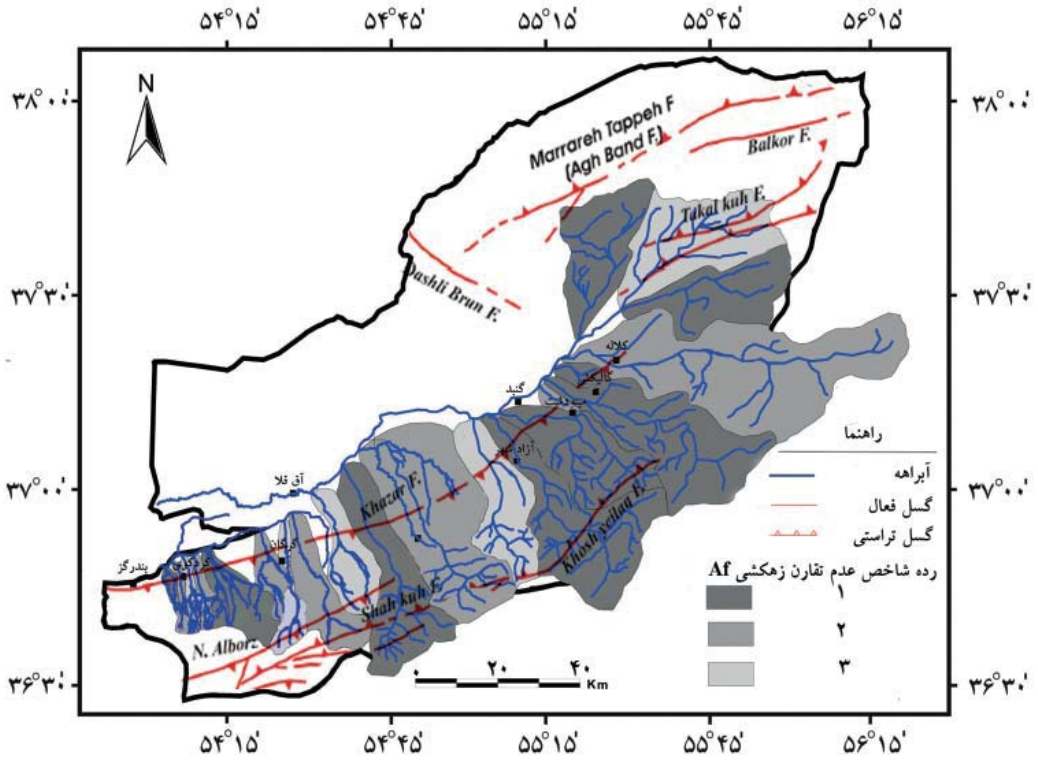
$$T = Da/Dd \qquad (۳)$$

در رابطه فوق، Da فاصله خط میانی حوضه زهکشی تا کمربند فعال مئاندری حوضه (مسیر رود اصلی) و Dd فاصله خط میانی حوضه و خط تقسیم آب می‌باشد. خط میانی حوضه جایی است که رودخانه به‌صورت متقارن نسبت به دره قرار گرفته است و با توجه به طویل‌ترین محور حوضه رسم می‌شود (Keller and Pinter, 2002).

برای حوضه‌های کاملاً متقارن، $T = 0$ می‌باشد. با افزایش عدم تقارن، شاخص T افزایش پیدا می‌کند و در نهایت به ۱ نزدیک می‌شود. فرض بر این است که شیب طبقات بر کوچ مجرای اصلی رودخانه تأثیر ناچیزی داشته است، در این صورت کوچ، عمومی و دلیلی بر کج‌شدگی زمین در جهت خاص می‌باشد. در این پژوهش برای محاسبه شاخص تقارن توپوگرافی معکوس، تمام بخش‌های آبراهه‌های این بخش به قطعاتی با طول ٤ کیلومتر تقسیم شد و بردارهای عدم تقارن محاسبه گردید. جهت این بردارها، جهت کج‌شدگی و طول آن‌ها متناسب با بزرگای میزان کج‌شدگی است که بین ۰ و ۱ متغیر است و بیانگر کمینه و بیشینه ناتقارنی یک بخش می‌باشد (Salvany, 2004).

انتگرال فرازسنجی (Hi)

فرازسنجی یکی از پارامترهای رده‌بندی شده زمین‌ریخت‌شناختی در توسعه مراحل زمین‌شناسی یک حوضه زهکشی است. این شاخص به‌عنوان مساحت نسبی زیر منحنی فرازسنجی تعریف شده است که بیانگر حجم فرسایش نیافته حوضه (باقی‌مانده از حجم جزء حوضه نسبت به حجم کل یک حوضه است) می‌باشد و به صورت درصد بیان می‌شود (Keller and Pinter, 2002). به‌نظر می‌رسد که فرازسنجی با آهنگ برپایی یک منطقه رابطه مستقیم دارد. با مرور مطالعات گذشته که بر روی فرازسنجی در نقاط مختلف دنیا انجام گرفته، می‌توان نتیجه گرفت که فرازسنجی به عوامل مختلفی چون مقیاس حوضه، زمین‌ساخت، سنگ‌شناسی و حتی آب و هوا بستگی دارد (حقی‌پور، ۱۳۸۵). براساس شکل و مقادیر انتگرال فرازسنجی، حوضه‌ها به ۳ گروه طبقه‌بندی شده‌اند که مربوط به منحنی‌های محدب یا مقعر می‌باشد: رده ۱ مربوط به منحنی فرازسنجی محدب و جوان، رده ۲ منحنی‌های مقعر–محدب و بالغ (منحنی‌های به شکل S که قسمت‌های مقعر در ارتفاعات بالا و قسمت‌های محدب در ارتفاعات پایین) و رده



شکل ۵. نقشه رده‌بندی شاخص عدم تقارن حوضه‌های زهکشی در البرز خاوری.

www.SID.ir

۳ مربوط به منحنی‌های مقعر و فرسوده می‌باشد (جدول ۱) (El Hamdouni et al., 2008).

شاخص شکل حوضه (Bs)

تصویر افقی شکل حوضه توسط نسبت طویل‌شدگی یا شاخص شکل حوضه توصیف می‌شود. این شاخص توسط Cannon (1976) و Ramirez- Herrera (1998) به‌صورت زیر تعیین می‌شود:

$$Bs = Bl/Bw \qquad (٤)$$

به‌طوری‌که Bl طول حوضه از بالای رودخانه (سرچشمه) تا جایی که به دریا می‌پیوندد و Bw عریض‌ترین نقطه در حوضه آبریز می‌باشد. این شاخص میزان زمین‌ساخت فعال را نشان می‌دهد. در مناطق فعال زمین‌ساختی، عرض حوضه‌های آبریز باریک‌تر است؛ زیرا در چنین مناطقی، نیروی رودخانه صرف عمیق کردن بستر رودخانه می‌شود، در حالی‌که پایداری زمین‌ساختی، باعث می‌شود رودخانه فرصت تعریض حوضه خود را داشته باشد (مختاری، ۱۳۸٤). شکل کشیده حوضه‌های آبریز از خصوصیات حوضه‌هایی است که در مناطق کوهستانی با فعالیت‌های زمین‌ساختی واقع شده‌اند و با دور شدن از زمان بالاآمدگی منطقه، شکل آن به دایره نزدیک‌تر می‌شود (Ramirez-Herrera, 1998).

پیچ و خم پیشانی کوه (Smf)

این شاخص، تعادل بین نیروهای فرسایشی که میل به ایجاد سینوسیته و نیروهای زمین‌ساختی که تمایل به ایجاد خط مستقیم دارند را بیان می‌کند و براساس رابطه (۵) محاسبه می‌شود (Bull and Mcfadden, 1977; Keller and Pinter, 2002).

$$Smf = Lmf/Ls \qquad (۵)$$

در این رابطه Lmf طول پیشانی‌کوه در طول معینی از دامنه‌کوه است که شیب بین کوه و حوضه پیشانی تغییر می‌کند و Ls طول خط مستقیمی است که ابتدا و انتهای همان پیشانی‌کوه را به هم متصل می‌کند. بدیهی است هر چه پیشانی‌کوه مستقیم‌تر باشد، مقادیر Ls و Smf به هم نزدیک‌تر بوده و شاخص سینوسیته کوچک‌تر خواهد شد و به ۱ نزدیک‌تر می‌شود که این مقدار خاص نواحی فعال زمین‌ساختی است. در حالی‌که، اگر نرخ بالاآمدگی کاهش یابد، فرآیندهای فرسایشی شروع به تشکیل یک پیشانی نامنظم می‌کنند و مقدار Smf افزایش می‌یابد. مقادیر کمتر از ۱/٤، پیشانی‌های فعال زمین‌ساختی را نشان می‌دهد (Rockwell et al., 1985; Keller and Pinter, 2002). در حالی‌که مقادیر بیشتر از ۳ به پیشانی‌های غیر فعال مربوط می‌شود (Bull and Mcfadden, 1977).

تجزیه و تحلیل داده‌های لرزه‌ای البرز خاوری

در این پژوهش، داده‌های لرزه‌ای محدوده مورد مطالعه برگرفته از دو کاتالوگ مرکز بین‌المللی زلزله‌شناسی (ISC, 2011) و مرکز لرزه‌نگاری ایران وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC, 2011) است. تعداد کل داده‌های لرزه‌ای مرکز بین‌المللی زمین‌لرزه‌شناسی در این منطقه ۱٤٦ زمین‌لرزه می‌باشد که از دسامبر ۱۹٦٤ تا فوریه ۲۰۱۱ گرفته شده است. همچنین تعداد کل داده‌های لرزه‌ای موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به ۹۰۳ زمین‌لرزه می‌رسد که از ژانویه ۱۹۹٦ تا می ۲۰۱۱ گرفته شده است. اولین پارامتری که برای تفسیر فعالیت لرزه‌ای به‌کار گرفته می‌شود، مقدار b از رابطه گوتنبرگ–ریشتر ($Log N = a - b M$) می‌باشد.

در این پژوهش برای به‌دست آوردن این پارامتر از روش بیشینه شباهت[1] (Aki, 1965; Utsu, 1965) استفاده شد:

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{\overline{m} - mc} \qquad (٦)$$

که در آن $\overline{m}$ میانگین بزرگا و m_c بزرگای آستانه یا کمینه بزرگای زمین‌لرزه است. برای به‌دست آوردن لگاریتم طبیعی یا لگاریتم در پایه e، نیاز است که e (۲/۷۱) به توان یک عدد معلوم که مقدار آن عدد معلوم را لگاریتم طبیعی یا لگاریتم در پایه e آن عدد می‌نامند. محدوده اطمینان ۹۵% این ارزیابی برای n زمین‌لرزه برابر با $\pm 1.9b / \sqrt{n}$ است (Oncel, 1996). برای برآورد بزرگای آستانه که همان کوچکترین بزرگای مجموعه داده‌هاست، از روش بیشترین انحنا استفاده شده است. این روش، روشی عمومی برای محاسبه بزرگای آستانه است که در آن تغییر در شیب نمودار بسامد ~ بزرگا برای ارزیابی m_c استفاده می‌شود، زیرا تغییر شیب یا افت تعداد رویدادهای لرزه‌ای در برابر بزرگای زمین‌لرزه‌های

جدول ۱. رده‌بندی شاخص‌های زمین‌ریختی توسط El Hamdouni et al., (2008)

رده	پیچ‌وخم کوهستان (Smf)	طول‌شیب رودخانه (SL)	ناتقارنی حوضه زهکشی (Af)	شکل‌حوضه‌زهکشی (Bs)	انتگرال هیپسومتری (Hi)
۱	۱/۱ <	بی‌هنجاری بالا	| Af – ۵۰| >۱۵	٤ <	≤ Hi ۰/۵
۲	۱/۱ – ۱/۵	بی‌هنجاری کم	|Af –۵۰|= ۷– ۱۵	۳–٤	۰/٤ > Hi ≥ ۰/۵
۳	۱/۵ <	بدون بی‌هنجاری	|Af – ۵۰| <۷	۳ >	> ۰Hi/٤

Archive of SID
www.SID.ir

کوچکتر از m_c به‌علت عدم گزارش حوادث لرزه‌ای می‌باشد (Wiemer and Wyss, 2000) (شکل ۱۱).

بحث و نتایج

نتایج حاصل از بررسی ریخت زمین‌ساختی و الگوی پراکندگی لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه که بر پایه اندازه‌گیری‌های توپوگرافی، بررسی الگوهای شبکه آبراهه‌ای، نیم‌رخ طولی آبراهه‌ها و بررسی اطلاعات لرزه‌ای جمع آوری شده از کاتالوگ‌ها می‌باشد، حاکی از این است که منطقه مورد نظر تا حد زیادی از فعالیت ساختارهای منطقه، به‌ویژه گسل کاسپین جنوبی و شمال البرز تأثیر پذیرفته است. مهمترین نقش فعالیت این گسل‌ها در شکل‌گیری روند رودخانه‌های این منطقه بوده است، به‌گونه‌ای‌که، پیشانی کوهستان با مسیر گسل کاسپین جنوبی تطابق دارد و به‌نظر می‌رسد، انحراف و عدم تقارن رودخانه اصلی گرگان‌رود از فعالیت گسل کاسپین جنوبی در دشت پیروی می‌کند.

بیشترین ناهنجاری در شاخص شیب رود، مربوط به زیر حوضه‌های زیارت، گرمابدشت، کردکوی، میان‌دره، تنگراه، گالیکش، محمدآباد، کبودوال و قره‌چای (محدوده باختر تا خاور این ناحیه) می‌باشد. عامل اصلی مقادیر بالای این شاخص را می‌توان به سنگ‌شناسی و ساختار گسلی منطقه (گسل شمال البرز و کاسپین جنوبی) مربوط دانست. کمترین ناهنجاری این شاخص نیز به زیر حوضه‌های زواردشت، بالاجاده، ساری‌سو و قره‌ناوه (شمال – شمال خاور و باختر) مربوط است که ناشی از وجود سنگ‌های نامقاوم (رسوبات آبرفتی ومجموعه دگرگونی گرگان) است. مقادیر بالای شاخص شیب رود در این منطقه بین ۵۵/۹۶ تا ۱۰۰۸/۸٤ متغیر است (جدول ۲). برای نمایش تغییرات این شاخص در منطقه مورد مطالعه، نقشه این شاخص ترسیم شد که به‌طور آشکار افزایش میزان فعالیت زمین‌ساختی را از شمال به جنوب حوضه نشان می‌دهد (شکل ۳). با توجه به تغییرات شاخص شیب رود در طول مسیر نیم‌رخ‌ها، علاوه بر اثر فعالیت گسل‌های منطقه، اثر سنگ‌شناسی (بخش سنگ رسوبی و یا سنگ دگرگونی) نیز در کنار این فعالیت‌ها به خوبی نمایان است. نقشه تغییرات شاخص شیب آبراهه‌ها (شکل ٤) نشان می‌دهد که موقعیت نقاط اوج شاخص شیب رودخانه‌ها در امتداد گسل‌ها و پاره‌های گسلی است، و شاهد دیگری بر فعالیت‌های نوزمین‌ساختی در امتداد این گسل‌هاست. از سوی دیگر، با نگاه کلی به این شکل می‌توان گفت که بیشترین مقادیر شاخص شیب رود در خاور استان گلستان مشاهده می‌شود، جایی‌که زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی نسبتاً بزرگی روی داده است و تعداد کمتری از زمین‌لرزه‌های کوچک را در دوره زمانی مورد مطالعه در بر می‌گیرد (شکل ۱۰).

همچنین مقادیر شاخص ناتقارنی حوضه زهکشی (جدول ۲) نشان می‌دهد که زیرحوضه‌های زواردشت، میان‌دره، شموشک، زیارت، گرمابدشت، محمدآباد، گالیکش، نرماب، قره‌چای، زاو و ساری‌سو بیشترین میزان انحراف را دارا هستند. نکته قابل توجه دیگر این است که اکثر زیرحوضه‌های خاوری استان گلستان نسبت به بخش باختری آن کج‌شدگی بالاتری نشان می‌دهند که علت آن را می‌توان به فعالیت گسل‌های منطقه از جمله گسل اصلی شمال البرز، کاسپین جنوبی و خوش ییلاق و یا احتمالاً به برخورد این رودها با مجموعه سنگ‌های دگرگون شده گرگان مربوط دانست. البته میزان و جهت کج‌شدگی در آبراهه‌های فرعی با توجه به موقعیت‌شان نسبت به ساختارهای گسلی منطقه متفاوت است (شکل ۵).

با توجه به مقادیر به‌دست آمده از بردارهای عدم تقارن توپوگرافی، کمترین و بیشترین مقادیرحاصله به ترتیب با شاخه اصلی رود قره‌سو و زیر شاخه گرگان‌رود همخوانی دارد. همچنین فاکتور عدم تقارن توپوگرافی مورب نشان می‌دهد که جهت کج‌شدگی در بخش خاوری استان گلستان به سمت شمال و یا خاور است که به تدریج در بخش باختری استان، جهت‌یافتگی این شاخص در برخی از زیر حوضه‌ها (زواردشت، کردکوی، میان–دره و زیارت) به سمت باختر عوض شده و در زیر حوضه‌های گرمابدشت، انجیرآب، شصت‌کلاته، شموشک و بالاجاده جهت‌گیری نوک پیکان‌ها به سمت خاور تغییر کرده است. بیشترین انحراف رودخانه گرگان‌رود و قره‌سو به سمت شمال تا خاور و مربوط به شاخه اصلی است. سایر شاخه‌ها با توجه به موقعیت خود نسبت به روند ساختارهای ناحیه، کج‌شدگی گوناگونی را نشان می‌دهند که شاخه‌های موازی با روند ساختارها به سمت شمال و شاخه‌های عمود بر روند ساختارها به سمت خاور و یا باختر کج شده‌اند، اما میزان کج‌شدگی رودخانه‌ها در هر پهنه با مقدار فعالیت زمین‌ساخت نسبی و در نتیجه عملکرد گسل‌های آن بخش متناسب است (شکل ٦).

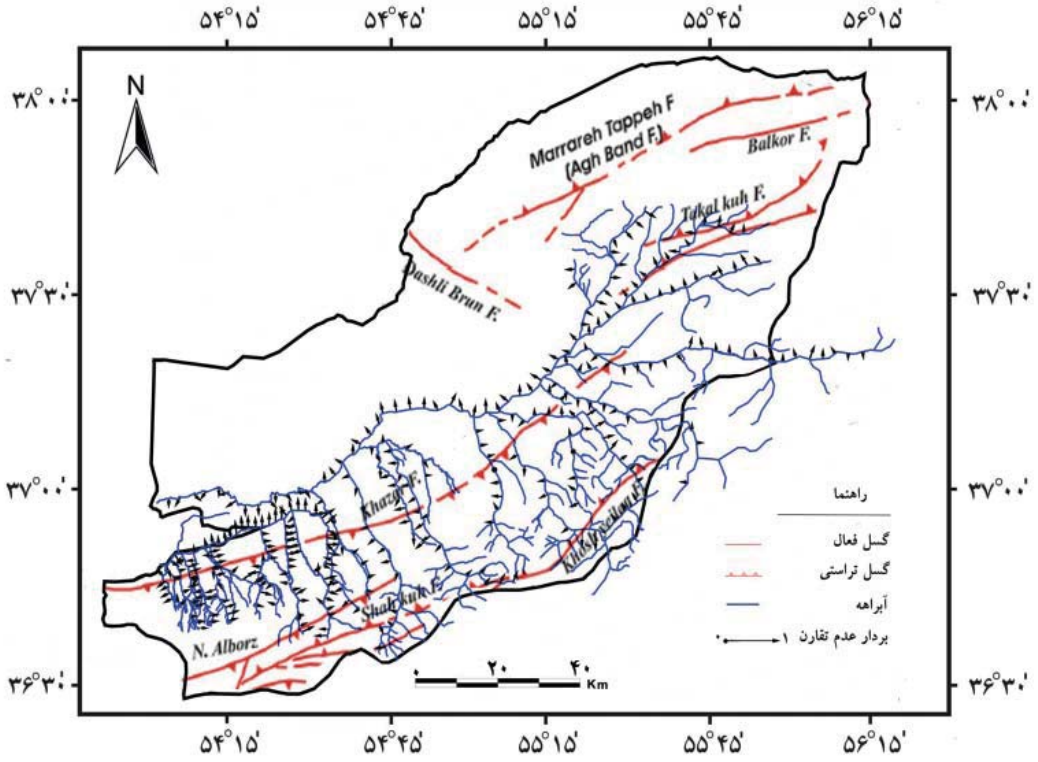
تجزیه و تحلیل شاخص انتگرال فرازسنجی در این منطقه، نشان از برپایی نسبتاً بالایی در بیشتر زیر حوضه‌های گرگان‌رود و قره‌سو دارد (شکل ۷). این مسئله را می‌توان به گسل‌های جنبای موجود در این ناحیه (گسل کاسپین، خوش‌ییلاق و شمال البرز) و یا گسل‌های پنهان نسبت داد. فعالیت این گسل‌ها در جنوب و خاور حوضه سبب کوتاه‌شدگی و بالاآمدگی بیشتر این بخش‌ها نسبت به بخش‌های شمالی حوضه شده است. ترسیم نمودار انتگرال هیپسومتری این دو حوضه و بررسی‌های انجام گرفته، نشان می‌دهد بیش از ۸۰ درصد زیرحوضه‌ها، در مرحله فرسایشی جوان به سر می‌برند که نشان از فعال بودن این دو حوضه از لحاظ زمین‌ساختی است (شکل ۸).

برای محاسبه شاخص پیشانی کوهستان در منطقه مورد مطالعه، ۲۰ پیشانی گسلی مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۹). مقادیر این شاخص بین ۰/۹۹۱ تا ۱/۷ متغیر بود (جدول ۲).

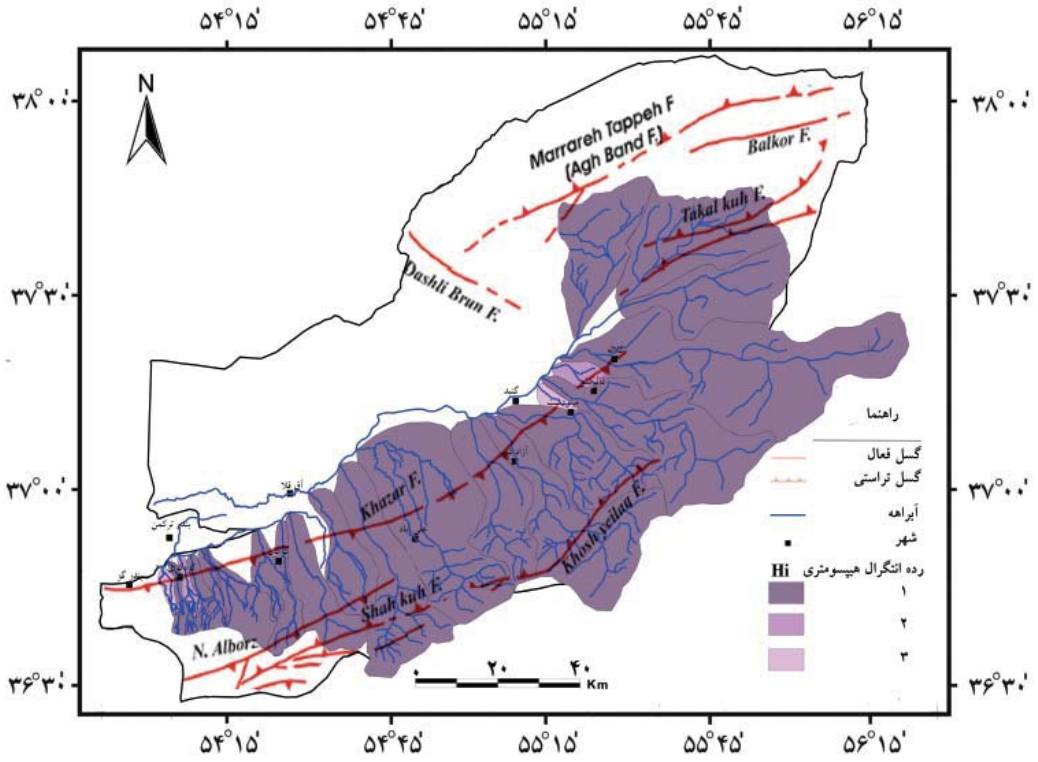
مقدار میانگین به‌دست آمده برای حوضه قره‌سو برابر ۱/۰۸ و برای حوضه گرگان‌رود برابر ۱/۲٤ می‌باشد که این منطقه براساس روش El Hamdouni et al., (2008) در رده ۱و ۲ قرار می‌گیرد و می‌توان آن را حاصل فعالیت بالای زمین‌ساختی درامتداد گسل کاسپین دانست.

Archive of SID

www.SID.ir

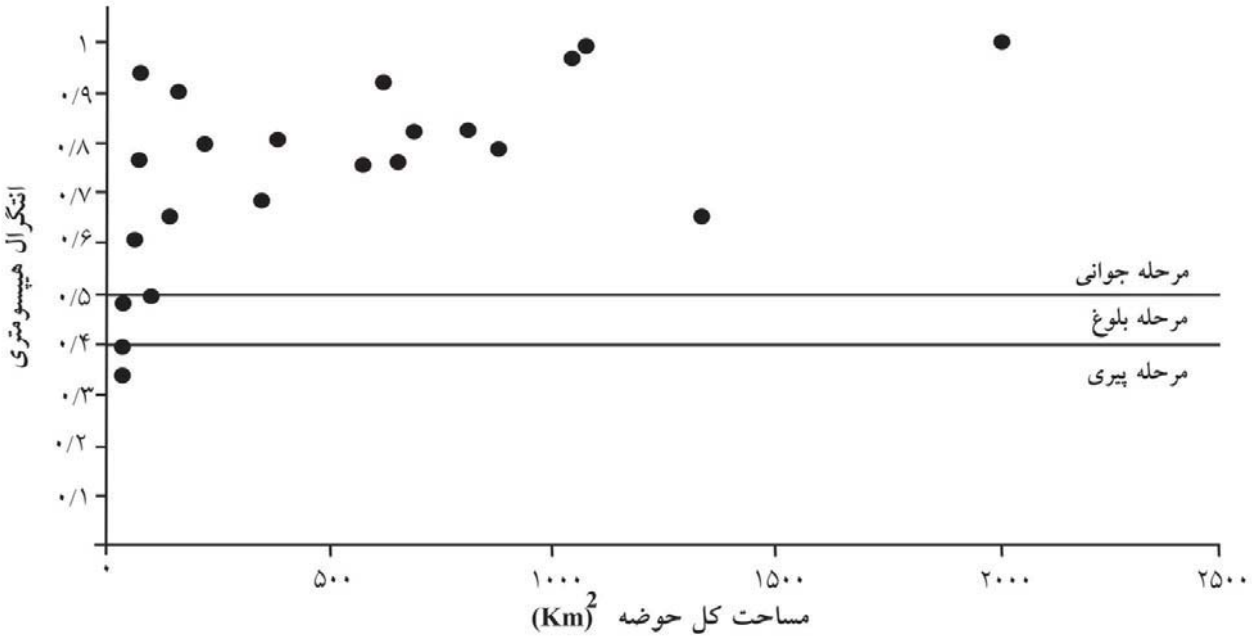


شکل ٦. نقشه تقارن توپوگرافی معکوس و بردارهای عدم تقارن در حوضه رودخانه‌های گرگان‌رود و قره‌سو.

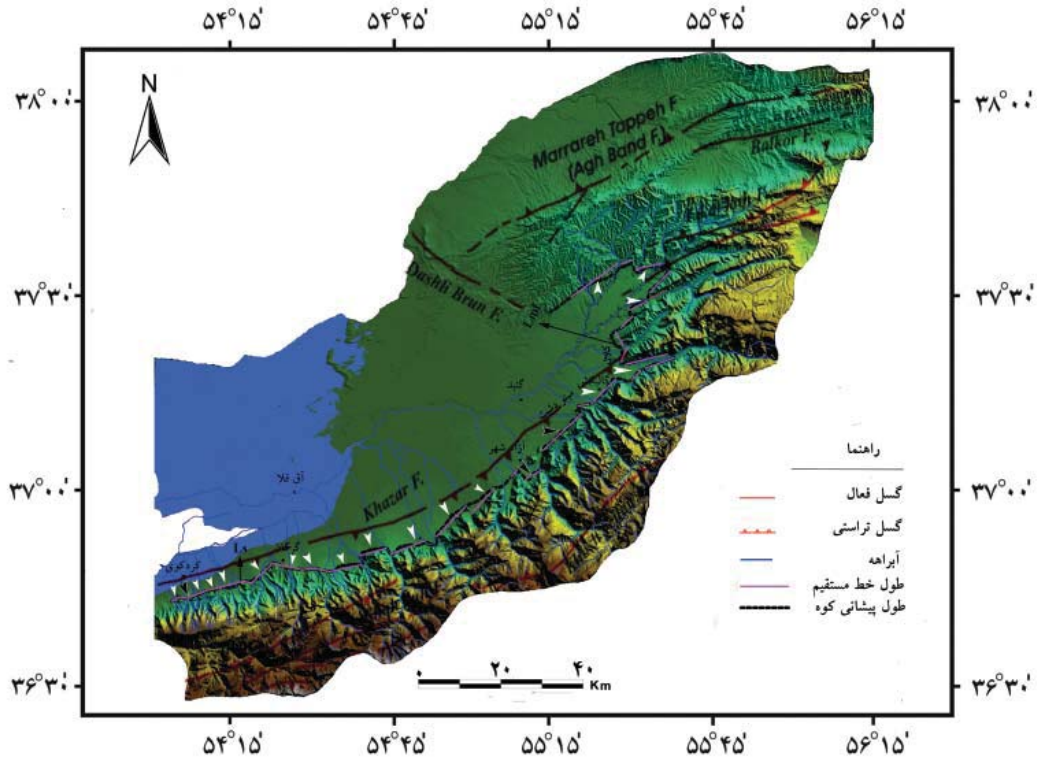


شکل ۷. نقشه انتگرال فرازسنجی حوضه زهکشی گرگانرود- قره‌سو.

www.SID.ir



شکل ۸. مراحل مختلف فرسایش در زیرحوضه‌های گرگانرود- قره‌سو.



شکل ۹. تعیین شاخص Smf در محدوده حوضه قره‌سو با استفاده از مدل ارتفاعی- رقومی (DEM)، پیکان‌های سفید، پیشانی‌های فعال زمین‌ساختی و پیکان‌های سیاه، پیشانی‌های نیمه‌فعال زمین‌ساختی می‌باشد.

www.SID.ir

جدول ۲. تقسیم‌بندی شاخص‌های زمین‌ریختی و زمین‌ساخت فعال نسبی در زیر حوضه‌های البرز خاوری (از باختر به خاور).

شماره	زیرحوضه	SL	رده (SL)	۵۰ -AF	رده (AF)	Bs	رده (Bs)	smf	رده (smf)	Hi	رده (Hi)	s/n))	رده (Iat)
۱	زواردشت	۱٤۱/۷٤	۳	-۱۸/۰۷	۱	۲/۹۲	۳	۰/۹۹۱	۱	۰/۳۸	۳	۲/۲	۳
۲	کردکوی	۵٤۸/٦۷	۱	۱٤/٤۲	۲	۲/٦۹	۳	۱/۱۰۲	۲	۰/۷٦	۱	۲	۳
۳	بالاجاده	۲٤۰/۸۰	۳	-۳/۲۵	۳	۳/۹۱	۲	۱/۰۰۲	۱	۰/٤۹	۲	۲/۲	۳
٤	میان‌دره	٦۰۱/۰۳۵	۱	-۱۳/۷۹	۲	۵/۲٤	۱	۱/۰۱	۱	۰/٦۰	۱	۱/۲	۱
۵	شموشک	٤۱٤/٤٤	۲	۱۷/۷٤	۱	٤/۳۹	۱	۱/۰۱	۱	۰/۷۹	۱	۱/۲	۱
٦	شصت‌کلاته	۵٤۱/۱۷۲	۱	٦/۳۱	۳	۲/۳۵	۳	۰/۹۹۵	۱	۰/۹۳	۱	۱/۸	۲
۷	انجیرآب	٤٦٤/٤۵	۲	-۷/۵۳	۲	۲/۵٤	۳	۱/۰۵	۱	۰/٦۵	۱	۱/۸	۲
۸	زیارت	۷۱۸/۲۲	۱	-۱/۰۲	۳	۳/۷٤	۲	۱/۳۸	۲	۰/۹۰	۱	۱/۸	۲
۹	گرمابدشت	٦۲۲/۰۹	۱	۱۱/۵۸	۲	۳/۳۰	۲	۱/۰۰٦	۱	۰/۸۰	۱	۱/٤	۱
۱۰	قرن‌آباد	۳۵۹/۰٦	۲	-۳/۰۳	۳	۲/٤۹٤	۳	۱/۲٦	۲	۰/٦۸	۱	۲/۲	۳
۱۱	محمدآباد	۷۳۳/۷۰	۱	-٤۳/٤۹	۱	۲/۲٦۸	۳	۱/۲۵	۲	۰/۸۲	۱	۱/٦	۲
۱۲	کبودوال	۵٦۳/۱۰۵	۱	۸/۰۱	۲	۲/۰۸٤	۳	۱/۲۹	۲	۰/٦۵	۱	۱/۸	۲
۱۳	رامیان	٤۷۳/٤۳	۲	۱/۷۳	۳	۲/۷۲	۳	۱/۷	۳	۰/۷۵	۱	۲/٤	۳
۱٤	قره‌چای	۵۸۳/۲۷	۱	-۲۰/۸۵	۱	۱/٤۹۳	۳	۱/۵۲	۳	۰/۹٦	۱	۱/۸	۲
۱۵	نرماب	٤۱۸/۲۰	۲	-۲۱/۸۷	۱	۲/۲۳۳	۳	۱/۰۸	۱	۰/۸۲	۱	۱/٦	۲
۱٦	قلی‌تپه	۵۵/۹٦	۳	-۱۰/۱۳	۲	۲/۵۹٦	۳	–	–	۰/۳٦	۳	۲/۲	۳
۱۷	گالیکش	٦۱۰/۱٦	۱	-۲۵/٦۹	۱	۲/۲۷۷	۳	۱/۰۳	۱	۰/۹۸	۱	۱/٤	۱
۱۸	قره‌شور	۲۸۹/۰۹	۱	-۲۰/۱۳	۱	۲/۲٦۹	۳	–	–	۰/٤۹	۲	۱/٤	۱
۱۹	تنگراه	۱۰۰۸/۸٤۵	۱	-۱۰/۳۷	۲	۳/۲۱۳	۲	۱/۰۲	۱	۰/۹۹	۱	۱/٤	۱
۲۰	زاو	۲٦۰/۱۷	۳	-۳۲/۵۵	۱	۲/٦۳۷	۳	۱/۲۵	۲	۰/۹۲	۱	۲	۳
۲۱	قره‌ناوه	۱۳۳/۰۳	۳	۰/۳٦	۳	۲/۰۰٦	۳	۱/۳۱	۲	۰/۷۸	۱	۲/٤	۳
۲۲	ساری‌سو	۱۵۲/۷۱	۳	۱۸/۹٤	۱	۲/۲۰۹	۳	۱/۰۲	۱	۰/۷٦	۱	۱/۸	۲

با محاسبه مقدار شاخص شکل حوضه مشخص شد که این مقدار برای این ناحیه بین ۱/٤۹ تا ۵/۲٤ متغیر است (جدول ۲). بیشترین و کمترین مقدار آن به ترتیب در زیرحوضه‌های میان‌دره و قره‌چای به‌دست آمد. زیر حوضه میان‌دره از لحاظ شکل حوضه طویل‌تر از همه زیرحوضه‌ها می‌باشد. مقادیر این شاخص در جدول ۲ به نمایش در آمده است.

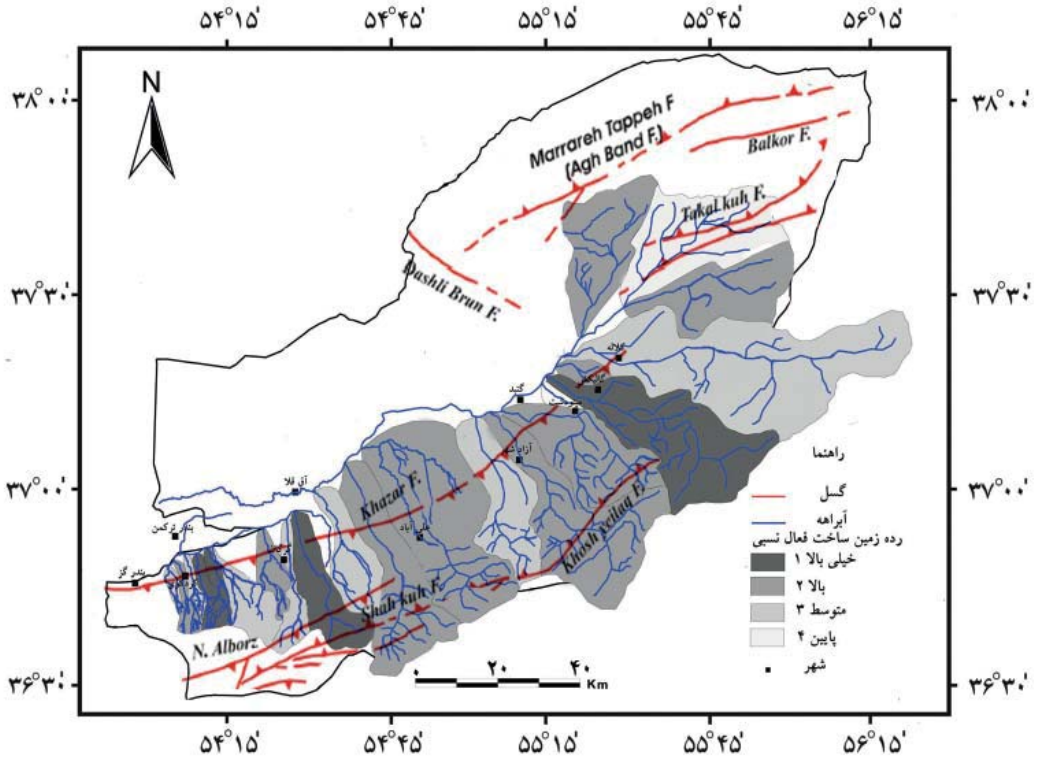
در نهایت شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی برای حوضه گرگان‌رود- قره‌سو ارزیابی شد. این شاخص با میانگین‌گیری از رده‌های شاخص‌های زمین‌ریختی (S/N) در هر زیرحوضه محاسبه می‌شود که خود شامل ٤ رده است. رده ۱ فعالیت زمین‌ساختی خیلی بالا با میزان S/N بین ۱ تا ۱/۵، رده ۲ فعالیت زمین‌ساختی بالا با S/N بین ۱/۵ تا ۲، رده ۳ فعالیت زمین‌ساختی متوسط با S/N بین ۲ تا ۲/۵ و رده ٤ فعالیت زمین‌ساختی پایین با S/N بیشتر از ۲/۵ را نشان می‌دهد (El Hamdouni et al., 2008).

شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی (Iat) برای ۲۲ زیر حوضه محاسبه (جدول ۲) و نتایج آن در شکل ۱۰ ترسیم شده است. با توجه به نتایج به‌دست آمده، بیش از نیمی از مساحت کل حوضه در رده فعالیت زمین‌ساختی نسبی خیلی بالا و بالا قرار گرفت که نشان‌دهنده فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساختی است.

سرانجام در بخش لرزه‌زمین‌ساخت، دو مجموعه داده‌لرزه تهیه شد. مجموعه اول مربوط به رویدادهای ثبت شده توسط مرکز لرزه‌شناسی ایران وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC, 2011) است و زمین‌لرزه‌های رویداده از سال ۱۹۹٦ تا ۲۰۱۱ را شامل شده است و مجموعه دوم نیز از بولتن‌های مرکز بین‌المللی زلزله‌شناسی (ISC, 2011) و تعیین اولیه مراکز سطحی سازمان زمین‌شناسی آمریکا (PDE, 2011) از سال ۱۹٦٤ تا ۲۰۱۱ استخراج شده است. برای اطمینان از کامل بودن مجموعه‌های به‌دست آمده، ابتدا یک تجزیه و تحلیل فراوانی- بزرگا انجام شد

Archive of SID

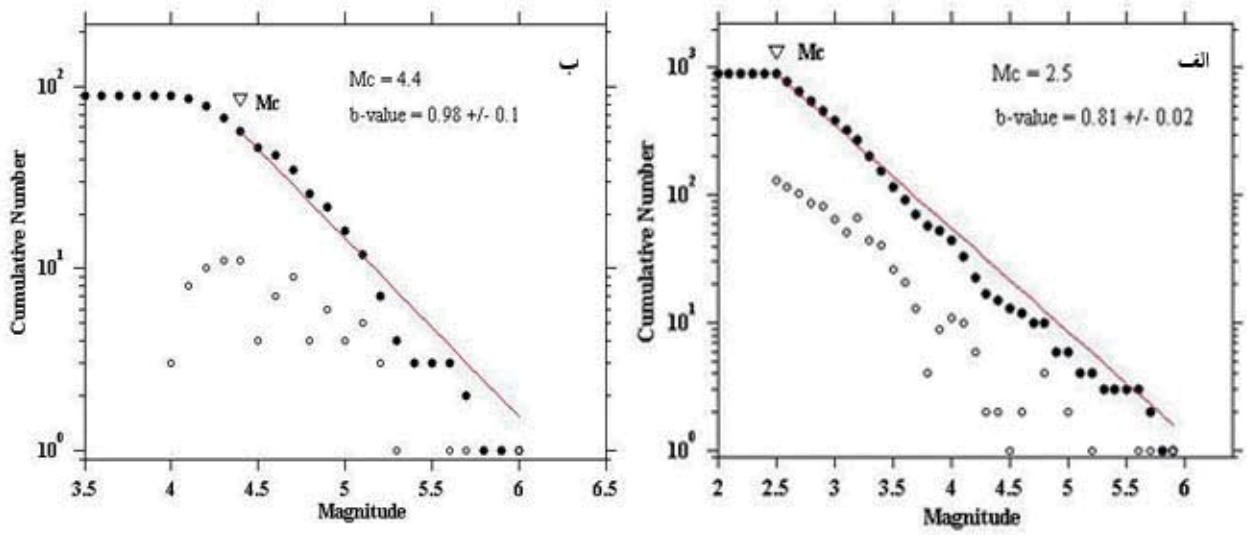
www.SID.ir



شکل ۱۰. توزیع شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی در حوضه گرگان‌رود- قره‌سو.

و بزرگای آستانه (Mc) محاسبه شد. برای تجزیه و تحلیل‌های بعدی فقط از داده‌های بزرگتر و مساوی Mc استفاده شد. در نتیجه با استفاده از روش بیشترین انحنا، مقدار بزرگا آستانه برای داده‌های لرزه‌ای IRSC این ناحیه برابر ۲/۵ و برای داده‌های لرزه‌ای ISC آن برابر با ٤/٤ محاسبه شد. مقدار b - value برای داده‌های لرزه‌ای برگرفته از ISC و IRSC به ترتیب برابر با ۰/۹۸±۰/۱و ۰/۸۱±۰/۰۲ برآورد شده است (شکل ۱۱).

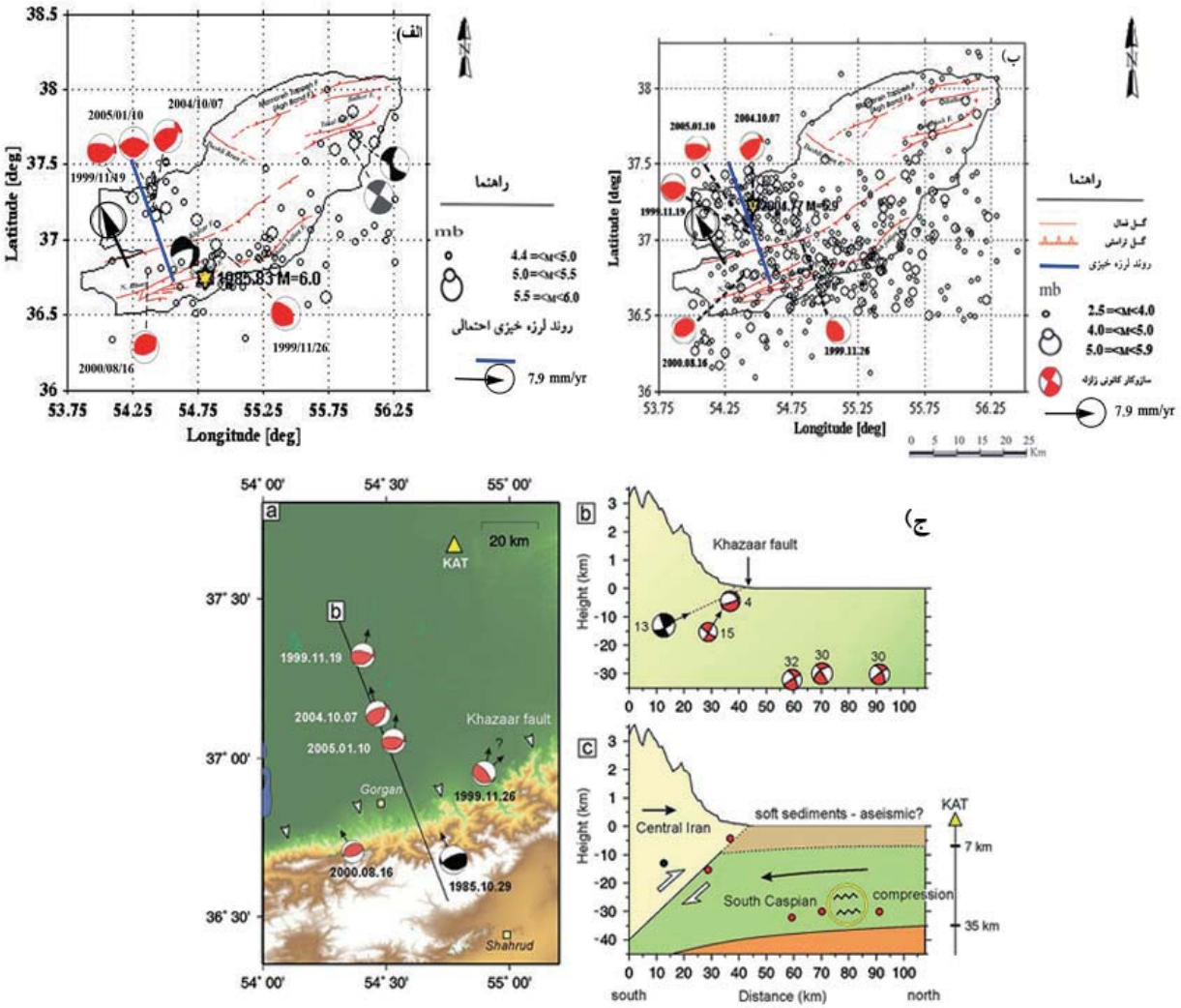
برای بررسی ارتباط بین زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی برداشت شده و زمین‌ساخت منطقه، رومرکزهای این زمین‌لرزه‌ها بر روی نقشه گسل‌های جنبای گستره استان گلستان ترسیم شده است (شکل ۱۲). نقشه‌های پراکندگی رومرکز زمین‌لرزه‌های با بزرگای مساوی یا بزرگتر Mc برای دوره زمانی بین ۱۹۹٦ تا ۲۰۱۱ در شکل ۱۲- الف و برای دوره زمانی ۱۹٦٤ تا ۲۰۱۱ در شکل ۱۲- ب نشان داده شده است. در نگاه اول به‌نظر می‌رسد باختر استان گلستان در این دوره ٤٦ ساله، جنباتر از خاور آن بوده است که این مسئله به این معنی نیست، بخش خاوری از



شکل ۱۱. نمودار پراکندگی فراوانی- بزرگا زمین‌لرزه‌های البرز خاوری (دایره‌های توخالی: پراکندگی غیر تجمعی، دایره-های توپر: پراکندگی تجمعی و مثلث: بزرگا آستانه).

www.SID.ir

دید لرزه‌ای کم خطرتر است و تعدادی زمین‌لرزه ویرانگر در این بخش روی داده است. در ضمن به‌نظر می‌رسد که رژیم ساختاری و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های باختر و خاور استان با یکدیگر تفاوت دارد. نکته قابل توجه دیگر در این نقشه‌ها به ویژه در شکل ۱۲- الف، وجود سه روند لرزه‌خیزی است. دو روند لرزه‌خیزی در راستای شمال خاوری- جنوب باختری تا خاوری - باختری دیده می‌شود که تقریباً با روند ساختارهای اصلی منطقه همخوانی دارد. روند لرزه‌خیزی سوم با امتداد تقریباً NNW- SSE در باختر منطقه مورد مطالعه و شمال گرگان دیده می‌شود. در راستای روند اخیر، سه زمین‌لرزه نیمه ژرف با ژرفای بین ۳۰ تا ۳۲ کیلومتر اتفاق افتاده است و با توجه به عمق موهو در شمال گرگان ٤١ کیلومتر (Nemati et al., 2013) و در البرز۳۷ - ۳۵ کیلومتر محاسبه شده است (نظری،۱۳۸۵)؛ (Shad Manaman et al., 2011)، به‌نظر می‌رسد این زمین لرزه‌ها در قاعده پوسته روی داده‌اند (Priestley et al., 1994; Jackson et al., 2002; Hollingsworth et al., 2008 and 2010) (شکل ۱۲- ج).



شکل ۱۲. نقشه گسل‌ها و روکانون‌های ناحیه مورد مطالعه. الف) پراکندگی روکانون زمین‌لرزه‌های استان گلستان با بزرگای M 5/2 ≤ برای دوره زمانی ۱۹۹٦ تا ۲۰۱۱ برگرفته از کاتالوگ IRSC، ب) نقشه زمین‌لرزه‌های استان گلستان (4/4mb ≤) برگرفته از کاتالوگ‌های ISC و NEIC برای دوره زمانی ۱۹٦٤ تا ۲۰۱۱، ج) لرزه‌خیزی اخیر در انتهای امتداد خاوری گسل کاسپین را نشان می‌دهد. در بخش a گسل کاسپین توسط پیکان‌های سفید نمایش داده شده است. ساز و کار کانونی زلزله سیاه رنگ بیانگر زمین لرزه بزرگ با بزرگای گشتاوری ۲/٦ و با عمق ۱۳ کیلومتر است که بر روی گسل کاسپین رویداده است (این ساز و کار اشکال موج حجمی برگرفته از Priestley et al., 1994). ساز و کار کانونی قرمز رنگ از کاتالوگ Harvard CMT گرفته شده است. پیکان‌های مشکی بردارهای لغزش احتمالی را برای زلزله‌ها نشان می‌دهند با فرض این که لغزش بر روی شیب جنوبی کاسپین است و صفحه‌ای با شیب ملایم به سمت شمال در پوسته زیرین کاسپین جنوبی است. مثلث زرد رنگ KAT برآوردهای دریافتی از موقعیت ساختاری پوسته‌ای را نشان می‌دهد (Raven, 2005). بخش b، مقطع عرضی از سرتاسر پوسته و ساز و کارهای صفحه گسلی در امتداد خط مشکی در بخش a توزیع عمق زمین‌لرزه‌ها را نشان می دهد. بخش c تفسیر زمین‌ساخت مقطع پوسته‌ای در بخش b است (Hollingsworth et al., 2008).

www.SID.ir

با این تفسیر، می‌توان اظهار کرد که روند مذکور ممکن است به شاخه‌های راندگی ژرف و نسبتاً جوان در شمال پیشانی رشته کوه مربوط باشد. این روند با راستای گل‌فشان‌های خاور کاسپین جنوبی و یک خطواره مغناطیسی احتمالی منطبق است (شکل ۱). با توجه به بخش a شکل ۱۲- ج، زمین‌لرزه‌های ۱۹۸۵، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۰ که در انتهای امتداد خاوری گسل کاسپین روی داده‌اند، منطبق با این گسل بوده و همانند آن دارای سازوکار راندگی تا راندگی با مولفه چپگرد می‌باشند. سه زمین‌لرزه دیگر نیز در ناحیه پست خشکی کاسپین جنوبی روی داده است. این زمین‌لرزه‌ها دارای لغزش به سوی شمال- شمال باختر می‌باشند و در عمق تقریباً ۳۰ کیلومتر روی داده‌اند (بخش b شکل ۱۲- ج). در بخش c شکل ۱۲- ج، رژیم فشارشی بوجود آورنده این رویدادها، جهت تقریبی شمالی- جنوبی نشان می‌دهد که بیانگر تراستی عمیق و نسبتاً جوان است (Hollingsworth et al., 2008).

در نهایت با مطالعات صحرایی صورت گرفته در منطقه شمال آق‌قلا، تعدادی چین به‌صورت تپه ماهورهایی در روی سطح زمین قابل رویت هستند. که چین‌های مرتبط با گسل هستند و رسوبات لسی بر روی رسوبات عهد حاضر رانده شده‌اند. این چین‌ها نسبت به یکدیگر به‌صورت پلکانی قرار گرفته‌اند. این چین‌ها طولی حدود ٦ الی ۱۰ کیلومتر دارند و در جهت شمال‌خاور- جنوب‌باختر گسترش پیدا کرده‌اند (شکل ۱۳- الف). مقطع این چین‌ها که در ترانشه جاده قابل مشاهده است، نشان می‌دهد اکثر این چین‌ها نامتقارن بوده و شیب ملایم آن‌ها به سمت شمال باختر است و بر الگوی چین‌های مرتبط با گسلش منطبق است (شکل ۱۳- ب). به‌نظر می‌رسد که این چین‌ها تحت یک سامانه فشارشی در جهت شمال باختری- جنوب خاوری تشکیل شده‌اند و تحت تأثیر این رژیم فشارشی، سیستمی از گسل‌های تراستی پلکانی تشکیل شده است که آثار سطحی آن به‌صورت چین‌های یاد شده، مشاهده می‌شود. وجود احتمالی تراست‌های کوچک مقیاس در این ناحیه، باعث پدیدار شدن این چین‌ها شده است که اثر چین‌های مرتبط با گسل را تقویت می‌کند. این چنین به‌نظر می‌رسد که چین‌های معرفی شده، ساختارهای جانبی گسل لرزه‌زا در شمال آق‌قلا می‌باشند که با فعالیت تراست‌های کوچک در حال رشد در ارتباط هستند.

نتیجه‌گیری

مطالعه و ارزیابی شاخص‌های مختلف ریخت‌زمین‌ساختی در این ناحیه، بیانگر منطقه‌ای با نوزمین‌ساخت فعال می‌باشد. بیشترین همبستگی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی مربوط به بخش‌هایی با سطح لرزه‌خیزی بالا است که مربوط به گسل‌های اصلی در منطقه می‌باشد. با توجه به بیشترین جابه‌جایی گسل کاسپین در بخش میانی (جنوب‌باختر گرگان) است، افزایش میزان فعالیت زمین‌ساختی در نواحی جنوبی و جنوب‌باختری گرگان را می‌توان مرتبط با ناهنجاری بالای شاخص شیب رود این بخش از گستره دانست.

از سوی دیگر، شکل‌گیری روند رودخانه‌های این منطقه، به‌گونه‌ای است که با راستای گسل‌های فعال منطقه منطبق است. همچنین جبهه کوهستان با راستای گسل کاسپین انطباق نشان می‌دهد.

عامل انحراف رودخانه اصلی گرگان‌رود که مسبب حالت مئاندری آن و خمش رودخانه قره‌سو گشته است را می‌توان با دو دیدگاه توجیه کرد، دیدگاه اول عبارت است از وجود گسل‌های حدسی و احتمالی و یا وجود بالاآمدگی در راستای روند رودخانه گرگان‌رود و دیدگاه دوم وجود تراستی عمیق در شمال آق‌قلا که باعث خمش در این رودخانه‌ها شده است و با فعالیت این گسل، هم رودخانه گرگان‌رود و هم رود اترک خمش یکسان و شبیه به هم را از خود به نمایش گذاشته‌اند. مقایسه بردارهای عدم تقارن در دو حوضه نام برده شده، به‌طور آشکار با نقشه‌های لرزه‌زمین‌ساخت و رده فعالیت زمین‌ساختی نسبی همخوانی خوبی دارد و فعالیت خیلی بالا و بالای زمین‌ساخت نسبی با نواحی که رودخانه‌ها میزان بالای کج‌شدگی را نشان می‌دهند، منطبق است و احتمالاً وجود یک گسل تراستی عمیق و نسبتاً جوان را در شمال پیشانی رشته کوه البرز، با روند تقریبی NNE-SSW آشکار می‌سازد.

شکل ۱۳. الف) روند طولی چین نامتقارن عمود بر روند جاده در شمال آق‌قلا نگاه به سمت شمال‌باختر، ب) نیمرخ عرضی چین نامتقارن در راستای جاده نگاه به سمت جنوب.

Archive of SID
www.SID.ir

منابع

– اشتری‌جعفری، م.، ۱۳۸۷. بررسی تغییرات کوتاه‌دوره لرزه‌خیزی گستره تهران با استفاده از پارامترهای a و b. مجله فیزیک زمین‌فضا، ۵۷ – ٤٥.

– حقی‌پور، ن.، ۱۳۸۵. بررسی ریخت‌زمین‌ساختی گستره کپه‌داغ– بینالود بر پایه شاخص‌های گرادیان شیب رود و هیپسومتری. مجله علوم زمین، ٦٤، ۸۷– ۷٤.

– خسروی، ق. و سیف، ع.، ۱۳۸۹. بررسی تکتونیک فعال در قلمرو تراست زاگرس منطقه فارسان. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۷٤، ١٤٦– ۱۲٥.

– رحیمی جعفری، ر.، عکاشه، ب. و قیطانچی، م.ر.، ۱۳۸۳. لرزه‌خیزی و تخمین خطر برای استان گلستان. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۲۱.

– رده، ا. (مترجم)، ۱۳۷۰. تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران، نوشته (Ambraseys and Melville) (۱۹۸٤). انتشارات آگاه، ٦۷٤.

– شاه‌پسندزاده، م.، ۱۳۸۳. زلزله‌خیزی و لرزه زمین‌ساخت گستره استان گلستان، شمال خاوری ایران. مقالات کنفرانس بین‌المللی زلزله (یادواره فاجعه بم)، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

– شمعانیان، غ.، رقیمی، م.، یخکشی، ا.، احمدی، م. و دهقان، م.، ۱۳۸٤. هیدروژئوشیمی منابع آب زیرزمینی در حوزه آبریز گرگان‌رود– قره‌سو، استان گلستان. مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۹۸– ۱۹۰.

– صالحی‌راد، ر.، علوی، م.، ژنی، ج.ژ.، استامپفلی (Stampfli)، د.ژ.، شهرابی، ه.م.، ۱۳٦۹. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲٥۰۰۰۰ گرگان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

– قاسمی، م.، لشگری، ا. و قرشی، م.، ۱۳۸٦. کارکرد گسل کاسپین بر زمین‌ریخت‌شناسی گستره
قائم‌شهر، مجله علوم زمین، ۷۳،۲۸ – ۱۷.

– مختاری د.، ۱۳۸٤. نقش نوزمین‌ساخت در فرگشت سامانه‌های رودخانه‌های کواترنر، مطالعه موردی رودخانه‌های دامنه شمالی میشوداغ. مجله علوم زمین، ٥۷، ۷۷ – ٦٤.

– مقصودی م.، جعفری ا.، باقری سید شکری و مینایی، م.، ۱۳۹۰. بررسی تکتونیک فعال حوضه آبخیز کفرآور با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و شواهد ژئومورفولوژیکی. مجله جغرافیا و توسعه، ۲٥، ۱۳٦–۱۱۱.

- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula log N = a – b M and its confidence limits. Bulletin of Earthquake Research Institution. Tokyo University. 43, 237-239.

- Ambraseys, N.N. and Melville, C.P., 1982. A history of Persian Earthquakes. Cambrige University Press, New York. 212.

- Bull, W.B and Mcfadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring, D.O (Eds), Geomorphology in Arid Regions. Proceedin5gs of the Eighth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton, 115-138.

- Bull, W.B., 1984. Tectonic geomorphology. Journal of Geological Education, 32, 310- 324.

- Bull, W.B., 2007. Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology. Blackwell, Malden. 328.

- Cannon, P.J., 1976. Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of Mill Creek drainage basin. Oklahoma Geology Notes, 36, 1, 3-16.

- Dehbozorgi, M and Pourkermani, M. et al., 2010. Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. Geomorphology 121, 329-341.

- EL-Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J and Keller, E.A., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology, 969, 150-173.

- Hack, J.T., 1973. Stream-profiles analysis and stream-gradient index. Journal of Research of the U.S. Geological Survey, 1, 4, 421-429.

- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. and Nazari, H., 2008. Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma. Geology, 36, 763- 766.

- Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebia, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M., Jackson, J. and Copley, A., 2010. Oroclinal bending, distributed trust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia- Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene. Geophysical Journal International, 10.1111/j. 1365- 246X. 2010. 04591.

- ISC, 2011. International Seismological Center, Newbury, Berkshire, United Kingdom.

- IRSC, 2011. Latest earthquakes in Iran and adjacent areas, Online data bank and recent seismicity reports of the Iranian seismic Telemetry Network (ISTN), Iran`s largest short- period seismic network.

- Jackson, J., 2001. Living with earthquakes: know your faults. Journal of Earthquake Engineering, 5, Sp.Issue 1, 5-123.

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

Archive of SID
www.SID.ir

- Keller, E.A and Pinter, N., 2002. Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice Hall: New Jersey, 362.

- Khavari, R., Arian, M and Ghorashi, M, 2010. Neotectonics of the soyth central Alborz drainage basine, in NW Tehran, N Iran. Journal of Applied Sciences, 9, 23, 4115-4126.

- Molin, P., Pazzaglia, F.J. and Dramis, F., 2002. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly- deforming arc, Sila Massif, Calabria, southern Italy. Palazzo Ducale- Sala della Muta. American Journal of Science 304, 559-589.

- Nemati, M., Hatzfeld, D., Gheitanchi, M., Sadidkhouy, A. and Mirzaei, N., 2011. Microseismicity and seismotectonics of the Firouzkuh and Astaneh faults (east Alborz, Iran). Tectonophysics, 506, 11-21.

- PDE "preliminary Determination of Epicenters. Monthly Listing. US Department of the Interior, Geol Surv". 2011. National Earthquake Information Center, Denver, Co, USA.

- Nemati, M., Hollingsworth, J., Zhan, Z., Bolourchi, M, and Talebian, M., 2013. Microseismicity and seismotectonics of the south Caspian lowlands, NE Iran. Journal of Geophysical International 114, 1-18.

- NIOC (National Iranian Oil Company), 1977. Geological, tectonic maps and cross- sections of Iran, scale 1: 500,000, Exploration and production Division, Tehran.

- Oncel A., 1996. Patience cowiespatial variations of the fractal properties of seismicity in the Anatolian fault zones, Tectonophysics, 257, 189-202.

- Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J., 1994. Implication of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south caspian basin and surrounding regions. Journal of Geophysical International, 118, 111-141.

- Ramirez-Herrera, M.A., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. Earth Surface Processes and Landforms 23, 317-332.

- Raven, K., 2005. The nature of oceanic basins trapped within the Alpine- Himalayan Belt, and their relationship to Tethys. Ph.D. thesis, Universsity of Cambridge.

- Rockwell, T.K., Keller, E.A. and Johnson, D.L., 1985. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: Morisawa, M. (Ed), Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposiums. Allen and Unwin Publishers, Boston, MA, 183-207.

- Salvany, J.M., 2004. Tilting neotectonics of the Guadiamar drainage basin, SW Spain. Earth Surface Processes and Landforms, 29, 145-160.

- Shad Manaman, N., Shomali, H. and koyi, H., 2011. New constraints on upper- mantle S- velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion. Journal of Geophysical International. 184, 1, 247-267.

- Silva, P.G., 1994. Evolucion geodinamica dela depression Del Guadalentin desde el Mioceno Superion hasta la Actualidad: Neotectonica y geomorfologia. Dissertation, Complutense University, Madrid, Ph.D.

- Utsu, T., 1965. A method for determining the value of b in formula log N = a – b M showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. Geophysical. Bulletin of Earthquake Research Institution, Hokkaido University. 13, 99-103.

- Wiemer, S.and wyss, M., 2000. Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan, Bulletin of the Seismological Society of America. 90, 859-869.

- Wisniewski, P.A. and Pazzaglia, F.J., 2002. Epeirogenic controls on Canadian river incision and landscape evolution, Great Plains of Northeastern New Mexico. The Journal of Geology, 110, 437-456.

Archive of SID

www.SID.ir