

## تحلیل خطواره‌ها و شکستگی‌های مرتبط با پهنه گسلی صحنه با استفاده از تکنیک‌های دورسنجی و فرکتالی (باختر ایران)

رضا علی‌پور<sup>۱\*</sup>، امیرحسین صدر<sup>۱</sup>، معصومه ایزدی<sup>۲</sup>

۱-استادیار، دانشکده علوم پایه دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۲-دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشکده علوم پایه دانشگاه بوعلی سینا، همدان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۴/۱۱

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۱۰/۲۸

### چکیده

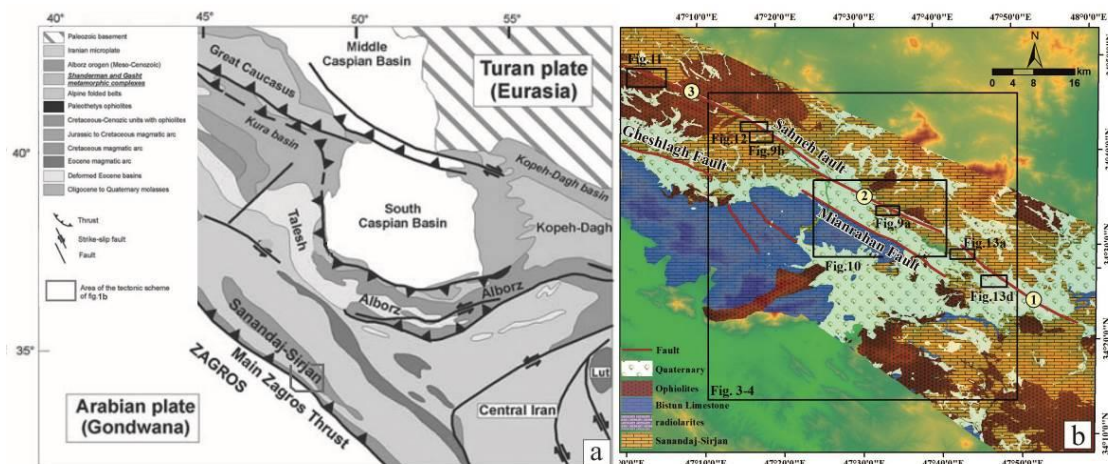
گسل صحنه با درازای حدوداً ۱۰۰ کیلومتر و سازوکار امتدادلغز راستگرد یکی از چشمه‌های لرزه‌ای مهم در باختر ایران است و از سه قطعه جنوب خاوری، مرکزی و شمال باختری تشکیل شده است. در این مطالعه ابتدا شکستگی‌ها و خطواره‌های پهنه گسلی صحنه با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور از تصاویر ماهواره لندست و مدل‌های سایه ارتفاعی استخراج شده است. سپس تحلیل‌های فرکتالی شکستگی‌ها و خطواره‌های ساختاری جهت تعیین مناطق با تراکم شکستگی بالا محاسبه گردیده است. شکستگی‌های و خطواره‌های منطقه روندی نزدیک به گسل اصلی داشته و در مناطق نزدیک به پهنه گسلی تراکم بالایی دارند. با توجه به مطالعات صحرایی در امتداد قطعه جنوب خاوری، امتداد و شیب گسل صحنه N60W/75NE و ریک بردار لغزش ۱۵ درجه است که حرکت امتدادلغز راستگرد با مولفه نرمال گسل را نشان می‌دهد. در امتداد قطعه میانی حرکت راستگرد گسل باعث جابجایی حدود ۱۶ کیلومتری آبراهه‌ها شده است. در قطعه شمال‌باختری گسل صحنه یک جابجایی راستگرد در روند آبراهه‌ها قابل مشاهده است و با بازگرداندن آبراهه‌های جابجا شده به حالت اولیه مقدار جابجایی حدود ۸۵۰ متر محاسبه شده است.

**واژه‌های کلیدی:** آبراهه، خطواره، راستالغز، فرکتال، گسل صحنه.

## مقدمه

۲۰۰۷؛ سرکارنژاد و عزیزی، ۲۰۰۸). گسل جوان اصلی زاگرس<sup>۱</sup> (MRF) یکی از مهم‌ترین ساختارهای بزرگ امتدادلغز در پهنه برخوردی عربی - اوراسیا است و نشانه‌ای از یک گسل امتدادلغز فعال در پس‌بوم پهنه زاگرس چین‌خورده - رانده با شیب به سمت شمال‌خاور می‌باشد (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲؛ زانکیتا و همکاران، ۲۰۰۹) (شکل a ۱). MRF، اولین بار توسط ولمن (۱۹۶۶)، معرفی گردید و سپس چالنگو و برود (۱۹۷۴)، با جزئیات بیشتری به مطالعه و بررسی این گسل پرداختند. با توجه به این که بسیاری از زلزله‌های عهد حاضر در امتداد گسل جوان اصلی زاگرس رخ داده است این گسل از توان لرزه‌خیزی بالایی برخوردار است (شکل ۱).

فلات ایران از دیدگاه زمین‌ساخت جهانی در بخش‌میان‌ی کمر بند کوهزایی آلپ - هیمالیا قرار گرفته و در طی برخورد صفحه عربی به صفحه ایران و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس تشکیل شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ درکورت و همکاران، ۱۹۸۶-۱۹۹۳؛ شنگور و همکاران، ۱۹۸۸؛ استمپ‌فلای و بورل، ۲۰۰۲؛ آگارد و همکاران، ۲۰۰۵؛ هافکن‌شاید و همکاران، ۲۰۰۶). کمر بند چین‌خورده رانده زاگرس با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری در جنوب‌باختر ایران مورد توجه نویسندگان زیادی قرار گرفته است (علوی، ۱۹۹۴-۲۰۰۷؛ آلن، ۲۰۰۴؛ ریگارد و همکاران، ۲۰۰۴؛ مولینارو و همکاران، ۲۰۰۵؛ آگارد و همکاران، ۲۰۰۵؛ نواب‌پور و همکاران،



شکل ۱: (a) نقشه زمین‌ساختی شمال‌باختر ایران (زانکیتا و همکاران، ۲۰۰۹). (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و موقعیت گسل صحنه با امتداد NW - SE بر روی مدل ارتفاع رقومی منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده است. اعداد ۱، ۲ و ۳ به ترتیب قطعه جنوب‌خاوری، قطعه مرکزی و قطعه شمال‌باختری گسل صحنه را نشان می‌دهند و موقعیت شکل‌های بعد در شکل b مشخص شده است.

ریخت زمین‌ساختی و نشانگرهای زمین‌شناسی جابجایی راستگرد در امتداد MRF را حدود ۵۰ کیلومتر (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲) و همچنین طول حوضه‌های جدایشی کششی در بخش میانی

حرکات جوان این گسل با توجه به تغییر شکل ایجاد شده در رسوبات کواترنری و واحدهای سنگی منطقه از نوع راستالغز راستگرد می‌باشد (بربریان، ۱۹۷۶). الگوی آبراهه‌ها، رخساره‌های

گسلی صحنه، در این پژوهش سعی شده تا نقشه خطواره‌های منطقه با استفاده از روش نیمه اتوماتیک، تکنیک‌های دورسنجی و مطالعات مقدماتی زمین‌شناسی ساختاری خطواره‌های مرتبط با پهنه گسلی صحنه تهیه و سپس چگالی و جهت‌گیری آن‌ها با شکستگی‌های ساختاری منطقه مورد مطالعه مورد مقایسه و ارزیابی قرار گرفته است و با استفاده از تحلیل فرکتال به عنوان معیاری برای سنجش میزان تطابق شکستگی و خطواره‌های ساختاری با گسل‌های اصلی منطقه مورد مطالعه، الگوی فرکتالی حاکم بر شکستگی‌ها و خطواره‌های پهنه گسلی صحنه و شکستگی‌های مرتبط با آن محاسبه و بررسی شده و نهایتاً با توجه به نتایج حاصل از الگوی فرکتالی در مطالعات صحرایی پهنه‌های شکستگی مرتبط با گسل صحنه، جابجایی‌های صورت گرفته در امتداد این گسل مشخص گردیده است.

#### محدوده مورد مطالعه

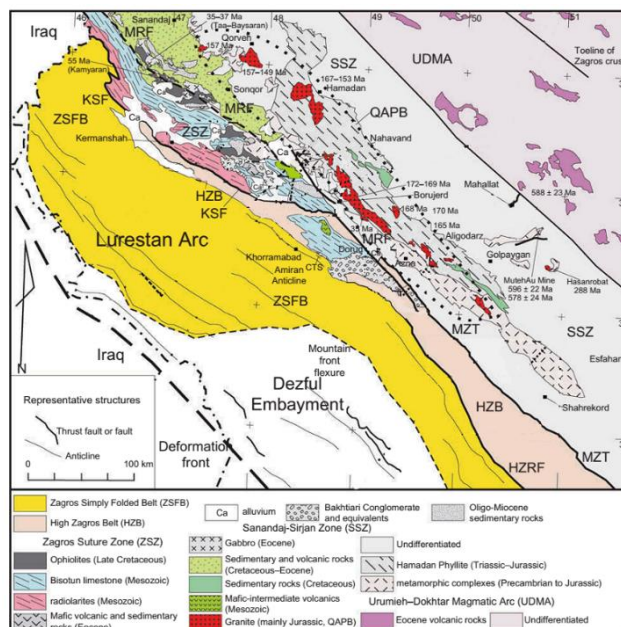
#### جایگاه ساختاری و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کوهزایی زاگرس یک کوهزایی برخوردی خطی و قسمتی از کمربند آلپ - هیمالیا است (اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ کوپ و استونلی، ۱۹۸۲؛ زیگلر و استامپلی، ۲۰۰۱؛ بلانس و همکاران، ۲۰۰۳؛ مکی و همکاران، ۲۰۰۴). این کوهزایی نتیجه بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس بین صفحات عربی و اوراسیا در کرتاسه بوده است (هیتز و مک‌کوئیلن، ۱۹۷۴؛ اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ بربریان، ۱۹۸۱؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ علوی، ۱۹۹۴)، همچنین برخی محققین زمان بسته‌شدن نئوتتیس را ائوسن (برود، ۱۹۸۷؛ شنگور و همکاران، ۱۹۸۸-۱۹۹۳؛ قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۶)، ائوسن - الیگوسن (هوپر و همکاران،

این گسل و جابجایی واحدهای زمین‌شناسی، جابجایی راستگرد را حدود ۱۶ کیلومتر (علی‌پور و همکاران، ۲۰۱۲) نشان می‌دهند. اطلاعات GPS و نقشه‌برداری نرخ‌های ۱ تا ۵ میلی‌متر در سال (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) و ۴ تا ۶ میلی‌متر در سال (ولپرسدورف و همکاران، ۲۰۰۶) را در امتداد این گسل نشان می‌دهند. همچنین مدل مکانیکی سه بعدی در امتداد MRF نرخ جابجایی راستگرد را حدود ۲/۳ میلی‌متر در سال نشان می‌دهد (نانکلی، ۲۰۱۱). MRF، یک ساختار منفرد نیست بلکه از تعدادی قطعات گسلی منفرد و مجزا که با یکدیگر همپوشانی دارند، تشکیل شده است. همه قطعات گسلی در سه دسته شکستگی‌های برشی نوع R (گسل دورود، گسل نهاوند و گسل مروارید)، شکستگی‌های برشی نوع P (گسل صحنه و گسل قیلاباد) و ساختارهای کششی (گسل قلعه‌حاتم، فرونشست دشت سیلاخور و نهاوند) قرار دارند (چالنگو و برود، ۱۹۷۴). یکی از قطعات MRF، گسل صحنه با طولی در حدود ۱۰۰ کیلومتر و با روند N295 تا N300 است که دو گسل گارون و گسل مروارید را به یکدیگر وصل می‌نماید و یکی از مهم‌ترین قطعات MRF است. این گسل در طول خود دچار گسیختگی شده، زمین‌لرزه‌های اتفاق افتاده در امتداد این گسل (زلزله فارسینج (شرق سنقر)، دسامبر ۱۹۵۷ میلادی با بزرگی ۷، زلزله نهاوند اوت ۱۹۵۸ با بزرگی ۶/۶ ریشتر (بربریان، ۱۹۹۵) و زلزله کارخانه (کنگاور) مارس ۱۹۶۳، با بزرگی ۵/۸ ریشتر، در نتیجه فعال شدن گسله صحنه)، نشانگر جوان و فعال بودن این گسل می‌باشد. علاوه بر رخدادهای زمین‌لرزه‌ای، برداشتهای صحرایی و شواهد زمین‌شناسی نشان‌دهنده حرکات جوان این گسل در کواترنر است. با توجه به فعالیت‌های زمین‌ساختی جوان و اهمیت لرزه‌خیزی پهنه

۲۰۱۴). چندین قطعات گسلی اصلی در کوهزاد زاگرس وجود دارد که گسل فعال امتدادلغز MRF مهم‌ترین گسل در پس‌بوم زاگرس چین‌خورده و رانده است (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲). گسل صحنه یکی از قطعات MRF است که در واقع در مرز بین پهنه‌های سنندج - سیرجان و زمین‌درز زاگرس رخنمون دارد و در منطقه مورد مطالعه از سمت شمال‌خاور به جنوب‌باختر سنگ‌های کرتاسه شامل: سنگ‌آهک پلاژیک متورق، سنگ‌آهک اوربیتولینا (اوربیتولین دار) نازک‌لایه، شیست‌ها، فیلیت، سنگ‌آهک کالک‌شیستی و رادیولاریت سنگ‌های ژوراسیک شامل: سنگ‌آهک الیپتیک ضخیم‌لایه، سنگ‌های متاولکانیک با رگه‌های کوارتز و سنگ‌آهک متبلور و سنگ‌های مرمر نازک‌لایه تریاس، سنگ‌آهک توده‌ای تا متوسط لایه (آهک بیستون) ژوراسیک - کرتاسه می‌باشد (شکل ۲).

(۱۹۹۷)، الیگوسن (بیلماز، ۱۹۹۳؛ آگارد و همکاران، ۲۰۰۵)، الیگو - میوسن (گولونکا، ۲۰۰۴)، میوسن (دیوی و سنگور، ۱۹۷۹؛ سنگور و کید، ۱۹۷۹؛ استونلی، ۱۹۸۱؛ وودروف و ساوین، ۱۹۸۹؛ جکسون و همکاران، ۱۹۹۵؛ سنگور و ناتالین؛ رابرتسون، ۲۰۰۰؛ آکسین و همکاران، ۲۰۰۱؛ مک کوئری و همکاران، ۲۰۰۳؛ محجل و همکاران، ۲۰۰۳؛ گوست، ۲۰۰۴؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۴؛ سنگور و همکاران، ۲۰۰۸) و پلیوسن (فلیپ و همکاران، ۱۹۸۹) نسبت داده‌اند. کوهزاد زاگرس از سه کمر بند تشکیل شده است (شکل ۲). (۱) کمر بند چین و راندگی زاگرس که شامل کمر بند زاگرس چین‌خورده ساده خارجی و کمر بند زاگرس مرتفع داخلی است؛ (۲) کمر بند زمین‌درز زاگرس که شامل ورقه‌های رانده رادیولاریت، آهک بیستون و افیولیت می‌باشد؛ (۳) پهنه سنندج - سیرجان که شامل سنگ‌های دگرگون شده می‌باشد (محجل و فرگوسن،



شکل ۲: نقشه کوهزاد زاگرس شامل کمر بند زاگرس چین‌خورده رانده، پهنه زمین‌درز و پهنه سنندج - سیرجان. CTS، تاقیدس چهل تاقی؛ HZRF، گسل معکوس زاگرس مرتفع؛ KSF، گسل کوه سفید؛ MRF، گسل جوان اصلی زاگرس؛ MZT، تراست اصلی زاگرس؛ QAPB، کمر بند آتشفشانی قروه - الیگودرز (محجل و فرگوسن، ۲۰۱۴).

## مواد و روش‌ها

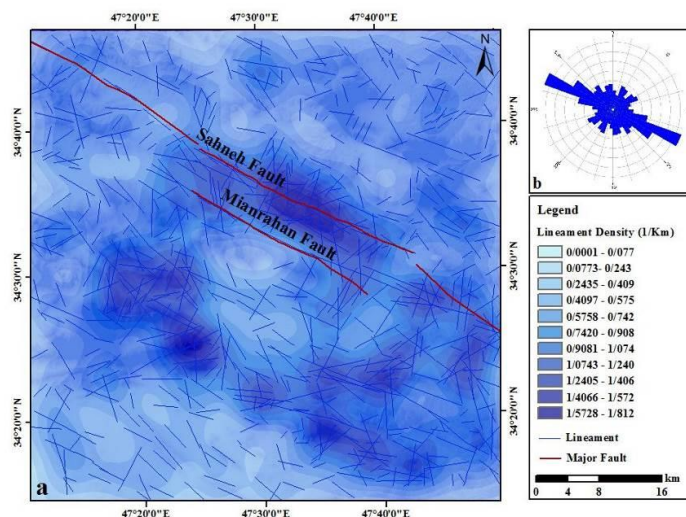
## استخراج و تحلیل خطواره‌های مرتبط با پهنه گسلی صحنه

روش‌های دورسنجی به طور گسترده‌ای در مطالعات ساختاری و زمین‌شناسی ساختمانی جهت بررسی شکستگی‌ها و خطواره‌ها مورد استفاده قرار گرفته‌اند (اوکی، ۱۹۹۴؛ فیچلر و همکاران، ۱۹۹۹؛ کودو و همکاران، ۲۰۰۴؛ سالم و همکاران، ۲۰۰۵؛ میلبری و همکاران، ۲۰۰۷؛ آستین و بلنکینسپ، ۲۰۰۸). توزیع شکستگی‌ها و خطواره‌ها شامل جهت‌گیری، پیوستگی، چگالی و الگوهای تداخلی آن‌ها و انواع گسل‌ها، به وجود آورنده کلیدی برای فهم و درک ما از زمین‌ساخت و عملکرد آن در یک ناحیه و یا منطقه است. به طور معمول شناسایی و تفسیر خطواره‌ها با استفاده از برداشت‌های صحرایی و تفسیر عکس‌های هوایی انجام می‌گیرد. نتایج به دست آمده از روش‌های دورسنجی به عنوان مطالعات اولیه برای تحلیل ساختاری به کار می‌روند که اطلاعات حاصل از این مطالعات برای تحلیل دقیق و کامل باید به وسیله اطلاعات برداشت‌های صحرایی تکمیل گردد. امروزه قابلیت‌های پردازش تصاویر سنجش از دور و به-طور خاص روش‌های شناسایی الگو (اعم از الگوهای نقطه‌ای، خطی و سطحی) در دانش‌های مربوط به زمین برای استخراج عوارض خطی بزرگ و حتی کوچک مقیاس استفاده می‌شود (مسعود و کوپک، ۲۰۰۶؛ کورن و همکاران، ۲۰۱۰؛ مشکانی و همکاران، ۲۰۱۳). یکی از ابزارهای پژوهشگران جهت مشخص نمودن شکستگی‌های محلی و ناحیه‌ای، استخراج و تحلیل خطواره‌های به دست آمده از تصاویر سنجش از دور مانند عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای و الگوهای سایه رقومی به دست آمده از

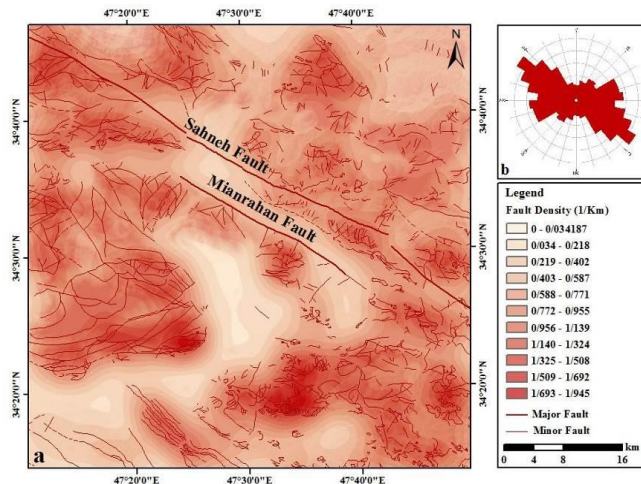
الگوهای ارتفاع رقومی DEM<sup>۲</sup> است که در تفسیر و بررسی وضعیت زمین‌ساخت و عملکرد نیروهای فعال در منطقه از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشند. استخراج خطواره‌ها به صورت چشمی، نیمه‌اتوماتیک تا اتوماتیک و با استفاده از تکنیک‌های مختلف سنجش از دور و پردازش تصاویر انجام می‌پذیرد. در روش استخراج نیمه‌اتوماتیک خطواره‌ها با استفاده از الگوریتمی توسط نرم‌افزارهای سنجش از دور مثل PCI Geomatica به دست می‌آیند (کوپک و همکاران، ۱۹۹۵-۱۹۹۸؛ مسعود و کوپک، ۲۰۰۶). نتایج به دست آمده از روش‌های دورسنجی به عنوان مطالعات اولیه برای تحلیل ساختاری به کار می‌روند که اطلاعات حاصل از این مطالعات برای تحلیل دقیق و کامل باید به وسیله اطلاعات حاصل از برداشت‌های صحرایی تکمیل گردد (علی‌پور و همکاران، ۱۳۸۹). در این پژوهش به منظور استخراج خطواره‌های مرتبط با قطعات گسل صحنه و گسل میانراهان از روش نیمه‌اتوماتیک بر پایه الگوریتم STA (کوپک و همکاران، ۱۹۹۵-۱۹۹۸؛ مسعود و کوپک، ۲۰۰۶) و از تصاویر ماهواره لندست ۷ (سنجنده ETM<sup>+</sup> که شامل ۶ باند طیفی با قدرت تفکیک ۳۰ متر و باند ۸ با قدرت تفکیک ۱۵ متر که panchromatic است) و مدل سایه ارتفاعی، مدل زمین رقومی (DTM<sup>۳</sup>) و مدل ارتفاع رقومی (DEM) استفاده شده است. در مدل سایه ارتفاعی، نور مصنوعی از یک منبع نقطه‌ای با زاویه‌ای از سطح افق<sup>۴</sup> و زاویه‌ای با جهت شمال (آزیموت) بر سطح تابیده می‌شود و سایه‌ای از اطلاعات ارتفاعی سطح زمین تهیه می‌کند. در این مطالعه، هشت مدل سایه رقومی برای استخراج خطواره‌ها با زاویه تابش ۳۰ درجه از سطح افق و آزیموت‌هایی با فواصل ۴۵ درجه استفاده شده است. سپس با ترکیب لایه‌های

اصولی فاصله می‌گیریم تراکم کاهش می‌یابد. دیاگرام گل‌سرخ خطواره‌ها روند غالب را N45W تا N65W نشان می‌دهد که با روندهای اصلی در پهنه گسلی صحنه منطبق است (شکل ۳). با توجه به نقشه چگالی خطواره‌های استخراج شده بیشترین تراکم خطواره‌ها در بخش میانی پهنه گسلی صحنه و در منطقه‌ای که گسل میانراهان به موازات گسل صحنه رخمون دارد، دیده می‌شود. این منطقه یک حوضه جدایشی کششی بین دو گسل صحنه و میانراهان است که جابجایی ۸ تا ۱۶ کیلومتری در این بخش از پهنه گسل جوان اصلی زاگرس قابل مشاهده است. سپس نقشه تراکم نسبی گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه نیز مورد بررسی قرار گرفته است که دیاگرام گل‌سرخ شکستگی‌ها روند غالب N50W تا N75W را نشان می‌دهد که روند NW-SE مطابق با روند زاگرسی و پهنه گسل جوان اصلی زاگرس است (شکل ۴).

اطلاعاتی و حذف خطواره‌های تکراری نقشه شکستگی‌های مرتبط با زون‌های گسلی فعال در منطقه مورد مطالعه تهیه گردیده است. پس از استخراج تمامی خطواره‌ها از باندهای ماهواره لندست و مدل سایه ارتفاعی با آزیموت‌های تابش نوری متفاوت بر پایه الگوریتم STA نقشه خطواره‌های منطقه مورد مطالعه، تهیه و تراکم نسبی خطواره‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. مقایسه بین گسل‌های ثبت شده در نقشه زمین‌شناسی این محدوده و نقشه نهایی خطواره‌ها نشان‌دهنده آن است که روند خطواره‌ها در رابطه با عملکرد گسل‌های اصلی منطقه می‌باشند. به عبارت دیگر روند خطواره‌ها از روند گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه تبعیت می‌کند و نشان‌دهنده درستی این روش مطالعه برای پی بردن به نقاط ضعف و زون‌های شکستگی است. تراکم به دست آمده از خطواره‌ها نشان می‌دهد که در مسیر پهنه گسلی صحنه خطواره‌ها از تراکم نسبی بالایی برخوردار می‌باشند و هر چه از گسل



شکل ۳: (a) نقشه تراکم خطواره‌های منطقه مورد مطالعه و (b) دیاگرام گل‌سرخ مربوط به این خطواره‌ها روند غالب N45W تا N65W را نشان می‌دهد. موقعیت دقیق منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ مشخص شده است.



شکل ۴: (a) نقشه تراکم سیستم شکستگی‌های منطقه مورد مطالعه و (b) دیاگرام گل‌سرخ‌ی مربوط به این گسل‌ها روند غالب N50W تا N75W را نشان می‌دهد. موقعیت دقیق منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ مشخص شده است.

فرکتال<sup>۵</sup> خوانده می‌شود و واژه فرکتال اولین بار توسط مندلبروت (مندلبروت، ۱۹۶۷) معرفی شد. در منطقه مورد مطالعه پس از تهیه نقشه نهایی خطواره‌ها و شکستگی‌ها با استفاده از تحلیل‌های فرکتالی و با به‌کارگیری روش مربع‌شمار<sup>۶</sup> که متداول‌ترین روش در محاسبه و تحلیل فرکتالی شکستگی‌های ساختاری است، بعد فرکتالی برای منطقه مورد مطالعه محاسبه گردید. لغت فرکتال یک واژه جدید است که توسط (مندلبروت، ۱۹۶۷) برای بیان اشکال یا پدیده‌هایی که طول شاخص ندارند به کار برده شد. منشاء این لغت صفت لاتین Fractal به معنی شکسته است. بعد فرکتالی کمیته‌ی اساسی برای بیان اشکال و پدیده‌های خود همسان است، بعد فرکتالی از یک مفهوم ذهنی یک معنی عینی برای مقایسه فرکتال‌ها ارائه می‌کند و تراکم آن‌ها را در فضای متریک مشخص می‌نماید. این ابعاد از آن جهت که داده‌های دنیای واقعی را معرفی می‌کنند و با آزمایش اندازه‌گیری می‌شوند، با اهمیت باشند. برای اندازه‌گیری بعد فرکتالی روش‌های متعددی همچون: (۱) استفاده از روش مربع‌شمار، (۲) استفاده از روابط اندازه‌گیری فرکتالی، (۳) استفاده از تابع

تفاوت میان خطواره‌های گسلی و گسل‌ها، در آن است که گسل‌ها دارای سازوکار مشخص معکوس، نرمال یا امتدادلغز هستند، این در حالی است که سازوکار خطواره‌های گسلی به دلیل آن که غالباً سطوح گسلی مشخصی در سطح زمین ندارند و فقط تأثیرات جابه‌جایی‌های زیر سطحی را در سطح نشان می‌دهند، مشخص نمی‌باشد و صرفاً براساس روش‌های دورسنجی بر روی تصاویر ماهواره‌ای قابل شناسایی است.

## نتایج

### تحلیل فرکتالی خطواره‌ها و شکستگی‌های مرتبط با پهنه گسلی صحنه

بسیاری از ساختارهای در گستره وسیعی از مقیاس مشاهده می‌شوند و به عنوان مثال طول گسل‌ها ممکن است از چند میلی‌متر تا هزاران کیلومتر گوناگون می‌باشد. به همین ترتیب چین‌ها را می‌توان در میکروسکوپ الکترونی و یا در مقیاس نقشه‌های بزرگ مشاهده کرد. برای آزادی برخی از ساختارهای زمین‌شناسی از مقیاس، به طور عمومی بین اندازه و بسامد رخداد آن رابطه‌ای استوار است (قاسمی، ۱۳۸۷). توان این رابطه بعد

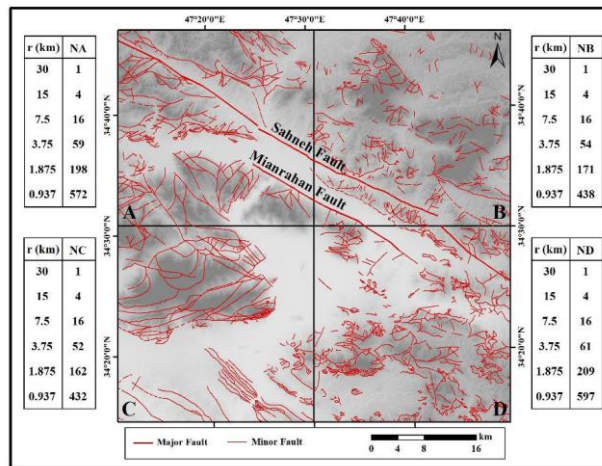
مربع‌هایی که حاوی خطواره‌ها هستند (N) برای ۴ پهنه از شمال به جنوب منطقه نشان داده شده است. در نقشه بررسی شده، قسمتی از گسل صحنه با گسل میانراهان، با هم حالت همپوشان دارند و حوضه جدایشی کششی ایجاد شده است و در بین این دو گسل تراکم شکستگی کم است اما در اطراف گسل اصلی تراکم نسبی بالایی در آن قسمت وجود دارد. ابعاد فرکتالی شکستگی‌ها یک تغییر تدریجی از ۱/۷۶۴ تا ۱/۸۶۱ را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند (شکل ۶). در منطقه شمال‌باختری و در مربع A بعد فرکتالی عدد ۱/۸۴۴ را نشان می‌دهد که نسبتاً بالا می‌باشد و تراکم شکستگی‌های مرتبط با حرکات راستالغز قطعه شمالی گسل صحنه در این قسمت بالاست. در منطقه شمال خاوری و در مربع B که قطعه میانی گسل صحنه و گسل میانراهان رخنمون دارند تراکم بالایی از شکستگی‌ها مشاهده نمی‌شود و بعد فرکتال به دست آمده ۱/۷۶۸ می‌باشد. در این مربع هر چند که بعد فرکتال پایین می‌باشد و تراکم شکستگی‌ها نیز کم است، اما در منطقه بین دو گسل صحنه و میانراهان تراکم بالایی از شکستگی‌ها مشاهده می‌شود. در مربع جنوب‌خاوری منطقه مورد مطالعه که قطعه جنوبی گسل صحنه و بخشی از گسل میانراهان رخنمون دارد تراکم بالایی از شکستگی‌ها مشاهده می‌شود و بعد فرکتالی نیز نسبتاً بالاست و عدد ۱/۸۶۱ را نشان می‌دهد. در بخش جنوب‌باختری منطقه که با پهنه گسلی صحنه و در واقع با پهنه‌های گسلی راستالغز فاصله دارد تراکم بالایی از شکستگی‌ها مشاهده نمی‌شود و بعد فرکتالی ۱/۷۶۴ است و پایین‌ترین مقدار نسبت به بقیه قسمت‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد. با توجه به بعد فرکتالی به دست آمده برای چهار مربع منطقه مورد مطالعه، به نظر می‌رسد که با فاصله

تطبيق، ۴) استفاده از تابع توزیع، ۵) استفاده از طیف توانی وجود دارد که با توجه به اینکه در این مقاله از روش مربع‌شمار استفاده شده، در زیر به بررسی آن پرداخته می‌شود. روش الگوریتم مربع‌شمار: در این روش ابتدا فضای E بعدی اقلیدسی به مربعاتی با طول وجه  $r$  تقسیم می‌شود، سپس تعداد خانه‌هایی که برای پوشاندن یک شکل داده شده لازم است را می‌شماریم، در واقع تعداد مربعاتی که شامل پدیده مورد نظر باشد شمارش می‌شود که این تعداد را با (Nn) نشان داده می‌شود (اکوبو و آکای، ۱۹۸۷؛ هیراتا، ۱۹۸۹؛ ایدزیاک و تمپر، ۱۹۹۶؛ تورکات، ۱۹۹۷). با استفاده از روش مربع‌شمار بعد فرکتالی برای شبکه شکستگی‌های منطقه مورد مطالعه محاسبه و تحلیل شده است. تحلیل‌ها براساس نمودار Log/Log از تعداد مربع‌های دارای شکستگی (Nn) بر حسب طول شبکه‌های ایجاد شده ( $r_n$ ) یا عکس آن ( $1/r_n$ ) صورت گرفته است. نمودارهای ترسیم شده، تغییرات ابعاد فرکتالی را نشان می‌دهند و برای به دست آوردن بعد فرکتالی از رابطه  $\text{Log}(N_n) = D \text{Log}(1/r_n) + E$  استفاده شده است. در شکل‌های ۵ و ۷ نقشه شکستگی‌ها و خطواره‌های ساختاری منطقه و شبکه‌هایی که جهت اعمال روش بعد فرکتال رسم شده، نشان داده شده است. برای تحلیل فرکتال خطواره‌ها و سیستم گسلی فعال در منطقه مورد مطالعه چهار پهنه در نظر گرفته شده و هر کدام از این چهار پهنه، جداگانه مورد بررسی و برای هر یک بعد فرکتالی محاسبه شده است ( $D_D$  تا  $D_A$ ). به این ترتیب هر مربع به طول ضلع ۳۰ کیلومتر به ۴ مربع به طول ضلع ۱۵ کیلومتر تقسیم گردید و به همین ترتیب تا شبکه‌بندی‌هایی با ۳۲ مربع با طول ۰/۹۳۷ کیلومتر ایجاد شده است. در شکل‌های ۵ و ۷ ابعاد مربع‌ها ( $r$ ) و تعداد

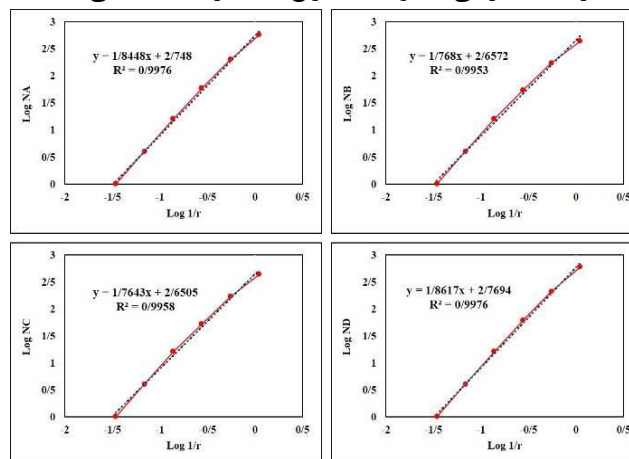


سیستم‌های راستالغز می‌باشند و گسل جوان اصلی زاگرس نقش مهمی در توسعه شکستگی‌های ساختاری دارد (شکل های ۵ و ۶).

گرفتن از پهنه‌های اصلی راستالغز از تراکم شکستگی‌ها کاسته می‌شود. بنابراین در منطقه مورد مطالعه بیشتر شکستگی‌ها در ارتباط با



شکل ۵: نقشه شکستگی‌ها و چهار شبکه مربعی A تا D که برای بررسی بعد فرکتال ترسیم شده است. در چهارضلعی‌های زرد رنگ ابعاد هر شبکه مربعی (r) و تعداد مربع‌های دارای شکستگی (N) نشان داده شده است.



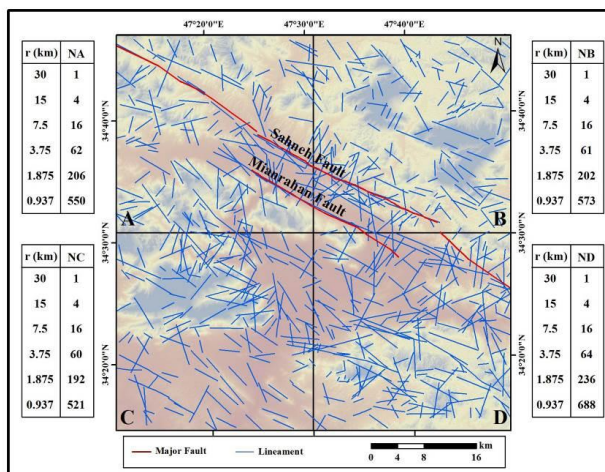
شکل ۶: نمودار لگاریتمی عکس طول ضلع مربع‌ها به تعداد مربع‌هایی که حاوی شکستگی هستند.

منطقه شمال‌خاوری نیز که قطعه میانی گسل صحنه و گسل میانراهان رخنمون دارند نیز بعد فرکتالی خطواره‌ها ۱/۸۴۹ می‌باشد. بیشترین مقدار بعد فرکتالی خطواره‌ها در منطقه مورد مطالعه در مربع جنوب‌خاوری می‌باشد که مقدار ۱/۹۰۸ را نشان می‌دهد. همچنین کمترین مقدار بعد فرکتالی در بخش جنوب‌باختری می‌باشد که ۱/۸۲۲ است. با توجه به اعداد به دست آمده در

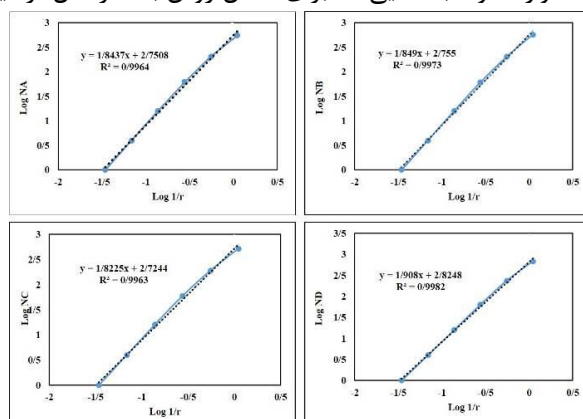
در پهنه گسلی جوان اصلی زاگرس و قطعه میانی آن که گسل صحنه است، خطواره‌های منطقه مورد مطالعه از منابع مختلف استخراج گردید سپس در نقشه نهایی خطواره‌ها بعد فرکتالی محاسبه گردید که از ۱/۸۲۲ تا ۱/۹۰۸ متغییر است (شکل ۸). در بخش شمال‌باختری منطقه مورد مطالعه که قطعه شمالی گسل صحنه رخنمون دارد بعد فرکتالی ۱/۸۴۳ می‌باشد و در

راستالغز از فراوانی شکستگی‌ها و خطواره‌ها کاسته شده و بعد فرکتالی نیز کاهش می‌یابد (شکل‌های ۷ و ۸).

نقشه خطواره‌ها و شکستگی‌های منطقه مورد مطالعه به نظر می‌رسد که شکستگی‌های مرتبط با سیستم‌های گسلی راستالغز بیشترین تراکم و فراوانی را دارند و با فاصله گرفتن از پهنه‌های



شکل ۷: نقشه خطواره‌ها و شبکه‌هایی که برای اعمال روش بعد فرکتال ترسیم شده است.



شکل ۸: نمودار لگاریتمی عکس طول ضلع مربع‌ها به تعداد مربع‌هایی که حاوی خطواره‌ها هستند.

دره گاماسیاب است و دشت کنگاور را از کوه‌های خالینه جدا می‌کند. در جنوب شهر سنقر و در مجاورت روستای دستجرد، قطعه گسلی مرکزی صحنه مرز بین آهک تیره تا صورتی، آهک دولومیتی و اسلیت خاکستری در جنوب‌باختر و اسلیت، اسلیت خاکستری، آهک صورتی تا خاکستری تیره، ماسه‌سنگ قرمز، سنگ‌های ولکانیکی و واحدهای افیولتی گابرودیوریتی در شمال خاور می‌باشد (شکل ۹ a).

### شواهد صحرایی پهنه گسلی صحنه

پهنه گسلی صحنه با طول حدوداً ۱۰۰ کیلومتری از سه قطعه شمال‌باختری، مرکزی و جنوب‌خاوری تشکیل شده است (شکل ۱) و امتداد کلی آن N60W تا N65W می‌باشد (چالنگو و برود، ۱۹۷۴). سه قطعه گسلی صحنه دارای طول حدوداً یکسانی می‌باشند و با امتداد کلی MRF که حدود N45W است، ۱۵ تا ۲۰ درجه تغییر روند دارند. قطعه جنوبی ادامه گسل گارون و در امتداد

گسل اصلی و جابجایی در روند آبراهه‌ها مشاهده می‌شود که در مطالعات قبلی به آن‌ها اشاره شده است (علی‌پور و همکاران، ۲۰۱۲) در دره دینور قطعه شمالی از میان توالی افیولیتی عبور کرده و باعث جابجایی در این واحدها شده است، به طوری که واحدهای بازالتی، گابروبی و دیوریتی در دو طرف دره محل عبور گسل رخمون دارند (شکل ۹ b).

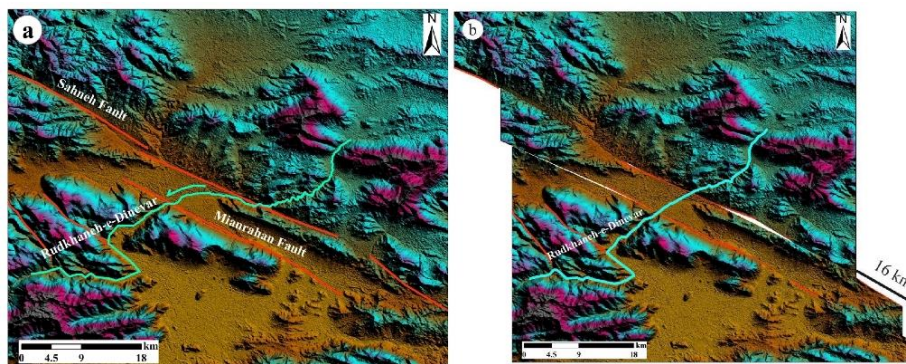
شمال‌باختری گسل صحنه از نزدیکی میانراهان شروع شده و با روند شمال‌باختری تا بعد از روستای سرتخت و گسل مروارید ادامه پیدا می‌کند. این قطعه گسلی در مسیر خود از رودخانه دینور که هم‌روند با گسل است، عبور کرده و شواهد زیادی از جابجایی‌های راستگرد به همراه داشته است. به‌طور کلی در این دره گسلی شواهد زیادی از قبیل جابجایی واحدهای زمین‌شناسی، سطوح مثلثی، گسلش نرمال ناشی از عملکرد



شکل ۹: (a) دره گسلی محل عبور قطعه میانی گسل صحنه و (b) دره گسلی محل عبور قطعه شمال‌باختری گسل صحنه. موقعیت دقیق دره‌های گسلی در شکل ۱ مشخص شده است.

(۲۰۰۱). در امتداد قطعات گسل جوان اصلی زاگرس جابجایی راستگرد گسل باعث جابجایی در روند آبراهه‌ها در بخش‌های مختلف شده است. یکی از جابجایی‌های راستگرد مهم در امتداد گسل جوان اصلی زاگرس در امتداد قطعه میانی گسل صحنه قابل مشاهده است (شکل ۱۰). در این قسمت از گسل صحنه حرکت راستگرد گسل باعث جابجایی حدود ۱۶ کیلومتری رودخانه دینور شده است که در تصویر مدل ارتفاع رقومی منطقه به خوبی قابل مشاهده است. این مقدار جابجایی به دست آمده از طریق آبراهه‌ها بیشترین مقدار جابجایی راستگرد در امتداد قطعات شمال‌باختری، مرکزی و جنوب‌خاوری گسل صحنه می‌باشد.

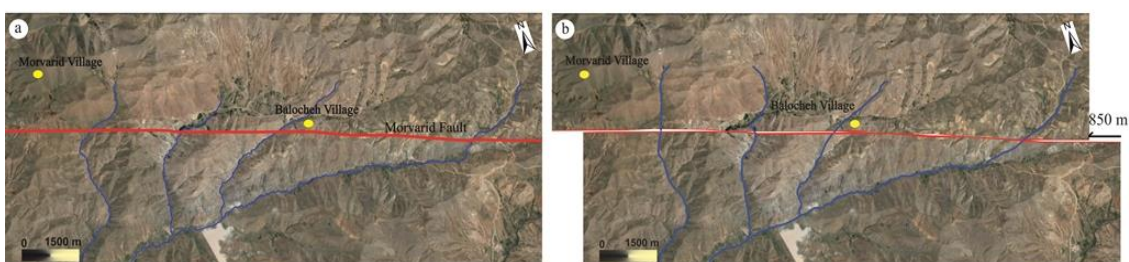
یکی دیگر از شواهد حرکت راستگرد در امتداد گسل جوان اصلی زاگرس در منطقه مورد مطالعه جابجایی آبراهه‌ها است. به‌طور کلی جابجایی آبراهه‌ها یکی از مدارک جابجایی افقی راستگرد در امتداد گسل‌های امتدادلغز است و که از این روش در ایران (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲؛ واکر و جکسون، ۲۰۰۲؛ علی‌پور و همکاران، ۲۰۱۲) و دیگر مناطق جهان (والاس، ۱۹۶۸؛ ریلاماز و همکاران، ۲۰۰۱؛ کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶) برای اندازه‌گیری جابجایی گسل‌های امتدادلغز استفاده شده است. با بازگرداندن آبراهه‌های جابجا شده به حالت اولیه مقدار جابجایی و نرخ لغزش گسل‌های امتدادلغز قابل محاسبه است (ریلاماز و همکاران،



شکل ۱۰: مدل ارتفاع رقومی قطعه میانی گسل صحنه قبل و بعد از جابجایی. موقعیت دقیق در شکل ۱ مشخص شده است. (a) موقعیت کنونی گسل صحنه که خطوط قرمز رنگ نشان دهنده گسل و خط آبی رودخانه دینور را نشان می‌دهد. (b) بازگرداندن رودخانه به حالت قبل از جابجایی و ۱۶ کیلومتر جابجایی راستگرد در امتداد گسل صحنه.

راستگرد گسل تصاویر متعددی از قبیل مدل‌های ارتفاع رقومی، تصاویر ماهواره لندست ۷، مدل‌های سایه ارتفاعی و تصاویر گوگل ارث استفاده شده است. اما با توجه به توپوگرافی و لیتولوژی منطقه مورد مطالعه، بهترین تصویری که این جابجایی را نشان می‌دهد، تصاویر گوگل ارث است. بنابراین با بررسی دقیق این تصاویر و بازگرداندن آبراهه‌های جابجا شده به حالت قبل حدوداً ۸۵۰ متر جابجایی در امتداد قطعه شمالی گسل صحنه محاسبه شده است (شکل ۱۱).

علاوه بر جابجایی نسبتاً زیاد و حدود ۱۶ کیلومتری در امتداد قطعه میانی گسل صحنه، در انتهای شمال‌باختری قطعه شمال‌باختری گسل یک جابجایی راستگرد در امتداد روند آبراهه‌ها قابل مشاهده است (شکل ۱۰). همان‌طور که بیان شد، قطعه شمالی گسل صحنه در جنوب‌باختر خود با قطعه میانی و در شمال‌باختر خود به گسل مروارید متصل می‌شود. در این قسمت از گسل چهار آبراهه نسبتاً بزرگ به علت عملکرد راستالغز راستگرد گسل جابجا شده‌اند. برای بررسی دقیق میزان این جابجایی و در واقع میزان جابجایی



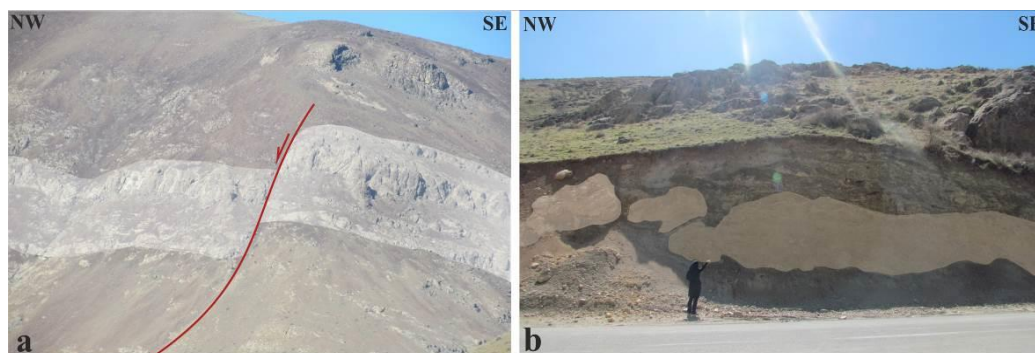
شکل ۱۱: تصویر گوگل ارث از قطعه شمالی گسل صحنه قبل و بعد از جابجایی. موقعیت دقیق در شکل ۱ مشخص شده است. (a) موقعیت کنونی گسل صحنه که خطوط قرمز رنگ نشان دهنده گسل و خط آبی رودخانه دینور را نشان می‌دهد. (b) بازگرداندن آبراهه‌ها به حالت قبل از جابجایی و حدود ۸۵۰ متر جابجایی راستگرد در امتداد گسل صحنه.

جابجایی گسل مورد استفاده قرار گرفته است. بنابراین حداکثر میزان جابجایی راستالغز راستگرد در امتداد گسل صحنه حدود ۱۶ کیلومتر

در این مطالعه پس از شناسایی محل عبور سه قطعه گسل صحنه و بررسی روند قطعات گسلی، تصاویر مختلف جهت بررسی جهت و مقدار

قطعه گسلی صحنه به صورت تشکیل گسله‌ای نرمال و ساختارهای بودین در امتداد بخش شمال‌باختری گسل قابل مشاهده است (شکل a ۱۲). بودین‌شدگی شامل قطع لایه‌ها، بدنه و برگواری درون حجم سنگ است که، در پاسخ به کشش حجمی در امتداد لایه در بر گیرنده ایجاد می‌شود (گوسکومبه و همکاران، ۲۰۰۴). بودین‌های منطقه امتداد کشیدگی شمال‌باختر - جنوب‌خاور را نشان می‌دهند (شکل b ۱۲).

اندازه‌گیری شد. یکی از ساختارهای مهم تشکیل شده در اثر عملکرد گسل جوان اصلی زاگرس گسل‌های نرمال و به‌طور کلی ساختارهای کششی است. این ساختارهای کششی به صورت سطوح مثلثی در امتداد قطعه گسلی درود (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲)، تشکیل گسل‌های نرمال در امتداد قطعه گسلی پیرانشهر (محجل و رسولی، ۲۰۱۴) و فوکال مکانیسم نشان دهنده مؤلفه نرمال زمین‌لرزه‌های اتفاق افتاده در امتداد گسل جوان اصلی زاگرس (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲) است. ساختارهای کششی تشکیل شده در امتداد



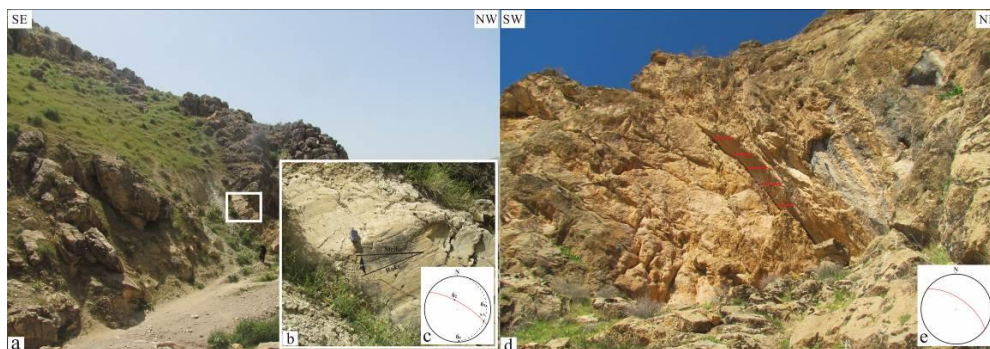
شکل ۱۲: (a) تشکیل گسل‌های نرمال و (b) ساختار بودین‌ناشی از مؤلفه کششی قطعه شمالی گسل صحنه در واحدهای افیولیتی.

با توجه به بررسی روند قطعات پهنه گسلی صحنه و همچنین جابجایی آبراهه‌ها مشخص است که عملکرد گسل راستالغز راستگرد است و شواهدی از ساختارهای کششی در این پهنه گسلی مشاهده شده است. به‌طور کلی مطالعات انجام شده در قطعات مختلف گسل جوان اصلی زاگرس بر پایه جابجایی آبراهه‌ها، فوکال مکانیسم زمین‌لرزه‌ها، سطوح مثلثی و ساختارهای کششی در امتداد این گسل است. متأسفانه با توجه به جوان بودن این گسل و وجود زمین‌لرزه‌های بزرگ در امتداد این گسل، صفحه گسلی مشخصی در هیچ‌کدام از قطعات این گسل به‌طور واضح مشاهده نگردیده و بیشتر قسمت‌های این گسل پوشیده است. در

قطعه گسلی صحنه نیز بیشتر بخش‌های گسل در زیر آبرفت پوشیده است و در بخش‌هایی که واحدهای سنگی را بریده است، بیشتر واحدهای سنگی واحدهای افیولیتی و فرسایش‌پذیر بوده و اثرات سطحی گسل قابل مشاهده نیست. در این مطالعه در بخش‌هایی از قطعه جنوبی گسل صحنه یک صفحه گسلی شاخص برداشت شده است که مشخصات کلی گسل اصلی را نشان می‌دهند. در توالی آهک‌های روشن تا خاکستری رنگ و ضخیم‌لایه تا توده‌ای کرتاسه صفحه گسلی با مشخصات N60W/75NE و ریک بردار لغزش ۱۵ درجه رخنمون دارد (شکل a ۱۳). با توجه به شاخص‌های موجود در سطح گسل و به ویژه

در امتداد قطعه جنوبی گسل صحنه در شکل b نشان داده شده است. این گسل دارای مشخصات N55W/65NE است و ریک بردار لغزش آن قابل برداشت نبود. بنابراین با توجه به صفحات گسلی برداشت شده از قطعه جنوبی گسل صحنه، می‌توان بیان نمود که لغزش راستالغز راستگرد گسل جوان اصلی زاگرس در امتداد گسل صحنه یا به‌طور دقیق‌تر در امتداد قطعه جنوبی گسل صحنه همراه با مؤلفه نرمال است.

بررسی سطوح زبری و نرمی، این قطعه از گسل صحنه حرکت امتداد لغز راستگرد با مؤلفه نرمال را نشان می‌دهد. علاوه بر صفحه گسلی برداشت شده در قطعه جنوبی گسل صحنه صفحات گسلی متعدد و کوچکی در امتداد این قطعه نیز مشاهده شده است که بیشتر آن‌ها با فاصله‌ای نسبت به خط امتداد گسل قرار گرفته‌اند. بنابراین در این پژوهش سعی شده است صفحات گسلی در امتداد مسیر سطحی گسل اصلی مورد بررسی دقیق قرار گیرد. یکی دیگر از صفحات گسلی مشاهده شده



شکل ۱۳: (a) صفحه گسلی برداشت شده از قطعه جنوب‌خاوری گسل صحنه. (b) مشخصات صفحه گسلی (a) N60W/75NE و ریک بردار لغزش ۱۵ درجه می‌باشد. (c) استریوگرام ترسیم شده گسل در شکل (b) قابل مشاهده است. (d) صفحه گسلی برداشت شده در پهنه قطعه جنوبی گسل صحنه با مشخصات N55W/65NE. (e) استریوگرام ترسیم شده گسل در شکل (d) نشان داده شده است. موقعیت این شکل در نقشه شماره ۱ نشان داده شده است.

اصلی تراکم شکستگی بالایی وجود دارد که با فاصله گرفتن از پهنه گسلی اصلی در منطقه مقدار آن کاهش می‌یابد. در تحلیل فرکتال افزایش بعد فرکتالی ناشی از تراکم شکستگی‌ها در پهنه گسلی صحنه است. بعد فرکتالی خطواره‌ها از باختر (۱/۷۶۴) به خاور (۱/۸۶۱) افزایش می‌یابد، همچنین بعد فرکتالی سیستم گسلی فعال در منطقه مورد مطالعه یک تغییر تدریجی از ۱/۸۲۲ در باختر به ۱/۹۰۸ در خاور منطقه نشان می‌دهد. با توجه به اعداد به‌دست آمده در نقشه خطواره‌ها و شکستگی‌های منطقه مورد مطالعه به نظر می‌رسد که شکستگی‌های مرتبط با سیستم‌های گسلی

### نتیجه‌گیری

با توجه به نقشه نهایی خطواره‌ها و شکستگی‌های منطقه مورد مطالعه مشخص است که روند کلی این ساختارها در منطقه N45W تا N65W است و متناسب با روند گسل‌های اصلی منطقه و به ویژه گسل صحنه است. در منطقه مورد مطالعه به دلیل همپوشانی گسل صحنه با گسل میانراهان، حوضه جدایش و کشش ایجاد شده و به علت رسوبگذاری در این محل، گسل‌ها حالت مدفون دارند و ساختارهای کششی در بین این گسل‌ها تشکیل شده است. در بین این دو گسل تراکم شکستگی و خطواره‌ها کم است اما در مناطق نزدیک به گسل

شمال‌باختری گسل قابل مشاهده است و در دره دینور یکسری گسل‌های نرمال با روندی نزدیک به روند گسل اصلی توالی افیولیتی را بریده‌اند. در امتداد قطعه جنوبی گسل یک صفحه گسلی شاخص در توالی آهک‌های روشن تا خاکستری رنگ و ضخیم‌لایه تا توده‌ای کرتاسه صفحه گسلی با مشخصات N60W/75NE و ریک بردار لغزش ۱۵ درجه جنوبی برداشت شده است. با توجه به شاخص‌های موجود در سطح گسل و به ویژه بررسی سطوح زبری و نرمی، این قطعه از گسل صحنه حرکت امتداد لغز راستگرد با مؤلفه نرمال را نشان می‌دهد. بنابراین لغزش راستالغز راستگرد گسل جوان اصلی زاگرس در امتداد گسل صحنه همراه با مؤلفه نرمال است.

راستالغز بیشترین تراکم و فراوانی را دارند و با فاصله گرفتن از پهنه‌های راستالغز از فراوانی شکستگی‌ها و خطواره‌ها کاسته شده و بعد فرکتالی نیز کاهش می‌یابد. یک جایجایی‌های راستگرد مهم در امتداد قطعه میانی گسل صحنه قابل مشاهده است که در این قسمت از گسل صحنه حرکت راستگرد گسل باعث جایجایی حدود ۱۶ کیلومتری رودخانه دینور شده است. در انتهای شمال‌باختری قطعه شمال‌باختری گسل صحنه یک جایجایی راستگرد دیگر در امتداد روند آبراهه‌ها قابل مشاهده است که با بازگرداندن آبراهه‌های جایجا شده به حالت قبل حدوداً ۸۵۰ متر محاسبه شده است. ساختارهای کششی به صورت تشکیل گسل‌های نرمال در امتداد بخش

#### پانویس

- 1-Main Recent Fault of Zagros
- 2-Digital Elevation Model
- 3-Digital terrain model

- 4-Inclination
- 5-Fractal dimension
- 6-Box Counting

#### منابع

و مقایسه آن با برداشت‌های صحرایی، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی [JSIAU]، جلد ۲۰، شماره ۷۷، ص ۱۷۳-۱۸۴.

-قاسمی، م.ر.، ۱۳۸۷. پایه‌های زمین‌شناسی ساختمانی، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۳۲۰ ص.

-حسامی، خ.، جمالی، ف. و طبسی، ه.، ۱۳۸۲. نقشه گسل‌های فعال ایران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

-علی‌پور، ر.، پورکرمانی، م.، زارع، م. و اسپندار، ر.، ۱۳۸۹. استخراج اتوماتیک خطواره‌های مرتبط با زون گسلی جوان اصلی زاگرس در جنوب لرستان

-Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros [Iran]: constraints from collisional and earlier deformation, *International Journal of Earth Sciences*, v. 94, p. 401-419.

-Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, v. 229, p. 211-238.

-Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran, *American Journal of Science*, v. 307, p. 1064-1095.

-Alipour, R., Poorkermani, M., Zare, M. and El Hamdouni, R., 2012. Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt [SW of Iran], *Geomorphology*, v. 128, p.1-14.

- Allen, M.B., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia– Eurasia collision and comparison of the short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, v. 23, p. 297-280.
- Austin, J.R. and Blenkinsop, T.G., 2008. The Cloncurry Lineament: Geophysical and geological evidence for a deep crustal structure in the Eastern Succession of the Mount Isa Inlier", *Precambrian Research*, v. 163, p. 50-68.
- Axen, G.J., Lam, P.J., Grove, M., Stockli, D.F. and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics, *Geology*, v. 29, p.559-562.
- Berberian, M., 1976. Active Faulting and tectonics of Iran, *Rep. Geological Survey of Iran*, 40 p.
- Berberian, M., 1981. Contributions to the seismotectonics of Iran, *Geodynamics Series*, v. 3, p. 33-69.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canad. J. Earth Sci*, v. 18, p. 210-265.
- Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, v. 241, p. 193-224.
- Blanc, E.J.P., Allen, M.B., Inger, S. and Hassani, H., 2003. Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone, Iran. *Journal of the Geological Society of London*, v. 160, p. 401-412.
- Braud, J., 1987. *Paleogéographique, magmatique et structurale de la region Kermanshah, Iran [Thèse de étate]: Universié de Paris*, 430 p.
- Copley, A. and Jackson, J., 2006. Active tectonics of the Turkish–Iranian plateau, *Tectonics*, v. 25, p.1-19.
- Corgne, S., Magagi, R., Yergeau, M. and Sylla, D., 2010. An integrated approach to hydro-geological lineament mapping of a semi-arid region of West Africa using Radarsat-1 and GIS. *Remote Sensing of Environment*, v. 114, p. 1863-1875.
- Dercourt, J., Ricou, L.E. and Vrielynck, B., 1993. *Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps*, 14 maps, 1 pl. Paris: Gauthier-Villars.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. and BijuDuval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the LIAS, *Tectonophysics*, v. 123, p. 241-315.
- Dewey, J.F. and Şengor, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone *Geological Society of America Bulletin*, January, v. 90 (1), p. 84-92.
- Fichler, C., Rundhovde, E., Olesen, O., Saether, B.M., Ruelatten, H., Lundin, E. and Dore, A.G., 1999. Regional tectonic interpretation of image enhanced gravity and magnetic data covering the mid-Norwegian shelf and adjacent mainland, *Tectonophysics*, v. 306 (2), p. 183-197.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 26, p. 683-693.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic: *Tectonophysics*, v. 381, p. 235-273.
- Goscombe, B.D., Passchier, C.W. and Hand, M., 2004. Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures.



- Journal of Structures Geology, v. 26, p. 739-763.
- Guest, B., 2004. The thermal, sedimentological and structural evolution of the central Alborz Mountains of northern Iran: implications for the Arabia-Eurasia continent-continent collision and collisional processes in general, Ph.D. Dissertation Thesis, University of California, Los Angeles, Los Angeles, 292 p.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M.J.R. and Spakman, W., 2006. Subduction history of the Tethyan derived seismic tomography and tectonic reconstruction. Journal of Geophysical Research 111, B08401, doi:10. 1029/2005JB003791, 26 p.
- Haynes, S.J. and McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, Southern Iran, Geological Society of America Bulletin, v. 85, p.739-744.
- Hirata, T., 1989. Fractal Dimension of Fault Systems in Japan: Fractal Structure in Rock Fracture Geometry at Various Scales, Journal of Pure and Applied Geophysics, v. 123, p. 74-85.
- Hooper, D.U. and Vitousek, P.M., 1997. The effects of plant composition and diversity on ecosystem processes, Science, v. 277, p.1302-1305.
- Idziak, A. and Temper, L., 1996. Fractal Dimension of Faults Network in the Upper Silesian Coal Basin (Poland): Preliminary studies, Pure and Applied Geophysics, v. 147, p. 239-247.
- Jackson, S., May, K.E. and Whitney, K., 1995. Understanding the dynamics of diversity in decisions making teams'. In R. A. Guzzo and E. Salas (eds.), Team Effectiveness and Decision Making in Organizations, Jossey-Bass, San Francisco, CA, p. 204-261.
- Koop, W.J. and Stoneley, R., 1982. Subsidence history of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 305, p.149-168.
- Koike, K., Nagano, S. and Ohmi, M., 1995. Lineament analysis of satellite image using a Segment Tracing Algorithm [STA], computer and geosciences, v. 21, p. 1091-1104.
- Koike, K., Nagano, S. and Kawaba, K., 1998. Constraction and analysis of interpreted fracture plans through combination of satellite image derived lineaments and digital elevation model date, Computer and geosciences, v. 24, p.573-583.
- Kudo, T., Yamamoto, A., Nohara, T., Kinoshita, H. and Shichi, R., 2004. Variations of gravity anomaly roughness in Chugoku district, Japan: relationship with distributions of topographic lineaments, Earth Planets Space, v. 56, p. 5-8.
- Mandelbrot, B., 1967. How long is the coast of Britain? Statistical self – similarity and fractional dimension, Sciences, v. 156, p. 636-638.
- Masoud, A. and Koike, K., 2006. Tectonic architecture through Landsat-7 ETM+/SRTM DEM-derived lineaments and relationship to the hydrogeologic setting in Siwa region, NW Egypt. African Earth Sciences, v. 45, p. 467-477.
- McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. and Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causesof plate motions: Geophysical Research Letters, v. 30, 4 p., doi:10.1029/2003GL017992.
- Meshkani, S.A., Mehrabi, B., Yaghubpur, A. and Sadeghi, M., 2013. Recognition of the regional lineaments of Iran: Using geospatial data and their implications for exploration of metallic ore deposits, ore Geology Reviews, v. 55, p. 48-63.
- McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, M. and Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed

- by oblique convergence, *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 857-877.
- Milbury, A.E.C., Smrekar, S.E., Raymond, C.A. and Schubert, G., 2007. Lithospheric structure in the east region of Mars' dichotomy boundary, *Planetary and Space Science*, v. 55, p. 280-288.
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J.C. and Frizon de Lamotte, D., 2005. The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt; Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics, *Tectonics*, v. 24, TC3007, doi:10.1029/2004TC001633.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to cenozoic tectonics of the zagros orogen in northwestern Iran, *International Geology Review*, v. 56 (3), p. 263-287.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 21, p. 397-412.
- Mohajjel, M. and Rasouli, A., 2014. Structural evidence for superposition of transtension on transpression in the Zagros collision zone: Main Recent Fault, Piranshahr area, NW Iran, *Journal of Structural Geology*, v. 62, p. 65-79.
- Nankali, H., 2011. Slip rate of the Kazerun fault and Main Recent Fault (Zagros, Iran) from 3D mechanical modeling. *Asian Earth Sciences*, v. 41, p.89-98.
- Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2007. Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt [Iran, Fars Province], *Tectonophysics*, v. 432, p. 101-131.
- Oakey, G., 1994. A structural fabric defined by topographic lineaments: Correlation with Tertiary deformation of Ellesmere and Axel Heiberg Islands, Canadian Arctic, *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 0148-0227.
- Okubo, P.G. and Aki, K., 1987. Fractal Geometry in the San Andreas Fault System, *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 345-355.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A. and Gorshkov, A., 1989. The Caucasus - An Actual Example Of The Initial-stages Of Continental Collision, *Tectonophysics*, v. 161, p. 1-21. tages\_of\_continental\_collision\_Tectonophysics.
- Regard, V., Bollier, O., Thomas, J.C., Abbasi, M.R., Mercier, J., Shabanian, E., Feghhi, K. and Soleymani, S., 2004. Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: a transition between collision and Subduction through a young deformation system. In: *Tectonics*, v. 23, doi: 10.1029/2003TC001599 TC4007.
- Replumaz, A., Lacassin, R., Tapponnier, P. and Leloup, P.H., 2001. Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River fault (Yunnan, China), *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p. 819-836.
- Robertson, A.H.F., 2000. Mesozoic-Tertiary Tectonic-Sedimentary Evolution of a South Tethyan Oceanic Basin and its Margins in Southern Turkey Geological Society, London, Special Publications, v. 173, p. 97-138.
- Salem, A., Furuya, S., Aboud, E., Elawadi, E., Jotaki, H. and Ushijima, K., 2005. Subsurface structural mapping using gravity data of Hohi Geothermal Area, Central Kyushu, Japan, *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey*, on CD-ROM.
- Sarkarinejad, K. and Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust

- System, Iran, *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 116-136.
- Sengör, A.M.C., Altiner, D., Cin, A., Ustaömer, T. and Hsü, K.J., 1988. The origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land, In *Gondwana and Tethys* [eds M. G. Audley-Charles & A. Hallam], Geological Society of London, Special Publication no, v. 37, p. 119-181.
- Sengor, A.M.C., Cin, A., Rowley, D.B. and Nie, S.Y., 1993. Space-time patterns of magmatism along the Tethysides: a preliminary study, *Journal of Geology*, v. 101, p. 51-84.
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, v. 55, p. 361-376.
- Şengör, A.M.C. and Natal'in, B.A., 1996. Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis, in Yin, A., and Harrison, T.M., eds., *The Tectonic Evolution of Asia*: Cambridge, Cambridge University Press, p. 486-640.
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, p.17-33.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, A review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229-1258.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margin in Iran. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*, Springer, Berlin, p. 873-887.
- Stoneley, R., 1981. The geology of the Kuh-e Dalneshin area of southern Iran, and its bearing on the evolution of southern Tethys *Journal of the Geological Society*, v. 138, p. 509-526, doi:10.1144/gsjgs.138.5.0509.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2002. Offset on the main recent fault of NW Iran and implications on the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone, *Geophysical Journal International*, v. 150, p. 422-439.
- Tchalenko, J.S. and Braud, J., 1974. Seismicity and structure of the Zagros [Iran] the Main Recent Fault between 33 and 35 N. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. 277, p. 1-25.
- Turcotte, D.L., 1997. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, Cambridge University Press, 475 p.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, 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*, v. 157, p. 381-398.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H.R., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chery, J. and Masson, F., 2006. Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran), *Geophysical Journal International*, v. 167, p. 1077-1088.
- Walker, R. and Jackson, J., 2002. Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system, *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1677-1698.
- Wallace, R.E., 1968. Notes on stream channels offset by the San Andreas Fault, Southern Coast Ranges, California. *Geological Sciences Stanford University Publications*, v. 11, p. 6-20.

- Woodruff, F. and Savin, S.M., 1989. Miocene deepwater oceanography, *Paleoceanography*, v. 4, p. 87-140. doi: 10.1029/PA004i001p00087.
- Wellman, H.W., 1966. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan, *Geologische Rundschau*, v. 55, p. 716-735.
- Yilmaz, Y., Yigitbas, E. and Genc, S.C., 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt, *Tectonics*, v. 12 (5), p.1280-1297.
- Ziegler, P.A. and Stampfli, G.M., 2001. Late Paleozoic-Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys, In: Cassinis, R. (Ed.), *the Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy) Regional Reports and General Correlations*, Ed. 25. *Annali Museo Civico Science Naturali*, Brescia, p. 17-34.