

## ویژگی‌های بافتی دگرشکلی دینامیک در سنگ‌های دگرگونی ناحیه ماسال-شاندرومن (گیلان)

فاطمه نوری<sup>۱\*</sup>، محمد لنکرانی<sup>۲</sup>، فریبرز مسعودی<sup>۳</sup>، سید محمد پورمعافی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس

۲- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

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

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۸/۲۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۲/۱۲/۱۱

### چکیده

مجموعه دگرگونی شاندرومن در غرب استان گیلان و در پهنه ساختاری البرز غربی جای گرفته است. رخنمون‌هایی از این مجموعه دگرگونی در ناحیه ماسال-شاندرومن مورد مطالعه قرار گرفته‌اند که شامل سنگ‌های دگرگونی با آثار بارزی از تأثیر فازهای مختلف دگرگونی و دگرشکلی می‌باشند. در آندالوزیت-شیست‌ها، اسلیت‌ها، کالک‌شیست‌ها، کربنات‌میلونیت‌ها و میکاشیست‌های این مجموعه، فابریک‌های دگرشکلی نظیر باندهای برشی، میکا ماهی و پورفیروکلاست‌های پوششی به چشم می‌خورند. گسترش چنین فابریک‌های ساختاری، وجود یک پهنه برشی شکل‌پذیر را در این ناحیه آشکار می‌سازد. توسعه این ریزساختارها نشان‌دهنده تغییرات ساختاری شکل‌پذیر در بازه دمایی ۳۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در سنگ‌های میلونیتی مورد مطالعه است.

**واژه‌های کلیدی:** دگرشکلی دینامیک، فابریک‌های دگرشکلی، پهنه برشی، میلونیت، مجموعه دگرگونی شاندرومن.

### مقدمه

در پهنه‌های برشی، در نتیجه دگرشکلی شکل‌پذیر، فابریک‌هایی تشکیل می‌گردند که معرف هندسه و ساز و کار پهنه برشی می‌باشند. در این پهنه‌ها، سنگ‌ها در نتیجه تمرکز کرنش ناهماهنگ نسبت به پیرامون خود تغییر ساختار می‌یابند. این ساختارها با پهنای متفاوت، از چند سانتی‌متر تا چند کیلومتر، دیده می‌شوند و از ویژگی‌های ساختاری متداول بخش‌های میانی و عمیق پوسته هستند (وایت و وایت، ۱۹۸۳)، (پاسشیر و ترو، ۲۰۰۵). فرآیند دگرشکلی تا کوچکترین عنصر تشکیل‌دهنده سنگ را متأثر می‌سازد، لذا دگرشکلی سنگ‌ها تابع عوامل داخلی چون کانی‌شناسی، اندازه و جهت‌یابی ترجیحی دانه‌ها و عوامل خارجی همچون فشار، دما، تنش تفریقی، فشار شاره و نرخ کرنش است. بدین ترتیب، ریزساختارهای تشکیل‌شده در سنگ، از یک سو مبین این عوامل خواهند بود و از سوی دیگر، این پتانسیل را خواهند داشت که از آنها برای برآورد درجه و شرایط دگرشکلی استفاده شود (وایت و وایت، ۱۹۸۳)، (پاسشیر و ترو، ۲۰۰۵). میلونیت سنگی است که عموماً برگوارگی و خطوارگی در آن گسترش داشته و شواهدی قوی دال بر دگرشکلی در شرایط شکل‌پذیر را در بر دارد. این سنگ‌های دگرگونی که غالباً تجدید تبلور قابل توجهی در خمیره نشان می‌دهند، در پهنه‌های با کرنش بالا، به نام پهنه‌های میلونیتی، تشکیل می‌شوند (پاسشیر و ترو، ۲۰۰۵) میلونیت‌ها دارای ساختارهای مزوسکوپی و میکروسکوپی خاصی هستند که تحلیل جنبشی و تعیین شرایط دما و فشار تغییرات ساختاری را در آنها امکان‌پذیر می‌سازند. شدت دگرشکلی در میلونیت‌ها ممکن است نسبت به هم متفاوت باشد ولی در هر حال، مبین وجود کرنش بالاست (رمزی و گراهام، ۱۹۷۰)، (آنو و همکاران، ۲۰۱۰).

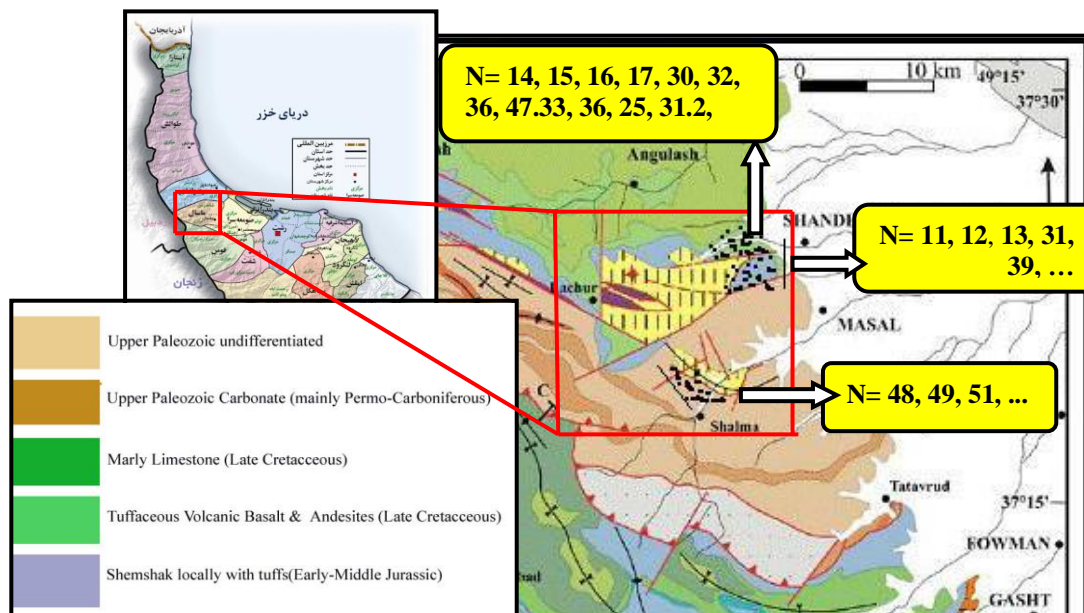
در منطقه ماسال - شاندرمن، مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی رخنمون یافته‌اند که تنوعی از بافت‌های ساختاری در بخش‌های جنوبی تا مرکزی آن مشاهده می‌شود. در این تحقیق، ویژگی‌های بافتی و شواهد دگرشکلی در این سنگ‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. بافت‌های ساختاری چون برگوارگی، باندهای برشی، میکا ماهی و پورفیروکلاست‌های پوششی در سنگ‌های میلونیتی این ناحیه گسترش نشان می‌دهند.

### زمین‌شناسی منطقه

منطقه ماسال - شاندرمن در ۵۵ کیلومتری جنوب‌غربی بندرانزلی و بین طول‌های جغرافیایی  $۱۷^{\circ} ۴۸'$  و  $۱۵^{\circ} ۴۹'$  شرقی عرض‌های جغرافیایی  $۱۷^{\circ} ۳۷'$  و  $۲۷^{\circ} ۳۷'$  شمالی قرار گرفته است. این منطقه به لحاظ زمین‌ساختی بخشی از پهنه البرز است و در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بندرانزلی واقع می‌گردد (نظری و همکاران، ۲۰۰۴). سنگ‌های برونزد یافته در منطقه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی (با منشاء آذرین و رسوبی) همراه با توده‌های نفوذی می‌باشند.

اولین مطالعات مدون زمین‌شناسی در این منطقه در سال ۱۹۷۵ توسط کلارک و همکاران انجام گرفت. نتیجه این مطالعات به صورت نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و گزارش بررسی مقدماتی شمال‌غرب ایران و بندرانزلی منتشر شده است. طبق نقشه ارائه شده، این دگرگونی‌ها شامل مجموعه‌ای از شیست‌ها و گنایس‌های سبز و خاکستری همراه با سنگ‌های الترابازیک بوده و سن آنها به پرکامبرین نسبت داده شده است (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵). در بررسی‌های جزئی‌تر در ارتباط با کوهزایی منطقه که توسط افتخارنژاد و بهروزی (۱۳۷۰) انجام شده، برونزدهای افیولیتی ارتفاعات جنوب‌غرب خزر، بقایایی از تتیس کهن در نظر گرفته شدند که در اثر رخداد هرسینین شکل گرفته‌اند. آقناباتی (۱۳۸۳) این دگرگونه‌ها را از پیامدهای همگرایی و برخورد

دو صفحه ایران و توران و بسته شدن تتیس کهن در تریاس پسین دانسته است. اخیراً اکتویتهای شاندرمن توسط یک گروه ایتالیایی مورد بررسی قرار گرفتند و سنسنجیهای جدیدی با استفاده از روش آرگن-آرگن بر روی میکاهای سفید پاراگونیته آنها صورت گرفت، سن این رخسارههای فشار بالا را کربونیفر پسین نشان داده است (زانکتا و همکاران، ۲۰۰۹). طبق این یافتهها، اکتویتهای شاندرمن در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس کهن در عمق کمتر از ۷۵ کیلومتر تشکیل شدهاند. عمرانی و همکاران (۱۳۸۹) نیز در بررسی اکتویتهای شاندرمن، فشار ۲۰-۱۵ کیلوبار و دمای ۶۰۰ درجه سانتیگراد را پیشنهاد نمودهاند. سنگهای ناحیه مورد مطالعه، به لحاظ سنی از کربونیفر زیرین تا کرتاسه بالایی را شامل می شوند. قدیمی ترین برونزد، مربوط به سازند مبارک است که شامل شیلها و آهکهایی است که به صورت همبری گسلی بر روی سازندهای جوان تر یا قدیمی تر قرار گرفتهاند (دیویس و همکاران، ۱۹۷۲)، (اشتامفلی و گزور، ۲۰۰۶). رخنمون آهکهای کربونیفر زیرین در منطقه به صورت خشن و کارستی است. این آهکها در بخش جنوب شرقی شاندرمن رود، که از جنگل پوشیده شده، دیده می شوند (نوگل سادات، ۱۳۷۱). رخنمونهایی از واحدهای پرمین (سازندهای دورود، روته، نسن) با همبری گسله بر روی دگرگونیهای شاندرمن قرار گرفتهاند (نظری و همکاران، ۲۰۰۴). رخنمونهایی از سازند شمشک نیز به طور دگرشیب بر روی مجموعه دگرگونی شاندرمن جای گرفتهاند. این سازند با داشتن کنگلومرا در قاعده مشخص می گردد که حاوی قطعاتی از سرپانتینیتها، اکتویتهای دیگر سنگهای دگرگونی مجموعه شاندرمن است (دیویس و همکاران، ۱۹۷۲). مهم ترین برش بخش زیرین کرتاسه در مجاورت آندالوزیت شیبتهای این مجموعه رخنمون دارد. این واحد از آهکهای سفیدی تا حدودی دگرگون شده تشکیل شده است. رخساره ساحلی- دلتایی کرتاسه بالایی شامل سنگهای آواری، توف و گدازههای حدواسط تا بازیک است که در بخشهایی، فرسایش پوست پیازی نشان می دهند. این واحدها محدود به بخش شمالی منطقه می باشند (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (زانکتا و همکاران، ۲۰۰۹)، واحدهای زمین شناسی بر مبنای نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ بندرانزلی ترسیم شده است. موقعیت نمونه های برداشت شده بر روی آن مشخص شده است.

### دگرگونی در ناحیه ماسال - شاندرمن

سنگ‌های منطقه تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای به مجموعه‌ای از شیست‌ها، سرپانتینت‌ها، متابازیت‌ها، اکلوزیت‌ها و مرمرها تبدیل شده‌اند. توصیف سنگ‌های دگرگونی رخنمون یافته در منطقه به شرح زیر است:

شیست‌ها: این دسته از سنگ‌ها دربرگیرنده میکاشیست (متشکل از کانی‌های اصلی مسکویت، کلریت، بیوتیت و کوارتز)، آندالوزیت‌شیست (دربرگیرنده آندالوزیت، کلریت، مسکویت و کوارتز به عنوان کانی‌های اصلی)، گارنت - ترمولیت‌شیست (شامل گارنت، ترمولیت، کلریت و کوارتز)، ترمولیت‌شیست (واجد ترمولیت و کلریت به عنوان کانی اصلی) و کلریت‌شیست (دربرگیرنده کلریت و کوارتز) می‌باشند. تورمالین، اسفن و اکسیدهای فلزی نیز در آنها به صورت جزئی توسعه یافته‌اند. بافت‌های پورفیرونماتوبلاستیک، پورفیروپیدوبلاستیک و گرانولپیدوبلاستیک در این شیست‌ها گسترش داشته و کانی‌های آندالوزیت، گارنت و ترمولیت پورفیروبلاست‌ها را تشکیل می‌دهند.

*متابازیت‌ها:* این گروه از سنگ‌ها از کانی‌های ترمولیت - اکتینولیت، پلاژیوکلاز و اپیدوت تشکیل شده‌اند. پیروکسن و اکسیدهای فلزی نیز به طور پراکنده در آنها به چشم می‌خورند. به نظر می‌رسد تشکیل ترمولیت - اکتینولیت در متابازیت‌ها محصول تجزیه پیروکسن‌ها بوده است. بررسی‌های میکروسکوپی، توسعه بافت‌های گرانوبلاستی و دسته جارویی را در متابازیت‌ها نشان می‌دهد.

*اسلیت‌ها:* رخنمون محدودی در حاشیه جنوبی منطقه مورد مطالعه را شامل می‌شوند. کانی‌های تشکیل‌دهنده اسلیت‌ها، کلریت، میکای سفید و کانی‌های تیره هستند. این سنگ‌ها واجد بافت اسلیتی هستند. در مقاطع مطالعه‌شده، این سنگ‌ها از دو بخش تشکیل شده‌اند: ۱- لایه‌های نازک فیلوسیلیکاته دارای فنزیت، کلریت و بلورهای عدسی شکل میکا که ساختار میکا ماهی را پدید آورده‌اند. ۲- بخش‌های چشمی شکل که توسط کانی‌های درشت‌تر از زمینه پر شده‌اند.

*الترامافیک‌ها:* افق‌های وسیعی را در شمال تا شمال غربی منطقه تشکیل می‌دهند. بافت گرانولار و کرونا، بافت‌های شاخص این الترامافیک‌هاست. بافت پویکیلوبلاستیک و مشبک نیز در برخی مقاطع به چشم می‌خورند. الیون، پیروکسن کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند. آمفیبول و سرپانتین در بیشتر قسمت‌ها جایگزین کانی‌های اولیه سنگ شده‌اند.

*اکلوزیت:* مشخص‌ترین برونزد آن در نزدیکی روستای لچور دیده می‌شود. واحد اکلوزیتی، ریخت‌شناسی صخره‌ای داشته و به لحاظ کانی‌شناختی حاوی گارنت، پیروکسن، زئوزیت و آمفیبول (ترمولیت، گلوکوفان و هورنبلند) است. شکل گارنت‌ها از شکل‌دار تا بی‌شکل متغیر است و دارای ادخال‌های کوارتز، گلوکوفان و روتیل می‌باشند. گارنت‌ها دارای شکستگی‌های شعاعی و موازی هستند که این شکستگی‌ها در اطراف ادخال‌های کوارتز دیده می‌شوند.

مرمر: رخنمون‌های آن به طور پراکنده در بخش‌های مختلف این مجموعه دگرگونی دیده می‌شوند. بافت‌های گرانوبلاستی و لایه‌ای در مرمرها گسترش نشان می‌دهند. کلسیت، کانی اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌هاست. *کربنات‌میلونیت:* کلسیت، کانی اصلی تشکیل‌دهنده خمیره سنگ بوده که در برخی شکستگی‌ها با ریز بلورهای کوارتز پر شده‌اند. بافت‌های گرانوبلاستی و میلونیتی، بافت‌های شاخص این کربنات‌میلونیت‌ها هستند.

### روش کار

با وجود پوشش گیاهی انبوه منطقه و نبود رخنمون‌های گسترده، مناسب‌ترین برونزدها برای مطالعه انتخاب شد، واحدهای سنگی مختلف آنها مورد توصیف دقیق صحرایی قرار گرفت و نمونه‌برداری جهت‌دار از آنها صورت گرفت. سپس تعداد ۱۰۰ برش نازک جهت‌دار از نمونه‌های برداشت‌شده تهیه گردید و بررسی‌های میکروسکوپی (پتروگرافی) بر روی آنها انجام گرفت. مبنای رده‌بندی سنگ‌های دگرگونی در این مطالعه، رده‌بندی فتز و دسمونز (فتز و دسمونز، ۲۰۰۷) بوده است و مطالعات ریزساختاری و دسته‌بندی برگوارگی‌ها بر اساس تقسیم‌بندی بوردایل و همکاران (۱۹۸۲) صورت گرفته است.

با توجه به اینکه دگرشکلی دینامیک و میلونیتی شدن در سنگ‌های دگرگونی، فابریک‌های دگرشکلی ویژه‌ای را موجب می‌شوند، محور این مطالعه، بررسی ماکروسکوپی و میکروسکوپی بافت‌های دگرشکلی سنگ‌های میلونیتی مجموعه دگرگونی شاندرمن بوده و تلاش گردیده تا بر آن اساس، شرایط دگرگونی دینامیک این مجموعه بازشناخته شود.

## مشخصات بافتی و سنگ‌شناختی

### ۱- لایه‌بندی

#### الف) لایه‌بندی اولیه

لایه‌بندی اولیه، به دلیل عملکرد فازهای دگرشکلی، در بیشتر بخش‌ها مشهود نیست. لیکن در حاشیه جنوبی و مرکزی مجموعه دگرگونی، طبقه‌بندی اولیه رسوبی قابل پیگیری است.

### ۲- برگوارگی

برگوارگی چیره در پهنه‌های برشی، برگوارگی میلونیتی است که موقعیت صفحه حرکتی را نشان می‌دهد. برگوارگی به لحاظ زمانی به دو مرحله  $S_1$  و  $S_2$  قابل تقسیم است.

#### الف) برگوارگی اول ( $S_1$ )

برگوارگی اول ( $S_1$ ) در بیشتر بخش‌های مجموعه دگرگونی به خوبی قابل مشاهده است. این برگوارگی در شیست‌های گارنت‌دار و آندالوزیت‌دار، گارنت - ترمولیت‌شیست‌ها، اکلوژیت‌ها بارز است. در این سنگ‌ها، لایه‌بندی اولیه بعضاً با تغییر در کانی‌شناسی مشاهده می‌شود. رشد میکاها در راستای موازی با  $S_1$  به صورت ممتد و قرار گرفتن بلورهای کوارتز کشیده در این راستا موجب تشکیل رخ  $S_1$  شده است. در نمونه‌های برداشت‌شده از آندالوزیت‌شیست‌ها، در بخش‌های شمالی مجموعه دگرگونی، برگوارگی  $S_1$  تحت‌تأثیر برگوارگی دوم ( $S_2$ ) قرار گرفته که به وضوح قابل تشخیص نیست. بر اساس تقسیم‌بندی بوردایل و همکاران (۱۹۸۲) این برگوارگی ( $S_1$ ) از نوع رخ‌های فاصله‌دار<sup>۲</sup> است.

#### ب) برگوارگی دوم ( $S_2$ )

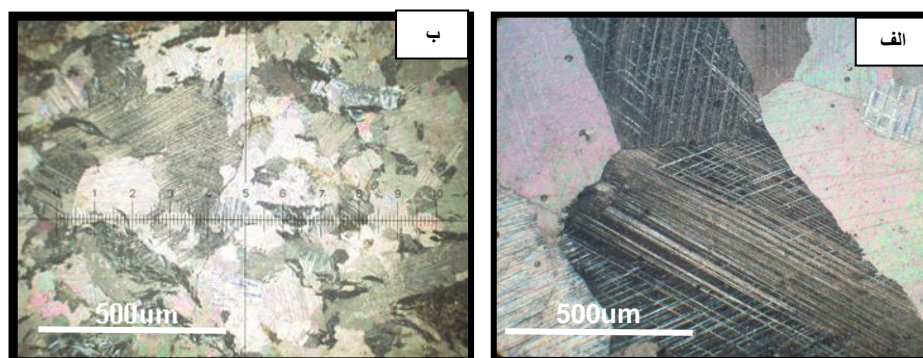
برگوارگی دوم ( $S_2$ ) که بیشتر در آندالوزیت‌شیست‌های این مجموعه به چشم می‌خورد، در برخی بخش‌ها در مقیاس رخنمون صحرایی نیز قابل مشاهده است. برگوارگی دوم اغلب به صورت چین‌های ملایم و تقریباً افقی، شیست‌های توالی پلیتی را متاثر کرده است. کوارتزها فضای میکروولیتون‌ها را پدید آورده و میکاها فضای میکا دومین<sup>۳</sup> را ایجاد کرده‌اند که این امر موجب ایجاد فابریک فاصله‌دار در این سنگ‌ها شده است. برگوارگی دوم

2 - Spaced cleavage

3 - Mica domain

(S<sub>2</sub>) از نوع رخ‌های ریزچین مجزاً<sup>۴</sup> به‌شمار می‌آید (پاسشیر و ترو، ۲۰۰۵). بررسی‌های سنگ‌شناختی صحرایی و آزمایشگاهی به شناسایی پنج نوع سنگ میلوئیتی در مجموعه مورد مطالعه انجامیده است که عبارتند از کربنات میلوئیت، اسلیت میلوئیت، میکاشیست میلوئیت، آندالوزیت‌شیست میلوئیت و کالک‌شیست میلوئیت. اختصاصات کامل سنگ‌شناختی این میلوئیت‌ها در ادامه ذکر می‌گردد.

**کربنات میلوئیت:** این سنگ‌ها در شمال غربی منطقه گسترش داشته و از کلسیت به‌عنوان کانی اصلی و کوارتز و کلریت نیز در شکستگی‌ها حضور دارند. در این میلوئیت‌ها، کلسیت عمدتاً پورفیروکلاست سنگ را می‌سازد که غالباً به شدت خرد شده است و بعضاً تجدید تبلور نشان می‌دهد. کلسیت‌ها دارای مرزهای سازشی<sup>۵</sup> ۱۲۰ درجه و یا خمیده می‌باشند، خاموشی موجی در آنها بارز است و ماکل‌های دگرشکلی نوع متقاطع نیز در آنها دیده می‌شود (شکل ۲-الف). خمش در برخی از بلورهای کلسیت به‌ویژه در نواحی برشی وجود دارد. دگرشکلی حالت جامد در پهنه‌های برشی موجب دگرشکلی کانی‌های کلسیت سنگ شده است (شکل ۲-ب). کلسیت و کوارتز در این میلوئیت‌ها در موضع تنش کششی رشد کرده‌اند (شکل ۳-الف). ریز بلورهای کوارتز درون شکستگی‌ها شواهد دگرشکلی چون خاموشی موجی و نودانه (نیوگرین) را نشان می‌دهند.

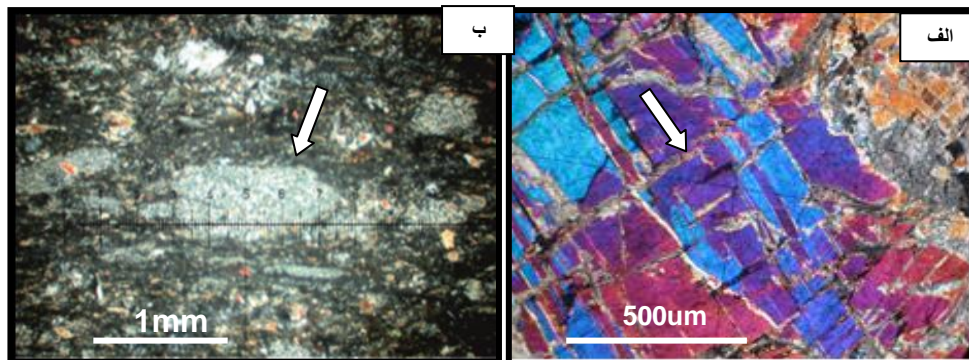


شکل ۲: الف) ماکل‌های دگرشکلی از نوع متقاطع در بلورهای کلسیت کربنات‌میلوئیت‌ها. ب) بلورهای کلسیتی که تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند و ماکل‌های دگرشکلی نشان می‌دهند.

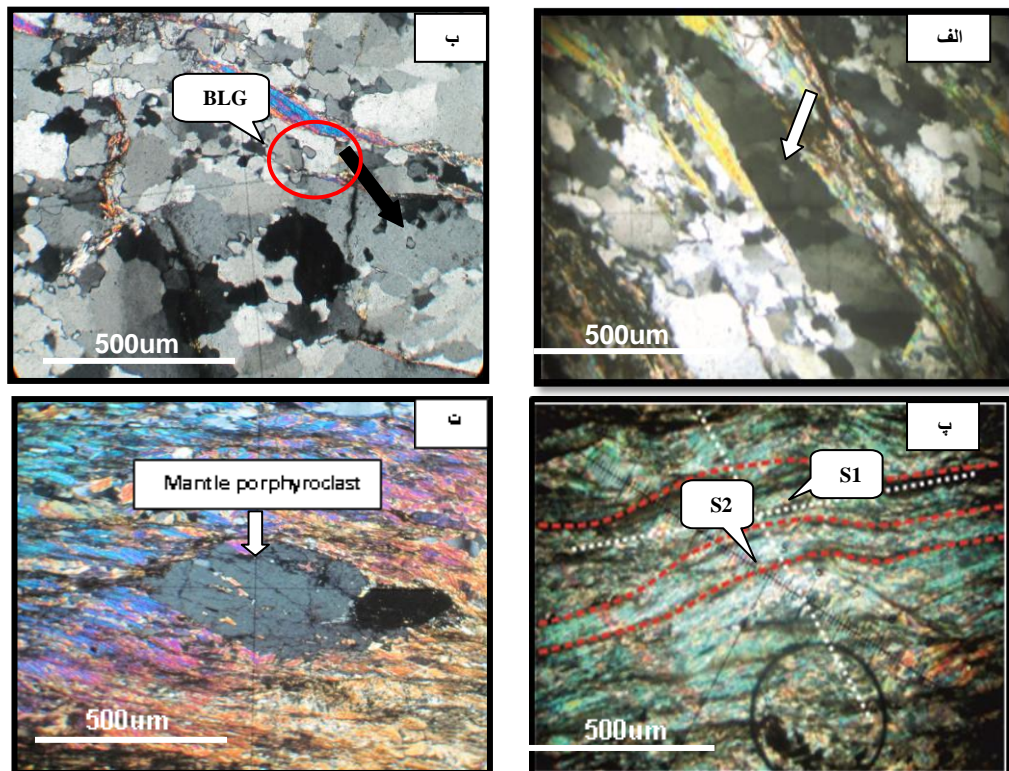
**اسلیت میلوئیت:** اسلیت‌های میلوئیتی در بخش جنوبی منطقه گسترش دارند و دارای کانی‌های اصلی کلریت و مسکویت می‌باشند. اکسیدهای فلزی نیز به عنوان کانی فرعی دیده می‌شوند. میکا ماهی در زمینه سنگ وجود دارد که از جمله شواهد دگرشکلی به شمار می‌رود (بورداپل و همکاران، ۱۹۸۲). باندهای برشی فابریک C/S که از شواهد تعیین‌کننده مؤلفه برش<sup>۶</sup> محسوب می‌گردند، در این اسلیت میلوئیت‌ها دیده می‌شوند. فابریک C/S در میلوئیت‌های واجد برگوارگی ضعیف همراه با درصد کمی میکا شکل می‌گیرد و عمدتاً در پهنه‌های برشی درجه متوسط مشاهده می‌شود (پاسشیر و ترو، ۲۰۰۵). پورفیروکلاست‌های پوششی<sup>۷</sup>، که از دیگر مؤلفه‌های تعیین‌کننده نوع برش به شمار می‌روند، در اسلیت میلوئیت‌ها گسترش نشان

- 
- 4 - Discrete crenulation cleavage
  - 5 - Compromise boundaries
  - 6 - Shear sense indicator
  - 7 - Mantle porphyroclast

می‌دهند که اندکی سایه فشاری نیز در آنها قابل تشخیص است. پورفیروکلاست‌های پوششی از ذرات آواری درشت‌تر از زمینه تشکیل شده‌اند (شکل ۳-ب).



شکل ۳: الف) پر شدن شکستگی‌های پورفیروکلاست‌های کلسیتی توسط کلسیت و کوارتز. ب) پورفیروکلاست‌های پوششی در اسلیت میلونیتی



شکل ۴: الف) ساب‌گرین در میکاشیست میلونیت‌ها. ب) حاشیه دندان‌های و نمونه‌ای از BLG در میکاشیست میلونیت-ها. پ) برگواگی  $S_1$  و  $S_2$  در یک میکاشیست میلونیت. ت) پورفیروکلاست پوششی آندالوزیت در یک آندالوزیت-شیست میلونیت.

**میکاشیست میلونیت:** میکاشیست‌های میلونیتی از جمله سنگ‌های دگرگونی برونزد یافته در شمال منطقه هستند که با توسعه در پهنه‌های برشی، شواهد مختلفی از دگرشکلی را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها دارای کانی‌های اصلی کوارتز، مسکویت، کلریت و بیوتیت و اکسیدهای فلزی به عنوان کانی‌های فرعی می‌باشند. در این میلونیت‌ها، دانه‌های کوارتز کلیه شواهد دگرشکلی از جمله ساب‌گرین (شکل ۴-الف)، نیوگرین، خاموشی

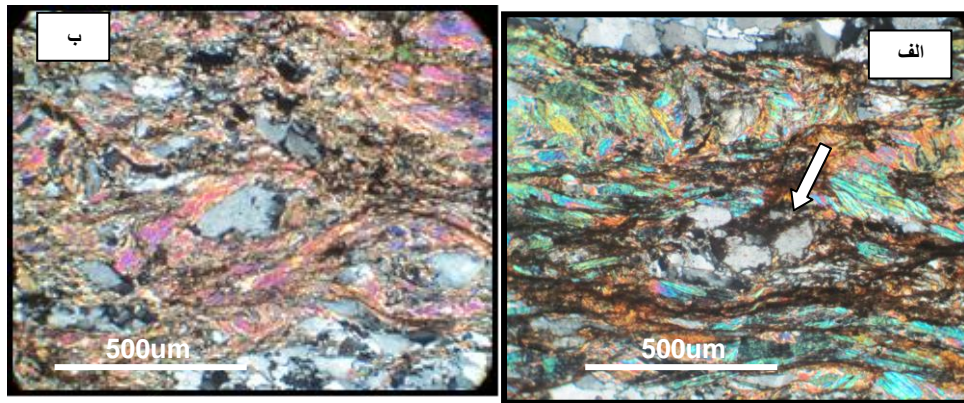
موجی و تجدید تبلور با برآمدگی (BLG) را نشان می‌دهند (شکل ۴-ب) که همگی دال بر دگرشکلی در شرایط شکل‌پذیر می‌باشند (سینگ و گوراجان، ۲۰۱۱). میکا ماهی و روبان‌های میکا نیز در میکاشیست‌های میلونیتی به چشم می‌خورند. دانه‌های کوارتز و میکا اندکی جهت‌یابی ترجیحی نشان می‌دهند و در مجاورت باندهای برشی، ریزدانه‌تر شده‌اند. فابریک C/S در سنگ دیده می‌شود. از نظر برگوارگی، برگوارگی  $S_1$  و  $S_2$  توسعه یافته است (شکل ۴-پ). کوارتزها بخش میکرولیتون و میکاها بخش کلیواژ دومین سنگ را تشکیل می‌دهند. بر اساس تقسیم‌بندی مورفولوژیک برگوارگی‌ها توسط بوردایل و همکاران (۱۹۸۲)، این سنگ‌ها برگوارگی زیر را نشان می‌دهند: "برگوارگی فاصله‌دار >> شیستوزیته فاصله‌دار >> ناهموار >> ۱٪ >> تافته"

**آندالوزیت‌شیست میلونیت:** این سنگ‌ها در حاشیه شمالی تا مرکزی منطقه مورد مطالعه گسترش داشته و شامل مجموعه کانی‌های آندالوزیت، مسکویت، کلریت، بیوتیت و کوارتز و کانی‌های فرعی تورمالین، پلاژیوکلاز و اکسیدهای فلزی هستند. در این دسته سنگ‌ها، آندالوزیت (شکل ۴-ت و ۵-الف) پورفیروکلاست‌های پوششی سنگ را تشکیل می‌دهد. روبان‌های مسکویت، کلریت و کوارتز این پورفیروکلاست‌ها را دور می‌زنند. روبان‌ها در برخی موارد، مجموعه‌های پلی‌کریستالین و منوکریستالین را نشان می‌دهند. پورفیروکلاست‌های کوارتز نیز در برخی برش‌های نازک دیده می‌شود (شکل ۵-ب). گردش‌دگی در دانه‌های کوارتز مشهود است. کوارتزها کلیه شواهد ساب‌گرین، نیوگرین، لغزش و خاموشی موجی و مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM) را نشان می‌دهند (شکل ۶-الف، ب) که همگی نمایانگر دگرشکلی در شرایط شکل‌پذیرند (پاسشیر و ترو، ۲۰۰۵)، (مامتانی و گرلینگ، ۲۰۰۵)، (سینگ و گوراجان، ۲۰۱۱)، (دسبوریس و همکاران، ۲۰۱۲). گردش‌دگی در آندالوزیت‌ها در مجاورت باندهای برشی دیده می‌شود که ناشی از دگرشکلی حالت جامد در پهنه‌های برشی است. این فضاها توسط کوارتز و کلریت پر شده‌اند. پر شدن شکستگی‌ها توسط کلریت و نیز وجود تورمالین درون آندالوزیت‌ها نشان می‌دهد که واکنش با شاره (سیال) و دگرسانی میکاهای میزبان همراه بوده‌اند (آرکای و همکاران، ۲۰۰۸). بلورهای آندالوزیت، ظاهر اسفنجی داشته و پویکیلوبلاستیک هستند که این امر مبین رشد سریع این کانی‌هاست (مامتانی و گرلینگ، ۲۰۰۵). پورفیروکلاست‌های دارای ساختار دومینویی و موزائیکی از دیگر ریزساختارهایی است که در این آندالوزیت‌شیست‌های میلونیتی دیده می‌شوند (شکل ۵-الف و ۶-پ). میکاها نیز در مجاورت باندهای برشی ریزدانه‌تر می‌شوند. باندهای برشی، میکا ماهی‌ها و فابریک C/S (شکل ۶-ت) در سنگ به چشم می‌خورند. تبدیل لایه‌های میکایی به لایه‌های کوارتزی تدریجی است. از نظر برگوارگی‌های موجود در سنگ، این سنگ‌ها برگوارگی  $S_1$  و  $S_2$  نشان می‌دهند (شکل ۷-ب). کوارتز، تشکیل‌دهنده بخش میکرولیتون سنگ بوده و میکاها بخش کلیواژ دومین را تشکیل می‌دهند (شکل ۶-پ). عدم وجود ساختارهای رسوبی اولیه، لایه‌بندی عدسی شکل، یکسان نبودن ضخامت لایه‌ها و فواصل متفاوت میان لایه‌ها، شاخصه گسترش برگوارگی ثانویه در سنگ می‌باشند. بر اساس تقسیم‌بندی مورفولوژیک برگوارگی‌ها توسط بوردایل و همکاران (۱۹۸۲)، این سنگ‌ها برگوارگی زیر را نشان می‌دهند: "برگوارگی فاصله‌دار >> شیستوزیته فاصله‌دار >> ناهموار >> ۲۰-۱٪ >> تافته"

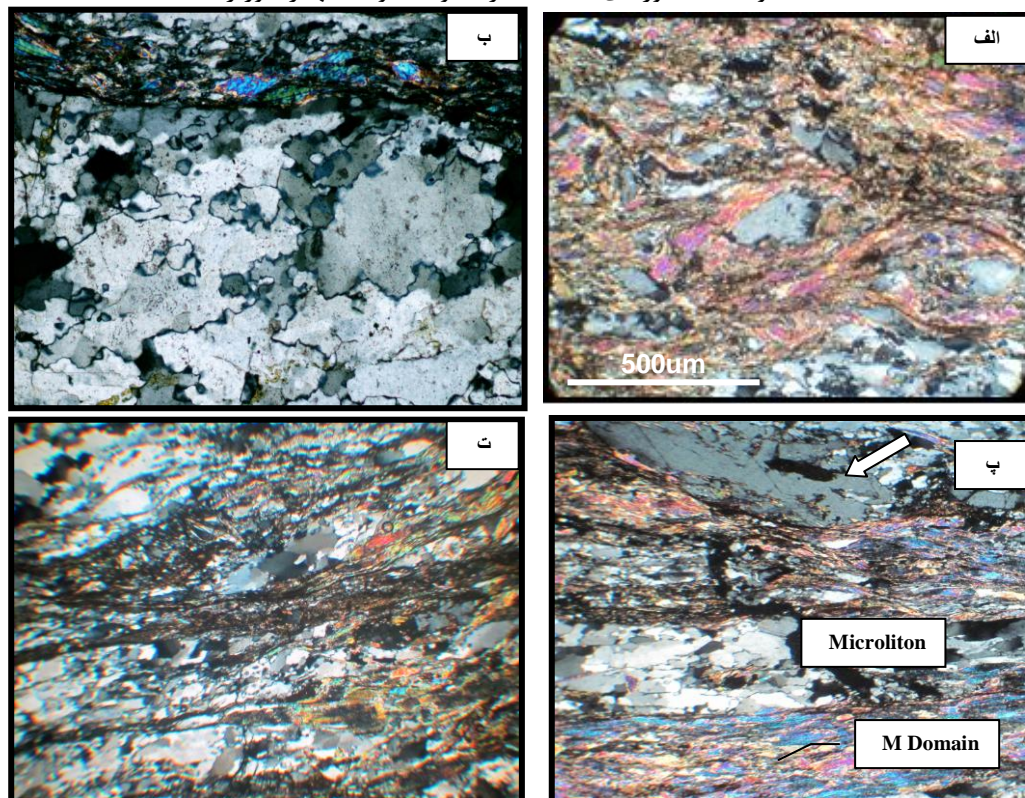
**کالک‌شیست میلونیت:** کالک‌شیست میلونیت‌ها در بخش‌های غربی منطقه گسترش دارند. این سنگ‌ها دارای کانی اصلی کلسیت و کانی‌های فرعی کلریت و کوارتز هستند. پورفیروکلاست‌های پوششی در آن‌ها



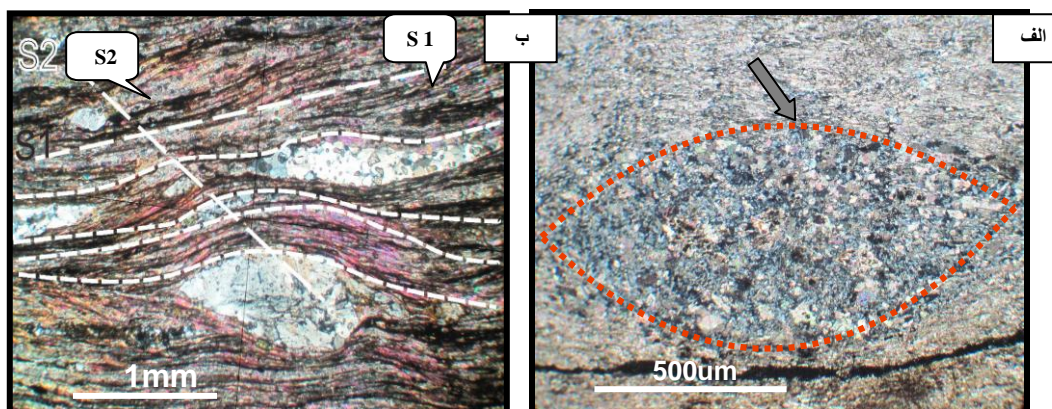
گسترش دارند. این پورفیروکلاست‌ها از کانی‌های دانه‌ریز کوارتز و کلسیت که اندکی جهت یافته‌اند، تشکیل شده‌اند (شکل ۷-الف). بلورهای ریز کلسیت در مجاورت باندهای برشی خردشدگی نشان می‌دهند. جهت‌یابی ترجیحی و چین خوردگی در سنگ به چشم می‌خورد. در شکستگی‌های سنگ، بلورهای کلسیت تجدید تبلور یافته‌اند. خاموشی موجی، خمش در بلورها و ماکل‌های دگرشکلی نوع متقاطع از عوارض دگرشکلی در این بلورها به شمار می‌روند.



شکل ۵: الف) پورفیروکلاست پوششی تکه‌تکه‌شده از آندالوزیت. ب) پورفیروکلاست‌های کوارتز در یک آندالوزیت‌شیت میلونیت که بلورهای کشیده کلریت و مسکویت آنها را دور زده‌اند.



شکل ۶: الف) خاموشی موجی، ساب‌گرین و میکا ماهی در آندالوزیت‌شیت میلونیتی. ب) حاشیه دندان‌های (GBM). پ) تناوبی از میکا دومین - میکرولیتون‌های کوارتز و پورفیروکلاست‌های پوششی نوع دومینو (بالای تصویر) در آندالوزیت‌شیت میلونیت. ت) فابریک C/S در آندالوزیت‌شیت میلونیت.



شکل ۷: الف) پورفیروکلاست‌های متشکل از کوارتز و کلسیت در کالک‌شیست‌ها. ب) رخ S1 و S2 در یک آندالوزیت‌شیست میلیونی.

### ۳- دگرشکلی و ارتباط آن با تبلور دگرگونی

با توجه به اینکه سنگ‌های دگرگونی منطقه ماسال- شاندرمن تحت تأثیر فازهای دگرشکلی مختلفی قرار گرفته‌اند و کانی‌های دگرگونی با این دگرشکلی‌ها دارای روابط زمانی مختلفی هستند (پلوند و همکاران، ۲۰۱۲) لذا در این بخش به بیان روابط تبلور کانی‌ها با توسعه برگوارگی‌ها پرداخته می‌شود.

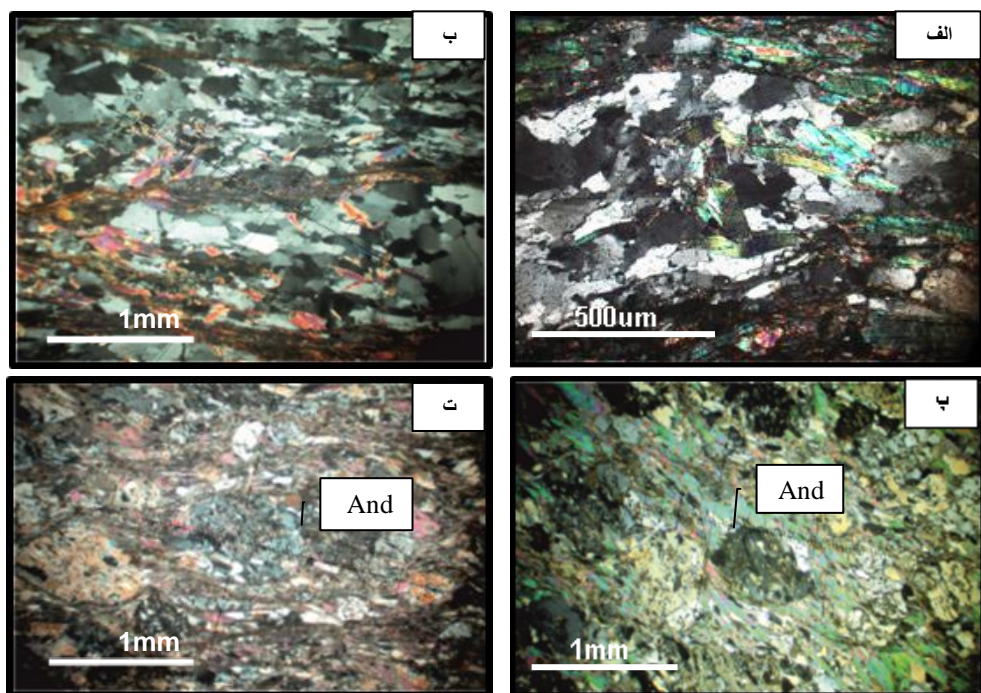
**کلریت:** کانی کلریت طیف وسیعی از تبلور را نشان می‌دهد. این کانی در شیست‌های درجه پایین به طور مشخص سازنده رخ سنگ است و بنابراین، همزمان با S1 تشکیل شده و سپس در زمان تشکیل S2، متحمل لغزش یا دگرشکلی گردیده است. اما کلریت‌هایی نیز وجود دارند که همزمان یا بعد از S2 پدید آمده‌اند. جهت یافتگی اتفاقی کلریت‌ها که از این نظر دقیقاً بر عکس بلورهای میان‌تکتونیکی هستند (شکل ۸-الف). با توجه به اینکه کلریت‌ها از کانی‌های تشکیل‌دهنده برگوارگی می‌باشند، می‌توان اظهار نمود که بلورهای کلریت همزمان با S1 تشکیل شده و سپس در D2 متحمل لغزش شده و برگوارگی S2 را ایجاد کرده‌اند که این امر نشانگر تشکیل آنها قبل و همزمان با D1 و در حین و پس از D2 می‌باشد (شکل ۹).

**مسکویت:** مسکویت به عنوان کانی که در گستره وسیعی از درجات دگرگونی متبلور می‌شود، به صورت پیش تا پس از تکتونیکی مشاهده می‌شود. در این صورت، این کانی تشکیل‌دهنده رخ سنگ بوده و در حین تشکیل S2 چین خورده است. ظهور این کانی فقط محدود به S1 نیست، بلکه پس از تشکیل S1 یا S2 نیز رشد کرده است. جهت یافتگی اتفاقی مسکویت‌ها (شکل ۸-ب) دلیلی بر رشد پس‌تکتونیکی این کانی محسوب می‌شود (شکل ۹).

**بیوتیت:** تبلور بیوتیت نیز همانند کلریت و مسکویت همزمان با S1 بوده و سازنده برگوارگی سنگ است (شکل ۹).

**آندالوزیت:** به طور کلی، این کانی از نظر ظهور در سنگ‌های منطقه و پراکندگی جغرافیایی، فراوان‌ترین پورفیروبلاست در مجموعه دگرگونی شاندرمن به شمار می‌رود. مهم‌ترین شواهد دگرشکلی آندالوزیت‌ها، چین-

خوردگی و شکستگی بلورهای آندالوزیت در مقیاس میکروسکوپی است. این دگرشکلی با ناپیوستگی در خصوصیات نوری همراه بوده و شاهدهی بر تبلور پیش از  $S_2$  آندالوزیت می‌باشد.  $S_i$  (جهت‌یافتگی اذخالی‌ها در درون پورفیروکلاست) متقاطع نسبت به  $S_e$  (برگوارگی اطراف پورفیروکلاست) نیز شاهدهی بر تبلور همزمان با  $S_2$  این آندالوزیت‌هاست (شکل ۴-ت). از طرفی، حاشیه نامشخص و تدریجی این بلورها با زمینه سنگ و برگوارگی مشابه اذخالی‌های درون بلور آندالوزیت با برگوارگی زمینه، نشان از تبلور همزمان با تکتونیک این بلورها دارد (شکل ۸-پ، ت). بر اساس مطالعات ریزساختاری، سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه دچار دو مرحله دگرشکلی گردیده‌اند. مرحله اول دگرشکلی ( $D_1$ ) منجر به ایجاد برگوارگی اولیه و پورفیروکلاست‌های میان‌تکتونیک در شیست‌های منطقه گردیده و فاز دوم دگرشکلی ( $D_2$ ) به صورت فابریک ( $S_2$ ) همراه با پورفیروکلاست‌های آندالوزیت همزمان با تکتونیک در این سنگ‌ها دیده می‌شود.



شکل ۸: الف) کلریت‌های قطع‌کننده برگوارگی در یک آندالوزیت‌شیست میلونیتی. ب) مسکویت‌های قطع‌کننده برگوارگی در میکاشیست میلونیتی. پ) آندالوزیت همزمان با تکتونیک که اذخالی‌های درون بلور، برگوارگی مشابه با زمینه دارند. ت) رشد همزمان با تکتونیک آندالوزیت‌ها که حاشیه تدریجی و تعاملی با محیط دارند.

#### ۴- برآورد دما و فشار دگرریختی میلونیت‌های منطقه

ریزساختارهای ایجاد شده در کانی‌ها حین تغییرات ساختاری در یک پهنه برشی شکل‌پذیر ابزار مفیدی برای برآورد دمای دگرشکلی محسوب می‌شوند. رفتار کانی‌ها طی فرآیند تغییر ساختاری و نیز ساختارهای ایجاد شده در آنها توسط پژوهشگران مختلفی مورد بررسی قرار گرفته است (هیرث و تولیس، ۱۹۹۲)، (استیپ و همکاران، ۲۰۰۲)، (پاسشیر و ترو، ۲۰۰۵)، (آرکای و همکاران، ۲۰۰۸)، (پلوندر و همکاران، ۲۰۱۲). وجود ریزساختارهایی چون خاموشی موجی، چین‌خوردگی، ریزدانه‌ها (شاخص دمای ۳۰۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد)، تجدید تبلور دینامیک به شکل تبلور مجدد همراه با چرخش زیردانه (SGR) که با تجدید تبلور برآمدگی (BLG) (رژیم دمایی متوسط ۴۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) و پورفیروکلاست‌های پوششی (GBM) (شرایط دمایی پیرامون ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) دنبال می‌شود، نشان می‌دهد که دما هنگام تشکیل این سنگ‌ها در

پهنه‌های برشی مورد مطالعه بین ۳۰۰ تا حدود ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در تغییر بوده است (سینگ و گوراجان، ۲۰۱۱)، (آرکای و همکاران، ۲۰۱۲)، (دسبوریس و همکاران، ۲۰۱۲)، (لیو و همکاران، ۲۰۱۲). این مشخصات دمایی قابل قیاس با شرایط دمایی رخساره شیبست سبز تا حد پایین رخساره آمفیبولیت و یا عمق تقریبی ۱۰ کیلومتر در پوسته است (هیرث و تولیس، ۱۹۹۲)، (استیپ و همکاران، ۲۰۰۲)، (پاسشیر و ترو، ۲۰۰۵).

Minerals		D1		D2	
Chl		—————		—————	
Mus	—————			—————	
Bio		———			
And				—————	

شکل ۹: ارتباط زمانی تبلور کانی‌ها با فازهای دگرشکلی (Chl: کلریت، Mus: مسکویت، Bio: بیوتیت، And: آندالوزیت)

### نتیجه‌گیری

مجموعه فابریک‌های ساختاری مطالعه‌شده مبین دگرشکلی در شرایط شکل‌پذیر در سنگ‌های دگرگونی ناحیه ماسال-شاندرمن می‌باشند. شواهد میلونیتی‌شدن در این سنگ‌ها نشانگر شرایط کرنش بالا در مجاورت پهنه‌های برشی است. بیشتر سنگ‌ها در محدوده این پهنه‌های برشی به‌شدت دگرشکل شده و تحت تأثیر نفوذ شاره‌های گرمایی قرار گرفته‌اند. بر اساس مطالعات ریزساختاری، سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه دچار دو مرحله دگرشکلی گردیده‌اند. مرحله اول دگرشکلی (D<sub>1</sub>) منجر به ایجاد برگوارگی اولیه (S<sub>1</sub>) و پورفیروبلست‌های میان‌تکتونیک در شیبست‌ها گردیده و مرحله دوم آن (D<sub>2</sub>) به صورت فابریک (S<sub>2</sub>) همزمان و پس‌تکتونیک در این سنگ‌ها تظاهر یافته است. فرآیندهای جایگیری مجموعه دگرگونی منجر به رخداد دگرگونی پسروده (و توسعه کلریت‌های حاصل از دگرگونی پسروده کانی‌های بیوتیت و آندالوزیت) گردیده‌اند. بررسی تغییرات ساختاری در کانی‌ها و چگونگی تجدید تبلور دینامیک بیانگر آن است که تغییرات ساختاری در این پهنه‌های برشی در شرایط رخساره شیبست سبز تا حد پایین رخساره آمفیبولیت (بازه دمایی ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) صورت گرفته است.

### منابع

- آقاباتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- افتخارنژاد، ج.، و بهروزی، س.، ۱۳۷۰. سن مجموعه دگرگونه و افیولیت‌های اسالم- شاندرمن و ارتباط ژئودینامیک آنها با پالتوتیس و پوسته شبه اقیانوسی خزر، فصلنامه علوم زمین، شماره ۳، ص ۴-۱۵.

عمرانی، ه.، مؤذن، م.، ابرهنسلی، ر.، بوسکو، ر.، و سوجیموری، ت.، ۱۳۸۹. آمفیبول، کلریت و زئوزیت به عنوان فازهای حاصل از دگرگونی برگشتی در اکلوزیت‌های شاندرمن، فصلنامه بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳، ص ۴۸۵-۴۹۶.

نوگل سادات، م. ع.، ۱۳۷۱. گزارش مقدماتی زمین‌شناسی استان گیلان، استانداری گیلان.

-Arkai, P., Abad, I., Nieto, F., Nemeth, T., Horvath, P., Kis, V.K., Juldik, K., and Millan, J., 2012. Retrograde alterations of phyllosilicates in low-grade metapelite: a case study from the Szendro Paleozoic, NE-Hungary, *Swiss Journal of Geosciences*, v. 105, p. 263-282.

-Arkai, P., and Livi, K.J.T., 2008. Dioctahedral mixed K-Na-micas and paragonite in diagenetic to low-temperature metamorphic terrains: bulk rock chemical, thermodynamic and textural constraints, *Central European Geology*, v. 51, p. 283-314.

-Borradaile, J.G., Bayly, M.B., and Powell, C.M.A., 1982. *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*, Springer-Verlag, 551 p.

-Clark, G.C., Davies, R.G., Hamzepour, G., and Jones, C.R., 1975. Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map, 1:250,000, Geological Survey of Iran: Tehran, Iran, 198 p.

-Davies, R.G., Jones, C.R., Hamzepour, B., and Clark, G.C., 1972. Geology of Masuleh sheet, 1:100,000, northwest Iran: Geological survey of Iran, Report No. 24.

-Desboris, G., Urai, J., and Bresser, D., 2012. Fluid distribution in grain boundaries of natural fine-grained rock salt deformed at low differential stress (Qom Kuh salt fountain, central Iran): Implications for rheology and transport properties, *Journal of Structural Geology*, v. 43, p. 128-143.

-Fettes, D., and Desmons, J., 2007. "Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Cambridge University Press, 256 p.

-Hirth, G., and Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates, *Journal of Structural Geology*, v. 14, p.145-159.

-Liu, J., Tang, Y., Tran, M., Cao, Sh., Zhao, L., Zhang, Z., and Chen, W., 2012. The nature of the Ailao Shan-Red River (ASRR) shear zone: Constraints from structural, microstructural and fabric analyses of metamorphic rocks from the Diancang Shan, Ailao Shan and Day Nui Con Voi massifs, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 47, p. 231-251.

-Mamtani, M.A., and Greiling, R.O., 2005. Granite emplacement and its relation with regional deformation in the Aravalli Mountain Belt (India), inferences from magnetic fabric, *Journal of Structural Geology*, v. 27, p. 2008-2029.

-Nazari, H., Omrani, J., Shahidi, A., Salamati, R., and Moosavi, A., 2004. Geological map of Bandar-e-Anzali, 1:100,000, Geological Survey of Iran.

-Ono, T., Hosomi, Y., Arai, H., and Takagi, H., 2010. Comparison of perofabrics with composite magnetic fabric of S-C mylonite in paramagnetic greanite, *Journal of Structural Geology*, v.32, p. 2-14.

-Passchier, C., and Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonic*: Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 289 p.

-Plunder, A., Agard, P., Dubacq, B., Chopin, C., and Bellanger, M., 2012. How continuous and precise is the record of P-T paths? Insights from combined thermobarometry and thermodynamic modelling into subduction dynamics (Schistes Lustrés, W. Alps), *Journal of Metamorphic Geology*, v. 30, p. 323-346.

-Ramsay, J.G., and Graham, R.H., 1970. Strain variation in shear belts, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 7, p. 786-813.

-Singh, R.K., and Guruajan., N.S., 2011. Microstructures in quartz and feldspars of the Bomdila Gneiss from western Arunachal Himalaya, Northeast India: Implications for the geotectonic evolution of the Bomdila mylonitic zone, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 42, p. 1163-1178.

-Stampfli, G.M., and Kozur, H.W., 2006. Europe from the Variscan to the Alpine cycles. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European lithosphere dynamics*, Memoir of the Geological Society, London, v. 32, p. 57-82.

- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., and Schmid, S.M., 2002. The Eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250° to 700°C, *Journal of Structural Geology*, v. 24, p.1861–1884.
- White, J.C., and White S.H., 1983. Semi-brittle deformation within the Alpine fault zone, New Zealand, *Journal of Structural Geology*, v. 5, p. 579-589.
- Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S., and Muttoni, G., 2009. The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran), *Geological Society, London, Special Publications*, v. 312, p. 57-78.