

ترافشارش راست‌بر ستبر پوست در همتافت تکاب، شمال باختر ایران

مسعود بیرالوند^{۱*}، محمد محجل^۲ و محمدرضا قاسمی^۳

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۱۳

چکیده

در این پژوهش دگرشکلی ترد در همتافت تکاب بررسی شده است. دو دسته گسل اصلی در شمال خاور تکاب تغییرشکل این منطقه را کنترل کرده است. دسته اول با شیب زیاد و روند شمال شمال باختر- جنوب جنوب خاور دارای سازوکار اصلی راستالغز راست‌بر و مؤلفه وارون است. دسته دوم با شیب متوسط، سازوکار وارون و روند باختر شمال باختری- خاور جنوب خاوری که به روشنی با گسل‌های دسته اول جابه‌جا شده‌اند. بروز دگرگون‌های سنگ در فرادیواره این گسل‌ها، درگیری پی‌سنگ منطقه با گسلش جوان‌تر و دگرشکلی ستبر پوسته و بالا آمدن آنها را گواهی می‌دهد. گسل‌های اصلی که سازوکار راستالغز راست‌بر با مؤلفه وارون دارند موجب شکل‌گیری ترافشارش شیب‌دار در این گستره شده‌اند. چین‌های مرتبط با گسلش که در فرادیواره و فرودیواره گسل‌ها به وجود آمده‌اند -به‌ویژه در رسوبات سنوزوییک- به خوبی فعالیت جوان منطقه و بالا آمدگی این گستره را نشان می‌دهند. گسترش گسل‌های عادی و چین‌های محلی، و در پی آن، روکانون زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه، شاهدهی بر فعال بودن زمین‌ساخت منطقه است. برداشت ساختاری و تحلیل آنها مشخص می‌کند که گسل‌های اصلی و پر شیب منطقه که سازوکار راستالغز راست‌بر با مؤلفه وارون دارند، دگرشکلی این گستره را کنترل می‌کنند و با افزایش دگرشکلی موجب تبدیل کرنش همگن (homogenous strain) به کرنش تقسیم شده (partitioned strain) شده‌اند و همچنین دگرشکلی سنگ‌های سنوزوییک که روی سنگ‌های دگرگونی پی‌سنگی قرار دارند نشان‌دهنده ترافشارش شیب‌دار راست‌بر است. در این منطقه دگرشکلی در پوشش رسوبی جوان‌تر (رسوبات سنوزوییک)، به پیروی از تغییر شکل ستبر پوست در پی سنگ دگرگونی رخ داده است.

کلیدواژه‌ها: همتافت تکاب، گسل چهارطاق، ترافشارش شیب‌دار، کرنش همگن، کرنش تقسیم شده.

*نویسنده مسئول: محمد محجل

E-mail: mohajjel@modares.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

به دلیل موقعیت ژئودینامیکی این منطقه بخشی از کمربند کوهزادزاگرس و منطبق بر حاشیه فعال قاره‌ای است و فازهای تکنونوماگمایی در این ناحیه، طیف پیوسته‌ای از فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با فروانش تا پس از برخورد را دربر می‌گیرد (حیدری، ۱۳۹۲). از آنجا که معادن بزرگی همچون معدن سرب و روی انگوران، معدن طلائی زرشوران و معادن زیاد دیگر در شمال خاور تکاب وجود دارد، این منطقه از دید اقتصادی دارای اهمیت زیادی است، کارهای زمین‌شناسی زیادی در راستای شناسایی منابع معدنی در این منطقه انجام شده ولی از دید ساختاری بررسی‌ها بسیار کم است.

در این منطقه اطلاعات ساختاری پایه هنوز وجود ندارد و پرسش‌های زیادی مطرح است که از آن جمله می‌توان موارد زیر را مطرح کرد: سازوکار گسل‌های منطقه و به‌ویژه گسل بزرگ چهارطاق چیست؟ آیا همان‌گونه که در برخی نوشته‌ها دیده می‌شود، واقعاً گسل زندان سلیمان از فرادیواره گسل چهارطاق تا فرودیواره آن ادامه دارد و سازوکار این گسل چیست؟ و عملکرد گسل‌های چهارطاق و زندان سلیمان نسبت به هم چگونه است؟ سازوکار بالا آمدن مجموعه پی‌سنگی منطقه چیست؟

ولی به نظر می‌رسد که گسل چهارطاق نقش بسیار مهمی در بالا آمدن مجموعه پی‌سنگی این منطقه دارد. همچنین در فرادیواره گسل چهارطاق گسل‌های بسیار دیگری وجود دارند که ناشناخته هستند و برای تحلیل ساختاری منطقه شناسایی دقیق‌تر سازوکار آنها مهم است که از آن جمله گسل زندان سلیمان است. در این پژوهش تلاش شده است ساختار منطقه به‌طور دقیق مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرد و خطاهایی که در مورد سازوکار گسل‌ها و هندسه آنها وجود دارد، اصلاح شود و همچنین برخی ساختارها مانند گسل کاکا، گسل امیرآباد، گسل بلقیس، گسل شیخ‌لر، برخی گسل‌های عادی منطقه و ناودیس بزرگ دندی، برای اولین بار معرفی می‌شوند.

روش کار به این صورت است که ابتدا هندسه و سازوکار گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها با پیمایش میدانی و ثبت شواهد ساختاری برداشت، رابطه سامانه‌های گسلی موجود در منطقه تکاب بررسی و در پایان مدل ساختاری برای گستره مورد مطالعه ارائه شده است.

سرزمین‌های با سن پرکامبرین در ایران گسترش زیادی ندارند و شامل بخش‌های میانی ایران مرکزی در پیرامون ساغند (باباخانی و مجیدی، ۱۳۷۴؛ Ramezani and Tucker, 2003; Verdel et al., 2007)، پشت بادام (Haghipour, 1981)، چادپونی، بنه‌شورو و سرکوه (Kargaran et al., 2006; Haghipour, 1974)، تکاب (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۷؛ Hassanzadeh et al., 2008)، همتافت سورات (Ghasemi and Poorkermani, 2009; Jamshidibadr et al., 2013)، میانه و ارومیه (حاج‌علی‌اوغلی و موذن، ۱۳۹۲)، خوی (Azizi et al., 2011)، بیارجمند (Balaghieinalou et al., 2014)، منطقه چادگان اصفهان (Nutman et al., 2014)، گلپایگان (Moosavi et al., 2014) و برخی مناطق محدود دیگر است. قطعاً از دگرگونی‌های مربوط به پی‌سنگ پرکامبرین نیز در پهنه زاگرس توسط دیاپیرهای نمکی به سطح زمین آورده شده است (مطیعی، ۱۳۷۲؛ حاج‌علی‌اوغلی و موذن، ۱۳۹۲). دگرگونی‌های پی‌سنگ پرکامبرین ایران گوناگونی زیادی دارند و از درجه دگرگونی شدید تا ضعیف را دربر می‌گیرند؛ این سنگ‌ها شامل گنیس، آمفیبولیت، کوارتزیت، میکاشیست و اسلیت و دارای درجات بالای دگرگونی شامل میگماتیت، گرانیت و دیوریت آناتکسی هستند (Haghipour, 1974 and 1981).

ترافشارش راست‌بر در پهنه سندرچ- سیرجان در مناطق دیگری از این پهنه مطالعه و معرفی شده است؛ منطقه از نا (Mohajjel and Fergusson, 2000) منطقه باختر اصفهان (Babaahmadi et al., 2012) و منطقه خبر در جنوب خاور پهنه سندرچ- سیرجان (Shafei Bafti and Mohajjel, 2015).

وضعیت ساختاری منطقه تکاب مانند دیگر پدیده‌های زمین‌شناسی آن پیچیده است؛ به این صورت که بخش‌هایی از چهارگوش تکاب، ویژگی‌های زمین‌شناسی و ساختاری ایران مرکزی را نشان می‌دهند. در حالی که مناطقی از آن، ویژگی‌های زمین‌شناسی و ساختاری مشابه البرز و یا سندرچ- سیرجان را دارند. در این منطقه، ساختارهای قابل توجهی از فرازمین، فروزمین، ناپیوستگی، راندگی‌ها و فازهای کوهزایی، به‌ویژه فازهای کوهزایی آلی جوان را می‌توان دید (قربانی، ۱۳۸۱).

۲- چینه‌شناسی

واحدهای چینه‌شناسی مختلفی در این گستره رخمون دارند (شکل ۱) که کهن‌ترین آنها واحدهای پی‌سنگی و دگرگونی نئوپروتوزویک-کامبرین است و از واحدهای پالئوزویک تنها رخمون کوچکی از پرمین در فرادیواره گسل ماهنشان دیده می‌شود، در محدوده مورد مطالعه هیچ رخمونی از مزوزویک دیده نمی‌شود؛ اگر چه خارج از این محدوده در بخش‌هایی آهک‌های ژوراسیک و کرتاسه گزارش شده‌اند. در این منطقه واحدهای الیگوسن و میوسن که معادل سازند سرخ زیرین، قم و سازند سرخ بالایی هستند گسترش زیادی دارند و به‌صورت ناپیوسته روی پی‌سنگ دگرگونی قرار می‌گیرند.

کهن‌ترین واحد رخمون یافته در این منطقه سنگ‌های دگرگونی هستند که با روند شمال باختری- جنوب خاوری گسترش قابل توجهی در منطقه دارند (شکل ۱) و شامل شیست، گنیس، آمفیولیت، سرپانتینیت و سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی دگرگون شده و سنگ‌های آهکی کریستالیزه، دولومیت و مرمر است که این سنگ‌های دولومیتی و دولومیت‌های متبلور را (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۷) واحد جانگوتاران نامیده‌اند.

بر پایه مطالعات سن‌سنجی صورت گرفته به روش اورانیم/سرب، از زیرکن توده‌های گرانیتی دگرگون شده و ارتوگنیس‌های منطقه سن ۵۶۸ تا ۵۴۸ میلیون سال پیش به دست آمده است (Hassanzadeh et al., 2008) و نیز بر پایه تعیین سن فسفیل‌شناسی واحدهای رسوبی پالئوزویک زیرین که روی سنگ‌های دگرگونی قرار دارند (Hamdi, 1995; Horton et al., 2008) سن آنها کهن‌تر از کامبرین بیان شده است.

دگرگونی سنگ‌های متابازیک در این همتافت از رخساره شیست سبز تا رخساره گرانولیت متغیر است (Moazzen et al., 2009) در این ناحیه متاپریدوتیت (اسپینل هارزبورژیت و دونیت) و سرپانتینیت به‌صورت میان‌لایه‌ای و قطعات کوچک همراه کالک‌شیست‌ها، گرانولیت‌ها و آمفیولیت‌ها دیده می‌شود (Hajialioghli et al., 2007)، ولی متاسفانه مطالعات دقیقی در مورد افیولیت بودن این پریدوتیت‌ها انجام نشده است. با این حال حضور متاپلایت، گنیس و پریدوتیت‌ها توسط (Hajialioghli et al., 2007) و Saki (2010) به عنوان باقیمانده پروتوتیتیس در نظر گرفته شده‌اند (Shafaii Moghadam and Stern, 2014).

نهشته‌های پرمین در این منطقه شامل سازند روته است که در فرادیواره گسل ماهنشان رخمون دارد؛ این سازند در بخش زیرین شامل آهک‌های فسفیل دار است و در بخش بالایی دولومیتی می‌شود (لطفی، ۱۳۸۰).

رسوبات با سن سنوزویک با نهشته‌های الیگوسن شروع می‌شود که این واحد شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگی است که قطعات آن بیشتر از پی‌سنگ دگرگونی است و در آن قطعاتی از گرانیت دوران هم دیده می‌شود؛ این واحد معادل سازند سرخ زیرین است. نهشته‌های با سن الیگومیوسن گسترش زیادی در منطقه دارد، گوناگونی سنگ‌شناختی زیادی در آن دیده می‌شود و شامل گدازه‌های آتشفشانی، توف، آگلومرا، آندزیت، آهک‌های ریفی فسفیل دار، مارن و ماسه‌سنگ و در برخی مناطق سنگ‌های ریولیتی تا داسیتی است. این واحد معادل سازند قم است. سن‌های مطلق نیز از این واحد وجود دارد. برای نمونه زیرکن موجود در ریوداسیت‌های جریان‌های ایگنمبریتی در این واحد، سن ۱۸/۴ میلیون سال پیش را نشان می‌دهند که مربوط به میوسن پیشین است (Daliran et al., 2013).

تناوبی از مارن و ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگ در منطقه وجود دارد که معادل سازند سرخ بالایی است و با توجه به موقعیت چینه‌شناسی، سن آن را می‌توان میوسن پسین در نظر گرفت. رسوبات با سن پلیوسن شامل رسوبات کنگلومرای پلی‌ژنیک با سیمان رسی است؛ این کنگلومرا سست است و سیمان ضعیفی دارد. گسترش این واحد در سه منطقه محدود به فرودیواره گسل‌های بزرگ منطقه است. این واحد در فرودیواره گسل‌های ماهنشان، انگوران و چهارطاق گسترش دارد.

۳- گسل‌ها

امتداد گسل‌های بزرگ و اصلی منطقه تقریباً دارای آزمون ۱۶۰ است (گسل چهارطاق، گسل ماهنشان و گسل انگوران)، آزمون امتداد آنها با امتداد پهنه زاگرس که حدود ۱۳۰ است، ۳۰ درجه تفاوت دارد و امتداد این گسل‌ها تقریباً مشابه گسل‌های عرضی برشی بزرگ مانند گسل کازرون، گسل دنا و گسل دهشیر و گسل زفره است. در کوه بلقیس و در فاصله میان گسل‌های انگوران و چهارطاق گسل‌های راندگی با امتداد متفاوت دیده می‌شود که هندسه خمیده دارند، امتداد آنها به خاوری-باختری نزدیک است (گسل‌های قره‌ناز، لعل کان، جنوب معدن انگوران، امیرآباد و کاکا) و در میان آنها چین‌خوردگی‌هایی دیده می‌شود که محور آنها به موازات گسل‌هاست. به نظر می‌رسد که این مجموعه چین‌خورده-رانده در محل کوه بلقیس، ساختار فشاری (contractional structures) دارند که به دلیل حرکت راستالغز راست‌بُر، در فراگام (stepover) گسل‌های بزرگ منطقه شکل گرفته‌اند.

۳-۱. گسل چهارطاق

این گسل دارای امتداد شمال شمال باختر- جنوب جنوب خاوری و منطبق بر خطواره مغناطیسی F-449 در نقشه مغناطیس هوایی شاهین‌دژ با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (Yousefi and Friedberg, 1978) است (شکل ۲). اثر این گسل را می‌توان به سوی شمال باختر تا شمال باختری روستای تازه‌کند پیگیری کرد؛ در این منطقه شیب آن زیاد و تقریباً قائم است و پس از آن در زیر رسوبات جوان و تراورتن‌ها پوشیده می‌شود؛ به سوی جنوب خاوری شیب این گسل کاهش می‌یابد و در نزدیکی روستای چهارطاق به حدود ۶۰ درجه می‌رسد. در پایانه جنوب خاوری گسل چهارطاق امتداد آن تغییر می‌کند و خاوری-باختری می‌شود. البته این احتمال نیز وجود دارد که این بخش خاوری-باختری، یک گسل وارون در پایانه فشاری گسل چهارطاق باشد که در اثر حرکت راست‌بُر این گسل ایجاد شده است.

در مورد سازوکار و سوی شیب این گسل اختلاف نظر وجود دارد؛ برخی آن را یک گسل عادی (مدنی کیوی، ۱۳۷۹؛ Shafaii Moghadam et al., 2015)، برخی دیگر مانند Allen et al. (2011) آن را یک گسل راستالغز با جابه‌جایی راست‌بُر ۱۵ کیلومتری، ولی بیشتر افراد آن را راندگی (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۷؛ غضنفری، ۱۳۷۰؛ نواواجاری و حسینی، ۱۳۹۲؛ Saki, 2010) در نظر می‌گیرند. شواهد گردآوری شده در این پژوهش حرکت راست‌بُر وارون را برای آن مشخص می‌کند (شکل ۲).

۳-۲. گسل ماهنشان

این گسل با راستای شمال باختری دارای قطعات مختلفی است؛ گسل گونی، گسل مقالو و گسل کهرئز. گسل گونی یک گسل راندگی است که موجب راندگی مارن‌های میوسن، سازند کهر، آهک‌های روته و کنگلومرای الیگوسن روی نهشته‌های آبرفتی کواترنری شده است، گسل مقالو سبب رانده شدن مارن‌های میوسن روی واحد کواترنری، و گسل کهرئز موجب راندگی مارن‌های میوسن و گرانیت پورفیری سنوزویک روی نهشته‌های کواترنری شده است (لطفی، ۱۳۸۰؛ شیخ الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲).

از آنجا که این قطعات گسلی به هم پیوسته هستند و عملکرد یکسانی دارند، مجموعه آنها توسط احمدی ترکمانی و قاسمی (۱۳۹۳) به عنوان یک گسل واحد با نام گسل ماهنشان در نظر گرفته شده است. سازوکار گسل ماهنشان، راندگی بوده و موجب راندگی سازند کهر روی نهشته‌های آبرفتی پلیوسن-کواترنری شده است (احمدی ترکمانی و قاسمی، ۱۳۹۳).

۳-۳. گسل انگوران

این گسل با راستای شمال باختری در شمال روستای انگوران قرار دارد. نیمه جنوب خاوری این گسل منطبق بر خطواره مغناطیسی F-466 در نقشه مغناطیس هوایی شاهین‌دژ با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (Yousefi and Friedberg, 1978) است. شیب این گسل به سوی شمال خاوری است و سنگ‌های مجموعه پی‌سنگی در فرادیواره این گسل رخمون یافته‌اند. این گسل در پوسته زیرین تا حدود ۲۱ کیلومتری پوسته نفوذ

گسل زندان سلیمان خاوری- باختری است که در نوشته‌های پیشین بیان شده است. بنابراین شاید بهتر باشد در فرادیواره گسل چهارطاق از نام دیگری برای این گسل استفاده شود که آن را می‌توان گسل جنوب معدن انگوران نامید.

در مورد سازوکار این گسل نیز اظهارنظرهایی وجود دارد؛ برای نمونه Daliran et al. (2013) با توجه به شواهد راندگی این گسل در فرادیواره گسل چهارطاق، در نیمرخ ساختاری خودشان گسل زندان سلیمان را به صورت راندگی نشان داده‌اند ولی به دلیل اینکه در فرودیواره گسل چهارطاق در امتداد آن چشمه‌های فعال و بازشدگی دیده شده است در متن مقاله آن را یک گسل کششی دانسته‌اند که در راستای آن چشمه‌های آب گرم فعال وجود دارد. در بررسی این گسل در شمال روستای امیرآباد حرکت وارون این گسل و راندگی مجموعه دگرگونی پی‌سنگی روی واحد توف الیگومیوسن کاملاً نمایان است و در این منطقه می‌توان ناودیس فرودیواره حاصل از حرکت راندگی این گسل را دید (شکل ۵).

۳-۷. گسل امیرآباد

در مجاورت جاده دندی- تکاب و تقریباً به موازات جاده، در شمال روستای امیرآباد می‌توان راندگی دولومیت‌های جانگوتاران که مربوط به پی‌سنگ منطقه هستند را روی آندزیت‌های صورتی- بنفش و توف‌های سبز رنگ الیگومیوسن دید (شکل ۶). این گسل دارای امتداد خاوری- باختری است و شیب آن در آبراهه شمال روستای امیرآباد ۳۰ درجه به سوی شمال است، ولی به نظر می‌رسد به سوی خاور در جنوب معدن انگوران شیب آن کمتر از ۳۰ درجه است و در فرادیواره آن دولومیت‌های جانگوتاران چین خورده‌اند.

در فرودیواره گسل امیرآباد بلوک‌های بزرگی از دولومیت و آهک جانگوتاران وجود دارد که به صورت نابرجا روی توف‌های الیگومیوسن قرار گرفته‌اند. در پیرامون روستای امیرآباد و در اطراف جاده، این بلوک‌ها فراوانند و حتی به نظر می‌رسد روستای امیرآباد روی یکی از این بلوک‌هاست، احتمالاً در اثر راندگی گسل امیرآباد این بلوک‌ها از پیشانی گسل راندگی به پایین افتاده‌اند.

۳-۸. گسل کاکا

این گسل در شمال روستای کاکا دیده می‌شود؛ امتداد آن خاور جنوب خاوری- باختری شمال باختری است. در شمال باختری روستای کاکا یک واحد توف داسیتی روشن رنگ دیده می‌شود که گسل آن را قطع کرده است و در امتداد گسل کاکا ادامه دارد و به نظر می‌رسد به دلیل مقاومت کم، تمرکز کرنش در امتداد این لایه رخ داده است. گسل کاکا موجب راندگی هیالوآندزیت‌های پورفیری و در بخش‌هایی سنگ‌های آتشفشانی برشی الیگومیوسن روی مارن و شیل‌های سبز رنگ الیگومیوسن شده است. این گسل در خاور روستای کاکا موجب جابه‌جایی در واحد پی‌سنگ دگرگونی منطقه شده است (شکل ۱)، به نظر می‌رسد این گسل به سوی خاور مقداری مؤلفه راستالغز راست‌بُرد نیز دارد.

گسل کاکا به سوی خاور در واحد الیگومیوسن دیده نمی‌شود؛ ولی به سوی باختر به خوبی تا گسل راستالغز راست‌بُرد بلقیس ادامه دارد و توسط این گسل جابه‌جایی راست‌بُرد در آن ایجاد شده است. در محل روستای کاکا نیز تحت تأثیر یک گسل امتدادلغز راست‌بُرد دیگر جابه‌جا شده است (شکل ۷). شیب این گسل در جاهای مختلف کمی متغیر است و میان ۳۰ تا ۴۵ درجه به سوی شمال است. در برخی بخش‌ها مقدار شیب افقی نیز می‌شود.

۳-۹. گسل شیخ‌لر

در خاور روستای شیخ‌لر که در مسیر دندی- انگوران قرار دارد یک گسل وارون دارای شیب ۵۰ درجه به سوی آزیموت ۲۶۵ درون توف‌برش‌های سبزرنگ الیگومیوسن دیده می‌شود (شکل ۸).

امتداد گسل شیخ‌لر متفاوت از دیگر گسل‌های منطقه است و جابه‌جایی زیادی ندارد، این گسل به سطح نمی‌رسد و توسط مجموعه‌ای از توف‌برش‌های بهم ریخته و برشی پوشیده شده است. تشکیل آن احتمالاً در ارتباط با بالا آمدن پی‌سنگ دگرگونی در بخش باختری و شکل‌گیری ناودیس دندی است.

و همه توالی فانروزویک و بخشی از پی‌سنگ پرکامبرین در پوسته زیرین را دچار راندگی می‌کند و از یک پهنه برش نرم در ژرفا سرچشمه می‌گیرد (احمدی ترکمانی و قاسمی، ۱۳۹۳). شواهدی در نهشته‌های پیرامون این گسل وجود دارد که نشان می‌دهد این گسل از الیگوسن به این سو فعال بوده است (احمدی ترکمانی و قاسمی، ۱۳۹۳). صفحه این گسل در ۴ کیلومتری جنوب خاوری روستای آفکند دارای شیب ۵۵ درجه به سوی ۰۶۰ است.

تاق‌دیس انگوران در فرادیواره گسل انگوران قرار دارد و یال باختری آن توسط گسل انگوران بریده شده است. در محل پایانه جنوب خاوری گسل انگوران محور این تاق‌دیس خمیده و خاوری- باختری می‌شود (شکل ۱). احتمالاً این خمش به دلیل وجود حرکت راستالغز راست‌بُرد این گسل است؛ بنابراین سازوکار گسل انگوران راندگی با مؤلفه راستالغز راست‌بُرد در نظر گرفته می‌شود.

۳-۴. گسل قره‌ناز

این گسل امتدادی متغیر و پایانه جنوب خاوری آن امتداد شمال باختری دارد؛ ولی به سوی شمال باختر چرخیده و خاوری- باختری می‌شود؛ در نزدیکی گسل چهارطاق نیز تغییراتی در امتداد آن دیده می‌شود و تحت تأثیر حرکات راستالغز راست‌بُرد گسل چهارطاق در آن خمش‌هایی ایجاد شده است.

در محل روستای قره‌ناز و قوزلو که در بخش میانی این گسل قرار دارند، در اثر این گسل، می‌توان راندگی شیب‌های پی‌سنگ دگرگونی را روی سنگ‌های آتشفشانی دگرسان و توف‌های الیگومیوسن دید. همچنین به سوی پایانه جنوب خاوری آن در جنوب خاور روستای آق‌بلاغ سردار به خوبی راندگی نهشته‌های الیگومیوسن روی رسوبات ماسه‌سنگی و مارن‌های سرخ رنگ میوسن در اثر این گسل دیده می‌شود (شکل ۳).

در جنوب خاوری روستای قره‌ناز در فرودیواره گسل قره‌ناز، چین‌های برشی (shear fold) دیده می‌شوند (شکل ۴) که میل محور آنها به سوی خاور است و تشکیل این چین‌ها به دلیل خمش چپ پله‌ای است که در این بخش در مسیر گسل قره‌ناز وجود دارد، این چین خوردگی‌ها نشان می‌دهند که این گسل راندگی، مؤلفه امتداد لغز راست‌بُرد نیز دارد، البته به نظر می‌رسد به سوی شمال باختر که امتداد این گسل خاوری- باختری می‌شود مؤلفه امتدادلغز آن کاهش می‌یابد و بیشتر به صورت راندگی رفتار می‌کند.

۳-۵. گسل لعل‌کان

این گسل تقریباً دارای امتداد خاوری- باختری است و به سوی گسل چهارطاق تحت تأثیر حرکات گسلی راستالغز راست‌بُرد، جابه‌جایی و خمش‌هایی در آن ایجاد شده است. این گسل در بخش خاوری موجب راندگی واحد دگرگونی پی‌سنگی روی واحد الیگومیوسن شده است و به سوی باختر در واحد دگرگونی پی‌سنگی موجب راندگی بخش‌های گنیسی کهن روی واحد سیستی جوان‌تر شده است (شکل ۱). بلندترین قله منطقه که قله کوه بلقیس است در فرادیواره این راندگی قرار دارد. به سوی باختر تحت تأثیر گسل راستالغز راست‌بُرد بلقیس که موازی با گسل چهارطاق است، جابه‌جایی راست‌بُرد در این گسل رخ داده است.

۳-۶. گسل زندان سلیمان (جنوب معدن انگوران)

تاکنون در همه نوشته‌هایی که در مورد این منطقه وجود دارد بر پایه باباخانی و قلمقاش (۱۳۷۷) گسل زندان سلیمان را به عنوان یک گسل خاوری- باختری بزرگ در نظر می‌گیرند که در فرودیواره گسل چهارطاق ادامه دارد و شاید دلیل آن وجود چشمه‌های تراورتن‌ساز بزرگ در امتداد این گسل در فرودیواره گسل چهارطاق باشد، که آن را تا فرودیواره گسل در نظر گرفته‌اند، ولی در بررسی‌های انجام شده در این منطقه مشخص می‌کند که این گسل به سوی باختر تحت تأثیر گسل امتداد لغز راست‌بُرد بلقیس، جابه‌جا شده است و امتداد آن تغییر می‌کند و آن را نمی‌توان به سوی باختر در فرودیواره گسل چهارطاق ادامه داد و با گسل ایجاد کننده چشمه‌های تراورتن‌ساز فرودیواره چهارطاق یکی دانست. همچنین اگر با بررسی دقیق‌تر امتداد چشمه‌های بزرگ تراورتن‌ساز در فرودیواره گسل چهارطاق مشخص می‌شود که این چشمه‌ها در یک امتداد شمال باختری- جنوب خاوری قرار گرفته‌اند که متفاوت از

۳-۱۰. گسل بلقیس

در فاصله حدود ۴ کیلومتری خاور گسل چهارطاق یک گسل امتداد لغز راست‌بر با امتداد شمال شمال باختر - جنوب جنوب خاور و تقریباً موازی با گسل چهارطاق دیده می‌شود، البته در کوه گورگور امتداد آن کمی متفاوت از چهارطاق است. این گسل از جنوب باختر آلاگین شروع می‌شود و پس از عبور از زیر قله بلقیس می‌توان آن را تا شمال فراولخانه پیگیری کرد و پس از آن به سوی جنوب وارد کوه گورگور می‌شود.

این گسل دارای حرکت راستالغز راست‌بر است و موجب جابه‌جایی راست‌بر در گسل‌های لعل‌کان، جنوب انگوران و کاکا شده است و احتمالاً در خمش گسل قره‌ناز نیز مؤثر است. بلندترین قله منطقه که قله کوه بلقیس است در محل تقاطع این گسل با گسل لعل‌کان ایجاد شده است و حرکت راست‌بر این گسل به همراه حرکت راندگی گسل لعل‌کان در شکل‌گیری این بلندی مؤثر است.

۳-۱۱. گسل‌های عادی

در برداشت‌های موجود پیش از این بررسی احمدی ترکمانی و قاسمی (۱۳۹۳) آثار دست کم یک رویداد گسلش عادی را در نهشته‌های سازندهای سرخ زیرین، قم و سرخ بالایی گزارش کرده‌اند و اندازه‌گیری‌های آنها کشش در راستای آزیموت ۱۹۷ را نشان می‌دهد. در این پژوهش نیز گسل‌های عادی در منطقه دیده شد که بیشتر در جنوب باختر و باختر ماهنشان وجود دارند.

در جاده ماهنشان به سوی دندی در جنوب خاور روستای سهندآباد به خوبی عملکرد گسل عادی با شیب ۷۰ درجه به سوی آزیموت ۰۱۰ دیده می‌شود. این گسل موجب ایجاد جابه‌جایی عادی در آهک‌های فسیل‌دار الیگومیوسن شده است. که البته در فرادویاره این گسل در توف‌های سبز جوان‌تر راندگی‌هایی نیز دیده می‌شود. این احتمال وجود دارد که این گسل‌های عادی، به دلیل بالا آمدن پی‌سنگ و یا در اثر نیروی ثقل در این واحد ایجاد شده باشد که در فازهای فشاری بعدی در آنها گسل‌های راندگی تشکیل شده‌اند (شکل ۹).

در بلندی‌های باختر ماهنشان، کنار جاده ماهنشان - آقکند، در واحد کنگلومرای سرخ رنگ الیگوسن گسل‌های عادی بسیاری دیده می‌شود که این گسل‌ها به صورت متقاطع و یک دسته از آنها تقریباً دارای شیب ۷۰ درجه به سوی آزیموت ۱۱۰ و دسته دیگر تقریباً دارای شیب ۸۰ درجه به سوی آزیموت ۲۹۰ هستند و امتداد آنها متفاوت از گسل عادی دیده شده در جنوب خاور سهندآباد است. این گسل‌های عادی کشش شمال باختری - جنوب خاوری را در منطقه نشان می‌دهند و به نظر می‌رسد که در این منطقه واحد آهکی الیگومیوسن را قطع نکرده‌اند (شکل ۱۰)؛ بنابراین کشش مربوط به پس از الیگوسن و پیش از نهشته شدن آهک‌های الیگومیوسن معادل سازند قم را در منطقه نشان می‌دهند.

در آبراه بزرگ شمال روستای آقکند در فرادویاره گسل انگوران، درون گرانودیوریت‌های میلونیایی نیز گسل‌های عادی دیده می‌شود. این گسل‌ها در جهات مختلفی در این مجموعه قرار دارند.

گسل‌های عادی منطقه در جهات مختلف و در سازندهایی با سن مختلف دیده شده‌اند. بنابراین در مورد شکل‌گیری گسل‌های عادی در منطقه می‌توان چند عامل را در نظر گرفت؛ ممکن است برخی از آنها مرتبط با فاز کششی گفته شده توسط Stockli et al. (2004) در اوایل میوسن باشند. همچنین به دلیل اینکه همه گسل‌های عادی دیده شده در این منطقه، در فرادویاره گسل انگوران و در پایانه شمال باختری این گسل دیده می‌شوند، ممکن است شکل‌گیری برخی از آنها به دلیل حرکت راست‌بر گسل انگوران و ایجاد کشش در این پایانه باشد و با توجه به بالا آمدگی زیاد مجموعه پی‌سنگی منطقه، احتمال ثقلی بودن برخی از آنها نیز وجود دارد.

۴- چین خوردگی

با توجه به روند محور چین‌های موجود در منطقه، سه نوع چین خوردگی در گستره مورد مطالعه وجود دارد (شکل ۱). دسته اول چین خوردگی‌های با امتداد

باختر شمال باختری - خاور جنوب خاوری است که این چین‌ها در واحد پی‌سنگی دگرگون منطقه وجود دارند و بیشتر در سنگ‌های کهن برون زده در فرادویاره گسل چهارطاق دیده می‌شوند. همچنین در فرادویاره این گسل، در منطقه زرشوران که رخنمون‌هایی از پی‌سنگ وجود دارد چین‌های با این راستا وجود دارند. دسته دوم چین خوردگی‌هایی هستند که امتداد محور آنها به شمالی - جنوبی نزدیک است که بیشتر در پیرامون گسل ماهنشان و در فرادویاره گسل چهارطاق در شمال شهر تکاب در واحد ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگ میوسن دیده می‌شوند؛ با توجه به راستای آنها که به موازات گسل‌های بزرگ منطقه است به نظر می‌رسد این چین خوردگی‌ها با گسلش شمالی - جنوبی ارتباط زایشی دارند. دسته سوم چین‌هایی هستند که محور آنها دارای امتداد شمال شمال خاوری - جنوب جنوب باختری است که با توجه به ساختار منطقه روند آنها نامتعارف به نظر می‌رسد. مانند ناودیس باز دندی. به وجود آمدن آنها به نظر می‌رسد به دلیل تغییر شکل در پی‌سنگ دگرگونی و بالا آمدن آن در زیر پوشش رسوبی سنوزویک باشد. زیرا رخنمون دگرگونی‌ها در شمال باختر و جنوب خاور این ناودیس دیده می‌شود که به صورت فعال تحت تأثیر گسل‌های راندگی در حال بالا آمدن هستند. شیب لایه‌بندی در رسوبات سنوزویک در محل شهر دندی تقریباً افقی است و با نزدیک شدن به واحدهای دگرگونی در شمال باختر و جنوب خاور، شیب افزایش می‌یابد.

۵- ترافشارش شیب دار و تقسیم‌شدگی کرنش

ترافشارش و تراکشش (Harland, 1971) به صورت گسترده‌ای در تغییر شکل سنگ‌کره زمین رخ می‌دهد. در بیشتر موارد راستای همگرایی میان صفحات عمود بر مرز آنها نیست و در این موارد ترافشارش شکل می‌گیرد (Dewey et al., 1998). دگرشکلی در پهنه‌های ترافشارشی ناشی از تأثیر همزمان مؤلفه برشی ساده موازی با پهنه برش و مؤلفه کوتاه‌شدگی عمود بر پهنه برش است (Fossen and Tikoff, 1998). وقتی که مرز پهنه ترافشارش به صورت شیب‌دار باشد آن را ترافشارش شیب‌دار (Inclined transpression) می‌گویند (Jones et al., 2004). تقسیم‌شدگی کرنش (Strain partitioning) در پهنه‌های ترافشارشی و تراکشی معمول است و در هر دو مورد ممکن است در اثر شکل‌گیری یک گسل راستالغز یا یک پهنه برشی در عرض پهنه دگرشکلی فعال، تقسیم‌شدگی کرنش رخ دهد (Teyssier et al., 1995; Jones and Tanner, 1995; Sanderson and Marchini, 1984).

منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر همگرایی مایل میان صفحات قاره‌ای اوراسیا و عربی است. از آنجا که این همگرایی عمود بر گسل‌های اصلی و بنیادین منطقه نیست، موجب شکل‌گیری پهنه ترافشارشی شده است. همان‌گونه که تحلیل ساختاری گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد و با توجه به توضیحات بالا، گسل راستالغز راست‌بر بلقیس و گسل‌های راستالغز دیگر، سبب تقسیم‌شدگی کرنش در پهنه دگرشکلی فعال منطقه شده‌اند، از آنجا که این گسل‌ها موجب جابه‌جایی گسل‌های راندگی منطقه شده‌اند احتمالاً تا پیش از تشکیل این گسل‌ها منطقه تحت تأثیر ترافشارش شیب‌دار همگن بوده و در ادامه دگرشکلی بیشتر در منطقه موجب شکل‌گیری گسل‌های راستالغز شده و تقسیم‌شدگی کرنش رخ داده است. به نظر می‌رسد چین خوردگی‌هایی که به موازات گسل چهارطاق و مرز پهنه ترافشارش هستند، پس از تقسیم‌شدگی کرنش در منطقه ایجاد شده‌اند؛ زیرا تا زمانی که کرنش همگن است، محور چین خوردگی‌ها با مرز پهنه ترافشارش موازی نیست ولی پس از تقسیم‌شدگی کرنش، مؤلفه فشاری که عمود بر مرز پهنه ترافشارش است، چین خوردگی‌هایی به موازات مرز پهنه ترافشارش به وجود می‌آورد. این مراحل را در مدل شکل ۱۱ می‌توان به صورت ساده شده نشان داد.

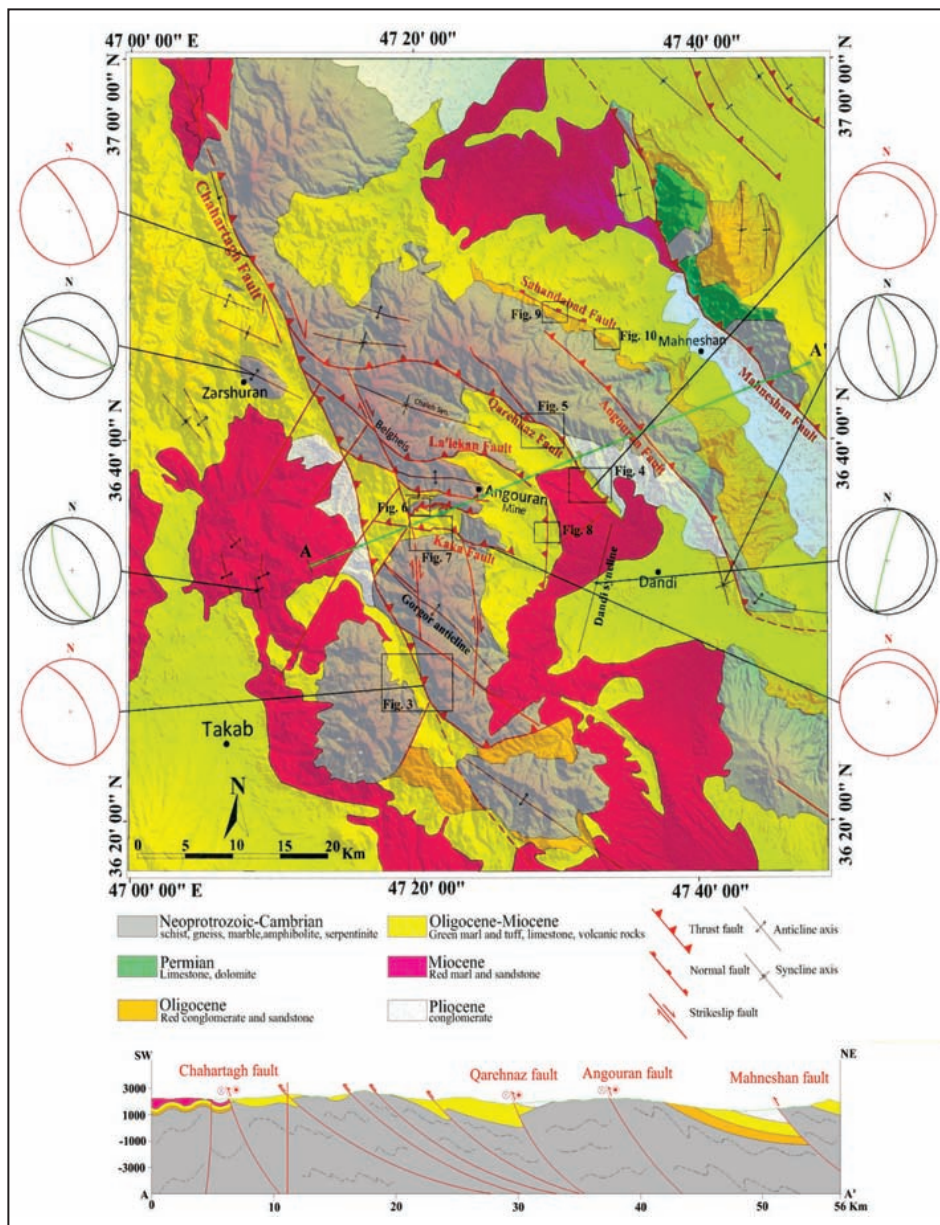
۶- نتیجه‌گیری

گسل‌های ماهنشان و انگوران در شمال خاور منطقه و گسل چهارطاق در جنوب باختر منطقه از گسل‌های اصلی و بنیادین هستند؛ ولی با توجه به ساختار منطقه (شکل ۱) به

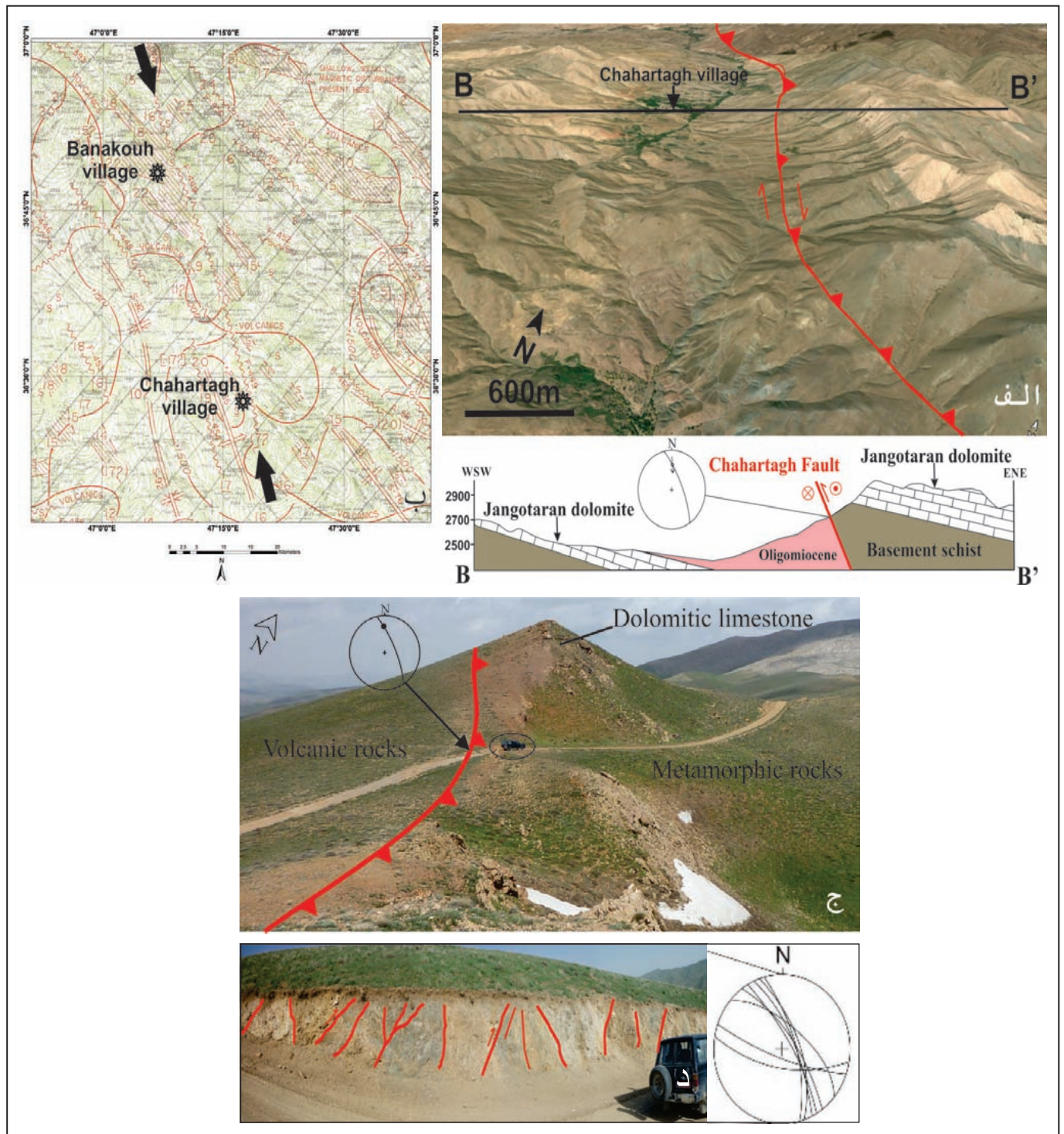
تمرکز زمین لرزه‌ها در یک راستای شمال خاوری - جنوب باختری احتمالاً در ارتباط با حرکت ترافشارش راست‌بُر در گسل‌های بنیادین اصلی و فشارش در راستای شمال خاوری در فراگام (step over) این گسل‌های بزرگ است. واحد الیگومیوسن گسترش قابل توجهی در منطقه دارد و مرز آن با واحد پی‌سنگی در مواردی گسلی و در جاهایی که گسلی نیست به صورت ناپیوسته است. نکته قابل توجه این است که در همه گستره مورد مطالعه شیب لایه‌بندی در این واحد و واحدهای جوان‌تر با دور شدن از پی‌سنگ دگرگونی کاهش می‌یابد. تقریباً در همه منطقه هنگامی که به پی‌سنگ دگرگونی منطقه نزدیک می‌شویم شیب لایه‌های سنوزویک به صورت ناگهانی افزایش می‌یابد. همچنین شکل‌گیری ناودیس دندی و گسل شیخ‌لر با روند متفاوت، نشان می‌دهد که تمرکز تغییر شکل در واحد پی‌سنگی منطقه است. واحد دگرگونی منطقه تحت تأثیر گسلش و چین‌خوردگی به صورت فعال در حال بالا آمدن است و به نظر می‌رسد تغییر شکل در واحدهای سنوزویک منطقه از تغییر شکل در واحد پی‌سنگی پیروی می‌کند، بنابراین منطقه تحت تأثیر دگرشکلی ستیریوست thick-skin است.

نظر می‌رسد در شمال خاور، گسل انگوران نسبت به گسل ماهنشان اهمیت بیشتری در دگرشکلی منطقه دارد و همان‌گونه که احمدی ترکمانی و قاسمی (۱۳۹۳) اشاره می‌کنند این گسل از ژرفای بیشتری سرچشمه گرفته است و جابه‌جایی بیشتری دارد. در فاصله میان گسل‌های انگوران و چهارطاق یک سامانه چین‌خورده - رانده شکل گرفته است که شکل‌گیری آن در ارتباط با زمین‌ساخت ترافشارش راست‌بُر حاکم میان این گسل‌های بنیادین است.

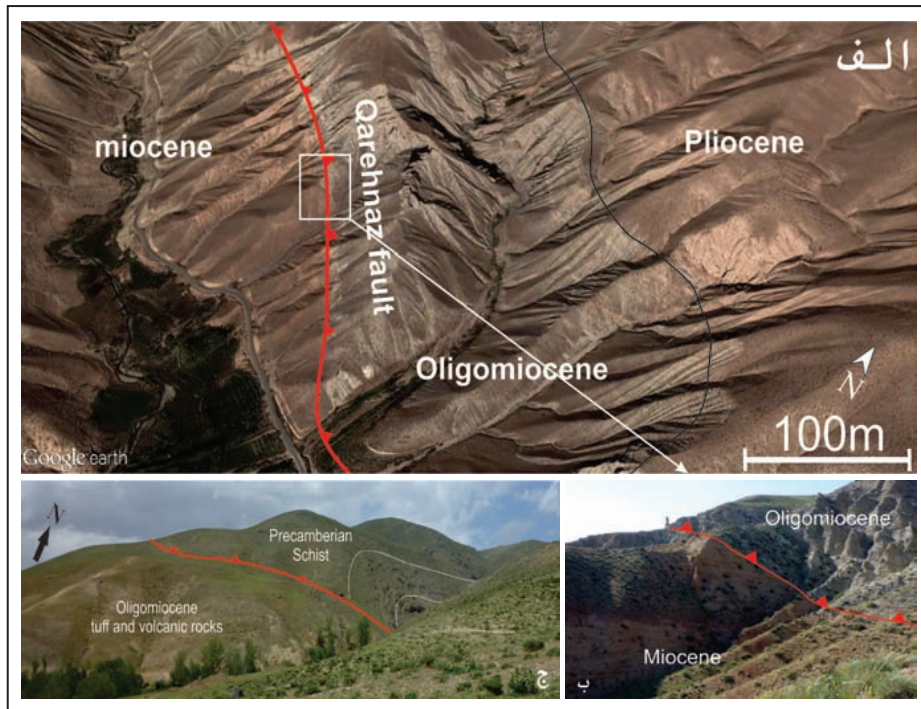
اگر چه بزرگی زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه کمتر از ۳ ریشتر است؛ ولی این شواهد لرزه‌ای نشان از فعال بودن منطقه دارد (شکل ۱۲) و نیز نشان می‌دهد که تمرکز زمین‌لرزه‌ها بیشتر در میان گسل‌های ماهنشان و چهارطاق است؛ به سوی شمال خاور در فرادیواره گسل ماهنشان و به سوی جنوب باختر در فرادیواره گسل چهارطاق به‌طور کاملاً مشخصی کاهش لرزه‌خیزی دیده می‌شود. تمرکز زمین‌لرزه‌ها در مناطق پی‌سنگی و به ویژه در محلی که پی‌سنگ روی نهشته‌های الیگومیوسن و جوان‌تر رانده شده، بیشتر است. در پیرامون گسل‌های انگوران، قره‌ناز، لعل‌کان و جنوب انگوران تمرکز زمین‌لرزه‌ها نمایان است.



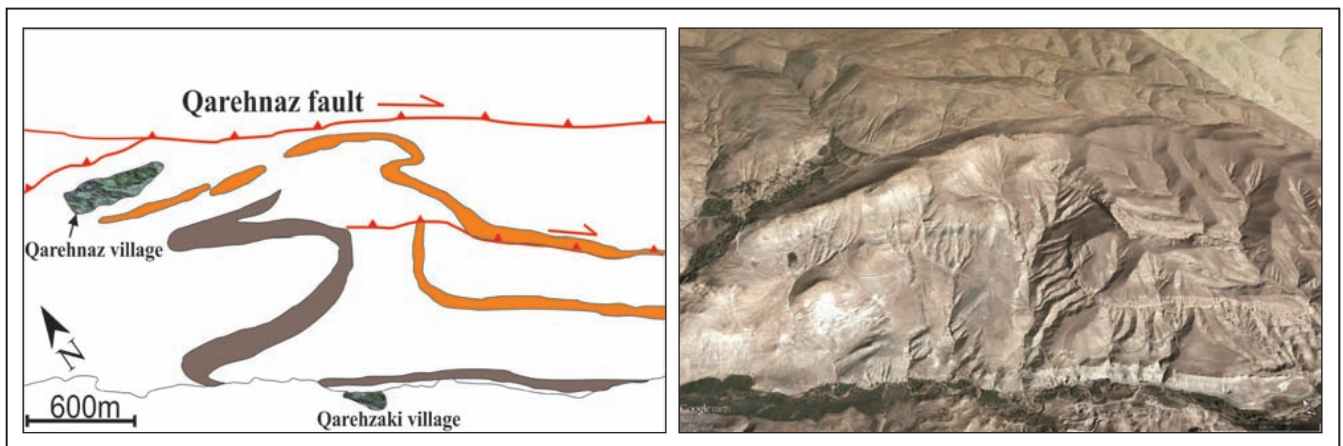
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه. بر پایه نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۷)، تکاب (فندی و حریری، ۱۳۷۹)، ماهنشان (لطفی، ۱۳۸۰)، یاسوکنند (فندی و سیاره، ۱۳۸۳)، برداشت‌های میدانی و مطالعات دورسنجی. همچنین نیمرخ ساختاری در مسیر مشخص شده روی نقشه و استریوت پ برخی ساختارها روی آن نشان داده شده است.



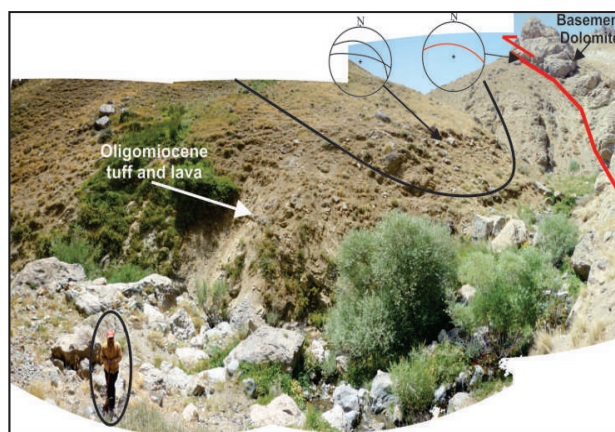
شکل ۲- الف) تصویر مایل Google earth از محل روستای چهارطاق و نیمرخ ساختاری در امتداد BB' که عملکرد گسل چهارطاق در جابه‌جایی واحد جانگوتاران را به خوبی نشان می‌دهد. همچنین هندسه رخنمون گسل نسبت به توپوگرافی، شیب صفحه گسل به سوی شمال خاور را به خوبی نشان می‌دهد؛ ب) نقشه مغناطیس هوایی شاهین‌دژ با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (Yousefi and Friedberg, 1978) که خطواره مغناطیسی F-449 روی آن مشخص شده است که منطقه بر گسل چهارطاق است؛ ج) گسل چهارطاق در شمال خاور روستای بناکوه که مجموعه جانگوتاران و دیگر گونی‌ها را در کنار سنگ‌های آتشفشانی الگومیوسن قرار داده است؛ د) پهنه گسلی چهارطاق در جنوب خاوری روستای چهارطاق که مجموعه‌ای به هم ریخته از برش گسلی همراه با گسل‌های بسیار است که برخی از این گسل‌ها روی تصویر نشان داده شده‌اند.



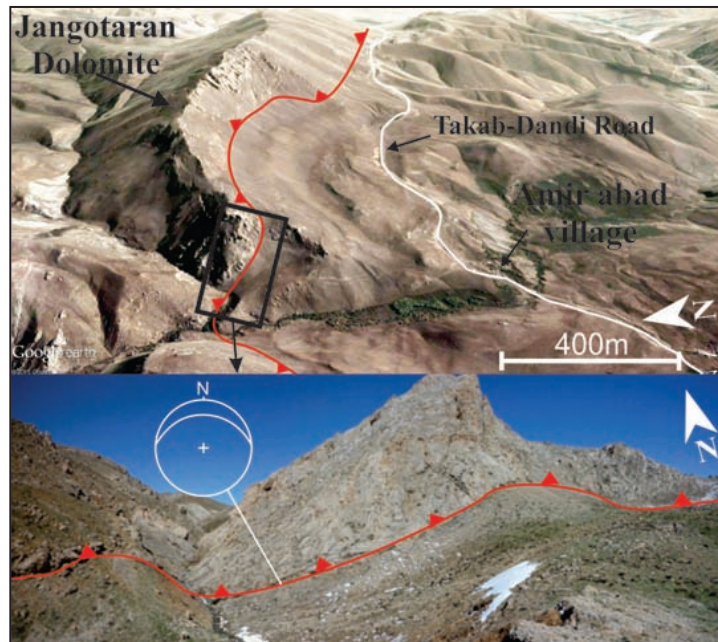
شکل ۳- الف) گسل قره‌ناز و راندگی رسوبات الیگومیوسن روی ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگ میوسن در تصویر Google earth منطقه؛
 ب) نمایی نزدیک از گسل قره‌ناز روی زمین؛ ج) تاق‌دیس فرادیواره در واحد دگرگونی حاصل مؤلفه راندگی گسل قره‌ناز، در شمال
 خاور روستای قره‌ناز.



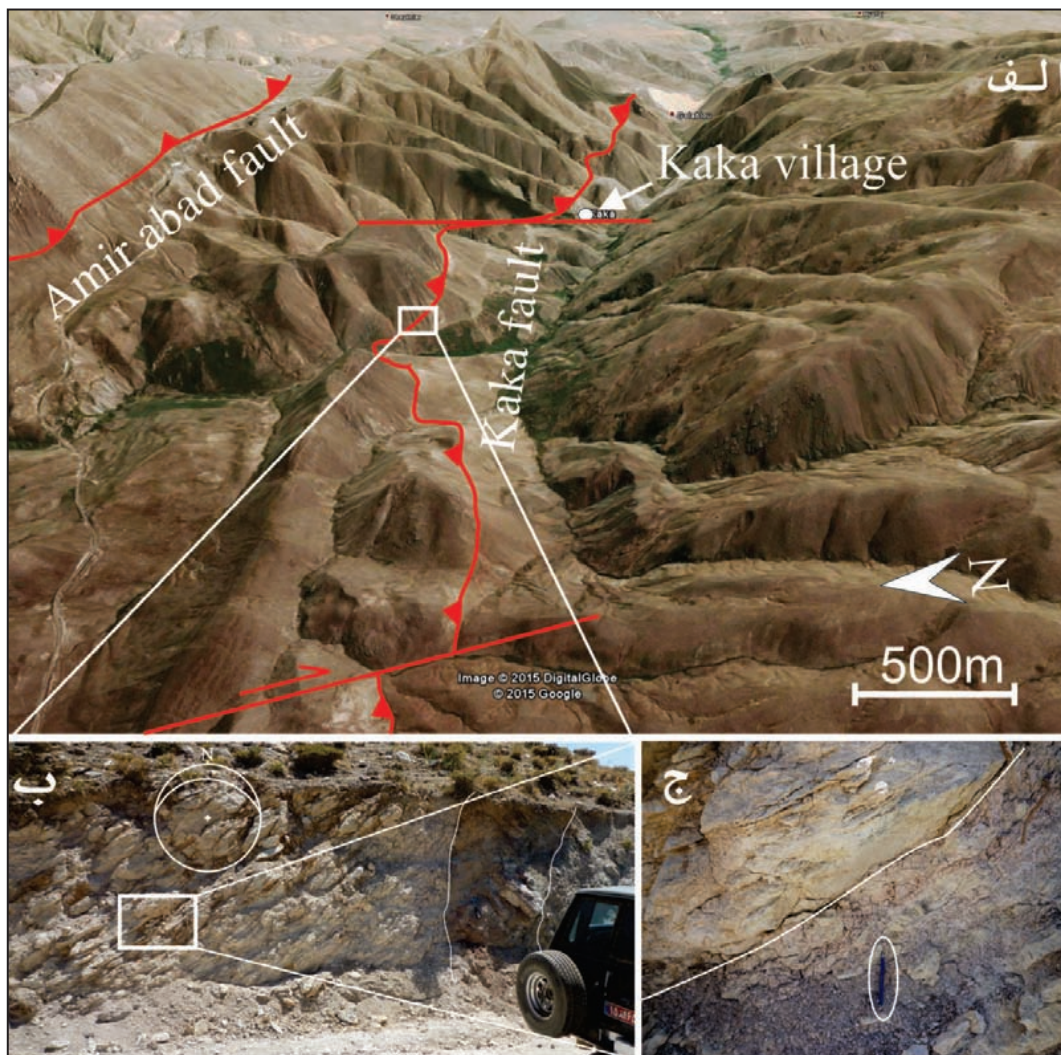
شکل ۴- چین‌های برشی در فرودیواره گسل قره‌ناز در اثر حرکت راندگی راست‌بُر این گسل.



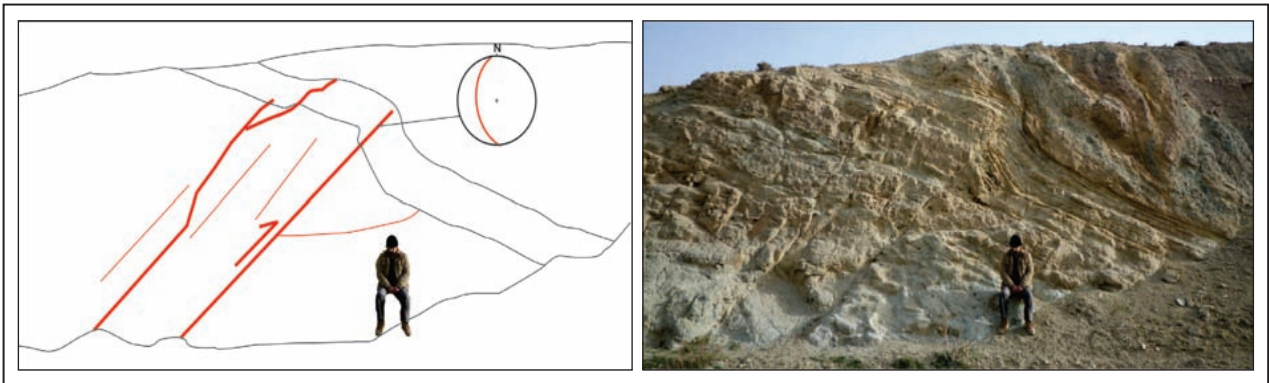
شکل ۵- گسل جنوب معدن انگوران که سبب راندگی دولومیت‌های جانگوتاران روی
 توف‌های الیگومیوسن شده است، همچنین در اثر این راندگی یک ناودیس برگشته در
 فرودیواره گسل ایجاد شده است که به صورت نمادین این ناودیس روی تصویر نشان داده
 شده است.



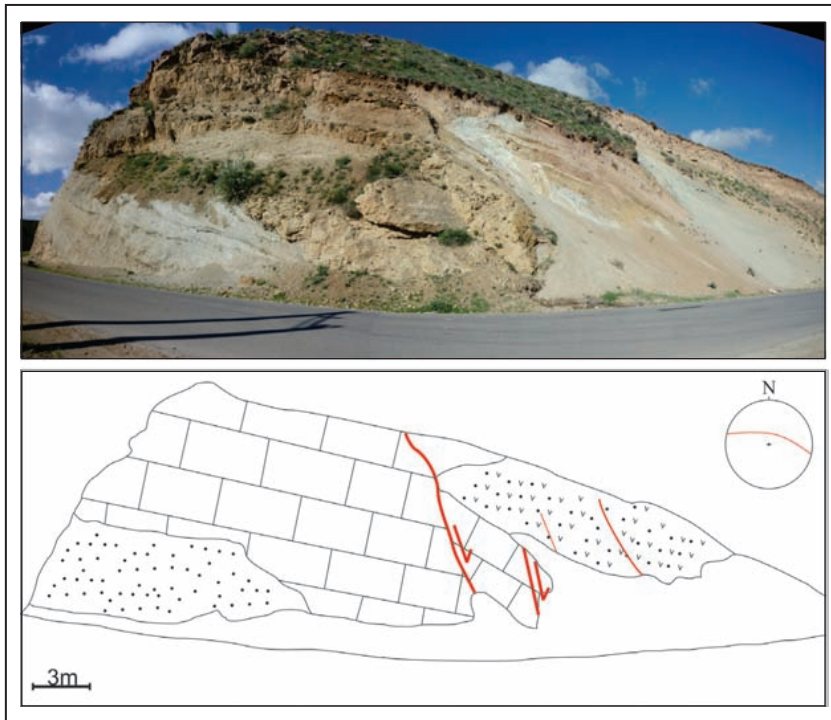
شکل ۶- راندگی سنگ‌آهک و دولومیت‌های جانگوتاران روی آندزیت‌های الیگومیوسن در شمال روستای امیرآباد.



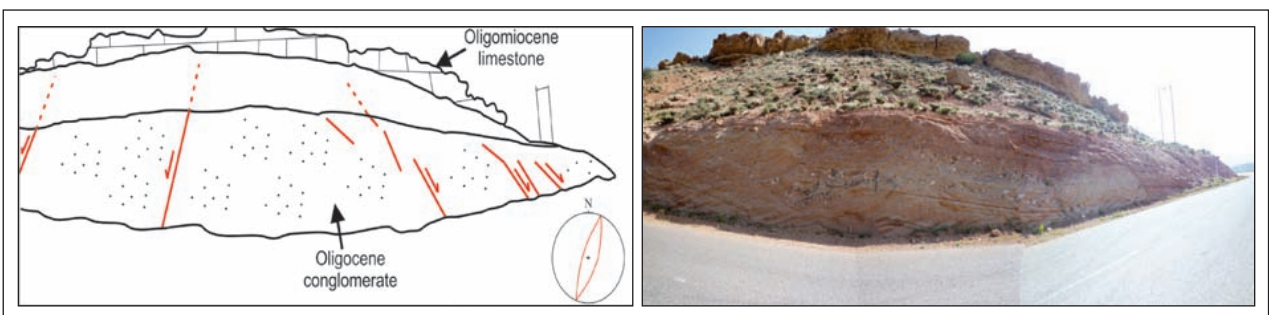
شکل ۷- الف) گسل کاکا روی تصویر Google earth و جابه‌جایی در این گسل در اثر گسل‌های راست‌الغز راست‌بُر، و راندگی امیرآباد در شمال آن؛ ب) گسترش صفحات برشی در توف روشن رنگ؛ در سوی راست تصویر یک پهنه گسلی برشی قائم جوان‌تر، توف‌ها را قطع می‌کند؛ ج) بخش نشان داده شده در شکل ب و یکی از صفحات برشی در این پهنه.



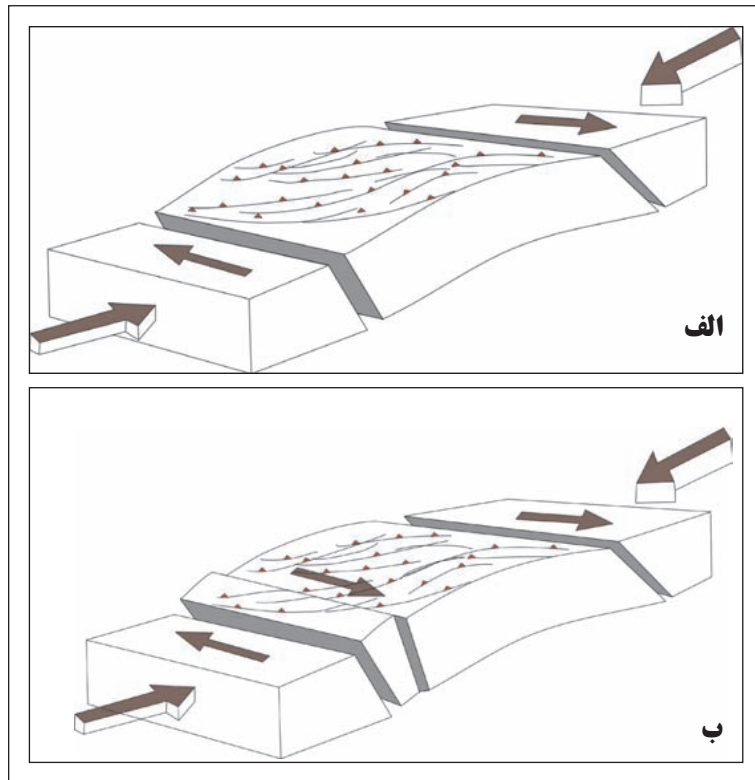
شکل ۸- گسل وارون شیخ‌لر در توف برش‌های سبز رنگ الیگومیوسن، دید به سوی شمال.



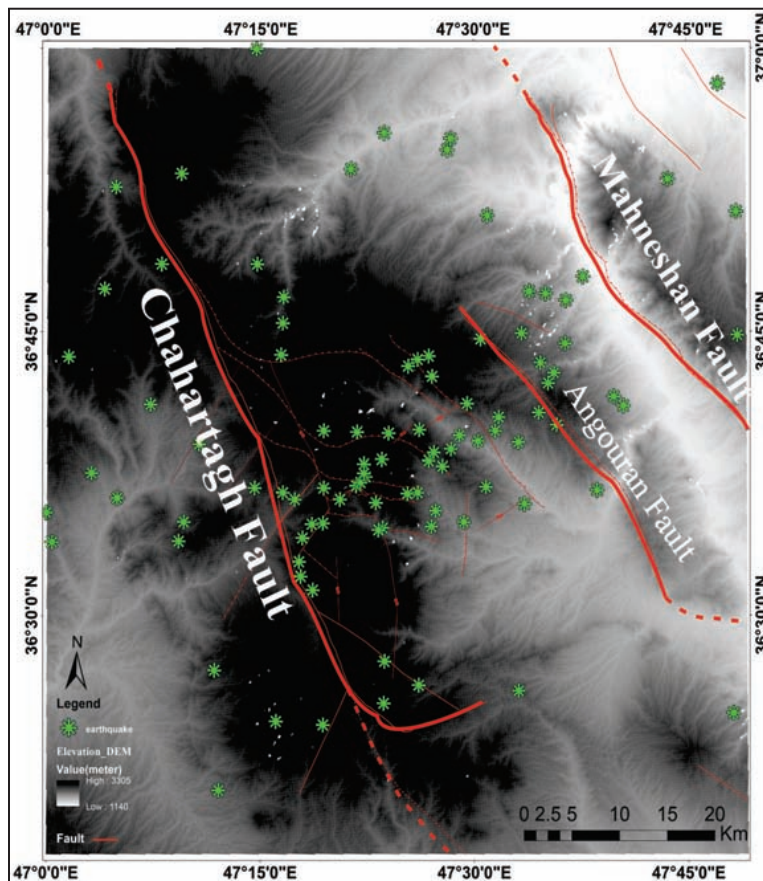
شکل ۹- گسلش عادی در آهک‌های الیگومیوسن، در جنوب خاور روستای سهند آباد، دید به سوی باختر.



شکل ۱۰- گسل‌های عادی در کنگلومرای سرخ رنگ الیگوسن، کنار جاده ماهنشان- آق‌کند، دید به سوی شمال شمال خاور.



شکل ۱۱- الف) ترافشارش راست‌بُر شیب‌دار که کرنش به صورت همگن در پهنه دگرشکلی توزیع شده است؛
 ب) تقسیم‌شدگی کرنش و تشکیل گسل‌های راستالغز به موازات مرز پهنه دگرشکلی.



شکل ۱۲- روکانون زمین‌لرزه‌های رخ داده در گستره مورد مطالعه میان سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵ روی تصویر مدل ارتفاعی منطقه (کاتالوگ لرزه‌ای از سایت مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران).

کتابناری

- احمدی ترکمانی، ا. و قاسمی، م. ر.، ۱۳۹۳- دگرریختی ستیریپوست و نازک پوست در گستره ماهنشان، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۹۴.
- باباخانی، ع. و قلمقاش، ج.، ۱۳۷۷- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- باباخانی، ع. و مجیدی، ج.، ۱۳۷۴- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ساغد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حاجی علی اوغلی، ر. و مؤذن، م.، ۱۳۹۲- بررسی پی سنگ قاره‌ای پرکامبرین در ایران با شواهدی تازه از دگرگونی‌های هم‌تافت تخت سلیمان در شمال خاور تکاب، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۸۸.
- حیدری، م.، ۱۳۹۲- زمین شناسی، سن سنجی و خاستگاه رخدادهای طلای توزلار، عربشاه و گوزل بلاغ در ناحیه فروه- تکاب، رساله دکترا، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- شیخ‌الاسلامی، م. ر.، جوادی، ح. ر.، اسدی سرشار، م.، آفاحسینی، ا.، کوه‌پیمان، م. و وحدتی دانشمند، ب.، ۱۳۹۲- دانشنامه گسل‌های ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- غضنفری، ف.، ۱۳۷۰- پروژنر سنگ‌های دگرگونه در شمال شرق تکاب با نگرشی ویژه بر کانه‌سازی روی و سرب معدن انگوران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- فنودی، م. و حریری، ع.، ۱۳۷۹- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تکاب، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فنودی، م. و سیاره، ع. ر.، ۱۳۸۳- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ یاسوکنند (فجور)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، م.، ۱۳۸۱- دیباچه‌ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- لطفی، م.، ۱۳۸۰- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماهنشان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مدنی کیوی، م.، ۱۳۷۹- تحلیل زمین ساختمانی منطقه شمال خاوری تکاب بر اساس مطالعات تصاویر ماهواره‌ای و ژئوفیزیک هوایی با نگرشی بر تأثیر عوامل ساختمانی بر جایگیری ماده معدنی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد تکنونیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نواواجاری، ش. و حسینی، م.، ۱۳۹۲- نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰ قوزیجاق، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Emami, M. H. and Stuart, J. J., 2011- Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone, *Geophys. J. Int.* 184, 555-574.
- Azizi, H., Chung, S. L., Tanaka, T. and Asahara, Y., 2011- Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source. *Precamb. Res.* 185, 87-94.
- Babaahmadi, A., Mohajjel, M., Eftekhari, A. and Davoudian, A. R., 2012- An investigation into the fault patterns in the Chadegan region, west Iran: Evidence for dextral brittle transpressional tectonics in the Sanandaj-Sirjan Zone. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 43, 77-88.
- Balaghieinalou, M., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H. and Mohajjel, M., 2014- Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92: 92-124.
- Daliran, F., Pride, K., Walther, J., Berner, Z. A. and Bakker, R. J., 2013- The Angouran Zn (Pb) deposit, NW Iran: Evidence for a two stage, hypogene zinc sulfide-zinc carbonate mineralization, *Ore Geology Reviews* 53, 373-402.
- Dewey, J. F., Holdsworth, R. E. and Strachan, R. A., 1998- Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Special Publication of the Geological Society, London 135, pp. 1-14.
- Fossen, H. and Tikoff, B., 1998- Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Special Publication of the Geological Society, London 135, pp. 15-33.
- Ghasemi, A. and Poorkerman, M. 2009- Structure of the Soresat Metamorphic Complex, North Sanandaj-Sirjan Zone, northwest Iran. *Australian Journal of Earth Sciences* 56, 939- 949.
- Haghipour, A., 1974- Etude geologique de la region de Biabanak-Bafg (Iran central); petrologieet tectonique du socle Precambrian et de sacouverture. *Theses universitescientifiqueetmedicale de Grenoble, Franch*, 403p.
- Haghipour, A., 1981- Precambrian in central Iran. *First Quarter the Iranian Petroleum Institute, Bulletin*, 81: 1-17.
- Hajialioghli, R., Moazzen, M., Droop, G. T. R., Oberhansli, R., Bousquet, R., Jahangiri, A. and Ziemann, M., 2007- Serpentine polymorphs and P-T evolution of metaperidotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. *Mineralogical Magazine*, 71(2): 203-222.
- Hamdi, B., 1995- Precambrian-Cambrian deposits in Iran. In: Hushmandzadeh A (ed) *Treatise of the geology of Iran*, vol 20. Geological Survey of Iran, Tehran, p. 1-535.
- Harland, W. B., 1971- Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geological Magazine* 108, 27-42.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic- Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 8, 71-96.
- Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M. D., Zamanzadeh, S. M. and Grove, M., 2008- Detrital Zircon Provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics., *Tectonophysics*, Available online at www.sciencedirect.com, p. 97-122.
- Jamshidibadr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M., 2013- The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. *Turk. J. Earth Sci.* 21. <http://dx.doi.org/10.3906/yer-1001-37>.
- Jones, R. R. and Tanner, P. W. G., 1995- Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology* 17, 793-802.

- Jones, R. R., Holdsworth, R. E., Clegg, P., McCaffrey, K. and Tavarnelli, E., 2004- Inclined transpression. *Journal of Structural Geology* 26, pp. 1531–1548.
- Kargaran, F., Neubauer, F., Genser, J., and Houshmandzadeh, A., 2006- The Eocene Chapedony metamorphic core complex in central Iran: Preliminary structural results: European Geosciences Union Geophysical Research Abstracts, v. 8.
- Moazzen, M., Oberhansli, R., Hajialioghli, R., Moller, A., Bousquet, R., Droop, G. T. R. and Jahangiri, A., 2009- Peak and post-peak P-T conditions and fluid composition for scapolite-clinopyroxene-garnet calc-silicate rocks from the Takab area, NW Iran. *Eur. J. Mineral.*, 21: 149 – 162.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural Geology*, volume 22, 1125 – 1139.
- Moosavi, E., Mohajjel, M. and Rashidnejad-Omran, N., 2014- Systematic changes in orientation of linear mylonitic fabrics: An example of strain partitioning during transpressional deformation in north Golpaygan, Sanandaj–Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 94, 55–67.
- Nutman, A. P., Mohajjel, M., Bennett, V. C. and Fergusson, C. L., 2014- Gondwanan Eoarchean–Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 51(3): 272–285.
- Ramezani, J., and Tucker, R. D., 2003- The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics: *American Journal of Science*, v. 303, p. 622-665.
- Saki, A., 2010- Proto–Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research*, 17(4): 704–714.
- Sanderson, D. J. and Marchini, W. R. D., 1984- Transpression. *Journal of Structural Geology* 6, 449–458.
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R. J., 2014- Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites, *Journal of Asian Earth Sciences*, 91, 19–38.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Stern, R. J., Ghorbani, G. and Bakhshizad, F., 2015- Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan–Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments. *Lithos* 3735.
- Shafiei Bafqi, Sh. and Mohajjel, M., 2015- Structural evidence for slip partitioning and inclined dextral transpression along the SE Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)*. 587-601.
- Stockli, D. F., Hassanzadeh, J., Stockli, L. D., Axen, G. J., Walker, J. D. and Dewane, T. J., 2004- Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 36, no. 5, p. 319.
- Teyssier, C., Tikoff, B. and Markley, M., 1995- Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology* 23, 447–450.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R. and Spell, T. L., 2007- Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *Geological Society of America Bulletin* 119, 961–977.
- Yousefi, E. and Friedberg, J. L., 1978- Aeromagnetic map of Iran (Quadrangle No. C4 ShahinDezh), Published by Geological Survey of Iran.

Thick-skinned dextral transpression in Takab complex, NW Iran

M. Biralvand¹, M. Mohajjel² and M. R. Ghassemi³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³Associate Professor, Research institute for Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2015 December 31

Accepted: 2016 July 03

Abstract

In this study, brittle deformation in Takab complex is discussed. Deformation in the Takab area has been controlled by two sets of major faults. The first set is characterized by NNW-SSE trending steeply-dipping dextral strike-slip faults with reverse component. The second set includes WNW-ESE trending moderately-dipping reverse faults which have been obviously displaced by the first set. The basement metamorphic rocks are exposed in the hangingwall of the faults indicating thick-skinned type of deformation and exhumation in the area. The major strike-slip reverse faults have resulted in dextral inclined transpression in the Takab complex area. Fault-related folds in hangingwall and footwall of the faults especially in the Cenozoic sediments indicate young activity and uplift in the area. Development of normal faults and local folds, as well as the occurrence of earthquakes in the area imply that it is tectonically active. Structural analysis in this area reveal that the major steeply-dipping strike-slip reverse faults have controlled deformation and changed the homogeneous strain to partitioned strain. Deformation of Cenozoic rocks overlying the basement metamorphic rocks indicate a dextral inclined transpression. Deformation in the younger sedimentary cover (Cenozoic sediments) is related to thick-skinned deformation in the basement metamorphic rocks.

Keywords: Takab complex, Chahartagh fault, Inclined transpression, Homogenous strain, Partitioned strain.

For Persian Version see pages 27 to 38

*Corresponding author: M. Mohajjel; E-mail: mohajjel@modares.ac.ir