

عناصر ساختاری مجموعه دگرگون جنوب محلات

سمیه رضایی نژاد^۱، محمدرضا شیخ‌الاسلامی^(۲)، نعمت‌الله رشید نژاد عمران^۳ و منیره پشت کوهی^۴

۱. کارشناسی ارشد، پترولوژی، پژوهشکده علوم زمین

۲. دانشیار، زمین‌ساخت، پژوهشکده علوم زمین

۳. دانشیار، پترولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۴. دکترای پترولوژی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۴/۲۸

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۷/۲۸

چکیده

در جنوب شهرستان محلات، مجموعه سنگ‌های دگرگونی، رسوبی و ماگمایی به سن پرکامبرین تا عهد حاضر رخنمون دارند. سنگ‌های دگرگونی این ناحیه، بخش باختری مجموعه دگرگونی موته-گلیپایگان، در بخش مرکزی پهنه سندرچ-سیرجان را تشکیل می‌دهند. این مجموعه دگرگونی توسط گسل‌های عادی از سنگ‌های رسوبی جوان‌تر جدا شده است. سنگ‌شناسی غالب این مجموعه از شیست، مرمر، گنایس و آمفیبولیت تشکیل شده که سه مرحله متوالی دگرریختی پیش‌رونده D_1 ، D_2 ، D_3 و سه مرحله دگرگونی را تحمل کرده‌اند. مرحله اول دگرریختی (D_1) با ایجاد چین‌های یال موازی و بین برگوارگی، بودین‌های کششی نوع اول و برگوارگی تفریقی در رخساره آمفیبولیت تا شیست سبز عمل کرده است. مرحله دوم دگرریختی (D_2) با محور آثار دگرریختی اول و ایجاد چین‌های فشرده تا برگشته نسل دوم و ایجاد برگوارگی میلونیتی و ایجاد نسل دوم بودین‌ها در رخساره شیست سبز ادامه یافته است. سرانجام دگرریختی مرحله سوم (D_3) در شرایط شکننا-شکل‌پذیر رخ داده و با کاهش شدت دگرریختی در سنگ‌های منطقه همراه است. دگرگونی مجاورتی منطقه، نتیجه تزریق توده‌های نفوذی متعددی است که ایجاد هاله‌های دگرگونی، تشکیل هورنفلس و یا اسکارن و در مقیاس میکروسکوپی تشکیل کانی‌های جدید و یا تبلور و به‌هم‌ریختگی و محور آثار و ساختارهای قبلی را به دنبال داشته است.

واژه‌های کلیدی: پهنه سندرچ-سیرجان، دگرریختی، دگرگونی، محلات.

مقدمه

سنگ‌شناسی^۱ غالب این مجموعه اسلیت، فیلیت، شیست، میلونیت گرانیت، گنایس، آمفیبولیت، مرمر، کوارتزیت، اسکارن و هورنفلس است که بخشی از آن‌ها چین‌خورده و بخشی میلونیتی هستند.

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای گستره‌ی مورد مطالعه متعلق به پرکامبرین-پالئوزویک است و توسط گسل‌های عادی از سنگ‌های سنوزویک جدا شده‌اند. مطالعات

گستره مورد بررسی، بخش باختری مجموعه دگرگونی موته-گلیپایگان در پهنه سندرچ-سیرجان است که به شکل یک خمیدگی ساختاری با روند کلی شمال خاوری-جنوب باختری به طول نزدیک به ۲۵ کیلومتر و پهنای تقریبی هفت کیلومتر از جنوب خاور دلیجان تا جنوب باختر محلات و خاور خمین برونزد دارند (شکل ۱). این مجموعه از لحاظ ترکیبی متنوع است و درجات دگرگونی متفاوتی را تحمل کرده است.

1. Lithology

* نویسنده مرتبط: rezasheikhholeslami@yahoo.com

شش گروه مجزا بررسی شده‌اند (شیخ‌الاسلامی و زمانی پدرام، ۱۳۸۴). گروه ۱ (shc) از میکاشیست، گارنت شیست، استارولیت شیست، کلریت شیست، مرمر، رگه‌های کوارتزی به همراه بازالت‌های اسپلیتی و سنگ‌های ولکانیک کاتاکلاستیکی تشکیل شده است. گروه‌های ۲ و ۳ (2md و 2mq و 2ma و 3mag) شامل مرمرها به همراه سنگ‌های متابازیتیکی، کوارتزیت، گارنت میکا شیست، اپیدوت اکتینولیت شیست و آمفیبولیت شیست عمدتاً میلونیتی هستند. گروه‌های ۴ و ۵ (gat ۴ و abg ۵) در بردارنده گنایس، گرانیت گنایس، گرانیت گنایس، تورمالین پگماتیت گنایس، آمفیبولیت، آمفیبول شیست، مرمر و متاگابرو هستند و گروه ۶ (ga۶) از مجموعه دگرگونی با ترکیبی از گنایس، گرانیت گنایس، آمفیبول شیست، گارنت میکاشیست‌ها ظاهر شده است. در مرز شمالی این مجموعه، واحدهای شیلی و پلیتی کرتاسه (k_1, k_2, k_3)، اسلیت و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک (Js) کنگلومرای ائوسن (EC_1, EC_2) و پلیوسن (Pe) و در مرز جنوبی آن به‌طور عمده نهشته‌های کواترنری (Q) رخنمون دارند. همچنین در این محدوده سه گروه از توده‌های نفوذی بازیک با ترکیب‌های سینیتی (Sy)، گرانیتی (gr) و گابرویی (ga) حضور دارند^۱

عناصر ساختاری

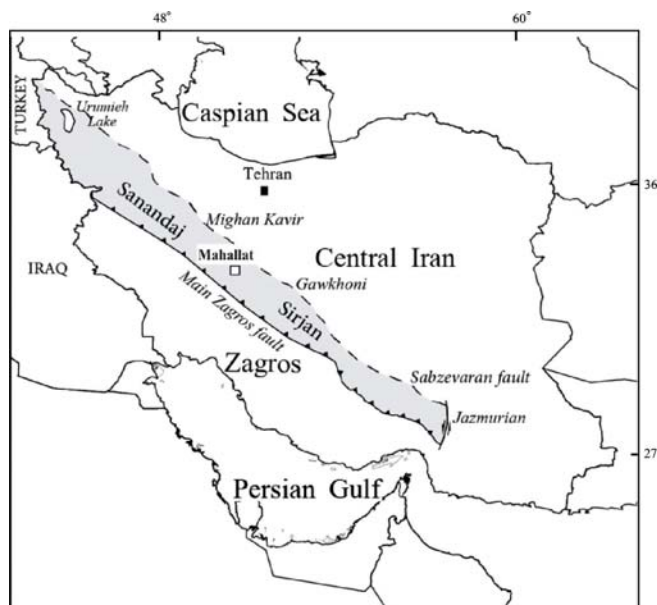
با توجه به دگرختی گسترده در این ناحیه عناصر ساختاری متعددی در مقیاس رخنمون و میکروسکوپی شکل گرفته‌اند. این عناصر ساختاری شامل چین‌ها، انواع برگوارگی‌ها، خطوارگی‌ها و بودین‌ها می‌باشند. چین‌ها: چین‌های یال موازی از نوع بین برگوارگی از دسته چین‌های نسل اول (F_1) هستند. این چین‌ها در سنگ‌های دگرگونی شده نازک لایه و نواری با ضخامت و قوام‌های مختلف و به‌ویژه در تناوب سنگ‌های مرمر چرت‌دار گروه‌های ۲ و ۳ و نیز گنایس‌های نواری گروه ۶ به‌خوبی تکامل یافته‌اند (شکل ۳-الف و ب) و سطح محوری در آن‌ها موازی با سطح خطوارگی است. این چین‌ها جهت‌یافتگی‌های مختلفی را نشان می‌دهند که ناشی از اثرات دگرختی بعدی است (موسوی، ۱۳۹۱).

سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که سنگ مادر این مجموعه سنگی شامل تناوبی از ماسه سنگ‌ها، کربنات‌ها و آرکوزیت‌ها همراه با سنگ‌های ماگمایی بازیک می‌باشد که مورد هجوم توده‌های نفوذی قرار گرفته است (Rasheidnejad-Omran et al., 2002). در این مقاله ضمن معرفی عناصر ساختاری و ریزساختاری و مراحل دگرختی، نقش فرآیندهای دگرگونی و ماگمازایی در تکوین زمین‌شناسی ناحیه‌ای مورد بررسی قرار می‌گیرد.

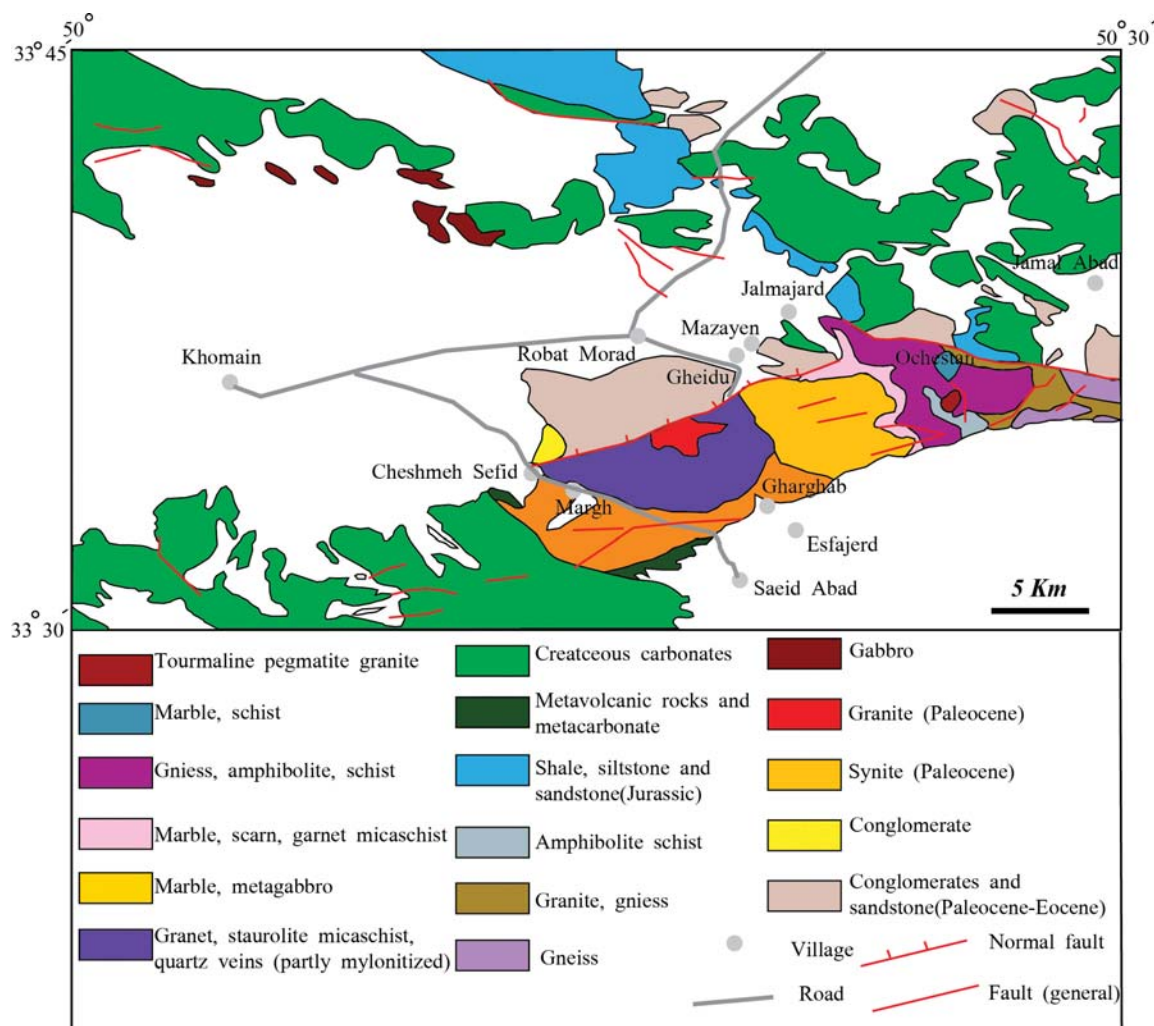
جایگاه زمین‌ساختی و زمین‌شناسی ناحیه

بخش عمده گستره مورد بررسی در بخش مرکزی پهنه سنندج-سیرجان و بخش کمتری از آن در پهنه ایران مرکزی واقع شده است. به‌طور کلی پهنه سنندج-سیرجان از سنگ‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک دگرگونی و دگرریخت شده تشکیل شده که توسط توده‌های نفوذی به سن مزوزوئیک تحت تاثیر قرار گرفته‌اند (Rasheidnejad-Omran, et al., 2002; Mohajjel, et al., 2003; Sheikholeslami, et al., 2003; Berberian and King, 1982; Alavi, 2005; Ghasemi and Talbot, 2005). این پهنه در جریان فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران شکل گرفته و طی تصادم قاره‌ای کرتاسه پایانی بالا آمده است (Agard et al., 2005). براساس تطابق سنگ چینه‌ای این ناحیه با دیگر مناطق پهنه سنندج-سیرجان (شیخ‌الاسلامی و زمانی پدرام، ۱۳۸۴) و نیز بررسی‌های رشید نژاد عمران، (۱۳۸۱)، سن سنگ مادر واحدهای دگرگونی، پرکامبرین-پالئوزوئیک می‌باشد که در اثر رویداد سیمیرین پیشین دگرگونی و دچار دگرریختی شکل‌پذیر شده است. (Mohajjel and Fergusson, 2000) دو مرحله دگرریختی و دگرگونی ناحیه‌ای فراگیر و موثر را در پهنه سنندج-سیرجان در نظر گرفته‌اند. براساس این نتایج، دگرریختی اول را همزمان با دگرگونی اول تا رخساره بالایی آمفیبولیت در بازه زمانی ژوراسیک زیرین-کرتاسه میانی و دگرریختی دوم همزمان با دگرگونی دوم تا رخساره سیست سبز در بازه زمانی کرتاسه میانی-ائوسن در نظر گرفته‌اند. در این پژوهش سنگ‌های دگرگونی ناحیه در قالب

1. Protolith



شکل ۱. موقعیت پهنه سنندج - سیرجان و ناحیه مورد مطالعه در شمال گسل اصلی زاگرس



شکل ۲. نقشه زمین شناسی ساده مجموعه های دگرگون و واحدهای پراکنده جنوب محلات (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰/۰۰۰ محلات)



شکل ۳. الف) چین میان لایه‌های نسل اول در مرمهرهای میلونیتی واحد mq ۲ از گروه ۲، ب) گنایس‌های شمال اوچستان، گروه ۶

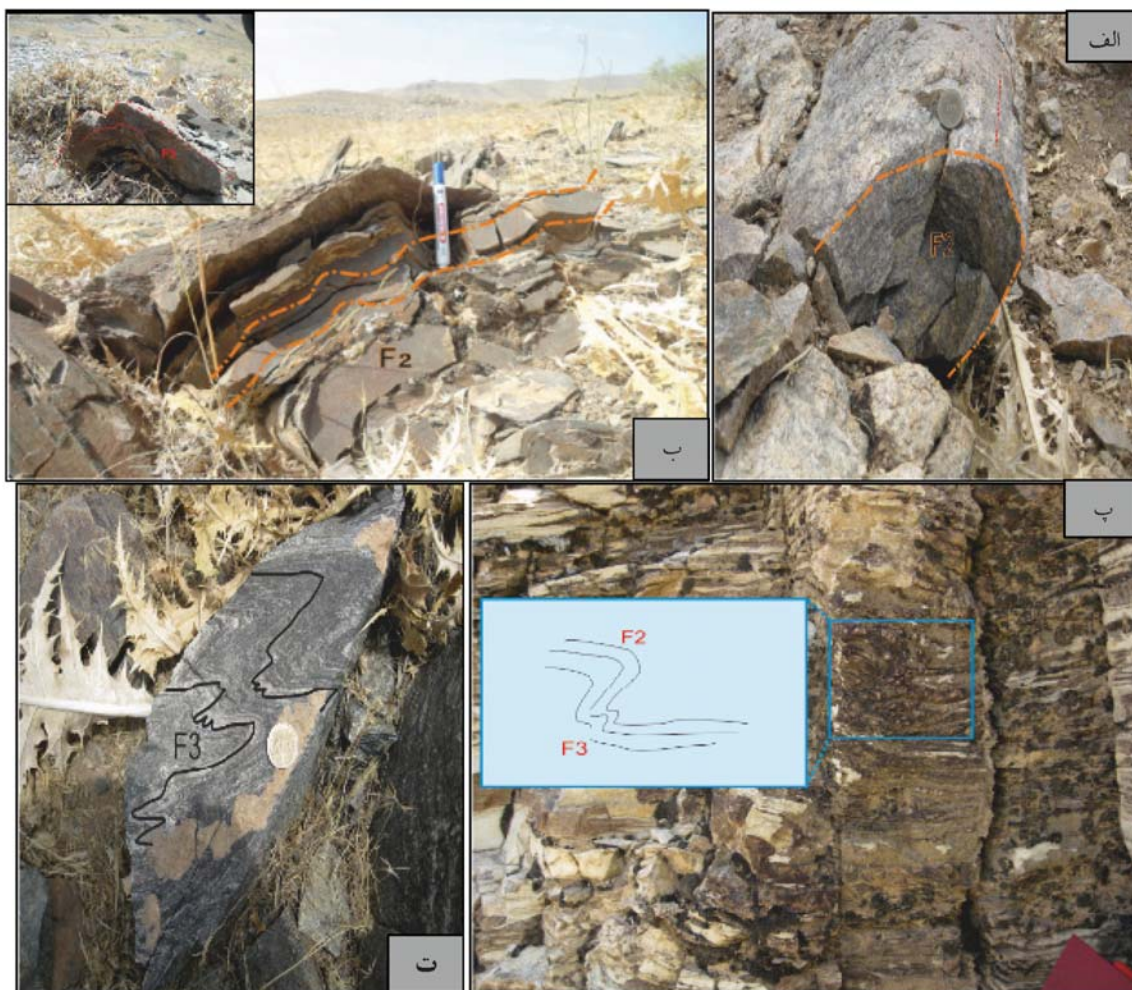
لایه‌های سرشار از میکا و از کوارتز ممکن است باقی‌مانده لایه‌بندی S_0 یا نشان‌دهنده دگرریختی تفریقی S_1 باشند. رشد گارنت با میان‌بارهای 1 کدر^۲ و کوارتز-فلدسپاتیک در لایه‌های غنی از کوارتز، به احتمال بیشتر نشان‌دهنده درجه دگرگونی در زون گارنت است. برگوارگی اول S_1 در طی دگرریختی دوم D_2 چین‌خورده است. برگوارگی ترکیبی در نتیجه پیشرفت دگرریختی اول بر روی چین‌های یال موازی و بین برگوارگی نسل اول سوار شده است. به سبب جهت‌گیری کانی‌های صفحه‌ای در این برگوارگی ترکیبی، به‌جز در محل لولاه‌ها، برگوارگی موازی با یال‌های چین‌های نسل اول در منطقه تشکیل شده است. مجموعه^۳ کانیایی برگوارگی اول شامل کوارتز، مسکویت، بیوتیت، گارنت و کانی‌های کدر است.

برگوارگی دوم ناشی از مرحله دگرریختی دوم به‌صورت فراگیر از نوع فاصله‌دار S_p شروع شده و با وقوع فرآیند میلونیتی شدن و فرانهادگی برگوارگی‌های میلونیتی (S_m) ناشی از آن ادامه پیدا کرده است (شکل ۵-الف). در شیست‌ها و اسلیت‌های گروه ۴ برگوارگی‌های میلونیتی (S_m)، موازی با برگوارگی نسل دوم و اول است و به جهت برهم‌نهادی ساخت‌های^۴ برشی D_2 ، تا حد قابل توجهی آثار ساختی دگرریختی پیش از آن محو شده است. در میکاشیست‌ها، برگوارگی S_1 توسط برگوارگی‌های میلونیتی (S_m) در

چین‌های برگشته (Z شکل) تا باز و ملایم در جریان دگرریختی دوم و فرآیند میلونیتی شدن در شیست و مرمهرهای منطقه ثبت شده‌اند. با توجه به شدت دگرریختی و چین‌خوردگی در گنایس‌های گروه ۵ و ۶ چین‌های مرحله دوم بیشتر از نوع فشرده تا بسته هستند. خطوارگی کشیدگی (میلونیتی) ناشی از جهت‌گیری کانی‌های فیلوسیلیکاته و کشیدگی کوارتز-فلدسپاتیک موازی با محور این چین‌ها هستند؛ تطابق خطوارگی کشیدگی با محور چین‌های نسل دوم بیانگر وقوع فرآیند میلونیتی شده در طی مرحله دوم دگرریختی است (شکل ۴-الف). ریزچین‌های پارازیتی در جریان مرحله دگرریختی دوم ظاهر شده‌اند. این چین‌ها به‌طور معمول روی لولای چین‌های بزرگ به‌صورت چین‌های کوچک‌تر و به اشکال مختلف برحسب موقعیت آنها نظیر S ، M ، W یا Z ظاهر می‌شوند. محور این چین‌ها موازی با محور چین‌های بزرگ است و در شیست، مرمر و گنایس‌های میلونیتی به همراه چین‌های بزرگ‌تر دیده می‌شوند (شکل ۴-ب، پ و ت).

برگوارگی: برگوارگی‌های اصلی در منطقه به اشکال برگوارگی پیوسته، فاصله‌دار، کنگره‌ای و میلونیتی حضور دارند. برگوارگی پیوسته در گنایس، آمفیبولیت و مرمرها به ترتیب ناشی از انتظام کانی‌های کوارتز و فلدسپار، آمفیبول و کلسیت است. برگوارگی فاصله‌دار از تناوب نوارها و عدسی‌هایی از جنس یا دانه‌بندی متفاوت به وجود آمده‌اند. برگوارگی اولیه S_1 در طی مرحله اولیه دگرریختی گسترده شده است و ساختار اصلی آن از نوع برگوارگی ترکیبی است.

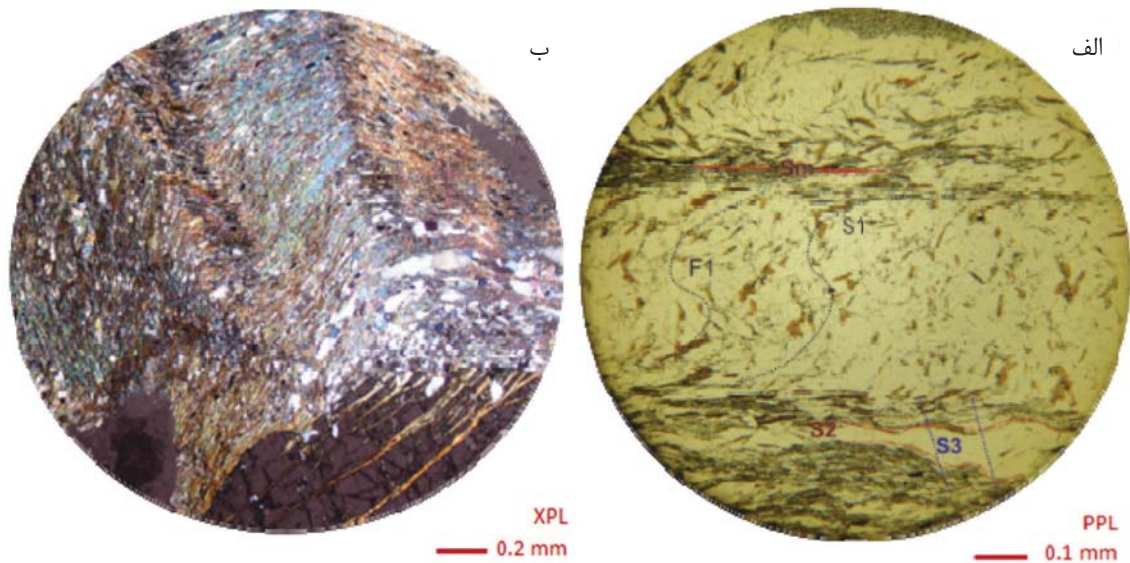
1. Inclusions
2. Opaque
3. Paragenesis
4. Fabric



شکل ۴. الف) چین نسل دوم در گنایس‌های گروه ۵، جنوب خاور اوچستان، خطوارگی کشیدگی موازی با محور چین است. ب) چین‌های باز و ملایم نسل دوم در واحد شیستی گروه ۱ به همراه چین پارازیتی M شکل نسل سوم در بخش لولای چین، جنوب قیدو. پ) چین Z شکل به همراه ریزچین‌های پارازیتی. ت) چین نسل سوم در نمونه نابرجا از گنایس‌های گروه ۴

به صورت رخ‌های کنگره‌ای در سنگ‌های منطقه گسترش یافته است (شکل ۵-ب). این یافته شاهدهی بر این موضوع است که میلونیتی شدن پیش از مرحله سوم دگرریختی رخ داده است. رخ‌های کنگره‌ای D_p به طور محلی در لولای چین‌های بزرگ مقیاس نسل سوم در اثر سطح محوری ریزچین‌های پارازیتی ظاهر شده‌اند. در طی دگرریختی و برگوارگی سوم کانی جدید رشد نکرده است.

یال چین‌های نسل دوم قرار گرفته است. هم راستایی برگوارگی‌های میلونیتی با محور چین‌های دگرریختی دوم به طور عمده این احتمال را بیان می‌کند که تاثیر دگرریختی دوم بیشتر از مرحله دگرریختی سوم است. مجموعه کانیایی برگوارگی دوم شامل کوارتز، کلریت، مسکویت، بیوتیت، گارنت، استارولیت، کردیریت و کانی کدر است. برگوارگی میلونیتی طی دگرریختی سوم چین‌خورده و برگوارگی S_p



شکل ۵. الف) برگوارگی نسل اول S_1 که به صورت چین خورده در قلمرو کوارتزی ظاهر شده است، برگوارگی میلونیتی به صورت افقی با نوارهای سرشار از میکا و برگوارگی دوم (S_2) از نوع فاصله دار است. نوارهای میکایی S_3 طی مرحله سوم دگرریختی چین خورده و برگوارگی ریزچین نسل سوم را به وجود آورده اند. ب) ریزچین خوردگی و شکنج در لایه های متناوب میکایی و کوارتزی در شیب های چین خورده منطقه که احتمالاً مربوط به دگرریختی سوم است

برشی نوع دومینو هستند که بودین های نسل اول (B_1) در اثر وقوع یک رخداد کششی در طول فاز دگرریختی اول شکل گرفته اند (شکل ۷-الف). ظهور بودین های نسل دوم (B_2) منطقه را می توان در پی وقوع فرآیند میلونیتی شدن، در اواخر فاز دگرریختی دوم دانست. این بودین ها به طور عمده از نوع دومینو بوده که به ویژه در واحدهای مرمر با ناخالصی های چرت در مقیاس رخنمون ثبت شده اند (شکل ۷-ب). در برخی از رخنمون ها روی هم قرارگیری بودین های نسل اول روی بودین های نسل دوم دیده می شود (شکل ۷-پ).

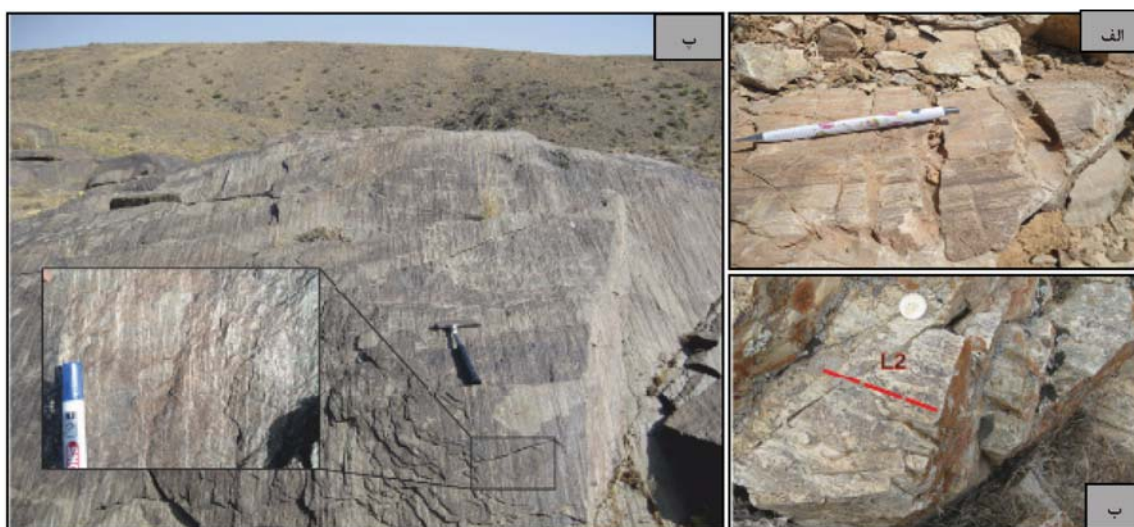
کانی شناسی دگرگونی و رابطه آن ها با زمین ساخت

کانی های اصلی و شاخص در سنگ های پلیتی دگرگونی منطقه گارنت، استارولیت، کلریتوئید، کلریت و بیوتیت ها هستند. این کانی ها برای تعیین توالی دگرریختی و دگرگونی مورد بررسی قرار گرفته اند.

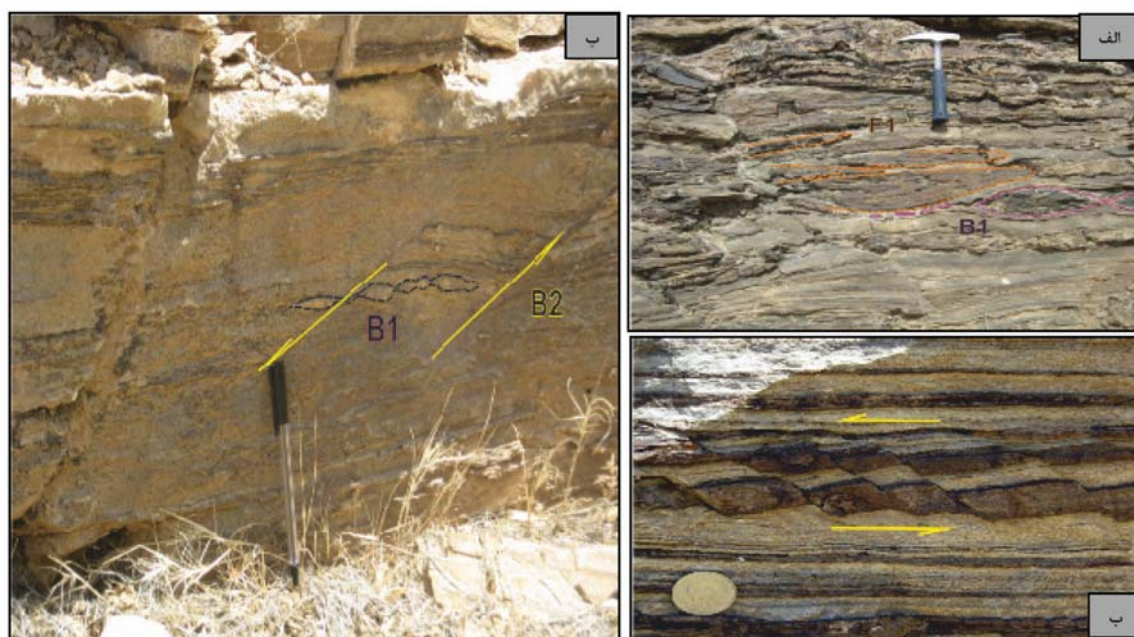
گارنت: با توجه به شواهد میکروسکوپی در اثر دگرگونی ناحیه ای و مجاورتی دو نسل از بلورهای گارنت قابل تشخیص است. نسل اول گارنت ها در طی دگرگونی ناحیه ای و نسل دوم در طی دگرگونی مجاورتی شکل گرفته اند. درشت

خطوارگی: متداول ترین خطوارگی های مشاهده شده در سنگ های مختلف ناحیه عمدتاً از نوع خطوارگی کشیدگی، خطوارگی کانی و خطوارگی کنگره ای هستند. خطوارگی اولیه اغلب توسط مراحل دگرریختی بعدی در منطقه، محو شده یا به سختی قابل تشخیص است. خطوارگی کشیدگی (L_1) همزمان با برگوارگی میلونیتی شکل گرفته و در طی مرحله دگرریختی پیشرونده دوم در گنایس ها و مرمرهای منطقه تشکیل شده است (شکل ۶-الف). این خطوارگی از مشخصات سنگ های میلونیتی است و با کشیدگی کانی های تجمعی یا منفرد نظیر کانی های کوارتز-فلدسپاتی در شیبست و یا بلورهای کلسیت در مرمرها قابل تشخیص هستند (شکل ۶-ب). خطوارگی های کانی با جهت گیری بلورهای آمفیبول و گارنت در آمفیبولیت های منطقه همراه بوده است. خطوارگی (L_2) ناشی از ریزچین های مرحله سوم دگرریختی در میکاشیبست های گروه ۱ نمایان شده است. این خطوارگی ها موازی با سطح محوری چین های منطقه ظاهر شده اند (شکل ۶-پ).

بودین: دو نسل بودین نامتقارن در مقیاس های رخنمون، شامل بودین های کششی از نوع سوسیسی و بودین های باند



شکل ۶. الف) خطوارگی میلونیتی در ممرهای چرت‌دار شمال کوه حاجی قارا. ب) خطوارگی کشیدگی کانی‌های کوارتز-فلدسپاتیک در گنایس‌های گروه ۶. پ- خطوارگی ریزچین در گارنت شیست‌های جنوب قیدو



شکل ۷. الف) بودین کششی از نوع سوسیسی همراه با چین‌های اینترافولیا نسل اول. ب) بودین برشی از نوع دومینو با سوی برش چپ‌بر (پ) فرانهادگی بودین‌های نوع دومینو نسل دوم در لایه‌های چرت و ممر با سوی برش چپ‌بر بر روی بودین‌های کششی نسل اول در لایه افقی از جنس چرت

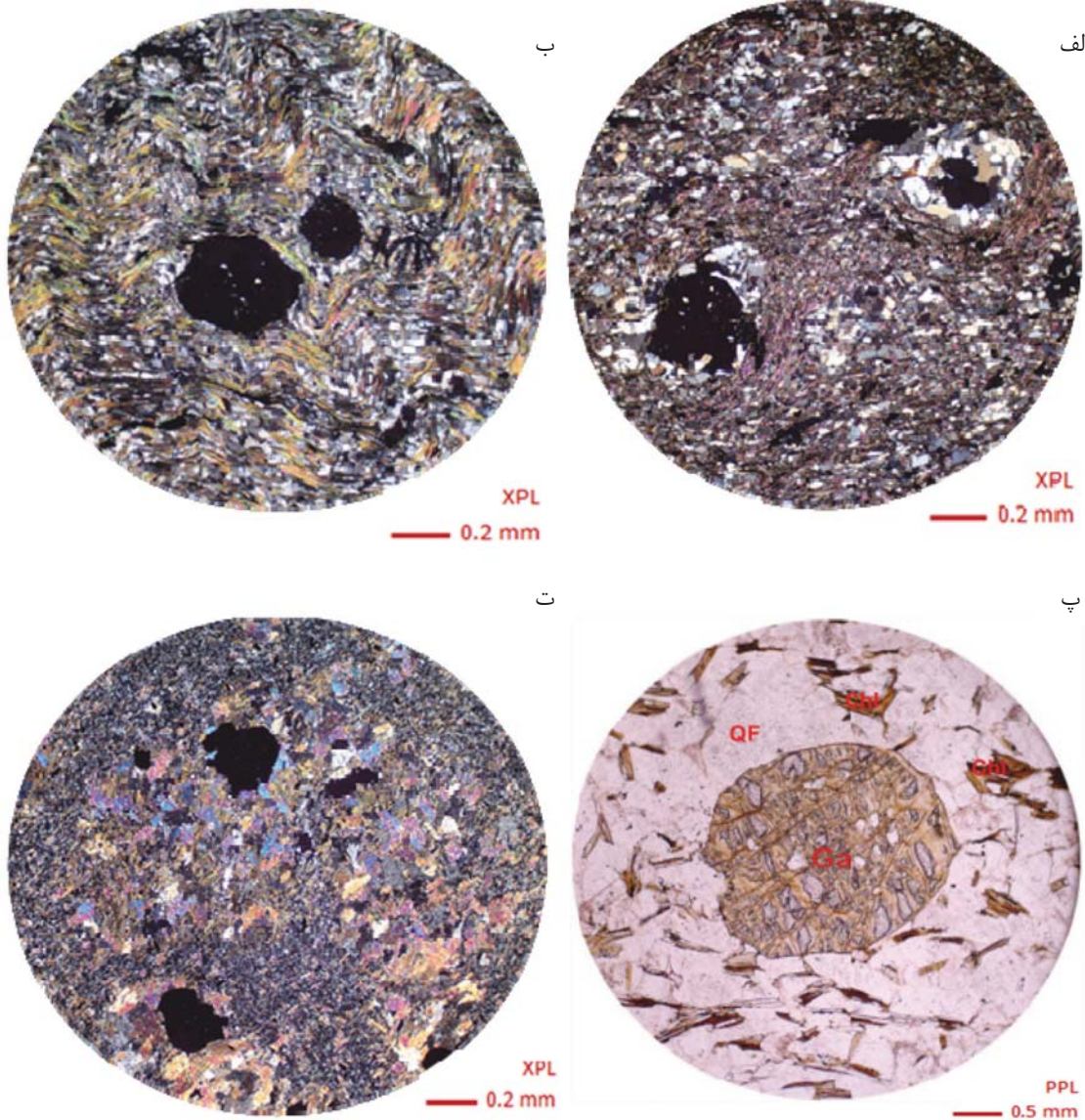
هستند و در زمینه‌ای از کوارتز و فلدسپات به خرج کانی‌های فیلسیلیکاته رشد کرده‌اند.^۱ در گارنت شیست‌های میلونیتی، برگوارگی میلونیتی با ترکیبی از کانی‌های میکابی و کوارتز-فلدسپار دیده می‌شود که به دور بلورهای گارنت چرخیده‌اند (شکل ۸-الف). در گارنت‌ها، بین زمین‌ساخت میان‌بارها

1. Porphyry

بلورهای^۱ این کانی در مقاطع میکروسکوپی به اشکال همزمان با دگرریختی اول (D_1 syn) و قبل از دگرریختی مرحله دوم، بین دگرریختی اول و دوم و بعد از دگرریختی دوم (D_2 Post) دیده می‌شوند. گارنت‌های قبل از دگرریختی دوم در طی دگرریختی اول (D_1) و در شرایط دگرگونی درجه آمفیبولیت (M_1) شکل گرفته‌اند. این نسل از گارنت دارای سایه کرنش

میلونیتی شدن (D_۲) و دگرگونی برگشتی خرد و تجزیه شده و یا به طور بخشی و کلی به کلریت و مسکوویت تبدیل شده‌اند. نسل دوم بلورهای گارنت در نتیجه حرارت حاصل از همبندی با توده‌های نفوذی بر روی کانی‌های به هم ریخته‌ی زمینه رشد کرده‌اند (شکل ۸-ت).

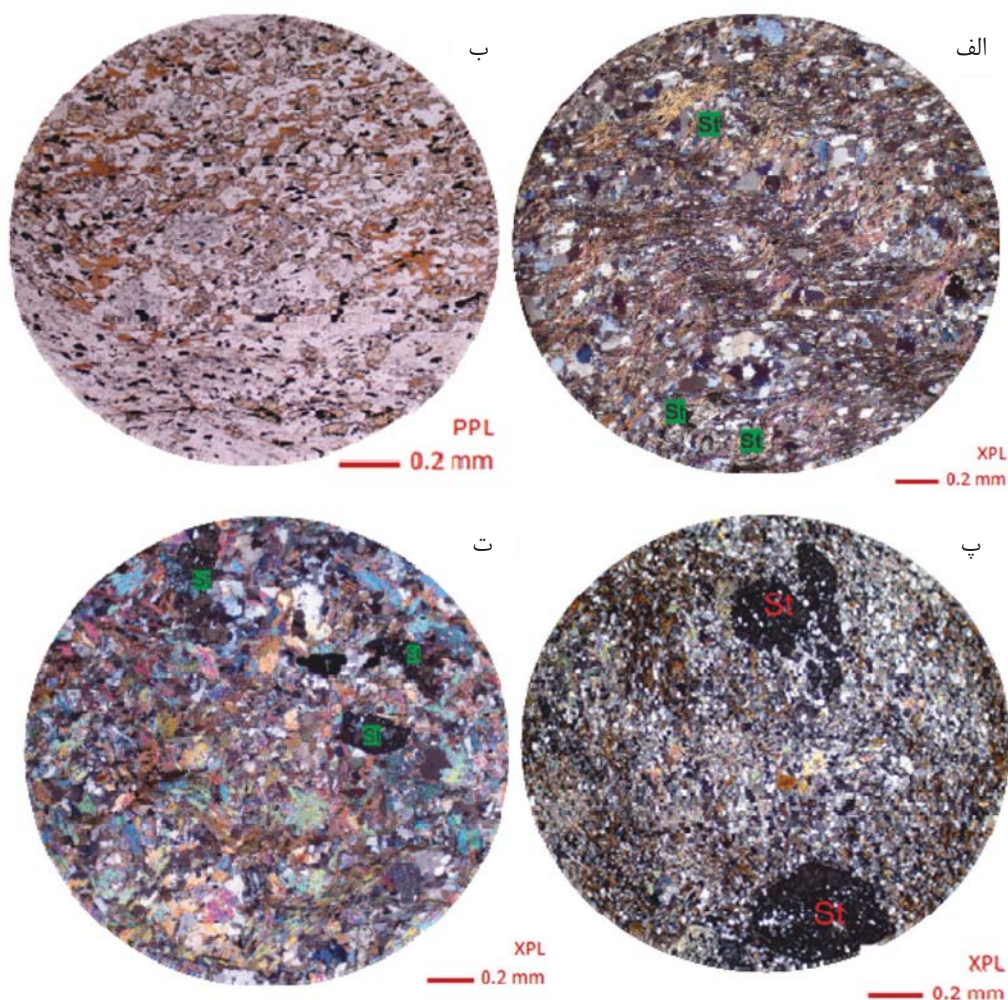
با چرخش ۳۰ تا ۹۰ درجه نسبت به برگوارگی میلونیتی و ریزچین زمینه هستند (شکل ۸-ب). برخی دیگر از گارنت‌های نسل اول به صورت پس از زمین‌ساخت (Post-D_۲) بدون میان‌بار و تاثیر بر برگوارگی زمینه و به طور کامل و شکل‌دار در سنگ‌های شیبست و گنایس‌های منطقه ظاهر شده‌اند (شکل ۸-پ). این درشت بلورها در نتیجه اثرگذاری فرآیند



شکل ۸. الف) گارنت‌های قبل زمین‌ساخت در گارنت استارولیت شیبست میلونیتی که به صورت (Pre D_۲-Syn D_۲) رشد نموده‌اند. ب) بلور گارنت بین زمین‌ساخت دوم و اول در میکاشیبست‌های میلونیتی، میان‌بارهای با چرخش ۹۰ درجه نسبت به برگوارگی ریزچین مرحله سوم قرار گرفته‌اند. پ) بلورهای بعد از زمین‌ساخت که در اثر دگرگونی برگشتی کلریتیزه شده است. ت) رشد گارنت‌های بعد از زمین‌ساخت نسل دوم و رشد مجدد و بهم ریختگی کانی‌های زمینه در اثر حرارت ناشی از دگرگونی مجاورتی. Chl = کلریت، Ga = گارنت، QF = کوارتز فلدسپاتیک

زمینه در سنگ‌های متاپلیتی و متاپسامیتی قرار دارند؛ بخش قابل توجهی از این بلورهای قبل از زمین‌ساخت همراه با سایه فشار در اثر دگرگونی برگشتی سریسیتی و تجزیه شده‌اند (شکل ۹-الف). حالت دوم از بلورهای قبل زمین‌ساخت، بدون وجود سایه فشار به‌طور هم‌شیب در داخل برگوارگی میلونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۹-ب). بلورهای خود شکل پس از زمین‌ساخت دوم بر روی برگوارگی باز تبلور زمینه رشد کرده‌اند (شکل ۹-پ). نسل دوم استارولیت‌ها در اثر حرارت‌زایی دگرگونی مجاورتی به حالت بعد از زمین‌ساخت با رشد بیشتر بر روی برگوارگی رشد نموده‌اند (شکل ۹-ت).

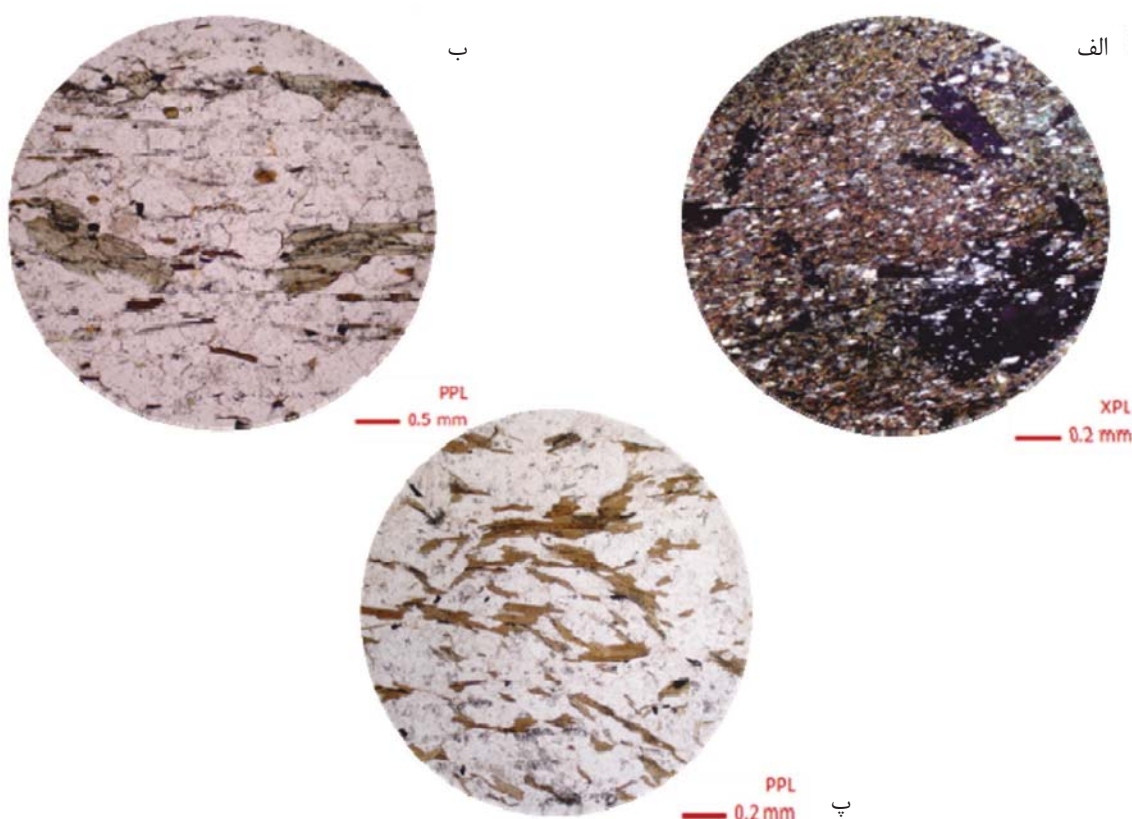
استارولیت: دومین دسته از درشت بلورهای رایج در سنگ‌های متاپلیتی منطقه، بلورهای استارولیت هستند. این درشت بلورها نیز در دو نسل قابل شناسایی هستند. درشت بلورهای این کانی به‌صورت هم‌زمان با دگرریختی اول (Syn-D₁)، قبل از دگرریختی دوم (Pre-D₂) و بعد از دگرریختی دوم (Post-D₂) دیده می‌شوند. نسل اول بلورهای استارولیت در اثر دگرگونی ناحیه‌ای در دو حالت ظاهر شده‌اند. این بلورها اغلب در اندازه‌های کوچک و متعدد در داخل برگوارگی S₁ جایگیری کرده‌اند. حالت اول از این بلورهای قبل زمین‌ساخت همراه با سایه فشاری از کانی‌های کوارتز و میکابی هم‌شیب با برگوارگی



شکل ۹. الف) بلورهای قبل از زمین‌ساخت استارولیت همراه با سایه فشار در استارولیت شیب‌های میلونیتی. ب) بلورهای استارولیت نسل اول بدون حضور سایه فشار به صورت هم‌شیب در بین برگوارگی (پ) نمونه‌ای از بلورهای استارولیت خود شکل بعد از زمین‌ساخت بدون تاثیر بر برگوارگی زمینه. ت) استارولیت‌های بعد از زمین‌ساخت نسل دوم حاصل از دگرگونی مجاورتی. St = استارولیت

مسکویت بیوتیت‌های نسل اول و یا گارنت شکل گرفته‌اند (شکل ۸-پ). کلریت‌های نسل دوم بر اثر حرارت ناشی از دگرگونی مجاورتی به صورت بعد از زمین‌ساخت و به گونه‌ای پراکنده بر روی برگوارگی دوم رشد کرده‌اند (شکل ۱۰-ب). بیوتیت: بیوتیت‌های واقع در سنگ‌های متاپلیتی منطقه نیز در دو نسل دیده می‌شوند. نسل اول در اثر دگرگونی ناحیه‌ای هم‌جهت با برگوارگی شکل گرفته است. بیوتیت‌های نسل دوم بر اثر دگرگونی مجاورتی، بدون جهت‌یابی خاصی در اثر حرارت‌زائی حاصل شده‌اند (شکل ۱۰-پ).

کلریتوئید: بلورهای کلریتوئید تنها در اثر هم‌مبری با توده‌های نفوذی منطقه و دگرگونی مجاورتی شکل گرفته‌اند. تعداد کمی از این درشت پرفیروبیلاست‌های کلریتوئید احتمالاً به صورت (Post D_۲ - Syn D_۲) و شکل دار و به صورت تقریباً پراکنده و زاویه‌دار بر روی برگوارگی متبلور شده‌اند (شکل ۱۰-الف). کلریت: دو نسل از بلورهای کلریت، حاصل دگرگونی برگشتی و دگرگونی مجاورتی بر سنگ‌های متاپلیتی و گنایسی رشد نموده‌اند. کلریت‌های نسل اول مربوط به دگرگونی برگشتی، در برگوارگی میلونیتی بر اثر تجزیه



شکل ۱۰. الف) بلورهای کلریتوئید به صورت بعد از زمین‌ساخت که در اثر دگرگونی مجاورتی با جهت‌گیری‌های مختلف بر روی برگوارگی زمینه رشد کرده‌اند. ب) کلریت‌های بعد از زمین‌ساخت حاصل دگرگونی مجاورتی که به صورت پراکنده بر روی برگوارگی زمینه رشد کرده‌اند. پ) بیوتیت‌های نسل دوم که به صورت پراکنده متبلور شده‌اند

مراحل دگرریختی

جریان دگرگونی درجه بالا رخ داده و منجر به شکل‌گیری بودین‌های کششی و چین‌های میان مقیاس نسل اول و نیز لایه‌بندی ترکیبی شده است. چین‌خوردگی‌های این مرحله از

بر پایه مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی سه مرحله متوالی دگرریختی D_۱, D_۲, D_۳ در سنگ‌های ناحیه شناسایی شدند. مرحله دگرریختی اول (D_۱) به گونه پیش‌رونده در

و برگشتی (M_p) است. دگرگونی ناحیه‌ای (M_l) در مرحله اول دگرریختی به صورت پیشرونده تا رخساره آمفیبولیت عمل نموده است و دست‌کم با دو روبرداری و دگرگونی برگشتی در زمان‌های کرتاسه میانی-بالایی و ائوسن زیرین-میانی دنبال می‌شود (Berberian and King, 1981; Davoudian, et al., 2000; Stampfli, et al., 2000; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; و موسوی، ۱۳۹۱). آثار دگرگونی به صورت لایه‌بندی تفریقی، تجدید تبلور و رشد کانی‌های گارنت و استارولیت دیده می‌شود. برخی از این سنگ‌ها، علاوه بر تحمل دگرگونی ناحیه‌ای، تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته و سنگ‌های چند دگرگونی را شکل داده‌اند. دگرگونی‌های مجاورتی (M_p) منطقه نیز در نتیجه تزریق توده‌های نفوذی متعدد در ابعاد، ترکیب و محل‌های مختلف در زمان‌های کرتاسه پیشین و ائوسن میانی رخ داده است و از اثرات ناشی از آن می‌توان به ماگمازایی، ایجاد هاله دگرگونی و تشکیل کانی‌های جدید و یا تبلور و به هم‌ریختگی و محو آثار و ساختارهای قبلی اشاره کرد (موسوی، ۱۳۹۱). شدت آثار این دگرگونی در همه جای منطقه یکسان نیست. در برخی نقاط، شرایط فیزیکی و شیمیایی، نظیر دما در حدی نبوده که ایجاد اسکارن کند (Rasheidnejad- Omran, et al., 2002). دو رخداد ماگمازایی را در طول شکل‌گیری مجموعه سنگ‌های دگرگونی منطقه گزارش نموده است. اولین ماگمازایی به بازه زمانی کرتاسه پیشین و یا به عبارتی دیگر پس از دگرریختی اول و پیش از دگرریختی دوم نسبت داده شده است؛ و ماگمازایی دوم، همزمان با کشش در پایان دگرریختی سوم و در زمان ائوسن میانی رخ داده است. به باور (موسوی، ۱۳۹۱) مجموعه سنگ‌های منطقه، به مقدار کمتر، در دوره زمانی تریاس میانی تا ژوراسیک زیرین؟ و به‌طور اساسی و مکرر از ژوراسیک پایین تا ائوسن میانی تحت تاثیر گرانیته‌زائی بوده‌اند. این دگرگونی احتمالاً مربوط به زمان کرتاسه میانی بوده و در طی دگرریختی دوم، به صورت برگشتی (M_p) از رخساره آمفیبولیت به رخساره شیبست سبز ثبت شده است، بنابراین درجه دگرگونی در این مرحله را می‌توان رخساره شیبست سبز در نظر گرفت.

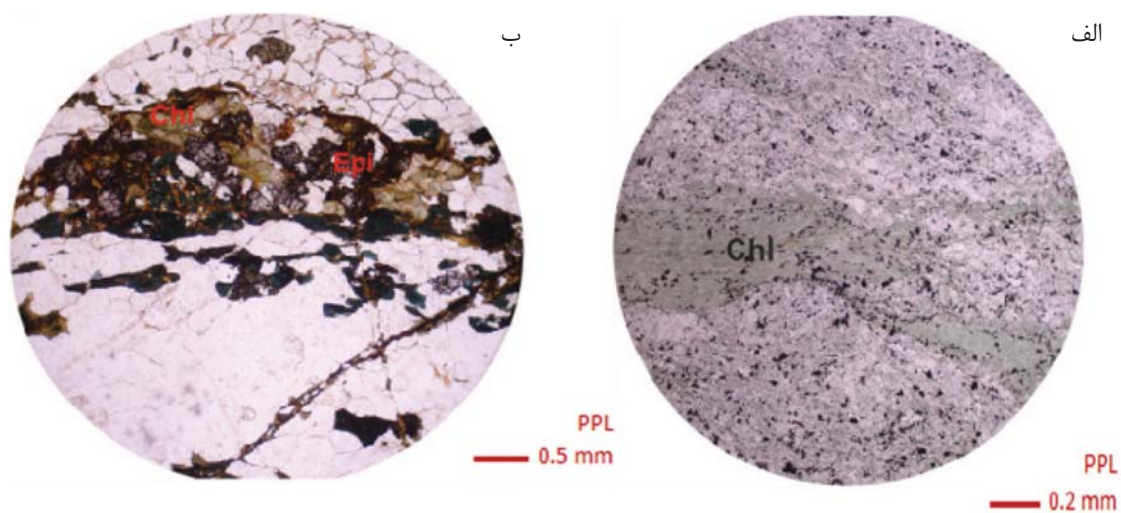
دگرریختی از نوع چین‌های هم‌شیب و بین برگوارگی با روند تقریبی شمال‌باختر-جنوب خاور هستند (موسوی، ۱۳۹۱). این چین‌ها در سنگ‌هایی نظیر آمفیبولیت، شیبست و مرمرهایی که در رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت دگرگونی شده‌اند، دیده می‌شوند. دگرریختی مرحله دوم D_p با ایجاد برگوارگی‌های میلونیتی و خطوارگی کشیدگی، از مهم‌ترین مراحل دگرریختی در ناحیه به شمار می‌رود که با محو آثار دگرریختی اول و ایجاد چین‌های فشرده بسته تا برگشته و در مواردی باز و ملایم با سطح محوری جنوب باختری و محور NW-SE و نیز بودین‌های نسل دوم ادامه یافته است. این مرحله حاصل فرآیند روبرداری سنگ‌های دگرگونی و دگرریخت شده مرحله اول در شرایط شکل‌پذیر است (Davoudian, et al., 2008 و موسوی، ۱۳۹۱). شروع دگرگونی این مرحله با رخساره آمفیبولیت است اما در ادامه و همزمان با فرآیند میلونیتی شدن، دگرگونی برگشتی در حد رخساره شیبست سبز ایجاد می‌شود. بخش قابل توجهی از درشت پرفیروبلاست‌های گارنت و استارولیت، حاصل دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی پیش از دگرریختی مرحله آخر (D_p) هستند که در نتیجه فرآیند میلونیتی شدن (D_p) و دگرگونی برگشتی تجزیه و کلریتیزه شده‌اند (شکل ۸-پ) و (شکل ۹-الف). در نهایت، دگرریختی مرحله سوم (D_p) در شرایط شکننا-شکل‌پذیر رخ داده است (Moritz, et al., 2006). این مرحله نیز با دگرگونی برگشتی تا درجه پایین شیبست سبز و کاهش شدت دگرریختی در سنگ‌های منطقه همراه است. مرحله سوم با قرارگیری ریزچین‌های پارازیتی کوچک مقیاس بر روی چین‌های مرحله دوم ادامه یافته است. با توجه به مشاهدات صحرایی و براساس شواهد میکروسکوپی، در اثر تنش‌های فشاری شمال خاور-جنوب باختری دسته‌ای از نوارهای شکنجی ظاهر شده‌اند (شکل ۵-ب) که راستای آن‌ها شمال باختر-جنوب خاور است (موسوی، ۱۳۹۱).

دگرگونی و ماگمازایی

سه مرحله دگرگونی موثر در منطقه شناسایی شده که به ترتیب زمانی شامل دگرگونی ناحیه‌ای (M_l)، مجاورتی (M_p)

پدیده‌های رایجی نظیر تبدیل بلورهای گارنت به کلریت و اپیدوت و همچنین تبدیل استارولیت به سریسیت و کلریت در انواع شیست‌های منطقه دیده شده است. افزون بر این، این پدیده در مشاهدات صحرایی نیز با شکل‌گیری رگه‌هایی از اپیدوت و کلریت عمدتاً در درون درزه‌ها و شکستگی ثبت شده است (شکل ۱۱-الف، ب). بخش قابل توجهی از درشت پرفیروبلاست‌های گارنت و استارولیت، حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی پیش از دگرریختی مرحله آخر (D_۳)، در نتیجه اثرگذاری فرآیند میلونیته شدن (D_۴) و دگرگونی برگشتی خرد و تجزیه شده‌اند.

سن سنجی کانی بیوتیت در ناحیه شمال اسفاجرد به روش $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ، سن ۱۰۸ میلیون سال را به‌عنوان شروع دگرگونی برگشتی پیشنهاد می‌کند. (Moritz, et al., 2006). دگرگونی برگشتی ناشی از بالآمدگی سنگ‌های منطقه و یا به عبارتی دیگر در اثر روبرداری از سنگ‌های دگرگونی منطقه است (موسوی، ۱۳۹۱). کانی‌های رخساره شیست سبز در مرحله دگرریختی دوم و سوم شامل مجموعه کلریت+مسکویت+بیوتیت+کوارتز± اپیدوت هستند که در طی پیشرفت دگرریختی بر روی مجموعه کانی‌های رخساره آمفیبولیت ظاهر شده‌اند (Fettes, et al., 2007; Winter, 2001). این مرحله سردشدگی بر طبق بررسی‌های آزمایشگاهی با ظهور



شکل ۱۱. الف) رشد رگه‌های کلریتی در اثر دگرگونی برگشتی و چین‌خوردگی در طی مرحله سوم در میکاشیست. ب) آثار دگرگونی برگشتی با رشد کانی‌های اپیدوت و کلریت در گنایس‌های میلونیته جنوب اوجستان

تکامل زمین‌ساخت ناحیه‌ای

در نظر گرفت (Berberian and King, 1981 Stampfli, et al., 2000; Mohajjel, et al., 2003; Davoudian, et al., 2008). همزمان با این رویداد سنگ‌های ناحیه تا رخساره آمفیبولیت دگرگونی شده‌اند. شکل‌گیری پهنه‌های برشی شکل‌پذیر به زمین‌ساخت ترفشارشی در جریان دگرریختی مرحله دوم مربوط است (صبا، ۱۳۷۸ و موسوی، ۱۳۹۱). این دگرریختی همراه با دگرگونی برگشتی در رخساره شیست سبز، حاصل برخورد قاره‌ای صفحه عربی با پهنه سهندج-سیرجان در کرتاسه پایانی است که با نفوذ

براساس شواهد ساختاری، دگرگونی و همچنین روابط زمین‌شناختی، تکامل زمین‌ساخت ناحیه روشن گردیده است. فرآیند اولیه در این ناحیه تشکیل حوضه رسوبی و انباشت رسوبات همراه با فعالیت‌های ماگمایی طی پرکامبرین تا ابتدای مزوزوئیک بوده است. در ادامه سنگ‌های منطقه تحت اثر دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده M_۱ مرتبط با افزایش دما و فشار ناشی از رویداد سیمرین قرار گرفته‌اند. این رویداد را می‌توان ناشی از فرورانش نئوتتیس به زیر خرد قاره ایران مرکزی در بازه‌ی زمانی ژوراسیک آغازین تا کرتاسه پیشین

مجاورتی تا رخساره اپیدوت-آمفیبولیت هورنفلس بوده است. مجموعه دگرگونی پرکامبرین-پالئوزویک منطقه تحت تاثیر فعالیت‌های ماگمازایی^۱، نیروهای برشی دگرریختی، دگرگونی مجاورتی و دینامیکی قرار گرفته‌اند.

سه مرحله دگرریختی پیشرونده D_1 ، D_2 و D_3 در ناحیه تشخیص داده شده است. مرحله اول دگرریختی (D_1) با ایجاد چین‌های با روند تقریبی شمال‌باختر-جنوب‌خاور، لایه‌بندی تفریقی در سنگ‌های نظیر آمفیبولیت و مرمر از رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت دگرگون شده و بودین‌های نسل اول هویت یافته است. مرحله دوم دگرریختی (D_2) با محو آثار دگرریختی اول و ایجاد چین‌های فشرده تا برگشته و در برخی موارد باز و ملایم با سطح محوری جنوب‌باختری و محور چین NW-SE ادامه یافته است. این دگرریختی با دگرگونی برگشتی در حد رخساره شیست سبز، نفوذ ماگمای لوکوگرانیتی و میلونیتی شدن سنگ‌های دگرگون درجه بالای مرحله اول در شرایط شکل‌پذیر، روی داده است. در آخر دگرریختی مرحله سوم (D_3) در شرایط شکننا-شکل‌پذیر رخ داده است و با دگرگونی برگشتی تا درجه پایین شیست سبز و کاهش شدت دگرریختی در سنگ‌های منطقه همراه است. این مراحل دگرریختی را می‌توان به فرآیند زیراندگی پوسته اقیانوسی نئوتتیس و برخورد صفحه عربی با ایران مرکزی نسبت داد.

دگرگونی‌های مجاورتی منطقه نتیجه تزریق توده‌های نفوذی متعدد در زمان‌های کرتاسه پیشین و ائوسن میانی بوده و منجر به ماگمازایی، ایجاد هاله دگرگونی و تشکیل کانی‌های جدید و یا تبلور و بهم ریختگی و محو آثار و ساختارهای قبلی شده است. شدت این دگرگونی در همه جای مناطق یکسان نبوده است و تنها در برخی از نقاط ایجاد هورنفلس و اسکارن کرده است.

منابع

- رشیدنژاد عمران، ن، ۱۳۸۱. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های متاولکانوسدیمتری و پلوتونیک منطقه موته (جنوب دلیجان). رساله دکتری زمین‌شناسی-پترولوژی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۳۷۰.

ماگمای اسیدی و فرآیند میلونیتی شدن در شرایط شکل‌پذیر و روبرداری از سنگ‌های دگرگونی درجه بالای مرحله اول در شرایط شکل‌پذیر روی داده است (Davoudian, et al., 2005; Agard et al., 2008; موسوی، ۱۳۹۱). حرارت حاصل از دگرگونی‌های مجاورتی M_p ، ناشی از ذوب بخشی منجر به ذوب سنگ‌های پوسته و تشکیل مذاب‌های سیلیسی تا بازیکی شده است. حد دگرگونی مجاورتی تا رخساره اپیدوت-آمفیبولیت هورنفلس بوده است (Winter, 2001; Fettes and Desmons, 2011). در نهایت، دگرگونی برگشتی M_p در اثر فرآیندهای زمین‌ساختی ناشی از گسلش، بالازدگی و فرسایش سطحی مجموعه‌ها طی دگرریختی مرحله سوم (D_3) در شرایط شکننا-شکل‌پذیر (Moritz, et al., 2006) در رخساره پایین شیست سبز روی داده که با کاهش دگرریختی در منطقه همراه بوده است.

نتیجه‌گیری

بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی نشان می‌دهند که سنگ‌های ناحیه‌ی مورد مطالعه تحت تأثیر دگرشکلی و دگرگونی گسترده ناحیه‌ای در شرایط شکل‌پذیر و شکننا قرار گرفته‌اند. برخی از این سنگ‌ها، علاوه بر تحمل دگرگونی ناحیه‌ای، تحت تأثیر یک مرحله میلونیت‌زایی و دگرگونی مجاورتی نیز قرار گرفته و سنگ‌های چند دگرگونی را به وجود آورده‌اند. ساختارهای موجود در شیست، گنایس و مرمرهای منطقه عبارتند از: انواع برگوارگی‌ها شامل برگوارگی تفریقی، برگوارگی میلونیتی و برگوارگی ریزچین؛ خطوارگی‌های ناشی از کشیده شدن کانی‌های مقاوم و نیز چین‌ها در مقیاس‌های مختلف.

حضور کانی‌های استارولیت و گارنت در میکاشیست‌ها نشانه رخساره آمفیبولیت و وجود مجموعه کانی‌های اپیدوت، اکتینولیت و کلریت نشانه رخساره شیست سبز است. با توجه به مجموعه کانیایی موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه و با توجه به سازوکارهای دگرشکلی در کانی‌های تشکیل‌دهنده آن، می‌توان گفت که دگرگونی ناحیه‌ای در این سنگ‌ها در حد رخساره آمفیبولیت شروع شده و در رخساره شیست سبز در مرحله دگرگونی برگشتی ادامه یافته است. حد دگرگونی

- Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22, 1125-1139.
- Mohajjel, M., Fergusson C.L., and Sahan-di M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.
- Moritz, R., Ghazban, F., and Singer, B. S., 2006. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan Tectonic Zone, Eastern Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogen, *Economic Geology*, 101, 1497-1524.
- Rashidnejad-Omran N., Emami, M., Sabzehei, H., Rastad, M., Bellon, E., and Pique, H., 2002. Lithostratigraphie et histoire Paléozoïque à Paléocène des complexes métamorphiques de la Région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan Iran Méridional *Comptes rendus Géoscience*. 334, 1185-1191.
- Stampfli, G., Marcoux, J., and Baud, A., 2000. Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 87, 373-409.
- Sheikholeslami M.R. Bellon, H., Hashem Emami, M., Sabzehei, M., and Pique, A., 2003. Nouvelles données structurales et datations 40K-40Ar sur les roches méta-morphiques de la région de Neyriz zone de Sanandaj-Sirjan, Iran méridional Leur intérêt dans le cadre du do maine néotéthysien du Moyen-Orient, C.R.
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice-Hall Inc. Upper Saddle River, New Jersey 07458.
- شیخ الاسلامی، م.، زمانی پدram، م.، ۱۳۸۴. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰/۰۰۰ محلات، سازمان زمین شناسی کشور.
- صبا، ع، ۱۳۷۸. تحلیل ساختمانی توده های نفوذی همزمان با دگرشکلی در شمال ورزنه (شمال خاوری گلپایگان). پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی، تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۱۰۱.
- موسوی، ا، ۱۳۹۱. زمان بندی نسبی رخداد میلونیتری شدن در سنگ های دگرگونی شده شمال گلپایگان. رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم، ۲۴۳.
- Agard, P., Monié, W., Gerber, J., Omrani, M., Molinaro, L., Labrousse, B., Vrielynck, B., Meyer, L., and Jolivet, P., 2005. Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from PT deformation time and kinematic constraints implications for Neotethyan Wedge dynamics. *Journal of Geophysical Research* 111. 10.1029.
- Alavi, M., 2005. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations *Tectonophysics* 229.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1982. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, National Research Council of Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
- Davoudian, A. R., Gesner, J., Dachs, F., and Shabanian, N., 2008. Petrology of eclogites from North of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Mineralogy and Petrology*, 92, 393-413.
- Ghasemi, A., and Talbot, C.J., 2005. A New Tectonic Scenario For The Sanandaj-Sirjan Zone (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683-693.
- Fettes, D., and Desmons, J., 2011. *Metamorphic Rocks a Classification and Glossary of Terms*, Cambridge University Press.