

تحلیل ساختارها و ریزساختارهای برشی در طول راندگی خوی ابوالفضل، شمال شرق

حسن حاجی حسینلو

گروه زمین شناسی، واحد خوی، دانشگاه آزاد اسلامی، خوی، ایران

رضوان پدیدار

گروه زمین شناسی، واحد خوی، دانشگاه آزاد اسلامی، خوی، ایران

تاریخ دریافت: ۹۳/۱۰/۲۹ تاریخ پذیرش: ۹۴/۶/۳۰

haji3399@yahoo.com

چکیده

در منطقه مورد مطالعه زون‌های برشی هر یک از راندگی‌ها، چین‌ها متفاوتی از قبیل چین‌ها کششی Z و S شکل، چین‌های هم‌شیب و چین‌های گسل خورده تشخیص داده می‌شود. در این منطقه مرز بین واحدهای سنگ دگرگونی با گسل‌های راندگی چین خورده (گسل راندگی ابوالفضل) نشان داده شده است. در طول زون‌های گسلی منطقه تعدادی از پهنه‌های میلونیتی با واتنش بالا در زون برشی شکل پذیر رخ داده‌اند. به علاوه میلونیت‌های برگ‌وارگی شده سنگ‌های گسلی از مناطق دگرگونی به وسیله برش‌های گسلی و مناطق آرد گسلی نشان می‌دهد که فابریک تصادفی غیر چسبند دارند. سایر سنگ‌های گسلی با برگ‌وارگی‌های واتنش بالا مشخص می‌کند که چین‌ها مرتبط با این ساختارهای تکتونیکی دیده شده‌اند. نشان‌گرهای جنبشی منطقه مورد مطالعه عبارتند از: پورفیروکلاست نامتقارن، فابریک C-S و ریزساختارهای Pull-apart که در سرتاسر منطقه دگرشکل راست‌گرد را نشان می‌دهند که سوی برش هر یک از زون‌های برشی عمدتاً با استفاده از ریز ساختارها تعیین شده است. وضعیت مخروط‌افکنه‌ها جوان، انحراف و تغییر مسیر آبراهه‌ها و پرتگاه گسلی در قطعات مختلف نشان دهنده‌ی گسل راندگی ابوالفضل به عنوان گسل فعال است.

کلمات کلیدی: تحلیل ساختاری، خوی، زون برشی، دگرشکل راست‌گرد، راندگی ابوالفضل

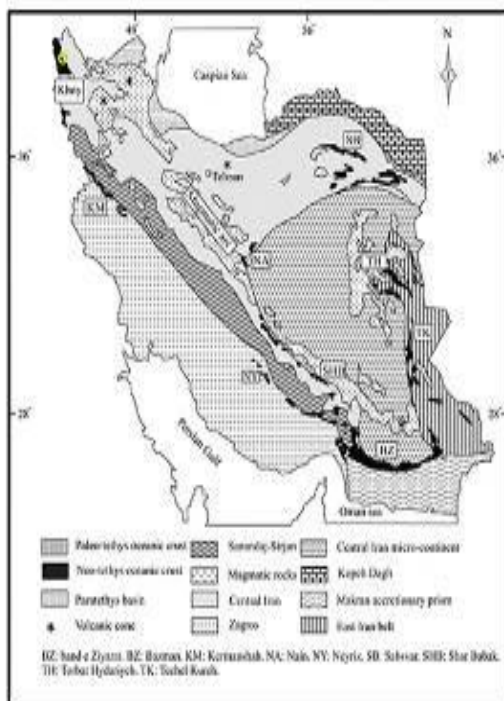
مقدمه

منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان غربی در شمال شرق شهرستان خوی و بین طول‌های جغرافیایی $44^{\circ}08'$ تا $45^{\circ}07'$ شرقی و عرض جغرافیایی $38^{\circ}21'07''$ تا $39^{\circ}12'05''$ شمالی واقع شده است. ناحیه مورد مطالعه بخش کوچکی از پهنه رسوبی - تکتونیکی، خوی - مهاباد است (نبوی، ۱۳۵۵). واحد تکتونیکی مزبور در شرق پهنه آذربایجان قرار دارد. مرز این واحد با واحد آذربایجان توسط گسل‌های تبریز و ارومیه، که هر دوی آنها بعد از خوی به طرف ماکو به هم می‌رسند، مشخص می‌گردد.

مرز پهنه خوی - مهاباد با واحد سنندج - سیرجان توسط جنوبی‌ترین رخنمون پوشش پلت‌فرم پی‌آمد بایکالی در ناحیه مهاباد مشخص می‌شود. روند کلی این پهنه شمالی - جنوبی است (نبوی، ۱۳۵۵). حتی پور و آق‌انباتی، ۱۳۶۷ پهنه مذکور را بخش شرقی ایالت تکتونیکی ایران مرکزی می‌دانند که در ادامه شمال - شرقی پهنه تکتونیکی سنندج - سیرجان واقع شده است. آخرین تقسیم‌بندی انجام شده در این ناحیه (Khalatbari et al., 2004) جزی از کمر بند افیولیتی خوی و ایران مرکزی قرار داده است (شکل ۱).

چینه‌شناسی منطقه

در این زون با توجه به واحدهای چینه‌شناسی و محیط تشکیل آن‌ها فعالیت‌های ماگمایی آتشفشانی و نفوذی زیاد می‌باشد. بنابراین رخساره‌های متامورفیک نیز در آن فراوان یافت می‌شود. بدین جهت رخساره‌های منطقه شامل رخساره‌های رسوبی، دگرگونی، آذرین، و آبرفت‌های عهد حاضر می‌باشد (شکل ۲).

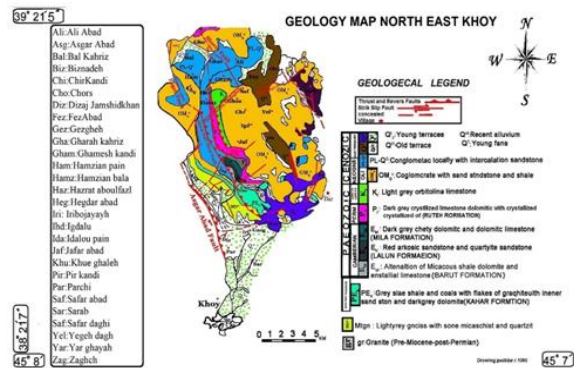


شکل ۱. تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران منطقه مورد مطالعه با دایره سبز نشان داده شده است (Khalatbari et al., 2004).

۱۳۷۹) وی اعتقاد دارد که سازند فوق در یک محیط پلایا تا رودخانه‌ای مئاندری تشکیل شده است. سن کامبرین پیشین برای این سازنده در نظر گرفته شده است و رخنمون سازند زاگون در محدوده کوچکی از اطراف روستای زاغه دیده می‌شود (شکل ۴).



شکل ۴. نمای از سازند زاگون در روستای زاغه



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از رادفر و امینی ۱۳۸۷، اسکویی و حاجی‌علی‌لو، ۱۳۷۴)

سازند کهر (PEk)

سنگ‌شناسی این واحد شامل شیل‌های اسلیتی تیره تا سیاه‌رنگ دگرگون شده و در برخی از موارد دارای زغال یا گرافیت و گرهک‌های از کوارتز سفید رنگ و اسلیت‌های خاکستری رنگ چین‌خورده و ماسه سنگ‌های دگرگون شده سبز تا خاکستری رنگ است. در لابه‌لای سنگ‌های این واحد لایه‌ای از سنگ آهک دگرگون شده نیز وجود دارد. ضخامت این واحد در حدود ۱۰۰ تا ۱۲۰ متر از شمال‌غربی به طرف جنوب‌شرقی متغیر است. وجود اسلیت و ماسه-سنگ دگرگون شده در این واحد گویای شرایط دگرگونی خفیف است. این واحد توسط سنگ‌های رسوبی جوان‌تر از خود مانند سازنده درود یا سنگ‌ها دونین با سطح تماس از نوع دگرشیبی زاویه‌دار پوشیده می‌شود و توسط گرانیتهای با سن پرمین به طور محلی بریده می‌شود. در لابه‌لای سنگ‌های رسوبی کهر سنگ‌آهکی و دگرگون شده و سفید رنگ مرمری دیده می‌شود که در بررسی‌های سنگ‌شناسی و میکروسکوپی دارای بافت دانه‌ای و درشت بلور هستند. سازند مذکور قدیمی‌ترین واحد سنگی غیردگرگونی در البرز و آذربایجان می‌باشد. سازنده کهر فاقد فسیل و تعیین سن این سازنده بر مبنای موقعیت چینه‌شناسی آن می‌باشد.

سازند باروت (Ebt)

سازند باروت شامل تناوبی از لایه‌های دولومیتی و آهک دولومیتی چرت می‌باشد (شکل ۳). که توده زرد متمایل به تیره همراه با شیل‌های رسی به‌رنگ سبز متمایل به ارغوانی می‌باشد این سازند شامل آثار فسیلی و رخنمون در محدوده کوچکی از قره‌کهریز دیده می‌شود.



شکل ۳. آهک‌های دولومیتی در منطقه حمزبان

سازند زاگون (Ez)

سازند زاگون شامل تناوبی از شیل‌های سیلتي و ماسه‌ای میکادار به‌رنگ قرمز ارغوانی همراه با ماسه سنگ‌های قرمز تیره تا خاکستری است (لاسمی،

سازند لالون (E1)

سن واحد از ماسه سنگ‌های آرکوزی با سیمان سیلیسی به رنگ قرمز تا صورتی و لایه کواتزیت فوقانی تشکیل شده است و کواتزیت موجود در جاده ممد - جعفرآباد برداشت شده است. این سازنده دارای آثار فسیلی می‌باشد.

سازند میلا (Em)

سازند میلا شامل دولومیت و دولومیت آهکی متوسط تا ضخیم لایه چین-خورده به‌رنگ خاکستری تیره حاوی نوارهای از چرت به ضخامت چند سانتی-متر همراه با لایه‌های خیلی نازک شیل مارنی است. رخنمون این سازنده در حوالی روستای زارغان دیده می‌شود.

پرمین

دوره پرمین از سازندهای دورود و روته که با یک دگرشیبی بر روی رسوبات قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند تشکیل شده است ضخامت این رسوبات در بیزنده، نسبتاً زیاد بوده و ویژگی سازنده‌ها به ترتیب از قدیم به جدید عبارتند از:

سازند دورود (Pd)

سنگ‌شناسی این سازند شامل تناوبی از ماسه سنگ و ماسه سنگ کواتزیتی با رنگ قرمز تیره و بنفش و قرمز و سیلیستون‌های خاکستری تا ارغوانی رنگ نازک تا متوسط لایه همراه با میان لایه‌ای از شیل‌های قرمز رنگ که در بخش‌های بالای آن چند کنگلومرا قرمز رنگ با قله‌های سیلیسی می-شود. قطعات کنگلومرا کاملاً گرد شده و از جنس سنگ آهک سنگ کواتزیتی و سنگ‌های آتشفشانی است. در بخش‌های پایین این سازند نیز سنگ‌های برون ریخته از نوع ریوداسیت به صورت سیل با روانه وجود دارد. با توجه به محتوی فسیلی در بخش آهکی سن سازند دورود پرمین پیشین در نظر گرفته شده است.

سازند روته (Pr)

سنگ‌شناسی این سازند، سنگ‌آهک و آهک‌دولومیتی خاکستری روشن تا تیره همراه با رگچه‌های کلسیت و گرهک‌های چرت متوسط تا ضخامت لایه است که به طور هم‌شیب بر روی تشکیلات دورود قرار دارند. که به طرف بخش‌های بالایی بر ضخامت لایه‌ای افزوده می‌گردد. این سازند متعلق به پرمین میانی - بالای است. رخنمون این سازند در شرق روستای ممد حمزبان و شمال و شمال‌شرق قورول پایین دیده می‌شود (شکل ۵).

می‌باشد. مرز این واحد با واحد بعدی با پیوستگی رسوبی همراه است. این لایه-ها دارای نودول‌های چرتی کم، فسیل‌های فراوان مرجان‌های کانی، رگه‌های زیاد کلسیتی بعضاً با ضخامت بیش از چند سانتی‌متر و آثار فسیلی فراوان در سطح سنگ می‌باشد. ضخامت این واحد حدود ۸۳ متر اندازه‌گیری شده است. امتداد و شیب عمومی لایه‌ها به ترتیب N30E و N15W می‌باشد. سن سازند سورمق را به مورگابین‌پسین تعیین نموده‌اند. (واحد B) شامل سنگ آهک‌های متراکم فسیل‌دار به رنگ خاکستری تیره هستند که رنگ سطح شکستگی آن‌ها بیشتر خاکستری تیره است. این واحد با افق‌هایی از سنگ آهکی خاکستری روشن تا تیره ضخیم تا متوسط لایه شروع می‌شود که به سمت بالاتر لایه‌بندی آهک‌ها به دلیل تکتونیزه بودن و خردشدگی نامشخص و نامنظم می‌گردد و از ضخامت لایه‌ها کاسته می‌شود. فراوانی نودول‌های چرتی و فسیل‌های مربوط به گاستروپود از ویژگی‌های این واحد می‌باشد. امتداد و شیب عمومی لایه‌ها به ترتیب N20W و N10E می‌باشد فسیل مرجان‌ها به صورت منفرد بوده. مرجان‌های کلنی دیده نمی‌شوند. در بعضی لایه‌ها رگه‌های کلسیتی دیده می‌شوند که پهنای آن‌ها حدود چند میلی‌متر می‌باشد. ضخامت این واحد ۲۹۷ متر اندازه‌گیری شده است. واحد B از نظر سنگ‌شناسی شباهت بسیار زیادی با بخش شامار سازندجلفا در منطقه الی‌باشی دارد. بررسی میکروفسیل‌های موجود در این واحد سن آن را میدین تا جلفین تعیین می‌نماید.

سازند قم

این واحد، مجموعه نسبتاً ضخیمی از لایه‌های دریایی را شامل می‌گردد که معمولاً به طور دگرشیب و گاهی هم‌شیب و در پاره‌ای نقاط به‌طور گسل-خورده بر روی واحدهای زیرین خود جای می‌گیرد. این واحد با ضخامت متفاوت از ۵ تا ۳۰ متر کنگلومرا قرمز تا خاکستری رنگ با قله‌های گرد شده ناهمگن همراه با ماسه‌سنگ و شیل شروع شده که در بیشتر نقاط به دلیل گسل‌خورده بودن در زیر سازند قم دیده نمی‌شود این سازنده از سه قسمت کنگلومرای قاعده‌ای، آهک و مارن قرمز همراه با میان لایه‌ای رسی تشکیل شده که به صورت پیش‌روند بر روی رسوبات قدیمی قرار گرفته‌اند. نمای از سازند قم در روستای ایده‌لو دیده می‌شود (شکل ۶).



شکل ۶: نمای از سازند قم در روستای ایده‌لو

روش کار

در این پژوهش به بررسی‌های صحرایی جهت تعیین نقش گسل‌ها در تحولات ساختاری و آرایش و جهت کلی شکستگی در منطقه پرداخته شده است. در این منطقه نمونه‌برداری جهت‌دار به تعداد ۳۰ عدد از سنگ‌های دگرریخت شده جهت تأیید سوی برش صورت گرفت. در نهایت تعیین سو و جهت پهنه‌ی برشی در ساختارهای مزوسکوپی و میکروسکوپی از منطقه انجام شد. سپس اندازه‌گیری‌های صحرایی به منظور انجام مطالعات آماری به صورت گسترده بر روی ساختارهای مزوسکوپی انتخاب شده، انجام شده است. مراحل رایج در انجام تحلیل‌های هندسی شامل جمع‌آوری داده‌های میدانی، ترسیم



شکل ۵: نمای از سازند روته در روستای قورول‌پایین

سازند جلفا (Julfa formation)

در شمال رودخانه ارس، واقع در جمهوری آذربایجان غربی ترادفی از سنگ‌های پرمین وجود دارد که با یک گذر تدریجی به سنگ‌های تریاس می‌رسد. به همین لحاظ یکی از نواحی نادر جهان است که گذر پرمین به تریاس آن تدریجی است. بررسی سنگ‌های پرمین در جنوب رودخانه ارس توسط نشان داد که در جلفای ایران هم گذر پرمین به تریاس تدریجی و ردیف‌های پرمین - تریاس کوه الی‌باشی این ناحیه قابل تقسیم به ۸ واحد سنگی (بدون تعیین مرتبه) با نشانه‌های A, B, C, D, E, F, G, H می‌باشد که از میان آن‌ها واحدهای A, B, C, D به سن پرمین واحد E لایه-

های گذر تدریجی ما بین پرمین و تریاس و واحدهای

H, G, F به سن تریاس‌اند. با این باور که واحدهای A (گنیشیک) و B (خاچیک) به سن جلفین‌اند. مجموع این دو واحد را در مرتبه سازند دانسته و به آن‌ها سازنده جلفا نام داده است. بخش سیلگرد ۱۵۲ متر و بخش شامار ۱۲۰ متر ضخامت دارد. بنابراین سازند جلفا ۲۷۲ متر ضخامت خواهد داشت. پرتوآذر، ۱۳۷۴ سازند جلفا را در برگیرنده دو بخش به نام‌های سیلگرد در پایین و شامار در بالا می‌داند. که دارای ویژگی‌های سنگی و زیستی زیراند:

- بخش سیلگرد: با ۱۵۲ متر ضخامت، ترادفی خاکستری رنگ از مارن، آهک مارنی، شیل‌های کربناته است که سیمای فرسوده دارد و از پایین به بالا قابل تقسیم به ۶ واحد است.

- بخش شامار: نام این بخش برگرفته از روستایی به همین نام می‌باشد. در مقایسه با بخش سیلگرد مارن کم‌تری دارد و بیشتر از نوع سنگ آهک‌های خاکستری با چرت‌های سیاه رنگ است. به همین لحاظ سیمای صخره‌ساز دارد.

از سوی دیگر این سازند، از نگاه سنی با سازند نسن در البرز مرکزی هم‌ارز دانسته شده است برخلاف استپانوف و همکاران، ۱۹۶۹ که هم ارز با سازند روته، باور می‌دانستند.

سازند سورمق

مساحت زیادی در منطقه تحت پوشش، واحدهای آهکی سورمق قرار گرفته است، که اکثراً سیمای صخره‌ساز داشته و ارتفاعات و دره‌های پر شیب منطقه را تشکیل می‌دهند. ردیف رسوبی سازند سورمق از لایه‌های آهکی خاکستری تا تیره و در مواردی بیژنیک تشکیل شده است. سنگ‌های کربناته سازند سورمق در برش بیژنده (واحد A) شامل سنگ آهک با رنگ ظاهری خاکستری روشن تا تیره با لایه‌بندی منظم می‌باشد. این آهک‌ها بیشتر ضخیم لایه بوده و بیشتر ارتفاعات و صخره‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. سطح شکسته این واحدها به رنگ خاکستری تیره بوده و در بعضی لایه‌ها به رنگ قرمز و یا لیمویی دیده می‌شود که احتمالاً به دلیل وجود آهن در این لایه‌ها

جدول ۱. مشخصات گسل‌های منطقه مورد مطالعه

تعداد	نام گسل	سازوکار گسل	امتداد و شیب	Km طول گسل
۱	ابوالفضل	رانندگی	N50W/45NE	۲۴
۲	ایدهلو	امتدادلغز با مؤلفه راست‌گرد	N15W	۱۰
۳	بیرکندی	امتدادلغز با مؤلفه چپ‌گرد	N36E	۸
۴	زاغه	رانندگی	N30W/50NE	۲۵
۵	شوریک	رانندگی	N35W/55NE	۱۸
۶	حمزبان سفلی	رانندگی	N10W/55NE	۲۳
۷	عسگرآباد	رانندگی	N55W/45NE	۲۷
۸	فیض‌آباد	امتدادلغز با مؤلفه چپ‌گرد	N55E	۱۵
۹	قوزلو خاتقاه	نرمال	N45E	۱۷
۱۰	حیدرآباد	امتدادلغز راست‌گرد	N40E	۹

بیشتر این گسل‌ها دارای مکانیسم رانندگی با مؤلفه‌های چپ‌لغز که خود متأثر از دو فازهای کششی و فشارشی حاکم بر منطقه می‌باشد. هم چنین گسل‌های راست‌لغز و عادی نیز به صورت محلی دیده می‌شوند.

در زیر گسل‌های اصلی منطقه مورد پژوهش بر اساس شواهد صحرایی و نقشه‌های هوایی و زمین‌شناسی مورد بررسی قرار می‌گیرد. با توجه به این که گسل‌ها در حوالی روستاها مشاهده شده‌اند به نام آن روستا نام‌گذاری شده‌اند.

Fa: گسل عسگرآباد

این گسل بخشی کوچک‌تری از گسل بداولی می‌باشد. طول این گسل ۲۷ کیلومتر است و امتداد آن شمال‌غرب - جنوب‌شرق با سازوکار رانندگی و شیب صفحه گسلی به سوی شمال‌شرقی است و به صورت رله‌ای (Relay) نسبت به گسل بداولی قرار گرفته که آرایه‌های رله‌ای، از گسل‌های موازی تشکیل شده‌اند و طول هر یک کوتاه‌تر از گسل میزبان است. در منطقه مورد مطالعه این گسل سبب قطع ناگهانی سنگ‌های دگرگونی با درجه خیلی پایین در منطقه زارعان شده است.

Fb: گسل رانندگی ابوالفضل

این گسل ۲۴ کیلومتر طول دارد و از نوع رانندگی است. گسل رانندگی ابوالفضل به وسیله‌ی گسل‌های فرعی با امتداد شمال‌شرقی - جنوب‌غربی جابه‌جا شده است. گسل‌های فرعی این ناحیه بیشتر راستای شمال‌شرقی - جنوب‌غربی دارند. سنگ‌های دگرگونی از نوع گرانوئیت متعلق به پرکامبرین پسین پی‌سنگ این ناحیه را تشکیل داده‌اند.

Fc: گسل شوریک

این گسل از نوع رانندگی بوده و دارای ۱۸ کیلومتر طول می‌باشد و دارای امتداد شمال‌غرب - جنوب‌شرق می‌باشد.

گسل شوریک دارای پلاژیک‌های صورتی رنگ، سنگ آهک ریفی به رنگ کرم تا کرم متمایل به زرد همراه با مارن و مارن ماسه‌ای می‌باشد.

Fd: گسل زاغه

در منطقه مورد مطالعه، این گسل ۲۵ کیلومتر طول دارد و شاخه‌ای از گسل عسگرآباد محسوب می‌شود. راستای عمومی آن N30W است و در حوالی روستای زاغه، نهشته‌های پالئوزویک را در کنار کنگلومرای پلیوکواترنری قرار داده است.

Fe: گسل حمزبان سفلی

سازو کار گسل حمزبان که از نوع رانندگی است و دارای طولی به اندازه ۲۳ کیلومتر و سنگ‌های کربناته سازنده روته را بر روی سنگ‌های کنگلومرای پلیوکواترنری رانده است. این گسل به وسیله گسل‌های فرعی با راستای شمال-شرقی - جنوب‌غربی جابه‌جا شده است.

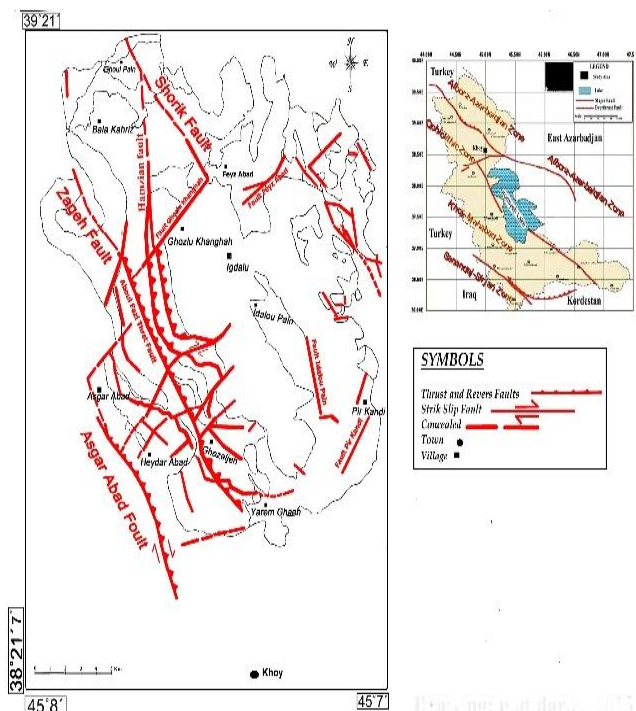
نقشه ساختاری، پردازش و تفکیک داده‌ها، محاسبه روندهای اصلی و در نهایت ارائه تحلیل با توجه به مکانیسم و روند ساختارها است. بر این اساس با انجام چندین مرحله بازدید میدانی داده‌های مورد نیاز برای انجام مطالعات از جمله مشخصات صفحات گسلی و شواهد حرکتی سطح گسل‌ها برداشت گردید.

مرحله بعد به کارگیری اطلاعات برداشتی جهت تهیه نقشه ساختاری محدوده می‌باشد که در این راستا از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه قره‌ضیاءالدین و خوی، عکس‌های هوایی و تصویر ماهواره‌ای منطقه نیز استفاده شده است. به منظور انجام تحلیل‌های هندسی کلیه اطلاعات گسل‌ها که شامل شیب، جهت شیب و امتداد گسل‌های منطقه و همچنین اطلاعات مربوط به ۱۱۵ درزه که شامل (شیب و امتداد) می‌باشد و از ۴ ایستگاه برداشت شده که اطلاعات هر یک از آن‌ها به طور جداگانه وارد نرم افزار Spherststat شده و نمودار گل سرخی و تصویر استریوگرافیکی به صورت مجزا برای گسل‌ها و درزه‌های منطقه مورد پژوهش رسم شده است. پس از تحلیل آن‌ها روندهای اصلی ساختارهای محدوده به دست آمده است.

بحث

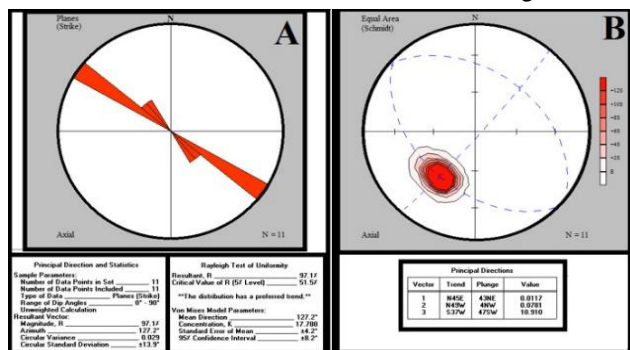
تحلیل گسل خوردگی در منطقه مورد مطالعه:

گسل‌ها را می‌توان از بارزترین ساختارهای چشم‌گیر، در مقیاس‌های مختلف در محدوده مورد پژوهش به شمار آورد. با توجه به شواهد روی زمین و نقشه ساختاری منطقه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای (Google Earth, 2014)، عکس‌های هوایی، نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس یک صد هزارم سازمان زمین‌شناسی و مطالعات صحرایی ترسیم شده است (شکل ۷ و جدول ۱).

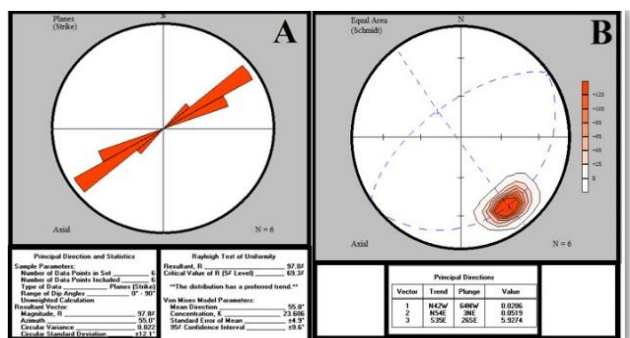


شکل ۷. A تقسیم‌بندی ساختاری آذربایجان (اقتباس از حاجی‌حسینلو، ۱۳۹۱). نقشه گسل‌های منطقه مورد پژوهش با اقتباس از نقشه سازمان زمین‌شناسی خوی و قرضیاءالدین (اقتباس از حاجی‌حسینلو، ۱۳۹۱، رادفر و امینی، ۱۳۸۷، اسکویی و حاجی-علیلو، ۱۳۷۴ و مطالعات صحرایی).

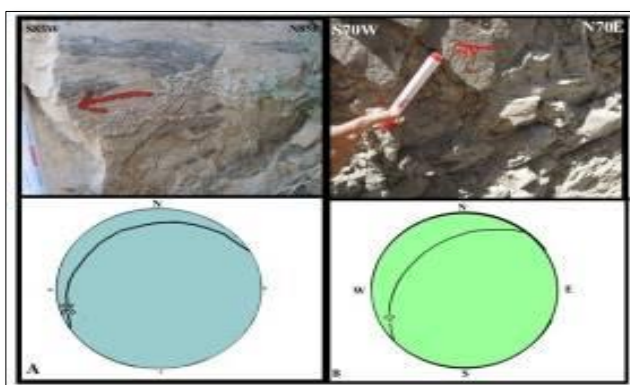
مطالعه دیده شده‌اند معمولاً خطواره سایشی و شیار خوردگی با گسل خوردگی شکننده همراه هستند خطوط سایشی اغلب بلورهای رشته‌ای که از یک طرف گسل تا طرف دیگر آن کشیده می‌شوند، تشکیل شده‌اند این خطواره‌ها غالباً در سطوح گسلی و همچنین در چین‌های خمشی - لغزشی دیده می‌شوند. لغزش لایه‌ها بر روی یکدیگر موجب ایجاد صفحات لغزشی می‌گردد بر روی این صفحات، خطوط لغزشی و شیاری و همچنین خطواره‌های ناشی از کشیدگی کانی‌ها شکل می‌گیرد که تمامی آن‌ها نسبت به محور چین‌های خمشی - لغزشی تحت زاویه‌ی تقریبی ۹۰ درجه قرار می‌گیرند (McClay, 1987) (شکل ۱۰).



شکل ۸- نمودار گل سرخی امتداد گسل‌های معکوس. B: نمودار استریوگرافیک قطب صفحات گسل‌های رانده



شکل ۹- نمودار گل سرخی امتداد گسل‌های نرمال. B: نمودار استریوگرافیک و قطب صفحات گسل‌های نرمال



شکل ۱۰- A: شیار خوردگی در روستای یارم‌قیه B: خطواره سایشی در روستای ایده‌لو بر روی دیابازهای

علاوه بر گسل‌های بزرگ مقیاس شرح داده شده چندین گسل با مقیاس مزوسکوپی در نقاط مختلف منطقه وجود دارد که در ادامه به بررسی و تحلیل گسل‌های فوق‌الذکر پرداخته شده است.

گسل‌های فرعی این زیر ناحیه بیشتر راستای شمال شرقی - جنوب غربی دارند. سنگ‌های دگرگونه از نوع گنیس متعلق به پرکامبرین پسین پی‌سنگ این زیر ناحیه را تشکیل داده است.

Ff: گسل ایده‌لو

این گسل از نوع گسل‌های امتداد لغز با مؤلفه راست‌گرد می‌باشد. این گسل ۱۰ کیلومتر طول دارد و امتداد آن شمال غرب - جنوب شرقی است و در حوالی روستای ایده‌لو بر روی پادگانه آبرفتی قدیمی (که مواد تشکیل دهنده این پادگانه‌ها شامل قلوه‌سنگ، شن، ماسه، سیلت، رس و بعضاً تخته‌سنگ) می‌باشد.

Fz: گسل فیض‌آباد

این گسل از نوع گسل‌ها امتداد لغز با مؤلفه چپ‌گرد و به طول ۱۵ کیلومتر و امتداد آن شمال شرقی - جنوب غربی می‌باشد. و در حوالی روستای فیض‌آباد بر روی پادگانه آبرفتی قدیمی که مواد تشکیل دهنده این پادگان‌ها شامل قلوه سنگ، شن، ماسه، سیلت، رس و بعضاً تخته‌سنگ می‌باشد.

Fh: گسل پیرکندی

این گسل از نوع گسل‌های امتداد لغز با مؤلفه چپ‌گرد به طول ۸ کیلومتر و امتداد آن شمال شرقی - جنوب غربی می‌باشد. و در حوال پیرکندی بر روی کنگلومرای قاعده‌ای به طور هم شیب با یک سری رسوبات آهکی به رنگ سفید شیری کرم تا خاکستری روشن با لایه‌بندی منظم رسوب‌گذاری شده قرار گرفته است.

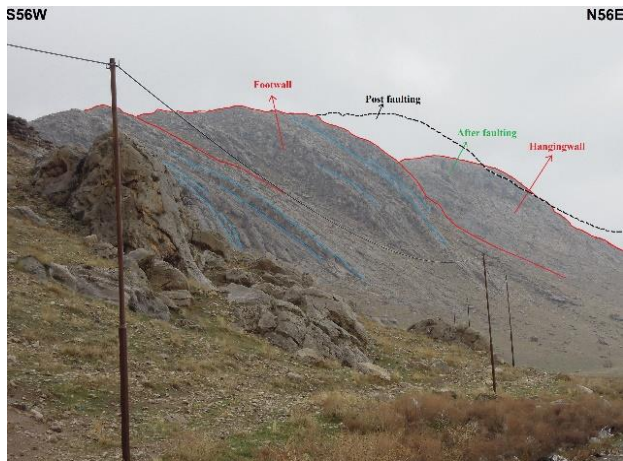
Fi: گسل قوزلوخانقاه

این گسل از نوع نرمال و دارای امتداد شمال شرقی - جنوب غربی می‌باشد. و در حوالی روستای قوزلوخانقاه بر روی سنگ‌های آهکی ریفتی به رنگ کرم تا کرم متمایل به زرد همراه با مارن و ماسه‌ای قرار گرفته است. این گسل باعث جابه‌جایی گسل حمزیان و راندگی ابوالفضل شده است.

Fk: گسل حیدرآباد

این گسل جز گسل‌های امتداد لغز راست‌گرد بود امتداد این گسل شمال - شرق - جنوب غرب می‌باشد طول گسل حدود ۹ کیلومتر می‌باشد، که باعث جابه‌جایی گسل‌های ابوالفضل، عسگرآباد و زاغه شده و جوان‌تر از آن‌ها می‌باشد و در حوالی روستای حیدرآباد واقع شده است.

با توجه به (جدول ۱) که اکثر گسل‌های منطقه از نوع راندگی می‌باشد تصویر استریوگرافیک، قطب صفحات و نمودار گل سرخی برای این گسل‌ها رسم کردیم (شکل ۸). که امتداد عمومی گسل‌های راندگی شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد. بر اساس نمودار گل سرخی رسم شده برای گسل‌های منطقه، امتداد غالب برابر N و هم راستا با امتداد غالب درزه‌ها در منطقه است. بر اساس نمودار استریونیت رسم شده برای گسل‌های راندگی که مقدار امتداد برای 6₁: N45E و 6₂: N49W و 6₃: S37W می‌باشد. با توجه به این که در منطقه گسل‌های نرمال هم دیده می‌شوند بر اساس نمودار رسم شده برای این گسل‌ها روند عمومی آن‌ها شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد، بر اساس نمودار استریونیت رسم شده برای گسل‌های نرمال امتداد برای 6₁: N42W و 6₂: N52E و 6₃: S35E می‌باشد (شکل ۹). منطقه آذربایجان به دلیل موقعیتش تحت تنش‌های وارده از طرف بلوک‌های خزر، آناتولی، اوراسیا و عربستان قرار دارد ولی با توجه به این که اکثر ساختارهای موجود در منطقه امتداد مشابه با یکدیگر داشته و هم راستا هستند، می‌توان نتیجه گرفت که اکثر درزه‌های منطقه در ارتباط با گسل‌های راندگی و تحت تأثیر نیروی واحدی شکل گرفته‌اند. خطواره سایش و شیار خوردگی نیز در منطقه مورد



شکل ۱۲- سه گسل های عادی دومینو در کنار هم در روستای پیرکندی و گسل دیگر در سمت چپ تصویر که باعث چین خوردن سنگها شده است .



شکل ۱۳. A: گسل معکوس با مؤلفه راست گرد در آهک-های مارنی روستای یارمقیه کنار کارخانه سیمان

پرتگاه گسلی

از دیگر ساختارهای در ارتباط با گسل خوردگی منطقه ایجاد شده‌اند پرتگاه‌های گسلی می‌باشند. پرتگاه‌های گسلی، مستقیماً در اثر گسل‌ها به وجود می‌آید و اختلاف ارتفاع آن‌ها مربوط به حرکت نسبی گسل است. به عبارت دیگر، پایین رفتن یا بالا آمدن یکی از قطعات گسل، باعث تشکیل این پرتگاه‌ها شده است نمونه‌ای از پرتگاه گسلی که در در روستای بسطام مشاهده می‌شود در این منطقه در اثر گسل بسطام و قورول این پرتگاه‌ها ایجاد شده‌اند که واریزه‌ها و افتادن سنگ‌ها ناشی از این پرتگاه در اثر لغزش منطقه به طرف منازل سرازیر می‌شوند.

تحلیل درز خوردگی در منطقه مورد مطالعه:

درزه‌ها یکی از عناصر ساختاری هستند که گسترش قابل توجهی دارند و شامل انواع درزه‌های مرتبط با گسل خوردگی و چین خوردگی می‌باشند. درازای درزه‌های سیستماتیک از حد سانتی‌متر تا متر در تغییر است. باز شدگی درزه‌ها از ۴/۵-۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند و در رخنمون‌های مختلف متفاوت بود و میزان تمرکز آن‌ها با فاصله متغییر می‌باشد (جدول ۲) درزه‌ها آرایش نردبانی، خطی، منحنی، شاخه درختی و غیره هستند و بیشترین درزه‌های در رخنمون ماسه سنگی، آهکی، گرانیتی در مناطق پیرکندی، ایده‌لو، یارمقیه، تکیه‌گاه ابوالفضل، زاغه، حمزبان سفلی است. فاصله درزه‌ها در واحدهای مختلف اندازه‌های متفاوتی دارند و به دلیل عمل کرد گسل خوردگی-ها فراوان و بیشینه محور تنش در منطقه بسیار کم، ولی در واحدهای ایده‌لو به علت تأثیر کم‌تر این عملکرد، زیاده‌تر است. درزه‌های مرتبط با گسل خوردگی

به طور کلی گسل‌های عادی و معکوس با جابه‌جایی‌های متفاوت از چند سانتی‌متر تا بیش از ۱۰ متر در محل‌های مختلف در منطقه دیده شده‌اند که از جمله آن‌ها: در بین روستای یارمقیه و ایده‌لو در ترانشه جاده قابل مشاهده است.

این گسل از نوع گسل‌های عادی بوده و امتداد آن به سمت N20W است. خوردشدگی و شکستگی در این قسمت در اثر عملکرد گسل‌های بر روی دیابازهای منطقه قابل مشاهده است (شکل ۱۰).

این گسل با لایه‌های جابه‌جا شده در یک راستا است و می‌توان آن را یک گسل نرمال نامید. از دیگر گسل‌های عادی و قاشقی شکل که در منطقه بسطام مشاهده شده است که دارای راستای N42W می‌باشد. شیب صفحه گسلی در قسمت‌های مختلف متفاوت است و در فرازهای بالا، شیبی حدود ۵۰ تا فرازهای پایین که شیبی حدود ۲۰ به خود می‌گیرد، در اثر حرکت این گسل که باعث حرکت فرا دیواره به سمت پایین شده است و فرو دیواره در قسمت بالا باقی می‌مانند. نمونه دیگر وجود سه گسل از گسل‌های عادی دومینو که در روستای پیرکندی در کنار هم قابل مشاهده است (شکل ۱۱).

در شمال غرب منطقه گسل خوردگی‌های بی‌شماری با روند شمال غرب - جنوب شرق به موازات گسل شمال تبریز و گسل راندگی خوی یافت می‌شوند که باعث شده‌اند در امتداد آن‌ها سنگ‌ها آهک پرمین بر روی نهشته‌های گنکومرایی پلیوسن - کواترنری (گسل راندگی ابوالفضل) رانده شده‌اند. گسل‌های موازی که جز گسل‌های عادی هستند از دیگر ساختارهایی می‌باشند که در روستای یارمقیه در بالای کارخانه سیمان قرار دارند و امتداد آن‌ها به زیر کارخانه سیمان می‌باشد احتمالاً در آینده با انفجار در معادن کارخانه سیمان تهدیدی برای روستاها و خود کارخانه باشد (شکل ۱۲). گسل معکوس که باعث کوتاه‌شدگی صفحات می‌شود در مناطق مختلف این ناحیه وجود دارد که باعث می‌شود لایه‌ها بر روی یکدیگر قرار گیرند، که نمونه آن در روستای یارمقیه گسل از نوع معکوس با مؤلفه راست گرد بوده و امتداد آن به سمت N65E است (شکل ۱۳).



شکل ۱۱- گسل عادی و قاشقی شکل در منطقه بسطام

جهت‌های نامنظمی به یکدیگر می‌رسند ولی یکدیگر را قطع و از هم عبور نمی‌کنند. و از هیچ الگوی خاصی تبعیت نمی‌کنند. هیچ‌گونه پرشدگی در درزه‌ها قابل مشاهده نیست.

درزه‌های کششی

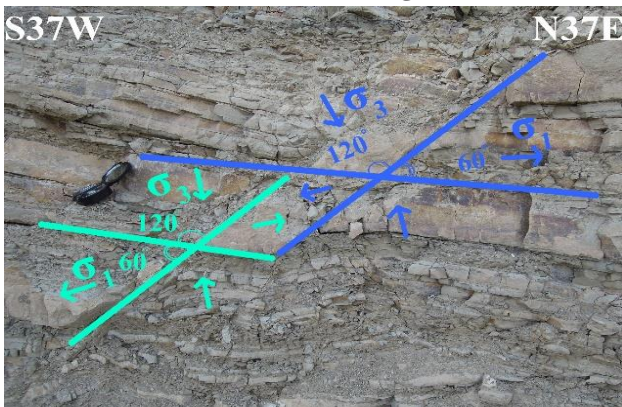
درزه‌های کششی که به آن‌ها درزه‌های انبساطی نیز می‌گویند و در آن‌ها درزه‌ها با صفحه شکستگی عمود بر تنش اصلی حداقل (σ_3) در جریان تشکیل درزه قرار می‌گیرند. اغلب درزه‌هایی که دارای روند شمال شرق هستند کششی بوده است. اغلب این درزه‌ها توسط کانی‌هایی نظیر کلسیت و کوارتز پر شده‌اند و بعضی از آن‌ها هنوز توسط کانی‌های ثانویه پر نشده‌اند (شکل ۱۵).



شکل ۱۵. درزه‌های کششی واقع شده بر روی واحدهای آهکی در روستای پیرکنندی

درزه‌های مزدوج

غالباً مزدوج و محصور با زوایای ۶۰ درجه یا بیشتر صفحات درزه ممکن است مقادیر کمی جابه‌جایی انبساطی را نشان دهند. در منطقه مورد مطالعه بر روی شیل‌های آهکی مشاهده می‌شود که محل برخورد درزه‌های مزدوج منطبق σ_2 زاویه حاده σ_1 با زاویه ۶۰ درجه و زاویه منفرجه σ_3 با زاویه ۱۲۰ درجه نشان داده شده است. این درزه در راندگی ابوالفضل رخ داده است که نیروی وارد شده N60E می‌باشد (شکل ۱۶).



شکل ۱۶- نمای از درزه‌های مزدوج در تکیه‌گاه ابوالفضل بر روی واحدهای شیل آهکی

درزه‌های پرمانند (Plumose Joint)

درزه‌های پرمانند، شکستگی‌های کششی می‌باشند. در برخی از گسل‌ها این درزه‌ها در طرفین سطح گسل و با زاویه حاده نسبت به آن تشکیل می‌شوند. درزه‌های پرمانند چون از نوع شکستگی‌های کششی هستند، بنابراین راستای آن‌ها در جهت محور کوچک بیضوی تشکیل می‌شود و عمود بر آن

معمولاً با کلسیت، کوارتز به رنگ‌های شیری و سفید نباتی پر شده‌اند و به صورت تیغه‌هایی هستند که شواهد خوبی برای تشخیص گسل خوردگی و به ویژه سازوکار آن‌ها است معمولاً در کنار گسل‌ها درزه پر شده با کلسیت، درزه‌های مرتبط با چین خوردگی را قطع کرده‌اند.

جدول ۲. مشخصات کلی درزه‌های منطقه مورد مطالعه

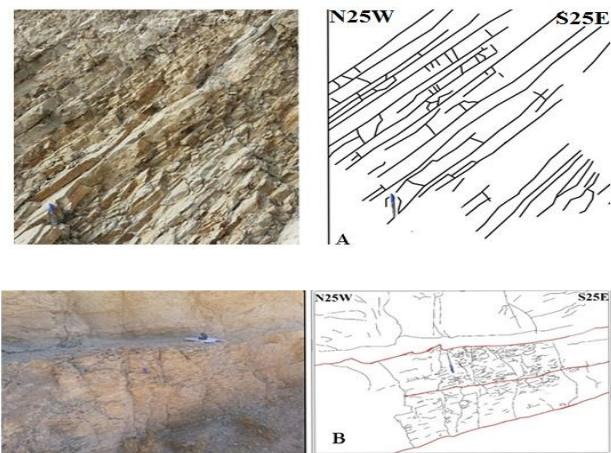
تعداد ایستگاه	امتداد	نوع درزه (میزان بازشدگی)	واحد سنگی	سن واحد سنگی	فایریک K	فایریک C	فاصله بین درزه بر حسب Cm
۱- پیرکنندی	N41E	کششی	آهک	کواترنری	خوشه و نوار	نوسه ضعیف	۱-۳ Cm
۲- ایدفر	N10W	کششی	آهک	کواترنری	نوار و خوشه	نوسه متوسط	۳-۴ Cm
۳- یارقیه	N58W	برشی	گرانیت	کواترنری	نوار	نوسه متوسط	۲-۵ Cm
۴- ابوالفضل	N20W	کششی	ماسه سنگ	کرتانه	نوار	نوسه متوسط	۱/۵-۳ Cm
۵- زافه	N25W	کششی	ماسه سنگ	لیگوسن-میوسن	نوار	نوسه ضعیف	۲-۴ Cm
۶- حوزیان سفلی	N10W	کششی	ماسه سنگ	کواترنری	خوشه و نوار	نوسه ضعیف	۵-۳ Cm

کینماتیک درزه‌ها

برای تجزیه و تحلیل درزه‌ها بهتر است سیستم درزه‌ها ناحیه مورد مطالعه به شش ایستگاه تقسیم کنیم و هر کدام به طور جداگانه مورد بررسی قرار گرفته و با یکدیگر مقایسه می‌شوند. انواع درزه‌های مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه عبارتند از:

درزه‌های منظم

درزه‌هایی که دارای منشأ تکتونیک بوده و شامل سطوح و موازی که طول نسبتاً قابل ملاحظه‌ای داشته و تا عمق قابل ملاحظه‌ای نیز ادامه می‌یابند درزه‌های سیستماتیک می‌گویند یکی از مشخصه‌های این درزه‌ها در منطقه مورد مطالعه این است که معمولاً دسته درزه‌های مختلف یکدیگر را قطع کرده و از هم عبور می‌کنند. اما هیچ‌گونه پرشدگی در درزه‌های منظم در منطقه دیده نمی‌شوند از این رو جوان بودن درزه‌ها را نشان می‌دهند که امتداد غالب درزه‌ها شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد (شکل ۱۴).



شکل ۱۴. A, B- درزه‌های منظم قرار گرفته بر روی واحدهای آهکی در تکیه‌گاه ابوالفضل و روستای یارم‌قیه

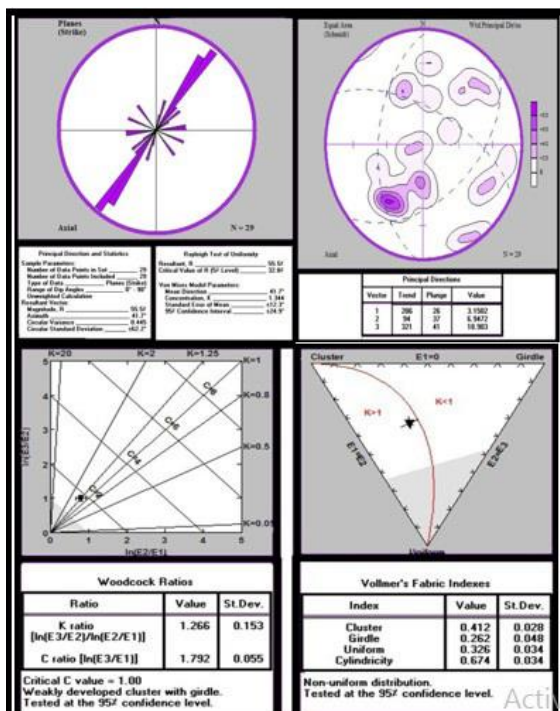
درزه‌های نامنظم

اما درزه‌هایی که دارای سطح منحنی طول کم و معمولاً در بین دو سطح یک دسته درزه محدود می‌شوند و از هیچ‌گونه نظم خاصی برخوردار نیستند درزه‌های غیرسیستماتیک می‌گویند این درزه‌ها در منطقه مورد مطالعه در

از دستگاه چپ‌پی‌اس برداشت شده و موقعیت آن‌ها بر روی تصاویر ماهواره‌ای مشخص گردیده، به نحوی که با توجه به تراکم درزه‌ها، حداقل ۴۰ تا ۶۰ درزه سیستماتیک در آن موجود باشد. به منظور تعیین الگوی قرارگیری درزه‌ها در راستای مختلف و نیز امتدادهایی که درزه‌ها عمدتاً به موازات آن پدید آمده‌اند، از نمودارهای گل‌سرخ، تصویر استریوگرافی و نمودار فلین استفاده شد. در این تحقیق از برنامه کامپیوتری Spheri-Stat برای به دست آوردن بردارها و مقادیر ویژه و رسم نمودار تغییر یافته فلین (Modified Flinn Diagram) استفاده شده است و مقادیر K و C برای هر نمودار محاسبه گردیده است. در این نمودار الگوی توزیع نمونه‌ها بر اساس مقدار K به طور دلخواه به هشت‌رده تقسیم شده و مرز بین این رده‌ها با مقادیر ثابت K ترسیم شده است. مقدار بحرانی C₉₅ برای سطح اطمینان ۹۵٪ در تعیین مقدار C برای نمونه‌های یکنواخت استفاده شده که این مقدار بیان‌گر ۹۵٪ صحت نتایج آماری است. مقدار C برای مقادیر C₉₅ و C بالاتر از ۹۵ در شکل (۱۹) نشان داده شده است.

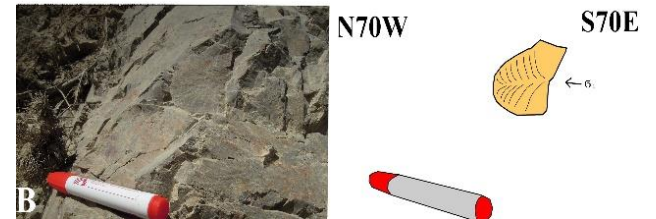
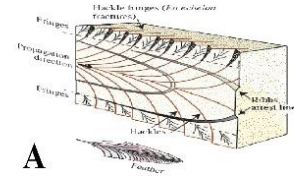
ایستگاه - ۱: پیرکندی

این ایستگاه شامل درزه‌های واقع در روستای پیرکندی می‌باشد (شکل ۱۹). بر اساس برداشت‌های حاصل از این ایستگاه نمودار گل‌سرخ، تصویر استریوگرافی، فلین و نمودار مثلثی مربوط به آن رسم گردید. با توجه به نمودار گل‌سرخ رسم شده، روند غالب درزه‌های این منطقه شمال شرقی - جنوب غربی (N30E تا N80E) محاسبه شده است که جهت‌گیری NE - SW را برای این منطقه نشان می‌دهد همان گونه‌ا که از نمودار بر می‌آید ۵۵٪ از درزه‌ها در این امتداد گسترش دارند. بر روی تصویر استریوگرافی رسم شده جهت‌های اصلی نیز نمایش داده شده است. در جدول مربوطه نیز جهت‌گیری تنش‌های اصلی همراه با روند و زاویه میل هر یک مشخص شده است.



شکل ۱۹. نمودار گل‌سرخ، نمودار استریوگرافی، نمودار فیلین و مثلثی ایستگاه اول پیرکندی، با توجه به نمودار فلین رسم شده، درزه‌های این ایستگاه در منطقه $K < \infty$ یعنی واتنش انقباضی (بیضی‌های کشیده) قرار دارد.

محور بزرگ بیضوی است. علاوه بر رسم بیضوی تغییرشکل در دو شکستگی برشی مزدوج و کششی، برای تعیین جهت حرکت گسل می‌توان از جهت زاویه حاده‌ای که این دو دسته شکستگی با راستای گسل می‌سازند استفاده کرد (شکل ۱۷). در شکل که حاصل برخورد درزه‌های کششی یا برشی مزدوج با گسل بوده و زاویه حاده می‌سازد V شکستگی نوک جهت حرکت آن قطعه گسل نشان می‌دهد (حاجی‌حسینلو، ۱۳۹۲).



شکل ۱۷. A- شکل شماتیک از درزه‌های پر مانند (اقتباس از حاجی‌حسینلو، ۱۳۹۲). B- درزه‌های پر مانند واقع شده بر روی دیابازهای موجود در ایده‌لو

درزه‌های پوست پیازی (Exfoliation joint)

در برخی از توده‌های سنگی که در هنگام تشکیل در زیر فشار لایه‌های روئین قرار گرفته‌اند مقداری انرژی ذخیره می‌شود پس از برداشت بار این انرژی به صورت تشکیل درزه‌های افقی بروز می‌یابد. در بازالت‌های گرانیتی که هنگام تشکیل در عمق ۶-۷ کیلومتر تشکیل می‌گردند. فشار طبقات بالایی سبب ذخیره مقدار انرژی به صورت فشردگی درون گرانیت می‌گردد. پس از میلیون‌ها سال سنگ‌های بالایی توده در نتیجه فرسایش لایه‌های بالایی از بین می‌رود و این انرژی ذخیره شده به صورت درزه‌های افقی بروز می‌یابد. نمونه‌ای از درزه‌های پوست پیازی در تکیه‌گاه ابوالفضل به چشم می‌خورند (شکل ۱۸).



شکل ۱۸. درزه‌های پوست پیازی قرار گرفته بر روی واحدهای ماسه‌سنگی در تکیه‌گاه ابوالفضل

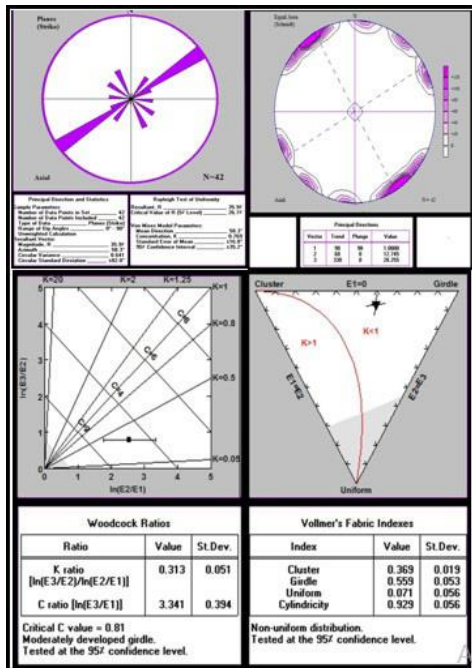
تحلیل درزه‌ها منطقه مورد مطالعه

محل برداشت درزه‌ها باید معرف شرایط ساختاری منطقه بوده و رخنمون مناسبی از شکستگی‌ها را دارا باشد. سن و جنس لایه‌هایی که ایستگاه بر روی آن‌ها قرار دارند، باید مشابه باشند. به علاوه باید اندازه‌گیری‌ها در سطح لایه و به دور از دیواره پرشیب دره‌ها یا خرد شدگی حاصل از گسل‌ها انجام پذیرند. بنابراین پیش از انجام عملیات صحرایی با مطالعه تصاویر ماهواره‌ای، تعداد ۶ ایستگاه مناسب در منطقه تعیین شد. در هر یک از ایستگاه‌ها محدوددهای مورد مطالعه به شکل نمودار گل‌سرخ معین شد، و موقعیت هر منطقه با استفاده

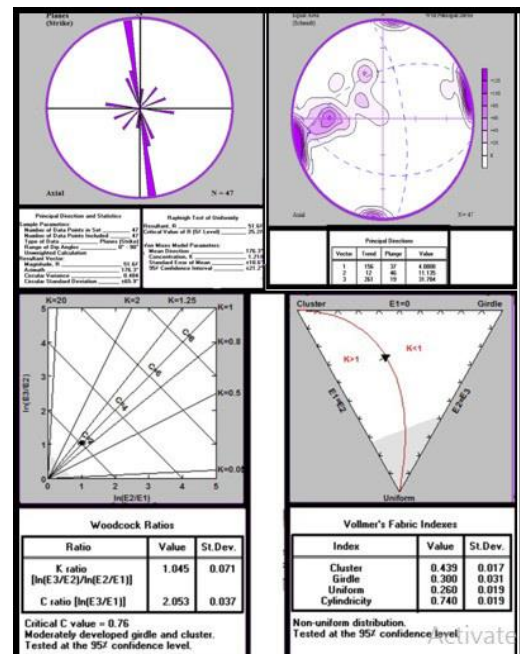
ایستگاه - ۲: ایده‌لو

این ایستگاه شامل درزه‌های واقع در روستای ایده‌لو می‌باشد (شکل ۲۰). بر اساس برداشت‌های حاصل از این ایستگاه نمودار گل سرخی، تصویر استریوگرافی، فلین و نمودار مثلثی مربوط به آن رسم گردید. با توجه به نمودار گل سرخی رسم شده، روند غالب درزه‌های این منطقه شمال‌غرب - جنوب‌شرق (N15W تا N80W) محاسبه شده است که جهت‌گیری NW - SE را برای این منطقه نشان می‌دهد همان طور که از نمودار بر می‌آید ۵۱٪ از درزه‌ها در این امتداد گسترش دارند. بر روی تصویر استروگرافی رسم شده جهت‌های اصلی نیز نمایش داده شده است. در جدول مربوطه نیز جهت‌گیری تنش‌های اصلی همراه با روند و زاویه میل هر یک مشخص شده است.

با توجه به نمودار گل‌سرخ رسم شده، روند غالب درزه‌های این منطقه شمال‌غربی - جنوب‌شرقی (N20W تا N35W) محاسبه شده است که جهت‌گیری NW - SE را برای این منطقه نشان می‌دهد همان طور که از نمودار بر می‌آید ۱۹٪ از درزه‌ها در این امتداد گسترش دارند. بر روی تصویر استروگرافی رسم شده جهت‌های اصلی نیز نمایش داده شده است. در جدول مربوطه نیز جهت‌گیری تنش‌های اصلی همراه با روند و زاویه میل هر یک مشخص شده است.



شکل ۲۱. نمودار گل‌سرخ، نمودار استریوگرافی، نمودار فیلین و مثلثی ایستگاه سوم یارم قیه، با توجه به نمودار فلین رسم شده، درزه‌های این ایستگاه در منطقه $K > 0$ یعنی واتنش انقباضی (بیضی‌های کشیده) قرار دارد.

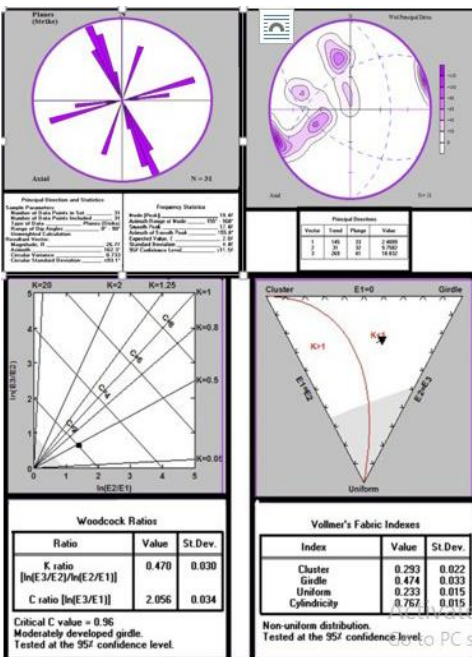


شکل ۲۰. نمودار گل‌سرخ، نمودار استریوگرافی، نمودار فیلین و مثلثی ایستگاه دوم ایده‌لو، با توجه به نمودار فلین رسم شده، درزه‌های این ایستگاه در منطقه $K < \infty$ یعنی واتنش انقباضی (بیضی‌های کشیده) قرار دارد.

ایستگاه - ۳: یارم‌قیه

این ایستگاه شامل درزه‌های واقع در روستای یارم‌قیه می‌باشد، در منطقه یارم-قیه فاصله درزه‌ها به دلیل عملکرد گسل یارم‌قیه فراوان و بیشینه محور تنش در منطقه بسیار کم است (شکل ۲۱).

بر اساس برداشت‌های حاصل از این ایستگاه نمودار گل سرخی، تصویر استریوگرافی، فلین و نمودار مثلثی مربوط به آن رسم گردید. با توجه به نمودار گل‌سرخ رسم شده، روند غالب درزه‌های این منطقه شمال‌غرب - جنوب شرقی (N40E تا N70E) محاسبه شده است که جهت‌گیری NW - SE را برای این منطقه نشان می‌دهد همان طور که از نمودار بر می‌آید ۳۵٪ از درزه‌ها در این امتداد گسترش دارند. بر روی تصویر استروگرافی رسم شده جهت‌های اصلی نیز نمایش داده شده است. در جدول مربوطه نیز جهت‌گیری تنش‌های اصلی همراه با روند و زاویه میل هر یک مشخص شده است.



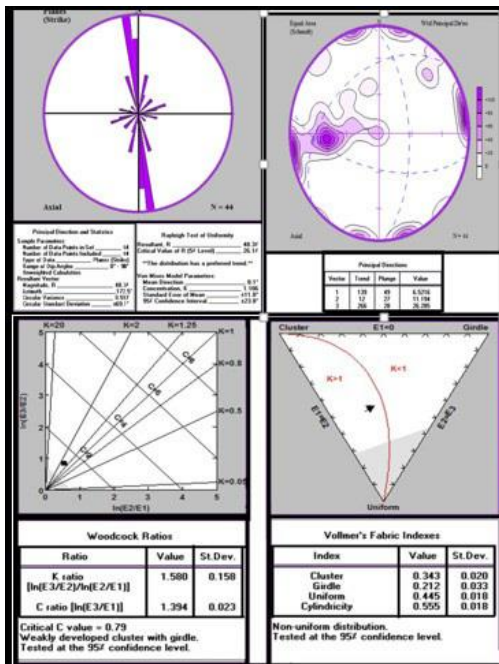
شکل ۲۲. نمودار گل‌سرخ، نمودار استریوگرافی، نمودار فیلین و مثلثی ایستگاه چهارم حمزبان علیا، با توجه به نمودار فلین رسم شده، درزه‌های این ایستگاه در منطقه $K > 0$ یعنی واتنش انقباضی (بیضی‌های کشیده) قرار دارد.

ایستگاه - ۴: حمزبان علیا

این ایستگاه شامل درزه‌های واقع در تکیه‌گاه ابوالفضل در حمزبان علیا می‌باشد (شکل ۲۲). بر اساس برداشت‌های حاصل از این ایستگاه نمودار گل سرخی، تصویر استریوگرافی، فیلین و نمودار مثلثی مربوط به آن رسم گردید.

ایستگاه - ۵: زاغه

این ایستگاه شامل درزه‌های واقع در روستای زاغه می‌باشد (شکل ۲۳). بر اساس برداشت‌های حاصل از این ایستگاه نمودار گل سرخی، تصویر استریوگرافی، فلین و نمودار مثلثی مربوط به آن رسم گردید. با توجه به نمودار گل سرخی رسم شده، روند غالب درزه‌های این منطقه شمال غرب - جنوب شرق (N20W تا N60W) محاسبه شده است که جهت‌گیری NW-SE را برای این منطقه نشان می‌دهد همان طور که از نمودار بر می‌آید ۲۰٪ از درزه‌ها در این امتداد گسترش دارند. بر روی تصویر استریوگرافی رسم شده جهت‌های اصلی نیز نمایش داده شده است. در جدول مربوطه نیز جهت‌گیری تنش‌های اصلی همراه با روند و زاویه میل هر یک مشخص شده است.

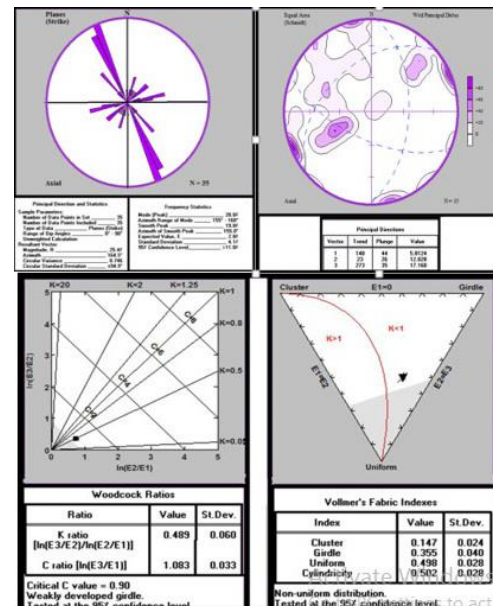


شکل ۲۳- نمودار گل سرخی، نمودار استریوگرافی، نمودار فلین و مثلثی ایستگاه ششم حمزبان سفلی، با توجه به نمودار فلین رسم شده، درزه‌های این ایستگاه در منطقه $K < 0$ یعنی واتنش انقباضی (بیضوی‌های کشیده) قرار دارد.

چین‌ها در همه مقیاس‌ها قابل مشاهده‌اند، از مقیاس ناحیه‌ای تا مقیاس دستی و حتی میکروسکوپی (Twiss and Moore 2007). معمولاً کمربندهای کوه‌زایی توسط سیستمی از چین‌ها مشخص می‌شوند (Ghosh, 1993) این ساختارها به دلیل حفظ حوادث زمین‌شناسی در خود دارای اهمیت هستند. تغییرات شدید در شکل چین، نشان دهنده تغییر خصوصیات فیزیکی مثل حرارت، فشار و تنش در منطقه و خصوصیات مکانیکی سنگ است (Twiss and Moore, 2007). در صورت درک صحیح مشخصات فیزیکی و هندسی چین‌ها، می‌توان تغییرات روی داده در منطقه را به خوبی بازسازی نمود.

تحلیل چین‌ها منطقه شمال شرق خوی چین‌های همراه با گسل‌ها

همراه با گسل خوردگی‌ها نقش مهمی در شناسایی جهت جابه‌جایی و سازوکار گسل‌های معکوس در منطقه دارند. در فرادیواره و فرودیواره همه گسل‌های معکوس منطقه، چین‌خوردگی‌های نامتقارن در مقیاس بزرگ مشاهده می‌شوند. از نظر جنبشی، تکامل این چین‌ها مرتبط با جنبش گسل‌های معکوس است. با رخداد گسل خوردگی معکوس در عمق، لایه‌های سطحی در نتیجه جنبش بر آمده و چین خوردگی ملایم و نسبتاً نامتقارنی را از خود نشان می‌دهند (شکل ۲۵).



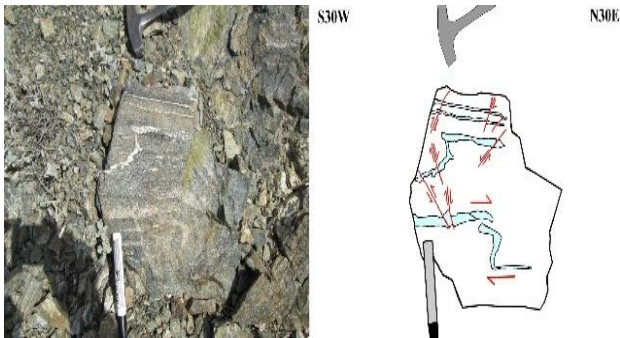
شکل ۲۴- نمودار گل سرخی، نمودار استریوگرافی، نمودار فلین و مثلثی ایستگاه پنجم زاغه، با توجه به نمودار فلین رسم شده، درزه‌های این ایستگاه در منطقه $K > 0$ یعنی واتنش انقباضی (بیضوی‌های کشیده) قرار دارد.

ایستگاه - ۶: حمزبان سفلی

این ایستگاه شامل درزه‌های واقع در روستای حمزبان سفلی می‌باشد (شکل ۲۴). بر اساس برداشت‌های حاصل از این ایستگاه نمودار گل سرخی، تصویر استریوگرافی، فلین و نمودار مثلثی مربوط به آن رسم گردید. با توجه به نمودار گل سرخی رسم شده، روند غالب درزه‌های این منطقه شمال غرب - جنوب شرق (N05W تا N80W) محاسبه شده است که جهت‌گیری NW-SE را برای این منطقه نشان می‌دهد همان طور که از نمودار بر می‌آید ۴۸٪ از درزه‌ها در این امتداد گسترش دارند. بر روی تصویر استریوگرافی رسم شده جهت‌های اصلی نیز نمایش داده شده است. در جدول مربوطه نیز جهت‌گیری تنش‌های اصلی همراه با روند و زاویه میل هر یک مشخص شده است.

تحلیل چین‌های منطقه

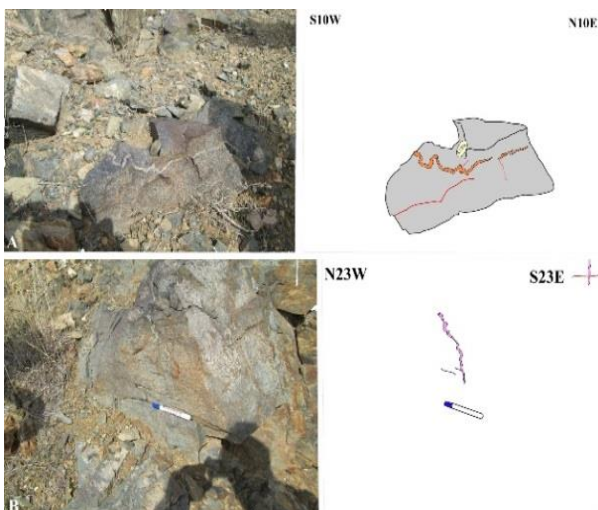
چین‌ها از مهم‌ترین ساختارهای موجود در منطقه مورد مطالعه که از تنوع خاصی برخوردار هستند. عمومی‌ترین ظاهر دگرشکلی در سنگ‌های شکل‌پذیر چین‌ها هستند که تحت شرایط متنوعی در سنگ‌ها آذرین، دگرگونی و رسوبی به وجود می‌آیند. شکستگی‌ها از دگرشکلی شکننده سنگ‌ها به وجود می‌آیند که موجب شکستن کامل آن‌ها در طول سطوح مجزا می‌شود، اما چین‌ها نمایش دگرشکلی شکل‌پذیر سنگ‌ها است که تغییرات تدریجی اما پیوسته‌تری را در



شکل ۲۷. نمای از یک چین هم شیب در عسگرآباد بر روی گرانودیوریت های میلونیتی

چین های پتیگماتیک (Ptygmatic)

اگر لایه بندی موازی راستای حداکثر کوتاه شدگی در بیضی واتنش باشد چین های پتیگماتیک شکل می گیرد. این چین ها متقارن بوده، سطح محوری آن ها عمود بر امتداد لایه بندی است. و در این نوع چین بدون در نظر گرفتن محل لولا و یا یال می توان در هر نقطه از چین ضخیم شدگی و یا باریک شدگی را مشاهده کرد. امتداد این گونه چین ها مارپیچ بوده و غالباً در مواد مذاب به وجود می آیند. خم شدگی عامل مهم و اصلی در تشکیل چین های پتیگماتیک می باشد. رگ های رودهای شکل، در بر دارنده چین های فشرمانندی هستند که در سنگ های دگرگونی رایج اند (Mitra, and, Datta, 1978). این چین ها بر روی واحدهای آمفیبولیتی منطقه عسگرآباد مشاهده شده اند (شکل ۲۸).



شکل ۲۸. A: نمونه از چین های رود ای بر روی آمفیبولیت های عسگرآباد.

چین ها غلافی

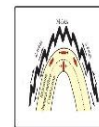
از دیگر چین های جالبی که در پهنه های میلونیتی منطقه مشاهده می شود چین های غلافی می باشد. این چین ها عموماً در مناطق که دارای برش شدید به وجود می آیند (Cobbold and Quinquis, 1980). نام چین غلافی به این دلیل است که لولا در صفحه محوری چین خورده است؛ به طوری که سطح چین خورده شکلی شبیه به غلاف شمشیر پیدا می کند در مقطع عمود بر خط- وارگی شکل چین ها نا نظم می شود و هیچ گونه گرایش مشخص را نشان نمی- دهند عامل عمده تشکیل این چین خوردگی در منطقه اختلاف رئولوژی لایه- های سازنده سنگ اولیه آن ها که معمولاً آمفیبولیت و گرانیت دیوریت می- باشند (شکل ۲۹)



شکل ۲۵. از چین های همراه با گسل های معکوس در روستای یارمقیه بر روی مارن منطقه

چین ها نامتقارن چین ها S و Z

یکی از مهم ترین آثار دگرشکلی که در منطقه مورد مطالعه دیده شده است، چین های نامتقارن از نوع S, Z شکل می باشد که جهت برش با استفاده از نشانگرهای پهنه برشی راست گرد و چپ گرد، تشخیص داده شد که چین های S شکل در یال سمت راست، چین های Z شکل در یال سمت چپ و چین های M شکل در محل لولای چین های مرحله اول قابل ملاحظه است این چین ها در شیل های دگرریخت شده در حمزبان علیا و گرانودیوریت های میلونیتی در منطقه عسگرآباد دیده شده اند (شکل ۲۶).

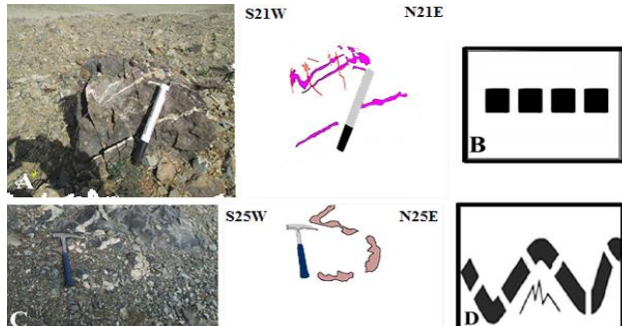


شکل ۲۶- نمایی از چین خوردگی های منطقه مورد مطالعه. A و B: چین خوردگی برشی در منطقه عسگرآباد بر روی گرانودیوریت های میلونیتی از نوع Z. سوی برش راست گرد. C و D: چین خوردگی برشی از نوع S سوی برش چپ گرد، C عسگرآباد و D بر روی ماسه های آهکی. F: مدل پیشنهادی برای چین S, Z، در یال راست چین S و در یال چپ چین Z (اقتباس از حاجی حسینیلو، ۱۳۹۲)

چین هم شیب

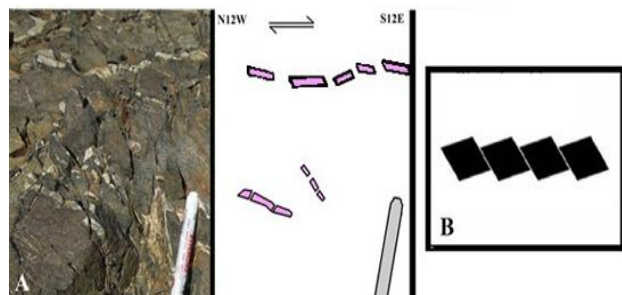
از جالب ترین و مهم ترین چین خوردگی ها، چین های هم شیب در پهنه های میلونیتی است. از ویژگی های شاخص این نوع چین خوردگی این است که در تمام این نوع چین خوردگی امتداد یال ها با هم موازی و موازی با پهنه برشی می باشد، راستای این یال ها راستای کشش در پهنه های میلونیتی را نشان می- دهد. و به موازات خطوارگی کششی می باشد. (شکل ۲۷).

در حال کشش بوده‌اند در مراحل نهایی تحت تأثیر فشارش قرار می‌گیرند. راستای عمود بر محور بودیناژها نشان‌گر راستای عمل‌کرد تنش کششی بوده، در مورد بودیناژ چین‌خورده حکایت از عملکرد تنش فشارشی پس از رویداد کششی همان جهت دارند. تنش فشارشی در راستای عمود بر محور چین‌ها در نظر گرفته می‌شوند. با توجه به امتداد رگه‌های کوارتزی چین‌خورده و بودین شده می‌توان الگوی تقارن منوکلینیک برای منطقه مورد مطالعه را ارائه داد. پس ایجاد این ساختارها در ارتباط با حرکات برشی ساده نامحور به وقوع پیوسته در این منطقه می‌باشد.



شکل ۲۹. A- بودین کشیده کوارتز بر روی گابرومیلونیت در منطقه حمیدآباد. B: شکل شماتیک بودین‌های کشیده (C). (Goscombe, and, Passchier, 2003). بودین-های چین‌خورده کوارتز بر روی گابرومیلونیت در منطقه حمیدآباد. D: طرح شماتیک رشته بودین‌های چین‌خورده (حاجی-حسینلو، ۱۳۹۲).

بودین‌های دومینو که دارای شکل زاویه‌دار و صفحه بین دارای شیب زیاد به سمت بخش بیرونی با جابه‌جایی نسبی کم و چین‌های یک دست غیر هم‌سو به جای خمیدگی هم‌سو هستند. به وجود آمدن هر یک از این دو نوع بودین نامتقارن بیشتر به جهت‌یابی محل باریک شده بودین اولیه وابسته است که نسبت به محور بزرگ بودین شده عمود یا مایل قرار می‌گیرد تغییر شکل در بودین‌ها به نوع جریان برشی بستگی دارد (شکل ۳۲).



شکل ۳۰. A: بودین‌های نامتقارن دومینو بر روی گابرو میلونیتی منطقه عسگرآباد جهت برش راست‌گرد می‌باشد. B: بودین‌های نامتقارن (حاجی‌حسینلو، ۱۳۹۲)

بررسی ریزساختارهای موجود در منطقه

ریزساختارهای قابل مشاهده در منطقه عبارتند از:

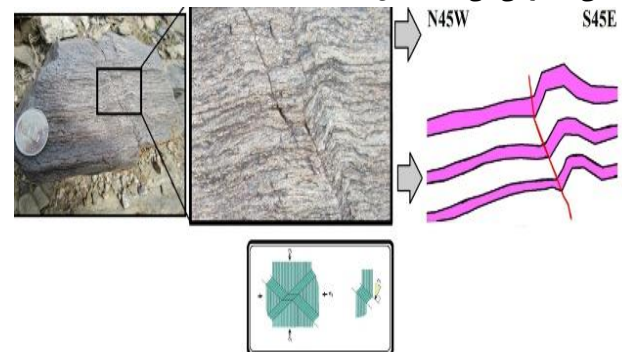
- ۱- استیلولیت‌ها
- ۲- ساختار میکا ماهی
- ۳- پورفیرو کلاست‌های پوششی
- ۴- ساختار S-C-Ć
- ۵- جریان کاتا کلاستیک
- ۶- ریزساختار Pull-apart
- ۷- تبلور مجدد
- ۸- برگ‌وارگی پیوسته
- ۹- برگ‌وارگی ناپیوسته



شکل ۳۱. نمای از چین غلافی بر روی واحدهای گابرودیوریت میلونیتی مناطق عسگرآباد

چین‌های شکنجی (Kink) در منطقه مورد مطالعه

به طور کلی چین‌های شکنجی فقط در سنگ‌های شدیداً متورق ناهمسان وجود دارند (معمولاً چین‌های شکنجی، ساختمان‌های شکل گرفته ثانوی هستند که بعد از گسترش یک رخ فراگیر به وجود آمده‌اند) و می‌توانند به تنهایی و یا در جفت‌های مزدوج یافت شوند. از چین‌های شکنجی مزدوج در تحلیل پویایی (تعیین جهت یافتگی تنش‌های دیرین) می‌توان استفاده کرد. چین‌های شکنجی به دو شکل نوارهای شکنجی عادی و معکوس دیده می‌شوند. در چین‌های شکنجی عادی، کاهش حجم و در نوارهای شکنجی معکوس، افزایش حجم روی می‌دهد. در این منطقه چین‌های شکنجی از نوع عادی می‌باشد. در این ناحیه چین‌های شکنجی بیشتر در رخنمون‌های میکاشیستی حمیدآباد مشاهده شده‌اند. زاویه α و β در این چین‌ها به ترتیب ۵۰ و ۱۳۰ است. مکانیسم این چین‌خوردگی این چین‌ها در این منطقه از نوع خمشی - لغزشی می‌باشد (شکل ۳۰).



شکل ۳۲. چین شکنجی میکاشیستی‌های موجود در حمید آباد و جهت تنش‌های آن

بررسی بودیناژهای موجود در منطقه مورد مطالعه

از بودین‌های منطقه مورد مطالعه می‌توان به بودین‌های کشیده اشاره کرد این بودین‌های طبق تقسیم‌بندی (Coscombe et al., 2004) که از نوع بودین‌های بدون لغزش (No-slip boudinage) و جز بودین‌های متقارن است. وجود بودین‌های چین‌خورده و برهم سوار شده را می‌توان به وسیله دگرشکلی‌های با برش ساده و محض توجیه نمود. وجود بودین‌های چین‌خورده نشان‌گر عملکرد متوالی یک مرحله کششی و به دنبال آن یک مرحله فشارشی است (شکل ۳۱). کشیدگی در سنگ منجر به تشکیل بودین‌ها و فشار بعدی در آن منجر به چین‌خوردن بودین‌های اولیه و لغزش آن‌ها بر روی یکدیگر می‌شود. با آن که این ساختار می‌تواند حاصل از تغییر سیستم اصلی تنش باشد. در عین حال می‌تواند نتیجه یک دگرشکلی پیشرونده برشی ساده نیز باشد. در پیشروی یک دگرشکلی با برش ساده بسیاری از ساختارهایی که قبلاً

استیلولیت‌ها

از دیگر ساختارهای جانبی که در رخنمون های منطقه مورد مطالعه دیده شده است استیلولیت‌ها می‌باشند. استیلولیت‌ها صفحات ناصاف و نامنظمی هستند که معمولاً در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده برگ‌وارگی ناهموار می‌سازند و به صورت مجزا و متقاطع نیز مشاهده می‌شود. انحلال فشاری در شرایط دگرگونی پایین معمول بوده و در مقیاس دانه‌های سنگ در سرتاسر حجم سنگ عمل می‌کند که منجر به تشکیل برگ‌وارگی در اثر انحلال در مقیاس دانه‌ها و رسوب‌گذاری آن‌ها می‌شود. انحلال فشاری محلی در امتداد درزه‌ها و یا شکاف‌ها مخصوصاً در آهک، هم چنین در سنگ‌های ریز همگن به وجود می‌آیند. این سطوح به شدت فرورفتگی داشته و حالت دندان‌های دارند. استیلولیت‌ها به دو صورت موازی با لایه‌بندی و استیلولیتی که لایه‌بندی را قطع می‌کند تقسیم می‌شود. دندان‌ها در سطح استیلولیتی معمولاً دارای فازهای ثانویه هستند در حالی که دیواره‌های استیلولیت‌ها موازی می‌باشند. بنابراین استیلولیت‌ها ممکن است بدون شکسته شدن دندان‌ها از هم دیگر جدا شوند. شکل در هم رفته استیلولیت‌ها توسط انحلال فشاری جهت‌دار در کنار صفحه آن در اثر تجمع فازهای غیر محلول مقابل ایجاد می‌شود. موادی مثل کانی‌های اپاک و میکاها در محل استیلولیت‌ها نسبت به سنگ دیواره بیشتر جمع می‌شوند. اگر سنگ از این مواد غنی باشد استیلولیت‌ها نیز به طور محلی از آن غنی هستند. استیلولیت از دیگر ریزساختارهای در منطقه می‌باشند همان طور که گفته شد سطوحی به شدت فرو رفته و دندان‌داری هستند که در شرایط دگرگونی پایین و در اثر انحلال فشاری ایجاد شده و منجر به پیدایش برگ‌وارگی ناهموار می‌شوند. نمونه‌ای از استیلولیت‌ها دیده شده در سنگ آهک‌های منطقه را نشان می‌دهد (شکل ۳۳).

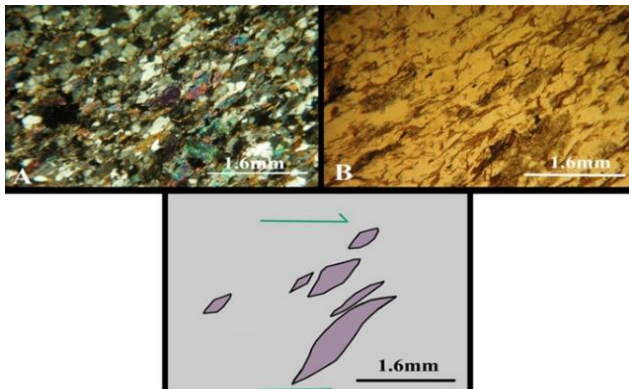


شکل ۳۳. مقطع میکروسکوپی از استیلولیت‌های موجود در بیزنده در زمینه آهکی

ساختار میکا ماهی

از ریزساختارهای مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه ساختارهای میکا ماهی می‌باشد که این ساختار از جمله شواهد تعیین کننده نوع برشی ساختار ماهی است. بلورهای ماهی‌گون پورفیروکلاست‌های منفرد لوزی و عدسی شکل کشیده هستند که به صورت بلورهای منفرد در یک زمینه ریزتر در مناطق برشی شکل‌پذیر حضور دارند و در میلونیت‌ها معمولی می‌باشد خصوصیت همه بلورهای ماهی‌گون شکل لوزی کشیده یا شکل عدسی جهت‌یابی ترجیحی قوی و نداشتن هیچ شاهدهی برای چرخش است که به دلیل تغییر شکل داخلی، تخریب یا باز تبلور داخلی یا انحلال فشاری و رشد جانبی یا رسوب انحلال یافته ساخته می‌شود. شکل لوزی آن‌ها نتیجه بر طرف شدن بلورهای تجدید تبلور یافته یا حذف بخش‌هایی که به دلیل شرایط کاتاکلاستی از آن پاره شده و در بخش‌های بالایی و پایینی جدا می‌شوند است. اگر بلور ماهی در بخش‌های طولیل خود با زمینه رابطه ضعیفی داشته باشد ممکن است شکل پایداری را در شکل غیر هم محور حتی در تغییر شکل برشی ساده داشته باشد بلورهای

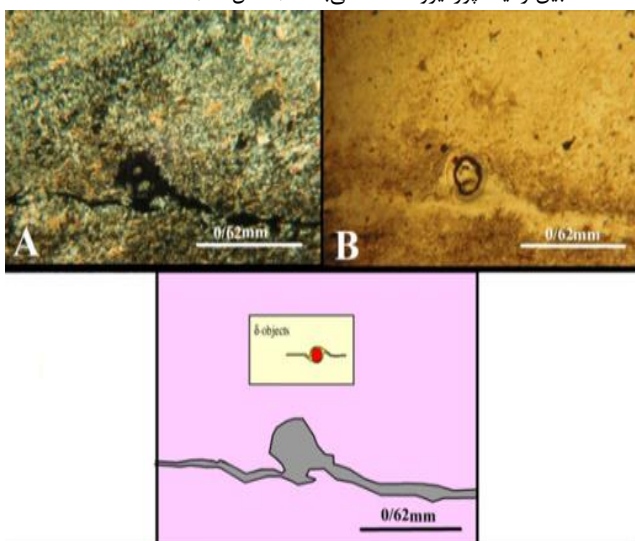
ماهی‌گون جهت‌یافتگی ترجیحی را نسبت به برگ‌وارگی میلونیتی نشان می‌دهند (حاجی حسینلو، ۱۳۹۲). در منطقه بلورهای منفرد، بلورهای لوزی و عدسی شکل کشیده هستند که در میکاشیست‌های در روستای حمیدآباد دیده می‌شوند میکا ماهی‌ها با دیواره برشی زاویه حدود ۲۰ درجه درست می‌کنند (شکل ۳۴).



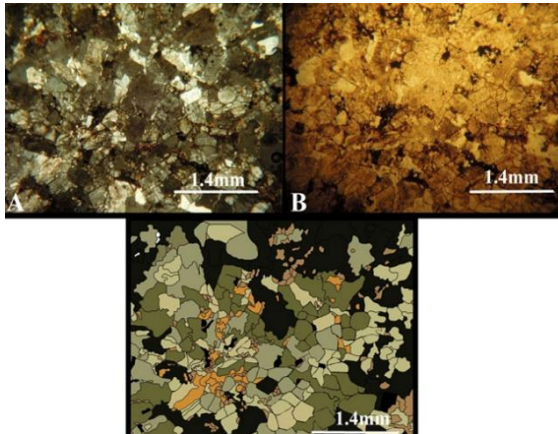
شکل ۳۴. میکا ماهی‌های مشاهده شده بر روی میکاشیست‌های موجود در منطقه حمیدآباد (A: CPL, B: PPL) پهنای دید ۵ میلی متر.

پورفیروکلاست‌های پوششی

از ساختارهای مهمی که در مقیاس میکروسکوپی در این منطقه دیده می‌شوند پورفیروکلاست‌های پوششی می‌باشند. این پورفیروکلاست‌ها از بلور منفرد مرکزی و پوشش دانه‌ریز از بلور هم جنس تشکیل شده‌اند (Passchier and Trouw, 2005). پورفیروکلاست‌های پوششی منطقه معمولاً از جنس فلدسپات پتاسیم هستند که در یک ماتریس کوارتز - فلدسپار - میکا تشکیل شده‌اند. پوشش دارای بلورهای ریز ممکن است به صورت دنباله دگرریخت شده باشند که در دو طرف پورفیروکلاست به موازات اجزای کشیده شده در میلونیت ادامه دارند. به نظر می‌رسد که بال‌ها کشیده شده‌اند در حالی که بخش مرکزی آن به صورت هسته ثابت و مقاوم از حاشیه شروع به تبلور و چروکیدگی کرده و تغییر اندازه می‌دهد. شکل این بال‌ها می‌تواند برای تعیین نوع برش مورد استفاده قرار گیرد که حاوی اطلاعاتی از رئولوژی زمینه و اصطکاک بین زمینه پورفیروکلاست می‌باشد (شکل ۳۵).



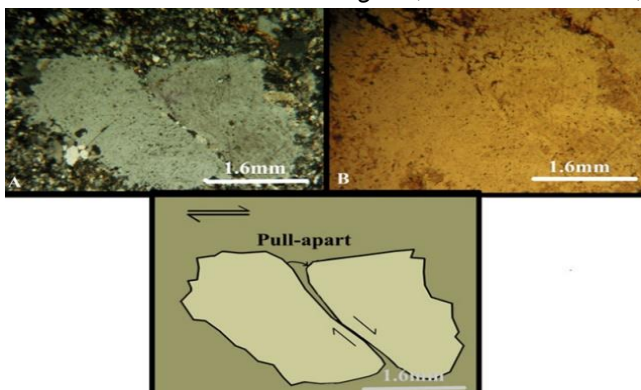
شکل ۳۵. تصویر میکروسکوپی پورفیروکلاست δ با دنباله‌های نامتقارن از فلدسپات تبلور مجدد یافته در اطراف پورفیروکلاست فلدسپات در دیابازهای منطقه زارغان - پیرکندی، سوی برش چپ‌گرد است ((A: CPL, B: PPL) پهنای دید ۵ میلی متر.

ساختار C-C-S


شکل ۳۷. کاتاکلاست‌های موجود در روی گرانیت‌های منطقه یارم‌قیه (B: PPL, A: CPL) پهنای دید ۵ میلی متر.

ریزساختارهای (Pull-apart)

ریزساختار دیگری که ناحیه مورد مطالعه مشاهده می‌شود ریزساختارهای حاصل از کشش است که در فلدسپارهای سنگ‌های گرانودیوریت میولونیتی مشاهده می‌شوند. اخیراً نوع جدیدی از ریزساختارهای حاصل از کشش از میولونیت‌های گرانیتی گزارش شده که هندسه V شکل دارند که خم‌شدگی قسمت کوچک‌تر نسبت به قسمت بزرگ‌تر در ریزساختارهای حاصل از کشش جهت برش را در طول سطح مجاور در انتهای بازشدگی V نشان می‌دهد (Samanta et al., 2002) (شکل ۳۸).

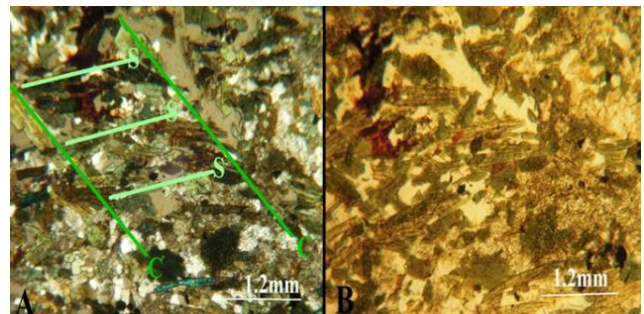


شکل ۳۸. ریزساختار در بین جاده ممد و جعفرآباد بر روی کوارتزیت میولونیت، سوی برش راست‌گرد (Pull-apart, A: PPL, B: CPL) پهنای دید ۵ میلی متر.

تبلور مجدد

باز تبلور فرآیندی از مهاجرت مرز دانه‌ها در حالت جامد است و باعث آرایش دوباره مواد به دانه‌های جدید می‌شود که ممکن است ترکیب جدید یا همان ترکیب قبلی خود را داشته باشند. در طی دگرشکلی گاهی فرآیند باز تبلور منجر به جهت‌گیری ترجیحی کانی‌های موجود در سنگ می‌شود تبلور مجدد یکی دیگر از روش‌های تغییر شکل پلاستیک اجسام است. به طوری که می‌دانیم سنگ‌ها می‌توانند بدون تغییر شکل، متبلور شوند. تحت شرایط فشار موجود ممکن است انحلال و تبلور مجدد کانی‌های سنگ به طریقی انجام گیرد که سنگ در یک امتداد خاص کوتاه شده در امتداد دیگر طولی گردد. بر اساس تجربیاتی که در این مورد انجام گرفته محلول‌های موجود منافذ در سنگ، آن قسمت از بلور را تحت تنش بیشتر قرار گرفته حل می‌کنند و مجدد آن‌ها را در قسمتی از بلور که تحت تنش کم‌تری قرار دارد رسوب می‌دهند بدین ترتیب شکل بلور عوض می‌شود و در صورتی که تمام بلورهای موجود در سنگ تحت

این ساختار در زون برشی شمال‌شرق خوی به خوبی در مقاطع نازک جهت‌دار مشاهده می‌شود. در میولونیت‌ها، برگ‌وارگی‌های مختلفی وجود دارد که جهت‌یافتگی آن‌ها می‌تواند جهت برش را در پهنه‌ها نشان دهد. گاهی این برگ‌وارگی‌ها به صورت مورب عمل کرده و موازی نیستند. این حالت بیشتر در لایه‌های تک‌کانی که از کوارتز یا کلسیت ایجاد می‌شوند دیده می‌شود. اصطلاح صفحه S می‌تواند برای برگ‌وارگی شیستی و اصطلاح صفحه C می‌تواند برای نوارهای برشی به کار رود. فابریک‌های S-C، که سطح C آن‌ها با کناره پهنه برشی موازی است ولی سطح S با زاویه ۴۵° درجه نسبت به این سطح اریب ولی با پیشرفت برش و گرایش S به سمت C زاویه کوچک‌تر می‌شود. در زون برشی شکل‌پذیر سه نوع برگ‌وارگی معمول است برگ‌وارگی مایل، باندهای برشی نوع C باندهای برشی C. نوارهای برشی نوع C در فابریک C/S موازی کناره‌های زون برشی است و نسبتاً مستقیم و ادامه‌دار می‌باشد. برعکس نوع C، فابریک C/S در میولونیت‌هایی که برگ‌وارگی در آن‌ها ضعیف بوده و درصد کمی میکا دارند گسترش می‌یابد. این فابریک بیشتر در زون‌های برشی با درجه متوسط معمول بوده و به خصوص در گرانیت‌های تغییر شکل یافته دیده می‌شود. در حالی که فابریک نوارهای برشی نوع C در اطراف پورفیر کلاست-های فلدسپار دور می‌زنند. نوارهای برشی نوع C در محل‌هایی با وجود تنش تقسیم‌شونده بالا هسته‌بندی شده و در کنار پورفیر و کلاست‌های فلدسپار تولید و گسترش یافته و به هم متصل می‌شوند (Passchier and Trouw, 2005). این ساختارها نیز در مقاطع میکروسکوپی در منطقه حمیدآباد دیده شده است (شکل ۳۶).



شکل ۳۶- ساختار C,C-S بر روی شیست در منطقه حمیدآباد (B: PPL, A: CPL) پهنای دید ۵ میلی متر.

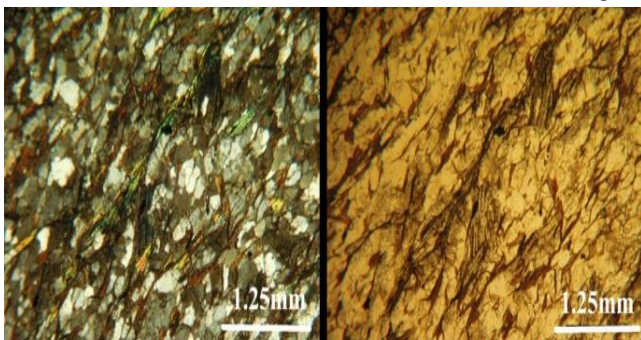
جریان کاتاکلاستیک

جریان کاتاکلاستیک در حقیقت یک پدیده شکننا است که در اثر خرد شدن مکانیکی در سنگ ایجاد و سپس در اثر لغزش در قطعات تشکیل دهنده و چرخش آن‌ها و ریزتر شدن دوباره تکوین می‌یابد. جریان کاتاکلاستیک در مجموعه سنگ‌هایی که در اثر شرایط دیاژنز و یا دگرگونی درجه پایین هستند روی می‌دهد. شرایط به نوع بلورهایی که درگیر می‌شوند و فشار سیال نیز بستگی دارد. فشار سیال بالا باعث افزایش جریان کاتاکلاستیک در هر محیط دگرگونی و باعث حضور رگه‌ها در برش‌های گسلی و کاتاکلاستیک‌هاست (Passchier and Trouw, 2005). در مقاطع نازک دگرشکلی‌های کاتاکلاستیک از دگرشکلی‌های مربوط به تجدید تبلور دینامیک توسط موارد زیر قابل تشخیص است (شکل ۳۷):

- اندازه دانه‌ها در حالت کاتاکلاستیک بزرگ است.
- دانه‌ها دارای مرز مشخص و دندانه‌دار هستند.
- و خود قطعات سنگی چند بلور

معادل این موارد به صورت (پهنه M پر از میکا) و (پهنه Q پر از کوارتز) در میکاشیست‌ها یا فلیت‌ها به وسیله (Solty, 1993) به کار گرفته شده است. پهنه کلیواژ از بلورهای ورقه‌ای تشکیل شده و حاوی عناصر فابریکی موازی روند پهنه می‌باشند. میکرولیتون‌ها بین میدان های کلیواژ قرار گرفته و از عناصر فابریکی تشکیل شده‌اند که یا جهت‌یافتگی نداشته و یا خیلی ضعیف است و جهت فابریک در آن‌ها نسبت به جهت میدان‌های کلیواژ مایل است. برگ‌وارگی‌های فاصله‌دار براساس انواع میکرولیتون‌ها قابل تقسیم‌بندی است. اگر میکرولیتون‌ها هنوز حاوی برگ‌وارگی قبلی باشند به نام کنگره‌ای نامیده می‌شود و گرنه به عنوان برگ‌وارگی مجزا بررسی می‌شود. از خصوصیات مورفولوژیکی دیگر برگ‌واره‌های ناپیوسته که ممکن است در توصیفشان مورد توجه قرار گیرند عبارتند از (Passchier and Trouw, 2005):

- ۱- فاصله پهنه کلیواژ
 - ۲- شکل پهنه‌ها کلیواژ در سنگ: ناهموار، هموار، موجی یا دندان‌های یا مضرسی
 - ۳- درصد پهنه‌های کلیواژ در سنگ اگر بیش از ۳۰٪ باشد اصطلاح برگ‌واره پهنه‌ای برای آن به کار می‌رود اگر مساوی ۱۰۰ درصد باشد از اصطلاح برگ‌واره پیوسته استفاده می‌شود.
 - ۴- نحوه ارتباط بین پهنه‌های کلیواژ: بر این اساس کلیواژها به انواع موازی پیوندی، مزدوج تقسیم می‌شوند.
 - ۵- نحوه انتقال از بخش کلیواژ به میکرولیتون که احتمال دارد تدریجی یا مجزا باشد.
 - ۶- شکل ریز چین‌ها در کلیواژ کنگره‌ای که ممکن است متقارن، نامتقارن، باز یا بسته باشد.
- این نوع برگ‌وارگی در منطقه حمیدآباد بر روی میکاشیست‌ها دیده می‌شود (شکل ۴۱).

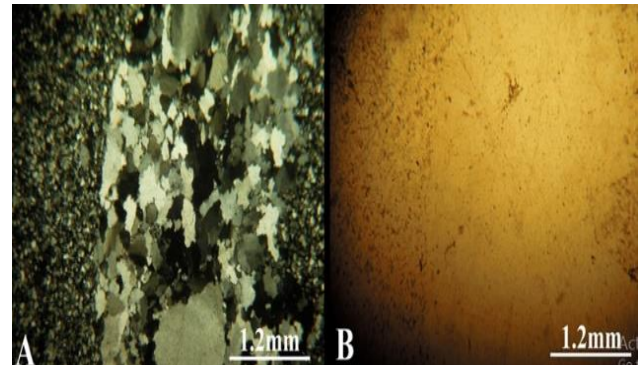


شکل ۴۱. نمونه از برگ‌وارگی ناپیوسته در میکاشیست‌های حمیدآباد (A: CPL, B: PPL) پهنای دید ۵ میلی متر.

مدل پیشنهادی

برای تحلیل ساختاری منطقه مورد مطالعه، ساختارهای اصلی، چین‌ها و گسل‌ها برای مطالعه در نظر گرفته شدند. یکی از ساختارهای مهم که در منطقه مورد بررسی قرار می‌گیرند چین‌ها است که عامل تشکیل آن‌ها گسل‌ها هستند از آن جا که به طور معمول مسبب تشکیل این چین‌ها که چین‌های مرتبط با گسل خوردگی می‌باشند گسل‌ها را می‌توان مهم‌ترین ساختارهای موجود در محدوده مورد مطالعه به شمار آورد. با توجه به شواهد روی زمین و بر مبنای تحلیل جنبشی بیشتر این گسل‌ها دارای سازوکار راندگی می‌باشند. هم‌چنین گسل‌های عادی نیز به صورت محدود و محلی دیده می‌شوند. تحلیل هندسی چین‌ها با برداشت‌های مستقیم صحرایی و از طریق تحلیل استریوگرام‌های مرتبط نشان داد بیشتر چین‌ها مرتبط با گسل‌های راندگی بوده و از نوع غیر استوانه‌ای و چین‌های همراه گسل خوردگی، نقش مهمی در

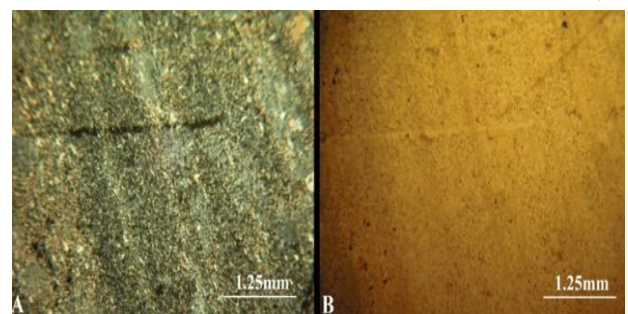
این پدیده واقع شوند، شکل کلی توده سنگ تغییر خواهد کرد. سه مکانیسم برای باز تبلور وجود دارد که ممکن است در طول دگربخشی عمل نماید و به حرارت و یا تنش بستگی دارند. با افزایش حرارت و کاهش تنش این مکانیسم‌ها شامل برآمدگی باز تبلور با چرخش زیر دانه و باز تبلور همراه با مهاجرت مرز دانه است (Passchier and Trouw, 2005). و به طور خلاصه مشخصات آن دانه‌های طویل شده، وجود ریز دانه‌ها و مرز دانه‌های مضرسی می‌باشد. نمونه از باز تبلور بر روی گرانیت‌های میلونیتی منطقه یارمقیه دیده شده است (شکل ۳۹).



شکل ۳۹. باز تبلور مجدد در روی گرانیت‌های میلونیتی در روستای یارمقیه (B: PPL, A: CPL) پهنای دید ۵ میلی متر.

برگ‌وارگی پیوسته یا ممتد

برگ‌وارگی پیوسته از بلورهای صفحه‌ای با جهت یافتگی ترجیحی تشکیل یافته است که لایه‌شدگی را نشان نمی‌دهند و بیشتر با کانی‌های میکا و یا آمفیبول ساخته شده‌اند. ولی کوارتز و یا بلورهای دیگر نیز ممکن است برگ‌وارگی ممتد را در تیغه نازک ایجاد کنند. اگر دانه‌هایی که برگ‌وارگی را تشکیل می‌دهند با چشم غیر مسلح دیده شوند شیست‌وارگی ممتد و اگر دانه‌بندی ریزتر باشد کلیواژ ممتد یا کلیواژ اسلیتی نامیده خواهد شد برگ‌وارگی می‌تواند به عنوان برگ‌وارگی‌های کانی که با جهت یافتگی ترجیحی بلورهای ورقه‌ای ولی غیر دگربرخسته دانه‌های بلورهای میکا و آمفیبول ساخته شده و فابریک صفحه‌ای که توسط بلورهای پهن شده مثل کوارتز یا کلسیت ایجاد شده قابل تقسیم باشد (Passchier and Trouw, 2005). این نوع ساختار در منطقه ایده‌لو بر روی اسلیت‌ها آن دیده می‌شود (شکل ۴۰).



شکل ۴۰. نمونه از برگ‌وارگی پیوسته در سنگ پهنای دید ۵ میلی‌مترهای اسلیتی منطقه ایده‌لو (A: CPL B: PPL) پهنای دید ۵ میلی متر.

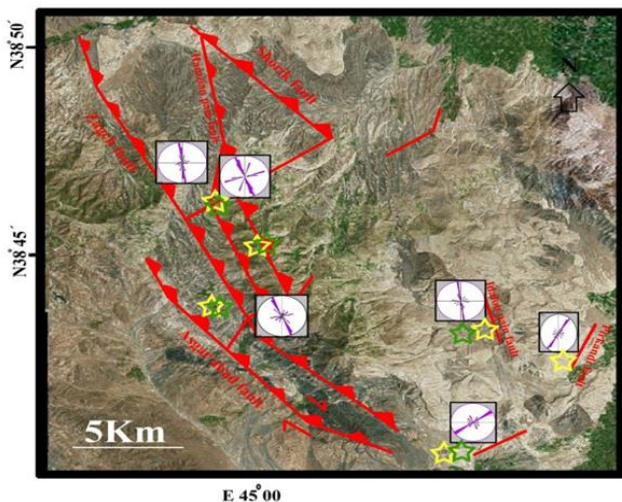
برگ‌وارگی ناپیوسته یا فاصله‌دار

سنگ‌های حاوی این برگ‌وارگی از دو نوع پهنه به اسم پهنه کلیواژ (که با نام تیغه‌های کلیواژ نیز شناخته شده) و پهنه میکرولیتون تشکیل شده است.

نتیجه گیری

با توجه به تحلیل‌های ساختاری صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه و بحث‌های انجام شده در ارتباط با آن، نتایج زیر حاصل شده است:

۱- گسل‌های منطقه مورد مطالعه شامل مجموعه‌ای از گسل‌های امتدادلغز و شیب‌لغز می‌باشند ولی گسل‌های شیب‌لغز با مکانیسم راندگی چپ‌ره‌گی بیشتری دارد. و اغلب گسل‌خوردگی و خرد شدگی سنگ‌های واحدهای مختلف منطقه در نتیجه دو سیستم گسلی بوده که یکی با راستی شمال‌غرب - جنوب‌شرق بیشتر از گسل‌های راندگی راست‌گرد و دیگری تقریباً عمود بر آن با راستای شمال‌شرقی - جنوب‌غرب غالباً از نوع امتدادلغز راست‌گرد که نسبت به سیستم گسلی اصلی جوان‌تر است (شکل ۴۳). گسل‌های اصلی عبارتند از: گسل راندگی ابوالفضل، گسل راندگی شوریک، گسل راندگی سگرآباد و گسل راندگی زاغه.



شکل ۴۳. نقشه گسل‌ها و محل درزه‌ها با نمودار نشان داده شده است، محل برداشت ریزساختارها با ستاره سبز، محل برداشت چین‌ها با ستاره زرد.

۲- راستای کلی ساختارها از قبیل چین‌ها و راندگی‌ها شمال‌غرب - جنوب‌شرق است که نشان دهنده حداکثر کوتاه شدگی شمال‌شرق - جنوب‌غرب می‌باشد (شکل ۴۴). اغلب راندگی‌های منطقه مورد مطالعه شیبی به سوی شمال‌شرق دارند که خود مبین حرکات تکتونیکی از نوع همگرا در راستای شمال‌غرب - جنوب‌شرق است. این حرکات را می‌توان در ارتباط با نزدیک شدن صفحه عربستان با صفحه توران دانست.

۳- نشان‌گرهای جنبشی منطقه مورد مطالعه عبارتند از: پورفیروکلاست‌های پوششی نامتقارن، فابریک C و S، ساختار میکا ماهی و ریز ساختار Pull-apart که در سراسر منطقه سوی برش راست‌گرد را نشان می‌دهند.

۴- درزه‌ها از عوارض ساختاری مشخصی در منطقه هستند به طوری که گاه توسعه آن‌ها به حدی است که تشخیص لایه‌بندی در منطقه با مشکل مواجه می‌کند. این ساختارها، به حدی است طور کلی با شیب تند نسبت به لایه‌بندی تشکیل شده‌اند نشان دهنده چین‌خوردگی‌های ملایم در منطقه هستند. در بسیاری موارد ارتباط خوبی با وضعیت چین‌خوردگی واحدهای سنگی نشان می‌دهند.

۵- ریز ساختارهای موجود روی هم‌رفته در منطقه، نشان دهنده شرایط درجه بالا در زمان میولنیتی شدن است.

۶- در شمال‌غرب منطقه گسل‌خوردگی‌های بی‌شماری با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق به موازات گسل شمال تبریز و گسل راندگی خوی یافت می‌شوند

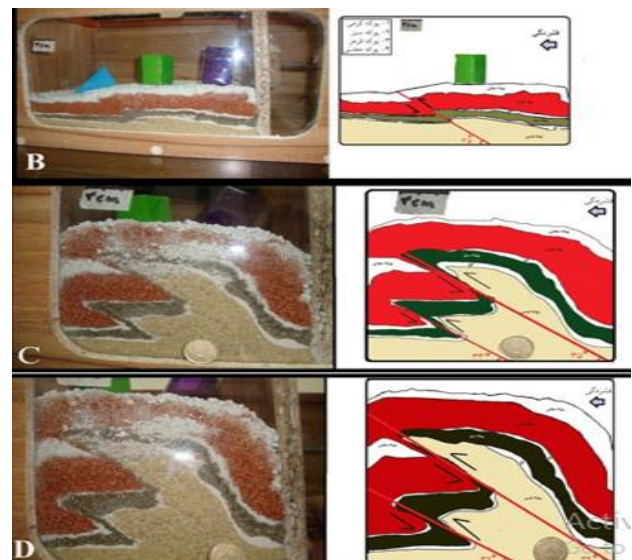
شناسایی تجزیه و تحلیل جهت جابه‌جایی و سازوکار گسل‌های راندگی منطقه مورد مطالعه دارند همه گسل‌های راندگی چین‌خوردگی‌های نامتقارن و در مقیاس‌های متفاوت از بزرگ چین‌ها تا ریزچین‌ها از نوع Z و S مشاهده می‌شوند.

داده‌های به دست آمده از تحلیل هندسی و جنبشی ساختارهای محدود مطالعه نشان‌گر آن است. گسل‌های راندگی از ساختارهای اصلی کنترل‌کننده دگرشکلی منطقه مورد مطالعه هستند. گسل‌های اصلی در شمال‌غرب، غرب و جنوب‌غرب این منطقه، هم راستا با امتداد گسل‌های اصلی در زاگرس هستند. محدود مورد مطالعه، چین‌های متوسط مقیاس دیده می‌شوند که بر اساس تحلیل‌های هندسی و جنبشی آن‌ها عمدتاً از نوع چین‌های مرتبط با گسل خوردگی‌های راندگی به خصوص گسل راندگی ابوالفضل و سگرآباد است. به همین دلیل از این چین‌ها به منظوره تحلیل جنبشی گسل‌ها و تعیین سازوکار آن‌ها استفاده شده است. چین‌ها و گسل‌ها راندگی در این منطقه ساختارهای اصلی را تشکیل می‌دهند. روند این ساختارها شمال‌غرب - جنوب‌شرق و هم روند با ساختارهای کمربند زاگرس می‌باشد.

در این زون گسل‌های راندگی با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق و شیب به سمت جنوب‌شرق، قدمی‌ترین واحدهای توالی رسوبی را به سطح رسانده‌اند. علاوه بر گسل‌های راندگی موازی روند زاگرس (گسل اصلی خوی) گسل‌های عمود بر روند زاگرس، گسل حیدرآباد و قوزلوخانقه معرفی می‌شود.

نیز دگرشکلی منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند که سبب تغییر سبک دگرریختی در طول زون گسلی خوی شده‌اند.

مدلی که به کمک دانشجویان گروه تکتونیک با دستگاه Sand Box در آزمایشگاه دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوی ارائه شده که ماده اولیه این مدل از پوک‌های رنگی است. که هدف از ارائه این مدل تعیین سازوکار گسل‌خوردگی ابوالفضل و سگرآباد در منطقه مورد مطالعه می‌باشد که در این مدل کوتاه شدگی باعث ایجاد گسل‌های رانده با شیب‌های مختلف شده است که با منطقه مورد مطالعه هم خوانی دارد و باعث می‌شود لایه قدیمی بر روی لایه‌های جدیدتر قرار بگیرند (شکل ۴۲).

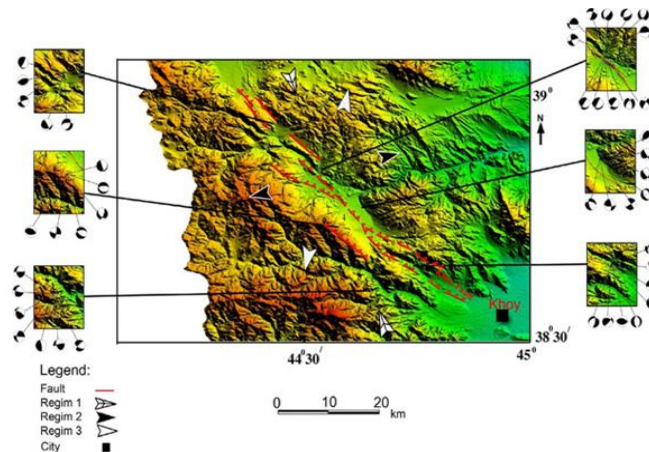


شکل ۴۲. چهار مدل پیشنهادی برای جعبه Sand Box: A. مرحله اول که هنوز فشردگی صورت نگرفته، B. مرحله دوم بعد از ۵ سانتی متر فشردگی که اولین راندگی دیده شده است با زاویه ۳۵ درجه، C. مرحله سوم بعد از ۱۳ سانتی متر فشردگی که دومین راندگی نیز در آن ایجاد شده است با زاویه ۳۳ درجه، D. مرحله چهارم به از ۱۹ سانتی متر فشردگی و در نهایت راندگی کامل شده است.

که خود مبین فعالیت‌های تکتونیکی بسیار جوان در امتداد گسل قورول پایین است.

۷- وضعیت مخروط‌افکنه‌ها جوان، انحراف و تغییر مسیر آبراهه‌ها و پرتگاه گسلی در قطعات مختلف نشان دهنده‌ی گسل راندگی ابوالفضل به عنوان گسل فعال است.

که باعث شده‌اند در امتداد آن‌ها سنگ‌ها آهک پرمین بر روی نهشته‌های گنکومرایی پلیوسن - کواترنری (گسل راندگی ابوالفضل) رانده شوند و از دیگر ویژگی‌های تکتونیکی در این منطقه وجود چشمه‌های آب گرم و آهک ساز در منطقه قورول پایین است که بیشتر در امتداد گسل قورول پایین دیده شده‌اند



شکل ۴۴. مکانیسم گسلی از گسل‌های اصلی منطقه مورد مطالعه (حاجی‌حسینلو، ۱۳۹۱)

منابع

- اسکویی و همکاران، ۱۳۷۴، نقشه زمین‌شناسی ورقه قره‌ضیاءالدین، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور. پرتوآذر، ج.، ۱۳۷۴، سیستم پرمین در ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب، شماره ۲۲، ۳۴۰ ص.
- پدیدار، ر.، ۱۳۹۳، بررسی ساختاری شمال شرق خوی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد خوی، ۱۳۸ ص.
- حاجی‌حسینلو، ج.، ۱۳۹۱، تحلیل ساختاری زون برشی شمال خوی، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه آزاد واحد علوم تحقیقات تهران، ۱۳۹ ص.
- حاجی‌حسینلو، ج.، ۱۳۹۲، پتروفابریک، جزوه درسی کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوی.
- رادفر، ج.، امینی، ب.، ۱۳۷۸، نقشه زمین‌شناسی ورقه خوی، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سامانی، ب.، فقیه، ع.، و چرچی، ع.، ۱۳۹۱، بررسی الگوی دگرشکلی با استفاده از تحلیل استرین نهایی و عدد تاوایی جنبش شناختی در پهنه دگرشکل شده چشمه سفید، کمربند دگرگونی سنندج- سیرجان، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته دانشگاه شهید چمران اهواز، شماره ۵، ص ۲۶-۲۰.
- علیمی، م.، ا.، خطیب، م.، م.، ۱۳۹۳، تحلیل تنش دیرین در پهنه برشی پانه‌ای شکل شاه‌آباد (خاور ایران)، به‌منظور مقایسه الگوهای دگرریختی، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته دانشگاه شهید چمران اهواز، شماره ۱۳، ص ۱۰-۱.
- نبوی، م.، ج.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور.

Ghosh, S.K., 1993, Structural geology, Fundamental and modern development, New York, Press.

Goscombe, B., Passchier, C.W., Hand, M., 2004. Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology* 26, 739-763.

Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotten, J., Emami, H., 2004, New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. *J. Asian Earth Sci* 23, 507-535.

McClay, K., 1987, The mapping of geological structures. New York: John Wiley and Sons.

Passchier, C.W., Trouw, R. A.J., 2005, *Microtectonics*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 366.

Samanta, S.K., Mandal, N., Chakraborty, C., 2002, Development of different types of pull-apart microstructures in mylonites: an experimental investigation. *Journal of Structural Geology* 24, 13451-1355.

Twiss, R.J., Moores, E.M., 2007. *Structural geology*. New York: Freeman, W. H. Freeman, 736 pp.