

## بازسازی تاریخچه دگرشکلی و دگرگونی در پهنه برشی بلطاق (بخش میانی پهنه سنندج-سیرجان)

ایمان رحمانی مقدم، مرتضی شریفی\*، علیرضا ندیمی و سید محسن طباطبایی منش  
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

### چکیده

پهنه برشی بلطاق در استان اصفهان و در ۱۸۵ کیلومتری شمال غرب شهر اصفهان قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان است که تحت تأثیر دگرشکلی‌های شکل‌پذیر و شکننا-شکل‌پذیر قرار گرفته است. سنگ‌شناسی غالب آنها اسلیت، شیست (گارت مسکویت‌شیست، مسکویت‌شیست غنی از کوارتز و بیوتیت‌مسکویت‌شیست)، آمفیبولیت، مرمر، متاولکانیت، آندزیت و توف است. در پهنه برشی بلطاق، چندین راندگی و دوپلکس با امتداد شمال‌غربی-جنوب‌شرقی و شیب شمال‌شرقی وجود دارد. این پهنه برشی با راندگی اصلی زاگرس موازی است. همچنین، تحلیل هندسی بودین‌ها و چین‌های نامتقارن و بررسی برگواری میلونیتی و تشکیل فابریک‌های S-C، S-C و S-C در سنگ‌های دگرگونی منطقه بلطاق در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی نشان‌دهنده تأثیر برش در سنگ‌های منطقه است. فابریک‌های موجود، جهت برش در منطقه را راست‌گرد نشان می‌دهد. همچنین، با فابریک‌های سیگما مقدار کشیدگی (e) و درازشدگی (s) منطقه را می‌توان محاسبه نمود. این ریزساختارها در شرایط رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت تشکیل شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی منطقه بلطاق در شرایط دگرگونی نوع باروین (دما-فشار متوسط) تشکیل شده‌اند و حداقل سه مرحله دگرگونی و سه مرحله دگرشکلی در آنها شناسایی شد. مرحله‌های دگرگونی شناسایی شده عبارتند از: دگرگونی دیناموترمال، دگرگونی دینامیکی و دگرگونی قهقرایی. همچنین، مرحله‌های دگرشکلی شامل: D1، D2 و D3 است.

واژه‌های کلیدی: چین نامتقارن، دگرشکلی، دگرگونی، بلطاق، پهنه سنندج-سیرجان

### مقدمه

شرقی و عرض جغرافیایی ۳۳°۱۰' تا ۳۳°۱۵' شمالی قرار دارد و از نظر ساختاری جزئی از پهنه سنندج-سیرجان به شمار می‌رود (شکل ۱). این پهنه دارای ۱۵۰۰ کیلومتر طول و ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر عرض و امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق است که بین پهنه

منطقه مورد مطالعه در ۱۸۵ کیلومتری شمال‌غرب اصفهان، جنوب‌غرب روستای بلطاق به عنوان یک پهنه برشی در نظر گرفته شده است. این پهنه در محدوده طول جغرافیایی ۴۹°۲۵' تا ۴۹°۳۰'

### زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه سنندج-سیرجان به شمار می‌رود. منطقه بلطاق به طور عمده متشکل از سنگ‌های دگرگونی و نفوذی مزوزوییک است. سنگ‌های دگرگونی این منطقه دارای پروتولیت‌های گوناگون هستند که بیشترین حجم به متاپلیت‌ها اختصاص دارد. واحدهای سنگی این منطقه شامل: اسلیت، شیست، آمفیبولیت، مرمر، متاولکانیت، آندزیت و توف است (شکل ۲). بر اساس مطالعات انجام شده از جمله: پاراژنز کانیایی، سنگ‌های دگرگونی منطقه در رخساره شیست سبز و آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. در حرارت‌های پایین رخساره شیست سبز، کلریت، مسکویت و آلبیت حضور دارد و در حرارت‌های بالاتر به ترتیب بیوتیت و گارنت ظاهر می‌شود (Yardley, 1993).

در منطقه بررسی شده در رخساره آمفیبولیت، تنها مجموعه کانی‌های گارنت، بیوتیت، مسکویت، پلاژیوکلاز و کوارتز دیده می‌شود که بیانگر عملکرد دگرگونی فشار بالا در سنگ‌های منطقه است.

متاپلیت‌های این منطقه در دگرگونی دیناموترمال شامل: انواع شیست‌ها (با حداقل یکی از پورفیروبلاست‌های گارنت، آندالوزیت، استارولیت، سیلیمانیت) هستند. بر اساس پژوهش‌های سن‌سنجی Rashidnejad-Omran و همکاران (۲۰۰۲) شیست‌ها و آمفیبولیت‌های منطقه گلپایگان به ژوراسیک متعلق است. در واقع به نظر می‌رسد که در منطقه گلپایگان، رسوبات در زمان تریاس-ژوراسیک تشکیل و در زمان ژوراسیک با مرحله سیمین پسین دگرگون شده‌اند. شیست‌های این منطقه بر اساس نقشه الیگودرز، پرکامبرین در نظر گرفته شده است (Afsharian and Ghandchi, 1992)

ایران مرکزی و رشته کوه‌های زاگرس قرار دارد (Alavi, 1994; Berberian and King, 1981). پهنه سنندج-سیرجان یک پهنه با سرگذشت تغییر شکل پیچیده‌ای است که چندین مرحله دگرشکلی (D1، D2 و D3)، دگرگونی (M1، M2، M3 و M4) و ماگماتیسم را در طول زمان تجربه کرده است (Mohajjel et al., 2003; Karimi Sharifi, 2007; Izadi Kian et al., 2013; et al., 2012).

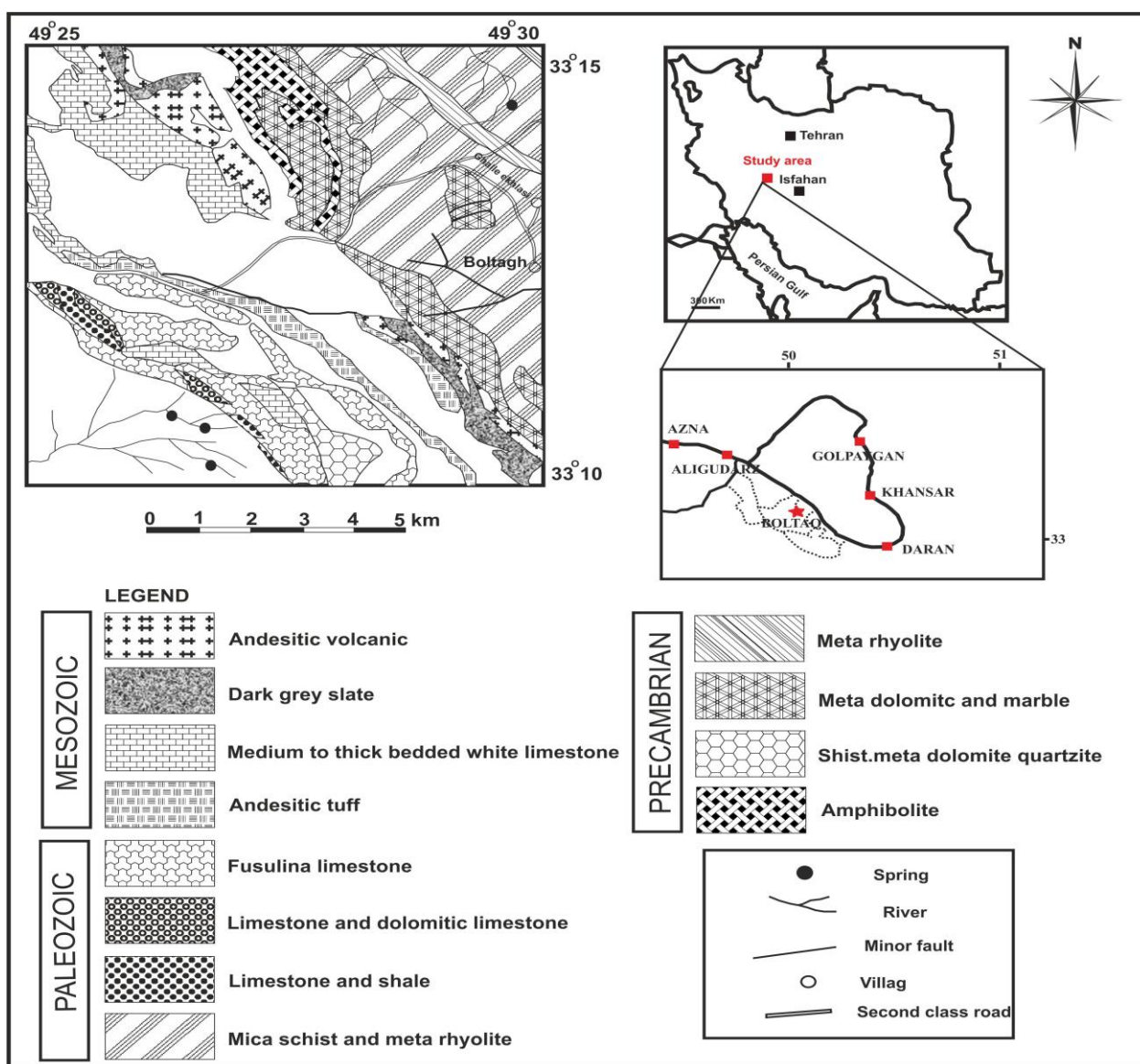
در مورد عملکرد و ماهیت مرحله‌های کوهزایی در ایران و از جمله در این پهنه، نظریه‌های متعددی وجود دارد. عده‌ای از زمین‌شناسان از جمله: Stocklin (۱۹۶۸)، Berberian (۱۹۷۲)، Hushmandzadeh و همکاران (۱۹۷۲)، Ricou و Berberian (۱۹۷۲)، Falcon (۱۹۷۴)، Sabzehei و Alavi-Berberian (۱۹۷۴)، Tehrani (۱۹۷۷)، Aghanabati (۱۹۹۲)، Dercourt و همکاران (۲۰۰۰) و Kazmin و Tikhonova (۲۰۰۶) معتقدند که مرحله کوهزایی سیمین پیشین نخستین مرحله کوهزایی آلیپی به شمار می‌آید که در این پهنه نیز آثار مربوط به آن دیده می‌شود.

Stocklin (۱۹۶۸) بر این باور است که حرکت‌های آلیپی آغازین بیشتر به صورت گسلش عمل کرده است و Stampeli (۱۹۷۸) سیمین پیشین را خشکی‌زا می‌داند. مهم‌ترین رخداد دگرشکلی در پهنه سنندج-سیرجان مربوط به همگرایی و تصادم قاره‌ای بین صفحه عربی با ایران مرکزی است که در منطقه بررسی شده نیز آثار این دگرشکلی به طور کامل مشاهده می‌شود.

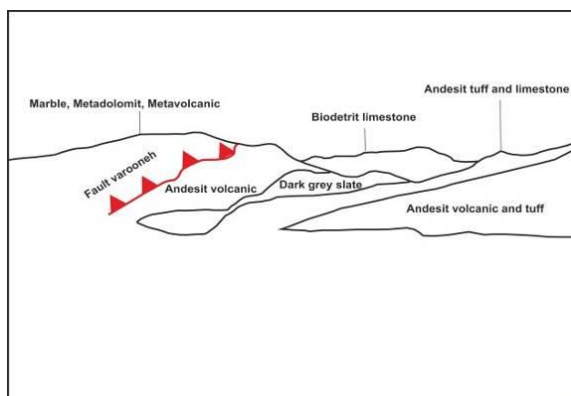
Stocklin (۱۹۶۸)، Mohajjel (۱۹۹۷)، Sahandi و Mohajjel (۱۹۹۹)، Fergusson و Mohajjel (۲۰۰۰) و همکاران (۲۰۰۳) زمان آغاز این تصادم را کرتاسه پایانی بیان می‌کنند.

در متاپلیت‌ها مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها از نظر صحرایی، کانی‌شناسی و تجزیه شیمیایی با آمفیبولیت‌های گلپایگان قابل مقایسه هستند. Rashidnejad-Omran و همکاران (۲۰۰۲) سن آمفیبولیت‌ها را بر اساس سن‌سنجی، ژوراسیک در نظر گرفته‌اند. بنابراین، سن آمفیبولیت بلطاق که همراه با شیست‌های ژوراسیک هستند را ژوراسیک در نظر می‌گیریم.

صحرایی، کانی‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی متاپلیت‌های منطقه شباهت بسیاری با متاپلیت‌های منطقه گلپایگان دارد. با توجه به تجدید نظر در سن سنگ‌های پرکامبرین در منطقه گلپایگان که توسط Rashidnejad-Omran و همکاران (۲۰۰۲) انجام شده است سن این شیست‌ها نیز ژوراسیک (؟) در نظر گرفته می‌شود. آمفیبولیت‌ها در منطقه بلطاق همانند گلپایگان



شکل ۱- موقعیت منطقه بلطاق در جنوب شرق الیگودرز (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی الیگودرز با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور).



شکل ۲- تصویری از واحدهای سنگی منطقه بلطاق (دید به سمت شمال شرق). ولکانیک آندزیتی و توف (مزوزوییک)؛ مرمر، متادولومیت، متاولکانیت (پرکامبرین)؛ اسلیت خاکستری تیره (مزوزوییک)؛ آندزیت (مزوزوییک)؛ آهک زیست‌آواری (کرتاسه)؛ توف آندزیتی و آهک (مزوزوییک). نام گسل مشخص شده وارونه سرتاسری است.

### روش انجام پژوهش

نخست مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی منطقه آغاز شد. به منظور انجام پتروگرافی از نمونه‌های برداشته شده از جنوب غرب بلطاق تعداد ۸۰ مقطع نازک تهیه و ویژگی‌های بافتی، پاراژن کانی‌ها، ویژگی‌های پتروژئوژیکی و ریزساختارها مورد بررسی قرار گرفت.

در مقیاس صحرایی، تحلیل بر روی هندسه چین‌ها، بودین، تورق و خطوطها انجام شد و در تحلیل ساختاری، مطالعات میکروسکوپی نیز مد نظر قرار گرفت.

برای مطالعه حالت برش، نمونه‌ها جهت‌دار تهیه شدند. مقاطع نازک به صورت موازی با خطوطارگی و عمود بر برگوارگی تهیه گردید. همچنین، با همکاری شرکت زاینده‌آب که در منطقه بلطاق گمانه‌هایی برای مطالعه و احداث سد حفر نموده بودند، مغزه‌های این گمانه‌ها بررسی و مطالعه شدند. مقاطع نازک از این مغزه‌ها در اعماق مختلف تهیه گردید که در بخش مطالعات ریزساختاری برای اندازه‌گیری استرین استفاده شدند.

### پتروگرافی

واحدهای سنگی مختلف در منطقه بلطاق عبارتند از:

**مرمرها:** مرمرهای این منطقه از نوع مرمرهای کوارتزار است و به صورت رگه و عدسی‌هایی با سن پرکامبرین در کل منطقه گسترش دارند (Afsharian and Ghandchi, 1992). بلورهای کلسیت درشت تا متوسط دارای بافت موزاییکی و ماکل‌های دگرشکلی کاملاً مشخصی هستند. برای تخمین دمای دگرریختی سنگ‌های دگرگونی از ماکل‌های کلسیت می‌توان استفاده کرد. بررسی ماکل‌های دوقلویی بلورهای کلسیت در منطقه بلطاق قابل مقایسه با تیپ یک و دو نمودار شماتیک Ferrill و همکاران (۱۹۹۱) است که نشان‌دهنده دمای دگرشکلی در حدود ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه بوده و مربوط به رخساره شیست سبز است (شکل ۳).

**آندزیت:** بیرون زدگی این واحد سنگی در مجاورت گسل تراستی واقع در شرق بلطاق به وضوح قابل تفکیک و شناسایی است. بر خلاف اعمال تنش‌های تکتونیکی از سوی گسل تراستی، میزان خردشدگی و بهم‌ریختگی توده آندزیتی

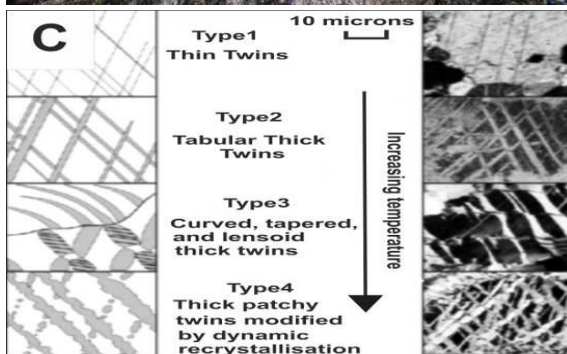
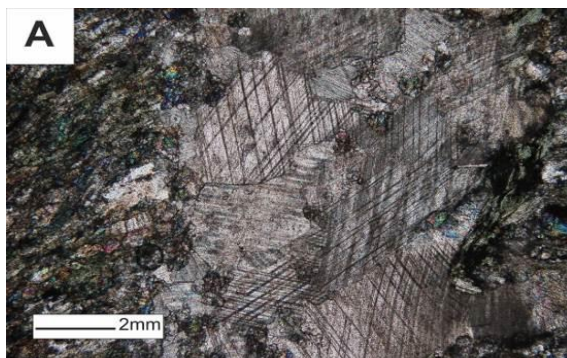
کلریت و موسکویت در نمونه دستی به صورت براق و به رنگ متمایل به سبز دیده می‌شود. شیبست‌ها در این منطقه دارای شیبستوزیته خوب بوده و وجود برگوارگی از ویژگی‌های اساسی آنها است. از انواع شیبست‌هایی که در این منطقه شناسایی شده است می‌توان گارنت‌موسکویت‌شیبست، مسکویت‌شیبست غنی از کوارتز و بیوتیت‌موسکویت‌شیبست را نام برد (شکل ۴).

**آمفیبولیت‌ها:** این سنگ‌ها بیشتر به صورت عدسی‌های کم وسعت و لایه‌های ناپیوسته‌ای هستند که همراه با شیبست‌ها برونزد دارد. این سنگ‌ها در نمونه‌های دستی شیبستوزیته ناقص داشته و در حالت‌های ویژه در اثر جدایش کانی‌های تیره از کانی‌های روشن سنگ یک حالت لیتاژ مبهم (همپوشانی کانی‌های تیره و روشن) پیدا نموده است. از نظر کانی‌شناسی، آمفیبول به همراه کوارتز، اپیدوت و پلاژیوکلاز مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ است که بافت گرانوبلاست را نشان می‌دهد (شکل ۴D).

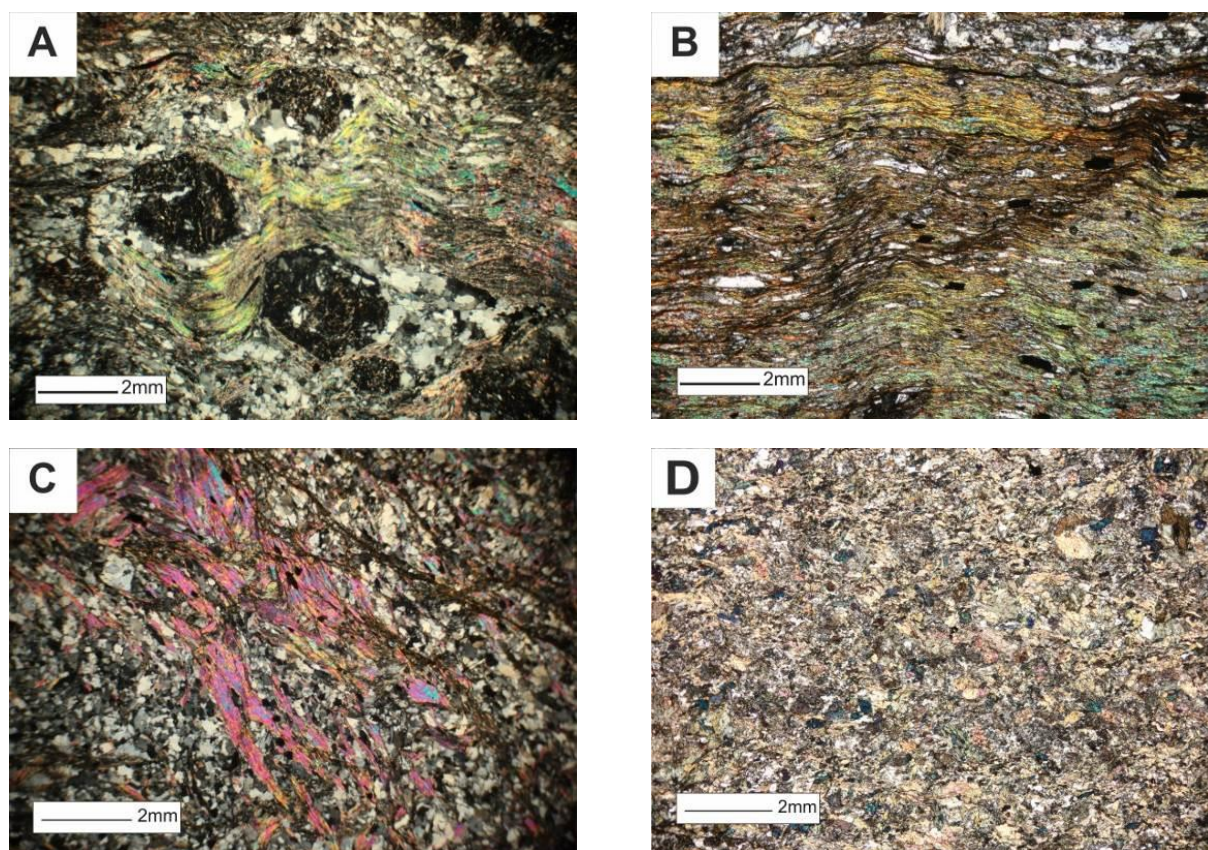
درگیر در فرو دیواره گسل، چندان در خور توجه نیست که این امر ناشی از مقاومت بالای لیتولوژی بیان شده است. این واحد سنگی سن مزوزوییک را نشان می‌دهد (Afsharian and Ghandchi, 1992).

**اسلیت:** در شمال غرب منطقه مورد مطالعه اسلیت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری دیده می‌شود و گستردگی به نسبت اندکی دارد. رخنمون واحد اسلیتی در سطح زمین به صورت دامنه‌های فرسایشی و هوازده مشاهده می‌شود. سن این واحد سنگی تریاس در نظر گرفته شده (Afsharian and Ghandchi, 1992) و توسط سنگ‌های آندزیتی به سن مزوزوییک احاطه شده است. کانی‌های اصلی این سنگ سریسیت، کوارتز و کلریت است. اکسیدهای آهن، لکه‌های تیره مواد آلی و خرده‌های اپیدوت از کانی‌های فرعی این واحد سنگی محسوب می‌شود.

**شیبست‌ها:** شیبست‌ها در منطقه بلطاق از گستردگی زیادی برخوردار هستند. به علت وفور



شکل ۳- A) نمایی از ماکل دوقلویی کلسیت که نشان‌دهنده تیپ یک نمودار شماتیکی Ferrill و همکاران (۱۹۹۱) است؛ B) ماکل دوقلویی کلسیت که نشان‌دهنده تیپ دو نمودار Ferrill و همکاران (۱۹۹۱) بوده و نسبت به تیپ یک ضخامت بیشتری دارد؛ C) نمودار شماتیکی نشانگر تأثیر حرارت بر روی دگرریختی در ماکل دوقلویی کلسیت (Ferrill et al., 1991).



شکل ۴- (A) گارنت مسکوویت شیست؛ (B) بیوتیت مسکوویت شیست؛ (C) مسکوویت شیست غنی از کوارتز؛ (D) اپیدوت آمفیبولیت.

صفحه ایران ایجاد شد. همچنین، مرحله کوهزایی اواخر کرتاسه-پالئوسن (لارامید) در مراحل مختلف تصادم قاره‌ای بین صفحه آفریقا-عربی با صفحه ایران ایجاد شده است (Mohajjel *et al.*, 2003). شایان ذکر است در رابطه با زمان بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس نظرات گوناگونی وجود دارد که معتقدند این حرکات از الیگوسن آغاز شده است (Agard *et al.*, 2005, 2011).

با توجه به کانی‌های پاراژنز اشاره شده، مرحله دگرگونی فشارشی-حرارتی در منطقه بلطاق که با پیدایش میکاشیست‌های گارنت‌دار، آمفیبولیت، مرمر و کوارتزیت همراه است، حداکثر تا اوایل رخساره آمفیبولیت پیش رفته است. با توجه به گسترش رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت در این منطقه تیپ دگرگونی از نوع باروون (فشار-

بازسازی تاریخچه دگرگونی: با توجه به مطالعات کانی‌شناسی و پتروگرافی که به آن اشاره شد، سه نوع دگرگونی در منطقه بلطاق شناخته شده است که عبارتند از:

الف) دگرگونی دیناموترمال: با بسته شدن دریای پالئوتتیس در شمال، در جنوب ایران شکاف جدیدی به نام اقیانوس آلپی زاگرس مرتفع یا تتیس جوان ایجاد گردیده که از دلایل ایجاد این شکاف می‌توان به ولکانیسم قاره‌ای از نوع ریفت در طول نوار سهندج-سیرجان اشاره کرد (Sabzehei, 1974) سپس به علت رژیم تکتونیک فشاری حاصل از چرخش صفحه آفریقا-عربی در خلاف عقربه‌های ساعت، مرحله کوهزایی اواخر ژوراسیک-کرتاسه (سیمین پسین) در اثر فرورانش پوسته اقیانوس تتیس جوان به زیر

رفته است. این مرحله همزمان با بسته شدن کامل اقیانوس تتیس جوان در اثر عملکرد مرحله کوهزایی سنوزوییک (لارامید) ایجاد شده است.

#### مطالعات پتروفابریک منطقه: مطالعات

ساختاری و ریزساختاری در پهنه‌های برشی کمک شایانی در شناخت سازوکارهای ایجاد آنها برای تنش‌های وارده و بازسازی تاریخیچه دگرشکلی است.

در این پژوهش، واحدهای سنگی منطقه به لحاظ ریزساختاری مورد بررسی قرار گرفته و به تأثیر برش بر آنها توجه شد. یکی از نشانه‌های این برش توسعه گسترده برگوارگی میلونیتی است که به طور وسیع در بخش‌های مختلفی از منطقه مورد مطالعه تحت بررسی قرار گرفت. برای تعیین سمت برش در این میلونیت‌ها از پارامترهایی همچون: نوارهای برشی S-C و S-C<sup>+</sup> (Vernon, 2004)، پورفیروکلاست‌های نوع  $\sigma$  (Passchier and Trouw, 2005) and (Trouw *et al.*, 2005) و میکا ماهی (Trouw *et al.*, 2010) استفاده شد (شکل‌های ۵، ۶ و ۷).

در میلونیت گارنت میکاشیست‌ها میکا ماهی‌ها در بین نوارهای برشی نوع C آرایش یافته‌اند. بر اساس فابریک آنها نوع برش راست‌گرد است. نوارهای برشی نوع C در فابریک S-C موازی کناره‌های برشی و به نسبت مستقیم و ادامه‌دار هستند (شکل ۵-A). در مسکویت‌شیست غنی از کوارتز باند برشی نوع C<sup>+</sup> از بالا سمت راست تا پایین سمت چپ برگوارگی اصلی را قطع کرده و نوع برش چپ‌گرد را نشان می‌دهد. بر خلاف انواع S-C که در مراحل اولیه تأثیر برش و تشکیل میلونیت‌ها به وجود می‌آید، نوارهای برشی نوع C<sup>+</sup> با زاویه حدود ۳۰ درجه نسبت به برگوارگی اولیه قرار گرفته و آن را قطع می‌کند (شکل ۵-B). در سنگ‌های منطقه بلطاق، برش موازی خطواره

دما متوسط) است. این مرحله همزمان با آغاز بسته شدن اقیانوس تتیس جوان از ژوراسیک پایانی، آغاز و در اثر عملکرد مرحله سیمین پسین ایجاد شده است (Karimi *et al.*, 2012).

ب) دگرگونی برشی: دگرگونی برشی باعث ایجاد تغییر شکل‌های محسوسی می‌شود در حالی که تغییر کانی‌شناسی در خور توجهی به وجود نمی‌آید. اصولاً سنگ‌های دگرگونی برشی، منحصر به پهنه‌های متحرک به نسبت باریکی هستند (Passchier and Trouw, 2005). این سنگ‌ها بر اساس دارا بودن یا نبودن فابریک‌های صفحه‌ای به دو دسته میلونیت و کاتاکلازیت تقسیم می‌شوند. دگرگونی دینامیکی در بخش‌های عمیق‌تر پوسته به صورت چین‌خوردگی‌های جریانی عمل می‌کند.

مهم‌ترین فابریک سنگ‌های دگرگونی منطقه بلطاق در پهنه سنندج-سیرجان دارای امتداد عمومی NW-SE است که به موازات پهنه‌های رورانگی زاگرس توسعه یافته است. دگرشکلی حاصل از این منطقه ساختارهای بارزی از جمله: چین‌ها، بودین‌ها و گسل‌ها را ایجاد کرده است. یکی از نشانه‌های پهنه برشی وجود برگوارگی میلونیتی فراوان است که به صورت گسترده در منطقه توسعه یافته و بر دگرشکلی این سنگ‌ها دلالت دارد. از این رو می‌توان پهنه دگرگونی بلطاق را به عنوان یک پهنه برشی در نظر گرفت و برای توصیف واحدهای سنگی آن از واژه میلونیت استفاده نمود.

ج) دگرگونی قهقرایی: مطالعات کانی‌شناسی انجام شده در منطقه بلطاق کانی‌های دگرسانی مانند: سریسیت، کلریت، آلبیت و اپیدوت را نشان می‌دهد. پارائز کانی‌های بیان شده تأییدی است بر این که مرحله دگرگونی قهقرایی، در سنگ‌های منطقه ایجاد شده که تا رخساره شیست سبز پیش

تجدید تبلور یافته یا حذف بخش‌هایی است که به دلیل شرایط کاتاکلاستی در بخش‌های بالایی و پایینی جدا شده‌اند. در این نوع، میکا ماهی از نوع مسکویت است و حالت پله‌شدگی نشان می‌دهد. جهت برش در این میکا ماهی چپ‌گرد است (شکل ۷-B).

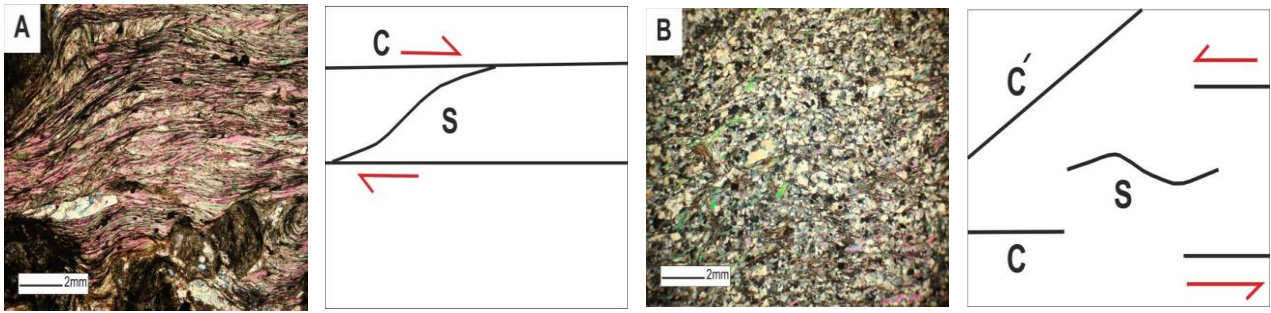
حضور پارامترهای بیان شده در پهنه برشی نشان‌دهنده غیر هم محور بودن برش یا به عبارتی برش ساده، در این پهنه است. در هر صورت، تشکیل چنین ریزساختارهایی به لحاظ رئولوژیکی بیشتر در محیط‌های کششی مقدور بوده و می‌توان آنها را در بیشتر پهنه‌های برشی-کششی معروف دنیا مشاهده نمود.

**اندازه‌گیری استرین در منطقه:** با توجه به ساختارهای مطالعه شده در مقاطع نازک در این پژوهش و به منظور بررسی وضعیت و شدت تغییر شکل پلاستیکی در منطقه، اندازه‌گیری‌های استرین بر روی مرمرها انجام شد. برای تعیین استرین در منطقه بلطاق از فابریک‌های  $\sigma$  استفاده گردید. به این منظور، هسته و سپس طول کل فابریک سیگما را اندازه گرفته و آنها را به ترتیب  $L_1$  و  $L_2$  می‌نامند (شکل ۸ و جدول ۱). بعد از آن نسبت  $L_2$  به  $L_1$  به صورت مقادیر کشیدگی  $(e=(L_2-L_1)/L_1)$  و درازش‌شدگی  $(s=L_2/L_1)$  محاسبه می‌شود تا محدوده وضعیت تغییر شکل در منطقه مشخص شود. برای انجام این امر از گمانه‌های شرکت زاینده‌آب در منطقه بلطاق و از اعماق مختلف مقطع تهیه شد. نتایج حاصل از محاسبات در جدول شماره ۱ نمایش داده شده است. بر اساس این نتایج حداقل طولیل شدگی دو و حداکثر طولیل شدگی  $3/6$  و همچنین، حداقل کشیدگی یک و حداکثر کشیدگی  $2/60$  محاسبه شد.

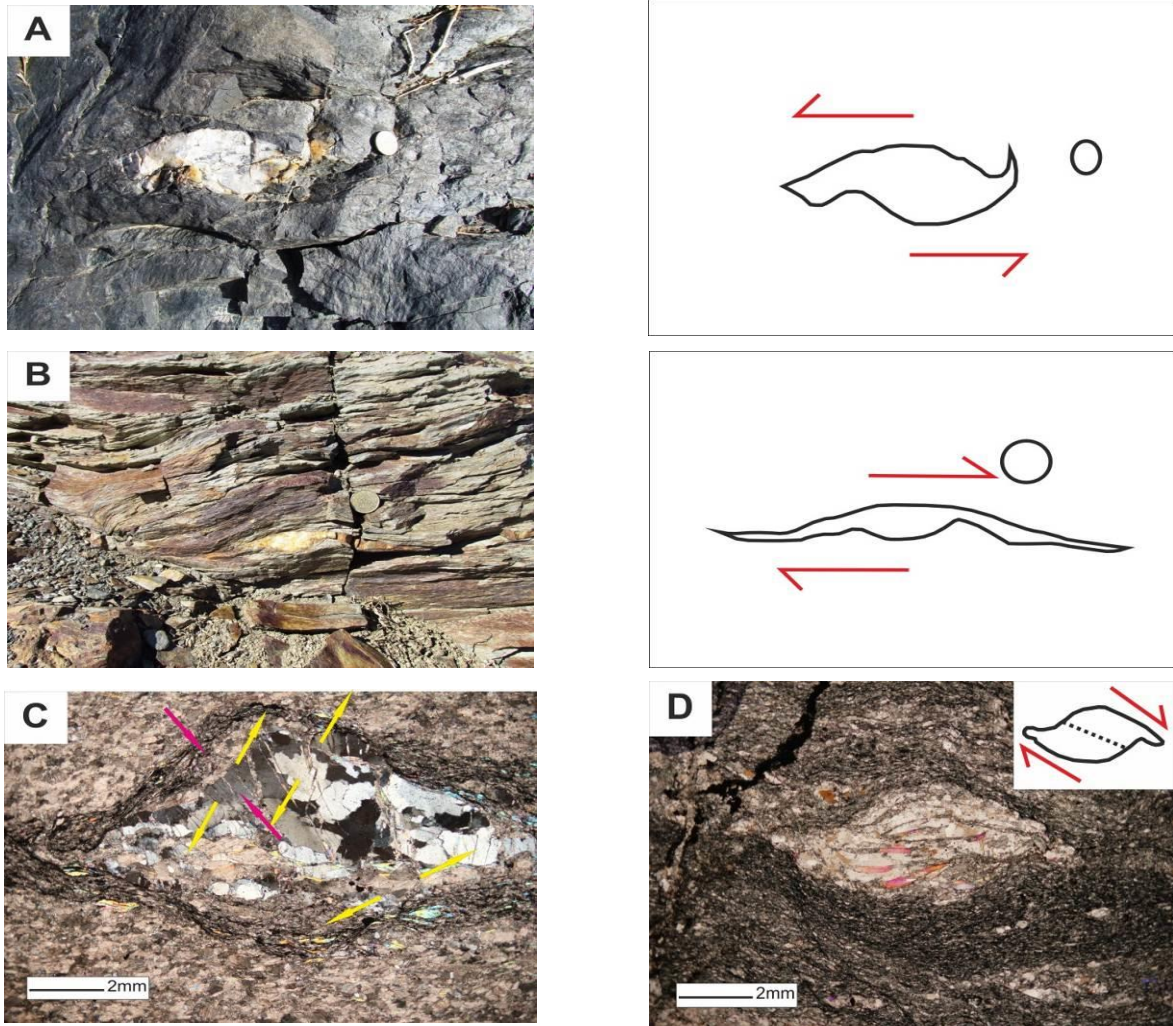
کششی و عمود بر برگوارگی است. در پهنه برشی مورد مطالعه این نوارها در بخش‌های غنی از میکا توسعه بیشتری دارد. به نظر می‌رسد که نوارهای برشی طی فعالیت پهنه برشی و بعد از تشکیل یک برگوارگی قوی در سنگ تشکیل می‌شود (Passchier and Trouw, 2005).

مطالعات ریزساختاری بر روی پهنه‌های برشی و نشانگرهای به وجود آمده سمت برش در میلونیت‌شیت‌های منطقه بلطاق آثار حرکتی راست‌گرد و چپ‌گرد را در جهت‌های مختلفی نشان می‌دهد (شکل ۶-A و B). طی این حرکت‌های برشی در سنگ و در مقیاس‌های مختلف گاهی آثار کشش و رشد ساختارهای مرتبط با آن دیده می‌شود. در یکی از این موارد، میلونیت‌مرمر مشاهده شده در پهنه برشی بلطاق تحت تأثیر کشش قرار گرفته و شکستگی‌هایی در درشت‌بلور کوارتز ایجاد شده است. فضاهای به وجود آمده طی این کشش با رشد فیبرهای کلسیت پر شده که گویای سمت برش مؤثر است (شکل ۶-C). فابریک دیگری که در این پهنه برشی دیده می‌شود فابریک قفسه‌کتابی است (شکل ۶-D) که فابریک مورد نظر حرکت چپ‌گرد را نشان می‌دهد.

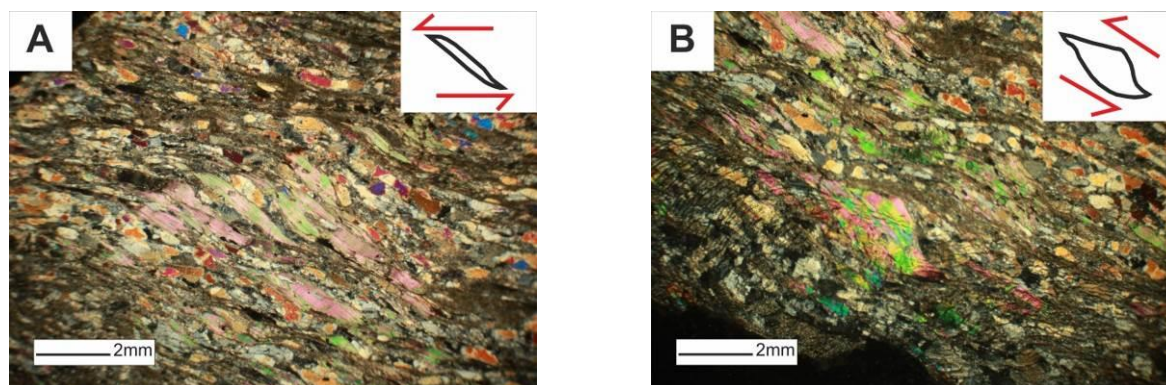
یکی دیگر از فابریک‌های تعیین شده در منطقه بلطاق میکا ماهی است که در میکاشیت‌ها مشاهده می‌شود. در این منطقه دو نوع میکا ماهی شناسایی شد. میکا ماهی نوع اول شاید طی چرخش به عقب از موقعیت اولیه خود که تقریباً موازی برگوارگی بوده به حالت مایل به نسبت پایدار رسیده است. همچنین، این میکاشیت‌ها فابریک S-C را نیز نشان می‌دهند. جهت برش در آنها چپ‌گرد است (شکل ۷-A). میکا ماهی نوع دوم (لوزی شکل) نتیجه بر طرف شدن بلورهای



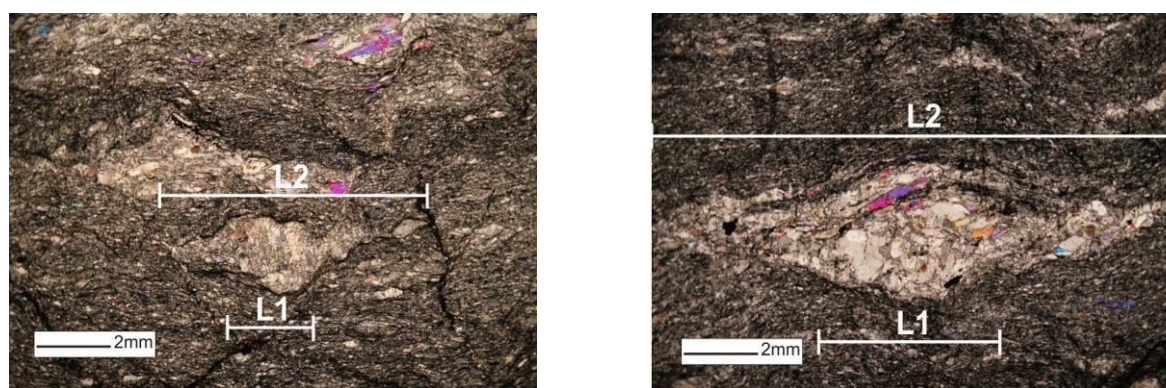
شکل ۵- A) نمایش فابریک S-C (XPL) در نمونه‌های منطقه بلطاق که توسط جهت‌یافتگی بلورهای موسکوویت تشکیل شده‌اند و نشان‌دهنده جهت برش راست‌گرد در نمونه است؛ B) نمایش فابریک S-C و C' مشاهده شده (XPL) که توسط کانی‌های کوارتز تشکیل شده‌اند و جهت برش چپ‌گرد را نشان می‌دهد.



شکل ۶- A) نمایی از فابریک  $\sigma$  در مقیاس مژوسکوپی در متابازیت‌های منطقه بلطاق که جهت برش در آن چپ‌گرد است (دید عکس، شمال‌غربی)؛ B) نمایی از فابریک  $\sigma$  در مقیاس مژوسکوپی که جهت برش در آن راست‌گرد است (دید عکس، شمال‌غربی)؛ C) نمایی از فابریک  $\sigma$  در مقطع میکروسکوپی (XPL) که جهت برش را راست‌گرد نشان می‌دهد. در این تصویر  $\sigma_1$  (سمت تنش اصلی ماکزیمم) با شکستگی‌های کششی در کوارتز موازی بوده و طی این حرکت برشی این شکستگی‌ها باز شده و بلورهای کلسیت در بین فاصله‌ها رشد کرده است. کشیدگی بلورهای کلسیت سمت حرکت کششی را تأیید می‌کند؛ D) نمایی از یک ساختار دومینویی (Book Shelf) در (XPL) که جهت برش در آن راست‌گرد است.



شکل ۷- A) نمایی از میکا ماهی (موسکویت) موجود در منطقه بلطاق (XPL) که جهت برش در آن چپ گرد است؛ B) نمایی از میکا ماهی (موسکویت) موجود (XPL) که جهت برش در آن چپ گرد است.



شکل ۸- نحوه اندازه‌گیری L1 (هسته فابریک  $\sigma$ ) و L2 (طول کل فابریک  $\sigma$ ) در مقاطع میکروسکوپی برای تعیین کشیدگی و درازشدگی در منطقه بلطاق.

جدول شماره ۱- اندازه‌گیری‌های استرین بر روی نمونه‌های سیگمای موجود از جنس کلسیت در منطقه بلطاق. نمونه‌های مورد بررسی در اعماق مختلف (بین ۵ تا ۳۰ متر) و در گمانه‌های حفاری شده اندازه‌گیری شده است. در این جدول (L1) هسته فابریک سیگما، (L2) طول کل فابریک سیگما، (e) مقدار کشیدگی در منطقه و (s) مقدار درازشدگی را نشان می‌دهد.

S=L2/L1	e=(L2-L1)/L1	L2	L1	Depth	Number
2.6	1.6	1.3	0.5	5	1
2.5	1.5	2.5	1	5	2
2.85	1.85	2	0.7	5	3
3.28	2.28	2.3	0.7	5	4
3.6	2.6	1.8	0.5	5	5
3	2	1.5	0.5	5	6
2.16	1.16	1.3	0.6	10	7
2.57	1.57	1.8	0.7	10	8
3.5	2.5	1.4	0.4	10	9
2	1	1.2	0.6	10	10
2.3	1.3	2.3	1	10	11
3.33	2.33	2	0.6	10	12
3	2	1.8	0.6	15	13
2.57	1.57	1.8	0.7	15	14
2.71	1.71	1.9	0.7	15	15
2.66	1.66	0.8	0.3	15	16
2	1	0.6	0.3	15	17
3	2	1.2	0.4	15	18

S=L2/L1	e=(L2-L1)/L1	L2	L1	Depth	Number
3.5	2.5	0.7	0.2	20	19
2.66	1.66	0.8	0.3	20	20
2.4	1.4	1.2	0.5	20	21
2.75	1.75	1.1	0.4	20	22
2	1	1.2	0.6	20	23
2.80	1.80	1.4	0.5	20	24
2	1	1.2	0.6	25	25
3	2	0.3	0.1	25	26
2.66	1.66	0.8	0.3	25	27
2.25	1.25	0.9	0.4	25	28
3	2	0.6	0.2	25	29
2.33	1.33	0.7	0.3	25	30
2	1	1	0.5	30	31
2	1	0.6	0.3	30	32
2	1	0.4	0.2	30	33
2.33	1.33	0.7	0.3	30	34
2	1	0.4	0.2	30	35
2.5	1.5	0.5	0.2	30	36

ادامه جدول ۱-.....

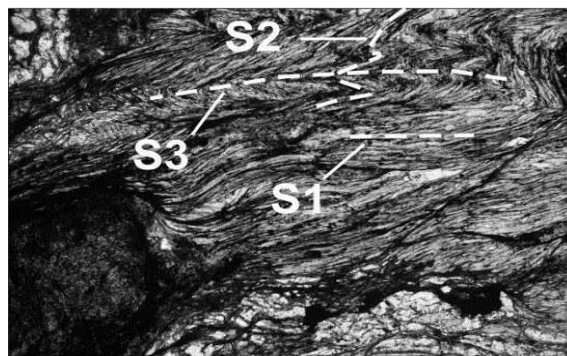
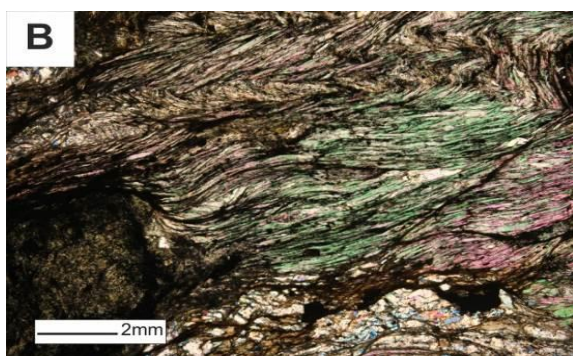
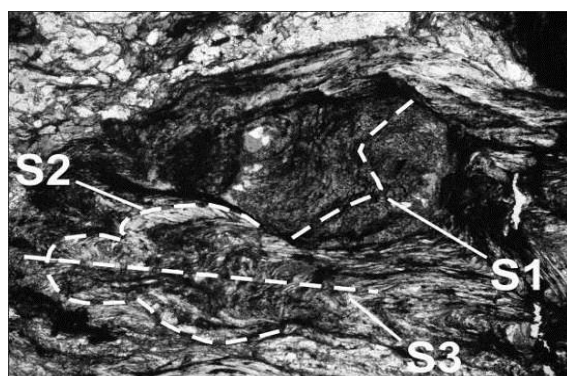
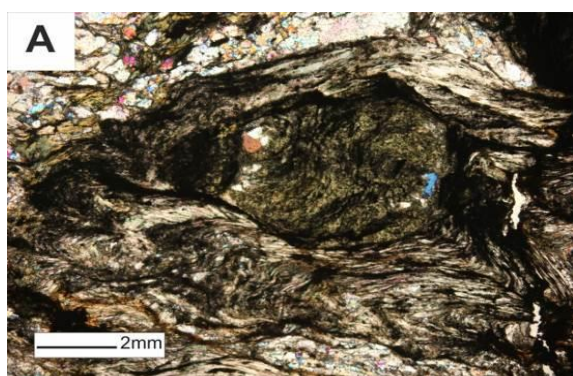
تفسیر می‌کردند. در حال حاضر، بعضی از این پورفیروبلاست‌های چرخیده را ناشی از تغییر جهت‌یابی فابریک ریزچین‌های زمینه نسبت به پورفیروبلاست در خلال رشد یا ناشی از رشد ثانویه پورفیروبلاست بدون چرخش پورفیروبلاست تفسیر می‌کنند (Barker, 1994). اگر این تغییر، همزمان با رشد پورفیروبلاست انجام شود، فابریک ادخال S شکل به نحوی کاملاً متفاوت با حالت چرخش پورفیروبلاست ایجاد می‌شود. گارنت‌ها در منطقه مورد مطالعه دارای دو مرحله رشد بارز هستند. در مرحله اول، هسته گرد شده تشکیل شده و فاقد ادخال است. در مرحله دوم، رشد حاشیه‌ای پورفیروبلاست گارنت را به صورت نیمه خودشکل تا خودشکل در آورده است. هسته‌های مرحله اول تقریباً فاقد ادخال هستند. اما در مرحله دوم رشد، شاهد ادخال‌های فراوان کوارتز هستیم (شکل ۱۱- B). مرز بین مراحل اول و دوم رشد را خطی واضح از ادخال‌های فراوان کوارتز مشخص می‌کند. تراکم ادخال‌های کوارتز در بخش‌های اولیه مرحله دوم شاید نشان‌دهنده رشد سریع این مرحله باشد (Ghasemi, 1999). رشد مرحله اول را می‌توان ناشی

بازسازی تاریخچه دگرشکلی: مطالعه پتروفابریک سنگ‌های دگرگونی در منطقه نشان‌دهنده حداقل سه مرحله دگرشکلی است که پس از ژوراسیک پسین تشکیل شده‌اند (شکل ۹). دگرشکلی D1 حاصل آغاز فرورانش پوسته اقیانوس تتیس جوان به زیر صفحه ایران در نظر گرفته می‌شود. دگرشکلی D2 حاصل تصادم قاره‌ای در اثر عمل یک نیروی فشارشی از طرف صفحه آفریقا- عربی به صفحه ایران است که با تکنیک فشاری همراه بوده است. دگرشکلی پیشرونده D3 در منطقه بلطاق ساختارهایی را به وجود آورده است که حاصل تکنیک فرافشاری راست گرد هستند (Karimi et al., 2012). با توجه به دگرگونی‌ها و دگرشکلی‌های موجود، نمودار شماتیک ارتباطات بین دگرشکلی (D) و دگرگونی (M) در منطقه ترسیم شد (شکل ۱۰).

در میکاشیست‌های منطقه مورد مطالعه پورفیروبلاست‌های دارای فابریک گلوله برفی (S) (شکل) در گارنت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۱۱-C). در گذشته این فابریک‌ها را ناشی از چرخش همزمان تکنیک پورفیروبلاست نسبت به فولیاسیون زمینه

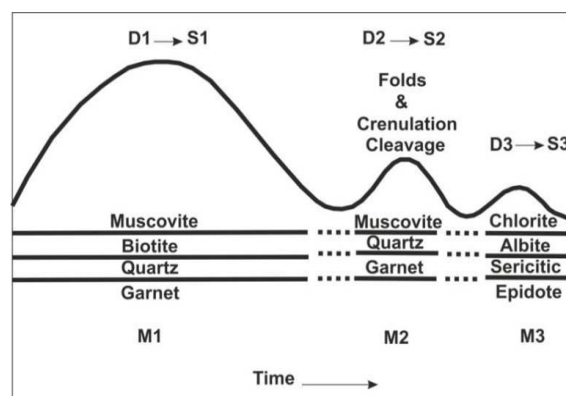
فشاری اطراف گارنت (شکل ۱۱- A)، حالت S شکل درون بعضی گارنت‌ها و منطقه‌بندی گارنت‌ها که از حاشیه به مرکز ادخال‌ها افزایش پیدا می‌کند، می‌توان گفت پورفیروکلاست‌های موجود در مقاطع، سه زمان قبل از دگرشکلی، همزمان با دگرشکلی و بعد از دگرشکلی را نشان می‌دهند.

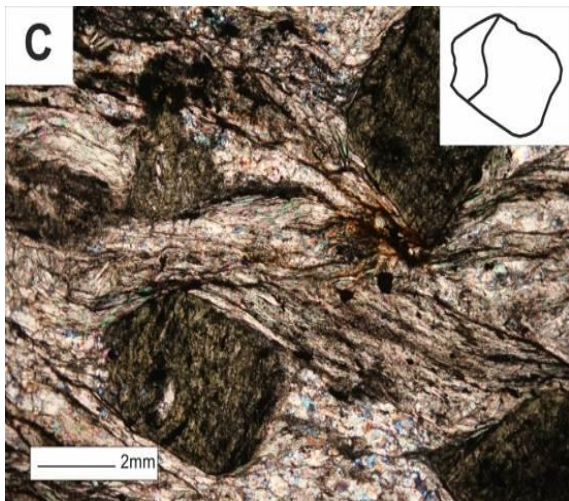
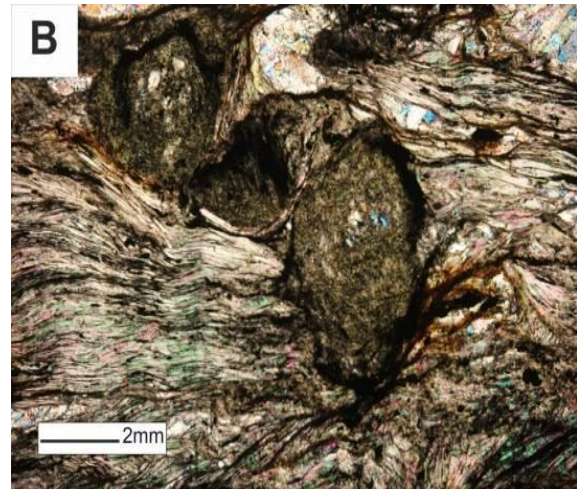
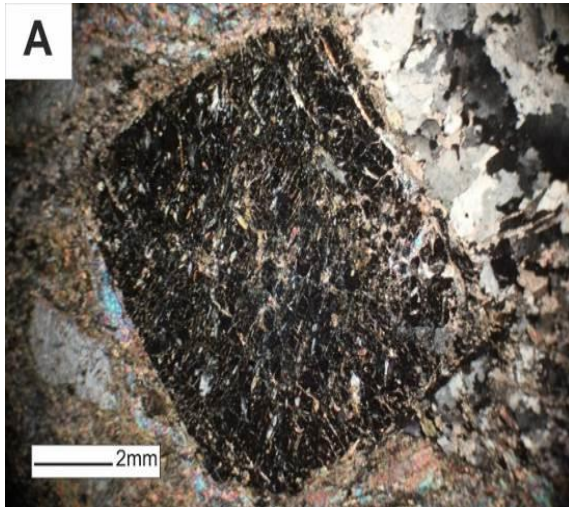
از به عمق رفتن صفحه فرورونده دانست (سیمرین پسین) و رشد مرحله دوم را می‌توان ناشی از برخورد صفحه عربی با صفحه ایران در نظر گرفت (لارامید). شاید شیمی توده سنگ عامل اصلی این مسأله باشد و رشد مرحله دوم در اثر انجام یک واکنش ناپیوسته خاص ایجاد شده باشد. با توجه به حضور سایه‌های



شکل ۹- A) در مرحله اول برگوارگی S1 در داخل گارنت تشکیل شده است. در مرحله دوم بر اثر چین خوردگی برگوارگی S2 به وجود آمده و خط محوری چین نیز برگوارگی S3 را نشان می‌دهد؛ B) برگوارگی S1 در اثر فشردگی توسط D1 ساخته شده و سپس فشردگی جانبی در اثر D2 باعث به وجود آمدن برگوارگی S2 شده است و در نهایت فشردگی مایل توسط D3 اثر کرده و چین خوردگی گزینشی روی یکی از یال‌ها چین ایجاد کرده است.

شکل ۱۰- تجزیه ترسیمی ارتباطات بین دگرشکلی (D) و دگرگونی (M). در مرحله اول، دگرگونی دیناموترمال بر سنگ‌های منطقه تأثیر گذاشته و دگرشکلی D1 باعث تشکیل برگوارگی S1 شده است. در مرحله دوم، دگرگونی دینامیکی منطقه را تحت تأثیر قرار داده و دگرشکلی D2 باعث تشکیل برگوارگی S2 شده است. کلیواژ کنگره‌ای و چین‌ها در این مرحله تشکیل می‌شود. در مرحله پایانی دگرشکلی D3 باعث به وجود آمدن برگوارگی S3 می‌شود. در این مرحله دگرگونی قهقرایی منطقه را تحت تأثیر قرار داده و کانی‌های دگرسانی شامل: کلریت، آلبیت، سریسیت و اپیدوت تشکیل می‌شود.





شکل ۱۱- A) سایه‌های فشاری ایجاد شده از جنس کوارتز در اطراف گارنت، نشان‌دهنده پری‌تکتونیک بودن آن است. B) وجود ادخال‌های گارنت که به طور عمده از جنس کوارتز است از حاشیه به مرکز افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده آن است که در دو زمان پری‌تکتونیک و پست‌تکتونیک تشکیل شده‌اند. C) حالت S داخل گارنت نشان‌دهنده سین‌تکتونیک بودن آن است.

چین‌خوردگی مرم‌های مورد مطالعه طی دگرشکلی D2 ایجاد شده است. مطالعه مقاطع نازک از بخش‌های چین‌خورده و بخش‌های مجاور آنها نشان‌دهنده مقدار دگرشکلی یکسان برای هر دو بخش است. همچنین، پارامترهای تعیین سمت برش در هر دو بخش جهت‌های برش یکسانی را نمایش می‌دهد.

این مشاهدات نشان می‌دهد که تشکیل چنین چین‌هایی را نمی‌توان به مرحله‌های دگرشکلی جداگانه، غیر از آنچه باعث میلونیتی شدن سنگ‌ها شده است نسبت داد.

### هندسه ساختارهای چین‌ها: چین‌های

نامتقارن و بودیناژهای مرتبط با آن از ساختارهای مزوسکوپی هستند که در پهنه برشی بلطاق مشاهده می‌شوند (شکل ۱۲).

در بعضی بیرون‌زدگی‌های واحدهای مرم‌ری، آثاری از ساختارهای چین‌خورده دیده می‌شود که طی حرکت‌های فشاری و همچنین، برشی به وجود آمده‌اند و در مورد چین‌های برشی، سمت برشی مؤثر، راست‌گرد تشخیص داده شد.

سمت همگرایی در نمونه‌های مشاهده شده به صورت شرقی-غربی به دست آمده است.



شکل ۱۲- A) یک چین نامتقارن پلانژدار در منطقه بلطاق. محور چین دارای روند شمالی و زاویه میل ۶۰ تا ۷۰ درجه به سمت شمال است. این چین از نوع چین‌های لمبیده و اثر سطح محوری آن تقریباً شمالی-جنوبی است (دید عکس شمال شرقی)؛ B) چینی با محور تقریباً افقی و دارای سطح محوری شمالی-جنوبی و زاویه میل ۳۰ درجه به سمت شمال است. به نظر یک چین دو پلانژ می‌آید که توسط یک چین خوردگی با سطح محوری شرقی-غربی تحت تأثیر قرار گرفته است (دید عکس به سمت شمال).

C) یک چین پلانژدار است. اثر سطح محوری شمالی-جنوبی و پلانژ آن حدود ۶۰ درجه رو به شمال است. سمت همگرایی شرقی-غربی است (دید عکس، شمال شرقی)؛ D) یک کینگ‌باند چپ‌گرد است (دید عکس، شمال شرقی)؛ E) یک بودیناژ چین خورده را نشان می‌دهد که نخست یک مرحله کششی بودین را به وجود آورده سپس یک مرحله برشی چین خوردگی را تشکیل داده و در نهایت لایه کوارتزی تشکیل شده است (دید عکس، شمال شرقی)؛ F) یک چین را نشان می‌دهد که جهت برش در آن چپ‌گرد است (دید عکس، شمال شرقی)؛ G) یک ساختار بودین دیده می‌شود که نشان‌دهنده تأثیر تنش‌های کششی بر روی سنگ‌های منطقه است (دید عکس، شمال).

## نتیجه‌گیری

سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در شرایط دگرگونی تیپ باروین (دما-فشار متوسط) تشکیل شده و تحت تأثیر حداقل سه مرحله دگرگونی (الف) دگرگونی دیناموترمال، (ب) دگرگونی دینامیکی و (ج) دگرگونی برگشتی قرار گرفته‌اند. همچنین، مطالعه پتروفابریک سنگ‌های دگرگونی در منطقه مورد مطالعه نشان‌دهنده حداقل سه مرحله دگرشکلی است که پس از ژوراسیک پسین به وجود آمده‌اند. بررسی ترمومتری مرمرهای بلطاق، بر اساس ماکل‌های دوقلویی کلسیت دمای تشکیل ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد که معادل با رخساره شیست سبز در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای است. همچنین، مطالعه گارنت میکاشیست‌ها و متابازیت‌ها که بر اساس پاراژنز کانی‌های همراه انجام شده، محدوده شیست سبز تا اوایل آمفیبولیت را نشان می‌دهد. متاپلیت‌های منطقه بلطاق در جریان دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده تا رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند و یک دگرگونی برگشتی تا رخساره

## منابع

- Afsharian, M. and Ghandchi, M. R. (1992) Geological Quadrangle map of Aligoodarz. 1:100000, Series sheet 5956, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros Iran: constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Science* 94: 401-419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148(5-6): 692-725.
- Aghanabati, A. (1992) Introduction of middle Cimmerian tectonic event (middle Jurassic). *Geosciences* 2(6): 2-5 (in Persian).
- Aghanabati, A. (2004) *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran. *Tectonophysics* 229 (3): 211-238.
- Barker, A. J. (1994) *Introduction to metamorphic textures and microstructures*. Blackie Academic and

شیست سبز (پهنه کلریت) را تحمل نموده‌اند. بر اساس مطالعات ساختاری که در صحرا و نیز بر روی گمانه‌ها و مقاطع نازک انجام شده، فابریک‌های سطوح C-S، C-S، سیگما، بودین، قفسه کتابی و چین نامتقارن شناسایی شد. حالت غالب برش در منطقه راست‌گرد و در بعضی موارد چپ‌گرد تعیین گردید. براساس اندازه‌گیری‌های استرین بر روی مقاطع نازک و گمانه‌ها، میزان کشیدگی و درازشدگی به طور متوسط بیش از ۱/۸۰ و ۲/۵۸ محاسبه شده که نشان‌دهنده اعمال تغییر شکل پلاستیکی متوسط در مرمرهای منطقه است. بررسی رابطه زمانی بین دگرشکلی و پورفایروپلاست‌های، Syn-tectonic، Post-tectonic و Pre-tectonic در منطقه است.

## سپاسگزاری

نگارندگان این پژوهش از مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان به خاطر حمایت‌های مالی سپاسگزاری می‌نمایند.

Professional, Chapman and Hall, New York.

- Berberian, M. (1972) Two important deformational and metamorphic phases in the belt northeast of the Zagros thrust line (Iran). a brief structural review of the Sanandaj-Sirjan belt. Internal report 27: 1-35. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Berberian, M. and Alavi-Tehrani, N. (1977) Structural analyses of Hamadan metamorphic tectonites. In: Contribution to the seismotectonics of Iran (Ed. Berberian, M.) Internal report 40: 239-260. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Journal of Earth Science 18(2): 210-265.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M. F., Cadet, J. P., Crasquin, S. and Sandulescu, M. (2000) Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical Maps. In: maps and explanatory notes (Ed. CCGM/CGMW) 1-269. I-XX. Paris.
- Falcon, N. L. (1974) Southern Iran, Zagros montaines. In: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, data for orogenic studies, Alpian-Himalayn orogens (Eds. Rosenbaum, G. I. D. E. O. N. and Lister, G. S.) Special publications 4(1): 199-211. Geology Society, London.
- Ferrill, D. A. (1991) Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. Journal of Structural Geology 13(6): 667-676.
- Ghasemi, H. (1999) Textures and metamorphic rocks microstructures. Shahrood University publication, Shahrood (in Persian).
- Hushmandzadeh, A. Sabzehei, M. and Berberian, M. (1972) A brief note on early Kimmerian orogeny and high grade metamorphism in the Sanandaj-Sirjan zone (Sirjan-Esfandagheh) Iran. Internal report 2p, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Izadi Kian, L. Mohajjel Kafshdouz, M., Alavi, S. A., Sepahi Garoo, A. A. and Hoseini dust, S. J. (2013) Timing of porphyroblasts growth and their relation to deformation stages in metamorphic rocks of the Hamedan area, Iran. Journal of Petrology 4(13): 1-18.
- Karimi, S., Tabatabaei Manesh, S. M., Safaei, H. and Sharifi, M. (2012) Metamorphism and deformation of Golpayegan metapelitic rocks, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Petrology 20 (7): 658-675.
- Kazmin, V. G. and Tikhonova, N. F. (2006) Late Cretaceous-Eocene marginal seas in the Black sea-Caspian region paleotectonic reconstructions. Geotectonics 40(3): 169-182.
- Mohajjel, M. (1997) Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. PhD thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia.
- Mohajjel, M. and Sahandi, M. R. (1999) Tectonic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone in the northwestern part and introducing its new subzone. Geosciences 31-32: 49-28.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2000) Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. Journal of Structural Geology 22(8): 1125-1139.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21(4): 397-412.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (2005) Microtectonics. Springer, Verlag, Berlin.
- Rashidnejad-Omran, N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H. and Pique, A. (2002) Lithostratigraphie et histoire Pale'ozoiqie a Pale'ocene des complexes metamorphiques de la region de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran me'ridional). Geoscience 334: 1185-1191.
- Ricou, L. E. (1974) L' evolution géologique de La region de Neyriz (Zagros Iranian) et í evolution

- structural des zagrides. d'Etat thèse, Université d'Orsey, d'Orsey, France.
- Sabzehei, M. and Berberian, M. (1972) Preliminary note on the structural and metamorphic history of the area between Dowlatabad and Esfandagheh, southeast Central Iran. In: Proceeding of the 1<sup>st</sup> Iranian Geological Symposium, Tehran, Iran.
- Sabzehei, M. (1974) Les mélanges ophiolitiques de la region de Esfandagheh. d'Etat thèse, Université Scientifique et Medicale de Grenoble, Grenoble, France.
- Sharifi, M. (2007) Evaluation of alkaline magmatism in the northern Golpayegan. PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Stampeli, G. M. (1978) Etud geologique général de l'Elbourz oriental au sud de GonbadeQabus, Iran NE. PhD thesis, University of Genev, Genev, Switzerland.
- Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran, a review. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52 (7): 1229-1258.
- Trouw, R. A. J., Passchier, C. W. and Wiersma, D. J. (2010) Atlas of mylonites and related microstructures. Springer, Varlag, Berlin.
- Vernon, R. H. (2004) A practical guide to rock microstructure. Cambridge university publications, Cambridge.
- Yardley, B. W. D. (1993) Introduction to Metamorphic Petrology. John Wiley and Sons, New York.



## **Reconstruction of deformation and metamorphism history in the Bultaq shear zone (Central part of Sanandaj-Sirjan zone)**

**Iman Rahmani Moghaddam, Mortaza Sharifi \*, Alireza Nadimi  
and Seyyed Mohsen Tabatabaei manesh**

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

### **Abstract**

The Bultaq shear zone is located 185 km north-west of Isfahan. The study area is a part of the Sanandaj–Sirjan zone, which is affected by ductile and brittle–ductile deformation and consists of slate, schist (garnet–muscovite schist, enriched quartz–muscovite schist and biotite–muscovite schist), amphibolite marble, metavolcanic, andesite and tuff. There are several duplex structures and thrusts with NW–SE-trend and NE dip in the Bultaq shear zone. This shear zone is parallel to the Zagros Organic thrust. Also, boudinage structures geometric analysis, mesoscopic scale asymmetric folds, microscopic studies of S–C, S–C' cleavages and  $\sigma$ -type porphyroblast confirmed right-lateral strike-slip movement. These fabrics show right rounded cuts in region in some parts. Mylonitic foliations were used to calculate elongation (e) and stretch (s) in this area. The microstructures were formed under green schist to amphibolite facies conditions. The metamorphic rocks have been formed in a Barrovian metamorphism type (medium temperature - pressure) and affected by three metamorphic and deformation phases. The metamorphic phases include dynamothermal, dynamic and retrograde and the deformation phases are D1, D2 and D3.

**Key words:** Asymmetric fold, Deformation, Metamorphism, Bultaq, Sanandaj-Sirjan zone

---

\* m.sharifi@sci.ui.ac.ir