

مطالعه ساختاری و تحلیل کرنش نهایی سه بعدی در سنگ‌های کربناته دگرریخت شده، جنوب سلماس

ربابه انتظاری^{۱*}، سید احمد علوی^۲، محمد رضا قاسمی^۳

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳- استادیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۸/۲۲

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۲/۱۲/۲۱

چکیده

سنگ‌های کربناته جنوب سلماس را می‌توان به دو گروه واحدهای رسوبی و واحدهای مرمری دگرگون شده تقسیم کرد. در این پژوهش جهت تحلیل کرنش و تعیین دگرریختی در واحدهای مورد بررسی، علاوه بر مطالعه ساختارها در مقیاس‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی از روش فرای نیز استفاده شد. بدین منظور از واحدهای مورد بررسی ۲۰ نمونه جهت‌دار برای مطالعات ریزساختاری مورد استفاده قرار گرفت و از بین آنها ۱۲ نمونه انتخاب شد و برای هر نمونه در سه جهت تقریباً عمود بر هم، مقطع نازک جهت دار تهیه گردید. سپس بر پایه روش فرای و با استفاده از نرم‌افزارهای Geofry و Fabric8، بیضی کرنش برای هر سه جهت ترسیم گردید و برای ترسیم بیضی کرنش از برنامه زمین‌شناسی نوشته شده در نرم‌افزار Mathematica استفاده شد. مطالعه صحرائی ساختارها در این گستره نشان داد که گسل‌های عادی دارای راستای چیره شمال باختر- جنوب خاور بوده، گسل‌های رانده دارای راستای چیره شمال خاور- جنوب باختر و چین‌ها از نوع چین‌های باز تا ملایم هستند و محور آنها دارای راستای چیره شمال خاور- جنوب باختری است. مطالعه میکروسکوپی نشانگر این است که دگرریختی در واحدهای کربناته رسوبی، کم بوده و واحدهای مرمری، دگرریختی شدیدی را متحمل شده‌اند. میزان دگرریختی و میلونیتی شدن در این گستره از باختر به خاور افزایش یافته است. بیضی کرنش نهایی به دست آمده از روش فرای و مقادیر k و v نشان دهنده قرارگیری نمونه‌های رسوبی در محدوده کرنش پهن‌شدگی است و نمونه‌های مرمری در محدوده کرنش محصورشدگی واقع شده‌اند و دگرریختی از نوع تراکش می‌باشد. همچنین جهت یافتگی کرنش‌های اصلی حاصل از بیضی‌های کرنش نشان می‌دهد که محور کرنش بیشینه (e1) دارای روند چیره شمال خاور- جنوب باختر و تقریباً افقی بوده، محور کرنش متوسط (e2) تقریباً افقی و محور کرنش کمینه (e3) تقریباً عمود است. با توجه به مطالعات انجام شده به نظر می‌رسد که گستره مورد بررسی بیش از یک گامه دگرریختی را متحمل شده و یکی از گامه‌های شناسایی شده در این پژوهش گامه دگرریختی تراکش با مؤلفه برش ناب چیره است.

واژه های کلیدی: کرنش نهایی سه بعدی، روش فرای، سنگ های کربناته دگرریخت شده، سلماس.

مقدمه

یکی از مباحث مهم زمین شناسی ساختاری و زمین ساختی، بررسی هندسه و میزان دگرریختی است که سنگ‌ها در طی زمان تحمل کرده‌اند. تحلیل کرنش نیازمند داده های هندسی از دگرریختی سنگ ها می باشد تا با مقایسه حالت اولیه پیش از دگرریختی و حالت نهایی پس از دگرریختی درون سنگ، بتوان کرنش نهایی را به دست آورد. پدیده هایی که چنین اطلاعاتی را فراهم می آورند، نشانگرهای کرنش نامیده می شوند. برخی از این نشانگرها شامل اجزاء مستقل و منفرد با شکل مشخص مثل سنگواره ها، اوویدها، و قالب های خارجی می باشند. دیگر نشانگرها ممکن است شامل مجموعه ای از اجزاء با الگوی جهت گیری خاص باشند مانند جهت یافتگی ترجیحی مسکوویت در یک نمونه اسلیت. اگرچه مشکل در جایی است که هیچ یک از این نشانگرها در سنگ مورد تحلیل وجود نداشته باشد. برای رفع این مشکل، رمزی (۱۹۶۷) نوع سومی از این نشانگرها را معرفی کرد به طوری که با کمک آنها داده‌های هندسی مورد نیاز با آرایش فضایی دو جانبه اجزاء تشکیل دهنده سنگ فراهم می‌شود و این منجر به توسعه روش های تحلیل کرنشی شد که بر پایه فاصله جدایش اجزاء نقطه‌ای در سنگ های رسوبی، آذرین و دگرگونی به دست می‌آید (رمزی، ۱۹۶۷؛ فرای، ۱۹۷۹؛ هانا و فرای، ۱۹۷۹).

روش فرای (فرای، ۱۹۷۹) بهترین روش ترسیمی برای سنگ‌هایی است که دارای اجزاء کروی یا هم‌بُعد با توزیع غیرتجمعی می‌باشند (رمزی و هوپر، ۱۹۸۳). اصول و مفاهیم این روش در بسیاری از متون علمی زمین شناسی آورده شده است که در این مقاله از شرح جزئیات آن خودداری می‌شود.

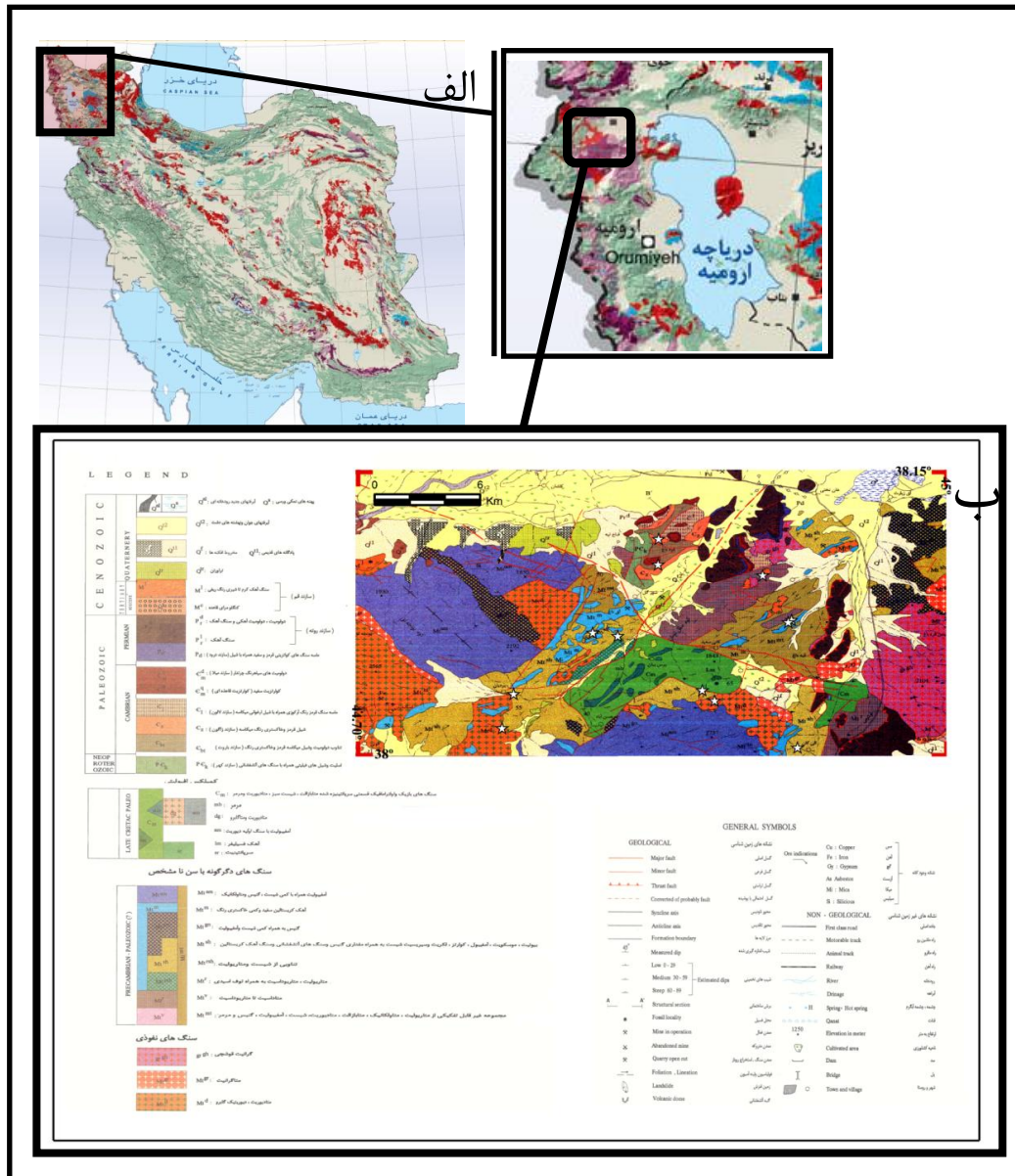
از زمان معرفی این روش توسط رمزی (۱۹۶۷) تاکنون مطالعات زیادی در باره این روش صورت گرفته که باعث بهبود و بکارگیری آسان تر و سریع تر از این روش شده است. مطالعات انجام شده را می‌توان به چند دسته کلی تقسیم کرد. گروهی از این مطالعات بر روی گسترش و بهبود مفاهیم اولیه این روش کار کرده‌اند که از جمله آنها می‌توان به کارهای فرای، ۱۹۷۹؛ هانا و فرای، ۱۹۷۹؛ رمزی و هوپر، ۱۹۸۳؛ اوناخ، ۱۹۸۶؛ دان و همکاران، ۱۹۹۰ اشاره کرد. قسمت دیگر از مطالعات به سنجش میزان و درجه اطمینان و اعتبار این روش و ارائه راه کارهایی برای بالا بردن ضریب اطمینان و بهبود بخشیدن به نتایج حاصل از این روش پرداخته‌اند، که بیشتر مطالعات در این دسته قرار می‌گیرند. از مهمترین آنها می‌توان به :

لانگیارو و بهاتا‌هاربا، ۱۹۸۵؛ کرسی، ۱۹۸۶؛ ارسلو، ۱۹۸۸؛ ارسلو و جی، ۱۹۹۰؛ ایلرس و چمپنویس، ۱۹۹۴؛ مک نات، ۲۰۰۲؛ والدرون و والاس، ۲۰۰۷؛ لیسل، ۲۰۱۰ اشاره کرد. علاوه بر این عده‌ای از محققین برای سرعت بخشیدن و به دست آوردن نتایج بهتر، بر روی برنامه‌های رایانه‌ای و ارائه نرم‌افزارهای متفاوت کار کرده‌اند. که می‌توان به کارهای هولوکام، ۱۹۹۳-۲۰۰۴؛ رودی و همکاران، ۲۰۱۰؛ والبرچر، ۲۰۱۳ اشاره کرد. یک دسته دیگر شامل مطالعه موردی نمونه های مختلف سنگ و استفاده از این روش برای تحلیل کرنش نهایی می‌باشد. این دسته از مطالعات طیف گسترده‌ای دارد و ذکر همه موارد خارج از حوصله این پژوهش می‌باشد اما به طور نمونه می‌توان مواردی مانند لکاسین و وان دن دریختر، ۱۹۸۳؛ تریگز و تریگز، ۲۰۰۳؛ گنیر و اپارد، ۲۰۰۷ را عنوان کرد.

در این پژوهش روش فرای برای دانه‌های کلسیت موجود در سنگ‌های کربناته دگرریخت شده و با هدف تحلیل کرنش نهایی و تعیین جهت گیری محورهای اصلی کرنش استفاده شده است.

موقعیت جغرافیایی و جایگاه زمین شناختی

گستره مورد بررسی از دیدگاه جغرافیایی در شمال باختر ارومیه و در جنوب شهر سلماس بین طول های جغرافیایی ۴۵' ۴۴° و ۴۵° خاوری و عرض های جغرافیایی ۳۸° و ۰۵' ۳۸° شمالی واقع شده است (شکل ۱).



شکل ۱: الف- موقعیت جغرافیایی گستره مورد بررسی (برگرفته از سایت www.gsi.ir). ب- نقشه زمین شناسی گستره مورد بررسی، برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس (خداپنده و همکاران، ۱۳۷۵) با توجه به تقسیمات واحدهای ساختمانی و رسوبی ایران، اشتوکلین (۱۹۶۸) این منطقه را بخشی از کمربند دگرگونی و افیولیتی سندانج-سیرجان در نظر می گیرد. بر پایه نوشته‌های نبوی (۱۳۵۵) این منطقه جزء زیرپهنه خوی-مهاباد از پهنه البرز-آذربایجان قرار می گیرد. افتخارنژاد (۱۳۵۹) بر پایه وضعیت ساختمانی و رخساره‌ای، این ناحیه را بخشی از پهنه آمیزه رنگین و افیولیتی معرفی نموده است و این منطقه را بخشی از

پهنه همدان-ارومیه قرار می‌دهد که دارای ویژگی‌های سنگ‌شناختی پهنه‌های ساختمانی ایران مرکزی، سنندج- سیرجان، البرز-آذربایجان است و در محل برخورد این سه پهنه قرار دارد. علوی (۱۹۹۱) بر پایه سری‌های ماگمایی، این ناحیه را بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و مجموعه ماگمایی البرز نامگذاری کرده است و مرز این دو مجموعه ماگمایی را زمین درز حاصل از برخورد آنها می‌داند. این گستره طبق تقسیم بندی آقناباتی (۱۳۸۳) در پهنه ایران مرکزی قرار دارد.

با مطالعات انجام گرفته مشخص می‌شود که این منطقه ویژگی‌های منحصر به یک پهنه زمین‌ساختی را نشان نمی‌دهد و با هر یک از پهنه‌های ذکر شده وجوه تشابه و تفاوت‌هایی دارد. اما بر پایه مطالعات اخیر در مناطق اطراف (عزیزی، ۱۳۷۸؛ مهشادینیا، ۱۳۷۹؛ اسدپور، ۱۳۹۲)، این گستره به احتمال قسمتی از پهنه ساختاری سنندج - سیرجان است.

روش پژوهش

برای انجام این پژوهش نمونه برداری از سنگ‌های کربناته منطقه به صورت جهت دار انجام و تعداد ۱۲ نمونه انتخاب گردید. به دلیل آن که هدف این پژوهش تحلیل سه‌بعدی کرنش نهایی است، برای هر نمونه در سه جهت تقریباً عمود بر هم مقطع نازک جهت دار تهیه شد. پس از مطالعه میکروسکوپی و عسکبرداری از هر مقطع با استفاده از نرم‌افزارهای Geofry و Fabric8 بیضی کرنش بر پایه روش فرای ترسیم و سپس با استفاده از برنامه زمین‌شناسی نوشته شده در نرم‌افزار Mathematica (موکرجی و نیکلیچ، ۲۰۱۱)، بیضوی کرنش برای هر نمونه کشیده شد.

بحث

واحدهای سنگی

واحدهای سنگی در گستره مورد بررسی به دو گروه اصلی تقسیم می‌شود. گروه اول سنگ‌های دگرگونی که شامل آمفیبولیت، گنایس، متاولکانیک، شیست و مرمر است. این مجموعه در گستره‌های پیرامون رخنمون داشته و به عنوان پی‌سنگ منطقه معرفی شده است (خدابنده و امینی فضل، ۱۹۹۳؛ اسدپور، ۱۳۹۲). با توجه به مطالعات انجام شده در گستره‌های پیرامون و هم‌چنین مطالعات اولیه در همین گستره در رابطه با این واحدهای دگرگونی، رخساره دگرگونی در محدوده شیست سبز تا آمفیبولیت می‌باشد (شکل ۱). گروه دوم سنگ‌های رسوبی شامل شیل، سنگ ماسه و سنگ‌آهک (سازندهای کهر، زاگون، لالون، روته و درود) می‌باشد. واحدهای رسوبی بیشتر در قسمت شمال-شمال خاوری گستره مشاهده می‌شوند و مرز آنها با واحدهای دگرگونی یک مرز گسلی است که با رسوبات عهد حاضر پوشیده شده است (شکل ۱). از بین واحدهای سنگی معرفی شده، در گروه اول تنها واحدهای مرمری و در گروه دوم واحدهای کربناته برای این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است.

بر پایه مطالعات میکروسکوپی، واحدهای کربناته شامل مجموعه کانیایی کلسیت و مقدار کم کوارتز می‌باشد این کوارتزها به صورت ثانویه فضاهای خالی، شکستگی‌ها و درزه‌ها را پر کرده‌اند. دانه‌های کلسیت مورد بررسی متوسط‌دانه، هم‌بعد، تقریباً هم‌اندازه، دارای مرزهای صاف و منظم می‌باشند. در برخی از نمونه‌ها آثار استیلولیت نیز قابل مشاهده است (جدول ۱).

سنگ‌های مرمری شامل مجموعه کانیایی کلسیت، کانی کدر و به مقدار کم کوارتز است. این سنگ‌ها در سه دسته ریزبلور، متوسط‌بلور و درشت‌بلور قابل تفکیک می‌باشند اما در هر سه دسته دانه‌های کلسیت دارای توزیع تقریباً یکنواخت بوده و به صورت هم‌بعد مشاهده می‌شوند (جدول ۱).

جدول ۱: خصوصیات ماکروسکوپی و میکروسکوپی نمونه‌های مورد بررسی

شماره نمونه	نوع سنگ	خصوصیات ماکروسکوپی			
		اندازه دانه	شکل دانه	خصوصیات مرز دانه‌ها	ماکل شدگی
A6	کربناته	دانه ریز تا متوسط	هم بعد و هم اندازه	مرزهای صاف و منظم	در برخی از دانه‌ها ماکل شدگی دیده می‌شود (نوع ۱)
B5	کربناته	دانه درشت تا متوسط	هم بعد و هم اندازه	مرزهای صاف و منظم	بدون ماکل شدگی
D3	مرمر (میلونیت)	دانه متوسط	دانه تقریباً هم اندازه، برخی از دانه‌های کلسیت دارای شکل نواری	مرزهای نامشخص و مضرس	ماکل شدگی کم از نوع ۱، وجود بافت غربالی در برخی دانه‌ها
D4	مرمر (میلونیت)	دانه متوسط	دانه تقریباً هم اندازه، برخی از دانه‌های کلسیت دارای شکل نواری	مرزها در برخی دانه‌ها مضرس و در برخی دانه نسبتاً صاف و مستقیم	ماکل شدگی بطور گسترده از نوع II, I, III، در برخی از ماکل‌ها دچار شکنج شدگی و خمش شده‌اند
D14	مرمر (پرتومیلونیت)	دانه ریز، دانه‌های درشت نیز در زمینه سنگ دیده می‌شود	دانه‌ها تقریباً هم بعد	وجود مرزهای مضرس در دانه‌های ریز، دانه‌های درشت داریا مرزهای صاف و مستقیم هستند	ماکل شدگی در بیشتر دانه‌ها دیده می‌شود، وجود ماکل‌های نوع III و IV در دانه‌های درشت
E2	مرمر (پرتومیلونیت)	دانه درشت در یک زمینه دانه ریز	دانه‌ها دارای توزیع یکنواخت و هم بعد می‌باشند	وجود مرزهای مضرس در دانه‌های ریز، دانه‌های درشت	ماکل شدگی در دانه‌های ریز دیده نمی‌شود، دانه‌های درشت حاوی دو

			باشند				
	جهت ماکل توسعه یافته از نوع III و II	داریا مرزهای صاف و مستقیم هستند					
E5	مرمر (پرتومیلونیت) ت)	رنگ روشن ، حاوی چین خوردگی های جریانیه و ناهماهنگ ، احتمالا چین های غلافی	دانه ها دارای توزیع یکنواخت و هم بعد می باشند	دانه متوسط تا درشت	داریا مرزهای نامشخص و نامنظم و مضرس	ماکل شدگی بطور گسترده از نوع II, I, ها با جابجایی هایی قابل تشخیص در زیر میکروسکوپ	خاموشی موجی ، تشکیل زیر دانه ها ، آثار استیلولیت ، وجود ریزشکستگی ها با جابجایی هایی قابل تشخیص در زیر میکروسکوپ
V1	آهک کریستالین (اولترامیلونیت) ت)	رنگ بنفش تا صورتی ، دارای برگواری که به رخمون این واحد حالت شیبستی داده است ، دارای میان لایه های و رگه های کوارتزی ، آثاری از خطواری نیز در این نمونه قابل مشاهده است	دانه ها دارای توزیع یکنواخت و هم بعد می باشند	دانه ریز	مرزهای نامشخص و مضرس	ماکل شدگی به علت ریز بودن دانه ها دیده نشد	
W3	آهک کریستالین (میلونیت ریزدانه)	رنگ قرمز تا روشن ، حاوی چین خوردگی های جریانیه و در بعضی قسمت ها دارای چین های شکنجی می باشد	دانه ها دارای توزیع یکنواخت و هم بعد می باشند ، برخی از دانه های کلسیت دارای شکل نواری	دانه ریز	مرزهای نامشخص و مضرس	تشکیل دانه های بسیار ریز در حاشیه برخی از دانه های کلسیت ، وجود کانیهای کدر که به صورت رشته ای و جریانیه در بین دانه های کلسیت قرار گرفته اند ، آثار خاموشی موجی و تبلور مجدد در دانه های کوارتز	تشکیل دانه های بسیار ریز در حاشیه برخی از دانه های کلسیت ، وجود کانیهای کدر که به صورت رشته ای و جریانیه در بین دانه های کلسیت قرار گرفته اند ، آثار خاموشی موجی و تبلور مجدد در دانه های کوارتز
W5	آهک کریستالین (میلونیت درشت دانه)	رنگ روشن ، دارای آثار ضعیف از لایه بندی ، دارای چین خوردگی	دانه ها دارای توزیع یکنواخت و هم بعد می باشند	دانه ای متوسط تا درشت	مرزهای نامشخص و مضرس ، در دانه های درشت تر مرزها مستقیم تر و مشخص تر می شوند	ماکل شدگی بطور گسترده از نوع I, II, در برخی دانه ها ماکل شدگی از نوع III نیز توسعه یافته اند	خاموشی موجی
Z1	مرمر (میلونیت) ت)	رنگ خاکستری روشن تا سفید ، دارای برگواری ، چین خوردگی های جریانیه و ناهماهنگ	دانه ها دارای توزیع یکنواخت و هم بعد می باشند	دانه ریز تا متوسط	مرزهای نسبتا صاف و مشخص	ماکل شدگی از نوع II, I,	خاموشی موجی ، وجود آثار لایه بندی اولیه
Z2	مرمر (میلونیت) ت درشت)	رنگ خاکستری روشن تا سفید ، وجود چین های ناهماهنگ با اشکال تداخلی یا احتمالا چین های غلافی	دانه ها دارای توزیع یکنواخت و هم بعد می	دانه متوسط تا درشت	مرزهای نسبتا صاف و مشخص	ماکل شدگی از نوع II و III, در برخی از دانه ها ماکل ها مشابه نوع	خاموشی موجی

	IV می باشند . برخی از ماکل ها دچار شکنج شدگی و خمش شده اند		باشند				
خاموشی موجی	ماکل شدگی از نوع III و II	مرزهای نامشخص	دانه ها دارای توزیع یکنواخت و هم بعد می باشند	دانه متوسط	رنگ خاکستری روشن تا سفید ، وجود چین های ناهماهنگ با اشکال تداخلی یا احتمالا چین های غلافی	مرمر (میلونیت ت)	Z5
خاموشی موجی	ماکل شدگی از نوع II , I	مرزهای نسبتا صاف و مشخص	دانه ها دارای توزیع یکنواخت و هم بعد می باشند	دانه ریز تا متوسط	رنگ خاکستری ، وجود چین خوردگی های مزوسکوپی همراه با اشکال تداخلی و چین های فرعی	آهک کریستالین (میلونیت)	2A6
خاموشی موجی	ماکل شدگی از نوع II , I	مرزهای نامشخص و مضرس	دانه ها دارای توزیع یکنواخت و هم بعد می باشند	دانه ریز	رنگ خاکستری ، وجود چین خوردگی	آهک کریستالین (میلونیت)	2B4

ساختارهای گستره مورد بررسی

سنگ‌های گستره مورد بررسی در پاسخ به تنش‌های اعمال شده بر منطقه با میزان و نوع دگرریختی‌های مختلفی دچار شکستگی و چین‌خوردگی شده‌اند که آثار این دگرریختی‌ها را می‌توان به صورت گسلش و چین‌خوردگی در مقیاس‌های مختلف در این گستره مشاهده کرد.

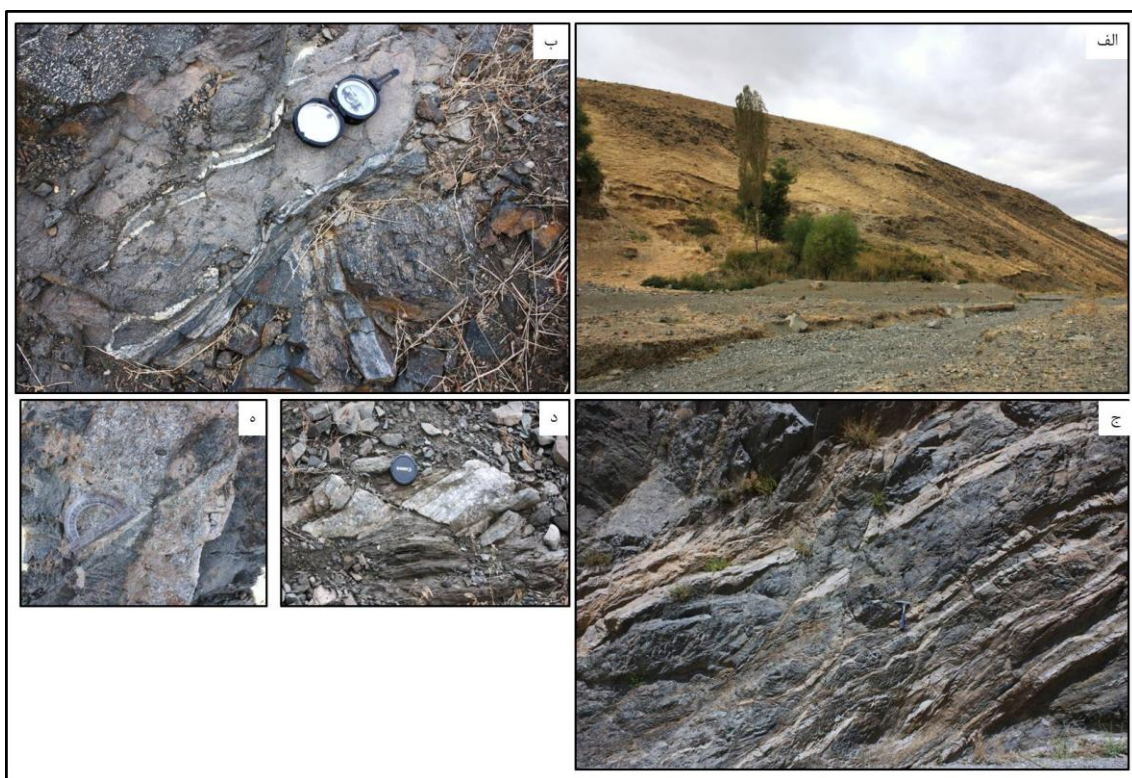
ساختارهای مزوسکوپی و ماکروسکوپی

گسل‌ها

با توجه به مطالعات پیشین (نقشه های ۱:۱۰۰۰۰ چهارگوش سلماس، ۱۳۷۵) و مشاهدات صحرائی گسل-های متنوعی در منطقه قابل شناسایی هستند، عملکرد و فعالیت این گسل‌ها در زمان‌های مختلف باعث همبری واحدهای سنگی و بهم‌ریختگی و جابجایی این واحدها شده است. از آن جایی که اطلاعات دقیقی از سن و میزان عملکرد این گسل‌ها در زمان‌های مختلف موجود نیست به طور یقین نمی‌توان در مورد نحوه فعالیت این گسل‌ها اظهار نظر کرد.

به طور کلی می‌توان دو سامانه اصلی برای این گسل‌ها در نظر گرفت، دسته اول دارای راستای شمال باختر – جنوب خاور و دسته دوم دارای راستای شمال خاور – جنوب باختر هستند. در گستره مورد مطالعه می‌توان انواع گسل‌های عادی و رانده را مشاهده کرد. وجود راندگی‌ها در این گستره باعث رانده شدن واحدهای سنگی شده است، به طوریکه می‌توان مرزهای گسله بین واحدهای رسوبی و واحدهای دگرگونی و همچنین راندگی‌هایی در واحدهای دگرگونی مشاهده کرد. راستای این راندگی‌ها متفاوت است ولی راستای چیره این راندگی‌ها شمال خاور – جنوب باختر می‌باشند.

علاوه بر راندگی‌ها، گسل‌های عادی با مؤلفه راستالغز نیز در منطقه شناسایی شده‌اند و به علت فعالیت و لرزه-خیزی از اهمیت بیشتری برخوردارند از مهمترین این گسل‌ها می‌توان به گسل سلماس اشاره کرد. گسل جنبای سلماس با راستای شمال باختر- جنوب خاور و طول حدود ۲۰ کیلومتر در فاصله ۸ کیلومتری سلماس واقع شده است. بیشترین جابجایی در این گسل در طی زمینلرزه سال ۱۳۰۹ سلماس شامل ۵ متر جابجایی قائم و ۴ متر راستالغز بوده است (تخالنکو و بربریان، ۱۹۷۴؛ بربریان، ۱۹۸۱). آثار این جابجایی را میتوان در نزدیکی روستاهای ملحم و زاویه جیک مشاهده کرد (شکل ۲). این گسل یکی از گسل‌های کوتاه‌تری لرزه‌زا است که دارای ساز و کار عادی با مؤلفه راستالغز راست‌بُرمی باشد، خطواره مغناطیسی کوتاه F-477 (یوسفی و فریدبر، ۱۹۷۸) در راستای گسل سلماس قرار دارد که بیانگر ژرف بودن این گسل و جابجا شدن پی‌سنگ مغناطیسی با جنبش آن است. علاوه بر گسل‌های عادی بزرگ مقیاس، در بیشتر قسمت‌های گستره مورد بررسی می‌توان گسل‌های عادی در مقیاس‌های کوچک‌تر را نیز مشاهده کرد (شکل ۲).



شکل ۲: نمایی از گسل‌های عادی در مقیاس‌های مختلف در گستره مورد بررسی، الف: نمایی از گسل سلماس و پایین افتادگی ناشی از زلزله ۱۳۰۹ (روستای ملحم، دید به سمت ۲۹۰)، ب: گسل‌های عادی کوچک مقیاس (روستای اخیان، دید به سمت ۰۴۰)، ج: گسل‌های عادی کوچک مقیاس در واحدهای دگرگونی (روستای زاویه جیک، دید به سمت ۰۱۵)، د: گسل‌های عادی کوچک مقیاس (روستای زاویه جیک، دید به سمت ۲۸۰)، ه: گسل‌های عادی کوچک مقیاس (روستای تخراب، دید به سمت ۰۵۰).

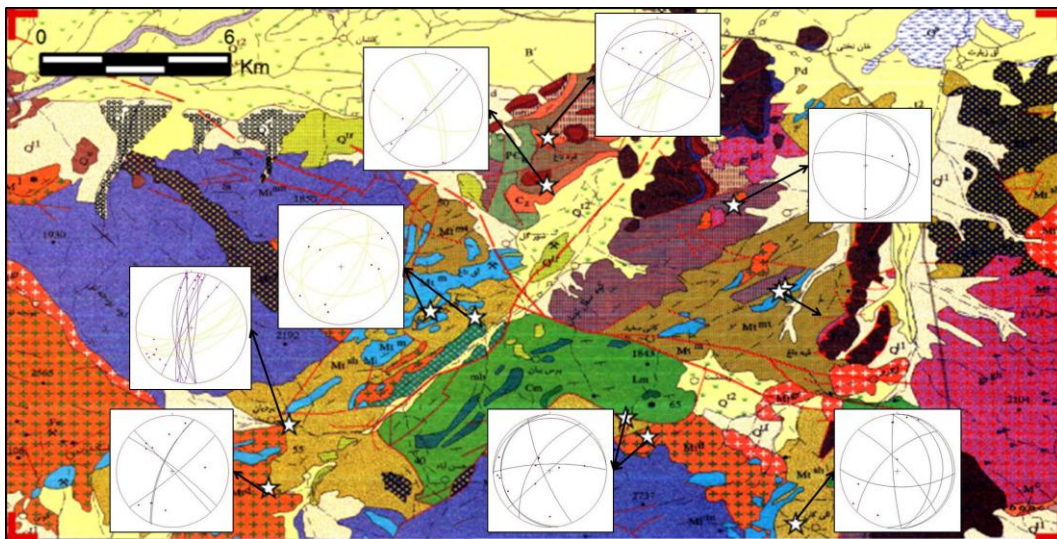
گسل دره خرخره با راستای شمال خاور - جنوب باختر، از نزدیکی روستای خان تختی تا ممکن امتداد یافته و گستره مورد مطالعه را به دو قسمت خاوری و باختری تقسیم کرده است. عملکرد این گسل باعث

بریده شدن نهشته‌های عهد حاضر شده و می‌توان آثار آن را در نهشته‌های تراورتن در نزدیکی روستای حسن آباد مشاهده کرد.

چین خوردگی

سنگ‌های گستره مورد مطالعه در پاسخ به تنش‌های زمین ساختی در شرایط شکل‌پذیر دچار چین خوردگی شده‌اند. با توجه به شرایط اقلیمی گستره رخنمون‌های زیادی از واحدهای سنگی قابل مشاهده نیست، ولی می‌توان انواع چین خوردگی در مقیاس‌های متفاوت را در این گستره مشاهده کرد. با توجه به این که تاکید این نوشتار بر دگربختی در واحدهای کربناته و مرمرها می‌باشد، چین خوردگی‌های موجود در این دو قسمت را به اختصار مورد بحث قرار می‌دهیم.

چین خوردگی در واحدهای رسوبی بیشتر در اندازه‌های چند متر تا چند صد متر می‌باشند، راستای چیره سطح محوری این چین‌ها دارای راستای شمال خاور - جنوب باختر و شیب سطح محوری این چین‌ها متغیر و حدود ۵۰ تا ۸۰ درجه به سمت جنوب خاوری می‌باشد. این چین‌ها به صورت نامتقارن بوده و یال‌های شمال باختری، یال برگشته می‌باشند. بر پایه زاویه بین یالی این چین‌ها بیشتر در محدوده چین‌های باز تا ملایم قرار می‌گیرند البته از باختر به سمت خاور، چین‌ها بسته‌تر می‌شوند و زاویه بین‌یالی به حدود ۵۰ درجه می‌رسد. محور چین در این واحدها دارای روند شمال خاور - جنوب باختر، مقدار و جهت میل متفاوت است. در قسمت باختری چین‌ها دارای میل کم به سمت شمال خاور بوده در حالی که در قسمت خاور زاویه میل به حدود ۶۰ هم می‌رسد و در دو جهت شمال خاور و جنوب باختر پراکندگی دارند. از دیدگاه ساز و کار چین خوردگی بیشتر چین‌های بزرگ مقیاس در این واحدها از نوع چین‌های خمشی می‌باشد (شکل ۳ و ۴).



شکل ۳: تصویر استریوگرافی سطح محوری و محور چین‌های موجود در گستره مورد بررسی (در هر استریوگرام نقاط معرف محور چین‌ها، دوائر بزرگ با رنگ آبی محور چین‌های بزرگ مقیاس و دوائر بزرگ با رنگ زرد سطح محوری چین‌های کوچک مقیاس را نشان می‌دهد).

چین خوردگی در مرمرها بر خلاف واحدهای رسوبی الگوی ساده و یکنواختی را ایجاد نکرده است. این چین‌ها بیشتر در اندازه‌های چند سانتی متر تا چند ده سانتی متر دیده می‌شود، البته چین‌هایی با اندازه چند متر نیز در این واحدها قابل مشاهده هستند. سطح محوری چین‌ها دارای هندسه‌های مختلفی می‌باشند اما در قسمت خاوری گستره بیشتر چین‌های کوچک مقیاس با دو راستای چیره سطح محوری شمال خاور - جنوب باختر و شمال - جنوب و شیب‌های متفاوت به سمت جنوب قابل شناسایی می‌باشند. در قسمت باختری سطح محوری چین‌ها دارای راستای شمال خاور - جنوب باختر تا خاوری - باختری با شیب‌هایی حدود ۶۰-۸۰ درجه به سمت شمال می‌باشند. محور چین‌ها در قسمت خاوری به دو دسته تقسیم می‌شوند دسته اول دارای روند شمال خاور و با زاویه میل حدود ۳۰ درجه و دسته دوم دارای روند جنوب خاوری و زاویه میل حدود ۶۰ تا ۷۰ درجه هستند، در قسمت باختری پراکنش محور چین‌ها متنوع بوده و روندهای متفاوتی دارند (شکل ۳).



شکل ۴: چین خوردگی واحدهای رسوبی در گستره مورد بررسی



شکل ۵: چین خوردگی واحدهای مرمری در گستره مورد بررسی

با توجه به زاویه بین‌یالی چین‌های بزرگ مقیاس بیشتر از نوع چین‌های باز و ملایم و چین‌های کوچک مقیاس در گروه چین‌های بسته قرار می‌گیرند. از دیدگاه ساز و کار چین‌خوردگی بیشتر چین‌های بزرگ مقیاس در این واحدها از نوع چین‌های خمشی-جریانی (flexural-flow) و چین‌های غیر فعال (passive) می‌باشد (شکل ۵). اشکال متنوعی از چین در این گستره قابل مشاهده است که از آن جمله می‌توان به چین‌های نیامی، چین‌های میان‌برگی، چین‌های شکنجی و در برخی از قسمت‌ها می‌توان آثار چین‌های تداخلی را نیز مشاهده کرد (شکل ۶ و ۷).



شکل ۶: چین‌خوردگی غلافی (نیامی) واحدهای مرمری در گستره مورد بررسی



شکل ۷: چین‌خوردگی‌های اینترافولیاال (میان‌برگی) و چین‌های تداخلی در واحدهای مرمری در گستره مورد بررسی

ساختارهای میکروسکوپی

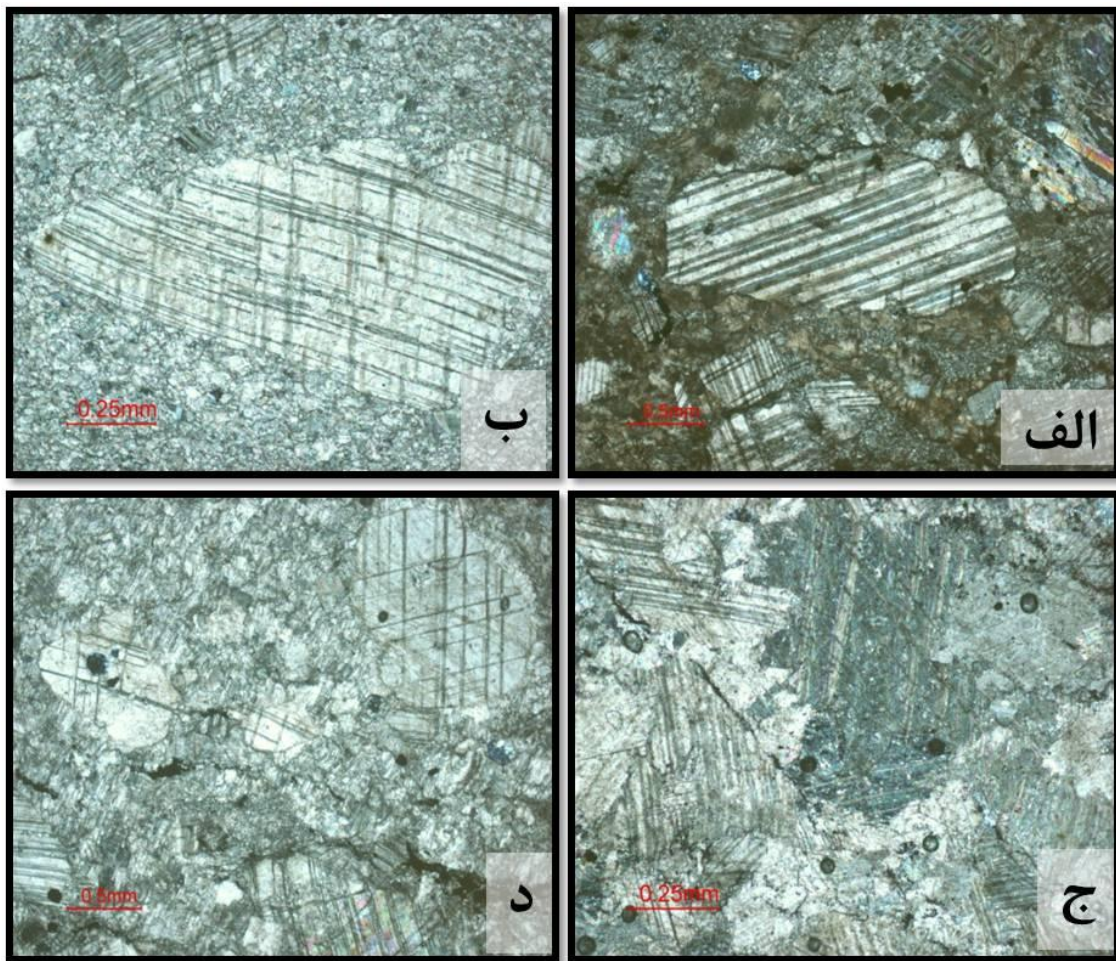
ریزساختارها بر روی مقاطع نازکی مطالعه شده است که عمود بر برگوارگی یا لایه بندی بوده و موازی خطوارگی تهیه شده‌اند. مطالعات میکروسکوپی بر روی نمونه‌های انتخاب شده نشان می‌دهد که نمونه‌های کربناته مرتبط با واحد رسوبی، دگرریختی بسیار جزئی را تحمل و سنگ ساختار اولیه خود را حفظ کرده و اندازه و شکل دانه‌های کلسیت در این نمونه‌ها بیشتر متأثر از خصوصیات اولیه سنگ است (شکل ۸).



شکل ۸ : تصویر میکروسکوپی نمونه‌های کربناته رسوبی ، الف: دانه بندی متوسط همراه با توزیع یکنواخت با مرزهای نسبتاً صاف و بدون ماکل شدگی (نمونه B5)، ب: دانه بندی ریز همراه با توزیع یکنواخت و مرزهای نسبتاً مستقیم که برخی قسمت‌ها آثار دگرریختی به صورت باز تبلور و مفرس شدن برخی از مرز دانه‌ها قابل مشاهده است (نمونه A6)، (XPL- 10X)

در نمونه‌های مرمی سه نوع ریزساختار تشخیص داده می‌شود که شامل پروتومیلونیت، میلونیت و اولترامیلونیت می‌باشند که به ترتیب نشانگر افزایش میلونیتی شدن و دگرریختی در این واحدهای سنگی است. از خصوصیات مهم پروتومیلونیت‌ها در مقاطع نازک وجود دانه‌های بزرگ با کشیدگی اندک با اندازه در حدود ۲ میلی متر و تجمعی از دانه‌های کوچکتر با اندازه ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون است. دانه‌های بزرگ با جهت-یافتگی بسیار ضعیف در راستای برگوارگی قرار گرفته‌اند. در این دانه‌ها نوارهای دگرریختی، خاموشی موجی و ماکل‌های خمیده به وضوح دیده می‌شود. تشکیل زیردانه‌ها و باز تبلور در اطراف بعضی از دانه‌ها قابل مشاهده است. گرافیت و کانی‌های کدر موجود در این نمونه‌ها موازی با دانه‌های کشیده کلسیت بوده و باعث ایجاد یک خطوارگی بسیار ضعیف می‌شود (شکل ۹).

نمونه‌های میلونیتی تجمعی از دانه‌های هم‌بعد با اندازه تقریبی ۳۰ تا ۲۰۰ میکرون می‌باشد. مرزهای نسبتاً مستقیم در دانه‌های مجاور از خصوصیات ریزساختاری کلسیت در میلونیت‌های درشت‌دانه می‌باشد (شکل ۱۰- الف). نوارهای تیره که عمدتاً شامل گرافیت است باعث توسعه برگوارگی در میلونیت‌ها می‌شود (شکل ۱۰- ب). در میلونیت‌های دانه ریز، برخی از دانه‌های کلسیت به صورت کشیده و روبان مانند دیده می‌شوند (شکل ۱۰- ج). اولترامیلونیت‌ها در رخنمون بوسیله رنگهای خاکستری تا سیاه و زمینه بسیار دانه ریز به راحتی قابل تشخیص هستند. در مقاطع نازک برگوارگی بوسیله دانه‌های به نسبت کشیده مشخص می‌شوند. اگرچه دانه‌های هم‌بعد متداول‌ترند (شکل ۱۰- د). اندازه دانه‌ها در این نمونه‌ها کمتر از ۵۰ میکرون است. گرافیت در میان مرز دانه‌ها به خوبی پراکنده شده‌اند و باعث تیره شدن رنگ نمونه شده است.



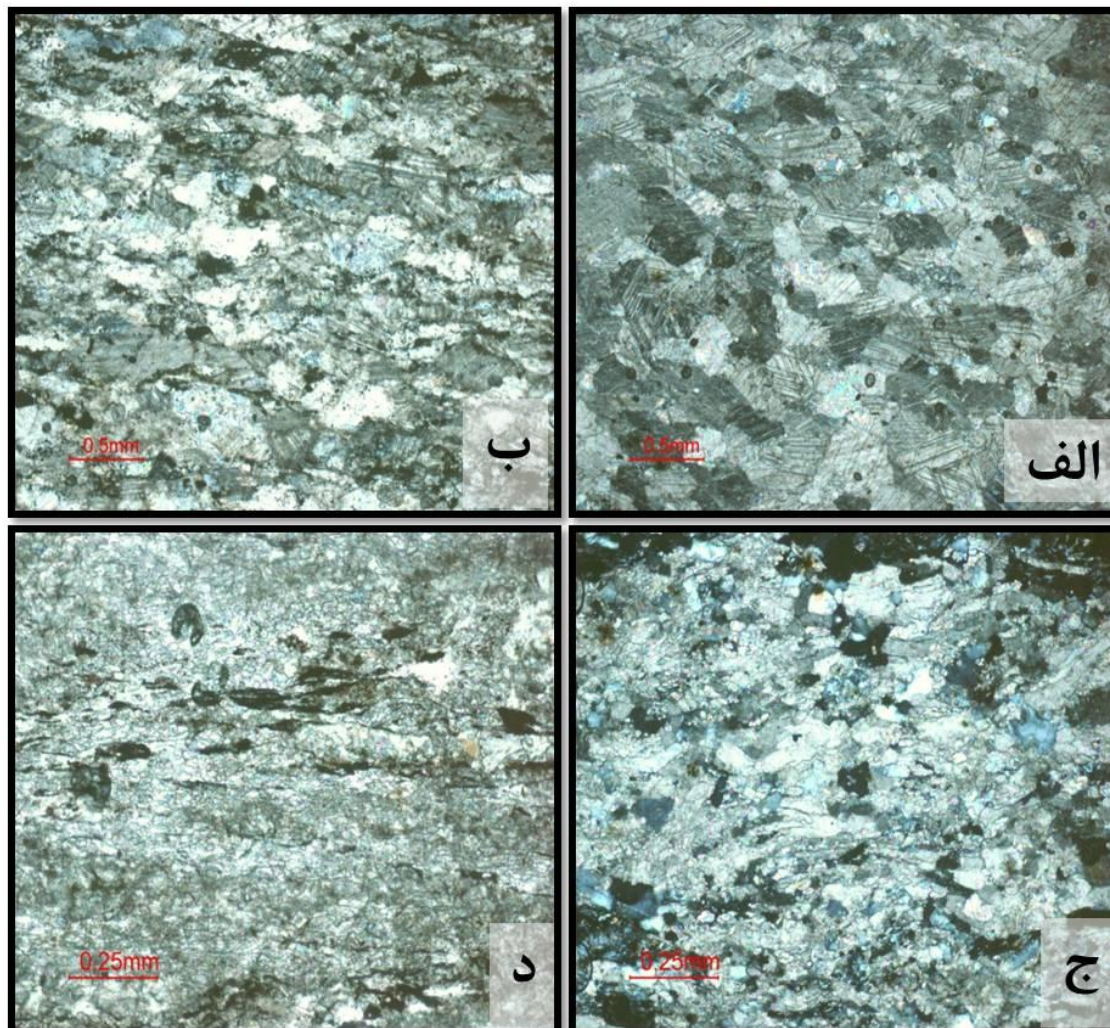
شکل ۹: تصویر میکروسکوپی از پروتومیلونیت، الف: دانه‌های بزرگ با کشیدگی اندک و تجمعی از دانه‌های کوچکتر، گرافیت و کانی‌های کدر موجود موازی با دانه‌های کشیده کلسیت (نمونه E2، XPL-5X)، ب: وجود خمش و شکنج در ماکل‌ها، تبلور مجدد در اطراف دانه‌های درشت (نمونه D14، XPL-10X)، ج: خاموشی موجی و تشکیل زیردانه‌ها همراه با آثار BRG و مرزهای مضرس و نامنظم (نمونه E5، XPL-5X)، د: آثار استیلولیت و ریزشکستگی‌ها (نمونه XPL-10X، E2)

فرایندهای دگرریختی

باز تبلور پویا یکی از مهمترین فرایندهای دگرریختی در کلسیت می باشد. این فرایند در امتداد مرز دانه‌ها یا مرز ماکل‌ها رخ می‌دهد (گروشنوگ، ۱۹۸۸؛ بوخارد، ۱۹۹۳) و باعث مهاجرت مرز دانه‌ها و تشکیل مرزهای دندانهای و زیگزاگی می‌شود (هوبز و همکاران، ۱۹۷۶)، توسعه این فرایند منجر به ایجاد بافت ساروجی (مورتار) و ساختار گوشته-هسته (core and mantle) می‌گردد (گروشنوگ، ۱۹۸۸؛ اشمیت و همکاران، ۱۹۸۰؛ اشمیت، ۱۹۸۲).

ماکل شدگی مکانیکی در کلسیت تحت فرایند دگرریختی بلور-خمیری و در درجه حرارت‌های حدود ۴۰۰ رخ می‌دهد. در حرارت‌های کمتر از ۱۷۰ ماکل‌های ایجاد شده به طور ویژه ای نازک می‌باشند به طوریکه در زیر میکروسکوپ نوری به صورت خطوط سیاه دیده می‌شوند (ترنر، ۱۹۵۳؛ کارتر و رالیه، ۱۹۶۹؛

گروشونگ، ۱۹۸۸). در نمونه‌های مرمر دگرریخت شده مورد مطالعه، با افزایش میلونیتی شدن فرآیند دگرریختی در این سنگ‌ها تغییر می‌کند. این فرآیندها با شواهد بافتی موجود در نمونه‌ها بررسی شده‌اند.



شکل ۱۰: تصویر میکروسکوپی از میلونیت و اولترامیلونیت، الف: میلونیت دانه درشت، وجود مرزهای نسبتاً صاف و منظم در دانه‌های مجاور (نمونه Z2، XPL-5X)، ب: میلونیت، مرزهای نامشخص و وجود گرافیت در بین دانه‌های کلسیت باعث توسعه برگوارگی شده‌است (نمونه Z5، XPL-5X)، ج: میلونیت دانه‌ریز، دانه‌های نسبتاً کشیده کلسیت (نمونه W3، 10X- این تصویر در حالتی عکسبرداری شده که زاویه بین پلاریزر و آنالیزور حدود ۶۰ درجه و نور عبوری در بیشترین مقدار بوده است)، د: اولترامیلونیت، دانه‌بندی ریز با دانه‌های نسبتاً کشیده و پراکنش گرافیت در مرز دانه‌ها باعث توسعه خطوارگی شده‌است (نمونه V1، XPL-10X)

شواهد بافتی در نمونه‌ها شامل دوقلوبی، ماکل‌های دارای خمش و شکنج‌شدگی، تشکیل زیر دانه‌ها، خاموشی موجی، مرزهای دندانه‌ای و نامشخص، تورفتگی مرز دانه‌ها و باز تبلور دانه‌های ریز در مرز دانه‌های درشت‌تر و با در حاشیه ماکل‌ها می‌باشد.

تشکیل ریزدانه‌ها و بازتبلور در پروتومیلونیت‌ها نشان می‌دهد که فرآیند دگرریختی چیره در این نمونه‌ها خزش جابجایی (Dislocation creep) بوده است. علاوه بر این وجود زبردانه‌های همراه با ماکل‌های خمیده و ایجاد مرزهای مستقیم نمایانگر فرآیند بازتبلور چرخشی زیر دانه‌ها است. میلونیت‌های دانه درشت با دانه‌های هم‌بعد نشانگر تداوم بازتبلور چرخشی است. در میلونیت‌های ریز دانه تشکیل دانه‌های کشیده و ریز، ناشی از فرآیند مهاجرت مرز دانه‌ای است. نبود برگوارگی منظم همراه با دانه‌های ریز و شکل‌دار در اولترامیلونیت‌ها ممکن است نشان دهنده تجمع کرنش نهایی با فرآیند فراخمیری لغزش مرزی باشد.

تحلیل کرنش

جهت تحلیل کرنش سه بعدی در گستره مورد نظر، با استفاده از روش فرای برای هر نمونه در سه سطح غیر موازی، سه بیضی دو بعدی کرنش ترسیم شد. وقتی که بیضی‌های کرنش دوی بعدی روی سه سطح ناموازی ساخته شوند، امکان محاسبه جهت یافتگی‌ها و مقادیر سه کرنش اصلی وجود دارد. تکنیک‌های پیچیده‌ای برای انجام این کار وجود دارد، رمزی (۲۰۰۰) به آنها اشاره و بر پایه همین محاسبات، موکرجی و نیکلچ (۲۰۱۱) برای ترسیم بیضوی کرنش یک برنامه در نرم‌افزار Mathematica ارائه داده است. با استفاده از این برنامه برای هر نمونه، بیضوی کرنش ترسیم شد (شکل ۱۱). روش‌های مختلفی برای تفسیر بیضوی‌های سه دست آمده وجود دارد یکی از این روش‌ها استفاده از دو مقدار غیر وابسته بیضوی شدگی یعنی R_{xy} و R_{yz} می‌باشد. بر پایه این مقادیر غیر وابسته پارامترهای مختلفی توسط پژوهشگران ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به فلین (۱۹۶۲) اشاره کرد که پارامتر k را برای تقسیم بندی بیضوی کرنش به صورت رابطه ۱ تعریف می‌کند:

$$k = \frac{R_{xy}-1}{R_{yz}-1} \quad (\text{رابطه ۱})$$

رمزی (۱۹۸۳) پارامتر مشابهی برای ترسیم لگاریتمی بکار برد که عبارتست از (رابطه ۱):

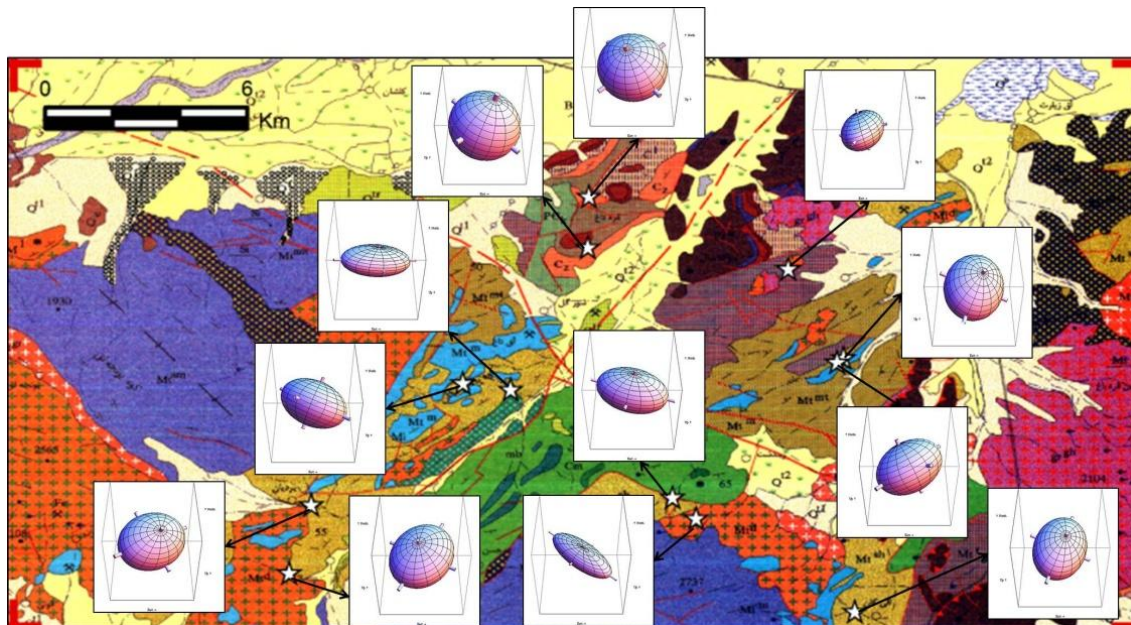
$$K = \frac{\ln(R_{xy}-1)}{\ln(R_{yz}-1)} \quad (\text{رابطه ۲})$$

پارامتر دیگری که شکل بیضوی را تشریح می‌کند پارامتری موسوم به لود (v) می‌باشد که با روابط لگاریتمی کرنش‌های اصلی بیان شده است (رابطه ۳) (هوساک، ۱۹۶۸):

$$v = \frac{2\bar{\epsilon}_2 - \bar{\epsilon}_1 - \bar{\epsilon}_3}{\bar{\epsilon}_1 - \bar{\epsilon}_3} \quad (\text{رابطه ۳})$$

$\bar{\epsilon}$: کرنش طبیعی (کرنش لگاریتم طبیعی)

رابطه بین این سه پارامتر و کاربرد مشترکی که بیضوی کرنش را تشریح می‌کند در جدول ۲ آمده است. بر پایه این جدول بیضوی‌های ترسیم شده برای نمونه‌های مورد بررسی تقسیم بندی شدند (جدول ۳). همان طور که مشاهده می‌شود در نمونه‌های رسوبی بیضوی‌ها در محدوده کلوچه‌ای شکل عمومی (پهن شدگی عمومی) قرار می‌گیرند. در نمونه‌های مرمر بیضوی‌ها به دو دسته کلی تقسیم می‌شوند تعدادی در محدوده دوکی شکل عمومی و دسته دیگر در محدوده حدواسط دوکی شکل قرار می‌گیرند. شکل ۱۲ نمودار فلین و نمودار هسو را به ترتیب برای مقادیر k و v در نمونه‌های مورد بررسی نمایش می‌دهد.



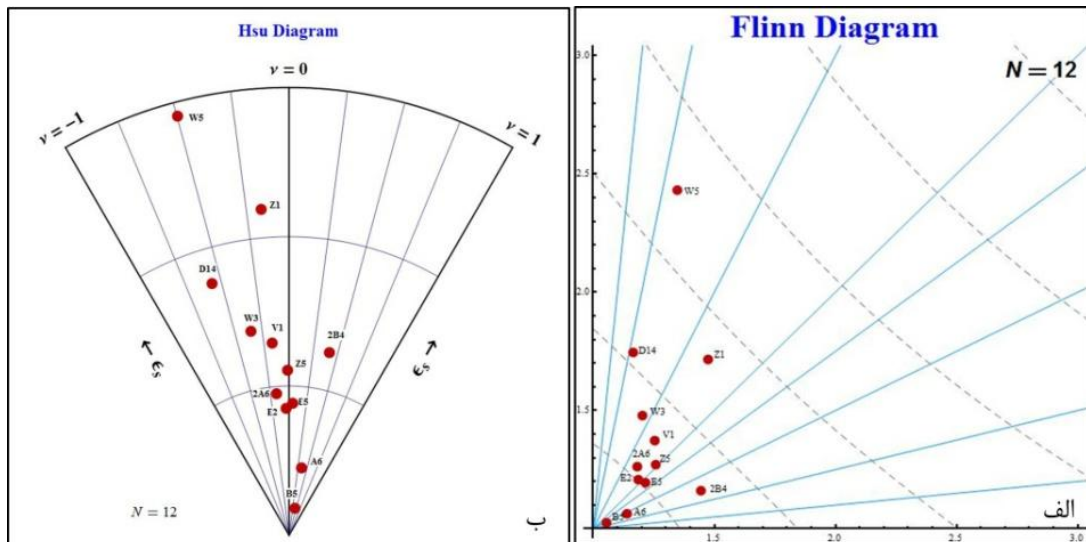
شکل ۱۱: تصویر بیضوی های ترسیم شده و موقعیت فضایی محورهای اصلی کرنش نهایی برای نمونه های کربناته در گستره مورد بررسی

جدول ۲: رابطه بین سه پارامتر k , K , v و کاربرد مشترک آنها (رمزی و هوپر، ۱۹۸۳)

v	K	k	انواع بیضوی
-1	∞	∞	دوکی شکل تک محوری
$-1 < v < 0$	$1 < K < \infty$	$1 < k < \infty$	دوکی شکل عمومی
	1		حدواسط دوکی شکل
0	1	1	کلوچه ای شکل
$0 < v < +1$	$0 < K < 1$	$0 < k < 1$	کلوچه ای شکل عمومی
+1	0	0	کلوچه ای شکل تک محوری

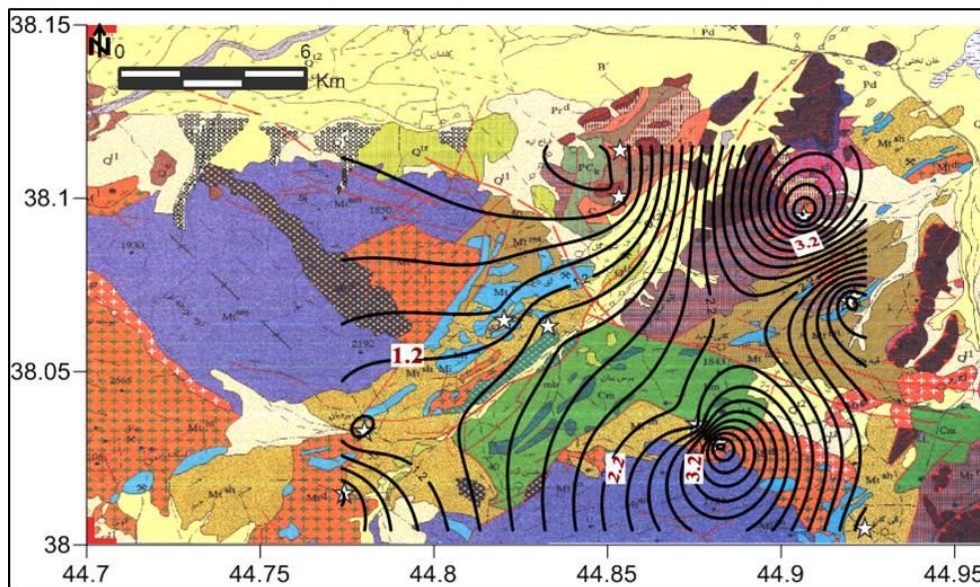
جدول ۳: تقسیم بندی بیضوی کرنش بر اساس سه پارامتر v , K , k

نوع بیضوی	Ramsay's K	Lode's Ratio (v)	Flinn's k		sample
کلوچه ای شکل عمومی	0.48	0.35	0.46	رسوبی	A6
کلوچه ای شکل عمومی	0.43	0.39	0.43	رسوبی	B5
دوکی شکل عمومی	3.62	-0.57	4.48	دگرگونی	D14
دوکی شکل عمومی	1.09	-0.04	1.10	دگرگونی	E2
حدواسط دوکی شکل	0.91	0.05	0.90	دگرگونی	E5
دوکی شکل عمومی	1.40	-0.17	1.46	دگرگونی	V1
دوکی شکل عمومی	2.10	-0.36	2.34	دگرگونی	W3
دوکی شکل عمومی	2.98	-0.50	4.12	دگرگونی	W5
دوکی شکل عمومی	1.39	-0.16	1.51	دگرگونی	Z1
دوکی شکل عمومی	1.03	-0.02	1.04	دگرگونی	Z5
دوکی شکل عمومی	1.41	-0.17	1.46	دگرگونی	2A6
کلوچه ای شکل عمومی	0.41	0.42	0.37	دگرگونی	2B4



شکل ۱۲: الف: نمودار فلین برای مقادیر پارامتر k در نمونه های مورد بررسی و ب: نمودار هسو برای مقادیر پارامتر v در نمونه های مورد بررسی

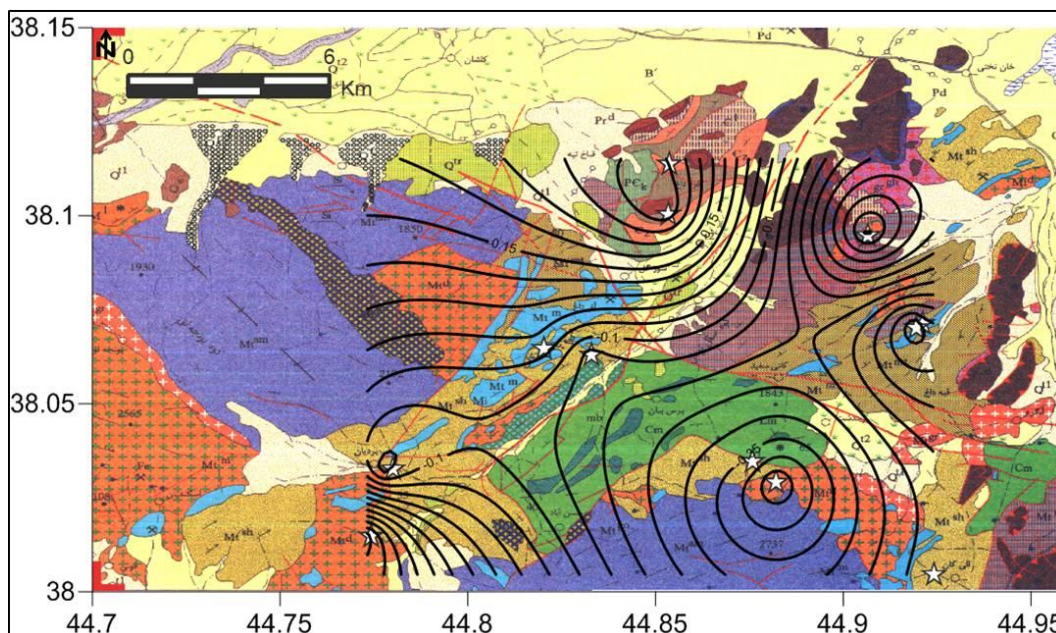
برای بررسی آسان تر کرنش، مقادیر k و v به صورت خطوط هم تراز ترسیم شده است (شکل ۱۳ و ۱۴). همان گونه که در شکل ۱۳ دیده می شود میزان k در قسمت خاوری گستره بیشتر از قسمت باختری است و از شمال به جنوب بر مقدار آن افزوده می شود. شکل ۱۴ میزان تغییرات پارامتر v در گستره مورد بررسی را نشان داده و مقادیر مثبت در قسمت باختری و مقادیر منفی در قسمت خاوری گستره قرار می گیرند.



شکل ۱۳: تصویر خطوط هم تراز پارامتر k در گستره مورد بررسی

از آنجایی که مقادیر $k > 1$ و $v < 0$ نشانگر کرنش محصورشدگی هستند، از سمت باختر به خاور و جنوب خاوری بر در نمونه های مورد مطالعه این روند با روند افزایش میلونیتی شدن و ریز دانه شدن نمونه ها مطابقت

دارد و در قسمت‌هایی که میزان k به حداکثر می‌رسد سنگ‌ها ریز دانه‌تر و شواهد میلونیت‌های ریز دانه و اولترامیلونیتی در آنها قابل مشاهده است.



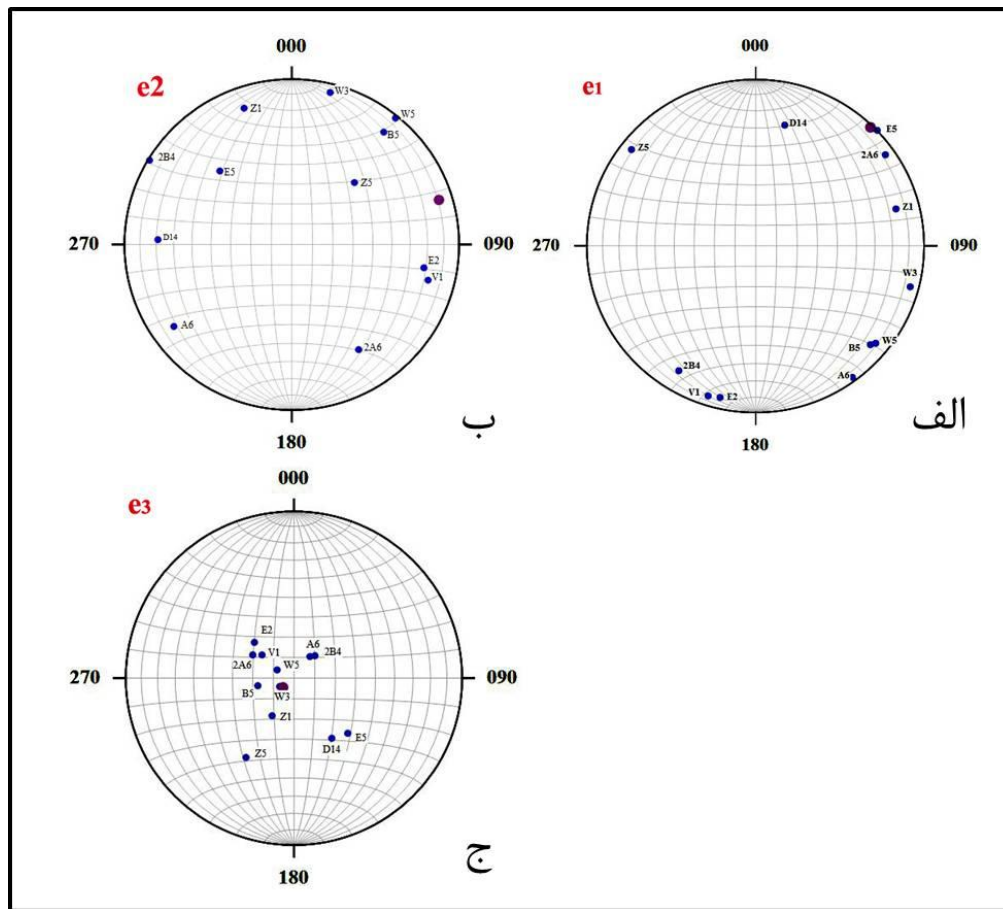
شکل ۱۴: تصویر خطوط هم تراز پارامتر v در گستره مورد بررسی

با استفاده از بیضوی‌های کرنش علاوه بر به دست آوردن مقدار نسبی کرنش‌های اصلی، جهت یافتگی کرنش‌های اصلی نیز قابل اندازه‌گیری است. با استفاده از تصویرسازی استریوگرافی پراکنش محورهای کرنش‌های اصلی به راحتی قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۱۵). همانگونه که در شکل ۱۵-الف دیده می‌شود محور کرنش بیشینه ($e1$) در نمونه‌های مورد بررسی دارای روند چیره شمال خاور- جنوب باختر و تقریباً افقی است. با توجه به شکل ۱۵-ب و ۱۵-ج محور کرنش متوسط ($e2$) تقریباً افقی و محور کرنش کمینه ($e3$) تقریباً عمود است.

از آنجایی که بردار لغزش در گستره دگرریخت شده کاملاً بر مرزهای منطقه دگرریختی عمود نیست علاوه بر مؤلفه فشارش و یا کشش، یک مؤلفه راستالغز نیز بر گستره مورد نظر حاکم بوده است و در نتیجه دگرریختی می‌تواند در محدوده‌های ترافشارش یا تراکشش واقع شود.

مطالعات اخیر، مناطق ترافشارش و تراکشش را با استفاده از کرنش نهایی و کرنش افزایشی و یا نرخ کرنش مدل‌سازی کرده‌اند. مدل‌هایی که بر پایه کرنش ایجاد شده‌اند نقطه شروع موثری برای تحلیل سه بعدی دگرریختی می‌باشد. مدل‌های واقعی ارائه شده در برخی مطالعات آنقدر پیچیده می‌شوند که نمی‌توان به سادگی آنها را در مورد کرنش نهایی عمومیت داد. در مدل‌های ساده‌تر، یکی از محورهای اصلی کرنش نهایی در طول دگرریختی ثابت و عمود باقی می‌ماند و دو محور دیگر در یک صفحه افقی دچار چرخش می‌شوند و در این حالت یک نوع تقارن منوکلینیک در مدل در نظر گرفته می‌شود. در مدل‌های پیچیده‌تر، بدلیل مایل قرار گرفتن مؤلفه برش ساده، به طور عمومی تقارن تری‌کلینیک وجود دارد و هر سه محور کرنش نهایی نسبت به سیستم مختصات بیرونی دچار چرخش می‌شوند. نمودار فلین در این مدل‌ها نشان می‌دهد که

ترافشارش، کرنش‌های پهن‌شونده یعنی $k < 1$ را ایجاد می‌کند در حالیکه تراکشش، کرنش محصورشدگی یعنی $k > 1$ را بوجود می‌آورد (دیوی، ۱۹۹۸).



شکل ۱۵: تصویر استریوگرافی پراکنش محورهای کرنش اصلی، الف: محور کرنش بیشینه، ب: محور کرنش متوسط، ج: محور کرنش کمینه، در نمونه‌های مورد بررسی.

تیکف (۱۹۹۸) ضمن بررسی طیف گسترده‌ای از دگرریختی‌های مناطق ترافشارش و تراکشش و مدل‌سازی آنها بر پایه کرنش نهایی به این نکته اشاره می‌کند که تغییر در جهت گیری و شکل بیضوی کرنش نتیجه مؤلفه برش ساده و برهم‌کنش آن با مؤلفه هم‌محور دگرریختی می‌باشد. و به طور کلی بیضوی‌های قرار گرفته در محدوده پهن‌شونده نمودار فلین را مرتبط با ترافشارش و بیضوی‌هایی که در محدوده محصورشدگی قرار می‌گیرند را در ارتباط با تراکشش می‌داند. در مدل‌های جدیدتر در رابطه مناطق ترافشارش مایل نیز به این نکته اشاره می‌شود که کرنش‌های توسعه یافته در ترافشارش مایل در محدوده پهن‌شدگی نمودار فلین قرار می‌گیرند (جونز و همکاران، ۲۰۰۴).

در حالت تراکشش عموماً محور بیشینه کشیدگی (X یا e_1) تقریباً افقی بوده و یک محور کوتاه‌شدگی افقی وجود دارد که این محور می‌تواند محور Y (e_2) یا محور Z (e_3) باشد. اگر مؤلفه برش ساده بر دگرریختی تراکشش حاکم باشد محور Z (e_3) افقی و اگر مؤلفه برش ناب بر دگرریختی تراکشش حاکم باشد محور Y (e_2) افقی خواهد بود (فوسن، ۲۰۱۳).

با بررسی مقادیر k و نمودار فلین (شکل ۱۲) در نمونه‌های مورد مطالعه و همچنین با توجه به جهت‌گیری محورهای اصلی کرنش نهایی (شکل ۱۵)، نمونه‌های مرمر دگرگونی در محدود محصورشدگی واقع شده و با توجه به مطالعات و مدل‌های ارائه شده پیشین (فوسن و همکاران، ۱۹۹۴؛ تیکف، ۱۹۹۸؛ دیوی، ۱۹۹۸؛ جونز و همکاران، ۲۰۰۴؛ فوسن، ۲۰۱۳)، به احتمال دگرریختی در این گستره از نوع تراکشن بوده و مؤلفه برش ناب تاثیر بیشتری بر دگرریختی داشته است.

شاهد دیگر بر وجود گامه دگرریختی تراکشن در گستره مورد نظر از بررسی چین‌خورگی‌های گستره حاصل می‌شود. بیشتر چین‌های این گستره از نوع چین‌های باز و ملایم بوده و محور چین‌ها در بسیاری از قسمت‌ها دارای روند شمال خاور- جنوب باختر و تقریباً موازی با جهت e_1 می‌باشد. با توجه به مدلی که فوسن و همکاران (۲۰۱۳) در مورد دگرریختی و چین خوردگی تراکشن ارائه داده است، چین‌خوردگی‌های گستره مورد بررسی می‌تواند از نوع چین‌های تراکشنی باشد. علاوه بر این وجود چین‌های میان برگی و بودیناژ گسترده وجود گامه تراکشنی را تایید می‌کند (رمزی و هوپر، ۱۹۸۳).

از سویی دیگر وجود گسلش عادی با مؤلفه راستالغز با روند چیره شمال باختر-جنوب خاور و همچنین راندگی‌هایی که عمود بر این روند ایجاد شده‌اند، نشان دهنده یک طویل‌شدگی (کشش) در راستای شمال خاور- جنوب باختر و یک کوتاه‌شدگی عمود بر آن است که این دو روند به ترتیب با روند تقریبی e_1 و e_2 به دست آمده از بیضوی‌های کرنش مطابقت دارد. با توجه به مدل دگرریختی که توسط فوسن و همکاران (۲۰۱۳) برای دگرریختی‌های تراکشن ارائه شده است، روند گسل‌های عادی و معکوس گستره می‌تواند نشانگر گامه تراکشنی باشد.

نتیجه گیری

با توجه مطالعات انجام شده در گستره مورد بررسی به طور خلاصه می‌توان نتایج زیر را عنوان کرد: مطالعه بافت و ساخت واحدهای کربناته نشان می‌دهد که واحدهای رسوبی در گستره مورد بررسی، ساختار اولیه خود را حفظ کرده و دگرریختی و دگرگونی کمی را متحمل شده‌اند در حالی که دگرریختی و دگرگونی در واحد های مرمری شدید بوده است. ریزساختارهای موجود در مرمرها شامل پروتومیلونیت، میلونیت و اولترا میلونیت است و روند میلونیتی شدن در این گستره از باختر به خاور و جنوب خاوری افزایش پیدا می‌کند.

بر پایه مشاهدات صحرایی و مطالعات پیشین، گسل‌های موجود در این گستره شامل گسل‌های عادی با روند چیره شمال باختر- جنوب خاور و گسل‌های رانده با روند چیره شمال خاور-جنوب باختر می‌باشند. چین-خوردگی‌های متنوعی در این گستره مشاهده شده است، اغلب این چین‌خوردگی‌ها از نوع چین‌های باز و ملایم بوده و محور این چین‌ها در بیشتر قسمت‌ها دارای روند شمال خاور-جنوب باختر است.

با استفاده از روش فرای بیضی‌های کرنش نهایی در سه سطح غیر عمود برای هر نمونه به دست آمد و سپس با استفاده از نرم‌افزار برای هر نمونه یک بیضوی کرنش رسم شد. بیضوی‌های کرنش به دست آمده برای نمونه‌های مرمری از نوع بیضوی‌های دوکی شکل تک‌محوری تا دوکی شکل حد واسط است. و برای نمونه‌های رسوبی از نوع کلوجه‌ای شکل عمومی می‌باشد. با توجه به بیضوی‌های کرنش، محور بیشینه کشیدگی $X(e_1)$ دارای روند چیره شمال خاور-جنوب باختر و تقریباً افقی، محور متوسط کرنش نهایی $Y(e_2)$ نیز تقریباً افقی و محور کمینه کرنش نهایی $Z(e_3)$ تقریباً عمود است. مقدار پارامترهای k, v محدوده کرنش محصورشدگی

را نشان می‌دهد. از باختر به خاور و جنوب خاوری بر میزان کرنش محصورشدگی افزوده می‌گردد که این افزایش با روند افزایش میلونیتی شدن در نمونه‌ها مطابقت دارد. با بررسی ساختارهای ناحیه‌ای و میکروسکوپی، تحلیل کرنش نهایی حاصل از بیضوی‌ها کرنش و محاسبه مقادیر K و V و با استفاده از مطالعات و پژوهش‌های پیشین، می‌توان گفت گستره مورد بررسی بیش از یک گامه دگرریختی را متحمل شده و یکی از گامه‌های شناسایی شده در این پژوهش یک گامه دگرریختی تراکشش بوده که در آن نسبت مؤلفه برش ناب به برش ساده چیره است.

منابع

- اسدیپور، م.، ۱۳۹۲. پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی مافیک - اولترامافیک منطقه قره‌باغ-قوشچی و سرو واقع در شمال غرب ایران، دانشکده علوم زمین - دانشگاه شهید بهشتی، ۴۲۰ ص.
- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹. تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.
- آقا نباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۶۰۶ ص.
- خدابنده، ا.ا.، و امینی فضل، ع.، ۱۹۹۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه تسوج، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- خدابنده، ع.ا.، سلطانی، ع.، سرتیپی، ع.، و امامی، م.ه.، ۱۳۷۵. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه سلماس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عزیزی، ح.، ۱۳۷۸. بررسی ریز ساختارهای گابروهای میلونیتی شمال خوی (آذربایجان) و کاربرد آن در پهنه‌های برشی، خلاصه مقالات هیجدهمین گردهمایی علوم زمین دانشگاه تربیت معلم.
- مهندسانیا، ل.، ۱۳۷۹. بررسی شرایط میلونیتی زایی و کینماتیک دگرریختی نرم شمال باختر ارومیه (برگه ۱/۵۰۰۰۰ قولنجی)، پایان نامه کارشناسی ارشد پژوهشکده علوم زمین و سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۰۵ ص.
- نوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹ ص.
- Ailleres, L. and Champenois, M., 1994. Refinements to the Fry method (1979) using image processing, *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 1327- 1330.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, v. 103, p. 983-992.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210-265.
- Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime-a review, *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 351-368.
- Carter, N.L., and Raleigh, C.B., 1969. Principal stress directions from plastic flow in crystals, *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 80, p. 1231-1264.
- Crespi, J.M., 1986. Some guidelines for the practical application of Fry's method of strain analysis, *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 799-808.

- 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*, Geological Society, London, Special Publications, v. 135, p.1–14.
- Dunne, W.M., Onasch, C.M., and Williams, R.T., 1990. The problem of strain-marker centers and the Fry method, *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 933-938.
- Erslev, E.A., and Ge, H., 1990. Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis, *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 1047-1059.
- Erslev, E.A., 1988. Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates, *Journal of Structural Geology*, v. 10, p.201-209.
- Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformations. *Quaternary Journal of Geological Society of London*, v. 118, p. 385–428.
- Fossen, H., Tikoff, B., and Teyssier, C., 1994. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geol. Tidsskr*, v. 74, p. 134-145.
- Fossen, H., Teyssier, C., and Whitney, D.L., 2013. Transtensional folding, *Journal of Structural Geology*, v. 56, p. 89-102.
- Fry, N., 1979. Random point distribution and strain measurements in rocks, *Tectonophysics*, v. 60, p. 89-105.
- Genier, F., and Epard, J.L., 2007. The Fry method applied to an augen orthogneiss: problems and results, *Journal of Structural Geology*, v. 29, p. 209-224.
- Groshong, R. H., 1988. Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 100, p.1329-1360.
- Hanna, S.S., and Fry, N., 1979. A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas, *Journal of Structural Geology*, v. 1, p. 155-162.
- Hobbs, B.E., Means, W.D., and Williams, P.F., 1976. *An Outline of Structural Geology*. John Wiley & Sons, New York, 351 p.
- Hossack, J. R., 1968. Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (S. Norway), *Tectonophysics*, v. 5, p.315 – 339.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, and K., and Tavarnelli, E., 2004. Inclined transpression. *Journal of Structural Geology*, v. 26, p.1531–1548.
- Lacassin, R., Van den Driessche, J., 1983. Finite strain determination of gneiss; application of Fry's method to porphyroid in the southern Massif Central (France), *Journal of Structural Geology*, v. 5 (3-4), p. 245-253.
- Lisle, R.J., 2010. Strain analysis from point fabric patterns: an objective variant of the Fry method, *Journal of Structural Geology*, v. 32, p. 975-981.
- Longiaru, S., and Bhattaharyya, T., 1985. Computer based experimental studies of the Fry method of strain analysis on 2- and 3-dimensional grain populations, *Abstracts with Programs, Geological Society of America*, v.17, p. 646.

- McNaught, M., 1994. Modifying the normalized Fry method for aggregates of non-elliptical grains, *Journal of Structural Geology*, v. 16, p.493-503.
- Mookerjee, M., and Nickleach, S., 2011. Three-dimensional strain analysis using Mathematica, *Journal of Structural Geology*, v. 33(10), p. 1467-1476.
- Onasch, C.M., 1986. Ability of the Fry method to characterize pressure-resolution deformation, *Tectonophysics*, v. 122, p. 187-193.
- Ramsay, J.G., and Lisle, R.J., 2000. Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology. In: *The Techniques of Modern Structural Geology*, v. 3. Academic Press, London.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 451 p.
- Ramsay, J.G., and Huber, M.I., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, London.
- Roday, P.P., Purohit, M.K., and Prajapati, K.K., 2010. A computer program for the determination of finite strain using Fry method. *Journal of the Geological Society of India*, v. 76, p. 151-154.
- Schmid, S.M., 1982. Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: Hsu, K., (Ed.), *Mountain Building Processes*, Academic Press, London, p. 95-110.
- Schmid, S.M., Paterson, M.S., and Boland, J.N., 1980. High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics*, v. 65, p. 245-280.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p.1229-1258.
- Techalenco, J.S., and Berberian, M., 1974. The Salmas earthquake of May 6th 1930, *Ann. di geofis.*
- Tikoff, B., and Peterson, K., 1998. Physical experiments of transpressional folding. *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 661-672.
- Treagus, S.H., and Treagus, J.E., 2002. Studies of strain and rheology of conglomerates, *Journal of Structural Geology*, v. 24 (10), p. 1541-1567.
- Turner, F.J., 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles, *American Journal of Science*, v. 251, p. 276-298.
- Waldron. John, W.F. and Wallace, K.D., 2007. Objective fitting of ellipses in the centre-to-centre (Fry) method of strain analysis, *Journal of Structural Geology*, v. 29, p. 1430-1444.
- Yousefi, E., and Friedberg, J.L., 1978. a ,b, c, d, e, Aeromagnetic maps of the Tabriz, Khoy, Oroumieh, Sero, and Mahabad, 1:250000, *geol. Surv. Ir.*