فصلنامه زمین ساخت
پاییز ۱۳۹۷، سال دوم، شماره ۷

گسل خزر، ساختار هندسی و فعالیت آن

احمد رشیدی[1*]، خالد حسامی آذر[2]

۱- استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

۲- استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

تاریخ دریافت: ۱۹/ ۰۳/ ۱۳۹۸
تاریخ پذیرش: ۳۰/ ۰۹/ ۱۳۹۸

چکیده

در دامنه شمالی رشته کوه البرز، گسل خزر با ایجاد یک پله آشکار در توپوگرافی همراه گردیده و در امتداد آن عوارض ژئومورفیک به ناگهان پایان می‌یابند. شواهد ساختاری و جنبشی عصر حاضر این گسل در بخشی از طول آن در البرز خاوری و مرکزی مورد بررسی قرار گرفت. شواهد به‌دست آمده در این مطالعه، نشان‌دهنده گسلش معکوس و امتدادلغز چپگرد است که بر روی گسل‌های موازی با روند رشته کوه البرز نیز قابل مشاهده می‌باشد.

در حاشیه شمالی رشته کوه البرز، گسل‌های فرعی حاصل از فعالیت پیشرونده گسل خزر، شکل گرفته‌اند. این گسل‌ها معمولاً امتداد زیادی ندارند و به شکستگی‌های دیگری در دامنه جنوبی‌تر خود ختم می‌شوند. آنها به‌همراه گسل خزر، هندسه لبه شمالی رشته کوه البرز را به کنترل خود در آورده‌اند.

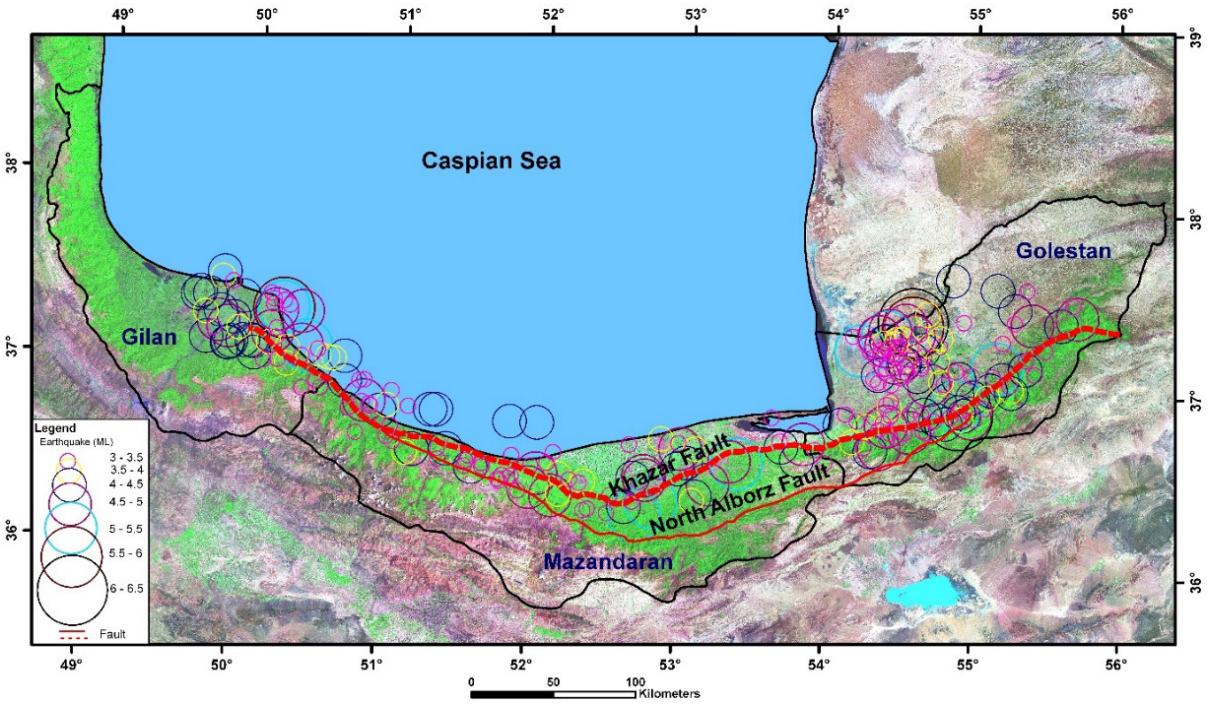
کلمات کلیدی: تحلیل هندسی، تحلیل جنبشی، گسل خزر، البرز، ایران.

* نویسنده مسئول: rashidi@iiees.ac.ir

۱ـ مقدمه

گسل خزر با طولی حدود ۶۰۰ کیلومتر بین حاشیه شمالی رشته کوه البرز و حوضه جنوبی دریاچه خزر (کاسپین) قرار دارد (شکل۱). این گسل سبب شکل‌گیری بلندی‌های البرز در لبه جنوبی این حوضه شده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1996; Nazari et al., 2005). ویژگی‌های دقیق این ساختار در سراسر طول آن (باختر لاهیجان (کوچ اصفهان) تا شمال خاور مینودشت (صادق آباد) در هیچ یک از گزارش‌ها و مقالات منتشر شده، ارائه نگردیده است. اشتوکلین (Stocklin, 1974) اعتقاد دارد که گسل‌های موجود در حاشیه شمالی رشته کوه البرز که به سمت جنوب شیب دارند (گسل خزر)، غیرفعال می‌باشند. برخی از زمین‌شناسان البرز را به دو زون گرگان ـ رشت (در بخش شمالی) و زون البرز (در بخش جنوبی) تقسیم می‌کنند. آنها گسل شمال البرز را مرز بین دو منطقه می‌دانند. بعضی آن‌را یک چین‌خوردگی می‌دانند که در عمق با یک راندگی همراه است (Allen et al., 2003a,b) و عده‌ای دیگر حتی منکر وجود گسلش در امتداد مزبور شده‌اند (Guest et al., 2006).

اما آثار سطحی گسل خزر در بازدیدهای میدانی در محدوده نکا – قائم شهر (در باختر البرز خاوری) توسط حسامی و همکاران (Hessami, et al., 1997) مشاهده شده است که نشان از وجود و فعالیت عصر حاضر این گسل می‌باشد. بررسی زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در حاشیه شمالی البرز نشان می‌دهد، بسیاری از مناطقی که در امتداد گسل خزر قرار دارند نظیر: رشت، لاهیجان، آمل، بابل، ساری، بهشهر، گرگان به دفعات ویران شده‌اند، و مرکز تعداد زیادی از زمین‌لرزه‌های دستگاهی نیز در نزدیکی این گسل مشاهده می‌شوند (شکل۱) به طوری‌که تاتار و همکاران (Tatar et al., 2007) گسل مسبب زمین‌لرزه ۲۰۰۴ میلادی بلده را گسل خزر معرفی کرده‌اند. از این‌رو پی بردن به موقعیت سطحی گسل خزر، ساختار هندسی و فعالیت آن، پی بردن به‌وجود یا عدم وجود شاخه‌های فرعی و پیش رونده دیگری از این گسل در زیر نهشته‌های بستر حوضه خزر که در این مطالعه بدان‌ها پرداخته می‌شود، اهمیت زیادی در درک ما از زمین ساخت فعال منطقه خواهد داشت.



شکل۱: گسل خزر، گسل شمال البرز به‌همراه کانون رو سطحی زمین‌لرزه‌های دستگاهی ۲۰۱۸ـ۱۹۰۰(برگرفته از iiees.ac.ir).

۲ـ موقعیت زمین‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه:

گسل خزر جدا کننده حوضه جنوبی خزر از رشته کوه البرز است. رشته کوه البرز با طولی بیش از ۶۰۰ کیلومتر و پهنای ۶۰ تا ۱۲۰ کیلومتر در بخش میانی سیستم کوهزایی آلپ ـ هیمالیا واقع شده است. این سیستم کوهزایی به‌عنوان یکی از گسترده‌ترین مناطق فعال زمین‌ساختی در روی زمین، با داشتن ۱۵% زمین‌لرزه‌های ثبت شده، نقش مهمی در فعالیت‌های لرزه‌ای جهان دارد (Alavi, 1996).

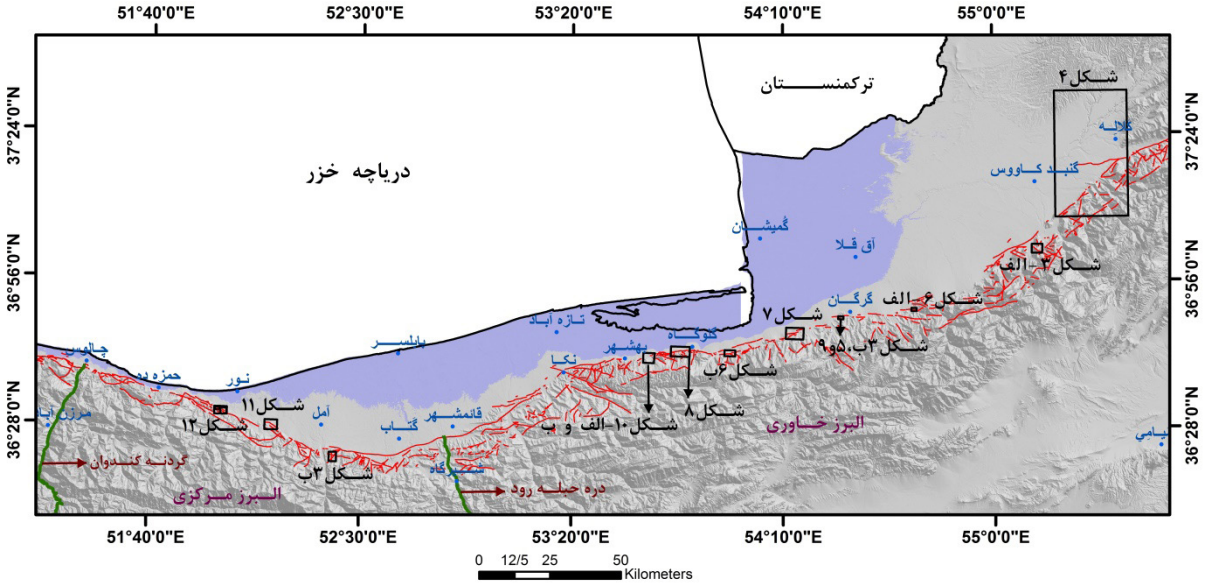
رشته کوه البرز که بخشی از دگریختی فعال درون پهنه برخوردی اوراسیا ـ عربستان را شامل می‌شود (Allen et al.,2003a,b) در فاصله ۲۰۰ تا ۵۰۰ کیلومتری شمال زمین‌درز نئوتتیس قرار دارد (Axen et al., 2001). در بخش‌های باختری راستای شمال باختر ـ جنوب‌خاور و در بخش‌های خاوری، راستای شمال‌خاور ـ جنوب باختر دارد. راستای ساختارها در هر دو پایانه رشته‌کوه‌ها تغییر می‌یابد و به‌ترتیب به کمربندهای چین و رانده تالش در باختر و کپه داغ در خاور تبدیل می‌شود(Berberian,1997 ,Jackson et al.,2002) . این رشته کوه در بخش شمالی به حوضه جنوبی خزر محدود می‌شود. حوضه جنوبی خزر خود در بخش شمالی توسط گسل بالکان ـ آپشرون (آبشوران)، در بخش باختری توسط گسل آستارا یا تالش محدود شده است. در مورد حد خاوری آن اطلاعات روشنی در دست نیست. این حوضه بیش از ۲۰ کیلومتر از رسوبات آواری سنوزوئیک را در خود جای داده است (Zonenshain and LePichon,1986). در زیر این رسوبات، وجود یک پوسته اقیانوسی توسط مطالعات لرزه‌ای آشکار گردیده است، البته بر سر سن این پوسته اقیانوسی توافق‌نظر وجود ندارد و به دلیل ضخامت زیاد آن از سوی پژوهشگران به عنوان یک پوسته شبه اقیانوسی در نظر گرفته می‌شود (Priestly et al.,1994). در این مطالعه جهت شناخت زمین ساخت حوضه جنوبی خزر و حاشیه شمالی رشته کوه البرز، ساختار هندسی و فعالیت حال حاضر گسل خزر مورد بررسی قرار گرفت.

۳ـ روش انجام کار

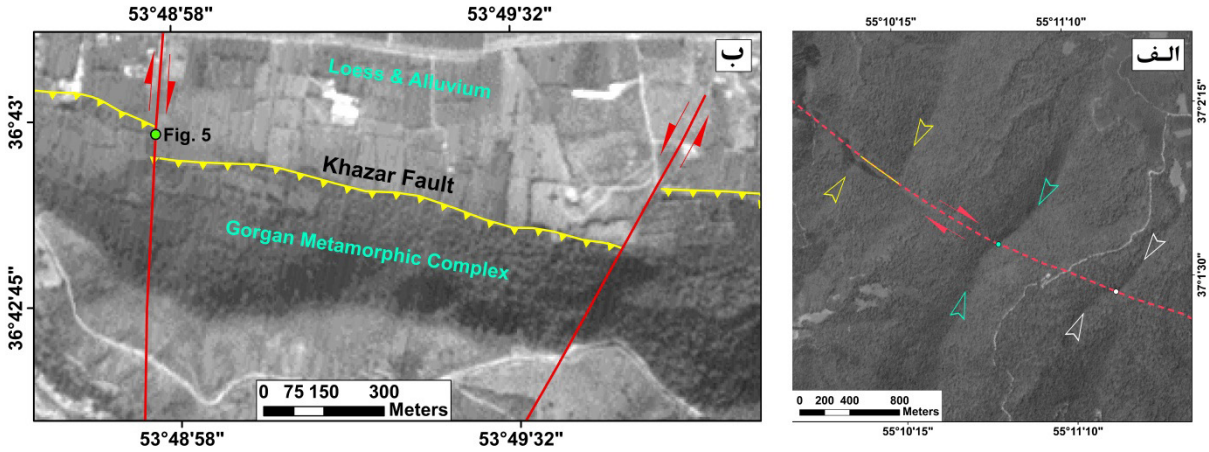
در میان شاخه‌های مختلف علوم زمین، ژئومورفولوژی مهم‌ترین ابزار در مطالعات زمین‌ساخت جنبا است. عوارض ژئومرفولوژیکی در همه جا حضور داشته و نسبت به فعالیت‌های جوان زمین‌ساختی بسیار حساس می‌باشند. استفاده از شواهد زمین‌شناسی و مورفولوژی جهت پی بردن به هندسه و جنبش گسل‌های فعال، توسط محققین مختلفی در سراسر جهان انجام شده است (Wegmann and Pazzaglia, 2009; Babaahmadi et al., 2010; Schildgen et al., 2012; Rashidi et al., 2018). در این مطالعه نیز جهت پی بردن به ساختار و جنبش گسل خزر و فعالیت آن در عصر حاضر از شواهد مورفولوژی موجود در حاشیه شمالی رشته کوه البرز استفاده شد. به کمک مطالعه شواهد موجود می‌توان به نوع و میزان فعالیت قسمت‌های مختلف پهنه گسلی خزر پی برد. از این‌رو تمامی عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای (از جمله: Aster, Landsat, Etm, IRS, Google Erath)، نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی مورد بررسی واقع شدند تا براساس آن آثار سطحی گسل، ساختار هندسی و جنبشی آن مورد مطالعه قرار گیرد. در این راستا نقشه ساختاری، مقاطع ساختاری در بخش‌های مختلف گسل خزر تهیه گردید و در بازدیدهای میدانی شواهد سطحی مرتبط با فعالیت گسل مورد شناسایی و ارزیابی قرار گرفت.

۴ـ مشاهدات

در لبه شمالی رشته کوه البرز و حوضه جنوبی خزر، فواصل زیاد ایستگاه‌های لرزه نگار از یک طرف و فقدان نقشه‌های ساختاری بزرگ مقیاس از طرف دیگر منشأ برخی از زمین‌لرزه‌ها را نامشخص کرده است. در ادامه، نقشه ساختاری (شکل ۲) و شواهدی از زمین ساخت فعال لبه شمالی البرز خاوری و مرکزی که در این مطالعه به‌دست آمده است مورد بررسی قرار می‌گیرد. آنچه که عامل یک پله آشکار در توپوگرافی در این منطقه شده است، گسل خزر می‌باشد. در سراسر گسل خزر شاخه‌های فرعی به خوبی رشد کرده‌اند. این گسل‌ها فعال‌اند و تأثیر زیادی بر روی ساختار هندسی رشته کوه البرز گذاشته‌اند. به طوری‌که جابه جایی‌هایی صورت گرفته در مسیر آنها در بعضی نقاط قابل مشاهده است (شکل ۳ الف). در مواردی، گسل‌های فرعی دیده شده بر روی فرادیواره گسل خزر گسل‌های مزدوجی می‌باشند که در اثر تنش حاکم بر منطقه در قسمت‌های مختلف شکل گرفته‌اند (شکل ۳ب).



شکل۲: پهنه گسل خزر به‌همراه شاخه‌های فرعی آن بر روی تصویر توپوگرافی. موقعیت شکل‌های این مطالعه بر روی تصویر نشان داده شده است.



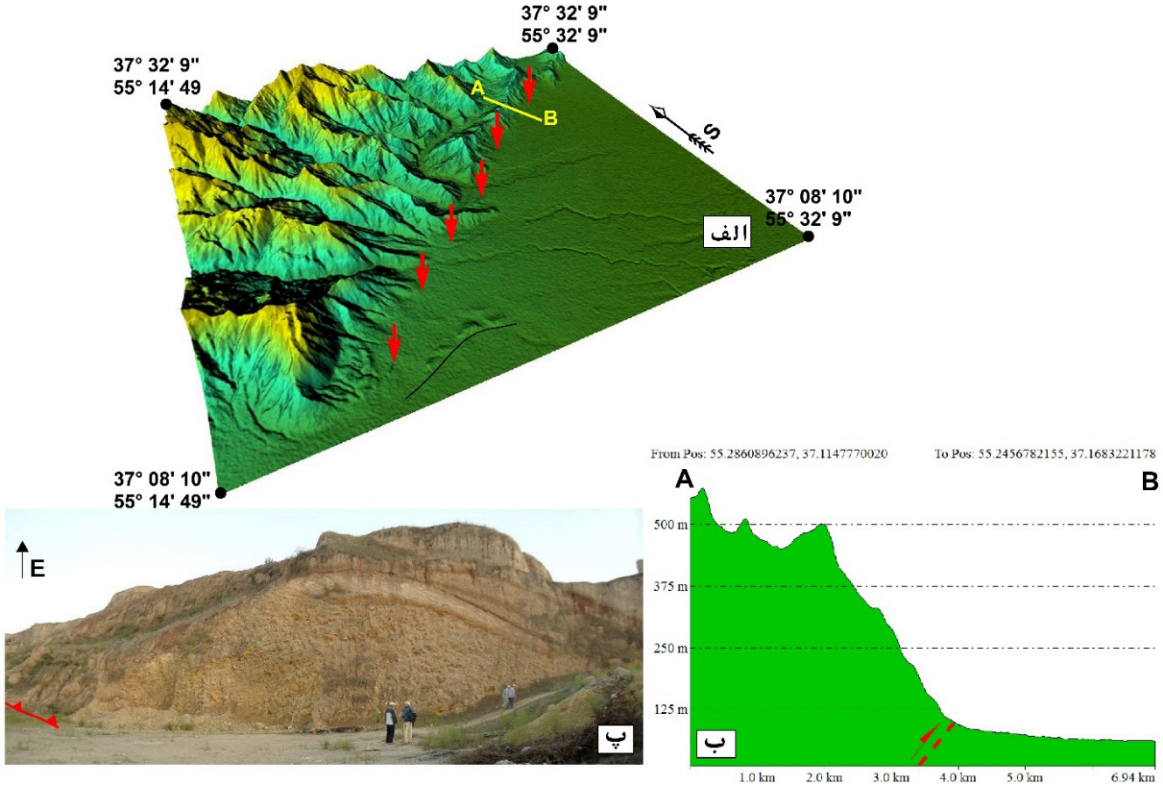
شکل۳: آثار گسل‌های کواترنری شکل گرفته در اثر فعالیت گسل خزر در البرز خاوری و میانی الف) گسل کواترنری در البرز خاوری. این گسل باعث جابه جایی حدود ۱۵۰ متری واحدهای سنگی و آبراهه‌ها شده است. ب) گسل‌های مزدوج شکل گرفته در البرز میانی. این گسل‌ها باعث جابه جایی‌های راستگرد و چپگرد حاشیه شمالی رشته کوه البرز شده‌اند.

۴ـ۱ـ گسل خزر در البرز خاوری:

با توجه به پوشش جنگلی که تمام منطقه را در بر می گیرد، عملاً امکان برداشت داده‌های ساختاری بر روی گسل خزر در همه جا وجود ندارد. با این حال تلاش زیادی جهت پیدا کردن اثر گسل و ویژگی‌های جنبشی گسل خزر در بازدیدهای میدانی و مطالعه انواع تصاویر ماهواره‌ای صورت پذیرفت. این گسل باعث ایجاد اختلاف ارتفاع زیاد بین حوضه جنوبی دریاچه خزر و رشته کوه البرز شده است. در ناحیه گنبد کاووس، سنگ‌های ولکانیکی سیلورین و سنگ‌های رسوبی دونین موجود در زون گرگان ـ رشت توسط گسل خزر از حوضه جنوبی خزر جدا شده‌اند. به اعتقاد بربریان (۱۹۸۳ـ نقشه گرگان) سنگ‌های نئوژن به بعد و رسوب‌های دو طرف گسل خزر نسبت به هم دست کم در حدود ۳۰۰۰ متر جابه جا شده‌اند. یاسینی (۱۹۷۰) اختلاف ارتفاع رأس طبقات قاره‌ای پلیوسن (معادل چلکن) در دو سوی گسل خزر را به مقدار تقریبی ۱۵۰۰–۱۰۰۰ متر عنوان کرده است. پالسکو و دیکنز (۱۹۷۹) کل جابه جایی و گودافتادگی

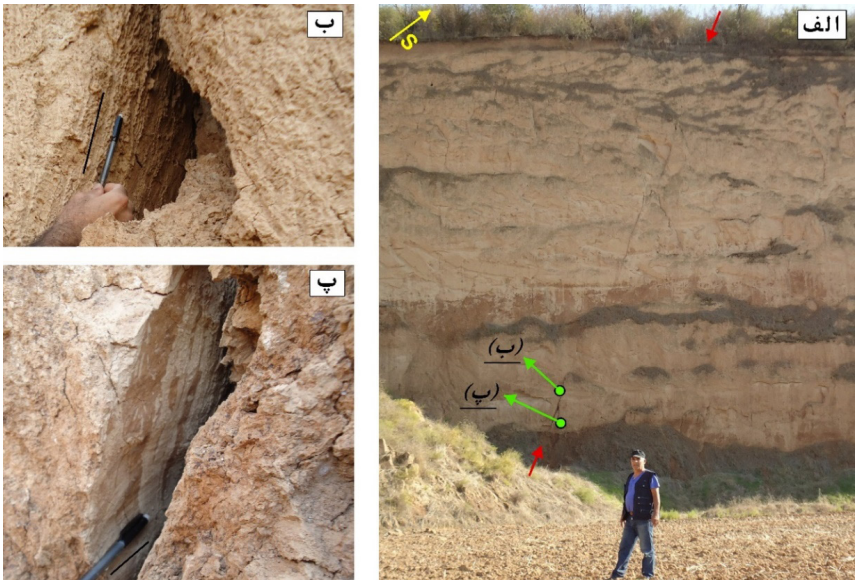
دشت ساحلی جنوب دریای خزر را در طی زمان کواترنر به حدود ۲۰۰۰ متر و در ۳۰۰ هزار سال اخیر حدود ۶۰۰ متر پیشنهاد داده است. ما اثر خطی گسل خزر در خاوری‌ترین بخش‌های البرز خاوری مابین واحدهای سنگی مزوزوئیک و نهشته‌های کواترنری که با نشانه‌های ریخت زمین‌ساختی خاصی از جمله افراز گسلی قابل مشاهده بود را بررسی کردیم. این افزار که گاه در مرز واحدهای سنگی با نهشته‌های جوان و گاه در میان رسوبات آبرفتی و دشت ساحلی جنوب خزر جای می‌گیرد حدود ۴۰۰ متر برخاستگی نشان می دهد (شکل۴ الف و ب).

در ناحیه گرگان سنگ‌های فرادیواره گسل خزر را، مجموعه سنگ های دگرگونی گرگان، سازند شمشک، سازند لار تشکیل می‌دهند. در فرادیواره این گسله نهشته‌های آبرفتی جوان قرار گرفته‌اند. گسله‌های راندگی متعددی با راستای خاور ـ شمال خاوری رخنمون دارند. در این منطقه محور چین‌ها از راستای گسله‌های راندگی ناحیه پیروی می کنند و روند محوری آنها ENE-WSW است. در جنوب باختر گرگان در محدوده کوه و دشت و در محل اثر گسل خزر کج شدگی و چین خوردگی‌های مرتبط با فعالیت گسل خزر دیده می‌شوند (شکل۴پ).



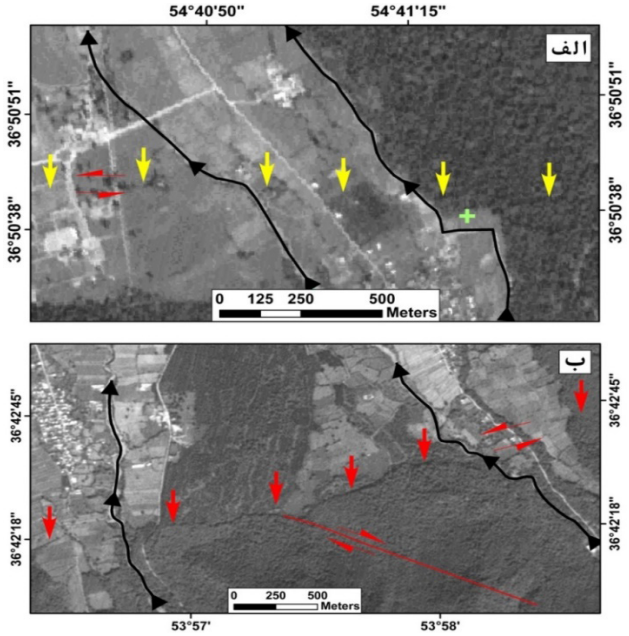
شکل۴: الف) تصویر سه بعدی از بخش خاوری گسل خزر در البرز خاوری. ب) مقطع عرضی A-B عمود بر امتداد گسل خزر که اختلاف ارتفاع حوضه جنوبی خزر و زون گرگان ـ رشت را حدود ۴۰۰ متر نشان می‌دهد. پ) چین‌خوردگی واحدهای رسوبی در امتداد گسل خزر در البرز خاوری.

در دامنه شمالی رشته کوه البرز، در منطقه گرگان، لس‌ها که انواع واحدهای سنگی قدیمی‌تر را پوشانده‌اند، وجود دارند. این لس‌ها نهشته‌های بادرفتی و تقریباً یکنواخت با ترکیب فورش هستند که در طی دوره‌های یخچالی تشکیل شده‌اند. تلفیق حرکات کنونی با شواهد زمین‌شناختی و زمین‌ریخت‌شناسی نشان می‌دهد که الگوی تکتونیکی کنونی منطقه و به‌طور کلی البرز جوان است. به طوری‌که آثار گسلش جوان را می‌توان در رسوبات بسیار جوان آن مشاهده نمود. گسلش جوان در رسوبات لسی موجود در جنوب باختر گرگان که همراه با آثار خطوط لغزش می‌باشد نشان از زمین ساخت فعال منطقه است (شکل۵).



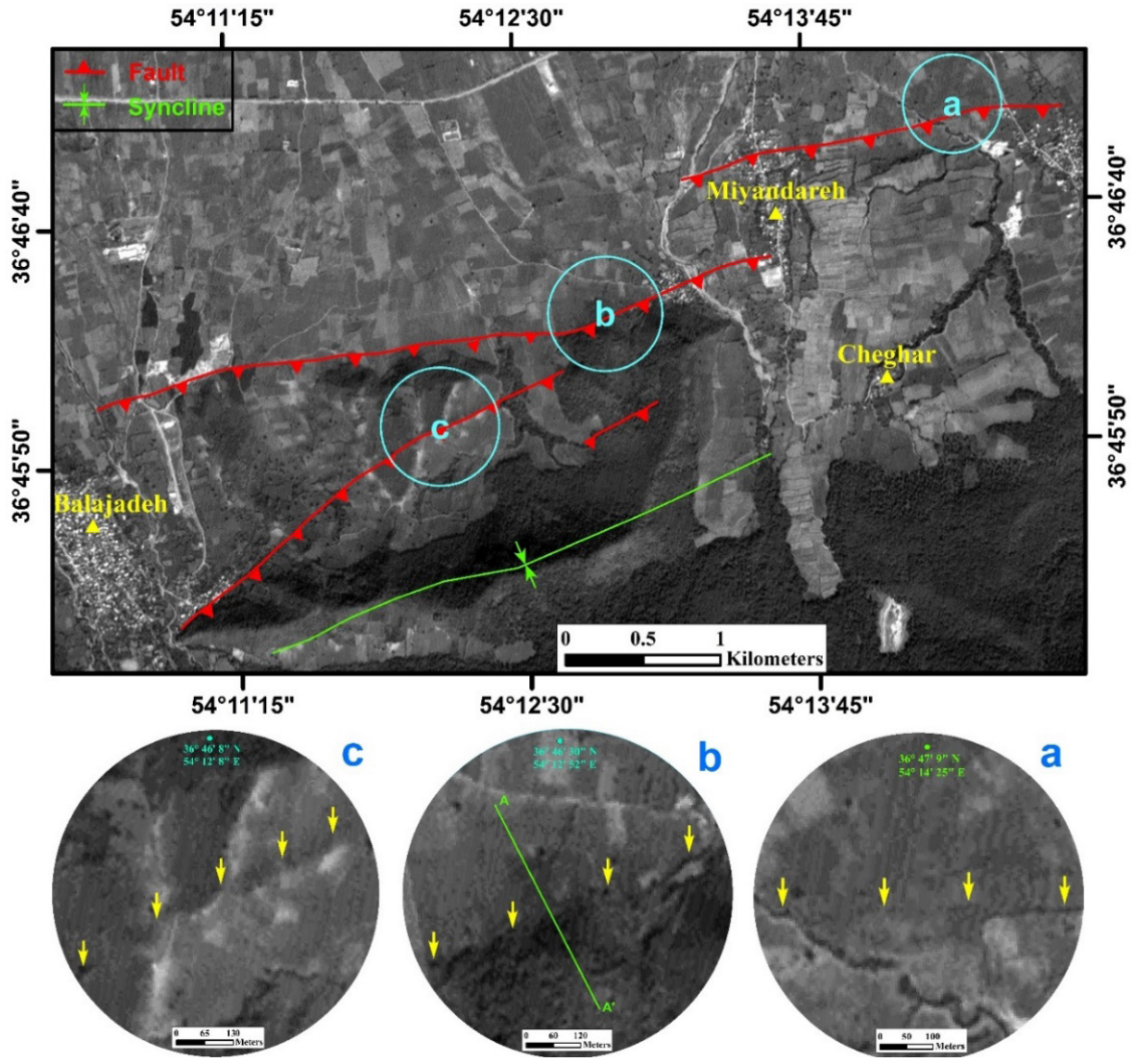
شکل۵: الف) آثار گسلش فعال (به‌عنوان یکی از شاخه‌های فرعی گسل خزر) داخل رسوبات لسی موجود در جنوب باختر شهر گرگان (موقعیت تصویر در شکل۲ و ۵ ب نشان داده شده است). ب و پ) آثار خش لغز موجود بر روی صفحات گسل.

گسل خزر در قسمت اعظم طول خود در زیر آبرفت‌ها مدفون است اما آثار فعالیت آن در تصاویر ماهواره ای و همچنین در بعضی نقاط در صحرا قابل مشاهده می‌باشد (شکل۹). در اثر عملکرد گسل، آبراهه‌های موجود دچار جابه جایی چپگرد شده‌اند. این جابه جایی‌ها در بخش‌هایی در امتداد گسل قابل دیدن است (شکل۶). در برخی نقاط در اثر دگرشکلی پیشرونده موجود در حاشیه شمالی رشته کوه البرز، شاخه‌های فرعی حاصل از فعالیت گسل خزر شکل گرفته‌اند (به عنوان مثال شکل.۶ب). این گسل‌ها عموماً دارای راستای شمال باختر ـ جنوب خاور با سازوکار عموماً راستگرد و گسل‌ها با راستای شمال خاور ـ جنوب باختر از نوع چپگرد هستند. به‌ندرت می‌توان راستای کاملی از این گسل‌ها را تعقیب نمود و اکثراً در فواصل چندی توسط گسل‌ها و شکستگی‌های دیگر جابه جا شده اند.



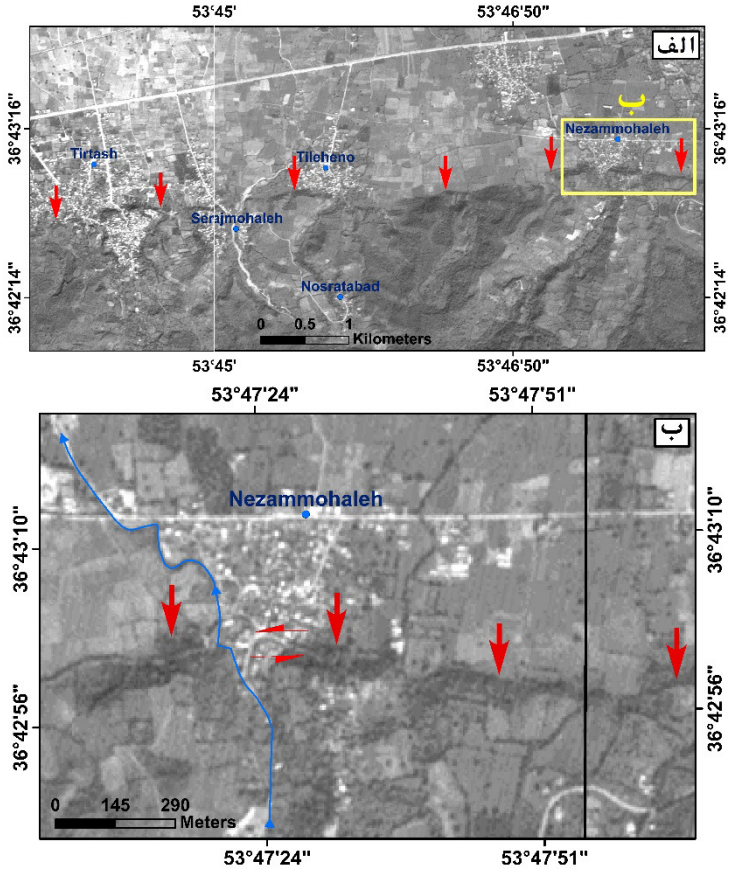
شکل۶: الف) آثار سطحی گسل خزر به‌همراه جابه جایی آبراهه‌ها در البرز خاوری. ب) جابه جایی آبراهه‌ها در امتداد گسل خزر و جابه جایی راستگرد حاشیه شمالی رشته کوه البرز در اثر فعالیت یکی از شاخه‌های فرعی گسل خزر.

البرز خاوری برعکس البرز میانی از چندین رشته به هم فشرده ساخته شده است. به علاوه نظم البرز میانی نیز در آن دیده نمی‌شود. در حد فاصل بین تاقدیس‌ها، دره‌های طولی امتداد یافته‌اند و عملکرد گسل‌های طولی بزرگ، اختلاف ارتفاع را افزایش داده‌اند. از این رو دره‌های عمیق و دیواره‌های عظیم بین آنها چشم‌انداز غالب ریخت‌شناسی البرز خاوری محسوب می‌شوند. گسل خزر در بخش خاوری سبب راندگی واحدهای سنگی مزوزوئیک بر روی رسوبات جوان دشت ساحلی شده است. پهنه گسلش، چین‌خوردگی موجود بر روی فرادیواره در مناطق مختلف البرز خاوری از جمله منطقه میان دره و مناطق پیرامون آن قابل مشاهده می‌باشند (شکل۷).



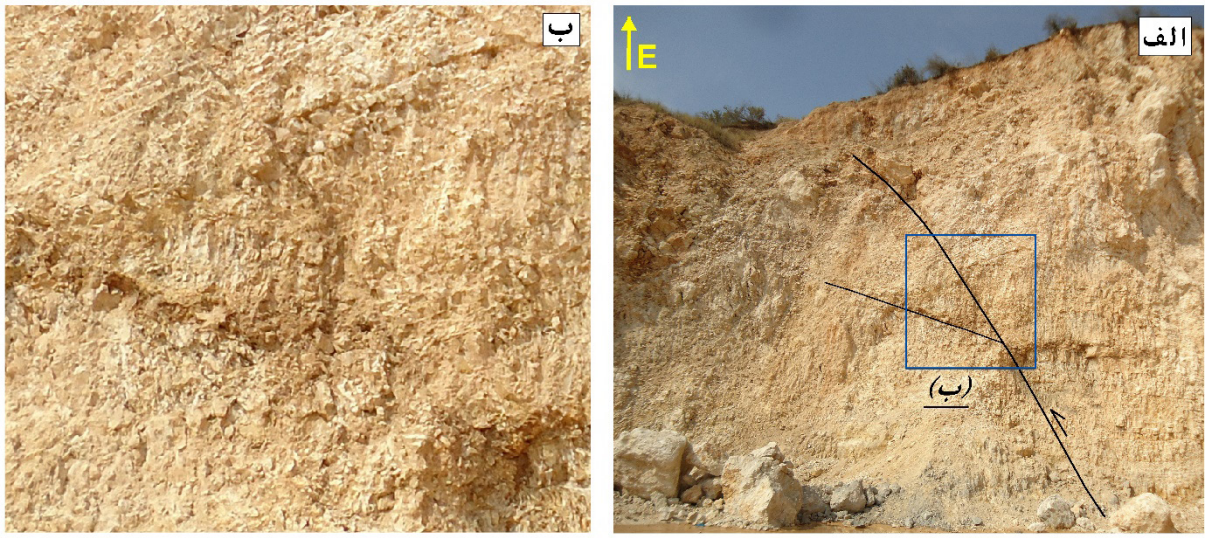
شکل۷: آثار فعالیت پهنه گسلی خزر در منطقه میان دره و نواحی اطرف آن. موقعیت تصویر بر روی شکل ۲ نشان داده شده است.

در باختر شهر گلوگاه (حدفاصل نظام محله و تیرتاش) آثار سطحی گسل خزر دیده می‌شود (شکل۸). فعالیت راندگی گسل در این محدوده نیز باعث شده است که اختلاف ارتفاع زیادی بین حوضه جنوبی خزر و زون گرگان ـ رشت ایجاد شود. بر اثر عملکرد مؤلفه امتدادلغز چپگرد، آبراهه موجود در مسیر گسل دچار جابه جایی حدود ۵۰ متر شده است.



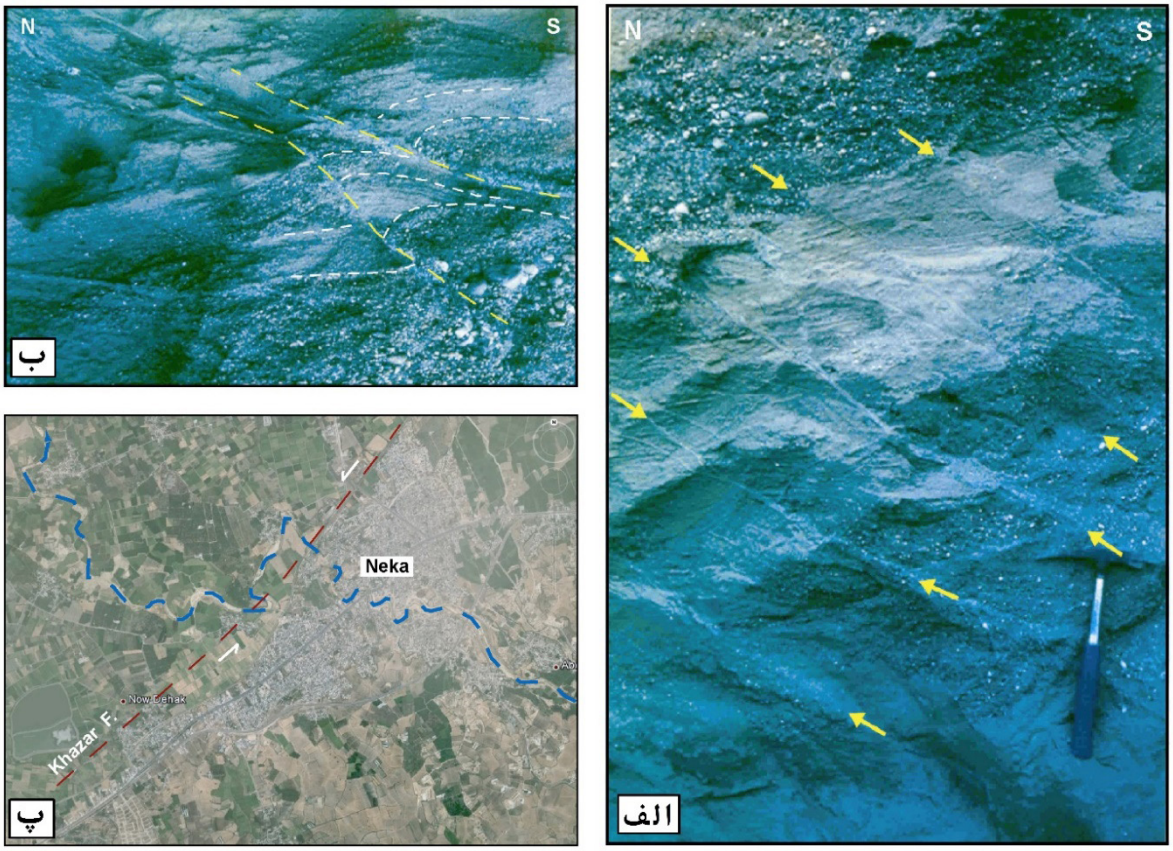
شکل۸: الف) آثار سطحی گسل خزر در محدوده نظام محله و تیرتاش در باختر منطقه گلوگاه. ب) جابه جایی چپگرد ۵۰ متری آبراهه بر اثر فعالیت گسل خزر.

به دلیل فاز فرسایش آبی شدید و پوشش گیاهی بسیار زیاد در منطقه، در بسیاری موارد یافتن محل دقیق پهنه گسلی خزر و پیدا کردن آثار صفحه گسل بسیار دشوار است. در بازدیدهای میدانی آثار صفحه گسل خزر داخل زون گرگان ـ رشت مشاهده شد (شکل۹). در راستای این صفحه گسلی، انباشته‌های مزوزوئیک از بخش‌های جنوبی‌تر بر روی بخش‌های شمالی‌تر رانده شده‌اند.



شکل۹: الف) آثار یکی از صفحات پهنه گسلی خزر (موقعیت تصویر در شکل۲ نشان داده شده است). ب) اثر گسل از نمای نزدیک‌تر.

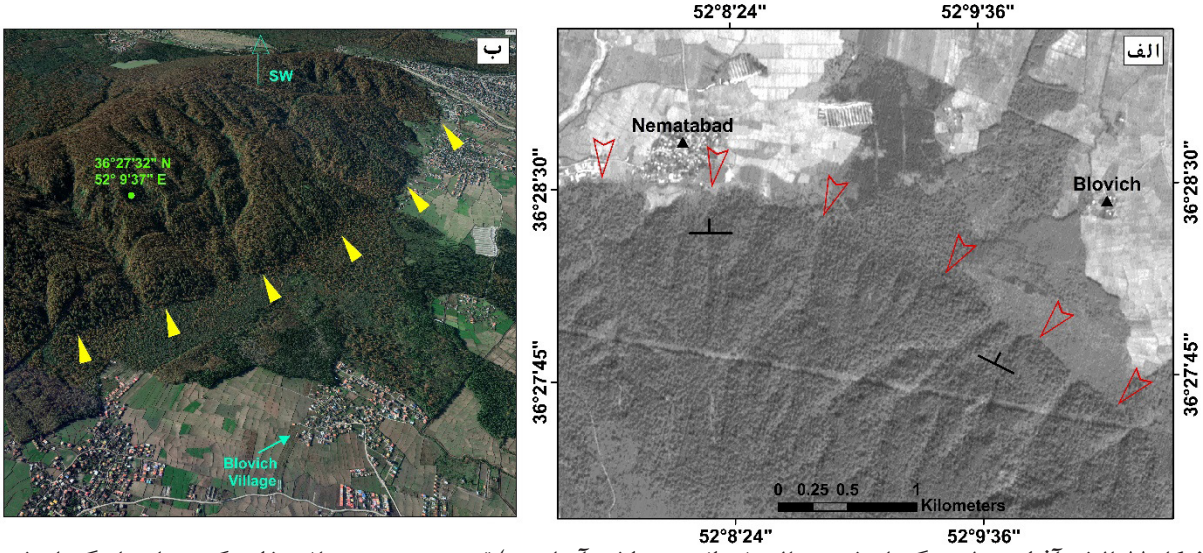
حسامی و همکاران (۱۳۸۶) در مطالعات خود صفحه گسل خزر در محدوده نکا ـ قائم شهر را بررسی کردند (شکل ۱۰ الف و ب). مطالعه آن‌ها نشان از وجود قطعی صفحه گسل در این محدوده می‌باشد. در اثر فعالیت گسل در پیرامون شهر نکا، رودخانه نکا دچار جابه جایی چپگرد شده است (شکل ۱۰پ).



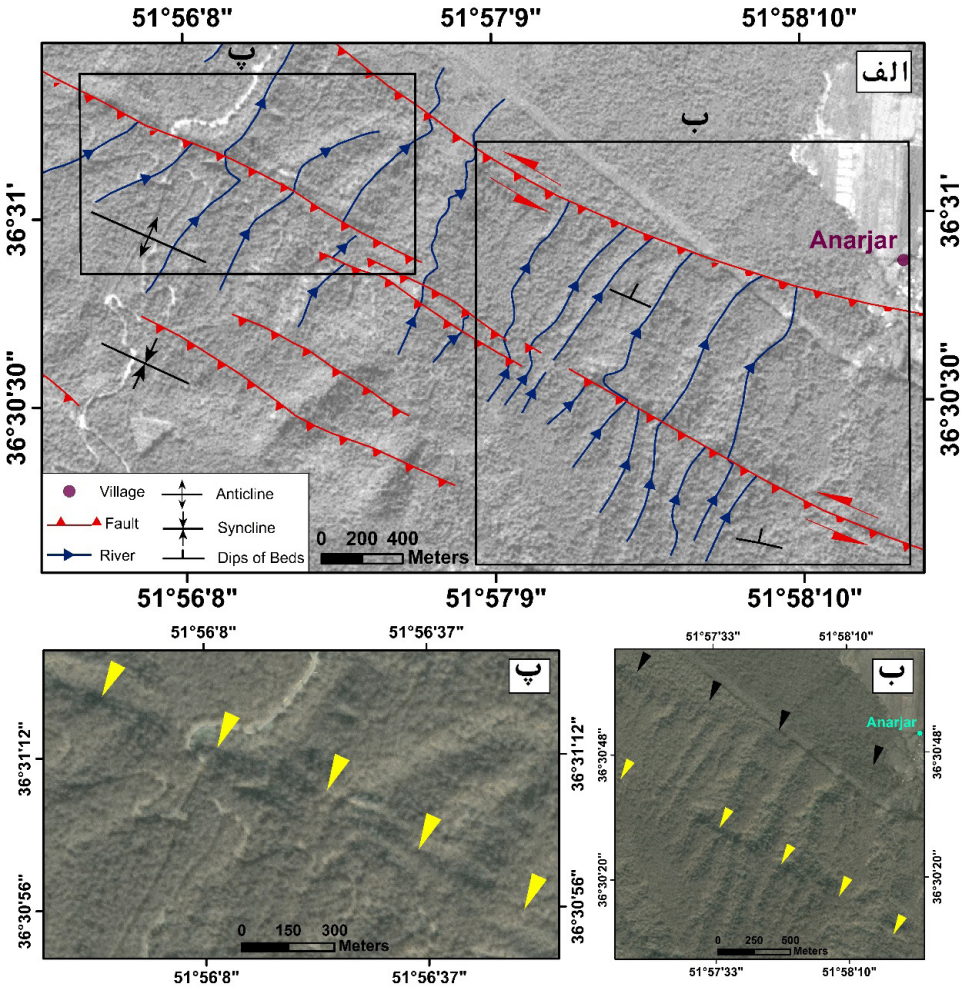
شکل ۱۰: الف) تراشنه حفر شده در عرض گسل جوان خزر که نشانگر پهنه خرد شده و راندگی گسل است. ب) نمای نزدیک‌تر که نحوه شکل‌گیری چین‌های Drag را در راستای گسل‌های راندگی خزر نشان می‌دهد. پ) جابه جایی چپگرد رودخانه نکا در امتداد گسل خزر (حسامی و همکاران، ۱۳۸۶).

۴ـ۲ـ البرز میانی:

در ادامه گسل خزر در البرز میانی (مابین دره حبله رود در خاور و گردنه کندوان در باختر (شکل۲))، ادامه گسل کم و بیش در مرز کوه و دشت مشاهده می شود (شکل۱۱الف). افراز میان دشت ساحلی خزر جنوبی (در شمال) و دامنه شمالی کوه‌های البرز (در جنوب) حرکت معکوس گسل خزر (علاوه بر مؤلفه امتدادلغز چپگرد) در البرز میانی را نشان می‌دهد (شکل۱۱ب). فرورفتگی دریای خزر و ریخت‌شناسی دشت‌های ساحلی گلستان، مازندران و گیلان به‌دلیل حرکت‌های رخ داده در راستای این گسل است. عملکرد هم‌زمان راندگی و حرکات امتدادلغز موازی با رشته کوه نشان می‌دهد که تغییر شکل در کمربند چین و رانده البرز به‌صورت کوتاه شدگی مایل است، بر خلاف آنچه توسط بسیاری از محققین اخیر تسهیم شدگی واتنش (Strain partitioning) نامیده شده است (Allen et.al; 2003b, Jackson, 2002). این دگریختی گویای یک سامانه ترافشاری چپگرد است که حاصل همگرایی صفحه عربستان ـ اوراسیا و حرکت رو به باختر پوسته خزر جنوبی نسبت به ایران می‌باشد (Jackson, 2002; Allen et.al; 2003b). پوسته خزر جنوبی با سرعتی حدود ۱۳ تا ۱۷ میلی‌متر در جهت جنوب باختری (تقریباً ۲۱۰ درجه) نسبت به ایران و حدود ۷ تا ۱۰ میلی‌متر در سال در جهت شمال باختر یا شمال ـ شمال باختری نسبت به صفحه اوراسیا حرکت می‌کند (Djamour et al., 2010). مؤلفه چپگرد این حرکت در البرز خاوری بزرگ‌تر و با توپوگرافی کمتری همراه است در حالی که در البرز میانی مؤلفه فشارشی آن بزرگ‌تر و گسلش راندگی چیره‌تر است.



شکل ۱۱: الف آثار سطحی گسل خزر در البرز میانی در باختر آمل. ب) تصویر سه بعدی از برخاستگی در امتداد گسل خزر در جنوب باختر روستای بلوویچ.



شکل ۱۲: الف) پهنه گسل خزر در باختر البرز میانی. این پهنه گسلی باعث برخاستگی واحدهای سنگی و جابه جایی چپگرد آبراهه‌ها شده است. ب و پ) اثر سطحی گسل بر روی تصاویر قابل مشاهده است.

گسل خزر در باختر البرز میانی با راستای شمال باختری ـ جنوب خاوری، جداکننده تپه ـ ماهورها و برجستگی‌های جنوبی، است. به‌سوی جنوب، سامانه گسل‌های پرشمار و کم و بیش موازی (اغلب با جهت شیب به سمت جنوب)، ریخت‌شناسی کنونی منطقه را کنترل کرده‌اند و در برخی نقاط، الگوی کوه ـ دره در چند نوبت تکرار شده است. بدین‌سان، ریخت‌شناسی آشکارا، از روند چین‌ها و گسل‌ها با راستای تقریبی شمال باختر ـ جنوب خاور پیروی می‌نماید. نکته شایان توجه در آنها، وجود آبراهه‌های فراوان با مسیر به تقریب عمود بر راستای گسل خزر است که در اثر مؤلفه چپگرد حاصل از فعالیت آن دچار جابه جایی‌های چپگرد شده‌اند (شکل۱۲).

◇◇◇◇◇◇◇

۵ـ نتیجه‌گیری:

ـ مطالعات ریخت زمین‌ساختی این مطالعه نشان از فعالیت عصر حاضر گسل خزر در حاشیه شمالی رشته کوه البرز می‌باشد. به طوری‌که در امتداد آن تمامی عوارض ژئومورفیک کوهستان دگریخت و یا به ناگهان پایان می‌یابند.

ـ بررسی گسلش فعال زمان پلیوسن ـ کواترنری در البرز خاوری و میانی، نشان‌دهنده گسلش معکوس و امتدادلغز چپگرد است که بر روی گسل‌های موازی با روند رشته کوه البرز صورت گرفته است.

ـ در سراسر طول گسل خزر، گسل‌های فرعی حاصل از فعالیت پیشرونده گسل خزر، شکل گرفته‌اند. در اثر جابه جایی‌های صورت گرفته در امتداد آنها، این گسل‌ها به همراه گسل خزر هندسه لبه شمالی رشته کوه البرز را به کنترل خود در آورده‌اند.

ـ تعدادی از گسل‌های فرعی موجود بر روی حاشیه شمالی رشته کوه البرز گسل‌های مزدوجی می‌باشند که در اثر تنش حاکم بر منطقه در قسمت‌های مختلف شکل گرفته‌اند.

ـ با توجه به بازدیدهای میدانی به عمل آمده ، در بخش خاوری گسل شاخه شاخه می شود، اما شاخه اصلی آن به صورت کاملاً مشخص به کپه داغ می‌پیوندد.

منابع:

حسامی آذر، خ و طبسی، ه. (۱۳۸۶). شناسایی سرچشمه زمین لرزه‌های تاریخی البرز. گزارش پژوهشی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله. ۱۰۷ صفحه.

References

Alavi, M. 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Al-borz Mountain System in Iran. Journal of Geodynamics 21/1, 1e33.

Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashib, M. 2003a, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. Journal of Structural Geology 25, 659e672.

Allen, M.B., Vincent, S.J., Alsop, G.I., Ismail-zadeh, I., Flecker, R. 2003b, Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. Tectonophysics 366, 223e239.

Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., Hassanzadeh, J. 2001, Exhu-mation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. Geology 29/6, 559e562.

Babaahmadi, A., Safaei, H., Yassaghi, A., Vafa, H., Naeimi, A., Madanipour, S. & Ahmadi, M., 2010. A study of Quaternary structures in the Qom region, West Central Iran. J. Geodyn. 50, 355-367.

Berberian, M. 1997, Seismic sources of the transcaucasian historical earth-quakes, inHistorical andPrehistorical Earthquakes in theCaucasus,Vol. 28, pp. 233–311, eds Giardini, D. &S. Balassanian, NATO ASI Series, 2. Environment,-, Kluwer Academic Press, The Netherlands.

Berberian, M., King, G.C.P., 1981a. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci. 18 (2), 210–265.

Berberian, M., 1983. The Southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Can. J. Earth Sci. 20 (2), 163–183.

Djamour, Y., P Vernant, R Bayer, HR Nankali, JF Ritz, J Hinderer, Y Hatam,..(2010). GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. Geophysical Journal International 183 (3), 1287-1301.

Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J. 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Moutains, northern Iran, by combined conjugate strike–slip and thin-skinned deformation. Geosphere 2, 35–52.

Hessami, K., Alyasin, S., and Jamali, F. 1997, An Investigation of Some Historical Earthquakes and Paleoseismic Sources in Iran, In Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus, In: D. Giardini and S. Balasanian (Editors.), NATO Asia Series, 2. Environment, 28, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 189-199.

Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M. 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin,Geophys. J. Int.,148(2), 214–245.

Nazari, H., Ritz, J. F., Talebian, M.Moosavi, A., 2005. Seismotectonic map of the Central Alborz, Geol. Surv. Iran.

Rashidi Boshrabadi, A., Khatib, M.M., Raeesi, M., Mousavi, S.M., Djamour, Y., 2018. Geometric-kinematic characteristics of the main faults in the W-SW of the Lut Block (SE Iran). J. Afr. Earth Sci. 139, 440 462.

Schildgen, T.F., Cosentino, D., Bookhagen, B., Niedermann, S., Yildirim, C., Echtler, H., Wittmann, H. & Strecker, M.R., 2012. Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau, Turkey: a record of tectonic and upper mantle processes. Earth Planet Sci. Lett. 317,318, 85-95.

Stocklin, J., 1974. Northern Iran, Alborz mountains. In: Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts (edited by spencer A. M.). Geol. Soc. London. Spec. Bull, 4, 213-234.

Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D., Bergman, E. 2007, The 28 May 2004 Baladeh earthquake(Mw 6.2) in the Alborz, Iran: implications for Tehran and the geology of the South Caspian Basin margin. Geophysical Journal International 170, 249–261.

Wegmann, K.W. & Pazzaglia, F.J., 2009. Late Quaternary fluvial terraces of the Romagna and Marche Apennines, Italy: climatic, lithologic, and tectonic controls on terrace genesis in an active orogen. Quat. Sci. Rev. 28 (1e2), 137-165.

Zonenshain, L.P. and Le Pichon, X. 1986, Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. Tectonophysics, 123 (this vol.): 181-240.

Tectonics
Fall 2018, Vol:7

University of Birjand

Khazar Fault, its structure and activity

Ahmad Rashidi[1]*, Khaled Hessami Azar[2]

1*. Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran.
2. Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran.

Abstract:
The Khazar fault in the northern part of the Alborz mountains have changed the topography by making an obvious terrace in which along that the mountain drainage lines is ended where it is impossible to observe the geology structures due to the severe erosion and massive vegetation. The simultaneous strike-slip and thrust movements parallel to the Alborz mountain chain shows that the deformation in this range is the result of the oblique shortening. This deformation indicates an sinistral transpression system in the northern ridge of this mountain chain along the Khazar fault.
The progressive activity of the Khazar fault has caused the fault segments, with strike-slip mechanisms, originating from it. These faults almost aren't so long and are ended to some fractures in their southern range. The northern ridge of Alborz mountain range is controlled by their strike-slip displacement and the Khazar fault.

Keywords: Geometrical Analysis, Kinematical Analysis, Khazar Fault, Alborz, Iran.

* rashidi@iiees.ac.ir